

## **Enregistrement d'un paléoseisme dans des sédiments du Pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : quantification de la déformation**

par David CARBON\* , Philippe COMBES\*\* , Marc CUSHING\*\*\* , Thérèse GRANIER\*\*\*

**RÉSUMÉ.** — La réalisation de tranchées à Courthézon (vallée du Rhône), dans un secteur où existent plusieurs indices de déformation récente, a permis d'étudier une rupture de surface associée à un paléoseisme. Malgré la complexité de la déformation, une évaluation de la dislocation probable de ce paléoseisme est proposée. Cette quantification de la déformation s'appuie sur des observations précises de terrain et sur une analyse en terme de contraintes et de mécanique de la rupture. Une telle étude bénéficie des données issues de travaux réalisés sur des ruptures de surface lors de séismes récents. Elle complète nos connaissances sur la sismicité en France et contribue à l'identification des séismes anciens (plio-quaternaires), données nécessaires à une meilleure évaluation de l'aléa sismique.

**MOTS CLÉS.** — Paléosismicité, rupture de surface, vallée du Rhône, Pléistocène supérieur, sismicité

## **Preced of a paleoseism in Upper Pleistocene sediments in the Rhône valley : quantification of the deformation**

**ABSTRACT.** — The execution of trenches at Courthézon (Rhône valley), in a area where some evidences of recent deformation are identified, allowed us to study a surface rupture associated to a paleoearthquake. Despite of deformation complexity, an evaluation of the likely dislocation of this paleoearthquake has been proposed. This quantification of the deformation is supported by precise field measurements and by a stress and rupture mechanics analysis. This study has used data from research on present-day earthquakes surface-ruptures. It enlarges our knowledge of the seismicity in France, and contribute to the identification of old (plio-quaternary) earthquakes, aiming to a better assessment of seismic hazard.

**KEY WORDS.** — Paleoseismicity, surface rupture, Rhône valley, upper Pleistocene, seismicity

### 1. - INTRODUCTION

La sismicité du territoire français apparaît faible à modérée, comme l'indiquent les données de l'activité sismique depuis environ 1000 ans. Cependant, l'étude des manuscrits historiques a montré l'existence de forts séismes parfois très dévastateurs (Bâle, 1356; Olot, 1428; Lambesc, 1909). Ainsi, en considérant une

période plus longue, on découvre des séismes plus forts mais moins fréquents. Pour élargir encore la période d'observation de la sismicité, il est alors nécessaire d'utiliser d'autres approches. Les études de paléosismicité réalisées sur des indices de déformation dans des sédiments plio-quaternaires (ruptures, plis) ont pour objectif de caractériser des séismes anciens majeurs par l'analyse des déformations et des ruptures qu'ils ont engendrés en surface. Les résultats fondamentaux de

\* Université Montpellier II, Laboratoire de géologie structurale, Case 058, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05.

\*\* GEO TER, Pôle Géo Environnement Montpellier L.R. Technopole, 3 rue J. Monnet, 34830 Clapiers.

\*\*\* Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, Bureau d'Evaluation du Risque Sismique pour la Sûreté des Installations Nucléaires (IPSN/BERSSIN), CE/FAR, B.P. 6, 92265 Fontenay-aux-Roses Cedex.

l'étude des ruptures de surface de séismes actuels tels que celui d'El Asnam en 1980 (Meghraoui *et al.*, 1988) ou de Spitak en 1988 (Philip *et al.*, 1992) sont un guide nécessaire à l'étude et à l'interprétation des ruptures de surface liées à des paléoséismes.

Quatre objectifs principaux orientent la méthodologie des études de paléosismicité :

(1) la reconstitution de la géométrie des ruptures de surface lors des séismes,

(2) la compréhension des relations entre les structures profondes et superficielles,

(3) la quantification des rejets sur les différents segments de failles,

(4) l'évaluation des périodes de retour des forts séismes.

Le site de Courthézon se situe dans la basse vallée du Rhône (Vaucluse), à proximité de la faille de Nîmes. Dans ce secteur, plusieurs indices de déformation plio-quadernaire ont été reconnus, et la réalisation des premières tranchées d'étude de paléosismicité en France a permis de mettre en évidence une rupture tectonique complexe et segmentée, très probablement d'origine sismique (Combes *et al.*, 1993).

Dans le travail présenté ici, nous nous sommes attachés à identifier et quantifier la part de la déformation cosismique sur l'un des segments principaux de la rupture observée à Courthézon. Le but est de comprendre la cinématique de la faille et d'estimer sa dislocation probable (rejet total de la rupture sur le plan de faille). Ces données sont importantes car elles interviennent nécessairement, parmi d'autres paramètres, dans l'estimation du moment sismique des paléoséismes. Pour cette analyse des déformations, on utilise les données microtectoniques ainsi que les conditions de dépôt et d'érosion des différentes formations sédimentaires affectées. Certains problèmes inhérents aux propriétés rhéologiques des sédiments quaternaires (formations souvent meubles et mal consolidées) constituent une difficulté majeure de ce type d'analyse.

Ce travail contribue au développement d'une méthodologie de quantification de la déformation appliquée à la paléosismicité où, en général, les problèmes sont "sous-contraints" du fait du faible nombre de données.

## 2. - ORGANISATION ET OBJECTIFS DES ÉTUDES DE PALÉOSISMICITÉ

Les études de paléosismicité consistent d'une part, à rechercher l'enregistrement de séismes ayant entraîné des ruptures de surface dans des formations quaternaires et, d'autre part, à analyser les différentes caractéristiques de ces paléo-ruptures. Ainsi, on reconstitue de manière plus complète et sur une période de temps plus longue l'histoire sismique d'une région ou

d'une structure tectonique particulière (Vittori *et al.*, 1991; BRGM *et al.*, 1993; Cushing *et al.*, 1993).

### 2.1. Recherche de traces de séismes anciens

En fonction des "témoins" et des types "d'archives" (ou support de l'information) disponibles, des méthodes différentes permettent de retrouver l'enregistrement de séismes anciens :

- Exploitation des données de sismicité historique pour localiser les ruptures de surface probables de séismes majeurs (correspondance entre l'épicentre d'un séisme historique important et une faille dont l'activité tectonique actuelle est reconnue). Dans ce cas, les "archives" sont les écrits historiques qui couvrent en France une période d'environ 1 000 ans;

- Recherche des séismes anciens ayant affecté ou détruit des sites archéologiques (par exemple le site de Monastir en Tunisie). Les "archives" ou marqueurs sont alors des vestiges de constructions archéologiques. Il est possible dans ce cas de remonter à des périodes comprises entre 1000 à 4000 ans environ;

- Utilisation de données néotectoniques pour localiser des zones de déformations tectoniques, la plupart du temps à proximité d'accidents géologiques importants. C'est le cas de l'indice de Courthézon, objet de ce travail. Les "archives" sont soit des formations quaternaires (sédimentaires, volcaniques), soit des anomalies morphologiques de la topographie. Les informations sont d'autant mieux conservées et les datations d'autant plus précises que l'on s'intéresse à des dépôts sédimentaires plus récents (conservation de la morphologie des ruptures en surface, meilleure connaissance du paléo-environnement sédimentaire, etc...);

- Recherche de paléoséismes dans des zones où des ruptures cosismiques actuelles sont connues. C'est le cas de la région d'El Asnam en Algérie (Meghraoui *et al.*, 1988) ou de Spitak en Arménie (Philip *et al.*, 1992). Dans ce cas, les "archives" peuvent être de différentes natures : formations quaternaires, anomalies morphologiques, écrits historiques.

Dans tous les cas, avant d'étudier un indice de déformation quaternaire, il est nécessaire de s'assurer de l'origine tectonique des déformations observées. En effet, des structures analogues aux structures tectoniques (failles, plis...) peuvent être initiées par des phénomènes distincts (tassement dans des formations récentes, effondrement karstique, glissement gravitaire, battement des nappes phréatiques, cycle gel-dégel, poussées des langues glaciaires (Cushing *et al.*, 1993). Des considérations sur l'environnement sédimentaire, la géographie, le climat et la topographie lors de la déformation, ainsi qu'une bonne cohérence avec l'environnement sismotectonique, sont des éléments importants pour la détermination de l'origine tectonique des déformations.

## 2.2. Résultats attendus de l'observation

L'analyse détaillée des différents marqueurs sédimentaires et des structures tectoniques lors des études de paléosismicité doit permettre de déterminer les paramètres géométriques et cinématiques de la rupture en surface et des déformations associées. Il s'agit donc de :

- préciser la part cosismique de la déformation totale observée. En effet, celle-ci est une combinaison de mouvements asismique (déformations continues lentes), cosismiques (déformation instantanée et brusque liée au séisme) et post-sismiques (effets secondaires liés à des réajustements gravitaires de l'escarpement créé par la rupture) (Vittori *et al.*, 1991),
- déterminer, si la déformation totale résulte d'une succession d'événements tectoniques, le nombre et la chronologie de ces événements,
- contrôler l'enracinement des structures en profondeur dans le substratum,
- définir l'extension géographique des déformations, par la multiplication des points d'observation en surface.

## 2.3. Enseignements des études de ruptures de surface des séismes actuels

Les études de ruptures de surface des séismes actuels, principalement dans des régions présentant un contexte sismotectonique en partie comparable à celui de la France (sismicité modérée en domaine intraplaque continental), apportent de précieux renseignements pour les études de paléosismicité : par exemple Philip *et al.*, 1992 (séisme de Spitak en Arménie en 1988) et Meghraoui *et al.*, 1988 (séisme d'El Asnam en Algérie en 1980). Ces enseignements concernent en particulier les trois aspects suivants : géométrie des ruptures de surface, quantification des rejets, périodes de retour des séismes majeurs.

### a) Géométrie des ruptures de surface

Les ruptures tectoniques observées en surface lors d'un séisme sont complexes aussi bien au niveau de la géométrie (segmentation, relations entre les structures...), que de la cinématique. Lors du séisme de Spitak par exemple, les ruptures de surface se caractérisent par une association de segments de failles inverses et décrochantes sur lesquelles les rejets s'atténuent latéralement pour passer à des plis, révélant ainsi l'existence de chevauchements aveugles (Philip *et al.*, 1992). La rhéologie des formations de sub-surface et leur épaisseur sont des paramètres essentiels qui contrôlent la cinématique, la géométrie et la longueur des différents segments de faille.

### b) Quantification des rejets

Les composantes verticales et horizontales du

mouvement observé sur les plans de rupture en surface montrent des variations parfois importantes d'un segment de faille à un autre, et même d'un endroit à l'autre d'un même segment. Par exemple, lors du séisme de Spitak, des variations de plus d'un mètre des rejets verticaux et horizontaux ont été observées au niveau du segment central (entre Spitak et Gekhasar) de la rupture. Mais, il est montré qu'une relation étroite existe entre l'amplitude des déplacements en surface (mouvement horizontal et vertical) et la topographie (Philip *et al.*, 1992).

### c) Périodes de retour des séismes majeurs

Les coupes réalisées au niveau des ruptures de surface de séismes actuels dans des contextes sismotectoniques en partie similaire à celui de la France, montrent que la période de retour de forts séismes peut-être de 1 000 à plus de 10 000 ans. A El-Asnam, l'analyse des tranchées a montré l'existence de deux événements tectoniques antérieurs au mouvement de 1980, l'un à 2 000 ans B.P. et l'autre à 4 000 ans B.P. (tranchées I et II, in Meghraoui *et al.*, 1988).

L'interprétation et la compréhension des structures tectoniques observées dans des tranchées nécessitent de faire des rapprochements et des comparaisons avec des ruptures de surface des séismes actuels. Toutefois, ce type d'approche ne nous permet pas, dans l'état actuel des connaissances, d'établir directement des corrélations entre les paramètres tectoniques des paléo-déformations (longueur de rupture, déplacement...) et les paramètres sismiques de la source (magnitude, moment sismique...).

## 3. - ETUDE DU SITE DE COURTHEZON

### 3.1. Localisation géographique et contexte tectonique (Combes *et al.*, 1993)

La sélection de sites favorables à des études paléosismiques et l'étude de ces sites nécessitent la prise en compte de données pluridisciplinaires. La néotectonique a un rôle préliminaire. Elle fournit un cadre à la région étudiée et renseigne sur la nature et le niveau de l'activité tectonique. Les études sismologiques définissent l'activité sismique actuelle et historique et fournissent des informations sur la cinématique et la localisation des failles actives. D'autres disciplines interviennent également, par exemple la géomorphologie, la géophysique de sub-surface (sondages électriques, profils sismiques), la géodésie (GPS, profils de nivellement). Par ailleurs, le choix des sites est conditionné par la présence de marqueurs stratigraphiques quaternaires qui permettent de dater le ou les événements tectoniques.

Le site de Courthézon, à une dizaine de kilomètres au sud d'Orange, se situe dans la basse vallée du Rhône,

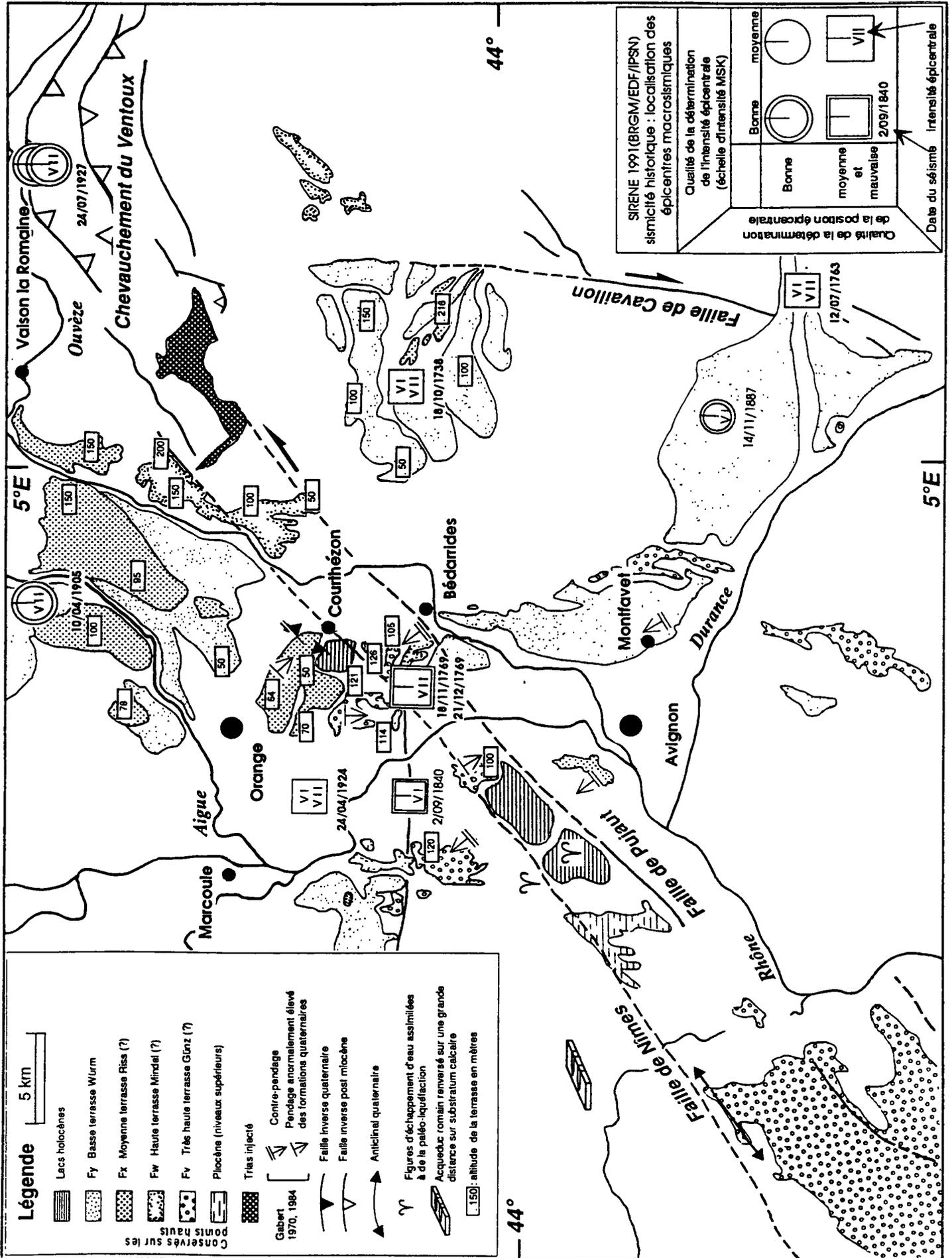


FIG. 1. Carte des formations plio-quaternaires et relations structurales du site de Courthézon avec les failles de Nîmes et de Pujaut. Sismicité historique et expressions d'anciens séismes (liquéfaction, dégâts aux ouvrages historiques)

à proximité du réseau de failles de Nîmes-Pujaut (Fig. 1). La faille de Nîmes représente l'accident majeur de la région. De direction NE-SW, parallèle à la faille des Cévennes plus au nord, elle se suit sur plusieurs centaines de kilomètres du sud de Montpellier jusqu'au Mont Ventoux, où elle passe en relais à des chevauchements E-W à vergence nord.

Aucune évidence structurale en surface ne permet de retrouver précisément la trace de la faille de Nîmes ou de celle de Pujaut à travers la vallée du Rhône, entre Roquemaure et le massif du Gigondas. Néanmoins, les images satellites SPOT révèlent l'existence de linéaments au niveau du passage supposé de ces deux failles parallèles. Des faits marquants, comme la modification de l'orientation du cours de l'Ouvèze (affluent du Rhône) au passage supposé de la faille de Nîmes, ou de nombreuses déformations et anomalies des terrasses quaternaires dans ce secteur, confirment la présence de ces failles.

La sismicité de la région est relativement faible. Le plus fort séisme enregistré, de magnitude 3,6, est à 55 Km de Courthézon environ (25/02/1986, Pujaut). Un séisme historique d'intensité épicentrale significative (VII M.S.K.) est situé à quelques dizaines de kilomètres de Courthézon. Aucun événement majeur (instrumental ou historique) n'est connu sur la faille de Nîmes. Les principaux séismes historiques recensés dans le secteur sont répertoriés dans le tableau I ci-dessous.

Long	Lat	Date	I <sub>0</sub>	Q <sub>POS</sub>	Q <sub>IE</sub>
4°50'	44°03'	18/11/176 9	VII	D	B
4°50'	44°03'	21/12/176 9	VII	D	C
4°45'	44°27'	08/08/187 3	VII	A	A
4°46'	44°23'	11/05/193 4	VI	A	A
4°45'	44°28'	14/07/187 3	VI-VII	B	A
4°43'	44°29'	19/07/187 3	VII-VIII	A	A

TABLEAU I. Caractéristiques des séismes historiques les plus proches de Courthézon (fichier SIRENE, BRGM/EDF/IPSN). Long et Lat : longitude et latitude ; Date : jour/mois/année ; I<sub>0</sub> : intensité épicentrale ; Q<sub>POS</sub> : qualité de la localisation (A, B, C ou D) ; Q<sub>IE</sub> : qualité de l'épicentre (A, B ou C).

### 3.2. Indices de Courthézon

De nombreux indices de déformation tectonique qui affectent le substratum miocène (attribué à l'Helvétien) et les dépôts alluvionnaires rhodaniens considérés d'âge Mindel (650 000 à 300 000 ans) ou plus probablement Riss (250 000 à 120 000 ans) sont observés à Courthézon. Ces différents indices sont représentés sur le bloc diagramme de la figure 2.

La coupe AB correspond au premier indice de rupture tectonique décrit à Courthézon (Pasqual, 1978). Il s'agit d'une faille de mouvement apparent inverse, de direction N40° à N50°E à fort pendage vers le sud-est qui affecte les sables du Miocène et les alluvions rhodaniennes. Le rejet vertical observé est de l'ordre de 50 cm.

Au sud-ouest, au bord de l'autoroute, dans le prolongement de cette faille, la coupe CD permet l'observation de failles de direction NE-SW à ENE-WSW à pendage respectivement sud et nord. Ces failles affectent la formation miocène mais les formations fluviatiles quaternaires ne sont pas présentes au niveau de cette coupe. Une des failles présente des stries indiquant un mouvement senestre-inverse (plan N50°E de pendage 62°S, pitch des stries : 26°W). L'orientation des stries sur ce plan de faille est compatible avec l'orientation des contraintes actuelles connues dans la région (Ritz, 1991; Rebaï, 1992).

La réalisation de tranchées au sud-ouest de l'autoroute a permis de retrouver deux failles à composante inverse de direction NE-SW, chevauchantes vers le sud (coupes EF et GH). Ces deux failles pourraient rejoindre le faisceau de failles à pendage nord observé au bord de l'autoroute (Fig. 2, Tableau II).

La coupe GH (Fig. 3), première excavation effectuée à Courthézon, montre, en particulier, une succession de plusieurs épisodes sédimentaires d'origine fluviatile (chenaux conglomératiques et passées argileuses) ou correspondant à des paléosols plus ou moins évolués recouvrant le substratum sablo-gréseux miocène. Les faciès fluviatiles ne sont connus régionalement que depuis la fin du Pliocène mais sont plus probablement d'âge quaternaire (Pléistocène supérieur) (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Sur cette coupe GH, la faille principale observée, de composante nettement inverse, a une orientation N50°E et un pendage faible de 30° vers le Nord. Le substratum miocène montre de nombreuses failles à faible rejet ou fractures parallèles et conjuguées à la rupture principale, identiques à celles observées en bordure de l'autoroute (coupe CD). A la base de la série quaternaire (discontinuité mécanique entre des conglomérats et les sables miocènes), à proximité de la paléo-surface, la faille se segmente en deux branches principales dont l'une s'horizontalise dans le dernier niveau argileux affecté. La rupture est fossilisée par un sol ancien peu évolué qui moule le paléo-escarpement de faille (comm. orale M. Jorda, 1993), et par des

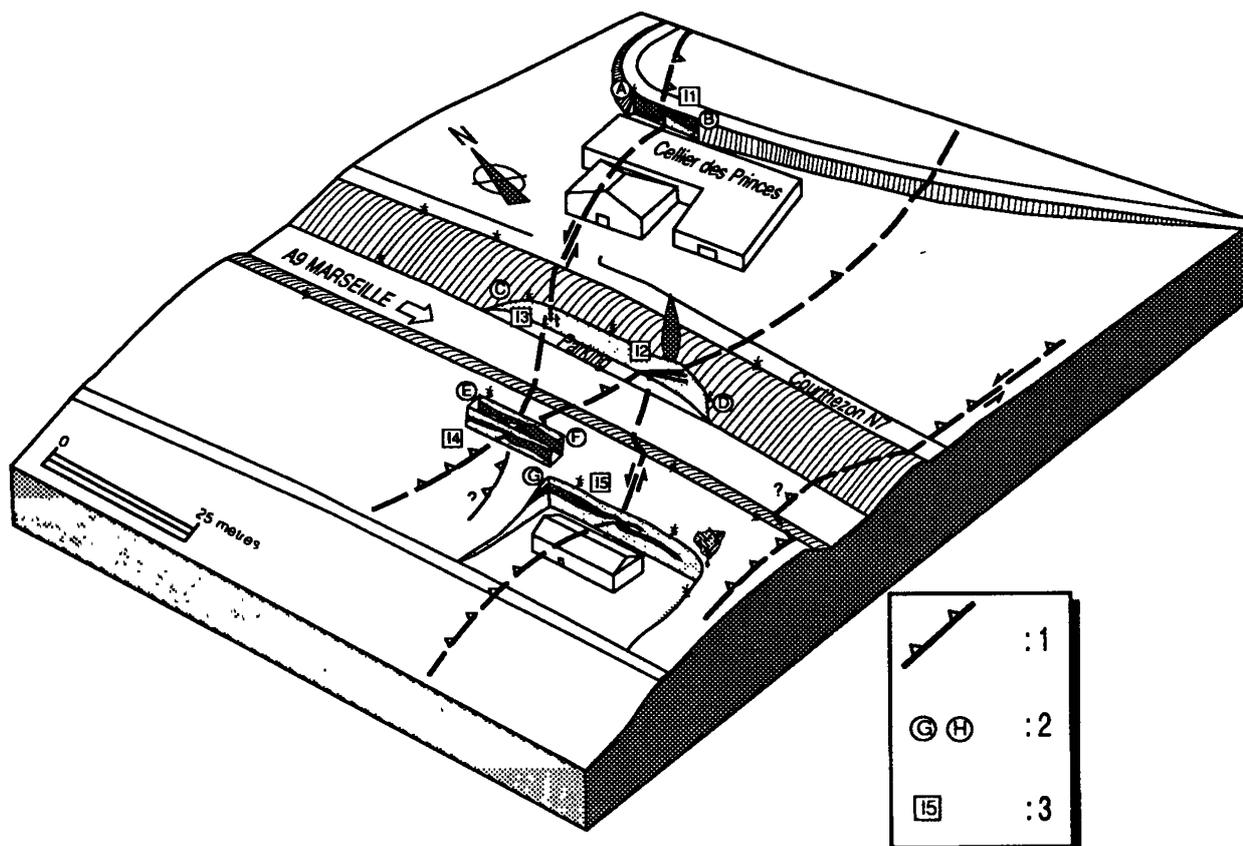


FIG. 2 - Position des différentes ruptures tectoniques quaternaires observées au nord de Courthézon, et relation géométrique possible. 1 : Rupture tectonique; 2 : Indice; 3 : Coupe naturelle ou tranchée.

colluvions sableuses sub-actuelles probablement d'origine anthropique.

L'observation de ces diverses coupes et les relations que nous proposons entre les différentes failles décrites montrent la complexité géométrique de cette rupture (segmentation et variations rapides du pendage et de l'orientation des failles). Cette complexité se retrouve également à l'échelle de la coupe. Cependant, pour l'ensemble des indices observés au niveau de ces

affleurements et tranchées, l'orientation des failles est constante (NE-SW) et le mécanisme de déformation est cohérent (failles inverses et décrochantes).

La présence de galets fracturés au contact des plans de faille, la géométrie de la rupture, ainsi que la similarité des niveaux sédimentaires entre le compartiment chevauchant et le compartiment chevauché indiquent que la déformation s'est produite brusquement à la suite de un, voire de deux paléoséismes.

INDICES	I1	I2	I3	I4	I5
Mouvement observé	Inverse	-	Senestre Inverse (*)	Inverse	Inverse
Direction des plans	N40-60°E	N58-86°E	N50°E	N50-80°E	N50°E
Pendage des plans	70°S	20-35°N	62°S	~30°N	20-35°N
Rejet Vertical	50 cm	-	-	50 cm	27-60 cm
Pitch des stries	-	-	26°W	-	-

TABLEAU II. Caractéristiques géométriques des différents indices observés à Courthézon (se reporter au bloc diagramme pour la localisation des indices). \* : présence de stries.

#### 4. Essai de quantification de la déformation

La quantification de la déformation est un des problèmes importants et une étape nécessaire à l'interprétation des observations de paléosismicité. Il s'agit de définir les valeurs de certains paramètres physiques de la source sismique :

- **longueur de rupture en surface et géométrie des segments de faille** : celles-ci peuvent être déterminées en multipliant les points d'observation et les tranchées sur le terrain, en s'appuyant sur une analyse des photographies aériennes et de la morphologie du relief. C'est ce qui est actuellement entrepris sur le site de Courthézon,

- **amplitude du mouvement** : sa définition nécessite d'une part la caractérisation du mécanisme de déformation (compressif, décrochant, extensif ou composé) et d'autre part la mesure ou l'estimation des composantes verticales et horizontales du ou des mouvements sur les différents segments de faille.

La détermination de ces différentes valeurs rencontre des difficultés inhérentes aux propriétés rhéologiques des formations de sub-surface :

- lacune de dépôt ou érosion des niveaux superficiels,
- amortissement de la déformation cassante vers la surface d'où analyse de déformation souvent très faible,
- part ductile de la déformation dans les terrains

meubles ou à composition argileuse,

- présence d'eau (nappe phréatique, eau d'infiltration) entraînant une modification du comportement mécanique (diminution de la friction et de la contrainte normale effective sur les plans) et une augmentation de l'altération des sols,

- absence de stries dans des terrains non consolidés,

- difficulté d'évaluer la composante décrochante du rejet, et ceci d'autant plus que la déformation est plus ancienne (érosion ou absence des marqueurs de déplacements horizontaux).

A Courthézon, l'objectif est d'essayer de quantifier la déformation au niveau de l'un des segments de la faille majeure de la rupture actuellement reconnue, celui observé au niveau de la coupe GH (au regard de la morphologie de la topographie, il est possible qu'il existe un segment de faille plus important à quelques centaines de mètres plus au sud (Fig. 2).

En l'absence de stries mesurées sur ce plan de faille, nous cherchons à estimer la dislocation probable du (dernier) paléoséisme. Cette esquisse de quantification s'appuie d'une part sur les mesures de rejets verticaux des différents marqueurs sédimentaires et sur la reconstitution de la coupe avant la dernière rupture, et d'autre part sur une analyse microtectonique en terme de contraintes et de mécanique de la déformation cassante. De plus, à partir de la déformation totale observée, on essaiera d'estimer la part de la déformation souple.

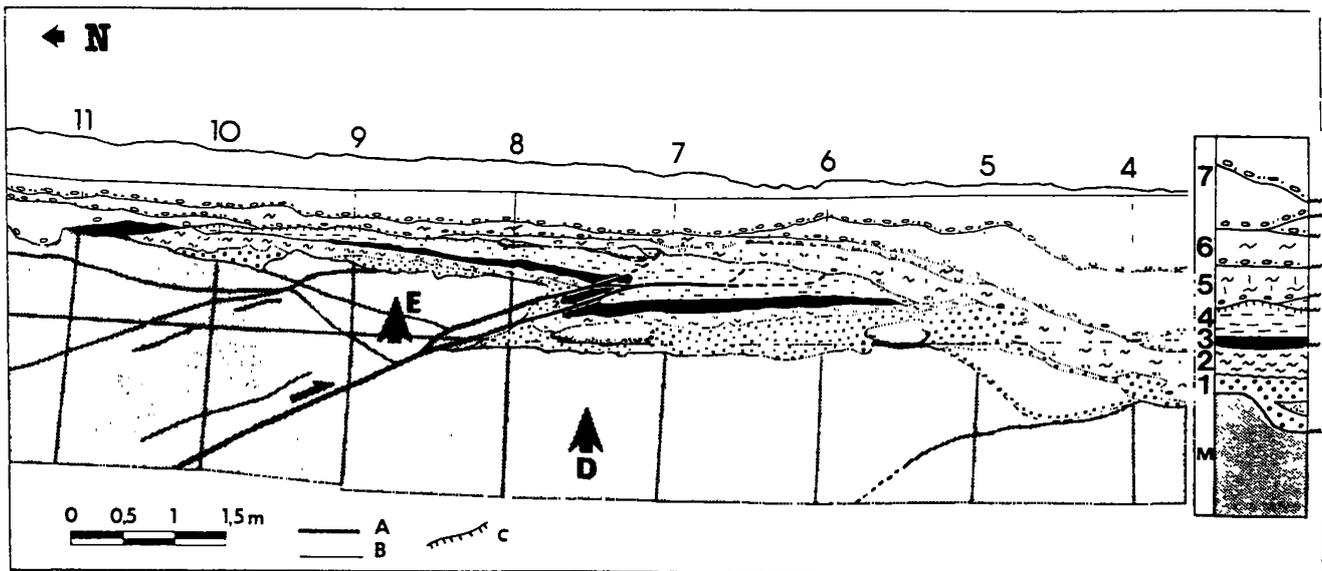


FIG. 3. - Coupe simplifiée de la tranchée principale (GH). Les différents niveaux sédimentaires quaternaires affectés par la faille sont numérotés de 1 à 4 sur le log simplifié.

- |  |                            |
|--|----------------------------|
| M : Sable miocène  | 1 : Niveau conglomératique |
| 2 : Niveau argileux d'origine fluviale                   | 3 : Niveau conglomératique |
| 4 : Niveau argileux surmonté d'un sol enterré            | 5 : Sol brun à escargots   |
| 6 : Sol gris à escargots                                 | 7 : Colluvion sub actuelle |
| A : Faille majeure                                       | B : Faille secondaire      |
| C : Sol enterré  |                            |
| D : Mesure du "décalage vertical au niveau de la faille" |                            |
| E : Mesure du "décalage vertical global".                |                            |

Base des niveaux	Décalage vertical au niveau de la faille	Décalage vertical global
1	63 cm	82 cm
2	38 cm	65 cm
3	41 cm	57 cm
4	30 cm	49 cm

TABLEAU III. - Décalages verticaux de la base des différents marqueurs sédimentaires. Les mesures sont faites au niveau de la flexure du compartiment chevauchant et au niveau de la faille

#### 4.1. Mesure des rejets verticaux

La première étape consiste, au niveau de la coupe, à mesurer le décalage vertical des différents marqueurs sédimentaires. Etant donnée la présence d'une flexure de ces marqueurs dans le compartiment chevauchant, cette mesure est faite de deux manières (Fig. 3, Tableau III) :

- "décalage vertical au niveau de la faille", c'est à dire entre la base d'un niveau dans le compartiment chevauché et la base du même niveau, à la verticale (Fig. 3, D), dans le compartiment chevauchant,

- "décalage vertical global", c'est-à-dire entre la base d'un niveau au sud de la faille (Fig. 3, D), et la base du même niveau dans le compartiment chevauchant, à une distance horizontale de 2 m environ (Fig. 3, E), donc au-delà de la flexure.

Pour les niveaux 2, 3, et 4, le "décalage vertical au niveau de la faille" est de 30 à 40 cm, alors que le "décalage vertical global" est de 50 à 60 cm (tableau III). Cette différence (de l'ordre de 25% pour cette coupe) montre qu'une part importante de la déformation

s'est faite de manière souple.

Une différence importante est aussi à noter entre les rejets verticaux des trois niveaux supérieurs (30 à 40 cm au niveau de la faille et 50 à 60 cm pour le décalage vertical global) et le rejet vertical beaucoup plus important de la base du premier niveau post-miocène affecté (63 cm au niveau de la faille et 82 cm pour le décalage vertical global). Ce rejet vertical largement supérieur, ainsi que l'érosion anormale de ce niveau conglomératique sur le compartiment chevauchant semble indiquer l'existence d'un événement tectonique antérieur à la rupture observée qui aurait provoqué la formation d'un paléo-escarpement de faille ou d'un paléo-relief.

#### 4.2. Reconstitution de la coupe avant la dernière rupture

Une reconstitution de la coupe avant la rupture observée permet de calculer les composantes verticale et horizontale transversale minimales du dernier mouvement. A partir d'une coupe très précise de la tranchée, on fait correspondre les différents marqueurs sédimentaires, en les faisant glisser suivant les segments de faille de part et d'autre de la rupture (Fig. 4). La déformation du quadrillage, initialement régulier (carrés de 1,50 m de côté), permet de mesurer le déplacement minimum (déplacement sur un plan parallèle à la coupe, c'est-à-dire proche de la direction perpendiculaire au plan de faille) lors du dernier événement tectonique sur la coupe reconstituée.

Mesurées à partir de cette reconstitution, les composantes verticale et horizontale transversale du dernier événement tectonique sont respectivement, au minimum, de 60 cm et de 1 m. La dislocation minimale suivant une direction proche de la ligne de

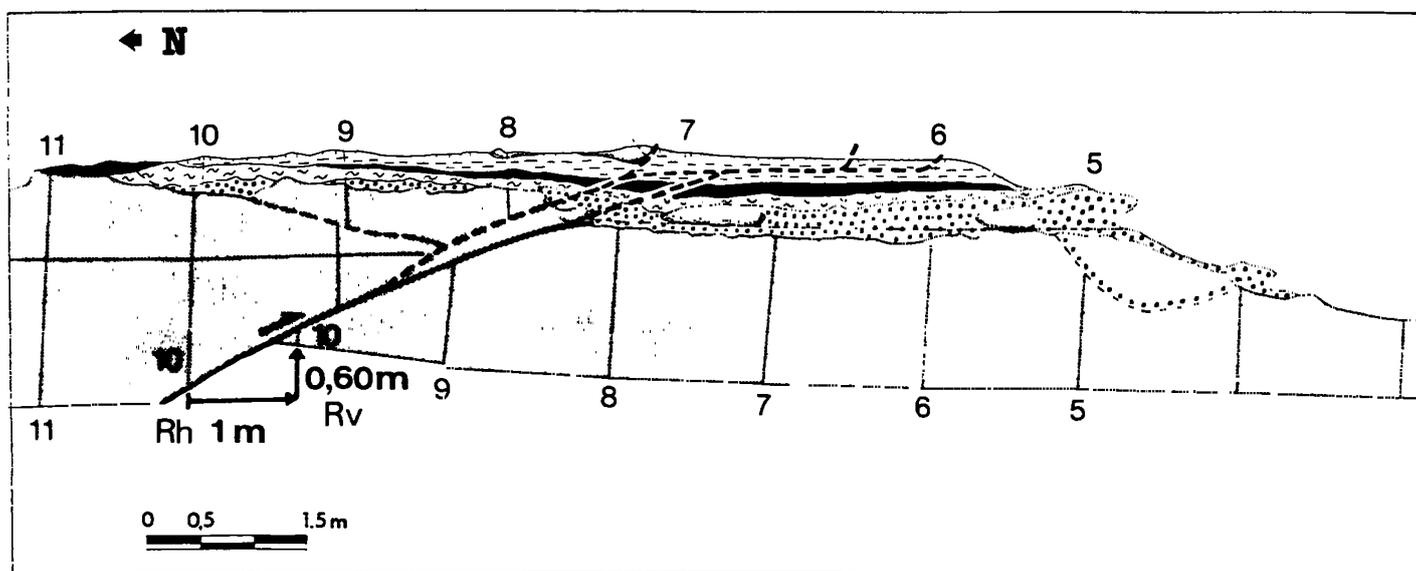


FIG. 4 : Reconstitution de la coupe avant la dernière rupture tectonique. Valeurs minimales, cumulées des différents segments, des rejets horizontal transversal (Rh) et vertical (Rv). Légende : voir figure précédente.



PHOTO 1. - Détail de la coupe GH après excavation, nettoyage et quadrillage (carrés de 1,5 m de côté). La faille, à composante inverse, se segmente à proximité de la paléo-surface. Cette rupture tectonique affecte plusieurs niveaux sédimentaires quaternaires d'origine fluviale, déposés sur les sables miocènes.

plus grande pente est alors de 1,20 m; si le jeu de la faille est en partie décrochant, cette dislocation est plus importante.

On remarque aussi sur cette coupe reconstituée, que le premier niveau quaternaire (niveau 1) ne correspond pas parfaitement de part et d'autre de la faille. Ce fait peut indiquer un événement tectonique antérieur à la rupture observée, ou l'existence d'un paléo-relief antérieur à la dernière rupture.

#### 4.3. Estimation de la dislocation du dernier paléoséisme

L'objectif est d'estimer la valeur de la dislocation du dernier paléoséisme, c'est-à-dire le mouvement total le long du plan de faille, sur la coupe GH où a été reconnue la principale faille. Deux solutions peuvent permettre de déterminer cette dislocation :

(1) La connaissance des différents rejets (décrochant et suivant la ligne de plus grande pente). S'il est facile de déterminer le rejet suivant le ligne de

plus grande pente (cf. § 3.2), quantifier le mouvement décrochant sur une coupe n'est pas possible,

(2) La connaissance du pitch de la strie ( $\alpha$ ) qui permet de calculer la dislocation à partir du rejet vertical mesuré sur la coupe (Fig. 4) et du pendage de la faille. Aucune strie n'a pu être observée sur le plan de

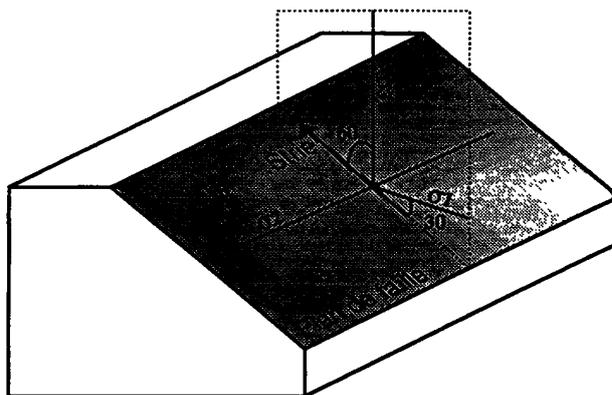


FIG. 5. - Méthode des contraintes optimales : position des trois axes de contraintes ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) par rapport au plan et à la strie.

faille étudié. Il faut donc estimer, par une analyse en termes de contraintes, le pitch probable de ces stries, à partir des données microtectoniques disponibles et du comportement mécanique probable de la faille dans un champ de contraintes déduit d'autres données.

Les éléments microtectoniques mesurés sont les suivants :

- l'orientation du plan principal (P1) (coupe GH, Fig. 2 et 3, photo 1) sur lequel on cherche à définir la dislocation : plan de direction N50°E et de pendage 30°NW,
- l'orientation et le pitch de la strie sur le plan en bordure de l'autoroute (P2) (I3, coupe CD, Fig. 2) : plan de direction N50°E de pendage 62°S, pitch 26°W. Ce plan apparaît comme le plan conjugué du plan P1.

La détermination d'un tenseur de contraintes (orientation du trièdre des contraintes et rapport des grandeurs des contraintes principales) à partir de ces seules données nécessite de faire des hypothèses : la première hypothèse consiste à supposer que la faille P2 est néoformée; la deuxième hypothèse consiste à imposer un axe de contrainte vertical.

#### 4.3.1. Hypothèse 1 : le plan P2 est néoformé

On suppose que la faille P2 est néoformée, ce qui se justifie par la géométrie en échelon de cette faille. Cette condition amène à calculer l'orientation approximative du trièdre des contraintes, à partir de la méthode des contraintes optimales (Etchecopar, 1984) (Fig. 5) (en néorupture, sauf pour des cas particuliers, la géométrie des plans ne dépend pas du rapport R).

Le rapport R est défini par la relation :  $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$

Les orientations moyennes des contraintes principales définies par cette méthode et pour le plan P2 sont :

- $\sigma_1$  : N188°E-06°S
- $\sigma_2$  : N093°E-52°E
- $\sigma_3$  : N106°E-38°W

En prenant un régime décrochant car  $\sigma_2$  est proche de la verticale, le pitch de la strie sur le plan P1 peut ensuite être calculé de manière graphique à partir de l'orientation des contraintes optimales, et en faisant varier le rapport R (cf. méthode graphique dans Ritz, 1991 et Fig. 6).

La variation de la position de la strie sur le plan P1 en fonction du rapport R et pour l'orientation du trièdre des contraintes proposée, est importante. En effet, le pitch de la strie ( $\alpha$ ) ainsi déterminé varie comme suit :

- $\alpha = 37^\circ\text{E}$  pour  $R = 0$  (senestre)
- $\alpha = 45^\circ\text{E}$  pour  $R = 0,25$  (senestre inverse)
- $\alpha = 64^\circ\text{E}$  pour  $R = 0,5$  (inverse senestre)
- $\alpha = 88^\circ\text{W}$  pour  $R = 0,75$  (inverse)
- $\alpha = 62^\circ\text{W}$  pour  $R = 1$  (inverse dextre)

Néanmoins, la position (rapport  $\tau/\sigma_n$ , voir annexe)

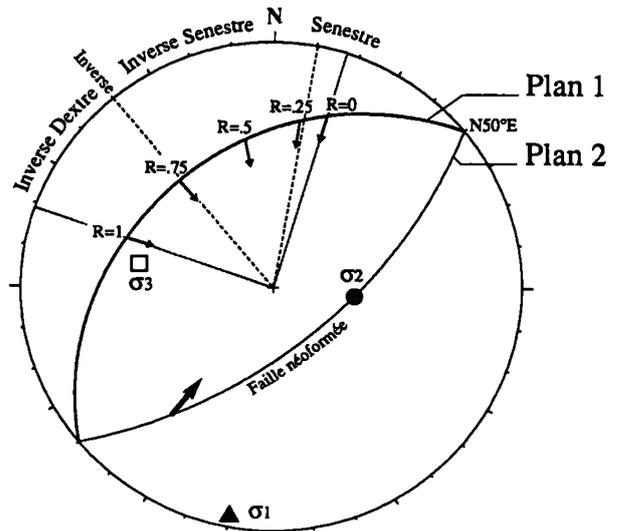


FIG. 6 - Calcul du pitch de la strie sur P1 en fonction du rapport R, dans le cas d'un régime décrochant (Ritz, 1991). Orientation moyenne des trois axes principaux des contraintes optimales définies pour la faille P2 supposée néoformée (Méthode des contraintes optimales, projection de Wulff, hémisphère inférieur. Les flèches représentent les stries).

du pôle du plan de faille P1 en fonction du rapport R sur la représentation de Mohr, montre que ce plan de faille est mécaniquement plus compatible avec de faibles valeurs du rapport R (R compris entre 0 et 0,25 environ) (Fig. 7). En effet, pour un rapport  $\tau/\sigma_n$  faible, la contrainte tangentielle par rapport à la contrainte normale n'est pas suffisante pour que le seuil de friction soit dépassé (la friction d'un matériau sur un plan de faille est proportionnelle à la contrainte normale appliquée, le seuil de friction définit la valeur de la contrainte tangentielle à partir de laquelle la faille peut être réactivée).

Le mécanisme de la faille P1, pour l'orientation des contraintes proposée et un rapport R faible, est mécaniquement plus compatible avec un jeu senestre inverse, c'est-à-dire avec une strie dont le pitch varie de 37 à 45° environ.

#### 4.3.2. Hypothèse 2 : un axe des contraintes est vertical

On fixe un axe des contraintes dans la position verticale. La position des deux autres axes varie donc en azimut sur le plan horizontal. Cette hypothèse peut se justifier par le fait qu'il s'agit d'une rupture proche de la surface. Les conditions aux limites font que l'axe de contrainte le plus incliné tend à se verticaliser et à correspondre à la valeur de la contrainte lithostatique qui s'annule à la surface. Le tenseur réduit est défini avec l'un des axes de contraintes dans la position verticale et de valeur nulle.

Deux situations se présentent dans notre cas :

- en régime compressif, l'axe vertical correspond à  $\sigma_3$ ,
- en régime décrochant, l'axe vertical correspond à  $\sigma_2$ .

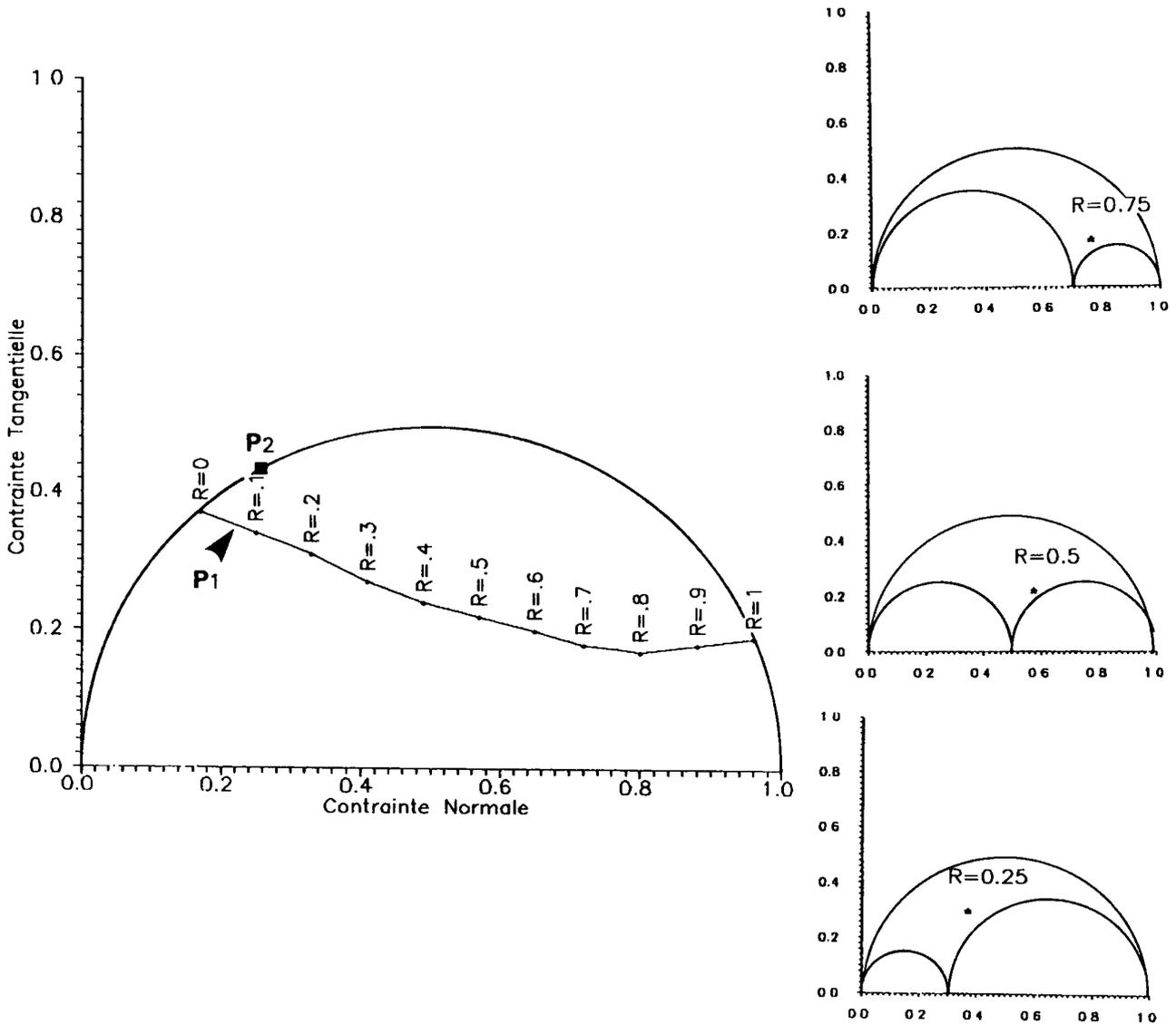


FIG. 7. - Position des plans P1 et P2 sur la représentation de Mohr en fonction du rapport R. Le plan P2 est supposé néoformé, donc sa position est indépendante du rapport R (cf. Annexe).

La démarche consiste à chercher l'ensemble des tenseurs définis par un axe vertical, en régime compressif et en régime décrochant, qui expliquent la position de la strie sur le plan P2, en faisant varier simultanément l'azimut de  $\sigma_1$  (contrainte majeure horizontale) et le rapport R.

La relation suivante (1) est utilisée (Taboada, 1992) :

$$(1) \quad R_x = \cos \Phi \sin \Phi \left( \frac{\tan \alpha}{\cos \Theta} \right) + \left( \frac{\cos \Phi}{\sin \Phi} \right) \text{ avec :}$$

- $\Theta$  : valeur du pendage du plan ( $\Theta = 62^\circ$ )
- $\alpha$  : valeur du pitch de la strie ( $\alpha = 26^\circ$ )
- Azimut du pôle du plan : N140°E
- $\Phi$  : angle entre l'azimut du pôle du plan et l'azimut de  $\sigma_1$  ( $\Phi \in [0, 90^\circ]$ ), l'azimut de  $\sigma_1$  étant donné par la relation :

$$\text{Azimut } \sigma_1 = \Phi + 140$$

- $R_x = R$  en régime décrochant
- $R / (R - 1)$  en régime compressif

La relation (1) donne la valeur du rapport R en fonction du pitch de la strie, du pendage du plan et de l'angle entre l'azimut de  $\sigma_1$  et l'azimut du pôle du plan.

La figure 8 représente l'évolution du rapport R en

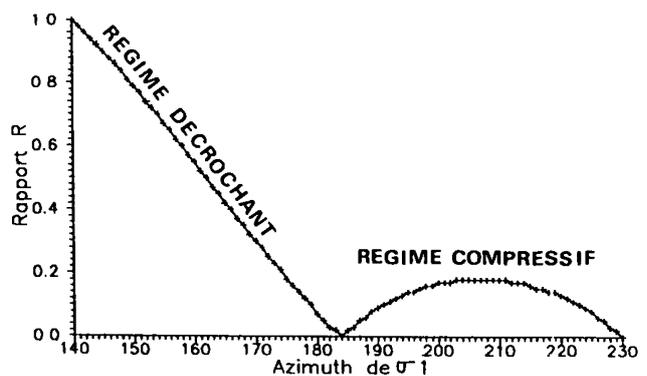


FIG. 8. - Courbe de l'évolution du rapport R en fonction de l'azimut de  $\sigma_1$  des différents tenseurs compatibles avec l'orientation de la strie du plan P2, dans le cas d'un régime décrochant puis d'un régime compressif.

fonction de l'azimut de  $\sigma_1$ , qui varie de N140°E à N230°E (variation de 90°), dans le cas d'un régime décrochant puis d'un régime compressif. Dans cet intervalle, pour une valeur donnée de l'azimut de  $\sigma_1$ , il existe une valeur précise du rapport R, telle que le tenseur satisfasse l'orientation de la strie mesurée sur le plan P2. En régime décrochant, on constate une décroissance linéaire du rapport R en fonction de l'azimut de  $\sigma_1$ . Cet azimut varie de N140°E avec un rapport R = 1 (ellipsoïde de révolution autour de  $\sigma_3$ ), à N185°E avec un rapport R nul (ellipsoïde de révolution autour de  $\sigma_1$ ). L'ellipsoïde de révolution autour de  $\sigma_3$  (R = 1) correspond à un régime uniaxial en extension, peu probable dans notre contexte (régime compressif). Dans le cas du régime compressif, l'azimut de  $\sigma_1$  est compris entre N185°E et N230°E. La valeur du rapport R augmente progressivement de 0 jusqu'à une valeur maximale de 0,2, puis diminue pour reprendre une valeur nulle. Cette courbe montre l'importance de la variation de l'azimut de  $\sigma_1$  (90°) pour les différents tenseurs solutions. Lorsque l'on se place dans un régime donné (régime décrochant par exemple), cette variation est de 45°. Le tenseur des contraintes dépend de quatre paramètres, et il ne suffit pas de connaître l'orientation des contraintes majeures pour le caractériser. Cette figure illustre l'importance du rapport R dans l'orientation d'une strie sur un plan pour une orientation du trièdre des contraintes donnée.

Quelques positions de  $\sigma_1$ , avec le rapport R associé sont reportées sur le stéréogramme de la figure 9.

Pour l'ensemble de ces tenseurs compatibles avec

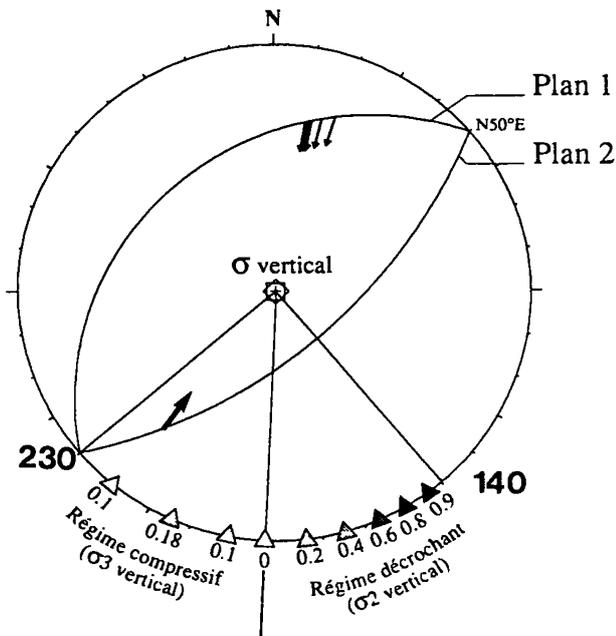


FIG. 9 Calcul du pitch de la strie sur le plan P1 à partir des différents tenseurs compatibles avec la position de la strie sur le plan P2. Recherche de ces différents tenseurs définis par un axe de contrainte verticale. Cas du régime compressif et du régime décrochant. Les triangles indiquent la position de  $\sigma_1$ , la valeur associée à chacune de ces positions est celle de R.

l'orientation de la strie mesurée sur le plan P2, la position de la strie probable sur le plan P1 est déterminée à l'aide de la méthode graphique expliquée par Ritz (1991).

On remarque que pour les tenseurs proposés, l'ensemble des stries calculées sur le plan P1 présente un pitch compris entre 35° et 45°E.

Lorsqu'on impose un axe vertical au tenseur, qu'il corresponde à  $\sigma_2$  (régime décrochant) ou à  $\sigma_3$  (régime

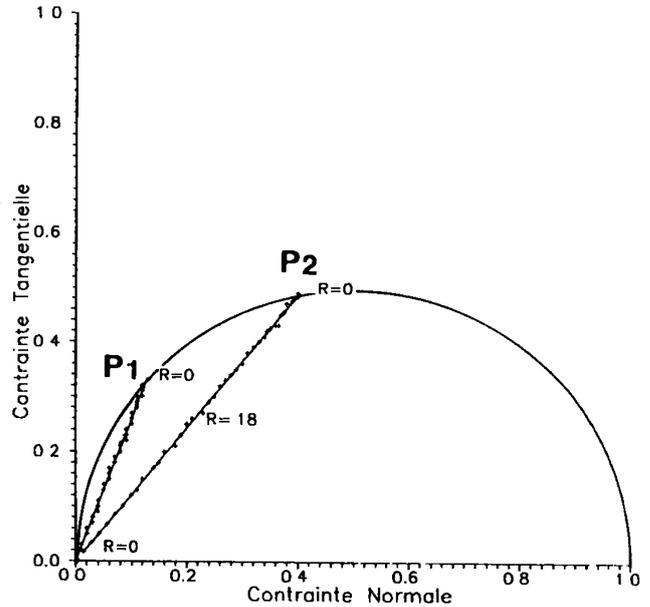


FIG. 10. - Position des plans P1 et P2 sur la représentation de Mohr, en fonction du rapport R et de l'azimut de  $\sigma_1$  : cas d'un régime compressif.

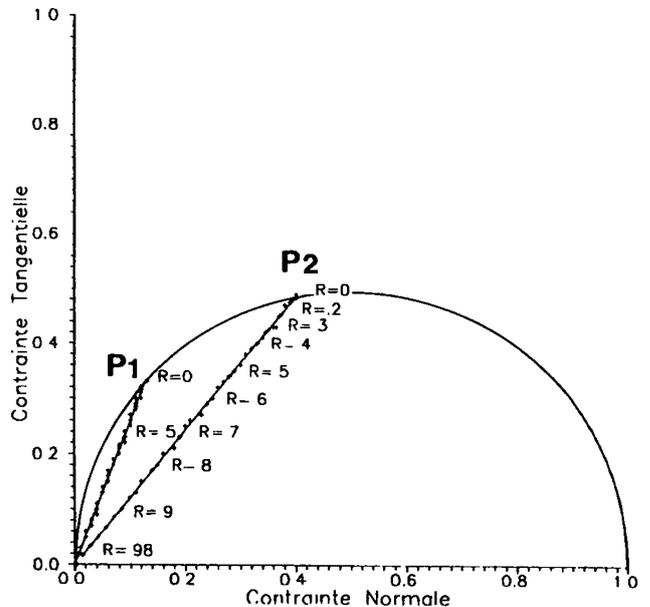


FIG. 11. - Position des plans P1 et P2 sur la représentation de Mohr, en fonction du rapport R et de l'azimut de  $\sigma_1$  : cas d'un régime décrochant.

compressif), et quel que soit le tenseur compatible avec la strie du plan P2, la faille principale (P1) fonctionne avec un mécanisme inverse senestre.

La projection des pôles des plans P1 et P2 (rapport  $\tau/\sigma_n$ ) sur la représentation de Mohr pour les différents tenseurs proposés, permet de vérifier la validité mécanique des solutions (Fig. 10 et 11) dans le cas des deux régimes tectoniques considérés. Cette représentation montre que les failles P1 et P2 sont plus facilement réactivables, en terme de friction, pour de faibles valeurs du rapport R (R inférieur à 0,5 en régime décrochant). Quelque soit le régime considéré, il s'agit d'un mécanisme proche d'une compression uniaxiale.

#### 4.3.3. Calcul de la dislocation du dernier paléoséisme

L'estimation du pitch de la strie sur le segment de faille de la coupe GH permet de calculer la dislocation probable ( $R_t$ ) du dernier paléoséisme sur la faille principale étudiée (P1), par une relation géométrique simple (Fig. 12) :

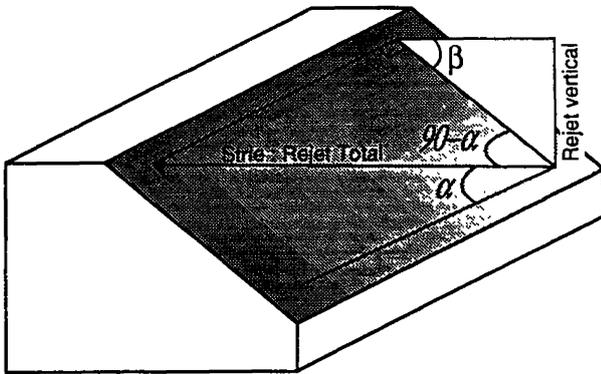


FIG 12. Paramètres géométriques du plan de faille et de la dislocation probable associée au dernier séisme.

$$R_t = \frac{R_v}{\sin \alpha \sin \beta}$$

avec :

$\beta$  : pendage mesuré du plan de faille ( $\beta = 30^\circ$ )

$R_v$  : rejet vertical mesuré ( $R_v = 0,6\text{m}$ )

$\alpha$  : pitch estimé de la strie sur le plan ( $\alpha = 35^\circ$  à  $45^\circ$ )

$$R_t = \frac{0,60}{\sin 35 \sin 30} = 2,09 \text{ mètres}$$

$$R_t = \frac{0,60}{\sin 45 \sin 30} = 1,70 \text{ mètres}$$

Ainsi, pour un pitch de la strie variant de  $35^\circ$  à  $45^\circ$  (mouvement inverse senestre), le déplacement total calculé le long du plan de faille est de 1,70 à 2 m .

## 5. - CONCLUSION

Cette étude a permis la mise en évidence à Courthézon, dans la vallée du Rhône, d'une rupture de surface d'origine probablement sismique. Cette rupture, complexe et segmentée, fossilisée par des paléosols connus régionalement uniquement dans l'Holocène, a un rejet d'un ordre de grandeur comparable à celui observé sur un des segments de la rupture de Spitak en 1988 ( $M_s = 6,9$ ). Ceci, dans une région où la sismicité instrumentale et historique apparaît faible à modérée, pose concrètement et pour la première fois en France, le problème de l'évaluation, pour une période de temps supérieure au millénaire, des caractéristiques d'événements sismiques majeurs. La sismicité historique (pour le dernier millénaire) n'a d'ailleurs jamais mis clairement en évidence de telles ruptures de surface associées à un séisme en France.

L'étude microtectonique de la faille de Courthézon, associée à la prise en compte d'hypothèses réalistes sur les contraintes ou la néoformation de rupture, nous permet de calculer, sur un segment de la faille, la dislocation moyenne probable associée au paléoséisme. D'autres plans de failles présentant une géométrie (pendage, orientation) proche et des cinématiques semblables, sont localisés à quelques mètres, voire quelques dizaines de mètres, du plan principal. Ces différents segments ont pu rejouer simultanément (même événement). Ainsi, pour quantifier avec plus d'exactitude la totalité de la déformation lors du dernier paléoséisme, il est nécessaire d'intégrer la géométrie et les caractéristiques détaillées du mouvement de chacun de ces segments de faille.

Les variations de géométrie et de rejet des segments de faille en surface sont dépendantes de la topographie. Les déformations observées sur une coupe ne sont donc pas suffisantes pour déterminer les caractéristiques physiques de la source sismique. De plus, l'observation en surface de ruptures ne donne pas directement d'informations sur la géométrie et la cinématique en profondeur de la faille responsable du séisme. Ceci incite à la prudence quant à l'interprétation directe en terme de caractéristiques de la source sismique (magnitude, moment sismique), uniquement à partir des déformations observées en surface.

Pour continuer l'étude de ces questions, deux voies sont actuellement exploitées. La première consiste à multiplier les observations géologiques de paléosismicité afin de mieux comprendre la géométrie et la cinématique des déformations cosismiques en surface. La deuxième se propose de modéliser numériquement l'initiation et la propagation d'une rupture sismique ayant pu engendrer les déformations de surface décrites. A terme, ces deux approches permettront de remonter aux caractéristiques physiques et cinématiques de la paléo-source sismique.

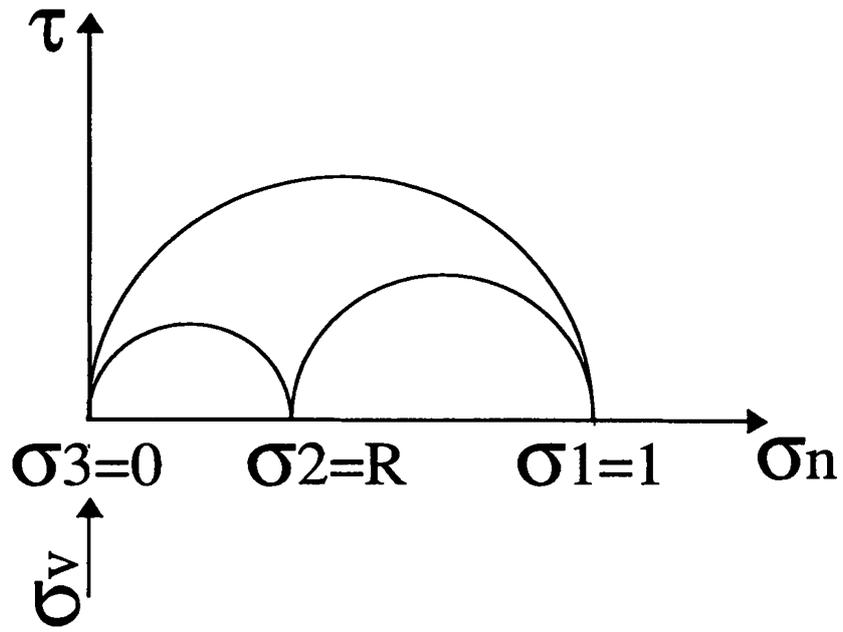


FIG. 13. - Valeurs réduites du tenseur des contraintes pour le cas d'un régime compressif.

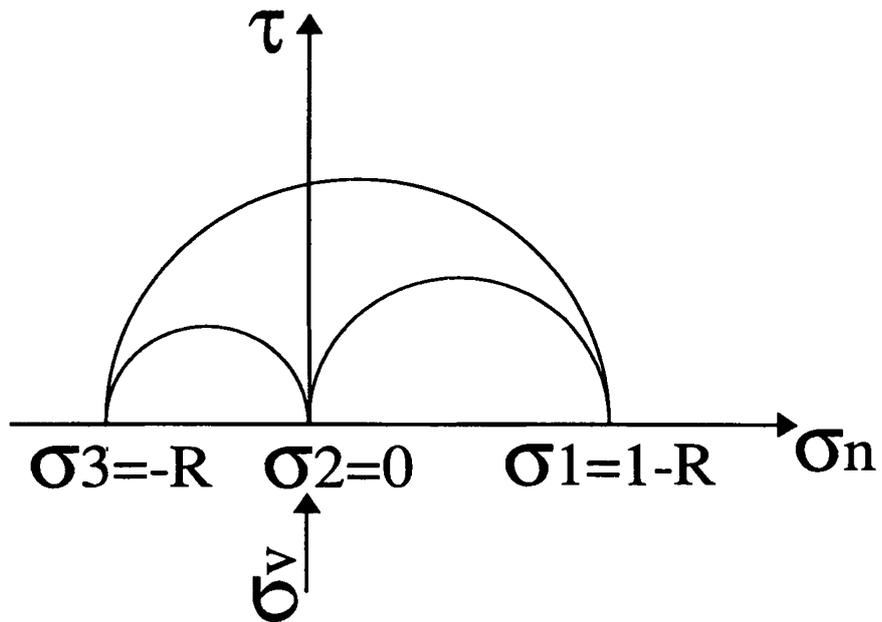


FIG. 14. - Valeurs réduites du tenseur des contraintes pour le cas d'un régime décrochant

## Références

- BRGM, EDF/TEGG, GEO TER Sarl, IPSN/BERSSIN, Université Paris Sud (1993). Paléosismicité et aléa sismique, méthodes d'études et recherches actuelles en France, *Géochronique*, **46**, 17-21.
- COMBES Ph., CARBON D., CUSHING M., GRANIER Th. et VASKOU Ph (1993).- Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône, implications sur les connaissances de la sismicité en France, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **317**, série II, 689-696.
- CUSHING M., GRELLET B., COMBES Ph. & GRANIER Th (1993). Ruptures de surface en France dans le Plio-Quaternaire, IIIe Coll. Nat. de Génie Parasismique, 24-26 mars 1993, St Rémy-les-Chevreuse, France.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. & LIENHARDT M.J. (1984) - Synthèse géologique du sud est de la France, *Mém. BRGM*, Orléans, **125**.
- ETCHECOPAR A. (1984).- Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Thèse d'état, Université Montpellier II.
- MEGHRAOUI M., PHILIP H., ALBAREDE F. & CISTERNAS A (1988).- Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: Evidence for paleoseismicity, *Bull. Soc. Seism. Am.*, **78**, 2, 979-999.
- PASQUAL G (1978).- Présence d'une faille à rejeu quaternaire au Cellier des Princes, Courthézon (Vaucluse). *Géol. Médit.*, **V**, 3, 325-326.
- PHILIP H., ROGOZHIN E., CISTERNAS A., BOUSQUET J.C., BORISOV B. & KARAKHANIAN A. (1992) The Armenian earthquake of 1988 December 7 : faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity, *Geophys. J. Int.*, **110**, 141-158.
- REBAI S. (1992). Sismotectonique et champ de contraintes dans les chaînes alpines et dans les plates-formes de l'Europe, d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient, Thèse Université Montpellier II.
- RITZ J.F (1991) Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques, Thèse Université Montpellier II.
- TABOADA A. (1992). Modélisation numérique en tectonique Applications dans les domaines ductiles et cassants, Thèse Université Montpellier II.
- VITTORI E., LABINI S.S. & SERVA L. (1991). Paleoseismology: review of the state of the art, *Tectonophysics*, **193**, 9-32.

## ANNEXE

**Méthode mathématique pour calculer la position (rapport  $\tau/\sigma_n$ ) d'un plan sur la représentation de Mohr  
(d'après Taboada, 1992)**

Le vecteur contrainte totale appliqué en un point m d'un plan tangent à une sphère unité et exprimé dans un système de coordonnées sphériques, peut se définir par la matrice :

$$\begin{vmatrix} F'e\Theta \\ F'e\Phi \\ F'e\rho \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \text{Sin}(\Theta)\text{Cos}(\Theta)(\lambda_x\text{Cos}^2(\Phi) + \lambda_y \text{Sin}^2(\Phi) \lambda_z) \\ (\lambda_y - \lambda_x)\text{Sin}(\Theta)\text{Cos}(\Phi)\text{Sin}(\Phi) \\ \lambda_x\text{Cos}^2(\Phi) + \lambda_y \text{Sin}^2(\Phi)\text{Sin}^2(\Theta) + \lambda_z\text{Cos}^2(\Theta) \end{vmatrix}$$

- ||  $\alpha$  : pitch de la strie
- ||  $\Theta$  : pendage du plan
- ||  $\Phi$  : angle entre le pôle du plan et  $\sigma_x$  (contrainte majeure horizontale)
- ||  $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z$  : valeurs propres du tenseur des contraintes.

Ce vecteur contrainte totale peut se décomposer en une contrainte normale  $\sigma_n$  et une contrainte tangente au plan  $\tau$  :

$\tau = \sqrt{(F'e\Theta)^2 + (F'e\Phi)^2}$
$\sigma_n = F'e\rho$

La représentation de Mohr est une fonction de :  $\tau = f(\sigma_n)$

**Cas du régime compressif** : la contrainte verticale correspond à  $\sigma_3$  (Fig. 13). Les valeurs propres du tenseur des contraintes sont :

$$\begin{vmatrix} \lambda_x = \sigma_1 = 1 \\ \lambda_y = \sigma_2 = R \\ \lambda_z = \sigma_3 = 0 \end{vmatrix}$$

Le rapport entre les déviateurs des contraintes est :

$$R_x = \frac{(\lambda_y - \lambda_z)}{(\lambda_y - \lambda_x)} = \frac{R}{(R-1)}$$

**Cas du régime décrochant** : la contrainte verticale correspond à  $\sigma_2$  (Fig. 14). Les valeurs propres du tenseur des contraintes sont :

$$\begin{vmatrix} \lambda_x = \sigma_1 = 1 - R \\ \lambda_y = \sigma_3 = -R \\ \lambda_z = \sigma_2 = 0 \end{vmatrix}$$

Le rapport entre les déviateurs des contraintes est :

$$R_x = \frac{(\lambda_y - \lambda_z)}{(\lambda_y - \lambda_x)} = R$$