



**HAL**  
open science

## Sismotectonique de l'arc égéen : résultats d'une campagne de microsismicité

Marc Besnard

► **To cite this version:**

Marc Besnard. Sismotectonique de l'arc égéen : résultats d'une campagne de microsismicité. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1991. Français. NNT: . tel-00756685

**HAL Id: tel-00756685**

**<https://theses.hal.science/tel-00756685>**

Submitted on 23 Nov 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.

TS 91/GRE1/0015  
double

TS 91 / GREI / 0 0 1 5  
DOUBLE *dup*

Observatoire de Grenoble  
et  
Institut de Recherches Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique



## THESE

présentée par  
**Marc BESNARD**

pour obtenir le grade de  
**DOCTEUR**

de l'**UNIVERSITE JOSEPH FOURIER de GRENOBLE**

(arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Mention : **PHYSIQUE**

Spécialité : **Géophysique Interne**

Sujet :

**SISMOTECTONIQUE DE L'ARC EGEEN**  
**RESULTATS D'UNE CAMPAGNE DE MICROSISMICITE**

---



Soutenue le 22 février 1991 devant la Commission d'Examen

<b>MM Guy Perrier</b>	Professeur U.J.F	Président
<b>Denis Hatzfeld</b>	Directeur de recherche	Directeur
<b>Anne Deschamps</b>	Chargée de recherche	Rapporteur
<b>Jacques-Louis Mercier</b>	Professeur à Paris XI	Examineur
<b>Jean-Pierre Gratier</b>	Physicien	Rapporteur

THESE DE DOCTORAT  
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER  
de GRENOBLE

*Titre de l'ouvrage:*

SISMOTECTONIQUE DE L'ARC EGÉEN  
RESULTATS D'UNE CAMPAGNE DE  
MICROSISMICITE

*Auteur:* Marc BESNARD

*Etablissement :* Observatoire de Grenoble, Institut de  
Recherche Interdisciplinaire de Géologie et de  
Mécanique.

RESUME

Un réseau local de 44 stations sismologiques portables installé dans le sud de la Grèce nous a permis d'enregistrer plus de 800 séismes. Le but de cette campagne était d'étudier la tectonique de l'arc hellénique et la géométrie de la subduction.

Les séismes crustaux sont localisés en majorité entre les fosses helléniques et l'arc égéen méridional, sans montrer de lacune de sismicité, au niveau du gap d'Anticythère. Les fosses de Plinie et de Strabon ont très peu de sismicité.

Nous avons recensé une centaine de séismes intermédiaires, les séismes subcrustaux se répartissent sous l'arc égéen méridional, tandis que les séismes profonds sont situés à l'est du Péloponnèse et sous Astipaléa. La Mer de Crète est une région asismique alors que la plupart des modèles indiquent qu'elle est la zone où l'extension est maximale. On ne peut pas préciser la géométrie de la subduction puisqu'il n'y a pas continuité d'est en ouest.

98 mécanismes au foyer ont pu être déterminés dans le sud du domaine égéen. Les mécanismes des séismes crustaux confirment les données de microtectonique et de mécanismes au foyer de séismes majeurs; on distingue en plus de la compression E-W au niveau de l'île de Samos.

Les séismes subcrustaux montrent un champ de contraintes différent et très complexe. Au contraire, les séismes les plus profonds ont tous des mécanismes avec des axes T plongeant vers le nord parallèles au plongement supposé de la plaque subduite. Les vecteurs glissement sont N-S, parallèles à la direction de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie.

MOTS-CLES

Arc égéen, Mécanismes au foyer, Microsismicité,  
Subduction, Tectonique, Champ de contraintes

Observatoire de Grenoble  
et  
Institut de Recherches Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique

**THESE**

présentée par  
**Marc BESNARD**

pour obtenir le grade de  
**DOCTEUR**

de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER de GRENOBLE

(arrêté ministériel du 5 juillet 1984)

Mention : **PHYSIQUE**

Spécialité : **Géophysique Interne**



Sujet :

**SISMOTECTONIQUE DE L'ARC EGEEN**  
**RESULTATS D'UNE CAMPAGNE DE MICROSISMICITE**

Soutenue le 22 février 1991 devant la Commission d'Examen

<b>MM Guy Perrier</b>	Professeur U.J.F	Président
<b>Denis Hatzfeld</b>	Directeur de recherche	Directeur
<b>Anne Deschamps</b>	Chargée de recherche	Rapporteur
<b>Jacques-Louis Mercier</b>	Professeur à Paris XI	Examineur
<b>Jean-Pierre Gratier</b>	Physicien	Rapporteur

191/155

1870



*A Luce, Anne et Nicolas,*

*« The fields, the lakes, the forests, and the streams,  
Ocean, and all the living things that dwell  
Within the daedal earth; lightning, and rain,  
Earthquake, and fiery flood, and hurricane,  
The torpor of the year when feeble dreams  
Visit the hidden buds, or dreamless sleep  
Holds every future leaf and flower; - the bound  
With which from that detested trance they leap;  
The works and ways of man, their death and birth,  
And that of him and all that may be;  
All things that move and breathe with toil and sound  
Are born and die; revolve, subside, and swell.»*

*P.B. Shelley Mont Blanc*

## Avant-propos

Seul l'être humain est une bête sauvage :  
Il chasse, il rugit, il gonfle sa crinière,  
Il croit qu'il est seul maître d'un modeste ouvrage,  
Il voit luire son poil, il défend sa tanière.

Alors je remercie tout ceux qui m'ont aidé.  
Bien sûr la formule vous paraît trop facile;  
Et vous aurez raison. Oui, je vais céder  
Aux reproches muets de vos battements de cils.

Comment donc commencer la liste que tous lisent ?  
Le flot de mes pensées saura-t-il se guider  
A travers les remous boueux où je m'enlise ?  
Ou, comme ce qui suit, sera-t-il sans idées ?

Trop de "bavardise", le moment est venu  
D'avouer ses faiblesses, de glorifier les autres,  
Car nous naissons avec l'orgueil d'être nu,  
et ma raison, mon sang, ce sont en fait les vôtres.

Le travail qui débute après ces quelques lignes  
Ne serait sans l'aide de Denis l'exigeant  
Qu'un amas d'inepties d'un étudiant indigne.  
Ce grimoire doit tout, et plus, au dirigeant.

Le complice éternel des pensées érudites,  
Qui ne fut pas fourmi après que j'eus chanté,  
Doit recevoir ici l'éloge qu'il mérite :  
Si Malek n'existait pas, il faudrait l'inventer !

Le Génie des Alpes, Gilles pour les intimes,  
A souvent éclairci les chemins trop obscurs  
De la recherche; et il descendit de ses cimes  
Lorsque pour Marco, Mars s'aligna sur Mercure...

Fabrice Guyoton et Véro m'ont permis  
D'achever ma thèse, en collant, découpant,  
Et scotchant si bien que prestement j'ai remis  
Un exemplaire à temps, tout en restant "pimpant".

Philippe également, Volant, pas Egalité,  
A su récemment partager mes délires  
Et aussi m'accorder son hospitalité.  
La chasse aux mites doit continuer sans mollir !

Je n'oublierai pas l'interminable partie  
D'échecs (eh oui) avec Ligor, cerveau du gang,  
Les rires de Lee, et les sages réparties  
De Paco, tous nobles parleurs de notre langue.

Des "anciens" étudiants je citerai encore  
Charlie, grâce à qui j'ai un MacIntosh pour plume;  
Berty, le druide qui d'Apollon a le corps,  
Qui arrêta la houle avant qu'elle ne fume.

Daniel le valeureux a donné à Hadès  
De précieux conseils, m'acceptant sans rancune.  
Grâce à Michel je ne servirai pas Arès,  
Grâce aux deux Louves je n'hurle plus à la Lune.

Ils sont Nouveaux-venus, mais déjà légendaires :  
Javier, l'homme qui libéra le camembert,  
Helle et Fabrice pour la vie communautaire,  
Didier, dit Iggy, qui rit quand au Risk il perd !

Sun Tzé, le très glorieux stratège, c'est Tao.  
D'autres sont plus sérieux comme Guitou l'izard,  
Zazou la chatouilleuse, Reine du Chaos;  
Et Jean-Marie disparu, ai-je dit bizarre?

L'été à Grenoble serait un enfer sans  
Les "vacataires" qui donnent un air de fête  
A un labo désert : Béro, Patrick, Vincent  
Hélène et Bocal (tes croissants sont une dette)...

Des "étrangers" élargissant mes horizons,  
Duc Tien l'imperturbable, mon collègue Iannis,  
Dimitri qui rime Aragon en toute saison,  
Paolo l'uccello, et l'aimable Takis.

Je dois aussi évoquer tous les étudiants  
Qui nous forcent à sortir de notre repaire,  
Ouvriers acharnés vivant souvent d'expédients,  
Hydrologues, mécaniciens, tous très experts.

Ma famille, bien qu'éloignée, m'aide toujours,  
Et m'amène à délaisser mes mauvaises moeurs;  
Ma mère a créé le banquet du (hips !) grand jour;  
Chrystèle était là pour tempérer mes humeurs...

Comment pourrions-nous travailler, en cas d'envie,  
Sans nos chers techniciens ? Yves le siffleur vert,  
Lily la teamette, Josette la survie,  
Speedy Robert, tous ont le coeur grand ouvert.

Une teamette, me direz-vous, caisse-donc ?  
Mais voyons une membrette du SISMALP TEAM !  
Docteur Toutou leur gourou, le fan Julien qu'onc  
Assez ne saurais implorer, O Maître Ultime !



Qui dit gourou dit fou, qui dit fou dit Gaillot,  
 Nous pourrions versifier des années sur ce cas.  
 Attention contiendrait de l'anti-Campillo...  
 Servir frais avec une cuiller à moka.

La contagion existe et nous nous égarons,  
 On peut craindre pour notre directeur émérite.  
 Le fait qu'il ait aussi accepté un luron  
 Tel que votre serviteur, prouve son mérite.

Continuons la ronde de nos chers chaperons,  
 J.R. erre et réussit dans la mère Russie,  
 Pierre au sourire éternel se fait du mouron  
 Bouchon sourit aussi, parce qu'il réussit.

Vialon qui nous fait humer les vallons voisins  
 Supermap alias Glot supervise, avisé,  
 Le couloir où se cache Bard, en diocésain,  
 Et Gamond qui contemple les Monts irisés.

A l'autre bout, dans les scintillements d'écran,  
 Olivier, Anne, Régis, près de leurs machine,  
 Recherchent des insectes pas toujours marrants,  
 Oui, mais heureusement que pour nous ils s'échinent !

Merci à mon vélo qui, bien que maltraité  
 N'a jamais eu la sombre idée de me quitter.  
 Voilà, ma nature lutte sans s'arrêter,  
 Mais le moment est venu de tous vous quitter.

Enfin, mes derniers mots seront pour mon Jury,  
 Si en queue de ma liste je les ai placés,  
 Cela n'est certes pas que je les injurie,  
 Mais que, grâce à eux ce travail est du passé.

## Table des matières

Avant-propos.....	7
Table des matières .....	11
Introduction.....	17
<b>Chapitre I Contexte géodynamique et travaux antérieurs .....</b>	<b>19</b>
I.1 Généralités (morphologie).....	19
I.2 Structures géologiques .....	21
I.2.1 Les Hellénides .....	23
I.2.2 Les bassins sédimentaires .....	23
I.2.2.1 Les bassins au miocène.....	25
I.2.2.2 Les bassins au pliocène.....	25
I.2.2.3 Les bassins quaternaires.....	25
I.2.3 La marge et les fosses.....	25
I.2.4 Le magmatisme.....	26
I.2.4.1 La période oligo-miocène.....	28
I.2.4.2 La période de transition au miocène supérieur.....	28
I.2.4.3 La période plio-quaternaire .....	28
I.3 Evolution tectonique.....	29
I.3.1 La paléotectonique.....	29
I.3.2 Tarditectonique.....	29
I.3.3 Néotectonique.....	30
I.3.4 Champ de contraintes actuel (fig. I.3.3).....	32
I.3.5 Conclusions .....	33
I.4 Apports de la géophysique .....	33
I.4.1 La sismicité.....	33
I.4.2 Autres données sismologiques : atténuation, tomographie.....	36
I.4.3 Sismique réfraction.....	38
I.4.4 Sismique réflexion .....	39
I.4.5 Gravimétrie, anomalies du géoïde .....	40
I.4.6 Magnétisme .....	40
I.4.7 Flux de chaleur .....	42
I.4.8 Conclusion.....	42
I.5 Géodynamique .....	43

I.5.1 Données du paléomagnétisme et reconstructions cinématiques.....	43
I.5.1.1 Reconstructions cinématiques.....	43
I.5.1.2 Paléomagnétisme.....	43
I.5.2 Modèles cinématiques.....	44
I.5.2.1 Le modèle de McKenzie [1972].....	44
I.5.2.2 Le modèle en rotation de Le Pichon & Angelier [1979].....	46
I.5.3 Modèles de continuum de déformation.....	46
I.5.4 Autres modèles.....	48
I.5.5 Conclusion.....	49
I.6 Bilan des travaux antérieurs : quelles sont les questions qui restent posées ?.....	50
<b>Chapitre II Présentation des données.....</b>	<b>51</b>
II.1 La campagne.....	51
II.2 L'instrumentation.....	59
II.2.1 Les MEQ.....	59
II.2.2 Les balises Lithoscope.....	59
II.2.3 Les stations Lennartz.....	60
II.2.4 Les stations Scaita.....	60
II.2.5 Comparaisons.....	61
II.3 Le dépouillement.....	62
II.3.1 Les noirs de fumée.....	62
II.3.2 Les données Lithoscope.....	64
II.3.3 Les données Lennartz.....	66
II.3.4 Les données Scaita.....	66
II.4 Les erreurs sur les données.....	67
II.4.1 Les erreurs de mesure.....	67
II.4.2 Les erreurs sur le temps.....	68
II.4.3 Les erreurs mécaniques.....	68
II.4.4 Somme de ces erreurs.....	69
II.5 Conclusions.....	70
<b>Chapitre III Localisations.....</b>	<b>71</b>
III.1 Le programme HYPO71.....	71
III.2 Le programme HYPOINVERSE.....	73
III.3 Le tri des données.....	75
III.4 Estimation de la magnitude.....	78

III.5 Calcul des rapports Vp/Vs.....	79
III.5.1 La méthode de Wadati.....	79
III.5.2 Méthode de Chatelain [1978].....	79
III.5.3 Vp/Vs du modèle global.....	80
III.5.4 Vp/Vs dans chaque région.....	80
III.6 Régionalisation et recherche des meilleurs modèles.....	83
III.6.1 Modèle de départ.....	84
III.6.2 Méthode de minimisation des résidus.....	84
III.6.3 Méthode des hodochrones.....	85
III.6.4 Modèle global.....	86
III.6.5 Modèles régionaux.....	88
III.7 Précision des localisations.....	90
III.7.1 Erreurs statistiques.....	90
III.7.2 Erreurs systématiques.....	93
III.8 Corrections de stations.....	94
III.9 Conclusions.....	96
<b>Chapitre IV La sismicité.....</b>	<b>99</b>
IV.1 L'ensemble des séismes.....	99
IV.2 Les séismes superficiels.....	101
IV.2.1 L'ouest de l'arc (Péloponnèse).....	107
IV.2.2 Le sud de l'arc (Crète).....	107
IV.2.3 L'est de l'arc (Rhodes).....	110
IV.2.4 La mer de Crète.....	110
IV.3 Les séismes intermédiaires.....	113
IV.4 Coupes.....	118
IV.5 Comparaison avec d'autres modèles de vitesses.....	122
IV.6 Conclusions.....	125
<b>Chapitre V Mécanismes au foyer.....</b>	<b>127</b>
V.1 Principes.....	127
V.1.1 Introduction.....	127
V.1.2 Méthode.....	128
V.1.3 Précision de la détermination des solutions focales.....	129
V.2 Solutions focales des séismes crustaux.....	132
V.2.1 Les mécanismes au foyer de l'ouest du domaine égéen.....	132
V.2.2 Les mécanismes au foyer de Crète.....	135
V.2.3 Les mécanismes au foyer de l'est de l'arc.....	138

V.2.4 Les mécanismes au foyer du Dodécanèse et des Cyclades .....	140
V.2.5 Les mécanismes au foyer d'Eubée et de Chalcidique.....	142
V.3 Solutions focales des séismes intermédiaires.....	143
V.3.1 Les séismes subcrustaux.....	143
V.3.2 Les séismes intermédiaires proprement dit ( $z > 80$ km) .....	147
V.4 Conclusions.....	148
<b>Chapitre VI Discussion.....</b>	<b>149</b>
VI.1 Sismicité crustale .....	149
VI.2 Le champ de contraintes superficiel actuel .....	151
VI.2.1 De la compression NNE-SSW en avant de l'arc .....	151
VI.2.2 De l'extension perpendiculaire à cette compression .....	153
VI.2.3 De l'extension dominante en Mer Egée.....	155
VI.3 La plaque subduite .....	156
VI.4 Conclusions .....	161
<b>Conclusions générales.....</b>	<b>163</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>165</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>183</b>
<b>Annexes .....</b>	<b>187</b>
<b>Annexe I Localisations des séismes sélectionnés</b>	
<b>Annexe II Paramètres des mécanismes au foyer</b>	
<b>Annexe III Mécanismes calculés avec les sens de premier mouvement</b>	
III.1 Solutions déterminées graphiquement	
III.2 Solutions données par le programme FPFIT	
III.3 Détail des résultats de FPFIT	

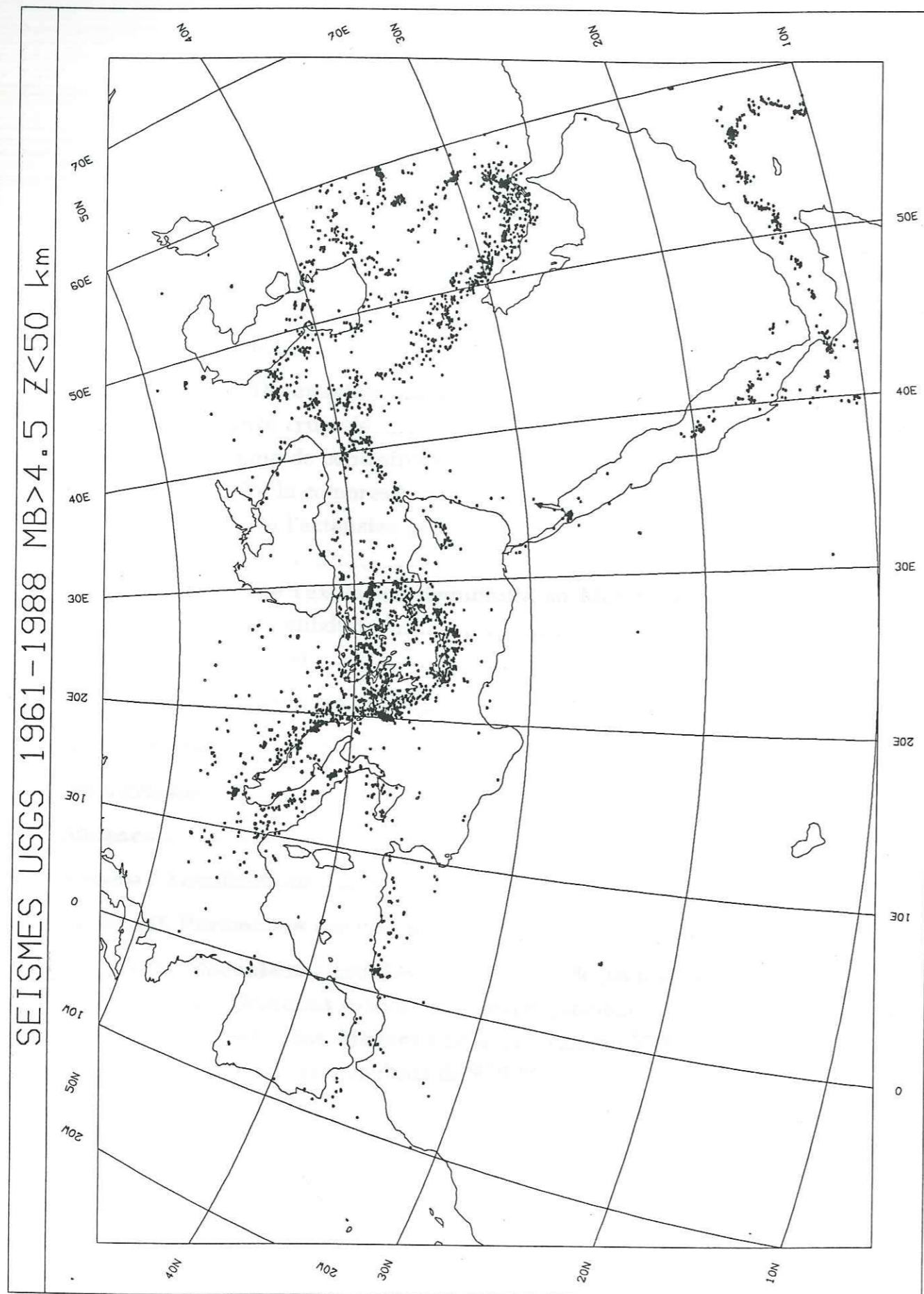


Figure 1 : Carte de la sismicité globale du catalogue U.S.G.S. de 1961 à 1988.  
Événements crustaux ( $Z < 50$  km) de magnitude MB supérieure à 4.5.

## Introduction

De par son importante sismicité (*fig. 1*), parfois destructrice, et sa place dans le domaine alpin, la Grèce est et a été étudiée par de multiples laboratoires de recherche. C'est une région de géodynamique et de tectonique complexe. La sismicité et les mécanismes au foyer sont des données importantes pour contraindre les modèles géodynamiques, et il en existe plusieurs (Cf §I.5). Les localisations des catalogues de sismicité des réseaux grecs ou internationaux sont limitées en précision, de par l'éloignement des stations et la complexité supposée de la structure en vitesse. On peut estimer que la précision des meilleures localisations des catalogues internationaux (ISC, USGS...) va de 20 à 50 km [Papadopoulos & Wyss, 1988]. La microsismotectonique peut apporter des renseignements complémentaires aux données des réseaux mondiaux, les séismes enregistrés ne sont certes pas de magnitude élevée ( $M_l$  de 1.0 à 4.5) mais ils sont bien localisés ( $\approx 10$  km près), surtout ceux à l'intérieur du réseau, et ils permettent des études plus précises comme:

- la sismicité de fond,
- les mécanismes au foyer en relation avec la tectonique locale et la géodynamique,
- la géométrie de la zone de subduction, pas encore définie sous la Mer Egée.

D. Hatzfeld en coopération avec les universités d'Athènes et de Thessalonique, a organisé 4 missions en Grèce :

- en 1984, en Chalcidique [Hatzfeld et al., 1987 ; Christodoulou 1986]
- en 1986 dans le Péloponnèse [Pedotti, 1988 ; Hatzfeld et al., 1989, 1990]
- en 1988 dans le sud de la Mer Egée (notre étude)
- en 1989 en Epire (Amorese à paraître en 1992).

Notre mémoire s'inscrit donc dans un ensemble de travaux qui ont pour but de préciser les données de sismicité et de mécanismes au foyer du domaine égéen. Après avoir rappelé l'état actuel des connaissances dans le domaine égéen (chapitre I), nous décrivons nos données (chapitre II) ainsi que le traitement que nous leur avons appliquées (chapitre III), avant d'exposer nos résultats de sismicité (chapitre IV) et des mécanismes au foyer que nous avons pu déterminer (chapitre V). Nous discuterons ensuite toutes ces données (chapitre VI), avant de conclure sur les principaux résultats de cette étude.

## Chapitre I Contexte géodynamique et travaux antérieurs

### I.1 Généralités (morphologie)

Le domaine égéen (*fig. I.1*) appartient à la chaîne alpine méditerranéenne, il est constitué par la chaîne des Hellénides à l'ouest (point culminant : Mont Olympe à 2911 m), par la Mer Egée au centre, par l'arc égéen au sud, et il est limité par la chaînes des Taurides à l'est (Anatolie). Au sud de l'arc, on décrit successivement d'ouest en est, les bassins ionien, lybien qui comprend la ride méditerranéenne, et levantin. Nous avons travaillé dans le sud de la Mer Egée, c'est à dire dans une région délimitée à l'ouest par le Péloponnèse, au nord par les Cyclades (Milos, Naxos, Ios, Santorin, Astipaléa...), à l'est par le Dodécanèse (Samos, Léros, Kalimnos, Kos, Rhodes...) et au sud par l'arc égéen où sont situées les îles de Crète, Karpathos, Cythère et Anticythère.

On voit que la partie externe du domaine égéen a des reliefs importants ( $\approx 2400$  m dans le Péloponnèse et en Crète) alors que le centre montre une vaste dépression avec des îles presque toutes volcaniques. Nous avons fait une synthèse à partir des cartes bathymétriques de l'US Defense Mapping Agency [*Ryan et al. 1973*], et de l'UNESCO [*1981*], complétées plus récemment par le programme HEAT (Hellenic Arc and Trench). Des fosses importantes (profondeur supérieure à 4000 m) mais discontinues au sud de l'arc contrastent avec des bassins vastes, mais moins profonds (2400 m au maximum) en Mer de Crète et au nord de la Mer Egée. D'ouest en est, on distingue le long de l'arc :

- la fosse de Zante de profondeur moyenne 4200 m [*Got et al., 1977*]
- la fosse Nord-Matapan [*Le Quellec et al., 1980*] où est situé le maximum de profondeur en Méditerranée (5100 m);
- la fosse Sud-Matapan [*Lallemant, 1984*], (4600 m) séparée de la précédente par les monts Matapan;
- le fossé de sud-crétois occidental (3600 m) entre la Crète et le môle de Gavdos, et la fosse de Gavdos [*Leite, 1980*] au sud de l'île;

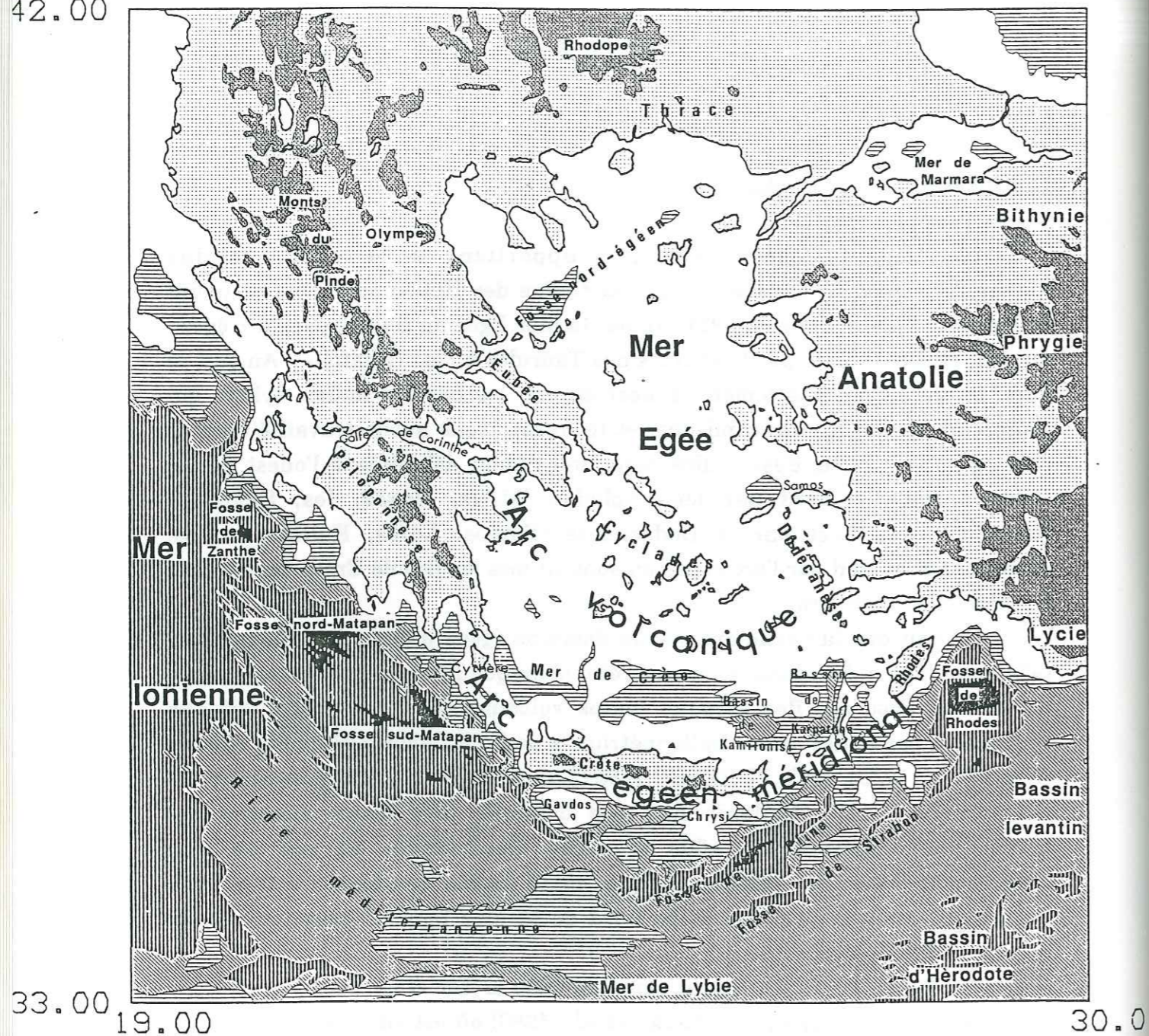


Fig. I.1 : Carte géographique et bathymétrique du domaine égéen, seuls les reliefs de plus de 1000 m, et les bassins de moins de 1000 m sont représentés.

- le fossé sud-crétois oriental (ou Bassin de Ptolémée) d'allongement ENE-WSW relativement peu profond ( $\approx 2500$  m), au sud de la Crète, bordé à l'ouest par le môle de Gavdos, et à l'est par le môle de Chrysi.
- la fosse de Pline (3500 m) au sud-est de l'arc est morcelée par des dépressions décalées suivant un système senestre [Huchon et al., 1982].
- la fosse de Strabon à peu près parallèle à la fosse de Pline et séparée d'elle par les monts Strabon et Ariane.

Au sud des fosses helléniques se trouvent la ride méditerranéenne qui culmine à 1200 m de profondeur. Elle est très étendue (1500\*200 km) et est caractérisée par des ondulations serrées de longueur d'onde de l'ordre du kilomètre. L'interprétation de ces plissements comme dûs à un glissement gravitaire [Stride et al., 1977] fait place à celle d'une compression dans un prisme d'accrétion "géant" [Ryan et al., 1970 ; Le Pichon et al., 1982], sujet à des chevauchements de vergence nord [Lybérís, 1984].

En Mer Egée, on voit au nord le fossé nord-égéen (1600 m) [Masclé & Martin, 1990], constitué de nombreuses dépressions NE-SW. Un secteur central composé d'un plateau d'altitude moyenne 200 m, sans compter le Bassin d'Icarie-Samos ( $> 1000$  m). Au sud, la Mer de Crète est composée de la fosse NW Crète, du Bassin d'Héraklion, et des bassins plus profonds (2400 m) de Kamilonisi et de Karpathos [Masclé & Martin, 1990].

En résumé, on voit qu'il y a à l'extérieur de l'arc des différences topographiques allant jusqu'à 7000 m entre les fosses profondes et les sommets des Hellénides, alors que la Mer Egée est plus "calme" avec des bassins plus vastes et moins profonds au sud (Mer de Crète) et au nord (fosse Nord-Egée) des Cyclades.

## I.2 Structures géologiques

La géologie de la Grèce est complexe et a fait l'objet de nombreux travaux sur le continent [synthèse dans *Bull. Soc. géol. France*, 1977, 19, n° 1] et en mer [synthèse dans *Tectonophysics* n°86, et *Masclé & Martin*, 1990]. comme nous n'étudions pas les anciens mécanismes de déformation, nous nous contenterons de rappeler brièvement les principales structures géologiques, en citant les auteurs qui y ont consacré leurs travaux.

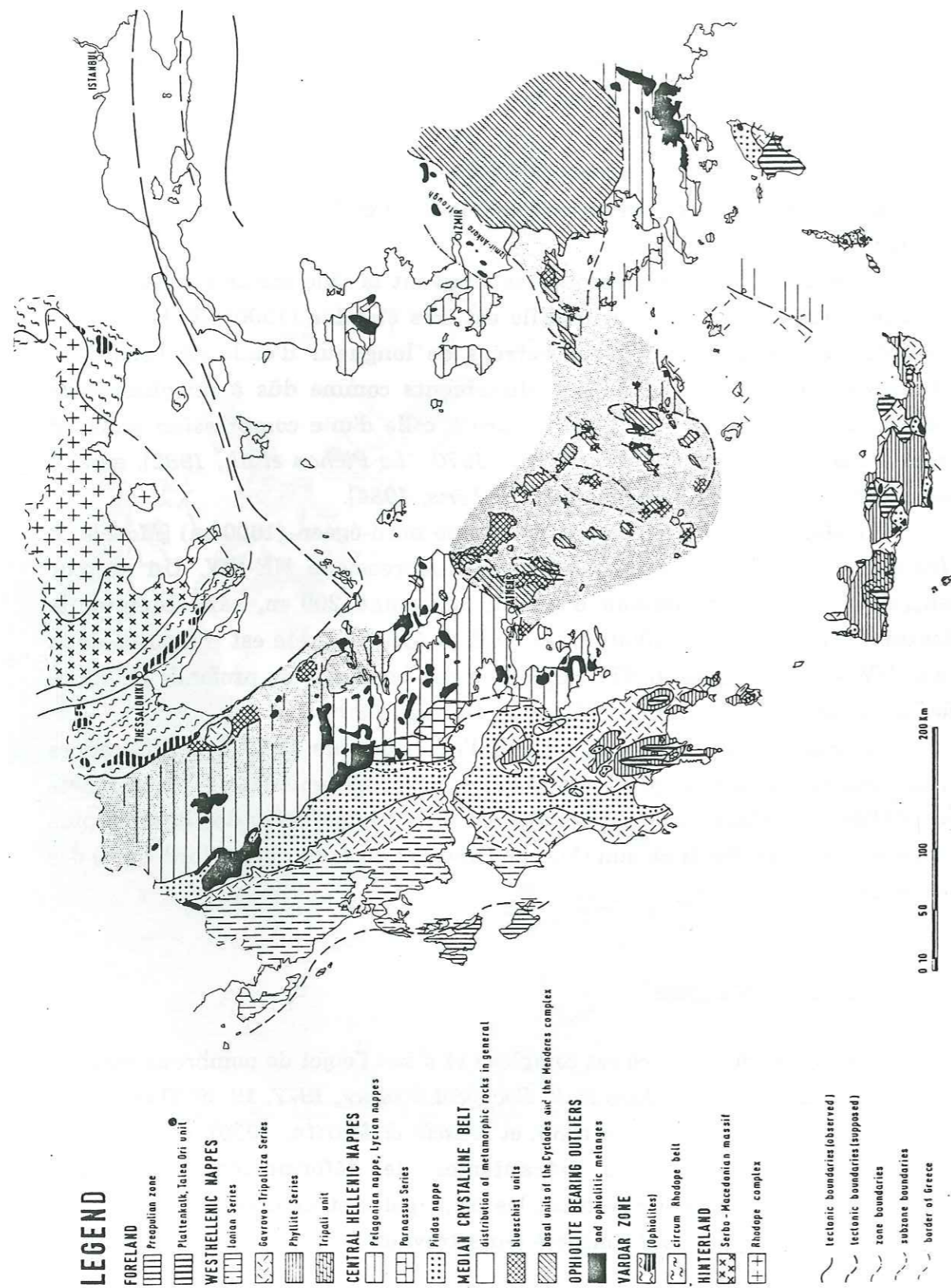


Figure I.2.1 : Carte structurale des Hellénides (d'après Jacobshagen [1978]).

## I.2.1 Les Hellénides

La chaîne des Hellénides (fig. I.2.1) est constituée de plusieurs zones isopiques, c'est à dire ayant subi la même évolution sédimentaire. La plaque adriatique a été incorporée dans les Alpes, les Apennins, les Dinarides, les Taurides, et bien sûr les Hellénides, pendant l'orogénèse alpine [Sorel 1989]. Les Hellénides sont par conséquent des séries chevauchantes (nappes) à vergence vers le sud-ouest [Aubouin, 1977]. De l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne, les auteurs distinguent les zones externes :

- la zone préapulienne [Aubouin, 1959; Sorel, 1976, 1989]
- la zone ionienne [Brunn, 1956, Aubouin, 1959; Poisson, 1976]
- la zone Gavrovo-Tripolitza [Brunn, 1956; Aubouin, 1959, 1976; Dercourt, 1964; Thiebault, 1982]
- la zone du Pinde [Brunn, 1956; Aubouin, 1959; Dercourt, 1976; Fleury, 1980]

et les zones internes :

- zone de Parnasse [Celet, 1956; Papastamatiou, 1960]
- zone pélagonienne [Aubouin, 1959; Mercier, 1966]
- zone de Vardar [Braud, 19\*; Brunn, 1956; Mercier, 1966; Vergely, 1984].

## I.2.2 Les bassins sédimentaires

Les bassins sédimentaires en Mer Egée (fig. I.2.2) sont les témoins de la place primordiale qu'occupe l'extension dans la géodynamique du domaine égéen. On note toutefois que plusieurs auteurs [Mercier et al, 1987; Philip, 1976] mettent en évidence des phases compressives de courte durée dans tout le domaine égéen au langhien (miocène moyen), au pliocène inférieur et au pleistocène.

Les sédiments qui existaient au paléogène au NW de la Grèce et sur l'arc externe ont été repris par la surrection de la zone de Pinde à l'éocène supérieur [Brunn, 1956; Aubouin, 1960]. A l'oligocène la Mer recouvre l'arc externe et reçoit les sédiments détritiques des chaînes continentales. A part le sillon mésohellénique le domaine égéen semble émergé.

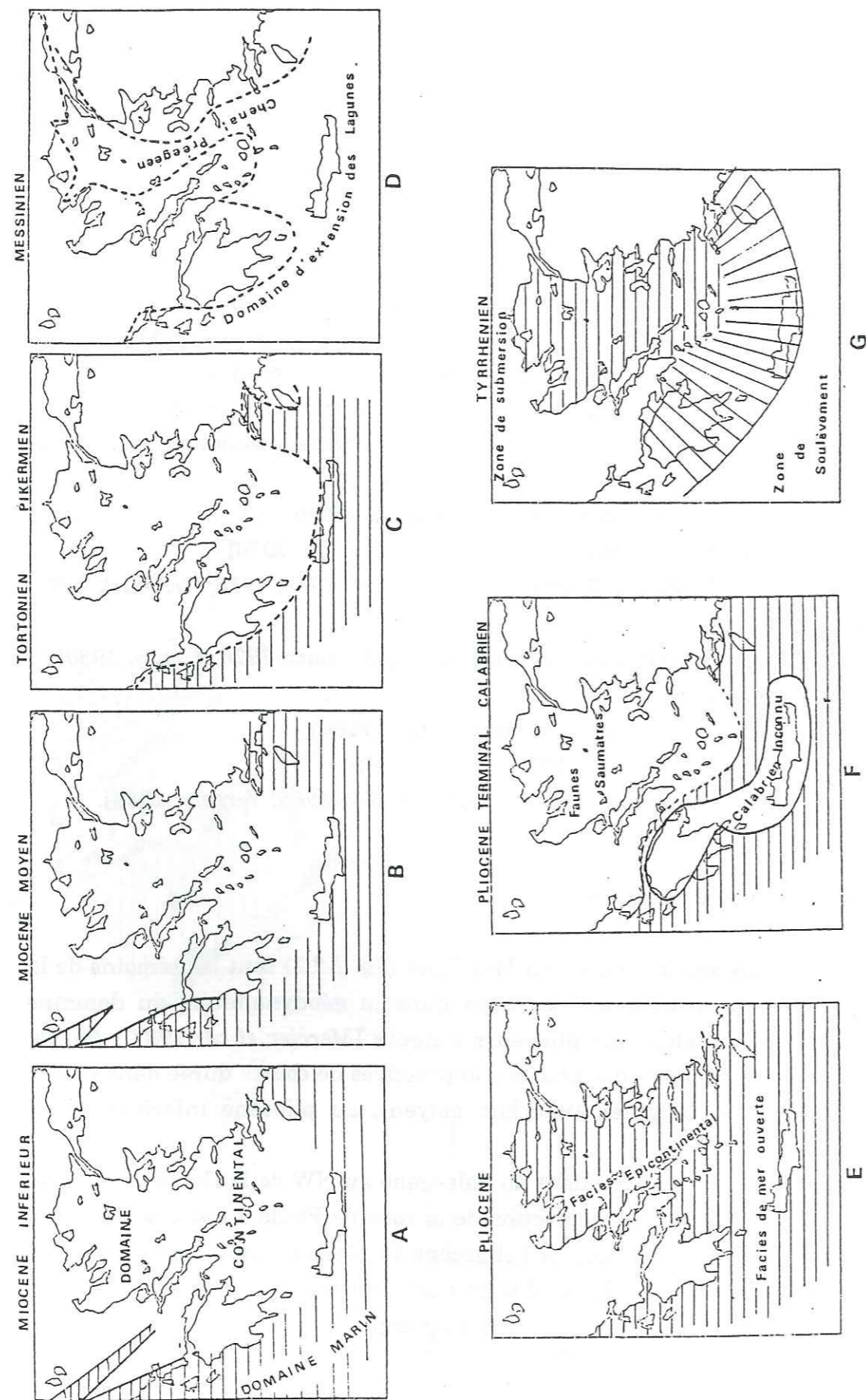


Fig. I.2.2 : Carte des domaines de sédimentation depuis le miocène [dans Lallemand, 1984; d'après Guernet, 1978 et Keraudren, 1975].

### I.2.2.1 Les bassins au miocène

L'arc est sujet à de nombreuses phases de transgression-régression durant le miocène supérieur et moyen, seul le Bassin de Naxos-Paros [Angelier, 1978] est reconnu comme marin en Mer Egée. Au messinien un vaste et important dépôt d'évaporites a lieu dans toute la Mer Egée [Hsü et al., 1977].

### I.2.2.2 Les bassins au pliocène

Le pliocène est transgressif dans toute la Méditerranée orientale [Angelier, 1979], en Mer Egée on trouve un faciès marin épicontinental, de type mer ouverte à nombreuses îles [Keraudren, 1975]. Au pliocène terminal commence une régression importante le long de l'arc et au nord des Cyclades [Keraudren, 1975; Angelier, 1979].

### I.2.2.3 Les bassins quaternaires

Au calabrien (pleistocène inférieur) la régression continue dans le nord de la Mer Egée, alors que les bassins de Mer de Crète persistent. Au tyrrhénien le nord des Cyclades est à nouveau envahi par la mer; la sédimentation est terrigène, localement volcanosédimentaire, indiquant d'importants mouvements verticaux; cette sédimentation est d'ailleurs accompagnée de glissements de terrain (slump...) visible en sismique réflexion [Masclé & Martin, 1990].

### I.2.3 La marge et les fosses

Au nord de Céphalonie, il n'y a pas de trace de subduction active, le régime est en collision depuis le miocène supérieur. Au sud de Céphalonie, l'existence d'une zone de subduction active frontale ( $\approx N40$ ) est prouvée par le fait que le Bassin Ionien semble posséder une croûte océanique avec une épaisse couverture sédimentaire [De Voogd, 1991], que les fosses Sud et Nord-Matapan montrent de nombreuses structures compressives [Le Quellec, 1980] et par les mécanismes au foyer [e.g. McKenzie, 1978]. Le domaine externe montre un important prisme d'accrétion (de la ride méditerranéenne aux fosses) et un domaine interne où l'extension domine [Le Quellec, 1979].



Le domaine sud-crétois [Leite, 1980] est une zone de transition entre les fosses occidentales N140, prolongées par les fossés de Gavdos et de Gortys, qui bordent une pente continentale raide, et les fosses parallèles, d'allongement N60, de Pline et de Strabon qui sont affectées par des accidents transverses indiquant un décrochement apparent senestre [Le Pichon & Angelier, 1979]. La ride méditerranéenne s'élève (1200 m de profondeur) et des bassins sédimentaires (fossé sud-crétois) reçoivent les débris du talus continental crétois.

Enfin, le secteur oriental présente des fosses interrompues par d'importants môles (Ariane, Strabon, Sud-Rhodes) interprétés par Le Cleac'h [1984] comme des blocs basculés vers le nord. La subduction y est différente [Le Cleac'h, 1984], Pline et Strabon auraient eu un jeu décrochant depuis le miocène supérieur [McKenzie, 1972]. La fosse de Rhodes serait une relique de la convergence active avant le pliocène. Selon Leite [1980] et Le Cleac'h [1984] la limite de convergence Egée-Afrique aurait migré de la fosse de Pline à la fosse de Strabon provoquant une surrection des monts Ariane.

#### I.2.4 Le magmatisme

Durant le cénozoïque, le domaine égéen a montré deux phases de magmatisme intense : une à l'oligo-miocène au nord de l'Egée [Fytikas, 1976], une autre pli-quaternaire qui concerne plutôt le domaine égéen central. Ces deux phases principales sont séparées dans le temps par un volcanisme daté du miocène supérieur, à chimisme varié, et de volume moindre, dispersé au centre et à l'extérieur du domaine égéen.

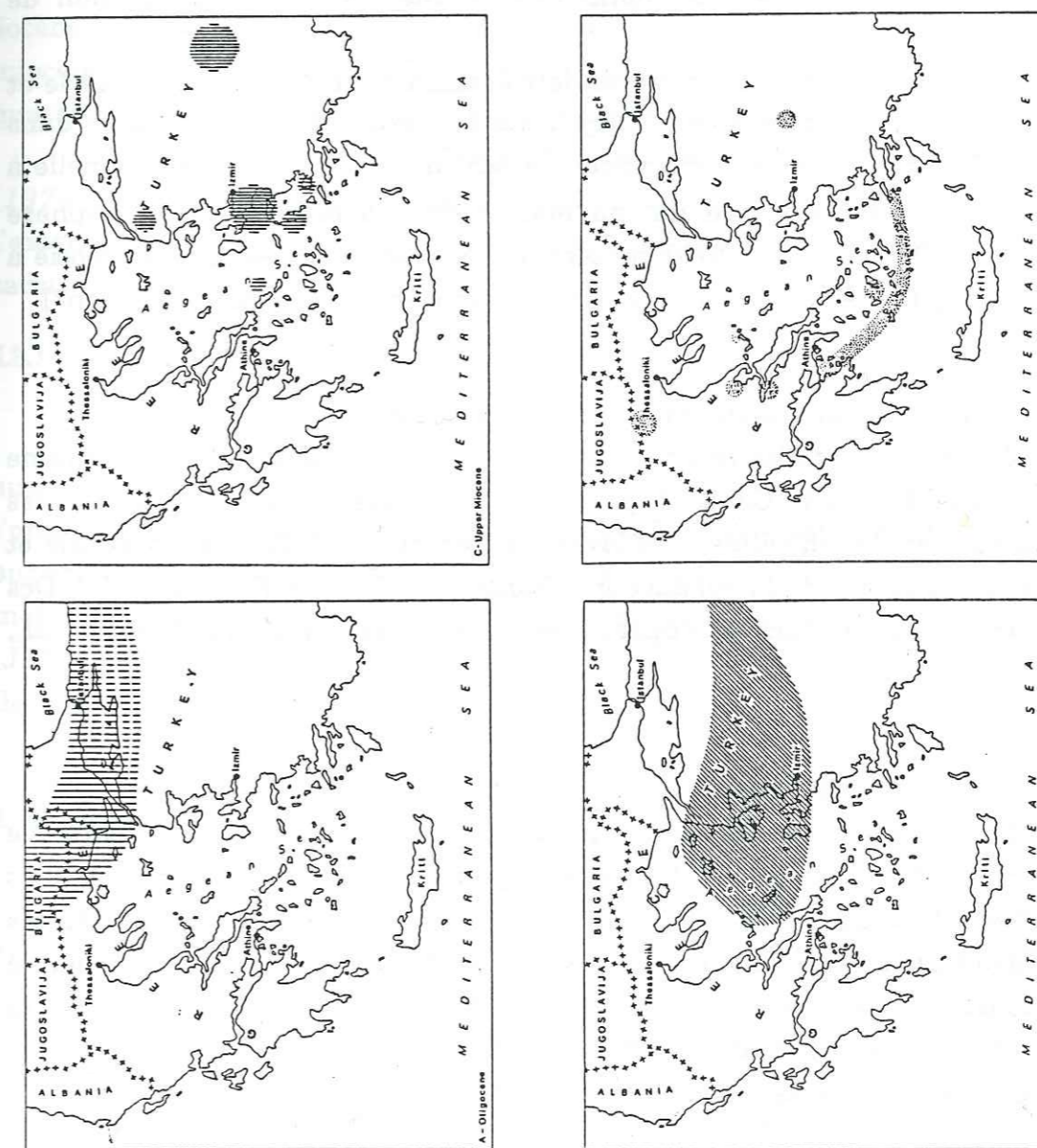
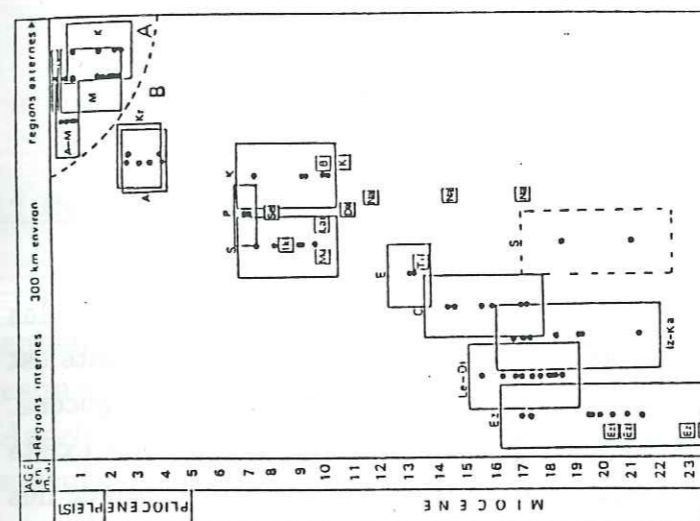


Figure I.2.4 : En bas, répartition des produits volcaniques en Egée d'après Fytikas et al. [1984] ; 4 périodes A, B, C, D, de l'oligocène au plio-quaternaire. En haut, d'après Bellon et al. [1979] séparent l'activité volcanique en une période B d'orogénèse intracontinentale et une période A de subduction

#### I.2.4.1 La période oligo-miocène

S'il y a des évidences de dépôts volcaniques interstratifiés dans les sédiments de l'éocène supérieur [Papadopoulos, 1982], la phase importante est datée de -33 à -23 Ma par Innocenti *et al.* [1984], ce qui la place dans l'oligocène. Elle est restreinte à la Thrace et au nord de l'Anatolie [fig. I.2.4] (elle existe aussi en Bulgarie). Le volcanisme est calco-alcalin [Fytikas, 1984], (avec des andésites et des dacites prédominantes et une plus faible proportion de rhyolites).

Au miocène inférieur et moyen le volcanisme est diffus entre l'Eubée et la Turquie; il est plus enrichi en  $K_2O$ . Mais la migration est continue dans l'espace, le temps et pour le chimisme. La teneur en  $K_2O$  est proportionnelle à la profondeur de la fusion du magma, et donc à celle de la lithosphère plongeante. Bellon *et al.* [1979] pensent que ce volcanisme est plutôt associé à l'orogène alpin. [\*Article basin research de Mercier *et al.* depuis Langhien\*]

#### I.2.4.2 La période de transition au miocène supérieur

Jusqu'au quaternaire on trouve du volcanisme dans tout le domaine égéen, sauf le nord. Ce sont principalement des basaltes alcalins, des shoshonites et des rhyolites. Ces laves sont en majorité d'origine fissurale et donc indépendantes de la subduction [Briqueu, *et al.* 1986 ; Fytikas, 1984]. Des intrusions de granodiorites apparaissent dans l'arc volcanique [Dürr *et al.*, 1978] à cette époque.

#### I.2.4.3 La période plio-quaternaire

Le volcanisme est restreint, à partir du pliocène, à une ceinture parallèle à l'arc allant de Edessa en Macédoine, jusqu'à Nisyros (Dodécanèse). Les produits volcaniques formant une série continue calco-alcaline des basaltes aux rhyolites, leur chimisme est typique des arcs volcaniques d'une marge continentale amincie [Barbieri *et al.*, 1981]. Il est représentatif de la subduction, encore active actuellement, de l'Afrique sous l'Egée. Dans les Cyclades, ce volcanisme commence il y a 3 Ma.

### I.3 Evolution tectonique

«La néotectonique couvre un période variable suivant les régions durant laquelle, en l'absence de changement fondamental de la logique tectonique, jusqu'à nos jours, l'extrapolation des données géophysiques peut être tentée» [Angelier, 1973]. Le Pichon & Angelier [1979] ne trouvent pas de modification majeure depuis le miocène supérieur.

Aubouin [1974] décrit d'abord une tectonique des Dinarides d'âge fini-éocène qui affecte l'ensemble des Hellénides; puis une tarditectonique oligo-miocène de plissements de grande ampleur, et enfin une néotectonique plio-quaternaire où l'extension majeure accompagne la subduction.

Le changement majeur de tectonique est selon Drooger & Meulenkamp [1973], Mercier [1979] et Angelier [1979] daté du miocène supérieur où l'extension apparaît. C'est à partir de cette époque que nous utiliserons le terme néotectonique.

#### I.3.1 La paléotectonique

Vergely [1984] reconnaît deux phases de déformation au jurassique supérieur et à l'éocène, qui correspondent aux premières phases de l'orogénèse alpine dans cette région. Pendant la première (JE1=jurassique supérieur) les nappes pélagoniennes se mettent en place, avec un métamorphisme polyphasé (schistes verts) associé. La deuxième phase (JE2=éocène) a un style de déformation plutôt de transport et de plissement de grande longueur d'onde.

#### I.3.2 Tarditectonique

A l'éocène une phase tectonique compressive majeure, CT1, affecte les Hellénides, avec des plis hectométriques et de grandes nappes de charriage. La phase CT2 [Mercier & Vergely, 1972] n'est peut-être qu'une continuation de la phase CT1 [Vergely, 1984]. La phase CT3, de l'éocène supérieur à l'oligocène inférieur concerne toutes les Hellénides; c'est une phase de charriage de grande ampleur de direction NE-SW. Les phases de l'oligocène inférieur au miocène moyen sont locales et modérées [Sorel, 1989; Vergely, 1984]. toutefois

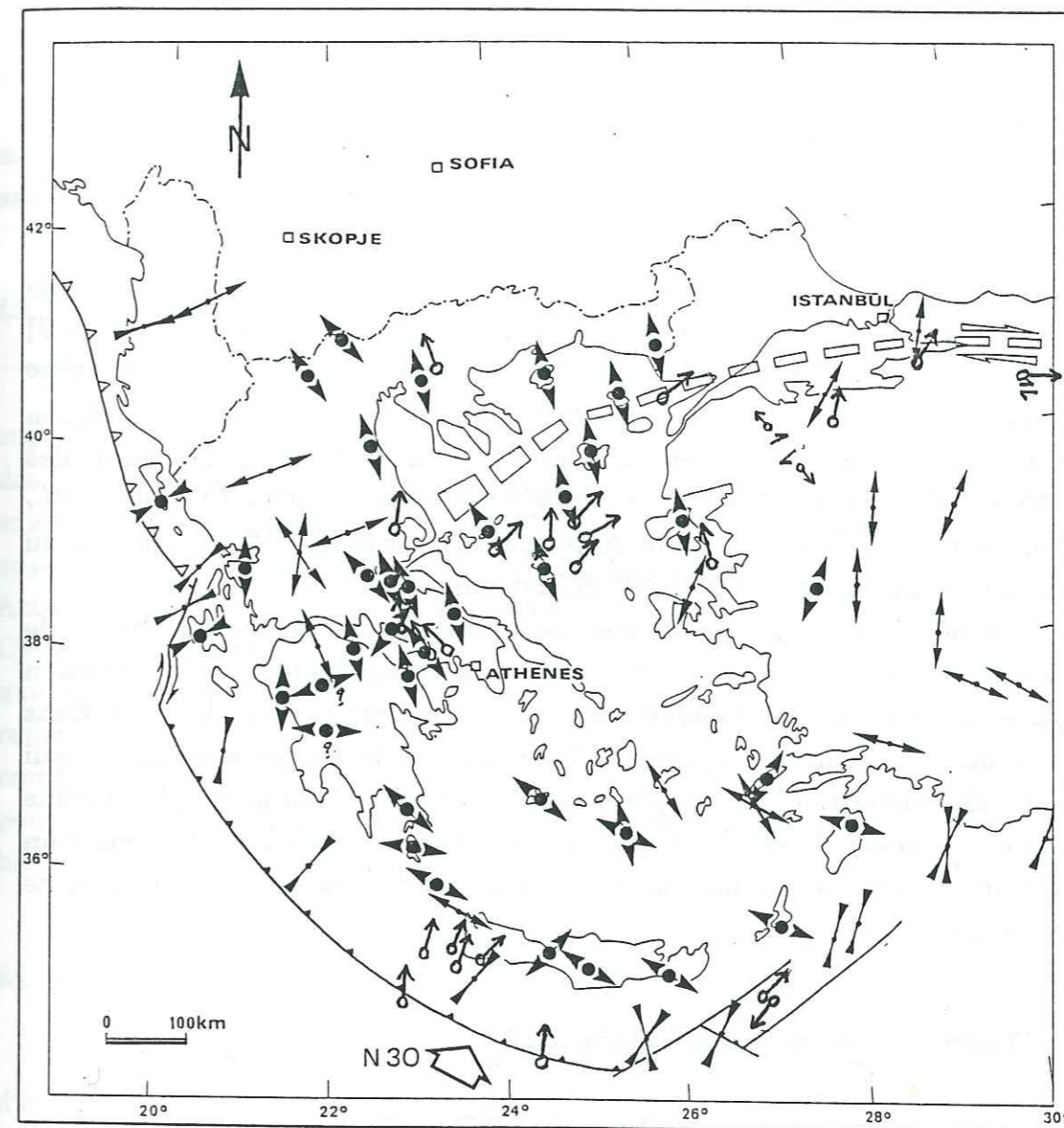
au langhien Poisson [1977] et Sorel [1989] décrivent une phase de fin de mise en place des nappes en Grèce occidentale.

### I.3.3 Néotectonique

A partir du miocène supérieur la tectonique peut être directement corrélée avec les observations géophysiques, et en particulier avec les données sismologiques. La plupart des auteurs différencient le domaine égéen interne du domaine externe [fig. I.3.3], bien que la limite ne soit connue qu'au nord-ouest [Mercier et al., 1979], car les îles de Zante et Céphalonie sont les seules parties émergées importantes du domaine externe; la Crète [Angelier, 1979], et Rhodes [Gauthier, 1979] appartiennent au domaine interne.

#### I.3.3.1 Le domaine égéen externe

Ce domaine n'est connu que par les îles ioniennes, et l'Anatolie méridionale où, à part la phase de Laxou au pliocène, on observe pas de phase compressive [Poisson et al., 1984]. La zone pré-apulienne [Sorel, 1989] est affectée par une phase de compression qui débute au langhien, puis au pliocène inférieur il y a un calme tectonique (dépôt d'évaporites messiniennes). Cette période est marquée par des failles synsédimentaires normales [Sorel, 1976] à Céphalonie, le domaine externe serait alors une marge en extension. Au pliocène inférieur Sorel [1976] observe une deuxième phase de compression, assez courte, mais affectant tout le domaine égéen. Les failles normales rejouent en faille inverse, la marge active se forme à cette époque. Ensuite, la mer revient en transgression [Mercier, 1979], et on ne sait pas quel est le style tectonique de cette époque, bien que des olistolithes attestent d'un régime tectonique actif. A partir du pleistocène inférieur jusqu'à maintenant les structures du pliocène inférieur sont réactivées en une compression NE-SW, qui semble constante depuis le miocène moyen [Sorel, 1976].



Les états de contraintes dans l'Arc Egéen du Pleistocène moyen à l'actuel

↗ Taymaz, 1990 vecteurs glissement.

Les doubles flèches minces correspondent aux vecteurs-glissement des mécanismes au foyer des séismes; divergentes: en extension; convergentes: en compression ou cisaillement (subduction). 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; Vergély & 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'Akarmanie; 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, Karpathos, Samos, Chios, et les Cyclades; Jarrige (1978) pour Milos, Santorin, Kos.

Figure I.3.3 : Champ de contrainte actuel, figure dans Mercier [1987], légendes dans Sorel [1989].

### I.3.3.2 Le domaine égéen interne

Depuis le miocène moyen, l'intérieur du domaine égéen montre une extension généralisée. toutefois Angelier [1979] et Mercier *et al.* [1979] reconnaissent deux phases compressives. La première,  $\Phi_1$  a lieu au miocène inférieur ; elle affecte les Cyclades et le Dodécanèse mais pas l'arc égéen méridional (Péloponnèse-Crète-Rhodes); elle est modérée au nord des Cyclades. La phase  $\Phi_2$  concerne l'ensemble du domaine égéen [Mercier *et al.*, 1979]. L'extension domine le reste du temps; elle est NNE-SSW du pliocène au pleistocène supérieur, et plutôt NNW-SSE depuis.

On notera qu'il y a aussi des variations dans l'espace du champ de contraintes, dues, selon Mercier [1981] à la topographie et à la variation d'épaisseur de la croûte. Froidevaux *et al.* [1988] interprètent les variations temporelles comme des changements de poussée de la plaque subduite, ce qui induit une variation du couplage entre les deux plaques, phénomène prédominant selon Sorel [1989] pour la compréhension de la tectonique d'un bassin arrière-arc. Les variations spatiales seraient alors associée à cette zone de couplage (*fig I.3.3*).

### I.3.4 Champ de contraintes actuel (*fig. I.3.3*)

Dans le domaine externe, McKenzie [1972, 1978] voit des mécanismes en compression NNE-SSW tout le long des fosses de l'arc égéen méridional. Le Péloponnèse [Hatzfeld *et al.*, 1989; Pedotti, 1988] est séparé en une zone compressive à l'ouest jusqu'à 200 km de la fosse ionienne, et une zone d'extension, avec des mécanismes décrochants dans les deux zones. Le sud du Péloponnèse et la Crète sont selon Armijo *et al.* [1991] soumis à une extension E-W; alors qu'Angelier [1979] voit une extension plutôt radiale avec une extension variable ( $\sigma_3 = \sigma_2$ ) au centre de la Crète. L'Anatolie est en extension N-S au nord, WNW-ESE au sud [McKenzie, 1972, 1978]. Les Cyclades montrent une extension à peu près N-S, comme dans le golfe de Corinthe [Sébrier, 1977]. Le domaine nord-égéen (qui ne nous concerne pas directement) montre une extension NNE-SSW au nord et WNW-ESE au sud [McKenzie, 1978] en accord avec les études de failles quaternaires à terre [Mercier, 1981; Lybérès, 1984], et avec les études de sismique réflexion [Masclé & Martin, 1990]. Cette région est

marquée par l'ouverture des bassins nord-égéen et le jeu de la faille nord-anatolienne.

### I.3.5 Conclusions

Le domaine égéen montre une tectonique complexe avec des superpositions de phases extensives et compressives qui compliquent le travail des "tectoniciens de terrain". On peut distinguer assez clairement un domaine externe le long des fosses bathymétriques, en compression depuis le miocène supérieur, et un domaine interne où l'extension domine largement. Actuellement l'extension est à peu près N-S au nord et WNW-ESE dans les Cyclades; elle n'est pas bien connue le long de l'arc méridional. Nous espérons que notre étude permettra d'apporter des informations sur cette région. On remarquera que les études tectoniques concernent la partie superficielle de la croûte, alors que les études sismologiques intéressent toute la zone fragile. Ceci peut permettre de mettre des zones de découplage en évidence, à condition de bien contraindre la profondeur des séismes.

### I.4 Apports de la géophysique

La géophysique regroupe toutes les méthodes physiques susceptibles d'intéresser l'étude du globe. Les données sont donc variées et permettent de contraindre un peu mieux les modèles théoriques en leur soumettant des lois physiques.

#### I.4.1 La sismicité

La sismicité très importante de la Méditerranée orientale (*fig. 1*) a attiré de nombreux auteurs dont Gutenberg & Richter [1954] qui ont remarqué qu'elle soulignait la fosse hellénique, et cela malgré la grande imprécision de leur localisations. Barzangui & Dorman [1969] ont relevé l'absence de sismicité au centre de la Mer Egée, alors qu'elle est très importante dans la "ceinture" égéenne. McKenzie [1972] a défini son modèle de plaque égéenne avec la sismicité du catalogue U.S.G.S. (depuis 1961). De nombreux auteurs grecs ont publié des catalogues de sismicité, regroupant des données diverses. Une synthèse a été faite par Bath [1983] sur ces travaux.

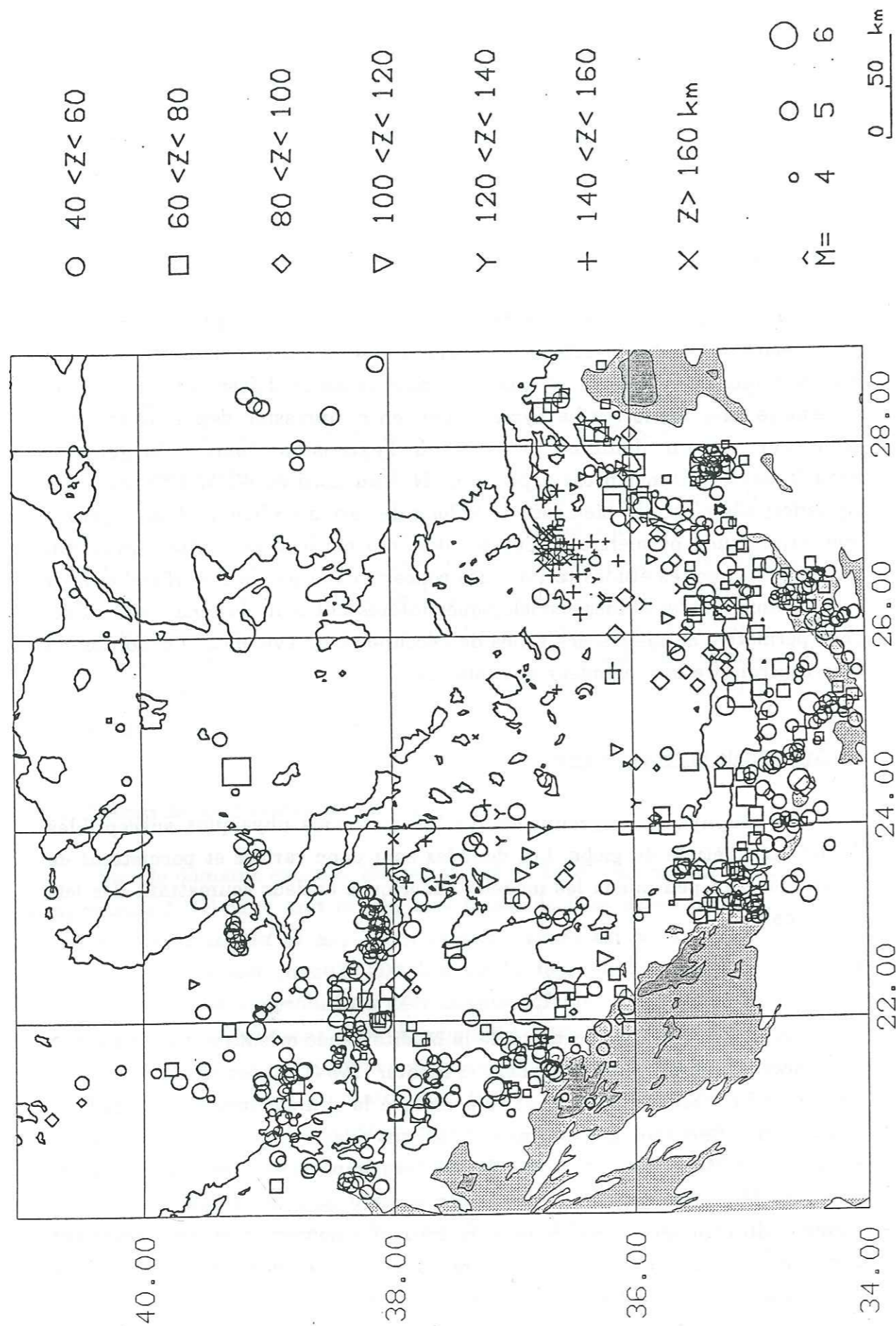


Figure I.4.1 : Carte des séismes subcrustaux du catalogue I.S.C. localisés avec plus de 15 phases, de 1964 à 1984 (d'après Hatzfeld & Martin à paraître).

En 1978, Richter & Strobach interprètent les deux pôles de sismicité intermédiaire (est et ouest de la Mer de Crète) en faisant intervenir une plaque lithosphérique déchirée en son milieu. L'importance de ces séismes intermédiaires pour l'interprétation de la subduction sous l'Égée a amené Martin [1988] à être plus critique sur la précision des localisations, notamment en fonction du nombre de stations et de leur répartition azimutale. Il a sélectionné les données du catalogue I.S.C. pour comparer les modèles géodynamiques de McKenzie [1978], Le Pichon & Angelier [1979] et Comninakis & Papazachos [1986]. En 1984, Makropoulos & Burton ont publié un modèle différent du modèle d'amphithéâtre proposé par la majorité des sismologues grecs [Comninakis & Papazachos, 1986]. Martin [1988] discute en particulier la sismicité profonde du sud de Rhodes décrite par ces auteurs, car elle n'est déterminée que par deux séismes, il sélectionne plus sévèrement les séismes du catalogue I.S.C. [fig. I.4.1] pour obtenir une carte de sismicité profonde plus "sûre" ( $Z > 50$  km).

La plupart des auteurs s'accordent à distinguer une sismicité superficielle ( $< 70$  km) au niveau de l'arc hellénique, et une autre au nord de la Mer Egée (liée à la faille nord-anatolienne) [McKenzie, 1978], d'une sismicité intermédiaire (70 - 150 km) liée à la subduction de la plaque africaine. Avec ce distinguo tous observent le long de l'arc une lacune de sismicité crustale entre le Péloponnèse et la Crète occidentale, et une sismicité très faible en Mer Egée. Il reste à savoir si cette lacune de sismicité de deux siècles représente un état de contraintes différent [McKenzie, 1978] ou bien une lacune temporelle qui laisse présager de gros séismes [Wyss & Baer, 1981], ou encore une déformation aismique. La sismicité "profonde" ( $> 120$  km) n'est pas diffuse, mais est principalement concentrée à l'est du Péloponnèse et au sud de Kos. Au contraire, les séismes intra-lithosphériques se distribuent tout le long de l'arc hellénique, de la Turquie à l'Albanie.

Des expérimentations ont permis de bien localiser des séismes de plus faible magnitude pendant une période de temps plus courte (de l'ordre du mois), par exemple King *et al.* dans le golfe de Corinthe [1985] et dans l'Épire [1991], Hatzfeld *et al.* [1987] en Chalcidique, dans le Péloponnèse [1989, 1990] et dans notre étude (et en Épire en 1989), De Chabaliér [1989] dans l'ouest de la Crète.

Somme toute, la géométrie de la subduction est bien définie sous le Péloponnèse [Martin, 1988 ; Hatzfeld *et al.*, 1989] où elle commence à 150 km des fossés ioniennes, avec un pendage d'environ  $40^\circ$ . En Crète, il y a peu de

séismes intermédiaires, et donc pas de géométrie claire. Dans la partie orientale de l'arc, Martin [1988] a souligné l'ambiguïté qu'il y avait entre un plongement NNE en accord avec le modèle McKenzie [1978], et un plongement NNW, à peu près perpendiculaire aux fosses de Plinie et de Strabon (modèle en amphithéâtre).

En résumé, bien que la sismicité du domaine égéen soit l'objet d'études diverses et variées, on ne connaît pas encore la géométrie de la zone de subduction sous la Mer Egée. Il y a des divergences importantes sur la l'existence des séismes profonds du nord de l'Egée et de la partie orientale de l'arc. La sismicité superficielle diffuse dans une bande d'environ 200 km de large le long de l'arc passe (en profondeur) à une sismicité intermédiaire beaucoup plus localisée. Enfin, il existe des zones de lacune de sismicité (gap) dont on ne sait pas si elles sont actuellement calmes ou sujettes à une déformation plus ductile, ou si notre échantillonnage en temps est insuffisant.

#### L4.2 Autres données sismologiques : atténuation, tomographie

Les études de la propagation des ondes sismiques sous le domaine égéen sont relativement récentes et peu nombreuses.

Agarwal *et al.* [1976], puis Jacoby *et al.* [1978] ont étudié les résidus d'ondes P de télé-séismes aux stations du réseau permanent grec. Ils trouvent un résidu absolu positif de plus de 2 s (retard) dans toutes les stations, qu'ils expliquent comme une zone à moindre vitesse (7.5 km/s au lieu de 8.1) de 200 km d'épaisseur dans le manteau supérieur de la plaque égéenne. Ils calculent également un résidu relatif de 2 s entre les stations du pourtour de la Mer Egée et le centre (ATH), qu'ils interprètent comme une croûte épaissie sous Athènes. Les variations azimutales de leurs résidus leur permettent de modéliser une plaque plongeante plus rapide sous la Mer Egée.

Gregersen [1977] montre, en étudiant les séismes égéens enregistrés au Groënland, malgré une faible résolution, que le manteau est hétérogène; les 9 séismes qu'il étudie sont situés en dessous d'une zone plus rapide, interprétée comme étant la lithosphère subduite. Papadopoulos & Wyss [1988] confirment cette hétérogénéité de vitesse en relocalisant les séismes de la partie SW de l'arc.

Delibasis [1982] étudie l'atténuation du manteau supérieur avec les données du réseau d'Athènes, en utilisant un programme de tracé de rais. Il

note une absence d'ondes S pour les rais traversant le manteau supérieur sous les Cyclades qu'il interprète comme une zone de fusion partielle.

Spakman *et al.* [1988] inversent un demi-million de délais P de séismes régionaux et trouvent que la subduction est plus profonde (>600 km) qu'on ne le croyait; son initiation remonterait à l'oligocène. Martin [1988] note que les blocs profonds de leur étude ont une moins bonne résolution que les blocs superficiels.

Plus récemment, Ligdas *et al.* [1990] ont calculé les résidus de 5000 temps d'arrivée de 400 télé-séismes et de séismes locaux du réseau permanent d'Athènes. Ils trouvent de grandes variations de résidus ( $\pm 3$  s) avec l'azimut et la distance épacentrale, ce qui indique de fortes hétérogénéités dans le manteau supérieur. Ils inversent leurs résidus et la tomographie obtenue est cohérente avec celle de Spakman *et al.* [1988]; cependant la vitesse du manteau supérieur est relativement élevée en Mer de Crète et faible dans les zones plus internes de la Mer Egée, au contraire de l'image de Spakman *et al.*

En inversant les intensités observées lors de séismes de magnitudes supérieures, Hashida *et al.* [1988] font une tomographie de l'atténuation en Grèce. En Mer Egée une forte atténuation (Q faible) alors que l'arc montre des valeurs plus fortes de Q, ce qu'ils interprètent comme dû à la présence de la plaque subduite [Barazangi & Isacks, 1971]. Comme Ligdas *et al.* [1990], ils trouvent que l'atténuation est faible en Mer de Crète, contrairement à la partie orientale de l'arc.

Enfin des études plus locales ont été menées, en particulier une inversion en Chalcidique par Christodoulou & Hatzfeld [1988] qui observent un manteau supérieur plus lent et une croûte épaisse dans cette région, et une inversion ainsi qu'une régionalisation du facteur Q sous le Péloponnèse par Martin [1988] qui note une zone rapide sous le golfe de Corinthe et une augmentation de l'atténuation vers l'est.

### I.4.3 Sismique réfraction

Pour une raison que j'ignore, les profils de sismique réfraction sont rares. Pourtant ils permettent de connaître la profondeur du Moho et de modéliser la loi de vitesse. En Mer Ionienne et dans le Bassin Levantin des profils indiquent que la croûte est épaisse [Nur & Ben-Avraham, 1978 ; De Voogd *et al.*, 1991], respectivement 17-20 et 25-27 km, sans doute de type intermédiaire avec des roches cristallines ( $V_p=6$  km/s) à 10 km de profondeur [Hinz, 1974]. La ride méditerranéenne a une croûte encore plus épaisse (26 km) [Cf Lybéris, 1984 pour bibliographie]. L'épaisseur de la croûte augmente d'ouest en est, pour atteindre 35 km au niveau de la marge continentale du Levant [Ben-Menahem *et al.*, 1976 ; Nur & Ben Avraham, 1978]. Cette croûte intermédiaire initialement plus océanique aurait ainsi permis la subduction. Dans le domaine égéen, cinq grands profils ont eu lieu entre 1971 et 1974. Leur interprétations ont été faites par Makris [1978b]. Ses principaux résultats sont : une croûte épaisse à l'ouest (45 km) avec une couverture sédimentaire de 10 km d'épaisseur. Cette croûte s'amincit jusqu'à 25 km en Mer Ionienne et dans la ride méditerranéenne, où la couche sédimentaire est très épaisse (10 km) [Hinz, 1974]. La Mer Egée est une croûte continentale amincie, jusqu'à 20 km en Mer de Crète, avec  $\approx 3$  km de sédiments dans les bassins (rien dans les Cyclades) [Makris, 1978b]. En Crète le Moho est à  $\approx 30$  km. Les vitesses du manteau supérieur vont de 7.7 km/s à 7.8 sous le Moho [Makris, 1978b]. La "polémique" sur la nature de cette croûte intermédiaire réside dans son origine ; Morelli [1978], Hinz [1974], Moskalenko [1966] pensent que c'est une croûte continentale amincie par un début d'océanisation; Biju-Duval [1978], Makris [1978b], Tapponnier [1977] et De Voogd *et al.* [1991] optent pour une croûte océanique ancienne recouverte d'une épaisse couverture sédimentaire. Les premiers résultats de la campagne Pasiphae [De Voogd *et al.*, 1991] indiquent qu'il y a des reliques de croûte océanique dans le Bassin Ionien, et peut-être de la croûte continentale amincie dans le Bassin d'Hérodote, avec une épaisse couverture sédimentaire dans les deux cas.

On peut résumer l'état des connaissances des épaisseurs des diverses unités, et de la profondeur du Moho, sur le tableau suivant (on appelle Croûte la portion de la croûte sans sa couverture sédimentaire, et Couverture l'épaisseur de cette couverture):

	Mer Ionienne <sup>1</sup>	Ride méditerr. <sup>2</sup>	Mer Egée <sup>3</sup>	Bassin Levantin <sup>1</sup>	Levant <sup>5</sup>
Eau	3-4 km	2-3 km	0-2 km	2-2.5 km	0
Sédiments néogènes	0.25-0.45 km			2.1 km	
Evaporites	1.5-5.2 km			2.75 km	
Couverture	3-10 km	8-10 km	<4 km	5.0 km	10-13 km
"Croûte"	7-10 km	15 km		10.6 km	> 20 km
Moho	17-20 km	25-28 km	20-46 km <sup>4</sup>	23.5 km	$\geq 35$ km

### I.4.4 Sismique réflexion

Les premières données ont été traitées par Jongsma *et al.* [1978]. Avec les données de la campagne HEAT, le laboratoire de Villefranche/mer a permis à 4 thèses d'être menées à bien pour différentes régions : la marge ionienne par Le Quellec [1979], la marge crétoise par Leite [1980], l'arc hellénique oriental par Le Cleac'h [1984], et la Mer Egée par L.Martin [1987]. Il est bien sûr difficile de résumer ces travaux en quelques lignes, on notera principalement qu'à l'ouest les fosses de Matapan sont en compression et liées à la subduction; au sud de la Crète, les fosses se ramifient et la tectonique n'est pas uniforme, à l'est on passe à une zone en collision avec un écaillage de la croûte de la plaque africaine. Dans le domaine égéen des grabens NE-SW montrent de l'extension active N-S au nord (système de pull-apart de la faille nord-anatolienne) et NE-SW en Mer de Crète.

<sup>1</sup> De Voogd *et al.*, 1991. Campagne Pasiphae Bassin ionien et bassin d'Hérodote

<sup>2</sup> Lybéris, 1984. Au niveau de la fosse

<sup>3</sup> Mascle & Martin, 1990.

<sup>4</sup> Makris, 1978. Moho à 20 km en mer de Crète, 46 sous le Péloponnèse...

<sup>5</sup> Ben-Menahem *et al.*, 1976.

#### I.4.5 Gravimétrie, anomalies du géoïde

Makris & Stobbe [1984] ont compilé les données gravimétriques de Özelci [1973], Finetti & Morelli [1973], Woodside [1976] et Makris [1978b] (fig. I.4.5). L'anomalie à l'air libre [Morelli, 1975] est généralement négative, ce qui peut s'expliquer par une couverture sédimentaire épaisse. Dans le Péloponnèse et la Turquie l'anomalie est négative ( $\approx -100$  mgal), liée au charriage des nappes. Une grande anomalie positive est présente dans toutes les mers, et a son maximum en Mer Ionienne (+ 300 mgal) qui montre ainsi une différence avec les autres bassins. Makris note que si les anomalies sont liées à la bathymétrie cela indique qu'il y a une compensation isostatique contrôlée par des mouvements verticaux et de l'extension, alors que la compression est confinée dans des zones étroites. En regardant les anomalies du géoïde Genthon & Souriau [1987] trouvent au contraire qu'à l'est, il n'y a pas de compensation isostatique, ce qui requiert un mécanisme de compensation active qui n'existe pas dans une zone transformante. A l'ouest ils déterminent une épaisseur élastique de 80 km, avec une anomalie isostatique négative. Ils interprètent ces anomalies comme conséquentes d'une traction vers le bas de la lithosphère africaine. (Les anomalies gravimétrique et la sismique réfraction permettent à Makris [1976] de dresser la seule carte disponible des isobathes du Moho, revue par Le Pichon & Angelier [1981]).

#### I.4.6 Magnétisme

Un lever aéromagnétique [Vogt, 1969] et des missions en mer [Finetti & Morelli, 1973; Woodside & Bowin, 1970] ne montrent pas d'anomalie notable, et plus précisément pas d'anomalie de plancher océanique dans les bassins externes (il y a des anomalies d'intrusions magmatiques dans le Bassin Ionien et le Bassin de Chypre). Ceci caractérise une croûte intermédiaire. En Mer Egée des anomalies de petite longueur d'onde, dues aux intrusions volcaniques récentes, sont NE-SW au nord et NNE-SSW en Mer de Crète [Jongsma, 1977]. Une compilation a été réalisée par Makris [1978b] (fig. I.4.5).

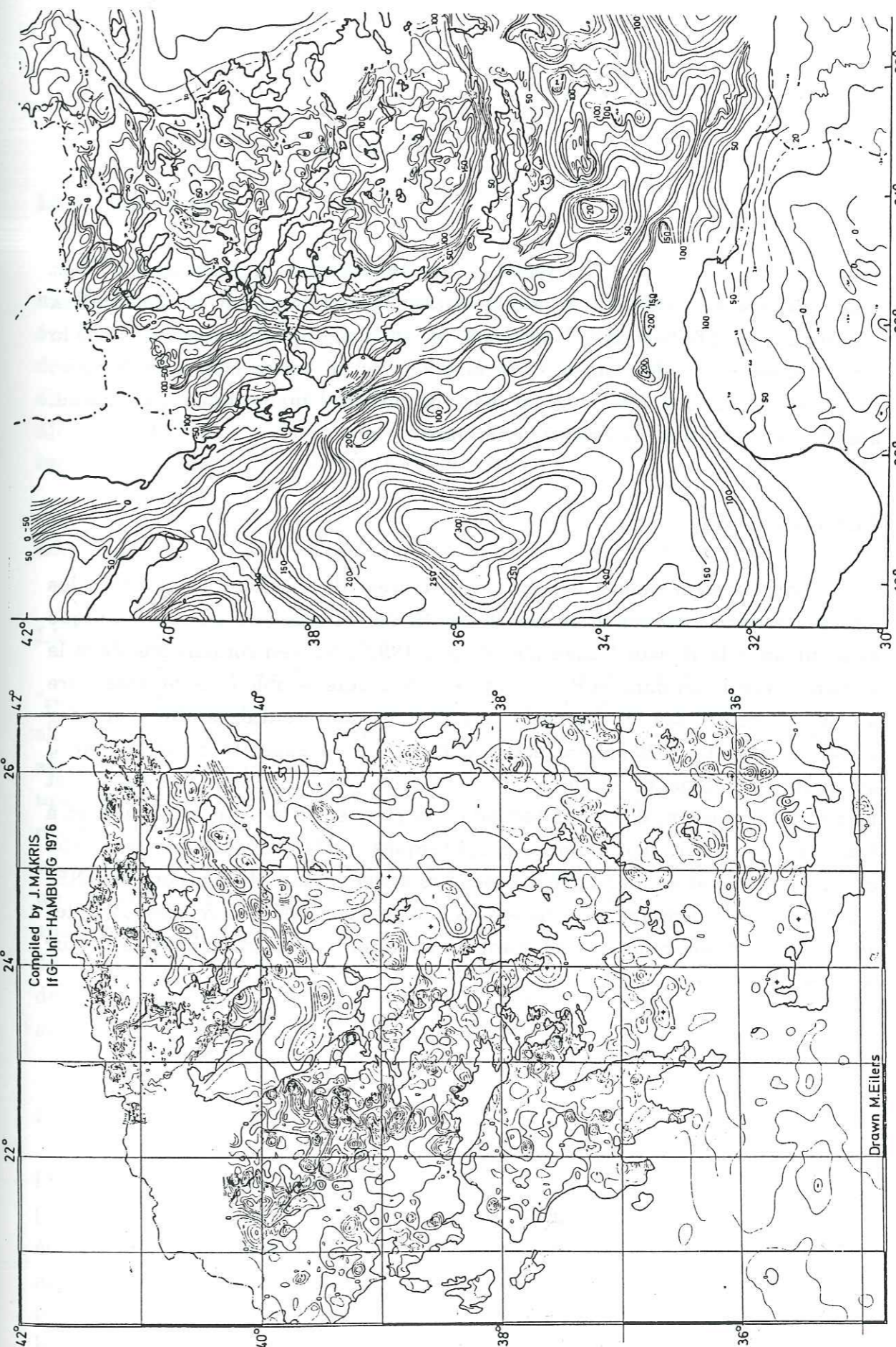


Figure I.4.5 : Anomalies de Bouguer (en haut) et anomalies magnétiques (en bas) dans une compilation de Makris [1976]



#### I.4.7 Flux de chaleur

Des compilations ont été réalisées par Jongsma [1974], Erickson [1977] et Makris & Stobbe [1984]; elles sont cohérentes entre elles et montrent que les flux thermiques sont faibles dans les bassins méridionaux, sans doute à cause de la forte épaisseur de sédiments, et forte dans les Cyclades et au NW de la Turquie, ce qui s'explique par une mise en place de matériel mantellique plus chaud, associée à l'extension du bassin arrière-arc.

#### I.4.8 Conclusion

On retiendra que le domaine égéen présente des contrastes entre les fosses méditerranéennes et la Mer Egée. Si des reliques de croûte océanique existent dans le Bassin Ionien [De Voogd, 1991], on n'en connaît pas dans le Bassin Levantin ou dans le Bassin Lybien ; la croûte semble être intermédiaire au niveau des fosses et s'épaissit vers l'est, et continentale amincie en Mer Egée. Le type de lithosphère est important car la capacité de la plaque à subduire en dépend, et donc toute la tectonique du domaine égéen, et méditerranéen oriental. La subduction de la plaque est confirmée à l'ouest et à l'est par la plupart des données géophysiques, mais sa géométrie n'est pas claire. L'extension en Mer Egée est toujours active, plutôt N-S au nord et NNE-SSW au sud; le domaine externe est en compression NNE-SSW. Les Cyclades sont le siège d'une remontée de manteau supérieur chaud ce qui explique leur sismicité très faible.

#### I.5 Géodynamique

Le but des études de géologie et de géophysique est de comprendre les mécanismes de déformation et de mise en place des structures, pour éventuellement pouvoir les prévoir. La géodynamique est donc une synthèse des données précédemment énumérées, et leur variété explique peut-être la diversité des modèles plausibles. Avant de décrire ces modèles, nous allons ajouter les données paléomagnétiques qui sont mises à part car leur implication dans la géodynamique est directe.

#### I.5.1 Données du paléomagnétisme et reconstructions cinématiques

##### I.5.1.1 Reconstructions cinématiques

A partir des anomalies magnétiques des fonds océaniques, on peut "refermer" les océans et ainsi connaître les mouvements des plaques entre elles. Chase [1978] trouve ainsi un pôle eulérien de rotation de la plaque africaine par rapport à l'Eurasie situé au niveau des Açores, ce qui implique une convergence N-S en Grèce. Savostin *et al.* [1982] confirment ce pôle mais précisent qu'il était beaucoup plus au sud il y a 20 Ma. La convergence est toujours de l'ordre du cm/an pour la fosse hellénique. De Mets *et al.* [1990] avec un nouveau modèle (NUVEL-1) trouvent un pôle actuel encore au même endroit avec une vitesse équivalente (1 cm/an). A partir des vitesses de déformation, Westaway [1990] trouve une direction similaire mais une vitesse deux fois moindre en notant l'importance des zones déformées de façon asismique.

##### I.5.1.2 Paléomagnétisme

Valente *et al.* [1982] ne trouve pas de rotation de la Crète par rapport à l'Europe ou à l'Afrique depuis le miocène supérieur (tortonien). Kissel & Laj [1988] montrent une rotation horaire de 50° dans le Péloponnèse en deux étapes; une au langhien de 25°, avec une rotation contemporaine de 25°, mais anti-horaire, à l'est du domaine égéen, puis après une période de calme au miocène supérieur, une deuxième phase où l'ouest subit une nouvelle rotation horaire de 25°. Ceci implique que le front était rectiligne au miocène inférieur.

## I.5.2 Modèles cinématiques

Ces modèles, se basant au départ sur la tectonique des plaques en milieu océanique, se réfèrent aux mouvements relatifs de microplaques, rigides ou déformables, entre elles.

### I.5.2.1 Le modèle de McKenzie [1972]

A partir de la répartition de la sismicité en Méditerranée orientale et des mécanismes au foyer des séismes majeurs (et des images de satellites), McKenzie propose de délimiter cinq microplaques lithosphériques rigides entre l'Afrique, l'Arabie et l'Europe : la plaque arabe, après l'ouverture de la Mer Rouge, entre en collision avec l'Iran et expulse la microplaque turque vers l'ouest, qui entraîne la microplaque égéenne vers le sud-ouest. Les microplaques Mer Noire et Sud-Caspienne entrent en collision avec la plaque eurasiatique. L'extension en Mer Egée, accompagnée d'un amincissement crustal est gouvernée par un courant de convection à la base de la lithosphère, et est compensée par la subduction au niveau de la fosse hellénique.

En 1978 McKenzie (*fig. I.5.2*) accorde un poids plus important à la déformation intracontinentale, mais conserve son schéma cinématique régional. Le taux de convergence entre l'Afrique et l'Egée est de 7 cm/an.

Dewey & Senghor [1979] proposent de séparer les microplaques rigides par des zones déformables.

Taymaz, Jackson & McKenzie [1991] discutent du blocage de la Grèce occidentale par de hauts reliefs et un croûte épaissie, qui induit une flexion de la plaque en son milieu, traduite par deux rotations compatibles avec les données de Kissel [1989], une anti-horaire à l'est et une horaire à l'ouest.

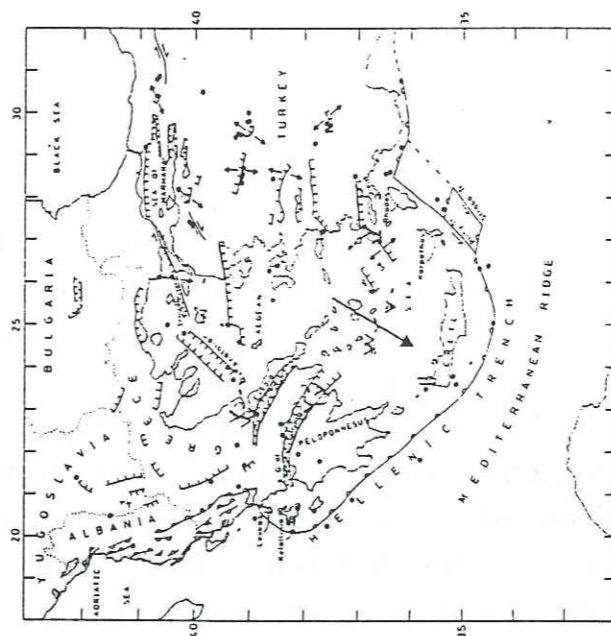


Figure 18. Summary of the present deformation of the Aegean region. Normal faults are shown as long curved lines with short lines at right angles on the downthrown side. Thrust faults are lines with open semicircles on one side. Except for the thrust fault along the SW side of the Hellenic Arc, where the semicircles are on the overriding side of the fault, the side on which the semicircles are has no significance. Solid dots mark epicentres of shocks for which mechanisms are available and which are believed to be produced by the observed surface deformation. The directions of motion obtained from fault plane solutions are shown by arrows. The long heavy arrow shows the direction of relative motion between the Aegean and Africa taken up by the Hellenic Arc. Heavy Vs mark sites of recent volcanism, taken from Ninkovich & Hayes (1972). Because the period for which accurate instrumental locations for epicentres is so short, and because faults not visible on the *Landsat* mosaics have produced at least two major shocks in this area since 1928, this figure should not be used as a guide to seismic risk. Many more faults than those shown must be active.

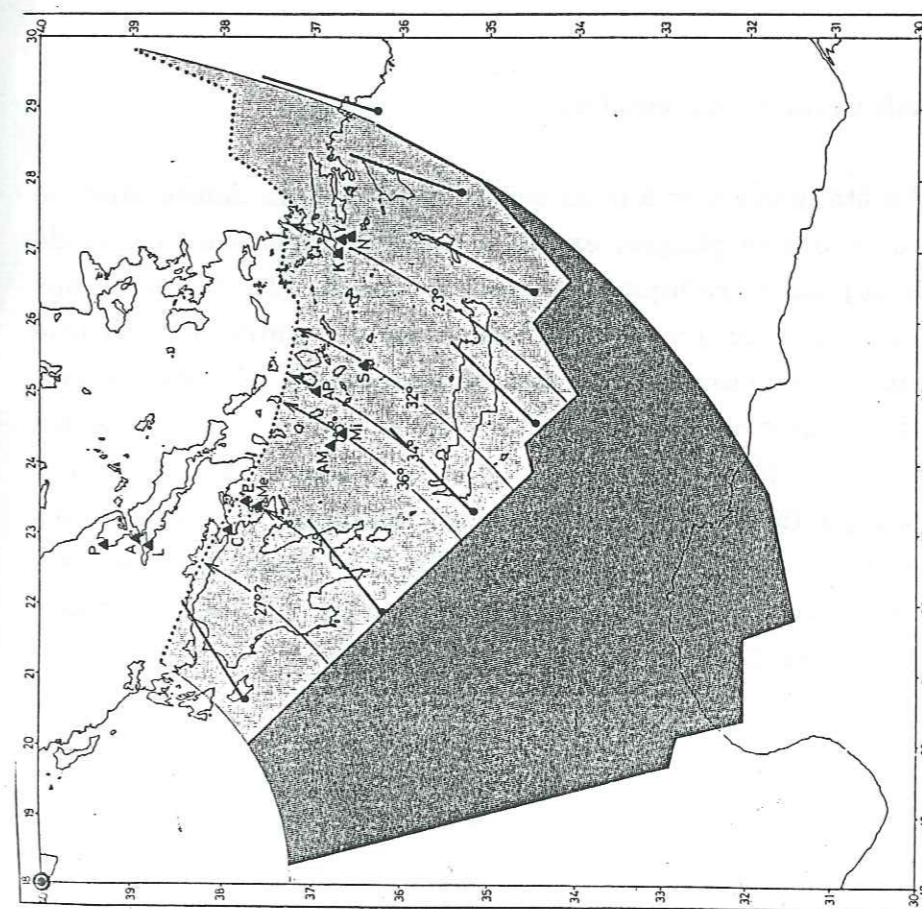


Fig. 5. Calculated extent of sinking slab for a  $30^\circ$  rotation around the  $40^\circ\text{N } 18^\circ\text{E}$  pole (filled circle). Dark grey pattern indicates the equivalent amount of oceanic lithosphere. Average dips of the slab used for computation are indicated on arc of small circles. P = Porphyrion—Thebe—Zilertia volcanoes; A = Achilleion; L = Likkhades—Agios Ioannis; C = Crommyonia—Isthmus; E = Aegina; Me = Methana—Poros; AM = Antimilos; Mi = Milos; AP = Antiparos; S = Santorini = Thira; K = Kos; Y = Yali; N = Nisiros; according to Ninkovich and Hayes (1972) and Fytikas et al. (1976). The seven average vectors of Fig. 2 were added for comparison.

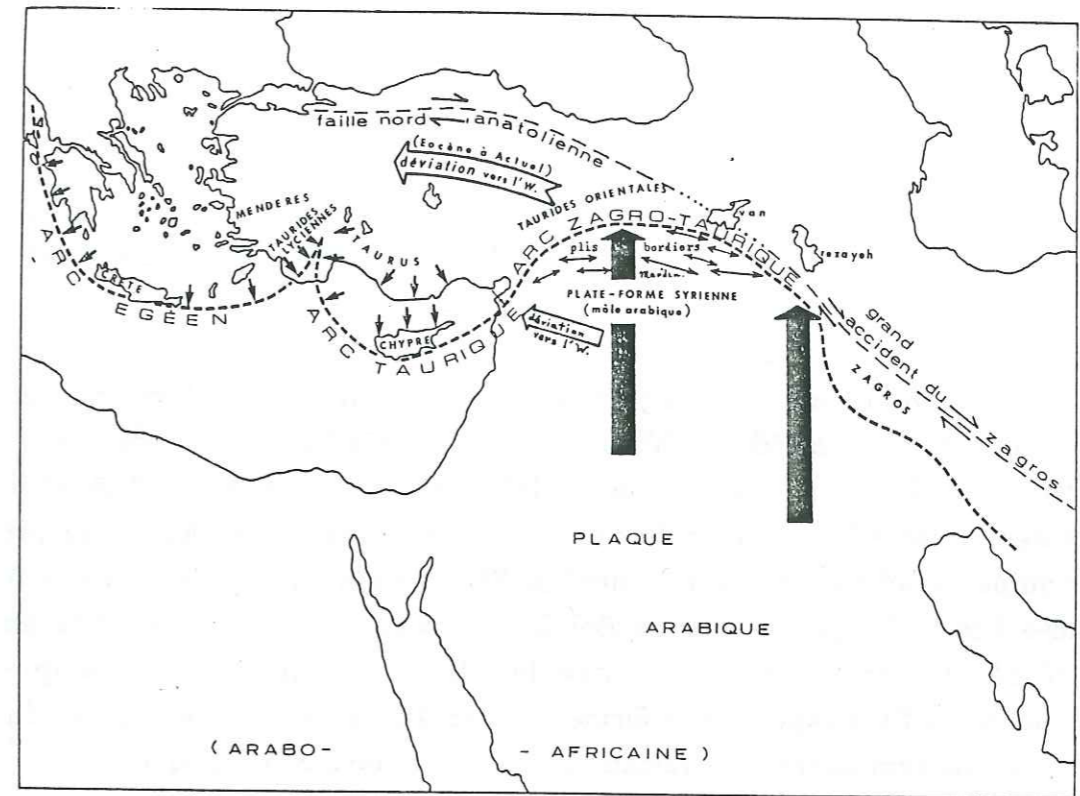
Figure I.5.2 : Modèles géodynamiques de McKenzie [1978] en haut, et de Le Pichon & Angelier [1979] en bas. Les flèches indiquent les mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Egée [Le Pichon & Angelier] ou l'inverse [McKenzie].

I.5.2.2 Le modèle en rotation de Le Pichon & Angelier [1979]

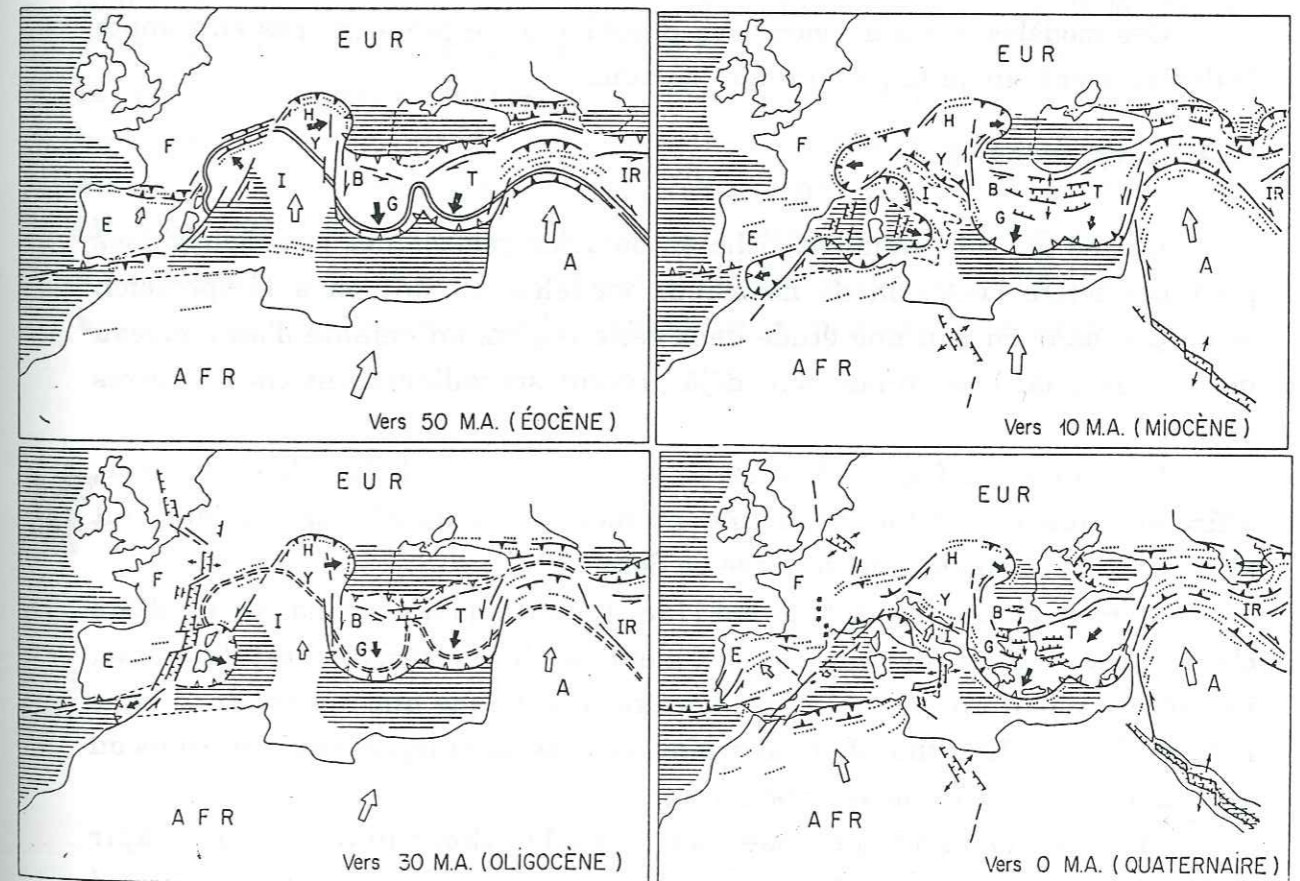
A partir des mécanismes au foyer (notamment de McKenzie 1972, 1978) ces auteurs (fig. I.5.2) observent que les vecteurs glissement sont de plus en plus N-S quand on va vers l'est de l'arc. Ils interprètent la géodynamique de l'Egée comme résultant d'une rotation autour d'un pôle situé au sud de l'Italie. Leur modèle implique des vitesses de convergence très différentes entre l'ouest (1 cm/an) et l'est (4 cm/an). L'extension importante en Egée modifie localement ces rotations, la plaque s'étale, le mécanisme moteur est la gravité, la plaque subduite s'enfonçant attire aussi la plaque égéenne (appel au vide). Ce modèle prend en compte l'extension égéenne depuis le miocène supérieur, ce que ne faisait pas clairement McKenzie. L'aspect circulaire de l'arc n'est selon eux qu'une impression donnée par les terres émergées, les deux segments de l'arc seraient pratiquement rectilignes. La partie orientale au niveau des fossés de Pline et de Strabon, est obligatoirement soumise à un système de faille transformante à jeu décrochant senestre.

I.5.3 Modèles de continuum de déformation

Brunn [1976] a été le premier à proposer un modèle où la déformation se fait continûment sur toute la plaque, expulsée latéralement sous l'effet de l'emboutissement de la plaque arabe. Toutefois McKenzie, [1972] conclut sur la déformation plastique d'un promontoire de plaque océanique africaine contre la plaque continentale eurasiatique, deux microplaques néoformées sont expulsées ("comme la déformation plastique d'un métal mou sous un poinçon") latéralement, alors que dans d'autres régions sans portion océanique, l'Iran en particulier, la collision est majeure et on voit des structures compressives sur une grande échelle. Ces descriptions sont étonnantes de "prémonition": la plupart des idées des modèles proposés actuellement sont suggérées dans cet article.



Genèse des arcs entre Zagros et Héliénides. Les grandes flèches noires indiquent le mouvement relatif initial supposé S-N, de la plaque arabo-africaine, au Crétacé supérieur, qui provoque la subduction, l'écrasement et l'éjection partielle du domaine océanique et des massifs internes métamorphisés. Les grandes flèches évidées montrent la déviation vers l'Ouest, à partir de l'Éocène, par dérapage contre le bord sud-ouest de la plaque eurasiatique. Les petites flèches indiquent le déversement radial des arcs induits taurique et égéen résultant de la compression longitudinale E-W.



Enchaînement des déformations tectoniques en Méditerranée. Les symboles sont les mêmes que dans les figures précédentes. L'Eurasie est gardée fixe par convention. Les flèches fines figurent les déplacements principaux au voisinage des structures tectoniques importantes.

Figure I.5.3 : Modèles de continuum de déformation de Brunn [1976] (en haut) et de Tapponnier [1977] (en bas) vers 50, 30, 10 Ma et aujourd'hui.

Tapponnier [1977] applique le modèle de poinçonnement rigide-plastique élaboré avec Molnar en Himalaya, à la Méditerranée. Il introduit un double poinçonnement de la plaque arabe à l'est et de l'Apulie à l'ouest. L'Egée subit un écoulement latéral et des glissements le long d'accidents décrochants. Ce poinçonnement débuterait au jurassique supérieur. On peut remarquer qu'on ne connaît pas d'accidents décrochants majeurs à l'ouest du domaine.

Mercier [1977] remarquant que les déformations internes de l'Egée sont dominantes, préfère les modèles de continuum de déformation. Mais pour lui et son équipe, la subduction était au nord de l'Egée au mésozoïque et aurait été remplacée à cette époque par une subduction au niveau de l'arc actuel. D'après Sorel *et al.* [1988] le couplage entre la plaque subduite et la plaque chevauchante suffit à expliquer la forme de l'arc. Par ailleurs, une rupture du slab au pliocène expliquerait les variations de tectonique à cette époque.

Wdowinski *et al.* [1989] proposent un modèle physique appliqué à une extension d'un bassin d'arrière-arc avec une déformation continue au dessus d'une zone de subduction "passive".

Ces modèles, contrairement aux précédents, ne prennent pas en compte le déplacement sur la faille nord-anatolienne.

#### L5.4 Autres modèles

L'Egée est suffisamment riche en données géologiques et géophysiques pour permettre l'écllosion de nombreux modèles, en fait on a l'impression qu'en poussant un peu une étude dans cette région, on enfante d'un nouveau modèle, original mais finalement déjà présent sporadiquement chez d'autres auteurs.

Comninakis & Papazachos [1986], au vu de la distribution de la sismicité, affirment que la subduction a une géométrie d'amphithéâtre, qu'on peut rapprocher de la subduction déchirée de Sorel [1989].

Mercier *et al.* [1976], Rotstein [1985] notent qu'il n'y a pas de frontière claire entre les blocs Anatolie et Egée, même si leur déformation est différente, ils sont soumis à une rotation anti-horaire. Il explique ainsi la subduction de l'arc de Chypre. La lithosphère africaine, de type océanique, entre en collision avec la lithosphère turque de type continental.

Makris [1978] propose un modèle thermique : un diapir asthénosphérique sous le Bassin Egéen aminçit et soulève la croûte, qui s'écoule ensuite (après refroidissement) vers le sud-ouest, avec la gravité

[Berckheimer, 1977]. L'extension radiale qu'implique ce modèle n'est pas observée sur les données de néotectonique.

Enfin, Lyon-Caen *et al.* [1988] proposent, à partir d'observations de failles en surface, un modèle où la Mer Egée est en extension radiale; l'arc entre le Péloponnèse et la Crète subit un cisaillement dextre (failles normales d'extension E-W en échelon), tandis que la partie orientale est en cisaillement senestre. Ces cisaillements seraient dus aux conditions aux limites imposées par l'Anatolie et l'Apulie, alors que la subduction africaine provoque de l'extension N-S en Mer de Crète qui se réduit depuis le pliocène où la marge lybienne bloque cette subduction, permettant à l'extension E-W de prédominer.

#### L5.5 Conclusion

En étudiant des coupes de sismicité intermédiaire pour calculer la longueur de la plaque subduite, Martin [1988] a montré que la direction de convergence de McKenzie [1978] correspondait bien à la sismicité de la plaque subduite sous le Péloponnèse. Par contre la partie orientale est plus complexe, la ligne de plus grande pente est vers le NW. Le modèle de Sorel [1989], s'ajuste bien avec ces deux zones de sismicité intermédiaire. Les modèles de continuum de déformation sont les plus proches des données tectoniques [Mercier, 1979]. Ainsi la complexité de l'arc égéen permet d'accorder du crédit à la plupart des modèles sans pouvoir se prononcer sur un modèle particulier, aucun d'eux n'étant admis par la majorité de la communauté scientifique.

## I.6 Bilan des travaux antérieurs : quelles sont les questions qui restent posées ?

Il reste des questions fondamentales qui prêtent encore à discussion ou qui ne sont pas élucidées (et qui ne sont pas directement résolues par une campagne de sismicité), elles ne sont d'ailleurs pas indépendantes :

- Quel est l'âge du début de la subduction : 5, 13, 17, 25 Ma ?
- Combien y a-t-il eu de zone de subduction ? La subduction actuelle s'est-elle arrêtée ?
- Comment, et quand, s'est formé l'arc hellénique proprement dit ?
- Quel est le moteur de l'extension en Egée :
  - une convection secondaire qui implique que la subduction précède l'extension,
  - une injection de matériel avec un étalement de type plastique, ce qui implique que l'extension a précédé la subduction,
  - une extrusion plastique entre des blocs (Turquie et Apulie) rigides.

Ce qui se résume en cherchant quelle est la relation entre la surface et la subduction.

- Quel est le type de lithosphère au sud de l'arc ? Peut-elle subduire aisément ? A-t-elle un comportement rigide ?
- La déformation sous la Mer de Crète est-elle ductile, faible ou en train de migrer vers le nord ?
- Quelle est la part ductile de la déformation en Mer Egée ?

## Chapitre II Présentation des données

### II.1 La campagne

Le but de la campagne de 1988 était d'étudier la subduction et la tectonique superficielle au sud de la Mer Egée, en particulier pour étudier la déformation dans la croûte et la lithosphère subduite (slab).

Du 2 juillet au 24 août 1988, 82 stations sismologiques ont été installées dans le sud de la Mer Egée, dans le cadre d'une mission franco-grecque financée par la C.E.E.. Parmi celles-ci (*Cf tableau. II.1*) nous disposons de 44 stations à enregistrement graphique en continu (MEQ800-Sprengnether) type "noir de fumée" réparties pour localiser à la fois les séismes crustaux et intermédiaires; de 20 balises Lithoscope (CEIS) à enregistrement numérique après déclenchement que nous avons pu tester dans des endroits difficiles d'accès (îles) grâce à leur grande autonomie; de 10 stations Scaita et 8 stations Lennartz à enregistrement sur bande après déclenchement, installées pour étudier l'atténuation au sud-est de la Mer Egée (image 3-D).

Le réseau s'étendait tout autour de la Mer de Crète (*fig. II.1.1*), notamment dans le Péloponnèse, dans la plupart des îles des Cyclades et du Dodécannèse, et en Crète où un sous-réseau beaucoup plus dense a été installé à l'est de l'île en juillet et à l'ouest en août (*fig. II.1.2*). L'accès difficile des stations des îles a nécessité 18 personnes; la forte densité de stations a occupé 9 personnes dans le Péloponnèse et 9 en Crète, soit au total 36 chercheurs et étudiants pendant huit semaines.

L'espacement moyen entre les stations (environ 50 km), et la dimension du réseau (d'ouverture  $\approx$  250 km) aurait dû permettre de bien enregistrer la sismicité intermédiaire dans cette région, alors que les réseaux denses (stations espacées de 5 km) auraient enregistré la sismicité superficielle de façon précise. Cependant, ne disposant pas d'O.B.S. (station sous-marine), aucune station n'a pu être mise en mer ailleurs que sur les îles, et notre couverture est donc "trouée" au nord de la Crète et à l'est du Péloponnèse. Mais nous avons pu laisser 3 balises Lithoscope grâce à la marine grecque, sur trois petites îles inhabitées de la Mer de Crète, au nord de Karpathos.

## SEISMOLOGIC MISSION OF 1988 IN THE AEGEAN SEA.

STA	LAT (N)	LON (E)	Z(km)	COMPLETE NAME	KIND	DATE	PLACE
AER	35.3715	23.6063	0.65	AERINOS	\$	03/8 -> 22/8	W
AGN	35.1106	25.7228	0.12	AGIOS NICHOLAOS	o	11/7 -> 27/7	E
AHE	34.9844	25.2172	0.85	AHENDRIAS	o	16/7 -> 26/8	C
AI1	35.0630	25.8667	0.56	AGIOS IOANNIS 1	o	05/7 -> 10/7	C
AI2	35.0581	25.8781	0.44	AGIOS IOANNIS 2	o	10/7 -> 24/8	C
AKY	35.8765	23.2958	.14	ANTIKEYTHIRA	o	07/7 -> 22/8	P
ALI	35.3615	23.691	0.59	ALIGI	*	07/7 -> 26/8	W
ALM	37.8357	22.9950	0.000	ALMIRI	o	08/7 -> 23/8	P
AM1	35.3596	23.5638	0.5	AMIGDALOKEFALI1	o	30/7 -> 10/8	W
AM2	35.3620	23.5547	0.325	AMIGDALOKEFALI2	o	10/8 -> 26/8	W
AMA	35.2161	24.6456	0.61	AMARI	o	05/7 -> 26/7	E
AMI	35.2181	25.6075	0.48	AMIGDALI	o	08/7 -> 25/7	E
AMO	36.8239	25.8607	0.2	AMORGOS	*	15/7 -> 29/7	N
ANA	35.0519	25.4749	0.72	ANATOLI	\$	11/7 L 27/7	E
AND	37.8415	24.9028	0.000	ANDROS	o	08/7 -> 24/8	P
ARG	35.2108	25.5625	0.95	ARGYRO NERO	\$	09/7 -> 24/7	E
ARV	35.0128	25.4481	0.41	ARVI	\$	11/7 -> 26/7	E
AS1	36.56	26.3226	0.28	ASTIPALEA 1	oL	10/7 -> 11/7	I
AS2	36.5338	26.3296	0.23	ASTIPALEA 2	oL	11/7 -> 22/8	I
ASA	35.8578	26.8478	0.000	ASTAKIDA	*	26/7 -> 20/8	I
AST	37.4252	22.7053	.36	ASTROS	o	08/7 -> 24/8	P
AZO	35.2818	23.6270	0.5	AZOGIRES	*	05/8 -> 13/8	W
BAB	35.3117	23.7542	0.79	BABAKADOS	*	05/8 -> 24/8	W
CAN	37.5378	22.9423	0.000	CANTIA	o	08/7 -> 23/8	P
CH1	35.0738	25.5733	0.40	CHRISTOS 1	o	11/7 -> 15/7	E
CH2	35.0839	25.5819	0.62	CHRISTOS 2	o	15/7 -> 17/7	E
CH3	35.0847	25.5833	0.64	CHRISTOS 3	o	17/7 -> 19/7	E
CH4	35.0817	25.5711	0.70	CHRISTOS 4	o	17/7 -> 27/7	E
DID	37.4758	23.2093	0.000	DIDIMA	o	08/7 -> 23/8	P
EPI	37.6733	23.1370	0.000	EPIDAVROS	o	07/7 -> 23/8	P
FAL	35.3038	23.6923	0.5	FALERIANA	\$	01/8 * 24/8	W
FAR	35.3412	23.6628	0.81	FARAGIO	\$	01/8 -> 29/8	W
FL1	35.3653	23.7455	0.61	FLORIA 1	o	30/7 -> 03/8	W
FL2	35.3666	23.7452	0.62	FLORIA 2	o	03/8 -> 25/8	W
FOL	36.6167	24.9117	0.3	FOLEGANDROS	*	13/7 -> 24/8	N
FOU	35.2815	25.6836	0.47	FOURNI	*	12/7 -> 25/7	E
GER	35.1561	25.3461	0.48	GERAKI	o	05/7 -> 26/7	E
GRA	35.5610	23.6085	0.14	GRAMVOUSSA	*	21/8 -> 28/8	W
HAM	37.9193	24.0067	0.000	HAMOLIA	o	10/7 -> 24/8	A
IOS	36.6982	25.3367	0.38	IOS	*	11/7 -> 25/8	I
				CODES STATIONS		PLACE	
				MEQ	o	Crete	C
				SCAITA	\$	East-Crete	E
				LENNARTZ	L	West-Crete	W
				C.E.I.S.	*	Islands	I
						Rhodos	R
						around Naxos	N
						around Kos	K
						Athenes	A
						Peloponesus	P

Tableau II.1 Liste des stations sismologiques de terrain (été 1988)

## SEISMOLOGIC MISSION OF 1988 IN THE AGEAN SEA.

STA	LAT (N)	LON (E)	Z(km)	COMPLETE NAME	KIND	DATE	PLACE
KA1	36.3781	28.2303	0.07	KALATHEA 1	o	09/7 -> 21/8	R
KA2	36.3856	28.238	0.09	KALATHEA 2	L	29/7 -> 21/8	R
KAI	35.5085	23.5933	0.14	KALIVIANI	*	04/8 -> 19/8	W
KAK	35.4283	23.7470	0.43	KAKOPETROS	o	30/7 -> 23/8	W
KAL	35.4243	23.667	0.34	KALATHINAI	o	31/7 -> 24/8	W
KAM	35.8597	26.2236	0.000	KAMILONISI	*	26/7 -> 20/8	I
KAR	35.1222	25.8650	0.30	KARVOUSSI	L	13/7 -> 27/7	E
KAT	35.1578	25.6233	0.76	KATHARO	\$	13/7 -> 25/7	E
KAV	35.1175	25.8722	0.28	KAVOUSI	*	04/7 -> 25/7	E
KC1	35.2783	25.3519	0.24	KALO CHORION 1	o	08/7 -> 10/7	E
KC2	35.2736	25.3583	0.33	KALO CHORION 2	o	10/7 -> 26/7	E
KOI	35.4102	23.6325	0.63	KOSTOIANIDES	\$	02/8 -> 28/8	W
KOL	35.5661	23.7531	0.16	KOLIMBARI	o	09/7 -> 27/8	C
KOS	36.8375	27.182	0.335	KOS AMARIOU	oL	09/7 -> 23/8	K
KR1	35.4812	27.1628	0.47	KARPATOS 1	o	10/7 -> 23/8	I
KR2	35.5516	27.1750	0.25	KARPATOS 2	o	10/7 -> 23/8	I
KRA	35.2472	25.4608	0.59	KRASSI	\$	09/7 -> 24/7	E
KRI	35.1611	25.6650	0.28	KRITSA	o	15/7 -> 27/7	E
KRS	38.0365	24.4318	0.000	KARYSTOS	o	08/7 -> 24/8	A
KRY	36.6038	22.9730	.48	KRYONERI	o	08/7 -> 07/8	P
KSK	36.9401	26.9548	0.165	KALIMNOS	*	09/7 -> 19/8	K
KVI	35.0464	25.3656	0.58	KATO VIANNOS	\$	11/7 -> 26/7	E
KYT	36.1712	22.9828	.28	KYTHIRA	o	08/7 -> 24/8	P
LAC	35.1969	25.6667	0.2	LACONIA	L	10/7 -> 25/7	E
LER	37.1466	26.8449	0.12	LEROS	*	09/7 -> 30/8	K
LIG	35.0805	25.1669	0.52	LIGORTYNOS	o	14/7 -> 16/7	C
LIN	36.0847	28.072	0.08	LINDOS	o	13/7 -> 22/8	R
LIT	35.0553	26.0411	0.32	LITHINES	o	02/7 -> 24/8	C
LND	37.1635	22.8463	0.000	LEONIDION	o	08/7 -> 24/8	P
MAL	35.4403	23.7123	0.25	MALATHIROS	*	03/8 -> 28/8	W
MES	35.0736	25.7181	0.48	MESSELERI	\$	11/7 -> 13/7	E
MET	36.8110	22.9217	.25	METAMORFOSSI	o	08/7 -> 24/8	P
MIE				MILONES	\$	05/08	W
MIL	36.7468	24.4220	0.000	MILOS	o	08/7 -> 25/8	I
MOU	35.3222	23.6145	0.86	MOUSTAKOS	o	31/7 -> 23/8	W
MYK	37.7122	22.7935	.32	MYKINES	o	08/7 -> 23/8	P
NAX	37.0818	25.5167	0.78	NAXOS	oL	08/7 -> 23/8	N
NIS	36.6032	27.1779	0.27	NISIROS	*	12/7 -> 12/8	K
PAR	37.0376	25.1922	0.68	PAROS	*	16/7 -> 05/9	N
PAT	37.3378	26.554	0.1	PATMOS	*	03/8 -> 21/8	K
				CODES STATIONS		PLACE	
				MEQ	o	Crete	C
				SCAITA	\$	East-Crete	E
				LENNARTZ	L	West-Crete	W
				C.E.I.S.	*	Islands	I
						Rhodos	R
						around Naxos	N
						around Kos	K
						Athenes	A
						Peloponesus	P

Tableau II.1 (suite)

SEISMOLOGIC MISSION OF 1988 IN THE AGEAN SEA.

STA	LAT (N)	LON (E)	Z(km)	COMPLETE NAME	KIND	DATE	PLACE
PEF	35.056	25.5043	1.23	PEFKOS	o	02/7 -> 26/8	C
PIR	34.9891	25.1386	0.74	PIRGOS	o	04/7 -> 06/7	C
PLA	35.4592	23.5912	0.195	PLATANOS	*	31/7 -> 21/8	W
POL	35.4580	23.6550	0.35	POLIRINIA	\$	16/8 -> 25/8	W
POM	34.9986	24.8689	0.45	POMPIA	o	05/7 -> 25/8	C
SA1	35.3246	23.6889	0.46	SARAKINA 1	o	02/8 -> 25/8	W
SA2	35.3247	23.6888	0.52	SARAKINA 2	L	25/8 -> 31/8	W
SAM	37.7222	26.8327	0.000	SAMOS	o?	08/7 -> 25/8	I
SAN	36.3623	25.465	0.15	SANTORINI	oL	10/7 -> 26/8	I
SAS	35.3987	23.7065	0.38	SASALOS	\$	02/7 -> 31/8	W
SER	37.1520	24.5162	0.000	SERIFOS	o	21/7 -> 25/7	I
SFI	35.4098	23.57	0.32	SFINARI	o	30/7 -> 24/8	W
SIN	37.438	24.9055	0.28	SIROS	*	12/7 -> 09/8	N
SIR	36.3311	26.6819	0.02	SIRNA	*	26/7 -> 20/8	I
SIS	35.2861	25.5642	0.25	SISSI	*	14/7 -> 25/7	E
SK1	35.1661	26.0266	0.42	SKOPAKI 1	o	15/7 -> 17/7	E
SK2	35.1641	26.0247	0.47	SKOPAKI 2	o	17/7 -> 27/7	E
SKA	35.3015	23.5893	0.65	SKAVOPOULA	\$	13/8 -> 24/8	W
SKP	35.1941	26.0058	0.55	SKOPIE	o	13/7 -> 15/7	E
SOT	35.1358	26.0547	0.50	SOTIRA	o	09/7 -> 11/7	E
SP1	35.2036	24.5333	0.58	SPLI 1	o	11/7 -> 15/7	C
SP2	35.1816	24.5178	0.60	SPLI 2	o	23/7 -> 25/8	C
SPA	35.2828	23.7058	0.57	SPANAKOS	o	31/7 -> 23/8	W
STA	35.0758	25.9367	0.42	STAVOCHORION	\$	12/7 -> 24/7	W
TEM	35.2855	23.7462	0.71	TEMENIA	\$	07/8 -> 27/8	W
TIK	35.1989	25.3965	0.65	TIKHOS	o	08/7 -> 26/7	E
TIL	36.4176	27.3706	0.405	TILOS	*	14/7 -> 17/8	K
TIN	37.5590	25.2008	0.000	TINOS	o	08/7 -> 23/7	I
TRZ	37.4930	23.3635	0.000	TRIZINA	o	07/7 -> 23/8	P
VA1	35.3356	24.1825	0.40	VATODIARES 1	o	05/7 -> 11/7	C
VA2	35.3397	24.1906	0.30	VATODIARES 2	o	11/7 -> 25/8	C
VAI	35.0264	25.7746	0.14	VAINAI	*	? -> 25/7	E
VAT	35.3358	23.5719	0.08	VATHI	\$	01/8 -> 24/8	W
VIT	35.2905	23.6785	0.425	VITSILIA	*	15/8 -> 27/8	W
VLA	35.3942	23.65	0.56	VLATOS	o	30/7 -> 24/8	W
XAK	35.2795	23.651	0.44	XASIOU KORIFI	\$	14/8 -> 25/8	W
ZI1	35.0797	26.1741	0.74	ZIROS 1	\$	09/7 -> 12/7	E
ZI2	35.0813	26.1672	0.70	ZIROS 2	\$	12/7 -> ?	E
ZI3	35.0877	26.1722	0.67	ZIROS 3	\$	27/7 L 24/8	E
ZO1	35.1555	26.1086	0.2	ZOU 1	o	04/7 -> 13/7	E
ZO2	35.1556	26.0953	0.25	ZOU 2	\$	15/7 -> 17/7	E

CODES STATIONS	PLACE	
MEQ	Crete	C
SCAITA	East-Crete	E
LENNARTZ	West-Crete	W
C.E.I.S.	Islands	I
	Rhodos	R
	around Naxos	N
	around Kos	K
	Athenes	A
	Peloponesus	P

Tableau II.1 (fin)

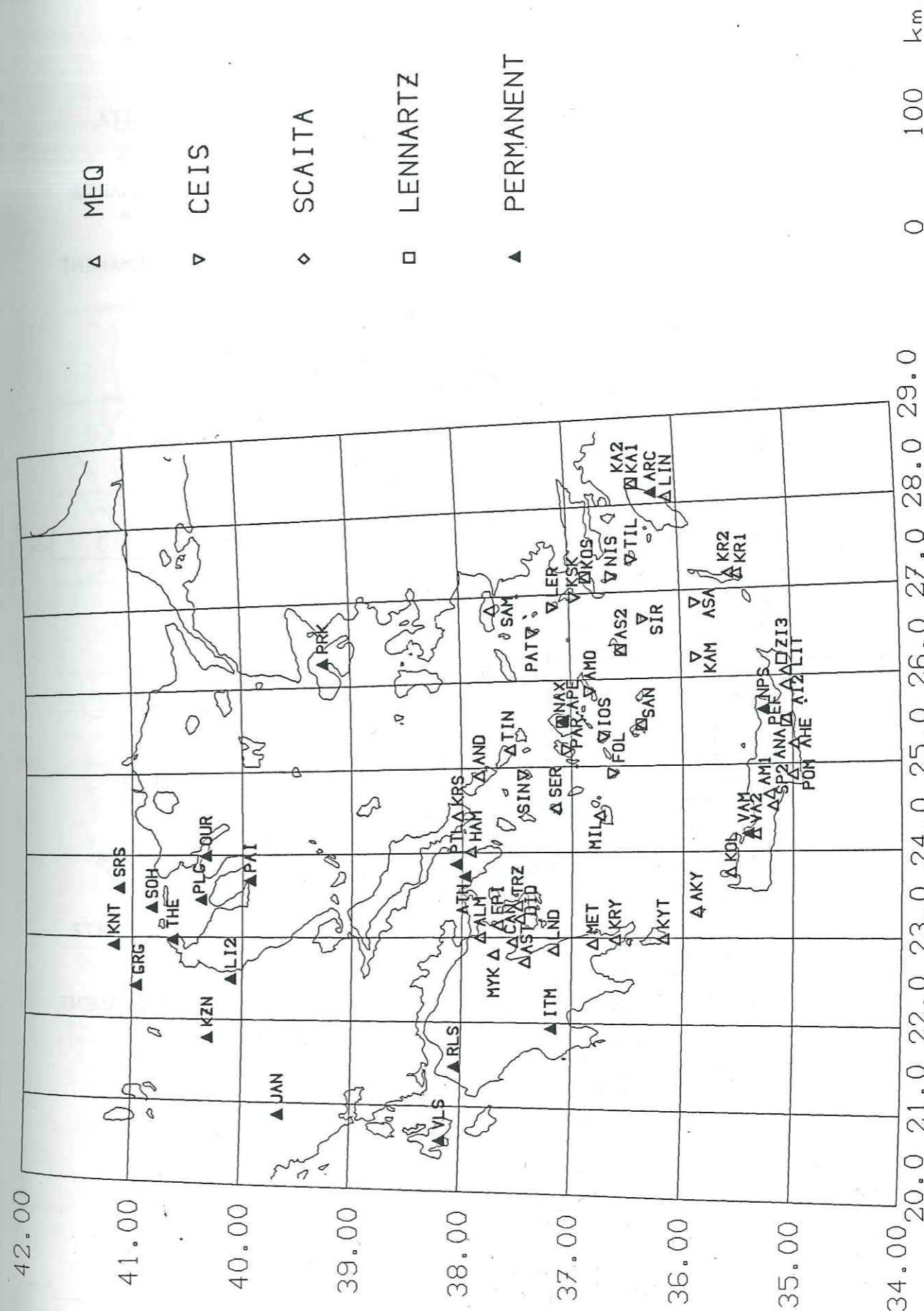


Figure II.1.1 Réseau franco-grec du sud de la Mer Egée, en juillet-août 1988.

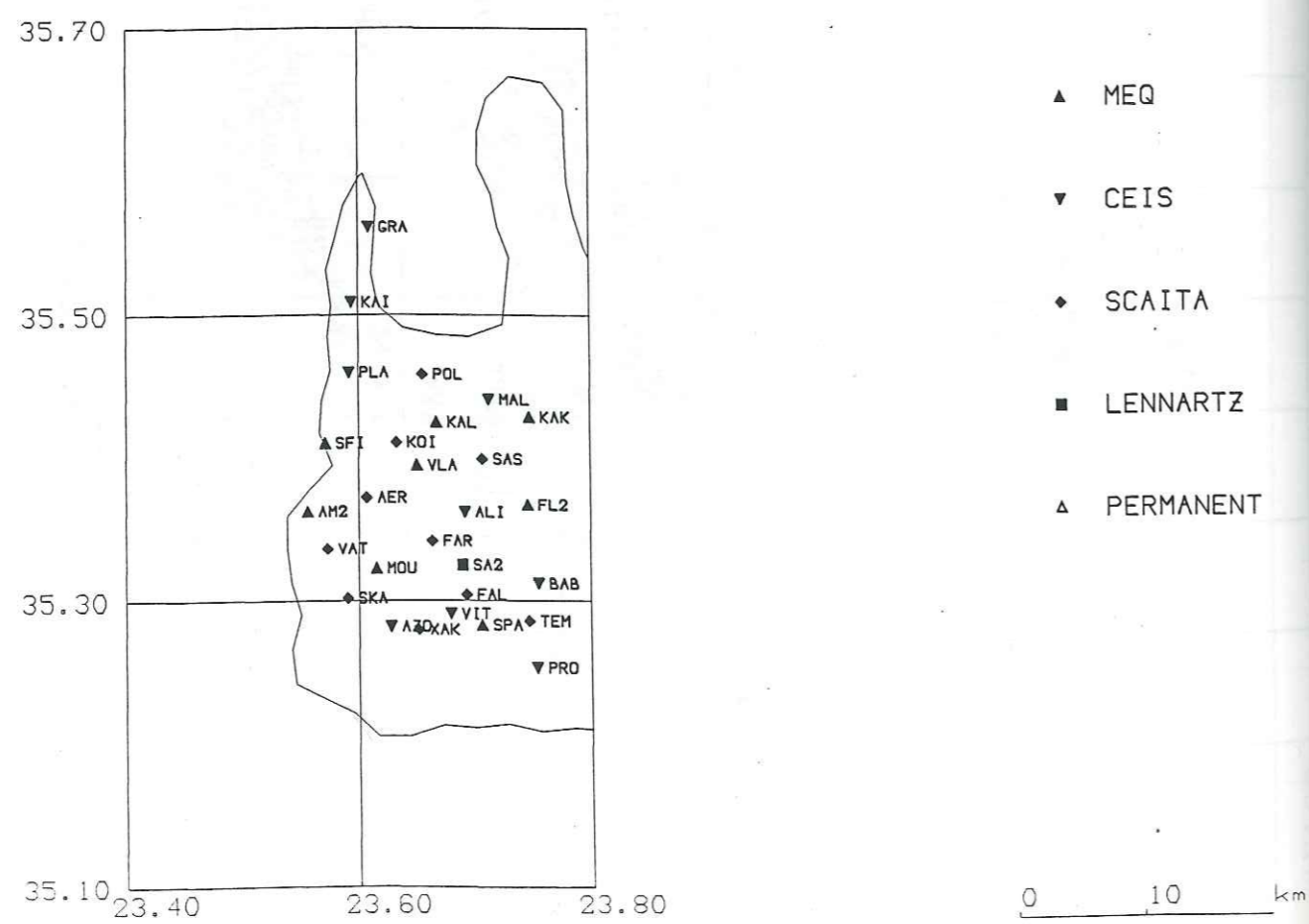
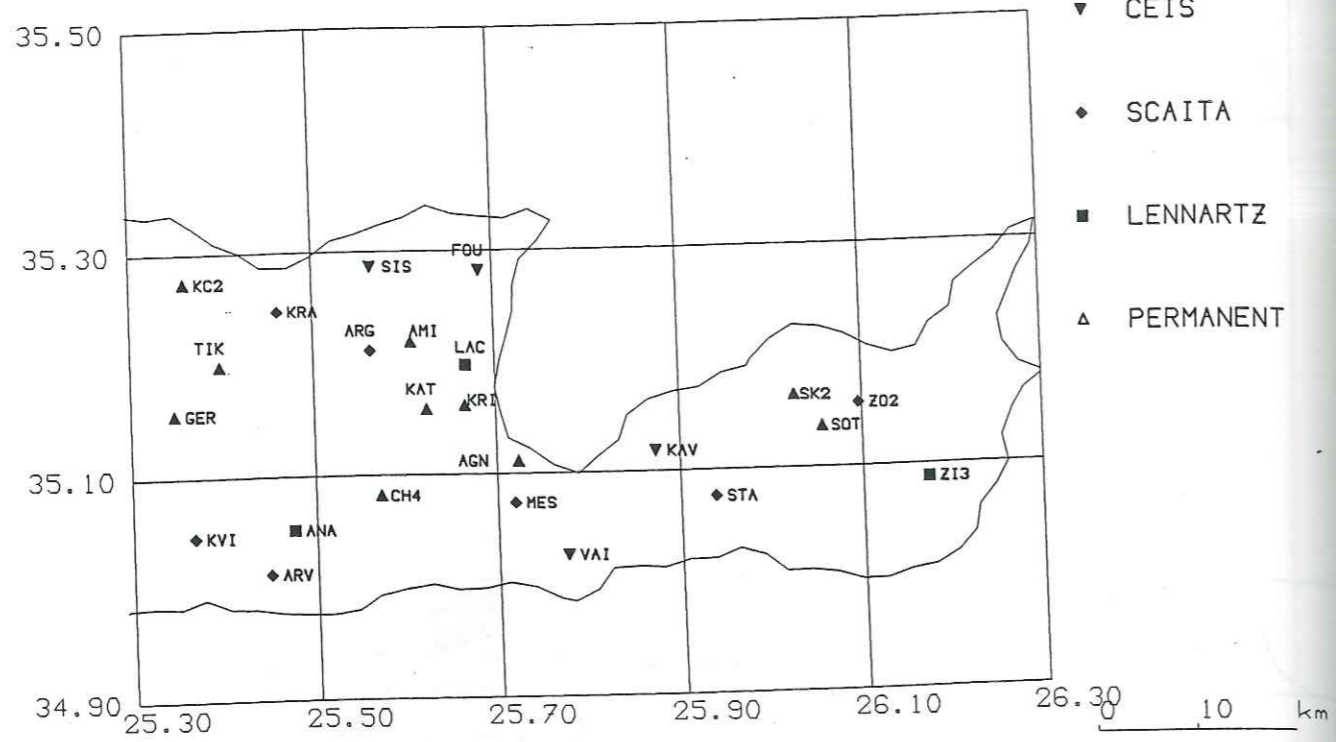


Figure II.1.2 Réseaux denses de Crète: à l'est (en haut) en juillet, et à l'ouest (en bas) en août 1988.

"Rendement" des stations pour les phases P (mission 1988)

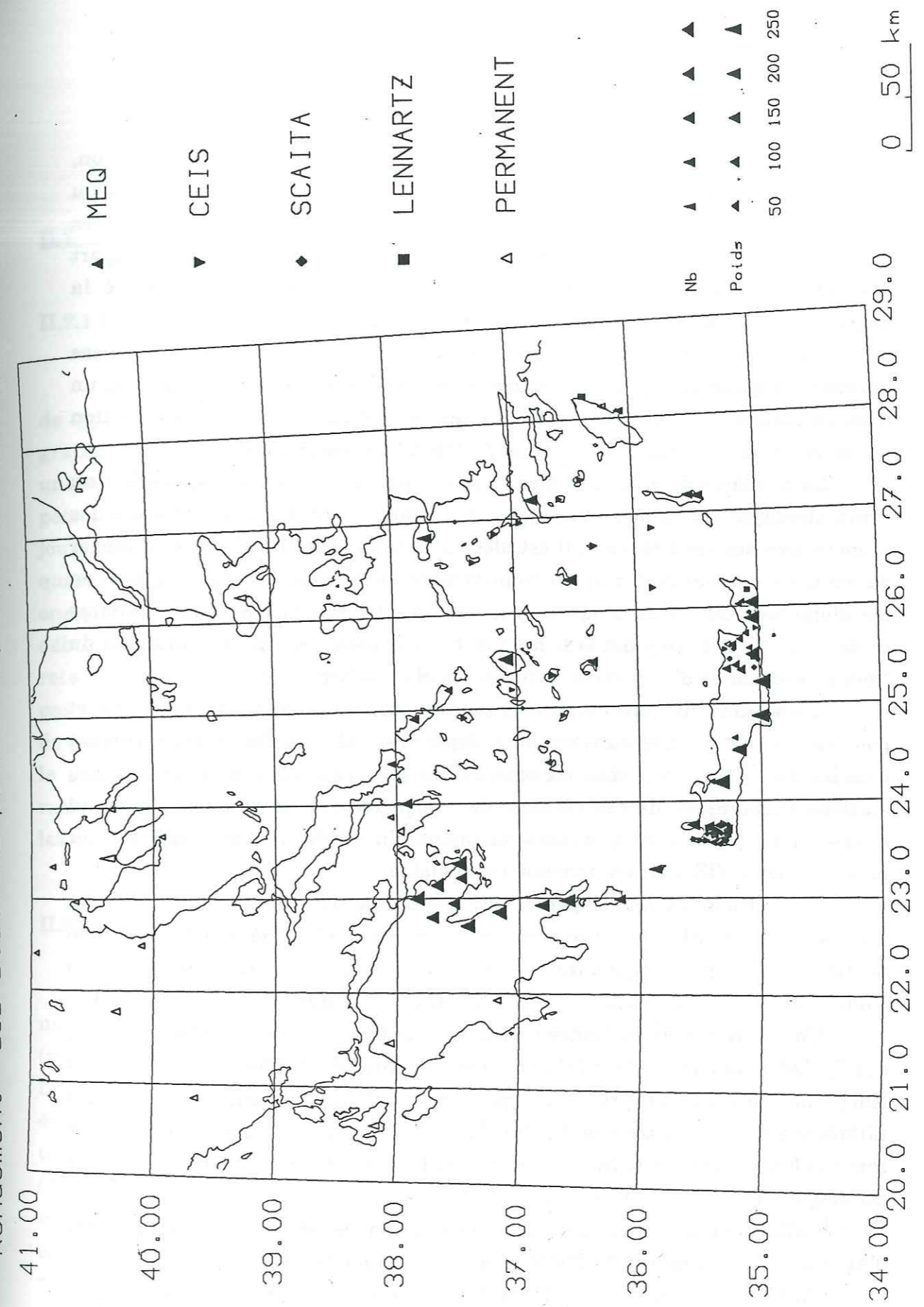


Figure II.1.3 Stations ayant fonctionné, la largeur des symboles est proportionnelle au nombre de phases enregistrées par chaque station, la hauteur est proportionnelle à leur pondération moyenne dans les localisations.



En Crète on ne pouvait pas, à cause de problèmes de communication, disposer des temps d'arrivées des autres stations. Cependant nous avons pu localiser certains événements majeurs en nous servant uniquement des stations crétoises dans le but de faire un suivi de la sismicité, mais la plupart des séismes étant localisés au sud de l'île, nous n'avons pas modifié la disposition du réseau en cours d'expérimentation.

Dans la plupart des cas les sites ont été choisis pour qu'on puisse imposer des gains élevés (78 dB en moyenne pour les MEQ), afin de localiser un nombre suffisant d'événements, ce qui correspondait à un seuil de détection des séismes de magnitude (Richter)  $M_l \sim 2.5$  à l'intérieur du réseau.

Le problème du sud de la Mer Egée est que la houle et les vagues font un bruit sismique quasi-permanent; et si en fuyant ce bruit on installe les sismomètres sur les hauteurs, il est alors beaucoup plus difficile de se protéger du vent. De plus on doit accéder relativement facilement aux stations, tout en les éloignant des zones fréquentées, des chantiers, des carrières... Somme toute le choix des sites est très long et on doit bien souvent se contenter du "moins pire" (le lit d'un torrent asséché, un abri de berger, etc...).

Les visites aux stations analogiques étaient quotidiennes dans les îles et pour les deux tiers des stations du Péloponnèse, alors qu'elles s'effectuaient tous les deux jours en Crète, où nous avons le réseau dense à maintenir. Les stations numériques de ces réseaux denses pouvaient en principe rester au moins quatre jours sans que nous changions la bande (Scaita, Lennartz), et plus pour les CEIS dont l'autonomie est réglable.

Les stations étaient repérées sur des cartes au 1/50.000<sup>ème</sup> à  $\approx 2$  mm près -si on disposait de bons repères- ce qui correspond à une précision de 100 m. Les stations numériques du réseau ouest ont été localisées par la suite à l'aide d'un G.P.S. (localisation par satellites) à mieux que 20 m près en absolu.

Une station noir de fumée (SER) n'a pas fonctionné et 3 autres stations des Cyclades du nord étaient très bruitées. De plus, les stations de Rhodes et de Karpathos ont eu des problèmes pendant quelques semaines. Les balises Lithoscope ont enregistré peu d'événements, nous avons notamment du mal à communiquer avec ces balises, mais c'était leur première utilisation dans une campagne de microsismicité (fig. II.1.3).

Enfin nous avons recueilli les temps d'arrivée des réseaux permanents d'Athènes (12 stations) et de Thessalonique (8 stations en Chalcidique).

En bref, cette mission a déplacé de nombreuses énergies, tant dans sa gestion que sur le terrain.

## II.2 L'instrumentation

### II.2.1 Les MEQ

Comme nous l'avons dit précédemment, la majorité de nos stations sont de type analogique 1 composante : MEQ800 de Sprengnether à enregistrement graphique en continu à l'aide d'une plume munie d'un saphir qui trace sur une feuille de papier recouvert de suie (qu'on appose à l'aide d'une lampe à pétrole) d'où l'appellation "noir de fumée". On peut enregistrer pendant 1 ou 2 jours. En général toutes les dix secondes est tracé le top de l'horloge interne à quartz; celle-ci dérive de moins de 0,05 s/jour, en conditions normales. On enregistre simultanément les tops de l'horloge interne et de la radio (DCF), au début et à la fin de chaque feuille pour effectuer les corrections de temps. On retarde volontairement l'horloge interne afin que les tops ne se chevauchent pas. Ces sismographes sont équipés avec des sismomètres Mark Product L4-C de période propre 1 s, et on peut appliquer un filtre passe-bande réglable selon le site (2-30 Hz en général). La station est alimentée par quatre batteries rechargeables 12 V, deux externes et deux internes qui permettent de changer les externes sans couper l'horloge; elles pèsent  $\approx 20$  kg au total.

### II.2.2 Les balises Lithoscope

Les balises Lithoscope (CEIS *Espace*) sont des stations à enregistrement numérique et déclenchent selon des critères choisis par l'expérimentateur (rapport STA / LTA en particulier). On peut aussi modifier le filtre passe-haut, la longueur d'enregistrement, le gain, et gérer des piles d'événements qui évitent de combler la mémoire avec du bruit. On impose en effet à chaque pile une durée fixe, et si il y a plus d'événements que le nombre limite de la pile (16), les événements les plus petits sont remplacés par les plus gros (grâce à une estimation d'une magnitude de durée de chacun d'eux). Ce système était automatique et n'a pas toujours fonctionné correctement (un bruit de forte "magnitude"-houle par exemple- pouvant remplacer un microséisme, ce qui ne devrait pas être le cas si les paramètres de déclenchement de filtrage et de

tri de la pile étaient corrects). Un récepteur DCF est branché en permanence, et l'horloge interne de la station se cale toutes les minutes (quand la réception est bonne) sur le temps DCF décodé. On vient récupérer les données à l'aide d'un micro-ordinateur portable (PC compatible) et on les copie sur disquettes 3<sup>1/2</sup>. La durée de la pile a été mise à 6 heures (très variable selon stations), les enregistrements ont été fixés à 2048 octets, avec un pas d'échantillonnage de 50 Hz, soit une durée de 40.7 s. Chaque pile a 32784 octets et comprend donc 16 événements.

### II.2.3 Les stations Lennartz

Les stations numériques Lennartz permettent de faire du traitement du signal recueilli, et elles déclenchent au delà d'un seuil réglable. Ces stations sont très encombrantes (deux boîtiers plus une batterie de voiture => impossible à porter seul) et elles ont un sismomètre 3-composantes (plus délicat à transporter) Mark Product L4-C 3D de période propre 1 s. Les stations enregistraient un signal DCF externe sans se caler dessus; en conséquence on doit faire des corrections de temps comme sur les noirs de fumée, en comparant l'horloge interne à la voie 3 = DCF, les trois autres voies étant les trois composantes (0=Haut, 1=Est et 2=Nord si le sismomètre est bien orienté, ce qui n'est pas sûr) . La fréquence d'échantillonnage est de 125 Hz le signal dure en moyenne 38 s (réglable). Leur poids total est d'environ 50 kg.

### II.2.4 Les stations Scaita

Les stations Geostras 85 de Scaita sont équipées de sismomètres Mark L22 3D 3 composantes de période propre 1 s. Elles enregistrent à la fois les signaux Télécode et DCF car elles n'ont pas d'horloge interne. Elles sont compactes et n'ont besoin que de 2 batteries moyennes. Mais les critères de déclenchement ne sont pas très souples à régler, on n'a qu'un "seuil" ajustable de 1 à 9. La fréquence d'échantillonnage est de 150 Hz et le signal dure 60 s. Leur poids est d'environ 30 kg.

### II.2.5 Comparaisons

On peut somme toute comparer les sismographes même si leur utilisation diffère. La station MEQ800 est la plus simple à réparer, et de toute façon assez solide. Sa simplicité permet de former rapidement ses utilisateurs sur le terrain. Les enregistrements sont de très bonne qualité si la suie (très fine) est déposée en quantité suffisante, mais pas en excès (car elle encrasserait alors la plume). Enfin l'enregistrement en continu donne une vision globale et immédiate de la sismicité, les dépouillements peuvent être faits sur le terrain.

Les balises Lithoscope ont les avantages propres aux données numériques : précision, facilité de reproduction, portabilité, et elles sont utiles pour voir le niveau de bruit d'un site sur le terrain. Leur inconvénient majeur est l'absence de vision instantanée de tous les événements : on doit visualiser beaucoup de bruit (95%) avant d'arriver au séisme qui nous intéresse. Si on gagne donc en précision par rapport aux MEQ (on peut régler le pas d'échantillonnage jusqu'à 100 Hz), on perd en maniabilité. De plus ces stations à déclenchement étaient sur des îles et ont déclenché principalement sur de la houle. Enfin, comme tout ce qui est électronique, en cas de panne, on n'a plus qu'à changer la carte, c'est à dire 50% de la station.

Les stations 3 composantes sont beaucoup moins maniables que ces deux types de stations mais leurs données sont *a fortiori* plus riches. Sur le terrain leur maintenance est plus compliquée, et les problèmes de panne difficiles à résoudre, surtout pour les Lennartz. De plus le sismomètre doit être orienté et mis à l'horizontale, et il n'est pas facile de trouver un rocher à la fois horizontal, abrité du vent, accessible et éloigné du trafic. Les Scaita sont plus faciles à installer de par leur petit volume, alors que les Lennartz sont lourdes, car elles ont besoin de plus grosses batteries et nous les avons pourvu d'un grand panneau solaire (≈50x80 cm) -elles consomment 200 mA contre 20 mA pour les Scaita-.qu'il faut à la fois exposer au soleil et dissimuler aux regards des touristes. En fait sur le terrain nous avons eu autant de problèmes avec le vandalisme (juste des batteries coupées par un berger) qu'avec les chèvres sauvages (câble de sismomètre 3D sectionné...).

### II.3 Le dépouillement

Nous avons ramené à la fin de l'expérience 1096 sismogrammes noirs de fumée, 66 bandes Lennartz, 59 bandes Scaita et 87 disquettes CEIS. Les données numériques ont toutes été traitées à Grenoble alors que les données analogiques ont été réparties dans les universités de Grenoble, Athènes et Thessalonique.

#### II.3.1 Les noirs de fumée

L'ensemble des 7854 phases a été dépouillé par Mme Perrier, Denis Hatzfeld, des vacataires et moi-même. La première étape du dépouillement consiste à mesurer les écarts  $\delta t$  entre l'horloge interne et l'heure européenne, grâce à une loupe graduée en dixièmes de millimètres. En considérant que le défilement est constant, on peut lire les écarts entre deux tops à une demi-graduation près, et donc disposer d'une précision de 0,05 mm (correspondant en général à 0,05 s) pour ces corrections de temps. On entre en machine les  $\delta t$  et leur heure. La bonne stabilité du quartz (0,004 s de variations par jour entre 0 et 50°C) permet de faire une interpolation linéaire entre les deux  $\delta t$  encadrant chaque lecture de temps d'arrivée. Cette dérive est assez faible : en moyenne 0,05 s/jour (fig II.3.1). Ce travail est assez rapide, mais doit être fait soigneusement car une erreur de mesure (ou de frappe) se répercute sur tous les séismes de la feuille. Nous avons ainsi entré 664 valeurs de  $\delta t$  pour notre période sur les 34 stations noirs de fumée (nous ne comptons pas les réseaux denses qui forment un lot de donnée à part).

Ensuite, nous avons répertorié (date, heure, minutes) tous les événements dont la durée est supérieure à 10 secondes, pour en tirer ceux enregistrés par au moins 5 stations. Pour ceux-ci, on note le temps d'arrivée des ondes P, des ondes S (quelque fois difficiles à identifier sur une composante verticale), et la durée du signal, après laquelle on ne distingue plus, à vue d'oeil, le signal du bruit.

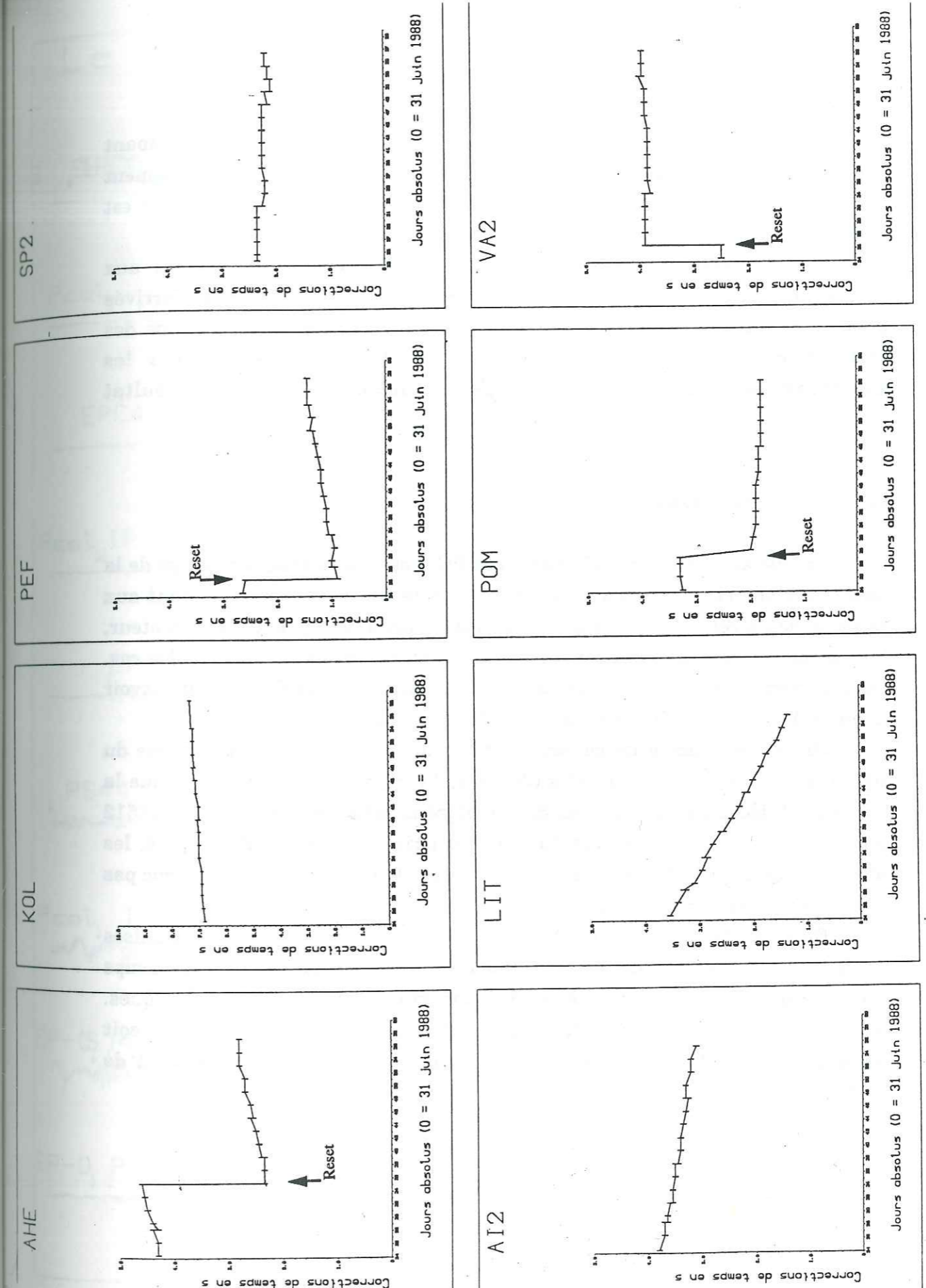


Figure II.3.1 Exemples de courbes de dérive des MEQ (stations de Crète) pendant les quatre dernières semaines de la mission de 1988.

Puis on met ces données dans un fichier sur l'ordinateur, regroupant pour chaque séisme toutes les stations qui l'ont enregistré. Si le dépouillement est une entreprise longue et fatigante pour les yeux, l'entrée en machine est encore plus fastidieuse mais moins longue.

Enfin après un premier passage de localisations, on revient aux sismogrammes pour vérifier, et éventuellement corriger, les temps d'arrivée présentant un fort résidu. De même on vérifie les corrections de temps des stations qui ont un résidu systématique. Cet aller-retour vers les sismogrammes est nécessaire jusqu'à ce qu'on obtienne un résultat satisfaisant.

### II.3.2 Les données Lithoscope

En visualisant chaque disquette sur PC, c'est à dire chaque vidange de la mémoire d'une station, nous avons d'abord isolé les traces correspondant aux séismes, des divers enregistrements de bruits (houle, vent, véhicules à moteur, tirs de mine, chèvres...) qui constituent malheureusement la majorité des cas. On répertorie tous ces événements avec ceux des noirs de fumée pour savoir lesquels dépouiller (il faut 5 stations, CEIS comprises)

On repère grâce à un curseur le début des phases P et S et la durée du signal, si elle ne dépasse pas 40 s (durée de l'enregistrement). Il arrive que la balise n'ait déclenché que sur les S, et malgré la mémoire pré-événement (512 octets), nous ne disposons plus du temps d'arrivée des ondes P. De plus, les séismes lointains ont des phases S et P éloignées (en temps), et il n'est donc pas aisé de les enregistrer ensemble.

Enfin les traces dépouillées ont été regroupées par séisme et transmises sur le Bull SPS9, en vue de futurs traitements; de même que le fichier de temps d'arrivée qui, trié, est ajouté à celui formé grâce aux données analogiques. Nous avons dépouillé ainsi 971 phases P à partir de ces données, soit seulement 15 % de déclenchements utiles par rapport au nombre total de déclenchements.

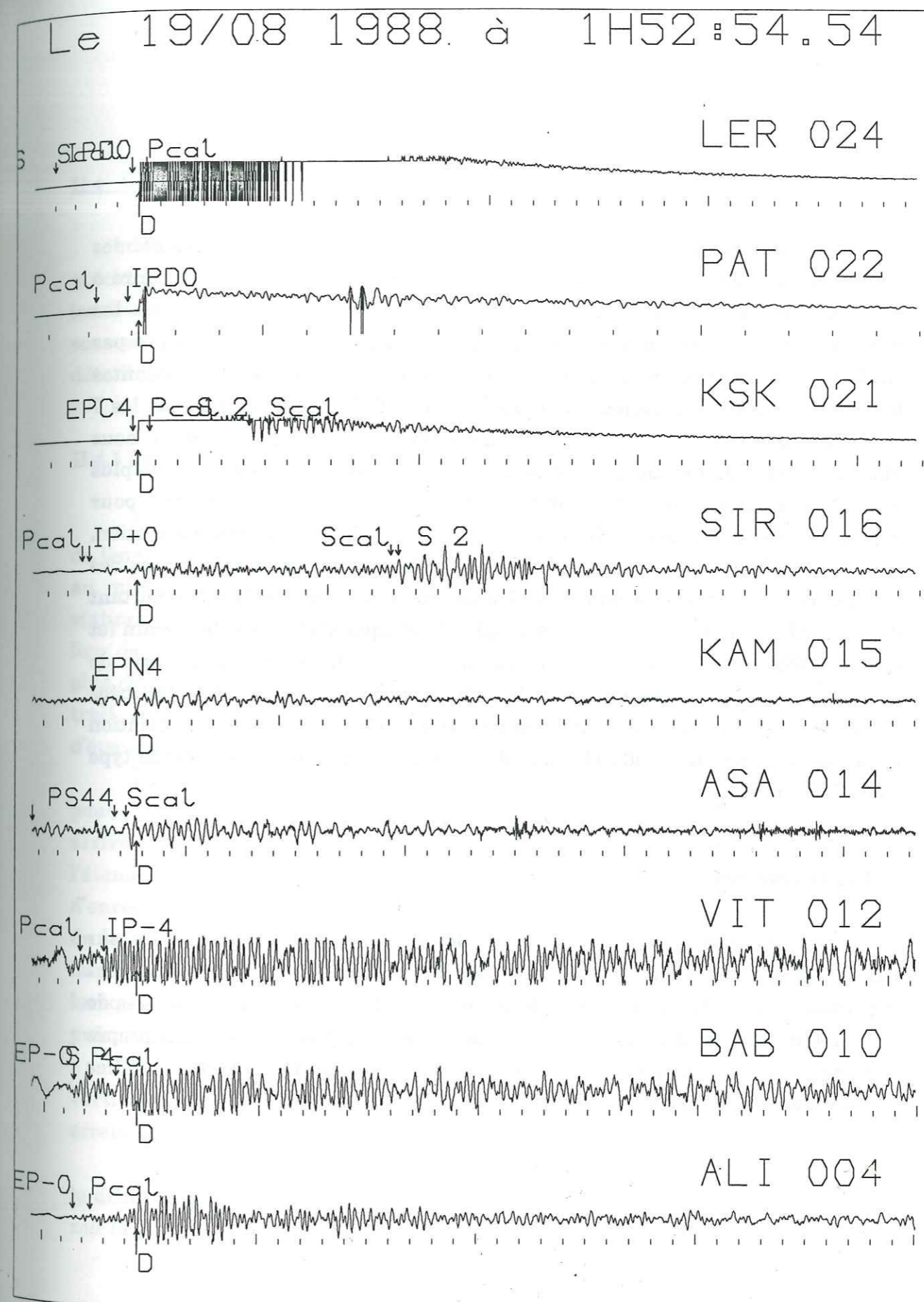


Figure II.3.2 : Exemple de données CEIS pour un séisme crustal du Dodécannèse, on remarque des pré-amplis saturés ou un fort bruit de fond.

### II.3.3 Les données Lennartz

Pour accéder aux données Lennartz, on doit d'abord décoder les bandes magnétiques sur la station de dépouillement SAS 58000, ce qu'on peut faire à vitesse double de celle d'enregistrement. On visualise ensuite les enregistrements et on détruit les fichiers d'événements qu'on ne compte pas traiter. Puis on repère les phases P et S (cette fois on a les composantes horizontales, mais pas toujours le temps absolu). Il faut préciser que sur les 7 stations installées on ne connaît le gain d'une seule (KOS), car si nous disposons des amplifications de chaque numéro de boîtier, nous ne savons plus à quelles stations ils correspondent. Nous eu quelques difficultés pour connaître le sens de déviation et le facteur d'amplification de chaque station. Ces stations digitales ont donc été sous-exploitées puisque nous manquions des paramètres permettant de quantifier les amplitudes, à l'avenir il est important de faire attention aux gains des pré-amplis de chaque station sur le terrain (et non au labo après la mission), on peut aussi noter les numéros de série de chaque élément de la station, mais c'est plus fastidieux. Ces données destinées à une étude de la coda nous ont en fait servi à confirmer des sens de déviation et des temps d'arrivée ( $\approx 30$ ), chacune d'elle étant doublée d'une station de type "noir de fumée".

### II.3.4 Les données Scaita

Les données Scaita des réseaux denses, également numériques sur bande, sont d'abord démultiplexées puis transmises sur PC où elles sont dépouillées. La difficulté est de contrôler les opérations et de régler les têtes de lecture (en contrôlant à l'oscilloscope), car chaque magnétophone a son propre réglage. Les 288 temps d'arrivée ont été ajoutés au fichier global. Elles serviront surtout à des études de polarisation d'ondes S.

### II.4 Les erreurs sur les données

Mises à part les erreurs de frappe lorsqu'on entre les données en machine, qui sont sinon rares, du moins décelables, et les erreurs de localisation dont nous discuterons au chapitre III.7, il existe de nombreuses sources d'erreurs sur nos données analogiques, que nous allons essayer de détailler en les majorant :

#### II.4.1 Les erreurs de mesure

La loupe est graduée tous les dixièmes de millimètres sur 25 ou 30 mm de long. La précision des lectures est d'une demi-graduation, donc de 0,05 mm au mieux, soit selon les défilements 0,05 ou 0,025 s. Cependant certaines stations (EPI, LND, DID, AGN) ont des tops seulement toutes les minutes (au lieu de toutes les 10 s), et dans le cas malheureux où le séisme commence à plus de 25 s d'un top on double cette imprécision. On prend toujours le début du trait comme repère, on s'affranchit ainsi de l'erreur due aux variations d'épaisseur de ce trait.

La principale incertitude est de savoir ce que l'on pointe. Par exemple on peut pointer une phase claire P directe (Pg), alors qu'en fait la première arrivée est une réfractée (Pn) qu'on ne voit pas (gain insuffisant ou bruit). Or l'étendue du réseau (à peu près un demi-cercle de 250 km de rayon) permet d'enregistrer de nombreuses phases réfractées. De plus, notamment à cause de la complexité de la source et de la fréquence propre du sismomètre, si la mesure est précise lorsque le début du signal est brutal (impetus noté I), lorsqu'il croit progressivement (emertio noté E) on ne sait pas pointer précisément la première arrivée et l'erreur peut être de 0,1 s ou plus.

Pour les phases S, leur début est rarement clair sur une composante verticale, et il est de toute façon dans la coda des ondes P. On estime cette erreur à 0,4 s pour des S distinctes des P en fréquence et en amplitude.

Enfin les données peuvent être bruitées, et on peut alors se tromper sur le début de phase de plus d'1 s. Ces données bruitées seront affectées d'un poids nul la plupart du temps.

L'erreur de mesure est donc estimée à :

$$0,05 + 0 = 0,05 \text{ s pour les IP;}$$

$$0,05 + 0,1 = 0,15 \text{ s pour les EP;}$$

$$0,05 + 0,4 = 0,45 \text{ s pour les S, et elle augmente (avec la distance)}$$

lorsqu'on se sert des phases réfractées, c'est pour cela qu'on pondère ces phases comme le suggère le schéma du chapitre III.1.

#### II.4.2 Les erreurs sur le temps

Le quartz de l'horloge interne dérive de façon inconnue (en particulier à cause de variations de température). Or nous supposons que la dérive est linéaire entre deux visites à la station, lorsque nous comparons le temps de cette horloge au signal radio externe. On corrige la dérive d'un jour sur l'autre qui est en moyenne de 0.04 s, les variations de température induisent une erreur aléatoire, mais la stabilité du quartz donnée par le constructeur est de  $\pm 5 \cdot 10^{-8}$  soit  $\pm 0,004$  s par jour, ce qui est négligeable devant les erreurs de lecture des corrections horaires dont la précision est donnée par l'erreur sur la mesure, la même que celle des temps d'arrivée : 0,05 mm soit 0,05 s ou 0,025 s.

D'autre part on ne connaît pas la précision sur le temps DCF ou d'un autre récepteur radio, on sait de même qu'il est inférieur à 0,1 s, et que cette erreur est systématique sur toutes les stations. On se servira de ce temps comme base pour toutes les stations de même type enregistrant a priori le temps provenant du même émetteur.

Donc l'erreur sur le temps est principalement l'incertitude sur la lecture des corrections de temps qu'on estime à 0,05 s quelles que soient les phases, l'erreur sur la DCF étant systématique mais petite.

#### II.4.3 Les erreurs mécaniques

Le rouleau ne tourne pas de façon absolument continue, les causes sont multiples : frottements sur le galet de transmission, mauvais moteur... Ces variations de rotation donnent des petites variations de la longueur d'une minute d'un endroit à l'autre de la feuille, cette erreur aléatoire ne dépasse pas 0,02 % (1 mm sur une heure) et sont donc négligeables. Toutefois la station MYK a une dérive très importante et 1 minute ne mesure plus 60 mais 65 mm.

Pour ce cas nous avons dû corriger systématiquement les lectures, une par une, en faisant une règle de trois sur les tops des minutes voisines.

D'autre part, une feuille de papier mal fixée sur le tambour décale les tops de l'horloge interne de manière systématique et au bout d'une ligne (10 ou 5 minutes) ils ne sont plus l'un sous l'autre, mais la minute fait toujours 60 mm (ou 120) même si la longueur de la feuille n'est plus un multiple entier du nombre de minutes, cela ne rentre donc pas en compte dans notre calcul d'erreur.

Les effets de contraction du papier avec le temps peuvent être négligés [Chatelain, 1976]. Donc les erreurs mécaniques seront négligées pour la plupart des stations, erreur = 0.

#### II.4.4 Somme de ces erreurs

En bref, l'erreur mécanique est négligeable, l'erreur sur la mesure est estimée à 0.05 mm pour les IP,  $0,05+0,1=0,15$  mm pour les EP et de  $0,05+0,4=0,45$  mm pour les S (précision de lecture + erreur sur le pointé), la conversion en temps fait intervenir la dérive soit une erreur supplémentaire de 0,05 s. En fin de compte on a (pour un défilement 1 mm  $\Leftrightarrow$  1 s) :

$$\text{pour les IP erreur} = 0,05 + 0,05 = 0,1 \text{ s}$$

$$\text{pour les EP erreur} = 0,15 + 0,05 = 0,2 \text{ s}$$

$$\text{pour les S erreur} = 0,45 + 0,05 = 0,5 \text{ s}$$

Les données numériques ont en théorie la précision de l'ordre de leur fréquence d'échantillonnage qu'on peut estimer à 0,02 s pour les CEIS ( $f_{ech} = 50$  Hz), 0,007 s pour les Scaita ( $f_{ech} = 150$  Hz) et 0,008 s pour les Lennartz ( $f_{ech} = 125$  Hz); et de leur horloge interne qu'on ne connaît pas mais qui est systématique (sachant que le télécode est moins précis que la DCF). Toutefois, la plupart des enregistrements sont tellement bruités -ces stations étant en priorité mises sur des îles ont enregistré de la houle et du vent en continu - qu'en fin de compte les données ont les mêmes incertitudes que les noirs de fumée. Notamment la détermination des phases S sur les données Lithoscope est aussi approximative car nous regardons la composante verticale. Quantitativement l'erreur sur les IP est comprise entre 0,01 et 0,02 s mais sur les EP elle devient  $0,02 + 0,05 = 0,07$  s, et sur les S :  $0,02 + 0,4 \approx 0,4$  s dans le cas où les données ne sont pas bruitées, et donc prises en compte.

## II.5 Conclusions

Au total nous avons lu et utilisé par la suite pour nos localisations 7854 phases P et environ 3000 S sur les noirs de fumée; 288 phases P sur les bandes Scaita, 971 phases P et quelques S sur les disquettes CEIS, 912 phases P viennent du réseau permanent. L'arrivée successive de ces données n'a pas facilité leur traitement.

Les stations à enregistrements graphique de type 'noirs de fumée' sont robustes et simples d'utilisation, l'incertitude sur ces données est de 0.2 s pour les P, ce qui correspond à une incertitude sur l'hypocentre d'environ 2 km (grossièrement, pour un séisme sous le Moho). A ces erreurs "aléatoires" s'ajoutent les erreurs systématiques dues à notre méconnaissance de la structure en vitesse sous la Mer Egée, les modèles de vitesse que nous utiliserons étant "simplistes", et le réseau étant de maille ≈ 50 km augmente aussi cette incertitude (Cf § III.7).

Les données numériques, théoriquement plus précise, font trop souvent défaut, ou sont très bruitées (proximité du rivage). Les données 3-composantes n'ont pas été traitées avec plus de finesse que les noirs de fumée. Il convient d'être attentif aux problèmes de gains, d'amplification (à connaître quantitativement à chaque station) et de dynamique du signal (saturation)

Nous avons vu que les erreurs sur les phases S sont plus importantes (0,5 au lieu de 0,2) que celles des phases P; en conséquence nous mettrons systématiquement un poids de 0.5 (et 1 pour les P) aux S que nous utiliserons.

## Chapitre III Localisations

### III.1 Le programme HYPO71

Nous avons localisé les séismes grâce au fameux logiciel HYPO71 [Lee et Lahr, 1975]. Ce programme utilise la méthode de [Geiger, 1912] pour déterminer les quatre paramètres hypocentaux (t,x,y,z). On néglige la courbure de la Terre (sur un arc de 400 km l'erreur horizontale est de 30 m, verticale de 3 km aux extrémités), et on utilise les coordonnées cartésiennes, si la dimension du réseau n'excède pas plusieurs centaines de km.

Le principe est le suivant : pour chaque station - et chaque phase - i, on dispose du temps d'arrivée  $t_i$ , et une routine calcule par tracé de rais (dans un milieu à couches planes, horizontales et homogènes) un temps calculé  $t_i$  à partir d'un hypocentre d'essai (t,x,y,z). Le résidu de cette phase sera alors :

$$R_i = t_i - t_i$$

On peut utiliser le développement de Taylor au voisinage de  $t_i$  :

$$t_i = t_i + dt + \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i$$

où  $e_i$  est une erreur qu'on cherche à minimiser, au sens des moindres carrés :

il faut rendre  $\sum_i e_i^2$  minimum, on résout donc les 4 équations :

$$\frac{\partial \sum_i e_i^2}{\partial x} = 0, \frac{\partial \sum_i e_i^2}{\partial y} = 0, \frac{\partial \sum_i e_i^2}{\partial z} = 0 \text{ et } \frac{\partial \sum_i e_i^2}{\partial t} = 0, \text{ et on obtient } dt, dx, dy, dz.$$

Le programme itère en donnant  $t+dt, x+dx, y+dy, z+dz$  comme nouvel hypocentre. On cesse d'itérer selon divers critères d'arrêt (nombre maximum d'itérations, ajustement suffisant, divergence, etc...). on obtient ainsi un hypocentre (x,y,z), un temps origine  $t_0$ , et des paramètres décrivant la qualité de la localisation :

- le RMS (root mean square) moyenne quadratique des résidus de chaque phase

affectée de son poids  $w_i$  :

$$\text{RMS} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N w_i R_i^2}}{\sum_{i=1}^N w_i}$$

- N = le nombre de phases utilisées dans la localisation,

- ERH =  $\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N dx^2 + \sum_{i=1}^N dy^2}}{N}$ , somme quadratique des écarts horizontaux

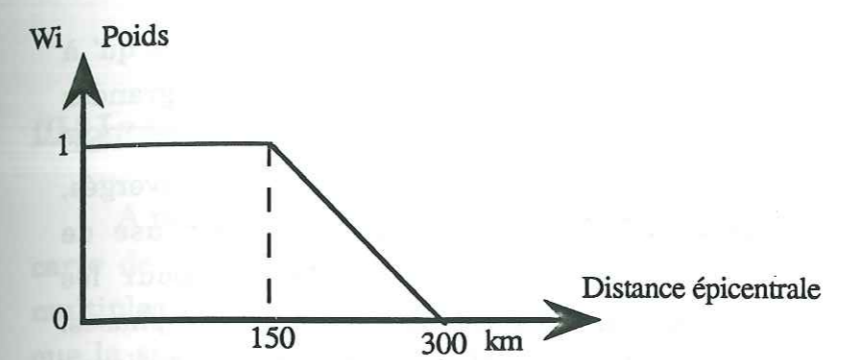
- ERZ =  $\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N dz^2}}{N}$ , somme quadratique des écarts verticaux,

- le GAP qui est l'angle maximum entre les stations, en tournant autour de l'épicentre,
- le nombre d'itérations,
- une estimation de la magnitude locale  $M_l$  calculée avec la durée du séisme en chaque station. (Cf §III.4)

Comme nous l'avons dit, le programme calcule le temps du trajet foyer d'essai-station par la méthode du tracé de rais : il faut donc qu'il dispose en entrée de :

- un modèle de n couches planes avec dans chacune une vitesse constante des phases P,
- un rapport  $V_p/V_s$  constant dans tout le modèle,
- une profondeur d'essai pour sa première itération (nous avons choisi de prendre comme coordonnées horizontales de l'épicentre d'essai, celles de la station la plus proche),
- la liste des critères d'arrêt des itérations, le pas sur dx, dy, dz entre chacune d'entre elles,
- et bien sûr la liste des coordonnées des stations en degrés, minutes décimales.

Le poids de chaque phase décroît avec la distance épicentrale calculée à chaque itération, selon la loi du schéma ci-dessous; les Pn sont en première arrivée à partir d'environ 150 km (pour le modèle de départ), et on observe de gros résidus au delà de 300 km.



Nous avons de plus utilisé des corrections d'altitude : le modèle est complété entre le niveau de la mer et l'altitude de la station par une couche identique à la première. Les calculs de temps de parcours des rais sont faits en tenant compte de la distance hypocentrale et de la profondeur du foyer calculée pour cette altitude. Ceci a pour inconvénient de permettre de trouver des localisations en altitude (avec un Z négatif), ce qui est pour le moins curieux lorsque l'épicentre est en mer, et ce qui montre les limites de nos localisations.

Les vitesses des ondes S dans chaque couche est déterminée en divisant la vitesse des P par le rapport  $V_p/V_s$ , constant dans tout le modèle.

On voit la difficulté de ce type de logiciel : on a de nombreux paramètres d'entrée et de sortie, et il faut tout contrôler car HYPO71 trouvera presque toujours une solution, et si elle est mauvaise, cela n'implique pas forcément un fort RMS; par exemple si on donne 4 phases P, le programme trouvera presque toujours une solution avec un RMS proche de zéro.

### III.2 Le programme HYPOINVERSE

Afin de nous assurer que nous ne garderons les localisations qui ne sont pas des effets de mauvaise convergence propre à HYPO71, nous avons utilisé un autre programme, HYPOINVERSE [Klein, 1978], qui fonctionne sur le même principe que HYPO71, avec en plus la possibilité de mettre un modèle différent pour des groupes de stations, à concurrence de trois modèles différents. Nous nous servons de cette particularité pour prendre en compte les variations de profondeur du Moho entre l'arc (modèle 3) le Péloponnèse (modèle 1) et les Cyclades-Mer de Crète (modèle 2). Les stations de chacune de ces zones sont donc affectées d'un modèle constant quelque soit le séisme. Nous avons remarqué que le programme était plus sensible qu'HYPO71 sur les critères de convergence, en particulier pour la distribution des poids à chaque



station en fonction de leur résidu. Ce programme ne nous sert en fait qu' à contrôler la valeur des résultats d'HYPO71, les différences n'étant pas grandes (moins de 20 km en majorité) entre les deux programmes, et HYPOINVERSE étant plus lent et moins souple d'utilisation. En effet, 10 séismes ont divergés, alors qu'ils convergeaient avec HYPO71, vraisemblablement à cause de l'affectation de poids avec le RMS, qui cause des problèmes pour les événements en dehors du réseau, et pour ceux localisés avec peu de phases. Les modèles utilisés sont les suivants (Cf tableau II.1 pour la liste des stations):

Modèle 1 Péloponnèse		Modèle 2 Cyclades - Mer de Crète		Modèle 3 Arc	
Vp (km.s <sup>-1</sup> )	Profondeur	Vp	Profondeur	Vp	Profondeur
6,0	0 km	6,0	0	6,0	0
6,4	20	7,7	30	7,8	34
7,8	40	8,0	100	8,0	100
8,0	100	8,15	200	8,15	200
8,15	200	8,6	300	8,6	300
8,6	300	9,0	400	9,0	400
9,0	400				

### III.3 Le tri des données

A partir du modèle de départ (Cf §III.6.1), on obtient ainsi une première carte de localisations qui comporte 828 événements (*fig. III.3.1.*) après de multiples allers-retours entre les enregistrements et l'ordinateur. On notera que la sismicité est surtout en dehors du réseau, le long de l'arc hellénique. Nous n'avons gardé de ce fichier que les séismes pour lesquels au moins une S était prise en compte, ce qui permet de s'affranchir de télé-séismes mal interprétés (localisés en général au milieu du réseau à grande profondeur), et pour lesquels on avait au moins 5 phases P, car 4 phases donnent presque toujours une solution absolument pas contrainte.

Nous devons voir en particulier les séismes dont la profondeur est celle de l'hypocentre de départ (profondeur d'essai) ou celle d'un interface. Pour cela on fixe différentes profondeurs d'essai, et on impose celle dont le RMS est minimum pour chaque séisme.

Le fichier a été créé en plusieurs étapes : entrée des temps des noirs de fumée de Grenoble, des CEIS, des données d'Athènes, du réseau dense ouest, des Lennartz, des sismogrammes de Thessalonique, du réseau dense est, des Scaita, et enfin du réseau permanent qui nous a permis d'ajouter des séismes au nord de notre réseau. Ceci a pour conséquence de multiplier les allers-retours entre les données et le fichier de temps d'arrivée.

Ces différentes opérations réduisent notablement le nombre d'événements localisables sur lesquels nous travaillerons. Au total, avec les données numériques, nous avons un fichier de 11130 phases P distribuées parmi les 828 séismes dont nous avons ôté les télé-séismes mal interprétés, les séismes régionaux, et les séismes dont on avait pas de bonne phase S, car une phase S améliore la contrainte sur la profondeur du foyer. Nous disposons en fin de compte de 10034 phases réparties dans 751 séismes.

Somme toute, le travail s'échelonne en plusieurs étapes :

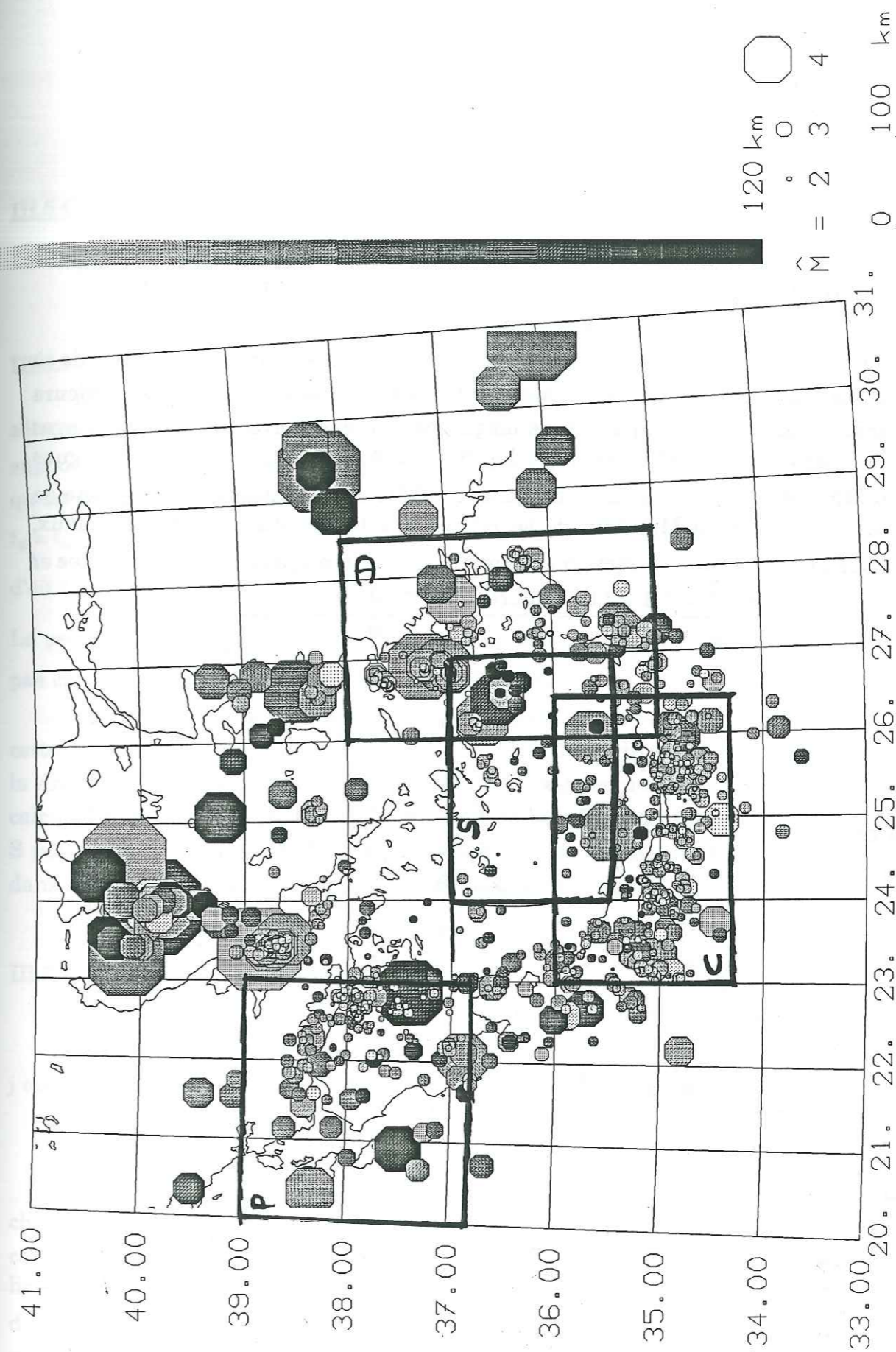
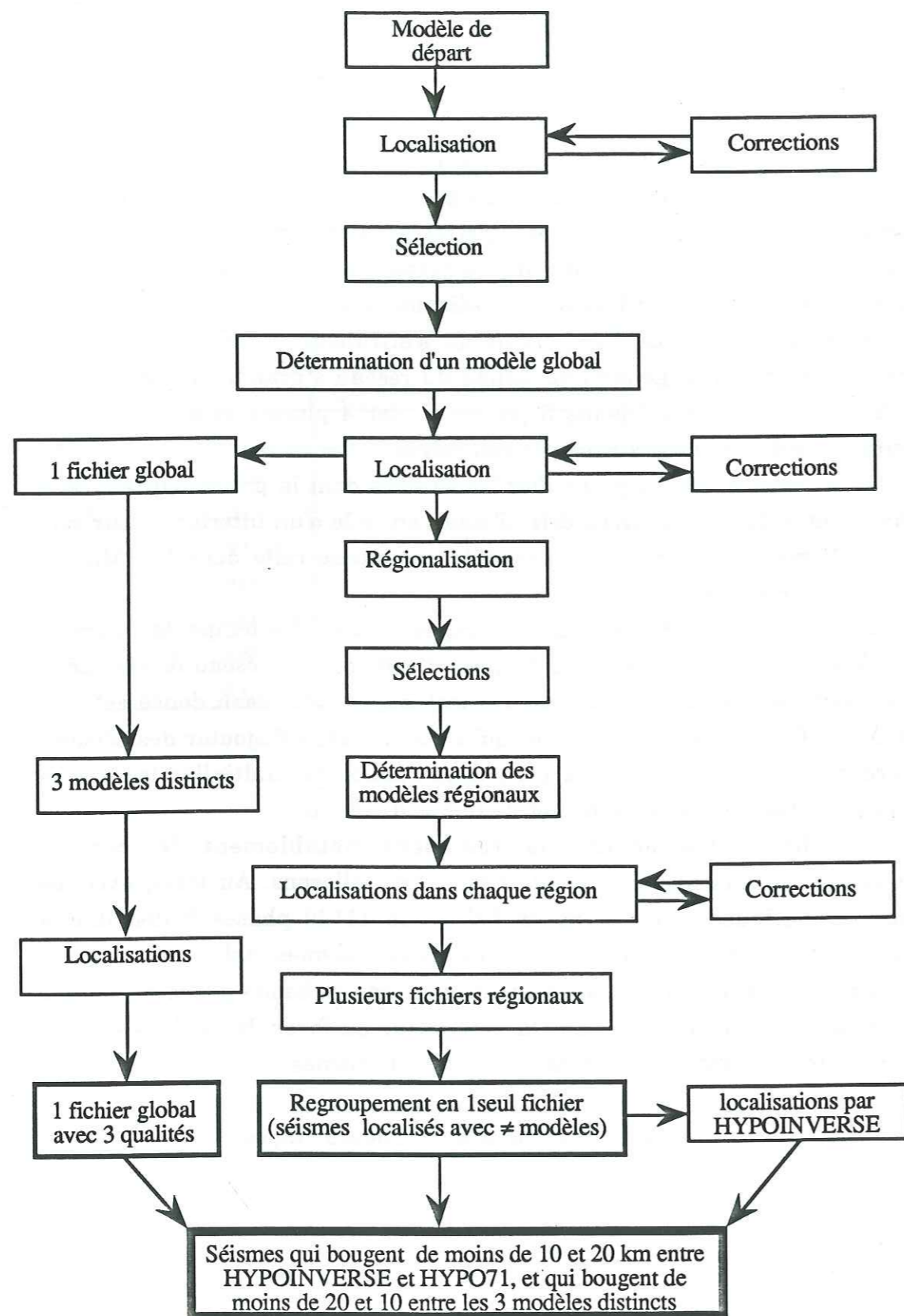


Figure III.3.1 Premières localisations et limites des quatre régions P=Péloponnèse, C=Crète, D=Dodécannèse, S=Mer de Crète. Noter les trop grandes profondeurs des séismes localisés en dehors du réseau.

### III.4 Estimation de la magnitude

L'estimation de la magnitude locale  $M_l$  est calculée par HYPO71 d'après la formule empirique trouvée en Californie [Lee et al. 1972]:

$$\hat{M} = -0,87 + 2 \log_{10}(\text{durée}) + 0,0035D,$$

où  $D$  est la distance épicentrale de la station; on obtient donc des valeurs de à chaque station, et le programme en fait la moyenne en enlevant les valeurs trop éloignées. En comparant les magnitudes trouvées avec cette formule avec la magnitude de Richter  $M_l = \log A - \log A_0$  donnée par les catalogues d'Athènes, on voit (fig III.4) nettement qu'elle est surestimée, en moyenne de 0,5 par rapport à  $M_l$ . Afin de se recalibrer sur les catalogues internationaux, nous avons fait une correction systématique en remplaçant la formule de Lee et al. [1972] par :  $\hat{M} = -1,4 + 2 \log_{10}(\text{durée}) + 0,0035D$ .

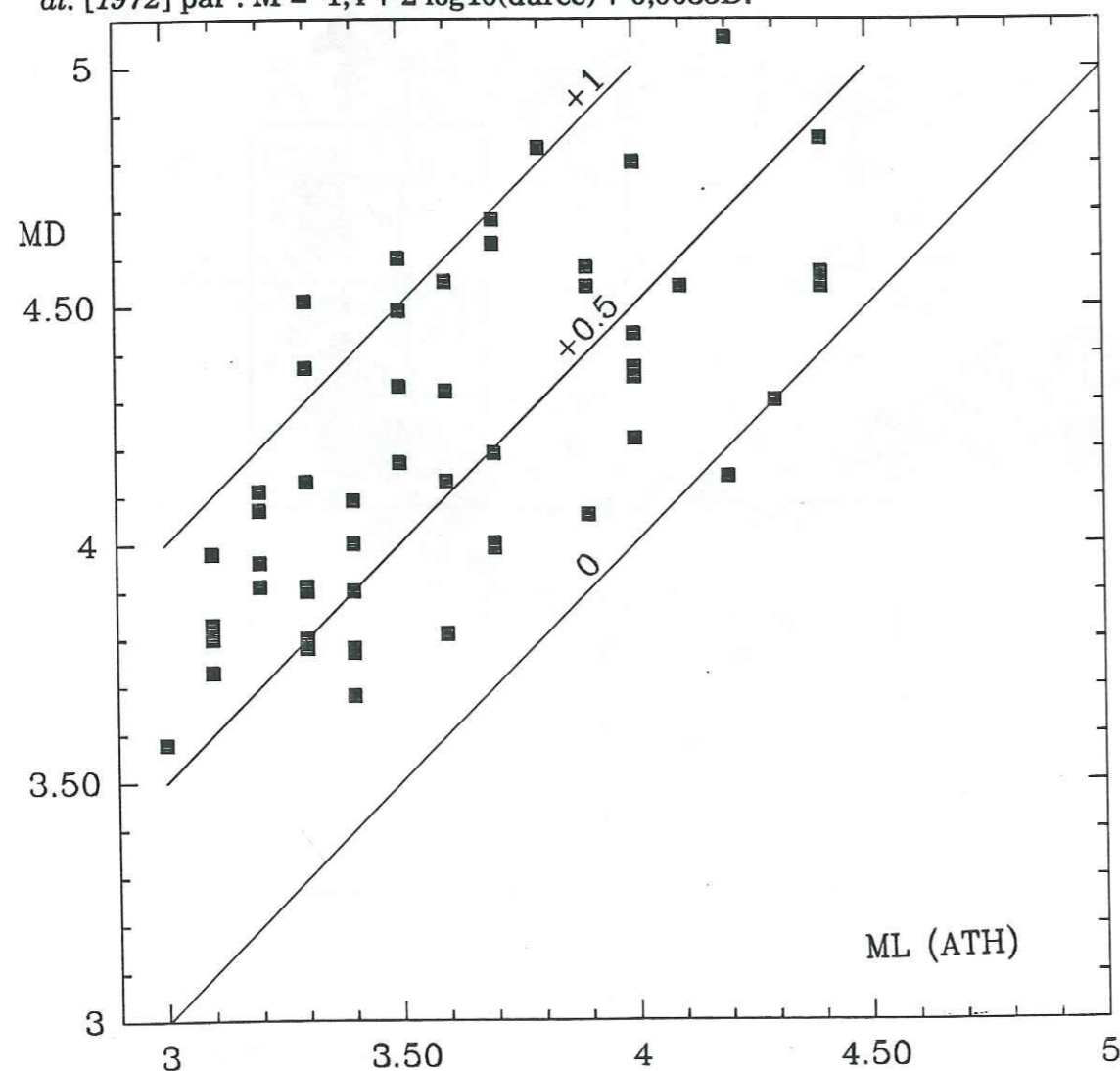


Figure III.4 Magnitudes de durée (MD) calculées avec la formule empirique de Lee et al. [1973], en fonction de la magnitude de Richter (ML) d'Athènes.

### III.5 Calcul des rapports $V_p/V_s$

Nous avons utilisé deux méthodes pour déterminer ce rapport :

#### III.5.1 La méthode de Wadati

Elle consiste à trouver, à partir des temps d'arrivée des S et P d'un séisme, par régression linéaire la droite du diagramme  $t_s - t_p = f(t_p)$ . On suppose une vitesse homogène (HYPO71 ne permet de toute façon de n'utiliser qu'un seul  $V_p/V_s$ ) et on a alors :

$$t_s = t_0 + \frac{d}{V_s} \quad \text{et} \quad t_p = t_0 + \frac{d}{V_p},$$

$$\text{d'où :} \quad t_s - t_p = \left(1 - \frac{V_p}{V_s}\right) t_0 + \left(\frac{V_p}{V_s} - 1\right) t_p.$$

La pente sera donc  $\frac{V_p}{V_s} - 1$ , et l'ordonnée à l'origine  $\left(1 - \frac{V_p}{V_s}\right) t_0$  (on ne s'en sert pas car  $t_0$  n'est pas connu dans le fichier d'entrée).

Pour chaque séisme ayant au moins 5 phases S nous avons donc calculé cette pente en éliminant les points s'écartant de  $\pm 1$  écart-type (sur  $\sqrt{x^2+y^2}$ ) de la droite, qu'on recalcule. On reporte sur un histogramme les résultats, et on calcule la moyenne. Cette méthode a besoin de bonnes déterminations d'ondes S pour chaque séisme, et obtient pas facilement un lissage du rapport  $V_p/V_s$  dans chaque région où nous cherchons le modèle de vitesse.

#### III.5.2 Méthode de Chatelain [1978]

Le principe est simple : pour chaque séisme sur un couple de stations  $i$  et  $j$  on peut calculer la différence des temps d'arrivée :  $t_p^i - t_p^j = \frac{d_i - d_j}{V_p}$  et

$$t_s^i - t_s^j = \frac{d_i - d_j}{V_s}, \text{ on a finalement :} \quad t_s^i - t_s^j = \frac{V_p}{V_s} (t_p^i - t_p^j) \quad \text{pour}$$

chaque combinaison de 2 stations d'un même séisme. Une fois que tous les couples de phases de chaque séisme sont reportés on fait une régression linéaire en éliminant encore les points s'écartant de  $d*s$ ,  $s$  étant l'écart-type et  $d$  un réel positif (en général pris entre 1 et 2), puis en recalculant la droite parmi le lot de points ainsi "nettoyés" des points aberrants (souvent dûs à de

mauvaises lectures de phases S). Cette méthode est avantageuse dans l'utilisation d'HYPO71 car elle calcule un rapport moyen pour une région donnée. Le grand nombre de points fait que la valeur trouvée a une meilleure représentativité statistique de la région. Mais elle mélange aussi bonnes et mauvaises S, et on espère juste que les bonnes sont majoritaires.

### III.5.3 Vp/Vs du modèle global

Nous avons appliqué les deux méthodes à l'ensemble du fichier et on obtient 1,77 par la méthode Chatelain en faisant une régression sur tous les séismes, et 1,78 par la méthode de Wadati. En appliquant la méthode Chatelain sur les séismes respectivement de profondeur inférieure et supérieure à 35 km, on obtient encore le même rapport de 1,77. Nous avons donc pris comme valeur 1,77 même si les rapports trouvés par la méthode de Wadati ne montrent pas de pic pour cette valeur (fig. III.5.3). On explique cela par le fait qu'il y a trop peu d'ondes S bien déterminées par rapport aux "mauvaises" pour chaque séisme pour calculer la droite sans trop de dispersion. On lisse beaucoup mieux avec la méthode de Chatelain qui utilise toutes les ondes S d'une même région.

### III.5.4 Vp/Vs dans chaque région

Après la régionalisation du fichier global nous avons donc 4 fichiers. Pour chacun d'eux on calcule le rapport Vp/Vs pour les séismes de RMS < 0.5 s, par les deux méthodes qui donnent des résultats cohérents (fig III.5.4). On trouve un rapport Vp/Vs en Mer de Crète (Crete Sea), supérieur à 1,78 proche du rapport moyen de Crète : 1,77; alors qu'on trouve un rapport relativement faible dans le Dodécannèse : 1,76, et plus élevé dans le Péloponnèse : 1,79. Toutes ces valeurs sont connues avec suffisamment de précision et seront mises dans des modèles régionaux. On se rendra compte au fur et à mesure du traitement des données, que celles-ci sont beaucoup plus sensibles à ce rapport qu'aux variations de vitesses des divers modèles.

Enfin nous avons calculé ce rapport pour les quelques séismes de profondeur supérieure à 35 km pour lesquels on obtient une valeur de 1,77. Cette valeur sera donnée pour notre modèle particulier aux séismes que nous appellerons Intermédiaires (Z > 35 km).

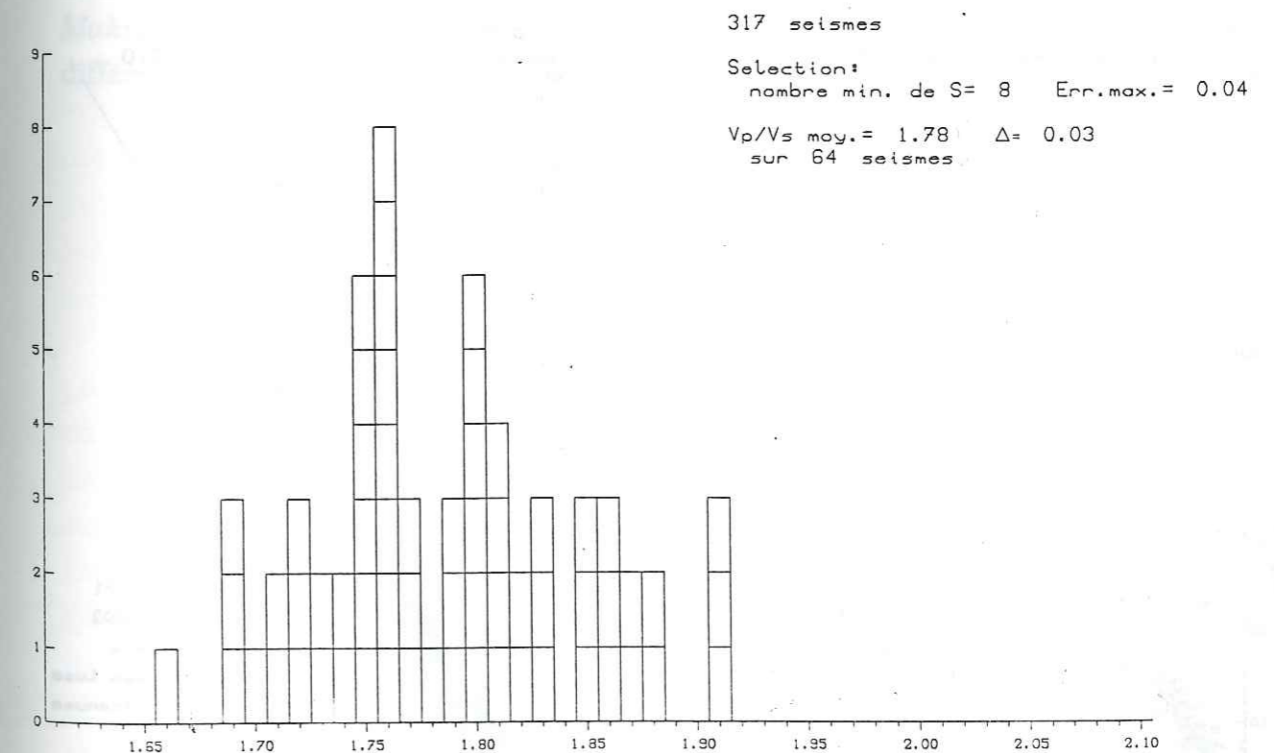
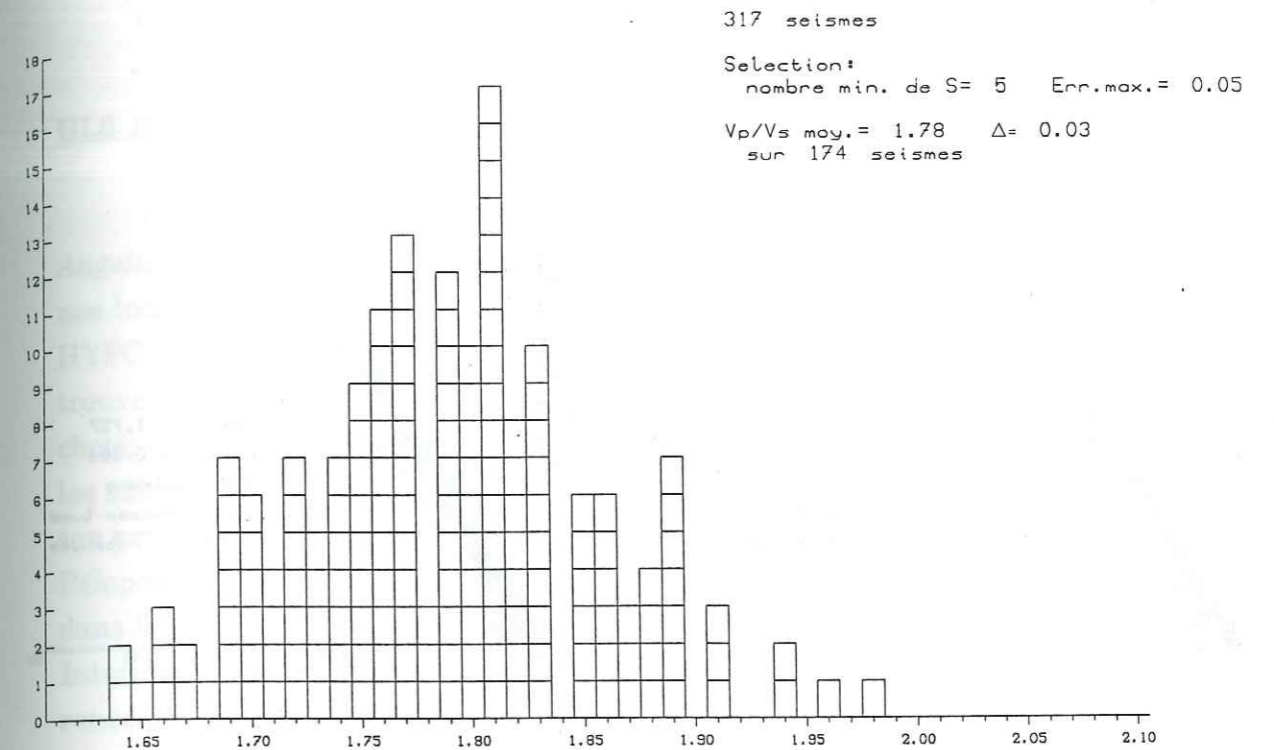


Figure III.5.3 Histogrammes des rapports Vp/Vs calculés avec la méthode de Wadati pour les séismes ayant au moins 5 et 8 arrivées S et P

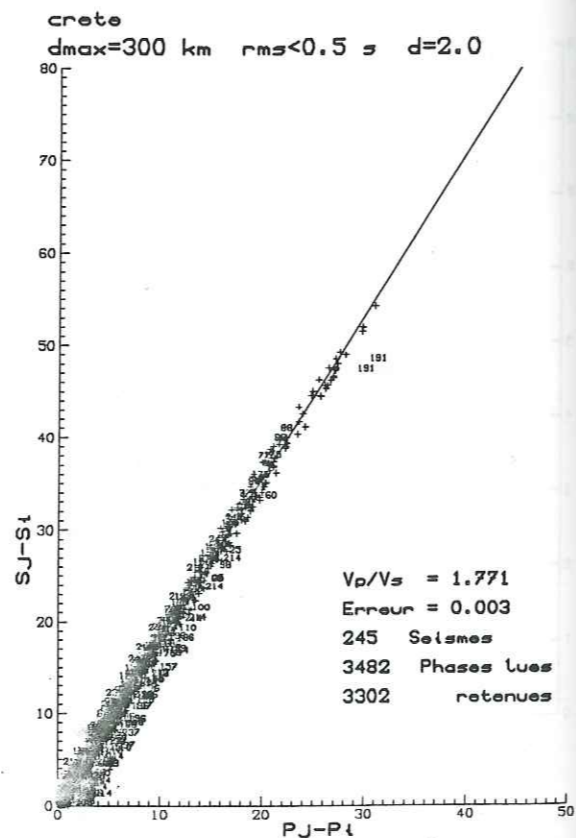
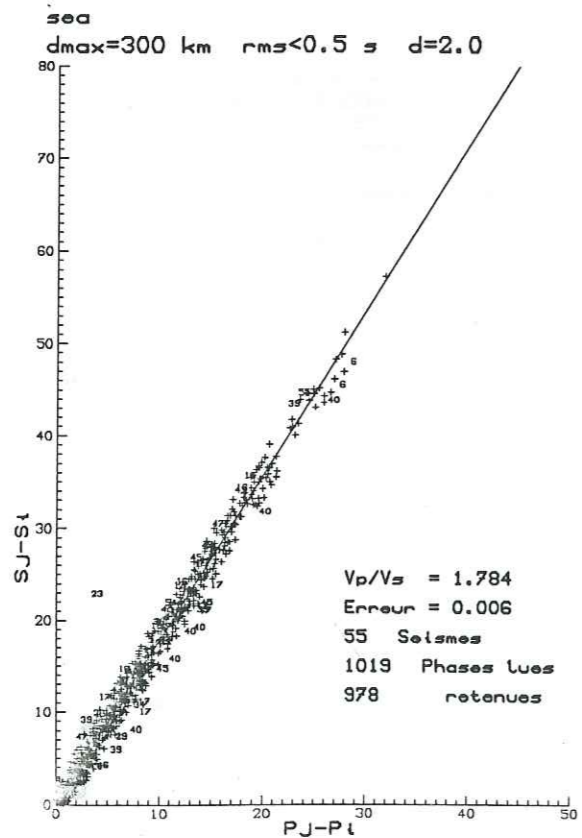
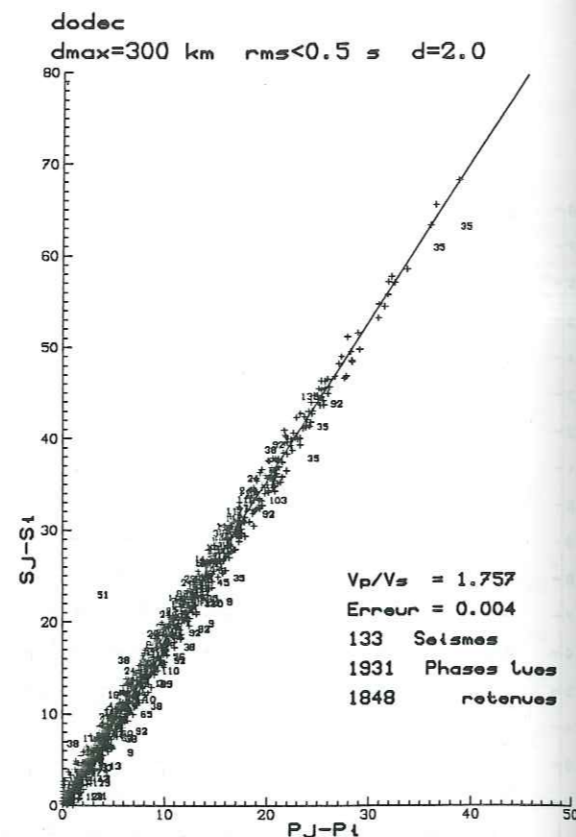
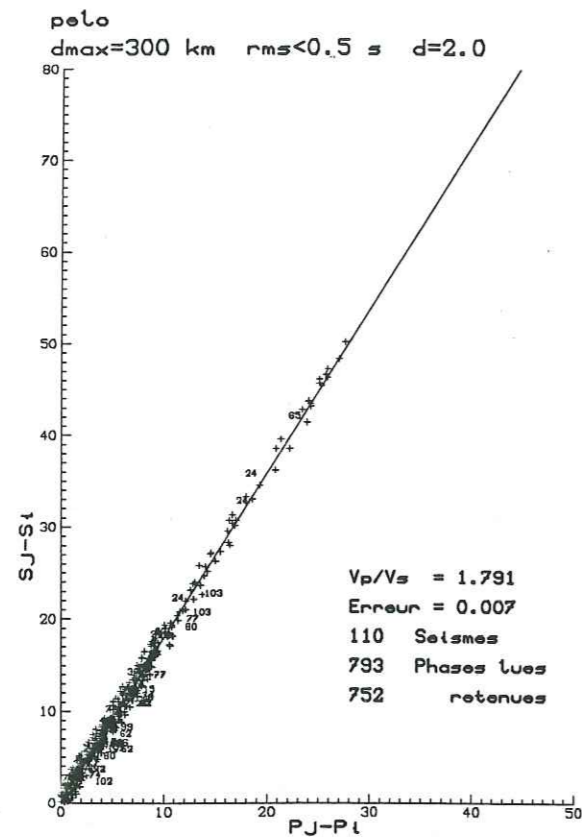


Figure III.5.4 Rapports  $V_p/V_s$  calculés (méthode de Chatelain) dans les 4 régions : Péloponnèse, Dodécannèse, Mer de Crète et Crète.

### III.6 Régionalisation et recherche des meilleurs modèles

On sait que la structure est hétérogène [Makris, 1978b ; Le Pichon & Angelier, 1981 ; Delibasis, 1982], et elle peut introduire un biais important dans nos localisations. Les étapes de régionalisation sont donc nécessaires, car HYPO71 ne permet pas d'avoir des variations latérales de vitesses. Il faut donc trouver un compromis puisqu'on ne peut pas travailler en 3-D. Nous avons choisi 4 régions de contexte géodynamique différent, se recouvrant parfois, où les séismes sont sélectionnés. Ce sont dans l'ordre de préférence dans lequel ils sont pris (fig. III.1) : la Mer de Crète (S), le Dodécannèse (D), la Crète (C) et le Péloponnèse (P), les séismes n'appartenant à aucune de ces régions seront pris dans le fichier global. Les séismes de profondeur supérieure à 35 km, dits Intermédiaires, seront traités à part, ils sont en petit nombre et apportent des renseignements différents.

La région "Mer de Crète" est pauvre en séisme et en stations mais c'est le seul endroit où on a une idée du modèle de vitesse, grâce à des profils de sismique réfraction. De plus, selon la plupart des auteurs [McKenzie, 1978 ; Makris, 1978b ; Le Pichon & Angelier, 1981...] la structure en Mer de Crète est différente du reste du domaine égéen.

### III.6.1 Modèle de départ

Nous avons choisi le modèle trouvé par [Pedotti, 1988] pour le Péloponnèse, car nous avons des séismes dans cette zone et nous pensions que la loi de vitesse ne devait pas beaucoup varier le long de l'Arc où est concentrée la sismicité. ce modèle a 3 couches :

$V_p = 6,0 \text{ km.s}^{-1}$  de 0 à 20 km

$V_p = 6,4 \text{ km.s}^{-1}$  de 20 à 40 km

$V_p = 8,0 \text{ km.s}^{-1}$  de 40 à 100 km

(Le niveau 0 est celui de la plus haute des stations (PEF 1230 m) -comme pour toutes les entrées du programme- alors que pour les résultats le niveau 0 est celui de la mer.) Le modèle est complété au delà de 100 km, et tous les autres le seront aussi, par une loi de vitesse inspirée du modèle de [Jeffreys and Bullen, 1940], HYPO71 ne nous permettant pas de tenir compte d'une LVZ (couche à moindre vitesse) présente dans des modèles plus récents :

$V_p = 8,1 \text{ km.s}^{-1}$  de 100 à 150 km

$V_p = 8,15 \text{ km.s}^{-1}$  de 150 à 200 km

$V_p = 8,3 \text{ km.s}^{-1}$  de 200 à 300 km

$V_p = 8,6 \text{ km.s}^{-1}$  de 300 à 400 km

$V_p = 9,0 \text{ km.s}^{-1}$  au delà de 400 km

### III.6.2 Méthode de minimisation des résidus

Pour déterminer la loi de vitesse avec la profondeur, nous avons utilisé une méthode de minimisation du RMS pour chaque étape, déjà utilisée par [Christodoulou, 1986] et [Pedotti, 1988]. On obtient ainsi le modèle stratifié plan qui s'adapte le mieux à nos données.

Avant de chercher des modèles il faut avoir de bonnes données, on sélectionne des séismes crustaux ( $Z < 30 \text{ km}$ ) avec comme critères  $\text{RMS} < 0,5 \text{ s}$ , ERH et ERZ  $< 10 \text{ km}$  et GAP  $< 180$ , on explore les modèles de demi-espaces homogènes dont la vitesse varie. En ne regardant que les stations de distance épacentrales inférieures à 110 km, distance à partir de laquelle arrivent les premières réfractées pour un séisme à 30 km de profondeur et un modèle avec

un Moho à 35 km ( $V_{p2} = 7,8 \text{ km/s}$ ); on calcule la moyenne des RMS et on garde la valeur de vitesse pour laquelle celle-ci est minimale.

Une fois la vitesse de la première couche déterminée avec la sélection de séismes les plus superficiels, on cherche la profondeur de l'interface  $h_1$  et la vitesse de la couche sous-jacente  $V_{p2}$ .

On dresse donc un tableau à deux entrées ( $V_{p2}, h_1$ ) en calculant la moyenne des RMS dans chaque case. Le minimum du tableau donne des valeurs de  $V_{p2}$  et de  $h_1$ .

Après plusieurs tentatives, nous avons remarqué qu'un modèle de croûte homogène changeait très peu les localisations par rapport à un modèle de croûte à deux couches. De plus, il permet de mieux contraindre (on a alors un degré de liberté de moins) la profondeur du Moho qui est importante pour trouver les mécanismes au foyer (où on doit distinguer les  $P_n$  des  $P_g$ ). On s'arrête donc à ce stade en complétant le modèle avec la loi de vitesse de type Jeffreys-Bullen décrite plus haut.

### III.6.3 Méthode des hodochrones

On peut aussi aborder la loi de vitesse en traçant les hodochrones  $t_p = f(d)$ ,  $d$  distance parcourue par le rai, pour chaque temps d'arrivée. On estime la vitesse  $V_{p1}$  de la première couche par régression linéaire. Le problème est que ces distances ( $d$  ou  $D$ ) sont inconnues et calculées avec un modèle donné. Puisqu'il y a relation entre modèle d'entrée et vitesse calculée l'information est biaisée, mais on peut appréhender la valeur de ces vitesses en voyant la déviation par rapport au modèle initial.

De plus, on utilise des séismes, traversant des milieux sans doute différents, mais le grand nombre de données permet de lisser un modèle moyen dans chaque région. Ici aussi, on se limite aux séismes crustaux (de 0 à 20 km), et à une distance hypocentrale qui empêche de prendre les réfractées en compte (distance hypocentrale  $d < 55 \text{ km}$ ). Une fois la première vitesse (1/pente de l'hodochrone) connue, on prend des distances épacentrales plus grandes pour que les séismes échantillonnent le manteau supérieur. Cette fois, on doit tracer les  $t_p = f(D)$  en fonction de la distance épacentrale, et non plus du trajet du rai (les ondes directes sont alors déplacées sur l'hodochrone car les foyers ne sont pas à la surface). Le point de brisure donne la profondeur de l'interface, tandis que la pente de la droite après le point de brisure indique la vitesse de la deuxième couche.

### III.6.4 Modèle global

On sélectionne les séismes d'après leur profondeur et la qualité des localisations, il en reste alors entre 73 et 83 (beaucoup ne convergent pas pour un demi-espace) sur 752 ( $\approx 10\%$ ). En imposant le rapport  $V_p/V_s$  trouvé précédemment (1,77), on détermine un modèle moyen. La première étape (1/2 espace homogène) pour les séismes de  $Z < 30$  km montre un minimum pour un  $V_{p1} = 5,9 \text{ km.s}^{-1}$  :

Tableau III.6.4.1 : recherche de  $V_{p1}$  pour toute la Mer Egée

$V_{p1}$	5,5	5,6	5,7	5,8	5,9	6,0	6,1	6,2	6,3	6,4	6,5
$\langle \text{RMS} \rangle$	0.347	0.309	0.277	0.258	0.249	0.251	0.273	0.296	0.314	0.355	0.386
N	83	81	80	80	80	80	78	78	73	77	77

La méthode des hodochrones montre que en partant d'une première couche de vitesse  $5.9 \text{ km.s}^{-1}$  la valeur trouvée par régression sur l'ensemble des points est supérieure. Cette tendance nous indique qu'il faut tester une vitesse plus forte, jusqu'à ce que la vitesse trouvée soit à peu près égale à la vitesse originelle, et/ou que la droite passe le plus près possible de l'origine des temps réduits (fig. III.6.4). On finit par trouver un  $V_{p1} = 6,0 \text{ km.s}^{-1}$  au lieu de 5,9, différence qui n'est pas catastrophique.

La deuxième étape donne par la minimisation des résidus un  $V_{p2} = 7,7 \text{ km.s}^{-1}$  pour un Moho 32 km. La même opération sur les séismes intermédiaires ( $Z > 35$  km), en prenant un  $V_{p1} = 6,1 \text{ km.s}^{-1}$  (car la plupart des séismes intermédiaires sont dans la zone Mer de Crète), place le Moho à = 30 km, avec  $V_{p2} = 7,8 \text{ km.s}^{-1}$  ce qui reste très voisin compte-tenu de notre résolution.

On se sert de la méthode des hodochrones à partir d'une distance à laquelle on est sûr de voir les réfractées en première arrivée soit  $D = 150$  km, en prenant comme vitesse de réduction le  $V_{p1}$  choisi, avec un  $V_{p2} = 7,7$  et  $7.6 \text{ km.s}^{-1}$  ne donne pas une profondeur distincte (26 km) pour le Moho, cette valeur est mal connue à en voir la dispersion des points autour de la droite de régression.

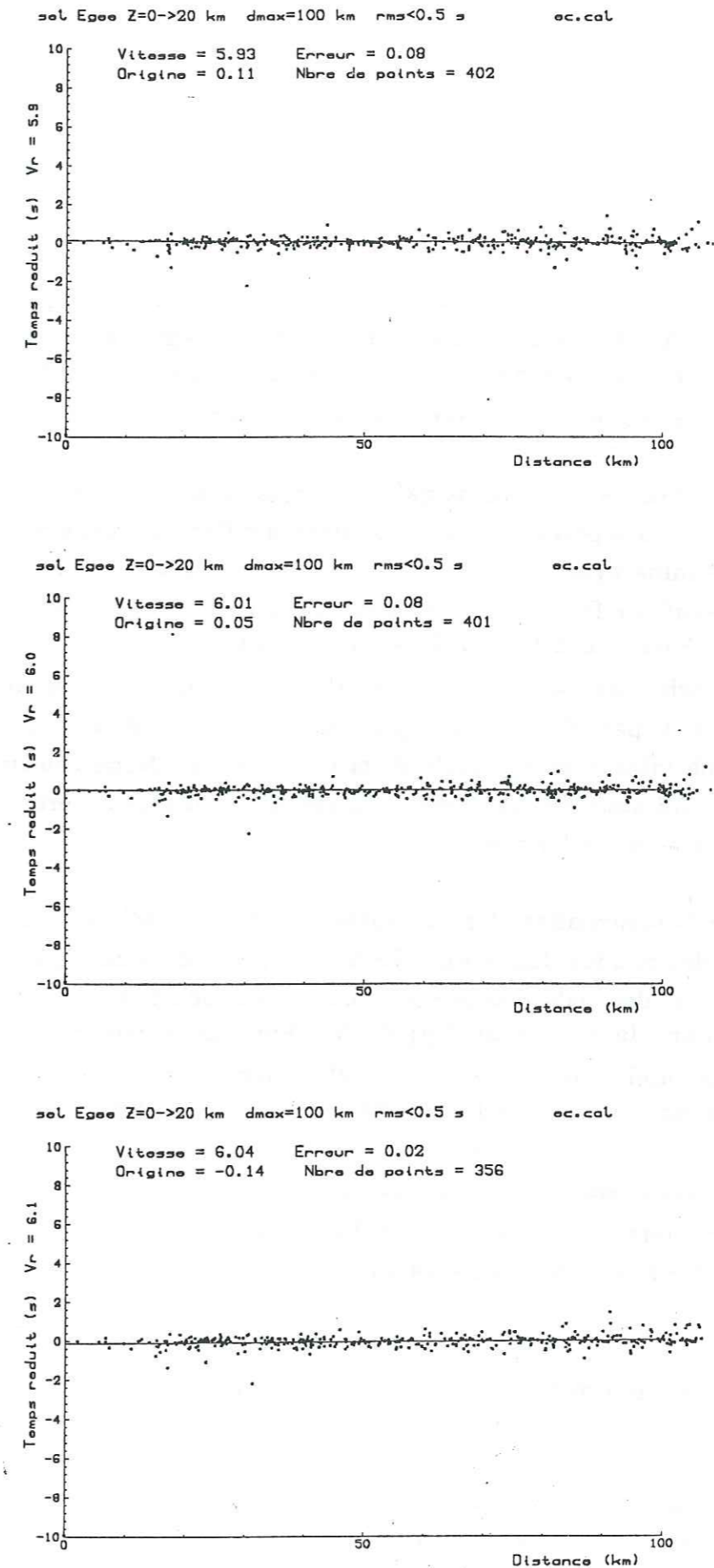


Figure III.6.4 Hodochrones pour des demi-espaces ;  $V_{p1} =$  (de haut en bas) 5.9, 6.0 et  $6.1 \text{ km.s}^{-1}$  ; vitesse de réduction = vitesse du modèle dans chaque cas.

### III.6.5 Modèles régionaux

En Crète, pour une sélection  $Z < 30$  km,  $D < 110$  km,  $RMS < 0,5$  s, ERH et ERZ  $< 10$  km et un  $GAP < 180$ , il reste 29 séismes sur 268. Après minimisation des résidus on obtient  $V_{p1} = 6$  km.s<sup>-1</sup>. Nous avons noté une grande variabilité des résultats si on sélectionne plus de séismes, notamment avec des GAP plus grands.

Les hodochrones ne donnent pas de résultat concluant, montrant peut-être que les couches superficielles ont des vitesses différentes dans cette région.

On détermine avec les 29 séismes dans la zone avec les mêmes critères de sélection (sauf sur D) et une profondeur d'essai de 15 km la vitesse sous le Moho :  $V_{p2} = 7,8$  ou 8 km.s<sup>-1</sup> et un Moho à 32 ou 34 km.

Les hodochrones pour les deux modèles présentant un minimum ne nous permettent pas de conclure puisqu'elle indiquent une profondeur moindre et une vitesse plus grande dans les deux cas. Nous choisirons une vitesse  $V_{p2}$  de 7,8 km.s<sup>-1</sup> et un Moho à 32 km, qui sont plus cohérents avec ce qu'on observe ailleurs le long de l'arc.

Dans le Dodécanèse il reste après sélection 64 séismes sur 145. La minimisation des résidus donne  $V_{p1} = 5,8$  km.s<sup>-1</sup> pour un demi-espace.

La méthode des hodochrones donne une valeur de 5,9 km.s<sup>-1</sup>.

En prenant la valeur de  $V_{p1}$  de 5,8 km/s pour chercher  $V_{p2}$  et la profondeur du Moho, les 64 séismes sélectionnés convergent vers un minimum qui est à une profondeur de 34 km pour  $V_{p2} = 7,8$  km/s (vitesse sous le Moho).

L'hodochrone trouvée avec ce modèle montre une vitesse  $V_{p2}$  plutôt de 7,7, et une profondeur de 30 km. en recalculant l'hodochrone avec ce nouveau modèle on voit effectivement que les valeurs obtenues sont plus proches des initiales.

Pour le Péloponnèse nous avons repris le modèle de Pedotti [1988] décrit plus haut.

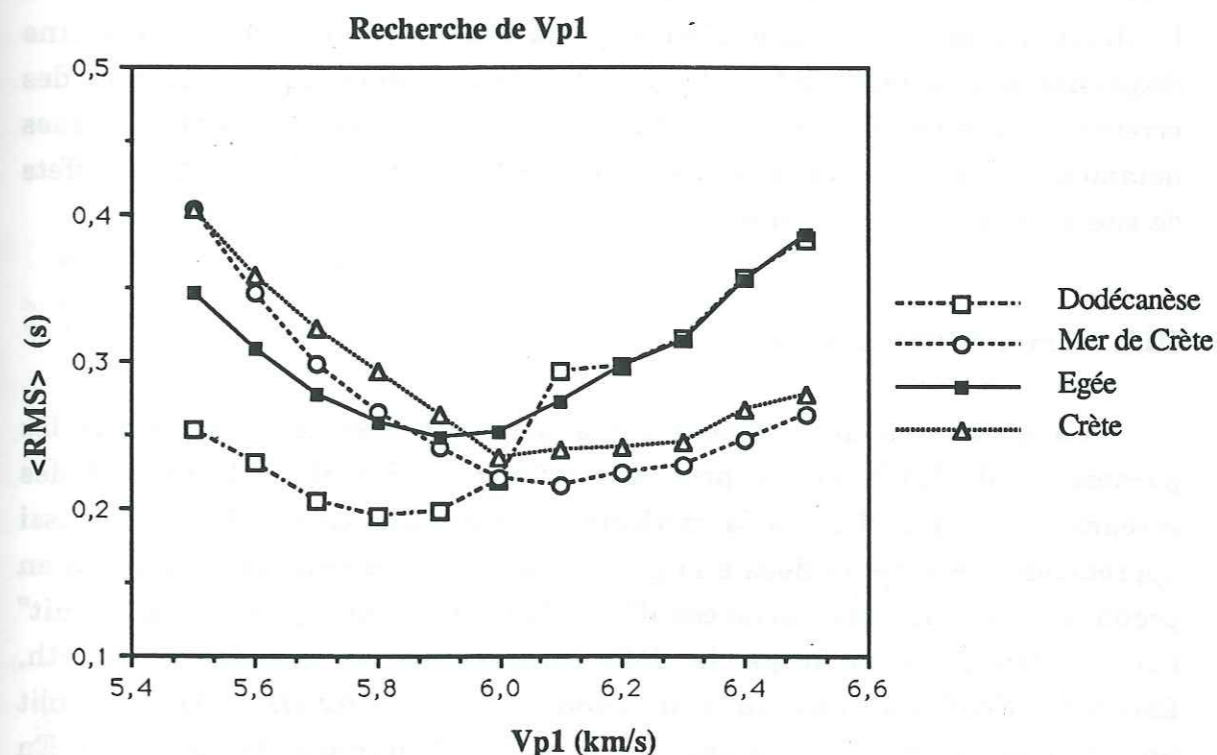
En Mer de Crète il reste 30 séismes après sélection sur 75, et la minimisation des résidus donnant  $V_{p1} = 6,1$  km.s<sup>-1</sup> pour un demi-espace :

Les hodochrones donne un  $V_{p1} = 6,0$  km.s<sup>-1</sup>.

La moyenne des RMS est minimale pour un  $V_{p2} = 7,7$  km.s<sup>-1</sup> et un Moho à 30 km.

On introduit ce modèle pour le calcul d'une hodochrone dont la vitesse  $V_{p2}$  est encore de 7,7 km/s, mais la profondeur est moindre : 28 km.

L'ensemble des premières vitesses peut se résumer sur un graphe  $\langle RMS \rangle$  fonction de  $V_{p1}$  pour D=Dodécanèse, C=Crète, S=Mer de Crète, EG=tous les séismes sélectionnés de la Mer Egée :



Somme toute, les trois modèles ne sont pas très différents car les stations comme les séismes sont situés sur l'arc hellénique, pour lequel l'épaisseur de la croûte ne varie pas de plus de 5 km ( $\approx$  de 30 à 40). En Mer de Crète, où la croûte a une épaisseur inférieure à 20 km, nous n'avons que trois stations ayant bien fonctionné : NAX, SAN, AS2, et pas de séismes. On admet que les trajets des rais des séismes de l'arc jusqu'à ces stations, restent en grande partie dans la croûte.



### III.7 Précision des localisations

Nous avons localisé ces séismes avec le modèle de [Pedotti 1988] afin de corriger les erreurs de manipulation des divers fichiers : coordonnées des stations (elles aussi en machine après avoir été mesurées sur des cartes au 1/50000<sup>ème</sup>), corrections de temps, et temps d'arrivée. L'erreur sur nos localisations est la somme d'erreurs statistiques dues à une certaine dispersion des données entre elles, et d'erreurs systématiques, qui sont des erreurs de localisation par rapport à un système de référence externe, dues notamment à une mauvaise connaissance de la structure globale, à des effets de site sous certaines stations.

#### III.7.1 Erreurs statistiques

La dispersion des données est à peu près prise en compte par les paramètres de HYPO71. Le programme fournit ERH et ERZ qui sont des erreurs statistiques liées à la méthode des moindres carrés. On peut aussi appréhender les erreurs dues à la géométrie du réseau dans la localisation en prenant la matrice des variances d'HYPO71, qu'on multiplie par un "bruit" blanc, introduit sous forme de RMS (programme de Graham, Ellsworth, Roecker & Soufleris [Hatzfeld et al., 1986]). Pour cela (fig III.7.1A), on établit une grille de séismes fictifs à une certaine profondeur, dans chaque région. En prenant un séisme représentatif de chacune d'elle (RMS, Nombre de phases et magnitude moyennes) on regarde quelles sont les stations dont on utilise les P, (triangles clairs) et celles dont on utilise les S et les P (triangles foncés). Ces stations constituent un réseau, pour lequel on recalcule la matrice de variances en chaque point de la grille. On interpole (splines bicubiques) entre les points pour les quatre coordonnées x,y,z,t (longitude, latitude, profondeur, temps origine). On voit clairement que les séismes en dehors du réseau ont vite une très mauvaise contrainte sur chacun de paramètres. La valeur moyenne de l'erreur standard sur la localisation dans les réseaux est de  $\pm 8$  km, elle ne tient compte que du bruit dans les données, et elle représente la précision à laquelle on peut s'attendre pour un RMS donné dans un modèle et un réseau particulier.

Erreurs standards des intermédiaires RMS=0.3 s, Z=120 km

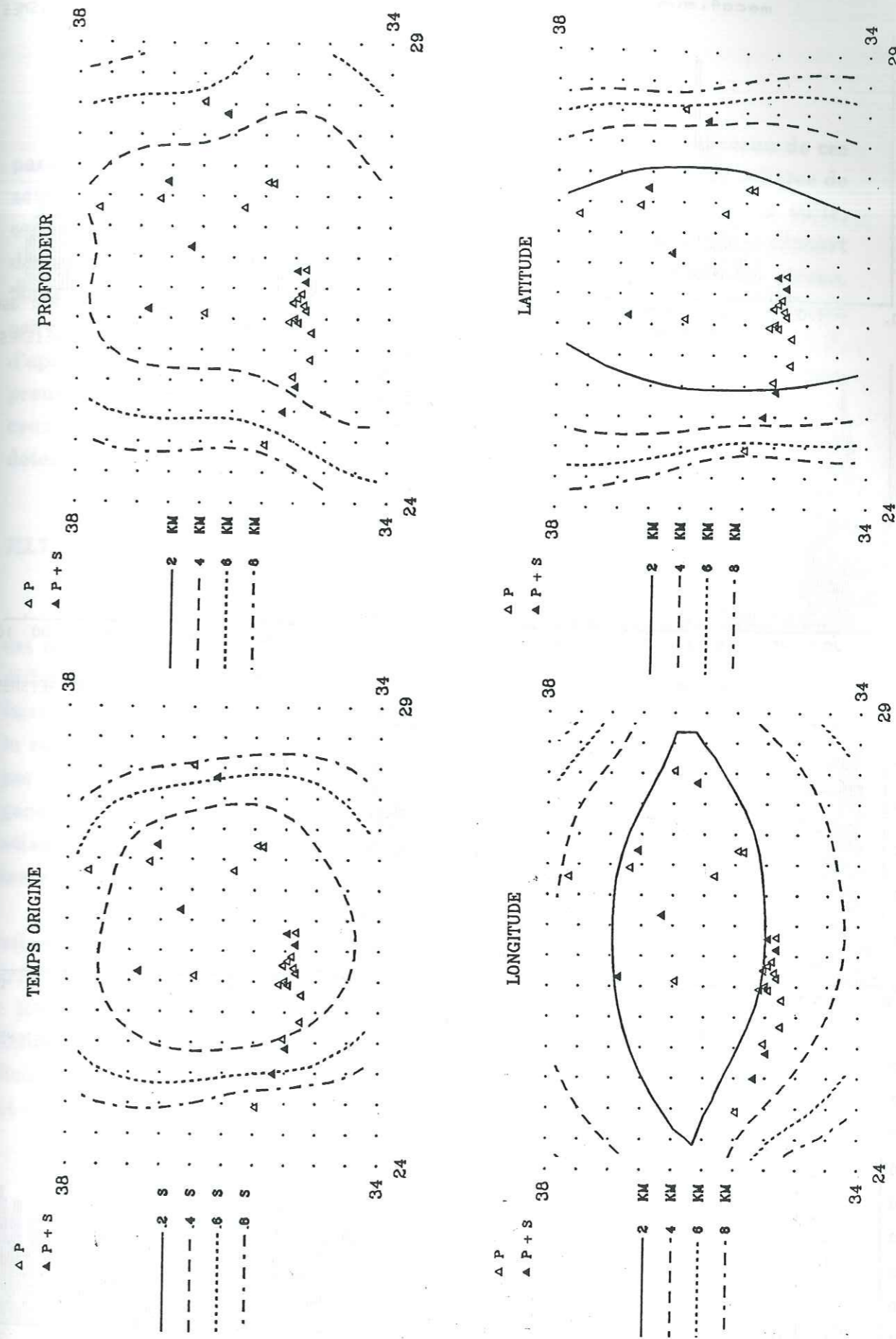


Figure III.7.1A Courbes iso-erreurs d'un séisme intermédiaire pris dans l'essaim de séismes profonds (Z>80 km) localisés sous Astipaléa

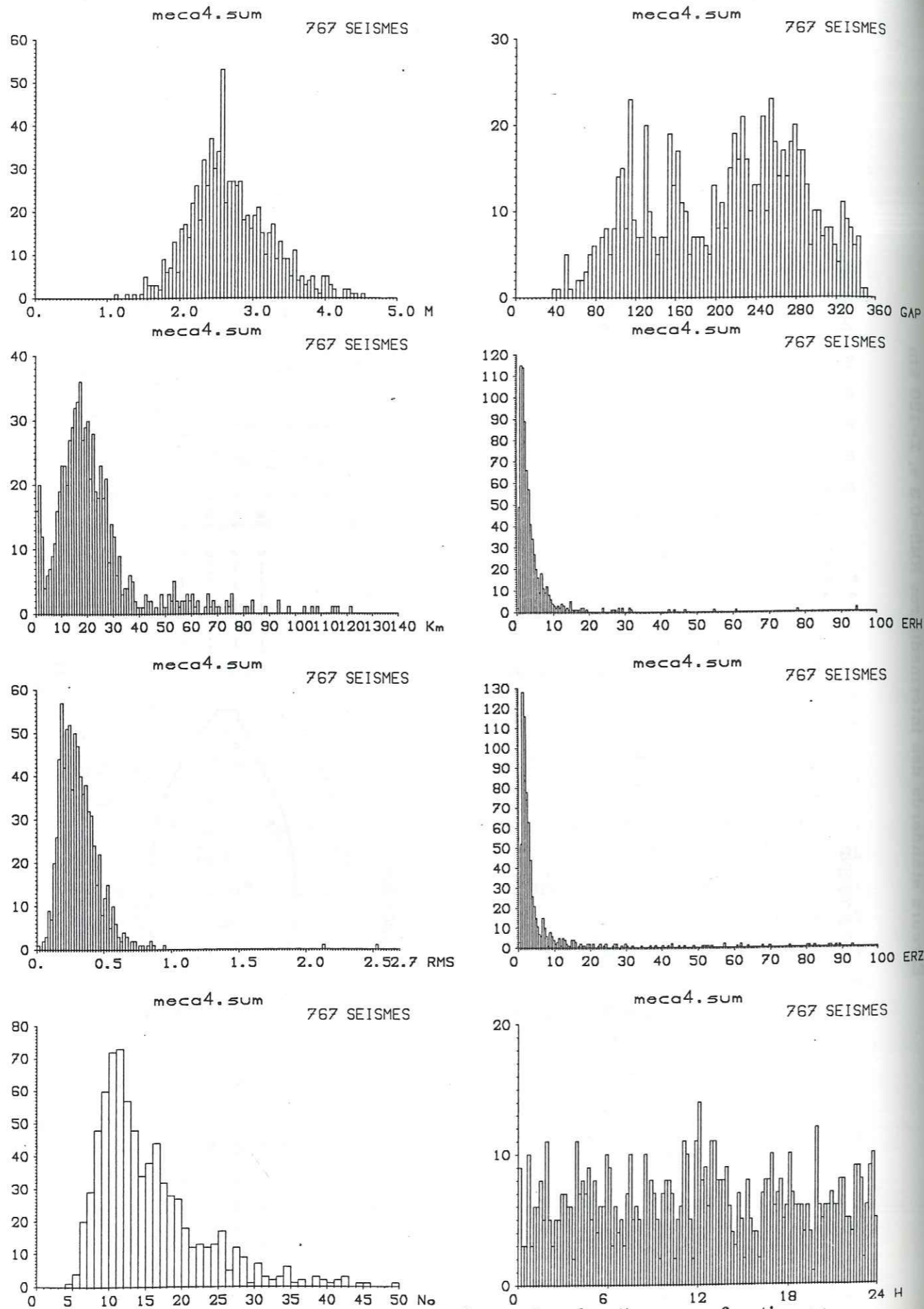


Figure III.7.1B Histogrammes du nombre de séismes en fonction :  
à gauche : de la magnitude, de la profondeur, du RMS et du nb de phases  
à droite : du GAP de ERH, de ERZ et de l'heure.

Nous pouvons calculer la distribution de nos séismes pour chacun de ces paramètres sous forme d'histogramme (fig. III.7.1B). On choisit les critères de sélection qui nous permettront de faire des interprétations par la suite, connaissant la précision statistique de nos localisations. On voit que la plupart des séismes ont un GAP supérieur à 180, ce qui les situe en dehors du réseau. Nous savons que plus le nombre de phases  $N$  est grand, mieux la localisation est contrainte; nous sélectionnerons les séismes avec  $N \geq 8$  (8 phases P et 1 S, d'après les travaux de Chatelain [1978], Grange [1983] et Pedotti [1988]). Nous prendrons des valeurs d'ERH et ERZ inférieures à 10 km. Enfin, on se limite à ceux dont le RMS est inférieur à 0.5 s, sachant d'autre part que les séismes déterminés avec peu de phases ont très souvent un RMS proche de 0 s.

### III.7.2 Erreurs systématiques

Comme nos modèles ne décrivent pas parfaitement pas la réalité (ce qui est très souvent le cas) il faut estimer l'erreur systématique induite par cette différence. En fait cette erreur ne peut pas aisément être mesurée; on peut faire des tests synthétiques, mais jamais ils ne correspondent complètement à la réalité. Comme ce qui nous intéresse est la répartition des séismes les uns par rapport aux autres, et par rapport à une référence externe dans un cadre géodynamique global, on peut estimer l'erreur absolue de localisation d'un séisme, en regardant par exemple le déplacement de chacun d'eux lorsqu'on teste des modèles différents.

En utilisant les modèles précédemment trouvés pour localiser nos séismes dans chaque région, on établit des cartes de sismicité en ayant les critères de sélection sur les paramètres de sortie des moindres carrés (HYPO71 : RMS, No, ERZ, ERH) qui permettra de tenir compte du bruit dans les données, et nos trois qualités  $q=1,2,3$  (voir plus loin). Pour cela on fait passer le fichier de donnée dans trois modèles plausibles, mais suffisamment différents, et on regarde de combien de kilomètres les hypocentres se déplacent.

Nous avons choisi, en plus du modèle global (§ III.6.4), un modèle combinant les résultats de sismique réfraction de Makris [1978b] dans le sud de la Mer Egée, et le modèle utilisé par Makropoulos [communication personnelle, 1989]:

Makris	Makropoulos
Vp1 = 6,0 km.s <sup>-1</sup> de 0 à 17 km	Vp1 = 5,0 km.s <sup>-1</sup> de 0 à 1 km
Vp2 = 6,7 km.s <sup>-1</sup> de 17 à 26 km	Vp2 = 6,0 km.s <sup>-1</sup> de 1 à 15 km
Vp3 = 7,9 km.s <sup>-1</sup> de 26 à 100 km	Vp3 = 6,75 km.s <sup>-1</sup> de 15 à 40 km
+ Jeffreys-Bullen (Cf §III.6.1)	Vp4 = 8,05 km.s <sup>-1</sup> en deça de 40 km.

Nous avons ainsi classé nos séismes en trois qualités :

- q=3 pour les séismes qui bougent de moins de 10 km entre les 3 modèles,
- q=2 pour ceux qui bougent de moins de 20 km,
- q=1 pour les autres.

On combine les deux types d'erreurs : les séismes de qualité 3, bougeant de moins de 10 km qui ont des ERH < 10 km et ERZ < 10 km, sont représentés en symboles pleins, seront utilisés pour étudier la sismicité superficielle (qu'on espère relier à la tectonique); ceux de qualité 2 bougeant de moins de 20 km qui ont des ERH < 20 km et ERZ < 20 km en symboles vides, qui nous suffiront pour l'interprétation géodynamique. On applique de plus les critères statistiques RMS < 0,5 s et No >= 8 à ces deux catégories.

### III.8 Corrections de stations

On peut calculer le résidu moyen en chaque station pour tous les séismes dans le but de déceler un effet local systématique, et de le corriger dans les localisations. On peut voir sur la carte (fig III.8) que les stations du réseau permanent ont de plus gros résidus en moyenne que les stations temporaires, les stations le long de l'arc ont un résidu presque nul, alors que les stations des îles ont un résidu négatif (jusqu'à -0.5 s), mais l'écart-type est plus grand que le résidu aux stations (à cause de la dispersion des données), nous ne ferons donc pas de corrections de stations.

Moyenne des résidus d'ondes P à chaque station

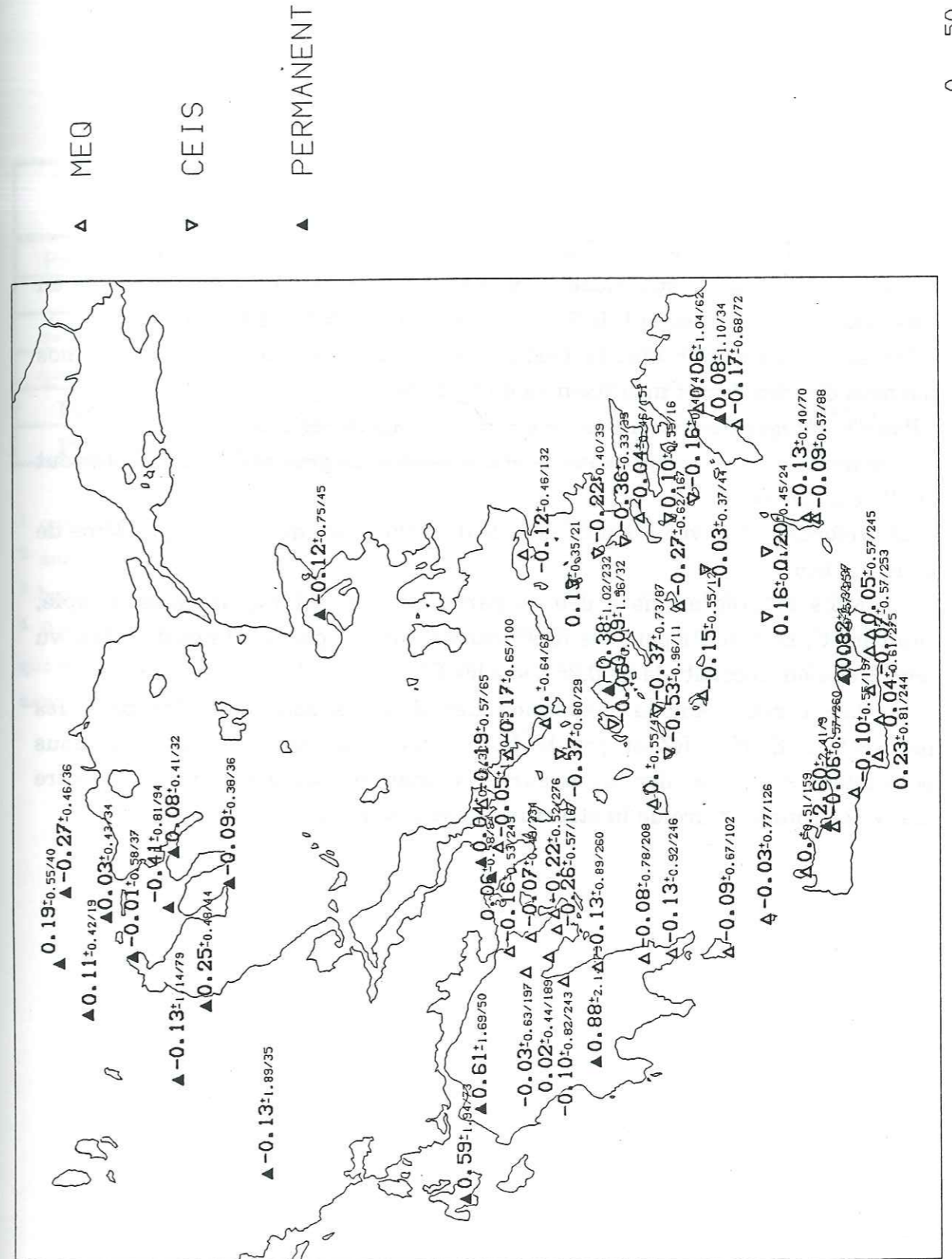


Figure III.8 : On représente successivement la moyenne des résidus P, l'écart-type et le nombre de phases P enregistrées à chaque station.

### III.9 Conclusions

HYPO71 a des inconvénients :

- Pas de correction de sphéricité -> on a une erreur de  $\approx 3$  km sur les bords en profondeur, mais seulement de 30 m en horizontal (tout à fait négligeable).
- Un seul Vp/Vs pour tout le modèle -> pas d'étude fine des Vs, mais nos données d'ondes S sont insuffisantes de toute façon.
- Pas d'hétérogénéités latérales, ce qui nous oblige à régionaliser
- La convergence n'est pas bonne si une station a un gros résidu ( $>2$  s), surtout si elle est proche.
- La profondeur trouvée est parfois celle d'un interface du modèle (problème de convergence).

Mais ce programme a peu de paramètres, il est rapide, assez simple, "universel", et il suffit pour les localisations faites à partir de nos données, vu leur précision (incertitude de 0,25 s sur les P).

Les erreurs sur la dispersion des données sont estimées par les paramètres ERH, ERZ et par le RMS, alors que nos trois qualités nous permettent d'appréhender les erreurs systématiques dues notamment à notre mauvaise connaissance de la structure en vitesse sous la Mer Egée.

On peut voir l'impact de nos sélections sur le tableau suivant :

Nombre de séismes	superficiels (Z<40)	intermédiaires (Z>40)	Total
Première localisation	591	237 <sup>3</sup>	828
Après le tri	693	73	766
q=2 mieux que 20 km <sup>1</sup>	312+229=541	13+47=60 <sup>4</sup>	325+276=601
q=3 mieux que 10 km <sup>1</sup>	229	47	276
Précision 20 km <sup>1,2</sup>	253+128=381	16+20=36	269+148=417
Précision 10 km <sup>1,2</sup>	128	20	148

<sup>1</sup> qualités déterminées en regardant de combien bougent les séismes dans 3 modèles distincts.

<sup>2</sup> entre HYPOINVERSE et HYPO71.

<sup>3</sup> beaucoup de ces séismes ont été localisés à une profondeur moindre après corrections.

<sup>4</sup> il y a plus de séismes de profondeur Z>40 km de qualité 3 que de qualité 2 (et de précision 10 que de précision 20 km) parce que nous sommes revenus plusieurs fois sur ceux-ci pour nous assurer de leur profondeur.

## Chapitre IV La sismicité

### IV.1 L'ensemble des séismes

Nous obtenons une carte de sismicité des séismes de magnitude ( $M_l$ ) inférieure à 4,5 pendant les 6 semaines de la campagne (fig. IV.1). Malgré ces faibles magnitudes, l'allure générale de la sismicité correspond assez bien à celle des séismes de magnitude  $M_l > 4.5$  de ce siècle [Makropoulos & Burton, 1981] ou de magnitude  $M > 6$  [Papazachos et al., 1987] historiques, même si nous avons moins de séismes à Céphalonie qui est loin de notre réseau. Nous n'avons pas de sismicité entre les fossés de Plinie et de Strabon, contrairement à ce que l'on peut voir sur les cartes de séismes historiques [Makropoulos & Burton, 1981]. Enfin la partie orientale du Péloponnèse et la région d'Anticythère montrent des microséismes, alors qu'historiquement il n'y a pas eu d'événements majeurs dans ces régions. Mais si la sismicité que nous présentons est moins représentative au niveau de l'énergie libérée que celle de séismes majeurs sur un siècle, elle présente l'avantage d'avoir une meilleure précision sur ces localisations, grâce notamment au grand nombre de stations dont nous disposions.

Le trait le plus marquant de cette carte est la répartition diffuse de la sismicité le long de l'arc hellénique, en contraste avec une sismicité sporadique à l'intérieur du domaine égéen. La sismicité est en grande partie située dans une bande de 150 km le long de l'arc, en grande majorité dans la plaque égéenne. La plupart sont à une profondeur inférieure à 40 km. Les séismes sont presque inexistantes en mer de Crète, peu nombreux dans les Cyclades, et dispersés sous le Péloponnèse. On voit que le Golfe de Corinthe est actif comme l'avaient déjà vu Hatzfeld et al. [1989]. Les séismes les plus forts ( $M_l > 4.5$ ) sont dans des essaims isolés en Eubée, au sud de la Chalcidique et près de Léros, et ont été suivis de crises sismiques (répliques).



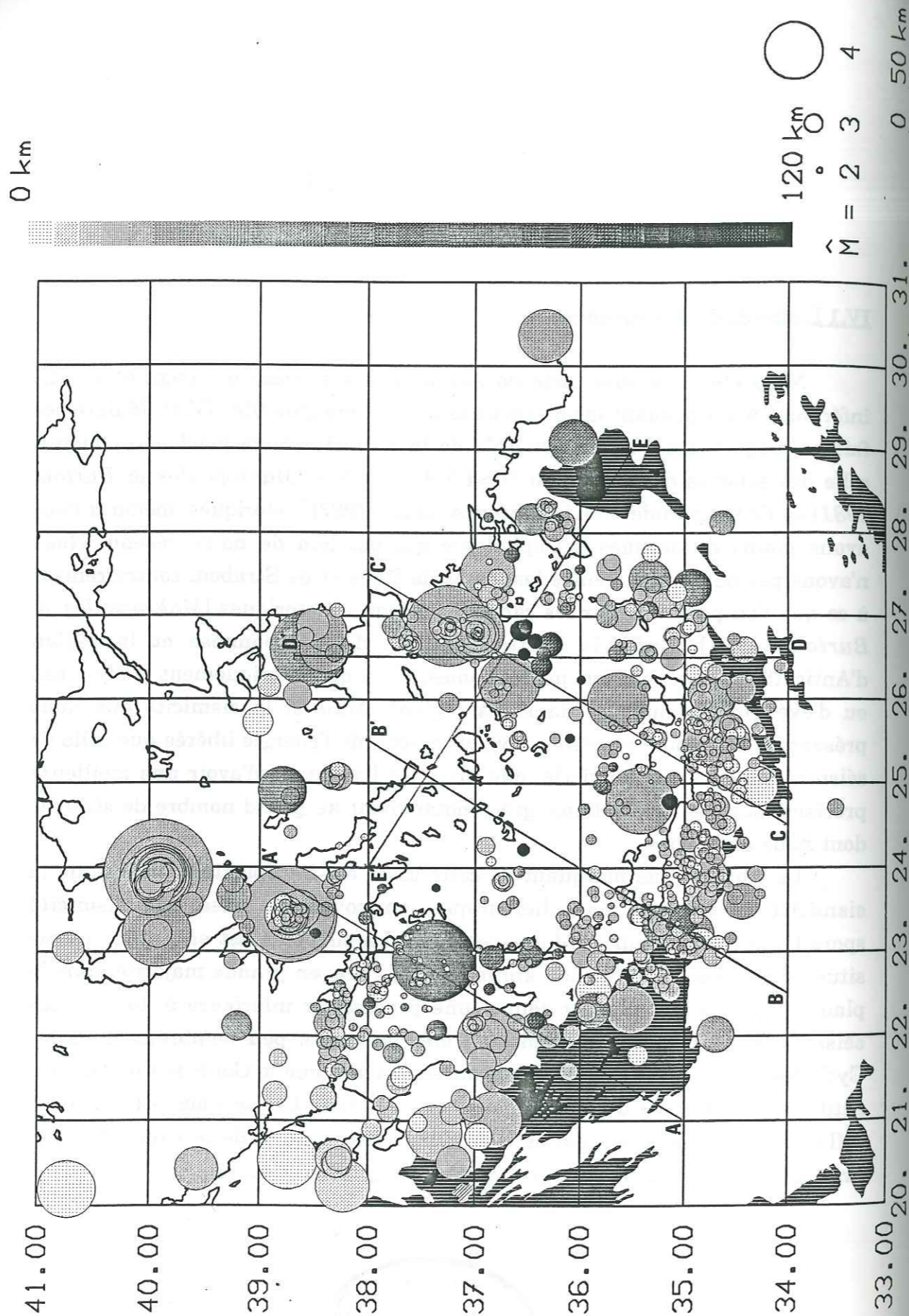


Figure IV.1 : Ensemble des séismes (régionalisés) des 3 qualités retenus.  
Tracés des coupes (§IV.4). Situation des fossés.

#### IV.2 Les séismes superficiels

Nous appelons séismes superficiels ceux dont la profondeur n'excède pas 40 km dans nos localisations; en effet, d'après les connaissances que nous avons sur cette région [Makris, 1978b ; Pedotti, 1988...] le Moho ne devrait pas dépasser de beaucoup cette profondeur au sud du domaine égéen (il serait au maximum à 45 km sous le Péloponnèse [Makris, 1978b]). La sismicité superficielle (fig. IV.2A) a aussi une répartition semblable à celle présentée par McKenzie [1978b] d'après les localisations de l'USGS, avec néanmoins plus de séismes dans la partie orientale du Péloponnèse. Cette sismicité superficielle est prépondérante (Fig. III.7.1B), l'essentiel des événements ayant eu lieu entre 10 et 30 km sous le niveau de la mer.

De plus, la plupart des séismes de magnitude supérieure à 4 sont situés entre 10 et 20 km. On voit bien cet effet en calculant l'énergie libérée pour chaque événement d'après la formule donnée par Bath [1982] :  $\log E = 12,3 + 1,27 M_l$ . On fait la sommation des énergies dans des blocs de 40 km de côté et 40 de profondeur, en recalculant ensuite une pseudo-magnitude équivalente à cette énergie libérée dans chaque bloc par  $M_l = (\log \Sigma E - 12,3)/1,27$ . Sur la figure IV.2B on note que les maxima d'énergie ont été libérés par des séismes de magnitude  $M_l \geq 4$  suivis par des crises sismiques. L'énergie libérée est par contre très faible dans la mer de Crète et les Cyclades, sachant pourtant que notre réseau entourait ces deux zones et pouvait donc enregistrer tous les séismes de magnitude  $M_l \geq 2,5$  (seuil de déclenchement visible sur la fig. III.7.1B). On voit que l'énergie est surtout libérée sur une bande de 150 km de large (en moyenne) le long de l'arc, alors que Pedotti [1988] avait observé que l'essentiel de l'énergie dans le Péloponnèse était libérée le long de l'arc, dans une bande de seulement 80 km de large à partir de la fosse.

$\Delta$  = 253 EVENTS  
 $\square$  = 128 EVENTS

$\bullet$   $\Delta D < 10$  km

$\circ$   $\Delta D < 20$  km

$\bullet$   $0 < Z < 20$

$\blacksquare$   $Z > 20$  km

$\circ$   $\Delta D < 10$  km  
 $\square$   $\Delta D < 20$  km  
 $\bullet$   $0 < Z < 20$   
 $\blacksquare$   $Z > 20$  km

$\circ$  2  
 $\square$  3  
 $\bullet$  4

$\circ$  0  
 $\square$  50  
 $\bullet$  km

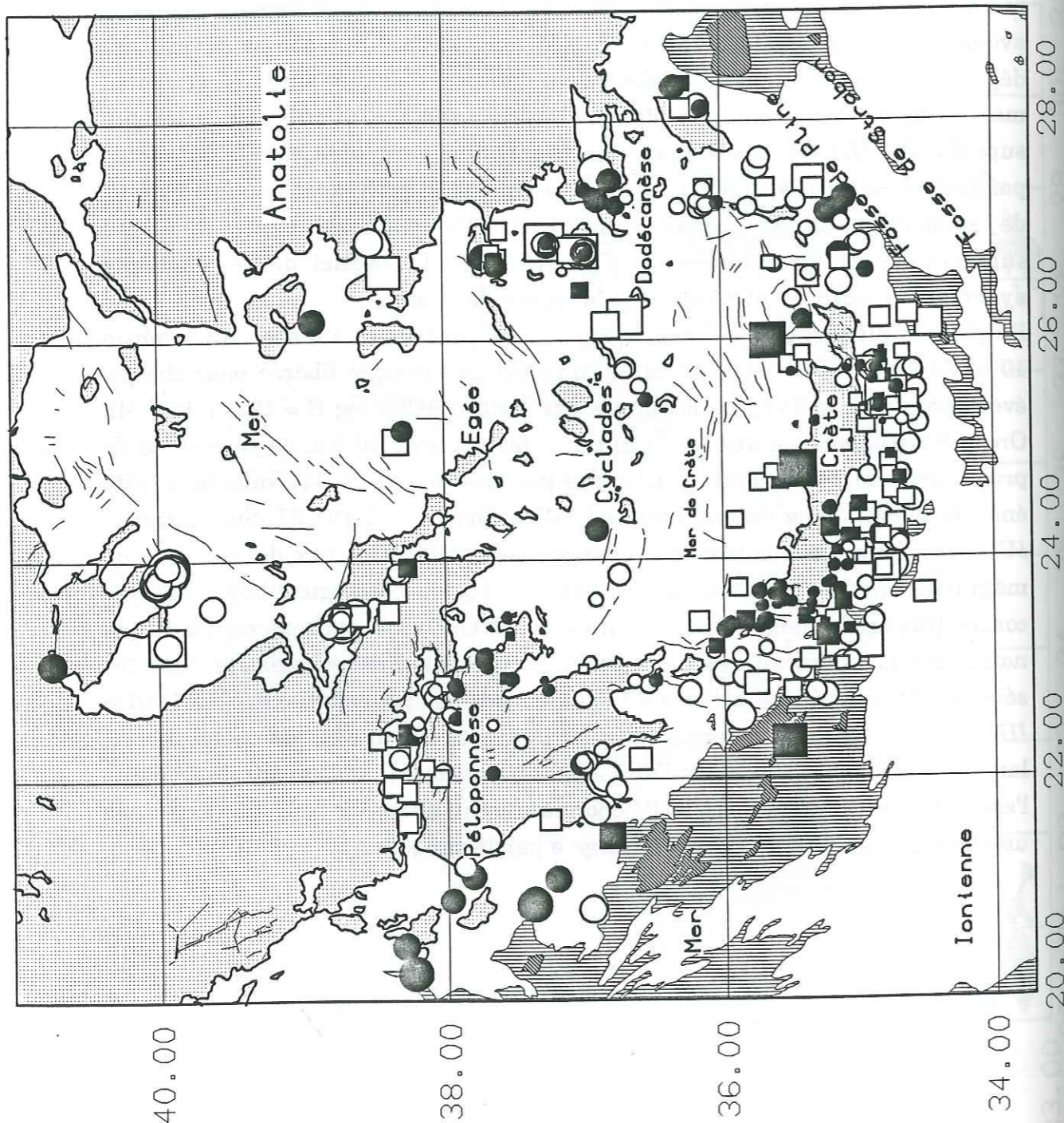


Figure IV.2A : Séismes superficiels ( $Z < 40$  km) bougeant de moins de 20 km pour les symboles vides, de moins de 10 km pour les symboles remplis (idem sur les figures à venir). Situation des fossés.

Les séismes semblent s'aligner de façon radiale par rapport à l'arc hellénique (fig. IV.1), Papadopoulos et Wyss [1988] expliquent de tels alignements par le fait que la précision de localisation des événements est mauvaise au dessus d'un plan de subduction (la structure en vitesse étant fortement hétérogène). Si on regarde une carte ne comprenant que les séismes bougeant de moins de 20 km, ces alignements sont nettement moins clairs (fig. IV.2A), mais cela est normal puisqu'en diminuant le nombre de séismes on a moins de chance d'observer des alignements. Hatzfeld et al. [1989] avaient déjà observé ces alignements de séismes au sud-ouest du Péloponnèse, et ils étaient corrélés avec les zones de relai du fossé occidental. On remarque qu'ici aussi il semble qu'ils se situent là où les fossés s'interrompent, en particulier (fig. IV.2.1) entre l'extrémité sud du fossé Sud-Matapan et Anticythère, à l'extrémité nord-ouest de Gavdos (fig. IV.2.2), entre le fossé de Gavdos et le fossé sud-crétois, et au niveau d'un rétrécissement de la fosse de Pline. On peut interpréter cette activité comme reliée à une accumulation de contraintes locales, dues à une géométrie complexe du fossé. On ne distingue pas de sismicité associée à la "ride Méditerranéenne" contrairement aux 4 séismes que l'on peut voir sur le travail de Taymaz [1990]. Mais cette structure est en dehors de notre réseau, et nous n'avons que six semaines d'enregistrement.

Pendant notre expérience trois crises sismiques ont eu lieu en Eubée, en Chalcidique et près de Léros (Dodécannèse) (fig. IV.2C,D). Grâce aux données du réseau permanent grec, nous avons pu mieux contraindre la profondeur des événements en Eubée et en Chalcidique où pratiquement tous les séismes sont localisés entre 0 et 20 km de profondeur. Dans le Dodécannèse les séismes majeurs sont plus profonds : entre 20 et 40 km. On remarque que les localisations de séismes de précision inférieure à km (en noir) sont groupées dans une zone de moins de 5 km de rayon dans chaque essaim, et de même les événements localisés à mieux de 20 km près sont circonscrits dans une zone de moins de 10 km de rayon, ce qui indique que la précision de nos localisations est meilleure que les 10 et 20 km que nous avons calculés, et nous avons ainsi surestimé, pour plus de sûreté, la précision de nos localisations.

L'essaim de sismicité du sud de la Chalcidique est situé en bordure du fossé nord-égéen, où Martin & Mascle [1989] localisent des failles quasi-verticales jouant en décrochement dextre.

Nous allons détailler les caractéristiques de la sismicité dans chacune des quatre régions que nous avons distinguées.

Pseudo-magnitude (énergie cumulée sur les 6 semaines)  $Z < 40$  km

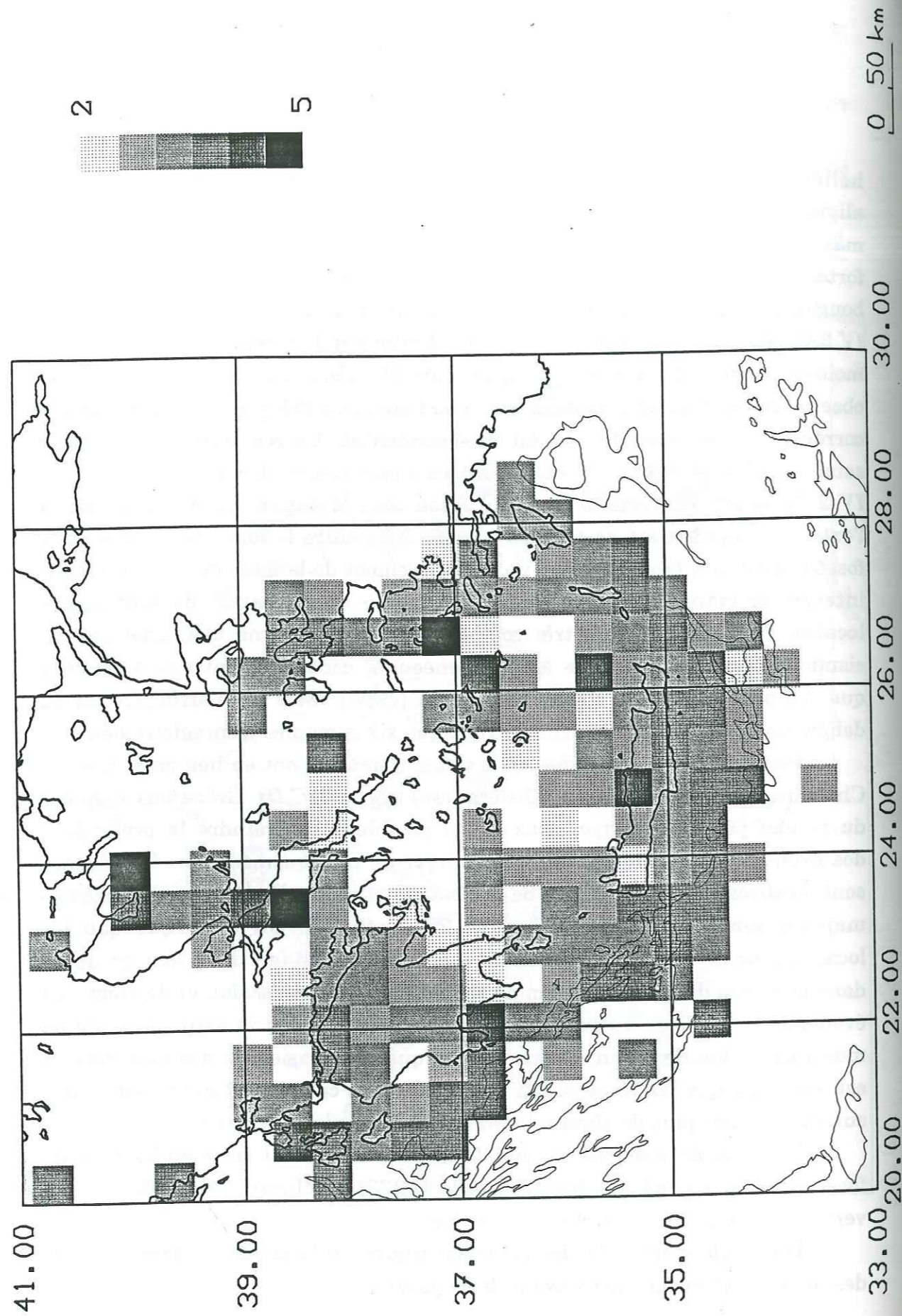
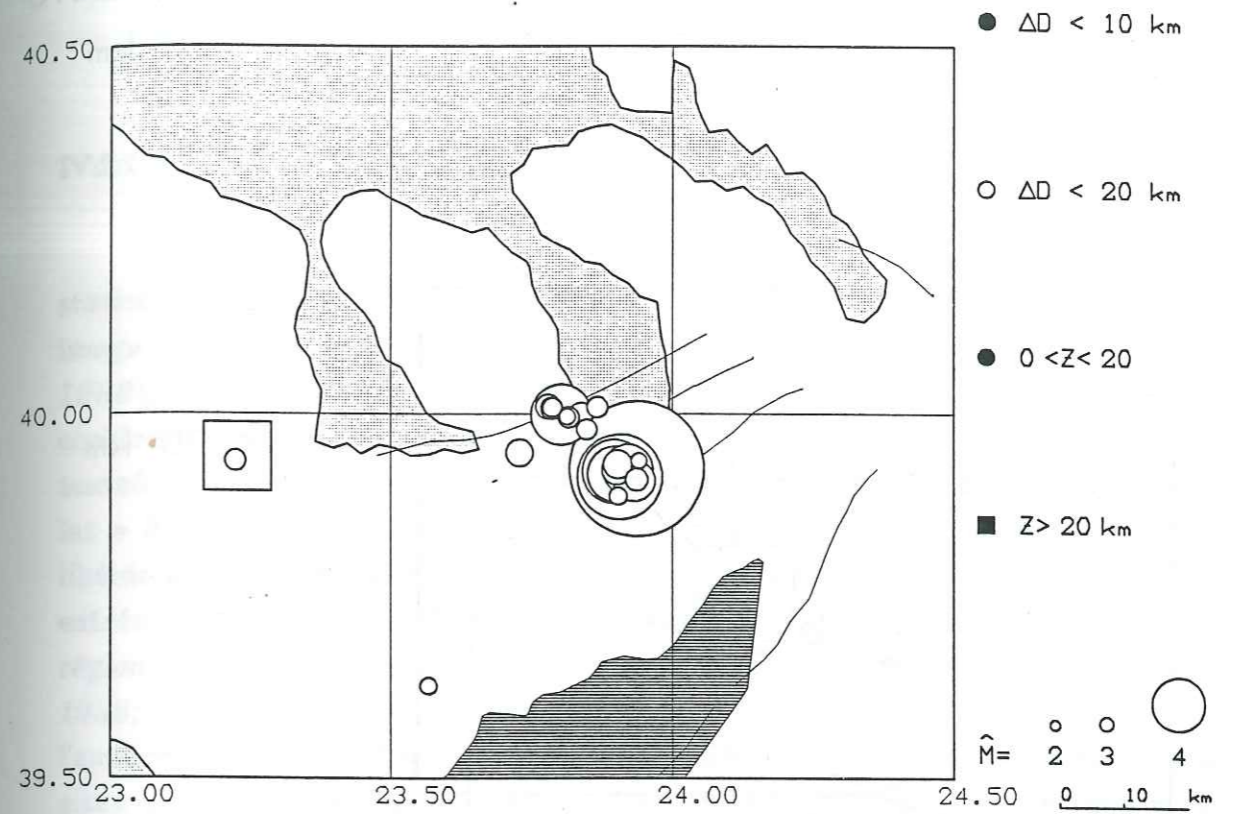


Figure IV.2B : Magnitude équivalente [Bath] des séismes superficiels ( $Z < 40$  km). Situation des fossés.

q=2 : 24 EVENTS  
q=3 : 0 EVENTS



q=2 : 27 EVENTS  
q=3 : 3 EVENTS

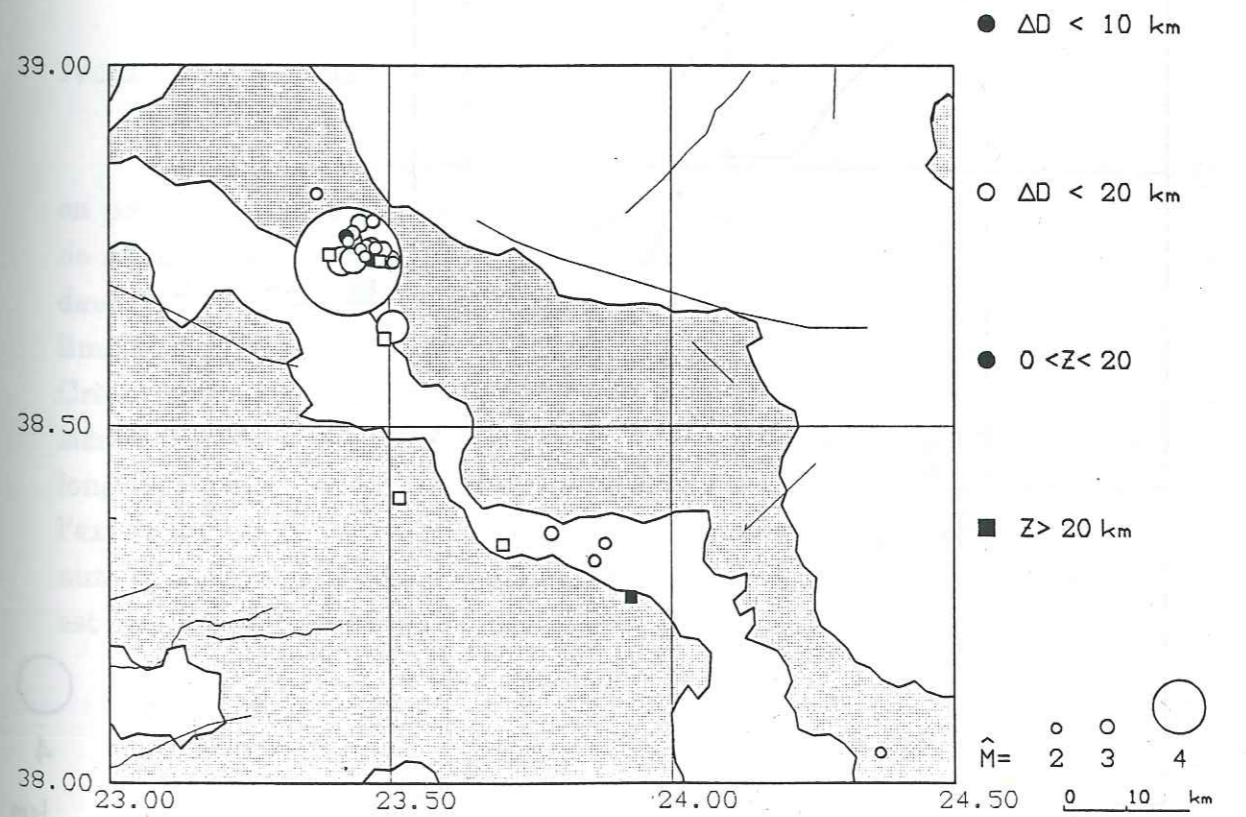


Figure IV.2C : Essaims de Chalcidique (en haut) et d'Eubée (en bas).

Séismes bougeant de moins de 20 km entre les 3 modèles.



$q=2$  : 16 EVENTS  
 $q=3$  : 7 EVENTS

●  $\Delta D < 10$  km

○  $\Delta D < 20$  km

●  $0 < Z < 20$

■  $Z > 20$  km

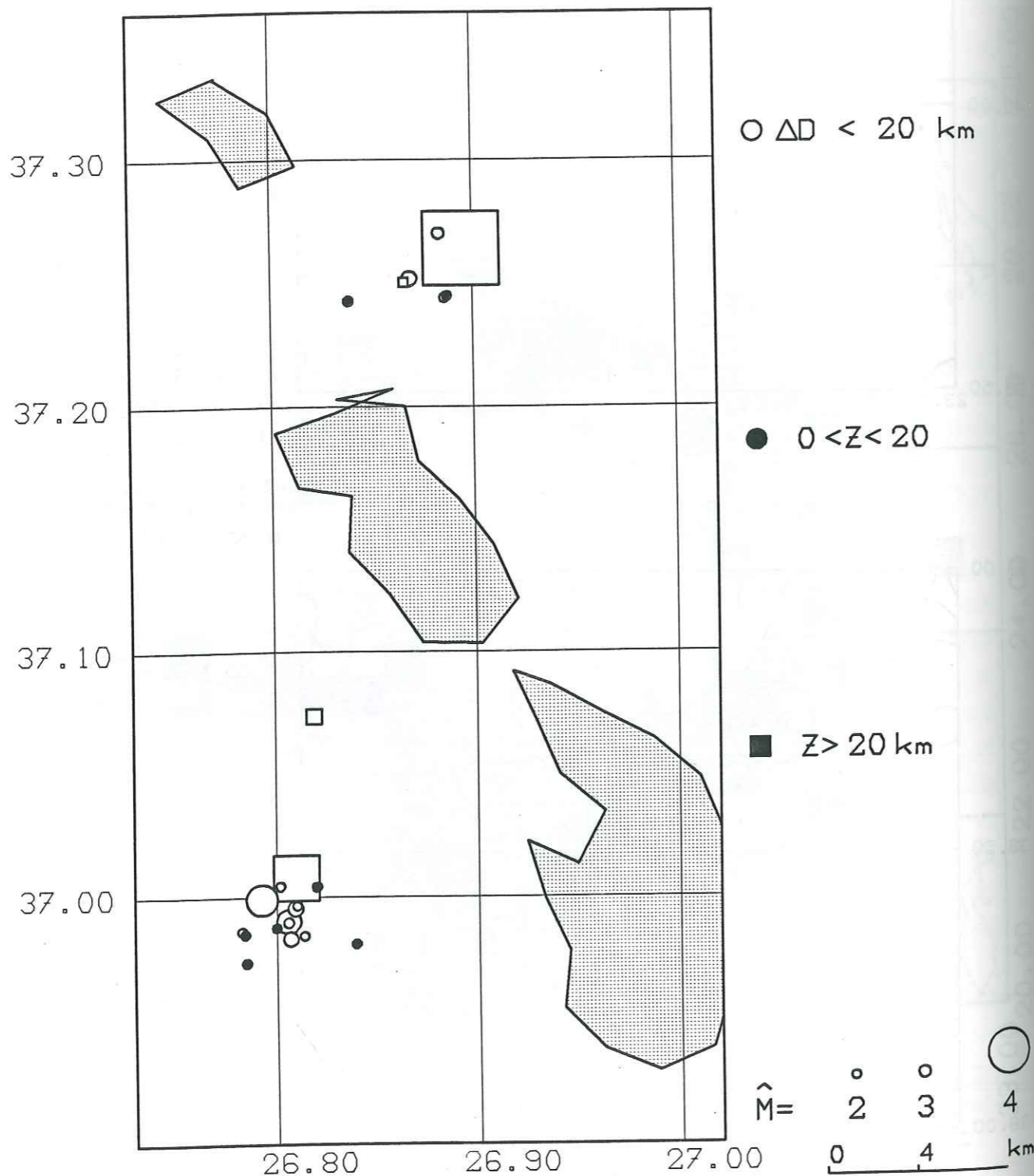


Figure IV.2D : Essaims du nord de Léros et de Kalimnos.

Séismes bougeant de moins de 20 km.

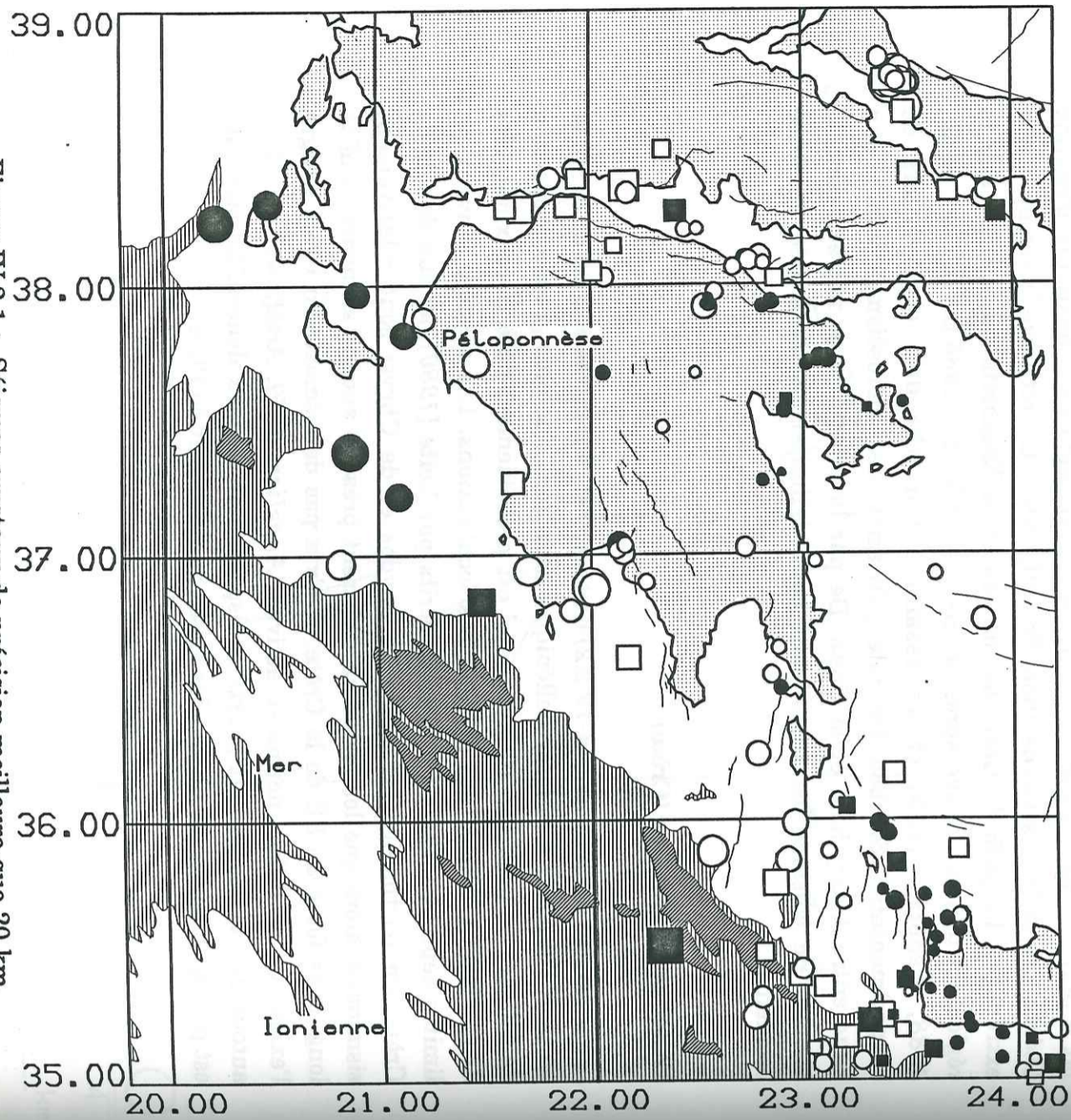
#### IV.2.1 L'ouest de l'arc (Péloponnèse)

La figure IV.2.1 donne un aperçu de la sismicité de cette région, les stations étant réparties à l'est du Péloponnèse lors de la mission de 1988, notre image est moins bonne que celle obtenue lors de l'expérience de 1986 [Pedotti, 1988], nous disposons de moins de séismes (voire aucun dans la partie occidentale du Péloponnèse car nous n'y avons pas de stations). On peut toutefois noter que nous n'avons aucun séisme dans la région de coordonnées lat = 36,7°, long = 21,2°, alors qu'elle correspondait au maximum d'énergie libérée lors de la mission de 1986 [Pedotti, 1988]. On retrouve la sismicité aux extrémités du golfe de Corinthe, un essaim à Kalamata qui montre que la région est toujours active après la crise de septembre 1986 [Lyon-Caen et al., 1988; Pedotti, 1988] et un essaim à Corinthe déjà observé lors de l'expérimentation de 1986. On note qu'il existe des microséismes dans le gap situé entre Anticythère et la Crète. De par la géométrie de notre réseau, le nombre de séismes est insuffisant pour délimiter l'activité liée au fossé occidental.

#### IV.2.2 Le sud de l'arc (Crète)

Au sud de la Crète (fig. IV.2.2) l'activité est concentrée entre 0 et 20 km et on peut l'associer à la fosse hellénique; on notera une plus grande proportion de séismes de précision 10 km, ce qui est probablement dû à la proximité des deux réseaux denses qui affinent ces localisations. Les séismes suivent les limites septentrionales des fossés décrits par Leite [1980], au sud de l'île de Crète; en particulier les môles de Gavdos et de Chrysi sont relativement sismiques, alors que les fosses ne montrent presque aucune sismicité, sauf le long de la fosse du SE de la Crète. Il n'y a pas de sismicité en Crète malgré l'existence de failles normales actives [Angelier, 1979; Armijo et al., 1991] autour desquelles étaient pourtant disposés nos réseaux denses. La sismicité est pratiquement nulle au sud des fossés de Gavdos et de Plinç.

Figure IV.2.1 : Séismes crustaux de précision meilleure que 20 km, à l'ouest de l'arc hellénique. Situation des fossés.



q=2 : 99 EVENTS  
q=3 : 61 EVENTS

●  $\Delta D < 10$  km

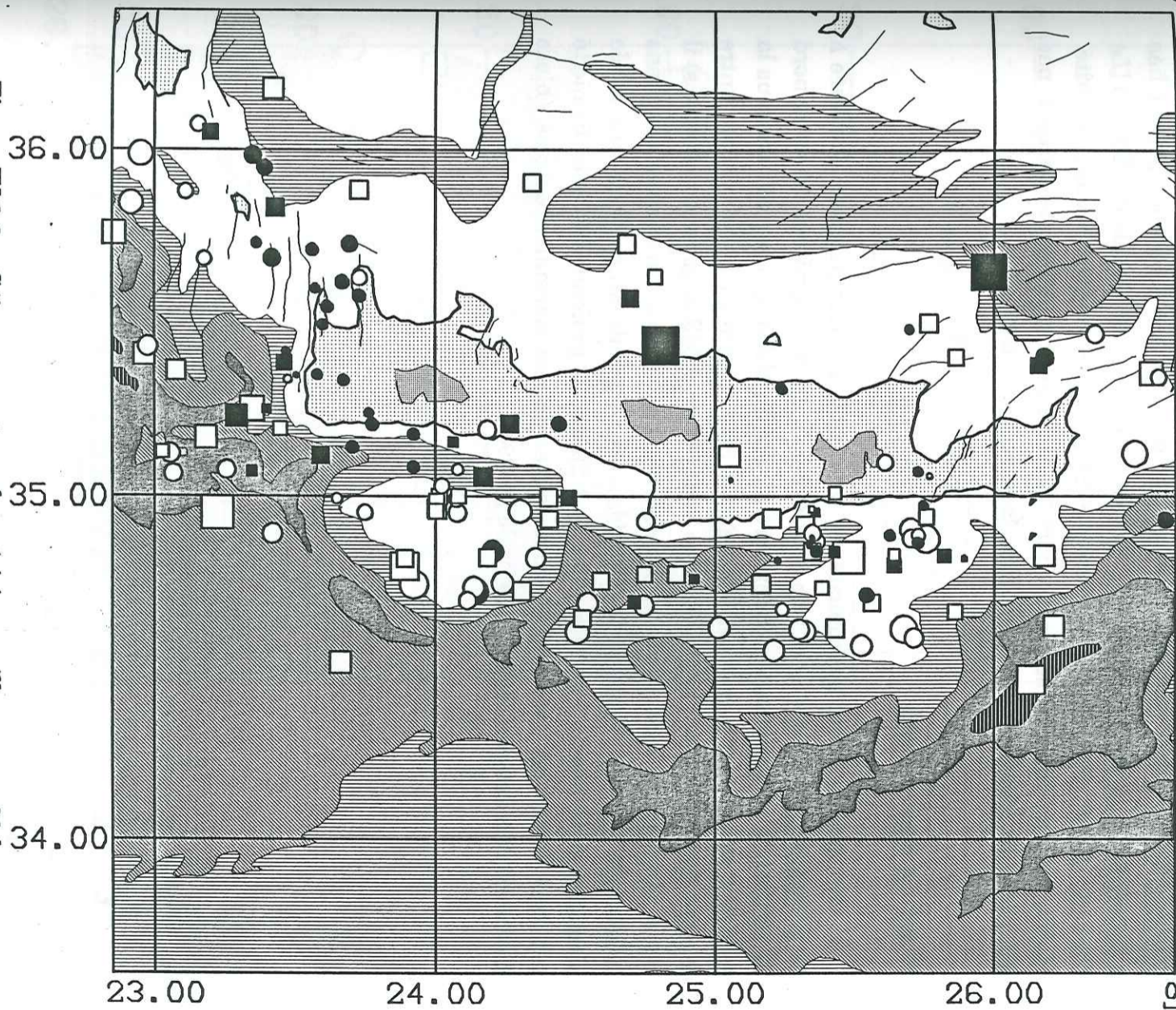
○  $\Delta D < 20$  km

●  $0 < Z < 20$

■  $Z > 20$  km

$\hat{M} =$      
 2      3      4  
 0      50      km

Figure IV.2.2 : Séismes crustaux de précision meilleure que 20 km, au sud de l'arc hellénique. Trace des fossés (en gris) et des môles (en blanc).



q=2 : 97 EVENTS  
q=3 : 62 EVENTS

●  $\Delta D < 10$  km

○  $\Delta D < 20$  km

●  $0 < Z < 20$

■  $Z > 20$  km

$\hat{M} =$      
 2      3      4  
 0      50      km

#### IV.2.3 L'est de l'arc (Rhodes)

La sismicité à l'est de l'arc hellénique est assez faible (fig. IV.2.3), avec toutefois une activité importante au sud de Karpathos, vraisemblablement liée à la terminaison du fossé de Pline, qui est encore un môle (môle de Kassos) [Le Cleach, 1984]. Par contre le fossé de Strabon ne montre aucune activité. Malheureusement ces séismes -hors du réseau- ne nous permettent pas d'élucider la complexité de l'arc dans sa partie orientale.

#### IV.2.4 La mer de Crète

En mer de Crète la sismicité est très faible et principalement localisée à sa périphérie (fig IV.2.4). On voit deux événements de magnitude  $M_l=4$  au nord de la Crète à une profondeur inférieure à celle du Moho (qui est  $\leq 20$  km sous la mer de Crète), et d'autres petits séismes situés également sous le Moho. Entre le nord de la Crète et l'arc volcanique actif (Aegina, Milos, Santorin, Nisyros) il n'y a aucune sismicité crustale, par contre au niveau de l'arc volcanique dans le triangle Naxos - Santorin - Astipaléa et à l'ouest de Milos il y a une faible sismicité superficielle localisée entre 0 et 20 km de profondeur. Cette sismicité est très faible en regard des nombreuses failles normales actives (blocs basculés) décrites par Martin & Mascle [1989c].

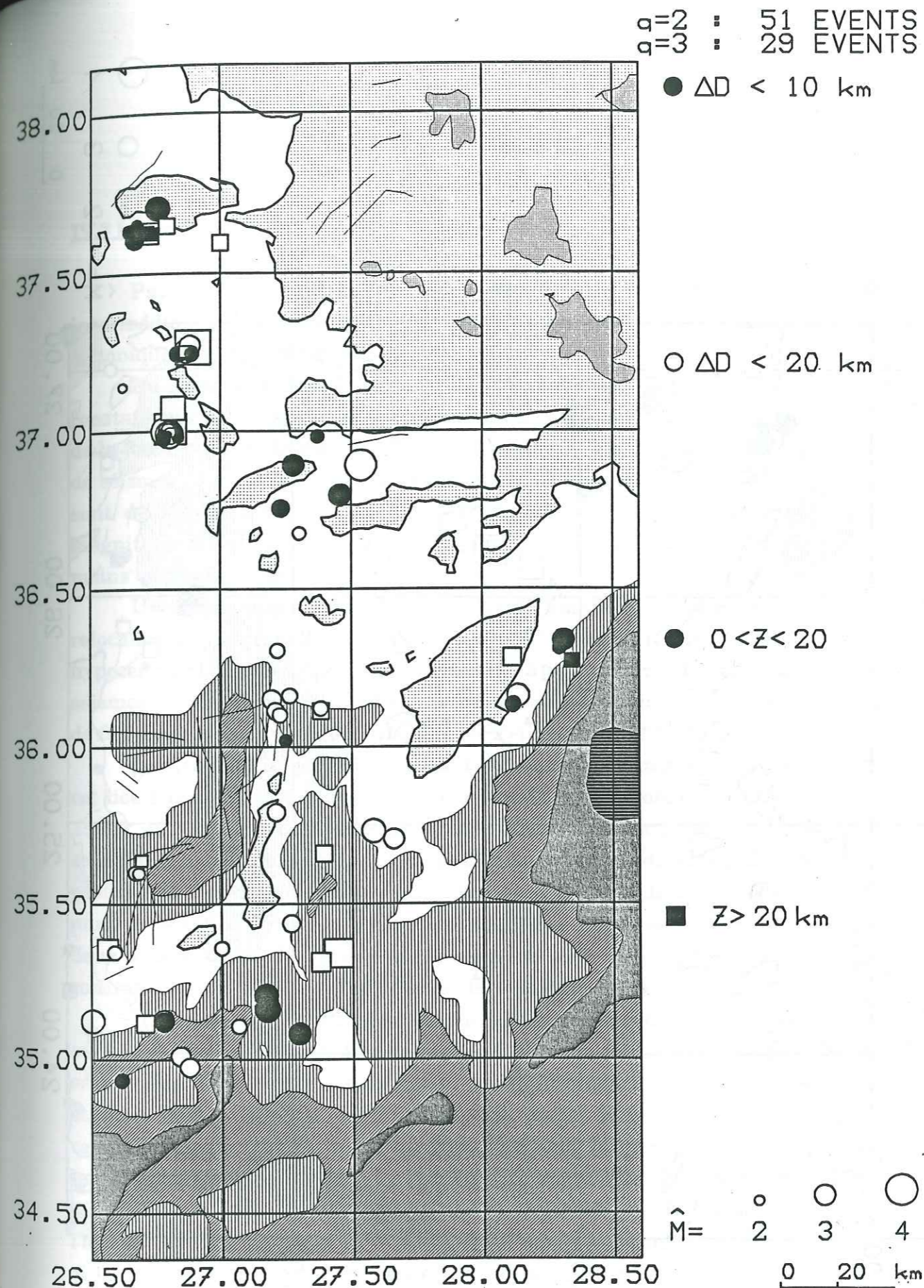


Fig. IV.2.3 : Séismes crustaux de précision meilleure que 20 km, à l'est de l'arc hellénique. Situation de la fosse.

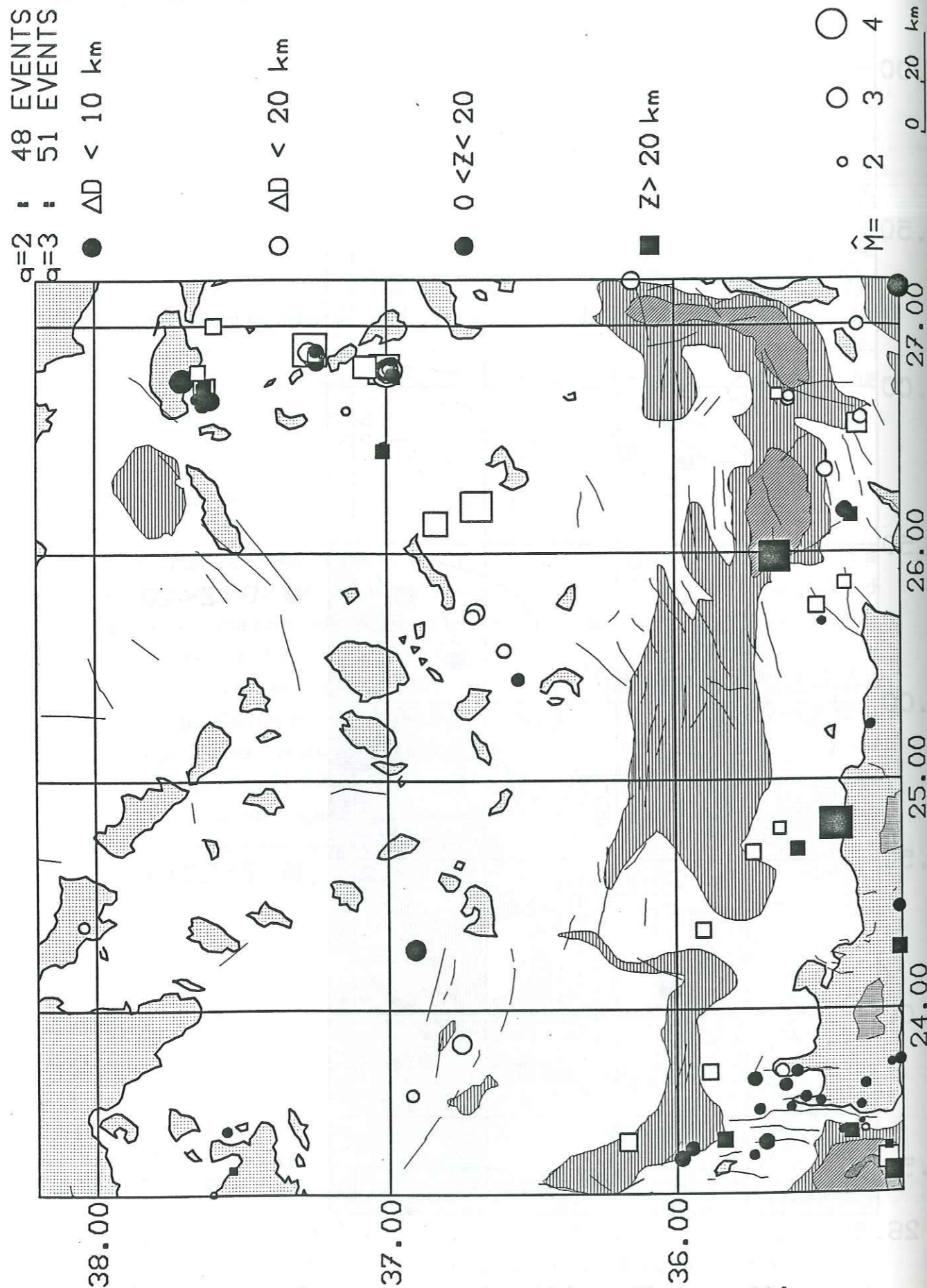


Fig. IV.2.4 : Séismes crustaux de précision meilleure que 20 km, en Mer de Crète. Situation des fosses.

### IV.3 Les séismes intermédiaires

Par opposition aux séismes superficiels, nous considérons les intermédiaires, de profondeur  $Z > 40$  km, riches en renseignements sur la tectonique des plaques en mer Egée.

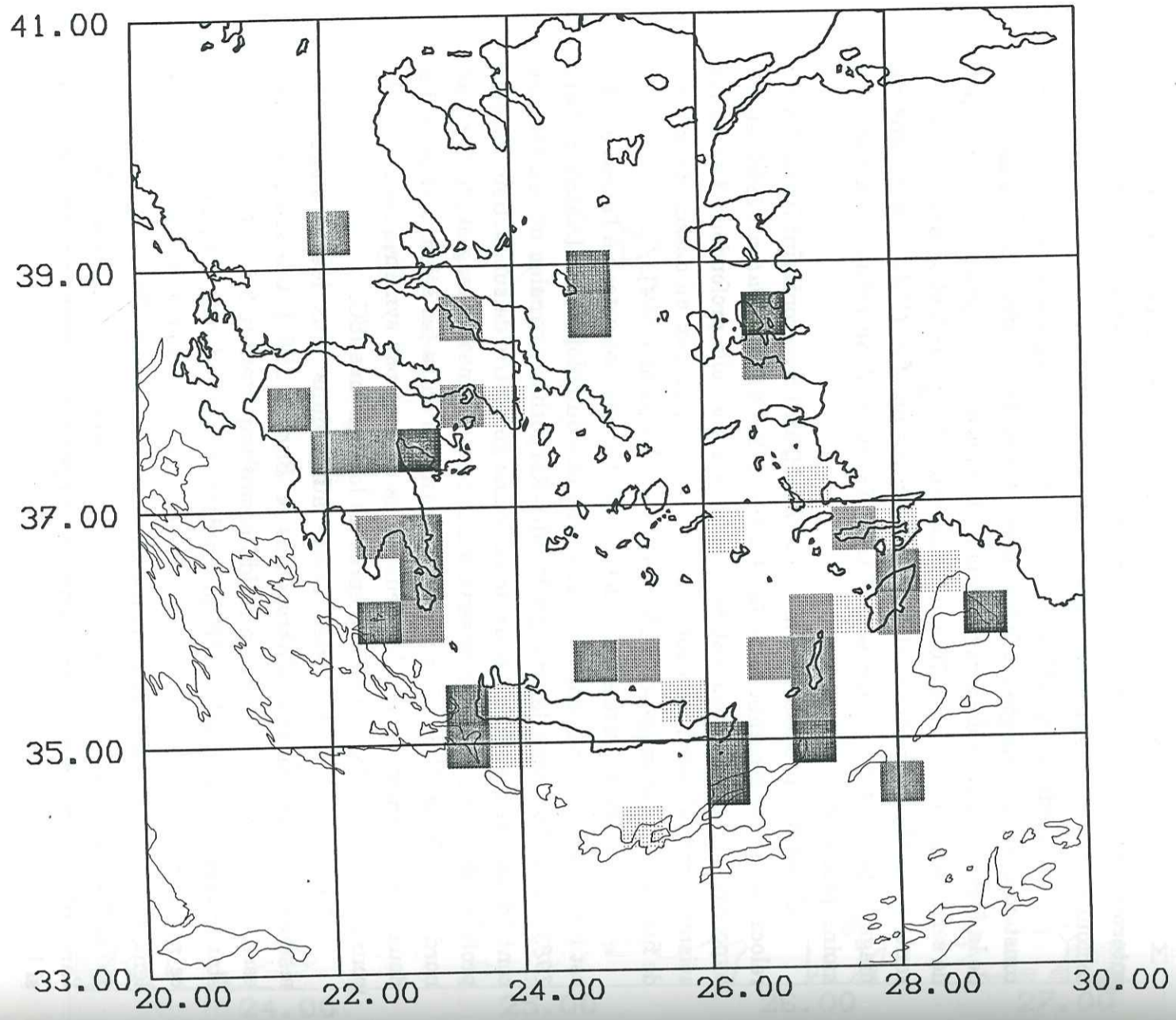
En regardant (fig. IV.3A et B) les cartes d'énergie libérée (Cf §IV.2), on constate que cette énergie est faible entre 40 et 80 km, et située un peu en retrait de la fosse, et qu'elle devient presque nulle sous 80 km de profondeur. On a peu de séismes intermédiaires (70 dont seulement 37 avec  $q=3$ , et 16 avec  $q=2$ ) et ils sont de faible magnitude. Il y a tout de même (fig IV.3C) un séisme de magnitude  $M_l > 4$  à  $\sim 80$  km sous l'Argolide, suivi d'une petite crise sismique moins profonde.

Un séisme profond sous la Crète ( $Z \sim 115$  km) bien contraint (nous l'avons relocalisé par le programme de localisation HYPOLITE [Coutant, 1990] et son hypocentre bouge très peu) est remarquable à une telle profondeur. Les autres séismes profonds sont tous sous l'arc volcanique, un peu au dessus de la zone de fusion partielle, supposée à 150 km par Fytikas et al. [1984].

La sismicité intermédiaire définit deux zones distinctes : à l'ouest où elle est liée à la subduction dans la partie orientale du Péloponnèse [Hatzfeld et al., 1989]; et à l'est dans le triangle Rhodes-Karpathos-Astipalea où les séismes sont en nombre insuffisant pour préciser une géométrie de subduction, les plus profonds étant au nord. On observe aussi deux séismes de magnitude  $M_l \leq 3$  au nord de la Crète. Mais il n'y a pas de continuité entre ces séismes et ceux des deux autres zones; de plus les deux zones ne sont pas symétriques comme le constatait aussi Martin [1988] d'après les localisations ISC.

L'essai sous Astipalea existe aussi dans tous les catalogues de sismicité historique [e.g. Makropoulos & Burton, 1981]. Les séismes de cet essaim (fig. IV.3D) donnent un résidu positif important (0.3 à 0.75 s) pour les stations SAN, AS2, KAM et SIR qui bordent la mer de Crète. On peut expliquer ce résidu par le fait que manteau supérieur sous la mer de Crète serait plus lent, phénomène classique dans les zones de subduction [Barazangi & Isacks, 1971; Turcotte & Schubert, 1982]. On voit au contraire que les stations le long de l'arc ont tendance à avoir un résidu négatif pour ces séismes ; ce qui est le cas si les rais passent dans la lithosphère subduite, plus froide et donc plus rapide.

Fig. IV.3A : Magnitude équivalente [Bath] pour les séismes de profondeur comprise entre 40 et 80 km. Tracé de la fosse.  
114



Pseudo-magnitude (énergie cumulée sur les 6 semaines)  $Z > 80$  km

15 SEISMES

Fig. IV.3B : Magnitude équivalente [Bath] pour les séismes de profondeur supérieure à 80 km. Tracé de la fosse.  
115

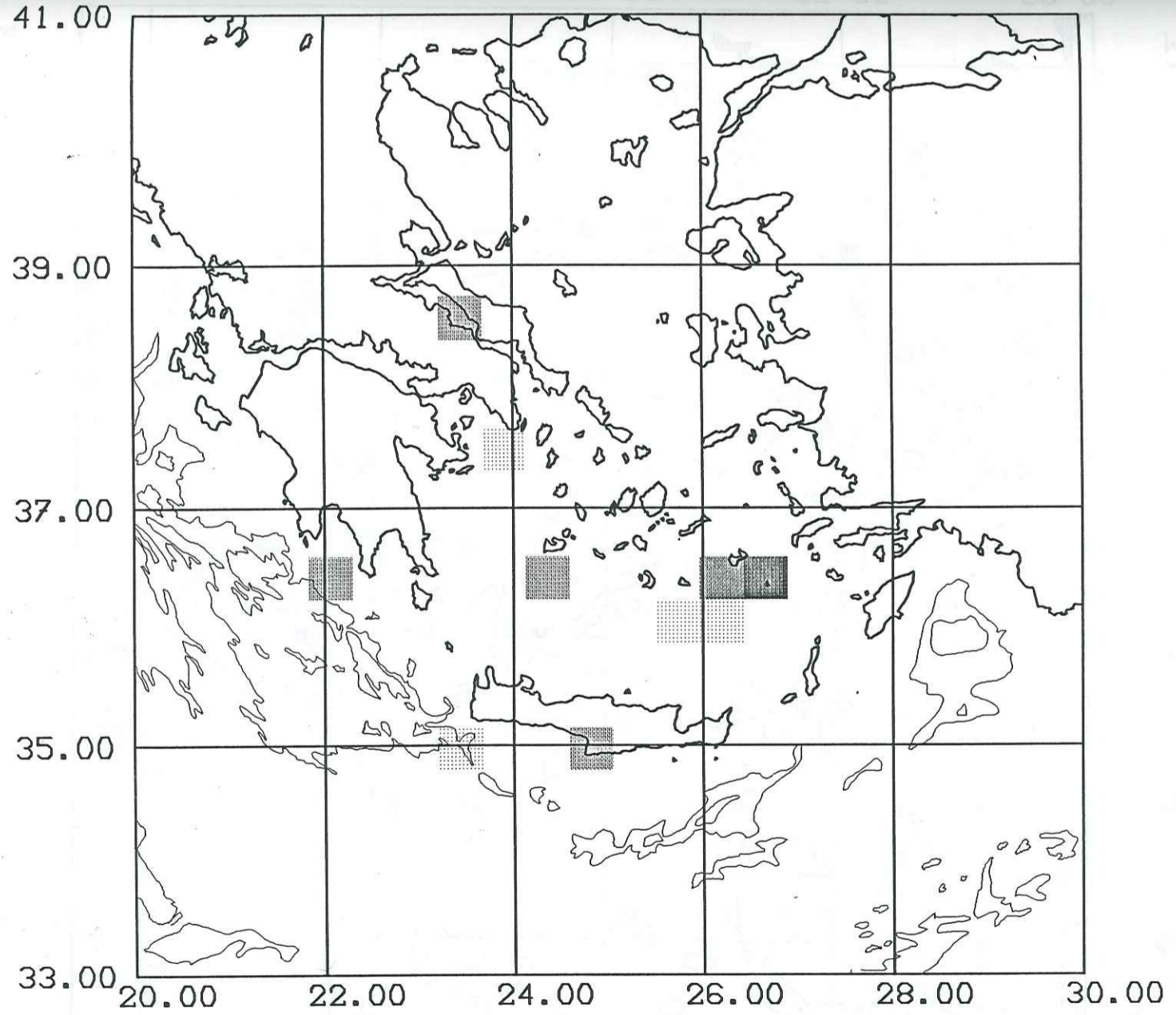
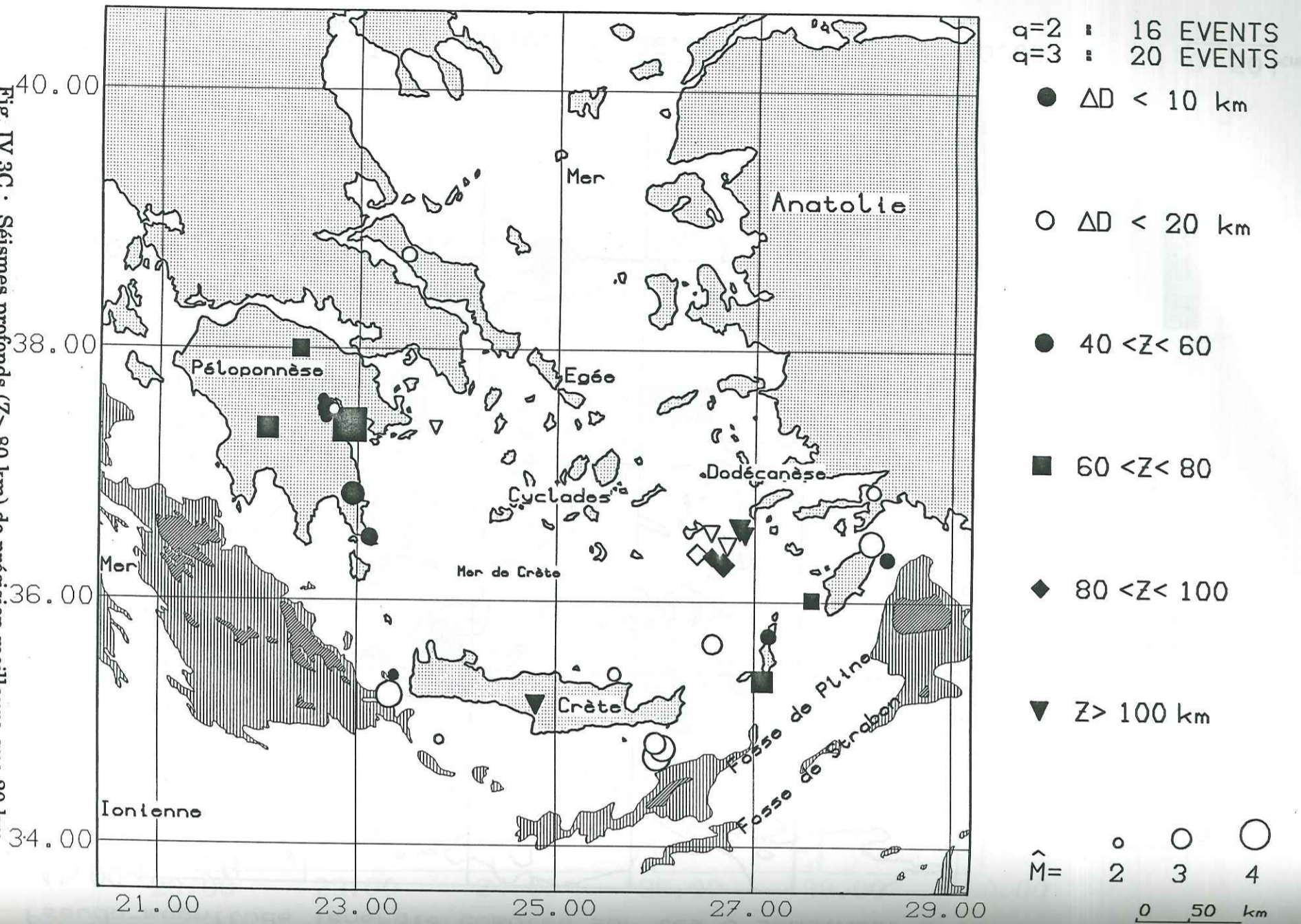
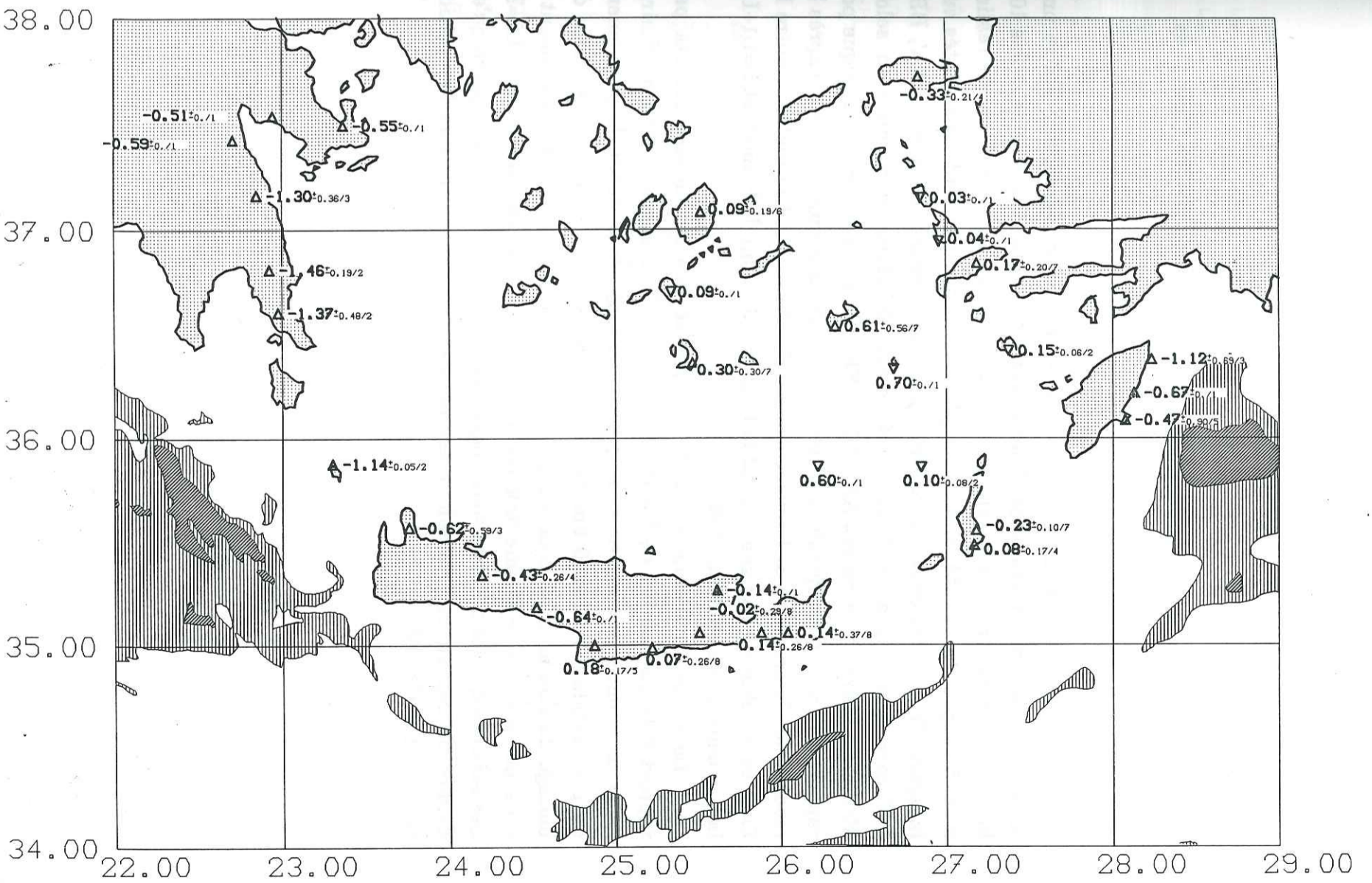


Fig. IV.3C : Séismes profonds ( $Z > 80$  km) de précision meilleure que 20 km.  
Tracé de la fosse (en gris).  
116



Résidus des ondes P des séismes  $Z > 80$  sous Astipaléa,  $N_o \geq 8$   $RMS < 1$   $GAP < 180$   $ERR < 20$

Figure IV.3D : pour chaque station, calcul du résidu moyen des ondes P des séismes profonds ( $Z > 80$  km) de l'essai d'Astipaléa.  
Respectivement : le résidu moyen, l'écart-type et le nombre d'événements.  
117



#### IV.4 Coupes

Pour mieux visualiser la structure en trois dimensions on réalise une série de coupes, en projetant les séismes situés dans une bande de deux fois 100 km de par et d'autre du plan choisi (soit 200 km de large). Nous avons réalisé ainsi 5 coupes (fig. IV.4A,B) dont les plans de projection sont représentés sur la figure IV.1. Elles couvrent le sud du domaine égéen, les coupes AA', BB', CC' correspondent à la direction attendue de plongement du slab selon McKenzie [1978], les coupes AA', DD' et EE' ont une symétrie cylindrique par rapport à l'arc et correspondent au plongement de la plaque subduite d'après le modèle de Comninakis & Papazachos [1986]. On note L1 la distance entre la fosse et le début du plongement, L2 la longueur du plan de Benioff, et L=L1+L2 la longueur totale [Martin, 1988].

La coupe du Péloponnèse AA' n'apporte pas de renseignements par rapport à la publication de Hatzfeld *et al.* [1989], la sismicité intermédiaire, isolée dans notre cas, est sous l'Argolide, elle annonce le début de plongement du plan subduit à L1=200 km de la fosse, et est en accord avec leur idée de blocage du slab au niveau de son plongement; on ne voit pas (contrairement à cette publication) de séisme profond en mer Egée lié à cette subduction (L2=?). Les séismes de l'île d'Eubée sont alignés verticalement sans doute parce qu'en dehors du réseau la profondeur est moins bien contrainte que la position horizontale (Cf §IV.5).

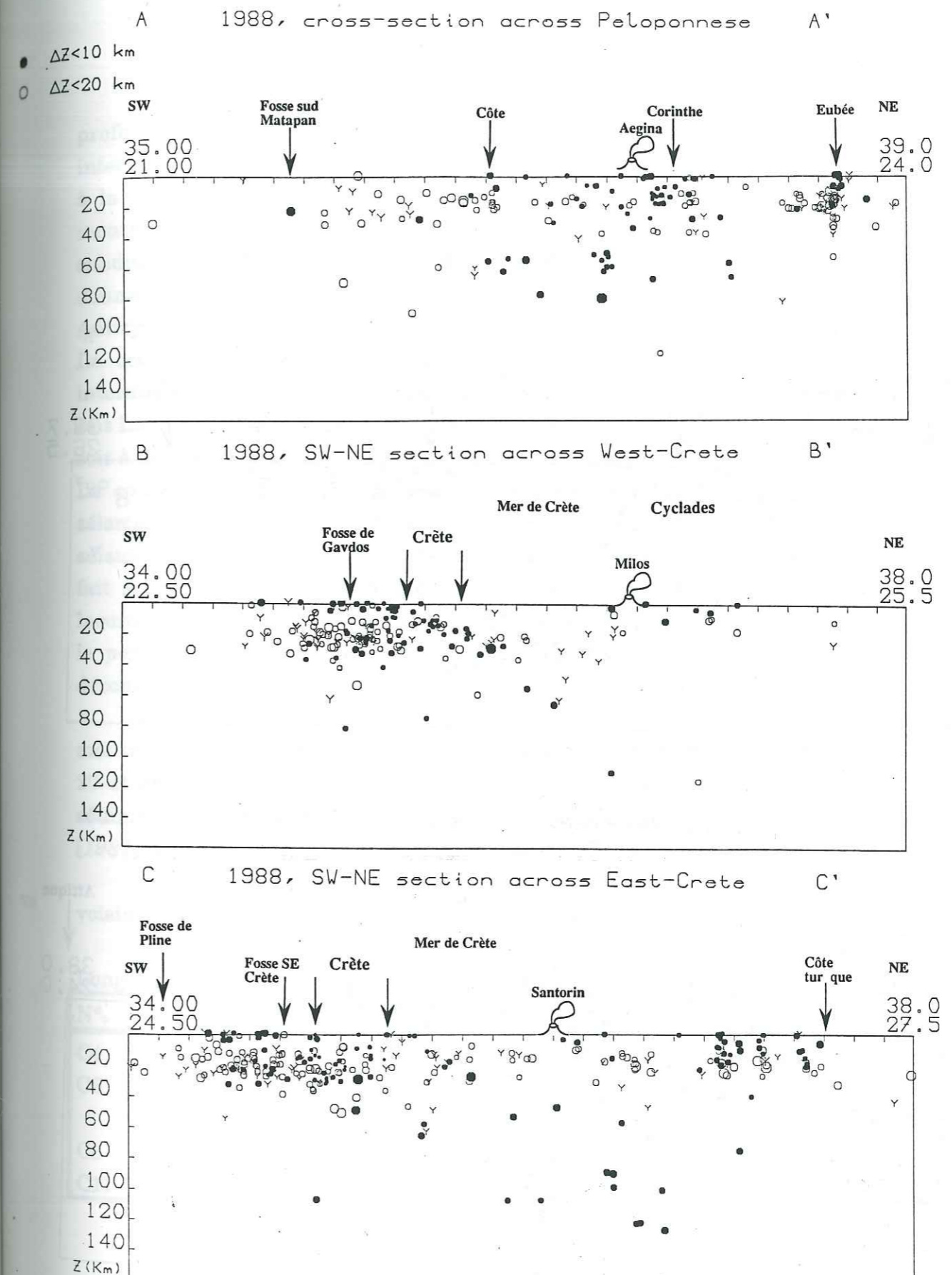
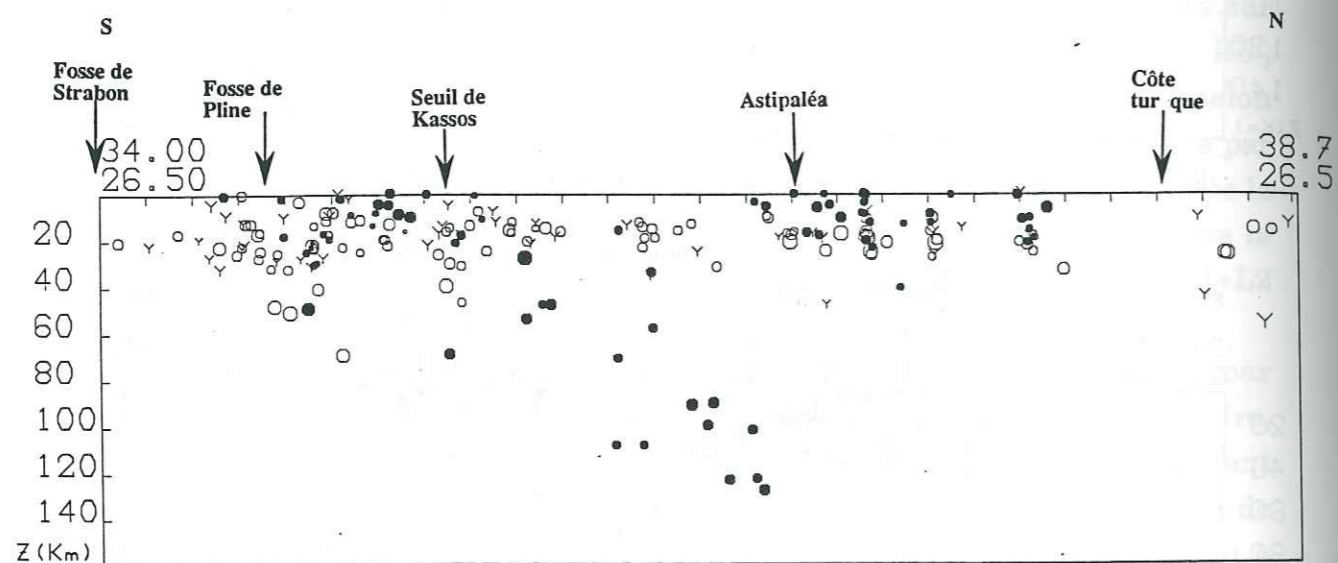


Fig. IV.4A : Coupes AA', BB' et CC' parallèles à la direction de convergence donnée par McKenzie [1978]. Séismes de qualité 3 en noir, 2 en blanc, 1 en Y.

- $\Delta Z < 10$  km
- $\Delta Z < 20$  km

D 1988, S-N section at the East of the Arc D'



E 1988, SE-NW section at the East of the Arc E'

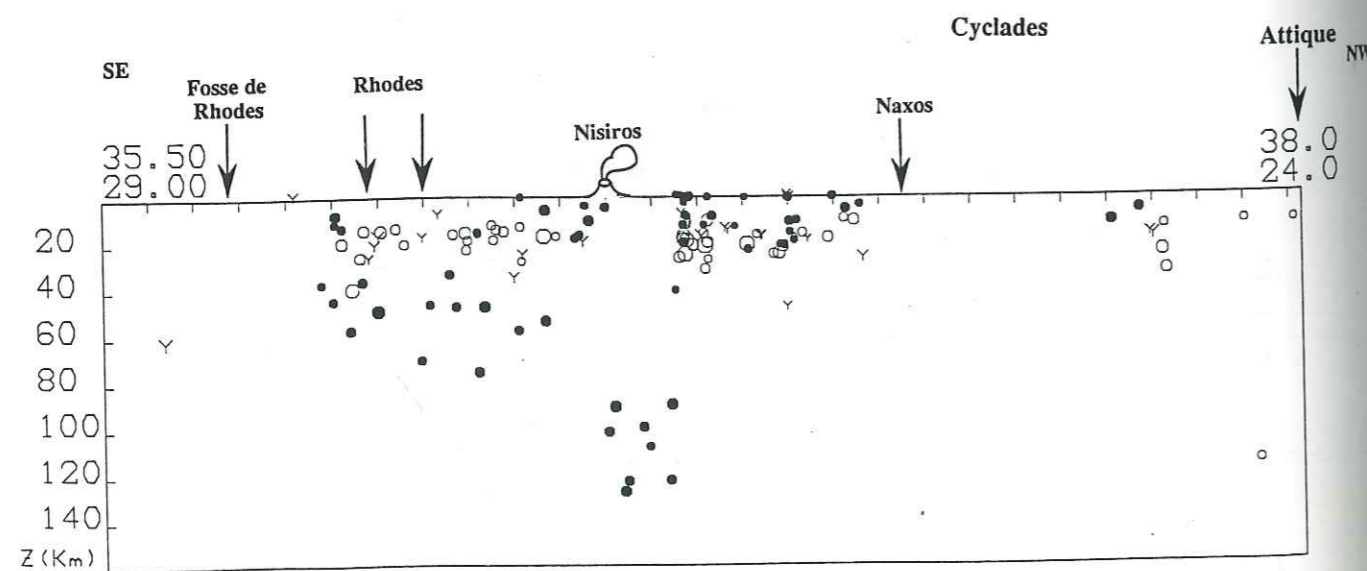


Fig. IV.4B : Coupes DD' et EE' perpendiculaires à l'arc modèle Comninakis & Papazachos [1986]. Séismes de qualité 3 en noir, 2 en blanc, 1 en Y.

Ensuite nous avons fait trois coupes passant par l'essaim de séismes profonds d'Astipaléa. La coupe BB' (SW-NE) comprend tous les séismes intermédiaires du nord de la Crète, mais pas ceux de Rhodes. Elle est parallèle à la direction de convergence des plaques donnée par McKenzie [1978] et montre que les séismes sont concentrés en avant de la flexure du plan de subduction, à  $L_1=80$  km. On note aussi un séisme isolé à 120 km sous Milos, donnant un  $L_2=160$  km (d'où  $L=240$  km), et l'absence de séismes entre Anticythère et les Cyclades.

La coupe CC' (SW-NE) passe par la Crète, et si on relie la sismicité intermédiaire d'Astipaléa à celle de Crète on trouve  $L_1=230$  km et  $L_2=120$  km, soit  $L=350$  km. On voit des séismes profonds sous la Crète qui peuvent être dus soit à un slab à plus raide ( $L=125$ ), soit à des événements intra-lithosphériques. La coupe DD' à peu près perpendiculaire à CC', comprend la plupart des séismes intermédiaires de Rhodes et montre une apparente relation entre ces séismes et ceux de l'essaim profond. On a l'impression que la subduction se fait selon l'orientation SE-NW dans le sud-est du domaine égéen, mais une lacune de sismicité entre 70 et 90 km ne nous permet pas de nous en assurer, et le pendage du slab sera beaucoup plus important qu'à l'ouest; on peut le décomposer en deux tronçons  $L_1=L_2=120$  km, soit  $L=240$  km.

Enfin la coupe EE', nord-sud, passant par le milieu de la Crète ne montre pas de plan de subduction, mais une concentration de sismicité entre 20 et 35 km de profondeur qui s'accorde avec l'idée d'accrétion tectonique de sédiments à la base de la croûte de l'arc proposée par Le Pichon et Angelier [1981]. On remarque ici encore l'absence de sismicité en mer de Crète.

On peut comparer nos données à celles obtenues pour des coupes voisines par Martin [1988], avec respectivement  $L_1, L_2$  et  $L=L_1+L_2$  (en km):

Longueurs du slab pour les  $\neq$  modèles, de Martin [1988], et d'après notre étude:

N°	Papazachos	N°	McKenzie	N°	Le Pichon	N°	observés
C4	125+190=315	e3	125+180=305	r5	200+110=310	AA'	180+?
C6	100+200=300	e5	85+215=300	r9	100+220=320	BB'	100+110=210
		e7	120+195=315	r13	190+190=380	CC'	180+180=360
C8	100+240=340					DD'	195+100=295
C11	65+150=215					EE'	140+80=220



#### IV.5 Comparaison avec d'autres modèles de vitesses

Nous avons localisé nos séismes avec les modèles de Makris et Makropoulos pour déterminer nos 3 qualités (les modèles régionaux n'étaient pas assez différents les uns des autres). On peut comparer les cartes de sismicité brutes dans chacun des modèles considérés (modèle global et fusion des modèles régionaux).

On s'aperçoit (fig. IV.5A et B) que le modèle qui garde le plus de données après sélection sur les paramètres de sortie HYPO71 (pour chacun d'eux on garde les séismes avec leur  $RMS < 0.5$  s,  $ERH < 5$  km,  $ERZ < 5$  km et un nombre de phases  $No \geq 8$ ) est celui qui combine nos modèles régionaux, mais que le modèle global n'en diffère presque pas (un peu sur la profondeur).

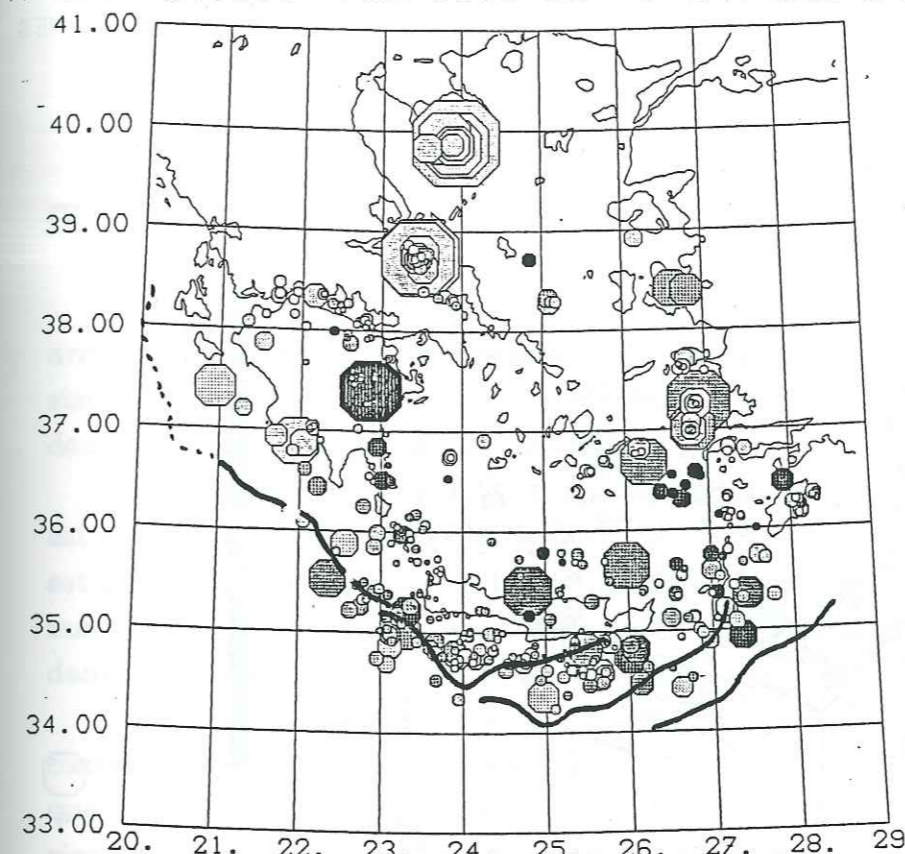
Le modèle de Makropoulos qui introduit une couche de sédiments à faible vitesse élimine une partie des séismes du sud de l'arc, et localise les séismes de Chalcidique plus en surface; ce modèle sert aux localisations du réseau permanent d'Athènes pour toute la Grèce, et doit être plus adéquat pour le nord de la mer Egée. Les profondeurs des séismes intermédiaires sont très voisines de celles trouvées avec nos modèles.

Enfin le modèle inspiré des profils de sismique réfraction [Makris, 1978b] en mer de Crète élimine la plupart des séismes loin du réseau sans changer la profondeur de ceux qui restent.

Somme toute il est possible que les profondeurs des séismes superficiels en dehors du réseau soient assez approximatives, mais celles des séismes de l'intérieur du réseau, et plus particulièrement des intermédiaires, changent très peu si on modifie le modèle stratifié plan, ce qui nous donne confiance dans nos cartes.

Modele global rms<0.5s No>=8 erh<5km erz<5km

456 SEISMES



0 km

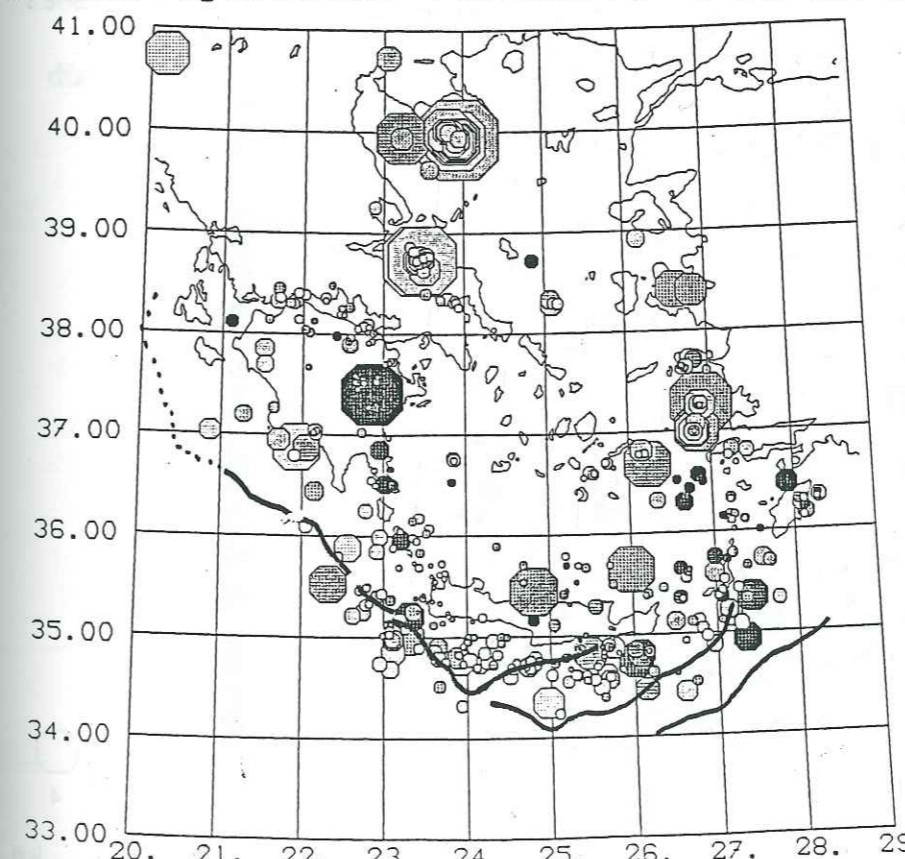
120 km

$\hat{M} = 2 \quad 3 \quad 4$

0 100 km

Seismes regionalises rms<0.5s No>=8 erh<5km erz<5km

463 SEISMES



0 km

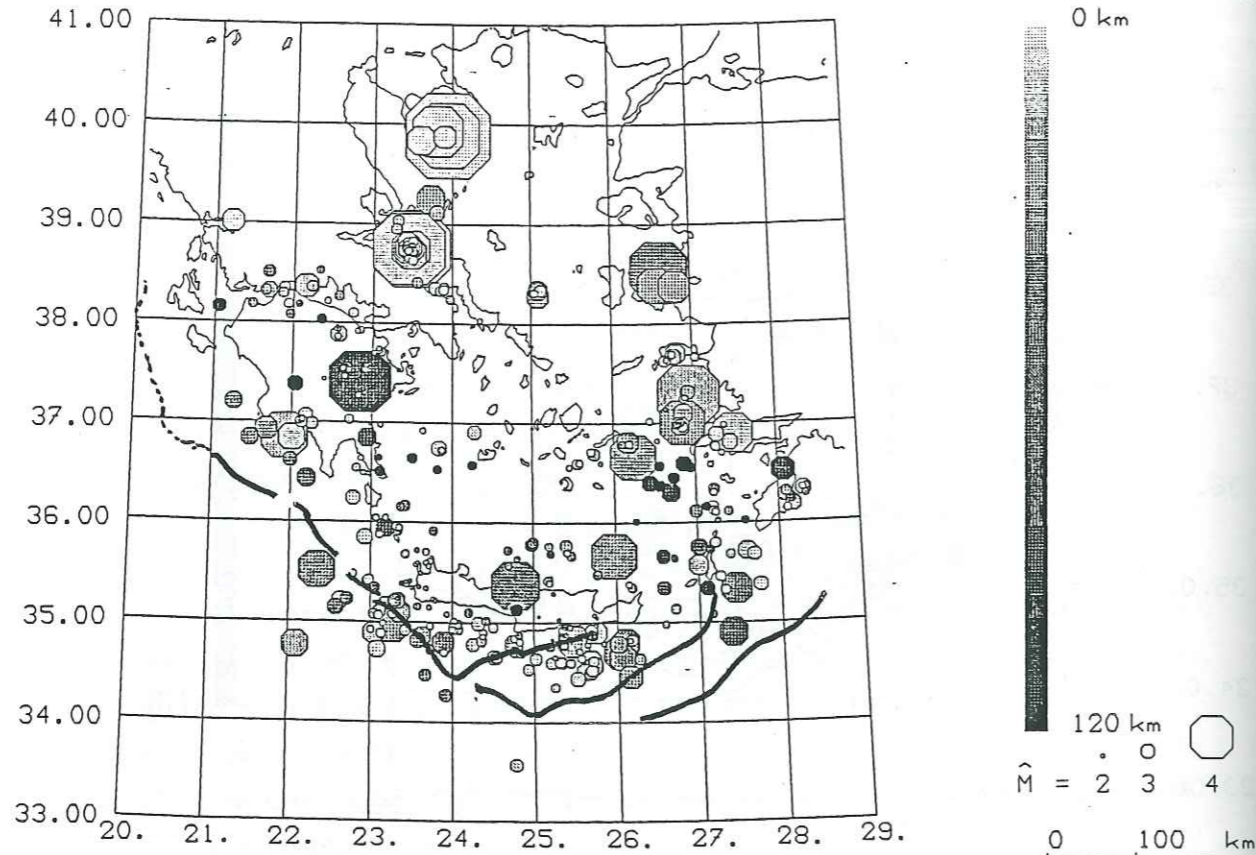
120 km

$\hat{M} = 2 \quad 3 \quad 4$

0 100 km

Figure IV.5A : localisations des séismes ayant une bonne précision statistique avec le modèle global (en haut) et avec les modèles de chaque région (en bas).

Modele Makropoulos rms<0.5s No>=8 erh<5km erz<5km 401 SEISMES



Modele Makris rms<0.5s No>=8 erh<5km erz<5km 345 SEISMES

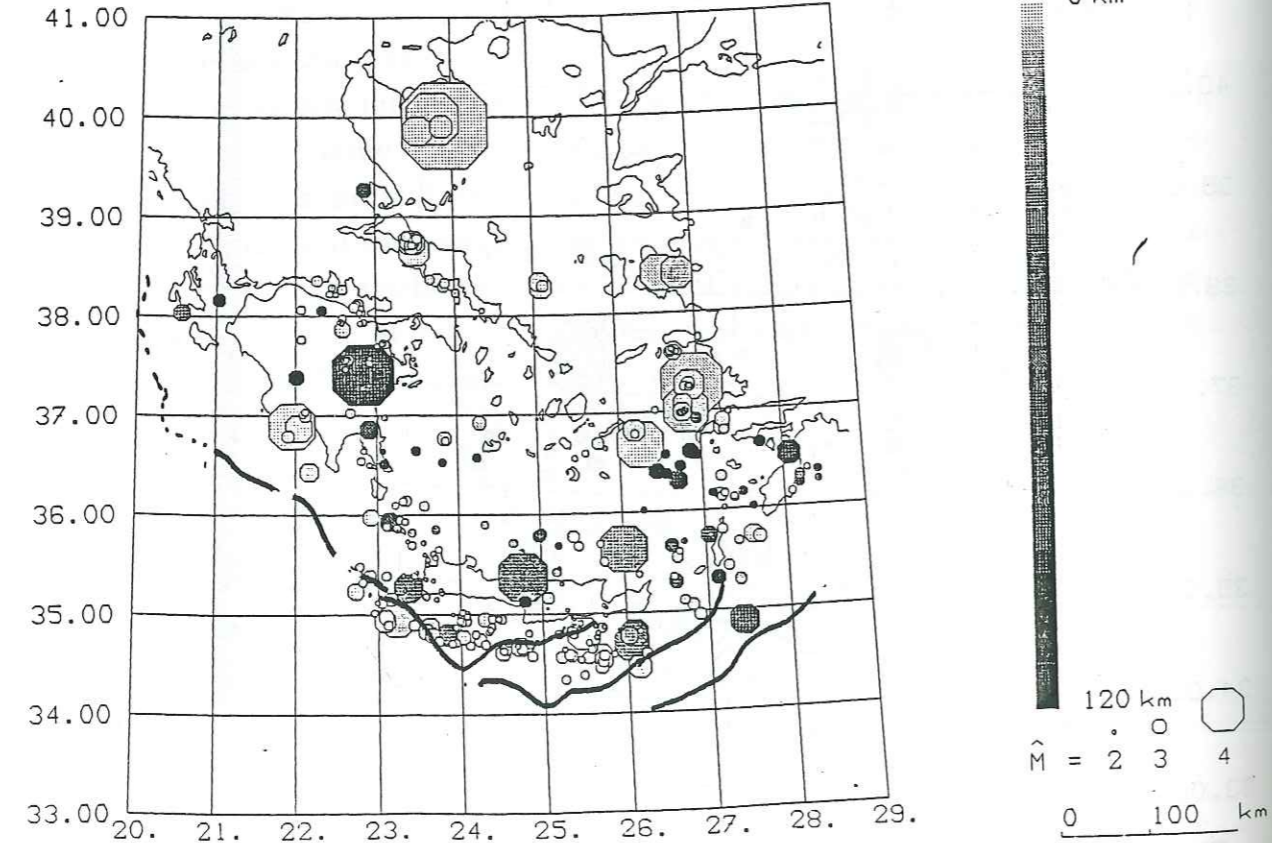


Figure IV.5B : localisations des séismes ayant une bonne précision statistique avec le modèle de Makropoulos (en haut) et celui inspiré par Makris (en bas).

### IV.6 Conclusions

Globalement on retiendra que la sismicité superficielle est diffuse en arrière des fossés ( sur une bande de 100 à 200 km de largeur), alors que la sismicité intermédiaire et concentrée dans des zones non contiguës dans le domaine interne du sud de la mer Egée.

La sismicité superficielle est presque nulle en mer de Crète, alors qu'elle est abondante et limitée par la bordure interne du fossé à l'ouest et au sud. Elle est bien moindre et moins étendue à l'est, où il n'y a pas de fosse continue bien marquée (môle de Kassos), les fosses de Pline et de Strabon ne sont pas actifs dans notre période. Enfin on reconnaît mal le gap d'Anticythère.

La sismicité intermédiaire ne décrit pas une zone de Wadati-Benioff continue le long de l'arc, les séismes profonds étant trop peu nombreux bien que leur présence indique l'existence d'une subduction. Il y a une lacune de sismicité entre 70 et 90 km de profondeur à l'est, et il n'y a pas de symétrie entre l'est et l'ouest.

Nous essayerons de caractériser ces mécanismes de déformation distincts dans les chapitres suivants.

## Chapitre V Mécanismes au foyer

### V.1 Principes

#### V.1.1 Introduction

Les mécanismes au foyer constituent le lien principal entre la sismologie et la tectonique. Ils permettent d'étudier la déformation de manière quantitative, et de ce fait ils sont à la sismologie ce que les mesures de microtectonique sont à la géologie. On les obtient en reportant les sens de déviation du sol (vers le haut=compression, vers le bas=dilatation) à chaque station (Cf Annexe II) sur une projection stéréographique (Schmidt équiaréale) dont le centre est le foyer du séisme. Pour cela, on doit donc connaître les angles d'incidence et les azimuts des rais partant du foyer, et par conséquent disposer d'un modèle de vitesse correct. Nous avons utilisé nos modèles régionaux (Cf §III.5) pour les calculs de ces angles; HYPOINVERSE qui permet d'avoir pour un même séisme 3 modèles différents selon les stations - et donc les trajets - n'a pas été choisi, parce que c'est le modèle de la structure où a eu lieu le séisme qui est déterminant au niveau de la sphère focale, alors que la structure en vitesse sous les stations a un rôle mineur (redressement des rais par exemple). Par ailleurs HYPOINVERSE ne donne pas de résultats franchement distincts de HYPO71 pour les mécanismes au foyer.

Ensuite, on se base sur une hypothèse de rupture fragile par cisaillement, le modèle de double couple [Gutenberg & Richter, 1954 ; Aki & Richards, 1980], pour délimiter sur la sphère focale quatre régions (2 en compression, 2 en dilatation) par deux plans nodaux. Un de ces plans a la direction moyenne de la faille qui a joué. Si on ne dispose que des mécanismes au foyer, nous ne pouvons pas savoir lequel, si on ne dispose pas d'observations géologiques ou de la distribution des répliques, ou encore de l'existence d'une faille active connue.

L'hypothèse d'élasticité n'est pas forcément admise par les géologues, surtout à grande échelle, et ces derniers préfèrent décrire le champ de déformation (en utilisant les directions des vecteurs glissement sur des failles

connues) pour faire des interprétations géodynamiques. Le domaine égéen a subi une tectonique complexe, il a toutes les chances de constituer un milieu préfracturé. Si les plans de glissement qui jouent pour des microséismes sont préexistants, ils ne sont pas alors systématiquement orientés à 45° des axes principaux du champ de déformation, mais ils vont jouer de manière à minimiser l'énergie de déformation, en accord avec le champ de contraintes local. Par contre, pour les séismes importants ( $M > 6$ ), où la rupture affecte toute la zone fragile de la croûte, il est probable que le vecteur glissement corresponde mieux au champ de déformation.

Pour notre part, nous allons examiner dans ce qui suit des séismes dont la magnitude est toujours inférieure à 5. Nous ferons donc l'hypothèse qu'ils se sont produits sur des failles préexistantes, nous tenterons de lier les solutions trouvées et nous assimilerons les axes P et T aux contraintes maximum et minimum.

### V.1.2 Méthode

Avec un canevas de Schmidt on fait passer les plans nodaux séparant les sens de premier mouvement en quatre quadrants en tenant compte de :

- la "valeur" de la détermination de la polarité; nous avons noté C (cercles pleins) une compression sure et + une compression moins nette, D une dilatation nette (cercle vide) et - une dilatation moins nette.
- l'existence des rais réfractés (partant vers le bas), qui s'ils sont dûs au modèle ne sont pas au bon endroit sur la sphère, et si ces rais partent réellement vers le bas sont moins énergétique que des rais d'ondes directes (vers le haut); et donc les sens de premier mouvement sont moins clairs. De plus, l'angle d'incidence dépend beaucoup du modèle choisi, la position de la polarité peut donc varier le long d'un rayon. Nous avons essayé de prendre en compte le moins possible ces rais réfractés.
- de la proximité d'un sens de premier de déviation d'un des deux plans nodaux. En effet, vu le diagramme de radiations des ondes P [Cf Aki & Richards, 1980], on ne devrait pas avoir d'énergie au voisinage des plans nodaux, et le sens de premier mouvement lu à ces stations peuvent donc être erronés (on ne lirait pas la première arrivée). Ainsi, une arrivée franche (C ou D) doit être assez éloignée du plan nodal, ce que nous n'imposons plus lorsque les arrivées sont moins nettes (+ ou -).

Le travail présenté ici ne permet pas de se rendre compte des heures passées à vérifier scrupuleusement chaque sens de déviation et chaque localisation et à ajuster le mieux possible nos solutions focales entre elles. Nous avons quelquefois dû choisir, pour les séismes en dehors du réseau, entre deux mécanismes différents ; celui que nous avons adopté finalement a été celui qui se rapprochait le plus des données bibliographiques.

Nous donnerons un poids plus important aux événements de magnitude plus élevée en traçant des sphères focales de plus grande dimension (on garde une échelle voisine de celle des cartes de sismicité).

Enfin, les sens de déviation de chacun de ces séismes sont fournis dans l'annexe.

### V.1.3 Précision de la détermination des solutions focales

La plupart des stations sont situées à des distances épacentrales de 100 à 300 km, ce qui correspond aux pires conditions pour calculer des mécanismes au foyer. En effet, à ces distances, les trajets des rais sont principalement dans la croûte où la structure est loin d'être homogène (ni isotrope d'ailleurs). Nous devons pourtant nous satisfaire de ces phases régionales, en nous limitant tout de même à des distances épacentrales de 300 km (taille du réseau) et en accordant plus de confiance à un sens de déviation d'une station proche qu'à celui d'une station lointaine.

Nous supposons a priori que la structure de vitesse sous la Mer Egée est complexe et tridimensionnelle. Nous ne connaissons pas cette structure, et les parcours des rais ne sont donc connus qu'approximativement. Toutefois, en essayant des modèles stratifiés plans différents, nous n'avons pas noté de différence notable sur la répartition des polarités sur la sphère, sauf pour les séismes localisés au voisinage du Moho où, selon le modèle, on peut observer tous les rais partant vers le haut (ondes réfractées) ou tous vers le bas (ondes directes). Pour des raisons de cohérence nous avons gardé les modèles déterminés au chapitre III, mais nous avons traité chaque cas particulièrement en testant notamment des modèles à gradient ou des demi-espaces (qui ne sont pas si faut qu'on pourrait le croire, même à cette échelle). Nous avons ainsi constaté que très peu de modèles distincts permettaient de trouver une solution focale cohérente avec l'ensemble des lectures, au moins pour les séismes dans le réseau (les autres sont mal contraints. Mais ces modèles s'ils "collent" à un mécanisme donné ne s'adapte pas à un autre

mécanisme voisin! Il est finalement nécessaire de lisser nos solutions focales, en faisant concorder le mieux possible des mécanismes voisins; cela éliminera un peu les problèmes qu'on rencontre inévitablement quand on réalise des mécanismes au foyers régionaux ( $150 < \Delta < 300$  km).

On peut essayer d'estimer l'incertitude sur les paramètres de nos mécanismes focaux. En premier lieu, les plans sont mieux déterminés si les sens de premier mouvement sont denses et bien répartis sur la sphère focale. Etant donnée la configuration de notre réseau, nous manquons bien souvent de stations près de l'épicentre pour bien contraindre les deux plans. On peut donc le plus souvent faire varier l'azimut de nos plans nodaux de  $15^\circ$  environ, et leur pendage de  $10^\circ$  en moyenne (dans les réseaux denses, les mécanismes sont mieux déterminés car les stations sont plus nombreuses, mais nous avons très peu de mécanismes dans ces réseaux). Le pendage est mieux contraint pour peu qu'on ait des sens de premier mouvement plutôt au centre que sur le pourtour du disque de projection.

Mais on sait que la position de chaque polarité sur la sphère focale dépend du modèle de vitesse, et de l'incertitude de la localisation du séisme; cette imprécision ne peut être évaluée qu'en examinant individuellement chacun des événements. Nous avons remarqué qu'une variation du modèle influence plus la profondeur et donc l'angle d'incidence que la localisation et l'azimut des rais, surtout lorsqu'on est au voisinage de la surface [Christodoulou, 1986]. Dans notre cas, on peut donc estimer que l'incertitude totale sur nos plans nodaux est de  $20^\circ$  en azimut et  $20^\circ$  en pendage.

On peut par ailleurs estimer une incertitude "brutale" lorsque plusieurs solutions sont possibles. Le programme FPFIT permet de trouver rapidement les multiples solutions possibles et donne l'angle avec lequel chaque plan nodal est contraint. Ce n'est toutefois pas une panacée, FPFIT ne fait en effet aucune des pondérations que nous faisons manuellement (Cf § V.1.2). Des modifications de ce programme sont toutefois en cours au LGIT pour pondérer les lectures en fonction de la distance et de la qualité de la lecture : C ou +, D ou -.

Pour tenir compte des incertitudes concernant la répartition des sens de premier mouvement, nous représentons dans la partie en dilatation des sphères focales :

- en gris foncé (grille dense) les séismes dont seul le type de mécanisme est connu ; on peut utiliser ces mécanismes pour différencier par exemple la compression de l'extension.

- en gris clair (grille lâche) les séismes dont un seul plan est bien déterminé, l'autre peut tourner de plus de  $20^\circ$  ; ces mécanismes peuvent être utilisés pour les directions des axes P et T

- en blanc les mécanismes dont les deux plans sont déterminés à mieux que  $20^\circ$  près ; ces mécanismes peuvent être utilisés pour les axes P et T, le vecteur glissement en cas de faille normale ou inverse pure et, dans le cas des séismes superficiels, pour les corrélés aux failles visibles en surface.

Pour affecter une de ces qualités à chaque séisme, nous nous sommes servis du programme FPFIT [Reasenber & Oppenheimer, 1985] qui fournit les incertitudes sur les 54 plans nodaux déterminés, et pour les éventuelles solutions multiples. Cependant il arrive que nos solutions "manuelles" ne soient pas similaires avec les solutions calculées (à cause du poids différentiel de certaines données) et dans ce cas nous avons estimé la qualité de ces 44 séismes.

## V.2 Solutions focales des séismes crustaux

Nous nous intéresserons d'abord aux séismes superficiels ( $Z < 40$  km) pour lesquels nous avons obtenu 75 solutions focales. Une idée d'ensemble est visible sur la figure V.1. Les mécanismes au foyer montrent une image complexe de la déformation. Il y a une majorité de mécanismes en extension, mais on remarque aussi des mécanismes en compression de place en place. Nous allons tenter de décrire région par région la logique de ces mécanismes.

### V.2.1 Les mécanismes au foyer de l'ouest du domaine égéen

Les deux séismes ( $M_l \geq 4$ ) (Fig. V.2.1) localisés à Kalamata (#207, #223, fig. V.2.1) sont en accord avec celui en faille normale de direction NNE du choc principal du 13/09/1986 [Lyon-Caen et al., 1988]. Le #207 s'accorde bien, avec un axe T moyen orienté N97, avec celui du choc principal de Kalamata d'extension à peu près E-W (N100) [Lyon-Caen et al., 1988]. Nos solutions sont moins bien contraintes, car comme ces deux séismes sont hors du réseau la moitié des sens de déviation correspondent à des rais qui partent vers le bas avec notre modèle (ondes réfractées). Notons tout de même que Pedotti [1988] a déterminé un mécanisme (#935) d'axe T N130, qu'on peut rapprocher du #223 d'axe T N140.

En Argolide les séismes (#97, #103, #616, #637) montrent soit de l'extension NNE-SSW, soit de la compression E-W. De semblables mécanismes avaient été observés au voisinage du Golfe de Corinthe (extension N-S).

Au nord-est de Cythère, on remarque des mécanismes en faille plates (#186, #212, #239, #269, #418), dont le vecteur glissement a une direction N-S (les 2 plans sont E-W) pour les séismes de profondeur inférieure à 10 km ( $z \approx 2$  km et 6 km), et E-W pour ceux dont la profondeur est supérieure à 10 km ( $z \approx 16$  et 32 km).

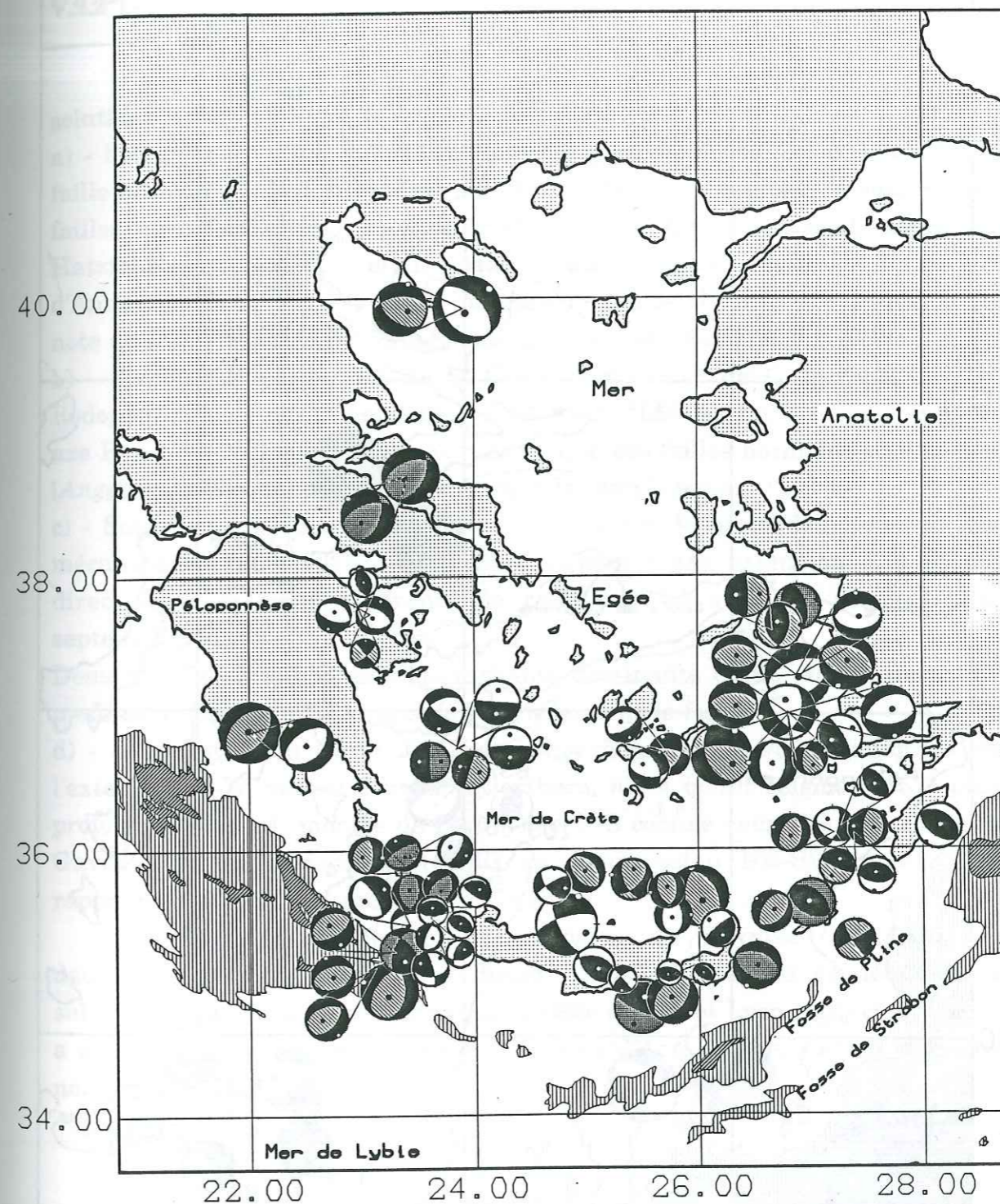


Figure V.1 : Répartition des 75 mécanismes localisés dans la croûte ( $Z < 40$  km), la taille des sphères focales est proportionnelle à l'énergie du séisme.

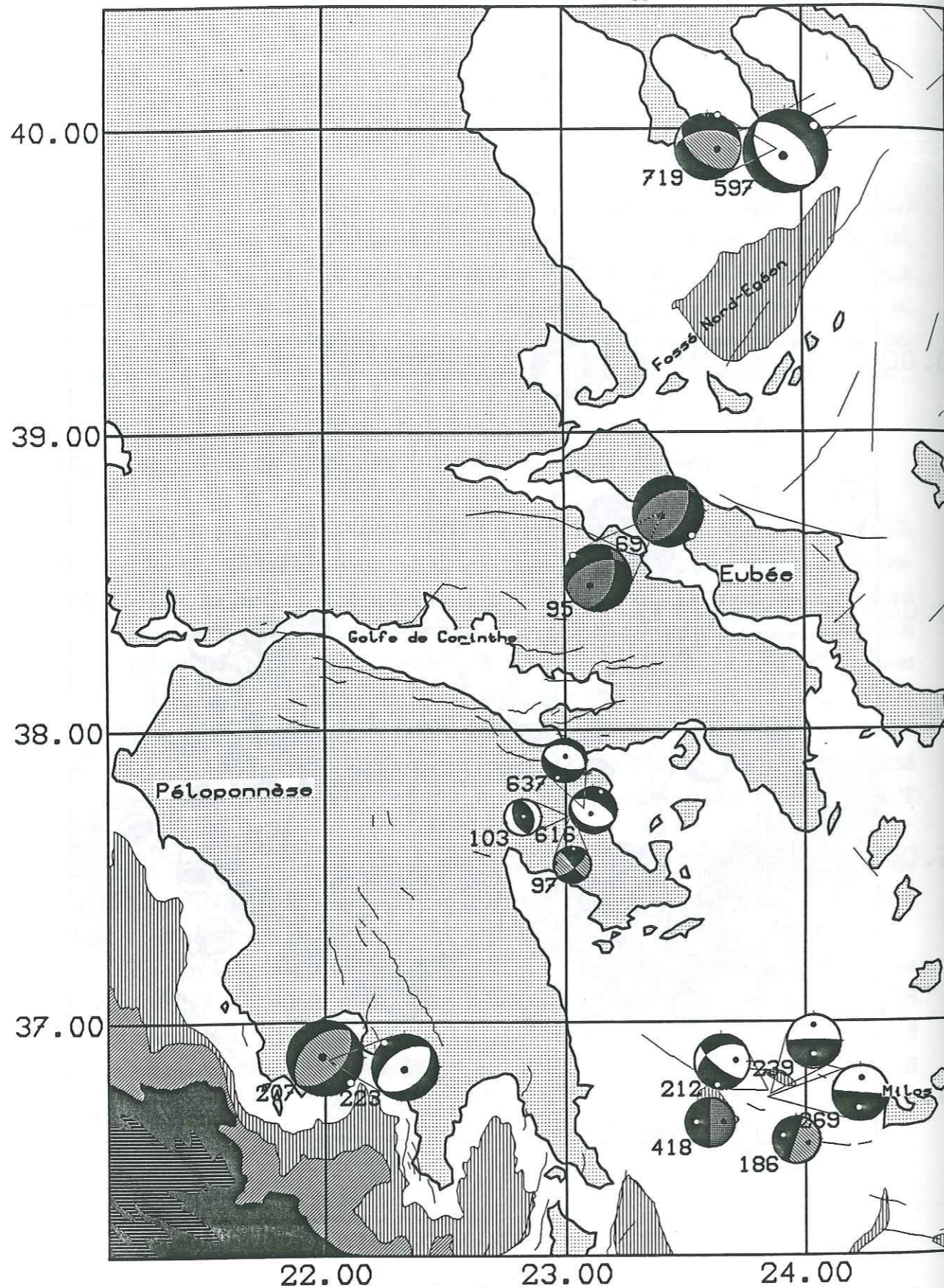


Figure V.2.1 : les 15 mécanismes ( $Z < 40$  km) de l'ouest du domaine égéen  
134

### V.2.2 Les mécanismes au foyer de Crète

Dans cette région on observe (fig. V.2.2) une bonne cohérence entre les solutions focales à l'ouest de la Crète:

a) - l'est d'Anticythère montre des mécanismes (#337, #662, #684, #728) en faille normale d'axe T orienté de NW-SE à E-W, où on connaît de nombreuses failles normales actives [Le Quellec et al., 1980, Lyon-Caen et al., 1988], où Hatzfeld et al. [1989] avaient observé un mécanisme équivalent (au NE d'Anticythère). Cette zone est par ailleurs un gap de sismicité historique, et on note qu'actuellement les microséismes observés sont en extension E-W.

b) - l'extrémité nord-ouest de la Crète (péninsules de Gramvoussa et de Rodopou) montre des mécanismes (#329, #555, #556) en faille inverse avec un axe P orienté N-S, alors qu'on ne connaît que des failles normales actives N-S [Angelier 1978] qui ont d'ailleurs marqué la morphologie.

c) - Sous la fosse de Gavdos, entre 20 et 30 km de profondeur, on voit des mécanismes (#369, #378, #457, #638) montrent une extension NW-SE, de direction légèrement différente de celle trouvée avec les séismes plus septentrionaux.

Deux séismes à composante décrochante dominante (#196, #643), de même profondeur ( $z \approx 22$  km) sont sous le bord interne de la fosse.

d) - A l'ouest de la Crète 2 séismes superficiels (#542, #570) indiquent de l'extension E-W comme ceux d'Anticythère, alors qu'un séisme (#357) plus profond ( $z \approx 30$  km) montre de l'extension N-S comme ceux liés à la fosse de Gavdos; et un mécanisme (#363) en compression NE-SW, qu'on peut rapprocher de ceux du nord-ouest de la Crète.

A l'aide de la modélisation d'ondes de volume, Taymaz et al. [1990] ont déterminé des séismes en compression NNE-SSW associés au début de la subduction que nous ne voyons pas dans cette région, et Lyon-Caen et al. [1988] a modélisé un séisme en extension EW près d'Anticythère, comme ceux que nous observons.



Figure V.2.2 : les 32 mécanismes ( $Z < 40$  km) de Crète

En Mer de Crète et à l'est de la Crète on observe:

Deux séismes de magnitude importante en mer de Crète (#265, #384, fig. V.2.2) sont localisés à une profondeur proche de celle du Moho (respectivement 29 et 25 km). Comme nous utilisons un modèle stratifié plan, nous ne pouvons pas voir les effets de variation de profondeur du Moho entre ces deux séismes et les stations; la plupart des rais partent vers le bas avec un angle constant, ce qui est sans doute loin de la réalité. Pour nous assurer de la profondeur, chacun de ces séismes a été relocalisé en fixant différentes profondeurs, et nous avons vérifié que la profondeur où le RMS était minimum était bien celle qui avait été trouvée, et cela quel que soit le modèle (plausible) que nous utilisons. Nous avons testé de nombreux modèles plausibles pour cette région pour essayer de voir s'il n'y en avait pas un qui nous aurait permis de modéliser correctement les trajets réels des rais. Dans l'impossibilité de modéliser cette structure, nous nous sommes contenté de garder le modèle qui donnait une localisation minimisant le mieux possible les RMS (et la seule manière de faire mieux est de créer un programme de tracé de rais en trois dimensions avec un format de sortie HYPO71, pour les utiliser dans le programme de tracé de mécanisme au foyer).

Le séisme #265, en décrochement, montre un axe T orienté NE-SW ; il ressemble à ceux observés plus au sud par Taymaz & Jackson [1990], l'autre (#384) montre une extension NE-SW.

Des séismes plus petits du nord de la Crète qui sont cohérents la plupart du temps, soit avec une compression N-S (#235, #342), soit avec une extension E-W (#134, #184, #268, #686).

En Crète, les séismes (#30, #71, #130, #579) montrent des axes P qui sont tous compatibles avec une compression N-S à NNE-SSW .

Au sud de la Crète, un séisme superficiel (#231,  $z \approx 10$  km, profondeur mieux contrainte grâce à la proximité du réseau dense), montre une extension NW-SE ; il est sur la bordure septentrionale du fossé sud-crétois oriental, où Leite [1980] localise d'importantes failles normales de direction ESE-WNW, parallèles aux plans nodaux que nous déterminons. Un autre séisme plus profond (#645,  $z \approx 20$  km) montre pour sa part de la compression NNE-SSW. Taymaz [1990], pour un séisme un peu plus profond (35 à 40 km) et un peu plus au sud, trouve un mécanisme assez voisin et mieux contraint.



### V.2.3 Les mécanismes au foyer de l'est de l'arc

A l'est de la Crète (fig. V.2.3), un mécanisme mal contraint (#309,  $z=13$  km) en extension NNE-SSW se trouve dans une zone où on connaît de nombreuses failles normales, en surface, de directions très diverses, dont une orientée NE-SW [Martin & Mascle, 1989c].

On voit un mécanisme de faille inverse NE-SW à l'ouest de Karpathos (#538,  $z=15$  km) et un autre en extension NW-SE (#386,  $z=11$ ) au bord du bassin de l'ouest de Karpathos. Si on peut très souvent reconnaître par la sismique réflexion les traces des failles normales, les failles inverses sont par contre plus difficilement détectables ; cela explique pourquoi Martin & Mascle [1989c] décrivent uniquement des structures extensives dans cette région alors que nous observons un séisme en compression.

A l'ouest de Rhodes un essaim de cinq séismes de profondeur voisine de 15 km est divisible en deux lots: trois mécanismes en faille inverse d'axe P  $\approx$  N30 (#306, #359, #390), et deux mécanismes (#261, #262) en faille normale d'axe T  $\approx$  N270 . On remarque que cet essaim est en bordure du bassin de Karpathos.

A Rhodes un mécanisme (#291) en faille inverse d'axe P N215 (SW), assez similaire au #538 et au #645, montrent encore de la compression NE-SW entre 15 et 25 km de profondeur le long de l'arc oriental, du côté interne des fosses. McKenzie [1972, 1978] observe aussi des mécanismes avec de la compression de direction moyenne N31, en étudiant des séismes de plus grande magnitude le long de la fosse orientale (catalogue ISC).

Enfin, au sud-est de Karpathos un mécanisme mal contraint (#394,  $z=26$  km) en décrochement est situé à la terminaison de la fosse de Pline, mais son jeu est dextre, ce qui est l'inverse de ce qu'on doit attendre si cette fosse était une faille transformante (à jeu senestre), comme la suggère le modèle géodynamique de Le Pichon & Angelier [1981], et comme l'avaient vu d'après des données Sea-Beam (campagne HEAT) Huchon *et al.* [1982]. Notons que Taymaz *et al.* [1990] observent un mécanisme également dextre un peu plus au sud-ouest, entre les fosses de Pline et de Strabon.

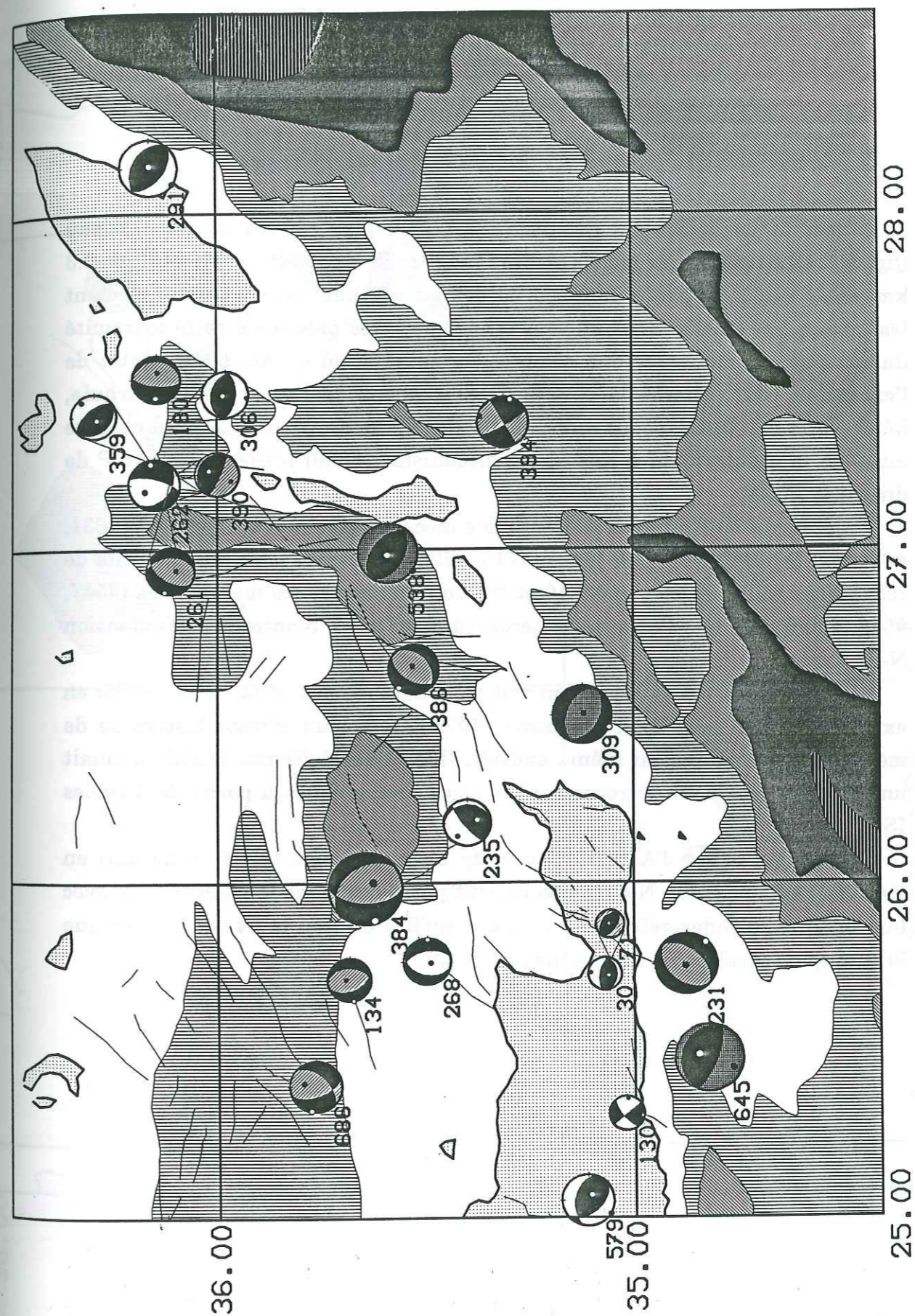


Figure V.2.3 : Les 22 mécanismes ( $Z < 40$  km) de l'est de l'arc égéen

#### V.2.4 Les mécanismes au foyer du Dodécanèse et des Cyclades

Autour de Samos dans la partie la plus septentrionale de notre réseau (fig. V.2.4), on remarque trois séismes (#442,  $z=32$  km; #445,  $z=21$ ; #469,  $z=0.3$  km, mais leur profondeur sont, au vu des sismogrammes, vraisemblablement les mêmes, les localisations ne sont en fait pas très précises à cette extrémité du réseau) qui montrent une compression EW, là où on attendait plutôt de l'extension NS, comme le prouvent les grabens de l'ouest de la Turquie, [Jackson *et al.*, 1982], et les solutions focales de McKenzie [1972]. On observe aussi de la compression à Kos où un mécanisme (#696) présente un axe P de direction WNW.

L'essai de Kalimnos présente des mécanismes en extension N-S (#631, #634 mal contraint) ou E-W (#127, #715, #720 déterminés avec une majorité de réfractées), tous localisés entre 10 et 20 km,. Par contre les mécanismes (#547, #548, #605, #652) de l'essai de Léros (plus au nord) montrent de l'extension N-S.

Entre Santorin et Naxos, on voit trois mécanismes (#105, #123, #256) en extension à peu près N-S, McKenzie [1978] trouve un séisme historique de mécanisme semblable au même endroit, (bien que McKenzie [1972] donnait une solution focale en décrochement pour cet événement, à partir de données ISC).

Au nord-ouest d'Astipaléa on note un mécanisme (#761,  $z=20$  km) en faille normale orientée NW, mal contraint parce que nous le déterminons avec une majorité d'ondes réfractées, et parce qu'il a eu lieu le 24 août, alors que beaucoup de stations ne fonctionnaient plus.

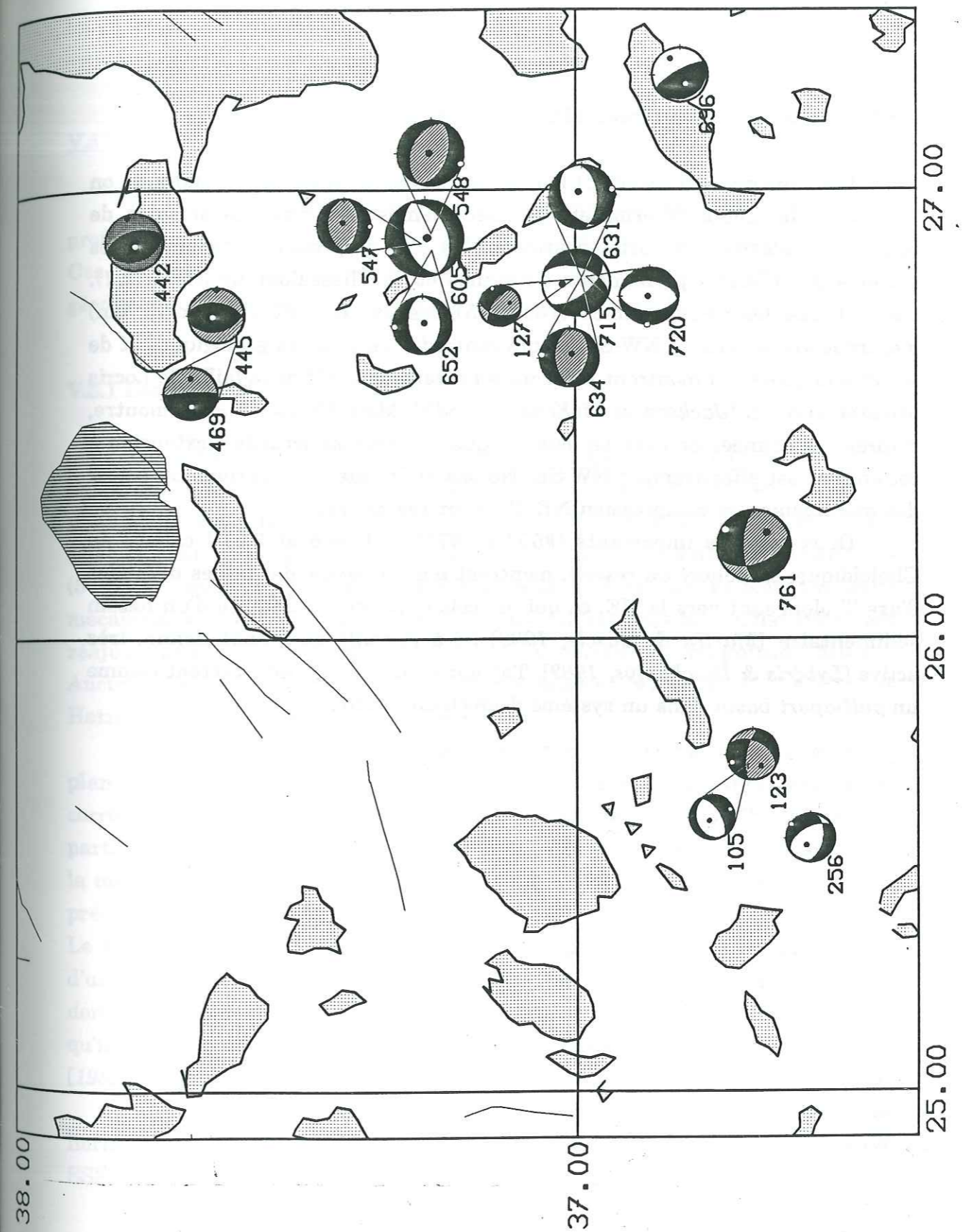


Figure V.2.4 : Les 17 mécanismes ( $Z < 40$  km) du Dodécanèse et des Cyclades

## V.2.5 Les mécanismes au foyer d'Eubée et de Chalcidique

Bien que ces régions soient loin de notre réseau (entre 100 et 500 km), on peut tout de même déterminer des mécanismes au foyer des séismes de magnitude relativement forte en utilisant les sens de premier mouvement des stations des réseaux permanents d'Athènes et de Thessalonique (fig. V.2.1). On voit que les deux séismes (#69, #95) des essaims d'Eubée ( $z \approx 15$  km) montrent une extension NW-SE, ce qui contredit les données géologiques et de séismes majeurs qui montrent une zone en extension à  $90^\circ$  de la faille de Locris orientée NW-SE [Jackson & McKenzie, 1984b]. Mais Mercier [1981] montre, d'après des données de microtectonique, que la direction actuelle d'extension à cet endroit est effectivement NW-SE. Notons enfin que nous aurions pu tracer des mécanismes en compression NE-SW pour ces séismes.

Deux séismes importants (#597 et #719,  $M_l \approx 4.6$  et 3.5) localisés en Chalcidique, en dehors du réseau, montrent tout de même des failles normales d'axe T plongeant vers le NE, ce qui est cohérent avec l'existence d'un bassin sédimentaire [Martin & Masclé, 1989] lié à la faille nord-anatolienne, très active [Lybérís & Deschamps, 1982]. Taymaz *et al.* [1990] l'interprètent comme un *pull-apart basin* dans un système décrochant dextre.

## V.3 Solutions focales des séismes intermédiaires

Nous avons pu déterminer 23 mécanismes pour les séismes de profondeur supérieure à 35 km, en revenant plusieurs fois sur chaque lecture. Ces séismes n'étant pas nombreux mais importants du point de vue géodynamique, ont été en effet traités de manière particulièrement soignée.

### V.3.1 Les séismes subcrustaux

On peut remarquer, sur la figure V.3.1, qu'il n'y a pas de cohérence nette entre les 13 mécanismes au foyer localisés entre 40 et 80 km de profondeur. On voit de l'extension N-S en Argolide (#227, #345, #483, #571), ces séismes sont situés au même endroit que le #135 mais sont plus superficiels (50-60 km au lieu de 79 km); ils ont succédé à ce séisme, et bien que leurs mécanismes soient opposés à celui du #135, il est possible qu'ils soient des réajustements locaux (répliques) de cet événement de magnitude  $M_l = 4.3$ . Aucun d'eux n'est compatible avec les mécanismes (#77, #292, #317, #1011) de Hatzfeld *et al.* [1989] situés au même endroit.

Dans la partie occidentale de l'arc, on voit deux mécanismes avec un plan nodal quasi-horizontale (#381, #459), leur axe P plonge vers l'est, ce qui correspond à une compression  $\approx$  E-W, alors qu'elle est plus NE-SW dans la partie externe du sud de l'arc [Taymaz *et al.*, 1990]. Ces mécanismes sont dans la même région et de même type que les mécanismes plus superficiels décrits précédemment (§V.2.1).

Le mécanisme #350 n'était pas très stable en profondeur, sans doute à cause d'un Moho peu profond vers Anticythère; le programme HYPOINVERSE donne une profondeur de 35 km environ, proche de celle du Moho. On note qu'ils sont opposés au mécanisme #559 et à  $90^\circ$  des #379, #787 de Hatzfeld *et al.* [1989], ce qui ne simplifie pas les choses.

Au nord de la Crète il y a un séisme (#374) avec un plan nodal horizontal, montrant le même type de mécanisme mais d'axe P orienté NNW-SSE.

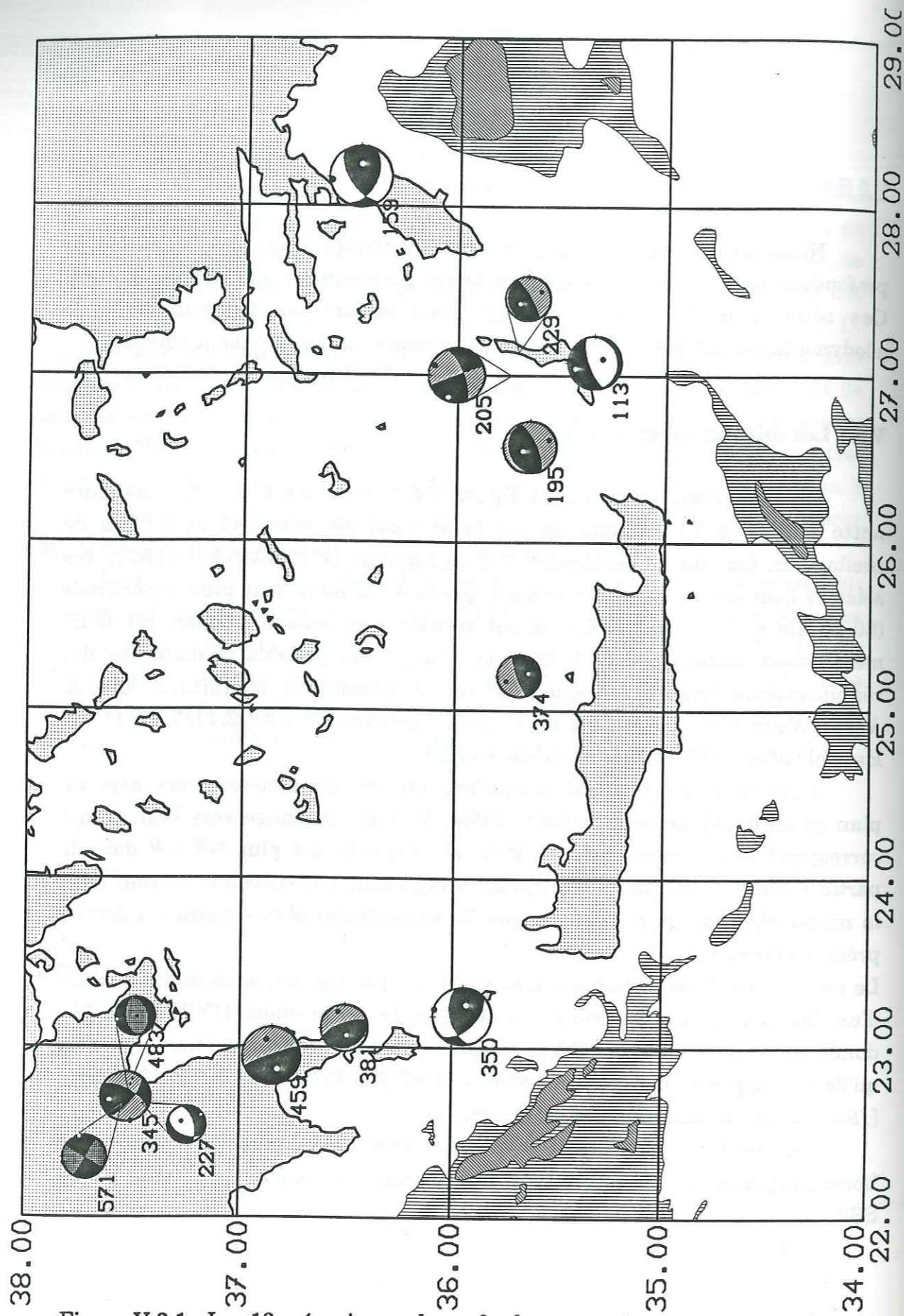


Figure V.3.1: Les 13 mécanismes de profondeur comprise entre 40 et 80 km

A l'est de Karpathos, trois séismes (#113, #195, #229) montrent à nouveau ce type de mécanisme, mais avec un axe T qui plonge toujours vers le NW. Un séisme (#205,  $z=47$  km) montre du coulisement avec un axe T encore orienté NW-SE. Beaucoup plus à l'est (est de Rhodes), mais à une profondeur voisine, McKenzie [1972] observe un mécanisme identique.

Enfin, au nord de Rhodes se trouve un mécanisme (#159) en faille inverse à composante décrochante, d'axe P orienté N-S, similaire à ceux de Rotstein & Kafka [1982] (compilation de divers mécanismes d'après des données ISC).

On ne voit donc pas de continuité entre ces mécanismes assez différents. La structure complexe sous le Péloponnèse décrite par Hatzfeld *et al.* [1989] ne se simplifie pas. On peut se demander ce que représentent des séismes de magnitude inférieure à 3 dans une zone de transition entre une dynamique crustale dominée par l'extension, et la plaque plongeante. On est d'ailleurs incapable de distinguer à quelle plaque appartiennent ces séismes.

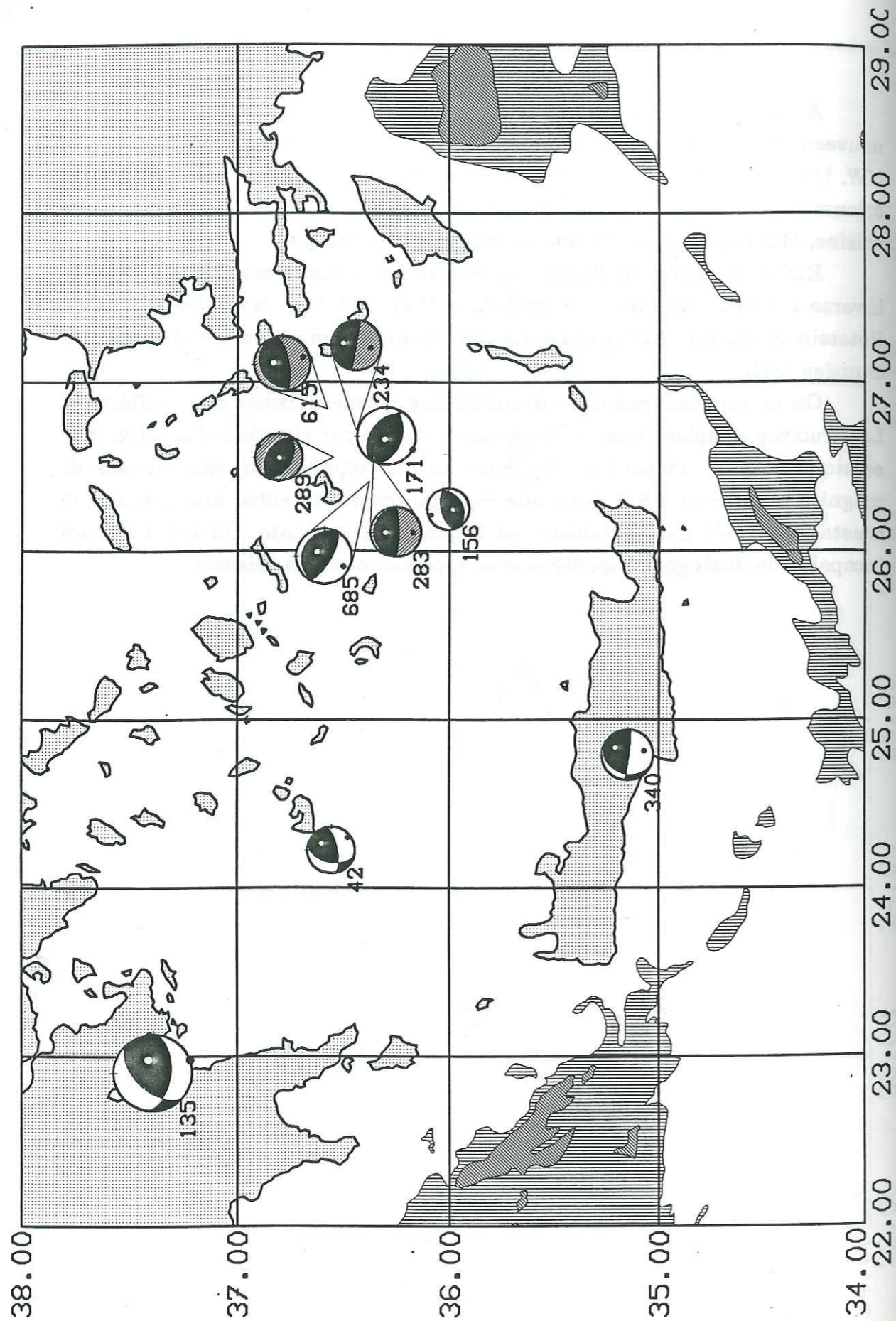


Figure V.3.2: Les 10 mécanismes de profondeur supérieure à 80 km  
146

### V.3.2 Les séismes intermédiaires proprement dit ( $z > 80$ km)

En ce qui concerne les 10 séismes plus profonds que 80 km (*fig. V.3.2*), on voit une remarquable homogénéité, qui contraste avec la complexité des mécanismes des foyers subcrustaux. Tous sont des mécanismes de faille inverse avec des axes T et P de direction N-S. On remarque en particulier que le séisme sous la Crète (#340) et celui sous Milos (#42) sont quasi-identiques à ceux du groupe de séisme sous Astipalea, leur axe T plonge vers le nord assez fortement ( $>45^\circ$ ) et l'axe P est proche de l'horizontale ( $<30^\circ$ ). Le mécanisme (#135) du séisme de  $M_l=4.3$  du Péloponnèse montre lui aussi un axe P horizontal et il est compatible avec les solutions de Hatzfeld et al. [1989]. Nous l'avons mis avec les séismes de plus de 80 km malgré sa profondeur de 79 km parce qu'il se rapproche plus de ces mécanismes. Pour les séismes sous Astipaléa (#171, #234, #283, #289, #615, #685), les sens de déviation donnés par les stations de Crète sont la plupart du temps de sens contraire à ce qu'indiquent les autres stations. Peut-être que ce phénomène est un effet de la plaque plongeante qui dévie les rais partant vers le sud, la structure en vitesse d'une zone de subduction est malheureusement trop complexe pour aborder ce problème de manière déterministe [Huppert & Frolich, 1981]).

#### V.4 Conclusions

La sismicité profonde ( $z > 80$  km) montre un champ de contraintes très homogène, dont les directions des axes P et T correspondent à la direction de convergence entre l'Europe et l'Afrique.

La sismicité subcrustale ( $40 < z < 80$  km) donne un schéma plus complexe avec des axes P et T différents de ceux trouvés en 1986. On notera néanmoins que nous n'avons aucun séisme de magnitude (Ml) supérieure à 3.5.

La sismicité crustale ( $z < 40$  km) nous permet de différencier trois zones différentes:

- à l'extérieur de l'arc, et tout le long de l'arc, on note une compression NE-SW, qui est la direction de convergence de la "plaque Egée" avec la plaque Afrique [N31 pour McKenzie, 1978 ; N45 pour Le Pichon & Angelier, 1979 ; N25 pour Taymaz et al. 1990].
- le long de l'arc où on voit des séismes superficiels en extension à peu près perpendiculaire à cette compression, en situation légèrement interne.
- à l'intérieur du domaine égéen on retrouve de l'extension N-S en Argolide et dans le Dodécannèse, où on observe aussi de la compression E-W. Cette direction d'extension est similaire à celle observée au voisinage du golfe de Corinthe par de nombreux auteurs [e.g., Sébrier, 1977 ; Taymaz et al., 1990]. En mer de Crète et dans les Cyclades l'extension ne semble pas montrer d'orientation préférentielle.

## Chapitre VI Discussion

### VI.1 Sismicité crustale

La carte de répartition des séismes de magnitude  $M_l < 4.5$  pendant 6 semaines ressemble à première vue à une carte de séismes majeurs du catalogue ISC (e.g.  $M > 4.5$  de Makropoulos & Burton, 1981). On retiendra principalement que la sismicité est localisée aux frontières de la microplaque égéenne ; entre les fosses et les domaines émergés (Péloponnèse, Crète). La déformation fragile de l'arc égéen est concentrée au niveau des marges continentales, notamment au niveau des régions où la fosse s'interrompt ou change de direction. En arrière de l'arc elle est plus sporadique et principalement localisée dans des zones de grabens majeurs (Corinthe, Eubée, Chalcidique, Anatolie occidentale). Ces constatations impliquent que la notion de microplaque introduite par McKenzie [1972] n'est pas abstraite, même si ces frontières montrent des lacunes de sismicité:

- La lacune de sismicité d'Anticythère montre de nombreux microséismes qui sont sans doute liés au jeu des failles normales actives orientées à peu près N-S dans cette région [Lyon-Caen et al., 1988; Hatzfeld et al., 1990; Lybérakis et al., 1982].
- La faible activité du fossé de Strabon remet en cause son interprétation en tant que faille transformante active. La sismicité d'événements plus importants est concentrée sous les monts Ariane et Strabon, ce qui indique que la fosse de Strabon est plus active que celle de Pline, ce que conclue Leite [1980] à partir de données de sismique réflexion.

Le paradoxe de l'absence de sismicité en mer de Crète, une des zones les plus déformées de Grèce (extension maximum), peut s'expliquer d'au moins deux manières : la déformation se ferait continûment, de façon ductile et asismique, dans une croûte amincie et plus chaude; ou bien la déformation se serait déplacée vers le nord, affectant aujourd'hui les Cyclades [England, communication orale, Grenoble, 1990].

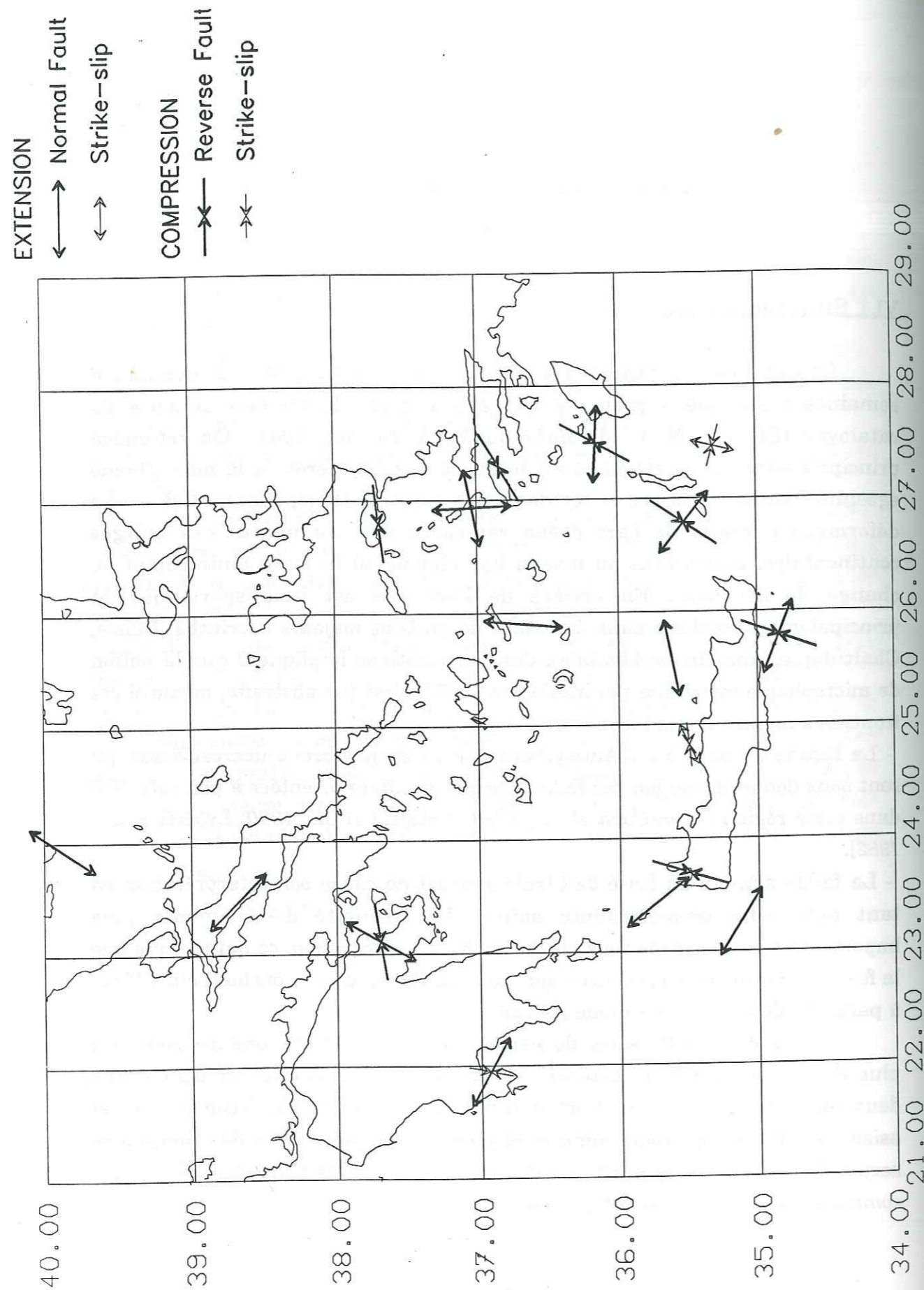


Figure VI.2 : Synthèse des directions horizontales des contraintes d'après nos mécanismes.

## VI.2 Le champ de contraintes superficiel actuel

Si le milieu est élastique, on définit alors les axes de contraintes locales maximum  $\sigma_1$  et minimum  $\sigma_3$  comme étant bissecteurs des deux plans nodaux. Dans l'hypothèse théorique d'un double-couple, les axes se situent à  $45^\circ$  de chacun des plans, et sont donc équivalents aux axes P et T. On sait toutefois que des travaux expérimentaux montrent que l'angle de rupture est bien défini, et vaut entre  $20$  et  $30^\circ$  par rapport à la direction principale de compression  $\sigma_1$  [Mogi, 1966; Paterson, 1978]. Les axes P et T que nous déterminons ne sont donc pas identiques aux axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ , mais ils ne s'éloignent pas beaucoup, Célérier [1988] estime cet écart à environ  $15^\circ$ . Pour tenter de proposer un champ de contraintes dans le domaine égéen nous avons lissé les directions des axes les plus proches de l'horizontale dans chaque zone où les séismes sont concentrés, et nous les avons reporté sur la figure synthétique VI.2. McKenzie [1978] préfère utiliser les vecteurs glissement plutôt que les axes P et T, mais il dispose de séismes de magnitude supérieure à 5.5, alors que nos séismes ont une magnitude voisine de 3.0. Pour des microséismes il est plus vraisemblable que les déplacements le long de failles préexistantes se fassent en accord avec le champ de contraintes local, le vecteur glissement étant plus ou moins quelconque. Nous ne pouvons donc pas disposer des vecteurs glissement, même en supputant une orientation préférentielle de failles actives.

### VI.2.1 De la compression NNE-SSW en avant de l'arc

En avant de l'arc, on voit surtout une compression NNE-SSW, avec de l'extension perpendiculaire. Cette direction de compression est constante du sud du Péloponnèse à l'est de Rhodes, et elle est confirmée par les mécanismes majeurs étudiés par McKenzie [1972, 1978]. Cette direction est parallèle à la direction de convergence entre les plaque Egée et Afrique déterminée par Le Pichon & Angelier [1979], et proche de la moyenne des vecteurs glissement calculée par Taymaz *et al.* [1990]; on peut par conséquent la relier au couplage entre la plaque Afrique et la microplaque Egée. On notera également que Jackson & McKenzie [1984] observent une compression de même direction de Rhodes jusqu'à Chypre, au sud d'une zone qui semble être une zone de

subduction [Rotstein & Kafka, 1982; McKenzie 1972, 1978; Rotstein, 1985; Jackson & McKenzie, 1984]. Cette liaison entre les deux zones de subduction n'est pas sans poser quelques problèmes : que devient la plaque Afrique entre les deux zones de subduction ? ; si la microplaque turque est en mouvement vers le SW [McKenzie, 1972], pourquoi n'y a-t-il pas plus de preuves de collision à l'est du domaine égéen ? En abordant le problème avec des plaques rigides on est obligé de faire intervenir une zone transformante à l'est de l'arc. L'approche plastique, en particulier le poinçonnement rigide-plastique de Tapponnier [1977], qui s'adapte aux résultats paléomagnétiques de Kissel & Laj [1988] (rotation anti-horaire de 30° de l'est de l'arc), explique la coexistence des deux zones de subduction, mais impose une relative symétrie de la subduction à l'est du domaine égéen, ce que ne montrent ni nos données, ni les campagnes océanographiques [Le Cleac'h, 1984b]. Cette direction de compression ne semble pas varier le long de l'arc, contrairement à ce que montrent Le Pichon & Angelier [1979] principalement d'après les données de Ritsema [1974]. Nous regrettons d'ailleurs de ne pas avoir accès aux polarités de ses mécanismes au foyer, ce qui permettrait de vérifier la validité de telles variations.

## VI.2.2 De l'extension perpendiculaire à cette compression

Comme Hatzfeld et al [1990], nous observons de l'extension à peu près WNW-ESE au sud du Péloponnèse, mais aussi au sud de la Crète et dans la branche levantine de l'arc.

Bousquet & Philip [1986] (fig. VI.2.2) décrivent en Egée une zone où la direction de compression est parallèle à la courbure de l'arc, alors que dans notre cas elle semble parallèle à la convergence et accompagnée d'extension perpendiculaire, bien que nous n'ayons pas une assez grande variation de la courbure de l'arc dans la zone étudiée pour voir une différence. Bousquet & Philip remarquent une telle extension dans les Apennins, c'est à dire pour une subduction continentale, appelée "obduction" par Zeilinger de Boer [1989] pour le cas égéen ; ils notent que cette extension  $\approx$  E - W n'est pas incompatible avec une compression  $\approx$  N-S. Or, au sud de la Crète, la croûte semble être de type continentale amincie et "mafissée" (avec des caractéristiques de croûte océanique), dite croûte intermédiaire [Lliboutry, 1982]. De récentes investigations [De Voogd et al., 1991] ont montré que cette croûte était de type océanique dans le bassin ionien, et apparemment de type continental aminci dans le bassin d'Hèrodote. Ainsi le régime de la subduction serait différent à l'ouest où la croûte océanique n'oppose pas beaucoup de résistance à l'enfoncement, et à l'est où la croûte intermédiaire du bassin levantin rendrait la subduction plus difficile, voire même bloquée sur la marge lybienne [Lyon-Caen et al., 1988]. On peut donc avoir une subduction continentale, et de ce fait un blocage de la plaque chevauchante (toujours d'après Bousquet & Philip) qui peut induire de l'extension, perpendiculaire à la direction de compression, en avant de l'arc [Sorel et al. 1988 ; Lyon-Caen et al., 1988]. On notera aussi que si un arc s'incurve, il se crée alors une extension longitudinale à sa périphérie.



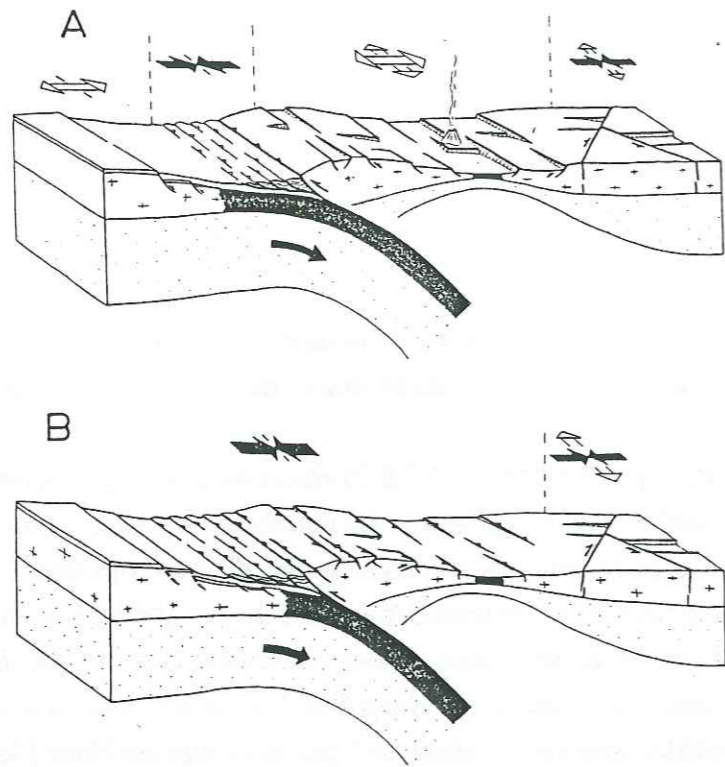


Fig. 4 - Oceanic subduction : distribution of the deformation types according to the Aegean example. A - Late Pliocene to Lower Quaternary stage. Calc-alkaline volcanism. B - Lower Quaternary compression stage (conventional signs as in fig. 2).

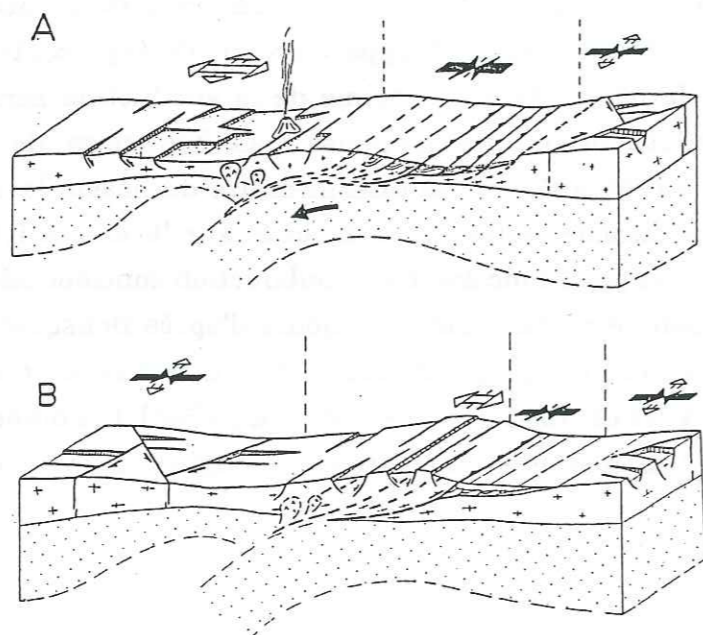


Fig. 5 - Continental subduction : distribution of the deformation types according to the Apennine example. A - Opening stage of a back-arc basin associated with calc-alkaline volcanism and arc extension. B - Blocking stage (Conventional signs as in fig. 2).

Figure VI.2 2 : Blocs diagrammes de la distribution des contraintes actuelles de la Mer Egée (en haut) et des Apennins (en bas) dans Bousquet & Philip [1986]

### VI.2.3 De l'extension dominante en Mer Egée

On passe ensuite, plus ou moins progressivement (cela est difficile à prouver car la rupture fragile est une déformation "discrète", la transition entre les deux zones peut se faire progressivement si  $\sigma_2 \approx \sigma_3$  [Angelier et al., 1982 ; Bousquet & Philip, 1986]) à de l'extension aussi bien N-S que E-W en mer de Crète, décrite par de nombreuses observations de tectonique cassante (en sub-surface) [Mercier et al., 1989 ; Mascle & Martin 1990]. Au nord elle est plutôt N-S, notamment dans le golfe de Corinthe comme le montrent les données de mécanismes au foyer de séismes majeurs [McKenzie, 1972 ; Jackson et al., 1982b ; Liotier, 1989 ; Taymaz et al., 1990] de microtectonique [Mercier et al., 1976 ; Angelier, 1977] ou de microsismicité [Hatzfeld et al., 1990], et dans les grabens de l'ouest de la Turquie [Jackson & McKenzie, 1984 ; Taymaz et al., 1991]).

En arrière de l'arc le couplage entre les deux plaques n'existe plus [Sorel et al., 1988 ; Lyon-Caen et al., 1988], et l'extension N-S observée peut être interprétée comme une expression d'une convection locale (bassin marginal), qui serait produite par l'instabilité thermique due à la plaque lithosphérique subduite froide (asthénosphère entraînée vers le bas) dans un manteau autochtone chaud [Uyeda, 1977 ; Hsiu & Toksöz, 1978], ou bien comme une remontée diapirique de manteau chaud [Uyeda, 1977 ; Horvath et al., 1982]. Cette extension accélère la subduction de façon différentielle le long de l'arc [Karig, 1971], les vitesses d'extension estimées actuellement [Jackson & McKenzie, 1988 ; Ekström & England, 1989] montrent en effet qu'elle est 6 à 10 fois plus importante que la convergence entre les deux plaques (1 cm/an) [Le Pichon & Angelier, 1981]. Ekström & England [1989] insistent sur la part prédominante de la déformation aismique (de 60 à 70%) en Mer Egée. De plus, la déformation plastique est d'après Lliboutry [1982] nécessaire pour expliquer la courbure régulière des arcs. On voit alors qu'il sera toujours difficile d'interpréter la géodynamique égéenne en termes de microplaques rigides.

Cette extension plus ou moins radiale peut aussi être représentative d'un écoulement gravitaire, suite au soulèvement du domaine égéen comme on peut le voir sur la modélisation analogique d'un écoulement gravitaire faite par Merle [1984] ; mais cela n'explique pas l'amincissement considérable (100%) en mer de Crète.

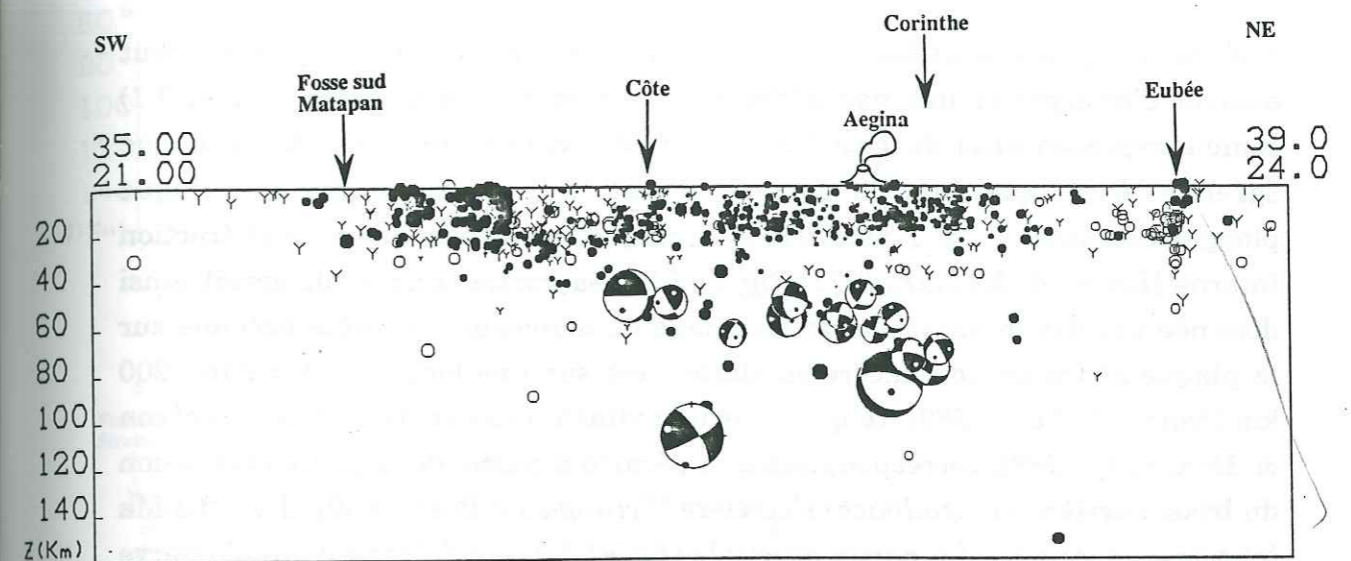
On note que la compression est colinéaire à la direction de convergence des plaques Afrique et Egée le long de l'arc. Le champ de contraintes présenté par Papadopoulos *et al.* [1986], déterminé avec une synthèse des mécanismes au foyer de séismes majeurs, montre aussi cette direction de convergence; mais ils n'observent pas d'extension claire longitudinale coexistant avec cette compression NE, et de plus, à l'ouest de la Crète, ils trouvent de l'extension NE-SW contradictoire. Nos données sont par contre globalement en accord avec les conclusions de Angelier *et al.* [1982], à partir d'une synthèse de mécanismes au foyer, et de Mercier [1981], synthèse d'études de microtectonique. Nous montrons néanmoins une compression E-W au niveau de Samos et NE-SW à l'est de l'arc qui n'avaient pas été encore observées. On note enfin que les axes P et T observés en Argolide sont globalement en accord avec l'interprétation du champ de contraintes de Hatzfeld *et al.* [1990].

### VI.3 La plaque subduite

L'absence de symétrie des données de sismotectonique (champ de contraintes et sismicité) nous amène à suggérer que les déformations entre l'est et l'ouest n'ont pas les mêmes causes, contrairement à ce qu'on pourrait s'attendre si le modèle symétrique (de type amphithéâtre) de Comninakis & Papazachos [1986] s'approchait de la réalité. Ce modèle prévoit une longueur de la plaque subduite constante, si c'est le cas à l'est et à l'ouest ( $L=220$ ), ce plan n'est pas clair en Crète (au sud), où il serait plus long ( $L=360$  km). Le modèle de Le Pichon et Angelier [1979] prévoit une longueur de plan subduit variant de 280 km dans le Péloponnèse, à 500 km à l'extrémité orientale, ce qui est supérieur à ce qu'indiquent nos observations et celles de Martin [1988] ( $L=350$  km sur la coupe CC'). Enfin le modèle de McKenzie [1978] doit montrer une longueur constante de la plaque subduite selon une direction  $\approx N30$ . Ce n'est pas le cas, mais on peut l'expliquer par le manque de séismes intermédiaires; Martin [1988] a montré à partir de séismes du catalogue ISC, que c'était le modèle qui s'accordait le mieux, même si il reste des problèmes dans la partie orientale, qui d'après ce modèle (et celui de Le Pichon & Angelier) doit être une zone transformante active, ce qui n'est pas clair au vu de la sismicité superficielle faible de cette région, les seules preuves de décrochement sont les structures en échelon observées entre les deux fosses par Huchon *et al.* [1982].

●  $\Delta Z < 10$  km  
○  $\Delta Z < 20$  km

A 1986, cross-section across Peloponnese A'



A 1988, cross-section across Peloponnese A'

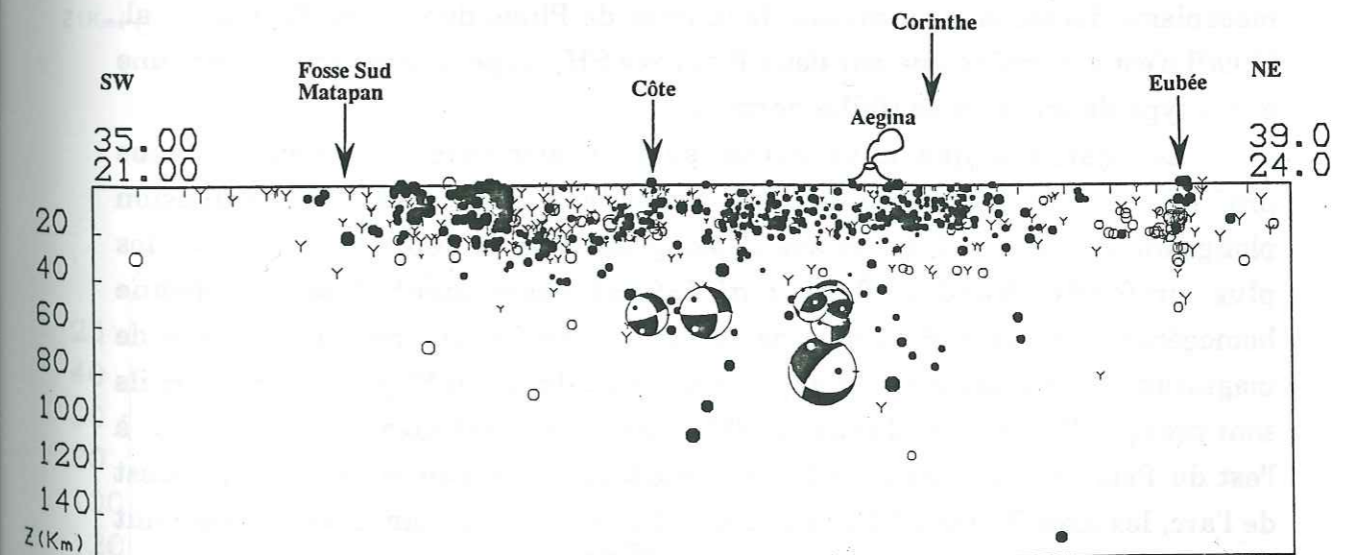


Figure VI.3.1 : Coupes SW-NE du Péloponnèse où nous reportons la projection des mécanismes au foyer sur le plan de coupe, pour les missions de 1986 et de 1988. Nous avons groupé la sismicité des missions de 1986 et de 1988. Les séismes en noir sont localisés à mieux de 10 km près, ceux en blanc sont localisés à mieux de 20 km près; les autres sont en Y.

Aux profondeurs subcrustales ( $40 < Z < 80$  km), le début du plongement peut expliquer la complexité de la distribution locale des contraintes [Hatzfeld *et al.*, 1989]. Le faible nombre de séismes ne nous permet pas d'élucider cette complexité, mais on remarque à l'est des axes de tension plongeant vers le NW, tandis qu'à l'ouest les axes P plongent vers l'E. Sur des coupes, on peut essayer d'interpréter une partie des mécanismes du Péloponnèse (fig. VI.3.1) comme représentatifs du cisaillement sur des chevauchements de la plaque égéenne. Alors que dans la partie orientale il y aurait plutôt une plaque plongeante raide, d'axe T parallèle à la plaque, correspondant à de la traction interne [Isacks & Molnar, 1971] (fig VI.3.2). La partie occidentale serait ainsi dominée par des mécanismes de charriage de morceaux de croûte égéenne sur la plaque africaine non encore subduite, cela sur une longueur d'environ 200 km [Hatzfeld *et al.*, 1989], ce qui, pour une vitesse relative de 6 cm/an [Jackson & McKenzie, 1988], correspondrait à la période à partir de laquelle l'extension du bassin arrière-arc (*rollback*) s'accélère [Zeilinga De Boer, 1989]: il y a 3.3 Ma (pliocène supérieur). La partie orientale (fig VI.3.2) est différente, on n'observe pas de "rampe". En contraste avec la forme d'arc, on observe une grande asymétrie de la zone de subduction, que certains auteurs expliquent par le jeu senestre des failles transformantes des fosses de Pline et de Strabon [McKenzie, 1978 ; Huchon *et al.*, 1982 ; Le Pichon & Angelier, 1979 ; Taymaz *et al.*, 1990]. Nous n'observons aucune évidence du jeu actif de ces fosses, qui n'ont pas de sismicité associée. On peut d'ailleurs remarquer que le mécanisme décrochant au niveau de la fosse de Pline, donné par Taymaz *et al.* [1990] n'est déterminé que par deux P et trois SH, on peut peut-être en faire une autre type de mécanisme (faille normale ?).

Les données que nous avons pour la sismicité intermédiaire plus profonde ( $Z > 80$  km) s'accordent en majorité à donner un axe de tension plongeant vers le nord, et un axe P plongeant vers le sud, au moins pour les plus profonds. Kondopoulou *et al.* [1985] observaient déjà une bonne homogénéité des axes P au delà de 100 km de profondeur pour les séismes de magnitude supérieure à 4.5, mais ils étaient de direction SW-NE alors qu'ici ils sont presque N-S. Hatzfeld *et al.* [1989] avaient aussi des axes de tension NNE à l'est du Péloponnèse. Les axes P semblent tourner un peu entre l'est et l'ouest de l'arc, les axes T étant NNE à l'ouest, et NNW à l'est, comme ce qu'observait déjà McKenzie [1978], mais la précision sur la détermination de ces axes ne nous permet pas de proposer une interprétation non spéculative. Notons que les mécanismes au foyer des séismes profonds en Mer Egée que nous

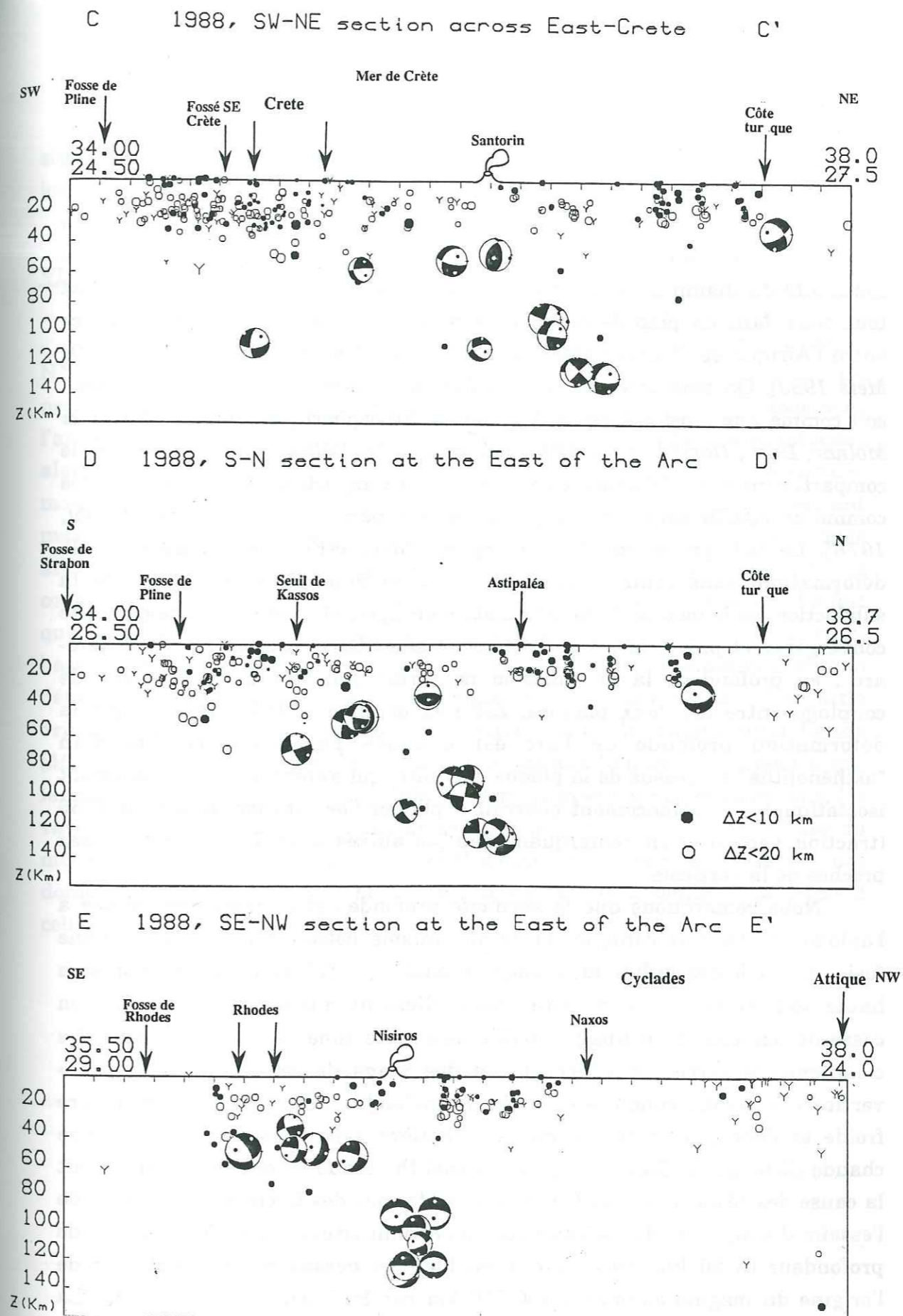


Figure VI.3.2 : Coupes SE-NW (en haut), S-N (au milieu) et SW-NE (en bas) passant par l'est de la Crète, où nous reportons la projection sur le plan de coupe des mécanismes au foyer. Noter l'axe T (en blanc) parallèle au pendage apparent de la subduction, sauf pour le #156.

présentons dans ce travail semblent être les seuls aussi bien contraints en profondeur (à 20 km près).

Cela nous montre que s'il n'y a pas d'évidence de la continuité géométrique du plan de subduction défini par la sismicité, on voit néanmoins une apparente continuité du champ de contrainte, les axes de tension et de compression étant tout deux dans un plan de direction N-S, qui est la direction de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie [McKenzie 1972 ; Le Pichon & Angelier 1981 ; De Mets 1990]. On peut interpréter ces solutions focales de plusieurs manières : soit comme une tension interne à la plaque lithosphérique subduite [Isacks & Molnar, 1971 ; Hatzfeld et al. 1989], soit comme des failles à pendage vertical, le compartiment nord s'abaissant par rapport au compartiment sud, interprétées comme un cisaillement vertical de la partie supérieure de la plaque, [Jacobi, 1976]. Le fait que ce soit la convergence Afrique-Eurasie qui gouverne la déformation, sans tenir compte de la microplaque Egée, s'explique si la subduction est le moteur de la déformation en Egée: elle serait induite par cette convergence et provoquerait de l'extension secondaire dans un bassin arrière-arc ; en profondeur la déformation ne serait plus liée au phénomène de couplage entre les deux plaques. Zeilinga de Boer [1989] explique que la déformation profonde de l'arc est dominée par une intrusion d'un "asthénolithe" au dessus de la plaque subduite, qui s'enfonce alors (ajustement isostatique). Cet enfoncement pourrait expliquer l'orientation du séisme #156 (traction verticale) en remarquant que les autres axes T sont aussi assez proches de la verticale.

Nous remarquons que la sismicité profonde est curieusement située à l'aplomb de l'arc volcanique. Si ce volcanisme calco-alcalin est issu d'une fusion partielle des roches de la plaque subduite (Cf §I.2.4), la déformation sous haute température devrait être essentiellement ductile. Une déformation cassante associée à un fluage ductile dans cette zone est peut-être dû à des cisaillements verticaux affectant (un des plans de ces mécanismes est ~ vertical) la plaque subduite en train de couler [Jacobi, 1976] qui est encore froide et donc plus cassante que sa frontière avec l'asténosphère égéenne chaude [Zeilinga de Boer, 1989] ; cet asthénolithe chaud, et donc plus lent, serait la cause des résidus positifs (retards) aux stations des Cyclades, à l'aplomb de l'essaim d'Astipaléa. Nos séismes sont cependant situés entre 90 et 125 km de profondeur (à 20 km près) ce qui est bien au dessus de la profondeur de l'origine du magma estimée à 200-250 km par Pe-Piper & Piper [1989]. La

sismicité profonde sous Astipaléa et sous la Crète nous amènent à nous poser les questions sur les mécanismes qui les génèrent.

#### VI.4 Conclusions

On remarque que l'on peut passer progressivement d'une compression NNE à une extension tangentielle à l'arc, mais il reste tout de même un problème à l'est de l'arc où nous manquons toutefois de données. Globalement l'arc est en compression NNE avec de l'extension perpendiculaire associée, alors que le centre de la mer Egée est en régime extensif. L'ouverture maximale se fait en mer de Crète qui est également la zone d'amincissement maximum. Cette extension gouverne le processus de collision entre les plaques africaine et égéenne, alors que pour les séismes intermédiaires seul la convergence Europe-Afrique semble affecter le champ de déformation. Le fait que le rapprochement de ces deux plaques soit plus lent que l'extension du bassin intra-arc de la Mer Egée, implique que c'est ce dernier qui gouverne la déformation crustale, au moins pour la partie occidentale de l'arc. La partie orientale est encore méconnue, la cinématique de la plaque anatolienne [McKenzie, 1978] doit compliquer les conditions aux limites. On retiendra que le modèle de subduction continentale correspond mieux à nos observations, les variations d'orientation de la compression le long de l'arc qui est la base du modèle de LePichon & Angelier [1979] n'étant pas observée ici. Enfin, nos données se superposent très bien aux données de néotectonique, notamment celles de l'équipe d'Orsay [Mercier et al., 1987].

## Conclusions générales

A la suite de notre travail, nous rappelons ici les principaux résultats obtenus.

Des 828 séismes localisés nous en avons sélectionné 766 qui se répartissent principalement entre les fosses et l'arc émergé. Ils sont de magnitude moyenne ( $1.0 < M_l < 4.5$ ), la majorité est localisée entre 10 et 30 km de profondeur (dans la croûte inférieure). Nous trouvons des microséismes dans la gap d'Anticythère, réputé asismique, et nous en avons très peu dans la région des fosses de Pline et de Strabon, alors que les catalogues de sismicité donnent de nombreux événements entre les deux fossés. La sismicité intermédiaire est diffuse sous l'arc méridional, avec 2 événements profonds sous la Crète, les autres sont localisés sous le Péloponnèse et l'île d'Astipaléa. Entre ces deux extrémités, nous ne notons pas de sismicité intermédiaire, seuls quelques séismes crustaux existent au voisinage des îles volcaniques.

Sur les 667 séismes localisés avec au moins 8 phases P et une S, nous avons calculé 98 solutions focales. La position, le plus souvent à l'extérieur du réseau, et le bruit (houle) expliquent ce faible pourcentage. Les mécanismes des séismes crustaux obtenus nous ont permis d'approcher le champ de contrainte actuel qui montre:

- de la compression NNE-SSW à l'extérieur de l'arc méridional parallèle à la convergence Afrique-Egée, avec de l'extension perpendiculaire associée.
- de l'extension "radiale" [Philip, 1983] en arrière de l'arc (Mer de Crète) qui devient  $\approx$  N-S dans les domaines plus internes (Corinthe, Dodécannèse).

La prédominance de l'extension en Mer Egée est confirmée, mais nous observons des mécanismes montrant de la compression E-W au niveau de Samos. Nos résultats s'accordent parfaitement aux données de microtectonique [Mercier *et al.* 1987], mais ne vont pas dans le sens du modèle de LePichon & Angelier [1979], alors que le modèle de McKenzie [1978] ne s'oppose nullement à nos données sur le champ de contraintes actuel (et instantané, ne l'oublions pas).

Les mécanismes des séismes subcrustaux décrivent une structure plus complexe, sans doute à cause de la subduction et de l'épaisseur très variable de

la croûte en Grèce [Makris, 1977] qui ne permet pas de donner un schéma global de la déformation à l'intérieur de la lithosphère égéenne.

Au contraire, en profondeur, les mécanismes montrent tous des vecteurs glissement et des axes T orientés N-S, parallèles à la convergence Afrique-Europe en Grèce. Ils sont compatibles avec un cisaillement vertical [Jacobi, 1976] de la plaque subduite qui coulerait, mais aussi avec une traction interne dans cette plaque [Isacks & Molnar, 1971] qui continuerait à avancer vers le nord. Ces mécanismes semblent être les premiers dont les localisations sont si bien contraintes en profondeur (à mieux que 20 km près).

Enfin les coupes transversales ne donnent pas, comme celles de Martin [1988], de solution quant à la géométrie de la subduction. Nous notons une lacune de sismicité entre 70 et 90 km de profondeur. Si la subduction à l'est plonge vers le NW, elle est beaucoup plus raide et brutale qu'à l'ouest où il y a un palier de 200 km de long où la plaque a un faible pendage et crée une sismicité diffuse dans la croûte inférieure du Péloponnèse [Pedotti, 1988].

Tout n'a pas été fait (par manque de temps) sur les données récoltées en 1988 ; il sera intéressant de calculer les résidus des téléseismes enregistrés en Mer de Crète et le long de l'arc, d'étudier l'atténuation en Mer de Crète à partir de régionalisation du facteur Q d'après la coda des données 3-composantes [Martin, 1988].

D'autres perspectives consistent dans l'étude de la nature de la lithosphère africaine plongeant sous l'Egée, une partie de la réponse pourrait venir des résultats de la campagne Pasiphae au sud de la Crète. Les mesures géodésiques [England, soumis à Nature, 1991] devraient permettre de comprendre la géométrie et les mécanismes de la subduction à l'est et au sud de l'arc, et la liaison entre la faille nord-anatolienne et le golfe de Corinthe au nord (fossé nord-égéen).

Nous avons discuté de la prédominance de l'extension, en grande partie ductile, par rapport à la compression liée à la subduction qui pourrait se bloquer en Grèce, mais la plupart des questions posées au § I.6 restent posées, notamment quantitativement ; la sismologie, si elle permet d'aborder qualitativement la déformation, n'aborde que la portion fragile de la déformation, or elle serait ductile dans presque toute la Mer Egée. La géodésie peut apporter des renseignements complémentaires.

## Références bibliographiques

Agarwal N.K., Jacoby W.R. & Berckhemer H., 1976. Teleseismic P-wave traveltimes residuals and deep structure of the Aegean region, *Tectonophysics*, 31, p. 33-57.

Aki K. & Richards P.G., 1980. Quantitative seismology, Theory and Methods, W.H. Freeman & Co., San Francisco.

Angelier J., 1973. Sur la néotectonique égéenne: failles anté-tyrrhéniennes et post-tyrrhéniennes dans l'île de Karpathos (Dodécanèse, Grèce), *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 15, n°3, p. 105-109.

Angelier J., 1977. Essai sur la néotectonique et les derniers stades tarditectoniques de l'arc égéen et de l'Egée méridionale, *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), 19, n°3, p. 651-662.

Angelier J., 1978. Tectonic evolution of the Hellenic Arc since the late Miocene, *Tectonophysics*, 49, p. 23-36.

Angelier J., 1979. Néotectonique de l'Arc Egéen, (Thèse d'état, université Paris VI), *Soc. Géol. du Nord*, n°3, 418 pp.

Angelier J., Dumont J.-F., Karamanderesi H., Poisson A., Simsek S. & Uysal S., 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene, *Tectonophysics*, 75, p. T1-T9.

Angelier J., Lybérès N., Le Pichon X., Barrier E. & Huchon P., 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete, *Tectonophysics*, 86, p. 159-196.

Armijo R., Lyon-Caen H. & Papanastassiou D., 1991. E-W Extension and Holocene Normal Fault Scarps in the Hellenic Arc: Possible Rupture of the 464 B.C. Sparta Earthquake, *soumis à Nature*.

Aubouin J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale, les confins de l'Épire et de la Thessalie, *Ann. Géol. Pays Hellén.*, 10, p. 1-483.

Aubouin J., 1960. Essai sur l'exemple italo-dinarique et ses rapport avec l'arc alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 2, p. 487-526.

Aubouin J., 1973. Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides : paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 426-460.

Aubouin J., 1977. Présentation de la géologie de la Grèce, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 19, n° 3, p. 421-435.

Barazangi M. & Dorman J., 1969. World Seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data, 1961-67. *B.S.S.A.*, 59, p. 369-380.

Barazangi M. & Isacks B., 1971. Lateral variations of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga Island Arc: deep anomaly in the upper mantle, *J.G.R.*, 76, n°35, p. 8493-8516.

Barbieri F., Innocenti F., Maneiti P., Peccerillo A., Villari L. & Ploi G., 1981. The evolution of the Hellenic arc and the Aeolian arc volcanism in space and time: a comparison, *IAVCEI symposium august 18-september 9 1981, Ed. Tokio & Akone*, p. 32-43.

Bath M., 1983. The seismology of Greece, *Tectonophysics*, 98, p. 165-208.

Beckheimer H., 1977. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the aegean region, in *International symposium of the structural history of the mediterranean basins, Split, Ed. Technip*, p. 301-314.

Bellon H., Jarrige J.-J. & Sorel D., 1979. Les activités magmatiques égéennes de l'oligocène à nos jours et leurs cadres géodynamiques. Données nouvelles et synthèse. *Rev. Géol. Dyn. Géograph. Phys.*, 21, p. 41-55.

Ben-Menahem A., Nur A. & Vered M., 1976. Tectonics seismicity and structure of the Afro-Eurasian junction - the breaking of an incoherent plate, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 12, p. 1-50.

Biju-duval B., Letouzey J. & Montadert L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins. in *Init. Rep. DSDP*, 42, n° 1, p. 951-984.

Bott M.H.P., Waghorn G.D. & Whittaker A., 1989. Plate boundary forces at subduction zones and trench arc compression, *Tectonophysics*, 170, p.1-15.

Bousquet J.-P., & Philip H., 1986. Neotectonics of the Calabrian Arc and Apennines (Italy) : an example of plioquaternary evolution from Island Arcs to collisional stages, in *Developments in Geotectonics, the origin of arcs, (Elsevier)*, 21, p.305-324.

Braud J., 1967. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme et ophiolites dans le Vermion septentrional (Macédoine, Grèce). *Thèse 3 ème cycle, Paris XI, Orsay*, 209 pp.

Briqueu L., Javoy M., Lancelot J.R. & Tatsumoto M., 1986. Isotope geochemistry of recent magmatism in the Aegean arc: Sr, Nd, Hf, and O isotopic ratios in the lavas of Milos and Santorini - geodynamics implications, *E.P.S.L.*, 80, p. 41-54.

Brunn J.H., 1956. Etude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale, *Thèse, Ann. Géol. Pays Hellén.*, 7, 358 pp.

Brunn J.H., 1976. L'arc concave zagro-taurique et les arcs convexes tauriques et égéen : collision et arc induit, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, n°2, p. 553-567.

Célérier B., 1988. How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor ?, *Tectonics*, 7, n°6, p. 1257-1278.

Celet P., 1957. *Bull. Soc. géol. France*, 6, n°7, p. 571-583.

Chase C.G., 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world, *E.P.S.L.*, 37, p. 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 de 3<sup>ème</sup> cycle, université de Grenoble I.*

Christodoulou A.A., 1986. Etude sismotectonique et inversion tridimensionnelle en Grèce du Nord, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université de Grenoble I.*

Christodoulou A.A. & Hatzfeld D., 1988. 3-D crustal and upper mantle structure beneath Chaldiki (Northern Greece), *E.P.S.L.*, 88, p. 153-168.

Comninakis P.E. & Papazachos B.C., 1986. A catalogue of historical earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985, *Univ. of Thessaloniki Geophys. Lab.*, 1, p. 1-67.

De Chabalière J.-B., 1989. Etude sismotectonique de la Crète par analyse de sismogrammes 3 composantes, *D.E.A., université Paris VII.*

Delibasis N.D., 1982. Seismic Wave Attenuation in the Upper Mantle beneath the Aegean Region, *Pageoph*, 120, n°4, p. 820-839.

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, p. 425-478.

Dercourt J., De Wever P. & Fleury J.-J., 1976. Données sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Péloponnèse septentrional (Grèce), *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, n° 2, p. 317-326.

De Voogd B., Truffert C., Chamot-Rooke N., Huchon P., Lallemand S. & Le Pichon X., 1991. Two-ship deep seismic soundings in the Basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise), *soumis à Geophys. J.*

Dewey J.F. & Sengör A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, p. 84-92.

Drooger C.W. & Meulenkamp J.E., 1973. Stratigraphic contributions to geodynamics in the Mediterranean area: Crete as a case history, *Bull. Soc. Géol. Grèce*, 10, p. 193-200.

Dürr St., Altherr R., Keller J., Okrusch M. & Seidel E., 1978. The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 455-477.

Ekström G. & England P., 1989. Seismic Strain Rates in Regions of Distributed Continental Deformation, *J.G.R.*, 94, n°B8, p. 10231-10257.

Erickson A.J., Simmons G. & Ryan W.B.F., 1977. Review of heatflow data from the Mediterranean and Aegean seas, in *International symposium of the structural history of the mediterranean basins, Split, Ed. Technip*, p. 263-280.

Finetti I. & Morelli C., 1973. Geophysic exploration of the Mediterranean sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 15, n° 60, p. 263-344.

Fleury J.-J., 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin, *Thèse d'état, Soc. Géol du Nord*, n°4, 651 pp.

Froidevaux C., Uyeda S. & Yueshima M., 1988. Island arc tectonics, *Tectonophysics*, 148, p. 1-9.

Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G. & Mazzuoli R., 1976. Geochronical data on recent magmatism of the Aegean Sea, *Tectonophysics*, 31, p. T29-T34.

Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. & Villari L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 17, p. 687-699.

Gauthier A.-J., 1979. Contribution à l'étude néotectonique du domaine égéen: l'île de Rhodes (Dodécanèse, Grèce), *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université d'Orsay*, 207 pp.



Geiger L., 1912. Probability method for the determination of earthquake epicenter from the arrival time only, *Bull. of St Louis University*, 8, (1), p. 56-71.

Genthon P. & Souriau M., 1987. New constraints on aegean subduction from Seasat altimetry, *J.G.R.*, 92, n°B1, p. 619-632.

Got H., Stanley D.J. & Sorel D., 1977. Northwestern hellenic arc : concurrent sedimentation and deformation on a compressive setting, *Marine geol.*, 24, p. 21-36.

Grange F., 1983. Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud-Pérou, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université de Grenoble I*.

Gregersen S., 1977. P-wave travel time residual caused by a dipping plate in the aegean arc in Greece, *Tectonophysics*, 37, p. 83-93.

Guernet C., 1978. L'évolution paléogéographique et tectonique de la Grèce au Miocène : un essai de synthèse. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), 20, n° 1, p. 95-108.

Gutenberg B. & Richter C.F., 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 32, p. 163-191.

Hashida T., Stavrakakis G. & Shimasaki K., 1988. Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication, *Tectonophysics*, 145, p. 43-54.

Hatzfeld D., Roecker S.W., Nabelek J. & Tucker B., 1986. Seismicity in the Garm region of Central Asia : Deformation in a zone of continental convergence, *Annales Geophysicae*, 4, B, n° 5, p. 555-566.

Hatzfeld D., Christodoulou A.A., Scordilis E.M., Panagiotopoulos D. & Hatzidimitriou P.M., 1987. A microearthquake study of the Mygdonian graben (northern Greece), *E.P.S.L.*, 81, p. 379-396.

Hatzfeld D., Pedotti G., Hatzidimitriou P., Panagiotopoulos D., Scordilis M., Drakopoulos I., Makropoulos K., Delibasis N., Latousakis I., Baskoutas J. & Frogneux M., 1989. The Hellenic subduction beneath the Peloponnesus: first results of a microearthquake study, *E.P.S.L.*, 93, p. 283-291.

Hatzfeld D., Pedotti G., Hatzidimitriou P. & Makropoulos K., 1990. The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey, *Geophys. J. Int.*, 101, p. 181-202.

Hinz K., 1974. Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea, *Geol J.*, E2, p. 33-65.

Horvath F. & Berckhemer H., 1982. Mediterranean Back Arc Basins, in *Alpine-Mediterranean Geodynamics, Geodynamics series, A.G.U.*, 7, p. 150-157.

Hsü R.J., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erickson A.J., Garrisson R.C., Kidd R.B., Melieres F., Muller C. & Wright R., 1977. History of the Mediterranean slinty crisis, in *International symposium of the structural history of the mediterranean basins, Split, Ed. Technip*, p. 421-422.

Hsui A.T. & Toksöz N., 1979. The evolution of thermal structures beneath a subduction zone, *Tectonophysics*, 60, p. 43-60.

Huchon P., Lybérís N., Angelier J., Le Pichon X. & Renard V., 1982. Tectonics of the Hellenic trench: a synthesis of Sea-beam and submersible observations, *Tectonophysics*, 86, p. 69-112.

Huppert L.N. & Frohlich C., 1981. The P velocity within the Tonga Benioff zone determined from traced rays and observations, *J.G.R.*, 86, n°B5, p. 3771-3782.

Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo G., Rita F. & villari L., 1984. Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in Northern Greece, *Bull. volcan.*, 47, n°1, p. 25-37.

Isacks B. & Molnar P., 1971. Distribution of Stresses in the Descending Lithosphere from Global Survey of Focal-Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes, in *Rev. of Geoph. & Space Physics*, 9, n°1, p. 103-173.

Jackson J.A., King G., Vita-Finzi C., 1982. The neotectonics of the Aegean: an alternative view, *E.P.S.L.*, 61, p. 303-318.

Jackson J. & McKenzie D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: between western Turkey and Pakistan, *G.J.R.A.S.*, 77, p. 185-264.

Jackson J. & McKenzie D., 1984. Rotational mechanisms of active deformation in Greece and Iran, *Geol. Soc. London Special Publ.* (17).

Jackson J. & 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, p. 45-73.

Jacobshagen V., Dürr St., Kockel F., Kopp K.-O. & Kowalczyk G., 1978. Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 537-564.

Jacoby W.R., 1976. Paraffin model experiment of plate tectonics, *Tectonophysics*, 35, p. 103-113.

Jacoby W.R., Agarwal N.K. & Berckhemer H., 1978. Crustal and upper mantle structure of the Aegean Arc from travel time residuals and gravity, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 401-405.

Jeffreys H. & Bullen K.E., 1940. Seismological tables, *British Association. London* (reprinted, with addition, 1967)

Jongsma D., 1974. Heat flow in the Aegean Sea, *G.J. R.A.S.*, 37, p. 337-346.

Jongsma D., 1977. Bathymetry and shallow structure of the Pliny and Strbo trenches, south of the Hellenic arc, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 797-805.

Jongsma D., Wissman G., Hinz K. & Gardé S., 1978. Result of reflexion Seismic surveys in the southern Aegean Sea, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 532-534.

Karig D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific, , 76, p. 2542-2561.

Kaufmann G., 1976. Perm und Trias im ostkichen Mittelgriechland und auf einigen agaischen Inseln, *Z. dt. geol. Ges.*, 127, p. 387-398.

Keraudren B., 1975. Essai de stratigraphie et paléogéographie du Plio-Pleistocène égéen, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 17, p. 1110-1120.

King J.C.P., Ouyang Z.X., Papadimitriou P., Deschamps A., Gagnepain J., Houseman G., Jackson J.A., Soufleris C. & Virieux J., 1985. The evolution of the Gulf of Corinth (Greece): an aftershock study of the 1981 earthquakes, *G.J.R.A.S.*, 80, p. 677-693.

King G., Strudy D. & Whitney J., 1991. The landscape Geometry and Active Tectonics of Northwest Greece, *soumis à G.S.A. Bull.*

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'état, université d'Orsay (Paris XI)*.

Kissel C. & Laj C., 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction, *Tectonophysics*, 146, p. 183-201.

Klein F.W., 1978. Hypocenter location program HYPOINVERSE, *U.S.G.S. Open File rep.*, 78-694.

Kondopoulou D.P., Papadopoulos G.A. & Pavlides S.B., 1986. A study of the deep seismotectonics in the Hellenic Arc, *Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata*, 27, n° 107, p. 197-207.

Lallemant S., 1984. La transversale Nord-Maniotte, étude géologique et aéromagnétique d'une structure transverse à l'arc égéen externe, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*.

Le Cleac'h A., 1984. L'extrémité orientale de l'arc hellénique externe : structure et évolution récente, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*.

Le Cleac'h et al., 1984. La marge et les fossés helléniques, campagne Ariane et Egeion du programme HEAT, *C.N.E.X.O.*, n° 24, p. 31-46.

Lee W.H.K., Bennett R.E. & Meagher K.L., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquake from signal duration, *Open File Rep. U.S.G.S*, 28 p.

Lee W.H.K & Lahr J.C., 1975. HYPO71 (revised) : a computer program for determining hypocenter magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Survey Open-File report*, 75-311, 116 p..

Leite O.R., 1980. La marge sud-crétoise, géologie et structure, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*.

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, p. 1-42.

Le Pichon X. & Angelier J., 1981. The Aegean Sea, *Phil Trans. R. Soc. Lond.*, A300, p. 357-372.

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, p. 243-274.

Le Quellec P., 1979. La marge continentale ionienne, géologie et structure, *Thèse, université Pierre et Marie curie (Paris VI)*.

Le Quellec P., Mascle J., Got H. & Vittori J., 1980. Seismic structure of southwestern Peloponnesus continental margin, *The American Assoc. of Petroleum Geologist Bull.*, 64, n°2.

Ligdas C.N., Main I.G. & Adams R.D., 1990. Structure of the lithosphere in the Aegean region, *Geophys. J. Int.*, 102, p. 219-229.

Liotier Y., 1989. Modélisation des ondes de volume des séismes de l'arc égéen, *D.E.A., université de Grenoble I*.

Lliboutry L., 1982. Tectonophysique et géodynamique. Une synthèse géologie structurale • géophysique interne, *Ed. Masson*, 339 p..

Lybérís N., Angelier J., Barrier E. & Lallemant S., 1982. Active deformation of a segment of arc: the strait of Kythira, Hellenic arc, Greece, *J. of Structural Geology*, 4, n°3, p. 299-311.

Lybérís N. & Deschamps A., 1982. Sismo-tectonique du fossé nord-égéen : relations avec la faille nord-anatolienne, *C.R.A.S.*, 295, Série II, p. 625-628.

Lybérís N., 1984. Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur, *Thèse d'état, université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, 367 p..

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.G.R.*, 93, n°B12, p. 14967-15000.

McKenzie D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, p. 109-185.

McKenzie D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *G.J.R.A.S.*, 55, p. 217-254.

Main G.I. & Burton P.W., 1989. Seismotectonics and the earthquake frequency-magnitude distribution in the Aegean area, *Geophys. J.*, **98**, p. 575-586.

Makris J., 1976. A dynamic study of Greece based on: Deep seismic soundings, gravity and magnetica, *Tectonophysics*, **36**, p. 339-346.

Makris J., 1977. Geophysical investigations of the Hellenides, *Hamb. Geophys. Einz. R. A.*, **34**, 124 pp.

Makris J., 1978. Some geophysical considerations on the geodynamic situation in Greece, *Tectonophysics*, **46**, p. 251-268.

Makris J., 1978b. Deep Soundings, Gravity and Magnetics, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 392-401.

Makris J., 1978b. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings, *Tectonophysics*, **46**, p. 269-284.

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**, p. 347-363.

Makropoulos K.C. & Burton P.W., 1981. A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas, *G.J.R.A.S.*, **65**, p. 741-762.

Makropoulos K.C. & Burton P.W., 1984. Greek tectonics and seismicity, *Tectonophysics*, **106**, p. 275-304.

Martin C., 1988. Géométrie et cinématique de la subduction égéenne, structure en vitesse sous le Péloponnèse, *Thèse de l'université de Grenoble I*.

Martin L., 1987. Structure et évolution récente de la Mer Egée, Apports d'une étude par sismique réflexion, *Thèse de l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*.

Martin L. & Mascle J., 1989. Structure et évolution récente de la mer Egée : le domaine nord-égéen, *C.R.A.S.*, **309**, Série II, p. 1039-1045.

Martin L. & Mascle J., 1989. Structure et évolution récente de la mer Egée : (II) Le domaine égéen central, *C.R.A.S.*, **309**, Série II, p. 1487-1493.

Martin L. & Mascle J., 1989. Structure et évolution récente de la mer Egée : (III) La mer de Crète, *C.R.A.S.*, **309**, Série II, p. 2061-2067.

Mascle J. & Martin L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles, *Marine Geology*, **94**, p. 271-299.

Mercier J.L., 1966. Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale. *Thèse d'état*, Université de Paris, 573 pp.

Mercier J.L. & Vergely P., 1972. Excursions 3<sup>ème</sup>, 4<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> journées, in *Dercourt et al., Réunion extraordinaire de la Soc. géol. Fr.*, (7), **19**, n°1, p. 30-45.

Mercier J.L., Carey E., Philip H. & Sorel D., 1976. La néotectonique plio-quaternaire de l'arc égéen externe et de la Mer Egée et ses relations avec la sismicité, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **18**, n°2, p. 355-372.

Mercier J.L., 1979. Néotectonique de l'arc égéen: une revue des idées, *Rev. de géol. dyn. et de géogr. phys.*, **21**, n°1, p. 5-15.

Mercier J.L., Delibasis N., Gauthier A., Jarrige J.-J., Lemeille F., Philip H., Sébrier M. & Sorel D., 1979. La néotectonique de l'Arc Egéen, *Rev. de géol. dyn. et de géogr. phys.*, **21**, n°1, p. 67-92.

Mercier J.L., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparaison with the Andean Cordillera of South Peru - North Bolivia, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A300**, p. 337-355.

Mercier J.L., Sorel D. & Simeakis K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present, *Annales Tectonicæ*, **I**, **1**, p. 20-39.

Mercier J.L., Sorel D., Vergely P. & Simeakis K., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, 2, p. 49-71.

Merle O., 1989. Strain models within spreading nappes, *Tectonophysics*, 165, p. 57-71.

Mogi K., 1966. Some precise measurements of fracture strength of rocks under uniform compressive stress, *Felsmechanik Ingenieur Geologie*, 4, p. 41-55.

Morelli C., Pisani M. & Gantar C., 1975. Geophysical studies in the Aegean Sea in the eastern Mediterranean, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 17, p. 127-167.

Morelli C., 1978. Eastern Mediterranean: geophysical results and implications, *Tectonophysics*, 46, p. 333-346.

Moskalenko, 1966. New data on the structure of the sedimentary strata and basement in the Levant Sea, *Oceanology*, 6, p. 828-836.

Nur A. & Ben-Avraham Z., 1978. The eastern mediterranean and the levant : tectonics of continental collision, *Tectonophysics*, 46, p. 297-311.

Özelci F., 1973. Mineral research and exploration institute of Turkey. *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, 80, p. 54-91.

Papadopoulos P., 1982. Geological map of Greece: Maronia sheet 1/50000. *IGME, Athens*.

Papadopoulos T., Wyss M. & Schmerge D.L., 1988. Earthquake locations in the western Hellenic Arc relative to the plate boundary, *B.S.S.A.*, 78, n°3, p. 1222-1231.

Papadopoulos G.A., Kondopoulou D.P., Leventakis G.-A. & Pavlides S.B., 1986. Seismotectonics of the Aegean region, *Tectonophysics*, 124, p. 67-84.

Papastamatiou J., 1960. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, n°2, p. 427-434.

Papazachos B.C., Hatzidimitriou P.M. & Karacostas B.G., 1987. Seismic fracture zones in the aegean and surrounding area, *Boll. di Geofisica Teorica ed Appl.*, 113, p. 75-83.

Paterson M.S., 1978. Experimental Rock Deformation: The Brittle Field, *Ed. Spreinger-Verlag, N.-Y.*, 254 pp.

Pedotti G., 1988. Etude sismotectonique du Péloponnèse et réponse sismique d'une vallée sédimentaire en Grèce du nord, *Thèse de l'université Grenoble I*.

Pe-Piper G. & Piper D.J.W., 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region, *Tectonophysics*, 169, p. 113-134.

Philip H., 1976. Un épisode de déformation à la base du quaternaire en Grèce centrale (Locride et Eubée nord-occidentale), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, n° 2, p. 287-292.

Philip H., 1983. La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité, *Thèse d'état, université de Montpellier I*.

Poisson A., 1976. Essai d'interprétation d'une transversale Korkuteli-Denizli (Taurus ouest-anatolien-Turquie), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, n° 2, p. 499-509.

Poisson A., 1984. The extension of the Ionian trough into south western Turkey. in *The Geological Evolution of Eastern Mediterranean*, Eds Dixon & Robertson, *J. Geol. Soc. of London*, 17, p. 241-250.

Reasenber P.A. & Oppenheimer D., 1985. FPFIT, FPPLLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *U.S. Geol. Survey Open-File report*, 85-739, 109 p..

Richter I. & Storbach K., 1978. Benioff zones of the Aegean Arc, dans *Alps, Apennines, Hellenides*, *Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 410-414.

Ritsema, 1974. The earthquake mechanisms of the Balkan region. *R. Nether. Meteorol. Institut., De Bilt, Sci. Rep.*, 74-4, 36 pp.

Rotstein Y., 1985. Tectonics of the Aeagean block : rotation, side-arc collision and crustal extension, *Tectonophysics*, 117, p. 117-137.

Rotstein Y. & Kafka A.L., 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern mediterranean region : subduction, collision and arc jumping, *J.G.R.*, 87, n°B9, p. 7694-7706.

Ryan W.B.F, 1970. The stratigraphy of the Eastern Mediterranean, **part II**, *Ph.D. Thesis, Columbia university, N.-Y.*

Ryan W.B.F., Hsü K.J., Cita M.B., Dumitrica P., Lort J.M., Maync W., Nesteroff W.D., Pautot G., Stradner H. & Wezel F.C., 1973. Strabo trench and mountains-site 129., in *Init. Rep. DSDP*, 131, 1, p. 323-344.

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 Pamirs since the triassic, *Tectonophysics*, 123, p. 1-35.

Sébrier M., 1977. Tectonique récente d'une transversale à l'arc égéen : le golfe de Corinthe et ses régions périphériques, *Thèse, université d'Orsay (Paris VI)*.

Seley P., \*

Sorel D., 1976. Etude néotectonique dans l'arc égéen externe occidental ; les îles ioniennes de Kephallinia et Zakynthos et l'Elide occidentale, *Thèse 3 ème cycle, université d'Orsay*, 196 pp.

Sorel D., Mercier J.L., Keraudren B. & Cushing M., 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique plio-pléistocène de l'arc égéen: mouvements verticaux alternés et variations du régime tectonique, *C.R.A.S.*, 307, Série II, p. 1981-1986.

Sorel D., 1989. L'évolution structurale de la Grèce nord-occidentale depuis le Miocène dans le cadre de la géodynamique de l'arc égéen, *Thèse d'état, université d'Orsay (Paris XI)*.

Spakman W., Wortel M.J.R. & Vlaar N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications, *Geophys. Res. Let.*, 15, n°1, p. 60-63.

Stride A.H., Belderson R.H. & Kenyon N.H., 1977. Evolving miogeanticlinal of Eastern Mediterranean. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 284, 1322, p. 255-285.

Tapponnier P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement rigide-plastique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 19, n°3, p. 437-460.

Taymaz T., 1990. Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region, *PhD*, university of Cambridge, 244 p.

Taymaz T., Jackson J. & McKenzie D., 1991. Active tectonics in the north and central Aegean Sea, *soumis à Geophys. J. Int.*

Taymaz T., Jackson J. & Westaway R., 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys J. Int.*, 102, p. 695-731.

Thiebault F., 1982. Evolution tectonique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce), (*Thèse d'état, université Paris VI*), *S.G.N.*, n° 6, 574 p.

Turcotte D.L. & Schubert G., 1982. Geodynamics, application of continuum physics to geological problems, *Wiley & Sons ed.*, 450 p..

Uyeda , 1977. Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins, *A.G.U., M. Ewing series 1*

Valente J.-P., Laj C., Sorel D., Roy S., Valet J.-P., 1982. Paleomagnetic results from Mio-Pliocene marine sedimentary series in Crete, *E.P.S.L.*, 57, p. 159-172.

Vergely P., 1984. Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes. Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales, *Thèse d'état*, université d'Orsay (Paris XI), 250 p.

Vogt P.R. & Higgs R.H., 1969. An aeromagnetic survey of the eastern Mediterranean sea and its interpretation. *E.P.S.L.*, 5, p. 939-948.

Wdowinski S., O'Connell R.J. & England P., 1989. A continuum model of continental deformation above subduction: Application to the Andes and the Aegean, *J.G.R.*, 94, n°B8, p. 10331-10346.

Westaway R., 1990. Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean, *E.P.S.L.*, 96, p. 393-406.

Woodside J.M. & Bowin C.O., 1970. Gravity anomalies and inferred crustal structure in the eastern Mediterranean sea, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, p. 1107-1122.

Woodside J.M., 1976. Regional vertical tectonics in the eastern Mediterranean sea, *Marine Geophys. Res.*, 3, p. 317-354.

Wyss M. & Baer M., 1981. Earthquake hazard in the Hellenic arc, in *Earthquake Prediction, M. Ewing Series, A.G.U.*, 4, p. 153-172.

Zeilinga de Boer J., 1989. The greek enigma: is development of the Aegean orogene dominated by forces related to subduction or obduction ?, *Marine Geology*, 87, p. 31-54.

## Bibliographie

Alpine-Mediterranean Geodynamics, 1982. Ed. Berckhemer H. & Hsü K., *Geodynamics Series, A.G.U.*, 7, 216 pp.

Barton M., Salters V.J.M. & Huijmans J.P.P., 1983. Sr isotope and trace element evidence for the role of continental crust calc-alkaline volcanism on Santorini and Milos, Aegean Sea, Greece, *E.P.S.L.*, 63, p. 273-291.

Bath M., 1983. Earthquake frequency and energy in Greece, *Tectonophysics*, 95, p. 233-252.

Beißer M., Wyss M. & Kind R., 1990. Inversion of source parameters for subcrustal earthquakes in the Hellenic Arc, *Geophys. J. Int.*, 103, p. 439-450.

Berkhemer H. & Kowalczyk G., 1978. Postalpine Geodynamics of the Peloponnesus, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 519-522.

Bonneau M., 1982. Evolution géodynamique de l'arc égéen de jurassique supérieur jusqu'au miocène, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24, n° 2, p. 229-242.

Brunn J.H., Argyriadis I., Ricou E.L., Poisson A., Marcoux J. & De Graciansky P.C., 1976. Eléments majeurs de liaison entre Taurides et Hellénides, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 18, n°2, p. 481-497.

*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1977. 19, n°1.

Channell J.E.T., 1986. Paleomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins, in *Collision Tectonics, Geol. Soc. Special Publication*, n°19, p. 261-284.

Christodoulou A.A., 1983. Etalonnage de la station sismologique de Grenoble et des stations de terrain de type Sprengnether, *D.E.A., université de Grenoble I.*

Comninakis P.E. & Papazachos B.C., 1980. Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, 70, p. T35-T47.

Crosson R.S., 1976. Crustal Structure Modeling of Earthquake Data: Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters, *J.G.R.*, 81, n°17, p. 3036-3046.

De Bremaecker J.C., Huchon P., Le Pichon X., 1982. The Deformation of Aegea: a finite element study, *Tectonophysics*, 86, p. 197-211.

Dercourt J. et al., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, p. 241-315.

Fréchet J., 1990. Bibliothèque Graf-X, version 6.0, *Document interne LGIT*.

Fréchet J. & Glot J.P., 1986. HYPREF, Version HYPO71 modifiée, *programme interne LGIT*.

Hermann R.B., 1975. The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude, *B.S.S.A.*, 65, n°4, p. 899-913.

International Symposium of the structural history of the Mediterranean Basin, 1977. *Split Ed. Technip*.

Kronberg P. & Günther R., 1978. Crustal fracture pattern of the Aegean region, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 522-526.

Laj C., Jamet M., Sorel D. & Valente J.P., 1982. First paleomagnetic results from mio-pliocene series of the hellenic sedimentary arc, *Tectonophysics*, 86, p. 45-67.

Lee W.H.K. & Stewart S.W., 1981. Principles and applications of microearthquake networks, ed. *Academic press*, 293 p.

Lemeille F., Gauthier A.-J., Jarrige J.-J. & Philip H., 1977. Evolution néotectonique du domaine égéen et de sa bordure externe orientale : une mise au point, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 19, n°3, p. 673-677.

Leydecker G., Berckhemer H. & Delibasis N., 1978. A study of seismicity in the Peloponnesus region by precise hypocenter determinations, in *Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, n°38, p. 406-409.

Lybérís N. & Lallemand S., 1985. La transition subduction-collision le long de l'arc égéen externe, *C.R.A.S.*, 300, Série II, n°17, p. 885-890.

Masclé J., Jongsma D., Dercourt J., Glaçon G., Le Cleac'h A., Lybérís N., Malod J.A. & Mitropoulos D., 1982. The hellenic margin from eastern Crete to Rhodes: preliminary results, *Tectonophysics*, 86, p. 133-147.

Masclé J., Le Cleac'h A. & Jongsma D., 1986. The eastern hellenic margin from Crete to Rhodes: example of progressive collision, *Marine Geology*, 73, p. 145-168.

Mercier J.L., 1977. L'arc égéen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique; réflexions sur un exemple d'étude néotectonique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 19, n°3, p. 663-672.

Mercier J.L. & Carey-Gailhardis E., 1989. Regional state of stress and characteristic fault kinematics instabilities shown by aftershock sequences: the aftershock sequences of the 1978 Thessaloniki (Greece) and 1980 Campania-Lucania (Italia) earthquakes as examples, *E.P.S.L.*, 92, p. 247-264.

Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W. & Hoogerduyn Strating E., 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene, *Tectonophysics*, 146, p. 203-215.

Nicolas A., Hirn A., Nicolich R., Polino R. & ECORS-CORP Working group., 1990. Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CORP traverse, *Geology*, 18, p. 587-590.



Papazachos B.C., 1973. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implication, *G.J.R.A.S.*, **33**, p. 421-430.

Papazachos B.C. & Comninakis P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc, *J.G.R.*, **76**, n°35, p. 8517-8533.

Papazachos B.C. & Comninakis P.E., 1977. Modes of lithospheric interaction in the aegean area, in *International symposium of the structural history of the mediterranean basins, Split, Ed. Technip*, p. 319-332.

Papazachos B.C. & Comninakis P.E., 1978. Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, **46**, p. 285-296.

Papazachos B.C., Kiratzi A.A., Hatzidimitriou P.M. & Rocca A.C., 1984. Seismic faults in the aegean area, *Tectonophysics*, **106**, p. 71-85.

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**, p. 17-26.

Suteau A.M. & Whycomb J.H., 1979. A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, moment  $M_0$ , and local Richter magnitude  $M_L$ , *B.S.S.A.*, **69**, n°2, p. 353-368.

The origin of arc, 1986. Ed. Wezel F.-C., *Develpomentis in Geotectonics, Elsevier*, **21**, 567 pp.

Zoback M.L. et al., 1989. Global Patterns of Tectonic Stress, *Nature*, **341**, p. 291-298.

## Annexes

## Annexe I Localisations des séismes sélectionnés

date	heure	lat N	long E	prof	mag	no	ang	dm.	rms	erh	erz	q
880708	15 5	40.40	37-58.33	22-35.09	14.22	2.46	10	306 34.	.19	2.8	2.9	d2
880708	1544 32.88	38-18.97	20-34.06	4.08	3.60	12	196 16.	.56	6.6	3.7	d1	
880708	2350 11.38	38- 4.64	22-48.96	10.66	2.23	17	316 31.	.34	2.6	3.5	d2	
880709	0 3	22.72	35-24.19	22-55.31	21.82	2.91	13	260 63.	.16	2.2	1.2	c1
880709	348 14.74	38- 6.05	22-48.04	15.97	2.86	18	266 34.	.32	3.1	2.0	d2	
880709	6 4	6.49	37- 1.77	21- 7.98	21.08	3.20	11	233118.	.52	7.5	7.9	d1
880709	1125 7.54	38- 6.41	23- 1.61	-.31	2.05	9	322 30.	.41	5.61	74.6	d1	
880709	1515 8.83	36-19.31	22-16.62	27.05	2.35	10	259 66.	.67	7.3	3.4	d1	
880709	1536 2.05	37-16.07	21-37.79	20.97	2.79	10	287 97.	.24	4.3	3.5	d2	
880709	2349 49.04	34-50.03	23-35.13	23.44	3.06	15	263 78.	.24	2.4	1.6	c1	
880710	017 5.77	38-19.17	21-36.22	-.90	2.90	8	329124.	.41	9.0	6.7	d1	
880710	124 32.03	34-25.96	26-36.28	4.22	3.33	13	321 86.	.17	3.1	1.8	d1	
880710	311 40.61	38- 3.39	22-48.40	.56	2.28	10	320 30.	.30	5.8	50.3	d1	
880710	6 7	47.81	38- 6.56	22-46.60	1.17	2.55	11	318 36.	.38	4.9	49.4	d1
880710	715 58.19	34-37.26	26-30.04	16.21	2.25	11	333 64.	.24	3.7	2.5	d1	
880710	11 3	24.80	36- 4.56	29- 5.58	61.80	3.84	12	296 88.	.35	4.8	5.6	d1
880710	1258 6.93	34-36.91	25-25.67	27.30	2.57	14	261 49.	.34	3.1	2.1	d2	
880710	14 9	46.52	34-42.84	26-20.75	9.88	2.85	10	307 47.	.23	14.6	5.1	d1
880710	1431 22.36	35-52.37	23-57.57	5.62	2.68	8	160 39.	.95	17.81	63.4	d1	
880710	2143 7.28	36-25.61	22-11.66	88.57	2.95	11	258 72.	.18	6.1	3.3	d1	
880710	22 9	6.65	37-22.63	23-46.28	115.06	2.31	11	273 38.	.27	6.8	8.6	d2
880711	018 29.36	34-39.80	25-51.57	31.59	2.30	11	297 44.	.24	3.3	1.0	d2	
880711	116 20.72	37- 1.44	22-43.66	16.28	2.61	15	198 19.	.26	2.7	1.5	d2	
880711	121 1.67	34-46.62	25-47.29	27.68	2.03	11	249 32.	.45	6.9	4.3	d1	
880711	512 59.24	37- .94	22-36.83	-.25	2.20	11	210 26.	.17	2.1	55.4	d1	
880711	831 16.07	36-43.79	23-31.95	18.77	2.72	6	276 52.	.85	31.5	17.4	d1	
880711	955 6.49	38- 2.57	24-22.13	11.28	2.12	11	198 6.	.43	4.5	2.5	d2	
880711	1038 33.65	36-47.53	21-54.11	15.04	2.85	12	197 91.	.24	1.8	1.4	c2	
880711	14 1	13.63	34-38.71	28- 7.69	43.77*	3.25	10	322133.	.13	9.6	67.8	d1
880711	1554 18.38	35- 4.30	25-43.51	7.72	1.84	16	169 14.	.26	2.2	3.2	c3	
880711	1652 6.75	35- 2.89	25- 3.32	14.45	1.37	13	163 18.	.23	1.5	2.0	c3	
880711	1753 7.90	34-23.03	26-15.10	19.20	2.20	7	325 77.	.09	2.7	1.2	d1	
880711	2017 45.54	36-51.66	24- 5.19	-.84	2.44	16	121 95.	.51	1.5	6.6	d1	
880711	2221 24.35	37-45.90	22- 4.32	5.75	2.50	14	300 64.	.40	3.6	28.3	d1	
880711	2252 14.03	38-43.31	24-25.40	17.06	2.70	12	280 76.	.56	5.4	3.9	d1	
880712	226 52.71	38-43.71	23-25.56	14.31	4.41	27	115 85.	.21	.9	.9	c2	
880712	234 1.44	38-45.77	23-25.00	32.18	3.28	12	158 88.	.26	2.33	23.6	d1	
880712	356 9.29	38-45.29	23-26.96	13.46	2.92	12	153 86.	.08	.5	.6	c1	
880712	440 40.63	38-39.14	23-30.29	21.47	2.38	9	275101.	.53	5.9	2.8	d1	
880712	5 1	59.22	38-44.43	23-27.17	26.21	2.79	13	153 85.	.35	2.4	2.5	d1
880712	538 59.17	38-43.81	23-26.08	18.74	3.54	30	113 84.	.46	1.5	1.6	d2	
880712	6 2	19.53	36-33.30	24-13.30	109.47	2.66	23	76 28.	.54	2.6	2.9	c1
880712	632 10.85	35- 1.00	23-52.30	25.66	2.50	7	259 46.	.44	22.4	40.7	d1	
880712	744 56.55	38-44.13	23-27.33	16.01	2.59	16	128 88.	.42	2.1	2.4	d2	
880712	952 9.54	36-32.92	22-50.82	15.16	2.50	12	189 13.	.28	3.5	1.5	d2	
880712	952 9.55	38-29.56	23-13.66	81.37	2.50	7	280 76.	.47	18.2	27.4	d1	
880712	11 4	11.51	38-44.72	23-26.88	13.21	2.78	16	156 89.	.16	.9	.9	c2
880712	1118 28.13	38-41.99	23-29.94	8.36	2.54	13	282 97.	.51	4.9	2.4	d1	
880712	1120 43.60	38-37.05	23-31.13	12.51	2.56	11	278 88.	.58	6.7	4.3	d1	
880712	1259 12.43	38-45.39	23-25.55	13.86	2.70	18	128 87.	.39	1.8	1.8	d2	
880712	1331 8.00	38-46.33	23-30.85	5.86	3.18	21	132 86.	.36	1.5	2.6	d1	
880712	1533 36.36	35-51.90	23-39.28	21.07	2.26	11	159 32.	.64	8.6	6.8	d1	
880712	1650 21.28	38-36.88	23-30.75	21.17	2.40	6	278 88.	.40	12.7	3.8	d1	
880712	1743 17.00	38-44.71	23-29.34	14.48	3.14	22	130 84.	.34	1.4	1.7	d2	
880712	1756 28.36	38-44.97	23-27.50	12.27	2.96	16	129 85.	.34	1.9	2.0	d2	
880712	1828 6.44	39-10.99	23-25.57	19.60	2.77	11	163132.	.29	5.0	8.9	d1	
880712	1917 58.43	34-16.68	25-18.37	54.14	2.00	9	295 88.	.19	11.9	26.5	d1	
880712	2324 5.45	34-50.05	25-15.13	15.47	1.62	11	226 34.	.35	5.0	10.1	d1	
880713	027 58.51	38-49.34	23-22.17	7.69	2.65	13	162 96.	.19	1.6	1.9	c2	

880713	312 9.75	36-36.86	22-10.28	30.37	2.95	14	209 71.	.34	3.2	9.6	d2	
880713	315 9.14	34-38.32	23-53.70	8.83	2.40	8	287 82.	.32	12.6	91.2	d1	
880713	518 37.05	38-47.07	23-28.18	1.30	2.90	15	131 89.	.43	2.8	6.7	d2	
880713	716 37.96	38-46.90	23-26.75	-1.14	3.24	18	78 89.	.49	1.3	1.8	d2	
880713	727 18.14	34-44.63	23-55.45	15.01	3.46	18	258 70.	.49	5.4	3.5	d2	
880713	924 28.49	38-47.54	23-35.55	2.60	2.91	14	138 86.	.84	4.2	6.5	d1	
880713	953 32.01	35-18.91	25-14.17	15.32	1.86	14	196 12.	.24	1.9	2.0	c3	
880713	953 32.16	35-18.66	25-14.42	15.54	1.86	14	195 12.	.25	2.0	2.1	c3	
880713	1011 57.07	38-44.85	23-28.46	9.47	2.85	17	130 85.	.30	1.4	1.7	d2	
880713	1039 30.15	38-43.99	23-25.65	9.68	3.83	31	65 85.	.51	1.5	1.8	d1	
880713	1117 20.72	38-44.64	23-25.22	14.01	2.61	11	292105.	.16	2.3	1.0	c1	
880713	1122 19.13	35- 3.54	25-45.95	13.26	1.57	12	178 7.	.30	3.3	2.2	c2	
880713	1313 48.17	36-59.95	26-49.51	6.59	2.21	7	119 37.	.08	.4	1.0	b1	
880713	1648 55.61	35-41.58	25-40.96	14.42	1.90	13	151 53.	.14	1.3	7.0	d1	
880713	1727 22.18	36-58.43	26-47.35	-.02	1.75	9	107 20.	.35	1.0	44.1	c1	
880713	1844 23.03	36-58.60	26-48.80	-.95	1.86	10	107 19.	.45	1.9245	5.5	c1	
880713	1849 42.83	38-47.49	23-35.87	-1.03	2.91	15	137 92.	.86	3.6	4.7	d1	
880713	19 7	47.76	38-44.83	23-28.86	18.84	2.65	22	154 84.	.29	1.4	1.1	c1
880713	1959 57.60	34-42.28	22- 1.85	30.41	3.60	13	296174.	.25	12.8	15.5	d1	
880713	2029 41.27	36-44.37	21-30.53	18.77	3.13	12	210126.	.59	6.9723	8	d1	
880713	2129 14.22	34-53.22	25-37.42	19.12	1.95	25	216 21.	.23	1.4	1.8	c3	
880713	2130 58.52	38-46.07	23-26.02	-1.13	3.09	24	77 88.	.39	.9	1.4	d2	
880713	2348 39.61	35-27.29	25-30.24	.32	1.87	12	269 24.	.24	3.3	40.4	d1	
880714	022 14.12	37- 7.51	26-57.77	40.10	2.09	8	158 11.	.73	7.2	11.8	d1	
880714	042 56.12	36-59.26	26-47.97	2.43	1.77	10	104 18.	.17	.8	7.0	c3	
880714	543 35.22	38-43.52	23-25.87	14.23	3.27	25	127 84.	.20	.8	.9	c1	
880714	10 9	58.73	36-58.86	26-50.34	-1.07	2.10	9	116 18.	.24	1.2	2.6	c3
880714	1024 28.51	36-59.24	26-48.51	.13	1.78	7	141 18.	.28	1.9	44.4	c1	
880714	1039 15.23	36-59.20	26-48.14	2.02	2.09	5	142 18.	.08	1.0	9.1	d1	
880714	12 5	41.01	38-38.28	23-30.30	19.33	3.68	11	278 76.	.16	3.2	1.5	d2
880714	12 5	50.79	38-44.13	23-28.75	13.79	4.39	21	121 83.	.31	1.3	1.3	d1
880714	1212 1.65	38-43.75	23-28.95	26.94	2.65	14	156 83.	.28	2.8	2.2	d2	
880714	1219 57.10	38-43.88	23-28.65	52.42	2.53	17	154 83.	.22	1.5	6.6	d2	
880714	1225 14.36	38-38.48	23-23.91	20.11	2.36	9	302 96.	.40	5.2	3.7	d1	
880714	1252 21.47	38-45.87	23-24.73	33.34	2.38	8	289107.	.27	3.9377	3	d1	
880714	1318 12.06	38-43.74	23-24.87	14.53	3.60	25	117 85.	.35	1.4	1.6	d2	
880714	1337 .37	38-44.44	23-27.43	37.80	2.45	8	295103.	.14	4.1	42.8	d1	
880714	17 8	12.33	37-42.85	23- 1.55	17.40	2.03	16	85 11.	.19	.8	.6	b3
880714	1723 58.00	38-44.26	23-23.52	22.27	2.83	18	159 87.	.33	1.8	1.7	d2	
880714	18 6	24.35	38-46.99	23-26.95	-.95	3.65	27	130 89.	.57	1.7	2.4	d1
880714	18 8	26.78	39- 7.29	23-18.04	32.71							

880715	832	18.03	34-58.43	25-44.62	8.64	1.85	22	200	15.	.39	2.3	3.4	d3
880715	848	20.20	35-19.89	25-1.89	-.48	1.67	7	306	30.	.18	3.6224	4	d1
880715	9	7	58.42	36-59.80	26-48.59	10.07	2.04	8	107	.20	1.3	3.9	b2
880715	1239	53.58	36-41.69	25-44.40	17.46	2.84	27	68	44.	.22	.6	.6	c2
880715	1241	21.09	35-11.09	25-42.03	15.88	1.11	6	232	4.	.48	11.7	6.6	d1
880715	1356	34.52	34-53.04	25-20.38	-.22	1.56	8	213	24.	.20	2.1	61.6	d1
880715	1654	50.68	35-31.40	22-19.68	22.02	3.85	25	241	93.	.50	2.8	1.9	d3
880715	1744	16.14	37-	26-48.09	11.78	2.29	20	105	16.	.33	.9	1.3	c2
880715	1752	39.43	34-57.22	25-20.70	31.76	1.53	13	200	12.	.58	6.8	2.2	d1
880715	1838	29.95	34-57.21	25-21.36	28.12	1.74	17	197	13.	.32	2.2	1.8	d3
880715	1925	25.42	35-1.32	25-18.53	27.55	1.91	19	157	9.	.52	3.8	3.4	d1
880715	1949	53.15	38-44.72	23-28.02	12.94	3.46	25	129	89.	.37	1.3	1.7	d2
880715	2026	58.53	34-57.77	25-20.63	30.34	1.55	12	197	12.	.37	3.5	2.3	d2
880715	2111	21.94	37-1.48	22-7.13	16.09	2.16	9	288	66.	.15	2.5	2.6	c1
880715	2255	44.55	35-41.51	25-42.82	12.14	2.40	27	123	53.	.44	1.3	1.7	d1
880716	154	33.54	37-23.58	22-54.41	79.06	4.31	22	63	16.	.19	1.1	1.4	b3
880716	5	5	4.31	36-58.78	26-47.58	.10	1.60	9	105	.33	1.6	44.6	c1
880716	5	5	4.48	36-58.79	26-47.64	-.33	1.60	9	105	.35	1.7	66.1	c1
880716	1229	34.97	38-43.88	23-28.02	18.26	2.98	14	155	87.	.15	1.2	1.2	c3
880716	1332	26.13	34-51.39	25-20.24	9.75	1.53	15	225	18.	.41	3.0	5.2	d3
880716	1344	21.98	35-29.02	25-41.71	10.58	1.80	10	285	31.	.18	2.9	9.8	d3
880716	1345	.56	38-35.31	26-45.96	15.43	2.95	6	286	96.	.29	8.1	5.5	d1
880716	1357	41.92	34-52.75	25-20.73	13.40	1.53	16	219	17.	.22	2.0	2.1	c3
880716	16	7	52.99	34-57.58	23-56.63	32.12	2.63	11	257	.37	6.2459	6	d1
880716	1657	16.64	37-22.12	26-50.55	14.08	2.35	7	154	39.	.63	5.8	6.1	d1
880716	17	5	54.80	33-32.29	24-42.92	23.99	2.91	10	324	.25	43.5	51.7	d1
880716	1713	57.84	37-8.39	26-37.51	12.73	1.87	8	110	20.	.29	1.4	7.3	c2
880716	1756	28.21	39-59.91	23-48.14	16.90	4.07	22	120	13.	.41	1.7	1.4	c2
880716	1818	50.22	37-19.55	26-42.87	.01	2.00	8	129	23.	.76	4.8179	0	d1
880717	052	27.30	38-18.71	23-51.72	12.26	2.71	22	129	40.	.47	1.5	1.8	c2
880717	329	36.17	38-20.17	23-52.84	17.36	2.64	23	131	43.	.34	1.1	1.1	c2
880717	349	6.77	34-49.08	25-53.48	22.69	1.47	11	259	27.	.28	5.3	6.6	d3
880717	350	31.17	34-49.41	25-53.50	20.59	1.28	8	278	26.	.21	5.6	7.4	d3
880717	420	29.09	38-16.48	24-15.68	11.44	2.16	11	246	45.	.54	4.3	3.8	d1
880717	658	14.00	34-50.39	25-21.63	15.57	2.06	28	222	21.	.25	1.2	1.7	c3
880717	911	49.61	37-40.51	22-3.35	19.19	2.20	12	309	64.	.26	2.5	1.4	c3
880717	1152	57.58	36-1.12	26-15.00	107.59	2.35	26	114	59.	.53	2.2	3.7	c1
880717	1633	33.83	37-24.42	22-2.69	4.72	2.07	7	310	59.	.23	8.0	48.5	d1
880717	1949	38.18	38-43.70	23-22.73	22.21	3.24	36	117	89.	.55	1.6	1.8	d1
880717	2129	10.34	36-28.43	28-10.51	48.87	3.49	35	196	12.	.47	2.2	3.3	d2
880717	2340	5.64	38-16.06	22-34.39	25.87	2.65	17	170	61.	.31	1.9	2.4	d1
880718	125	21.52	35-59.22	22-57.12	14.66	3.11	24	229	21.	.46	3.8	1.2	d2
880718	144	20.37	35-13.58	23-19.60	52.66	3.64	30	243	54.	.35	4.0	3.7	d2
880718	4	0	55.23	35-53.07	23-43.74	32.63	2.57	21	92	.44	3.0	9.0	c2
880718	1051	11.92	34-40.21	25-14.37	19.30	2.12	24	248	35.	.23	1.4	1.1	c2
880718	1151	56.80	35-52.80	22-33.61	-1.02	3.57	27	249	66.	.45	2.7	1.6	d2
880718	1248	33.38	34-4.29	26-24.35	20.45	2.77	12	337	114.	.25	94.2109	8	d1
880718	2334	12.92	38-21.55	22-9.92	20.03	3.46	25	89	70.	.42	1.7	3.1	d2
880719	0	8	59.73	38-17.74	27-4.52	9.65	2.79	5	311	.14	5.9	3.9	d1
880719	144	4.11	37-33.71	23-28.48	6.54	1.94	15	145	12.	.16	.7	2.8	c3
880719	428	35.74	34-31.86	26-44.11	25.68	2.66	11	340	86.	.17	4.7	.8	d1
880719	434	57.58	36-17.92	26-40.69	90.28	3.25	42	58	41.	.41	1.2	1.9	b3
880719	519	29.30	38-46.41	23-33.70	20.50	2.60	10	290	102.	.25	4.0	3.3	d1
880719	629	7.03	38-45.19	23-29.19	13.26	2.47	10	290	103.	.22	2.9	2.2	d1
880719	9	7	27.16	34-45.60	24-55.51	26.01	1.80	9	289	.19	4.8	3.8	d3
880719	1313	34.65	34-42.73	25-32.42	17.85	2.26	15	247	38.	.32	4.0	9.5	d3
880719	1314	11.97	34-41.08	25-31.44	28.52	2.13	11	251	51.	.43	6.6	12.7	d1
880719	1819	44.88	38-42.82	23-24.66	15.82	3.08	27	118	87.	.38	1.5	1.5	d1
880719	20	3	36.88	38-44.72	23-28.02	15.37	2.71	11	155	.23	1.9	2.3	c1
880719	2010	43.55	38-43.89	23-30.09	15.06	3.28	19	130	86.	.33	1.6	2.1	d2

880719	2132	48.92	36-8.70	27-30.52	33.37	2.61	14	159	68.	.32	2.7	2.5	d1
880720	044	34.41	34-48.81	25-13.40	15.50	1.57	14	232	19.	.19	1.9	2.2	c3
880720	125	52.96	34-41.58	24-42.67	22.71	2.12	13	285	37.	.25	2.6	2.2	d3
880720	159	17.09	34-44.69	25-9.83	38.41	2.60	12	249	27.	.24	4.6	3.1	d2
880720	2	9	16.33	35-49.11	24-59.54	62.58	2.76	30	72	.38	1.1	3.2	c1
880720	554	20.35	35-4.95	27-17.69	3.94	3.07	22	238	53.	.42	2.2	1.8	d3
880720	633	14.85	36-35.56	23-57.71	37.02	2.56	27	164	88.	.26	1.7	25.7	d1
880720	1125	37.39	37-43.09	23-3.91	17.90	2.08	16	153	8.	.25	1.2	1.2	c3
880720	13	0	34.32	34-55.89	23-4.99	16.03	3.35	19	268	.35	3.2	2.5	d1
880720	1754	15.85	38-46.05	23-25.57	8.20	3.28	14	158	92.	.25	1.7	1.7	c1
880721	249	37.55	34-49.79	25-38.29	23.67	2.04	16	250	29.	.18	1.9	2.3	c2
880721	559	13.18	38-20.05	23-41.99	20.87	2.63	13	249	53.	.25	3.2	1.1	d2
880721	1155	56.44	38-16.45	23-41.12	17.02	2.30	7	327	78.	.15	4.8	1.7	d1
880721	1210	35.29	34-49.79	26-10.11	13.28	2.09	13	287	28.	.24	3.2	3.3	d1
880721	1326	9.14	36-13.85	28-8.96	57.11	2.75	12	239	18.	.24	3.6	2.9	d1
880721	1633	56.30	35-39.24	26-34.48	53.34	2.96	24	114	56.	.31	1.4	4.1	c2
880721	20	3	19.43	35-15.21	23-20.97	23.68	3.10	24	240	.49	3.8	1.8	d2
880721	2153	37.33	34-46.92	24-49.40	9.89	2.38	12	275	51.	.16	5.1	22.5	d1
880722	324	53.87	34-42.24	25-38.26	1.59	2.20	11	297	46.	.32	7.2132	9	d1
880722	414	46.83	34-47.96	25-38.32	24.76	2.17	15	284	32.	.17	2.6	3.1	d3
880722	1050	33.32	37-22.06	22-4.94	76.55	3.07	18	268	56.	.36	4.5	5.7	d3
880722	1123	42.08	34-26.74	25-1.21	1.96	2.28	6	342	84.	.28	13.8361	3	d1
880722	1311	16.42	38-9.27	21-55.25	9.88	2.61	12	319	91.	.26	3.4	2.9	d1
880722	1910	22.24	34-51.27	24-51.48	27.45	2.35	12	264	45.	.19	2.8	2.0	d1
880722	2051	41.69	34-11.48	25-55.09	22.09	2.72	10	309	104.	.26	5.4	2.1	d1
880723	025	10.41	35-45.02	27-.12	47.32	3.12	35	137	27.	.25	1.9	3.4	c1
880723	445	50.68	38-2.07	22-47.23	1.20	2.18	16	271	29.	.34	2.4	20.9	d1
880723	919	48.92	36-52.83	21-59.82	15.49	4.05	20	185	83.	.32	1.6	1.6	d2
880723	929	6.46	36-44.75	23-51.36	20.91	2.45	13	152	51.	.20	1.1	1.0	c1
880723	947	9.94	34-33.07	25-25.70	22.27	2.42	15	277	56.	.23	4.8	12.8	d1
880724	039	16.00	37-55.08	22-32.22	-.48	3.10	20	114	32.	.22	.9	2.3	c2
880724	255	45.62	34-51.86	26-59.76	27.17	2.68	9	350	95.	.34	664.8786	7	d1
880724	6	2	33.35	36-45.74	23-50.68	15.75	2.98	33	48	.35	.8	1.0	d1
880724	750	40.67	34-47.08	24-40.90	15.39	2.43	12	285	48.	.21	7.9	21.5	d1
880724	828	36.65	34-47.62	24-48.69	-1.19	2.88	25	237	23.	.47	2.0	2.9	d1
880724	1225	42.83	34-55.94	24-24.44	20.37	2.45	15	251	29.	.32	4.9	5.3	d2
8807													

880725	2341	45.05	34-50.28	25-25.45	29.38	1.92	13	222	25.	.24	2.8	4.0	d3	
880726	0	1	30.14	38-43.41	23-24.51	16.87	2.50	10	336105.	.24	4.7	1.4	d1	
880726	238	30.26	34-35.27	25-13.33	-1.17	2.44	9	260	44.	.26	2.43	5.4	d1	
880726	252	38.32	34-33.07	25-12.61	-0.73	2.82	34	257	48.	.35	1.3	4.4	d2	
880726	327	3.23	34-50.43	24-12.34	3.02	2.87	21	242	47.	.37	2.1	4.0	d3	
880726	329	53.49	34-44.11	24- 8.22	1.84	2.86	21	250	61.	.43	2.3	4.1	d2	
880726	5	6	43.22	36-53.77	22-15.57	12.92	2.36	10	247	60.	.30	5.1	7.0	d2
880726	548	15.40	36-17.51	28- 5.17	25.88	2.54	8	180	16.	.13	2.0	1.0	c1	
880726	1058	20.93	34-51.91	25-43.43	16.82	1.99	13	281	27.	.13	2.1	3.1	c3	
880726	1110	48.62	34-46.38	24-44.86	23.52	2.34	9	246	27.	.46	8.6	4.0	d2	
880726	12	5	29.37	34-48.39	24-44.68	-1.22	2.40	10	243	24.	.23	2.22	9.4	d1
880726	1346	10.17	34-55.65	24-45.12	19.05	2.54	9	229	13.	.32	7.5	2.6	d2	
880726	1424	19.21	38-45.90	23-22.10	19.82	2.46	9	337108.		.26	6.5	2.2	d1	
880726	1628	7.45	34-14.14	25- 6.04	10.07	2.69	8	282	84.	.12	1.9	1.9	c1	
880726	1634	33.00	37-26.18	22-20.18	-.85	1.99	13	264	33.	.28	2.62	5.2	d1	
880726	1658	20.64	34-47.46	23-39.37	18.65	3.04	9	261	78.	.15	3.3	1.3	d1	
880726	1725	30.68	36-35.59	25-33.60	4.93	2.72	34	49	27.	.51	.9	1.3	d1	
880726	1726	56.95	36- 1.57	23-30.68	26.74	2.51	14	146	26.	.22	2.3	1.3	c1	
880726	1831	43.26	36-20.20	28-18.72	7.43	3.07	17	258	35.	.23	1.3	1.2	c3	
880726	1956	53.92	35-24.11	25-51.78	30.63	2.35	8	273	38.	.32	5.6	2.4	d2	
880726	2140	58.18	36- 3.11	25-50.34	13.13	2.77	6	186	82.	.16	5.2	5.8	d1	
880726	2156	44.36	36- 6.78	27-12.55	13.92	2.62	20	91	53.	.34	1.2	1.7	d2	
880726	2340	13.01	36- 9.02	27-11.73	14.69	2.80	18	87	50.	.42	1.9	2.1	d2	
880727	121	10.27	36-15.37	28- 1.46	20.48	3.05	14	168	23.	.15	1.2	.5	c1	
880727	311	41.53	34-56.44	25-45.23	22.61	2.35	10	210	17.	.27	12.4	7.3	d2	
880727	5	0	12.53	35-26.20	24-48.34	28.73	4.13	45	50	.39	1.3	1.0	c3	
880727	718	55.23	37- .78	26-27.05	22.78	2.36	12	108	46.	.29	1.1	1.6	b3	
880727	742	34.72	36-55.39	23-37.76	17.99	2.25	12	215	64.	.20	1.8	6.6	d2	
880727	1055	5.35	35-30.03	25-45.90	24.35	2.59	20	72	50.	.20	.7	.7	b2	
880727	1158	2.85	36-44.45	23-50.60	2.15	3.03	40	61	52.	.51	.9	2.2	d1	
880727	1419	15.78	35-31.58	27- 5.60	7.08	2.68	9	190108.		.26	2.7	2.9	d1	
880727	1516	4.19	37- 2.07	22- 9.60	19.52	2.36	18	273	63.	.24	1.6	1.2	c2	
880727	1532	51.90	38-46.30	23-27.09	27.39	2.59	13	337111.		.34	94.31	12.1	d1	
880727	1620	26.91	36- 8.98	27- 6.85	57.35	2.55	11	124	51.	.29	2.1	3.7	b1	
880727	1622	6.35	37-51.38	22-38.07	.27	1.84	9	282	21.	.29	3.2	34.9	d1	
880727	1640	50.91	38-16.85	21-36.17	32.63	2.70	18	108	27.	.33	2.2	1.8	c2	
880727	1832	.74	36-35.80	25-34.34	9.15	2.40	12	101	24.	.37	1.3	2.3	c2	
880727	2115	33.71	36-39.74	27-44.66	75.32	2.84	8	160	54.	.31	8.4	4.7	d1	
880728	0	1	14.36	36-16.87	28- 6.94	36.19	2.72	10	146	15.	.12	1.6	.9	c2
880728	834	26.58	37- 2.33	22- 8.06	7.22	2.98	20	169	24.	.22	.7	1.2	c3	
880728	1210	19.21	37-55.18	22-48.56	13.35	2.15	12	290	19.	.27	2.2	2.3	c3	
880728	17	0	3.68	36-40.59	27-18.08	16.69	2.25	9	131	14.	.31	2.0	3.2	c2
880729	044	52.44	36-18.71	28-17.87	11.18	2.31	10	258	10.	.16	1.6	2.0	c3	
880729	151	31.15	36-21.56	26-33.75	99.09	2.81	24	56	28.	.47	2.0	2.5	b3	
880729	914	34.49	38-17.76	22-29.89	.35	2.16	8	330	67.	.30	6.92	29.9	d1	
880729	11	3	39.98	37-58.08	20-54.36	4.87	3.04	9	175	36.	.14	2.2	1.7	c3
880729	1337	47.94	40-43.69	23- 3.06	9.91	3.46	12	112	13.	.27	1.1	2.5	b3	
880729	2144	55.85	37- 1.05	23- .01	29.83	1.82	10	166	24.	.18	1.6	1.0	c2	
880729	2255	11.01	38-21.01	23-47.17	14.18	2.94	21	249	42.	.20	1.2	.7	c2	
880730	130	6.78	36-32.89	26-33.44	122.29	2.66	19	118	20.	.34	2.0	3.3	c2	
880730	247	21.75	34-54.23	25-41.88	7.61	2.89	17	220	24.	.34	2.0	1.4	d2	
880730	646	41.81	36- 9.63	28- 8.25	19.41	3.12	20	195	6.	.36	2.0	1.0	d2	
880730	1511	6.16	37-36.49	23-12.22	14.72	1.68	10	168	9.	.36	2.8	4.0	c2	
880730	18	7	15.29	37-32.19	20-58.96	.73	2.98	8	214	72.	.33	4.2	6.3	d1
880730	1832	47.36	35-38.14	24-47.14	36.18	2.23	19	117	56.	.22	.9	6.5	c2	
880730	2033	12.33	34-36.76	25-18.01	16.28	2.74	14	254	42.	.31	2.3	1.8	d2	
880731	039	19.30	34-35.25	25-42.64	12.41	2.67	10	270	54.	.31	4.3	4.1	d2	
880731	1	9	37.00	36-20.72	30-22.36	26.60	3.94	6	341192.	.19	162.61	193.8	d1	
880731	425	29.98	36- 7.91	28- 7.04	13.06	2.48	13	197	7.	.20	1.0	1.2	c3	
880731	514	3.57	35-39.64	27-23.46	20.13	2.60	15	174	23.	.23	1.4	1.0	c2	

880731	720	4.28	35-11.62	24-11.20	13.09	2.58	11	183	16.	.13	2.7	3.8	d2	
880731	10	4	10.60	37-18.03	22-53.94	5.59	1.67	11	113	16.	.14	.9	2.7	c3
880731	1317	6.77	34-49.59	26-10.68	22.77	2.77	8	228	28.	.13	4.5	1.9	d2	
880731	1650	5.35	38-17.89	25- 6.83	16.02	2.81	13	225	54.	.39	3.2	2.3	d1	
880731	1812	6.74	34-29.37	25-35.99	9.06	3.13	13	268	63.	.24	2.0	2.8	c1	
880731	2055	11.65	38-23.11	21-56.34	24.55	2.63	13	225	55.	.28	3.2	2.7	d2	
880731	2139	51.57	36- 6.77	27-22.97	22.66	2.54	24	103	34.	.28	.8	.9	b2	
880731	2238	6.93	36-46.75	26-11.68	16.63	2.45	10	89	30.	.45	2.3	3.1	c1	
880731	2249	12.07	38- 5.31	22-16.76	36.06	2.24	9	315	62.	.24	7.9	2.0	d1	
880731	2348	28.96	35- 7.44	26-30.23	12.60	3.22	31	203	31.	.46	2.4	1.3	d2	
880801	037	14.32	34-46.41	24-51.67	23.82	2.45	10	245	25.	.17	4.7	3.8	d2	
880801	211	1.79	36-58.93	27-22.27	3.40	2.26	11	161	23.	.14	1.0	7.9	c3	
880801	251	59.57	36-13.40	22-59.54	58.86	2.53	11	165	6.	.24	9.1	3.4	d1	
880801	3	1	3.24	34-55.92	26-36.91	1.66	2.38	16	227	44.	.26	2.2	1.7	c3
880801	4	8	51.89	34-56.18	25-12.09	36.02	2.59	8	203	6.	.32	8.3	2.7	d2
880801	637	53.52	36- .75	27-34.21	70.21	2.48	17	132	46.	.19	1.1	1.9	b3	
880801	828	27.53	36- 7.26	27-22.92	18.65	2.41	9	134	62.	.20	2.5	2.8	d2	
880801	10	6	10.80	38-12.17	22-30.26	16.66	2.16	9	325	59.	.17	2.2	1.7	c2
880801	12	8	13.84	34-44.90	24-14.45	10.75	2.93	19	241	54.	.26	2.1	2.1	c2
880801	1548	55.05	34-27.84	26- 7.86	22.41	3.41	21	253	66.	.38	3.3	1.8	d2	
880801	1645	59.61	35-43.75	23-41.78	17.28	2.37	26	167	19.	.29	1.8	1.6	c3	
880801	1730	46.41	35-20.69	26-35.42	15.95	2.39	13	159	48.	.22	1.2	1.0	c2	
880801	1840	46.28	34-52.65	25-42.06	11.15	2.60	18	218	26.	.35	2.1	1.1	d2	
880801	20	1	30.02	38-25.03	21-55.49	18.20	2.70	10	231	57.	.25	3.8	2.5	d2
880801	2055	23.10	38-24.76	26-37.14	25.72	3.84	19	166	79.	.15	.8	1.3	c2	
880801	2329	58.35	35-56.65	22-17.85	22.01	3.03	6	312	67.	.42	60.7	19.1	d1	
880801	2358	17.74	36-20.82	28-20.18	44.44	2.44	10	281	10.	.16	2.1	1.5	c3	
880802	158	10.20	35- .55	25-25.56	24.76	2.14	14	177	7.	.23	3.8	1.0	c2	
880802	1042	8.42	35-58.50	24-42.13	30.32	2.57	5	209	84.	.59	13.69	99.9	d1	
880802	1125	13.07	35-29.82	23-36.03	12.66	1.94	19	225	10.	.14	.7	.9	c3	
880802	1216	6.23	37-35.64	22-38.48	58.53	2.09	16	244	20.	.28	2.3	2.0	c3	
880802	1230	20.61	36-46.77	26-11.33	16.38	2.50	19	89	30.	.24	.8	.8	b1	
880802	1332	9.16	36-26.43	22- 8.87	24.38	3.25	18	218	76.	.31	1.9	1.1	d1	
880802	1516	8.28	34-53.81	23-38.93	28.13	3.22	20	251	43.	.32	2.7	1.4	d1	
880802	2017	55.17	37-35.87	21-58.86	15.93	2.75	7	292	67.</					

880804	825	21.96	38-33.49	26-37.13	55.37	4.25	16	257	95.	.31	4.1	9.7	d1
880804	922	29.06	35-41.50	25-22.14	12.71	2.34	17	133	72.	.30	1.1	1.5	d1
880804	117	55.98	35-47.07	25-11.97	14.95	2.49	22	107	85.	.27	.7	.8	c1
880804	1143	59.65	35-20.21	23-40.46	1.34	1.97	12	99	2.	.16	.7	1.6	b3
880804	1150	7.37	37-35.73	26-59.98	20.39	2.56	15	197	20.	.36	2.3	1.1	d2
880804	146	23.16	36-14.94	22-46.85	10.15	3.01	16	222	43.	.40	4.2	1.9	d2
880804	1435	.96	38-3.19	22-52.03	1.20	2.22	9	313	27.	.13	2.8	16.0	d1
880804	1627	51.46	37-47.36	22-43.59	-.58	1.92	7	255	10.	.16	2.2	24.6	d1
880804	1733	20.10	34-48.98	25-31.53	30.66	2.33	8	228	27.	.20	5.4	1.3	d1
880804	1843	29.38	35-13.95	23-17.61	29.42	2.89	38	256	28.	.49	3.0	1.0	d3
880804	1913	32.19	34-18.20	25-39.50	16.80	2.57	7	290	85.	.07	1.8	1.0	c1
880804	2058	33.80	34-45.34	23-43.96	28.29	2.62	11	275	59.	.32	4.6	2.5	d1
880804	2240	16.17	34-59.80	24-24.35	26.68	2.51	28	205	23.	.41	2.3	.8	d2
880804	2340	44.23	38-16.33	20-33.35	10.33	3.28	10	205	11.	.56	7.0	3.1	d1
880805	046	6.12	35-41.78	25-12.50	57.85	2.41	24	108	76.	.22	.8	2.7	b1
880805	36	38.68	34-59.64	23-38.95	17.38	1.94	16	297	32.	.36	7.5	15.3	d2
880805	359	36.43	34-52.14	25-21.45	10.31	2.60	14	216	18.	.27	3.2	3.9	d2
880805	42	34.34	34-47.80	23-53.40	27.95	3.39	25	253	56.	.19	1.4	.8	c2
880805	521	6.93	35-10.23	23-11.01	21.18	2.92	38	256	40.	.25	1.4	.9	c2
880805	525	42.57	34-53.63	24-.33	-.34	2.50	10	243	51.	.28	5.63	27.4	d1
880805	634	58.43	35-21.87	23-4.67	26.40	2.67	10	256	52.	.18	3.5	1.2	d2
880805	87	42.55	36-30.39	23-6.88	54.80	2.65	27	152	17.	.18	1.3	1.3	c3
880805	1023	18.70	37-32.46	23-18.36	27.05	1.71	8	176	7.	.18	2.3	2.2	c3
880805	1152	29.01	34-55.01	25-19.26	23.39	2.50	11	206	12.	.29	6.2	2.4	d2
880805	1253	23.14	35-38.93	25-58.85	27.29	4.04	40	75	32.	.26	.7	.6	b3
880805	1350	.64	36-2.94	23-11.90	22.30	2.31	15	153	24.	.37	3.7	1.7	c3
880805	174	57.12	35-32.25	26-38.53	11.67	2.77	24	128	48.	.31	.9	1.0	c1
880805	1912	1.51	38-43.65	23-30.37	17.92	2.71	18	280	100.	.25	1.7	1.0	c2
880805	1917	.48	34-29.63	24-50.37	3.37	2.72	13	255	56.	.46	7.0	90.9	d1
880805	2025	15.91	36-18.25	22-.83	26.15	3.24	18	202	88.	.44	4.3	7.9	d1
880805	2237	57.24	36-6.00	27-13.57	11.96	2.44	21	93	38.	.42	1.3	1.7	c2
880806	329	54.67	35-38.37	26-41.74	27.50	2.17	10	110	28.	.16	1.4	1.3	b2
880806	338	56.51	38-8.49	22-6.71	35.23	2.29	11	324	85.	.33	4.4	1.5	d2
880806	348	35.45	37-39.94	22-21.20	37.01	2.24	7	290	41.	.20	5.1	2.0	d1
880806	421	59.09	35-18.76	27-22.63	25.80	2.82	25	221	27.	.36	1.7	.8	d2
880806	424	5.68	34-43.44	24-18.59	22.62	2.60	13	244	54.	.30	2.7	2.8	d2
880806	437	19.62	39-56.44	23-13.58	22.02	4.14	22	97	39.	.38	1.2	1.0	c2
880806	448	12.49	39-56.13	23-13.34	18.95	3.39	16	97	39.	.27	1.0	.9	b2
880806	61	49.09	34-49.13	23-53.49	26.25	2.45	18	256	54.	.12	3.2	3.2	d2
880806	735	46.99	35-36.01	26-40.27	11.80	2.36	10	147	33.	.34	2.0	2.6	c2
880806	829	50.98	35-45.55	22-51.43	29.84	3.02	14	231	47.	.37	6.5	2.1	d2
880806	1125	59.75	37-49.38	22-40.07	.49	1.93	7	271	17.	.24	3.1	19.7	d1
880806	1227	41.73	34-39.75	23-52.62	14.69	2.43	8	276	73.	.34	9.7	49.5	d1
880806	1235	52.16	36-10.39	23-25.47	21.50	2.75	38	149	63.	.37	2.4	1.1	d2
880806	1259	59.82	36-8.84	23-20.61	24.79	2.53	42	161	61.	.33	2.0	.8	d1
880806	134	49.99	36-41.27	22-34.87	21.48	2.46	7	265	33.	.72	17.1	8.6	d1
880806	1348	46.47	36-6.87	21-35.65	30.77	2.96	6	328	135.	.17	46.5	52.2	d1
880806	1358	40.26	35-9.64	27-10.38	8.39	3.39	20	225	36.	.46	2.3	1.7	d3
880806	1449	33.21	36-49.83	26-5.13	47.30	2.40	16	124	58.	.36	1.8	5.5	c1
880806	1622	10.36	36-42.23	26-9.59	16.06	2.27	17	92	24.	.57	1.7	2.1	c1
880806	176	54.72	34-43.75	25-34.90	32.01	2.52	11	237	37.	.26	2.33	20.8	d1
880806	1719	60.00	37-49.07	22-19.17	-.75	2.39	11	291	43.	.27	6.83	10.7	d1
880806	1736	4.58	34-33.17	25-34.81	-.12	2.66	14	250	56.	.47	7.02	85.1	d1
880806	182	24.62	35-8.72	22-32.83	32.11	3.09	9	278	101.	.24	3.33	17.5	d1
880806	1916	45.46	36-1.15	27-14.88	15.20	2.17	11	117	46.	.17	.6	3.0	c3
880806	1952	20.92	36-1.08	27-14.81	15.81	2.02	12	103	40.	.12	.4	1.9	b3
880806	2021	24.63	34-41.35	25-33.51	25.27	2.44	12	251	41.	.22	2.1	1.1	c2
880806	2343	3.20	34-50.80	24-21.22	24.80	2.24	9	239	40.	.26	8.7	13.9	d1
880807	239	55.73	36-39.28	23-36.09	32.24	2.68	41	60	57.	.46	1.04	81.9	c1
880807	447	57.52	34-33.70	23-10.37	19.55	2.61	15	333	94.	.26	8.4	2.9	d1

880807	84	14.73	35-35.84	26-41.09	16.40	2.17	11	118	32.	.28	1.2	2.2	b2
880807	854	43.40	34-36.42	25-19.20	19.11	2.84	13	255	43.	.20	1.7	1.2	c2
880807	95	48.30	35-47.48	27-12.65	15.94	2.70	18	120	35.	.20	.6	.9	c2
880807	1123	2.79	35-47.45	24-58.47	65.32	2.90	48	43	77.	.28	.6	1.8	b1
880807	127	36.10	36-18.26	27-13.07	12.56	2.42	20	76	19.	.44	1.4	1.7	c2
880807	1322	.82	36-39.61	23-5.00	53.14	2.23	15	174	22.	.12	1.3	2.0	c1
880807	1343	30.28	35-21.17	25-36.61	4.67	2.71	10	220	34.	.48	3.8	5.7	d1
880807	1523	47.12	35-42.76	23-33.83	19.55	2.06	18	332	28.	.20	2.9	3.5	d3
880807	1659	6.69	35-25.15	23-28.26	8.47	1.79	19	288	9.	.16	1.3	1.4	c3
880807	184	59.18	34-30.97	23-39.71	24.52	2.86	9	287	89.	.17	3.7	1.6	d2
880807	2139	18.74	38-11.99	22-26.67	18.88	2.34	10	325	62.	.21	2.9	1.4	d2
880807	2224	39.65	37-54.81	21-54.21	19.71	2.55	17	312	82.	.51	15.6	40.3	d1
880807	2231	20.70	34-49.26	25-32.22	31.33	2.13	8	227	26.	.22	5.4	1.7	d1
880808	939	28.56	34-26.55	24-18.07	27.09	2.58	7	278	81.	.09	1.6	.8	c1
880808	1326	5.26	37-34.34	22-55.13	24.05	1.96	8	116	19.	.17	1.4	2.3	b3
880808	1927	49.82	35-7.71	23-39.44	14.10	2.32	17	244	18.	.38	5.0	9.0	d1
880808	2041	47.39	37-32.41	21-51.20	28.37	2.72	9	296	76.	.58	10.1	6.4	d1
880808	2144	58.34	38-21.53	25-4.06	32.23	3.07	19	79	90.	.25	1.02	86.3	d1
880808	658	57.49	35-40.31	25-27.07	21.24	2.59	16	103	68.	.31	1.1	1.1	d1
880808	721	30.32	39-54.67	23-55.15	12.30	3.79	18	122	65.	.31	1.3	1.5	d1
880808	728	53.63	35-53.43	22-19.22	68.63	3.57	22	253	67.	.45	8.2	6.8	d1
880808	850	42.44	34-57.96	26-52.69	1.71	2.68	12	246	63.	.30	8.0	112.6	d1
880808	1234	49.88	37-46.12	26-53.19	32.26	3.19	15	251	7.	.61	5.7	2.6	d1
880808	1248	22.57	37-36.14	26-40.87	-1.16	2.42	9	164	19.	.30	2.6	999.9	c1
880808	132	16.44	38-22.55	21-41.15	24.56	3.04	11	341	122.	.48	8.5	2.7	d1
880808	139	13.32	37-37.62	26-43.35	21.46	3.09	16	162	14.	.12	.7	.5	b2
880808	1440	2.68	38-15.85	22-36.45	37.19	2.57	7	327	63.	.22	8.1	2.6	d1
880808	1635	49.28	34-38.70	24-31.50	21.11	2.45	10	253	50.	.32	8.2	19.2	d2
880808	1640	1.76	37-36.42	26-40.30	10.53	2.77	15	168	19.	.19	.9	1.5	c3
880808	1647	13.70	37-38.08	26-41.43	15.02	2.15	10	173	16.	.17	1.1	1.6	c3
880808	1658	51.53	37-39.19	26-40.83	18.63	2.12	8	182	15.	.16	1.4	1.1	c3
880808	1912	11.47	34-28.80	25-36.56	.32	2.67	11	275	65.	.53	7.3	280.1	d1
880808	2148	49.28	34-56.33	27-21.02	68.82	3.63	21	245	63.	.24	1.6	2.7	c1
880808	2246	12.39	38-25.05	21-16.60	4.45	3.27	9	330	164.	.67	19.8	7.3	d1
880808	237	9.26	37-.92	22-7.35	16.40	2.39	12	279	66.	.25	2.3	2.4	c2
880808	2323	14.85	37-42.26	26-45.63	5.68	3.28	16	157	7.	.24	1.1	1.3	c3

880810	1813	12.28	37-39.02	26-40.92	17.53	2.19	9	180	15.	.06	.5	.7	c2
880810	19	5	24.29	38-39.76	23-28.82	19.58				.31	2.1	1.1	d1
880810	20	9	40.47	37-52.57	23-45.83	65.43				.12	6.8	4.9	d1
880810	2022	26.69	37-31.09	22-44.77	52.06	2.20	16	172	11.	.27	2.7	2.5	c2
880810	2119	20.71	35-20.51	27-26.76	39.27	3.70	20	224	30.	.32	2.0	3.5	d2
880810	2238	50.76	38-16.04	22-24.32	27.60	2.73	16	301	70.	.50	4.8	3.0	d3
880810	2249	12.45	37-31.46	22-40.05	61.52	2.42	17	223	12.	.27	2.3	2.0	c3
880810	2313	52.67	38-20.27	22-15.75	17.07	2.33	12	332	84.	.26	3.2	1.8	d1
880810	2325	4.32	40-.56	23-46.79	9.33	3.51	13	86	13.	.35	1.6	1.5	c2
880810	2331	1.16	34-57.16	23-5.32	-1.13	2.31	12	304	60.	.20	2.52	10.3	d1
880811	127	40.76	36-31.96	26-53.87	101.08	2.73	13	101	42.	.20	2.0	2.8	b3
880811	136	52.74	35-42.39	27-39.58	13.94	2.92	15	206	47.	.31	2.0	1.5	d2
880811	827	59.82	37-31.56	22-38.35	54.34	2.14	15	230	13.	.25	2.6	1.8	d3
880811	849	24.02	39-58.70	23-50.83	13.80	3.36	18	95	15.	.41	1.6	1.4	c2
880811	10	4	26.98	40-.44	23-47.14	9.75				.47	1.8	1.8	c2
880811	1245	52.49	39-55.25	23-53.74	17.86	4.10	23	101	18.	.44	1.5	1.2	c2
880811	1256	21.71	39-55.40	23-54.01	17.95	3.63	25	102	19.	.41	1.4	1.0	c2
880811	2054	4.72	38-13.97	20-14.56	5.72	3.93	11	266	31.	.18	2.7	1.4	d3
880811	2117	30.91	34-58.32	23-5.96	20.82	3.04	12	276	59.	.16	2.9	1.1	d1
880811	2252	44.01	35-21.19	24-19.94	35.07	2.16	10	197	25.	.84	18.0	11.1	d1
880812	0	6	33.09	35-1.56	23-3.74	25.85				.17	2.9	1.2	d1
880812	047	59.91	35-47.82	22-27.30	7.26	2.59	17	257	63.	.41	3.3	2.2	d1
880812	118	26.74	35-21.82	23-38.84	18.00	2.55	11	153	4.	.57	8.9	4.2	d1
880812	128	29.13	35-21.07	23-30.47	2.62	1.55	24	259	4.	.15	.8	1.4	c3
880812	732	25.11	36-16.24	28-20.61	37.13	2.36	10	270	16.	.21	2.4	2.0	c3
880812	8	3	4.97	37-31.97	22-54.63	19.60				.27	1.1	2.0	b3
880812	848	50.61	34-48.55	24-24.98	34.26	2.36	9	238	42.	.54	8.9	21.8	d1
880812	925	38.32	34-54.41	24-29.05	1.53	2.64	17	217	31.	.30	2.8	26.7	d1
880812	1152	4.38	37-.22	22-9.16	18.33	2.84	10	275	64.	.14	2.1	1.8	c2
880812	1214	50.63	37-51.82	22-32.87	.88	2.38	10	290	27.	.42	5.1	78.2	d1
880812	1347	25.06	34-56.73	24-3.06	-1.16	2.21	19	226	46.	.17	1.6	1.9	d1
880812	18	9	14.69	38-13.75	22-32.08	36.16				.27	4.3	2.0	d1
880812	1952	17.93	38-2.96	22-.59	33.53	2.55	11	313	78.	.18	2.2	1.0	c2
880812	2137	55.80	36-49.51	26-32.33	-.16	2.10	11	78	37.	.31	1.2	82.0	c1
880812	2210	56.97	34-36.40	24-30.45	6.46	3.03	20	242	55.	.29	1.6	2.7	c2
880812	2224	14.74	38-1.84	23-24.82	56.22	2.73	6	224	43.	.20	6.7	6.7	d1
880812	2237	16.47	38-43.28	24-50.67	75.91	3.01	11	244	115.	.15	1.9	4.6	c1
880812	2240	36.90	35-18.86	27-16.31	16.55	3.59	25	215	21.	.52	2.1	1.4	d1
880812	2325	23.20	35-26.23	27-15.95	13.26	2.69	15	204	11.	.41	2.2	2.0	d2
880813	0	5	41.60	38-1.67	22-3.99	16.34				.38	3.3	2.7	d2
880813	156	8.14	34-39.52	22-59.72	.89	2.58	14	314	73.	.35	8.5	3.5	d1
880813	420	6.24	38-16.45	21-40.48	26.34	3.10	19	72	30.	.43	2.3	2.4	c2
880813	423	12.18	38-14.21	21-39.27	16.02	2.82	17	127	94.	.62	5.3	5.2	d1
880813	443	39.42	34-59.56	24-4.55	11.43	2.38	17	218	40.	.21	3.8	13.1	d2
880813	452	58.14	38-23.97	23-30.98	20.54	2.78	16	281	68.	.30	3.5	1.5	d2
880813	458	37.00	37-59.67	22-23.89	66.63	2.65	15	292	47.	.11	1.2	1.2	c3
880813	553	46.24	36-24.05	26-13.52	31.00	2.62	6	288	127.	.20	6.8	3.4	d1
880813	621	58.25	34-57.20	23-44.94	18.93	2.37	15	252	37.	.34	3.3	7.9	d2
880813	726	21.29	39-54.81	23-54.34	17.67	4.27	25	102	19.	.43	1.5	1.3	c2
880813	950	38.58	38-17.42	20-30.64	10.36	3.43	9	219	15.	.55	7.7	3.4	d1
880813	1058	31.09	38-5.20	22-44.97	16.69	2.64	16	277	35.	.27	1.9	1.5	c2
880813	14	7	38.36	39-56.79	23-43.70	13.49				.33	2.3	1.3	c2
880813	1517	42.52	39-59.69	23-48.94	14.44	3.39	14	91	14.	.33	1.6	1.1	c2
880813	1531	24.28	39-57.84	23-50.99	16.40	3.42	19	96	15.	.73	2.6	2.2	c1
880813	1621	20.31	38-16.73	21-54.91	9.50	2.90	11	324	107.	.43	7.7	6.4	d1
880813	1639	40.06	36-36.22	25-31.21	10.04	2.92	28	49	27.	.51	1.2	1.3	d1
880813	1748	53.02	39-54.50	23-55.87	16.16	3.84	29	105	22.	.37	1.1	.9	c2
880813	2024	37.83	34-46.63	24-1.87	14.39	3.00	10	246	63.	.21	3.5	2.1	d1
880813	2229	42.78	35-35.38	26-59.04	15.24	3.28	28	109	18.	.52	1.3	1.2	c1
880813	2314	44.95	39-1.38	25-43.83	2.06	3.42	7	275	174.	.24	9.1	15.0	d1

880813	2323	44.34	38-17.24	22-1.95	7.24	2.79	14	325	92.	.42	6.0	2.7	d1
880814	1	1	29.87	34-41.82	24-6.89	15.86				.36	2.8	3.5	d2
880814	230	53.86	35-26.35	23-25.43	3.87	2.94	50	207	14.	.51	1.7	1.3	d1
880814	322	21.24	34-18.50	24-57.93	-1.00	3.70	17	273	77.	.53	3.0	4.3	d1
880814	449	41.52	38-44.57	20-32.71	-0.36	4.02	13	198	63.	.12	1.8	.9	c1
880814	551	40.78	40-.50	23-47.20	10.08	3.30	14	87	13.	.40	1.7	1.4	c2
880814	725	57.78	40-44.14	20-11.88	.60	3.99	8	265	132.	.13	2.5	2.4	d1
880814	727	.63	37-16.23	26-53.00	19.51	2.97	16	135	50.	.24	1.0	1.2	c2
880814	728	3.74	37-15.24	26-54.31	16.83	3.66	12	136	52.	.36	1.8	2.3	d1
880814	747	36.97	37-13.11	21-5.71	8.94	3.20	12	210	74.	.31	3.3	3.4	d3
880814	941	15.81	34-28.79	24-54.76	-1.09	2.75	12	267	58.	.21	2.1	2.6	d1
880814	1038	38.83	35-19.62	27-45.98	-1.14	2.98	13	239	57.	.30	2.0	3.3	d1
880814	11	3	15.21	35-6.38	27-3.82	19.35				.17	2.6	1.4	d2
880814	1231	35.65	37-16.37	22-48.64	14.27	2.00	8	162	13.	.27	2.6	3.6	c3
880814	1233	11.46	35-37.18	23-40.23	13.83	2.22	19	281	10.	.11	.9	.8	c3
880814	1328	27.53	35-34.79	23-43.80	10.51	2.15	22	153	3.	.21	.9	.9	c3
880814	1613	41.08	35-32.91	23-37.02	10.55	2.07	16	245	12.	.31	2.3	2.7	d3
880814	1627	53.97	39-12.65	22-7.27	48.77	3.42	11	931	20.	.93	9.0	14.4	d1
880814	1656	39.77	39-55.41	23-55.19	17.93	3.96	23	104	21.	.39	1.3	1.1	c2
880814	19	5	59.50	39-15.01	23-49.22	33.26				.18	4.8	2.2	d1
880814	1955	26.36	39-51.98	23-52.93	7.90	3.41	8	142	68.	.05	.6	.6	c1
880814	2043	56.38	38-55.28	26-10.07	7.67	3.19	9	142	37.	.14	2.0	2.3	c3
880814	21	6	3.38	39-53.23	23-54.16	17.70				.39	2.3	1.5	c2
880814	2320	1.92	38-39.48	26-3.71	12.18	3.37	7	256	124.	.52	26.0	19.7	d1
880814	2349	46.24	37-38.00	26-41.13	17.67	2.58	9	146	16.	.45	3.1	3.1	c1
880815	0	7	49.15	37-35.26	26-39.94	.12				.37	1.9	49.5	c1
880815	152	21.48	38-17.89	20-29.45	7.63	3.32	8	224	16.	.32	8.2	3.2	d3
880815	218	7.77	34-42.85	24-48.92	17.33	2.80	15	229	32.	.29	2.8	2.7	d1
880815	418	6.56	37-37.71	26-43.11	20.67	2.40	11	164	14.	.24	3.8	2.9	c3
880815	424	14.02	35-24.60	25-10.23	27.71	2.56	12	211	47.	.31	3.2	1.9	d1
880815	537	15.97	35-21.18	23-34.88	8.12	1.90	25	212	3.	.19	.9	.8	c3
880815	648	50.85	37-32.87	22-39.86	58.60	2.45	16	227	14.	.30	3.1	1.8	d3
880815	1013	54.23	34-27.89	25-31.90	32.02	3.00	9	275	64.	.56	8.8	7.4	d1
880815	1112	19.76	37-38.96	26-47.76	24.54	2.52	12	141	9.	.39	6.5	3.7	d2
880815	12	9	11.53	35-26.00	22-58.73	11.55				.41	3.2	2.1	d2
880815	1222	5.83	35-14.66	22-44.02	27.37	2.72	17	252	57.	.34	11.2	11.1	d1
880815	1237	35.54	35-23.11	23-22.24	41.04	2.03	9	333	22.	.11	4.0	2.0	d3
880815	1639	47.06	37-14.72	26-53.22	12.04	2.18							

880816	2257	36.65	36-58.17	20-49.31	3.21	3.34	15	233101.	.27	3.3	2.6	d2
880816	2339	21.09	34-27.18	23-36.46	21.59	3.59	18	285 93.	.64	5.4	3.1	d1
880817	031	51.73	36-38.94	22-52.90	10.35	2.26	19	179 10.	.42	3.1	2.7	c2
880817	122	20.12	37-40.38	22-29.44	9.24	2.01	8	282 27.	.27	5.5	10.5	d2
880817	2 0	1.45	38-18.58	21-49.18	15.84	2.63	8	332108.	.16	4.6	2.4	d1
880817	210	37.36	37-15.87	26-53.66	20.84	4.30	29	143 31.	.33	1.1	.7	c2
880817	351	29.61	39-54.59	23-56.12	15.87	3.44	18	163 22.	.35	1.5	1.5	c2
880817	355	22.98	39-34.47	20-25.88	16.91	3.74	11	235 37.	.60	8.1	3.1	d1
880817	621	6.80	34-59.08	24- .29	21.36	2.34	11	223 43.	.20	4.2	8.8	d2
880817	719	52.13	35- 1.89	24- 1.42	17.88	2.34	16	214 37.	.17	2.8	7.3	d2
880817	757	5.94	36-29.91	22-53.48	12.02	2.18	11	184 14.	.18	2.7	2.0	d3
880817	831	47.77	34-50.37	25-20.78	21.31	2.47	10	223 20.	.30	7.3	5.6	d2
880817	1112	16.57	35-28.18	26-21.67	7.13	2.57	12	177 54.	.19	3.4	2.4	d2
880817	1117	35.72	35-54.33	24-20.77	23.23	2.48	9	213 64.	.20	2.9	1.8	d2
880817	1126	13.94	40- 1.11	23-48.17	10.32	3.32	19	89 15.	.52	1.7	1.5	c1
880817	1157	58.92	36-34.63	26-50.56	127.30	3.13	20	70 31.	.22	1.5	2.2	b3
880817	12 8	11.60	37-43.46	23- 6.83	17.45	2.53	19	115 6.	.35	1.1	1.5	c3
880817	14 7	54.50	36-56.52	21-42.18	13.54	3.40	21	198 33.	.39	2.4	2.0	d2
880817	1446	59.87	34-57.78	24- 4.84	22.94	2.63	7	221 43.	.09	2.2	1.1	c1
880817	1854	12.06	34-36.78	25-40.49	16.75	3.33	16	238 52.	.30	2.7	1.6	d2
880817	1857	8.91	38-19.23	26-33.92	43.69	2.98	6	307 70.	.10	5.5	7.7	d1
880817	1959	13.08	36- 6.60	25-32.92	107.59	2.43	13	284117.	.50	17.8	24.1	d1
880817	1959	13.17	36-15.07	25-32.71	15.46	2.48	13	291133.	.56	16.5	18.5	d1
880817	21 7	20.81	35-52.74	23- 6.67	8.29	2.35	19	199 17.	.23	1.9	2.6	c2
880817	2149	15.84	35-23.55	22-38.65	36.64	2.38	6	283 80.	.28	28.1	242.7	d1
880818	2 8	7.47	34-33.57	25-42.31	21.61	3.21	13	273 58.	.24	2.5	1.8	c1
880818	215	17.96	35- 7.41	23- 3.42	19.70	2.66	17	269 52.	.35	2.5	1.4	d2
880818	350	43.17	36-59.09	26-47.05	.27	2.34	13	112 39.	.30	1.0	41.7	c1
880818	533	21.00	36-59.18	26-46.95	10.55	2.17	10	104 19.	.18	.8	2.6	b2
880818	533	21.26	36-59.10	26-47.04	8.21	2.17	10	104 19.	.14	.6	2.5	b3
880818	758	34.84	34-40.98	24-44.78	19.12	2.73	12	234 37.	.22	2.6	2.1	d2
880818	9 1	47.68	36-59.42	26-48.33	16.42	3.61	26	115 38.	.49	1.3	1.3	c2
880818	910	5.56	36-59.19	26-46.22	-.30	2.50	12	110 40.	.47	1.7	122.8	c1
880818	1011	32.75	37- .26	26-49.17	12.07	2.42	13	112 16.	.24	1.0	2.4	b3
880818	1013	48.87	36-59.73	26-48.53	18.01	3.26	26	116 38.	.39	1.0	1.0	c2
880818	1153	38.01	36-59.06	26-48.80	16.81	2.47	11	115 37.	.27	1.0	2.6	c2
880818	1155	57.03	36-58.41	26-47.08	7.74	2.24	10	107 16.	.20	.9	3.5	b3
880818	12 0	44.39	37-43.78	23- 4.67	11.93	2.40	20	107 8.	.24	.8	1.5	b3
880818	1310	51.17	34-57.09	23-13.41	23.13	3.81	33	262 53.	.23	2.4	1.0	c2
880818	1325	32.00	34-41.25	23- 4.39	-.78	3.15	18	276 84.	.25	2.4	2.4	c1
880818	1352	39.80	34-57.16	24- 4.68	19.74	2.57	8	225 44.	.08	2.4	5.9	d2
880818	1359	27.55	38-17.52	25-10.32	5.60	2.78	14	218 55.	.49	2.9	2.1	d3
880818	1556	58.56	34-43.97	25-22.77	24.96	2.20	8	243 32.	.19	11.2	14.1	d2
880818	18 7	14.58	35- 7.11	23-35.58	22.08	2.43	28	238 19.	.32	2.5	1.4	d3
880818	1957	50.96	34-45.93	24- 8.00	25.11	2.43	11	244 58.	.51	5.3	4.6	d1
880818	2217	47.70	34-49.33	25-28.41	21.90	3.72	25	224 26.	.34	2.9	.8	d2
880818	2225	58.87	35- 4.64	23-15.48	4.06	2.59	30	264 40.	.31	2.1	1.6	d2
880818	2342	16.86	36-58.93	26-47.08	-.27	2.48	13	111 39.	.20	.6	41.5	c1
880819	040	40.77	38-51.71	21-19.39	4.21	3.26	14	115 97.	.24	1.2	2.6	c1
880819	053	31.53	37-14.59	26-50.29	8.18	2.59	11	128 53.	.37	1.6	11.5	d3
880819	054	40.41	37-15.04	26-51.94	26.82	2.19	10	152 29.	.25	1.3	2.7	c2
880819	135	48.37	35- 9.03	23-19.26	80.77	2.29	12	309 30.	.41	15.0	8.6	d1
880819	152	1.10	37-15.13	26-52.12	9.99	3.24	24	132 12.	.40	1.0	1.3	c2
880819	310	8.10	39-14.37	23-40.50	32.39	3.54	30	134124.	.31	1.5	330.1	d1
880819	312	29.28	38-17.05	25- 5.17	17.17	3.38	23	75 52.	.20	.7	.8	c1
880819	5 6	46.05	35- .07	24- 4.93	23.75	2.30	8	217 39.	.14	2.8	1.4	d2
880819	6 4	51.82	35-50.77	22-55.09	10.88	3.07	25	219 34.	.37	2.3	1.4	d2
880819	11 1	53.52	38-24.00	26-49.87	25.46	3.72	12	184 75.	.33	4.6	2.3	d1
880819	1311	51.54	34-33.91	25-31.32	12.39	2.84	10	264 54.	.45	4.6	3.3	d2
880819	1328	3.44	34-43.54	25- 3.05	22.25	2.64	11	232 32.	.31	4.8	3.2	d1

880819	1443	13.80	34-43.75	23-57.29	19.86	2.59	16	256 65.	.46	3.5	3.2	d1
880819	1457	43.99	38-49.98	21-44.48	10.82	2.95	8	233155.	.35	11.8	3.6	d1
880819	1712	20.74	35-59.04	23-21.17	19.05	2.51	17	153 13.	.21	1.8	1.3	c3
880819	1856	28.15	35-16.03	25-33.96	-.31	2.41	9	234 24.	.22	10.02	237.5	d1
880819	2053	55.08	36-58.29	23- 3.42	17.43	2.18	9	165 22.	.28	2.4	3.7	c2
880819	21 6	48.36	38-42.33	23-28.17	16.99	2.65	11	303 99.	.18	1.9	1.3	c1
880819	2110	53.44	35-24.18	25-35.43	46.33	2.33	9	258 39.	.36	14.4	15.1	d2
880819	22 0	36.02	34-41.70	24-43.51	14.56	3.24	28	231 36.	.33	2.0	2.6	d1
880819	2229	2.43	35-27.22	21-47.06	2.09	3.09	10	298145.	.61	7.5	5.1	d1
880820	0 9	21.86	35- 1.08	22-59.23	25.78	2.35	10	326 63.	.18	4.0	.9	d1
880820	1 7	25.54	35-27.79	22-42.69	1.72	2.57	14	260 70.	.33	3.4	4.3	d1
880820	122	23.63	34-44.70	24-44.66	17.71	2.67	16	227 30.	.43	3.8	3.1	d1
880820	136	23.75	35-19.46	22-47.03	-.38	2.78	17	266 73.	.38	4.1	4.1	d2
880820	237	1.65	35-25.70	25-11.51	9.26	2.35	12	214 49.	.12	1.7	8.7	d1
880820	240	56.44	35-19.80	22-49.58	24.37	2.49	11	274 74.	.24	3.9	2.7	d1
880820	259	15.13	35-12.63	22-36.77	28.65	2.53	17	292 90.	.64	9.4	11.6	d1
880820	533	23.44	34-59.97	24- .90	22.65	2.38	18	222 41.	.18	2.0	1.1	c2
880820	629	8.18	34-54.63	23-57.08	21.54	2.26	12	240 47.	.17	2.2	1.5	c1
880820	1052	12.04	34-33.47	25-30.57	12.10	2.61	8	266 54.	.27	13.6	39.5	d1
880820	11 6	22.95	37- 8.33	21-16.09	19.07	3.04	11	312131.	.78	8.1	7.4	d1
880820	1136	36.09	37-50.03	22-41.15	-.26	2.43	8	272 16.	.22	2.0	26.6	d1
880820	1216	29.40	35-23.26	23-27.89	23.69	2.35	25	300 9.	.18	1.3	.8	c3
880820	1254	.59	35- 5.88	25-36.40	19.20	2.41	9	196 10.	.41	16.9	4.3	d2
880820	13 3	30.03	37-56.10	22-51.09	6.41	2.30	9	299 17.	.14	1.4	2.3	c3
880820	1429	47.68	35-41.33	23-25.28	13.02	2.49	34	162 24.	.40	2.1	1.2	c3
880820	1530	13.09	36-22.94	26-24.98	89.37	3.11	28	92 19.	.30	1.0	2.3	c2
880820	1532	31.42	35-46.22	25-23.64	18.13	2.85	35	96 66.	.32	.7	.7	d1
880820	17 3	6.26	38-23.22	21-48.75	15.63	2.81	9	334114.	.35	6.5	2.7	d2
880820	1729	22.18	35-15.03	22-45.04	18.33	3.13	16	269 76.	.30	3.6	2.0	d2
880820	1740	25.88	35- 9.46	24- 3.78	20.38	1.86	9	263 23.	.17	5.0	4.6	d3
880820	18 3	18.29	37-46.17	21-48.39	40.32	3.07	10	308 87.	.46	7.55	93.0	d1
880820	1810	58.97	39-55.04	23-53.88	19.13	4.02	17	101 19.	.18	.8	.6	b2
880820	2056	42.15	35-43.91	23-21.92	10.30	1.93	11	182 17.	.28	4.0	4.1	d3
880820	2250	44.68	35-24.59	22-57.94	22.27	2.83	10	258 57.	.35	6.1	2.6	d2
880821	111	11.89	34-53.56	25-20.78	2.64	2.49	14	211 16.	.39	4.3	12.8	d2
880821	150	9.49	36-48.22	27-17.42	17.60	2.54	10	141 10.	.60	3.6	2.7	d1
880821	345	43.37	36-49.01	27-15.30	18.92	3.08	16	140 7.	.36	1.4	1.4	c1
880821	422	22.05	35- 4.69	24- 4.82	17.04	2.03	13	339 39.	.34	6.8		



880821	2125	24.22	36-58.99	26-48.39	18.06	3.23	21	114	37.	.31	.9	.9	c2
880821	2355	56.19	34-19.07	23-55.86	18.41	2.87	27	286	109.	.28	1.5	1.0	c1
880822	147	40.28	36- 4.26	23- 9.30	17.56	2.36	23	150	19.	.25	1.6	1.0	c2
880822	150	3.58	36-59.39	26-48.33	19.79	2.74	10	115	38.	.19	1.0	1.2	b2
880822	151	26.35	34-51.87	23-49.76	41.32	1.96	11	304	49.	.29	4.9	11.7	d2
880822	717	45.30	35-47.83	23- 3.59	- .57	2.23	14	212	42.	.19	2.2	73.7	d1
880822	725	2.16	38-18.89	25- 2.71	12.86	2.42	12	279	54.	.52	4.2	3.0	d1
880822	746	37.30	38-20.22	25- 4.39	23.94	3.25	18	155	57.	.21	1.0	1.4	c2
880822	11 5	18.58	35-50.01	23-25.94	27.36	2.52	22	145	42.	.39	4.6	1.7	c3
880822	1224	49.08	37-42.80	21-27.51	8.32	3.24	11	159	38.	.17	1.1	7.7	c2
880822	1247	48.42	34-25.42	25-28.03	26.97	2.54	9	277	66.	.42	5.5	3.3	d1
880822	1318	16.35	37- 4.43	26-49.13	20.58	3.26	15	192	42.	.23	1.4	.9	c2
880822	1417	35.12	38-47.88	24-55.10	67.74	3.84	19	97	127.	.23	1.3	10.0	c1
880822	1450	29.66	35- 3.95	23- 4.00	5.49	2.56	15	273	61.	.18	2.7	2.9	d2
880822	1453	46.00	35- 3.37	24-10.26	31.67	2.59	8	231	31.	.21	3.0	1.4	d3
880822	1728	50.27	37-23.15	20-52.04	10.90	3.96	13	219	91.	.21	2.2	1.8	c3
880822	1816	58.77	39-56.13	23-56.37	17.64	3.14	13	195	22.	.35	2.8	1.1	d2
880822	1949	20.85	37-12.36	20-31.15	13.77	3.54	11	256	108.	.45	49.3	50.8	d1
880822	2042	16.47	35- 7.71	23- 1.73	26.01	2.15	13	330	55.	.24	3.1	1.4	d2
880822	2348	59.09	37-41.46	21-31.59	1.19	3.15	13	155	67.	.26	1.9	38.3	d1
880823	358	48.35	35-16.25	25-33.05	21.68	3.03	8	136	38.	.16	4.2	2.4	c1
880823	4 1	8.77	35-19.71	25-34.36	13.42	2.76	6	180	41.	.52	15.7	12.2	d1
880823	4 9	58.80	37- .66	26-50.74	25.97	3.00	7	185	36.	.21	5.4	3.5	d1
880823	414	53.02	37- .48	26-48.56	24.63	4.00	21	130	38.	.24	1.1	.8	b2
880823	438	8.78	34-33.09	25-41.57	22.87	2.78	10	273	59.	.23	2.7	2.4	d1
880823	440	31.29	35-36.05	23-34.52	17.27	1.88	18	279	17.	.16	1.2	1.3	c3
880823	540	24.48	36-53.48	27-32.24	16.68	3.94	11	211	32.	.22	2.8	1.2	d2
880823	620	1.82	35-12.60	24-16.01	28.79	2.50	12	166	16.	.40	6.1	3.3	d3
880823	7 5	38.56	36-59.02	22-10.00	-1.19	2.90	17	173	30.	.42	1.44	82.0	c1
880823	848	54.26	35-36.67	22-37.73	22.83	2.65	7	265	70.	.19	3.1	1.4	d1
880823	850	19.27	34-43.42	24- 8.77	-1.20	3.14	18	244	61.	.37	2.0	5.0	d3
880823	10 7	41.34	35- 9.31	23-48.48	28.91	2.22	23	222	17.	.51	4.2	3.7	d1
880823	1111	42.14	35-10.83	23-55.38	4.28	2.04	9	319	20.	.07	2.3	6.0	d3
880823	1254	1.69	35-10.06	22-41.31	22.59	2.42	7	340	91.	.11	4.1	.8	d1
880823	1851	58.58	35-37.90	23-43.87	12.90	2.35	12	150	8.	.19	1.2	1.5	c2
880823	2151	54.21	36-49.83	26- 7.74	24.18	3.35	20	79	72.	.36	1.4	1.9	d2
880823	2327	20.26	36- 8.55	27- 7.79	34.45	2.92	9	288	152.	.29	4.53	84.6	d1
880824	155	40.07	34-49.33	24-11.19	24.09	2.48	10	239	50.	.23	5.7	12.8	d2
880824	648	55.62	34-37.09	25- .81	11.22	2.84	20	239	44.	.43	2.7	2.4	d2
880824	947	48.03	36-49.92	21- 1.30	17.37	3.98	6	255	89.	.06	1.9	1.3	c1
880824	1211	18.90	34-43.01	24-43.99	15.33	2.63	7	268	34.	.12	5.1	10.1	d1
880824	1213	29.47	36-41.33	26-12.30	20.33	4.04	18	92	76.	.12	.6	.9	c2
880824	1237	1.96	34-35.04	23-46.96	14.13	2.50	9	282	79.	.29	3.2	2.7	d1
880824	13 1	5.54	35-12.63	24-26.57	14.53	2.27	8	169	8.	.23	6.6	1.9	d3
880824	2322	8.52	36-28.91	22-58.23	64.28	3.24	17	154	121.	.25	1.9	12.0	d1

## Annexe II Paramètres des mécanismes au foyer

Paramètres des mécanismes au foyer, été 1988.

N°	Date & Time		Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		P Axis		T Axis	
							Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl
30	880711	15:54	35.07	25.73	7.7	1.8	89	30	280	60	6	15	202	74
42	880712	6: 2	36.56	24.22	109.9	2.7	80	70	189	46	140	14	34	46
69	880713	10:39	38.73	23.44	9.0	3.8	28	49	245	46	231	70	135	1
71	880713	11:22	35.06	25.77	13.3	1.6	125	54	308	35	216	9	31	79
95	880714	13:18	38.73	23.41	14.5	3.6	17	49	247	52	220	62	313	1
97	880714	17: 8	37.71	23.03	17.4	2.0	49	70	320	89	273	13	6	13
103	880714	20:40	37.70	23.01	13.2	2.0	160	49	339	40	250	4	70	85
105	880714	21:17	36.70	25.72	-7	2.5	250	30	60	60	317	74	153	15
113	880715	3:18	35.35	27.08	68.4	3.0	84	20	250	70	151	64	343	25
123	880715	12:39	36.69	25.74	15.0	2.8	280	70	30	46	234	46	340	14
127	880715	17:44	37.00	26.80	11.8	2.3	305	60	189	53	160	50	66	3
130	880715	19:25	35.02	25.31	27.5	1.9	230	70	139	89	93	13	186	13
134	880715	22:55	35.69	25.71	8.9	2.4	157	49	4	43	5	76	260	3
135	880716	1:54	37.39	22.91	80.1	4.3	97	52	223	52	160	0	69	59
156	880717	11:52	36.01	26.25	109.3	2.3	255	60	65	30	341	14	178	74
159	880717	21:29	36.47	28.18	48.9	3.5	236	60	115	49	353	6	92	54
171	880719	4:34	36.30	26.68	91.0	3.2	108	48	306	43	207	2	310	80
180	880719	21:32	36.15	27.51	33.4	2.6	184	70	4	20	93	65	274	24
184	880720	2: 9	35.82	24.97	24.0	2.8	140	49	320	40	50	85	230	4
186	880720	6:33	36.59	23.96	37.0	2.6	17	2	197	88	107	47	288	43
195	880721	16:33	35.66	26.57	51.6	3.0	66	70	246	20	156	24	336	65
196	880721	20: 3	35.25	23.35	23.7	3.1	315	57	204	59	260	0	169	47
205	880723	0:25	35.75	27.00	47.3	3.1	68	70	338	87	25	12	291	16
207	880723	9:19	36.88	22.00	15.5	4.1	41	48	226	42	279	86	133	2
212	880724	6: 2	36.76	23.84	15.8	3.0	130	70	240	46	84	46	190	14
223	880724	22:20	36.87	22.01	16.7	3.6	235	49	44	40	186	83	320	4
227	880725	5:31	37.46	22.67	50.7	2.1	75	60	204	41	34	61	143	9
229	880725	9:22	35.72	27.14	47.3	2.5	60	80	240	10	150	34	330	55
231	880725	11:11	34.88	25.75	7.9	3.4	40	49	219	40	310	85	130	4
234	880725	14:36	36.44	26.72	124.1	2.8	99	88	280	1	190	43	9	46
235	880725	14:45	35.40	26.18	17.5	2.6	0	20	230	76	307	30	159	55
239	880725	20:47	36.75	23.86	6.3	2.9	94	5	270	85	0	40	179	49
256	880726	17:25	36.59	25.56	.5	2.7	99	49	329	52	302	62	35	1

Paramètres des mécanismes au foyer, été 1988 (suite).

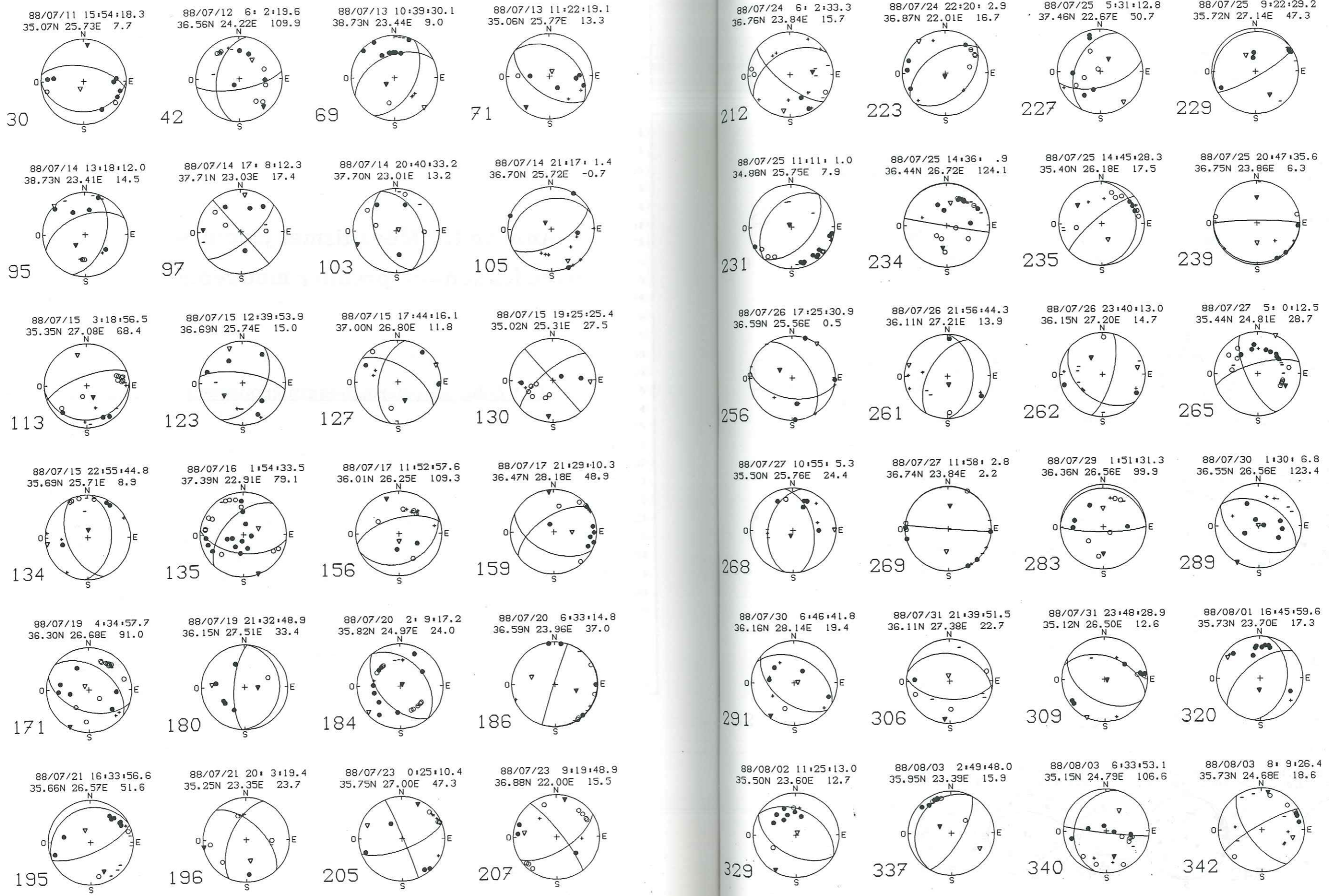
N°	Date & Time		Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		P Axis		T Axis	
							Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl
261	880726	21:56	36.11	27.21	13.9	2.6	0	40	209	53	171	73	286	7
262	880726	23:40	36.15	27.20	14.7	2.8	130	40	15	70	325	51	79	17
265	880727	5: 0	35.44	24.81	28.7	4.1	155	68	254	70	115	29	24	0
268	880727	10:55	35.50	25.76	24.4	2.6	192	41	349	50	200	78	90	4
269	880727	11:58	36.74	23.84	2.2	3.0	94	88	275	1	4	46	185	43
283	880729	1:51	36.36	26.56	99.9	2.8	89	80	270	10	180	34	360	55
289	880730	1:30	36.55	26.56	123.4	2.7	120	44	300	45	29	0	150	89
291	880730	6:46	36.16	28.14	19.4	3.1	130	49	300	40	215	4	81	83
306	880731	21:39	36.11	27.38	22.7	2.5	94	54	281	35	187	9	349	79
309	880731	23:48	35.12	26.50	12.6	3.2	290	44	120	45	112	84	205	0
320	880801	16:45	35.73	23.70	17.3	2.4	230	60	10	37	183	66	303	12
329	880802	11:25	35.50	23.60	12.7	1.9	300	40	120	50	210	5	30	84
337	880803	2:49	35.95	23.39	15.9	2.4	209	20	30	70	300	65	120	25
340	880803	6:33	35.15	24.79	106.6	2.9	97	86	195	26	164	35	32	42
342	880803	8: 9	35.73	24.68	18.6	2.5	240	80	145	63	10	10	105	25
345	880803	12: 9	37.53	22.71	49.8	2.8	130	70	30	64	259	3	351	33
350	880803	19:35	35.95	23.19	59.8	3.2	135	54	255	55	14	0	105	54
357	880804	5:26	35.45	23.45	27.3	3.1	270	49	49	47	247	68	340	1
359	880804	6: 0	36.16	27.26	18.5	2.5	140	30	320	60	49	15	229	75
363	880804	11:43	35.34	23.67	1.3	2.0	80	49	199	59	318	5	55	54
369	880804	18:43	35.23	23.29	29.4	2.9	60	60	245	30	323	74	151	14
374	880805	0:46	35.70	25.21	57.8	2.4	250	80	70	10	340	34	159	55
378	880805	5:21	35.17	23.18	21.2	2.9	70	40	250	50	159	84	340	5
381	880805	8: 7	36.51	23.11	54.8	2.7	339	70	150	20	67	24	255	64
384	880805	12:53	35.65	25.99	25.4	4.0	179	57	324	38	137	69	254	9
386	880805	17: 4	35.53	26.64	8.0	2.8	49	40	209	51	69	78	308	5
390	880805	22:37	36.10	27.23	12.0	2.4	295	10	115	80	205	35	24	55
394	880806	4:21	35.31	27.38	25.8	2.8	150	80	240	89	14	7	105	7
418	880807	2:39	36.65	23.60	32.2	2.7	0	88	179	1	90	43	270	46
442	880809	12:34	37.77	26.89	32.3	3.2	344	54	160	35	72	9	266	79
445	880809	13: 9	37.63	26.72	21.5	3.1	10	49	164	42	88	3	342	76
457	880810	1: 6	35.13	23.12	20.2	2.9	40	49	250	44	245	74	144	3
459	880810	5: 4	36.85	22.95	54.1	3.2	339	84	179	5	71	39	248	49

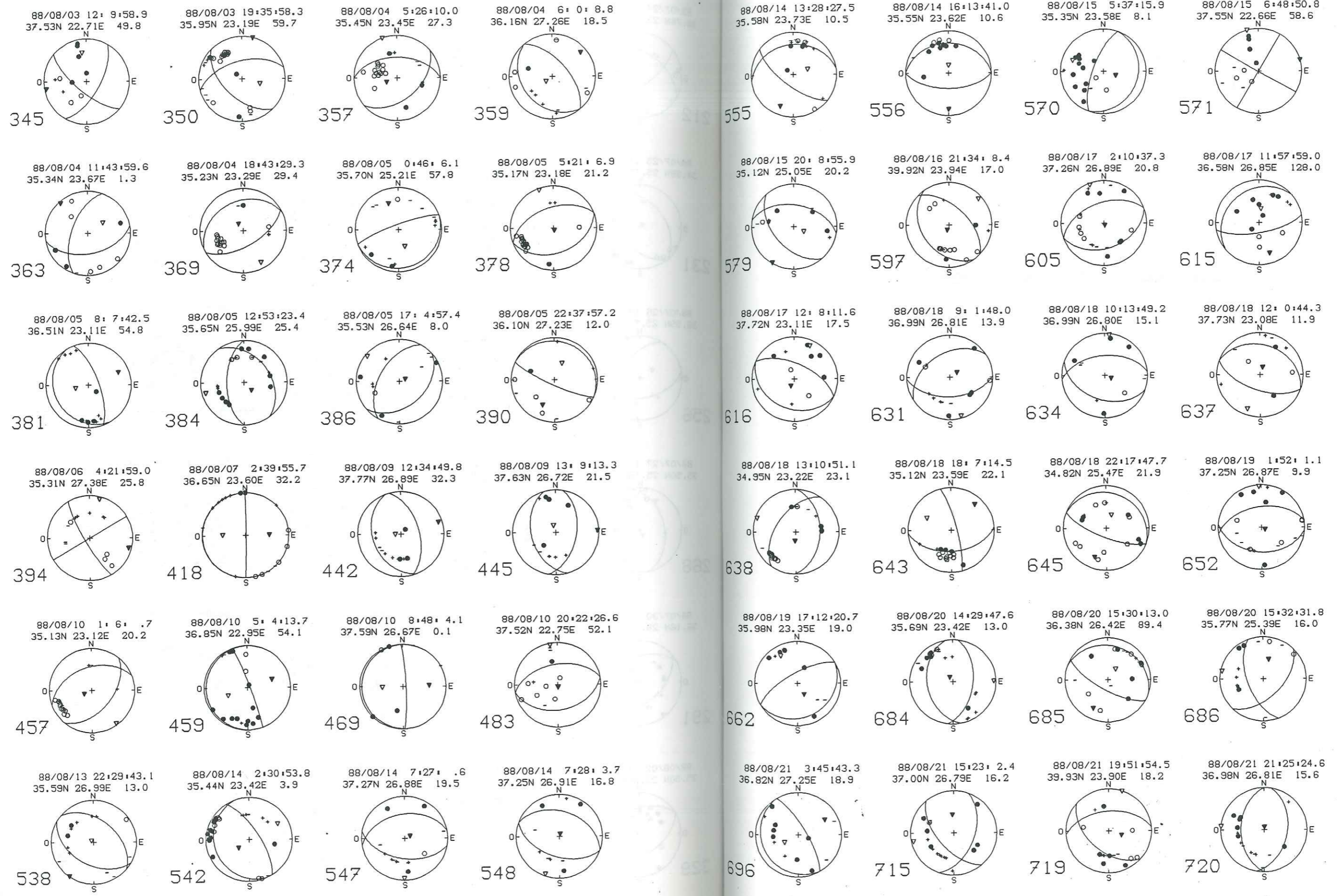
Paramètres des mécanismes au foyer, été 1988 (fin).

N°	Date & Time		Lat °N	Long °E	Z km	Mag	Plan1		Plan2		P Axis		T Axis	
							Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl	Az	Pl
469	880810	8:48	37.59	26.67	.1	3.0	358	83	177	6	87	38	268	51
483	880810	20:22	37.52	22.75	52.1	2.2	260	49	80	40	169	85	350	4
538	880813	22:29	35.59	26.99	13.0	3.3	310	44	120	45	214	0	307	84
542	880814	2:30	35.44	23.42	3.9	2.9	160	20	328	70	231	64	61	25
547	880814	7:27	37.27	26.88	19.5	3.0	99	49	260	41	68	79	180	4
548	880814	7:28	37.25	26.91	16.8	3.7	109	49	290	40	20	85	200	4
555	880814	13:28	35.58	23.73	10.5	2.2	261	30	128	68	202	20	69	61
556	880814	16:13	35.55	23.62	10.6	2.1	270	30	89	60	180	15	0	75
570	880815	5:37	35.35	23.58	8.1	1.9	199	70	20	20	109	65	290	24
571	880815	6:48	37.55	22.66	58.6	2.5	120	88	210	89	344	0	75	0
579	880815	20: 8	35.12	25.05	20.2	2.8	140	49	280	47	210	1	117	68
597	880816	21:34	39.92	23.94	17.0	4.5	145	35	314	54	198	79	48	9
605	880817	2:10	37.26	26.89	20.8	4.3	70	40	250	50	159	84	340	5
615	880817	11:57	36.58	26.85	128.0	3.1	80	70	230	22	161	24	7	63
616	880817	12: 8	37.72	23.11	17.5	2.5	295	60	115	30	204	75	24	14
631	880818	9: 1	36.99	26.81	13.9	3.6	88	51	237	42	56	73	164	5
634	880818	10:13	36.99	26.80	15.1	3.3	109	41	265	50	115	76	6	4
637	880818	12: 0	37.73	23.08	11.9	2.4	290	30	109	60	20	75	200	15
638	880818	13:10	34.95	23.22	23.1	3.8	214	51	2	42	184	72	289	4
643	880818	18: 7	35.12	23.59	22.1	2.4	86	48	345	79	42	19	296	37
645	880818	22:17	34.82	25.47	21.9	3.7	112	71	291	18	202	26	22	63
652	880819	1:52	37.25	26.87	10.0	3.2	260	49	93	40	122	82	356	4
662	880819	17:12	35.98	23.35	19.0	2.5	240	70	60	20	149	65	330	24
684	880820	14:29	35.69	23.42	13.0	2.5	169	40	7	51	325	79	89	5
685	880820	15:30	36.38	26.42	89.4	3.1	290	20	120	70	207	25	35	64
686	880820	15:32	35.77	25.39	16.0	2.8	160	60	44	53	15	50	281	3
696	880821	3:45	36.82	27.25	18.9	3.1	329	75	150	15	59	29	239	60
715	880821	15:23	37.00	26.79	16.2	3.8	20	49	139	59	355	54	258	5
719	880821	19:51	39.93	23.90	18.2	3.6	132	49	265	50	109	64	18	0
720	880821	21:25	36.98	26.81	15.6	3.2	10	44	179	45	7	84	274	0
728	880822	11: 5	35.83	23.43	27.4	2.5	209	30	0	63	241	68	100	17
761	880824	12:13	36.69	26.21	18.1	4.0	157	49	270	65	131	47	30	9

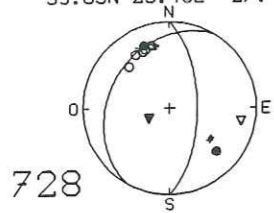
Annexe III Mécanismes calculés  
avec les sens de premier mouvement

III.1 Solutions déterminées graphiquement



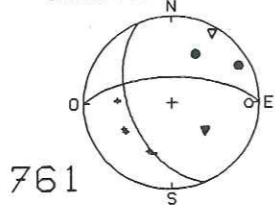


88/08/22 11:5:18.5  
35.83N 23.43E 27.4



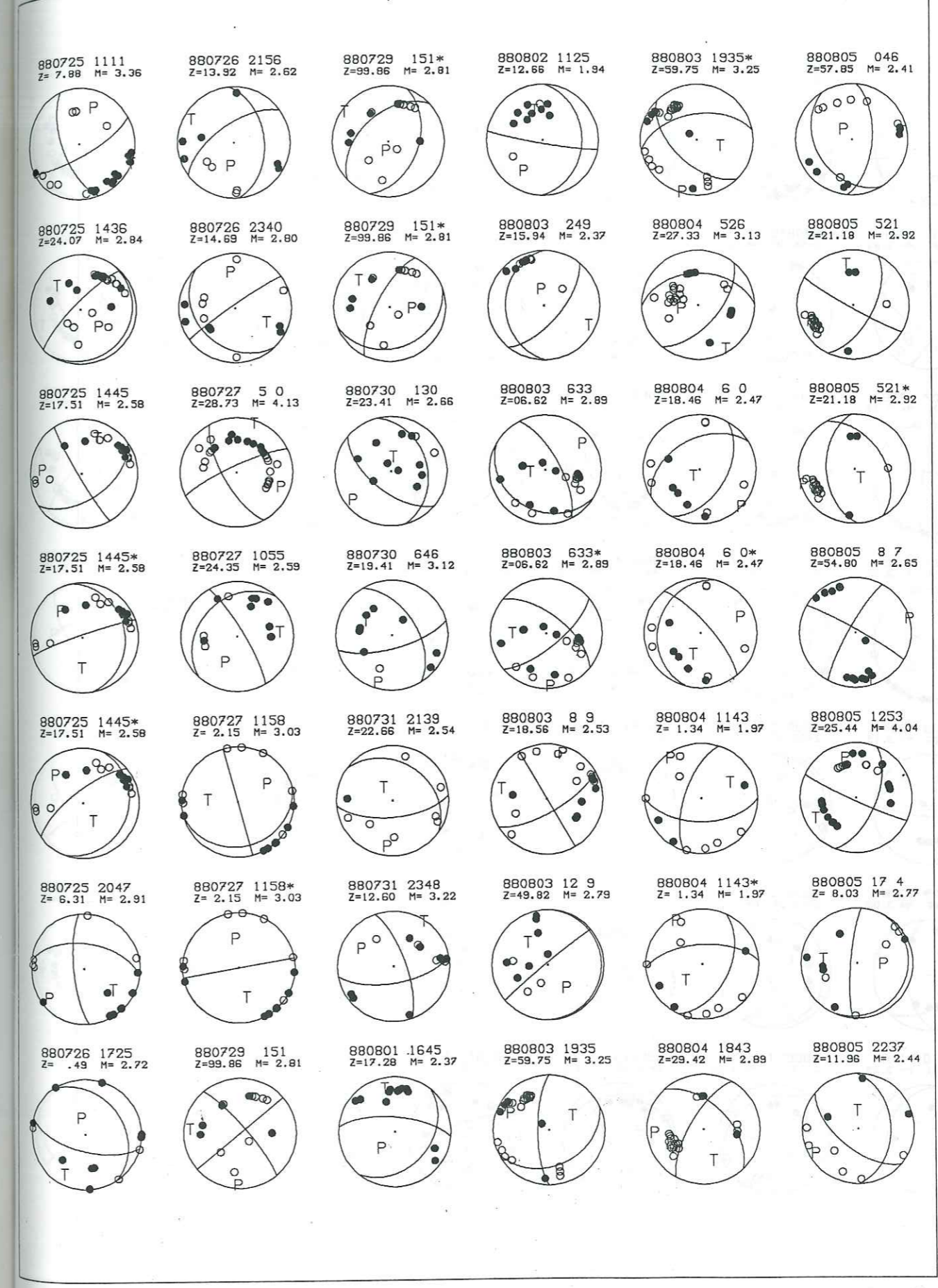
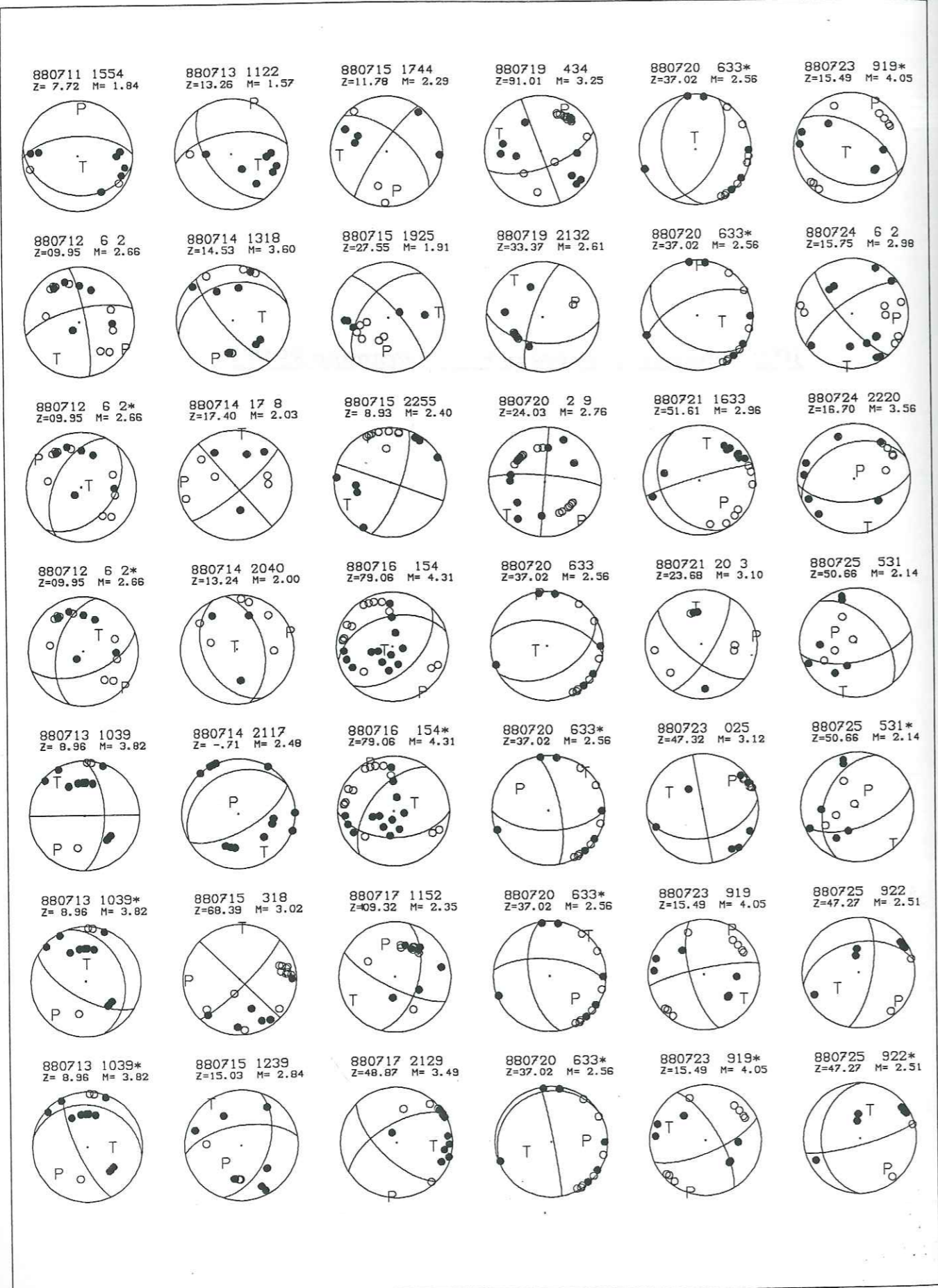
728

88/08/24 12:13:29.8  
36.69N 26.21E 18.1

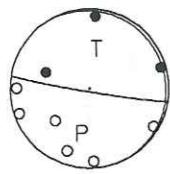


761

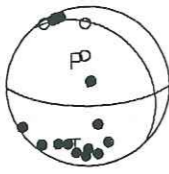
### III.2 Solutions données par le programme FPFT



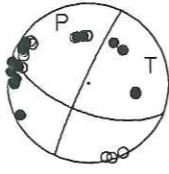
880805 2237\*  
Z=11.96 M= 2.44



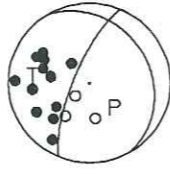
880810 5 4  
Z=54.08 M= 3.25



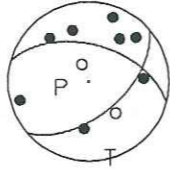
880814 230  
Z= 3.87 M= 2.94



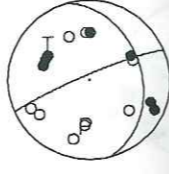
880815 537  
Z= 8.12 M= 1.90



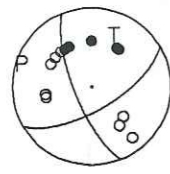
880817 12 9\*  
Z=17.45 M= 2.53



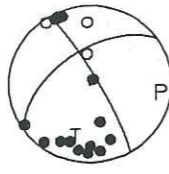
880818 2217  
Z=21.90 M= 3.72



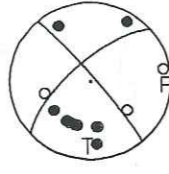
880806 421  
Z=25.80 M= 2.82



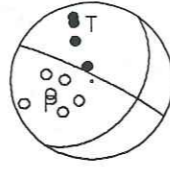
880810 5 4\*  
Z=54.08 M= 3.25



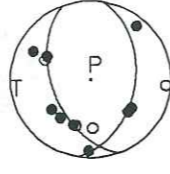
880814 727  
Z=19.51 M= 2.97



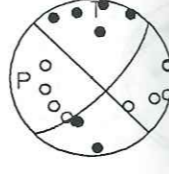
880815 648  
Z=58.60 M= 2.45



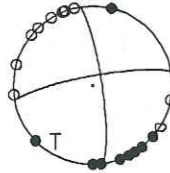
880818 9 1  
Z=13.88 M= 3.61



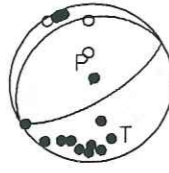
880819 152  
Z= 9.99 M= 3.24



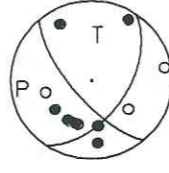
880807 239  
Z=32.24 M= 2.68



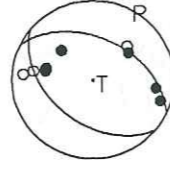
880810 5 4\*  
Z=54.08 M= 3.25



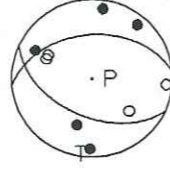
880814 727\*  
Z=19.51 M= 2.97



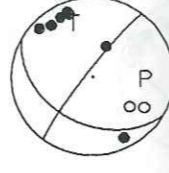
880815 20 8  
Z=20.16 M= 2.83



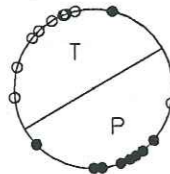
880818 1013  
Z=15.12 M= 3.26



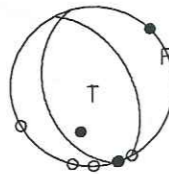
880819 1712  
Z=19.05 M= 2.51



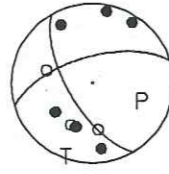
880807 239\*  
Z=32.24 M= 2.68



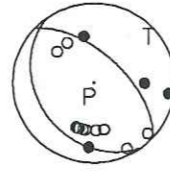
880810 848  
Z= .09 M= 2.97



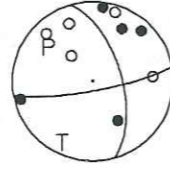
880814 728  
Z=16.83 M= 3.66



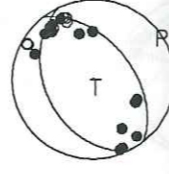
880816 2134  
Z=17.01 M= 4.54



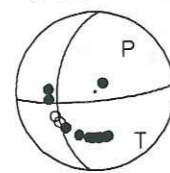
880818 12 0  
Z=11.93 M= 2.40



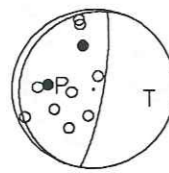
880820 1429  
Z=13.02 M= 2.49



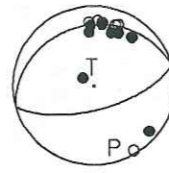
880809 1234  
Z=32.26 M= 3.19



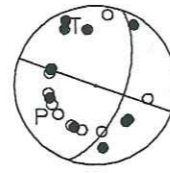
880810 2022  
Z=52.06 M= 2.20



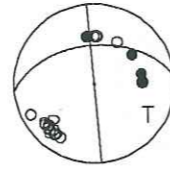
880814 1328  
Z=10.51 M= 2.15



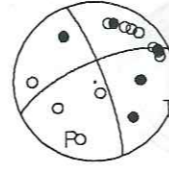
880817 210  
Z=20.84 M= 4.30



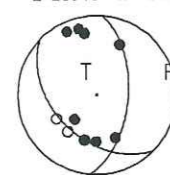
880818 1310  
Z=23.13 M= 3.81



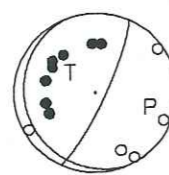
880820 1530  
Z=89.43 M= 3.11



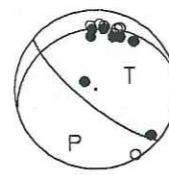
880809 13 9  
Z=21.46 M= 3.09



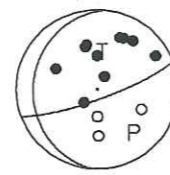
880813 2229  
Z=13.01 M= 3.28



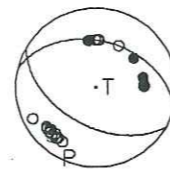
880814 1328\*  
Z=10.51 M= 2.15



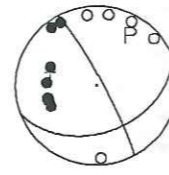
880817 1157  
Z=28.01 M= 3.13



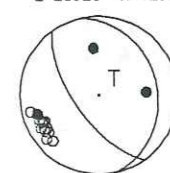
880818 1310\*  
Z=23.13 M= 3.81



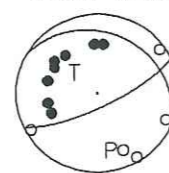
880820 1532  
Z=16.05 M= 2.85



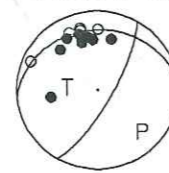
880810 1 6  
Z=20.21 M= 2.89



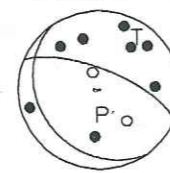
880813 2229\*  
Z=13.01 M= 3.28



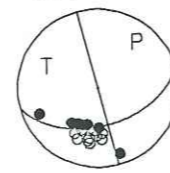
880814 1613  
Z=10.55 M= 2.07



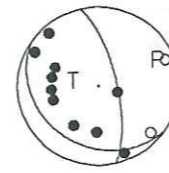
880817 12 8  
Z=17.45 M= 2.53



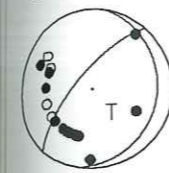
880818 18 7  
Z=22.08 M= 2.43



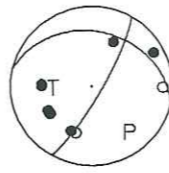
880821 345  
Z=18.92 M= 3.08



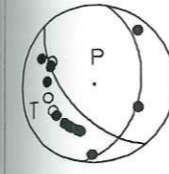
880821 1523  
Z=16.18 M= 3.77



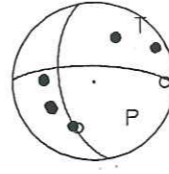
880824 1213  
Z=18.09 M= 4.04



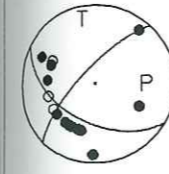
880821 1523\*  
Z=16.18 M= 3.77



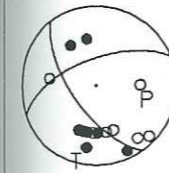
880824 1213\*  
Z=18.09 M= 4.04



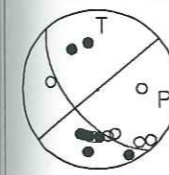
880821 1523\*  
Z=16.18 M= 3.77



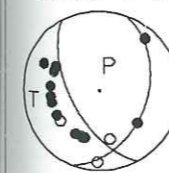
880821 1951  
Z=18.21 M= 3.60



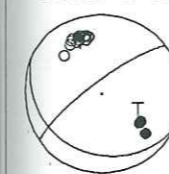
880821 1951\*  
Z=18.21 M= 3.60



880821 2125  
Z=15.59 M= 3.23



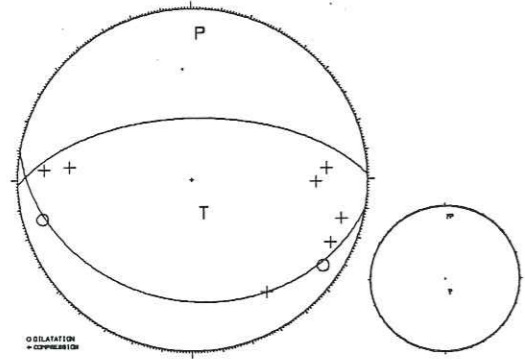
880822 11 5  
Z=27.36 M= 2.52



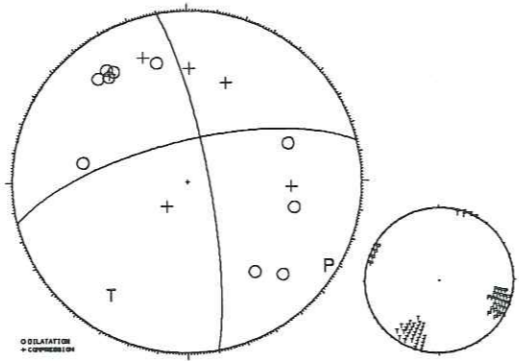


**III.3 Détail des résultats de FPET**

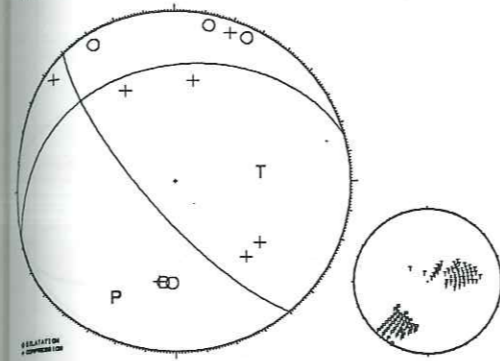
no. Let  
880711 1554 18.38 25-4.30 23-43.31 7.72 1.84 16 168 14.0 .26 2.2 3.2 c  
150 30 100 .00 9 8.05 .27 .00 0 0 0  
358 60 64



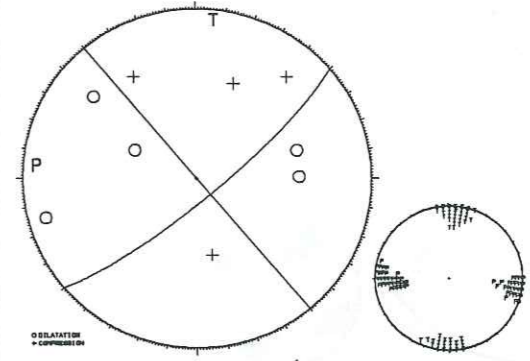
no. Let  
880712 6 2 18.68 36-33.48 24-13.45 108.95 2.68 23 77 27.0 .52 2.5 2.8 c  
80 80 20 .19 16 8.05 .63 .00 8 10 0  
348 70 168



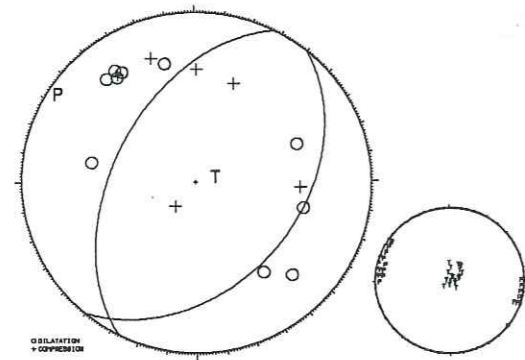
no. Let  
880714 1318 12.06 38-43.74 23-24.87 14.53 3.00 25 117 85.0 .35 1.4 1.6 d  
232 75 120 .17 12 8.05 .63 .00 8 13 10  
344 55 28



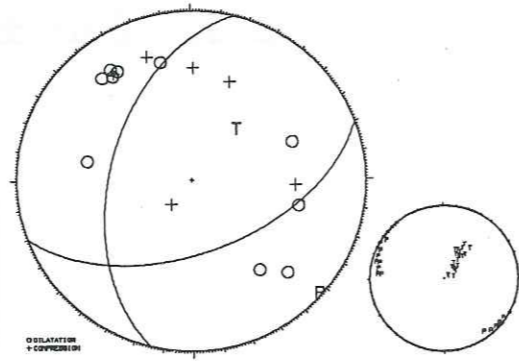
no. Let  
880714 17 8 12.33 37-42.85 23-1.35 17.40 2.03 16 85 11.0 .19 .0 .6 b  
50 50 -10 .00 8 8.05 .62 .00 8 10 20  
140 60 -160



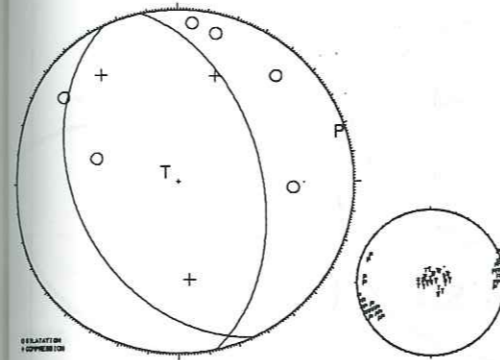
no. Let  
880712 8 2 18.68 36-33.48 24-13.45 108.95 2.68 23 77 27.0 .52 2.5 2.8 c  
150 40 100 .19 16 8.05 .61 .00 10 3 5 c  
287 50 81



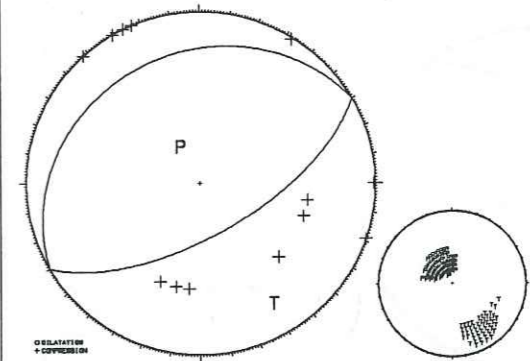
no. Let  
880712 6 2 18.68 36-33.48 24-13.45 108.95 2.68 23 77 27.0 .52 2.5 2.8 c  
160 55 130 .19 16 8.05 .64 .00 5 3 5 \*  
284 51 47



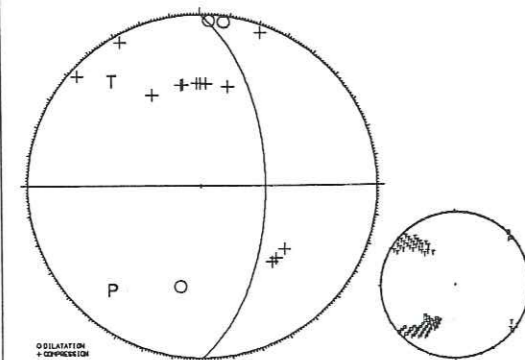
no. Let  
880714 2040 33.24 37-42.10 23- .85 13.24 2.00 15 113 11.0 .20 .9 1.8 b  
145 40 80 .11 9 8.05 .50 .00 5 8 0  
77 50 98



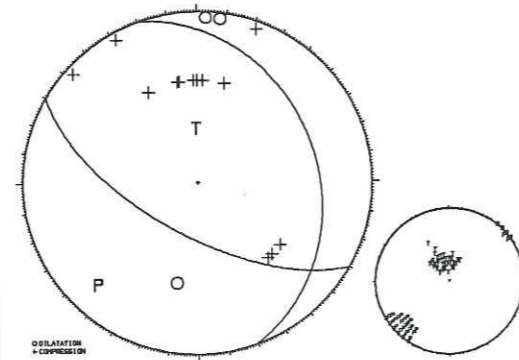
no. Let  
880714 2117 1.46 36-42.04 23-43.34 -.71 2.48 15 77 34.0 .26 .8 1.5 c  
150 65 -90 .00 13 8.05 .68 .00 18 15 10  
320 25 -90



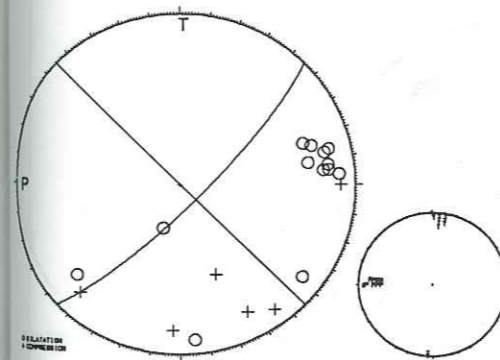
no. Let  
880713 1038 30.11 38-44.00 23-26.17 8.96 3.82 34 65 85.0 .51 1.4 1.7 d  
50 65 -180 .06 16 8.05 .64 .00 5 8 30  
0 50 -30



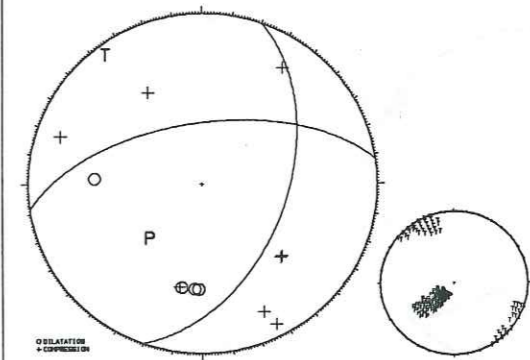
no. Let  
880713 1038 30.11 38-44.00 23-26.17 8.96 3.82 34 65 85.0 .51 1.4 1.7 d  
210 65 70 .06 16 8.05 .63 .00 8 10 10 \*  
70 31 128



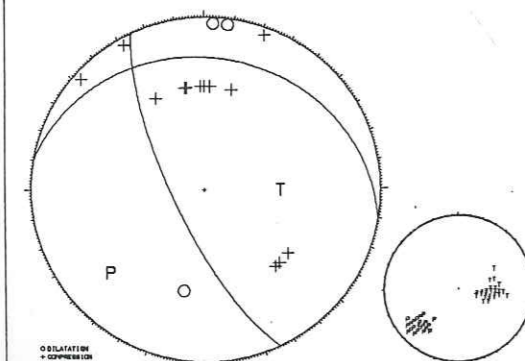
no. Let  
880715 318 96.51 35-21.19 27- 4.85 68.38 3.02 33 203 24.0 .44 2.3 2.2 d  
15 10 -10 .11 18 8.05 .70 .00 3 3 3  
175 80 -180



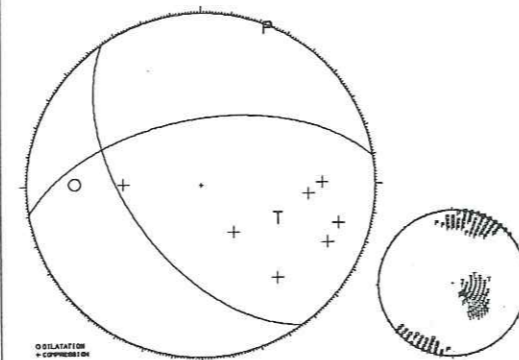
no. Let  
880715 1238 53.53 36-41.62 25-44.52 15.03 2.84 27 68 44.0 .27 .8 .8 c  
110 50 -140 .08 12 8.05 .64 .00 8 3 25  
231 60 -47



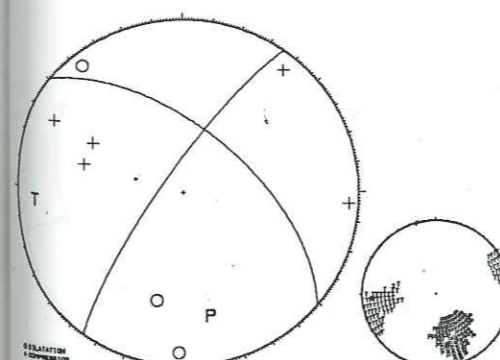
no. Let  
880713 1038 30.11 38-44.00 23-26.17 8.96 3.82 34 65 85.0 .51 1.4 1.7 d  
245 75 110 .06 16 8.05 .55 .00 3 15 5 \*  
10 24 98



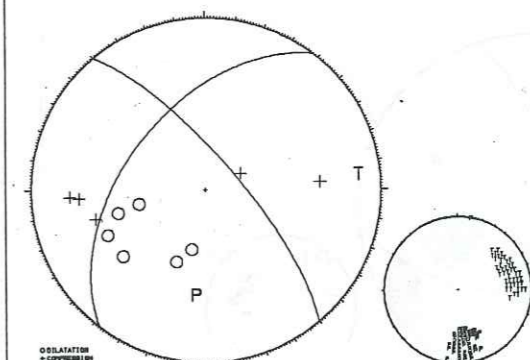
no. Let  
880713 1122 15.13 35- 3.54 25-45.95 13.28 1.57 12 178 7.0 .30 3.3 2.2 c  
235 53 140 .00 8 8.05 .70 .00 10 10 20  
259 58 42

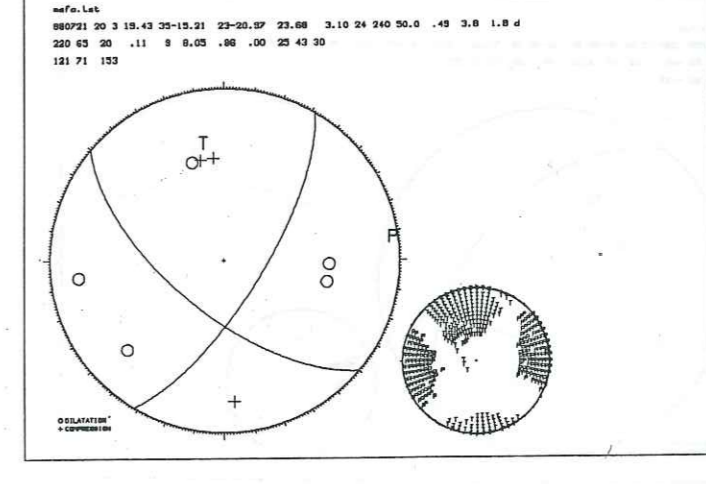
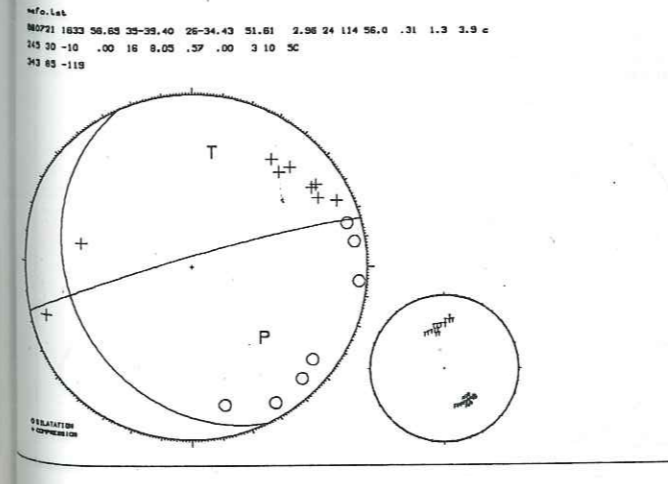
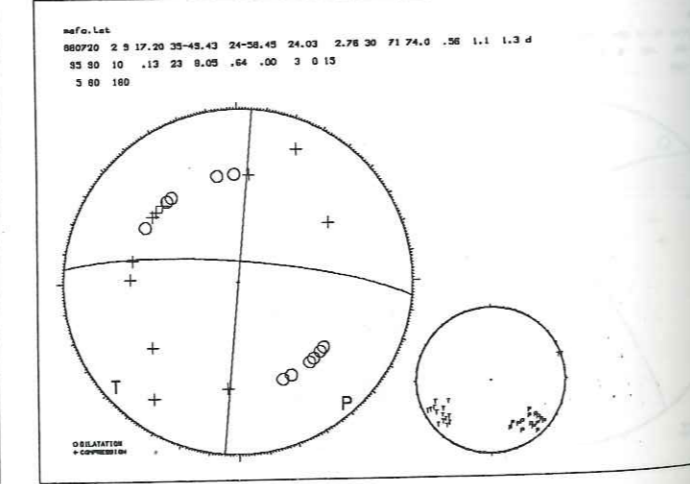
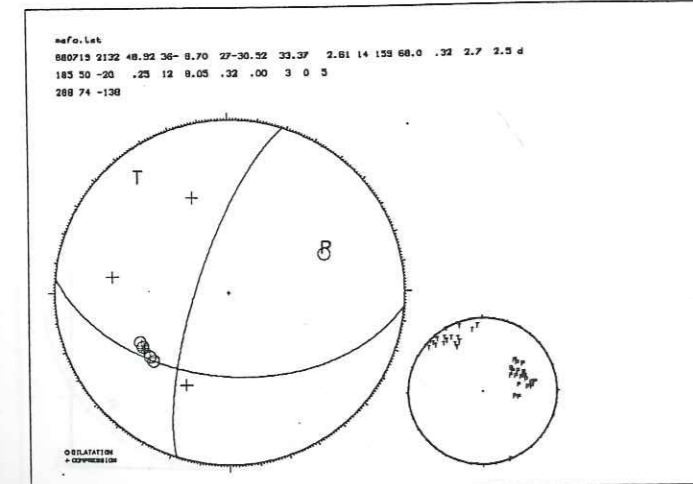
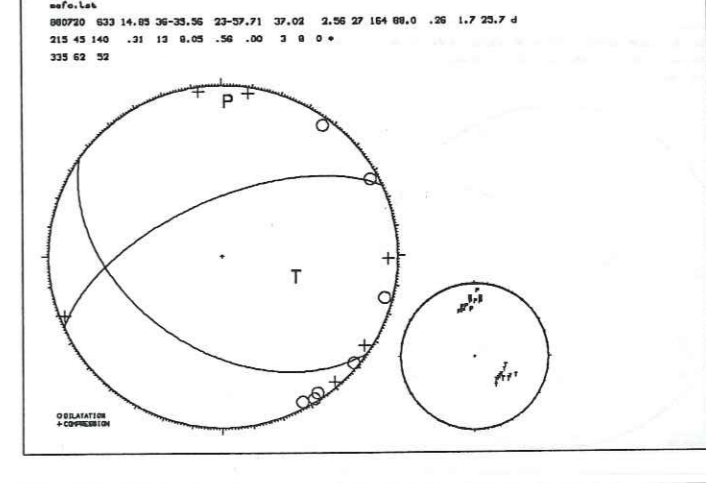
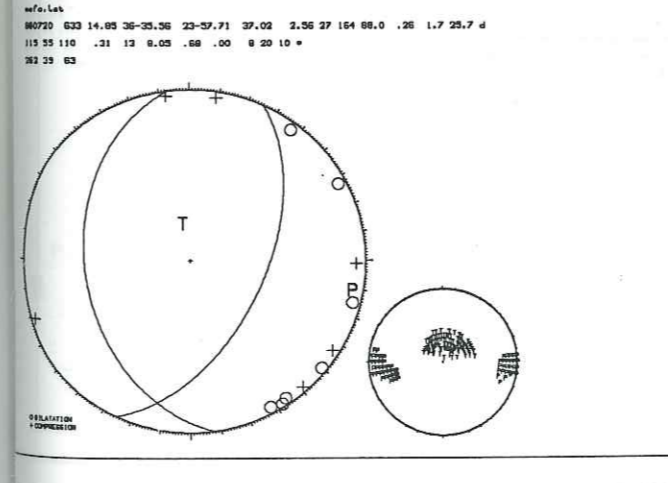
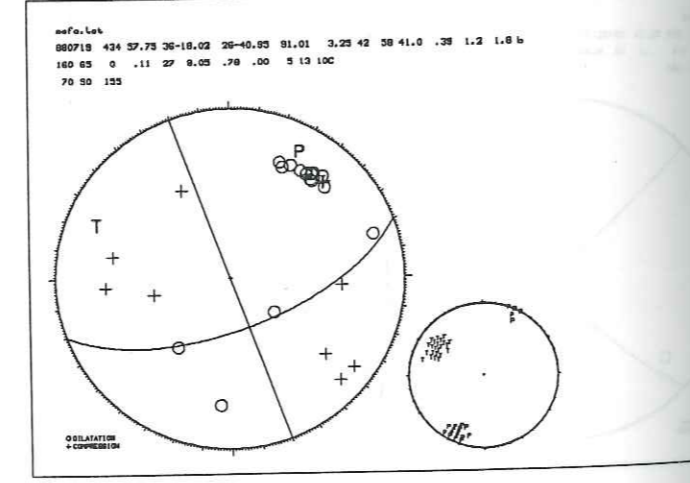
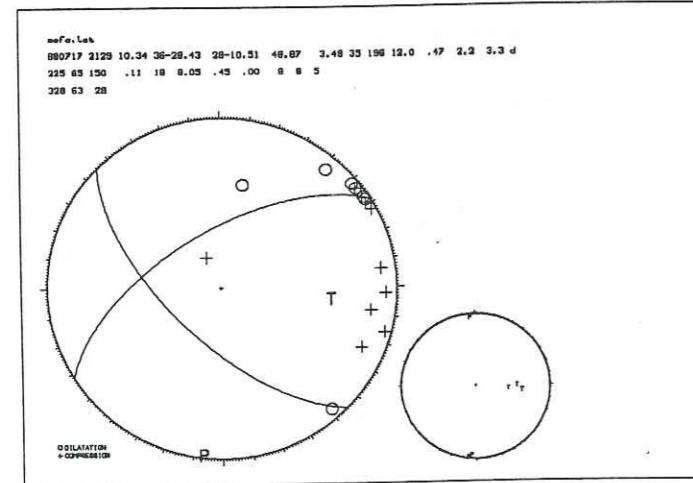
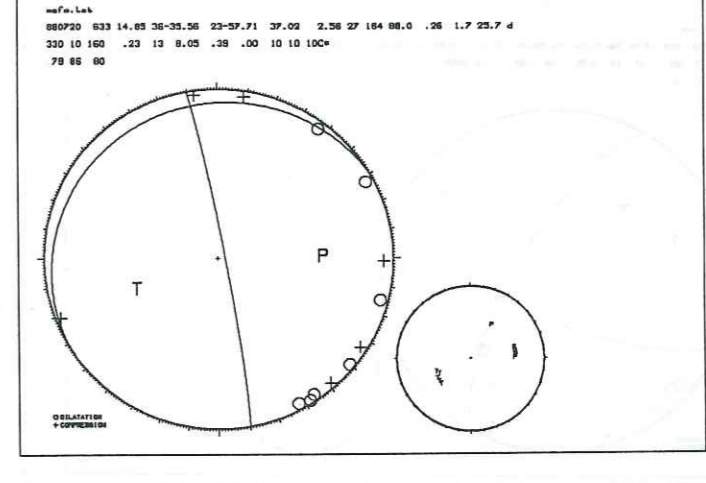
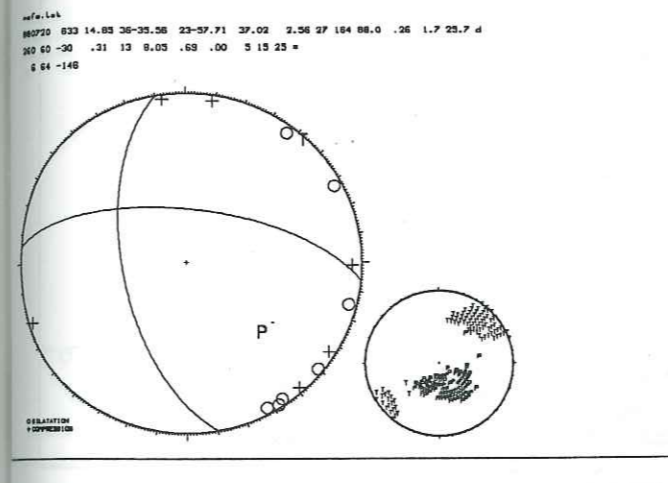
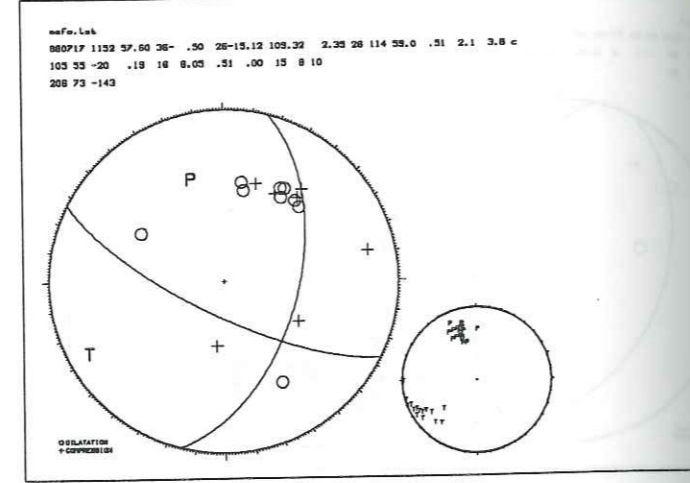
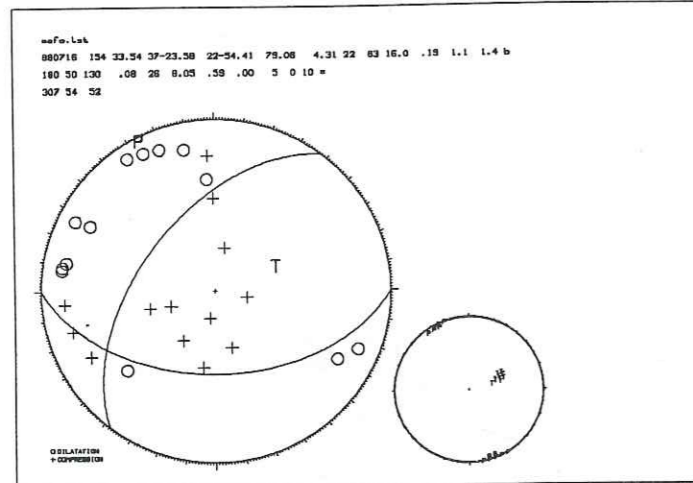
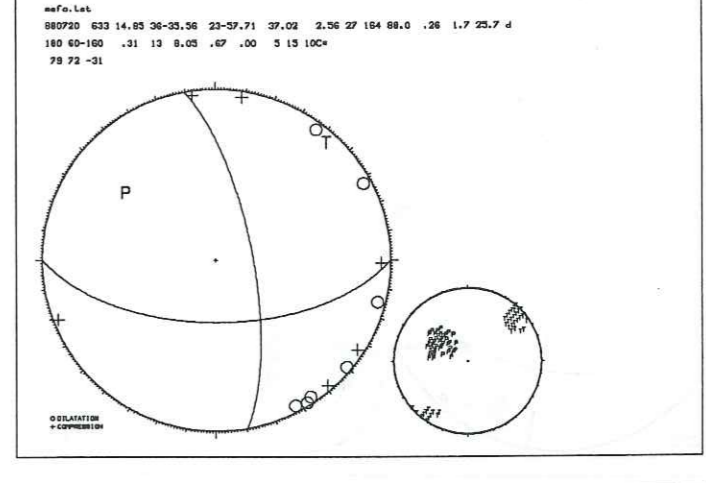
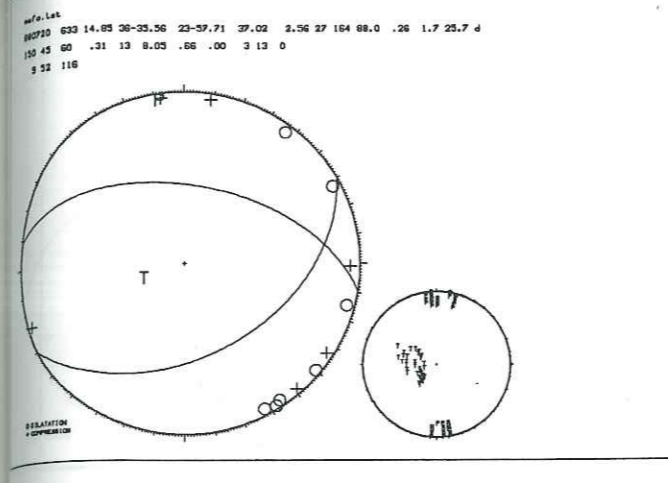
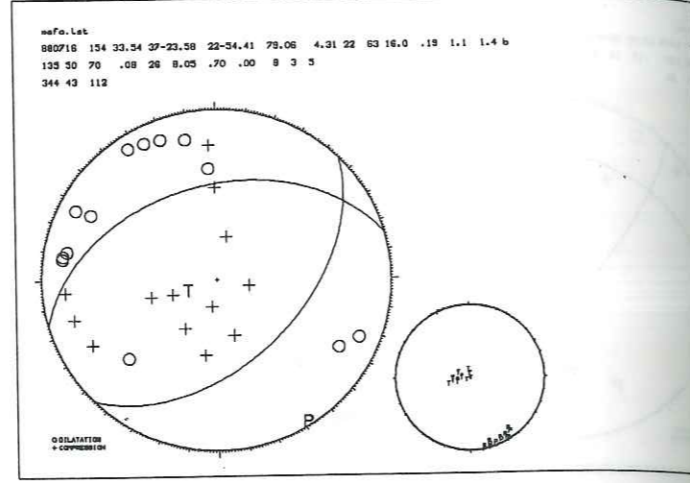
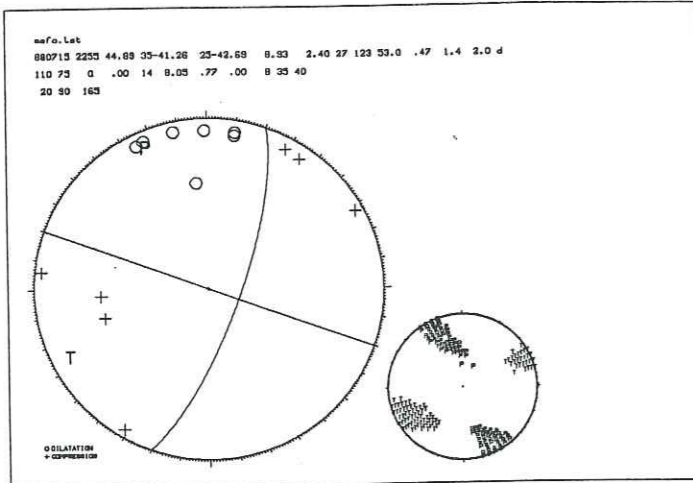


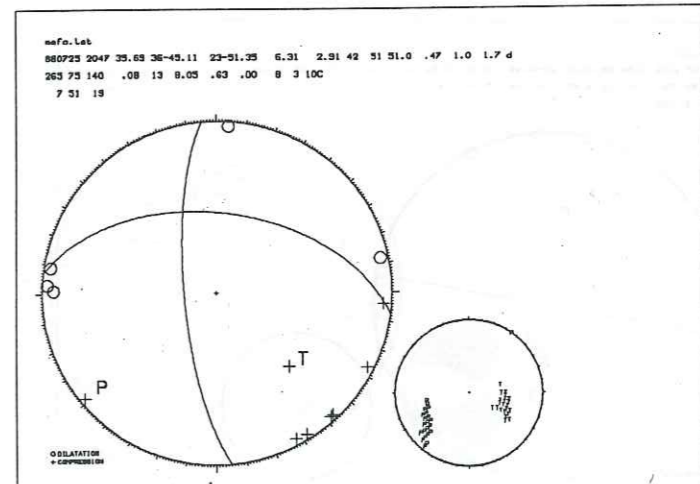
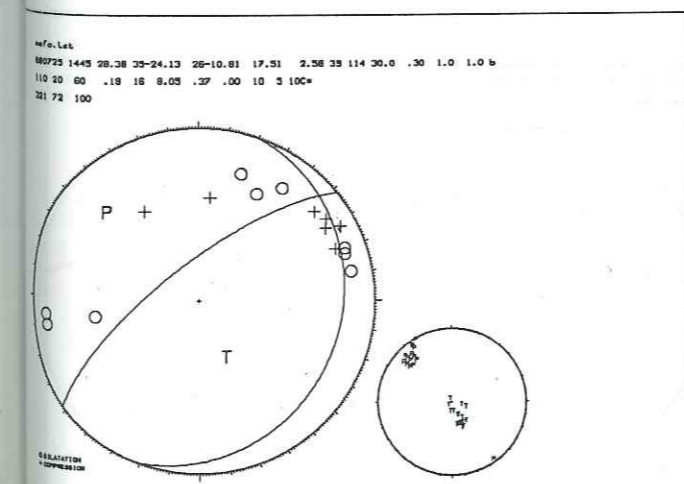
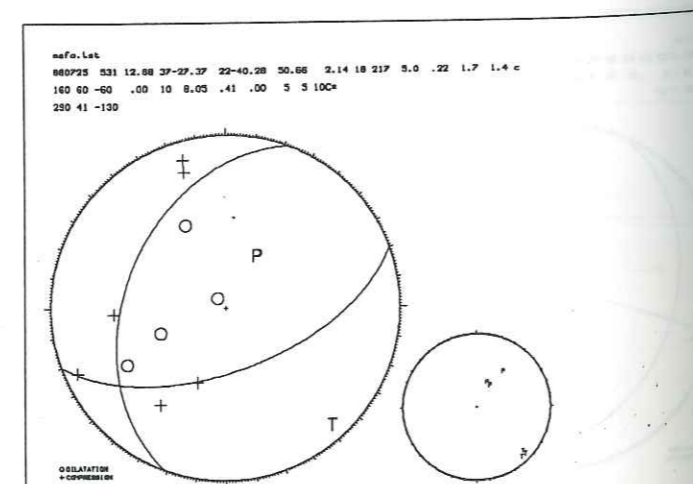
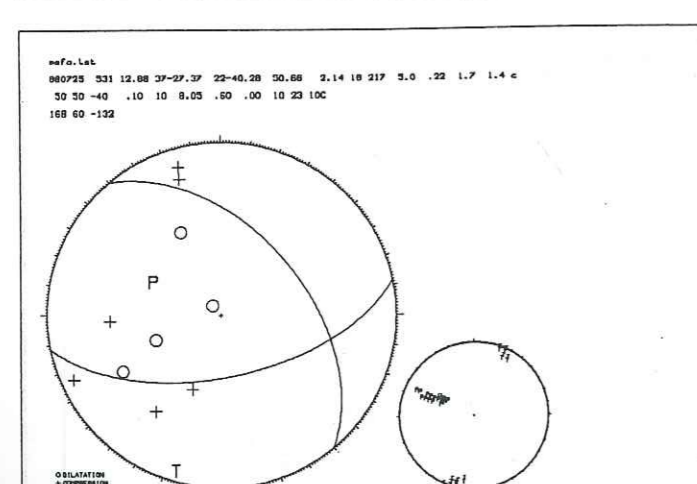
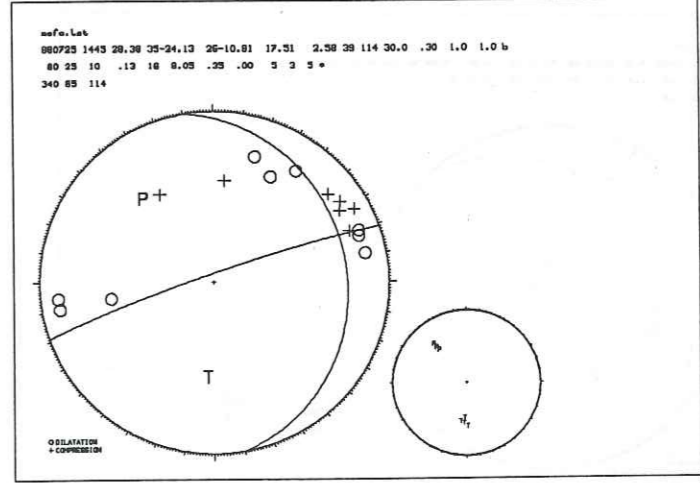
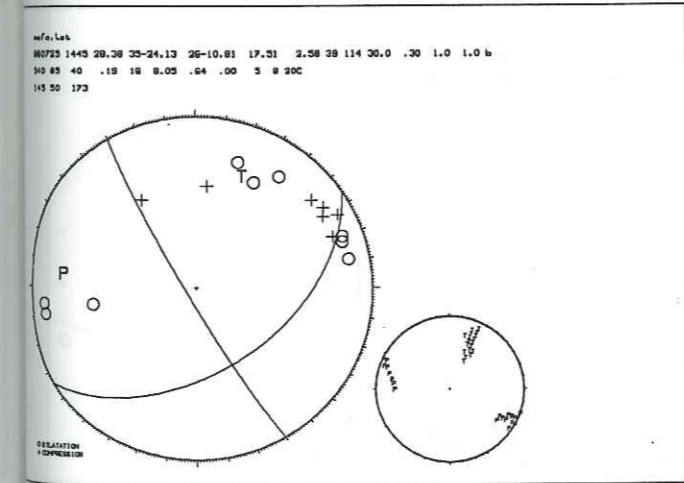
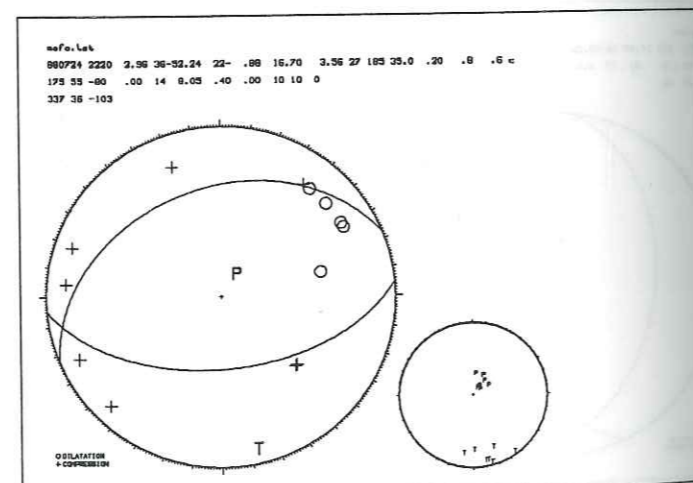
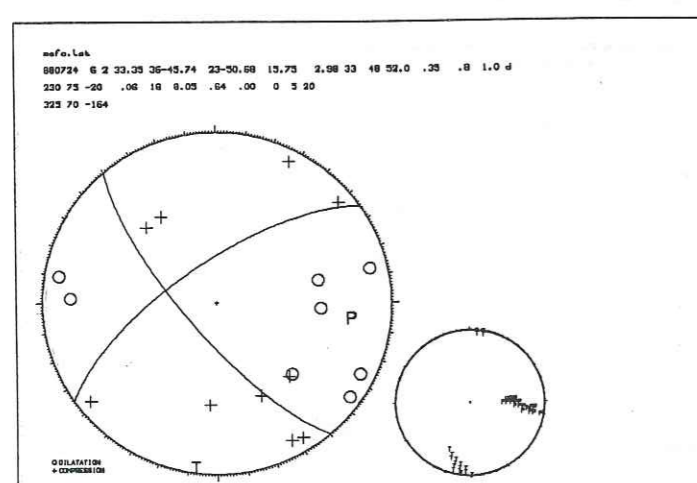
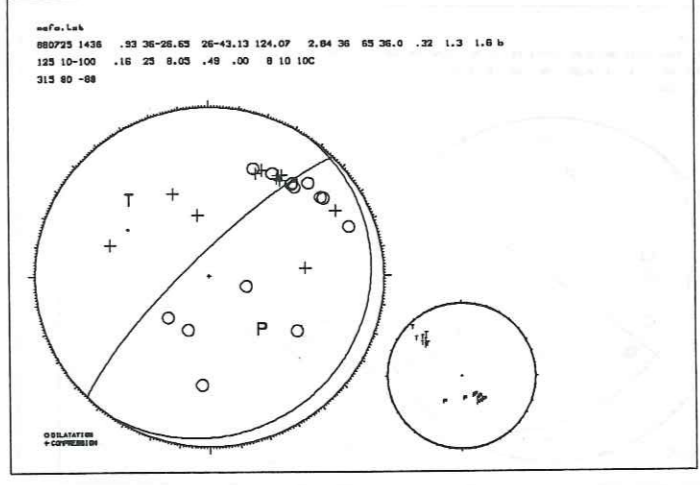
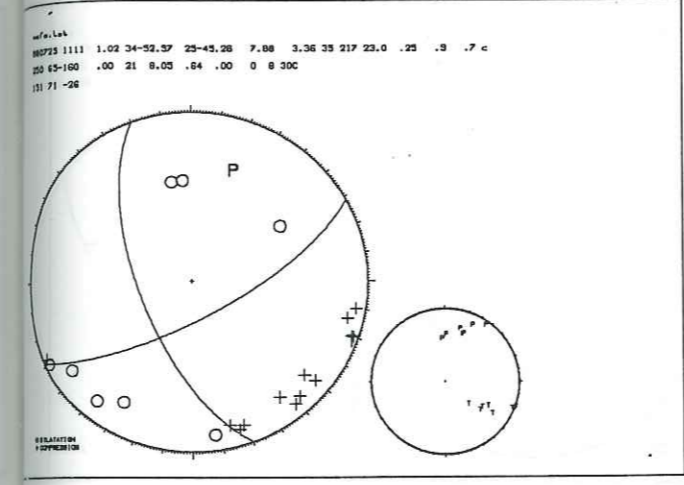
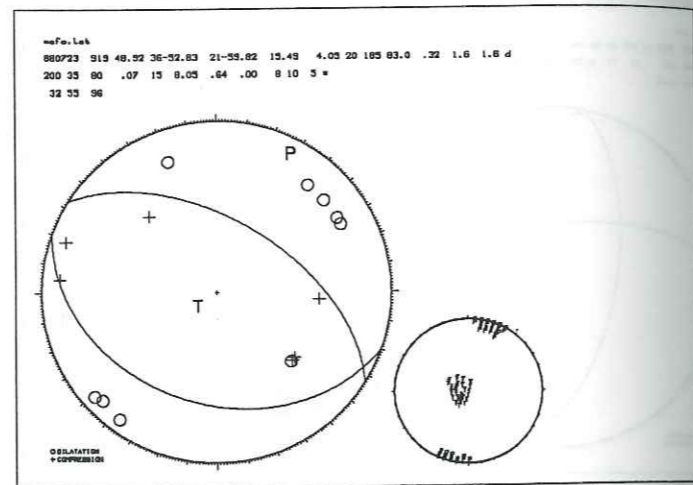
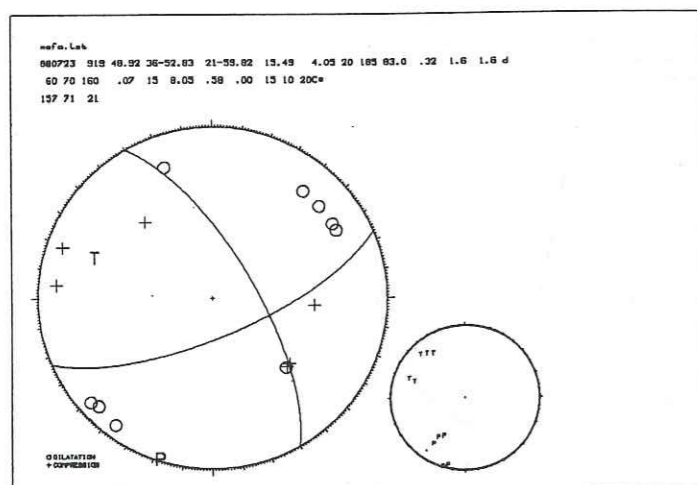
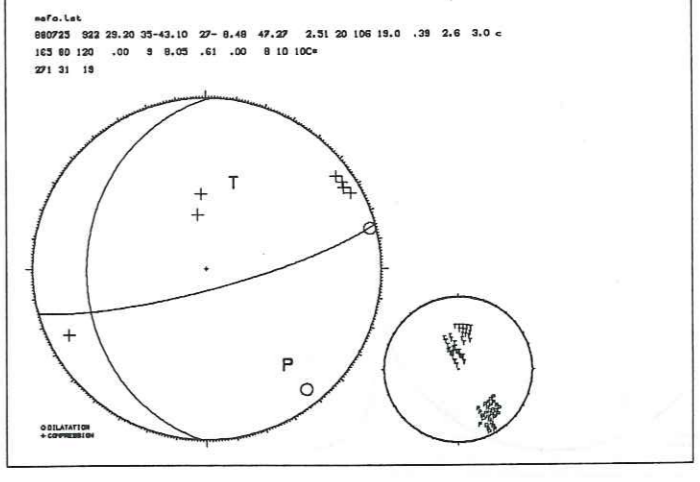
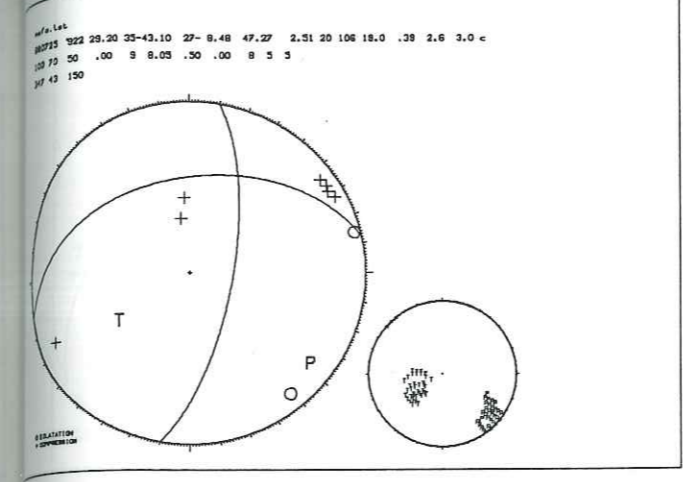
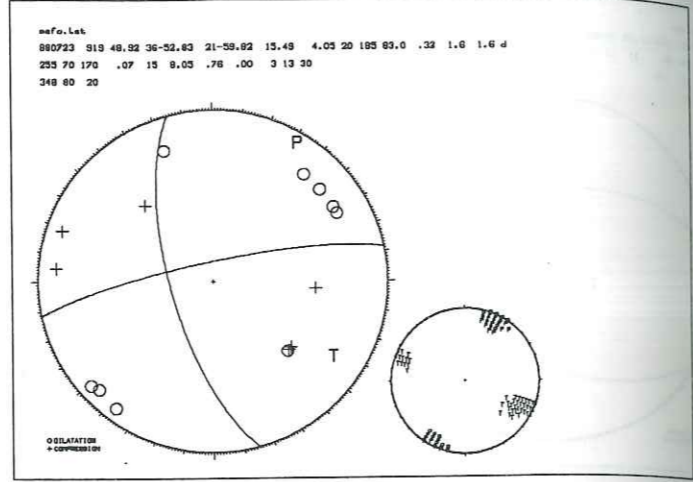
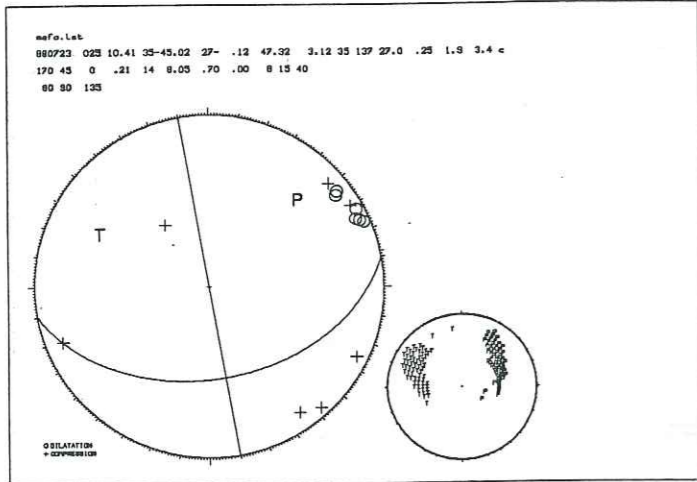
no. Let  
880715 1744 16.14 37- .28 26-48.05 11.78 2.25 20 105 16.0 .33 .9 1.3 c  
305 40 -30 .00 8 8.05 .72 .00 13 20 20  
40 60 -168

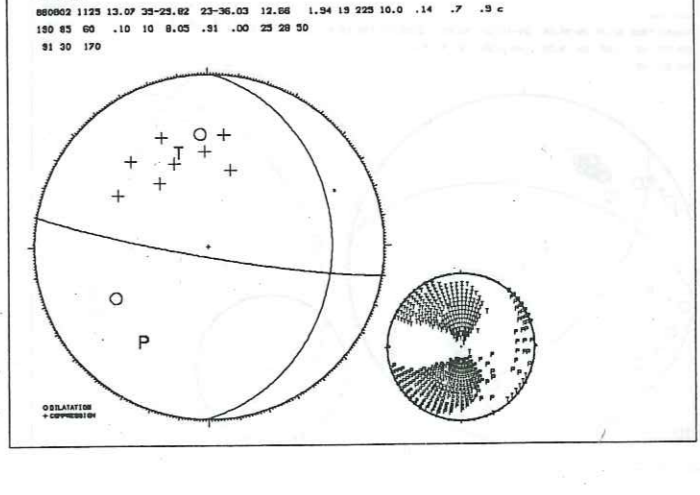
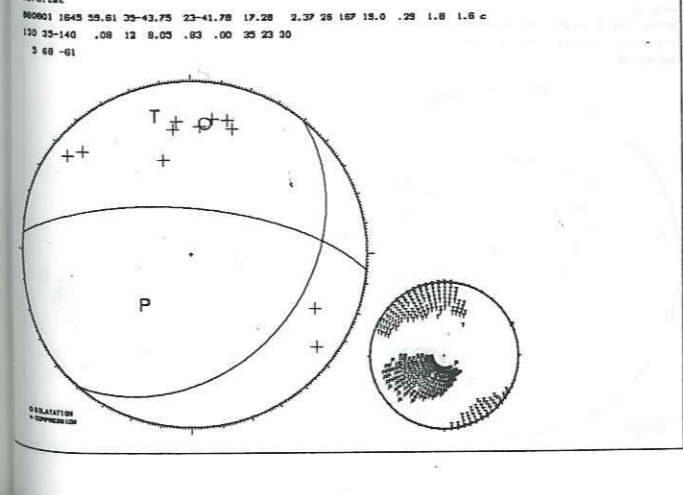
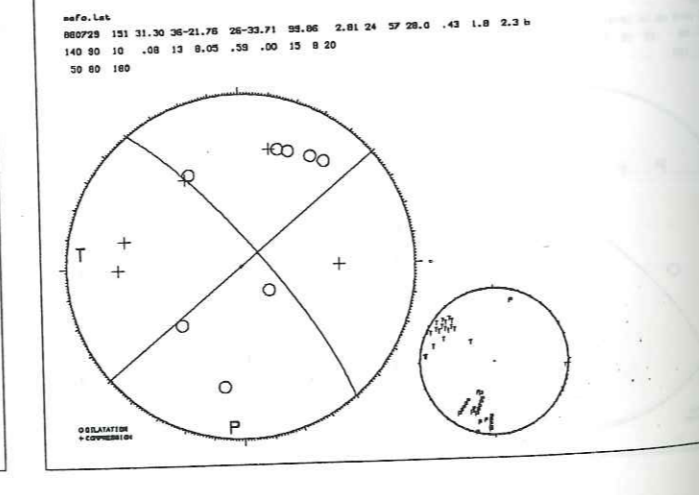
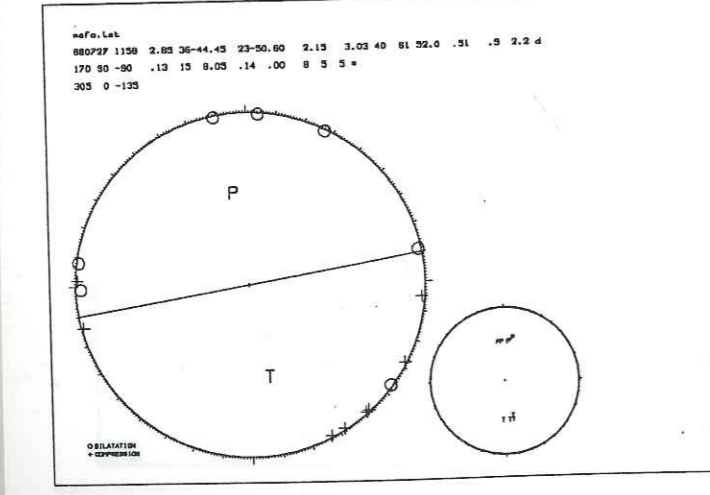
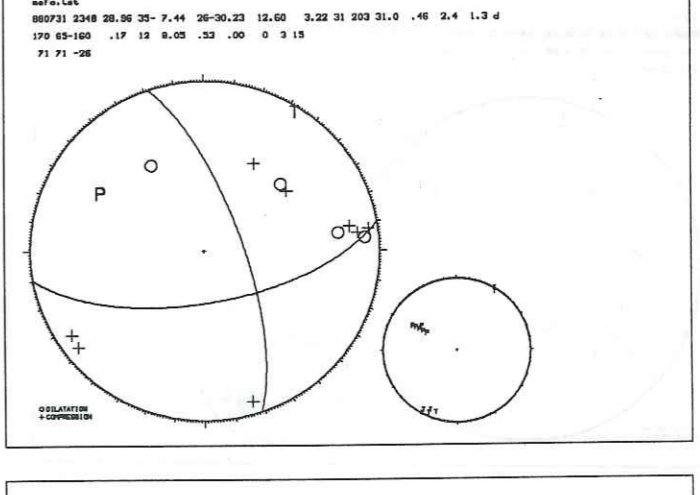
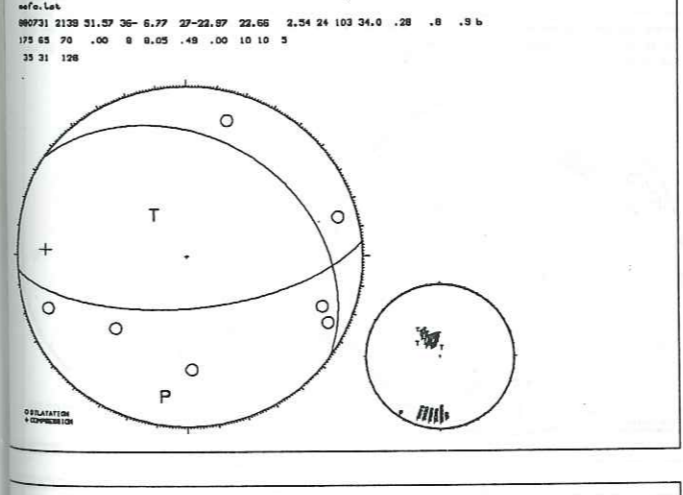
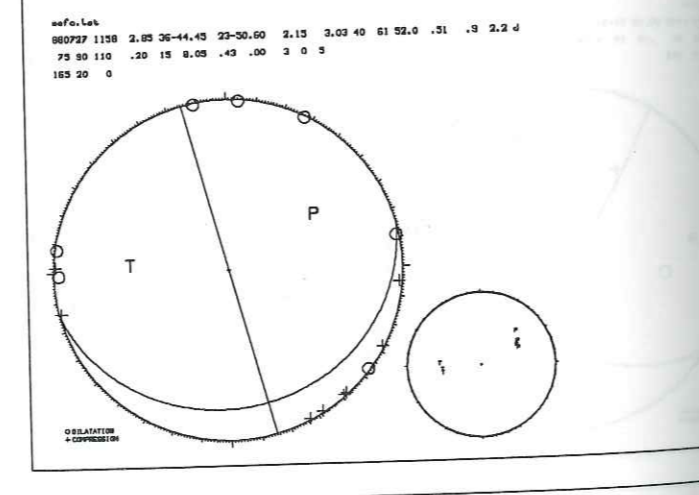
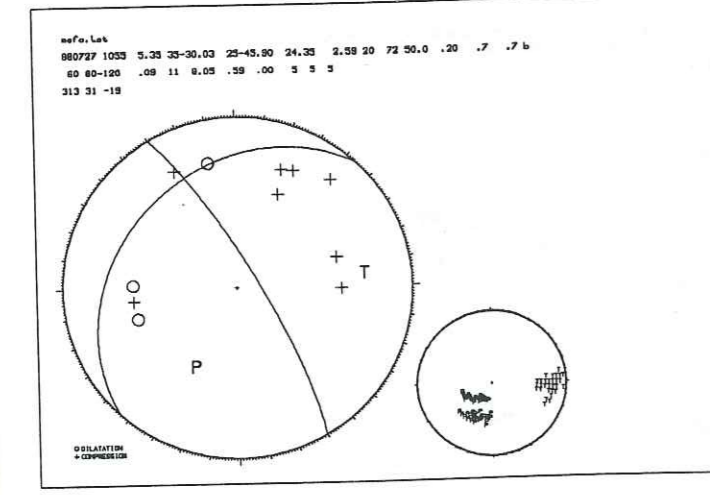
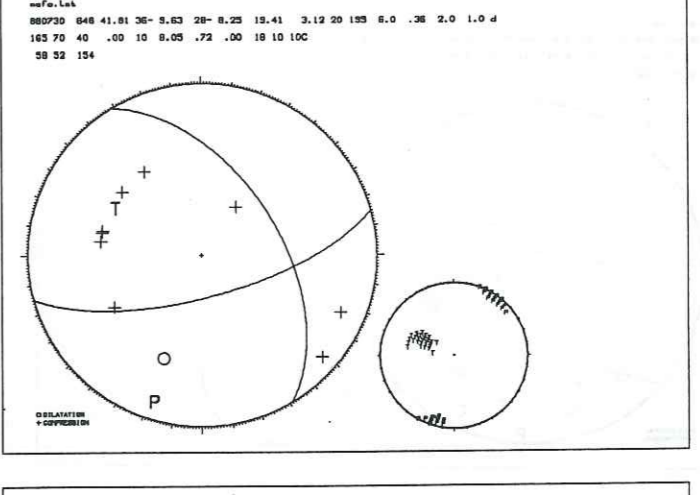
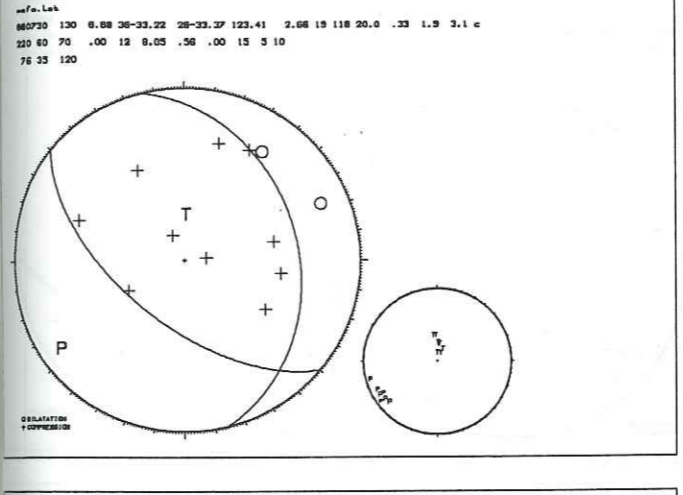
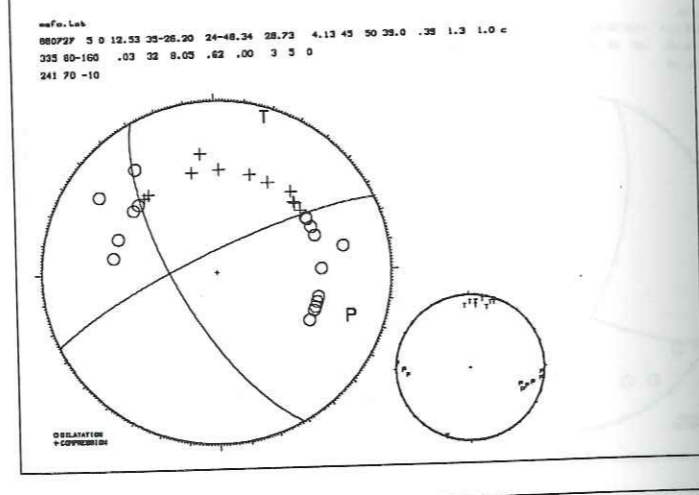
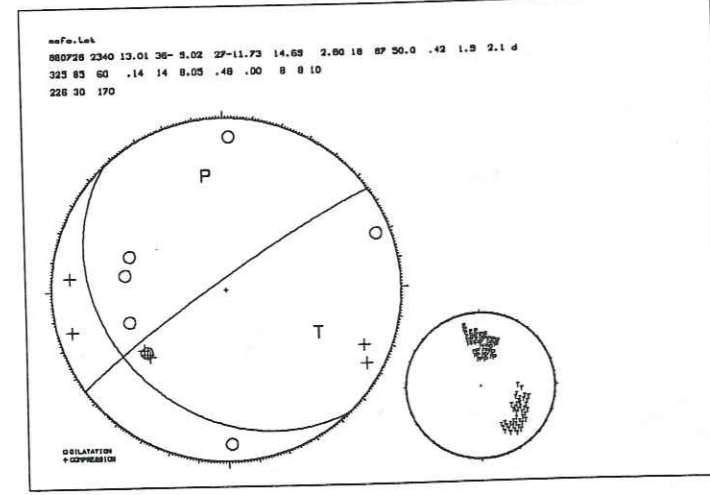
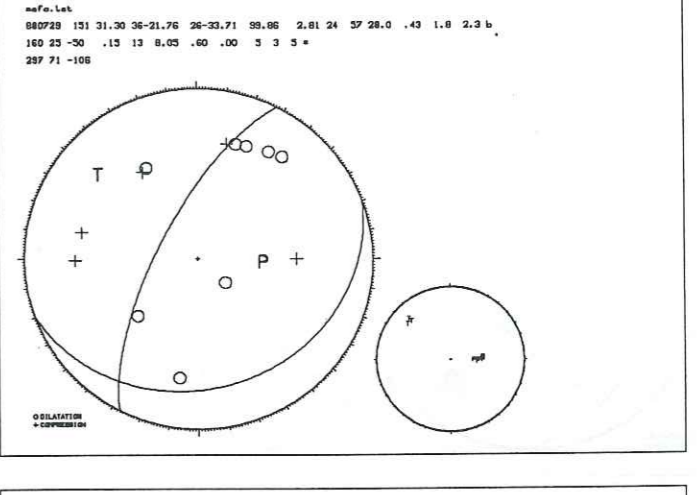
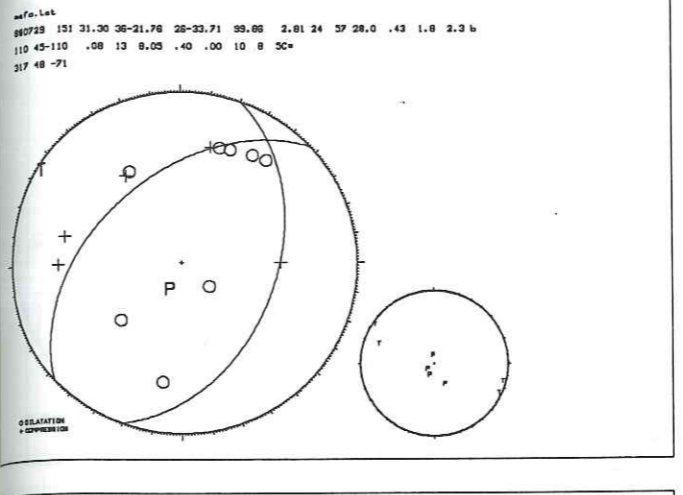
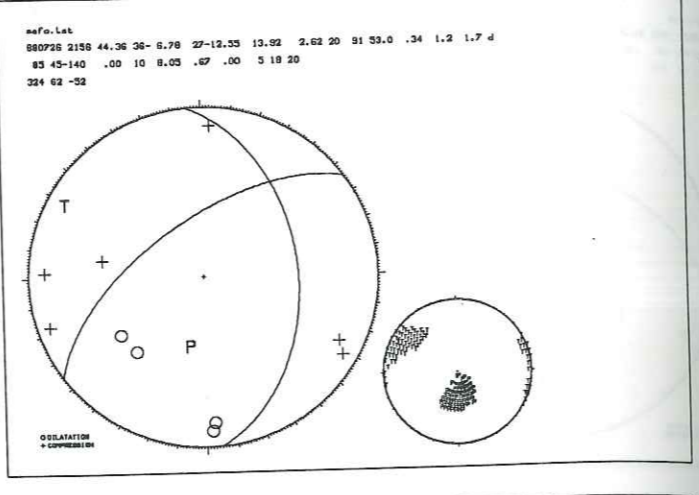
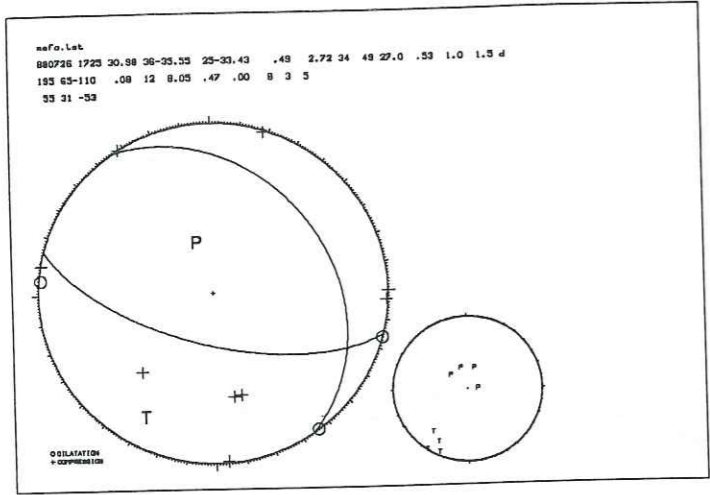


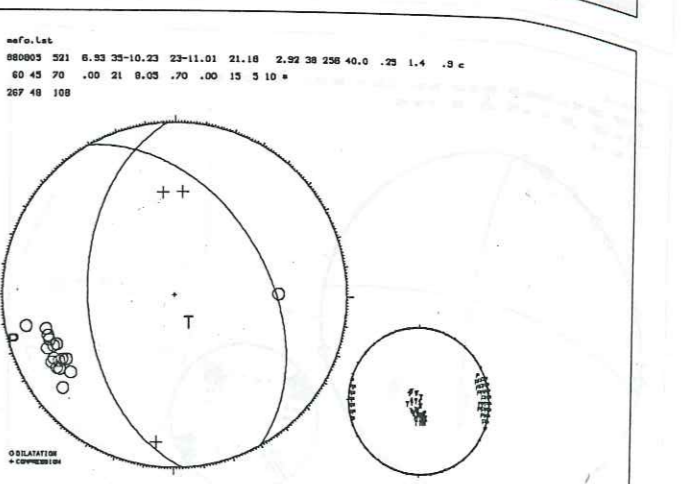
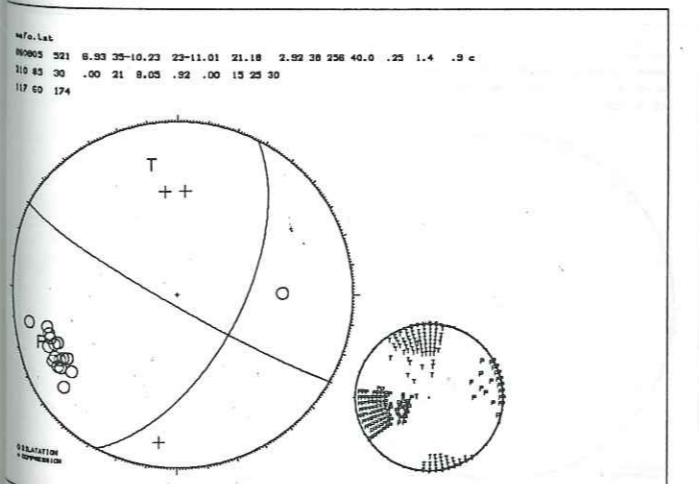
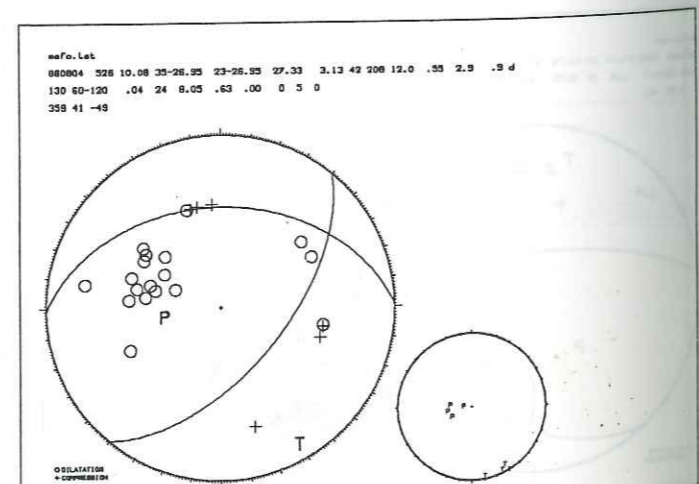
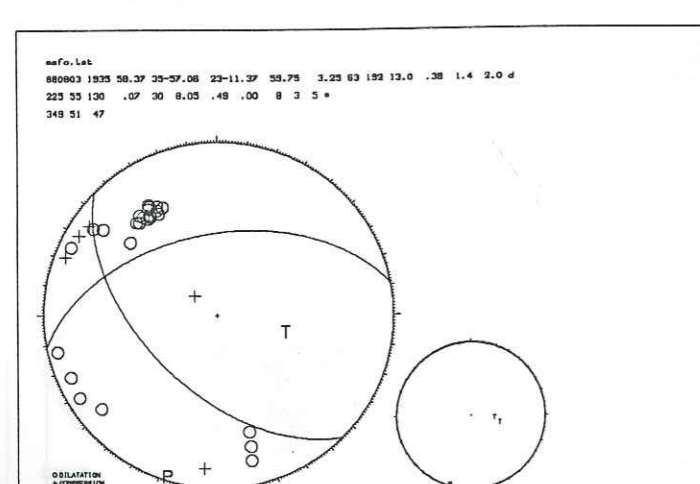
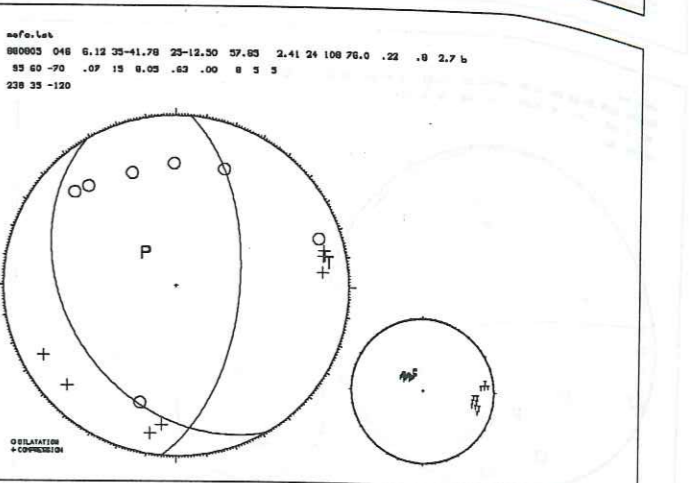
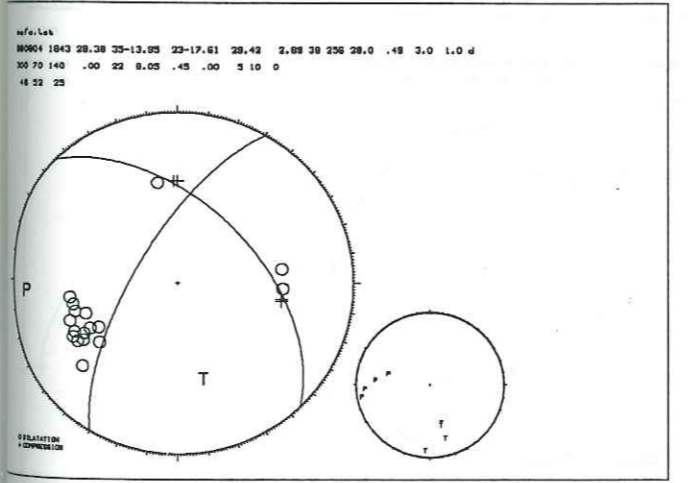
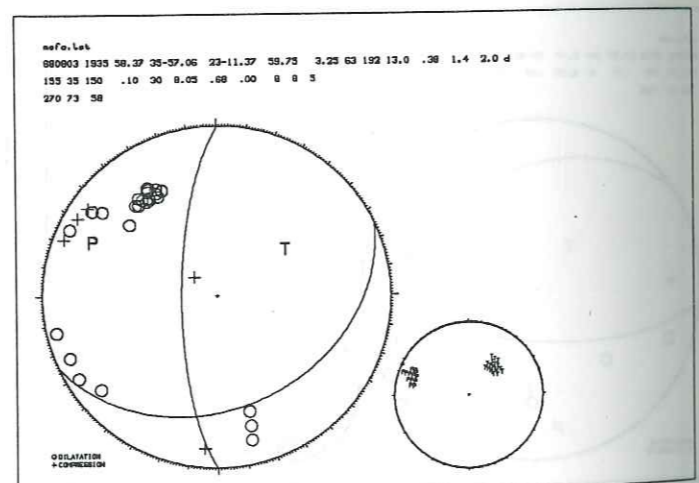
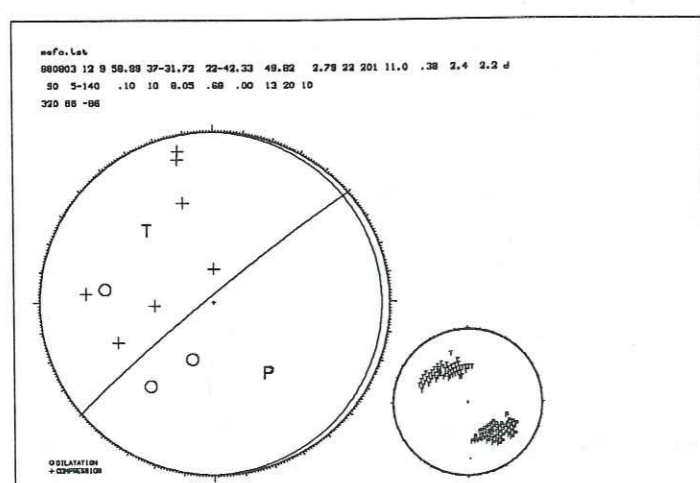
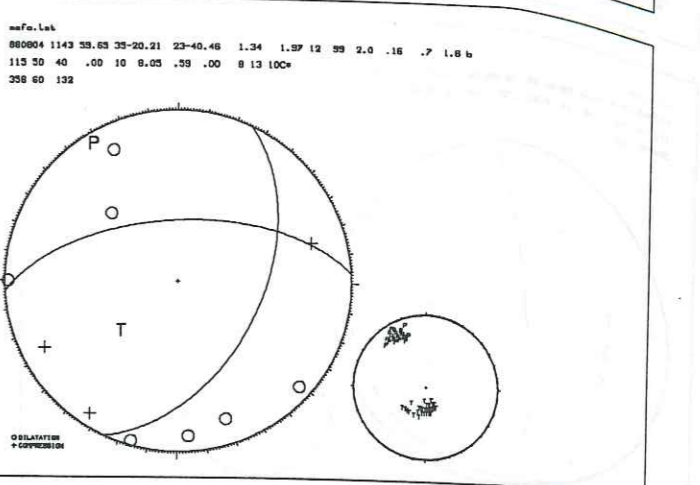
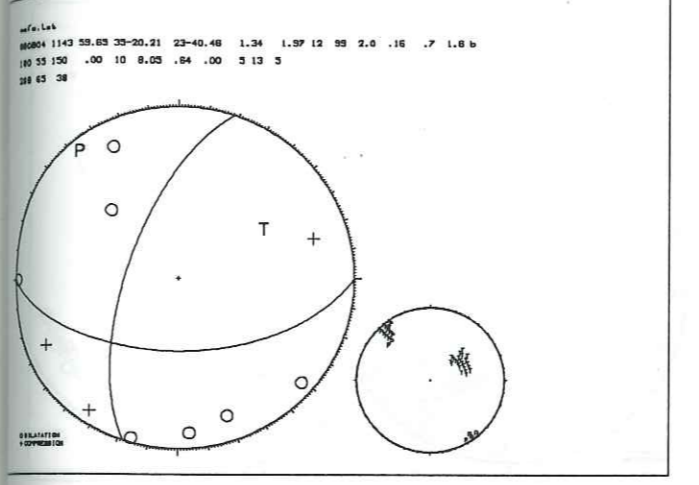
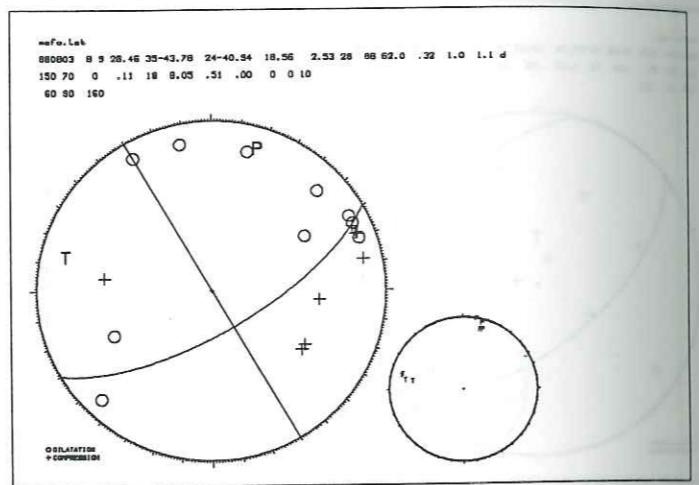
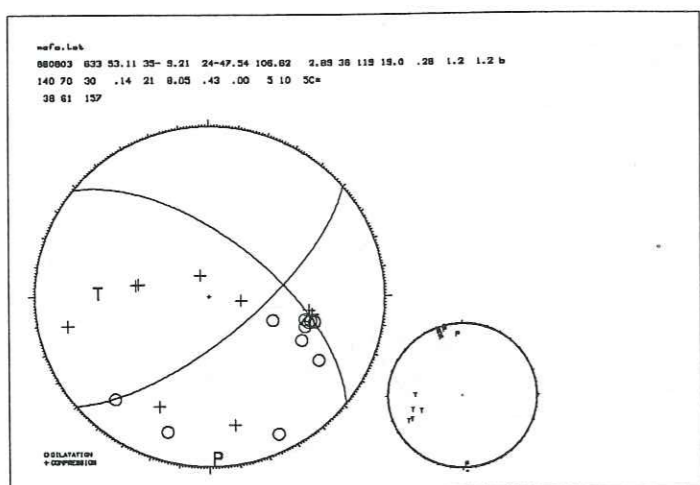
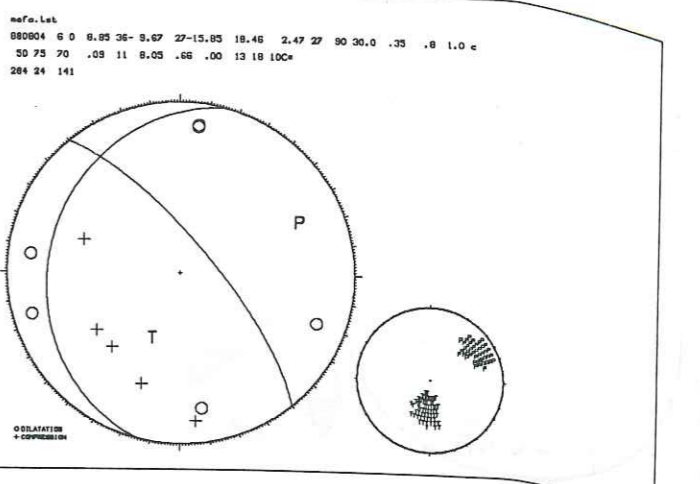
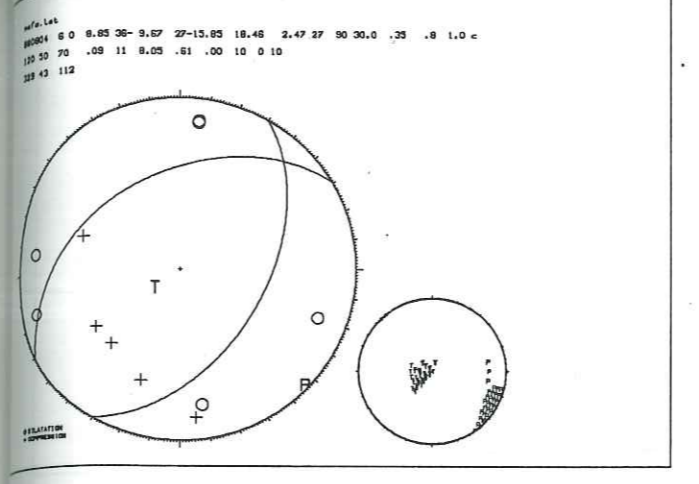
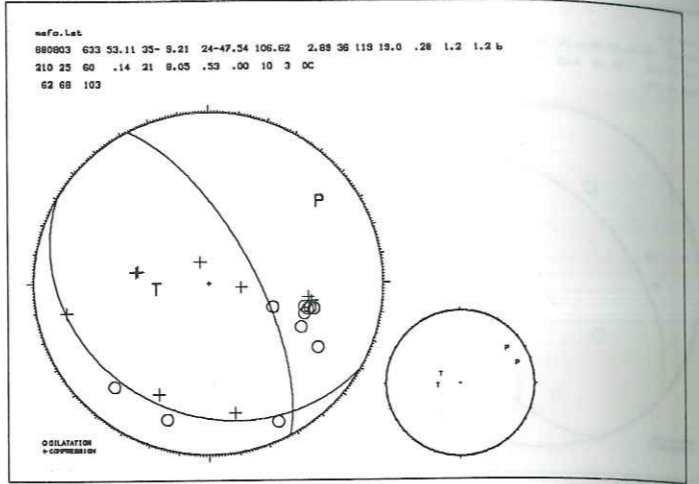
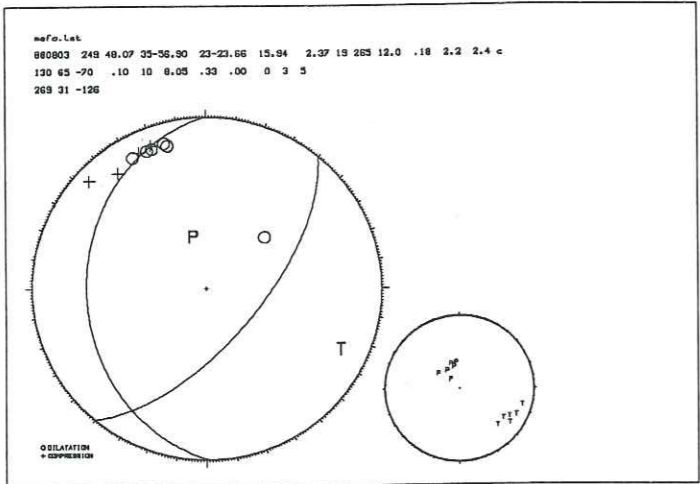
no. Let  
880715 1925 25.42 35- 1.32 23-18.53 27.55 1.91 19 157 8.0 .52 3.8 3.4 d  
50 75 -140 .00 11 8.05 .61 .00 10 8 30  
307 51 -18

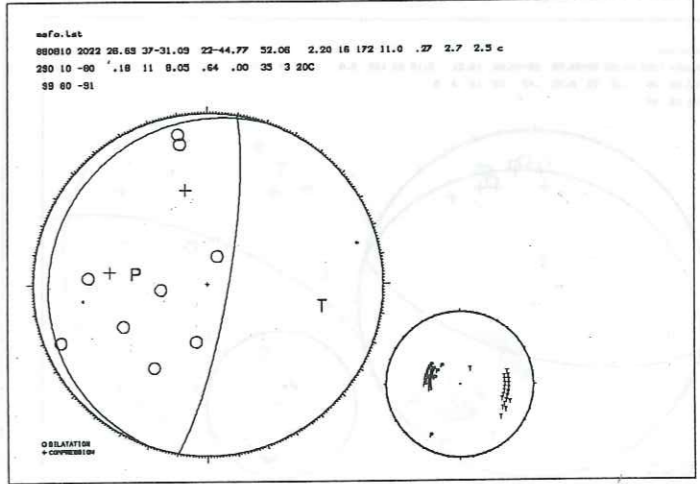
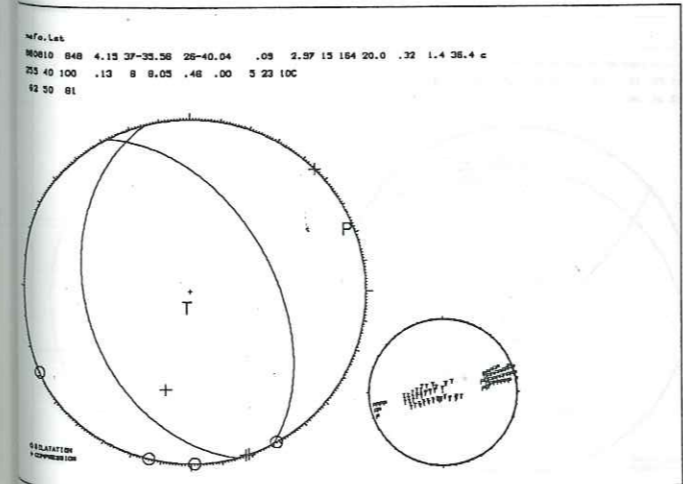
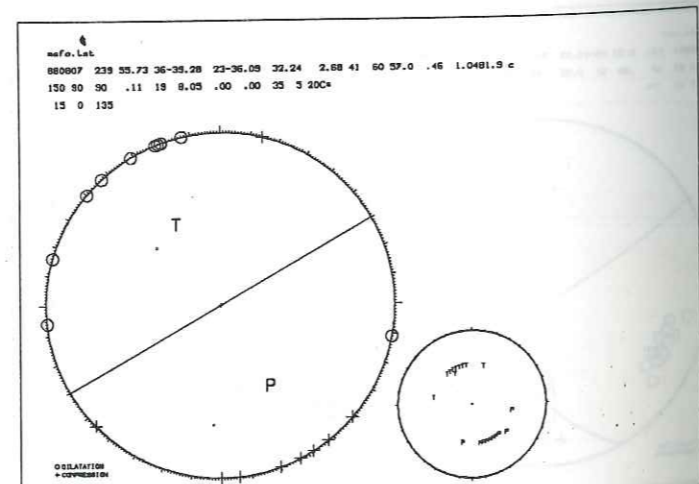
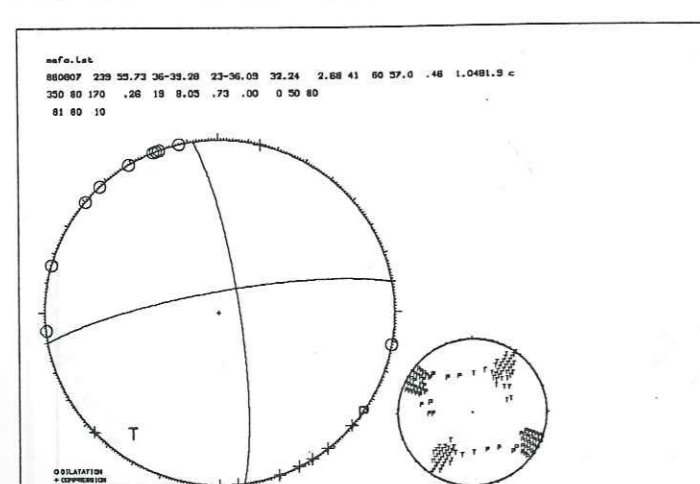
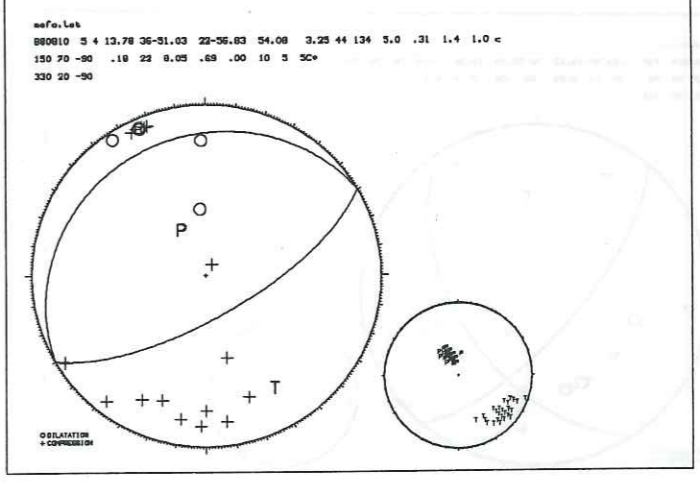
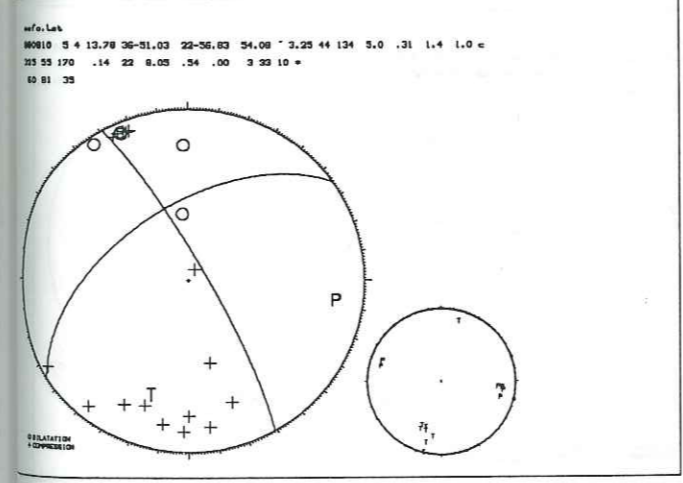
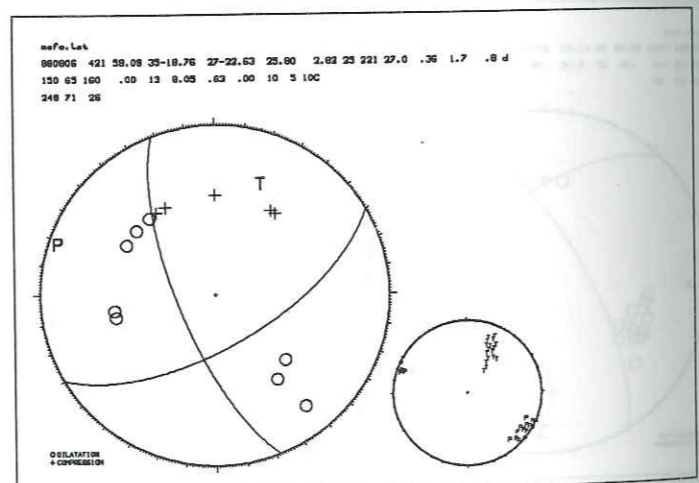
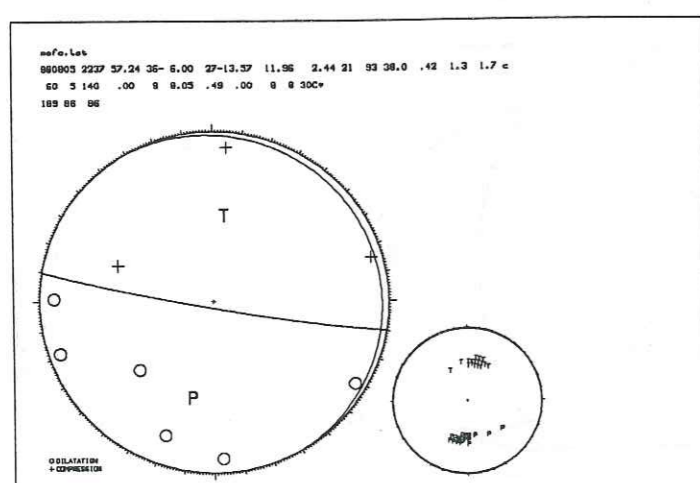
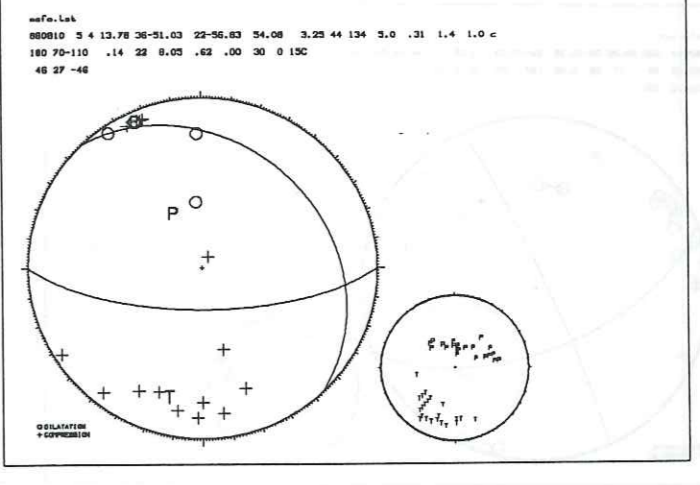
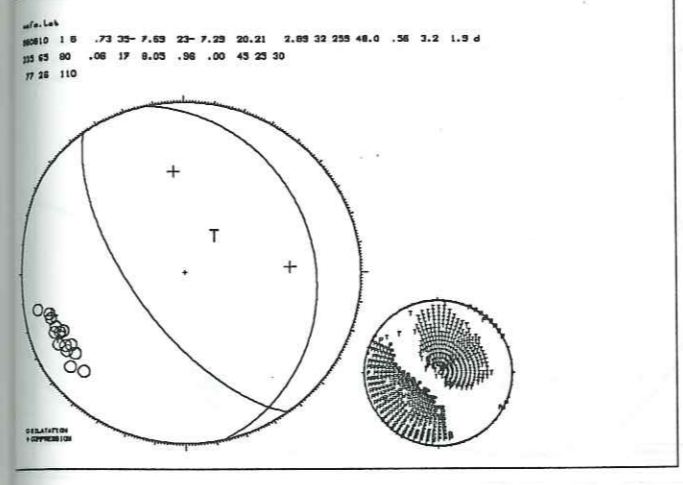
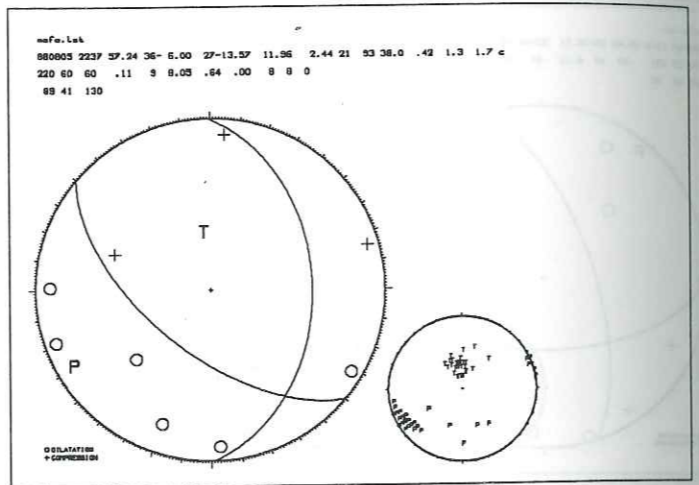
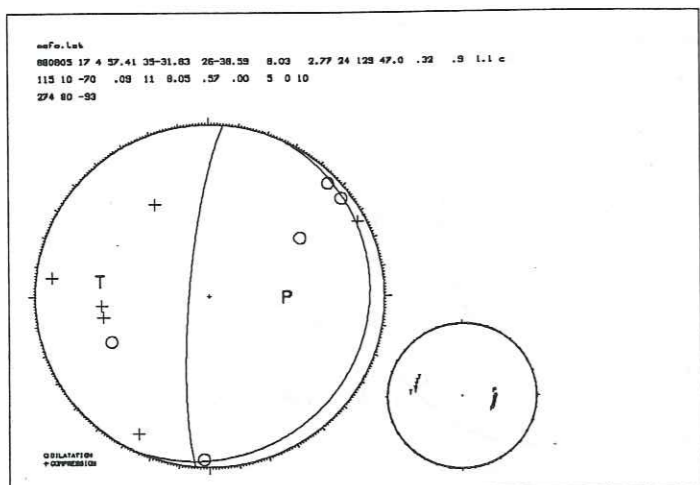
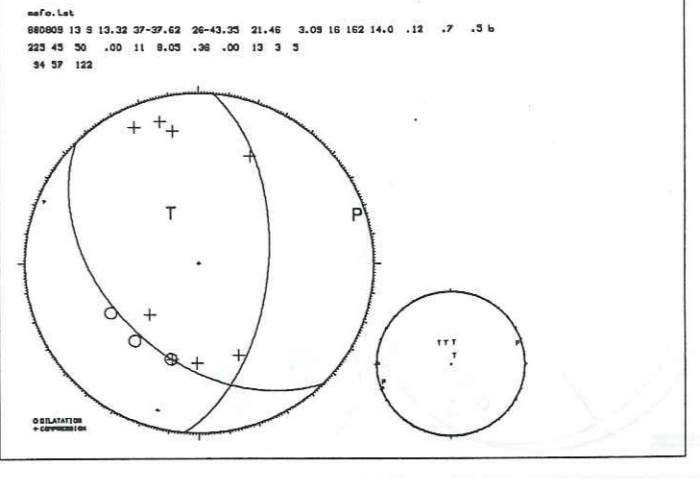
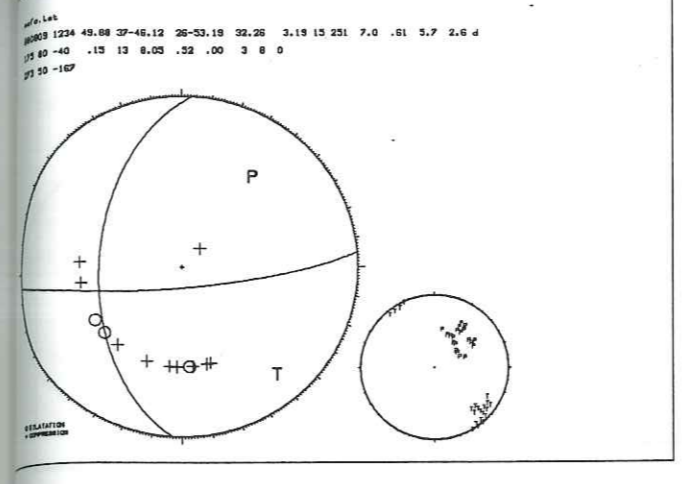
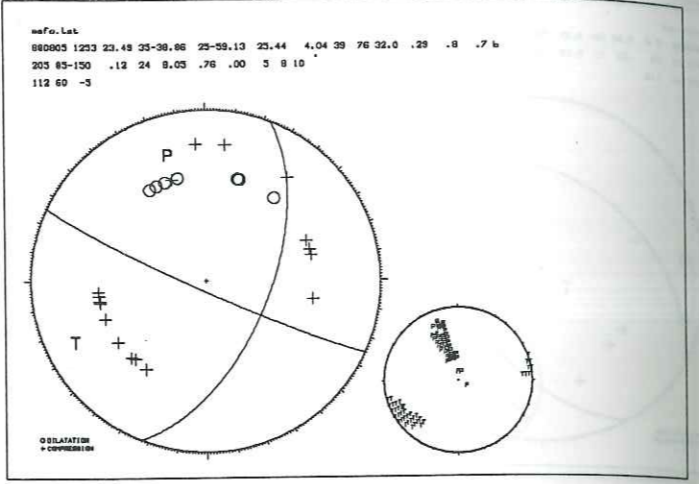
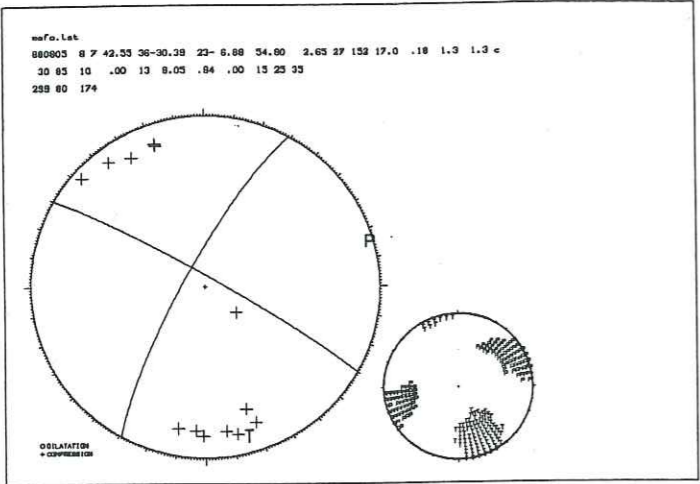


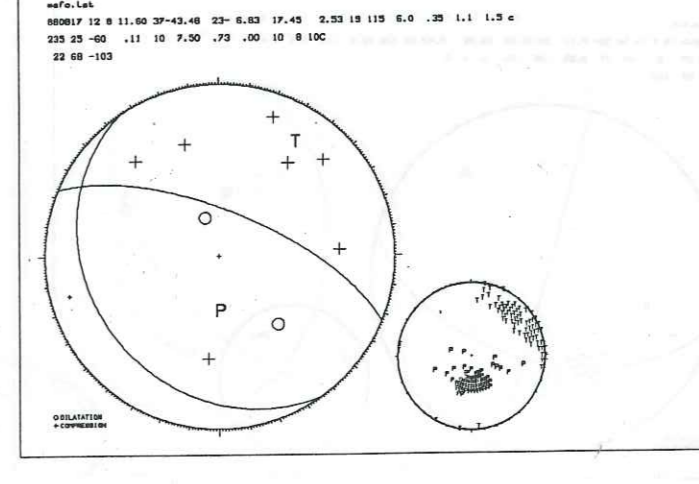
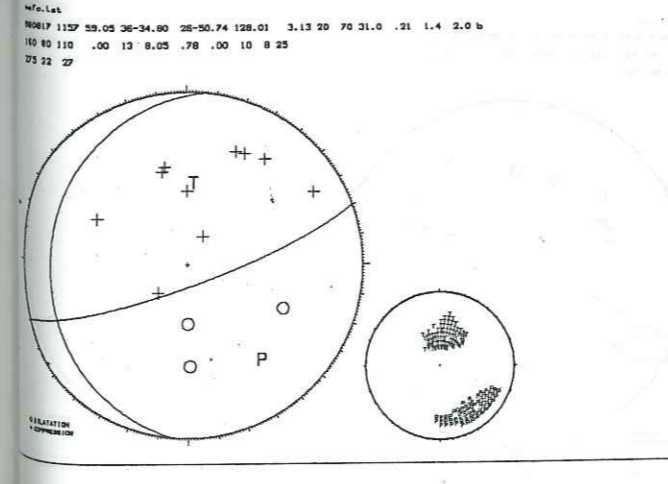
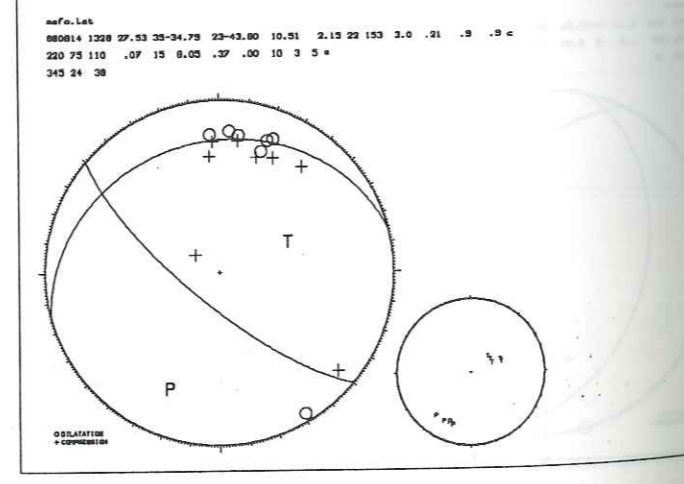
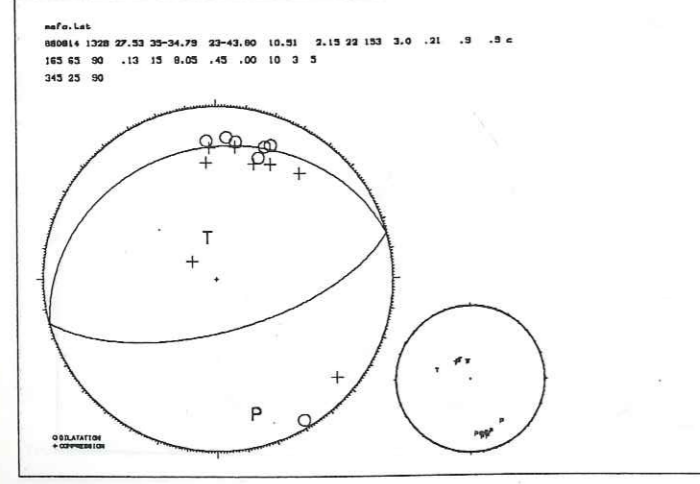
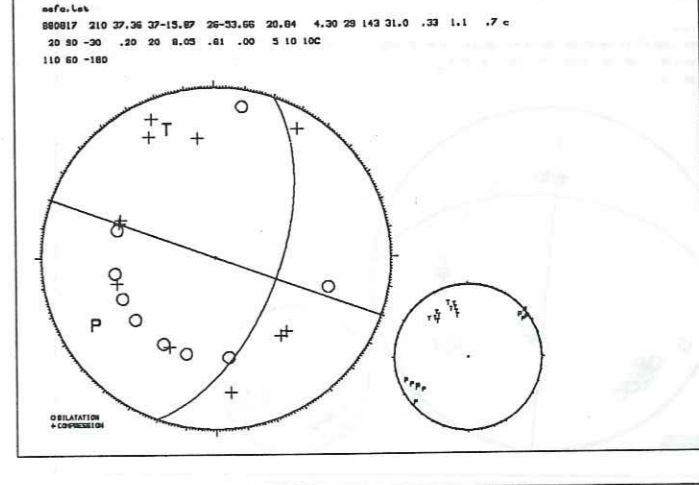
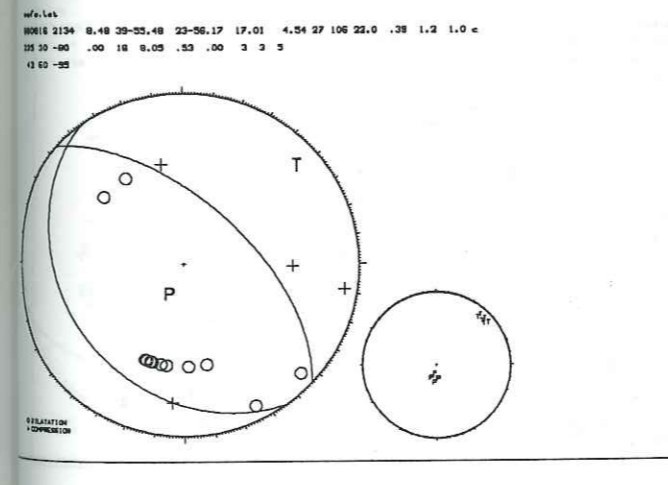
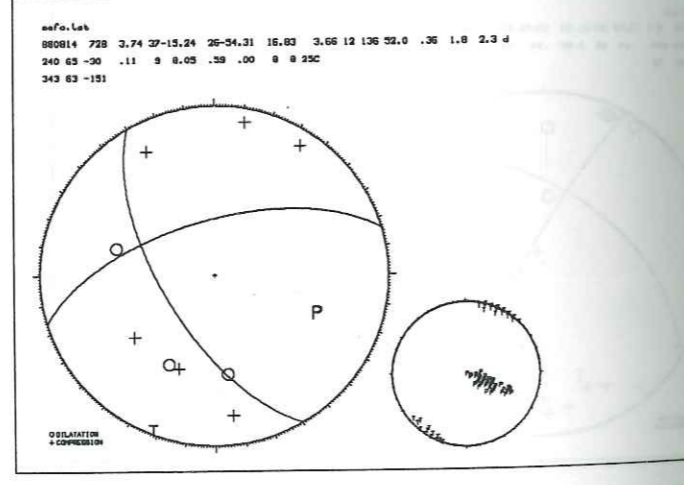
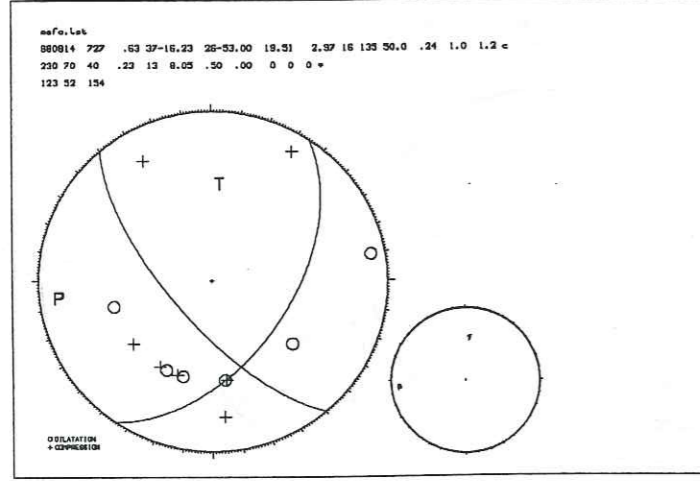
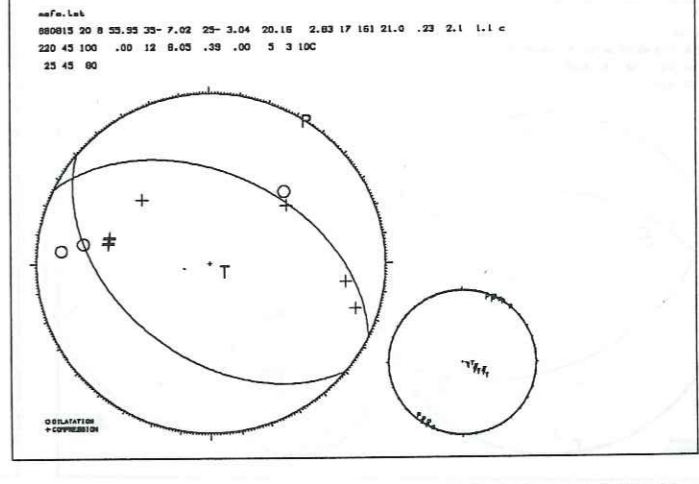
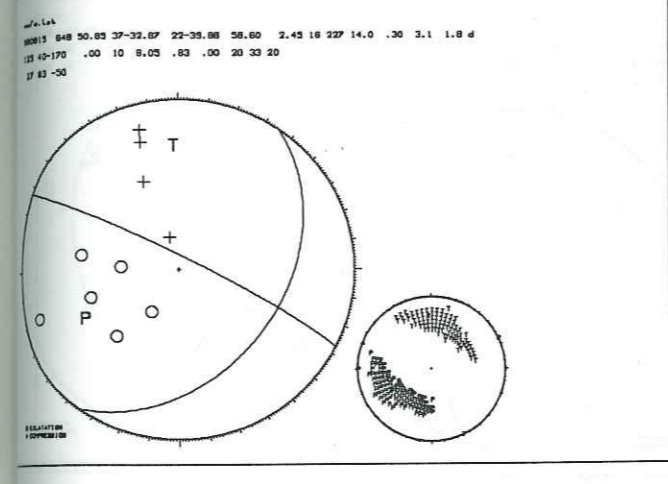
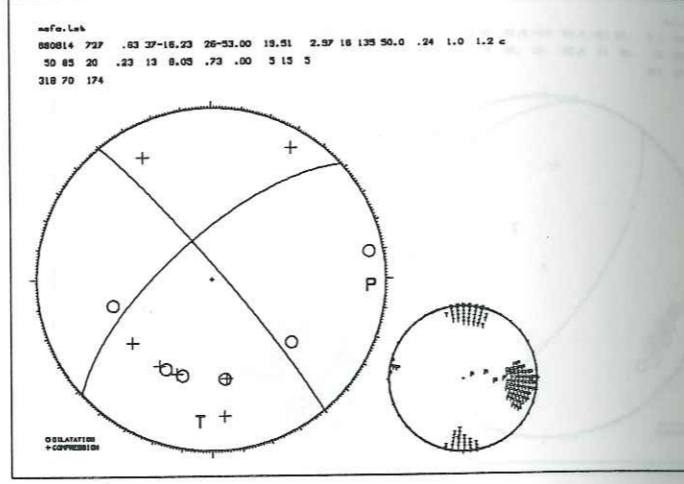
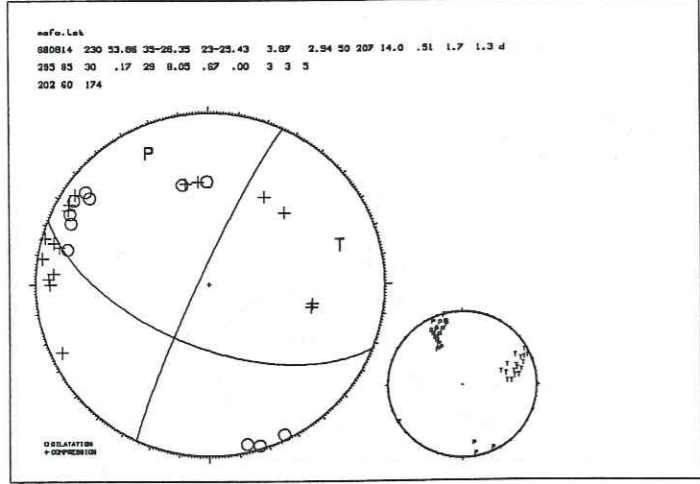
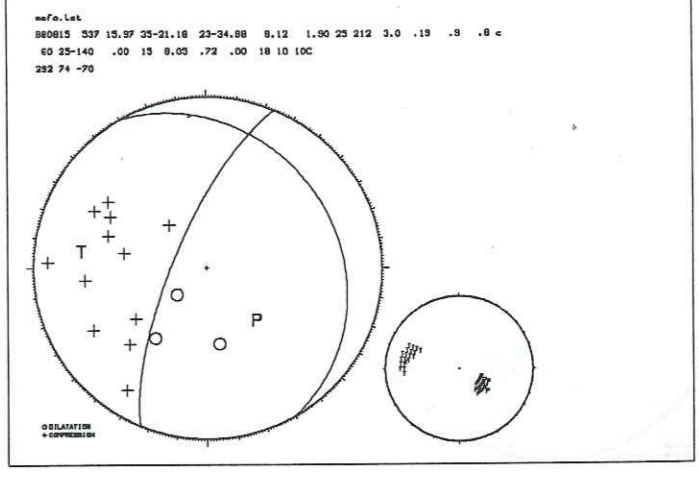
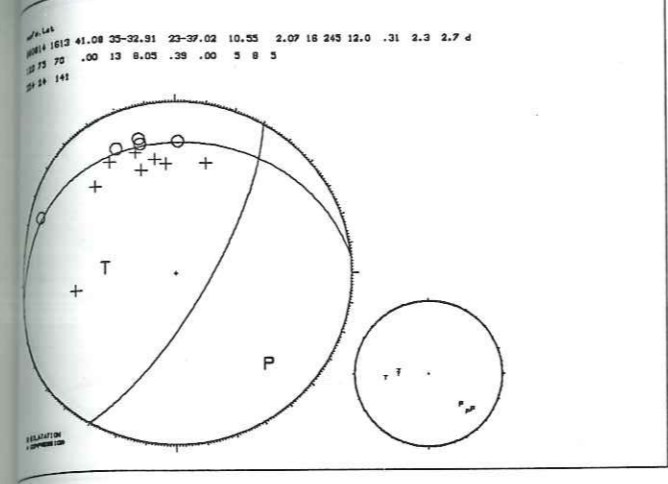
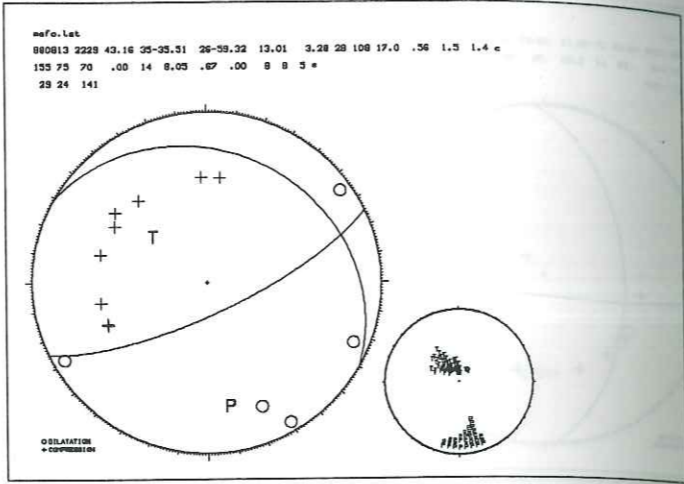
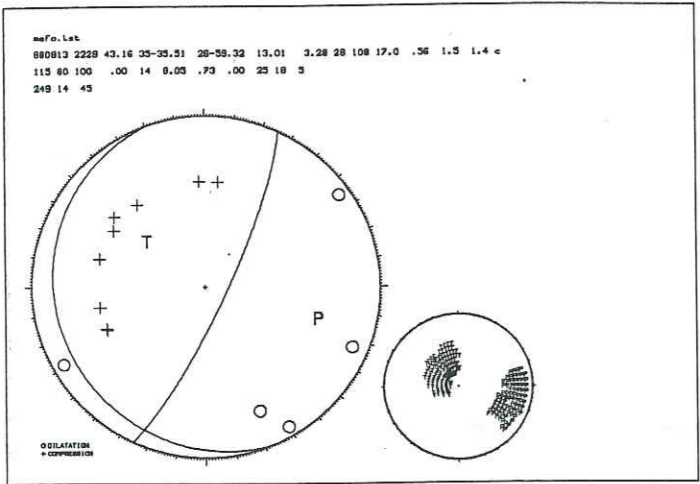






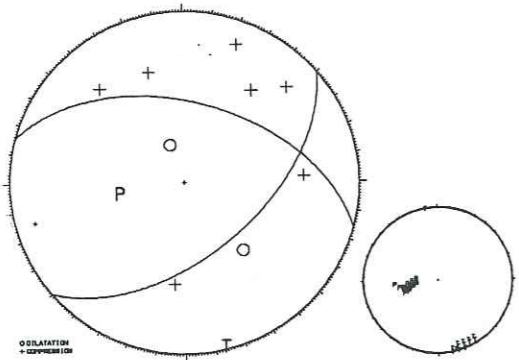




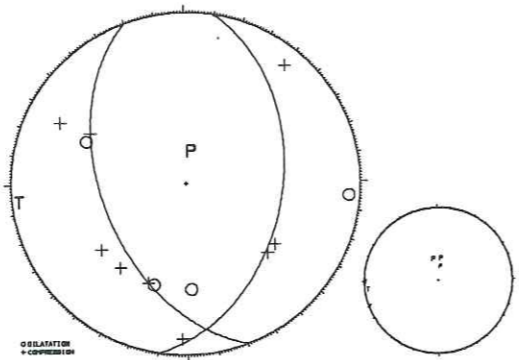




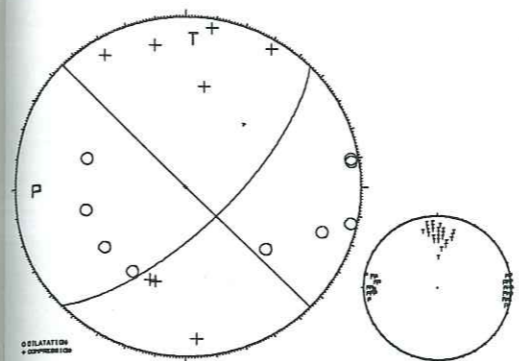
meFo. Let  
880817 12 8 11.60 37-43.46 23-6.83 17.45 2.53 18 115 6.0 .35 1.1 1.3 c  
140 55-130 .14 10 7.50 .31 .00 8 8 10 \*  
15 31 -47



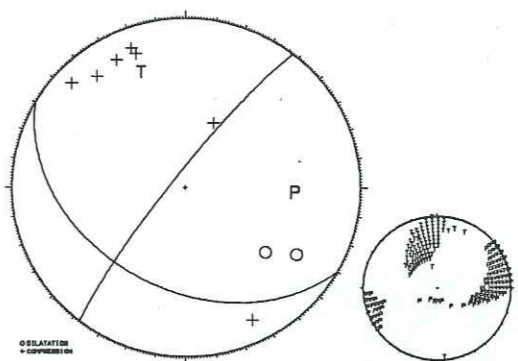
meFo. Let  
880818 9 1 48.05 36-59.38 26-40.36 13.88 3.81 28 115 38.0 .35 1.4 1.6 d  
230 50-110 .15 13 8.05 .35 .00 10 0 5  
39 43 -67



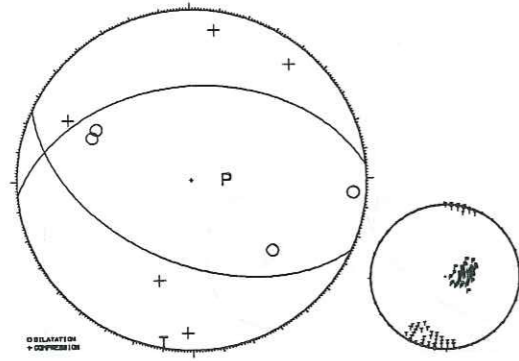
meFo. Let  
880819 132 1.10 37-15.13 28-52.12 9.99 3.24 24 132 12.0 .40 1.0 1.3 c  
45 90 -20 .00 17 8.05 .72 .00 5 10 00  
135 70 -180



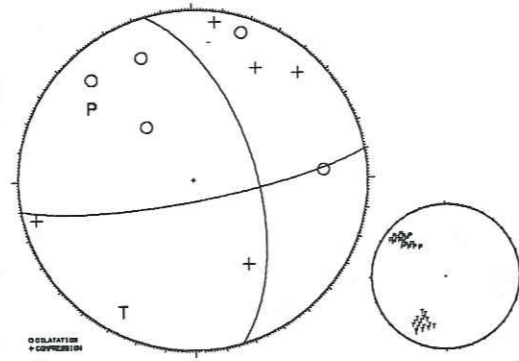
meFo. Let  
880819 1712 20.74 35-59.04 23-21.17 19.05 2.51 17 153 13.0 .21 1.8 1.3 c  
210 40 -10 .00 9 8.05 .77 .00 13 23 30  
307 83 -129



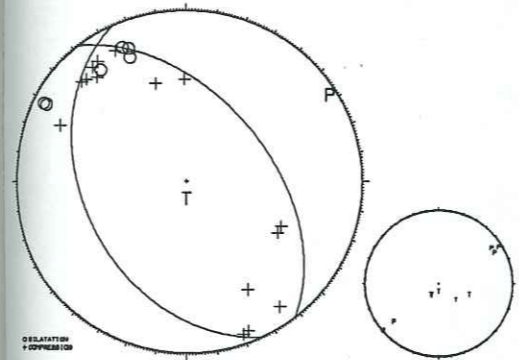
meFo. Let  
880819 1012 49.23 38-55.47 28-48.28 13.12 3.28 28 115 38.0 .38 1.0 1.1 c  
205 50 -70 .00 9 8.05 .57 .00 20 13 3  
355 43 -112



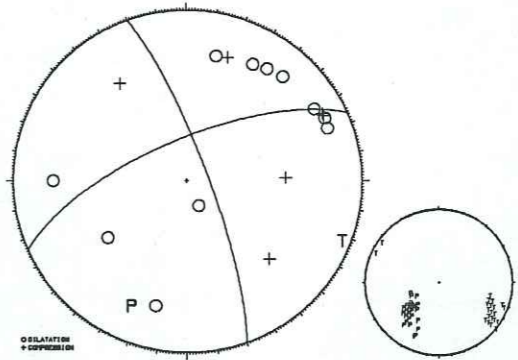
meFo. Let  
880819 12 0 44.33 37-43.78 23-4.67 11.93 2.40 20 107 8.0 .24 .8 1.5 b  
170 60-150 .10 10 8.05 .65 .00 0 10 13  
74 60 -11



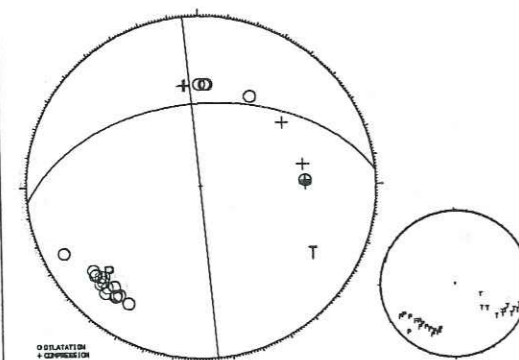
meFo. Let  
880820 1429 47.88 35-41.33 23-23.28 13.02 2.49 24 182 24.0 .40 2.1 1.2 c  
215 40 100 .14 21 8.05 .27 .00 3 20 100  
32 50 81



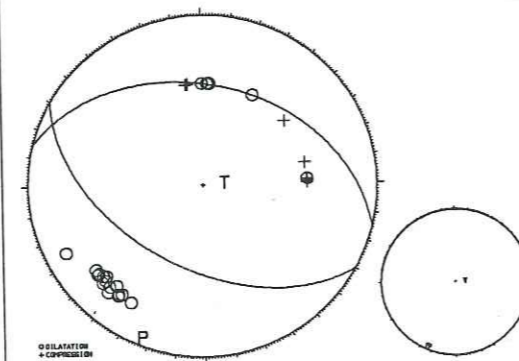
meFo. Let  
880820 1530 13.08 38-22.55 26-24.99 89.43 3.11 28 92 15.0 .30 1.0 2.3 c  
70 60-160 .21 19 8.05 .53 .00 10 8 100  
338 70 -10



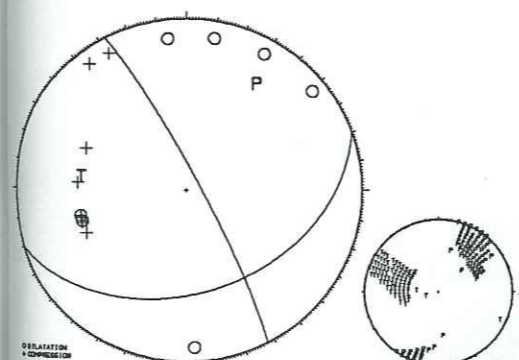
meFo. Let  
880818 1310 31.17 34-57.08 23-13.41 23.13 3.81 33 262 53.0 .23 2.4 1.0 c  
85 80-140 .07 28 8.05 .75 .00 3 3 0  
355 50 0



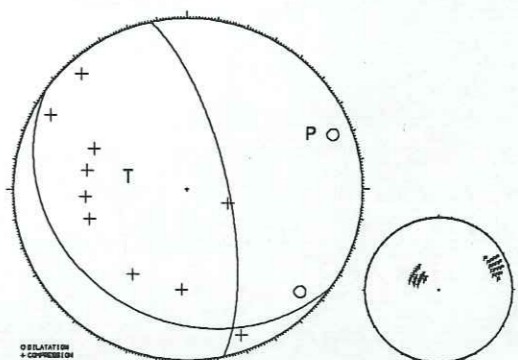
meFo. Let  
880818 1310 31.17 34-57.08 23-13.41 23.13 3.81 33 262 53.0 .23 2.4 1.0 c  
210 30 100 .07 28 8.05 .64 .00 0 0 0 \*  
14 41 78



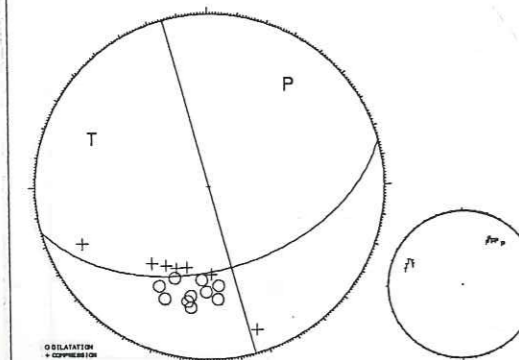
meFo. Let  
880821 1522 31.81 35-46.21 25-23.64 16.05 2.85 25 98 66.0 .28 .6 .7 c  
160 40 10 .12 18 8.05 .92 .00 8 30 15  
62 83 129



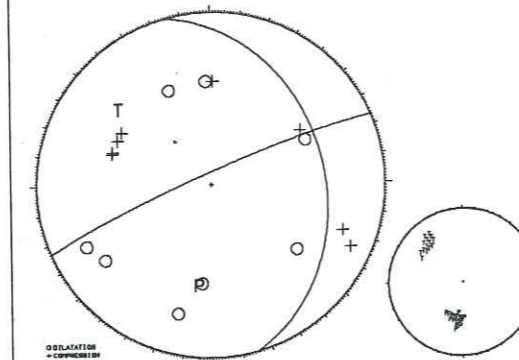
meFo. Let  
880821 345 43.37 36-49.01 27-15.30 18.92 3.08 16 140 7.0 .36 1.4 1.4 c  
215 25 50 .00 12 8.05 .60 .00 8 8 5  
77 71 108



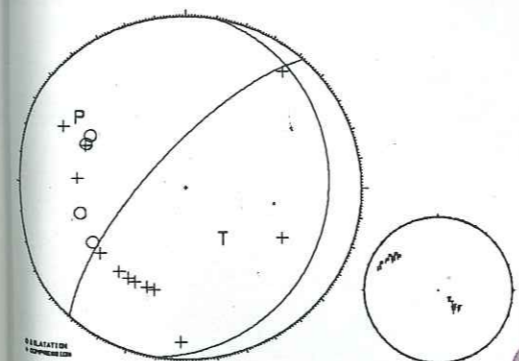
meFo. Let  
880818 18 7 14.58 35-7.11 23-35.98 22.08 2.43 28 238 19.0 .32 2.5 1.4 d  
165 50 0 .06 17 8.05 .28 .00 3 0 0  
75 50 140



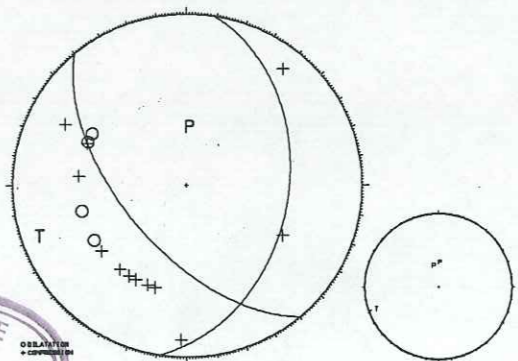
meFo. Let  
880818 2217 47.70 34-45.33 25-28.41 21.90 3.72 23 224 26.0 .34 2.9 .8 d  
75 35-170 .12 17 8.05 .68 .00 8 5 5  
338 64 -35



meFo. Let  
880821 1523 2.44 36-58.51 28-47.58 16.18 3.77 28 115 38.0 .48 1.3 1.4 c  
100 20 60 .18 18 8.05 .68 .00 5 5 100  
311 72 100

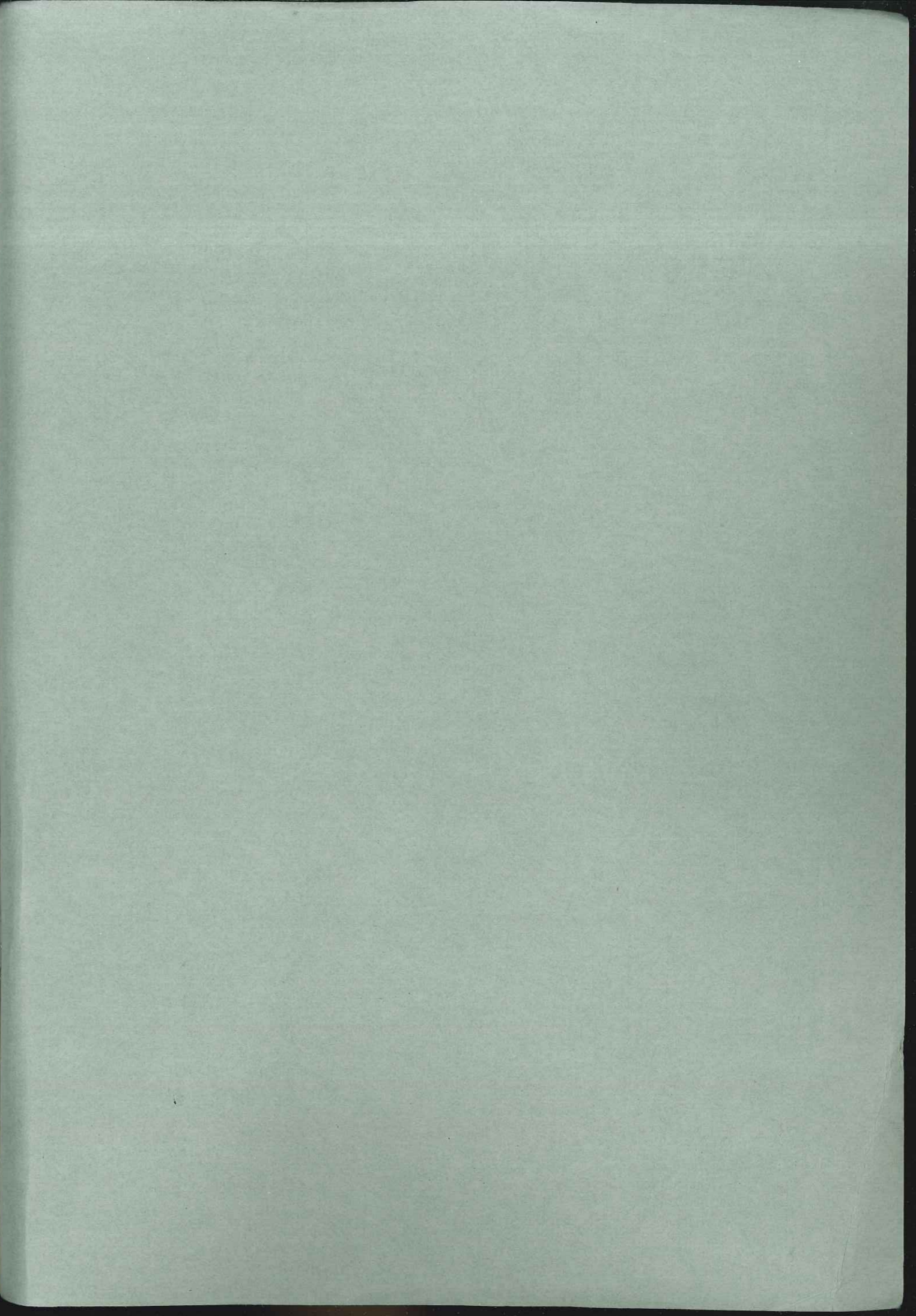


meFo. Let  
880821 1523 2.44 36-58.51 28-47.58 16.18 3.77 28 115 38.0 .48 1.3 1.4 c  
230 60-120 .12 18 8.05 .50 .00 0 5 0 \*  
59 41 -48



BIBLIOTHEQUE  
GRENOBLE  
SCIENCES  
INTERUNIVERSITAIRE

*[Faint, illegible text and diagrams on the left page, possibly bleed-through from the reverse side.]*



THESE DE DOCTORAT  
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER  
de GRENOBLE

*Titre de l'ouvrage:*

SISMOTECTONIQUE DE L'ARC EGÉEN  
RESULTATS D'UNE CAMPAGNE DE  
MICROSISMICITE

*Auteur:* Marc BESNARD

*Etablissement :* Observatoire de Grenoble, Institut de  
Recherche Interdisciplinaire de Géologie et de  
Mécanique.

RESUME

Un réseau local de 44 stations sismologiques portables installé dans le sud de la Grèce nous a permis d'enregistrer plus de 800 séismes. Le but de cette campagne était d'étudier la tectonique de l'arc hellénique et la géométrie de la subduction.

Les séismes crustaux sont localisés en majorité entre les fosses helléniques et l'arc égéen méridional, sans montrer de lacune de sismicité, au niveau du gap d'Anticythère. Les fosses de Plinie et de Strabon ont très peu de sismicité.

Nous avons recensé une centaine de séismes intermédiaires, les séismes subcrustaux se répartissent sous l'arc égéen méridional, tandis que les séismes profonds sont situés à l'est du Péloponnèse et sous Astipaléa. La Mer de Crète est une région asismique alors que la plupart des modèles indiquent qu'elle est la zone où l'extension est maximale. On ne peut pas préciser la géométrie de la subduction puisqu'il n'y a pas continuité d'est en ouest.

98 mécanismes au foyer ont pu être déterminés dans le sud du domaine égéen. Les mécanismes des séismes crustaux confirment les données de microtectonique et de mécanismes au foyer de séismes majeurs; on distingue en plus de la compression E-W au niveau de l'île de Samos.

Les séismes subcrustaux montrent un champ de contraintes différent et très complexe. Au contraire, les séismes les plus profonds ont tous des mécanismes avec des axes T plongeant vers le nord parallèles au plongement supposé de la plaque subduite. Les vecteurs glissement sont N-S, parallèles à la direction de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie.

MOTS-CLES

Arc égéen, Mécanismes au foyer, Microsismicité,  
Subduction, Tectonique, Champ de contraintes