



HAL
open science

Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène : implications sismotectoniques

J.F. Ritz

► **To cite this version:**

J.F. Ritz. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène : implications sismotectoniques. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1991. Français. NNT : . tel-00805088

HAL Id: tel-00805088

<https://theses.hal.science/tel-00805088>

Submitted on 27 Mar 2013

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.

M Bertrand
f. de Exed

ACADEMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITE MONTPELLIER II
- SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC -

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

spécialité : Géologie

EVOLUTION DU CHAMP DE CONTRAINTES DANS LES ALPES
DU SUD DEPUIS LA FIN DE L'OLIGOCENE.
IMPLICATIONS SISMOTECTONIQUES.

par

Jean-François RITZ

Soutenu le 26 Avril 1991 devant le jury composé de :

- | | | |
|----|---------------|-----------|
| MM | M. MATTAUER | Président |
| | A. CISTERNAS | |
| | A. ETCHECOPAR | |
| | J.L. MERCIER | |
| | H. PHILIP | |

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE MONTPELLIER II

- SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC -

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT

spécialité : Géologie

EVOLUTION DU CHAMP DE CONTRAINTES DANS LES ALPES
DU SUD DEPUIS LA FIN DE L'OLIGOCENE.
IMPLICATIONS SISMOTECTONIQUES.

par

Jean-François RITZ

Soutenue le 26 Avril 1991 devant le jury composé de :

MM	M. MATTAUER	Président
	A. CISTERNAS	
	A. ETCHECOPAR	
	J.L. MERCIER	
	H. PHILIP	

ה'ע"ח

REMERCIEMENTS

Ce travail a été entrepris dans le cadre d'un programme de recherche consacré à la sismotectonique des Alpes du Sud, à la demande de l'I.N.S.U. Je tiens donc à remercier ici Mr Aubert, Directeur adjoint de cet institut, pour la confiance qu'il a manifesté à l'équipe montpelliéraine.

Je remercie Mrs A. Cisternas, A. Etchecopar et J.L. Mercier d'avoir accepté de juger ce travail.

La présence de J.L. Mercier m'honore d'autant plus qu'il a été mon professeur de tectonique cassante lorsque j'étais étudiant à Orsay

Cette étude est largement redevable à Mr le professeur M. Mattauer qui m'a accueilli dans son laboratoire, et dont le sixième sens "géologique" a été tout au long de ce travail, un véritable moteur.

L'équipe du laboratoire de sismologie de l'I.P.G. Strasbourg, dirigée par M. Cara, m'a accueilli chaleureusement, et m'a initié au dépouillement des données sismologiques. Mrs P. Hoang-Trong, H. Haessler et L. Rivera ont guidé cet apprentissage. Bien que peu d'événements sismiques se soient produits durant la période 1986-1990 (hormis le séisme du 26 Décembre 1989 qui a fait l'objet d'une publication commune), cette expérience m'a montré que l'on ne pouvait pas séparer l'approche tectonique de l'approche sismologique pour l'étude des phénomènes tectoniques récents.

Sur le terrain, j'ai bénéficié dans la phase initiale de ce travail, du soutien logistique du C.E.T.E. de Nice, avec l'aide en particulier de Mrs J.P. Méneroud et J.L. Perez, ainsi que celles de Mrs M. Julian, professeur à l'Université de Nice et M. Dubar, chercheur CNRS à Sophia-Antipolis. Je regrette de ne pas avoir eu plus le temps de profiter de leurs connaissances et de leurs expériences sur la région niçoise.

Hervé Philip a dirigé mes recherches et m'a soutenu tout au long de cette thèse; je tiens à le remercier tout particulièrement. Je remercie également les autres membres de l'équipe sismotectonique : Jean-Claude Bousquet, Samira Rebai pour son soutien amical constant et Alfredo Taboada qui a été mon principal interlocuteur en matière de mécanique et d'informatique.

Mes remerciements vont également aux membres de Géotecsis : Bertrand Grellet pour son soutien logistique durant ma période de service national, et Philippe Combes qui a mis à ma disposition l'ensemble de ses données sur la Provence occidentale.

J. Malavieille m'a fait profiter de son expérience en tectonique ductile pour l'étude des évaporites triasiques, et P. Labaume m'a aidé et guidé dans l'étude microtectonique de la nappe de Digne. Je tiens à leur exprimer toute ma reconnaissance ainsi qu'à J.-L. Faure dont le pragmatisme informatique m'a été indispensable pour l'illustration de ce mémoire.

Enfin, je remercie chaleureusement l'ensemble du personnel technique, administratif, chercheur et étudiant du laboratoire de tectonique-géochronologie et tous ceux qui ont suivi, de près ou de loin, l'élaboration de ce travail.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.1
CHAPITRE I : RAPPEL ET MISE AU POINT SUR LA NOTION DE CONTRAINTE EN TECTONIQUE CASSANTE.2
1 Etat de contraintes et failles.2
1.1 Hypothèses.2
1.2 Classification et représentation des différents états de contraintes en tectonique cassante.7
1.3 Failles néoformées et failles héritées.9
1.3.1 Néorupture : les failles néoformées.9
1.3.2 Réactivation d'anciens plans de faiblesse : les failles héritées.13
2 Variation des contraintes dans l'espace.14
2.1 variation des contraintes dans le plan horizontal.14
2.2 Variation des contraintes avec la profondeur.14
CHAPITRE II : METHODES DE DETERMINATION DES ETATS DE CONTRAINTES A PARTIR DES PLANS STRIES.17
1 Etude des données microtectoniques.17
2 Détermination des états de contraintes.18
2.1 Traitement des données par la méthode des contraintes optimales [Etchecopar 1984].18
2.2 Détermination des états de contraintes à l'aide de la méthode "Etchecopar et coll.".19
2.2.1. Hypothèses.19
2.2.2 Principe de fonctionnement.20
2.2.3 Présentation des résultats.20
2.2.4 Pratique du traitement.21
3 Exemples d'utilisation de la méthode Etchecopar.23
3.1 Exemple d'un cas monophasé23
3.2 Exemple d'un cas polyphasé23
4 Limites d'application de la méthode automatique; analyse critique; amélioration des résultats.33

4.1 Préfracturation et tenseur des contraintes33
4.2 Loi de friction et calcul du tenseur des contraintes.35
4.3 Amélioration des résultats : définition de la typologie39
des stries.	
4.4 Les limites d'application.39
CHAPITRE III : CADRE STRUCTURAL OLIGOCENE, NEOGENE ET QUATERNAIRE, DES ALPES DU SUD ET DE LA PROVENCE.42
1 Les principaux domaines structuraux.42
1.1 Les chaînes des Alpes du Sud.42
1.2 La Provence.45
1.3 Le bassin océanique liguro-provençal.46
2 Chronologie des déformations.47
2.1 L'Oligocène-Aquitainien.47
2.2 Le Miocène moyen.47
2.3 Le Miocène supérieur-Pliocène.48
2.4 Le Quaternaire.50
3 Raccourcissement et vitesse de déplacement.50
3.1 Calcul du raccourcissement dans la couverture.50
3.2 Calcul du raccourcissement dans le socle.51
3.3 Calcul des vitesses moyennes de déplacements.51
CHAPITRE IV : TECTONIQUE RECENTE ET SISMOTECTONIQUE DES ALPES DU SUD. ANALYSE EN TERMES DE CONTRAINTES.54
1 Méthodologie.54
2 Résultats de l'étude microtectonique.56
2.1 Les principaux épisodes microtectoniques.56
2.2 Autres épisodes microtectoniques.58
2.3 Corrélations chronologiques des épisodes tectoniques.59
2.4 Publication :61
"Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive."	
3 Reconstitution des trajectoires de contraintes.70
3.1 Le champ de contraintes au Crétacé supérieur-Eocène (tectonique pyrénéo-provençale)71
3.2 Le champ de contraintes à l'Oligo-Aquitainien.73

3.3 Le champ de contrainte au Miocène moyen-Miocène supérieur.74
3.4 Le champ de contrainte au Pliocène.80
3.5 Le champ de contraintes au Quaternaire.92

4 Implications sismotectoniques.97
4.1 Mécanismes aux foyers possibles.97
4.2 Publication :	
"Le séisme du 26 décembre 1989, au large de la Côte d'Azur : tectonique active en compression, perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale."	...107
4.3 Modèle géodynamique.	...116

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES ...118

ANNEXE I : Méthode graphique de calcul de la strie sur un plan de faille. Représentation des états de contraintes. ...120

ANNEXE II : Catalogues des résultats de l'analyse des données microtectoniques. ...127

ANNEXES III : Publications : ...161

- "Mylonitic deformation of evaporites in décollements : exemples from Southern Alps, France."
- "Effect of ramp geometry on deformation in a ductile décollement level."

BIBLIOGRAPHIE ...176

INTRODUCTION

Au départ, cette étude se proposait de fournir un cadre sismotectonique à l'installation des réseaux régionaux de surveillance sismique des Alpes maritimes et des Bouches du Rhône. Il est rapidement apparu que la tectonique actuelle ne pouvait être comprise que si l'on connaissait bien l'évolution tectonique antérieure.

Nous nous sommes alors fixés deux objectifs successifs: (1) clarifier l'évolution géodynamique des Alpes du Sud depuis les derniers 25 millions d'années; (2) définir les caractéristiques de la tectonique actuelle et de la sismicité.

L'une des premières difficultés de cette étude provient du fait que l'on se trouve dans une région qui présente des caractères structuraux complexes (Fig. 1). En effet, plusieurs domaines tectoniques très différents y interfèrent: (1) le domaine alpin proprement dit; (2) la terminaison septentrionale des Appenins; (3) le bassin océanique ligure et (4) le bloc corso-sarde. On sait d'autre part que cette région a été soumise à des changements géodynamiques importants depuis l'Oligocène, avec notamment l'ouverture d'un bassin océanique profond au voisinage d'une chaîne récente.

Ceci nous a conduit à reconstituer l'histoire tectonique des Alpes méridionales depuis l'Oligocène; nous avons en particulier tenté de répondre à un certain nombre de questions:

1) quelles sont les relations entre les variations du champ de contraintes mises en évidence dans les zones externes et l'avant-pays [Combes 1984, Ritz 1986] et celles que l'on peut déterminer dans les zones internes?

2) quelles sont les relations entre l'extension dans l'avant pays liée à l'ouverture du bassin océanique liguro-provençal et la compression du domaine alpin *sensu stricto*?

3) quelles sont les relations entre les failles normales localisées dans les zones internes des Alpes du Sud (nappe de Digne) et la compression qui caractérise les zones externes? quelle est la part de la gravité dans ces phénomènes?

Cette étude qui a été faite à partir d'une analyse détaillée de 198 stations microtectoniques (ce qui représente entre 4000 et 5000 mesures de failles) nous a conduit à l'établissement de 4 cartes successives du champ de contraintes (-25 Ma; -10 Ma; -4Ma et -2 Ma). Elle nous a également permis de discuter l'application des méthodes microtectoniques dans des domaines très déformés.

A partir des données de contraintes pour la période quaternaire, nous avons pu alors aborder l'étude de la déformation actuelle et définir quelles étaient les implications sismotectoniques de notre étude.

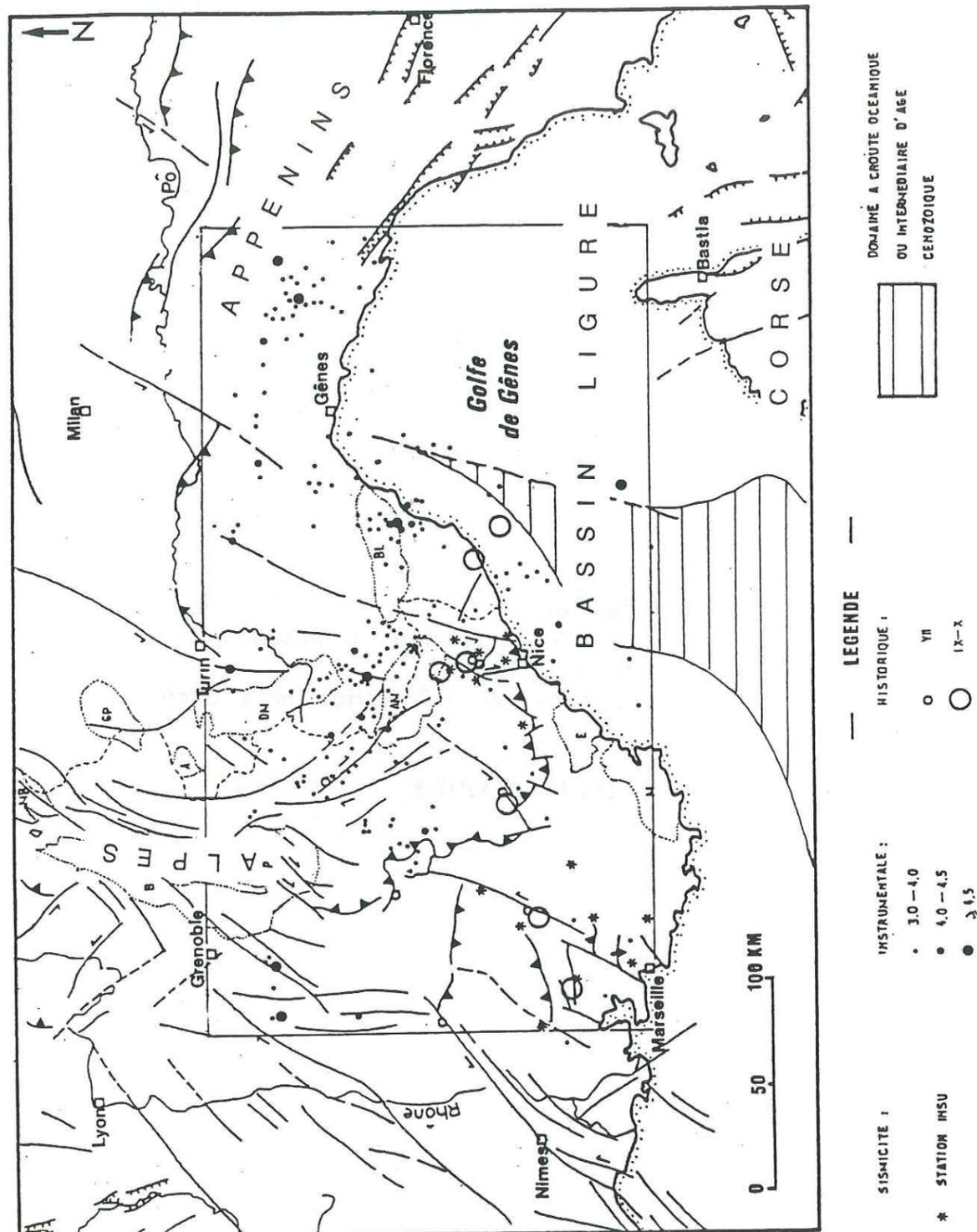


Fig.1 - Cadre de l'étude proposée -

CHAPITRE I

RAPPEL ET MISE AU POINT SUR LA NOTION DE
CONTRAINTES EN TECTONIQUE CASSANTE.

L'introduction de nouveaux concepts tel que celui de "contrainte" dans l'analyse des déformations cassantes a permis de faire un saut important dans la compréhension des phénomènes de ruptures naturelles. Ceci grâce à une approche qui permet de faire le lien entre les résultats expérimentaux de la mécanique des roches et les déformations naturelles.

Raisonnement en termes de contraintes, c'est donner une cohérence globale aux observations microtectoniques dans le domaine fragile à travers un modèle mécanique simple. Cette approche qui s'est développée au cours des trente dernières années s'est révélée très vite comme un outil puissant [Mattauer & Mercier 1980].

En effet, il permet de passer de l'échelle de l'affleurement à celle des grandes structures (rapport d'homothétie) peu accessibles à une observation directe et globale. La multiplication des observations, qui est un des principes de base en microtectonique, permet en même temps de confirmer la chronologie des épisodes tectoniques et de reconstituer sur des domaines importants, les caractéristiques du champ de contraintes pour chacun de ces épisodes. En outre ces reconstitutions permettent de déterminer la cinématique des grands accidents en étudiant de façon précise les relations géométriques entre les failles et le champ de contraintes.

Afin d'utiliser convenablement cette méthodologie, il est nécessaire de bien comprendre ce que représente "l'outil contrainte". Ce chapitre se subdivise en deux parties :

- la première partie est une mise au point sur la notion de contraintes en tectonique cassante, où nous proposons une classification des différents états de contraintes et des déformations associées dans les cas de la néorupture ou de la réactivation.

- la deuxième partie constitue une réflexion sur le problème des variations de l'état de contraintes dans l'espace, à savoir dans le plan horizontal et avec la profondeur.

1 Etat de contraintes et failles.**1.1 Hypothèses.**

Depuis les travaux d'Anderson (1951) et de Wallace (1951), on admet que la strie mécanique portée par un plan de faille peut être assimilée à la contrainte tangentielle τ (appelée aussi contrainte cisailante) appliquée sur ce plan. (Fig. I.1).

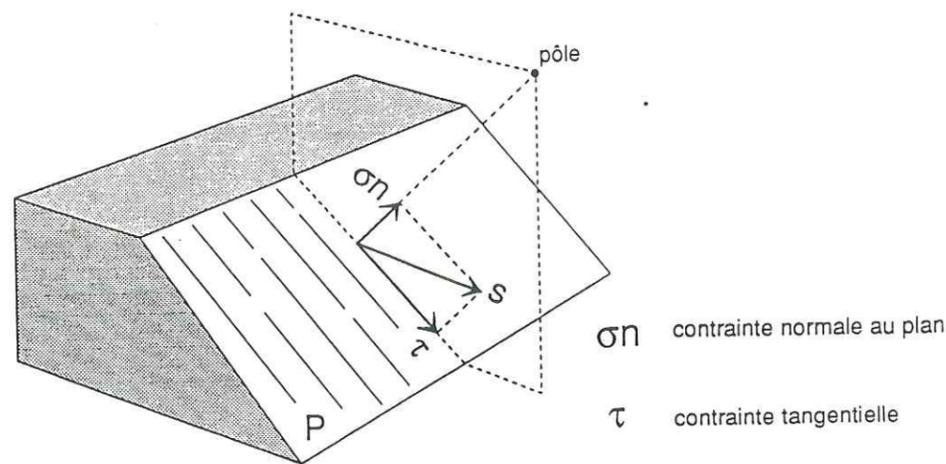


Fig. I.1 : Décomposition de la contrainte S appliquée sur un plan P

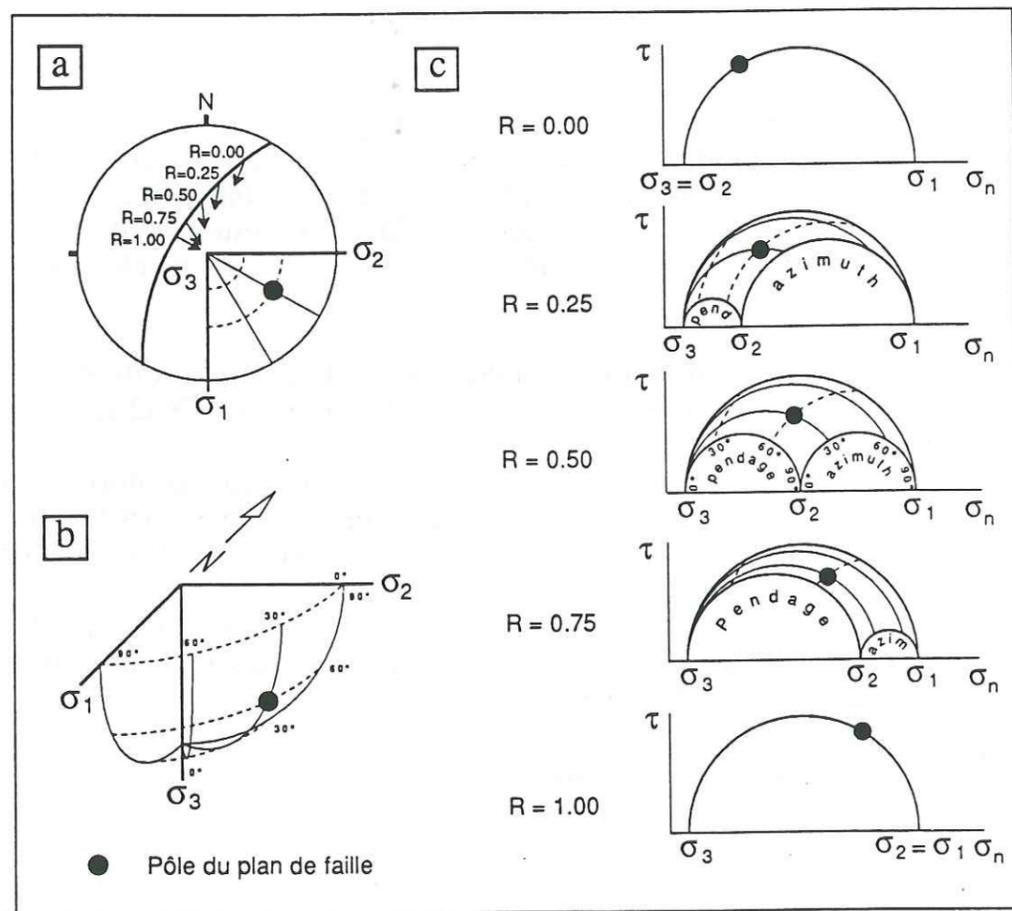


Fig. I.2 : Relation plan de faille/tenseur des contraintes pour une même orientation du tenseur et 5 valeurs particulières du rapport R :
 a) position de la strie sur un plan en fonction de la valeur du rapport R (diagramme de Wulff-hémisphère inférieur-);
 b) position du plan de faille (azimuth et pendage) par rapport au trièdre des contraintes (1/8ème de sphère unitaire des contraintes);
 c) position du plan de faille dans la représentation de Mohr : les traits fins continus indiquent les plans de même azimuth; les traits fins pointillés indiquent les plans de même pendage.

A partir de cette hypothèse, Bott (1959) montre qu'il existe une relation directe entre le tenseur de contraintes (orientation et forme) et l'orientation de la contrainte tangentielle τ appliquée sur un plan de faille; celle-ci ne dépend que de 4 paramètres :

- des 3 paramètres d'orientation du trièdre des contraintes principales σ_1, σ_2 et σ_3 avec $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (ces 3 paramètres s'expriment en fonction des valeurs des angles d'Euler ψ, θ , et ϕ).
- du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes que l'on peut définir tel que :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad \text{avec } 0 \leq R \leq 1.$$

Cette hypothèse appelée principe de Bott, peut être illustré par différents exemples :

Dans le premier exemple (Fig. I.2), on montre que l'orientation de la strie portée par un plan de faille d'orientation donnée (N030 60 W), ne dépend que de la valeur du rapport R lorsque l'orientation du trièdre des contraintes est fixe (σ_1 est horizontale et orientée N-S; σ_2 est horizontale et orientée E-W).

Pour des valeurs croissantes de R (entre 0 et 1), la valeur du pitch, c'est à dire l'angle de plongement de la strie dans le plan de faille par rapport à l'horizontale, croît (Fig. I.2.a). On passe d'un jeu décrochant senestre-inverse (R=0), à un jeu purement inverse (R=1).

Sur une représentation dans l'espace d'1/8ème de sphère de rayon unité (Fig. I.2.b) et sur la représentation de Mohr (Fig. I.2.c), on a indiqué les lignes iso-azimutales (traits fins continus) et iso-pendages (traits fins pointillés) du plan de faille. Ces deux représentations permettent de voir le lien entre la géométrie du plan de faille (représenté par son pôle) dans l'espace et sa position sur un diagramme τ/σ_n .

On voit que la position du plan sur ce diagramme τ/σ_n est différente pour chaque valeur de R. Par conséquent, pour des valeurs croissantes du rapport R et pour une contrainte différentielle majeure ($\sigma_1 - \sigma_3$) constante, la valeur du rapport τ/σ_n du plan de faille diminue.

Dans le deuxième exemple (Fig. I.3), on a choisi un plan de faille orienté N090 avec un pendage de 60° vers le Nord. Le rapport R est fixé à 0,5 et on fait varier l'orientation du trièdre des contraintes autour d'un axe vertical correspondant à σ_3 . On voit alors que la valeur du pitch de la strie portée par le plan de faille (Fig. I.3.a) dépend de l'orientation du tenseur.

Lorsque σ_1 est orientée N-S (1), le jeu sur la faille est inverse pur. Puis il est inverse-senestre lorsque σ_1 est orientée NNE-SSW (2) et ENE-WSW (3). Enfin, le jeu est de nouveau inverse pur lorsque σ_1 est orientée E-W (4).

De même, on constate que la position du plan sur la représentation de Mohr (Fig. I.3.c) dépend de l'orientation du tenseur.

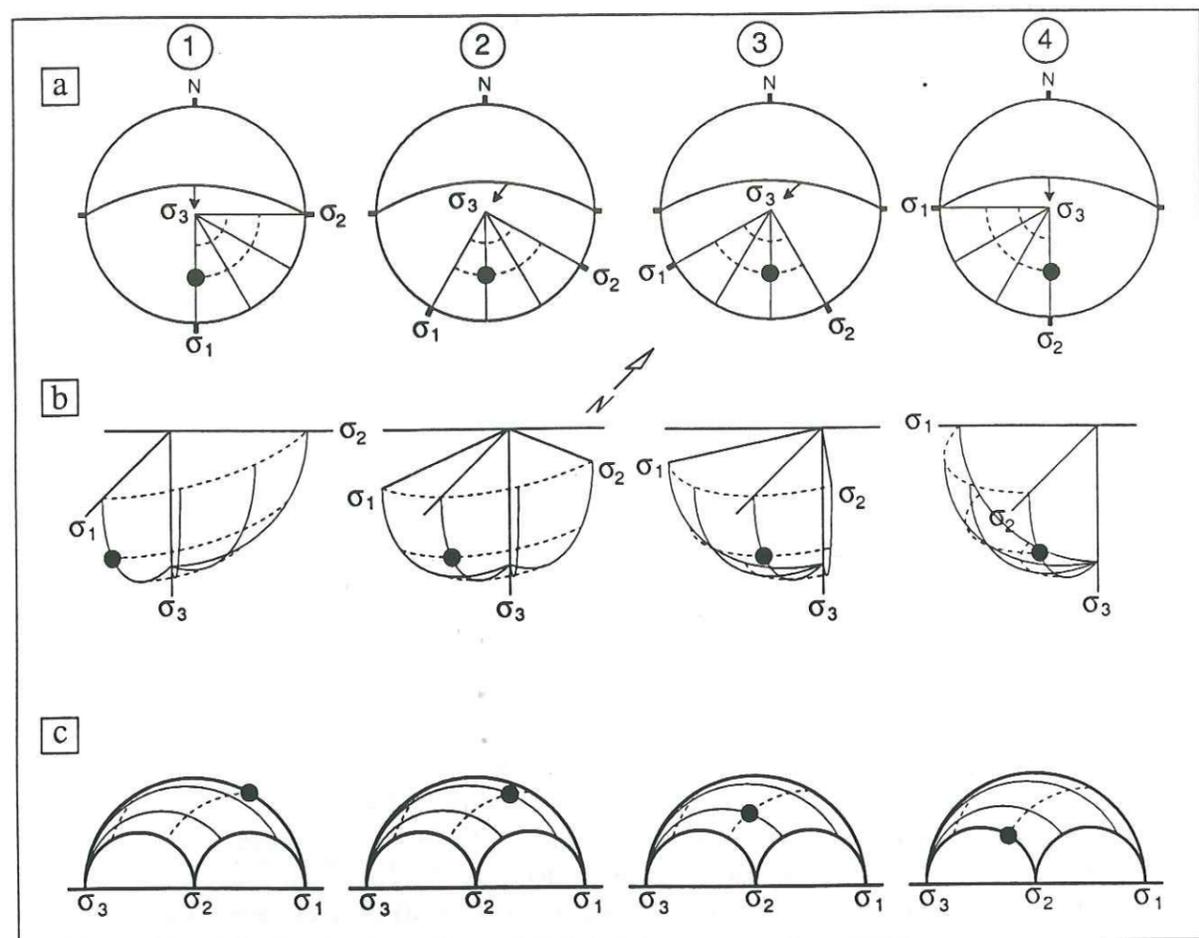


Fig. I.3 : Relation plan de faille/tenseur des contraintes pour plusieurs orientations d'un tenseur compressif ($R=0.5$). Légende identique à la figure I.2.

Dans le troisième exemple (Fig. I.4), le plan de faille est orienté NE-SW et a un pendage de 60° vers le nord-ouest. Le rapport R est fixé ($R=0.5$) et on permute les axes principaux des contraintes autour des directions N-S, E-W et verticale. Les cas n°1, 2 et 3 correspondent successivement à un régime extensif (σ_1 verticale), à un régime décrochant (σ_2 verticale) et à un régime compressif (σ_3 verticale).

Dans le cas d'un régime de contraintes extensif avec σ_3 orientée E-W, le jeu sur la faille est normal-senestre. Il est purement décrochant senestre dans le cas d'un régime décrochant avec σ_1 orientée N-S. Enfin, dans le cas d'un régime compressif avec également σ_1 orientée N-S, le jeu sur la faille est inverse-senestre (Fig. I.4.a)

Comme dans les deux autres exemples, on voit que la position du plan de faille sur la représentation de Mohr varie. Ici elle dépend du régime des contraintes.

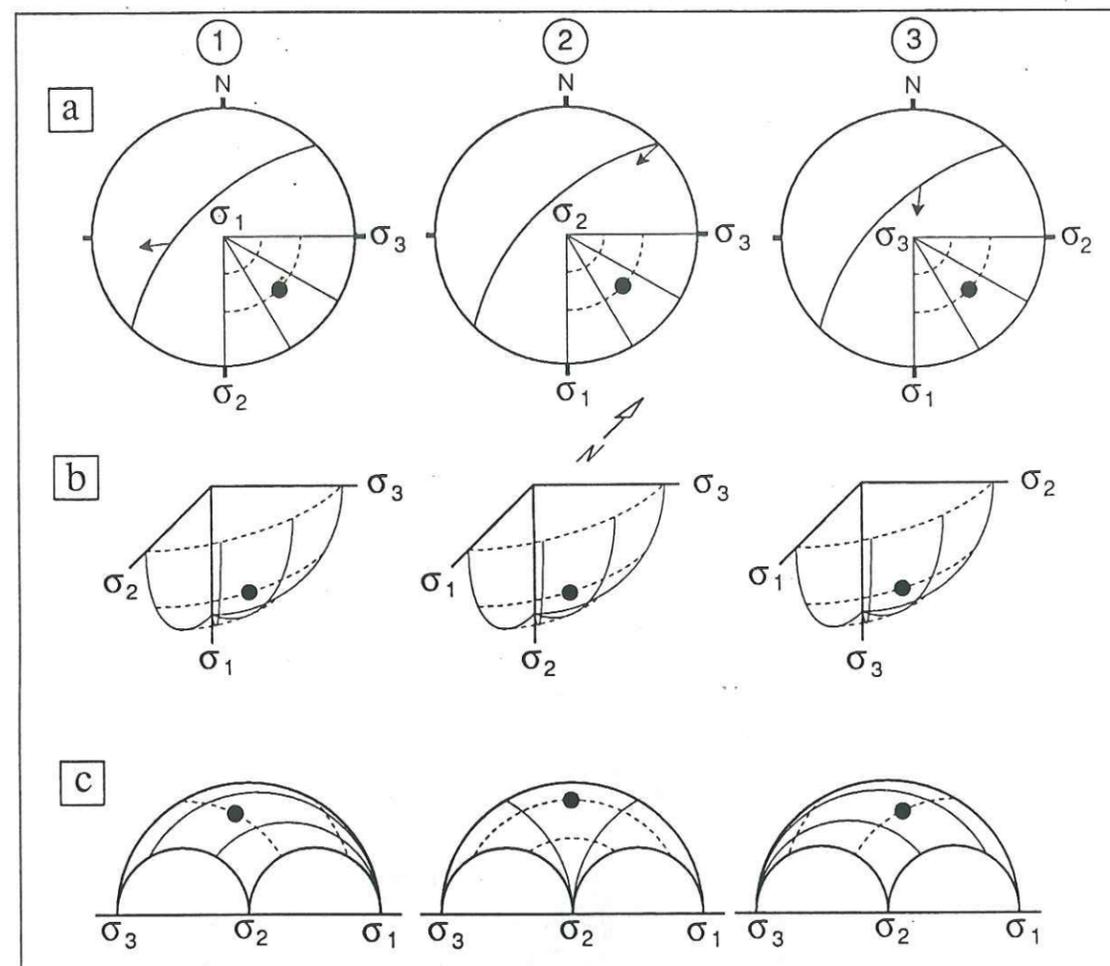


Fig. I.4 : Relation plan de faille/tenseur des contraintes pour 3 tenseurs particuliers ($R=0.5$) appartenant aux 3 régimes de contraintes : (1) extensif, (2) décrochant, (3) compressif. Légende identique à la figure I.2.

La figure I.5 synthétise les trois exemples précédents. Elle montre la variation du pitch de la strie sur 3 plans de failles d'orientation différente (n°1 : N060 45 S, n°2 : N045 45 SE, n°3 : N030 45 E) en fonction du rapport R et en fonction de l'orientation des trois axes principaux des contraintes autour des directions N-S, E-W et verticale.

Ainsi dans le cas du régime décrochant ($\sigma_v=\sigma_2$, $\sigma_H=\sigma_1$ et $\sigma_h=\sigma_3$), on constate que le jeu en décrochement pur des trois plans de faille se produit pour des valeurs de R différentes qui sont respectivement $R=0.75$ dans le cas n°1, $R=0.50$ dans le cas n°2 et $R=0.25$ dans le cas n°3.

De même, en ce qui concerne la représentation de Mohr (Fig. I.6), on voit que pour un même plan de faille (on a pris l'exemple n°2 de la figure I.5), sa position (rapport τ/σ_n) dépend du régime des contraintes et du rapport R .

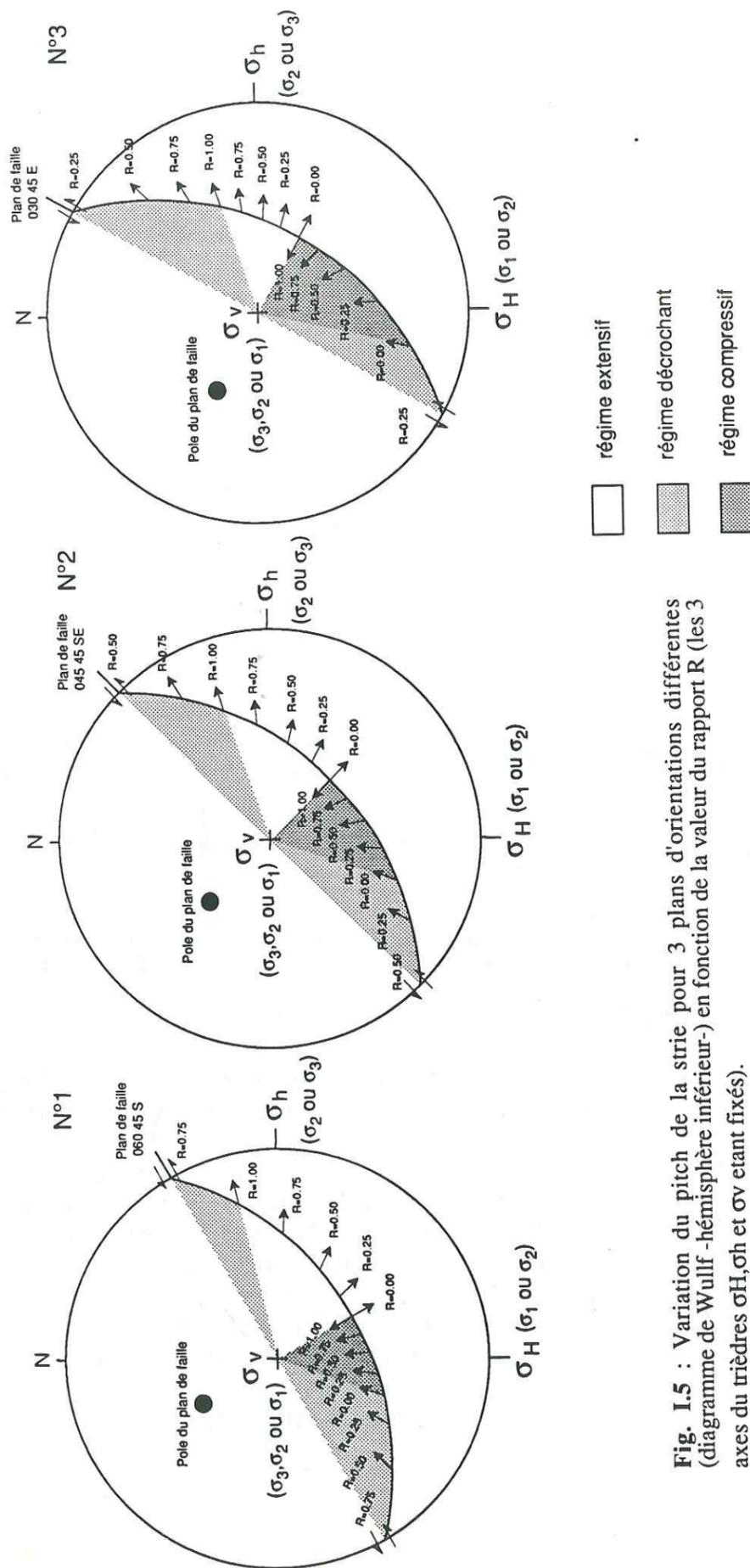


Fig. I.5 : Variation du pitch de la strie pour 3 plans d'orientations différentes (diagramme de Wulff -hémisphère inférieur-) en fonction de la valeur du rapport R (les 3 axes du trièdre σ_H, σ_h et σ_v étant fixés).

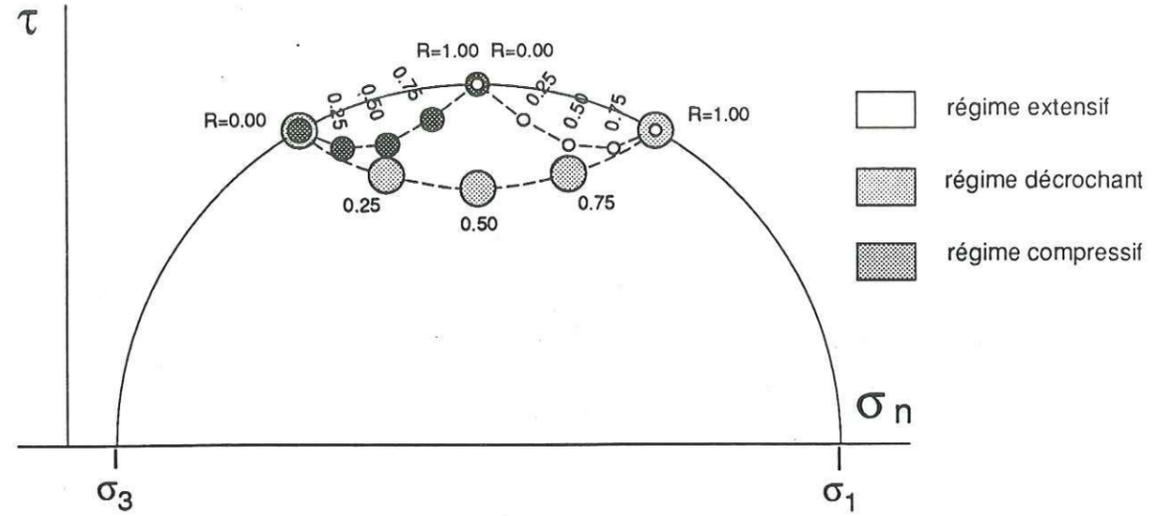


Fig. I.6 : Variation de la position du plan de faille sur le cercle de Mohr dans le cas n°2 de la figure I.5.

1.2 Classification et représentation des différents états de contraintes en tectonique cassante

La valeur de la contrainte verticale (σ_v) permet de différencier trois principaux régimes de contraintes : (1) extensif quand $\sigma_v = \sigma_1$; (2) décrochant quand $\sigma_v = \sigma_2$ et (3) compressif quand $\sigma_v = \sigma_3$. A l'intérieur de ces trois régimes, les valeurs relatives des contraintes peuvent varier d'une façon continue et correspondre à des états de contraintes différents que l'on peut caractériser par une valeur du rapport R.

De même, on peut passer d'un régime de contraintes à l'autre en faisant varier les grandeurs relatives des contraintes. Par exemple, dans le cas du régime extensif, si la magnitude de σ_1 (σ_v) diminue relativement aux deux autres contraintes de telle façon que celle-ci devienne inférieure à σ_2 , on passera alors en régime décrochant. Il y aura eu permutation des axes de contraintes σ_1/σ_2 .

Sur la figure I.7, nous avons représenté différents états de contraintes correspondant à des valeurs particulières du rapport R pour les trois régimes de contraintes.

On constate que quatre états de contraintes particuliers limitent ces trois régimes. Ils correspondent tous les quatre à des tenseurs de révolution autour d'un des trois axes du trièdre des contraintes principales :

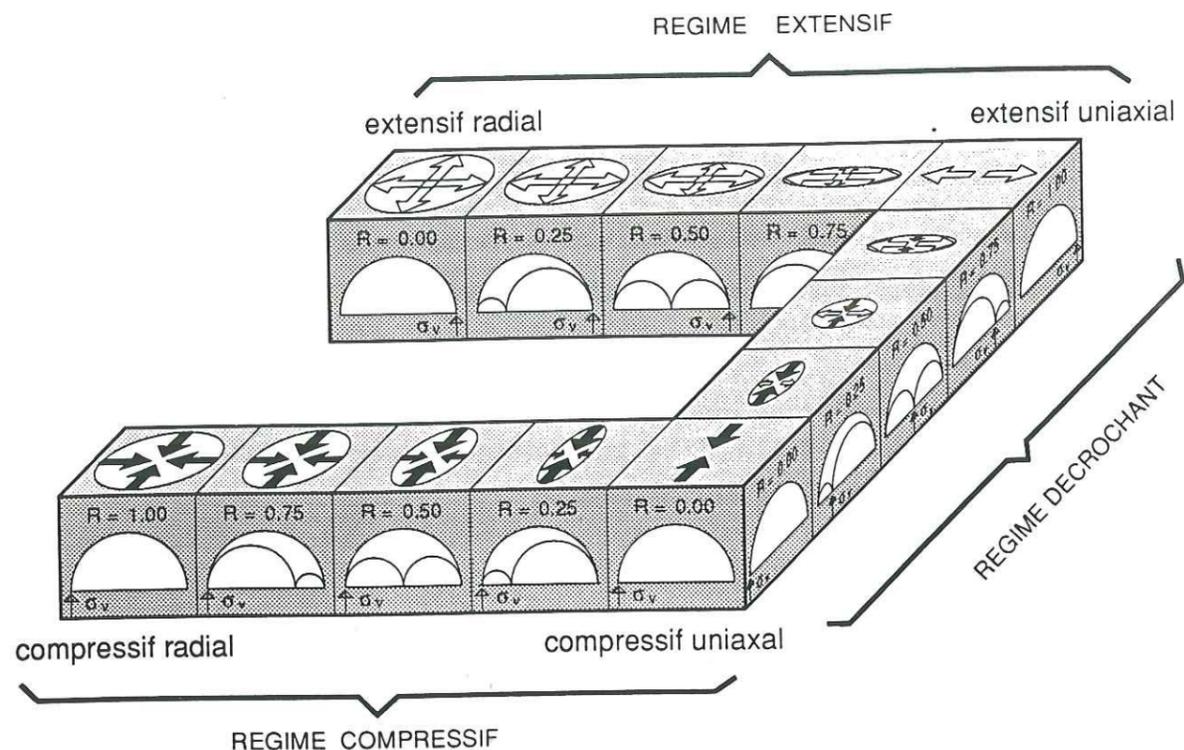


Fig. I.7 : Classification des différents types de tenseurs de contraintes. Les flèches représentent le "tenseur réduit" des contraintes (voir annexe 1).

(1) L'état de contrainte **extensif radial** : il correspond à une limite du régime extensif. Les contraintes σ_2 et σ_3 sont égales ($R=0$) et définissent un tenseur de révolution autour de l'axe σ_1 vertical.

(2) L'état de contrainte **extensif uniaxial** : il correspond au cas limite séparant le régime décrochant du régime extensif. Les contraintes σ_1 et σ_2 sont égales ($R=1$) et définissent un tenseur de révolution autour de l'axe σ_3 horizontal.

(3) L'état de contrainte **compressif uniaxial** : il correspond au cas limite séparant le régime compressif du régime décrochant. Les contraintes σ_2 et σ_3 sont égales ($R=0$) et définissent un tenseur de révolution autour de l'axe σ_1 horizontal.

(4) L'état de contrainte **compressif radial** : il correspond à une limite du régime compressif. Les contraintes σ_1 et σ_2 sont égales ($R=1$) et définissent un tenseur de révolution autour de l'axe σ_3 vertical.

Entre ces quatre cas limites, les différents états de contraintes seront caractérisés d'abord en précisant quelle est la contrainte verticale (σ_1, σ_2 ou σ_3) puis en indiquant la valeur du rapport R . On parlera par exemple d'un état de contrainte compressif ($\sigma_v = \sigma_3$) avec $R=0.25$ ou d'un état de contraintes décrochant ($\sigma_v = \sigma_2$) avec $R=0.5$ ou encore d'un état de contraintes extensif ($\sigma_v = \sigma_1$) avec $R=0.75$.

Ces états de contraintes peuvent également être caractérisés par une représentation de Mohr (Fig. I.7).

1.3 Failles néoformées et failles héritées.

Dans le cas des déformations naturelles, on doit envisager deux possibilités :

(1) la néorupture; dans ce cas on considère que les failles naissent à la suite de la mise sous contraintes de la roche (on se trouve dans les conditions comparables à celles de la rupture expérimentale en mécanique des roches).

(2) la réactivation d'anciens plans de faiblesse; dans ce cas les plans de failles correspondent à d'anciennes discontinuités sur lesquelles se produit le glissement lors de la mise sous contraintes. On considère que c'est la cas le plus fréquent dans la nature.

1.3.1 Néorupture : les failles néoformées.

La mécanique des roches permet d'établir de façon expérimentale l'enveloppe de rupture ou courbe intrinsèque caractéristique d'un matériau homogène (Fig. I.8). Cette courbe permet de prévoir l'angle de rupture (θ) angle entre les plans de faille néoformés et la contrainte majeure σ_1 . La valeur de cet angle est situé en moyenne autour de 30° (entre 20° et 45° selon la valeur de la pression de confinement) [Bles & Feuga 1981].

Le point de rupture correspond au point de tangence entre le grand cercle de Mohr ($\sigma_1 - \sigma_3$) et la courbe intrinsèque. Dans ce cas, il se formera des failles conjuguées qui seront de trois types suivant le régime de contraintes [Anderson 1951] (Fig. I.9):

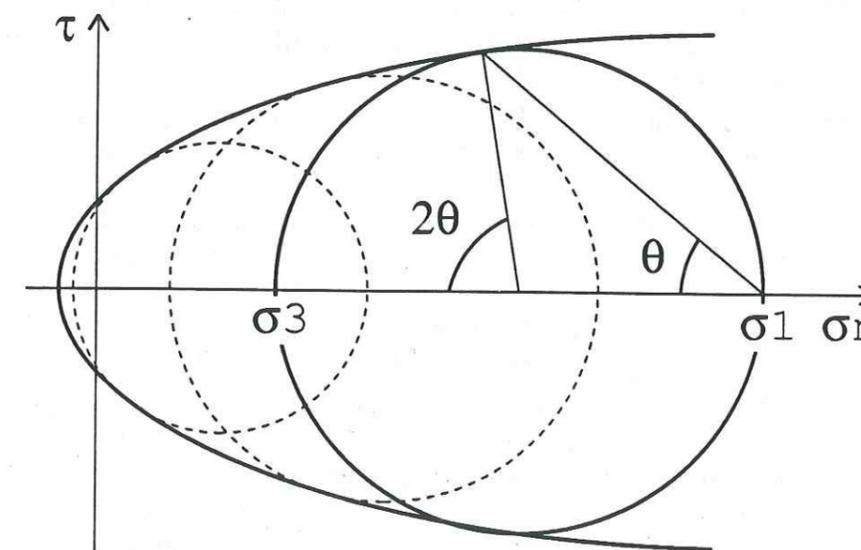


Fig. I.8 : Courbe intrinsèque d'une roche et angle de rupture (θ).

régime extensif (b,c,d) : des failles normales pures (à pitch 90°), avec un pendage de 60° , dont l'azimuth est perpendiculaire à la contrainte σ_3 .

régime décrochant (f,g,h) : des failles décrochantes pures (à pitch 0°) verticales, dont l'azimuth fait un angle de 30° avec la direction de σ_1 .

régime compressif (j,k,l) : des failles inverses pures (à pitch 90°), avec un pendage de 30° , dont l'azimuth est perpendiculaires à la contrainte σ_1 .

On constate que dans ces trois cas, la contrainte intermédiaire σ_2 est contenue dans le plan de faille; sa magnitude par rapport aux deux autres contraintes n'a donc aucune influence sur l'orientation et le sens de la strie. La géométrie des plans de failles néoformés ne dépendra donc que de l'orientation du trièdre des contraintes et pas de la valeur du rapport R.

Seuls les quatre tenseurs de contraintes qui comportent un axe de révolution peuvent créer des failles d'orientation variée (Fig. I.9). En effet, le point de rupture correspond simultanément au point de tangence du grand cercle de Mohr (σ_1 - σ_3) et d'un des deux autres cercles (σ_1 - σ_2 pour $R=0$ ou σ_2 - σ_3 pour $R=1$), avec la courbe intrinsèque. On aura donc:

(a) pour l'état de contrainte extensif radial ($R=0$), des failles normales à pitch 90° ayant toutes les directions de l'espace avec un pendage de 60° .

(e) pour l'état de contrainte extensif uniaxial ($R=1$), des failles normales à pitch 90° perpendiculaires à la contrainte σ_3 et plongeant à 60° , des failles décrochantes à pitch 0° verticales et faisant un angle de 60° avec la direction de σ_3 et des failles avec des directions, des pendages et des pitches intermédiaires.

(i) pour l'état de contrainte compressif uniaxial ($R=0$), des failles inverses à pitch 90° perpendiculaires à la contrainte σ_1 et plongeant avec un angle de 30° , des failles décrochantes verticales à pitch 0° , faisant un angle de 30° avec la direction de σ_1 et des failles avec des directions, des pendages et des pitches intermédiaires.

(m) pour l'état de contrainte compressif radial ($R=1$), des failles inverses à pitch 90° ayant toutes les directions de l'espace avec un pendage de 30° .

En néorupture, en dehors des quatre derniers cas que l'on vient d'examiner, les plans de failles qui se forment correspondent à de la déformation plane (failles normales à pitch 90° , décrochements à pitch 0° ou failles inverses à pitch 90° de même direction). La géométrie de ces plans ne dépend que de l'orientation du trièdre des contraintes. Réciproquement, **le calcul du tenseur des contraintes à partir des failles néoformées permettra uniquement de déterminer l'orientation du trièdre des contraintes; le rapport R restera indéterminé.** Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre consacré aux méthodes de détermination des tenseurs de contraintes à partir de l'analyse des microfailles.

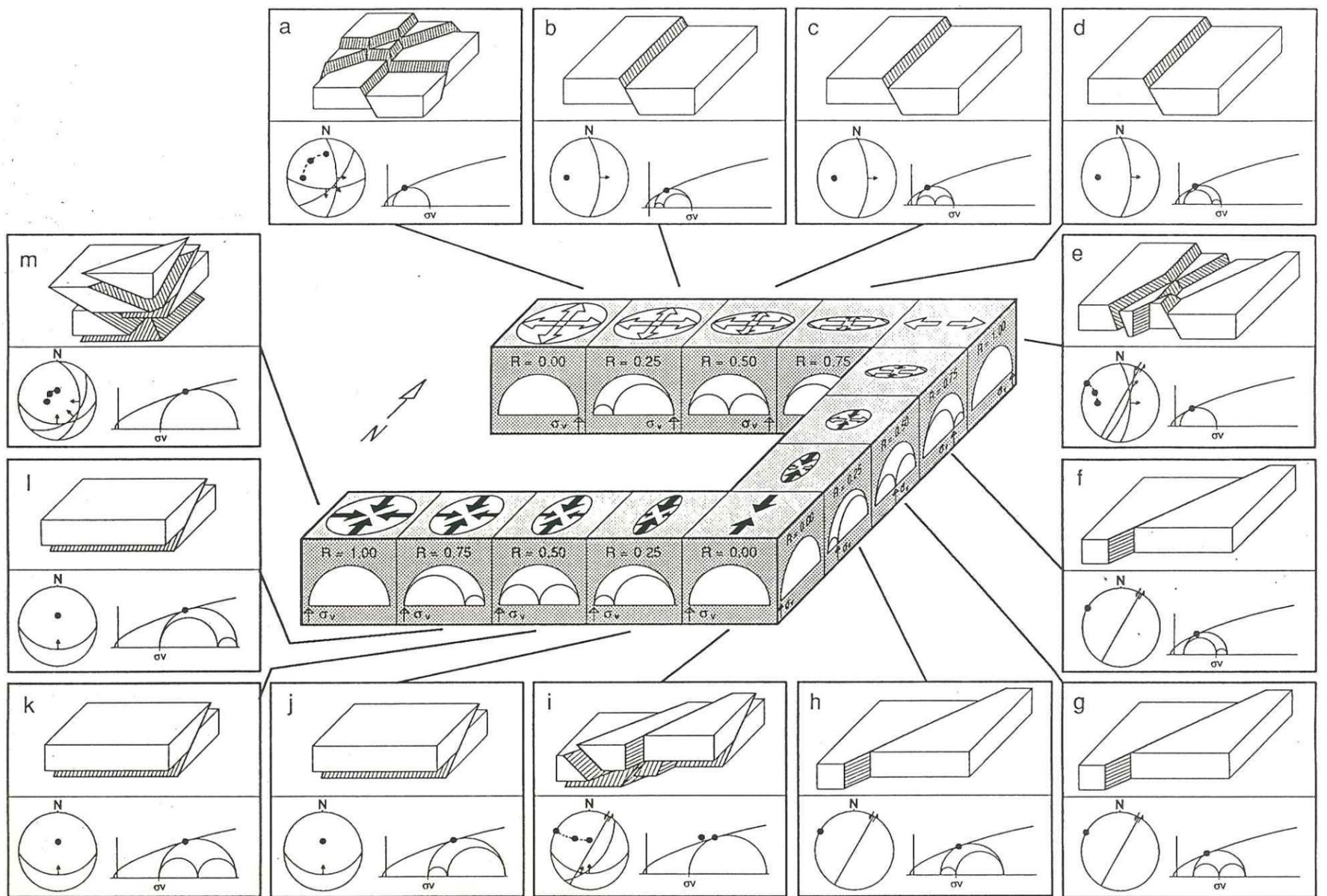


Fig. 1.9 : Géométrie des failles en néorupture pour différents tenseurs de contraintes.

Dans chaque cas, on a représenté :

- un bloc diagramme des faille représentatives de la déformation.
- un diagramme de Wulff (hém. inf.) des failles correspondant au bloc diagramme (la ligne pointillée qui joint les pôles de failles correspond à la position de tous les pôles des plans qui peuvent jouer; 1/4 seulement de l'espace est figuré).
- un diagramme τ/σ_n qui indique le point de rupture (point de tangence entre grand cercle de Mohr et courbe intrinsèque) du ou des plans néoformés.

1.3.2 Réactivation d'anciens plans de failles : les failles héritées.

Dans la nature, les roches soumises à une déformation présentent généralement des plans de discontinuités; c'est le cas notamment des roches sédimentaires telles que les calcaires, les marnocalcaires et les grès où en plus de la stratification, des diaclases, des fentes de tension et des joints stylolitiques sont souvent présents. Ces différents types de discontinuités sont autant de plans de faiblesse qui peuvent jouer préférentiellement lors d'un épisode tectonique postérieur. On parlera alors de plans de failles hérités. La dynamique de ces discontinuités dépendra d'une loi de friction qui est liée essentiellement à la rhéologie de chaque roche [Jaeger 1979, Byerlee 1978]. Sur un diagramme contrainte tangentielle-contrainte normale (τ/σ_n) (Fig. I.10), cette loi de friction est décrite par une droite d'équation $\tau = \mu_f \sigma_n$ où μ_f représente le coefficient de friction. La droite passe par l'origine, car on suppose qu'il n'y a pas de résistance initiale au glissement.

Si on prend l'exemple d'un plan de faiblesse d'orientation N045 45 SW (Fig. I.11), on constate que la valeur du pitch et le sens du mouvement sont différents pour chaque état de contraintes. Ainsi, le jeu sur ce plan de faille est :

- (a) normal "pur" pour $R=0$ en régime extensif,
- (c) normal senestre pour $1 \geq R > 0$ en régime extensif (pitch $>45^\circ$),
- (e) senestre normal pour $0.5 < R \leq 1$ en régime décrochant (pitch $<45^\circ$),
- (g) senestre "pur" pour $R=0.5$ en régime décrochant,
- (i) senestre inverse pour $0 \leq R < 0.5$ en régime décrochant (pitch $<45^\circ$),
- (k) inverse senestre pour $1 > R \geq 0$ en régime compressif (pitch $>45^\circ$),
- (m) inverse "pur" pour $R=1$ en régime compressif.

D'autre part, si l'on considère que l'on se trouve à la même profondeur (σ_v est constante), on constate que pour les 13 cas envisagés la valeur de la contrainte différentielle majeure ($\sigma_1 - \sigma_3$) nécessaire au rejeu du plan est différente selon le régime de contraintes (extensif, compressif ou décrochant) et la valeur du rapport R . D'une manière générale, on voit qu'elle croit depuis le régime extensif vers le régime compressif. Cette remarque pouvait également être faite dans le cas de la néorupture (Fig. I.9).

L'exemple que nous venons de présenter illustre bien le principe de Bott puisque qu'il montre que dans le cas de discontinuités préexistantes, l'orientation de la strie sur le plan ne dépend que de deux choses : l'orientation du trièdre des contraintes et la valeur du rapport R . Réciproquement, l'analyse des stries sur les plans de failles hérités doit permettre de déterminer l'orientation du trièdre des contraintes et le rapport R .

2 Variation des contraintes dans l'espace.

De nombreux exemples de mesures de contraintes actuelles ont montré depuis longtemps que celles-ci pouvaient varier en grandeur et en direction [Greiner 1975, Taponnier & Molnar 1976, Mattauer & Mercier 1980, Greiner & Lohr 1980, Froidevaux *et al.* 1980, Paquin *et al.* 1982...]. On doit donc envisager que le tenseur des contraintes peut varier dans les trois dimensions de l'espace dans le cas de paléocontraintes.

2.1 variation des contraintes dans le plan horizontal.

On a constaté en déterminant les paléocontraintes à partir de la microtectonique que le champ de contraintes pour un même épisode tectonique n'était pas uniforme [Arthaud & Choukroune 1972]. Cette constatation peut se faire à toutes les échelles [Philip 1983, Xiahuan 1983, Granier 1986, Taha 1986, Ritz 1986, Tourneret 1990, Rebaï *et al.* 1991]. Ces phénomènes de variations des contraintes actuelles et anciennes ont été interprétés en termes de "perturbations". Ainsi par exemple, Anderson (1951) et Ramsay (1967) ont montré que les contraintes se réorganisaient à proximité de grandes failles. Des modèles numériques et expérimentaux ont permis de mieux caractériser ces phénomènes : en effet, dans ces modèles, il apparaît clairement que les contraintes peuvent varier considérablement en grandeur et en direction au voisinage des failles, notamment dans les zones de terminaisons ou de relais et de façon plus générale en fonction de leurs géométries [Xiahuan 1983, Petit & Barquins 1988] (Fig. I.12 et I.13).

2.2 Variation des contraintes avec la profondeur.

En référence aux mesures de contraintes actuelles, on sait que celles-ci peuvent varier considérablement près de la surface [Cornet 1991], notamment en fonction de la topographie [McTigue 1981]. En ce qui concerne les paléocontraintes, on se trouve généralement dans des cas où la déformation s'est produite suffisamment profondément pour échapper à cet effet topographique.

Par contre, se pose le problème de la variation du tenseur de contraintes par rapport à la forme du tenseur lithostatique. En effet, on peut décomposer le tenseur des contraintes en profondeur en deux parties: une partie tectonique et une partie lithostatique.

Deux hypothèses peuvent être formulées en ce qui concerne la forme du tenseur lithostatique :

- (1) le tenseur lithostatique est isotrope,
- (2) le tenseur lithostatique est anisotrope.

Dans la première hypothèse, on considère que les trois contraintes σ_x , σ_y , et σ_z sont égales [McGarr 1988]. Dans ce cas, le rapport R du

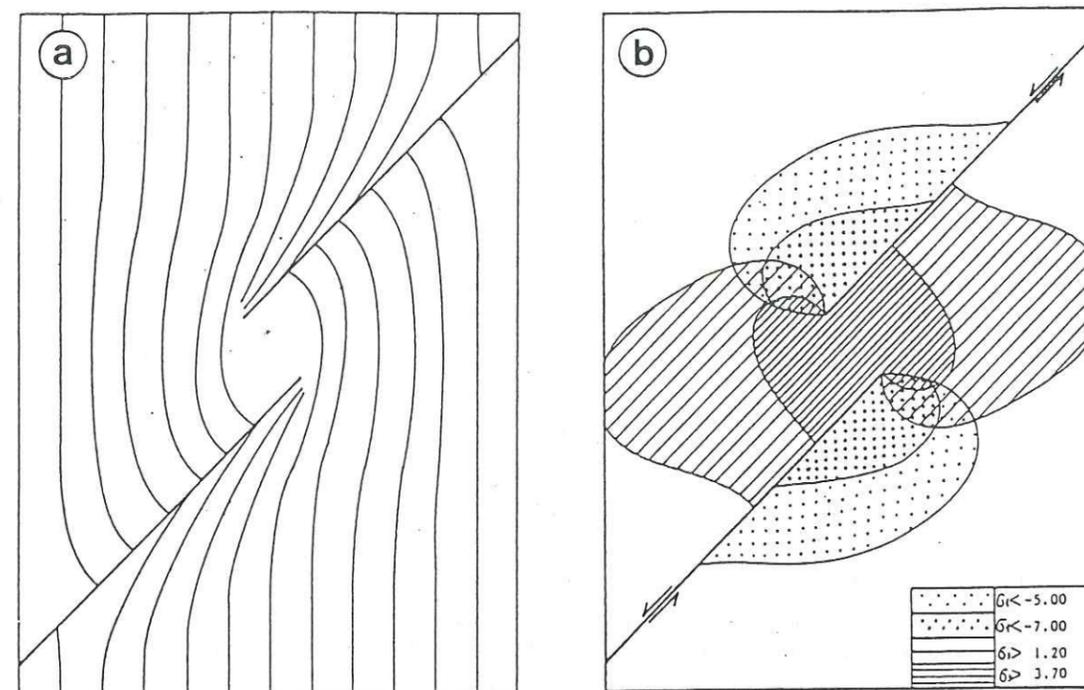


Fig. I.12 : Modèles en éléments finis des trajectoires (a) et de la concentration (b) de la contrainte majeure σ_1 au voisinage d'un relié extensif [d'après Xiahuan 1983].

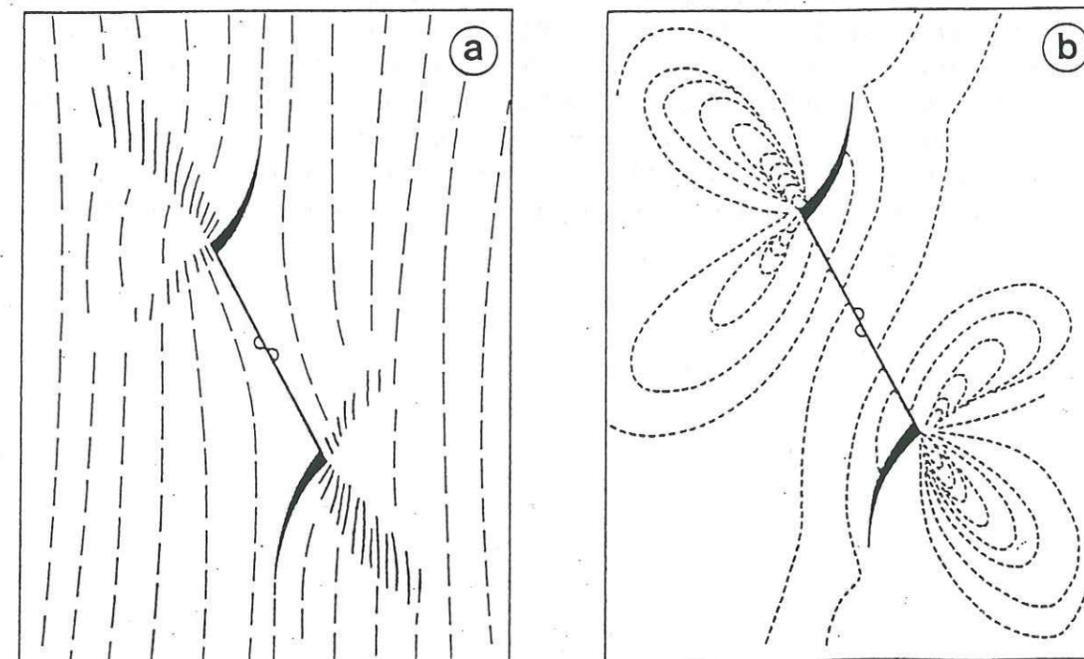


Fig. I.13 : Distribution des contraintes liées à un défaut préexistant dans une lame de plexiglas (PMMA) en compression uniaxiale [d'après Petit & Barquins 1988] :

a) trajectoires de la contrainte majeure σ_1 .

b) concentrations des contraintes matérialisées par les isochromes (lignes d'isovaleurs de la contraintes cisailante).

tenseur des contraintes ne change pas; seules les valeurs absolues des contraintes augmentent avec la profondeur (Fig. I.14).

Par contre, dans la deuxième hypothèse, les deux contraintes lithostatiques horizontales σ_x et σ_y sont plus faibles que la contrainte lithostatique verticale $\sigma_z = \rho gh$ (correspondant au poids de la colonne de sédiments de hauteur h) [Jaeger & Cook 1979, Turcotte 1982]. σ_x et σ_y sont proportionnelles à σ_z tel que $\sigma_x = \sigma_y = (\mu/1-\mu)\sigma_z$ où μ représente le coefficient de Poisson.

Si l'on accepte cette équation, le rapport R des contraintes varie avec la profondeur (Fig. I.14) tel que :

- en régime extensif, il diminue
- en régime décrochant, il augmente,
- en régime compressif, il diminue,

Rispoli et Vasseur (1983) ont décrit deux cas d'augmentation du rapport R avec la profondeur. Il s'agit d'une étude des états de contraintes liés à la tectonique pyrénéenne, dans la région du Languedoc. Les auteurs mettent en évidence deux épisodes tectoniques successifs caractérisés tous les deux par un régime de contraintes décrochant. L'analyse de plusieurs stations situées sur une coupe verticale leur permet de montrer que le rapport R dans les deux cas, augmente avec la profondeur (Fig. I.15).

Dans les deux hypothèses (tenseur lithostatique isotrope ou tenseur lithostatique anisotrope), on admet que les directions des axes principaux des contraintes ne varient pas. Par contre, si effectivement le rapport R varie avec la profondeur, on peut se poser la question de la signification des valeurs de R déterminées à partir des mesures microtectoniques. En effet, pour les épisodes tectoniques anciens, on peut penser que certaines zones ont été soulevées et érodées beaucoup plus que d'autres, et que par conséquent les déformations observées ne se sont pas produites à une même profondeur. Par contre, dans le cas d'épisodes très récents, il semble que l'on puisse négliger les différences de profondeur entre chaque station microtectonique.

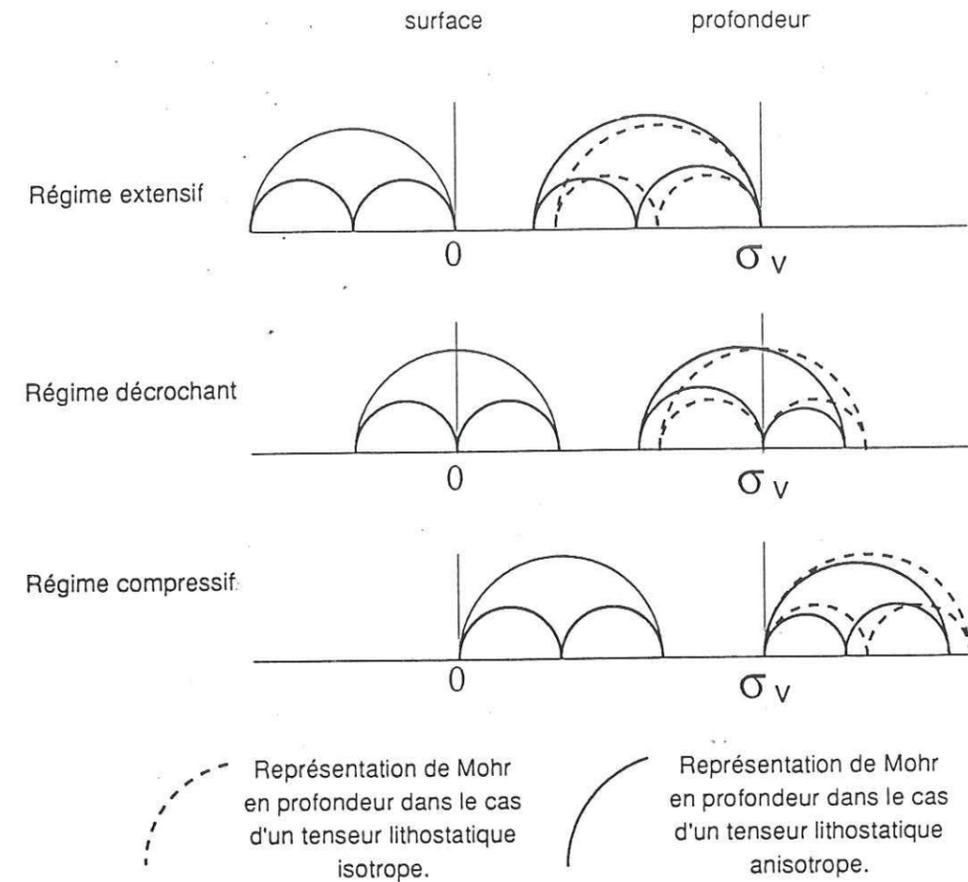


Fig. I.14 : Variation ou stabilité du rapport R des contraintes avec la profondeur.

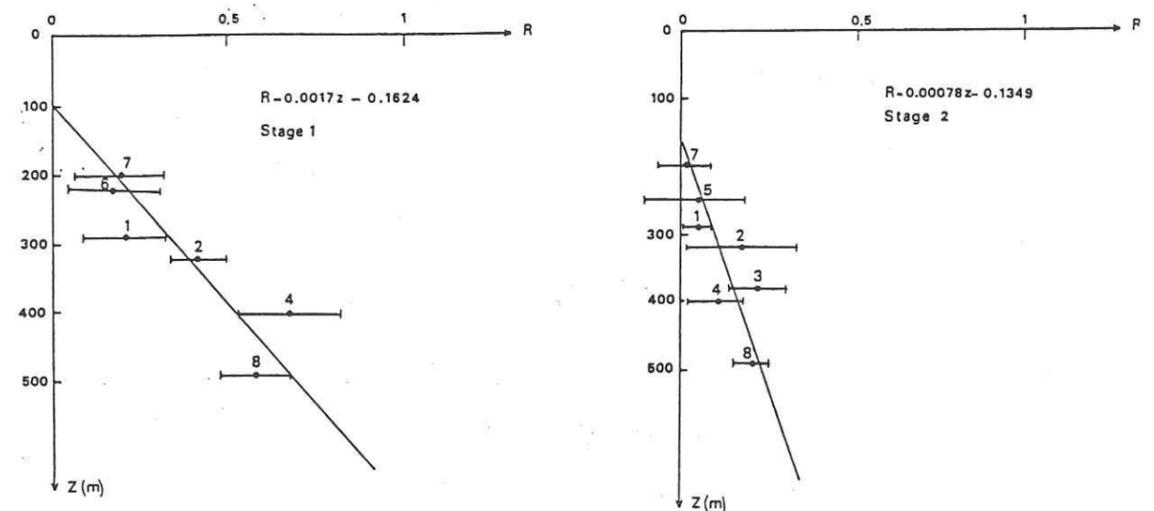


Fig. I.15 : Valeurs du rapport $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ en fonction de la profondeur pour 2 épisodes tectoniques (compression pyrénéenne dans le Languedoc) [d'après Rispoli & Vasseur 1983].

CHAPITRE II :

DETERMINATION DES TENSEURS DE CONTRAINTES A PARTIR DES PLANS STRIES.

A partir de l'hypothèse selon laquelle la strie représente la contrainte tangentielle appliquée sur le plan de faille [Anderson 1951, Wallace 1951], Bott (1959) montre que l'orientation de cette strie dépend des 3 paramètres d'orientations du trièdre des contraintes, exprimés en fonction des angles d'Euler (ψ , θ et φ) et du rapport des grandeurs de ces contraintes (R).

En partant de ce principe, plusieurs méthodes dites automatiques du fait qu'elles fonctionnent à l'aide d'un programme informatique, ont été proposées pour calculer le tenseur des contraintes à partir d'une population de failles [Carey 1976, 1979; Armijo et Cisternas 1978; Angelier et Goguel 1979, Etchecopar *et al.* 1981; Armijo *et al.* 1982; Gephart et Forsyth 1984]. Pour ces méthodes dites inverses, 4 failles suffisent théoriquement pour calculer les 4 paramètres du tenseur des contraintes. En général, on dispose d'un nombre beaucoup plus important de mesures, ce qui revient à résoudre un problème "surcontraint".

L'ensemble de la démarche qui nous amènera à la détermination du ou des tenseurs de contraintes à l'origine des microfailles observées sur un affleurement peut être subdivisée 2 étapes :

(1) observation et analyse des microstructures cassantes sur le terrain (fentes, stylolites et microfailles), et report des mesures de microstructures sur canevas stéréographique.

(2) calcul du ou des tenseurs de contraintes.

1 Etude des données microtectoniques.

Dans un premier temps, l'analyse de terrain consiste à observer les différentes microstructures qui sont présentes sur l'affleurement. On cherchera à établir des relations géométriques et chronologiques entre elles ainsi qu'avec les structures à plus grande échelle qui constituent le cadre tectonique de la station étudiée. On pourra donc avoir à la suite de cette première analyse une idée du nombre d'épisodes tectoniques, de leurs caractéristiques générales (compression, extension) et de leurs chronologies relatives.

A la suite de ces observations, on pourra procéder à la mesure des microstructures :

- dans le cas des fentes de tensions, on mesurera les azimuts et les pendages des épontes et éventuellement la direction des fibres de cristallisations (calcite ou quartz);

- dans le cas des stylolites, on mesurera les azimuths et les pendages des joints et préférentiellement les azimuths et les plongements des pics stylolitiques si ceux-ci sont bien individualisés;

- dans le cas des microfailles, on mesurera les azimuths et pendages des plans ainsi que l'angle de plongement de la direction de la strie par rapport à l'horizontale (pitch).

On pourra alors procéder au report de ces mesures sur canevas stéréographiques (diagrammes de Schmidt ou de Wulff - hémisphère inférieur -). Cette représentation sur canevas qui doit être effectuée de préférence directement sur le terrain est indispensable pour la suite de l'analyse, car elle permet de juger de la dispersion des plans de failles ou au contraire de la prédominance d'un ou de plusieurs réseaux de failles. Ce dernier point est très important car c'est de lui que dépendra la qualité de la détermination du ou des états de contraintes.

2 Détermination des états de contraintes.

2.1 Traitement des données par la méthode des contraintes optimales [Etchecopar 1984].

La méthode des contraintes optimales permet de déterminer de façon approximative les positions moyennes des trois axes principaux des contraintes σ_1 , σ_2 et σ_3 .

Cette méthode est basée sur des principes simples inspirés des résultats expérimentaux de la mécanique des roches en néorupture (voir chapitre I.1.3.1). En effet, les expériences de rupture sur des échantillons naturels de roches montrent que les plans de failles qui apparaissent font un angle de 30° par rapport à la contrainte majeure σ_1 .

La position optimale des 3 axes de contraintes principaux par rapport au plan de faille est donc la suivante (Fig. II.1) :

- σ_1 et σ_3 sont contenues dans le plan qui est perpendiculaire à la faille et qui passe par la strie. L'angle entre les deux axes de contraintes, σ_1 et σ_3 , et la strie est respectivement de 30° et 60° .

- σ_2 est perpendiculaire au plan σ_1/σ_3 et à la strie; elle est par conséquent contenue dans le plan de faille.

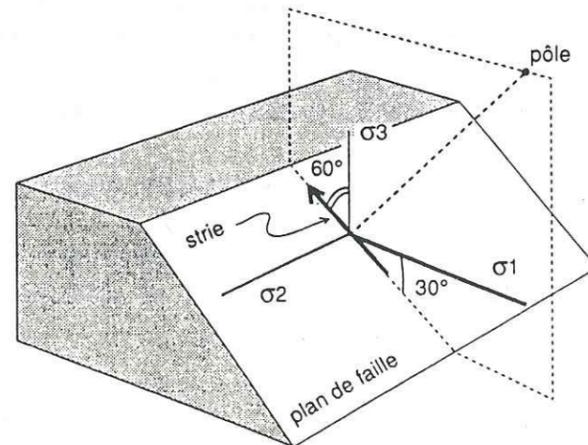


Fig. II.1 : Position des 3 axes de contraintes dans le cas de la méthode des contraintes optimales.

La méthode des contraintes optimales, du fait qu'elle est basée sur les résultats de la néorupture ne permet pas de déterminer la valeur du rapport R des contraintes sauf dans les 4 cas où le tenseur est de révolution (Fig. I.9), c'est à dire :

a) dans le cas de l'extension radiale ($R=0$); l'ensemble des axes σ_3 décrira une couronne autour de σ_1 ;

b) dans le cas de l'extension uniaxiale ($R=1$); les axes σ_2 et σ_1 seront contenus dans un même plan perpendiculaire à σ_3 ;

c) dans le cas de la compression uniaxiale; les axes σ_2 et σ_3 seront contenus dans un même plan perpendiculaire à σ_1 ;

d) dans le cas de la compression radiale ($R=1$); l'ensemble des axes σ_1 projetés sur un diagramme stéréographique décrira une couronne autour de σ_3 .

Cette méthode qui est très approximative (on considère, sauf exception que la néorupture ne représente pas une proportion importante des microfailles mesurées dans les stations microtectoniques) a l'avantage d'être simple et rapide à mettre en oeuvre.

Deux exemples de traitement par la méthode des contraintes optimales sont présentés au paragraphe 3 de ce chapitre.

2.2 Détermination des états de contraintes à l'aide de la méthode "Etchecopar".

2.2.1. Hypothèses.

La méthode Etchecopar [Etchecopar *et al.* 1981; Etchecopar 1984; Etchecopar et Mattauer 1988] permet de déterminer le ou les états de contraintes à partir d'une population de failles mesurées dans un même volume rocheux.

L'application de ces méthodes à des exemples naturels implique le respect de trois conditions préalables :

(1) Déformation faible : les rejets le long des différents plans de failles sont faibles et du même ordre de grandeur de façon à pouvoir considérer que chaque plan a joué indépendamment des autres.

(2) Rectilinéarité des stries : les stries sont linéaires et parallèles entre elles pour des plans de faille de direction et de pendage constants, s'il s'agit de la même phase.

(3) Isotropie du milieu : la station étudiée est située dans un volume rocheux relativement isotrope, ce qui signifie que la population de failles étudiée est homogène (failles de même dimensions) et que la dispersion des directions de plans de failles dans l'espace est maximum (il s'agit donc de failles héritées).

2.2.2 Principe de fonctionnement.

Le principe de cette méthode consiste à rechercher par une stratégie "essai-erreur", le tenseur $T_0 = f(\psi, \theta, \phi, R)$ pour lequel la fonction $F = \sum \langle S_{m_j} - S_{c_j} \rangle$, qui représente la somme des écarts angulaires entre strie mesurée S_{m_j} et strie calculée S_{c_j} , est minimale.

La méthode comprend trois étapes dans la recherche du tenseur des contraintes :

(1) Choix d'un tenseur initial : Cette première étape consiste à sélectionner un tenseur solution initial parmi un grand nombre (autour de 200) de groupes de variables (ψ, θ, ϕ, R) tirés au hasard dans leur intervalle de variation ($[0, \pi]$, $[0, \pi]$, $[0, \pi]$, $[0, 1]$).

(2) Optimisation non linéaire : Cette deuxième étape a pour but d'améliorer la solution initiale en faisant varier successivement les différentes variables ψ, θ, ϕ , et R . Pour chaque variation, la fonction $F' = \sum \langle S_{m_j} - S_{c_j} \rangle^2$ est calculée. Une fois atteinte la valeur minimale de F' , l'optimisation s'arrête.

(3) Optimisation linéaire : Cette dernière étape permet d'aboutir à au tenseur final. En partant de la solution précédente, on détermine à l'aide d'un algorithme de programmation linéaire, les variations qu'il faudrait apporter au tenseur, pour qu'au niveau de chaque plan de failles, la strie calculée soit parfaitement colinéaire à la strie mesurée.

2.2.3 Présentation des résultats

Le traitement des microfailles par la méthode Etchecopar fournit les indications suivantes (voir exemple figure II.4) :

(1) Les 4 paramètres du tenseur solution avec leurs barres d'erreurs :

- les 3 axes principaux σ_1, σ_2 et σ_3 , repérés par leur azimuth et leur plongement.

- le rapport des contraintes $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$

(2) L'histogramme des écarts angulaires entre strie mesurée et strie calculée. Il permet de juger très rapidement de la qualité de la solution trouvée : on vérifiera notamment la forme de cet histogramme qui doit être de type pyramidal depuis les classes d'écarts les plus faibles aux classes d'écarts les plus forts (chaque classe d'écarts est de 5-6 degrés). En général, on admet que les failles prises en compte dans la détermination du tenseur doivent être regroupées dans les trois premières classes de l'histogramme. C'est à dire que l'écart entre strie mesurée et strie réelle ne doit pas dépasser $15^\circ - 17^\circ$. Si tel n'est pas le cas, la solution sera en général jugée mauvaise.

(3) La représentation de Mohr des plans striés. Elle permet de se rendre compte de la dispersion des plans dans l'espace et surtout de juger

de la fiabilité de la solution du point de vue mécanique. En effet, cette représentation indique quelles sont les contraintes normale (σ_n) et tangentielle (τ) pour chaque plan strié pris en compte dans le calcul du tenseur. On a alors une indication sur la mécanique de chaque microfaille; les plans dont le rapport τ/σ_n sont trop faibles seront rejetés.

(4) La projection sur diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur) des 3 axes principaux du tenseur solution.

2.2.4 Pratique du traitement.

Pour traiter une station microtectonique avec la méthode Etchecopar, 3 éléments sont nécessaires :

- le programme "faille",

- le fichier de données,

- le fichier de paramètres. Ce fichier permet la gestion des données dans la recherche et le calcul du tenseur. On y précise notamment le nombre de failles n que l'on prend en compte parmi les N failles de la station.

A partir de l'analyse microtectonique faite sur le terrain, on peut envisager deux situations :

(1) le cas d'une déformation monophasée. Le tenseur doit théoriquement expliquer 100% des plans striés mesurés. On testera donc dans un premier temps toutes les failles ($n/N = 100\%$). Mais, généralement, il est rare d'obtenir une bonne solution qui prenne en compte la totalité des failles. Selon le résultat de ce premier traitement, on réduit le pourcentage pour améliorer la solution et laisser ainsi de côté un résidu "inexplicable" (erreur de mesure, mouvement guidé, rotation locale, déviation des contraintes, etc...).

(2) le cas polyphasé. Le calcul d'un unique tenseur pour l'ensemble des failles donnerait forcément un résultat aberrant. On cherchera donc d'entrée, par une stratégie essai-erreur, à séparer les différentes populations de failles, en jouant sur le pourcentage n/N des failles à prendre en compte

La figure II.2 illustre une procédure générale de traitement. A partir d'une population de N failles, on cherche le tenseur T_1 qui prend en compte n failles sur les N totales. Les failles rejetées constituent le reliquat N' . Après avoir éliminé les failles (ϵ_1) qui ont un rapport τ/σ_n trop faible, on retraits à 100% les failles restantes et on obtient le tenseur définitif T'_1 .

On cherche ensuite le tenseur T_2 qui prend en compte n' failles sur les $N' + \epsilon_1$ restantes. A nouveau, après avoir éliminé les failles (ϵ_2) qui ont un rapport τ/σ_n trop faible, on retraits à 100% les failles restantes et on obtient le tenseur définitif T'_2 .

On procède ainsi de suite jusqu'à obtenir un reliquat r de plans striés inexplicables.

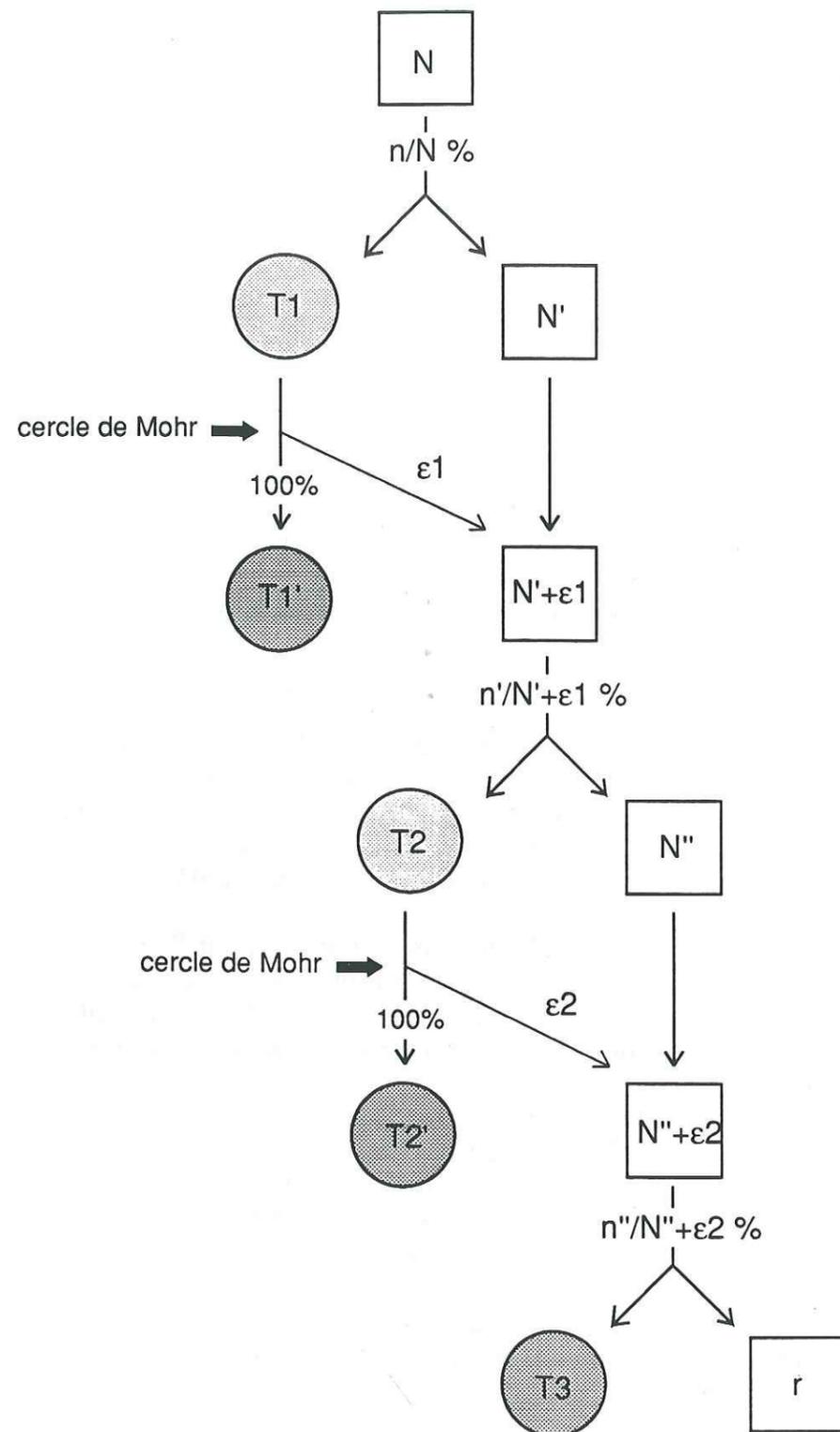


Fig. II.2 : Tableau sinoptique montrant la démarche générale suivie pour le calcul des tenseurs de contraintes dans un cas polyphasé.

Les observations de terrains (proportions respectives des différents microstructures appartenant aux différentes phases, si celle-ci peut être estimée) pourront guider dans le choix des pourcentages choisis.

Dans un cas "simple" où l'ensemble des failles correspond à deux épisodes tectoniques bien distincts (une compression et une extension par exemple), la détermination automatique des deux états de contraintes correspondant s'effectue sans difficultés.

Par contre, au delà de deux phases de déformation, ou quand celles-ci correspondent à deux phases de compression ou deux phases d'extension, le tri automatique des failles devient beaucoup plus délicat. Dans ces cas également, ce sont les observations de terrain qui permettront de guider le calcul. On pourra alors fixer certains paramètres du tenseur initial (σ_1 et/ou σ_3 et R) autour duquel la recherche du tenseur final s'effectuera.

Dans certains cas, un tri préalable en fonction des critères de chronologie observés sur le terrain devra être fait à priori, sans quoi on ne pourra obtenir une solution fiable (voir paragraphe 4.4 de ce chapitre).

3 Exemples d'utilisation de la méthode Etchecopar.

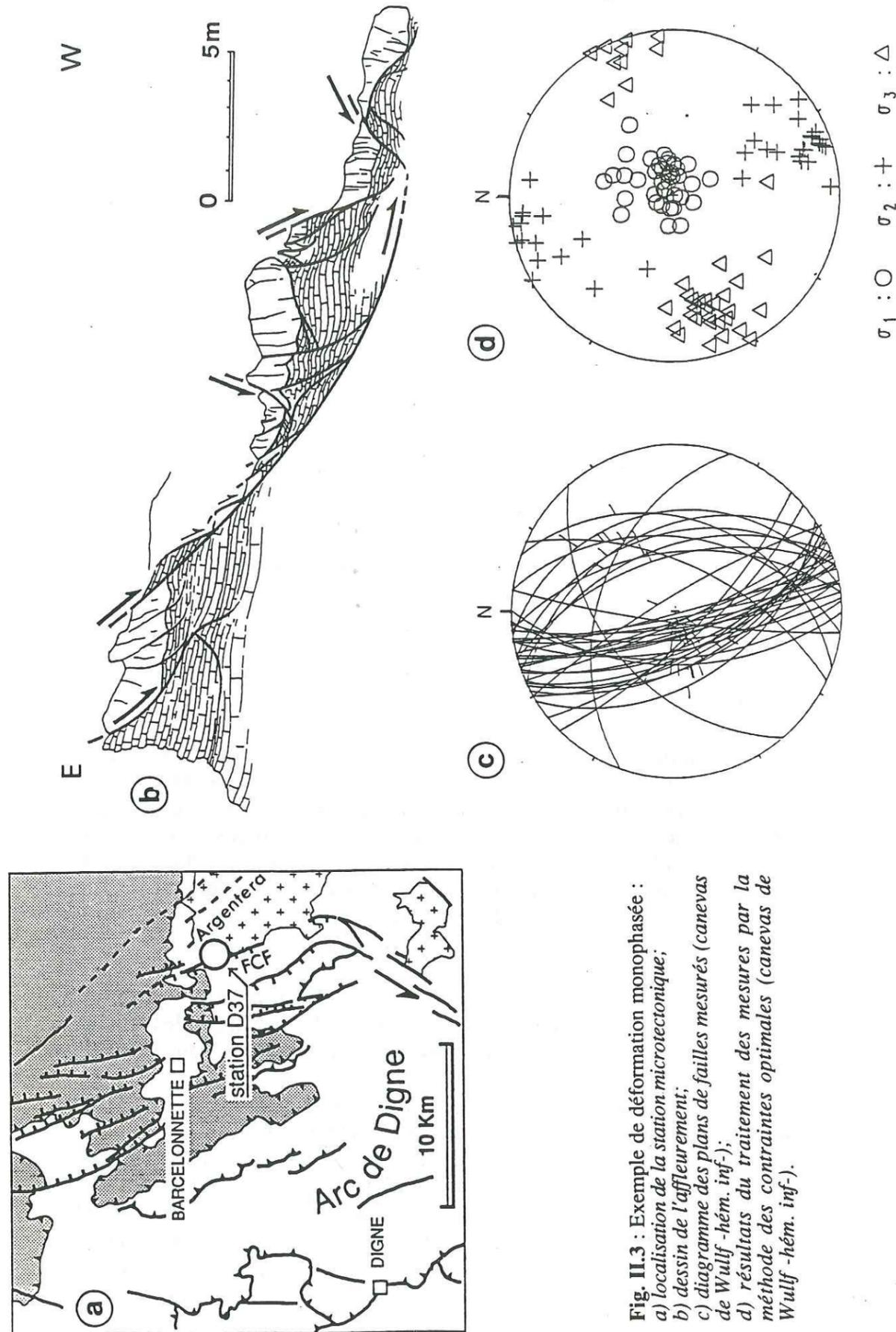
3.1 Exemple d'un cas monophasé.

Etude d'une station microtectonique dans la partie interne de la nappe de Digne.

L'exemple choisi (station n° D37) est situé dans les calcaires pélagiques du Crétacé supérieur, à l'extrémité Nord-Ouest du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour (Fig. II.3a). Ce secteur se caractérise par la présence de grandes failles normales longitudinales (orientées N140-150 en moyenne) d'échelle cartographique dont les rejets peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres. La station est localisée près de la faille du "camp des Fourches" (FCF) orientée N150, qui effondre vers l'Ouest la couverture sédimentaire; son rejet vertical est de 1500 mètres.

L'affleurement étudié (Fig. II.3b) est un très bon exemple de tectonique monophasé; il montre une série de failles normales d'échelle métrique. Cette déformation extensive se traduit par le boudinage d'un banc calcaire. Un plan de faille d'échelle décimétrique décale d'environ cinq mètres l'ensemble des couches; son pendage diminue vers l'Ouest pour devenir parallèle à la stratification (So N150 20° W).

Le report des plans de failles sur diagramme de Wulff (38 plans mesurés; cf volume données microtectoniques) (Fig. II.3c) indique que la déformation est exclusivement en extension. Un réseau de plans orientés NNW-SSE à pendage ouest est prédominant. Ce système de failles est conjugué à des failles de même direction et à pendage est. On remarque



également que les pitches des stries sont relativement proches de 90°. Ces constatations indiqueraient qu'une grande partie des plans sont néoformés.

Le résultat du traitement des données par la méthode des contraintes optimales (Fig.II.3d) corrobore cette observation, car les 3 axes principaux des contraintes sont en moyenne très bien regroupés : σ_1 est verticale, σ_2 est sub-horizontale et orientée N150-N160 et σ_3 est également sub-horizontale et orientée en moyenne N060. Si on considère les densités les plus fortes des trois axes, on constate un léger basculement du trièdre autour d'un axe orienté N150, c'est à dire la direction de S_0 .

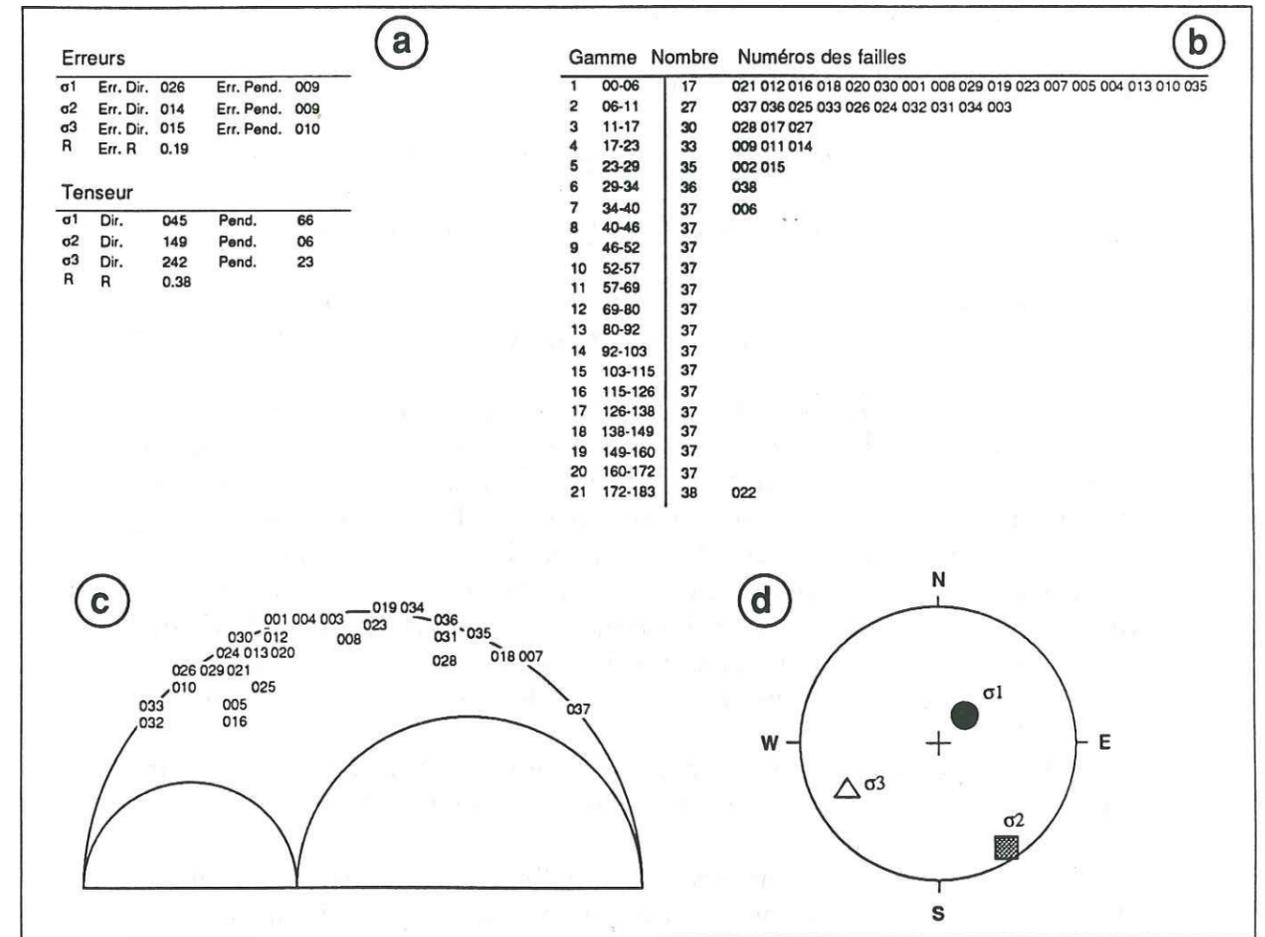


Fig. II.4 : Résultats du traitement des mesures de la station n°D37 par la méthode automatique "Etchécopar" :
 a) tenseur solution et barres d'erreur;
 b) histogramme des écarts angulaires entre stries mesurées et stries calculées;
 c) position des plans de failles pris en compte dans le calcul du tenseur sur le cercle de Mohr;
 d) projection des axes de contraintes sur canevas stéréographique.

La dispersion des mesures est toutefois suffisante pour que l'on puisse déterminer un tenseur des contraintes par la méthode automatique. Le tenseur calculé (Fig. II.4) prend en compte 75% des données (28/38 mesures) regroupées dans les trois premières classes d'écart. L'histogramme des écarts angulaires montre une très bonne distribution de l'ensemble des données avec une première classe d'écart (0° - 6°) très importante. De même la représentation de Mohr est bonne, avec un rapport τ/σ_n satisfaisant pour les 28 plans de faille sélectionnés. L'état de contraintes obtenu est de type extensif avec $R=0.38$. Les orientations des 3 axes de contraintes sont identiques à celles déterminées par la méthode des contraintes optimales; on retrouve également un léger basculement du trièdre autour d'un axe de rotation correspondant à la direction de la stratification. Le tenseur aurait donc été basculé avec la stratification, postérieurement à l'épisode tectonique.

3.2 Exemple d'un cas polyphasé.

Etude d'une station microtectonique dans la nappe de Nice.

La station que nous avons choisi (n° N24a) est localisée près du Col du Pérus, au Nord-Est de Sospel (Fig. II.5a). Il s'agit d'un affleurement de marno-calcaires du Crétacé supérieur, situé à proximité de l'accident senestre "Breil-Sospel-Monaco" (FBSM), qui limite à l'Est la nappe de Nice.

La déformation des marno-calcaires dans cette station est très importante (Fig. II.5b). En effet, on y observe deux familles de plis superposés d'échelle métrique. Les plis les plus anciens ont des axes orientés N135; il sont replissés par des plis dont l'axe est orienté N055.

On peut mettre en relation ces deux directions d'axes de plis avec deux familles de microstructures qui confirment la chronologie des plissements. Ainsi, on observe des fentes de tensions orientées N045-060 antérieures à des fentes de tension orientées N140 et de nombreux plans striés montrant deux directions de stries différentes qui se recoupent (Fig. II.5c et II.5d).

Le report des mesures sur le diagramme de Wullf montre une très bonne dispersion des directions de plans de failles (Fig. II.6a).

Le traitement des données par la méthode des contraintes optimales (Fig. II.6b) montre un net regroupement des axes σ_1 autour de la direction NW-SE, que l'on peut mettre en relation avec la deuxième famille de microstructures (plis d'axe N055, fentes de tensions orientées N140, failles inverses orientées NE-SW et failles décrochantes dextres WNW-ESE). Un autre regroupement d'axes σ_1 , moins bien défini, autour de la direction NE-SW est également visible. Il correspondrait au premier épisode tectonique auquel on rattache les failles inverses orientés WNW-ESE.

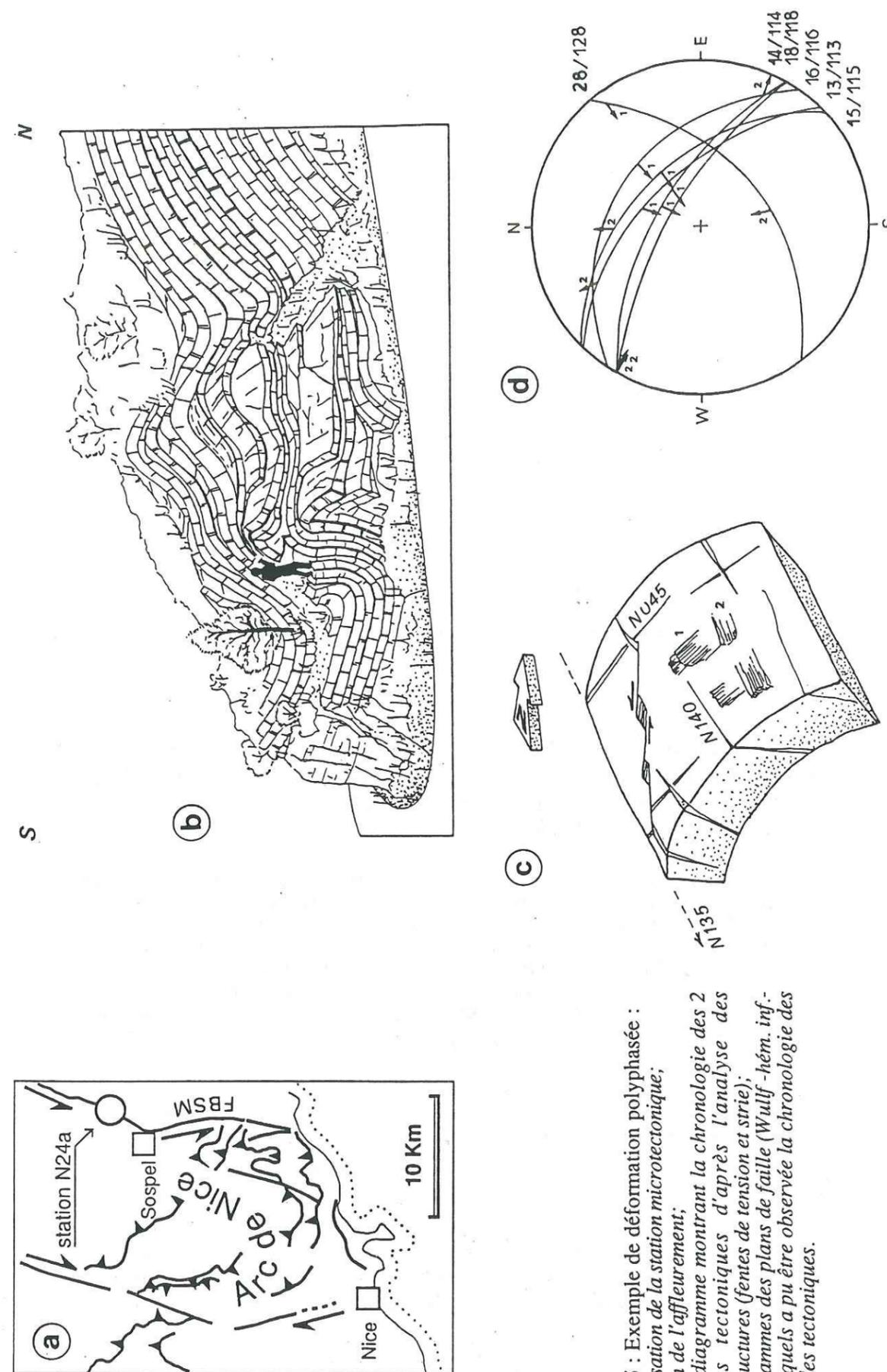


Fig. II.5 : Exemple de déformation polyphasée :
 a) localisation de la station microtectonique;
 b) dessin de l'affleurement;
 c) bloc diagramme montrant la chronologie des 2 épisodes tectoniques d'après l'analyse des microstructures (fentes de tension et strie);
 d) diagrammes des plans de faille (Wullf-hém. inf.) sur lesquels a pu être observée la chronologie des 2 épisodes tectoniques.

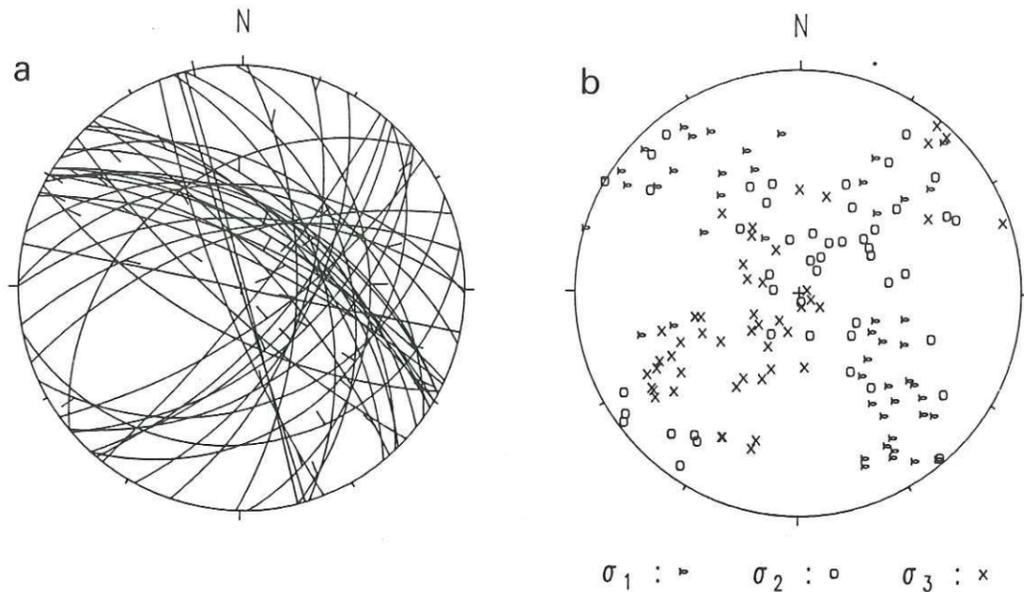


Fig. II.6 : Traitement des mesures de la station N24a :
 a) diagramme de Wulff (hém. inf.) des plans de failles mesurés;
 b) résultats du traitement des mesures par la méthode des contraintes optimales (diagramme de Wulff -hém. inf.-).

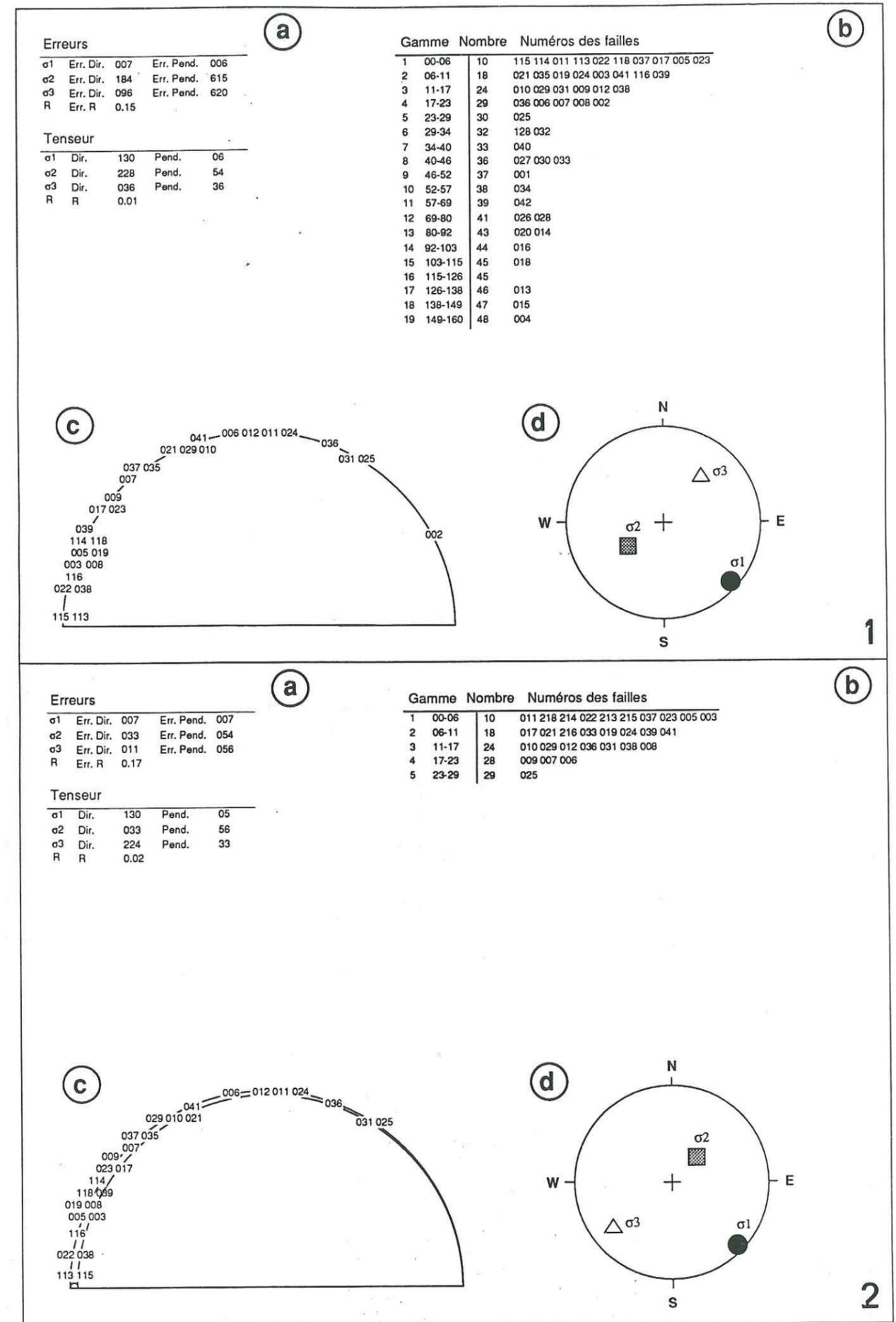
En ce qui concerne le traitement des mesures des plans striés par la méthode "Etchecopar" nous avons suivi la démarche générale décrite dans la figure II.2 (voir paragraphe II.2.2.4). Nous détaillons ici, l'ensemble du traitement qui s'est effectué en 8 étapes :

(1) sachant que nous sommes dans un cas de déformation au moins biphasée avec nette prédominance d'une phase sur l'autre (voir résultat du traitement des données par la méthode des contraintes optimales) nous avons testé un premier pourcentage $n/N=63\%$ (30/48 mesures). Ce pourcentage nous donne un histogramme tout à fait satisfaisant (Fig. II.7/1). Les 30 données, prises en compte pour le calcul du tenseur, définissent une pyramide très régulière comprise dans les 5 premières classes d'écart ($0^\circ-29^\circ$). La répartition des plans sur le cercle de Mohr est également bonne sauf en ce qui concerne la faille n°2 pour laquelle le rapport τ/σ_n est trop faible.

(2) après avoir écarté cette donnée, nous avons recalculé le tenseur à partir des 29 autres mesures. Nous obtenons alors une solution qui est compatible avec le dernier épisode tectonique (Fig. II.7/2). Le résultat est peu différent du précédent. L'état de contraintes est très proche du type compressif uniaxial car $R=0.02$ avec σ_1 sub-horizontale et orientée N130.

(3) le reste des données est ensuite analysé, y compris la faille n°2 précédemment rejetée (18+1 mesures). On fixe au hasard la valeur $n/N=50\%$ (9/19 mesures). Bien que l'histogramme soit satisfaisant, la solution obtenue n'est pas satisfaisante car la position des plans n°4 et n°33 sur le cercle de Mohr indique qu'ils ont un rapport τ/σ_n beaucoup trop faible (Fig. II.7/3).

Fig. II.7 : Résultats du traitement des mesures de la station n°N24a par la méthode automatique "Etchecopar".
 Légende identique à la figure II.4.



Erreurs

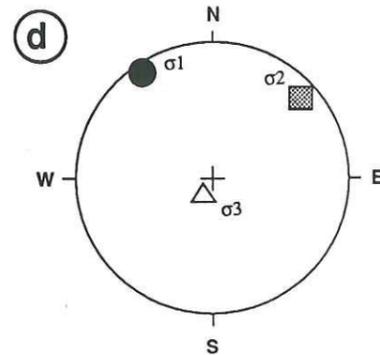
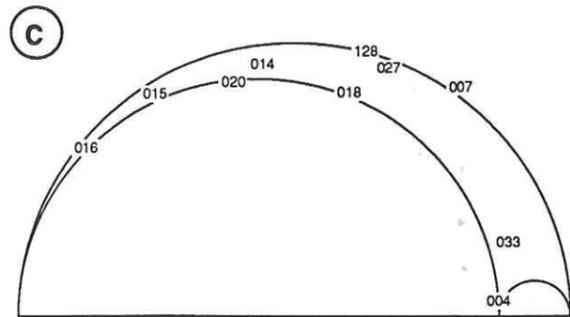
σ_1	Err. Dir.	070	Err. Pend.	023
σ_2	Err. Dir.	074	Err. Pend.	008
σ_3	Err. Dir.	029	Err. Pend.	005
R	Err. R	0.18		

Tenseur

σ_1	Dir.	318	Pend.	07
σ_2	Dir.	049	Pend.	12
σ_3	Dir.	199	Pend.	77
R	R	0.87		

Gamme Nombre Numéros des failles

1	00-06	05	004 014 016 027 033
2	06-11	07	015 128
3	11-17	09	020 018
4	17-23	09	
5	23-29	10	013
6	29-34	10	
7	34-40	10	
8	40-46	11	002
9	46-52	11	
10	52-57	11	
11	57-69	12	040
12	69-80	13	042
13	80-92	14	034
14	92-103	15	028
15	103-115	17	001 026
16	115-126	17	
17	126-138	19	032 030



3

Erreurs

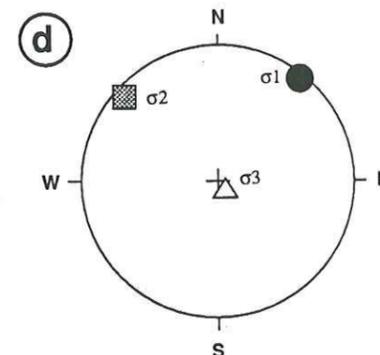
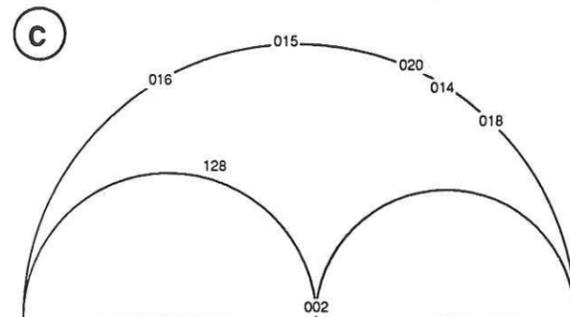
σ_1	Err. Dir.	006	Err. Pend.	008
σ_2	Err. Dir.	006	Err. Pend.	016
σ_3	Err. Dir.	094	Err. Pend.	015
R	Err. R	0.30		

Tenseur

σ_1	Dir.	039	Pend.	01
σ_2	Dir.	308	Pend.	07
σ_3	Dir.	136	Pend.	83
R	R	0.53		

Gamme Nombre Numéros des failles

1	00-06	04	002 018 016 020
2	06-11	06	015 128
3	11-17	08	014 013
4	17-23	08	
5	23-29	08	
6	29-34	08	
7	34-40	08	
8	40-46	08	
9	46-52	08	
10	52-57	09	027
11	57-69	09	
12	69-80	09	
13	80-92	09	
14	92-103	11	004 028
15	103-115	12	040
16	115-126	15	026 042 033
17	126-138	16	032
18	138-149	19	030 034 001



4

Erreurs

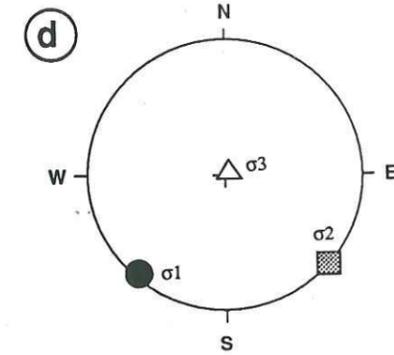
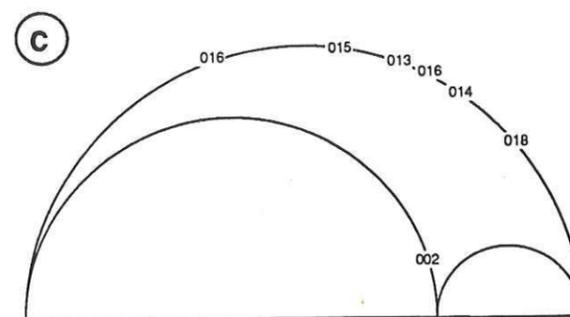
σ_1	Err. Dir.	047	Err. Pend.	165
σ_2	Err. Dir.	048	Err. Pend.	070
σ_3	Err. Dir.	715	Err. Pend.	124
R	Err. R	0.20		

Tenseur

σ_1	Dir.	222	Pend.	04
σ_2	Dir.	132	Pend.	01
σ_3	Dir.	030	Pend.	86
R	R	0.74		

Gamme Nombre Numéros des failles

1	00-06	03	002 020 018
2	06-11	06	014 016 015
3	11-17	07	013
4	17-23	07	
5	23-29	07	
6	29-34	07	
7	34-40	07	
8	40-46	07	
9	46-52	07	
10	52-57	07	
11	57-69	07	
12	69-80	07	
13	80-92	08	028



5

Erreurs

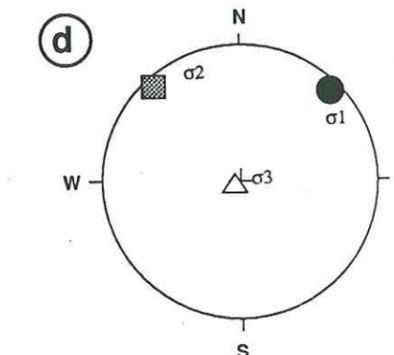
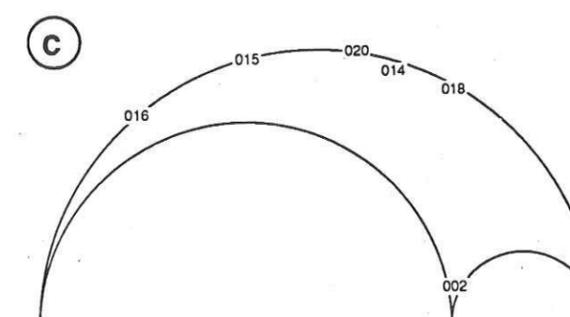
σ_1	Err. Dir.	020	Err. Pend.	146
σ_2	Err. Dir.	017	Err. Pend.	018
σ_3	Err. Dir.	506	Err. Pend.	126
R	Err. R	0.24		

Tenseur

σ_1	Dir.	045	Pend.	07
σ_2	Dir.	314	Pend.	04
σ_3	Dir.	196	Pend.	83
R	R	0.74		

Gamme Nombre Numéros des failles

1	00-06	05	002 015 016 018 020
2	06-11	06	014
3	11-17	06	
4	17-23	07	013
5	23-29	07	
6	29-34	07	
7	34-40	07	
8	40-46	07	
9	46-52	07	
10	52-57	07	
11	57-69	07	
12	69-80	07	
13	80-92	07	
14	92-103	08	028



6

(4) le pourcentage est alors abaissé à 40% (719 mesures), ce qui permet de séparer très distinctement 2 groupes au niveau de l'histogramme des écarts angulaires (Fig. II.7/4). Cependant la solution n'est pas correcte car la faille n°2 est très "mal placée" sur le cercle de Mohr, alors que celle-ci est située en tête de l'histogramme. De plus, on constate que la faille n°128 a été sélectionnée alors qu'elle correspond à une faille inverse de même direction que la contrainte σ_1 (voir figure II.5d). Et d'autre part, l'observation de terrain nous a permis de mettre en évidence que ce mouvement inverse était postérieur à un mouvement décrochant dextre que l'on peut rattacher à la première phase de déformation. Nous avons donc arbitrairement remplacé la faille n°128 par la faille n°28.

(5) le groupe en tête de l'histogramme est alors traité séparément avec $n/N=90\%$ (718 mesures) ce qui donne une solution peu différente de la précédente en ce qui concerne l'orientation du trièdre (Fig. II.7/5). Par contre le rapport R a augmenté. On constate également que la faille n°2, de nouveau en tête de l'histogramme a un rapport τ/σ trop faible pour que la solution soit jugée satisfaisante.

(6) le pourcentage n/N des failles à prendre en compte parmi ce groupe est alors abaissé à 75% (618 mesures), mais on retrouve pratiquement la même solution (Fig. II.7/6).

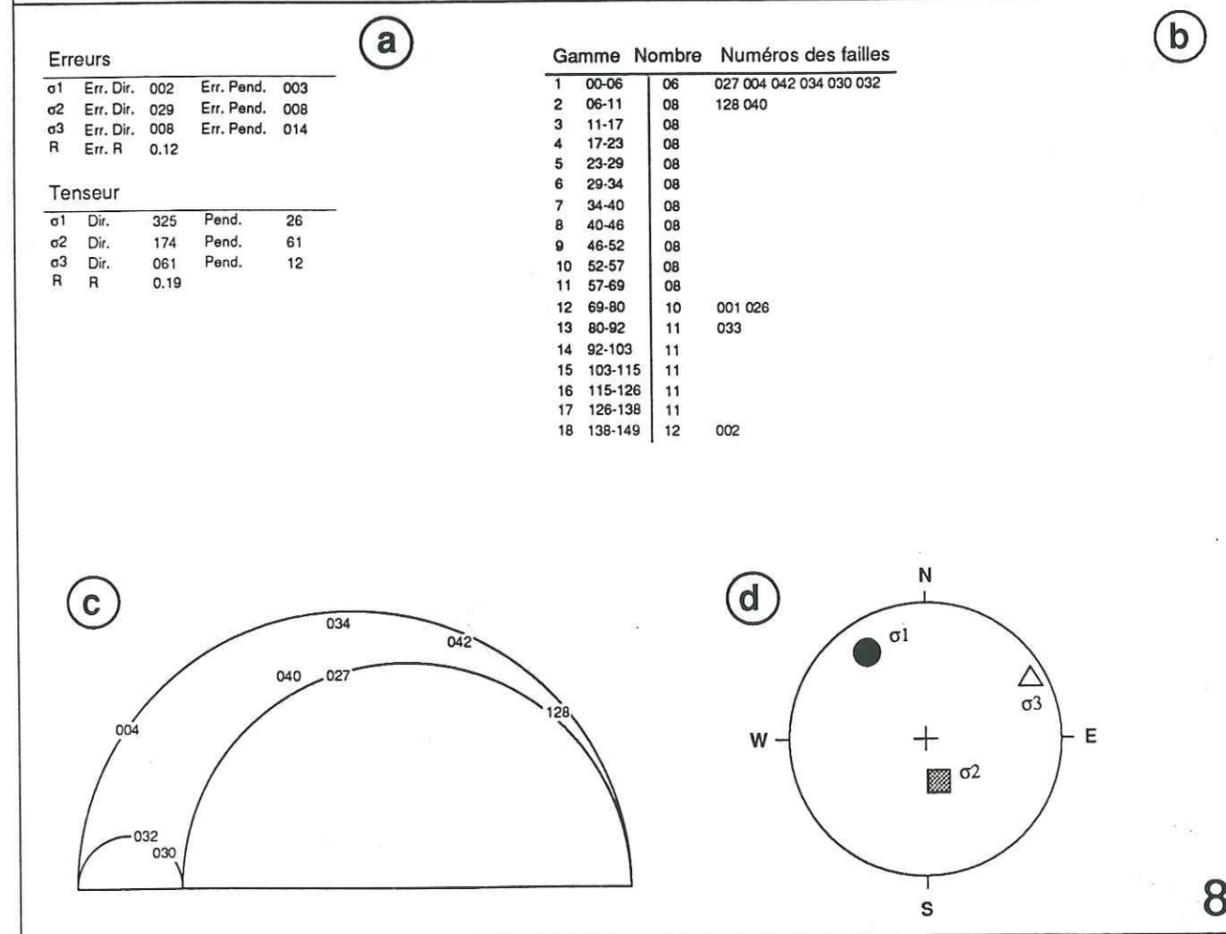
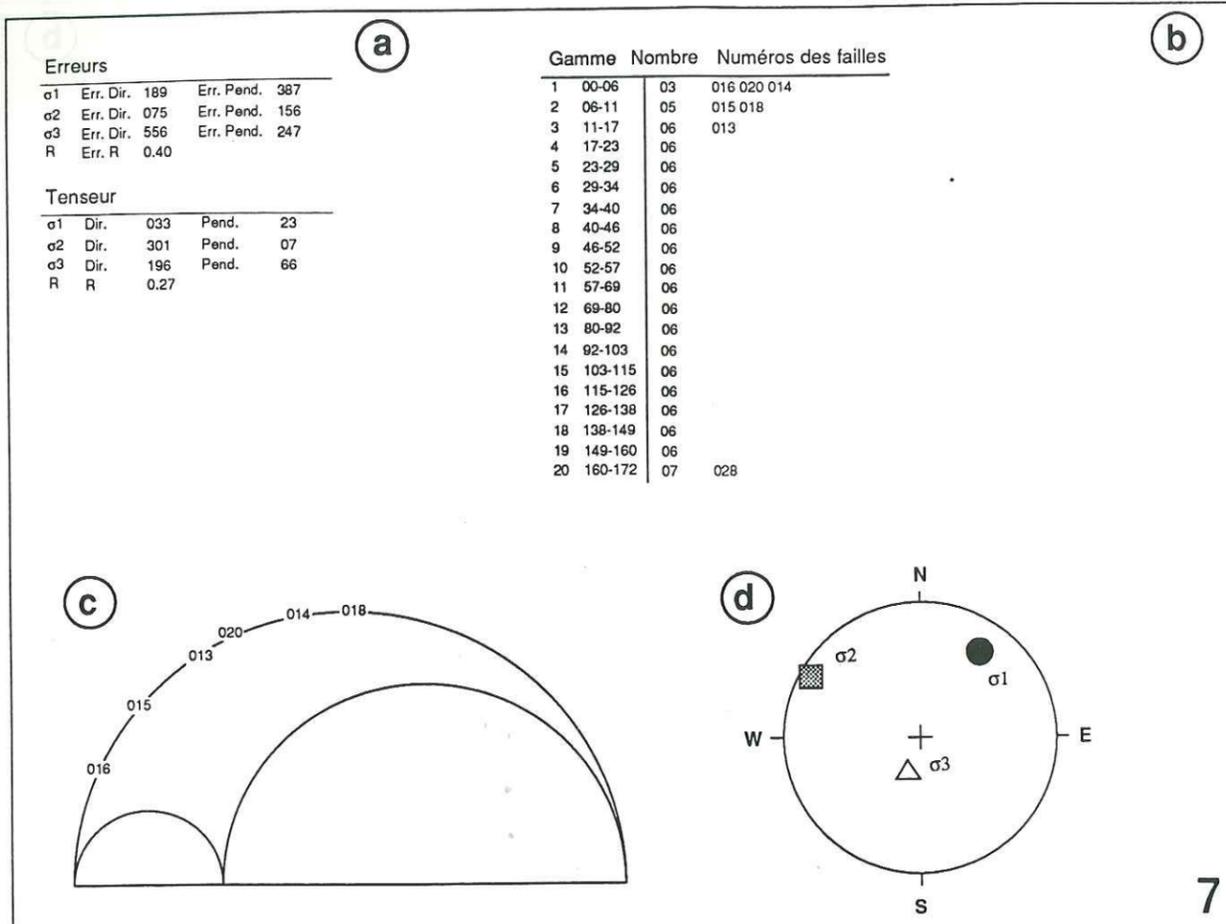
(7) le tenseur solution correspondant que l'on peut rattacher au premier épisode tectonique est finalement obtenu après avoir éliminé la faille n°2 (Fig. II.7/7). L'état de contraintes est de type compressif avec $R=0.27$ avec σ_1 orientée N033 et inclinée de 23° vers le Nord-Est.

Il est intéressant de remarquer que l'élimination de la faille n°2 a provoqué un changement radical de la valeur du rapport R, tandis que l'orientation des 3 axes principaux n'a presque pas changée. Nous reviendrons par la suite sur ce problème particulier.

D'autre part, on constate que la faille n°28 n'a pas été prise en compte. Celle-ci est donc définitivement mise à l'écart puisque l'on sait qu'elle est chronologiquement liée au premier épisode tectonique (voir figure II.5d). Il s'agit sans doute là d'un exemple d'erreur de mesure, à savoir que le sens de jeu sur la faille n°28 doit être senestre et non pas dextre.

(8) enfin, après avoir traité le reste des données (12 mesures), un troisième état de contraintes peu différent du premier est obtenu (Fig. II.7/8) prenant en compte 8 données. L'état de contraintes est de type décrochant- $R=0.19$ avec σ_1 orientée N145, inclinée de 26° vers le NW.

Au total, trois tenseurs solutions ont été obtenus par l'analyse des mesures microtectoniques avec la méthode automatique. Il reste un résidu "inexplicable" de 5 failles, ce qui est tout à fait satisfaisant pour l'étude d'un exemple polyphasé.



Interprétation et discussion des résultats en fonction du contexte tectonique :

Le premier et le troisième tenseurs de contraintes obtenus ont des caractéristiques très voisines (Fig. II.7/2 et II.7/8). Ils sont tous les deux de type décrochant avec un rapport R faible, ce qui les rapproche du type compressif uniaxial (cf chapitre I.1.2; figure I.7). Ce résultat est en accord avec la déformation observée, à savoir des décrochements et des failles inverses contemporains puisque nous n'avons pas observé de chronologie entre ces deux types de microstructures.

On constate d'autre part, que le troisième tenseur obtenu est basculé autour d'un axe orientée ENE-WSW, correspondant à la direction moyenne des axes de plis liés au deuxième épisode tectonique. Si on ramène à l'horizontale l'axe σ_1 , on retrouve à peu près la direction de compression horizontale obtenue pour le premier tenseur, à savoir N130-N140. Ceci montre que les caractéristiques du champ de contraintes lié au deuxième épisode tectonique sont restées à peu près stables dans le temps.

Le tenseur correspondant au premier épisode tectonique est moins bien déterminé (Fig. II.7/7). Les mesures sont en petit nombre et très peu dispersées. Cependant le tenseur des contraintes obtenu est cohérent avec les caractéristiques de la déformation. Il est de type compressif-R=0.27 avec σ_1 orientée N033. On peut expliquer l'inclinaison de la contrainte majeure par un basculement autour de la direction N135 qui correspond à la direction des axes de plis de la première phase. A fortiori, cet état de contraintes aurait également été basculé au cours du deuxième épisode de déformation.

4 Limites d'application de la méthode automatique, analyse critique; amélioration des résultats.

4. 1 Préfracturation et tenseur des contraintes.

La plupart des études microtectoniques s'effectuent dans des terrains sédimentaires qui présentent en général une forte anisotropie qui correspond d'une part aux plans de stratification mais également à des réseaux de diaclases, de fentes, de joints stylolitiques ou de failles. La distribution de cette préfracturation sera très variable, notamment en fonction du type de roche.

Par exemple, la préfracturation que l'on peut observer dans les carbonates, n'est généralement pas répartie de façon homogène. Les diaclases, les joints stylolitiques ou les fentes de tensions présentent le plus souvent des directions préférentielles. Par conséquent, si ces plans de faiblesse jouent lors d'un épisode tectonique, on observera en général une redondance de certaines directions de failles (Fig. II.8a). La détermination du tenseur des contraintes et notamment l'évaluation du rapport R à partir de ces failles risquera alors d'être imprécise.

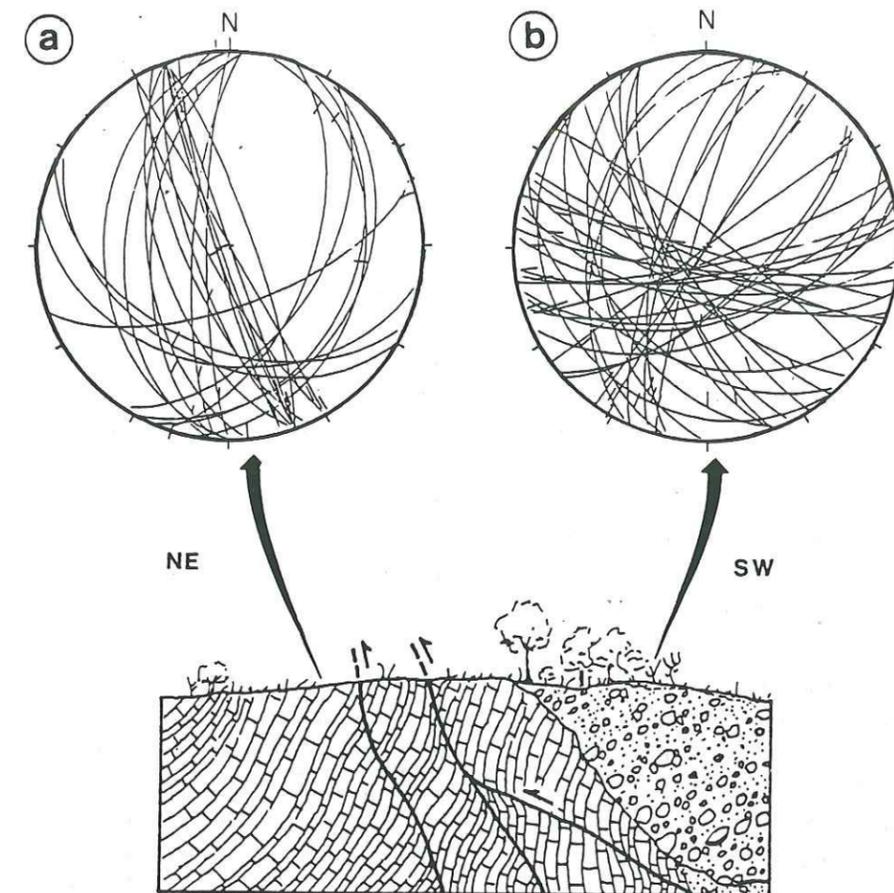


Fig. II.8 : Exemple de répartition de la fracturation dans 2 types de roches :
a) diagramme des plans ayant joué dans les calcaires (Wulf-hém. inf-);
b) diagramme des plans ayant joués dans les conglomérats (Wulf-hém. inf.-).

Il faudra donc dans la pratique veiller à utiliser des plans d'orientation les plus diverses, en évitant de mesurer en trop grand nombre des plans de directions et de pitches très proches.

Par contre, dans les formations conglomératiques, on peut considérer que les facettes de galets sont autant de plans de discontinuités sur lesquelles pourra s'effectuer le glissement [Schrader 1988] lors d'un épisode tectonique. Les conglomérats correspondent donc à un milieu idéalement préfracturé [Combes 1984, Casagrande 1985]. On peut alors mesurer un grand nombre de microfailles de direction très variables correspondant aux plans tangents à la surface convexe de chaque galet (Fig. II.8b). Dans ce cas la détermination du tenseur des contraintes et notamment l'évaluation du rapport R pourront être effectués très précisément.

4.2 Loi de friction et calcul du tenseur des contraintes.

Dans l'exemple que nous avons traité précédemment, la méthode automatique permet de calculer un tenseur de contrainte en intégrant des plans striés qui ont des rapport τ/σ_n très faibles, et qui par conséquent sont incompatibles avec une loi de friction : c'est le cas de la faille n°2 (Fig.II.7/1,4,5 et 6) ou des failles n° 4 et n°33 (Fig.II.7/3).

Pour améliorer la solution (Fig. II.9) :

- on peut abaisser le pourcentage des failles à prendre en compte et éliminer automatiquement les failles incompatibles. On peut obtenir alors une autre solution calculée à partir d'un lot de failles différent (Fig. II.9a).

- si en diminuant le pourcentage n/N , les plans "mal placés" ne peuvent pas être éliminés automatiquement, on procède alors à une élimination manuelle en gardant le même lot de failles; deux cas se présentent alors :

(1) l'élimination manuelle ne modifie pas l'orientation et la forme du tenseur calculé (Fig.II.9b).

(2) l'élimination manuelle modifie l'orientation et la forme du tenseur calculé (Fig.II.9c).

Commentaire : Dans l'exemple correspondant à la figure II.9a, l'élimination automatique des deux plans entraîne une modification complète de la solution et notamment la diminution de la valeur du rapport R. On voit donc que la position de ces deux plans a été déterminante dans le calcul du premier tenseur (les deux plans sont situés à proximité d'un des axes σ_2 et σ_1 du tenseur). Cette situation a pour conséquence de focaliser la solution vers des valeurs élevées du rapport R.

On retrouve le même type de situation, mais inversé, dans le cas de la figure II.9b. L'élimination des deux plans ne modifie pas la solution après un nouveau calcul, mais par contre, on peut penser que ce sont les plans situés près des axes σ_2 et σ_3 qui ont permis de garder la même solution avec une focalisation du rapport R vers une valeur très faible.

Enfin, dans le cas de la figure II.9c, l'élimination manuelle des plans situés près des axes σ_2 et σ_1 modifie fortement comme dans le cas de l'élimination automatique (Fig. II.9a) les paramètres du tenseur, ce qui se traduit notamment par une diminution de la valeur de R.

D'une manière générale, on constate que lorsqu'une faille dont le pôle est situé à proximité d'un des trois axes principaux σ_1 , σ_2 ou σ_3 , la valeur du rapport R est focalisée vers deux valeurs limites qui sont $R=0$ (Fig. II.9b) ou $R=1$ (Fig. II.9a et c).

Cette particularité peut être expliquée par l'étude de la variation du pitch de la strie en fonction du rapport R. En effet, Laborde (1989) montre que la dérivée partielle du pitch par rapport à R ($\partial \text{pitch} / \partial R$)

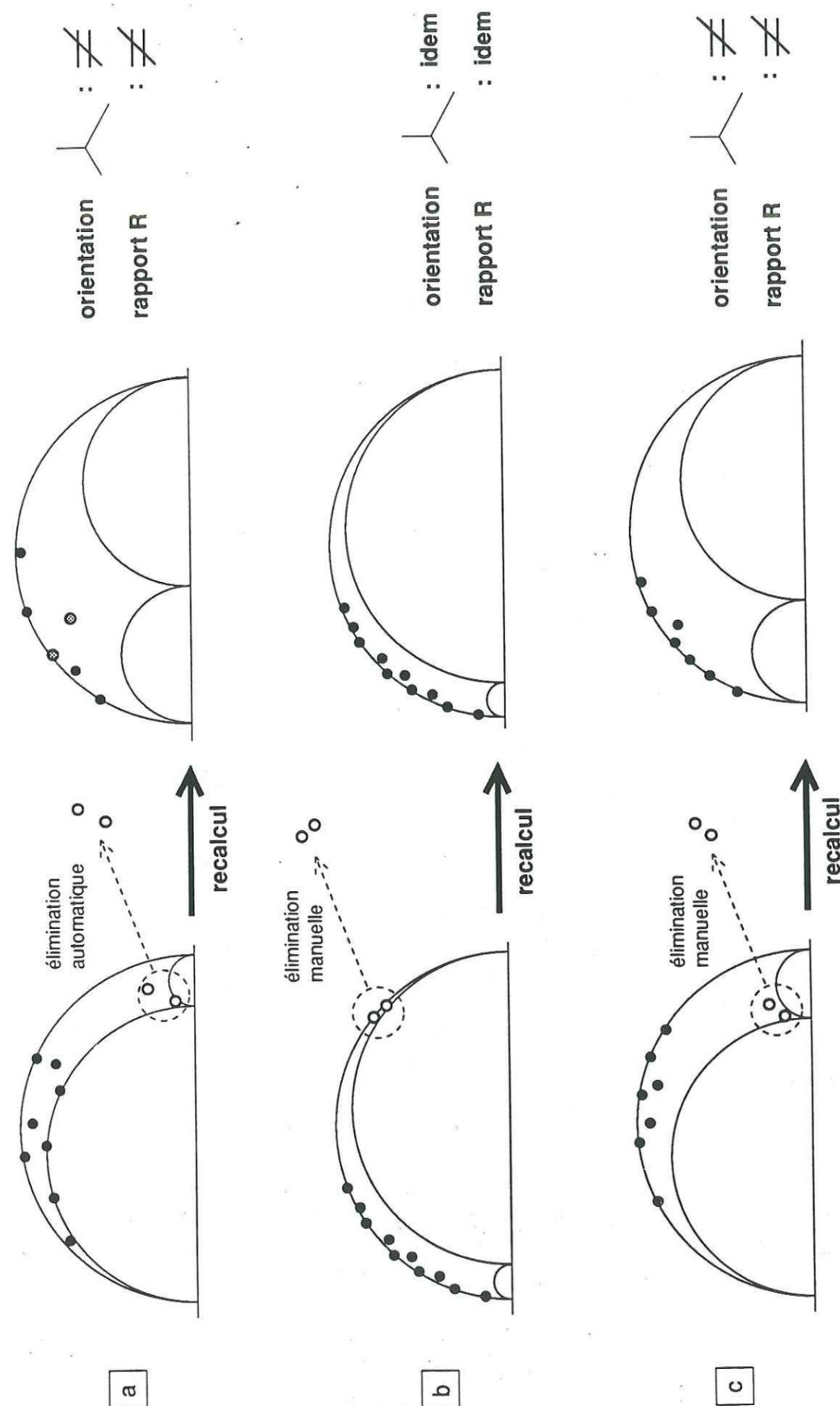


Fig. II.9 : Exemples de procédure d'amélioration des solutions dans l'utilisation de la méthode automatique.

correspond à une valeur élevée autour de σ_2 et σ_3 dans les cas où R est proche de 0, et autour de σ_2 et σ_1 dans le cas où R est proche de 1. Ces propriétés singulières ont été étudiées en détails par Ritz & Taboada (1991) (Fig. II.10). Dans cette figure, on a représenté les courbes d'isovaleurs de la fonction $\partial \text{pitch} / \partial R$ dans la représentation de Mohr, pour trois valeurs particulières du rapport R .

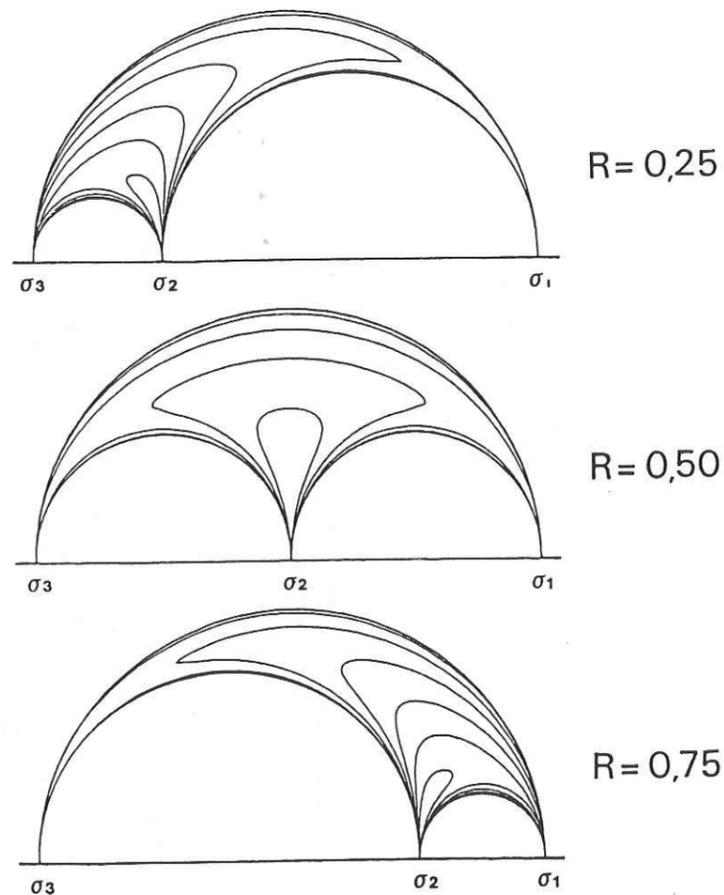


Fig. II.10 : Courbe d'isovaleur de la fonction $\partial \text{pitch} / \partial R$ pour différentes valeurs du rapport R .

On constate que les 3 axes principaux représentent des points singuliers pour la fonction $\partial \text{pitch} / \partial R$. Dans tous les cas de figure, le maximum de la fonction se produit près de σ_2 . (Ce maximum dépend également de la valeur de R : il est infini pour $R=0$ et $R=1$, et "minimum" pour $R=0.5$). Pour les deux autres axes (σ_1 et σ_3), la situation est la suivante : si le rapport R est proche de 0, $\partial \text{pitch} / \partial R$ est élevée près de σ_3 ; si le rapport R est proche de 1, $\partial \text{pitch} / \partial R$ est élevée près de σ_1 .

Autrement dit, si la normale du plan de faille est proche des endroits où $\partial \text{pitch} / \partial R$ est élevée, le pitch de la strie calculée et par conséquent l'écart angulaire entre la strie mesurée et la strie calculée sera également très sensible aux variations du rapport R . Dans la minimisation, la valeur de R sera donc focalisée vers ces valeurs extrêmes de façon à expliquer parfaitement la strie mesurée sur le plan en question. Ces plans seront donc situés en tête de l'histogramme bien que mal placés sur le cercle de Mohr.

L'histogramme de fréquence des types d'état de contraintes pour 203 tenseurs de contraintes déterminés avec les stations microtectoniques localisées dans la région Provence-Alpes du Sud (Fig. II 11), montre une nette concentration des valeurs de R autour de 0, toutes qualités confondues. Cette constatation va dans le même sens que l'analyse faite précédemment, à savoir que la méthode automatique tend à focaliser le rapport R vers des valeurs extrêmes. Ici la focalisation est sur des valeurs faibles du rapport R et non pas comme on pourrait également s'y attendre sur les valeurs de R proches de 1.

On peut donner deux explications distinctes et qui s'additionnent à cette disparité :

(1) quand on teste la position des plans sélectionnés dans la représentation de Mohr, on élimine les plans dont le rapport τ/σ_n est faible. Les plans situés dans la partie droite du diagramme seront éliminés plus volontiers que ceux situés dans la partie gauche. On considère en effet peut-être à tort, que les plans situés à droite sont beaucoup plus éloignés de la droite de friction que ceux situés à gauche.

(2) lorsqu'on considère uniquement les bonnes déterminations de tenseurs (en noir sur la figure), qui sont celles pour lesquelles il n'y a pas de phénomènes de focalisation, on constate qu'elles sont situées surtout vers les valeurs faibles du rapport R . Ce qui signifie que les tenseurs de contraintes proches des types extensif radial et compressif uniaxial (cf chapitre I.1.2) sont très fréquents dans la région étudiée.

En conclusion, le problème que l'on vient d'évoquer pose celui de la signification du rapport R , lorsque l'on ne fait pas une critique détaillée des résultats des calculs de tenseurs. Le problème pourrait être définitivement résolu si une loi de friction était prise en compte dans la détermination.

4.3 Amélioration des résultats : définition de la typologie des stries.

Lorsque les orientations des plans striés au niveau d'une station microtectonique sont très variés, on constate en général que les types de stries ne sont pas identiques. Certains plans présentent des stries stylolitiques (dissolution), alors que d'autres présentent des enduits de calcites (recristallisation). Si on place ces deux familles de plans de failles sur le cercle de Mohr, on constate qu'elles se regroupent en deux ensembles (Fig. II.12a). Les plans "calcitiques" sont situés dans la partie gauche du cercle de Mohr (τ/σ_n élevé), tandis que les plans "stylolitiques" et les plans à calcites sous abris, sont situés plus à droite (τ/σ_n faible).

La projection sur diagramme stéréographique des failles permet de constater également qu'il y a une relation entre le type des stries et l'orientation des failles qui les portent par rapport aux contraintes. Très logiquement on constate que les plans à stries calcitiques ont des directions proches de la contrainte majeure σ_1 (l'écart angulaire entre les directions des plans et la direction de σ_1 est inférieur à 30°), tandis que les plans à stries stylolitiques sont très obliques par rapport à σ_1 .

Les deux autres exemples de la figure II.12 montrent que le type des stries peut être variable d'une station à l'autre, et qu'il s'agit par conséquent d'établir une typologie relative à chaque station microtectonique : dans l'exemple (b), les différents types de stries appartiennent presque tous à la catégorie stries stylolitiques, tandis que dans le cas (c) l'ensemble des stries sont de type calcitique.

L'observation de la typologie des stries sur les failles permet donc de tester la fiabilité de la solution proposée par la méthode automatique.

De plus, l'analyse de la typologie des stries permet de vérifier si la magnitude du mouvement est petite par rapport à la dimension du plan : en effet, un jeu trop important au niveau du plan de faille, ne permettra pas de déterminer la typologie de la strie.

4.4 Les limites d'application.

Les méthodes de traitement automatique pour calculer le tenseur des contraintes sont généralement appliquées dans des domaines peu déformés, où à la fois le nombre d'épisodes tectoniques et l'ampleur des déformations sont faibles. L'exemple que nous avons présenté dans le précédent paragraphe (Fig. II.5, II.6 et II.7) montre qu'elles peuvent être utilisées dans des cas très déformés à condition de contrôler étroitement le calcul des tenseurs de contraintes (contrôle de la fiabilité mécanique des solutions; contrôle également en fonction des données de terrain).

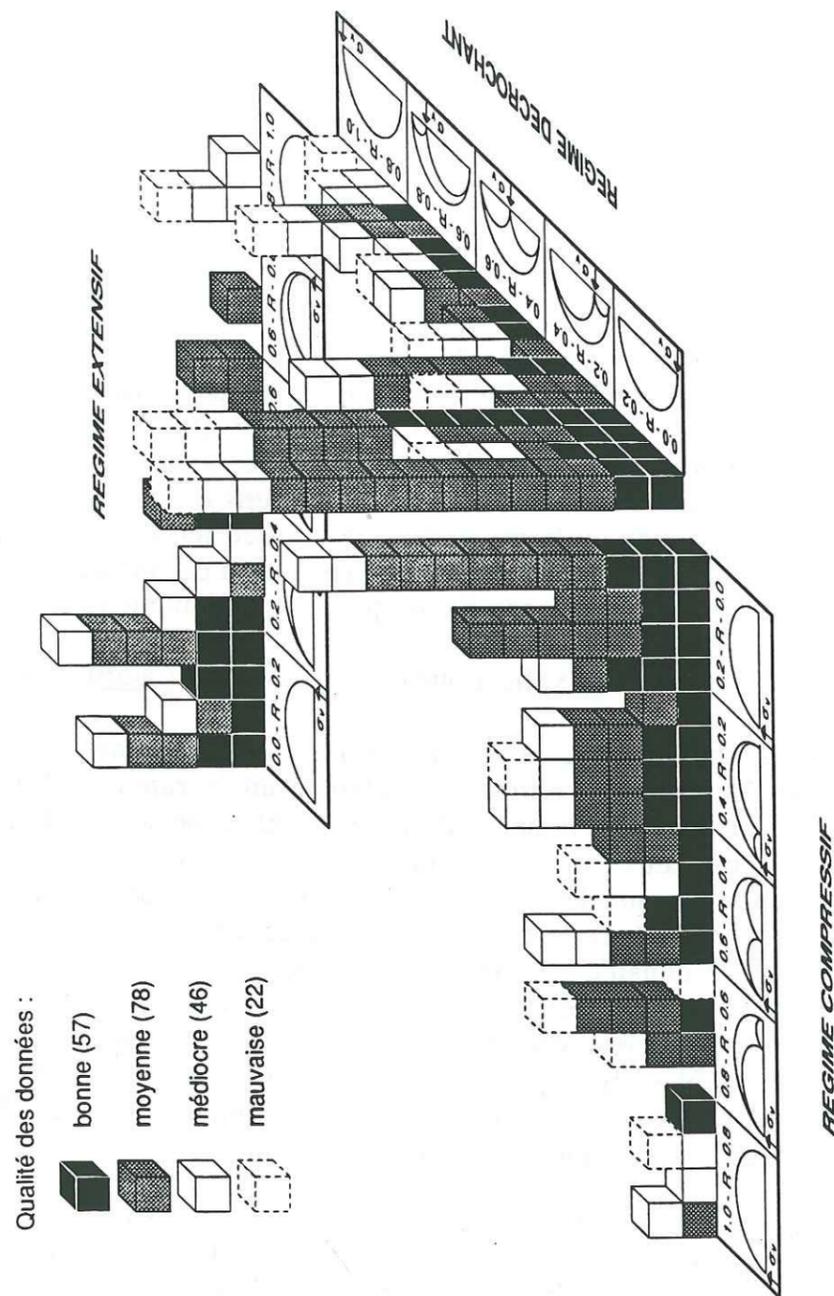


Fig. II.11 : Histogramme de fréquence des types d'états de contraintes pour l'ensemble des stations microtectoniques de la région Provence-Alpes du Sud (203 tenseurs).

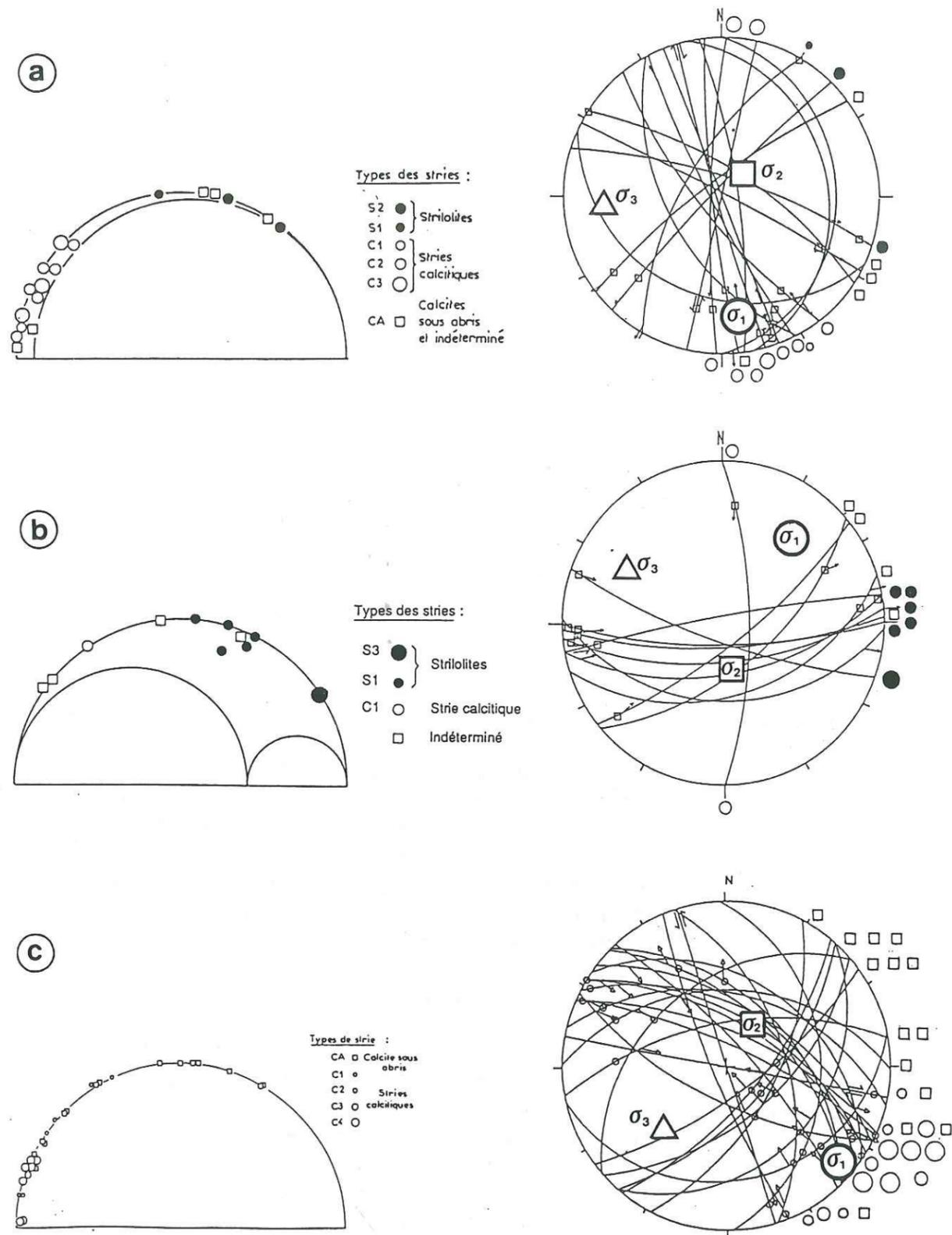


Fig. II.12 : Relation entre la typologie des plans striés et leur position par rapport aux tenseurs des contraintes (cercle de Mohr et diagramme de Wulff).

Il faut fixer cependant deux limites importantes à l'utilisation de ce type de méthode dans les domaines très déformés :

(1) lorsque la déformation est très polyphasée, c'est à dire lorsqu'il y a un grand nombre d'épisodes tectoniques. Dans ce cas, une détermination fiable des états de contraintes ne pourra être faite qu'en faisant une présélection des plans de failles basée sur les observations de terrain. Si les critères de terrain le permettent, on séparera alors manuellement les différents groupes de failles, en raisonnant par exemple sur la couleur des stries [Philip 1974], sur leurs chronologies ou encore sur les critères de basculement.

(2) lorsque l'ampleur de(s) déformation(s) est trop importante, c'est à dire lorsque l'amplitude des déplacements observés le long des failles est grande par rapport à la dimension des plans de failles. Dans ce cas, on ne peut plus raisonner en termes de contraintes.

CHAPITRE III

CADRE STRUCTURAL OLIGOCENE, NEOGENE ET
QUATERNAIRE DES ALPES DU SUD ET DE LA
PROVENCE.

L'évolution tectonique de la chaîne des Alpes est caractérisée par des déformations dont le style, l'intensité et l'âge varient depuis les zones internes, jusqu'aux zones externes frontales. On y trouve des âges crétacés (110 Ma) dans les massifs cristallins internes [Hunziker 1974, Chopin et Monié 1984, Paquette *et al.* 1989], éocènes (65 et 38 Ma) dans le domaine briançonnais [Bocquet *et al.* 1974, Monié 1990] puis successivement des déformations d'âge oligocènes, miocènes et pliocènes attestées par l'existence de contacts tectoniques majeurs [Lemoine 1972, Debelmas 1979]. Dans cette longue évolution, les déformations récentes restent encore assez mal connues. Pourtant de nombreux exemples de néotectoniques post-miocènes existent, au niveau notamment de la bordure externe de l'arc alpin, où l'on trouve les marqueurs stratigraphiques les plus récents.

Nous présenterons ici brièvement les structures qui se sont formées pendant les périodes oligocène, néogène et quaternaire. On ne s'intéressera donc pas aux déformations d'âge Crétacé supérieure-Eocène qui, se sont produites au cours de l'orogénèse pyrénéo-provençale.

1 Les principaux domaines structuraux.

1.1 Les chaînes des Alpes du Sud.

D'un point de vue géologique les massifs montagneux des Alpes du Sud appartiennent aux massifs subalpins externes des Alpes franco-italiennes et plus précisément aux chaînons subalpins de Haute-Provence [Debelmas 1979]. Il s'agit d'un domaine de nappes constituées de terrain, sédimentaires d'âge Secondaire et Eocène-Oligocène qui formait pour sa partie la plus interne, la couverture du **massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour**. Ces nappes décollées de leur substratum au niveau de leur semelle évaporitique (Trias supérieur) [Goguel 1936, Gèze 1960c, 1963] se sont déplacées vers le Sud/Sud-Ouest, pour venir chevaucher l'avant-pays provençal, à la fin du Tertiaire. On peut subdiviser ce domaine en trois unités (Fig. III.1) :

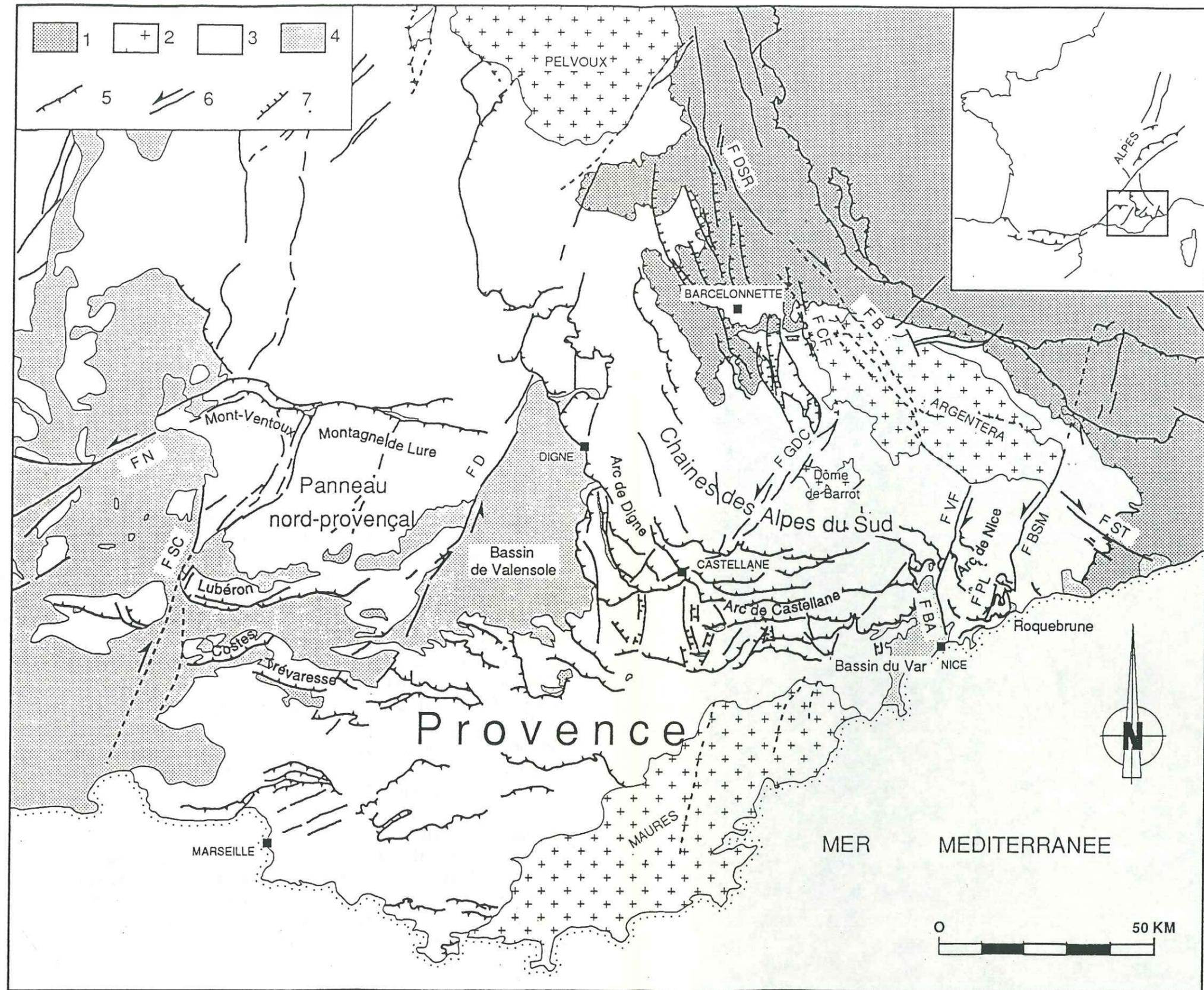


Fig. III.1 : Schéma structural du Sud-Est de la France :
 1) Nappes des unités internes; 2) massifs cristallins externes; 3) terrains mésozoïques à oligocènes; 4) terrains mio-plio-quadernaires; 5) chevauchement; 6) décrochement; 7) failles normales.
 FN : faille de Nîmes; FSC : faille de Salon-Cavaillon; FD : faille de la Durance; FGDC : faille Guillaume-Daluis-Castellane; FVF : faille Vésubie-Mont Férion; FBA : faille St Blaise-Aspremont; FBSM : faille Breil-Sospel-Monaco; FST : faille Saorge-Taggia; FCF : faille du Camp des Fourches; FB : faille de Bersézio; FDSR : faille de Durance-Serenne-Roburent.

-1- l'Arc de Nice : Il s'agit du chaînon subalpin le plus méridional. Deux grands accidents décrochants le limitent latéralement [Gèze 1963, Bullard *et al.* 1975] : à l'ouest, le décrochement dextre "Vésubie-Mont Férion" orienté NNE-SSW [Campredon *et al.* 1977] prolongé au sud par le décrochement dextre "St Blaise-Aspremont" d'orientation N-S. A l'est, le décrochement senestre "Breil-Sospel-Monaco" d'orientation NNE-SSW qui affecte dans sa partie nord le socle antétriasique de l'Argentera-Mercantour, couplé dans la partie sud de la nappe avec le décrochement senestre "Peille-Laghet" de même orientation. Ces deux limites décrochantes ont joué le rôle de rampes latérales, lors du déplacement de la couverture sédimentaire vers le sud.

L'orientation des structures dans la nappe de Nice varie d'un bord à l'autre, passant d'une direction N-S au niveau de la bordure ouest, à E-W au niveau du front, puis NE-SW dans la partie Sud-Est de la nappe. L'ensemble de ces structures décrit ainsi un arc très serré.

Vers l'est, au delà de l'Arc de Nice, le décrochement dextre "Saorge-Taggia" orienté NW-SE recoupe les nappes des unités internes d'âge Crétacé supérieur (flysch à helminthoïdes).

-2- l'Arc de Castellane : il est séparé de l'Arc de Nice par la zone d'accident "Vésubie-Mont Férion" cité précédemment (Fig.III.1). Cet accident important constituait déjà au Secondaire une limite paléogéographique majeure, comme l'atteste la différence de faciès et d'épaisseur des séries sédimentaires mésozoïques de part et d'autre de celle-ci; ceci est particulièrement clair pour les terrains d'âge Crétacé inférieur [Ricou & Frizon de Lamotte 1986].

Contrairement à la nappe de Nice, les plis et les chevauchements de la nappe de Castellane sont orientés de façon régulière avec une direction moyenne des structures E-W. Ces structures affectent l'ensemble de la nappe, depuis sa partie frontale jusqu'au Dôme de Barrot. De plus, contrairement aux autres chaînons subalpins, on trouve au front de l'Arc de Castellane, des grabens d'orientation N-S, d'âge Oligocène, qui ont été chevauchés puis intégrés au front compressif au fur et à mesure que celui-ci progressait vers le sud [Giannérini *et al.* 1977, Giannérini 1980].

-3- l'Arc de Digne : il s'agit du plus grand des chaînons subalpins méridionaux. Il est limité au sud-est par le décrochement senestre "Guillaume-Daluis-Castellane" qui le sépare de la nappe de Castellane. Ce décrochement affecte le socle antétriasique et sa couverture permienne dans la région du Dôme de Barrot. Comme l'accident "Vésubie-Mont Férion", il correspond à une ancienne faille d'âge secondaire [Dardeau 1983, Delpech 1988], réactivée lors de l'orogénèse alpine.

Dans la partie frontale de la nappe, les plis et les chevauchements sont orientés N-S à NW-SE; les plus externes de ces structures

chevauchent le bassin molassique d'avant-chaine mio-pliocène de Valensole [Lemoine 1972]. Vers le sud, ces chevauchements s'arrêtent sur l'accident "Guillaume-Daluis-Castellane".

Dans la partie la plus interne de la nappe, un ensemble de failles normales de direction sub-méridiennes se racordent à ce même accident (Fig.III.1). Ces failles normales dont les rejets peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres, recourent dans la région de l'Embrunais-Ubaye toutes les autres structures, et notamment les **nappes des unités internes** (nappe du domaine "Subriaçonnois" et nappes du flysh à helminthoïdes de l'Autapie et du Parpaillon) [Debelmas 1953, Kerkhove 1969, Tricart 1981, Graham 1981] dont la mise en place sur les unités externes s'est effectuée au cours de l'Oligocène [Kerkhove 1969, Merle et Brun 1984, Tricart 1984]. Il est important de constater que l'une de ces failles normales, la **faille du "camp des fourches"**, affecte le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour (Fig.III.1). Plus au Nord, le système de failles normales méridiennes vient se brancher sur un faisceau d'accidents, le **système de failles de la "Durance-Sérenne-Roburent-Bersézio"**, qui a été décrit comme un grand décrochement dextre [Barféty *et al.* 1968, Kerkhove 1969, Vernet 1979].

A l'extrémité nord-ouest du massif cristallin de l'Argentera, des failles normales orientées E-W plurikilométriques forment un petit graben; comme les failles normales N-S, elles recourent les nappes des unités internes.

Il est important de souligner que ces zones de tectonique en extension (failles normales N-S et E-W) sont localisées à l'arrière de la nappe de Digne. En effet, de telles structures extensives n'ont pas été reconnues dans la partie la plus interne de la nappe de Castellane.

1.2 La Provence.

Ce domaine constitue l'avant pays des Alpes du Sud; il peut être subdivisé en trois parties (Fig. III.1):

-1- au sud, le socle antétriasique qui affleure au niveau du **massif cristallin des Maures-Esterel-Tanneron** avec sa couverture permienne, est recouvert par une série sédimentaire d'âge secondaire qui a été décollée et déformée une première fois pendant la tectonique pyrénéo-provençale. Ces structures ont été remobilisées lors des épisodes alpins.

-2- au nord-ouest et nord-est de ce domaine, on trouve deux bassins molassiques d'âge mio-pliocène. Ces bassins épais de plusieurs centaines de mètres, reposent en discordance sur les structures pyrénéo-provençales [Dubois & Curnelle 1978]:

a) le **bassin de Valensole** chevauché à l'est par le front de la nappe de Digne et limité à l'Ouest par la faille de la Durance.

b) le **bassin du Var** limité à l'est par l'accident "St Blaise-Aspremont" et à l'ouest par les chaînons calcaires de l'Arc de Castellane.

-3- à l'ouest du bassin de Valensole, un large panneau de couverture mésozoïque (panneau nord-provençal) surélevé par rapport au reste du domaine autochtone, est encadré au nord et au sud par les structures compressives d'orientation E-W (**Mont-Ventoux-Montagne de Lure** au nord) et (**Lubéron, Costes et Trévaresse** au sud). A l'est et à l'ouest, trois grands accidents décrochants limitent ce secteur. Il s'agit, à l'est du décrochement senestre de la "Durance" orientée N030 et à l'ouest, des décrochements dextre et senestre de "Salon-cavaillon" et de "Nîmes" orientées respectivement N010 et N045

I.3 Le bassin océanique liguro-provençal.

Le bassin océanique liguro-provençal situé entre le bloc corso-sarde et les Alpes du Sud est allongé selon un axe NE-SW. Il s'est formé pendant l'Oligo-Miocène lors de la rotation dans le sens antihoraire du bloc corso-sarde [Montigny *et al.* 1981, Rehault *et al.* 1984]. Ce bassin est structuré par des failles normales d'orientation NE-SW et des failles transverses (anciennes failles transformantes) de direction NW-SE (Fig. III. 2).

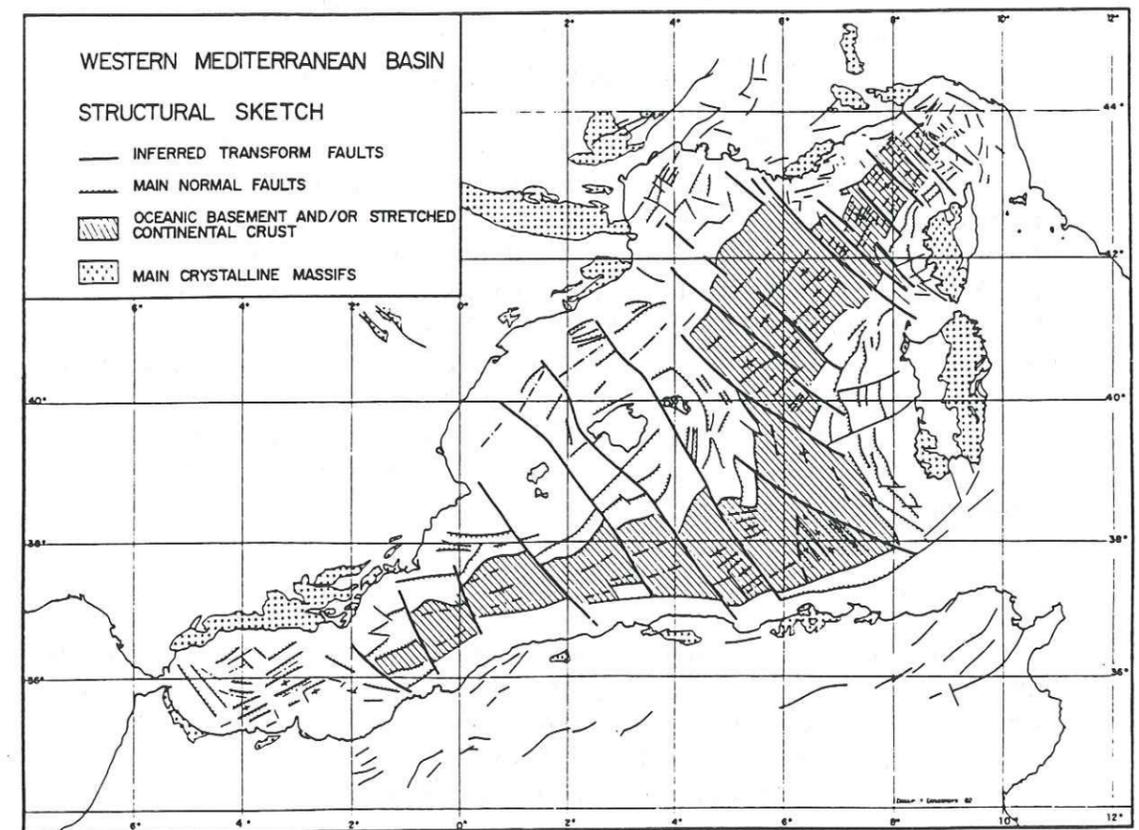


Fig. III.2 : Schéma structural de la Méditerranée occidentale d'après les données sismiques et magnétiques [d'après Rehault *et al.* 1984].

2 Chronologie des déformations.

Après l'épisode pyrénéo-provençal qui a structuré au Crétacé supérieur-Eocène, la couverture du domaine provençal (plis et chevauchements de direction E-W), plusieurs épisodes de déformation se sont succédés.

2.1 L'Oligocène-Aquitainien.

A partir de l'Oligocène inférieur (35 millions d'années), une tectonique distensive NW-SE affecte l'ensemble du futur domaine d'avant chaîne des Alpes du Sud (Provence et Languedoc) [Gigot *et al.* 1975, Arthaud *et al.* 1981]. Elle est liée à la période de rifting de la plate-forme ouest-européenne et conduira à l'ouverture du bassin océanique liguro-provençal [Réhault 1981, Montigny *et al.* 1981, Burrus 1984, Réhault *et al.* 1984]. C'est à cette époque que se forment également les fossés N-S situés dans la partie méridionale de l'Arc de Castellane [Giannerini *et al.* 1977, Giannerini 1980]. Lors des épisodes compressifs postérieurs, une partie de ce domaine sera englobé dans les nappes externes.

Les grands accidents orientés NE-SW tels que les failles de Nîmes ou de la Durance, qui avaient joué en décrochements senestres durant la tectonique pyrénéo-provençale, sont réactivées en failles normales. Le bassin de Camargue et d'Alès se forment à cet époque.

Le volcanisme du Cap d'Ail, d'Antibes et de Biot datés de l'Oligocène terminal (-26 millions d'années) [Bellon & Brousse 1971] marque la fin de cet épisode distensif.

Pendant la même période, dans les domaines plus internes, se produit une tectonique en compression liée au charriage vers l'ouest des nappes du flysch à helminthoïdes [Kerkhove 1969]. Au front de ces unités, les zones correspondant aux futures nappes de Digne, de Castellane et de Nice commencent à se structurer avec des plis et des chevauchements orientés respectivement N-S, E-W et NW-SE (synclinal de Barrême dans la nappe de Digne, synclinal de St Antonin dans la nappe de Castellane et synclinal de Contes dans la nappe de Nice) [Gèze 1963, Pairis 1971, De Graciansky 1972, Bulard *et al.* 1975, Pérez 1975, Beaudoin *et al.* 1977, Arlhac et Rousset 1978 et 1979, Campredon & Giannérini 1982].

2.2 Le Miocène moyen.

Après l'épisode de distension qui aura duré entre 10 et 15 millions d'années, l'ensemble de la région est affectée par une tectonique compressive caractérisée par le début de la formation de bassins molassiques, en avant du front compressif.

La formation de ces bassins et leur remplissage conglomératique est liée à l'érosion des reliefs qui commencent à se former dans les zones

plus internes. C'est à la fin du Miocène moyen-début du Miocène supérieur que se produit la surrection des massifs cristallins externes. En effet, d'après les données de traces de fission [Mansour *et al.*, 1990], cette remontée du socle externe et notamment celle du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour a commencé au Tortonien, il y a 9 Ma (âge traces de fission sur les apatites de la zone axiale du massif).

2.3 Le Miocène supérieur-Pliocène.

La période mio-pliocène correspond à la mise en place finale des nappes externes, avec développement d'un front compressif qui vient chevaucher les bassins d'avant-chaîne du domaine provençal [Clauzon 1987]. C'est ainsi que le front de la nappe de Digne vient chevaucher le bassin mio-pliocène de Valensole. Le front de la nappe de Castellane (chevauchement des Baous) vient recouvrir le synclinal miocène de Vence, composé de calcaires helvétiques et de molasses tortoniennes.

Dans le cas de la nappe de Nice, les unités allochtones se déplaçant vers le sud coulisent le long de la faille dextre St Blaise-Aspremont (à l'Ouest) et de la faille senestre Sospel-Monaco (à l'Est) déformant respectivement la bordure est du bassin conglomératique pliocène du Var et les poudingues miocènes de Roquebrune-Cap Martin. Au front de la nappe de Nice, les unités allochtones viennent directement chevaucher les unités secondaires para-autochtones du cap Ferrat et du Cap Martin.

A l'intérieur des chaînes subalpines, des plis et des chevauchements orientés NW-SE dans la nappe de Digne, et E-W dans les nappes de Castellane et de Nice se forment. Les directions moyennes de structure peuvent varier considérablement le long des décrochements qui séparent ces trois nappes.

Cette tectonique de nappe typique de la "thin-skin tectonics" peut être interprétée comme étant le résultat de grands chevauchements "aveugles" de socle à situés à la base et à l'Ouest des massifs cristallins externes, qui viennent s'amortir dans un décollement localisé dans les évaporites du Trias supérieur, à la base de la couverture. Le déplacement le long de ce grand décollement horizontal est amorti sur plusieurs rampes traversant la série marno-calcaire mésozoïque (Fig.III.3).

La formation des bassins molassiques mio-pliocènes est synchrone de ces déformations. Ainsi, dans la partie la plus orientale du bassin de Valensole, à proximité des chevauchements frontaux des nappes, se forment des plis et écaillages synsédimentaires d'axes N170-N150 [De Gracianski 1972, Beaudoin *et al.* 1977, Roux 1972, Gigot *et al.* 1974, Combes 1984].

De même, les conglomérats du Var et de Roquebrune situés de part et d'autre de l'Arc de Nice portent les traces de déformations synsédimentaires [Vernet 1962, Pécheux 1979].

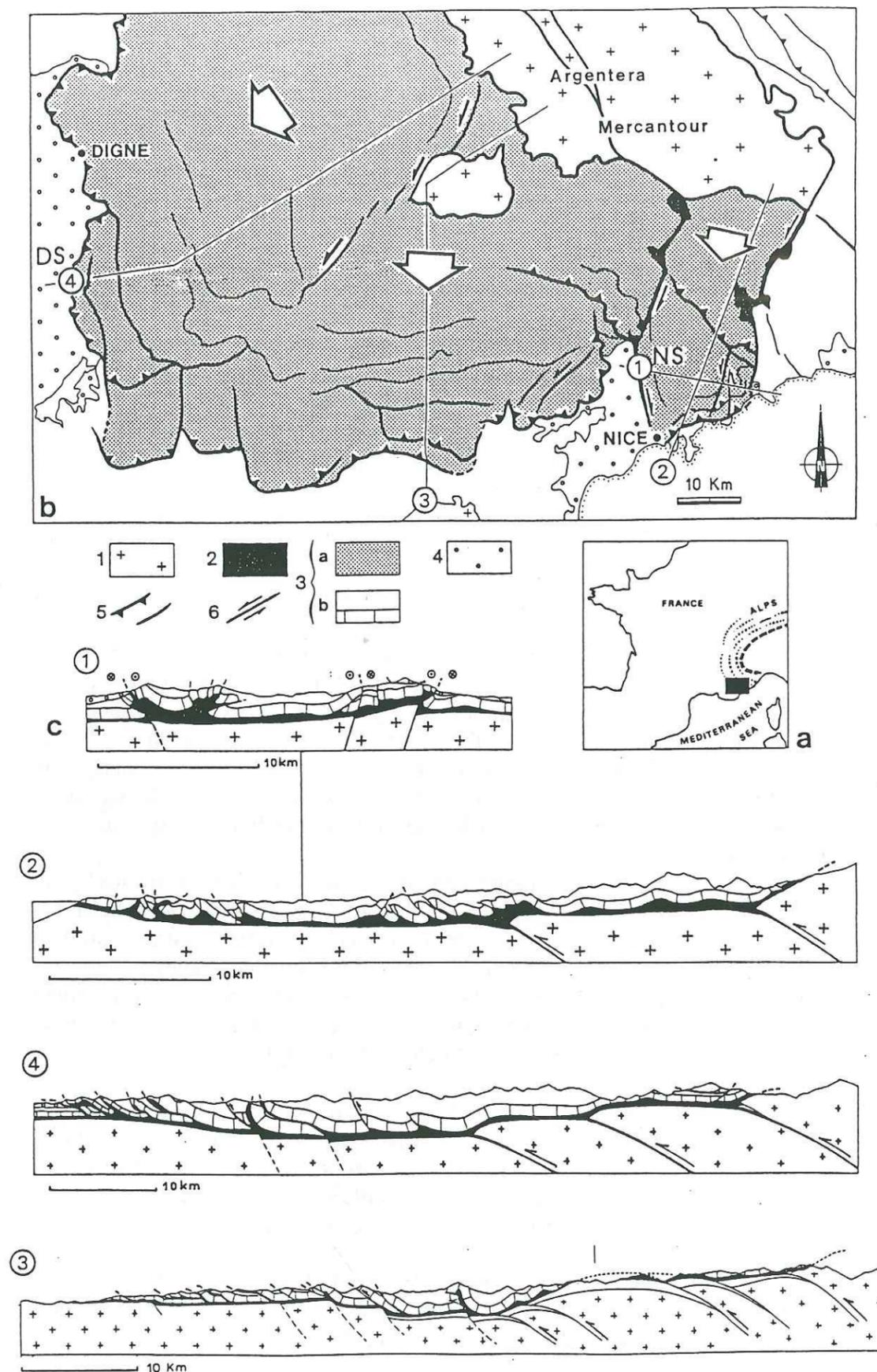


Fig. III.3 : Coupes géologiques à travers les nappes de Nice, Castellane et Digne : a) schéma de situation générale; b) carte structurale schématique des Alpes du Sud et localisation des coupes : 1/ socle antétriasique, 2/ Trias évaporitique, 3/ couverture mésozoïque à éocène-oligocène décollée (a: carte, b: coupe), 4/ sédiments mio-pliocènes, 5/ chevauchement, 6/ décrochement;

Dans l'avant-pays nord-provençal, la faille de la Durance, qui avait joué avec un jeu normal durant la période oligocène, est réactivée en décrochement senestre [Dubois & Curnelle 1978, Mercier 1978]. Des plis synsédimentaires se forment au front des anciennes structures d'orientation E-W, d'âge pyrénéo-provençal qui fonctionnent à nouveau en chevauchements. C'est le cas des secteurs situés au front des chevauchements du Lubéron et des Costes [Dubois 1966, Anglada & Colomb 1967, Clauzon 1972 et 1982, Combes 1984].

2.4 Le Quaternaire.

Dès la fin du Pliocène, la compression jusqu'alors localisée dans des zones plus orientales envahit l'ensemble du Sud-Est de la France. Au front de la nappe de Digne, la direction de plissement passe de N170-N150 à N120. Cette variation des axes de plis est d'âge quaternaire; elle traduit un changement de la direction de raccourcissement qui passe de N070 à N20 [Gigot *et al.* 1974, Jorda 1982]. Ce changement est attesté également par une cinématique différente des accidents situés au front de la nappe, qui passent d'un jeu purement inverse à un jeu décrochant dextre [Combes 1984].

Dans les nappes de Castellane et de Nice, les indices de déformation compressives post-pliocènes sont moins nombreux. Cette remarque souligne le manque de marqueurs stratigraphiques récents dans ces domaines. Néanmoins, un certain nombre d'observations attestent du continuum de déformation lié au régime de compression N-S, qui affecte ces deux nappes depuis le Miocène moyen-Miocène supérieur [Julian et Rossi 1971, Jaworski *et al.* 1973, Clauzon 1975, Julian 1976, Campredon *et al.* 1977, Julian 1984, Irr 1984, Ritz 1986, Dubar et Pérez 1989].

3 Raccourcissement et vitesse de déplacement.

3.1 Calcul du raccourcissement dans la couverture.

les coupes géologiques équilibrées que nous avons effectuées à travers les différentes nappes externes (Fig. III.3) nous ont permis d'estimer un raccourcissement dans la couverture de l'ordre de 24-25 km.

[Ces coupes ont été dessinées en tenant compte à la fois du dépliage de la couverture dont l'épaisseur peut varier très rapidement d'une unité chevauchante à l'autre, et de la morphologie du socle une fois la couverture dépliée. C'est à partir de cette morphologie de socle ante-déformation, que nous avons localisé les départs des rampes chevauchantes affectant la série sédimentaire.]

L'estimation que nous avons fait correspond donc à une hypothèse "minimale". Par contre, Graham (1981) propose une hypothèse "maximale" et estime le raccourcissement de la nappe de Digne à 65 km. Mais dans cette dernière hypothèse, Graham ne tient pas compte des

variations d'épaisseur de la série sédimentaire et considère de ce fait que le toit du socle antétriasique est horizontal. Cette hypothèse implique d'envisager toute une série de duplex pour combler les vides, ce qui augmente considérablement la valeur du raccourcissement (Fig.III.4).

3.2 Calcul du raccourcissement dans le socle.

A partir des coupes restituées, on a estimé la profondeur initiale (ante-déformation) du socle au niveau du massif cristallin externe de l'Argentera. Celle-ci a été estimée entre -3 et -4 km. Connaissant l'altitude actuelle (3000 m), et faisant l'hypothèse que le soulèvement de ce massif est lié au fonctionnement d'un chevauchement situé à sa base (dont le pendage peut être estimé à 30° vers l'Est), on a ainsi une estimation de la valeur du rejet vertical (Rt) qui est de 7-8 km.

A partir de cette valeur, on peut évaluer le raccourcissement horizontal dans le socle ($R_h = R_t / \tan 30^\circ$) à 13-14 km.

La différence de raccourcissement entre la couverture et le socle est de l'ordre de 11 km (25 km - 14 km). Cette différence correspond à un raccourcissement de la couverture antérieur au soulèvement des massifs cristallins externes, lié à la déformation des zones plus internes. De plus, il est possible que cette différence de raccourcissement soit due *pro parte* au glissement gravitaire vers l'Ouest de la couverture des massifs cristallins externes (voir chapitre IV.2.4).

3.3 Calcul des vitesses moyennes de déplacements.

La partie actuellement la plus élevée du massif de l'Argentera-Mercantour a franchi l'isotherme 100°C au Tortonien [Mansour *et al.* 1990]. Elle se situe maintenant à une altitude d'environ 2000 - 3000 m. Si on place l'isotherme 100°C à 3-4 km sous la surface, on peut donc évaluer l'uplift vertical du socle autour de 7 km. Cette estimation impliquerait une vitesse moyenne de remontée du socle de 0,8 mm/an.

Si on transforme cette vitesse verticale en vitesse horizontale, en considérant toujours un pendage des rampes crustales de l'ordre de 30°, on obtient une vitesse horizontale de 1,4 mm/an. Cette valeur est tout à fait comparable à celle que l'on peut obtenir à partir de la géométrie des coupes équilibrées de la figure III.3. En effet, sur les 25 km de raccourcissement que nous avons mesuré dans la couverture, 14 km correspondent aux chevauchements dans le socle externe. Si on considère que ces 14 km de raccourcissement se sont produits à partir du Tortonien (-9 Ma), on obtient alors une vitesse moyenne de raccourcissement horizontale de 1,55 mm/an.

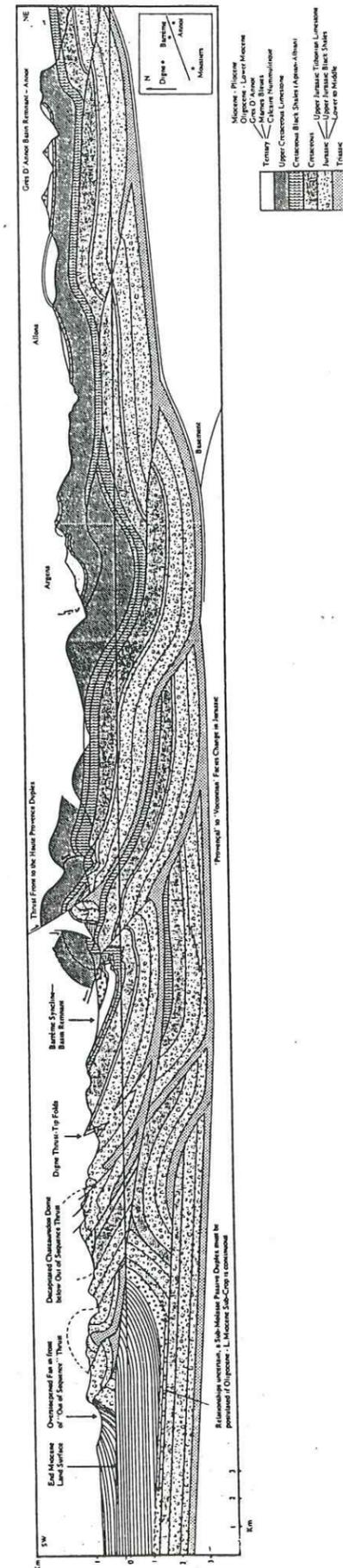


Fig. III.4 : Coupe à travers les zones externes des Alpes du Sud [d'après Graham 1985].

L'analyse structurale à grande échelle nous donne une première idée de l'évolution tectonique de la région des Alpes du Sud et de la Provence occidentale depuis les 25 derniers millions d'années.

Cependant, certaines questions importantes auxquelles nous essaieront de répondre restent en suspens :

- quelle est la signification de l'extension Oligocène de l'avant-pays et quelles sont ses relations avec les phénomènes compressifs des zones plus internes ?

- comment expliquer le changement de la direction de compression (de NE-SW à NS) au front de la nappe de Digne entre le Pliocène et le Quaternaire, alors qu'il n'intervient pas au front des autres domaines allochtones ?

- quelle est la signification des grandes failles normales situées dans les zones les plus internes de la nappe de Digne ?

CHAPITRE IV

TECTONIQUE RECENTE ET SISMOTECTONIQUE DES ALPES DU SUD. ANALYSE EN TERMES DE CONTRAINTES.

A partir d'une étude des paléocontraintes basée sur des méthodes d'analyse des données microtectoniques (failles, fentes et stylolites) dans la région des Alpes du Sud (nappes de Digne, de Castellane et de Nice) et la Provence (domaine d'avant-chaine de cette partie des Alpes) les différents épisodes tectoniques récents qui affectent cette région ont pu être caractérisés; c'est à dire reconnus, séparés et datés.

L'évolution du champ de contraintes sur l'ensemble de la région a pu être ainsi retracée, depuis l'Oligo-Aquitainien jusqu'au Quaternaire. Cette reconstitution dans l'espace et dans le temps nous permet, de caractériser quels sont les accidents importants qui constituent les différentes conditions aux limites du domaine étudié. Puis à partir du modèle de champ de contraintes pour la période quaternaire, nous définissons quelles sont les implications sismotectoniques pour la région en déterminant les mécanismes aux foyers possibles des failles susceptibles d'être actives.

1 Méthodologie.

Le problème général auquel on était confronté concernait la datation et la corrélation des épisodes tectoniques observés et analysés de façon ponctuelle dans les différents domaines de la région étudiée.

Pour le résoudre, on s'est intéressé dans un premier temps aux indices de déformation les plus récents. Ceux-ci sont généralement situés à la périphérie des chaînes, c'est à dire dans les zones de bassins dits d'avant chaînes où se déposent les sédiments récents issus de l'érosion des reliefs.

Ces bassins ont enregistré les déformations qui se sont produites au front des nappes. Ainsi, l'étude microtectonique des bassins conglomératiques de Valensole et du Var d'âge mio-pliocène, a permis de mettre en évidence des déformations qui se sont produites au cours du Néogène et du Quaternaire au front des nappes de Digne et de Nice [Combes 1984, Ritz 1986]. On constate que cette tectonique est en général monophasée, sauf au niveau de la bordure ouest de la nappe de Digne où 2 épisodes tectoniques en compression ont pu être caractérisés.

Dans un deuxième temps, on s'est intéressé aux déformations dans les zones situées à l'intérieur de la chaîne, où à cause de l'érosion ou du non dépôt des sédiments, on ne trouve pas de marqueurs stratigraphiques récents. On a donc été contraint de se tourner vers l'étude des déformations qui affectent les terrains plus anciens. On y observe en

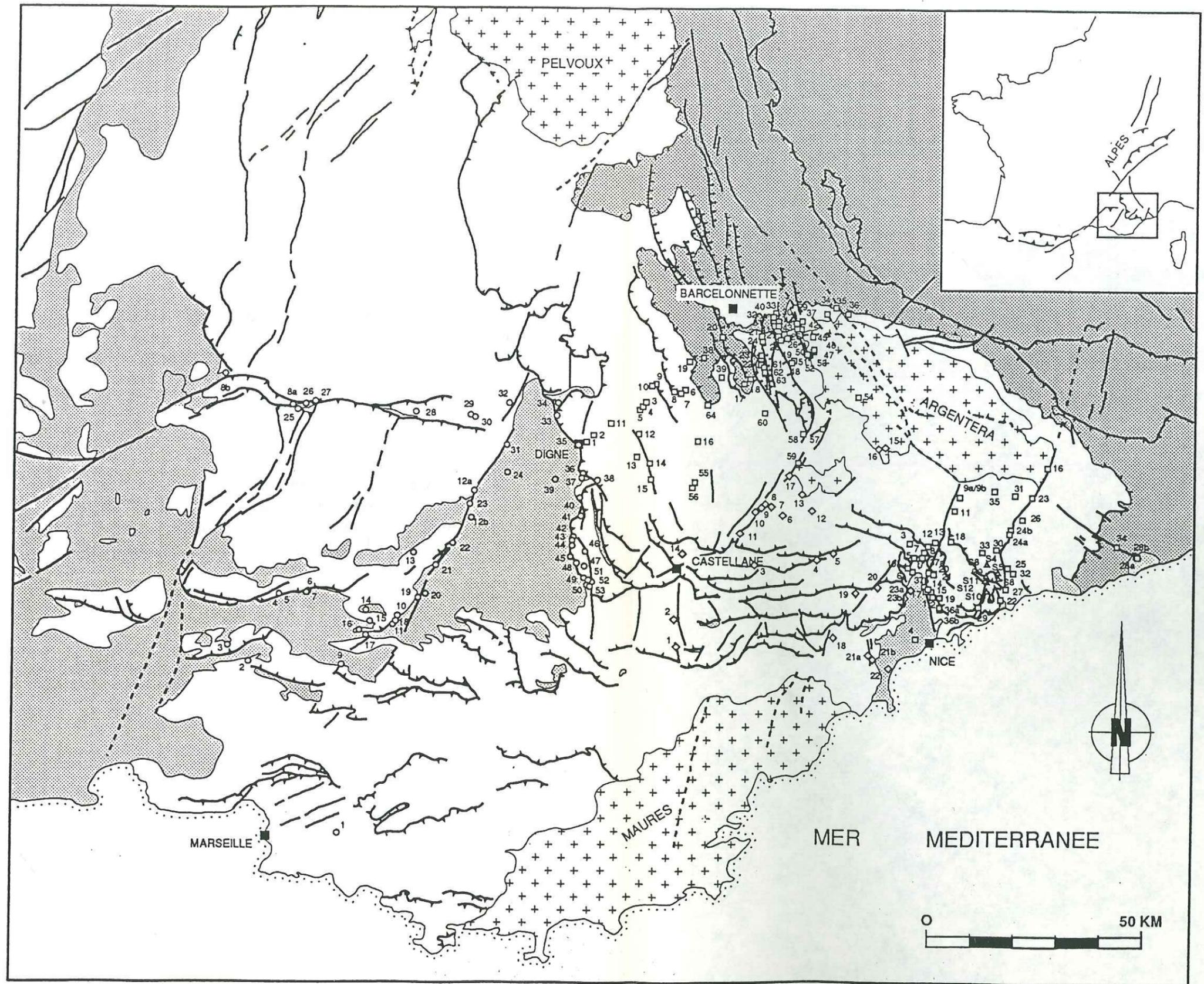


Fig. IV.1 : Carte des stations microtectoniques.
Légende identique à la figure III.1.

général une tectonique polyphasée. L'analyse microtectonique nous a permis alors d'établir la chronologie relative des différents épisodes tectoniques observés. Cette succession d'événements a été ensuite corrélée à la chronologie des épisodes tectoniques bien datés dans les terrains récents des zones externes.

2 Résultats de l'étude microtectonique.

2.1 Les principaux épisodes microtectoniques :

Notre étude s'appuie sur l'analyse de 198 stations microtectoniques réparties sur la région des Alpes du Sud et de la Provence occidentale (Fig. IV.1). 145 ont été analysées dans le cadre de ce travail; 45 ont été analysées par Ph. Combes dans le cadre de son travail sur la Provence occidentale et 8 ont été analysées par S. Rebai dans le cadre de son étude sur le décrochement Peille-Laghet dans l'Arc de Nice.

Parmi ces 198 stations, 59 sont réparties dans les conglomérats mio-pliocènes de Valensole et dans les conglomérats pliocènes du Var, situés au front des chaînes subalpines. 139 sont réparties à l'intérieur des nappes de Digne, de Castellane et de Nice; dans des terrains d'âge jurassique moyen à éocène supérieur (14 stations sont situées dans des terrains plus anciens).

Trois catalogues sont présentés en annexe II dans lesquels sont synthétisés l'ensemble des données microtectoniques et les données d'états de contraintes issues de l'analyse des microfailles. Le détail de chaque station (liste des failles et traitement) se trouve dans le volume Données microtectoniques.

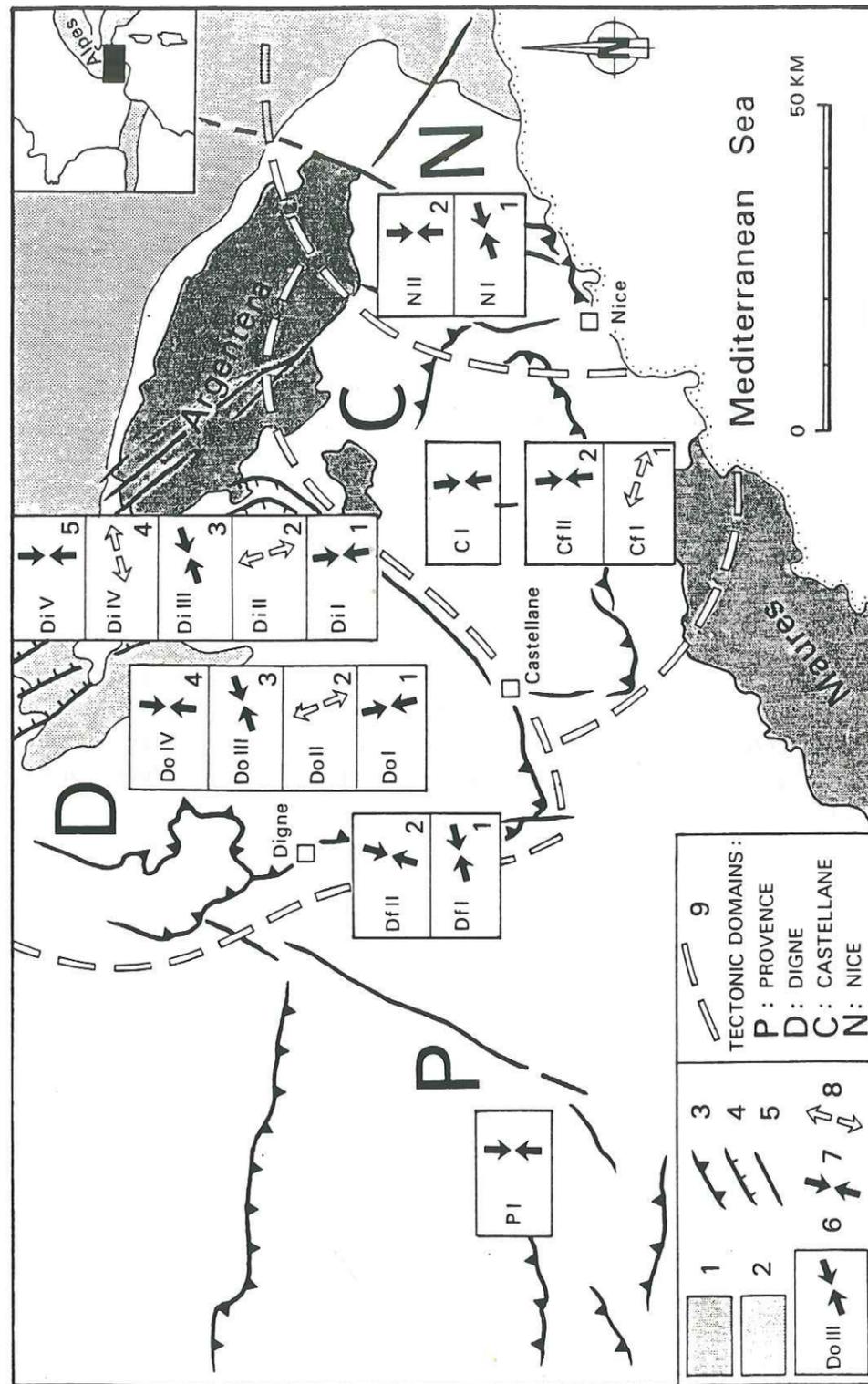


Fig. IV.2 : Principaux épisodes tectoniques mise en évidence par l'étude microtectonique dans les différents secteurs de la région étudiée : 1) Socle antétriasique des zones externes, 2) Nappes des unités internes, 3) chevauchement, 4) faille normale, 5) décrochement, 6) épisode tectonique, 7) compression, 8) extension, 9) limites entre les différents domaines tectoniques.

L'analyse des fentes de tensions, des stylolites et des stries sur les plans de failles (voir annexe II.1) nous a permis de caractériser les divers épisodes tectoniques qui affectent chaque secteur, et d'établir pour chacun d'eux les chronologies relatives entre ces différents épisodes (Fig. IV.2).

Ainsi nous avons pu mettre en évidence :

- Dans l'avant-pays Nord-Provençal : compression N-S
- Au front de la nappe de Digne :
 - 1er : compression ENE-WSW
 - 2ème : compression NNE-SSW
- Dans la nappe de Digne :
 - dans la partie externe de la nappe :
 - 1er : compression NNW-SSE
 - 2ème : extension NW-SE
 - 3ème : compression NE-SW
 - 4ème : compression N-S
 - dans la partie interne de la nappe :
 - 1er : compression NNW-SSE
 - 2ème : extension NW-SE
 - 3ème : compression NE-SW
 - 4ème : extension ENE-WSW
 - 5ème : compression N-S
- Au front de la nappe de Castellane :
 - 1er : extension WNW-ESE
 - 2ème : compression N-S
- Dans la nappe de Castellane : compression N-S
- Dans la nappe de Nice :
 - 1er : compression ENE-WSW
 - 2ème : compression N-S

2.2 Autres épisodes microtectoniques.

L'analyse microtectonique nous a également permis de distinguer dans certains des secteurs décrits précédemment, des indices de déformations qu'on ne peut pas associer à des épisodes de déformation connus :

- dans la nappe de Nice, nous avons observé des indices de compression N-S et d'extension WSW-ENE, respectivement antérieurs et postérieurs aux deux épisodes de compression ENE-WSW (NI) et N-S (NII). L'extension ENE-WSW est localisée à l'extrémité Nord du décrochement senestre Peille-Laghet.

- dans la nappe de Castellane, nous avons mis en évidence des indices de compression NE-SW à E-W antérieures à l'épisode de compression N-S (CI).

- dans l'avant-pays nord-provençal, on a pu observer quelques indices de compression NE-SW antérieurs à l'épisode de compression N-S (PI). Ces indices sont situés au Nord du Ventoux et de la Montagne de Lure.

Ces épisodes de déformation qui n'ont pas été classés dans la liste décrite ci-dessus, sont signalés dans la colonne "autre" de l'annexe II.1, et par des points d'interrogations dans les annexes II.2 et II.3.

Trois hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer le fait que ces indices microtectoniques ne puissent pas être rattachés aux épisodes tectoniques connus :

(1) ces déformations résultent d'épisodes tectoniques de faible ampleur n'ayant pas entraîné la formation de structures tectoniques majeures,

(2) les structures à plus grande échelle associées à ces déformations ne peuvent pas être distinguées des grandes structures formées lors des épisodes tectoniques postérieurs car elles ont les mêmes caractéristiques.

(3) les déformations observées résultent de conditions tectoniques très locales; par exemple une zone de terminaison ou de relai de faille.

2.3 Corrélations chronologiques des épisodes tectoniques.

L'ensemble des résultats de l'analyse microtectonique nous a permis d'effectuer les corrélations chronologiques entre les différents épisodes mis en évidence dans chaque secteur de la région étudiée (Fig IV.3). Chaque succession d'événements tectoniques a pu être corrélée aux épisodes datés dans les zones externes des chaînes subalpines.

Ainsi, la compression N-S qui affecte l'ensemble de la nappe de Digne a pu être datée du Quaternaire par comparaison avec l'épisode de compression N-S d'âge Quaternaire mis en évidence au front de cette nappe [Gigot *et al.* 1974, Clauzon 1975, Jorda 1982, Combes 1984]. De même, la compression N-S dans les zones internes de la nappe de Castellane et de Nice a pu être datée du néogène-quaternaire par comparaison avec l'épisode de compression N-S d'âge néogène-quaternaire mis en évidence au front de ces mêmes nappes et qui déforme notamment les conglomérats pliocènes du Var [Campredon *et al.* 1977, Ritz 1986].

La compression NE-SW qui affecte la partie externe de la nappe de Digne a été corrélée à la compression ENE-WSW d'âge mio-pliocène qui déforme les conglomérats de Valensole au front de la nappe [Combes 1984]. De même, la compression NE-SW qui affecte la partie interne de la nappe de Digne a été rattachée à cet épisode et donc datée du Miocène moyen-Miocène supérieur. On en déduit donc que l'extension ENE-WSW postérieure, correspondant au jeu des failles normales orientées N150 présentes dans ce secteur de la nappe, a un âge compris entre le Miocène supérieur et le Quaternaire.

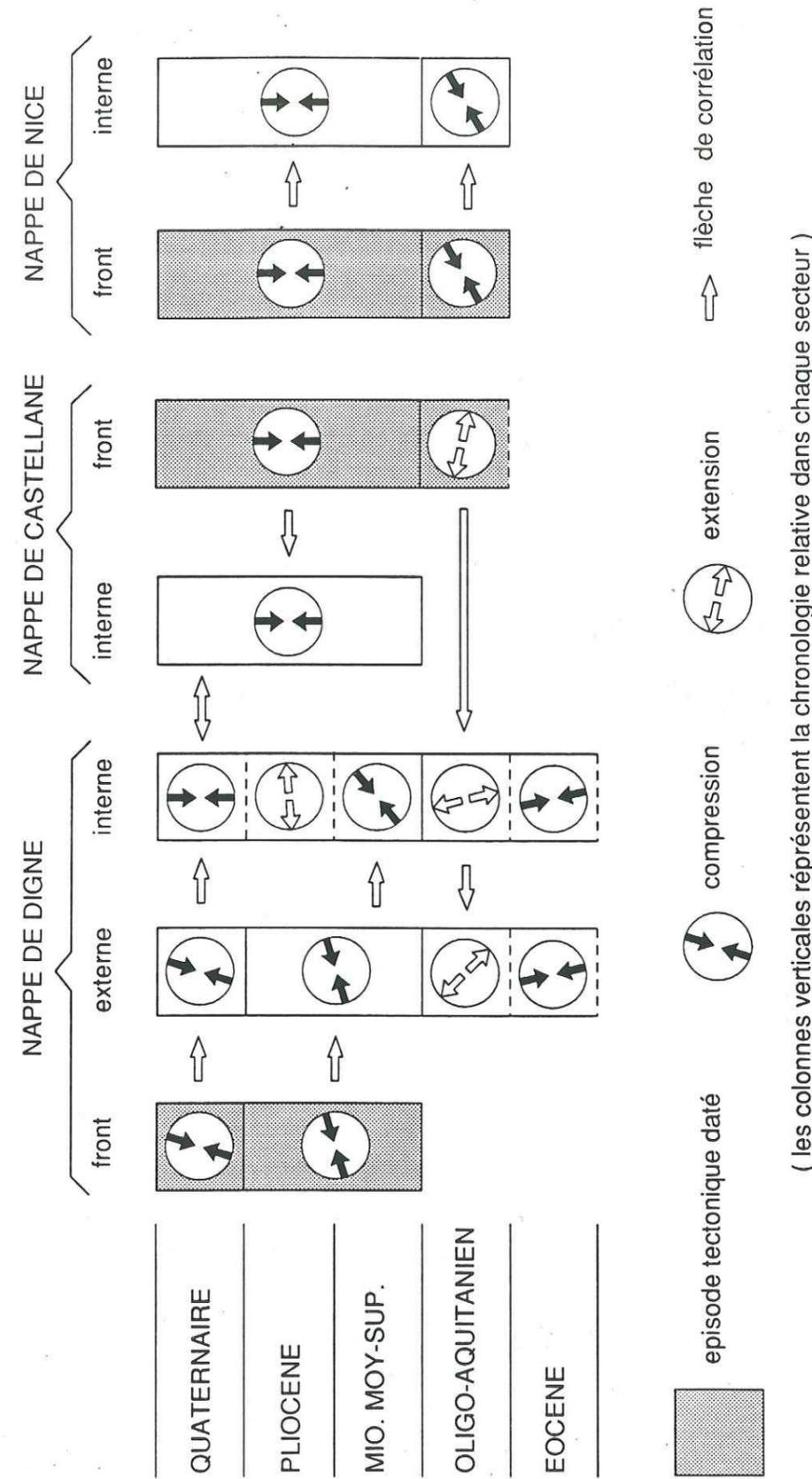


Fig. IV.3 : Tableau des corrélations chronologiques entre les différents épisodes tectoniques mis en évidence par l'étude microtectonique dans chaque secteur des Alpes du Sud.

L'extension NW-SE qui affecte l'ensemble de la nappe de Digne a été corrélée à l'extension WNW-ESE d'âge oligocène durant laquelle se sont formés les fossés N-S situés au front de la nappe de Castellane [Giannérini *et al.* 1977, Giannérini 1980].

Cette extension est contemporaine à l'Oligo-Aquitainien (âge du volcanisme du cap d'Ail, de Biot et d'Antibes [Bellon et Brousse 1971]) d'une phase de compression orientée ENE-WSW qui affecte la partie frontale de la nappe de Nice [Gèze 1960a, Bulard *et al.* 1975, Perez 1975, Irr 1984, Ritz 1986]. On peut donc en conclure que la compression ENE-WSW qui affecte les zones plus internes de la nappe de Nice est de même âge.

Enfin, la compression NNE-SSW enregistrée dans la nappe de Digne, antérieure à l'ensemble des épisodes tectoniques, a pu être corrélée aux plis orientés N070-N080 d'âge crétacé supérieur-éocène que l'on peut observer dans la vallée de la Bléone [Kerkhove 1969, Debats *et al.* 1972, Kerkhove *et al.* 1978].

2.4 Publication.

La publication qui suit a pour objet principal l'étude des failles normales qui affectent la nappe de Digne. Elle nous permet également de proposer un modèle d'évolution des Alpes du Sud depuis l'Oligo-Aquitainien jusqu'au Quaternaire.

Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive

Pierre LABAUME, Jean-François RITZ et Hervé PHILIP

Résumé — Deux épisodes de déformation extensive récente affectent la nappe de Digne. Le premier (extension NO-SE) est probablement oligo-miocène et le second (extension NE-SO) pliocène. Nous discutons leur signification dans le cadre de la compression alpine contemporaine.

Recent normal faults in the southwestern Alps: their relationships with compression tectonics

Abstract — The Digne nappe underwent two stages of recent extensional deformation. The first, a NW-SE extension, is probably Oligocene-Miocene and the second, a NE-SW extension, Pliocene. We discuss their relationships with the contemporaneous Alpine compression.

Abridged English Version — The occurrence of recent normal faults in many active mountain belts needs to be explained in the context of the contemporaneous compression. We discuss this problem for the southwestern Alps where recent large-scale normal faults have been known for a long time [1] but have not been integrated in a general model.

SETTING OF THE NORMAL FAULTS. — We have studied the tectonics and brittle microtectonics along a section across the external southwestern Alps (Digne nappe) where large-scale recent normal faults outcrop in good conditions (Pl. I). Study of tension gashes, stylolites and striated fault-planes ([4], [5]) enabled us to determine the area affected by the various tectonic stages and the relative chronology of these stages, and to calculate the corresponding stress tensors. We have found two distinct directions of extension, NW-SE to N-S and NE-SW to E-W, respectively (Pl. II, A).

NW-SE TO N-S EXTENSION. — Microstructures linked with this extension have been found in the whole Digne nappe but large-scale E-W normal faults occur only close to the northern extremity of the Argentera external crystalline massif (map in Pl. I, Fig. a and Pl. II, Aa). The microstructures show that this extension is posterior to a NW-SE compression, also responsible for large-scale E-W folds developed from the Upper Cretaceous to the Middle Eocene ([1 b], [6]) and is anterior to the NE-SW Alpine compression (Pl. II, Ab). We suggest that the NW-SE extension in the external part of the Digne nappe may result either from the Oligocene rifting of the Mediterranean margin ([7], [8]) or from the permutation of the principal stress axes in the Alpine foreland when the compressive front was located further east [10]. In the inner part of the Digne nappe where the extension direction is close to N-S, the faults of cartographic scale may be drop-faults above a basement lateral ramp that bounds the Argentera massif to the north.

NE-SW TO E-W EXTENSION. — This extension affects only the inner part of the Digne nappe where a set of large-scale NNW-SSE normal faults occur west of the Argentera massif (Pl. I, Fig. b and Pl. II, Ac). To the south, these faults branch on the NE-SW « Guillaumes-Daluis » left-lateral strike-slip fault system and, to the north, they join the Haute Durance fault system [1 b], east of the Pelvoux external crystalline massif. These faults are posterior to the structures linked with the NE-SW Alpine compression (Pl. II, Ac).

Note présentée par Jean AUBOUIN.

and anterior to a N-S compression marked in particular by the reactivation of these faults as dextral strike-slip faults (*Pl. II, Ad*) and by large-scale dextral strike-slip faults across the Argentera massif ([1*b*], [11]). This N-S compression, which corresponds to the present seismotectonic activity [13], was already known along the Alpine front ([8*d*], [12]) where it succeeded the NE-SW Alpine compression at the end of the Pliocene, without an intercalated extensional stage. We come to the conclusion that the NE-SW extension in the inner part of the Digne nappe was coeval with the latest stages of the NE-SW Alpine compression in the outer part of the nappe and we propose that it corresponds to the gravitational collapse resulting from the crustal thickening [14]. In such a model, the normal faults may correspond either to the rear part of large-scale superficial west-vergent slides (*Pl. II, Ba*) or to the reactivation of deep thrusts as east-vergent normal faults (*Pl. II, Bb*). The westward vergence of the main normal fault (Camp des Fourches fault, 1,500 m of vertical offset) and the relationships between the normal faults and the "Guillaumes-Daluis" strike-slip fault (*Pl. I*) lead us to prefer the first proposition. East of the Argentera massif, the east-dipping Bersezio fault (*Pl. I*) also shows normal slip anterior to dextral slip. Reactivation of a deep thrust as an east-vergent normal fault is likely for this particular fault and thus the two possible structural styles discussed above would have coexisted, probably in relation with local boundary conditions. The Valensole basin in the foreland of the Digne nappe could be one of these conditions which eased the gravitational collapse of the nappe. Such a collapse did not occur to the SE in the Castellane arc locked at its front against the Maures massif (*Pl. II, Ac*). Further east, the Nice arc, which also found a "free boundary" at its front, behaved similarly to the Digne nappe [16] (*Pl. II, Ac and d*).

La présence, *a priori* paradoxale, de failles normales récentes dans de nombreuses chaînes de montagnes actives impose d'établir des relations génétiques entre ces phénomènes extensifs et la compression. Il importe en particulier de préciser à quel(s) stade(s) d'évolution et dans quelle(s) partie(s) des chaînes se situe l'extension. Nous avons abordé ce problème dans les Alpes sud-occidentales où des failles normales récentes d'échelle cartographique sont décrites de longue date sans avoir été intégrées dans un modèle général d'évolution de la chaîne [1].

LOCALISATION DES FAILLES NORMALES. — Nous avons limité notre étude au domaine externe des Alpes sud-occidentales (*pl. I*), choisi pour l'ampleur prise par les phénomènes extensifs récents dans un contexte géologique relativement simple et pour ses bonnes conditions d'affleurement.

Nous avons abordé le problème par le biais d'une étude de microtectonique cassante effectuée sur une soixantaine de stations réparties le long d'une transversale depuis le front de la nappe de Digne jusqu'au front des unités Briançonnaises. Nous avons exclusivement étudié les terrains d'âge jurassique moyen à éocène supérieur de la nappe de Digne, de façon à éviter l'enregistrement du « rifting » liasique [2] et de la déformation interne des unités internes de l'Embrunais-Ubaye [3] mises en place au cours de l'Oligocène [1*b*]. L'analyse des fentes de tension, des stylolites et des stries sur les miroirs de failles [4] nous a permis de déterminer les secteurs affectés par les divers épisodes tectoniques, ainsi que la chronologie relative, par secteur, de ces épisodes et de calculer, en utilisant des méthodes appropriées [5], les tenseurs des contraintes correspondants.

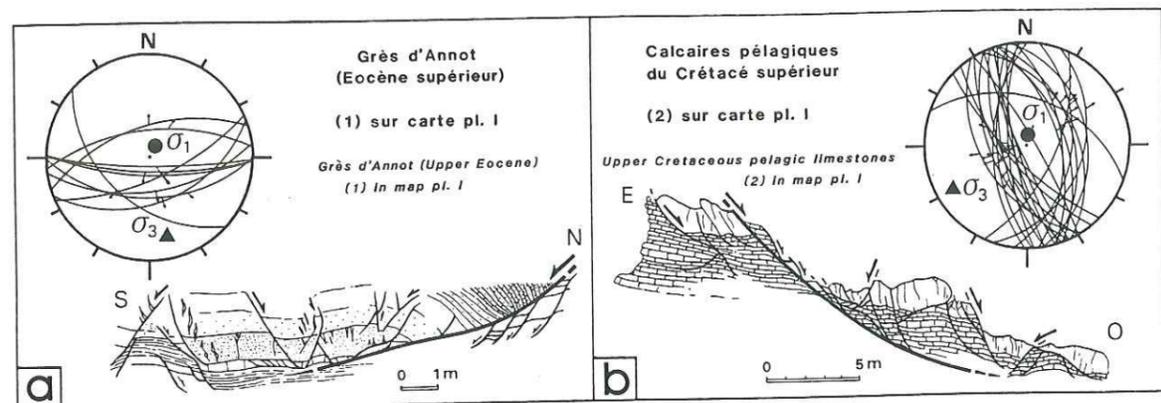
Nous avons ainsi mis en évidence deux directions d'extension distinctes, l'une NO-SE à N-S, l'autre NE-SO à E-O, et précisé la localisation et la chronologie de ces phénomènes par rapport à l'ensemble des épisodes tectoniques (*pl. II, A*).

EXTENSION NO-SE A N-S. — Les microstructures liées à cette extension sont présentes sur l'ensemble de notre transversale, avec une direction d'extension qui varie de NO-SE à presque N-S en allant des zones externes vers les zones internes de la nappe de Digne (*pl. II, Aa*). Par contre, les structures d'échelle cartographique n'existent que dans les zones internes, sur la bordure nord du massif cristallin externe de l'Argentera où l'on rencontre quelques failles normales NE-SO à E-O avec des rejets verticaux de l'ordre de la centaine de mètres (*pl. I*, carte) et de nombreuses failles d'échelle métrique à décimétrique (*fig. a*).

Les microstructures montrent que cette extension est postérieure à une compression NO-SE. Cette dernière est probablement l'expression microtectonique du serrage créacé supérieur à éocène moyen à l'origine de plis transverses à la chaîne ([1*b*], [6]). Les microstructures montrent également que cette extension est antérieure à une compression NE-SO qui correspond au serrage alpin responsable de la mise en place de la nappe de Digne et des plis, failles inverses et schistosité NO-SE associés (*pl. II, Ab*). Il faut néanmoins distinguer deux secteurs, car dans les zones les plus externes les microstructures extensives sont clairement basculées par les plis alpins NO-SE alors que dans les zones les plus internes les failles normales cartographiques NE-SO à E-O recourent la nappe du Parpaillon dont la mise en place est postérieure au plissement de son substratum [1*b*]; dans ce secteur, l'extension N-S ne serait donc antérieure qu'aux épisodes les plus tardifs du serrage alpin NE-SO. On remarque donc que dans ces deux secteurs, l'extension N-S n'est pas synchrone ou du moins est située différemment par rapport à l'essentiel du plissement alpin.

Deux hypothèses pour la genèse de ces structures peuvent alors être retenues : soit elles sont l'expression du rifting oligocène de la marge méditerranéenne [7] que l'on connaît dans tout l'avant-pays alpin avec une direction d'extension similaire à celle trouvée dans la partie externe de la nappe de Digne [8] (*pl. II, Aa*), soit elles sont génétiquement associées au serrage alpin. Le premier cas impliquerait que le rifting se soit exprimé dans un secteur où le plissement alpin était déjà actif depuis l'Eocène supérieur [9]. Dans le second cas, il pourrait s'agir d'une extension d'avant-pays résultant d'une permutation des contraintes à une époque où le front compressif était situé plus à l'est [10], ou bien d'une extension localisée sur des flexures à l'aplomb de rampes latérales de chevauchements sous-jacents. Ces diverses hypothèses ne sont en outre pas exclusives les unes des autres. Nous suggérons que les microstructures observées dans les zones externes de la nappe de Digne résultent soit du rifting oligocène, soit d'une permutation des contraintes d'avant-pays, tandis que la localisation des structures cartographiques dans les zones internes serait plutôt liée à une rampe latérale dans le socle responsable de la retombée nord du massif de l'Argentera. Au nord de notre coupe, les grandes failles NE-SO bordant le sud du massif cristallin externe du Pelvoux [1*b*] pourraient avoir une signification similaire.

EXTENSION NE-SO A E-O. — Cette extension s'exprime par de nombreuses failles normales NNO-SSE de longueur plurikilométrique pouvant présenter des rejets verticaux de plusieurs centaines de mètres (*pl. I* et *fig. b*). Ces failles forment un faisceau relativement dense dans la partie interne de la nappe de Digne à l'ouest du massif de l'Argentera.



Deux exemples de déformation extensive dans la nappe de Digne avec diagramme de Schmitt (hémisphère inférieur) des failles mesurées et axes principaux (σ_1 , σ_3) du tenseur des contraintes calculé suivant la méthode de [5 b]. a : extension N-S (pl. II, Aa); b : extension NE-SO (pl. II, Ac).

Two examples of extensional deformation in the Digne nappe with Schmitt diagram (lower hemisphere) of measured faults and principal axes (σ_1 , σ_3) of the stress tensor calculated by the method of [5 b]. a : N-S extension (pl. II, Aa); b : NE-SW extension (Pl. II, Ac).

Vers le SE, ce faisceau se branche sur le système décrochant sénestre NE-SO « Guillaume-Daluis » sans que l'on trouve l'équivalent de ces failles normales plus au SE (Dôme de Barrot). Vers le nord, ce faisceau rejoint le système de la faille de la Haute Durance [1 b] à l'est du massif du Pelvoux. Ces failles normales décalent les contacts de base des unités internes de l'Embrunais-Ubaye et recoupent obliquement les structures compressives de l'épisode alpin, ce qui révèle le caractère tardif de cette déformation. Sur l'ensemble de notre transversale, la quantité totale d'extension est probablement de l'ordre de quelques kilomètres (3 à 5?), pour un raccourcissement total de la couverture qui serait, d'après nos coupes, de l'ordre de 25 km.

L'étude microtectonique confirme que cette extension est absente de la partie externe de la nappe de Digne et montre qu'elle s'est par contre aussi exprimée sur la grande faille de Bersezio, à l'est du massif de l'Argentera (pl. II, Ac). Les chronologies observées à cette échelle confirment que ces failles normales sont postérieures à la compression alpine NE-SO et montrent qu'elles sont antérieures à une compression N-S qui se manifeste ici par une reprise en décrochement dextre des failles normales NNO-SSE (pl. II, Ad). Cette dernière compression, à laquelle on peut rattacher les grands décrochements dextres NNO-SEE recoupant le massif de l'Argentera (pl. I) ([1 b], [11]), est connue sur tout le pourtour de l'arc alpin méridional ([8 d], [12]) et correspond à l'activité

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

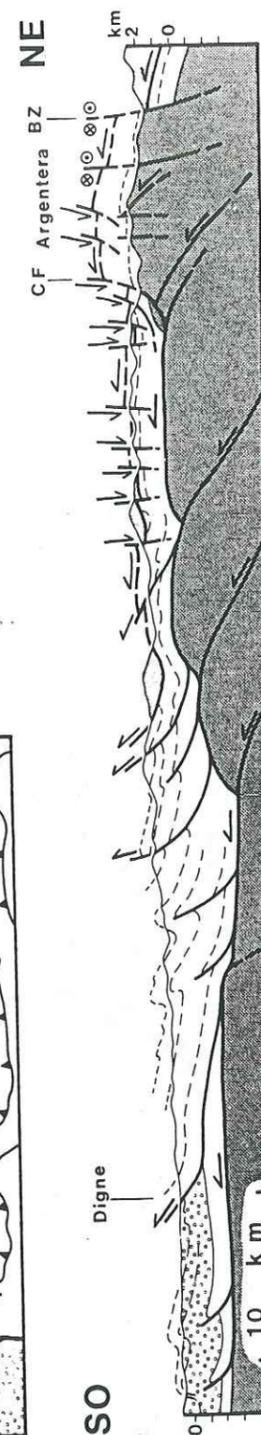
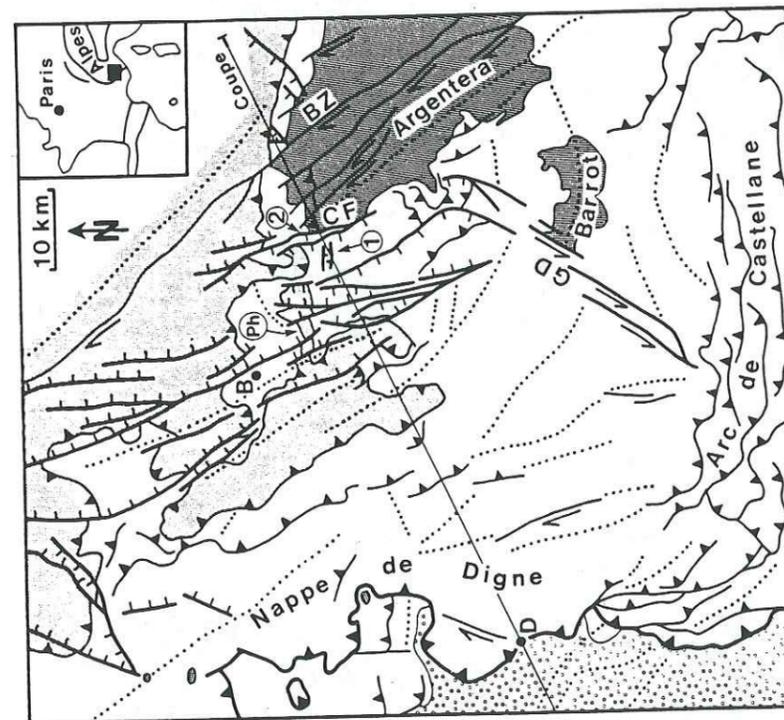
Situation générale des failles normales étudiées. Photo : failles normales NNO-SSE recoupant les contacts de base des unités internes de l'Embrunais-Ubaye (SE de Barcelonnette, (Ph) sur la carte).

General setting of the studied normal faults. Photo: NNW-SSE normal faults cutting the sole thrusts of the Embrunais-Ubaye internal units (SE of Barcelonnette, (Ph) in the map).

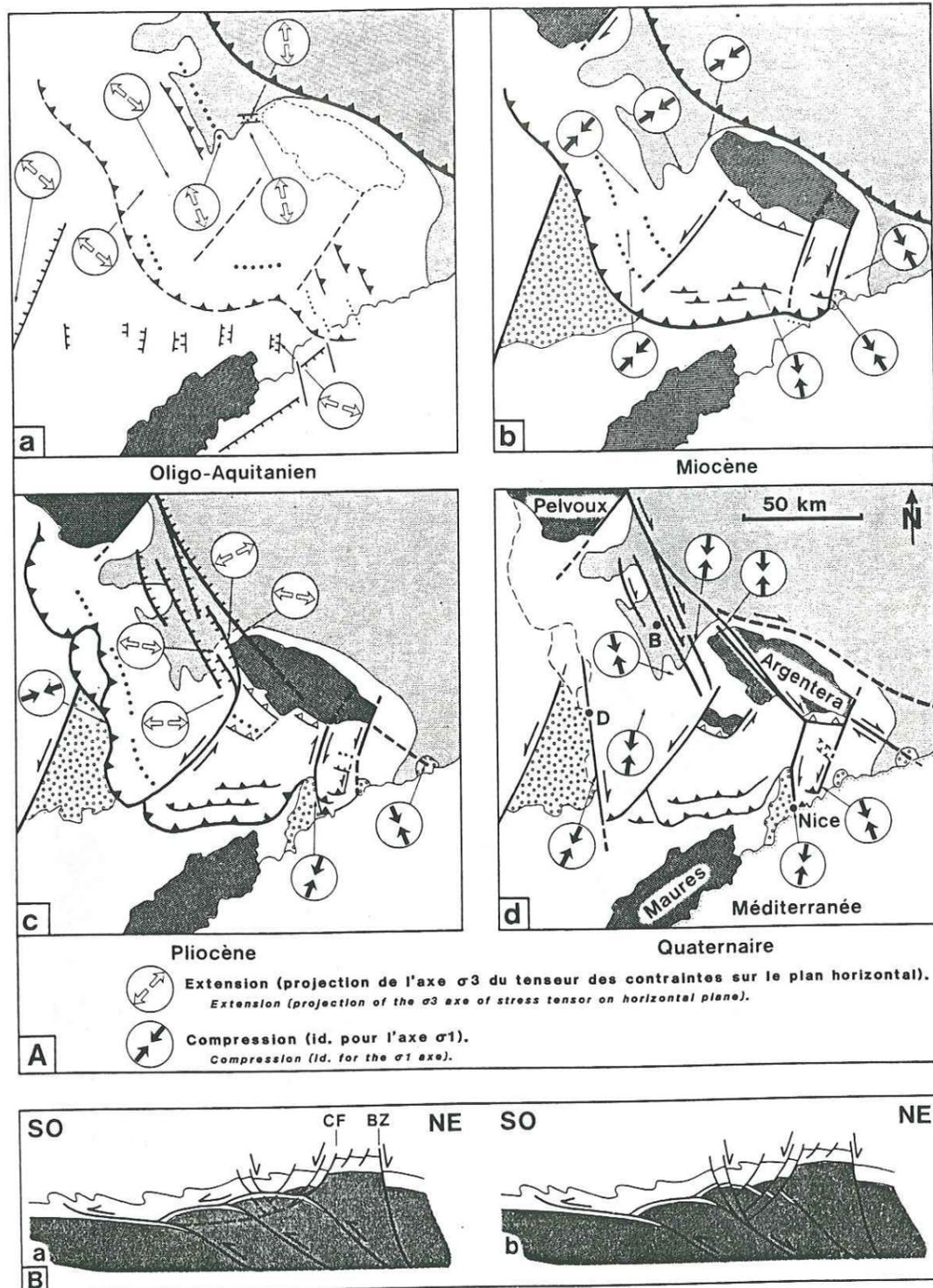
PLANCHE I/PLATE I



- Chevauchement Thrust
- Pli Fold
- Décrochement Strike-slip fault
- Faïlle normale Normal fault
- Unités internes Internal units
- Couverture des unités externes External units cover
- Soie des unités externes External units basement
- Bassin d'avant-chaine de Valensole Valensole foreland-basin
- BZ: Bersezio; CF: Camp des Fourches; GD: Guillaume-Daluis; B: Barcelonnette; D: Digne; 1, 2: cf. fig. 1.
- Photo: unités internes/Internal units: Fh: Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon; Br: Briançonnais, unités externes/external units: Ga: Grés d'Annot; Cs: Crétacé supérieur.



PIERRE LABAUME



A. Modèle d'évolution des Alpes sud-occidentales externes (discussion dans le texte) avec sélection de stations microtectoniques représentatives (synthèse de nos données et des travaux de [8 a] et [8 d] et [12]). B. Deux modèles alternatifs pour l'extension NE-SO dans la nappe de Digne (discussion dans le texte, même légende que la planche I).

A. Model for the evolution of the external Southwestern Alps (discussion in the text) with selection of representative microtectonic stations (synthesis of our data and work of [8 a] and [8 d] and [12]). B. Two alternative models for the NE-SW extension in the Digne nappe (discussion in the text, same legend as Plate I).

sismotectonique actuelle [13]. Nous avons retrouvé l'expression microtectonique de cette compression N-S dans l'ensemble de la nappe de Digne (pl. II, Ad) au front de laquelle il a été montré [12] qu'elle avait succédé au serrage alpin NE-SO à la fin du Pliocène, sans l'intercalation d'un épisode extensif. Nous en concluons que l'extension NE-SO s'est développée dans les zones internes de la nappe de Digne alors que le serrage NE-SO était encore actif au front de celle-ci.

La localisation dans l'espace et dans le temps de cette extension permet d'envisager qu'elle soit l'expression de l'instabilité gravitaire due à l'épaississement crustal [14], à une époque où l'érosion n'était plus suffisante pour compenser la formation des reliefs. Il existe néanmoins deux façons d'envisager le prolongement en profondeur des failles observées en surface (pl. II, B). Dans la partie sud du secteur étudié, il a été proposé que ces failles, en se couchant vers l'ouest, correspondent à un glissement gravitaire de la couverture sur le niveau de décollement du Trias [1 c]. Mais il faut remarquer que, sur le bord nord-ouest du massif de l'Argentera, la faille normale principale (faille du Camp de Fourches) affecte aussi le socle, qu'elle effondre de 1500 m vers l'ouest. On peut ajuster le modèle de glissement gravitaire en proposant que cette faille n'affecte que le compartiment chevauchant du massif et se couche sous celui-ci vers l'ouest en rejoignant le niveau de décollement du Trias (pl. II, Ba). Ce modèle peut être généralisé en considérant que l'ensemble des blocs de socle chevauchants sont affectés par l'extension (tirés sur la planche II, Ba). Dans ce modèle, les failles normales correspondent à la partie amont de grandes loupes de glissement et s'amortissent au front du chevauchement de la nappe de Digne. Le raccourcissement total de la couverture à ce front additionne alors celui dû aux chevauchements de socle, qui ont pu rester actifs pendant l'extension, et celui dû à l'amortissement de l'extension. Un autre modèle (pl. II, Bd) consiste à envisager que ces failles normales rejoignent en profondeur des chevauchements de socle qui auraient alors joué en faille normale vers l'est.

Pour les failles situées à l'ouest du massif de l'Argentera, nous retenons le premier modèle car le regard ouest de la faille principale, ainsi que la relation de ces failles avec le décrochement « Guillaume-Daluis » (pl. I) sont plutôt cohérents avec un déplacement vers l'ouest de l'ensemble de la nappe de Digne. Le jeu normal de la faille de Bersezio, à pendage est, ne peut par contre être intégré à ce modèle et il faut envisager pour celle-ci un rejeu en faille normale vers l'est de chevauchements profonds (pl. II, B). La situation doit être identique pour la faille de la Haute Durance qui prolonge cette faille vers le nord et pour laquelle un jeu normal anté-décrochement dextre est également connu [15].

Ceci suggère que les deux modèles envisagés ne sont pas exclusifs l'un de l'autre mais peuvent coexister dans une même chaîne en fonction des conditions aux limites locales. La localisation de la zone affectée par le glissement vers l'ouest peut être expliquée par un changement de ces conditions aux limites au front des chaînes subalpines méridionales

(pl. II, Ac). En effet, le bassin de Valensole a pu jouer le rôle de bordure libre permettant une avancée facile de la nappe de Digne et l'expression des phénomènes gravitaires. Par contre, au SE du décrochement « Guillaume-Daluis », l'arc de Castellane, bloqué à son front contre la zone haute du massif des Maures, ne présente pas de bassin d'avant chaîne. Il en a résulté un plus grand développement des structures compressives à l'intérieur de l'arc et une absence de structures gravitaires. La montée des massifs de l'Argentera et du Barrot serait la conséquence de cet effet de blocage. On peut remarquer que, à l'est de l'accident de la Vésubie, l'arc de Nice, qui présente également à son front une bordure libre (bassin pliocène du Var et marge ligure) a un comportement assez similaire, à une échelle plus réduite, à celui de la nappe de Digne, avec une extension NE-SO reconnue dans sa partie interne (pl. II, Ac) [16].

Nous remercions M. Seguret, J. Malavielle, J. L. Faure et un rapporteur anonyme pour leurs remarques sur notre manuscrit. Contribution C.N.R.S.-I.N.S.U.-D.B.T. n° 82, thème 5 « Croissance des Continents ».

Note remise le 2 février 1989, acceptée après révision le 30 mars 1989.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] (a) J. DEBELMAS, *Mem. Carte Géol. France*, 1953, 171 p.; (b) Cl. KERCKHOVE, *Géol. Alpine*, 45, 1969, p. 1-202; (c) R. H. GRAHAM, *Thrust and Nappe Tectonics*, Geol. Soc. London, 1981, p. 335-352.
 [2] M. LEMOINE et coll., *Mar. Petrol. Geol.*, 3, 1986, p. 179-199.
 [3] (a) O. MERLE et J. P. BRUN, *J. Struct. Geol.*, 6, n° 6, 1984, p. 711-719; (b) P. LABAUME, *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geol. Soc. London, 1987, p. 147-163.
 [4] (a) F. ARTHAUD et M. MATTAUER, *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, XI, n° 5, 1969, p. 758-744; (b) J. P. PETIT et coll., *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, XXV, n° 4, 1983, p. 589-608.
 [5] (a) F. ARTHAUD, *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, XI, 1969, p. 729-737; (b) A. ETCHECOPAR et coll. *J. Struct. Géol.*, 3, n° 1, 1981, p. 51-65; (c) A. ETCHECOPAR, *Thèse Doctorat État*, Montpellier, 1984, 269 p.
 [6] (a) J. M. DEBATS et coll., *Géol. Alpine*, 48, 1972, p. 179-185; (b) Cl. KERCKHOVE et coll., *Géol. Alpine*, 54, 1978, p. 67-82.
 [7] J. P. REHAULT et coll., *Marine Geol.*, 55, 1984, p. 447-477.
 [8] (a) M. VILLEGER et J. ANDRIEUX, *Bull. Soc. Géol. France*, série 8, III, n° 1, 1987, p. 147-156; (b) P. GAVIGLIO et J. F. GONZALES, *Bull. Soc. Géol. France*, série 8, III, n° 4, 1987, p. 675-682; (c) G. GIANNERINI, *Bull. B.R.G.M.*, section 1, n° 1, 1980/81, p. 43-67; (d) J. F. RITZ, *Diplôme Études Approfondies*, Montpellier, 1986, p. 1-55.
 [9] (a) T. ELLIOTT et coll., *Excursion Guidebook*, Int. Symp. Foreland Basins, Fribourg (Suisse), 1985, p. 39-73; (b) P. C. DE GRACIANSKY, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, série D, 1972, p. 2825-2828; (c) P. GIGOT et coll., *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, XVI, n° 2, 1974, p. 128-139; (d) R. CAMPREDON et G. GIANNERINI, *Géol. Alpine*, 58, 1982, p. 15-20.
 [10] P. TAPONNIER, *Bull. Soc. Géol. France*, série 7, XIX, n° 3, 1977, p. 437-460.
 [11] J. VERNET, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289, série D, 1979, p. 61-64.
 [12] Ph. COMBES, *Doctorat 3° Cycle*, Strasbourg, 1984, 182 p.
 [13] (a) H. PHILIP, *Ann. Géoph.*, 5B, n° 3, 1987, p. 301-320; (b) N. BERTHOUX et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 1988, p. 71-77; (c) G. MÉNARD et J. FRÉCHET, *Earth Plan. Sci. Let.*, 1987 (sous presse).
 [14] (a) B. C. BURCHFIEL et L. H. ROYDEN, *Geology*, 13, 1985, p. 679-682; (b) J. P. PLATT, *Géol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1986, p. 1037-1053.
 [15] J. L. FAURE, *Diplôme Études Approfondies*, Montpellier, 1985, 81 p.
 [16] S. REBAI, *Diplôme Études Approfondies*, Montpellier, 1988, 88 p.

Laboratoire de Tectonique, U.R.A. n° D 1371 du C.N.R.S.,
 Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex.

3 Reconstitution des trajectoires de contraintes.

La première étape de notre étude présentée au paragraphe 2 ci-dessus, nous a permis d'établir une chronologie des épisodes tectoniques qui ont affecté la région des Alpes du Sud et de la Provence pendant le Tertiaire et le Quaternaire.

Dans une deuxième étape, nous allons reconstruire pour chaque épisode tectonique le champ de contraintes à partir des données microtectoniques.

Pour ce faire, nous avons fait l'hypothèse que les données ponctuelles de paléocontraintes avaient une signification à l'échelle régionale. Pour dessiner le champ de contraintes à partir des cartes de données, nous avons utilisé un programme d'interpolation linéaire en éléments finis [Rebai *et al.* 1991]. Ce programme permet de calculer en chaque point d'une grille d'interpolation, les directions horizontales des contraintes à l'intérieur d'une grille géométrique composée d'éléments triangulaires (Fig. IV.4).

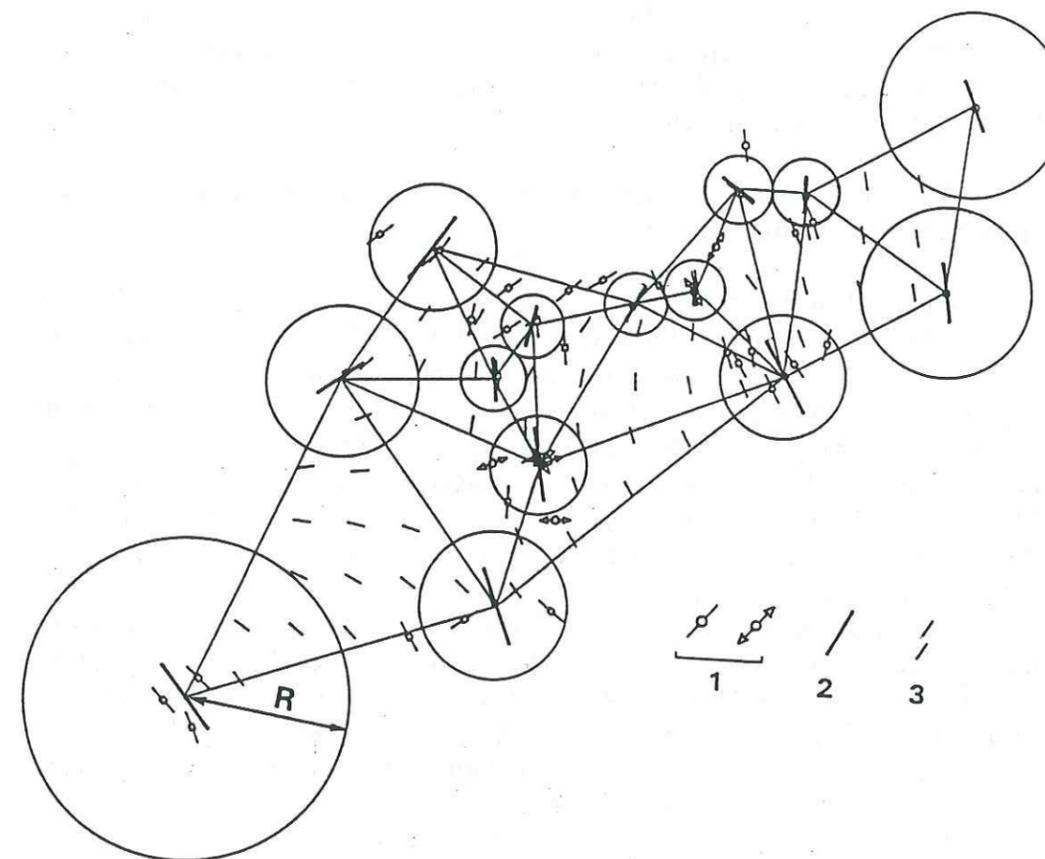


Fig. IV.4 : Exemple de grille géométrique à éléments triangulaires [d'après Rebai *et al.* 1991] :
 1) données de paléocontraintes, 2) direction moyenne de contrainte associée aux noeuds,
 3) trajectoires de contraintes interpolées.

La dimension de chaque élément est choisie en fonction de la répartition des données dans l'espace, et du lissage que l'on veut obtenir. A chaque sommet de cette grille géométrique, est associée une direction moyenne de la contrainte horizontale majeure (σ_1) ou mineure (σ_3) (selon qu'on se trouve en régime compressif ou extensif) calculée à partir des données contenues dans un cercle centré sur chaque sommet. La valeur du rayon du cercle est fixée avant l'interpolation; cette valeur sera modifiée par le programme en fonction de la taille de chaque élément triangulaire de telle manière qu'elle ne dépasse pas la moitié du segment le plus petit au départ de chaque sommet. Les données comprises dans le cercle sont pondérées en fonction de leur qualité et de leur distance par rapport au sommet.

Au total, on obtient des trajectoires de contraintes continues sur l'ensemble de la grille géométrique.

3 types de grille géométriques ont été testées pour les trois périodes Miocène supérieur, Pliocène et Quaternaire :

- type A = grille géométrique restreinte à chaque domaine et composée de petites éléments triangulaires. Le champ de contrainte est supposé discontinu entre les différents domaines.

- type B = grille géométrique couvrant l'ensemble de la région étudiée, composée de larges éléments triangulaires. Le champ de contrainte est supposé continu d'un domaine à l'autre.

- type C = grille géométrique respectant à la fois les deux possibilités : discontinuité du champ de contrainte, notamment le long des grands accidents, mais également continuité du champ de contraintes à travers deux domaines différents.

3.1 Le champ de contraintes au Crétacé supérieur-Eocène (pyréno-provençal).

Nous avons représenté sur un schéma structural (Fig. IV.5), les indices de tectonique en compression NNW-SSE qui sont rattachés de façon indirecte (associés à des plis E-W dans la vallée de la Bléone) à l'épisode tectonique pyréno-provençal. Ces indices sont particulièrement abondants le long d'une coupe NE-SW, allant du front de la nappe de Digne jusqu'à l'extrémité NW du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour. Dans certaines stations, un état de contrainte a pu être déterminé : stations n° D3a ($\sigma_1 = N310$), D10 ($\sigma_1 = N331$), P43 ($\sigma_1 = N333$), C14 ($\sigma_1 = N135$).

Des indices de compression NNW-SSE ont également été observés dans la nappe de Nice. L'analyse des stations n° N9b, N11 et N36a a permis de calculer un tenseur de contraintes : N9b ($\sigma_1 = N356$), N11 ($\sigma_1 = N350$) et N36a ($\sigma_1 = N156$). Ce résultat va dans le sens de l'hypothèse proposée par Vernet (1968) selon laquelle la tectonique pyréno-provençale a affecté la région de Nice.

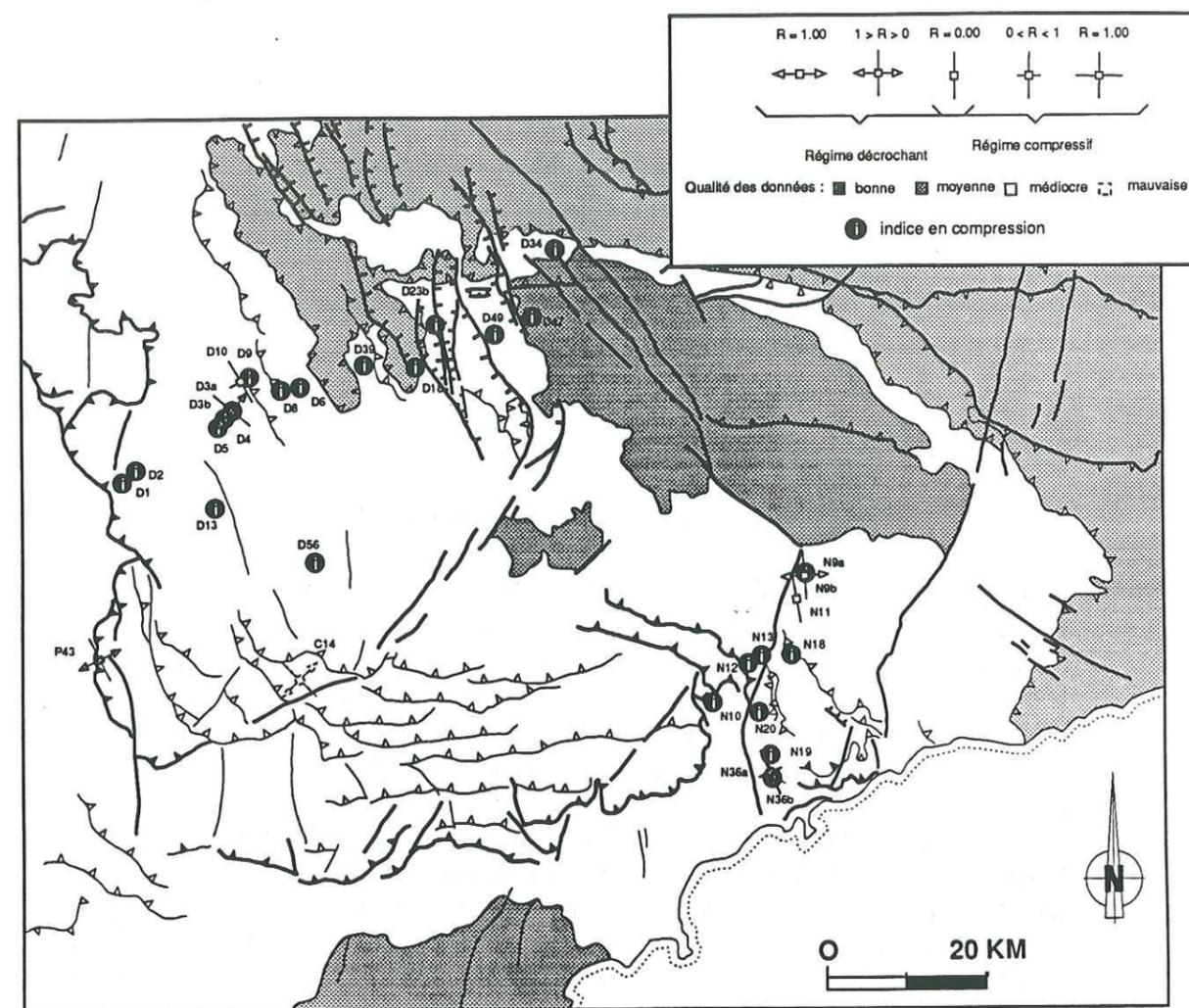


Fig. IV.5 : Carte des tenseurs de contraintes et indices tectoniques dans les Alpes du Sud pour la période Crétacé supérieur-Eocène moyen.

Dans la nappe de Castellane, les indices de compression N-S pyréno-provençale n'ont pu être séparés des microstructures liées à la tectonique alpine miocène à post-miocène également caractérisée par un raccourcissement N-S.

Le champ de contraintes régional pour cette période du début du Tertiaire n'a pas pu être reconstitué étant donné la répartition peu homogène des données disponibles. De plus, on peut penser que les indices de la compression pyréno-provençale ont été fortement basculés et réorientés par les plissements correspondants aux épisodes alpins.

3.2 Le champ de contraintes à l'Oligo-Aquitainien.

Les données.

Les indices microtectoniques de la période oligo-aquitainienne correspondent soit à de la compression NE-SW soit à de l'extension NW-SE. On remarque (Fig. IV.6) que les indices compressifs sont localisés uniquement dans l'arc de Nice et la partie orientale de l'arc de Castellane, alors que les indices distensifs se regroupent essentiellement dans la nappe de Digne, jusque dans sa partie la plus interne, et dans la partie méridionale de l'arc de Castellane. Quelques indices se trouvent également localisés dans l'avant pays (secteur de Biot; stations n° C21 et C22).

Modèle de trajectoires de contraintes.

Le champ de contraintes pour la période oligo-aquitainienne ne pouvait pas être dessiné par interpolation car, comme dans le cas de l'épisode tectonique précédant, la plupart de ces indices ont été déplacés à la suite de la tectonique alpine postérieure et ont subi des rotations importantes. Cependant les données de paléocontraintes sont en assez grand nombre pour nous permettre de distinguer plusieurs secteurs, qui s'individualisent par des régimes de contraintes différents, et également de proposer un modèle du champ de contraintes pour cette période (Fig. IV.7).

Le décalage du front compressif à l'Oligocène coïncide avec l'emplacement de l'accident Guillaume-Daluis-Castellane qui jouerait un rôle transformant dextre. On sait en effet que cet accident correspond à une limite paléogéographique pendant le Mésozoïque [Dardeau 1983, Dardeau 1984, Dardeau 1987, De Graciansky 1987, Delpéch 1988]. Dans ce modèle, on envisage que le front compressif, juste après la période oligo-aquitainienne, ait peu varié dans sa partie la plus méridionale alors qu'il se serait déplacé de plusieurs dizaines de kilomètres dans sa partie nord.

D'autre part on peut relier les variations de l'orientation de la contrainte σ_3 dans l'avant-pays (au nord du massif des Maures), soit à des phénomènes de perturbations du champ de contraintes à l'Oligocène, soit à une rotation postérieure contemporaine de la mise en place finale des nappes au Mio-Pliocène.

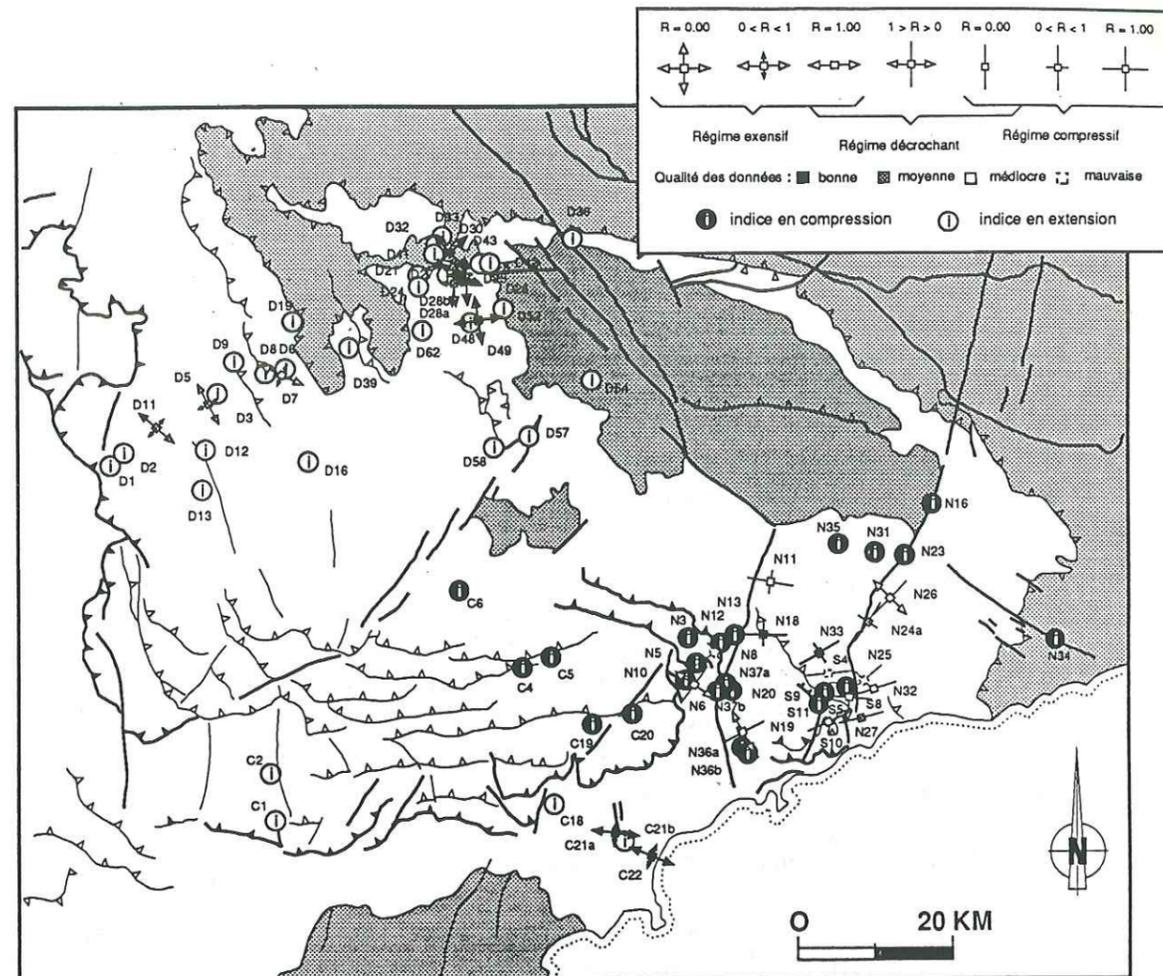


Fig. IV.6 : Paléocontraintes et indices tectoniques dans les Alpes du Sud pour la période Oligo-Aquitainien.

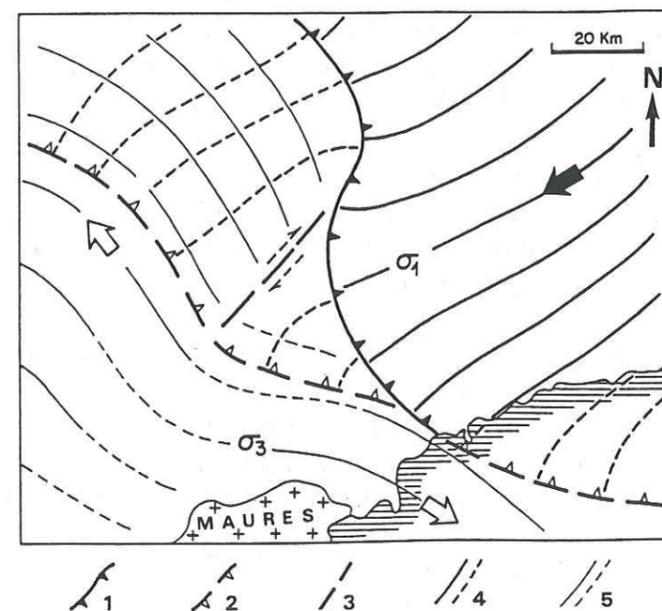


Fig. IV.7 : Modèle de trajectoires de contraintes pour la période Oligo-Aquitainien dans les Alpes du Sud.
1) front compressif, 2) position du front compressif après l'Oligo-Aquitainien, 3) Faille de Guillaume-Daluis-Castellane, 4) trajectoires de σ_1 , 5) trajectoires de σ_3 .

3.3 Le champ de contrainte au Miocène moyen-supérieur.

Les données.

La carte des données de paléocontraintes (Fig. IV.8) fait clairement apparaître deux domaines distincts :

(1) dans la nappe de Digne et la partie Nord de la Provence occidentale, la contrainte majeure σ_1 est orientée en moyenne NE-SW; le régime de contraintes est de type compressif le long du chevauchement frontal de la nappe de Digne (stations n° P34 à P53) ainsi que dans l'avant-pays provençal (stations n° P8a, P25, P29 et P30). A l'intérieur de la nappe, le régime de contrainte est variable avec cependant une prédominance du régime décrochant.

(2) Dans les nappes de Castellane et de Nice, la contrainte majeure σ_1 est orientée en moyenne NNW-SSE avec des variations autour de cette direction pouvant être assez importantes. C'est notamment le cas le long de l'accident qui borde à l'Ouest la nappe de Nice où σ_1 est en moyenne NE-SW. Le régime de contraintes est en général variable sauf le long des failles Vésubie-Mont Férion-St Blaise-Aspremont et Breil-Sospel-Monaco où il est clairement de type décrochant.

Modèle de trajectoires de contraintes.

L'interpolation des données faite à partir des trois types de grille donne des résultats peu différents (Fig. IV.9). Les trajectoires de la contrainte σ_1 décrivent un éventail depuis le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour vers l'extérieur de la chaîne. Celles-ci sont perturbées le long de deux limites tectoniques majeures : il s'agit du front chevauchant de la nappe de Digne où σ_1 est N070, et de l'accident Vésubie-Mont Férion qui sépare les nappes de Nice et de Castellane, de part et d'autre duquel la direction de σ_1 change brutalement (à l'Est de la faille, σ_1 est orientée NE-SW; à l'ouest de la faille, σ_1 est orientée NW-SE).

La seule différence entre les trois interpolations concerne le champ de contraintes à la limite nappe de Digne-nappe de Castellane, correspondant à l'accident Guillaume-Daluis-Castellane :

- dans le cas de l'interpolation A, on trouve deux champs de contraintes très différents de part et d'autre de la faille. Au nord, σ_1 est NE-SW parallèle au décrochement; au sud σ_1 est NNE-SSW puis vient également se paralléliser à l'extrémité nord-est de la faille. Ce modèle n'est pas satisfaisant car il ne tient pas compte des données de contraintes localisées sur l'accident Guillaume-Daluis-Castellane (stations n° C7, C8, C9, C10) qui indiquent une direction de contrainte σ_1 N140 sub-perpendiculaire à l'accident.

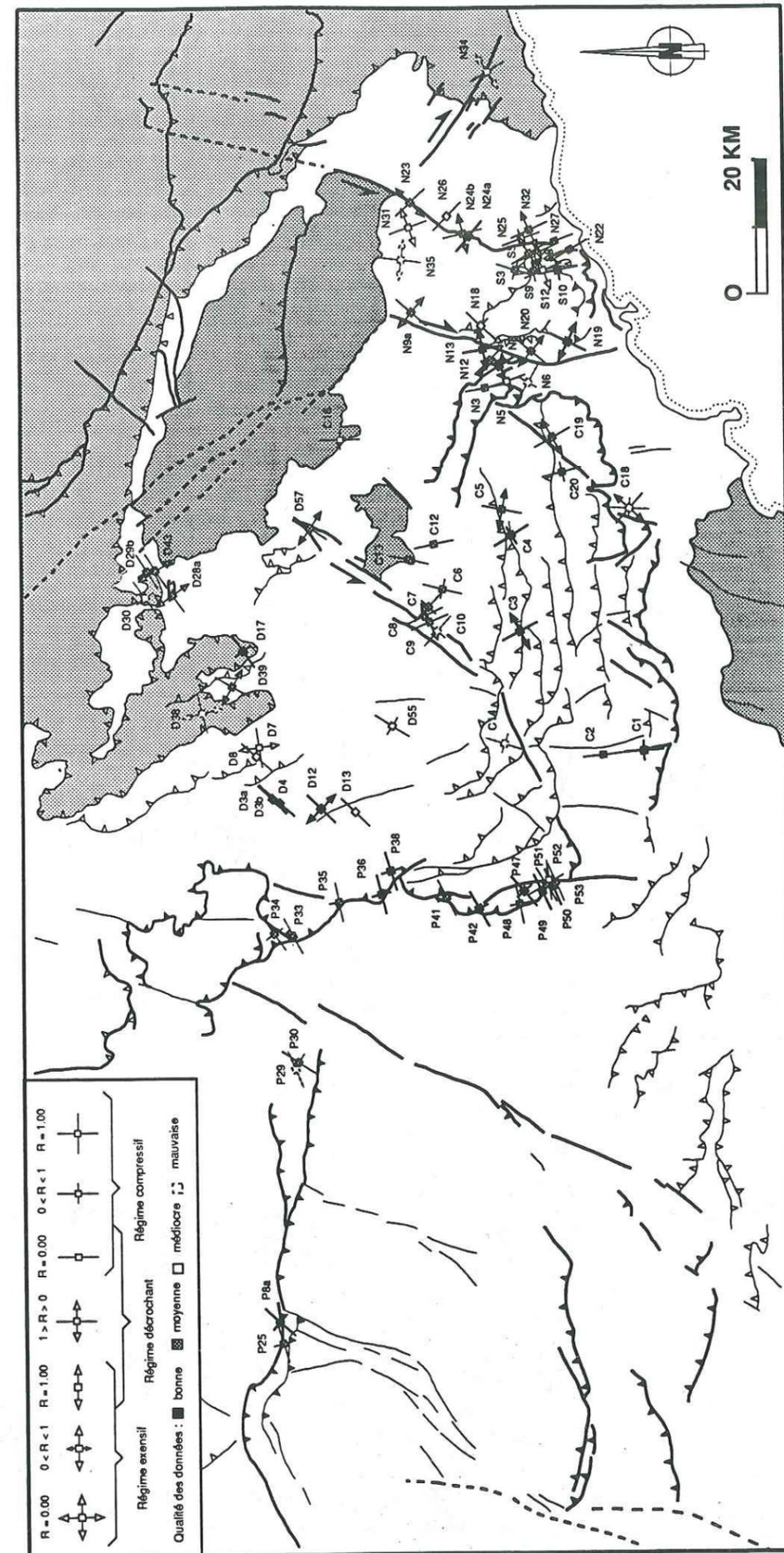


Fig. IV.8 : Carte des données de paléocontraintes dans les Alpes du Sud pour la période Miocène moyen-Miocène supérieur.

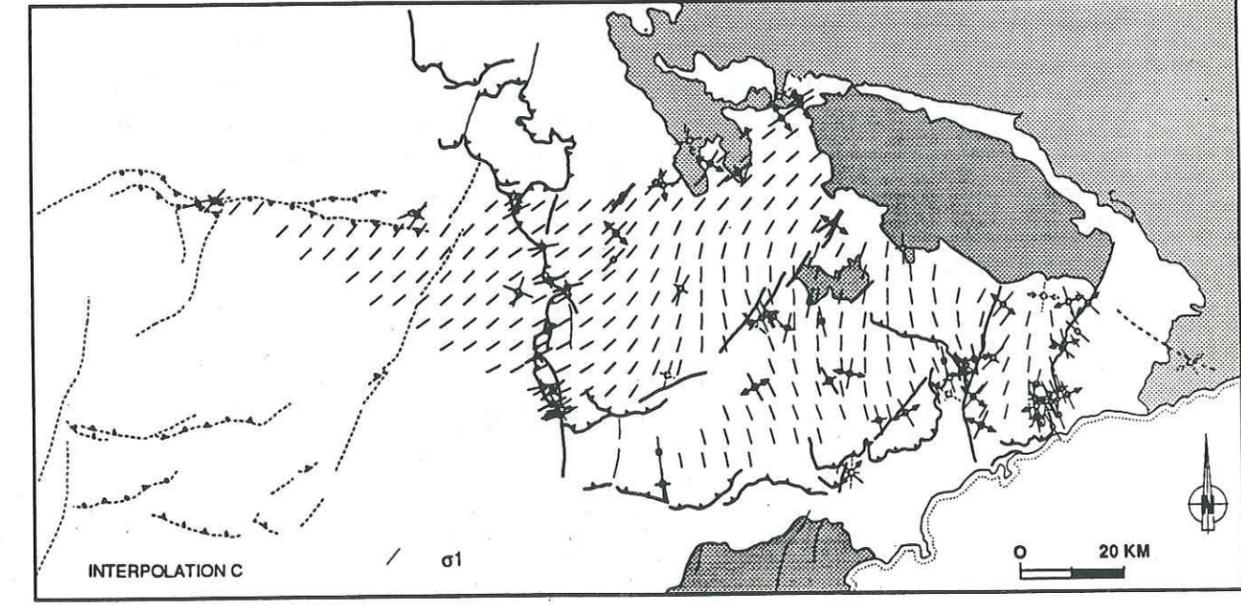
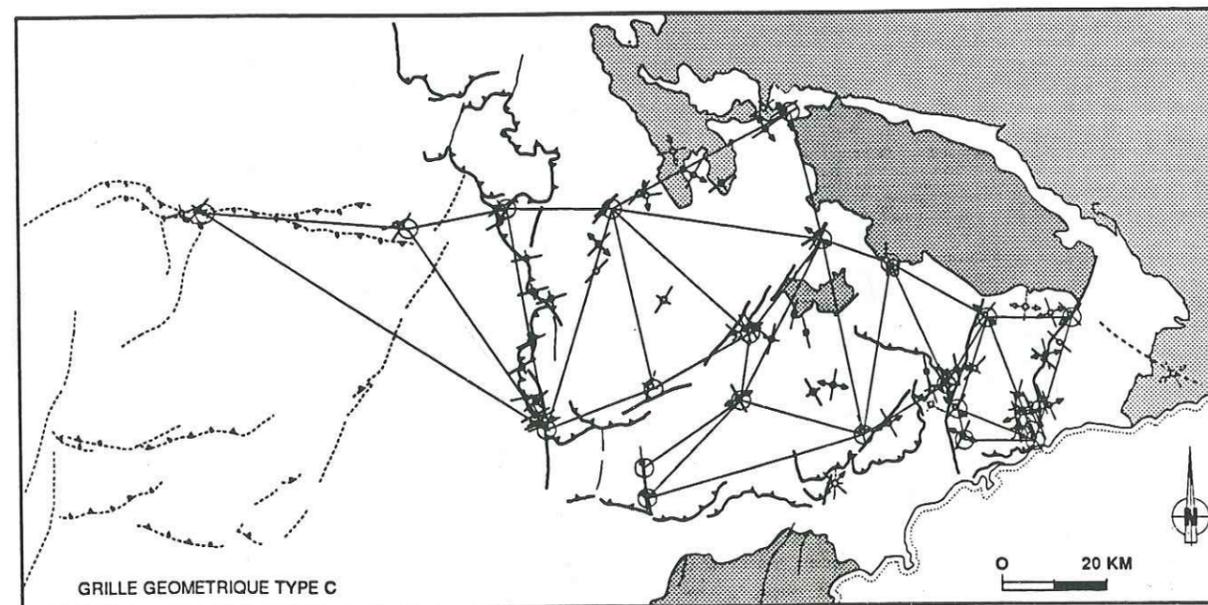
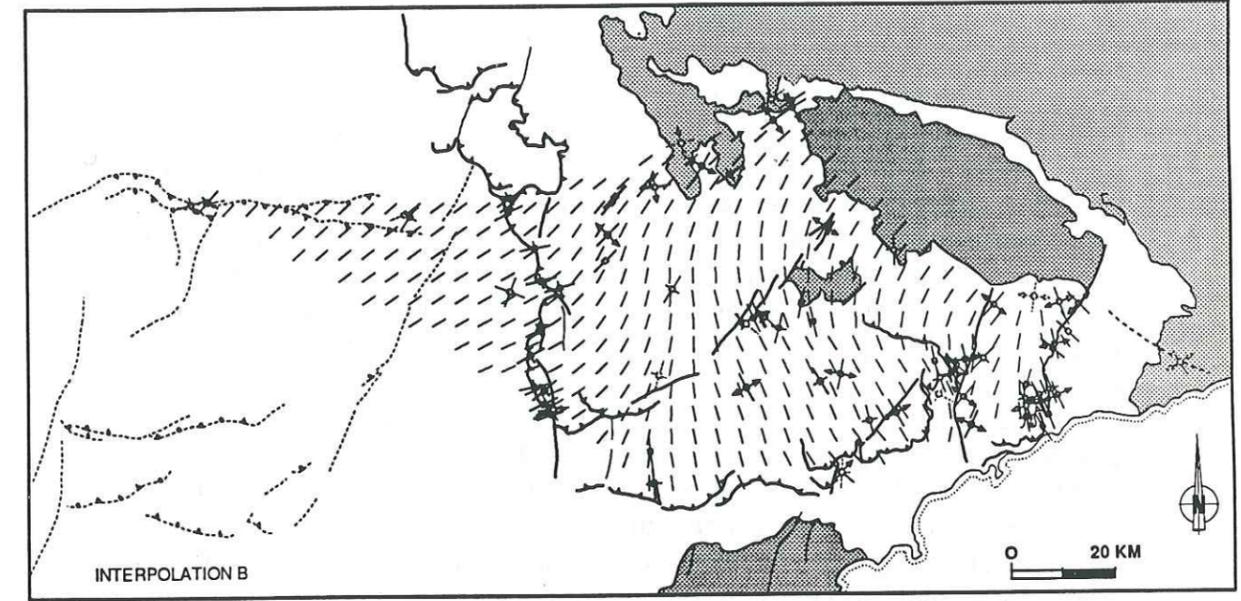
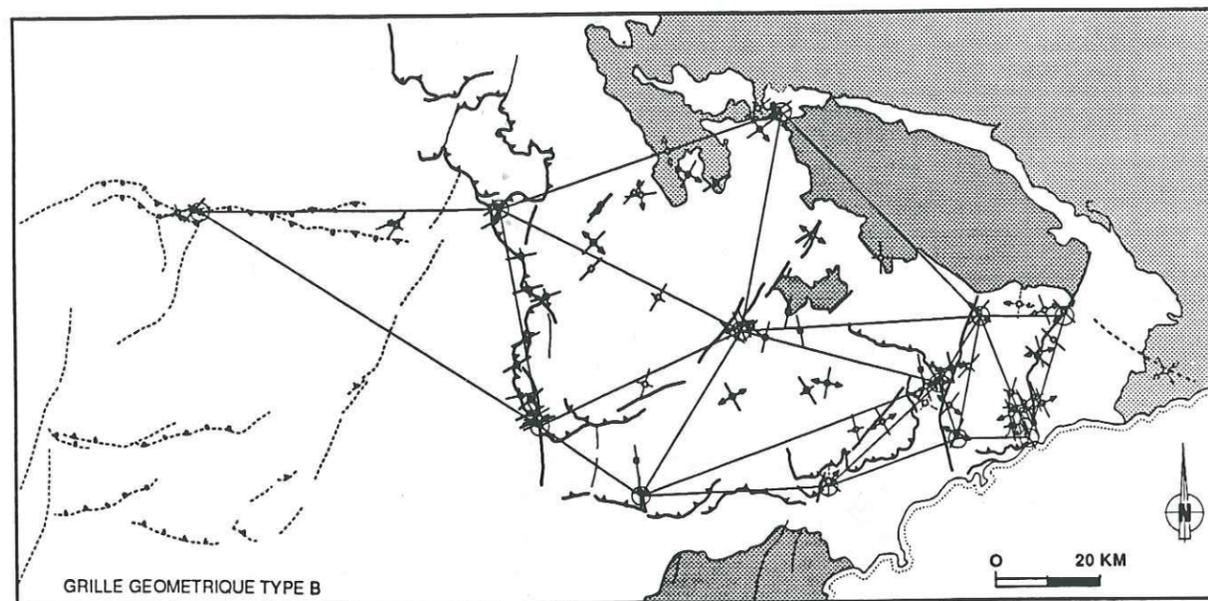
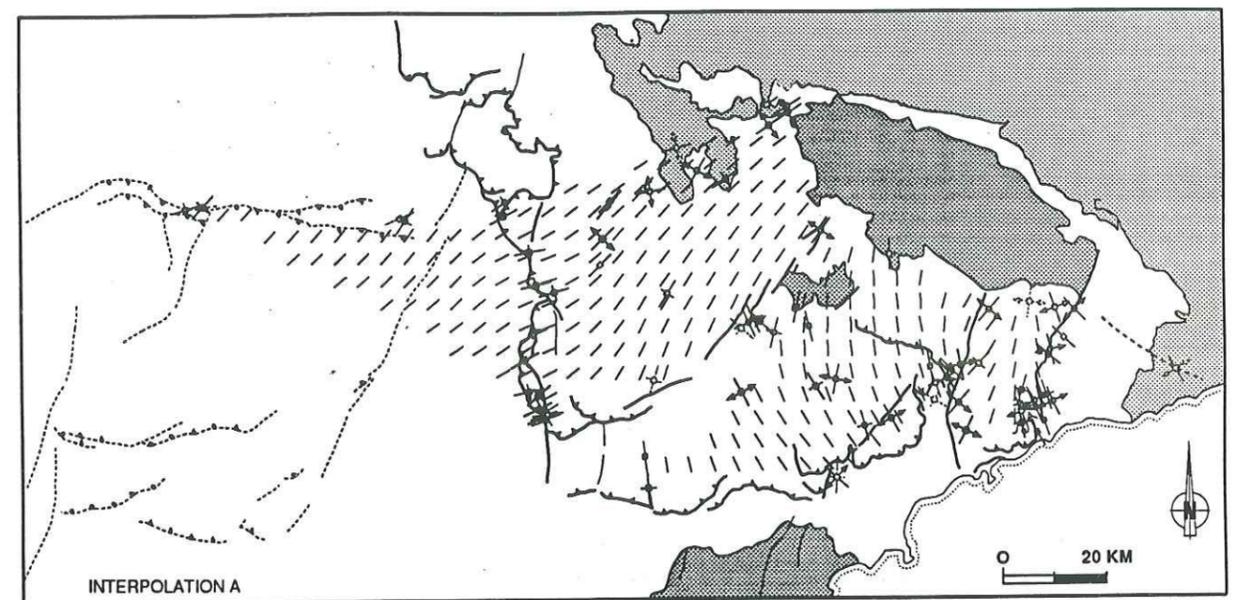
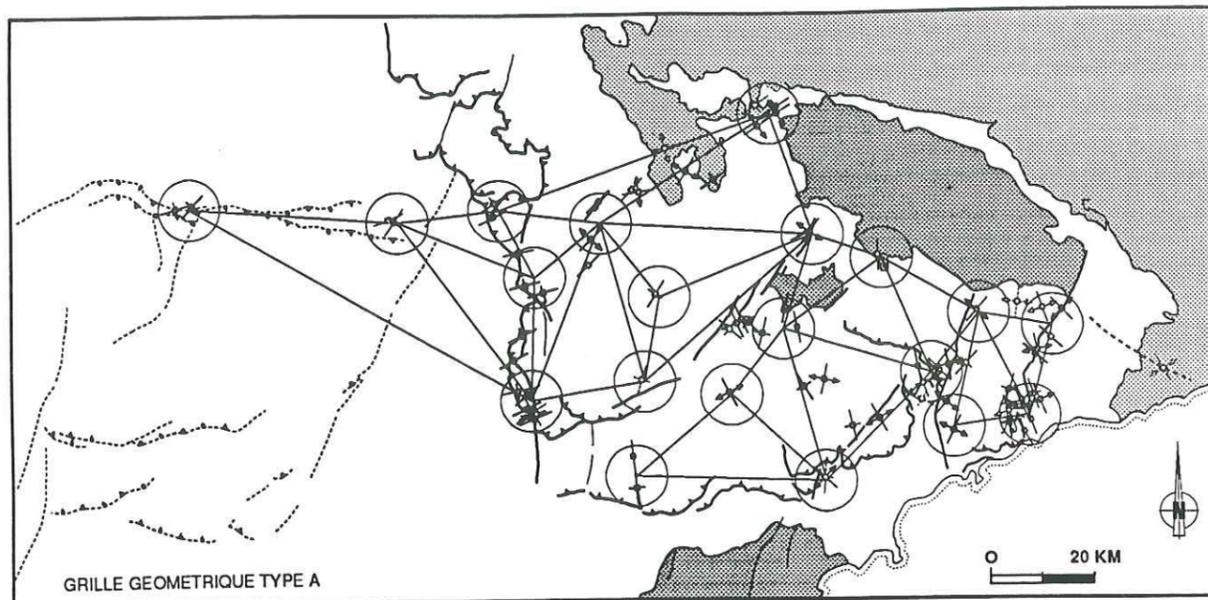


Fig. IV.9 : Modèles de trajectoires de la contrainte σ_1 dans les Alpes du Sud pour la période Miocène inférieur-Miocène supérieur .

- dans le cas des interpolations B et C, les données des stations n° C7, C8, C9, C10 ont été prise en compte. Les interpolations obtenues montrent alors une déviation importante du champ de contraintes liée au décrochement Guillaume-Daluis-Castellane séparant les nappes de Digne et de Castellane. La seule différence entre les deux interpolations réside dans l'interprétation du champ de contraintes à l'extrémité Sud-Ouest du décrochement. Dans l'interpolation B, le champ de contraintes est continu et on constate une rotation très rapide de la contrainte σ_1 entre le front de la nappe de Digne et le front de la nappe de Castellane. Dans l'interpolation C, nous avons supposé que la direction de σ_1 n'était pas la même de part et d'autre de l'extrémité sud-ouest du décrochement. Au nord, σ_1 serait sub-parallèle à la faille; au Sud, σ_1 serait sub-perpendiculaire.

Ce dernier modèle nous paraît plus satisfaisant que le précédent car il est cohérent avec les modèles de perturbations de contraintes en extrémité de failles décrochantes (voir chapitre I.2.1).

implications tectoniques.

Dans l'avant-pays de la nappe de Digne, nous avons mis en évidence une direction de contrainte majeure horizontale orientée N045 (stations n° P8a, P25, P29 et P30) que nous avons relié aux effets de la compression NE-SW dans la nappe elle-même. Cette tectonique est postérieure au Miocène inférieur car elle affecte les calcaires coquilliers d'âge burdigalien à Mont-Brun, au Nord du Mont-Ventoux (stations P8a et P25).

Cette direction de compression a également été mise en évidence par Villéger (1984) dans la région du Lubéron et de la Trévaresse qui attribue cette phase au Langhien. L'auteur parle de phase E-W (N070) "discrète"; aucun tenseur n'a été calculé.

Chenevas-Paule (1987) mentionne également une compression N070-N080 dans son étude microtectonique le long du Verdon, au Sud du plateau de Valensole.

Mais, en ce qui concerne la période Miocène supérieur (à partir du Serravalien), l'ensemble des études microtectoniques [Villéger 1984, Combes 1984, Bergerat 1987, Qin Huang 1987] s'accordent pour reconnaître que la Provence occidentale (panneau nord-provençal) est affectée par un épisode compressif N-S, contemporain d'une compression NE-SW dans la nappe de Digne.

Combes (1984) propose un modèle de champ de contraintes pour la période mio-pliocène (Fig. IV.10) où la direction moyenne de la contrainte σ_1 est NNE-SSW sur l'ensemble de la région Alpes du Sud-Provence avec une déviation importante du champ de contraintes le long du chevauchement frontal de la nappe de Digne.

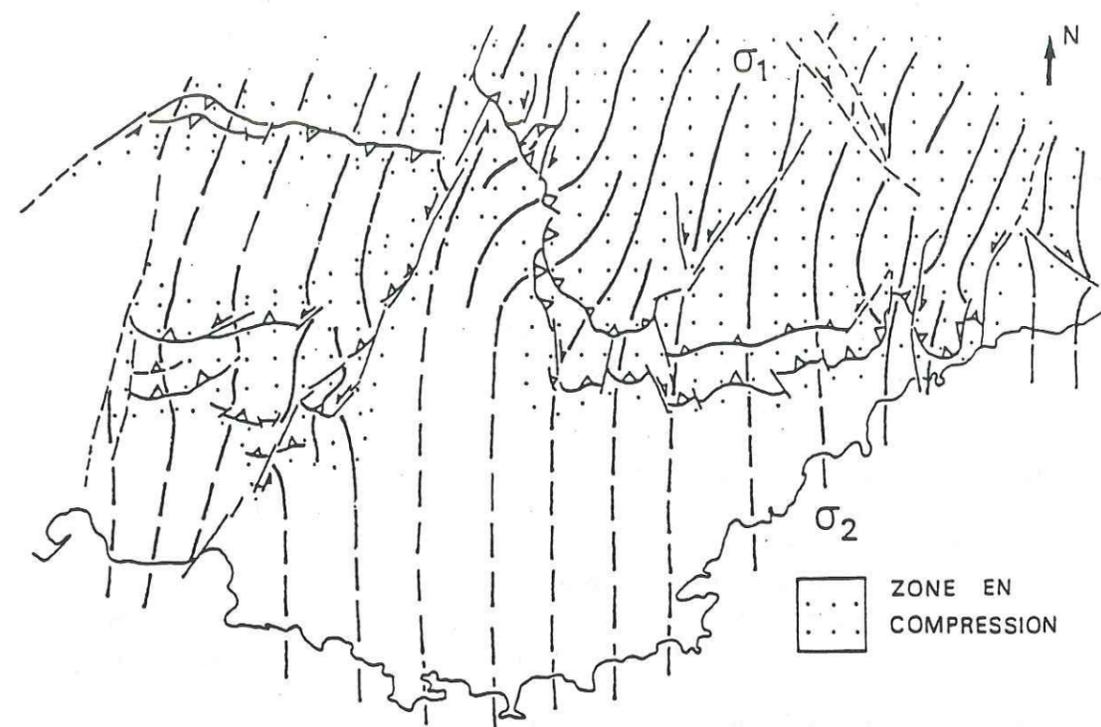


Fig. IV.10 : Esquisse des trajectoires de contraintes horizontales maximales au Mio-Pliocène [d'après Combes 1984].

Mais ce modèle s'accorde mal avec les résultats de notre étude qui montrent qu'à cette époque, la contrainte majeure σ_1 était orientée NE-SW (Fig. IV.9). Cette phase de compression serait contemporaine de la mise en place finale des nappes du domaine externe sur l'avant-pays provençal et du soulèvement du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour [Mansour *et al.* 1990]. Il paraît alors difficile d'envisager, que plus à l'est, en Provence occidentale, la direction de la compression soit N-S. Ceci impliquerait en effet des déplacements dans le socle très différents d'un domaine à l'autre et par conséquent l'existence de phénomènes de perturbations de contraintes très importants dans le substratum.

Nous proposons donc que la compression NE-SW, mise en évidence dans le panneau nord provençal, dure jusqu'au Miocène supérieur. L'épisode tectonique N-S postérieur à cette phase serait donc plus récent et d'âge Pliocène.

3.4 Le champ de contrainte au Pliocène.

Les données.

La carte des données de paléocontraintes pour la période pliocène (Fig. IV.11 et Fig. IV.12) permet de distinguer quatre domaines :

(1) dans l'avant-pays provençal, la direction de la contrainte σ_1 est orientée en moyenne N-S. Cette direction est déviée le long de la faille de la Durance : dans la partie médiane de l'accident, σ_1 est orientée en moyenne N140; alors qu'aux extrémités du décrochement, la direction de σ_1 est parallèle d'un côté de la faille et subperpendiculaire de l'autre (il s'agit respectivement des stations n° P31 et P32 à l'extrémité Nord, et des stations n° P19 et P20 à l'extrémité Sud). Le régime de contrainte est de type compressif au niveau des chevauchements du Mont-Ventoux-Montagne de Lure, du Lubéron et des Costes. Il est de type décrochant le long de la faille de la Durance.

(2) dans la partie externe de la nappe de Digne, la direction de la contrainte σ_1 n'a pas changé par rapport à la période Miocène moyen-supérieur. Elle est orientée en moyenne NE-SW. De même, le régime de contrainte est resté de type compressif.

(3) Dans la partie la plus interne de la nappe de Digne, le régime de contraintes a radicalement changé par rapport à la période précédente puisqu'il est devenu extensif avec la contrainte mineure σ_3 orientée en moyenne E-W.

(4) dans les nappes de Castellane et de Nice, le champ de contraintes a gardé les mêmes caractéristiques qu'au Miocène moyen-supérieur avec σ_1 orientée en moyenne NNW-SSE. Il en est de même pour le régime de contraintes, qui est resté de type décrochant le long des deux accidents qui limitent latéralement la nappe de Nice, ainsi que le long de l'accident Saorge-Taggia.

On note cependant deux changements très localisés dans ce domaine:

il s'agit d'une part de l'existence d'une perturbation locale du régime des contraintes à l'extrémité nord-ouest de la faille Peille-Laghet (voir Fig. IV.15). Le régime de contraintes est de type extensif avec σ_3 orientée WSW-ENE (stations n° S4 et S11).

d'autre part, dans la partie médiane de l'accident Guillaume-Daluis-Castellane, la direction de σ_1 est devenue parallèle à celui-ci (station n° C11) alors qu'elle était au contraire subperpendiculaire pendant le Miocène moyen-supérieur.

La carte du rapport R (Fig. IV.12) montre au niveau des secteurs les plus étudiés (Faille de la Durance, front de la nappe de Digne, bordures Ouest et Est de l'Arc de Nice) une certaine homogénéité.

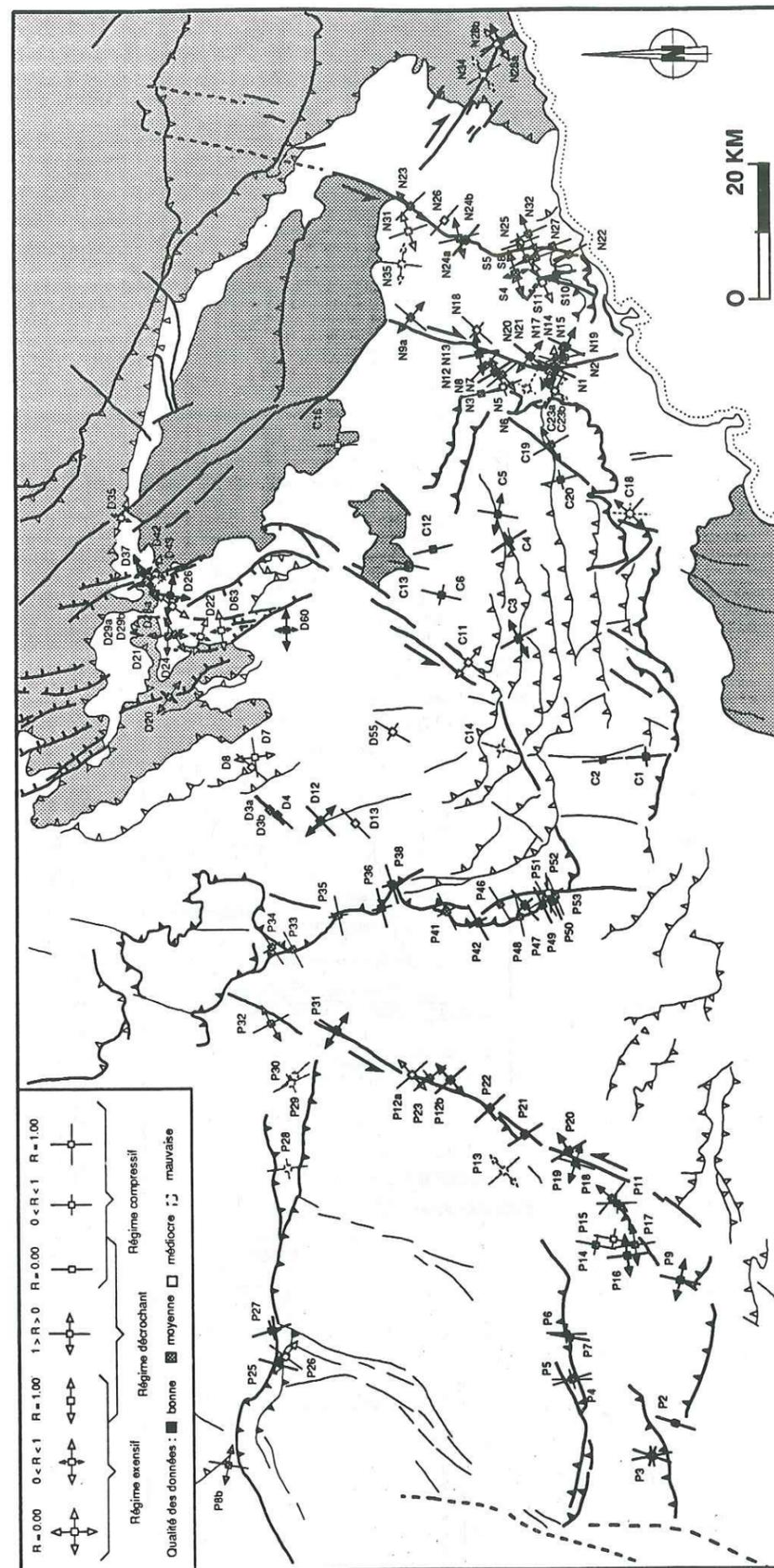


Fig. IV.11 : Carte des données de paléocontraintes dans les Alpes du Sud pour la période Pliocène.

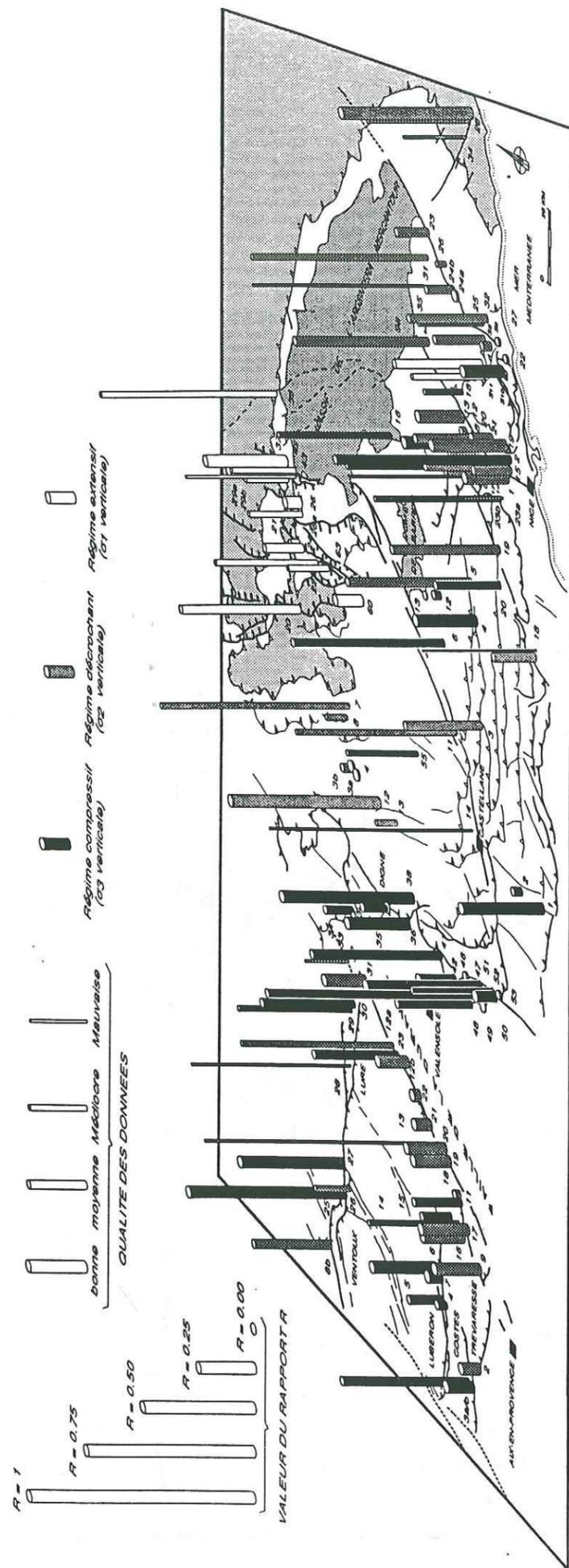


Fig. IV.12 : Carte des régimes de contraintes (extensif, décrochant et compressif) et du rapport R en Provence et dans les Alpes du Sud au Pliocène.

On peut en effet constater qu'il y a une très bonne corrélation dans certains secteurs entre les valeurs du rapport R et les caractéristiques (géométrie et cinématique) des grands accidents qui sont situés à proximité des stations microtectoniques.

- Ainsi, le long de la faille de la Durance, le champ de contraintes est de type décrochant avec σ_1 orientée en moyenne N150 et avec un rapport R faible, compris entre 0.02 et 0.21 (stations 16, 17, 18, 20, 21, 22, et 12b). Ceci indique un mouvement globalement senestre inverse compte tenu des orientations respectives de la faille et du tenseur. Dans le détail, on observe une diminution de R dans la partie médiane de la faille, dans le secteur de Manosque (Fig. IV.13).

A cet endroit l'orientation de l'accident durancien passe de N020 à N045. La valeur du rapport R des contraintes est faible ($R=0.07$ station n° 21 et $R=0.03$ station n°22), tandis qu'il est plus élevé le long des portions orientées N020 ($R=0.13$ station P12b et $R=0.17$ station P20).

Ce changement des valeurs du rapport R peut être corrélé avec les variations de la géométrie de l'accident durancien. En effet, si on calcule la strie qui devrait être portée par chacun des segments (Fig. IV.13d), on constate que celle-ci a un pitch faible dans les segments orientés N020 (décrochant senestre) et un pitch plus fort sur les segments orientés N045 (inverse-senestre). Ce résultat s'accorde bien avec l'hypothèse d'un relai compressif entre deux failles de même direction.

Ce type de variation s'observe plus au sud de manière encore plus marquée, juste avant la jonction faille de la Durance-Trévaresse, dans le secteur de Mirabeau et de Beaumont de Pertuis (Fig. IV.12). Le rapport R est de l'ordre de 0.20 (stations 9,16 et 17) sur la branche orientée N030, tandis que R est très faible au niveau de la branche N045 ($R=0.02$, station 18). On passe à cet endroit, à un régime compressif avec $R=0.21$ (station 11). D'autre part, on remarque que la direction moyenne de σ_1 change pour devenir plus N-S (Fig. IV.11). Ces données confirment la présence d'une structure en relai compressif dans ce secteur du décrochement de la Durance.

- Au front de la nappe de Digne, la valeur moyenne du rapport R se situe entre 0.30 et 0.50 ce qui, compte tenu de la géométrie moyenne de cette limite, correspond à un mouvement en faille inverse presque pure, faiblement décrochant dextre.

- En ce qui concerne l'Arc de Nice, certains secteurs montrent une bonne cohérence entre la valeur du rapport R, et le contexte tectonique à plus grande échelle. C'est le cas par exemple, le long de l'accident St Blaise-Aspremont qui limite à l'ouest la partie sud de l'Arc de Nice, où la valeur du rapport R comprise entre 0.17 et 0.27 (stations 1, 14, 15, et 17) indique que cette limite tectonique correspond à une faille décrochante dextre.

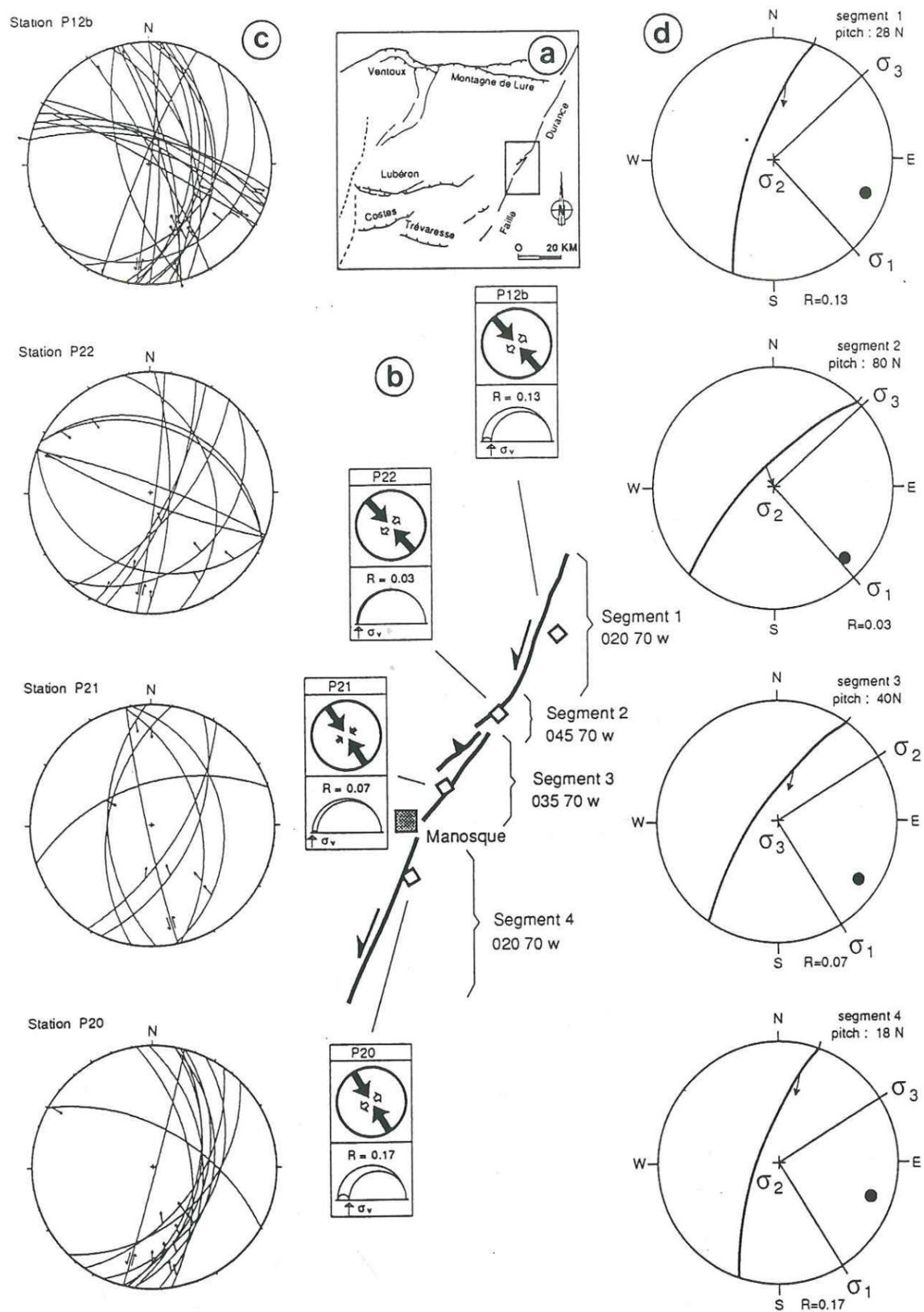


Fig. IV.13 : Calcul du pitch de la strie pour différents segments de la faille de la Durance à partir des états de contraintes issus de l'analyse des microfailles dans les conglomérats mio-pliocène du bassin de Valensole.
 a) situation générale du secteur étudié; b) détails du secteur étudié avec localisation des stations microtectoniques et des états de contraintes correspondants; c) diagramme des failles correspondants aux tenseurs de contraintes (Wulff -hém. inf.-); d) pitches des stries calculées à partir des tenseurs de contraintes sur chaque segment de faille (Wulff -hém. inf.-).

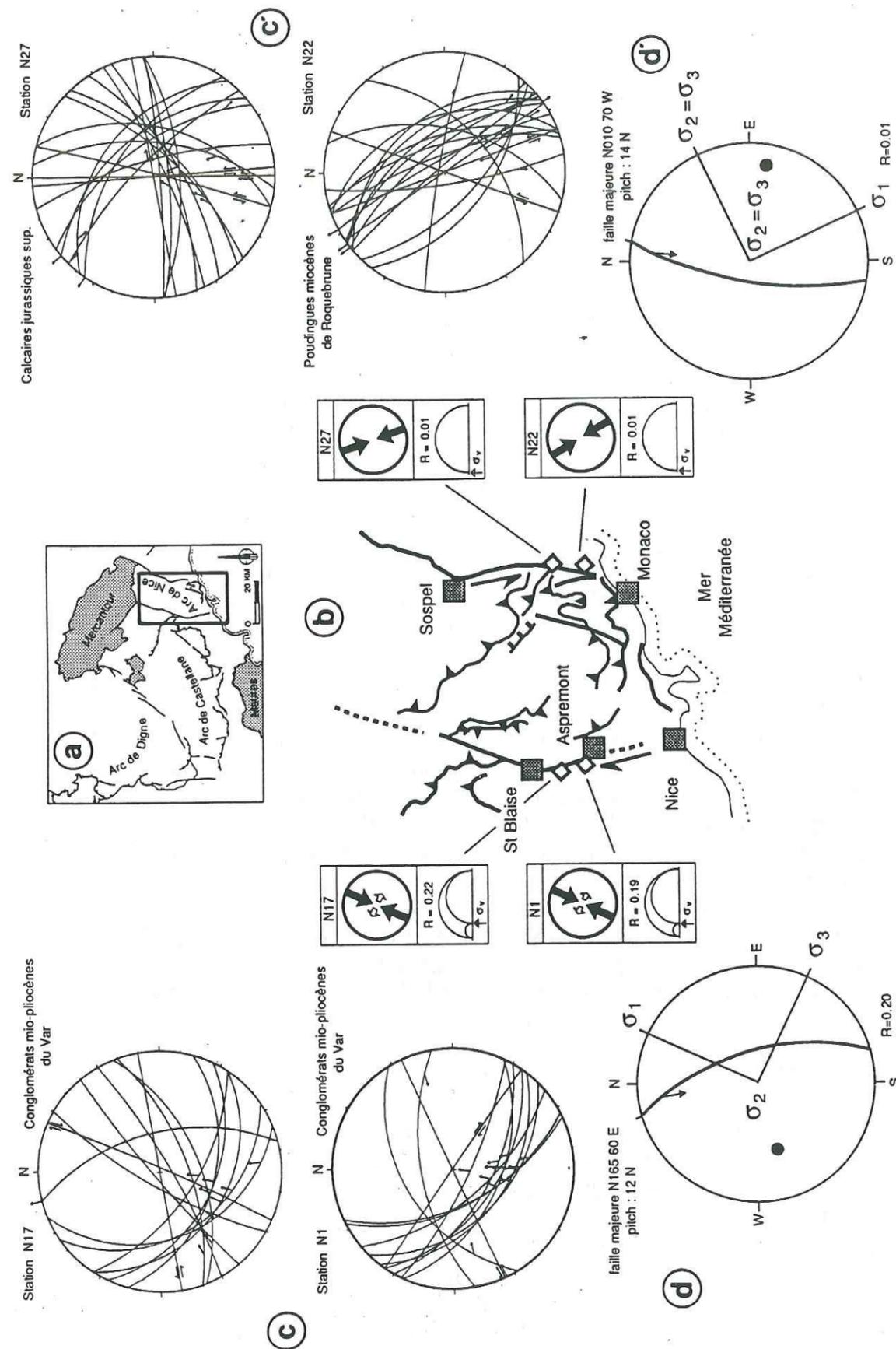


Fig. IV.14 : Calcul du pitch de la strie pour les failles St Blaise-Aspremont et Sospel-Monaco à partir des états de contraintes issus de l'analyse des microfailles.
 Légende identique à la figure IV.12.

Dans le détail, l'analyse des stations n° N1 et N17, situées toutes les deux sur la faille, dans les conglomérats mio-pliocènes du Var (Fig. IV.14b et c), a donné pratiquement le même état de contraintes; il est de type décrochant avec σ_1 orientée N025 et $R=0,20$. Ces paramètres permettent de définir de façon précise la cinématique de l'accident St Blaise-Aspremont. Sa géométrie moyenne étant N165 60E (estimée d'après les données de terrain, et les coupes), le pitch de la strie sur la faille est de 12° vers le nord, ce qui en fait un décrochement dextre avec une très faible composante inverse (Fig. IV.14d).

On peut également estimer la cinématique précise de l'accident Sospel-Monaco qui limite à l'est la nappe, grâce aux stations N22 et N27 (Fig. IV.14b et c'). Le régime de contraintes est de type compressif uniaxial ($R=0,01$), et la contrainte majeure σ_1 est orientée N155. D'après les données de terrains et les coupes, on peut estimer que cette faille est orientée en moyenne N170, avec un pendage de 70° vers l'ouest. Le pitch de la strie calculée est de 14° vers le nord, ce qui en fait un décrochement senestre avec une faible composante inverse (Fig. IV.14d'). On peut noter ici, que les deux failles parallèles qui limitent à l'est et à l'ouest la nappe de Nice jouent avec des jeux décrochant opposés.

L'exemple du relai compressif entre les deux décrochements senestres Breil-Sospel-Monaco et Peille-Laghet montre également une bonne corrélation entre la valeur du rapport R et la cinématique de ces accidents. En effet, à l'extrémité nord et à l'ouest de la faille Peille-Laghet, le régime de contrainte est extensif avec σ_3 orientée en moyenne N060 et R est compris entre 0.34 et 0.39 (stations n° S11 et S4) (Fig. IV.11 et IV.12).

L'état de contraintes de la station n° S4 implique que la faille orientée N030 et inclinée de 75° vers l'ouest, située à l'extrémité nord du décrochement Peille-Laghet joue en décrochement senestre avec une forte composante normale (Fig. IV.15). Ce résultat a été confirmé sur le terrain par la mesure du pitch de la strie sur ce plan de faille (Fig. IV.15d).

A l'est de l'accident, le régime de contrainte est au contraire compressif avec σ_1 orientée N170 et $R=0,18$ (station S10) (Fig. IV.11 et IV.12), ce qui correspond à une déformation en compression pure au niveau du duplex du mont Agel orienté E-NE/S-SW, situés entre les deux accidents (cf coupe n°1 figure III.3).

Modèle de trajectoires de contraintes.

Les trois types de grille géométrique (Fig. IV.16) permettent de poser le problème de la continuité ou non du champ de contraintes dans l'espace, c'est à dire en surface (dans la couverture), mais également en profondeur (dans le socle).

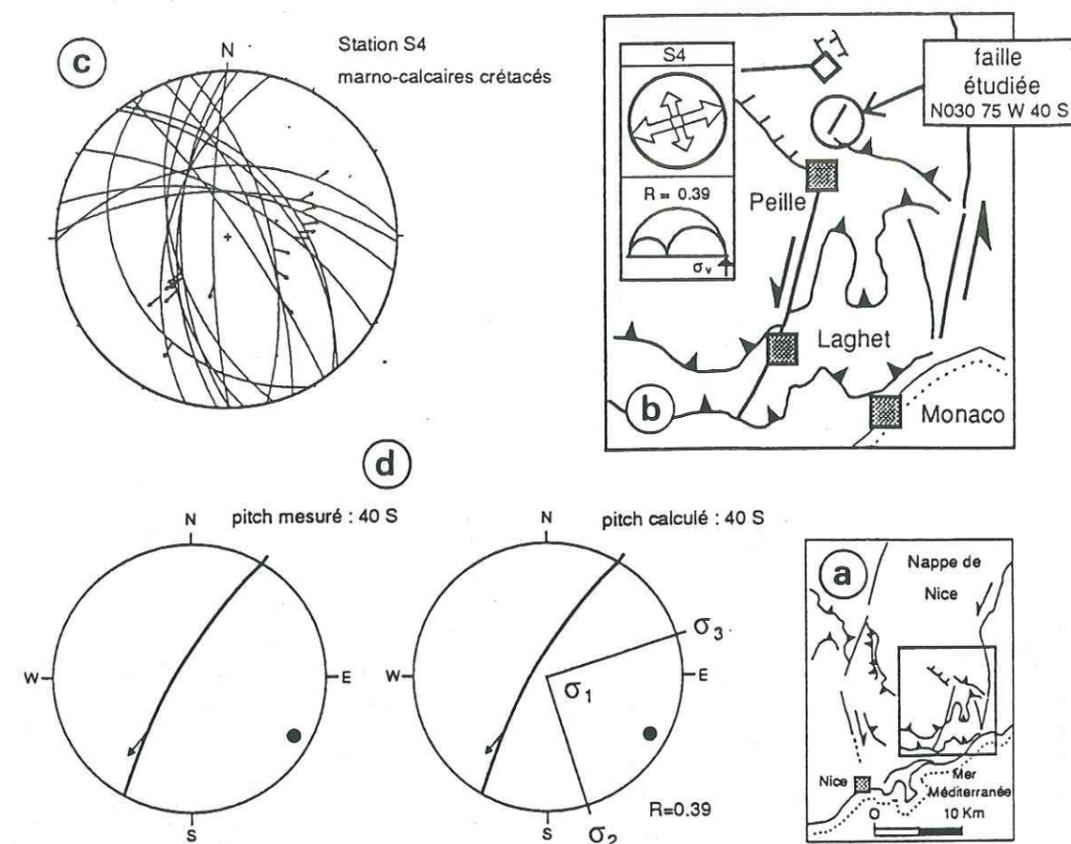


Fig. IV.15 : Calcul du pitch de la strie pour une faille prolongeant l'accident Peille-Laghet, à partir de l'état de contraintes obtenu par l'analyse de la station S4. Comparaison avec le pitch mesuré.

Légende identique à la figure IV.12.

La grille géométrique A permet de tracer les trajectoires de contraintes à l'intérieur des 4 domaines décrits précédemment; à savoir la Provence occidentale, la partie externe et la partie interne de la nappe de Digne et l'ensemble nappe de Castellane-nappe de Nice. Cette première interpolation met en évidence la complexité du champ de contraintes à cette époque.

L'interpolation B montre des trajectoires de contraintes variant d'une façon continue dans l'espace. Le secteur en extension à l'arrière de la nappe de Digne a été interpolé indépendamment. Ce modèle fait apparaître une zone particulière située dans la partie nord du plateau de Valensole. En effet, dans ce secteur la direction de σ_1 tourne de plus de 90° entre la faille de la Durance où elle est orientée N140 et le front de la nappe de Digne où elle est orientée N070. L'interpolation de ce secteur est en désaccord avec la donnée de la station n° P31 (Fig. IV.11), située au nord de la faille de la Durance (σ_1 N030).

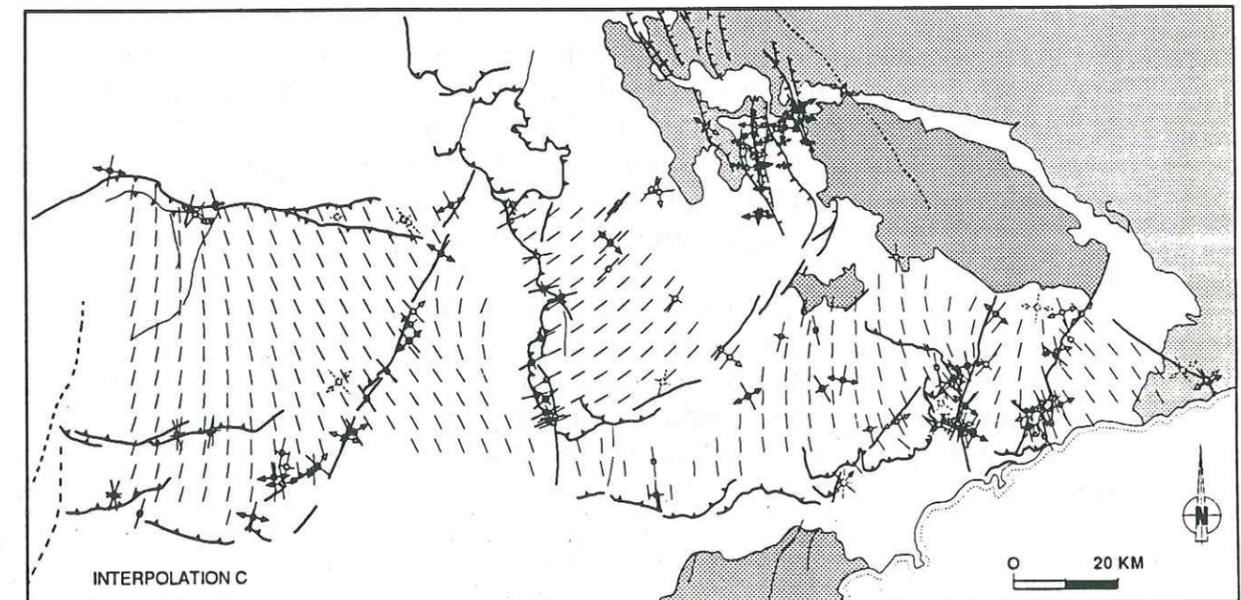
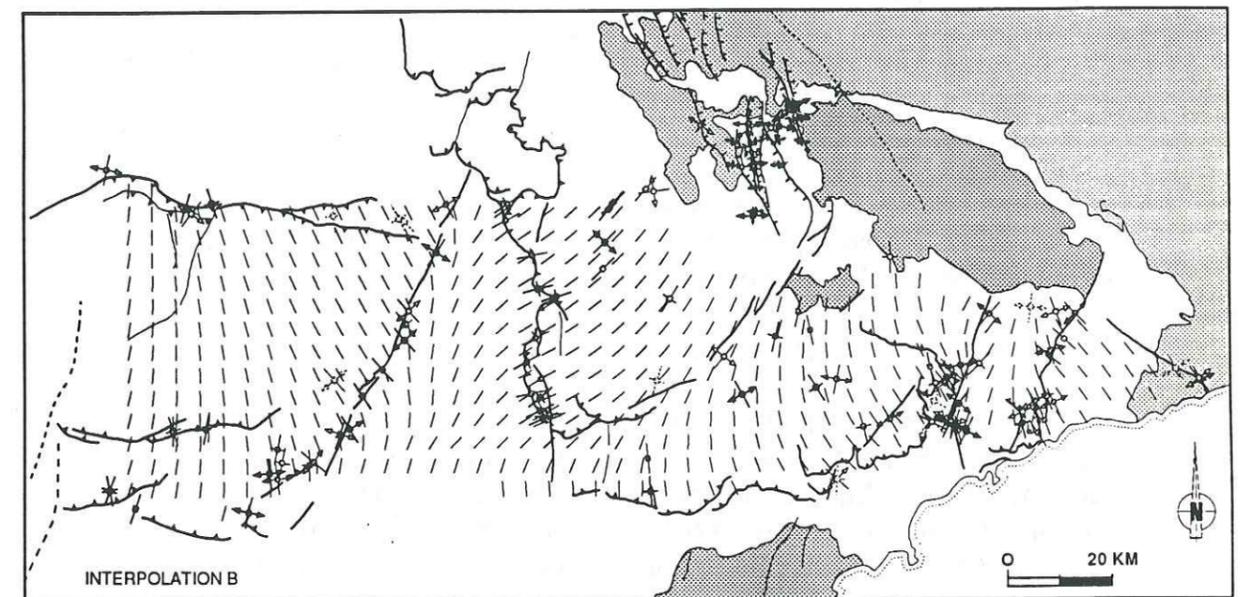
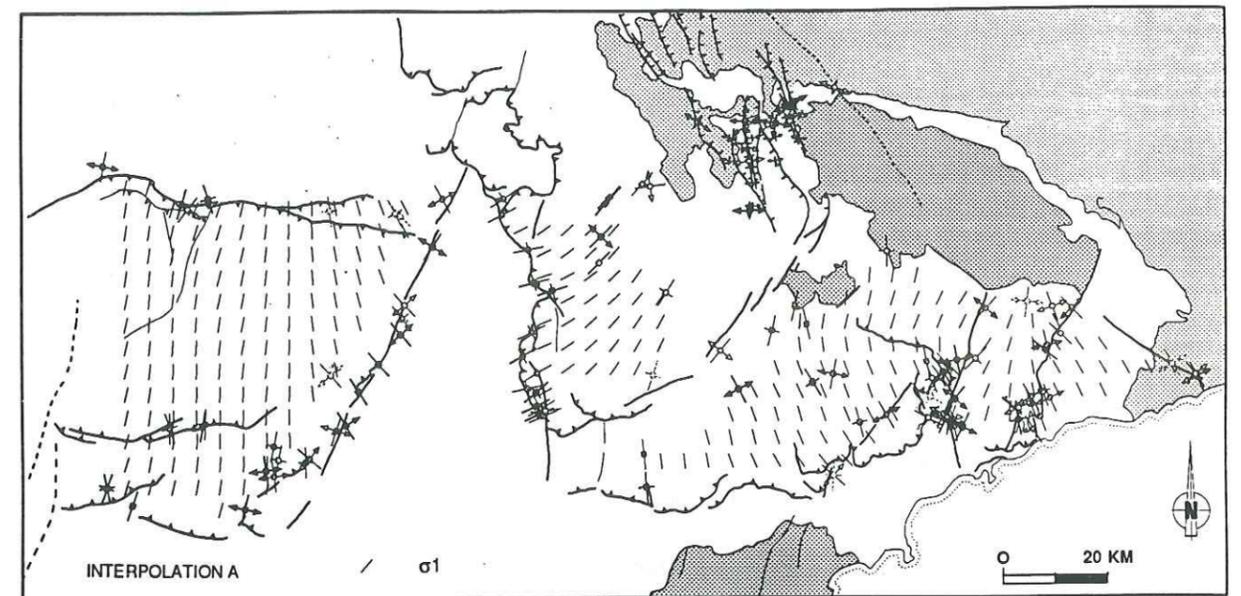
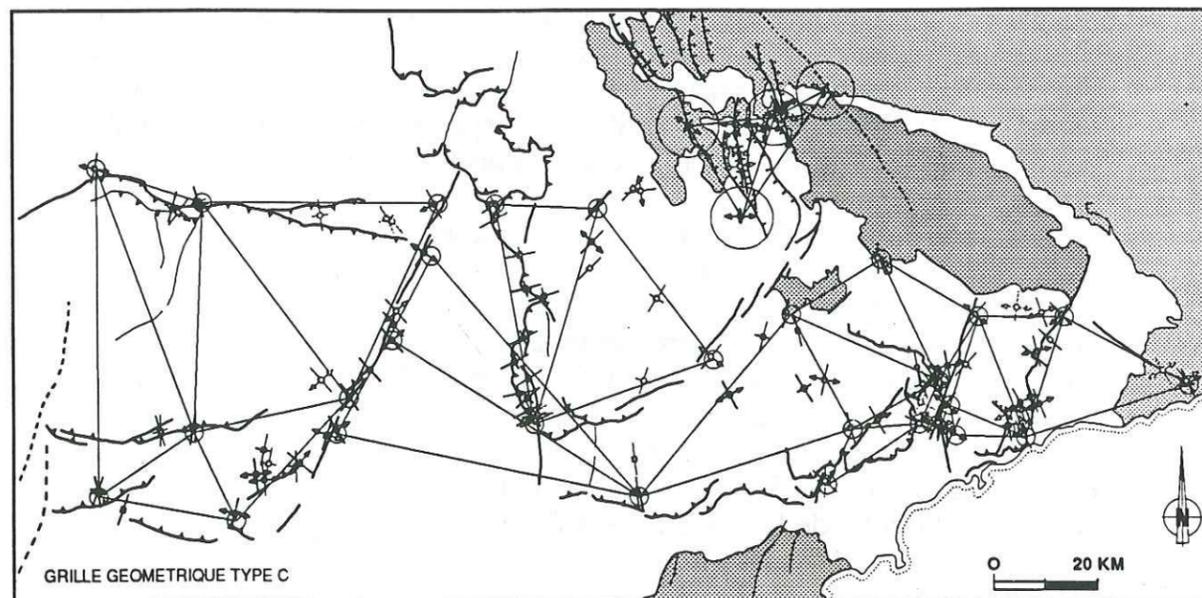
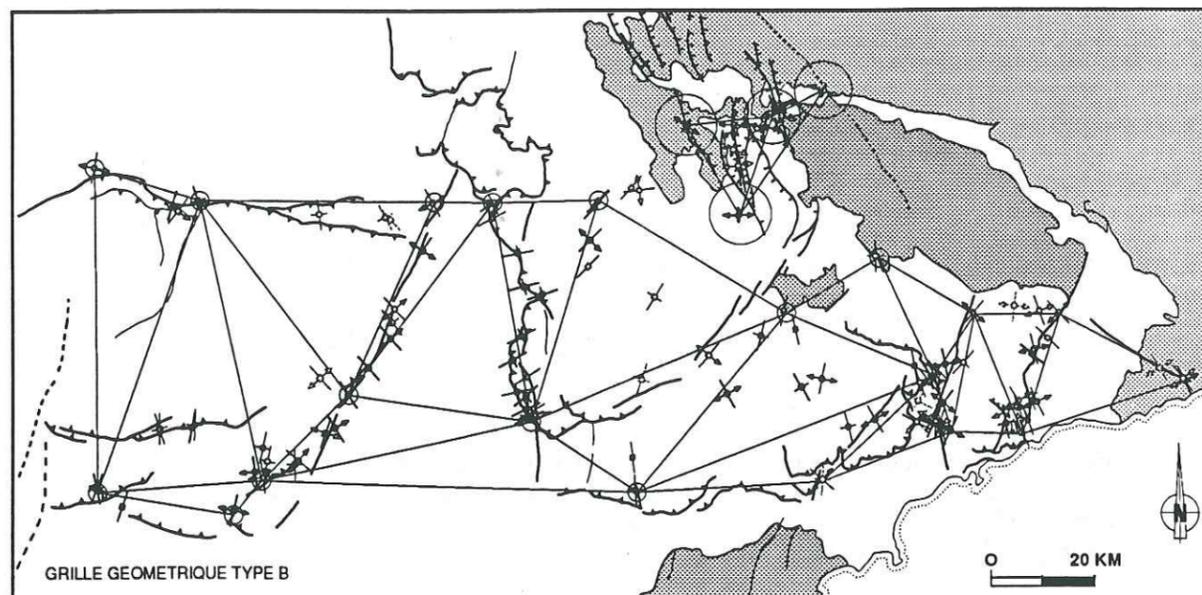
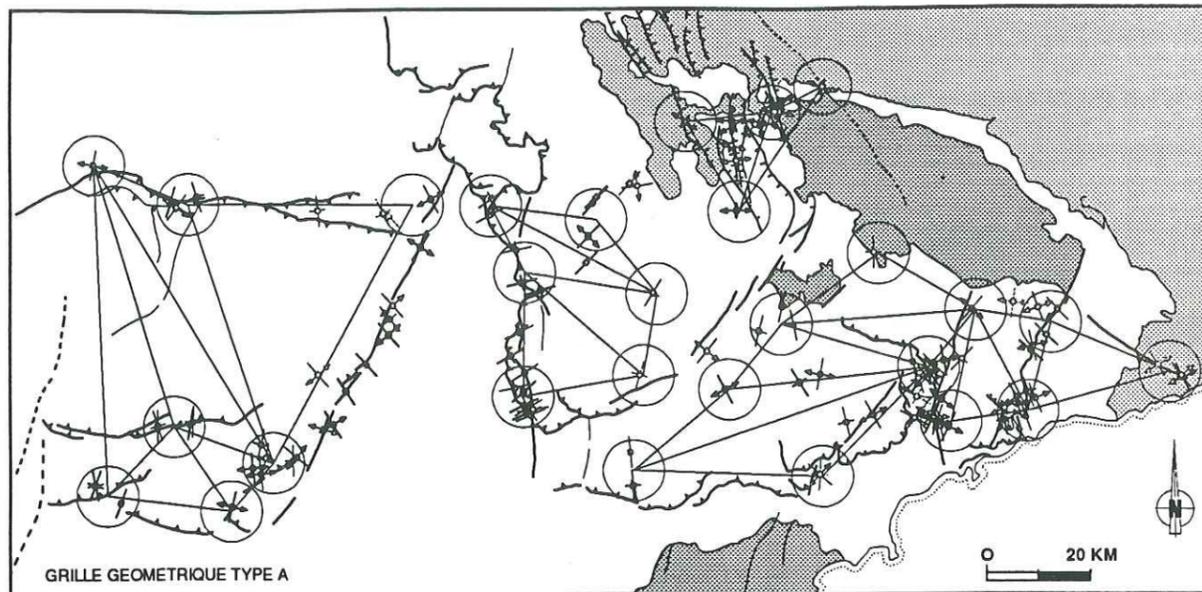


Fig. IV.16 : Modèles de trajectoires de la contrainte σ_1 et σ_3 (dans les zones internes de la nappe de Digne) dans les Alpes du Sud pour la période Pliocène .

Dans l'interpolation C, nous proposons un modèle de champ de contraintes intermédiaire entre les deux précédents.

En ce qui concerne la faille de la Durance, nous avons vu que la direction de la contrainte σ_1 était très différente de part et d'autre des deux extrémités de la faille. (stations n° P31 et P32 au Nord; stations n° P19 et P20 au sud). Nous avons donc interpolé indépendamment les données situées à l'ouest et à l'est de la faille de la Durance.

Dans le secteur situé à l'est de la faille, c'est à dire le plateau de Valensole, nous avons supposé que le champ de contraintes était continu avec la partie sud-est de la nappe de Castellane. De fait, pour la période pliocène, l'avant pays provençal et la partie sud des chaînes subalpines (nappes de Castellane et de Nice) sont sous un régime de contraintes globalement N-S.

Dans la nappe de Digne, nous avons montré (cf chapitre IV.2.3 et IV.2.4) que les phénomènes extensifs situés en arrière de la nappe étaient contemporains des phénomènes compressifs localisés en avant de la nappe. On a proposé que cette disposition générale correspondait au glissement gravitaire de la couverture sédimentaire du massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour. Celui-ci serait contemporain du soulèvement de ce massif. Dans cette hypothèse, la direction de la contrainte σ_1 NE-SW, au front de la nappe et la direction de la contrainte σ_3 E-W à l'arrière, ne concerneraient alors que la couverture sédimentaire décollée de son substratum.

Implications tectoniques.

Au Pliocène, le domaine de la nappe de Digne s'individualise fortement du reste de la région. En effet, à l'ouest et au sud, l'avant-pays provençal et les chaînes subalpines de Castellane et de Nice sont affectés par une tectonique compressive N-S, tandis qu'au nord, la nappe de Digne, est affectée à la fois par une tectonique compressive NE-SW dans sa partie externe, et par une tectonique extensive E-W dans sa partie interne.

L'individualisation de la nappe de Digne tient peut-être au fait de l'existence du bassin molassique de Valensole situé à son front, qui a joué le rôle de bordure libre permettant ainsi une avancée facile de la nappe et l'expression de phénomènes gravitaires. La nappe, guidée latéralement par l'accident Guillaume-Daluis-Castellane, aurait continué de glisser vers le SW, et ceci indépendamment des mouvements du socle sous-jacent.

Par contre, il n'y a pas de bassin d'avant-chaîne au front de la nappe de Castellane. Celle-ci s'est bloquée contre le massif des Maures, expliquant ainsi l'absence de structures gravitaires et au contraire un plus grand développement des structures compressives. La cinématique de la nappe de Castellane serait conforme aux jeux des failles dans le substratum.

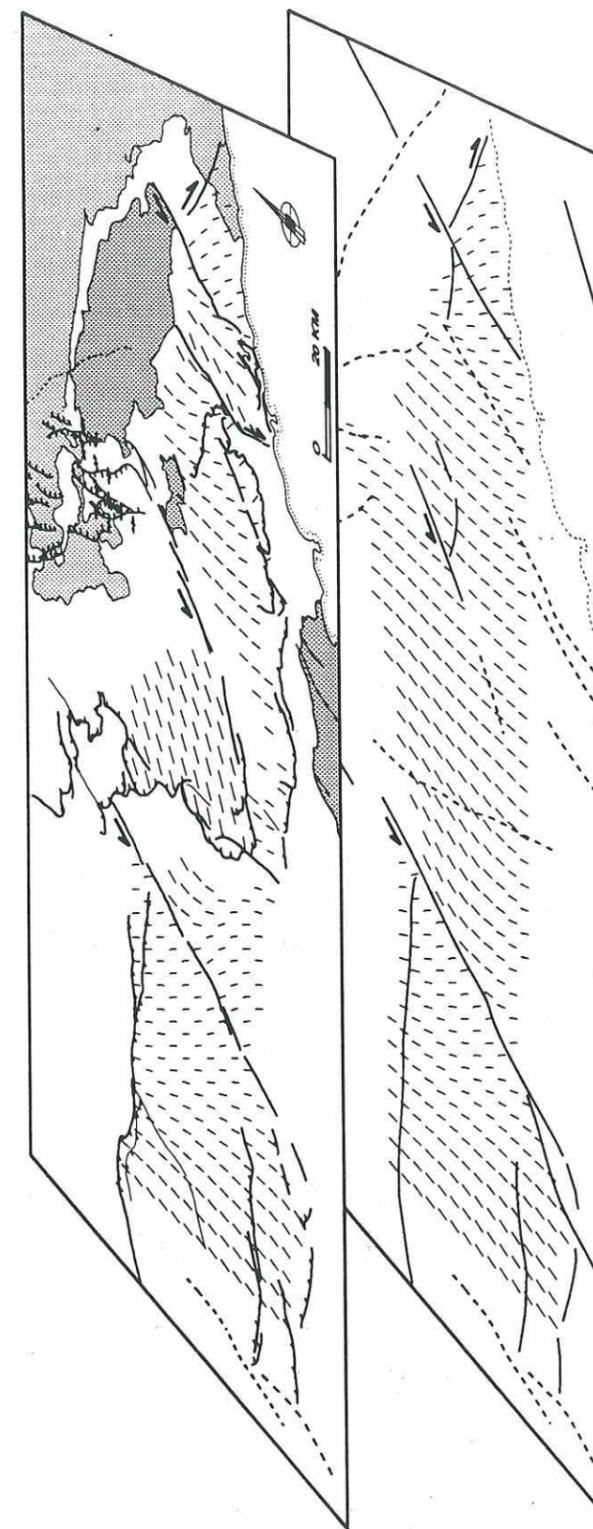


Fig. IV.17 : Essai d'interprétation du champ de contraintes dans le socle au Pliocène supérieur. Comparaison avec le modèle du champ de contraintes au niveau de la couverture.

Par conséquent, le champ de contraintes que l'on peut reconstituer dans la nappe de Digne (compression NE-SW à l'Ouest et extension E-W à l'Est) ne concernerait que la couverture sédimentaire (Fig. IV.17), tandis que dans le substratum, sous la nappe, ainsi que latéralement au niveau du plateau de Valensole et dans la nappe de Castellane, le champ de contrainte serait le même dans la couverture et dans le socle, c'est à dire avec σ_1 orientée en moyenne N-S.

Ce phénomène de découplage socle-couverture peut être également proposé dans le cas de la nappe de Nice. En effet, il faut expliquer l'allure du champ de contraintes en éventail qui a pour conséquence de faire fonctionner en décrochement dextre et senestre les deux accidents parallèles qui bordent la nappe. Il est difficile d'envisager que dans le socle, ces deux failles puissent également avoir des sens de jeux opposés (ceci entraînerait l'existence d'une "structure en tiroir" dans le substratum sous la couverture).

Dans ce cas également, il faut faire intervenir des phénomènes de découplages socle-couverture pour expliquer cette disposition générale (Fig. IV.17).

3.5 Le champ de contraintes au Quaternaire.

Les données.

La carte des données de paléocontraintes pour le Quaternaire (Fig. IV.18), montre que l'ensemble de la région Alpes du sud - Provence occidentale est dominé par une tectonique compressive N-S.

En ce qui concerne le domaine de la Provence occidentale et celui des nappes de Castellane et de Nice, on retrouve exactement les mêmes caractéristiques du champ de contraintes pliocène. La contrainte σ_1 est orientée en moyenne N-S. Cette direction est perturbée le long des accidents décrochants de la Durance, de Guillaume-Daluis-Castellane et de Vésubie-Mont Férion-St Blaise-Aspremont. De même, le régime de contraintes est resté le même, à savoir compressif le long des chevauchements E-W du Mont Ventoux, de la Montagne de Lure, du Lubéron et des Costes, et décrochant le long des accidents de la Durance, de Guillaume-Daluis-Castellane, de Vésubie-Mont Férion-St Blaise-Aspremont, de Breil-Sospel-Monaco et de Saorge-Taggia.

Par contre dans la nappe de Digne, les caractéristiques du champ de contraintes ont radicalement changées par rapport à la période précédente. L'ensemble de la nappe est affecté par un régime de contraintes globalement de type décrochant, et la direction de la contrainte majeure σ_1 est en moyenne N-S.

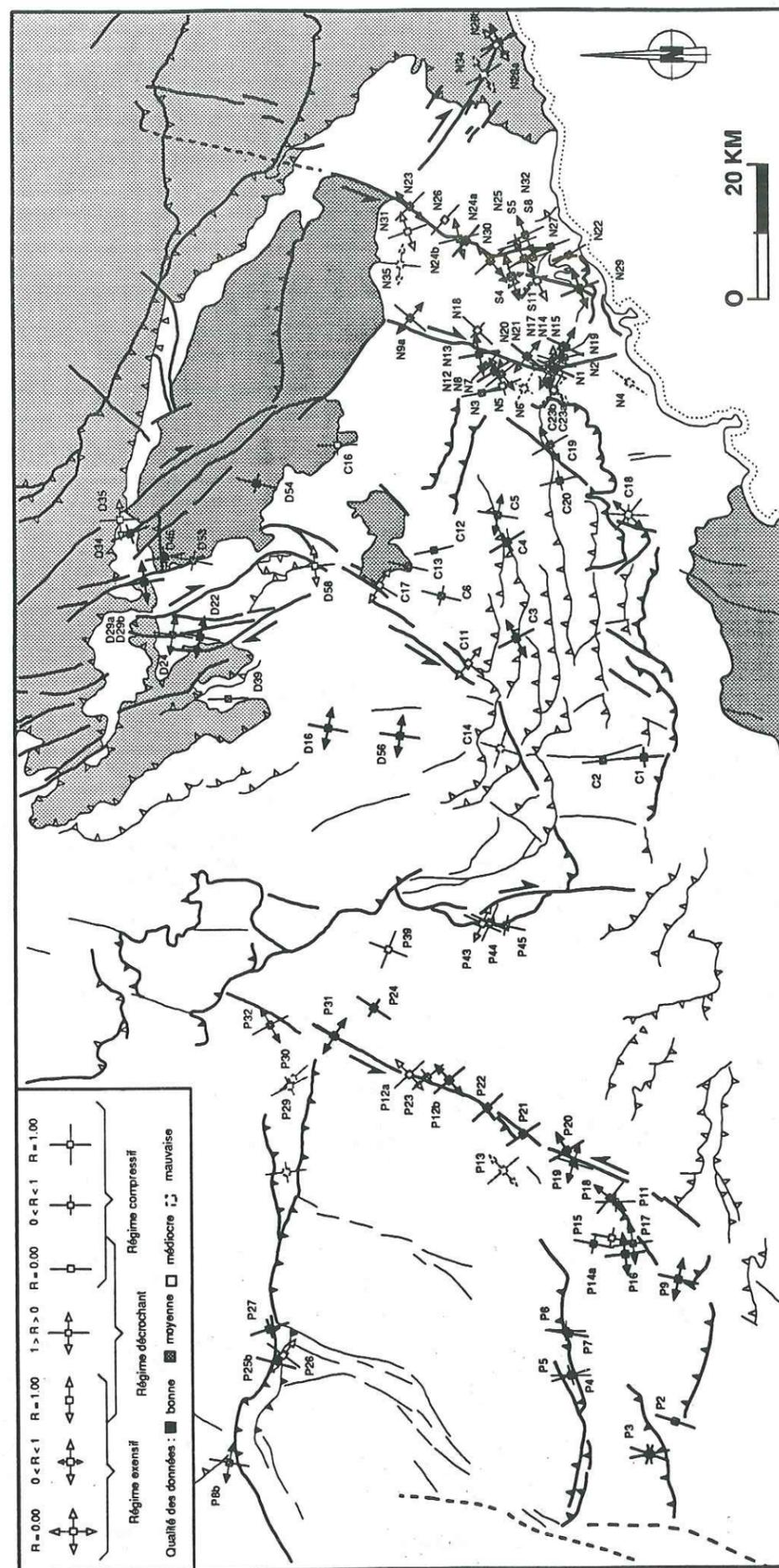


Fig. IV.18 : Carte des données de paléocontraintes dans les Alpes du Sud pour la période Quaternaire.

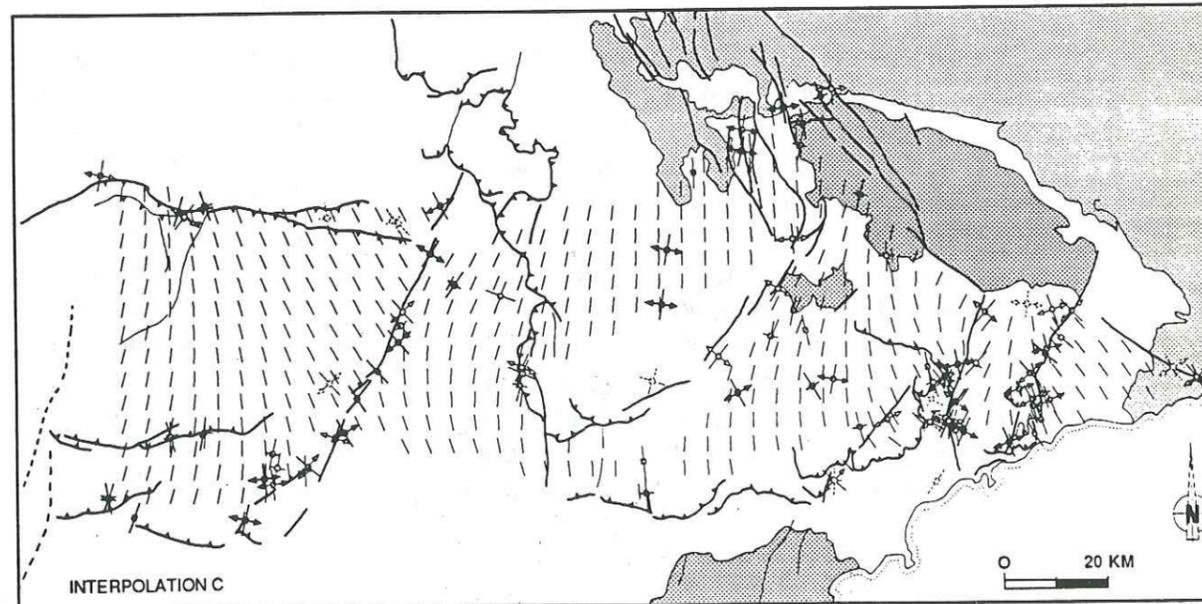
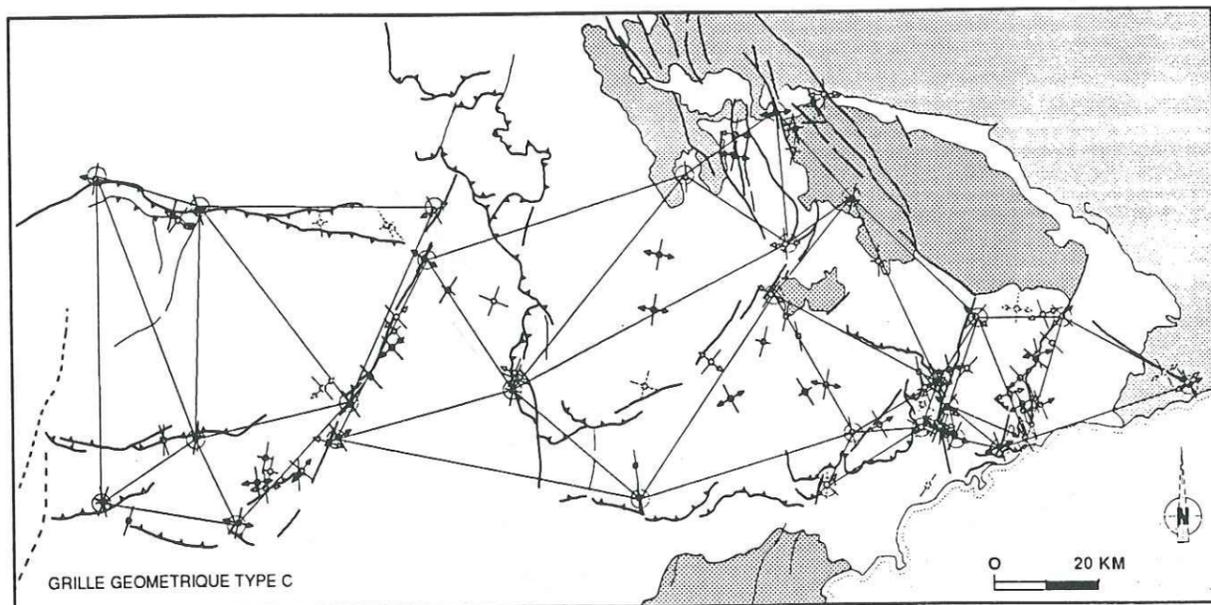
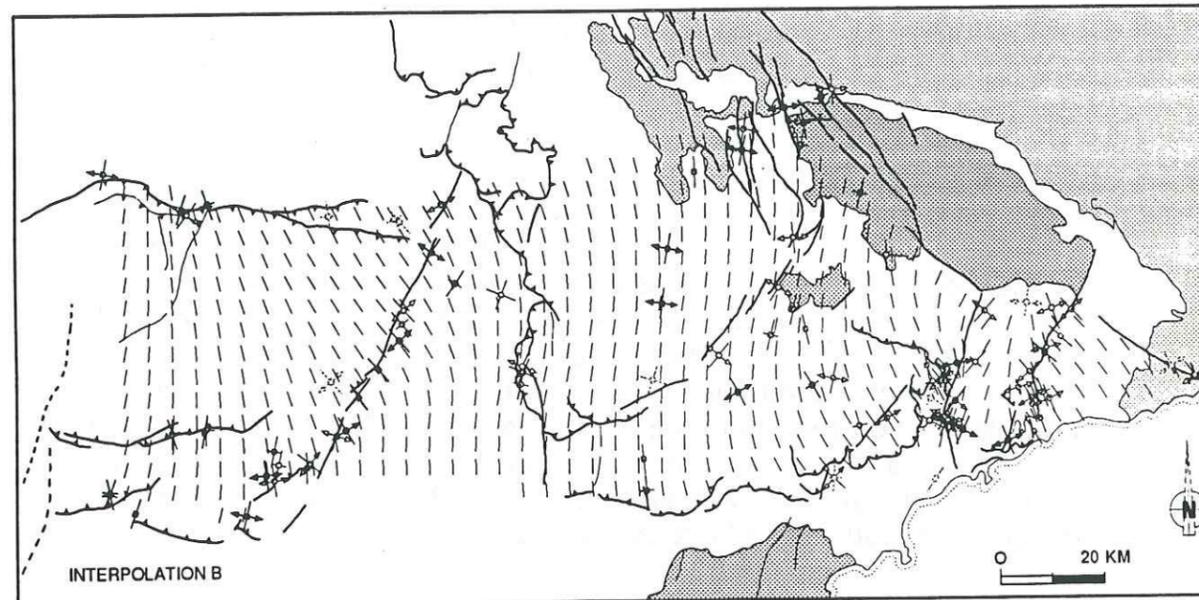
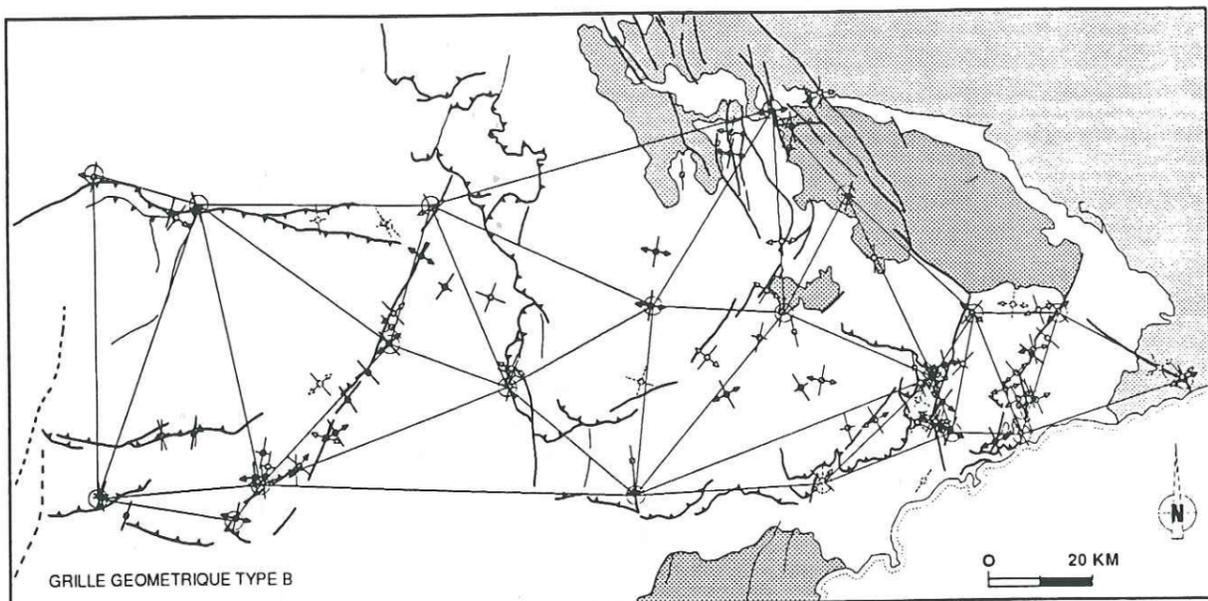
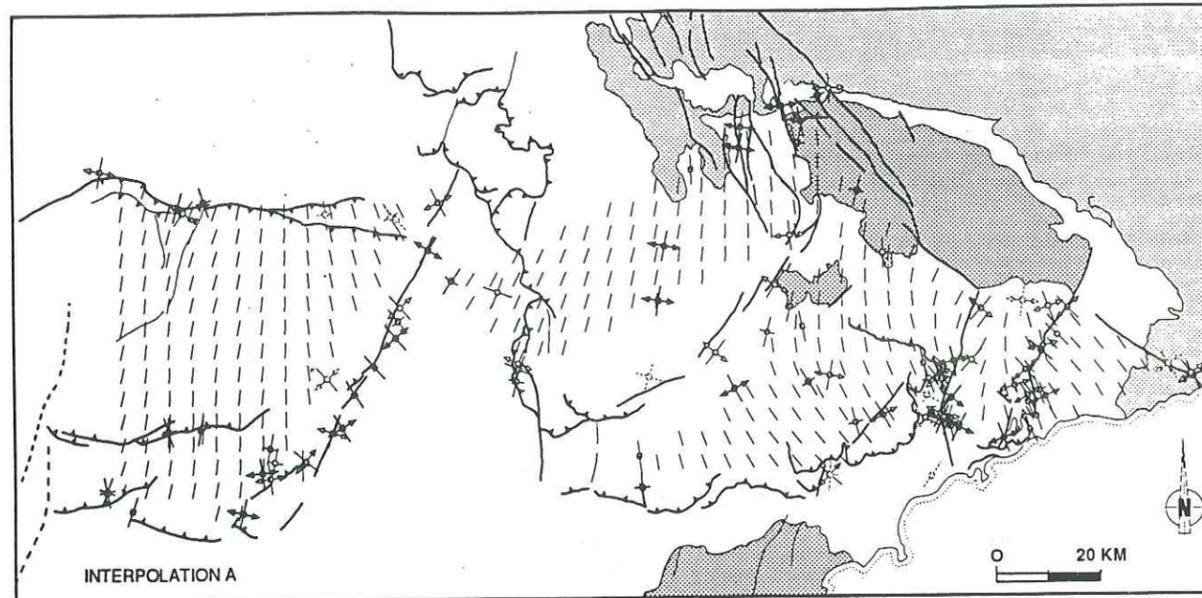
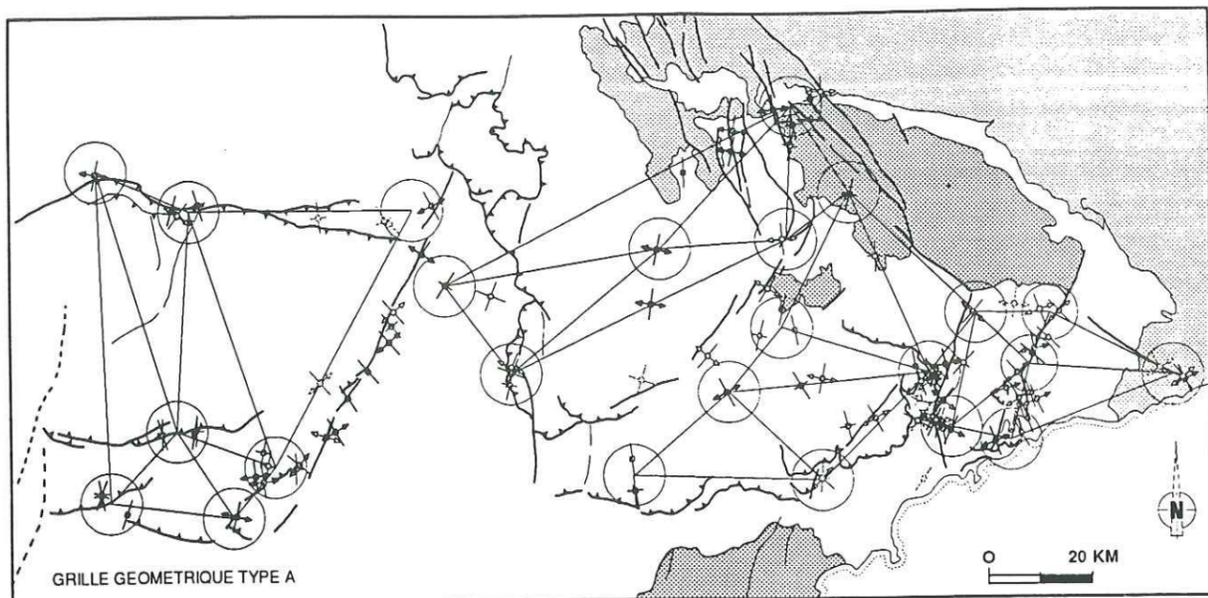


Fig. IV.19 : Modèles de trajectoires de la contrainte σ_1 dans les Alpes du Sud pour la période Quaternaire .

Interpolation des données.

L'interpolation A (Fig. IV.19), montre clairement le changement d'orientation des trajectoires de contraintes dans la nappe de Digne, entre le Pliocène et le Quaternaire. On constate que celles-ci sont relativement uniformes et orientées NNE-SSW dans toute la nappe, depuis les zones internes à l'est jusqu'au plateau de Valensole à l'ouest. Dans les autres domaines (Provence, nappes de Castellane et de Nice), on retrouve la même allure du champ de contraintes que pendant la période précédente.

L'interpolation B, comme dans le cas de l'interpolation B pour la période pliocène, n'est pas satisfaisante en ce qui concerne le dessin des trajectoires de σ_1 dans la partie nord du Plateau de Valensole. Ce modèle de champ de contraintes continu ne tient pas compte du changement brutal de direction de la contrainte σ_1 de part et d'autre du décrochement de la Durance. En effet, trois données ne s'intègrent pas dans ce modèle de trajectoires : les données des stations n° P24, P31 et P39. De même, ce modèle ne montre pas la perturbation liée au décrochement Guillaume-Daluis-Castellane (stations n° C11 et C17).

Dans la grille C, nous avons interpolé séparément les données de part et d'autre du décrochement de la Durance. Le modèle de trajectoires obtenu est tout à fait semblable à celui proposé pour la période pliocène et montre clairement la perturbation liée à l'accident. Dans ce dernier modèle, nous n'avons pas interpolé les trajectoires de la contrainte σ_1 le long de l'accident Guillaume-Daluis-Castellane qui sépare les nappes de Digne et de Castellane. Les données disponibles le long du décrochement n'étant pas assez nombreuses. Il est probable que le même type de perturbation que celui qui existe dans le cas de la faille de la Durance, se produise ici, à savoir qu'à l'extrémité sud-ouest du décrochement, σ_1 serait subperpendiculaire à la faille du côté de la nappe de Castellane, et au contraire parallèle à la faille du côté de la nappe de Digne.

Implications tectoniques:

Les caractéristiques du champ de contraintes au Quaternaire sont les mêmes que celles de la période Pliocène en ce qui concerne le panneau nord-provençal et les chaînes subalpines de Castellane et de Nice. Ceci implique que la cinématique des grands accidents est restée la même. Par contre elles ont radicalement changées dans la nappe de Digne. On passe d'une compression NE-SW dans la partie externe de la nappe associée à une l'extension E-W à l'arrière, à une compression N-S généralisée sur l'ensemble de la nappe. Ce changement rapide du régime de contraintes serait lié au blocage du chevauchement externe de la nappe qui coïncide avec la fin de la sédimentation dans le bassin de Valensole. La couverture sédimentaire redeviendrait alors solidaire de son substratum, entraînant la reprise en décrochements dextres des chevauchements frontaux et des failles normales situées à l'arrière de la nappe.

4 Implications sismotectoniques.

4.1 Mécanismes aux foyers prévisibles sur les failles actives.

L'étude de l'évolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud nous a permis de reconstituer l'histoire tectonique de la région depuis l'Oligocène-Aquitainien et avec plus de précision depuis le Miocène moyen-supérieur. Cette reconstitution spatio-temporelle, nous a également permis de mettre en évidence les limites tectoniques importantes qui affectent la région. L'un des intérêts de notre étude est donc de pouvoir définir les caractéristiques sismotectoniques des Alpes du Sud, à partir des données de contraintes quaternaires, de la géométrie et de la localisation des failles majeures. Il s'agit en effet d'une des régions les plus sismiques de France : d'importants tremblements de terre (Intensité > VI-VII) ont eu lieu au cours des derniers 500 ans (Fig. IV.20). Parmi ceux là, deux ont occasionnés des destructions importantes et la perte de nombreuses vies humaines [Vogt 1979] : il s'agit du séisme du 20/07/1564 de la Bollène dans la vallée de la Vésubie ($I_0 = VII$) et du séisme Ligure du 23/02/1887 ($I_0 = VIII-IX$) situé dans le Golfe de Gènes.

Par ailleurs, les données de la sismicité instrumentale (Fig. IV.21 et IV.22) montrent que cette activité sismique n'est pas homogène, sur l'ensemble de la région. L'essentiel de l'activité se situe dans les domaines internes et dans le bassin nord-ligure (golfe de Gènes).

Nous définissons ici les implications sismotectoniques de notre étude en calculant, comme l'avait fait Combes (1984) pour la Provence occidentale, les mécanismes aux foyers possibles dans les différents secteurs considéré comme sismiquement actif.

Pour ce faire, une méthode graphique, utilisant la projection stéréographique nous permet de calculer la localisation et le sens de la strie (voir annexe 1). La construction du plan perpendiculaire à la strie et passant par le pôle du plan de faille détermine le plan auxiliaire du mécanisme au foyer.

14 mécanismes aux foyers ont été calculés (Fig. IV.23 et IV.24). Nous les comparons et les discutons par rapport aux données sismologiques.

- Le secteur de Barcelonnette (mécanismes n° 1.2 et 3).

Un réseau de grands décrochements orientés N150 en moyenne, affecte ce secteur. Il s'agit d'un réseau de failles normales d'âge pliocène [cf. chapitre IV.2.4] qui ont rejoué en décrochement dextre lors de l'épisode compressif N-S à partir du Quaternaire. Sur la figure IV.22, on remarque que dans ce secteur les microséismes sont alignées selon une direction N150, parallèle donc aux accidents tectoniques reconnus.

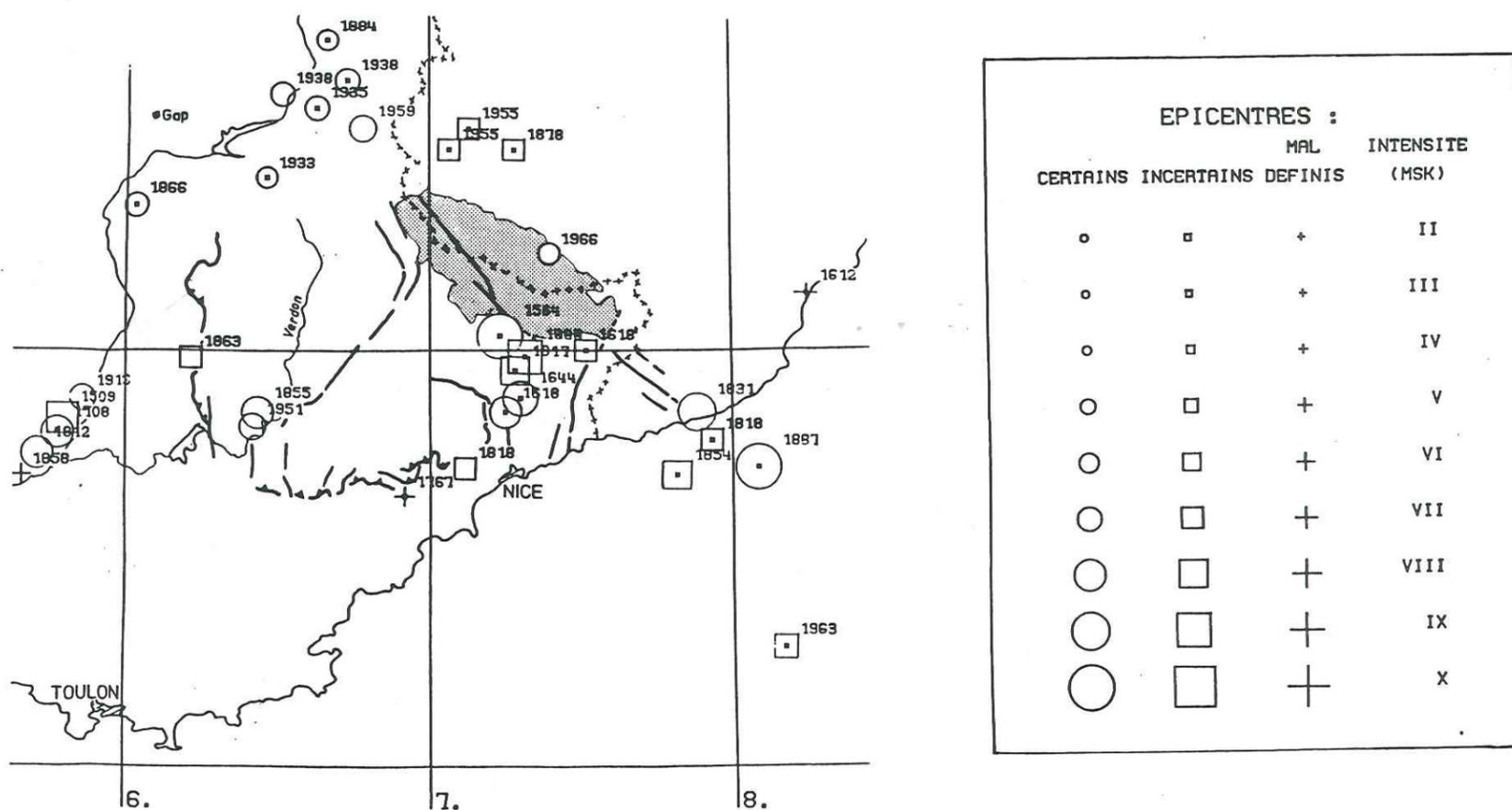


Fig. IV.20 : Carte de la sismicité historique dans la région des Alpes du Sud. Epicentres (BRGM 84). Intensité \geq VI-VII.

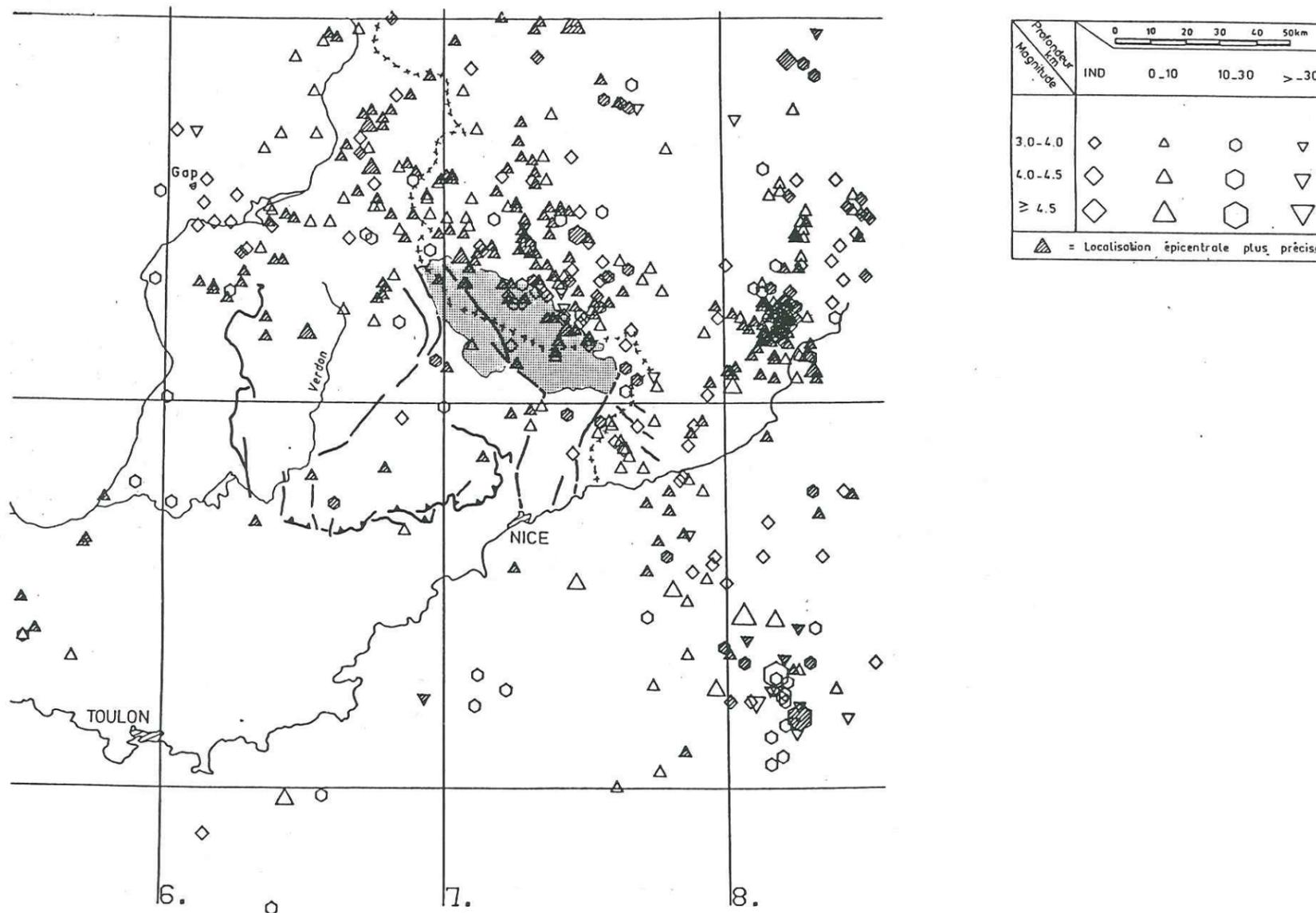


Fig. IV.21 : Carte de la sismicité instrumentale dans la région des Alpes du Sud. Séismes (LDG) 1962-1963. Magnitudes $>$ 3.0.

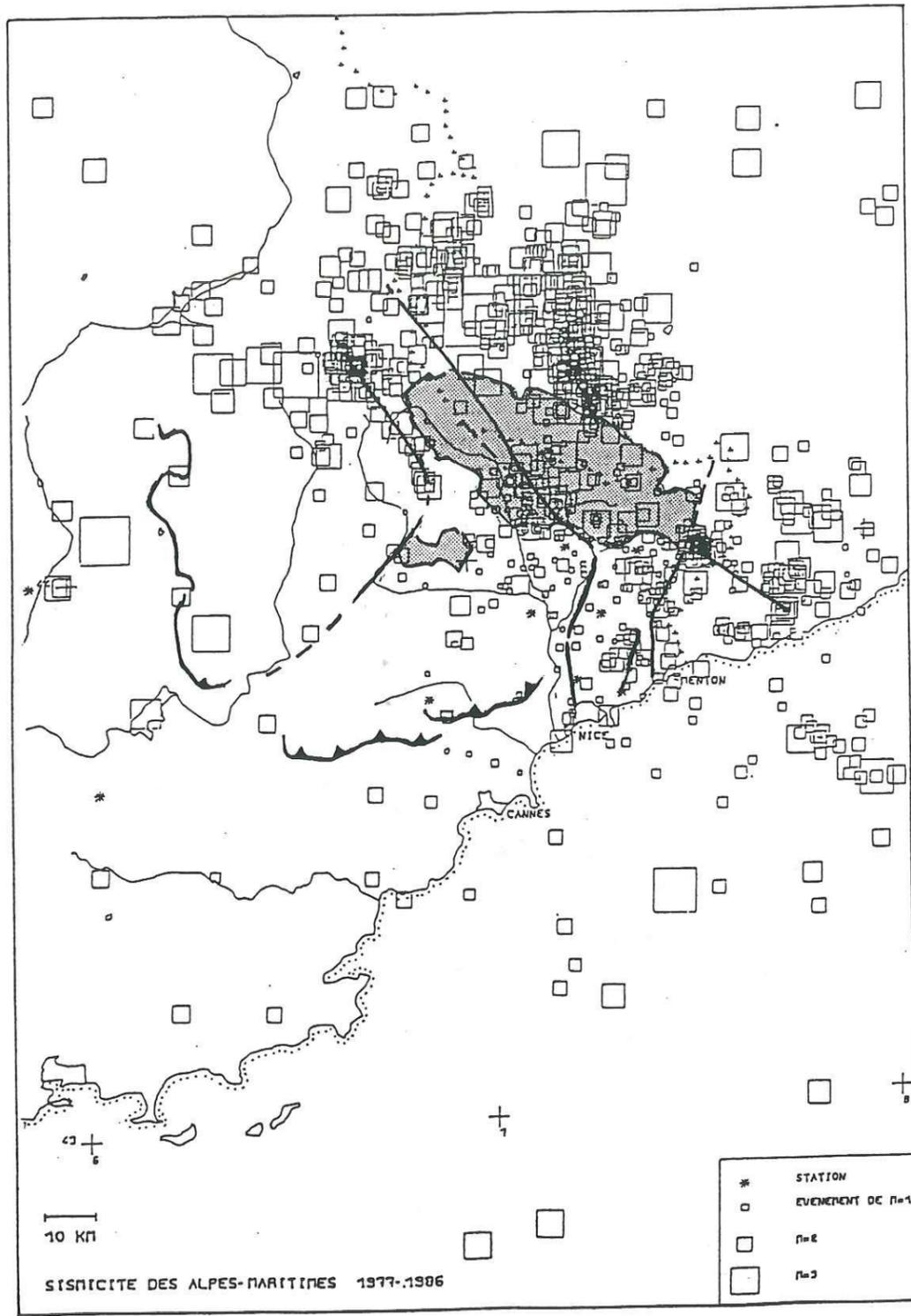


Fig. IV.22 : Carte de la sismicité instrumentale des Alpes maritimes 1977-1986 [modifié d'après Hoang-Trong & Herquel 1990].

Mécanismes aux foyers possibles	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Station	D22	D24	D29a	D34	D54	D58	N9a	N13	N1	N29	S4	N22	N23	N28a
σ_1 (Az, pend.)	192 31	189 18	172 00	338 30	194 09	175 14	221 05	349 25	205 12	159 20	150 66	149 17	136 10	154 09
σ_2 (Az, pend.)	030 58	032 71	(xx) 82	071 05	097 38	354 76	(xx) 83	209 59	316 60	256 37	345 23	055 17	240 54	033 73
σ_3 (Az, pend.)	287 08	281 07	262 08	170 60	295 51	085 00	312 04	088 17	109 27	047 46	253 05	281 66	039 34	247 15
R	0,80	0,73	0,35	0,11	0,31	0,87	0,59	0,20	0,19	0,42	0,39	0,01	0,14	0,58
Plan de Faille	150 60E	180 70E	160 60W	145 75E	145 75E	035 70W	015 90	015 90	165 60E	015 70W	030 75W	010 70W	015 80W	125 70N
Strie calculé	16S	60S	35N	70N	13N	02N	00	00	12N	12N	40S	14N	01N	14S
sens de jeu	DN	N	DN	I	D	S	D	S	D	D	Sn	S	D	D
plan auxiliaire	052 76N	050 26N	050 60S	050 20	058 79S	125 88S	105 90	105 90	080 80S	100 76S	132 50N	094 76S	104 89S	030 75W

Fig. IV.23 : Tableau des mécanismes aux foyers possibles dans la région des Alpes du Sud.

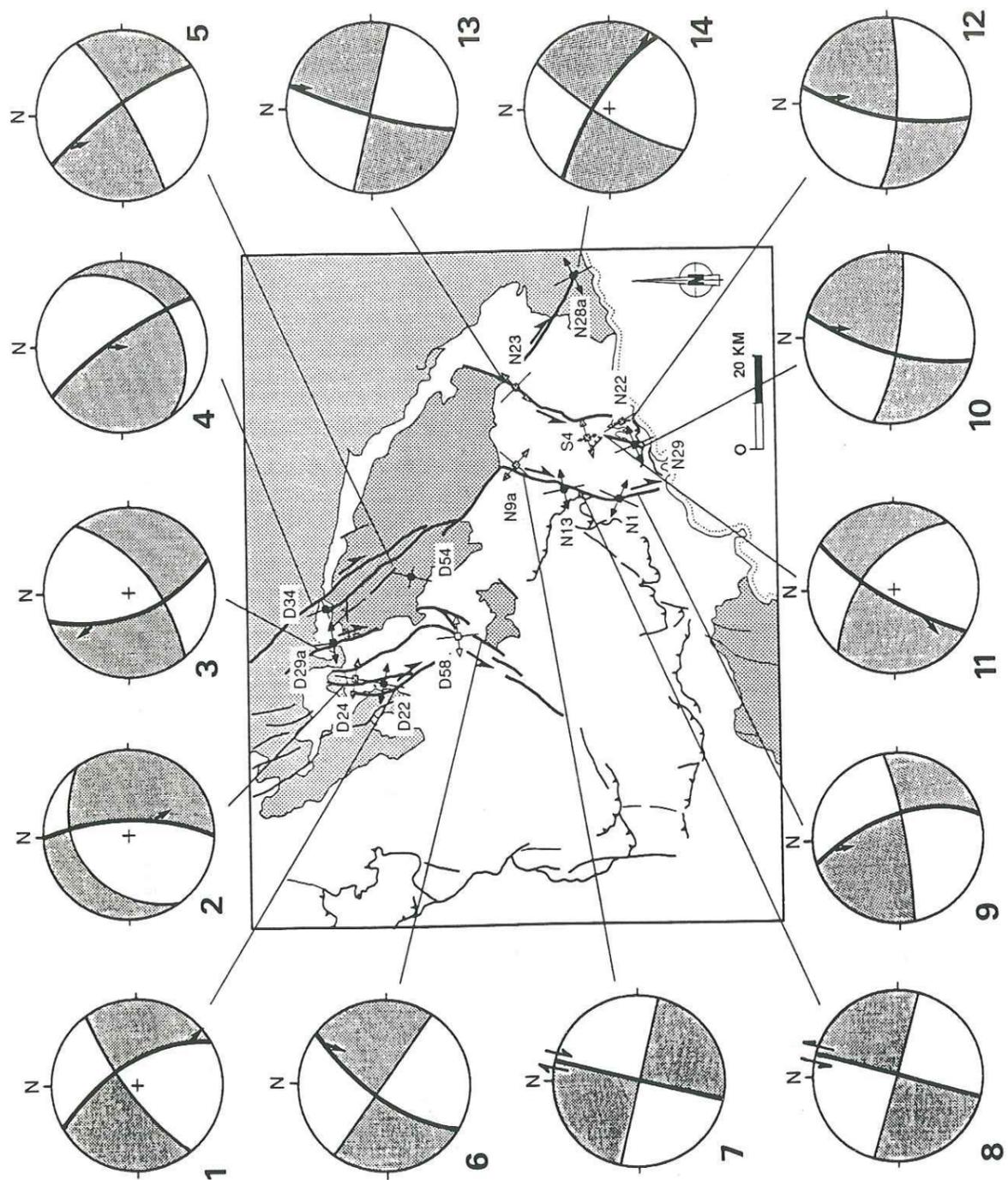


Fig. IV.24: Estimation des mécanismes aux foyers possibles dans les Alpes du Sud à partir des données de contraintes.

Les mécanismes calculés à partir du champ de contraintes et de la géométrie des failles dans ce secteur donnent des solutions focales de type décrochant avec une composante normale. Il y a une très bonne cohérence entre le mécanisme n°3 que nous proposons et celui de la solution focale n°18 publiée par Bethoux et coll. (1988) (Fig. IV.25).

- La faille de Bersézio (mécanisme n°4 et n°5).

Située juste à l'est du précédent réseau de failles, ce grand décrochement traverse le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour. La sismicité instrumentale (Fig. IV.22) ne montre pas d'alignements de séismes le long de cet accident; on constate toutefois qu'une activité relativement diffuse existe dans sa partie sud.

Deux mécanismes aux foyers possibles ont été calculés. Dans la partie nord de l'accident, le mécanisme n°4 correspond au jeu inverse décrochant de la faille. Cette solution est très cohérente avec la solution focale proposée pour le séisme n° 92 publié par Nicolas et coll. (1990), localisé un peu plus au nord (Fig. IV.26). Dans la partie médiane de la faille, le mécanisme calculé (n°5) correspond à un jeu décrochant dextre.

- Le décrochement Guillaume-Daluis-Castellane (mécanisme n°6).

Cet accident qui sépare la nappe de Digne et la nappe de Castellane a fonctionné en décrochement senestre durant le Mio-Pliocène. L'étude néotectonique, montre en outre que ce secteur s'est déformé au Quaternaire [Julian 1984, cette étude : station n° C17]. Si du point de vue de la sismicité instrumentale, aucune activité particulière ne peut être associée à cette faille (Fig. IV.21 et IV.22), on note cependant deux tremblements de terre historiques en 1855 et 1951, situés tous les deux à l'extrémité sud-ouest du décrochement, près de Castellane (Fig. IV.20).

Le mécanisme n°6 calculé à partir de l'état de contraintes de la station n° D58 correspond à un jeu senestre pur le long de l'accident.

- Le secteur Ouest et Nord-Ouest de l'Arc de Nice (mécanismes n° 7,8 9).

Il s'agit d'un secteur difficile à cerner sur le plan sismotectonique. Si de très gros séismes destructeurs y ont été ressentis (1564 ; 1618, 1644, 1817?, 1888?) (Fig. IV.20), cette activité majeure ne se traduit pas du tout sur le plan de la sismicité instrumentale qui est peu importante et relativement diffuse (Fig. IV.22). Les aires pleistocènes déterminées à partir de l'étude de la sismicité historique sont regroupées dans le secteur de la vallée de la Vésubie, où les terrains évaporitiques du Trias supérieur affleurent largement. On peut donc se demander si les intensités macrosismiques localisées dans ce secteur, ne sont pas liées à des effets cosismiques indirects très importants (glissements de terrains, éboulements etc..).

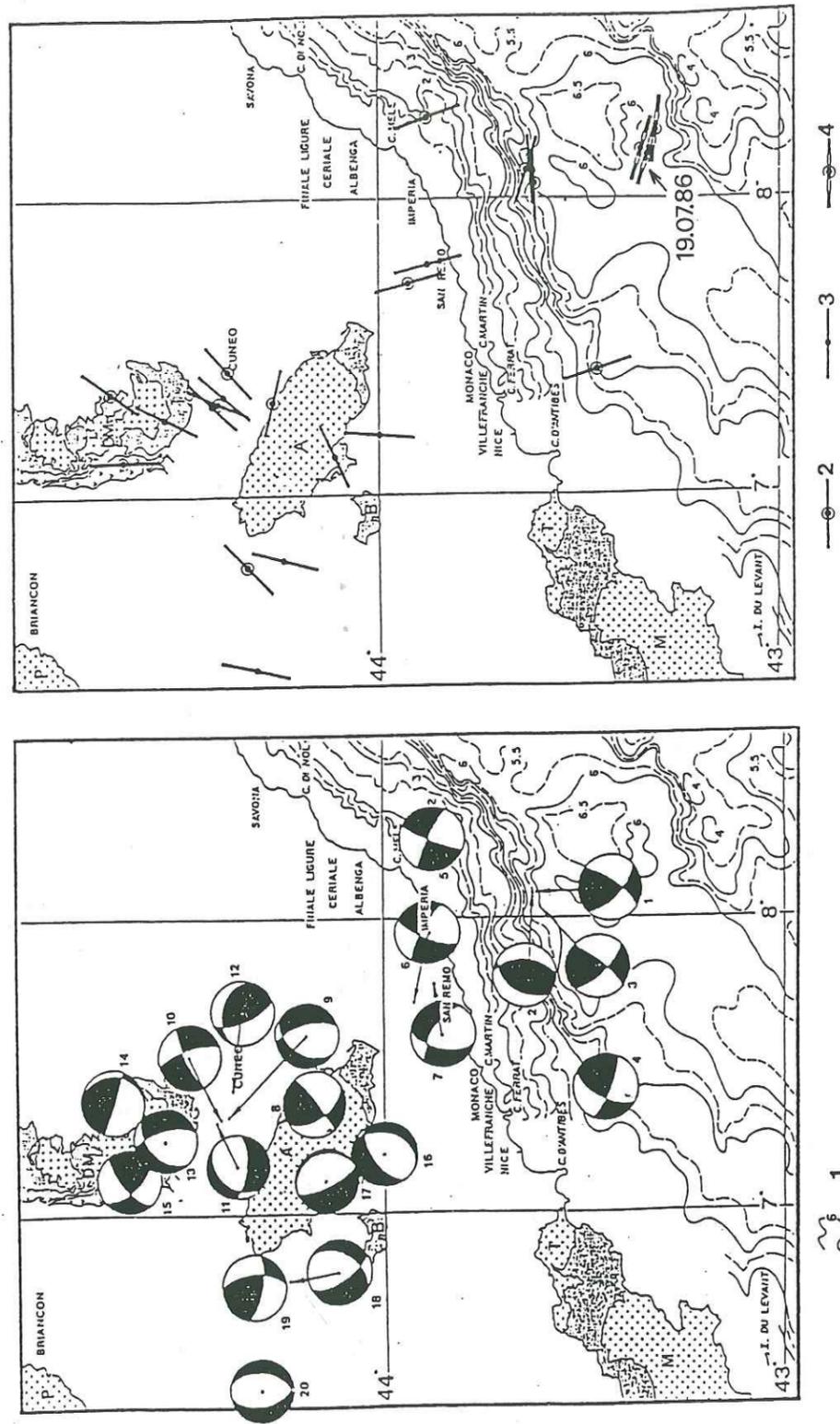


Fig. IV.25 : Mécanismes aux foyers de séismes récents (1981-1987)(a) et direction des axes de Pression [d'après Bethoux et al. 1988].

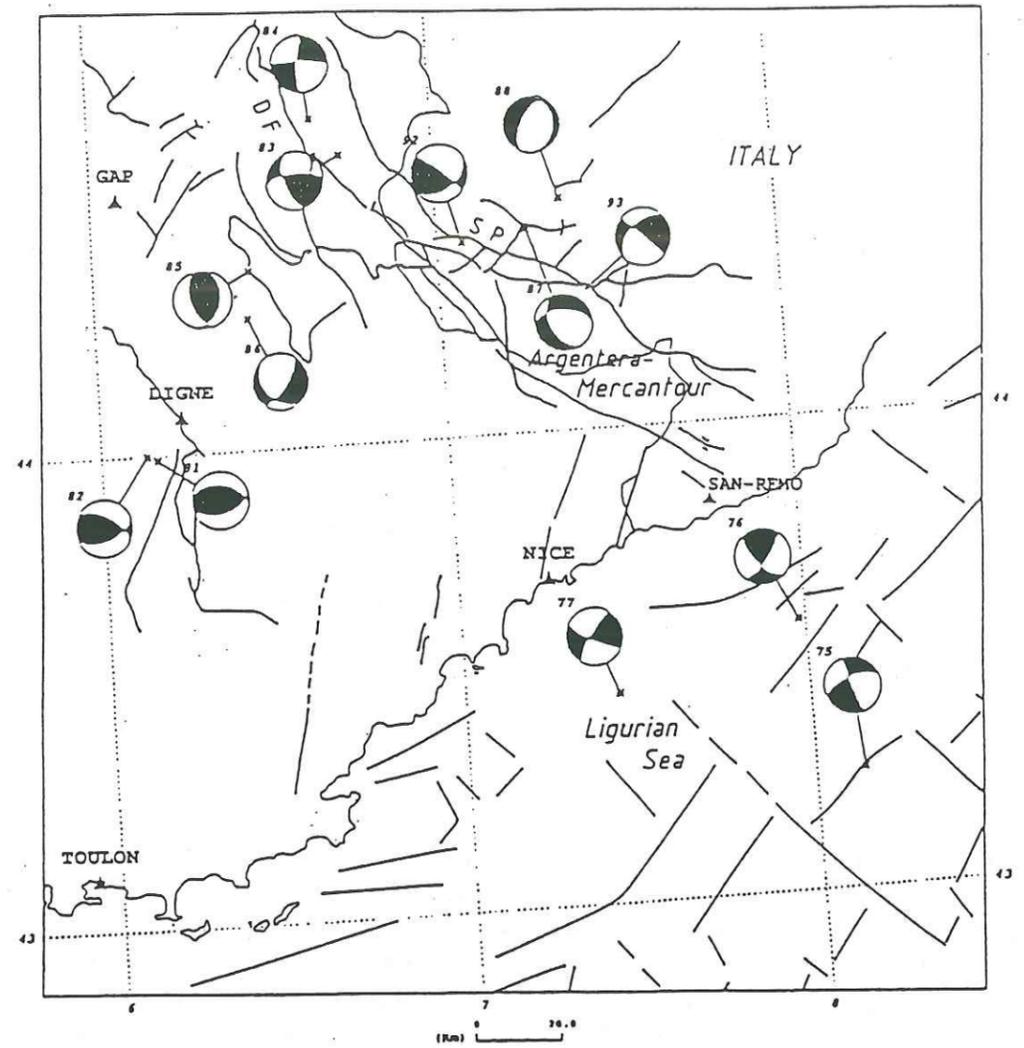


Fig. IV.26 : Mécanisme aux foyers en Mer Ligure et dans les Alpes du Sud [d'après Nicolas et al. 1990].

Toutefois, on doit considérer que l'axe tectonique qui correspond à cette vallée, l'accident Vésubie-Mont Férion, est susceptible de jouer étant donné l'orientation des contraintes dans ce secteur. Mais l'estimation des mécanismes aux foyers possibles est délicate, car elle est différente selon qu'on envisage un foyer près de la surface ou en profondeur. En effet, cette étude a montré que le champ de contraintes en surface n'était probablement pas le même dans la couverture sédimentaire (où σ_1 orientée N030 impliquerait un jeu dextre de la faille) et dans le socle (où σ_1 orientée N150 impliquerait un jeu senestre) (Fig. IV.17). Deux mécanismes décrochants de sens opposés sont donc possibles (n°7 et 8). D'autre part, il n'est pas exclu qu'un chevauchement aveugle dans le socle, sous la couverture, ne soit pas actuellement actif.

- La bordure Est de l'Arc de Nice (mécanismes n°10, 11, 12 et 13).

La bordure est de la nappe de Nice est une zone sismotectonique importante. En effet, on constate sur la figure IV.22, que ce secteur correspond à une zone d'activité sismique relativement marquée. Les séismes sont regroupés notamment autour de la faille Peille-Laghet dans la partie sud de la nappe, et le long de la faille Breil-Sospel-Monaco. Dans la partie nord de la nappe, on remarque un foyer très dense de microséismes localisés à l'intersection des failles Breil-Sospel-Monaco et Saorge-Taggia.

Quatre mécanismes tectoniques possibles (n°10, 11, 12 et 13) ont été calculés à partir des tenseurs des contraintes des stations n° N29, N22, S4 et N23. Ils correspondent tous les quatre au jeu senestre des failles Peille-Laghet et Breil-Sospel-Monaco. Le mécanisme n°11 comporte une composante normale importante étant donné le régime de contrainte extensif dans ce secteur (station n° S4; voir chapitre IV.3.4, Fig. IV.15). Le mécanisme n°13 est très proche de la solution focale composite calculée par Hoang-Trong et coll. (1987) à la suite de la crise sismique de 1983 (Fig. IV.27).

- L'accident Saorge-Taggia (mécanismes n°14).

Cet accident orienté NW-SE correspond à une faille active conjuguée au décrochement senestre de Breil-Sospel-Monaco [Hoang-Trong *et al.* 1987]. Le séisme historique de 1831, localisé dans son prolongement sud-est, près de Taggia, ainsi que celui de 1818 situé en mer (Fig. IV.20) pourraient lui être associés. Le mécanisme calculé (n°14) à partir des données de contraintes de la station n° N28a, correspond à un jeu senestre de la faille. Ce résultat est en accord avec le mécanisme n° 6 calculé par Béthoux et coll. (1988) (Fig. IV.28), localisé un peu plus au Nord sur l'accident.

- Le Nord de l'Argentera-Mercantour

La sismicité historique et actuelle du secteur situé entre le massif cristallin externe de l'Argentera-Mercantour et le massif cristallin interne de Dora-Maira est difficile à interpréter. Les nombreux mécanismes aux foyers calculés sont très variables (Fig. IV.25); mécanismes décrochants, normaux ou inverses coexistent [Fréchet 1978, Rehaul et Bethoux 1984, Bethoux *et al.* 1988, Delpech 1988, Nicolas *et al.* 1990]. Fréchet (1978) interprète l'ensemble de cette sismicité comme liée à une ligne active entre Briançon et Imperia correspondant à une série de failles longitudinales parallèles, décrochantes dextres. Bethoux et coll. (1988) font l'hypothèse que ces mécanismes en faille normale correspondent à des "mouvements secondaires intégrés dans un mouvement de plus grande ampleur décrochant dextre".

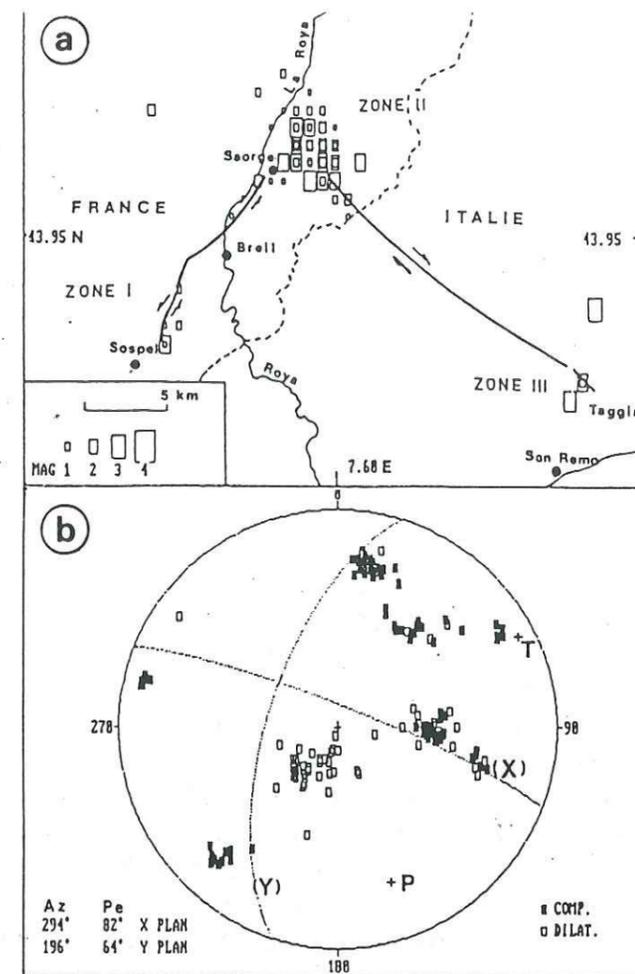


Fig. IV.27 : Epicentres localisés avec les données des stations sismologiques permanentes (réseau des Alpes maritimes) (a), et solution nodale composite des séismes enregistrés par le réseau portable lors de la crise sismique de la Roya en 1983 (b) [d'après Hoang-Trong *et al.* 1987].

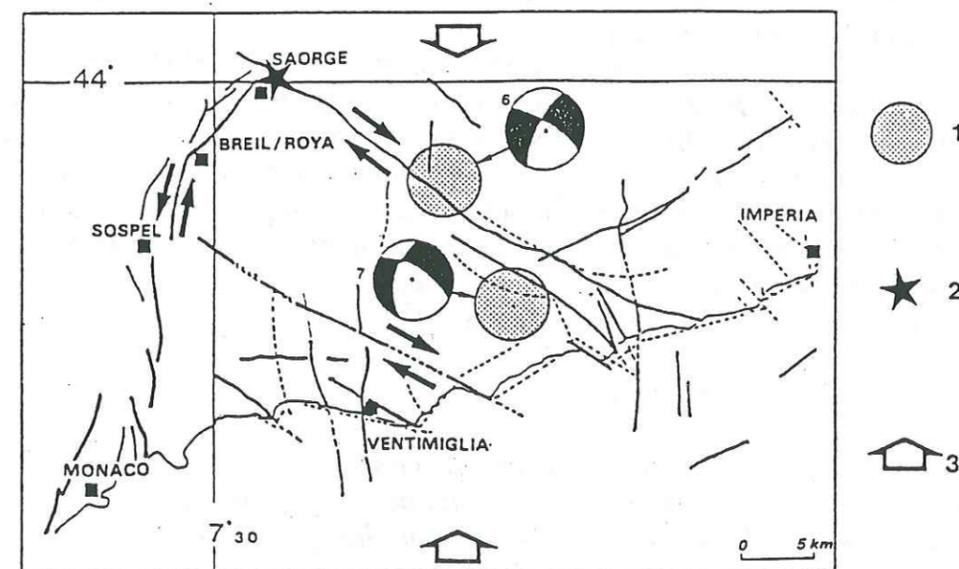


Fig. IV.28 : Carte sismotectonique de la Ligurie occidentale [d'après Bethoux *et al.* 1988].
1) localisation des séismes n°6 et 7; 2) crise sismique de décembre 83-janvier 84; 3) direction locale de la compression.

Nous n'avons pas de données de contraintes dans ce secteur et nous ne pouvons donc pas proposer de mécanismes. Cependant, dans le cas de la partie nord-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour (Fig. IV.24; n°1, 2, 3 et 4) on a vu que les solutions focales possibles pouvaient être très diverses et ceci avec de faibles variations de la direction des contraintes, et/ou du rapport R, et/ou de la direction et du pendage des failles. On peut donc envisager que des états de contraintes peu différents puissent expliquer la variabilité des solutions focales calculées dans la région située entre l'Argentera et Dora-Maïra.

- La marge nord du Bassin océanique liguro-provençal

La sismicité historique (1818 ?, 1854 ?, 1887) et instrumentale de ce secteur en fait un des domaines les plus actifs sur le plan sismotectonique. Cette activité se localise notamment au niveau des marges du bassin océanique. Les mécanismes aux foyers calculés, à partir des séismes récents [Bethoux *et al.* 1988, Delpech 1988] et notamment le mécanisme du séisme du 19/07/63 (magnitude 6.0) [Bossolasco *et al.* 1972], indiquent une direction moyenne E-W de l'axe P (Fig. IV.25). Cette direction est par conséquent très différente de la direction moyenne N-S des axes P sur la côte ligure. Bethoux et coll. (1988), Delpech (1988), Réhault et Bethoux (1984) relient ce changement de direction aux caractéristiques crustales particulières de cette zone de transition entre domaine continental et domaine océanique.

Pour notre part, nous interprétons ce changement de direction en termes de déviations de contraintes. La contrainte majeure σ_1 serait déviée le long des accidents NE-SW qui limitent les marges nord et sud du bassin liguro-provençal. Ces accidents qui correspondent à d'anciennes failles normales jouent alors en failles inverses. Ce phénomène d'inversion tectonique a été observé dans le Golfe de Gênes, au nord du bassin liguro-provençal [Rehault 1981].

La solution focale du séisme du 26 décembre 1989 (voir ci-après) localisé au niveau de la marge nord du bassin océanique, au large de Nice, donne une direction d'axe P N125, c'est à dire intermédiaire entre la direction N170, sur la côte, et la direction N080 dans le bassin. Ce résultat va dans le sens de l'hypothèse d'un champ de contrainte "continu" dont la variation rapide au niveau du bassin est à relier à des phénomènes de déviation le long d'accidents préexistants (anciennes failles normales NE-SW, failles transformantes NW-SE).

4.2 Publication.

La publication qui suit résume d'une façon synthétique le contexte à la fois géodynamique et sismotectonique de la région des Alpes du Sud et nous permet de proposer un modèle du champ de contraintes actuel pour l'ensemble du domaine Alpes du Sud-bassin nord-liguro-provençal.

Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée, au large de la Côte d'Azur : tectonique active en compression, perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale

Jean-François RITZ, PHO HOANG-TRONG, Samira REBAÏ, Hervé PHILIP et Georges HERQUEL

Résumé – Le séisme du 26 décembre 1989 localisé en Méditerranée, sur la marge continentale au large de Nice, a un mécanisme focal en faille inverse, avec un axe compressif horizontal de direction NW-SE. Cette nouvelle donnée s'intègre parfaitement dans le schéma sismotectonique que nous proposons pour le sud des Alpes franco-italiennes et le bassin liguro-provençal. Compatible avec la solution nodale du séisme de 1963, elle confirme, en outre, l'existence d'une perturbation du champ de contraintes au niveau des marges continentales situées de part et d'autre de ce bassin océanique.

The 26th December 1989 earthquake off "Côte d'Azur", in Mediterranean Sea: active compressive tectonics, stress deviation and inversion tectonics within the continental margin

Abstract – The 26th December 1989 earthquake, which occurred in the Mediterranean area, off Nice, was located in the south-Alpine continental margin. It displays a reverse fault focal solution with NW-SE horizontal compression. This new data allows us to improve the sismotectonic sketch which is proposed for the western Alps and the Ligurian oceanic basin. Furthermore, the focal plane solution of this earthquake combined with those of the 1963 earthquake confirms the occurrence of stress deviation within south-Alpine and north Corsica continental margins.

Abridged English Version – The 26th December 1989 earthquake is located within the continental margin, where large scale NE-SW faults mark the transition between southern Alps continental domain and Ligurian oceanic basin (Pl. I, C). The 1963 earthquake occurred in the other side of this oceanic basin, within the north continental margin of Corsica. These two earthquakes both define reverse fault plane solutions. From their geographic positions and their focal mechanisms, they constrain sismotectonic sketches which are proposed for the area ([1], [2], [3]).

THE 26TH DECEMBER 1989 EARTHQUAKE. – The seismic activity off "Côte d'Azur" which occurred at the end of the year 1989, is the most important since 1963, when a 6.0 magnitude earthquake affected the entire south-eastern France (19 July 1963, [4]). A macroseismic investigation made by the "Bureau central sismologique français" based on seismic effects on population and structures, shows that the earthquake was quite noticeable through the region. The coast in the vicinity of Nice and its neighbouring areas have been affected by a IV-V maximum intensity (Pl. I, A).

Instrumental data, obtained with numerous seismologic stations in the region, allowed the location of the earthquake.

Hypocenter parameters are: calculation with close data (network stations of the Alpes-Maritimes): latitude: North 43.55°; longitude: East 7.55°; depth: superficial; time: 19 hrs. 59 min. 58.96 sec. T.U.C.; magnitude: 4.3. Calculation with close and distant data until 600 km: latitude: North 43.52°; longitude: East 7.46°; depth: superficial; time: 19 hrs. 59 min. 59.57 sec. T.U.C.

Note présentée par Jean AUBOUIN.

During the week that followed the main shock, a local seismologic network recorded an aftershock sequence. Calculated epicenters coincide with the 2,000 m isobath and are located about 20 km off the coast, within the continental margin.

The focal mechanism presented in Plate I, B, was obtained from Pg and Pn waves polarities observed at seismic stations of the following networks: Alpes Maritimes, Provence, Liguria and Piemonte (Genova), Confédération helvétique, Laboratoire de Détection et de Géophysique du C.E.A., Istituto Nazionale di Geofisica (Rome). Movement along the fault plane is characterized by a strong reverse component with SE-NW compressive direction.

Tectonic setting. — Analysis of the paleostress evolution within the external French Alps ([3], [5], [6]) has been used to determine the seismotectonic sketch. We distinguished two different domains of compression, during Neogene and Quaternary; 1. the "Arc de Nice" and "Arc de Digne" nappes, characterized by two successive compressive stages (NE-SW compression followed by N-S); 2. the "Arc de Castellane" nappe, where only one compressive stage has occurred (N-S compression). During Plio-Quaternary times, the N-S compression is generalized within the entire region. Most of the events occur on pre-existing fault planes reactivated as right lateral or left lateral faults, except in the "Arc de Castellane" nappe, where thrusting continues as shown by the recent uplift of the "Dôme de Barrot" [8], (Pl. I, C).

Concerning the continental area close to the 1989 earthquake epicenter, several studies have shown that the N-S compressive regime which began at the end of the Miocene [12], persisted during the Pliocene ([13], [6]), until the Quaternary ([7], [15]).

Seismicity indicates that active N-S compression is still occurring ([16] to [20], [2]). Close to the coast, the seismic activity seems to be concentrated on two major faults: the "Breil-Sospel-Monaco" left lateral strike slip fault which constitutes the eastward limit of the "Arc de Nice" nappe, and the "Saorge-Taggia" right lateral strike slip fault. These two faults define a conjugate active fault system [19].

CONCLUSION. — The focal mechanisms of the December 26th 1989 and July 19th 1963 earthquakes demonstrate the continuity of the compressive stress field from the continent towards the oceanic basin. It might correspond to the reactivation of the previous normal faults which constitute the continental margin as reverse faults. This type of reactivation has been first described within the northern part of the oceanic basin by Réhault (1981) [11]. It constitutes a good example of recent inversion tectonics.

The NW-SE P axis direction of the 26th December earthquake is intermediate between those given by focal mechanisms on the continent (NNW-SSE) and that deduced from the 1963 earthquake mechanism (WNW-ESE). If we assume the continuity of the σ_1 direction, the 26th December 1989 earthquake shows the occurrence of a stress pattern deviation (Pl. II). It could be due to the obliquity of the north and south Ligurian margins with respect to the N-S convergent movement between the Corsican block and the southern Alps. This is this recent N-S movement which is responsible for the recent N-S compression within the southern French Alps and initiates the closure of the Ligurian oceanic basin.

INTRODUCTION. — L'épicentre du séisme du 26 décembre 1989 est situé sur la marge nord du bassin liguro-provençal, au niveau d'une zone d'accidents majeurs orientés NE-SW qui marquent la transition entre le domaine continental sud-alpin et le domaine

océanique ligure (pl. I, C). Il est intéressant de remarquer que le séisme de 1963 (magnitude 6,0) est localisé sur la marge sud de ce même bassin. On peut donc se demander si ces séismes, de par leur position et leur mécanisme en faille inverse, s'intègrent dans le schéma sismotectonique proposé pour la région ([1], [2], [3]).

LE SÉISME DU 26 DÉCEMBRE 1989. — Au cours des fêtes de fin d'année 1989, la Côte d'Azur a connu une activité sismique intense, sans doute la plus importante depuis l'événement de magnitude 6,0 du 19 juillet 1963 en mer Ligure [4]. La secousse principale de magnitude 4,3 qui s'est produite le 26 décembre 1989 au soir a été ressentie dans tout le département des Alpes-Maritimes, dans le Var, jusqu'à Toulon et très fortement dans la zone côtière. Elle a été également perçue dans certaines localités des Alpes de Haute-Provence. Elle est survenue à une heure où de nombreuses personnes se trouvaient à l'intérieur de leur habitation, ce qui a beaucoup facilité l'enquête macrosismique effectuée dans de pareilles circonstances par le Bureau central sismologique français pour déterminer les effets du séisme sur la population et sur les structures.

1. *Données macrosismiques.* — L'intensité IV-V a été atteinte sur la côte, à Cannes, Cagnes-sur-Mer, Nice, le Cap d'Ail, et Menton et, en certaines localités de l'arrière pays, le long de la vallée du Var ou de celle de la Roya jusqu'à Tende.

L'intensité IV a été relevée en certains points de la Moyenne Corniche, comme Èze, Beausoleil, Roquebrune et dans un grand nombre de localités de l'arrière pays de Nice. Cette intensité est parfaitement cohérente avec la valeur de 4/1 000 de l'accélération de la pesanteur (0,004 g) enregistrée au Fort de la Revère au col d'Èze.

L'intensité III a été observée dans le Nord et l'Ouest du département des Alpes-Maritimes; dans le département du Var, elle a été surtout remarquée dans l'Estérel, à Lorgues, Draguignan, Les Arcs, Le Muy.

Enfin, l'intensité II a été relevée dans la partie occidentale du département du Var où le séisme a été ressenti essentiellement dans les habitations à grande hauteur et sur les étages supérieurs. Le département des Alpes de Haute-Provence n'a été que partiellement affecté, avec une intensité II (pl. I, A).

Il a été également révélé certains effets de sites : le séisme a été perçu différemment en fond de vallée ou sur les montagnes; dans des immeubles construits proches des rivières ou sur des affleurements rocheux.

2. *Données instrumentales.* — Grâce aux nombreuses stations sismologiques présentes dans la région, le séisme a pu être localisé rapidement et avec précision.

Les paramètres de l'hypocentre sont : calcul avec les données proches (réseau des Alpes-Maritimes) : latitude : 43,55° Nord; longitude : 7,55° Est; profondeur : superficielle; heure origine : 19 h 59 mn 58,96 s T.U.C.; magnitude : 4,3. Calcul avec données proches et données lointaines jusqu'à 600 km : latitude : 43,52° Nord; longitude : 7,46° Est; profondeur : superficielle; heure origine : 19 h 59 mn 59,57 s T.U.C.

Pendant la semaine qui a suivi le séisme principal, le réseau sismologique local a enregistré une séquence de répliques. Les épicentres calculés coïncident avec l'isobathe 2 000 m et se trouvent à environ 20 km des côtes, sur la marge continentale.

Rappelons pour mémoire que ce séisme se produit dans les parages des événements du 1^{er} mai 1986 (M 4,0), du 4 octobre 1985 (M 4,3) et surtout de celui du 19 juillet 1963 (M 6,0) qui a affecté tout le Sud-Est de la France.

3. *Mécanisme focal.* — La solution nodale présentée sur la planche I, B est obtenue à partir des polarités des ondes Pg et Pn observées sur les stations sismologiques des

réseaux : Alpes-Maritimes, Provence, Ligurie et Piémont (Gênes), Confédération Helvétique, Laboratoire de Détection et de Géophysique du C.E.A., Istituto Nazionale di Geofisica (Rome). Elle se caractérise par un mouvement de faille inverse avec une compression de direction SE-NW.

CADRE TECTONIQUE. — L'étude des paléocontraintes par l'analyse microtectonique dans les Alpes du Sud a permis de reconstituer l'évolution du champ de contraintes depuis le Néogène jusqu'au Quaternaire ([3], [5], [6]). Dans les Arcs de Digne et de Nice, deux épisodes tectoniques compressifs majeurs se sont succédés depuis la fin de l'Oligocène : la première phase de compression est orientée NE-SW; la seconde phase également de compression est orientée en moyenne N-S. Le changement d'orientation du champ de contraintes s'est effectué progressivement au cours du temps, d'est en ouest, d'abord dans l'Arc de Nice au cours du Miocène supérieur, puis dans l'Arc de Digne au cours du Pliocène supérieur. Pendant le Plio-Quaternaire, ce champ de contrainte N-S s'est généralisé à l'ensemble des Alpes du Sud (pl. I, C).

Par contre, dans l'Arc de Castellane, le champ de contraintes n'a pas subi un tel changement d'orientation. En effet, celui-ci est resté constant tout au long de cette période, avec une direction de la contrainte principale majeure σ_1 orientée globalement N-S.

La synthèse géodynamique que nous avons proposé à partir de ces données microtectoniques [3], montre une évolution similaire des Arcs de Digne et de Nice. Sous l'effet du fonctionnement des grands chevauchements crustaux, les nappes de Digne et de Nice, décollées sur leur semelle triasique, se sont déplacées vers l'extérieur de la chaîne, vers le SW pour la nappe de Digne et vers le sud pour la nappe de Nice. Leur déplacement a été facilité par l'existence des bordures externes libres que sont le bassin de Valensole et le bassin liguro-provençal. L'avancée des nappes s'est accompagnée également de phénomènes gravitaires, liés à l'épaississement crustal et au fonctionnement du décrochement sénestre Guillaume-Daluis qui sépare l'Arc de Digne de l'Arc de Castellane. L'extension qui en a résulté s'est localisée essentiellement dans la partie interne de la nappe de Digne; elle a précédé le changement d'orientation du champ de contrainte au Pliocène supérieur. L'orientation de la contrainte principale σ_1 , qui est devenue alors subméridienne, a entraîné le rejeu en décrochement des principaux accidents, notamment les failles correspondant au front de l'Arc de Digne [5]. Ces phénomènes gravitaires, d'ampleur plus modeste, existent également dans l'Arc de Nice, et sont liés au jeu dextre du décrochement Peille-Laghet [7].

L'Arc de Castellane, au contraire, bloqué à son front contre le relief du massif cristallin des Maures-Esterel, montre un plus grand développement des structures compressives et

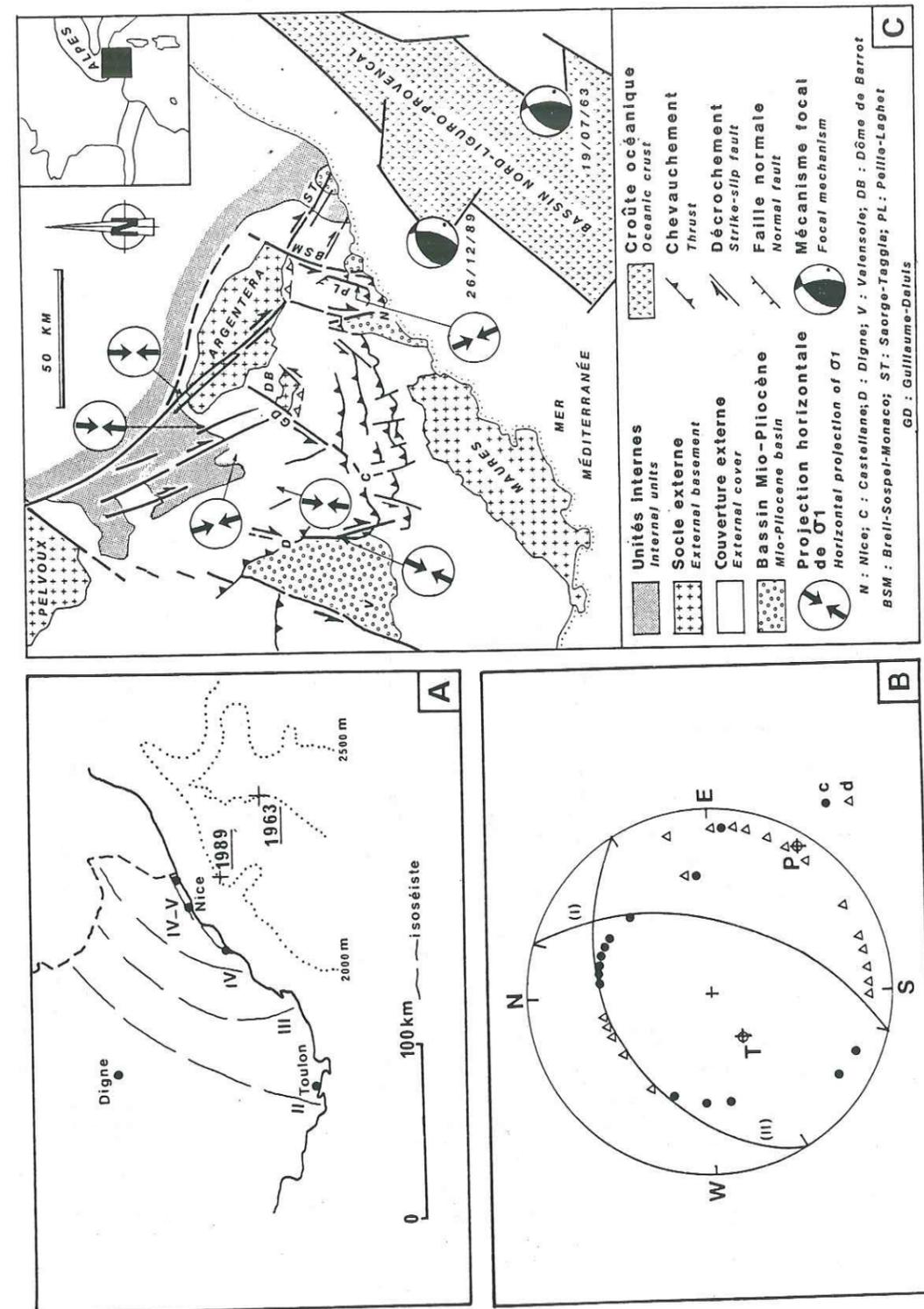
EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

- A. Esquisse de la carte macrosismique du séisme du 26 décembre 1989. B. Mécanisme focal en projection de Schmidt (hémisphère inférieure). Solution nodale : Plan I (Az=19°; Pe=60°), Plan II (Az=244°; Pe=40°). P (Az=125°; Pl=10°) et T (Az=238°; Pl=63°) représentent les axes de compression et de tension. C. Schéma sismotectonique des Alpes du Sud et du bassin ligure (modifié d'après Labaume et coll., 1989).
- A. Sketch of the macroseismic map of the December 26th 1989 earthquake. B. Focal mechanism (Schmidt diagram; lower hemisphere). Nodal solution: Plane I (Az=19°; Dip=60°), Plane II (Az=244°; Dip=40°). P (Az=125°; Pl=10°) and T (Az=238°; Pl=63°) are the compression and tension axes. C. Seismotectonic sketch of the southern Alps and the Ligurian basin (modified after Labaume et al., 1989).

PLANCHE I/PLATE I

JEAN-FRANÇOIS RITZ



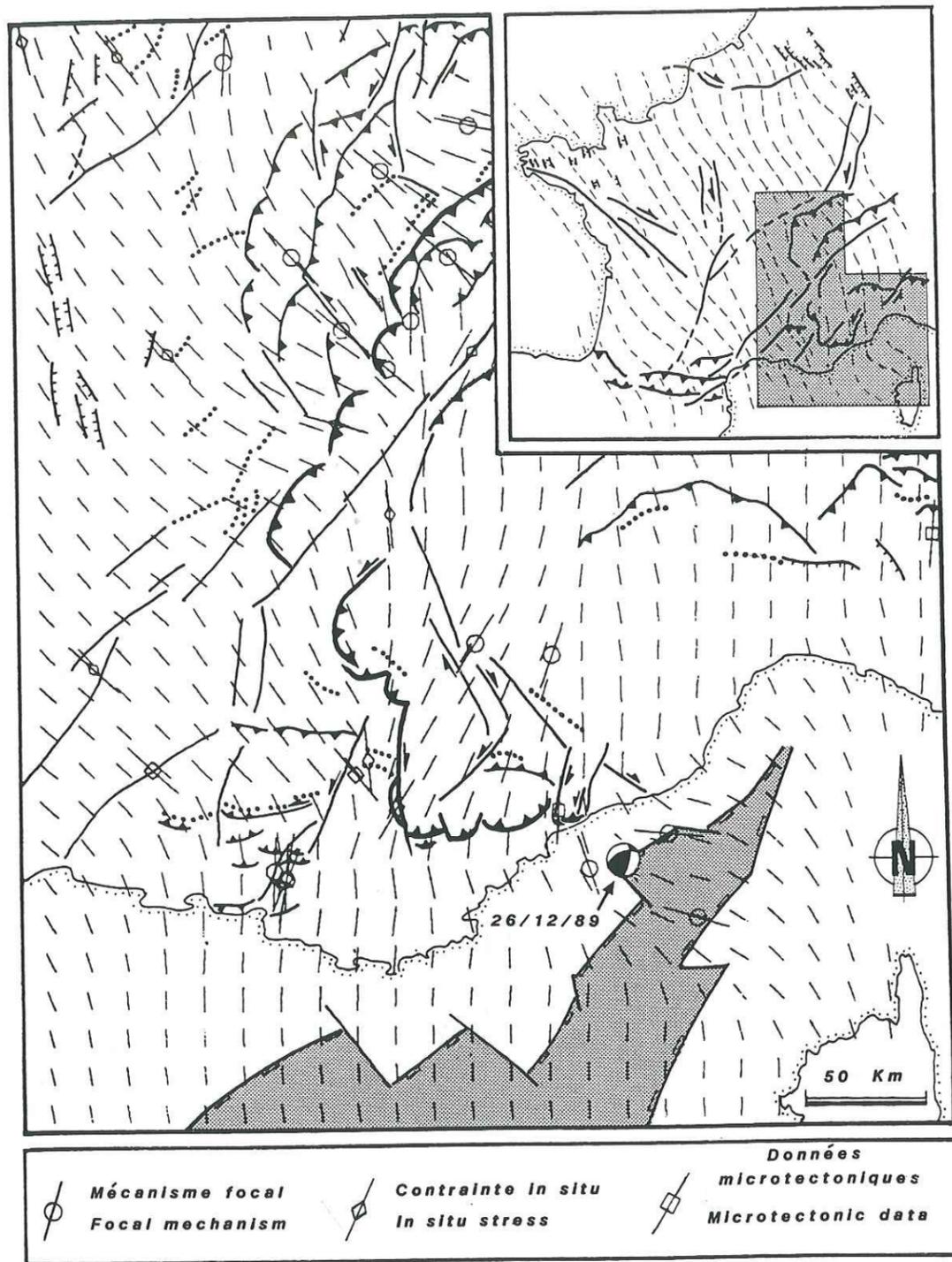


Planche II

Le champ de contrainte actuel dans les Alpes occidentales et le Bassin nord-liguro-provençal (projection horizontale de la contrainte principale majeure σ_1), obtenu par interpolation linéaire en éléments finis, d'après les données microtectoniques, les mécanismes aux foyers et les contraintes *in situ* (Rebai et Philip, en préparation). Le mécanisme au foyer du séisme du 26 décembre 1989 n'a pas été utilisé dans ce modèle.
 Present stress field in the western Alps and the Ligurian basin (horizontal projection of the maximum principal stress σ_1), by linear interpolation in finite elements, after microtectonics, focal mechanisms and in situ stresses measurements (Rebai and Philip, in preparation). The focal mechanism of the 26th December 1989 earthquake is not used in this model.

une absence de structures gravitaires. Le soulèvement du massif cristallin de l'Argentera-Mercantour et celui plus récent du Dôme de Barrot s'intègrent parfaitement dans la logique de ce schéma [8].

En ce qui concerne la formation du bassin liguro-provençal, on doit souligner qu'elle a été contemporaine du début de la tectonique en compression dans le S-E des Alpes franco-italiennes [6]. Après une période de rifting entre 30 et 21 Ma, une période d'accrétion océanique a entraîné la rotation antihoraire du bloc corso-sarde d'environ 30 degrés vers l'Est entre 21 et 19 Ma [9]. La Corse s'est arrêtée avant la Sardaigne du fait de la collision oblique appenninique [10].

Depuis la fin du Miocène, le bassin n'a pas subi de grands changements, sauf dans sa partie nord-orientale. En effet, dans cette partie du bassin, de nombreuses failles normales, nées à l'Oligocène, correspondant à la marge, ont rejoué au Miocène. Dans la région du Golfe de Gênes, à l'extrême nord du bassin, ces anciennes failles normales ont été reprises en failles inverses. Ce jeu s'est accompagné d'un plissement des sédiments plio-quaternaires [11].

En ce qui concerne la tectonique récente de la région la plus proche de l'épicentre, plusieurs études ont montré que le champ de contrainte en compression N-S qui avait commencé à se manifester à partir du Miocène supérieur [12], s'est maintenu au Pliocène ([13], [6]) et au Quaternaire [7]. Ainsi, par exemple, Dubar (1987) [14] montre que les terrasses alluviales du Var inférieur sont décalées de part et d'autre du fleuve : les terrasses situées en rive gauche, contre les reliefs de l'Arc de Nice sont surélevées d'une cinquantaine de mètres pour les niveaux sommitaux du Pléistocène basal, et de huit mètres pour la basse terrasse d'âge tyrrhénien, par rapport aux terrasses de la rive droite, situées sur « l'autochtone ». Ces observations associées à celles de failles inverses et décrochantes dextres dans des terrains du Pleistocène inférieur, orientées NW-SE, dans les environs de Nice [15], démontrent le continuum de cette activité tectonique en compression durant tout le Quaternaire.

La tectonique actuelle de la région se situe dans la continuité des événements tectoniques que nous venons de décrire (pl. I, C). Les données sismologiques indiquent globalement un champ de contrainte compressif orienté en moyenne N-S, généralisé à l'ensemble des Alpes du Sud ([16] à [20], [2]). En bordure du littoral niçois, l'activité sismique semble se localiser au niveau de deux accidents importants : le système de décrochement senestre Breil-Sospel-Monaco qui limite à l'est l'Arc de Nice, et le décrochement dextre Saorge-Taggia. Ces deux accidents forment un système de failles actives conjuguées [19].

Les mécanismes des séismes du 26 décembre 1989 et du 19 juillet 1963 montrent que cette activité tectonique en compression enregistrée sur le continent, se maintient également à travers le domaine océanique ligure compris entre les Alpes du Sud et le bloc corso-sarde, et se manifeste au niveau des marges continentales par un rejeu en faille

inverse des accidents qui limitent ce bassin. Cette succession d'événements constitue un très bon exemple d'inversion tectonique récente.

La direction de l'axe P déduit du mécanisme au foyer du séisme du 26 décembre 1989, orienté NW-SE, est intermédiaire entre celles données par les mécanismes sur le continent (NNW-SSE), et celle déduite du mécanisme du séisme de 1963 (WNW-ESE). Ce dernier mécanisme posait déjà le problème d'une perturbation de la contrainte principale majeure σ_1 , liée à la marge océanique [2]. Dans l'hypothèse d'une continuité de la direction de σ_1 , le séisme du 26 décembre 1989, avec sa position intermédiaire, confirme l'existence d'une telle perturbation (*pl. II*). Celle-ci serait due à l'obliquité des marges nord et sud ligures par rapport au mouvement récent de convergence N-S entre le bloc corso-sarde et les Alpes du Sud franco-italiennes. Ce mouvement N-S serait la cause du changement d'orientation du champ de contraintes dans les Arcs de Nice et de Digne, respectivement au Miocène supérieur et au Plio-Quaternaire. Il marque le début de la fermeture du Bassin océanique liguro-provençal.

Note remise le 30 mars 1990, acceptée le 5 avril 1990.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] H. PHILIP, *Ann. Géoph.*, 5B, n° 3, 1987, p. 301-320.
- [2] N. BETHOUX et coll., *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 1988, p. 71-77.
- [3] P. LABAUME et coll., *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 1553-1560.
- [4] M. BOSSOLASCO, G. CICCIONI, C. EVA et V. PASQUALE, *Riv. It. Geof.*, 21, 1972, p. 229-247.
- [5] Ph. COMBES, *Thèse 3^e cycle*, Strasbourg, 1984, 182 p.
- [6] J.-F. RITZ, *D.E.A.*, Montpellier, 1986, 71 p.
- [7] S. REBAI, *D.E.A.*, Montpellier, 1988, 88 p.
- [8] M. JULIAN, *Thèse ès Lettres*, Nice, 1980, 836 p.
- [9] R. MONTIGNY, J.-B. EDEL et R. THUIZAT, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 54, 1981, p. 261-271.
- [10] J.-P. REHAULT, J. MASCLE et G. GIGOT, *Mem. Soc. Geol. It.*, 27, 1984, p. 85-96.
- [11] J.-P. REHAULT, *Thèse d'État*, Paris-VI, 1981, 132 p.
- [12] B. GEZE, *B.S.G.F.*, 1963, p. 289-300.
- [13] R. CAMPREDON, M. FRANCO, G. GIANNERINI, P. GIGOT, F. IRR, M. LANTEAUME, H. SPINI et J.-F. TAOL, *B.S.G.F.*, 2, 1977, p. 75-77.
- [14] M. DUBAR, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 304, série II, 1987, p. 141-146.
- [15] M. DUBAR et J.-L. PEREZ, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, 1989, p. 1485-1490.
- [16] J. FRECHET, *Thèse 3^e cycle*, I.R.I.G.M., Grenoble, 1978, 159 p.
- [17] H. PHILIP, *Mém. B.R.G.M.*, 107, 1980, p. 42-50.
- [18] J.-P. MENEROUD et J.-L. PEREZ, *Méditerranée*, n° 1-2, 1984, p. 123-130.
- [19] P. HOANG-TRONG, H. HAESSLER, J.-M. HOLL et Y. LEGROS, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, série II, 1987, p. 419-424.
- [20] P.-Y. DELPECH, *Thèse de Doctorat*, Paris-VI, 1988, 209 p.

J.-F. R., S. R. et H. P. : *Laboratoire de Tectonique et de Géochronologie*, U.R.A. n° 1371 du C.N.R.S.,
Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34095 Montpellier Cedex 5;
 P. H.-T. et G. H. : *Institut de Physique du Globe*, U.R.A. n° 1358 du C.N.R.S.,
 5, rue René-Descartes, 67084 Strasbourg Cedex.

4.3 Modèle géodynamique

L'étude de l'évolution des paléochamps de contraintes dans la région des Alpes du Sud, depuis l'Oligo-Aquitainien jusqu'au Quaternaire, nous permet de proposer un modèle géodynamique et d'évolution du champ de contraintes pour l'ensemble Alpes du Sud - bassin liguro-provençal - bloc corso-sarde (Fig. IV.29). Ce modèle comprend deux étapes successives.

La première correspond à la période oligo-aquitaine au cours de laquelle des phénomènes compressifs liés à l'avancée du front alpin vers les zones externes et des phénomènes distensifs liés à l'ouverture du bassin océanique liguro-provençal (rotation du bloc corso-sarde) coexistent. A l'intérieur de l'Arc alpin, le régime de contraintes est de type compressif et les trajectoires de la contrainte majeure σ_1 sont radiales. A l'extérieur de l'Arc, le régime de contraintes est de type extensif avec σ_3 orientée NW-SE.

La deuxième étape correspond à la période plio-quatenaire durant laquelle un régime de contraintes différent affecte l'ensemble de la région. Celui-ci est globalement de type décrochant avec σ_1 orientée en moyenne N-S. La plupart des accidents du domaine alpin rejouent alors en décrochement. A partir de cette période, la chaîne des Alpes cesse de fonctionner en tant qu'Arc. Celui-ci est redécoupé par tout un ensemble de décrochements conjugués. Ce changement radical du régime de contraintes serait dû à la remontée vers le nord du bloc corso-sarde sous l'effet de la poussée de la plaque africaine. Cette deuxième étape permettrait ainsi d'expliquer les phénomènes d'inversion tectonique d'âge plio-quatenaire mis en évidence dans les sédiments de la marge nord-ligure [Rehault 1981] ainsi que dans ceux du canal de Sardaigne [Tricart *et al.* 1990].

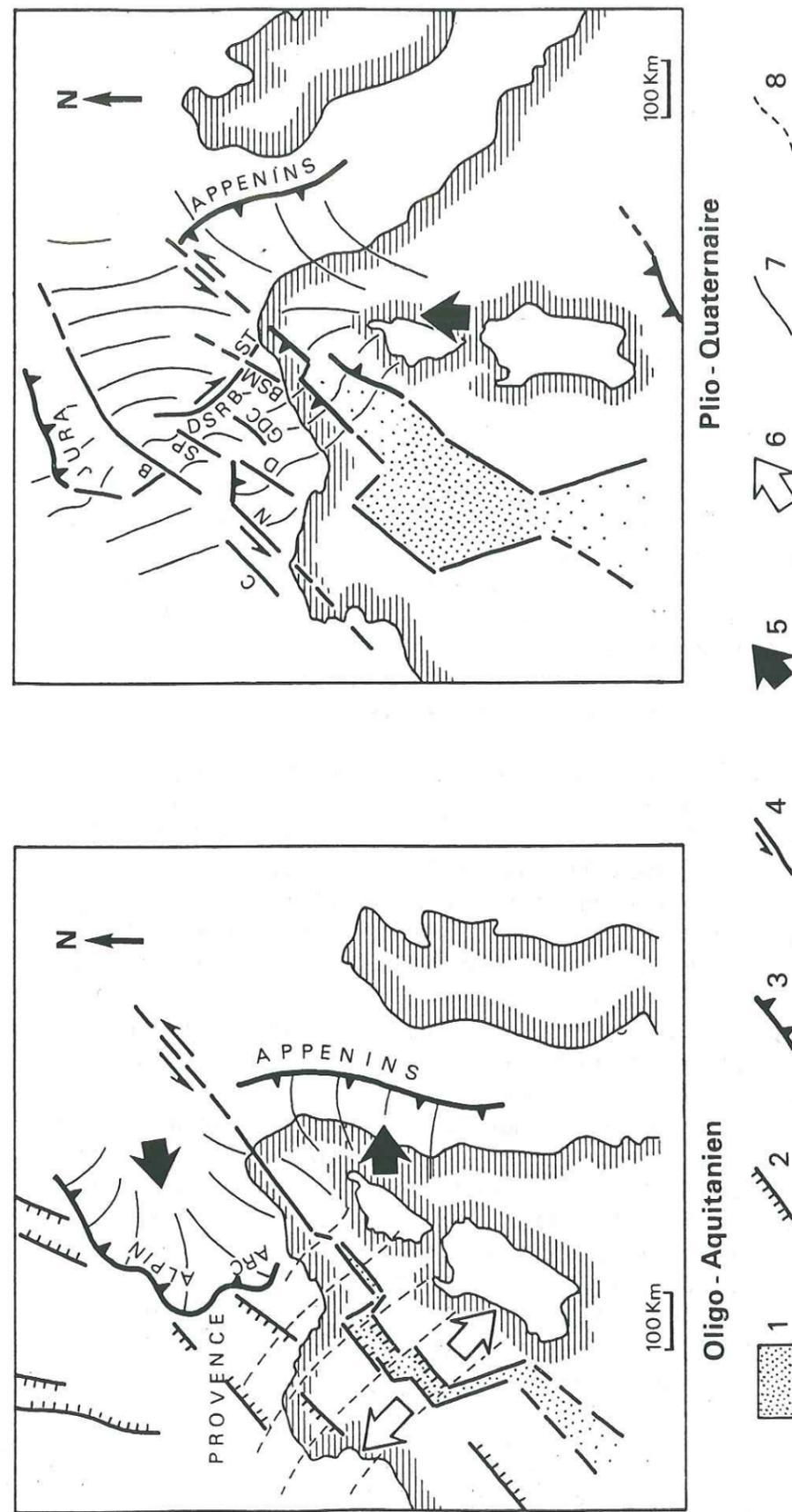


Fig. IV.29 : Modèle d'évolution géodynamique de l'ensemble Alpes-bassin océanique liguro-provençal-bloc corso-sarde.

1) croûte océanique, 2) faille normale, 3) chevauchement, 4) déplacement par rapport à la plaque forme nord-européenne, entraînant une compression, 5) déplacement par rapport à la plaque forme nord-européenne, entraînant une extension, 6) trajectoires de σ_1 , 8) trajectoire de σ_3 .

C : faille des Cévennes; N : faille de Nîmes; D : faille de la Durance; GDC : faille Guillaume-Daluis-Castellane; BSM : faille Breil-Sospel-Monaco; ST : faille Saorge-Taggia; DSRB : faille de Durancé-Serenne-Roburent-Bersézio; SP : faille sud-Pelvoux; FB : faille de Beldonne.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.

L'étude de la tectonique des Alpes méridionales depuis l'Oligo-Aquitainien que nous présentons dans ce mémoire est basée sur une analyse microtectonique de la déformation cassante. Les résultats que nous avons obtenus intéressent aussi bien l'aspect régional de la tectonique de cette région, que l'aspect plus méthodologique lié à l'étude des paléochamps de contraintes.

Sur le plan régional, nous avons montré que :

(1) le champ de contraintes a évolué rapidement dans certaines zones (nappe de Digne et de Nice), alors qu'il est resté stable dans d'autres (la nappe de Castellane). Cette différence d'évolution est liée aux différentes situations qui sont présentes dans les zones frontales des unités chevauchantes. Dans le cas des nappes de Digne et de Nice, il s'agit de bassins d'avant-chaines (bassins de Valensole et du Var) tandis que dans le cas de la nappe de Castellane, il s'agit d'une zone haute de socle (massif des Maures). Ces bassins ont permis le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire vers l'extérieur de la chaîne lors du soulèvement des massifs cristallins externes. La tectonique extensive localisée dans la partie la plus interne de la nappe de Digne ou à plus petite échelle dans la nappe de Nice, est la manifestation de ces phénomènes gravitaires.

(2) le champ de contraintes dans les Alpes du Sud et en Provence a radicalement changé entre l'Oligo-Aquitainien et le Plio-Quaternaire. La direction moyenne de la contrainte σ_1 est passée progressivement d'Est en Ouest, de NE-SW à N-S. Ce changement s'est effectué dès le Miocène supérieur dans les nappes de Nice et de Castellane, au Pliocène en Provence occidentale, et seulement vers la fin du Pliocène dans la nappe de Digne. Il traduit une évolution importante des caractéristiques géodynamiques des Alpes. En effet, on est passé progressivement d'un système caractérisé par le fonctionnement de chevauchements perpendiculaires aux trajectoires radiales des contraintes (Arc alpin) à un système où les grands décrochements jouent un rôle essentiel et se superposent à la structure en arc initiale.

(3) le passage d'une compression NE-SW à N-S se caractérise par la reprise de la plupart des grands accidents préexistant (chevauchements dans les zones internes et externes; failles normales dans l'avant-pays) en décrochements. Ces décrochements sont la cause de perturbations locales du champ de contraintes dans le plan horizontal (failles de la Durance, de Guillaume-Daluis-Castellane, de Vésubie-Mont Féron, de St Blaise-Aspremont, de Breil-Sospel-Monaco...). Ces phénomènes de perturbations pourraient être l'une des causes de la variabilité des mécanismes aux foyers calculés dans cette chaîne.

Sur le plan méthodologique, nous avons montré que :

(1) alors que la plupart des études microtectoniques sont menées dans des domaines de plateforme, on peut déterminer également le paléochamp de contraintes dans des zones très déformées. Dans de telles zones, les méthodes de déterminations des états de contraintes ne peuvent être utilisées comme des "boîtes noires". On doit en effet donner un rôle important aux observations de terrain en introduisant par exemple une typologie des stries qui permet à la fois de contrôler la cohérence mécanique des stries avec le tenseur calculé, et de discriminer les différents épisodes tectoniques. Ces critères "d'observations" pourraient être pris en compte dans les méthodes automatiques.

(2) on peut établir des corrélations étroites entre les états de contraintes issus de l'analyse microtectonique et la cinématique des grandes structures. Ainsi cette étude nous a permis de mettre en évidence des phénomènes de variation du champ de contraintes dans l'espace (dans le plan horizontal et en profondeur) et dans le temps. Ces variations permettent de caractériser les variations spatio-temporelles des grandes limites structurales. L'outil "contraintes" est de ce fait, un moyen très performant qui permet de déboucher sur une analyse géodynamique très fine.

De ce point de vue, l'une des perspectives serait de systématiser ce type d'analyse à l'ensemble de la chaîne des Alpes avec établissement de cartes du champ de contraintes (trajectoires et rapport R) pour les 25 derniers millions d'années.

(3) on ne peut pas dissocier l'approche tectonique de l'approche sismologique pour l'étude des phénomènes tectoniques récents. Ainsi, les caractéristiques du champ de contraintes quaternaire nous permettent de comprendre et prévoir les mécanismes de déformation et notamment les mécanismes aux foyers des séismes à venir.

Là aussi, un développement possible consisterait à systématiser ce type d'approche pour toute étude sismotectonique.

ANNEXE I

METHODE GRAPHIQUE POUR DETERMINER LA STRIE SUR UN PLAN A PARTIR DU TENSEUR DE CONTRAINTES.

On considère un point M d'un corps solide soumis à un état de contraintes. On se propose de déterminer la direction de la strie qui se forme en ce point.

On sait que la strie est dirigée suivant la direction de la traction principale.

(1) Soit le tenseur des contraintes σ_{ij} en ce point M .

(2) Soit $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ les racines du polynôme caractéristique.

(3) Soit $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ les valeurs principales des contraintes.

On cherche la direction de la strie qui est dirigée suivant la direction de la traction principale σ_1 .

Pour un tenseur de contraintes donné, il suffit de trouver la direction de la traction principale. On peut le faire de la manière suivante : on écrit le déterminant de la matrice $\sigma_{ij} - \lambda \delta_{ij}$ et on le développe en fonction de λ . On obtient un polynôme du 3^e degré en λ . Les racines de ce polynôme sont les valeurs principales des contraintes $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$.

On peut aussi trouver la direction de la strie en cherchant la direction de la traction principale. On sait que la direction de la traction principale est dirigée suivant la direction de la strie.

On peut aussi trouver la direction de la strie en cherchant la direction de la traction principale.

On peut aussi trouver la direction de la strie en cherchant la direction de la traction principale.

On peut aussi trouver la direction de la strie en cherchant la direction de la traction principale.

Méthode graphique pour déterminer la strie sur un plan à partir du tenseur des contraintes.

Cette méthode est inspirée de celle mise au point par Etchecopar (1984). Elle permet de calculer graphiquement, à l'aide d'un canevas stéréographique, la strie induite par un tenseur de contraintes sur un plan dont on connaît la géométrie (azimuth et pendage). On pourra alors préciser la cinématique du plan de faille en question et ainsi déterminer le mécanisme focal lié à son jeu.

Dans la méthode mise au point par Etchecopar, il faut effectuer des rotations pour ramener les axes principaux du tenseur des contraintes dans les positions suivantes : σ_1 est E-W, σ_2 est N-S et σ_3 est verticale. Ces rotations s'appliquent également au plan de faille.

Dans notre méthode nous proposons de différencier les trois principaux régimes de contraintes :

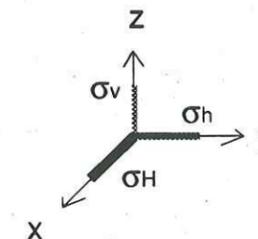
- (1) dans le cas d'un régime de contraintes extensif, l'axe σ_1 est vertical, tandis que σ_2 et σ_3 correspondent aux axes horizontaux x et y;
- (2) dans le cas d'un régime de contraintes décrochant, l'axe σ_2 est vertical, tandis que σ_1 et σ_3 correspondent aux axes horizontaux x et y;
- (3) dans le cas d'un régime de contraintes compressif, l'axe σ_3 est vertical, tandis que σ_1 et σ_2 correspondent aux axes horizontaux x et y.

Pour un tenseur de contraintes donné, il suffira donc de ramener à la verticale, l'axe de contrainte le plus incliné. Cet axe correspond à σ_1 , σ_2 ou σ_3 selon le régime de contraintes (Fig. A.1). Pour ce faire, il faut effectuer une rotation autour d'un axe horizontal qui est perpendiculaire à l'axe de contrainte en question.

Ensuite pour construire la strie, il faut trouver une expression simplifiée du tenseur dans chacun de ces trois cas. Cette simplification consiste d'une part à annuler la contrainte verticale σ_v , et d'autre part à normaliser le tenseur par rapport à la contrainte différentielle majeure ($\sigma_1 - \sigma_3$) :

$$\text{Soit donc, un tenseur de contraintes } T = \begin{bmatrix} \sigma_H & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_h & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_v \end{bmatrix}$$

orienté selon les 3 axes x,y,z d'un repère orthonormé :



σ_H est la contrainte horizontale majeure; σ_h est la contrainte horizontale mineure et σ_v est la contrainte verticale.

L'expression du tenseur peut être simplifiée sans que l'orientation et le sens de la contrainte tangentielle sur un plan, c'est à dire la strie, ne soient modifiées.

La première opération, consiste à soustraire une partie isotrope à ce tenseur de façon à annuler la contrainte verticale :

$$\begin{bmatrix} \sigma_H & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_h & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_v \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \sigma_v & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_v & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_H - \sigma_v & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_h - \sigma_v & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_v - \sigma_v \end{bmatrix} = T'$$

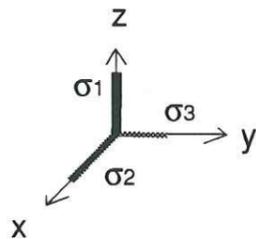
La deuxième opération consiste à multiplier ce nouveau tenseur T' par un scalaire de façon à normaliser les trois composantes du tenseur par rapport à la contrainte différentielle majeure ($\sigma_1 - \sigma_3$) :

$$\frac{1}{\sigma_1 - \sigma_3} * \begin{bmatrix} \sigma_H - \sigma_v & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_h - \sigma_v & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_H - \sigma_v}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_h - \sigma_v}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = T''$$

Si on remplace dans cette expression σ_H , σ_h et σ_v par leur valeurs correspondantes selon le régime des contraintes, on obtient 3 expressions simplifiées du tenseurs de contraintes où n'intervient que le rapport de forme $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ de l'ellipsoïde de contraintes.

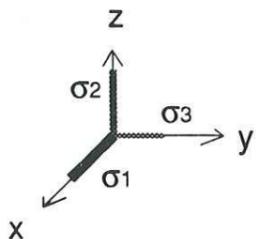
En régime extensif : $\sigma_H = \sigma_2$, $\sigma_h = \sigma_3$ et $\sigma_v = \sigma_1$

$$\text{Donc } T'' = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_3 - \sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} R-1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$



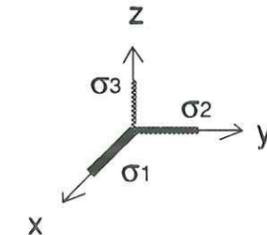
En régime décrochant : $\sigma_H = \sigma_1$, $\sigma_h = \sigma_3$ et $\sigma_v = \sigma_2$

$$\text{Donc } T'' = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_3 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1-R & 0 & 0 \\ 0 & -R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$



En régime compressif : $\sigma_H = \sigma_1$, $\sigma_h = \sigma_2$ et $\sigma_v = \sigma_3$

$$\text{Donc } T'' = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & R & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$



On sait que la contrainte résolue S appliquée sur le plan s'exprime sous la forme $S = T.n$, où T est le tenseur des contraintes et n le vecteur normal au plan dont les cosinus directeurs sont n_x , n_y , et n_z . Dans les trois cas, les coordonnées de S sont donc les suivantes :

En régime extensif :

$$S = \begin{bmatrix} (R-1)n_x \\ -n_y \\ 0 \end{bmatrix}$$

En régime décrochant :

$$S = \begin{bmatrix} (1-R)n_x \\ -Rn_y \\ 0 \end{bmatrix}$$

En régime compressif :

$$S = \begin{bmatrix} n_x \\ Rn_y \\ 0 \end{bmatrix}$$

La composante vertical de S est nulle dans les trois cas; ce qui implique que celle-ci est contenue dans le plan horizontal. Nous pouvons donc associer à S un vecteur U unitaire de même direction et sens qui se projetera sur le grand cercle extérieur du canevas stéréographique.

La projection du pôle P du plan, sur les axes x et y , on définit deux vecteurs n_x' et n_y' , qui sont respectivement proportionnels à n_x et n_y . Pour déterminer le vecteur U , on construit un vecteur U' (parallèle à U), dont les coordonnées dans le système (x, y) sont données par (Fig. A.2) :

- $((R-1)n_x', -n_y')$ dans le cas du régime de contraintes extensif;

- $((1-R)nx', -Rny')$ dans le cas du régime de contraintes décrochant;
- (nx', Rny') dans le cas du régime de contraintes compressif.

On peut alors construire la strie "s" portée par le plan de faille; celle-ci correspond à la projection du vecteur U dans le plan. Pour ce faire, on construit le plan auxiliaire passant par U et par le pôle P du plan. L'intersection du plan de faille avec ce plan auxiliaire donne la direction de la contrainte tangentielle (Fig. A.3). Il suffit ensuite de faire les rotations inverses des rotations initiales pour retrouver la géométrie réelle du plan de faille et de la strie calculée.

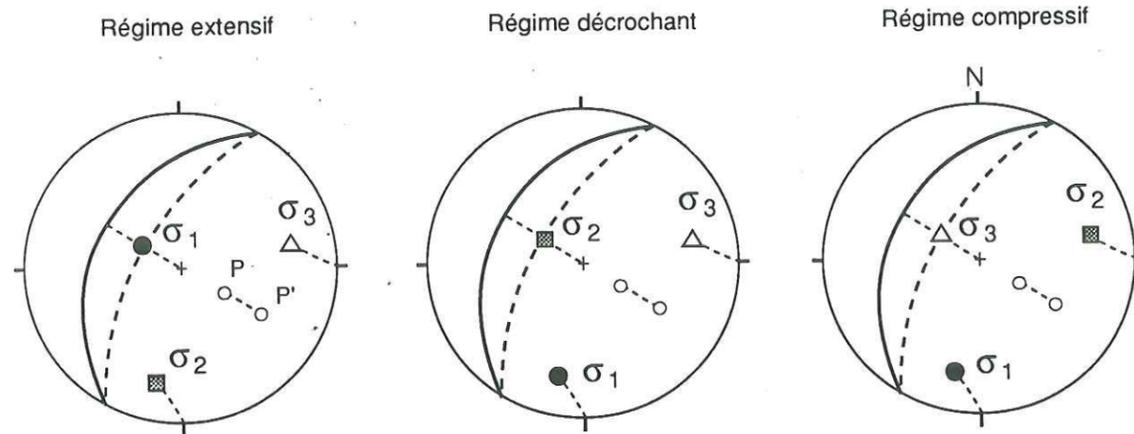


Fig. A.1 : rotation du tenseur de façon à ramener un des trois axes à la verticale selon le régime de contraintes (même rotation pour le plan et son pôle).

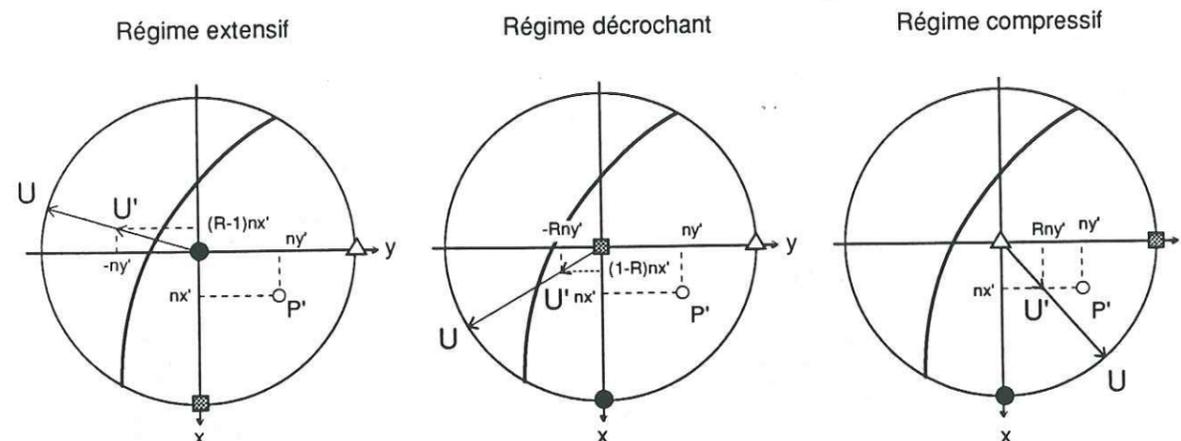


Fig. A.2 : Construction du vecteur U de même direction que la contrainte S.

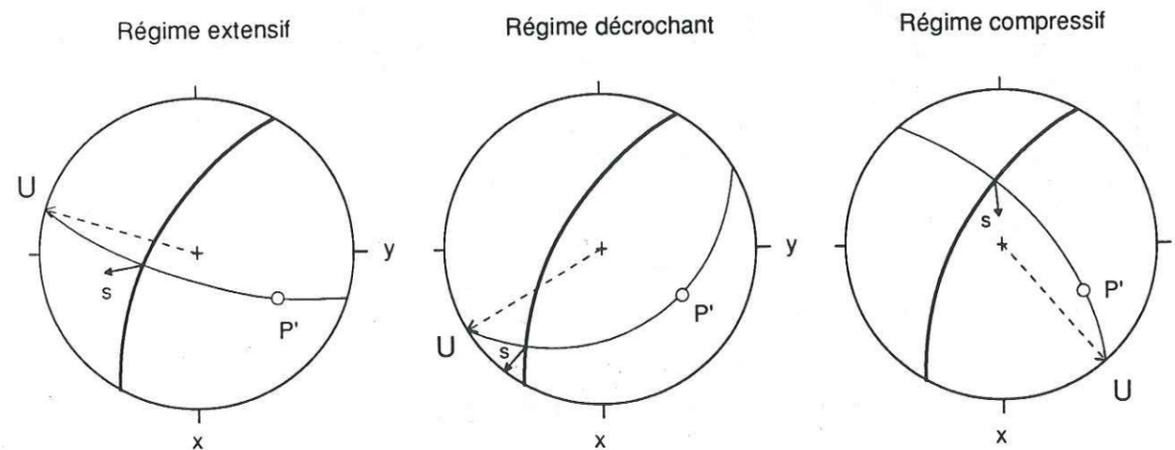


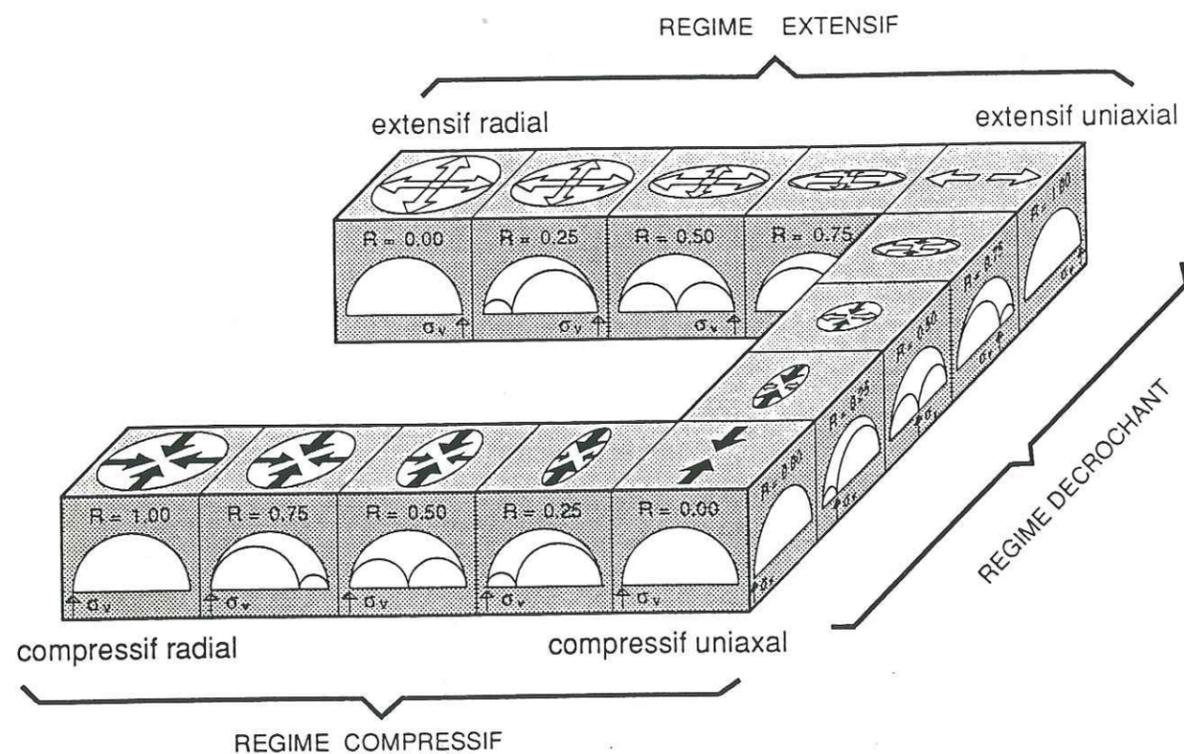
Fig. A.3 : Construction de la strie sur le plan en déterminant le plan auxiliaire passant par le vecteur U et le pôle du plan.

Représentation des différents types d'états de contraintes :

A partir des trois expressions réduites du tenseur des contraintes, on a représenté les différents types d'états de contraintes (cf chapitre I.1.2).

Si on admet la convention des mécaniciens des roches selon laquelle les contraintes positives correspondent à de la compression, ces 3 expressions réduites du tenseur des contraintes peuvent être facilement représenter de la façon suivante:

Les contraintes compressives sont représenter par un couple de flèches convergentes noires,
les contraintes extensives sont représenter par un couple de flèches divergentes noires.



Classification des différents types de tenseurs de contraintes.

ANNEXES II

CATALOGUES DES RESULTATS DE L'ANALYSE DES DONNEES MICROTTECTONIQUES

Sur les 198 stations de mesures :

- 45 stations ont été analysées par Ph. Combes dans le cadre de son travail de thèse (1984) et d'un travail ultérieur. Il s'agit des stations n° P1 à P8a, P9 à P12a, P33 à P53. P14 à P24. Ces 31 stations sont essentiellement localisées en Provence occidentale (Mont-Ventoux - Lubéron - Costes - Trévaresse - faille de la "Durance") et au front de la nappe de Digne.

- 8 stations ont été analysées par S. Rebaï dans le cadre de son travail de D.E.A. Il s'agit des stations n° S3 à S5, S8 à S12. Elles sont localisées dans la partie Sud-Est de la nappe de Nice, au niveau du décrochement senestre "Peille-Laghet".

- 145 stations ont été analysées et traitées dans le cadre de ce travail (D.E.A + Thèse). Elles sont essentiellement localisées à l'intérieur des nappes de Digne, Castellane et Nice. Quelques stations viennent compléter la couverture au niveau de la Provence-occidentale, notamment dans le secteur du Mont-Ventoux et de la Montagne de Lure ainsi que dans la partie Nord de la faille de la "Durance".

ANNEXE II.1

Catalogue de l'ensemble des données microtectoniques (fentes, stylolites, failles) présenté sous forme de tableaux. Pour chaque station microtectonique, on a précisé :

- les microstructures qui ont permis d'individualiser et de caractériser les différents stades tectoniques dans chaque domaine de la région étudiée (Provence, front de la nappe de Digne, nappe de Digne, nappe de Castellane, nappe de Nice).
- Le type de chronologie observé (basculement, recoupement de stries, de fentes, de stylolithes, etc...).

Légendes des tableaux de données microtectoniques :



fente de tension



fentes de tension en échelons

ech



stylolites



fente de tension et stylolite associés



failles



failles ayant été prise en compte dans la détermination d'un état de contrainte



pli



phase d'extension



phase de compression

s = strie

st = stylolite

f = fente

pl = pli

bc = basculement

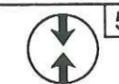
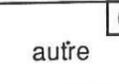
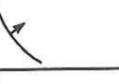
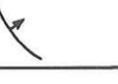
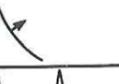
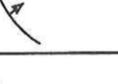
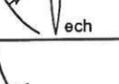
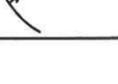
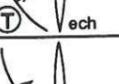
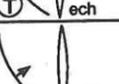
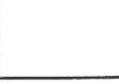
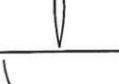
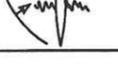
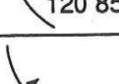
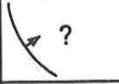
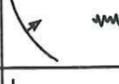
S1 = schistosité

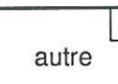
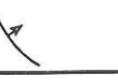
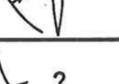
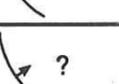
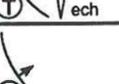
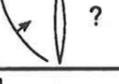
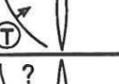
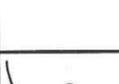
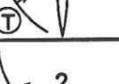
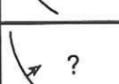
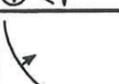
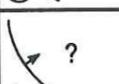
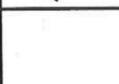
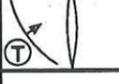
exemple de chronologie : 1/2 s-s stries associées à l'épisode tectonique 1 antérieures aux stries associées à l'épisode tectonique 2.

2/3 f-st fentes de tension associées à l'épisode tectonique 2 antérieures aux stylolites associées à l'épisode tectonique 3.

station	N I ¹	N II ²	autre ³	chronologies
N1				
N2				
N3				3/2 s-s
N4				
N5				?
N6				
N7				
N8				1/2 s-s
N9a				?
N9b				
N10				3/1 s-s+bc
N11				3/1? s-s
N12				3/2? s-s 1/2? bc
N13				1/2 bc
N14				
N15				
N16				1/2 s-s+f-st

station	N I ¹	N II ²	autre ³	chronologies
N17				
N18				3/1/2 s-s
N19				3/1 s-s
N20				3/1 s-s 1/2 s-s
N21				
N22				
N23				?
N24a				1/2 s-s+f-f+pl-pl
N24b				
N25				1/2 s-s
N26				1/2 s-s+f-f+st
N27				1/2 s-s
N28a				
N28b				
N29				
N30				
N31				1/2 s-s

	Do I	Do II	Do III	Do IV		
	Di I	Di II	Di III	Di IV	Di V	
station						autre 
D1						"2/1 f-f" 2/3 bc
D2						1/3 s-s 2/3 s-s
D3a						1/3 f-f+s-s 1/5? 2/5? s-s "3/2 s-s"
D3b						1/3 f-f
D4						1/3 bc
D5						1/3 s-s 2/3 s-s+bc
D6						1/3 f-f 2/3 s-s 3/5 f-f
D7						2/3 s-s
D8						3/2? s-s 3/5? s-s
D9						1/3 f-st 2/3 f-st+st-st
D10						1/3 s-s+s-S1 S1 120 85E
D11						2/3 s-s
D12						2/3 s-s+bc
D13						2/3 bc
D14						
D15						3/5 s-s+bc
D16						2/3 s-s+bc 3/6 6/3? bc 6/5 s-s

	Do I	Do II	Do III	Do IV		
	Di I	Di II	Di III	Di IV	Di V	
station						autre 
D17						
D18						1/3 ? s-s
D19						2/4 bc
D20						3/4 s-s
D21						4/5 s-s prog.
D22						4/5 s-s s courbe
D23a						3/4? s-s 4/5 s-s? bc
D23b						1/3 1/4 f-f 1/5 f-st 3/5 f-f 4/5 bc
D24						2/4 f-s 2/3 2/5 s-s 4/5 s-s
D25						2/3 s-s+f-s
D26						2/3 s-s 2/4 f/s
D27						4/5 ? s-s
D28a						2/3 s-s 3/4 ? s-s 4/5 ? s-s
D28b						2/3 s-s
D29a						3/4 f-s 4/5 s-s
D29b						6/3 s-s 3/5 s-s 4/5 s-s
D30						2/3 s-s

	Do I	Do II	Do III	Do IV		
	Di I	Di II	Di III	Di IV	Di V	
station	 1	 2	 3	 4	 5	autre ⁶ chronologies
D31						
D32						2/5 f-f 3/5 f-f
D33		 ?				
D34	 ?			 ?	 (T)	1/5? 4/5? f-f 3/4 f-f 4/5 bc
D35				 ?	 (T)	4/5 f-f+bc
D36		 ?	 ?			2/4? 3/4? f-f 2/5? 3/5? f-f 4/5 f-f
D37				 (T)		3/4 f-f 3/5 f-f 4/5 f-f
D38			 (T)			
D39		 ?	 ?		 (T)	1/3 1/5 st-f 2/3 bc 3/4 f-st+bc 3/5 f-st+bc
D40						4/5 s-s
D41		 ?	 ech			2/3 f-f
D42		 ?		 (T)		?
D43			 (T)	 (T)		?
D44						?
D45				 (T)		4/5? s-s
D46						
D47	 ?					?

	Do I	Do II	Do III	Do IV	Do V		
	Di I	Di II	Di III	Di IV	Di V		
station	 1	 2	 3	 4	 5	autre ⁶ chronologies	
D48							
D49		 (T)	S1 140 30 E		 ?		1/2 f-f+s-s 3/4 pl. S1
D50			S1 150 90				
D51							3/4 s-s
D52							
D53				 ?	 (T)		?
D54				 ?	 (T)		3/5 s-s 4?/5 s-s
D55			 (T)				?
D56					 (T)		?
D57			 (T)		 ?		2/3 bc
D58				 ?	 (T) ?		2/3 s-s
D59						extension permienne	4/5? s-s
D60				 (T) ech			4/5 s-s
D61							4/5 s-s
D62		 ?					?
D63				 (T) ech			3/4 s-s 4/5? s-s
D64							4/5 s-s

station	P I ¹	autre ²	chronologies
P1			
P2			
P3			?
P4			
P5			
P6			
P7			
P8a			
P8b			
P9			
P10			
P11			
P12a			
P12b			
P13			
P14			
P15			

station	P I ¹	autre ²	chronologies
P16			
P17			
P18			
P19			
P20			
P21			
P22			
P23			
P24			
P25			?
P26			3/2 s-s
P27			
P28			
P29			?
P30			?
P31			
P32			

station	DF I ¹	DF II ²	autre ³	chronologies
P33				
P34				
P35				
P36				
P37				
P38				
P39				
P40				
P41				
P42				
P43				
P44				
P45				
P46				
P47				
P48				
P49				

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
N1	7 14 22	43 47 31	CONGLOMERATE	U. MIOCENE	130 40 S	205 12	316 60	109 27	0.19	A	N II
N2	7 15 20	43 46 54	CONGLOMERATE	PLIOCENE		348 05	258 04	(*) 84	0.78	B	N II
N3	7 11 28	43 53 38	LIMESTONE	U. JURASSIC	110 40 N	(R)192 33	337 51	090 19	0.19	A	?
						(D)191 75	350 15	082 05	0.19	A	?
						(R)349 24	(*)	(*)	0.01	B	N II
						(D)170 12	(*)	(*)	0.01	B	N II
N4	7 12 33	43 41 18	LOAM	L. QUATERNARY	HORIZONTAL	215 04	(*)	(*)	0.09	D	N II
N5	7 12 14	43 51 42	LIMESTONE	M.U. JURASSIC	097 74 N	161 05	254 29	063 61	0.57	C	N II
N6	7 11 49	43 49 51	LIMESTONE	M. JURASSIC	140 45 W	216 20	018 69	124 06	0.12	C	NI?
						120 06	211 03	(**) 83	0.61	D	N II
N7	7 13 44	43 51 49	CONGLOMERATE	PLIOCENE	HORIZONTAL	142 16	000 70	235 11	0.11	B	N II
N8	7 13 57	43 52 23	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	160 45 E	235 44	342 17	088 41	0.47	D	NI
						328 01	237 13	064 77	0.30	A	N II
N9a	7 20 06	43 59 05	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	HORIZONTAL	221 05	(**) 83	312 04	0.59	B	N II
N9b	7 20 06	43 59 5	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	075 50 S	(R)189 22	041 65	284 12	0.43	C	?
						(D)356 22	134 50	264 28	0.43	C	?
N10	7 11 10	43 50 21	LIMESTONE	U. JURASSIC	145 45 E	φ	φ	φ	φ	φ	φ
N11	7 18 57	43 57 23	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	350 03	254 66	082 24	0.02	C	?
						100 15	205 45	356 41	0.12	C	NI?
N12	7 14 43	43 53 04	LIMESTONE	M.U. JURASSIC	130 26 N	135 07	(*)	(*)	0.02	B	N II
N13	7 15 53	43 53 36	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	349 25	209 59	088 17	0.20	A	N II
N14	7 14 39	43 47 39	CONGLOMERATE	U. MIOCENE	014 20 E	183 07	287 64	089 24	0.27	C	N II
N15	7 15 05	43 47 18	CONGLOMERATE	U. MIOCENE	050 24 S	197 04	298 70	105 19	0.17	B	N II
N16	7 34 48	44 02 10	LIMESTONE	PERMIAN	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
N17	7 13 57	43 48 20	CONGLOMERATE	PLIOCENE	140 80 W	204 15	046 74	296 06	0.22	B	N II
N18	7 18 36	43 53 33	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	271 18	173 25	033 58	0.36	A	NI
						223 08	133 02	(**) 82	0.17	C	N II

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
N19	7 16 33	43 46 41	LIMESTONE	U.CRETACEOUS	172 82 E	262 16	014 53	162 33	0.26	C	N I
						206 29	047 59	301 09	0.33	A	N II
N20	7 15 30	43 49 42	LIMESTONE	U.CRETACEOUS	150 60 E	220 02	313 56	129 34	0.31	B	N II
N21	7 15 30	43 49 42	CONGLOMERATE	U. MIOCENE		038 07	(*)	(*)	0.09	A	N II
N22	7 26 46	43 46 07	CONGLOMERATE	L. MIOCENE		149 17	(*)	(*)	0.01	B	N II
N23	7 32 27	43 58 43	LIMESTONE	JURASSIC	HORIZONTAL	136 10	240 54	039 34	0.14	B	N II
N24a	7 28 26	43 54 14	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	033 23	301 07	196 66	0.27	B	N I
						130 06	(*)	(*)	0.01	A	N II
N24b	7 28 33	43 54 52	LIMESTONE	M.EOCENE		167 07	036 80	258 08	0.12	B	N II
N25	7 28 00	43 50 13	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	180 70 E	049 00	319 00	(**) 89	0.33	D	N I
						161 18	256 14	023 67	0.29	C	N II
N26	7 31 00	43 55 59	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	130 46 S	045 09	302 54	141 35	0.62	C	N I
						133 04	(*)	(*)	0.04	C	N II
N27	7 27 22	43 47 26	LIMESTONE	U. JURASSIC	VARIABLE	256 03	(*)	(*)	0.02	B	N I
						160 15	(*)	(*)	0.01	B	N II
N28a	7 50 11	43 51 00	CONGLOMERATE	PLIOCENE	180 30 W	154 09	033 73	247 15	0.58	A	N II
N28b	7 50 00	43 51 16	CONGLOMERATE	PLIOCENE		322 13	174 74	054 08	0.45	C	N II
N29	7 22 57	43 45 19	BRECCIA	QUATERNARY		159 20	265 37	047 46	0.42	A	N II
N30	7 26 27	43 52 24	ALLUVIUM	QUATERNARY	HORIZONTAL	319 15	073 58	221 28	0.39	B	N II
N31	7 29 32	43 58 59	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	160 10	021 77	252 08	0.78	C	N II
N32	7 29 07	43 49 24	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	252 15	(*)	(*)	0.00	C	N I
						336 25	091 42	225 38	0.35	B	N II
N33	7 23 59	43 52 06	LIMESTONE	M. EOCENE		239 11	330 05	082 78	0.43	A	N I
N34	7 47 01	43 52 29	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	012 68 W	149 05	056 53	236 37	0.28	D	N II
N35	7 26 11	43 59 55	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		187 29	046 55	288 19	0.76	D	N II
N36a	7 16 32	43 45 13	LIMESTONE	M./U. JUR.	170 30 E	156 09	066 01	330 81	0.13	B	?
N36b	7 16 37	43 45 41	LIMESTONE	U. JURASSIC		φ	φ	φ	φ	φ	φ
N37a	7 14 38	43 49 47	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ
N37b	7 14 30	43 49 22	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
S3	7 24 28	43 50 34	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	197 05	290 27	097 62	0.71	B	N II
S4	7 24 28	43 50 34	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	084 10	(*)	(*)	0.07	D	N I
						150 66	345 23	253 05	0.39	B	?
S5	7 26 39	43 49 31	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	203 63	(*)	(*)	0.03	C	?
						329 19	188 66	064 14	0.22	B	N II
S8	7 26 51	43 48 45	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	068 65 N	094 09	352 52	191 37	0.34	C	N I
						156 02	246 09	(**) 81	0.42	B	N II
						341 29	(*)	(*)	0.04	B	N II
S9	7 24 35	43 49 10	LIMESTONE	U. JURASSIC	VARIABLE	350 08	255 32	093 57	0.18	B	N II
S10	7 24 26	43 47 8	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	140 60 W	065 32	(*)	(*)	0.00	C	N I
						169 28	273 23	036 52	0.18	A	N II
S11	7 24 19	43 48 23	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	140 25 S	105 73	336 11	244 13	0.34	C	?
S12	7 24 19	43 48 23	LIMESTONE	L. CRETACEOUS		338 26	110 53	236 24	0.35	C	N II

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
C1	6 30 29	43 40 50	LIMESTONE	U. JURASSIC	HORIZONTAL	176 16	271 17	045 66	0.37	A	CF II
C2	6 30 09	43 44 11	LIMESTONE	M. CRETACEOUS	HORIZONTAL	354 12	(*)	(*)	0.04	B	CF II
C3	6 43 36	43 51 05	LIMESTONE	U. JURASSIC	VARIABLE	332 11	157 79	063 01	0.34	B	CI
C4	6 54 35	43 51 40	LIMESTONE	M. JURASSIC	065 50 N	329 11	062 15	203 71	0.27	A	CI
C5	6 57 20	43 52 22	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	093 73 S	191 17	014 73	281 01	0.55	B	CI
C6	6 48 28	43 57 01	LIMESTONE	M.U. EOCENE	113 60 S	014 03	284 03	(**) 86	0.67	B	CI
C7	6 46 45	43 58 11	LIMESTONE	M.U. EOCENE	058 62 N	(R)307 49 (D)134 10	217 02	124 41	0.34	B	CI
							230 20	014 64	0.34	B	CI
C8	6 45 43	43 58 15	LIMESTONE	M.U. EOCENE	070 65 S	155 01	(*)	(*)	0.01	B	CI
C9	6 45 03	43 58 00	LIMESTONE	M.U. EOCENE	VARIABLE	156 28	346 61	248 04	0.10	B	CI
C10	6 44 02	43 57 27	LIMESTONE	M.U. EOCENE		311 03	220 17	050 72	0.68	D	CI
C11	6 41 25	43 54 54	LIMESTONE	U. JURASSIC		039 22	171 59	300 21	0.71	C	?
C12	6 53 32	43 57 39	LIMESTONE	M.U. EOCENE	107 47 S	168 12	(*)	(*)	0.03	B	CI
C13	6 52 20	43 59 40	LIMESTONE	L. JURASSIC	118 60 N	012 08	(*)	(*)	0.00	B	CI
C14	6 31 23	43 52 19	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	VARIABLE	135 08	019 71	227 17	0.61	D	?
						(*)	(*)	086 70	0.90	D	CI?
C15	7 06 25	44 05 12	PELITE	PERMIAN	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
C16	7 05 26	44 05 13	QUARZITE	TRIAS	105 40 S	179 26	275 12	028 61	0.50	C	CI
C17	6 49 25	44 01 50	ALLUVIUM	QUATERNARY ?	VARIABLE	212 24	073 59	310 18	0.18	C	?
C18	6 57 30	43 41 57	LIMESTONE	M. JURASSIC	HORIZONTAL	183 30	086 12	338 57	0.51	D	?
						312 03	(**) 87	042 00	0.19	B	CF II
C19	7 05 49	43 48 00	LIMESTONE	U. JURASSIC	110 50 N	331 21	185 66	066 12	0.48	B	CI
C20	7 02 00	43 47 24	LIMESTONE	U. JURASSIC	HORIZONTAL	346 24	245 23	117 56	0.29	B	CI
C21a	7 04 06	43 39 41	LIMESTONE	U. JURASSIC	025 20 E	209 79	007 10	098 04	0.40	A	CF I
C21b	7 04 50	43 39 19	LIMESTONE	U. JURASSIC	HORIZONTAL	φ	φ	φ	φ	φ	φ
C22	7 07 35	43 38 04	CONGLOMERATE	U. OLIGOCENE	HORIZONTAL	312 71	204 06	112 18	0.17	A	CF I
C23a	7 11 39	43 47 42	CONGLOMERATE	PLIOCENE		133 43	278 41	024 18	0.18	D	CI
C23b	7 11 39	43 47 42	CONGLOMERATE	PLIOCENE		298 00	208 00	(**) 90	0.56	C	CI

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
D1	6 14 47	44 05 59	LIMESTONE	M. JURASSIC	125 44 N	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D2	6 15 51	44 06 47	LIMESTONE	L. JURASSIC	HORIZONTAL	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D3a	6 25 25	44 11 03	LIMESTONE	U. JURASSIC	125 46 N	310 06 (R)050 59 (D)042 13	212 51 (*) (*)	045 39 (*) (*)	0.76 0.01 0.01	B A A	Do I Do III Do III
D3b	6 25 25	44 11 03	LIMESTONE	U. JURASSIC	125 46 N	048 04	152 72	317 17	0.03	B	Do III
D4	6 24 46	44 10 19	LIMESTONE	U. JURASSIC	127 60 S	(R)225 55 (D)041 05	(*) (*)	(*) (*)	0.01 0.01	A A	Do III Do III
D5	6 24 18	44 09 59	LIMESTONE	U. JURASSIC	150 27 E	314 71	060 05	152 18	0.53	B	Do II
D6	6 32 01	44 12 33	SANDSTONE	U. EOC. / L. OL.	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D7	6 31 00	44 11 56	LIMESTONE	M.U. EOCENE	015 24 E	(R)225 34 (R)073 48 (D)082 26	358 46 263 41 250 62	116 25 168 05 348 06	0.86 0.84 0.84	C C C	Do II Do III Do III
D8	6 30 01	44 12 26	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	005 22 E	042 08	(*)	(*)	0.09	C	Do III
D9	6 27 07	44 13 4	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	048 46 S	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D10	6 26 22	44 13 4	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	070 85 N	331 17	240 02	143 72	0.86	C	Do I
D11	6 19 02	44 08 11	LIMESTONE	M. JURASSIC	050 20 S	132 69	041 00	311 21	0.17	B	Do II
D12	6 24 14	44 07 00	LIMESTONE	U. JURASSIC	135 35 E	225 19	015 68	131 10	0.66	A	Do III
D13	6 23 43	44 04 05	LIMESTONE	M. CRETACEOUS	VARIABLE	045 06	(*)	(*)	0.09	C	Do III
D14	6 25 59	44 03 15	LIMESTONE	M. CRETACEOUS	HORIZONTAL	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D15	6 26 19	44 01 09	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D16	6 34 07	44 06 11	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	135 30 E	217 77 191 12	359 10 028 77	090 08 282 04	0.10 0.62	B A	? Do IV
D17	6 41 52	44 13 10	OLISTOSTROME	L. OLIGOCENE	VARIABLE	235 12	331 27	123 60	0.22	A	Do III
D18	6 43 07	44 13 48	SANDSTONE	U. EOC. / L. OL.	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D19	6 33 18	44 15 53	SANDSTONE	U. EOC. / L. OL.	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D20	6 37 53	44 19 09	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	318 78	216 03	125 12	0.56	B	Di IV
D21	6 44 57	44 18 59	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	276 63	(*)	(*)	0.04	B	Di IV
D22	6 44 46	44 16 11	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	203 74 207 02 192 31	019 16 349 88 030 58	110 01 116 01 287 08	0.48 0.87 0.80	C D A	Di IV ? Di V
D23a	6 44 53	44 16 32	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	140 26 S	φ	φ	φ	φ	φ	φ

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
D23b	6 44 53	44 16 32	LIMESTONE	U.CRETACEOUS	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D24	6 44 58	44 18 36	LIMESTONE	U.CRETACEOUS	VARIABLE	293 71	152 15	059 12	0.18	B	Di IV
						189 18	032 71	281 07	0.73	B	Di V
D25	6 48 54	44 19 13	OLISTOSTROME	L.OLIGOCENE	HORIZONTAL	132 75	029 04	298 14	0.12	A	Di II ?
D26	6 49 27	44 18 41	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.	HORIZONTAL	(**) 80	267 10	177 01	0.23	A	Di II ?
						046 66	(')	(')	0.07	A	Di IV
D27	6 47 48	44 18 58	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.	HORIZONTAL	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D28a	6 48 30	44 18 23	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.	VARIABLE	156 72	272 08	005 16	0.30	B	Di II
						055 03	232 87	325 00	0.12	B	Di III
						226 75	128 02	037 15	0.25	C	Di IV
D28b	6 48 30	44 18 23	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.	HORIZONTAL	013 61	270 07	176 28	0.58	B	Di II ?
D29a	6 50 50	44 20 26	LIMESTONE	CRETACEOUS		232 64	331 05	063 26	0.25	A	Di IV
						172 00	(**) 82	262 08	0.35	A	Di V
D29b	6 50 50	44 20 26	LIMESTONE	CRETACEOUS	HORIZONTAL	(**) 85	(')	(')	0.02	B	?
						058 27	157 18	276 57	0.68	B	Di III
						079 75	331 05	239 14	0.20	B	Di IV
						172 12	286 61	076 25	0.11	A	Di V
D30	6 47 43	44 20 34	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.	HORIZONTAL	(**) 81	(')	(')	0.01	A	Di II
						234 11	330 27	123 60	0.11	D	Di III
D31	6 47 02	44 20 35	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ
D32	6 47 09	44 20 48	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ
D33	6 47 17	44 21 43	LIMESTONE	U. JURASSIC		φ	φ	φ	φ	φ	φ
D34	6 56 30	44 21 35	LIMESTONE	U. JURASSIC	100 45 N	338 30	071 05	170 60	0.11	A	Di V
D35	6 58 02	44 22 39	LIMESTONE	M.U. EOCENE	113 50 E	207 68	018 21	110 03	0.83	C	Di IV
						357 06	(**) 83	087 03	0.83	C	Di V
D36	7 00 07	44 21 30	LIMESTONE	EOCENE	082 30 N	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D37	6 51 49	44 20 45	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	045 66	149 06	242 23	0.38	A	Di IV
D38	6 35 00	44 16 34	LIMESTONE	M. CRETACEOUS	VARIABLE	(R)076 54	239 35	335 08	0.43	D	Di III
D39	6 37 56	44 14 00	LIMESTONE	M. CRETACEOUS	VARIABLE	210 31	062 55	309 15	0.20	B	Di III
						178 07	(')	(')	0.01	B	Di V
D40	6 46 58	44 21 10	LIMESTONE	CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
D41	6 47 02	44 20 13	LIMESTONE	CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ
D42	6 51 38	44 19 51	LIMESTONE	CRETACEOUS	VARIABLE	(**) 88	196 00	106 02	0.30	C	Di IV
D43	6 51 05	44 19 56	LIMESTONE	CRETACEOUS	HORIZONTAL	238 16	034 72	146 07	0.28	B	Di III
						(**) 83	176 02	086 06	0.52	D	Di IV
D44	6 47 45	44 20 06	LIMESTONE	CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ
D45	6 53 49	44 19 04	GRANITE	HERCYNIAN	φ	350 09	083 19	234 69	0.19	A	Di V
D46	6 54 01	44 17 45	GRANITE	HERCYNIAN	φ	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D47	6 54 00	44 17 24	GRANITE	HERCYNIAN	φ	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D48	6 49 32	44 15 30	LIMESTONE	U. JURASSIC	HORIZONTAL	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D49	6 50 08	44 16 00	LIMESTONE	U. JURASSIC	VARIABLE	(**) 85	(')	(')	0.03	A	Di II
D50	6 53 20	44 17 08	GRANITE	HERCYNIAN	φ	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D51	6 53 30	44 17 08	GRANITE	HERCYNIAN	φ	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D52	6 53 38	44 17 08	GRANITE	HERCYNIAN	φ	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D53	6 53 49	44 17 08	GRANITE	HERCYNIAN	φ	191 03	100 08	(**) 81	0.73	B	Di V
D54	7 01 45	44 11 28	GRANITE	HERCYNIAN	φ	194 09	097 38	295 51	0.31	A	Di V
D55	6 33 33	44 00 49	LIMESTONE	M.U. EOCENE	090 50 N	032 01	301 30	125 60	0.31	C	Do III
D56	6 32 52	44 00 12	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		008 03	(**) 85	278 05	0.47	A	Do IV
D57	6 55 33	44 07 32	LIMESTONE	M. JURASSIC	150 20 E	215 15	302 43	111 43	0.19	B	Di III
D58	6 52 00	44 06 58	LIMESTONE	M. JURASSIC	HORIZONTAL	175 14	354 76	085 00	0.87	C	Di V
D59	6 51 09	44 03 37	PELITE	PERMIAN	HORIZONTAL	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D60	6 45 25	44 09 18	LIMESTONE	U. JURASSIC	067 20 N	(**) 81	358 08	089 05	0.12	A	Di IV
D61	6 44 44	44 15 23	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.		φ	φ	φ	φ	φ	φ
D62	6 45 05	44 15 14	SANDSTONE	U.EOC./L.OL.	VARIABLE	φ	φ	φ	φ	φ	φ
D63	6 45 20	44 14 39	LIMESTONE	U. CRETACEOUS	VARIABLE	(**) 83	171 04	081 06	0.19	C	Di IV
D64	6 35 39	44 10 35	LIMESTONE	U. CRETACEOUS		φ	φ	φ	φ	φ	φ

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
P1	5 34 30	43 16 40	ALLUVIUM	QUATERNARY		352 64	254 04	162 26	0.70	B	?
P2	5 16 30	43 39 40	CONGLOMERATE	L. OLIGOCENE		199 02	(*)	(*)	0.08	A	PI
P3	5 13 05	43 41 00	CONGLOMERATE	L. OLIGOCENE		349 13	076 10	203 73	0.12	A	PI
						020 08	110 02	(**) 81	0.56	B	?
P4	5 21 00	43 46 35	MOLASSE	MIOCENE		163 22	071 03	333 67	0.15	B	PI
P5	5 21 00	43 46 35	MOLASSE	L. MIOCENE		180 19	(*)	(*)	0.04	B	PI
P6	5 27 05	43 46 30	CONGLOMERATE	U. MIOCENE		002 31	271 03	177 59	0.28	B	PI
P7	5 26 28	43 46 22	CONGLOMERATE	U. MIOCENE		190 02	(*)	(*)	0.06	A	PI
P8a	5 25 00	44 10 00	LIMESTONE	L. MIOCENE		042 00	312 00	(**) 90	0.85	A	?
P8b	5 11 46	44 14 24				191 27	072 44	301 34	0.34	B	PI
P9	5 32 32	43 38 25	CONGLOMERATE	L. OLIGOCENE		193 06	295 64	101 25	0.20	A	PI
P10	5 42 33	43 44 34	LIMESTONE	M. MIOCENE		296 56	042 11	139 32	0.82	D	?
P11	5 41 20	43 43 52	LIMESTONE	M. MIOCENE		179 14	270 04	015 75	0.21	B	PI
P12a	5 55 20	44 00 22	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		138 30	293 57	041 11	0.67	C	PI
P12b	5 53 37	43 56 26	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		139 07	236 47	043 42	0.13	A	PI
P13	5 43 44	43 52 03	LIMESTONE	L. OLIGOCENE	035 80 N	(D) (*)	(*)	231 04	0.98	D	PI
P14	5 36 40	43 45 06	CONGLOMERATE	MIOCENE	112 40 N	012 08	280 11	139 76	0.13	B	PI
P15	5 37 04	43 43 44	CONGLOMERATE	OL./MIO.		192 37	100 03	006 53	0.40	C	PI
P16	5 35 06	43 42 41	CONGLOMERATE	OLIGOCENE	030 10 W	353 02	088 68	262 22	0.18	A	PI
P17	5 36 47	43 41 44	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE	035 25 S	173 10	021 79	264 05	0.21	B	PI
P18	5 41 33	43 44 05	LIMESTONE	MIOCENE	085 65 N	310 22	(*)	(*)	0.02	B	PI
P19	5 45 36	43 47 07	CONGLOMERATE	OL./MIO.	VARIABLE	018 08	270 67	111 22	0.16	A	PI
P20	5 46 25	43 47 17	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		149 10	262 66	055 21	0.17	A	PI
P21	5 48 13	43 50 53	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		147 12	(*)	(*)	0.07	A	PI
P22	5 51 38	43 53 41	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		318 07	(*)	(*)	0.03	A	PI
P23	5 54 00	43 57 45	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		141 03	232 10	033 79	0.37	B	PI
P24	6 02 26	44 02 24	TERRACE	QUATERNARY		214 17	305 03	046 73	0.54	A	PI
P25	5 24 07	44 10 31	LIMESTONE	MIOCENE	?	253 08	163 03	(**) 81	0.38	B	?
					085 75 S	196 03	286 00	(**) 87	0.70	A	PI
P26	5 24 39	44 10 17	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	018 20 E	217 10	322 56	121 32	0.15	C	PI
P27	5 28 08	44 11 14	LIMESTONE	MIOCENE	120 25 S	342 08	249 19	094 69	0.46	A	PI
P28	5 45 52	44 10 03	LIMESTONE	L. CRETACEOUS		173 08	080 19	286 69	0.71	D	PI
P29	5 55 55	44 09 52	LIMESTONE	L. CRETACEOUS		247 06	(*)	(*)	0.08	D	(DF I) ?
						333 02	064 18	236 72	0.50	C	PI ?

STATION	LONGITUDE	LATITUDE	LITHOLOGY	AGE	STRATIFICATION	σ_1	σ_2	σ_3	R	QUALITY FACTOR	LOCAL TECTONIC PHASE
P30	5 56 14	44 09 45	LIMESTONE	L. CRETACEOUS	049 23 N	034 15	303 04	199 75	0.41	B	(DF I) ?
						138 20	(*)	(*)	0.01	D	PI ?
P31	6 01 30	44 06 08	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE	?	213 18	098 53	314 31	0.18	A	PI
P32	6 03 01	44 11 05	CONGLOMERATE	OLIGOCENE	VARIABLE	332 08	219 71	065 17	0.19	D	PI
P33	6 09 42	44 09 10	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		062 13	(*)	(*)	0.03	B	DF I
P34	6 09 03	44 09 39	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		236 09	327 02	(**) 81	0.12	B	DF I
P35	6 13 00	44 05 28	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		079 03	169 01	(**) 87	0.11	B	DF I
P36	6 14 02	44 02 21	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		076 03	346 03	(**) 85	0.27	A	DF I
P37	6 14 02	44 01 37	LIMESTONE	MIOCENE		253 54	002 13	100 32	0.82	C	?
P38	6 16 20	44 01 20	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		073 09	166 19	318 69	0.58	A	DF I
P39	6 09 12	44 01 40	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		(*)	(*)	(**) 87	0.95	C	DF II ?
P40	6 13 42	43 59 09	CONGLOMERATE	MIOCENE		057 71	(*)	(*)	0.07	C	?
P41	6 13 18	43 56 47	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		244 09	335 07	101 78	0.57	B	DF I
P42	6 12 15	43 54 30	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		241 14	335 15	109 69	0.16	A	DF I
P43	6 12 06	43 53 48	LIMESTONE	L. CRETACEOUS		333 02	241 49	065 41	0.72	B	(Do I)
						025 05	289 51	119 38	0.60	C	DF II
P44	6 12 17	43 53 16	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		(*)	(*)	212 70	0.97	C	DF II ?
P45	6 12 03	43 52 10	BRECCIA	L. QUATERNARY		013 12	282 04	175 77	0.68	B	DF II
P46	6 14 40	43 52 51	BRECCIA	PLIOCENE		238 05	(*)	(*)	0.01	B	DF I
P47	6 14 30	43 50 42	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		229 03	139 00	(**) 87	0.51	A	DF I
P48	6 13 13	43 51 00	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		258 34	151 24	033 46	0.33	B	DF I
P49	6 14 07	43 49 17	CONGLOMERATE	MIO-PLIOCENE		244 19	(*)	(*)	0.00	A	DF I
P50	6 14 38	43 48 18	LIMESTONE	U. MIOCENE		246 09	(*)	(*)	0.09	A	DF I
P51	6 14 44	43 48 59				(*)	(*)	189 74	0.99	B	DF I
P52	6 15 21	43 48 41				263 01	175 00	(**) 89	0.36	C	DF I
P53	6 15 04	43 48 09				247 18	(*)	(*)	0.01	B	DF I

ANNEXE II.3

Catalogue graphique des états de paléocontraintes pour les différentes stations microtectoniques de chaque domaine. En référence au chapitre I, nous avons représenté par soucis de simplification et d'homogénéité des résultats, le tenseur réduit des contraintes.

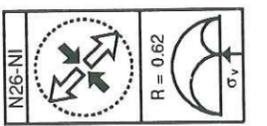
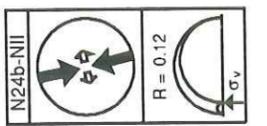
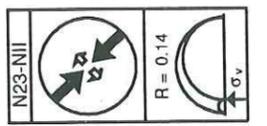
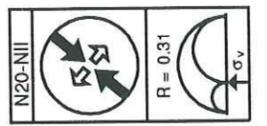
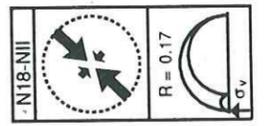
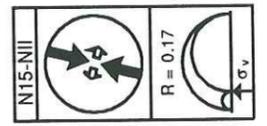
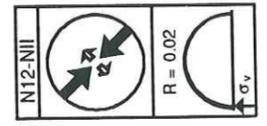
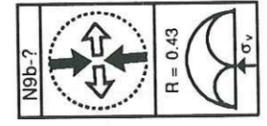
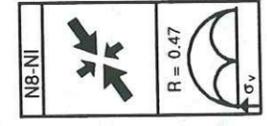
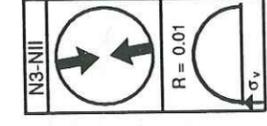
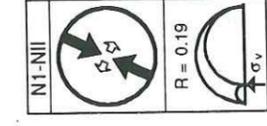
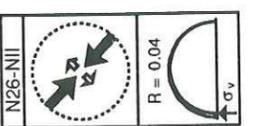
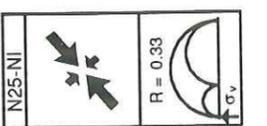
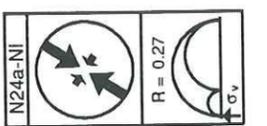
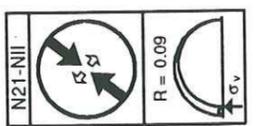
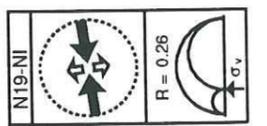
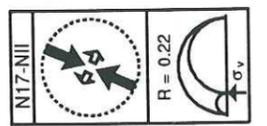
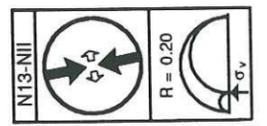
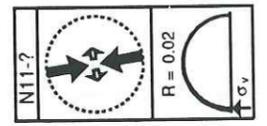
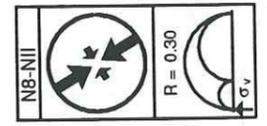
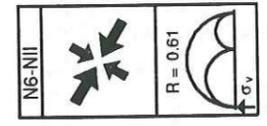
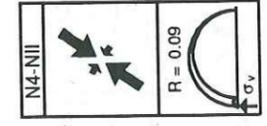
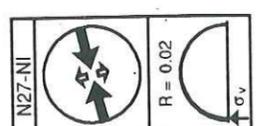
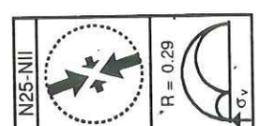
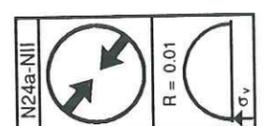
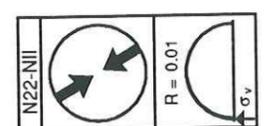
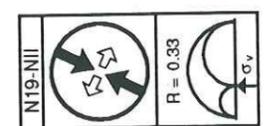
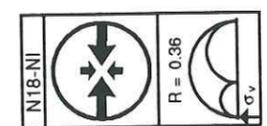
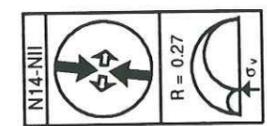
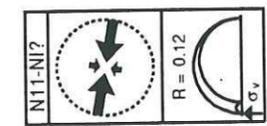
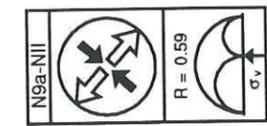
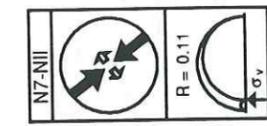
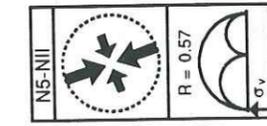
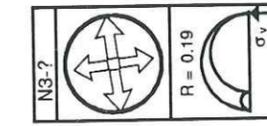
Ce catalogue permet d'avoir une information visuelle, et donc rapide sur :

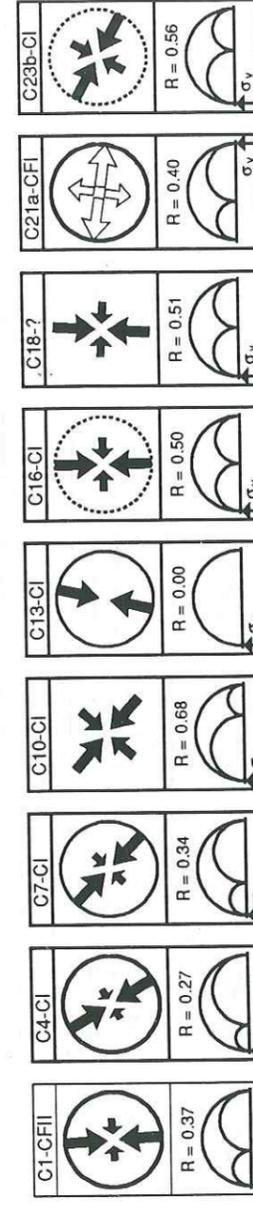
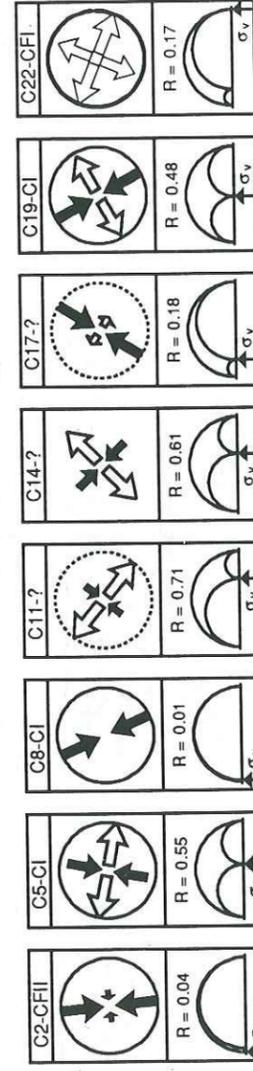
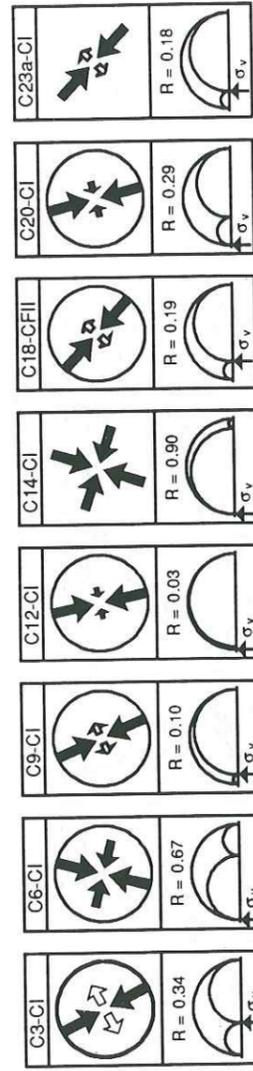
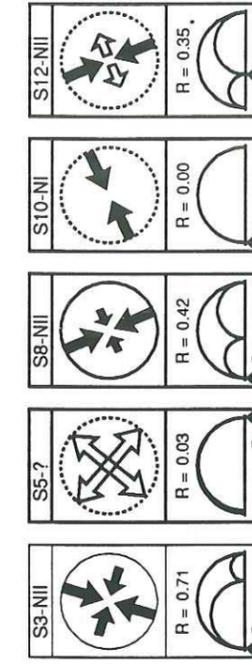
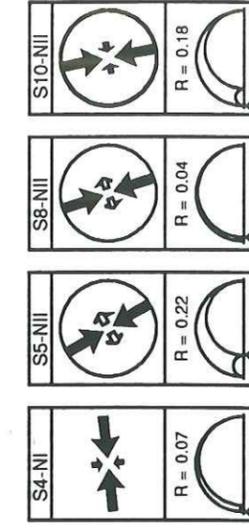
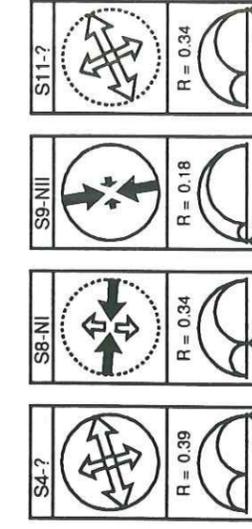
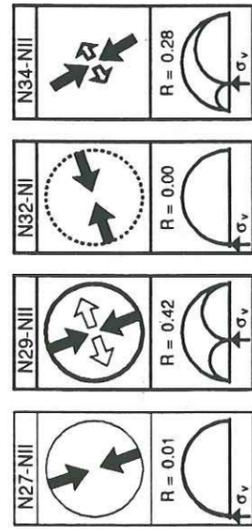
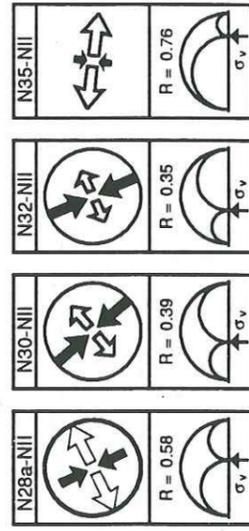
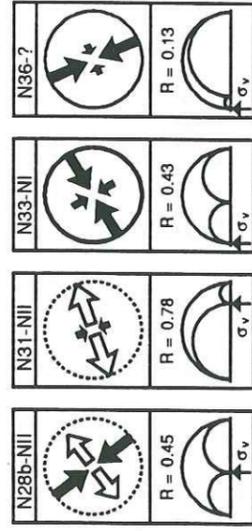
- le type de régime de contraintes (compressif ,décrochant ou extensif);

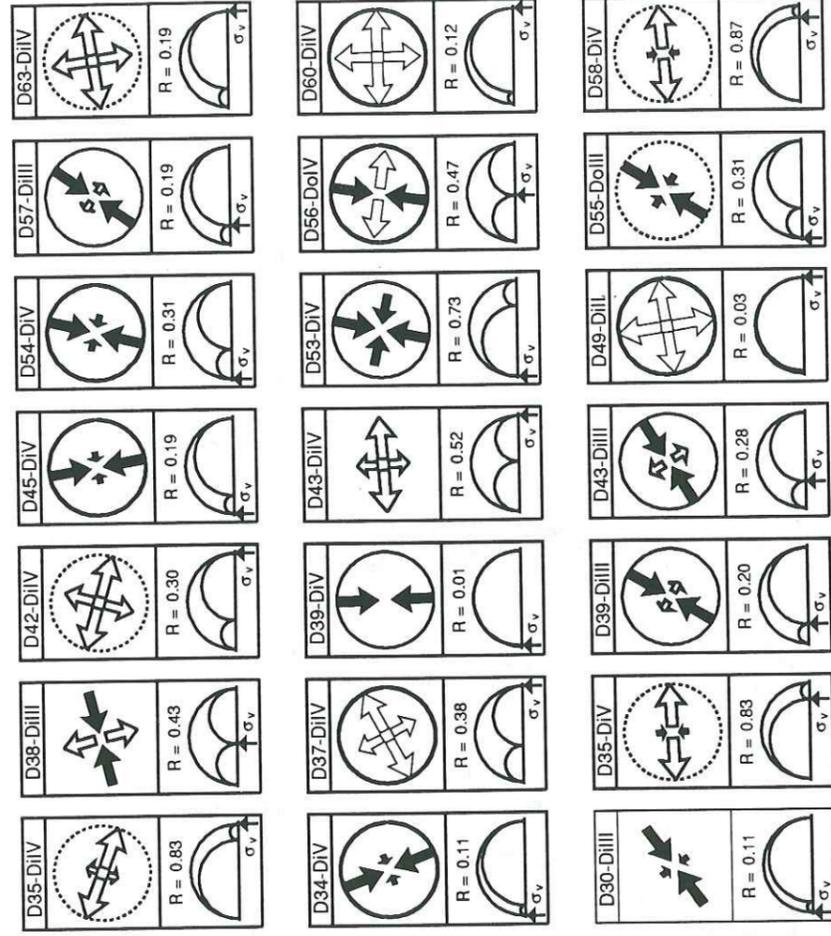
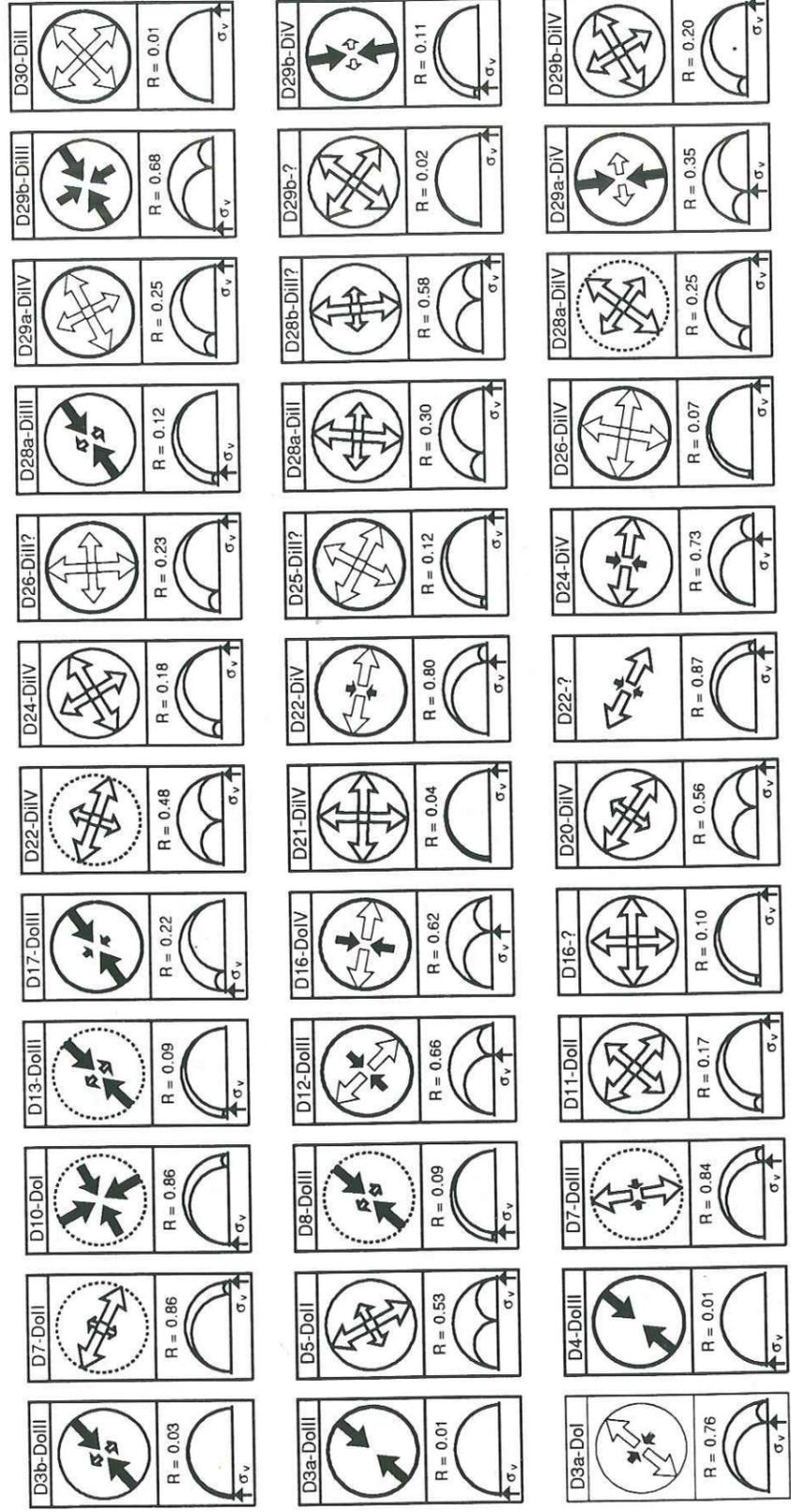
- la valeur du rapport R indiqué numériquement et graphiquement au niveau d'une représentation de Mohr;

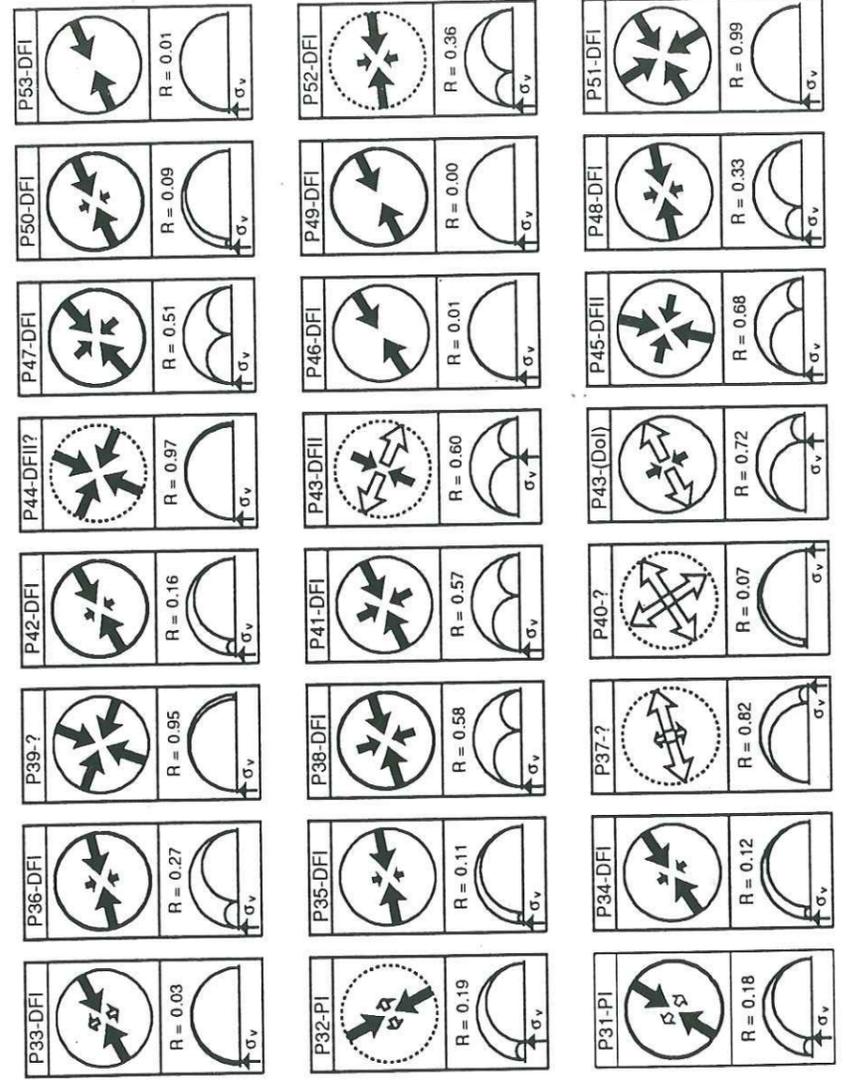
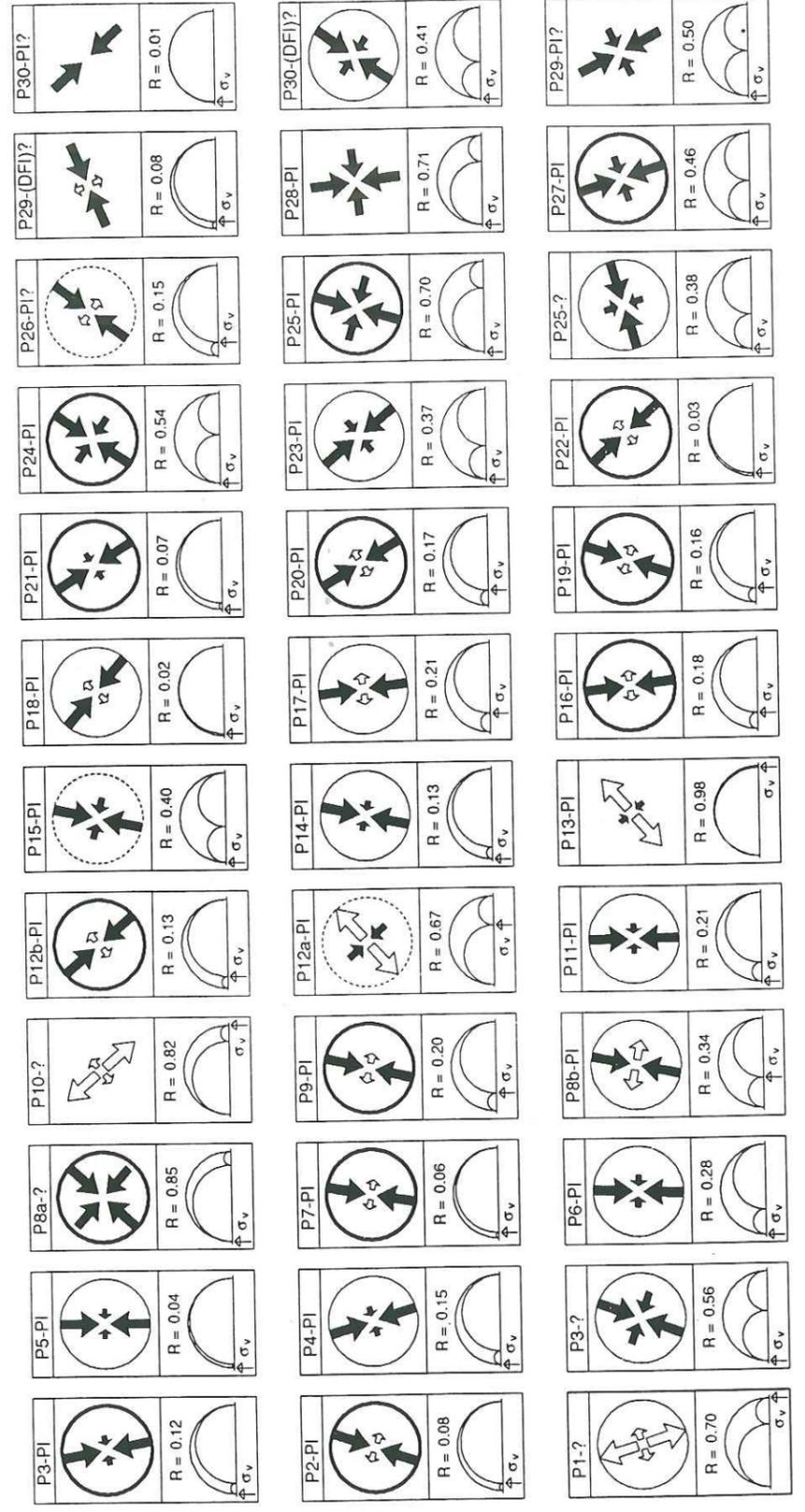
- la qualité de la solution. Celle-ci est représentée par des épaisseurs de trait différentes pour les cercles qui entourent les flèches de direction de contraintes :

- les données de bonne qualité sont en très épais continu;
- les données de qualité moyenne sont en trait continu;
- les données de qualité médiocre sont en trait pointillé;
- les données de mauvaise qualité ne sont pas entourées.









ANNEXE III

PUBLICATIONS

Les deux publications qui sont présentées dans cette annexe ont été réalisées dans le cadre de l'étude de la tectonique récente des Alpes du Sud. Elles ont pour objet l'étude de la déformation ductile superficielle et récente des évaporites triasiques situées en semelle des nappes externes des Alpes du Sud.

Mylonitic deformation of evaporites in décollements: examples from the Southern Alps, France

J. MALAVIEILLE and J. F. RITZ

Laboratoire de Tectonique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Place E. Bataillon,
34060 Montpellier Cédex, France

(Received 16 May 1988; accepted in revised form 6 January 1989)

Abstract—The ductile deformation of Triassic evaporites is described in two décollements from the Southern Alps of France (the Arc de Nice and Arc de Digne nappes). We show that deformation is not chaotic as is commonly considered: on the contrary it is commonly well organized and is consistent with progressive shearing. Typical shear structures include mylonitic foliation, stretching lineations, folds of various shapes and orientations ('a' type folds and sheath folds), asymmetrical pressure shadows composed of gypsum fibres, shear bands and boudinage. At two sites, lineation directions and analysis of shear criteria allow the kinematics of nappe emplacement to be determined. Computer modelling of pressure shadows allows deformation mechanisms and strain measurements to be determined.

The results of the analysis can be placed in the context of the regional framework of the two décollements. (1) Deformation at the Nice site corresponds to dextral wrenching on a lateral ramp of the décollement along the western limit of the Arc de Nice nappe. Deformation in the ductile fault zone is close to simple shear. (2) Deformation in the second site is associated with a ramp which affects the décollement in front of the Arc de Digne nappe.

The deformation corresponds to shearing towards the southwest, including a pure shear component. This result can be explained by taking into account the effects of the ramp geometry upon the deformation in the décollement. This shows that deformation analysis of evaporites in décollements can be used to understand the mechanisms and kinematics of nappe emplacement.

INTRODUCTION

DUCTILE shearing is commonly described at deep crustal levels, and shear criteria are now classically used in tectonic studies (e.g. Cobbold *et al.* 1987). On the other hand, studies of ductile deformation in décollements at shallow crustal levels are scarce, and associated structures are little known. Until now, only a few studies have described the structures related to the deformation of evaporitic rocks (e.g. in salt, Talbot 1979, Zack & Freund 1980, Larroque & Ansart 1985; in gypsum, Underhill 1988; and in anhydrite from a décollement, Marcoux *et al.* 1987). In the external zones of the Southern French Alps (the Arc de Digne and Arc de Nice nappes) Mesozoic cover rocks are detached from the crystalline basement and décollements are localized in Triassic levels (Goguel 1936, Fallot 1949, Fallot & Faure-Muret 1949, Ginsburg 1959, Graham 1981). Intense shearing occurred within these low strength evaporitic rocks at shallow depths (less than 1000 m, which is the maximum thickness of the cover in this area).

The purpose of this paper is first, to describe the structures associated with this deformation and to show that these structures constitute reliable kinematic indicators. In the second part of the paper, the results of the deformation analysis are discussed and applied to the Alpine regional tectonic framework of the two thrust systems.

GENERAL SETTING

The two studied sites (NS and DS, located in Fig. 1)

are situated in the Southern French Alps (Figs. 1a & b), near the southernmost part of the 'Massifs Subalpains' thrust sheets (Debelmas 1979). In this tectonic domain, Mesozoic and Cenozoic cover rocks (Triassic to Lower Oligocene) are detached from the crystalline basement (Argentera-Mercantour external crystalline massifs). The décollement is located in the Upper Triassic gypsiferous clays and evaporites (Gèze 1960). This study concentrates on the deformation of the evaporitic rocks of the décollements from two complementary tectonic contexts: the western lateral limit of the Arc de Nice thrust sheet and the front of the Arc de Digne thrust sheet (Figs. 1b & c).

The tectonic history of the Arc de Nice is divided into two main events (Gèze 1963, Bulard *et al.* 1975). The first Alpine stage corresponds to a compressional deformation which occurred in Oligocene to Aquitanian (early Miocene) time. NE-SW shortening produced NW-SE-trending folds and thrust faults in the Mesozoic cover. The second event corresponds to the Arc de Nice emplacement which occurred in late Miocene to early Pliocene time. Large displacements towards the south were induced by: (i) N-S horizontal compressive push (bulldozer effect, Malavieille 1984) caused by basal thrusting of the external crystalline massifs (Argentera-Mercantour); and (ii) gravitational sliding associated with basement uplift. Towards the front of the structure, the displacement diminishes and the detachment reaches the surface through numerous thrust faults. Recumbent ramp anticlines are associated with thrusting. Along the lateral limits of the nappe, the earlier structures linked to the first phase are strongly reorientated, thus inducing the typical curved geometry of the Arc de Nice.

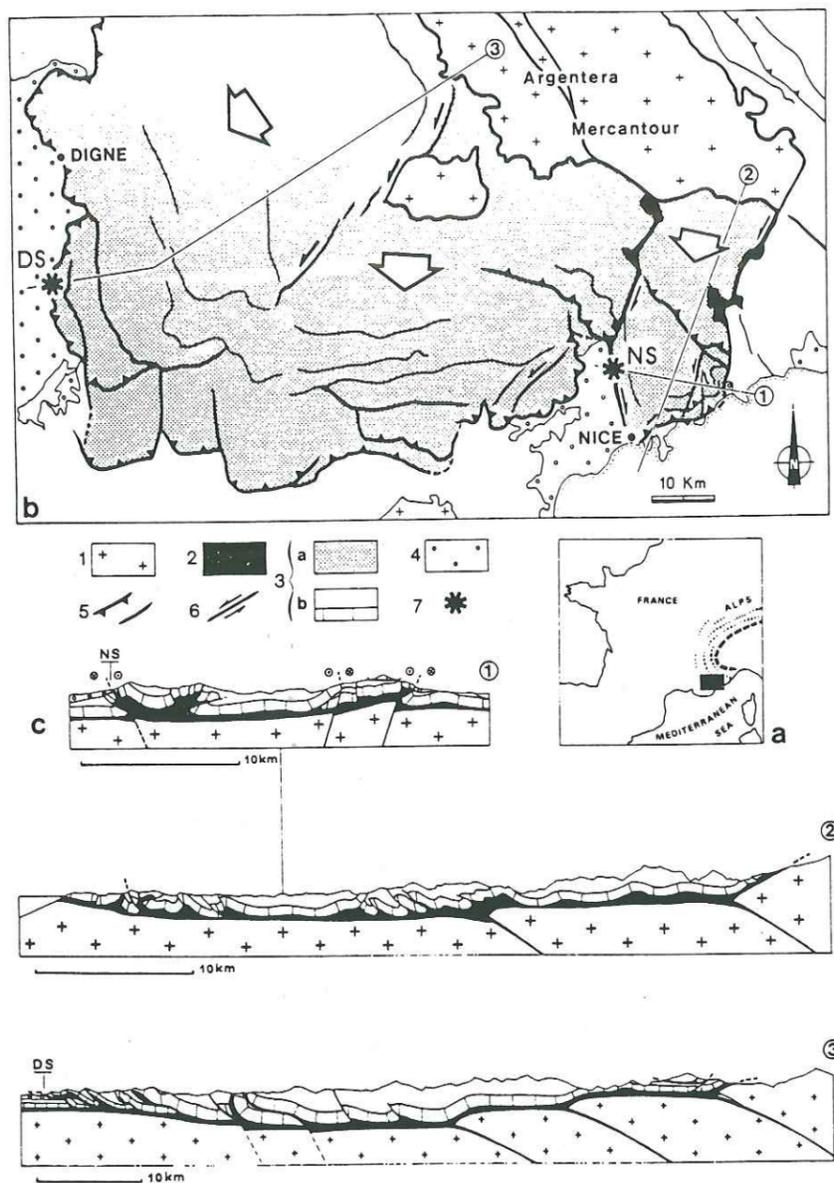


Fig. 1. (a) Location in the Alpine chain. (b) Structural sketch map of the Digne and Nice arcs. 1. Basement, 2. Triassic evaporites of the décollement level. 3a. Mesozoic and Cenozoic rocks of the detached cover (map), 3b. *idem* (cross-sections), 4. Mio-Pliocene deposits, 5. thrust faults, 6. strike-slip faults, 7. location of the two sites studied (NS and DS). (c) Cross-sections (from J. F. Ritz & P. Labaume, unpublished data), located on (b).

Laterally, the thrust system is limited by the two roughly N-S wrench fault zones, the Nice-Vésubie and the Breil-Sospel-Monaco fault systems (Fig. 1b).

Similarly to the Arc de Nice nappe, the Arc de Digne thrust sheet results in the décollement of the Mesozoic units on the Triassic layers (Lemoine 1972, Gigot *et al.* 1974). Folds and thrusts associated with wrench faults indicate NE-SW compression which occurred between the late Oligocene and Pliocene epochs.

DEFORMATION STRUCTURES IN EVAPORITIC ROCKS

The two outcrops (NS and DS on Fig. 1b) show

tectonic contacts between Mesozoic limestones, Upper Triassic evaporitic rocks and Pliocene conglomerates. They define a fault zone about 50 m thick. At NS, the deformation associated with wrench movements along the western lateral limit of the Arc de Nice (Fig. 1c, section 1) was studied at an outcrop 2 km north of the village of Castagniers. The fault is oriented N170°E and dips 60°E. DS is situated at the front of the Arc de Digne thrust system (Fig. 1c, section 3) near the village of Saint Jurs. The thrust plane corresponds to a ramp oriented N150°E and dipping 35-40°E. At both sites, the faulted Triassic sequence is mainly composed of gypsiferous-rich clays containing limestone fragments, and the deformation structures are similar.

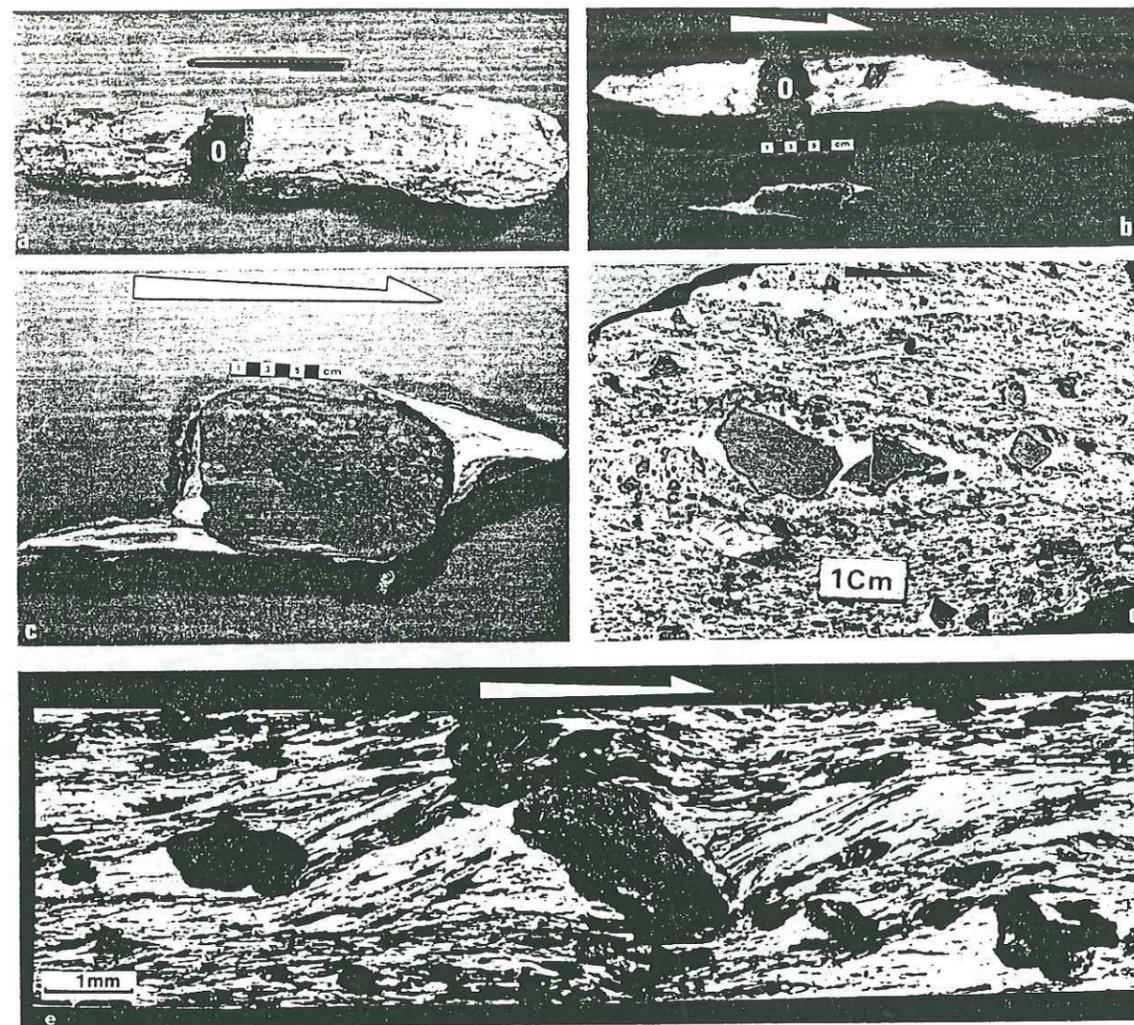


Fig. 2. Pressure shadows (Dignes site): (a) Shape of a decimetric-scale (~50 cm) pressure shadow weathered out of the exposure. The rigid particle (O) has disappeared. (b) Section of same sample showing the asymmetrical organization of gypsum fibres. The second sample (bottom) shows asymmetrical sharp gypsum pressure shadows around a nodule of red anhydrite. (c) Section of a large sandstone pebble showing very asymmetric sharp pressure shadows. (d) Mylonitic foliation in gypsiferous-rich clays from DS ($\lambda_1 \lambda_2$ plane). Note the numerous pressure shadows around the clay elements and the synthetic rotation of the two fragments of a stretched object. (e) Asymmetric pressure shadow (polarized light) around a pebble made of argillaceous sandstone (Nice site).

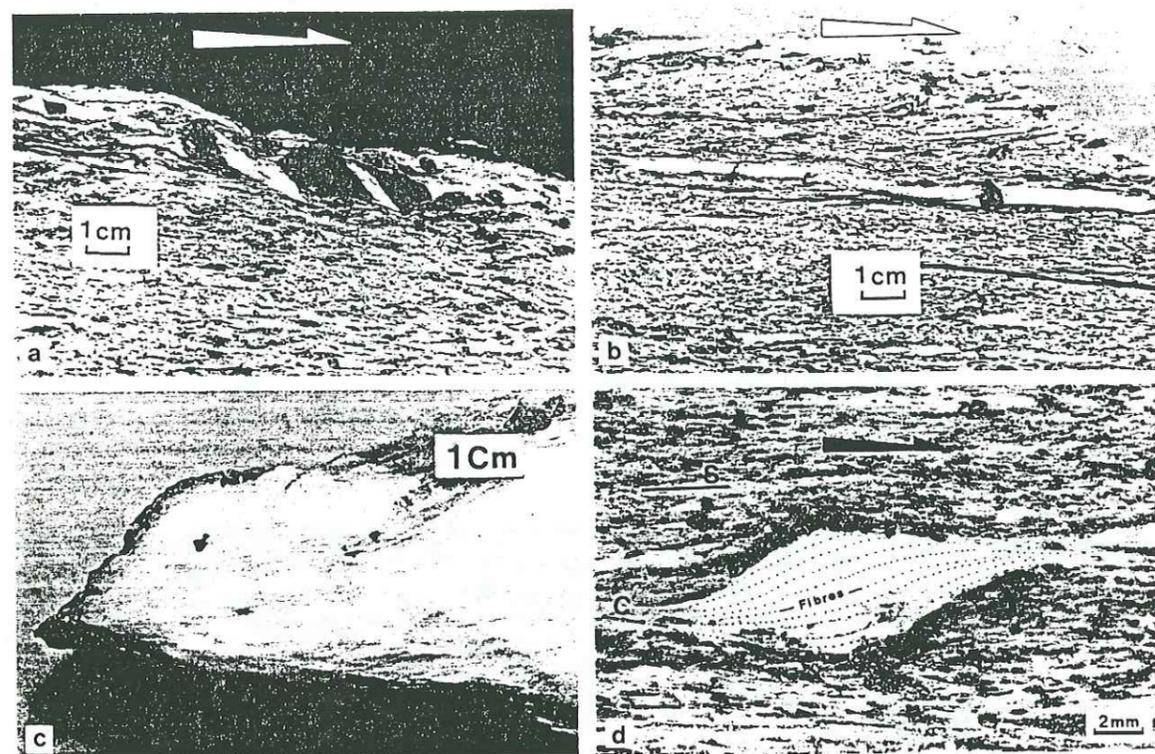


Fig. 3. Boudinage and shear bands. (a) Stretched layer of clay with gypsum fibre growth. Note the back-tilted elements of clay. (b) Boudinage of an elongate pressure shadow associated with the development of shear planes. (c) Pinch structure at the left extremity of the pressure shadow in Fig. 6(b) illustrating the boudinage of elongate pressure shadows. (d) Isolated asymmetric lens-shaped fibre packs associated with shear planes, resulting from pressure-shadow boudinage. (a) and (c) Digne site; (b) and (d) Nice site.

Foliation and lineation

In both fault zones, the initial bedding in the evaporitic rocks has been locally erased by the strong mylonitization (the term mylonitization is used to describe ductile deformation involving grain-size reduction, recrystallization and plastic deformation). The most prominent structural features are the mylonitic foliation parallel to the fault plane and the associated stretching lineation. Lineation directions are N170°E (subhorizontal) at NS, and about N070°E on planes oriented N170° and dipping 40°E at DS, and are defined by syntectonic fibrous gypsum growth in pressure shadows, boudinaged rigid inclusions and elongate nodules of red anhydrite. In places, *C* slickensides and gypsum fibres indicate localized displacement on shear surface. These slickensides are parallel to the ductile stretching of rocks.

In the following analysis, the foliation plane (*S*) is assumed to be the $\lambda_1\lambda_2$ principal plane of the strain ellipsoid and the stretching lineation (*L*) is parallel to the λ_1 axis.

Folds

Numerous folds can be observed ranging from cm- to m-scale. At the DS site, most folds are isoclinal and recumbent, with axes parallel to the lineations. Overturning is mainly towards the SSE, but sometimes towards the NNW, suggesting that the overturning was initiated by the shearing of layers oblique to the shear plane but containing the shear direction (Hugon 1982). They are sometimes refolded by gently reclined folds with the same kinematics suggesting progressive deformation.

Locally, some drag folds have developed in the mylonitic foliation. Their axes are often curved but they are roughly perpendicular to the lineation. The overturning of these folds is consistent with the shear sense determined by other criteria in the fault zone (see the following paragraphs).

Metre-scale sheath folds (Quinquis *et al.* 1978, and in evaporites Marcoux *et al.* 1987, Talbot 1979) have been observed in sections at high angle to *L*, forming eye-like structures.

Pressure shadows, boudinage and shear bands

The most spectacular structures at both sites are the pressure shadows (Fig. 2). They can be found from microscopic-scale (Fig. 2e) to decimetric-scale (the largest pressure shadow, shown in Figs. 2a & b, is more than 50 cm in length). Pressure shadows are of particular interest because they provide information about deformation geometry, local strain magnitude (minimum strain) and shear sense (Choukroune 1971, Malavieille *et al.* 1982, Ramsay & Huber 1983). Most pressure shadows developed around rigid objects in the gypsumiferous-rich Triassic clays. Rigid objects are pebbles of Triassic sandstones (Fig. 2c), nodules of red anhydrite (Fig. 2b), isolated elements of stretched and boudinaged

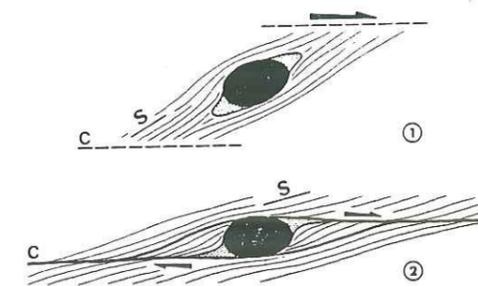


Fig. 4. Sketch showing the development of sharp asymmetrical pressure shadows at the edges of pebbles. Stage 1; pressure-shadow growth (homogeneous deformation under low strain). Stage 2; shear planes (*C*) develop and stop pressure-shadow growth, resulting in a lens-shaped geometry of the foliation (heterogeneous deformation under large strain).

dolomitic (or calcareous) layers, and more commonly fragments of dark clay (Fig. 2d). In the section perpendicular to λ_1 , no pressure shadows are visible.

There are two main morphologies. (1) Thin and sharp asymmetrical pressure shadows have developed at the edges of pebbles (Fig. 2c) or elliptical nodules of red anhydrite (Fig. 2b, lower sample). This type of pressure shadow is related to zones of local intense shear and its development seems limited by strain concentration along shear planes, which occurred early during deformation and stopped pressure-shadow growth. This setting results in the formation of a lens-shaped geometry of the foliation around the object plus pressure shadow (Fig. 4). (2) Very elongate pressure shadows that are as thick as the object, showing asymmetrical internal orientation of gypsum fibres (Figs. 2b, upper sample, & e). This type develops mainly around fragments of dark clay contained in a gypsumiferous-rich matrix. In this case, the homogeneous deformation of the matrix enables the fibres to grow, even under large strains.

There are different kinds of associations between boudinage and shear bands: (i) boudinage of argillaceous layers in which synkinematic interboudin fibre growth shows an antithetic (Fig. 3a) or synthetic (Fig. 2d) rotation of the elements relative to the shear-induced vorticity; (ii) boudinage of thin layers with development of extensional shear bands (Platt & Vissers 1980) without interboudin fibre growth; (iii) pressure-shadow boudinage and related shear bands (Fig. 3b) (these structures will be described in the following paragraph). All these structures indicate a non-coaxial strain history.

PRESSURE-SHADOW SIMULATION AND STRAIN ANALYSIS

In order to determine deformation mechanisms and strain parameters, we have applied the pressure-shadow computer modelling of Etchecopar & Malavieille (1987) to six different natural examples (three from the NS site and three from DS site), which are representative of the deformation observed in the two areas. The results are given in Table 1. The lack of pressure shadows in

Table 1. Results of pressure-shadow analysis. Deformation parameters are as follows. γ_1 : size of simple shear increments used for the modelling. γ_f : finite simple shear. K_{11} : coaxial stretch increment normal to the plane of simple shear. K_{12} : coaxial stretch increment parallel to the shear plane. K_{21} : finite coaxial stretch normal to the shear plane. K_{22} : finite coaxial stretch parallel to the shear plane

Sample	γ_1	γ_f	K_{11}	K_{12}	K_{21}	K_{22}
NS ₁	0.45	6.3	1.0	1.0	1.0	1.0
NS ₂	0.45	6.3	0.98	1.02	0.76	1.32
NS ₃	0.8	4.8	1.0	1.0	1.0	1.0
DS ₁	0.7	10.5	0.87	1.15	0.12	8.07
DS ₂	0.80	14.25	0.8	1.25	0.03	28.42
DS ₃	0.80	4.8	0.67	1.5	0.09	11.4

sections perpendicular to λ_1 suggests that deformation is close to plane strain. The deformation imposed in the model was therefore plane strain. The best fit between computed and natural pressure shadows is obtained using rigid displacement-controlled fibre models (Etchecopar & Malavieille 1987). Results of these computations are shown in Table 1. Pressure shadows from the Nice site were successfully modelled by deformation close to simple shear. Those from the Digne site, however, required significant components of coaxial deformation in addition to simple shear. These are expressed in Table 1 as stretches $(1 + e)$ normal and parallel to the plane of simple shear. Two results of the computation are illustrated in Figs. 5 and 6(a). Comparison between Figs. 2(b) and 6(a) (sample DS₁) and Figs. 5 and 2(e)

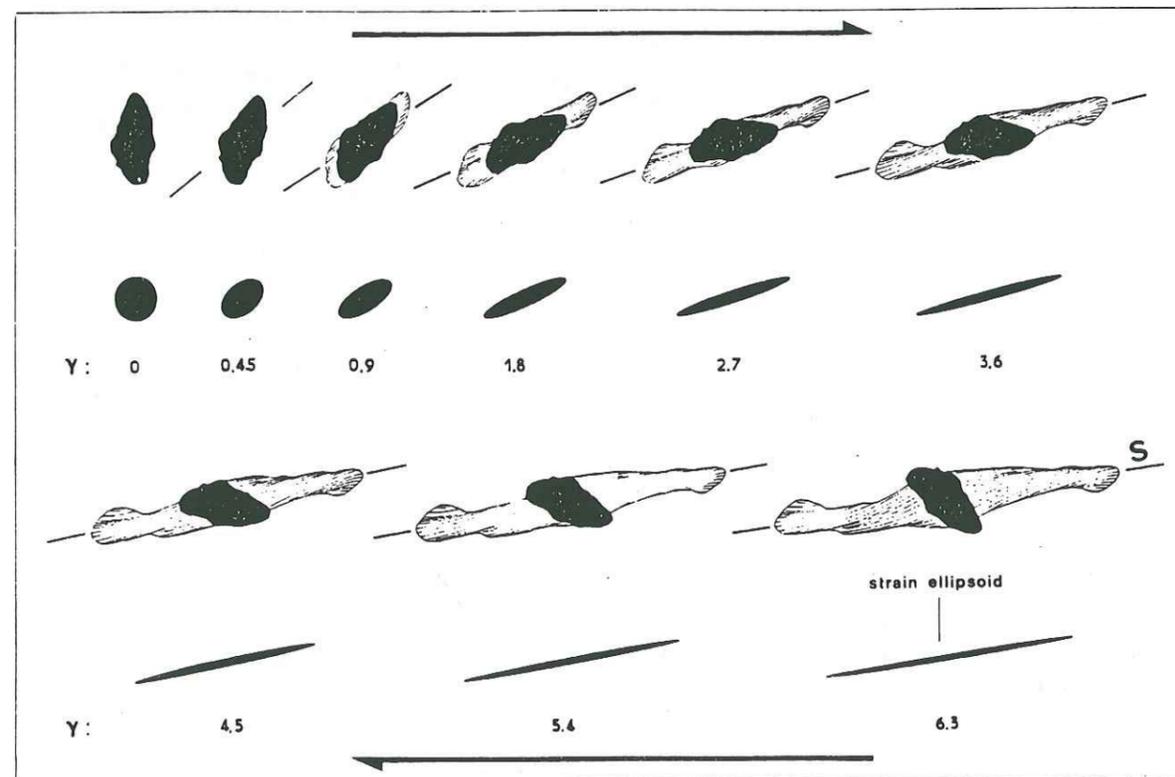


Fig. 5. Computed pressure shadow from example 1. Model parameters are rigid and displacement-controlled fibres (compare the result with the natural sample of Fig. 2e).

(sample NS₁) shows the following discrepancies between the computed and the natural examples. (1) The important differences in length between the two sides of the natural pressure shadow of sample DS₁ can be explained by the shear plane which cuts the fibres at low angle, with associated 'pinch' structure (Fig. 3c) typical of boudinage, at the top left-hand side of the pressure shadow. This suggests that these very elongate pressure shadows can be boudinaged and crosscut by shear bands which displace the stretched pressure shadow elements far away from the object. This phenomenon is common in very elongate pressure shadows (Fig. 3b). (2) In sample NS₁ the sharp terminations of the natural pressure shadow suggests that far away from the object, the fibres can be deformed. Thus, the computed model (Fig. 5) differs slightly from the natural example (Fig. 2e), because the model cannot take into account variations in the behaviour of natural pressure shadows that depend on strain conditions.

These observations raise questions about the maximum possible length of pressure shadows, and hence the maximum strain that can be indicated, in such deformation conditions. It is likely that when large strains occur, rigid pressure shadows are boudinaged and cut by shear bands which therefore limit the length. The mechanism shown in Figs. 6(b) & (c) is responsible for the initiation and development of most of the shear bands and lens-shaped fibre packs (Fig. 3d) in these mylonites. In every case, the values in Table 1 should be considered as minimum strains.

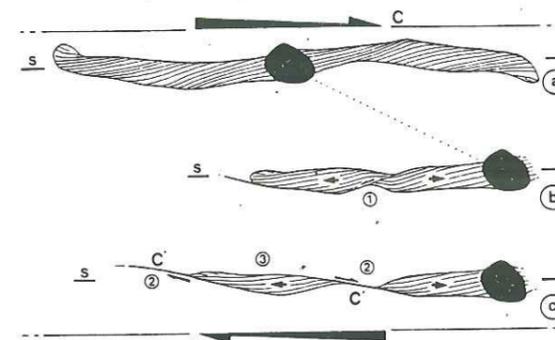


Fig. 6. (a) Computed pressure shadow of example 2 (compare the result with the natural sample of Fig. 2b). (b) and (c) Model proposed to explain the discrepancies between computed and natural pressure shadows. (b) Stretching of elongate pressure shadow induces boudinage (1) during the progressive deformation. (c) Shear planes (2) develop between the stretched elements of the pressure shadow to form isolated lens-shaped fibre packs (3) (see Fig. 3d).

DISCUSSION—CONCLUSIONS

In this paper, we have described the deformation of evaporitic rocks that constitute the décollement level of two Alpine nappes, and shown that this deformation is consistent with a progressive shearing history.

The observed structures allow determination of the finite strain and kinematics of nappe emplacement, particularly the directions and senses of shearing (or wrenching) on the décollements. At the NS site, the deformation analysis shows a dextral wrenching, indicating that a lateral ramp transforms the differential displacements between the Arc de Nice nappe and the autochthonous Mesozoic and Cenozoic sediments of the foreland. Pressure-shadow analysis suggests that the deformation was close to simple shear.

At the DS site, the deformation analysis shows that in front of the Arc de Digne nappe, thrusting occurred towards the WSW. Computer modelling of pressure shadows suggests that deformation differs significantly from simple shear and that a coaxial component is present.

This last result needs discussion. Two different explanations may be proposed to account for the coaxial component shown at DS. (1) The first explanation involves a possible extension along the λ_2 strain axis (i.e. the strain was not plane) and consequently a lateral flow of evaporitic material; but this does not agree with the observations (no pressure shadows develop in the λ_2 - λ_3 plane). (2) The second explanation (shown in Fig. 7) relates the elongation component to a plane strain deformation model in a thrust ramp system. In this case, the pure shear component is a result of the ramp geometry on the deformation in the décollement level. Thus, deformation analysis of evaporitic rocks from décollements is a very useful means of understanding the kinematics of thrust belts and nappe emplacement. Indeed, numerous décollements of various ages and tectonic contexts localize in low strength evaporitic

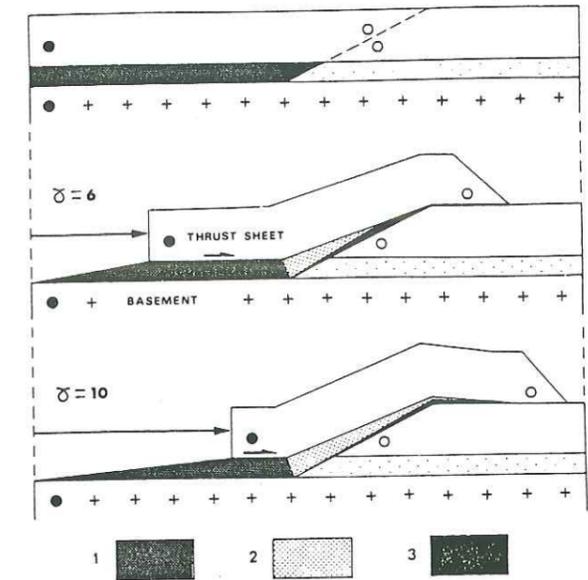


Fig. 7. Sketch showing the effects of a ramp on the deformation in the décollement. (1) Domain which underwent only simple shear; (2) domain which underwent firstly simple shear, secondly a mixed deformation regime (pure shear plus simple shear); (3) domain which underwent only the mixed regime: pure shear plus simple shear.

layers. This is particularly clear in the external zones of the Alpine chain where most of the tectonic contacts are outlined by Triassic evaporitic rocks, and several observations in different areas suggest that similar deformation structures and mechanisms occurred.

Acknowledgements—This work has been financed by the UA266 CNRS. Thanks are due to M. Mattauer and H. Philip who initiated this work and guided us to the study sites. We are grateful to A. Taboada for his help and for his enthusiastic discussions on deformation, and to J. P. Platt for fruitful improvements of the paper.

REFERENCES

- Bulard, P. F., Chamagne, B., Darbeau, G., Delteil, J., Gioan, P., Ivaldi, J. P., Laval, F., Perez, J. L. & Polveche, J. 1975. Sur la genèse et les structures de l'arc de Nice. *Bull. Soc. géol. Fr.* 17, 939-944.
- Choukroune, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations synchroniques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. géol. Fr.* 13, 257-271.
- Cobbold, P. R., Gapais, D., Means, W. D. & Treagus, S. H. (editors). 1987. *Shear Criteria in Rocks*. *J. Struct. Geol.* 9, 521-778.
- Debelmas, J. 1979. Alpes: Savoie et Dauphiné. Guides Géologiques Régionales, Masson.
- Etchecopar, A. & Malavieille, J. 1987. Computer models of pressure shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *J. Struct. Geol.* 9, 667-677.
- Fallot, P. 1949. Les chevauchements intercutanés de Roya (A.M.). *Ann. Hébert Haug. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris* 7, 161-170.
- Fallot, P. & Faure-Muret, A. 1949. Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C. r. Acad. Sci., Paris* 228, 616-619.
- Gèze, B. 1960. La genèse néogène de l'arc de Nice (A.M.). *C. r. somm. Soc. Géol. Fr.* 33-34.
- Gèze, B. 1963. Caractères structuraux de l'arc de Nice (A.M.). In: *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Mém. hors série Soc. géol. Fr.*, 289-300.
- Gigot, P., Grandjacquet, C. & Haccard, D. 1974. Evolution tectono-sédimentaire du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. géol. Fr.* 16, 128-139.

- Ginsburg, L. 1959. Etude géologique de la bordure subalpine, à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 57 (2), 1-38.
- Goguel, J. 1936. Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- Graham, R. H. 1981. Gravity sliding in the Maritime Alps. In: *Thrust and Nappe Tectonics* (edited by McClay, K. R. & Price, N. J.). *Spec. Publs geol. Soc. Lond.* 9, 335-352.
- Hugon, H. 1982. Structure et déformation du massif de Rocroi. Ardennes. Approche géométrique quantitative et expérimentale. Unpublished thèse 3ème cycle. Université de Rennes. France.
- Larroque, J. M. & Ansart, M. 1985. Les déformations liées à la tectonique distensive du bassin potassique de Mulhouse: cas du secteur minier. *Bull. Soc. géol. Fr.* 1, 837-847.
- Lemoine, M., 1972. Rythme et modalités des glissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rdsch.* 61, 975-1010.
- Malavieille, J. 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de Montagnes. *Bull. Soc. géol. Fr.* 26, 129-138.
- Malavieille, J., Etchecopar, A. & Burg, J.-P. 1982. Analyse de la géométrie des zones abritées: simulation et application à des exemples naturels. *C. r. Acad. Sci., Paris* 294, 279-284.
- Marcoux, J., Brun, J.-P., Burg, J.-P. & Ricou, L. E. 1987. Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalya, Southern Turkey). *J. Struct. Geol.* 9, 555-561.
- Platt, J. P. & Vissers, P. L. M. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2, 397-410.
- Quinquis, H., Audren, C., Brun, J. P. & Cobbold, P. R. 1978. Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature, Lond.* 273, 43-45.
- Ramay, J. G. & Huber, M. I. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology*, Vol. 1: *Strain Analysis*. Academic Press, New York.
- Talbot, C. J. 1979. Fold train in a glacier of salt in southern Iran. *J. Struct. Geol.* 1, 5-18.
- Underhill, J. R. 1988. Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in western Greece. *J. geol. Soc. Lond.* 145, 269-282.
- Zack, I. & Freund, R. 1980. Strain measurements in eastern marginal shear zones of Mount Sedom Salt Diapir, Israel. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 64, 568-581.

Effect of ramp geometry on deformation in a ductile décollement level

A. TABOADA, J. F. RITZ and J. MALAVIEILLE

Laboratoire de Tectonique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cédex 5, France

(Received 15 March 1989; accepted in revised form 30 October 1989)

Abstract—A theoretical model is presented to explain the relation between the different strain regimes in a ductile décollement level and the ramp geometry. This model accounts for a simple shear regime in the basal flat level and a less rotational and more flattening strain regime along the ramp. The model is applied to a field example where the ramp dip and the shear value on the basal flat are estimated from pressure shadow data.

INTRODUCTION

WHEN sedimentary rocks presenting high ductility contrasts are submitted to compression, deformation is characterized by thrust faults displaying a flat and ramp geometry (Boyer & Elliott 1982, Butler 1982, Mitra 1986). These thrusts propagate through competent beds (ramps), and least resistant levels (flats), following a staircase trajectory (Eisenstadt & De Paor 1987). In this paper we will focus on the deformation of a ductile layer, localized at the base of a sedimentary sequence (Fig. 1). Décollements are generally localized in weak horizons and may show a ductile deformation that affects an important thickness of plastic material (Davis & Engelder 1985). This is the case, for instance, in the external French Alps, where intense shear occurred in Triassic rocks (Gèze 1960, Lemoine 1972). Recent studies have shown that the deformation pattern in these evaporitic plastic horizons is well organized and shows structures consistent with progressive ductile shear: mylonitic foliation, stretching lineation, 'a'-type folds, sheath folds and asymmetrical pressure shadows (Marcoux *et al.* 1987, Ritz & Malavieille 1988).

Moreover, numerical simulation of pressure shadows around rigid objects included in the deformable matrix of the ductile level (Malavieille *et al.* 1982, Etchecopar & Malavieille 1987) showed that the deformation mechanism beyond the basal flat differs from simple shear (Malavieille & Ritz 1989). Deformation in the ductile horizon, where it has moved up a ramp, shows more flattening and less rotation than in the simple shear assumed for the basal flat. The model we present is consistent with the change of strain regime along the décollement, deduced from simulated pressure shadows observed in the ramp. Thus, the dip of the ramp and the shear strain on the basal flat can be calculated from pressure shadow data.

The model has been applied first, using a simple theoretical example in which the ramp dips at 45° (Fig. 1), and then for a field example. In both cases, the initial state of the plastic level is represented by a rectangular element grid which deforms with time.

FORMULATION OF THE MODEL

Lagrange variables (Germain 1986) are used to describe the kinematics of the décollement level. The displacement field in each part of the plastic level is described by linear equation (1), in which variables are referred to a local frame of reference (Fig. 2a). The different parameters are given in Table 1.

$$x(t)_i = D(t)_{ij} X(t_0)_j, \quad (1)$$

where $x(t)_i$ represents the final co-ordinates at time t of a material point, whose initial position in the undeformed state at time t_0 , is given by $X(t_0)_j$. Matrix coefficients $D(t)_{ij}$ are independent of position.

To simplify the equations, we have chosen a simple theoretical case in which the deformation of the ductile horizon satisfies the following constraints: (a) plane strain and constant area, which implies that $\text{Det} \cdot [D(t)] = 1$; and (b) homogeneous deformation in

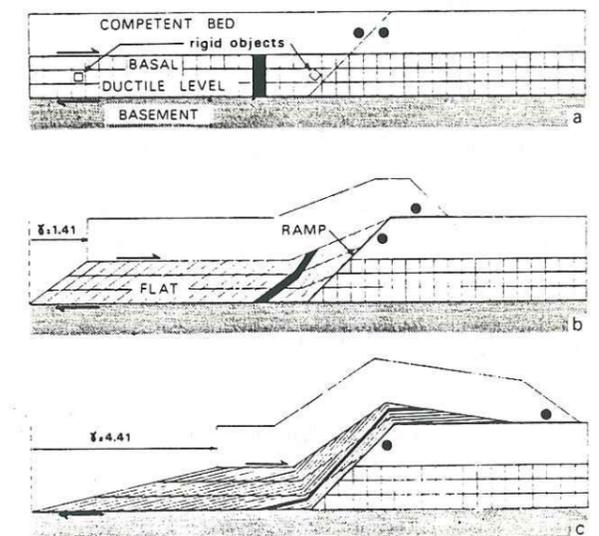


Fig. 1. Sketch showing deformation of a grid representing a ductile décollement level, for different shear values (the thickness of the basal ductile level has been exaggerated).

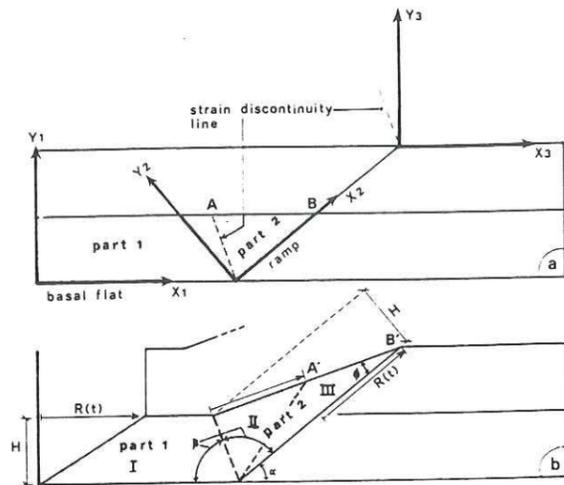


Fig. 2. Geometrical description of the décollement level. (a) Initial state (each part of the décollement is submitted to a homogeneous strain and is limited by virtual lines of strain discontinuity). (b) State at time t , where different domains can be recognized. (I) Domain that underwent only simple shear. (II) Domain that underwent firstly simple shear and then a mixed deformation regime (simultaneous pure shear and simple shear). (III) Domain that underwent only the mixed regime: pure shear and simple shear. An independent reference frame is defined for each part of the décollement. Thus (X_1, Y_1) , (X_2, Y_2) and (X_3, Y_3) are local frames of reference for the basal flat, the ramp and the second flat, respectively. H is the initial thickness of the ductile horizon and $R(t)$ is the displacement in the basal flat at time t .

the different parts of the décollement. This is consistent with observations made by Malavieille & Ritz (1989) on ductile deformation in Triassic evaporitic décollements.

In the initial basal flat we assume simple shear deformation (Fig. 2, part 1). We refer here to the model presented by Ramsay & Graham (1970) and the review by Sanderson (1982) on models of strain variation in nappes and thrust sheets, where deformation corresponds to a simple shear if there is no volume change. For this case

Table 1. Parameters

t	time
$D(t)_{ij}$	linear transformation tensor between initial and final stages
H	thickness of the ductile layer
$R(t)$	total displacement on the décollement
α	ramp angle
β	$(\pi - \alpha)/2$
$\gamma_{BF}(t)$	shear value on the basal flat at time t
$\begin{pmatrix} P_1 & P_2 \\ P_2 & P_3 \end{pmatrix}$	symmetric component of tensor D_{ij} (pure shear)
ψ	rotation angle defining the rigid body rotation component of the tensor D_{ij}
S_{max}	maximum stretch
θ_f	angle between the ramp and the greatest principal axis of the finite strain ellipse
θ_i	angle between the ramp and the greatest principal axis of the finite strain ellipse in the initial stage

$$D(t)_{11} = 1 \quad (2)$$

$$D(t)_{12} = \frac{R(t)}{H} \quad (3)$$

$$D(t)_{21} = 0 \quad (4)$$

$$D(t)_{22} = 1. \quad (5)$$

On the ramp we assume a mixed deformation regime (simultaneous simple shear and pure shear). The equations defining the transformation matrix $D(t)_{ij}$ in the ramp, can be deduced from the known initial and final co-ordinates of points A and B (Fig. 2, part 2).

$$D(t)_{11} = 1 + \gamma_{BF}(t) \cdot \sin \alpha \quad (6)$$

$$D(t)_{12} = \frac{D(t)_{11}}{\sin \alpha} - \frac{D(t)_{11}}{\tan \beta} - \frac{1}{D(t)_{11} \cdot \tan \phi} \quad (7)$$

$$D(t)_{21} = 0 \quad (8)$$

$$D(t)_{22} = \frac{1}{D(t)_{11}} \quad (9)$$

where

$$\gamma_{BF}(t) = \frac{R(t)}{H}$$

$$\tan \phi = \frac{1}{\gamma_{BF}(t) + \frac{1}{\sin \alpha} - \frac{1}{\tan \beta}}$$

$\gamma_{BF}(t)$ is the shear strain on the basal flat at time t , H is the initial thickness of the décollement level and $R(t)$ is the displacement in the basal flat at time t (Fig. 2b).

We assume that the magnitude of the total displacement along the décollement is equal to the displacement in the basal flat, $R(t)$ (Fig. 2b). This condition fits many ramp flat structures as shown by Chapman & Williams (1984). Nevertheless, this paper does not attempt to describe the deformation regime, outside the ductile level.

We also assume that there is no slip between the ductile level and rigid adjacent levels, and no gradual transition from the flat strain regime to the ramp strain regime (Fig. 2). This simplifies the problem: a transitional regime could be calculated but it would not change the main results of the study.

The results will be discussed in terms of different strain parameters related to the greatest principal axis of the strain ellipse. Therefore it is convenient to subdivide the homogeneous transformation between the initial and the final stages into a rigid-body rotation and a pure strain (Germain 1986):

$$\begin{pmatrix} D_{11} & D_{12} \\ 0 & D_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_1 & P_2 \\ P_2 & P_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} +\cos \psi & \sin \psi \\ -\sin \psi & \cos \psi \end{pmatrix}, \quad (10)$$

where

$$\tan \psi = \frac{D_{12}}{D_{11} + D_{22}} \quad (11)$$

$$P_3 = D_{22} \cdot \cos \psi \quad (12)$$

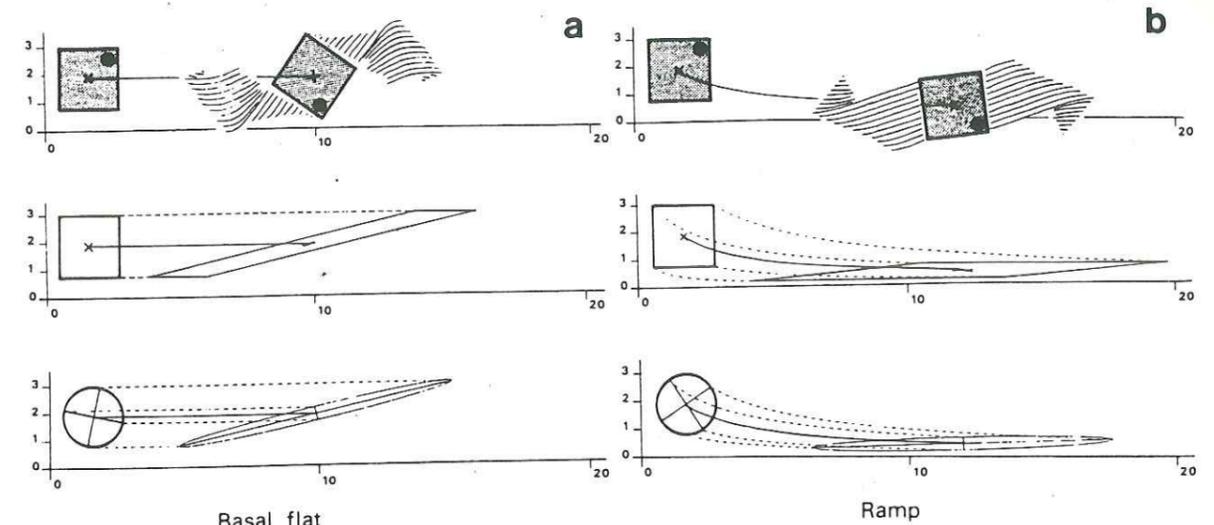


Fig. 3. Deformation paths and finite strains of rigid objects and matrix elements with respect to a local reference frame, the origin of which coincides with a material point in the matrix. Finite shear value on the basal flat is $\gamma_{BF} = 4.41$. Comparison between the flat (a) and the ramp (b). Top: pressure shadows around square rigid object. Middle: deformation of a square element in a ductile matrix. Bottom: strain ellipse and deformation path of finite principal axes.

$$P_2 = P_3 \cdot \tan \psi \quad (13)$$

$$P_1 = \frac{(D_{11} + P_2 \cdot \sin \psi)}{\cos \psi} \quad (14)$$

The strain parameters considered in this study are as follows.

The maximum stretch

$$S_{max} = \frac{P_1 + P_3 + \sqrt{(P_1 + P_3)^2 + 4(P_2^2 - P_1 P_3)}}{2} \quad (15)$$

The angle between the ramp and the greatest principal axis of the finite strain ellipse

$$\theta_f = \arctan \left(\frac{S_{max} - P_1}{P_2} \right) \quad (16)$$

The angle between the ramp and the greatest principal axis of the strain ellipse in the initial state θ_i (anticlockwise angles for θ_i and θ_f are defined as positive).

The clockwise rotation of the greatest principal axis of the strain ellipse

$$\psi = \theta_i - \theta_f. \quad (17)$$

RESULTS

To illustrate the different deformation paths, pressure shadows around rigid objects have been simulated for the ramp geometry represented in Fig. 1. We have considered two square objects localized, respectively, near the future ramp and in the initial flat (Fig. 1a), at time $t = 0$. These two objects are submitted to different homogeneous strain histories. The finite shear value on

the basal flat is $\gamma_{BF} = 4.41$ (Fig. 1c). The case of an object undergoing a combination of the two histories (domain II in Fig. 2b) is omitted in order to simplify the results.

The comparison between the deformation path on the ramp and in the initial flat is represented in Fig. 3. The pressure shadows around the object submitted to ramp deformation (Fig. 3b, top) are more elongated and indicate less rotation than those of the object submitted to simple shear (basal flat deformation) (Fig. 3a, top).

The finite strain ellipses show the difference in rotation and flattening in the matrix between the two deformation regimes (Fig. 3, bottom). The stretch S_{max} and rotation ψ of the greatest principal axis are $S_{max} = 4.98$ and $\psi = 32.7^\circ$ for the ramp deformation, whereas $S_{max} = 4.63$ and $\psi = 65.6^\circ$ for the basal flat deformation.

We can extend these results by calculating the parameters defined previously (ψ , S_{max} , θ_i , θ_f) as a function of the dip of the ramp α , at different times (Fig. 4). Thus the rotation ψ of the greatest principal axis is strongly dependent on the ramp dip α and tends asymptotically with time to $\psi = 90^\circ - \alpha$. For small dips, the rotation angle increases rapidly with time; for steeper angles, rotation increases smoothly with time and can be antithetic with respect to the shear sense (Fig. 4a). The stretch S_{max} of the principal axis is slightly higher for steep dip angles than for low dip angles. Moreover, its rate of change, $\partial S_{max} / \partial t$, increases with time (Fig. 4b). The parameter θ_i varies in an almost linear way with respect to the dip α and its behaviour is similar to that of the rotation ψ as time increases (Fig. 4c). On Fig. 4(d) it is shown that θ_f is maximum and equal to 45° for $\alpha = 0$ and $t = \Delta t$ (simple shear case), and decreases with α . Thus, the ellipse becomes parallel to the ramp as time increases.

APPLICATION OF THE MODEL

One of the possible applications of the model is the determination of the ramp dip and the shear value on the basal flat from pressure shadow data. These results can constrain the construction of cross-sections. To illustrate this, we have chosen a field example of a décollement situated in front of the arc de Digne nappe (Southern Alps of France), for which data on numerical simulation of pressure shadows are available (Malavielle & Ritz 1989). The finite coaxial stretch parallel to the shear plane and the finite shear given from the best sample of that study are, respectively, $Kf_2 = 8.07$ and $\gamma_f = 10.5$ (these parameters are equivalent to parameters $D(t)_{11}$ and $D(t)_{12}$ of the transformation matrix in equation 1). These values are used to determine the dip of the ramp. In Fig. 5, the parameters $D(t)_{11}$ (Fig. 5a) and $D(t)_{12}$ (Fig.

5b) have been calculated as a function of the dip of the ramp α and the time t . Horizontal lines representing the field values were plotted. The ramp angle is chosen in order to explain the field values for a fixed period of time. For this experimental case $\alpha = 34^\circ$ and $t = 12.9$. The value of the shear strain on the basal flat is given by the intersection between the curve $D(t = 12.9)_{12}$ and the vertical axis $\alpha = 0$. For this case $\gamma_{BF} = 12.9$. This value has been imposed to a ductile level whose thickness in the basal flat ($H = 200$ m) (Fig. 6a) was estimated from stratigraphic data (geological map of the area) (Kerkhove & Roux 1974). The ramp geometry was taken from the geological cross-section, which itself takes into account the ramp angle previously deduced (Fig. 6c).

The theoretical values for the total displacement $\gamma_{BF} \cdot H_{(nat)} = 2.6$ km, and for the thickness of the ductile level in the outcrop (75 m) (Fig. 6b), are quite consistent

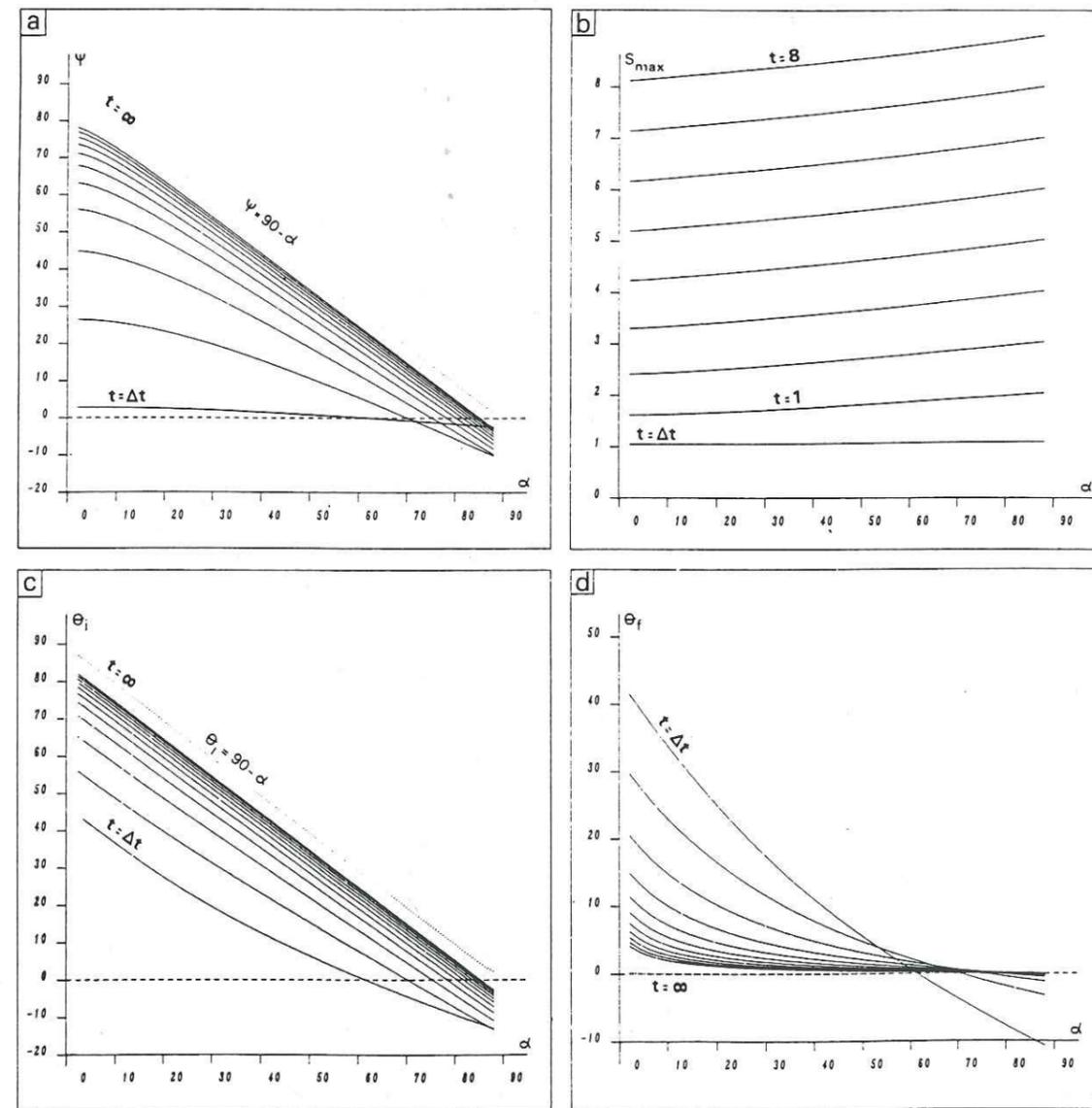


Fig. 4. Strain parameters (ψ , S_{max} , θ_i and θ_f) as a function of the dip of the ramp α at different times. The shear value per time unit is equal to 1 on the basal flat.

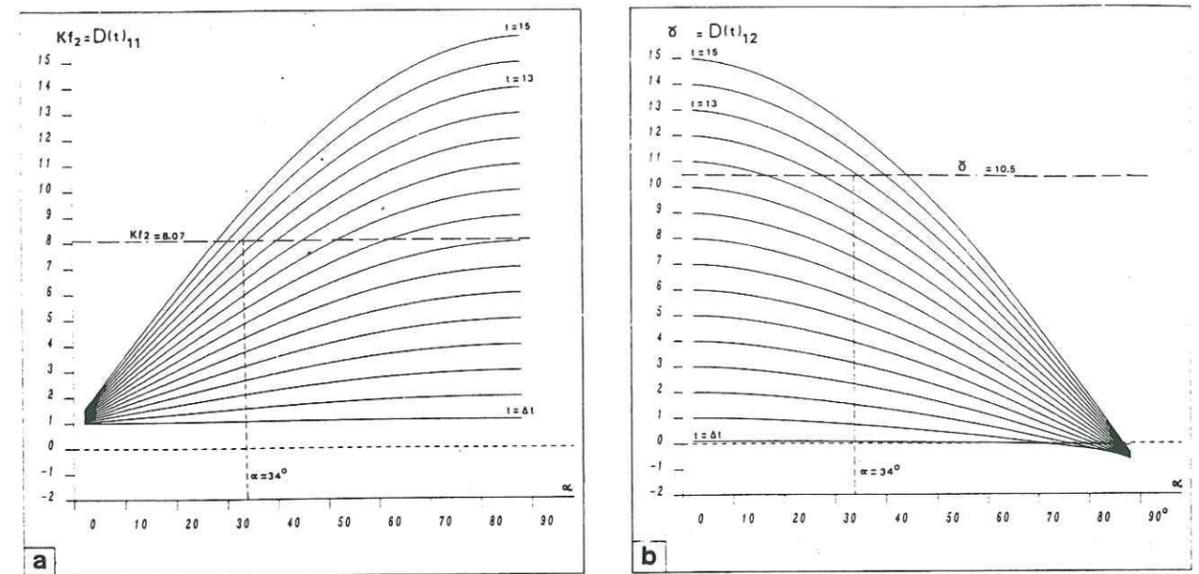


Fig. 5. Deformation parameters as a function of the dip of the ramp and time. (a) Finite coaxial stretch parallel to the shear plane; (b) finite shear. The shear value per time unit is equal to 1 on the basal flat. For the field example, the deformation parameters on the first part and the second part of the ramp are equal (Fig. 6). This condition is satisfied since the dip of the first part and the second part of the ramp are equal.

with geological data and field values (2.5 km and 50 m, respectively).

CONCLUSION

This simple theoretical kinematic model is based upon field observations which indicate that the deformation of a ductile décollement level beyond the basal flat shows

more flattening and less rotation than in the simple shear case (deformation mechanism assumed in the basal flat) (Malavielle & Ritz 1989). It also makes it possible to estimate the dip of the ramp and the shear value on the basal flat from numerical simulation of observed pressure shadows. Moreover, the total displacement on the décollement can be estimated if the thickness of the ductile level is known, though it is probably underestimated since discontinuous deformation can occur in

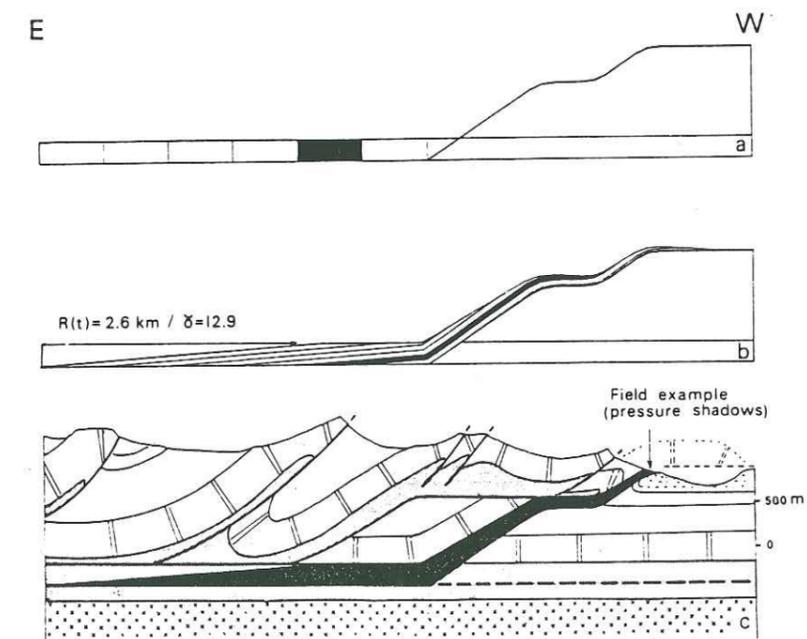


Fig. 6. Application of the model to a field example. (a) Rectangular element grid representing the initial state of the décollement level in the Triassic evaporites. (b) Finite state after imposing parameters deduced from pressure shadow data and stratigraphy. (c) Geological cross-section (after Malavielle & Ritz 1989).

addition to ductile deformation. These results can be taken into account for the construction of balanced cross-sections.

Finally, in the case where the ramp directly joins the surface from the initial flat, we can suggest that the diminution of the thickness of the plastic level is one of the factors limiting slip on the ramp.

Acknowledgements—This work has been financed by the U.R.A. 1371 CNRS.

REFERENCES

- Boyer, S. E. & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *Am. Ass. Petrol. Geol.* **66**, 1196–1230.
- Butler, R. W. H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.* **4**, 239–245.
- Chapman, T. J. & Williams, G. D. 1984. Displacement-distance methods in the analysis of fold-thrust structures and linked fault systems. *J. geol. Soc. Lond.* **141**, 121–128.
- Davis, D. M. & Engelder, T. 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* **119**, 67–88.
- Eisenstadt, G. & De Paor, D. G. 1987. Alternative model of thrust-fault propagation. *Geology* **15**, 630–633.
- Etchecopar, A. & Malavielle, J. 1987. Computer models of pressure-shadows: a method for strain measurement and shear-sense determination. *J. Struct. Geol.* **9**, 667–677.
- Germain, P. 1986. Mécanique Tome 1. École Polytechnique. *Ellipses*.
- Gèze, B. 1960. La genèse néogène de l'arc de Nice (Alpes Maritimes). *C.r. somm. Soc. Géol. Fr.*, 33–34.
- Kerckhove, C. & Roux, M. 1974. Carte géologique de la France à 1/50,000. Moustiers-Ste-Marie, XXXIV-42. *B.R.G.M.*
- Lemoine, M. 1972. Rythmes et modalités de glissement superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rdsch.* **61**, 975–1010.
- Malavielle, J., Etchecopar, A. & Burg, J. P. 1982. Analyse de la géométrie des zones abritées: simulation et application à des exemples naturels. *C.r. Acad. Sci., Paris* **294**, 279–284.
- Malavielle, J. & Ritz, J. F. 1989. Mylonitic deformation of evaporites in décollements: examples from the Southern Alps in France. *J. Struct. Geol.* **11**, 583–590.
- Marcoux, J., Brun, J.-P., Burg, J.-P. & Ricou, L. E. 1987. Shear structures in anhydrite at the base of thrust sheets (Antalya, Southern Turkey). *J. Struct. Geol.* **9**, 555–561.
- Mitra, S. 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **70**, 1087–1112.
- Ramsay, J. G. & Graham, R. H. 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.* **7**, 786–813.
- Ritz, J. F. & Malavielle, J. 1988. Déformation des évaporites triasiques associées à la mise en place de diverses nappes alpines. *12ème R.S.T., Lille Soc. Géol. Fr.*, Paris, 116.
- Sanderson, D. J. 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* **88**, 201–233.

BIBLIOGRAPHIE

- Anderson E.M. - 1951 - The dynamics of faulting. *Oliver and Boyd edit.* Edinburgh.
- Angelier J. & Goguel J. - 1979 - Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de faille. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **288**, série D, 307-310.
- Anglada R. & Colomb E. - 1967 - Précisions tectoniques sur le flanc sud de l'anticlinal du grand Lubéron (Vaucluse). *B.S.G.F.*, **7**, IX, 596-599.
- Armijo R. & Cisternas A. - 1978 - Un problème inverse en microtectonique cassante. *C.R.Acad.Sc. Paris*, **287**, 595-598.
- Armijo R., Carey E. and Cisternas A. - 1982 - The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, **82**, 145-160.
- Arlhac P., Rousset C. - 1978 - Structures subalpines dans le bassin de Sasse (Alpes de Haute-Provence) *C.R.Acad.Sci. Paris*, **268**, Série D, 261-264.
- Arlhac P., Rousset C. - 1979 - La nappe de Digne près de Gap (Hautes Alpes) : sa place dans les Alpes externes françaises. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **288**, Série D, 47-50.
- 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 plateforme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pét.*, **27**, 715-732.
- Arthaud F., Ogier P. et Séguret M. - 1981 - Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. B.R.G.M.*, **1**, n°3.
- Barfety J.C., Gidon M. et Kerckhove C. - 1968 - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R.Acad.Sci. Paris*, **267**, 394-397.
- Beaudoin B, Campredon R., Franco M., Giannerini G., Gigot P., Grandjacquet C., Haccard D., Lanteaume M., Spini H. et Tapoul J.F. - 1977 - Age et modalités de plissement des chaînes subalpines méridionales. *5ème R.S.T.*, Rennes.

- Bellon H. & Brousse R. - 1971 - L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 272, série D, 3109-3111.
- Bergerat F. - 1987 - Paléo-champs de contraintes dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. *B.S.G.F.*, 8, III, 611-620.
- Bethoux N., Cattaneo M., Delpech P.Y., Eva C. et Rehault J.P. - 1988 - Mécanismes aux foyers de séismes en mer ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 307, II, 71-78.
- Blès J.L. & Feuga B. - 1981 - La fracturation des roches. Manuels et Méthodes n°1. *B. R. G. M.*, Orléans, 123 p.
- Bocquet J., Delaloye M., Hunziker J.C. and Krummenacher D. - 1974 - K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphibole, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 7-26.
- Bossolasco M., Cicconi G., Eva C. et Pascale V. - 1972 - La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sino-tettonica delle Alpi Maritime ed Occidentali et del Mar Ligure. *Riv. It. Geofis.*, 21, 5-6, 229-247.
- Bott M.H.P. - 1959 - The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, Cambridge, 96, 2, 109-117.
- Bulard P.F., Chamagne B., Dardeau G., Delteil J., Gioan P., Ivaldi J.P., Laval F., Pérez J.L. et Polveche J. - 1975 - Sur la genèse et les structures de l'Arc de Nice. *B.S.G.F.*, 17, 939-944.
- Burrus J. - 1984 - Contribution to geodynamic synthesis of the provençal basin (north-western Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55, 247-269.
- Byerlee J.D. - 1978 - Friction of rocks. *Pure & Appl. Geoph.*, 116, 4/5, 615-626.
- Campredon R., Franco M., Giannerini G., Gigot P., Irr F., Lanteaume M., Spini H. et Tapoul J.F. - 1977 - Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (chaînes subalpines méridionales). *C.R.Somm.Soc.Géol.Fr.*, 2, 75-77.
- Campredon R., Franco M., Giannerini G., Spini H. et Tapoul J.F. - 1977 - Analyse structurale du chaînon du Férion, son importance dans la Genèse de l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes). *Géologie Méditerranéenne*, VI, n° 4, 435-438.

- Campredon R. & Giannerini G. - 1982 - Le synclinal de Saint Autonin (Arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales). Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine*, 58, 15-20.
- Carey E. - 1976 - Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. *Thèse de Doctorat*, Univ. Paris XI, 138 p.
- Carey E. - 1979 - Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, 1, 57-66.
- Casagrande Fioretti L. - 1985 - Evolution tectono-sédimentaire post-éocène de la bordure ouest du massif des Baronnies et du massif de Suzette (Chaînes subalpines des Baronnies). *Thèse de Doctorat*, Univ. Paris XI, 214 p.
- Chenevas-Paule F. - 1987 - Contribution de l'analyse structurale à l'étude des fondations de barrages. Exemples de sites calcaires dans le Sud-Est de la France. *Thèse de Doctorat de l'Université de Provence*, 258 p.
- Chopin C. & Monié P. - 1984 - A unique magnesio-chloritoid bearing high-pressure assemblage from the Monte Rosa. Western Alps : petrologic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 388-398.
- Clauzon G. - 1972 - Sur la présence d'une brèche syntectonique d'âge miocène supérieur sur le flanc sud du Petit Lubéron (Vaucluse). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 273, 1963-1966.
- Clauzon G. - 1975 - Tectonique sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes de Haute Provence). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 280, 2433-2436.
- Clauzon G. - 1975 - Genèse et évolution du front subalpin entre la Cagne et le Var (extrémité orientale de l'Arc de Castellane, Alpes Maritimes). Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en Provence, *C.E.G.E.R.M.*, V, 73-80.
- Clauzon G. - 1982 - Orognèse, évolution géodynamique et morphogénèse d'une montagne provençale et de son piémont : l'exemple du Lubéron (Vaucluse). *In Colloque "Montagnes et Piémonts"*.

- Clauzon G., Aguilar J.P. et Michaux J. - 1987 - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 M.A. au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France) Réunions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 305, II, 133-137.
- Combes P. - 1984 - La tectonique récente de la provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *These de Doctorat*, Strasbourg, 182 p.
- Cornet F.H. & Burlet D. - 1991 - Eight regional stress determinations in France by hydraulic tests in boreholes. *Soumis à J. Geoph. Research*.
- Dardeau G. - 1983 - Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice, 390 p.
- Dardeau G. - 1984 - Les mouvements de distension jurassique sur la marge européenne de la Téthys, d'après les éléments recueillis dans les Alpes Maritimes (France). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 299, II, n°5, 203-206.
- Dardeau G. - 1987 - Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes Maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Téthys. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 305, II, 483-486.
- Debats J.M., Gamond J.F., Lagabrielle R. et Tapponnier P. - 1972 - Un exemple de superposition de deux phases de plissements dans les chaînes subalpines de la région de Digne. *Géol. Alpine*, 48, 2, 179-185.
- Debelmas J. - 1953 - les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale, entre Vallouise et Guillestre (Hautes Alpes). *Mém. Carte Géol. Fr.*, 171 p.
- De Graciansky P.C. - 1972 - Le bassin tertiaire de Barème (Alpes de Haute Provence) : relation entre déformation et sédimentation. Chronologie des plissements. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 275, 2825-2828.

- De Graciansky P.C., Arnaud H., Busnardo R., Dardeau G., Gerlier A., Lemoine M., Mascle G. et Philip J. - 1987 - "Rifting" et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises: un écho à l'ouverture du Golfe de Gascogne. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 305, II, 711-713.
- Delpech P.Y. - 1988 - Rifting jurassique de la marge Nord-Téthysienne au niveau du dôme de Barrot (Alpes Occidentales françaises). *Thèse de Doctorat*, Université Paris VI, 209 p.
- Dubar M. & Perez J.L. - 1989 - Néotectonique quaternaire en bordure de l'Arc subalpin de Nice. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 308, II, 1485-1490.
- Dubois P. - 1966 - Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence Occidentale. *B.S.G.F.*, 7, VIII, 793-801.
- Dubois P. & 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, 181-184.
- Etchecopar A., Vasseur G. and Daignières M. - 1981 - An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3 (1), 51-65.
- Etchecopar A. - 1984 - Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). *Thèse d'Etat*, Montpellier, 270 p.
- Etchecopar A. & Mattauer M. - 1988 - Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *B.S.G.F.*, 8 (IV, 2), 289-302.
- Fréchet J. - 1978 - Séismicité du Sud Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. *Thèse de Doctorat*, Université de Grenoble.
- Froidevaux C., Paquin C. and Souriau M. - 1980 - Tectonic stress in France : in situ measurements with a flat jack. *J. Geophys. Res.*, 85, 6342-6346.
- Gephart J.W. & Forsyth D.W. - 1984 - An improved for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data : an application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, B89, 9305-9320.
- Gèze B. - 1960a - La Génèse néogène de l'Arc de Nice (Alpes Maritimes). *C.R.Somm. S.G.F.*, 33-34.

- Gèze B. - 1960c - Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice (Alpes Maritimes). *C.R.Acad.Sci. Paris*, 250, 1875-1877.
- Gèze B. - 1963 - Caractères structuraux de l'Arc de Nice (Alpes Maritimes). In Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, *Mém. h. s. Soc. Géol. Fr.*, II, 289-300.
- Giannerini G., Gigot P. et Campredon R. - 1977 - Le tertiaire de la Roque-Esclapon (front sud de l'arc de Castellane) : la superposition de deux déformations synsédimentaires oligocène et miocène et des bassins sédimentaires associés. *Bull. B.R.G.M.*, section 1, 3, 179-188.
- Giannerini G. - 1980-1981 - Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : Relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. *Bull. du B.R.G.M.* (deuxième série) section 1, 1, 43-67.
- Gigot P., Grandjacquet et Haccard D. - 1974 - Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *B.S.G.F.*, 16, 128-139.
- Gigot P., Gubler Y. et Haccard D. - 1975 - Relations entre sédimentation et tectonique (en compression et en extension) : exemple pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence. *IXème Congrès international de sédimentologie*, Nice.
- Goguel J. - 1936 - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Sev. Carte Géol.*, 4, 360 p., 1 pl., 1 carte.
- Graham R.H. - 1981 - Gravity sliding in the Maritime Alps. Thrust and Nappes tectonics. *The Geological Society of London*.
- Granier Th. - 1986 - Initiation, évolution et amortissement des failles en domaine fragile. *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier II, 224 p.
- Greiner G. - 1975 - In situ stress measurements in South West Germany. *Tectonophysics*, 29, 265-274.
- Greiner G. & Lohr J. - 1980 - Tectonic stresses in the Northern Foreland of the alpine system, measurements and interpretation. *Rock Mechanics Suppl.*, 9, 5-15.

- Guiraud M., Laborde O. and Philip H. - 1989 - Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, 170, 289-316.
- Hoang-Trong P., Haessler H., Holl J.M. et Legros Y. - 1987 - L'essai sismique (oct.83-jan.84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes Maritimes) : activité récente d'un ancien système de failles conjuguées? *C.R.Acad.Sci. Paris*, 304, 419-424.
- Hoang-Trong P. & Herquel G. - 1990 - Note préliminaire sur le séisme du 26 Décembre 1989 en Méditerranée au large de la Côte d'Azur. *Note du Bureau Central Sismologique Français*.
- Huang Q. - 1987 - Modélisation géométrique et dynamique de la fracturation. Application à la région de Sisteron et au Golfe de Suez. *Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI*, 270 p.
- Hunziker J.C. - 1970 - Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral Univ. Padova*, 31, 55 p.
- Iaworsky G., Le Calvez Y. et Guerin J.M. - 1973 - Précisions sur l'âge de la Néotectonique qui a affecté les poudingues pliocènes du Var à Nice (A.M.). *C.R.Acad. Sci., Paris*, 277, 909-911.
- Irr F. - 1984 - Paléoenvironnements et évolution géodynamiques néogènes et quaternaires de la bordure Nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléo-marge Liguro-Provençale. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice.
- Jaeger J.C. & Cook N.G.W. - 1979 - Fundamentals of Rocks Mechanics. *Chapman and Hall*, London, 3rd ed., 593 p.
- Jorda M. - 1982 - La tectonique plio-quaternaire des préalpes de Digne et ses prolongements récents. L'enseignement des hautes nappes alluviales. In *Colloque "Le Villafranchien méditerranéen"*, vol.2, Lille, 425-439.
- Julian M. & Rossi G. - 1971 - Recherches géomorphologiques dans la région de Sospel (Alpes Maritimes). *Extrait de la Revue de Géographie Alpine*, LIX, fasc. 4.
- Julian M. - 1976 - Les Alpes-Maritimes Franco-italiennes. Etude géomorphologique. *Thèse d'Etat*, Aix-Marseille II.

- Julian M. - 1984** - Les déformations tectoniques récentes à la bordure des Alpes : essai de mise au point. *Montagnes et Piémonts. R.G.P.S.O.*, Toulouse, 443-456.
- Kerckhove C. - 1969** - La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais Ubaye (Alpe Occidentale). *Geologie Alpine*, **45**, 1-202.
- Kerckhove C., Debelmas J. et Cochonat P - 1978** - Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géol. Alpine*, **54**, 67-82.
- Laborde O. - 1989** - Formes quadratiques et méthodes géométriques en géologie. *Thèse d'Etat*, Université de Montpellier II, 119 p.
- Lemoine M. - 1972** - Rythme et modalités des glissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rdsch.*, **61**, 975-1010.
- McTigue D. & Mei C. C. - 1981** - Gravity-induced stresses near topography of small slope. *J. Geoph. Research.*, **86**, n° B10, 9268-9278.
- McGarr A. - 1988** - On the state of lithospheric stress in the absence of applied tectonic forces. *J. Geoph. Research.*, **93**, n° B11, 13609-13617.
- Mansour M., Bogdanoff S. et Poupeau G. - 1990** - Datations par traces de fission dans le massif de l'Argentera. *13ème RST*, Grenoble, 2-4 Avril 1990.
- Mattauer M. & Mercier J.L. - 1980** - Microtectonique et grande tectonique. *Mém. h. s. Soc. Géol. Fr.*, **10**, 141-161.
- Mercier H. - 1978** - Le Néogène et le Pléistocène inférieur Durancien. *Thèse Sciences Naturelles*, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Merle O. & Brun J.P. - 1984** - The Curved translation path of the Parpaillan Nappe (Franch Alps). *J. Struct. Geol.*, **6**, n° 6, 711-719.
- Monier P. - 1990** - Preservation of Hercynian $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages through high-pressure low-temperature metamorphism in the Western Alps. *Eur. J. Mineral.*, **2**, 343-361.

- Montigny R., Edel J.B. and Thuizat R. - 1981** - Oligo-Miocene rotation of Sardinia : K/Ar ages and Paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 261-271.
- Nicolas M., Santoire J.P. and Delpéch - 1990** - Intraplate seismicity : new seismotectonic data in western Europe. *Tectonophysics*, **179**, 27-53.
- Pairis J.L. - 1971** - Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barême (Alpes de Haute Provence). *Géol. Alpine*, **47**, 203-214.
- Paquette J.L., Chopin C. and Peucat J.J. - 1989** - U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high to very high pressure meta-acidic rocks from the western Alps. *Contrib. Mineral Petrol.*, **101**, 280-289.
- Paquin C., Froidevaux C., Bloyet J., Ricard Y. and Anghelidis C. - 1982** - Tectonic stresses on the mainland of Greece : in situ measurements by overcoring. *Tectonophysics*, **86**, 17-26.
- Pécheux J.F. - 1979** - Le poudingue de Roquebrune Cap-Martin (Alpes-Maritimes). *D.E.A.*, Université de Nice.
- Pérez J.L. - 1975** - La zone limite entre l'Arc de Nice et l'Arc de la Roya (Alpes Maritimes). Observations structurales. *B.S.G.F.*, **7**, VII, n° 6, 930-938.
- Pérez J.L. - 1975** - Etude structurale de la zone limite entre l'Arc de Nice et l'Arc de la Roya (Alpes Maritimes). *Thèse de 3ème cycle*, Université de Nice, 140 p.
- Petit J.P. & Barquins M. - 1988** - Can natural faults propagate under modes II conditions ? *Tectonics*, **7**, n° 6, 1243-1256.
- Philip H. - 1974** - Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et en Eubée nord-occidentale (Grèce). *Thèse 3ème cycle*, U.S.T.L. Montpellier.
- Philip H. - 1987** - Plio-quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zone of subduction and collision. *Annales Geophysicæ*, **5B**, 3, 301-320.
- Ramsay J.G. - 1967** - Folding and fracturing of rocks. *Mac Graw Hill*, New-York, 568 p.

- Rebai S. - 1988** - (1) Le champ de contraintes actuel en Europe et dans les régions méditerranéennes. (2) Etude du décrochement senestre plio-quaternaire de Laghet-Peille (Nice) et signification des failles normales dans un contexte compressif. *D.E.A. de l'Université de Montpellier II*, 68 p.
- Rebai S., Philip H. and Taboada A.** Modern tectonic stress field in the Mediterranean region : evidences for stress deviations at different scale. *Soumis à Geoph. Journ. Inter.*
- Rehault J.P. - 1981** - Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale). *Thèse d'Etat*, Université Paris VI.
- Rehault J.P. - 1984** - Earthquake relocation in the Liguria sea (Western Mediterranean) : Geological interpretation. *Mar. Geol.*, 55, 429-445.
- Rehault J.P., Boillot G. and Mauffret A. - 1984** - The western mediterranean basin geological evolution. *Mar. Geol.*, 55, 447-477.
- Ricou L.E. & Frizon de Lamotte D. - 1986** - Décrochement senestre médio-crétacé entre Provence et Alpes Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 27, 3-4, 237-245.
- Rispoli R. & Vasseur G. - 1983** - Variation with depth of the stress tensor anisotropy inferred from microfault analysis. *Tectonophysics*, 93, 169-184.
- Ritz J.F. - 1986** - (1) Evolution du champ de contraintes dans l'Arc de Nice depuis 25 millions d'années - (2) Etude microtectonique d'une dalle calcaire montrant deux phases de compression orthogonales. Essai d'interprétation en termes de déviations de contraintes. *D.E.A. de l'Université Montpellier II*, 70 p.
- Ritz J.F. & Taboada A. - 1991** - Phénomène de focalisation du rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes vers les valeurs extrêmes $R=0$ et $R=1$. *Réunion S.G.F.* Paris 9-10 Décembre 1991.
- Ritz J.F. & Taboada A. -** Theoretical considerations on the determination of the stress ellipsoid shape ratio from fault slip data. *En cours.*

- Roux M. - 1972** - Etude tectonique des chaînons subalpins entre Majastres et Castellane (Alpes de Haute Provence). Essai de reconnaissance des fracturations profondes majeurs et de leurs conséquences au niveau de la couverture. *Géol. Alpine*, 48, 187-199.
- Schrader - 1988** - Symmetric of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern Alpine Molasse Basin. *J. Struct. Geol.*, 10, n° 1, 41-52.
- Taha M. - 1986** - Apport de la microtectonique cassante aux problèmes des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations (exemple du Nord de Montpellier). *Thèse d'Etat*, Université de Montpellier II, 155 p.
- Tapponnier P. & Molnar P. - 1976** - Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319-324.
- Tourneret C. - 1990** - Mâclage et état de contraintes dans les roches carbonatées du domaine fragile. Application à des plates-formes d'avant-pays de chaînes (Pyrénées, Alpes). *Thèse de Doctorat de l'Université Montpellier II*, 196 p.
- Tricart P. - 1981-1982** - Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes Occidentales). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 23, 4, 289-300.
- Tricart P. - 1984** - From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the western Alps. *Am. journal of Sciences*, 284, 97-120.
- Tricart P., Rorelli L., Zitellini N., Bouhrel H., Creuzot G., De Santis L., Morlotti E., Ouali J. et Peis D. - 1990** - La tectonique d'inversion récente dans le canal de Sardaigne : résultats de la campagne MATS 87. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 310, Série II, 1083-1088.
- Turcotte D.L. & Schubert G. - 1982** - Geodynamics applications of continuum physics to geological problems. *John Wiley & Sons*, 450 p.
- Vernet J. - 1962** - Contribution à l'étude du Pliocène Niçois. *Travaux du Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 38, 249-274.
- Vernet J. - 1968** - Tectonique et problèmes de tectonogenèse anté-pliocènes de l'arc de Nice dans sa marge externe frontale. *Rev. Géogr. Phys. Géol., Dynam.*, 2, X, 1, 49-64.

- Vernet J. - 1979 - Sur un accident profond de coulissements d'âge néogène dans les Alpes Occidentales. *C.R.Acad..Sci. Paris*, 289, 61-64.
- Villeger M. - 1984 - Evolution tectonique du panneau de couverture nord-provençal (Mont Ventoux, Luberon, moyenne Durance) France. *Thèse de 3ème cycle*, Université Paris.XI.
- Vogt J. - 1979 - Les tremblements de terre en France. *Mémoire du B.R.G.M.*, n°96-1979, Edition du B.R.G.M.
- Wallace R.E. - 1951 - Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, Chicago, 59, 118-130.
- Xiaohan L. - 1983 - Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques. *Thèse de 3ème cycle*, U.S.T.L., Montpellier, 152 p.

N.B. : Les données microtectoniques (liste des failles) et leurs traitements par la méthode automatique Etchecopar et coll. (1981) sont rassemblés dans un volume annexe *Données microtectoniques et traitement*. Les personnes intéressées peuvent en faire la demande à l'auteur.

1991

Jean-François RITZ

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC
(MONPELLIER II)

Résumé

La première partie de ce mémoire est une mise au point sur la notion de contraintes en tectonique cassante. Nous présentons une classification schématique des différents types d'états de contraintes que l'on trouve dans la croûte supérieure, et des déformations qui leur sont associées. Pour chaque état de contraintes, on analyse la cinématique des plans néoformés et des plans réactivés. Nous discutons ensuite à l'aide d'exemples, les limites d'application des méthodes inverses pour la détermination des états de contraintes (exemple de la méthode Etchecopar et coll.). On montre également que la prise en compte de la typologie des stries (stries pénétratives avec dissolution ou stries avec recristallisation), permet de mieux contraindre la détermination du tenseur.

Dans la deuxième partie, la tectonique récente des Alpes du Sud est abordée par l'étude des paléocontraintes. 150 stations microtectoniques réparties dans les nappes de Digne, de Castellane et de Nice sont analysées. Les résultats permettent de reconstituer l'évolution du champ de contraintes depuis l'Oligocène. Celle-ci dépend des conditions aux limites propres à chaque domaine. Ainsi, la variation rapide des directions de contraintes dans les Arcs de Digne et de Nice est liée à la présence de bordures libres situées au front de ces deux nappes (respectivement les bassins de Valensole et du Var). Ces bassins ont permis l'expression de phénomènes gravitaires dans les parties internes des nappes, soumises à un uplift. La nappe de Castellane bloquée à son front par le massif des Maures montre une plus grande stabilité des directions de contraintes. La reconstruction du champ de contraintes pour la période quaternaire nous permet de déterminer la cinématique et les mécanismes aux foyers possibles des accidents qui affectent les différents domaines. Ces résultats sont comparés aux données de la sismicité historique et instrumentale.

Mots clés : tectonique récente, sismotectonique, Alpes du Sud, microtectonique cassante, méthode inverse, champ de contraintes, perturbations de contraintes, mécanismes aux foyers.