



HAL
open science

Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce)

Daniel Amorese

► **To cite this version:**

Daniel Amorese. Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT: . tel-00709569

HAL Id: tel-00709569

<https://theses.hal.science/tel-00709569>

Submitted on 19 Jun 2012

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.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

**INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES
de GEOLOGIE et de MECANIQUE**

THESE

présentée par

Daniel AMORESE

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Sciences de la Terre

Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce)

Date de soutenance : 11 janvier 1993

Composition du jury :

M. G.	PERRIER	Professeur U.J.F. Grenoble	Président
M. M.	SEBRIER	Chargé de Recherche C.N.R.S. L.G.D.I. Orsay	Rapporteur
M. J.	DEVERCHERE	Maître de Conférences Univ. Paris 6 - Villefranche/Mer	Examineurs
M. J.P.	GRATIER	Physicien Observatoire Grenoble	
M. G.	MASCLE	Professeur U.J.F. Grenoble	
M. P.	VIALON	Professeur U.J.F. Grenoble	

Rapporteur extérieur au jury : Mme H. LYON-CAEN Chargé de Recherche C.N.R.S. I.P.G. Paris

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

INSTITUT de RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES
de GEOLOGIE et de MECANIQUE

THESE

présentée par

Daniel AMORESE

Pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 23 novembre 1988)

Spécialité : Sciences de la Terre

Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce)

Date de soutenance : 11 janvier 1993

Composition du jury :

M. G.	PERRIER	Professeur U.J.F. Grenoble	Président
M. M.	SEBRIER	Chargé de Recherche C.N.R.S. L.G.D.I. Orsay	Rapporteur
M. J.	DEVERCHERE	Maître de Conférences Univ. Paris 6 - Villefranche/Mer	Examineurs
M. J.P.	GRATIER	Physicien Observatoire Grenoble	
M. G.	MASCLE	Professeur U.J.F. Grenoble	
M. P.	VIALON	Professeur U.J.F. Grenoble	

Rapporteur extérieur au jury : Mme H. LYON-CAEN Chargé de Recherche C.N.R.S. I.P.G. Paris

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

Pam J. F.

Voici ces quelques pages de
géologie avec beaucoup de
géophysique antique!

Amicalement,

Daniel

à Françoise

- Mais comprenez que c'est anormal ! hurla Ananiev en le regardant presque avec animosité. Si nous avons trouvé le moyen de nous élever au degré supérieur sans le secours des degrés inférieurs, alors tout le long escalier, c'est-à-dire toute la vie avec ses couleurs, ses sons et ses pensées, perd tout son sens. Qu'à votre âge une telle idée constitue un mal et une absurdité, vous pouvez le constater à chaque pas de votre existence raisonnable, indépendante. Supposons que là, tout de suite, vous vous asseyiez pour lire Darwin ou Shakespeare. A peine aurez-vous parcouru une page que le poison se manifestera : votre longue existence, Shakespeare, Darwin vous paraîtront des billevesées, des sottises parce que vous savez que vous mourrez, que Shakespeare et Darwin eux aussi sont morts, que leurs idées n'ont sauvé ni eux-mêmes, ni la terre, ni vous et que si la vie est ainsi privée de sens, toutes nos connaissances, toute la poésie et toutes les grandes idées ne sont qu'amusement inutile, que jouet sans intérêt aux mains de grands enfants. Et vous interrompez votre lecture dès la deuxième page. Supposons maintenant qu'on vienne vous trouver, vous, homme intelligent, et qu'on vous demande votre avis... mettons sur la guerre par exemple : est-elle souhaitable, morale ou non ? En réponse à cette question terrible, vous vous contenterez de hausser les épaules et vous vous bornerez à quelque lieu commun parce que, avec votre manière de penser, il vous est absolument indifférent que des centaines de milliers d'hommes meurent de mort violente ou de mort naturelle; dans un cas comme dans l'autre le résultat est le même : poussière et oubli. Nous voilà en train de construire une ligne de chemin de fer. A quoi bon, je vous le demande, se casser la tête, inventer, sortir des sentiers battus, ménager les ouvriers, voler ou ne pas voler, si nous savons que, dans deux mille ans, ce chemin de fer deviendra poussière ? Et ainsi de suite... Convenez qu'avec un mode de pensée aussi malheureux tout progrès est impossible, comme toute science, tout art, toute pensée même. Nous nous croyons plus intelligents que la foule et que Shakespeare, mais, au fond, notre travail spéculatif ne mène à rien parce que nous n'avons pas envie de redescendre aux échelons inférieurs et qu'on ne peut pas aller plus haut. Et c'est comme ça que notre cerveau reste à son point de congélation, sans avancer ni à hue ni à dia... J'ai passé près de six ans dans l'accablement de ces idées et, je vous le jure devant Dieu, durant tout ce temps je n'ai pas lu un livre digne de ce nom, je n'ai pas acquis un kopek de raison et je n'ai pas enrichi mon code moral d'une lettre, n'est-ce pas un malheur ? Outre que nous sommes nous-mêmes empoisonnés, nous apportons le poison dans la vie de ceux qui nous entourent. Passe encore qu'avec notre pessimisme nous refusions la vie, que nous nous réfugiions dans une caverne ou que nous nous hâtions de mourir, mais c'est que, dociles à la commune loi, nous vivons, nous éprouvons des sentiments, nous aimons des femmes, nous élevons des enfants, nous construisons des chemins de fer !

- A. P. TCHEKHOV, "Lueurs".

- et ainsi que la diversité de nos opinions ne vient pas de ce que les uns sont plus raisonnables que les autres, mais seulement de ce que nous conduisons nos pensées par diverses voies, et ne considérons pas les mêmes choses.

- R. DESCARTES, "Discours de la méthode".

[Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.]

O Courbes, méandre,
Secrets du menteur,
Est-il art plus tendre
Que cette lenteur?

Je sais où je vais,
Je t'y veux conduire,
Mon dessein mauvais
N'est pas de te nuire...

(Quoique souriante
En pleine fierté,
Tant de liberté
La désoriente!)

O Courbes, méandre,
Secrets du menteur,
Je veux faire attendre
Le mot le plus tendre.

P. Valéry, "L'insinuant".

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

L'élaboration d'une thèse doit, pour aboutir, bénéficier de circonstances favorables. Parvenu au terme de ce travail, en dépit de malheureux accidents de parcours qui n'ont pas permis de maintenir une complicité efficace avec tous mes guides (en raison de l'usure du temps et/ou des tempéraments mis en présence), je puis assurer que ma thèse n'échappe pas à la règle générale. Je me dois donc d'en remercier les différents acteurs.

Les données microsismiques que l'on m'a confiées, doivent tout aux initiatives de D. HATZFELD. C'est d'ailleurs lui qui en a contrôlé l'essentiel du traitement, traitement que j'ai partagé avec mon homologue Iannis KASSARAS qui poursuit actuellement son travail de thèse à Athènes. D. HATZFELD, à la suite de ses recherches antérieures en Grèce, a été en effet à l'origine, puis l'organisateur et le principal superviseur, en collaboration avec ses collègues des Universités d'Athènes et de Thessalonique, du programme CEE (contrat stimulation n° ST2J-0353-C, géré pour l'I.N.S.U. à Grenoble par J. BLANCHET) qui a donné lieu à la campagne de l'été 1989 en Grèce du Nord-ouest. Le réseau organisé par D. HATZFELD aidé par O. COUTANT, G. KARAKAISIS, K. MAKROPOULOS et D. PANAGIOTOPOULOS, a effectivement fonctionné pendant plus d'un mois et demi, grâce à la participation sur le terrain de S. AGELLIS, T. AGELLOPOULOS, E. AVGERINOS, P. BERTHET, S. CHAILLAS, F. CHAVEZ-GARCIA, O. COUTANT, G. DRAKATOS, M. FAILLY, J.-L. GOT, R. GUIGUET, D. HATZFELD, G. KARAKAISIS, G. KATOPODIS, D. KEMENTZETZIDOU, S. KOLOTAGAROU, J. LATOUSAKIS, O. LEITE, A. LIOGAS, Y. LIOTIER, K. MAKROPOULOS, G. MICHALETOS, G. BOUKOUVALAS, D. PANAGIOTOPOULOS, T. PAPADOPOULOS, J. PAPANIKOS, J. PAPASOTIRIOU, K. PAPAZACHOS, J. SARLI, E. SCORDILIS, G. SELVAGGI, J. SOFOULIS, I. STAMELOU, G. STAVRAKAKIS, TSIKALAKIS, N. VOULGARIS, T. VOURAKIS et enfin S. ZOUSI. Ultérieurement, pour le long et fastidieux dépouillement des sismogrammes I. KASSARAS et moi-même avons pu bénéficier de l'aide de D. HATZFELD, G. PIERRARD, P. ADAMIDOU, L. DUPARC, D. KEMENTZETZIDOU, S. KOLOTAGAROU, S. PERRIER et N. SAUZEAT.

Il est donc clair que je suis grandement redevable à tous ces nombreux protagonistes du programme mis en place par D. HATZFELD. Que tous trouvent ici l'expression de mes remerciements.

Il me faut aussi remercier Jean-Pierre GRATIER, qui tout au long de mes recherches a été un conseil précieux et amical.

Mes remerciements vont également à Georges POUPINET qui m'a accueilli dans son laboratoire et a été l'instigateur de l'organisation (complexe) de cette thèse.

Si ce travail a pu aboutir, c'est avant tout grâce au soutien et aux conseils avisés de Pierre VIALON, à qui j'exprime ici ma plus vive gratitude. Celui-ci, par ses qualités humaines et son savoir, m'a prouvé que science et conscience ne sont pas antagonistes ; j'espère ne pas lui avoir causé trop de tracas par mon "caractère de cochon" (sauvage, bien entendu) pendant ces 3 années de recherche. Merci encore, Monsieur VIALON!

Denis SOREL m'a été d'une aide capitale, tant par sa connaissance très approfondie de la tectonique de la Grèce nord-occidentale, que par ses encouragements. Je tiens à lui exprimer mes plus sincères remerciements.

Toute ma gratitude à Hélène LYON-CAEN et à Michel SEBRIER pour avoir consenti à examiner mon travail.

Je remercie Georges MASCLE d'avoir accepté de participer au jugement de cet ouvrage.

C'est à Orsay, en 1986, avec Jacques DEVERCHERE (et grâce à Michel DIAMENT) que j'ai appris à connaître le dépouillement ("la dépouille mortelle" diront certains) des sismogrammes "noir de fumée". Merci, Jacques, d'avoir fait partie du jury de ma thèse.

Je sais gré à Guy PERRIER d'avoir bien voulu présider ce même jury.

Ce travail a très largement bénéficié (difficile d'imaginer jusqu'à quel point !) des conseils, de l'aide, de Marc BESNARD et des performances de son infernal programme de représentation de sphères focales [HADES, Besnard, 1992].

Je n'oublie pas les autres, tous ceux et toutes celles qui ont participé à mon développement (plus ou moins harmonieux) pendant ces 4 années passées au L.G.I.T.. Merci à :

- Bertrand (GUILLIER), l'homme à la banane et à la forte tête (de Turc) (les initiés comprendront), qui m'a aidé dès mon arrivée en D.E.A..
- Philippe (VOLANT), le gentil (encore un breton), l'alter ego avec qui j'ai partagé de nombreuses gardes du laboratoire...et un tas de blagues.
- Tao (CHEN), le stratège (un peu breton), qui m'a conduit à devenir un admirateur de la civilisation et des habitants de la Chine (Merci Sun Tzu!).
- Didier (LEYNAUD) pour sa philosophie et les voyages "motorisés".
- Marco il biondo pour des bouts de route communs depuis la Tour Eiffel.
- Gaillot le truculent, alias Socrate II (le retour), pour ses bonnes idées, excellentes questions et pertinentes remarques (et parce qu'il est tonique).
- Hélène (COLLOMBAT) parce qu'elle est plus renarde que louve.
- Paco (CHAVEZ-GARCIA) pour m'avoir expliqué ce qu'était une thèse.

- Guy (PEDOTTI), l'homme des Flandres, pour les mêmes raisons.
- Joseph (MARTINOD) pour ses conseils, ses idées, sa bonne humeur.
- Julien (FRECHET) pas seulement parce qu'il a du caractère, mais aussi pour les belles illustrations que Graph-X [Fréchet, 1990] m'a permis de réaliser.
- Jean-Robert (GRASSO) pour ses bonnes blagues et parce qu'il résiste à l'eau bouillante et aux dissolvants gras.
- Jean-François (GAMOND) pour des discussions agrémentées d'humour subtil.
- Taj-Eddine (CHERKAOUI) parce qu'il connaît aussi la sismotectonique.
- Fabrice (GUYOTON) pour ses bons conseils.
- Ligor (NIKOLLA) pour ses encouragements.
- Michel (MOISY) parce que l'on n'est jamais d'accord sur tout.
- Malek (HAMMOUTENE) parce que les honnêtes hommes sont si rares.
- Gilles (MENARD) pour ses jeux de mots exceptionnels et de fabuleuses recettes [G. Ménard, "géodésie et cuisine au beurre", à paraître].
- Jean-Paul (GLOT) pour SUPMAP et de nombreuses conversations.
- Michel (BOUCHON) pour sa simplicité et sa gentillesse.
- Dorothee (STREIFF) pour les gâteaux et l'élégance aussi.
- Fabrice (COTTON) parce qu'il supporte mon humour.
- Josette (BLANCHET) et Martine (PROT) pour leur gentillesse.
- Liliane (JENATTON), Robert (GUIGUET), Yves (GARNIER) pour l'indispensable coup de main logistique (...et le café).
- Sara parce qu'elle assure la salubrité du laboratoire dans la bonne humeur.
- Nathalie (WAJEMAN) pour ses encouragements pendant la rédaction.
- Véronique (NIVET-CAILLOT) pour quelques conseils techniques.
- Michel (CAMPILLO) pour avoir eu la chance d'étudier les ondes Lg avec lui.
- Anne (PAUL) ("qui n'est pas ingénieur-système") pour le soutien informatique.
- Javier (REVILLA) pour sa sérénité andine.
- Nikos (THEODULIDIS) pour la façon dont il parle des îles Grecques.
- Koni (KEMENTZETZIDOU) pour sa vitalité et ses coups de colère (Chypre?).
- Yves (LIOTIER) parce que nous avons été jetés dans la même galère.
- Dimitris (DIAGOURTAS) parce que la "montagne grecque" est sympa.

Je voudrais remercier aussi: (encore une fois) Iannis KASSARAS qui a partagé au même titre que moi les "affres" de la microsismotectonique, για σεννα Γιαννη...the king, καλη τυχη ! ; Dave WATERS qui continue de s'intéresser à la néotectonique de l'Épire, good luck for your PhD, Dave ! ; Marc CUSHING ; Spyros LALECHOS (pour les programmes qu'il m'a communiqués) ; les amis du L.G.M. ; mes camarades escrimeurs qui m'ont permis de dépenser sainement mon énergie pendant ces années ; et enfin et surtout, mon entourage (en particulier mes parents) qui a supporté ma mauvaise humeur pendant 3 ans (au moins ...).

En guise de conclusion, je souhaite bon courage (Θαρος !) à tous mes amis doctorants qu'ils soient au L.G.I.T. ou ailleurs.

Θα παω στην Ελλάδα !...

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: CADRE GEODYNAMIQUE ET EVOLUTION STRUCTURALE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE	5
I - CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE, LE DOMAINE EGEEN	7
A - LA SUBDUCTION HELLENIQUE ET L'ARC EGEEN	10
1. Régime tectonique	11
2. Modèles géodynamiques	13
B - LA SUBDUCTION CONTINENTALE ADRIATIQUE	21
II - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE	24
III - EVOLUTION STRUCTURALE DES HELLENIDES EXTERNES EN GRECE NORD-OCCIDENTALE	27
A - Cadre stratigraphique général	28
B - Histoire tectonique	32
1. La phase tectonique du Langhien inférieur (17-16 Ma, Miocène moyen)	32
2. La phase tectonique du Pliocène inférieur (5-4.2 Ma)	33
3. La phase tectonique du Pléistocène inférieur (1-0.7 Ma)	35
4. Le régime tectonique du Pléistocène inférieur à l'Actuel	36
IV - DEFORMATIONS ACTUELLES ET CARACTERES GEOPHYSIQUES DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE	36
A - Evolution structurale depuis le Pléistocène moyen: les structures tectoniques actives	36
1. Les structures actives d'Épire et de Corfou	36
2. La ligne de Céphalonie ou accident décrochant de Lixourion-Leucade	39
3. Les structures actives de Céphalonie et Zante	41
4. L'Acarnanie et l'Ouest de l'Étolie: les structures en extension	43
a) Le fossé d'Agrinion (lac Trikhonis)	44
b) Le système transtensif du couloir Étolien	45
B - Caractères géophysiques de la Grèce nord-occidentale	45
Conclusion	50
CHAPITRE II: ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES MICROSISMOTECTONIQUES	53
I - ACQUISITION DES DONNEES	55
A - Description du matériel	55
B - Description du réseau	55
C - Dépouillement des sismogrammes	60

1. Lecture des temps d'arrivée	60
2. Incertitudes sur les lectures	63
a) Erreurs de pointé.....	63
b) Erreurs dues à l'appareillage. Dérive des horloges internes.....	64
II - LOCALISATION DES SEISMES	65
A - Programme de localisation: HYPO71.....	65
B - Recherche du modèle de vitesse	68
1. Modèle de vitesse préliminaire	68
2. Détermination du rapport V_p/V_s	69
3. Recherche de la meilleure structure de vitesse.....	72
a) Méthode de minimisation du RMS	72
b) Méthode des hodochrones.....	72
c) Détermination de la structure de vitesse	74
Conclusions	82
C - Incertitudes sur les localisations	83
III - DETERMINATION DES MECANISMES AU FOYER	86
A - Principe du mécanisme au foyer	86
B - Programme de calcul des solutions focales: FPFIT.....	87
C - Incertitudes des solutions focales.....	90
D - Résultats	93
Conclusions	96

CHAPITRE III: SISMICITE ET MECANISMES AU FOYER DES SEISMES DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE 97

I - SISMICITE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE.....	99
A - Les données.....	99
1. Catalogues de la sismicité mondiale.....	99
2. Catalogues de la sismicité égéenne	100
3. Données de microsismicité en Grèce nord-occidentale	101
B - Distribution de la sismicité en Grèce nord-occidentale.....	104
1. Distribution des séismes de forte et moyenne magnitude.....	104
2. Distribution des microséismes.....	111
a) Description générale de la sismicité localisée par la campagne de Grèce nord-occidentale (été 1989)	111
b) Répartition statistique des microséismes selon la profondeur	112
c) Répartition des épicentres des microséismes	124
d) Examen de coupes verticales de la microsismicité	126
II - MECANISMES AU FOYER DES SEISMES DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE	131
A - Mécanismes au foyer des séismes de forte et moyenne magnitude.....	131
1. Les données.....	131

2. Interprétation des mécanismes au foyer des séismes de Grèce nord-occidentale ..	135
a) Précisions sur la signification des axes P, T et B.....	135
b) Interprétation des mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 5.0	136
B - Mécanismes au foyer des microséismes et constructions de dièdres droits	137
1. Aperçu d'ensemble des solutions focales de la campagne d'Épire.....	141
2. Méthode des dièdres droits et application aux solutions focales des microséismes de Grèce nord-occidentale	141
3. Analyse des solutions focales et des constructions de dièdres droits région par région	149
a) Céphalonie.....	149
b) Bordure cotière de l'Épire.....	149
c) Épire interne	150
d) Couloir Etolien.....	152
e) Fossé d'Agriunion	154
Conclusion.....	154
CONCLUSIONS.....	159
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	169
ANNEXES.....	183

INTRODUCTION

Depuis l'apparition en 1968 de la théorie de la Tectonique des Plaques, tectonique et sismologie sont réconciliées. L'accumulation de ruptures successives participe à la formation des chaînes de montagnes en complément de processus ductiles (fluage, déformation plastique, associés à la formation des plis et de la schistosité).

Le propos de la sismotectonique est l'étude de la tectonique actuelle à travers l'observation des séismes, de leur répartition et des caractéristiques de leur source.

Mener des études de ce type à partir de microséismes (événements de magnitude inférieure à 3 [Hagiwara, 1964]) vise à tirer profit de la distribution de la taille des séismes. Cette répartition se manifeste concrètement par le fait que la fréquence d'apparition des très petits séismes (qui ne sont pas ressentis) est considérablement plus importante que celle des séismes (souvent destructeurs) de taille plus importante.

Les quelques gros séismes qui surviennent dans une région sont généralement trop peu nombreux pour être représentatifs à eux seuls de la déformation sismique de la zone considérée. En revanche, on peut penser que le très grand nombre de petits séismes qui sont enregistrés dans cette région, pendant une durée assez courte, donnent une image plus complète de la partie sismique de la déformation de la zone.

Toutefois, cette représentativité n'est pas toujours évidente:

- il faut garder à l'esprit que les microséismes concernent des ruptures de taille restreinte (faille sismique d'environ 300 m de long pour un séisme de magnitude 3 [Sibson, 1989]) et que type, direction et pendage de ces dernières ne sont pas obligatoirement les mêmes que ceux de failles sur lesquelles surviennent les séismes de magnitude relativement importante. Schématiquement, on peut penser qu'une contrainte tectonique régionale se manifeste différemment selon l'échelle à laquelle on considère la déformation, selon que l'on s'intéresse aux gros ou aux petits séismes. Il en découle ainsi que l'analyse des caractéristiques de la microsismicité ne peut pas être menée de façon directe. Celle-ci nécessite avant tout et autant que possible une bonne

connaissance de l'organisation structurale de la région étudiée. Cette connaissance peut permettre de replacer, en fonction de leur disposition par rapport aux structures, les déformations microsismiques locales dans le cadre de la déformation régionale.

- d'autre part, en particulier dans la croûte continentale, il n'est pas étonnant d'observer l'existence de mécanismes focaux de nature diverse. De telles dispositions semblent, à première vue, difficilement interprétables. Pourtant elles le sont si l'on considère que de tels séismes correspondent à la réactivation de failles préexistantes d'orientations variées et si l'on rattache l'analyse des données sismotectoniques à l'orientation du champ de contraintes tectoniques régional. Cette analyse peut être réalisée aisément par une méthode simple et robuste: la méthode des dièdres droits [Angelier & Mechler, 1977].

En fait, on peut considérer pour la partie sismique de la déformation que:

- les gros séismes qui correspondent à des mouvements sur des structures de taille importante (limites de plaques par exemple), provoquent une mise en charge du milieu géologique adjacent.
- cette mise en charge se dissipe par les petits séismes. Ceux-ci traduisent les déformations de réajustement du milieu (consécutif aux manifestations des séismes de plus grande taille). Cela explique leur diversité selon les conditions mécaniques locales et, par conséquent, la façon, précédemment évoquée, d'aborder l'interprétation des résultats d'une campagne de microsismotectonique (c'est à dire en se basant sur une bonne connaissance de la géologie de la région étudiée et en ramenant l'analyse au champ de contraintes tectoniques régional).

Mais une autre part de la déformation est aussi accommodée par des processus ductiles (fluage, déformation plastique) associés à la formation de plis et de schistosités. L'analyse de ces marqueurs est donc indispensable en parallèle avec celle de la sismicité, même si les parts respectives des déformations cassantes et ductiles restent à préciser (et varient probablement considérablement selon les régions). La part importante de cet ouvrage consacrée à l'analyse des structures témoins de ces déformations (seconde moitié du chapitre I en particulier) trouve ici son explication.

L'Arc égéen constitue la structure géotectonique active majeure du domaine méditerranéen. Au niveau de ce dispositif, le rapprochement globalement N-S de l'Afrique et de l'Eurasie se traduit par la subduction océanique égéenne, manifestée par le plongement d'une partie de la lithosphère méditerranéenne sous l'Europe. L'Arc égéen cède la place, au Nord-Ouest, au niveau des îles Ioniennes, à un autre type de limite convergente impliquant un affrontement continent/continent. Plus précisément, cet affrontement correspond à une subduction continentale qui se réalise par le sous-charriage de la lithosphère adriatique sous la Grèce nord-occidentale.

C'est dans ce contexte géodynamique qu'a été installé, sous la direction de D. Hatzfeld, un réseau de stations sismologiques temporaire, durant l'été 1989, en Epire, Acarnanie et sur les îles Ioniennes.

Cette thèse correspond au traitement des données recueillies lors de cette expérience. Le chapitre I présente les structures et l'évolution structurale admise jusqu'ici de la région étudiée ; le chapitre II décrit le traitement des données microsismiques recueillies ; le chapitre III regroupe présentation et interprétation des résultats.

CHAPITRE I

CADRE GEODYNAMIQUE ET EVOLUTION STRUCTURALE
DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE

I - CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE
LE DOMAINE EGEEN

L'Afrique est sujette par rapport à l'Europe à une convergence avec une rotation antihoraire autour d'un pôle eulérien situé dans l'Est de l'océan Atlantique [McKenzie, 1972 ; Chase, 1978 ; Anderson, 1985]. Cette rotation s'exprime en Méditerranée par la convergence N-S à NNW-SSE des plaques eurasiatique et africaine depuis 70 Ma [Pitman & Talwani, 1972 ; Dewey et al., 1973 ; Tapponnier, 1977 ; Dercourt et al., 1986 ; Ricou et al., 1985 ; Savostin et al., 1986].

Cette convergence, qui s'effectue actuellement à la vitesse de 0,5 à 1,5 cm/an (1,5 cm/an au niveau de l'Arc égéen) [DeMets et al., 1990], est absorbée au niveau des limites de plaques méditerranéennes à la fois par des phénomènes de subduction (océanique, affrontement océan/continent, ou continentale, affrontement continent/continent, avec sous-charriage de la plaque océanique ou continentale sous la plaque continentale) et des phénomènes de collision (affrontement continent/continent sans sous-charriage associé) (figure 1). La Grèce nord-occidentale présente la particularité de se trouver à la charnière de ces deux types de déformation: elle constitue la zone de transition entre la subduction "océanique" hellénique au Sud et la subduction continentale adriatique au Nord. La zone de la Grèce nord-occidentale située au Sud de l'île de Céphalonie fait partie de l'Arc égéen. Celui-ci est compris dans le domaine géodynamique du même nom, le domaine égéen.

On appelle généralement domaine égéen, la région qui s'étend entre 34-42° N et 19-30° E. Cette zone comprend principalement l'Albanie, la Grèce continentale, la mer Egée, la Crète et l'Ouest de la Turquie (figure 2). Depuis une vingtaine d'années principalement, un très grand nombre d'études ont été menées afin de connaître et comprendre l'évolution structurale et la géodynamique de cette région très particulière de la chaîne alpine-himalayenne.

Le domaine égéen est caractérisé par le plus haut niveau d'activité sismique d'Europe et de Méditerranée [Bath, 1983]. Cette sismicité importante rend compte d'une forte déformation active: elle traduit principalement un

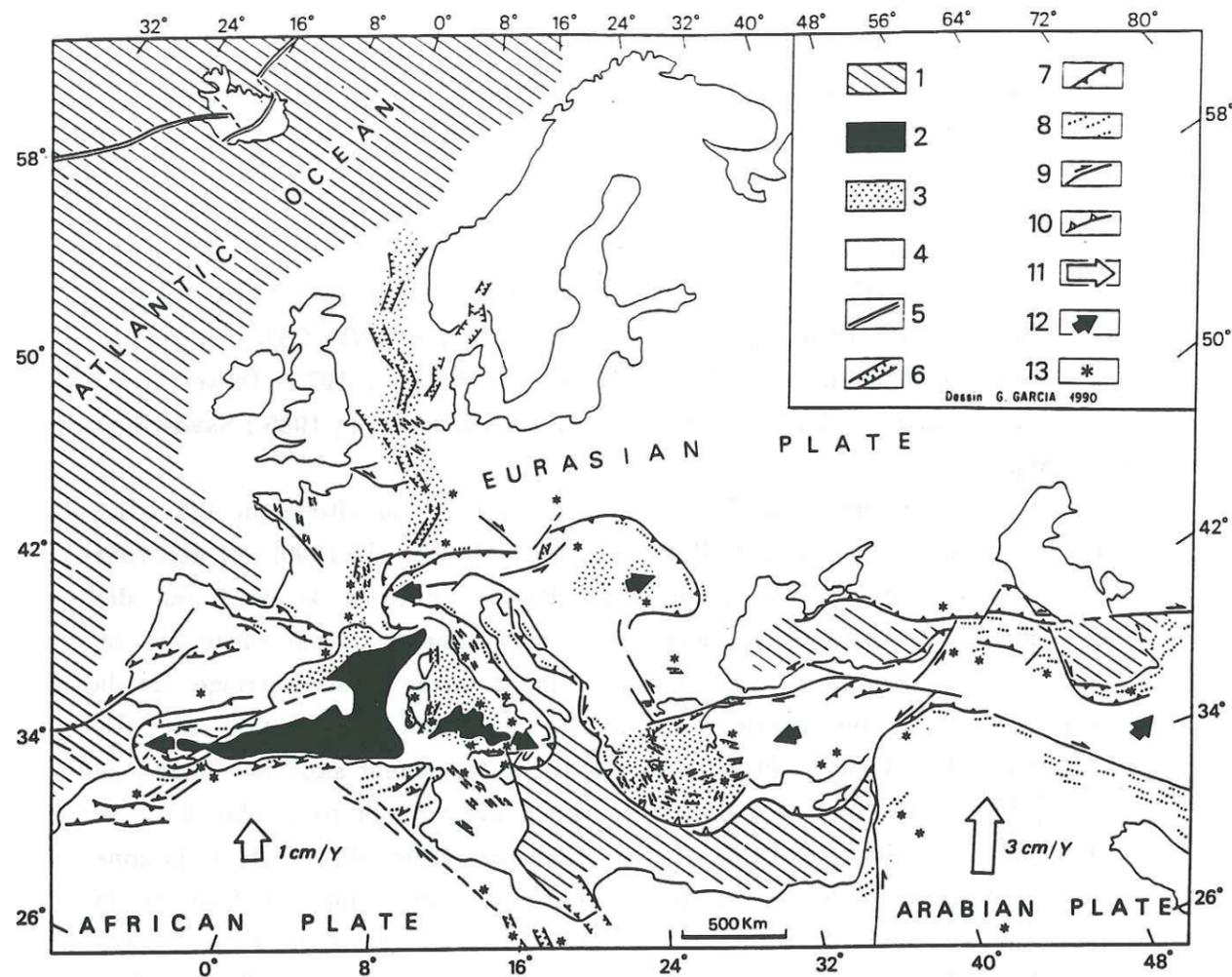


FIG. 1. - Carte de la répartition des zones actuelles de collision continentale et de subduction dans le domaine Méditerranéen et ses alentours. 1-Croûte océanique ou continentale amincie d'âge Mésozoïque ; 2-Croûte océanique d'âge Cénozoïque ; 3-Croûte continentale amincie ; 4-Croûte continentale ; 5-Ride océanique ; 6-Graben ; 7-Chevauchement et faille inverse ; 8-Pli ; 9-Faille de coulissage ; 10-Fosse de subduction ; 11-Mouvement relatif de l'Afrique et de l'Arabie par rapport à l'Eurasie ; 12-Mouvement de bloc par rapport à la plateforme Eurasiatique ; 13-Volcan Quaternaire. (D'après Rebaï et al., 1992).



FIG. 2. - Carte schématique de la région égéenne. La Grèce nord-occidentale est encadrée. (Modifiée d'après Makropoulos & Burton, 1984).

étirement de l'Egée généralement orienté N-S, particulièrement rapide (6 cm/an), qui prend place dans un contexte global de convergence N-S entre les plaques européenne et africaine [Jackson & McKenzie, 1988].

A - LA SUBDUCTION HELLENIQUE ET L'ARC EGÉEN

On connaît, grâce à l'étude de la répartition des séismes intermédiaires, l'existence d'une zone de subduction partant de la mer Ionienne et de la mer de Lybie et plongeant sous la mer Egée [Caputo et al., 1970 ; Papazachos & Comninakis, 1971].

A l'instar des subductions de l'Ouest-Pacifique [Karig, 1971], la subduction hellénique présente un arc insulaire, l'Arc égéen. Celui-ci est caractérisé par la présence de la fosse hellénique, au Sud du cordon d'îles qui va du Péloponnèse à Rhodes (arc externe), longée à l'intérieur par l'arc volcanique plio-quadernaire des Cyclades (arc interne) (figure 2). La mer Egée présente de nombreuses caractéristiques de bassin d'arrière-arc: anomalies gravimétriques positives [Makris, 1973 ; Makris & Stobbe, 1984], flux de chaleur élevé [Jongsma, 1974], zone de forte atténuation et de faible vitesse d'onde P dans le manteau supérieur [Papazachos & Comninakis, 1971 ; Agarwal et al., 1976], ...

De surcroît, la croûte de la mer Egée subit une déformation équivalente à de l'extension d'arrière-arc [McKenzie, 1978 ; Le Pichon & Angelier, 1979].

Néanmoins, l'analogie entre l'Arc égéen et un arc insulaire n'est pas si évidente. Le caractère particulier de l'Arc égéen par rapport aux arcs insulaires typiques se manifeste d'abord par un étirement présent non seulement en arrière de l'arc volcanique, mais situé aussi en arrière de l'arc sédimentaire [Le Pichon & Angelier, 1979].

Mais c'est surtout par son environnement géodynamique continental que se distingue l'Arc égéen.

D'une part, il met lui-même directement en jeu des domaines à croûtes épaisses:

- L'épaisseur crustale moyenne sous la mer Egée est de l'ordre de 30 km [Makris, 1973 ; Skoko et al., 1987]. La croûte égéenne est une croûte continentale amincie dont l'épaisseur minimale est de 20 km sous la mer de

Crète (Sud de l'Egée).

- Au Sud de l'arc, les bassins profonds de la mer Ionienne et de la mer du Levant présentent des croûtes océaniques denses épaisses d'une vingtaine de kilomètres (recouvertes par environ 10 km de sédiments [Makris & Stobbe, 1984]).

D'autre part, l'Arc égéen se trouve bloqué entre la subduction continentale Adriatique au Nord-Ouest (au Nord de l'île de Zante) et le déplacement vers l'Ouest de la Turquie à l'Est.

1. Régime tectonique

Depuis la fin du Miocène-début du Pliocène, l'Arc égéen comprend deux domaines de régimes de contraintes et de déformations différents (figure 3 et tableau 1):

- le domaine égéen externe (Le domaine égéen externe est en grande partie immergé, à l'exception des îles Ioniennes et du Nord-Ouest du Péloponnèse). Il est soumis à un régime tectonique général compressif. La direction moyenne actuelle de compression est ENE-WSW au niveau des îles Ioniennes, NE-SW voire NNE-SSW [Besnard, 1991] plus au Sud.

- le domaine égéen interne (arc sédimentaire et régions situées à l'Ouest et au Nord de celui-ci) subit un régime général extensif depuis le Miocène supérieur [Mercier, 1981]. La direction d'étirement est N-S (NNW-SSE, NW-SE) dans la plus grande partie de l'Egée (golfe de Corinthe, par exemple) [McKenzie, 1978 ; Mercier et al., 1979 ; Pédotti, 1988 ; Hatzfeld et al., 1990 ; Besnard, 1991]. Plus près de la fosse hellénique (Sud du Péloponnèse, Crète, Rhodes), l'extension est orientée E-W (ESE-WNW) [Angelier, 1979 ; Pédotti, 1988 ; Hatzfeld et al., 1990 ; Lyon-Caen et al., 1988 ; Armijo et al., 1992].

A l'intérieur de ce domaine en étirement, l'existence, dans le Nord du Péloponnèse, d'un raccourcissement E-W est mise en évidence par Pédotti [1988].

D'autre part, selon McKenzie [1978], d'après les mécanismes focaux des séismes, il apparaîtrait que la subduction actuelle fonctionnerait différemment à l'Est et à l'Ouest: le mouvement associé à la subduction correspondrait sur la branche ionienne, à une convergence des bordures de plaques selon une

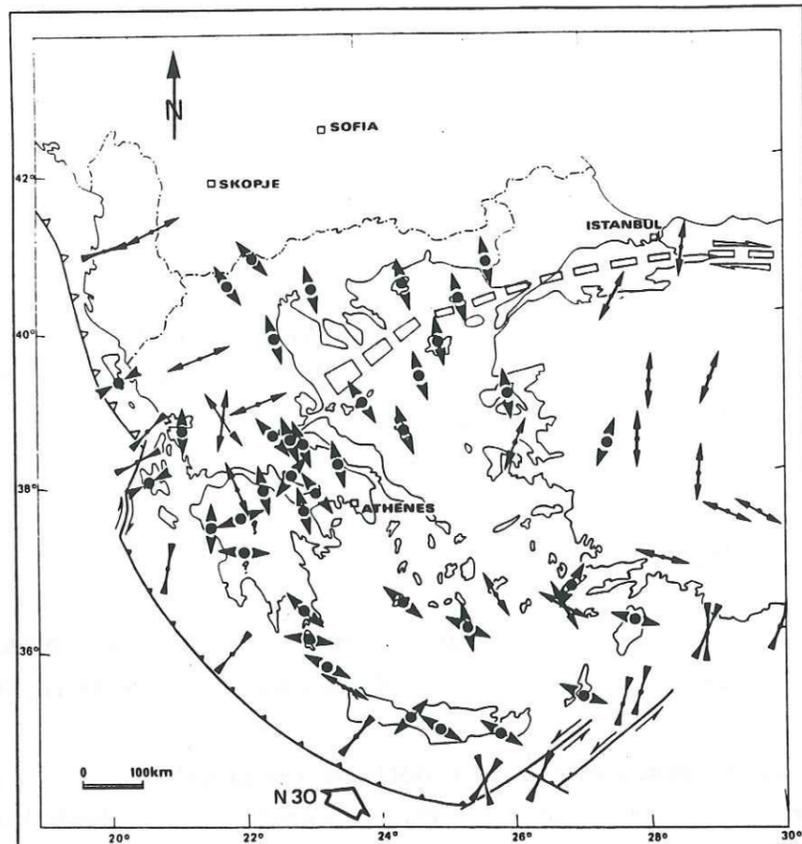


FIG. 3. - Carte des états de contraintes dans l'arc égéen du Pléistocène moyen à l'Actuel. Les doubles flèches minces correspondent aux vecteurs-glisement des mécanismes au foyer des séismes; divergentes: en extension; convergentes: en compression. Doubles flèches larges avec un point: directions des contraintes principales calculées à partir de failles striées; divergentes: extension; convergentes: compression. L'arrivée des failles nord-anatoliennes en Egée est figurée par des rectangles blancs. Les mécanismes au foyers sont de McKenzie, 1972, 1978; Jackson et al., 1982. Les données tectoniques proviennent de: Siméakis & Mercier (non publiées) pour la Thrace, Samothrace, Limnos, Ay. Efstratios; Siméakis (1980) pour Lesbos; Mercier et al. (1983) pour Salonique; Siméakis (non publiées) pour Almopias et Alonissos; Vergely & Faugères (1974), et Pavlides (1985) pour la Macédoine occidentale; Sorel (non publiées) pour l'Olympe; Mercier et al. (1972), Sorel (1976), Jamet (1982) pour les îles Ioniennes et l'Akarnanie; Philip (1974), Lemeille (1977), Carey (1979), Rondoyiannis-Tsiambaou (1984) pour la Locride, l'Eubée, la Béotie et Skiatos; Sébrier (1977) pour la Corinthie et le Péloponnèse central; Gauthier (1979) pour Rhodes et le Péloponnèse méridional; Angelier (1979) pour Cythère, la Crète, Karpachos, Samos, Chios, et les Cyclades; Jarrige (1978) pour Milos, Santorin, Kos. (D'après Mercier et al., 1987).

TABLEAU 1. - Chronologie des déformations dans le domaine égéen depuis le Miocène supérieur. Pour le domaine égéen externe, les données proviennent des îles Ioniennes. (D'après Mercier et al., 1987).

Époque	Stratigraphie	Domaine égéen ext. Préapulien	Domaine égéen interne
MIOCÈNE SUP.			EXTENSION
OLIGOCÈNE SUP.	Zone à <i>G. punctulata</i>	0,2	EXTENSION
		0,9	COMPRESSION
OLIGOCÈNE INF.	Zone à <i>G. crassaformis</i>	0,9	COMPRESSION
		1,8	EXTENSION
MIOCÈNE INF.	Zone à <i>G. margaritae</i> (ou <i>Sphaeroid-nellopsis</i>)	2,2	EXTENSION
		4,2	COMPRESSION
MIOCÈNE SUP.	Zone à <i>G. margaritae</i> (ou <i>Sphaeroid-nellopsis</i>)	5,2	EXTENSION
		5,2	EXTENSION

direction perpendiculaire à leur direction générale; sur la branche orientale (branche levantine), le mouvement convergent posséderait une composante décrochante sénestre non négligeable. Il est à noter toutefois, que d'après les solutions focales établies récemment par Taymaz et al. [1991], la différence de fonctionnement entre l'Est et l'Ouest n'existerait pas (ces auteurs mettent en doute la présence du mouvement sénestre sur la branche orientale).

2. Modèles géodynamiques

McKenzie [1970, 1972] est le premier à avoir délimité la "plaque égéenne", constituée de la mer Egée, de la Crète, d'une partie de la Grèce et d'une partie de la Turquie (figure 4). Le schéma géodynamique proposé par cet auteur est simple: le déplacement de la plaque arabe vers le Nord a pour conséquence de repousser la plaque turque vers l'Ouest qui elle même chasse la plaque égéenne vers le S-W (figure 4).

Ce modèle proposé par McKenzie [1972], suggère le prolongement vers l'Ouest du système de coulissage dextre nord-anatolien: celui-ci devrait traverser le Nord de l'Egée et la Grèce Centrale pour aller se connecter à la fosse hellénique au niveau des îles Ioniennes.

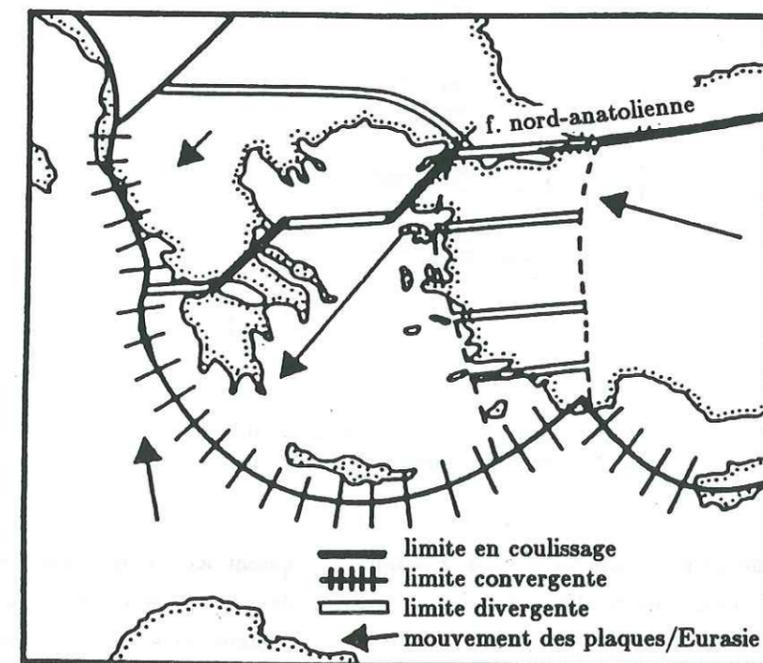


FIG. 4. - Schéma des limites de plaques et des mouvements entourant l'Egée obtenus à partir de la sismicité et de solutions focales. (D'après McKenzie, 1972).

Mercier et al. [1976] n'ont pas trouvé trace, du moins en Grèce continentale, de cette limite Nord de la plaque égéenne, et McKenzie, en 1978, a proposé un nouveau modèle géodynamique de l'Egée. Celui-ci prend de surcroît en compte l'existence, sous l'Egée, de la croûte amincie et du fort flux de chaleur.

McKenzie [1978] interprète l'amincissement crustal égéen principalement comme le résultat de l'action d'une cellule de convection associée au plongement de la plaque africaine sous l'Arc hellénique.

Ce nouveau modèle prend en considération l'existence d'une déformation diffuse au sein de la plaque égéenne, décrite auparavant comme strictement rigide.

Un modèle avec déformation diffuse avait été proposé par Tapponnier en 1977. Celui-ci attribue à l'ensemble des lithosphères de la région un comportement mécanique rigide-plastique: ainsi, l'auteur considère que la déformation du domaine égéen, dès le Miocène, est l'expression de l'extrusion plastique de la Turquie depuis le front de collision du Caucase, et de l'Egée depuis le front de collision dinaro-carpathique. Dans ce cadre-là, l'extension égéenne est une distension secondaire (figure 5).

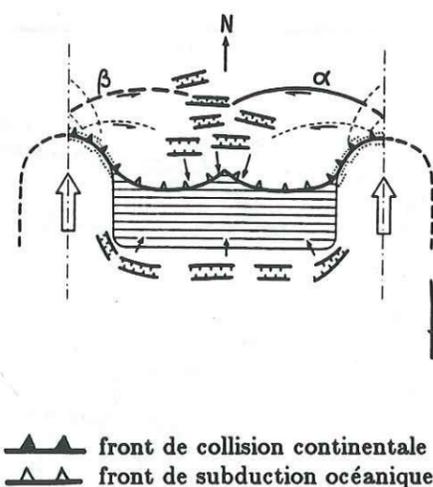


FIG. 5. - Schéma de poinçonnement rigide-plastique. Un bassin océanique résiduel subsiste entre deux poinçons continentaux. La lithosphère continentale "flue" des deux fronts de collision continentale vers la zone de subduction résiduelle. Le champ de lignes de glissement qui se développe est analogue à celui de situations de type tréfilage (drawing) ou extrusion en métallurgie (Hill, 1950). Un état de tension secondaire apparaît dans la partie centrale du champ. Une distension peut également se produire au voisinage de la marge du continent sud particulièrement si l'on admet que la traction exercée par le panneau de lithosphère océanique

Cette description qui nécessite l'existence de coulissements majeurs dans le domaine égéen, n'est pas réaliste: en effet, les failles qui sont observées en Egée montrent principalement des jeux normaux. Par ailleurs, ce modèle ne tient pas compte de ce qui se passe en profondeur (traction du panneau lithosphérique subduit, par exemple, [Le Pichon, 1979 ; Sorel, 1989]).

L'amincissement de la croûte égéenne est attribué par McKenzie [1978] à un mécanisme d'étirement. Cette vision est différente de celle de Makris [1976] qui tente de trouver l'origine de l'amincissement égéen dans un mécanisme gravitaire. D'après cet auteur, l'étirement est provoqué par l'ascension depuis l'asthénosphère d'une plume mantellique chaude qui s'étale depuis l'intérieur vers l'extérieur du domaine égéen. Le modèle de Makris est généralement rejeté d'une part parce qu'il considère le processus de subduction comme actuellement révolu en Egée, d'autre part parce qu'il implique une disposition radiale de l'amincissement égéen [Rotstein, 1985]. Berckhemer [1977] et d'autres auteurs favorisent également des hypothèses gravitaires.

A l'instar de McKenzie [1978], Le Pichon & Angelier [1979] et Mercier [1981] expliquent l'étirement en accordant un rôle déterminant aux interactions entre les différentes plaques lithosphériques qui composent la région.

Avec le modèle de Le Pichon et Angelier [1979; figure 6], ce n'est plus seulement le mouvement vers l'Ouest de la Turquie [McKenzie, 1970, 1972, 1978] mais aussi la subduction hellénique qui conditionne la déformation du domaine égéen. Ces auteurs modélisent la subduction hellénique (convergence Afrique-Arc hellénique) par la rotation horaire du front d'une plaque semi-rigide autour d'un pôle eulérien situé dans le Sud de l'Adriatique (figure 6). Cette rotation explique le mouvement décrochant senestre prenant place dans les fosses de Plinie et de Strabo [McKenzie, 1978] (figure 3). L'ampleur du mouvement rotationnel est, dans ce modèle, de 30° depuis 13 millions d'années (limite Miocène moyen-Miocène supérieur).

Si Le Pichon et Angelier admettent eux aussi l'étalement gravitaire de l'Egée, c'est cette fois-ci non plus directement en réponse à des mouvements verticaux de matière, mais au retrait de la ligne de flexure de la lithosphère plongeante ("roll-back", "slab-pull", "slab retreat" [Elsasser, 1971]) de la

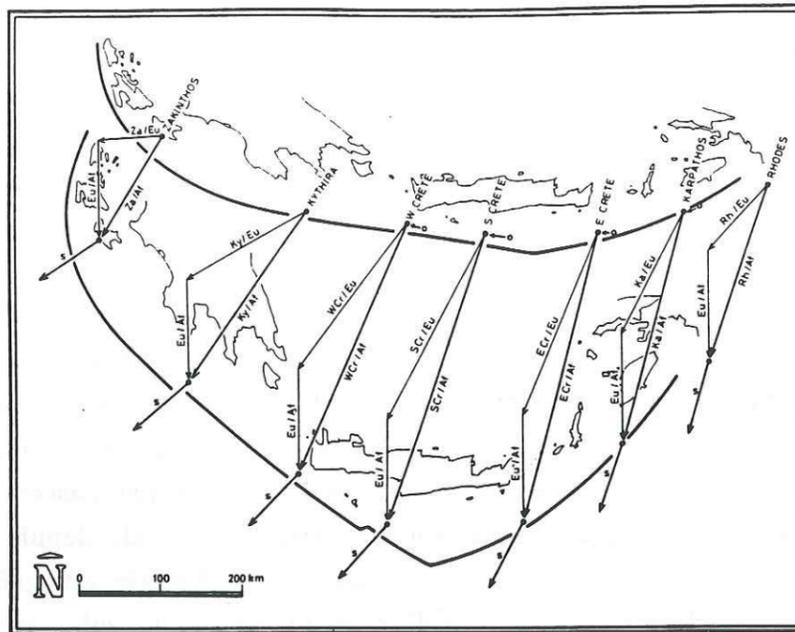


FIG. 6. - Déplacements instantanés et totaux de l'arc hellénique. Le cadre est attaché à l'Afrique; l'arc et la fosse helléniques sont représentés en trait épais sous leur configuration actuelle et il y a 13 Ma. Vecteurs de déplacement total par rapport à l'Europe (par exemple: Za/Eu) et par rapport à l'Afrique (Za/Af) pour sept points de la marge hellénique (points noirs). Eu/Af=déplacement de l'Europe par rapport à l'Afrique. S=vecteurs de déplacement instantané par rapport à l'Afrique, d'après l'analyse des mécanismes au foyer de séismes proches des fosses. Les petits cercles vides indiquent les emplacements de quatre points (W Cr, S Cr, E Cr et Ka) de la reconstruction de Le Pichon & Angelier [1979]. (D'après Le Pichon et al., 1982).

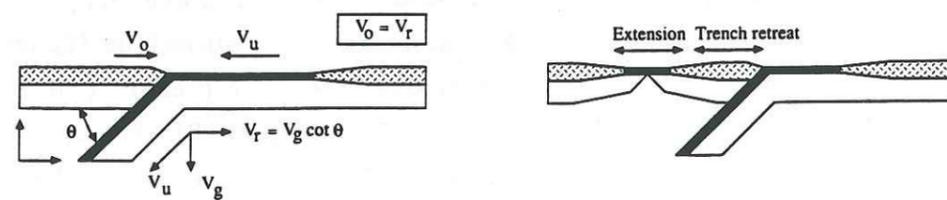


FIG. 7.- Principe de la migration d'arc ("slab retreat"). Dans un référentiel fixe par rapport à l'asthénosphère, deux plaques convergent respectivement aux vitesses V_o et V_u , la vitesse du panneau plongeant montre une composante verticale V_g . La ligne de fosse va se déplacer vers la plaque subduite à la vitesse $V_r = V_g \cot \theta$. Si $V_o < V_r$, le style tectonique va être caractérisé par de l'extension dans la région d'arrière-arc. (Modifié d'après Malinverno & Ryan, 1986).

subduction égéenne, au fur et à mesure que le panneau lithosphérique subduit [Le Pichon, 1979 ; Le Pichon & Angelier, 1979 ; figure 7]. Cette description a entre autres le défaut de ne considérer que les parties de la plaque subduite présentant une activité sismique: la tomographie sismique [Spakman et al., 1988] suggère maintenant que la longueur de plaque subduite est plus importante que Le Pichon et Angelier ne le pensaient initialement.

Mercier et al. [1976] mettent en doute l'indéformabilité de la plaque égéenne en considérant l'existence d'un continuum de déformation pour expliquer les séismes et les déformations récentes importantes observées en Egée. Mercier [1976, 1977] envisage le domaine égéen comme une bordure plastiquement déformée de la plaque eurasiatique. Cet auteur est plutôt favorable à une déformation contrôlée par les contraintes aux limites convergentes pour expliquer les variations temporelles du régime tectonique [1981]. Sorel et al. [1988] interprètent ces variations par des fluctuations de la traction du panneau subduit. Lyon-Caen et al. [1988] considèrent que l'existence, depuis un âge pliocène, d'un étirement E-W près de la zone de subduction, peut être un effet de la collision naissante de la partie Sud de l'Arc hellénique avec la marge africaine.

Le modèle de Rotstein [1985 ; figure 8] explique l'étirement égéen à l'aide du concept de collision d'arc latérale: tandis que le bloc anatolien peut tourner

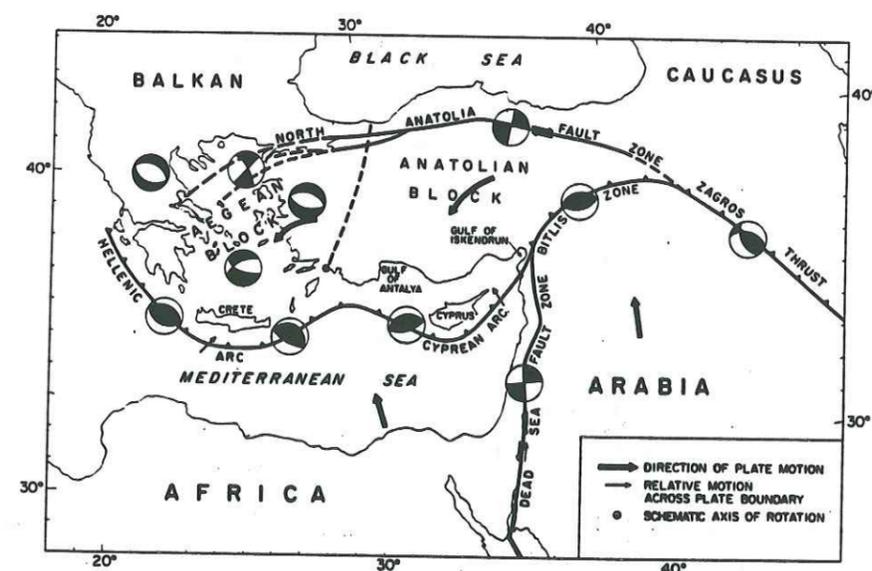


FIG. 8. - Configuration schématique de la tectonique active du Proche-Orient. Des solutions focales typiques sont également dessinées. (D'après Rotstein, 1985).

librement sur lui même dans le sens anti-horaire sous la poussée de l'Arabie, le bloc égéen en est empêché par la présence, au Nord de Rhodes, d'une collision d'arc latérale (cette dernière est liée à l'obliquité de la subduction le long de cette partie orientale de l'Arc hellénique). L'étirement égéen résulte du blocage de la rotation.

Le modèle de Kissel [Kissel, 1986 ; Kissel & Laj, 1988] est basé sur des données paléomagnétiques (figure 9). Ces dernières indiquent l'existence de rotations des branches occidentale et orientale de l'arc depuis le Miocène.

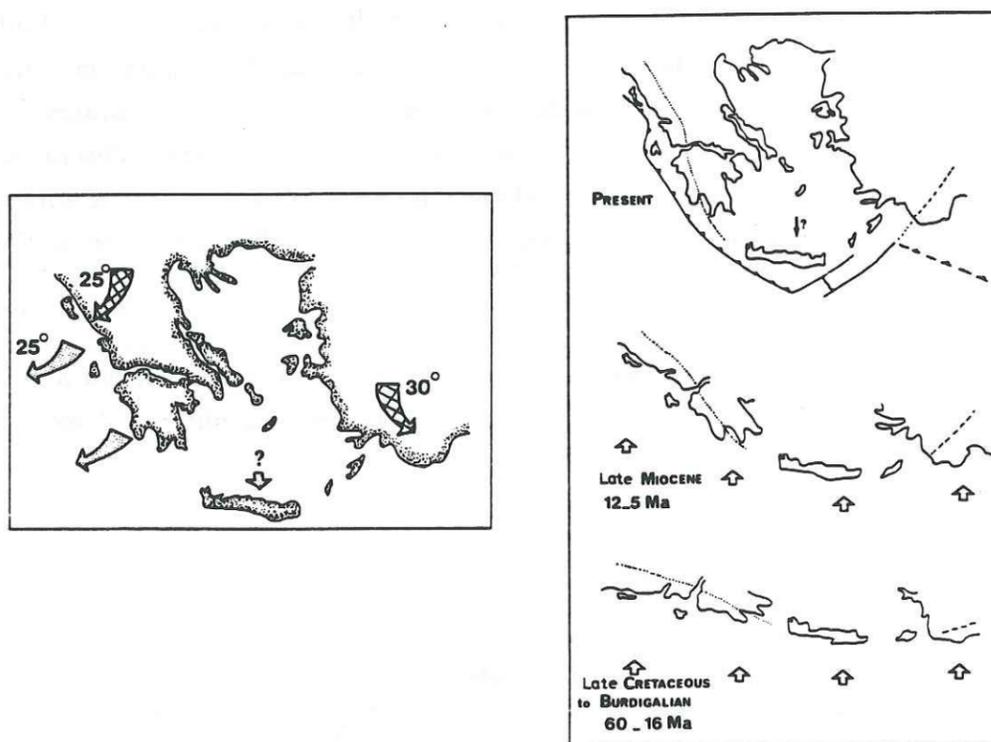


FIG. 9. - A gauche: carte schématique présentant les phases rotationnelles documentées par les études paléomagnétiques. Tandis que les rotations en sens opposés affectent pendant le Miocène moyen les deux branches de l'arc, la rotation Plio-Quaternaire concerne uniquement l'arc occidental. Flèches quadrillées: rotations mi-Miocène; flèches ombrées: rotation Plio-Quaternaire. A droite: évolution de la courbure de l'arc égéen au cours du Tertiaire. Les flèches blanches illustrent la dérive en direction du Nord de l'Egée depuis au moins le Paléocène inférieur-Miocène moyen. La ligne pointillée représente le chevauchement du Pinde; la ligne tiretée, le front des nappes Lyciennes. Ces deux lignes sont dessinées comme support visuel des paléo-orientations des structures des deux branches de l'arc. Initialement, l'arc était presque linéaire et de direction E-W. (D'après Kissel & Laj, 1988).

Le modèle proposé fait appel à la fois à des mécanismes de poinçonnement rigide-plastique et de rotation de plaque:

- Les rotations horaires de 25° et antihoraires de 30° qui, au Miocène affectent respectivement les branches ionienne et levantine de l'arc, sont interprétées en terme de déformation continue, selon des modalités analogues à celles du modèle proposé par Tapponnier [1977].

- La branche occidentale de l'arc est soumise à une rotation horaire de 25° plio-quaternaire, qui est comparée à la rotation Miocène-Actuel proposée par Le Pichon et Angelier [1979].

En fait, les données paléomagnétiques remettent en cause aussi bien le modèle de Tapponnier que celui de Le Pichon et Angelier [Kissel & Laj, 1988]. En effet, d'une part, du point de vue des âges des déplacements et des déformations concernés, il existe des contradictions entre ces deux modèles et les données paléomagnétiques. D'autre part, en ce qui concerne la rotation envisagée par Le Pichon et Angelier, celle-ci ne rend pas compte du fait qu'Epire et Albanie subissent également la rotation plio-quaternaire [Speranza et al., 1992].

Le modèle géodynamique de Taymaz et al. [1991] semble particulièrement cohérent (figure 10). Il tient compte des rotations mises en évidence par les travaux de Laj et al [1982], Kissel [1984], Kissel et Poisson [1986, 1987]. Le modèle reprend le raisonnement de McKenzie [1972]: le décrochement nord-anatolien se prolongerait vers l'Ouest, mais en se ramifiant sur plusieurs zones de failles décrochantes ou normales lors de son passage à travers l'Egée et la Grèce Centrale. La subduction continentale en Grèce nord-occidentale et en Albanie freinerait la rotation induite par le système de décrochements dextres E-W. Le mouvement général dextre ne pouvant pas être ainsi accommodé se traduit par un raccourcissement E-W en Nord-Egée, compensé en Egée du Sud par de l'étirement N-S. Ce dernier peut se réaliser facilement du fait de la présence du "roll-back" de la subduction hellénique au Sud. Taymaz et al. [1991] décrivent la déformation du domaine égéen sous la forme d'un système de lattes brisées liées à des bordures animées de rotations (figure 11).

Les dispositifs géodynamiques qui viennent d'être rappelés ne sont pas exhaustifs, mais sans doute représentatifs de l'ensemble des très nombreux

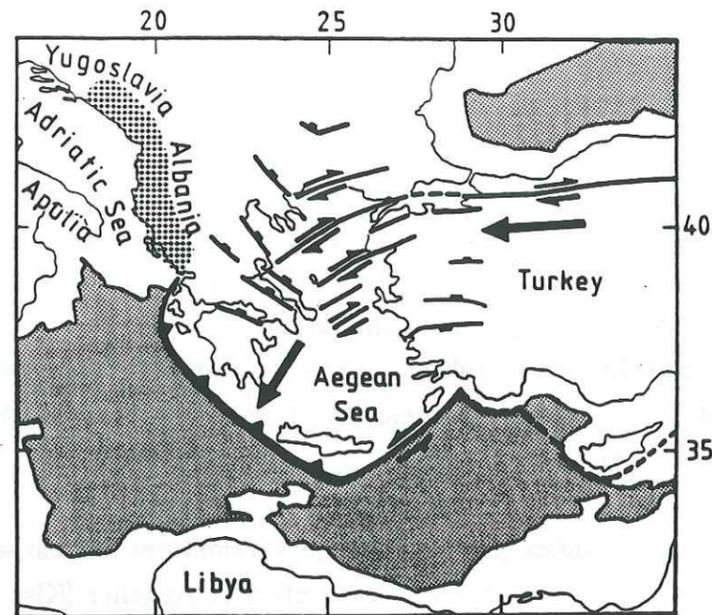


FIG. 10. - Schéma des mouvements dans la région égéenne. Les failles sont représentées de façon simplifiée par les traits épais: celles qui montrent un jeu prédominant normal sont marquées par un rectangle du côté du compartiment affaissé; les failles à jeu en coulissage prédominant sont marquées par des flèches. La fosse hellénique présente des triangles pleins du côté chevauchant (égéen). Les régions représentées en noir, des mers Noire et Méditerranée, ont des profondeurs supérieures à 1800 m et coïncident approximativement avec les régions à croûte océanique. La croûte continentale est en blanc. Les grandes flèches indiquent le mouvement vers l'Ouest de la Turquie et le mouvement vers le Sud-Ouest de l'Egée méridionale, tous les deux par rapport à l'Eurasie. La région pointillée des côtes albanaise et yougoslave est le lieu de la compression continentale active provoquée par l'affrontement de cette région avec les plateformes adriatique et apulienne. C'est cet affrontement continent/continent qui résiste au déplacement vers l'Ouest de la Turquie, de la Grèce et de l'Egée, et pousse la mer Egée vers le Sud-Ouest, où elle peut facilement chevaucher la croûte océanique méditerranéenne dans la fosse hellénique. (D'après Taymaz et al., 1991).

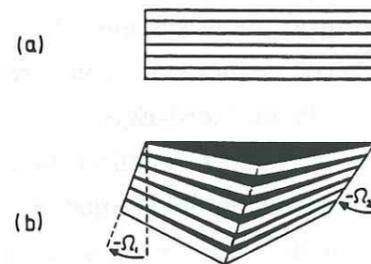


FIG. 11. - Schéma illustrant la rotation de lattes parallèles brisées. (a) Configuration de départ: les lattes sont parallèles. (b) La bordure droite des lattes a tourné de façon plus importante que la bordure gauche. Cela provoque du raccourcissement parallèle aux lattes, compensé par une rotation et la brisure des lattes qui se séparent pour créer des interstices (en noir). (D'après Taymaz et al., 1991).

modèles géodynamiques qui ont été proposés pour l'Arc égéen. Nous discuterons ultérieurement de la cohérence des résultats de notre étude régionale avec ces modèles.

B - LA SUBDUCTION CONTINENTALE ADRIATIQUE

La limite Nord-Ouest de l'Arc égéen est classiquement située au niveau de l'île de Céphalonie à l'endroit où l'escarpement apulien s'engage dans la subduction hellénique [Sorel, 1976 ; Le Pichon & Angelier, 1979]. Au-delà, la croûte océanique ou continentale amincie ionienne ($H = 15 - 30$ km) laisse en effet place à la croûte continentale épaisse ($H = 25 - 35$ km) de la plate-forme adriatico-apulienne [Geiss, 1987 ; Skoko et al., 1987]. D'autre part, l'importance du raccourcissement intra-continentale indique un affrontement de plaques de type continental entre le bloc adriatique et la plaque eurasiatique [Sorel, 1989 ; Sorel et al., 1992].

Du point de vue sismotectonique, schématiquement la région se présente de la façon suivante: un bloc peu déformé, asismique, le bloc adriatique ou Adrie (Adria) [Channell et al., 1979], qui comprend la plaine du Pô, la mer Adriatique et l'Apulie, est entouré par les arcs d'une chaîne de montagnes, fortement sismique, qui depuis l'Italie en passant autour de la plaine du Pô jusqu'à la Grèce est constituée par les Apennins, les Alpes, les Dinarides et les Hellénides (figure 12 et 13).



▲▲▲ front externe d'allochtonie des nappes.

FIG. 12. - Schéma du contexte géotectonique de l'Adrie. (Inspiré d'Horvath & Berckhemer, 1982).

Ce bloc adriatique représente le reste de la plaque adriatique, détachée de l'Afrique au Mésozoïque, et aujourd'hui largement incorporée par subduction continentale et océanique dans les chaînes avoisinantes.

Une telle disposition de zones peu et fortement déformées a fait apparaître, il y a déjà assez longtemps, l'idée d'un poinçonnement de l'Eurasie par le promontoire adriatique de l'Afrique [Argand, 1924]. C'est à partir de cette description que Tapponnier en 1977 a construit son modèle de déformation du système alpin en Méditerranée (voir précédemment figure 5).

A présent, la répartition de la sismicité et les orientations des vecteurs glissement des séismes majeurs de la région laissent penser à l'existence d'une microplaque adriatique indépendante de l'Afrique: le mouvement actuel de l'Adrie par rapport à l'Eurasie est en effet décrit, d'après ces données, par une rotation anti-horaire de bloc rigide autour d'un pôle eulérien situé dans le Nord de l'Italie [figure 13 ; Anderson & Jackson, 1987].

Il apparaît donc clairement que la déformation de la zone adriatique ne reflète pas directement la convergence N-S survenant entre l'Afrique et l'Eurasie. Le mouvement actuel de la plate-forme adriatique serait la poursuite d'une rotation anti-horaire de 30° ayant commencé au début du Tertiaire [Vandenberg, 1983 ; Vandenberg & Zijderveld, 1982]. Toutefois, l'existence de cette rotation tertiaire est mise en doute par Westphal et al. [1986] et Savostin et al. [1986].

La notion d'une microplaque adriatique pose également le problème de l'existence d'une limite de plaque entre l'Adrie et l'Afrique. Tandis qu'Anderson et Jackson [1987] la placent au niveau du détroit d'Otrante (figure 13, gauche), Funiciello et al. [1988] et Westaway [1990] la situent au niveau du promontoire de Gargano (au centre de l'Adriatique; figure 13). Finalement Westaway [communication personnelle] considère une déformation interne de l'Adrie. Néanmoins, cette dernière est difficilement compatible avec le comportement asismique du bloc adriatique [Anderson & Jackson, 1987]. D'un autre côté, l'éventuelle limite de plaque, où qu'elle soit située entre Adrie et Afrique, n'est pas pour sa part soulignée de façon évidente par la sismicité (figure 13).

En ce qui concerne le moteur du déplacement de cette "microplaque",

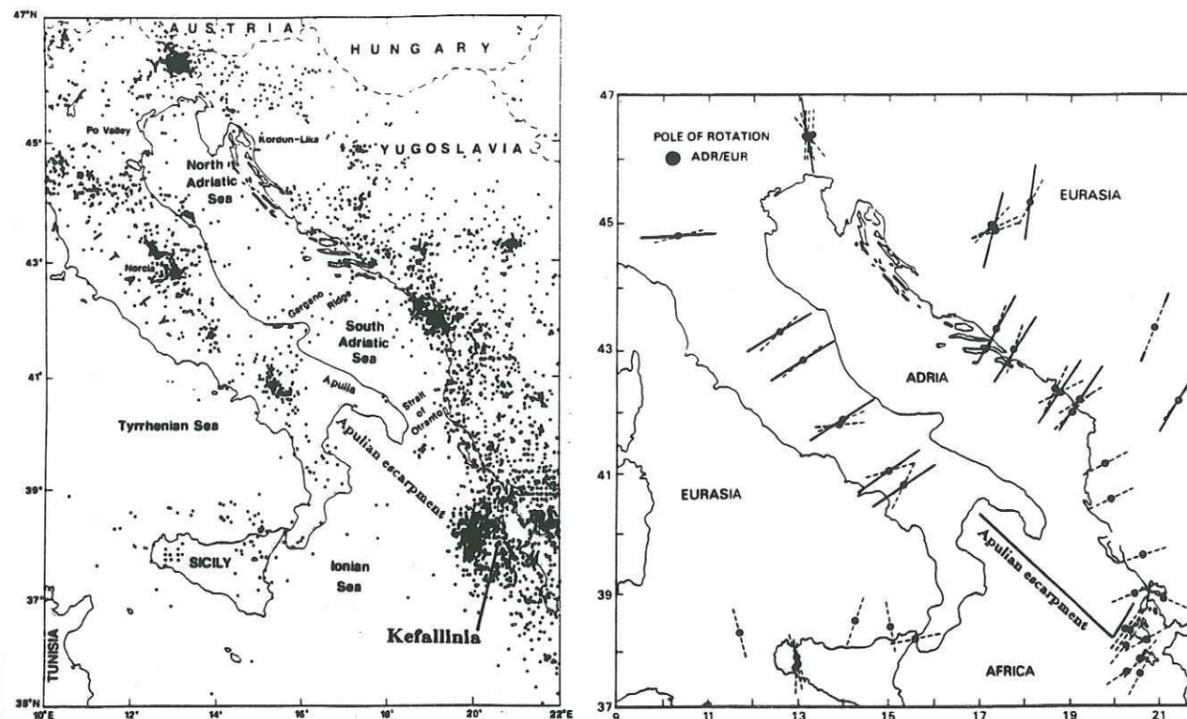


FIG. 13.- A gauche, sismicité de la région adriatique, signalée à moins de 50 km de profondeur par l'U.S.G.S. de 1963 à avril 1984. Tous les événements sont reportés, y compris ceux trop petits ou enregistrés par trop peu de stations pour qu'une magnitude soit déterminée. A droite, comparaison entre les vecteurs glissement observés d'après les solutions focales (lignes pointillées) et les vecteurs glissement calculés pour une rotation entre l'Adrie et l'Eurasie selon un pôle en 45,8° N - 10,2° E (lignes continues). (D'après Anderson & Jackson, 1987).

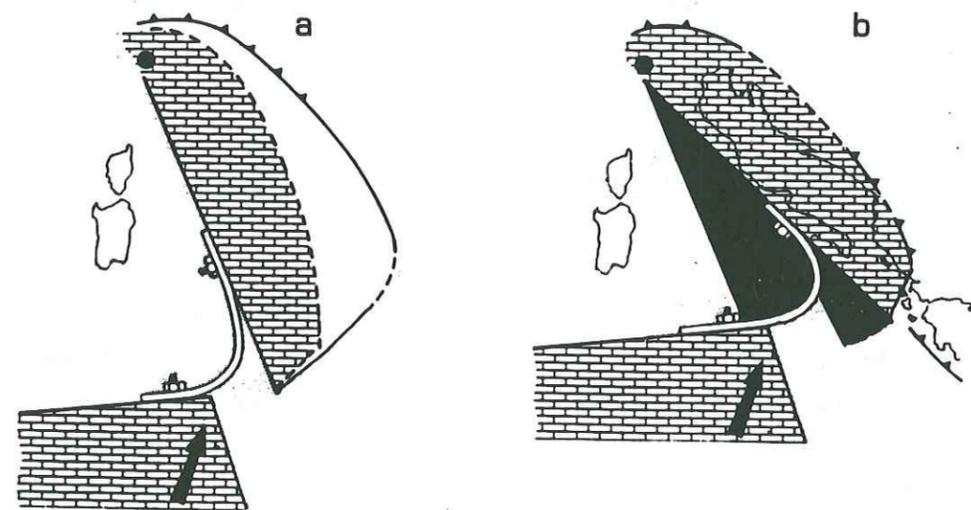


FIG. 14.- Proposition d'un mécanisme moteur de la rotation de l'Adriatique de la fin du Miocène (a) au Présent (b). La flèche indique approximativement la direction de poussée de l'Afrique: la liaison structurale entre les avant-pays adriatique et africain (constituée en réalité par l'arc calabrais et le panneau subduit sous-jacent) est modélisée par une barre courbe fixée aux deux points marqués par des boulons. On considère que la barre montre un comportement rhéologique élasto-plastique qui permet, à court terme, la transmission de la contrainte, à long terme, la déformation permanente. Les modalités de déformation de cette "liaison" sont également fortement conditionnées par le comportement rhéologique de la structure crustale et mantellique environnante. Les zones en noir des bassins tyrrhénien et ionien indiquent, de façon schématique, les taux d'extension qui sont survenus à la suite de la rotation adriatique. En (a), l'emplacement présumé de la collision Adriatique-Balkans fini-Miocène est également reporté pour référence (ligne barbulée). (D'après Mantovani et al., 1990).

Mantovani et al. [1990] (qui placent la limite Sud de la plaque au niveau de l'escarpement apulien et de la faille de Céphalonie) considèrent que la rotation du bloc adriatique est induite par la poussée de l'Afrique transmise à travers l'Arc calabrais (figure 14). Westaway [1990] explique le mouvement de l'Adriatique en invoquant une déformation interne de la plaque africaine. Cette dernière transformerait, au niveau de la Méditerranée centrale, le mouvement de la partie la plus septentrionale de la plaque: le mouvement vers le Nord, cohérent avec ceux qui sont observés plus à l'Ouest, deviendrait un mouvement vers le N-E.

Finalement, il apparaît à la lecture des différents auteurs qu'on ignore actuellement si la convergence de plaques au niveau de l'Epire s'effectue entre Eurasie et Afrique ou entre Eurasie et microplaque adriatique. Quoiqu'il en soit, les vecteurs glissement des gros séismes indiquent une convergence approximativement $N70^\circ$ [Anderson & Jackson, 1987]. Celle-ci se traduit par le sous-charriage de la lithosphère continentale adriatique sous les Dinarides et le Nord des Hellénides [Spakman et al., 1988]. Les études néotectoniques [Sorel, 1976, 1989 ; Jamet, 1982] et les mesures de contraintes in-situ [Paquin et al., 1984 ; voir plus loin figure 29] signalent quant à elles l'existence d'un raccourcissement actuel également sensiblement $N70^\circ$ à Corfou, en Epire et en Albanie.

II - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE

La partie de la Grèce nord-occidentale considérée dans ce travail comprend les terrains situés à l'Ouest du front de chevauchement de la zone du Pinde, s'étendant du Sud au Nord, de la rive septentrionale du golfe de Corinthe à la frontière albanaise. Le golfe Ambracique (ou golfe d'Arta) sépare les deux provinces d'Epire au Nord (figure 15), d'Acarnanie au Sud (figure 16). A l'Est de l'Acarnanie, se trouve l'Etolie dont seule la partie occidentale est concernée par cette étude. Les six principales îles Ioniennes qui s'égrènent le long des côtes de la Grèce nord-occidentale, sont du Nord au Sud: Corfou (Kerkyra), Leucade (Levkas), Paxi, Ithaque (Ithaki), Céphalonie (Kefalonia), Zante (Zakynthos).

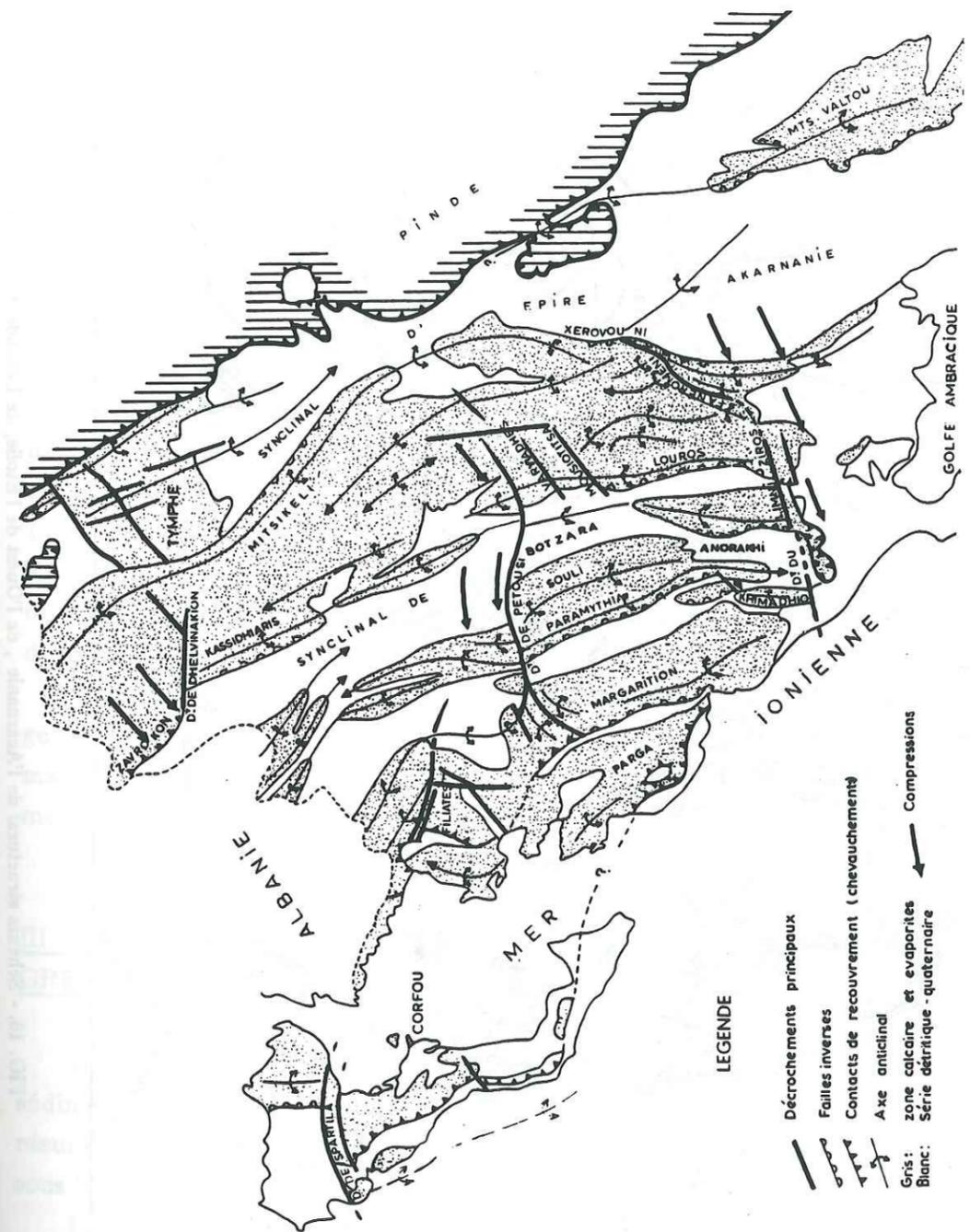


FIG. 15. - Schéma structural de l'Epire. (D'après IGRS-IFP, 1966).

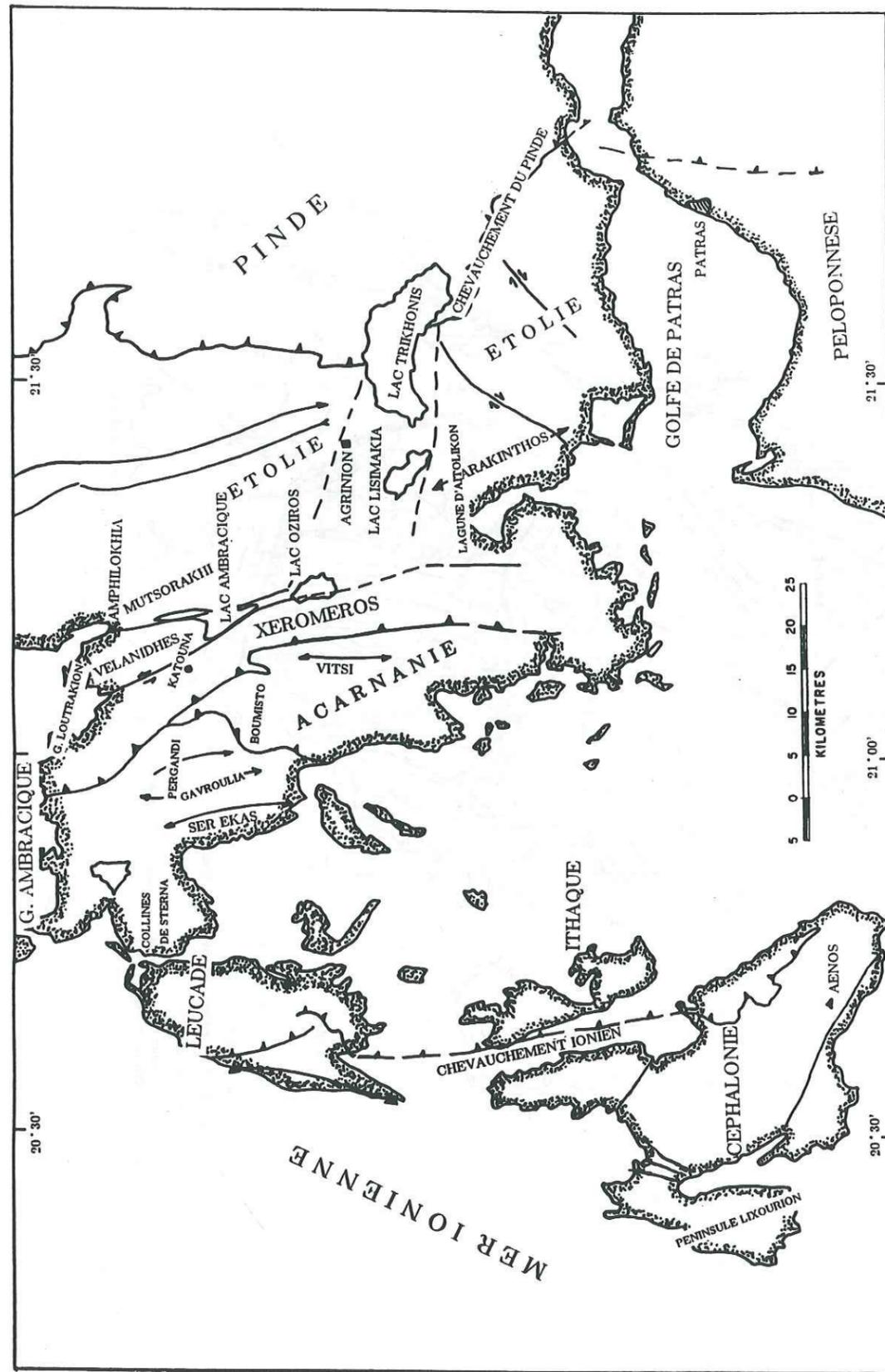


FIG. 16. - Schéma structural de l'Acarnanie, de l'Ouest de l'Étolie, de Leucade et Céphalonie. (Modifié d'après Jenkins, 1972).

L'Épire présente un relief varié. A la faible topographie des plaines côtières d'Arta, du bas Kalamas et du bas Achéron s'oppose à l'intérieur des terres, un relief accusé marqué par une alternance d'anticlinaux et de synclinaux de direction NNW-SSE (direction dinarique). Le point culminant (2497 m) se trouve dans le massif du Tymphé ; de nombreux autres anticlinaux montrent des altitudes supérieures à 1500 mètres: Nemertska, Tomaros, Aeti, Mitsikeli, Paramythia, ...

Au Sud, le golfe Ambracique constitue une dépression très peu profonde (quelques dizaines de mètres).

En Acarnanie, une série d'anticlinaux N-S, disposés en échelons compressifs sur la direction N150° forment également les plus hauts reliefs ("montagnes d'Acarnanie") [Sorel, 1989]. Leurs altitudes sont comprises entre 900 et 1600 mètres. Respectivement à l'Ouest et à l'Est de ces massifs on trouve les collines de Sterna et une étendue à topographie régulière (altitude maximale 600 mètres), le Xéroméros. Plus à l'Est encore, marquant la bordure occidentale de l'Étolie, des massifs calcaires d'élévation moyenne (moins de 1000 m) forment le prolongement vers le Sud de la chaîne épirote du Xérovouni: la succession du Nord au Sud des massifs NNW-SSE du Vélanidhes, du Mutsorakhi et du mont Arakinien est interrompue par le fossé transverse d'Agrinion.

Une topographie élevée (1182 mètres à l'Oros Stavrota) et une allure générale bombée caractérisent Leucade. Céphalonie est constituée par un massif allongé NW-SE dont le plus haut sommet (l'Ainos) culmine à 1628 mètres.

III - EVOLUTION STRUCTURALE DES HELLENIDES EXTERNES EN GRECE NORD-OCCIDENTALE

La chaîne des Hellénides externes est une chaîne de couvertures sédimentaires décollées, plissées et charriées en direction de l'Ouest. Elle résulte de la subduction continentale (âge alpin) de la plaque adriatique (Adrie) sous la plaque eurasiatique.

Les Hellénides externes sont ici limitées à l'Est par le chevauchement de la couverture de la zone du Pinde. Elles se distinguent du reste de la chaîne par le fait qu'elles ne sont pas affectées par une phase tectonique anté-Cénozoïque

[Thiébaud, 1982]. Le tronçon qui nous intéresse s'étend sur l'Ouest de l'Épire, l'Acarnanie, l'Ouest de l'Étolie et les îles Ioniennes.

D'Ouest en Est, on distingue dans les Hellénides externes, trois ensembles sédimentaires mésozoïques qui sont respectivement la zone préapulienne, la zone ionienne et la zone du Gavrovo-Tripolitza [Aubouin, 1959]. Ces zones se chevauchent les unes les autres vers le Sud-Ouest ou le Sud (au Nord du golfe de Patras, la zone du Gavrovo est simplement juxtaposée à la zone ionienne) (figure 17).

Cette disposition dénote une progression de la déformation de l'intérieur (Est) vers l'avant-pays (W-SW) de la chaîne [Aubouin, 1959]. A noter que le front de la chaîne devait probablement avancer vers le SSW avant le Miocène, époque à laquelle débute la rotation horaire de 50° de la Grèce du NW [Kissel & Laj, 1988 ; figure 9].

En ce qui concerne les Hellénides externes et plus particulièrement les zones ioniennes et préapulienne de Grèce nord-occidentale, l'acquisition des structures s'est faite depuis le Miocène, au cours de trois phases tectoniques compressives de courtes durées [Sorel, 1989 ; Sorel et al., 1992].

A - Cadre stratigraphique général

L'essentiel de la couverture sédimentaire d'Épire, d'Acarnanie et des îles Ioniennes appartient aux zones ionienne et préapulienne (figure 17). Pour chaque zone, on retrouve:

- En base de série, des évaporites triasiques (au moins 3500 mètres d'épaisseur à Filiatès [IGRS-IFP, 1966]) reposent sur un substratum de nature continentale [ref. in Sorel, 1989]. Uniquement connues en zone préapulienne par forage, à Paxi [IGRS-IFP, 1966] et à Zante [B.P., 1971], elles affleurent largement en zone ionienne (Acarnanie, Céphalonie, partie ionienne de Zante) où elles se présentent le plus souvent sous la forme de brèches résiduelles de dissolution calcaréo-dolomitiques. Ces affleurements résultent soit d'érosions presque complètes de lames chevauchantes de la couverture ionienne (affleurements du S-E de Céphalonie, du Xéroméros, de Corfou) [Sorel, 1989], soit de phénomènes de diapirisme évaporitique (anticlinal du mont Skopos à

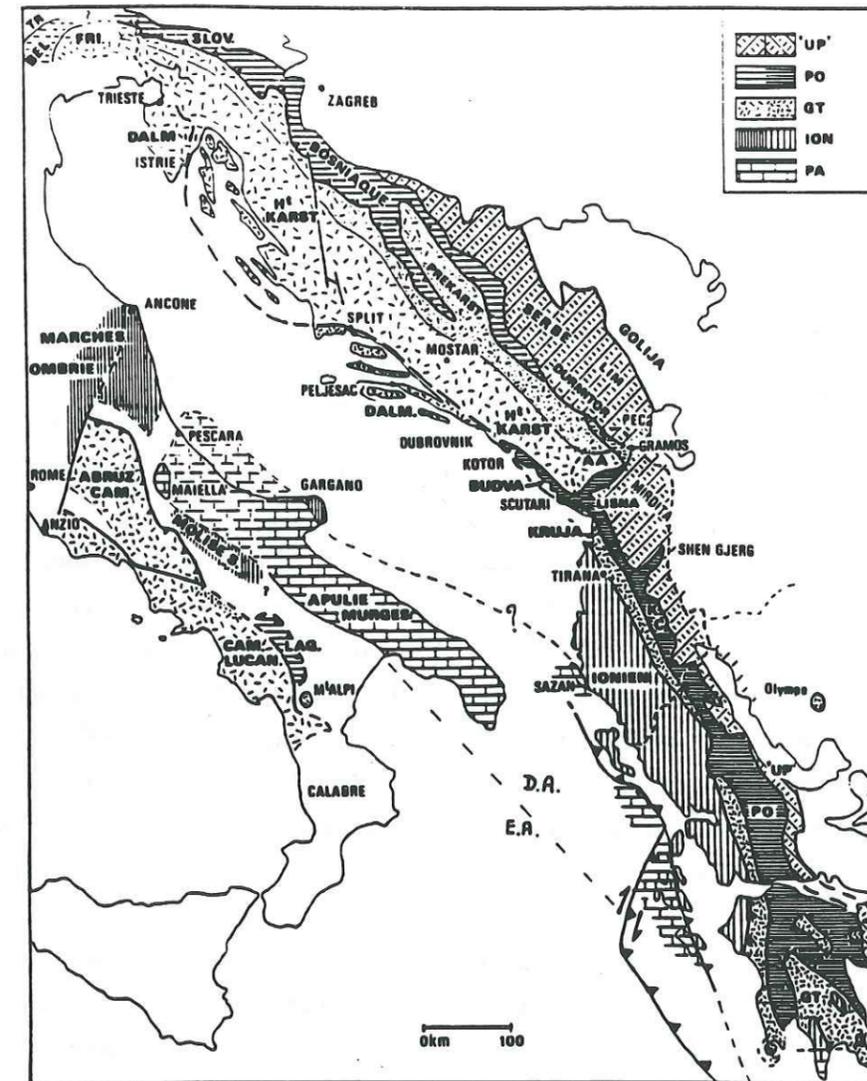


FIG. 17.- Schéma structural simplifié et zones isopiques externes et intermédiaires des Hellénides-Dinarides et d'une partie de l'Apennin. PA: zone préapulienne-apulienne en Grèce, de Sazan en Albanie, série d'Apulie et des Murges en Italie. ION: hachures espacées: zone ionienne en Grèce et Albanie. Hachures serrées: séries du Gargano, de Marche-Ombrie, de Molise en Italie. GT : figuré serré: zone du Gavrovo-Tripolitza en Grèce, de Kruja en Albanie; zone dalmate en Yougoslavie. Figuré espacé: zones plus internes (derrière la zone du Pinde) des Alpes albanaises (AA), du haut-Karst et du Frioul (Fri) en Yougoslavie. Séries des Abruzzes, de Campanie et de Lucanie en Italie. PO: zone du Pinde-Olonos en Grèce, de Krasta-Cukali en Albanie; zones de Budva, bosniaque, slovène, en Yougoslavie; série du Lagonegro en Italie. "UP": zones ultra-pindiques: du Kosiakas et maliaque en Grèce, de la Mirdita en Albanie; de Serbie en Yougoslavie. EA: escarpement apulien, entre la dorsale apulienne (DA) et le bassin profond de la mer Ionienne au Sud. (D'après Sorel, 1989. Modifié d'après Thiébaud, 1982, pour les limites des zones isopiques en mer Adriatique).

Zante, Underhill, 1988 ; diapir de Vrízéla près de Filiatès, IGRS-IFP, 1966). Généralement, le gypse et les brèches accompagnent les accidents majeurs d'Épire et d'Acarnanie: base du chevauchement de Parga par exemple [IGRS-IFP, 1966]. Le niveau évaporitique a joué un rôle majeur en tant que niveau de décollement lors des différentes phases tectoniques.

- Du Trias supérieur à l'Eocène supérieur, une sédimentation carbonatée s'installe dans la région. L'épaisseur des dépôts est de l'ordre de 2000 mètres dans l'Ouest et le Centre de la zone ionienne. Cette épaisseur dépasse les 3000 mètres dans l'Est de la zone (massif du Tymphé, par exemple) [IGRS-IFP, 1966].

- Avec la surrection du Pinde à l'Eocène supérieur [Aubouin, 1959], débute dans les zones du Gavrovo et Ionienne, avant-pays de la chaîne, le dépôt de matériel détritique. Le flysch oligo-miocène atteint 6000 mètres dans le synclinal d'Épire-Acarnanie, sillon ou fosse frontale de la chaîne, son épaisseur se réduit notablement vers l'Ouest (quelques centaines de mètres dans le synclinal d'Ekkliasia) [IGRS-IFP, 1966]. En zone préapulienne, les apports détritiques, surtout argileux, s'effectuent du Langhien au Pliocène inférieur (1200 m à Zante) [IGRS-IFP, 1966].

De façon schématique, l'épaisseur initiale de la couverture sédimentaire post-triasique atteint pratiquement 10000 mètres au niveau du synclinal d'Épire-Acarnanie, tandis que dans la plus grande partie de la zone ionienne, elle ne dépasse pas 4000 mètres. En zone préapulienne, cette même épaisseur est de l'ordre de 8000 mètres (figure 18). Il faut préciser que la série basale évaporitique peut localement être atteinte à des profondeurs plus importantes que celles indiquées précédemment, en particulier du fait des chevauchements des zones isopiques les unes sur les autres. L'ampleur exact de l'allochtonie est mal connue, mais elle est importante: Sorel [1989] à partir des données de l'IGRS-IFP [1966] et du paléomagnétisme estime que le chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne est supérieur à 40 km depuis le Miocène supérieur.

L'épaisseur totale de la série évaporitique n'étant pas connue, il est difficile de savoir à quelle profondeur se trouve le substratum en Grèce nord-occidentale. Sorel [communication personnelle] attribue à cette profondeur une valeur comprise entre 10 et 20 kilomètres.

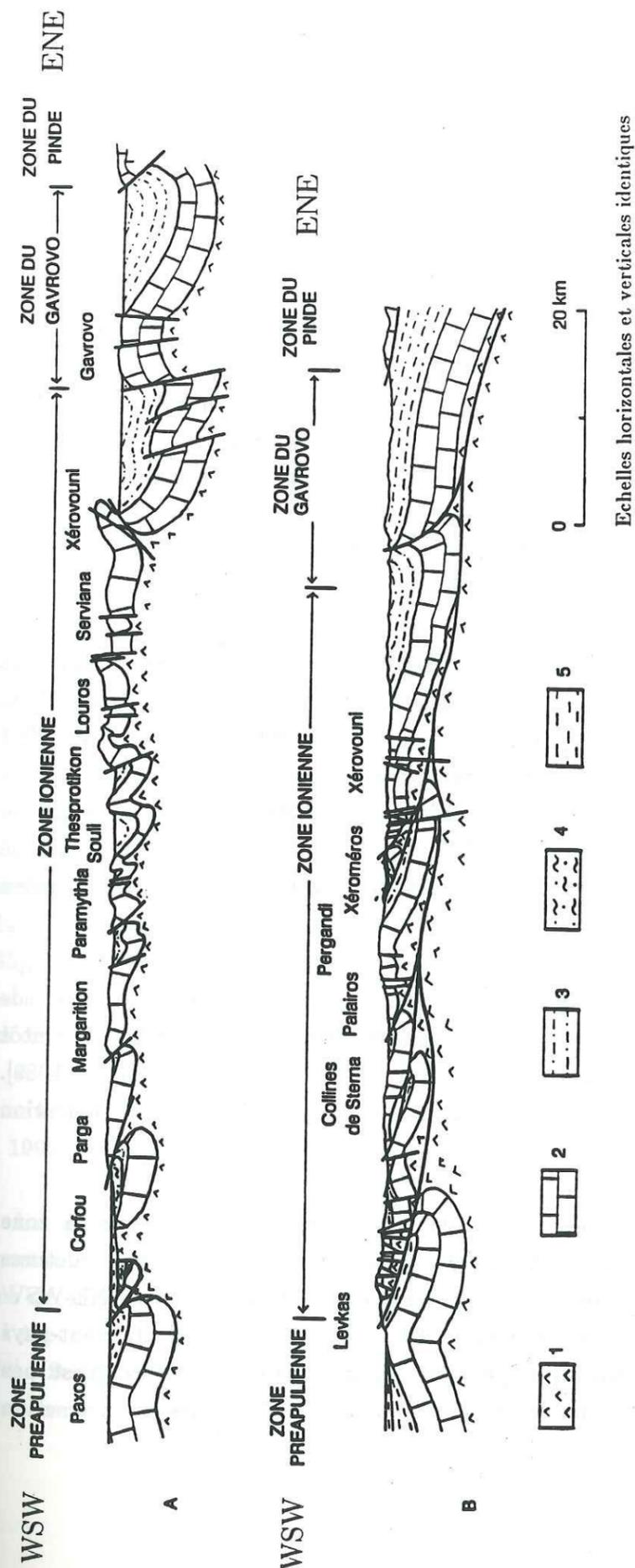


FIG. 18. - Coupes géologiques synthétiques à travers l'Épire (A, IGRS-IFP, 1966) et l'Acarnanie (B, BP, 1971). 1) Perno?-Trias: évaporites. 2) Trias sup.-Eocène (zone ionienne, zone du Gavrovo) ou Miocène inf. (zone préapulienne): série calcaire. 3) Oligocène inf.-Miocène moyen: flysch. 4) Miocène moyen-Pliocène inf. (zone ionienne): argiles et grès. 5) Pliocène inf.-Pliocène inf. (zone ionienne), Miocène moyen-Pliocène inf. (zone préapulienne): argiles et sables. (D'après Sorel, 1989).

B - Histoire tectonique

A partir du Miocène, dans le domaine externe et nord-occidental de l'Arc égéen, trois brèves phases tectoniques compressives alternent avec de longues périodes de calme tectonique [Sorel, 1989 ; Sorel et al., 1992]. Les phases compressives sont marquées par le jeu de structures anticlinales, de failles inverses et de rampes qui provoquent, entre autres, la surrection des îles et de la bordure ionienne. Entre ces phases brèves, les longues périodes tectoniquement calmes (qui correspondent au jeu aisé du front de subduction continentale) se manifestent par des périodes de subsidence.

1. La phase tectonique du Langhien inférieur (17-16 Ma, Miocène moyen) [IGRS-IFP, 1966]

Cette phase tectonique correspondrait au blocage du chevauchement frontal du Pinde, et à l'apparition du front chevauchant ionien à l'Ouest de la zone du même nom [Sorel, 1989 ; Sorel et al., 1992]. Ce front qui fait chevaucher la zone ionienne sur la zone préapulienne est sans doute à mettre en relation avec le début d'une rotation horaire de 25° de la terminaison ionienne de la chaîne [Kissel et al., 1985 ; figure 9] (cette rotation qui s'effectue de façon régulière cesse au Pliocène inférieur avec le blocage du front ionien [Sorel, 1989]).

L'apparition du front ionien est considérée soit plutôt comme le début de la subduction de l'Arc égéen [Sorel & Mercier, 1988 ; Sorel, 1989], soit plutôt comme la poursuite de la migration du front actif des Hellénides [Clews, 1989]. Ces deux conceptions ne sont pas antagonistes [Sorel, communication personnelle].

Pendant cette phase tectonique, la couverture sédimentaire de la zone ionienne, alors front de chaîne, acquiert l'essentiel de ses structures tectoniques sous l'effet d'un raccourcissement régional de direction ENE-WSW dans le repère actuel [IGRS-IFP, 1966 ; BP, 1971 ; Sorel, 1989]. L'avant-pays constitué alors par la zone préapulienne, dans les îles Ioniennes, n'est pas affecté par ce raccourcissement: il faut voir en cela l'influence de la traction

du panneau lithosphérique subduit sous les Hellénides [Sorel et al, 1988 ; Sorel, 1989].

2. La phase tectonique du Pliocène inférieur (5-4.2 Ma) [Sorel, 1976]

A la phase du Pliocène inférieur correspondent le blocage du front chevauchant ionien au Sud du golfe Ambracique et la formation d'un front toujours actif à l'Ouest de Leucade, Céphalonie et Zante, le front préapulien. Ce nouveau front permet le chevauchement de la zone préapulienne sur l'avant pays de l'arc [Sorel, 1976 ; Mercier et al., 1979 ; Cushing, 1985 ; figure 19]. La zone préapulienne, auparavant avant-pays adriatico-africain des Hellénides, se trouve incorporée dans la partie frontale de la chaîne: les principales structures de Zante, Céphalonie et Leucade (partie préapulienne) apparaissent [Sorel, 1976 ; Cushing, 1985]. L'île de Corfou, l'Acarnanie, probablement le Sud de l'Epire, subissent également de fortes déformations [Sorel, 1989]. Les structures formées au Langhien dans la zone ionienne sont réactivées [Sorel, 1976, 1989].

D'après les données paléomagnétiques [Laj et al., 1982 ; Kissel et al., 1985 ; Kissel & Laj, 1988], la rotation horaire plio-quadernaire de 25° de la branche ionienne de l'Arc égéen débute également vers 5 Ma. La partie de la zone préapulienne située au Nord de Leucade, non incorporée à la chaîne [Cushing, 1985], ne participe pas à cette rotation. Le pôle de rotation est celui de la rotation du front de l'Arc égéen par rapport à l'Afrique qui a été placé dans le Sud de l'Adriatique par Le Pichon et Angelier [1979] (en fait, la notion de pôle de rotation est contestable, car le matériau égéen se déforme [Sorel, communication personnelle]. D'autre part, l'Albanie tourne aussi [Speranza et al., 1992]: le "pôle" de rotation est plus au NW encore).

La phase tectonique du Pliocène (entre 5 et 4 Ma) est une étape importante dans l'histoire structurale de l'Arc égéen: en effet, depuis lors, le front de subduction de l'arc n'a pas été modifié. C'est cette définition de l'âge de l'Arc égéen qui était souvent retenue [Sorel, 1976 ; Mercier et al., 1976, 1979]. (Sorel [1989] pense qu'à présent, il vaut mieux dater le début de l'Arc égéen au commencement de la subduction de lithosphère océanique sous le

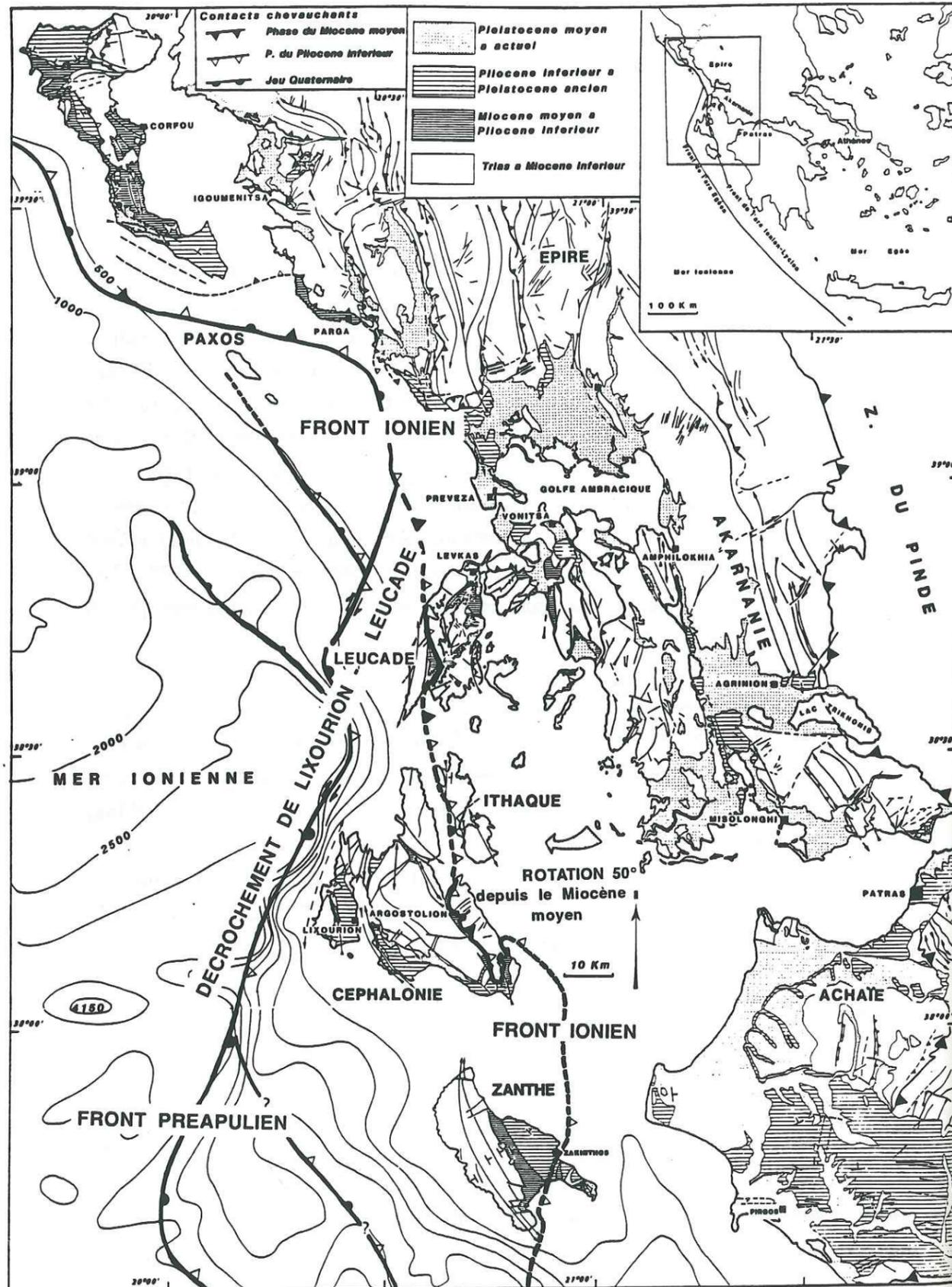


FIG. 19. - Carte structurale de l'Épire, de l'Acarnanie et des îles Ioniennes. (D'après Cushing, 1985).

front de la chaîne (Langhien)).

C'est aussi durant cette phase que se forme le grand accident dextre de la marge devant Céphalonie et Leucade, permettant l'étirement approximativement N-S du golfe Ambracique (les failles de Loutrakion, au Sud du golfe, sont connues pour être actives depuis le Pliocène au moins [Sorel, 1989]). L'accident de Lixourion-Leucade raccorde le front préapulien à la partie toujours active du front ionien plus au Nord, devant l'Épire, Corfou et l'Albanie [Cushing, 1985].

D'après Sorel [1989], le blocage de la partie méridionale du front ionien résulterait de la difficulté mécanique qui existe à subduire profondément une croûte continentale légère [Molnar & Gray, 1979 ; Mattauer, 1983, 1986]. Au Nord de Leucade, la convergence Afrique-Eurasie a été plus lente: le front ionien n'est pas encore bloqué devant Corfou et le Sud de l'Albanie [Sorel, 1989].

3. La phase tectonique du Pléistocène inférieur (1-0.7 Ma) [Mercier et al., 1972]

Cette phase compressive de la fin du Pléistocène inférieur affecte les deux zones ionienne et préapulienne. Elle ne coïncide pas avec l'apparition d'un nouveau front chevauchant de l'arc. Cette phase est accompagnée d'une surrection de plusieurs centaines de mètres de l'Arc égéen externe [Keraudren & Sorel, 1984]. Cette surrection pourrait provenir du réajustement isostatique provoqué par la rupture sous son propre poids de la lithosphère subduite [Sorel et al., 1988].

La phase pléistocène est caractérisée par:

- une réactivation des structures formées durant la phase du Pliocène inférieur. Le raccourcissement est de direction N60°-70° dans l'orientation actuelle à Zante, Céphalonie et Corfou [Mercier et al., 1972 ; Sorel, 1976 ; Jamet, 1982].
- la formation d'un bombement que l'on peut constater à Leucade, à Céphalonie, en Acarnanie [Bousquet, 1974].
- la présence de structures distensives locales, d'importance secondaire.

Ces dernières reflètent l'existence d'un étirement:

-soit très local, associé au bombement (failles normales d'extrados orientées N40° à Leucade par exemple [Cushing, 1985]).

-soit régional: l'étirement N-S initié depuis le Pliocène se poursuit toujours. Il se manifeste en particulier d'une part par l'étirement du golfe Ambracique, du fossé d'Agrinion [Sorel, 1989] et du golfe de Corinthe [Sébrier, 1977], d'autre part par le jeu d'un système de failles normales en échelons dextre N20° de la presqu'île de Lixourion à Céphalonie. Ce jeu est relatif au fonctionnement dextre de l'accident de Lixourion-Leucade.

4. Le régime tectonique du Pléistocène inférieur à l'Actuel

En réalité, la limite supérieure de la phase du Pléistocène inférieur n'est pas définie, et le régime tectonique que l'on observe actuellement refléterait la décroissance de la compression associée à cette phase [Mercier et al., 1972].

Même si l'on observe la subsidence du chenal situé entre la côte et les îles, la compression ENE-WSW se maintient le long de la marge ionienne [Sorel, 1989]. Au niveau du flysch du synclinal d'Épire-Acarmanie et de la nappe du Pinde, à l'intérieur de la chaîne, cette subsidence décroît et laisse place à du soulèvement, vraisemblablement d'origine isostatique [Sorel, 1989].

Le bombement de l'île de Leucade se poursuit, le jeu de l'accident de Lixourion-Leucade et la subsidence du golfe Ambracique également.

IV - DEFORMATIONS ACTUELLES ET CARACTERES GEOPHYSIQUES DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE

A - Evolution structurale depuis le Pléistocène moyen: les structures tectoniques actives (figure 20)

1. Les structures actives d'Épire et de Corfou

Les déformations récentes de l'Épire sont mal connues. Cela est particulièrement vrai en ce qui concerne l'Est de l'Épire, lieu du soulèvement pléistocène inférieur, car les terrains récents y sont rares et difficiles à dater

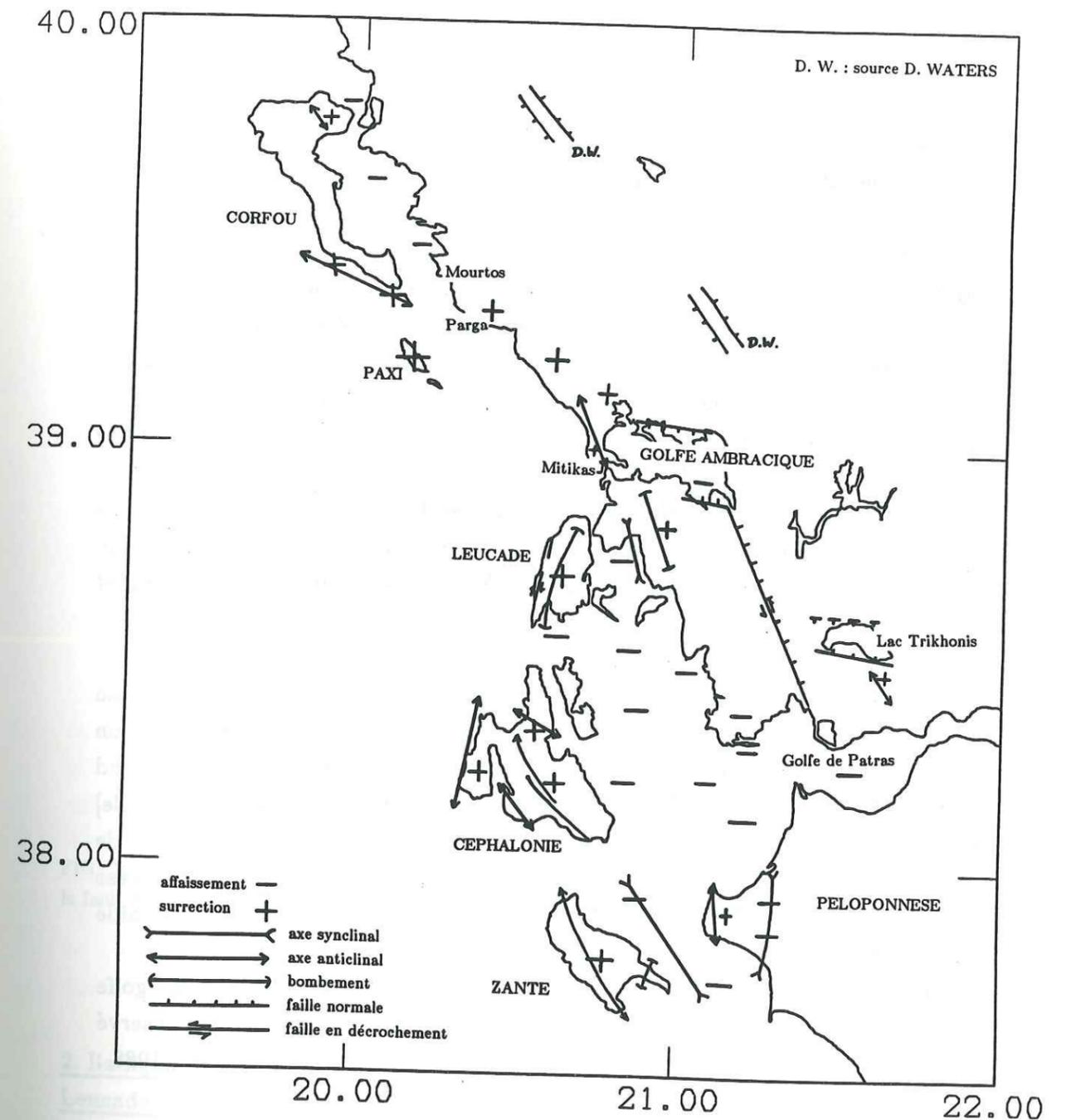


FIG.20. - Carte des structures tectoniques actives de Grèce nord-occidentale. (Modifié d'après Sorel, 1989).

précisément du fait de leur nature continentale: en Epire interne, il est ainsi difficile de distinguer les déformations récentes de celles produites par la phase du Pléistocène inférieur [Sorel, 1989]. Nous disposons toutefois de quelques informations concernant la tectonique active de la région.

Parmi les déformations récentes de l'Epire, Sorel [1989] rapporte l'affaissement du rivage du golfe de Mourtos (dans le Sud du détroit de Corfou). L'auteur signale également l'activité du synclinal N110° de la lagune Korission dans le Sud de Corfou: on y trouve des plissements et des failles synsédimentaires inverses. Les stries de ces dernières indiquent actuellement la poursuite d'un raccourcissement N50° [Sorel, 1989]. Waters [communication personnelle] mentionne l'existence de soulèvement près de Parga et sur Paxi et Corfou. L'activité tectonique récente dans la région de Parga est signalée aussi par Lybéris [1984] qui y observe un raccourcissement N60° à N80°. Sorel [1989] observe le plissement modéré de la série d'âge Pléistocène moyen à supérieur au-dessus de l'anticlinal de Mitikas (au Nord de l'embouchure du golfe Ambracique). Toutes ces observations sont cohérentes avec la présence, au moins sur la côte, d'un régime compressif N70°, mesuré in-situ par Paquin et al. [1984].

Le golfe Ambracique est une structure active majeure d'Epire. Apparu au Pliocène [Aubouin, 1959], le golfe subit un affaissement à la fois par flexuration et par le jeu de failles normales N90° à N110° qui le bordent au Nord et au Sud [Sorel, 1989]. Lybéris [1984] et Waters [communication personnelle] reconnaissent eux aussi l'existence de failles normales actives E-W au Nord de la structure. L'activité récente des failles de Loutrakion (Sud-Est du golfe) est attestée par les ondulations du sol présentes au pied de l'escarpement de faille [Sorel, 1989].

L'étirement sensiblement N-S qui se manifeste au niveau du golfe Ambracique est à mettre en relation avec le déplacement dextre qui est observé sur l'accident décrochant de Lixourion-Leucade [figure 21; Brooks & al, 1988 ; Sorel, 1989].

Enfin, Waters [1991 et communication personnelle] trouvent des failles normales actives dans le centre et le NE de l'Epire. Ces structures indiquent l'existence d'un étirement ENE-WSW, qui semble en contradiction avec le

raccourcissement de même direction qui est observé régionalement. Toutefois, ces failles peuvent être considérées comme les manifestations indirectes du régime tectonique général compressif qui affecte l'Epire. Waters [communication personnelle] évoque la possibilité d'être en présence de failles antithétiques à des chevauchements, lesquels surviendraient de façon aismique au sein des évaporites. D'autre part, il est également possible que l'injection sous forme de diapirs, de ces dernières, dans la partie supérieure de la couverture, (injection probablement favorisée par l'effet du raccourcissement généralisé ENE-WSW) joue un rôle qui ne soit pas à négliger dans la génération de failles normales en surface [Waters, communication personnelle]. L'existence en surface de structures extensives provoquées par diapirisme évaporitique est d'ailleurs observée en Acarnanie par Underhill [1988].

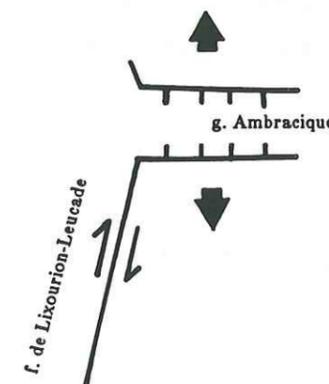


FIG. 21. - Schéma illustrant la relation mécanique qui existe entre le fonctionnement dextre de la faille de Lixourion-Leucade et l'étirement N-S du golfe Ambracique.

2. La ligne de Céphalonie ou accident décrochant de Lixourion-Leucade [Cushing, 1985]

La bathymétrie de la mer Ionienne orientale est marquée par la présence de plusieurs linéaments [Sancho et al., 1972 ; Hinz, 1974 ; Finetti, 1976, 1982 ; Auroux, 1984].

Au NW des îles Ioniennes, la ligne de Lixourion-Leucade constitue l'escarpement le plus puissant d'une famille d'accidents tectoniques d'orientation NNE-SSW [Sorel, 1976 ; Cushing, 1985]. Cet escarpement, long de 150 km, fortement penté vers l'ESE, présentant une dénivelée maximale de l'ordre de 5 km, a commencé à se former au Pliocène inférieur, simultanément à l'apparition du front chevauchant préapulien [Sorel, 1976 ; Cushing, 1985].

La présence sur Leucade d'importantes failles dextres actives (faille d'Athanion, faille d'Ayios Nikitas) et l'orientation de l'accident de Lixourion-Leucade par rapport à la direction régionale de convergence incitent à considérer un fonctionnement de la ligne de Céphalonie en faille dextre à composante inverse [Cushing, 1985]. Cette interprétation est par ailleurs cohérente avec le système de failles d'extrados en échelon qui est actif depuis le Pléistocène inférieur sur Leucade [figure 22 ; Cushing, 1985]. Sur la péninsule de Lixourion (Ouest de Céphalonie), l'existence d'un système similaire de failles normales en échelon N20° est également en accord avec le jeu dextre de l'accident de Lixourion-Leucade [Sorel, 1989].

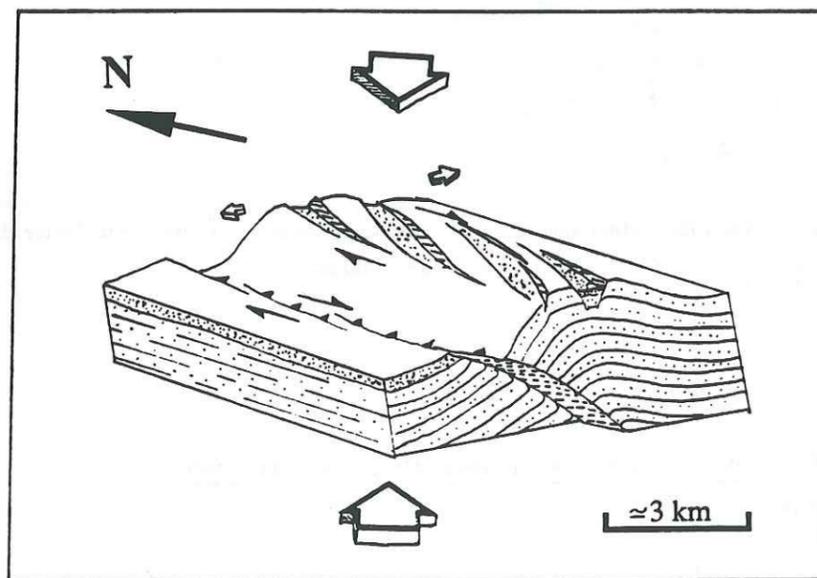


FIG. 22. - Schéma du fonctionnement de failles à composante normale sur l'extrados d'un pli associé à un chevauchement dextre inverse. (D'après Cushing, 1985; d'après Philip et Mégrahoui, 1983, adapté aux directions de structures et de contraintes de Leucade).

Nous verrons au chapitre III que les données sismologiques confirment le rôle de première importance tenu par l'escarpement de Lixourion-Leucade dans la géodynamique régionale.

Depuis le Pliocène inférieur, l'accident de Lixourion-Leucade assure, par un mouvement dextre inverse, le transfert de la convergence entre le front de chevauchement ionien au niveau de Corfou (subduction continentale adriatique) et le front de chevauchement préapulien au Sud de Zante (subduction océanique hellénique).

3. Les structures actives de Céphalonie et Zante

Les structures majeures de Céphalonie sont représentées figure 23. Les principales déformations se présentent sous la forme de failles inverses. Celles-ci sont situées au pied des flancs occidentaux d'anticlinaux dissymétriques vers l'Ouest [Sorel, 1976].

D'anciens accidents synsédimentaires en extension antérieurs au raccourcissement pliocène contrôlent la déformation de l'île [Sorel, 1976].

Du Trias supérieur au Crétacé terminal, dans la partie préapulienne de Céphalonie vont se déposer plus de 5000 m de carbonates dans un environnement de type plate-forme épicontinentale [Sorel, 1976]. La sédimentation se poursuit de la fin du Crétacé jusque dans le Pliocène inférieur en diminuant dans la partie préapulienne et en augmentant en zone ionienne de l'île [IGRS-IFP, 1966 ; Sorel, 1976]. A cette époque, deux familles de failles normales d'orientations respectives NW-SE et NNE-SSW sont actives: elles montrent un pendage de 40° à 60° vers l'Est, vers la zone ionienne subsidente et traduisent un étirement de direction comprise entre NNE et SE [Sorel, 1976].

Ces failles synsédimentaires ont joué en failles inverses lors de la phase compressive du Pliocène inférieur [Sorel, 1976]. Cette phase compressive se manifeste principalement par l'apparition sur la côte orientale de Céphalonie, du chevauchement ionien (ou chevauchement de Kalamitsi) [Sorel, 1976 ; Underhill, 1989]. Les structures synsédimentaires ont réactivées une seconde fois au cours de la phase compressive du Pléistocène inférieur [Sorel, 1976].

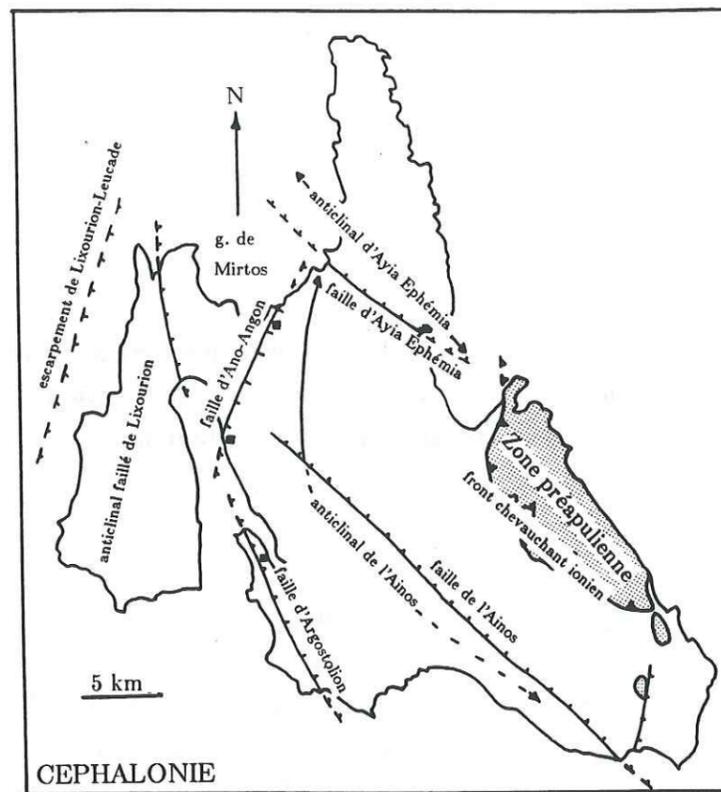


FIG. 23. - Carte des principales structures de Céphalonie. Les failles sont initialement des failles normales synsédimentaires qui ont été reprises en failles inverses au cours des compressions tertiaire et quaternaire. (Simplifié d'après Sorel, 1976).

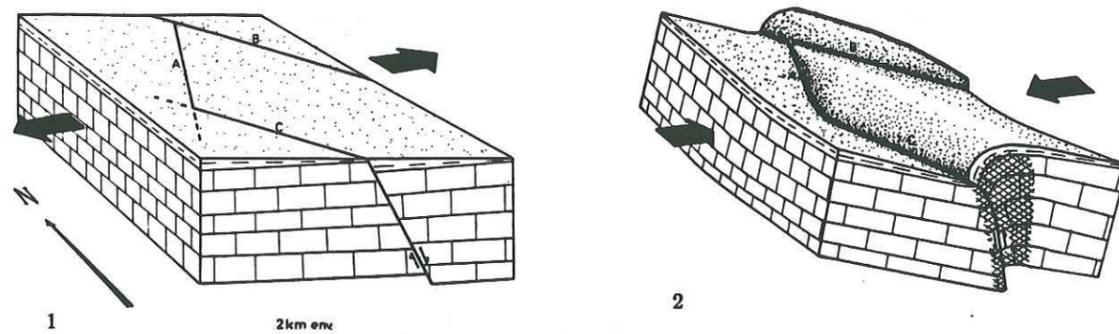


FIG. 24. - Reprise des failles normales synsédimentaires tertiaires dans les structures compressives plio-pléistocènes du Nord de Céphalonie. 1: tectonique en extension, ante-Pliocène inférieur. 2: tectonique compressive depuis le Pliocène inférieur. A: faille d'Ano-Angon - Kondogourata; B: faille d'Ayia Ephémia; C: terminaison Nord de la faille de l'Ainos. (D'après Sorel, 1976).

Deux failles synsédimentaires tertiaires actuellement actives vont nous intéresser: il s'agit de la faille de l'Ainos et de celle d'Ano-Angon - Kondogourata.

La faille de l'Ainos dans le Sud de Céphalonie, longue de 25 km, est orientée NW-SE. La faille d'Ano-Angon - Kondogourata, dans la partie Ouest de l'île, est parallèle (et sans doute associée) à la faille dextre de Lixourion-Leucade, de direction NNE-SSW. Failles de l'Ainos et d'Ano-Angon - Kondogourata se relaient de façon progressive: un tel dispositif fait dire à Sorel [1976] que la composante décrochante n'est pas très importante sur ces failles. Cet auteur estime la direction de raccourcissement comprise entre le NNE-SSW et le NE-SW. Il propose un rejeu qui se produit simultanément sur les accidents de direction NNE-SSW et sur ceux de direction NW-SE lors des différentes phases tectoniques (figure 24).

D'après Underhill [1989], à Céphalonie, le chevauchement ionien montre également des indices de réactivation quaternaire: en effet, très localement, à proximité des traces en surface de cet accident (tout comme près de celles de la faille de l'Ainos), des dépôts marins du Quaternaire terminal et des cônes d'éboulis présentent de forts pendages et du plissement à vergence SW.

L'essentiel de Zante fait partie de la zone préapulienne. Le corps de l'île est un anticlinal de direction $N155^\circ$ d'âge pliocène inférieur [Sorel, 1976]. L'anticlinal continue à se plisser pendant le Pléistocène moyen et supérieur comme le suggère la surrection du coeur de l'anticlinal et le jeu de failles d'extrados $N120^\circ$ à $N140^\circ$ [Sorel, 1989]. A noter que ces failles ne sont pas comme à Leucade ou Céphalonie disposées en échelon dextre: devant Zante, la direction de la marge, $N150^\circ$, est en effet pratiquement perpendiculaire à la convergence régionale, d'où l'absence de composante décrochante dans leur mouvement [Sorel, 1989].

4. L'Acarnanie et l'Ouest de l'Étolie: les structures en extension

La région est caractérisée par l'existence d'une série de bassins plio-quaternaires E-W, directement liés à l'étirement local approximativement N-S, ou NNW-SSE, parallèles aux failles de transfert décrochantes du couloir

étolien. Ces bassins sont bordés par des failles qui permettent leur étirement [Clews, 1989 ; figure 25].

a) Le fossé d'Agrinion (lac Trikhonis)

Située dans la partie occidentale de l'Étolie, le fossé d'Agrinion est une structure extensive transverse de direction N100°. Cette dépression d'une dimension de 40 km de long sur 10 de large, constitue dans sa partie orientale le site du lac Trikhonis.

Sorel [1989], en se basant sur l'épaisseur des dépôts fluviolacustres dans le Sud du fossé, pense que l'affaissement de la structure remonte au Pliocène. C'est également l'avis de Brooks et al. [1988] qui considèrent le fossé comme une manifestation de l'étirement crustal N-S associée à la subduction égéenne. Le fossé d'Agrinion est limité à l'Ouest par les failles NNW du couloir Etolien.

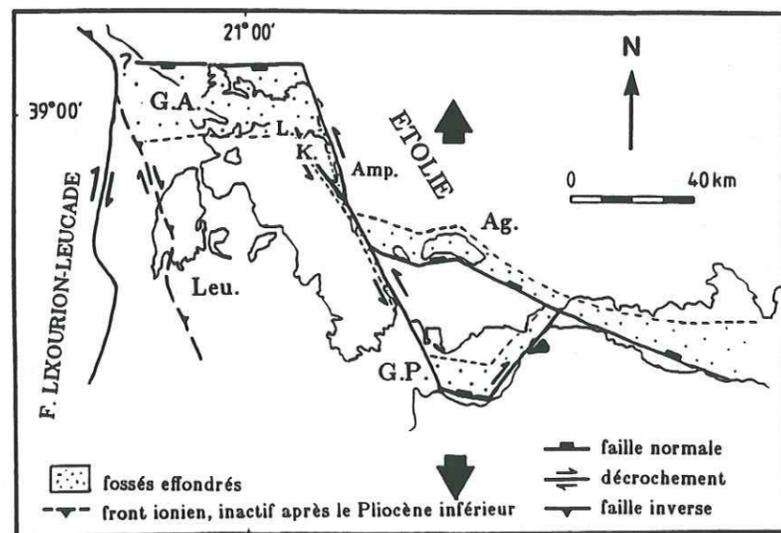


FIG. 25.- Système des failles d'Acarnanie . Mis en place à la fin du Pliocène, sous un régime tectonique extensif N-S, le système est toujours actif actuellement. Les failles ENE et WNW montrent essentiellement des mouvements normaux à faibles composantes latérales. Les failles de direction NNW et NE sont transtensives, formant d'étroites zones de subsidence. Abréviations: G.A.: golfe Ambracique; L.: Loutrakion; K.: Katouna; Amp.: faille d'Amphilokhia; Ag.: fossé d'Agrinion; Leu: Leucade; G.P.: golfe de Patras. (D'après Clews, 1989).

b) Le système transtensif du couloir Etolien

Un système de failles de transfert sénestres NNW-SSE relie entre elles les différentes structures extensives E-W du Sud de la Grèce nord-occidentale: les failles du couloir Etolien, longues d'une soixantaine de km, connectent l'extrémité Est du golfe Ambracique à la bordure Ouest du fossé d'Agrinion (lac Trikhonis) (figures 20 et 25). Ces failles de transfert se prolongent jusqu'au golfe de Patras [Ferentinos et al., 1985 ; Melis, 1986 ; Sorel, 1989].

Les failles du couloir Etolien ne montrent pas seulement un mouvement sénestre, un important affaissement du bloc oriental se manifeste dans leur jeu [Sorel, 1989]: cela fait dire à Brooks et al. [1988] et Melis et al. [1989] que le système de failles est en fait un dispositif transtensif jalonné par une série de petits bassins en extension. Ces derniers sont allongés et s'alignent selon la direction NNW-SSE depuis le golfe Ambracique jusqu'au golfe de Patras. Des étendues d'eau sont installées dans ces dépressions: lac Ambracique, lac Oziros, lagune d'Aitolikon. Au Sud du lac Ambracique, les failles du couloir Etolien se séparent vers le Nord en deux branches: la branche occidentale NW suit la vallée de Katouna pour se raccorder aux failles N90°-N110° du golfe de Loutrakion (Sud-Est du golfe Ambracique), la branche orientale NNW constitue la faille d'Amphilokhia (figure 25).

En fait, le jeu le plus évident des failles du couloir étolien est l'affaissement de l'ordre de 1 à 2 km du compartiment oriental, survenu au Miocène supérieur et/ou durant la phase du Pliocène inférieur [Sorel, 1989]. Ces failles ont également été actives pendant le Pléistocène et probablement après le Pléistocène supérieur [Sorel, 1989]. Une activité récente est soulignée par un escarpement de 200 m de haut en gypses triasiques le long de la faille majeure du couloir étolien entre Katouna et le lac Ambracique [Sorel, 1989].

B - Caractères géophysiques de la Grèce nord-occidentale

Les informations fournies par la sismicité et les mécanismes au foyer seront présentées de façon détaillée au chapitre III.

Sur la carte des anomalies de Bouguer des Hellénides externes [figure 26;

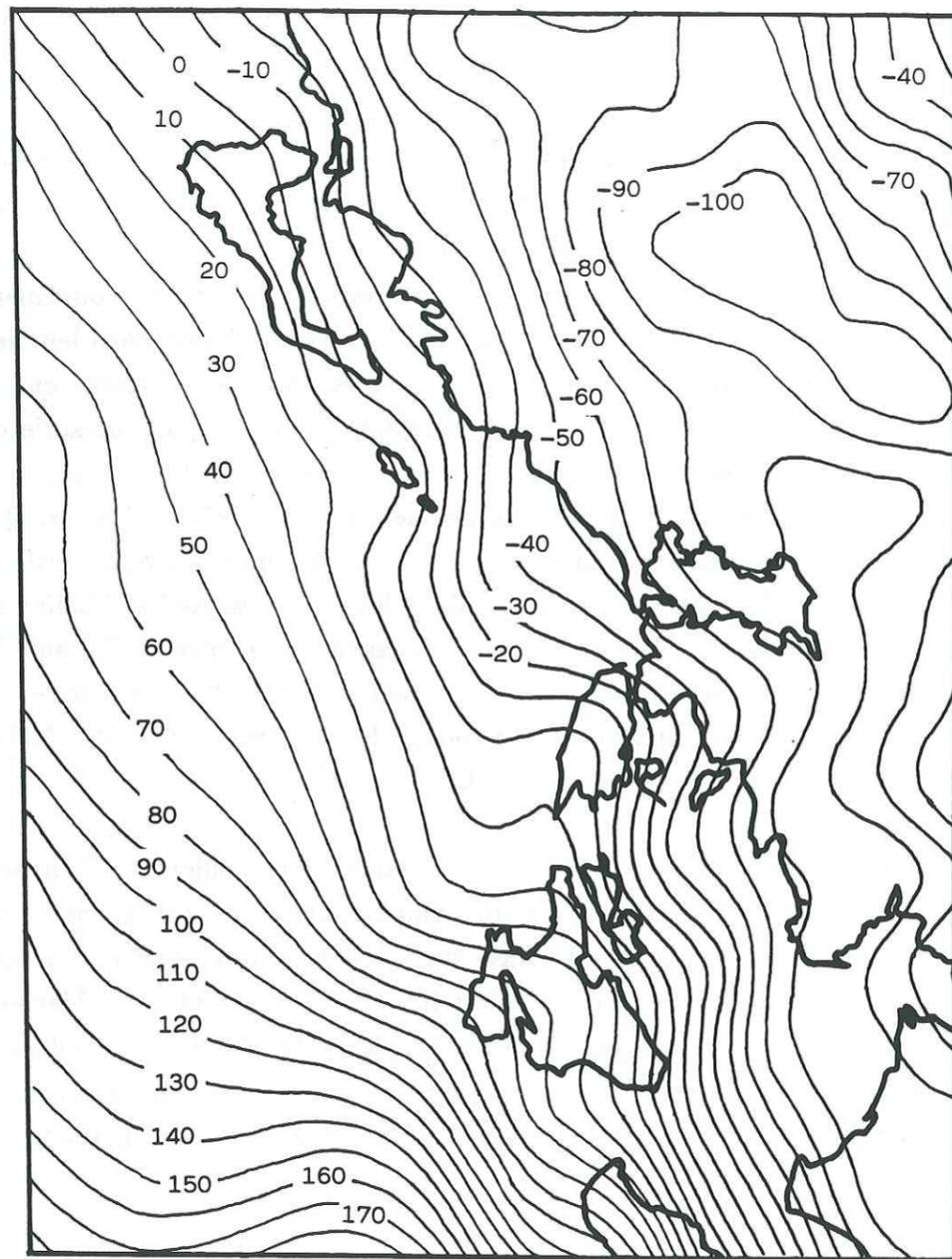


FIG. 26. - Carte des anomalies de Bouguer en Grèce nord-occidentale. Contours: 10 mgal. (Simplifié d'après Tselentis et al., 1988).

Tselentis et al., 1988 d'après les données de Makris, 1977], on peut observer que les anomalies sont disposées parallèlement à l'orientation générale NNW-SSE des structures de Grèce nord-occidentale. Une virgation des anomalies est néanmoins visible au niveau de l'accident de Lixourion-Leucade, confirmant, comme le fait remarquer Cushing [1985], que cette structure est plus qu'un simple décrochement de couverture.

Classiquement (ce n'est pas systématique), les anomalies de Bouguer négatives se situent à l'aplomb d'une croûte épaisse, les anomalies positives au-dessus d'une croûte mince. Tselentis et al. [1988] déduisent la profondeur du Moho en Grèce nord-occidentale par analyse spectrale des anomalies de Bouguer. Ils trouvent une profondeur comprise entre 31 et 39 km cohérente avec les résultats d'études antérieures [Makris, 1976 ; Karacostas, 1982]. En dessous des reliefs du Pinde, la racine crustale atteint 50 kilomètres [Makris, 1976 ; Geiss, 1987 ; Skoko et al, 1987]. La croûte de la Grèce nord-occidentale présente typiquement une épaisseur de croûte continentale de chaîne récente.

La tomographie sismique du manteau supérieur réalisée par Spakman [1988] par inversion d'un demi-million de temps d'arrivées de séismes du domaine égéen suggère l'existence d'une plaque à forte vitesse qui plonge et atteint une profondeur légèrement supérieure à 100 kilomètres sous l'Épire (figure 27). A cette profondeur, cette plaque est brisée, mais se prolonge plus profondément encore (figure 27).

Ce plongement est souligné (de façon diffuse) par la sismicité jusqu'à une profondeur qui ne dépasse pas 100 kilomètres, même s'il semble pourtant que le panneau soit subduit au moins jusqu'à 600 kilomètres (sous le NE de la Grèce) (figure 27). Les données tomographiques ont permis à Spakman et al. [1988] de proposer un âge minimal compris entre 26 et 40 Ma pour la subduction hellénique (qu'il ne faut pas confondre avec celle de l'Arc égéen, qui se poursuit à partir du Langhien).

L'analyse spectrale de données aéromagnétiques signale indirectement l'existence d'un flux de chaleur faible sous la Grèce du Nord-Ouest [Tselentis, 1991]: D'après Tselentis [1991], l'isotherme du point de Curie moyen (550 °C) estimé pour les roches de la région est, en effet, peu profonde (20 km) sous l'Épire. Par ailleurs, des études antérieures sont en accord avec la présence d'un flux thermique peu important sous une grande partie de la côte

occidentale grecque [Cermak & Hurtig, 1979]. On peut interpréter cette observation comme significative de l'existence d'une lithosphère plongeante encore froide en profondeur.

Paquin et al. [1982, 1984] ont réalisé des mesures de contraintes in-situ sur l'ensemble de la Grèce. En ce qui concerne la Grèce nord-occidentale, leurs résultats indiquent l'existence d'étirement E-W en 2 sites proches de Ioanina (NE de l'Épire). Ces auteurs attribuent ce régime extensif à la proche présence du Pinde, et plus précisément à l'influence que peut avoir la racine crustale épaisse de cette chaîne de montagnes sur le champ de contraintes régional [Fleitout & Froidevaux, 1982 ; figure 28]. En 1978 déjà, McKenzie expliquait la coexistence rapprochée en Grèce nord-occidentale et en Albanie de failles normales et inverses d'orientations semblables par le détachement d'une goutte froide de manteau depuis la base de la lithosphère. Actuellement, pour expliquer le régime de contraintes régional, on peut préférer le schéma plus réaliste (visualisé par Spakman et al. [1988], figure 27) d'une rupture du panneau lithosphérique subduit sous son propre poids [Sorel et al., 1988].

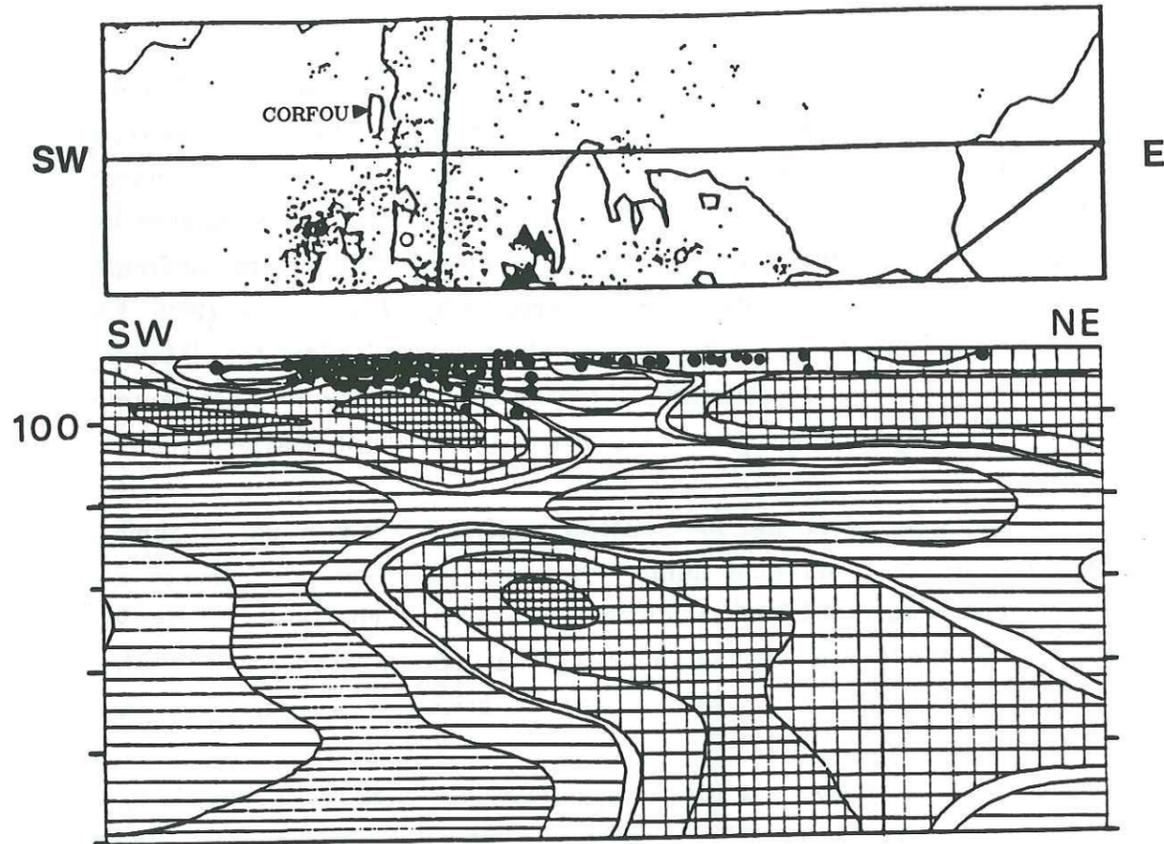


FIG. 27. - Coupe NE-SW de tomographie sismique à travers l'Épire et le Nord de la Grèce. Situation de la coupe sur la carte (en haut). Contours: écarts (par 1 %) entre la vitesse évaluée des ondes sismiques et la vitesse moyenne dans le manteau supérieur (Jeffreys-Bullen). Croisillons: vitesse plus rapide; hachures horizontales: vitesse plus lente; points: séismes (magnitude supérieure à 4, de 1964 à 1985). (D'après Spakman et al., 1988).

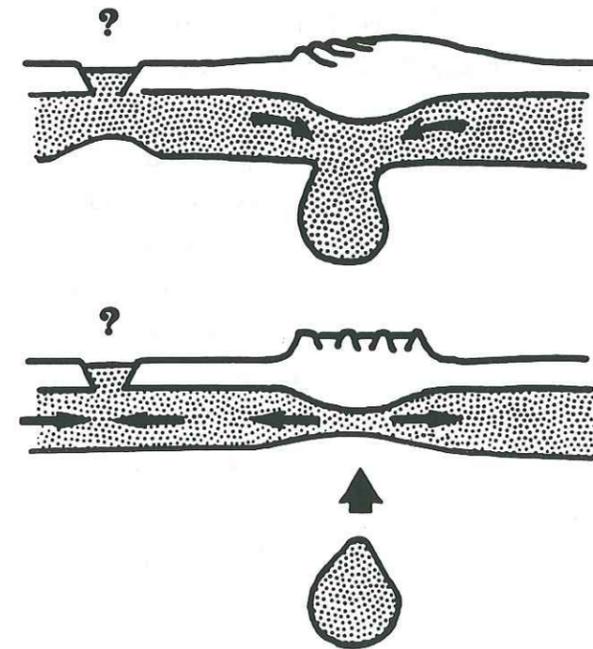


FIG.28. - Schéma de l'évolution possible du processus d'épaississement lithosphérique. En haut: la racine lithosphérique froide engendre une forte compression dans la chaîne de montagnes. Le graben dessiné dans la périphérie peut résulter de la présence de variations latérales des propriétés mécaniques de la lithosphère. En bas: l'instabilité a progressé: une goutte froide s'est détachée de la lithosphère, provoquant par réaction isostatique la surrection rapide de la chaîne, accompagnée d'une tectonique en extension. L'apparition de compression peut suivre dans la périphérie. (D'après Fleitout & Froidevaux, 1982).

Les résultats de mesures de contraintes in-situ signalent également l'existence d'un raccourcissement horizontal sensiblement E-W ou NE-SW et d'un étirement horizontal perpendiculaire sur Corfou, Céphalonie et à l'embouchure du golfe Ambracique (figure 29).

Conclusion

Le contexte géodynamique de la Grèce nord-occidentale est complexe dans le détail.

Dans le cadre des données actuelles et des modèles élaborés par les différents auteurs, cette région est à la jonction de deux dispositifs: la subduction continentale adriatique (jusqu'à Zante au Sud) et la subduction océanique hellénique (arc méridional). Sur les structures anciennes des Hellénides vient se superposer à partir du Pliocène, dans le domaine égéen interne, un étirement sensiblement N-S associée à la subduction égéenne. La bordure ionienne, quant à elle, subit un raccourcissement ENE-WSW. Ce raccourcissement cède localement la place (en Acarnanie notamment) à un étirement méridien qui se traduit par l'ouverture de fossés E-W connectés au golfe de Patras. Cet étirement peut être perçu comme la manifestation de l'étirement N-S lié à la subduction égéenne ou plus simplement comme la réponse mécanique à un raccourcissement ENE-WSW. Compliquant ce schéma général, le diapirisme évaporitique et la proche présence de la racine lithosphérique profonde de la chaîne du Pinde sont à l'origine de déformations extensives qui ne représentent pas directement le style tectonique néanmoins globalement compressif E-W (ENE-WSW) de la région.

Dans les chapitres qui vont suivre, nous allons présenter la contribution de la sismotectonique à la connaissance du régime tectonique actuel de la région. Le prochain chapitre va exposer les modalités d'une campagne de microsismotectonique menée en Grèce nord-occidentale au cours de l'été 1989.

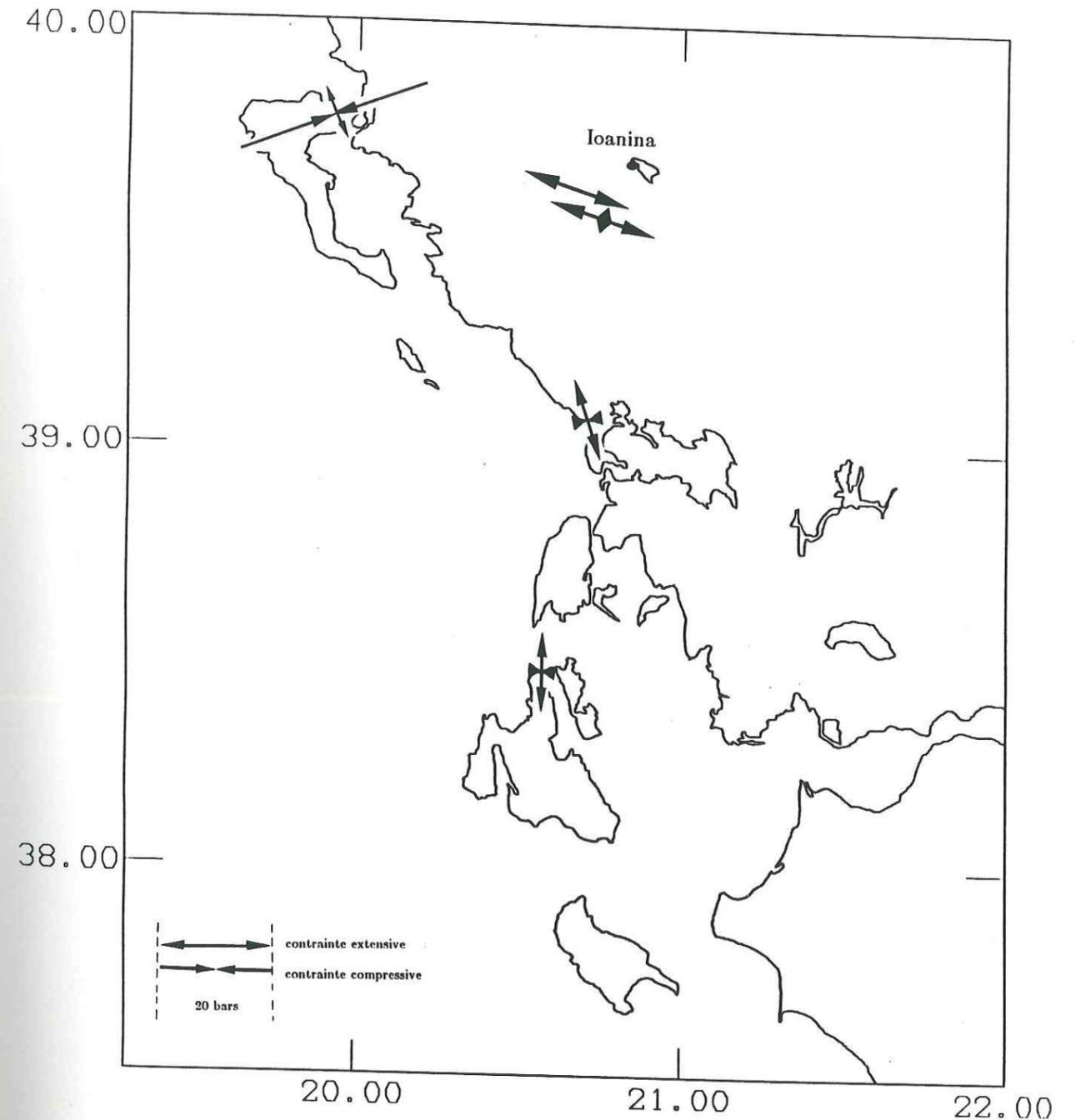


FIG.29. - Carte de la Grèce nord-occidentale sur laquelle sont représentés les résultats de mesures de contrainte in-situ réalisées par Paquin et al. (Repris de Paquin et al., 1982, 1984).

CHAPITRE II

ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES MICROSISMOTECTONIQUES

I - ACQUISITION DES DONNEES

Dans le cadre d'une mission franco-grecque financée par la C.E.E., un réseau de 55 stations portables a été installé en Epire et Acarnanie au cours de l'été 1989 (figure 30 et tableau 2). Il a fonctionné en continu du 5 juillet au 22 août 1989, pendant presque 7 semaines (tableau 3).

A - Description du matériel

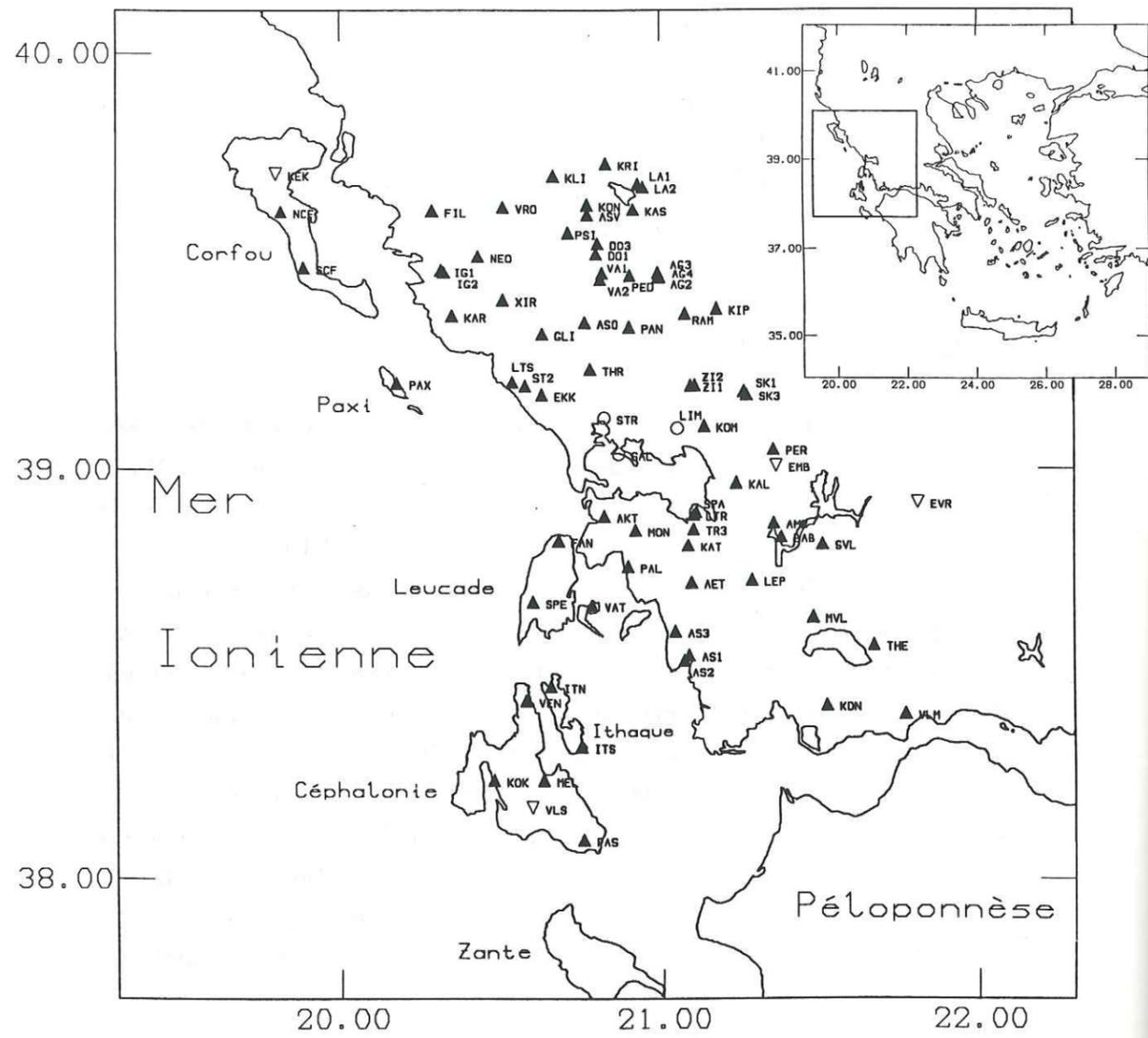
52 stations à enregistrement analogique SPRENGNETHER MEQ 800 (connues plus généralement sous la dénomination station 'noir de fumée') ont été installées en Grèce nord-occidentale. Ces appareils sont munis de sismomètres à une composante verticale MARK PRODUCTS L4-C de fréquence propre 1 Hz. Lors de l'expérience, les stations fonctionnaient avec une bande passante s'étendant de 0 ou 2 Hz à 30 Hz. Le réseau présentait une amplification élevée: les gains choisis étaient, selon les sites, de 72, 78 et 84 dB.

Les stations MEQ 800 enregistrent la trace sismique en continu sur une feuille de papier enduite de noir de fumée disposée sur un tambour rotatif. Une vitesse d'enregistrement de 60 mm/min confère à chaque station une autonomie de 48 heures. C'est la vitesse qui a été choisie pour l'ensemble du réseau. Un top était fourni par l'horloge interne de la station toutes les 10 secondes. La dérive de l'horloge interne a été prise en compte par une mesure de la correction de temps faite généralement toutes les 48 heures à partir du signal horaire de l'émetteur allemand D.C.F..

Les informations recueillies par 3 balises Lithoscope (CEIS Espace), stations à enregistrement numérique, ont également été utilisées. Les stations en question sont LIM (16/07/89 - 27/07/89), SAL (20/07/89 - 01/08/89) et STR (10/07/89 - 13/08/89).

B - Description du réseau

Le réseau est présenté figure 30. Il est compris dans un rectangle de 120 x 200 km (24000 km²) dont le grand côté est orienté NNW-SSE. Les stations sont réparties de la frontière albanaise au Nord jusqu'au golfe de Patras au



- ▲ MEQ
- CEIS
- ▽ PERMANENTE

FIG. 30. - Carte de localisation des stations sismologiques.

Stations 'noir de fumée'			
STATIONS	LATITUDE N	LONGITUDE E	ALTITUDE (M)
AET	38° 43.30'	21° 05.66'	260
AG2	39° 27.70'	20° 59.58'	1180
AG3	39° 28.42'	20° 59.50'	950
AG4	39° 27.82'	20° 59.83'	1100
AKT	38° 53.08'	20° 49.23'	60
AM1	38° 52.00'	21° 21.33'	355
AM2	38° 51.71'	21° 21.38'	355
AS1	38° 32.65'	21° 05.14'	100
AS2	38° 31.87'	21° 04.22'	80
AS3	38° 36.12'	21° 02.55'	100
ASO	39° 21.24'	20° 45.71'	550
ASV	39° 36.86'	20° 46.21'	750
BAB	38° 49.95'	21° 22.73'	275
DO1	39° 31.14'	20° 47.84'	890
DO2	39° 32.62'	20° 48.15'	700
DO3	39° 32.62'	20° 48.15'	700
EKK	39° 10.81'	20° 37.54'	410
EMB	39° 00.42'	21° 21.78'	550
FAN	38° 49.44'	20° 40.63'	180
FIL	39° 37.41'	20° 17.28'	340
GLI	39° 19.59'	20° 37.68'	250
IG1	39° 28.76'	20° 18.88'	290
IG2	39° 28.51'	20° 19.39'	330
ITN	38° 28.10'	20° 39.07'	80
ITS	38° 19.41'	20° 44.65'	220
KAL	38° 57.95'	21° 14.22'	400
KAR	39° 22.23'	20° 20.86'	400
KAS	39° 37.57'	20° 54.86'	660
KAT	38° 48.74'	21° 05.03'	410
KDN	38° 25.35'	21° 31.27'	230
KIP	39° 23.22'	21° 10.59'	1240
KLI	39° 42.43'	20° 39.83'	430
KOK	38° 14.52'	20° 28.21'	300
KOM	39° 06.27'	21° 08.13'	520
KON	39° 38.27'	20° 46.18'	705
KRI	39° 44.19'	20° 49.71'	860
LA1	39° 41.22'	20° 55.76'	1090
LA2	39° 40.82'	20° 56.68'	930
LEP	38° 43.62'	21° 17.18'	210
LTR	38° 53.27'	21° 06.08'	110
LTS	39° 12.59'	20° 32.04'	150
MEL	38° 14.55'	20° 37.54'	60
MON	38° 50.96'	20° 55.17'	220
MVL	38° 38.18'	21° 28.70'	250
NCF	39° 37.30'	19° 48.89'	120

TABLEAU 2. - Coordonnées et altitudes des stations.

Stations 'noir de fumée'			
STATIONS	LATITUDE N	LONGITUDE E	ALTITUDE (M)
NEO	39° 30.78'	20° 25.69'	360
PAL	38° 45.64'	20° 53.72'	220
PAN	39° 20.57'	20° 54.07'	360
PAS	38° 05.80'	20° 45.00'	320
PAX	39° 12.51'	20° 10.56'	40
PED	39° 28.01'	20° 54.22'	660
PER	39° 02.82'	21° 21.23'	925
PSI	39° 34.19'	20° 42.60'	630
RAM	39° 22.51'	21° 04.60'	340
SCF	39° 29.16'	19° 53.14'	120
SK1	39° 11.26'	21° 15.74'	1025
SK2	39° 10.76'	21° 16.25'	1020
SK3	39° 10.76'	21° 16.25'	1020
SPA	38° 53.64'	21° 06.56'	175
SPE	38° 40.45'	20° 35.76'	520
ST1	39° 12.10'	20° 34.33'	470
ST2	39° 12.11'	20° 34.43'	440
SVL	38° 48.90'	21° 30.53'	760
THE	38° 34.11'	21° 40.24'	380
THR	39° 14.47'	20° 46.70'	110
TR1	38° 50.72'	21° 06.30'	120
TR2	38° 50.46'	21° 04.69'	445
TR3	38° 51.14'	21° 06.06'	250
VA1	39° 28.32'	20° 48.98'	780
VA2	39° 27.43'	20° 48.63'	810
VAT	38° 39.94'	20° 46.86'	0
VEN	38° 26.03'	20° 34.41'	225
VLM	38° 24.13'	21° 46.14'	200
VRO	39° 37.94'	20° 30.42'	120
XIR	39° 24.51'	20° 30.35'	210
ZI1	39° 12.11'	21° 05.57'	580
ZI2	39° 12.16'	21° 06.37'	550

Stations CEIS			
STATIONS	LATITUDE N	LONGITUDE E	ALTITUDE (M)
LIM	39° 05.88'	21° 03.03'	60
SAL	39° 02.16'	20° 52.00'	60
STR	39° 07.43'	20° 49.27'	80

TABLEAU 2. - Coordonnées et altitudes des stations (suite et fin).

AET
AG2
AG3
AG4
AKT
AM1
AM2
AS1
AS2
AS3
ASO
ASV
BAB
DO1
DO2
DO3
EKK
EMB
FAN
FIL
GLU
IG1
IG2
ITN
ITS
KAL
KAR
KAS
KAT
KDN
KIP
KU
KOK
KOM
KON
KRI
LA1
LA2
LEP
LTR
LTS
MEL
MON
MVL
NCF
NEO
PAL
PAN
PAS
PAX
PED
PER
PSI
RAM
SCF
SK1
SK2
SK3
SPA
SPE
ST1
ST2
SVL
THE
THR
TR1
TR2
TR3
VA1
VA2
VAT
VEN
VLM
VRO
XIR
ZI1
ZI2

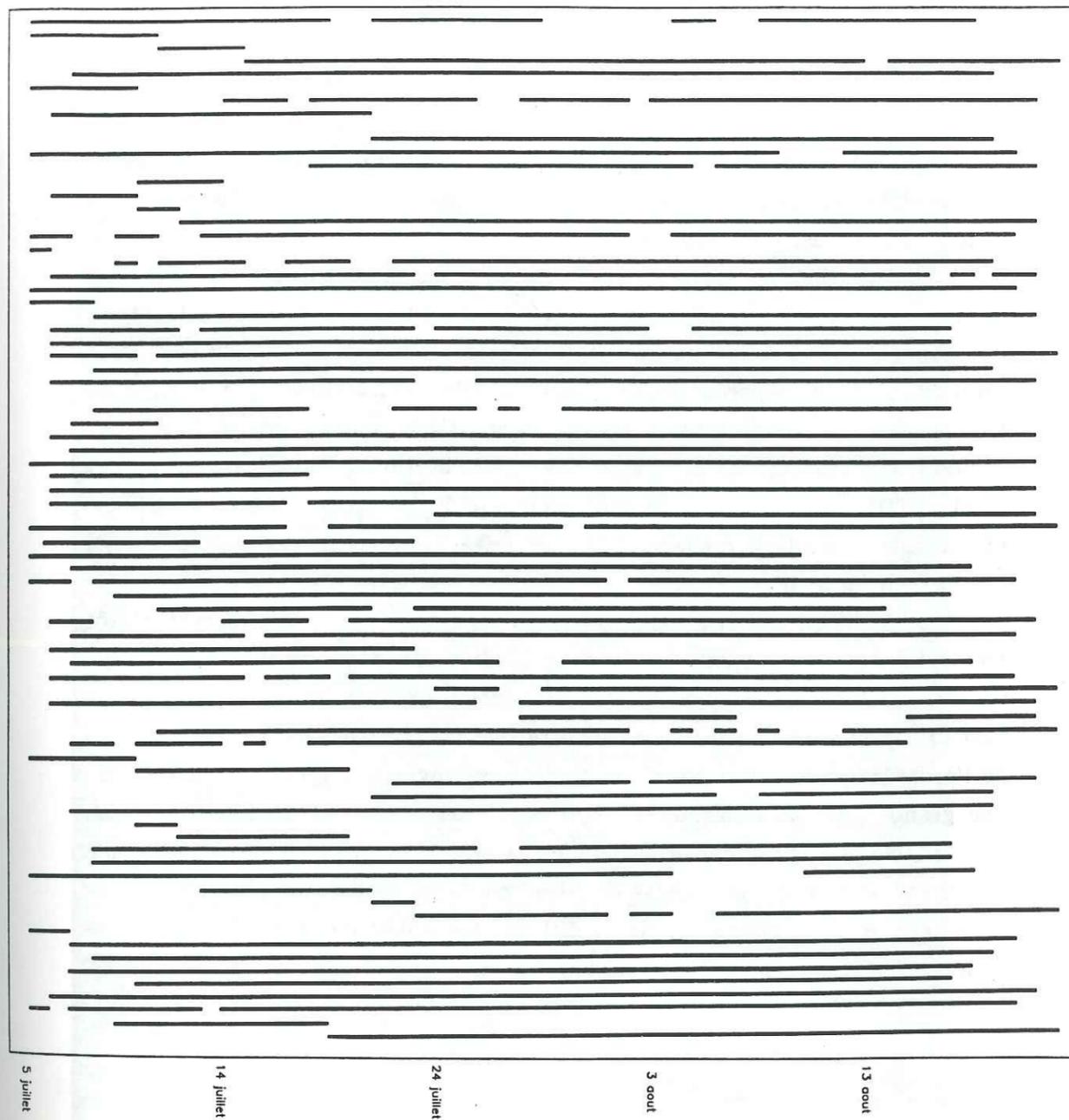


TABLEAU 3. - Période de fonctionnement des stations à chaque site de la Grèce nord-occidentale.

Sud, et de Corfou à l'Ouest jusqu'à la bordure des Monts du Pinde à l'Est. Dans sa partie occidentale, le long de la côte épirote, le réseau n'est pas homogène ; à défaut de disposer d'OBS, les stations ont été installées sur les îles Ioniennes: cette disposition ne permet toutefois pas d'obtenir une couverture régulière de la partie maritime de la zone étudiée.

L'existence d'une activité microsismique superficielle a nécessité l'installation d'un réseau particulièrement dense en vue d'obtenir une localisation précise des événements.

On considère en général que la maille moyenne du réseau doit être inférieure au double de la profondeur escomptée du séisme, si l'on veut obtenir une connaissance fiable de la profondeur focale [James et al., 1969]: en fait, la profondeur d'un hypocentre est d'autant mieux contrainte que celui-ci se trouve plus près d'une station [James et al., 1969], et c'est plutôt le rapport profondeur du séisme-distance à la plus proche station qu'il faut examiner [Lee et al., 1971]. La profondeur de l'hypocentre doit être supérieure à la distance épacentrale à la plus proche station ; ce critère est moins restrictif que celui portant sur la maille.

Quoi qu'il en soit, la maille du réseau qui a été installé apparaît plutôt bien adaptée à la sismicité de la zone étudiée. En effet, du moins en ce qui concerne ses zones les plus densément pourvues en stations, c'est à dire ses parties Est et Sud-Est, le réseau montre une distance moyenne entre stations de l'ordre de 15 km. Par conséquent, dans ces régions (regroupant par ailleurs une grande part de la sismicité), il n'est théoriquement, dans le cas général, pas possible de déterminer de façon sûre la profondeur des séismes situés entre 0 et 8 km de profondeur. Cette situation n'est pas réellement gênante puisque nous verrons au chapitre III (figure 53) que l'essentiel de la sismicité d'Epire-Acarnanie se concentre en dessous de 7 km.

C - Dépouillement des sismogrammes

1. Lecture des temps d'arrivée

Au terme de la campagne d'enregistrement, 1150 sismogrammes "noir de fumée" (figure 31) utilisables ont été obtenus. La lecture sur les sismogrammes

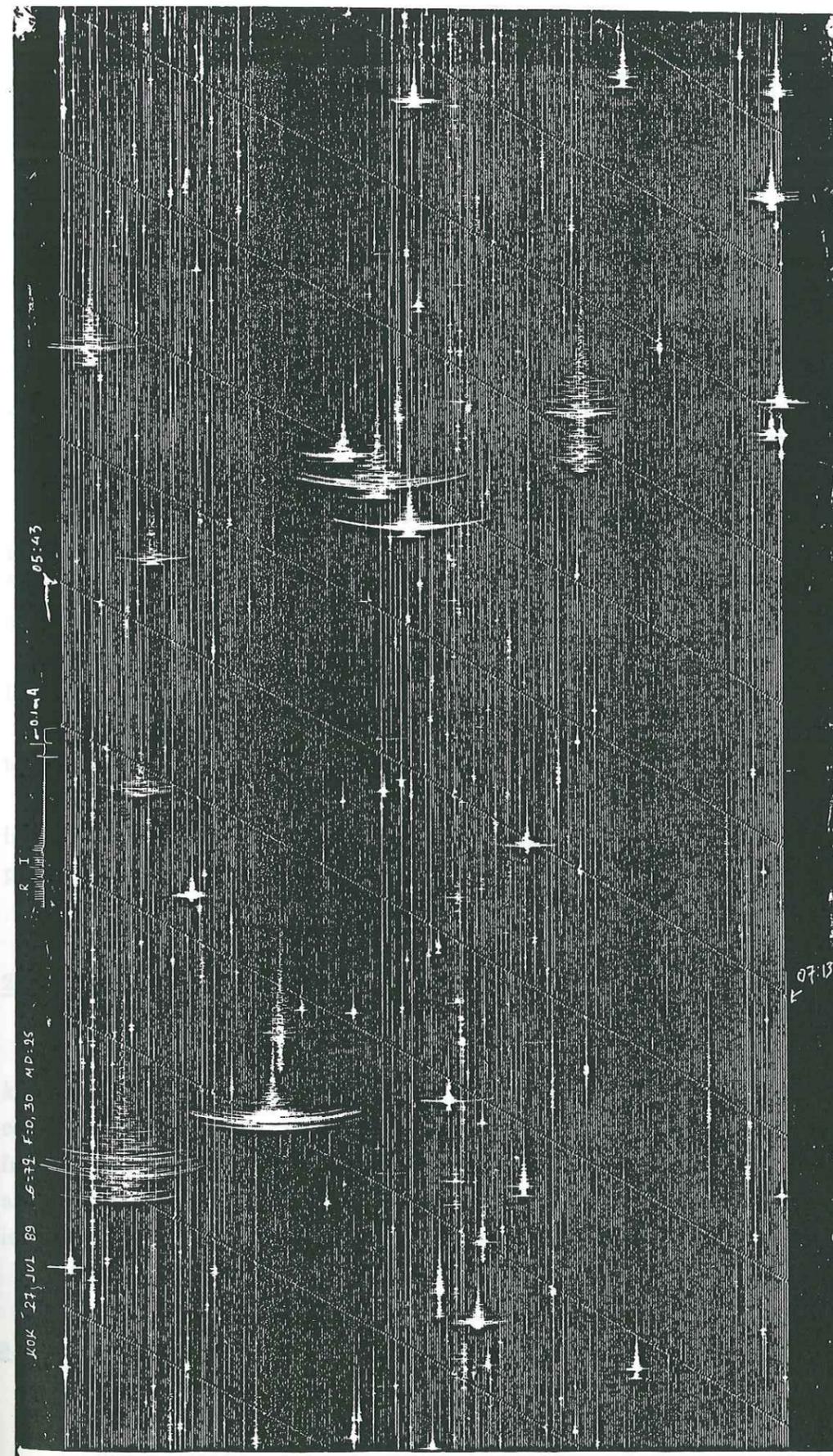


FIG. 31. - Reproduction d'un sismogramme.

noir de fumée des temps d'arrivée des ondes P et S se fait par l'intermédiaire d'une loupe graduée en millimètres et dixièmes de millimètre.

Le travail de dépouillement a été réparti à parts égales entre les 3 universités responsables de l'expérience (Université d'Athènes, Université Joseph Fourier de Grenoble, Université de Thessalonique): j'avais personnellement la charge de lire les enregistrements réalisés du 21 juillet au 8 août. Plusieurs vacataires m'ont assisté dans cette besogne. Au cours du dépouillement, je me suis attaché à déterminer moi-même la dérive de l'horloge interne de chaque station: cette tâche, qui n'est ni très longue, ni très fastidieuse, doit être accomplie avec la plus grande rigueur si l'on veut éviter d'introduire un biais important dans les localisations.

Le dépouillement achevé, mon homologue d'Athènes, Iannis KASSARAS et moi-même nous sommes trouvés chacun responsables d'à peu près une moitié des 656 séismes localisés lors de cette étude. Ces 656 séismes représentent la lecture d'environ 9000 phases P et 3000 phases S. Le nombre d'événements qui ont été enregistrés dépasse nettement 656: dans un premier temps, nous avons d'ailleurs localisé plus de 1000 événements. La somme totale de 12000 lectures donnée précédemment est donc très fortement sous-estimée, d'autant plus qu'elle ne prend pas en compte les relectures, la lecture éventuelle des premiers mouvements (en vue de la détermination des mécanismes focaux) et la lecture des durées des signaux (pour le calcul des magnitudes des séismes).

Si seulement 656 localisations sont présentées dans le cadre de cette étude, la raison en est que nous nous sommes dotés de critères de sélection afin de garantir leur qualité.

L'enregistrement d'un séisme par un nombre minimal de stations assure une bonne fiabilité de localisation de l'hypocentre [par exemple, Uhrhammer, 1980]. Celle-ci est encore meilleure si les ondes S sont prises en compte lors de la détermination du foyer [Chatelain, 1978 ; Gombert et al., 1990]. Grange [1983], pour sa part, montre également que l'utilisation des phases S diminue l'erreur de localisation sur la profondeur du foyer même si celui-ci est situé assez loin du réseau. Malgré la difficulté qui existe à identifier précisément les secondes arrivées lors de la lecture, nous les avons utilisées au cours du processus de localisation.

D'ailleurs, si la localisation correcte d'un foyer sans utilisation d'arrivée tardive est admise, ce n'est que dans le cas particulièrement restrictif où le séisme montre à la fois une valeur de lacune azimutale (voir la définition au II-A) inférieure à 90 degrés et une valeur de distance à la plus proche station moindre que sa profondeur focale [Lee & Stewart, 1981].

Pour un séisme donné, les secondes arrivées n'ont pas été systématiquement lues sur tous les enregistrements: il nous a semblé préférable de ne lire pour chaque séisme que quelques temps d'arrivée d'ondes S et de préférence ceux des arrivées les plus nettes.

Lee et al. [1971] indiquent pour l'obtention d'une estimation fiable de la profondeur de l'hypocentre, la nécessité de posséder un enregistrement réalisé par une station située à une distance du séisme inférieure à la profondeur focale. Chatelain [1978] montre clairement l'opportunité de ce principe. Nous allons également considérer ce critère de sélection.

Les 656 séismes qui ont été retenus sont caractérisés par:

- Un enregistrement par cinq stations au minimum avec la lecture d'un temps d'arrivée d'onde S au moins.
- Une distance épacentrale du séisme à la station la plus proche inférieure à 50 km (la localisation étant réalisée avec le modèle de vitesse préliminaire décrit au II-B-1).

2. Incertitudes sur les lectures

Lors d'une étude de sismicité proche (c'est à dire distante de moins de 100 km de distance épacentrale du réseau), l'utilisation d'un réseau de stations courte période (1 Hz) est optimale pour l'enregistrement de signaux haute fréquence. Ces derniers sont impulsifs et par conséquent, en général, de lecture aisée. Néanmoins des incertitudes assez importantes peuvent exister sur les lectures pour diverses raisons.

a) Erreurs de pointé

La loupe millimétrique permet une précision de lecture de l'onde P de l'ordre de 0,05 s. Toutefois, cette précision ne peut être atteinte que dans le meilleur des cas. La qualité des pointés est en effet très variable. Ainsi, cette dernière diminue au fur et à mesure que l'on s'intéresse à des enregistrements effectués de plus en plus loin de l'épicentre, le rai parvenant alors à la station selon un angle d'incidence de plus en plus fort.

Au-delà de la distance critique, ce n'est plus une onde directe (Pg), mais une onde réfractée sous le Moho (Pn) qui est enregistrée en premier: si l'angle d'incidence s'en trouve diminué, la lecture du premier mouvement demeure toutefois peu sûre car alors l'onde concernée est généralement faiblement énergétique.

De façon plus rare, la lecture de la première arrivée peut également être incertaine de par la présence de perturbations en début du signal: bruit, marque horaire, coda du signal précédent, ...

Tout compte fait, il est illusoire de vouloir espérer pointer les ondes P à moins, en moyenne, de 0,1 s près. Le pointé des ondes S est beaucoup moins précis: en effet, le début du signal de l'onde S est recouvert par la coda de l'onde P. On estime que l'incertitude sur le pointé est deux à trois fois plus importante pour les ondes S que pour les ondes P: les ondes S sont pointées à 0,2 voire 0,3 s près. Les erreurs de pointé d'ondes S dues à l'emploi de sismomètres verticaux (peu adaptés à l'enregistrement d'ondes de cisaillement, hormis les ondes Sv, à grande distance) ne sont pas prises en compte: il n'est pas indispensable de pointer une S "vraie"; pour un bon déroulement ultérieur des processus de localisation, HYPO71 a seulement besoin d'une seconde arrivée, quelle qu'elle soit (l'essentiel est de toujours pointer la même seconde arrivée et d'utiliser par la suite un rapport V_p/V_s adapté à ce pointé) [Chatelain, communication personnelle].

b) Erreurs dues à l'appareillage. Dérive des horloges internes

Les erreurs d'appareillage ont plusieurs causes:

- Un entraînement irrégulier du tambour.
- Une contraction du papier support.
- Une mauvaise correction de la dérive de l'horloge interne.

Pour mener à bien le processus de localisation il est indispensable que les stations disposent d'une base de temps commune (généralement le temps G.M.T.). Les temps lus sur un enregistrement sont des temps relatifs propres à l'horloge interne de la station considérée. En effet, L'horloge interne d'un sismographe dérive (avance ou retarde par rapport à la base de temps commune) généralement en fonction du temps de façon non négligeable. La connaissance de la dérive de l'horloge de chaque station permet d'introduire une correction de temps dans les lectures. Les courbes de dérive des stations ont été tracées pour la période allant du 21/07/89 au 08/08/89, période dont j'ai assuré le dépouillement (les courbes sont présentées en annexe 1). Dans le meilleur des cas, l'enregistrement de la comparaison entre le signal G.M.T. fourni par l'émetteur D.C.F. et le signal de l'horloge interne se fait en début et en fin d'enregistrement. Généralement, entre le début et la fin de l'enregistrement, la valeur de dérive est estimée par interpolation linéaire.

Sauf réinitialisations d'horloges, les courbes de dérive présentent des allures linéaires. Les plus fortes dérives observées sont de l'ordre de 1 à 1,6 s par semaine (station FIL). La plupart des horloges ne dérivent pas de plus de 0,2 s par semaine. Les corrections horaires sont indispensables. Pour une vitesse de déroulement de 60 mm/mn, elles peuvent être faites à plus ou moins 0,05 s près (valeur d'une demi-graduation de la loupe).

La localisation de l'emplacement des stations est également une source d'erreur (minime) puisque ces dernières sont localisées à 100 m près (le positionnement de l'emplacement des stations a été réalisé sur des cartes topographiques au 1/50000: on estime que la précision de la mesure est de 2 mm).

L'incertitude sur les données est fournie par la somme de l'erreur de pointé et de l'incertitude de lecture de la dérive. On estime ainsi que le temps d'arrivée des ondes P est connue à 0,15 s près, celui des ondes S à 0,30 s voire 0,35 s près.

II - LOCALISATION DES SEISMES

A - Programme de localisation: HYPO71 [Lee & Lahr, 1975]

Les hypocentres ont été déterminés à l'aide de la version d'HYPO71 [Lee et Lahr, 1975] qui a été installée au L.G.I.T. et modifiée par J. Fréchet et J. P. Glot [1986]. Comme la plupart des programmes de localisation (par exemple HYPOINVERSE [Klein, 1978]), HYPO71 détermine le temps origine et la position du séisme en minimisant, au sens des moindres carrés, la différence entre les temps de parcours observés et calculés. Outre une grande facilité d'emploi, ce programme présente l'avantage d'avoir été et d'être encore très largement utilisé dans les études de sismotectonique (par exemple, par King et al. [1983] au cours de leur étude menée en Epire).

Plusieurs données sont à fournir au programme:

- La liste de réinitialisation (reset list): les valeurs standards des variables test utilisées par le programme sont adaptées aux séismes enregistrés par le réseau de stations de l'U.S.G.S. (United States Geological Survey) en Californie. La liste de réinitialisation permet de modifier ces valeurs en fonction des particularités de chaque campagne. Les valeurs utilisées dans nos calculs sont spécifiées en annexe 2.

- Les coordonnées des stations.

- Un modèle de vitesse en couches planes, horizontales, homogènes.

- Des paramètres de calcul tels que la profondeur d'essai, le rapport V_p/V_s , XNEAR et XFAR, distances critiques de pondération des phases. Ces valeurs sont fournies au programme par l'intermédiaire de la carte de contrôle (control card), qui sélectionne les options d'HYPO71 (annexe 2).

- La liste des phases, c'est à dire pour chaque séisme, les temps d'arrivée des ondes P et S à chaque station ainsi que les poids respectifs que l'on accorde à ces phases. La durée du signal est également fournie pour permettre une estimation de la magnitude (à partir de la formule $M = -0,87 + 2 \log(T) + 0,0035 D$. T est la durée du signal en seconde, D, la distance épacentrale en kilomètres. Les différentes constante de l'expression sont issues d'expériences en Californie: appliquée à notre campagne, cette relation ne délivre que des valeurs de magnitudes relatives).

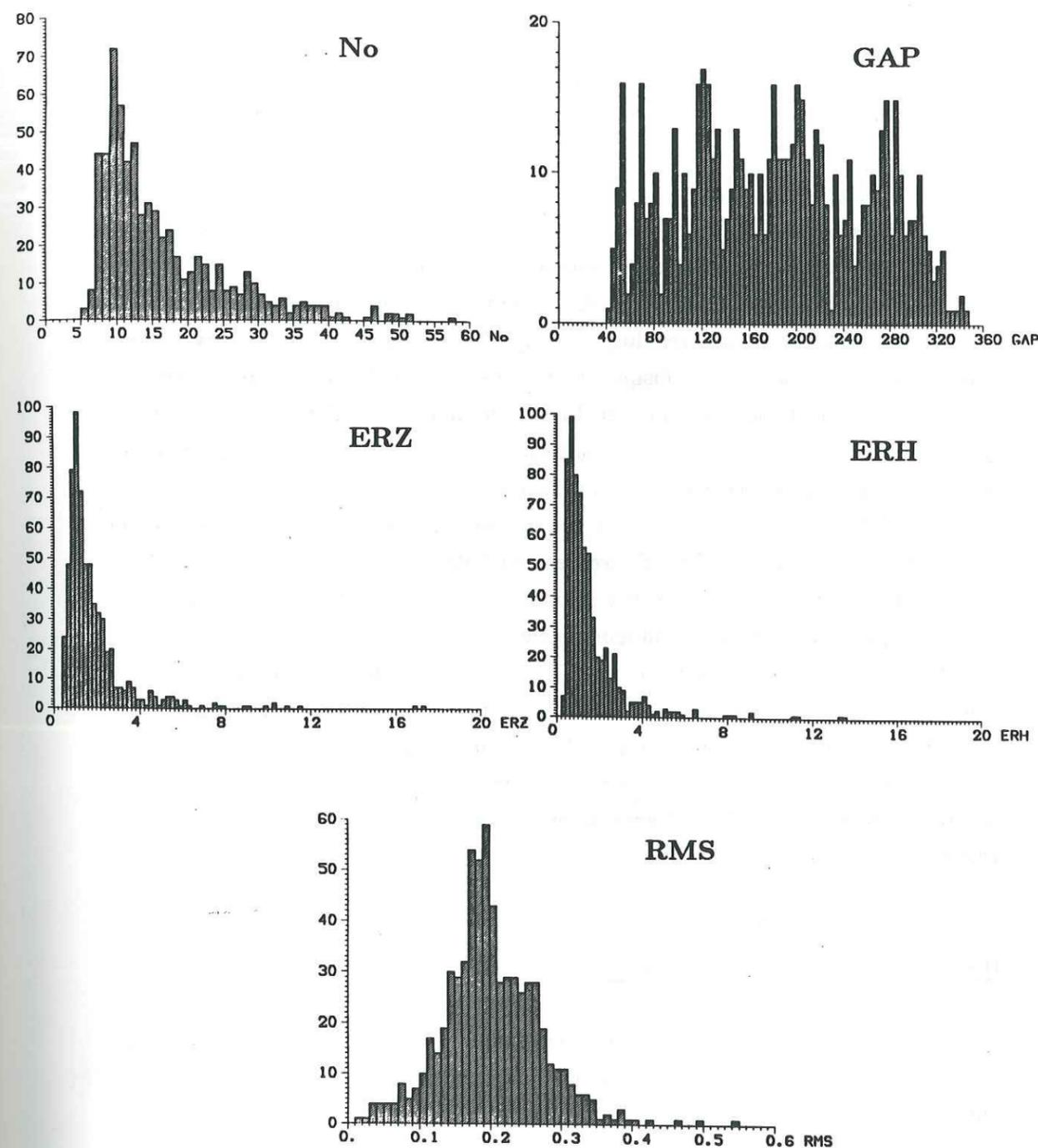


FIG. 32. - Histogrammes du nombre d'observations (P et S), de la lacune azimutale (GAP), du RMS, de l'ERH, de l'ERZ de chaque séisme portant sur l'ensemble des 656 événements localisés en Grèce nord-occidentale.

Lorsque le processus de localisation est achevé, HYPO71 livre non seulement la position épacentrale, le temps origine et la magnitude de durée du séisme, mais aussi des paramètres qui permettent d'évaluer la qualité de détermination de l'hypocentre.

Ainsi, le programme calcule des paramètres statistiques qui rendent compte de la qualité du calcul de localisation: le RMS, l'ERH, l'ERZ traduisent l'erreur mathématique survenue au cours du traitement.

Le RMS (Root Mean Square) est la racine carrée de la moyenne sur toutes les stations des carrés des résidus de temps (le résidu de temps observé à une station donnée, pour un séisme donné, est la différence entre temps de parcours séisme-station observé et temps de parcours séisme-station calculé pour le modèle de propagation utilisé). La valeur du RMS (exprimée en secondes) est significative du niveau de minimisation des résidus atteint par HYPO71 à l'issue du calcul. Elle est, entre autres, fortement liée au modèle de vitesse employé et au nombre d'observations faites.

ERH et ERZ sont les erreurs standards qui entachent respectivement la position épacentrale et la profondeur focale.

HYPO71 fournit également, entre autres, le nombre de lectures utilisées pour le calcul, la distance à la station la plus proche, la lacune azimutale (GAP). La lacune azimutale est l'angle azimutal le plus grand existant entre 2 stations consécutives ayant servi à localiser le séisme. Une valeur de lacune azimutale inférieure à 180 degrés signifie que l'épicentre est à l'intérieur du réseau.

B - Recherche du modèle de vitesse

En l'absence d'informations concernant la structure de vitesse existant sous la zone que l'on étudie, nous allons déterminer le modèle de vitesse moyen qui explique le mieux nos données.

1. Modèle de vitesse préliminaire

Dans un premier temps, la localisation des séismes s'est faite à partir d'un modèle inspiré de celui utilisé par King et al. [1983] dans leur étude

sismotectonique de l'Epire. Ces auteurs ont déterminé une structure de vitesse par la méthode de minimisation de RMS [Yielding, 1984], sur laquelle je reviendrai en 3.a. Ils adoptent un modèle composé d'une couche de surface épaisse de 10 km, de vitesse $V_p = 5.0$ km/s, reposant sur un demi-espace de vitesse $V_p = 5.8$ km/s. Le rapport V_p/V_s dont ils se servent vaut 1,78.

Le modèle de vitesse préliminaire dont je me suis servi prolonge vers le bas la structure de vitesse adopté par King et al.: en particulier, une interface représentant le Moho est placée à 40 km de profondeur. L'épaisseur moyenne de la croûte en Grèce nord-occidentale est ainsi bien représentée [Geiss, 1987 ; Skoko et al., 1987 ; Tselentis et al., 1988]. Le tableau 4 présente le modèle.

Compte tenu des considérations précédentes concernant les précisions relatives de lecture des différentes phases, les calculs sont réalisés avec un poids moitié pour les phases S par rapport aux phases P. La profondeur d'essai est de 30 km, XNEAR=110 km et XFAR=150 km (annexe 2). Enfin, le programme fonctionne en prenant en compte les altitudes des stations (le modèle de vitesse est complété entre le niveau de la mer et l'altitude de la station par une couche identique à la première).

Profondeur (km)	V_p (km/s)
0 -10	5.0
10-40	5.8
40-100	8.0
=100	8.2

$V_p/V_s=1,78$

TABLEAU 4. - Modèle de vitesse préliminaire.

2. Détermination du rapport V_p/V_s

A la classique méthode de Wadati (diagramme $h_p, h_s - h_p$) [Wadati, 1933]

qui permet de calculer le rapport V_p/V_s pour chaque événement, j'ai préféré celle des diagrammes $t_i^P - t_j^P$, $t_i^S - t_j^S$ [méthode de Chatelain, Chatelain, 1978]. Cette dernière semble plus adaptée lorsque, pour une région déterminée, l'on recherche un rapport V_p/V_s moyen expliquant le plus de données possibles [Besnard, 1991].

Le principe de la méthode est le suivant:

Soit:

$t_i^P - t_j^P$: différence entre les temps d'arrivée des ondes P d'un séisme aux stations i et j.

$t_i^S - t_j^S$: différence entre les temps d'arrivée des ondes S d'un séisme aux stations i et j.

d_i , d_j : longueurs des rais hypocentre-station i et hypocentre-station j.

On a $t_i^P - t_j^P = (d_i - d_j)/V_p$ et $t_i^S - t_j^S = (d_i - d_j)/V_s$ (Implicitement, comme dans la méthode de Wadati, on admet qu'onde P et onde S suivent des trajets de même longueur d_i , d_j).

On peut finalement écrire $V_p/V_s = (t_i^S - t_j^S)/(t_i^P - t_j^P)$.

Ce rapport est estimé par moindres carrés (figure 33). Il est déterminé à partir d'un groupe sélectionné de nos séismes afin d'écartier du calcul les données de trop mauvaise qualité (par ailleurs, l'application de la méthode à la totalité des événements peut être profitable: elle permet de détecter des valeurs de temps d'arrivées aberrantes par rapport à l'ensemble des données. L'expérience montre que ces valeurs sont souvent liées à des erreurs de saisie informatique). Les séismes retenus sont ceux présentant:

- un gap inférieur à 180 degrés.
- un nombre de phases utilisées au cours du calcul supérieur à 11. Ce critère signifie que six stations (et donc six phases P) au moins servent à la localisation.
- un RMS inférieur à 0,3 secondes.

Le choix de ces critères a été guidé par le souci de limiter l'influence du modèle préliminaire sur la sélection: ainsi, le RMS est le seul paramètre statistique pris en compte. A noter que le nombre de 11 observations employées

$N_0 > 11$ RMS < 0.3 s

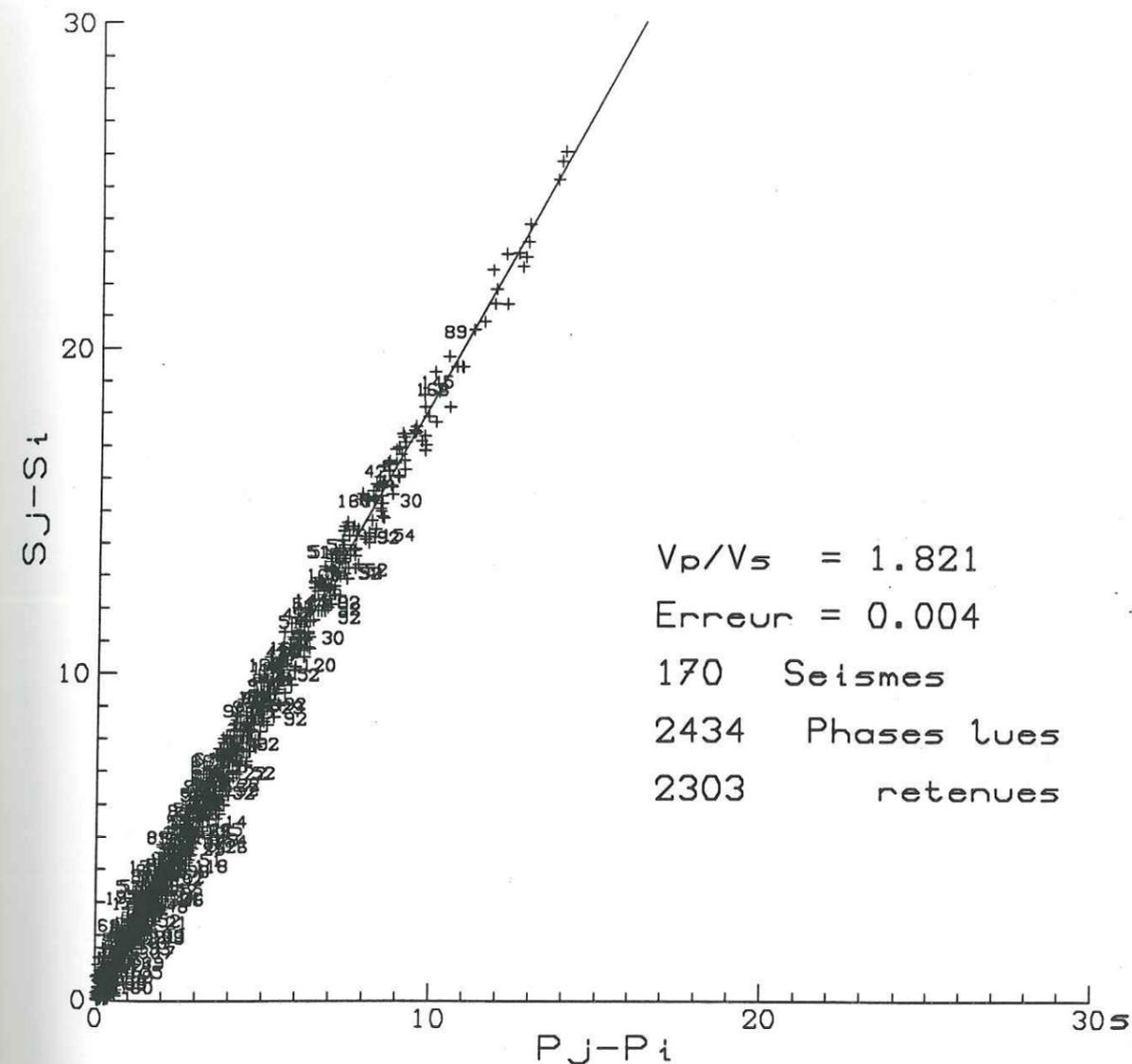


FIG.33. - Détermination du rapport V_p/V_s . Droite ($S_j - S_i$) fonction de ($P_j - P_i$) obtenue par moindres carrés (dans un premier temps, une régression linéaire a été réalisée sur tous les points. L'écart à la première droite ainsi obtenue a été calculé ensuite pour chaque point. L'écart-type de cette valeur a été déterminé. Le résultat présenté est issu d'une régression ne prenant pas en compte les points distants de la droite initiale de plus de 2 fois cet écart-type. Ces points aberrants sont indiqués sur la figure par le numéro du séisme auquel ils correspondent).

est assez fortement discriminant (en effet, par exemple, parmi les 656 séismes finalement localisés, 228 soit 35 % ne vérifient pas ce critère (figure 32)).

A partir des 170 événements (25 % du total des séismes localisés) finalement sélectionnés, la valeur du rapport V_p/V_s obtenue est 1,82 (figure 33). Cette valeur est utilisée dans les calculs ultérieurs. Elle est cohérente avec celles employées lors d'études sismotectoniques antérieures de l'Épire: Kiratzi et al. [1987] trouvent, par la méthode de Wadati, la même valeur de rapport V_p/V_s ; King et al. [1983] emploient une valeur assez proche: 1,78.

3. Recherche de la meilleure structure de vitesse

a) Méthode de minimisation du RMS [Yielding, 1984]

De nombreux modèles de vitesse servent successivement à la localisation du groupe de séismes. Parmi ceux-ci, le modèle qui est finalement retenu est celui qui montre la moyenne de tous les RMS la plus faible et explique ainsi le mieux les données.

Il est préférable de mener cette étude avec les séismes les mieux contraints. Une mauvaise convergence d'HYPO71 est en effet susceptible de provoquer d'importantes variations de localisation des hypocentres en fonction de la structure de vitesse: les variations de RMS qui en découlent représentent non seulement les variations associées au modèle, mais aussi celles causées par une mauvaise localisation du foyer. Les calculs vont être réalisés à partir des 170 séismes déjà sélectionnés.

b) Méthode des hodochrones

La méthode la plus classique pour déterminer une structure de vitesse est de tracer le temps d'arrivée des ondes sismiques en fonction de la distance épacentrale ou hypocentrale. Lorsque l'on considère une structure de vitesse en couches planes, homogènes, des relations relativement simples existent reliant le temps de parcours, la distance source-foyer et les différents paramètres de la

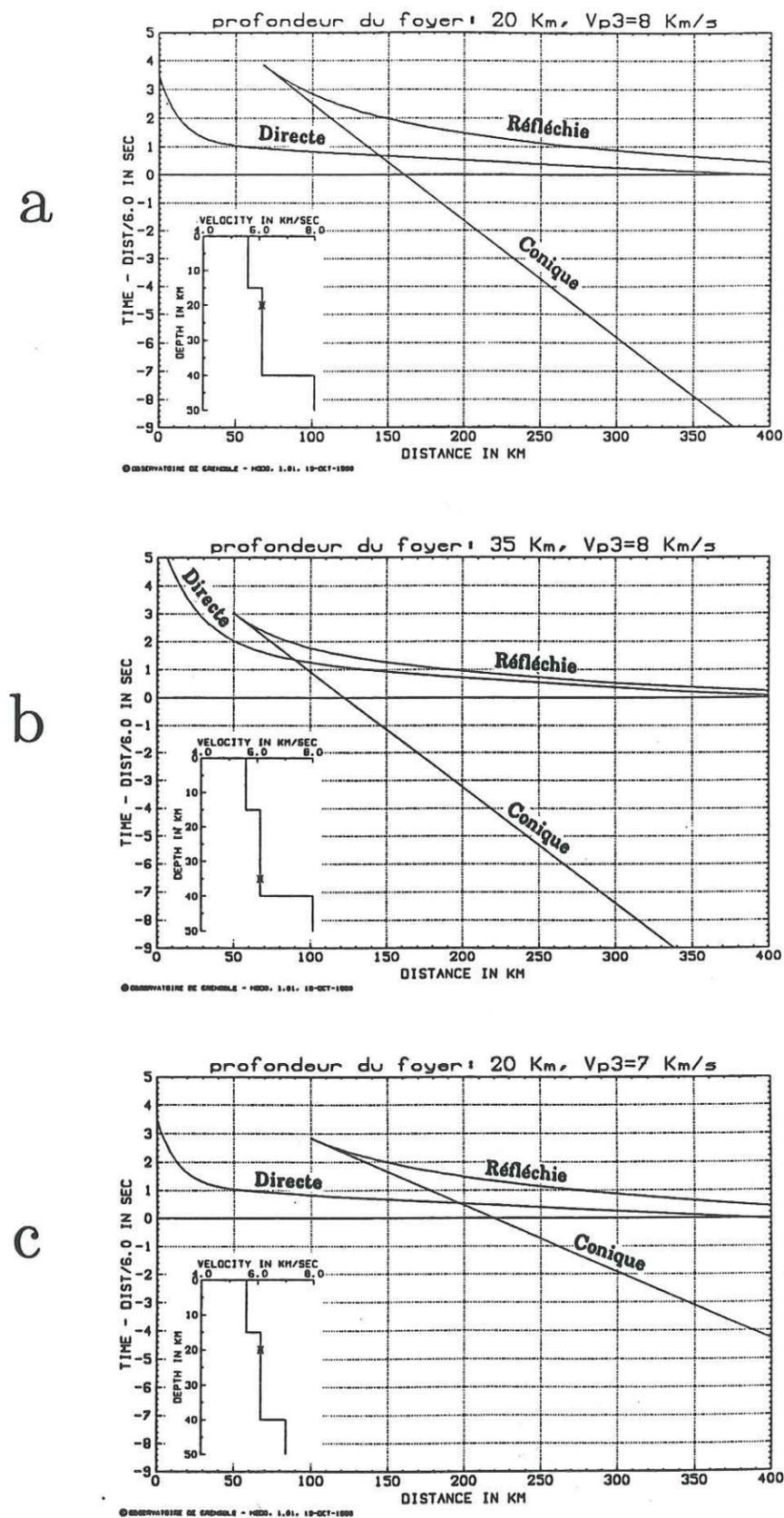


FIG. 34. - Hodochrones théoriques calculées pour différents modèles de vitesse et différentes profondeurs de source sismique (les explications sont données dans le texte).

structure de vitesse. La figure 34 présente des hodochrones théoriques calculées pour différents modèles de vitesse et différentes profondeurs de source.

En ce qui concerne nos données, il faut voir que les temps de propagation et les distances ne sont connus qu'indirectement à travers le modèle de vitesse utilisé pour la localisation. Par conséquent, il est nécessaire de mener les calculs à l'aide de différentes structures de vitesse afin d'apprécier l'influence du modèle sur la solution proposée.

c) Détermination de la structure de vitesse

Dans un premier temps, le modèle de vitesse considéré est un demi-espace homogène. 13 demi-espaces avec des vitesses d'ondes P de 5,0 ; 5,1 ; 5,2 ; 5,3 ; 5,4 ; 5,5 ; 5,6 ; 5,7 ; 5,8 ; 5,9 ; 6,0 ; 6,1 et 6.2 km/s ont été testés. La valeur minimale de la moyenne des RMS est 0,201 s et correspond à un demi-espace avec une vitesse $V_p = 5,6$ km/s (tableau 5 et figure 35).

La méthode des hodochrones est appliquée afin d'évaluer la fiabilité de cette valeur. Les hodochrones ont été calculées pour quatre modèles de vitesse différents: quatre demi-espaces présentant des valeurs de vitesses encadrant la valeur déterminée (figure 36). Les hodochrones sont tracées en fonction de la distance hypocentrale et en temps réduit avec une vitesse de réduction égale à celle du demi-espace: dans ces conditions, l'hodochrone théorique est une droite horizontale passant par l'origine. L'estimation de la vitesse va être menée par regression linéaire. Le modèle à 5,5 km/s sous-estime la vitesse (puisqu'il permet d'obtenir une vitesse de 5,56 km/s), le modèle à 5,8 km/s la surestime (vitesse obtenue: 5,76 km/s). En revanche, à l'aide du modèle à 5,6 km/s, la vitesse déterminée est non seulement pas trop éloignée de la vitesse du modèle (5,63 km/s), mais surtout l'ordonnée à l'origine de la droite est nulle. A noter que le modèle à 5,7 km/s peut également être satisfaisant. D'autre part, lorsque l'on sépare les séismes en 2 lots selon qu'ils sont localisés dans la partie supérieure de la croûte (nous considérons les séismes situés entre 0 et 20 km de profondeur) ou dans la partie inférieure (20-40 km), l'application de la méthode à chacun des lots ne met pas en évidence de variation significative de la vitesse moyenne en fonction de la profondeur. La variation observée est de l'ordre de

V_p (km/s)	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2
RMS moyen (s)	0.308	0.280	0.253	0.232	0.215	0.207	0.201	0.202	0.206	0.216	0.229	0.246	0.266

TABLEAU 5. - Valeurs du RMS moyen des 170 séismes sélectionnés lorsque ceux-ci sont localisés dans un demi-espace de vitesse V_p (le rapport V_p/V_s utilisé est de 1,82).

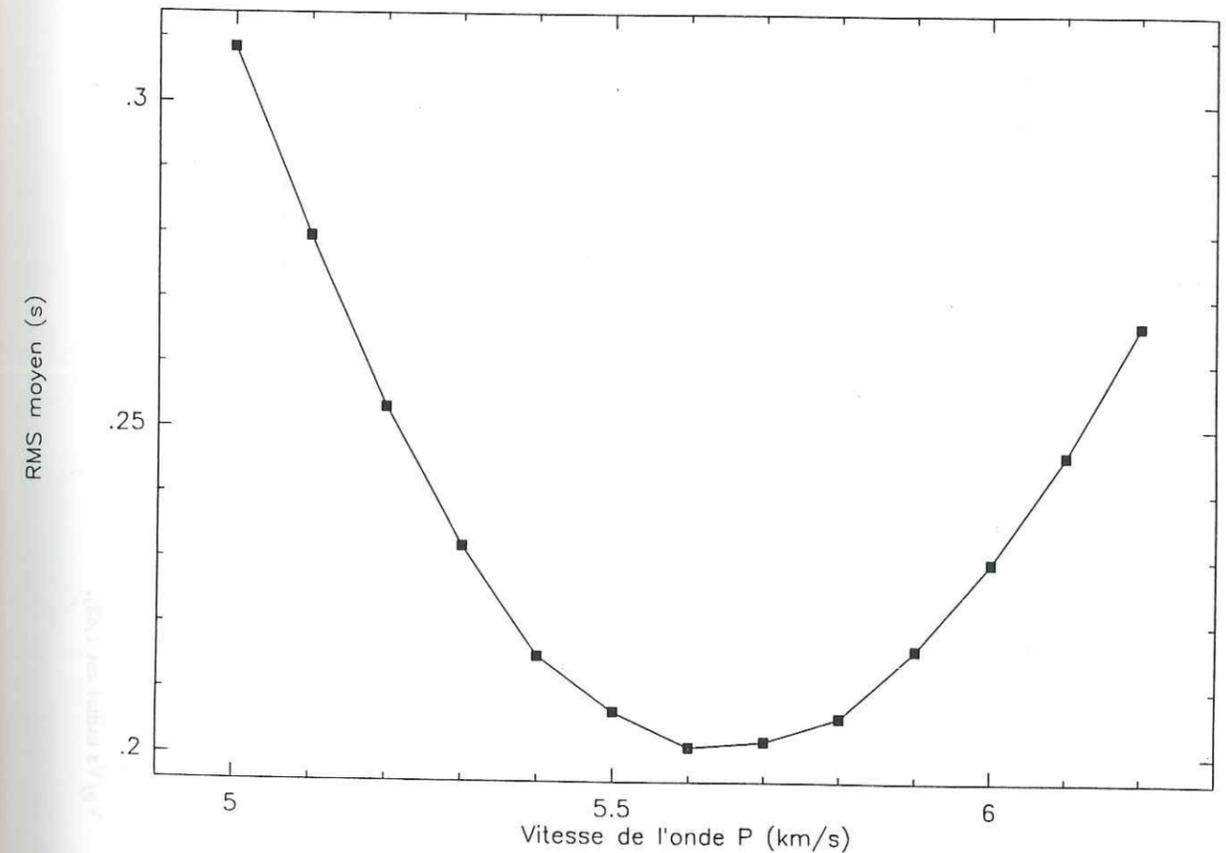


FIG. 35. - Courbe représentative du tableau 5..

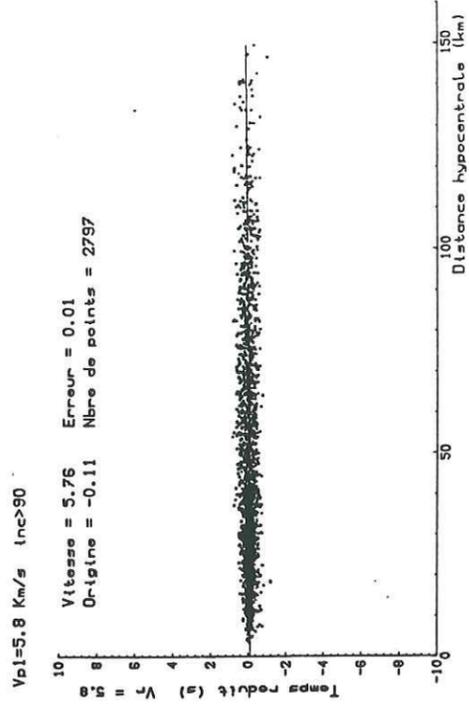
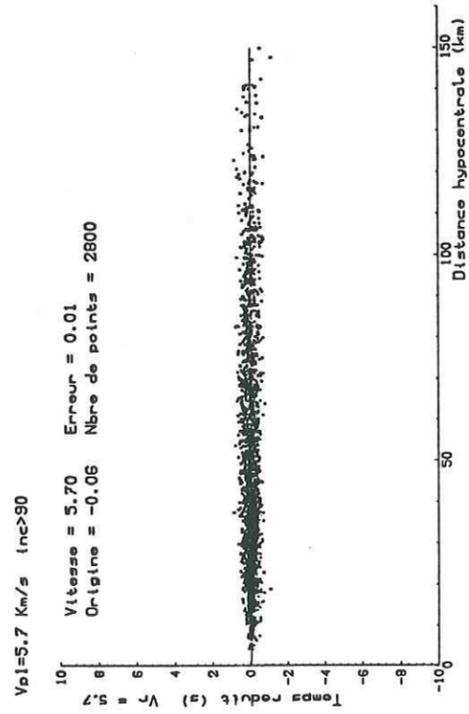
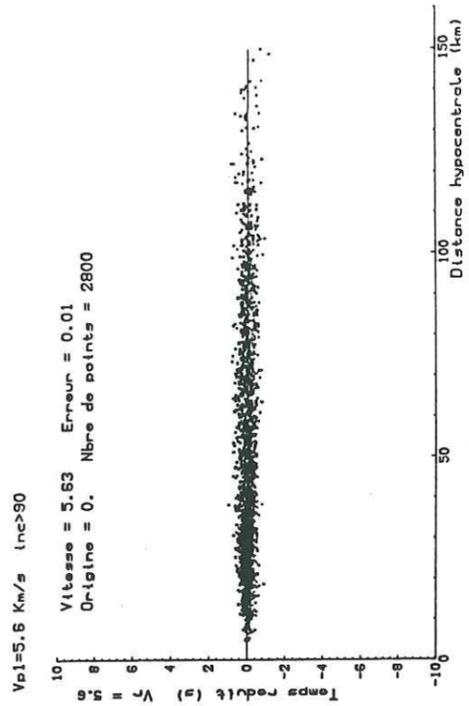
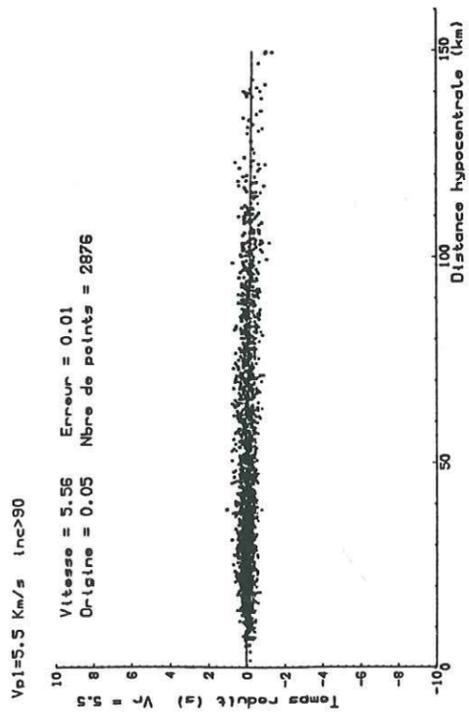
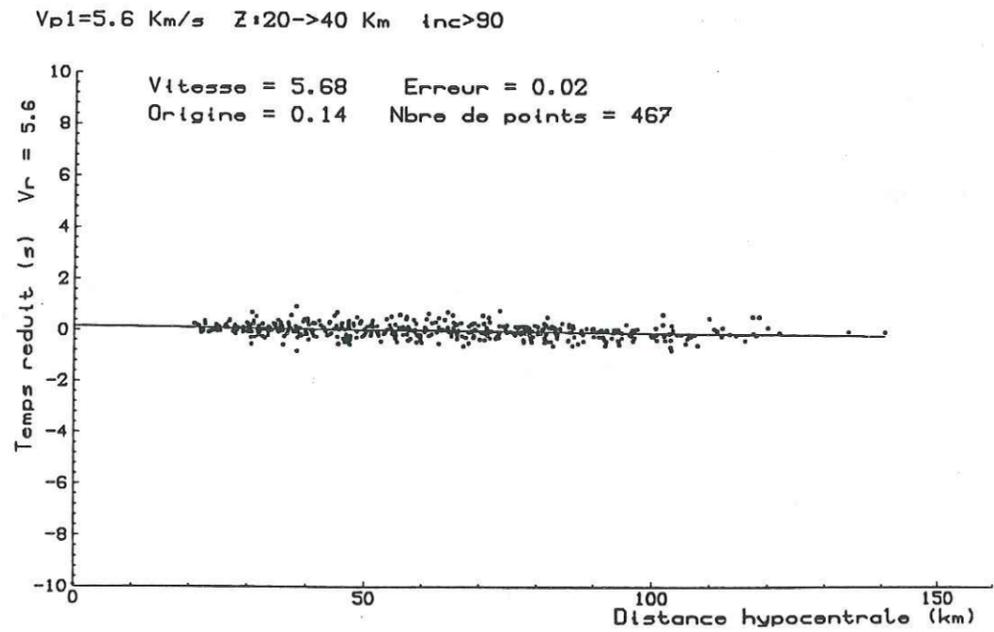


FIG. 36. - Hodochrones obtenues à partir des 170 séismes sélectionnés lorsque ceux-ci sont localisés dans des demi-espaces où V_p vaut respectivement 5,5, 5,6, 5,7 et 5,8 km/s (le rapport V_p/V_s utilisé est 1,82).

b



a

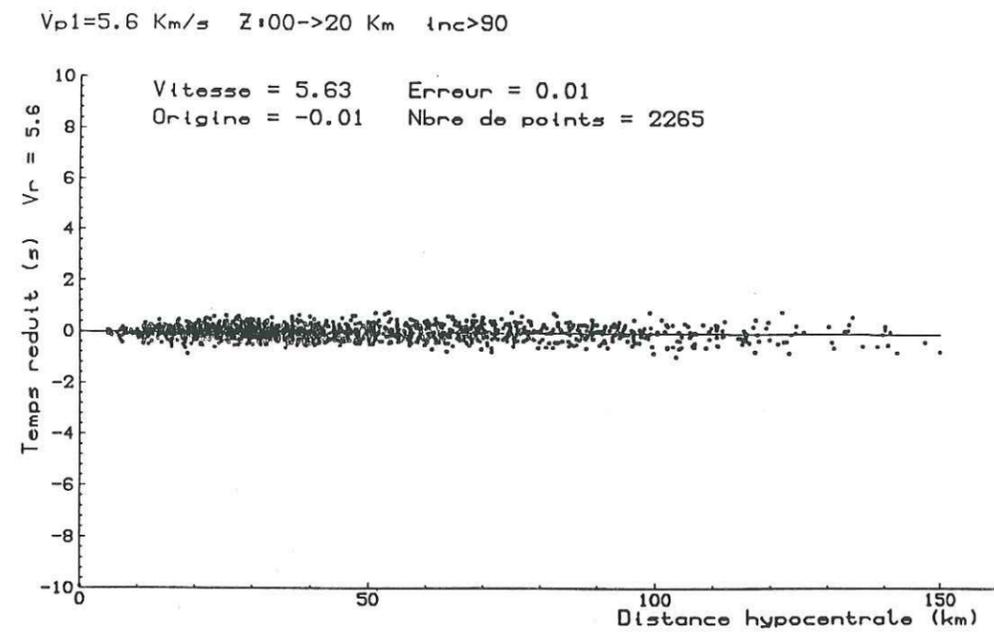


FIG. 37. - Hodochrones obtenues à partir des 170 séismes sélectionnés lorsque ceux-ci sont localisés dans des demi-espaces où V_p vaut 5,6 km/s (le rapport V_p/V_s utilisé est 1,82). a): hodochrone construite d'après les événements localisés entre 0 et 20 kilomètres de profondeur. b): hodochrone construite d'après les événements localisés entre 20 et 40 kilomètres de profondeur.

0,05 km/s (figure 37).

La valeur que l'on retient est donc $V_p = 5,6$ km/s. Ce résultat est cohérent avec la valeur déterminée par Kiratzi et al. [1987]. Ces auteurs, également par minimisation de RMS, trouvent $V_p = 5,4$ km/s.

En considérant le résultat obtenu précédemment, différents modèles de vitesse à deux couches sont testés, constitués par:

- Une couche superficielle de vitesse 5,6 km/s dont l'épaisseur varie de 7 à 25 km.
- Un demi-espace dont la vitesse varie de 5,7 à 6,6 km/s avec un pas de 0,1 km/s.

La figure 38 montre un minimum autour de 6,1 km/s (à 6,2 km/s) pour une épaisseur de couche comprise entre 13 et 17 km. On constate que le minimum est peu marqué (tableau 6): moins de 0,05 % d'écart entre la moyenne de RMS obtenue pour 6.1 km/s-15 km et celle associée à 6.2 km/s-17 km. Le processus de minimisation n'est donc pas poursuivi plus avant.

Nous avons donc choisi, en ce qui concerne l'épaisseur de la couche superficielle, la valeur de 15 km ; 6,1 km/s est la valeur adoptée pour la vitesse du demi-espace sous-jacent.

On rappelle que la profondeur du Moho est placée approximativement à 40 km en Grèce nord-occidentale [Geiss, 1987 ; Skoko et al., 1987 ; Tselentis et al., 1988]. La valeur de la vitesse de l'onde P dans le manteau va être déterminée à l'aide de la méthode des hodochrones, par la mesure de la vitesse de l'onde conique associée au Moho. Les hodochrones comportent trois branches correspondant respectivement à l'onde directe, l'onde réfléchie et l'onde réfractée. Les branches qui représentent les ondes directes sont courbes du fait que les hodochrones sont tracées en fonction des distances épacentrales (figure 34). Dans le cas présent, seule la branche associée à l'onde réfractée nous intéresse. Le calcul de la vitesse sous le Moho peut se faire aisément et de façon correcte par régression linéaire, à condition, autant que possible d'écarter du calcul les données associées aux ondes directes.

D'autre part, le calcul va être mené à partir des séismes localisés entre 20

H1 (km)	Vp2 (km/s)									
	5.7	5.8	5.9	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6
7	0.1995	0.1990	0.1993	0.2012	0.2056	0.2131	0.2186	0.2278	0.2385	0.2480
13	0.2001	0.1993	0.1993	0.1985	0.1986	0.2008	0.2011	0.2046	0.2091	0.2131
15	0.2007	0.1985	0.1992	0.1983	0.1981	0.1991	0.1995	0.2015	0.2042	0.2076
17	0.2013	0.1998	0.1992	0.1986	0.1988	0.1980	0.1990	0.1998	0.2006	0.2035
19	0.2012	0.2008	0.1996	0.1993	0.1989	0.1986	0.1993	0.1997	0.1995	0.1998
25	0.2011	0.2008	0.2006	0.2001	0.2000	0.1995	0.1998	0.1995	0.1998	0.2006

TABLEAU 6. - Valeurs (en secondes) du RMS moyen des 170 séismes sélectionnés lorsque ceux-ci sont localisés à l'aide d'un modèle constitué d'une couche de vitesse $V_{p1}=5,6$ km/s, d'épaisseur H1, au dessus d'un demi-espace de vitesse V_{p2} (le rapport V_p/V_s utilisé est de 1,82).

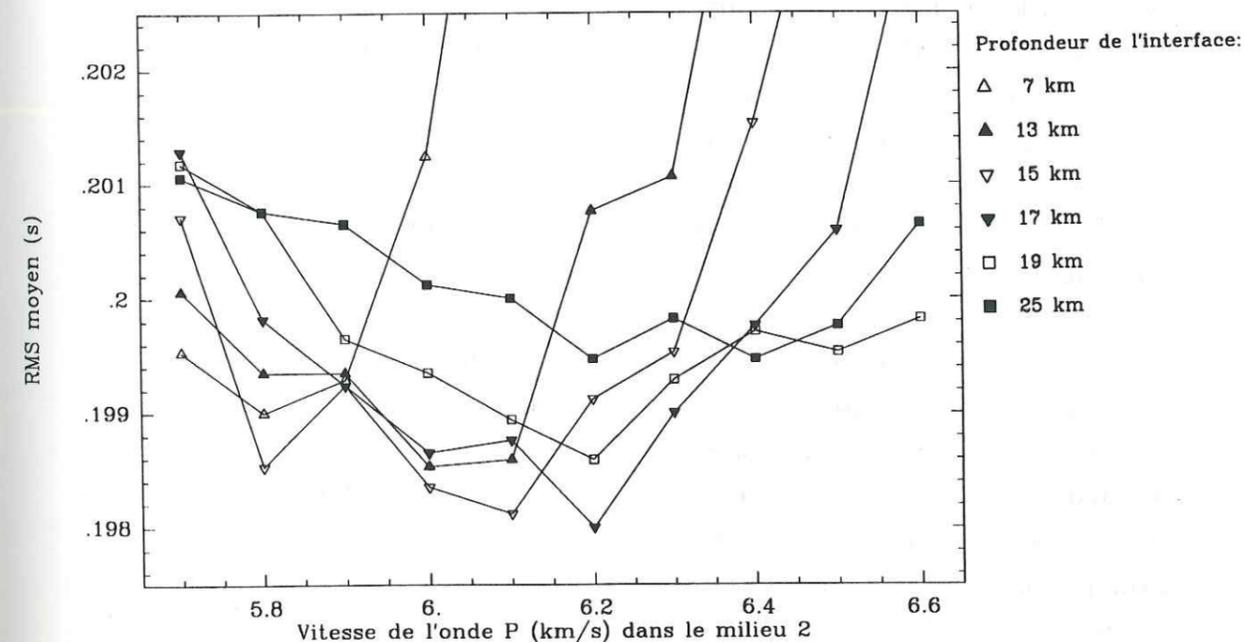


FIG. 38. - Courbes représentatives du tableau 6..

et 35 km de profondeur: les premières arrivées éventuellement associées à la réfraction sur l'interface localisée à 15 km de profondeur ne seront pas prises en compte.

La distance de brisure adoptée lors du calcul a été de 100 km (seules les arrivées provenant d'une distance supérieure ont été considérées). Théoriquement, pour le modèle crustal déterminé précédemment, elle correspond à la distance à partir de laquelle l'onde réfractée arrive en première arrivée pour une source sismique placée à 35 km (près du Moho, donc) et une vitesse du manteau de 8 km/s (figure 34, b).

En choisissant une telle distance, on introduit quelques données issues d'ondes directes dans le calcul. En effet, pour un foyer situé à 20 km de profondeur et une vitesse mantellique de 8 km/s, la distance de brisure est de 150 km (figure 34, a). De même, lorsque la vitesse du manteau passe de 8 km/s à 7 km/s, la distance de brisure augmente de façon importante (figure 34, c). La distance de brisure choisie est par conséquent la limite inférieure acceptable: théoriquement, à moins de 100 km, pour les sources situées entre 20 et 35 km de profondeur, les premières arrivées correspondent uniquement aux ondes directes, au-delà, sont observées en premier à la fois des ondes directes et des ondes réfractées. On peut donc s'attendre à ce que la valeur de vitesse déterminée par régression soit sous-estimée. Toutefois le choix d'un seuil aussi bas nous permet de réaliser le calcul de régression linéaire avec suffisamment de valeurs.

La façon de procéder est identique à celle employée lors de la détermination de la vitesse du demi-espace; la figure 39 présente les hodochrones expérimentales obtenues pour trois valeurs de vitesses mantelliques différentes. Adopter une valeur de vitesse de l'onde P sous le Moho de 7,6 km/s semble acceptable (du fait du faible nombre de points pris en compte dans le calcul, cette valeur est connue de façon assez imprécise. En tout état de cause, par suite du caractère très superficiel de la sismicité de Grèce nord-occidentale, cette vitesse influe peu sur les calculs ultérieurs).

A ce stade de détermination du modèle, nous nous sommes trouvés dans l'obligation de rajouter une couche à vitesse sismique faible en surface: en utilisant le modèle initial, de nombreux séismes se trouvaient être localisés au

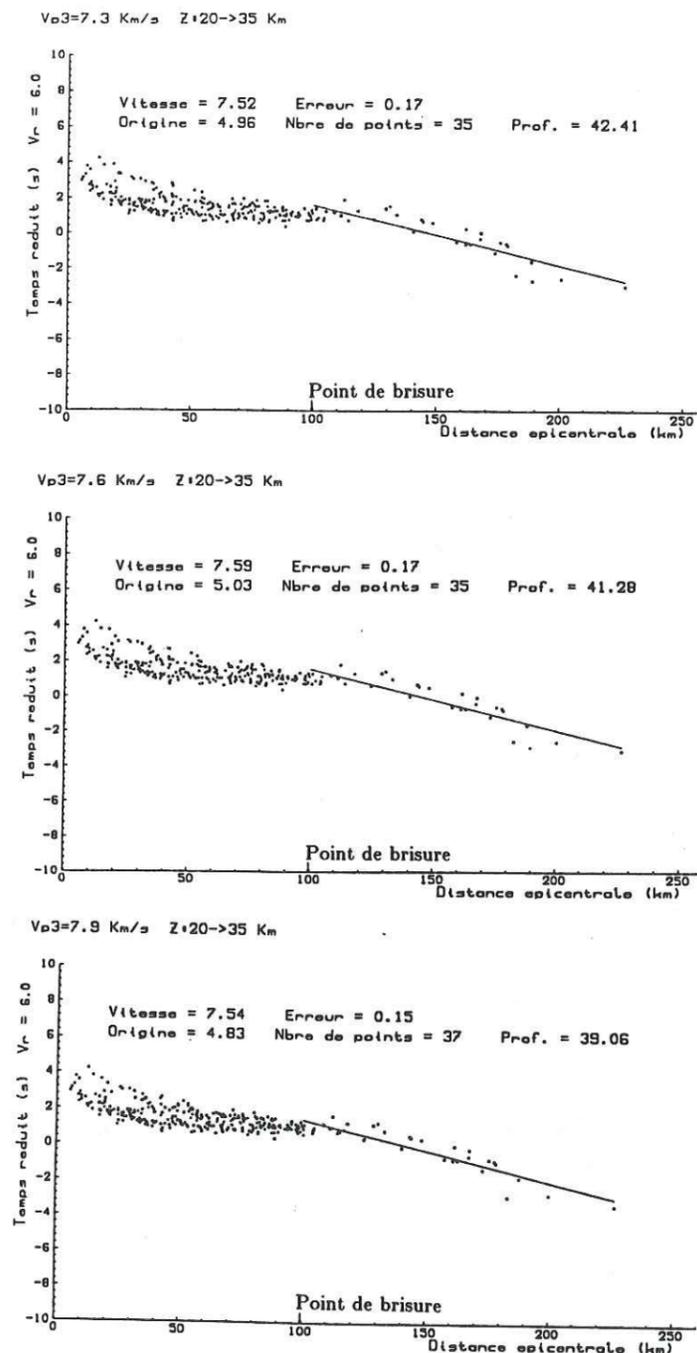


FIG. 39. - Hodochrones expérimentales obtenues à l'aide des séismes localisés entre 20 et 35 km de profondeur parmi les 170 séismes sélectionnés. Les localisations sont réalisées à partir de modèles qui montrent des vitesses V_{p3} sous le Moho respectivement égales à 7,3, 7,6, 7,9 km/s (la partie crustale de la structure de vitesse utilisée est la suivante: une couche superficielle de vitesse $V_{p1} = 5,6 \text{ km/s}$, d'épaisseur $H_1 = 15 \text{ km}$ surmonte une couche de vitesse $V_{p2} = 6,1 \text{ km/s}$. Cette dernière se prolonge vers le bas jusqu'au Moho, placé à 40 km de profondeur. Le rapport V_p/V_s utilisé est de 1,82).

dessus de la surface du sol ("airquakes").

En procédant une fois de plus par minimisation de RMS, une couche "sédimentaire" de vitesse $V_p = 5,2$ km/s a été rajoutée au modèle entre 0 et 4 km de profondeur (figure 40).

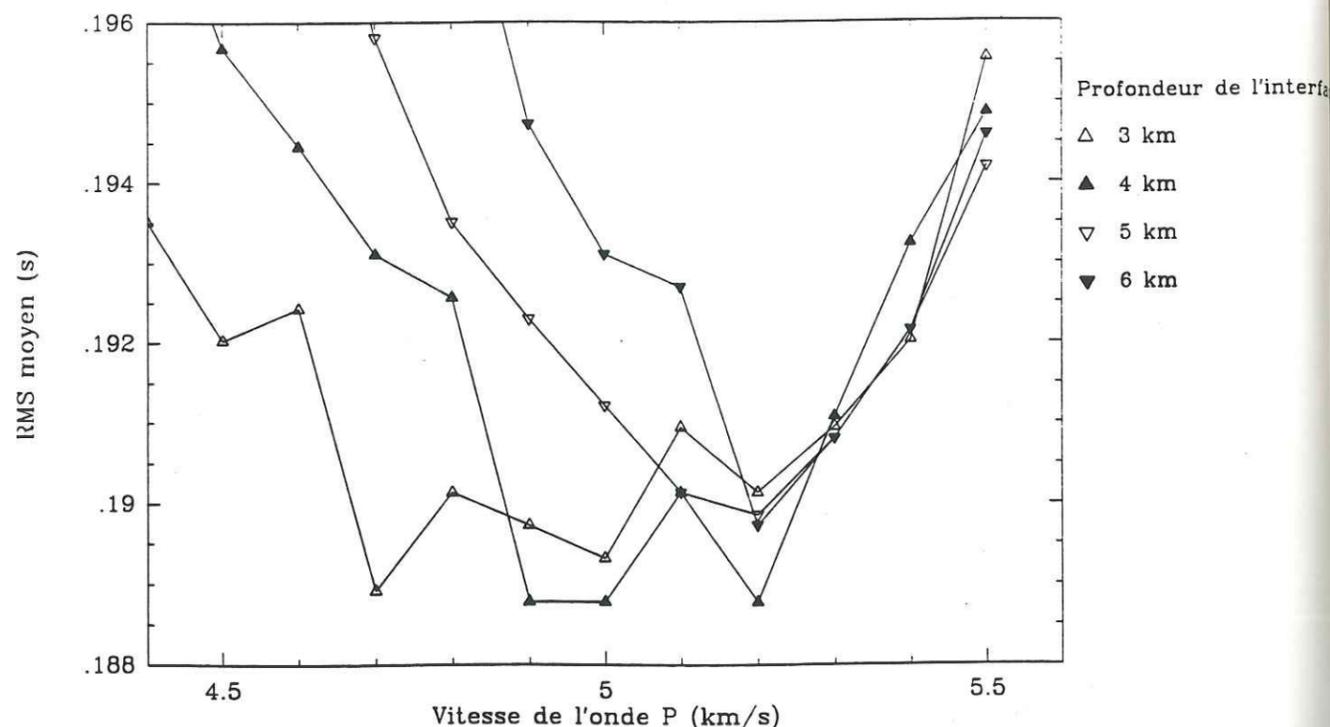


FIG. 40. - Recherche de la couche superficielle du modèle: courbes de minimisation du RMS moyen des 170 séismes sélectionnés.

Conclusions

En combinant minimisation de RMS moyen et calcul d'hodochrones, a été déterminée une structure de vitesse sous l'Epire-Acarnanie (tableau 7). Ce modèle de vitesse n'a pas pour ambition de refléter scrupuleusement la réalité: c'est avant tout un outil d'analyse adapté à nos données et au programme de localisation employé. Il est d'ailleurs certain qu'une chaîne telle que les Hellénides ne présente pas une structure en couches planes horizontales, homogènes (voir figure 18 par exemple). La localisation des événements à l'aide d'un programme de localisation 3D [Guyoton, 1991 ; Guyoton et al., 1992, par

exemple] aurait été souhaitable, mais elle n'était pas possible: nous ne disposons pas pour cela d'une connaissance suffisamment précise de la structure de vitesse présente sous la Grèce du Nord-Ouest.

Profondeur (km)	V_p (km/s)
0 - 4	5.2
4-15	5.6
15-40	6.1
>40	7.6

$V_p/V_s=1,82$

TABLEAU 7. - Modèle de vitesse de référence de cette étude.

C - Incertitudes sur les localisations

Lorsque l'on veut estimer l'incertitude existant sur une localisation, il faut se souvenir que les paramètres que sont le RMS, l'ERH et l'ERZ reflètent seulement le degré de cohérence qui existe entre données, modèle de vitesse et solution. Ces paramètres statistiques peuvent être très utiles lors de la détection d'erreurs aléatoires (introduites généralement par les erreurs de lecture ou les erreurs de saisie informatique), mais le fait qu'ils n'aient pas de réalité physique ne permet pas de les considérer comme des mesures réelles de l'incertitude de localisation: ainsi, l'ERH et l'ERZ ne peuvent pas servir à fournir une estimation vraie de l'incertitude sur la position hypocentrale [Grange, 1983]. Il est également intéressant de faire remarquer que la valeur du RMS est directement liée au nombre d'observations. Ainsi, il est fréquent d'obtenir des valeurs de RMS faibles pour des séismes localisés à partir de quelques enregistrements seulement ; ces petits RMS ont toutes les chances d'être associés à de mauvaises localisations.

Si l'on peut penser que le nombre de stations et les paramètres géométriques (lacune azimutale, distance à la station la plus proche) constituent, en revanche, des paramètres plus contraignants pour une bonne localisation que RMS, ERH, et ERZ, ils ne permettent pas d'obtenir une

Parmi ces 490 séismes, 277 dont la localisation est considérée comme bonne (réalisée à 4 km près) présentent:

- un déplacement d'hypocentre de moins de 4 km d'un modèle à l'autre.
- des valeurs d'ERH et d'ERZ inférieures à 4 km.
- une valeur de RMS inférieure à 0,3 s.
- un nombre d'observations au moins égal à 12.

Enfin, parmi ces 277, 148 dont la localisation est considérée comme excellente (à 2 km près) montrent:

- un déplacement d'hypocentre de moins de 2 km d'un modèle à l'autre.
- des valeurs d'ERH et d'ERZ inférieures à 2 km.
- une valeur de RMS inférieure à 0,3 s.
- un nombre d'observations au moins égal à 12.

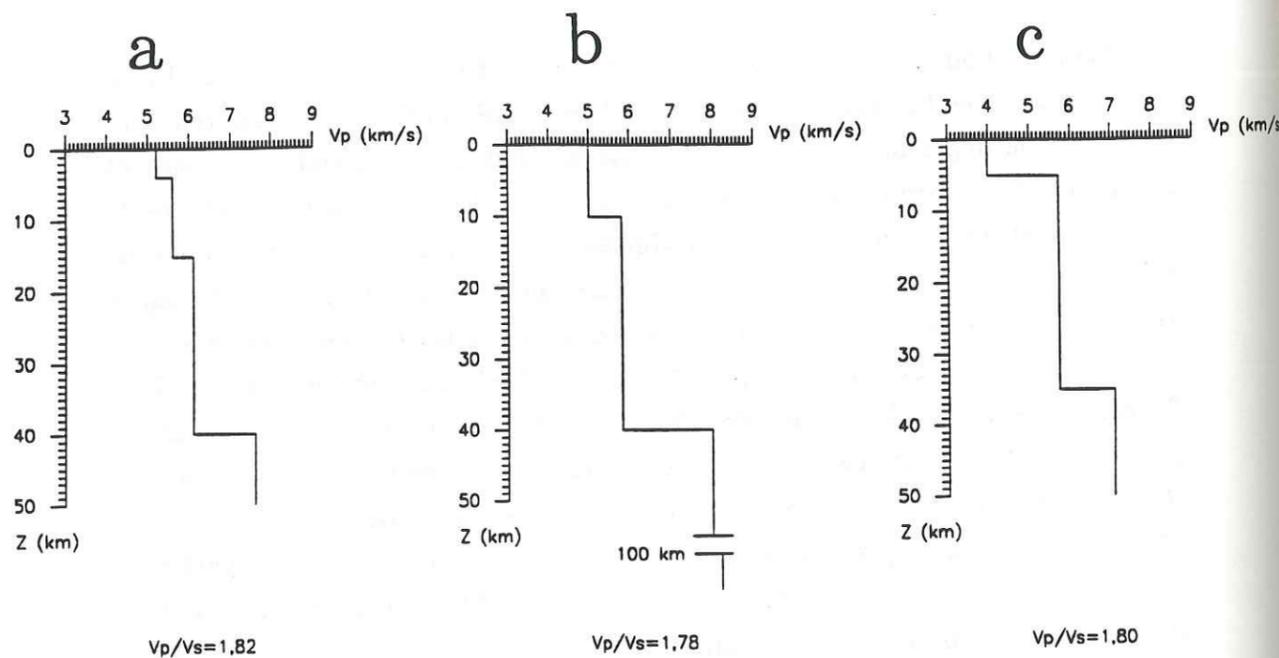


FIG. 41. - Modèles de vitesse utilisés pour l'évaluation de l'erreur systématique de localisation. a) Modèle de référence de l'étude. b) Modèle modifié d'après King et al. [1983]. c) Modèle modifié d'après Makris [1977].

estimation quantitative de l'incertitude de localisation.

Une approche intéressante pour évaluer la précision des localisations est d'introduire du bruit dans les données afin de simuler les erreurs de lectures et les erreurs sur la position des stations [Chatelain, 1978 ; Grange, 1983]. Toutefois, de tels calculs ne prennent pas en compte les erreurs méthodiques (appelées souvent avec une certaine ambiguïté "erreurs systématiques": on peut penser qu'une erreur est systématique si elle affecte de manière constante chaque donnée ; ce n'est pas le cas ici) de localisation.

Les erreurs méthodiques sur les localisations hypocentrales sont généralement dues à la connaissance très incertaine que l'on a du modèle de vitesse. Ces erreurs peuvent être estimées de façon numérique: différents modèles de vitesse servent successivement à la localisation afin d'examiner la variation de la position hypocentrale calculée, en fonction de la structure de vitesse proposée [Lee et al., 1971]. Nous nous sommes servis de cette méthode pour évaluer la qualité des localisations que nous avons effectuées. Trois modèles de vitesse ont successivement été employés à la détermination des hypocentres. Les localisations ont ensuite été comparées deux à deux. A l'issue du calcul, les séismes ont été classés en différentes catégories en fonction de leur variation maximale de position hypocentrale. Lors du classement sont également pris en compte RMS, ERH, ERZ et nombre d'observations de chaque séisme utilisées par le programme.

Les modèles utilisés doivent être à la fois plausibles et suffisamment différents les uns des autres. Les trois modèles peuvent être comparés figure 41. Il s'agit respectivement du modèle de King et al. modifié, de notre modèle, et d'un modèle inspiré de celui de Makris [1977].

Dans le total des 656 événements localisés (qui présentent un nombre d'observations supérieur à 5 et une distance à la station la plus proche inférieure à 50 km), 490 dont la localisation est tenue pour satisfaisante montrent simultanément:

- un déplacement d'hypocentre de moins de 8 km d'un modèle à l'autre.
- des valeurs d'ERH et d'ERZ inférieures à 8 km.
- une valeur de RMS inférieure à 0,3 s.
- un nombre d'observations au moins égal à 8.

A noter qu'il ne faut sans doute pas considérer les valeurs de précision de 2, 4 et 8 km qui sont données comme les précisions vraies: ces valeurs doivent plutôt être vues comme des estimations des précisions de localisations. En fait, l'obtention de localisations très précises aurait demandé de traiter individuellement chaque séisme à l'aide d'un programme de localisation prenant en compte, par l'intermédiaire d'un modèle de vitesse local et réaliste, la complexité géologique de la croûte d'Epire-Acarmanie. Hélas, ceci nécessite plus de temps et surtout nettement plus d'informations que nous n'en disposons.

Pour chacun des 3 groupes de séismes, la bonne qualité générale des déterminations d'HYPO71 peut être appréciée en annexe 3.

III - DETERMINATION DES MECANISMES AU FOYER

A - Principe du mécanisme au foyer

Lorsque l'on s'intéresse au diagramme de rayonnement des ondes sismiques, on constate que l'espace est partagé en quadrants (figure 42).

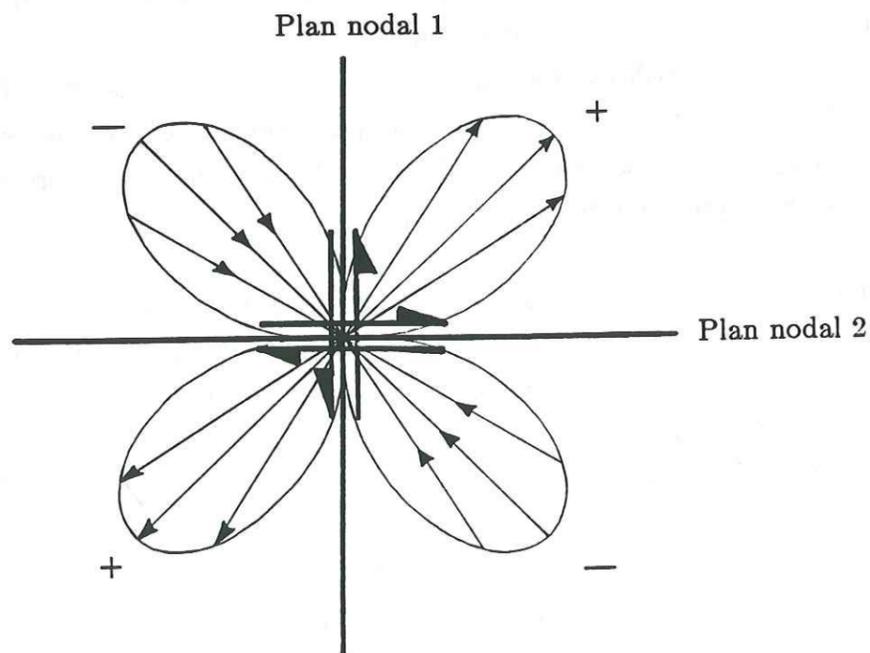


FIG. 42. - Diagramme de radiation des ondes P.

D'un quadrant à l'autre, l'onde P prend alternativement une polarité positive (ondes de compression) et négative (onde de dilatation). Les quadrants sont séparés par deux plans orthogonaux (plans nodaux) sur lesquels l'amplitude des ondes P est nulle: l'un est le plan de faille sismique, l'autre est appelé plan auxiliaire. La connaissance de la disposition des deux plans nodaux l'un par rapport à l'autre fournit une description géométrique du mouvement sur la faille sismique: c'est le mécanisme au foyer.

Bien qu'il soit désormais possible d'accéder aux paramètres de la source sismique par inversion du tenseur des moments des amplitudes des ondes P et S [De Natale & Zollo, 1989], la détermination de solutions focales à partir des polarités des premiers mouvements, méthode que nous allons employer, est toujours largement utilisée pour connaître les mécanismes au foyer. La sphère focale est une petite sphère théorique centrée au foyer. C'est à l'intersection du rai foyer-station avec la sphère focale qu'est représentée la polarité observée, pour le séisme donné, à la station considérée. En pratique, les polarités sont reportées sur une projection de la sphère focale. Les plans nodaux y sont ensuite tracés. La projection la plus couramment employée est la projection plane stéréographique de la demi-sphère focale inférieure sur un canevas de Schmidt (cette projection conserve les surfaces).

Les mécanismes au foyer associés aux trois principaux types de failles sont présentés figure 43. Il est à noter qu'il n'est pas possible de distinguer plan de faille et plan auxiliaire à partir de la seule solution focale: pour ce faire, la possession d'informations complémentaires (connaissance des failles, analyse géomorphologique, connaissance de la distribution spatiale de la sismicité) est indispensable.

B - Programme de calcul des solutions focales: FPFIT [Reasenberg & Oppenheimer, 1985]

FPFIT [Reasenberg & Oppenheimer, 1985] installé au LGIT par J.P. Glot [1992] est le programme de détermination automatique de mécanismes au foyer double couple dont nous nous sommes servi lors de cette étude. Il fournit la solution focale qui rend le mieux compte de l'ensemble des polarités des ondes

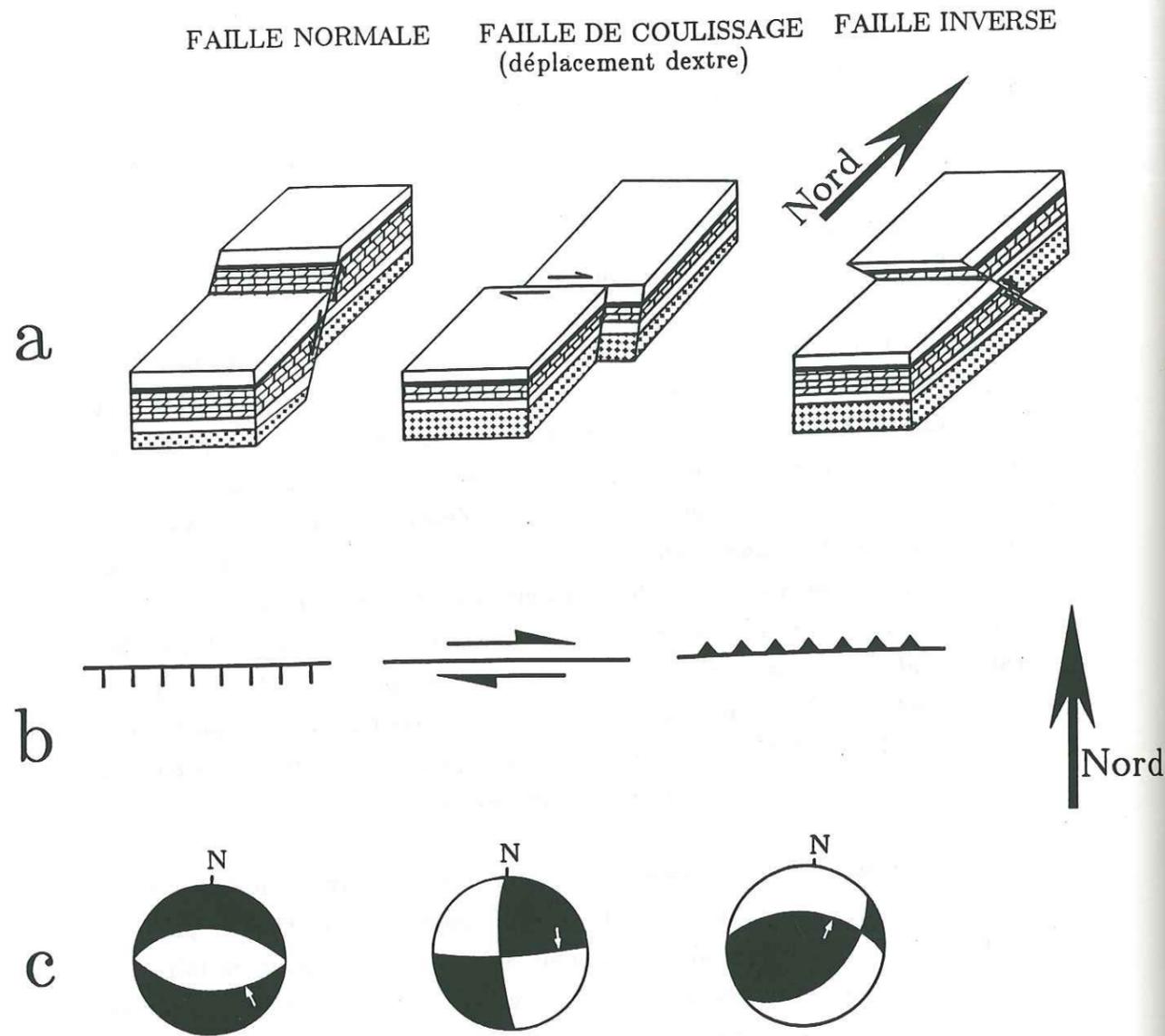


FIG. 43. - Principaux types de failles, symboles cartographiques et solutions focales associées. a): blocs-diagrammes des trois principaux types de failles. b): symboles cartographiques servant généralement à représenter les différents types de failles (vue supérieure de la faille). c): représentations des solutions focales typiques (vue supérieure de la faille). Les quadrants des premiers mouvements en compression sont en noir et les quadrants blancs sont ceux des premiers mouvements en dilatation. Les traces des plans de failles présentés en a) sont indiquées par des flèches. (Modifié d'après Lambeck, 1988).

P observées pour un séisme donné. FPFIT effectue la comparaison entre polarités théoriques calculées pour une suite de solutions focales et polarités observées. Ainsi, la solution focale retenue, la mieux adaptée aux observations, est celle qui minimise un facteur $F^{i,j}$ tel que:

$$F^{i,j} = \frac{\sum_k (|p_o^{j,k} - p_t^{i,k}| \cdot W_o^{j,k} \cdot W_t^{i,k})}{\sum_k (W_o^{j,k} \cdot W_t^{i,k})}$$

où:

$p_o^{j,k}$ est, pour le séisme j, la polarité observée à la station k.

$p_t^{i,k}$ est, pour un modèle de source i, la polarité théorique à la station k.

$W_o^{j,k}$ est le poids accordé à la polarité observée à la station k. Concrètement, ce dernier est fonction du poids qui a été attribué à la première arrivée dans la liste des phases qui a été traitée par le programme HYPO71.

$W_t^{i,k}$ pondère la différence entre polarités observées et théoriques en fonction de l'amplitude théorique de l'onde P qui est attendue à la station k pour le modèle de source i. Cette pondération réduit l'influence des observations faites à proximité des plans nodaux: ces observations sont théoriquement douteuses car faiblement énergétiques (voir précédemment III-A).

Lors de la détermination de la valeur minimale de $F^{i,j}$ le programme procède en deux étapes. Une première série de sources est testée. Cette série est construite en incrémentant successivement de 20 degrés à tour de rôle les trois paramètres (azimut, pendage, angle de glissement) du modèle de faille sismique. Cette étape détermine les sources associées au minima relatifs de $F^{i,j}$. Une recherche fine est ensuite conduite à l'aide de séries de sources proches de celles correspondant aux minima déterminés précédemment. Les incréments utilisés cette fois-ci sont petits (5 degrés pour azimut et pendage, 10 degrés pour l'angle de glissement). Le minimum absolu de $F^{i,j}$ est recherché au cours de cette étape. Des problèmes de convergence de solutions peuvent se poser, qu'il est aisé de résoudre en imposant des incréments angulaires plus petits.

Le programme traite directement les données du fichier de sortie d'HYPO71. Au terme du calcul, FPFIT délivre non seulement les solutions focales, mais également des paramètres qui permettent d'évaluer la qualité de la détermination réalisée. Ainsi, le quotient de distribution des stations (STDR) tel que:

$$STDR = \frac{\sum_k (W_o^{j,k} \cdot W_t^{i,k})}{\sum_k (W_o^{j,k})}$$

est sensible à la répartition des données sur la sphère focale par rapport aux plans nodaux. Une solution montrant une valeur de STDR inférieure à 0,5 doit être scrupuleusement examinée et éventuellement rejetée [Reasenber & Oppenheimer, 1985].

FPFIT a été employé dans de nombreuses études sismotectoniques [par exemple, Hauksson & Saldivar, 1989 ; Ma & Kanamori, 1991 ; Yelin & Patton, 1991 ; Hull & Nicholson, 1992 ; Volant, thèse U.J.F.G. à paraître en 1993]. Son utilisation garantit un traitement homogène des données. De plus, ce programme présente l'avantage de fournir, pour un séisme donné, non pas une solution unique mais différentes solutions focales susceptibles d'expliquer la répartition des polarités sur la sphère. Il délivre également des paramètres permettant d'estimer la qualité des solutions. Enfin, considération qui n'est pas l'une des moindres, l'expérience montre qu'il existe une très bonne correspondance entre les solutions focales déterminées par FPFIT et celles tracées par un opérateur humain (voir III-D et annexe 4).

C - Incertitudes des solutions focales

Un mécanisme au foyer est plus ou moins bien déterminé selon que les positions respectives des plans nodaux sont toutes deux plus ou moins bien contraintes. En ce qui concerne des solutions focales tracées d'après des polarités de premiers mouvements, leur qualité dépend du nombre de polarités observées, de leur netteté et de leur répartition sur la sphère focale. La

position d'un plan nodal est connue d'autant plus précisément que:

- le nombre de polarités observées est important.
- les polarités sont réparties de façon plus homogène sur la sphère focale.

En ce qui concerne le nombre de polarités observées, il est indispensable de distinguer les polarités nettes (généralement représentées sur les sphères par des ronds pleins ou vides) des polarités douteuses (indiquées par les signes "+" et "-"). Ces dernières représentent, la plupart du temps, des premières arrivées peu énergétiques qui sont enregistrées sur des stations situées, soit loin du séisme, soit près d'un plan focal (arrivée nodale). Les polarités douteuses correspondent aussi simplement parfois à des difficultés spécifiques de lecture du sens de premier mouvement, telles que, par exemple, celles dues à la présence d'une marque horaire ou de bruit important au début du signal sismique.

Lorsque les polarités incertaines sont associées à la proximité d'un plan nodal, elles peuvent représenter une source d'information utile pour définir précisément la position du plan. Toutefois, cette classification en bonnes et mauvaises lectures nous apparaît comme étant particulièrement subjective: d'une part, la limite entre les deux catégories varie d'un lecteur à l'autre, d'autre part, cette limite est souvent spécifique à un séisme.

Pour ce qui est des mécanismes dont j'avais la charge, j'ai eu plutôt tendance à limiter le nombre de lectures douteuses. D'ailleurs, à l'origine, le programme de détermination automatique de solutions focales que nous allons utiliser, FPFIT, n'est pas conçu pour fonctionner en fixant des poids à priori aux sens de premier mouvement. Finalement, dans un esprit de circonspection vis à vis des premiers mouvements douteux, un premier critère de qualité de solution focale qui va être retenu va être l'existence sur la sphère d'un nombre minimal de 6 lectures considérées comme sûres.

La répartition des polarités sur la sphère focale dépend de la position du séisme par rapport au réseau et des angles sous lesquels les rais émergent du foyer pour atteindre les stations. L'angle d'émergence est fonction de la profondeur et de l'épicentre du séisme.

En ce qui concerne nos données, de par la très bonne adéquation existant entre la disposition de notre réseau et la répartition de la sismicité régionale, la seule considération des mécanismes focaux des séismes présentant des

lacunes azimutales inférieures à 180 degrés semble suffir à garantir des répartitions homogènes de polarités sur les sphères.

L'angle d'émergence du rai dépend également du modèle de vitesse utilisé. La structure de vitesse est déterminante car elle fixe la propagation vers le haut (à laquelle correspondent ce que l'on appelle par abus de langage les "rais directs") ou vers le bas des rais ("rais réfractés"). Pour un séisme et une station donnés un "rai direct" et un "rai réfracté" se projettent sur des quadrants opposés de la sphère.

La stabilité des solutions focales d'un modèle de vitesse à l'autre va être examinée. Ce contrôle est souvent pratiqué dans les études sismotectoniques [Deverchère, 1988, par exemple]. En effet, dans certains cas, les solutions focales peuvent varier fortement en fonction du modèle [Christodoulou, 1986].

Les structures de vitesse que nous allons utiliser pour réaliser ce test sont celles les plus probables que nous connaissons pour la région: à savoir notre modèle de vitesse de référence et le modèle de King et al. modifié (figure 41).

En réalité, pour un même séisme, nous allons comparer deux à deux les solutions que fournit FPFIT à partir de 4 répartitions différentes des polarités sur les sphères (voir III-D et annexe 4). La première répartition est obtenue à partir de la localisation en fonction de la structure de vitesse de référence. Sont considérées à la fois polarités sûres et douteuses. La deuxième répartition est constituée également des deux types de polarités, mais le séisme concerné est localisé en fonction du modèle de King. Les troisième et quatrième répartitions correspondent respectivement aux première et deuxième, mais elles ne comprennent pas les polarités douteuses.

Ainsi, nous testons, à l'aide de FPFIT, la stabilité des solutions focales en appréciant sur ces solutions:

- l'influence du modèle de vitesse.
- les influences respectives des polarités sûres et douteuses.

Et, puisque FPFIT calcule les différentes solutions possibles pour une répartition de polarités donnée, est également testée, pour une telle répartition, l'unicité du mécanisme focal concerné.

Nous espérons, à l'issue de tous les critères et tests appliqués à nos solutions focales, être en mesure d'affirmer lesquelles sont contraintes, lesquelles ne le sont pas.

Finalement, les solutions automatiques sont comparées aux solutions manuelles correspondantes. Ces dernières sont tracées en considérant toutes les polarités, les séismes étant localisés d'après le modèle de référence. Nous allons pouvoir évaluer les performances respectives de FPFIT et de l'opérateur humain.

D - Résultats.

128 solutions focales ont été calculées au cours de cette étude. Seuls ont été traités les séismes présentant une lacune azimutale inférieure à 180 degrés et au minimum 8 observations de premiers mouvements. Pour ma part, j'ai déterminé les 76 solutions focales situées au Nord de 38,8° N, tandis que I. KASSARAS s'intéressait au 52 mécanismes localisés au Sud de cette limite.

Suivant les opérateurs, le traitement a été différent. Bien que les solutions finalement proposées aient toute été déterminées manuellement, je me suis largement inspiré des mécanismes proposés par FPFIT. I. KASSARAS a préféré réaliser les déterminations de solutions focales de façon exclusivement manuelle.

La discussion qui va suivre se réfère aux figures de l'annexe 4. Elle ne concerne pas les 49 solutions focales présentant moins de 6 lectures de polarités sûres, d'emblée tenues pour peu fiables.

Parmi les mécanismes restants, ceux affectés des n^{os} 47, 81, 219, 230, 292 sont mal contraints en cela que FPFIT présente pour expliquer la distribution des polarités sur chacune de leur sphère focale, un choix de solutions multiples trop différentes les unes des autres.

A noter que nous estimons la différence entre deux solutions d'après les variations d'orientations d'axes P et T d'une solution à l'autre: des solutions

focales qui présentent des orientations d'axes P et T variant toutes deux de plus de 30° sont tenues comme très différentes l'une de l'autre. Si une telle variation n'affecte que l'un des axes, on considère les solutions focales concernées comme moyennement différentes entre elles. Si les deux axes varient de moins de 30°, les solutions sont, pour nous, identiques. D'autre part, certaines solutions multiples montrant des valeurs de STDR trop faibles sont exclues des comparaisons qui sont effectuées.

Les mécanismes n^{os} 602, 633 ne peuvent pas être tracés sans transgresser des observations de polarité sûres. Le n^o 639 n'est également pas considéré comme très stable.

Certaines solutions ne sont contraintes que par les polarités douteuses (il n'y a pas correspondance entre les mécanismes obtenus à partir de toutes les polarités et ceux tracés uniquement à l'aide de polarités sûres): c'est le cas des mécanismes n^{os} 175, 327, 354, 390, 403, 417, 421, 464, 470, 492, 517, 545, 625.

Quelques solutions dépendent du modèle de vitesse (n^{os} 29, 416, 591).

Huit mécanismes présentent, selon nous, un trop grand nombre de polarités sûres trop proches des plans nodaux: sont concernés les n^{os} 76, 108, 142, 195, 203, 405, 418, 584.

Enfin, 19 solutions manuelles ne sont pas en accord avec les solutions correspondantes calculées par FPFIT.

En fait 6 solutions fournies par FPFIT sont, du point de vue des polarités, plus satisfaisantes que celles tracées manuellement: en effet, les solutions manuelles associées aux séismes n^{os} 80, 82, 87, 322, 427, 439 transgressent une, voire deux polarités douteuses, ce que ne font pas les solutions automatiques (si d'après deux polarités sujettes à caution, on ne peut raisonnablement pas considérer comme foncièrement fausses les solutions manuelles envisagées, il faudra néanmoins les tenir pour incertaines puisque des solutions plus justifiées sont possibles).

De même les solutions déterminées par FPFIT n^{os} 168, 213, 621 présentent de meilleures distributions de polarités par rapport aux plans nodaux que les solutions manuelles correspondantes. La solution n^o 366 est également dans ce cas: une solution (non représentée) différente de celles proposées par FPFIT consiste en un mécanisme en faille inverse E-W. Toutefois les plans nodaux de cette solution passent trop près d'un nombre important de polarités sûres, ce

qui nous fait considérer ce mécanisme focal comme peu probable.

Qu'elles soient tracées manuellement ou automatiquement 4 solutions transgressent dans les deux cas des polarités (n^{os} 55, 313, 635, 650): on ne peut alors pas vraiment parler de meilleure performance d'une méthode par rapport à l'autre.

Les mécanismes n^{os} 374, 434, 489, 530 sont différents lorsqu'ils sont respectivement calculés par FPFIT et déterminés manuellement. De surcroît, les solutions proposées sont justifiées et il n'est pas possible d'affirmer qu'une solution obtenue par une méthode le soit plus que celle provenant de l'autre méthode.

Ainsi, FPFIT ne fournit pas toutes les solutions focales possibles pour un séisme.

Toutefois, on peut dire que ce programme est particulièrement fiable:

- les 4 derniers séismes évoqués précédemment ne présentent pas, en termes d'orientations d'axes P et T, des mécanismes fondamentalement différents selon que l'on procède manuellement ou à l'aide de FPFIT.

- Un seul mécanisme déterminé de façon manuelle (n^o 168) semble, du point de vue de la répartition des polarités, de meilleure qualité que celui proposé automatiquement.

Finalement, les mécanismes focaux vont être répartis en trois catégories selon leur validité (voir annexe 4):

- les 49 solutions présentant moins de 6 polarités sûres sont regroupées dans la classe des mécanismes peu fiables (qualité 3).

- les 51 solutions qui ont fait l'objet de la discussion précédente sont alternativement classées dans la catégorie des mécanismes douteux (qualité 2) ou dans celle des mécanismes de mauvaise qualité (qualité 3). Cette répartition est établie principalement à partir du degré de stabilité du mécanisme: à savoir si les différentes solutions focales possibles pour un même séisme sont peu ou très différentes les unes des autres (d'après le critère portant sur les axes P et T, défini précédemment). Par ailleurs, les mécanismes dont les solutions transgressent des observations de polarités sûres (n^{os} 313, 602, 633) se voient affecter la qualité 3, de même ceux dont les solutions présentent trop de

polarités sûres à proximité des plans nodaux (n^{os} 76, 108, 142, 195, 203, 405, 418, 584).

- les 27 solutions restantes sont d'office considérées comme très fiables (qualité 1).

En fin de compte, 27 mécanismes sont de qualité 1, 28 de qualité 2 et 73 de qualité 3. Les mécanismes appartenant à cette dernière catégorie ne vont pas servir à l'analyse sismotectonique.

Conclusions

A l'aide d'HYPO71 et par l'intermédiaire d'un modèle de vitesse déterminé principalement par minimisations de RMS, nous avons localisé 656 microséismes en Epire-Acarmanie. A la suite d'une sélection des localisations, nous estimons que 490 d'entre eux sont déterminés de façon satisfaisante pour être utilisés dans une étude sismotectonique régionale (nous attribuons à ces séismes une précision de localisation meilleure que 8 km). Ont également été tracées 128 solutions focales en utilisant le programme de détermination automatique FPFIT. Après discussion de la qualité de ces mécanismes focaux, il apparaît que 55 seulement présentent une stabilité suffisante pour servir à l'interprétation sismotectonique de la région.

CHAPITRE III

SISMICITE ET MECANISMES AU FOYER DES SEISMES DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE

I - SISMICITE DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE

A - Les données

La Grèce continentale possède le plus haut niveau d'activité sismique de toute la chaîne Alpine Méditerranéenne. Plus généralement, avec environ 2% du total mondial de l'énergie sismique libérée, la Grèce est la région la plus sismique d'Europe [Bath, 1983].

Depuis vingt ans principalement, de gros efforts ont été fournis afin de connaître la physionomie de la sismicité égéenne: aux informations données par les catalogues de sismicité mondiale (ISS, ISC, USGS, ...) sont venus s'ajouter les résultats de nombreuses études spécifiques des séismes du domaine égéen. Menées en grande partie dans le but de contraindre la géométrie de la subduction égéenne, ces études ont consisté la plupart du temps à expurger les catalogues mondiaux [Papazachos & Comninakis, 1972 ; Martin, 1988 ; Hatzfeld & Martin, 1992].

1. Catalogues de la sismicité mondiale

Des catalogues concernant la sismicité mondiale sont publiés par plusieurs agences sismologiques: les plus connus sont l'International Seismological Summary (ISS) couvrant la période 1917-1963, le catalogue de l'International Seismological Centre depuis 1963 et le catalogue de l'USGS (NEIS).

Deux critiques majeures sont généralement faites à ces catalogues:

- Premièrement, ils ne sont pas homogènes. Tout d'abord parce que les informations qui les constituent proviennent de différentes sources (les diverses agences sismologiques nationales, par exemple). Ensuite, parce que depuis les débuts de la sismologie instrumentale, au début du siècle, le nombre, la qualité des enregistrements et la qualité des localisations ont considérablement évolué (cette évolution vers une localisation de plus en plus précise des foyers sismiques étant entre autres marquée par l'installation en 1964 du réseau sismologique WWSSN).

- Deuxièmement, les localisations présentées sont imprécises: de nombreux séismes sont enregistrés par quelques stations seulement ; de surcroît, celles-ci sont parfois situées loin des épicentres et/ou mal réparties,

enfin, les tables de temps de propagation qui servent à la localisation ne sont pas adaptées aux structures géologiques locales [Douglas & Lilwall, 1972].

En ce qui concerne les localisations fournies par les catalogues ISC et USGS, si les épicentres des séismes les plus gros ($M_b > 5,5$) sont habituellement localisés au pire à 20 km près, les profondeurs focales de ces mêmes événements sont connues de façon beaucoup moins précise (particulièrement si aucune des phases pP ou sP n'intervient dans la détermination de l'hypocentre) [Jackson, 1983 ; Martin, 1988].

2. Catalogues de la sismicité égéenne

Pour pallier ces inconvénients, en vue de l'établissement de catalogues de la sismicité égéenne aussi précis, homogènes et complets que possible, les données des catalogues de la sismicité mondiale ont été revues [Papazachos & Comninakis, 1972, 1982 ; Comninakis & Papazachos, 1978, 1986 ; Makropoulos, 1978 ; Makropoulos & Burton, 1981 ; Panagiotopoulos et al., 1984 ; Martin, 1988 ; Makropoulos et al., 1989].

L'homogénéité des catalogues aussi bien du point de vue des précisions de localisation que des magnitudes a été obtenue en retenant pour une période de temps donnée, les événements dont la magnitude est supérieure à une magnitude donnée. Par exemple, Makropoulos et Burton [1981] retiennent tous les séismes de magnitude supérieure à 6,3 de 1901 à 1978, mais ne conservent les séismes de magnitude inférieure à 4,7 (et supérieure à 4,2, magnitude minimale du catalogue) que de 1963 à 1978. Le catalogue établi par ces auteurs possède la particularité de présenter une relocalisation par la méthode JED (Joint Epicenter Determination) [Douglas, 1967] des événements de 1917 à 1963 à partir des temps de première arrivée des catalogues ISS. Malgré cela, les localisations fournies par ce catalogue doivent être considérées avec une certaine prudence [Martin, 1988], plus spécialement en ce qui concerne les événements de la période 1964-1978: dans cette partie du catalogue, les localisations des séismes sont directement celles (non sélectionnées) des bulletins ISC.

Martin [1988] a trié les données du catalogue ISC de la période 1964-1984. 706 séismes ont été retenus présentant:

- une profondeur supérieure à 40 kilomètres.
- une magnitude supérieure ou égale à 3,5.
- un nombre de stations d'enregistrement supérieur ou égal à 15.
- des erreurs standards fournies par l'ISC pour chacun des paramètres hypocentaux inférieures à 15 kilomètres.
- un nombre de 5 enregistrements par des stations proches ($\Delta < 4^\circ$) réparties au moins dans deux quadrants.

Presque la moitié des événements présentés dans ce catalogue sont localisés à moins à 10 km près, les localisations des séismes restants sont bonnes mais montrent des incertitudes sans doute supérieures à 15 km [Martin, 1988].

3. Données de microsismicité en Grèce nord-occidentale

La microsismicité est relative aux séismes de magnitude inférieure à 3. Plusieurs études ont permis d'avoir une connaissance précise de la répartition de la microsismicité en Grèce nord-occidentale.

En Epire, King et al. [1983] ont entretenu, pendant 6 semaines (juillet-septembre 1979), un réseau de 18 stations portables sur l'ensemble de l'Epire. Celui-ci, de maille relativement importante (20 km), a enregistré 250 événements. Les auteurs présentent finalement 148 localisations (figure 44) et 8 mécanismes focaux.

Dans le cadre d'une étude préliminaire à la construction d'un barrage, de novembre 1982 à octobre 1984, une campagne d'étude de la microsismicité a été menée dans le Nord de l'Epire [Papazachos & Drakopoulos, 1985 ; Kiratzi et al., 1987]. Le réseau, couvrant une surface de 50 km de long sur 50 km de large, comprenait 15 stations MEQ-800. Kiratzi et al. ont localisé 60 séismes (figure 44) et construit 11 mécanismes au foyer. La qualité des localisations est satisfaisante: la plupart des séismes se trouvent dans le réseau et, en moyenne, le RMS ne dépasse pas 0,24 seconde (pour une moyenne de 12 observations par séisme).

En ce qui concerne l'Acarmanie et les îles Ioniennes, nous ne disposons jusqu'à présent que de peu d'informations sur la microsismicité. L'étude

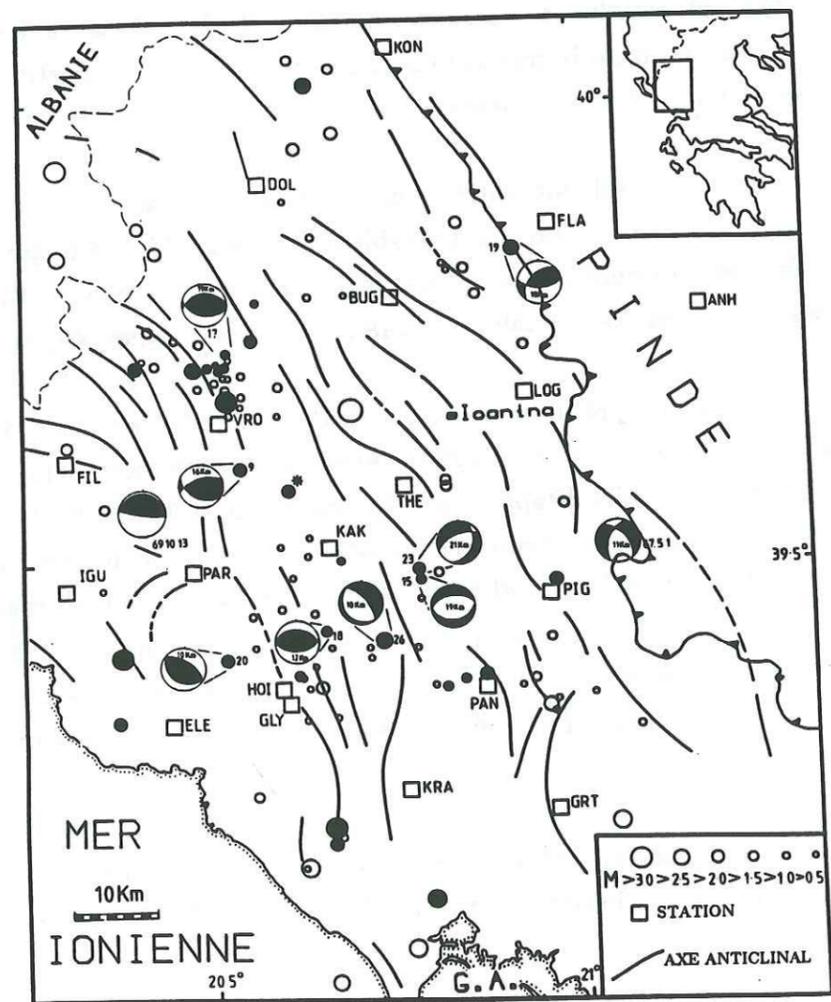
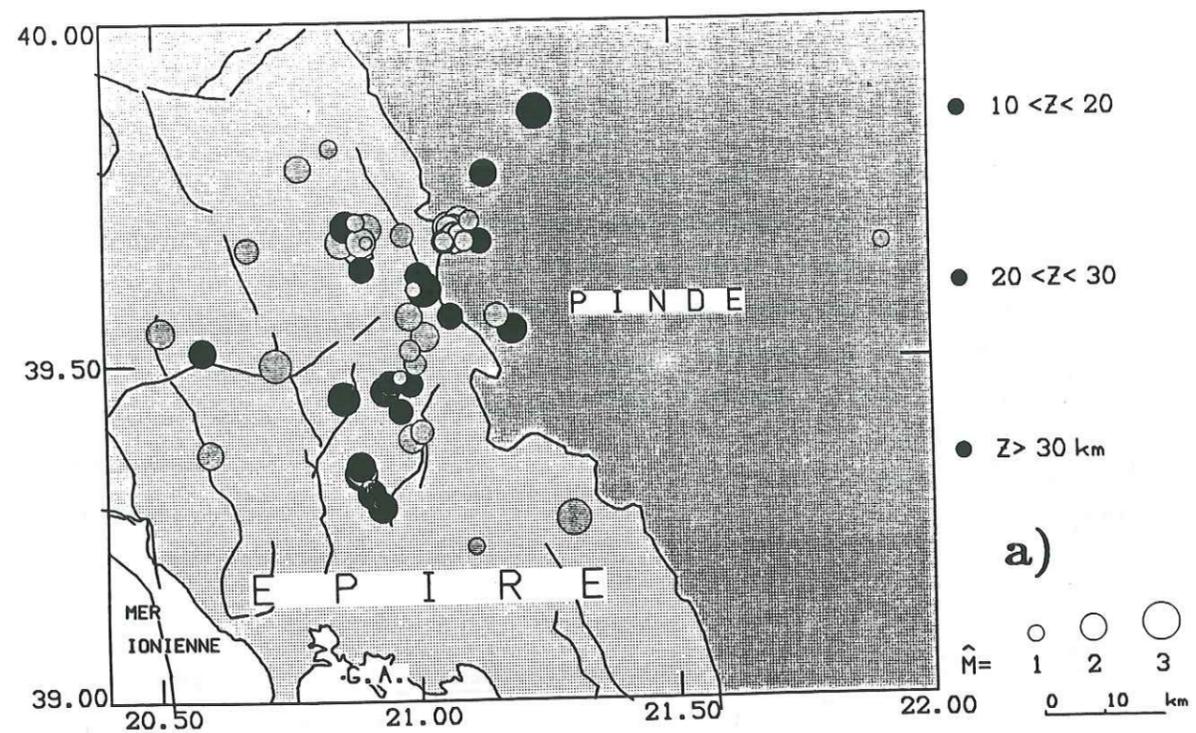


FIG. 44. - Distribution des événements enregistrés sous l'Épire par Kiratzi et al (a, d'après les localisations faites par Kiratzi et al. [1987]) et par King et al. (b, avec les solutions focales, d'après King et al [1983]).

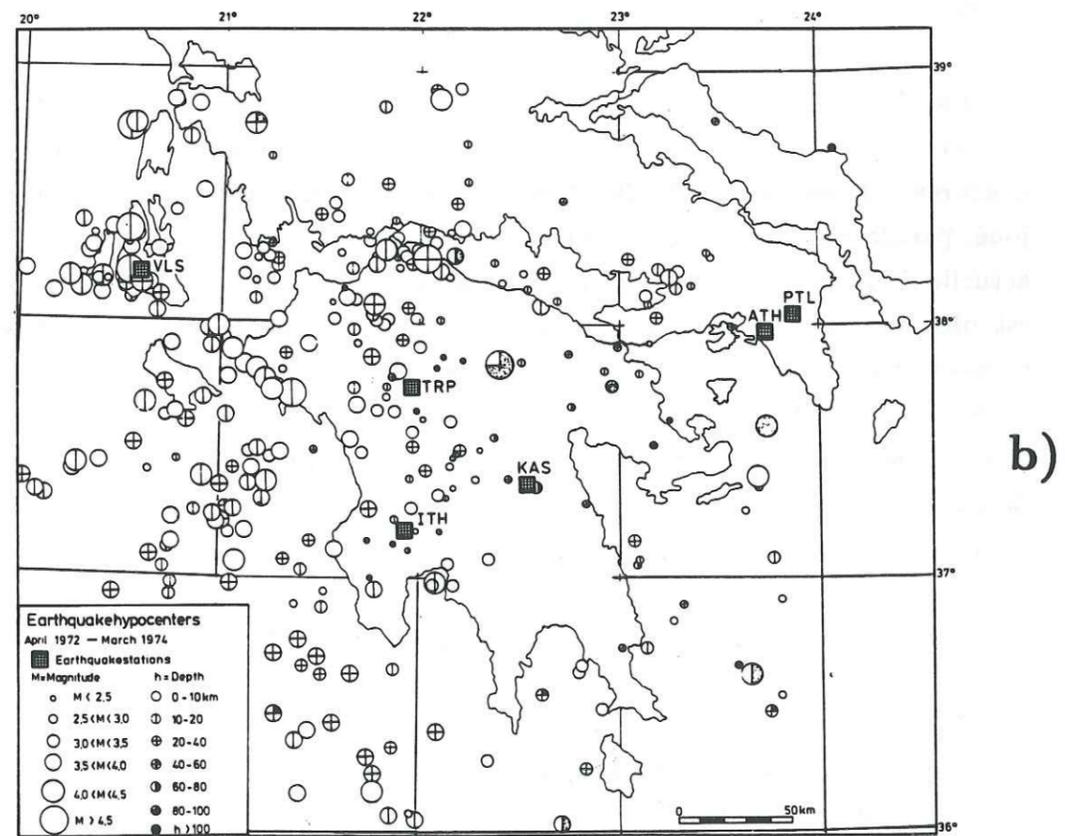
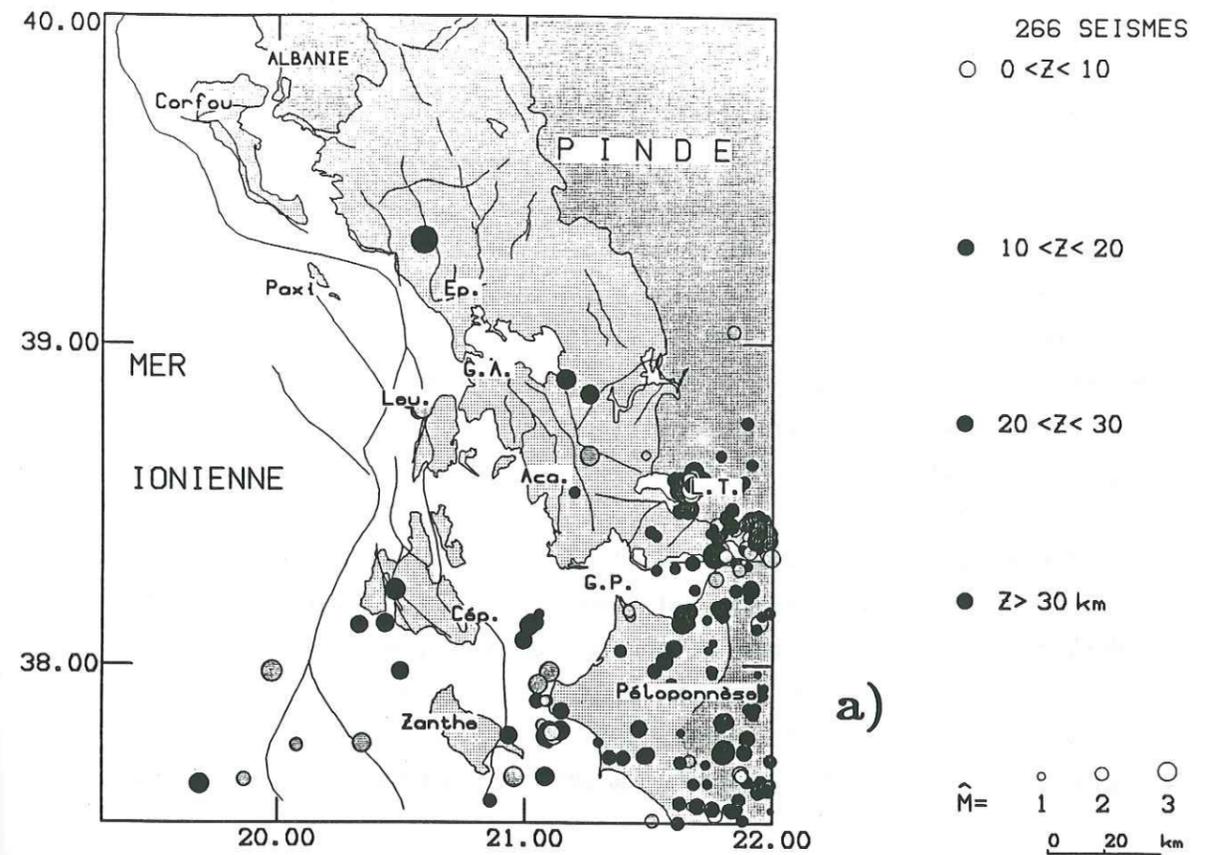


FIG. 45. - Distribution des événements enregistrés sous la Grèce occidentale par Pédotti (a, d'après les localisations faites par Pédotti [1988]) et par Leydecker et al. (b, d'après Leydecker et al. [1978]).

microsismotectonique menée par Pédotti [1988] concernait principalement le Péloponnèse: le réseau de 46 stations installé de juin à mi-juillet 1986 ne comportait que 5 stations en Acarnanie et sur Céphalonie et Leucade. Cette répartition inadéquate expliquerait assez bien le très faible niveau d'activité microsismique observé sur Céphalonie par Pédotti (figure 45). L'expérience de 1986 apporte, en revanche, des renseignements intéressants pour notre étude en ce qui concerne la microsismicité du Sud de l'Étolie-Acarnanie (fossé d'Agrinion en particulier).

Enfin, d'avril 1972 à mars 1974, à l'aide de trois stations temporaires et de cinq stations du réseau permanent grec, Leydecker [Leydecker, 1975 ; Leydecker et al., 1978] localise 321 séismes dans la région du Péloponnèse (figure 45). De nombreuses réserves peuvent être émises quant à la qualité des localisations réalisées [Pédotti, 1988]. Quoi qu'il en soit, la sismicité qui est enregistrée et localisée sur Céphalonie, est aussi intéressante pour notre étude.

B - Distribution de la sismicité en Grèce nord-occidentale

La Grèce nord-occidentale est la région la plus sismiquement active du domaine égéen, en particulier au niveau des îles Ioniennes (figure 47). Confortant l'idée selon laquelle il est indispensable de ne pas négliger le rôle joué par la subduction continentale adriatique dans l'évolution tectonique actuelle de l'arc égéen, des auteurs ont par ailleurs montré que la sismicité qui est observée en Grèce nord-occidentale (ainsi que dans le reste du domaine nord-égéen) peut être mise en relation avec le régime sismique qui règne dans le Sud de l'Italie (en particulier, l'évolution temporelle du dégagement d'énergie sismique est similaire dans les deux régions) [Mantovani et al., 1986 ; 1987].

1. Distribution des séismes de forte et moyenne magnitude

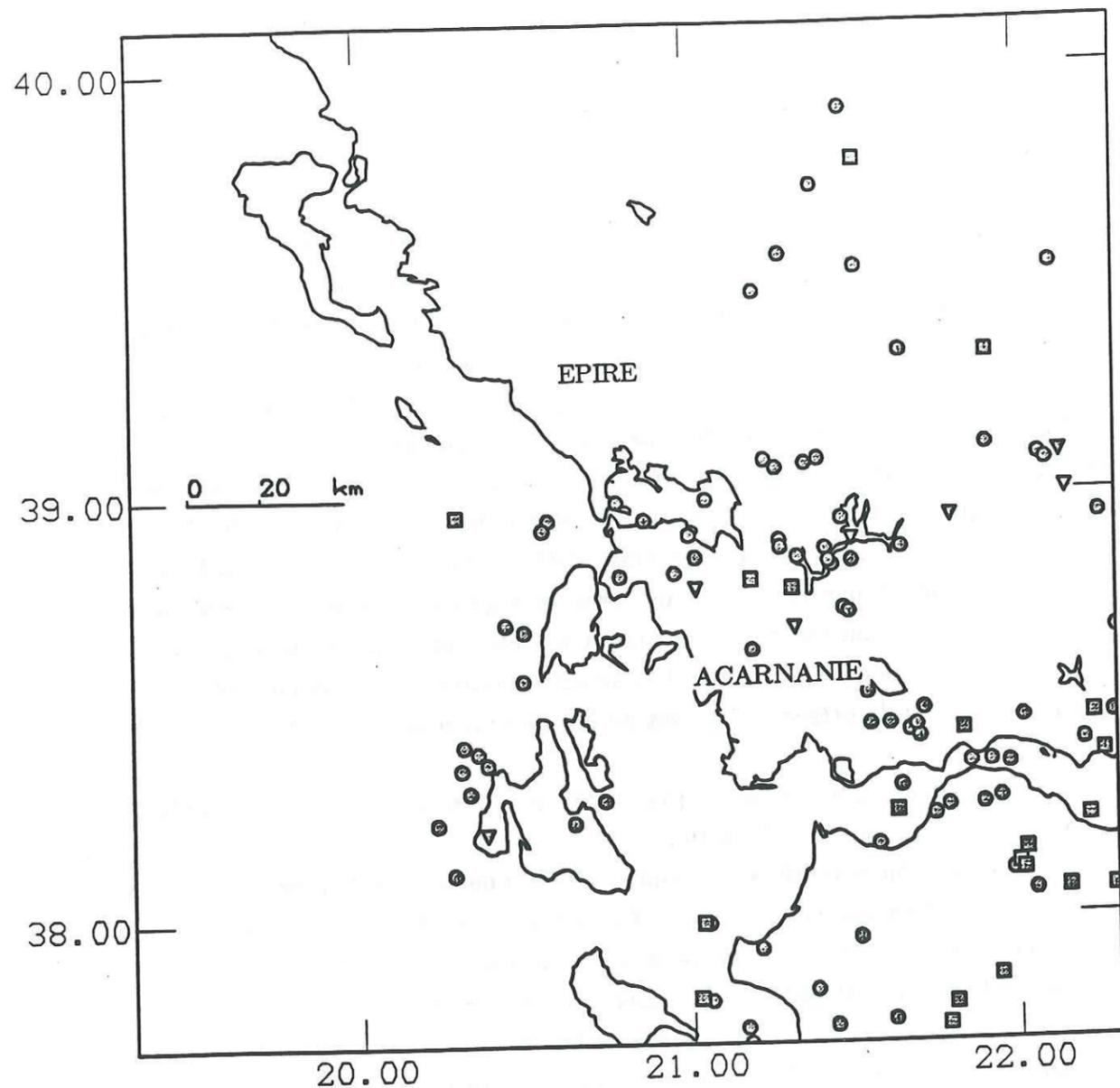
Du point de vue de la répartition en profondeur des séismes de magnitude supérieure à 3,5, seules les informations fournies par Martin [1988] nous semblent être d'une fiabilité suffisante pour permettre un raisonnement correct.

D'après le catalogue de Martin, la sismicité de l'Épire est une sismicité superficielle: aucun séisme n'est localisé en dessous de 40 km sous cette région (figure 46). Ces résultats sont en désaccord avec les conclusions de Makropoulos et Burton [1981] qui proposent l'existence d'une zone de subduction sismiquement active sous l'Épire. Par ailleurs, sur la figure 46, la répartition en profondeur de la sismicité semble clairement être en rapport avec deux limites structurales majeures respectivement au Sud et à l'Est de l'Épire, le golfe Ambracique et le chevauchement du Pinde. Au-delà de ces limites (respectivement à l'Est et au Sud de ces structures), des séismes surviennent en dessous de 40 km (sans dépasser toutefois 100 km de profondeur). Cette disposition n'est pas étonnante puisque nous avons vu au chapitre I que le Pinde était une région caractérisée par une racine lithosphérique profonde. C'est au sein de cette racine que se produiraient les séismes en question. Quant au domaine situé au Sud du golfe Ambracique, celui-ci est marqué par l'existence de structures géologiques actives de taille importante sur lesquelles se manifesteraient cette sismicité d'assez grande profondeur (au Sud de Céphalonie, la sismicité relativement profonde est, par ailleurs, associée à la présence du front de la subduction océanique égéenne).

La distribution des épïcêtres (figures 47 et 48) se distingue par (pour la toponymie, se reporter à la figure 49):

- un alignement rectiligne sensiblement N20 de séismes le long des côtes occidentales de Leucade et Céphalonie. Celui-ci se présente sous la forme d'une bande rectiligne de sismicité large de 60 km et longue de 150 km au moins. Le catalogue de Martin [1988] laisse penser que la structure à l'origine de ce regroupement de séismes se prolonge vers le bas certainement en dessous de 40 kilomètres de profondeur (figure 46) et éventuellement au moins jusqu'à 80 kilomètres de profondeur (comme semble l'indiquer le séisme situé à 80 kilomètres dans la partie Sud de la péninsule de Lixourion ; figure 46). Cette structure majeure est également la zone où sont survenus les plus gros séismes observés dans la région (figure 50). Cet alignement de sismicité correspond à l'accident majeur décrochant de Lixourion-Leucade dont le jeu dextre a été caractérisé par Cushing [1985] sur l'île de Leucade (chapitre I).

- l'existence d'un bloc faiblement sismique au débouché du golfe de Patras, sous le golfe de Patras et sous le chenal situé entre les îles (Leucade, Céphalonie, Zante) et la côte.



SYMBOLES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR Z(km):

● $40 < Z < 60$ ■ $60 < Z < 80$ ▼ $Z > 80$ km

FIG. 46. - Carte de la répartition spatiale des épicentres en Grèce nord-occidentale d'après les paramètres des séismes des classes 1, 2, 3, 4, et 5 du catalogue de Martin [1988]. Le catalogue ne prend en compte que les événements survenus entre 1964 et 1984, de magnitude supérieure ou égale à 3,5, dont la profondeur dépasse ou est égale à 40 kilomètres. Les localisations sont celles fournies par l'ISC. Le plus profond séisme représenté sur cette carte est localisé à 103 km ($39,085^{\circ}$ N, $22,133^{\circ}$ E).

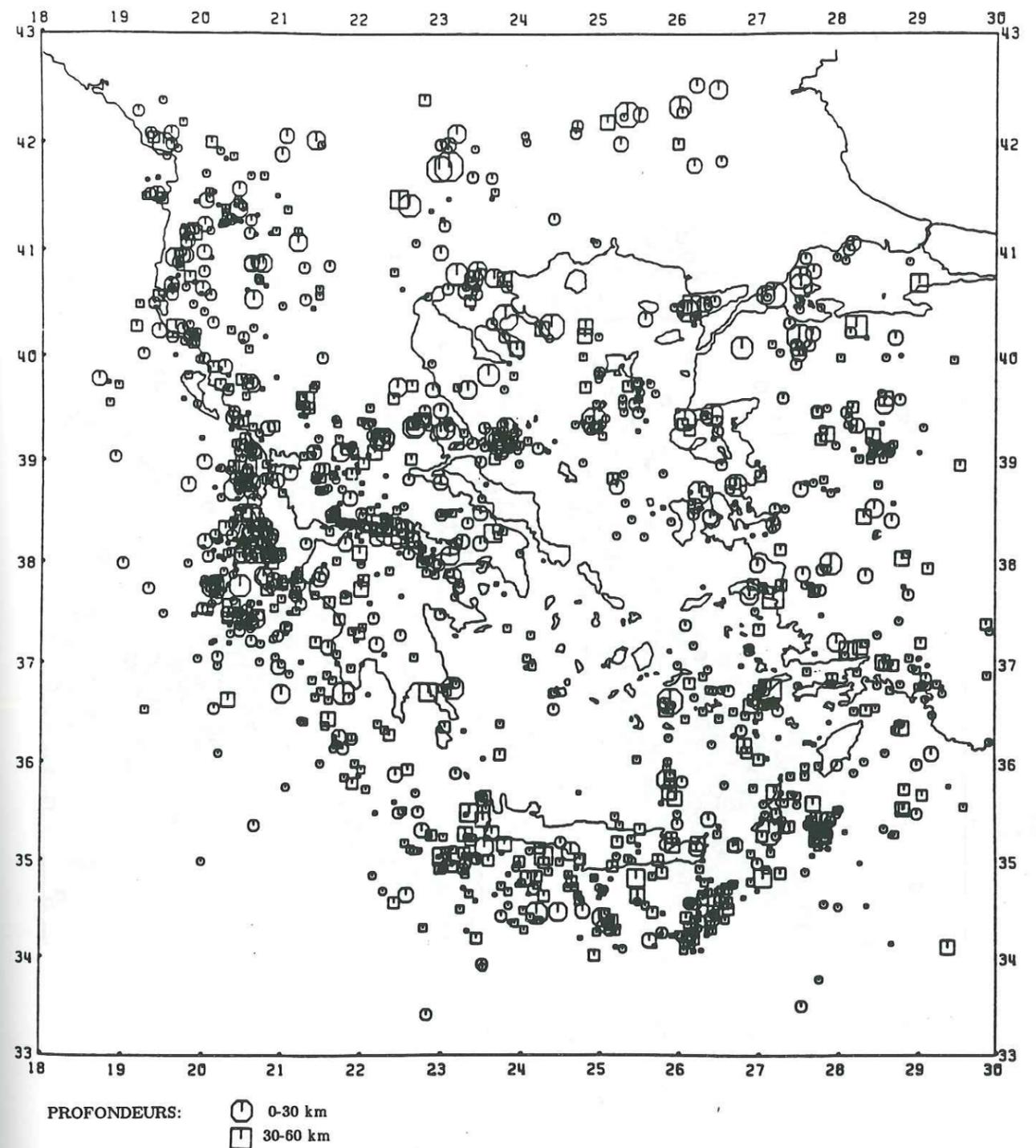
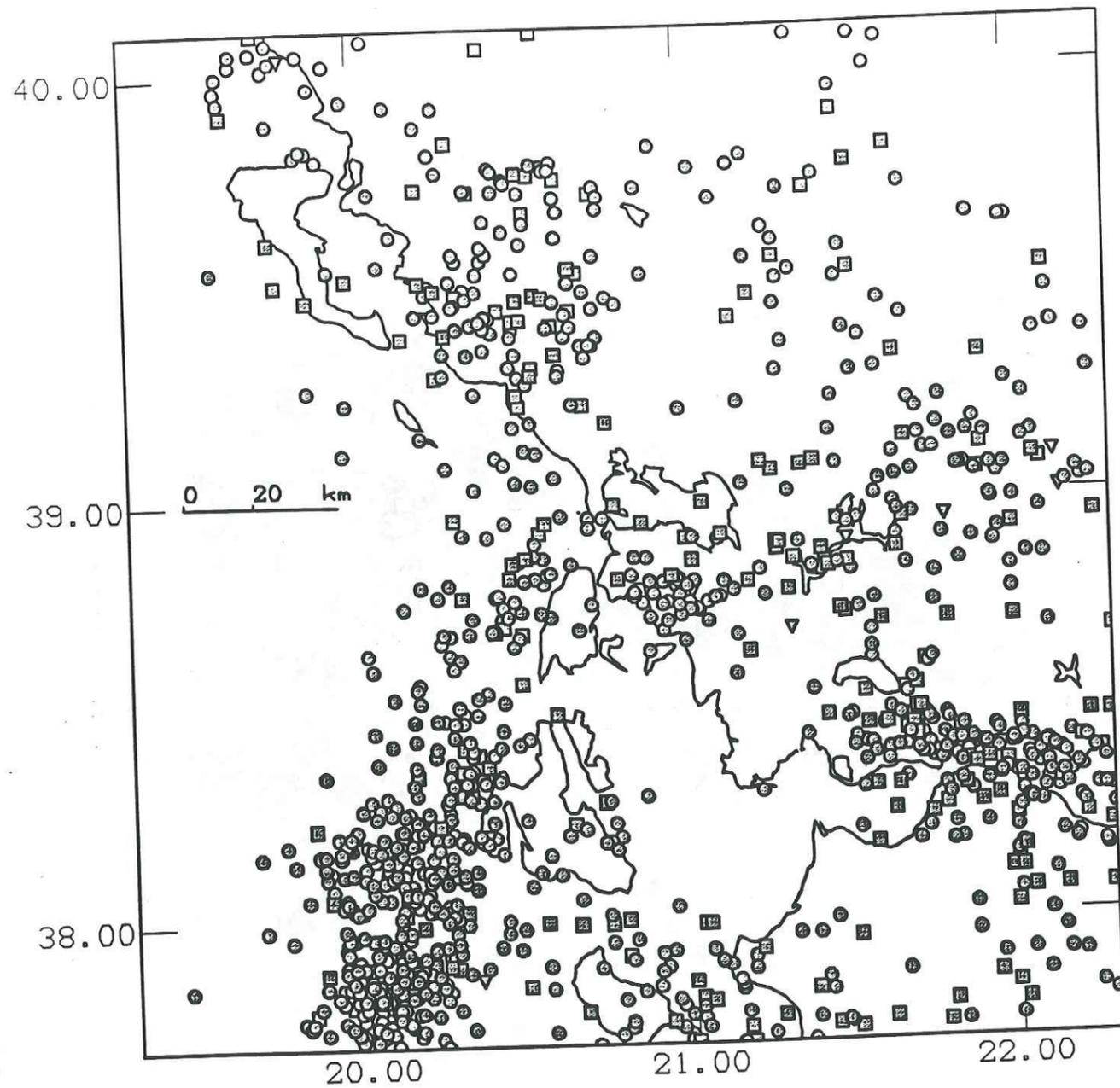


FIG. 47. - Carte de répartition des épicentres des séismes superficiels ($h < 60$ km) dans le domaine égéen d'après le catalogue de Makropoulos et Burton [1981]. Le catalogue couvre la période 1901-1977 et comprend les séismes de magnitude supérieure à 4,2. (D'après Makropoulos & Burton, 1981).



SYMBOLES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR Z(km):

● $0 < Z < 40$ ■ $40 < Z < 80$ ▼ $Z > 80$ km

FIG. 48. - Carte de la répartition spatiale des épicentres en Grèce nord-occidentale d'après les localisations du catalogue ISC de la période 1964-1985. Un tri a été réalisé: pour chacun des 1093 événements représentés, la magnitude est supérieure ou égale à 3,5, le nombre minimal des stations d'enregistrement est de 15.

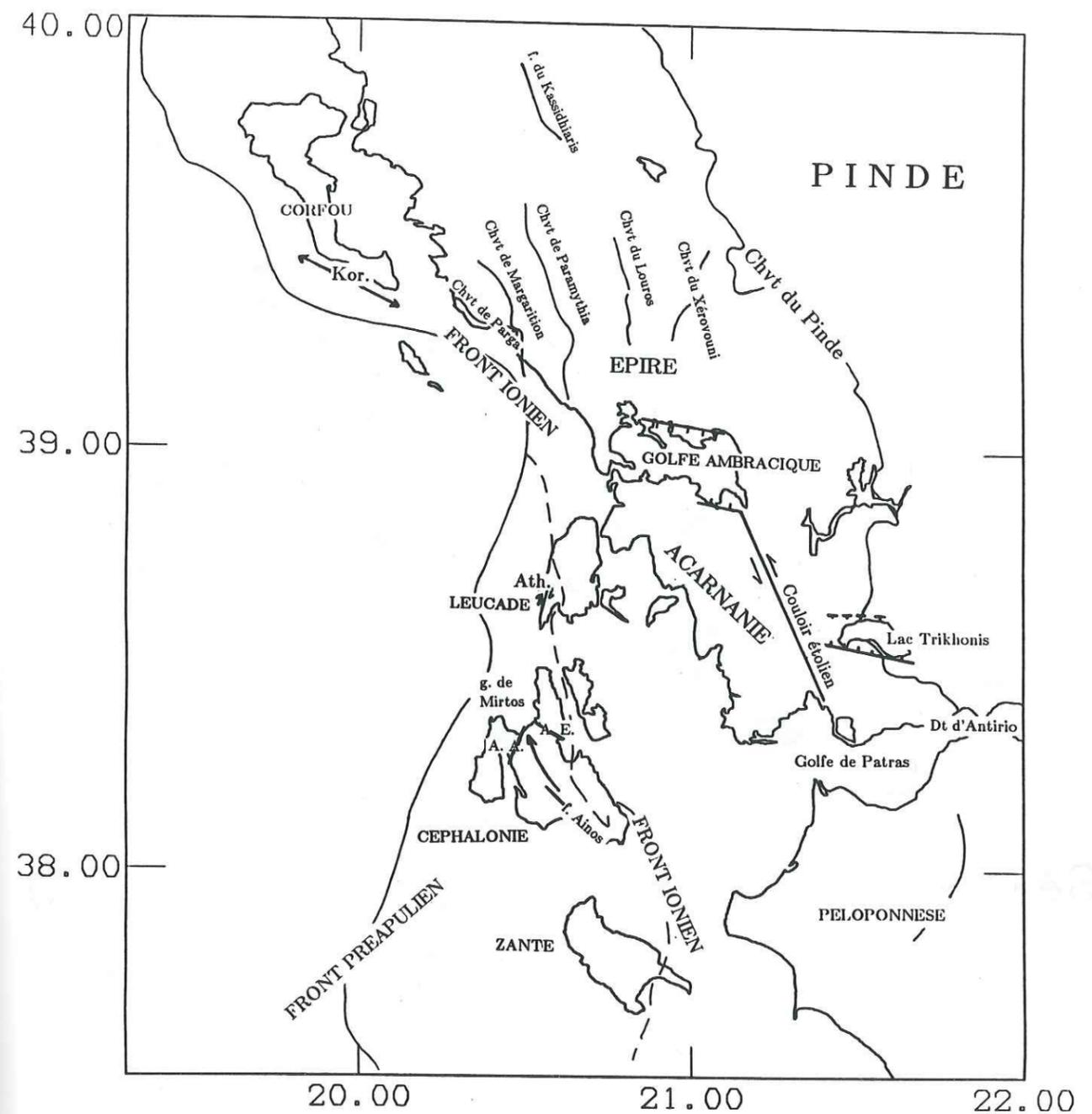
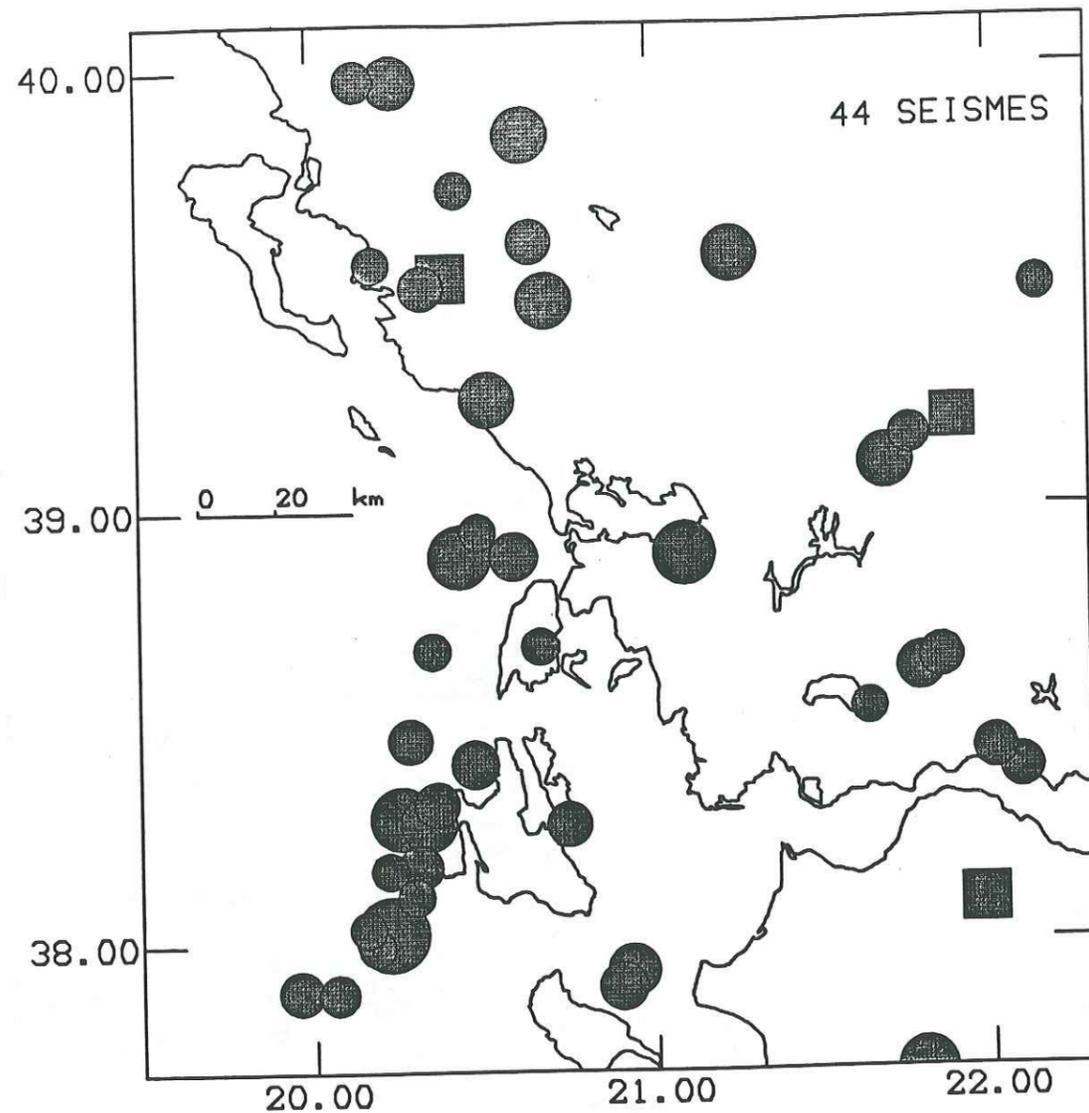
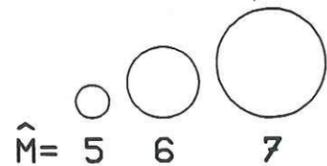


FIG. 49. - Carte de noms de lieux et de structures géologiques de la Grèce nord-occidentale. Abréviations: Kor.: anticlinal de la lagune Korission ; Ath.: faille d'Athénien ; A. A.: faille d'Ano-Angon ; A. E.: faille d'Ayia-Ephémia.



Séismes U.S.G.S. 1964-1990 M>5.0



SYMBOLES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR Z(km):

● 0 < Z < 40 ■ 40 < Z < 80

FIG. 50. - Carte de la répartition spatiale des épicentres des séismes de magnitude supérieure à 5,0 en Grèce nord-occidentale d'après les localisations du catalogue USGS de la période 1964-1990.

- un regroupement de sismicité au niveau du détroit d'Antirio (détroit qui relie le golfe de Patras au golfe de Corinthe) qui est probablement à relier à l'ouverture N-S du golfe de Corinthe.

Mis à part l'accident dextre de Lixourion-Leucade et la terminaison occidentale des failles normales N100 du golfe de Corinthe, structures actives majeures, aucun autre dispositif tectonique actif clairement défini n'est souligné par la sismicité (voir figure 20, chapitre I).

2. Distribution des microséismes

La prise en considération de la répartition de la microsismicité dans l'analyse de la tectonique actuelle d'une région, se base sur l'idée que, à l'échelle de centaines de milliers d'années, l'activité microsismique enregistrée pendant un laps de temps très court est représentative de la déformation sismique de la zone considérée. En l'occurrence, l'analyse des résultats de la campagne de microsismotectonique en Grèce nord-occidentale durant l'été 1989 (organisateur: D. Hatzfeld), qui est l'objet de cette thèse (voir chapitre II), porte sur une durée d'enregistrement des microséismes de 6 semaines ; le régime tectonique actuellement observé en Grèce du Nord-Ouest est supposé y régner depuis le Pléistocène (voir chapitre I).

a) Description générale de la sismicité localisée par la campagne de Grèce nord-occidentale (été 1989)

Plusieurs classes de séismes ont été établies en fonction des qualités de localisation (chapitre II). Un examen rapide des différentes cartes de la figure 51 permet de constater que la sismicité garde les mêmes caractéristiques de répartition d'une classe à l'autre. Toutefois on remarquera quelques différences:

- de par la disposition du réseau, les séismes du Pinde montrent des localisations de qualité douteuse, à l'origine de leur presque complète disparition de la carte 4 (figure 51).

- cette dernière observation vaut également pour les événements du golfe de Patras ; pour la plupart, ces séismes sont néanmoins localisés à 4 km près.

La similarité de répartition des séismes d'une classe à l'autre est également vérifiée quant à la distribution en profondeur des événements (figure 52). Ceci est particulièrement vrai si l'on se réfère aux histogrammes a, b et c de la figure 52. En revanche, l'histogramme d rend compte d'une distribution sensiblement différente de celles présentées par les histogrammes précédents (cet histogramme montre notamment une proportion deux fois moins importante de séismes survenant dans les 10 premiers kilomètres de la croûte et un très petit nombre d'événements apparaissant à des profondeurs dépassant 20 km).

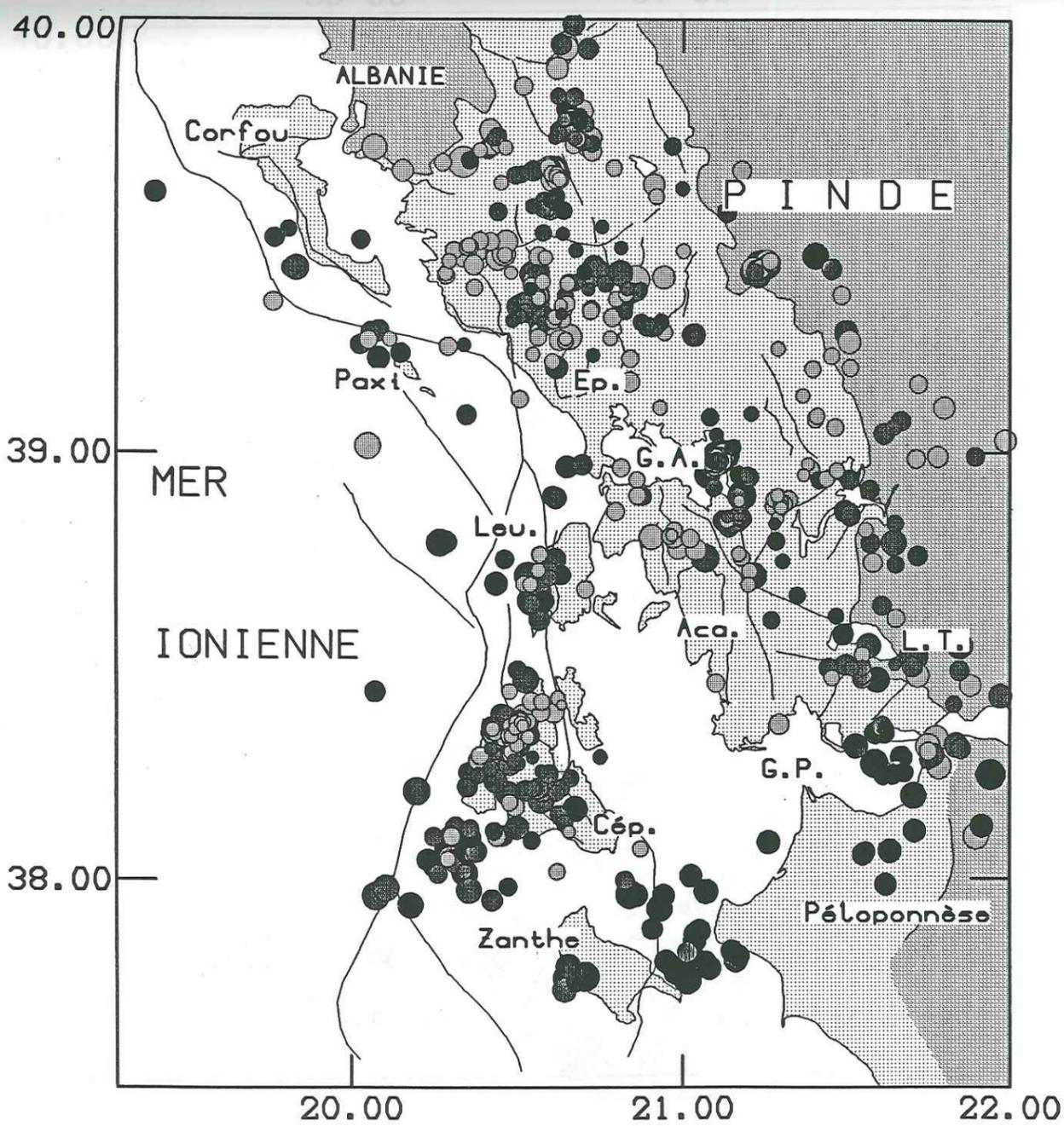
b) Répartition statistique des microséismes selon la profondeur

En Grèce nord-occidentale la microsismicité est superficielle, comprise entre 0 et 40 kilomètres de profondeur (figure 52). Les histogrammes a, b et c de la figure 52 montrent que 30 à 40 % des microséismes surviennent entre 0 et 10 km de profondeur ; la tranche 0-20 km de profondeur renferme 83 % de la microsismicité. L'histogramme d présente une microsismicité répartie encore plus superficiellement: 22 % de la microsismicité se manifeste entre 0 et 10 km de profondeur ; l'intervalle de profondeur 0-20 km regroupe 91 % de la sismicité. Cette répartition, assez différente de celle mise en évidence par les histogrammes a, b, c, peut surtout traduire le fait que les séismes profonds montrent des localisations peu stables en fonction du modèle de vitesse.

Quoi qu'il en soit, il apparaît finalement que plus de 80 % de la sismicité se manifeste dans la tranche de profondeur 0-20 km, l'intervalle 10-20 km de profondeur constituant la tranche la plus sismogène de la croûte (plus de 40 % au moins des événements regroupés dans un quart de l'épaisseur crustale considérée).

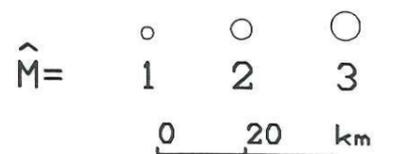
On constate d'autre part (figure 53 ; histogrammes c et d) que la répartition des microséismes en profondeur diffère du Nord au Sud de la région échantillonnée: si la région située au Nord de 39° N (Epire, golfe Ambracique exclu) présente une relativement faible sismicité localisée en dessous de 20 km (8 %), ce n'est pas le cas de la zone qui se trouve au Sud de 39° N. Sur l'histogramme d (figure 53), on observe que les séismes localisés à des

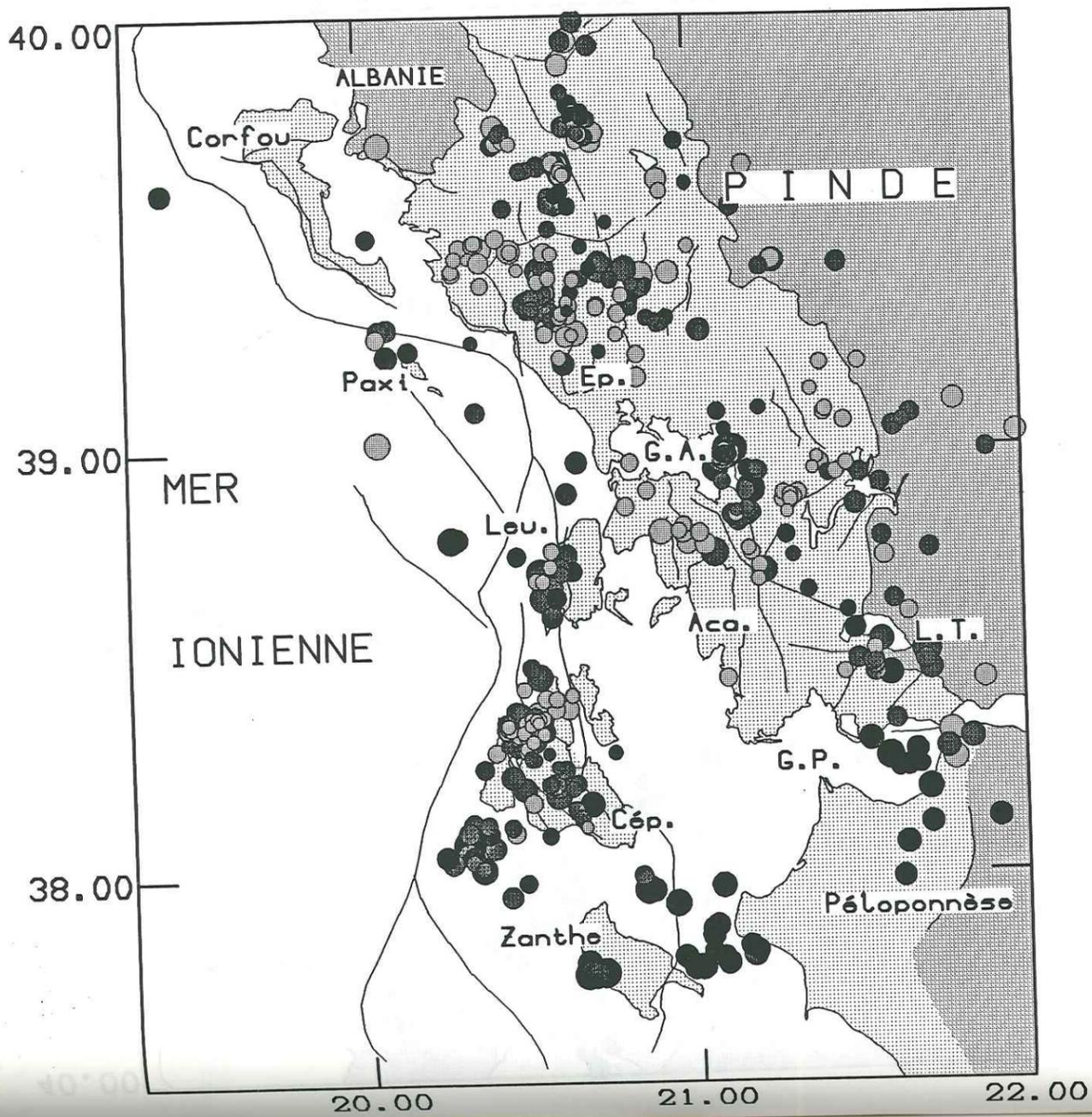
FIG. 51. - Cartes des épicentres des séismes qui ont été localisés à l'issue de la campagne de Grèce nord-occidentale (4 pages suivantes). Les épicentres sont représentés en fonction des profondeurs et des magnitudes relatives des séismes. Les principales structures géologiques sont reportées sur les cartes. Sur chacune des cartes, seule la sismicité comprise entre 37,50° et 40,00° N et entre 19,30° et 22,00° E a été représentée. La figure comporte quatre cartes: carte 1: ensemble de la sismicité localisée dans la zone d'étude (643 séismes sur un total de 656; 13 séismes sont hors du cadre). Carte 2: séismes localisés à 8 km près (voir chapitre II) (485 séismes sur 490). Carte 3: séismes localisés à 4 km près (276 sur 277). Carte 4: séismes localisés à 2 km près (148 sur 148). La profondeur maximale de la sismicité localisée en Grèce nord-occidentale au terme de la campagne ne dépasse pas 40 kilomètres (parmi les 643 séismes de la carte 1, 1 événement est localisé à une profondeur de 72 km dans le Nord du Péloponnèse, mais il n'est pas retenu parmi les 485 séismes de la carte 2). Abréviations: Ep.: Epire; G.A.: golfe Ambracique; Leu.: Leucade; Aca.: Acarnanie; L.T.: lac Trikhonis; G.P.: golfe de Patras; Cép.: Céphalonie.



- 643 SEISMES
- 0 < Z < 10
 - 10 < Z < 20
 - 20 < Z < 30
 - Z > 30 km

CARTE 1: TOTAL





485 SEISMES

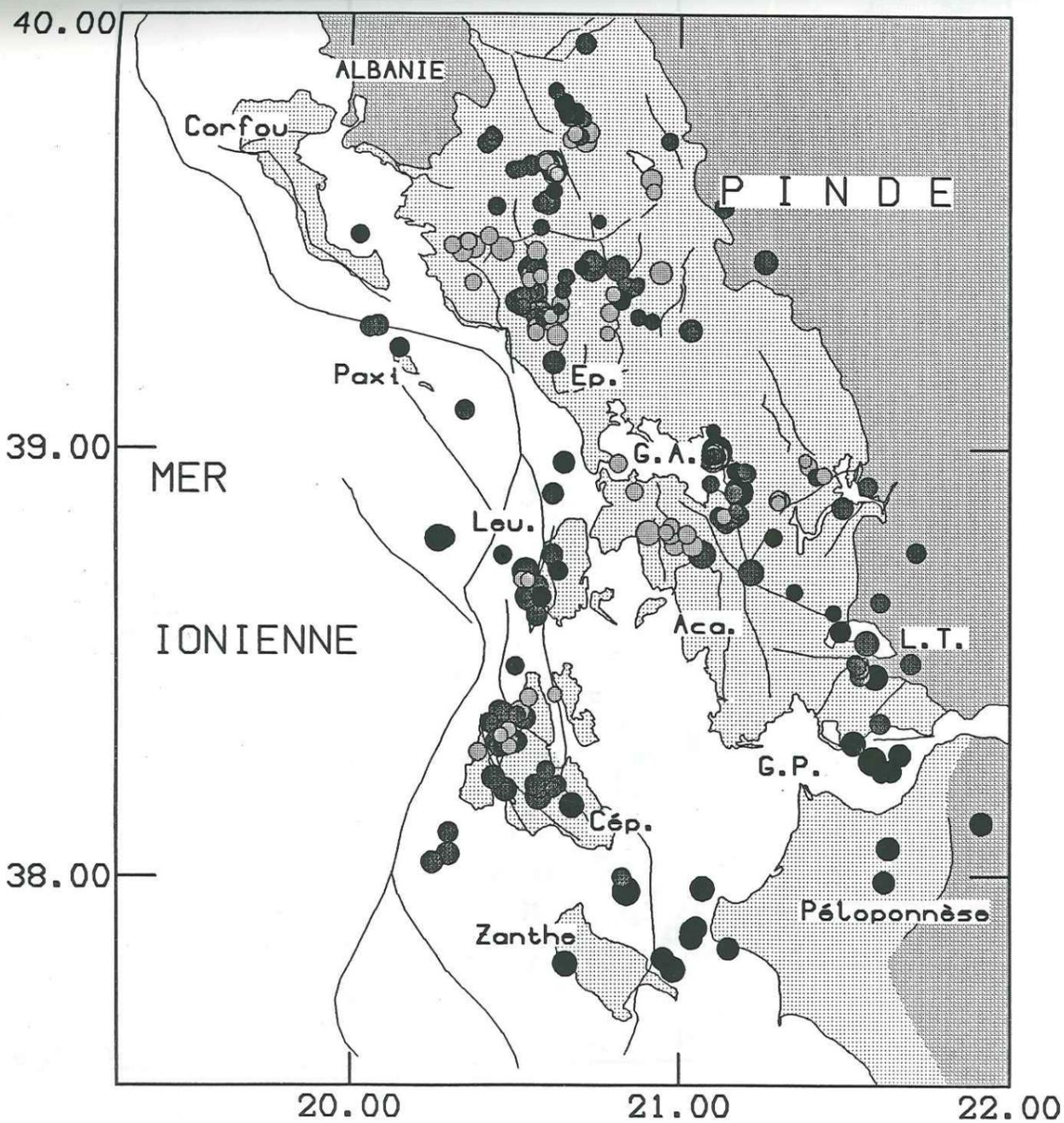
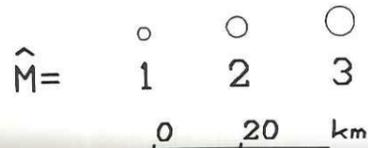
○ 0 < Z < 10

● 10 < Z < 20

● 20 < Z < 30

● Z > 30 km

CARTE 2: ±8km



276 SEISMES

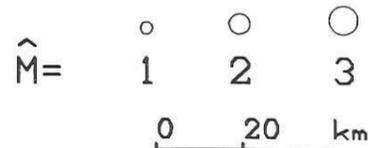
○ 0 < Z < 10

● 10 < Z < 20

● 20 < Z < 30

● Z > 30 km

CARTE 3: ±4km



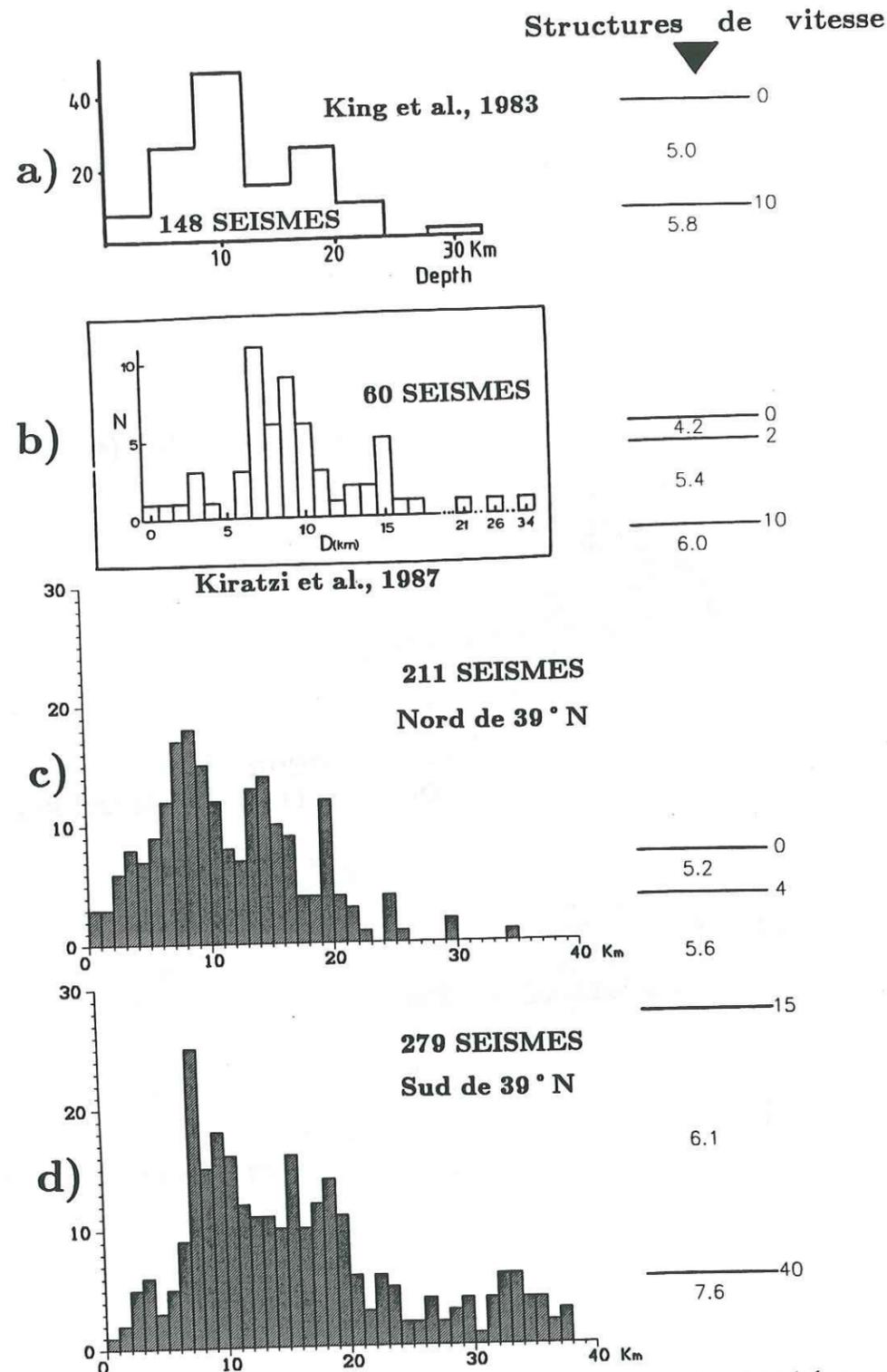


FIG. 53. - Histogrammes de la répartition en profondeur de la microsismicité en Grèce nord-occidentale. a) Campagne de King et al. en Epire (King et al., 1983). b) Campagne de Kiratzi et al. dans le Nord de l'Epire (Kiratzi et al., 1987). c) Présente étude, microsismicité localisée au Nord de 39° N, sous l'Epire. d) Présente étude, microsismicité localisée au Sud de 39° N, sous le golfe Ambracique, sous les îles Ioniennes, sous l'Acarnanie. La totalité de la microsismicité localisée n'a pas été reportée (656 séismes): seuls les séismes dont les positions sont connues à 8 km près (voir chapitre I) sont considérés (490 événements). Sur la droite de la figure sont indiquées les différentes structures de vitesse ayant servi aux différentes localisations (vitesses en km/s, profondeurs en km).

profondeurs dépassant 20 km représentent le quart de la sismicité. Ces séismes surviennent sous Leucade, sous le chenal séparant Zante du Péloponnèse, sous le Nord du Péloponnèse ; les épicentres de ces séismes semblent également former un alignement qui relie l'extrémité orientale du golfe Ambracique au golfe de Patras, en passant par le lac Trikhonis (figure 54).

Lors de leurs études de la microsismicité de l'Epire, King et al. [1983] et Kiratzi et al. [1987] ont publié des histogrammes de répartition des microséismes selon la profondeur focale (figure 53). Bien qu'il soit toujours délicat de comparer entre eux les résultats de différentes campagnes de microsismotectonique pour une même région (en effet, par exemple, étant fonction du réseau, les régions "échantillonnées" ne sont jamais tout à fait les mêmes), les résultats obtenus pour l'Epire à l'issue de la campagne de 1989 (figure 53, histogramme c) sont, du point de vue de la distribution globale des séismes en fonction de la profondeur, tout à fait cohérents avec ceux des campagnes antérieures.

Ainsi, il apparaît de façon évidente que l'essentiel de la sismicité est localisée entre 6 et 20 kilomètres de profondeur (histogrammes a, b, c, d, figures 52 et 53). D'autre part, la répartition en profondeur des séismes est bimodale avec un pic de sismicité nettement marqué entre 6 et 11 km (histogrammes a, b, c, d, figure 52 ; histogrammes a, b, c, figure 53) ; le deuxième pic, moins net, se situe aux alentours de 15 km de profondeur, entre 13 et 20 km de profondeur (figure 53, histogrammes a, b, c), plus proche de 20 km en Acarnanie (figure 53, histogramme d).

Dans le cas de la campagne de 1989, on pourrait penser que le pic de sismicité observé autour de 15 km de profondeur est significatif de problèmes de localisation de séismes mal contraints (du fait d'une insuffisance de temps de phases S de bonnes qualité, par exemple) de la part du programme HYPO71: en effet, les séismes en question se trouveraient alors artificiellement localisés sur les interfaces du modèle de vitesse, en l'occurrence la limite de couche située à 15 km (figure 53, c et d). Nous ne pensons pas nous trouver en présence de ce cas: d'une part, Kiratzi et al. observent eux aussi un pic de sismicité à 15 km de profondeur (en utilisant une structure de vitesse dont les interfaces sont situées à 2 km et 10 km de profondeur ; figure 53, b), d'autre part, en ce qui concerne nos données, le pic subsiste parmi chacune des classes

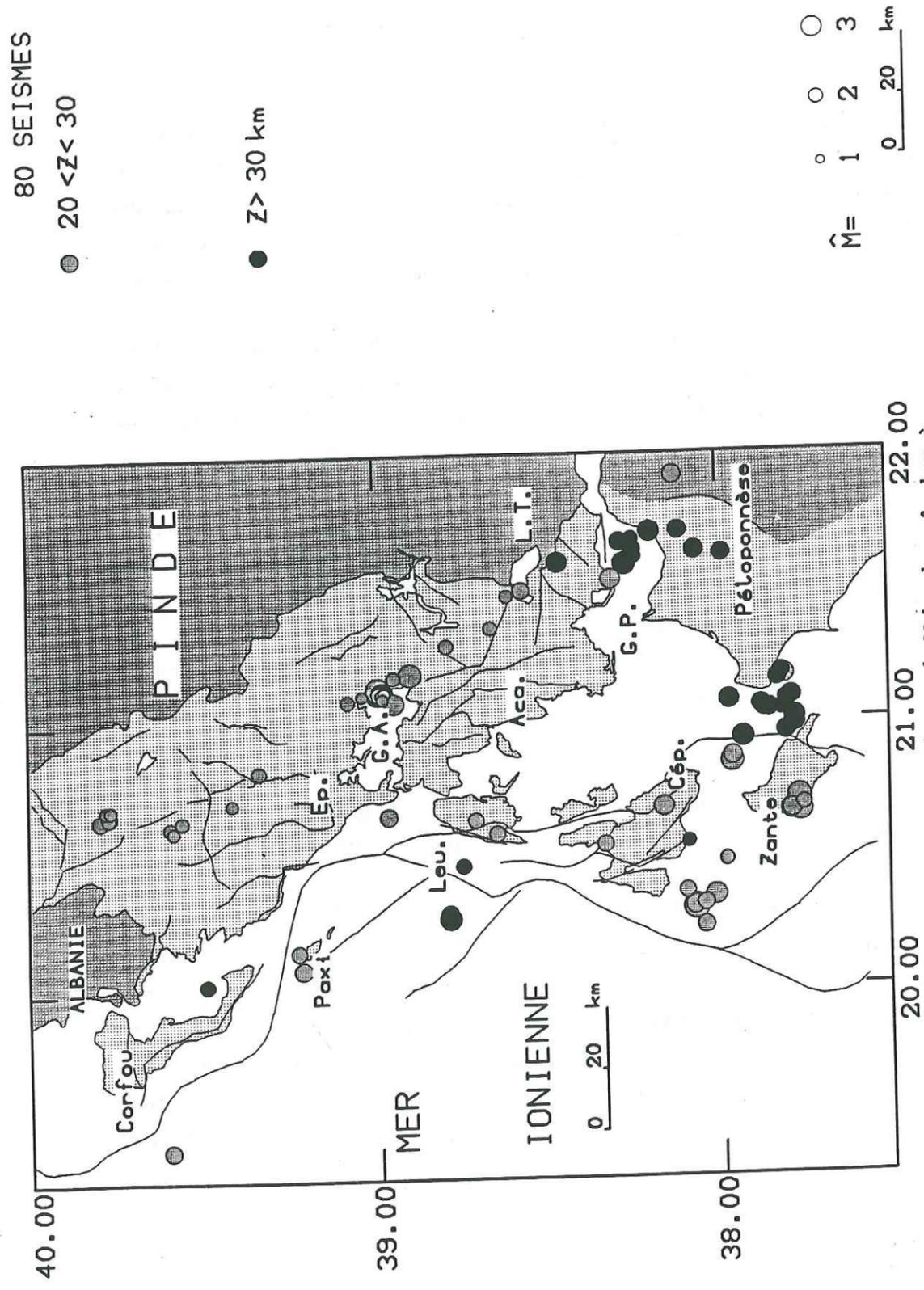


FIG. 54. - Carte de la sismicité localisée en dessous de 20 km de profondeur, à l'issue de la campagne de microsismotectonique menée en Grèce nord-occidentale au cours de l'été 1989 (seuls les séismes localisés à 8 km près sont représentés).

de séismes (figure 52, histogrammes a, b, c, d) ; ces classes, portant sur la qualité de localisation des séismes, ont été établies à l'aide de différentes structures de vitesse (voir chapitre II).

Concernant la distribution de la microsismicité en Grèce nord-occidentale, on peut donc retenir:

- son caractère superficiel: en accord avec la répartition en profondeur des événements de magnitude moyenne et forte, la microsismicité n'indique pas l'existence du plongement d'une structure lithosphérique sismiquement active sous l'Epire. Cette région, mis à part quelques séismes localisés à des profondeurs supérieures à 20 km, montre quasiment la répartition de sismicité d'une croûte continentale typique: pour une région à flux de chaleur moyen (de l'ordre de 60 mW/m², supérieur à la moyenne mondiale), l'essentiel de la sismicité se manifeste à des profondeurs dépassant 5 kilomètres [Meissner & Strehlau, 1982] ; le niveau sismogène est, quant à lui, compris entre 0 et 20 kilomètres de profondeur sous des zones dont le flux de chaleur en surface ne dépasse pas 2,5 H.F.U. (105 mW/m²) [Sibson, 1982]. En première approximation, on peut dire que la répartition en profondeur des séismes est fonction du flux de chaleur mesuré en surface.

En Grèce nord-occidentale, la valeur du flux de chaleur mesurée en surface est nettement inférieure aux chiffres précédemment cités (cette valeur ne dépasse pas 40 mW/m² ; voir chapitre I): dans ces conditions, il n'est pas étonnant de constater l'apparition de séismes à des profondeurs qui atteignent 40 km sous des régions à environnement continental [Marks & Lindh, 1978 ; Wong et al., 1977]. Au Sud du golfe Ambracique, le nombre important de séismes de moyenne et forte magnitude localisés en dessous de 40 km de profondeur [Martin, 1988 ; figure 46], laisse penser que l'existence de microséismes entre 30 et 40 kilomètres de profondeur est significative de particularités tectoniques de la région qui sont: d'une part, la présence et le jeu de structures tectoniques qui descendent assez profondément dans la croûte, comme le décrochement dextre de Lixourion-Leucade et les failles décrochantes sénestres du couloir étolien ; d'autre part, le fonctionnement de la subduction égéenne qui se manifeste par l'existence d'une activité sismique d'assez grande profondeur à l'Est de Zante (dépassant 60 kilomètres de profondeur pour les séismes de magnitude supérieure à 3,5 ; figure 46).

- l'existence de deux pics de sismicité se trouvant respectivement entre 6 et 11 km et autour de 15 kilomètres de profondeur. Leur origine n'est pas évidente: coïncident-ils, oui ou non, par exemple, avec le niveau de décollement de la couverture sédimentaire post-triasique sur les évaporites ? Nous avons vu (chapitre I) que la valeur de la profondeur de la base des évaporites était estimée entre 10 et 20 kilomètres en Grèce nord-occidentale. Nous pensons que cette valeur moyenne est sans doute plus proche de 10 que de 20 kilomètres, de telle sorte que le pic inférieur de sismicité corresponde au socle, et le pic supérieur aux roches sédimentaires, parmi lesquelles les évaporites (qui, de par leur comportement rhéologique visqueux ou fluide, doivent contribuer modérément à l'activité sismique de la couverture).

c) Répartition des épacentres des microséismes

Tout comme l'activité sismique relative aux événements de moyenne et forte magnitude, l'activité microsismique n'est pas diffuse (figure 51). Sur les cartes de la figure 51 plusieurs particularités sont remarquables concernant la distribution des épacentres microsismiques en Grèce nord-occidentale.

Tout d'abord, l'existence d'un alignement N15-20 de séismes se manifeste sous l'Ouest de Leucade et de Céphalonie. Sur Leucade, l'activité de la faille d'Athanon NNE-SSW, (dont le jeu dextre actuel a été suggéré par Cushing [1985]) est confirmée. Pour la première fois, le caractère actif de la faille d'Ano-Angon sur Céphalonie, est mis en évidence: en fait, la sismicité observée sous Céphalonie est particulièrement concentrée sous le golfe de Mirtos (voir plus loin, figure 58) où viennent se terminer non seulement la faille inverse d'Ano-Angon, mais aussi l'anticlinal de l'Ainos et la faille inverse d'Ayia Ephémia (voir figure 58). A travers cette sismicité localisée sous Leucade et Céphalonie, c'est probablement indirectement l'activité décro-chevauchante dextre de l'accident de Lixourion-Leucade [Cushing, 1985 ; voir chapitre I] qui transparait. L'activité sismique de celui-ci est également soulignée de façon évidente par les microséismes qui surviennent au SSW de la péninsule de Lixourion (Céphalonie).

D'après la microsismicité, l'existence d'un bloc faiblement sismique est

toujours évidente au débouché et sous le golfe de Patras (la lacune de microsismicité sous cette région a par ailleurs déjà été remarquée par [Melis et al., 1986]). Ce bloc est limité à l'Ouest par le décrochement dextre de Lixourion-Leucade, à l'Est, par un alignement de microséismes qui va du golfe de Patras à la terminaison orientale du golfe Ambracique. Selon nous, cet alignement microsismique souligne l'activité des failles (sénestres) du couloir étolien, des failles (normales) du fossé d'Agrinion et des failles sous-marines normales N100 qui existent sous le golfe de Patras [Ferentinos et al., 1985]. La sismicité observée à l'Est du golfe Ambracique manifeste probablement le prolongement des failles du couloir étolien le long de cette partie du golfe. On remarquera, par ailleurs, que cette ligne de direction N160, qui relie le golfe Ambracique au golfe de Patras, est marquée par une microsismicité relativement profonde pour la Grèce nord-occidentale ($z > 20$ km ; figure 54) ; cette particularité est vraisemblablement significative du rôle tectonique majeur tenu par les failles du couloir étolien dans la région.

Le Sud-Ouest du bloc à faible activité sismique est délimité par des séismes qui sont disposés le long d'une ligne reliant l'Est de Céphalonie au chenal séparant Zante du Péloponnèse (figure 51). Sous Céphalonie, cette sismicité est bordière de la faille de l'Ainos, connue par ailleurs pour être active par des études de néotectonique (voir chapitre I). Cet alignement de séismes, le long de la faille de l'Ainos se retrouve nettement dans les données de Leydecker [1975 ; figure 45].

En ce qui concerne l'Épire, sauf éventuellement sous la forme d'un alignement de séismes N10 le long du chevauchement de Paramythia, l'activité microsismique ne semble pas réellement organisée (figures 44 et 51).

Les études de microsismotectonique menées antérieurement dans la région semblent confirmer la représentativité au cours du temps (du moins pendant une durée de plusieurs années) de l'activité microsismotectonique qui est enregistrée lors de ces expériences: ainsi, on retrouve (figures 44 et 45) une activité microsismique importante au niveau du lac Trikhonis [Pédotti, 1988], du détroit d'Antirio [Leydecker, 1978 ; Melis et al., 1986 ; Pédotti, 1988] et de Céphalonie [Leydecker, 1978].

De nombreuses structures connues pour être actives en Grèce nord-occidentale (par exemple, synclinal de la lagune Korission à Corfou, failles

normales E-W du golfe Ambracique, voir figure 20, chapitre I), ne sont pas plus marquées par une activité microsismique (figure 51) que macrosismique (figure 48). Cette situation peut être simplement expliquée par le fait que les déformations qui interviennent au niveau de ces dispositifs tectoniques se déroulent de façon asismique (toutefois la fenêtre d'observation est de durée relativement brève et ce court intervalle de temps permet difficilement d'affirmer de façon catégorique le caractère asismique des structures considérées), ou en produisant des séismes de trop petite magnitude pour être captés par notre réseau (toutefois très performant: le plus petit séisme localisé présente, en effet, une magnitude relative de 0.9).

Ce fait rappelle la nécessité (souvent oubliée) lors d'interprétations géodynamiques découlant d'études sismotectoniques, de ne pas se fier uniquement aux déformations marquées par la présence de séismes: des structures ne présentant pas d'activité sismique (comme par exemple, les failles normales du golfe Ambracique) peuvent intervenir de façon non négligeable dans le schéma de l'évolution tectonique d'une région (voir chapitre I).

d) Examen de coupes verticales de la microsismicité

La réalisation de coupes de la sismicité permet d'appréhender plus aisément la distribution des séismes dans l'espace. Lorsque l'on dispose d'un nombre relativement restreint de séismes (comme c'est le cas ici), je pense qu'il faut néanmoins se garder de déduire systématiquement de telles coupes l'existence et la géométrie de plans de failles dont on n'a pas trace en surface: il faut savoir d'une part que l'apparition de "structures" sur les coupes de sismicité dépend souvent fortement de l'orientation de ces coupes, d'autre part, en particulier dans la croûte, très fracturée, il n'est pas toujours évident qu'un "alignement" de séismes corresponde à une structure géologique unique et nettement définie géométriquement.

Les figures 55 et 56 présentent des coupes de microsismicité sensiblement parallèles à la direction régionale de raccourcissement N70.

Sur les coupes de la figure 55, l'existence du bloc à faible activité sismique apparaît nettement entre front de chevauchement Ionien et couloir étolien. Il n'y a, en revanche, pas de structure tectonique majeure nettement soulignée

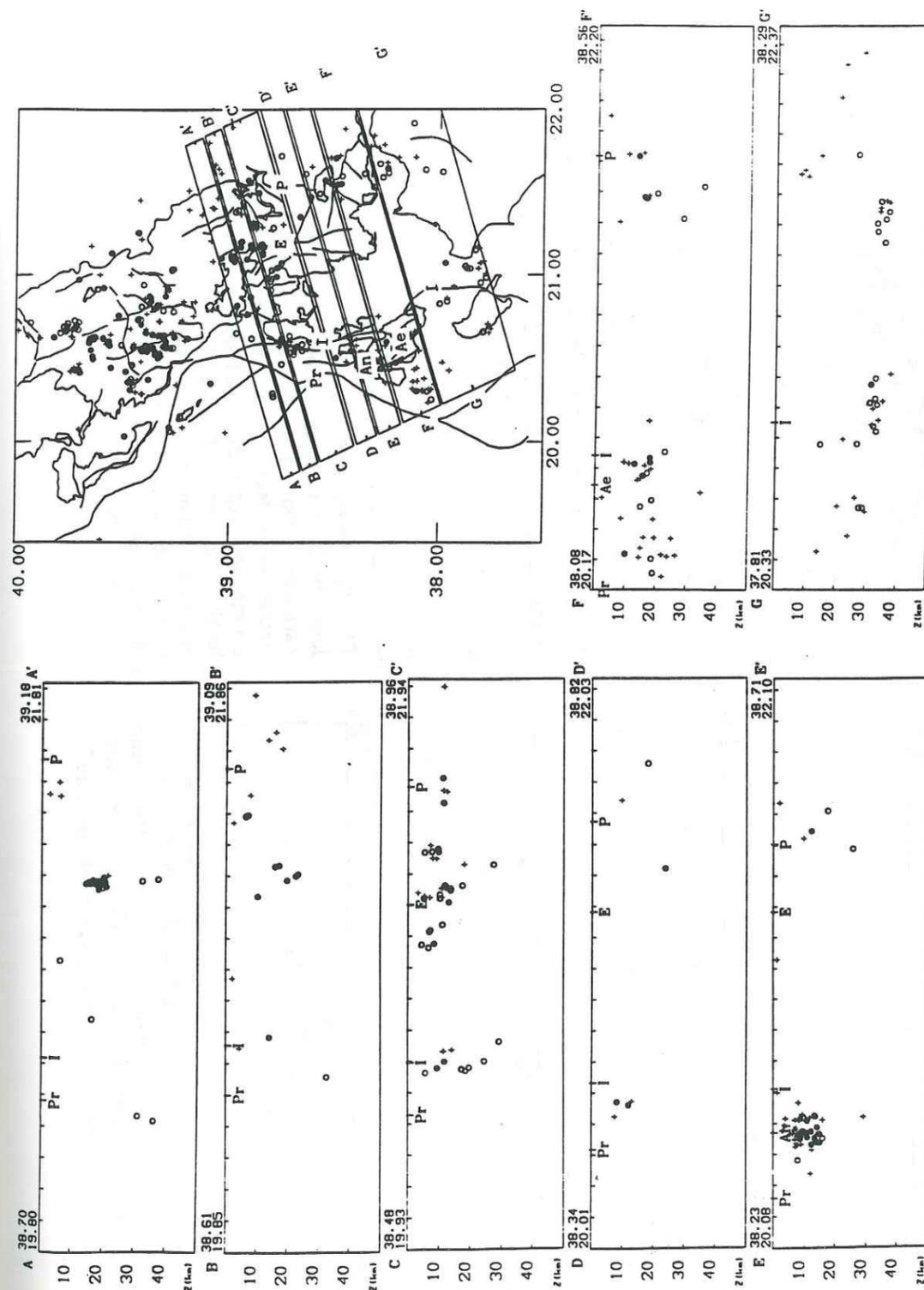


FIG. 55.- Série de coupes de la microsismicité localisée lors de la campagne d'Epire de 1989. Ces coupes parallèles, orientées NE-SW, traversent l'Acarmanie, l'Étolie et les îles Ioniennes. Légende identique à celle de la figure 56. I: chevauchement Ionien; E: couloir Étolien; An: faille Ano-Angon; Ae: faille de l'Ainos.

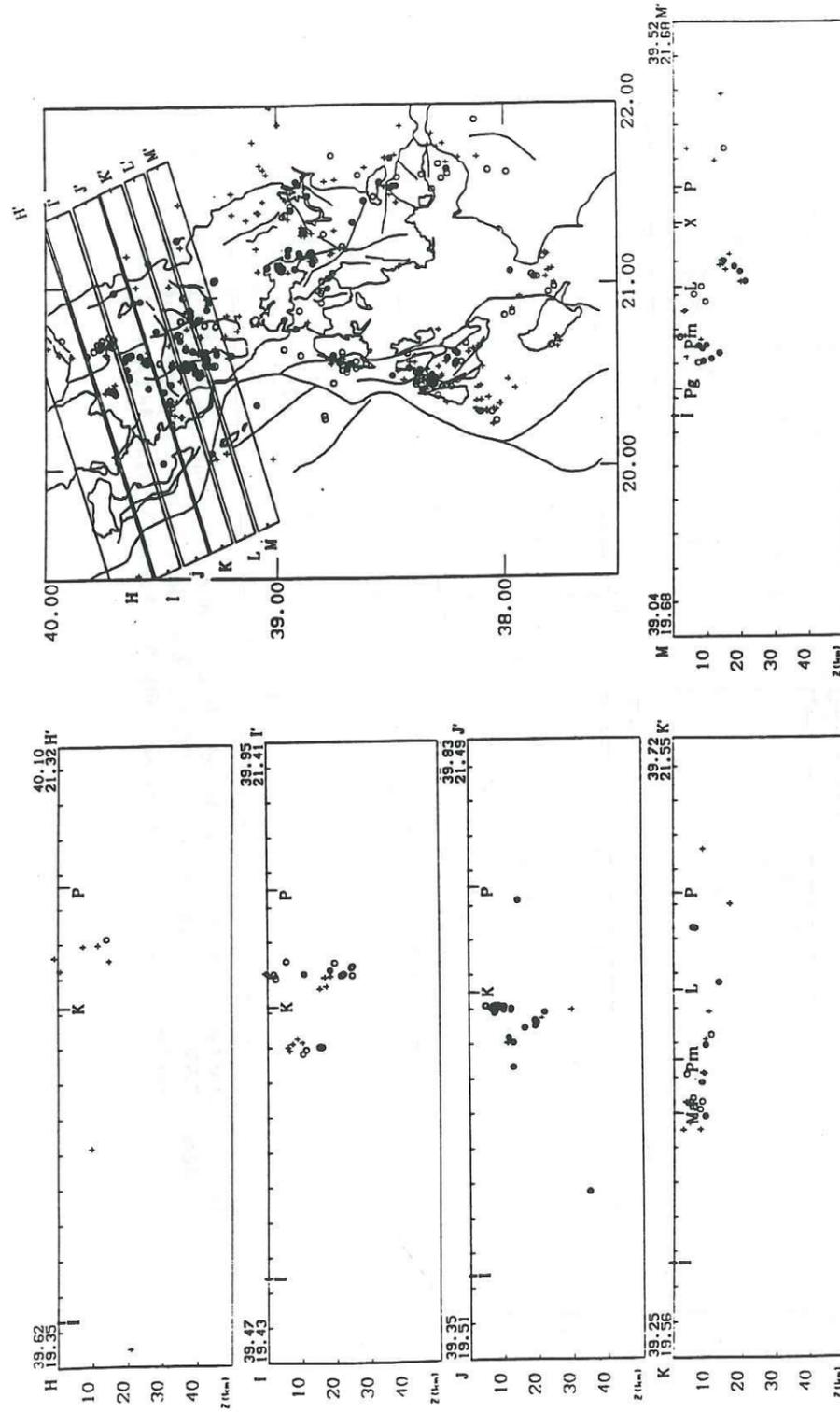


FIG. 56.- Série de coupes de la microsismicité localisée lors de la campagne d'Epire de 1989. Ces coupes parallèles, orientées NE-SW, traversent l'Epire et Corfou (traces en surface sur la carte en haut à droite). Les séismes sont représentés en fonction de la qualité de leur localisation (voir chapitre I): ronds pleins: séismes localisés à 2 km près; ronds vides: séismes localisés à 4 km près; croix: séismes localisés à 8 km près. Les traces en surface de structures géologiques importantes sont indiquées sur les coupes: Pr: front Préapulien; K: faille du Kassidhiaris; P: chevauchement du Pinde; L: chevauchement du Louros; Ma: chevauchement de Margaritoni; Pm: chevauchement de Paramythia; Pg: chevauchement de Parga; X: chevauchement du Xérovouni.

km près; croix: séismes localisés à 8 km près. Les traces en surface de structures géologiques importantes sont indiquées sur les coupes: Pr: front Préapulien; K: faille du Kassidhiaris; P: chevauchement du Pinde; L: chevauchement du Louros; Ma: chevauchement de Margaritoni; Pm: chevauchement de Paramythia; Pg: chevauchement de Parga; X: chevauchement du Xérovouni.

par la sismicité, si ce n'est peut être les failles dextres de l'Ouest de Leucade et les failles du couloir étolien (coupe CC'), qui montrent un pendage NE cohérent avec le charriage généralisé vers le Sud-Ouest qui affecte la région (chapitre I).

Les foyers sismiques reportés sur les coupes de microsismicité réalisées à travers l'Epire (figure 56) ne semblent former aucun alignement en profondeur, à l'exception éventuelle d'un groupement d'hypocentres disposés de façon linéaire en dessous du chevauchement de Paramythia (coupe LL'), mais il n'est pas évident que l'existence de cette "structure" active soit réelle; en effet, elle semble être pentée vers le SW, ce qui est contraire à la disposition générale des chevauchements (pendage vers le NE) en Grèce nord-occidentale.

D'autre part, nous avons réalisé deux coupes de microsismicité perpendiculaires aux structures relativement importantes de Céphalonie (faille de l'Ainos et faille d'Ano-Angon) (figures 57 et 58).

En ce qui concerne la faille inverse de l'Ainos, au moins deux interprétations de la coupe de la figure 57 sont, à première vue, possibles.

Le fait que les microséismes se disposent en profondeur en formant un nuage de points allongé selon un pendage subvertical vers le NE, peut être interprété comme la confirmation en profondeur du fort pendage vers le NE (80°) de la faille de l'Ainos, auparavant mesuré en surface par Sorel [Sorel, 1989 et communication personnelle; voir chapitre I]. Dans cette hypothèse, il faut alors admettre que la faille de l'Ainos descend profondément (23 kilomètres) jusqu'à affecter le substratum. Cette analyse semble être en contradiction avec l'existence d'un décollement de la couverture préapulienne calcaire sur les évaporites triasiques à Céphalonie. D'autre part, l'absence d'activité sismique entre 0 et 10 kilomètres de profondeur n'est pas favorable à l'idée d'un prolongement conséquent de cette faille en profondeur. On peut émettre alors l'hypothèse selon laquelle la sismicité observée sous la faille de l'Ainos témoigne de mouvements en liaison avec le décollement de la couverture. En admettant cette dernière alternative, on est néanmoins obligé de constater que l'existence d'un alignement d'épicentres microsismiques le long de la faille de l'Ainos est troublant (figures 45 et 51). Par ailleurs, la longueur importante de la trace en surface de la faille (au moins 25 km de

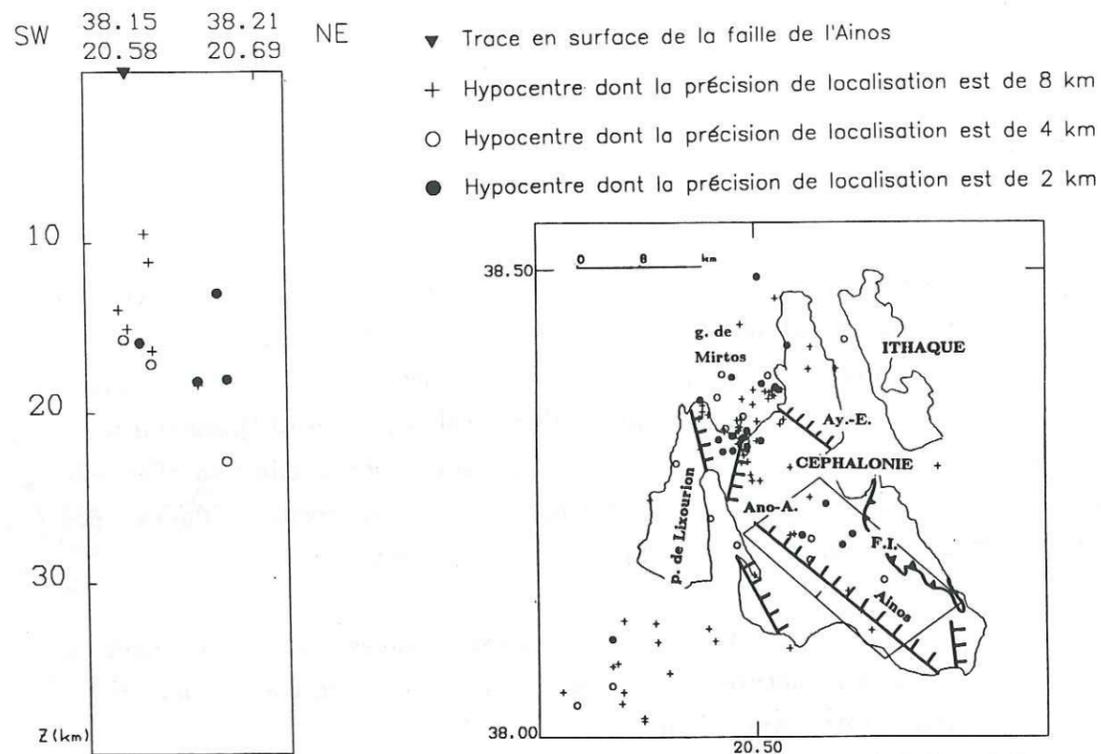


FIG. 57.- Coupe de la microsismicité dont les épicentres sont localisés le long de la trace en surface de la faille de l'Ainos. La coupe est orientée perpendiculairement à la faille, c'est à dire SW-NE (carte à droite). Les séismes sont représentés en fonction de la qualité de leur localisation (voir chapitre I).

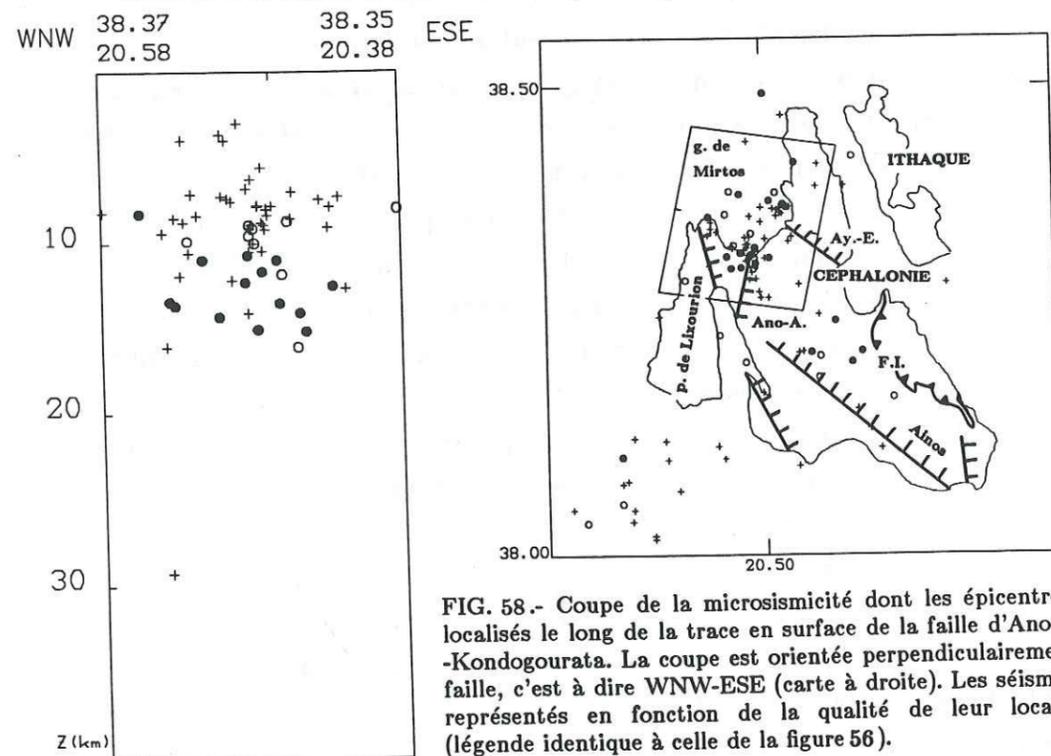


FIG. 58.- Coupe de la microsismicité dont les épicentres sont localisés le long de la trace en surface de la faille d'Ano-Angon-Kondogourata. La coupe est orientée perpendiculairement à la faille, c'est à dire WNW-ESE (carte à droite). Les séismes sont représentés en fonction de la qualité de leur localisation (légende identique à celle de la figure 56).

long) n'est pas incompatible avec le fait que cette structure puisse descendre à une assez grande profondeur. Enfin, nous verrons ultérieurement que les solutions focales des microséismes observés au niveau de la faille de l'Ainos sont explicables par le jeu inverse d'une faille fortement pentée vers le NE (jeu d'ailleurs mis en évidence par l'examen néotectonique [Sorel, 1976] ; voir chapitre I).

L'examen de la coupe présentée sur la figure 58 ne permet pas de définir un alignement de sismicité qui refléterait au moins partiellement la géométrie de la structure majeure qui constitue la bordure occidentale de Céphalonie: l'accident décrochant dextre de Lixourion-Leucade. Nous pensons toutefois que le regroupement de séismes observé sous les abords du golfe de Mirtos traduit indirectement l'activité de cette faille de première importance. Plus précisément, cette sismicité est à mettre en relation avec le jeu de nombreuses structures tectoniques importantes (faille d'Ano-Angon, terminaison de l'anticlinal de l'Ainos, faille d'Ayia-Ephémia) qui sont présentes dans cette zone, et dont on peut penser qu'elles sont activées par le mouvement décrochant dextre sur la faille de Lixourion-Leucade. Sur la coupe de la figure 58, la répartition diffuse de la sismicité au niveau du golfe de Mirtos peut s'interpréter donc comme étant le résultat des jeux simultanés de structures de dispositions variées. La coupe atteste, par ailleurs, de la présence d'une activité microsismique relativement profonde (15 km) sous Céphalonie (déjà mise en évidence sous la faille de l'Ainos).

II - MECANISMES AU FOYER DES SEISMES DE LA GRECE NORD-OCCIDENTALE

A - Mécanismes au foyer des séismes de forte et moyenne magnitude

1. Les données

Nous disposons de plusieurs sources de données en ce qui concerne les mécanismes au foyer des séismes de magnitude (M_b) supérieure ou égale à 5.

McKenzie [1972] a été le premier à établir un catalogue de solutions

focales fiables pour les plus gros séismes du domaine méditerranéen. En 1987, dans le cadre d'une étude de la tectonique active de la région adriatique, Anderson et Jackson ont repris en grande partie les informations publiées par cet auteur, y ont ajouté des solutions déterminées par inversion du tenseur des moments [Giardini et al., 1984 ; Dziewonski et al., 1985] et des mécanismes qu'ils ont eux-même déterminés à partir des polarités des sismogrammes WWSSN. Ces auteurs, surtout intéressés par une connaissance générale de la déformation sismique régionale, n'ont considéré que les séismes de magnitude Mb supérieure à 5,2.

Les solutions qui intéressent la Grèce nord-occidentale sont présentées sur la figure 60 (n^{os} 901, 902, 903, 904, 905, 906, 907, 908, 909).

Le mécanisme au foyer du séisme du 17 janvier 1983 (Mb=6,1, Ms=7.0) a été largement étudié: d'abord par Scordilis et al [1985] d'après les premiers mouvements enregistrés par les stations permanentes de la région (figure 59), ensuite par Papadimitriou [1988] et Kiratzi et Langston [1991] par inversion des formes d'ondes de volume [Langston, 1981] (figures 59 et 60 ; n^o 911). Ce séisme est le plus gros séisme qui ait été récemment enregistré en Grèce nord-occidentale ; sa plus forte réplique, le séisme du 23 mars 1983 (Mb=5,8) a été fortement ressentie à Céphalonie (solution focale n^o 912 ; figures 61 et 62).

Par ailleurs, nous disposons des solutions focales fournies par l'U.S.G.S. (N.E.I.C., National Earthquake Information Center): pour la période allant de janvier 1977 à mars 1989, nous avons extrait les informations de la base de données CD-ROM (version 1.0) de l'U.S.G.S. (solutions concernées: n^{os} 910, 914, 915 et 916 construites à Harvard par inversion du tenseur des moments). Pour les séismes survenus de mars 1989 à 1992, les paramètres des sources ont été tirés des bulletins P.D.E. (Preliminary Determination Epicenter). Les solutions focales présentées (n^{os} 910, 914, 915, 916, 917, 918, 919, 920, 921 ; figure 60) ne sont généralement pas très précises (tant du point de vue du mécanisme focal proprement dit que de sa position). Un bon exemple de cet état de fait en ce qui concerne les mécanismes au foyer, est fourni par la solution focale du séisme du 17/01/1983, survenu dans la région de Céphalonie: la solution focale qu'elle soit construite, soit à partir des polarités des ondes P des stations du réseau sismologique mondial, soit par inversion du tenseur des moments centroïdes (figure 59, d) semble assez différente (sans être pour autant

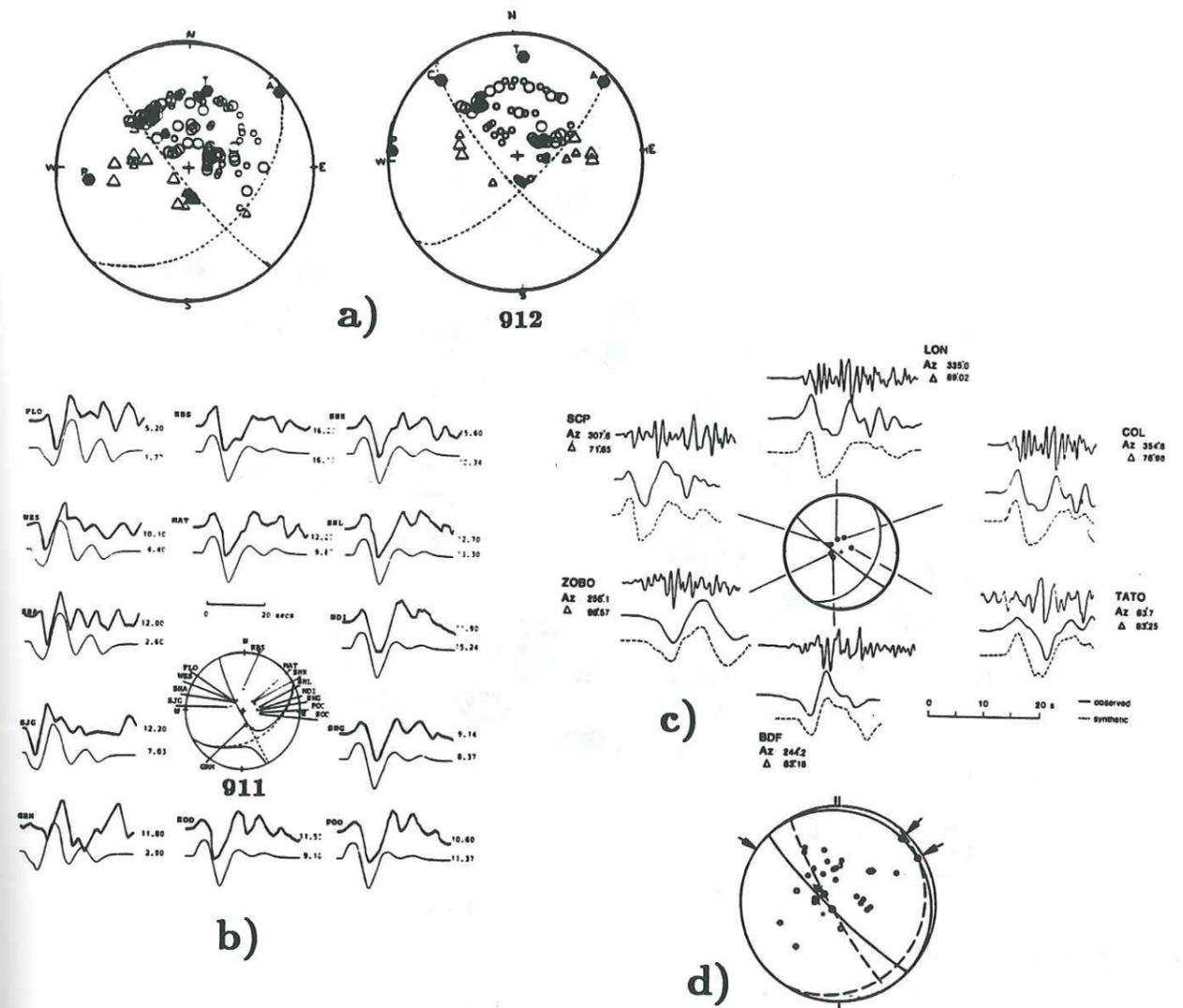
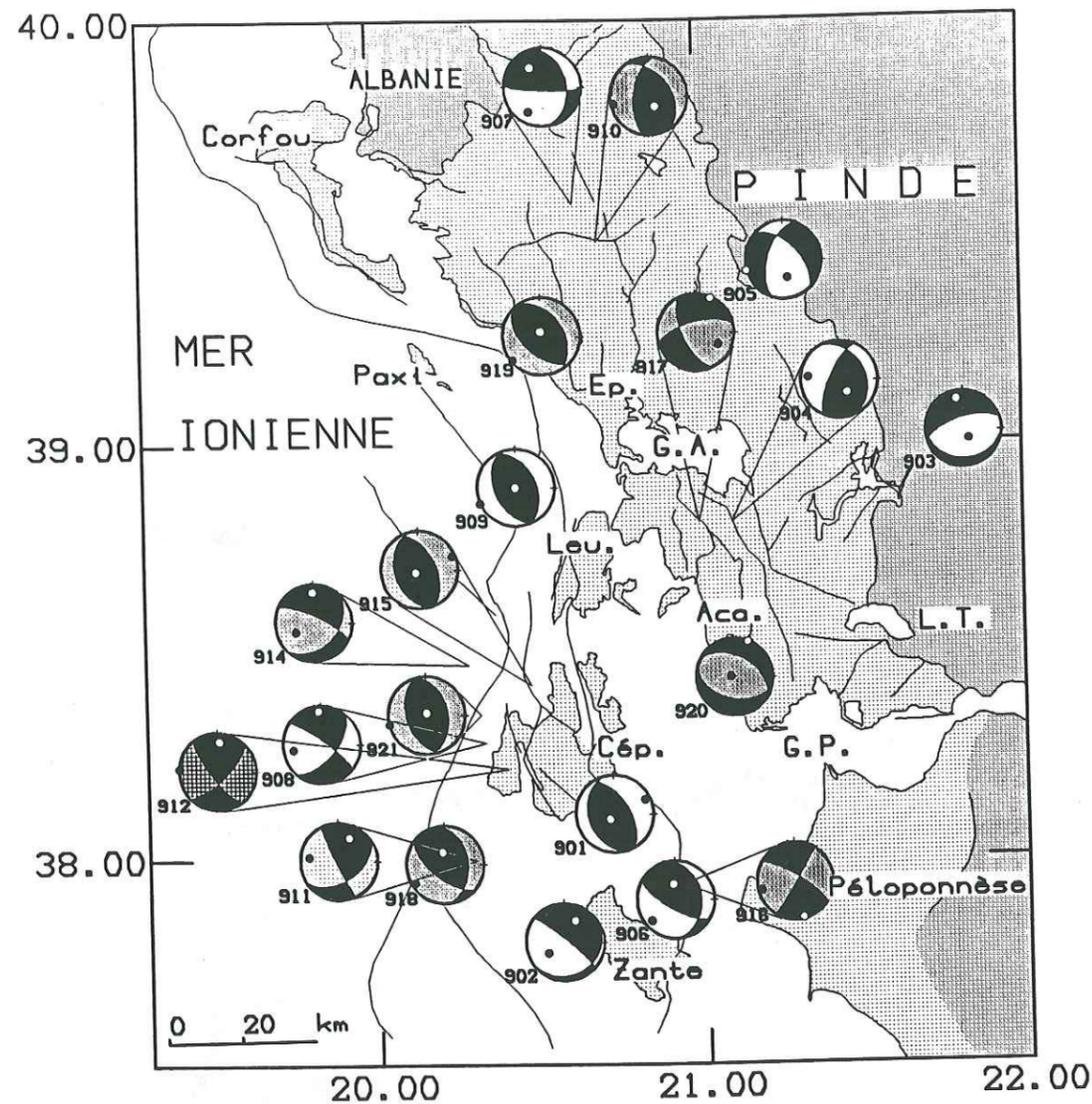


FIG. 59. - Différentes solutions focales proposées pour le séisme survenu le 17 janvier 1983 (Mb=6,1) le long de l'accident décrochant dextre de Lixourion-Leucade. a) à gauche (à droite, par ailleurs reportée sur la figure 60, la solution focale du séisme du 23 mars 1983, plus forte réplique (Mb=5,8) du séisme du 17 janvier), par Scordilis et al. à partir de polarités d'ondes P (d'après Scordilis et al., 1985). b) par Kiratzi & Langston (reportée sur la figure 60), à partir des formes d'ondes (d'après Kiratzi & Langston, 1991). c) par Liakopoulou et al., par la méthode des amplitudes relatives (d'après Liakopoulou et al., 1992). d) d'après Anderson & Jackson, à partir des polarités des ondes P (ligne continue), à partir du tenseur moment centroïde (ligne pointillée) (d'après Anderson & Jackson, 1987).



Solutions focales des séismes Mb > 5.0												
N°	Date & Temps	Lat °N	Long °E	Z km	Mb	Plan1 As Pl	Plan2 As Pl	Axe P As Pl	Axe T As Pl	Source		
901	530812 9:23	38.11	20.72	.0	7.2	162 33	329 56	65 11	216 77	AJ		
902	591115 17:08	37.80	20.56	.0	6.6	310 82	66 15	235 50	27 36	AJ		
903	660205 02:01	39.02	21.82	8.0	5.6	251 66	96 25	142 67	349 20	AJ		
904	661029 2:39	38.81	21.10	20.0	5.7	204 70	334 29	277 21	145 58	AJ		
905	670501 7:09	39.43	21.19	11.0	5.6	196 56	315 55	165 53	256 0	AJ		
906	680328 7:39	37.90	20.90	6.0	5.4	120 71	357 32	229 21	355 55	AJ		
907	691013 1:02	39.57	20.63	8.0	5.6	92 82	352 35	209 29	329 41	AJ		
908	720917 14:7	38.28	20.34	33.0	5.6	305 80	41 59	259 28	357 13	AJ		
909	731104 15:52	38.90	20.44	8.0	5.8	335 44	155 46	246 1	66 89	AJ		
910	810310 15:16	39.48	20.70	31.1	5.6	324 40	187 58	258 9	145 65	USGS		
911	830117 12:41	38.00	20.30	8.0	6.1	60 46	154 85	278 25	26 32	KL		
912	830323 23:51	38.22	20.41	19.1	5.8	142 76	46 70	273 3	5 23	Sc		
914	870227 23:34	38.47	20.29	5.0	5.3	46 36	295 74	241 48	359 22	USGS		
915	880518 5:17	38.42	20.48	26.2	5.4	162 38	335 52	99 7	223 82	USGS		
916	881016 12:34	37.94	20.93	25.2	5.5	300 76	32 85	257 12	165 6	USGS		
917	890807 13:59	38.81	21.00	1.0		154 64	256 66	115 35	24 1	USGS		
918	890824 2:13	37.99	20.20	18.0	5.2	355 38	128 61	238 12	354 62	USGS		
919	900816 2:16	39.26	20.53	32.0	5.6	329 38	132 52	230 6	359 79	USGS		
920	910826 11:43	38.44	21.10	40.0	5.0	104 44	299 45	288 82	22 0	USGS		
921	920123 04:24	38.35	20.32	17.0	5.1	350 41	162 48	256 3	21 84	USGS		

FIG. 60. - Carte des mécanismes au foyer connus des séismes de magnitude Mb ≥ 5,0 survenus en Grèce nord-occidentale depuis 1953. Le remplissage des quadrants en dilatation de chaque solution focale est fonction de la source bibliographique d'où proviennent les paramètres du mécanisme au foyer considéré: blanc: Anderson & Jackson (AJ) [1987]; pointillé: Kiratzi & Langston (KL) [1991]; quadrillé: Scordilis et al. (Sc) [1985]; gris: U.S.G.S..

totallement aberrante du point de vue de la disposition des axes de pression et de tension) de celles fournies par d'autres méthodes (figure 59, a, b, c).

Liakopoulou et al. [1991] ont déterminé les solutions focales de séismes majeurs (Mb > 5,5) survenus récemment dans l'arc hellénique. En utilisant la méthode des amplitudes relatives [Pearce, 1977, 1980], ces auteurs ont recalculé le mécanisme au foyer du séisme du 17 janvier 1983; leur résultat est cohérent avec celui de Kiratzi et Langston [1991] (figure 59). D'autre part, Liakopoulou et al. confirment le jeu inverse du mécanisme du séisme du 10 mars 1981, donné par l'U.S.G.S (n° 910; figure 60).

En résumé, en terme de validité des solutions focales connues des séismes de magnitude supérieure ou égale à 5, il nous semble raisonnable d'accorder en fin de compte:

- une grande confiance aux solutions focales n°s 911 [Kiratzi & Langston, 1991] et 912 [Scordilis et al., 1985] présentées figure 60.
- une confiance plus modérée aux mécanismes focaux n°s 901, 902, 903, 904, 905, 906, 907, 908, 909 [Anderson & Jackson, 1987] et 910 [U.S.G.S., confirmé par Liakopoulou et al., 1991].
- de l'intérêt aux solutions n°s 914, 915, 916, 917, 918, 919, 920 et 921 [U.S.G.S.] qu'il est peut être plus prudent de considérer comme indicatives d'un style de déformation sismique plutôt que caractéristiques du jeu de tel ou tel plan de faille.

2. Interprétation des mécanismes au foyer des séismes de Grèce nord-occidentale

a) Précisions sur la signification des axes P, T et B

Nous estimons qu'il est indispensable de faire ce rappel chaque fois que l'on tente une interprétation de mécanismes au foyer en termes de contrainte régionale.

Le mécanisme au foyer double couple d'un séisme est caractérisé par l'existence de 3 axes orthogonaux P, T, et B généralement appelés

respectivement axe de compression, axe de tension, axe nul. Les deux premiers sont disposés dans un plan perpendiculaire aux deux plans nodaux, formant un angle de 45° avec chacun des deux plans (autrement dit orientés à 45° du vecteur glissement et de la normale au plan de faille). L'axe T se trouve dans les compartiments en compression, l'axe P dans ceux en dilatation. L'axe B correspond à l'intersection des deux plans nodaux.

Il est nécessaire de rappeler que les axes P, T et B ne correspondent généralement pas aux axes de contraintes principales maximale σ_1 , intermédiaire σ_2 , minimale σ_3 : l'analyse de ces axes en termes de contraintes principales n'est valide qu'en milieu homogène, isotrope et non fracturé (il y a alors coïncidence des axes principaux des contraintes et des déformations, et absence de frottements internes). Dans la nature, de telles conditions ne sont généralement pas remplies; ainsi, il est évident que dans la croûte, fortement fracturée, on se trouve en présence non plus d'une déformation cassante survenant dans un milieu initialement homogène, mais de séismes superficiels réactivant d'anciennes failles de direction et de pendages variés, en milieu hétérogène.

En toute rigueur, dans la pratique, on peut simplement affirmer, lorsque l'on considère un mécanisme au foyer que l'axe σ_1 se trouve dans les quadrants en dilatation, et l'axe σ_3 , dans les quadrants en compression [McKenzie, 1969].

Cette considération a été la motivation du développement des nombreuses méthodes (plus ou moins sophistiquée; comme la méthode très simplifiée des dièdres droits [Angelier & Mechler, 1977] dont nous reparlerons ultérieurement) permettant de dégager un état de contraintes régional à partir d'une population de mécanismes au foyer [Angelier & Mechler, 1977; Carey-Gailhardis & Mercier, 1987; Rivera, 1989 pour ne citer qu'eux].

b) Interprétation des mécanismes au foyer des séismes de magnitude supérieure à 5.0

Pour la plupart, les mécanismes au foyer des séismes présentés sur la figure 62, traduisent un régime tectonique en raccourcissement orienté

globalement ENE-WSW. Ce dernier se manifeste en front de chaîne par les solutions focales en failles inverses n^{os} 901, 902, 906, 909, 915, 918, 919, 921. Ce raccourcissement s'observe relativement loin à l'intérieur des terres, à travers les solutions focales n^{os} 904, 907, 910.

Les solutions focales n^{os} 908, 911 (17/01/83), 912, 914 pseudo-décrochantes correspondent au jeu de l'accident décrochant dextre de Lixourion-Leucade et les plans de faille concernés sont les plans nodaux de direction NNE-SSW pentés vers l'ESE. Précisons, qu'il est éventuellement possible que certains mécanismes focaux déterminés par l'U.S.G.S. en faille inverse (plus particulièrement les n^{os} 918, 915, 921) soient en réalité des solutions focales décrochantes associées à la faille de Lixourion-Leucade: comme nous l'avons déjà dit, les mécanismes focaux présentés par l'U.S.G.S. ne sont pas toujours très fiables (voir figure 59, d). Toutefois, même si ces mouvements inverses sur des failles NNW-SSE sont réels, leur existence n'est pas incompatible avec celle d'un mouvement dextre le long d'un décrochement d'orientation générale NNE-SSW.

Nous interprétons les mécanismes en failles normales n^{os} 903 et 905 comme les manifestations d'un régime d'étirement qui affecte les monts du Pinde, et qui trouve son origine dans la présence d'une structure lithosphérique profonde sous-jacente à cette région (à ce propos, Kiratzi et al. [1987] considèrent d'ailleurs le chevauchement du Pinde comme la limite structurale majeure au-delà de laquelle les solutions focales en failles inverses cèdent la place à des mécanismes au foyer en failles normales (figures 68 et 70)).

Le mécanisme au foyer n^o 917 reflète éventuellement le jeu de failles sénestres NW-SE à NNW-SSE dans les montagnes d'Acaranie [Sorel, communication personnelle]. Nous n'avons pas d'explication concernant l'interprétation des mécanismes au foyer n^{os} 916 et 920 (on rappelle cependant que ces solutions focales, comme la plupart de celles qui viennent d'être présentées, sont d'une fiabilité incertaine).

B - Mécanismes au foyer des microséismes et constructions de dièdres droits

L'analyse des mécanismes au foyer obtenus à l'issue de la campagne

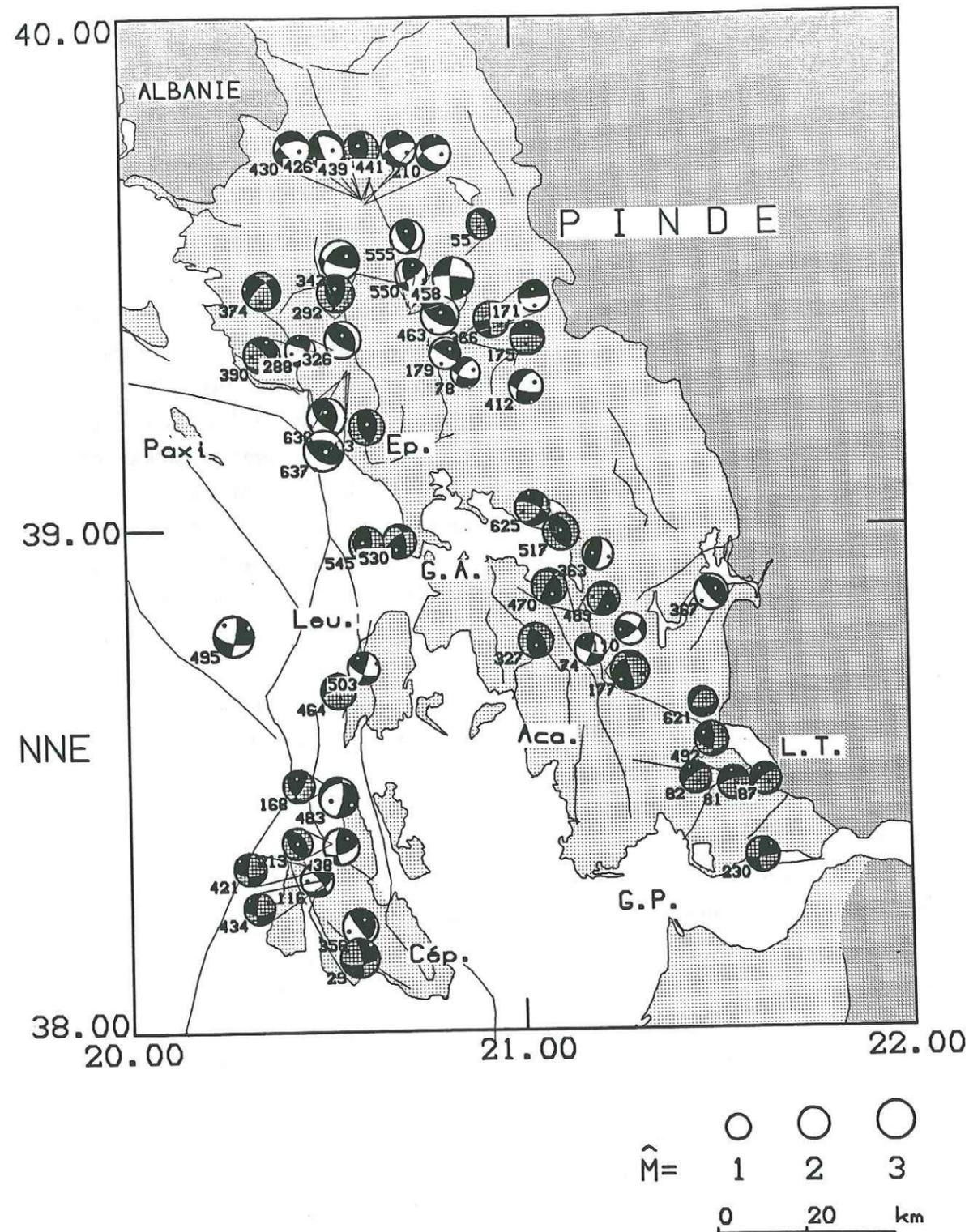


FIG. 61. - Carte des 55 solutions focales de qualité 1 et 2 (voir chapitre II) obtenues au terme de la campagne de microsismotectonique menée en Grèce nord-occidentale au cours de l'été 1989. Les quadrants en dilatation des mécanismes au foyer de qualité 2 sont quadrillés. Abréviations toponymiques: Ep.: Epire ; G.A.: golfe Ambracique ; Leu.: Leucade ; Aca.: Acarnanie ; L.T.: lac Trikhonis ; G.P.: golfe de Patras ; Cép.: Céphalonie.

Solutions focales de Grèce nord-occidentale, été 1989

N°	Date & Temps	Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		Axe P		Axe T		
						Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	
29	890709	2:42	38.19	20.58	15.7	3.2	84	65	350	79	304	25	39	9
38	890709	11:0	38.37	20.53	13.4	2.7	75	60	177	68	304	5	39	37
55	890710	2:21	39.60	20.92	6.4	1.7	169	32	334	59	221	74	70	13
74	890711	0:48	38.76	21.18	5.3	1.9	17	80	109	78	64	0	333	15
78	890711	3:47	39.31	20.88	19.3	1.8	109	65	214	62	71	38	162	1
81	890711	5:29	38.49	21.55	15.3	2.3	99	20	255	71	152	62	351	26
82	890711	5:56	38.50	21.54	15.9	2.0	75	20	235	71	134	63	330	25
87	890711	7:30	38.50	21.54	16.2	2.0	75	20	235	71	134	63	330	25
110	890711	21:22	38.80	21.29	27.4	2.0	305	60	49	65	176	3	269	40
116	890712	3:29	38.31	20.47	13.5	2.3	65	40	320	77	267	43	21	23
168	890713	21:21	38.49	20.50	12.1	2.1	35	70	145	46	95	14	349	46
171	890713	22:48	39.38	20.87	17.6	1.9	265	5	83	85	174	40	353	49
175	890714	2:1	39.37	20.85	19.1	2.4	77	17	275	72	192	61	0	27
177	890714	2:3	38.71	21.22	13.6	3.1	344	84	248	35	103	30	222	39
179	890714	2:28	39.34	20.82	20.8	2.1	237	20	122	80	196	33	52	50
210	890715	18:58	39.64	20.63	6.6	2.5	132	57	244	59	98	47	7	0
213	890715	20:17	38.38	20.51	11.0	2.0	324	40	145	50	235	5	55	84
230	890717	1:42	38.34	21.62	22.6	2.4	84	80	177	73	132	4	40	18
288	890719	21:19	39.35	20.54	13.4	1.8	44	49	295	69	252	44	354	12
292	890720	1:17	39.42	20.55	13.3	2.9	24	49	162	48	93	0	1	67
326	890721	19:57	39.37	20.56	10.4	2.8	338	30	123	64	225	17	4	66
327	890721	19:59	38.78	21.04	7.3	2.5	324	49	185	47	74	1	167	68
343	890722	23:28	39.42	20.56	14.4	3.2	226	40	108	68	173	16	60	53
356	890723	18:30	38.21	20.58	17.1	2.7	35	20	143	83	250	35	33	48
363	890724	11:49	38.94	21.21	17.4	2.0	14	70	194	20	104	24	284	65
366	890724	12:31	39.41	20.94	6.5	2.7	174	84	84	89	130	3	39	3
367	890724	15:44	38.87	21.50	11.4	2.5	305	15	140	75	226	30	55	59
374	890725	7:22	39.47	20.36	4.8	2.9	331	49	224	69	180	44	282	12
390	890726	12:11	39.35	20.52	16.3	2.8	67	40	318	73	267	47	20	20
403	890727	10:53	39.20	20.62	14.2	2.6	8	40	157	53	261	7	16	73
412	890728	7:13	39.28	21.03	19.2	2.4	103	67	208	59	63	38	157	5
421	890729	18:40	38.33	20.49	12.3	2.1	89	60	185	81	51	27	314	14
426	890730	0:58	39.65	20.62	8.6	2.8	291	25	157	71	94	59	233	24
430	890730	7:37	39.65	20.62	9.6	2.8	133	60	251	50	97	53	194	5

TABLEAU 8. - Tableau des paramètres des solutions focales de qualité 1 et 2 (voir chapitre II) obtenues à l'issue de la campagne de microsismicité menée en Grèce nord-occidentale au cours de l'été 1989.

Solutions focales de Grèce nord-occidentale, été 1989

N°	Date & Temps		Lat ° N	Long ° E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		Axe P		Axe T	
							Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl
434	890730	13:7	38.31	20.51	19.9	2.0	89	60	185	81	51	27	314	14
439	890730	21:12	39.65	20.62	8.6	2.7	143	44	8	55	77	6	334	65
441	890730	21:17	39.65	20.62	8.6	2.6	142	51	247	70	111	42	11	11
458	890801	5:44	39.42	20.73	11.2	3.5	274	80	182	78	47	0	138	15
463	890801	18:14	39.42	20.81	19.3	3.0	300	30	120	60	210	15	30	75
464	890802	4:24	38.68	20.57	11.8	2.5	80	10	255	80	163	54	345	35
470	890802	20:18	38.83	21.14	10.3	2.6	329	30	211	74	281	25	153	52
483	890804	10:25	38.47	20.53	13.2	3.2	10	70	240	29	248	58	116	21
489	890805	1:16	38.84	21.16	10.2	2.2	311	30	211	84	277	32	150	43
492	890805	9:46	38.58	21.49	25.9	2.5	104	44	0	76	60	19	311	41
495	890805	15:11	38.79	20.27	36.0	3.3	10	80	104	63	324	25	59	10
503	890806	14:23	38.72	20.60	14.1	2.1	20	80	115	63	69	10	334	25
517	890807	8:29	38.99	21.11	19.0	2.7	145	49	339	40	242	4	5	81
530	890808	7:16	38.97	20.70	18.3	2.3	234	60	348	54	292	3	198	49
545	890810	5:47	38.97	20.65	29.8	2.6	160	30	6	62	86	16	302	69
550	890811	0:13	39.43	20.74	14.5	2.1	57	70	162	56	112	8	15	39
555	890811	14:1	39.44	20.73	14.7	2.4	14	44	145	57	257	7	2	63
621	890815	20:51	38.62	21.47	20.2	1.8	84	60	215	41	44	61	153	9
625	890816	13:13	38.99	21.10	17.3	2.5	38	49	290	70	246	43	348	12
636	890816	23:34	39.31	20.58	13.1	3.1	0	40	135	58	244	10	357	65
637	890817	0:32	39.31	20.57	15.9	3.3	123	49	281	42	203	4	94	78

TABLEAU 8. - Tableau des paramètres des solutions focales de qualité 1 et 2 (voir chapitre II) obtenues à l'issue de la campagne de microsismicité menée en Grèce nord-occidentale au cours de l'été 1989 (suite et fin).

d'Épire de 1989 va être basée sur les solutions focales les mieux contraintes, des classes 1 et 2 (voir chapitre II). Toutes les solutions focales (classes 1, 2 et 3) construites dans le cadre de cette étude sont présentées de façon détaillée en annexe 4.

1. Aperçu d'ensemble des solutions focales de la campagne d'Épire

Nous avons reporté les solutions focales des séismes des classes 1 et 2 (figure 61) sur un diagramme triangulaire (figure 62). Ce dernier est construit en fonction des carrés des sinus des plongements des différents axes P, T et B ; chacun des pôles correspond à un mécanisme focal type (inverse, normal ou décrochant) [figure 62 ; Frohlich & Apperson, 1992]. L'examen du diagramme de la figure 62 permet de constater l'existence d'une grande variété de mécanismes au foyer, accompagnée toutefois d'une légère prédominance du nombre de solutions focales de type inverse. On remarque également, sur ce diagramme, la prépondérance du nombre d'axes P orientés ESE-WNW à NNE-SSW et d'axes T orientés globalement N-S. A première vue, il est possible de considérer la Grèce nord-occidentale comme le lieu d'un raccourcissement globalement NE-SW accompagné d'un étirement perpendiculaire NW-SE.

Les orientations et les types de mécanismes au foyer sont très variés. Ces observations traduisent le fait que, la plupart du temps, le jeu des failles actives correspond essentiellement à la réactivation de failles anciennes. Cette réactivation peut être comprise comme le résultat d'un état de contrainte moyen régional. Cette dernière hypothèse peut paraître très simplificatrice ; elle constitue toutefois une hypothèse de base de la méthode des dièdres droits, qui permet une interprétation rationnelle du plus grand nombre de solutions focales observées dans une région.

2. Méthode des dièdres droits et application aux solutions focales des microséismes de Grèce nord-occidentale

La méthode des dièdres droits est décrite avec précision par Angelier & Mechler [1977]. Nous rappelons ici seulement les hypothèses de départ de la

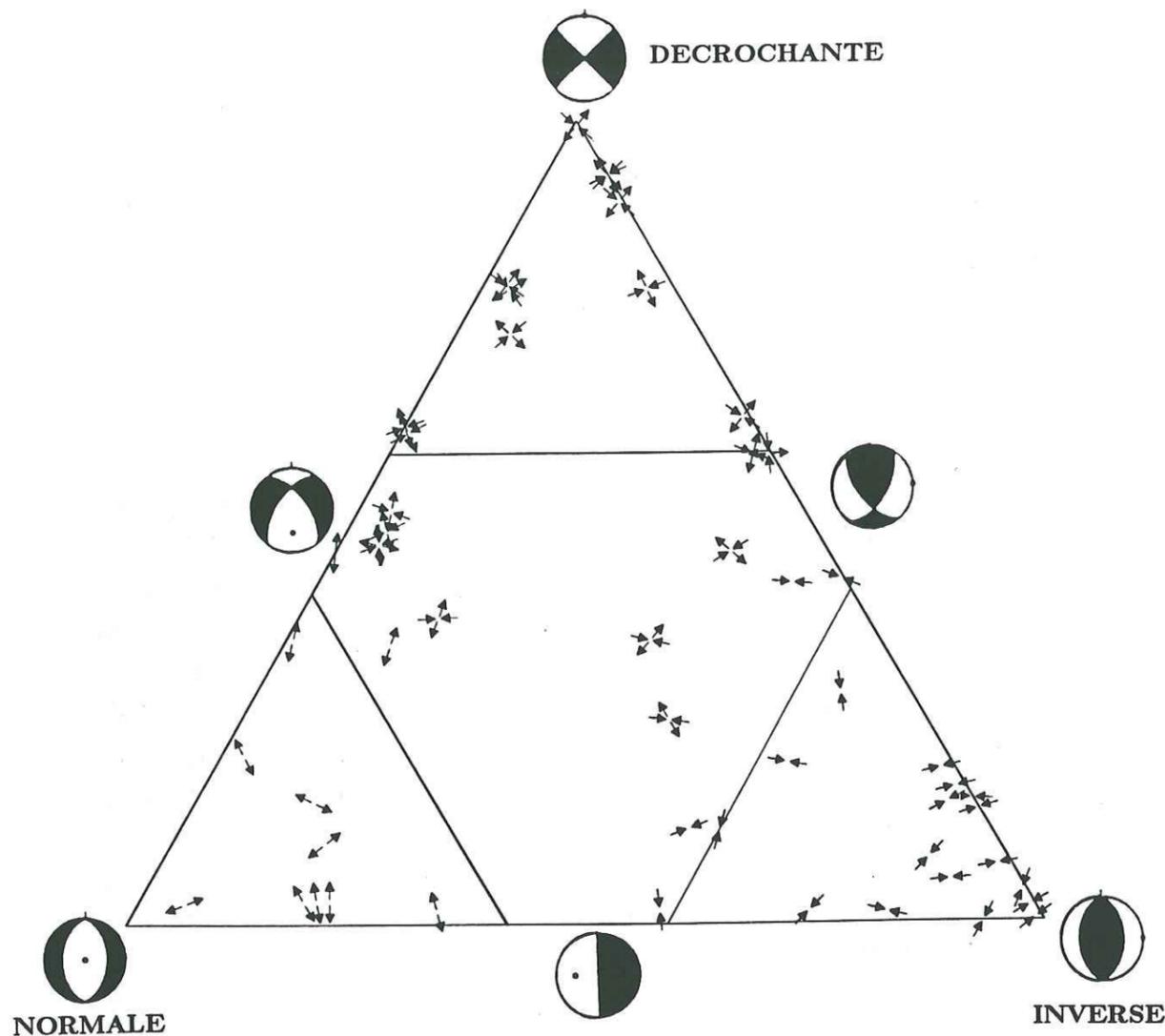


FIG. 62. - Diagramme triangulaire (d'après une idée originale de Frohlich & Apperson, 1992) sur lequel sont représentées les 55 solutions focales de qualité 1 et 2 obtenues au terme de la campagne de microsismotectonique menée en Grèce nord-occidentale durant l'été 1989. Les sommets du triangle correspondent aux solutions en faille décrochante (haut), inverse (à droite), normale (à gauche). L'origine O étant placée au coin gauche du triangle, l'axe Ox étant confondu avec la base du triangle, orienté positivement vers la droite de la figure, l'axe Oy étant perpendiculaire à l'axe Ox, orientée positivement vers le haut, une solution focale sera reportée (pour un triangle de base unité) au point de position x, y avec:

$$x = \sin^2(\delta_T) + \frac{\sin^2(\delta_B)}{2}$$

$$y = \sin^2(\delta_B) \sin(60^\circ)$$

avec

δ_B : plongement de l'axe B ($^\circ$)

δ_T : plongement de l'axe T ($^\circ$)

(On sait que $\sin^2(\delta_P) + \sin^2(\delta_T) + \sin^2(\delta_B) = 1$).

Chaque solution focale est représentée par des flèches. La direction de chaque couple de flèches convergentes (resp. divergentes) est celle des axes P (resp. T) de plongement compris entre 0 et 45° du mécanisme au foyer considéré. Dans chaque coin du triangle, est matérialisée, par un segment de droite parallèle au côté opposé, la ligne correspondant à un plongement de 50° de l'axe concerné pour le sommet du triangle considéré (axe P pour le sommet "NORMALE", T pour le sommet "INVERSE", B pour le sommet "DECROCHANTE").

méthode:

- on considère que les failles prises en compte jouent seulement en fonction d'un état de contrainte moyen, uniforme dans l'espace et dans le temps (cette simplification ne rend pas compte de la réalité puisque, entre autres, l'état de contrainte varie, d'une part localement en fonction des hétérogénéités du matériau, d'autre part au cours du temps en fonction de l'évolution du glissement de chaque faille).

- la deuxième hypothèse est celle de Bott [1959], selon laquelle la direction initiale du déplacement sur une faille est celle du cisaillement sur le plan de faille avant rupture.

Concrètement, si l'on considère que:

- l'orientation des contraintes est uniforme pour la totalité d'une zone géographique (le problème qui se pose est de définir les limites de cette zone).

- cette orientation est constante pendant toute la durée de la campagne microsismotectonique (ce qui, à l'échelle de la région, semble assez justifié, compte tenu de la courte durée de la campagne ; ce n'est d'autre part pas forcément toujours le cas lorsqu'on applique la méthode à des données d'origine géologique: il peut ainsi arriver de prendre en compte parmi les plans de failles considérés, des structures associées à des événements tectoniques différents).

Il suffit alors de superposer l'ensemble des solutions focales de cette région: l'observation des zones de recouvrement des compartiments en compression et dilatation doit permettre d'obtenir une connaissance relativement précise des directions des contraintes principales régionales (figure 63).

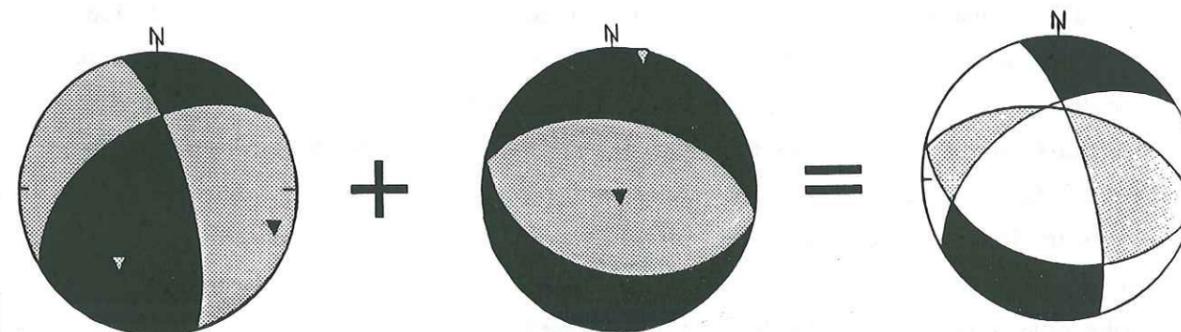


FIG. 63. - Principe élémentaire de la méthode des dièdres droits. (Inspiré d'après Angelier & Mechler, 1977).

Nous avons construit des dièdres droits pour 4 regroupements de solutions focales de Grèce nord-occidentale. *Ces constructions ont été faites en prenant soin d'écarter du tracé les solutions focales qui nous semblaient (à priori), n'être pas représentatives des populations de mécanismes au foyer considérées, et par conséquent, n'être pas uniquement une traduction de l'état de contrainte local.*

En ce qui concerne Céphalonie, la construction de dièdres droits présentée (figure 64) ne considère que 4 solutions focales (n^{os} 38, 168, 213, 483). En fait, ces solutions sont celles qui nous paraissaient initialement le moins directement explicables dans le contexte de déformation de la bordure occidentale de Céphalonie (contexte d'une déformation liée au décrochement dextre de la faille de Lixourion-Leucade). D'autre part, les mécanismes au foyer des séismes n^{os} 29, 356, 116 nous semblaient (par leur orientation) associés peut-être plus au jeu de la faille de l'Ainos, qu'à celui de structures directement contrôlées par le mouvement décro-chevauchant dextre de l'accident de Lixourion-Leucade. Enfin, les solutions focales des événements n^{os} 421 et 434 traduisant directement le jeu dextre de la faille de Lixourion-Leucade n'ont pas été incorporées dans la construction de dièdres droits. A posteriori, on a pu constater que toutes les solutions focales de Céphalonie sont cohérentes avec le résultat de la construction de dièdres droits.

La construction de dièdres droits d'après les solutions focales des séismes de la côte épirote (figure 65, gauche) prend en compte les mécanismes au foyer n^{os} 288, 292, 326, 343, 390, 403, 636, 637 ; la solution focale du séisme n^o 374 n'est pas reportée sur la construction: elle est représentative d'un étirement E-W plutôt superficiel (4,8 km). Celui-ci semble peu compatible avec les mécanismes focaux en failles inverses d'orientations variées, observés à des profondeurs plus importantes (généralement en dessous de 10 km) sous l'Épire occidentale.

Les solutions focales associées aux séismes n^{os} 78, 171, 175, 179, 412, 458, 463, 550, 555 ont servi à tracer la construction de la figure 66. Ces séismes sont localisés à des profondeurs comprises entre 11 et 21 kilomètres de profondeur ; les deux autres mécanismes au foyer des séismes observés sous l'Épire orientale, les n^{os} 55 et 366, semblent montrer des profondeurs focales plus superficielles (autour de 6 km) qui nous ont conduit à les écarter de la construction en question (d'autant que ces mécanismes ne paraissent pas être vraiment cohérents avec les autres solutions focales de la zone considérée).

La construction de dièdres droits correspondant aux solutions focales de la

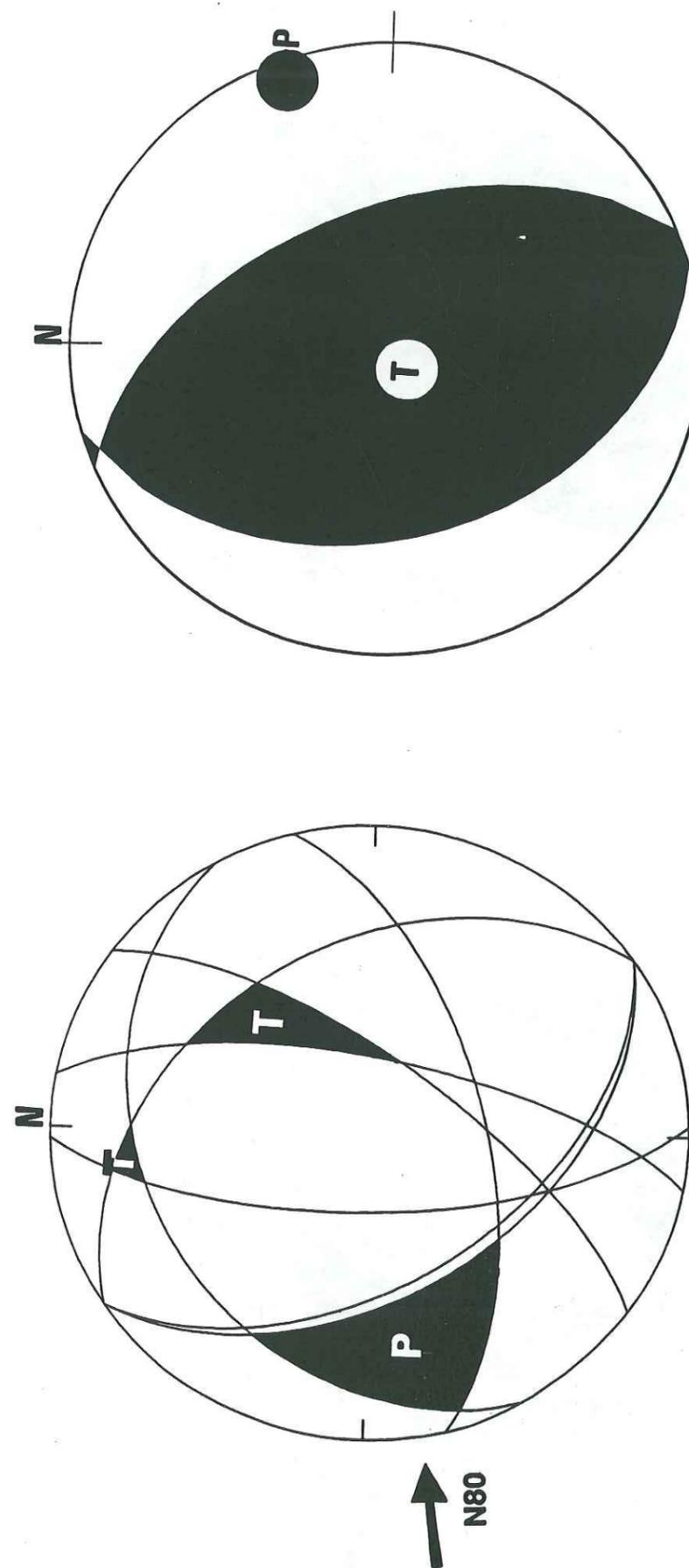


FIG. 64. - Construction de dièdres droits appliquée aux séismes 38, 168, 213, 483 (NW de Céphalonie) (à gauche). La direction moyenne de l'axe P est indiquée par une flèche. Mécanisme au foyer du séisme du 18/05/88 (Source USGS) (à droite).

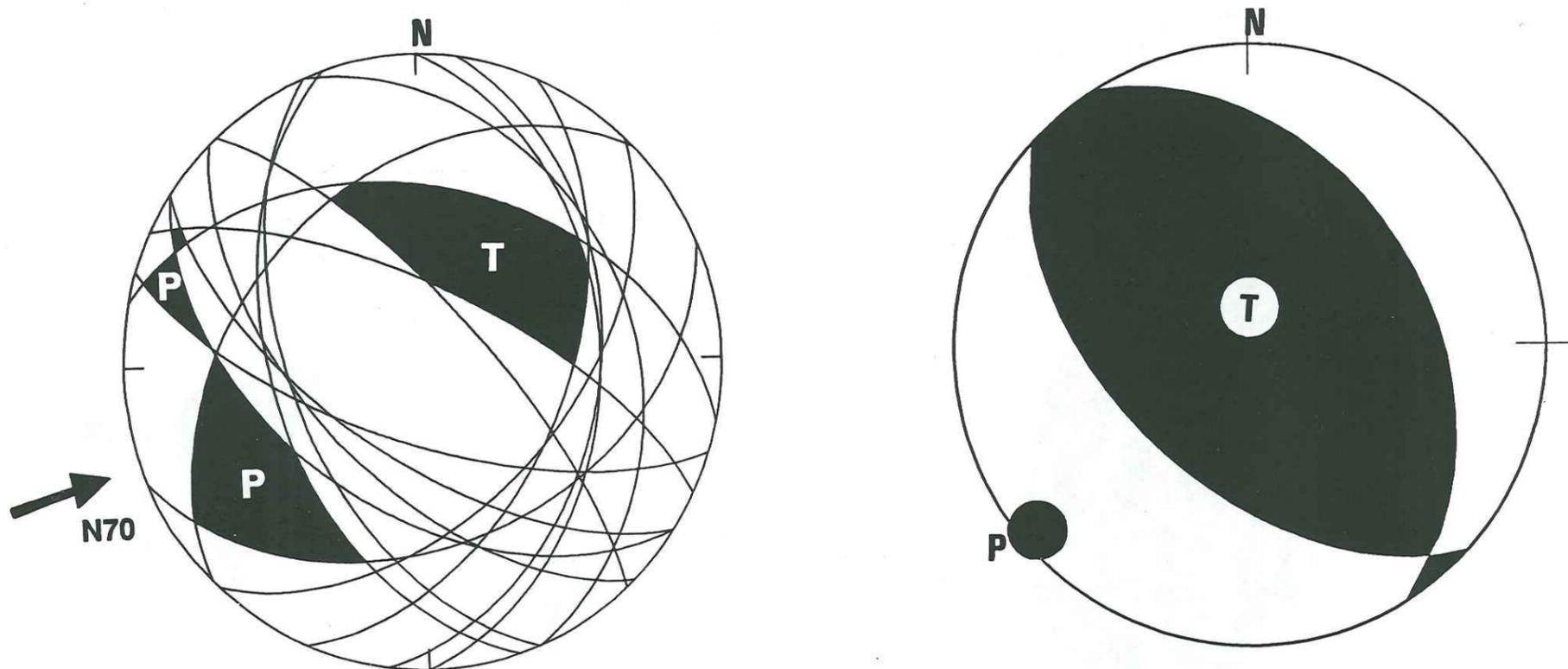


FIG. 65. - Construction de dièdres droits appliquée aux séismes 288, 292, 326, 343, 390, 403, 636, 637 (W de l'Épire) (à gauche). La direction moyenne de l'axe P est indiquée par une flèche. Mécanisme au foyer du séisme du 16/06/90 (Source USGS) (à droite).

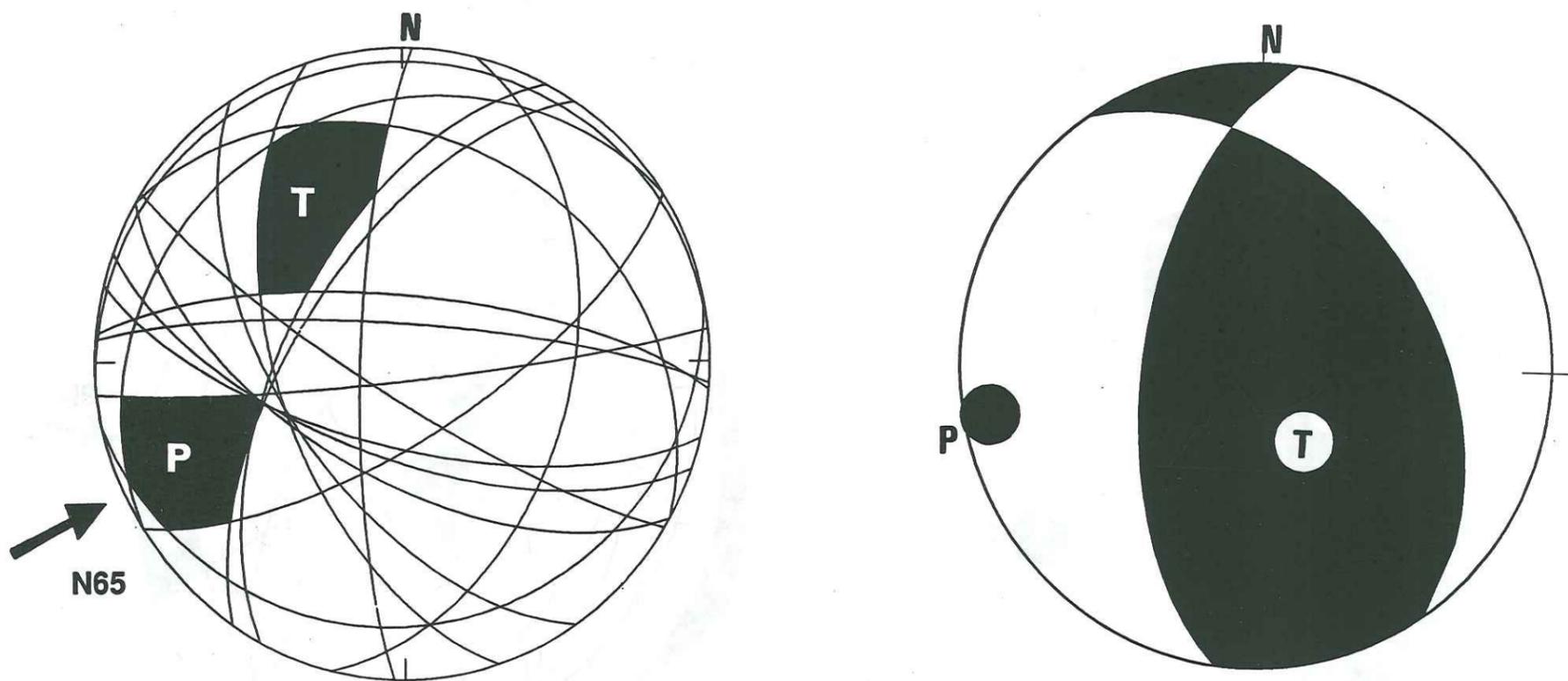


FIG. 66. - Construction de dièdres droits appliquée aux séismes 78, 171, 175, 179, 412, 458, 463, 550, 555 (E de l'Épire) (à gauche). La direction moyenne de l'axe P est indiquée par une flèche. Mécanisme au foyer du séisme du 10/03/81 (Source USGS) (à droite).

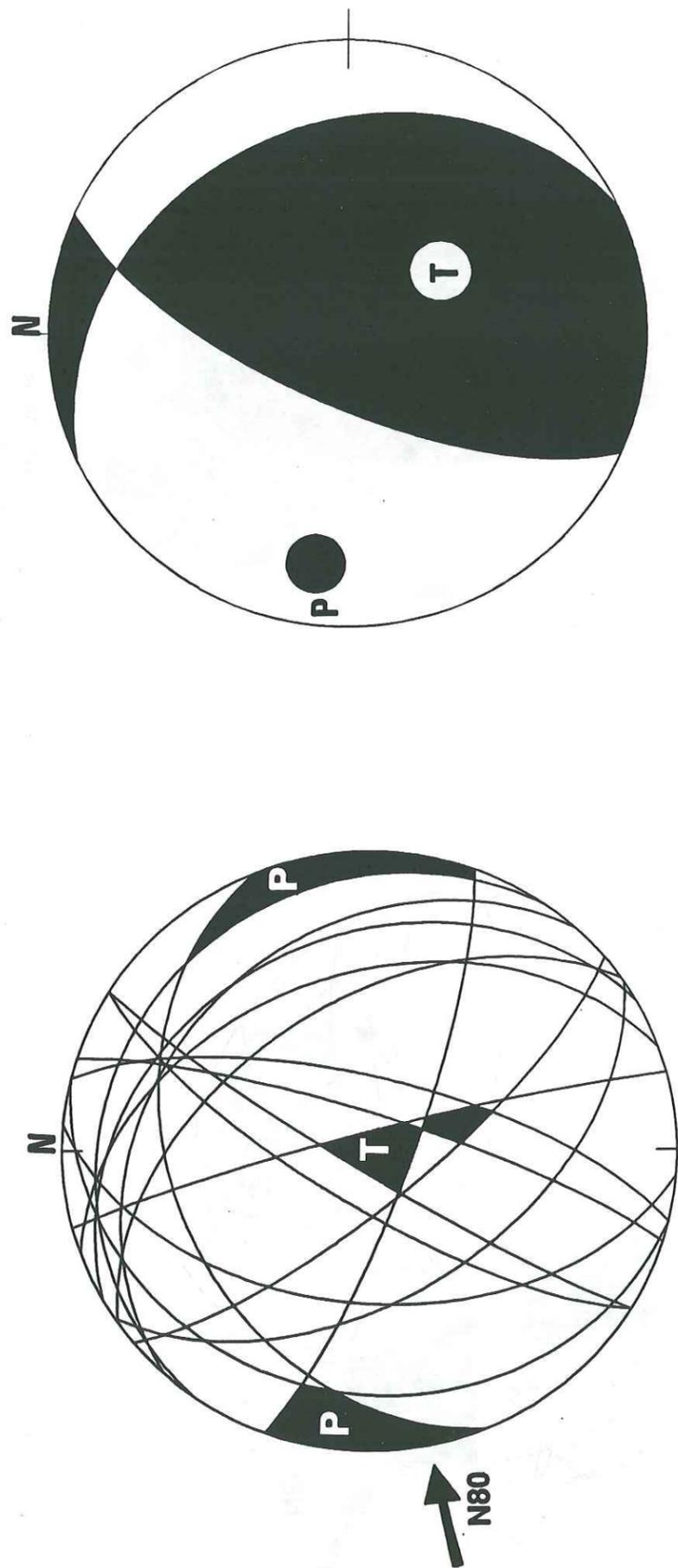


FIG. 67. - Construction de dièdres droits appliquée aux séismes 74, 177, 327, 363, 367, 470, 489, 517 (couloir étolien) (à gauche). La direction moyenne de l'axe P est indiquée par une flèche. Mécanisme au foyer du séisme du 29/10/66 (Source Anderson & Jackson, 1987) (à droite).

partie orientale du golfe Ambracique et du couloir étolien (figure 67) est bâtie à partir des mécanismes au foyer des séismes n^{os} 74, 177, 327, 363, 367, 470, 489, 517. Les mécanismes des séismes n^{os} 110 et 625 ne servent pas à cette construction. En effet, nous pensons, en ce qui concerne le mécanisme au foyer du séisme n^o 625 qu'il est avant tout significatif de l'étirement N-S du golfe Ambracique plutôt que du fonctionnement des failles du couloir étolien. Quant au séisme n^o 110, bien que son mécanisme puisse être compatible avec les solutions focales prises en compte, sa profondeur (27 kilomètres) nous semble un peu trop forte par rapport à l'ensemble des profondeurs (moyenne 10 kilomètres) des autres mécanismes considérés pour cette zone.

3. Analyse des solutions focales et des constructions de dièdres droits région par région

Les mécanismes au foyer que nous avons obtenus sont principalement répartis au niveau de cinq régions:

a) Céphalonie

Les solutions focales observées à Céphalonie (n^{os} 29, 38, 116, 168, 213, 356, 421, 434, 483) sont de types variés. On note la présence parmi ces solutions de deux mécanismes (n^{os} 421, 434) traduisant directement le déplacement dextre de l'accident de Lixourion-Leucade. Les solutions focales sont, dans leur ensemble, cohérentes avec l'existence d'un raccourcissement N80, comme le montre la construction de dièdres droits de la figure 64 (cohérente par ailleurs avec la solution focale du séisme du 18/05/88, Mb=5,4). Nous pensons que les solutions focales n^{os} 116 et 356 représentent un mouvement décro-chevauchant sénestre sur le plan de la faille de l'Ainos, fortement penté vers le N-E. Ce déplacement serait une conséquence du jeu décrochant dextre de l'accident de Lixourion-Leucade.

b) Bordure cotière de l'Epire

Les solutions focales n^{os} 288, 292, 326, 343, 374, 390, 403, 530, 545, 636,

637 sont considérées. Mis à part les mécanismes au foyer n^{os} 288, 390, 374, les solutions focales de la côte épirote correspondent à des failles inverses de directions variées.

Comme nous l'avons déjà dit, nous pensons que le mécanisme au foyer du séisme n^o 374 localisé à la profondeur relativement faible de 4,8 km (cette valeur est apparemment valide si on tient compte du fait que la plus proche station à avoir enregistré l'événement se situe à 3,1 km de distance épiscopentrale ; par ailleurs, ce séisme semble, quoi qu'il en soit, être placé dans les 10 premiers kilomètres de la croûte: il fait partie de la classe (définie au chapitre II) des événements localisés à 4 km près) n'est pas représentatif de la déformation sismique qui se manifeste en dessous de 10 km de profondeur (profondeur en dessous de laquelle sont situés les autres mécanismes au foyer déterminés dans la zone considérée). La construction de dièdres droits présentée figure 65 indique l'existence d'une direction régionale moyenne de raccourcissement orientée N70, tout à fait cohérente avec la direction N50 de l'axe P du mécanisme au foyer du séisme survenu sous les côtes d'Épire le 16/06/90 (Mb=5,6) (figure 65 ; n^o 919, figure 60). Cette direction de raccourcissement ENE-WSW est par ailleurs identique à celles admises à l'issue d'études néotectoniques et de mesures de contraintes in-situ (voir chapitre I). D'autre part, cette orientation explique bien les solutions focales n^{os} 922, 924, 925, et 927 en faille inverse déterminées par King et al. [1983 ; figure 68].

c) Épire interne

L'ensemble constitué par les solutions focales n^{os} 55, 78, 171, 175, 179, 366, 412, 458, 463, 550, 555 n'est pas dominé par un type particulier de mécanisme.

Dans cette zone, on estime également que les solutions focales d'événements localisés plutôt près de la surface (6 km), n^{os} 55 (faille normale N-S) et 366 (décrochement à plans nodaux E-W et N-S) traduisent des déformations de nature différente de celles survenant en dessous de 10 kilomètres. La construction de dièdres droits (figure 66) fournit une direction de raccourcissement N65 en Épire orientale, direction comparable à la valeur obtenue plus à l'Ouest. Cette orientation du raccourcissement est compatible avec les solutions focales (par ailleurs mal contraintes) déterminées par Kiratzi et al. [1987] (n^{os} 934, 935, 936, 937, 938, 939, 940 ; figure 68) et le mécanisme

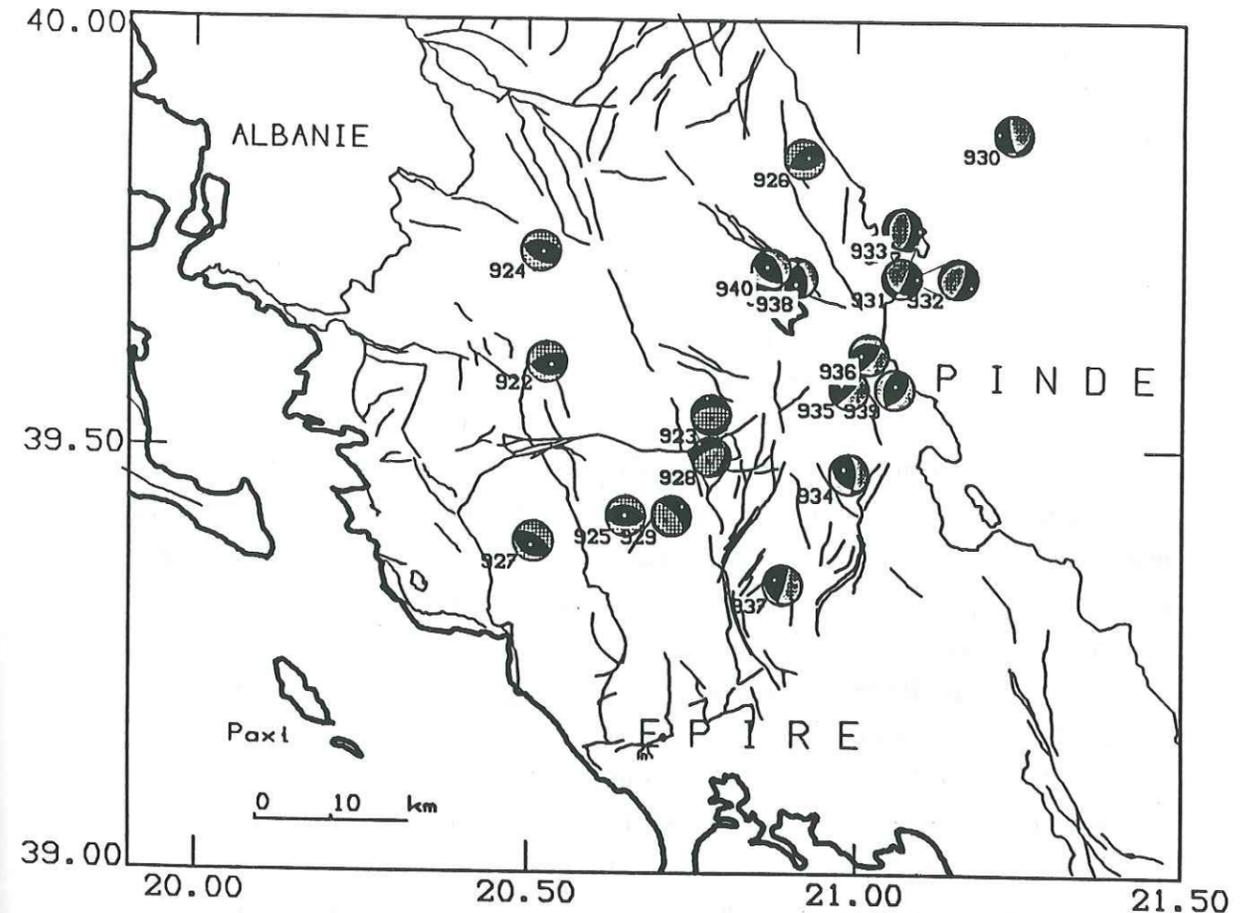


FIG. 68. - Carte des solutions focales obtenues à l'issue des campagnes de microsismotectonique menées par King et al. [1983] (compartiments en dilatation remplis par un quadrillage) et Kiratzi et al. [1987] (compartiments en dilatation grisés) en Épire.

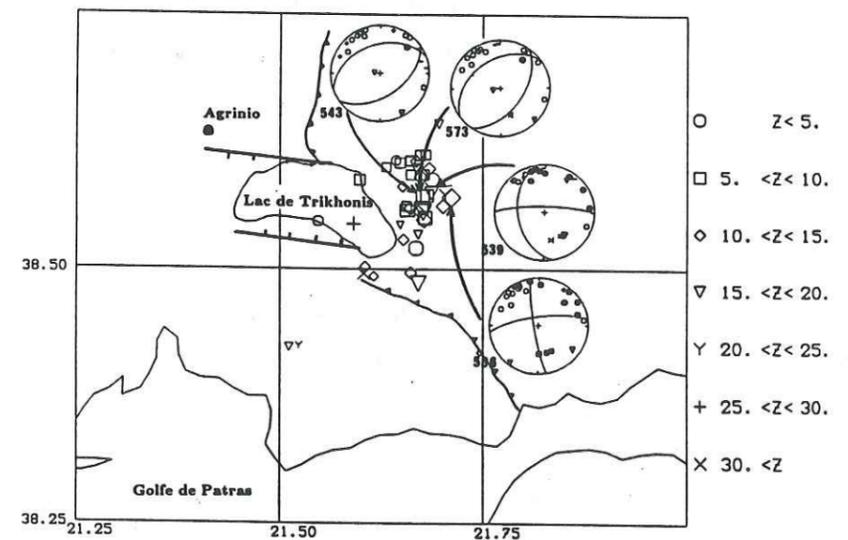


FIG. 69. - Carte des solutions focales obtenues par Pédotti [1988] aux abords du lac Trikhonis. (D'après Pédotti, 1988).

au foyer du séisme du 10/03/81 ($M_b=5,6$) (figure 66).

En revanche, les mécanismes au foyer en faille normale présentés par King et al. (figure 68, n^{os} 923, 928, 929) sont plus délicats à interpréter pour cette partie de l'Épire: on remarquera toutefois que la construction de dièdres droits de la figure 66 montre une direction d'étirement NW-SE; une telle orientation permet de penser que les mécanismes en faille normale NE-SW (n^{os} 923 et 928; figure 68) constituent simplement les signes d'un étirement perpendiculaire à la direction de raccourcissement N70 (en ce qui concerne les solutions focales de la campagne de 1989, nous pouvons également appliquer une telle analyse aux mécanismes des séismes groupés en essaim, situés plus au Nord-Ouest: n^{os} 210, 426, 430, 441 de la figure 61; à noter cependant qu'une interprétation alternative de ces mécanismes focaux, de profondeurs approximativement comprises entre 6 et 10 km, peut être de les relier à la déformation extensive superficielle dont nous supposons localement la présence en Grèce nord-occidentale). Une difficulté subsiste dans l'interprétation du mécanisme n^o 929 (figures 68 et 70). Néanmoins, si ce dernier correspond bien à une faille normale de direction N137 (c'est à dire approximativement perpendiculaire à la direction régionale de raccourcissement), il est bon de remarquer que le plan nodal le moins penté est contraint par une seule lecture en compression: en clair, il n'est pas impossible que ce mécanisme au foyer soit inexact et qu'il soit possible de construire une solution plus adaptée à l'état de contrainte environnant (de type inverse NW-SE, par exemple).

Le régime tectonique en raccourcissement N65 que nous mettons en évidence en Épire interne est en contradiction avec les mesures de contraintes in-situ réalisées par Paquin et al. [1984] signalant au Sud-Ouest de Ioanina la présence d'un étirement N110 (figure 29, chapitre I). Ces dernières ne reflètent peut-être que l'état de contrainte superficiel local de la zone échantillonnée.

d) Couloir Etolien

Les solutions focales observées le long du couloir étolien (n^{os} 74, 110, 177, 363, 470, 489, 517) ne reflètent pas l'état transtensif suggéré par les études néotectoniques de surface (voir chapitre I). En effet, les mécanismes au foyer des séismes de cette région appartiennent essentiellement ou sont proches des types inverse N-S ou décrochant. Comme l'indique la construction de dièdres

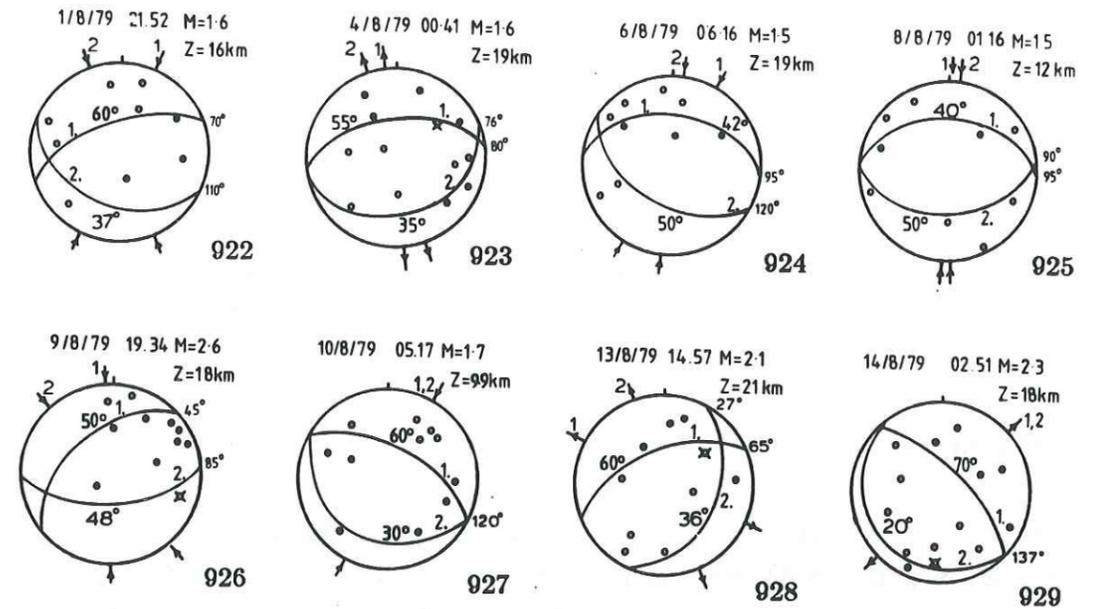


FIG. 70. - Solutions focales obtenues au terme de la campagne de microsismotectonique menée par King et al. en Épire. Les numéros renvoient à la figure 70. (Modifié d'après King et al., 1983).

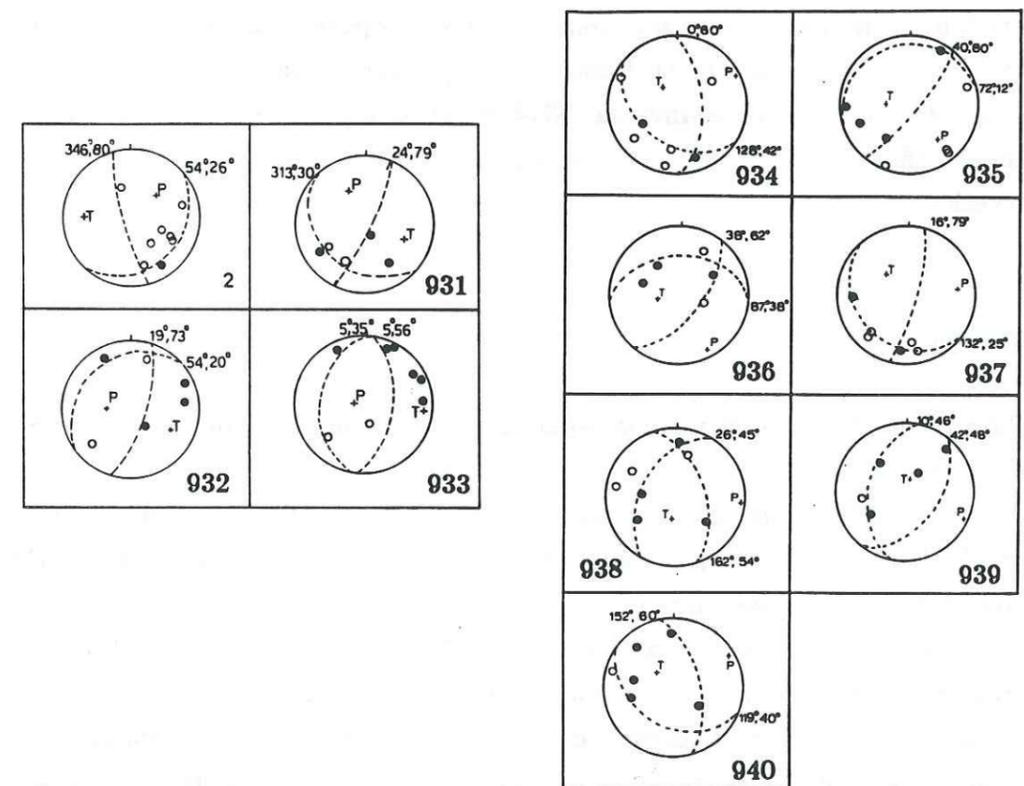


FIG. 71. - Solutions focales obtenues au terme de la campagne de microsismotectonique menée par Kiratzi et al. en Épire. Les numéros renvoient à la figure 70. (Modifié d'après Kiratzi et al., 1987).

droits de la figure 67, ces solutions focales traduisent un raccourcissement N80, d'autre part cohérent avec le mécanisme au foyer du séisme du 29/10/66 ($M_b=5,7$). Cette orientation de raccourcissement peut permettre cependant le fonctionnement décrochant sénestre des failles N160 du couloir étolien, sens de fonctionnement qui est effectivement rapporté par les études de néotectonique (les failles du couloir étolien assurent en effet de cette manière le transfert de l'étirement N-S du golfe Ambracique au fossé d'Agrinion, voir chapitre I).

e) Fossé d'Agrinion

Les quelques solutions focales déterminées aux abords du lac Trikhonis (n^{os} 81, 82, 87, 492, 621) correspondent à des failles normales de direction approximative E-W (à l'exclusion du mécanisme focal n^o 492, représentatif d'une faille N-S ou WNW-ESE inverse à composante décrochante). Tous les mécanismes focaux de cette zone traduisent un étirement N-S (N160 d'après la direction moyenne des axes T des solutions focales des microséismes) du fossé d'Agrinion, étirement qui est par ailleurs proposé par les études de néotectonique (voir chapitre I). Pédotti [1988], pour sa part, a déterminé des solutions focales en faille inverse NE-SW et décrochante au N-E du lac Trikhonis (figure 69). Nous n'avons pas d'interprétation à apporter à ces observations.

Conclusion

L'examen de la distribution spatiale de la sismicité de Grèce nord-occidentale a permis:

- de confirmer le rôle structural majeur joué par l'accident décrochant dextre de Lixourion-Leucade dans cette région: ce dernier montre une forte activité tant microsismique que macrosismique.

- de prouver le caractère actif d'autres structures tectoniques importantes, jusqu'alors uniquement démontré par des études de néotectonique: la microsismicité de Grèce nord-occidentale souligne en particulier l'activité des failles du couloir étolien, des failles du fossé d'Agrinion, et des failles de l'île de Céphalonie (failles de l'Ainos, d'Ano-

Angon).

Toutefois, les comportements asismiques des structures tectoniques ne sont pas à négliger dans l'étude de la déformation de la Grèce nord-occidentale. On constate que de nombreuses structures tectoniques actives connues ne présentent pas d'activité sismique, du moins pendant les 6 semaines de l'expérience (failles normales E-W du golfe Ambracique en particulier). En fait, ce qui apparaît très nettement (et qui s'observe au moins depuis 1964, comme le montre la figure 48) dans la répartition de la sismicité de la Grèce du Nord-Ouest, est la présence d'un bloc asismique limité par les structures actives dont nous venons de parler précédemment (c'est à dire compris entre l'accident décrochant de Lixourion-Leucade et failles du couloir étolien, et limité au Nord par le golfe Ambracique).

La répartition de la sismicité en Grèce nord-occidentale traduit l'appartenance de cette région à deux domaines géodynamiques:

- au Sud de Céphalonie, l'activité microsismique relativement profonde (pour la région, c'est à dire dépassant 30 km) observée, en particulier, à l'Est de l'île de Zante reflète la présence de la subduction océanique égéenne.

- au Nord de Zante, la subduction continentale adriatique est sismiquement peu marquée: les microséismes profonds ($z > 15$ km) jalonnent les principales grandes structures actives évoquées précédemment sans dépasser 40 km de profondeur; les événements de magnitude supérieure à 3,5 n'atteignent pas 100 km de profondeur hypocentrale.

Cependant, la microsismicité n'y demeure pas moins "anormalement" profonde: l'existence d'une plaque lithosphérique subduite froide qui plonge sous cette partie de la Grèce permet d'expliquer, du point de vue de la rhéologie, une telle répartition des microséismes. La plaque subduite froide est, en effet, probablement à l'origine de la présence du faible flux de chaleur sus-jacent. Ce dernier peut être considéré, à son tour, comme responsable de l'existence d'un comportement mécanique favorable à la manifestation de séismes dans la partie inférieure de la croûte.

La distribution en profondeur de la microsismicité, et plus spécialement le fait que la microsismicité soit particulièrement intense dans les 20 premiers kilomètres de surface de la croûte, nous amène d'autre part à penser que le

niveau de décollement entre la pile sédimentaire et le substratum (continental) est relativement peu profond (10 kilomètres vraisemblablement en moyenne).

Les solutions focales des séismes de magnitude supérieure à 5, ainsi que celles des microséismes, sont cohérentes avec l'existence d'un régime tectonique général en raccourcissement N70. La construction de dièdres droits à partir des solutions focales des microséismes permet de mettre en évidence de façon très nette la présence (relativement loin à l'intérieur des terres: Epire orientale, couloir étolien) d'un raccourcissement N65 à N80 en Grèce nord-occidentale.

Toutefois des signes d'étirement existent:

- en premier lieu, au niveau des monts du Pinde: cette région présente d'une part une racine crustale épaissie (Moho situé à plus de 50 km de profondeur), d'autre part une topographie relativement élevée (plus de 2000 mètres) par rapport aux zones des Hellénides externes. Cette disposition est susceptible d'être à l'origine d'un étirement gravitaire [voir par exemple Molnar & Lyon-Caen, 1988] de la chaîne Pindique.

- localement, en surface, l'étirement se manifeste, en particulier, par quelques mécanismes en faille normale d'orientations variées. Cette situation traduit probablement, dans les 10 premiers kilomètres de la croûte, la présence d'une déformation sans rapport direct avec la déformation tectonique régionale (plusieurs phénomènes géologiques peuvent être à l'origine de cette déformation superficielle: montée de diapirs évaporitiques au sein de la couverture, glissements gravitaires affectant la couverture, étirement sur les extrados de grands plis, par exemple; figure 72).

- en dernier lieu, en dessous de 10 km de profondeur, une déformation sismique extensive, plus cohérente, correspondant à un étirement N-S s'observe: elle représente vraisemblablement au niveau du fossé d'Agrinion (lac Trikhonis) une manifestation à la fois de l'étirement égéen N-S et de l'étirement horizontal perpendiculaire au raccourcissement ENE-WSW; plus au Nord, en Epire, les rares fois où elle se manifeste, on peut penser que cette déformation extensive, moins marquée, est simplement le fruit de l'étirement horizontal perpendiculaire au raccourcissement ENE-WSW.

Par conséquent, une des caractéristiques de la déformation de la Grèce nord-occidentale semble être l'existence de déformations différentes en surface

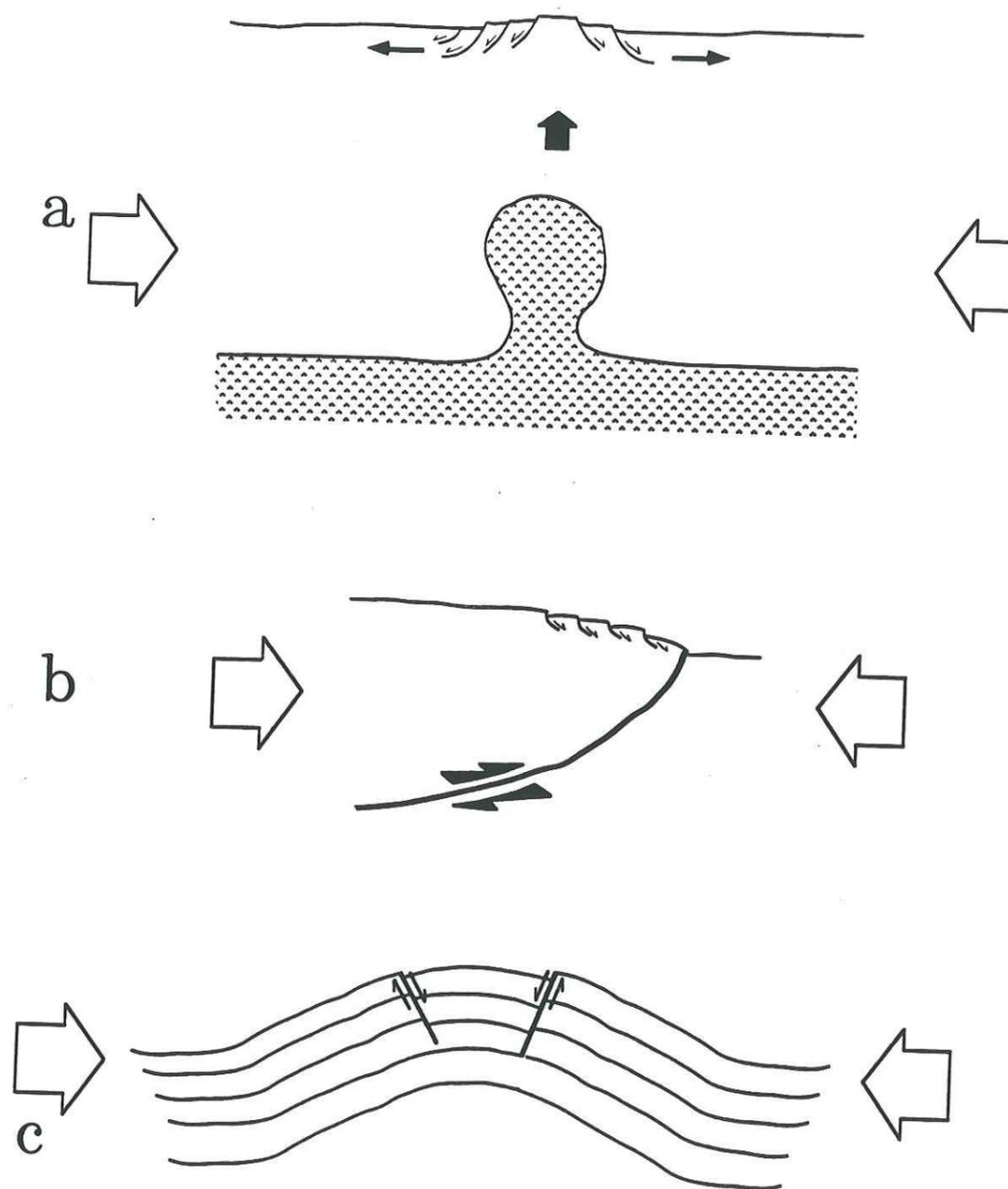


FIG. 72. - Quelques mécanismes tectoniques qui peuvent être envisagés pour expliquer l'existence d'une déformation d'étirement superficielle locale dans le cadre d'un raccourcissement généralisé. a) Montée de diapir (évaporitique). b) Glissement gravitaire se traduisant par l'apparition de failles normales superficielles associées à un chevauchement en profondeur c) Faille normale sur l'extrados d'un pli.

et en profondeur: cette situation est spécialement bien illustrée par l'étirement E-W superficiel et le raccourcissement sensiblement de même direction profond (10-20 km) qui coexistent au niveau du couloir étolien.

Enfin, on notera que si les solutions focales des séismes observés à proximité de Céphalonie indiquent de façon évidente le jeu décrochant dextre de la faille de Lixourion-Leucade, il n'y a pas de signe sismologique de l'étirement N-S qui découle de ce jeu au niveau du golfe Ambracique.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS GENERALES

La campagne sismotectonique qui a été menée en Epire, en Acarnanie et dans les îles Ioniennes, avait deux objectifs. Le premier était de mieux comprendre comment s'effectue, au Nord de l'île de Zante, du Sud au Nord, le passage du domaine de la subduction océanique (subduction océanique Egéenne) à celui de la subduction continentale (subduction continentale Adriatique). Le second était aussi de mieux analyser la transition raccourcissement-étirement qui se manifeste de l'extérieur vers l'intérieur de l'Arc égéen.

Les données collectées nous ont permis de faire une analyse détaillée de la distribution spatiale de la sismicité et de préciser, à partir des mécanismes au foyer, le régime de contraintes affectant la terminaison N-W de l'Arc égéen.

Au terme de l'examen de la répartition de la microsismicité, nous avons pu confirmer le caractère actif du décrochement SSW-NNE de Lixourion-Leucade qui assure la transition entre la subduction océanique Egéenne et la subduction continentale Adriatique. La sismicité enregistrée pendant la période d'étude a d'autre part confirmé la nature active des failles de l'Ainos et d'Ano-Angon (Céphalonie), des failles du couloir Etolien et de celles du lac Trikhonis. Nous avons pu constater également la concentration de la microsismicité dans les 40 premiers kilomètres de la croûte attestant ainsi du caractère peu sismique de la subduction dans cette portion du domaine égéen. En revanche, nous associons à la subduction océanique Egéenne la microsismicité observée à plus de 30 km de profondeur à l'Est de l'île de Zante.

Les solutions focales déterminées à partir des sens de premier mouvement ont montré l'existence d'une grande variété de types et d'orientations de failles sismiques. A l'issue d'une sélection rigoureuse portant sur la fiabilité des mécanismes focaux, il a été possible de procéder à l'interprétation des résultats. Celle-ci a été menée en particulier par la méthode des dièdres droits qui a été appliquée à différents ensembles de solutions focales cohérentes entre elles.

Il apparaît que la région étudiée présente un comportement sismique qui

- Tout ce qui est simple est faux, mais tout ce qui est trop compliqué est inutilisable.

P. Valéry.

varie avec la profondeur:

- Dans les premiers kilomètres de la croûte, des couvertures ionienne et préapulienne (roches sédimentaires et leur soubassement d'évaporites), le niveau d'activité sismique est modéré (très faible entre 0 et 6 km de profondeur). La plupart des quelques mécanismes au foyer qui y sont observés correspondent à des failles normales ou décro-normales.

- En dessous de 10 kilomètres (valeur indicative), l'activité sismique est relativement importante. Les solutions focales sont principalement inverses (ou décro-inverses) approximativement N-S, parfois normales (décro-normales) E-W. Les orientations des solutions focales présentées sont assez variées, ce qui rend délicate une description des directions de contraintes régionales en termes d'orientations des axes P et T. Les dièdres droits construits en différents lieux de la région indiquent quant à eux une bonne cohérence des mécanismes focaux, compatibles avec l'existence d'un raccourcissement d'orientation comprise entre N65° et N80°.

Vers le Sud, à l'approche du golfe de Corinthe, au niveau du lac Trikhonis, on observe un étirement NNW-SSE.

Ces résultats ne rendent pas compte de l'existence de certains dispositifs tectoniques reconnus dans la géologie régionale. En particulier, ni l'étirement N-S du golfe Ambracique, ni le régime transtensif associé des failles du couloir Etolien ne sont mis en évidence par la sismicité. La lacune de sismicité observée aux abords du golfe Ambracique laisse penser que les déformations s'y déroulent de façon asismique. Quant au couloir Etolien, l'existence d'un régime transtensif NNW-SSE superficiel peu marqué sismiquement doit être compatible avec l'existence de failles inverses profondes traduisant un raccourcissement N80°.

L'ensemble de ces considérations nous amène à proposer un modèle de déformation de la région (figure 74).

Les mécanismes focaux que nous observons à Céphalonie et Leucade sont en accord avec l'existence du décrochement dextre de Lixourion-Leucade. C'est bien par l'intermédiaire de cette faille transformante que semble se réaliser la transition entre la subduction Egéenne et la subduction continentale Adriatique, ce que confirment d'ailleurs les solutions focales connues pour les

séismes de $M > 5.0$. On peut considérer que ce mouvement décrochant est une conséquence de l'affrontement de la marge continentale hellénique avec une lithosphère plus facile à subduire au Sud de Zante (mer ionienne à croûte plutôt océanique), qu'au Sud de Corfou (croûte continentale au Nord de l'escarpement apulien ; voir figures 1 et 13). A l'Est de l'accident de Lixourion-Leucade, la manifestation du roll-back de la subduction océanique Egéenne est favorable au mouvement dextre de ce décrochement.

Le mouvement décrochant de l'accident de Lixourion-Leucade montre probablement une assez forte composante inverse sous l'influence de la compression adriatique. Ce raccourcissement N65°-N80° s'exprime clairement en profondeur dans toute la région. En ce qui concerne la zone échantillonnée par notre réseau, nous n'avons pas pu mettre en évidence l'existence d'une limite parallèle à l'allongement de la chaîne des Hellénides, qui séparerait la déformation en étirement N-S (et raccourcissement vertical) de celle en raccourcissement E-W (et étirement vertical). Nous estimons cependant qu'une transition entre raccourcissement-étirement horizontaux, d'une part, et étirement horizontal-raccourcissement vertical, d'autre part, est envisageable au niveau du chevauchement du Pinde. Cette structure se trouve à plus de 70 km à l'intérieur des terres. Cette hypothèse cohérente avec le mécanisme au foyer du séisme du 01/05/1967 ($M=5,6$) pourrait être confirmée par l'installation d'un réseau disposé à cheval sur cet accident. L'étirement situé dans le Pinde pourrait avoir une origine gravitaire associée à la racine crustale profonde (plus de 50 km) et à la topographie élevée de cette partie de la Grèce.

La compression adriatique se manifeste également en profondeur le long du couloir Etolien ; elle autorise le jeu sénestre des failles N160° qui jalonnent cette région (l'angle élevé qui existe entre ce décrochement et la direction de raccourcissement s'explique probablement par une réactivation d'une structure née bien antérieurement). L'étirement N-S profond (20 km) que nous observons aux abords du lac Trikhonis est probablement associé au mouvement sénestre en question. Par ailleurs, nous pensons que le jeu inverse que montre la faille de l'Ainos est lié au jeu dextre du décrochement de Lixourion-Leucade.

Enfin, si leur présence n'est pas soulignée par la sismicité, l'existence de failles normales actives E-W contribuant à l'étirement N-S du golfe Ambracique, montrée par de nombreuses études géologiques est en accord, à la

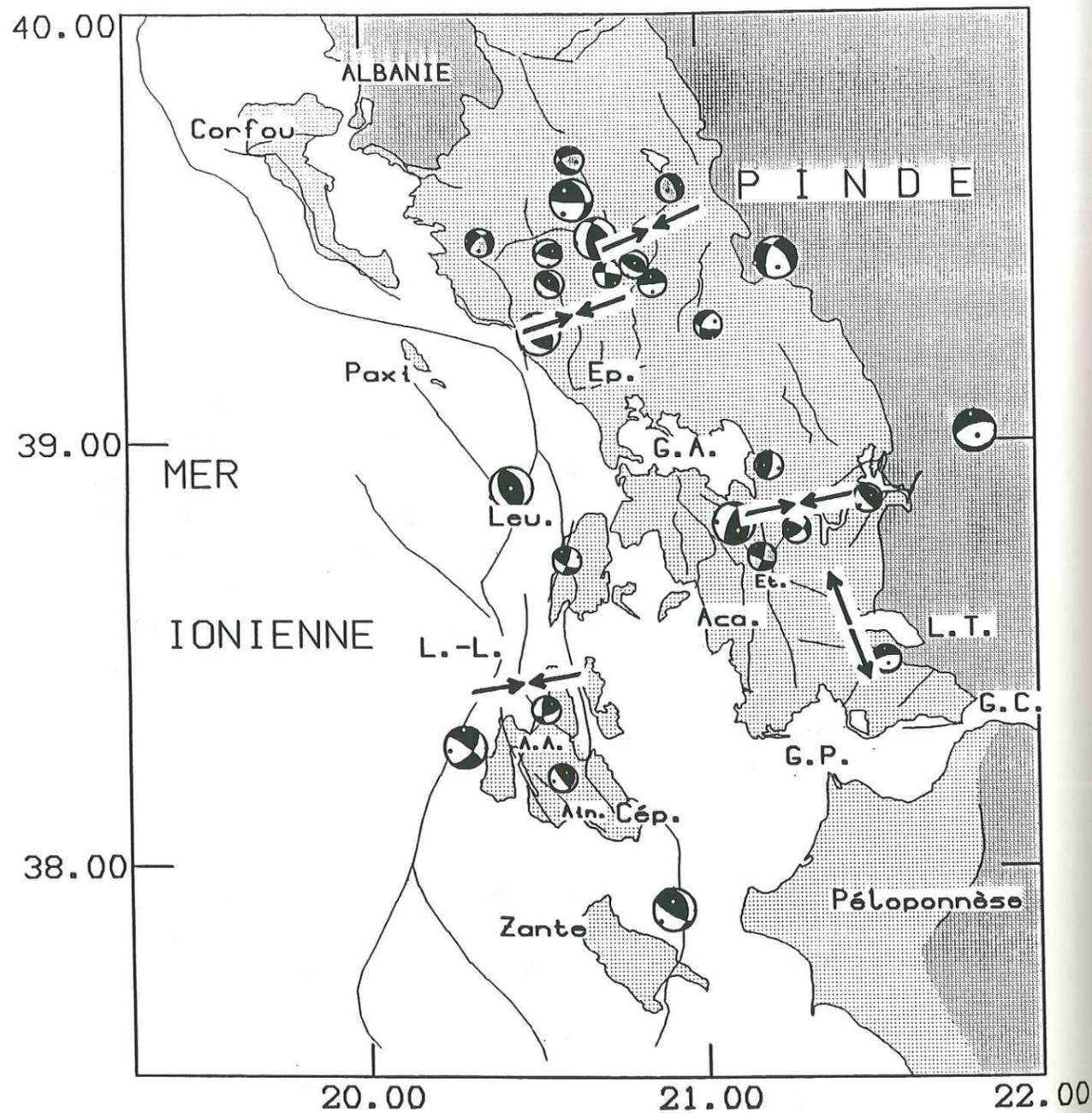


FIG. 73. - Carte de la Grèce nord-occidentale présentant un synthèse des résultats sismotectoniques. Les sphères focales de plus grosse taille correspondent à des mécanismes au foyer de séismes de magnitude supérieure à 5.0 (paramètres issus de sources bibliographiques). Les petites sphères focales correspondent à des mécanismes au foyer de microséismes (paramètres issus de la présente étude). Certaines petites sphères focales sont représentées avec des quadrants en dilatation de couleur grise: ces sphères sont associées à des microséismes localisés dans les 10 kilomètres superficiels de la croûte. Chaque couple de flèches convergentes indique la direction moyenne de l'axe de compression maximale obtenue par application de la méthode des dièdres droits aux solutions focales microsismiques de la zone concernée. Le couple de flèches divergente indique la direction moyenne de l'axe d'étirement obtenu en calculant la moyenne des azimuts des axes de tension des solutions focales des microséismes enregistrés aux abords du lac Trikhonis. Abréviations toponymiques: Ep.: Epire ; G.A.: golfe Ambracique ; Leu.: Leucade ; Et.: couloir étolien ; Aca.: Acarnanie ; L.T.: lac Trikhonis ; L.-L.: accident décrochant dextre de Lixourion-Leucade ; G.C.: golfe de Corinthe ; A.A.: faille d'Ano-Angon ; G.P.: golfe de Patras ; Ain.: faille de l'Ainos ; Cép.: Céphalonie.

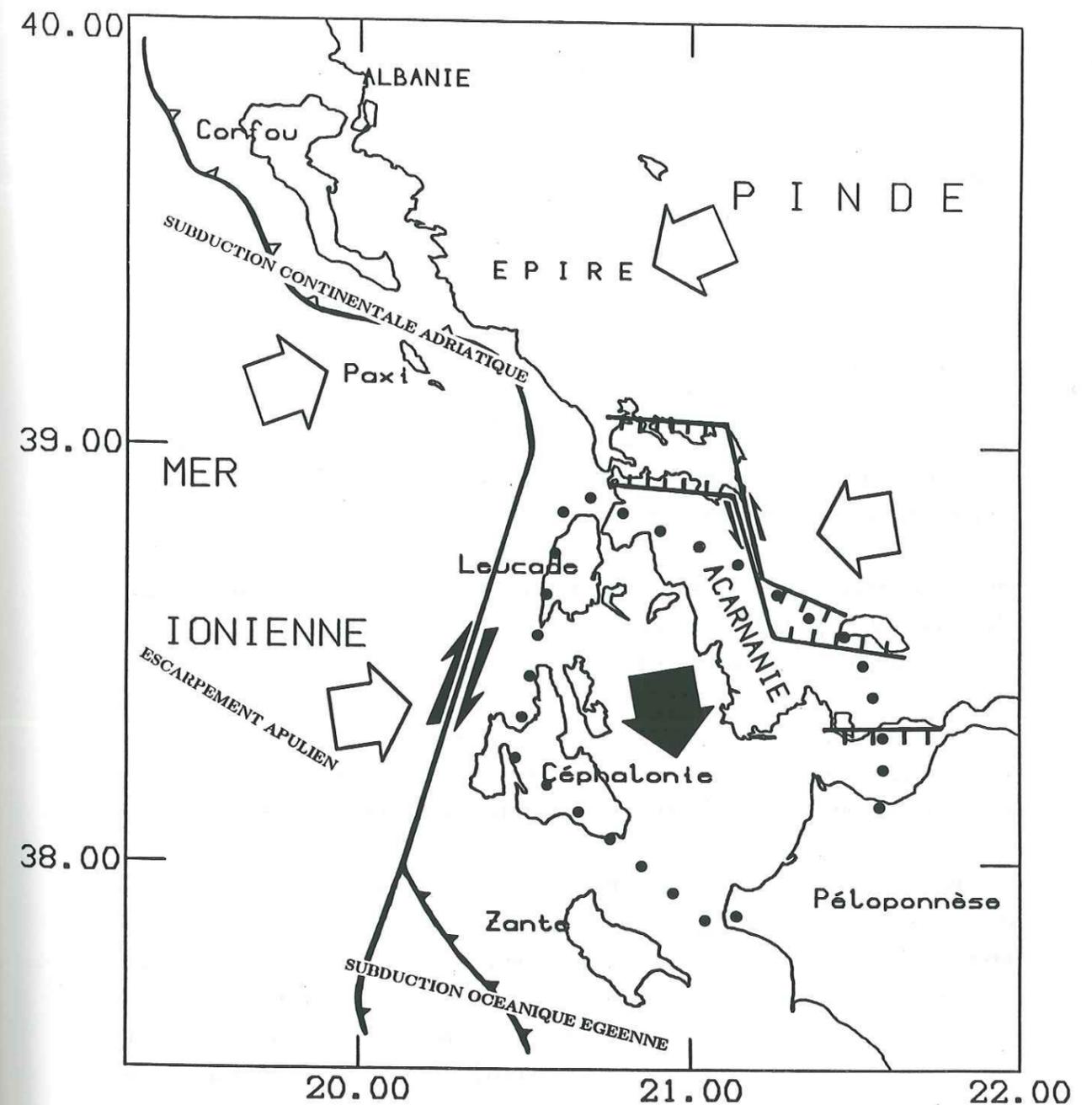


FIG. 74. - Carte interprétative de nos résultats et des observations géologiques. Les flèches blanches convergentes indiquent les directions régionales moyennes de déplacement fini en Epire (N70°) et en Acarnanie (N80°) obtenues à partir des données microsismotectoniques. Ces déplacements finis contribuent (avec le roll-back de la subduction océanique égéenne) à l'expulsion vers le SSE (grande flèche noire) d'un bloc asismique (bordures schématiquement indiquées par des points noirs). Ce bloc est limité à l'Ouest par l'accident décrochant dextre de Lixourion-Leucade, vers l'Est par les failles sénestres du couloir étolien, vers le Sud par le front de la subduction océanique égéenne.

fois avec le déplacement dextre de l'accident de Lixourion-Leucade et le mouvement sénestre qui affecte les failles du couloir Etolien.

Ainsi, au Sud du golfe Ambracique, la déformation sismique de la Grèce nord-occidentale est caractérisée par l'existence d'un raccourcissement sensiblement ENE-WSW associé à un étirement horizontal perpendiculaire.

A première vue, cet étirement semble se manifester par le déplacement en direction du Sud, d'un bloc asismique limité par les décrochements de Lixourion-Leucade et du couloir Etolien et par les failles normales bordières du golfe Ambracique.

L'étirement en question peut être perçu comme la réponse mécanique au raccourcissement qui lui est perpendiculaire, déformation favorisée de façon importante par la présence vers le Sud de la région, du domaine en étirement N-S égéen. Cet étirement N-S égéen est classiquement considéré comme étant de nature gravitaire, associé au roll-back de la subduction océanique Egéenne [Le Pichon & Angelier, 1979]. En Grèce nord-occidentale, l'étirement égéen se manifeste déjà, par ailleurs, par l'ouverture N-S du golfe de Corinthe.

Au Nord du golfe Ambracique, l'étirement profond perpendiculaire au raccourcissement apparaît moins important, peut-être du fait d'une contribution moindre de l'étirement égéen à la déformation de l'Épire.

Enfin, dans ce schéma général de la déformation de la Grèce nord-occidentale, il est important de noter que les déformations observées dans les premiers kilomètres de la croûte (autant que l'on puisse l'affirmer en se basant sur quelques solutions focales seulement) ne rendent pas nécessairement compte du raccourcissement ENE-WSW qui affecte la zone. Il semble, en effet, que la cohérence des solutions focales entre elles, ne se manifeste qu'en dessous de 10 kilomètres environ, profondeur moyenne à laquelle pourrait survenir le décollement de la couverture sédimentaire de la région sur le substratum. De nombreux phénomènes peuvent être invoqués, permettant d'expliquer, au dessus de cette profondeur critique, la manifestation de mécanismes focaux en failles (principalement) normales d'orientations diverses. En particulier, nous pensons que la part d'étirement superficiel induite par des montées de diapirs au sein de la couverture est loin d'être négligeable en Grèce

du Nord-Ouest où les évaporites sont abondantes en profondeur. Peut également être envisagée l'existence d'étirement superficiel provoqué par du glissement gravitaire affectant la couverture sédimentaire de la région.

Nos résultats soulignent l'ampleur du régime compressif induit par la poussée adriatique en Grèce nord-occidentale: le domaine avec une direction de raccourcissement grossièrement ENE-WSW (accompagné d'un étirement horizontal perpendiculaire) s'y étend, vers l'Est, à l'intérieur des terres, au moins jusqu'au front chevauchant du Pinde (afin de connaître plus précisément la nature du régime de contraintes régnant en Grèce nord-occidentale, il serait souhaitable, dans l'avenir, de procéder à l'inversion du tenseur des contraintes en appliquant à nos données des méthodes d'inversion "quantitatives", du type de celles proposées par Rivera [1989] ou Carey-Gailhardis & Mercier [1987]). Nous constatons que la plupart des modèles géodynamiques proposés pour expliquer la déformation du domaine égéen ne prennent pas en compte cette réalité. Ce n'est pas le cas du modèle de Taymaz et al. [1991] qui semble adapté à nos observations (figure 10) (en particulier, il nécessite une importante compression globalement E-W au niveau de la Grèce nord-occidentale).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agarwal, N.K., Jacoby, W.R. & Berckhemer, H., 1976. Teleseismic P-wave travel time residuals and deep structure of the Aegean region, *Tectonophysics*, 31, 33-57.
- Anderson, H.J., 1985. Seismotectonics of the western Mediterranean, *PhD thesis*, University of Cambridge.
- Anderson, H. & Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic Region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 91, 937-983.
- Angelier, J. & Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. France*, t. XIX, n° 6, 1309-1318.
- Angelier, J., 1979. La Néotectonique de l'Arc Egéen, Thèse d'Etat, Université Paris VI, *Soc. Géol. du Nord*, publ. n° 3, 417 pp..
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie, *Proc. Int. Geol. Congr.*, XIII, 171-372.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H. & Papanastassiou, D., 1992. East-West extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic Arc, *Geology*, 20, 491-494.
- Aubouin, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie, *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 10, 483 pp..
- Auroux, C., 1984. Evolution néotectonique de la dorsale Apulienne et de ses bordures, *Thèse 3è cycle*, Université de Nice, 138 pp..
- Bath, M., 1983. The seismology in Greece, *Tectonophysics*, 98, 165-208.
- Berckhemer, H., 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region, in: Structural history of the Mediterranean Basins, Biju-Duval, B. & Montadert, L., *Technip*, Paris, 303-314.
- Besnard, M., 1991. HADES, Version 2.2, *programme interne LGIT*.
- Besnard, M., 1991. Sismotectonique de l'Arc égéen, résultats d'une campagne de microsismicité, *Thèse d'Université*, Université Joseph Fourier de Grenoble, 187 pp..
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 97, n° 2, 109-117.
- Bousquet, B., 1974. La Grèce occidentale: interprétation géomorphologique de l'Epire, de l'Akarnanie et des îles Ioniennes., *Thèse d'Etat*, Université Paris IV, 585 pp..
- B., P., 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece, *Inst. for Geol. and Subsurface Research, Athens*, 10, 73 pp..
- Brooks, M., Clews, J.E., Melis, N.S. & Underhill, J.R., 1988. Structural development of Neogene basins in Western Greece, *Basin Research*, 1, 129-138.
- Caputo, M., Panza, G.F. & Postpischl, D., 1970. Deep structure of the Mediterranean Basin, *J. Geophys. Res.*, 75, 4919-4923.

- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 165-179.
- Cermak, V. & Hurtig, E., 1979. Heat flow map of Europe, in: Terrestrial heat flow in Europe, Cermak, V. & Rybach, L., *Springer-Verlag*, Berlin.
- Channell, J.E.T., D'Argenio, B. & Horvath, F., 1979. Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography, *Earth Sci. Rev.*, 15, 213-292.
- Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 37, 355-368.
- Chatelain, J.-L., 1978. Etude fine de la sismicité en zone de collision continentale au moyen d'un réseau de stations portables: la région Hindu-Kush Pamir, *Thèse 3e cycle*, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 219 pp..
- Christodoulou, A.A., 1986. Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du Nord, *Thèse 3e cycle*, Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble, 181 pp..
- Clews, J.E., 1989. Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece, *J. Geol. Soc. London*, 146, 447-457.
- Comninakis, P.E. & Papazachos, B.C., 1978. A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and the surrounding area for the period 1901-1975, *Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, publ. n° 5, 96 pp..
- Comninakis, P.E. & Papazachos, B.C., 1986. A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985, *Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, publ. n°1, 172 pp..
- Cushing, E.M., 1985. Evolution structurale de la marge nord-ouest hellénique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale), *Thèse 3e cycle*, Université Paris XI-Orsay, 297 pp..
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- De Natale, G. & Zollo, A., 1989. Earthquake focal mechanisms from inversion of first P and S wave motions, in: Digital seismology and fine modeling of the lithosphere, Cassinis, R., Nolet, G. & Panza, G. F., *Plenum Press*, New York and London, 399-419.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjaquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. & Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, in: Evolution of the Tethys, Aubouin, J., Le Pichon, X., & Monin, A.S., *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Deverchère, J., 1988. Extension crustale dans un contexte de convergence de plaques: l'exemple des Andes du Pérou Central contraint par des données sismotectoniques, *Thèse de Doctorat de l'Université Paris XI*, Université Paris XI-Orsay, 234 pp..

- Dewey, J.F., Pitmann, W.C., Ryan, W.B.F. & Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Douglas, A., 1967. Joint epicentre determination, *Nature*, 215, 47-48.
- Douglas, A. & Lilwall, R. C., 1972. Methods of estimating travel times and epicentres, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 187-197.
- Dziewonski, A.M., Franzen, J.E. & Woodhouse, J.H., 1985. Centroid-moment tensor solutions for April-June, 1984, *Phys. Earth Planet. Int.*, 37, 87-96.
- Elsasser, W.M., 1971. Seafloor spreading as thermal convection, *J. Geophys. Res.*, 76, 1101-1112.
- Ferentinos, G., Brooks, M. & Doutsos, T., 1985. Quaternary tectonics in the Gulf of Patras, Western Greece, *J. Struct. Geol.*, 7, 713-717.
- Finetti, I., 1976. Mediterranean Ridge a young submerged chain associated with the Hellenic Arc, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 15, 263-341.
- Finetti, I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 24, 247-312.
- Fleitout, L. & Froidevaux, C., 1982. Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities, *Tectonics*, 1, 25-56.
- Fréchet, J. & Glot, J.P., 1986. HYPREF, Version HYPO71 modifiée, *programme interne LGIT*.
- Fréchet, J., 1990. Bibliothèque Graf-X, version 6.0, *Document interne LGIT*.
- Frohlich, C. & Apperson, K.D., 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, 11, n° 2, 279-296.
- Funiciello, R., Montone, P., Salvini, F. & Tozzi, M., 1988. Caratteri strutturali del promontorio del Gargano, in *Atti del 74° Congr. Soc. Geol. Ital. Napoli*, Societa Geologica d'Italia, Roma.
- Geiss, E., 1987. A new compilation of crustal thickness data for the Mediterranean area, *Ann. Geophysicae*, 5B, n° 6, 623-630.
- Giardini, D., Dziewonski, A.M., Woodhouse, J.H. & Boschi, E., 1984. Systematic analysis of the seismicity of the Mediterranean region using the centroid-moment tensor method, *Bull. Geofis. Teor. Appl.*, XXVI, n° 103, 121-142.
- Gomberg, J. S., Shedlock, K. M. & Roecker, S. W., 1990. The effect of S-wave arrival times on the accuracy of hypocenter estimation, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1605-1628.
- Grange, F., 1983. Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou, *Thèse 3e cycle*, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Guyoton, F., 1991. Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales, *Thèse d'Université*, Université Joseph Fourier de Grenoble, 290 pp..

- Guyoton, F., Grasso, J.R. & Volant, P., 1992. Interrelation between induced seismic instabilities and complex geological structure, *Geophys. Res. Lett.*, 19, n° 7, 705-708.
- Hagiwara, T., 1964. Brief description of the project proposed by the earthquake prediction research group of Japan, *Proc. U.S.-Japan Conf. Res. Relat. Earthquake Prediction Probl.*, 10-12.
- Hatzfeld, D., Pédotti, G., Hatzidimitriou, P. & Makropoulos, K., 1990. The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey, *Geophys. J. Int.*, 101, 181-202.
- Hatzfeld, D. & Martin, C., 1992. Intermediate depth seismicity in the Aegean defined by teleseismic data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 267-275.
- Hauksson, E. & Saldivar, G.V., 1989. Seismicity and active compressional tectonics in Santa Monica Bay, Southern California, *J. Geophys. Res.*, 94, 9591-9606.
- Hinz, K., 1974. Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea, *Geol. J.*, 2, 35-65.
- Horvath, F. & Berckhemer, H., 1982. Mediterranean backarc basins, in: *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, Berckhemer, H. & Hsü, K., A. G. U., G. S. A., 141-173.
- Hull, A.G. & Nicholson, C., 1992. Seismotectonics of the Northern Elsinore fault zone, Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 800-818.
- IGRS-IFP, 1966. Etude géologique de l'Épire, *Editions Technip*, Paris, 306 pp..
- Jackson, J.A., 1983. The use of earthquake source studies in continental tectonic geology, in: *Terremoti: osservazione, teoria e interpretazione.*, Kanamori, H. & Boschi, E., Scuola Internazionale di Fisica "Enrico Fermi", Società Italiana Di Fisica, Bologna, *North-Holland Publishing Company*, Amsterdam, 456-478.
- Jackson, J.A. & McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, 93, 45-73.
- James, D.E., Sacks, S., Lazo, E.L. & Aparicio, P., 1969. On locating local earthquakes using small networks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 1201-1212.
- Jamet, M., 1982. Etude néotectonique de Corfou, et étude paléomagnétique des sédiments néogènes de Corfou, Céphalonie et Zante, *Thèse 3è cycle*, Paris XI-Orsay.
- Jenkins, D.A.L., 1972. Structural development of Western Greece, *A. A. P. G. Bull.*, 56/1, 128-148.
- Jongsma, D., 1974. Heat flow in the Aegean Sea, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 37, 337-346.
- Karacostas, G., 1982. Crustal structure from seismological investigations in the area of Greece, *PhD diss.*, Université de Thessalonique, 133 pp..

- Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 76, 2542-2561.
- Keraudren, B. & Sorel, D., 1984. Relations entre sédimentation, tectonique et morphologie dans le Plio-Pléistocène de Karpathos (Grèce); mouvements verticaux et datations radiométriques., *L'Anthropologie*, 88, 49-61.
- King, G., Tselentis, A., Gomberg, J., Molnar, P., Roecker, S., Sinvhal, H., Soufleris, C. & Stock, J., 1983. Microearthquake seismicity and active tectonics of northwestern Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 279-288.
- Kiratzi, A.A., Papadimitriou, E.E. & Papazachos, B.C., 1987. A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece, *Ann. Geophysicae*, 5B, n° 2, 161-166.
- Kiratzi, A.A. & Langston, C.A., 1991. Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece), *Geophys. J. Int.*, 105, 529-535.
- Kissel, C., 1984. Evolution géodynamique de la Grèce nord-occidentale depuis l'Oligocène: apport du paléomagnétisme, *Thèse 3è cycle*, Université Paris XI-Orsay, 110 pp..
- Kissel, C., Laj, C. & Müller, C., 1985. Tertiary geodynamical evolution of Northwestern Greece: paleomagnetic results, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 190-204.
- Kissel, C., 1986. Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'évolution géodynamique tertiaire du domaine égéen, de l'Épire à l'Anatolie occidentale, *Thèse d'Etat*, Université Paris XI-Orsay, 287 pp..
- Kissel, C. & Poisson, A., 1986. Etude paléomagnétique préliminaire des formations néogènes du bassin d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie), *C. R. Ac. Sci. Paris*, 302, II, n° 10, 711-716.
- Kissel, C. & Poisson, A., 1987. Etude préliminaire des formations cénozoïques des Bey Daglari (Taurides occidentales, Turquie), *C. R. Ac. Sci. Paris*, 304, II, n° 8, 343-348.
- Kissel, C. & Laj, C., 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean Arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophysics*, 146, 183-201.
- Klein, F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE, U. S. Geological Survey, *Open File Report*, 78-694.
- Laj, C., Jamet, M., Sorel, D. & Valente, J.P., 1982. First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary Arc, *Tectonophysics*, 86, 45-67.
- Lambeck, K., 1988. Geophysical geodesy, the slow deformations of the Earth. *Oxford University Press*, Oxford, 718 pp..
- Langston, C., 1981. Source inversion of seismic waveforms: The Koyna, India, earthquakes of 13 September 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 1-24.
- Lee, W.H.K., Eaton, M.S. & Brabb, E.E., 1971. The earthquake sequence near Danville, California, 1970, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61, 1771-1794.

- Lee, W.H. & Lahr, J.E., 1975. HYPO71 a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of focal earthquakes, *Geol. Surv. Open-File Rep. (U.S.)*, 75-311.
- Lee, W.H.K. & Stewart, S., W., 1981. Principles and applications of microearthquake networks. ed. Saltzman, B., *Academic Press*, New York, 293 pp..
- Le Pichon, X. & Angelier, J., 1979. The Hellenic Arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., 1979. Bassins marginaux et collision intracontinentale: exemple de la zone égéenne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, 1083-1086.
- Le Pichon, X., Lybérís, N., Angelier, J. & Renard, V., 1982. Strain distribution over the east Mediterranean ridge: a synthesis incorporating new sea-beam data, *Tectonophysics*, 86, 243-274.
- Leydecker, G., 1975. Seismizitätsstudien im bereich des Peloponnes auf Grund von Präzisionsherdbestimmungen, *Thèse*, Université de Francfort, 77 pp..
- Leydecker, G., Berckhemer, H. & Delibassis, N., 1978. A study of seismicity in the Peloponnese region by precise hypocenter determinations, in: Alps, Apennines, Hellenides, Closs, H., Roeder, D., & Schmidt, K., *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart, 406-410.
- Liakopoulou, F., Pearce, R.G. & Main, I.G., 1991. Source mechanisms of recent earthquakes in the Hellenic arc from broadband data, *Tectonophysics*, 200, 233-248.
- Lybérís, N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur, *Thèse d'Etat*, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 367 pp..
- Lyon-Caen, H., Armijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutass, J., Delibasis, N., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Papanastassiou, D. & Pedotti, G., 1988. The 1986 Kalamata (S Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic Arc, *J. Geophys. Res.*, 93, 14967-15000.
- Ma, K.F. & Kanamori, H., 1991. Aftershock sequence of the 3 December 1988 Pasadena earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 2310-2319.
- Makris, J., 1973. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides, *Bull. Soc. Géol. Grèce*, 10, X, 1, 206-213.
- Makris, J., 1976. A dynamic model of the Hellenic Arc deduced from geophysical data, *Tectonophysics*, 36, 339-346.
- Makris, J., 1977. Geophysical investigations of the Hellenides, *Hamb. Geophys. Einz.*, 33, 128 pp..
- Makris, J. & Stobbe, C., 1984. Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Marine Geology*, 55, 347-363.
- Makropoulos, K.C., 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of Greek seismicity, *PhD thesis*, Edinburgh University.

- Makropoulos, K.C. & Burton, P.W., 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 65, 741-762.
- Makropoulos, K.C. & Burton, P.W., 1984. Greek tectonics and seismicity, *Tectonophysics*, 106, 275-304.
- Makropoulos, K.C., Drakopoulos, J.K. & Latousakis, J.B., 1989. A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900, *Geophys. J. Int.*, 98, 391-394.
- Malinverno, A. & Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, 5, n° 2, 227-245.
- Mantovani, E., Albarello, D. & Mucciarelli, M., 1986. Seismic activity in North Aegean region as middle-term precursor of Calabrian earthquakes, *Phys. Earth Planet. Int.*, 44, 264-273.
- Mantovani, E., Mucciarelli, M. & Albarello, D., 1987. Evidence of interrelation between the seismicity of the Southern Apennines and Southern Dinarides, *Phys. Earth. Planet. Int.*, 49, 259-263.
- Mantovani, E., Babbucci, D., Albarello, D. & Mucciarelli, M., 1990. Deformation pattern in the central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory, *Tectonophysics*, 179, 63-79.
- Marks, S.M. & Lindh, A.G., 1978. Regional seismicity of the Sierran foothills in the vicinity of Oroville, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, 1103-1115.
- Martin, C., 1988. Géométrie et cinématique de la subduction égéenne. Structure en vitesse et en atténuation sous le Péloponnèse., *Thèse d'Université*, Université Joseph Fourier de Grenoble, 262 pp..
- Mattauer, M., 1983. Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne, *C. R. Ac. Sci. Paris*, 296, 481-486.
- Mattauer, M., 1986. Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. II, n° 1, 143-157.
- McKenzie, D.P., 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, n° 2, 591-601.
- McKenzie, D.P., 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, 226, 239-243.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 217-254.
- Meissner, R. & Strehlau, J., 1982. Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, 1, 73-89.

- Melis, N.S., 1986. Geophysical studies of the Gulf of Patras region using the Patras seismic network, 1983-84, *MSc thesis*, University of Wales, Cardiff.
- Melis, N.S., Brooks, M. & Pearce, R.G., 1989. A microearthquake study in the Gulf of Patras region, western Greece, and its seismotectonic interpretation., *Geophys. J.*, 98, 515-524.
- Mercier, J., Bousquet, B., Delibasis, N., Drakopoulos, I., Keraudren, B., Lemeille, F. & Sorel, D., 1972. Déformations en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphonie, Grèce). Données néotectoniques et sismiques., *C. R. Ac. Sci. Paris*, 275, 2307-2310.
- Mercier, J.L., Carey, E., Philip, H. & Sorel, D., 1976. La Néotectonique plio-quaternaire de l'Arc Egéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la sismicité, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XVIII, n° 2, 355-372.
- Mercier, J.L., 1977. L'Arc Egéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique; réflexions sur un exemple d'étude néotectonique, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX, n° 3, 663-672.
- Mercier, J.L., Delibasis, N.D., Gauthier, A.J., Jarrige, J.J., Lemeille, F., Philip, H., Sébrier, M. & Sorel, D., 1979. La néotectonique de l'Arc Egéen, *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, 67-92.
- Mercier, J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of South Peru-North Bolivia, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 300, 337-355.
- Mercier, J.L., Sorel, D. & Simeakis, K., 1987. Changes of the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present, *Annales Tectonicae*, 1, n° 1, 20-39.
- Molnar, P. & Gray, D., 1979. Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties, *Geology*, 7, 58-65.
- Molnar P. & Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts, in: Processes in Continental Lithospheric Deformation, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, 179-207.
- Panagiotopoulos, D.G., Scordilis, E.M., Hatzidimitriou, P.M., Rocca, A.C. & Papazachos, B.C., 1984. Further evidence on the deep tectonics of Aegean and Eastern Mediterranean area, *19th Conference of the European Seismological Commission, Moscow*, October 1984.
- Papadimitriou, P., 1988. Etude de la structure du manteau supérieur de l'Europe et modélisation des ondes de volume engendrées par des séismes égéens, *Thèse d'Université*, Université Paris VII, 211 pp..
- Papazachos, B.C. & Comninakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc, *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.
- Papazachos, B.C. & Comninakis, P.E., 1972. The seismic activity in the area of Greece during the time period 1911-1971, *Bull. Sci. Group Space Res.*, Athens, 2, 1-60.
- Papazachos, B.C. & Comninakis, P.E., 1982. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1980, *Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki*, publ. n° 5, 145 pp..

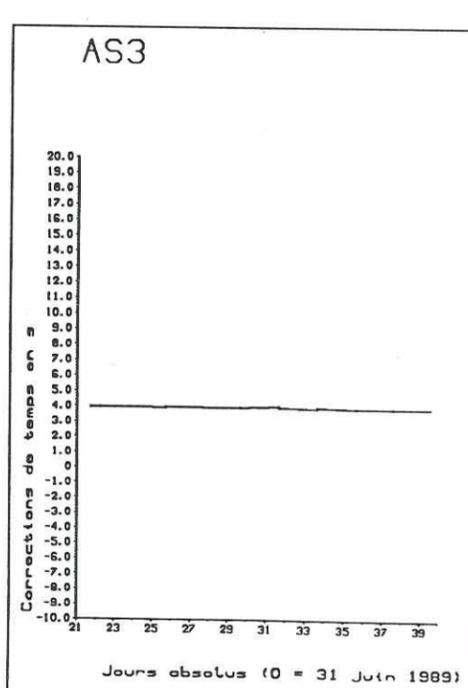
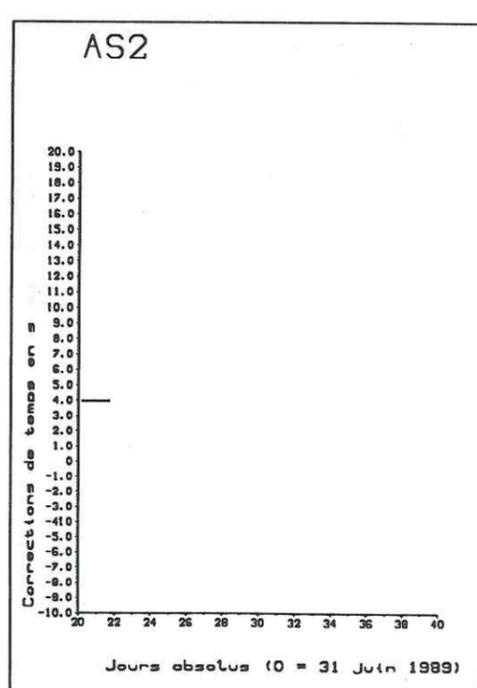
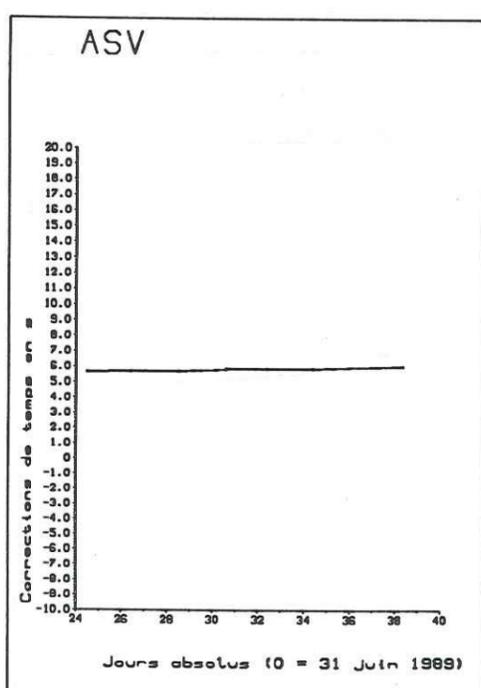
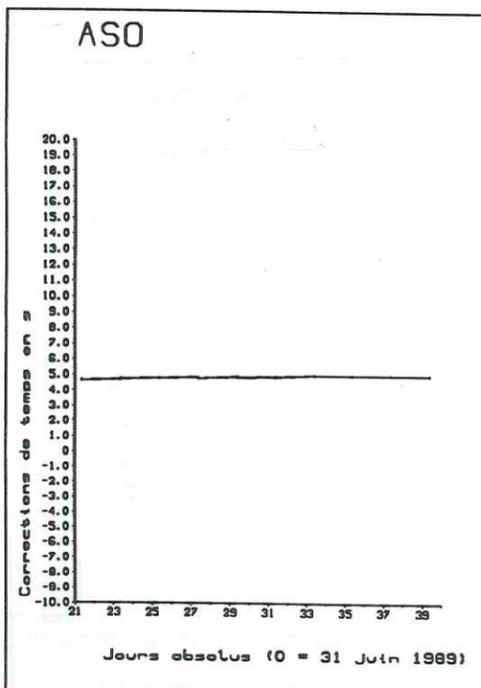
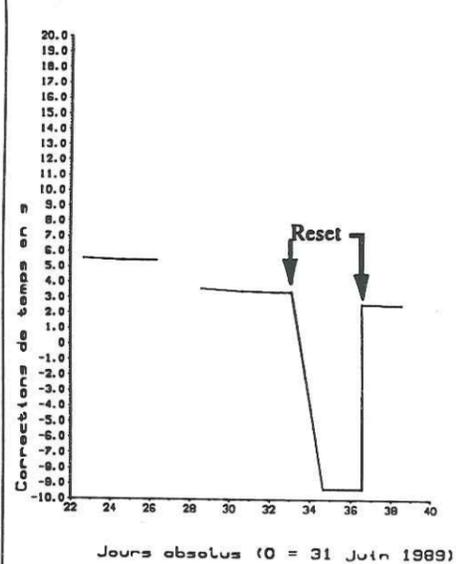
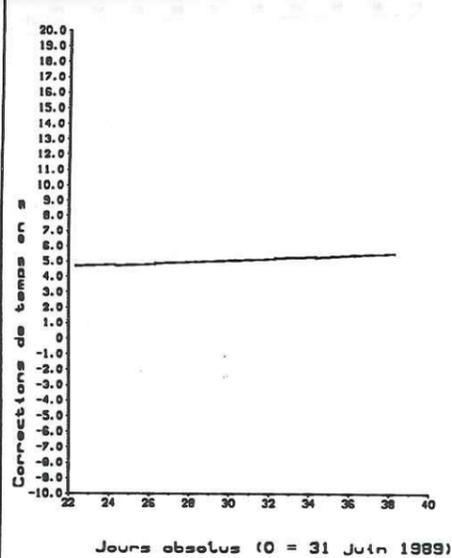
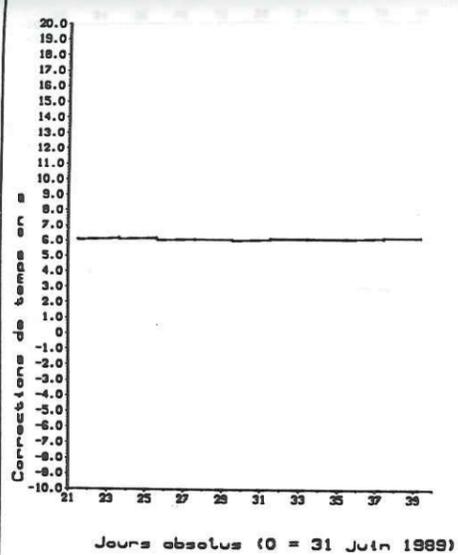
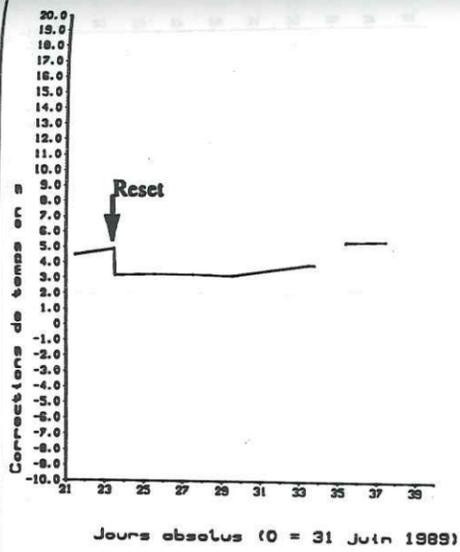
- Papazachos, B. & Drakopoulos, J., 1985. Final report on the seismic activity in the Steno area, 53 pp..
- Paquin, C., Froidevaux, C., Bloyet, J., Ricard, Y. & Angelidis, C., 1982. Tectonic stresses on the mainland of Greece: in-situ measurements by overcoring, *Tectonophysics*, 86, 17-26.
- Paquin, C., Froidevaux, C., Bloyet, J., Ricard, Y., Angelidis, C., 1984. Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain: "in situ" measurements by overcoring., *Tectonophysics*, 110, 145-150.
- Pearce, R.G., 1977. Fault plane solution using relative amplitudes of P and pP, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 50, 381-394.
- Pearce, R.G., 1980. Fault plane solutions using relative amplitudes of P and surface reflections: further studies, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 60, 459-487.
- Pédotti, G., 1988. Etude sismotectonique du Péloponnèse et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du Nord, *Thèse d'Université*, Université Joseph Fourier de Grenoble, 178 pp..
- Pitman, W.E. & Talwani, M., 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 619-649.
- Reasenber, P.A. & Oppenheimer, D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, U. S. Geological Survey, *Open-File Report*, 85-739, 109 pp..
- Rebai, S., Philip, H. & Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140.
- Ricou, L.E., Zohnenshain, L.P., Dercourt, J., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.M., Boulou, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. & Biju-Duval, B., 1985. Méthodes pour l'établissement de neuf cartes paléogéographiques de l'Atlantique au Pamir depuis le Lias, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. I, n°5, 625-635.
- Rivera, L.A., 1989. Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes. Application à l'étude du foyer de sismicité intermédiaire de Bucaramanga (Colombie), *Thèse d'Université*, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 266 pp..
- Rotstein, Y., 1985. Tectonics of the Aegean block: rotation, side arc collision and crustal extension, *Tectonophysics*, 117, 117-137.
- Sancho, J., Letouzey, J., Biju-Duval, B., Courrier, P., Montadert, L. & Winnock, E., 1972. New data on the Eastern Mediterranean Basin from seismic reflection, *I. F. P.*, division géologie, 20676.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. & Roulet, M.J., 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamir since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, 1-35.

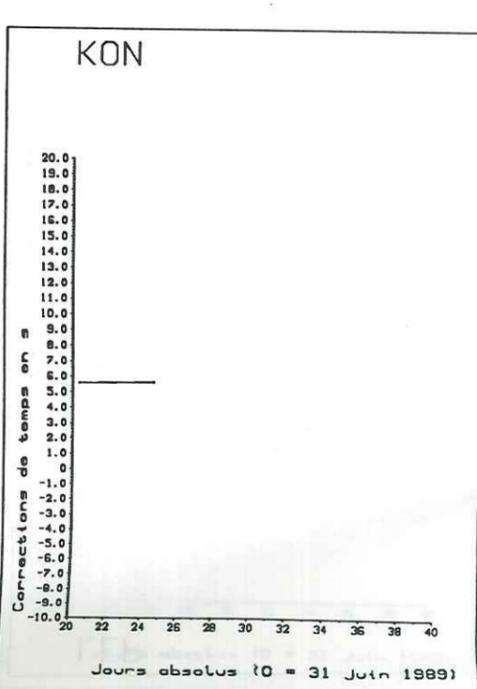
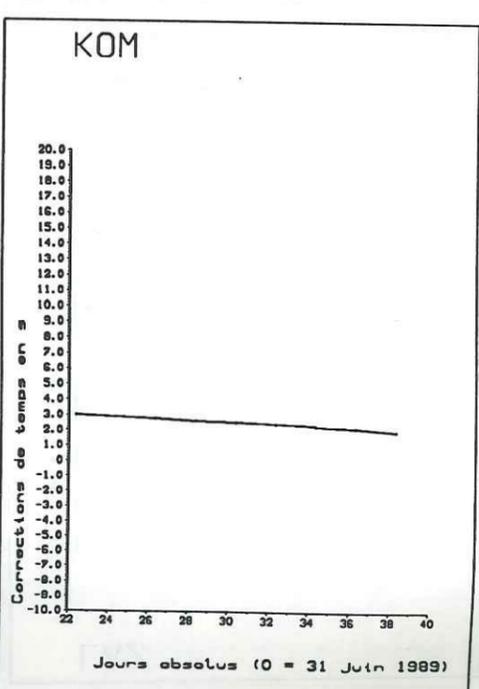
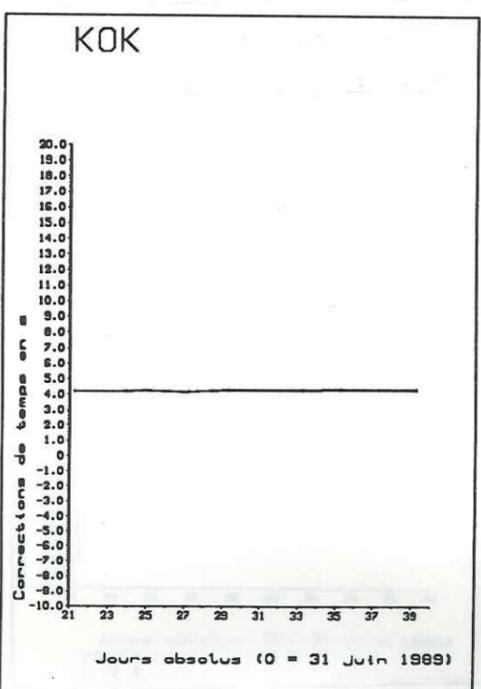
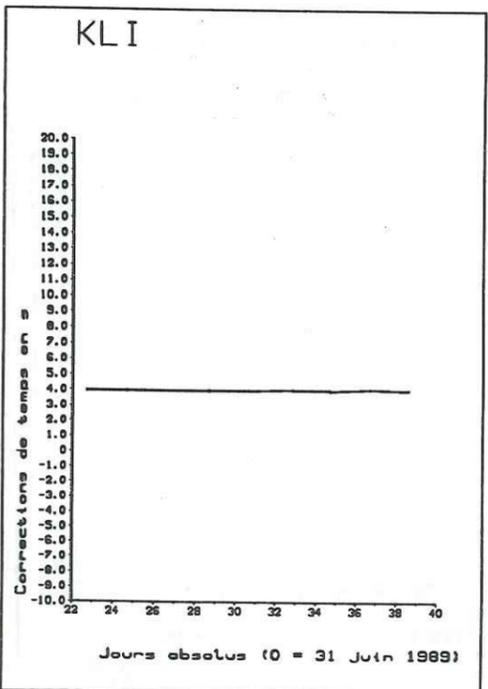
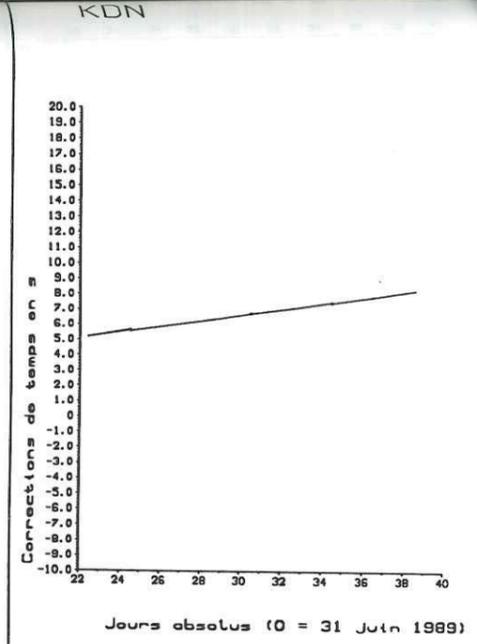
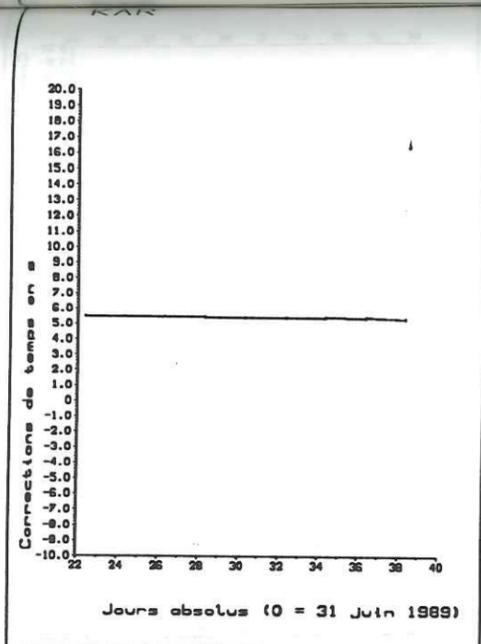
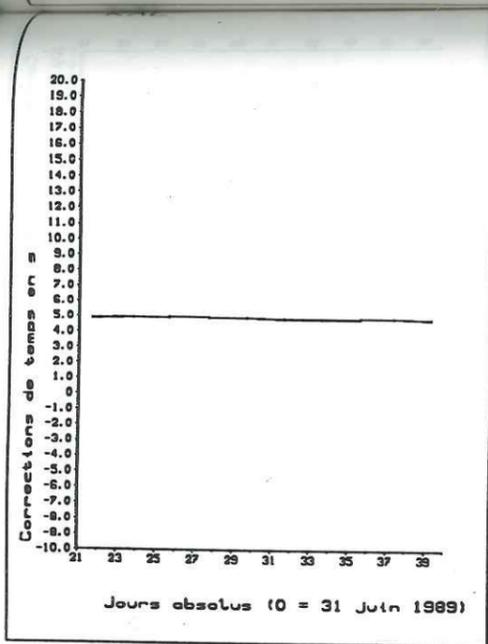
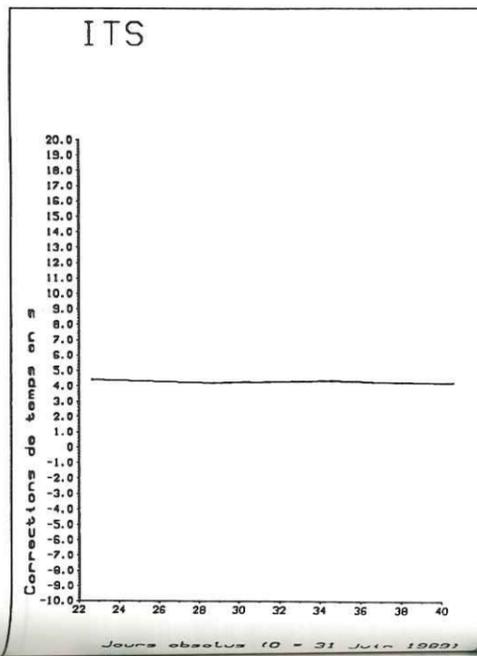
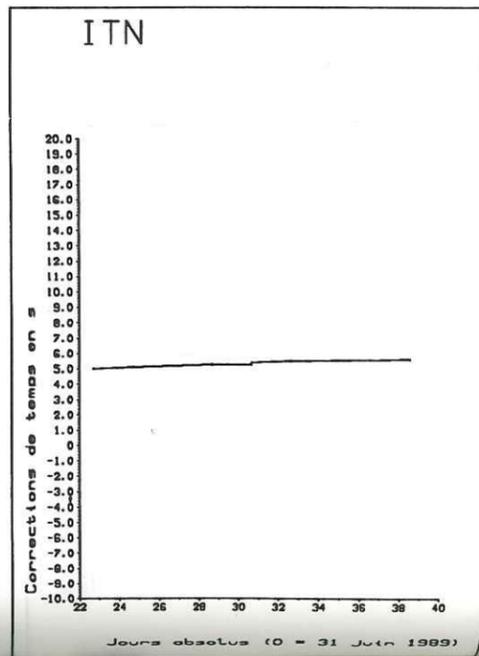
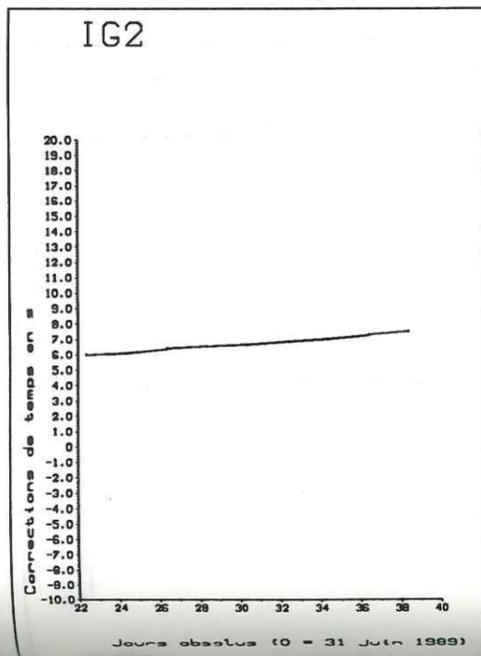
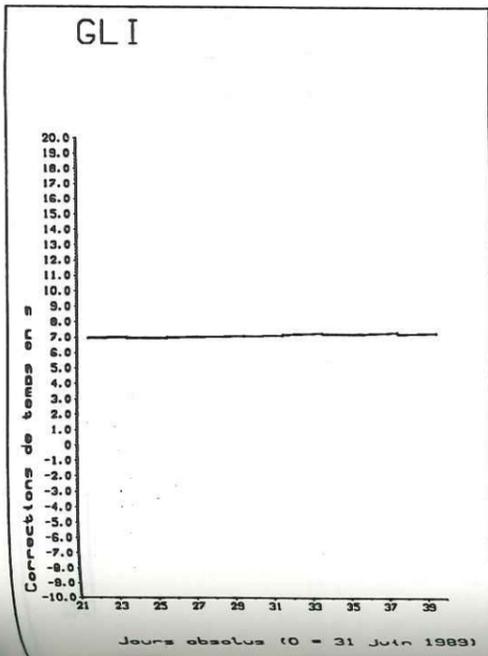
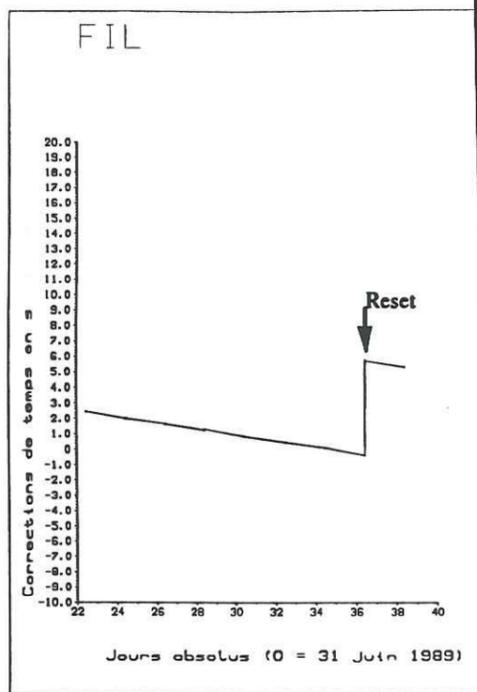
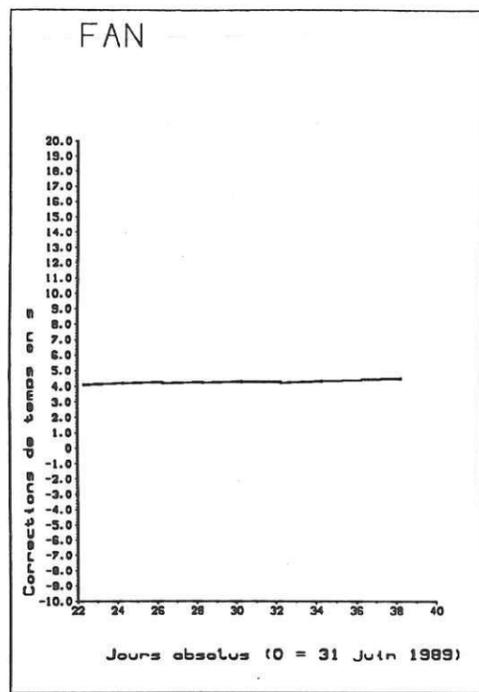
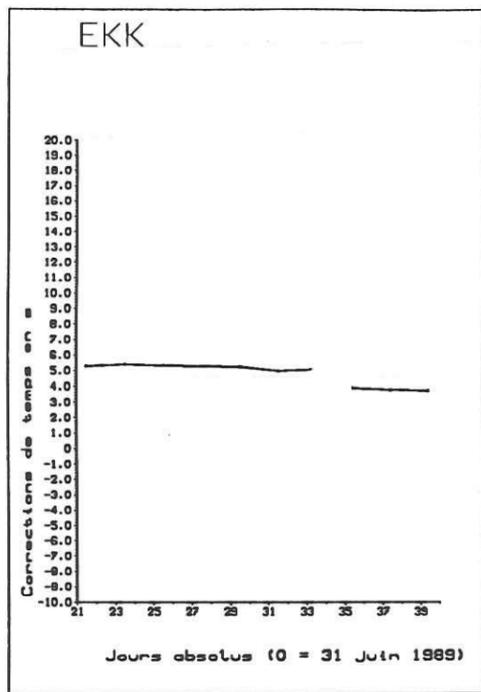
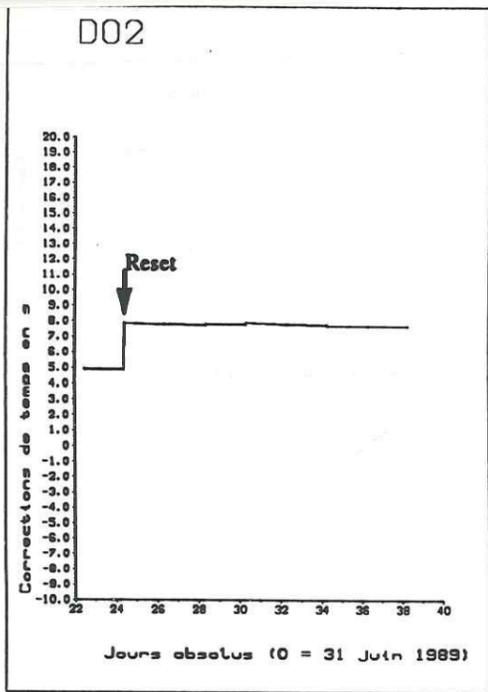
- Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F., B. G. Karacostas, D. G. Panagiotopoulos, Comninakis, P.E. & Papazachos, B.C., 1985. Evidence for transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake sequence of 1983, *Pure Appl. Geophys.*, 123, n° 3, 388-397.
- Sébrier, M., 1977. Tectonique récente d'une transversale à l'Arc Egéen: le golfe de Corinthe et ses régions périphériques., *Thèse 3è cycle*, Université Paris XI-Orsay, 140 pp..
- Sibson, R.H., 1982. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 151-163.
- Sibson, R.H., 1989. Earthquake faulting as a structural process, *J. Struct. Geol.*, 11, n° 1/2, 1-14.
- Skoko, D., Prelogovic, E. & Alinovic, B., 1987. Geological structure of the Earth's crust above the Moho discontinuity in Yugoslavia, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, 379-382.
- Sorel, D., 1976. Etude néotectonique dans l'Arc Egéen externe occidental: les îles Ioniennes de Képhallinia et Zakynthos et l'Elide occidentale., *Thèse 3è cycle*, Université Paris XI-Orsay, 196 pp..
- Sorel, D. & Mercier, J.L., 1988. Outward migration of the main frontal thrusts in the Aegean, and the age of the Aegean Arc reconsidered, *Aegean Conference*, London, April 5 & 6 1988, (abstracts).
- Sorel, D., Mercier, J.L., Keraudren, B. & Cushing, M., 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique de l'Arc Egéen: mouvements verticaux alternés et variations du régime tectonique, *C. R. Ac. Sci. Paris*, 307, II, 1981-1986.
- Sorel, D., 1989. L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène, dans le cadre géodynamique de l'Arc Egéen, *Thèse d'Etat*, Université Paris XI-Orsay, 306 pp..
- Sorel, D., Bizon, G., Aliaj, S. & Hasani, L., 1992. Calage stratigraphique de l'âge et de la durée des phases compressives des Hellénides externes (Grèce nord-occidentale et Albanie), du Miocène à l'Actuel, *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, n° 4, 447-454.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. & Vlaar, N.S., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamical implications, *Geophys. Res. Lett.*, 15, n° 1, 60-63.
- Speranza, F., Kissel, C., Islami, I., Hyseni, A. & Laj, C., 1992. First paleomagnetic evidence for rotation of the ionian zone of Albania, *Geophys. Res. Lett.*, 19, n° 7, 697-700.
- Suhadolc, P. & Panza, G. F., 1989. Physical properties of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from geophysical data, in: *The lithosphere in Italy, advances in earth science research*, Boriani, A., Bonafede, M., Piccardo, G. B. & Vai, G. B., *Accademia Nazionale dei Lincei*, Roma, 15-40.
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement rigide-plastique, *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XIX, n° 3, 437-460.

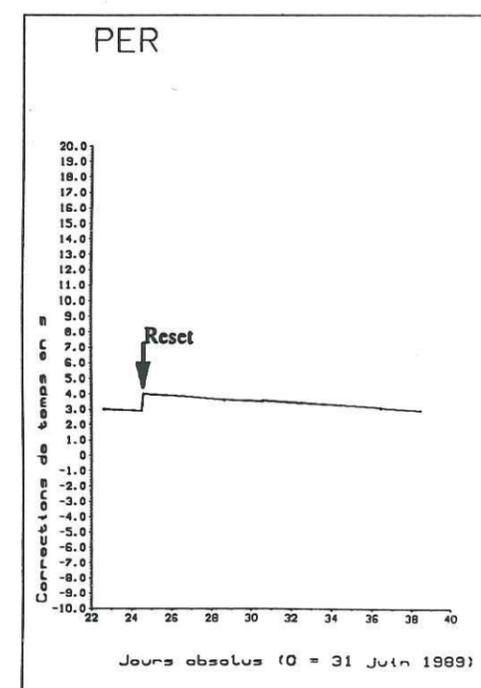
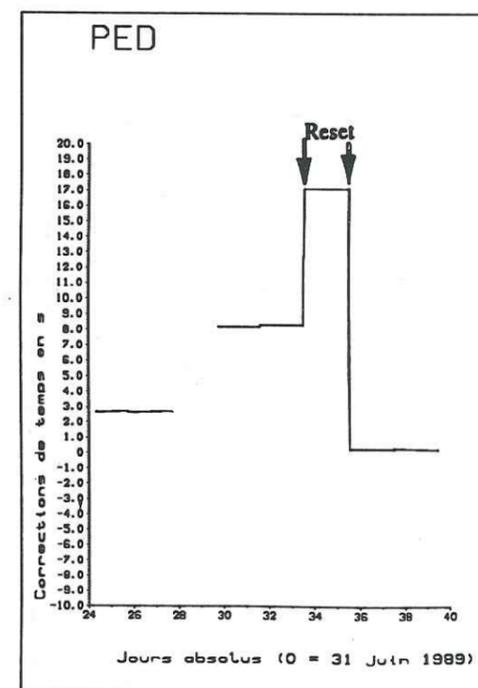
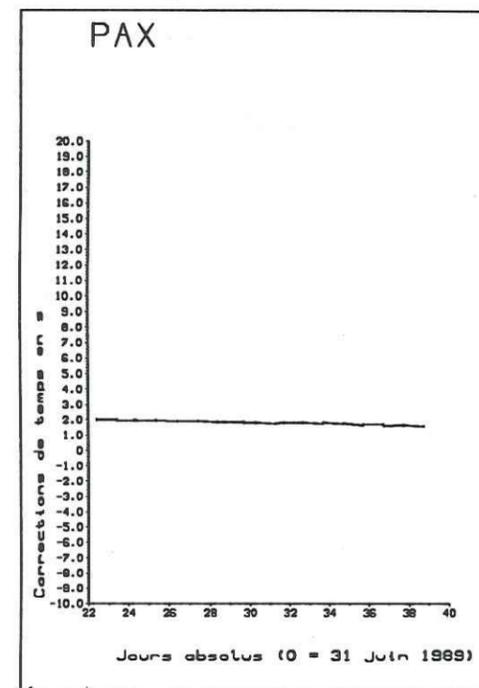
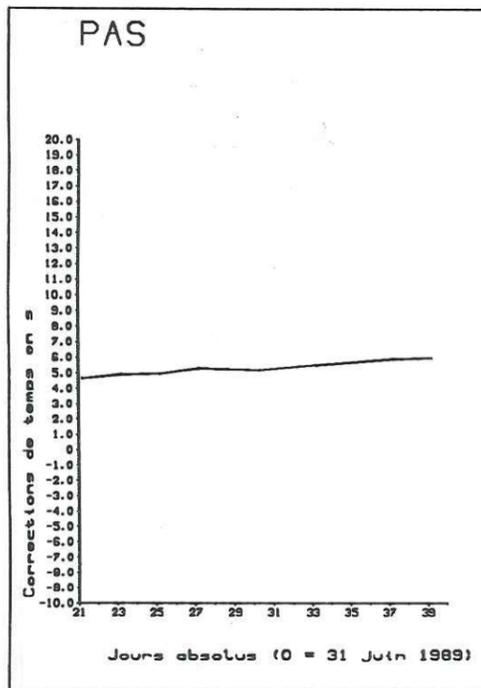
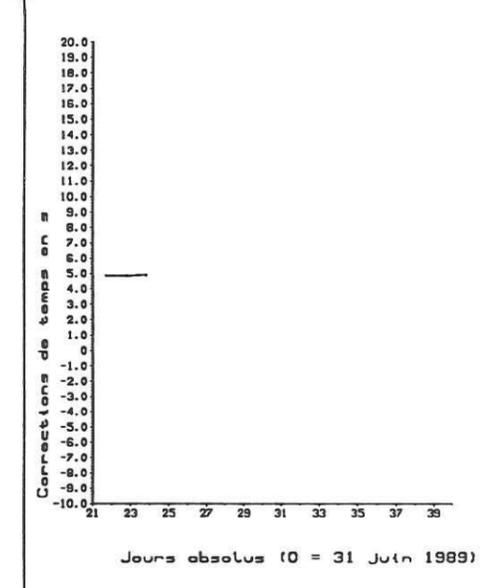
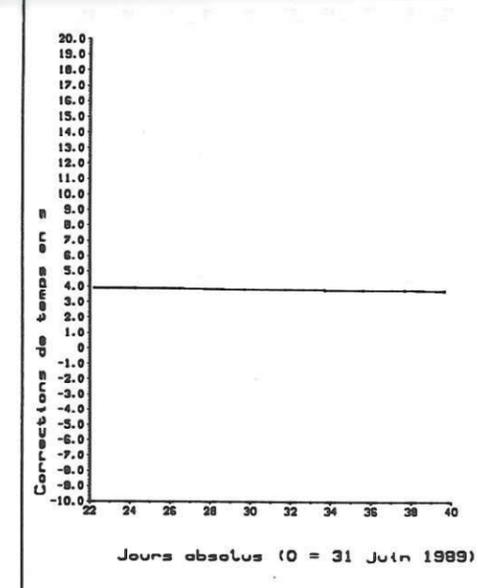
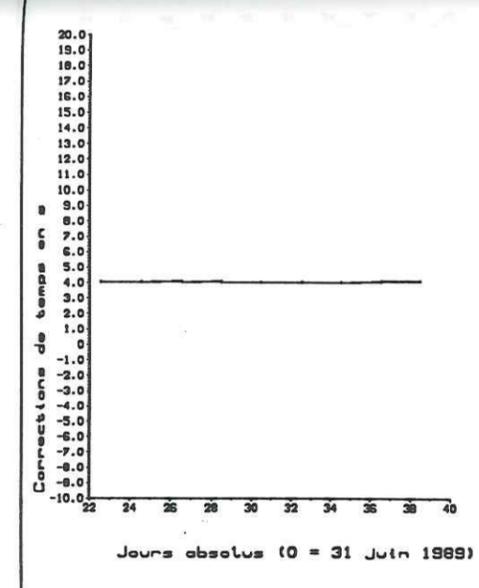
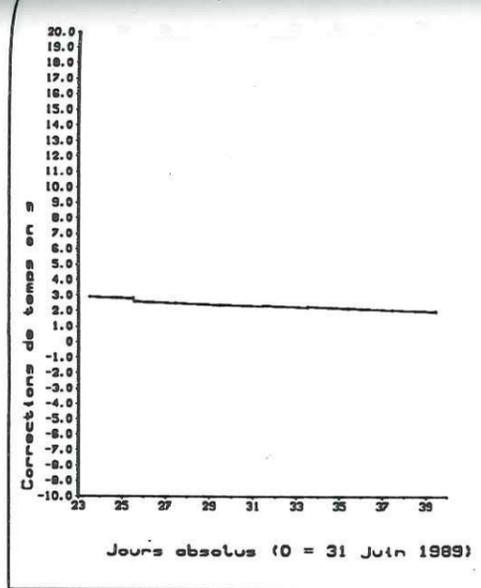
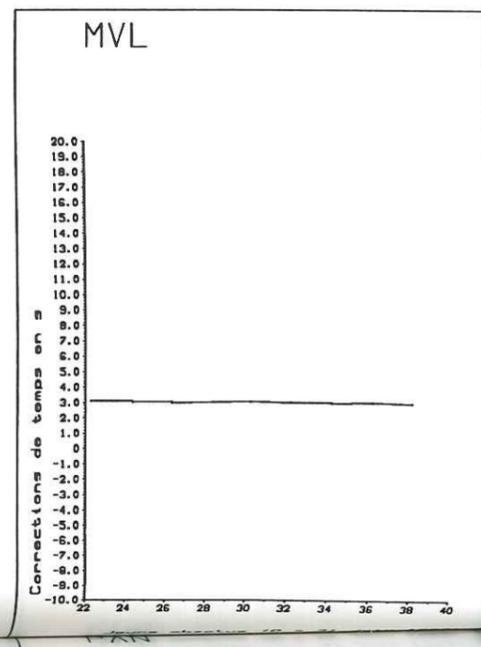
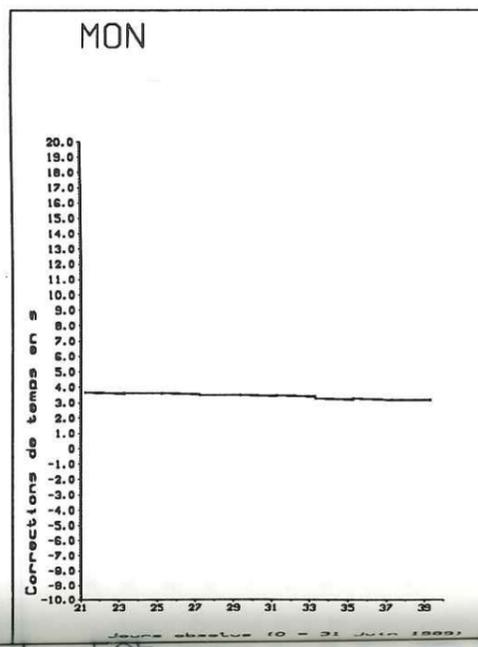
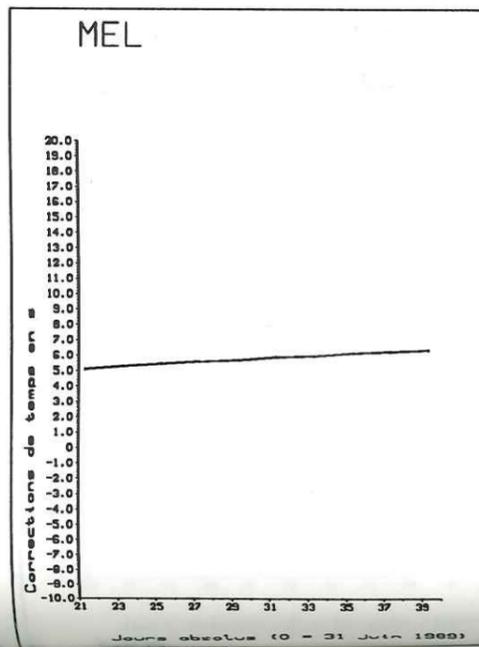
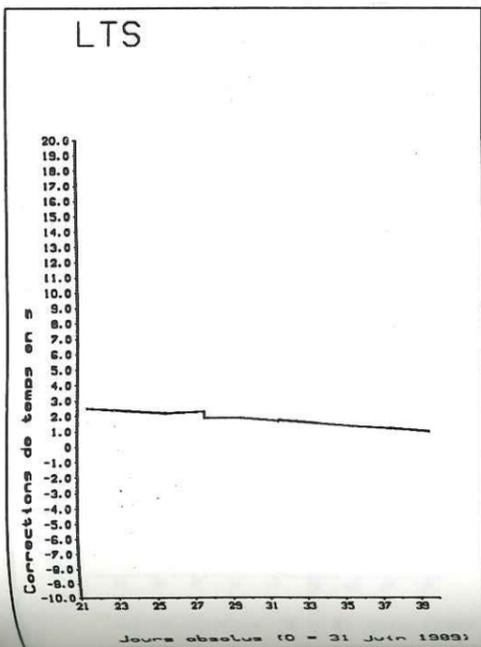
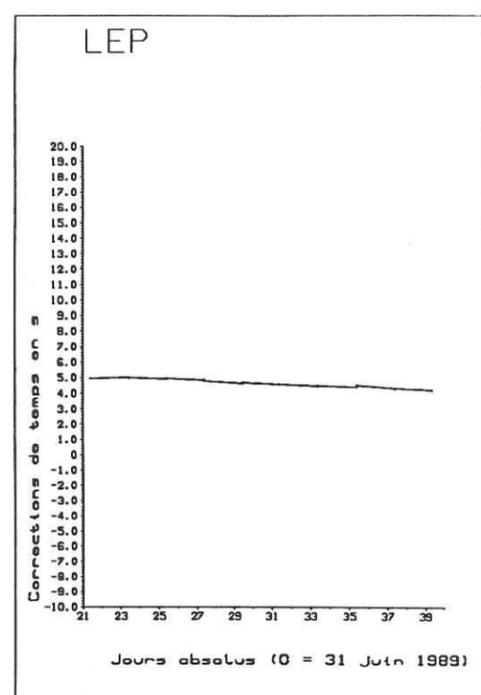
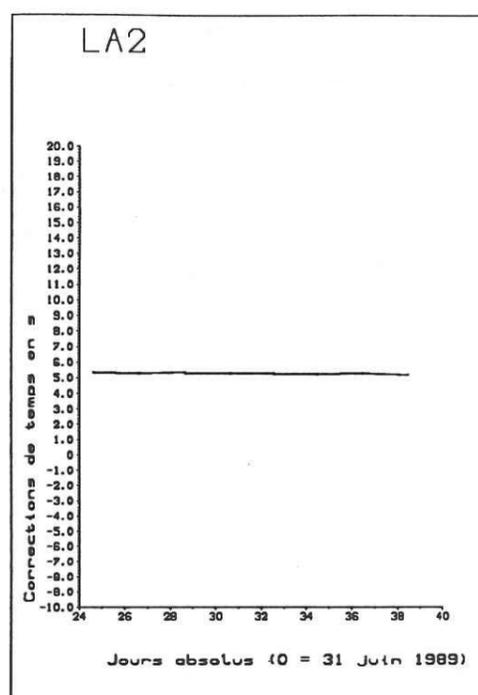
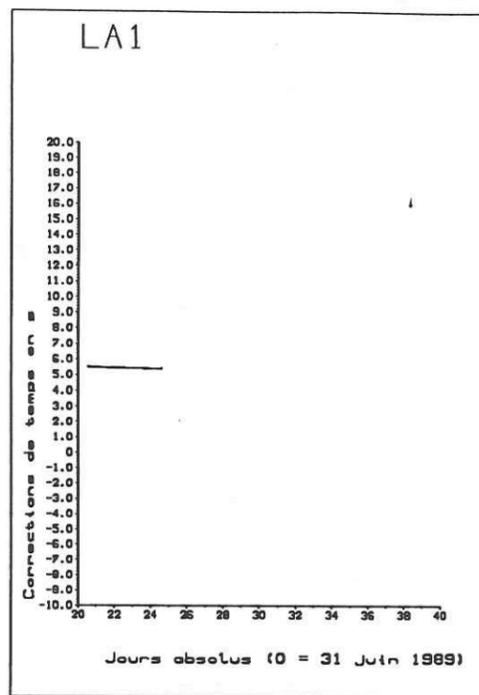
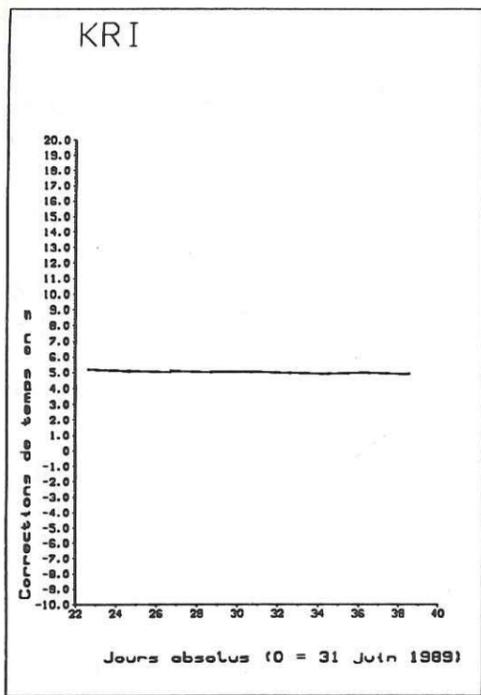
- Taymaz, T., Jackson, J. & McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.
- Thiébaud, F., 1982. Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridionale (Grèce), *Soc. Géol. du Nord*, publ. n°6, 574 pp..
- Tselentis, G.-A., Drakopoulos, J. & Dimitriadis, K., 1988. A spectral approach to Moho depths estimation from gravity measurements in Epirus (NW Greece), *J. Phys. Earth.*, 36, 255-266.
- Tselentis, G.-A., 1991. An attempt to define Curie point depths in Greece from aeromagnetic and heat flow data, *Pure Appl. Geophys.*, 136, n° 1, 87-101.
- Uhrhammer, R.A., 1980. Analysis of small seismographic station networks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1369-1379.
- Underhill, J.R., 1988. Triassic evaporites and Plio-Quaternary diapirism in Western Greece, *J. Geol. Soc. London*, 145, 269-282.
- Underhill, J.R., 1989. Late Cenozoic deformation of the Hellenide foreland, Western Greece, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 613-634.
- Vandenberg, J. & Zijdeveld, J.D.A., 1982. Paleomagnetism in the Mediterranean area, in: *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, Berckhemer, H. & Hsü, K.J., A. G. U., G. S. A., 83-112.
- Vandenberg, J., 1983. Reappraisal of paleomagnetic data from Gargano (South Italy), *Tectonophysics*, 98, 29-41.
- Wadati, K., 1933. On the travel time of earthquake waves. Part II, *Geophys. Mag.*, 7, 101-111.
- Waters, D.W., 1991. Post-Miocene deformation of Epirus, North-West Greece, *Terra abstracts*, 3, 1, 366.
- Westaway, R., 1990. Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 393-406.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M. & Sibuet, J.C., 1986. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics*, 123, 37-82.
- Wong, I.G., Savage, W.U., Hutchings, L.J. & Tocher, D., 1977. Contemporary seismicity in the Sierran foothills near Mariposa, California. Part 1: Microseismicity, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 58, 1188-1189.
- Yelin, T.S. & Patton, H.J., 1991. Seismotectonics of the Portland, Oregon, region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 109-130.
- Yielding, G., 1984. Active tectonics of the El Asnam region (Algeria), *PhD thesis*, University of Cambridge.

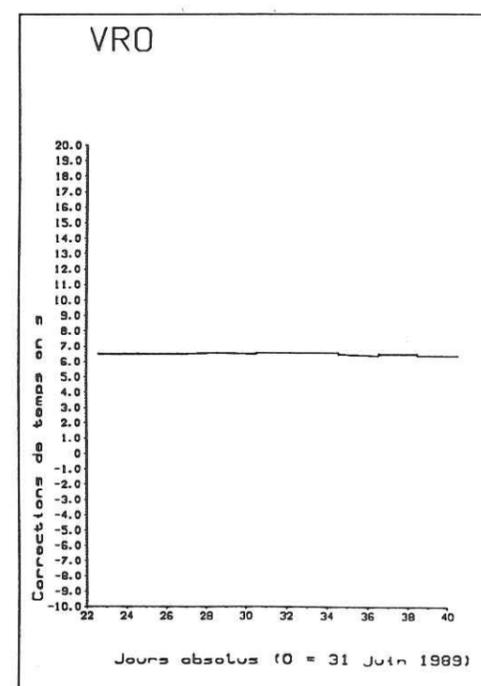
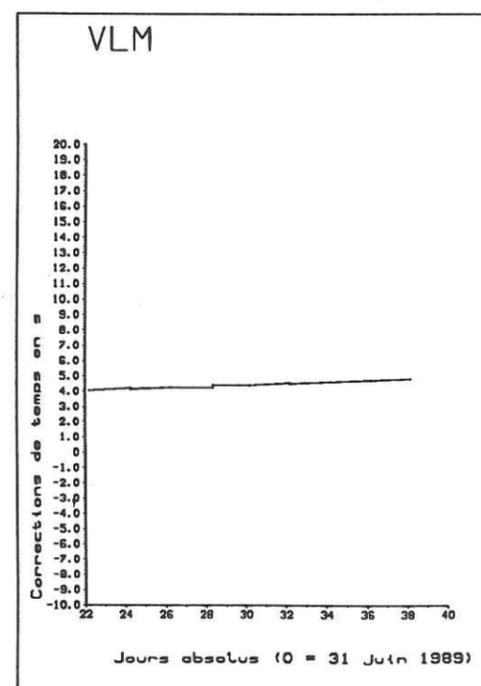
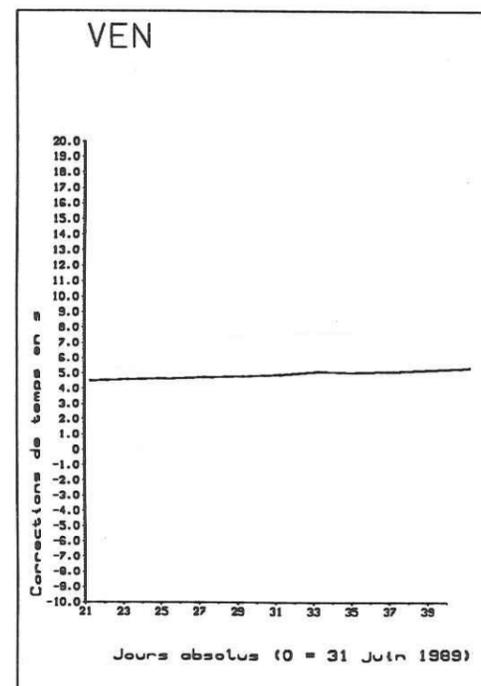
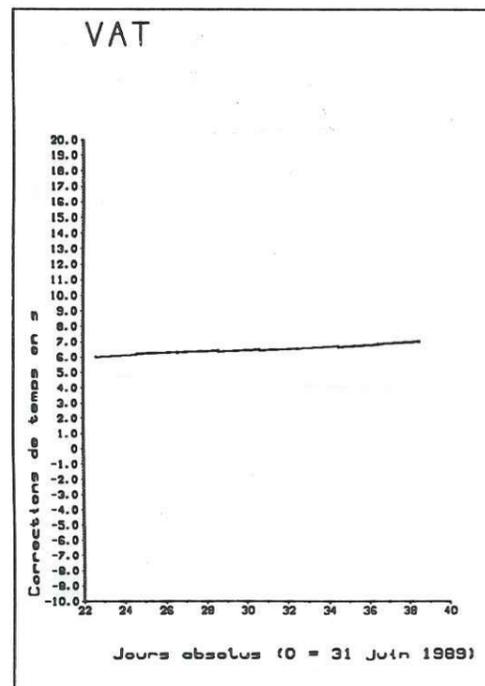
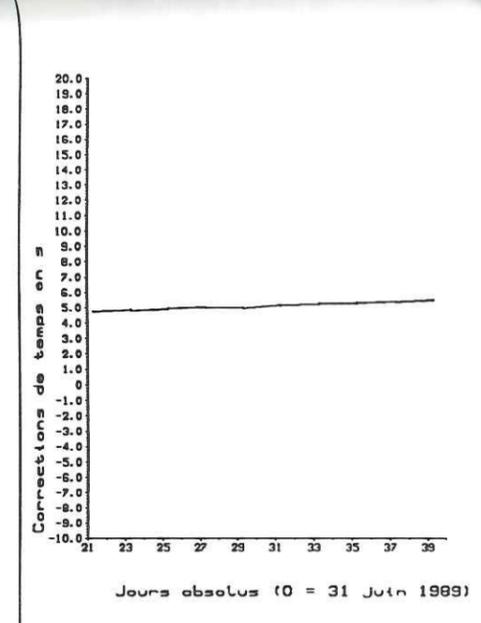
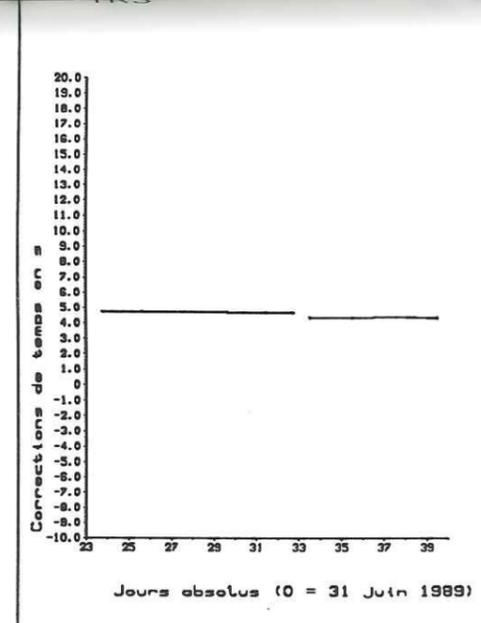
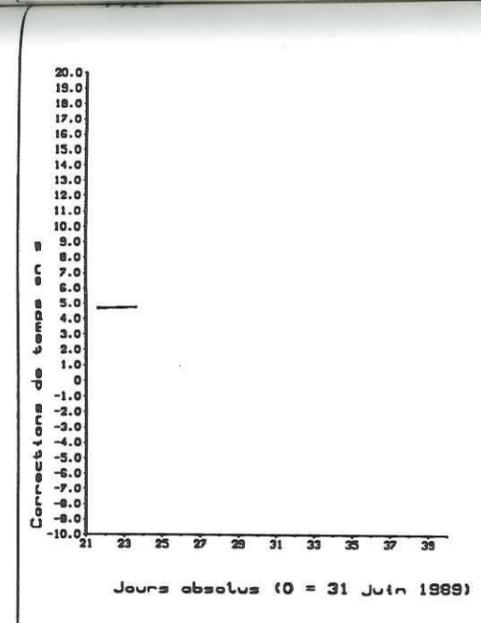
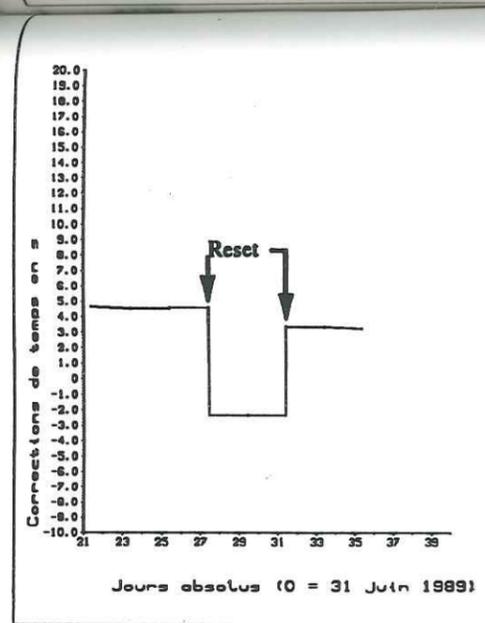
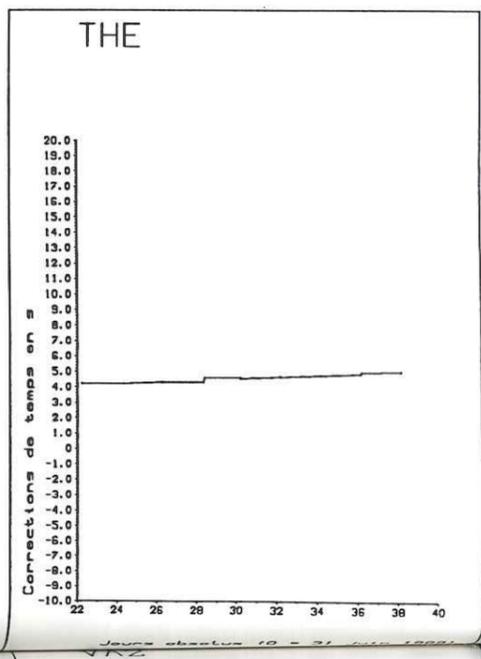
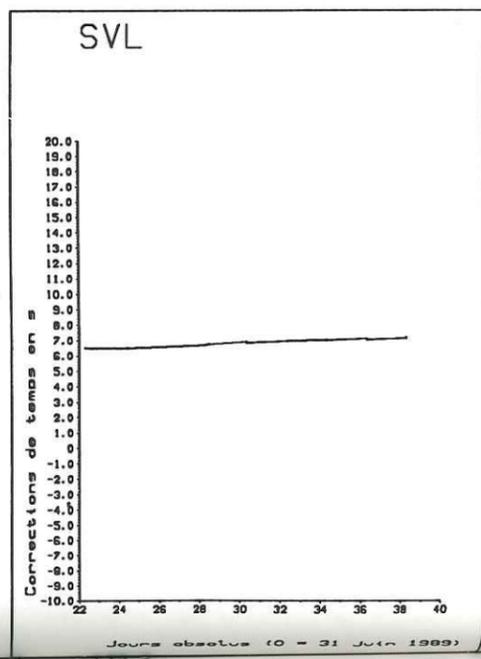
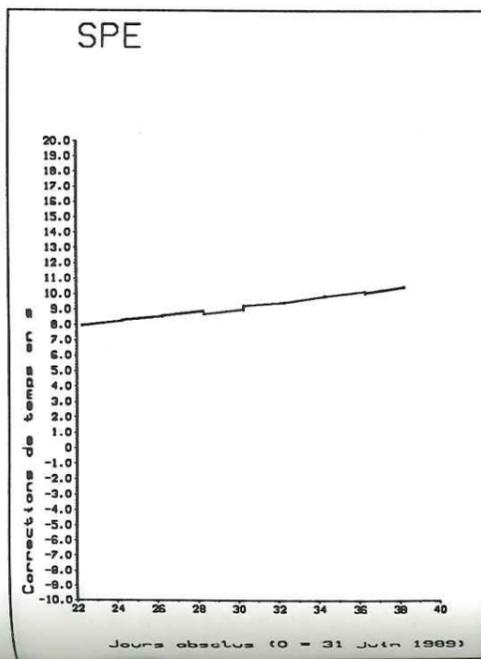
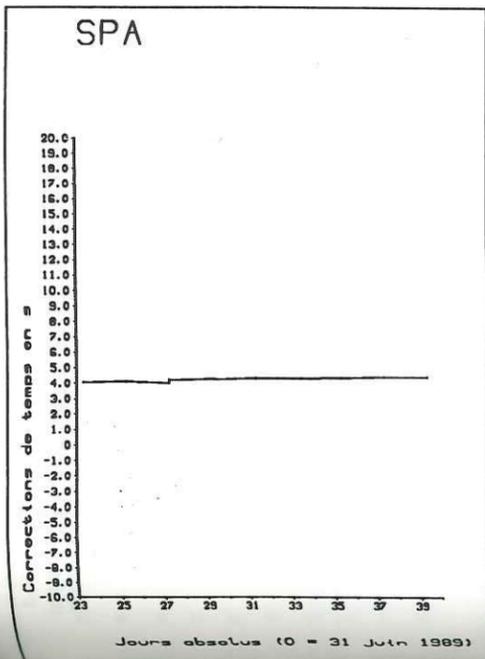
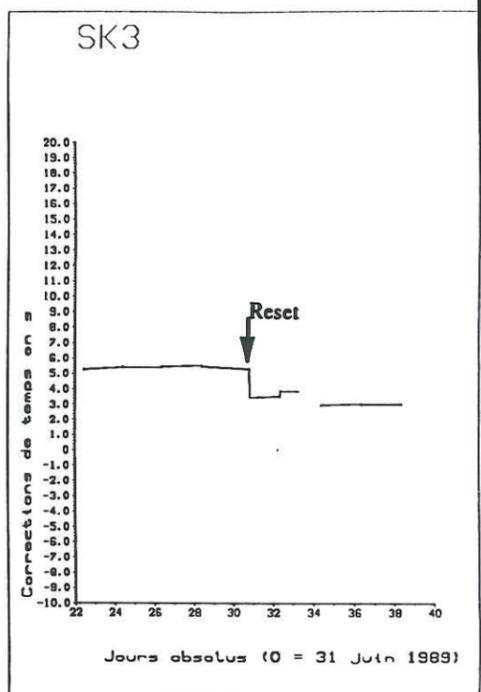
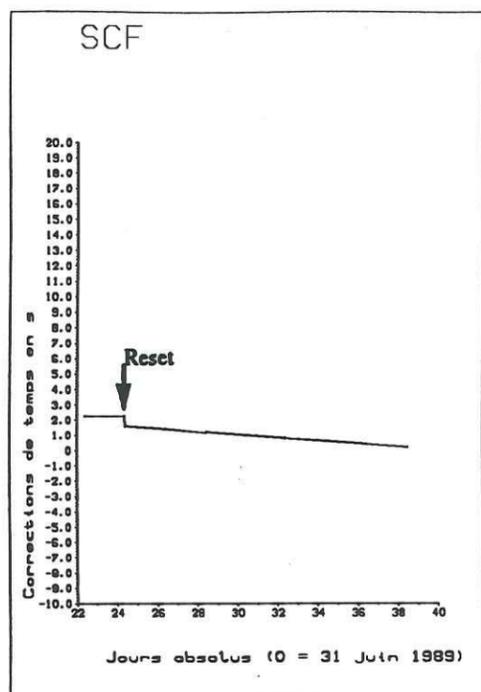
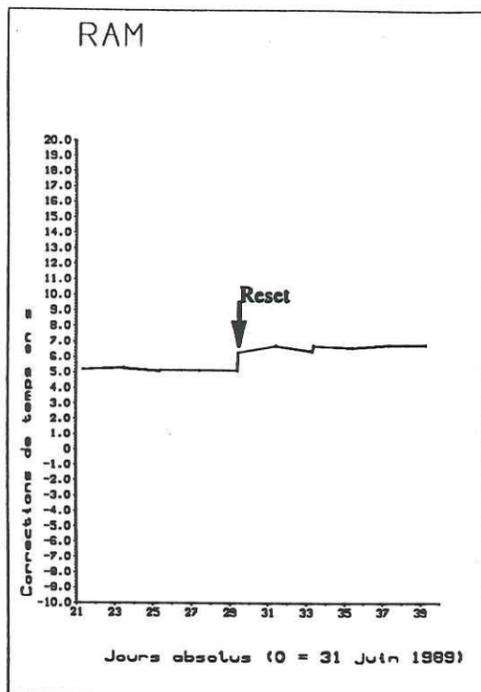
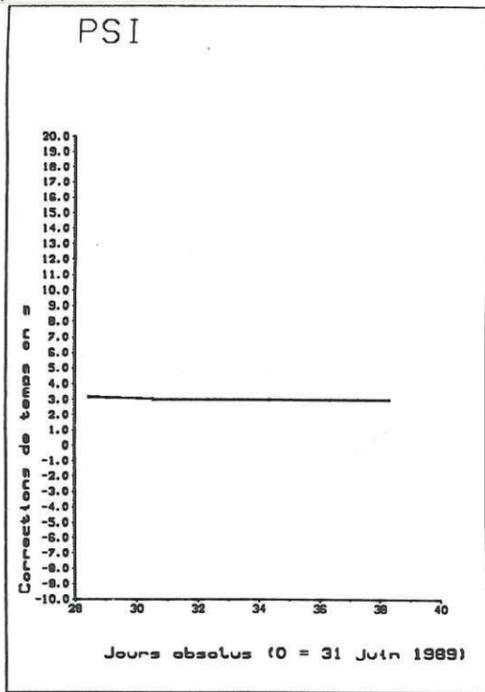
ANNEXE 1

Cette annexe présente les courbes de dérive des horloges des stations pendant la période allant du 21/07/89 au 08/08/89.









XIR

20.0
18.0
16.0
14.0
12.0
10.0
8.0
6.0
4.0
2.0
1.0
0
-1.0
-2.0
-3.0
-4.0
-5.0
-6.0
-7.0
-8.0
-10.0

Corrections de temps en s

Jours absolus (0 = 31 Juin 1989)

23 25 27 29 31 33 35 37 39



ZI2

20.0
18.0
16.0
14.0
12.0
10.0
8.0
6.0
4.0
2.0
1.0
0
-1.0
-2.0
-3.0
-4.0
-5.0
-6.0
-7.0
-8.0
-10.0

Corrections de temps en s

Jours absolus (0 = 31 Juin 1989)

23 25 27 29 31 33 35 37 39



ANNEXE 2

Cette annexe présente le fichier de paramètres utilisés par le programme HYPO71 lors de la localisation des événements à partir du modèle de vitesse de référence de la présente étude.

Cette annexe fournit les paramètres des 656 séismes localisés au cours de la présente étude. La première liste est celle des 490 événements localisés "à 8 kilomètres près". La classe de qualité de localisation dont fait partie le séisme considéré est indiquée en bout de ligne:

- Q1 signifie que le séisme est localisé "à moins de 2 kilomètres près".
- Q2 signifie que le séisme est localisé "à plus de 2 mais moins de 4 kilomètres près".
- Q3 signifie que le séisme est localisé "à plus de 4 mais moins de 8 kilomètres près".

La deuxième liste est celle des 166 séismes restants (localisations estimées moins fiables que celles des événements précédents).

890713	1549	45.63	38-20.72	20-26.16	7.42	1.59	9	245	12.	.21	1.6	2.8	Q3
890713	1557	32.15	39-39.56	20-37.02	9.10	2.23	29	135	7.	.18	.5	.8	Q1
890713	1629	59.98	38-32.91	21-34.25	12.43	2.93	36	99	9.	.20	.5	.5	Q1
890713	20 0	36.60	38-21.33	20-25.72	9.04	1.52	10	218	13.	.19	1.3	2.2	Q3
890713	20 8	38.61	39-25.24	20-42.29	20.56	1.64	16	80	9.	.23	1.1	1.5	Q1
890713	2012	56.53	38-21.68	20-25.50	12.50	2.13	14	220	14.	.17	1.0	.9	Q1
890713	2046	32.00	39- 4.78	21-24.44	6.16	1.80	10	276	6.	.13	1.0	.9	Q3
890713	2121	31.67	38-29.54	20-30.25	12.06	2.09	15	196	9.	.21	1.3	1.6	Q1
890713	2138	54.90	39-13.68	20-43.78	11.26	1.45	10	192	4.	.13	1.0	.9	Q3
890713	2248	47.43	39-22.50	20-51.92	17.64	1.90	34	45	5.	.24	.6	.7	Q1
890714	114	43.49	38-19.85	20-27.62	8.70	1.64	12	202	10.	.17	.9	1.5	Q2
890714	115	57.70	39-38.95	20-37.22	7.28	1.59	10	137	7.	.14	1.0	1.2	Q3
890714	2 1	7.74	39-22.37	20-50.78	19.06	2.40	48	41	6.	.27	.5	.7	Q1
890714	2 2	12.25	39-22.95	20-50.01	19.58	1.38	17	96	7.	.14	.6	.8	Q1
890714	2 3	19.36	38-42.81	21-13.22	13.59	3.11	46	70	11.	.27	.5	.6	Q2
890714	222	3.03	38-43.49	21-12.42	3.27	1.83	11	127	10.	.14	.6	.9	Q3
890714	228	8.75	39-20.64	20-49.45	20.81	2.06	20	75	5.	.17	.7	.7	Q1
890714	237	4.31	39-30.74	20-34.83	10.86	1.79	18	45	15.	.26	.8	2.2	Q2
890714	354	13.35	39-18.35	20-29.20	9.16	1.53	9	202	9.	.11	.8	1.1	Q3
890714	820	16.05	39-38.52	20-37.17	6.62	1.55	14	122	8.	.18	.8	1.3	Q2
890714	1126	32.63	39-23.48	20-32.61	6.75	1.70	15	103	4.	.10	.4	.6	Q1
890714	1219	32.73	38-23.31	20-27.30	11.81	2.39	16	206	12.	.23	1.2	1.1	Q2
890714	1248	10.86	38-19.68	20-28.68	10.45	1.71	10	191	10.	.19	1.2	1.8	Q3
890714	1319	13.80	39- 1.09	20- 3.19	8.13	3.13	42	195	24.	.29	1.0	1.3	Q3
890714	1356	24.18	38-53.62	21-16.91	7.50	1.77	9	200	9.	.08	.7	1.1	Q3
890714	1531	18.20	39-25.10	20-17.12	7.67	1.65	10	226	7.	.13	.9	1.1	Q3
890714	1540	43.76	38-20.62	20-29.06	9.53	1.75	14	189	11.	.19	.9	1.3	Q2
890714	1639	35.80	38-45.17	20-27.92	32.64	2.18	34	154	14.	.19	.6	1.1	Q2
890714	1721	18.83	39-28.72	20-20.95	4.56	1.81	10	82	2.	.13	.6	.9	a3
890714	2137	20.11	38-17.23	21-40.21	34.21	2.71	21	221	15.	.20	1.6	.7	Q2
890715	1 4	59.37	38-57.01	21-22.30	2.47	1.30	9	196	10.	.10	.6	.8	Q3
890715	1 7	10.32	38-20.12	20-32.16	8.52	1.41	9	168	11.	.07	.4	.9	Q3
890715	342	37.18	38-18.10	20-29.09	7.79	1.49	10	182	7.	.20	1.2	2.1	Q3
890715	447	37.37	38-18.70	20-29.28	6.25	1.65	9	197	8.	.19	1.2	2.7	Q3
890715	525	55.87	39-42.31	20-24.84	10.22	2.29	28	214	11.	.20	.7	1.1	Q2
890715	1042	3.84	38-22.50	20-31.77	13.67	2.45	20	171	8.	.14	.5	.5	Q1
890715	1110	37.19	38-15.24	20-21.27	12.11	2.11	9	287	10.	.13	1.5	1.4	Q2
890715	14 2	47.80	38-20.38	20-28.93	10.00	1.94	11	189	11.	.17	1.2	1.3	Q3
890715	1653	13.29	38-22.33	20-32.30	9.39	1.59	9	182	8.	.10	.7	1.0	Q3
890715	1656	1.39	37-52.67	21- 3.23	32.74	2.79	24	261	36.	.24	1.7	.9	Q2
890715	1744	14.97	38-22.25	20-31.44	8.78	1.45	9	194	8.	.08	.5	.8	Q3
890715	1858	50.43	39-38.34	20-37.53	6.61	2.53	31	117	8.	.19	.5	1.2	Q3
890715	19 9	22.54	39-38.16	20-37.70	4.79	1.54	14	113	8.	.19	.8	2.3	Q2
890715	1953	30.45	38-19.33	20-28.34	7.81	2.13	16	194	9.	.20	.8	1.3	Q3
890715	2017	23.74	38-22.72	20-30.61	10.97	1.95	13	180	8.	.25	1.3	1.7	Q1
890716	248	21.80	38-56.46	21-26.49	9.45	1.78	14	183	11.	.16	.9	1.3	Q2
890716	450	14.92	38-19.57	20-28.47	8.35	1.93	11	193	9.	.17	.9	1.7	Q3
890716	921	2.82	39-43.99	20-26.54	10.10	2.02	23	222	18.	.19	.7	1.5	Q3
890716	1218	36.12	39-28.25	20-18.63	9.11	1.94	17	152	1.	.13	.4	.8	Q1
890716	1455	48.53	38-21.91	20-31.66	11.92	1.84	9	188	9.	.17	1.1	2.1	Q3
890716	17 9	7.76	38- 7.63	21-54.95	26.81	2.76	12	291	33.	.16	2.5	2.5	Q2
890716	1752	47.54	38-59.61	21-53.79	11.54	2.11	8	285	39.	.09	1.2	1.3	Q3
890716	21 7	17.63	39-28.28	20-40.69	10.26	1.52	8	142	13.	.08	.6	1.4	Q3
890716	23 8	39.71	39-23.09	20-22.34	7.89	1.85	15	119	3.	.13	.7	.7	Q1
890716	2320	31.73	40- 6.5	20-39.37	7.19	3.03	41	278	34.	.24	1.0	1.8	Q3
890717	0 8	12.44	39-47.76	20-38.97	24.60	2.33	21	235	10.	.18	1.1	.9	Q2
890717	143	50.39	38-21.63	21-36.66	19.44	2.28	20	177	10.	.22	1.4	2.0	Q2
890717	339	5.65	39-46.81	20-41.24	24.66	1.71	13	229	8.	.17	1.4	1.3	Q2
890717	410	39.85	39-28.04	20-22.57	5.55	2.61	39	62	5.	.25	.5	.9	Q2
890717	730	11.07	38- 6.92	21-42.59	34.09	2.73	23	259	32.	.27	2.2	.9	Q3

890717	1235	.71	39-16.21	20-33.87	7.08	1.93	15	99	7.	.26	1.1	2.2	Q2
890717	1422	18.76	38- 6.95	20-26.04	19.34	1.89	8	278	14.	.14	2.1	1.6	Q3
890717	1658	13.39	39-15.86	20- 3.25	8.21	2.11	19	266	12.	.23	1.6	1.9	Q3
890717	1755	45.53	39- 2.78	21-37.06	18.37	2.41	33	211	23.	.23	.8	1.7	Q3
890717	21 1	31.61	38-50.69	21- 8.25	5.10	1.74	14	88	3.	.16	.7	1.2	Q1
890717	2141	47.96	39- 4.57	21-40.14	16.16	2.25	24	225	27.	.19	1.4	2.4	Q3
890718	010	20.75	39-44.72	20-37.91	17.08	2.47	11	208	5.	.20	1.8	1.5	Q3
890718	1 2	48.39	39-53.30	20-37.22	.62	2.57	24	269	20.	.23	1.5	1.6	Q3
890718	244	21.30	38-52.63	21-18.16	5.38	1.65	16	98	11.	.16	.4	2.3	Q2
890718	334	21.48	39-26.79	20-17.77	4.61	1.62	9	244	4.	.28	2.3	2.2	Q3
890718	638	39.99	39-28.22	21- 2.26	1.25	1.61	8	277	1.	.14	1.5	1.1	Q3
890718	1048	7.05	39-29.72	20- 1.90	34.77	2.16	21	152	13.	.16	.9	1.0	Q1
890718	1247	46.23	39-17.77	20-55.07	14.66	1.73	12	154	5.	.17	.9	1.4	Q1
890718	1332	57.84	39-18.06	20-54.02	13.34	1.33	10	198	5.	.16	1.2	1.1	Q3
890718	1339	8.38	38-44.88	21-18.46	18.03	1.58	10	131	19.	.11	.7	1.3	Q3
890718	1353	59.04	39-18.35	20-56.17	16.21	1.77	10	179	5.	.11	1.0	.9	Q3
890718	1354	30.96	39-17.35	20-54.47	14.27	1.65	8	108	6.	.05	.4	.6	Q3
890718	1644	16.57	39-17.45	20-55.36	13.85	1.42	10	156	6.	.21	1.3	1.7	Q3
890718	1814	35.93	38-12.99	20-38.14	18.03	1.93	14	138	3.	.14	.7	.9	Q1
890718	2051	26.52	38-57.64	21-28.43	7.91	1.69	10	205	14.	.15	1.1	2.1	Q3
890719	034	50.59	37-46.78	20-59.02	32.20	3.14	25	274	41.	.19	1.4	.7	Q2
890719	037	20.68	37-48.94	21- 2.38	32.00	2.53	9	311	40.	.16	2.8	3.4	Q3
890719	040	51.61	37-48.30	20-57.18	33.10	2.83	13	282	37.	.17	1.6	1.1	Q2
890719	043	33.31	39-59.38	20-40.04	11.48	2.59	22	288	31.	.20	1.2	1.2	Q3
890719	515	30.67	38-41.57	21-12.16	4.64	1.61	13	161	10.	.17	.7	3.6	Q3
890719	523	35.02	38-54.12	20-51.97	.51	1.97	15	104	4.	.17	.6	1.7	Q2
890719	525	4.65	38-38.60	21-36.68	17.73	2.18	18	173	10.	.15	1.0	.9	Q2
890719	551	53.37	38-22.21	20-30.89	8.38	1.30	8	201	9.	.03	.2	.5	Q3
890719	7 6	48.27	38-25.06	20-34.66	3.37	1.80	10	143	2.	.15	.7	.5	Q3
890719	1357	8.66	38- 2.87	20-18.97	26.61	2.46	9	297	25.	.18	3.4	2.7	Q3
890719	14 9	22.24	37-51.29	21- 2.36	33.35	2.77	23	264	37.	.26	2.0	1.0	Q2
890719	1621	37.38	38-17.67	20-29.44	8.90	1.60	9	188	6.	.23	1.6	2.5	Q3
890719	17 0	11.43	39-38.82	20-36.92	7.70	1.94	13	127	8.	.18	.9	1.6	Q2
890719	1819	24.49	39-23.96	20-34.73	3.35	1.69	14	104	6.	.23	.8	1.0	Q2
890719	1825	26.50	39-42.62	20-25.56	11.18	2.12	15	220	15.	.19	1.1	1.7	Q2
890719	2119	49.51	39-21.28	20-32.53	13.40	1.84	17	93	7.	.18	.6	1.0	Q1
890719	2230	1.59	38-19.44	20-29.23	9.11	1.55	9	184					

890805	1511	33.08	38-47.51	20-16.14	36.03	3.35	38	173	31.	.18	.6	.4	Q2	
890805	1527	11.57	38- 4.09	20-22.75	19.76	2.57	9	298	21.	.17	2.6	2.7	Q3	
890805	2046	38.50	39-38.57	20-36.88	6.73	2.39	21	125	8.	.18	.6	1.3	Q2	
890805	2151	23.36	38-19.00	21-50.39	14.72	2.91	13	293	11.	.25	2.0	1.0	Q3	
890806	026	34.52	39-39.64	20-36.32	10.06	2.12	15	155	7.	.15	.9	1.0	Q2	
890806	122	3.19	39-24.10	20-32.95	4.73	2.30	23	94	4.	.19	.5	1.0	Q1	
890806	254	57.64	38-16.04	21-47.13	7.82	3.06	12	274	15.	.18	2.5	2.7	Q3	
890806	1423	2.76	38-43.49	20-36.02	14.10	2.11	11	178	6.	.16	1.1	1.2	Q3	
890806	2251	35.23	38-57.00	21- 4.60	23.83	3.09	10	241	37.	.23	2.6	7.9	Q3	
890806	2320	9.58	38-58.37	21- 5.70	19.01	3.07	10	193	40.	.21	1.5	4.8	Q3	
890807	035	54.27	38-59.80	21- 7.83	21.34	3.61	26	79	10.	.22	.8	1.3	Q3	
890807	044	45.76	38-59.79	21- 6.98	37.40	3.79	12	146	43.	.18	1.0	1.1	Q2	
890807	227	26.31	38-59.00	21- 6.90	32.34	3.38	17	129	39.	.22	.9	3.1	Q2	
890807	230	9.96	38-59.24	21- 6.33	15.76	2.46	22	68	12.	.22	.7	1.5	Q2	
890807	330	22.96	38-59.03	21- 6.69	15.19	2.34	18	67	11.	.17	.6	1.2	Q1	
890807	5	13.68	38-58.92	21- 6.65	18.93	2.87	30	51	11.	.18	.5	.8	Q2	
890807	518	15.89	38-59.22	21- 6.72	17.78	2.84	30	69	11.	.19	.5	.9	Q2	
890807	814	40.74	38-19.90	21-46.59	9.12	3.18	11	288	24.	.26	2.9	2.3	Q3	
890807	829	4.27	38-59.36	21- 6.78	19.00	2.73	31	51	11.	.17	.4	.8	Q1	
890807	1347	17.52	38-59.09	21- 7.13	16.45	2.64	28	50	10.	.19	.5	.8	Q1	
890807	17	3	8.80	39-46.53	20-39.78	.01	2.06	11	246	8.	.27	2.1	3.1	Q3
890807	1734	51.03	39-26.10	21-15.72	14.58	2.83	26	215	23.	.22	.9	.5	Q2	
890807	1934	58.40	39-26.28	21-15.56	3.76	2.23	15	214	29.	.20	1.8	3.5	Q2	
890808	731	36.26	38-19.18	20-28.97	15.07	2.27	12	187	9.	.23	1.4	1.6	Q1	
890808	9	4	11.22	38-56.35	21-30.76	12.45	2.21	11	211	16.	.27	2.6	2.2	Q3
890808	1028	38.21	38-45.84	20-34.28	4.57	1.82	10	234	10.	.14	1.0	2.0	Q3	
890808	1242	59.99	39-14.02	20- 9.02	25.77	2.27	14	227	4.	.19	1.2	1.1	Q2	
890808	1448	14.18	39-25.27	21-13.36	11.79	1.97	12	232	20.	.29	2.1	3.5	Q3	
890809	546	48.57	37-48.55	21- 9.83	23.15	3.02	17	303	48.	.24	2.1	7.4	Q3	
890809	1159	8.76	39-56.54	20-37.86	14.76	2.38	20	278	26.	.23	1.6	1.1	Q3	
890809	1813	4.75	39-11.82	21-23.98	.91	1.84	11	275	11.	.24	1.4	1.8	Q3	
890810	442	23.88	37-47.36	21- 4.97	31.93	2.92	11	289	45.	.19	2.4	1.2	Q3	
890810	547	13.80	38-58.14	20-39.15	29.75	2.57	21	145	16.	.22	1.0	1.3	Q2	
890810	1236	24.16	38- 4.55	20-18.09	23.96	3.97	23	275	24.	.23	2.4	2.1	Q3	
890810	1518	22.29	39-25.06	20-33.64	12.62	1.95	16	90	5.	.24	.7	1.8	Q1	
890810	1710	13.33	38- 1.01	20-20.66	21.32	3.19	22	278	27.	.22	1.3	1.5	Q3	
890811	013	15.11	39-25.90	20-44.42	14.51	2.08	15	90	7.	.14	.7	.8	Q1	
890811	020	45.72	39-23.03	20-33.74	8.75	2.40	14	119	6.	.15	.6	1.1	Q1	
890811	040	46.86	38-20.47	20-25.42	7.27	1.73	11	222	12.	.26	2.2	3.7	Q3	
890811	222	42.23	39-27.62	20-27.86	9.02	1.70	9	130	7.	.24	1.4	2.1	Q3	
890811	14	1	30.11	39-26.18	20-43.94	14.67	2.38	21	72	7.	.18	.6	.6	Q1
890811	17	3	29.91	38- 5.70	20-32.78	34.67	1.90	8	303	18.	.19	3.8	2.4	Q3
890811	1918	44.54	38-17.32	20-32.99	16.08	1.25	9	134	8.	.19	1.6	2.0	Q3	
890811	2030	53.82	38-20.29	20-30.21	7.24	1.97	9	177	11.	.15	1.0	2.0	Q3	
890811	2129	15.98	38- 2.14	20-18.83	14.84	1.74	10	307	27.	.15	1.4	.9	Q3	
890811	2147	40.76	38- 1.21	20-20.63	16.51	1.59	10	307	27.	.14	1.3	3.8	Q3	
890812	047	22.57	38-58.73	21- 6.44	17.68	2.19	12	68	11.	.20	1.2	1.7	Q1	
890812	517	42.12	38- 4.72	20-18.51	22.11	2.87	11	324	23.	.19	2.4	2.2	Q3	
890812	7	0	6.82	39-19.43	20-38.14	12.96	1.06	16	96	1.	.19	.7	1.2	Q1
890812	1122	40.28	39-43.62	20-25.72	15.97	1.44	14	222	12.	.25	1.5	1.5	Q1	
890812	1157	29.64	39-39.29	20-32.94	19.30	2.27	12	158	4.	.10	.7	1.1	Q1	
890812	1741	25.47	39-18.19	20-35.10	13.34	1.65	16	125	5.	.16	.6	.8	Q1	
890812	1918	20.68	38-19.93	20-28.81	7.82	1.57	11	190	10.	.21	1.1	2.1	Q3	
890813	058	7.62	39-43.28	20-41.92	18.21	1.88	19	188	3.	.15	.7	.7	Q1	
890813	1	9	33.46	38-58.54	21-23.13	6.44	1.35	14	248	13.	.28	1.6	2.6	Q2
890813	3	8	52.05	39-31.59	20-45.45	13.21	1.36	14	86	4.	.16	.7	1.0	Q1
890813	712	6.95	39-19.02	20-36.98	9.36	1.59	11	121	1.	.17	.8	1.2	Q3	
890813	732	52.09	38-25.17	20-32.76	8.25	2.02	17	170	3.	.22	.9	1.6	Q1	
890813	814	30.03	39-16.00	20-38.86	7.90	1.37	10	101	7.	.08	.4	.8	Q3	
890813	830	8.56	39-43.77	20-40.44	18.26	1.50	10	214	3.	.09	.7	.7	Q3	
890813	846	26.07	39-45.72	20-42.43	19.48	1.77	27	227	7.	.24	1.0	1.2	Q2	
890813	859	47.88	39-27.30	20-35.21	9.23	1.54	8	127	9.	.07	.6	1.2	Q3	
890813	1117	37.55	38-15.72	22- 5.44	21.04	2.59	12	305	32.	.25	2.4	3.5	Q3	
890813	1642	38.69	38-41.62	20-32.56	9.52	1.64	17	180	5.	.22	1.1	1.6	Q1	
890813	1716	40.97	38-41.71	20-31.41	5.72	1.79	14	198	7.	.26	1.5	2.6	Q2	
890813	1728	13.88	38-56.30	21-25.15	10.53	1.87	18	177	10.	.21	.7	1.1	Q1	
890813	2052	28.88	39-34.37	20-35.73	19.74	2.15	17	70	10.	.15	.8	1.3	Q1	
890813	2112	4.68	39-34.98	20-35.11	19.70	2.39	18	77	9.	.18	.8	1.3	Q3	
890814	138	43.90	38-18.35	20-27.39	14.09	2.37	12	206	7.	.19	1.5	1.1	Q1	
890814	659	21.20	38-47.63	20-17.25	30.92	2.61	35	183	30.	.26	.9	1.4	Q2	
890814	738	40.43	39-36.18	19-24.98	20.83	2.47	11	340	34.	.16	2.9	3.4	Q3	
890814	1131	43.50	38-53.79	20-37.14	16.09	2.49	18	169	10.	.21	.9	1.5	Q2	
890814	1147	20.47	39-23.64	20-46.11	15.81	1.82	8	180	4.	.09	.9	.9	Q3	
890814	1726	32.75	38-17.61	21-45.91	10.37	2.84	11	265	12.	.26	4.1	2.4	Q3	
890814	1838	21.55	39-39.83	20-35.53	7.42	2.31	12	167	8.	.12	.9	.9	Q2	
890814	21	5	42.79	39-39.33	21-10.61	8.55	2.20	10	269	20.	.17	1.8	3.2	Q3
890814	23	1	17.57	39-35.28	20-36.22	21.13	1.70	9	160	15.	.13	1.0	1.7	Q3
890814	23	2	58.11	39-35.85	20-37.21	21.97	1.79	13	150	10.	.25	1.4	1.6	Q1
890814	23	3	34.61	39-34.22	20-36.15	19.19	2.88	26	69	11.	.19	.6	.9	Q2
890815	021	20.13	39-33.62	21- 8.14	14.46	2.22	19	235	16.	.24	1.3	.8	Q1	
890815	1	3	37.36	39-42.69	20-58.22	14.29	1.93	18	243	4.	.20	1.0	.6	Q1
890815	2	1	19.22	39-33.78	20-38.51	29.81	1.87	8	120	12.	.14	1.4	2.7	Q3
890815	624	23.94	38-58.03	20-48.99	6.07	2.00	19	108	9.	.24	.7	2.7	Q2	
890815	816	58.98	38-58.71	21- 6.78	20.19	1.54	10	129	11.	.19	1.0	1.7	Q3	
890815	817	31.13	38-58.81	21- 4.99	18.29	1.85	21	81	13.	.18	.6	1.1	Q1	
890815	818	20.86	38-58.98	21- 5.58	20.74	1.50	14	117	13.	.14	.6	1.1	Q1	
890815	818	35.64	38-59.08	21- 6.47	20.41	1.80	16	114	11.	.24	1.0	1.6	Q1	
890815	819	4.07	38-59.23	21- 5.80	18.73	2.04	35	53	12.	.23	.5	.8	Q2	
890815	819	34.52	38-58.72	21- 5.48	19.69	2.55	45	53	13.	.20	.4	.6	Q2	
890815	826	43.65	38-58.69	21- 5.96	18.35	2.28	38	52	12.	.24	.5	.9	Q1	
890815	1336	6.22	38-58.58	21- 6.05	18.53	2.01	12	118	12.	.20	1.2	1.9	Q1	
890815	1337	59.22	38-59.43	21- 6.35	17.81	1.90	13	115	12.	.06	.3	.5	Q1	
890815	1340	54.55	39- 5.07	21- 5.09	29.22	1.96	9	119	5.	.17	1.5	1.3	Q3	
890815	1341	53.41	38-59.70	21- 6.71	20.20	2.07	24	65	12.	.21	.6	1.0	Q1	
890815	1538	34.91	38-19.04	20-30.55	14.32	2.48	13	169	9.	.27	1.4	1.4	Q1	
890815	2019	23.47	38-18.											

date	heure	lat n	long e	prof	mag no ang dmin	rms	erh	erz
890707	156 31.18	39-7.60	20-30.61	5.80	1.95 7 275 9.	.18	4.0	3.7
890707	243 5.80	40-6.43	20-50.63	5.81	2.40 8 310 41.	.22	3.8	46.1
890707	8 2	8.05	38-12.59	16.87	3.26 25 278 24.	.29	1.6	4.5
890707	2345 35.47	39-29.64	20-23.32	2.19	2.00 7 114 4.	.18	1.4	1.4
890708	940 36.81	39-49.40	21-38.84	12.12	3.06 39 158 27.	.19	.9	1.8
890708	948 57.78	38-15.26	21-39.15	18.04	2.01 11 266 13.	.23	2.2	1.7
890708	1058 14.81	38-52.42	21-18.19	26.40	2.01 10 267 35.	.32	4.4	5.5
890708	1549 30.78	38-53.18	21-18.19	4.96	1.33 7 104 5.	.11	.9	1.8
890708	2013 21.14	38-3.57	21-33.20	71.80	1.79 10 101 5.	.37	1.0	2.1
890708	2042 15.55	38-3.93	21-33.67	38.87	2.61 12 286 40.	.33	5.4	5.5
890709	144 10.18	38-38.88	20-23.12	12.68	2.36 8 263 40.	.20	1.3	1.8
890709	446 45.15	38-21.97	20-32.71	9.43	1.70 8 305 7.	.29	2.0	2.0
890709	9 2	12.83	38-13.15	16.67	2.11 13 227 5.	.27	2.1	4.0
890709	2135 31.21	38-50.74	21-10.05	14.19	1.83 7 315 11.	.07	1.6	1.0
890709	22 0	19.45	39-42.08	10.03	2.74 49 46 15.	.30	.5	.9
890709	2318 7.94	40-4.55	21-11.07	15.90	1.56 7 219 12.	.05	.5	.4
890710	831 15.27	38-6.21	20-33.59	28.52	1.48 9 181 13.	.12	1.3	2.4
890710	840 9.95	38-16.89	20-18.31	9.23	2.57 24 300 42.	.31	2.6	3.0
890710	2034 28.80	38-48.58	20-22.99	6.20	2.02 9 321 21.	.21	3.1	5.1
890710	2148 18.79	38-54.16	20-58.20	5.67	2.06 7 263 9.	.15	2.7	3.4
890711	11 7	47.62	39-28.65	21-17.51	1.21 7 98 6.	.03	2.2	2.5
890711	1342 2.68	39-13.85	20-48.89	17.83	1.48 7 117 11.	.31	2.6	36.4
890711	1411 5.94	39-21.09	19-46.16	-9.3	1.52 7 203 2.	.14	2.0	2.2
890711	1949 48.77	38-53.38	21-10.47	8.34	2.13 7 123 3.	.18	1.4	2.0
890712	416 8.38	38-18.24	20-29.09	12.26	1.92 8 183 7.	.16	1.4	2.0
890712	1016 47.54	39-14.65	21-17.59	8.80	1.66 7 272 7.	.15	3.0	1.7
890712	1756 38.85	39-9.73	21-43.34	3.89	2.00 9 304 39.	.22	13.2	31.3
890713	2348 14.00	38-50.19	21-17.02	17.62	1.18 7 111 8.	.06	.8	1.6
890713	055 36.34	38-6.19	20-15.08	14.21	2.07 7 321 25.	.15	4.1	2.6
890713	343 51.74	37-45.59	21-1.06	33.02	3.47 29 275 44.	.35	1.9	1.0
890713	430 26.42	38-16.45	20-28.85	15.43	2.76 33 151 4.	.20	3.8	7.7
890713	825 52.61	38-54.03	20-51.86	9.72	1.76 7 233 7.	.26	3.6	3.5
890713	930 5.65	39-16.94	20-52.90	13.24	2.04 14 102 16.	.16	1.7	2.2
890713	1117 44.01	39-34.41	20-56.80	4.03	1.81 9 142 8.	.19	1.8	6.2
890713	1623 31.75	38-54.04	20-36.54	14.54	1.53 9 148 7.	.23	1.6	2.2
890713	1744 27.71	38-29.75	21-31.19	15.84	2.24 24 129 10.	.31	1.1	1.6
890713	2151 40.57	39-22.13	21-29.24	18.36	1.64 7 168 8.	.18	1.9	2.4
890714	022 51.22	38-1.20	20-37.43	5.85	2.00 13 252 28.	.15	1.2	9.8
890714	930 6.84	38-19.95	20-37.43	7.15	1.82 8 279 14.	.23	3.7	6.1
890714	1010 45.44	39-15.96	20-7.09	8.58	1.61 7 202 10.	.07	1.1	1.1
890714	1216 8.78	39-25.82	19-50.29	3.27	2.54 7 255 8.	.32	1.3	1.0
890714	1237 54.71	39-40.72	20-21.47	12.82	2.94 28 207 7.	.18	5.1	4.5
890714	1257 50.06	39-20.88	20-39.13	13.00	1.90 7 253 23.	.32	1.3	1.0
890715	1155 46.34	38-30.28	21-39.01	5.11	1.70 10 148 3.	.24	1.4	2.0
890716	335 34.42	37-57.71	20-4.64	17.46	2.26 7 124 7.	.20	1.6	1.9
890716	743 23.15	38-4.41	20-52.56	9.46	3.35 15 300 46.	.30	5.9	16.9
890716	730 38 38-41.74	20-26.38	23.01	2.72 50 176 14.	.24	2.7	2.6	
890716	1427 16.91	38-16.92	21-45.22	10.56	2.09 5 302 13.	.19	.5	1.0
890717	142 40.20	38-20.67	21-37.10	22.60	2.38 19 186 12.	.29	2.0	1.1
890717	559 14.88	39-25.77	19-49.30	14.86	2.09 6 273 12.	.07	2.0	1.3
890717	723 37.62	38-21.29	21-37.35	22.01	1.75 7 243 12.	.12	2.2	1.7
890717	737 52.05	39-6.42	20-56.01	1.64	1.57 6 282 17.	.01	.4	.4
890717	1231 8.64	38-21.94	21-17.82	4.65	2.35 7 281 34.	.30	4.0	73.7

890731	1818 58.56	38-5.59	20-32.82	31.19	1.93 6 329 31.	.17	9.1	7.4
890801	1751 29.98	38-25.85	21-58.37	13.33	2.77 7 303 18.	.25	5.2	5.6
890802	1140 7.86	38-18.13	21-45.16	4.12	2.04 5 296 11.	.27	11.0	43.6
890802	1511 28.97	39-47.52	20-41.84	.03	2.49 8 263 10.	.18	2.3	6.0
890802	1749 57.67	38-59.58	21-46.90	-.90	2.46 7 235 31.	.23	2.8	17.2
890803	728 35.35	38-25.34	22-2.85	34.87	2.81 12 272 41.	.28	4.2	1.3
890803	922 53.94	38-19.54	22-13.73	14.95	3.00 10 312 24.	.38	8.0	2.9
890803	15 8 34.74	38-32.92	21-51.03	16.70	3.03 8 339 41.	.26	5.7	10.2
890803	1512 37.58	38-33.03	21-51.13	18.51	2.63 9 249 16.	.31	2.6	3.2
890804	1943 49.53	38-28.74	21-33.21	12.99	2.00 12 112 7.	.21	1.0	1.7
890804	1823 17 38-29.78	21-26.88	15.51	15.51	2.21 16 123 10.	.03	.5	.4
890805	144 43.69	38-6.31	21-15.87	36.72	2.25 7 271 15.	.36	2.7	4.6
890805	746 6.00	38-5.18	21-53.97	2.11	3.15 9 289 35.	.30	5.3	10.3
890805	1131 15.52	38-7.46	20-30.20	18.82	2.77 8 249 13.	.13	2.3	1.3
890805	1658 51.73	39-39.24	20-37.26	3.16	2.43 7 181 20.	.19	1.7	3.2
890806	2247 23 38-59.97	21-6.14	37.58	2.93 14 130 41.	.33	3.6	2.7	
890807	2 6 53.81	38-59.76	21-7.62	15.56	2.88 19 90 24.	.18	1.0	4.7
890807	610 44.30	39-41.95	20-43.60	2.02	2.16 8 145 5.	.12	1.7	2.2
890807	1740 12.84	39-26.43	21-14.62	10.63	3.39 19 203 35.	.34	2.1	2.3
890807	1741 8.88	39-25.76	21-13.03	1.01	2.86 16 204 28.	.37	2.6	1.9
890807	1749 44.32	39-24.79	21-14.01	14.97	2.79 27 198 26.	.38	1.6	1.1
890807	20 5 32.69	39-26.72	21-15.58	9.63	2.87 27 216 23.	.34	1.3	3.5
890807	2047 4.08	39-25.72	21-14.38	4.08	2.22 13 209 28.	.30	2.4	35.6
890808	429 48.83	39-16.93	21-30.07	14.89	2.82 28 209 20.	.33	1.4	2.1
890808	716 30.55	38-58.45	20-41.92	18.29	2.84 31 218 23.	.32	1.3	1.0
890808	928 56.50	39-26.63	21-16.29	8.71	2.33 14 136 15.	.22	1.1	2.0
890808	15 0 58.98	39-26.85	21-16.16	5.17	2.14 10 265 30.	.21	2.2	9.0
890808	15 1 22.68	39-25.62	21-13.76	15.13	1.95 24 218 23.	.31	1.2	10.9
890809	1450 48.77	39-45.71	20-39.99	9.75	2.39 29 207 20.	.34	1.1	2.0
890810	210 49.05	39-.88	21-9.35	20.69	2.20 20 228 6.	.31	1.3	1.5
890810	1747 33.72	37-58.52	20-21.44	13.53	1.74 12 155 9.	.40	3.1	2.6
890811	422 27.81	38-2.97	20-17.62	4.27	3.10 19 285 31.	.22	1.1	7.7
890811	1527 56.73	38-44.42	21-39.16	18.26	1.87 12 202 19.	.26	1.9	2.6
890811	1533 26.98	37-49.64	21-.96	23.41	2.27 16 279 38.	.22	1.6	5.5
890811	2152 20.48	40-.16	19-53.26	33.00	2.43 25 282 43.	.54	2.8	1.9
890811	2318 10.18	38-20.33	20-29.16	.60	1.48 10 209 11.	.13	6.4	4.6
890812	1059 14.50	38-24.70	21-49.85	12.07	1.81 9 298 6.	.30	5.4	1.7
890814	545 29.81	37-57.74	20-56.71	32.09	2.33 11 285 13.	.31	6.9	3.0
890814	1620 28.67	38-12.66	20-31.72	19.83	2.73 12 268 23.	.30	2.4	1.8
890815	23 0 37.86	39-34.86	20-37.14	22.06	2.37 10 181 6.	.25	2.2	1.8
890815	214 33.91	38-36.55	21-16.42	19.10	1.76 9 213 11.	.22	1.6	4.5
890817	1644 19.92	39-43.02	20-43.62	14.00	1.91 11 119 13.	.22	1.6	4.5

890717	1547 51.78	38-59.27	21-42.92	4.40	2.13 15 246 26.	.25	1.7	35.5
890718	012 33.08	39-43.89	20-36.92	15.26	1.41 8 236 5.	.17	2.2	1.3
890718	013 40.30	39-46.33	20-38.55	16.26	1.39 9 222 7.	.25	3.3	2.7
890718	1 8 42.33	39-37.63	20-27.20	9.15	1.52 7 155 5.	.19	1.8	1.8
890718	651 18.34	38-11.01	20-28.86	3.64	1.79 7 289 7.	.18	2.6	1.2
890718	925 20.79	39-15.17	20-1.74	16.62	2.18 14 292 30.	.16	1.6	4.5
890718	1143 58.55	39-50.87	20-31.13	7.60	2.08 14 257 20.	.20	1.9	4.0
890718	15 4 51.19	39-17.44	20-53.40	16.09	1.46 8 109 6.	.30	2.7	5.2
890718	16 4 24.48	39-21.61	20-33.98	2.75	1.56 8 126 7.	.17	1.1	3.2
890719	2 8 32.57	38-.89	20-27.70	12.12	2.75 11 241 15.	.17	1.1	3.2
890719	430 19.24	39-13.63	21-27.40	9.11	2.16 9 312 31.	.16	1.9	5.2
890719	445 51.18	39-22.20	20-49.83	4.78	1.85 7 300 17.	.12	2.7	3.3
890719	720 10.19	39-38.90	20-36.39	4.12	1.62 7 126 6.	.14	1.1	3.0
890719	2241 31.52	38-20.66	21-35.42	25.73	1.81 7 201 16.	.31	3.5	3.9
890720	136 46.71	39-22.90	20-42.97	14.65	2.57 30 234 11.	.32	1.5	2.8
890720	1314 23.91	38-49.29	21-33.71	4.87	1.30 7 222 5.	.21	2.2	1.9
890720	1648 55.81	39-18.52	20-30.65	14.08	1.60 7 222 5.	.16	2.3	1.7
890720	1854 46.72	39-40.41	20-16.57	-1.01	1.49 10 207 10.	.18	2.0	1.6
890720	1856 48.75	39-30.62	20-38.33	24.14	1.94 9 274 6.	.02	.5	.4
890720	1857 40.91	39-14.94	20-17.56					

ANNEXE 4

Cette annexe présente les solutions focales construites au cours de la présente étude.

La première partie de cette annexe est consacrée aux solutions focales déterminées par l'auteur, la seconde à celles déterminées par I. KASSARAS.

Les deux parties sont organisées de façons identiques:

- un premier tableau fournit les paramètres des solutions focales de qualité 1 et 2.
- les solutions focales correspondantes suivent ce tableau.
- un deuxième tableau présente les paramètres des solutions focales de qualité 3.
- les solutions focales correspondantes suivent ce tableau.

Les qualités des solutions focales ont été établies d'après les résultats du programme FPFIT, programme de détermination automatique de mécanismes au foyer. Pour chaque séisme, nous avons (autant que possible) fait fonctionner ce programme à partir de 4 distributions de polarités. L'attribution de la qualité de détermination du mécanisme au foyer a été faite en partie en fonction de la plus ou moins grande variabilité de la solution proposée par FPFIT.

Nous présentons donc ensuite l'ensemble des résultats fournis par FPFIT concernant les séismes considérés. Chaque solution focale est accompagnée de diverses indications regroupées sur 3 lignes:

- ligne du haut: date, heure
- ligne intermédiaire: profondeur (km), magnitude relative
- ligne du bas: nombre de polarités, moyenne des pondérations des données utilisées dans la solution, valeur du STDR et un chiffre entre parenthèses qui indique l'origine de la distribution de polarités considérée.

Si ce dernier vaut 1 (resp. 2), la distribution des polarités donnée est celle qui correspond à la localisation du séisme en fonction du modèle de vitesse de référence de la présente étude (resp. du modèle de vitesse inspiré de celui proposé par King et al, [1983]).

Si ce dernier vaut 3 (resp. 4), la distribution des polarités considérée est celle qui correspond à la localisation du séisme en fonction du modèle de

vitesse de référence de la présente étude (resp. du modèle de vitesse inspiré de celui proposé par King et al. [1983]), les polarités douteuses n'étant plus prises en compte lors du calcul. FPFIT ne propose pas toujours de solution "3" (ou "4") (cette situation est représentative d'un trop petit nombre -moins de 6- de polarités sûres pour permettre au programme de fonctionner).

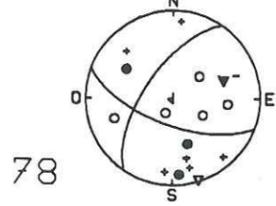
Pour une même distribution de polarités, il est possible que le programme fournisse plusieurs solutions envisageables: ces solutions multiples sont signalées par une étoile en fin de ligne supérieure.

Les différentes solutions focales proposées pour un séisme donné sont présentées de haut en bas. La solution manuelle finalement adoptée dans la présente étude est signalée par la mention "Manuel"; sont également indiqués la qualité que nous avons attribuée à la solution focale concernée et son numéro de référence dans cet ouvrage.

Solutions focales Grèce du Nord-Ouest, 1989, D. Amorèse

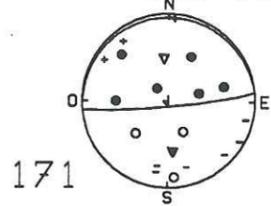
Qualité & N°	Date & Temps	Lat ° N	Long ° E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		Axe P		Axe T			
						Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl		
Q2	55	890710	2:21	39.60	20.92	6.4	1.7	169	32	334	59	221	74	70	13
Q1	78	890711	3:47	39.31	20.88	19.3	1.8	109	65	214	62	71	38	162	1
Q1	171	890713	22:48	39.38	20.87	17.6	1.9	265	5	83	85	174	40	353	49
Q2	175	890714	2:1	39.37	20.85	19.1	2.4	77	17	275	72	192	61	0	27
Q1	179	890714	2:28	39.34	20.82	20.8	2.1	237	20	122	80	196	33	52	50
Q1	210	890715	18:58	39.64	20.63	6.6	2.5	132	57	244	59	98	47	7	0
Q1	288	890719	21:19	39.35	20.54	13.4	1.8	44	49	295	69	252	44	354	12
Q2	292	890720	1:17	39.42	20.55	13.3	2.9	24	49	162	48	93	0	1	67
Q1	326	890721	19:57	39.37	20.56	10.4	2.8	338	30	123	64	225	17	4	66
Q1	343	890722	23:28	39.42	20.56	14.4	3.2	226	40	108	68	173	16	60	53
Q1	363	890724	11:49	38.94	21.21	17.4	2.0	14	70	194	20	104	24	284	65
Q2	366	890724	12:31	39.41	20.94	6.5	2.7	174	84	84	89	130	3	39	3
Q2	374	890725	7:22	39.47	20.36	4.8	2.9	331	49	224	69	180	44	282	12
Q2	390	890726	12:11	39.35	20.52	16.3	2.8	67	40	318	73	267	47	20	20
Q2	403	890727	10:53	39.20	20.62	14.2	2.6	8	40	157	53	261	7	16	73
Q1	412	890728	7:13	39.28	21.03	19.2	2.4	103	67	208	59	63	38	157	5
Q1	426	890730	0:58	39.65	20.62	8.6	2.8	291	25	157	71	94	59	233	24
Q1	430	890730	7:37	39.65	20.62	9.6	2.8	133	60	251	50	97	53	194	5
Q2	439	890730	21:12	39.65	20.62	8.6	2.7	143	44	8	55	77	6	334	65
Q1	441	890730	21:17	39.65	20.62	8.6	2.6	142	51	247	70	111	42	11	11
Q1	458	890801	5:44	39.42	20.73	11.2	3.5	274	80	182	78	47	0	138	15
Q1	463	890801	18:14	39.42	20.81	19.3	3.0	300	30	120	60	210	15	30	75
Q2	470	890802	20:18	38.83	21.14	10.3	2.6	329	30	211	74	281	25	153	52
Q2	489	890805	1:16	38.84	21.16	10.2	2.2	311	30	211	84	277	32	150	43
Q2	517	890807	8:29	38.99	21.11	19.0	2.7	145	49	339	40	242	4	5	81
Q2	530	890808	7:16	38.97	20.70	18.3	2.3	234	60	348	54	292	3	198	49
Q2	545	890810	5:47	38.97	20.65	29.8	2.6	160	30	6	62	86	16	302	69
Q1	550	890811	0:13	39.43	20.74	14.5	2.1	57	70	162	56	112	8	15	39
Q1	555	890811	14:1	39.44	20.73	14.7	2.4	14	44	145	57	257	7	2	63
Q2	625	890816	13:13	38.99	21.10	17.3	2.5	38	49	290	70	246	43	348	12
Q1	636	890816	23:34	39.31	20.58	13.1	3.1	0	40	135	58	244	10	357	65
Q1	637	890817	0:32	39.31	20.57	15.9	3.3	123	49	281	42	203	4	94	78

89/07/11 3:47:15.3
39.31n 20.88e 19.3



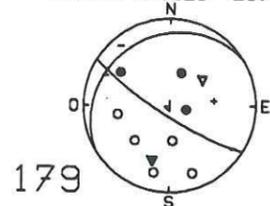
78

89/07/13 22:48:47.4
39.37n 20.87e 17.6



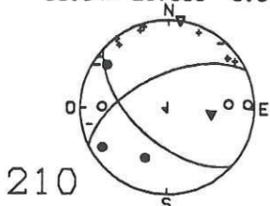
171

89/07/14 2:28: 8.7
39.34n 20.82e 20.8



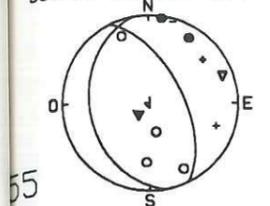
179

89/07/15 18:58:50.4
39.64n 20.63e 6.6



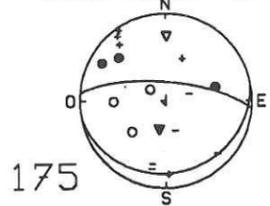
210

89/07/10 2:21:37.4
39.60n 20.92e 6.4



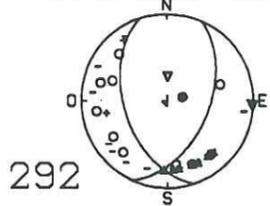
55

89/07/14 2: 1: 7.7
39.37n 20.85e 19.1



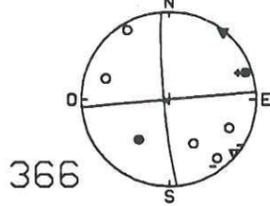
175

89/07/20 1:17:33.4
39.42n 20.55e 13.3



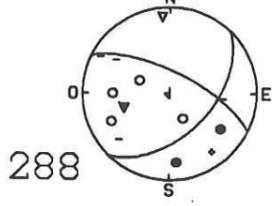
292

89/07/24 12:31:59.5
39.41n 20.94e 6.5



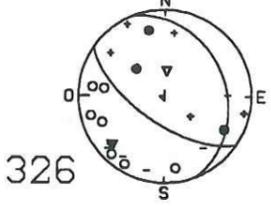
366

89/07/19 21:19:49.5
39.35n 20.54e 13.4



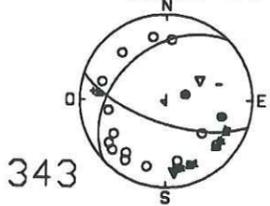
288

89/07/21 19:57: 9.9
39.37n 20.56e 10.4



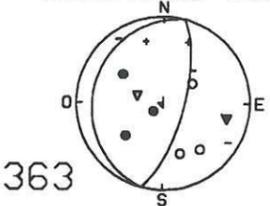
326

89/07/22 23:28:33.7
39.42n 20.56e 14.4



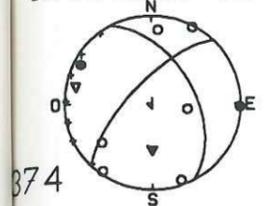
343

89/07/24 11:49:27.8
38.94n 21.21e 17.4



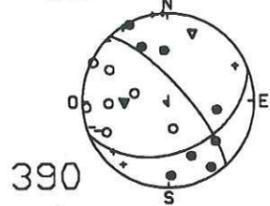
363

89/07/25 7:22:28.2
39.47n 20.36e 4.8



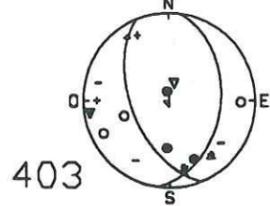
374

89/07/26 12:11:32.2
39.35n 20.52e 16.3



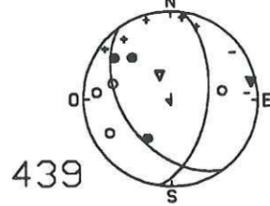
390

89/07/27 10:53: 9.4
39.20n 20.62e 14.2



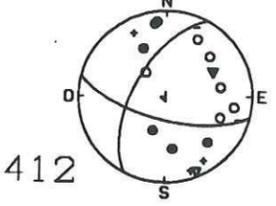
403

89/07/30 21:12:49.6
39.65n 20.62e 8.6



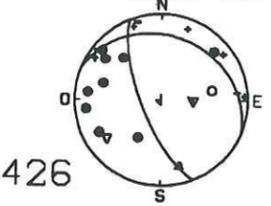
439

89/07/28 7:13:52.2
39.28n 21.03e 19.2



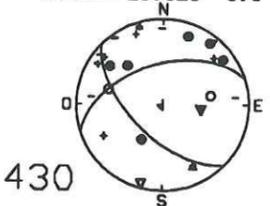
412

89/07/30 0:58:50.3
39.65n 20.62e 8.6



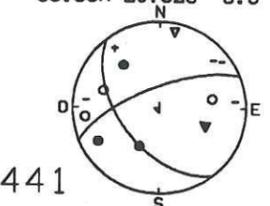
426

89/07/30 7:37: 8.5
39.65n 20.62e 9.6



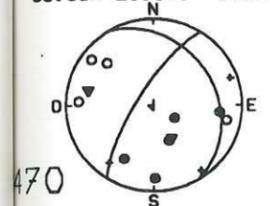
430

89/07/30 21:17:45.9
39.65n 20.62e 8.6



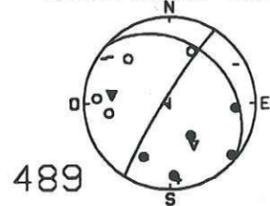
441

89/08/02 20:18:23.8
38.83n 21.14e 10.3



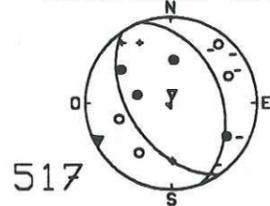
470

89/08/05 1:16:42.6
38.84n 21.16e 10.2



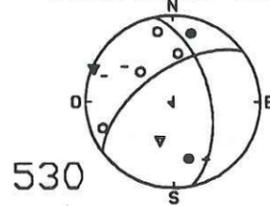
489

89/08/07 8:29: 4.2
38.99n 21.11e 19.0



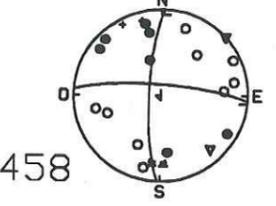
517

89/08/08 7:16:30.5
38.97n 20.70e 18.3



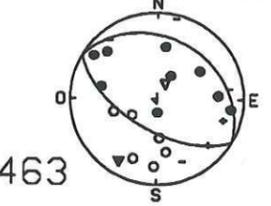
530

89/08/01 5:44: 1.1
39.42n 20.73e 11.2



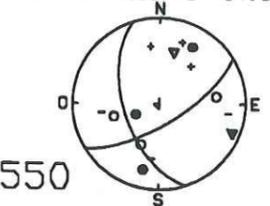
458

89/08/01 18:14:22.2
39.42n 20.81e 19.3



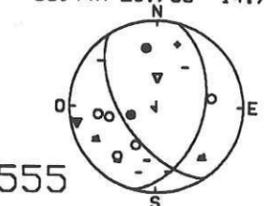
463

89/08/11 0:13:15.1
39.43n 20.74e 14.5



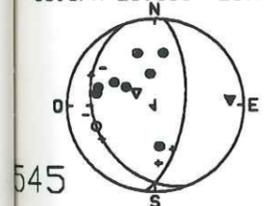
550

89/08/11 14: 1:30.1
39.44n 20.73e 14.7



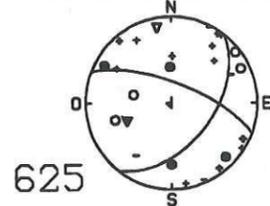
555

89/08/10 5:47:13.8
38.97n 20.65e 29.7



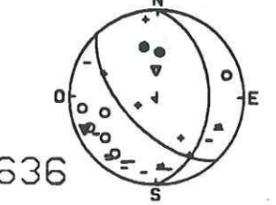
545

89/08/16 13:13:29.3
38.99n 21.10e 17.3



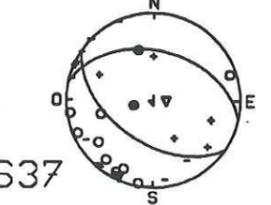
625

89/08/16 23:34: 5.3
39.31n 20.58e 13.1



636

89/08/17 0:32:15.5
39.31n 20.57e 15.9



637

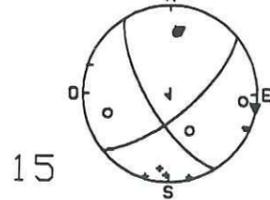
Solutions focales Grèce du Nord-Ouest, 1989, D. Amorèse

Qualité & N°		Date & Temps		Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1 Az Pl	Plan2 Az Pl	Axe P Az Pl		Axe T Az Pl	
Q3	15	890708	4:17	39.32	20.79	5.8	2.1	49 70	147 69	99 0	8 29		
Q3	16	890708	8:22	38.95	21.17	23.4	1.9	240 49	345 72	107 14	210 41		
Q3	17	890708	9:21	38.88	21.30	9.8	2.2	71 60	176 67	36 38	302 4		
Q3	22	890708	11:57	38.88	21.31	9.7	1.8	104 40	281 50	176 84	13 5		
Q3	32	890709	3:36	38.84	21.17	13.7	2.5	194 80	293 51	249 18	146 34		
Q3	48	890709	21:35	38.85	21.17	10.0	2.7	244 40	86 52	47 77	166 6		
Q3	71	890710	22:33	38.85	21.19	17.4	1.9	303 35	56 74	289 49	170 22		
Q3	107	890711	19:55	39.36	20.57	9.5	2.4	197 49	102 82	51 32	156 21		
Q3	119	890712	5:7	38.84	21.12	13.0	2.2	315 44	71 65	295 52	189 11		
Q3	134	890712	18:12	39.40	20.66	13.0	1.9	284 20	103 70	194 25	13 65		
Q3	147	890713	2:31	38.85	21.17	13.7	1.8	291 60	169 47	48 7	149 56		
Q3	153	890713	8:25	38.90	20.88	13.2	2.0	280 61	160 46	36 8	139 54		
Q3	157	890713	12:53	39.63	20.62	6.9	1.9	314 25	81 73	325 57	187 25		
Q3	161	890713	16:23	38.90	20.61	15.8	2.2	6 10	154 81	248 36	57 53		
Q3	176	890714	2:2	39.38	20.83	19.6	1.4	73 49	334 78	285 36	29 18		
Q3	180	890714	2:37	39.51	20.58	10.9	1.8	84 60	223 37	40 65	157 11		
Q3	185	890714	11:26	39.39	20.54	6.8	1.7	281 40	109 50	196 5	54 83		
Q3	227	890716	23:8	39.38	20.37	7.9	1.9	102 49	354 70	52 12	310 43		
Q3	233	890717	4:10	39.47	20.38	5.6	2.6	345 46	246 79	195 38	303 21		
Q3	256	890718	10:48	39.50	20.03	34.8	2.2	246 49	125 59	187 5	90 54		
Q3	303	890720	17:8	38.85	21.19	11.9	1.6	0 40	228 60	185 62	297 11		
Q3	319	890721	6:59	39.36	20.56	11.7	2.2	334 40	114 57	221 9	334 67		
Q3	328	890721	22:13	39.26	20.63	9.5	2.4	354 30	123 70	1 58	230 22		
Q3	330	890722	0:11	38.90	21.17	19.9	2.1	93 20	254 71	153 63	349 25		
Q3	337	890722	10:50	39.35	20.53	17.3	2.0	177 28	76 84	12 44	142 33		
Q3	340	890722	15:4	39.30	20.60	8.3	2.7	326 60	216 58	182 46	91 1		
Q3	364	890724	12:13	38.95	21.20	16.1	1.7	355 70	234 34	107 19	229 55		
Q3	389	890726	12:9	39.34	20.50	13.6	2.5	56 64	287 38	282 59	166 14		
Q3	416	890729	11:52	39.65	20.62	10.0	3.1	120 54	255 44	87 65	189 5		
Q3	417	890729	12:46	39.28	21.04	18.1	2.7	309 67	209 66	78 0	169 32		
Q3	418	890729	15:27	39.65	20.62	7.8	2.7	130 70	240 46	84 46	190 14		
Q3	422	890729	19:48	39.62	20.91	5.7	2.5	295 40	56 67	283 54	170 15		
Q3	476	890803	8:59	39.49	20.42	8.1	2.0	38 49	239 41	137 4	248 78		
Q3	484	890804	10:27	39.46	20.34	7.6	2.4	162 80	254 84	28 3	118 11		
Q3	485	890804	16:14	39.46	20.57	9.3	2.3	32 33	199 56	87 77	294 11		
Q3	487	890804	20:13	39.34	20.52	16.2	2.2	328 60	61 83	289 25	191 15		

Solutions focales Grèce du Nord-Ouest, 1989, D. Amorèse

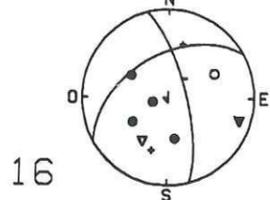
Qualité & N°		Date & Temps		Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1 Az Pl	Plan2 Az Pl	Axe P Az Pl		Axe T Az Pl	
Q3	514	890807	5:18	38.99	21.11	17.8	2.8	334 40	112 58	219 9	332 66		
Q3	551	890811	0:20	39.38	20.56	8.8	2.4	25 49	209 40	117 4	276 84		
Q3	587	890813	20:52	39.57	20.60	19.7	2.2	103 80	196 78	59 15	150 0		
Q3	588	890813	21:12	39.58	20.59	19.7	2.4	109 80	201 84	65 11	335 3		
Q3	597	890814	18:38	39.66	20.59	7.4	2.3	10 60	186 30	98 14	285 74		
Q3	602	890814	23:3	39.57	20.60	19.2	2.9	284 70	186 69	54 0	145 29		
Q3	612	890815	8:19	38.99	21.10	18.7	2.0	344 40	222 65	175 56	288 14		
Q3	651	890819	11:8	39.65	20.62	8.1	2.4	164 40	320 52	61 6	178 75		

89/07/08 4:17:18.3
39.32n 20.79e 5.8



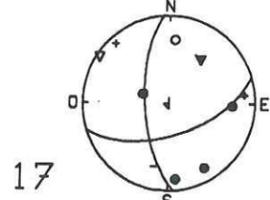
15

89/07/08 8:22:51.9
38.95n 21.17e 23.4



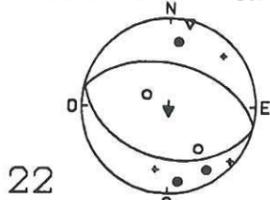
16

89/07/08 9:21:59.9
38.88n 21.30e 9.8



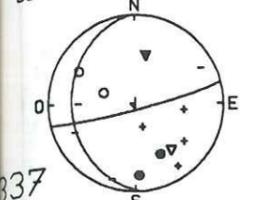
17

89/07/08 11:57:10.9
38.88n 21.31e 9.7



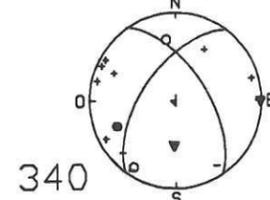
22

89/07/22 10:50:17.9
39.35n 20.53e 17.3



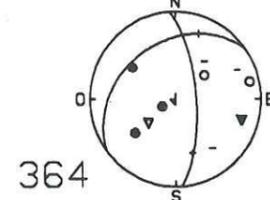
337

89/07/22 15:4:9.1
39.30n 20.60e 8.3



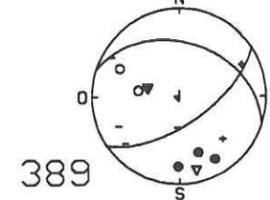
340

89/07/24 12:13:18.1
38.95n 21.20e 16.1



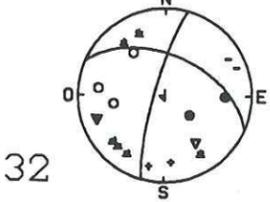
364

89/07/26 12:9:33.6
39.34n 20.50e 13.6



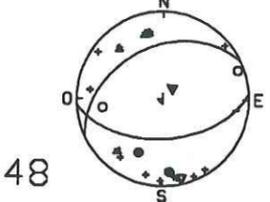
389

89/07/09 3:36:17.7
38.84n 21.17e 13.7



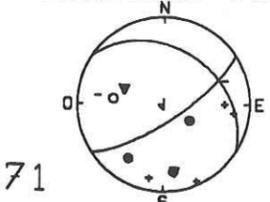
32

89/07/09 21:35:31.2
38.85n 21.17e 10.0



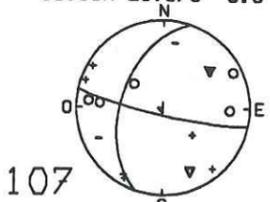
48

89/07/10 22:33:36.1
38.85n 21.19e 17.4



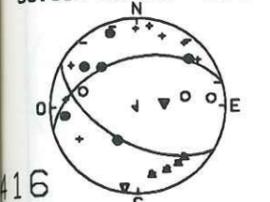
71

89/07/11 19:55:11.9
39.36n 20.57e 9.5



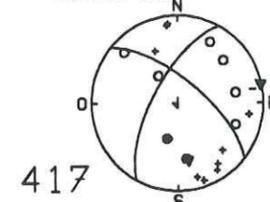
107

89/07/29 11:52:36.4
39.65n 20.62e 10.0



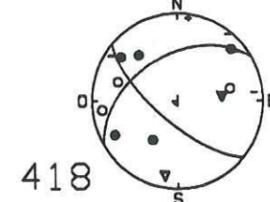
416

89/07/29 12:46:4.5
39.28n 21.04e 18.1



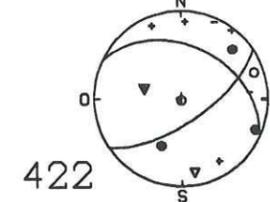
417

89/07/29 15:27:12.2
39.65n 20.62e 7.8



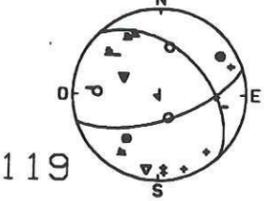
418

89/07/29 19:48:11.3
39.62n 20.91e 5.7



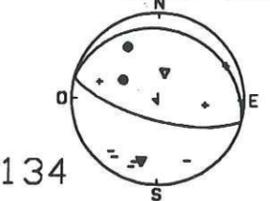
422

89/07/12 5:7:55.9
38.84n 21.12e 13.0



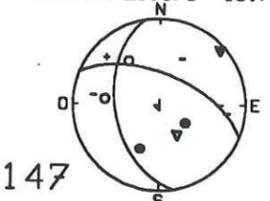
119

89/07/12 18:12:53.6
39.40n 20.66e 13.0



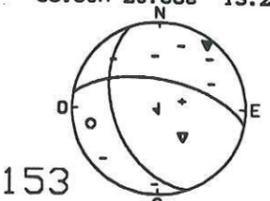
134

89/07/13 2:31:38.7
38.85n 21.17e 13.7



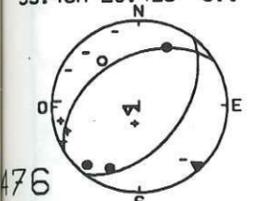
147

89/07/13 8:25:52.6
38.90n 20.88e 13.2



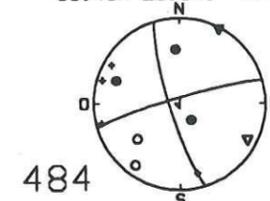
153

89/08/03 8:59:39.5
39.49n 20.42e 8.1



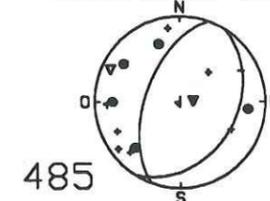
476

89/08/04 10:27:52.1
39.46n 20.34e 7.6



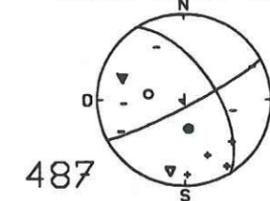
484

89/08/04 16:14:51.5
39.46n 20.57e 9.3



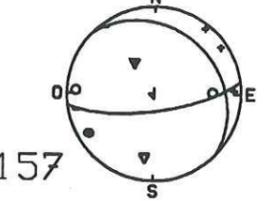
485

89/08/04 20:13:29.8
39.34n 20.52e 16.2



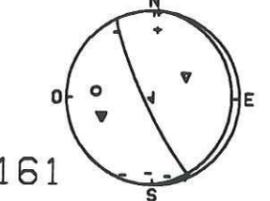
487

89/07/13 12:53:50.7
39.63n 20.62e 6.9



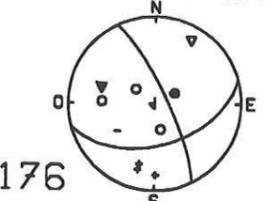
157

89/07/13 16:23:31.7
38.90n 20.61e 15.8



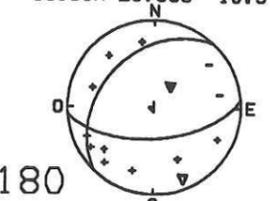
161

89/07/14 2:2:12.2
39.38n 20.83e 19.6



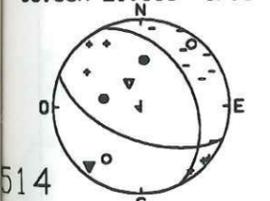
176

89/07/14 2:37:4.3
39.51n 20.58e 10.9



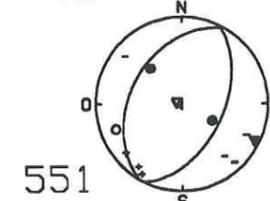
180

89/08/07 5:18:15.8
38.99n 21.11e 17.8



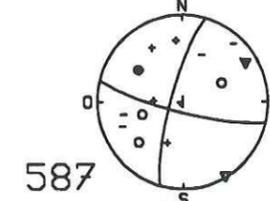
514

89/08/11 0:20:45.7
39.38n 20.56e 8.7



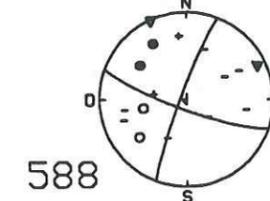
551

89/08/13 20:52:28.8
39.57n 20.60e 19.7



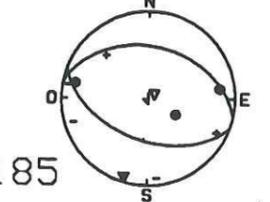
587

89/08/13 21:12:4.6
39.58n 20.59e 19.6



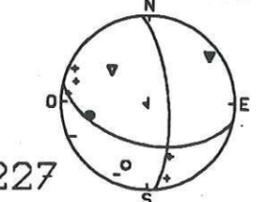
588

89/07/14 11:26:32.6
39.39n 20.54e 6.7



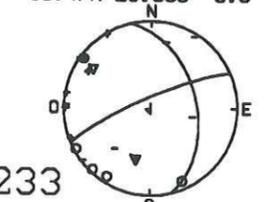
185

89/07/16 23:8:39.7
39.38n 20.37e 7.9



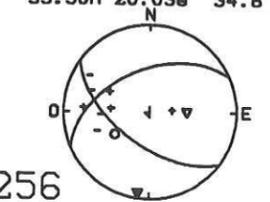
227

89/07/17 4:10:39.8
39.47n 20.38e 5.6



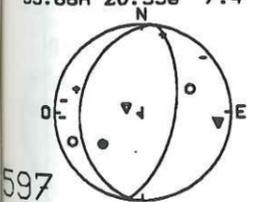
233

89/07/18 10:48:7.0
39.50n 20.03e 34.8



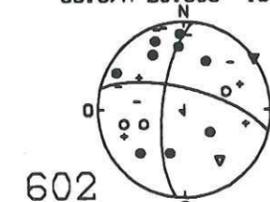
256

89/08/14 18:38:21.5
39.66n 20.59e 7.4



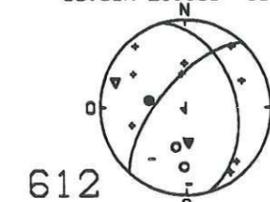
597

89/08/14 23:3:34.6
39.57n 20.60e 19.2



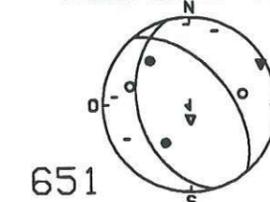
602

89/08/15 8:19:4.0
38.99n 21.10e 18.7



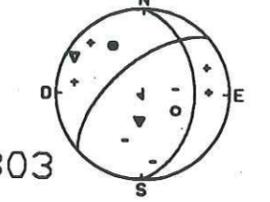
612

89/08/19 11:8:15.5
39.65n 20.62e 8.1



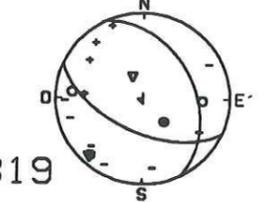
651

89/07/20 17:8:48.0
38.85n 21.19e 11.9



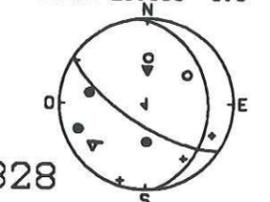
303

89/07/21 6:59:35.2
39.36n 20.56e 11.7



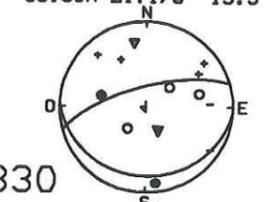
319

89/07/21 22:13:14.4
39.26n 20.63e 9.5

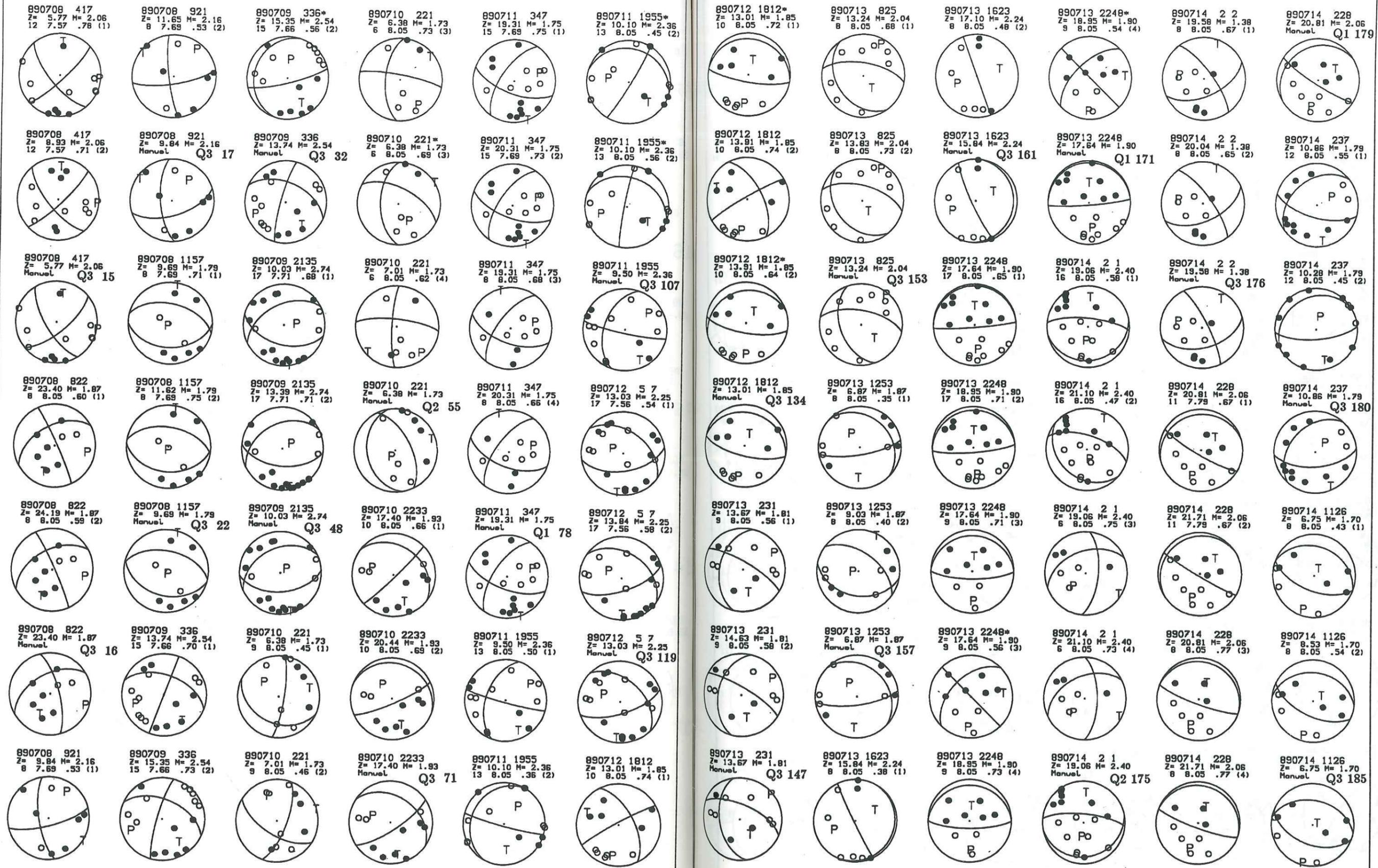


328

89/07/22 0:11:27.9
38.90n 21.17e 19.9



330



890708 417
Z= 5.77 M= 2.06
12 7.57 .78 (1)

890708 921
Z= 11.65 M= 2.16
8 7.69 .53 (2)

890709 336*
Z= 15.35 M= 2.54
15 7.66 .56 (2)

890710 221
Z= 6.38 M= 1.73
6 8.05 .73 (3)

890711 347
Z= 19.31 M= 1.75
15 7.69 .75 (1)

890711 1955*
Z= 10.10 M= 2.36
13 8.05 .45 (2)

890712 1812*
Z= 13.01 M= 1.85
10 8.05 .72 (1)

890713 825
Z= 13.24 M= 2.04
8 8.05 .68 (1)

890713 1623
Z= 17.10 M= 2.24
8 8.05 .48 (2)

890713 2248*
Z= 18.95 M= 1.90
9 8.05 .54 (4)

890714 2 2
Z= 19.58 M= 1.38
8 8.05 .67 (1)

890714 228
Z= 20.81 M= 2.06
Manual Q1 179

890708 417
Z= 8.93 M= 2.06
12 7.57 .71 (2)

890708 921
Z= 9.84 M= 2.16
Manual Q3 17

890709 336
Z= 13.74 M= 2.54
Manual Q3 32

890710 221*
Z= 6.38 M= 1.73
6 8.05 .69 (3)

890711 347
Z= 20.31 M= 1.75
15 7.69 .73 (2)

890711 1955*
Z= 10.10 M= 2.36
13 8.05 .56 (2)

890712 1812
Z= 13.91 M= 1.85
10 8.05 .74 (2)

890713 825
Z= 13.83 M= 2.04
8 8.05 .73 (2)

890713 1623
Z= 15.84 M= 2.24
Manual Q3 161

890713 2248
Z= 17.64 M= 1.90
Manual Q1 171

890714 2 2
Z= 20.04 M= 1.38
8 8.05 .65 (2)

890714 237
Z= 10.86 M= 1.79
12 8.05 .55 (1)

890708 417
Z= 5.77 M= 2.06
Manual Q3 15

890708 1157
Z= 9.69 M= 1.79
8 7.69 .71 (1)

890709 2135
Z= 10.03 M= 2.74
17 7.71 .68 (1)

890710 221
Z= 7.01 M= 1.73
6 8.05 .62 (4)

890711 347
Z= 19.31 M= 1.75
8 8.05 .68 (3)

890711 1955
Z= 9.50 M= 2.36
Manual Q3 107

890712 1812*
Z= 13.91 M= 1.85
10 8.05 .64 (2)

890713 825
Z= 13.24 M= 2.04
Manual Q3 153

890713 2248
Z= 17.64 M= 1.90
17 8.05 .65 (1)

890714 2 1
Z= 19.06 M= 2.40
16 8.05 .58 (1)

890714 2 2
Z= 19.58 M= 1.38
Manual Q3 176

890714 237
Z= 10.86 M= 1.79
12 8.05 .45 (2)

890708 822
Z= 23.40 M= 1.87
8 8.05 .60 (1)

890708 1157
Z= 11.62 M= 1.79
8 7.69 .75 (2)

890709 2135
Z= 13.39 M= 2.74
17 7.71 .71 (2)

890710 221
Z= 6.38 M= 1.73
Manual Q2 55

890711 347
Z= 20.31 M= 1.75
8 8.05 .66 (4)

890712 5 7
Z= 13.03 M= 2.25
17 7.56 .54 (1)

890712 1812
Z= 13.01 M= 1.85
Manual Q3 134

890713 1253
Z= 6.87 M= 1.87
8 8.05 .35 (1)

890713 2248
Z= 17.64 M= 1.90
17 8.05 .71 (2)

890714 2 1
Z= 19.06 M= 2.40
16 8.05 .47 (2)

890714 228
Z= 20.81 M= 2.06
11 7.79 .67 (1)

890714 237
Z= 10.86 M= 1.79
Manual Q3 180

890708 822
Z= 24.19 M= 1.87
8 8.05 .59 (2)

890708 1157
Z= 9.69 M= 1.79
Manual Q3 22

890709 2135
Z= 10.03 M= 2.74
Manual Q3 48

890710 2233
Z= 17.40 M= 1.93
10 8.05 .66 (1)

890711 347
Z= 19.31 M= 1.75
Manual Q1 78

890712 5 7
Z= 13.84 M= 2.25
17 7.56 .58 (2)

890713 231
Z= 13.67 M= 1.81
9 8.05 .56 (1)

890713 1253
Z= 9.03 M= 1.87
8 8.05 .40 (2)

890713 2248
Z= 17.64 M= 1.90
9 8.05 .71 (3)

890714 2 1
Z= 19.06 M= 2.40
6 8.05 .75 (3)

890714 228
Z= 21.71 M= 2.06
11 7.79 .67 (2)

890714 1126
Z= 6.75 M= 1.70
8 8.05 .43 (1)

890708 822
Z= 23.40 M= 1.87
Manual Q3 16

890709 336
Z= 13.74 M= 2.54
15 7.66 .70 (1)

890710 221
Z= 6.38 M= 1.73
9 8.05 .45 (1)

890710 2233
Z= 20.44 M= 1.93
10 8.05 .69 (2)

890711 1955
Z= 9.50 M= 2.36
13 8.05 .50 (1)

890712 5 7
Z= 13.03 M= 2.25
Manual Q3 119

890713 231
Z= 14.63 M= 1.81
9 8.05 .58 (2)

890713 1253
Z= 6.87 M= 1.87
Manual Q3 157

890713 2248*
Z= 17.64 M= 1.90
9 8.05 .56 (3)

890714 2 1
Z= 21.10 M= 2.40
6 8.05 .73 (4)

890714 228
Z= 20.81 M= 2.06
8 8.05 .77 (3)

890714 1126
Z= 8.53 M= 1.70
8 8.05 .54 (2)

890708 921
Z= 9.84 M= 2.16
8 7.69 .53 (1)

890709 336
Z= 15.35 M= 2.54
15 7.66 .73 (2)

890710 221
Z= 7.01 M= 1.73
9 8.05 .46 (2)

890710 2233
Z= 17.40 M= 1.93
Manual Q3 71

890711 1955
Z= 10.10 M= 2.36
13 8.05 .36 (2)

890712 1812
Z= 13.01 M= 1.85
10 8.05 .74 (1)

890713 231
Z= 13.67 M= 1.81
Manual Q3 147

890713 1623
Z= 15.84 M= 2.24
8 8.05 .38 (1)

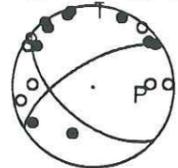
890713 2248
Z= 18.95 M= 1.90
9 8.05 .73 (4)

890714 2 1
Z= 19.06 M= 2.40
Manual Q2 175

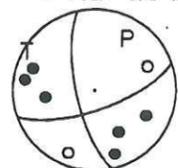
890714 228
Z= 21.71 M= 2.06
8 8.05 .77 (4)

890714 1126
Z= 6.75 M= 1.70
Manual Q3 185

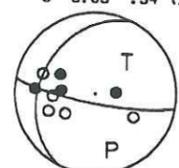
890715 1858
Z= 6.61 M= 2.53
17 7.88 .56 (1)



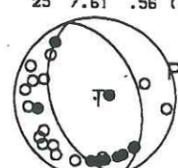
890716 23 8
Z= 8.46 M= 1.85
8 7.37 .73 (2)



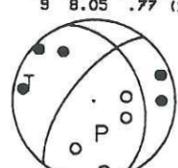
890718 1048
Z= 36.02 M= 2.16
9 8.05 .34 (2)



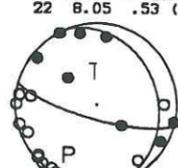
890720 117
Z= 13.32 M= 2.94
25 7.61 .56 (1)



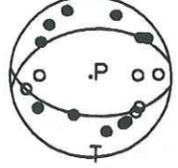
890720 17 8
Z= 12.66 M= 1.63
9 8.05 .77 (2)



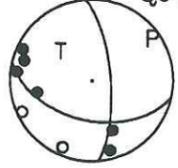
890721 1957
Z= 11.05 M= 2.79
22 8.05 .53 (2)



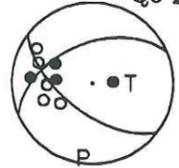
890715 1858
Z= 8.64 M= 2.53
18 7.89 .45 (2)



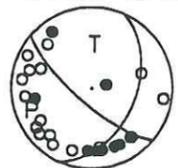
890716 23 8
Z= 7.89 M= 1.85
Manual Q3 227



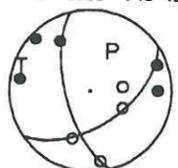
890718 1048
Z= 34.77 M= 2.16
Manual Q3 256



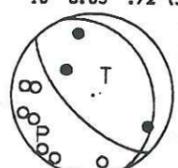
890720 117*
Z= 13.32 M= 2.94
25 7.61 .58 (1)



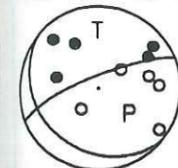
890720 17 8*
Z= 12.66 M= 1.63
9 8.05 .46 (2)



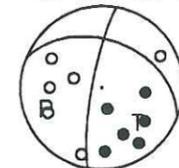
890721 1957
Z= 10.37 M= 2.79
10 8.05 .72 (3)



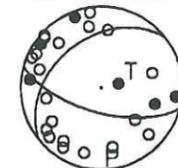
890722 011
Z= 19.92 M= 2.13
10 8.05 .59 (1)



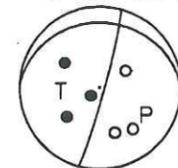
890722 1050*
Z= 17.55 M= 1.96
12 8.05 .77 (2)



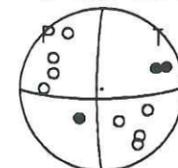
890722 2328
Z= 16.24 M= 3.22
26 8.05 .58 (2)



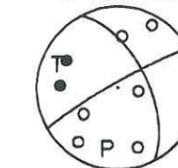
890724 1149
Z= 18.42 M= 2.02
6 8.05 .79 (4)



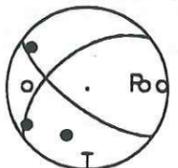
890724 1231
Z= 9.14 M= 2.71
11 8.05 .71 (2)



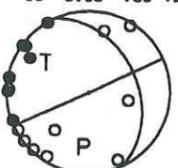
890725 722
Z= 7.67 M= 2.94
8 8.05 .68 (4)



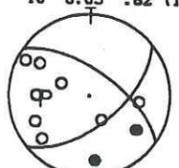
890715 1858
Z= 8.64 M= 2.53
6 8.05 .60 (3)



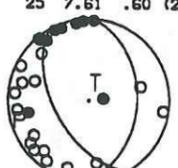
890717 410
Z= 5.55 M= 2.61
18 8.05 .63 (1)



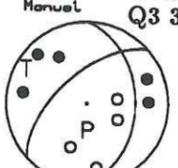
890719 2119
Z= 13.40 M= 1.84
10 8.05 .62 (1)



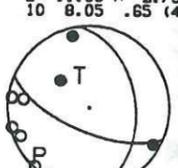
890720 117
Z= 14.67 M= 2.94
25 7.61 .60 (2)



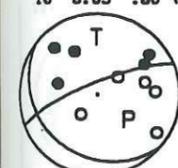
890720 17 8
Z= 11.87 M= 1.63
Manual Q3 303



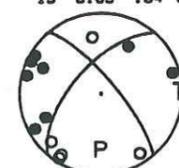
890721 1957
Z= 11.05 M= 2.79
10 8.05 .65 (4)



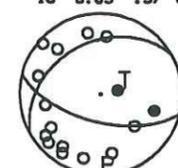
890722 011
Z= 21.07 M= 2.13
10 8.05 .60 (2)



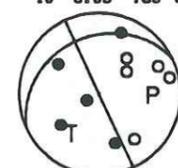
890722 15 4
Z= 8.32 M= 2.65
13 8.05 .64 (1)



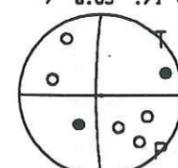
890722 2328
Z= 16.24 M= 3.22
16 8.05 .57 (4)



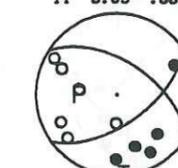
890724 1213
Z= 16.08 M= 1.69
10 8.05 .63 (1)



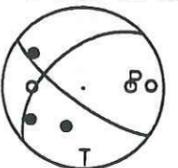
890724 1231
Z= 9.14 M= 2.71
7 8.05 .80 (3)



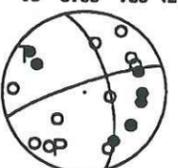
890726 12 9
Z= 13.62 M= 2.55
11 8.05 .66 (1)



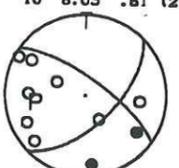
890715 1858
Z= 8.64 M= 2.53
6 8.05 .60 (4)



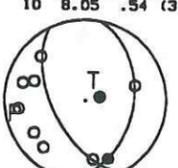
890717 410
Z= 8.31 M= 2.61
18 8.05 .59 (2)



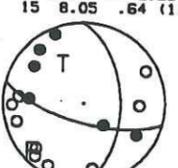
890719 2119
Z= 14.11 M= 1.84
10 8.05 .61 (2)



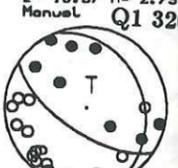
890720 117
Z= 13.32 M= 2.94
10 8.05 .54 (3)



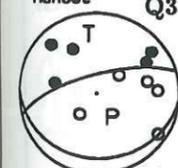
890721 659
Z= 11.72 M= 2.25
15 8.05 .64 (1)



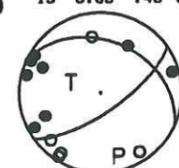
890721 1957
Z= 10.37 M= 2.79
Manual Q1 326



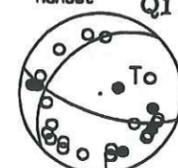
890722 011
Z= 19.92 M= 2.13
Manual Q3 330



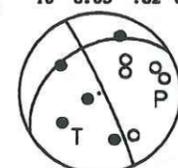
890722 15 4*
Z= 8.32 M= 2.65
13 8.05 .48 (1)



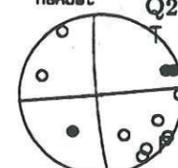
890722 2328
Z= 14.36 M= 3.22
Manual Q1 343



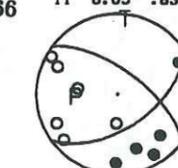
890724 1213
Z= 16.66 M= 1.69
10 8.05 .62 (2)



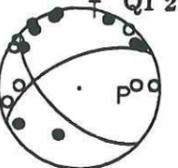
890724 1231
Z= 6.47 M= 2.71
Manual Q2 366



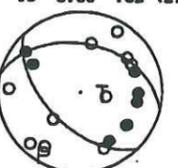
890726 12 9
Z= 14.51 M= 2.55
11 8.05 .63 (2)



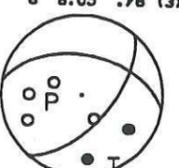
890715 1858
Z= 6.61 M= 2.53
Manual Q1 210



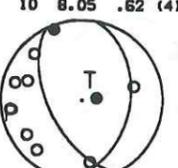
890717 410*
Z= 8.31 M= 2.61
18 8.05 .52 (2)



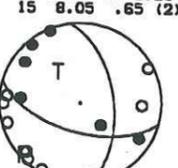
890719 2119
Z= 13.40 M= 1.84
6 8.05 .78 (3)



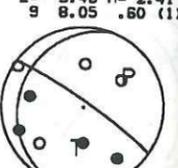
890720 117
Z= 14.67 M= 2.94
10 8.05 .62 (4)



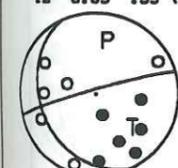
890721 659
Z= 12.42 M= 2.25
15 8.05 .65 (2)



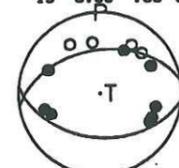
890721 2213
Z= 9.48 M= 2.41
9 8.05 .60 (1)



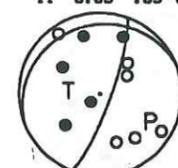
890722 1050
Z= 17.27 M= 1.96
12 8.05 .59 (1)



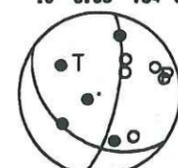
890722 15 4
Z= 9.85 M= 2.65
13 8.05 .39 (2)



890724 1149
Z= 17.39 M= 2.02
11 8.05 .63 (1)



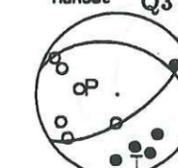
890724 1213*
Z= 16.66 M= 1.69
10 8.05 .54 (2)



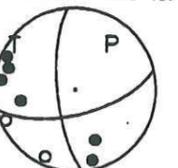
890725 722
Z= 4.78 M= 2.94
13 8.05 .70 (1)



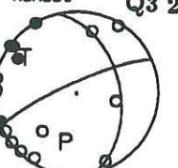
890726 12 9
Z= 13.62 M= 2.55
Manual Q3 389



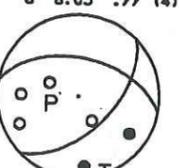
890716 23 8
Z= 7.89 M= 1.85
8 7.37 .73 (1)



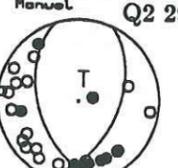
890717 410
Z= 5.55 M= 2.61
Manual Q3 233



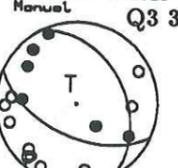
890719 2119
Z= 14.11 M= 1.84
6 8.05 .77 (4)



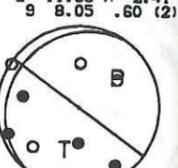
890720 117
Z= 13.32 M= 2.94
Manual Q2 292



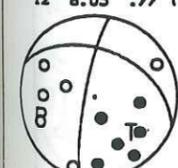
890721 659
Z= 11.72 M= 2.25
Manual Q3 319



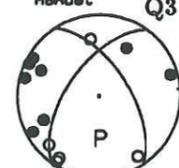
890721 2213
Z= 11.33 M= 2.41
9 8.05 .60 (2)



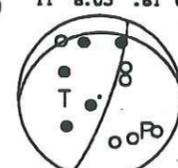
890722 1050*
Z= 17.27 M= 1.96
12 8.05 .77 (1)



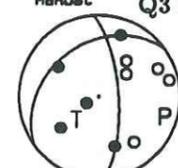
890722 15 4
Z= 8.32 M= 2.65
Manual Q3 340



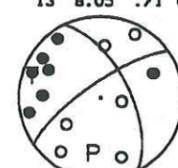
890724 1149
Z= 18.42 M= 2.02
11 8.05 .61 (2)



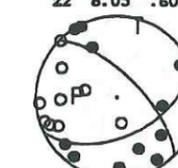
890724 1213
Z= 16.08 M= 1.69
Manual Q3 364



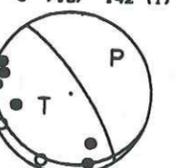
890725 722
Z= 7.67 M= 2.94
13 8.05 .71 (2)



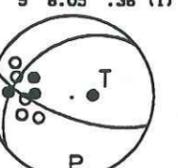
890726 1211
Z= 16.29 M= 2.78
22 8.05 .60 (1)



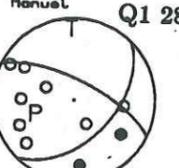
890716 23 8*
Z= 7.89 M= 1.85
8 7.37 .42 (1)



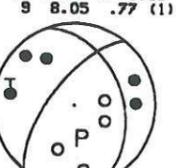
890718 1048
Z= 34.77 M= 2.16
9 8.05 .36 (1)



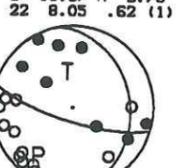
890719 2119
Z= 13.40 M= 1.84
Manual Q1 288



890720 17 8
Z= 11.87 M= 1.63
9 8.05 .77 (1)



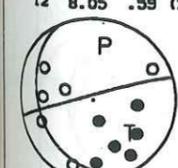
890721 1957
Z= 10.37 M= 2.79
22 8.05 .62 (1)



890721 2213
Z= 9.48 M= 2.41
Manual Q3 328



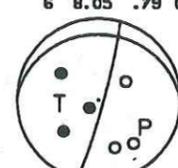
890722 1050
Z= 17.55 M= 1.96
12 8.05 .59 (2)



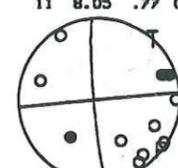
890722 2328
Z= 14.36 M= 3.22
26 8.05 .53 (1)



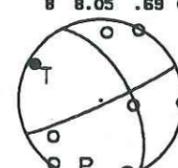
890724 1149
Z= 17.39 M= 2.02
6 8.05 .79 (3)



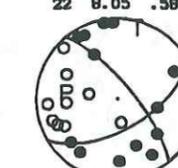
890724 1231
Z= 6.47 M= 2.71
11 8.05 .77 (1)



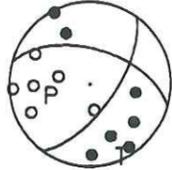
890725 722
Z= 4.78 M= 2.94
8 8.05 .69 (3)



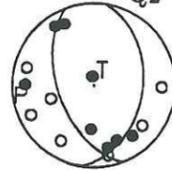
890726 1211
Z= 18.42 M= 2.78
22 8.05 .58 (2)



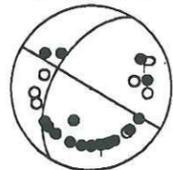
890726 1211
Z= 16.29 M= 2.78
13 8.05 .75 (3)



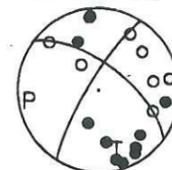
890727 1053
Z= 14.19 M= 2.64
Manuel Q2 403



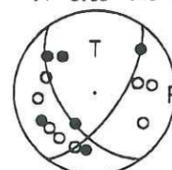
890729 1152
Z= 9.98 M= 3.06
25 8.05 .69 (2)



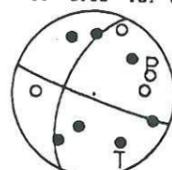
890729 1246
Z= 18.10 M= 2.65
18 8.05 .66 (1)



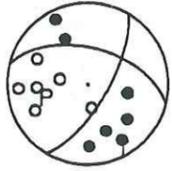
890729 1527
Z= 9.59 M= 2.73
14 8.05 .46 (2)



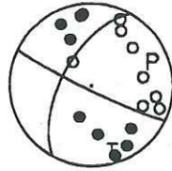
890729 1948*
Z= 8.57 M= 2.54
11 8.05 .61 (2)



890726 1211
Z= 18.42 M= 2.78
13 8.05 .75 (4)



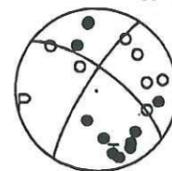
890728 713
Z= 19.24 M= 2.38
17 8.05 .69 (1)



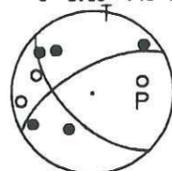
890729 1152*
Z= 9.98 M= 3.06
25 8.05 .62 (2)



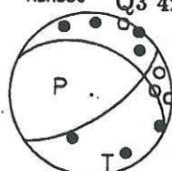
890729 1246
Z= 19.71 M= 2.65
18 8.05 .66 (2)



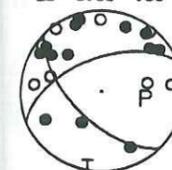
890729 1527
Z= 7.77 M= 2.73
8 8.05 .49 (3)



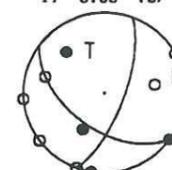
890729 1948
Z= 5.73 M= 2.55
Manuel Q3 422



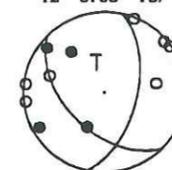
890730 737
Z= 9.60 M= 2.79
22 8.05 .55 (1)



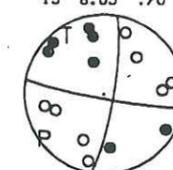
890730 2112*
Z= 10.01 M= 2.72
11 8.05 .57 (2)



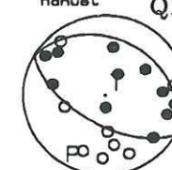
890730 2117*
Z= 10.41 M= 2.60
12 8.05 .67 (2)



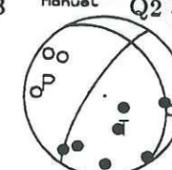
890801 544
Z= 11.20 M= 3.53
15 8.05 .70 (3)



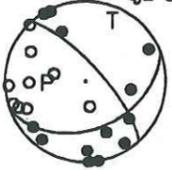
890801 1814
Z= 19.30 M= 3.05
Manuel Q1 463



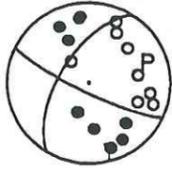
890802 2018
Z= 10.33 M= 2.57
Manuel Q2 470



890726 1211
Z= 16.29 M= 2.78
Manuel Q2 390



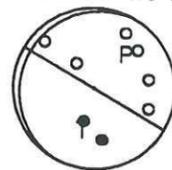
890728 713
Z= 20.61 M= 2.38
17 8.05 .69 (2)



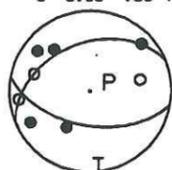
890729 1152*
Z= 9.98 M= 3.06
25 8.05 .61 (2)



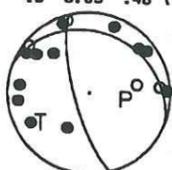
890729 1246
Z= 18.10 M= 2.65
8 8.05 .71 (3)



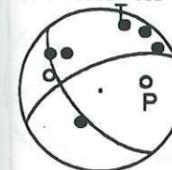
890729 1527*
Z= 7.77 M= 2.73
8 8.05 .36 (3)



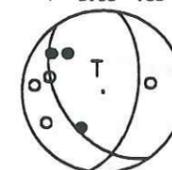
890730 058
Z= 8.55 M= 2.79
16 8.05 .48 (1)



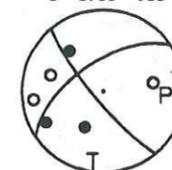
890730 737
Z= 9.60 M= 2.79
8 8.05 .53 (3)



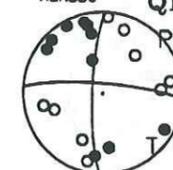
890730 2112*
Z= 8.60 M= 2.72
7 8.05 .53 (3)



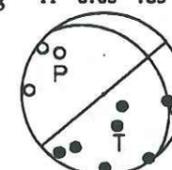
890730 2117
Z= 8.56 M= 2.60
6 8.05 .59 (3)



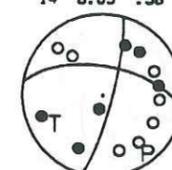
890801 544
Z= 11.20 M= 3.53
Manuel Q1 458



890802 2018
Z= 12.43 M= 2.57
11 8.05 .65 (2)



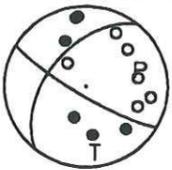
890803 859
Z= 9.39 M= 2.02
14 8.05 .58 (2)



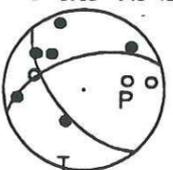
890727 1053
Z= 14.19 M= 2.64
15 8.05 .50 (1)



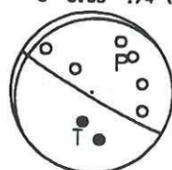
890728 713
Z= 19.24 M= 2.38
12 8.05 .70 (3)



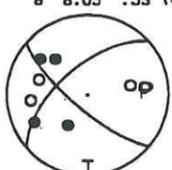
890729 1152
Z= 10.01 M= 3.06
9 8.05 .45 (3)



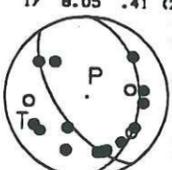
890729 1246
Z= 19.71 M= 2.65
8 8.05 .74 (4)



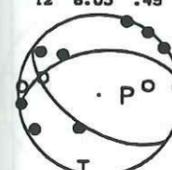
890729 1527
Z= 9.59 M= 2.73
8 8.05 .53 (4)



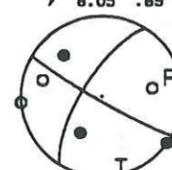
890730 058
Z= 9.85 M= 2.79
17 8.05 .41 (2)



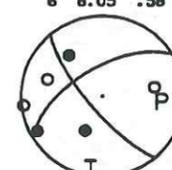
890730 737
Z= 10.61 M= 2.79
12 8.05 .49 (4)



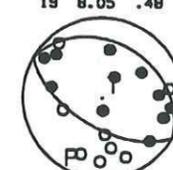
890730 2112
Z= 10.01 M= 2.72
7 8.05 .69 (4)



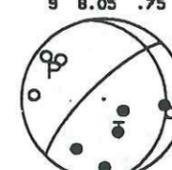
890730 2117
Z= 10.41 M= 2.60
6 8.05 .58 (4)



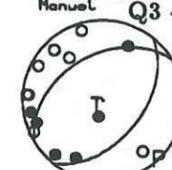
890801 1814
Z= 19.30 M= 3.05
19 8.05 .48 (1)



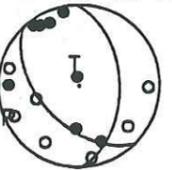
890802 2018
Z= 10.33 M= 2.57
9 8.05 .75 (3)



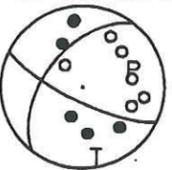
890803 859
Z= 8.14 M= 2.02
Manuel Q3 476



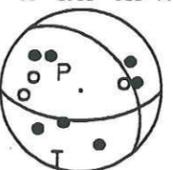
890727 1053
Z= 16.42 M= 2.64
15 8.05 .55 (2)



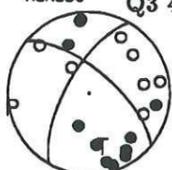
890728 713
Z= 20.61 M= 2.38
12 8.05 .69 (4)



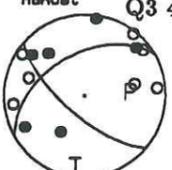
890729 1152
Z= 9.98 M= 3.06
10 8.05 .60 (4)



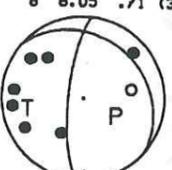
890729 1246
Z= 18.10 M= 2.65
Manuel Q3 417



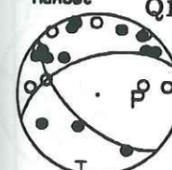
890729 1527
Z= 7.77 M= 2.73
Manuel Q3 418



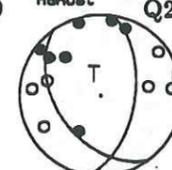
890730 058
Z= 8.55 M= 2.79
8 8.05 .71 (3)



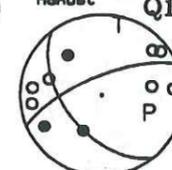
890730 737
Z= 9.60 M= 2.79
Manuel Q1 430



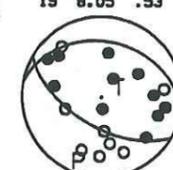
890730 2112
Z= 8.60 M= 2.72
Manuel Q2 439



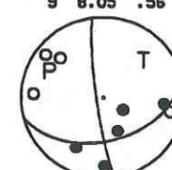
890730 2117
Z= 8.56 M= 2.60
Manuel Q1 441



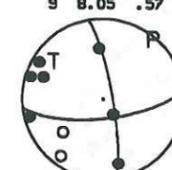
890801 1814
Z= 21.24 M= 3.04
19 8.05 .53 (2)



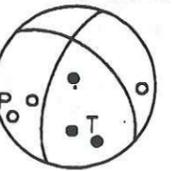
890802 2018*
Z= 10.33 M= 2.57
9 8.05 .56 (3)



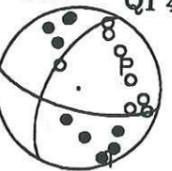
890804 1027
Z= 7.55 M= 2.42
9 8.05 .57 (1)



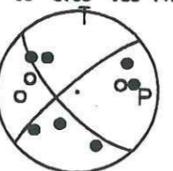
890727 1053
Z= 14.19 M= 2.64
6 8.05 .79 (3)



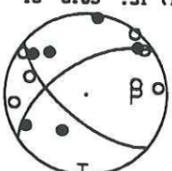
890728 713
Z= 19.24 M= 2.38
Manuel Q1 412



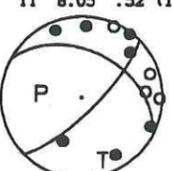
890729 1152*
Z= 9.98 M= 3.06
10 8.05 .56 (4)



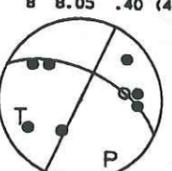
890729 1527
Z= 7.77 M= 2.73
13 8.05 .51 (1)



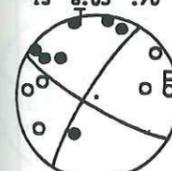
890729 1948
Z= 5.73 M= 2.55
11 8.05 .52 (1)



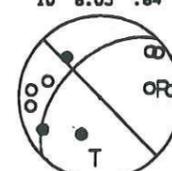
890730 058
Z= 9.85 M= 2.79
8 8.05 .40 (4)



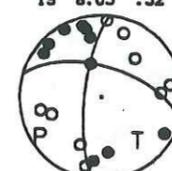
890730 2112
Z= 8.60 M= 2.72
13 8.05 .70 (1)



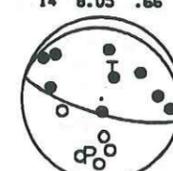
890730 2117
Z= 8.56 M= 2.60
10 8.05 .64 (1)



890801 544
Z= 11.20 M= 3.53
19 8.05 .52 (1)



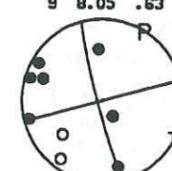
890801 1814
Z= 19.30 M= 3.05
14 8.05 .66 (3)



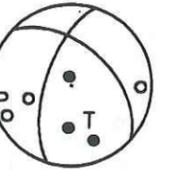
890802 2018
Z= 12.43 M= 2.57
9 8.05 .72 (4)



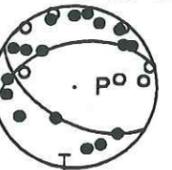
890804 1027*
Z= 7.55 M= 2.42
9 8.05 .63 (1)



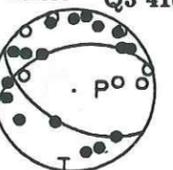
890727 1053
Z= 16.42 M= 2.64
6 8.05 .80 (4)



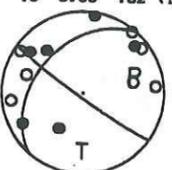
890729 1152
Z= 10.01 M= 3.06
25 8.05 .54 (1)



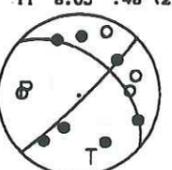
890729 1152
Z= 10.01 M= 3.06
Manuel Q3 416



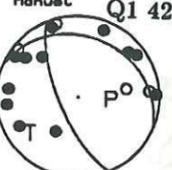
890729 1527*
Z= 7.77 M= 2.73
13 8.05 .52 (1)



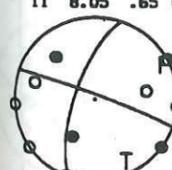
890729 1948
Z= 8.57 M= 2.54
11 8.05 .46 (2)



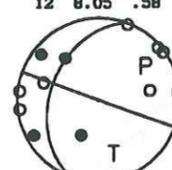
890730 058
Z= 8.55 M= 2.79
Manuel Q1 426



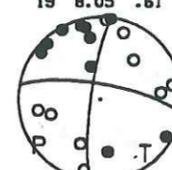
890730 2112
Z= 10.01 M= 2.72
11 8.05 .65 (2)



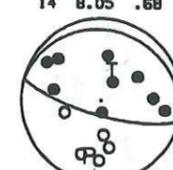
890730 2117
Z= 10.41 M= 2.60
12 8.05 .58 (2)



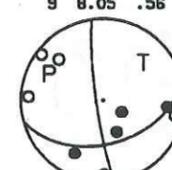
890811 544
Z= 13.92 M= 3.53
19 8.05 .61 (2)



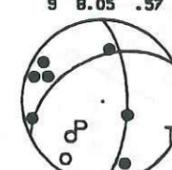
890801 1814
Z= 12.43 M= 3.04
14 8.05 .68 (4)



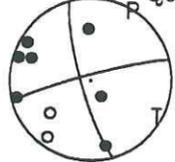
890802 2018*
Z= 12.43 M= 2.57
9 8.05 .56 (4)



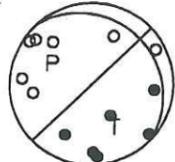
890804 1027
Z= 6.71 M= 2.41
9 8.05 .57 (2)



890804 1027
Z= 7.55 M= 2.42
Manual Q3 484



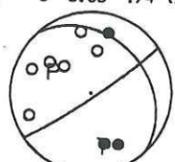
890805 116
Z= 10.21 M= 2.21
13 8.05 .67 (1)



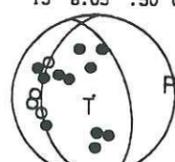
890807 518
Z= 17.78 M= 2.84
Manual Q3 514



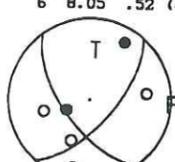
890808 716
Z= 19.60 M= 2.33
9 8.05 .74 (2)



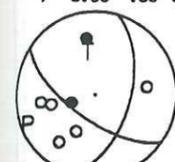
890810 547*
Z= 31.78 M= 2.57
15 8.05 .50 (2)



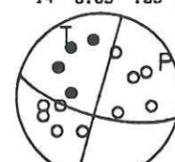
890811 013
Z= 15.03 M= 2.08
6 8.05 .52 (4)



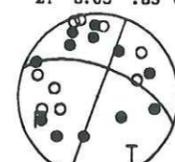
890811 14 1
Z= 14.67 M= 2.38
7 8.05 .66 (3)



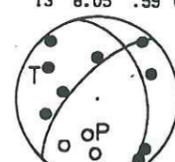
890813 2112
Z= 21.02 M= 2.39
14 8.05 .59 (2)



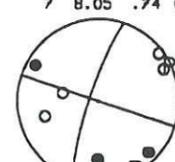
890814 23 3*
Z= 19.19 M= 2.88
21 8.05 .63 (1)



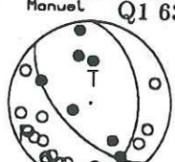
890815 819
Z= 18.73 M= 2.04
13 8.05 .59 (1)



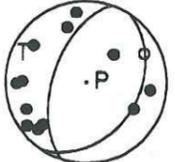
890816 1313*
Z= 17.34 M= 2.47
7 8.05 .74 (3)



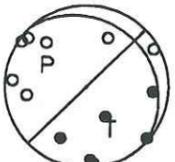
890816 2334
Z= 13.06 M= 3.10
Manual Q1 636



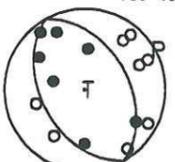
890804 1614
Z= 9.26 M= 2.27
13 8.05 .58 (1)



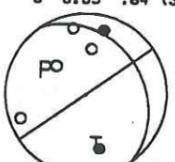
890805 116
Z= 12.48 M= 2.21
13 8.05 .61 (2)



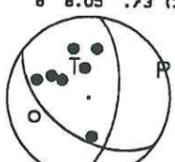
890807 829
Z= 19.00 M= 2.73
15 8.05 .51 (1)



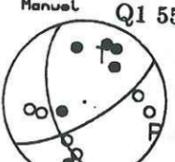
890808 716
Z= 18.29 M= 2.33
6 8.05 .64 (3)



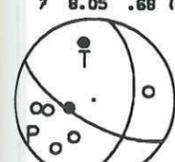
890810 547
Z= 29.75 M= 2.57
8 8.05 .73 (3)



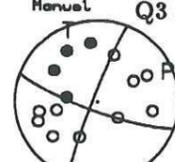
890811 013
Z= 14.51 M= 2.08
Manual Q1 550



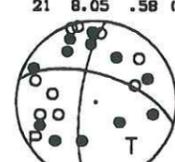
890811 14 1
Z= 15.70 M= 2.38
7 8.05 .68 (4)



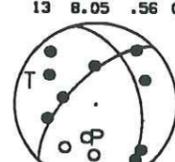
890813 2112
Z= 19.70 M= 2.39
Manual Q3 588



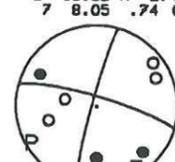
890814 23 3*
Z= 19.19 M= 2.88
21 8.05 .58 (1)



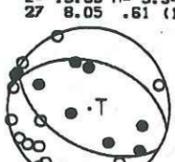
890815 819
Z= 20.08 M= 2.04
13 8.05 .56 (2)



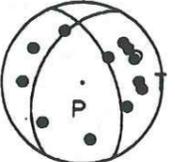
890816 1313
Z= 19.62 M= 2.47
7 8.05 .74 (4)



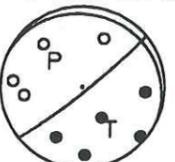
890817 032
Z= 15.93 M= 3.34
27 8.05 .61 (1)



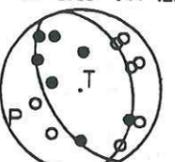
890804 1614
Z= 9.93 M= 2.27
13 8.05 .64 (2)



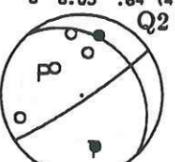
890805 116
Z= 10.21 M= 2.21
9 8.05 .72 (3)



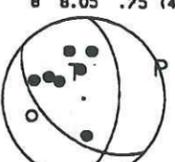
890807 829
Z= 20.57 M= 2.73
15 8.05 .44 (2)



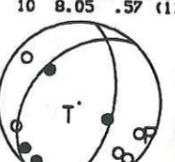
890808 716
Z= 19.60 M= 2.33
6 8.05 .64 (4)



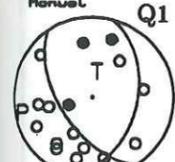
890810 547
Z= 31.78 M= 2.57
8 8.05 .75 (4)



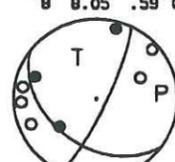
890811 020
Z= 8.75 M= 2.40
10 8.05 .57 (1)



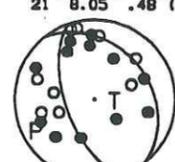
890811 14 1
Z= 14.67 M= 2.38
Manual Q1 555



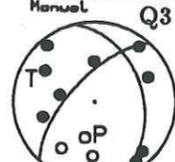
890814 1838
Z= 7.42 M= 2.31
8 8.05 .59 (1)



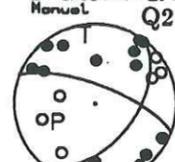
890814 23 3
Z= 20.25 M= 2.88
21 8.05 .48 (2)



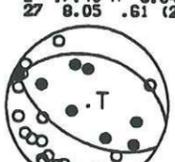
890815 819
Z= 18.73 M= 2.04
Manual Q3 612



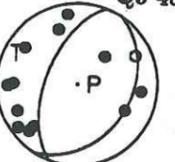
890816 1313
Z= 17.34 M= 2.47
Manual Q2 625



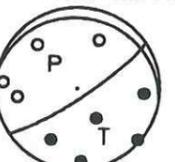
890817 032
Z= 17.40 M= 3.34
27 8.05 .61 (2)



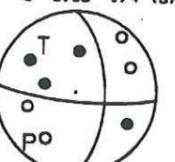
890804 1614
Z= 9.26 M= 2.27
Manual Q3 485



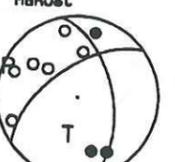
890805 116
Z= 12.48 M= 2.21
9 8.05 .68 (4)



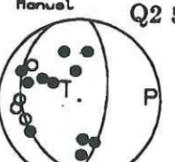
890807 829
Z= 19.00 M= 2.73
8 8.05 .74 (3)



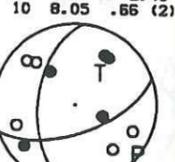
890808 716
Z= 18.29 M= 2.33
Manual Q2 545



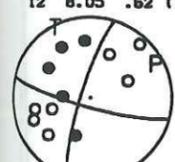
890810 547
Z= 29.75 M= 2.57
Manual Q2 545



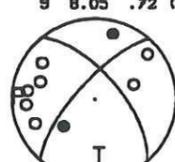
890811 020
Z= 9.48 M= 2.40
10 8.05 .66 (2)



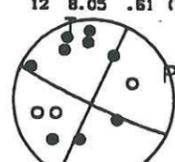
890813 2052
Z= 19.74 M= 2.15
12 8.05 .62 (1)



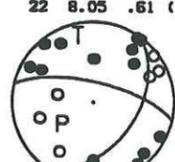
890814 1838
Z= 8.63 M= 2.31
9 8.05 .72 (2)



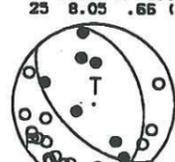
890814 23 3
Z= 19.19 M= 2.88
12 8.05 .61 (3)



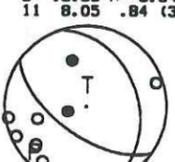
890816 1313
Z= 17.34 M= 2.47
22 8.05 .61 (1)



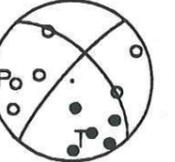
890816 2334
Z= 13.06 M= 3.10
25 8.05 .66 (1)



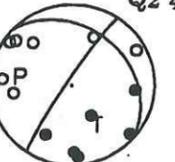
890817 032
Z= 15.93 M= 3.34
11 8.05 .84 (3)



890804 2013
Z= 16.22 M= 2.15
11 8.05 .69 (1)



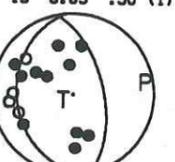
890805 116
Z= 10.21 M= 2.21
Manual Q2 489



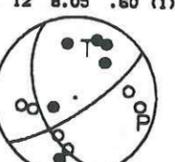
890807 829
Z= 20.57 M= 2.73
8 8.05 .70 (4)



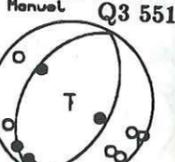
890810 547
Z= 29.75 M= 2.57
15 8.05 .50 (1)



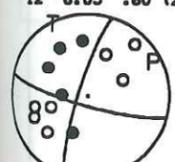
890811 013
Z= 14.51 M= 2.08
Manual Q3 551



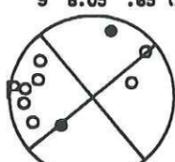
890811 020
Z= 8.75 M= 2.40
Manual Q3 551



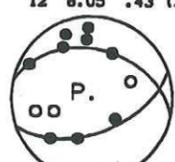
890813 2052
Z= 21.00 M= 2.15
12 8.05 .60 (2)



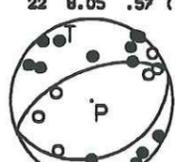
890814 1838*
Z= 8.63 M= 2.31
9 8.05 .65 (2)



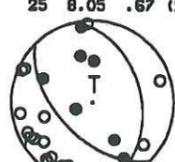
890814 23 3*
Z= 19.19 M= 2.88
12 8.05 .43 (3)



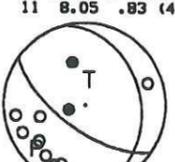
890816 1313*
Z= 17.34 M= 2.47
22 8.05 .57 (1)



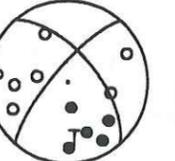
890816 2334
Z= 15.23 M= 3.10
25 8.05 .67 (2)



890817 032
Z= 17.40 M= 3.34
11 8.05 .83 (4)



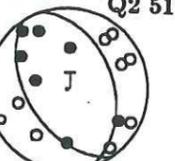
890804 2013
Z= 16.89 M= 2.15
11 8.05 .68 (2)



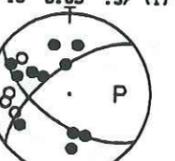
890807 518
Z= 17.78 M= 2.84
16 8.05 .76 (1)



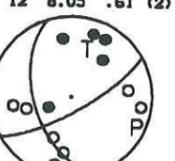
890807 829
Z= 19.00 M= 2.73
Manual Q2 517



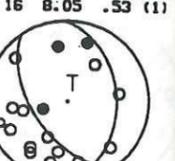
890810 547*
Z= 29.75 M= 2.57
15 8.05 .37 (1)



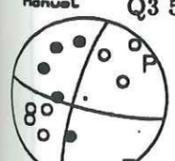
890811 013
Z= 15.03 M= 2.08
12 8.05 .61 (2)



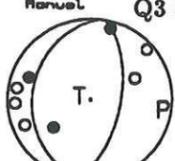
890811 14 1
Z= 14.67 M= 2.38
16 8.05 .53 (1)



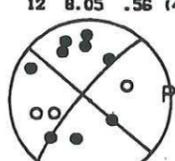
890813 2052
Z= 19.74 M= 2.15
Manual Q3 587



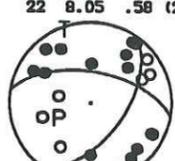
890814 1838
Z= 7.42 M= 2.31
Manual Q3 597



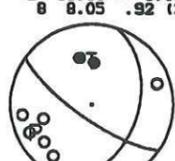
890814 23 3
Z= 20.25 M= 2.88
12 8.05 .56 (4)



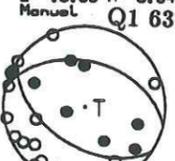
890816 1313
Z= 19.62 M= 2.47
22 8.05 .58 (2)



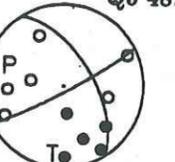
890816 2334
Z= 13.06 M= 3.10
8 8.05 .92 (3)



890817 032
Z= 15.93 M= 3.34
Manual Q1 637



890804 2013
Z= 16.22 M= 2.15
Manual Q3 487



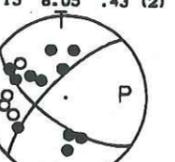
890807 518
Z= 21.13 M= 2.84
16 8.05 .76 (2)



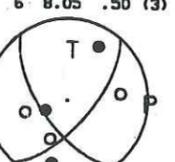
890808 716
Z= 18.29 M= 2.33
9 8.05 .73 (1)



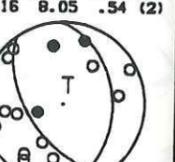
890810 547
Z= 31.78 M= 2.57
15 8.05 .43 (2)



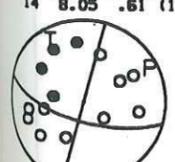
890811 013
Z= 14.51 M= 2.08
6 8.05 .50 (3)



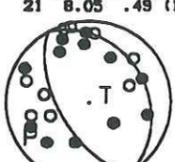
890811 14 1
Z= 15.70 M= 2.38
16 8.05 .54 (2)



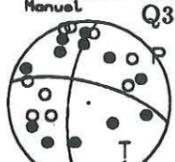
890813 2112
Z= 19.70 M= 2.39
14 8.05 .61 (1)



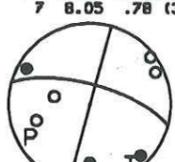
890814 23 3
Z= 19.19 M= 2.88
21 8.05 .49 (1)



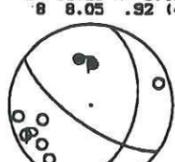
890814 23 3
Z= 19.19 M= 2.88
Manual Q3 602



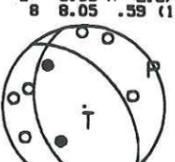
890816 1313
Z= 17.34 M= 2.47
7 8.05 .78 (3)



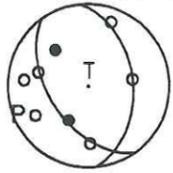
890816 2334
Z= 15.23 M= 3.10
8 8.05 .92 (4)



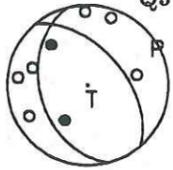
890819 11 8
Z= 8.05 M= 2.37
8 8.05 .59 (1)



890819 11 8
 Z= 9.05 M= 2.37
 8 8.05 .42 (2)



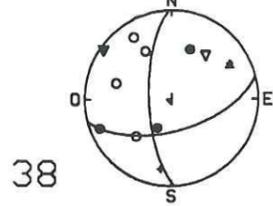
890819 11 8
 Z= 8.05 M= 2.37
 Manuel Q3 651



Solutions focales Grèce du Nord-Ouest, 1989, I. Kassaras

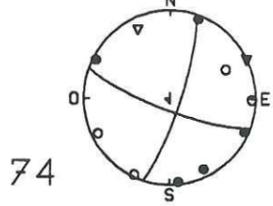
Qualité & N°	Date & Temps	Lat ° N	Long ° E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		Axe P		Axe T			
						Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl		
Q2	29	890709	2:42	38.19	20.58	15.7	3.2	84	65	350	79	304	25	39	9
Q1	38	890709	11:0	38.37	20.53	13.4	2.7	75	60	177	68	304	5	39	37
Q1	74	890711	0:48	38.76	21.18	5.3	1.9	17	80	109	78	64	0	333	15
Q2	81	890711	5:29	38.49	21.55	15.3	2.3	99	20	255	71	152	62	351	26
Q2	82	890711	5:56	38.50	21.54	15.9	2.0	75	20	235	71	134	63	330	25
Q2	87	890711	7:30	38.50	21.54	16.2	2.0	75	20	235	71	134	63	330	25
Q1	110	890711	21:22	38.80	21.29	27.4	2.0	305	60	49	65	176	3	269	40
Q1	116	890712	3:29	38.31	20.47	13.5	2.3	65	40	320	77	267	43	21	23
Q2	168	890713	21:21	38.49	20.50	12.1	2.1	35	70	145	46	95	14	349	46
Q2	177	890714	2:3	38.71	21.22	13.6	3.1	344	84	248	35	103	30	222	39
Q2	213	890715	20:17	38.38	20.51	11.0	2.0	324	40	145	50	235	5	55	84
Q2	230	890717	1:42	38.34	21.62	22.8	2.4	84	80	177	73	132	4	40	18
Q2	327	890721	19:59	38.78	21.04	7.3	2.5	324	49	185	47	74	1	167	68
Q1	356	890723	18:30	38.21	20.58	17.1	2.7	35	20	143	83	250	35	33	48
Q1	367	890724	15:44	38.87	21.50	11.4	2.5	305	15	140	75	226	30	55	59
Q2	421	890729	18:40	38.33	20.49	12.3	2.1	89	60	185	81	51	27	314	14
Q2	434	890730	13:7	38.31	20.51	19.9	2.0	89	60	185	81	51	27	314	14
Q2	464	890802	4:24	38.68	20.57	11.8	2.5	80	10	255	80	163	54	345	35
Q1	483	890804	10:25	38.47	20.53	13.2	3.2	10	70	240	29	248	58	116	21
Q2	492	890805	9:46	38.58	21.49	25.9	2.5	104	44	0	76	60	19	311	41
Q1	495	890805	15:11	38.79	20.27	36.0	3.3	10	80	104	63	324	25	59	10
Q1	503	890806	14:23	38.72	20.60	14.1	2.1	20	80	115	63	69	10	334	25
Q2	621	890815	20:51	38.62	21.47	20.2	1.8	84	60	215	41	44	61	153	9

89/07/09 11:05:22.4
38.37n 20.53e 13.4



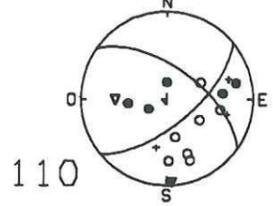
38

89/07/11 0:48:52.4
38.76n 21.18e 5.3



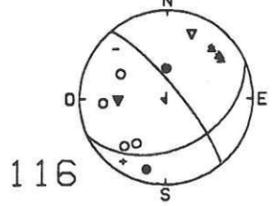
74

89/07/11 21:22:59.0
38.80n 21.29e 27.4



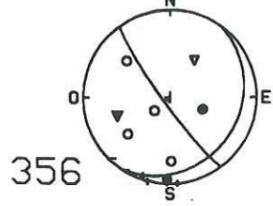
110

89/07/12 3:29:8.1
38.31n 20.47e 13.5



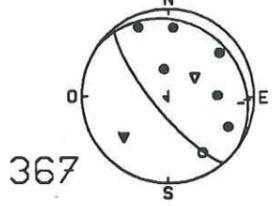
116

89/07/23 18:30:23.2
38.21n 20.58e 17.1



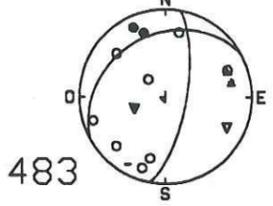
356

89/07/24 15:44:21.3
38.87n 21.50e 11.4



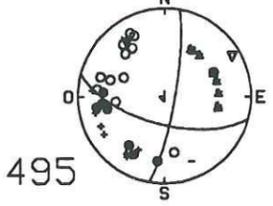
367

89/08/04 10:25:47.7
38.47n 20.53e 13.2



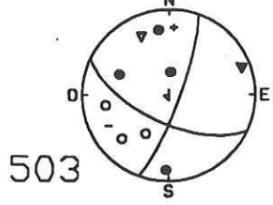
483

89/08/05 15:11:33.0
38.79n 20.27e 36.0



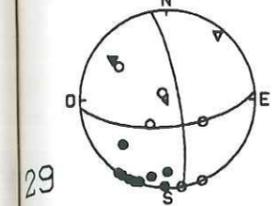
495

89/08/06 14:23:2.7
38.72n 20.60e 14.1



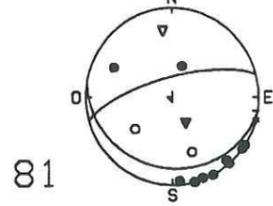
503

89/07/09 2:42:36.7
38.19n 20.58e 15.7



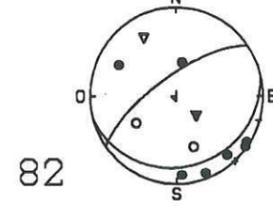
29

89/07/11 5:29:33.3
38.49n 21.55e 15.3



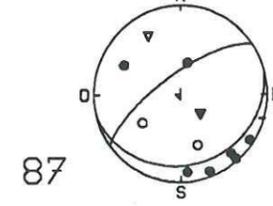
81

89/07/11 5:56:18.6
38.50n 21.54e 15.9



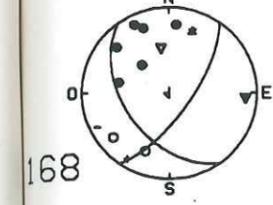
82

89/07/11 7:30:21.6
38.50n 21.54e 16.2



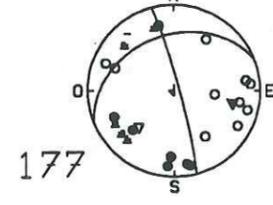
87

89/07/13 21:21:31.6
38.49n 20.50e 12.1



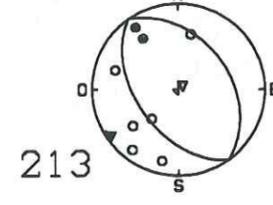
168

89/07/14 2:3:19.3
38.71n 21.22e 13.6



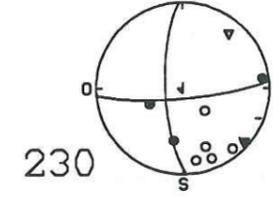
177

89/07/15 20:17:23.7
38.38n 20.51e 11.0



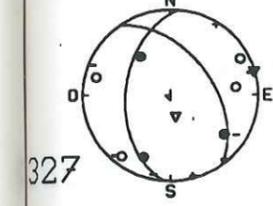
213

89/07/17 1:42:40.2
38.34n 21.62e 22.6



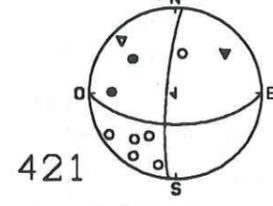
230

89/07/21 19:59:52.6
38.78n 21.04e 7.3



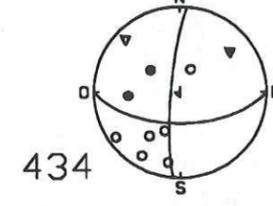
327

89/07/29 18:40:6.5
38.33n 20.49e 12.3



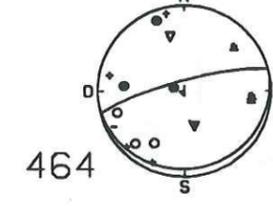
421

89/07/30 13:7:51.0
38.31n 20.51e 19.9



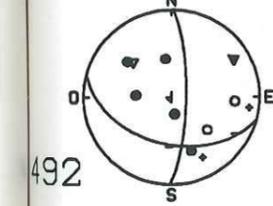
434

89/08/02 4:24:2.6
38.68n 20.57e 11.7



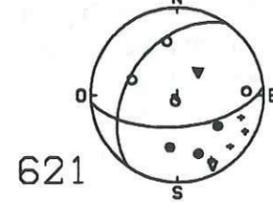
464

89/08/05 9:46:37.9
38.58n 21.49e 25.9



492

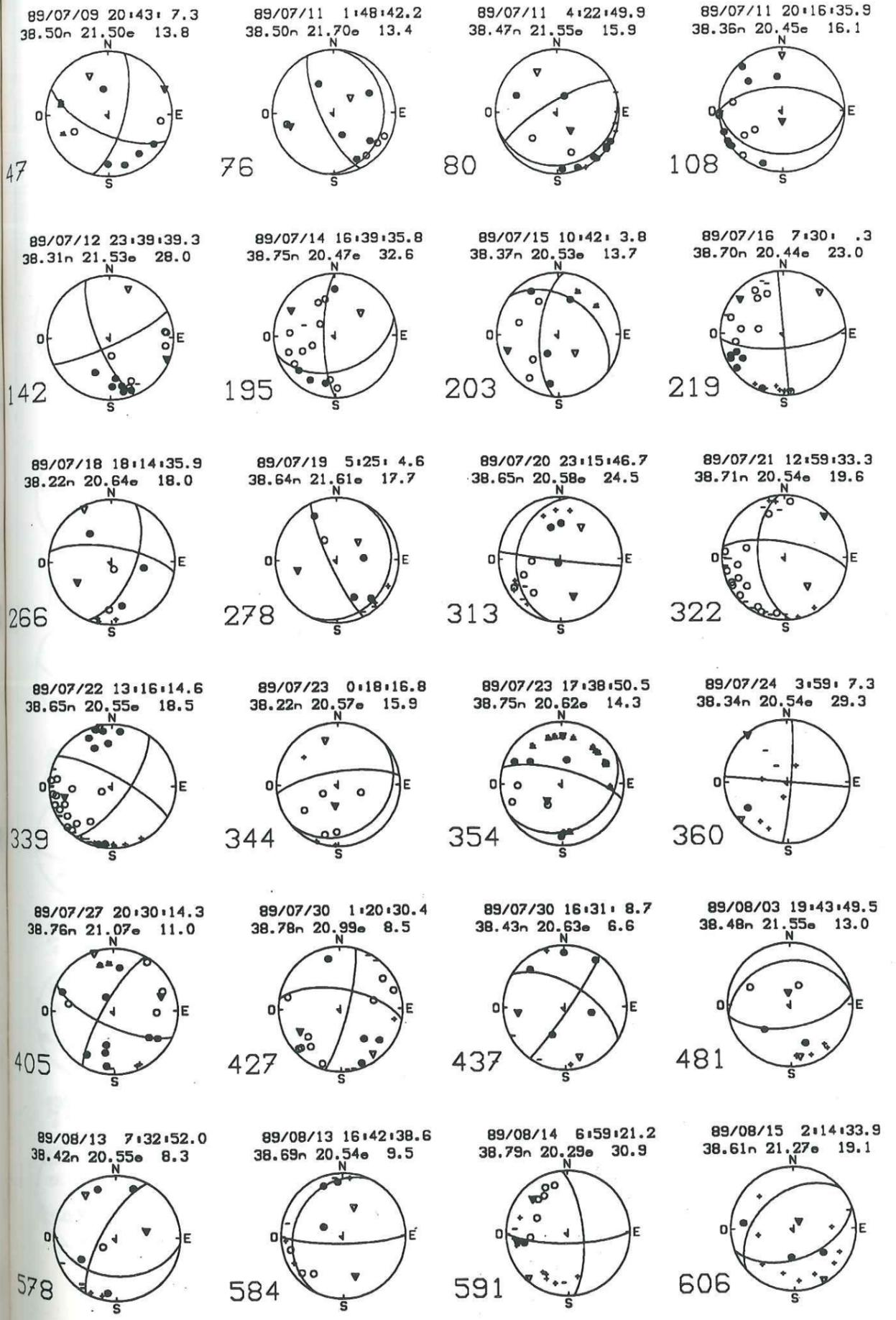
89/08/15 20:51:37.3
38.62n 21.47e 20.2



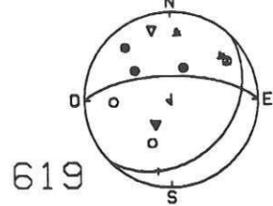
621

Solutions focales Grèce du Nord-Ouest, 1989, I. Kassaras

Qualité & N°		Date & Temps		Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		Axe P		Axe T	
								Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl
Q3	47	890709	20:43	38.50	21.50	13.8	2.4	15	70	115	64	65	3	333	33
Q3	76	890711	1:48	38.50	21.70	13.4	2.4	5	20	155	72	252	26	50	61
Q3	80	890711	4:22	38.47	21.55	15.9	2.3	75	15	240	75	144	59	333	30
Q3	108	890711	20:16	38.36	20.45	16.1	2.6	89	30	270	60	180	75	360	15
Q3	142	890712	23:39	38.31	21.53	28.0	3.0	65	80	157	73	112	4	20	18
Q3	195	890714	16:39	38.75	20.47	32.6	2.2	179	75	72	42	299	19	49	44
Q3	203	890715	10:42	38.38	20.53	13.7	2.5	308	40	185	65	251	14	138	56
Q3	219	890716	7:30	38.70	20.44	23.0	2.7	84	70	354	89	308	13	41	13
Q3	266	890718	18:14	38.22	20.64	18.0	1.9	22	60	280	70	238	36	332	6
Q3	278	890719	5:25	38.64	21.61	17.7	2.2	24	15	155	80	254	34	51	53
Q3	313	890720	23:15	38.65	20.58	24.5	2.3	189	30	97	88	161	36	34	39
Q3	322	890721	12:59	38.71	20.54	19.6	3.3	280	70	174	54	44	9	142	40
Q3	339	890722	13:16	38.65	20.55	18.5	3.5	35	70	300	76	256	23	348	4
Q3	344	890723	0:18	38.22	20.57	15.9	2.4	49	20	262	72	187	60	343	27
Q3	354	890723	17:38	38.75	20.62	14.3	2.5	60	24	285	71	219	59	1	24
Q3	360	890724	3:59	38.34	20.54	29.3	2.3	5	84	275	89	320	3	229	3
Q3	405	890727	20:30	38.76	21.07	11.0	3.4	115	70	210	76	73	23	341	4
Q3	427	890730	1:20	38.78	20.99	8.5	2.5	15	80	280	63	240	25	145	10
Q3	437	890730	16:31	38.43	20.63	6.6	1.6	35	84	302	59	262	25	164	17
Q3	481	890803	19:43	38.48	21.55	13.0	2.0	80	60	260	30	350	75	170	14
Q3	578	890813	7:32	38.42	20.55	8.2	2.0	94	40	209	71	78	50	324	18
Q3	584	890813	16:42	38.69	20.54	9.5	1.6	89	80	206	21	163	32	22	51
Q3	591	890814	6:59	38.79	20.29	30.9	2.6	354	70	89	76	313	23	221	4
Q3	606	890815	2:14	38.61	21.27	19.1	1.9	70	49	230	41	38	79	150	4
Q3	619	890815	15:38	38.32	20.51	14.3	2.5	44	30	270	67	211	61	344	20
Q3	633	890816	19:5	38.32	20.45	15.2	2.8	35	40	260	59	218	64	330	10
Q3	635	890816	20:52	38.80	20.98	4.4	2.3	334	80	65	89	199	7	290	7
Q3	639	890817	6:18	38.82	20.98	7.8	1.9	247	70	155	81	202	8	109	20
Q3	650	890819	1:27	38.72	20.64	29.2	2.2	285	70	185	64	54	3	146	33

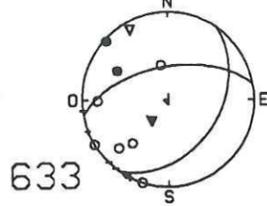


89/08/15 15:38:34.9
38.32n 20.51e 14.3



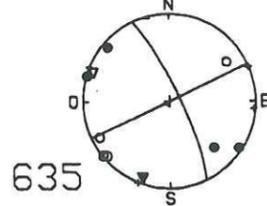
619

89/08/16 19:53:35.0
38.32n 20.45e 15.2



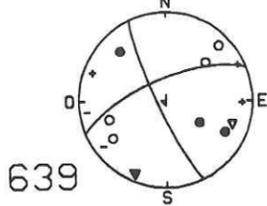
633

89/08/16 20:52:51.1
38.80n 20.98e 4.4



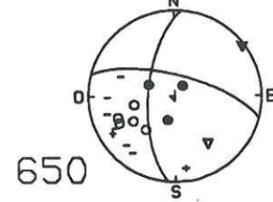
635

89/08/17 6:18:22.9
38.82n 20.98e 7.8



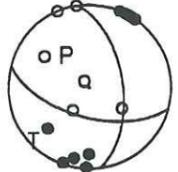
639

89/08/19 1:27:2.0
38.72n 20.64e 29.2

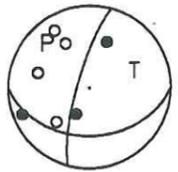


650

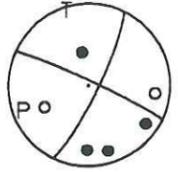
890709 242
Z= 15.69 M= 3.18
17 7.71 .64 (1)



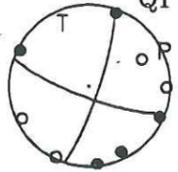
890709 11 0
Z= 13.43 M= 2.69
7 8.05 .60 (3)



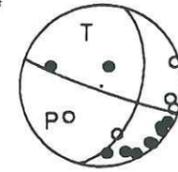
890709 2043
Z= 13.83 M= 2.39
6 8.05 .73 (3)



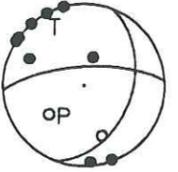
890711 048
Z= 5.28 M= 1.93
Manuel Q1 74



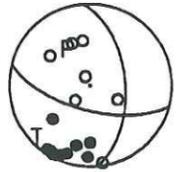
890711 422
Z= 16.94 M= 2.30
15 7.66 .58 (2)



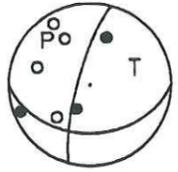
890711 529
Z= 15.29 M= 2.26
11 8.05 .76 (3)



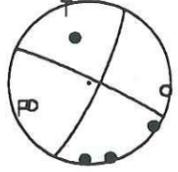
890709 242
Z= 18.34 M= 3.17
17 7.71 .73 (2)



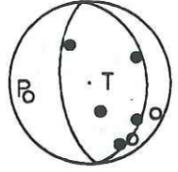
890709 11 0
Z= 15.28 M= 2.69
7 8.05 .61 (4)



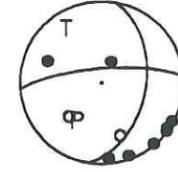
890709 2043
Z= 11.91 M= 2.38
6 8.05 .81 (4)



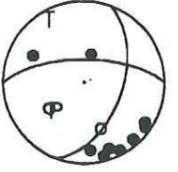
890711 148
Z= 13.38 M= 2.36
8 7.37 .49 (1)



890711 422
Z= 15.87 M= 2.30
10 7.76 .70 (3)



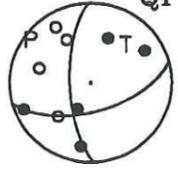
890711 529
Z= 15.98 M= 2.26
11 8.05 .71 (4)



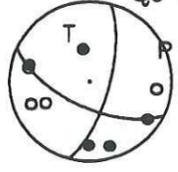
890709 242
Z= 15.69 M= 3.18
15 7.66 .66 (3)



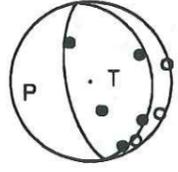
890709 11 0
Z= 13.43 M= 2.69
Manuel Q1 38



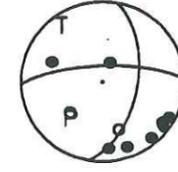
890709 2043
Z= 13.83 M= 2.39
Manuel Q3 47



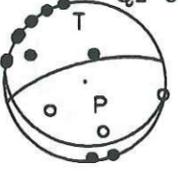
890711 148
Z= 14.16 M= 2.36
8 7.37 .45 (2)



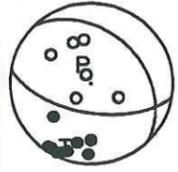
890711 422
Z= 16.94 M= 2.30
10 7.76 .65 (4)



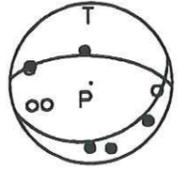
890711 529
Z= 15.29 M= 2.26
Manuel Q2 81



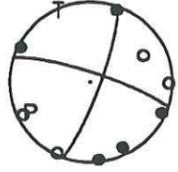
890709 242
Z= 18.34 M= 3.17
15 7.66 .86 (4)



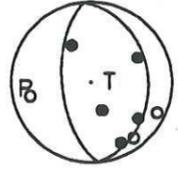
890709 2043
Z= 13.83 M= 2.39
9 7.73 .42 (1)



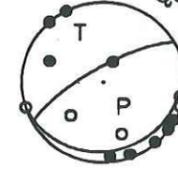
890711 048
Z= 5.28 M= 1.93
9 8.05 .66 (1)



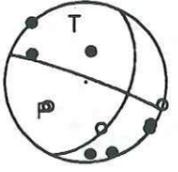
890711 148
Z= 13.38 M= 2.36
8 7.37 .49 (3)



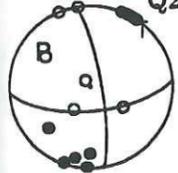
890711 422
Z= 15.87 M= 2.30
Manuel Q3 80



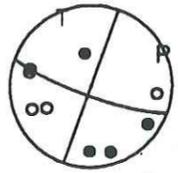
890711 556
Z= 15.95 M= 2.03
10 8.05 .61 (1)



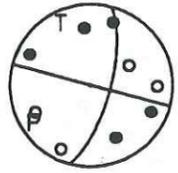
890709 242
Z= 15.69 M= 3.18
Manuel Q2 29



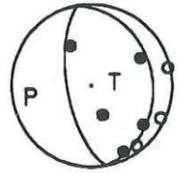
890709 2043*
Z= 13.83 M= 2.39
9 7.73 .59 (1)



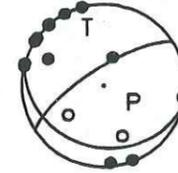
890711 048
Z= 8.71 M= 1.92
9 8.05 .62 (2)



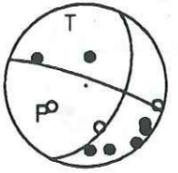
890711 148
Z= 14.16 M= 2.36
8 7.37 .45 (4)



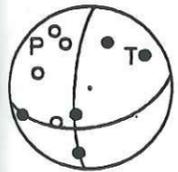
890711 529
Z= 15.29 M= 2.26
15 8.05 .54 (1)



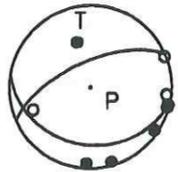
890711 556
Z= 17.66 M= 2.03
10 8.05 .58 (2)



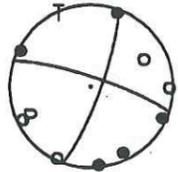
890709 11 0
Z= 13.43 M= 2.69
9 7.73 .52 (1)



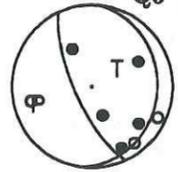
890709 2043
Z= 11.91 M= 2.38
9 7.73 .43 (2)



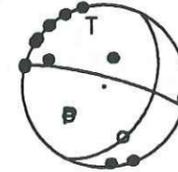
890711 048
Z= 5.28 M= 1.93
9 8.05 .66 (3)



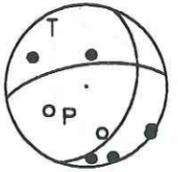
890711 148
Z= 13.38 M= 2.36
Manuel Q3 76



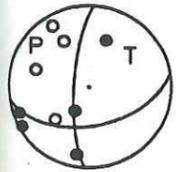
890711 529*
Z= 15.29 M= 2.26
15 8.05 .61 (1)



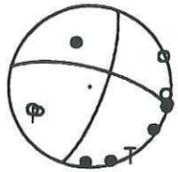
890711 556
Z= 15.95 M= 2.03
8 8.05 .72 (3)



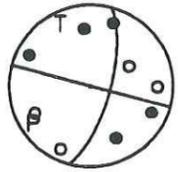
890709 11 0
Z= 15.28 M= 2.69
9 7.73 .53 (2)



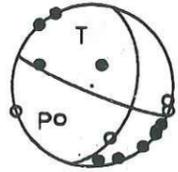
890709 2043*
Z= 11.91 M= 2.38
9 7.73 .63 (2)



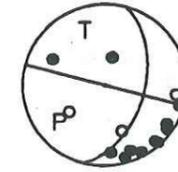
890711 048
Z= 8.71 M= 1.92
9 8.05 .62 (4)



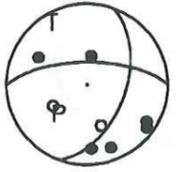
890711 422
Z= 15.87 M= 2.30
15 7.66 .60 (1)

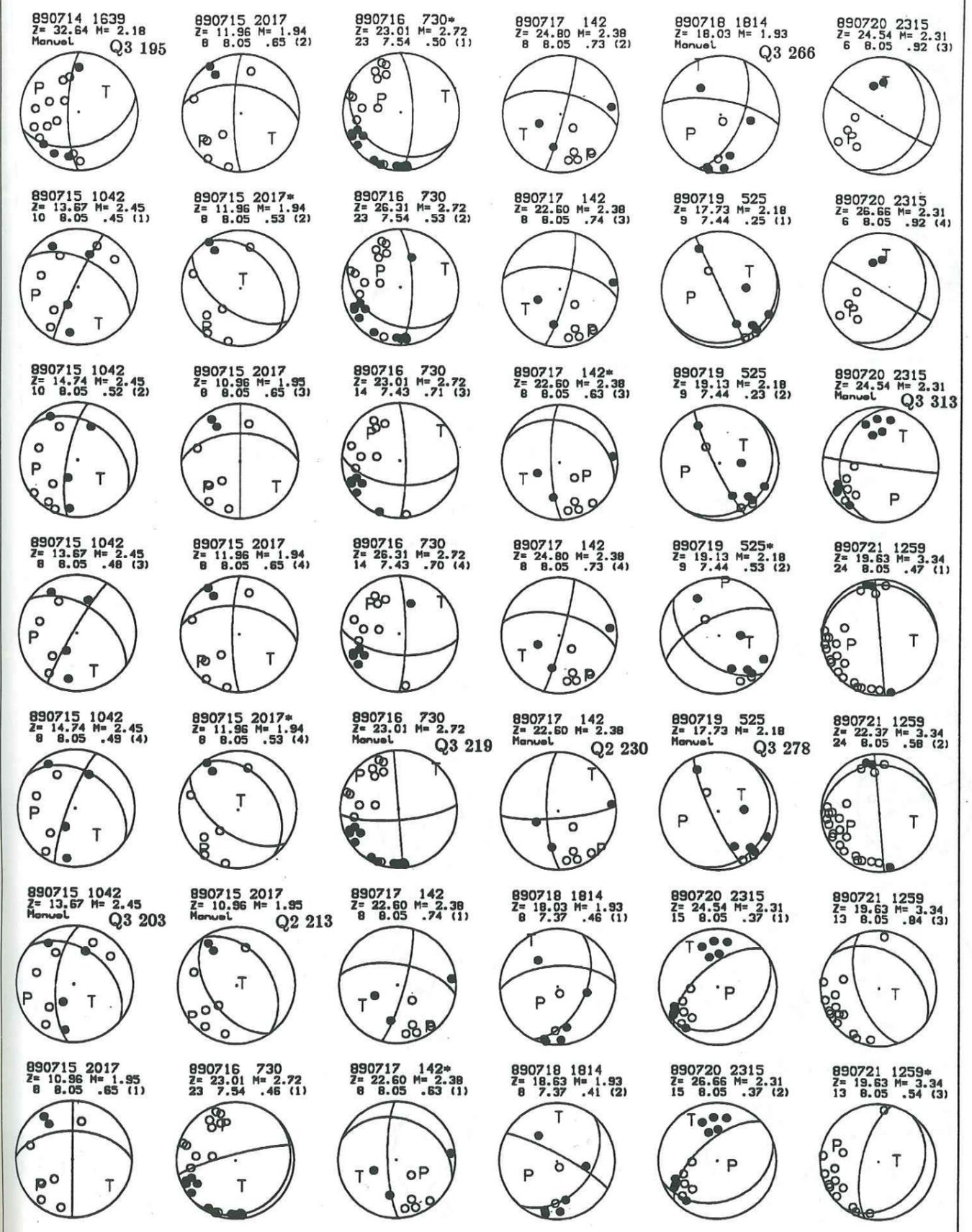
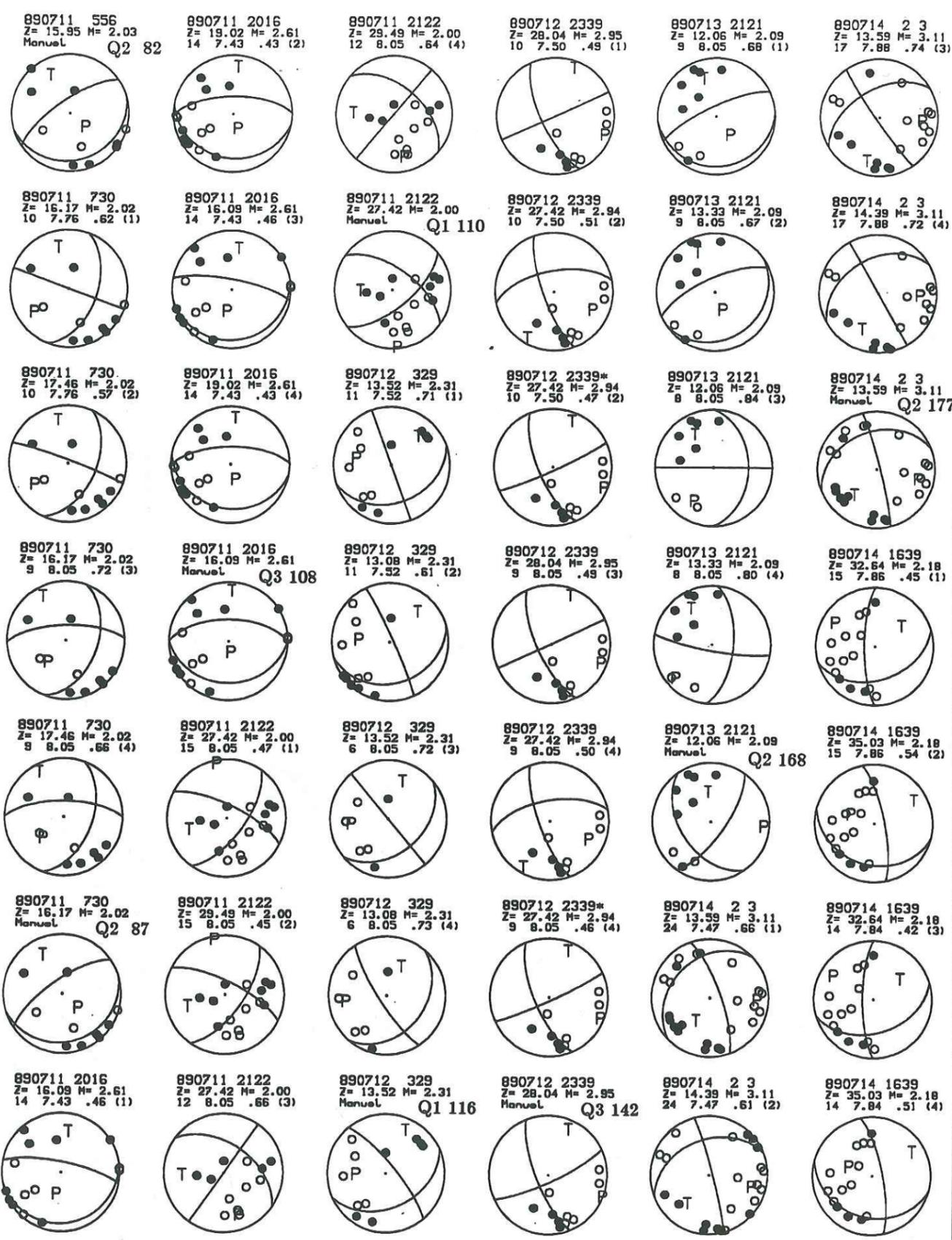


890711 529
Z= 15.98 M= 2.26
15 8.05 .57 (2)

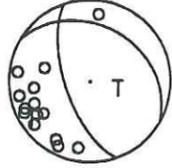


890711 556
Z= 17.66 M= 2.03
8 8.05 .65 (4)

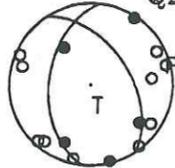




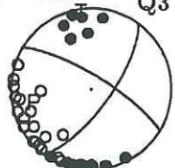
890721 1259
Z= 22.37 M= 3.34
13 8.05 .83 (4)



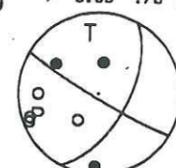
890721 1959
Z= 7.27 M= 2.51
Manual Q2 327



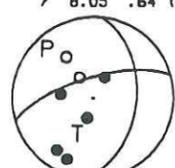
890722 1316
Z= 18.49 M= 3.51
Manual Q3 339



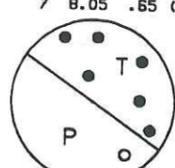
890723 1738
Z= 15.89 M= 2.48
7 8.05 .78 (4)



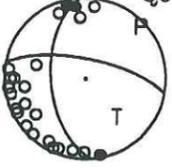
890724 359
Z= 29.27 M= 2.33
7 8.05 .64 (1)



890724 1544
Z= 11.44 M= 2.55
7 8.05 .65 (3)



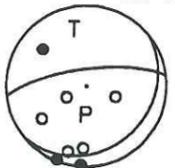
890721 1259
Z= 19.63 M= 3.34
Manual Q3 322



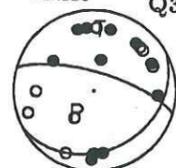
890722 1316
Z= 18.49 M= 3.51
34 8.05 .46 (1)



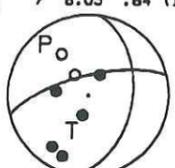
890723 018
Z= 15.88 M= 2.40
8 8.05 .66 (1)



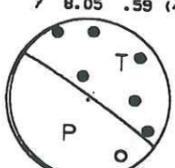
890723 1738
Z= 14.29 M= 2.48
Manual Q3 354



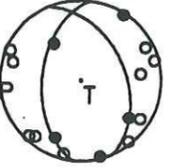
890724 359*
Z= 29.27 M= 2.33
7 8.05 .64 (1)



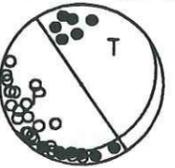
890724 1544
Z= 13.24 M= 2.55
7 8.05 .59 (4)



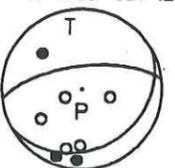
890721 1959
Z= 7.27 M= 2.51
15 8.05 .56 (1)



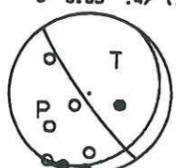
890722 1316
Z= 21.52 M= 3.51
34 8.05 .55 (2)



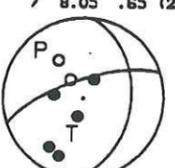
890723 018
Z= 16.93 M= 2.40
8 8.05 .64 (2)



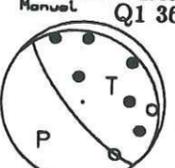
890723 1830
Z= 17.12 M= 2.70
8 8.05 .47 (1)



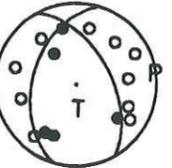
890724 359
Z= 32.27 M= 2.33
7 8.05 .65 (2)



890724 1544
Z= 11.44 M= 2.55
Manual Q1 367



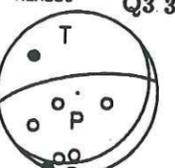
890721 1959
Z= 8.96 M= 2.51
15 8.05 .52 (2)



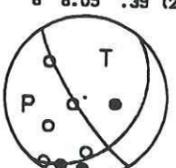
890722 1316*
Z= 21.52 M= 3.51
34 8.05 .76 (2)



890723 018
Z= 15.88 M= 2.40
Manual Q3 344



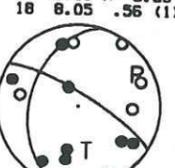
890723 1830
Z= 18.34 M= 2.70
8 8.05 .39 (2)



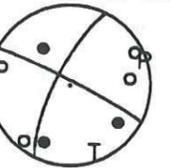
890724 359*
Z= 32.27 M= 2.33
7 8.05 .49 (2)



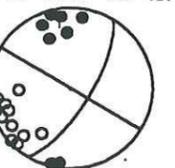
890727 2030
Z= 11.00 M= 3.39
18 8.05 .56 (1)



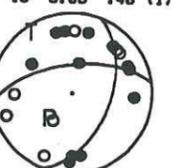
890721 1959
Z= 7.27 M= 2.51
7 8.05 .67 (3)



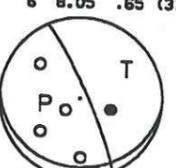
890722 1316
Z= 18.49 M= 3.51
20 8.05 .87 (3)



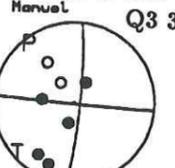
890723 1738
Z= 14.29 M= 2.48
19 8.05 .46 (1)



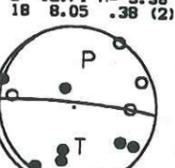
890723 1830
Z= 17.12 M= 2.70
6 8.05 .65 (3)



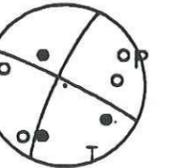
890724 359
Z= 29.27 M= 2.33
Manual Q3 360



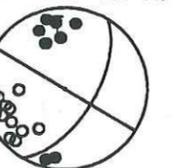
890727 2030
Z= 12.71 M= 3.38
18 8.05 .38 (2)



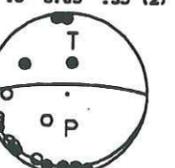
890721 1959
Z= 8.96 M= 2.51
7 8.05 .63 (4)



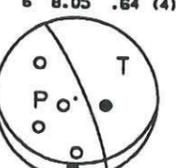
890722 1316
Z= 21.52 M= 3.51
20 8.05 .87 (4)



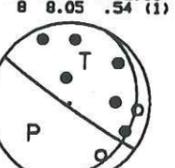
890723 1738
Z= 15.89 M= 2.48
19 8.05 .35 (2)



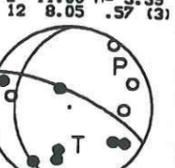
890723 1830
Z= 18.34 M= 2.70
6 8.05 .64 (4)



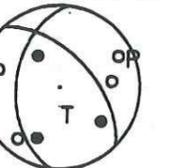
890724 1544
Z= 11.44 M= 2.55
8 8.05 .54 (1)



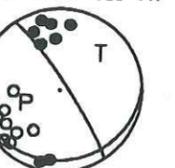
890727 2030
Z= 11.00 M= 3.39
12 8.05 .57 (3)



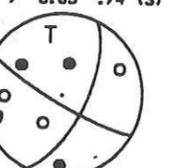
890721 1959*
Z= 8.96 M= 2.51
7 8.05 .64 (4)



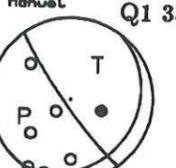
890722 1316*
Z= 21.52 M= 3.51
20 8.05 .56 (4)



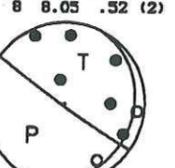
890723 1738
Z= 14.29 M= 2.48
7 8.05 .74 (3)



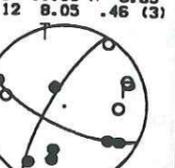
890723 1830
Z= 17.12 M= 2.70
Manual Q1 356



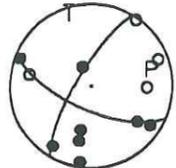
890724 1544
Z= 13.24 M= 2.55
8 8.05 .52 (2)



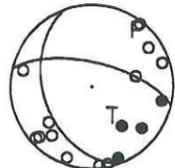
890727 2030*
Z= 11.00 M= 3.39
12 8.05 .46 (3)



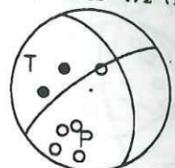
890727 2030
Z= 12.71 M= 3.38
12 8.05 .46 (4)



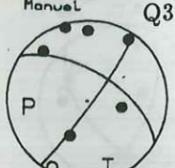
890730 120
Z= 8.47 M= 2.53
16 8.05 .60 (1)



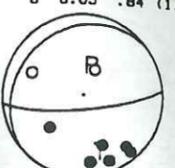
890730 13 7
Z= 19.92 M= 1.98
7 8.05 .72 (1)



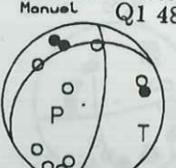
890730 1631
Z= 6.61 M= 1.62
Manual Q3 437



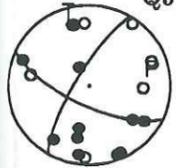
890803 1943
Z= 12.99 M= 2.00
8 8.05 .84 (1)



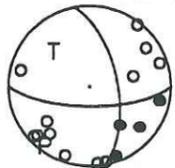
890804 1025
Z= 13.16 M= 3.18
Manual Q1 483



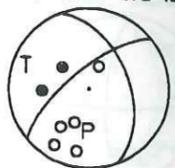
890727 2030
Z= 11.00 M= 3.39
Manual Q3 405



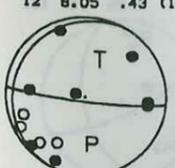
890730 120*
Z= 8.47 M= 2.53
16 8.05 .65 (1)



890730 13 7
Z= 20.36 M= 1.98
7 8.05 .72 (2)



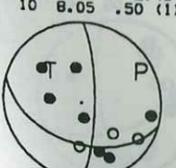
890802 424
Z= 11.75 M= 2.50
12 8.05 .43 (1)



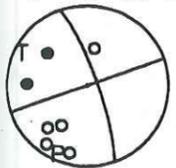
890803 1943
Z= 13.28 M= 2.00
8 8.05 .79 (2)



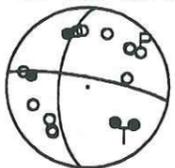
890805 946
Z= 25.88 M= 2.45
10 8.05 .50 (1)



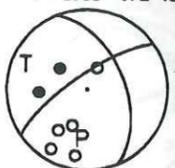
890729 1840
Z= 12.29 M= 2.08
7 8.05 .80 (1)



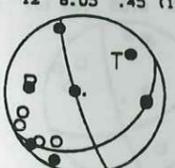
890730 120
Z= 9.52 M= 2.53
16 8.05 .60 (2)



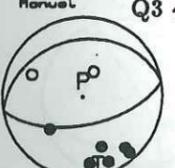
890730 13 7
Z= 19.92 M= 1.98
7 8.05 .72 (3)



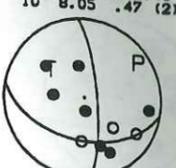
890802 424*
Z= 11.75 M= 2.50
12 8.05 .45 (1)



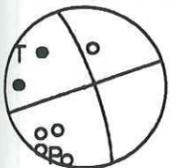
890803 1943
Z= 12.99 M= 2.00
Manual Q3 481



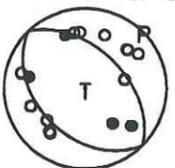
890805 946
Z= 25.88 M= 2.45
10 8.05 .47 (2)



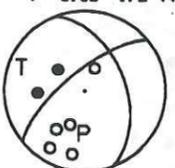
890729 1840
Z= 12.29 M= 2.08
7 8.05 .83 (2)



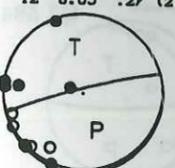
890730 120*
Z= 9.52 M= 2.53
16 8.05 .50 (2)



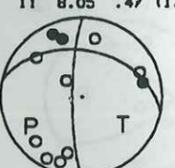
890730 13 7
Z= 20.36 M= 1.98
7 8.05 .72 (4)



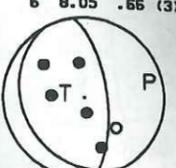
890802 424
Z= 11.75 M= 2.50
12 8.05 .27 (2)



890804 1025
Z= 13.16 M= 3.18
11 8.05 .47 (1)



890805 946
Z= 25.88 M= 2.45
6 8.05 .66 (3)



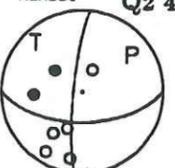
890729 1840
Z= 12.29 M= 2.08
7 8.05 .80 (3)



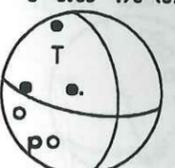
890730 120
Z= 8.47 M= 2.53
12 8.05 .79 (3)



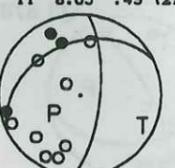
890730 13 7
Z= 19.92 M= 1.98
Manual Q2 434



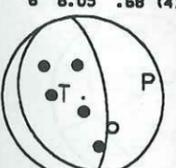
890802 424
Z= 11.75 M= 2.50
6 8.05 .76 (3)



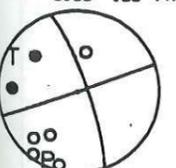
890804 1025
Z= 19.61 M= 3.18
11 8.05 .49 (2)



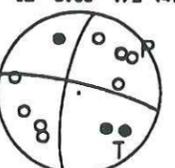
890805 946
Z= 27.73 M= 2.45
6 8.05 .68 (4)



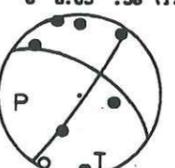
890729 1840
Z= 12.29 M= 2.08
7 8.05 .83 (4)



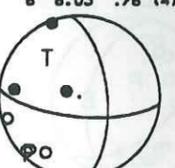
890730 120
Z= 9.52 M= 2.53
12 8.05 .72 (4)



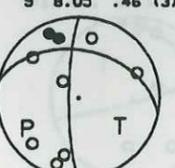
890730 1631
Z= 6.61 M= 1.62
8 8.05 .56 (1)



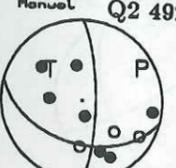
890802 424
Z= 11.75 M= 2.50
6 8.05 .76 (4)



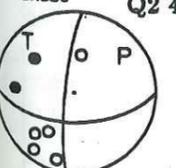
890804 1025
Z= 13.16 M= 3.18
9 8.05 .46 (3)



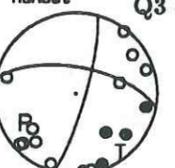
890805 946
Z= 25.88 M= 2.45
Manual Q2 492



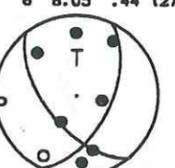
890729 1840
Z= 12.29 M= 2.08
Manual Q2 421



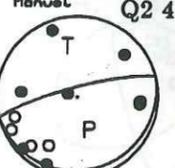
890730 120
Z= 8.47 M= 2.53
Manual Q3 427



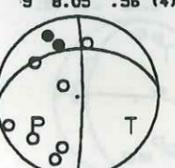
890730 1631
Z= 8.64 M= 1.62
8 8.05 .44 (2)



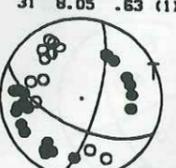
890802 424
Z= 11.75 M= 2.50
Manual Q2 464

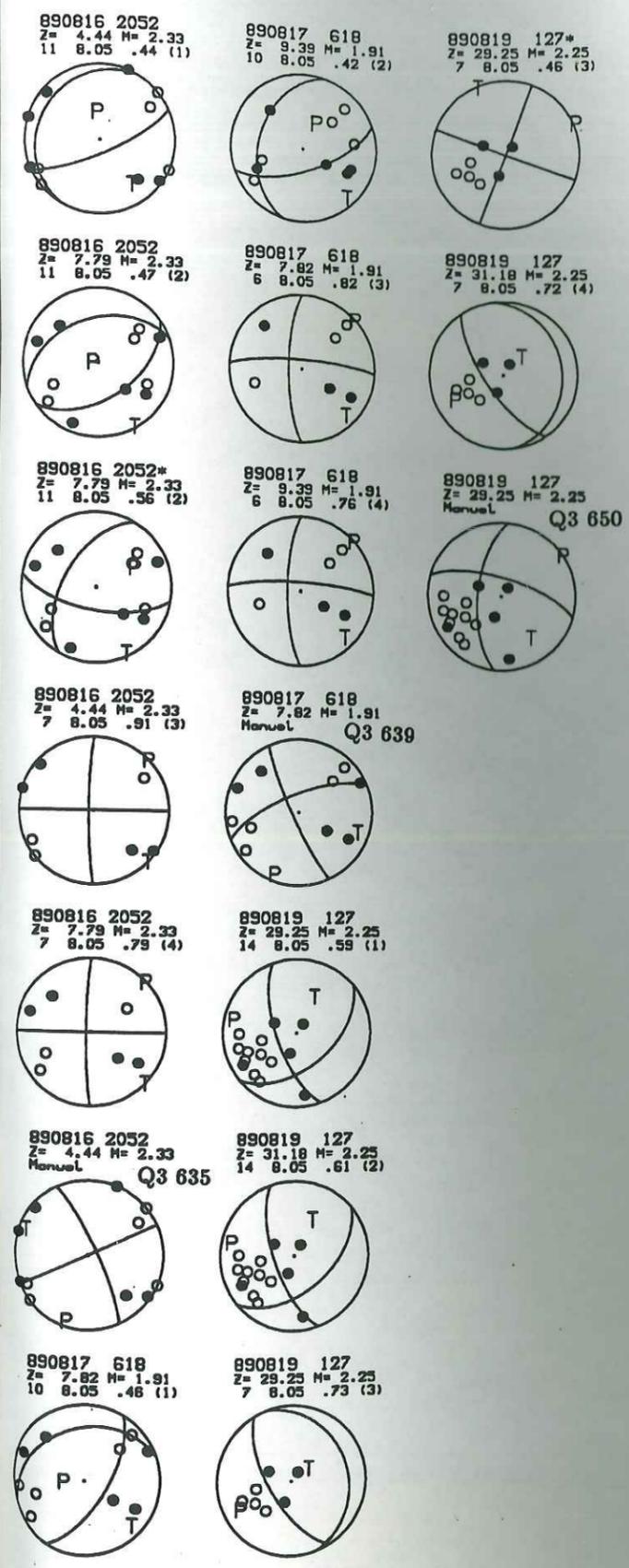
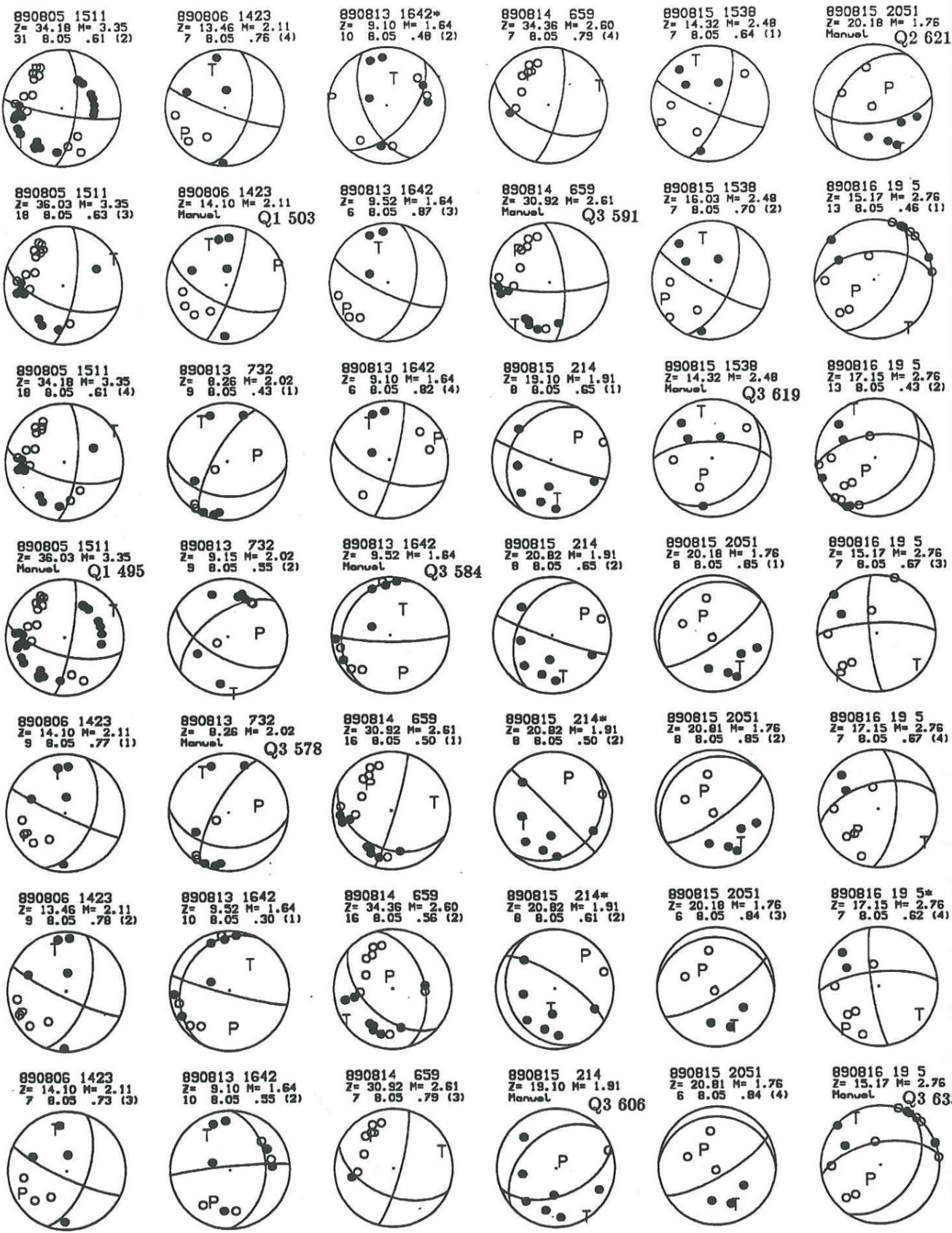


890804 1025
Z= 19.61 M= 3.18
9 8.05 .56 (4)



890805 1511
Z= 36.03 M= 3.35
31 8.05 .63 (1)





**THESE DE DOCTORAT de
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER**

Titre de l'ouvrage :

**SISMOTECTONIQUE ET DEFORMATION ACTUELLE
DE LA TERMINAISON NORD-OCCIDENTALE
DE L'ARC EGEEN
(ILES IONIENNES, ACARNANIE, EPIRE, GRECE)**

Nom de l'auteur :

Daniel AMORESE

Etablissement :

**Observatoire de Grenoble
Institut de Recherches Interdisciplinaires
de Géologie et de Mécanique**

RESUME

La sismicité de la terminaison Nord-Ouest de l'Arc égéen est analysée à partir de données microsismiques. Celles-ci ont été recueillies par 52 stations qui ont fonctionné, en été 1989, sur les îles Ioniennes, en Acarnanie et en Epire. 656 microséismes ont été localisés et 128 solutions focales construites.

La région étudiée constitue la zone de transition entre subduction océanique égéenne (au Sud de Céphalonie) et subduction continentale adriatique (au Nord de Zante). L'activité microsismique y est superficielle (0-40 km). Les microséismes observés à l'Est de Zante ($z = 30-40$ km) sont associés à la subduction océanique égéenne. Au Nord de Zante, la subduction continentale adriatique est sismiquement peu marquée ; les microséismes profonds (15-40 km) jalonnent, en particulier, les failles N160° sénestres du couloir étolien et l'accident N20° dextre de Lixourion-Leucade. Le jeu de cette structure se manifeste sur Céphalonie par la présence de microséismes le long de la faille d'Ano-Angon ; ce jeu est, par ailleurs, associé à l'activité microsismique de la faille de l'Ainos.

L'analyse des mécanismes focaux microsismiques par la méthode des dièdres droits révèle l'existence d'un raccourcissement horizontal profond N65° - N80° affectant la zone étudiée. Dans les premiers kilomètres de la couverture sédimentaire, les solutions focales indiquent la présence d'étirements de nature et d'orientations variées. En profondeur, au raccourcissement ENE-WSW, s'ajoute un étirement horizontal perpendiculaire. Tout se passe comme si un bloc apparemment asismique limité par le décrochement de Lixourion-Leucade, le couloir étolien et les failles normales du golfe Ambracique, subissait un mouvement vers le Sud. Le raccourcissement se traduit par les jeux dextre inverse du décrochement de Lixourion-Leucade et sénestre des failles du couloir étolien. D'autre part, les solutions focales microsismiques indiquent l'ouverture N-S du fossé d'Agrinion (lac Trikhonis) qui est connectée, par le jeu sénestre des failles du couloir étolien, à celle (apparemment asismique) du golfe Ambracique.

MOTS CLES

Sismicité ; Mécanisme au foyer ; Grèce ; Iles Ioniennes ; Acarnanie ; Epire ; Subduction ; Déformation.

date	heure	lat n	long e	prof	mag no ang dmin	rms	erh	erz
890707	156 31.18	39-7.60	20-30.61	5.80	1.95 7 275 9.	.18	4.0	3.7
890707	243 5.80	40-6.43	20-50.63	5.81	2.40 8 310 41.	.22	3.8	46.1
890707	8 2	8.05	38-12.59	16.87	3.26 25 278 24.	.29	1.6	4.5
890707	2345 35.47	39-29.64	20-23.32	2.19	2.00 7 114 4.	.18	1.4	1.4
890708	940 36.81	39-49.40	20-38.84	12.12	3.06 39 158 27.	.19	.9	1.8
890708	948 57.78	38-15.26	21-39.15	18.04	2.01 11 266 13.	.23	2.2	2.7
890708	1058 14.81	38-52.42	21-18.19	26.40	2.01 10 267 35.	.32	4.4	5.5
890708	1549 30.78	38-53.18	21-18.19	4.96	1.33 7 104 5.	.11	.9	1.8
890708	2013 21.14	38-3.57	21-33.20	71.80	1.79 10 101 5.	.37	1.0	2.1
890708	2042 15.55	38-3.93	21-33.67	38.87	2.61 12 286 40.	.33	5.4	5.5
890709	144 10.18	38-38.88	20-23.12	12.68	2.36 8 263 40.	.20	1.3	4.8
890709	446 45.15	38-21.97	20-32.71	9.43	1.70 8 305 7.	.29	2.0	2.0
890709	9 2 12.83	38-13.15	20-21.03	14.19	2.11 13 227 5.	.27	2.1	4.0
890709	2135 31.21	38-50.74	21-10.05	10.03	1.83 7 315 11.	.07	1.6	1.0
890709	22 0 19.45	39-42.08	20-23.34	3.00	2.74 49 46 15.	.30	.5	.9
890709	2318 7.94	40-4.55	21-11.07	15.90	1.56 7 219 12.	.05	.5	.4
890710	831 15.27	38-6.21	20-33.59	28.52	1.48 9 181 13.	.12	1.3	2.4
890710	840 9.95	38-16.89	20-18.31	9.23	2.57 24 300 42.	.31	2.6	3.0
890710	2034 28.80	38-48.58	20-22.99	6.20	2.02 9 321 21.	.21	3.1	5.1
890710	2148 18.79	38-54.16	20-58.20	5.67	2.06 7 263 9.	.15	2.7	3.4
890711	11 7 47.63	39-28.65	21-17.51	.03	1.21 7 98 6.	.03	2.2	2.5
890711	1342 2.68	39-13.85	20-48.89	17.83	1.48 7 117 11.	.31	2.6	36.4
890711	1411 5.94	39-21.09	19-46.16	-9.3	1.52 7 203 2.	.14	2.0	2.2
890711	1949 48.77	38-53.38	21-10.47	8.34	2.13 7 123 3.	.18	1.4	2.0
890712	416 8.38	38-18.24	20-29.09	12.26	1.92 8 183 7.	.16	1.4	2.0
890712	1016 47.54	39-14.65	21-17.59	8.80	1.66 7 272 7.	.15	3.0	1.7
890712	1756 38.85	39-9.73	21-43.34	3.89	2.00 9 304 39.	.22	13.2	31.3
890713	2348 14.00	38-50.19	21-17.02	17.62	1.18 7 111 8.	.06	.8	1.6
890713	055 36.34	38-6.19	20-15.08	14.21	2.07 7 321 25.	.15	4.1	2.6
890713	343 51.74	37-45.59	21-1.06	33.02	3.47 29 275 44.	.35	1.9	1.0
890713	430 26.42	38-16.45	20-28.85	15.43	2.76 33 151 4.	.20	3.8	7.7
890713	825 52.61	38-54.03	20-51.86	9.72	1.76 7 233 7.	.26	3.6	3.5
890713	930 5.65	39-16.94	20-52.90	13.24	2.04 14 102 16.	.16	1.8	6.2
890713	1117 44.01	39-34.41	20-56.80	4.03	1.81 9 142 8.	.19	1.8	6.2
890713	1623 31.75	38-54.04	20-32.86	14.54	1.53 9 148 7.	.23	1.6	2.2
890713	1744 27.71	38-29.75	21-31.19	15.84	2.24 24 129 10.	.31	1.1	1.6
890713	2151 40.57	39-22.13	21-29.24	18.36	1.64 7 168 8.	.18	1.9	2.4
890714	022 51.22	38-1.20	20-37.43	5.85	2.00 13 252 28.	.15	1.2	9.8
890714	930 6.84	38-19.95	20-37.43	7.15	1.82 8 279 14.	.23	3.7	6.1
890714	1010 45.44	39-15.96	20-7.09	8.58	1.61 7 202 10.	.07	1.1	1.1
890714	1216 8.78	39-25.82	19-50.29	3.27	2.54 7 255 8.	.32	1.3	1.0
890714	1237 54.71	39-40.72	20-21.47	12.82	2.94 28 207 7.	.18	5.1	4.5
890714	1257 50.06	39-20.88	20-39.13	5.11	1.90 7 253 23.	.18	5.1	4.5
890715	1155 46.34	38-30.28	21-39.01	13.00	1.70 10 148 3.	.24	1.4	2.0
890716	335 34.42	37-57.71	20-4.64	17.46	2.26 7 124 7.	.20	1.6	1.9
890716	743 23.15	38-4.41	20-52.56	9.46	3.35 15 300 46.	.30	5.9	16.9
890716	730 38 38-41.74	20-26.38	23.01	2.72 50 176 14.	.24	2.7	2.6	
890716	1427 16.91	38-16.92	21-45.22	10.56	2.09 5 302 13.	.19	.5	1.0
890717	142 40.20	38-20.67	21-37.10	22.60	2.38 19 186 12.	.06	2.3	1.8
890717	559 14.88	39-25.77	19-49.30	14.86	2.09 6 273 12.	.29	2.0	2.1
890717	733 37.62	38-21.29	21-37.35	22.01	1.75 7 243 12.	.07	2.2	1.7
890717	737 52.05	39-6.42	20-56.01	1.64	1.57 6 282 17.	.01	.4	.4
890717	1231 8.64	38-21.94	21-17.82	4.65	2.35 7 281 34.	.30	4.0	73.7

890731	1818 58.56	38-5.59	20-32.82	31.19	1.93 6 329 31.	.17	9.1	7.4
890801	1751 29.98	38-25.85	21-58.37	13.33	2.77 7 303 18.	.25	5.2	5.6
890802	1140 7.86	38-18.13	21-45.16	4.12	2.04 5 296 11.	.27	11.0	43.6
890802	1511 28.97	39-47.52	20-41.84	.03	2.49 8 263 10.	.18	2.3	6.0
890802	1749 57.67	38-59.58	21-46.90	-.90	2.46 7 235 31.	.23	2.8	17.2
890803	728 35.35	38-25.34	22-2.85	34.87	2.81 12 272 41.	.28	4.2	1.3
890803	922 53.94	38-19.54	22-13.73	14.95	3.00 10 312 24.	.38	8.0	2.9
890803	15 8 34.74	38-32.92	21-51.03	16.70	3.03 8 339 41.	.26	5.7	10.2
890803	1512 37.58	38-33.03	21-51.13	18.51	2.63 9 249 16.	.31	2.6	3.2
890804	1943 49.53	38-28.74	21-33.21	12.99	2.00 12 112 7.	.21	1.0	1.7
890804	1823 17 38-29.78	21-26.88	15.51	15.51	2.21 16 123 10.	.03	.5	.4
890805	144 43.69	38-6.31	21-15.87	36.72	2.25 7 271 15.	.36	2.7	4.6
890805	746 6.00	38-5.18	21-53.97	2.11	3.15 9 289 35.	.30	5.3	10.3
890805	1131 15.52	38-7.46	20-30.20	18.82	2.77 8 249 13.	.13	2.3	1.3
890805	1658 51.73	39-39.24	20-37.26	3.16	2.43 7 181 20.	.19	1.7	3.2
890806	2247 23 38-59.97	21-6.14	37.58	2.93 14 130 41.	.33	3.6	2.7	
890807	2 6 53.81	38-59.76	21-7.62	15.56	2.88 19 90 24.	.18	1.0	4.7
890807	610 44.30	39-41.95	20-43.60	2.02	2.16 8 145 5.	.12	1.7	2.2
890807	1740 12.84	39-26.43	21-14.62	10.63	3.39 19 203 35.	.34	2.1	2.3
890807	1741 8.88	39-25.76	21-13.03	1.01	2.86 16 204 28.	.37	2.6	1.9
890807	1749 44.32	39-24.79	21-14.01	14.97	2.79 27 198 26.	.38	1.6	1.1
890807	20 5 32.69	39-26.72	21-15.58	9.63	2.87 27 216 23.	.34	1.3	3.5
890807	2047 4.08	39-25.72	21-14.38	4.08	2.22 13 209 28.	.30	2.4	35.6
890808	429 48.83	39-16.93	21-30.07	14.89	2.82 28 209 20.	.33	1.4	2.1
890808	716 30.55	38-58.45	20-41.92	18.29	2.84 31 218 23.	.32	1.3	1.0
890808	928 56.50	39-26.63	21-16.29	8.71	2.33 14 136 15.	.22	1.1	2.0
890808	15 0 58.98	39-26.85	21-16.16	5.17	2.14 10 265 30.	.21	2.2	9.0
890808	15 1 22.68	39-25.62	21-13.76	15.13	1.95 24 218 23.	.31	1.2	10.9
890809	1450 48.77	39-45.71	20-39.99	9.75	2.39 29 207 20.	.34	1.1	2.0
890810	210 49.05	39-.88	21-9.35	20.69	2.20 20 228 6.	.31	1.3	1.5
890810	1747 33.72	37-58.52	20-21.44	13.53	1.74 12 155 9.	.40	3.1	2.6
890811	422 27.81	38-2.97	20-17.62	4.27	3.10 19 285 31.	.22	1.1	7.7
890811	1527 56.73	38-44.42	21-39.16	18.26	1.87 12 202 19.	.26	1.9	2.6
890811	1533 26.98	37-49.64	21-.96	23.41	2.27 16 279 38.	.22	1.6	5.5
890811	2152 20.48	40-.16	19-53.26	33.00	2.43 25 282 43.	.54	2.8	1.9
890811	2318 10.18	38-20.33	20-29.16	.60	1.48 10 209 11.	.13	6.4	4.6
890812	1059 14.50	38-24.70	21-49.85	12.07	1.81 9 298 6.	.30	5.4	1.7
890814	545 29.81	37-57.74	20-56.71	32.09	2.33 11 285 13.	.31	6.9	3.0
890814	1620 28.67	38-12.66	20-31.72	19.83	2.73 12 268 23.	.30	2.4	1.8
890815	23 0 37.86	39-34.86	20-37.14	22.06	2.37 10 181 6.	.25	2.2	1.8
890815	214 33.91	38-36.55	21-16.42	19.10	1.76 9 213 11.	.22	1.6	4.5
890817	1644 19.92	39-43.02	20-43.62	14.00	1.91 11 119 13.	.22	1.6	4.5

890717	1547 51.78	38-59.27	21-42.92	4.40	2.13 15 246 26.	.25	1.7	35.5
890718	012 33.08	39-43.89	20-36.92	15.26	1.41 8 236 5.	.17	2.2	1.3
890718	013 40.30	39-46.33	20-38.55	16.26	1.39 9 222 7.	.25	3.3	2.7
890718	1 8 42.33	39-37.63	20-27.20	9.15	1.52 7 155 5.	.19	1.8	1.8
890718	651 18.34	38-11.01	20-28.86	3.64	1.79 7 289 7.	.18	2.6	4.2
890718	925 20.79	39-15.17	20-1.74	16.62	2.18 14 292 30.	.16	1.6	1.5
890718	1143 58.55	39-50.87	20-31.13	7.60	2.08 14 257 20.	.20	2.9	4.0
890718	15 4 51.19	39-17.44	20-53.40	16.09	1.46 8 109 6.	.30	2.7	5.2
890718	16 4 24.48	39-21.61	20-33.98	2.75	1.56 8 126 7.	.17	1.1	3.2
890719	2 8 32.57	38-.89	20-27.70	12.12	2.75 11 241 15.	.17	1.1	3.2
890719	430 19.24	39-13.63	21-27.40	16.26	2.16 9 312 31.	.16	1.9	5.2
890719	445 51.18	39-22.20	20-49.83	4.78	1.85 7 300 17.	.12	2.7	3.3
890719	720 10.19	39-38.90	20-36.39	.12	1.62 7 126 6.	.14	1.1	3.0
890719	2241 31.52	38-20.66	21-35.42	25.73	1.81 7 201 16.	.31	3.5	3.9
890720	136 46.71	39-22.90	20-42.97	14.65	2.57 30 234 11.	.32	1.5	2.8
890720	1314 23.91	38-49.29	21-33.71	4.87	1.30 7 222 5.	.21	2.2	1.9
890720	1511 13.75	39-19.14	20-30.65	14.08	1.60 7 222 5.	.16	2.3	1.7
890720	1648 55.81	39-18.52	20-29.27	13.57	1.49 10 207 10.	.18	2.0	1.6
890720	1854 46.72	39-40.41	20-16.57	-1.01	1.39 6 216 12.	.02	.5	.4
890720	1856 48.75	3						