



HAL
open science

Hétérogénéités du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume - Implication géodynamique

Georges Poupinet

► **To cite this version:**

Georges Poupinet. Hétérogénéités du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume - Implication géodynamique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT : . tel-00718840

HAL Id: tel-00718840

<https://theses.hal.science/tel-00718840>

Submitted on 18 Jul 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.

A déposer
H.M.C.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE

T H E S E

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences Physiques

par

Georges Poupinet

HETEROGENEITES DU MANTEAU TERRESTRE
DEDUITES DE LA PROPAGATION DES ONDES DE VOLUME —
IMPLICATION GEODYNAMIQUE

Soutenu le 16 décembre 1977 devant la Commission d'examen

MM. LLIBOUTRY

Président

ALLEGRE

GAULON

LE PICHON

PERRIER

VIALON

} Examineurs

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE

T H E S E

présentée à

l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble
pour obtenir le grade de Docteur ès Sciences Physiques

par

Georges Poupinet

HETEROGENEITES DU MANTEAU TERRESTRE
DEDUITES DE LA PROPAGATION DES ONDES DE VOLUME —
IMPLICATION GEODYNAMIQUE

Soutenu le 16 décembre 1977 devant la Commission d'examen

MM. LLIBOUTRY

Président

ALLEGRE

GAULON

LE PICHON

PERRIER

VIALON

} Examineurs

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé
par leur participation à ce travail,
par leurs conseils ou par leurs critiques.

Cette thèse est dédiée
aux sismologues et techniciens
chargés de la maintenance des
observatoires sismologiques.

TABLE DES MATIERES

<u>INTRODUCTION</u>	P. 1
<u>CHAPITRE I : CALCUL DES ANOMALIES DE STATION</u>	P. 5
I-1. INTRODUCTION	P. 6
I-2. DONNEES UTILISEES	P. 8
A) Bulletins mensuels de l'I.S.C. entre 1964 et 1970.	P. 8
B) Création de fichiers informatiques	P. 8
I-3. CALCUL DES ANOMALIES DE STATION	P. 10
A) Calcul d'un (O-C)	P. 10
B) Que représente un (O-C) ?	P. 10
C) Evaluation d'un anomalie de station	P. 12
I-4. ANOMALIES DE STATION POUR LA PROPAGATION DES ONDES P	P. 14
A) Calcul des anomalies de P avec les gros séismes	P. 14
B) Comparaison avec les anomalies de P calculées avec tous les séismes	P. 14
I-5. STABILITE DES ANOMALIES DE STATION POUR LES ONDES P	P. 26
I-6. ANOMALIES DE STATION POUR LA PROPAGATION DES ONDES S	P. 28
<u>CHAPITRE II : DISCUSSION DES ANOMALIES DE STATIONS</u>	P. 33
II-1. INTRODUCTION	P. 34
II-2. DISCUSSION GENERALE DES ANOMALIES	P. 36
A) Ondes P	P. 36
B) Ondes S	P. 39
II-3. ANOMALIES DES ONDES P ET ALTITUDE DES STATIONS	P. 41
II-4. CORRELATION ENTRE ANOMALIES DES ONDES P ET S	P. 43
II-5. ANOMALIES DE STATION ET GEOLOGIE CONTINENTALE	P. 50
A) Introduction	P. 50
B) Exemple de répartition des résidus sur des boucliers précambriens	P. 52
C) Corrélation entre le temps de parcours vertical des ondes P et l'âge du socle	P. 55
D) Géochronologie et anomalies des P	P. 61
E) Discussion de l'anomalie de Tiksi (Nord de la Sibérie): Hypothèse sur le noyau continental originel	P. 61.
F) Autre essai de dérivation de la relation entre résidu et âge.	P. 67

CHAPITRE III : MODELE D'EVOLUTION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE :
DECROISSANCE DU GEOTHERME ET EPAISSISSEMENT PROGRESSIFS
DES PLAQUES EN FONCTION DE LEUR AGE P. 69

III-1. INTRODUCTION	P. 70
III-2. INTERPRETATION D'UNE ANOMALIE EN TERME DE LOI DE VITESSE	P. 71
A) Calcul d'une anomalie de propagation	P. 71
B) Ordres de grandeur	P. 72
III-3. QUELQUES INFORMATIONS GEOPHYSIQUES RELATIVES A LA STRUCTURE MOYENNE DE LA LITHOSPHERE	P. 74
A) Introduction	P. 74
B) Profils lithosphériques de sismologie expérimentale	P. 74
C) Informations obtenues par la dispersion des ondes de surface	P. 77
D) Comparaison entre océanique et continental	P. 78
E) Loi de dépendance du flux thermique à l'âge et son interprétation	P. 80
III-4. TEMPERATURE DU MANTEAU ET ANOMALIES DE STATION	P. 83
III-5. EVOLUTION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE : DECROISSANCE DU GEOTHERME ET EPAISSISSEMENT DES PLAQUES EN FONCTION DE LEUR AGE	P. 86
III-6. CONSEQUENCES POSSIBLES DE L'EVOLUTION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE AVEC L'AGE	P. 90
A) Conséquences liées à la décroissance du géotherme avec l'âge	P. 90
B) Conséquences liées aux variations locales d'épaisseur de la lithosphère continentale	P. 91
III-7. CONCLUSION : ANOMALIES DE STATION ET TECTONIQUE DES PLAQUES	P. 92
A) Recours à l'accrétion continentale pour expliquer les grandes différences de propriétés physiques de la lithosphère à l'intérieur d'une même plaque	P. 92
B) Isostasie et plaques continentales composées de blocs adjacents : hypothèse sur les mouvements verticaux intraplaques	P. 94

CHAPITRE IV : ANOMALIES AZIMUTALES DE P : RECHERCHE DE MARQUEURS
DE SUTURES ACTUELLES ET FOSSILES P. 97

VI -1. INTRODUCTION	P. 98
IV -2. METHODE DE CALCUL DES ANOMALIES AZIMUTALES DE STATION	P. 100
IV -3. EXEMPLE DE CALCUL : STATION D'UPPSALA	P. 103
IV -4. CALCUL DES ANOMALIES AZIMUTALES RELATIVES PAR REGION	P. 106
A) Subductions lithosphériques	P. 106
a) Japon	P. 106
b) Nouvelle Zélande	P. 110
c) Alaska	P. 113
d) Nouvelles Hébrides - Nouvelle Calédonie	P. 115
e) Arc égéen	P. 120
f) Carpathes	P. 124
g) Asie centrale - Hindou Kouch	P. 128

B) Plaques continentales	P. 135
a) Scandinavie	P. 135
b) Afrique du Sud-Est	P. 138
c) France	P. 141
α) Données du Commissariat à l'Energie Atomique (C.E.A.)	P. 141
β) Données de l'I.S.C.	P. 146
d) Fossé rhénan et Bénélux	P. 150
e) Caucase - Iran	P. 152
C) Cartes d'anomalies de P	P. 156

IV -5. CONCLUSION : SUR LA POSSIBILITE DE RECONNAITRE DES SUTURES ACTUELLES ET FOSSILES DE LA LITHOSPHERE P. 167

CHAPITRE V : ANOMALIES DE PROPAGATION DE P EN FONCTION DE
LA DISTANCE P. 169

V - 1. INTRODUCTION	P. 170
V - 2. CALCUL DES HODOCHRONES : METHODE	P. 172
A) Méthode de calcul	P. 172
B) Influence des erreurs de tables de propagation sur la détermination épiscoptrale	P. 173
V - 3. CALCUL DES HODOCHRONES DE P RELATIVES AUX TABLES DE JEFFREYS-BULLEN : RESULTATS	P. 175
A) Hodochrones relatives obtenues avec l'ensemble des données	P. 175
B) Hodochrones relatives obtenues avec les gros séismes	P. 179
C) Nombre de données en fonction de la distance	P. 182
D) Morphologie des hodochrones relatives aux tables de Jeffreys-Bullen	P. 184
E) Paramètre du rai	P. 186
V - 4. CONTRAINTES POUR L'OBTENTION D'UN MODELE DE VITESSE POUR LE MANTEAU INFERIEUR	P. 189

CHAPITRE VI : ESSAI DE DESCRIPTION DES HETEROGENEITES DU
MANTEAU INFERIEUR P. 191

VI -1. INTRODUCTION	P. 192
VI -2. METHODE UTILISEE POUR LA DESCRIPTION DU MANTEAU INFERIEUR	P. 193
A) Problème des déterminations épiscoptrales	P. 193
B) Corrections des temps d'arrivée	P. 194
C) Découpage de la terre en secteurs de 10° par 10°	P. 194
D) Calcul d'un résidu moyen par secteur de latitude et longitude et pour un intervalle de profondeur	P. 195
VI -3. RESULTATS : CARTES D'ANOMALIES DANS LE MANTEAU INFERIEUR	P. 196
VI -4. INTERPRETATION	P. 197

CONCLUSIONS GENERALES P. 213

INTRODUCTION

De nombreux observatoires sismologiques fonctionnent sur le globe et certains d'entre eux envoient régulièrement leurs temps d'arrivées à l'International Seismological Centre, en Grande-Bretagne. Ce centre détermine les paramètres des principaux séismes et publie un bulletin mensuel dans lequel sont répertoriés les foyers sismiques ainsi que les temps d'arrivée des phases P qui ont servi à la localisation. De plus, pour chaque station et chaque phase, l'écart entre le temps observé et le temps calculé avec un modèle de terre moyen (Jeffreys-Bullen) est publié.

L'introduction de l'informatique pour le calcul des épïcêtres a permis le stockage des bulletins mensuels sur bandes magnétiques. Il est donc désormais possible d'entreprendre une étude statistique de l'information contenue dans ces bulletins.

Pour notre étude, nous nous limiterons à la description aussi précise que possible des variations latérales de la structure du manteau terrestre. Cette tâche, qui est immense et constitue l'un des objectifs de la sismologie, ne pourra être qu'effleurée.

Dans la première partie, nous calculons des anomalies de stations pour la propagation des ondes P et des ondes S. Ces anomalies de stations sont des temps de parcours verticaux et nous renseignent sur les variations de structure du manteau supérieur.

Nous montrons que nos données s'expliquent, en première approximation, par une relation de dépendance entre le temps de parcours des ondes sismiques et l'âge de la lithosphère (Ch. II). L'interprétation physique la plus simple de cette observation consiste à supposer une décroissance du géotherme à l'intérieur d'une plaque à partir du moment de sa formation, ou, en d'autres termes, à postuler un épaississement progressif des plaques lorsqu'elles vieillissent (Ch. III).

Nos observations semblent se placer dans la logique des théories

de l'accrétion continentale et en particulier de celle de J.T. Wilson (1968).

Comme il est possible d'utiliser cette relation entre temps de parcours des ondes sismiques et âge comme un géochronomètre, nous montrons que la station de Tiksi, en bordure du bouclier de l'Anabar, au Nord de la Sibérie, dont l'anomalie de propagation des ondes P est la plus en avance du globe, pourrait avoir un âge proche de 4,6 Ma. La région, qui correspondrait à "l'hétérogénéité initiale du manteau" ayant amorcé le processus de formation des continents, se trouverait alors en bordure du bouclier de l'Anabar.

Nous explicitons ensuite certaines conséquences de l'hypothèse de l'épaississement des plaques continentales : parmi celles-ci, celle qui concerne les variations latérales rapides de la température, donc de la rhéologie, nous semble importante pour expliquer certaines observations géologiques comme la permanence des boucliers, l'asymétrie des collisions continent-continent, la réactivation d'anciennes marges actives et les mouvements verticaux intraplaques.

Dans le Chapitre IV, nous étudions plus en détail plusieurs régions représentatives de cas géologiques : bouclier précambrien, ancienne marge active, zone de subduction, etc... Nous mettons en évidence des variations très locales de la structure du manteau supérieur par une étude des variations azimutales des résidus relatifs des ondes P en plusieurs stations sismologiques d'une même région. Lorsque ces variations de structure sous une station sont très grandes, nous essayons de les corrélérer schématiquement à la géologie de surface. Nous cherchons quelquefois une relation de cause à effet entre les changements de la structure profonde et les observations géologiques.

Le Chapitre V est plus sismologique : il est consacré à une brève étude de l'hodochrone des ondes P se propageant dans le manteau inférieur. Nous abordons le problème de la détermination des gradients de vitesse en profondeur. Ce chapitre ne constitue pas une étude très détaillée, mais est une présentation d'observations pouvant compléter les résultats pas toujours cohérents obtenus par l'étude directe de $dT/d\Delta$ sur les nappes de sismographes.

Dans le Chapitre VI, nous décrivons les variations latérales de la structure du manteau inférieur. Le but est bien sûr de chercher à déceler des traces d'hétérogénéités corrélables au champ gravitationnel et d'apporter quelques contraintes expérimentales au difficile problème de la convection dans le manteau terrestre.

CHAPITRE I

CALCUL DES ANOMALIES DE STATION

I - 1. INTRODUCTION

L'élaboration de tables de temps de propagation des ondes sismiques a été la première tâche de la sismologie instrumentale. Cette étape, commencée par Oldham (1900) et Wiechert und Zoeppritz (1907), a conduit à la publication des tables de Jeffreys-Bullen (1935, 1940) et des tables de Gutenberg-Richter (1936). Ces tables donnent les temps de propagation des ondes sismiques dans une terre à symétrie radiale et sont encore utilisées pour la détermination des hypocentres.

De récentes tentatives de révision des tables sismologiques ont par exemple été entreprises par Cleary and Hales (1966), Arnold (1965) et Herrin and Taggart (1968) pour les ondes P et par Doyle and Hales (1967), Hales and Roberts (1970) et Randall (1971) pour les ondes S. Ces études ont essayé de préciser, en plus des temps de propagation dans une terre à symétrie radiale, le terme de correction de temps relatif à chaque observatoire que l'on appelle anomalie de station.

Jeffreys and Singh (1973) ont montré que la cohérence entre les divers calculs d'anomalies publiés jusqu'à maintenant n'est pas bonne.

Comme le nombre de séismes enregistrés et le nombre de stations collaborant avec les centres internationaux de collecte de données ont tendance à croître, on peut espérer améliorer ces calculs, en utilisant l'ensemble des données mondiales pour un intervalle de temps de plusieurs années. C'est ce que nous tenterons.

Les anomalies de stations sont une information sur le manteau supérieur sous chaque station et peuvent être assimilées à des temps de parcours verticaux. Leur intérêt est donc grand pour comparer la structure du système lithosphère-asthénosphère en de nombreux points du globe.

Le but de ce chapitre sera d'arriver à une estimation aussi précise que possible des anomalies de stations.

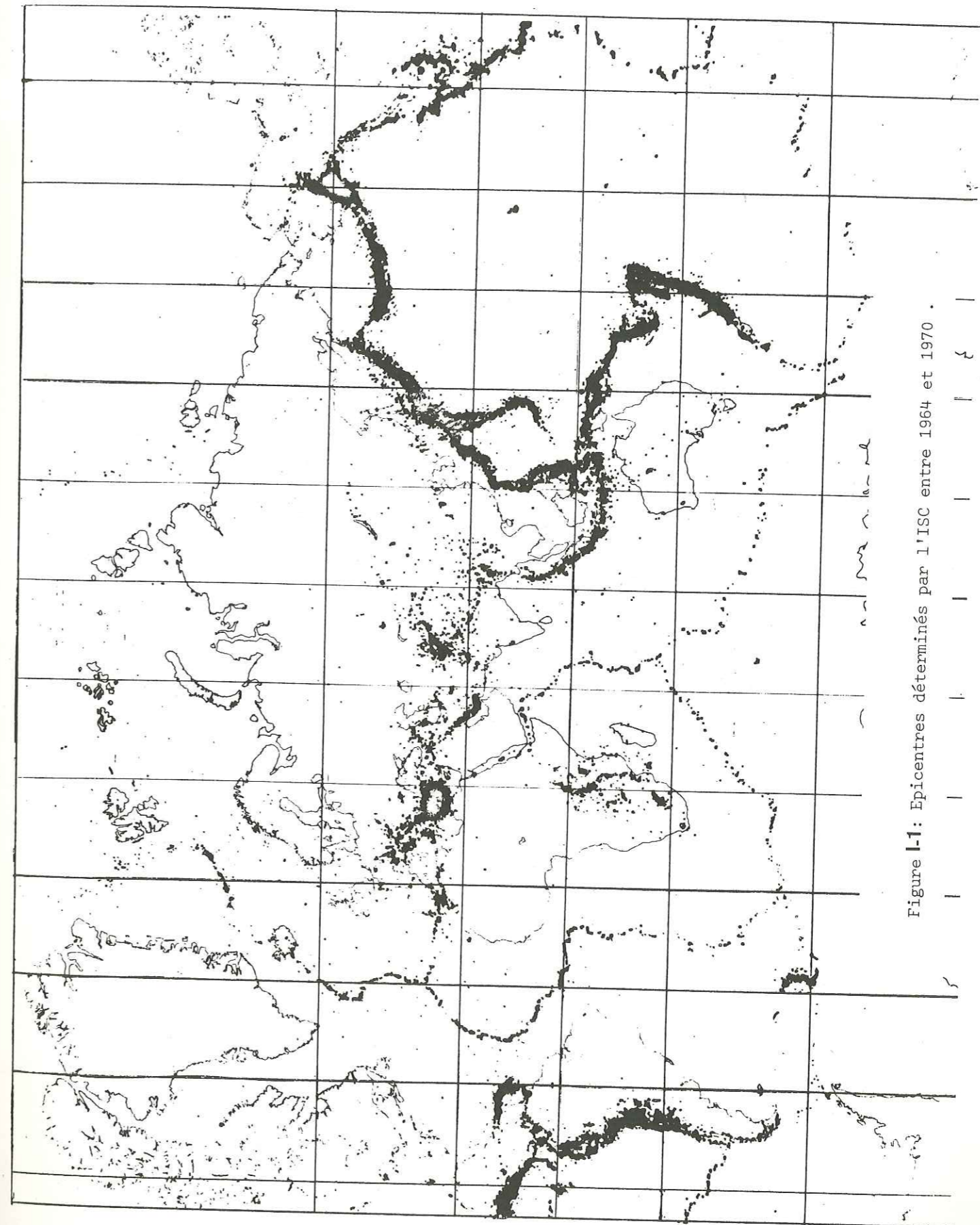


Figure 1-1: Epicentres déterminés par l'ISC entre 1964 et 1970.

I - 2. DONNEES UTILISEES

A) Bulletins mensuels de l'I.S.C. entre 1964 et 1970

Nous avons utilisé les bulletins que l'International Seismological Centre (I.S.C.) a publiés entre 1964 et 1970. Ce Centre, dont la tâche principale est de fournir des déterminations focales, reçoit les heures d'arrivée des ondes sismiques enregistrées en de nombreuses stations réparties sur l'ensemble du globe. Après avoir rassemblé ces heures d'arrivées, l'I.S.C. détermine les hypocentres à partir des tables de propagation de Jeffreys-Bullen : les paramètres des hypocentres sont calculés par la méthode des moindres carrés en minimisant la somme des carrés des temps observés des ondes P, moins les temps calculés (Jeffreys (1970), par exemple). De ce fait, les (O-C), ou temps observés moins temps calculés à partir des tables de Jeffreys-Bullen sont un sous-produit des déterminations focales.

Certaines stations envoient les temps d'arrivée des ondes S et d'autres phases secondaires. Lorsque ces temps sont proches de ceux d'une phase secondaire calculée, le bulletin publie une identification de la phase et un (O-C). L'identification n'est faite qu'en fonction du temps d'arrivée et l'ambiguïté dans la lecture de la phase sur un sismogramme est beaucoup plus grande pour une onde secondaire que pour les ondes P. Les résultats que l'on peut attendre d'un traitement statistique des ondes S sont donc plus douteux que ceux que l'on peut obtenir avec des premières arrivées.

B) Création de fichiers informatiques

Notre première tâche a été de commander les bandes magnétiques qui ont servi à la création des 84 livres que constitue le bulletin I.S.C. entre 1964 et 1970. Quatorze bandes magnétiques de 3 200 pieds, écrites en alphanumérique, donc difficilement utilisables pour faire des calculs, nous ont été envoyées par l'I.S.C.. Le décodage de ces

bandes est un travail qui demande de nombreuses heures d'ordinateur. A. Prozorov de l'Institut de Physique du Globe de Moscou a décodé les quatorze bandes origines en vue de faire des statistiques sur les variations de résidus des ondes P en fonction du temps et de mettre ainsi en évidence des précurseurs de séismes.

Il a créé deux bandes magnétiques ne contenant que les temps d'arrivées des ondes P et nous a envoyé une copie de son fichier. Nous avons reporté sur la Figure I-1 tous les épicentres déterminés par l'I.S.C. entre 1964 et 1970. Ensuite, nous avons sélectionné les données et avons créé une autre bande magnétique ne contenant que les séismes de forte magnitude ($M > 5.5$ pour les superficiels et $M > 5$ pour les séismes profonds, conformément à la classification de l'I.S.C.). Sur cette bande, nous avons d'autre part stocké les coordonnées des épicentres, les magnitudes et les profondeurs. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons les noms de ces deux fichiers : BDRUSSE est le fichier contenant tous les séismes et GROSEI celui qui ne contient que les gros séismes. Le fichier BDRUSSE contient environ 1 500 000 temps d'arrivée des ondes P et un peu plus de 200 000 temps sont stockés sur GROSEI. Tous nos calculs ont été faits avec ces deux fichiers.

Pour les temps d'arrivée des ondes S, les bandes alphanumériques origines de l'I.S.C. ont été décodées. Ce travail coûteux en temps de calcul a été réalisé par Madame Lemoine, de l'Institut de Physique du Globe de Paris, sur l'ordinateur IBM 360-65 de l'I.N.A.G. à Meudon. Ce fichier, appelé TRISS, a une structure identique aux précédents mais contient beaucoup moins de données car peu de stations envoient les temps d'arrivées des ondes S.

I - 3. CALCUL DES ANOMALIES DE STATION

A) Calcul d'un (O-C)

Soit un séisme j enregistré en une station i : la distance entre l'épicentre de ce séisme et la station sera d_{ij} et le temps de propagation est calculable à partir des tables de Jeffreys-Bullen. Ce temps sera noté $t(d,h)$ puisqu'il est fonction de la distance et de la profondeur de l'hypocentre. L'heure d'arrivée théorique de l'onde P issue du foyer j enregistrée en la station i s'écrit :

$$H_{ij} = H_j + t(d_{ij}, h_j) + C \quad (1)$$

H_j heure origine

h_j profondeur du foyer

C correction d'ellipticité et le cas échéant d'altitude

d_{ij} est une distance géocentrique.

Comme le temps observé en la station i pour le séisme j est H_{obs} , nous calculons un $(O-C)_{ij}$ ou temps observé moins temps calculé :

$$(O-C)_{ij} = H_{obs} - H_{ij} \quad (2)$$

B) Que représente un (O-C) ?

1. Une erreur instrumentale. Par exemple, la correction de la pendule de l'observatoire est mal faite.

2. La phase sismique a été mal lue sur l'enregistrement. Ceci est très fréquent, surtout pour les séismes de faible magnitude. En effet, dans ce cas, le signal sismique dépasse tout juste le bruit de fond et seule l'expérience de l'observateur filtre l'enregistrement. La lecture des phases sismiques n'a pas toujours l'objectivité que l'on supposerait.

C'est d'ailleurs une des raisons principales pour lesquelles tout sismologue se méfie d'études sur bulletins.

3. Il existe une différence de structure de vitesse sismique entre le modèle que nous utilisons, c'est-à-dire les tables de propagation et les endroits traversés par le rai sismique qui joint le séisme j à la station i . Les tables de propagation supposent que la terre est à symétrie sphérique et ceci n'est qu'une approximation. C'est vrai au premier ordre et les O-C sont de l'ordre de la seconde pour des temps de propagation de l'ordre de plusieurs centaines de secondes pour des télé-séismes.

Pour un rai donné, l'anomalie de structure peut être placée n'importe où le long de ce rai. Cleary et Hales (1966) ont proposé de décrire un rai par une anomalie près de la source, une anomalie dans le manteau inférieur et une anomalie près de la station. Ceci revient à écrire

$$(O-C)_{ij} = r_{ij} = r_j + r_k + r_i$$

r_j est une anomalie de source

r_k une anomalie du manteau inférieur. Dans le cas des télé-séismes, c'est-à-dire pour des distances de plus de 30 degrés, on considère en général que r_k n'est fonction que de la distance; pour 30°, le point le plus bas du rai atteint une profondeur supérieure à 650 km. Ceci revient à dire que le manteau inférieur a une symétrie sphérique et que les tables de propagation ne sont pas tout à fait exactes. Nous nous en tiendrons à cette hypothèse dans cette partie de l'exposé. r_k peut donc être écrit r_d , où d signifie distance.

r_i est une anomalie de station.

Cette formulation n'est qu'une approximation : elle signifie que la structure du manteau supérieur varie de place en place mais pas de façon trop rapide. Nous ne supposons pas qu'il existe des variations azimutales, soit près de la source, soit près de la station.

Les erreurs 1 et 2 sont difficiles à détecter, sauf lorsqu'elles sont grandes. 2 pourrait être corrigée en regardant l'enregistrement après avoir pris connaissance de l'épicentre. La fenêtre de temps possible est alors plus réduite. Dans toutes les interprétations que nous déduirons de ce travail, pèsera la possibilité d'une erreur de type 1, lorsqu'un résultat ne reposera que sur les données d'un observatoire. Nous supposons que tous les observatoires sismiques fonctionnent bien ou du moins que la majorité de ceux qui acceptent d'envoyer leurs temps d'arrivée à l'I.S.C. sont dans ce cas.

Nous sommes intéressés par les anomalies de type 3 et chercherons à isoler les anomalies de station.

C) Evaluation de l'anomalie de station

Lorsqu'une station enregistre un grand nombre de séismes, dont les épicentres sont répartis sur la moitié de la surface du globe, on remarque que la seule partie commune des divers rais sismiques qui l'atteignent est celle qui est sous-jacente à la station. La moyenne arithmétique de tous les (O-C) de la station i est une bonne estimation de l'anomalie de station, si le nombre de données est grand. Nous écrivons donc

$$r_i = \frac{1}{n} \sum r_{ij} \quad \text{où } n \text{ est le nombre de données}$$

et remarquerons que cette relation est exacte si $\frac{1}{n} \sum (r_j + r_d) = 0$, c'est-à-dire si la moyenne des anomalies de source et de manteau est nulle pour les rais qui arrivent en i .

Chaque anomalie de station est ainsi calculée indépendamment des autres et l'on peut facilement utiliser un ensemble hétérogène de données. D'autre part, en raison des évaluations des anomalies de stations sur des sous-ensembles de données différents, on peut tester la validité et la stabilité des résultats.

Comme la répartition des résidus ressemble à une gaussienne superposée sur un fond de mauvaises lectures (Jeffreys (1967)), nous avons procédé comme suit :

Pour chaque station, nous avons construit l'histogramme de toutes les données enregistrées dans un intervalle de -5 s à +5 s et pour des classes de 0,1 s. Nous avons ensuite éliminé le sixième des données les plus négatives et le sixième des plus positives. Nous avons ensuite calculé la moyenne arithmétique des données restantes et l'erreur quadratique sur la moyenne.

L'évaluation de la moyenne ainsi faite ne diffère que très peu de celle que l'on obtient avec l'ensemble de la population dans un intervalle de -5 s à +5 s.

Dans les tableaux qui suivent, nous donnons le nombre de données de la population réduite, c'est-à-dire 2/3 des données disponibles. L'erreur que nous utilisons est l'écart quadratique sur la moyenne multiplié par 1.96, ce qui correspond à une probabilité de 95 % pour que l'estimation de la moyenne soit dans l'intervalle donné.

I - 4. ANOMALIES DE STATION POUR LA PROPAGATION DES ONDES P

A) Calcul des anomalies de P avec les gros séismes

Nous avons calculé de nombreuses estimations des anomalies de station en prenant des sous-ensembles de GROSEI. De façon à ne pas alourdir cet exposé, nous ne donnerons intégralement que la liste des anomalies de station obtenues en travaillant sur un intervalle de distance compris entre 30 degrés et 90 degrés. Le fait de travailler avec des ondes qui descendent près du noyau peut conduire à certaines critiques, et nous en tiendrons compte lorsque nous discuterons en détail de la valeur d'une anomalie.

Le Tableau I-1 donne l'estimation des anomalies de station des ondes P. Dans un travail de ce genre, il est d'usage de comparer les estimations que l'on obtient à celles que d'autres auteurs ont précédemment publiées. On peut alors voir des diagrammes de corrélation et constater que la corrélation est moyenne. Une étude critique des anomalies publiées avant 1972 a été présentée par Jeffreys and Singh (1973). D'après ces auteurs, une corrélation de l'ordre de 0,7 existe entre les résidus moyens de Gogna (1967), Arnold (1965) et Herrin and Taggart (1968). Une étude plus récente de Sengupta and Julian (1976), faite à partir de séismes profonds, donc de lectures de phases relativement précises mais beaucoup moins nombreuses, montre la même corrélation.

B) Comparaison avec les anomalies de P calculées avec tous les séismes

Comme le fichier BDRUSSE a un beaucoup plus grand nombre de données que GROSEI, nous avons d'abord pensé ne travailler qu'à partir de BDRUSSE. Certaines anomalies de stations ont d'ailleurs été publiées par Prozorov (1974). Pour les bonnes stations, l'estimation de l'anomalie est faite avec plusieurs milliers de données. Nous avons cependant remarqué qu'il pouvait exister un biais systématique des évaluations

Tableau I-1 : Anomalies de station pour la propagation des ondes P

nom de la station	région	code	latitude	longitude	alt.	R _p	n	er.
ABUYAMA	OSAKA, JAPAN	ABU	34 51	135 34	200	-0.20	314	0.05
ADAK	ALASKA, USA	ADK	51 53	-176 41	116	-0.56	283	0.06
ADAK, ISLAND	ALASKA, USA	AD-	51 52	-176 40	61	-0.61	69	0.15
ADDISABABA	ETHIOPIA	AAE	9 1	38 45	2442	2.25	195	0.08
ADELAIDE	SOUTH AUSTRALIA	ADE	-34 58	138 42	655	0.07	624	0.04
AFAFEAITU	TAHITI, FRENCH	AFR	-17 32	-149 46	50	0.71	52	0.23
AFIAMAALU	SAMOA ISLANDS	AFI	-13 54	-171 46	706	0.34	328	0.08
AKUEFYRI	ICELAND	AKU	65 41	-18 6	24	1.17	226	0.06
ALPERNI	CANADA	ALB	49 16	-124 49	25	0.39	200	0.08
ALBUQUERQUE	NEW MEXICO, USA	ALQ	34 56	-106 27	1849	0.30	449	0.03
ALERT	CANADA	ALE	82 29	-62 24	65	-0.85	564	0.06
ALGIERS U.	ALGERIA	ALG	36 46	3 3	59	-0.01	56	0.19
ALICANTE	SPAIN	ALI	38 21	0 29	35	0.99	104	0.14
ALMERIA	SPAIN	ALM	36 51	-2 27	65	-0.18	105	0.12
ANKARA	TURKEY	ANK	39 55	32 49	0	0.79	121	0.12
ANN ARBOR	MICHIGAN, USA	AAH	42 17	-83 39	254	-0.27	179	0.10
ANPU	TAIWAN	ANP	25 11	121 31	827	0.57	245	0.10
ANICTAGASTA	CHILE	ANT	-23 41	-70 24	80	-0.78	82	0.14
APATITY	RSFSR, URSS	APA	67 33	33 20	140	-0.92	397	0.05
APPELPO	SWEDEN	APP	60 32	13 55	354	-0.92	44	0.12
L ACUILA	ITALY	AQU	42 21	13 24	720	1.09	149	0.15
ARCATA	CALIFORNIA, USA	ARC	40 52	-124 4	59	1.07	76	0.12
AREQUIPA	PERU	ARE	-16 27	-71 29	2452	-0.49	129	0.10
ARGENTINE I	ANTARCTIC PENINSULA	AIA	-65 15	-64 16	11	-0.09	91	0.11
ARKHANGELOS	GREECE	ARG	36 12	28 7	170	0.28	80	0.13
ASHKHABAD	TURKMENIYA, URSS	ASH	37 57	58 21	220	0.49	297	0.07
ATHENS OBS	GREECE	ATH	37 58	23 43	95	-0.55	296	0.06
ATLANTA	GEORGIA, USA	ATL	33 26	-84 20	272	-0.66	114	0.09
AVIPEOES	NOROCCO	AVE	33 17	-7 24	230	-0.14	224	0.10
BACAU	ROMANIA	BAC	46 34	26 54	1680	0.63	132	0.12
BAGNERES BI	GASCOGNE, FRANCE	BDB	43 3	0 8	561	-0.05	160	0.10
PAGUIO CITY	LUZON, PHILIPPINES	EAG	16 24	120 34	1507	-0.98	420	0.06
BAKER LAKE	CANADA	BLC	64 19	-96 1	16	-1.19	393	0.04
BAKU	AZERBAIDZHAN, URSS	BAK	40 23	49 54	-12	2.37	110	0.12
PAKURIANI	GRUZIYA, URSS	BKR	41 44	43 31	5000	1.07	372	0.04
PALEGA HGTS	PANAMA CANAL ZONE	EHP	8 57	-79 33	36	-0.36	74	0.20
BANFF	ALBERTA, CANADA	BAN	51 10	-115 33	1400	-0.35	112	0.12
BANGUI	CENTRAL AFRICAN REP	BNG	4 22	18 34	0	-1.36	125	0.13
BAFFOW	ALASKA, USA	BRW	71 18	-156 44	0	-0.18	356	0.07
PASLE	SWITZERLAND	EAS	47 32	7 34	309	0.39	150	0.11
BEUGRADE	YUGOSLAVIA	BEO	44 49	20 27	129	0.85	121	0.10
BENI ABDES	ALGERIA	BAB	30 7	-2 11	0	-0.32	109	0.13
FINSBERG	WESTFALEN, FRG	BNS	50 57	7 10	200	0.17	459	0.03
BERGEN	NORWAY	BER	60 23	5 19	22	0.17	308	0.05
BERLIN (N H)	NEW HAMPSHIRE, USA	BNH	44 35	-71 15	472	0.35	189	0.08
BERMUDA	BERMUDA	BEC	32 22	-64 40	41	-0.73	86	0.16
BESANCON	FRANCHE COMTE, FRANCE	BES	47 14	5 59	311	0.29	225	0.07
BIG MOUNTAIN	ALASKA, USA	BIG	59 23	-155 13	562	-0.07	233	0.07
BIOPKA	ALASKA, USA	BIO	56 51	-135 33	61	0.97	45	0.16
BLACK HILL	SCOTLAND, UK	EBH	56 14	-3 30	375	-0.54	46	0.16
BLACK RAVID	ALASKA, USA	BLR	63 30	-145 50	792	-0.05	255	0.05
BLACKSPURG	VIRGINIA, USA	ELA	37 12	-80 25	634	-0.22	154	0.07
BLOCHINGTON	INDIANA, USA	BLO	39 11	-86 30	229	-1.02	59	0.15
BLUE MTS	OREGON, USA	BHO	44 50	-117 18	1189	-0.08	587	0.03
BCLAPO	RSFSR, URSS	BOE	57 51	114 11	250	-0.69	328	0.06
BOGOTA	COLOMBIA	BOG	4 37	-74 3	2658	0.85	100	0.15
BOKARO	BIHAR, INDIA	BOK	23 50	85 48	30	0.21	100	0.13
BOHEAY	MAHARASHTRA, INDIA	BON	18 53	72 48	6	-0.75	128	0.16
ECULDER CIT	NEVADA, USA	BCN	35 58	-114 50	776	0.64	435	0.04
ECZEMAN (W)	MONTANA, USA	EOZ	45 36	-111 38	1575	-0.37	273	0.10
BRASILIA A.	BRASIL	BAE	-15 50	-47 49	1200	-0.81	64	0.20

PRATISLAVA	CZECHOSLOVAKIA	BRA	48	10	17	6	270	-0.05	337	0.08
BRISBANE	QUEENSLAND, AUSTRALIA	BRS	-27	23	152	46	525	-0.50	492	0.06
BUCKEN HILL	ZAMBIA	BHA	-14	26	28	28	1206	-0.39	175	0.09
BUCHAREST	ROMANIA	BUC	44	24	26	5	82	0.81	201	0.11
BUDAPEST	HUNGARY	BUD	47	29	19	1	196	0.65	158	0.11
BUEHRHOHE	WURTEMBERG, FRG	BUH	48	40	8	13	750	0.08	233	0.05
EULAWAYO	RHODESIA	BUL	-20	8	28	36	1341	-0.62	220	0.08
EUITE	MONTANA, USA	BUT	46	0	-112	33	1758	0.06	305	0.05
EYIPLY	CALIFORNIA, USA	BKS	37	52	-122	14	276	0.57	592	0.03
BYRD(S P I)	ANTARCTICA	BYI	-80	0	-119	2	1449	0.32	108	0.09
EYRD STAT.	ANTARCTICA	BYR	-80	1	-119	31	1515	0.20	233	0.07
CALCUTTA	INDIA	CAL	22	32	88	20	6	2.21	68	0.23
CALISTOGA	CALIFORNIA, USA	CLS	38	38	-122	35	457	0.43	51	0.10
CAMPULUNG	ROMANIA	CMP	45	16	25	2	598	1.33	284	0.09
CANERRA	ACT, AUSTRALIA	CAN	-35	19	148	59	700	0.31	586	0.04
CANTON	KWANGTUNG, CHINA	CNT	23	5	113	20	30	0.42	72	0.12
CAPE REINGA	NEW ZEALAND	CRZ	-34	25	172	40	140	0.71	60	0.16
CARACAS	VENEZUELA	CAR	10	30	-66	55	1032	-0.71	185	0.08
CARIBOU	MAINE, USA	CBM	46	55	-68	7	250	0.07	120	0.08
CASILE ROCK	CALIFORNIA, USA	CRC	37	14	-122	7	607	0.73	81	0.06
CFDAR SPE.	CALIFORNIA, USA	CED	34	16	-117	20	1067	0.67	41	0.12
CHANGALANE	MOZAMBIQUE	CNG	-26	17	32	11	100	-0.10	168	0.09
CHANGCHUN	KIPIN, CHINA	CNH	43	49	125	18	236	-0.67	92	0.14
CHAFEL HILL	NORTH CAROLINA, USA	CHC	35	55	-79	3	149	0.26	115	0.12
CHAPTERS T.	QUEENSLAND, AUSTRALIA	CTA	-20	5	146	15	357	-0.71	562	0.04
CHAPEAU	NEW ZEALAND	CNZ	-39	12	175	32	1116	0.14	106	0.09
CH'ENG-TU	STICHWAN, CHINA	CNU	30	39	104	0	506	-0.36	89	0.14
CHICAGO	ILLINOIS, USA	CHI	41	54	-87	38	183	-1.04	44	0.22
CHIENG MAI	THAILAND	CHG	18	47	98	58	416	0.10	382	0.07
CHIEKA	MALAWI	CLK	-15	40	34	58	781	-0.57	153	0.08
CHINCHINA	COLOMBIA	CHN	4	58	-75	37	1360	-0.82	45	0.30
CHIFEDZI	RHODESIA	CIR	-21	0	31	34	430	-0.42	83	0.14
CHITTAGONG	BANGLADESH	CHT	22	21	91	49	35	1.11	264	0.08
CINCINNATI	OHIO, USA	CNN	39	8	-84	16	238	-0.66	106	0.10
CINF	TURKEY	CIN	37	36	28	5	0	0.03	248	0.06
CLEFMENT F.	AUVERGNE, FRANCE	CFF	45	45	3	6	400	0.82	88	0.14
CLEVELAND	OHIO, USA	CLE	41	29	-81	31	328	0.04	208	0.08
COPE RIVER	NEW ZEALAND	COB	-41	5	172	44	213	-0.02	61	0.15
COLLEGE COT	ALASKA, USA	COL	64	54	-147	47	183	-0.61	742	0.04
CCILMBERG	GDR	CLL	51	18	13	0	230	-0.16	509	0.03
CCOLUMBIA	SOUTH CAROLINA, USA	CSC	34	0	-81	2	94	-0.41	117	0.13
CCOPENHAGEN	DENMARK	COP	55	41	12	26	13	0.25	383	0.03
CCOPPERMINE	N-W TERRIT, CANADA	COC	67	50	-115	5	31	-0.78	401	0.05
CCORVLLIS	OREGON, USA	COR	44	35	-123	18	123	1.04	176	0.07
CCUMBERLD PL	TENNESSEE, USA	CPO	35	35	-85	34	574	-0.81	340	0.05
CCDARWIN	N TERRIT, AUSTRALIA	DAR	-12	24	130	49	6	-1.23	370	0.07
CCDVAO CITY	PHILIPPINES	DAV	7	5	125	34	85	-0.20	280	0.08
CCDEILT	NETHERLANDS	DBN	52	6	5	10	3	0.93	231	0.08
CCDHRA DUN	INDIA	DDI	30	19	78	3	682	-0.09	79	0.17
CCDJAKARTA	JAVA, INDONESIA	DJA	-6	11	106	50	8	-0.27	54	0.33
CCDOKAIBA	HONSHU, JAPAN	DDR	35	59	139	11	800	-0.78	360	0.06
CCDORPES	BELGIUM	DOU	50	5	4	35	225	0.97	389	0.11
CCDUBOQUE	IOWA, USA	DBQ	42	30	-90	41	244	-0.92	146	0.09
CCDUGWAY	UTAH, USA	DUG	40	11	-112	48	1477	0.40	506	0.03
CCFUNCT D.	T ADELID, ANTARCTICA	ERV	-66	39	140	0	40	-0.73	339	0.04
CCDURHAM	ENGLAND, UK	DUR	54	46	-1	35	103	0.64	253	0.10
CCDUSHANBE	TADZHIKISTAN, URSS	DSH	38	33	68	46	847	-0.38	402	0.05
CCDVAO HACHI.	MAINE, USA	EMM	44	44	-67	29	20	0.12	90	0.11
CCDFOUQU.	SPAIN	EBR	40	49	0	29	50	0.39	176	0.11
CCDINGRUPGH	SCOTLAND, UK	EDI	55	55	-3	11	125	-0.71	44	0.18
CCDFRONTON	ALBERTA, CANADA	EDM	53	13	-113	21	730	-0.33	489	0.04
CCDPLAT	ISRAEL	LIL	29	33	34	57	0	-0.14	103	0.11
CCDYIL'TSOVKA	RSS, URSS	ELT	53	15	86	16	0	-1.20	149	0.08
CCDZUPUM	TURKEY	ERZ	39	54	41	16	1850	1.23	54	0.17
CCDESA-ALA	QU'ENTRECASTEAUX ISLS	ESA	-9	44	150	48	46	-0.09	176	0.10
CCDESKALMUIR	SCOTLAND, UK	ESK	55	19	-3	12	242	0.01	408	0.08

ESKALMUIR	SCOTLAND, UK	EKA	55	19	-3	9	300	0.15	420	0.04
EUREKA	NEVADA, USA	EUR	39	29	-115	58	2178	0.49	528	0.03
FAYETTEVIL.	ARKANSAS, USA	FAV	36	7	-94	11	0	-0.26	67	0.16
FAYETTEVIL.	ARKANSAS, USA	FAY	36	5	-94	11	404	-0.87	151	0.10
FELIPEBERG	FRG	FEL	47	52	8	1	1485	0.14	43	0.14
FICKLE HILL	CALIFORNIA, USA	FHC	40	48	-123	59	610	1.06	145	0.07
FLAGSTAFF	ARIZONA, USA	FLG	35	17	-111	42	2445	1.68	81	0.09
FLAMING G.	UTAH, USA	FGU	40	55	-109	23	1982	0.19	278	0.04
FLIN FLON	MANITOBA, CANADA	FFC	54	43	-101	58	338	-0.66	384	0.04
FLOISSANT	MISSOURI, USA	FLO	38	48	-90	22	160	-0.93	177	0.07
FOCSSANI	ROMANIA	FOC	45	41	27	11	61	1.25	121	0.17
FORTHAM	NEW YORK, USA	FOR	40	51	-73	53	24	0.04	46	0.30
FT CHURCH.	MANITOBA, CANADA	FCC	58	45	-94	5	39	-0.72	260	0.05
FT ST JAMES	B COLUMBIA, CANADA	FSJ	54	26	-124	15	772	0.30	453	0.04
FRESNO	CALIFORNIA, USA	FRE	36	46	-119	47	88	0.42	101	0.09
FROEISHER.	N TERRITORIES, CANADA	FBC	63	44	-68	28	45	-1.28	521	0.04
FRUNZE	KIRGIZIYA, URSS	FRU	42	50	74	37	655	0.38	421	0.04
FURSTENFEL.	BAYERN, FRG	FUR	48	9	11	16	565	0.31	320	0.05
GARCHY	NIVERNAIS, FRANCE	GRC	47	17	3	4	191	0.23	249	0.06
GARM	TADZHIKISTAN, URSS	GAR	39	0	70	19	1300	-0.45	369	0.05
GAURIBIDAN.	MYSORE, INDIA	GBA	13	36	77	26	25	-0.44	217	0.07
GEORGETOWN	D OF COLUMBIA, USA	GEO	38	54	-77	4	43	-0.23	116	0.11
GILFPE	BELGIUM	GIP	50	35	5	58	0	0.37	63	0.13
GILMORE CR.	ALASKA, USA	GIL	64	58	-147	29	350	-0.57	376	0.05
GISCORNE	NEW ZEALAND	GNZ	-38	38	178	1	30	-0.39	228	0.08
GLAMIS	CALIFORNIA, USA	GLA	33	3	-114	49	627	0.75	48	0.11
GLEN CANYON	ARIZONA, USA	GCA	36	58	-111	35	1339	0.81	356	0.05
GODHAVN	GREENLAND	GDH	69	15	-53	32	23	-0.44	396	0.05
GOLDEN	COLORADO, USA	GOL	39	42	-105	22	2359	0.56	394	0.04
GOLDSTONE	CALIFORNIA, USA	GSC	35	18	-116	48	990	0.57	60	0.14
GOPIS	ARMENIYA, URSS	GRS	39	30	46	20	1550	0.57	384	0.05
GORFON	NORMANDIE, FRANCE	GRR	48	23	0	51	220	0.16	417	0.05
GOTEBORG	SWEDEN	GOT	57	41	11	58	66	-0.89	151	0.06
GRAEFBERG	BAYERN, FRG	GRF	49	41	11	12	525	0.66	220	0.05
GRAHAMSTOWN	CAPE PROVIN, S AFRICA	GRH	-33	18	26	34	610	0.74	47	0.20
GRANITE MT	ALASKA, USA	GHA	65	25	-161	13	0	0.24	43	0.17
GREAT WHALE	QUEBEC, CANADA	GWC	55	17	-77	45	8	-1.03	365	0.05
GREENADA	GREENADA	GRE	12	2	-61	44	15	-0.40	64	0.20
GUAM	MARIANA ISLANDS	GUA	13	32	144	54	230	-0.92	220	0.10
HAGFORS	SWEDEN	HFS	60	8	13	41	223	-0.86	101	0.10
HALIFAX	NOVA SCOTIA, CANADA	HAL	44	38	-63	36	56	-0.20	284	0.07
HALLE	GDR	HLE	51	30	11	57	92	-0.22	106	0.08
HAMEURG	FRG	HAM	53	27	9	55	30	0.82	88	0.11
HAWAIIAN VO	HAWAII, USA	HVO	19	25	-155	17	1240	0.57	337	0.08
HILDEBERG	FRG	HEI	49	23	8	43	560	-0.01	50	0.10
HELWAN	EGYPT	HLW	29	51	31	20	116	0.04	198	0.08
HELY CROSS	CALIFORNIA, USA	HCC	36	58	-121	43	159	0.98	42	0.13
HONG KONG	HONG KONG	HKC	22	18	114	10	27	0.72	404	0.07
HONIARA	SOLOMON ISLANDS	HNR	-9	25	159	56	72	-0.63	308	0.07
HONOLULU	HAWAII, USA	HON	21	19	-158	0	200	0.64	328	0.07
HUANCAYO	PERU	HUA	-12	2	-75	19	3313	0.40	109	0.12
HUNGARY HORS	MONTANA, USA	HHM	48	20	-114	1	1100	-0.04	472	0.04
HUALIEN	TAIWAN	HWA	23	58	121	37	18	1.94	48	0.32
HYDERABAD	ANDHRA PRADESH, INDIA	HYE	17	25	78	33	510	-0.89	288	0.06
IASI	ROMANIA	IAS	47	11	27	33	160	-0.08	220	0.09
IFRANE	MOPOCCC	IFR	33	31	-5	7	1630	0.18	257	0.09
INGE LEHMAN	GREENLAND	ILG	77	56	-39	11	2401	-0.87	45	0.16
INOVIK	N-W TERRITOR, CANADA	INK	68	17	-133	30	40	-0.64	177	0.06
IRKUTSK	RSS, URSS	IRK	52	16	104	18	467	-0.40	407	0.06
ISOLA	PROVENCE, FRANCE	ISO	44	11	7	3	876	0.49	249	0.07
ISTANBUL	TURKEY	IST	41	2	28	59	50	0.23	340	0.05
ISTANBUL-K.	TURKEY	ISK	41	3	29	3	132	0.08	273	0.06
IUL'TIN	RSS, URSS	ILT	67	54	-178	42	0	-0.33	95	0.12
JAMESTOWN	CALIFORNIA, USA	JAS	37	56	-120	26	457	0.26	591	0.03
JANINA	GREECE	JAN	39	39	20	51	540	0.37	81	0.11
JAN MAYEN I	JAN MAYEN ISLAND	JMI	70	55	-8	43	50	1.19	45	0.17

JFNA	GDR	JEN	50	57	11	35	193	0.29	80	0.16
JERUSALEM	ISRAEL	JER	51	46	35	11	770	0.87	377	0.04
JUARFZ	OAXACA, MEXICO	FBJ	16	26	-95	24	213	0.67	53	0.24
JUNCTION C.	TEXAS, USA	JCT	30	28	-99	48	591	-0.41	71	0.13
KAFUT	AFGHANISTAN	KBL	34	32	69	2	1920	-0.53	192	0.07
KAJIANI	FINLAND	KJN	64	5	27	42	250	-0.87	568	0.04
KALGOORLIE	WEST AUSTRALIA	KLG	-30	47	121	27	350	-1.27	467	0.05
KAMIKINEUSU	HOKKAIDO, JAPAN	KHU	42	14	142	58	180	-0.04	199	0.08
KAF TOBIN	GREENLAND	KTG	70	25	-21	59	6	0.05	444	0.05
KAFACHI	PAKISTAN	KAR	24	56	67	8	34	0.35	161	0.14
KAFAPIRO	N ISL, NEW ZEALAND	KBP	-37	55	175	32	64	0.38	408	0.05
KARISKRONA	SWEDEN	KLS	56	9	15	35	11	-1.27	154	0.06
KAFISEUHF	FRG	KRL	49	0	8	24	114	1.16	317	0.05
KARCI	RHODESIA	KRR	-16	51	29	37	3800	-0.72	105	0.13
KAST. HORY	CZECHOSLOVAKIA	KHC	49	7	13	34	700	0.30	500	0.04
KASTANONU	TURKEY	KAS	41	22	33	46	850	0.67	331	0.06
KENTFIELD	CALIFORNIA, USA	KFC	37	57	-122	33	2	0.36	48	0.13
KERAVAT	NEW BRITAIN	KET	-4	19	152	2	17	0.20	53	0.15
KERAVAT	NEW BRITAIN	KRT	-4	21	152	3	20	0.61	47	0.24
KERMANSHAH	IRAN (PERSIA)	KER	34	21	47	6	1310	-0.38	224	0.08
KEVC	FINLAND	KEV	69	45	27	0	80	-0.59	514	0.05
KEW	ENGLAND, UK	KEW	51	28	0	18	5	0.10	209	0.05
KHEIS	RSPSR, URSS	KHE	80	37	58	3	100	0.24	356	0.06
KHOFQG	TADZHIKISTAN, URSS	KHO	37	29	71	32	1850	0.46	372	0.05
KIMBERLIY	S AFRICA	KIM	-28	45	24	46	1321	-0.76	48	0.15
KINGSFAY	ISLANDIA	KBS	78	55	11	55	46	-0.13	225	0.08
KIPAPA OAHU	HAWAII, USA	KIP	21	25	-158	0	70	0.35	468	0.06
KIRKINES	NORWAY	KRK	69	43	30	3	25	-0.32	372	0.04
KIPOVARAD	AZERPBAJDZHAN, URSS	KRV	40	39	46	20	340	-0.08	340	0.05
KIRUNA	SWEDEN	KIR	67	50	20	25	390	-1.01	576	0.04
KISHINEV	MOLDAVIYA, URSS	KIS	47	1	28	52	49	-0.34	309	0.05
KIYCSUMI	HONSHU, JAPAN	KYS	35	11	140	8	230	-0.12	220	0.08
KIZYL-ARVAT	TURKMEENIYA, URSS	KAT	39	12	56	16	90	0.83	360	0.06
KOEUAN	SOLOMON ISLANDS	KOA	-6	13	155	37	65	-1.17	69	0.15
KODAIKANAL	TAMIL NADU, INDIA	KOD	10	14	77	28	2343	0.43	406	0.05
KODIAK IS.	ALASKA, USA	KDC	57	44	-152	29	0	-0.29	342	0.04
KONGSBERG	NORWAY	KON	59	38	9	35	290	-0.09	457	0.03
KCSAN BOKA	IVORY COAST	KIC	6	21	-4	44	175	-0.80	58	0.13
KCUMAC	NEW CALEDONIA	KOU	-20	33	164	16	17	0.30	289	0.07
KPAKOW	POLAND	KRA	50	3	19	56	223	0.19	429	0.04
KSAFA	LEBANON	KSA	33	49	35	53	923	0.55	376	0.07
KUIYAB	TADZHIKISTAN, URSS	KUL	37	54	69	45	605	-0.46	77	0.13
K'UN-MING	YUNNAN, CHINA	KUN	25	7	102	44	1945	0.54	99	0.16
KURIL'SK	RSPSR, URSS	KUR	45	14	147	52	0	0.14	146	0.12
LAE	NEW GUINEA	LAE	-6	40	146	54	50	0.53	54	0.15
LA FOLINIER	NORMANDIE, FRANCE	FLN	48	45	0	28	230	0.13	419	0.04
LAHOPE	PAKISTAN	LAH	31	33	74	20	210	-0.47	359	0.05
LAKHEHAD U.	ONTARIO	LHC	48	25	-89	16	196	-1.00	121	0.10
LANAF	NEW HEBRIDES	LMP	-16	25	167	48	60	0.11	83	0.15
LANTO	IVORY COAST	LIC	6	13	-5	1	100	-0.80	165	0.09
LAN-CHOU	KANSU, CHINA	LAN	36	3	103	50	1518	0.46	107	0.10
LANSEVILL.	SAVOIE, FRANCE	LNS	45	17	6	54	1480	0.54	301	0.07
LA PALMA	EL SALVADOR	LPS	14	17	-89	9	1000	-0.13	172	0.09
LAPEZ	POLIVIA	LPB	-16	31	-68	5	3292	-0.44	121	0.12
LA PLATA	ARGENTINA	LPA	-34	54	-57	55	14	-0.74	72	0.22
LAPAFIE	WYOMING, USA	LAR	41	18	-105	34	2400	0.49	93	0.12
LHASA	TIBET, CHINA	LHA	29	38	91	2	3658	0.96	117	0.08
LASA CENTER	MONTANA, USA	LAO	46	41	-106	13	744	0.17	132	0.09
LASA T. PING	MONTANA, USA	LP4	47	24	-106	56	707	0.31	77	0.07
LAWFENCE	KANSAS, USA	LAW	38	57	-95	15	260	-0.81	190	0.07
LAURENCE	JAVA, INDONESIA	LEM	-6	50	107	37	1252	-0.41	350	0.07
LILLHAMMER	NORWAY	LHM	61	2	10	52	555	-0.50	269	0.04
LISTON	PORTUGAL	LIS	38	42	-9	8	77	0.86	121	0.13
LJUBI JANA	YUGOSLAVIA	LJU	46	2	14	32	396	0.04	393	0.04
LONDON (ONT)	ONTARIO, CANADA	LND	43	2	-81	11	246	-0.39	124	0.09

LANGMIRE	WASHINGTON, USA	LON	46	45	-121	48	854	0.05	448	0.04
LCNCRORE	NEW HEBRIDES	LNR	-15	51	168	9	8	-0.34	121	0.13
LCRMS	NIVERNAIS, FRANCE	LOR	47	16	3	51	520	0.01	454	0.04
LUPPOCK	TEXAS, USA	LUB	33	35	-101	52	980	-0.07	296	0.05
LUGANVILLE	NEW HEBRIDES	LUG	-15	31	167	7	150	-0.03	220	0.10
LUXEMBOURG	LUYEMBOURG	LUX	49	36	6	8	0	1.70	151	0.13
L'VCV	UKRAINIA, URSS	LVV	49	49	24	2	308	0.37	236	0.06
LWIRO	ZAIRE	LWI	-2	14	28	48	1748	0.42	169	0.09
MACQUARIE I	AUSTRALIA	MCQ	-54	29	158	57	14	1.00	169	0.09
MADRAS	TAMIL NADU, INDIA	MDR	13	0	80	11	0	-0.13	112	0.12
MAGADAN	RSPSR, URSS	MAG	59	33	150	48	120	-0.21	280	0.07
MAKHACHKALA	ASSR, RSPSR, URSS	HAK	43	1	47	26	10	0.47	116	0.11
MALAGA	SPAIN	MAL	36	43	-4	24	60	0.46	62	0.21
MANGAHAO	N ISLAND, NEW ZEALAND	MNG	-40	37	175	28	396	-1.19	232	0.09
MANGLA	PAKISTAN	MNL	33	8	73	45	436	0.22	133	0.10
MANHATTAN	KANSAS, USA	MHT	39	11	-96	34	200	-0.68	147	0.11
MANILA (W)	LUZON, PHILIPPINES	MAN	14	39	121	4	70	0.62	265	0.11
MASHHAD	IRAN (PERSIA)	MSH	36	18	59	35	999	0.71	293	0.06
MATSUSHIPO	HONSHU, JAPAN	MAT	36	32	138	12	440	-1.25	633	0.04
MAWSON	ANTARCTICA	MAW	-67	36	62	52	6	0.18	457	0.04
M'POUR	SENEGAL	MBO	14	23	-16	57	3	0.40	124	0.13
MEEKATHAPRA	WESTERN AUSTRALIA	MEK	-26	36	118	32	515	-1.24	210	0.07
MESSINA U.	ITALY	MES	38	11	15	33	45	0.29	126	0.16
MEXICO UNIV	MEXICO	UNM	19	19	-99	10	2257	0.74	74	0.22
MICA CREEK	B COLUMBIA, CANADA	MCC	52	3	-118	35	578	0.30	237	0.07
MILFORD S.	S ISLAND, NEW ZEALAND	MSZ	-44	40	167	55	38	-0.09	161	0.08
MILLO	MAINE, USA	MIM	45	14	-69	2	140	0.22	97	0.10
MINERAL	CALIFORNIA, USA	MIN	40	20	-121	36	1495	0.06	540	0.03
MIRNY	ANTARCTICA	MIR	-66	33	93	0	30	-0.41	384	0.05
MIZUSAWA	HONSHU, JAPAN	MIZ	39	8	141	8	63	1.24	92	0.18
MOCCA	EQUATORIAL GUINEA	MFP	3	20	8	39	1338	0.45	69	0.16
MOMCTE	ADMIRALTY ISLANDS	MQM	-2	4	147	24	10	-0.15	46	0.20
MONEY	ASSR, RSPSR, URSS	MOY	51	41	100	59	0	-0.05	96	0.10
MONCWAJ	S ISLAND, NEW ZEALAND	MNW	-45	46	167	37	155	-0.41	260	0.06
MONTENAPD	DAUPHINE, FRANCE	MNY	44	57	5	41	0	0.45	205	0.09
MONTREAL	QUEBEC, CANADA	MNT	45	30	-73	37	112	-0.50	368	0.07
MONTSERPAT	MONTSERRAT	MWI	16	42	-62	13	46	-0.05	43	0.33
MCCPLANDS	TASMANIA, AUSTRALIA	MOO	-42	26	147	11	325	0.83	257	0.06
MCRGANTOWN	WEST VIRGINIA, USA	ERG	39	37	-79	57	282	0.67	235	0.08
MCSCCW	RSPSR, URSS	MOS	55	44	37	37	124	-0.36	457	0.05
MCOUD BAY	N-W TERRIT, CANADA	MBC	76	14	-119	21	15	-0.59	578	0.04
MOUNT DIAE.	CALIFORNIA, USA	MDC	37	52	-121	54	1173	0.91	66	0.10
MT HAMILTON	CALIFORNIA, USA	MHC	37	20	-121	38	1282	0.66	613	0.03
MCUNT JOHN	S ISLAND, NEW ZEALAND	MJZ	-43	59	170	27	1000	-0.27	215	0.07
MCXA	GDR	MOX	50	38	11	36	454	0.0	517	0.03
MUMBY MT	ARIZONA, USA	MMA	33	33	-111	57	426	0.54	117	0.10
MUNLARING	WESTERN AUSTRALIA	MUN	-31	58	116	12	253	-0.85	620	0.04
NAGASAKI	KYUSHU, JAPAN	NGS	32	43	129	52	27	0.29	107	0.14
NAIROBI	KENYA	NAI	-1	16	36	48	1692	1.47	212	0.08
NANA	PERU	NNA	-11	59	-76	50	575	-1.04	72	0.16
NAN-CHING	KIANGSU, CHINA	NAN	32	3	118	47	60	0.14	90	0.11
NEMURO	HOKKAIDO, JAPAN	NEM	43	19	145	35	26	-1.16	68	0.14
NEW DELHI	DELHI, INDIA	NDI	28	41	77	13	230	-1.27	609	0.04
NEWPORT	WASHINGTON, USA	NEW	48	15	-117	7	760	-0.25	382	0.04
NHA-TRAN	SOUTH VIETNAM	NHA	12	12	109	12	5	-0.06	112	0.12
NIELZICA	POLAND	NIE	49	25	20	19	555	0.52	320	0.04
NILORE	PAKISTAN	NIL	33	39	73	15	536	-0.12	88	0.09
NCRE	GREENLAND	NOR	81	36	-16	41	36	-0.65	527	0.05
NCRDMAN	IDAHO, USA	NTI	48	37	-116	57	823	-0.08	224	0.05
NORTH POLE	N. TERRIT., CANADA	NP-	76	15	-119	22	59	-0.39	232	0.06
NCFTH RENO	NEVADA, USA	NRR	39	34	-119	50	1634	0.42	156	0.05
NCUMEA	NEW CALEDONIA	NOU	-22	18	166	27	105	0.06	296	0.06
N'LAZAREVS.	ANTARCTICA	NVL	-70	46	11	50	87	-0.23	108	0.10
NUPMIJARVI	FINLAND	NUR	60	30	24	39	102	-0.85	565	0.03
OAK RIDGE	TENNESSEE, USA	ORT	35	56	-84	19	0	0.03	141	0.11
OPINISK	RSPSR, URSS	CBN	55	10	36	36	0	-0.60	70	0.10

OISHIYAMA	HONSHU, JAPAN	OIS	34	6	135	19	678	-0.42	295	0.06
OLEMA	CALIFORNIA, USA	OLC	38	2	-122	47	30	0.71	50	0.14
OROVILLE	CALIFORNIA, USA	ORV	39	33	-121	30	360	-0.24	384	0.04
OTTAWA	ONTARIO, CANADA	QTT	45	23	-75	42	83	-1.04	411	0.06
OUANAHAM	LOYALTY ISLANDS	QUA	-20	46	167	14	29	0.03	131	0.12
OULU	FINLAND	CUL	65	5	25	53	60	-1.33	330	0.06
PACUA	ITALY	PAD	45	24	11	53	12	2.19	84	0.25
PAPA	TAHITI, FRENCH	PAE	-17	39	-149	34	60	0.67	53	0.21
PALISADES	NEW YORK, USA	PAL	41	0	-73	54	91	-0.44	227	0.08
PALMER	ALASKA, USA	PMR	61	35	-149	7	0	-0.77	456	0.03
PAC-T'OU	INNER MONGOLIA, CHINA	PAO	43	34	110	2	1140	0.32	97	0.11
PAPEETE	TAHITI, FRENCH	FPT	-17	34	-149	34	260	0.83	309	0.09
PAPETE	TAHITI, FRENCH	THT	-17	34	-149	34	337	1.22	84	0.21
EAPENOO	TAHITI, FRENCH	EPN	-17	31	-149	25	100	0.84	174	0.12
PARAISO	CALIFORNIA, USA	PRS	36	19	-121	22	363	0.48	129	0.06
PARASKEVI	GREECE	PRK	39	14	26	16	100	0.12	212	0.07
PASADENA	CALIFORNIA, USA	PAS	34	8	-118	10	295	0.09	589	0.03
PAVIA	ITALY	PAV	45	11	9	10	77	0.96	72	0.26
PIRO DOME	ALASKA, USA	PJD	65	2	-147	30	740	-0.23	272	0.07
PEKING	CHINA	PEK	40	2	116	10	43	-0.43	114	0.08
PELEHUE	SANTAGIO, CHILE	PEL	-33	8	-70	41	690	-0.62	110	0.13
PENAS	BOLIVIA	PNS	-16	16	-68	28	3986	-0.31	113	0.13
PENTICTON	B. COLUMBIA, CANADA	PNT	49	19	-119	37	550	-0.19	545	0.04
PEIROPVL.	RSFSR, URSS	PET	53	1	158	39	25	-0.37	296	0.07
PHU-LIEN	NORTH VIETNAM	PLV	20	48	106	37	90	1.45	238	0.09
PCIYGYROS	GREECE	FLG	40	22	23	26	580	0.13	104	0.08
PCMARIOPIO	FRENCH POLYNESIA	FHO	-15	1	-147	54	2	0.47	52	0.21
PONTA DELG.	AZORES	PDA	37	44	-25	39	35	1.33	60	0.25
PCONA	MAHARASHTRA, INDIA	POO	18	32	73	51	556	-0.91	517	0.05
PORT ELAIP	ANDAMAN ISLANDS	PBA	11	40	92	43	50	0.25	92	0.17
PORT HARDY	B. COLUMBIA, CANADA	PHC	-50	42	-127	25	33	0.54	321	0.05
PORT MORES.	PAPUA	PMG	-9	24	147	9	70	-0.32	518	0.05
PCRTO	POPTUGAL	PIO	41	8	-8	36	88	0.04	244	0.09
PORT VILA	NEW HEBRIDES	PVC	-17	44	168	18	80	0.04	196	0.08
FRAGUE	CZECHOSLOVAKIA	PRA	50	4	14	25	225	0.65	310	0.06
PRISA INFI.	GUERRERO, MEXICO	PIM	18	16	-101	52	81	-0.28	50	0.20
PRITORIA	SOUTH AFRICA	PRE	-25	45	28	11	1333	-0.24	153	0.08
PRIEST	CALIFORNIA, USA	PRI	36	8	-120	39	1187	0.85	595	0.03
PRUHONICE	CZECHOSLOVAKIA	PRU	49	59	14	32	302	0.23	506	0.03
FFZHEVALSK	KIRGIZIA	PRZ	42	29	78	24	1599	1.05	106	0.10
PULKOVO	RSFSR, URSS	PUL	59	46	30	19	65	-0.54	381	0.05
PYATIGORSK	RSFSR, URSS	EYA	44	2	43	3	497	-0.20	84	0.13
QUETTA	PAKISTAN	QUE	30	11	66	57	1721	-0.32	572	0.04
QUEZON CITY	LUCON, PHILIPPINES	QCP	14	38	121	4	58	0.08	114	0.13
QUITO	ECUADOR	QUI	0	12	-78	30	2837	1.18	57	0.18
RABALANAKA.	NEW BRITAIN	RAL	-4	13	152	12	91	-0.35	63	0.16
RABAT	MOROCCO	RBA	34	0	-6	50	39	-0.13	116	0.15
RABAT ZAERS	MOROCCO	RBZ	33	55	-6	50	116	-0.03	72	0.12
RABUL	NEW BRITAIN	RAB	-4	11	152	10	194	-0.55	385	0.07
RACIBORZ	POLAND	RAC	50	5	18	11	209	0.87	94	0.13
RAMAN	TURKEY	RAM	37	45	41	17	1185	0.99	65	0.22
RAPID CITY	SOUTH DAKOTA, USA	RCD	44	4	-103	12	995	0.17	132	0.08
RARCTONGA	COOK ISLANDS	RAR	-21	12	-159	46	28	0.64	156	0.15
RESOLUTE B.	N-W TERRIT, CANADA	RES	74	41	-94	54	15	-0.85	519	0.05
REYKJAVIK	ICELAND	REY	64	8	-21	54	44	1.27	110	0.11
RHOIFS	GREECE	RHO	36	26	28	13	45	0.64	49	0.22
RIVERVIEW	N S WALES, AUSTRALIA	RIV	-33	49	151	9	25	1.04	412	0.05
ROCHESTER	NEW YORK, USA	ROC	43	7	-77	35	155	-0.19	80	0.13
RCLLA	MISSOURI, USA	ROL	37	55	-91	52	200	-1.08	76	0.14
ROME	ITALY	ROM	41	54	12	30	45	0.73	214	0.09
ROMI (MTE P.)	ITALY	RMP	41	48	12	42	380	0.05	122	0.09
ROSHEND	SAVOIE, FRANCE	RSL	45	41	6	37	1583	0.40	317	0.06
ROXFURGH	S ISL, NEW ZEALAND	ROX	-45	28	169	19	106	-0.15	71	0.16
SA DA PAND.	ANGOLA	SDE	-14	55	13	34	1781	-0.02	200	0.08
SAINT JOHN'	NEWFOUNDLAND, CANADA	STJ	47	34	-52	44	62	-0.35	281	0.09
SAINT LOUIS	MISSOURI, USA	SLH	38	38	-90	14	161	-0.48	96	0.13

SAINT SAULG	NIVERNAIS, FRANCE	SSF	47	3	3	30	360	0.11	413	0.05
SAINT SAUV.	NORMANDIE, FRANCE	SSC	48	35	0	6	300	0.10	437	0.04
SALT LAKE	UTAH, USA	SLC	40	45	-111	50	1425	0.36	373	0.04
SAMARKAND	UZBEKISTAN, URSS	SAM	39	40	66	59	704	-0.33	115	0.09
SANAT	ANTARCTICA	SNA	-70	18	-2	19	57	-0.14	53	0.13
SAN ANDREAS	CALIFORNIA, USA	SAO	36	45	-121	26	230	0.42	158	0.06
SAN FRANCO	CALIFORNIA, USA	SFR	37	47	-122	23	8	0.68	50	0.15
SAN JUAN (W)	PUERTO RICO	SJG	18	6	-66	9	457	-1.15	200	0.10
SAN LUIS D.	CALIFORNIA, USA	SLD	37	4	-121	13	443	0.84	395	0.03
SAN SALVAD.	EL SALVADOR	SSS	13	40	-89	11	665	0.57	45	0.26
SANTAGIO	CHILE	SAN	-53	27	-70	39	533	-0.56	49	0.22
SAPPORO	HOKKAIDO, JAPAN	SAP	43	3	141	19	18	-0.24	77	0.16
SAVANNAH	TASMANIA, AUSTRALIA	SAV	-41	43	147	11	180	0.92	403	0.04
SCARPOROUGH	ONTARIO, CANADA	SCB	43	43	-79	14	153	-0.07	116	0.11
SCHIFFERVI.	QUEBEC, CANADA	SCH	54	49	-66	47	540	-0.54	488	0.05
SCOTT BASE	VICTORIA I., ANTARCTIC	SBA	-77	51	166	45	38	0.92	473	0.04
SEATTLE	WASHINGTON, USA	SEA	47	39	-122	18	30	1.47	141	0.13
SEFID-ROUD	IRAN	SRI	36	45	-49	23	243	0.74	94	0.09
SEHOPE	MADHYA PRADESH, INDIA	SEH	23	10	77	5	0	0.69	44	0.28
SEMIPALATI.	KAZAKHSTAN, URSS	SEM	50	24	80	15	209	-0.81	392	0.05
SEOUL	SOUTH KOREA	SEO	37	34	126	58	86	-0.18	149	0.14
SEPT ILES	QUEBEC, CANADA	SIC	50	10	-66	44	283	-0.52	326	0.06
SETIF	ALGERIA	SET	36	12	5	24	1000	-0.14	48	0.16
SEVEN FALLS	QUEBEC, CANADA	SFA	47	7	-70	49	232	-0.87	348	0.07
SEV KURIL'	RSFSR, URSS	SKR	50	40	156	6	250	-0.58	101	0.15
SHAWINIGAN	QUEBEC, CANADA	SHF	46	33	-72	45	60	-0.82	72	0.14
SHEEP CP MT	ALASKA, USA	SCM	61	50	-147	19	1020	0.12	283	0.05
SHILLONG	ASSAM, INDIA	SHL	25	34	91	53	1600	-0.58	561	0.05
SHIRAKI	HONSHU, JAPAN	SHK	34	31	132	40	285	-0.48	336	0.05
SHIRAZ	IRAN (PEPSIA)	SHI	29	38	52	31	1595	-0.57	495	0.04
SHIOYAMA	HONSHU, JAPAN	SHY	35	36	139	16	254	-1.19	203	0.08
SIAN	SHENSI, CHINA	SIA	34	14	108	55	395	0.27	109	0.11
SIDA	ICELAND	SID	63	47	-18	3	26	1.70	118	0.10
SIMFEROPOL'	UKRAINIA, URSS	SIM	44	57	34	7	277	-0.01	380	0.05
SITKA	ALASKA, USA	SIT	57	3	-135	19	19	0.98	309	0.06
SKALSTUGAN	SWEDEN	SKA	63	34	12	16	580	-0.82	181	0.06
SKOPEJE	YUGOSLAVIA	SKO	41	58	21	26	346	0.46	92	0.09
SCCHI	RSFSR, URSS	SOC	43	35	39	43	192	-0.11	222	0.07
SODANKYLA	FINLAND	SOD	67	22	26	37	181	-0.85	616	0.04
SOFIYA	BULGARIA	SOF	42	41	23	20	546	0.62	114	0.10
SCNGKHLA	THAILAND	SNG	7	10	100	37	4	0.64	113	0.13
SOUTH POLE	ANTARCTICA	SPA	-90	0	0	0	2927	0.08	386	0.04
SFARBEVOHN	ALASKA, USA	SVW	61	6	-155	37	762	0.62	232	0.08
SFOKANE	WASHINGTON, USA	SPO	47	43	-117	20	713	0.56	225	0.05
SFCAPPOVA	CZECHOSLOVAKIA	SRO	47	48	18	18	150	0.79	165	0.10
ST KITTS	ST KITTS, WIAS	SKI	17	20	-62	44	306	-1.12	76	0.24
STATE CCL.	PENNSYLVANIA, USA	SCP	40	47	-77	51	352	-0.36	124	0.08
STOLLET	SWEDEN	SLL	60	28	13	19	420	-0.88	44	0.12
STONE CAN.	CALIFORNIA, USA	STC	36	38	-121	14	259	1.04	104	0.08
STRASBOURG	ALSACE, FRANCE	STR	48	35	7	45	135	0.62	373	0.05
STUTTGART	FRG	STU	48	46	9	11	360	0.10	398	0.04
SUIBURY	ONTARIO, CANADA	SUD	46	28	-80	58	267	-0.78	184	0.08
SUFFIELD	ALBERTA, CANADA	SES	50	23	-111	2	770	-0.54	323	0.05
SUVA	FIJI	SUV	-18	8	178	27	6	-0.12	50	0.28
SVERDLOVSK	RSFSR, URSS	SVE	56	48	60	38	275	-0.63	477	0.04
SYOWA BASE	ANTARCTICA	SYO	-69	0	39	30	23	-0.36	88	0.16
TABEIZ	IRAN (PEPSIA)	IAB	38	4	46	19	1430	1.03	327	0.05
TACUBAYA	MEXICO	TAC	19	24	-99	11	2297	1.04	116	0.20
TAITUNG	TAIWAN	ITN	22	45	121	9	9	2.21	50	0.29
TALGAR	KAZAKHSTAN, URSS	AAB	43	16	77	23	850	0.51	345	0.06
TALGAR	KAZAKHSTAN, URSS	TLG	43	16	77	23	850	0.72	43	0.13
TAHANRASSET	ALGERIA	TAE	22	47	5	31	1395	0.13	126	0.11
TANANA	ALASKA, USA	TNN	65	15	-151	54	504	0.60	229	0.08
TANANARIVE	MALAGASY	TAN	-18	55	47	33	1375	0.10	93	0.12
TANGERANG	JAVA, INDONESIA	ING	-6	11	106	30	14	-1.43	80	0.21
TARAVAO	FRENCH POLYNESIA	TVO	-17	46	-149	15	650	0.83	51	0.23
TARALEAH	TASMANIA, AUSTRALIA	IRR	-42	18	146	27	579	1.00	473	0.04

TASHKENT	UZBEKISTAN, UPSS	TAS	41	19	69	17	470	0.02	529	0.04
TASMANIA U.	TASMANIA, AUSTRALIA	TAU	-42	54	147	19	132	0.56	528	0.04
TAUNUS MTS	HESSEN, FRG	TNS	50	13	8	26	815	0.36	45	0.16
TAVORVUR	NEW BRITAIN	TAV	-4	13	152	13	31	-0.30	76	0.15
TEHFAN	IRAN (PERSIA)	TEH	35	44	51	23	1360	0.56	413	0.06
TENERIFE	CANARY ISLANDS	TEN	28	27	-16	14	1	1.54	48	0.25
TIFLIS	GRUZIYA, UPSS	TIF	41	43	44	48	399	0.79	406	0.05
TIKSI	ASSR, RSFSR, UPSS	TIK	71	38	128	52	25	-1.74	469	0.05
TIPUTA	FRENCH POLYNESIA	TPT	-14	59	-147	37	3	0.58	220	0.12
TIRANE	ALBANIA	TIR	41	20	19	52	197	0.20	92	0.12
TCLEDO	SPAIN	TOL	39	52	-4	2	480	0.61	205	0.08
TCNCPAH	NEVADA, USA	TNP	38	4	-117	13	1932	0.47	212	0.05
TCNTG FORE.	ARIZONA, USA	TFO	34	16	-111	16	1492	0.74	550	0.03
TCOLANGI	ARIZONA, AUSTRALIA	TFO	-37	34	145	29	604	0.25	667	0.03
TRIFSTE	ITALY	TRI	45	42	13	45	126	-0.69	300	0.05
TRINITAD (W)	TRINIDAD AND TOBAGO	TRN	10	38	-61	24	24	-0.70	168	0.16
TROMSO	NORWAY	TRO	69	37	18	55	15	-0.66	501	0.04
TSUKUBA	HONSHU, JAPAN	TSK	36	12	140	6	280	-1.10	349	0.06
TUCSON	ARIZONA, USA	TUC	32	18	-110	46	985	0.31	529	0.04
TULSA	OKLAHOMA, USA	TUL	35	54	-95	47	256	-0.55	339	0.06
TUMWATER	WASHINGTON, USA	TUH	47	0	-122	54	20	0.37	269	0.07
UCCLE	BELGIUM	UCC	50	47	4	21	105	0.92	237	0.09
ULLHOLM	SWEDEN	UDD	60	5	13	36	240	-1.07	105	0.09
UINJA BASI.	UTAH, USA	UBO	40	19	-109	34	1600	0.36	496	0.03
UKIAH	CALIFORNIA, USA	UKL	39	8	-123	12	199	1.01	208	0.07
UMIA	SWEDEN	UME	63	48	20	14	16	-1.30	545	0.03
UNIONVILLE	NEVADA, USA	UVN1	40	27	-118	9	1870	0.37	57	0.13
UPPSALA	SWEDEN	UPP	59	51	17	37	14	-1.10	547	0.03
UZHGOROD	UKRAINE, URSS	UZH	48	38	22	18	159	0.30	316	0.05
VAIHOA	FRENCH POLYNESIA	VAH	-15	14	-147	38	3	0.31	52	0.18
VALENTIA	IRELAND	VAL	51	56	-10	14	14	0.53	300	0.06
VALSAMATA	GREECE	VLS	38	10	20	35	375	-0.05	207	0.08
VAMCS	CRETE, GREECE	VAM	35	34	24	11	225	0.58	178	0.10
VANNOVSKAYA	TURKMENIYA, URSS	VAN	37	57	58	6	250	0.28	212	0.08
VICTORIA	B COLUMBIA, CANADA	VIC	48	31	-123	24	197	0.01	437	0.05
VIENNA	AUSTRIA	VIE	48	14	16	21	198	0.53	241	0.07
VIENNA	AUSTRIA	VKA	48	15	16	19	400	0.52	192	0.07
VISHAKHAPA.	ANDHRA PRADESH, INDIA	VIS	17	43	83	18	41	0.65	92	0.22
VISTA HERM.	OAXACA, MEXICO	VHM	17	10	-96	44	1829	1.32	84	0.14
VLATIVOSTOK	RSFSR, URSS	VLA	43	7	131	53	75	-0.03	434	0.05
VCUGLANS	FRANCHE COMTE, FRANCE	VOU	46	23	5	39	0	0.43	93	0.09
VFINCIOAIA	ROMANIA	VRI	45	52	26	43	400	0.68	132	0.10
VOICAN	NEW BRITAIN	VUL	-4	16	152	8	332	-0.21	79	0.14
VONIKAWAI	FIJI	VUN	-18	2	178	27	160	-0.09	89	0.11
VYPCRG	RSFSR, URSS	VYP	60	43	28	48	25	-1.05	61	0.16
WABAG	NPW GUINEA	WAB	-5	29	143	43	2032	0.76	101	0.13
WAKAURA	HONSHU, JAPAN	WAK	34	11	135	10	10	0.04	124	0.10
WANLISS ST	NEW BRITAIN	WAN	-4	11	152	10	25	-0.33	57	0.17
WARMIFONT.	BELGIUM	WRH	49	50	5	22	242	1.87	205	0.10
WARRAMUNGA	N TERR, AUSTRALIA	WRA	-19	56	134	20	245	-1.21	346	0.05
WARSAK DAM	PAKISTAN	WRS	34	9	71	24	343	-0.88	407	0.05
WASHINGTON	MARYLAND, USA	WSC	39	3	-77	7	120	-0.55	205	0.08
WILLINGTON	N ISL, NEW ZEALAND	WEL	-41	17	174	46	122	-0.79	248	0.10
WFI SCHBRUCH	LOPPAINE, FRANCE	WLS	48	24	7	21	775	-0.04	184	0.09
WESTON	MASSACHUSETTS, USA	WES	42	23	-71	19	60	0.0	208	0.08
WICHITA MTS	OKLAHOMA, USA	WHO	34	43	-98	35	505	-0.52	300	0.06
WILKFS	ANTARCTICA	WIL	-66	15	110	31	10	-0.46	165	0.09
WINTHOEK	SOUTH WEST AFRICA	WIN	-22	34	17	6	1728	0.33	139	0.08
WITTEVEEN	NETHERLANDS	WIT	52	48	6	40	17	1.08	341	0.04
WU CHANG	HUPEH, CHINA	WUC	30	32	114	21	26	0.34	53	0.16
YAKUTSK	ASSR, RSFSR, URSS	YAK	62	1	129	43	125	-0.99	365	0.06
YELLOW KNI.	NORTHWEST TER, CANADA	YKC	62	28	-114	28	198	-0.63	469	0.05
YEPEVAN	ARMENIYA, URSS	ERE	40	11	44	30	990	0.79	57	0.17
YUZK-SAYHA.	RSFSR, URSS	YSS	47	1	142	43	75	-0.27	421	0.05
ZAGREB	YUGOSLAVIA	ZAG	45	49	15	59	155	0.68	179	0.11
ZAKAMENSK	ASSR, RSFSR, URSS	ZAK	50	23	103	17	0	-0.35	104	0.09
ZC-ST	KIANGSU, CHINA	ZSC	31	5	121	11	100	-0.19	92	0.12

d'anomalies lié au fait que les bonnes stations ont servi à la détermination des nombreux petits séismes qu'elles étaient les seules à enregistrer. La méthode des moindres carrés étant utilisée pour les déterminations hypocentrales, les résidus des bonnes stations devaient avoir tendance à se rapprocher de zéro.

Sur le Tableau I-2 et la Figure I-2, nous avons comparé des anomalies de station obtenues avec l'ensemble des données à celles qui ont été calculées avec les gros séismes. Les hypocentres des gros séismes sont calculés avec un beaucoup plus grand nombre d'équations linéaires puisqu'ils sont enregistrés par l'ensemble des stations du globe, on peut donc estimer que la détermination focale est meilleure.

La droite de régression qui ajuste les points de la Figure I-2 a pour expression $R_{GROSEI} = -0.15 + 1.41 R_{TOUT}$, ce qui nous montre que l'intervalle des résidus calculés avec les gros séismes est plus grand que celui que l'on obtient avec tous les séismes. Les erreurs quadratiques obtenues dans ce second cas sont plus faibles du fait du plus grand nombre de données, mais nous conserverons les résultats du fichier réduit comme une meilleure estimation des anomalies de stations.

	n	R _p		n	R _p
ADE	4699	0.08	MOX	5357	0.17
ALQ	8851	0.17	NDI	5402	-0.67
ALE	7165	-0.54	NEW	6039	-0.01
BMO	22266	0.09	NP-	4431	-0.03
BCN	4528	0.53	NUR	10027	-0.21
BOZ	6698	-0.48	ORV	6034	0.10
BRS	5086	-0.30	OUL	5877	-0.40
BYR	4144	0.27	PMR	4692	-0.23
CAN	5253	0.20	PNT	6065	-0.07
CTA	7667	-0.23	PRU	5610	0.39
COL	15806	-0.21	QUE	7411	-0.04
CMC	4808	-0.37	RES	7513	-0.42
CPO	9300	-0.39	SHL	5654	-0.39
DUG	10938	0.26	SHI	5341	-0.29
EDM	10162	-0.10	SOD	10418	-0.27
EUR	15560	0.35	SES	6023	-0.21
FFC	5089	-0.19	SVE	4051	-0.39
FBC	7471	-0.74	SPA	9923	0.18
GIL	5506	-0.15	TIK	4455	-1.15
GOL	4464	0.34	TFO	22816	0.47
HHM	6344	0.24	TOO	6388	0.01
JAS	6882	0.20	TRO	4598	-0.15
KJN	10781	-0.18	TUC	9792	0.10
KHC	6365	0.25	UBO	23372	0.16
KEV	5172	-0.39	UME	7959	-0.40
KIR	8345	-0.27	UPP	7028	-0.29
LAO	7667	-0.19	WRA	6872	-0.93
MAT	5687	-0.75	WMO	13205	-0.13
MBC	17227	-0.30	YKC	7064	-0.32
MHC	4444	0.38			

Tableau I-2 : Anomalies de stations calculées avec toutes les données disponibles. Seules les stations ayant enregistré plus de 4000 temps d'arrivée d'ondes P sont répertoriées.

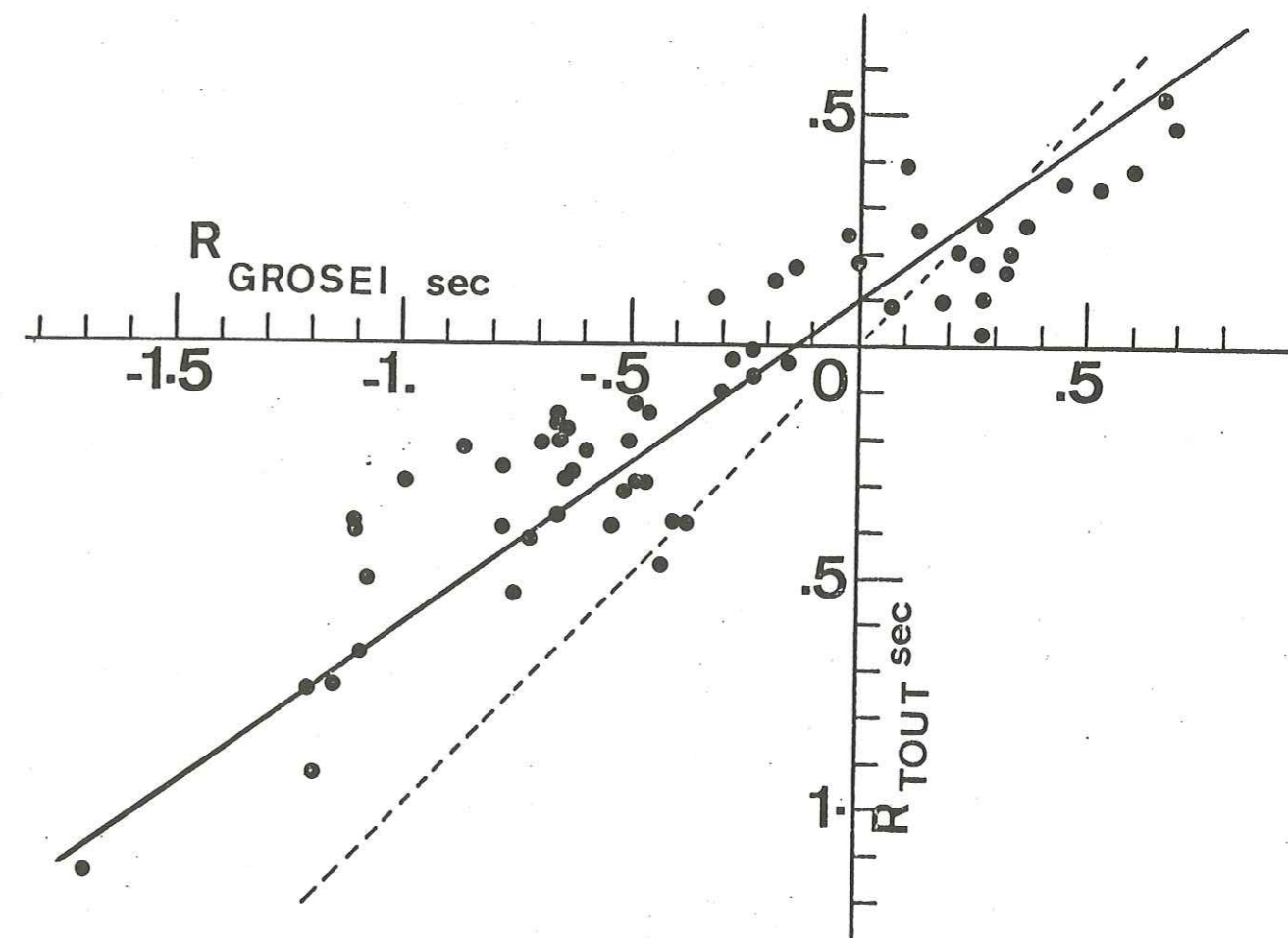


Figure I-2 : Corrélation entre les anomalies de P calculées avec tous les séismes et les anomalies calculées avec les séismes de forte magnitude. Cette figure montre que les anomalies calculées avec les gros séismes couvrent un intervalle plus large que les anomalies calculées avec toutes les données. Ces dernières sont donc biaisées.

I - 6. ANOMALIES DE STATION POUR LA PROPAGATION DES ONDES S

Peu de stations sismologiques envoient des lectures des ondes S à l'I.S.C. Les ondes S sont des secondes arrivées, donc beaucoup plus difficiles à lire que les ondes P et la précision sur chaque lecture de phase n'est pas meilleure que 1 s. Les calculs d'anomalies des ondes S sont donc peu nombreux dans la littérature et ont quelquefois été faits avec un nombre très réduit de données, mais le plus souvent à partir d'enregistrements relus.

L'I.S.C. publie des (O-C) de S à la seconde près et identifie cette phase à partir de son temps d'arrivée ; il arrive quelquefois que l'identification de la phase par l'I.S.C. ne soit pas la même que celle qui est donnée par la station. Nous avons toujours gardé l'identification de l'I.S.C.

Le calcul des anomalies de S a été fait dans l'intervalle 30° à 80° avec tous les séismes pour lesquels l'I.S.C. a publié plus de cinq ondes S entre 1964 et 1970. Nous n'avons conservé que les stations qui ont envoyé plus de 50 lectures de S.

La présentation du Tableau I-4 est la même que celle du Tableau I-1 donnant les anomalies de P.

Tableau I-4 : Anomalies de station pour les ondes S.

station	région	code	latitude	longitude	alt.	R _S	n	er.
ABELYAMA	OSAKA, JAPAN	ABU	34 51	135 34	200	1.97	37	0.69
AFAK	ALASKA, USA	AFK	51 53	-170 41	116	2.97	61	0.52
ADDISABABA	ETHIOPIA	AAE	9 1	38 45	2442	6.29	42	0.57
ADRIANIDE	SOUTH AUSTRALIA	ADP	-34 58	138 42	655	0.98	225	0.27
AFIAMALE	SAMOA ISLANDS	AFI	-13 54	-171 46	706	3.38	283	0.32
ALBUQUERQUE	NEW MEXICO, USA	ALQ	34 56	-106 27	1849	2.78	77	0.40
ANN APHOR	MICHIGAN, USA	AAW	42 17	-83 39	254	1.58	83	0.43
ANPU	TAIWAN	ANP	25 11	121 31	827	2.68	118	0.54
ANTOFAGASTA	CHILE	ANT	-23 41	-70 24	80	1.96	47	0.79
APATITY	RUSSIA, URSS	APA	67 33	35 20	140	-0.73	275	0.24
L. AQUILA	ITALY	AQU	42 21	13 24	720	2.69	52	0.65
AREQUIPA	PERU	ARE	-16 27	-71 29	2452	2.45	53	0.78
ASHKHAED	TURKMENIYA, URSS	ASH	37 57	58 21	220	2.76	93	0.39
ATHENS OPS	GREECE	ATH	37 58	23 43	95	1.87	60	0.53
BAGUIO CITY	LUZON, PHILIPPINES	BAG	16 24	120 34	1507	0.62	375	0.19
BAKU	AZERBAIDZHAN, URSS	BAK	40 23	49 54	-12	5.10	43	0.60
BAKUPJANI	GRUZYA, URSS	PKR	41 44	43 31	5000	3.93	173	0.22
BELGRADE	YUGOSLAVIA	BFO	44 49	20 27	129	3.87	38	0.71
BENSBERG	WESTFALEN, FRG	BNS	50 57	7 10	200	2.62	90	0.43
BERMUDA	BERMUDA	PEC	32 22	-64 40	41	0.88	68	0.52
BLACKSBURG	VIRGINIA, USA	BLA	37 12	-80 25	634	2.58	105	0.34
BLUES MTS	OREGON, USA	BMO	44 50	-117 18	1189	3.90	112	0.36
BOGOTA	COLOMBIA	BOG	4 37	-74 3	2658	2.89	73	0.67
BOKARO	BHAR, INDIA	BCK	23 50	85 48	30	1.09	79	0.55
BOMBAY	MAHARASHTRA, INDIA	BCM	18 53	72 48	6	-0.08	79	0.59
BOZEMAN (W)	MONTANA, USA	BOZ	45 36	-111 38	1575	0.12	51	0.80
BRATISLAVA	CZECHOSLOVAKIA	BPA	48 10	17 6	270	2.59	64	0.53
BRISBANE	QUEENSLAND, AUSTRALIA	BRB	-27 23	152 46	525	-0.73	225	0.34
BUCHAREST	ROMANIA	BLC	44 24	26 5	82	3.56	105	0.33
BYERLY	CALIFORNIA, USA	BKS	37 52	-122 14	276	3.54	253	0.24
CALCUTTA	INDIA	CAL	22 32	88 20	6	3.78	46	0.72
CANBERRA	ACT, AUSTRALIA	CAN	-35 19	148 59	700	1.05	454	0.20
CANTON	KWANGTUNG, CHINA	CNT	23 5	113 20	30	3.05	56	0.46
CARACAS	VENEZUELA	CAR	10 30	-66 55	1032	0.19	133	0.44
CHANGCHUN	KIRIN, CHINA	CNH	43 49	125 18	236	0.92	59	0.47
CHARTERS T.	QUEENSLAND, AUSTRALIA	CTA	-20 5	146 15	357	-3.79	449	0.27
CHIENG-TU	SZICHUAN, CHINA	CNU	30 39	104 0	506	1.49	71	0.41
CHIENG MAI	THAILAND	CHG	18 47	98 58	416	1.75	186	0.33
CHITTACONG	BANGLADESH	CHT	22 21	91 49	35	1.50	130	0.35
CLEVELAND	OHIO, USA	CLE	41 29	-81 31	328	0.88	173	0.35
COLLEGE OUT	ALASKA, USA	COL	64 54	-147 47	183	2.56	176	0.23
COLLMERG	DDR	CLL	51 18	13 0	230	1.23	213	0.24
COPENHAGEN	DENMARK	COP	55 41	12 26	13	2.95	293	0.20
CUMBERLAND PL	TENNESSEE, USA	CPO	35 35	-85 34	574	2.30	161	0.30
DARWIN	N. TERRIT, AUSTRALIA	DAR	-12 24	130 49	6	-2.89	99	0.30
DAVAO CITY	PHILIPPINES	DAV	7 5	125 34	85	1.90	189	0.29
DE BILT	NETHERLANDS	DBN	52 6	5 10	3	4.16	121	0.33
DEBRA DUN	INDIA	DDI	30 19	78 3	632	-1.24	55	0.64
DOFAIRA	HONSHU, JAPAN	DFR	35 59	139 11	300	0.83	69	0.56
DOURBES	BELGIUM	DOU	50 5	4 35	225	3.53	183	0.28
DUMONT D.	T. ADELIE, ANTARCTICA	DRV	-66 39	140 0	40	0.32	152	0.23
DURHAM	ENGLAND, UK	DUP	54 46	-1 35	103	2.27	181	0.31
DUSHANBE	TADZHIKISTAN, URSS	DSH	38 33	68 46	847	1.43	301	0.21
ERRO RDU.	SPAIN	ERR	40 49	0 29	50	2.34	41	0.63
ESA-ALA	BIENTRECASTEAUX ISLS	ESA	-9 44	150 48	46	2.72	47	0.53
ESKDALEMLIE	SCOTLAND, UK	ESK	55 19	-3 12	242	1.72	190	0.25
FAYETTEVILLE	ARKANSAS, USA	FAY	36 5	-94 11	404	-1.03	38	0.86
FLOTTISANT	MISSOURI, USA	FIC	38 48	-90 22	160	0.49	41	0.58
FORDHAM	NEW YORK, USA	FOR	40 51	-73 53	24	2.31	42	0.70
FRINZE	KIRGIZIYA, URSS	FRZ	42 50	74 37	635	2.46	257	0.19
GARKH	TADZHIKISTAN, URSS	GAR	39 0	70 19	1300	0.26	65	0.45

COLUMBIEN	C OF COLUMBIA, USA	CEO	32 54	-77 4	43	1.93	59	0.45
GOEHAVN	GREENLAND	GDH	69 15	-53 32	23	1.87	239	0.24
GOLDEN	COLORADO, USA	GCL	39 42	-105 22	2359	3.19	177	0.25
GORIS	ARMENIA, URSS	GRS	39 30	46 20	1550	2.33	277	0.23
GUAM	MARIANA ISLANDS	GLA	13 32	14+ 54	230	-2.30	121	0.63
HAWAIIAN VO	HAWAII, USA	HVO	19 25	-155 17	1240	5.43	84	0.32
HELMAN	EGYPT	HLW	29 51	31 20	116	3.06	52	0.53
HONG KONG	HONG KONG	HKC	22 18	114 10	27	2.30	342	0.26
HONIARA	SOLOMON ISLANDS	HNP	-9 25	159 56	72	0.28	116	0.39
HONGKULLU	HAWAII, USA	HON	21 19	-158 0	200	4.78	121	0.32
HUNGRY FURS	MONTANA, USA	HMP	48 20	-114 1	1100	1.65	40	0.46
HYDERABAD	ANDHRA PRADESH, INDIA	HYB	17 25	78 33	510	-1.05	121	0.34
IASI	ROMANIA	IAS	47 11	27 33	160	2.49	51	0.63
IRKUTSK	RSSSR, URSS	IRK	52 16	104 18	467	1.78	258	0.19
ISTANBUL	TURKEY	IST	41 2	28 59	50	2.56	130	0.30
ISTANBUL-K.	TURKEY	ISK	41 3	29 3	132	1.59	68	0.48
IULITIA	RSSSR, URSS	ILT	67 54	-178 42	0	0.0	72	0.55
JAMESTOWN	CALIFORNIA, USA	JAS	37 56	-120 26	457	4.22	49	0.48
JENA	DDR	JEN	50 57	11 35	193	2.46	48	0.55
JERUSALEM	ISRAEL	JER	31 46	35 11	770	4.62	84	0.37
KABUL	AFGHANISTAN	KEL	34 32	69 2	1920	0.76	82	0.40
KAJAANI	FINLAND	KJN	64 5	27 42	250	1.16	218	0.23
KAP TOFTN	GREENLAND	KTG	70 25	-21 59	6	3.65	164	0.27
KEVO	FINLAND	KEV	69 45	27 0	30	-0.25	499	0.23
KFEIS	RSSSR, URSS	KHE	80 37	58 3	100	1.89	270	0.21
KHOROZ	TADZHIKISTAN, URSS	KHO	37 29	71 32	1850	2.20	272	0.19
KINGSEAY	SVALBARD	KBS	78 55	11 55	46	3.04	100	0.36
KIPAPA OAHU	HAWAII, USA	KIP	21 25	-156 0	70	4.71	125	0.27
KIRKENES	NORWAY	KRK	69 43	30 3	25	1.74	212	0.24
KIROVAFAD	AZERBAIDZHAN, URSS	KRV	40 39	46 20	340	1.58	149	0.27
KIRUNA	SWEDEN	KTR	67 50	20 25	390	0.62	346	0.20
KISHINEV	MOLDAVIA, URSS	KIS	47 1	28 52	49	0.67	249	0.20
KIZYL-ARVAT	TURKMENIYA, URSS	KAT	39 12	55 16	90	3.31	252	0.22
KODATKANAL	TAMIL NADU, INDIA	KOD	10 14	77 28	2343	2.55	88	0.42
KONGSBERG	NORWAY	KON	59 38	9 35	200	2.90	191	0.26
KRAKOW	POLAND	KRA	50 3	19 56	223	1.59	232	0.25
KSAFA	LEBANON	KSA	33 49	35 53	923	4.75	68	0.55
KULYAP	TADZHIKISTAN, URSS	KUL	37 54	69 45	605	0.75	44	0.62
K'UN-MING	YUNNAN, CHINA	KLN	25 7	102 44	1945	2.05	73	0.40
KUPTILSK	RSSSR, URSS	KLR	45 14	147 52	0	1.75	87	0.37
LAHORE	PAKISTAN	LAH	31 33	74 20	210	-0.33	172	0.30
LAN-CHOU	KANSU, CHINA	LAN	36 3	103 50	1518	2.24	91	0.37
LA PALMA	EL SALVADOR	LPS	14 17	-89 9	1000	4.25	40	0.49
LA PAZ	BOLIVIA	LPR	-16 31	-83 5	3292	1.00	63	0.56
LA PLATA	ARGENTINA	LPA	-34 54	-57 55	14	1.42	52	0.49
LHASA	TIBET, CHINA	LHA	29 38	91 2	3658	2.79	109	0.31
LEMFANG	JAVA, INDONESIA	LEM	-6 50	107 37	1252	1.60	102	0.40
LILLEHAMMER	NORWAY	LHN	61 2	10 52	555	3.15	110	0.46
LUNGMIFF	WASHINGTON, USA	LCN	46 45	-121 48	854	3.74	65	0.35
LUEBCK	TEXAS, USA	LUB	33 35	-101 52	980	2.90	87	0.39
LUXEMBOURG	LUXEMBOURG	LLX	49 26	6 6	0	4.78	37	0.44
L'VOV	UKRAINIA, URSS	LVV	49 49	24 2	308	2.05	152	0.25
LW'RO	ZAMBIA	LWI	-2 14	28 48	1748	3.74	53	0.58
MACKAS	TAMIL NADU, INDIA	MOR	13 0	80 11	0	2.94	77	0.55
MAGADAN	RSSSR, URSS	MAG	59 33	150 48	120	1.19	188	0.29
MAKHACHKALA	ASSR, RSSSR, URSS	MAK	43 1	47 26	10	2.49	62	0.46
MANTLA(W)	HUNAN, PHILIPPINES	MAN	14 39	121 4	70	2.77	140	0.28
MATSUSHIRO	HUNSHU, JAPAN	MAT	36 32	138 12	440	-0.80	445	0.26
MAWSON	ANTARCTICA	MAW	-67 36	62 52	6	1.14	63	0.48
M'BIUR	SENEGAL	MBO	14 23	-16 57	3	3.24	80	0.42
MESSINA II.	ITALY	MES	38 11	15 33	45	1.89	54	0.54
MIRNY	ANTARCTICA	MIR	-66 33	93 0	30	1.37	216	0.23
MIZUOYAMA	HONSHU, JAPAN	MIZ	39 3	141 8	63	1.57	53	0.52
MOSSON	RSSSR, URSS	MOS	55 44	37 37	124	0.85	261	0.23
MOXA	CHINA	MOX	50 38	11 36	454	1.47	317	0.20
MURAV'Y	ARIZONA, USA	MRA	33 33	-111 57	426	3.47	36	0.86

MUNDARING	WESTERN AUSTRALIA	MUN	-31 58	116 12	253	-0.04	83	0.37
NAGASAKI	KYUSHU, JAPAN	NGS	32 43	129 52	27	2.39	89	0.50
NAN-CHING	KTANGSU, CHINA	NAN	32 3	118 47	60	1.30	73	0.37
NEFUO	HOKKAIDO, JAPAN	NEM	43 19	145 35	26	0.20	56	0.50
NEW DELHI	DELHI, INDIA	NDI	28 41	77 13	230	-0.85	455	0.18
NIFDZICA	POLAND	NIF	49 25	20 19	555	2.42	36	0.72
NORD	GREENLAND	NOR	31 36	-16 41	36	2.04	187	0.27
NDUREA	NEW CALEDONIA	NCL	-22 18	166 27	105	2.28	36	0.80
NILAZAREVS.	ANTARCTICA	NVL	-70 46	11 50	87	2.45	44	0.63
NUMIJARVI	FINLAND	NLR	60 30	24 39	102	-0.24	552	0.17
UPNINSK	RSSSR, URSS	UPN	55 10	36 36	0	0.41	68	0.40
OROVILLE	CALIFORNIA, USA	ORV	39 33	-121 30	360	2.75	52	0.45
PAISADES	NEW YORK, USA	PAL	41 0	-73 54	91	2.16	223	0.27
PALMER	ALASKA, USA	PMR	61 35	-149 7	0	0.60	95	0.44
PAC-T'OU	INNER MONGOLIA, CHINA	PAO	43 34	110 2	1140	3.08	73	0.37
PASADENA	CALIFORNIA, USA	PAS	34 8	-118 10	295	2.91	265	0.23
PEKING	CHINA	PEK	40 2	116 10	43	1.16	96	0.38
PELDEFLE	SANTAGITO, CHILE	PFL	-33 8	-70 41	690	1.66	44	0.76
PENAS	POLYVIA	PNS	-16 16	-68 28	3986	3.23	46	0.56
PETROPAVL.	RSSSR, URSS	PET	53 1	158 39	25	1.70	144	0.36
PHU-LIEN	NORTH VIETNAM	PLV	20 48	106 37	90	3.42	113	0.34
POONA	MAHARASHTRA, INDIA	POO	18 32	73 51	556	0.31	140	0.37
POET ELAIR	ANDAMAN ISLANDS	PBA	11 40	92 43	50	1.62	53	0.73
PORT MCREES.	PAPUA	PMG	-9 24	147 9	70	-0.03	364	0.18
PORTO	PORTUGAL	FTO	41 8	-8 36	88	-0.13	153	0.33
PRAGUE	CZECHOSLOVAKIA	PRA	50 4	14 25	225	2.98	137	0.31
PRICHNICE	CZECHOSLOVAKIA	PRU	49 59	14 32	302	1.94	258	0.23
PRZHEVALSK	KIRGIZIYA	PRZ	42 29	78 24	1599	3.48	65	0.44
PUKOVIC	RSSSR, URSS	PUL	59 46	30 19	65	0.51	300	0.18
QUETTA	PAKISTAN	QUE	30 11	66 57	1721	1.16	360	0.22
RAEAUL	NEW BRITAIN	RAB	-4 11	152 10	184	1.94	224	0.30
RAKOTONGA	COOK ISLANDS	RAR	-21 12	-159 46	28	3.56	85	0.54
RIVERVIEW	N S WALES, AUSTRALIA	RIV	-33 49	151 9	25	2.97	320	0.20
ROME	ITALY	ROM	41 54	12 30	45	3.79	67	0.46
ROME (MTE P.)	ITALY	RMP	41 48	12 42	380	3.15	39	0.72
ROXBURGH	S ISL, NEW ZEALAND	ROX	-45 28	169 19	106	1.47	45	0.66
SA DA FAND.	ANGOLA	SCB	-14 55	13 34	1781	-0.39	41	0.73
SAN JUAN(W)	PUERTO RICO	SJG	18 6	-66 9	457	-1.11	61	0.85
SCOTT BASE	VICTORIA I, ANTARCTIC	SEA	-77 51	166 45	38	5.52	168	0.28
SEMIPALATI.	KAZAKHSTAN, URSS	SEM	50 24	80 15	209	-0.68	136	0.35
SEV. KURILI.	RSSSR, URSS	SKR	50 40	156 6	250	0.90	58	0.50
SHILONG	ASSAM, INDIA	SHL	25 34	91 53	1600	0.30	159	0.34
SHIRAZ	IRAN (PERSIA)	SHI	29 38	52 31	1595	-1.01	199	0.29
SIAM	SHENSI, CHINA	STA	34 14	108 55	395	2.85	40	0.72
SIMFEROPOL	UKRAINIA, URSS	SIM	44 57	34 7	277	1.71	316	0.17
SOCHI	RSSSR, URSS	SOC	43 35	39 43	192	1.57	141	0.26
SOUFANKYLA	FINLAND	SOU	57 22	26 37	181	1.44	121	0.29
SOUTH POLE	ANTARCTICA	SPA	-90 0	0 0	2927	2.61	69	0.34
STPASCOURG	ALSACE, FRANCE	STP	49 35	7 45	135	3.25	97	0.42
STUTTGART	FRG	STU	48 46	9 11	360	3.25	55	0.53
SVERDLOVSK	RSSSR, URSS	SVE	56 48	60 38	275	0.83	332	0.18
TABRIZ	IRAN (PERSIA)	TAB	38 4	46 19	1430	3.44	54	0.48
TAGUEAYA	MEXICO	TAC	19 24	-99 11	2297	2.55	56	0.74
TALGAR	KAZAKHSTAN, URSS	TAB	43 16	77 23	850	2.74	161	0.27
TASHKENT	UZBEKISTAN, URSS	TAS	41 19	69 17	470	2.00	394	0.17
TASMANIA U.	TASMANIA, AUSTRALIA	TAU	-42 54	147 19	132	0.33	309	0.32
TIFLIS	GEORGIA, URSS	TIF	41 43	44 48	399	2.74	280	0.20
TIKSI	ASSR, RSSSR, URSS	TIK	71 38	128 52	25	-0.82	400	0.17
TOLEDO	SPAIN	TOL	39 52	-4 2	480	3.95	79	0.39
TONTONG	ARIZONA, USA	TFO	34 16	-111 16	1492	5.10	237	0.17
TOOLANGI	VICTORIA, AUSTRALIA	TOO	-37 34	145 29	604	1.58	375	0.20
TRIFESTE	ITALY	TRI	45 42	13 45	126	1.45	165	0.27
TUCSON	ARIZONA, USA	TUC	32 18	-110 46	985	3.52	147	0.26
TULSA	OKLAHOMA, USA	TUL	35 54	-95 47	256	0.48	81	0.40
UCCLE	BELGIUM	UCU	50 47	4 21	105	3.61	125	0.27
UJTA EAST.	UTAH, USA	UET	40 19	-109 34	1600	3.23	278	0.19

URGA	SWEDEN	UME	63	48	20	14	16	-1.39	397	0.21
UPPSALA	SWEDEN	UPP	59	51	17	37	14	-1.37	351	0.19
UZFGURCE	UKRAINIA, URSS	UZH	48	38	22	18	159	2.24	146	0.32
VALENTIA	IRELAND	VAL	51	56	-10	14	14	3.62	125	0.36
VIENNA	AUSTRIA	VIE	48	14	16	21	198	1.86	71	0.45
VISHAKHAPA.	ANDHRA PRADESH, INDIA	VIS	17	43	83	18	41	3.88	50	0.53
VLADIVOSTOK	RSSSR, URSS	VLA	43	7	131	53	75	1.81	335	0.19
WARRAMUNGA	N TERR, AUSTRALIA	WKA	-17	56	134	20	245	-3.00	35	0.35
WARSAK DAM	PAKISTAN	WRS	34	9	71	24	343	-0.09	79	0.41
WARSAW	POLAND	WAR	52	14	21	1	110	3.44	36	0.68
WELLINGTON	N ISL, NEW ZEALAND	WEL	-41	17	174	46	122	-1.18	119	0.42
WESTON	MASSACHUSETTS, USA	WES	42	23	-71	19	60	2.44	73	0.52
WICHITA MTS	OKLAHOMA, USA	WYO	34	43	-98	35	505	3.01	117	0.33
WILKES	ANTARCTICA	WIL	-66	15	110	31	10	1.36	121	0.33
WU_CHANG	HUPEH, CHINA	WUC	30	32	114	21	26	1.49	41	0.45
YAKUTSK	ASSR, RSSSR, URSS	YAK	62	1	129	43	125	-0.03	258	0.21
YUZK_SAKHA.	RSSSR, URSS	YSS	47	1	142	43	75	1.34	291	0.20
ZO_SE	KIANGSI, CHINA	ZSC	31	5	121	11	100	1.52	89	0.33

CHAPITRE II

DISCUSSION DES ANOMALIES DE STATIONS

II - 1. INTRODUCTION

Jeffreys and Singh (1973) ont publié une étude critique des listes d'anomalies de stations parues avant 1972 et ont analysé ces données. D'après eux, de telles études permettent de se poser les questions suivantes :

- La première question est de savoir s'il y a quelque chose à expliquer, c'est-à-dire si la variation des résidus est aléatoire.
- La seconde est que l'on s'attendrait à un effet direct de l'altitude du fait de la compensation isostatique.
- La troisième est le rapport entre le résidu des S et celui des P que l'on devrait trouver de l'ordre de 1,8 excepté quelques erreurs aléatoires.
- La quatrième est la relation entre résidus et géologie.

Nous suivrons donc ce plan, en nous intéressant tout particulièrement à la relation entre résidus et géologie. Les résidus sont en effet un outil sismologique pour la détermination des variations des propriétés physiques du manteau supérieur et de nombreux auteurs (Belousov (1969), par exemple) supposent une relation entre structure profonde et géologie. Nous discuterons de ces anomalies comme s'il s'agissait d'un marqueur de la structure profonde, indépendamment de leur interprétation en terme de lois de vitesse.

Nous considérons d'abord les anomalies globalement et cherchons les différences qui existent entre stations continentales et stations océaniques. Ensuite pour les stations continentales, nous montrons que, contrairement à ce que donnerait une application du concept d'isostasie à la croûte, il n'y a pas de corrélation entre résidu de P et altitude. La comparaison des résidus de P aux résidus de S nous conduit à mettre en doute la conclusion de Doyle and Hales (1967) selon laquelle le résidu de S serait quatre fois celui de P. Nous obtenons un rapport R_s/R_p de 1,80, proche de ce que l'on trouverait en l'absence de fusion partielle généralisée sous les continents.

Le paragraphe suivant est consacré à une interprétation déterministe des résidus absolus de P des stations continentales. Nous montrons que les résidus varient de façon significative au sein des boucliers et que leur répartition n'est pas sans rappeler les cartes schématiques d'âge des continents. Une analyse plus détaillée des données révèle qu'en première approximation, le temps de parcours vertical des ondes P en une station est une fonction de l'âge de la lithosphère traversée. L'observation d'une très grande avance des ondes P à Tiksi, en Sibérie septentrionale, nous conduit à formuler l'hypothèse que le noyau continental primitif autour duquel s'est amorcée l'accrétion continentale se trouverait actuellement en bordure du bouclier de l'Anabar.

II - 2. DISCUSSION GENERALE DES ANOMALIES

A) Ondes P

Le Tableau II-1 est une présentation synthétique de nos calculs de résidus des ondes P. Les données sont regroupées par continents. La signification des abréviations est la suivante : ASI = Asie, EUR = Europe, NAM = Amérique du Nord, SAM = Amérique du Sud, AFR = Afrique, IND = Inde, AUS = Australie, ANT = Antarctique, et OC = Océanique au sens large c'est-à-dire incluant aussi bien les arcs insulaires que les îles médio-océaniques en général associées à des panaches.

Pour faciliter la représentation de toutes les données, sur un seul tableau, les anomalies qui sont à l'extérieur de l'intervalle -1,3 , +1,3 s sont soulignées. Les lettres sont les codes I.S.C. des stations.

Nous rappelons pour la compréhension de ce tableau que les chiffres négatifs sont des avances et que les retards correspondent à des résidus positifs.

Une telle présentation des données montre deux choses :

- Les stations continentales et océaniques couvrent le même intervalle. La distinction radicale entre continents et océans réintroduite par Jordan (1976) n'existe pas pour les ondes P.

- Les anomalies de station couvrent pratiquement le même intervalle sur tous les continents. Il ne semble pas y avoir de biais systématique dans le calcul des résidus introduit par la distribution non aléatoire des séismes. Ceci permet de répondre à la critique de Douglas and Lilwall (1970) qui ont mis en doute les calculs de Cleary and Hales (1966) et de Herrin and Taggart (1968) en arguant du fait que les variations azimutales près de la source peuvent être si grandes qu'elles perturbent les calculs de résidus. La réponse de Cleary and

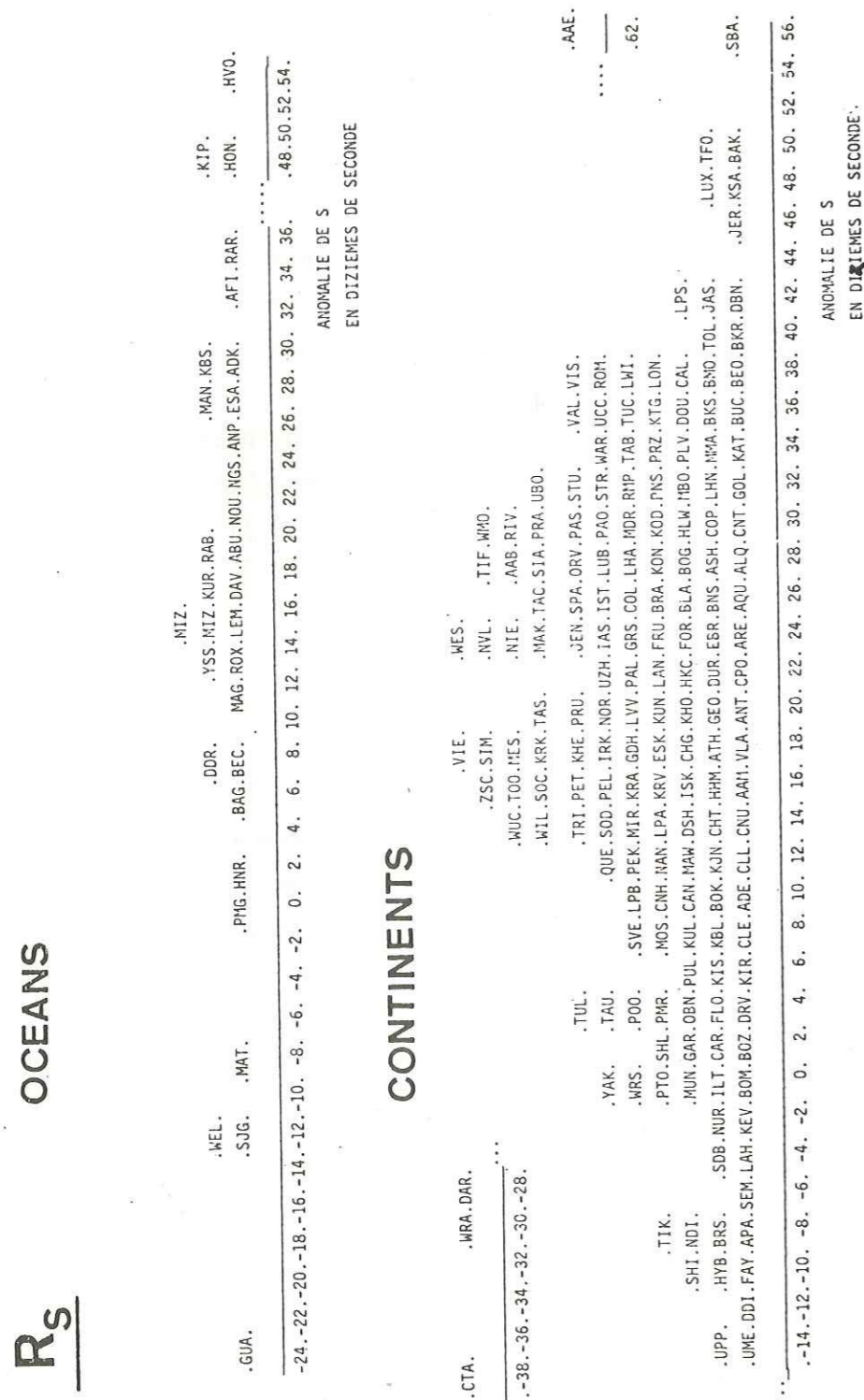
	-13. -12. -11. -10	-9. -8. -7. -6. -5	-4. -3. -2. -1. 0	1. 2. 3. 4. 5	6. 7. 8. 9. 10	11. 12. 13
ASI	TIK. ELT. .YAK	.SEM. CNH. SHI. GAR	CNU. IIT. SEO. NHA. TAS	NAM. .PAO. CNT. KUN	SNG. HKC. ANK. JER. LHA	.ERZ. PLV
		.BOD. .KUL	PEK. SAM. ZSC. MOY. CIN	CHG. .SIA. FRU. LAH	KSA. TLG. KAT. .PRZ	
EUR		.KBL	IRK. .MAG. EIL	.WUC. .AAB	.HSH. .TAB	
			ZAK. DSH. YER.	.VAN. .KHU	.KAS. .TEH. .SRI.	
NAM	KLS. .UDD. KIR	APA. SKA. TRO. KEV. LHN	HOS. KRK. CLL. KON. ESK	ISK. BER. COP. BAS. VAL	DUR. GRF. HAM. UCC. DOU	WIT. KRL. WRU
	OUL. .UPP. VYB	APP. .EDI. OBN. PUL	.KIS. HLE. BRA. HEI	BUH. EKA. FUR. TNS. NIE	STR. PRA. SRO. RAC. ALI	AQU. .LUX
AFR	UME.	GOT. .TRI. SVE. EBH	.PYA. SOC. MOX	FEL. BNS. JEN. LVV. VIE	TOL. BUD. CFF. DBN	BKR. .FOC
		HFS. .ATH	.ALM. IAS. WLS	STU. KRA. KHC. GIP. VKA	BAC. ZAG. BUC. LIS	.CMP
SAM		KJN.	.KRV. SII	KEW. PRU. UZH. VOU. ISO	GRS. ROM. TIF. BEO.	.BAK
		NUR.	.BDB. LOR	FLN. GRC. BES. RSL. LNS	SOF. .ERE	
IND		SOD.	.LJU	SSF. GRR. MES. EBR. MAL	VAM.	
		SLL.	.PTO	SSC. IST. ARG. GIP. SKO		
AUS			.RMP	PRK. TIR. .MAK		
			.VLS	PLG. .MNY		
ANT	FBC. BLC. ROL. GWC	ILG. CHC. NOR. MBC. SCH	GDH. EDM. PJD. BLR. KTG	CBM. BRW. ALQ. BNH. EUR	SVW. MRG. SLD. MDC. B10	ARC. FHC. VHM
	.LHC	ALE. SUD. FFC. INK. MNT	NP. .NEW. ROC. BIG. CLE	EHM. GMA. CLS. ALB. LAR	TNN. BCH. GCA. PRI. SIT	.FLG
OC	.OTT	RES. SHF. FCC. YKC. SIC	BAN. AAM. HAL. BMO. IES	BUT. LAO. CHC. BOZ. MMA	SPO. CRC. GLA. .STC	.SEA
	.BLO	SFA. CPO. CNN. COL. SES	LND. FAV. GEO. LUB. ORT	LON. RCD. FSJ. DUG. PRS	GSC. CED. .UKI	
AFR		DBQ. LAW. ATL. GIP. WMO	STJ. .BLA. NTI. VIC	MIN. MIH. JAS. FRE. PHC	GOL. OLC. .COR	
		FLO. .MHT. TUL	PAL. .PNT. SCB.	PAS. .LF4. KFC. TNP	BKS. SFR. .HCC	
IND		FAY. .PMR. WSC	SCP. .ORV	.MCC. NRR	.TFO.	
			CSC. JCT.	.TUC. SLC		
AUS				.SAO.		
				.TUM.		
SAM				.UBO.		
				.UVN.		
AFR	.NNA	.ANT. CAR. PEL. ARE	LPB. PNS. .LPS.	.HUA.	.BOG.	.QUI.
		.LPA. .SAN.				
IND	BNG.	.KIM. KRR. BUL	BHA. BAB. PRE. AVE. RBZ	TAM. IFR. WIN. LWI. MFP		.AAE
		.KIC. .CLK	CIR. .RBA. ALG	TAN. .MBO.		.NAI
AUS		.LIC.	.SET. HLW			
			.CNG. SDB			
IND	NDI.	HYB. BOH. .SHL. LAH	GBA. QUE. .DDI	.BOK. .KAR		CHT.
		POO.	.MDR.	.MNL. .KOD		
AUS		WRS.	.NIL.			
	KLG. DAR.	MUN. .CTA. .BRS		ADE. .CAN.	TAU. .MOO. SAV. RIV	
ANT	.MEK.			.TOO.	.TRR	
	.WRA.					
OC		.DRV. .WIL	HIR. .NVL. AIA	SPA. BYR. BY1.	.SBA.	
			SYO. .SNA.	.MAW.		
AFR	HAT. KOA. TSK. BAG	GUA. DDR. BEC. ADK. SHK	GNZ. KDC. ABU. KBS. COB	CNZ. KET. AFI. KRP. LAE	ANP. CRZ. PPT. .MCO	.AKU. PDA
	.MNG.	.WEL. TRN. AD-	LEM. LNR. DAV. ESA. KHU	KUR. KHE. KOU. KIP	HVO. .PPN	.JHI. REY
IND	.NEM.	.HNR.	INW. MZC. ROX. KYS. LUG	LMP. PBA. NGS.	HON. .WAB.	.MIZ. SID
	.SJJ.	.RAB.	OIS. PMG. SAP. MSZ. OUA	NOU. .VAH.	MAN.	
AUS	.SRY.	.SKR.	PET. TAV. VUL. VUN. PVC	QCP.	RAR.	
			RAL. WAN. .WKII		TPT	
		.YSS.				

Tableau II-1 : voir texte

en 1/10 s

Les stations les plus en retard sont HVO à Hawaï et Addis Abbeba dont on peut penser a priori qu'elles sont situées sur des manteaux anormalement lents.

Figure II-2 : Histogrammes des anomalies de station pour la propagation des ondes S.



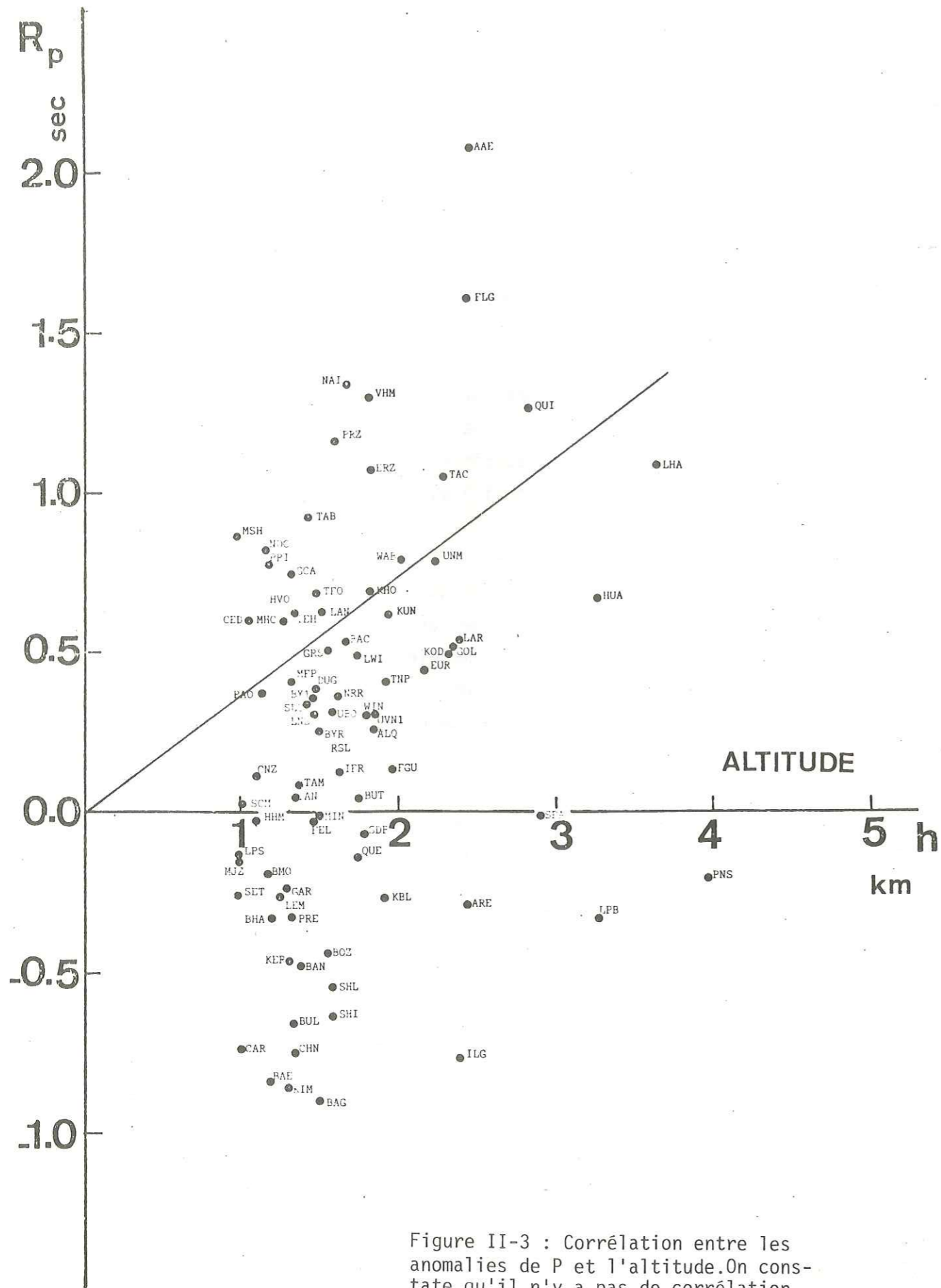


Figure II-3 : Corrélation entre les anomalies de P et l'altitude. On constate qu'il n'y a pas de corrélation.

II - 4. CORRELATION ENTRE ANOMALIES DES ONDES P ET S

Doyle and Hales (1967) ont étudié les temps de parcours des S enregistrées en des stations Nord-Américaines : leur principal résultat a été de montrer que les résidus des S sont liés aux résidus des P (pour les stations américaines) par la relation $R_S = 3.72 R_p - 1.50$. Ce résultat est très surprenant, puisque l'on s'attendrait à ce que le rapport soit de l'ordre du rapport de vitesse des P et des S, soit 1.78. Le résultat de Doyle and Hales a ensuite été confirmé par plusieurs auteurs, tant pour l'Amérique du Nord par Hales and Roberts (1970) que pour d'autres régions comme Honshu et l'Europe par Jeffreys and Singh (1973). Hales and Herrin (1972) ont invoqué une couche avec un fort taux de fusion partielle pour expliquer un tel rapport. Comme il semble difficile de trouver un modèle donnant un rapport de vitesse suffisamment élevé, Hales and Herrin ont suggéré que la valeur du rapport observée pourrait être quelque peu trop grande.

C'est ce que nous pouvons vérifier à partir de nos anomalies de stations. Le Tableau II-2 donne la liste des stations pour lesquelles nous avons en même temps des anomalies des P et des anomalies des S. L'ajustement d'une droite par moindres carrés donne l'équation :

$$R_S = 1.81 R_p + 1.88$$

avec un coefficient de "détermination" de 0.56.

Le terme constant est lié au décalage de la table de propagation des S.

Ce résultat, obtenu avec un nombre de données beaucoup plus grand que les précédents, mais avec des phases qui n'ont pas toutes été relues par un même observateur, n'est pas en accord avec celui de Hales and Herrin (1972). Si l'on fait une régression sur les seules données d'Amérique du Nord, on trouve $R_S = 2.57 + 1.72 R_p$, ce qui est proche de la relation déduite de l'ensemble des anomalies.

	P	S	P	S	P	S	P	S
ABU	-0.20	1.97	-0.93	0.49	-0.13	2.94	MDR	2.94
ADK	-0.56	2.97	0.04	2.31	-0.21	1.19	MAG	1.19
AAE	2.25	6.29	0.38	2.46	0.47	2.49	MAK	2.49
ADE	0.07	0.98	-0.45	0.26	0.62	-2.77	MAN	-2.77
AFI	0.34	3.38	-0.23	1.93	-1.25	-0.80	MAT	-0.80
ALQ	0.30	2.78	-0.44	1.87	0.18	1.14	MAM	1.14
AAM	-0.27	1.58	0.56	3.19	0.40	3.24	STU	3.24
ANP	0.57	2.68	0.57	2.33	0.29	1.89	SVE	1.89
ANT	-0.78	1.96	-0.92	-2.30	-0.41	1.37	TAB	1.37
APA	-0.92	-0.73	0.57	5.43	0.36	1.57	AAB	1.57
AQU	1.09	2.69	0.04	3.06	-0.36	0.85	TAS	0.85
ARE	-0.49	2.45	0.72	2.30	0.00	1.47	TAU	1.47
ASH	0.49	2.75	-0.63	0.28	0.54	3.47	TIF	3.47
ATH	-0.55	1.87	-0.64	4.78	-0.85	-0.04	TIK	-0.04
BAG	-0.98	0.62	-0.04	1.65	0.29	2.39	TOL	2.39
BAK	2.37	5.10	-0.08	-1.05	-1.16	1.30	TFO	1.30
BKR	1.07	3.93	-0.08	2.49	-1.27	-0.85	TUU	-0.85
BEO	0.85	3.87	-0.40	1.78	0.52	2.42	TRI	2.42
BNS	0.17	2.62	0.23	2.56	-0.65	2.04	TUC	-0.65
BEC	-0.73	0.88	0.08	1.59	0.06	2.28	TUL	2.28
BLA	-0.22	2.58	-0.33	0.00	-0.23	2.45	UCC	2.45
BMO	-0.08	3.90	0.26	4.22	-0.85	-0.24	UBO	-0.85
BOG	0.85	2.89	0.29	2.46	-0.60	0.41	UNE	-0.60
BOK	0.21	1.09	0.87	4.62	-0.24	2.75	UPP	2.75
BOV	-0.75	-0.08	-0.53	0.76	-0.44	2.16	UZH	2.16
BOZ	-0.37	0.12	-0.87	1.16	-0.77	0.60	VAL	0.60
BRA	-0.05	2.59	0.05	3.65	0.32	3.08	VIE	3.08
BRS	-0.50	-0.73	-0.59	-0.25	0.09	2.91	VIS	2.91
BUC	0.81	3.56	0.24	1.89	-0.43	1.16	VLA	1.16
BKS	0.57	3.54	0.46	2.20	0.62	1.66	MRA	1.66
CAL	2.21	3.78	-0.13	3.04	-0.31	3.28	WRS	3.28
CAN	0.31	1.05	0.35	4.71	-0.37	1.70	MEL	1.70
CNT	0.42	3.05	-0.32	1.74	1.45	3.42	WES	3.42
CAR	-0.71	0.19	-0.08	1.58	-0.91	0.31	WMO	0.31
CNH	-0.67	0.92	-1.01	0.62	0.25	1.62	WIL	1.62
CYA	-0.71	-3.79	-0.34	0.67	-0.32	-0.03	WUC	-0.03
CNU	-0.36	1.49	0.83	3.31	0.04	0.04	YAK	0.04
CHG	0.10	1.75	0.43	2.95	0.65	2.98	YSS	2.98
CHT	1.11	1.50	-0.08	2.90	1.05	1.94	ZSC	1.94
CLE	0.04	0.88	0.19	1.59	0.54	0.51		
COL	-0.61	2.56	0.55	4.75	-0.32	1.16		
CLL	-0.16	1.23	-0.46	0.75	1.05	3.48		
COP	0.25	2.95	0.54	2.05	-0.54	0.51		
CPO	-0.81	2.30	0.14	2.05	0.32	1.16		
DAR	-1.23	-2.89	-0.47	-0.33	0.64	3.56		
DAV	-0.20	1.90	0.46	2.24	1.04	2.97		
D6N	0.93	4.16	-0.13	4.25	0.73	3.79		
DDI	-0.09	-1.24	-0.44	1.00	0.05	3.15		
DDR	-0.78	0.83	-0.79	1.42	-0.15	1.47		
DOU	0.97	3.53	-0.41	1.42	-0.02	-0.39		
DRV	-0.73	0.32	0.96	2.79	-1.15	-1.11		
DUR	0.64	2.27	-0.50	1.60	0.92	5.52		
DSH	-0.38	1.43	-0.05	3.74	-0.81	-0.68		
EBR	0.39	2.34	-0.07	2.90	-0.58	0.90		
ESA	-0.09	2.72	1.70	4.78	-0.57	-1.01		
ESK	0.01	1.72	0.37	2.05	0.27	2.85		
FAY	-0.87	-1.08	0.42	3.74				

Tableau II-2

La lecture des temps des ondes S est très difficile et certains doutent des résultats qui sont obtenus sur bulletins, malgré le grand nombre de données que cela permet d'utiliser. Le programme de calcul de l'I.S.C. ne retient comme phase S que les phases qui sont dans un intervalle autour du temps théorique des S et cet intervalle dépend des autres phases qui sont proches de S.

Les Figures II-4 montrent la corrélation entre R_p et R_s pour plusieurs continents et pour les zones de subduction. Les anomalies des P sont en abscisse et celles des S en ordonnée. La disposition des points de la figure relative à l'Europe est telle qu'il semble possible d'y faire passer deux droites ayant des ordonnées à l'origine différant de 1.5 s. Ceci est surtout net pour les valeurs négatives des résidus de P. Dans le Tableau II-2, nous avons calculé $R'_s = R_s - 1.81 R_p - 1.88$, de façon à savoir comment se place chaque anomalie de station par rapport à la droite de régression. Si nous admettons que le rapport des vitesses des P aux vitesses des S est toujours proche de 1.80, cette quantité nous donne l'ordonnée à l'origine de la droite $R_s = 1.81 R_p + X$. La distribution normale de R'_s que l'on obtient sur la Figure II-5 signifie que la différence d'ordonnée à l'origine de 1,5 s trouvée pour l'Europe ne se retrouve pas avec l'ensemble des données.

Si nous considérons, comme Hales and Herrin, que des rapports élevés des résidus des S aux résidus des P, signifient un fort taux de fusion partielle dans le manteau, seules les stations à droite de l'histogramme sont celles dont le manteau est le plus affecté par la fusion.

Nous trouvons donc un rapport d'anomalies de S à P proche de ce que l'on s'attend à observer. Kaila, Reddy and Narain (1968), qui ont déterminé des temps de P et S pour des séismes et des explosions en Asie Centrale, ont déjà trouvé un rapport de 1,78. Hales and Herrin (1972) ont expliqué ce résultat en remarquant que les distances auxquelles ont travaillé ces auteurs sont faibles et que leurs observations peuvent être très influencées par des différences de structure dans la croûte et dans le manteau supérieur. Cette critique ne peut pas être faite dans notre cas.

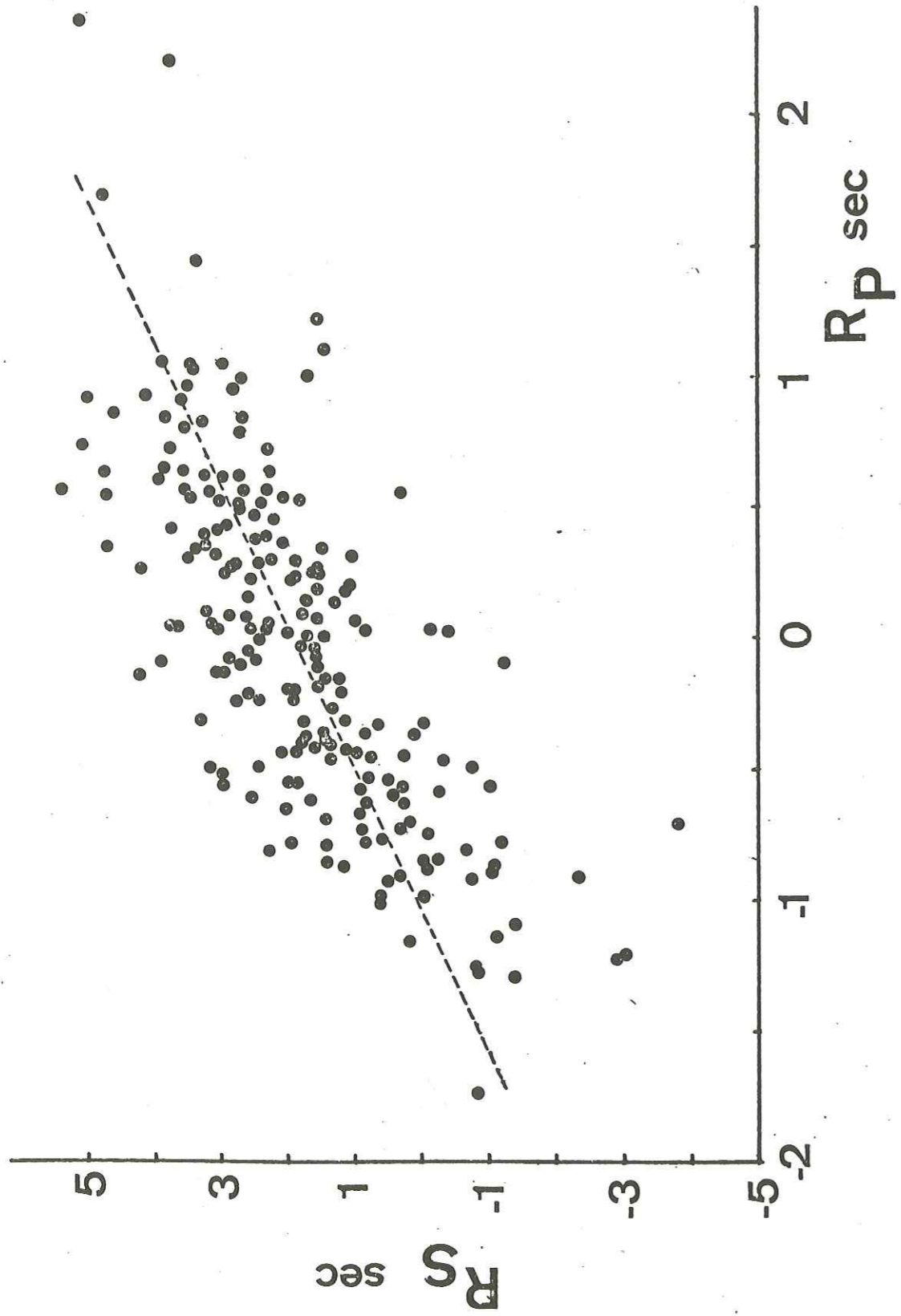


Figure II-4a : Corrélation entre les anomalies de P et de S pour toutes les stations du monde . La droite $R_s = 1.81 R_p + 1.88$ est en tireté.

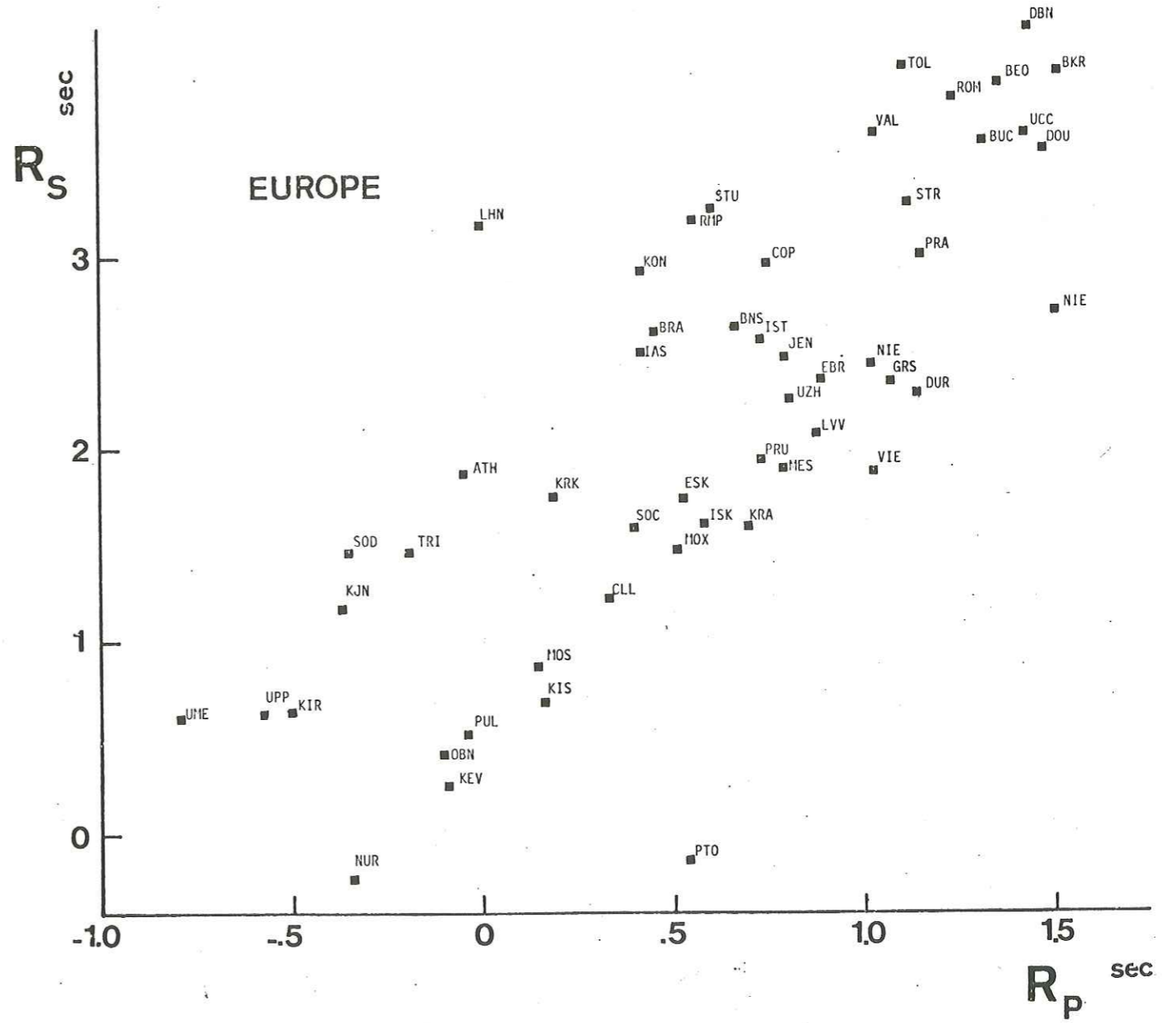


Figure II-4b

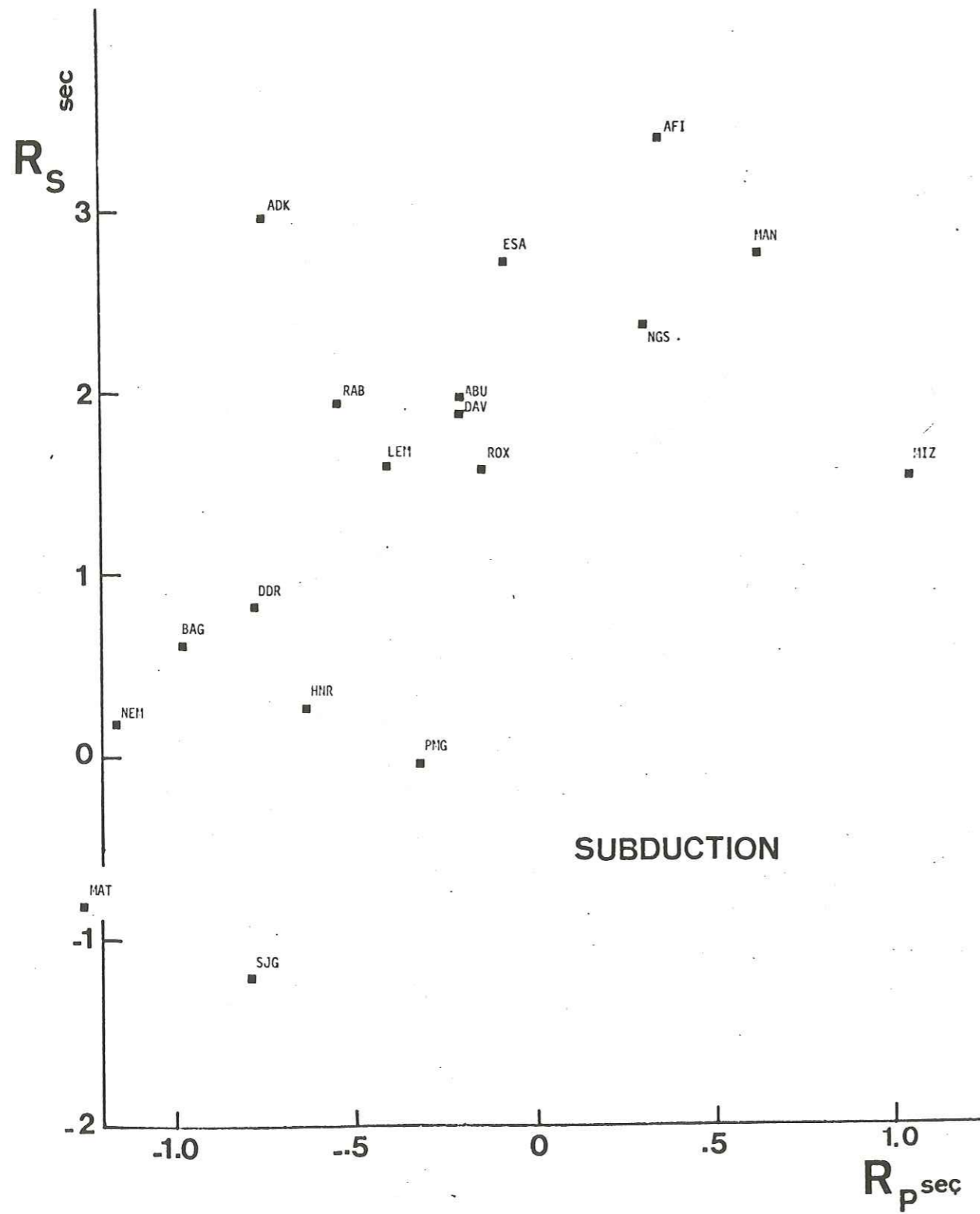


Figure II-4c

Nous pouvons conclure de cette comparaison des résidus des S aux résidus des P, que le rapport trouvé par Doyle and Hales (1967) pour R_S , R_P est trop élevé pour représenter l'ensemble des stations mondiales.

II - 5. ANOMALIES DE STATION ET GEOLOGIE CONTINENTALE

A) Introduction

Les anomalies de station sont des temps de parcours verticaux en de nombreux points du globe. La géologie structurale classifie chacun de ces points en fonction de l'âge et de la nature des terrains que l'on y trouve. Comme le note l'introduction de l'article 'Géologie' de l'Encyclopedia Universalis (1968), "à la différence de la géophysique, la géologie fait intervenir une chronologie historique, un 'temps orienté', dans le déroulement des phénomènes".

Ce facteur temps a déjà été introduit dans l'explication géophysique du domaine océanique, tant à travers les mesures paléomagnétiques qu'avec les mesures de flux de chaleur et de structure de la lithosphère. L'établissement d'une échelle des renversements de la polarité du champ magnétique terrestre en fonction de l'âge, a permis de 'dater' les anomalies magnétiques observées au fond des océans et de reconstituer l'histoire de leur ouverture. Les modèles de formation de la lithosphère océanique par accretion au niveau des dorsales océaniques ont permis d'expliquer la décroissance du flux de chaleur à partir de l'axe des dorsales et l'épaississement de la lithosphère en fonction de son âge (Mc Kenzie (1967), Sclater and Francheteau (1970), Bottinga and Allègre (1973)). Ces modèles de lithosphère océanique ont ensuite été testés en mesurant les variations de la vitesse de groupe et de phase des ondes de surface (Forsyth (1975), Kausel, Leeds and Knopoff (1974), Girardin and Jacobi (1977)). Des tests avec des stations au fond de la mer sont aussi entrepris.

Pour le domaine continental, seules les mesures de flux thermique sont connues comme dépendant de l'âge. Lee and Uyeda (1965) ont pressenti cette dépendance dans leur compilation de toutes les données mondiales sur le flux de chaleur. Polyak et Smirnov (1968) ont publié une courbe qui montre que le flux décroît depuis des valeurs de 1,42 HFU pour des provinces mésozoïques jusqu'à 0,90 HFU pour les

boucliers précambriens. Cette relation semble bien établie pour les âges anciens malgré quelques différences de moyennes par âge suivant les auteurs (voir les valeurs pour l'hercynien dans Lubimova and Polyak (1969)) ; elle serait cependant plus intéressante si elle était établie en flux réduit. Pollack and Chapman (1977) ont trouvé une relation empirique entre flux et flux réduit à partir des rares données existantes et ont de ce fait déduit de la loi de Polyak et Smirnov des épaisseurs de lithosphère. Cette approche est très intéressante et peut être testée par la sismologie.

Aucune dépendance entre une mesure sismique en continental et l'âge du socle n'a été sérieusement établie en sismologie. Les essais de Pakiser and Robinson (1966) de corrélation entre épaisseur de la croûte et âge sont douteux. En consultant les cartes de profondeur du Moho du bouclier canadien de Berry (1973), de l'Union Soviétique de Belyaevsky, Borisov, Fedynski, Fotiadi, Subbotin and Volvovsky (1973) et des Etats-Unis par Warren and Healy (1973), on ne constate pas de relation simple de l'épaisseur de la croûte avec la répartition de l'âge. L'épaisseur de la croûte semble varier de 35 km à 50 km au sein des boucliers précambriens et ceci de façon aléatoire. L'épaisseur sous la province du Supérieur est de l'ordre de 35 km, alors que c'est la province la plus vieille d'Amérique du Nord. Les mesures relatives à la lithosphère continentale ont une précision qui commence à progresser et n'ont été que peu utilisées dans ce genre de corrélation.

Toute loi de dépendance d'un paramètre géophysique à l'âge pose la question de la formation et de l'évolution de l'entité mesurée.

La question de la formation et de l'évolution de la lithosphère continentale est un des sujets principaux de la géochimie des isotopes. Les mesures isotopiques du Strontium ont été utilisées par Hurley, Hughes, Faure, Fairbairn and Pinson (1962) pour proposer un modèle de formation de la croûte continentale. Ces auteurs ont en effet noté une dépendance du rapport isotopique initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) à l'âge des formations et ont conclu à une origine mantélique des roches ignées de l'Amérique du Nord. Leurs arguments en faveur d'une

croissance continue des continents, par différenciation à partir du manteau, ont été mis en doute par Patterson and Tatsumoto (1964) à partir d'arguments sur les isotopes du plomb. La question de savoir s'il y a croissance progressive de la surface des continents ou si tous les continents ont été formés en une seule fois et remaniés par la suite reste encore débattue. Les arguments géochimiques en faveur de l'accrétion continentale semblent l'emporter (Moorbath (1975)), mais la généralité de ce mécanisme est mise en doute par Allègre (1977) qui pense qu'il y a eu un paroxysme dans la formation de lithosphère continentale vers le milieu du précambrien.

B) Exemple de répartition des résidus sur des boucliers précambriens

On sait depuis plus de dix ans que les vitesses des ondes sismiques sont plus rapides sous les boucliers que dans les régions ayant subi des orogénèses récentes. En 1936, Jeffreys (voir Jeffreys and Singh (1973)) avait d'ailleurs noté une avance de la station d'Uppsala qu'il avait attribuée à une mauvaise lecture des phases sismiques. La structure moyenne du manteau supérieur est difficile à obtenir avec les ondes de volume et peu d'expériences de sismologie expérimentale à longue distance ont été réalisées sur les boucliers. La classification des structures du manteau supérieur est souvent faite à partir des ondes de surface, qui donnent une moyenne sur un trajet que l'on doit considérer comme homogène. Brune (1969) classe la dispersion des ondes de surface en quatre types principaux pour le continental : bouclier, 'mid-continent', 'basin and range' et alpin. Les ondes de surface n'ont pas mis en évidence de différence systématique de structure dans les boucliers précambriens.

Nous voulons d'abord montrer qu'il existe d'importantes variations du temps de parcours vertical donc de la structure du manteau sous les boucliers précambriens.

Nous présentons sur la Figure II-6 les cartes du Canada et de Scandinavie sur lesquelles les anomalies de P sont reportées en

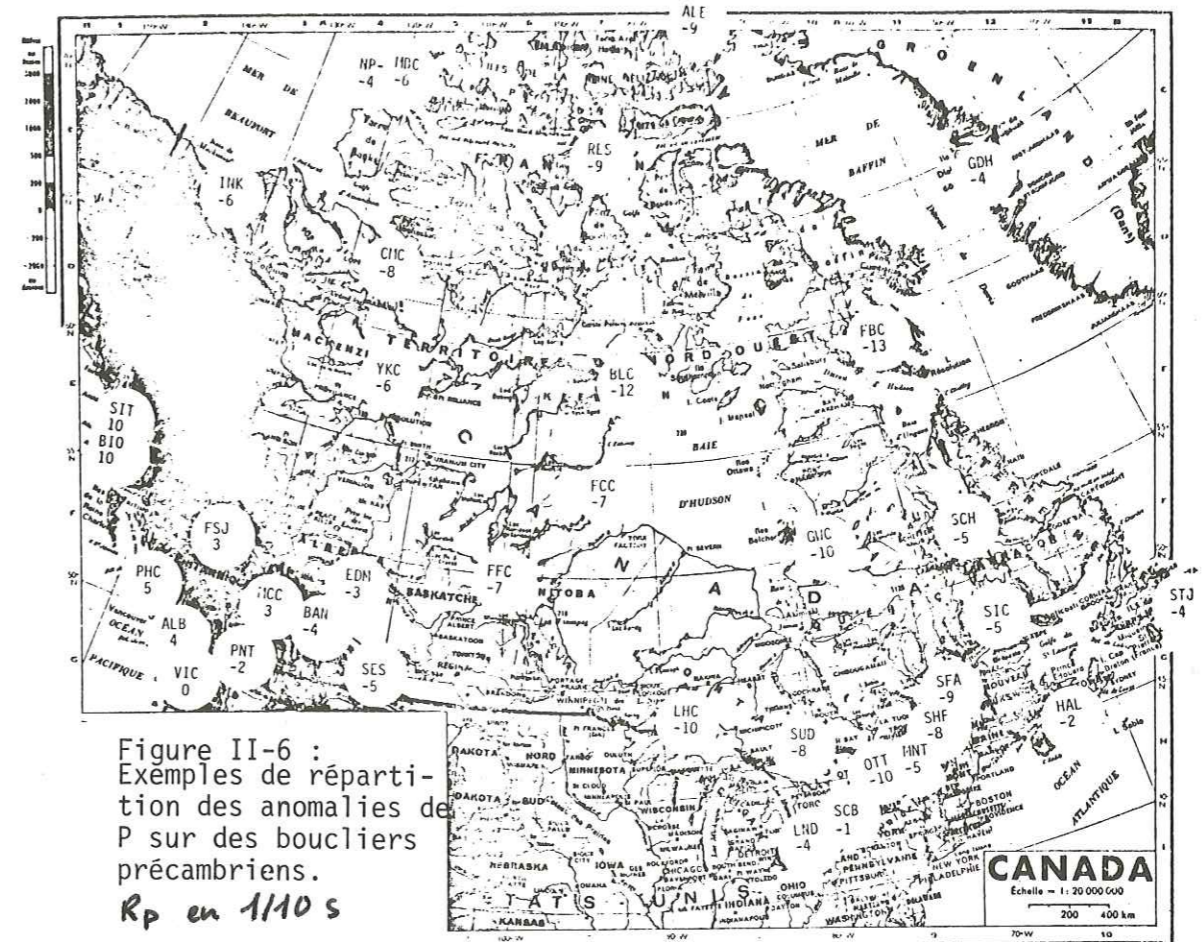
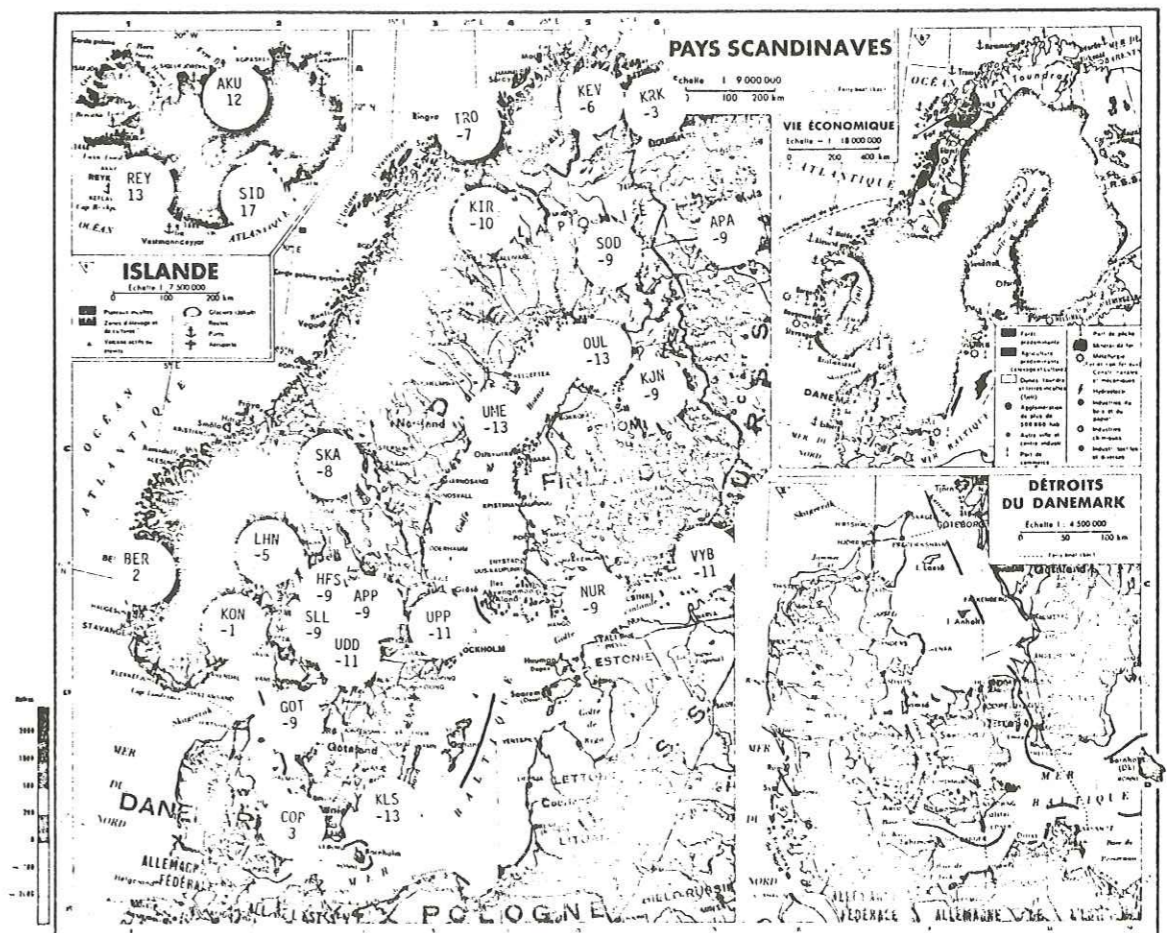


Figure II-6 :
Exemples de répartition
des anomalies de P sur des boucliers
précambriens.

R_p en 1110 s



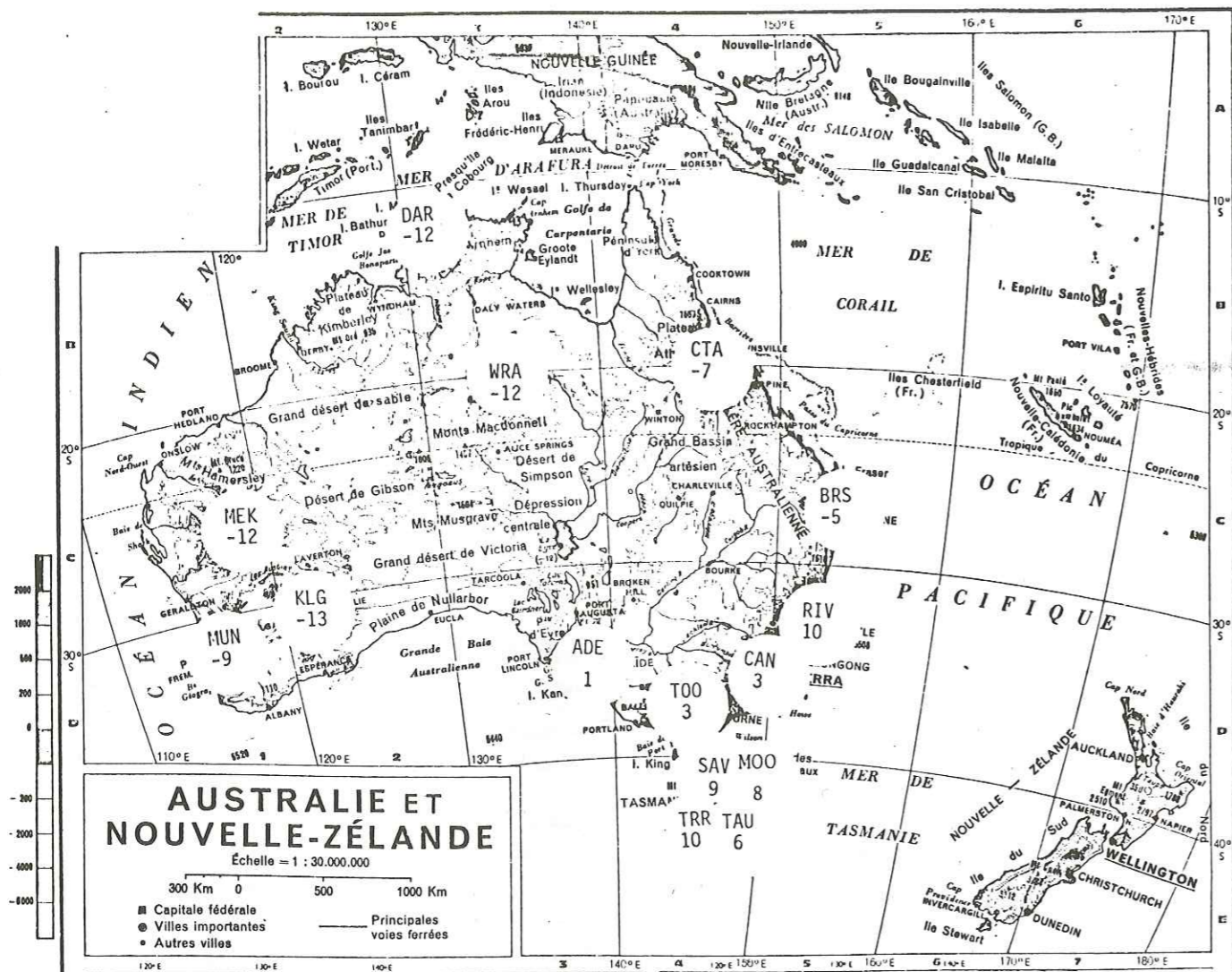


Figure II-7 : Anomalies de station pour P en dixièmes de seconde sur le continent australien.

dizièmes de secondes. Ces régions sont couvertes par des réseaux sismologiques de très bonne qualité qui envoient régulièrement leurs données à l'I.S.C. Leurs anomalies de stations sont donc fiables.

Nous notons que bien que ces deux boucliers soient sur des plaques dont les mouvements sont différents, les valeurs des anomalies de P les plus rapides sont identiques. La distribution géographique de ces anomalies rapides présente des analogies : au Canada, elles se placent au Nord de la baie d'Hudson et en Scandinavie près du Golfe de Botnie, c'est-à-dire près de régions légèrement subsidentes par rapport au reste du bouclier émergé.

Ensuite, ces anomalies sont d'autant moins négatives que l'on s'éloigne du centre du bouclier émergé. Dans le cas de l'Amérique du Nord, la région des anomalies à $-1,0$ s se prolonge au sud du Lac Supérieur. La distribution des anomalies n'est pas sans rappeler la carte schématique de la répartition des âges par Hurley et al (1962).

Le recouplement avec les âges en surface ne se fait pas de façon exacte : par exemple certaines valeurs de résidus sous la province du Grenville sont proches de celles que l'on trouve au centre du bouclier, sous la province du Supérieur.

La carte d'Australie (Fig. II-7) montre aussi une distribution très caractéristique des anomalies de P. Alors que toutes les valeurs à l'Ouest du pays sont très en avance, les valeurs à l'Est, surtout vers la Tasmanie, sont très en retard (voir Cleary (1967)).

La conclusion est donc qu'il existe des variations de propriétés du manteau supérieur sous les boucliers. Ces variations sont schématisées en disant que les ondes sismiques sont de plus en plus lentes lorsqu'on s'éloigne des centres des boucliers émergés.

C) Corrélation entre le temps de parcours vertical des ondes P et l'âge du socle

Comme les anomalies de stations sont une information sur le manteau

supérieur, les âges auxquels nous voudrions les corrélérer sont les âges de la lithosphère. Il n'existe aucune donnée de cette nature ; cependant les cartes structurales sont une interprétation lissée des datations géochronologiques et on peut les considérer comme représentatives de l'âge du socle. La question reste de savoir si cet âge du socle correspond à ce que nous pourrions appeler l'âge de la lithosphère qui peut être soit un âge de dernière remobilisation par exemple thermique, soit un âge de formation. La première définition nous semble plus adéquate.

La corrélation entre le flux de chaleur en surface et l'âge des provinces tectoniques (Polyak et Smirnov (1968)) a été faite en classant les données du Précambrien en deux catégories : boucliers et plateformes. Si nous suivions cette méthode et attribuions un âge uniforme de 1,2 Milliards d'années aux boucliers, nous perdrons l'information sur les variations de structure à l'intérieur des boucliers.

Nous avons donc utilisé une seconde méthode : nous regroupons entre elles les stations d'une même zone géographique (voir toutes les cartes d'anomalies) ; en général, les résidus sont cohérents entre eux lorsque les stations sont proches. Nous attribuons ensuite un âge moyen à chacune de ces régions. La partie la plus délicate est l'obtention de cet âge moyen : dans certains cas une région géographique ne correspond qu'à un petit nombre de provinces structurales dont les âges sont bien connus et il est alors simple de prendre une moyenne de ces âges. La précision sur l'âge moyen de la région est alors de quelques centaines de millions d'années et suffit pour notre étude. Dans d'autres cas, comme l'Afrique du Sud par exemple, une région géographique est composée par une superposition de nombreux orogènes d'âges très différents et il est alors très difficile de lui attribuer un âge. Il faut cependant noter que si nous cherchions à attribuer un âge au socle sous chaque station, nous nous heurterions aux mêmes difficultés.

Pour les âges nous avons utilisé les cartes de Khain and Muratov (1969), de Holmes (1964) et de Hurley and Rand (1968). Les résidus

Tableau II-3

Région	n	R _p	er	âge
Bouclier australien	5	-11.6	0.7	2.6
Bouclier scandinave	15	-10.3	0.4	2.0
Bouclier indien	5	-8.6	1.4	2.0
Bouclier canadien	15	-8.3	0.7	2.0
Bouclier ivoirien	2	-8.0	0.3	1.9
Plateforme Centre USA	18	-6.2	0.8	1.3
Plateforme russe	3	-5.0	0.6	1.3
Antarctique (oc. Indien)	4	-5.0	0.7	1.0
Afrique Australe	5	-4.6	1.3	1.0
Bouclier chinois	3	-4.3	1.4	1.0
Bouclier baïkalien	4	-4.0	1.2	1.0
Est USA	15	-1.4	0.7	0.5
Antarctique (oc. Atlantique)	3	-1.3	0.4	0.5
Maroc (Ouest)	3	-0.7	0.4	0.5
Plateforme W-Europe sans graben	24	1.5	0.5	0.4
Antarctique (oc. Pacifique)	4	2.0	0.4	0.4
Sud Australie	3	2.3	0.6	0.4
Plateforme Centre Chine	8	3.0	1.0	0.4
Ouest Amérique du Nord	53	4.5	0.5	0.3
Alpes Europe	29	5.3	0.4	0.3
Tasmanie	4	8.2	0.9	0.3
Caucase Iran	10	8.6	0.6	0.2
Amérique Centrale N. Andes	6	9.5	1.1	0.2

R_p et er sont en dixièmes de seconde et âge en milliards d'années

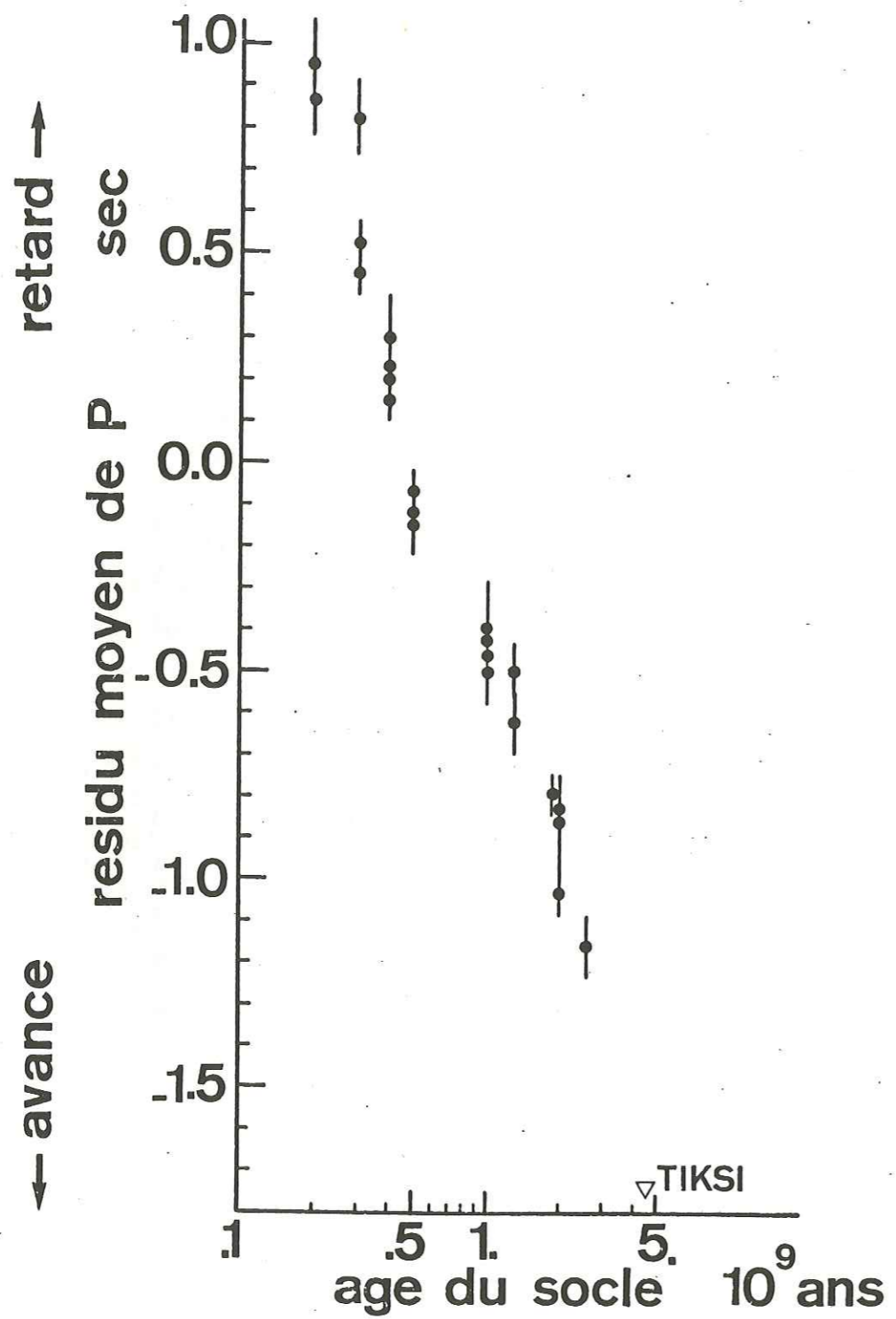


Figure II-8 : Corrélation entre les moyennes d'anomalies de P par province et l'âge moyen du socle de ces provinces. Le point marqué Tiksi sera discuté ultérieurement.

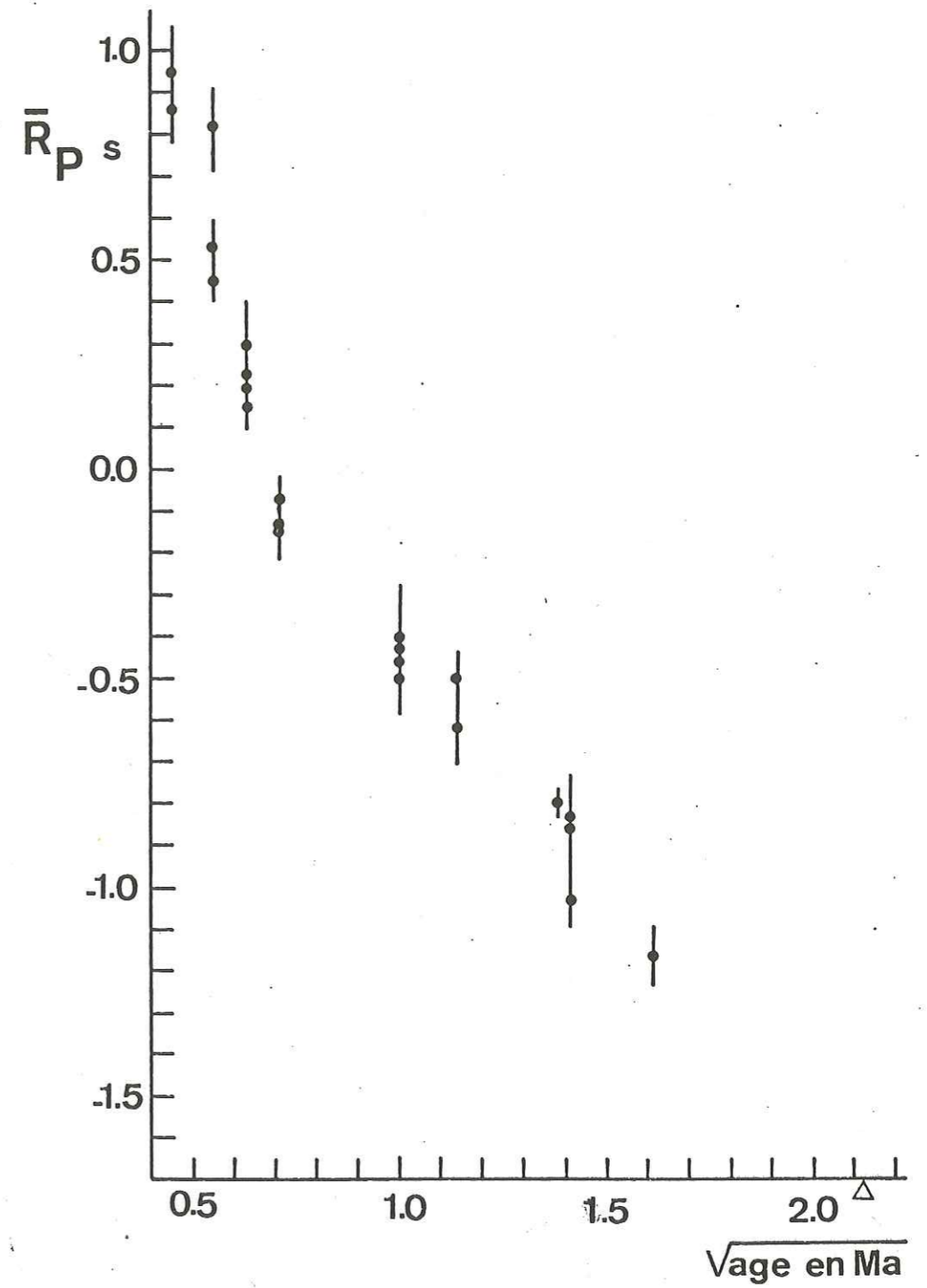


Figure II-9

moyens de P pour chaque région et l'âge du socle correspondant sont répertoriés dans le Tableau II-3. La moyenne que nous avons calculée est la moyenne des anomalies de stations et non des (O-C) d'un groupe de stations : ceci a tendance à augmenter l'erreur sur chaque valeur. Tous les points du Tableau II-3 sont reportés sur la Figure II-8.

Cette figure montre qu'en première approximation, le temps de parcours vertical des ondes P est une fonction de l'âge du socle. Cette relation peut se mettre sous la forme algébrique suivante :

$$R_p = -0.43 - 7.5 \times \text{Log} (\text{âge})$$

où R_p est en secondes et âge en Milliards d'années.

R_p est calculé à partir des tables de Jeffreys-Bullen.

La relation entre l'âge et le résidu s'écrit alors

$$\text{âge} = \exp (- (R_p + 0.43) / 7.5).$$

Nous discuterons plus loin la signification du point marqué Tiksi sur la Figure II-8. Nous notons cependant qu'il est difficile sur cette figure de faire passer une droite par les points extrêmes ; en augmentant d'environ 200 millions d'années les âges du socle sous les orogènes récents, l'alignement de tous les points serait meilleur. Si nous reportons les résidus en fonction de la racine carrée de l'âge (Fig. II-9), une droite ajuste relativement bien les points ayant un âge supérieur à 0,5 Ma.

La dépendance du résidu de P au type de province structurale a déjà été remarquée par Jacob (1972), Hales and Herrin (1972) et Borman (1975). Buchbinder and Poupinet (1977) ont étudié les résidus des stations du réseau canadien et ont noté une assez bonne corrélation entre l'âge et le résidu de P.

D) Géochronologie et anomalies des P

Nous testerons la dépendance du temps de parcours avec l'âge de la lithosphère en utilisant un des résultats fondamentaux de la géochronologie qui a longtemps été débattu. D'après Gastil (1960), Sutton (1963), Allégre (1967, 1972), l'étude statistique des âges radiométriques bien déterminés révèle l'existence de périodes orogéniques majeures très concentrées dans le temps. Allégre (1967) parle de 'nombres magiques' pour ces âges d'intense activité tectonique et Wasserburg (1962) se demandait s'il existe une 'quantification' des événements géologiques.

S'il existe des périodes de formation de la lithosphère continentale et si les temps d'arrivée des ondes sismiques dépendent de l'âge, on doit s'attendre à trouver une espèce de 'quantification' des temps d'arrivée qui reflète la répartition des âges obtenus par la géochronologie. La Figure II-10 schématise cette relation.

Nous avons donc construit des histogrammes d'anomalies des P pour les boucliers précambriens. Nous avons regroupé tous les boucliers de la Laurasia ainsi que ceux du Gondwana dans la Figure II-11.

Nous notons plusieurs pics dans ces histogrammes. Certaines valeurs comme -1,3 s apparaissent plus souvent que -1,2 ou -1,4 s. De même, nous avons un pic très clair pour -0,9 s pour la Laurasia et -0,8 s pour le Gondwana. Ceci ne constitue malheureusement pas une preuve statistique : nous avons trop peu de données pour faire autre chose que constater qu'il n'y a pas de désaccord entre la répartition des données sismologiques et la notion de périodes orogéniques majeures très concentrées dans le temps.

E) Discussion de l'anomalie de Tiksi (Nord de la Sibérie) : Hypothèse sur le noyau continental originel.

James Hutton a écrit que les roches ne montraient "...no vestige

SISMOLOGIE

GEOCHRONOLOGIE

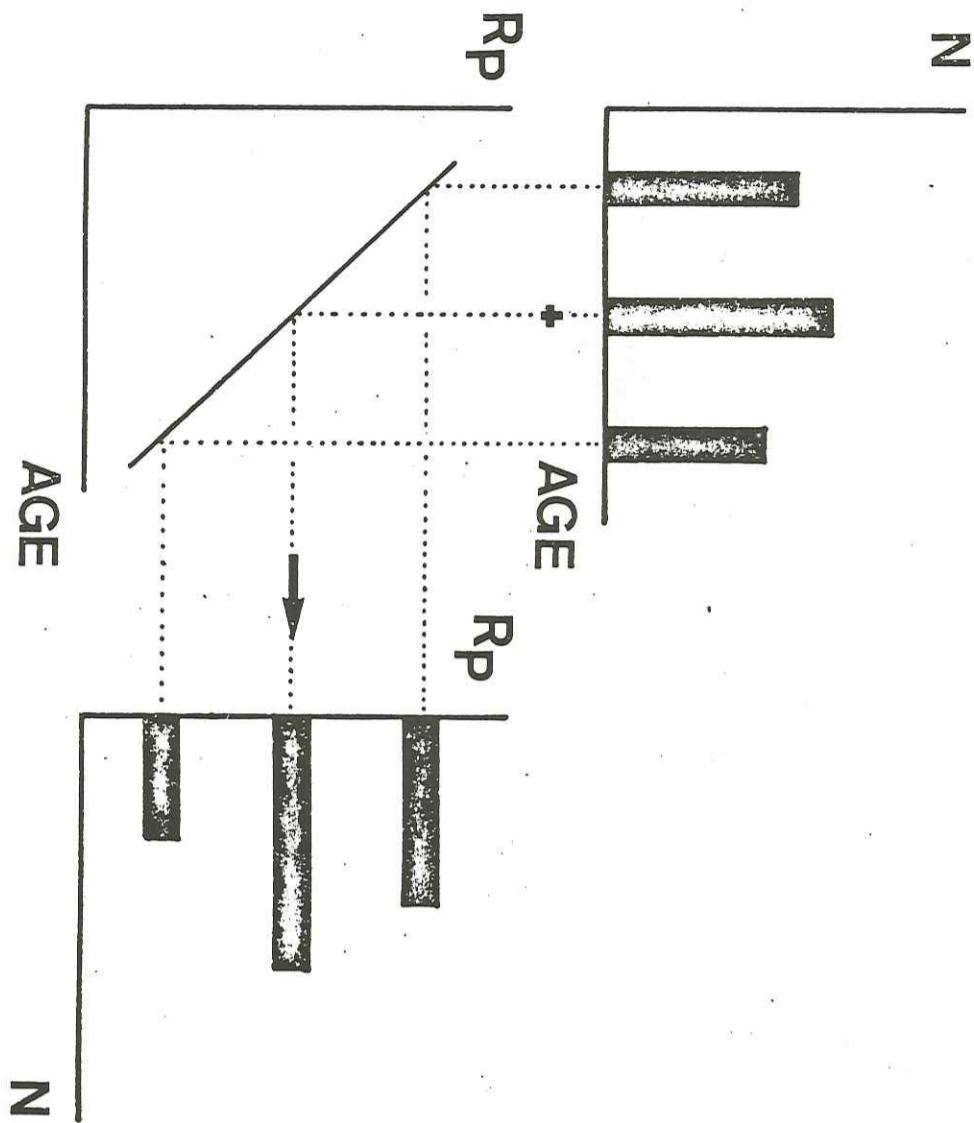
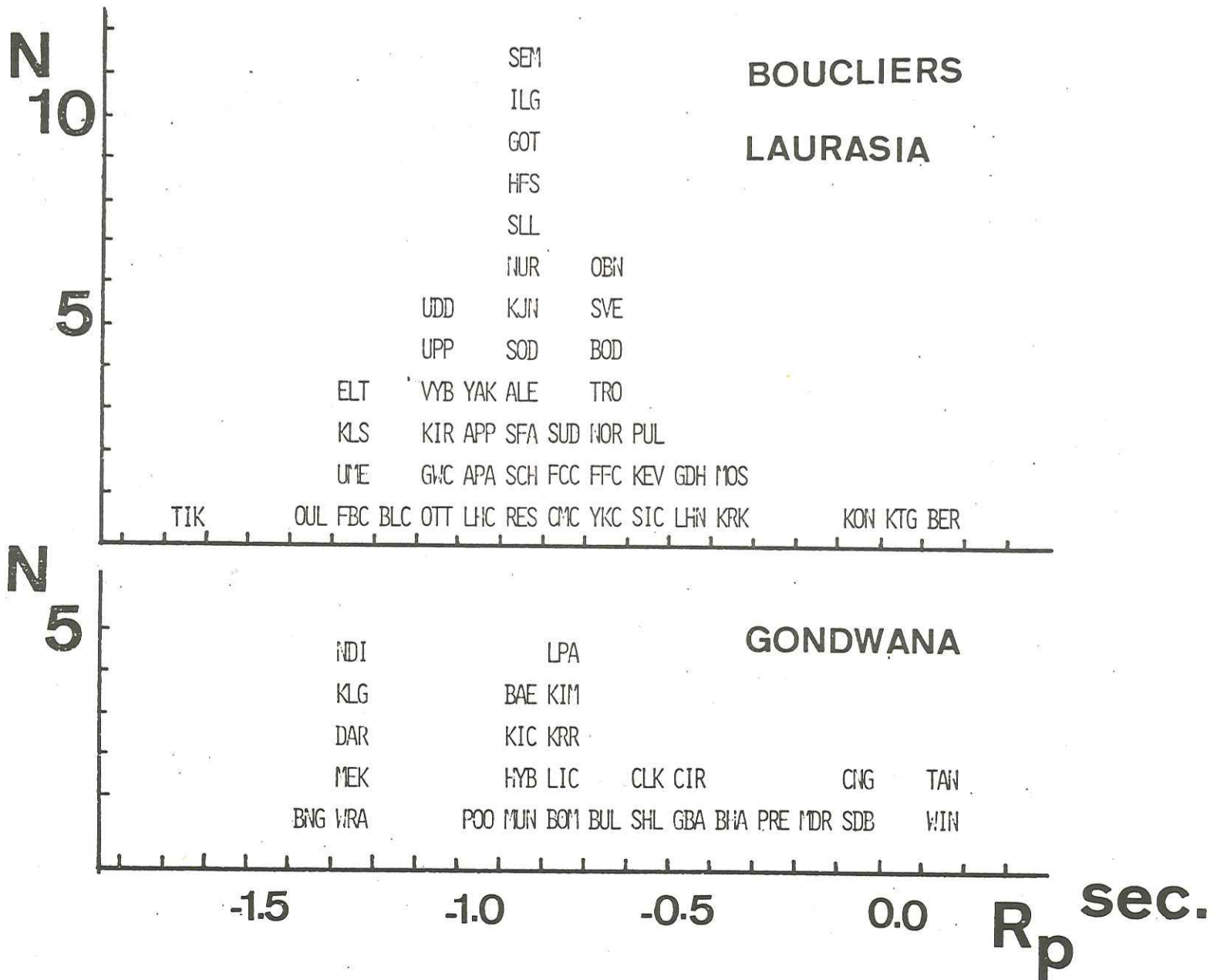


Figure II-10

Figure II-11



of a beginning - no prospect of an end". Néanmoins, dans l'hypothèse de l'accrétion continentale, la question de l'hétérogénéité initiale de manteau qui a amorcé le processus d'accrétion se pose toujours (Dietz (1965), par exemple). La géochronologie n'a pas de réponse à cette question, car les âges les plus anciens que l'on trouve à la surface du globe sont de l'ordre de 3,8 Milliards d'années et qu'ils sont obtenus en plusieurs endroits. On n'a jamais retrouvé de roches dont l'âge serait proche de celui de la terre, soit environ 4,6 Ma. L'hypothèse de l'accrétion continentale a d'abord été émise à cause de la répartition centrifuge d'orogènes de plus en plus jeunes autour de noyaux anciens stables. Où pourrait se trouver ce noyau le plus ancien ? On le cherche dans les cratons (Dietz (1965)) et l'une des réponses qui pourrait être donnée, à la vue de la carte structurale du monde, est que le bouclier de l'Anabar (Fig. II-12), au Nord de la Sibérie, pourrait correspondre aux caractéristiques cherchées. Ce bouclier a en effet une position centrale par rapport à toutes les ceintures orogéniques de l'Asie.

Notre station la plus en avance du monde est la station de Tiksi. Cette station est sur du Mésozoïque, bordant le bouclier sibérien. Le socle sous cette station est considéré comme précambrien par la carte structurale russe et est recouvert de sédiments. Ces sédiments ont tendance à retarder les ondes sismiques et nous trouvons une avance de -1,74 avec 469 données et une erreur de 0,05 secondes. Cette anomalie de station est donc bien déterminée. Nous pouvons cependant nous poser des questions sur une éventuelle contamination du résidu du fait de l'orientation de certains arcs insulaires de la bordure du Pacifique par rapport au Nord de la Sibérie. Davies and Mc Kenzie (1968) ont signalé que la plaque des Kouriles pouvait provoquer des avances pour les stations de Sibérie. L'angle de plongement de la zone de Benioff maximise les avances pour des distances proches de 30°. Nous avons donc effectué deux autres calculs de résidus. Dans le premier, nous avons éliminé tous les séismes à des distances de moins de 40° et le résidu des P est resté le même à Tiksi. Dans le second, nous avons éliminé les séismes au Nord de la latitude 40° N et cela n'a pas changé l'anomalie de station.

Nous avons testé la dépendance azimutale de Tiksi et celle-ci est faible. Nous avons réussi à changer l'anomalie de station en prenant un sous-ensemble dix fois plus petit de données, en ne conservant que les séismes profonds. Ce calcul est cependant moins représentatif de la structure profonde sous Tiksi, car il correspond à un moins bon échantillonnage du manteau.

Nous considérerons donc que le résidu à Tiksi est de -1,74 s. Les résultats des autres auteurs donnent toujours une grande avance pour cette station, mais pas toujours aussi différent des autres stations que ce que nous trouvons : Arnold (1965) trouvait -1.36 ± 0.39 s et Herrin and Taggart (1968) -0.7 ± 0.1 s avec une autre ligne de base.

Notre évaluation de l'anomalie semble exacte et nous devons tenter d'expliquer sa valeur exceptionnellement négative. Si nous extrapolons la courbe de la Figure II-8 montrant la dépendance du temps d'arrivée à l'âge et que nous nous servions de cette courbe pour une estimation de l'âge de la lithosphère sous Tiksi, nous trouverions un âge proche de celui de la terre. Nous n'insistons pas sur le fait que cet âge ne peut être qu'une approximation.

La donnée qui correspondrait à un âge proche de celui de la terre est donc proche de l'endroit où des considérations géologiques faisant plus appel à l'imagination qu'à une démarche d'esprit rigoureuse placeraient un possible noyau où aurait pu débuter l'accrétion. Est-ce le fait de hasard ? Ne le pensant pas, nous ferons l'hypothèse que le Nord de la Sibérie est une trace de la lithosphère continentale initiale.

Du point de vue géologique, Sutton (1972) a discuté la question de la formation de la croûte continentale. Mc Gregor et Moor bath (Black et al (1971)) ont trouvé une formation granitique ayant 3,8 Ma au Groenland. La géologie de la région de Gothaab, où ont été trouvées ces roches, suggère un âge plus ancien pour la croûte dont elles sont issues. Utilisant l'analogie avec les météorites et la lune qui ont atteint un état très différencié dès $4,4 \times 10^9$ ans, Sutton (1972) estime qu'il est possible que la terre ait produit de la croûte granitique au

cours des deux cents premiers millions d'années de son existence.

L'hypothèse que nous formulons pour expliquer la valeur du résidu de Tiksi suppose aussi la formation d'une lithosphère continentale peu de temps après l'origine de la terre.

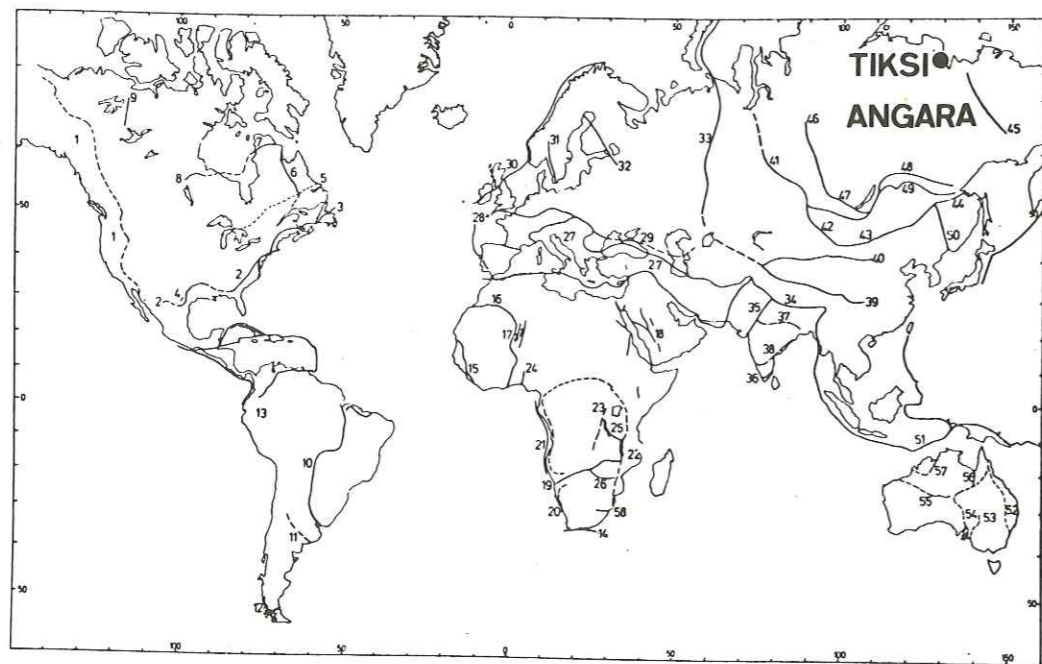


Figure II-12 : Carte montrant la distribution des zones de suture majeures du Protérozoïque et du Phanérozoïque (Burke, Dewey and Kidd (1977)). Nous avons reporté la station de Tiksi sur cette carte.

Burke, Dewey and Kidd (1977) ont publié une description des grandes sutures qui traversent les provinces précambriennes et ont cherché à lier ces sutures à l'hypothèse des cycles de Wilson. Ces auteurs ont écrit ce qui suit sur l'Angara :

"The largest piece of continent not cut by a suture is Angara and it is an interesting but difficult question whether the contrast between say North America, which has virtually been one piece for the last 1.7 b.y. and Asia, which has been the scene of repeated Wilson cycles, is a stochastic product of plate motion on a radially symmetrical earth or reflects some fundamental asymmetry."

Nous soulignons la fin de cette phrase et remarquons qu'il est tentant d'expliquer cette asymétrie en reliant la mobilité d'un continent à la faible épaisseur de la lithosphère (Chapman and Pollack (1974)). Le moins mobile de tous les continents, c'est-à-dire le plus enraciné dans l'asthénosphère, serait le continent de l'Angara, comme l'appelait Suess (1921).

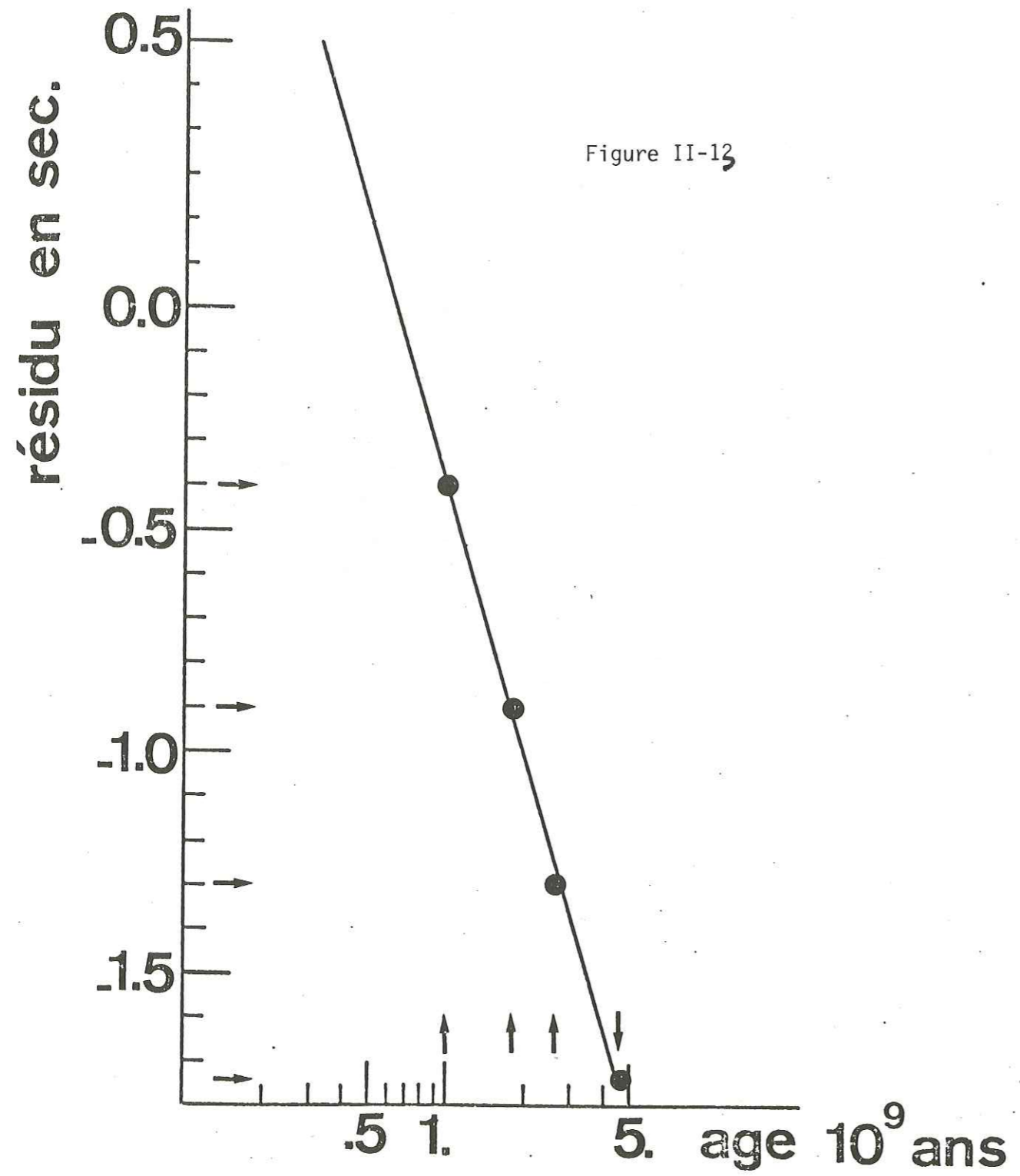
F) Autre essai de dérivation de la relation entre résidu de P et âge

Reportons-nous à la Figure II-10. En théorie, la connaissance de deux quelconques des courbes de cette figure permet de retrouver la troisième.

Nous supposerons que l'histogramme des datations géochronologiques est connu et que bien que celui des anomalies de stations ne soit encore que mal défini, nous pouvons l'utiliser pour cet essai. En lissant l'histogramme de la Figure II-1, nous obtenons des pics secondaires pour des valeurs proches de -1,3 s, -0,9 s et -0,4 s. Les âges que Gastil (1960) avait indiqués comme âge des pics secondaires de l'histogramme des datations sont donnés par Runcorn (1961) à 2,6, -1,8, 1,0 et 0,02 Milliards d'années. Runcorn (1962) a tenté d'expliquer ces chiffres par sa théorie liant le changement de régime convectif à l'intérieur du manteau à une croissance progressive du rayon du noyau terrestre. Les travaux les plus récents semblent confirmer ces chiffres : Moorbath (1975) estime que les événements majeurs d'accrétion crustale se concentrent dans les intervalles 2,8 - 2,5, 1,9 - 1,6, 1,2 - 0,9 et 0,5 - 0,0 Milliards d'années. Il ajoute un événement entre 3,8 - 3,5. Si d'autre part nous admettons l'hypothèse de Sutton sur une formation de croûte continentale peu de temps après la formation de la terre, nous aurions un événement à 4,6 auquel nous ferions correspondre l'anomalie de Tiksi.

Bien que les éléments expérimentaux sur lesquels nous nous fondons soient fragiles, surtout en ce qui concerne la répartition des anomalies de stations, nous avons tenté la correspondance entre les pics secondai-

res des deux types d'histogrammes. Les quatre points ainsi déterminés sont les quatre points ajustés par une droite sur la Figure II-13, dont l'échelle des âges est logarithmique.



CHAPITRE III

MODELE D'EVOLUTION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE :
 DECROISSANCE DU GEOTHERME ET EPAISSISSEMENT PROGRESSIFS
 DES PLAQUES EN FONCTION DE LEUR AGE.

III - 1. INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent, les anomalies de station ont été utilisées comme un marqueur des propriétés physiques du manteau supérieur. Nous n'avons pas proposé de modèle de la lithosphère continentale qui expliquerait les variations observées : c'est ce que nous tentons dans ce chapitre.

En premier, nous rappelons comment on calcule une anomalie de station à partir d'un modèle de vitesses sismiques et donnons quelques ordres de grandeur des anomalies. Nous résumons ensuite brièvement ce que nous savons de la structure de la lithosphère et cherchons à savoir si d'autres observations géophysiques servent de contrainte pour l'élaboration d'un modèle d'évolution de la lithosphère continentale.

Nous en arrivons à la conclusion que nos données, couplées aux observations de flux de chaleur sont principalement le reflet de la décroissance du géotherme dans une plaque continentale à partir de son âge de formation. Les plaques épaississent lorsqu'elles vieillissent.

Le modèle d'évolution de la lithosphère continentale a des conséquences qui sont examinées dans la suite du chapitre.

En particulier la "rigidité" d'un bloc serait toujours fonction de son âge, ainsi que sa "mobilité". L'épaisseur des blocs adjacents formant la lithosphère continentale variant de place en place, l'application de l'isostasie conduit à formuler une hypothèse pour l'explication des mouvements verticaux intraplaques. Les mouvements seraient le reflet de changements de densité dans l'asthénosphère sous les blocs.

Nous examinons ensuite le problème de l'intégration de ces résultats à la tectonique des plaques. Nous considérons que les théories les plus simples, qui expliquent ce type de données, sont les théories d'accrétion continentale (cycles de Wilson, par exemple).

III - 2. INTERPRETATION D'UNE ANOMALIE DE STATION EN TERME DE LOI DE VITESSE

A) Calcul d'une anomalie

Les anomalies sont calculées par rapport aux tables de propagation de Jeffreys-Bullen. Elles reflètent donc l'écart de la vitesse réelle dans le manteau à la vitesse d'un modèle dont les temps de parcours verticaux sont les mêmes que ceux qu'on obtient avec le modèle de Jeffreys-Bullen. Le modèle de manteau de référence n'est pas forcément celui de Jeffreys-Bullen puisque celui-ci n'intervient que dans des calculs de temps téléseismiques.

Nous voulons expliquer les différences de temps de parcours entre diverses stations par des variations de structure du manteau supérieur sous celles-ci. Comme nous travaillons avec des téléseismes, nous pouvons faire des calculs avec des ondes planes. Le temps de propagation d'une onde plane dans une couche d'épaisseur H et de vitesse V , pour un angle d'incidence θ , est

$$t = H \cos \theta / V \quad \text{avec} \quad \sin \theta = V/C$$

C est la vitesse de phase.

Si l'on remplace la vitesse V par V' dans cette couche, nous obtenons une différence de temps

$$\Delta t = H (\cos \theta' / V' - \cos \theta / V)$$

$$\text{avec} \quad \sin \theta' = V' / C.$$

Comme nous prenons des ondes quasi-verticales, la vitesse de phase est grande par rapport au changement de vitesse dans la couche et nous assimilerons θ à θ' . Donc

$$\Delta t \approx - \frac{H \Delta V \cos \theta}{V V'} \quad \text{avec} \quad \Delta V = V' - V.$$

Pour obtenir des ordres de grandeur, nous prendrons $\cos\theta = 0,9$ et écrivons

$$\Delta t \approx \sum_i \frac{\Delta v_i H_i}{v_i^2} \times 0,9.$$

B) Ordres de grandeur

Nous chercherons maintenant la contribution à l'écart de temps de plusieurs couches que l'on rencontre habituellement dans le manteau.

Effet de sédiments : La vitesse des P dans les sédiments est de l'ordre de 3-4 km/s, donc 1 km introduit un retard de 0,08 s.

Effet de la croûte : En prenant une vitesse de 6,5 km/s dans la croûte inférieure et de 8,1 km/s pour les P_n , un accroissement de 1 km de l'épaisseur du Moho introduit un retard de 0.027 s.

Effet d'un changement de la vitesse moyenne dans la lithosphère : En prenant une vitesse moyenne de 8,5 dans la lithosphère pour une épaisseur de 100 km, nous obtenons un Δt de 0.12 s pour un Δv de 0,1 km/s.

Effet d'un changement de l'épaisseur de la lithosphère : Nous supposons que le contraste de vitesse est de 0,7 km/s entre la lithosphère et l'asthénosphère. Ce contraste de vitesse est l'une des données les plus difficiles à connaître. Un épaissement de 10 km de la lithosphère introduirait une avance de $\sim 0,1$ s pour un tel contraste qui peut être considéré comme grand.

Sur la Figure III-1, nous avons reporté l'anomalie en fonction du pourcentage de variation de la vitesse du manteau et de l'épaisseur pour laquelle on a changement. Une formule approchée simple peut être utile pour obtenir des ordres de grandeur : si a est le pourcentage de changement et H l'épaisseur en km, $\Delta t \approx \frac{a H}{10}$ en secondes.

Ceci nous permet de constater les variations considérables de la structure moyenne du manteau supérieur qu'impliquent les écarts que nous observons. Entre les données extrêmes (TIK et AAE), nous avons 4 s de différence de temps, ce qui implique une différence de vitesse de 10 % sur 400 km d'épaisseur.

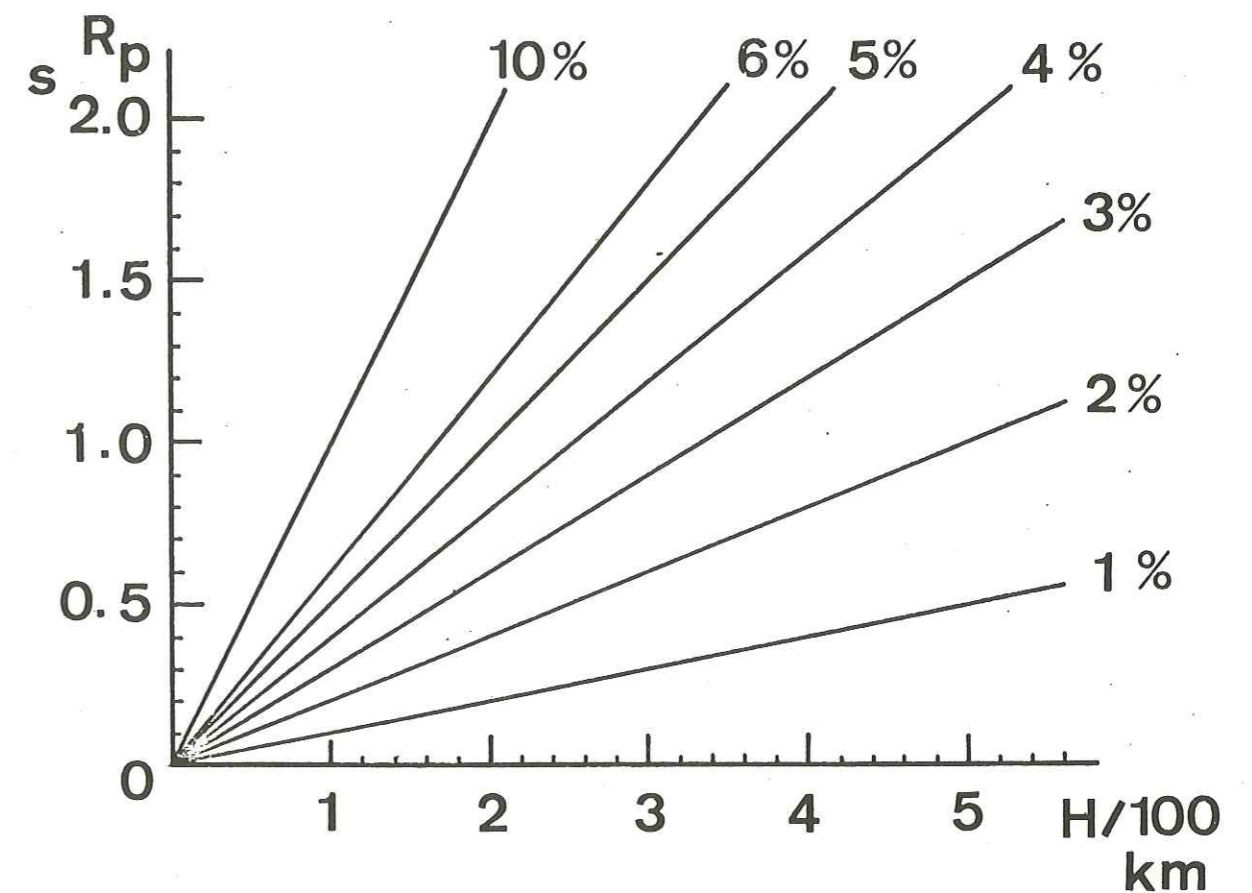


Figure III-1

III - 3. QUELQUES INFORMATIONS GEOPHYSIQUES RELATIVES A LA STRUCTURE MOYENNE DE LA LITHOSPHERE.

A) Introduction

Nous devons d'abord définir la lithosphère. La lithosphère a une définition rhéologique en tectonique des plaques (voir Le Pichon, Francheteau and Bonnin (1973)) : c'est la calotte sphérique rigide qui se déplace par rapport au manteau sous-jacent. Par exemple, Froidevaux, Schubert and Yuen (1976) considèrent que l'asthénosphère commence pour la profondeur où l'écoulement dans le manteau a une vitesse de 0,995 fois la vitesse de la plaque en surface.

La notion de lithosphère n'est pas définie par la sismologie. Comme on observe quelquefois un canal à moindre vitesse vers 200 km de profondeur, surmonté par une zone à plus forte vitesse, incluant la croûte, on fait l'hypothèse que le toit de la zone à moindre vitesse est la base de la lithosphère.

La définition rhéologique est donc la seule valable, mais comme elle ne peut être que calculée et n'est observée par les méthodes de surface qu'en quelques endroits, elle est peu utilisable.

Une définition faisant appel au rapport de la température à la température du solidus de l'olivine, qui est utilisée par exemple par Pollack and Chapman (1977) pour l'établissement de cartes d'épaisseur de la lithosphère, ou simplement à la profondeur qui correspond à une certaine température (en général 1300°), sont des notions très maniables.

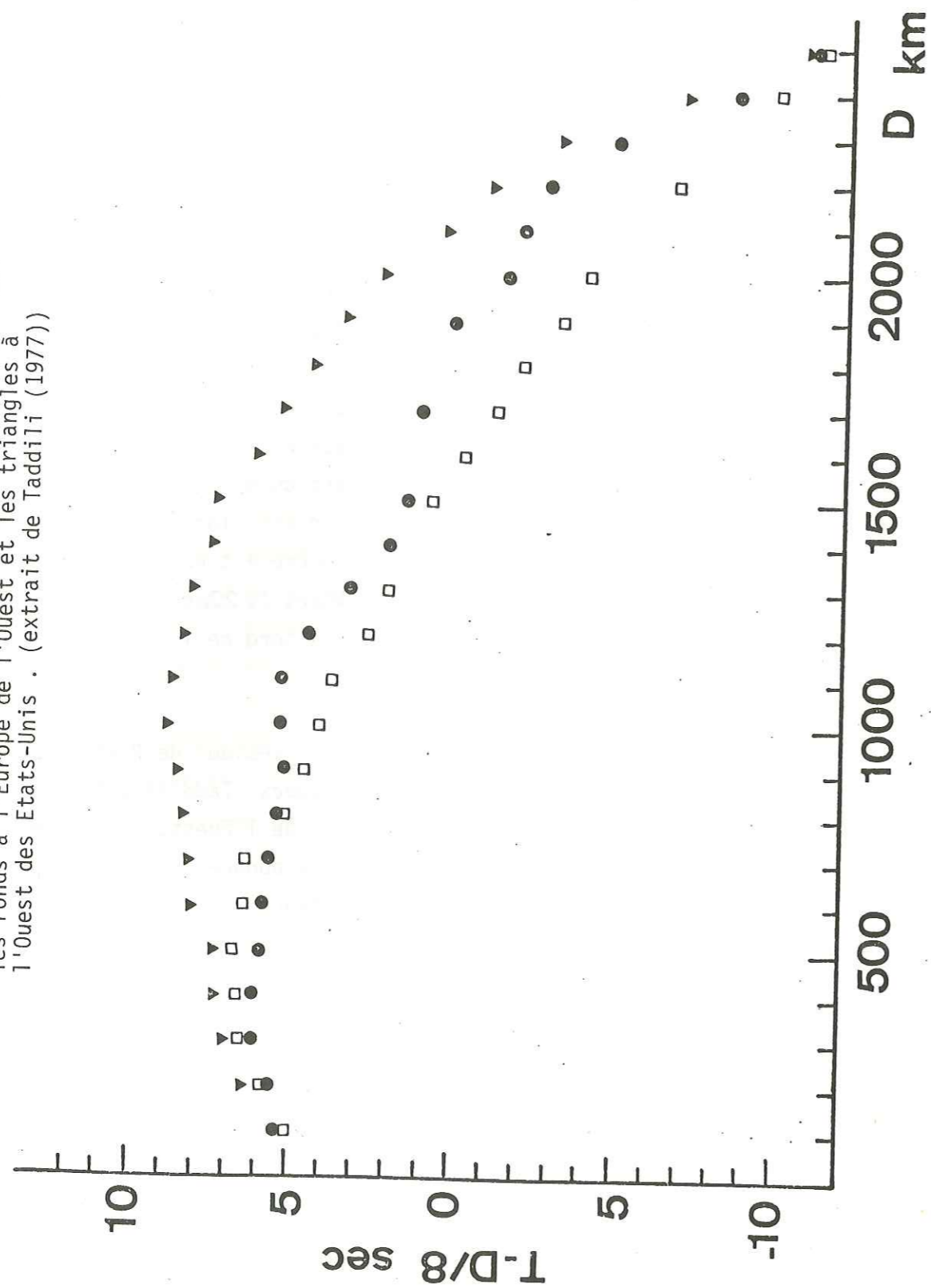
B) Profils lithosphériques de sismologie expérimentale

Les très longs profils d'enregistrements d'explosions nucléaires

ou chimiques semblent a priori un meilleur outil que l'étude du résidu des P pour déterminer l'épaisseur de la lithosphère. C'est un meilleur outil pour déterminer la répartition radiale de vitesse dans la lithosphère, mais comme dans de nombreux cas la lithosphère est suivie par une diminution de vitesse, il est très difficile à l'heure actuelle de 'voir' le bas de la lithosphère. C'est un peu comme si un profil de croûte ne donnait pas de réflexions ou de réfractions au niveau du Moho et que l'un des renseignements importants soit l'épaisseur de la croûte. Donc en ce qui concerne l'épaisseur de la lithosphère les résidus des P et les grands profils doivent donner des informations comparables lorsque les profils sont suffisamment longs pour sonder la couche à moindre vitesse : le seul profil qui semble clair de ce point de vue est celui étudié par Steinmetz, Hirn et Perrier (1974) qui part du Nord de l'Ecosse pour aller vers la vallée du Rhône. La question est alors de savoir si sur une distance aussi longue, la lithosphère est homogène. Les cartes des résidus de P des Figures IV-18a et IV-22a semblent indiquer que la lithosphère change de propriétés du Nord de l'Ecosse au Sud de la France.

De façon à tester la compatibilité des résidus de P et des divers profils faits à partir d'explosions provoquées, Taddili (1977) a compilé diverses hodochrones pour l'Europe de l'Ouest, le centre du bouclier canadien et l'Ouest américain. Les données pour l'Europe de l'Ouest sont extraites des profils de Bretagne réalisés par Hirn, Steinmetz, Kind and Fuchs (1973), du profil d'Ecosse (Steinmetz et al (1974)) et de Choudhury et Rothé (1965). Ce dernier profil est moins adéquat puisqu'il va du Sahara vers la France. Il ne semble pas exister de données d'explosions provoquées pour des distances de l'ordre de 20° sur la plateforme européenne. Par exemple, les bulletins de l'I.S.C. ne contiennent que peu de temps d'arrivées pour les grandes explosions d'Ecosse. Les données américaines sont plus nombreuses du fait de l'expérience du Lac Supérieur (Iyer, Pakiser, Stuart and Warren (1969) et Massé (1973)) et de nombreux tirs nucléaires dans l'Ouest américain. La Figure III-2, extraite de Taddili (1977), est une indication sur les hodochrones moyennes du bouclier canadien, de l'Europe et de l'Ouest

Figure III-2 : Hodochrones des ondes P pour plusieurs régions. Les carrés correspondent au bouclier canadien, les ronds à l'Europe de l'Ouest et les triangles à l'Ouest des Etats-Unis. (extrait de Taddili (1977))



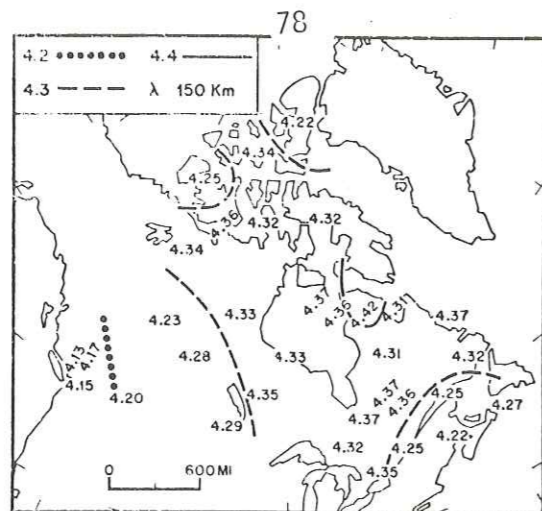
américain, c'est-à-dire sur des régions où les temps d'arrivée des téléseismes varient beaucoup. La Figure III-2 montre, comme l'a déjà fait Hales (1976) que les plus grandes différences de temps sont obtenues pour des distances de l'ordre de 1 200 km et que vers 20° ces différences sont proches des différences en vertical. Ceci signifie que les anomalies de stations doivent essentiellement être expliquées par les 300 premiers kilomètres du manteau et non par les 600 premiers kilomètres comme Jordan (1976) l'a proposé.

C) Informations obtenues par la dispersion des ondes de surface

Comme nous l'avons rappelé dans l'introduction de ce chapitre, des différences de structure du manteau supérieur sont mises en évidence par l'étude de la dispersion des ondes de surface.

Les inversions par la méthode du 'hedge hog' présentées par Knopoff (1972) montrent que l'interprétation de profils lithosphériques caractéristiques des divers types de provinces structurales n'est pas univoque. Knopoff (1972) conclut que l'asthénosphère, dans le sens de zone à moindre vitesse des ondes S, est plus développée pour les zones actives que pour les boucliers, sous lesquels on n'a pas d'évidence pour prouver l'existence d'une zone à moindre vitesse.

L'étude par ondes de surface du bouclier canadien a été faite par Brune and Dorman (1963) et reprise de façon beaucoup plus détaillée par Wickens (1971). Ce dernier publie une carte de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh entre un grand nombre de stations du réseau longue période canadien, pour une longueur d'onde de 150 km qu'il estime représentative des propriétés de la lithosphère (Fig. III-3).



Velocity contours for a depth of 50 km.

Figure III-3 : Carte de vitesse de phase des ondes de Rayleigh.

Nous pensons que cette longueur d'onde est trop courte pour bien sonder la lithosphère sur toute son épaisseur. Les périodes de 150 à 200 s dont la profondeur de pénétration serait mieux adaptée à un sondage du manteau sous un bouclier sont rarement enregistrées par les réseaux standards de stations longue période. Malgré ces réserves, la vitesse de phase maxima trouvée par Wickens (1971) est obtenue au Nord de la baie d'Hudson (FBC) : c'est aussi l'endroit où l'on trouve la station dont le résidu de P est le plus négatif d'Amérique du Nord. Il est difficile de voir les variations d'épaisseur de la lithosphère sous les boucliers avec les ondes de surface : il y a une contradiction entre l'utilisation de très longues périodes et la dimension restreinte des structures géologiques homogènes.

D) Comparaison entre lithosphère continentale et océanique

La lithosphère océanique est beaucoup mieux schématisée que la lithosphère continentale, grâce aux modèles d'accrétion thermique aux dorsales qui ont suivi le travail de Mc Kenzie (1967). La plupart des calculs montrent un accroissement progressif de l'épaisseur de la lithosphère fonction de son âge (Froidevaux, Schubert and Yuen (1977), par exemple) et cet accroissement a été vérifié par l'étude de la dispersion des ondes de surface. L'hypothèse du renouvellement des fonds océaniques fournit une description assez précise de la lithosphère océanique, aussi bien près des zones d'accrétion que près des zones de subduction.

Nous avons constaté que les anomalies de station sous les boucliers précambriens et sous les arcs insulaires étaient comparables. De même, les anomalies des panaches et des zones continentales récemment actives donnent les mêmes valeurs. En ne tenant pas compte des trajets différents dans les croûtes qui n'introduiront que des différences de quelques dixièmes de secondes, nous pouvons conclure que la vitesse moyenne sous les boucliers est proche de celle que l'on trouve sous les arcs insulaires et de même entre zones actives et panaches ou dorsales. Cette dernière constatation nous semble importante, car on a tendance à visualiser le manteau sous une dorsale comme le courant ascendant de la convection, donc comme quelque chose de très exceptionnel du point de vue géodynamique. Or, le manteau continental sous des zones actives a des propriétés très comparables. Ceci est d'ailleurs aussi montré par les ondes de surface (Berry and Knopoff (1968)).

Peut-on tenter une comparaison plus précise entre lithosphère océanique et continentale ? Trois stations sismologiques fonctionnent en Islande et une sur l'île des Bermudes. L'Islande est juste au-dessus de la dorsale médio-atlantique alors que les Bermudes sont sur une lithosphère dont l'âge est proche de 140 Millions d'années. Les structures de croûte ne sont certainement pas très différentes sous ces deux îles et ne pourraient au plus expliquer que quelques dixièmes de seconde de différence sur des temps de parcours verticaux. Or une différence de l'ordre de deux secondes existe entre ces deux îles. C'est une différence comparable à ce que l'on trouve pour les anomalies extrêmes sur un continent.

Une comparaison précise entre le résidu des Bermudes et celui du centre d'un bouclier Précambrien serait intéressante car la comparaison entre ces deux types de lithosphère est souvent faite (Froidevaux, Schubert and Yuen (1977), par exemple) du fait que les flux de chaleur y ont une même valeur. Nous ne disposons malheureusement pas de données sur l'épaisseur de la croûte sous les Bermudes et ne pouvons l'estimer que par analogie avec les autres îles océaniques. Une différence de 15 km entre la croûte sous un bouclier et sous les Bermudes semble un maximum : ceci introduirait un retard

d'au plus 0,4 s pour le bouclier. Le résidu sous un bouclier étant en moyenne de -0,9 s et celui des Bermudes de -0,73 s, nous aurions une différence de l'ordre de 0,6 s entre le manteau sous une plaque océanique ancienne et un bouclier moyen : cette différence de temps vertical est assez faible et peut signifier que la structure du manteau sous un bouclier n'est pas très différente de celle que l'on trouve sous un vieil océan. Ce résultat est en contradiction avec le modèle de tectosphère de Jordan (1976).

E) Loi de dépendance du flux de chaleur à l'âge et son interprétation

L'interprétation de la loi de Polyak et Smirnov (1968) (Fig.III-4) est ambiguë du fait que cette loi est relative au flux thermique et non au flux réduit.

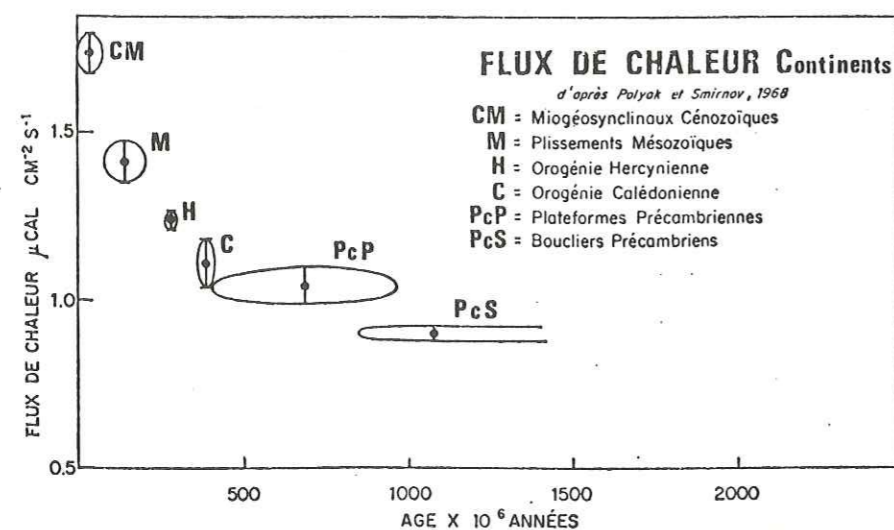


Fig III.4 - Flux de chaleur à travers les continents en fonction de l'âge

Le flux observé en surface est la somme d'un flux d'origine profonde Q^* , flux réduit, et d'un flux dont l'origine est la radioactivité des roches de la croûte. Ce second terme est représenté par $D A(0)$ où $A(0)$ est la production radiogénique en surface et D une fonction caractéristique de la région, en général une loi exponentielle (Lachenbruch (1970), Courtillot et Francheteau (1976)). Seul le flux d'origine profonde Q^* peut avoir une relation avec nos mesures et celui-ci n'est malheureusement connu qu'en quelques régions du globe.

La loi de Polyak et Smirnov a donc été interprétée de deux façons très différentes : dans la première, on attribue la variation du flux en fonction de l'âge au terme intracrustal lié à la production radiogénique, et dans la seconde on invoque un changement de la contribution de manteau.

La première interprétation est illustrée par le modèle de Sclater and Francheteau (1970), dans lequel le flux Q^* est constant en fonction de l'âge. L'observation de Rybach (1976) sur la corrélation entre production radiogénique et flux favoriserait ce modèle.

Le second modèle est expliqué par Courtillot et Francheteau (1976) :

"Il n'est pas facile de concilier la décroissance du flux de chaleur en fonction de l'âge de la province orogénique avec sa variation en fonction de la production de chaleur par radioactivité dans la croûte. Le flux Q^* en provenance du manteau doit avoir sa source dans la lithosphère si l'on veut expliquer que chaque province conserve son individualité thermique au cours des déplacements importants des plaques ... Les variations du flux d'origine sub-crustale Q^* doivent donc être responsables de la décroissance du flux avec l'âge, ce qui est possible si celle-ci reflète un épaissement progressif mais extrêmement lent de la lithosphère sous les continents."

Pour obtenir des ordres de grandeur de Q^* , considérons une plaque d'épaisseur H , de conductibilité thermique K , dans laquelle il n'y a pas de source de chaleur. Les températures sur les faces de la plaque sont 0° et 1300° .

$$\text{Le flux est alors} \quad Q = K \frac{1300}{H}$$

$$\text{Soit avec } K = 5 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ deg}^{-1}$$

$$Q = 6.5 / H \text{ HFU.}$$

Pour une épaisseur de 200 km, nous obtenons $Q^* = 0,33$ HFU
et pour 100 km $Q^* = 0,65$ HFU.

Pollack and Chapman (1977) ont trouvé une relation empirique entre le flux de surface et le flux réduit ($Q^* = 0,6 Q$) : cette relation montre que le flux réduit dépend de l'âge. Cette formule est établie sur un faible nombre de points et n'est certainement pas définitive. Ces auteurs ont ensuite calculé des géothermes qui dépendent du flux en surface et donc de l'âge. Ces géothermes sont presque linéaires dans la lithosphère qui est définie par comparaison à la température de fusion de l'olivine.

L'intérêt de ces géothermes est de montrer que les océans et les continents n'ont pas de distributions de températures très différentes ; seuls les boucliers font exception. Les épaisseurs de lithosphère trouvées de cette façon passeraient de 300 km sous les boucliers à environ 50 km sous les zones à flux de chaleur élevé.

La comparaison de nos cartes de résidus de P et de leur carte (Fig. III-5) donnant l'épaisseur de la lithosphère montre un assez mauvais accord pour plusieurs régions (Australie de l'Ouest, Inde, Scandinavie).

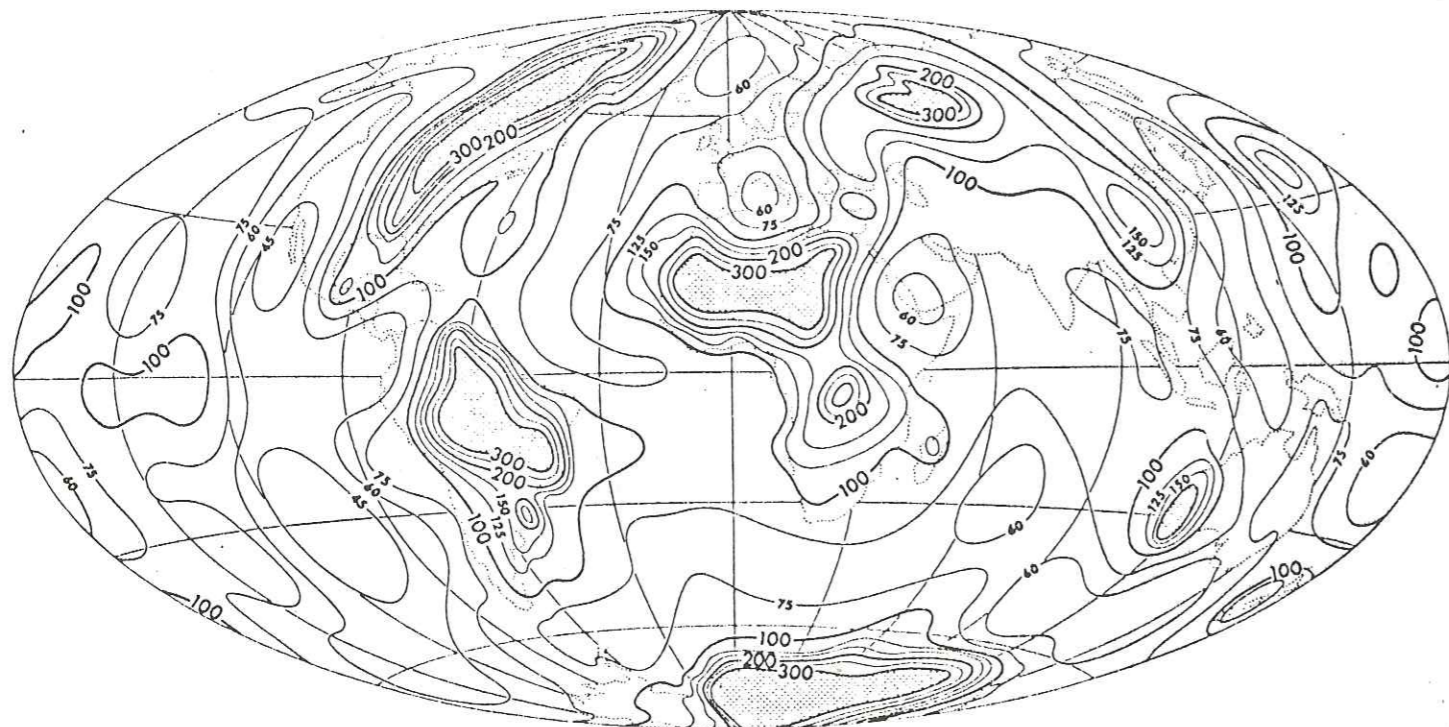


Fig.III-5 Thickness of the lithosphere determined from 12th degree spherical harmonic representation of global heat flow, and continental and oceanic geotherm families. Contours in kilometres with variable interval.

III - 4. TEMPERATURE DU MANTEAU ET ANOMALIES DE STATION

Cleary and Hales (1966) ont remarqué que les ondes P étaient lentes dans les régions de flux de chaleur élevé. Toksöz and Arkhani-Hamed (1967) et Horaī (1969) ont réexaminé cette question plus quantitativement et ont conclu à une corrélation significative entre le flux thermique et les résidus des P.

On s'accorde généralement à penser qu'il y a une dépendance des temps d'arrivée des ondes sismiques à la température du manteau, mais les opinions divergent pour savoir si cet effet de température est suffisant pour expliquer tout le retard.

Hales and Herrin (1972) estiment que le rapport de l'ordre de 4 qu'ils ont observé entre les anomalies des S et des P est inconciliable avec un effet de la température seule.

La dépendance de la vitesse des ondes sismiques à la température a été mesurée par Anderson, Schreiber, Liebermann and Soga (1968) pour plusieurs minéraux. Pour une forstérite, ces auteurs ont obtenu des coefficients de température de l'ordre de $80 \cdot 10^{-6}$

$$\frac{1}{V_p} \left(\frac{\partial V_p}{\partial T} \right) = 83 \cdot 10^{-6} \text{ à } 1500^\circ.$$

Avec la formule approximative du paragraphe III-1, nous obtenons une estimation approchée de l'anomalie des P liée à une différence de température.

$$\Delta t_p \sim \Delta T \times \Delta H \cdot 10^{-5} \text{ s}$$

Comme le notent Hales and Herrin, une différence de température de 500° sur 400 km explique des différences de temps de 2 s, c'est-à-dire l'intervalle de temps où se trouve la majorité des stations.

A la différence de ces auteurs, nos calculs des résidus des S

sont compatibles avec nos résidus des P, et l'effet de température suffit à expliquer la majorité de nos données.

Hales and Herrin (1972) ont écrit :

"For P waves, it appears that differences in temperature alone could produce the observed effects. However studies by Hales and Doyle (1967) and Hales and Herrin (1972) have shown that it is unlikely that temperature alone could produce the observed station anomalies. The high ratio of the S stations anomalies to the P station anomalies appears to demand some other cause, probably partial melting in the upper mantle."

Ce recours à la fusion partielle pour expliquer certaines anomalies de propagation s'applique certainement à quelques stations comme Addis-Abbeba, Nairobi ou les stations d'Islande qui ne peuvent être expliquées que par des températures trop élevées.

En conclusion, le calcul des anomalies de station est une mesure indirecte de la répartition de la température dans le manteau : c'est une mesure équivalente à une mesure de flux réduit.

A titre d'exemple, l'utilisation de géothermes linéaires proches de ceux de Pollack and Chapman (1977) donne une différence de temps vertical de P de l'ordre de 1,4 s entre le bouclier canadien et l'Ouest américain et de 0,8 s entre ce bouclier et l'Europe de l'Ouest. Herrin (1972) a calculé que les différences de température dans le manteau introduisent une différence de résidu de P entre le bouclier canadien et la province du 'Basin and Range' de l'ordre de 1,35 s.

III - 5. EVOLUTION DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE : DECROISSANCE DU GEOTHERME DANS UNE PLAQUE EN FONCTION DE SON AGE

L'hypothèse de l'abaissement progressif du géotherme dans les plaques continentales en fonction de leur âge est implicite dans l'article de Pollack and Chapman (1977) et est explicité par Kono and Amano (1977). Cette hypothèse ou celle qui lui est équivalente de l'épaississement de la lithosphère a été avancée par Miyashiro (1973) et Ernst (1973) pour expliquer l'absence de métamorphisme haute pression - basse température dans d'anciens orogènes.

Comment formuler cette hypothèse à partir de nos données ?

Nous avons établi précédemment, qu'en première approximation, les temps d'arrivée des ondes P sont d'autant plus rapides que la lithosphère est ancienne. D'autre part les temps d'arrivée des ondes sismiques sont expliqués par des différences de température dans le manteau : plus le géotherme est bas, plus les ondes sismiques sont rapides pour une même composition chimique du manteau. Cette restriction sera toujours appliquée dans nos raisonnements. Nous déduisons donc des données sismiques que le géotherme est d'autant plus bas que la plaque est plus vieille ; pour une profondeur fixée, la plaque est d'autant plus froide qu'elle est plus vieille.

Comme l'épaisseur de la lithosphère est définie par référence à un isotherme ou au point de fusion de l'olivine, nous pouvons aussi dire que l'épaisseur de la lithosphère s'accroît en fonction de son âge.

Nous aurions pu formuler cette seconde hypothèse en premier. Nous ne l'avons pas fait parce que la notion de lithosphère n'est pas suffisamment bien définie par la sismologie, en particulier sous les boucliers. Ces mesures sismiques sont plus le reflet du géotherme que de l'épaisseur de la lithosphère.

La formulation retenue est étroitement liée à la question suivante : le géotherme est-il bas parce que la plaque est épaisse ou la plaque est-elle épaisse parce que le géotherme est bas ?

C'est la question des causes internes ou externes responsables de la modification de la plaque.

La même question se posait pour l'interprétation de la courbe de Polyak et Smirnov (1968) : cette loi est-elle le reflet d'une cause interne à la croûte ou externe à celle-ci ? Pollack and Chapman (1977) ont opté pour cette seconde solution en montrant que cette loi est une loi en flux réduit. La Figure III-5 (Chapman (1977)) nous montre la corrélation entre le flux en surface et le résidu moyen de P par région extrait du Tableau III-3. La corrélation entre flux et résidu est de $10 \text{ mW/m}^2/\text{s}$. La loi de dépendance du flux de chaleur à l'âge est partiellement une loi en flux réduit. C'est la seule interprétation compatible avec la loi de dépendance du résidu sismique à l'âge, puisque ceux-ci sont une mesure relative au manteau.

Crough and Thompson (1976) ont proposé un modèle thermique simple de la lithosphère continentale inspiré des modèles de formation et d'évolution de la lithosphère océanique. Ce modèle suppose que le bas de la lithosphère est un isotherme fixé et qu'un épaissement de la lithosphère est consécutif à un événement thermique dans l'asthénosphère. Le flux en surface atteint alors un équilibre au bout d'un peu plus de $0,5 \times 10^9$ ans. Cette constante de temps est plutôt faible par rapport à celle de la loi de Polyak et Smirnov et est pratiquement inconciliable avec celle que nous trouvons pour la variation du résidu des P, qui semble elle-même plus longue que celle de la décroissance du flux de chaleur. La raison de ce désaccord partiel pourrait être la suivante : un flux de chaleur est inversement proportionnel à une épaisseur de lithosphère alors qu'un temps de parcours est proportionnel à cette épaisseur. Une mesure de flux amplifie des variations d'épaisseur d'une lithosphère fine et amortit les variations d'épaisseur d'une lithosphère épaisse comme sous les boucliers. Il n'est donc pas étonnant qu'une mesure sismique mette en évidence des variations sous un bouclier alors que les mesures géothermiques perdent leur résolution pour de grandes épaisseurs de lithosphère.

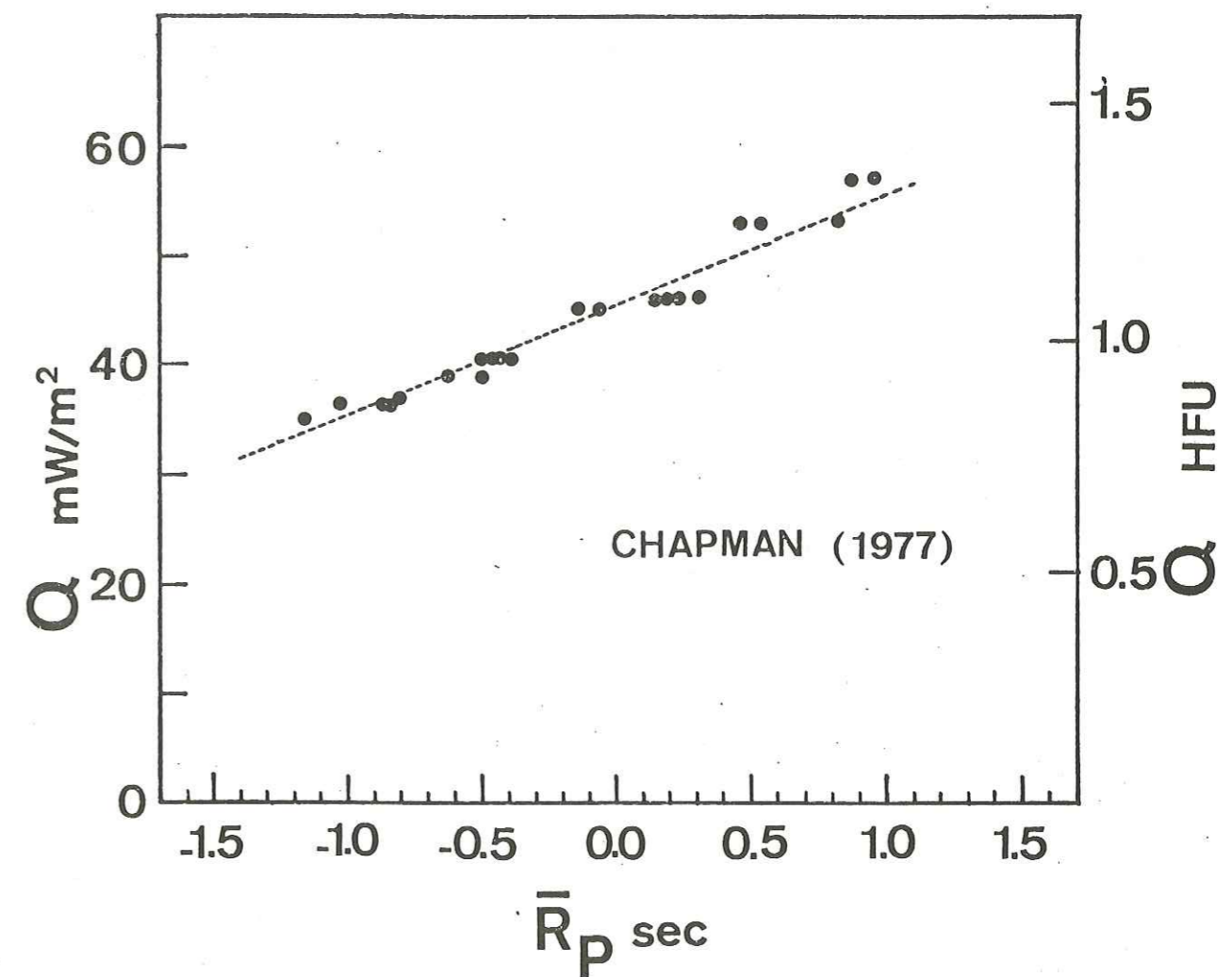


Figure III-5 : Corrélation entre les anomalies régionales du tableau III-3 et le flux en surface. La droite en tireté a une pente de $10 \text{ mW/m}^2/\text{s}$. Cette figure est extraite de Chapman (1977).

Kuno and Amano (1977) ont proposé un modèle d'évolution de la lithosphère continentale un peu différent de celui de Crough and Thompson: ils supposent que la frontière lithosphère-asthénosphère est un solidus et que l'abaissement du géotherme dans la plaque entraîne une solidification du haut de l'asthénosphère. Kuno and Amano ont examiné l'influence des divers paramètres du modèle (production radiogénique, distribution verticale des éléments radioactifs, taux d'érosion en surface, flux en provenance de l'asthénosphère) sur la distribution du flux de chaleur en fonction de l'âge. Ayant compilé diverses données sismologiques sur l'épaisseur de la lithosphère sous l'Amérique du Nord, ils comparent les épaisseurs de lithosphère 'observées' aux prédictions de leur modèle. Leur modèle préféré est reproduit dans notre figure III-8 extraite de leur article. Nous constatons sur cette figure que l'épaisseur de la plaque ne varie pas de plus de 10 km pour des âges supérieurs à 1 Milliard d'années. Une telle variation d'épaisseur de la lithosphère n'introduirait pratiquement pas de différence de temps vertical (0,05 s). L'épaississement des plaques continentales pour des âges supérieurs à 1 Milliard d'années est donc un paramètre essentiel pour la compréhension du mécanisme responsable de l'épaississement. Le modèle de Kuno and Amano est compatible avec l'idée que nous nous faisons actuellement de la lithosphère continentale, à savoir une couche de même composition chimique que l'asthénosphère.

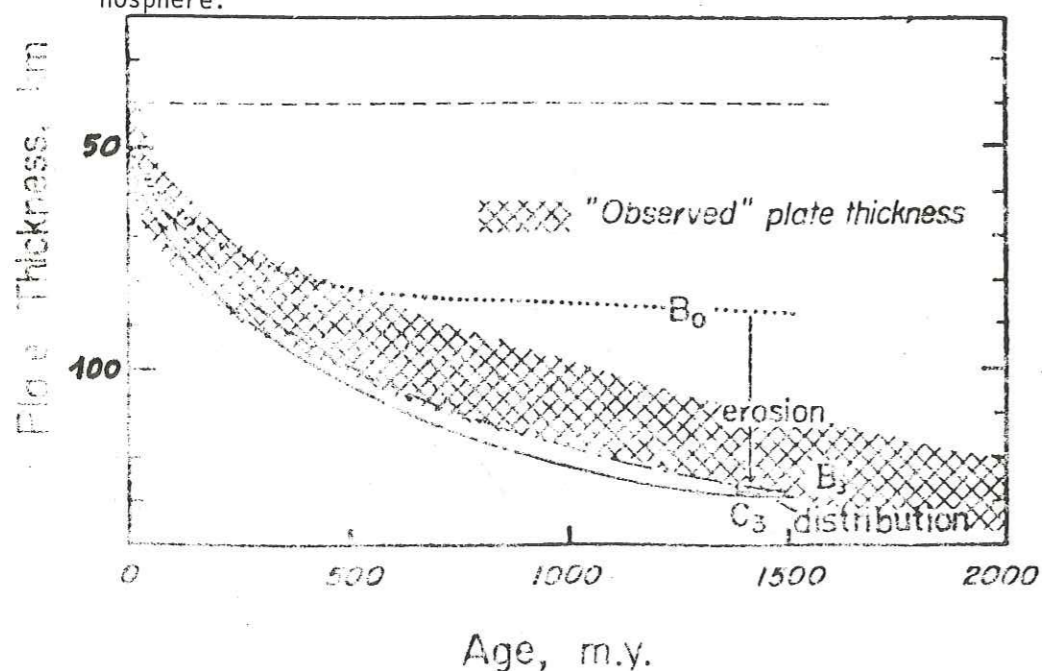


Fig. III-8: Variation de l'épaisseur de la lithosphère continentale en fonction de son âge. Kuno and Amano (1977).

Un autre type de modèle consisterait à supposer que la lithosphère continentale a une existence physico-chimique distincte de l'asthénosphère. On pourrait alors proposer des schémas d'accrétion mécanique sous celle-ci. La lithosphère continentale serait alors un empilement de strates d'âges de plus en plus jeunes. Allégre (1977) présente ce modèle par un schéma d'intersection d'ensembles et montre qu'il ne devrait pas y avoir une correspondance exacte de l'âge à l'épaisseur. La relation serait plutôt statistique: plus la plaque est vieille, plus le nombre de phases d'accrétion sous la lithosphère a des chances d'être grand. On notera que ce modèle suppose l'irréversibilité de la différenciation de la lithosphère continentale.

Les données sur les temps de parcours verticaux que nous présentons ne permettent pas de différencier entre les deux modèles d'évolution de la lithosphère: évolution interne ou évolution externe. On peut par contre estimer qu'une description détaillée de la stratification en profondeur de la lithosphère nous apporterait quelques éléments sur ce sujet. Deux techniques complémentaires pourraient être utilisées: d'une part les grands profils lithosphériques, à condition d'être faits sur un bloc lithosphérique homogène, d'autre part, les techniques récentes permettant d'obtenir la structure à trois dimensions du manteau supérieur, à partir de l'inversion simultanée des (O-C) de nombreux séismes enregistrés par un réseau dense de stations (Aki et al (1977)) nous permettront d'obtenir une description plus précise des variations de vitesse.

III - 6. CONSEQUENCES POSSIBLES DE L'ÉPAISSISSEMENT DE LA LITHOSPHERE AVEC L'ÂGE

A) Conséquences liées à la décroissance du géotherme avec l'âge

Comme les propriétés physiques de la lithosphère sont une fonction de distribution de température, on doit considérer chaque plaque comme une mosaïque de blocs dont les propriétés physiques varient même très localement.

Nous citerons Ringwood (1969) :

"The temperature distribution beneath shields has an important effect upon their tectonic properties. It is probable that the temperatures are below the melting point at all depths. Many rheological properties, such as viscosity, strength, plasticity, and creep depend very sensitively upon the difference between the actual temperature and the melting temperature. The occurrence of deep-seated cooling has a major effect upon the rheological properties of the mantle in such regions when compared to the mantle in neighboring regions that have not been through this cycle. The mean 'viscosity' and strength of the upper 200 km of the mantle beneath shields may be higher, possibly by orders of magnitude, than beneath neighboring regions. Thus the rigidity and relative tectonic stability of shield regions, which is their outstanding geological characteristic, may have a simple ultimate explanation in terms of this model of crustal evolution."

On peut étendre cette remarque de Ringwood à des régions plus jeunes que le précambrien. Le bloc le plus vieux serait toujours le plus 'rigide' et ceci devrait être un des paramètres importants lors de l'interaction entre blocs.

La réponse d'une plaque à des contraintes extérieures, tant liées aux déplacements horizontaux et s'exerçant aux limites verticales de la plaque qu'à des forces s'exerçant en surface (charge glaciaire ou sédimentaire) ou en dessous de la plaque, serait variable suivant son âge.

B) Conséquences liées aux variations locales d'épaisseur de la lithosphère continentale

La profondeur à laquelle se fait le découplage varie beaucoup à l'intérieur d'une plaque continentale. On doit s'attendre à observer de forts gradients d'épaisseur de la lithosphère. Si l'on suppose un mouvement relatif entre lithosphère et asthénosphère, lié au déplacement de la plaque continentale, la géométrie de l'interface lithosphère-asthénosphère est une des conditions aux limites qui interviendra dans le calcul des circulations de matière dans l'asthénosphère. Comme dans le cas des zones de subduction (Richter (1973)), on doit s'attendre à observer des courants de convection secondaires près des blocs de lithosphère d'épaisseur différente. D'autre part, s'il existe une certaine différenciation par gravité au-dessus de certaines anomalies de l'asthénosphère, des discontinuités verticales de la base de la lithosphère peuvent jouer le rôle de piège de matière lorsque la lithosphère avance dans le sens qui va du bloc le plus épais vers le moins épais (Fig. III-6). Ceci conduirait à envisager des réactivations de marges anciennes qui pourraient dépendre de la direction relative de la lithosphère par rapport à l'asthénosphère et de la géométrie de la base de la lithosphère. Les marges anciennes, surtout celles où les épaisseurs de la lithosphère varient beaucoup, seraient des candidats pour la localisation d'ouvertures : leur instabilité serait plus grande que celles des marges où l'épaisseur de la lithosphère varie peu.



Figure III-6 : Schéma expliquant la concentration d'éléments légers sous les plaques là où elles présentent de forts gradients d'épaisseur.

III - 7. CONCLUSION : ANOMALIES DE STATION. ET TECTONIQUE DES PLAQUES

A) Recours à l'accrétion continentale pour expliquer les grandes différences de propriétés physiques de la lithosphère à l'intérieur d'une même plaque.

Les anomalies de station étant un marqueur des propriétés physiques du manteau supérieur, leurs grandes variations ne s'expliquent qu'en admettant que de très grandes variations de la structure profonde de la lithosphère existent à l'intérieur d'une même plaque.

La tectonique des plaques étant une théorie cinématique (Le Pichon, Francheteau and Bonnin (1973), par exemple), elle ne cherche pas à expliquer ces variations de structure à l'intérieur des plaques. L'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques explique la majeure partie de ce que nous savons sur la lithosphère océanique. Il n'en est pas de même pour la lithosphère continentale. La tectonique des plaques ne décrit que ce qui se passe en bordure de ces plaques continentales et la description n'est pas toujours conforme au postulat de la théorie, à savoir l'indéformabilité des plaques (Molnar and Tapponnier (1975)). Une extension de la tectonique des plaques à des époques plus anciennes a été proposée par Wilson (1968), Dewey and Spall (1975) et Dewey (1976).

La théorie de l'accrétion continentale, réintroduite par Hurley et al (1962) pour expliquer les observations sur la répartition isotopique du strontium à l'intérieur des continents a été développée indépendamment et avant la tectonique des plaques. La première est une synthèse géochimique et la seconde essentiellement une synthèse géophysique.

Wilson (1957, 1968) a tenté une synthèse géologique et nous citerons la conclusion très poétique de son article de 1968 : "Thus we begin to glimpse a much more complex geological history than we had previously envisioned and one in which continents have slowly

been carried about breaking at one time and coalescing at another and all the time growing by uplift from below and by accretion at the continental margins which changed with the moving mosaic of continents."

Cet auteur est très conscient du caractère limité des arguments géologiques en faveur de la théorie de l'accrétion continentale. Cette notion est une vieille idée de la géologie, mais n'est pas toujours mentionnée dans les traités et, lorsqu'elle est abordée, c'est pour critiquer les excès de simplification qu'elle introduit.

Le renouvellement de l'idée d'accrétion continentale, inclus dans la notion de cycles de Wilson, c'est-à-dire de cycles d'ouverture et fermeture d'océans avec accrétion le long des marges continentales, permet une très grande diversité de situations géologiques, des répartitions complexes des ceintures orogéniques, tout en conservant des concepts simples et une forme d'uniformitarisme.

Bien que des arguments contradictoires aient été présentés au sujet de l'extension de la tectonique des plaques au Précambrien, de nombreux auteurs optent pour le mobilisme à toutes les époques (voir Piper (1973), Burke, Dewey and Kidd (1976)). Comme le montre la Figure II-12, Dewey et al (1977) ont répertorié les principales sutures géologiques qui pourraient être assimilées à d'anciennes marges continentales. Certains auteurs parlent d'halucino-sutures : on peut donc en déduire que l'interprétation de ces sutures est quelquefois contestée.

Les observations sismologiques et géothermiques qui nous conduisent à proposer que la température dans le manteau supérieur est une fonction de l'âge, se placent facilement dans la logique des 'cycles de Wilson'. Le fonctionnement des 'cycles de Wilson' implique la création progressive de lithosphère continentale par accrétion en bordure de plaques à la suite de la fermeture des océans par dérive continentale.

Le fait que la structure profonde des continents dépende de leur

âge nous incite à considérer que la création progressive est l'explication la plus simple. Il n'est cependant pas possible de prouver la création progressive à partir d'arguments sur des différences de structure. Il serait nécessaire d'avoir des arguments sur le mécanisme de formation des plaques continentales pour conclure sur la question de l'accrétion. Ces arguments décisifs semblent relever de la géochimie et la réponse n'est pas encore claire puisque certains supposent des taux différents de création des continents en fonction de l'âge (Allégre (1977)). Nos données n'ont pas été analysées dans cette perspective, mais ne semblent pas correspondre à cette hypothèse. En effet, une telle hypothèse supposerait une dissymétrie de l'histogramme de l'ensemble des anomalies de P, si les stations étaient réparties aléatoirement sur le globe. En considérant que cette condition géographique est remplie, nous pouvons nous reporter à la Figure II-1 pour voir que l'histogramme ne présente pas la dissymétrie qu'implique une telle hypothèse.

En conclusion, les cycles de Wilson expliquent facilement les variations de structure du manteau continental à condition de leur adjoindre l'hypothèse de la décroissance du géotherme en fonction de l'âge. Les arguments décisifs en faveur des 'cycles de Wilson' ne sont pas du domaine de la sismologie mais plutôt de celui de la géochimie et peut-être de l'étude des nodules mantéliques qui sont une de nos rares informations directes sur la composition de la lithosphère.

B) Isostasie et plaques continentales composées de blocs adjacents : hypothèse sur les mouvements verticaux intraplaques.

Considérons deux colonnes de lithosphère, voir Figure III-7. Les épaisseurs de lithosphère sont respectivement H_1 et H_2 et les densités lithosphériques ρ_1 et ρ_2 . La densité de l'asthénosphère est ρ' . Nous avons la relation $\Delta H = H_2 - H_1$.

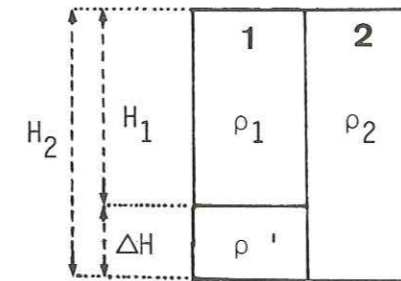


Figure III-7

L'égalité des pressions à la profondeur H_2 implique :

$$\rho_1 H_1 + \rho' \Delta H = \rho_2 H_2$$

Admettons que lors de la translation de la plaque supportant ces deux colonnes ou du fait d'une circulation de matière dans l'asthénosphère, la densité de l'asthénosphère varie de $\Delta\rho'$. La condition d'équilibre s'écrira alors :

$$\rho_1 H_1 + (\rho' + \Delta\rho') \Delta H' = \rho_2 H_2$$

en supposant qu'il y a une possibilité de découplage vertical entre les deux colonnes et que $\Delta H' = \Delta H + \partial(\Delta H)$ traduit le mouvement relatif entre elles. Nous obtenons

$$\Delta H' = \frac{\rho' \Delta H}{\rho' + \Delta\rho'}$$

ou

$$\partial(\Delta H) \sim - \frac{\Delta\rho' \Delta H}{\rho'}$$

Nous voyons que pour $\Delta\rho'$ négatif $\partial(\Delta H)$ est positif, c'est-à-dire que la colonne 1 se soulève par rapport à la colonne 2 : il y a donc sédimentation sur 2. Par contre, pour $\Delta\rho'$ positif, $\partial(\Delta H)$ est négatif, donc 1 est subsidente par rapport à 2.*

A l'intérieur d'une plaque formée d'une mosaïque de blocs dont les épaisseurs sont différentes, nous devons donc envisager des mouvements verticaux relatifs entre blocs dus au fait que l'asthénosphère n'est certainement pas homogène sur tout le globe. La relation entre l'épaisseur de la lithosphère et son âge permettrait de formuler les hypothèses suivantes :

- si la densité de l'asthénosphère diminue, le bloc le plus jeune remonte et la sédimentation se fait sur le bloc le plus vieux.

- si la densité de l'asthénosphère augmente, le bloc le plus vieux émerge et la sédimentation se fait sur le plus jeune.

Les observations de Faure (1973) sur le craton africain avaient conduit cet auteur à postuler une asthénosphère avec des bosses. Le schéma que nous proposons pourrait être appliqué à une situation comme celle que présente cet auteur, mais aussi pour la compréhension de surrections comme celle des massifs cristallins externes des Alpes Occidentales.

Belousov (1962) (voir Goguel (1965)) explique la formation des chaînes de montagnes par des mouvements verticaux de blocs jouant le long de failles verticales. Si l'on considère que les plaques continentales sont des mosaïques de blocs adjacents dont les épaisseurs varient, les mouvements verticaux relatifs entre blocs sont la conséquence de l'isostasie et du déplacement des plaques par rapport à l'asthénosphère sous-jacente. Toute variation de densité de l'asthénosphère se répercute sur le niveau relatif des blocs.

Un changement de niveau relatif de 1 km serait expliqué par une variation de densité de 2% dans l'asthénosphère sous des blocs dont la différence d'épaisseur serait de 50 km : ceci n'introduirait une différence de temps vertical de P que d'environ 0,1 s .

* V. Gourinard (1958) a proposé un modèle d'épéirogénèse en supposant que la croûte a une épaisseur variable et que la densité du manteau sous-jacent varie (voir Epéirogénèse par A. Jauzein, Encyclopaedia Universalis).

CHAPITRE IV

ANOMALIES AZIMUTALES DE P :

RECHERCHE DE MARQUEURS DE SUTURES ACTUELLES ET FOSSILES

IV - 1. INTRODUCTION

De nombreux auteurs ont étudié les anomalies de propagation des ondes P dans le but de décrire les variations latérales de structure du manteau supérieur.

La méthode la plus courante consiste à reporter les anomalies de propagation sur une sphère focale ; on a ainsi mis en évidence l'augmentation de 5 à 10 % de la vitesse des ondes P dans les subductions lithosphériques (Cleary (1967), Utsu and Okada (1968), Davies and Mc Kenzie (1969), Jacob (1972), Aggarwal, Barazangi and Isacks (1972), Sleep (1973)). On travaille dans ce cas avec un ou plusieurs séismes de la même région et toutes les stations du globe.

Une autre façon d'étudier les anomalies du manteau supérieur consiste en l'utilisation des temps d'arrivée des ondes P en quelques stations pas trop éloignées les unes des autres et de tous les séismes qu'elles ont enregistrés. On cherche alors des anomalies de propagation absolues ou relatives en fonction de l'azimut de la station par rapport à l'épicentre. Cette procédure a été employée par Press and Biehler (1964), Bolt and Nuttli (1966), Payo (1972), Vinnik, Lukk and Lenartovich (1975) et Mechler, Mseddi et Plantet (1971).

Alors qu'un certain accord se dégage des études de répartition des anomalies sur la sphère focale, il n'en est pas de même pour les interprétations des résidus en continental. Près de la source, le modèle de la subduction lithosphérique, supposant une lithosphère froide plongeant dans le manteau permet une interprétation des résultats. Par contre, en continental les interprétations font appel à des variations de l'épaisseur de la croûte (Press and Biehler (1964), Mechler (1967)), aux variations de l'épaisseur de la zone à faible vitesse (Bolt and Nuttli (1961), Payo (1971)), à un changement de profondeur de la discontinuité des 650 km (Mechler et al (1971)), à la présence de zones de subduction fossiles (Solomon and Butler(1974)).

Il est maintenant clair, comme l'ont montré Hales and al (1968) que les changements d'épaisseur de la croûte ne suffisent pas à expliquer les anomalies de stations, d'autant plus qu'il semble y avoir anticorrélation entre ce paramètre et les anomalies à l'échelle d'un continent lorsque l'on élimine les orogènes récents.

Nous avons présenté des arguments (Poupinet (1975)) contre l'explication des anomalies sous la France par des variations de la profondeur de la discontinuité des 650 km et les expliciterons rapidement dans un des paragraphes qui suit. Nous essayerons donc d'expliquer les variations des anomalies de stations par des variations dans les 300 premiers kilomètres du manteau supérieur. Comme nous avons expliqué les anomalies absolues de stations par des variations du géotherme dans les plaques, nous ferons appel à la même cause pour l'explication des anomalies azimutales relatives. Lorsque ces anomalies azimutales de stations intraplaques seront très grandes, nous devons même considérer que les rais sismiques traversent deux plaques fossiles différentes suivant leur azimut. Pour les arcs insulaires, nous aurons recours au modèle de la subduction lithosphérique.

En règle générale, nous ne disposerons pas d'assez de stations pour donner un modèle de manteau supérieur dans une région. Le seul critère que nous retiendrons dans nos interprétations est celui de la simplicité du modèle, tout en sachant ce que cela peut avoir d'arbitraire. Seules les stations présentant de grandes anomalies azimutales retiendront notre attention et nous considérons que les calculs qui suivent posent plus de questions qu'ils n'en résolvent. Lorsque l'on remarque une anomalie dans une région, il est possible d'implanter des stations semi-permanentes, pour tester la validité de ce résultat et seule une telle démarche peut nous amener quelque certitude.

IV - 2. METHODE DE CALCUL DES ANOMALIES AZIMUTALES DE STATION

Nous avons vu dans le chapitre précédent que le manteau supérieur a des propriétés qui varient latéralement sur des distances quelquefois faibles.

Nous chercherons maintenant à trouver des variations de structure sous une station. Certaines stations sont par exemple proches de limites de blocs et les temps d'arrivée peuvent y présenter une dépendance à l'azimut si les blocs ont des structures différentes. Comme nous l'avons montré précédemment, une anomalie de propagation est la somme de plusieurs contributions, liées respectivement à la source, au manteau inférieur et au manteau supérieur sous-jacent à la station. S'il n'existait pas d'écart à la symétrie radiale dans le manteau et pas d'anomalie de propagation près de la source, il suffirait de calculer les temps d'arrivée en une station par rapport à l'azimut pour obtenir l'anomalie azimutale de station. C'est ce qui est fait dans les calculs de Herrin and Taggart (1968) qui ont ajusté une sinusoïde aux temps d'arrivée de chaque station. Une anomalie azimutale ainsi définie peut refléter tout autre chose que la structure sous la station et seule la comparaison avec d'autres stations proches peut lever l'indétermination sur la cause de la dépendance à l'azimut.

La manière habituelle de se débarrasser du problème des hétérogénéités loin de la station est de travailler en temps relatif. De nombreux auteurs, Bolt and Nuttli (1966), Payo (1972) utilisent une station de référence qu'ils choisissent selon des critères par exemple géologiques.

Une autre façon de procéder consiste, lorsque l'on a une nappe de sismographes à découper le manteau supérieur en blocs de dimension donnée et à chercher la contribution de chaque bloc par inversion de l'ensemble des (O-C) (Aki, Christofferson and Husebye (1977)). Cette procédure, qui est la meilleure, n'est utilisable que si la couverture

en sismomètres et en séismes est suffisante pour que chaque bloc soit traversé plusieurs fois par des rais sismiques. Cette technique est adaptée aux nappes de sismographes, lorsque l'on cherche la structure du manteau supérieur.

La répartition des observatoires sismologiques ne permet pas l'utilisation de la méthode d'Aki et coll. pour sonder les 300 premiers kilomètres du manteau et nous oblige à utiliser une autre méthode.

Considérons une région couverte par une dizaine de stations sismologiques dont l'espacement est de l'ordre de cent kilomètres. Les rais qui partent de la source et atteignent cette région forment un cône de faible ouverture et ne sont que très peu espacés dans le manteau inférieur, là où ils ont leur point le plus bas (voir Figure IV-1). Le résidu en chaque station est r_{ij} , i étant l'indice de la station et j l'indice du séisme. Nous représentons l'anomalie de source et de manteau par

$$R_j^m = \frac{1}{n} \sum_i r_{ij}$$

c'est-à-dire la moyenne des (O-C) des stations pour le séisme j .

Nous calculons ensuite un résidu relatif

$$R_{ij}^1 = r_{ij} - R_j^m$$

pour chaque station.

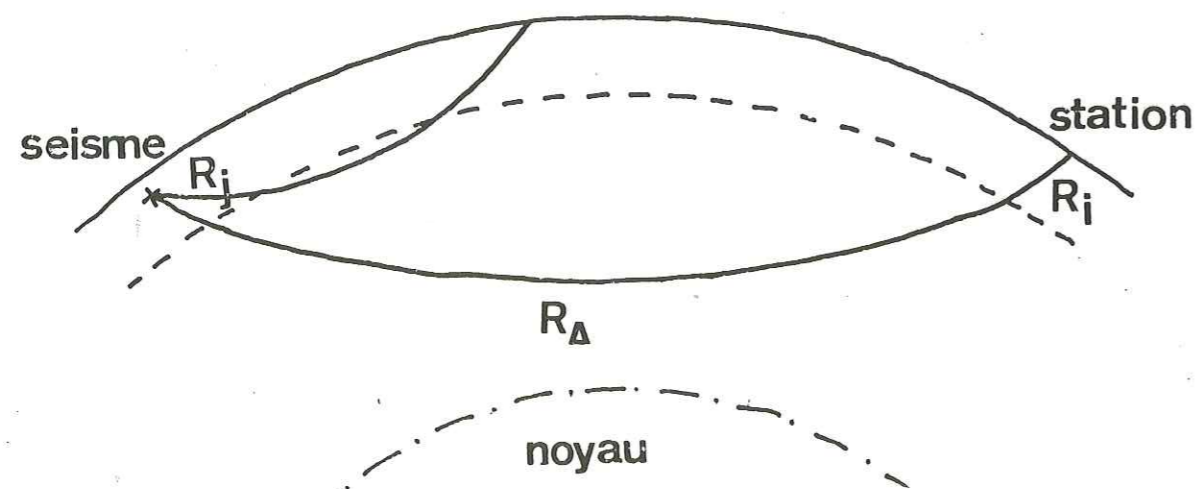
Dans la pratique, nous veillons à ce que cette moyenne ne soit pas contaminée par des données aberrantes et éliminons les valeurs qui sont trop éloignées des autres, mais ceci ne change rien au principe de la méthode. Nous calculons ensuite l'azimut du séisme par rapport à une station qui se trouve en général au centre de la région étudiée. Puis, pour chaque station, nous calculons les moyennes des résidus relatifs pour des secteurs de 15° en azimut et de 10° en distance, entre 30° et 90° .

Nous obtenons ainsi pour chaque station une matrice de résidus relatifs. Si nos hypothèses concernant les corrections de manteau inférieur et de source sont exactes, cette matrice est représentative de la structure du manteau supérieur sous chaque station.

Comme la plupart du temps la couverture en distances et azimuts n'est pas suffisante, nous calculons aussi des résidus moyens par secteur d'azimut. Si l'on observe une anomalie pour un certain azimut, on peut se reporter à la matrice pour voir si cette anomalie subsiste quelle que soit la distance. C'est un premier test de la cohérence des données. Un autre test des résultats est de comparer la répartition des vitesses dans le manteau ainsi obtenue à celle que nous obtenons sur les cartes d'anomalies de station du chapitre précédent. L'intérêt est que les deux calculs sont indépendants.

La description détaillée de notre programme de calcul est donnée dans Goula (1976). Plusieurs précautions sont prises d'une part pour ne travailler qu'avec des séismes enregistrés par suffisamment de stations, d'autre part, pour que les données aberrantes ne contaminent pas le calcul. Nous avons essayé plusieurs méthodes de tri des données avec comme objectif de ne pas perdre d'information ; les résultats semblent cohérents pour les réseaux ayant enregistré un grand nombre de séismes. En pratique, nous ne prenons pas de stations ayant moins de 300 enregistrements et cela en élimine de nombreuses. Néanmoins, des précautions doivent être prises pour l'interprétation de ces matrices. Il est toujours nécessaire de faire des tests de cohérence interne sur les données d'une station et si possible de cohérence externe par comparaison à d'autres stations.

Figure IV-1



IV - 3. EXEMPLE DE CALCUL DES ANOMALIES AZIMUTALES DE STATION

Nous avons systématiquement calculé les anomalies azimutales pour les stations de toutes les régions couvertes par suffisamment d'observatoires. Le Tableau IV-1 est la matrice d'anomalies pour la station de Uppsala en Suède. Le calcul pour la Scandinavie a été fait en prenant simultanément les stations suivantes : COP, GOT, UPP, HFS, UDD, KON, BER, LHN, SKA, UME, KIR, TRO, KEV, KRK, APA, SOD, OUL, KJN, NUR et PUL.

Sur le Tableau IV-1, M est la moyenne des résidus relatifs et N_D le nombre total de données.

La première matrice N_B (DIST, AZ) donne le nombre de temps d'arrivées par secteur de 15° en azimut (lignes) et de 10° en distance (colonnes).

La seconde matrice R_R (DIST, AZ) est un calcul de résidu relatif en dixièmes de seconde (moyenne des (O-C) corrigées de la moyenne sur l'ensemble du réseau) par secteur.

La troisième matrice A_R (DIST, AZ) donne les résidus absolus en dixièmes de seconde par secteur ; seul les données retenues pour le calcul précédent entrent dans le calcul du résidu absolu.

La quatrième matrice S_D (DIST, AZ) est l'erreur sur le résidu relatif (deuxième matrice) : c'est $1,96$ fois l'erreur quadratique sur la moyenne, soit $1,96 \times \sigma / \sqrt{N_B}$ ou σ est l'écart quadratique et N_B le nombre de données.

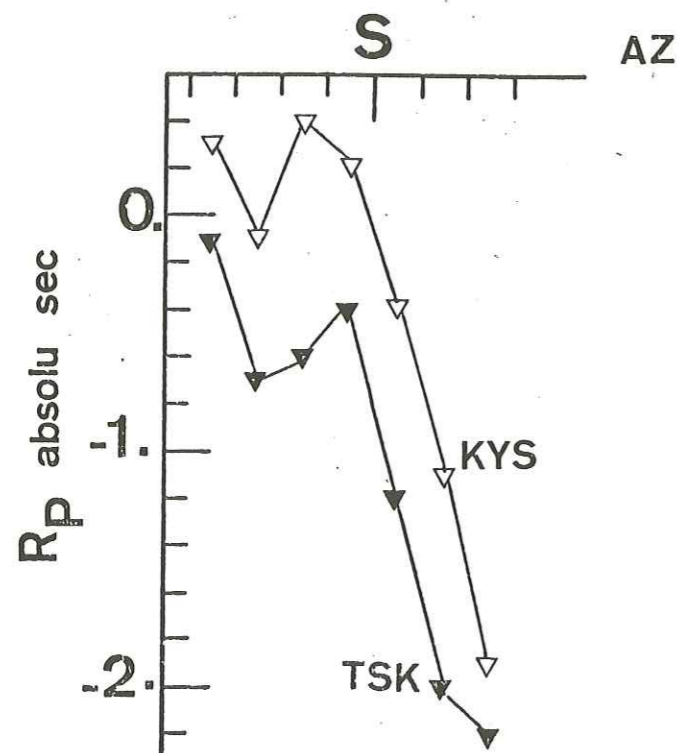
Nous avons ensuite résumé ces calculs en cherchant l'anomalie relative en fonction de l'azimut seulement. La première ligne du tableau du bas de la page donne le nombre de données, la seconde le résidu relatif en dixièmes de seconde et la troisième l'erreur en centièmes de seconde sur la moyenne en fonction de l'azimut. Les

Tableau IV-2 b

JAPON CENTRAL		RESIDUS ABSOLUS					
TSK	-1	-7	-6	-4	-12	-20	-22
KYS	3	-1	4	2	-4	-11	-19
DDR	0	-5	-13	-3	-11	-17	-12
SRY	-4	-12	-16	-10	-15	-20	-14
MAT	-7	-12	-18	-9	-11	-15	-12
SEO	2	-2	-2	-1	0	-2	

180

Figure IV-3



Nous présentons dans le Tableau IV-2a le résultat du calcul des résidus relatifs pour la région japonaise. Nous avons inclus les stations de Séoul et de Vladivostok dans le calcul.

Nous voyons très clairement que le résidu relatif de la station de TSK est fonction de l'azimut. Il en est de même pour toutes les stations qui sont situées au centre de Honshu (voir Figure IV-2), bien que l'effet soit un peu moins prononcé. Le Sud-Ouest est la direction la plus rapide, c'est-à-dire dans la direction de la ligne de plus grande pente du plan de subduction.

Comme la plupart des stations sont sur l'arc lui-même, nous avons calculé les résidus absolus des observatoires du Japon central et les avons comparés à ceux de Séoul qui n'est pas affecté par la lithosphère plongeante (Tableau IV-2b). Sur ce tableau, seuls les résidus des stations de Honshu varient avec l'azimut ; la Figure IV-3 représente les anomalies azimutales absolues de KYS et TSK. On constate que l'effet azimutal observé est un peu plus faible que celui que Sleep (1973) a calculé. Sleep a fait un calcul pour une subduction de 650 km de profondeur alors que dans la direction d'où viennent nos données, les séismes ont au maximum une profondeur de 500 km. En prenant une anomalie azimutale égale au 5/6 de celle de Sleep, nous obtenons un meilleur accord entre le calcul théorique et les observations.

Ces données vont donc dans le sens du modèle de Isacks and Oliver et de Utsu.

Nous remarquons cependant, sur les cartes d'anomalies de stations, que les valeurs des résidus varient quelquefois beaucoup en valeur absolue : ceci semblerait indiquer d'assez grandes variations de structures proches de la surface. Ceci est illustré par le résidu absolu de KYS qui présente une différence de 1 s avec celui de TSK. Ces stations sont proches et la dépendance azimutale des résidus est semblable mais la différence des valeurs absolues semble indiquer qu'il y aurait des variations locales de structure proches de la surface.

b) NOUVELLE ZELANDE :

Robinson (1976) a étudié les résidus relatifs des ondes P pour quatorze stations du Nord de la Nouvelle Zélande et cinq séismes dont les phases étaient particulièrement lisibles. Il a montré que les stations de l'Ouest de l'île sont en retard de 2,5 s par rapport à celles de l'Est, et ceci pour des séismes venant du N-W.

La carte IV-4 montre la répartition des anomalies absolues de stations ; nous observons une différence de 2 s entre CRZ et MNG. Le Tableau IV-3 présente les anomalies azimuthales et comme tous les rais sismiques viennent du N-W, nous n'observons pas de dépendance azimuthale. Seule la station de CNZ montre une dépendance, mais elle n'a pas enregistré un assez grand nombre de séismes.

Les anomalies absolues de stations et les anomalies relatives présentent une distribution compatible avec les résultats de Robinson. Cependant les différences de temps de parcours entre les rais qui passent dans la plaque et ceux qui l'évitent sont de l'ordre de 1,5 s en moyenne au lieu de 2,5 s pour cet auteur. La correction de croûte n'explique pas une telle différence. Robinson (1976) a proposé une augmentation de la vitesse dans la plaque de 11 % et ceci est plutôt élevé. Une augmentation de 7 % sur une épaisseur de 300 km expliquerait un retard de 2 s.

Tableau IV-3

NOUVELLE ZELANDE A

MNW		2	0	-2	
MSZ		2	2	3	5
MJZ	-1	2	0	-1	1
COB			3	4	
WEL		-6	-7	-2	-6
MNG	-3	-10	-7	-7	-7
CNZ	-2	3	4	8	
KRP	6	6	6	5	4
GNZ		-4	-3	-4	

W

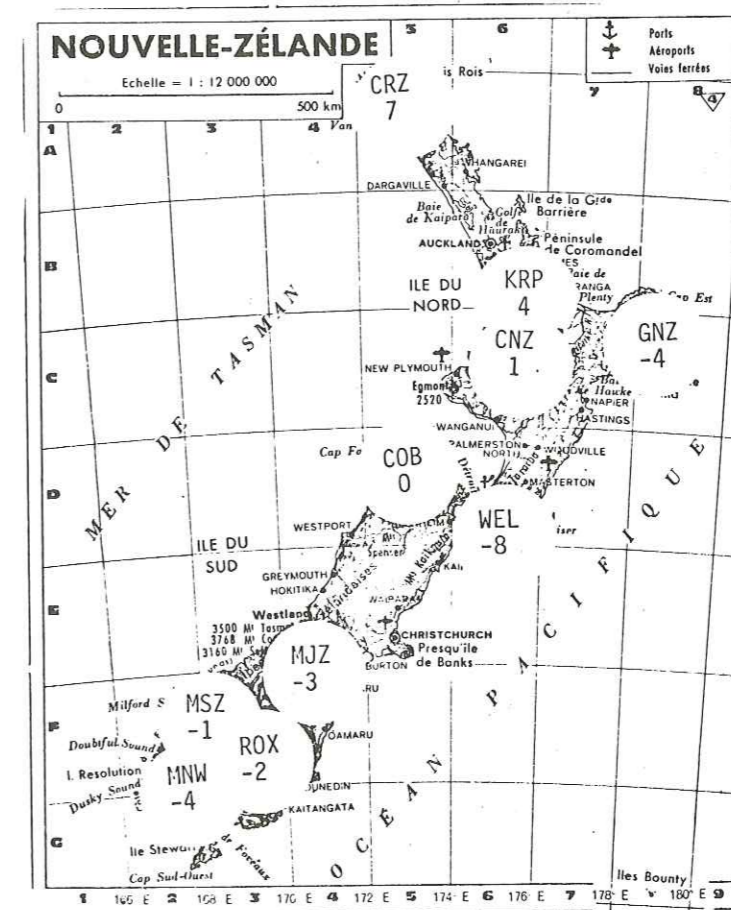


Figure IV-4

ALASKA A

TRN	4	6	10	11	10	8			4			9
SVW	1	6	9	11	9	8			10	7		5
PMR	-2	-2	-3	-5	-7	-8		-7	-6	-6	-5	-4
BIG	-1	0	-6	1	0	3			5			
KDC	3	5	0	2	1	-3			1			2
SCM	4	5	8	7	5	1			0		3	5
BLR	6	6	8	7	3	0		-5	-4	-2		-4
GIL	-4	-8	-9	-10	-7	-1			-1	-2	-2	-3
COL	-3	-6	-8	-9	-6	-1		-4	-1	-6	-1	-2
PJD	-3	-5	-6	-6	-2	3		2	2	1	1	-1

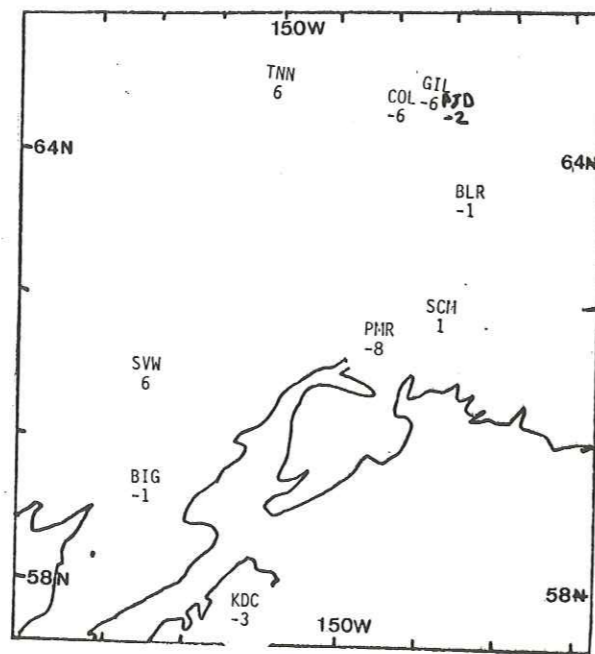
W N
n>10

Tableau IV-4

TNN			1	2	
SVW	-3	-4	-4	-5	
PMR	2	-1	-1	0	-2
BIG			-2	-1	
KDC			2	1	
SCM	3	7	5	7	10
BLR	4	7	4	6	
GIL	-3	-3	-3	-4	
COL	-2	-4	-3	-2	-6
PJD	0	1	1	-2	3

E n>10

Figure IV-5



c) ALASKA :

Packer, Brogan and Stone (1975) ont décrit les traits structuraux majeurs de l'Alaska. La zone de subduction lithosphérique des Aléoutiennes se prolonge vers l'Est jusqu'au centre de l'Alaska et se raccorde à la dorsale de Juan de Fuca au large de l'île de Victoria, par un système de failles transformantes.

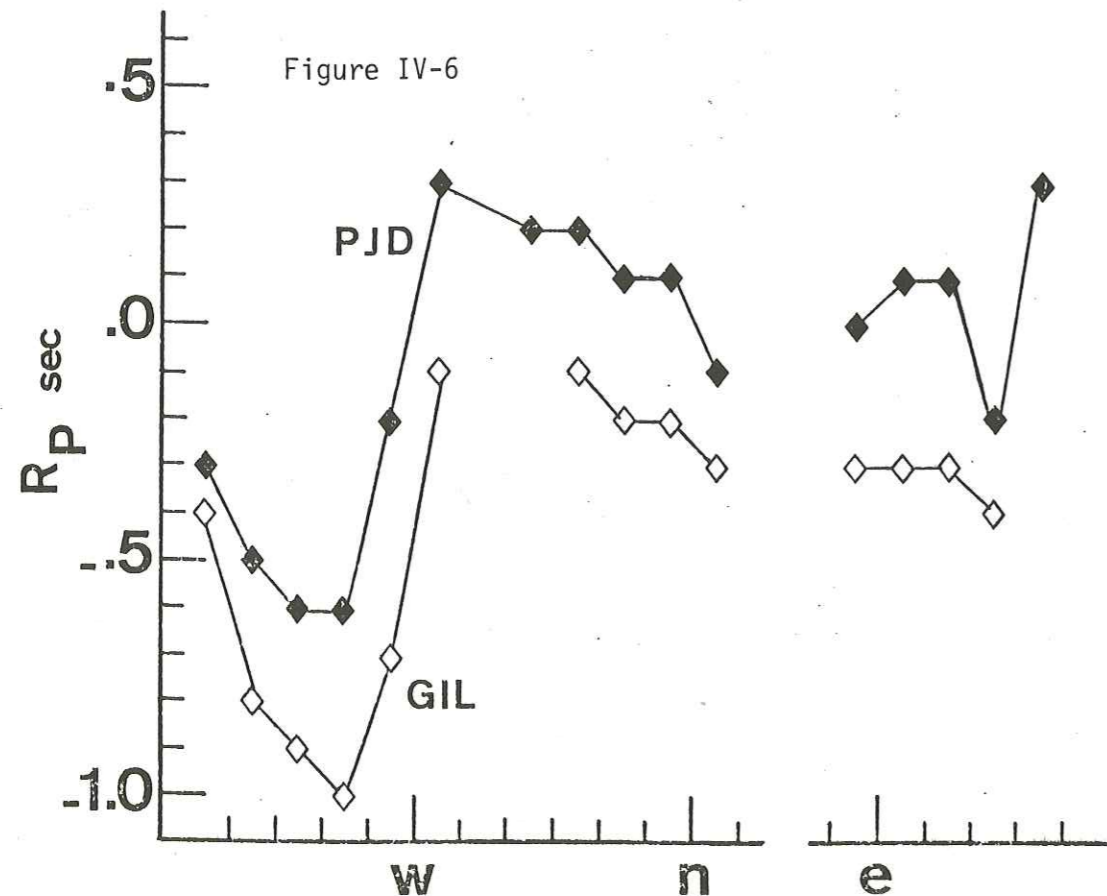
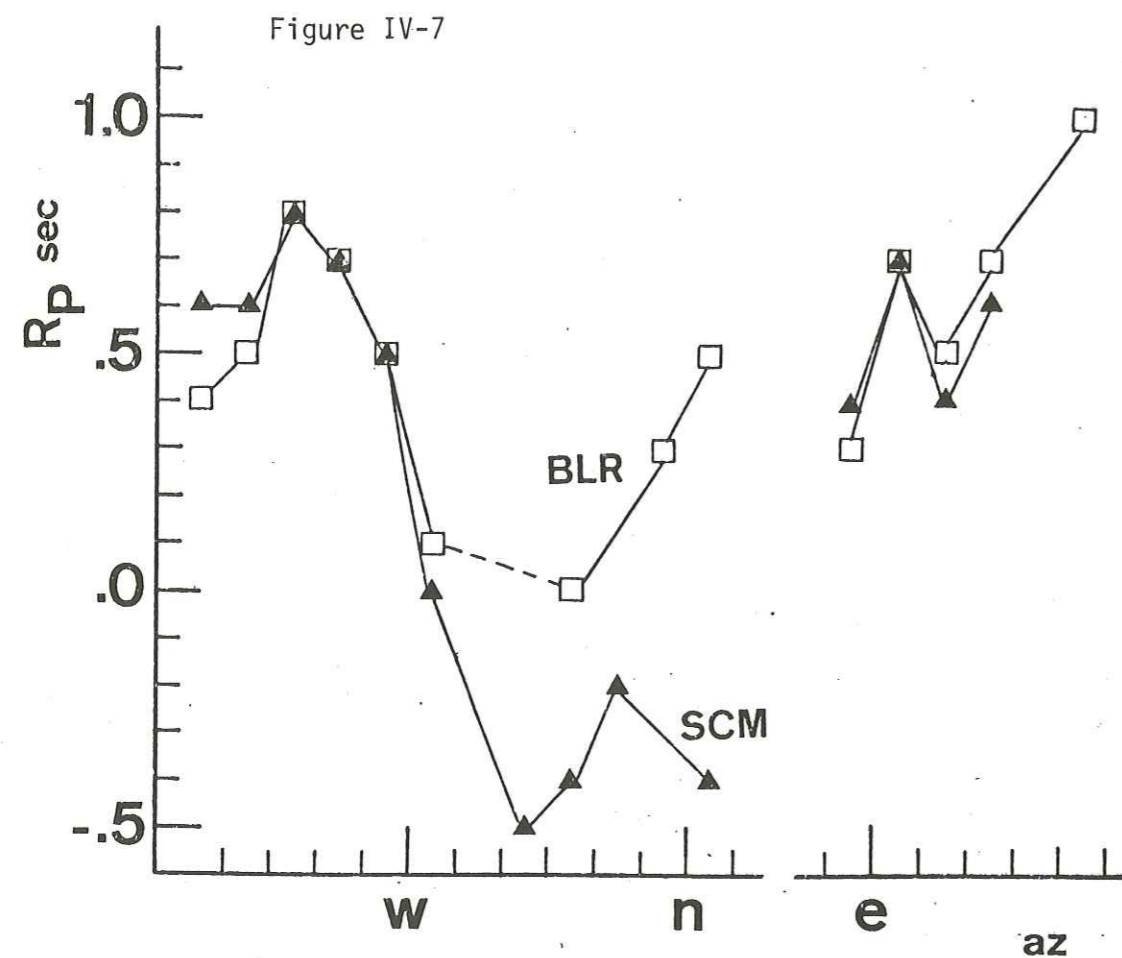
Le Tableau IV-4 résume l'ensemble des données dont nous disposons sur cette région ; le nombre de temps enregistrés en chaque station et la couverture en azimuth sont parmi les meilleurs que nous obtenions et on peut considérer que les anomalies azimuthales sont significatives. Des variations de plus d'une seconde des anomalies azimuthales sont observées en plusieurs stations. SVW, située à l'Ouest de la zone sismique (voir Figure IV-5) au niveau des Alaska Ranges montre une avance de 1,5 s vers l'Est qui peut être expliquée par la terminaison de la subduction lithosphérique là où cesse la sismicité profonde vers l'Ouest.

Les stations de BIG et KDC (Kodiak) au Sud de l'Alaska ne présentent pas d'anomalie azimuthale claire.

Par contre, PJD et GIL (Figure IV-6), proches de Fairbanks ont une avance de 0,7 s pour tous les rais qui arrivent du S-W. Ces rais peuvent être affectés par la subduction alors que ceux qui viennent du Nord ne le sont pas si la subduction se termine près de ces stations. COL présente la même distribution que PJD et GIL.

Sur la Figure IV-7, on voit que BLR, située à 170 km au SE de PJD, a une anomalie azimuthale exactement opposée à celle de PJD : les rais en provenance du N-W sont les plus rapides. SCM encore plus au Sud, à 50 km de Valdez, est comparable à BLR. PMR, près d'Anchorage montre une avance de 0,6 s vers l'Ouest.

Toutes ces anomalies délimitent la zone de subduction de la même façon que la sismicité profonde.



d) NOUVELLES HEBRIDES - NOUVELLE CALEDONIE

Les Nouvelles Hébrides sont un arc insulaire jeune. On suppose que la subduction a commencé vers le Miocène (Dubois, Ravenne, Aubertin, Louis, Guillaume, Launay and Montadert (1974), par exemple).

La Nouvelle Calédonie, dont le trait essentiel est qu'elle est recouverte par un massif de péridotite, est expliquée par ces auteurs par analogie avec les arcs insulaires actifs. Elle serait la trace d'une subduction fossile qui aurait fonctionné jusqu'à l'Oligocène ; la fosse se serait trouvée à l'Ouest de la Nouvelle-Calédonie qui aurait été l'arc externe non volcanique, alors que les îles Loyauté auraient été associées au volcanisme surmontant le plan de Benioff.

La polarité de cet arc fossile calédonien aurait donc été d'Ouest en Est, tout comme celle de l'arc des Nouvelles Hébrides actuellement.

Dubois (1969) a étudié la propagation des ondes P dans cette région, essentiellement avec des séismes proches. Il a aussi mesuré la dispersion des ondes de surface sur plusieurs trajets et en a déduit l'épaisseur de la croûte. Sa Figure IV-3 résume ses observations.

Le problème de la trace de la subduction fossile en Nouvelle-Calédonie a été abordé par Dubois, Guillon, Launay, Recy and Trescases (1973). Ces auteurs publient des histogrammes des temps d'arrivée des séismes profonds des Fidji enregistrés à Koumac et Nouméa et montrent que la moyenne des O-C est en retard alors que pour des séismes venant du NW, la moyenne des O-C est en avance. Tous ces calculs sont faits avec des résidus absolus et n'ont donc une valeur démonstrative que dans le cas où la localisation est suffisamment précise. Si nous les acceptons, nous constatons avec Dubois et al, qu'ils ne sont pas expliqués par la croûte donc qu'ils doivent avoir leur origine dans le manteau : le manteau vers le Nord-Ouest est plus rapide que vers l'Est.

Ce résultat indiquerait donc, si les rais traversent une lithosphère fossile, que cette lithosphère plongeait d'Est en Ouest (voir par exemple ce que nous trouvons au Japon). Or, Dubois et al écrivent que la lithosphère fossile plongeant vers l'Est sous la Nouvelle-Calédonie explique l'anomalie de résidu absolu entre l'Est et l'Ouest qu'ils observent. Ceci n'est pas conforme à ce que l'on trouve habituellement : il n'y a pas accord entre les anomalies des temps de propagation des ondes P et le modèle de la subduction fossile vers l'Est qui est celui qui est le plus probable du point de vue de la géologie de cette région.

La première question que l'on peut se poser est alors de savoir si l'anomalie observée par Dubois et al est significative, puisque c'est une anomalie en absolu. Nous présentons la matrice des anomalies relatives pour la région Nouvelles Hébrides, Nouvelle Calédonie dans le Tableau IV-5. Le nombre de données est à peine suffisant et ces résultats peuvent être améliorés en ajoutant les dernières années de données de l'I.S.C.

Nous constatons cependant sur ce tableau un effet azimutal en sens opposé pour les stations des Nouvelles Hébrides et de la Nouvelle Calédonie. Les rais sont d'autant plus en retard à KOU et NOU, par rapport à PVC et LUG, qu'ils viennent d'un azimut Nord. A partir de ces données en relatif, il n'est pas possible de savoir si cet effet est dû à la Nouvelle Calédonie ou aux Nouvelles Hébrides. Les anomalies absolues à Nouméa présentent une dépendance du même type ainsi que celles de Koumac. La dépendance des anomalies absolues à LUG, LNR et PVC est moins nette mais peut quand même exister. Il semble donc que l'effet azimutal soit essentiellement le fait des stations de Nouvelle Calédonie. Ce résultat va dans le même sens que les observations de Dubois et al : l'avance augmente d'autant plus que les rais se rapprochent de l'Ouest.

La combinaison des observations de Dubois et al et de cette étude conduit à proposer une structure dissymétrique pour le manteau sous la Nouvelle Calédonie : le manteau serait plus lent à l'Est qu'à l'Ouest de l'île, c'est-à-dire plus lent du côté du bassin des Loyautés.

NOUVELLES HEBRIDES NOUVELLE CALEDONIE

A

KOU	0		2	2	2	5	4
NOU	-2		-2	1	3	6	
OUA	0		-4		2	-2	
PVC	1		1	-2	-2		
LUG	2		5	-2	-2	-7	
LNR	0		-2		-4		

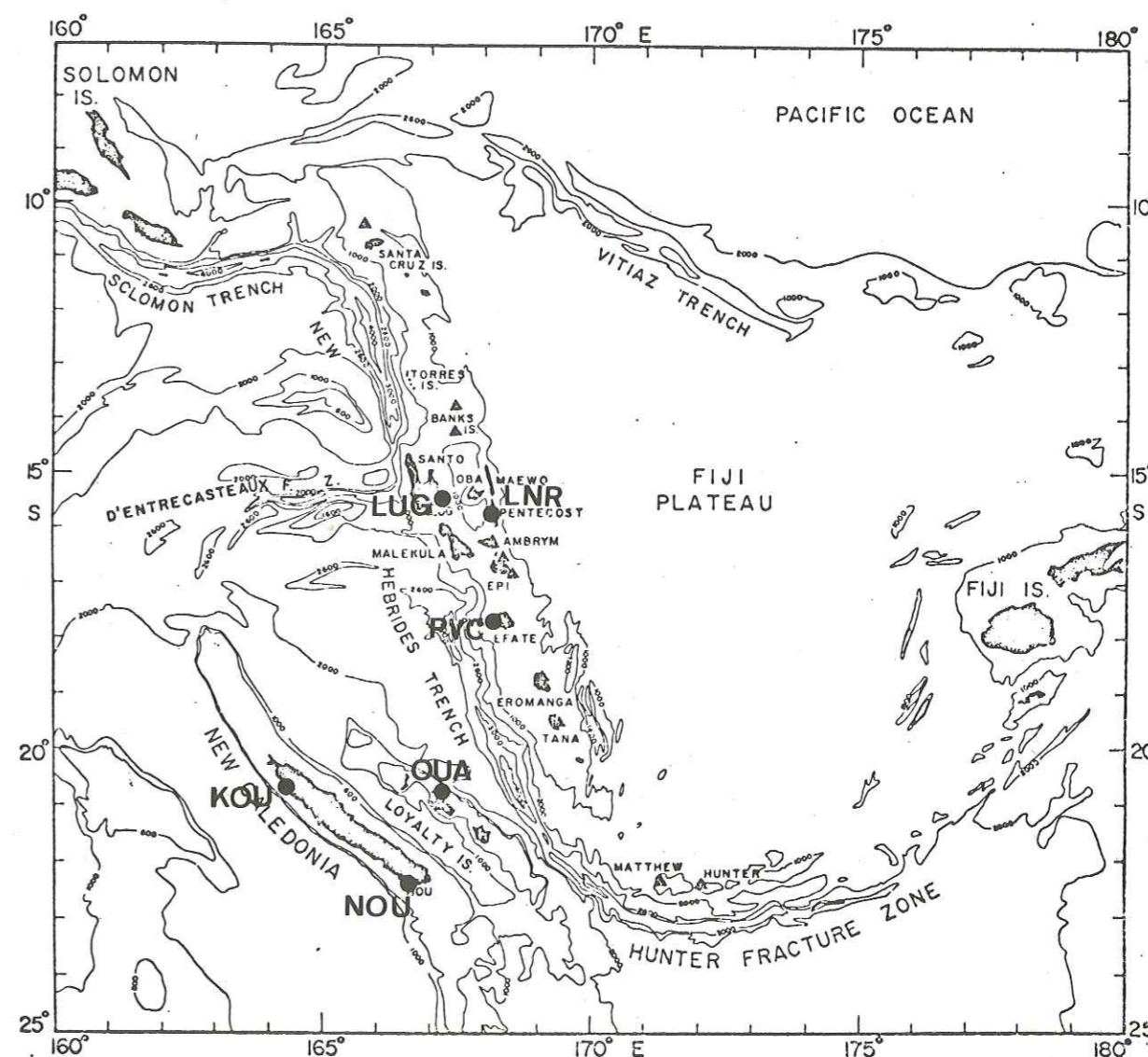
W

N

Tableau IV-5

n>10

Figure IV-8



L'analogie d'une telle dissymétrie du manteau avec ce que nous avons observé dans les Alpes Occidentales, Poupinet (1976), ou ce que Goula (1976) a trouvé à Gibraltar et le fait que dans les trois cas des massifs *ultrabasiques* affleurent en surface, nous conduit à nous demander si cette dissymétrie du manteau n'est pas en relation avec l'obduction, au sens large.

Nous rappelons que la polarité de cette dissymétrie n'est pas compatible avec la polarité de la subduction telle qu'elle est déduite des observations de surface. Ceci laisse supposer que la lithosphère plongeante a été cassée et ne se trouve plus sous la surface mais est tombée par gravité jusqu'à la discontinuité des 650 km.

Certains arcs océaniques ont connu une phase d'obduction et d'autres pas. Pour expliquer une telle différence, l'une des manières de raisonner consiste à admettre que les mêmes causes produisent les mêmes effets. Puisqu'il y a des arcs insulaires avec ou sans obduction, ce n'est pas la phase de subduction qui provoque la mise en place des matériaux ultrabasiques. Il faut donc trouver dans l'histoire de la subduction des épisodes différents : le plus simple est de proposer que c'est le blocage de la subduction qui provoque la remontée de roches du manteau. Il y aurait alors équivalence entre obduction et blocage de la subduction.

Dans le cas de la Nouvelle Calédonie, nous savons qu'il y a eu un arrêt de la subduction. La cause de cet arrêt doit être recherchée dans une impossibilité mécanique. Dubois et al (1973) ont montré que la ride de Lord Howe, dont on ne connaît pas la structure exacte, a une épaisseur de croûte intermédiaire entre de l'océanique et du continental. C'est peut-être là que se trouve l'explication du blocage de la subduction de Nouvelle-Calédonie. En effet, la densité moyenne d'une ride (peut-être ride asismique) est certainement plus légère que celle de la plaque environnante et la lithosphère doit être plus fragile aux abords de la ride. Ces deux facteurs peuvent contribuer au blocage de la subduction.

Certaines conséquences doivent être envisagées, comme le report

de la subduction en un autre endroit ou la transformation d'un mouvement de convergence entre plaque australienne et plaque pacifique en un mouvement de coulissage. La naissance de l'arc des Nouvelles Hébrides est postérieure d'une dizaine de millions d'années au blocage de la subduction en Nouvelle Calédonie. Y a-t-il une relation de cause à effet entre ces événements ? Les Nouvelles Hébrides ont-elles connu une phase d'inversion de polarité comme le supposent Karig and Mammerickx (1972). Ces questions incitent à ne pas considérer cette région comme un arc océanique typique mais plutôt comme un arc ayant subi une évolution très compliquée.

e) ARC EGÉEN :

Agarwal, Jacoby and Berckhemer (1976), Gregersen (1977) ont étudié les anomalies de propagation sur l'arc Egéen. Makris (1977) a publié des coupes gravimétriques et sismiques de la région et a proposé un modèle géodynamique.

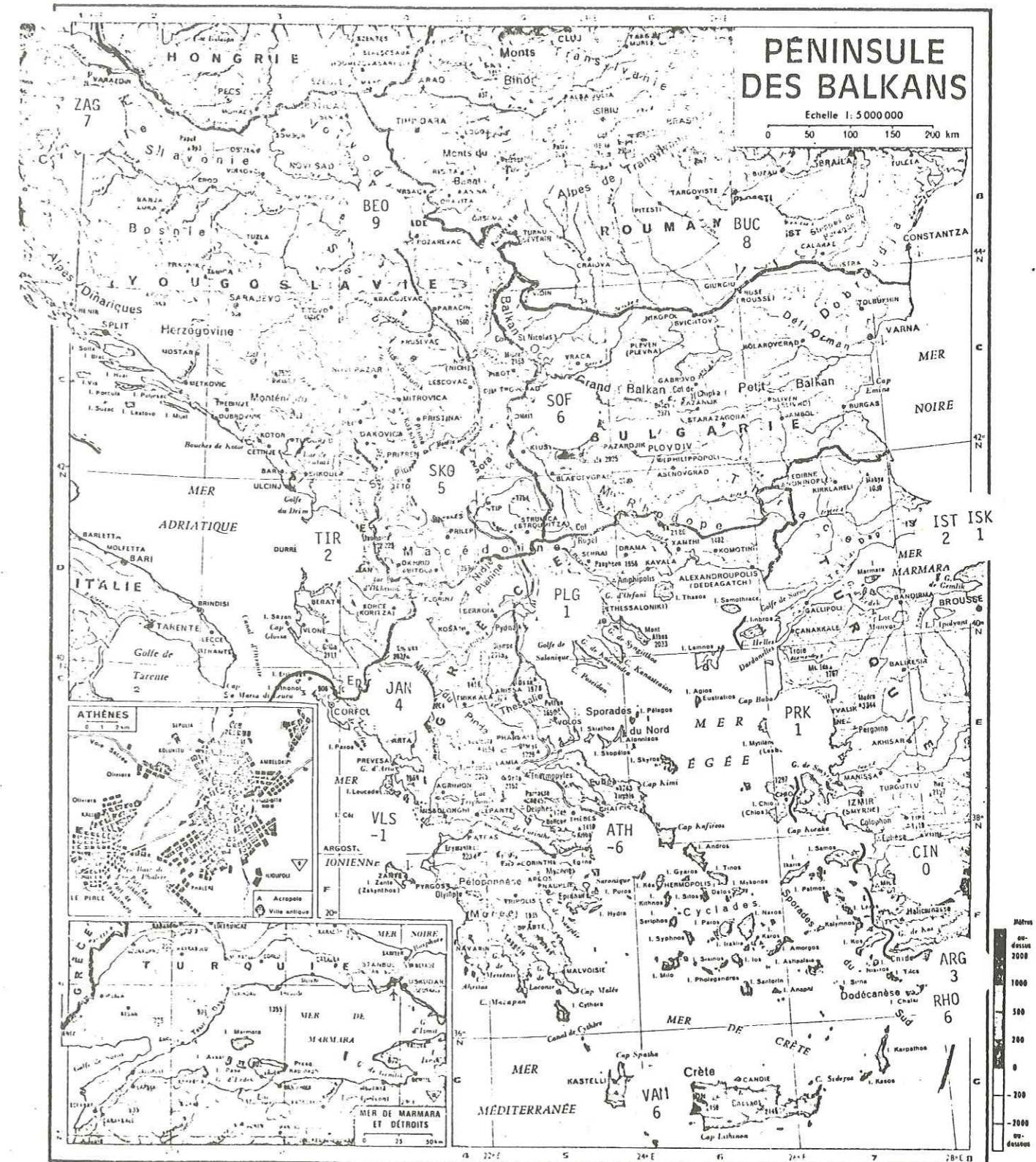
La sismicité qui est superficielle au Sud de l'île de Crète est de plus en plus profonde (200 km) vers le Péloponèse et le centre de la mer Egée. Ceci a conduit Papazachos and Comninakis (1971) à dire que les séismes sont placés sur une structure en forme d'amphithéâtre. La dispersion des hypocentres est telle que l'épaisseur du plan de Benioff est plus large que pour des arcs typiques comme les Tonga-Fiji ou les Aléoutiennes.

Les diverses études des temps des ondes P avaient pour but de "voir" le plan de Benioff. Gregersen (1977) a montré que les stations du Groenland enregistrent une avance pour les séismes proches de l'île de Rhodes et en a conclu que cela était lié à la zone sismique.

Agarwal et al (1976) ont étudié les temps d'arrivées dans les stations grecques et, d'après eux, la caractéristique essentielle de l'arc Egéen est que le manteau y est particulièrement lent. Cette conclusion est reprise par Makris (1977) qui associe une telle observation à la présence d'un 'hot spot' sous l'arc Egéen.

Nos résultats ne s'accordent pas avec une telle affirmation : les résidus absolus sont reportés sur la carte de Grèce (Fig. IV-9) et l'on voit que si les stations qui sont à l'extérieur de la mer Egée ont des résidus absolus nuls, la station d'Athènes est en avance (-0,6 s). Les stations de l'île de Rhodes et celles des Balkans ont un retard de l'ordre de 0,5 s. Lorsqu'on compare la valeur trouvée à Athènes à celle que l'on trouve en Europe, on constate qu'elle se place avec les stations du Nord de l'Europe et que seule Trieste a une avance aussi grande dans la chaîne alpine.

Figure IV-9



GRECE - TURQUIE

A

SKO	-1		5	4			-3
PLG	-5		-3	-2	-2	-3	-8
JAN		6	6				0
VLS	4	-2	1	-2	2	-2	-5
ATH	-4	-9	-4	-7	-6	-7	-4
VAM	2		4	4	5	7	5
CIN	-2	-2	0	2	-4	1	-1
PRK	4	1	-2	-1	0	1	0
IST	3	5	-1	2	-1	0	2
ISK	-3	1	-1	0	2	2	3

N

n > 10

Tableau IV-6

Nous avons discuté TRI séparément. Athènes se trouve juste à la limite Nord de la sismicité profonde et la plupart des séismes viennent du Nord-Est donc ne traversent pas la zone sismique. La disposition des anomalies sur l'arc Egéen est inverse de celle que nous avons observée sur les arcs insulaires pacifiques : alors que les stations proches de la fosse sont généralement en avance par rapport à celles qui surmontent le plan de Benioff, nous constatons qu'Athènes qui est en position interne à l'arc par rapport à Vamos en Crête est en avance de 1,1 s. Cette contradiction nous incite à chercher une explication particulière pour l'anomalie d'Athènes. Bien que nous ne puissions tester cette hypothèse par l'observation d'anomalies azimutales comme dans le cas de l'arc alpin occidental, l'explication la plus simple du résidu à Athènes pourrait être liée à la nature de la lithosphère sous cette région. L'analogie avec le résidu de Trieste nous incite à nous demander si un bloc précambrien ne serait pas à l'origine de la forte avance observée à Athènes. Une autre explication pourrait être que cette avance d'Athènes est associée à une subduction fossile.

f) CARPATHES :

La sismicité intermédiaire ($30 > h > 170$ km) du coude des Carpathes, à l'aplomb de la ville de Vrancea, est associée à une subduction de la plaque de la mer Noire sous la plaque de Transylvanie. Radu (1974) a étudié en détail toutes les conséquences d'une telle hypothèse et Vinnik and Lenartovich (1975) ont travaillé sur les résidus de P de cette région.

L'une des observations de Radu concerne l'atténuation des ondes sismiques : les isoséistes des séismes intermédiaires sont décalées dans la direction N 45° E. Ceci conduit, par analogie avec le travail de Utsu (1967) au Japon, à envisager qu'un manteau à fort facteur Q forte vitesse délimité par le parallélogramme incliné vers l'Ouest que trace la sismicité profonde, serait inséré dans un manteau à faible vitesse, faible Q. La limite orientale où aurait lieu le changement de propriété du manteau serait à l'aplomb de Focsani.

Les anomalies de station de cette région sont toutes positives, sauf celles qui sont à la frontière entre la Roumanie et l'URSS et qui marquent la bordure de la plate-forme russe. Les rais arrivent tous du NE et sont tous sous l'extérieur de l'arc des Carpathes, à l'exception de ceux qui arrivent à Campulung.

Nous présentons les anomalies azimutales relatives dans le Tableau IV-7.

La répartition azimutale pour Bucarest (Fig. IV-11) est caractérisée par une discontinuité pour un azimuth de 30° : les rais qui arrivent du Nord sont en avance de 0,7 à 0,8 s par rapport à ceux qui viennent de l'Est. Bien que Vinnik et Lenartovich n'aient pas retenu cette observation dans leur interprétation, on note la même anomalie azimutale dans leurs données. Cette observation est qualitativement en accord avec le modèle de Radu mais appelle une remarque : les rais qui arrivent à BUC ont une profondeur de l'ordre de 180 km

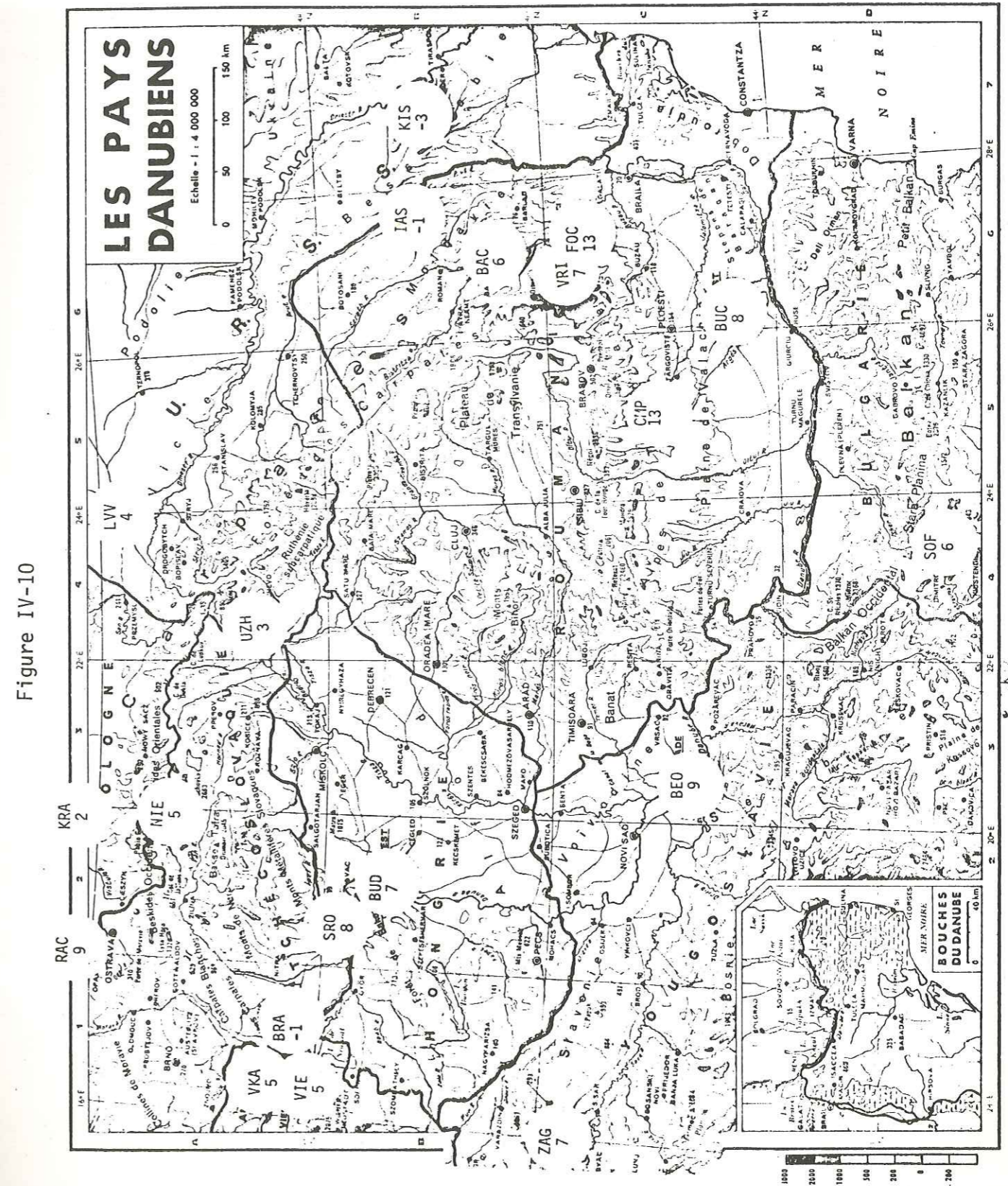


Tableau IV-7

CARPATES A

BUC	-2	-3	4	5	6		
CMP	9	8	5	3	0	5	1
FOC	3		5	4	6		
BAC	1	3	-2		1	1	6
VRI	4	0	2	-1	1		
IAS	-5	-8	-4	-4	-8	-3	-2
KIS	-7	-6	-5	-5	-8	-8	-4
UZH	-1	-5	-4	-3	0	1	-2
NIE	-3	2	1	0	2	-1	-1

N

n>10

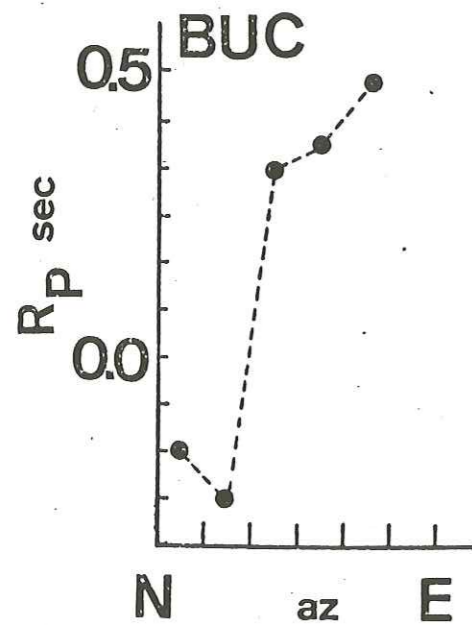


Figure IV-11 a

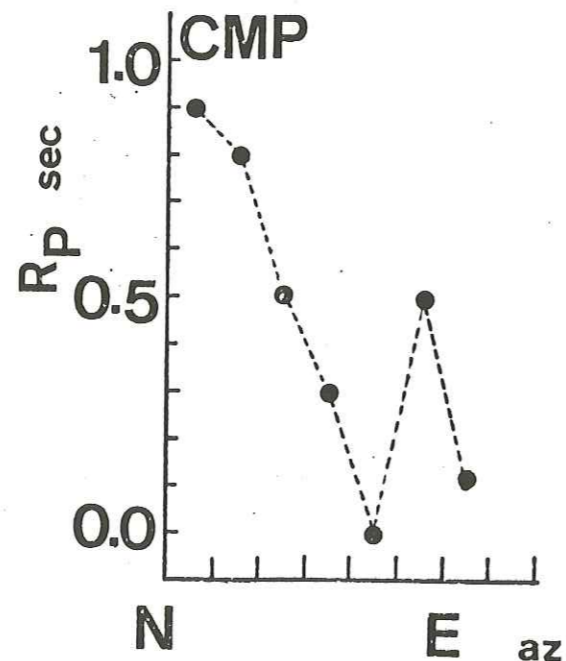


Figure IV-11 b

à l'aplomb de l'extrémité sud de la zone sismique profonde. La lithosphère sismique ne peut donc pas être la cause de la différence de temps observée. Deux hypothèses peuvent être formulées :

a) La zone à fort Q, forte vitesse de Radu se prolonge plus au Sud que le coude des Carpathes, dans la direction de Bucarest ;

b) La zone à fort Q, forte vitesse plonge plus profondément dans le manteau que ne le laisserait penser l'activité sismique. Toute combinaison de ces deux hypothèses conduirait aussi à une explication de l'anomalie de Bucarest.

L'anomalie de Campulung semble aussi liée à cette structure profonde de l'arc des Carpathes. Les rais qui arrivent de l'Est sont en avance par rapport à ceux qui arrivent du Nord, c'est-à-dire que l'anomalie est inverse de celle de Bucarest. La position de Campulung par rapport à la zone sismique et la distance à la zone de séismes profonds qui est de l'ordre de 100 km, conduirait à penser que la lithosphère se prolonge à des profondeurs plus grandes que 170 km, donc à retenir notre seconde hypothèse. L'observation de Radu (1974) refaite par Bolt (1977) sur la forme très ellipsoïdale des isoséistes associées aux séismes du coude des Carpathes a conduit Bolt à favoriser l'hypothèse a).

g) ASIE CENTRALE-HINDOU KOUCH :

Nous avons regroupé toutes les stations autour de l'angle NW de la suture des plaques indiennes et asiatiques. Nous avons aussi ajouté les trois stations proches du Tien Chan.

Le trait essentiel de cette région est la présence de l'Himalaya et des chaînes annexes, comme l'Hindou Kouch ou le Pamir. Le Tien Chan, quant à lui, est un exemple de chaîne intraplaque. La tectonique et la sismicité de toute région sont expliquées par la collision de la plaque indienne et de la plaque Asie et par la dislocation de la plaque Asie consécutive à son emboutissage (Molnar and Tapponnier (1975), Stoneley (1974)).

Le Tableau IV-8 résume les observations des temps d'arrivée des ondes P. Nous traiterons successivement de trois sujets :

- α) Les limites de la plaque indienne,
- β) La subduction de l'Hindou Kouch - Pamir,
- γ) La structure profonde du Tien Chan.

α) Limites de la plaque indienne

Les stations de Quetta, Nilore près de Rawalpindi, Lahore et Warsak Dam sont à proximité de la marge de la plaque indienne (Fig.IV-12). Nous avons reporté sur la Figure IV-13 les anomalies azimuthales de QUE, NIL et LAH. On constate que dans les trois cas, les rais qui viennent du Nord sont en retard par rapport à ceux qui viennent de l'Est. La position géographique de NIL et LAH par rapport à l'Himalaya est identique. Par contre, QUE est proche de la faille de Chaman - Quetta que certains considèrent comme la séparation entre les plaques indiennes et Asie. La suture entre ces deux plaques est mal connue dans cette région (Stoneley (1974)) : des dépôts de flysch masquent sa position exacte entre Quetta et Kabul.

L'anomalie azimuthale de QUE donne des retards vers le NNE et des

Figure IV-12

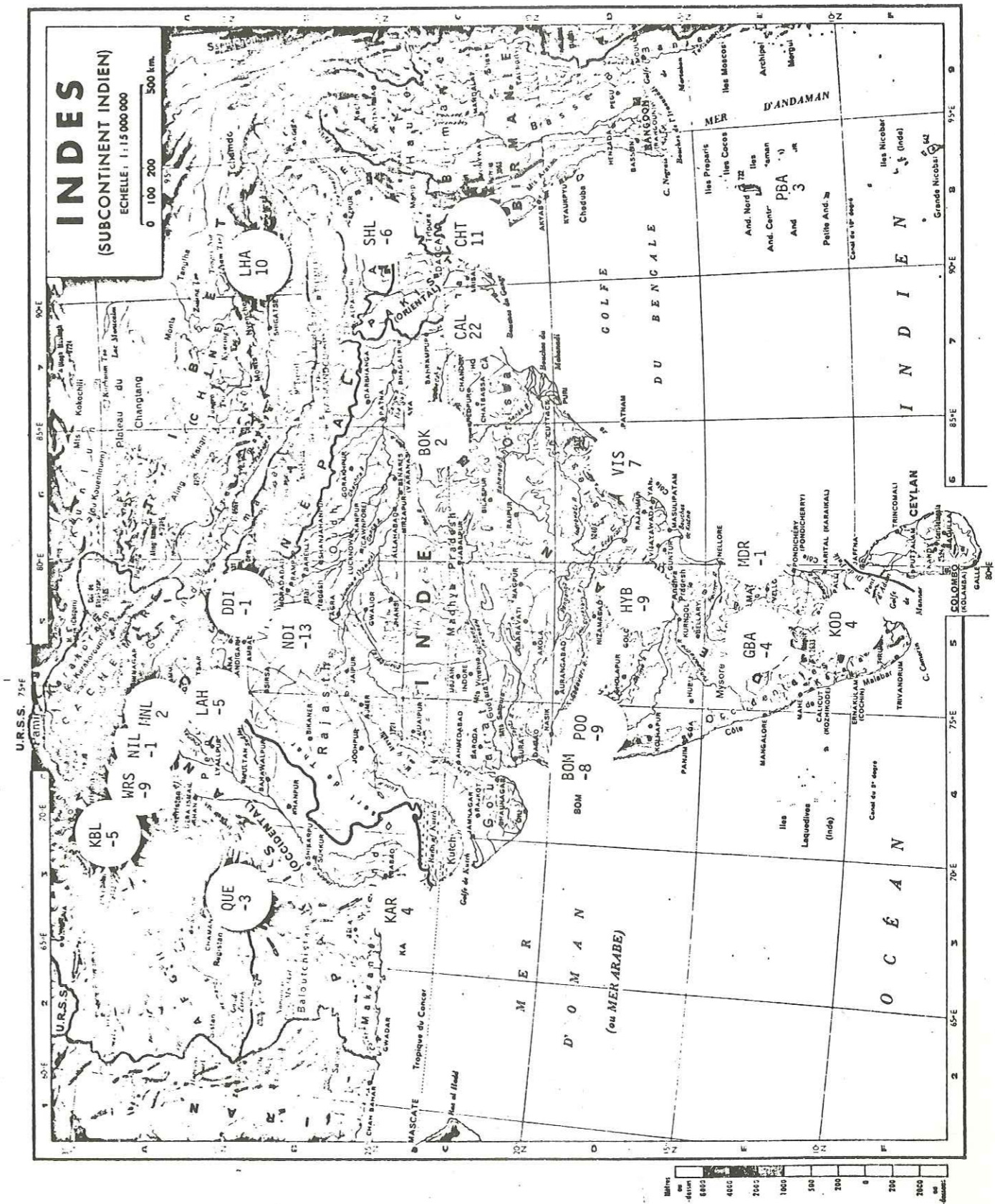


Figure IV-13

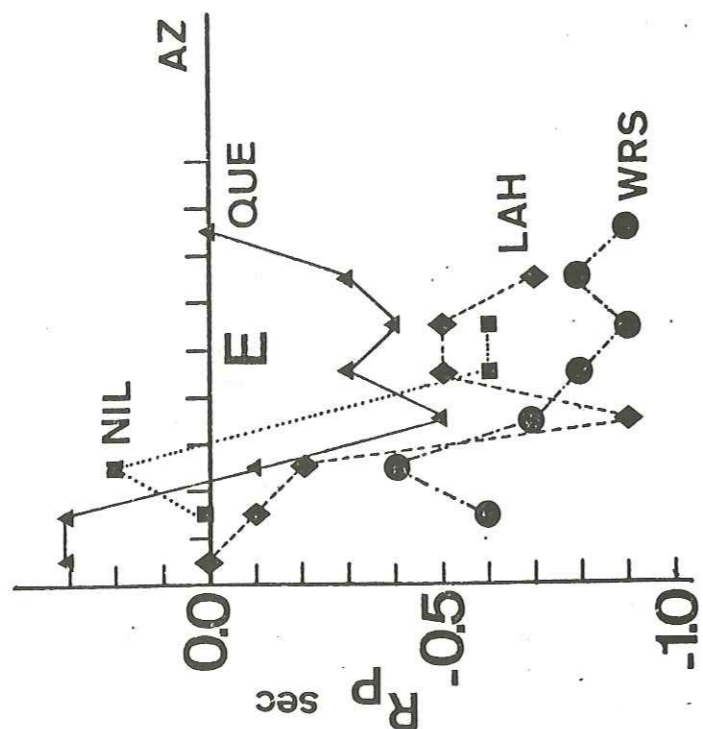


Tableau IV-8

ASIE CENTRALE - HINDOU KUSH

QUE	3	3	-1	-5	-3	-4	-3	0
LAH	0	-1	-2	-9	-5	-5	-7	
NIL		0	2		-6	-6		
MRS		-6	-4	-7	-8	-9	-8	-9
KBL		-7	-5	-1	0	-3	2	0
KHO	5	6	5	7	5	3	2	6
GAR	-2	-3	-5	-3	-4	-4	-2	-2
DSH	-4	-3	-5	-1	-2	-2	0	-7
SAM		1	-2	0	4	-1		
TAS	-1	-1	2	1	1	2	5	4
FRU	4	3	4	5	3	5	5	7
AAB	-5	1	9	9	7	9	7	9
PRZ		4	9	11	8	13		

E n ≥ 10

Figure IV-13

avances vers l'Est. Les rais qui sont en retard passent sous le Toba Kabar Range qui a un sommet de 3 000 m de haut au NE de Quetta. Cette rapide variation de résidu pourrait être associée à la bordure du bouclier indien qui, dans ce cas, aurait une direction NE par rapport à QUE. Nous savons qu'une sismicité assez marquée est associée à cette région et qu'elle épouse sensiblement la forme de la bordure du relief au Sud des Sulaiman Ranges.

Les anomalies de Nilore et Lahore au Nord du Pakistan peuvent être associées à la bordure Nord de la plaque indienne. Ces deux villes sont à une distance de l'ordre de 100 à 200 km des premiers reliefs de l'Himalaya et les rais sismiques sont d'autant plus rapides qu'ils sont sous la plaque indienne, c'est-à-dire qu'ils viennent de l'Est.

La comparaison des anomalies absolues de station donne des résultats cohérents avec cette interprétation. New Delhi qui se trouve sur le bouclier n'est pas perturbée par la chaîne himalayenne. Par contre, toutes les stations qui sont plus au Nord ont des résidus qui croissent. Entre New Delhi et Dehra Dun qui sont à une distance de 200 km, la différence est de -1,2 s ; ces deux stations sont sur la plaque indienne, mais Dehra Dun est au pied de la chaîne himalayenne, donc tous les rais traversent le manteau sous-jacent à l'Himalaya.

Puisque les ophiolites sont placées dans la vallée de l'Indus, c'est-à-dire beaucoup plus au Nord, on considère généralement que la chaîne himalayenne a été édiflée sur le bouclier précambrien indien. La lithosphère du bouclier se serait faillée presque horizontalement et des "copeaux" auraient coulissé vers le Sud, créant ainsi les reliefs de la chaîne.

Nous pouvons comparer les anomalies de station de Shillong et Lhassa, bien que ces villes soient plus à l'Est. Une différence de 1,5 s est observée. SHL a une valeur correspondant bien à un bouclier et LHA est en retard. Cette observation exclut pratiquement l'explication de la surrection tibétaine par l'inclusion de la plaque indienne sous la plaque asiatique (Holmes (1964)). Cette explication n'est

d'ailleurs pas conforme à la règle de tectonique des plaques qui exclut les subductions de plaques continentales à cause de leur densité. S'il y avait superposition de deux plaques sous le Tibet, nous aurions une lithosphère très épaisse, donc un résidu très négatif à LHA.

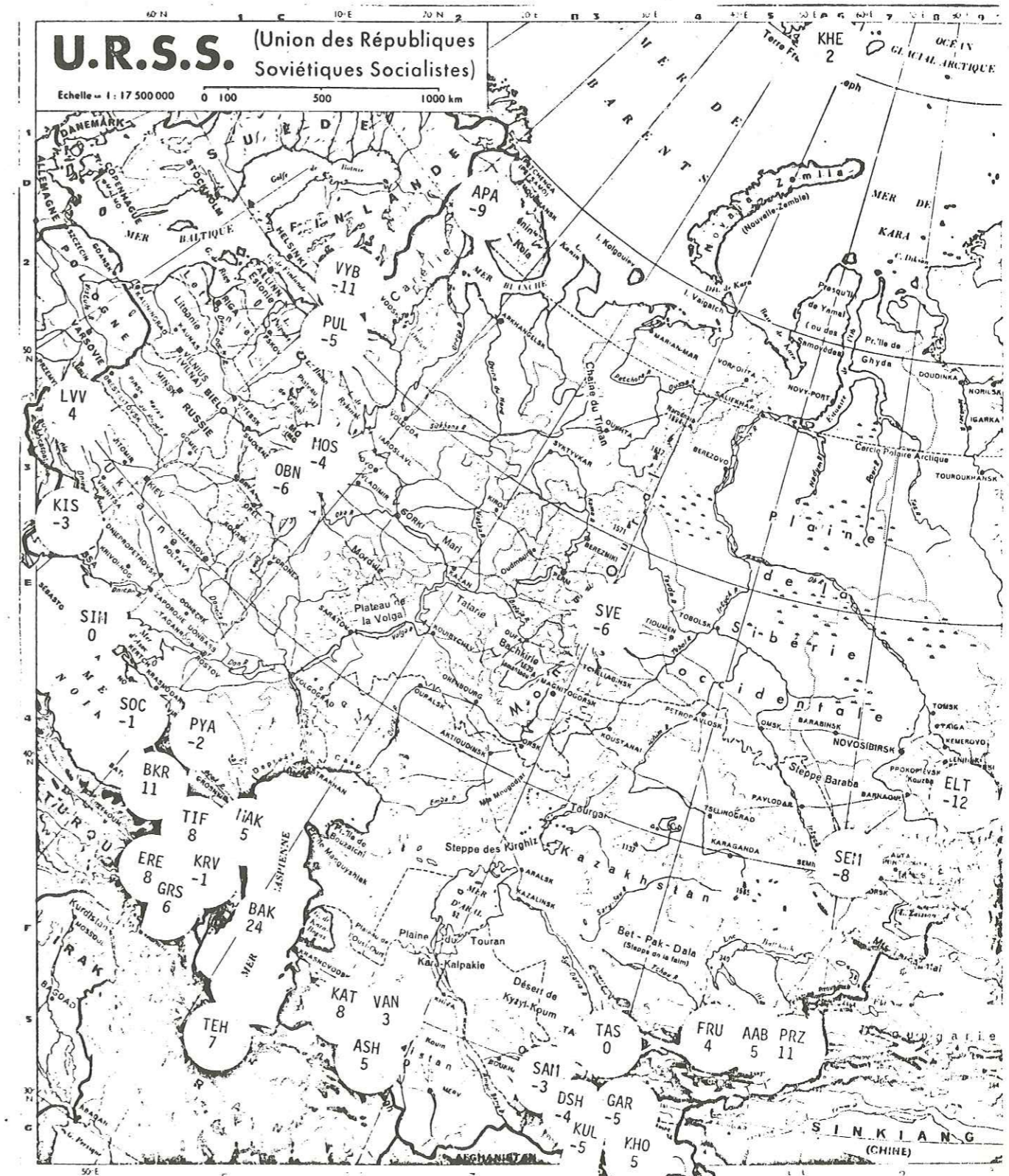
β) Subduction de l'Hindou Kouch et du Pamir

La propagation des ondes P dans cette région a été étudiée par Vinnik, Lukk and Lenartovich (1975). Elle est caractérisée par un bloc de vitesse rapide dont la bordure orientale se situe près de la zone de sismicité profonde de l'Hindou Kouch. La limite occidentale de ce bloc ne serait pas marquée par de la sismicité profonde. Ces auteurs ont aussi étudié le pendage de la zone de Benioff et la zone de sismicité profonde quasi verticale est divisée en deux parties : au Sud, sous l'Hindou Kouch, le pendage se ferait vers le NW et au Nord sous le Pamir, vers le SE. Ce résultat est confirmé par l'étude précise de la sismicité de l'Hindou Kouch entreprise par Chatelain, Roecker, Hatzfeld, Molnar et Perrier (1977). Ces observations ont conduit Vinnik et al à postuler que deux arcs insulaires de polarité opposée se sont trouvés coincés entre la plaque indienne et la plaque asiatique.

Il ne semble pas y avoir un lien précis entre la localisation de la zone à forte vitesse de ces auteurs et l'interprétation géo.dynamique proposée. La zone rapide qu'ils mettent en évidence est en effet très large puisqu'elle inclut GAR. Elle dépasse donc de beaucoup ce que l'on pourrait associer à une zone de subduction presque verticale.

Les anomalies de station de cette région sont toutes en avance et confirment la présence d'un bloc rapide (-0,53 pour KBL, -0,45 pour GAR, -0,38 pour DSH, -0,46 pour KUL). Seule la station de KHO, au coeur du Pamir fait exception avec un retard de 0,46 s. Comme du Précambrien affleure en Afghanistan, il n'est pas impossible que ces anomalies négatives puissent être expliquées par la présence d'une lithosphère épaisse.

Figure IV-14



Nous voyons sur le Tableau IV-9 une anomalie azimutale pour la station de KBL. Les rais qui arrivent du NE sont très en avance d'environ 0,6 s par rapport aux autres directions. Cet azimut est celui de la chaîne de l'Hindou Kouch et de la zone de sismicité profonde quasi verticale. L'interprétation donnée à partir des mécanismes au foyer (axe T vertical) est que l'on a une plaque océanique qui s'enfonce (Isacks and Molnar (1971)). Alors que la plupart des séismes ne se produisent pas à des profondeurs supérieures à 220 km, deux séismes sont exceptionnels puisque leur profondeur est de plus de 300 km. Ceci laisserait supposer, dans l'hypothèse d'une plaque plongeante, que cette dernière est continue jusqu'à 400 km de profondeur. La distance de KBL à la zone de sismicité profonde est de l'ordre de 150 km : les rais qui arrivent du NE atteignent donc une profondeur de 250 km à l'aplomb de cette zone. L'avance relative de KBL ne peut donc pas être expliquée par la zone de sismicité très active mais pourrait l'être par son prolongement jusqu'à 400 km.

La distribution azimutale de KHO est beaucoup plus régulière et ne permet pas d'interprétation. La direction légèrement plus rapide est le SSE.

γ) Structure profonde près du Tien Chan

Nous n'avons que trois stations dans cette région. Les anomalies absolues de Frunze, Talgar et Przhevalsk sont respectivement de 0,38 s, 0,51 s et 1,05 s. L'anomalie azimutale de Frunze est la plus régulière des trois, ce qui laisse supposer en manteau assez homogène pour la direction N → SE. La station de Talgar montre une avance relative des rais qui arrivent du N - NE, c'est-à-dire sous la zone sans relief. Le retard vers l'Est de Talgar est comparable au retard important de PRZ qui est la station la plus proche du Tien Chan. La conclusion que l'on peut tirer de ces valeurs est qu'il semble y avoir un manteau lent sous le Tien Chan.

B) Plaques continentales

a) SCANDINAVIE :

Le réseau sismologique scandinave est l'un des meilleurs du monde et a envoyé régulièrement ses données à l'I.S.C. La couverture en azimut est bonne et cela permet une étude assez précise de la répartition des vitesses dans ce bouclier.

Les temps de parcours des ondes sismiques enregistrées en Scandinavie ont été étudiés par Enayatollah (1972). Brown (1973) a repris les données de ce dernier pour une étude des variations azimutales. Il en a déduit que les rais qui arrivent du Nord sont clairement en avance par rapport à ceux qui arrivent du Sud ; ceci est observé en n'importe quelle station pour des distances de plus de 55°. Sa Figure 1 montre la direction la plus rapide pour chaque station et toutes les flèches y sont dirigées vers le Nord avec une avance de l'ordre de la seconde. Brown (1973) estime qu'un plongement de la discontinuité des 650 km du Nord vers le Sud pourrait expliquer ses données : une pente de plus de 10° sur plus de 100 km serait alors nécessaire pour expliquer l'anomalie. Brown invoque les résultats équivalents de Mechler, Mseddi et Plantet (1971) qui ont proposé une structure semblable sous la France pour justifier son hypothèse. Nous verrons plus loin quelques arguments qui s'opposent à la structure ainsi proposée sous la France.

En ce qui concerne la structure de Brown, plusieurs faits s'y opposent : les anomalies de station telles qu'elles sont présentées sur la carte devraient croître du Nord au Sud. On devrait avoir des avances là où la discontinuité des 650 km est proche de la surface et des retards là où elle s'enfonce, ceci dans le cas où l'on garde le même modèle de manteau supérieur.

Nous présentons dans le Tableau IV-9a la matrice d'anomalies azimutales de Scandinavie. Nous trouvons des variations des résidus relatifs à l'intérieur du bouclier, ce qui d'ailleurs correspond à ce que l'on attend après les observations du Chapitre II, où nous

Tableau IV-9 a

SCANDINAVIE

COP	8	9	10	13	8	9	4	11	6	10
GOT	-1	3		2	-2	-4	-7	-2	-6	-1
UPP	-4	-2	-2	-2	-4	-3	-4	-4	-5	-5
HFS				6	2		2			
UDD	-3	-1		0	-1	-4	-5	-5	-2	
KON	5	8	7	11	7	6	3	0	3	1
BER	5	7	9	12	11	9		6	0	
LHN	1	6	1	5	3	1	4	0	-4	-4
SKA	-3	-1	-1	0	-1	-3	-1	0	-2	-2
UME	-7	-8	-8	-6	-5	-4	-5	-3	-1	-5
KIR	-3	-5	-5	-5	-1	-2	-2	-1	0	-1
TRO	6	0	-1	-3	0	1	2	1	1	4
KEV	0	-1	2	-2	1	2	2	4	4	7
KRK	5	1	2	2	3	2	6	6	5	7
APA	0	-4	-2	-6	-5	-4	0	-1	0	6
SOD	0	-1	0	-5	-1	1	0	-1	3	4
OUL	-5	-5	-5	-7	-3	-1	-3	-4	-3	-6
KJN	0	-1	0	-1	0	-2	-2	-3	-1	-3
NUR	-2	0	-1	-1	-2	1	0	-1	1	-4
PUL	0	3	-1	1	1	2	5	1	3	

N

E

n ≥ 20

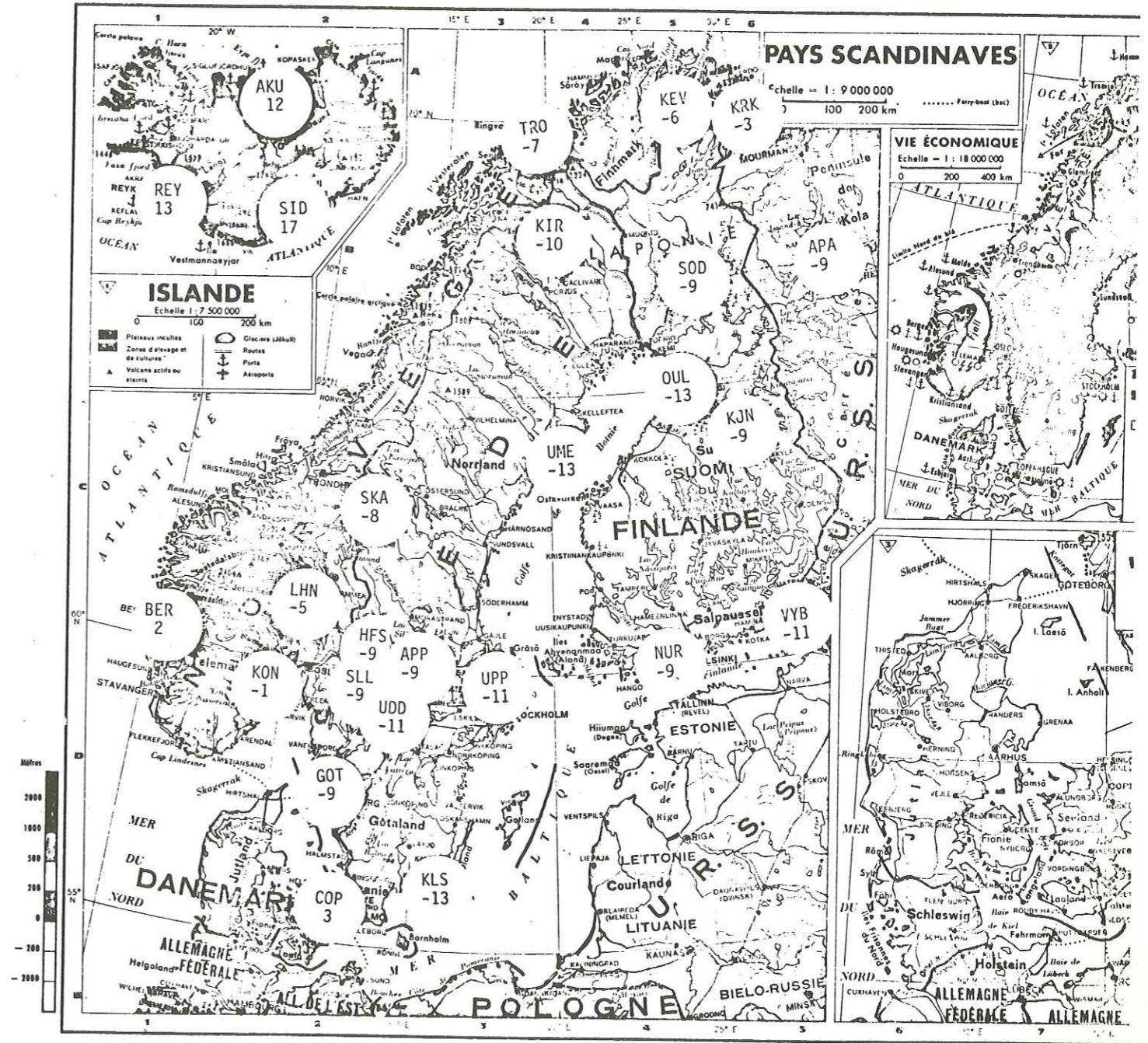
SCANDINAVIE

b

COP	2	3	4	7	2	3	-2	5	0	4
GOT	-8	-4		-5	-9	-11	-14	-9	-13	-8
UPP	-11	-9	-9	-9	-11	-10	-10	-11	-12	-12
HFS				-5	-9		-9			
UDD	-11	-9	-9	-8	-9	-12	-13	-13	-10	
KON	-1	2	1	5	1	0	-3	-6	-3	-5
LHN	-6	-1	-6	-2	-4	-6	-3	-7	-11	-11
SKA	-10	-8	-6	-7	-8	-10	-8	-7	-9	-9
UME	-15	-16	-16	-14	-13	-12	-13	-11	-9	-12
KIR	-11	-13	-13	-13	-9	-10	-10	-9	-8	-9
TRO	-1	-7	-8	-10	-7	-6	-5	-6	-6	-6
KEV	-8	-9	-6	-10	-7	-6	-6	-4	-4	-1
KRK	-2	-6	-5	-5	-4	-5	-1	-1	-2	0
APA	-7	-11	-9	-13	-12	-11	-7	-8	-7	-1
SOD	-9	-10	-9	-14	-10	-8	-9	-10	-6	-5
OUL	-14	-14	-14	-16	-12	-10	-12	-13	-13	-15
KJN	-7	-8	-7	-8	-7	-9	-9	-10	-8	-11
NUR	-5	-7	-8	-8	-9	-6	-7	-8	-6	-11
PUL	-2	1	-3	-1	-1	0	3	-2	1	

Tableau IV-9 b

Figure IV-15



avons montré qu'il existe des anomalies de structure du manteau sous les boucliers.

De façon à isoler les blocs rapides dans le bouclier scandinave, nous avons calculé la matrice du Tableau IV - 9b qui recale la matrice IV - 9a par rapport aux anomalies de stations trouvées dans les chapitres précédents. Pour cela, nous avons calculé la moyenne de chaque ligne du Tableau IV - 9a, en éliminant les deux données extrêmes. Nous ajoutons ensuite à chaque ligne de la matrice IV - 9a la différence entre la moyenne ainsi obtenue et l'anomalie absolue de station.

Dans le Tableau IV - 9b, nous trouvons les directions très rapides et constatons qu'il y a accord avec la distribution spatiale des résidus absolus.

En conclusion, nous retrouvons de cette façon des variations de la structure du manteau sous un bouclier.

b) AFRIQUE DU SUD-EST :

Cette région est la terminaison méridionale du grand rift africain : on y trouve des cratons précambriens séparés par des orogènes plus récents (500 Ma). Les anomalies azimutales sont présentées dans le Tableau IV 10. Nous ne trouvons que de faibles variations azimutales pour la majorité des stations dans la direction N à E. BHA qui est la station la plus au Nord montre un retard de l'ordre de 0,3 - 0,4 s dans la direction 15° N.

Le résultat le plus intéressant de ce tableau est qu'il n'y a pas cohérence entre certaines anomalies calculées pour le NE et celles que nous obtenons pour un azimut de 240°, c'est-à-dire pour les séismes d'Amérique du Sud. Le nombre de séismes dans cette dernière direction est de l'ordre de 100 et les résidus sont donc calculés avec précision. Pour cet azimut, la différence de résidu est grande par rapport aux

Tableau IV-10

AFRIQUE DU SUD-EST

A

CLK	-1	-2	-1	0	0	1	0	1	0
BHA	1	4	5	0	1	1	-1	0	-1
KRR	-4	-5	-2	-2	-3	-3	-3	-1	-3
BUL	-3	-4	-5	-3	-1	-2	-1	0	-1
CIR	2	2	1	1	0	0	1	0	0
PRE	6	7	3	5	5	2	2		
CNG	4		2	3	2	1	3	-1	3

N

n>10

CLK	6	4
BHA	6	5
KRR	3	3
BUL	-5	-5
CIR		
PRE		
CNG	0	1

240



Figure IV-16

autres directions pour CLK, KRR et PRE. Cette direction est en retard de 0,6 s pour CLK et KRR et en avance de près de 1,0 s pour PRE. Les stations de CIR, BUL et CNG ont des résidus semblables quel que soit l'azimut.

La station de KIM au S-W de Prétoria est en avance de 0,6 s par rapport à PRE, ce qui va dans le même sens que l'anomalie azimutale de PRE ; ceci pourrait être lié au fait que le manteau est très dissymétrique dans la région de Prétoria et l'une des explications possibles pourrait être que PRE est en bordure d'un noyau ancien.

Chileka (CLK) est située au Sud du Lac Malawi. Une activité sismique est détectée dans cette région qui pourrait être la continuation du rift africain. Certains auteurs se demandent d'ailleurs si l'Est de l'Afrique ne constitue pas une unité quasiment indépendante de l'Ouest et s'il existe une plaque des Somalies. L'anomalie de CLK marque une discontinuité du manteau dans la prolongation Est du graben africain et pourrait être une indication sur la position de la bordure occidentale de cette éventuelle plaque Somalie.

c) FRANCE :

Choudhury et Perrier (1967) ont montré que les vitesses apparentes des ondes sismiques des tirs nucléaires du Sahara enregistrés dans le Massif Central variaient beaucoup en fonction de l'azimut. Cette observation suppose des variations de structure du manteau supérieur à petite échelle sous le Massif Central.

α) Données du Commissariat à l'Energie Atomique (C.E.A.)

Une étude systématique a été entreprise à partir des enregistrements du réseau de détection nucléaire du C.E.A. Les publications de Mseddi (1972), Plantet (1972), Mechler, Mseddi et Plantet (1971) ont conduit cette équipe à proposer un modèle du manteau supérieur sous

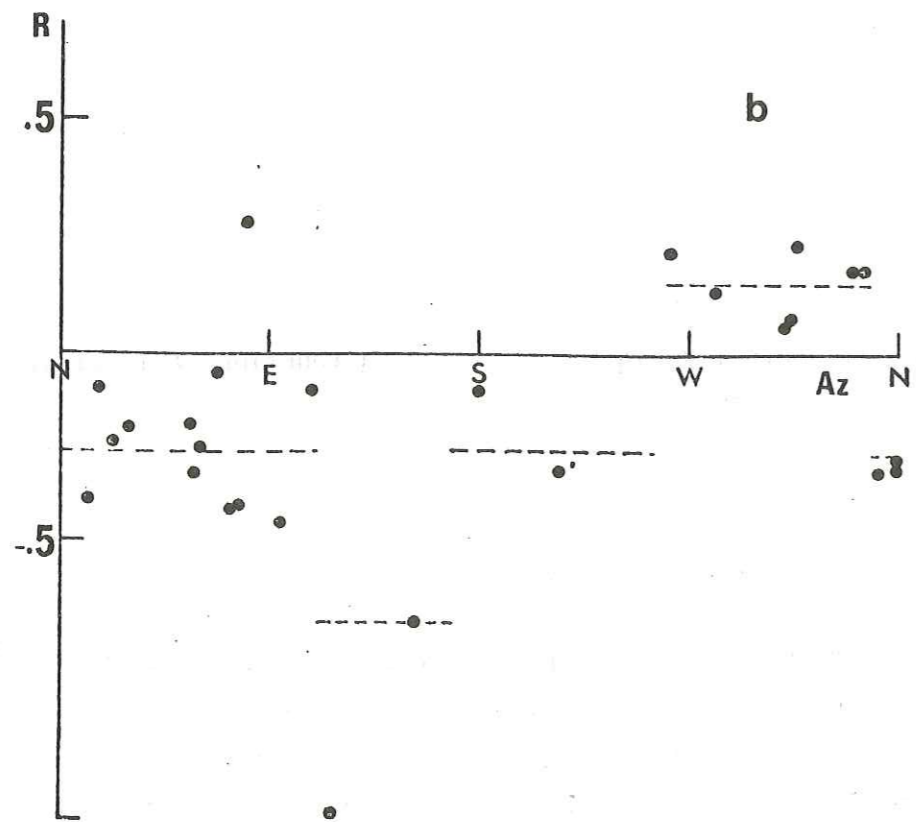
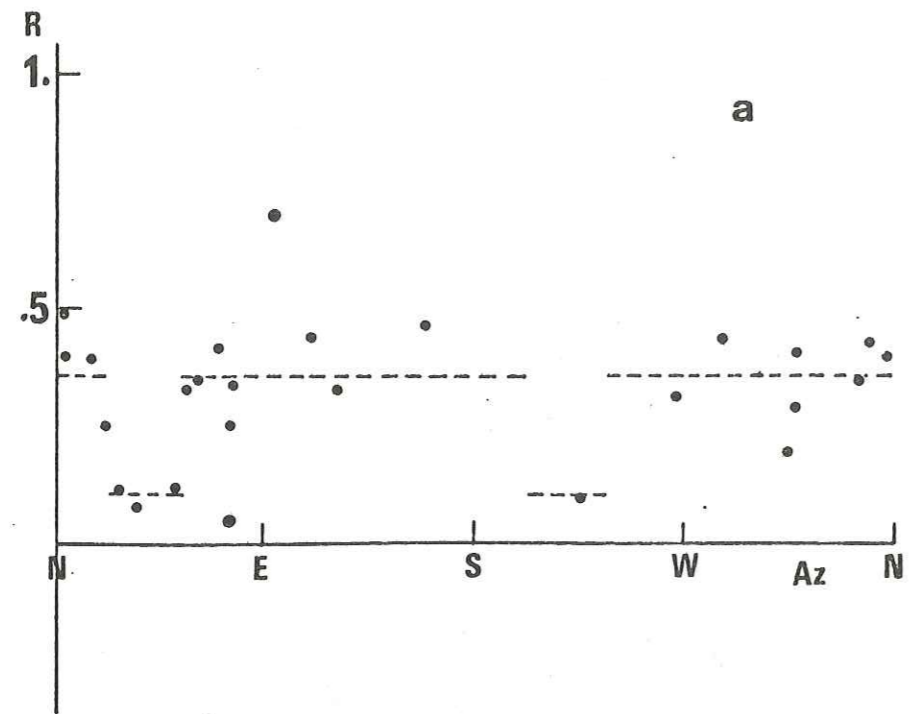
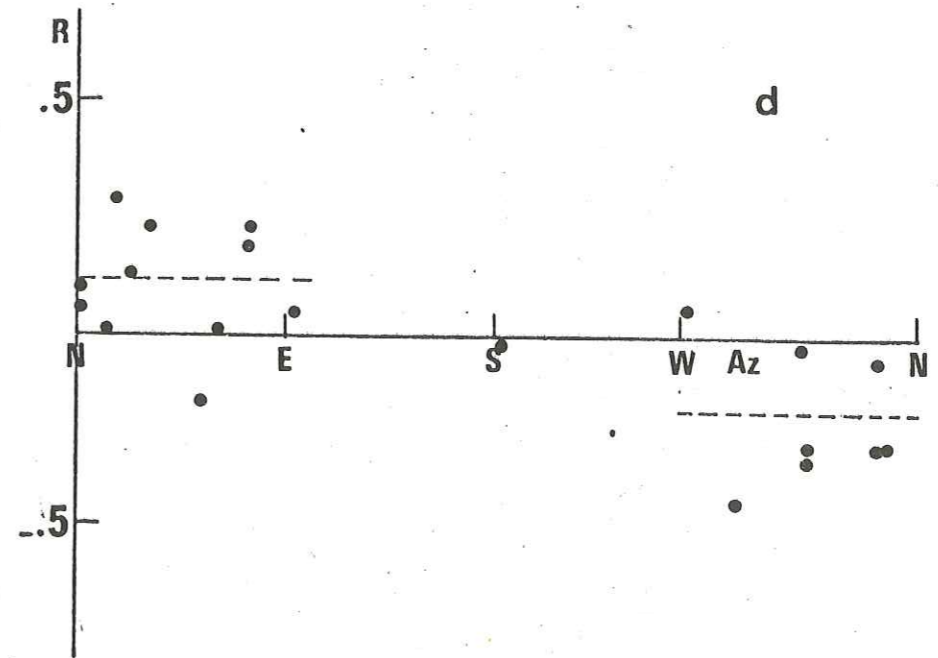
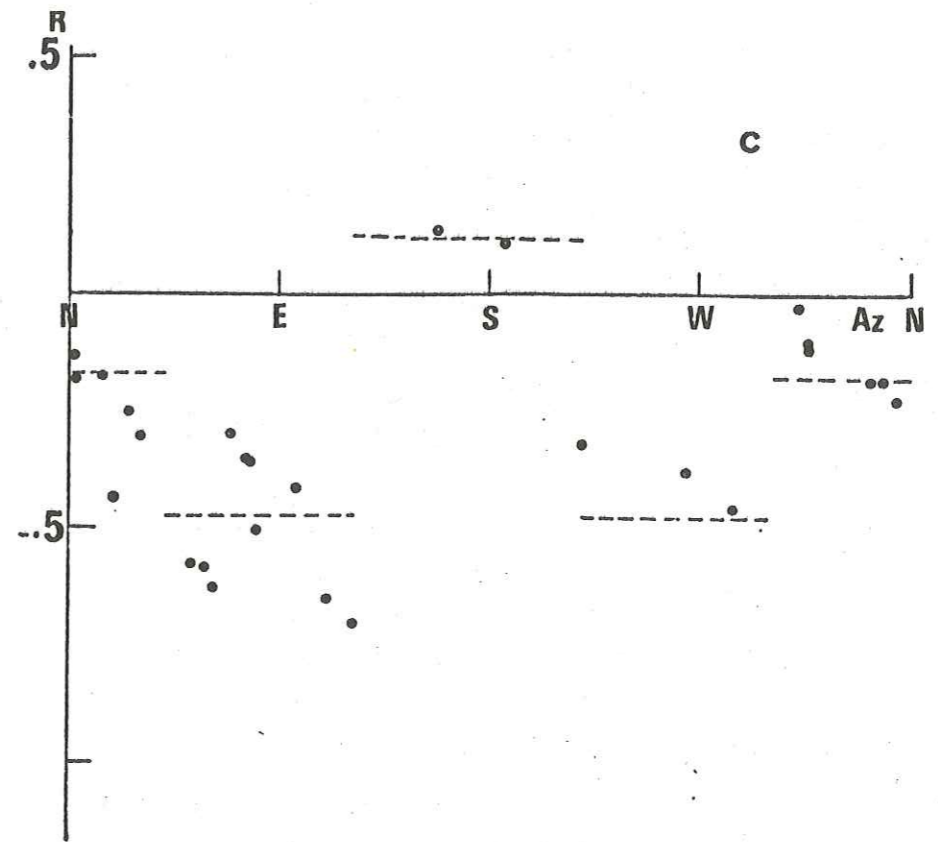


Figure IV-17 : a)Provence b)Normandie



Figures IV-17 : c)Morvan d)Limousin

la France. En prenant une répartition radiale des vitesses partout identique (modèle de Mayer-Rosa (1969)), ces auteurs ont expliqué leurs observations par un plongement de la discontinuité des 650 km du Nord vers le Sud. Cette discontinuité aurait une profondeur de 550 km sous la Belgique et de 750 km sous la Méditerranée. Poupinet (1975) a testé ce modèle et les trois tests essayés ont donné des résultats négatifs.

a) Les temps d'arrivée des tirs du Sahara, donnés par Choudhury et Rothé (1965) sont très en avance par rapport à ceux que donnerait le modèle de Mechler et al. Ces temps sont d'ailleurs très proches de la moyenne mondiale (tables de Herrin).

b) La répartition azimutale des résidus du séisme d'Arette, dont on connaît les épacentres microséismique et macroséismique, ne correspond pas à l'effet que l'on attendrait du modèle.

c) Les résidus moyens des PKP enregistrés par les sous-réseaux du C.E.A. de Normandie et de Provence sont égaux, alors que le modèle prévoit une différence de l'ordre de la seconde.

On remarque aussi que les résidus des stations belges qui se trouvent au Nord de la structure décrite par Mechler et al devraient être très en avance puisque la discontinuité des 650 km remonte à 550 km à cet endroit : les résidus de Belgique sont parmi les plus en retard d'Europe.

Nous avons donc réexaminé les données qui ont conduit à ce modèle (Mseddi (1972)) en utilisant la méthode des résidus relatifs par rapport à la moyenne sur l'ensemble du réseau. Nous trouvons les courbes de répartition azimutales des Figures IV-17 a à d. Sur ces figures, chaque point est une moyenne sur plusieurs séismes d'une même région et sur les stations d'un sous-réseau, donc, en général, sur trois stations. Ceci est un grand avantage sur les résultats que nous obtenons avec les données de l'I.S.C. ; nous disposons là d'un ensemble de données très homogènes.

La courbe que l'on obtient pour la Provence est très caractéristi-

que : on y voit une avance de 0,3 s pour les rais provenant NE-SW. Une telle observation a été faite indépendamment par Recq (1975) qui, lors d'une campagne de grands profils sismiques, a enregistré des séismes lointains des Nouvelles Hébrides et des Kermadec sur des stations magnétiques analogiques. La lecture des temps d'arrivée de PKIKP a pu être faite avec une précision plus grande que dans les observatoires classiques et les cartes d'anomalies de PKIKP révèlent une bande rapide près du massif des Maures et de l'Estérel. Recq (1975) a supposé qu'un coussin à forte vitesse est inclus dans la croûte terrestre. Cette interprétation est peu compatible avec le fait que l'anomalie est détectée par les données du C.E.A. : en effet, si la vitesse rapide se trouvait localisée dans la croûte, juste en dessous des trois stations de Provence, on n'observerait certainement pas de variation azimutale du temps d'arrivée, à cause de la trop faible ouverture du cône de rais dans la croûte. Une interprétation ayant une origine plus profonde, comme un épaississement de la lithosphère dans une direction NE - SW ou un changement de propriété de l'asthénosphère dans cette direction nous semble plus probable. La vitesse de phase des ondes de Rayleigh est d'ailleurs plus rapide dans l'azimut NE -SW (profil Monaco-Logrono) que dans les autres directions (Berry and Knopoff (1968)).

Une variation azimutale aussi remarquable est observée en Normandie. On a un changement brusque du résidu relatif de Normandie pour un azimut de 10° N ; le Δt est aussi de l'ordre de 0,3 s.

Pour les autres sous-réseaux, cet effet est un peu moins clair, mais nous retrouvons des variations azimutales de l'ordre de 0,3 s.

Ceci semble traduire l'extrême complexité de la lithosphère sous la France. Il est cependant pratiquement impossible de proposer un modèle sérieux de la lithosphère du fait de la trop faible couverture du réseau sismologique actuel.

La reconstitution détaillée des hétérogénéités latérales de la structure de la lithosphère, à l'échelle régionale, pourrait être d'une

aide précieuse pour la reconstitution de l'histoire géologique ; entre autre, certains linéaments profonds pourraient guider les rejeux de blocs.

Il faudra attendre l'implantation de réseaux denses de détecteurs sismologiques pour aborder ces questions et décrire les variations latérales de la lithosphère.

β) Données de l'I.S.C.

Le C.E.A. n'envoyait à l'I.S.C. que les temps d'arrivées de cinq stations (GRR, FLN, SSC du réseau de Normandie et LOR, SSF de celui du Morvan). Il n'est donc pas possible de vérifier les courbes de variation azimutale du paragraphe précédent en utilisant les mêmes stations.

Les stations de l'I.P.G. de Strasbourg (STR, RSL, LNS, MNY, VOU) sont incluses dans notre fichier ainsi que Garchy, Besançon et Isola. Nous avons donc calculé la matrice du Tableau IV-11 avec l'ensemble des données françaises qui étaient disponibles.

Ce qui ressort le plus de ce tableau est l'anomalie de Lanslevillard, station située près du Mont Cenis, donc la plus à l'Est des Alpes occidentales. La Figure IV-18 nous montre la répartition du résidu en fonction de l'azimut pour LNS : les rais en provenance du Nord-Est sont très en avance par rapport à ceux qui arrivent des autres azimuts. Pour la discussion de cette anomalie et de son interprétation possible, nous reportons le lecteur à l'article sur les Alpes Occidentales de Poupinet (1976). Les calculs de cet article diffèrent quelque peu, mais comme nous ne raisonnons que sur l'allure des courbes, ceci ne change pas le résultat qui a déjà été publié dans la thèse de Hoang (1969), mais en moins marqué.

Dans cet article, nous avons associé le retard de LNS partout sauf vers l'Est à la zone à très faible vitesse que Berry and Knopoff (1968) ont placée sous les Alpes Occidentales. Les statistiques que nous avons

Figure IV-18 a



Tableau IV-11

FRANCE

A

GRR	-2	-1	-3	-1		-1		-2	-3	0	1		1	-1	3
FLN	0	0	-1	1	-1	-2		-3	-4	-1	1		3	-1	-3
SSC	-1	0	-1	2	-1	-2		-4	-5	-1	0		1	0	-1
STR	2	1	7	7		4		3	2	2	4		7	6	
BES				-3				-1	0	0	0			0	5
GRC	-3	-3	-8	-3				-3	-2	-1	1		0	1	3
LOR	-4	-3	-5	-4	-2	-1		-2	-2	-2	-1	-1	-4	-2	-1
SSF	-5	-4	-5	-6	-4	-3		0	-1	-1	0	1	-3	0	-1
RSL	3	1		-3				4	4	2	-3		1	1	-6
LNS	5	6	6	7		5		6	8	2	-2	-5	-2	-2	-1
MNY	7	6						-2	3	2	-4		-2	-2	
ISO	6	3	5					8	7	2	-2		3	2	8
	W			N				E							

n > 10

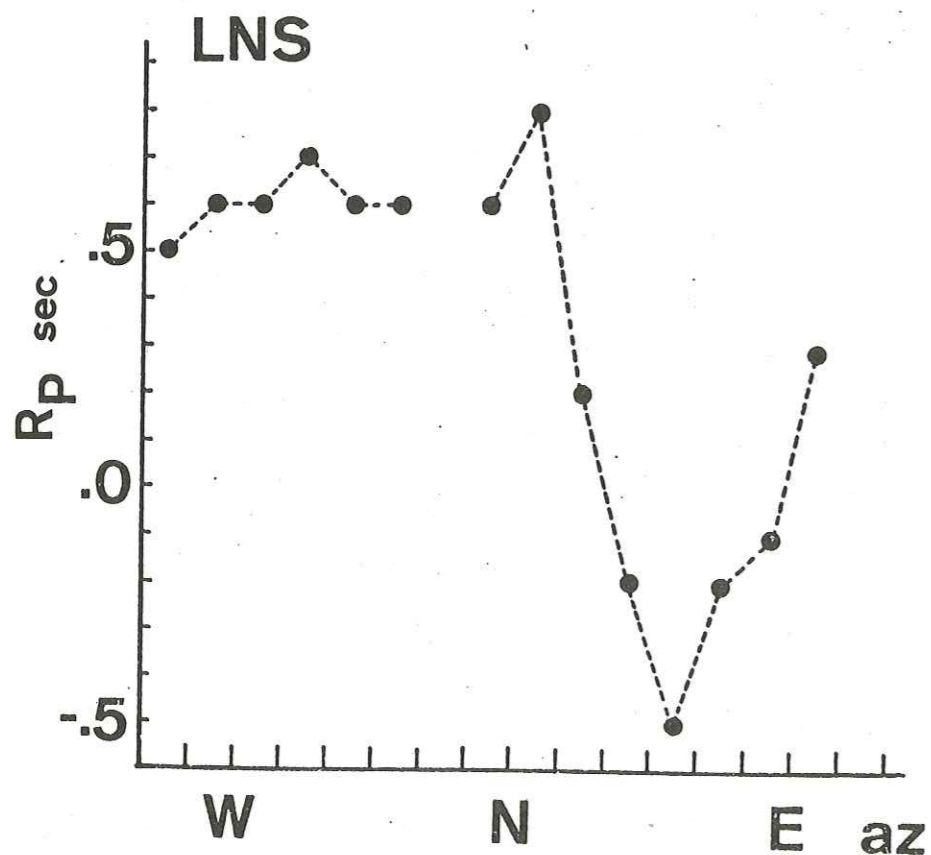


Figure IV-18 b

faites sur l'ensemble des stations du globe, nous ont permis de constater que les valeurs absolues des anomalies pour l'ensemble des stations alpines sont en retard, mais pas autant que pourrait le laisser supposer la structure de Berry and Knopoff. Nous constatons que le retard est de 0,3 - 0,4 s entre les stations alpines et celles du socle hercynien stable. Cette différence de temps n'est d'ailleurs pas corrélée avec l'épaisseur de la croûte : ce qui pose le problème de l'épaississement de la racine d'une chaîne. Le retard introduit par l'excès de profondeur du Moho doit être compensé par quelque chose, soit une vitesse plus grande dans la lithosphère, soit un épaississement local de la lithosphère. Le retard qui peut être introduit par la zone à faible vitesse de P est alors faible.

L'anomalie azimutale de LNS et la comparaison des anomalies des stations alpines à l'anomalie négative de Trieste (1,2 s de différence) laissent entrevoir que le manteau supérieur est très rapide sous les bordures de la plaque carnique, sous le bord de la plaine du Pô.

L'anomalie de LNS serait due à la conjugaison de deux effets :

a) La présence d'un canal à plus faible vitesse sous les Alpes, comme l'indiquent Berry and Knopoff.

b) L'épaississement de la lithosphère sous la plaque carnique.

Goula (1976) a étudié la région de l'arc de Gibraltar et a montré que la station de Malaga présente une anomalie azimutale comparable à celle de LNS. Le manteau serait plus lent sous l'arc de Gibraltar que vers l'Est, c'est-à-dire sous la plaquette Alboran, qui est subsidente. Nous avons trouvé depuis que l'anomalie absolue de station est de 0,5 s pour Gibraltar et de -0,2 s pour Alicante ; ceci peut être comparé à ce que nous avons dans les Alpes, mais avec une différence de temps un peu plus faible.

Lors du rapprochement des deux plaques, la subduction de la lithosphère océanique est mécaniquement plus difficile sous la bordure de la plaque la plus épaisse. La subduction doit donc commencer sous la

bordure de la plaque la plus jeune. Lorsque les deux plaques continentales entrent en collision, la plaque la plus âgée, dont le géotherme est le plus bas, se déforme moins que la plaque la plus mince.

d) FOSSE RHENAN :

Le fossé rhénan est surveillé par plusieurs stations sismologiques qui sont situées soit au centre, soit en bordure du graben (Fig.IV-19). Les résidus absolus de stations varient beaucoup d'une station à l'autre ; la station de Karlsruhe a un retard de 1,2 s alors que celle de Stuttgart n'a qu'un retard de 0,1 s. On peut donc se demander si la différence est liée à la présence d'épais dépôts sédimentaires ou à l'existence d'une anomalie du manteau sous-jacente au graben.

Le Tableau IV-12 résume nos calculs et montre que s'il existe une anomalie du manteau, elle est peu marquée. Les différences de temps d'arrivée entre Karlsruhe et Stuttgart seraient essentiellement dues aux sédiments.

Si cette partie du graben n'est que peu marquée au niveau de la structure moyenne de la lithosphère, elle pourrait n'être qu'une réaction de la lithosphère comme cela a été suggéré par plusieurs auteurs dont Tapponnier (1977).

La couverture en azimut et l'homogénéité des stations ne sont pas très bonnes. La comparaison des anomalies azimutales de Strasbourg dans ce calcul et dans celui qui a été fait avec l'ensemble des stations françaises montre que seuls les azimuts où il y a beaucoup de données ont des valeurs d'anomalies azimutales cohérentes.

Sur la Figure IV-19, nous notons les grands retards des stations du Benêlux, même de celles qui ne sont pas situées sur des sédiments. Ceci correspond à l'anomalie du manteau certainement située dans l'asthénosphère, signalée par Souriau (1977).

Tableau IV-12

FOSSE RHENAN A

BNS	2		-1		-2		-5	-4	-3	-4	-2		-1	7
STU	-7				-1		-4	-5	-3	-3	-3		-3	
KRL	6				6		6	5	4	5	7		8	
LUX	10						11	8	4	10				
BUH	-8		-4		-3		-3	-2	-3	-2	-4		-3	
STR	1		1				3	2	3	3	2		2	0
MLS	-2		3				3	-2	-2	-4				
BAS								3	2	1				
BES	-1		-3				-3	1	1	-2				
VOU	1						5	2	3	0				

N

n > 10

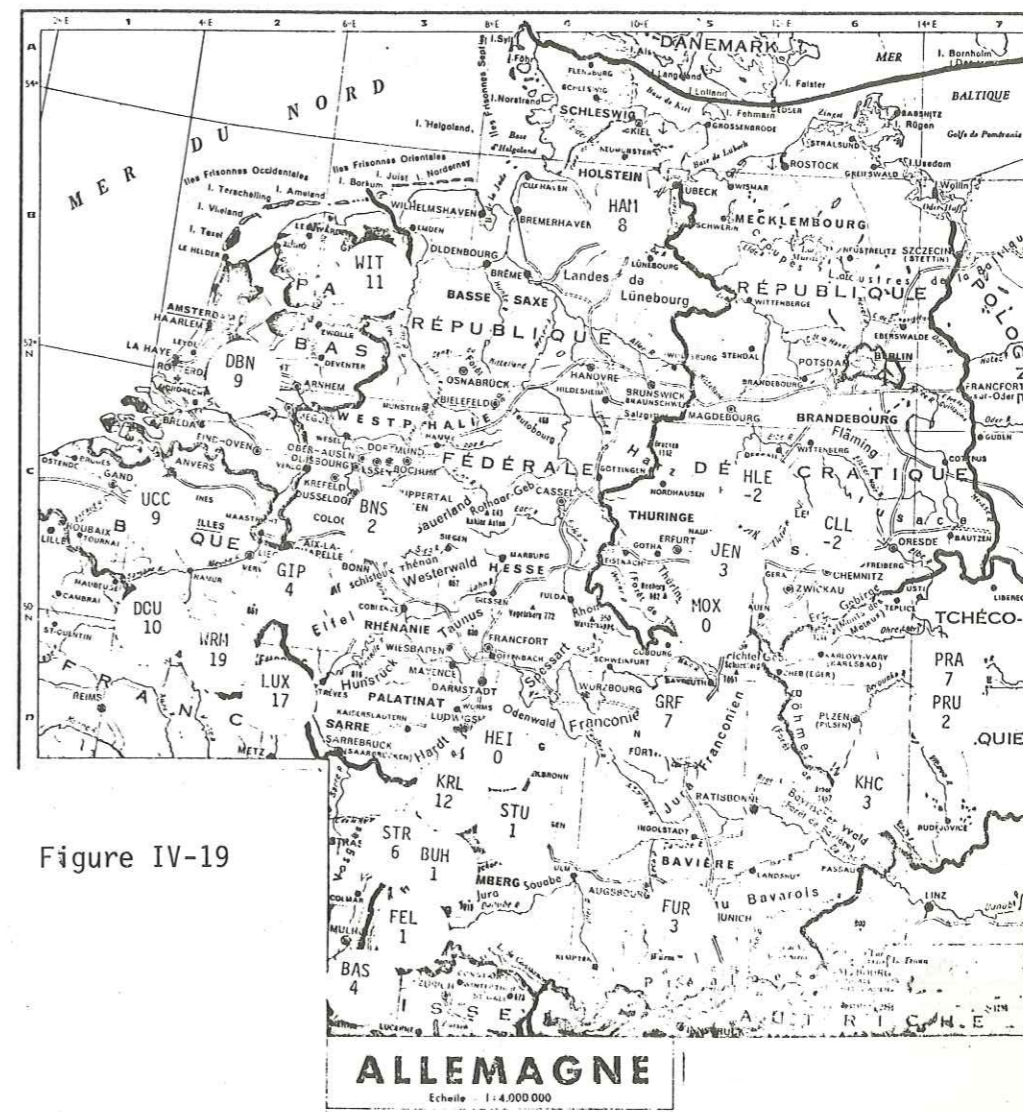


Figure IV-19

ALLEMAGNE
Echelle 1 : 4.000.000

e) CAUCASE - IRAN :

Le Tableau IV-13 présente les résidus relatifs pour le Nord de l'Iran et le Caucase. Il y a beaucoup plus de stations dans cette région que ne le laisserait supposer ce tableau. Malheureusement, de nombreuses anomalies de stations n'y sont définies qu'avec un nombre réduit de séismes et il n'est pas possible de faire un calcul en fonction de l'azimut.

La carte des anomalies de station montre que la plupart des stations de cette région sont très en retard. Les exceptions sont Shiraz et Kermanshed au sud de l'Iran, dont on peut supposer que les anomalies reflètent une subduction ou la bordure du bouclier Précambrien de la plate-forme iranienne.

L'anomalie azimutale de Bakuriani à l'est du Caucase montre une avance des rais qui viennent du Nord par rapport à ceux qui arrivent de l'Est. Cette distribution est en accord avec ce que l'on déduirait de la distribution des anomalies de station. Des différences de l'ordre de la seconde sont observées entre les stations de la bordure de la plate-forme russe et celles qui sont à l'intérieur du Caucase.

La variation azimutale de Téhéran est très marquée : à partir de 45° d'azimut le résidu des ondes P diminue et la différence entre le Nord et l'Est est de 0,8 s.

La ville de Téhéran est située au pied des monts Alborz et le mont Demavand culmine au NE de la cité. Stöcklin (1974) a cherché des indices de marges continentales fossiles en Iran. Il a écrit que les monts Alborz semblent marquer la bordure Nord de la plate-forme épi-baikaliennne d'Arabie - Iran. Mc Kenzie (1972) a aussi supposé qu'une limite entre le bloc du Sud de la Caspienne et le bloc Iran passe le long de cette ligne.

Les résidus de P marquent très nettement une discontinuité majeure du manteau au Nord Est de Téhéran. Tchalenko (1975) a décrit

Figure IV-20

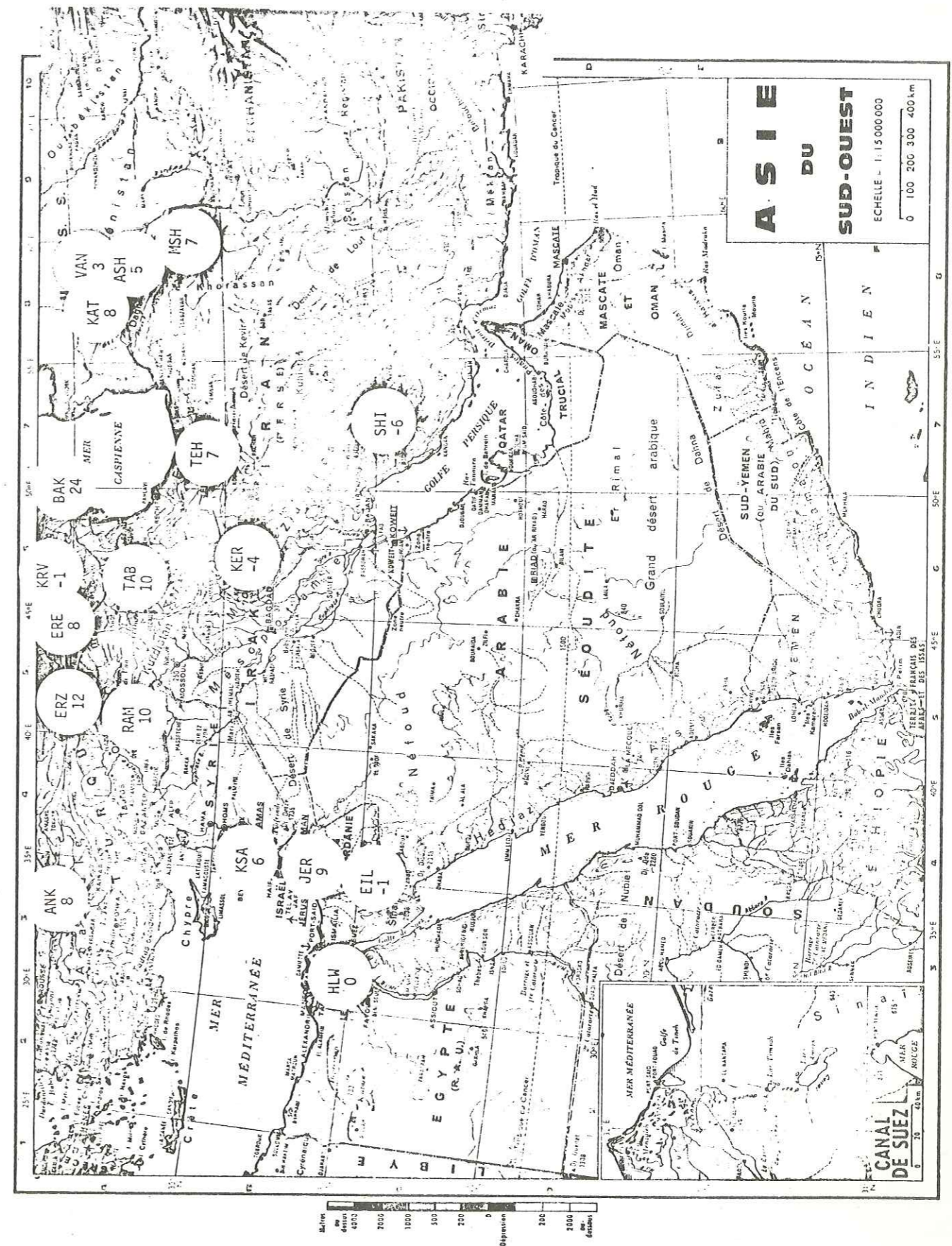


Tableau IV-13

CAUCASE IRAN

A

SOC	-3	-7	-6	-6	-3	-9		
BKR	1	1	4	6	5	6		10
TIF	1	2	-1	0	2	2		7
KRV	-6	-7	-6	-6	-3	-4		
GRS	1	2	-1	1	1	-1		
TAB	3	5	7	5	4	7		
KER		-7	-4	-5	-7	-8		1
TEH	3	3	3	0	-1	-4		-6

N

n>10

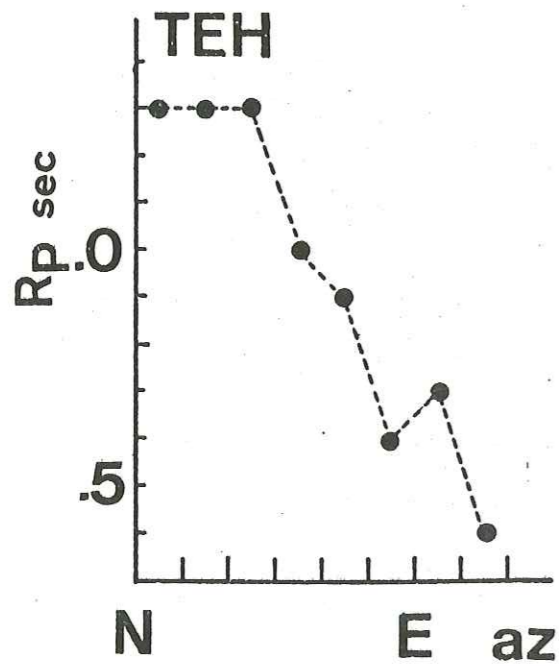


Figure IV-21 a

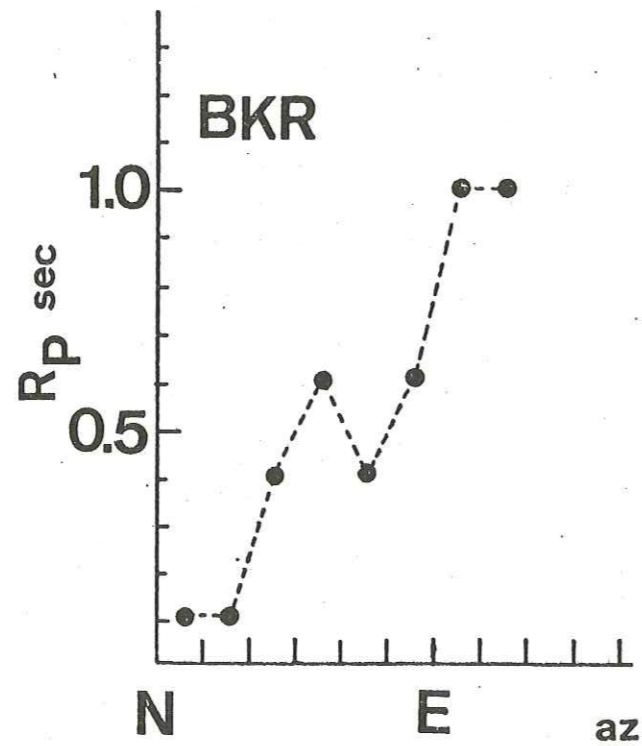


Figure IV-21 b

une faille inverse au Nord de Téhéran et a conclu à l'existence de mouvements verticaux importants à cet endroit. Il est tentant de chercher à expliquer ces mouvements par l'anomalie de structure du manteau que nous observons.

C) Cartes d'anomalies de P

Nous présentons quelques cartes de résidus absolus de plusieurs régions pour lesquelles nous n'avons pas assez de stations pour entreprendre une étude détaillée de la répartition des résidus azimutaux ou pour lesquelles la couverture azimutale ne nous a pas semblé bonne. On pourra se reporter aux calculs détaillés de l'annexe si l'on cherche des informations sur le manteau supérieur sous une des stations non traitées dans ce chapitre.

Figure IV-22 a



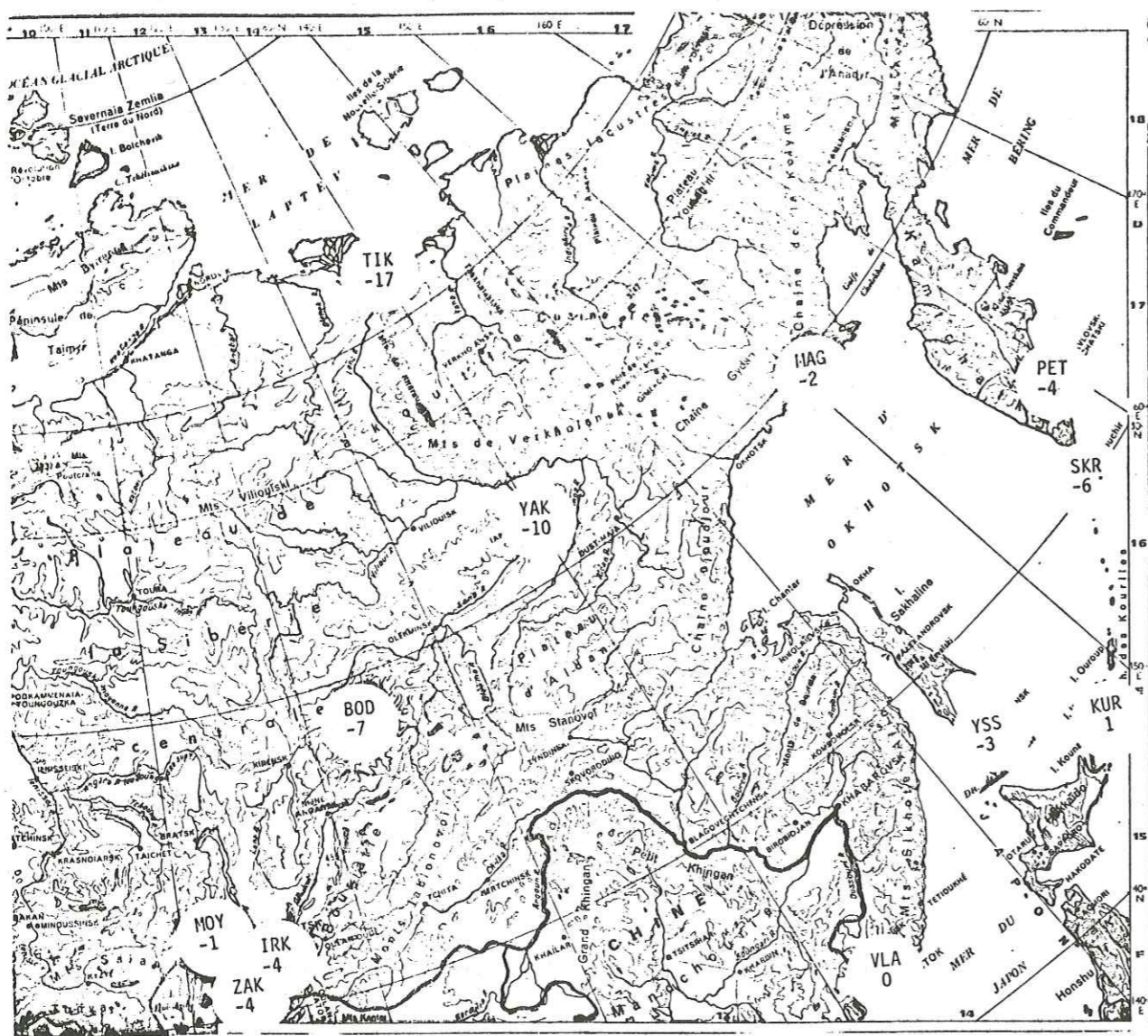


Figure IV-22 b

Figure IV-22 c

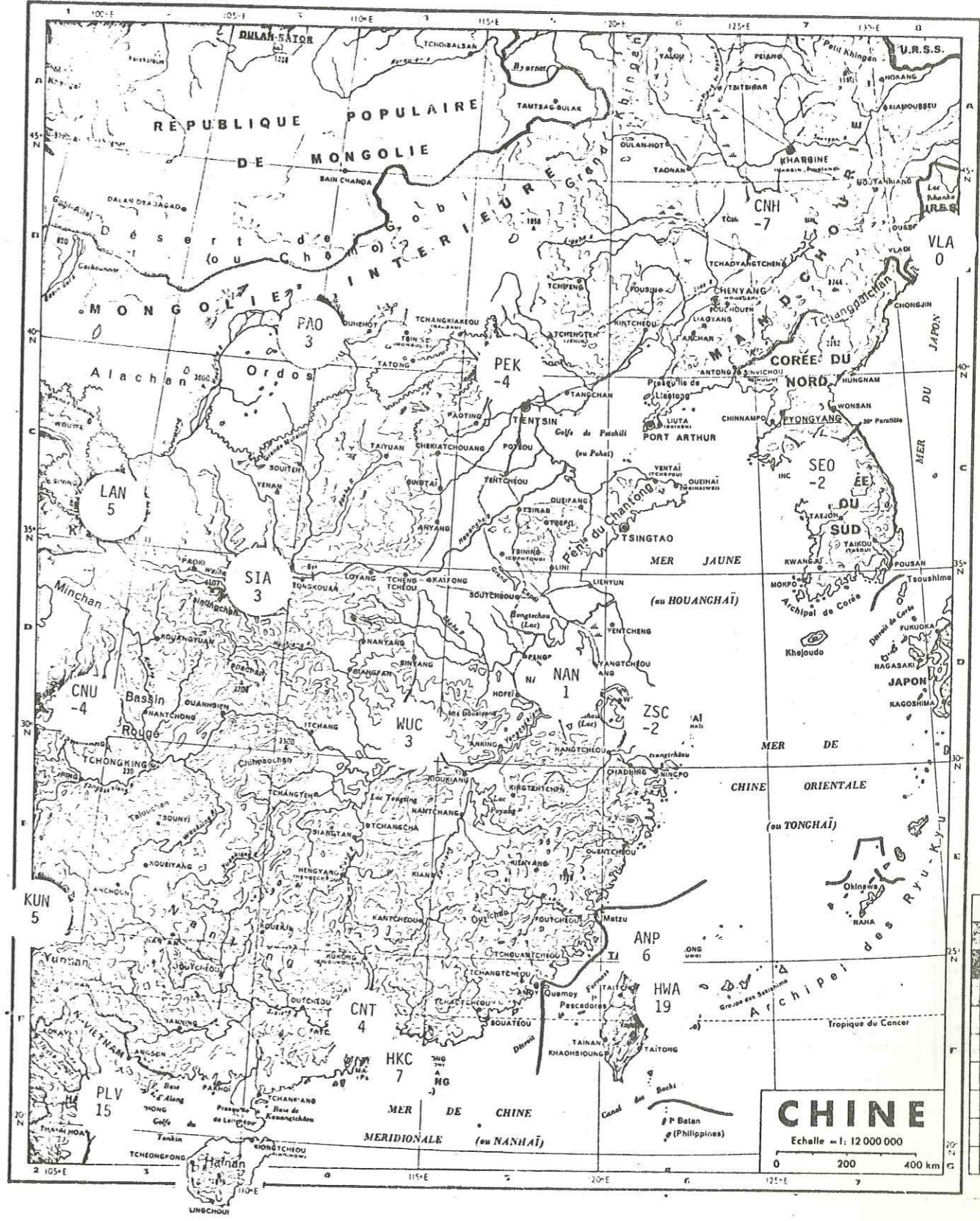


Figure IV-22 d

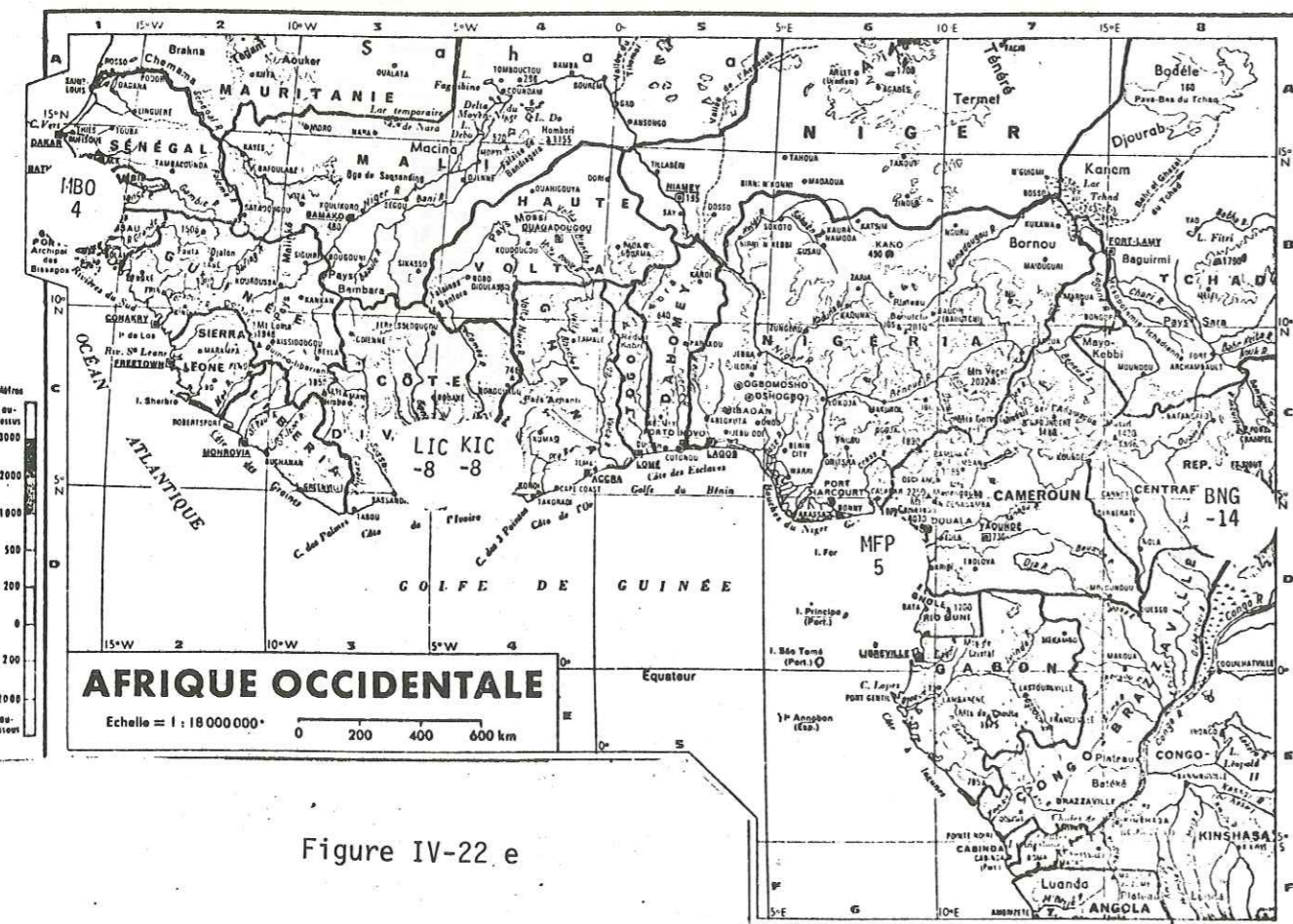
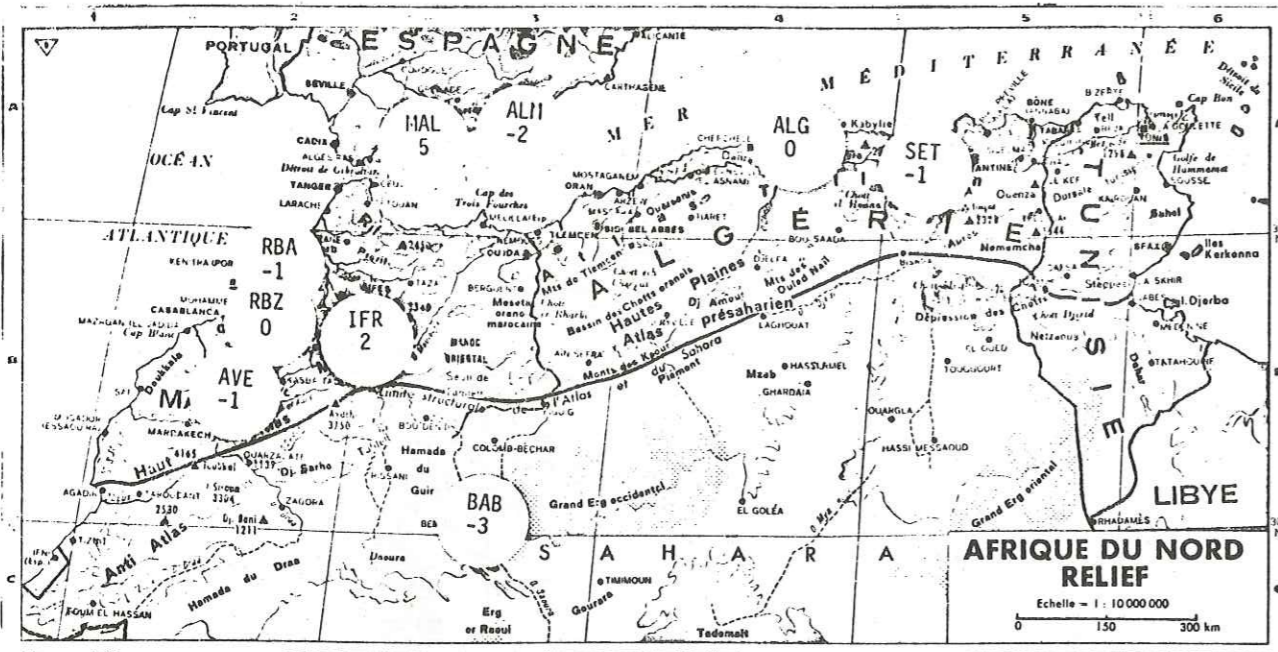


Figure IV-22 e

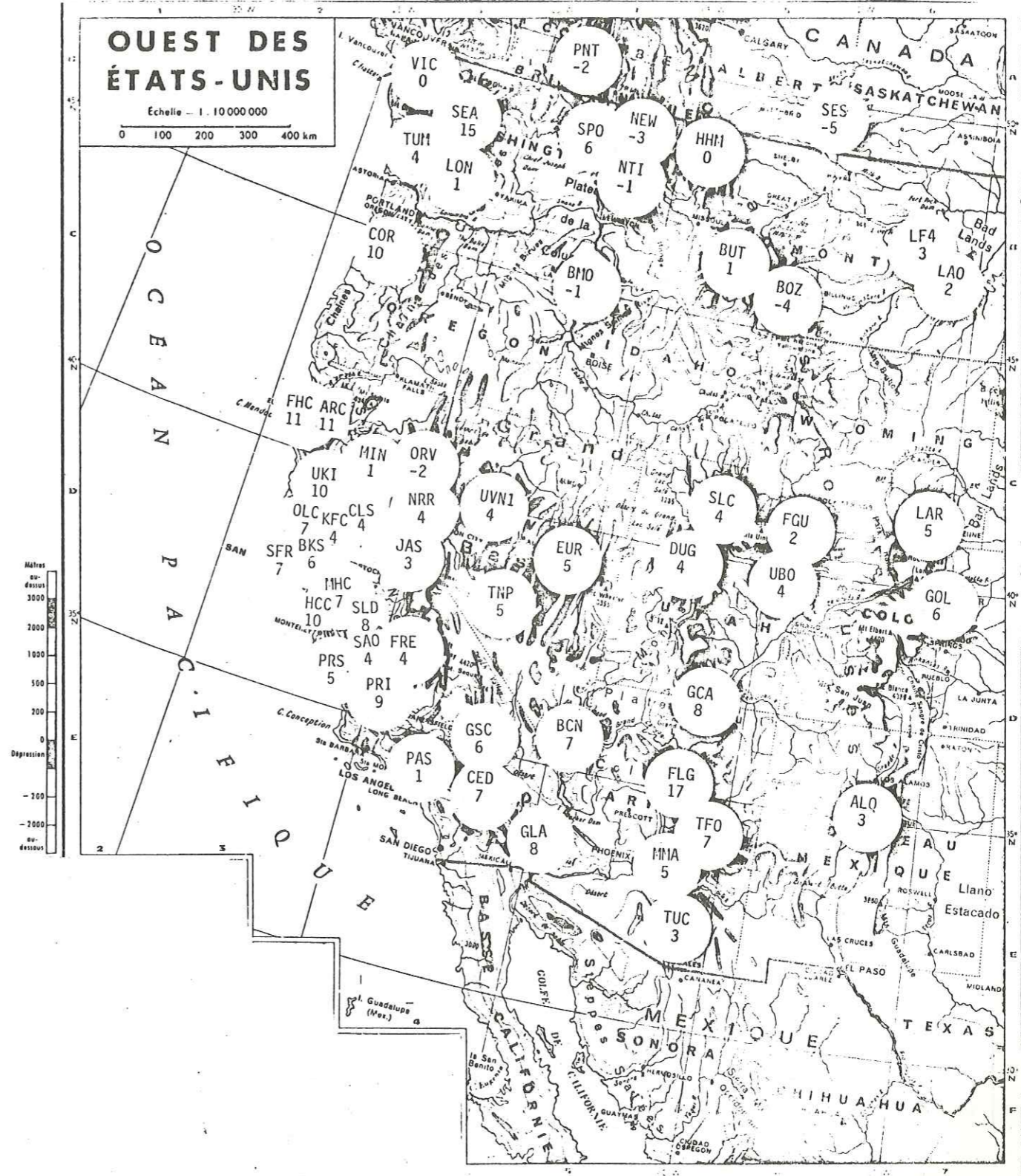
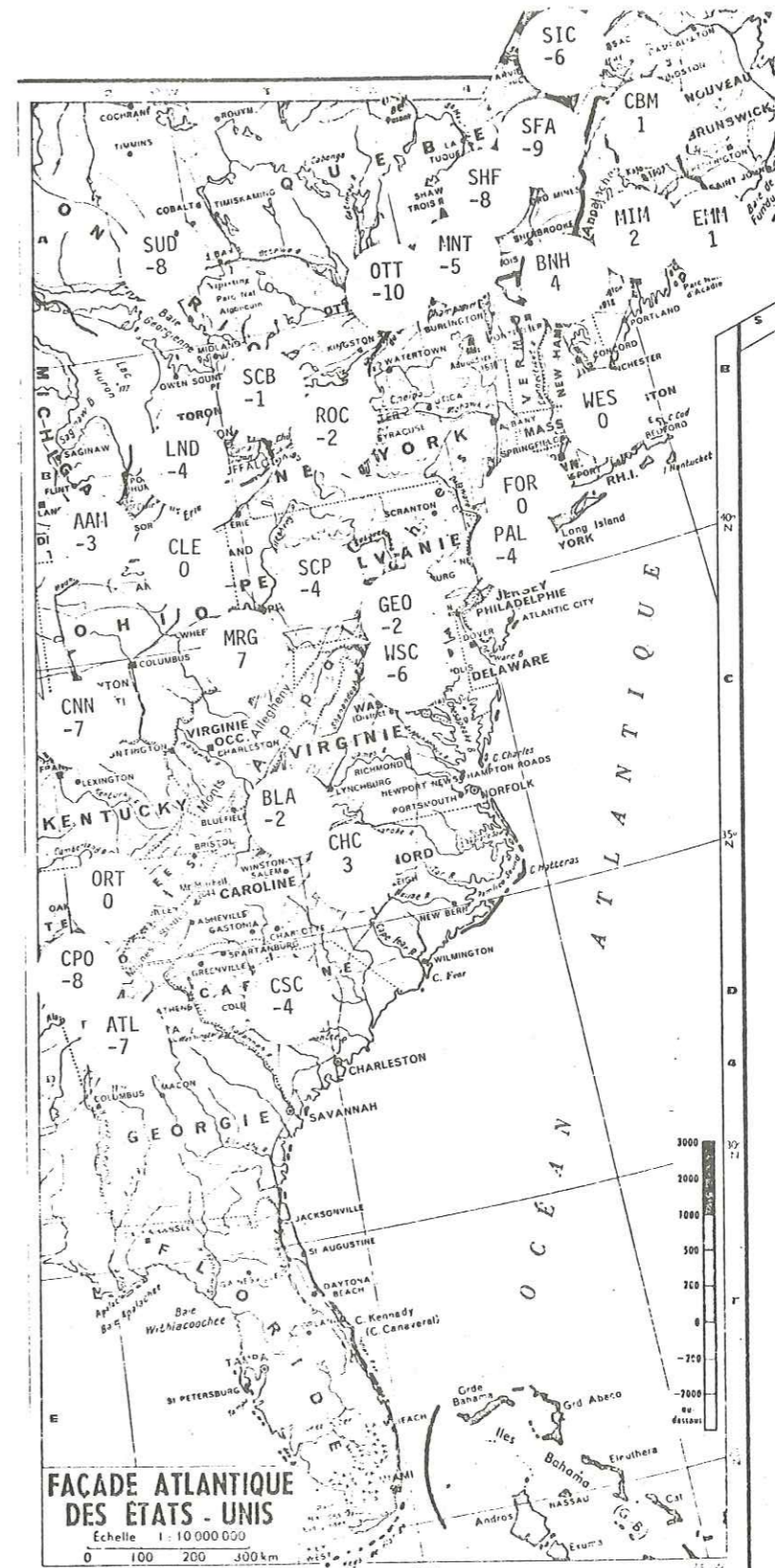


Figure IV-22 f



Figure IV-22.g

Figure IV-22 h



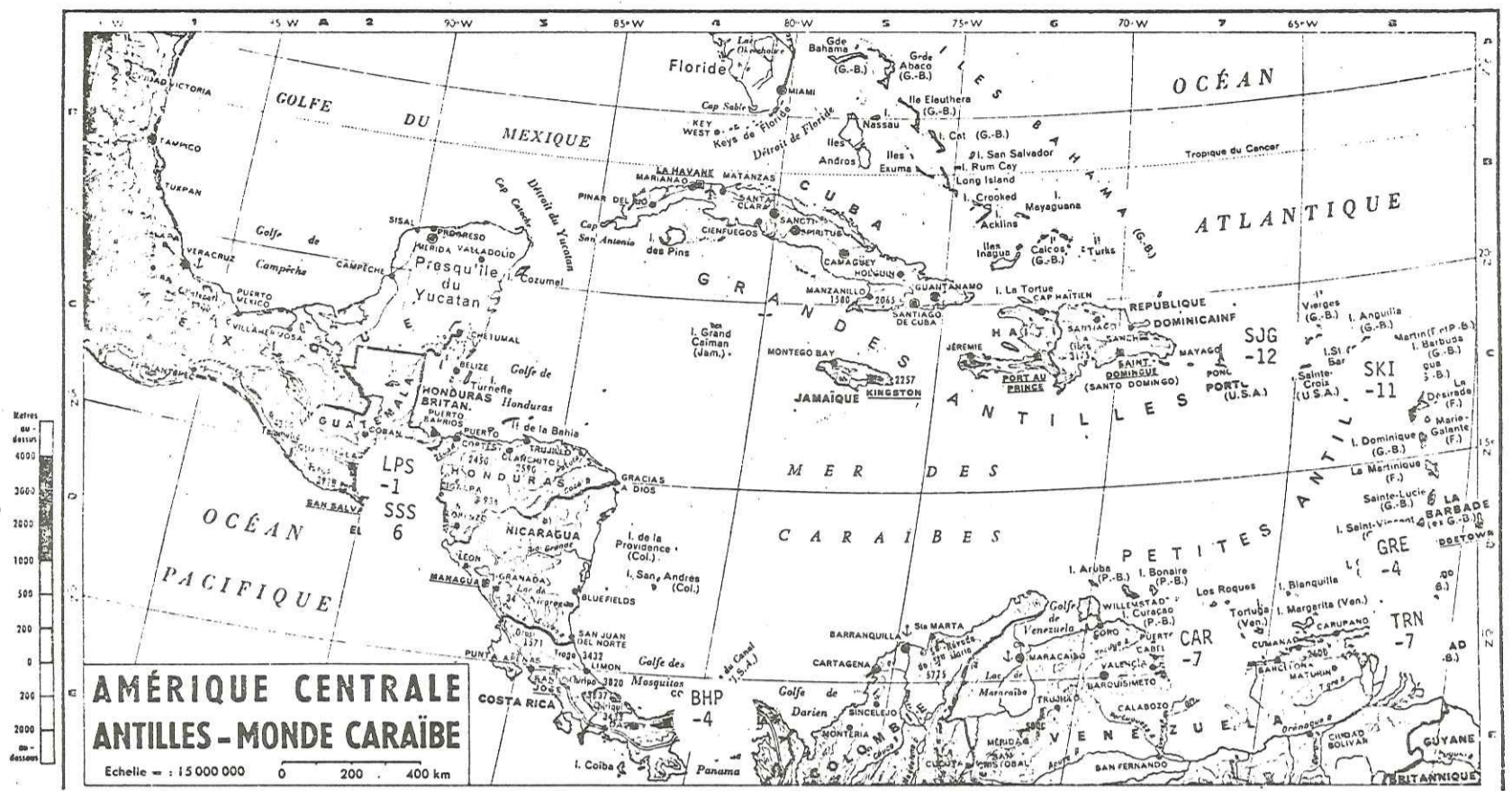


Figure IV-22 i

Figure IV-22 j

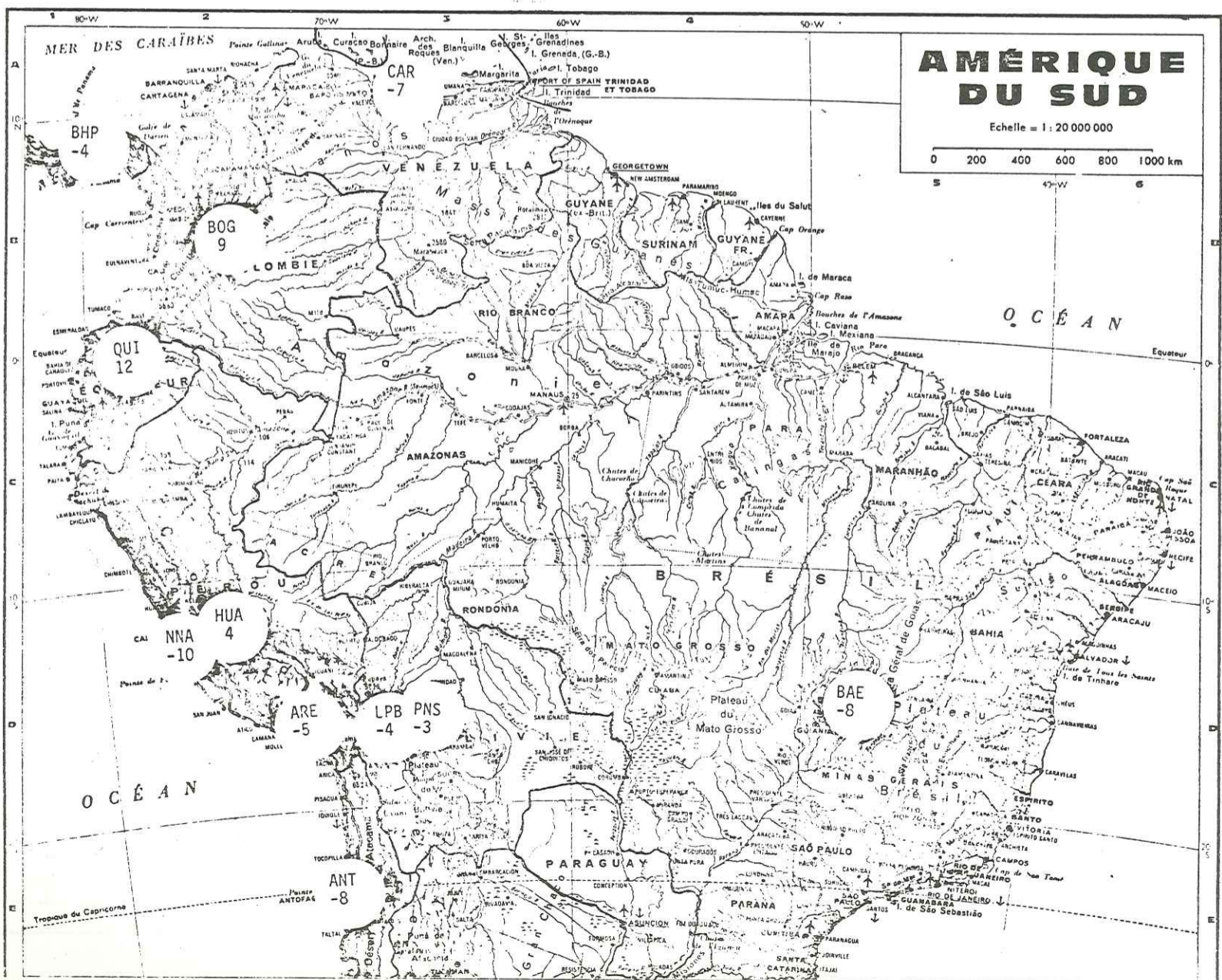
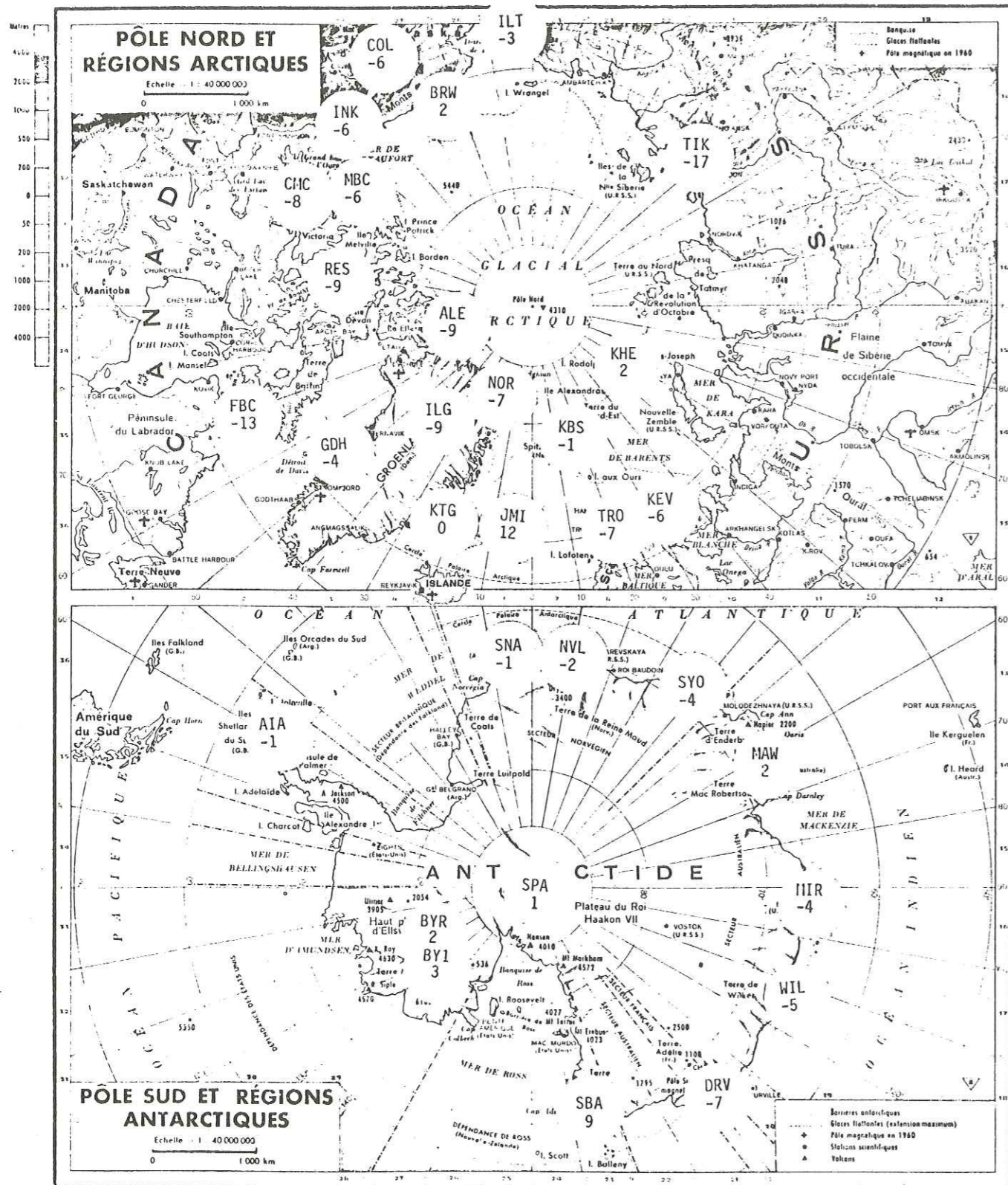


Figure IV-22 k



IV - 5. CONCLUSION

Cette étude rapide de la structure profonde en plusieurs régions du globe n'a pas fourni un modèle détaillé du manteau sous chacune de ces régions. Nous cherchons à montrer l'intérêt que peut présenter, dans certains cas, la connaissance des variations d'un paramètre relatif à la lithosphère.

Les propriétés du manteau supérieur peuvent changer considérablement sur des distances de quelques dizaines de kilomètres. Ces changements ne sont pas limités aux frontières de plaques actuellement reconnues, mais marquent aussi des frontières fossiles. On peut donc considérer que l'étude détaillée des répartitions azimutales des temps de parcours télé-séismiques et la description du manteau par des modèles à trois dimensions, nous permettra dans un futur proche de décrire ces paléosutures qui sont une des clefs de la description de la lithosphère continentale au moyen de la tectonique des plaques au sens large. La sismologie des temps télé-séismiques est l'un des outils les mieux adaptés à l'heure actuelle pour aborder cette immense tâche qui sera la reconstitution des sutures par exemple dans le Précambrien.

Nous remarquons que les synthèses actuelles sur le Précambrien (Dewey and Burke (1974), Burke, Dewey and Kidd (1977)) insistent sur le fait que des informations considérées comme essentielles pour l'interprétation de l'histoire des orogènes récents (par exemple la biostratigraphie ou certaines traces de suture) sont inexistantes ou détruites dans le Précambrien. La description de la lithosphère remplacera ce type d'information et permettra une meilleure description géologique de cette très longue période de l'histoire de la terre qui occupe un nombre de pages inversement proportionnel à sa durée dans les traités de géologie (cf. Wasserburg (1962)).

En ce qui concerne la description des orogènes récents, bien que les sutures soient en général bien marquées, par la présence de roches ultra-basiques, certains faits nous semblent avoir été négligés : la

présence d'une forte dissymétrie de la lithosphère à l'aplomb de certaines sutures (Alpes Occidentales, Gibraltar, Nouvelle Calédonie) est un élément pour la compréhension du processus d'obduction, s. l. .

Pour parvenir à un modèle précis de la lithosphère continentale sur l'ensemble du globe, les sismologues doivent entreprendre une tâche de très longue haleine et changer certaines de leurs méthodes de travail.

CHAPITRE V

ANOMALIES DE PROPAGATION DE P EN FONCTION DE LA DISTANCE

V - 1. INTRODUCTION

Dans un prochain chapitre, nous décrirons les hétérogénéités latérales du manteau inférieur. Comme on sait que le gradient des tables de propagation des tables de Jeffreys-Bullen est un peu erroné (Herrin and Taggart (1968)), il sera nécessaire d'appliquer une correction de table à nos calculs. C'est cette correction de temps fonction de la distance que nous évaluons. Cette correction par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen est une information équivalente à une hodochrone et peut donc être inversée pour trouver la répartition radiale de vitesse des ondes P dans le manteau inférieur. Cette inversion n'est pas le but de ce travail et nous ne nous intéresserons à la question du modèle de vitesse que d'un point de vue empirique. Nous cherchons la structure détaillée de l'hodochrone moyenne représentative d'une terre à symétrie radiale. Nous comparerons les hodochrones expérimentales à ce que l'on s'attendrait à obtenir d'après les études directes de $dT/d\Delta$ au moyen de nappes de sismographes (arrays).

Nous ne cherchons pas de nouvelles tables de propagation, c'est-à-dire que nous ne nous préoccupons pas du temps absolu des hodochrones ou de leur ligne de base. Ce calage en temps est généralement fait avec les temps de propagation des tirs nucléaires et la répartition géographique de ces derniers est loin d'être aléatoire sur le globe.

Les travaux de Johnson (1967, 1969), Chinnery and Tok söz (1967), Chinnery (1969) et Wright and Cleary (1972), pour n'en citer que quelques-uns, ont montré que la structure de la courbe représentant le paramètre du rai en fonction de la distance présentait des changements de gradients que l'on peut relier à des anomalies du gradient de la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur. Plusieurs discontinuités du gradient de la vitesse des P existent dans le manteau inférieur ; mais les divergences que l'on note entre les résultats des diverses études de $dT/d\Delta$ conduisent à se demander si ces dernières sont

représentatives de la structure moyenne du manteau ou si certaines des anomalies de gradient observées ne sont pas dues à des difficultés de mesure du paramètre du rai. Les mesures de la vitesse de phase par les nappes de sismographes sont rendues difficiles par la présence d'hétérogénéités locales de la croûte et du manteau supérieur sous les récepteurs. Hales and Herrin (1972) considèrent que les études de structure au moyen de statistiques sur les temps d'arrivées de tous les observatoires mondiaux peuvent conduire à des résultats quelquefois plus précis que les mesures directes de $dT/d\Delta$. Comme on pratique alors un meilleur sondage du manteau inférieur, les anomalies de vitesse locales interviennent moins sur les résultats.

Nous notons cependant dès maintenant les restrictions d'une telle étude d'hodochrone à l'échelle du globe. Les progrès récents de la sismologie et de notre description détaillée du manteau sont souvent liés à l'observation d'ondes réfléchies, c'est-à-dire d'arrivées secondes (Hirn, Kind, Fuchs and Steinmetz (1973)). La lecture de telles phases est difficile et parfois criticable lorsqu'elle est faite sur des enregistrements d'observatoires traditionnels : on a parfois l'impression que les lectures de sismogrammes sont influencées par le type de modèle que l'on cherche. Malgré ces incertitudes, cette information sur les secondes arrivées n'est pas accessible à partir des bulletins ; les rares tentatives pour retrouver ces arrivées secondes à partir de traitements statistiques des bulletins (Hoang (1969), par exemple) ne sont pas concluantes. En étudiant les hodochrones à partir des bulletins, nous ne travaillons que sur des premières arrivées.

V - 2. CALCUL DES HODOCHRONES - METHODE

A) Méthode de calcul

Les calculs d'hodochrones à partir de bulletins ou d'une re-lecture d'un grand nombre de temps d'arrivées se ramènent tous à des calculs de moyennes de temps d'arrivées sur des sous-ensembles appropriés de données. En effet, reprenons la formulation de Cleary and Hales (1966) donnant un (O-C) en fonction des anomalies de sources r_j , de manteau r_k et de station r_i :

$$(O-C)_{ij} = r_{ij} = r_j + r_k + r_i$$

Nous supposons que l'hypocentre est bien déterminé et comme nous nous intéressons à une moyenne mondiale, ceci est assez justifié, donc $r_j = 0$. La contribution du manteau, supposé à symétrie sphérique, est fonction de la distance et nous avons alors une estimation simple de l'hodochrone

$$R_{\Delta} = \frac{1}{n} \sum_{\Delta_{ij}=\Delta} (r_{ij} - r_i)$$

Nous calculons donc la moyenne de tous les (O-C) corrigés de l'anomalie de station dans un intervalle de distance donné ; n est le nombre de données pour cet intervalle. Dans la pratique, nos calculs ont été faits pour des intervalles de 1° en distance.

Nous remarquons qu'une estimation encore plus simple de la correction de distance consisterait à faire la moyenne sur des (O-C) non corrigés. Ceci est acceptable si l'échantillonnage de chaque intervalle est aléatoire, comme on peut l'attendre dans une étude à l'échelle du globe.

Comme nous n'avons pas fait d'itérations sur le calcul des épices (Herrin and Taggart (1968)), nous devons estimer l'erreur sur les épices introduite par des tables de propagation un peu fausses.

B) Influence des erreurs de tables sur la détermination épiscoptrale

Simplifions le problème de la détermination focale à partir de tables erronées en le posant de la manière suivante : sur une ligne droite, nous nous donnons un épice réel en $x = 0$ et des stations aux points x_i répartis aléatoirement sur cette droite.

Les tables de propagation sont représentées par la fonction $T(x)$.

Le temps de propagation réel est $T(x) + E(x)$, c'est-à-dire égal aux tables plus une faible correction de gradient. Cette correction de gradient est petite par rapport au gradient des tables $\frac{\partial T(x)}{\partial x}$.

Le temps d'arrivée d'une onde en x_i par un épice en $x = 0$ est

$$t_i = T(x_i) + E(x_i).$$

Cherchons maintenant à déterminer l'épice à partir des temps observés et des tables erronées $T(x)$. Nous prenons comme épice de départ le point $x = 0$, donc les résidus en chaque station sont $E(x_i)$.

Pour trouver l'épice calculé, nous résolvons le système d'équations linéaires

$$E(x_i) = \frac{\partial T(x_i)}{\partial x} \Delta x$$

dans lequel Δx est l'inconnue.

La solution en est

$$\Delta x = \frac{\sum E(x_i) \frac{\partial T(x_i)}{\partial x}}{\sum \left\{ \frac{\partial T(x_i)}{\partial x} \right\}^2}$$

Puisque nous avons $E(x_i) \ll \frac{\partial T}{\partial x}(x_i)$

$x \sim 0$.

Donc, en faisant une statistique sur de nombreux séismes enregistrés par beaucoup de stations, nous pouvons retrouver les $E(x_i)$, bien qu'a priori la recherche de ces $E(x_i)$ à partir des solutions épicentrales calculées avec des tables fausses ressemble à un cercle vicieux.

V - 3. CALCUL DES HODOCHRONES DE P RELATIVES AUX TABLES DE
JEFFREYS-BULLEN : RESULTATS

A) Hodochrones relatives obtenues avec l'ensemble des données

Nous avons d'abord calculé des hodochrones de P avec le fichier BDRUSSE qui contient tous les temps d'arrivée de P répertoriés par l'I.S.C. entre 1964 et 1970. Le nombre de données est très grand mais il est malheureusement impossible de sélectionner les séismes en fonction de leur profondeur, puisque les hypocentres n'ont pas été stockés sur BDRUSSE. C'est un handicap certain pour l'obtention de résultats intéressants : en effet, pour une distance donnée, le point le plus bas d'un rai sismique a une profondeur qui varie avec la profondeur du foyer (Buchbinder (1969), par exemple). Si l'on veut obtenir une hodochrone relative à des séismes superficiels, il faut augmenter la distance en prolongeant le rai du foyer vers la surface. Cette correction est faible pour les séismes superficiels mais non négligeable pour les profonds puisqu'elle atteint 3.6° pour une profondeur de foyer de 600 km et une distance de 60° .

Les hodochrones de la Figure V-1 et du Tableau V-1 ne tiennent pas compte de cette correction de distance. Etant donné que le nombre de séismes superficiels est beaucoup plus grand que celui des séismes intermédiaires et profonds, ces courbes sont pratiquement des hodochrones de séismes superficiels ($h = 33$ km). La Figure V-1 et la colonne (3) du Tableau V-1 ont été obtenues en ne conservant que les (O-C) compris entre -5 s et +5 s et en appliquant ensuite une correction de station. La colonne 2 a été calculée en ne conservant que les (O-C) compris entre -2 s et +2 s ; le nombre de données est donné dans la colonne 3. Les colonnes 5 et 6 correspondent à deux calculs identiques au calcul de la colonne 3, mais en choisissant au hasard une donnée sur deux, en fonction de la parité de la distance multipliée par 100. La comparaison des colonnes 5 et 6 nous donne donc une indication sur la stabilité des calculs. L'erreur sur la moyenne, dans chaque cellule

1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
1	-33	-100	16068	-104	-95	51	-12	-18	12149	-19	-18
2	-12	-33	33414	-37	-30	52	-18	-26	11684	-25	-27
3	-6	-18	34295	-16	-20	53	-23	-32	12199	-31	-33
4	-10	-23	31722	-24	-23	54	-27	-41	12873	-40	-43
5	-17	-40	28296	-39	-42	55	-32	-45	13248	-45	-46
6	-15	-35	22319	-37	-34	56	-35	-51	13131	-50	-52
7	-19	-48	18702	-50	-45	57	-34	-44	12969	-44	-44
8	-23	-50	15107	-51	-49	58	-34	-44	12744	-43	-45
9	-26	-57	13245	-58	-56	59	-36	-50	13561	-51	-50
10	-21	-54	12496	-54	-54	60	-36	-48	14959	-47	-50
11	-25	-53	9457	-53	-53	61	-39	-51	14969	-50	-51
12	-19	-50	8133	-53	-46	62	-41	-53	15815	-52	-54
13	-10	-36	7557	-34	-39	63	-39	-50	16757	-51	-49
14	-7	-27	7902	-29	-26	64	-33	-42	15942	-41	-42
15	-2	3	8631	4	3	65	-27	-35	14200	-35	-36
16	8	35	10158	32	38	66	-28	-35	14577	-35	-35
17	15	35	11344	35	35	67	-25	-29	15646	-30	-29
18	11	20	11774	18	23	68	-18	-21	14839	-20	-21
19	-3	-11	12727	-10	-11	69	-16	-19	15516	-20	-17
20	-15	-27	13125	-27	-27	70	-15	-17	15702	-17	-17
21	-8	-15	15485	-14	-17	71	-9	-13	15013	-12	-13
22	4	7	16098	8	6	72	-4	-4	15481	-4	-4
23	29	43	15314	42	43	73	0	0	16281	0	8
24	44	61	16195	60	62	74	6	3	15864	3	4
25	30	40	14212	40	40	75	9	13	15038	14	12
26	13	18	13138	19	18	76	9	12	16458	12	12
27	4	7	11488	7	8	77	13	19	18750	19	18
28	-7	-5	10388	-6	-5	78	10	15	19164	15	15
29	-10	-12	9548	-9	-16	79	16	23	20887	24	22
30	-15	-23	9663	-23	-23	80	17	22	19427	22	23
31	-10	-19	10646	-18	-20	81	17	25	18835	26	24
32	-12	-18	10605	-20	-16	82	18	25	19871	25	25
33	-10	-15	10844	-15	-16	83	17	25	19521	25	24
34	-4	-14	11948	-14	-13	84	20	28	20358	28	27
35	2	-3	12116	-2	-4	85	22	29	20690	29	29
36	3	-2	11959	-2	-2	86	21	29	18404	28	29
37	6	1	11149	1	2	87	22	32	17324	32	31
38	8	3	12834	3	4	88	19	28	14355	28	28
39	10	7	12810	6	8	89	20	28	13313	29	27
40	11	11	13503	10	12	90	18	27	13209	26	29
41	15	16	13070	15	16	91	16	25	12298	27	23
42	20	20	14264	21	20	92	17	28	11196	28	27
43	16	19	13762	21	17	93	10	20	9718	19	21
44	7	9	13387	8	9	94	12	25	8358	23	27
45	6	5	13461	7	4	95	13	26	7247	26	26
46	7	4	13317	4	4	96	12	27	6396	25	29
47	5	0	12505	0	0	97	14	30	5448	36	25
48	-2	-9	11901	-9	-9	98	12	30	4498	31	30
49	-5	-11	12250	-11	-11	99	10	28	3944	29	28
50	-9	-13	12645	-14	-12	100	10	27	3283	28	26
						101	4	30	2613	31	29
						102	10	33	2239	32	34
						103	17	54	1722	60	49
						104	24	61	1384	65	57
						105	20	19	491	28	9

Tableau V-1 : Anomalie de propagation par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen en fonction de la distance pour les ondes P .
 (1)=distance en ° , (2)= R pour des (0-C) compris entre -2s et 2s
 (3)= R pour des (0-C) entre -5s et 5s , (4) nombre de données pour le calcul de (3) , (5) et (6) même calcul que (3) avec la moitié des données prises au hasard.
 Ces calculs sont faits avec tous les séismes. Tous les temps sont en centièmes de seconde.

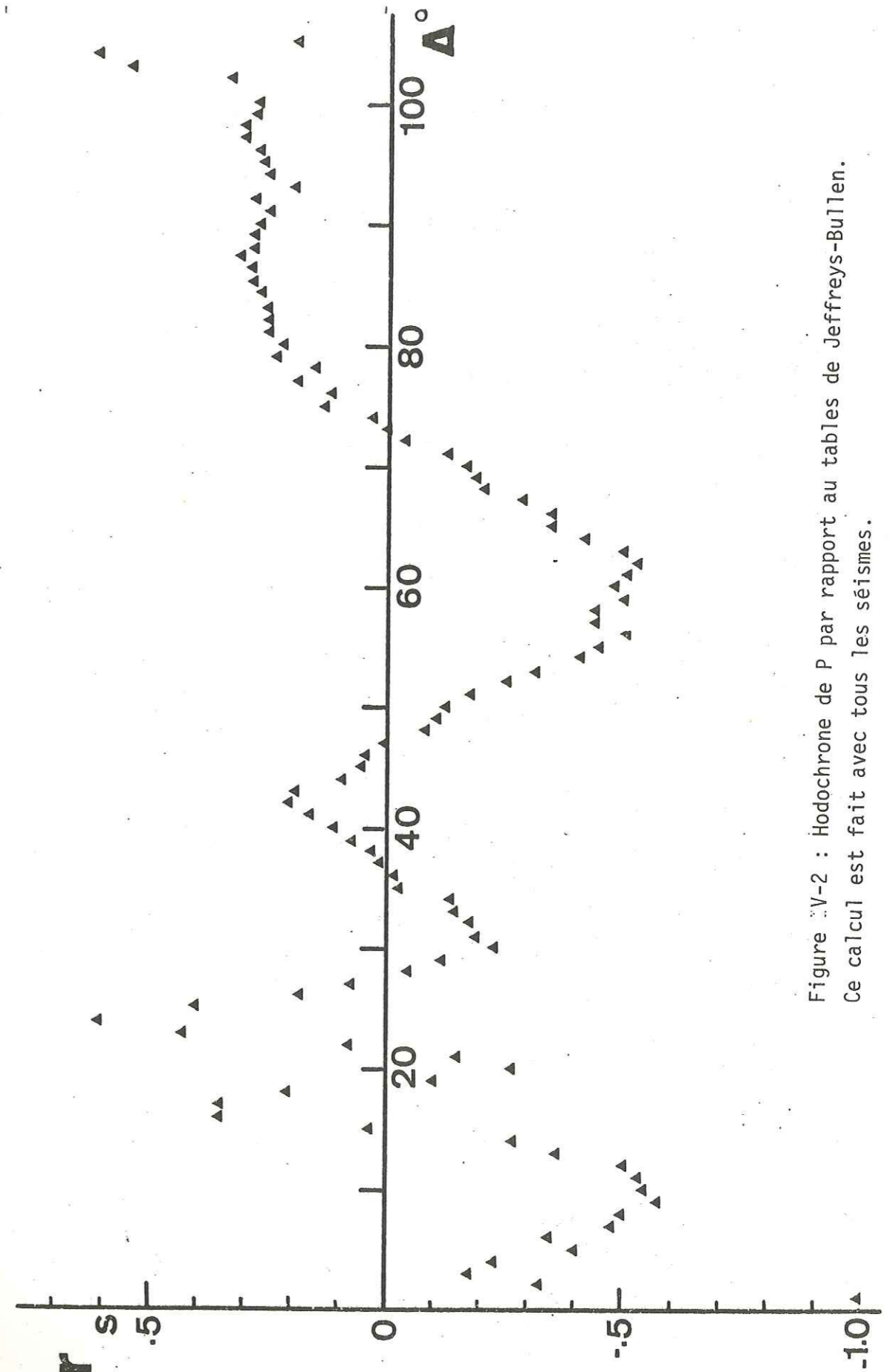


Figure V-2 : Hodochrone de P par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen.
 Ce calcul est fait avec tous les séismes.

de 1° , pour les distances supérieures à 22° et inférieures à 90° , est toujours inférieure à $3/100$ de degrés. Comme le nombre de données est de l'ordre de 10 000, cette erreur est proportionnelle à l'écart type sur une donnée (de l'ordre de 1,5 s) divisée par $\sqrt{n} = 100$.

B) Hodochrones relatives obtenues avec les gros séismes

Le fichier GROSEI contient les paramètres hypocentaux et il nous a donc été possible de calculer des hodochrones de P pour des profondeurs choisies. Plutôt que de faire une correction de distance, nous avons préféré calculer des hodochrones pour des intervalles de profondeur de 100 km. Le nombre de séismes dont la profondeur est comprise entre 0 et 100 km est prépondérant. Le Tableau V-2 nous présente les résultats du calcul de la moyenne des (O-C) corrigés des anomalies de station avec élimination des données extrêmes comme dans le Chapitre I. Les intervalles de distance sont de 1° et les intervalles de profondeur de 0 à 100 km et de 600 à 700 km. La courbe de la Figure V-2 représente l'hodochrone pour une profondeur comprise entre 0 et 100 km.

Tableau V-2 : Hodochrone de P calculée avec les gros séismes pour plusieurs intervalles de profondeur des foyers.

DIS	R	N	er	0-100			100-200			500-600									
				h	h	h	h	h	h	h	h	h	h						
1	0	-7	260	11	2	0	-42	44	43	6	0	-43	3	65	6	52	-16	63	12
1	1	-25	505	4	2	1	-41	87	13	2	63	-52	158	10	6	53	-20	61	10
1	2	-27	885	3	2	2	-52	53	15	2	64	-53	165	8	6	64	-40	56	16
1	3	-4	1165	4	2	3	-44	112	17	2	65	-69	176	8	6	65	-39	68	13
1	4	-16	1164	5	2	4	-15	120	15	2	66	-41	176	5	6	66	-20	93	10
1	5	-16	1193	5	2	5	-5	130	14	2	67	-43	176	7	6	67	-23	101	11
1	6	-37	1140	6	2	6	-15	136	16	2	68	-21	188	8	6	68	-28	88	10
1	7	-64	950	7	2	7	-30	118	15	2	69	-21	184	8	6	69	-44	124	5
1	8	-57	930	7	2	8	-19	112	15	2	70	-4	168	7	6	70	-32	97	5
1	9	-59	930	7	2	9	-51	94	22	2	71	-24	204	8	6	71	-31	97	8
1	10	-60	776	5	2	10	-52	65	27	2	72	-4	176	8	6	72	-1	117	8
1	11	-58	744	8	2	11	-25	64	23	2	73	-6	209	7	6	73	-6	103	5
1	12	-65	655	8	2	12	-25	49	28	2	74	-13	182	8	6	74	-27	85	5
1	13	-79	601	8	2	13	-39	51	28	2	75	-10	246	7	6	75	-14	88	5
1	14	-32	661	10	2	14	-39	51	28	2	76	-15	214	7	6	76	-56	179	5
1	15	-28	725	8	2	15	-23	53	28	2	77	-25	249	7	6	77	-24	153	5
1	16	-28	725	8	2	16	-30	81	19	2	78	-37	227	8	6	78	-26	160	6
1	17	-7	606	8	2	17	-19	97	17	2	79	-32	256	6	6	79	-41	136	8
1	18	-48	747	7	2	18	-35	61	21	2	80	-26	239	6	6	80	-56	183	5
1	19	-45	713	6	2	19	-15	76	17	2	81	-29	241	6	6	81	-64	165	6
1	20	-53	878	6	2	20	-43	56	12	2	82	-28	281	6	6	82	-41	153	6
1	21	-27	871	5	2	21	-21	101	15	2	83	-37	303	6	6	83	-42	195	6
1	22	-18	885	5	2	22	-66	114	16	2	84	-31	256	6	6	84	-42	209	6
1	23	-51	937	5	2	23	-64	119	13	2	85	-27	248	7	6	85	-8	217	6
1	24	-28	937	5	2	24	-24	119	13	2	86	-45	258	7	6	86	-39	215	6
1	25	-9	991	5	2	25	-34	101	13	2	87	-43	255	7	6	87	-20	189	7
1	26	-25	920	5	2	26	-14	65	21	2	88	-46	232	7	6	88	-21	186	7
1	27	-37	941	4	2	27	-31	78	14	2	89	-39	227	7	6	89	-3	188	7
1	28	-37	941	4	2	28	-28	93	11	2	90	-39	225	7	6	90	-11	177	7
1	29	-49	1044	5	2	29	-62	114	11	2	91	-40	216	7	6	91	-18	138	8
1	30	-53	1064	5	2	30	-51	116	13	2	92	-13	223	8	6	92	-17	145	8
1	31	-45	1119	4	2	31	-39	92	13	2	93	-13	208	8	6	93	-13	118	5
1	32	-41	1005	4	2	32	-30	145	11	2	94	-25	177	8	6	94	-17	137	8
1	33	-39	1176	4	2	33	-4	145	8	2	95	-19	180	5	6	95	-21	112	11
1	34	-26	1056	4	2	34	-4	100	12	2	96	-27	168	5	6	96	-19	105	11
1	35	-12	1026	4	2	35	-11	110	11	2	97	-20	161	5	6	97	-11	76	14
1	36	-4	1130	4	2	36	-11	98	12	2	98	-2	152	10	6	98	-18	79	13
1	37	-1	1124	4	2	37	-21	125	5	2	99	-18	128	10	6	99	-2	71	14
1	38	-7	1164	4	2	38	-23	174	11	2	100	-12	119	13	6	100	-16	55	18
1	39	-5	1345	3	2	39	-31	145	10	2	101	-11	125	10	6	101	-3	51	17
1	40	-12	1231	4	2	40	-12	135	5	2	102	-18	106	12	6	102	0	0	0
1	41	-17	1256	3	2	41	-18	148	10	2	103	-31	113	12	6	103	0	0	0
1	42	-12	1250	3	2	42	-19	165	10	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	43	-7	1235	4	2	43	-10	168	5	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	44	-9	1248	3	2	44	-3	140	11	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	45	-8	1261	3	2	45	-3	110	10	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	46	-11	1409	3	2	46	-11	145	6	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	47	-13	1434	3	2	47	-22	145	10	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	48	-19	1238	4	2	48	-30	135	5	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	49	-28	1324	3	2	49	-17	133	6	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	50	-33	1216	4	2	50	-20	136	10	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	51	-49	1252	4	2	51	-46	133	5	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	52	-48	1236	4	2	52	-61	156	8	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	53	-61	1421	3	2	53	-43	180	9	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	54	-71	1433	3	2	54	-47	164	8	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	55	-78	1368	3	2	55	-64	131	5	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	56	-71	1345	3	2	56	-83	128	10	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	57	-68	1436	3	2	57	-65	112	5	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	58	-78	1520	3	2	58	-50	157	10	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	59	-81	1565	3	2	59	-69	148	8	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	60	-84	1584	3	2	60	-72	142	9	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0
1	61	-82	1668	3	2	61	-65	206	8	2	104	-0	0	0	6	104	0	0	0

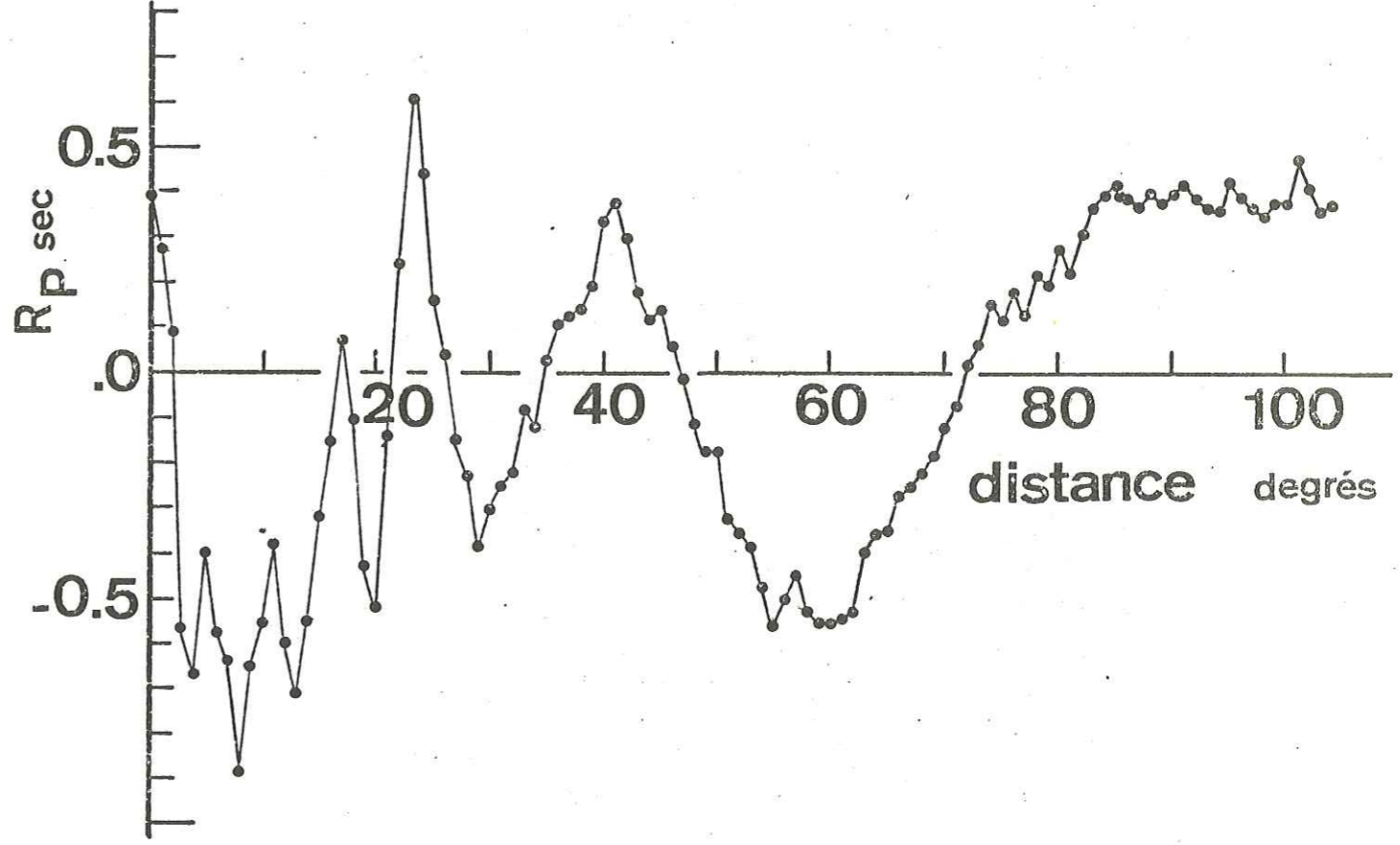


Figure V-2 : Hodochrone de P pour des gros séismes et des foyers dont la profondeur est inférieure à 100 km.

C) Nombre de données en fonction de la distance

Nous n'avons pas décodé les amplitudes qui ont été répertoriées dans les bulletins I.S.C. Pour obtenir néanmoins une information indirecte sur l'amplitude des ondes P, nous avons reporté dans le Tableau V-1 le nombre de données par intervalle de 1° pour le fichier complet et la même chose pour le fichier des gros séismes de profondeur inférieure à 100 km. Si les séismes et les stations étaient répartis de façon aléatoire sur le globe, ces courbes seraient équivalentes à des courbes d'amplitude. Le fait qu'un séisme soit détecté par une station sismologique est une fonction des caractéristiques de la station et de l'amplitude de l'onde incidente.

Sur la courbe de la Figure V-3, nous voyons entre 4° et 11° la décroissance de l'amplitude des ondes sismiques attribuée à la zone à moindre vitesse. Pour une distance supérieure à 85° , nous observons la décroissance liée à la diffraction sur le noyau. Cette courbe doit être comparée à celles de Gutenberg and Richter (1956), Willey, Cleary and Marshall (1970), Sengupta and Tocksöz (1977). Ces données correspondent à une période de l'ordre de 1 s et peuvent être comparées aux calculs d'amplitude des ondes diffractées sur le noyau faites par Phinney and Alexander (1964) et Chapman and Phinney (1972) à partir de la méthode de réflectivité en sphérique. La courbe que nous présentons montre bien la décroissance de $d^2T/d\Delta^2$ à partir de 85° . Il se peut cependant que cette décroissance se fasse en deux temps car nous observons un changement de pente de $n(\Delta)$ vers 90° , alors que la décroissance est très régulière pour des distances supérieures et que la fonction $n(\Delta) \sim \frac{26000}{(\Delta-89)}$ ajuste la courbe observée.

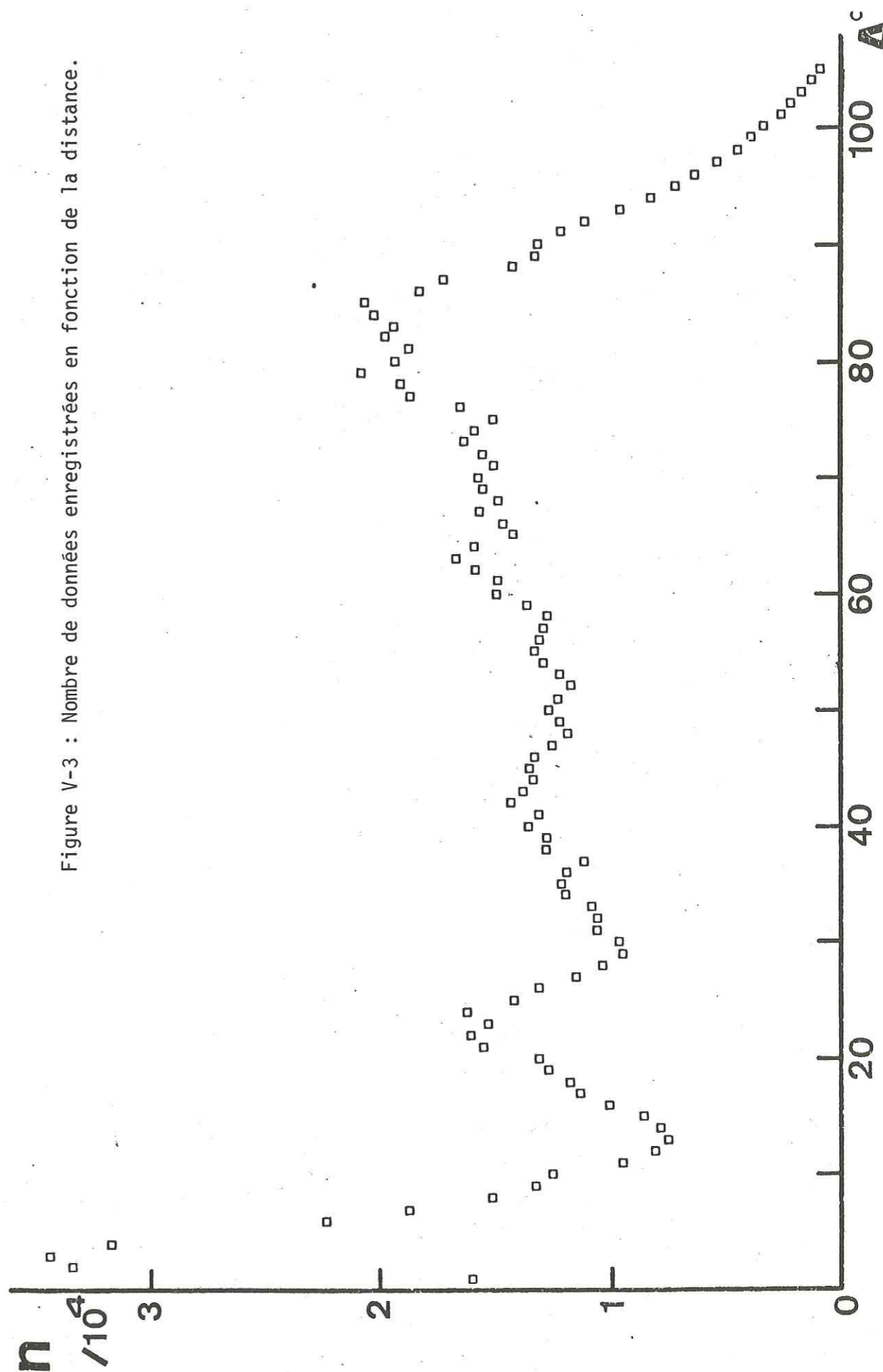


Figure V-3 : Nombre de données enregistrées en fonction de la distance.

D) Morphologie des hodochrones relatives aux tables de Jeffreys-Bullen

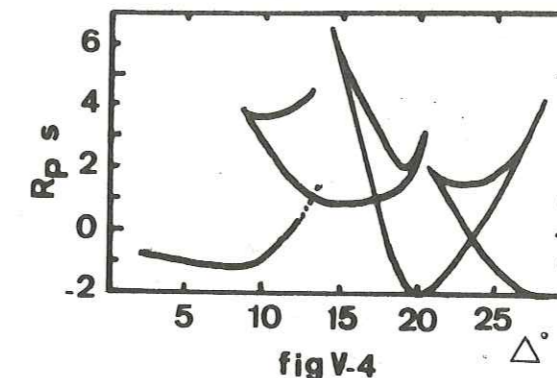
Plusieurs travaux (Carder (1964), Evernden and Clark (1970)) ont insisté sur le fait que les hodochrones absolues pourraient être représentées par une série de lignes droites. Ces conclusions ont été tirées de l'étude des temps d'arrivées d'explosions atomiques. Si les hodochrones absolues sont constituées de bouts de droites, cela signifie que pour un intervalle de distance donné, $dT/d\Delta$ ou la vitesse de phase est constant. L'hodochrone relative aura alors la forme d'une sorte de "parabole" dans l'intervalle de distance où la vitesse de phase est constante. Si pour toutes les distances l'hodochrone absolue est représentée par des bouts de droites, les hodochrones relatives seront la juxtaposition de "paraboles" et auront un aspect dente lé. On s'attend alors à observer une courbe comme celle de Johnson (1967) qui présente cet aspect (Fig. V-4).

Toutes les hodochrones relatives que nous avons calculées peuvent être décomposées de cette façon. Il n'est pas nécessaire que le bas d'une "parabole" soit en première arrivée et il arrive que la courbe de l'hodochrone expérimentale ne puisse être ajustée que par une des branches de la parabole.

Sur toutes les hodochrones expérimentales, nous notons la même forme autour de 20° . La discontinuité des 20° , qui a longtemps posé un problème difficile à la sismologie, a été expliquée par les gradients de vitesse de 400 et 650 km de profondeur (Julian et Anderson (1969), par exemple). Les mesures directes de $dT/d\Delta$ ont été d'une grande efficacité dans la démonstration de l'existence de ces gradients qui caractérisent la plupart des modèles de vitesses. Les ondes P réfractées sous ces discontinuités sont en première arrivée avant 22° pour la discontinuité des 450 km et après 22° pour celle des 650 km (voir l'étude détaillée de Mseddi (1976), par exemple). Ceci illustre d'ailleurs les difficultés que l'on peut rencontrer dans une interprétation des premières arrivées, puisque les ondes dont on mesure

le temps de parcours n'ont leur point le plus bas du rai que dans un très faible intervalle de profondeur. Entre ces intervalles, la seule contrainte que l'on a sur un modèle est celle d'un temps moyen, donc les interprétations peuvent varier à l'infini. Il est clair à partir de ce que nous voyons sur les hodochrones, que s'il existe des gradients forts de vitesse dans le manteau inférieur, ceux-ci sont moins importants que les gradients vers 450 et 650 km.

Une autre façon de tester la structure fine du manteau est de présenter nos données sous forme de $dT/d\Delta$ expérimentales.



E) Calcul de paramètre du rai

Nous avons donc calculé le paramètre du rai par différenciation numérique des hodochrones expérimentales. Comme on pouvait s'y attendre, nous trouvons une décroissance globale de $dT/d\Delta$, celle des tables de Jeffreys-Bullen à laquelle se superposent des discontinuités de gradients ; pour certains intervalles de distance, le paramètre du rai est constant et une allure en marche d'escalier de $p(\Delta)$ se dessine.

Nous avons reporté les valeurs de $dT/d\Delta$ pour l'hodochrone avec l'ensemble des séismes dans le Tableau V-3. La Figure V-5 correspond à ces valeurs.

Cette courbe peut être comparée aux résultats des "arrays", par exemple à l'ensemble des mesures expérimentales de $dT/d\Delta$. Hales and Herrin (1972) et Wright and Cleary (1972) ont exposé les diverses mesures de $dT/d\Delta$ faites dans le monde. Nous comparerons les intervalles de distances pour lesquels le gradient de $dT/d\Delta$ change à la Fig. V-6 extraite de Wiggins, Mc Mechan and Toksöz (1973) avec la figure V-5.

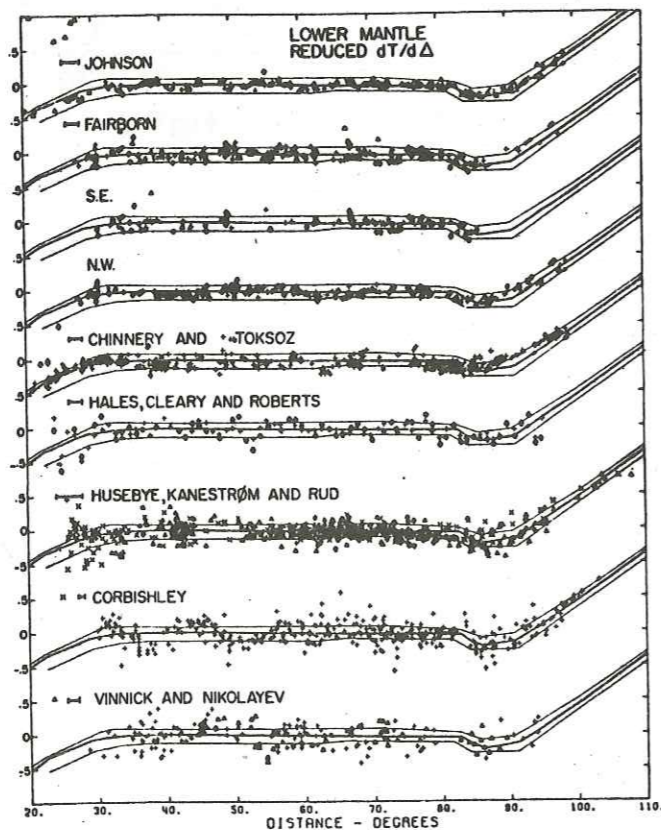
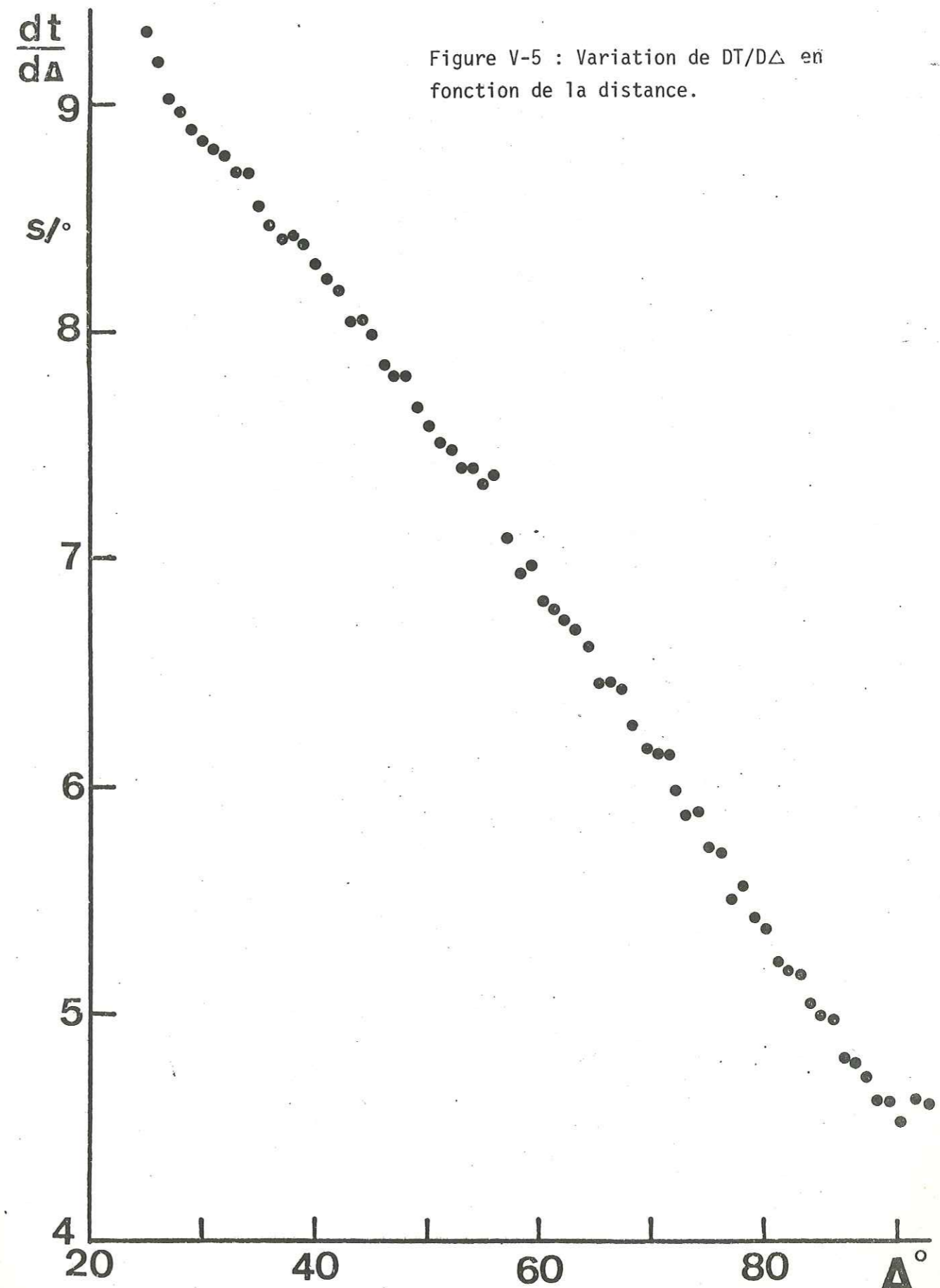


Figure V-6

Reduced and smoothed ray parameter observations for the lower mantle P waves by Johnson [1969], Chinnery and Toksöz [1967], Chinnery [1969], Hales et al. [1968], Husebye et al. [1971], Corbishley [1970], and Vinnick and Nikolayev [1970]. The bars beside reference citations indicate the ap-

Figure V-5 : Variation de $DT/D\Delta$ en fonction de la distance.

TEMPS OBSERVES ET DT/D Δ

Dist	T. Obs	DT/D Δ	Dist	T. Obs	DT/D Δ
0.5	13.00	14.87	51.5	549.14	7.49
1.5	27.87	14.55	52.5	556.63	7.31
2.5	42.42	14.15	53.5	563.94	7.31
3.5	56.57	14.03	54.5	571.25	7.24
4.5	70.60	14.25	55.5	578.49	7.27
5.5	84.85	13.97	56.5	585.76	7.10
6.5	98.82	13.98	57.5	592.86	6.94
7.5	112.80	13.93	58.5	599.80	6.97
8.5	126.73	13.83	59.5	606.77	6.82
9.5	140.56	13.76	60.5	613.59	6.78
10.5	154.32	13.68	61.5	620.37	6.73
11.5	168.00	13.64	62.5	627.10	6.68
12.5	181.64	13.39	63.5	633.78	6.62
13.5	195.03	13.45	64.5	640.40	6.45
14.5	208.48	13.37	65.5	646.85	6.46
15.5	221.85	12.85	66.5	653.31	6.43
16.5	234.70	12.45	67.5	659.74	6.27
17.5	247.15	12.09	68.5	666.01	6.17
18.5	259.24	11.74	69.5	672.18	6.14
19.5	270.98	11.07	70.5	678.32	6.14
20.5	282.05	10.47	71.5	684.46	5.99
21.5	292.52	10.36	72.5	690.45	5.88
22.5	302.88	9.98	73.5	696.33	5.90
23.5	312.86	9.49	74.5	702.23	5.74
24.5	322.35	9.33	75.5	707.97	5.72
25.5	331.68	9.19	76.5	713.69	5.51
26.5	340.87	9.03	77.5	719.20	5.58
27.5	349.90	8.98	78.5	724.78	5.44
28.5	358.88	8.89	79.5	730.22	5.38
29.5	367.77	8.94	80.5	735.60	5.25
30.5	376.71	8.81	81.5	740.85	5.20
31.5	385.52	8.78	82.5	746.05	5.18
32.5	394.30	8.71	83.5	751.23	5.06
33.5	403.01	8.71	84.5	756.29	5.00
34.5	411.77	8.56	85.5	761.29	4.98
35.5	420.33	8.48	86.5	766.27	4.81
36.5	428.81	8.42	87.5	771.08	4.80
37.5	437.23	8.44	88.5	775.88	4.74
38.5	445.67	8.39	89.5	780.62	4.63
39.5	454.06	8.30	90.5	785.25	4.63
40.5	462.36	8.24	91.5	789.88	4.52
41.5	470.60	8.19	92.5	794.60	4.65
42.5	478.79	8.05	93.5	799.05	4.61
43.5	486.84	8.06	94.5	803.66	4.61
44.5	494.90	7.99	95.5	808.27	4.58
45.5	502.89	7.86	96.5	812.85	4.50
46.5	510.75	7.81	97.5	817.35	4.48
47.5	518.56	7.81	98.5	821.83	4.54
48.5	526.34	7.68	99.5	826.37	4.58
49.5	534.02	7.60	100.5	830.95	
50.5	541.62				

Tableau V-3 : Temps de propagation et Dt/D Δ pour tous les séismes.

V - 4. CONTRAINTES POUR L'OBTENTION D'UN MODELE DE VITESSE
 POUR LE MANTEAU INFÉRIEUR

Dans son article de 1964, traitant de l'utilisation de la méthode de Monte Carlo pour trouver des modèles de vitesse satisfaisant les hodochrones observées, Janovskaya (1964) rappelle les problèmes que l'on rencontre lorsque l'on veut inverser des hodochrones par la méthode d'Herglotz-Wiechert. La présence de zones à moindre vitesse, la nécessité d'une différenciation continue de l'hodochrone, les variations très rapides de $dT/d\Delta$ pour des distances de l'ordre de 20° rendent la méthode d'Herglotz-Wiechert pratiquement inutilisable pour des distances de moins de 22° . Alors que ceci est maintenant bien admis pour le manteau supérieur, pour lequel on sait que les hodochrones présentent des triplications, l'attitude adoptée pour l'inversion des hodochrones du manteau inférieur est encore fluctuante. Si les hodochrones présentent des triplications pour des distances de plus de 22° (Muirhead, Chang and Goncz (1977), par exemple), les modèles de vitesse du manteau inférieur doivent avoir des changements rapides de gradient pour plusieurs profondeurs.

Récemment, Sengupta and Julian (1977) ont utilisé la méthode de Backus and Gilbert (1968) et Johnson and Gilbert (1972) pour inverser leurs hodochrones de P et S. Ces hodochrones de séismes profonds ont été obtenues avec environ 30 séismes pour des intervalles de 2° de distance. L'accord entre leur modèle final et leurs données expérimentales est mauvais, puisque certains points calculés sont en dehors des barres d'erreurs expérimentales. Même si le formalisme employé dans l'inversion est rigoureux, il n'est pas évident que le résultat de l'inversion nous apprenne grand chose : à peu de chose près, les modèles moyens que l'on obtient par l'inversion sont des modèles lissés comme celui de Jeffreys-Bullen.

Or, la question principale que nous nous posons sur la structure du manteau inférieur, est de savoir s'il existe des changements de

phases minéralogiques ou des changements de composition chimique. Ces changements se manifesteraient par des gradients de vitesse, et nous devons d'abord examiner les données en fonction de cette hypothèse.

L'une des contraintes que l'on peut préconiser dans toute inversion est celle de la simplicité la plus grande possible du modèle. En un sens, c'est ce que font Sengupta and Julian (1977). Mais qu'est-ce qu'un modèle de vitesse simple ? C'est certainement le modèle représenté par le nombre minimum de paramètres. Deux types de modèles simples se font généralement concurrence en sismologie : a) les modèles à gradient de vitesse continu et b) les modèles avec des couches à vitesse constante. Les modèles du premier type se sont imposés au sismologue du fait de l'application de la méthode d'Herglotz-Wiechert pour l'inversion et le modèle de Jeffreys-Bullen est un modèle de ce type. Les modèles avec des couches de vitesse quasiment constantes se sont de plus en plus imposés dans les études de la structure fine du manteau supérieur. Ils ne sont jamais utilisés pour l'interprétation du manteau inférieur, sauf par Carder (1964) et les données sont pourtant compatibles avec une telle classe de modèles.

CHAPITRE VI

ESSAI DE DESCRIPTION DES HETEROGENEITES DU MANTEAU INFERIEUR

VI - 1. INTRODUCTION

Alors que jusqu'à il y a quelques années, les sismologues admettaient que le manteau inférieur était assez homogène, l'introduction de nouveaux réseaux sismologiques a permis de commencer l'étude des hétérogénéités du manteau inférieur. Plusieurs techniques ont été utilisées mais ne donnent que des informations très fragmentaires sur la structure à trois dimensions du manteau inférieur. Alexander and Phinney (1966) et Phinney and Alexander (1966) ont étudié les ondes P diffractées sur le noyau et ont conclu à la possibilité d'hétérogénéités importantes à la base du manteau inférieur. Les études les plus complètes, limitées cependant par la position géographique des "arrays" par rapport aux sources sismiques, ont été entreprises en mesurant les anomalies de $dT/d\Delta$ et d'azimut. Chinnery (1969), Davies and Sheppard (1972), Weichert (1972), Kanasevich, Ellis, Chapman and Gutowski (1973), Okal and Kuster (1975), Wright and Lyons (1975), ont ainsi sondé le manteau inférieur. Un autre travail a été entrepris à partir d'une relecture des temps d'arrivée d'ondes P et S de séismes profonds par Julian and Sengupta (1973), Sengupta and Toksöz (1976) ou de bulletins par Dziewonski, Hager and O'Connell (1977). La contribution à ce problème des hétérogénéités latérales du manteau inférieur apportée par Jordan and Lynn (1974), Jordan (1975), Jordan (1977) est extrêmement originale. Jordan a entrepris une étude systématique des ondes réfléchies sur le noyau (PcP et ScS) et par comparaison des résidus de ces ondes à ceux des ondes directes, il a mis en évidence des zones à forte vitesse sous les Caraïbes et sous la zone de subduction des Kouriles à des profondeurs supérieures à 650 km. Ces observations posent le problème de la profondeur de pénétration des zones de subduction. Bien que ces résultats soient préliminaires, leur intérêt est grand.

Quelles que soient les difficultés que l'on rencontre pour décrire précisément les variations de la structure latérale du manteau inférieur, de nombreux sismologues s'attachent à résoudre ce problème parce que c'est un des paramètres qui nous aidera à comprendre la dynamique de la terre, le pourquoi de la dérive des continents.

VI - 2. METHODE UTILISEE POUR LA DESCRIPTION DU MANTEAU INFERIEUR

A) Problème des déterminations hypocentrales

Nous disposons d'un ensemble de temps d'arrivée d'ondes P pour de nombreux observatoires du monde et un grand nombre de séismes. Il est bien évident que la présence d'hétérogénéités dans le manteau inférieur, d'écarts à la symétrie radiale influe sur la répartition des (O-C) des stations. Excepté pour quelques explosions nucléaires, nous n'obtenons jamais une vraie différence de temps par rapport à un modèle, mais une différence par rapport aux paramètres focaux calculés pour des tables données. Si les stations utilisées pour la détermination focale ont une bonne distribution en azimut et en distance, les épicentres seront bien localisés et les anomalies de propagation liées à la structure du manteau inférieur resteront détectables, bien qu'atténuées puisqu'on utilise la méthode des moindres carrés pour calculer un épicentre. Nous supposerons ces conditions remplies et ne ferons nos calculs que sur les gros séismes puisque seuls ceux-ci répondent partiellement aux conditions de localisation précise que l'on s'impose. Seules des erreurs systématiques de localisation affectent les calculs d'anomalies.

Comme $dT/d\Delta$ est de l'ordre de $6 \text{ s}/^\circ$ pour une profondeur de pénétration de 2000 km, nous voyons que l'erreur sur le temps sera de 0,6 s pour 10 km d'erreur sur l'épicentre.

Toutes les études faites sur ce sujet supposent que la localisation est correcte, sauf celles qui sont faites en temps relatif (comme Jordan and Lynn (1974)) entre phases principales et phases secondaires ; la difficulté est alors la lecture précise des phases secondaires comme PcP ou ScS.

B) Corrections des temps d'arrivées

Les Chapitres I et V nous ont montré qu'il existe des écarts systématiques dans les temps d'arrivées des ondes P. Les variations de la structure du manteau supérieur introduisent des délais ainsi que les erreurs de gradients des tables de propagation de Jeffreys-Bullen. Les temps d'arrivées ont donc été corrigés pour les anomalies de station et de distance. Nous n'avons pas corrigé pour les anomalies azimutales relatives de propagation car dans la plupart des cas ces anomalies sont plus faibles que les corrections absolues de stations.

C) Découpage de la terre en secteurs de 10° par 10°

Nous avons découpé la terre en secteurs de 10° en latitude et 10° en longitude et avons numéroté ces secteurs en utilisant la formule suivante

$$N = ((90 + \text{LAT})/10) * 36 + (180 + \text{LONG})/10 + 1$$

Cette numérotation simplifie la programmation et sera utilisée par la suite dans la présentation des données.

D) Calcul d'un résidu moyen par secteur de latitude et longitude et pour un intervalle de profondeur donné

Pour décrire les anomalies de vitesse du manteau inférieur, nous avons calculé des cartes de résidu moyen pour des tranches de manteau inférieur. Nous nous fixons un intervalle de profondeur dans le manteau : comme nous ne gardons que les séismes dans un intervalle de profondeur fixé, cela revient à se fixer un intervalle de distance. Puis nous calculons la moyenne des résidus par secteur de longitude et latitude fixés. A chaque couple séisme-station correspond un secteur où le rai a son point le plus bas ; s'il existe une anomalie pour cette profondeur et ce secteur, les résidus de tous les rais qui y ont leur point le plus bas doivent être affectés.

Nous n'avons conservé que les valeurs de résidus pour les secteurs qui ont enregistré plus de dix séismes et avons testé la cohérence des résultats en faisant varier les intervalles de profondeur. La stabilité des résultats tant en ce qui concerne le découpage en profondeur, qu'en ce qui concerne la cohérence géographique semble attester du fait que la mesure d'anomalie correspond à une cause physique. La moyenne dans chaque secteur est en général calculée avec les données de plusieurs stations et plusieurs séismes.

VI - 3. RESULTATS : CARTE D'ANOMALIES DANS LE MANTEAU INFÉRIEUR

Les Tableaux VI-1 sont des cartes mondiales de résidus. Un résidu moyen pour un intervalle de distance de 10° et un secteur géographique de $10^\circ \times 10^\circ$ est calculé pour tous les séismes de forte magnitude dont le foyer était compris entre 5 km et 100 km de profondeur. Nous avons ainsi éliminé les explosions nucléaires américaines dont les paramètres focaux sont donnés par l'U.S.A.E.C. : leurs (O-C) ne sont pas compatibles avec ceux des séismes naturels, puisque ces hypocentres ne sont pas calculés par moindres carrés.

Pour chaque intervalle de distance, nous obtenons une carte des résidus en dixièmes de secondes et une carte du nombre de données utilisées pour calculer ce résidu. Si la terre était à symétrie sphérique, tous ces résidus devraient être proches de 0. On constate sur ces cartes que dans la majorité des cas, ces résidus ont une cohérence géographique. Les anomalies de propagation observées sont faibles, plus faibles que ce que nous observons pour le manteau supérieur.

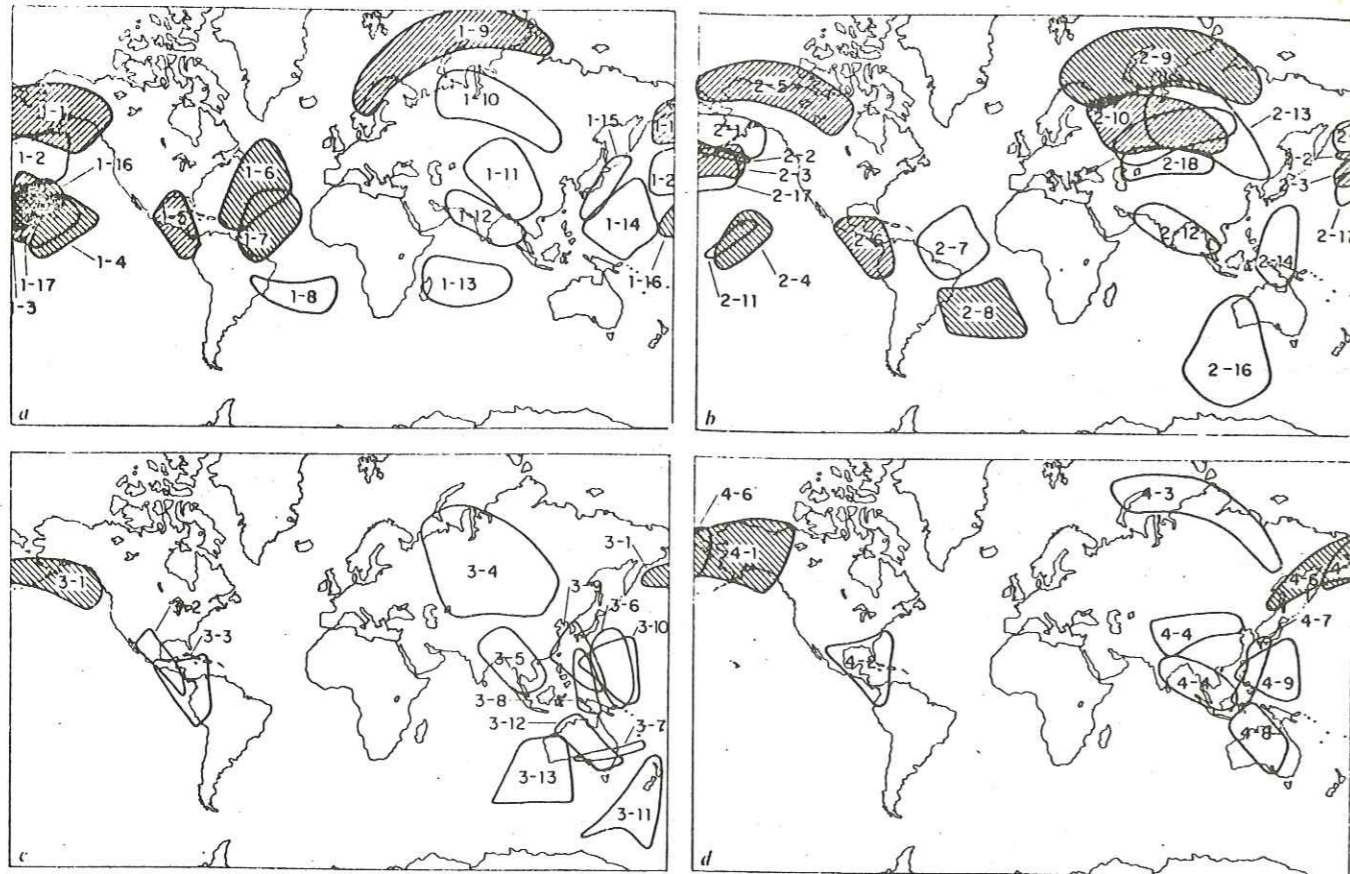
VI - 4. INTERPRÉTATION

Les hétérogénéités du manteau inférieur ont été décrites dans plusieurs travaux récemment publiés. Julian and Sengupta (1973) ont étudié une vingtaine de séismes profonds et ont publié des cartes d'anomalies du manteau inférieur pour les intervalles de distances $40-55^\circ$, $55-70^\circ$, $70-85^\circ$ et $85-100^\circ$ (Fig. VI-1). On note sur leurs cartes que l'Atlantique Nord et Sud ont tendance à être en retard pour des distances comprises entre 70° et 100° , alors que le manteau à l'aplomb des Aléoutiennes, de l'Alaska et du Nord du Canada est plutôt en avance. Il en est de même pour l'Amérique Centrale. Des gradients latéraux importants sont observés dans le manteau sous Hawaï et l'Asie Centrale est en avance pour des distances de $70-85^\circ$. Pour des distances de 40 à 70° , seul le manteau sous les Kouriles, les Aléoutiennes et l'Alaska présente un retard significatif. Julian and Sengupta ont conclu à l'absence de corrélation entre les anomalies de vitesse sismique plus profondes que 2000 km et les anomalies d'altitude du géoïde (Gaposchkin and Lambeck (1971), Kaula (1972)).

Jordan (1975) a fait une synthèse de ce que l'on sait sur les hétérogénéités du manteau et a dégagé deux conclusions principales :
 a) la différence entre continents et océans serait primordiale,
 b) on trouve des anomalies rapides sous les zones de subduction. Cette dernière observation laisserait supposer que la lithosphère descend en-dessous de 700 km et que les séismes profonds ne marquent pas la fin de la subduction ; on doit admettre une convection dans tout le manteau pour expliquer de telles observations. La première conclusion de Jordan est erronée comme nous l'avons vu précédemment.

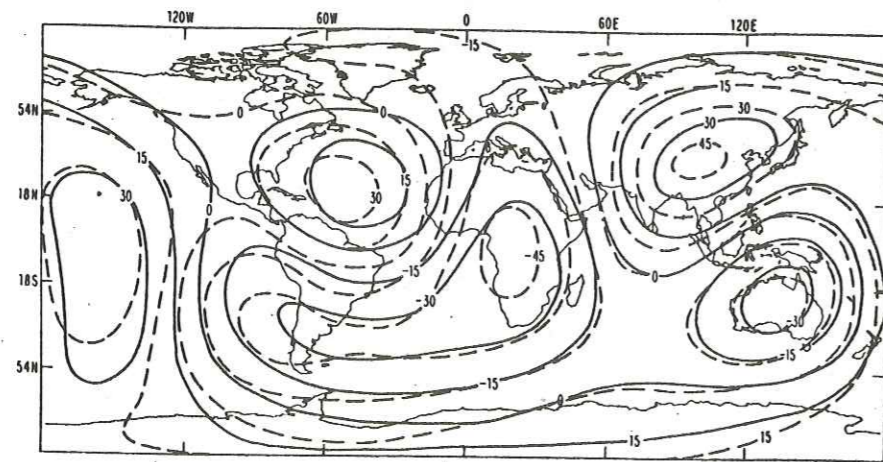
Le travail le plus récent sur les hétérogénéités du manteau est celui de Dziewonski, Hager and O'Connell (1977). Les données utilisées sont presque les mêmes que celles que nous traitons ; le choix des séismes n'a pas été fait sur le même critère de magnitude et trois années de données ont été ajoutées. La méthode suivie est différente

Figure VI-2 : Carte des anomalies du manteau inférieur
d'après Julian and Sengupta (1973)



Regions where paths of observed P waves bottom in the mantle. Cross-hatching indicates regions differing significantly from the mean determined from all data. Other regions tested are outlined. The identification numbers correspond to those in Table 1 and Fig. 3. ▨, Late; ▩, early.

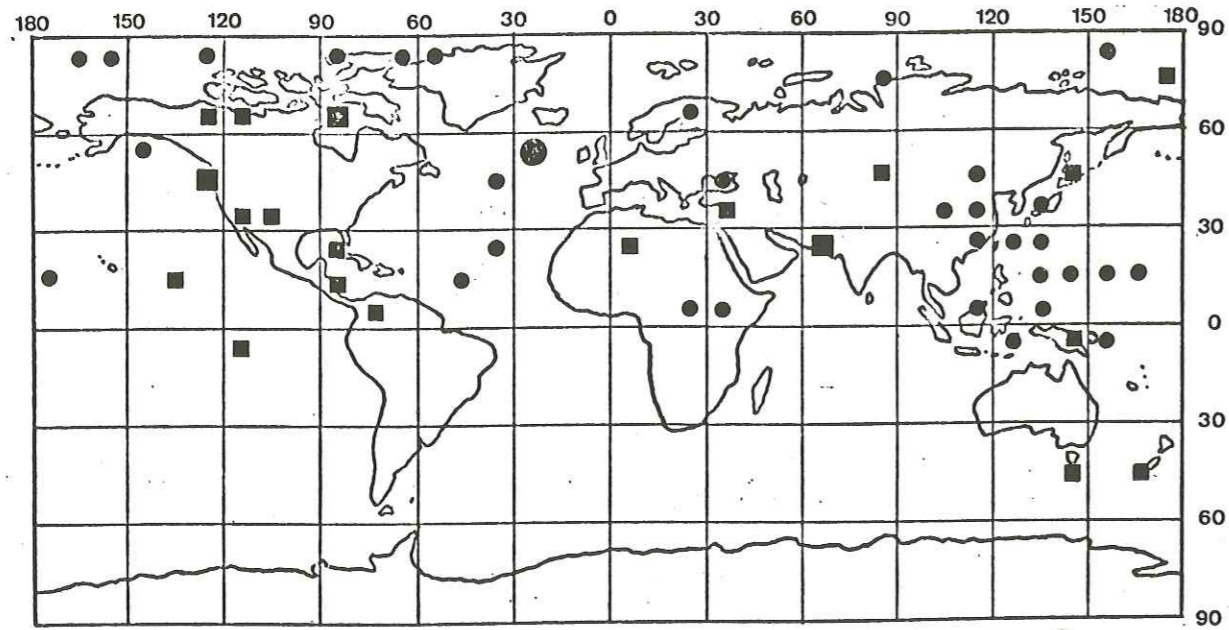
Figure VI-3 : Carte des anomalies du manteau inférieur
d'après Dziewonski, Hager and O'Connell (1977).



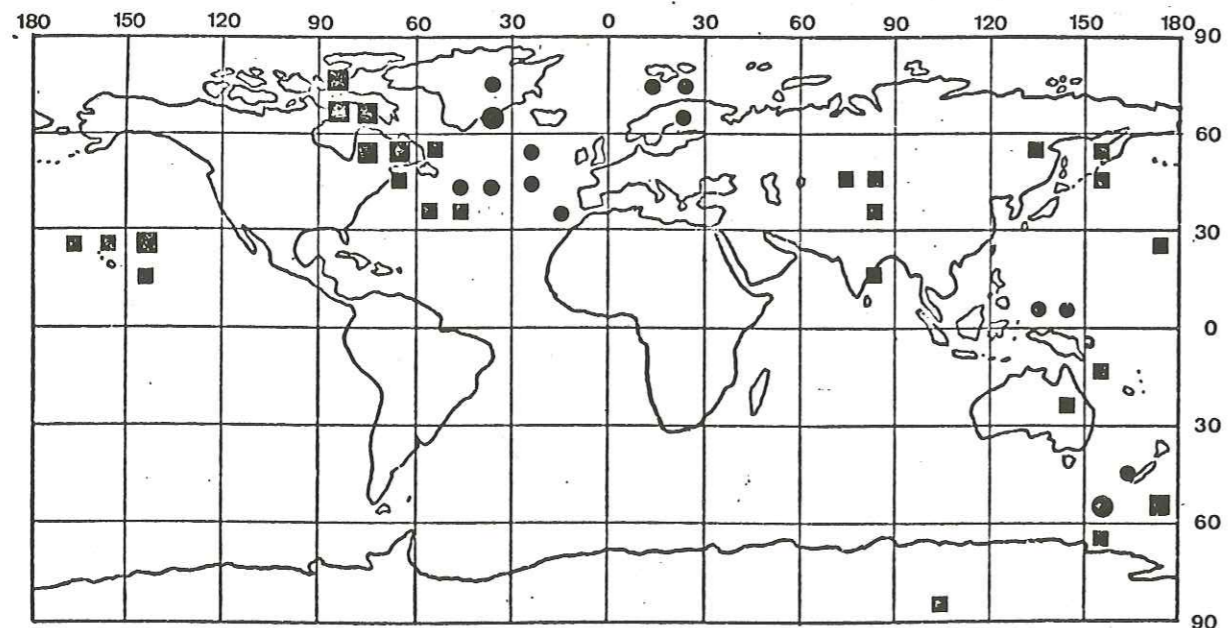
--- WEIGHTED — GRAVITY
Velocity anomalies in region IV (2200 km, core-mantle boundary). For details, see captions to Figures 3 and 6.

de la nôtre : le manteau a été découpé en blocs dont les frontières sont définies par les latitudes 90° N et S, 54° N et S, 18° N et S, par les longitudes 30° W et E, 90° W et E, 150° W et E et par les profondeurs 0, 670, 1100, 1500, 2200 et 2886 km. Le manteau a donc été découpé en 150 blocs. L'anomalie de vitesse dans chacun de ces blocs est ensuite calculée par la méthode des moindres carrés et une décomposition en harmoniques sphériques d'ordre inférieur à 4 est faite pour chaque couche de manteau. La conclusion principale de Dziewonski et al est qu'il existe une corrélation entre les anomalies de vitesse et de gravité : mais cette corrélation a un coefficient négatif, c'est-à-dire que les régions où la vitesse est forte sont associées avec des densités faibles et vice versa. Cette conclusion n'est pas sans rappeler l'observation d'anomalies positives de gravité au-dessus des dorsales océaniques (Kaula (1972), Lambeck (1972)). On sait que les vitesses sismiques et les densités sont plus faibles sous les dorsales et que la température y est plus élevée. L'anomalie du géoïde est fonction de la répartition de densité et de la déformation de la surface de la terre. Lorsqu'il y a convection et que la surface de la terre est une surface libre, le courant ascendant est associé à une anomalie positive, malgré les faibles densités (Kaula (1972)). Une telle ambiguïté rend difficile la comparaison directe des anomalies du géoïde et des anomalies de vitesse sismique. Kaula (1972) a tenté une explication d'un grand nombre d'anomalies du géoïde par des causes proches de la surface (boucliers déchargés de leur couverture glaciaire pour les anomalies négatives, etc...). Dziewonski et al notent que la corrélation entre anomalies sismologique et gravimétrique dépend d'un des termes de l'expansion en harmonique sphérique (C_2^0), mais estiment cependant que leur corrélation est bien établie. Leur conclusion va à l'encontre de celle de Julian and Sengupta (1973).

Les mappemondes des Figures VI-1 sont obtenues en sélectionnant les principales anomalies positives et négatives des Tableaux VI-1. Les avances sont représentées par des carrés et les retards par des cercles pleins. Les grands symboles correspondent à des résidus dont la valeur absolue est supérieure à 0,9 s et les petits symboles à des résidus compris entre 0,4 et 0,9 s.

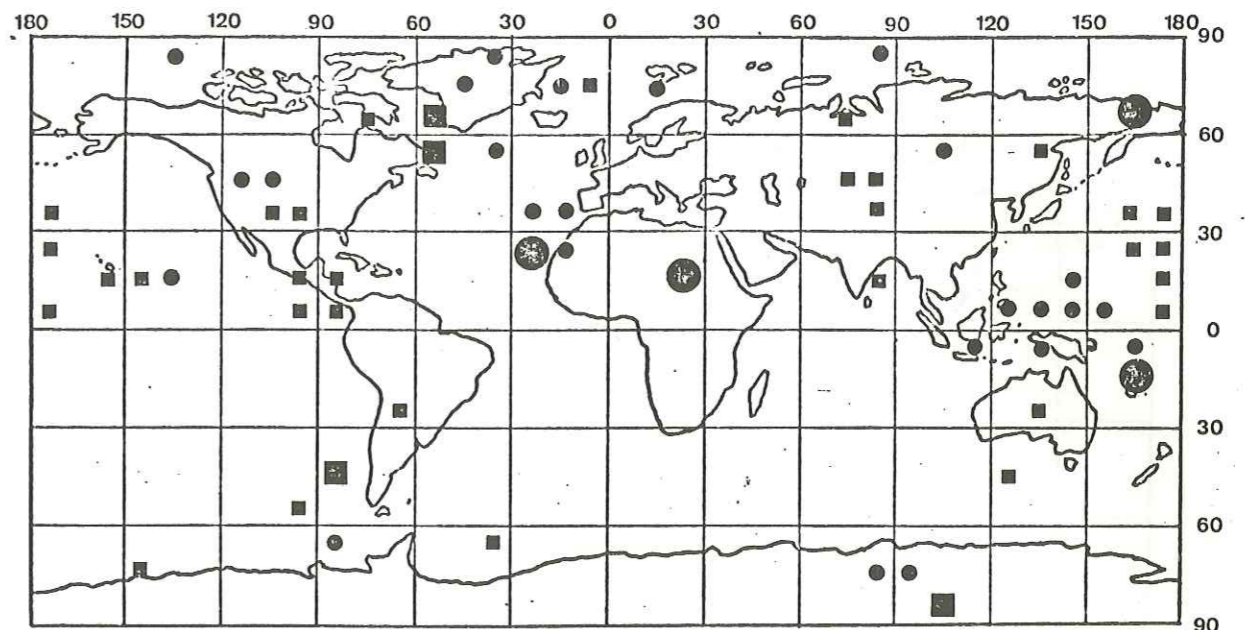


65°
H=1700 km

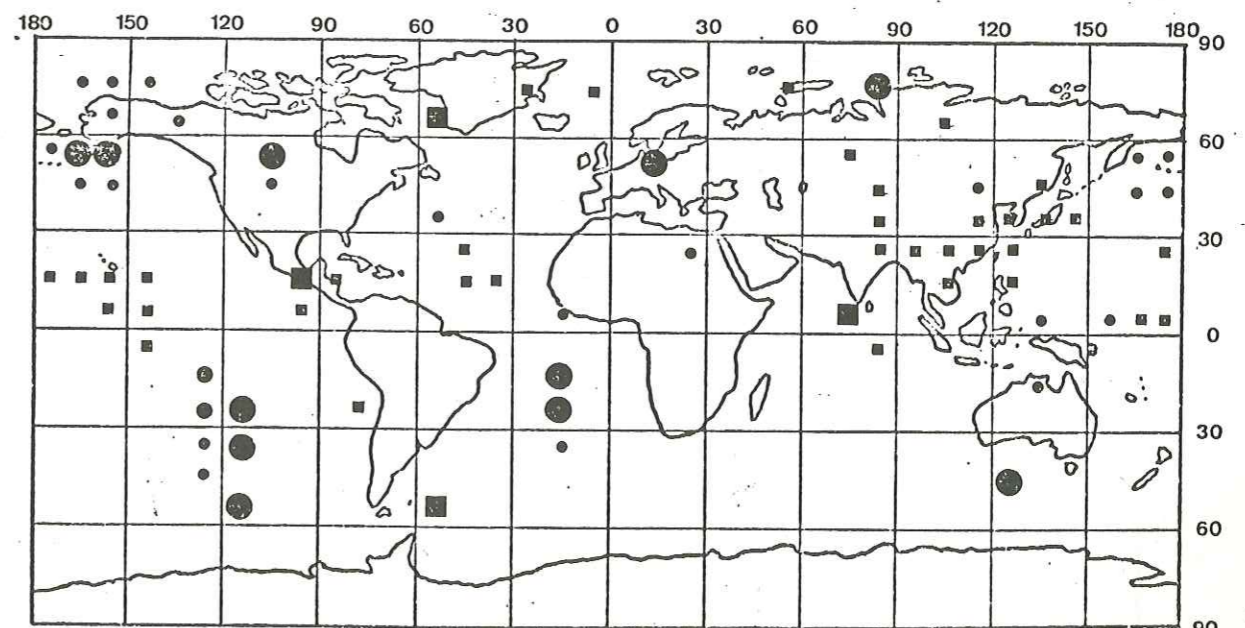


75°
H=2100 km

Figures VI-1 a et b



85°
H=2500 km



95°
H=2800 km

Figures VI-1 c et d

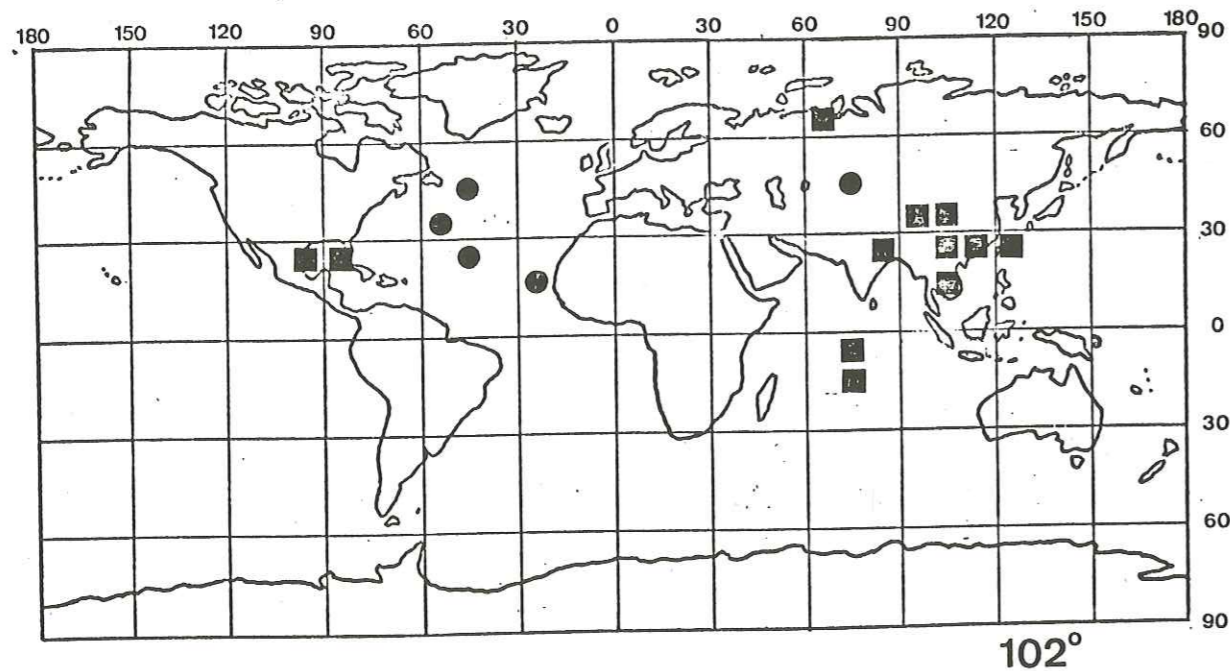


Figure VI-1 e

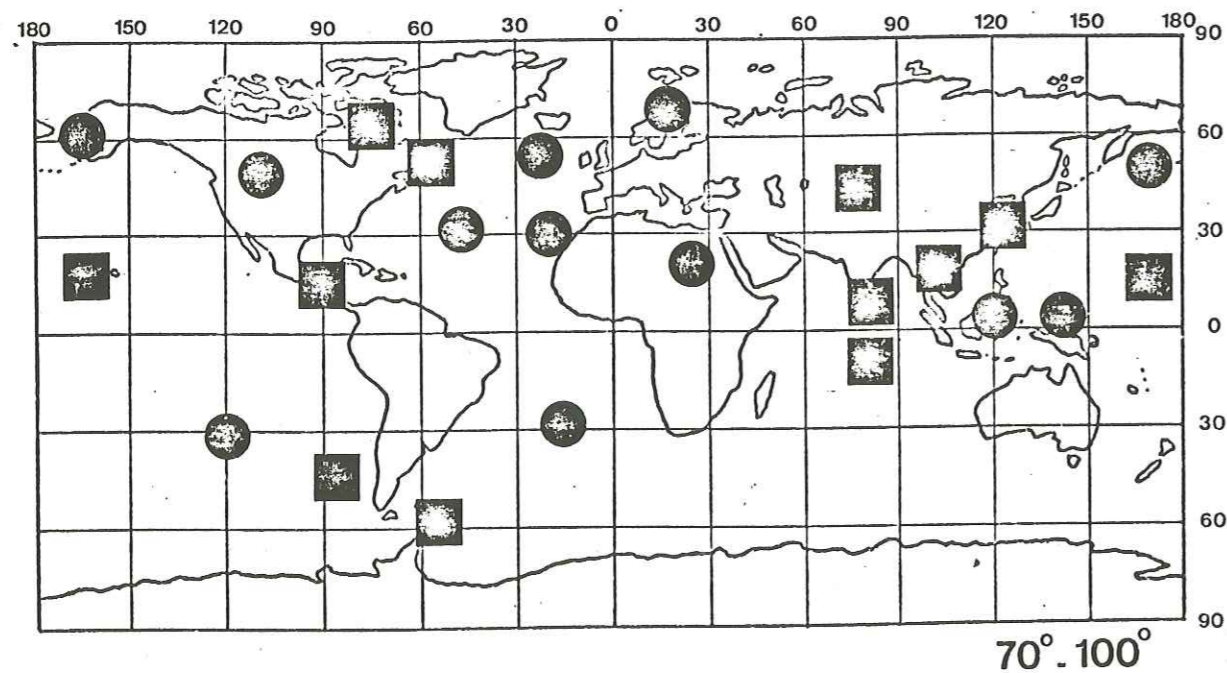


Figure VI-4

H=1900 km - noyau

Sur la carte de Dziewonski et al (Fig. VI-3), on remarque que le manteau inférieur, entre 2200 km et la discontinuité noyau - manteau, est lent dans l'hémisphère Sud et rapide dans l'hémisphère Nord. Nos cartes montrent qu'il y a peu de données dans l'hémisphère Sud et que la grande anomalie de vitesse lente de Dziewonski et al est la jonction de plusieurs zones lentes séparées par une anomalie rapide sur l'Amérique du Sud. L'une des anomalies les plus marquées sur nos cartes est obtenue à l'aplomb du Nord-Est du Canada pour une profondeur de 2200 km : cette zone rapide se prolonge vers l'Atlantique pour des profondeurs plus grandes et pourrait être à l'origine du maximum de vitesse que Dziewonski et al trouvent sur l'Atlantique Nord. A l'opposé de Dziewonski et al, nous obtenons des retards entre les îles du Cap Vert et le Groenland, tout comme Julian and Sengupta (1973). Nos résultats sont en accord avec ceux de Dziewonski et al pour l'Asie : une zone rapide s'étend dans le manteau inférieur de l'Inde, vers l'Asie Centrale et l'Asie du Sud-Est. Les cartes de Dziewonski et al sont très lissées et révèlent des anomalies de longueur d'onde supérieures à ce que nous trouvons. Les résultats sont qualitativement comparables ; cependant, il nous semble que nos cartes se rapprochent plus de celles de Julian and Sengupta que de celles de Dziewonski et al.

Sur la Figure VI-4, nous schématisons la répartition des hétérogénéités du manteau entre 1800 km et la discontinuité noyau - manteau. Il semble que les dorsales océaniques soient généralement associées à un manteau inférieur lent (Atlantique Nord, Atlantique Sud, Sud-Est Pacifique, Sud Australie). Des anomalies lentes sous les Aléoutiennes et les Kouriles et sous l'Insulinde ne pourraient pas s'expliquer de cette façon.

Plusieurs auteurs considèrent que le manteau inférieur sous des zones de subduction est rapide (Jordan (1975, 1977), Engdahl (1975)). Cette tendance se retrouve sur nos cartes en Asie du Sud-Est, à l'aplomb de la suture himalayenne, en Amérique Centrale et sous les Sandwich du Sud. Cette explication des anomalies rapides n'expliquerait ni l'anomalie profonde du Nord-Est du Canada, ni celle qui est entre Hawaï et la côte asiatique.

En conclusion, le manteau inférieur est hétérogène. La description actuelle des anomalies de vitesse ne permet pas de conclure sur l'organisation d'un système convectif à l'échelle du manteau tout entier. Nous notons cependant des tendances à des retards dans le manteau inférieur sous certaines dorsales océaniques et zones actives qui pourraient indiquer une participation du manteau inférieur au processus convectif. Ceci n'est qu'un indice et d'autres études sismologiques sont indispensables pour répondre à ces questions, dont l'importance est grande pour notre compréhension de la dynamique du globe.

CONCLUSION

CONCLUSION

Nous avons tenté une description de la structure du manteau terrestre à diverses échelles. La première partie a été consacrée à l'étude du système lithosphère-asthénosphère et essentiellement à la mise en évidence de différences de structure de la lithosphère à l'intérieur des plaques continentales. Les anomalies de station, qui sont équivalentes à un temps de parcours vertical, ont une répartition géographique qui n'est pas sans rappeler les cartes schématiques des âges du socle qui sont expliquées par l'hypothèse de l'accrétion continentale. Nous avons montré qu'en première approximation, le résidu des ondes P est une fonction de l'âge du socle : plus la lithosphère est vieille, plus les ondes P sont en avance. Cette relation empirique et l'observation d'une anomalie très négative à Tiksi, en bordure du bouclier de l'Anabar, nous conduit à faire l'hypothèse que la lithosphère continentale sous Tiksi aurait un âge proche de celui de la terre et serait une trace de la première hétérogénéité du manteau ayant démarré le cycle d'accrétion continentale.

Cette dépendance du résidu à l'âge s'expliquerait par une décroissance du géotherme et un épaissement des plaques continentales après leur formation. Un tel modèle d'évolution de la lithosphère expliquerait aussi la dépendance des mesures de flux thermique à l'âge (Pollack and Chapman (1977)). Le fait que nous ayons trouvé que le rapport des anomalies de S aux anomalies de P soit de l'ordre de 1,8 incite à ne pas recourir à la fusion partielle généralisée pour expliquer les anomalies de stations et à considérer que les anomalies de propagation sont essentiellement le reflet de la température de la lithosphère et quelquefois de l'asthénosphère. La fusion partielle n'expliquerait que quelques retards très importants.

Les conséquences de ce modèle d'évolution de la lithosphère sont les suivantes : a) la rhéologie de la lithosphère varie consi-

dérablement à l'intérieur d'une même plaque continentale et serait fonction de l'âge. Les plaques les plus vieilles seraient toujours les plus 'résistantes' lors de collisions, b) l'application de l'isostasie à une plaque composée de blocs d'épaisseur et densité différentes, permet de proposer une explication simple des mouvements verticaux intraplaques : lorsque la densité de l'asthénosphère augmente, le bloc le plus jeune est subsident par rapport au plus vieux et vice versa. Les variations de propriétés de l'asthénosphère, qui sont indépendantes de celles de la lithosphère, peuvent être liées aux changements relatifs de position entre le manteau et la plaque ou à une évolution locale de l'asthénosphère.

Dans le Chapitre IV, nous avons essayé de trouver des discontinuités locales et très marquées de la lithosphère. Nous avons obtenu quelques exemples de sutures qui marquent la propagation des ondes sismiques : subductions lithosphériques du Japon, de la Nouvelle Zélande et de l'Alaska, subductions intracontinentales de l'Hindou Kouch et des Carpathes. Alors que ces sutures sont connues du fait de la sismicité qui y est associée, nous avons trouvé des discontinuités de la lithosphère qui semblent marquer des sutures fossiles : à l'aplomb des massifs ultrabasiques (Alpes Occidentales et Nouvelle Calédonie), le manteau semble dissymétrique et ceci est peut-être en relation avec le mécanisme d'obduction. Dans toutes les plaques continentales, il semble exister des variations azimutales des temps d'arrivée des ondes P qui peuvent s'expliquer par des variations très locales de la structure de la lithosphère. Nous l'observons tant sur des boucliers précambriens que sur des régions plus jeunes. Ces observations rappellent la notion de linéament très souvent utilisée en géologie. Il est malheureusement prématuré d'entreprendre une description précise de ces linéaments du fait de la trop faible densité de stations sismologiques.

Cette partie, tout comme l'étude des anomalies absolues de stations, montre que la lithosphère continentale est très hétérogène. Toute théorie expliquant la formation des continents doit tenir compte de cette grande diversité de la structure profonde à l'inté-

rieur d'une plaque. Des hypothèses comme celles de Wilson sur la formation de lithosphère continentale par accréation d'arcs insulaires le long des marges continentales à la suite de la fermeture d'océans, permettent une grande diversité dans la répartition géographique des âges du socle. Les plaques continentales se formeraient du fait que des bouts de plaques océaniques ne peuvent plus subduire lorsque leur croûte a des caractéristiques proches de celles d'une plaque continentale. La sédimentation et le métamorphisme qui affecteraient ultérieurement cette croûte contribueraient à la formation de la couche granitique. Nos observations sur le Précambrien peuvent être expliquées dans le cadre de théories uniformitaires. C'est la raison pour laquelle les théories de Wilson qui supposent un fonctionnement de la tectonique des plaques depuis le Précambrien, nous semblent explicatives.

Le cinquième chapitre est consacré à l'étude des hodochrones de P. Leur structure est compatible avec des modèles présentant des gradients forts de la vitesse des ondes P dans le manteau inférieur.

Dans le Chapitre VI, nous tentons une description des hétérogénéités latérales du manteau inférieur. Il est difficile, à partir des données dont nous disposons actuellement, de conclure à la présence d'un système convectif organisé à l'échelle du manteau. Cependant, le fait que le manteau inférieur soit un peu hétérogène et que certaines anomalies soient placées là où on les attendrait, favorisent l'hypothèse de la convection profonde.

BIBLIOGRAPHIE:

- Agarwal, N.K., Jacoby, W.R., and Berkhemer, H. (1976): Teleseismic P-wave traveltime residuals and deep structure of the Aegean region, *Tectonophysics*, 31, 33-57.
- Aggarwal, Y.P., Barazangi, M., and Isacks, B. (1972): P and S traveltimes in the Tonga-Fiji region: a zone of low velocity in the uppermost mantle behind the Tonga island arc, *J. Geophys. Res.*, 77, 6427-6434.
- Aki, K.A., Christofferson, A., and Husebye, E. (1977): Determination of the three-dimensional structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82, 277-296.
- Alexander, S.S., and Phinney, R.A. (1966): A study of the core-mantle boundary using P waves diffracted by the earth's core, *J. Geophys. Res.*, 71, 5943-5958.
- Allègre, C.J. (1967): Introduction à une géochronologie systématique, Thèse d'Etat, Paris.
- Allègre, C.J. (1972): Géochronologie isotopique et développement de la croûte terrestre au cours des temps géologiques, in *Structure et dynamique de la lithosphère*, ed. Allègre C.J. et Mattauer M., 372-433, Hermann, Paris.
- Allègre, C.J. (1977): La formation et l'évolution de la croûte continentale au cours des temps géologiques, résumé in 5^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes.
- Anderson, D.L., Kanamori, H., Hart, R.S., and Liu, H.P. (1977): The earth as a seismic absorption band, *Science*,
- Anderson, O.L., Schreiber, E., Liebermann, R.C., and Soga, N. (1968): Some elastic constant data on minerals relevant to geophysics, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 6, 491-524.

- Ansorge, J., Emter, D., Fuchs, K., Lauer, J.-P., Mueller, S., and Peterschmitt, E. (1970): Structure of the crust and upper mantle in the rift system around the Rhinegraben, in Graben Problems, ed. Illies J.H. and Mueller S., 190-197, Sweizebart, Stuttgart.
- Arnold, E.P. (1965): The revision of the seismological tables, Ph.D. Thesis, Cambridge.
- Backus, G., and Gilbert, F. (1967): Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 169-205.
- Barazangi, M., Isacks, B., and Oliver, J. (1972): Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga arc, *J. Geophys. Res.*, 77, 952-958.
- Belyaevski, N.A., Borisov, A.A., Fedynsky, V.V., Fotiadi, E.E., Subbotin, S.I., and Volvosky, I.S. (1973): Structure of the earth's crust on the territory of the U.S.S.R., *Tectonophysics*, 20, 35-45.
- Belousov, V.V. (1962): Basic problems in geotectonics, trad. Maxwell J.C., 809 p, Mc Graw Hill, New York.
- Belousov, V.V. (1969): Interrelations between the earth's crust and the upper mantle, in *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 13*, ed. Hart P.J., 698-712, Washington.
- Berry, M.J. (1973): Structure of the crust and upper mantle in Canada, *Tectonophysics*, 20, 183-201.
- Berry, M.J., and Knopoff, L. (1967): Structure of the upper mantle under the western Mediterranean Basin, *J. Geophys. Res.*, 72, 3613-
- Black, L.P., Gale, N.H., Moorbath, S., Pankhurst, R.J., and Mc Gregor, V.R. (1971): Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Gothaab district, West Greenland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 245-259.

- Bolt, B.A. (1977): Strong motion seismology and the March 4, 1977 Romanian earthquake, in I.A.S.P.E.I. General Assembly, Durham.
- Bolt, B.A., and Nuttli, O.W. (1966): P wave residuals as a function of azimuth, *J. Geophys. Res.*, 71, 5977-5985.
- Borman, P. (1975): P-wave residuals and their dependence on station conditions, in XIVth General Assembly of the E.S.C., ed. Stiller H., 163-169, Berlin.
- Bottinga, Y., and Allègre, C.J. (1973): Thermal aspects of sea floor spreading and the nature of the oceanic crust, *Tectonophysics*, 18, 1-17.
- Brown, R.J. (1973): Azimuthally varying P-wave travel-time residuals in Fennoscandia and lateral inhomogeneities, *Pageoph*, 105, 741-758.
- Brune, J.N. (1969): Surface waves and crustal structure, *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 13*, ed. Hart P.J., 230-242, Washington.
- Brune, J., and Dorman, J. (1963): Seismic waves and earth structure in the Canadian Shield, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 53, 167-210.
- Buchbinder, G.G.R. (1969): Distance corrections for deep focus earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 17, 195-202.
- Buchbinder, G., and Poupinet, G. (1977): P-wave residuals in Canada, *Can. J. Earth SCI.*, 14, 1292-1304.
- Burke, K., Dewey, J.F., and Kidd, W.S.F. (1976): Precambrian paleomagnetic results compatible with contemporary operation of the Wilson cycle, *Tectonophysics*, 33, 287-299.
- Burke, K., Dewey, J.F., and Kidd, W.S.F. (1977): World distribution of sutures - The sites of former oceans, *Tectonophysics*, 40, 69-99.
- Carder, D.S. (1964): Travel times from Central Pacific nuclear explosions and inferred mantle structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 2271-2294.

- Chapman, D.S. (1977): Communication écrite.
- Chapman, C.H., and Phinney, R.A. (1972): Diffracted seismic signals and their numerical solutions, in *Methods in Computational Physics*, vol. 12, ed. B.A Bolt, 165-230, Academic Press, New York.
- Chapman, D.S., and Pollack, H.N. (1974): Cold spot in West Africa : anchoring the African plate, *Nature*, 256, 477-478.
- Chatelain, J.-L., Roecker, S., Hatzfeld, D., Molnar, P., et Perrier, G. (1977): Etude sismologique en Afghanistan - Premiers résultats, *C. R. Som. Soc. Geol. France*, à paraître.
- Chinnery, M.A. (1969): Velocity anomalies in the lower mantle, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 2, 1-10.
- Chinnery, M.A., and Toksöz, M.N. (1967): P-wave velocities in the mantle below 700 km, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 199-226.
- Choudhury, M.A., et Perrier, G. (1967): Anomalies du manteau supérieur en France, in 9th Assembly of the E.S.C., 147-153, Copenhagen.
- Choudhury, M.A., et Rothé, J.-P. (1965): Durée de propagation des ondes P; anomalie vers 20°, *Ann. Géophys.*, 21, 266-272.
- Cleary, J. (1967): P-times to Australian stations from nuclear explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 773-781.
- Cleary, J. (1967): Azimuthal variation of the Longshot source term, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3, 27-37.
- Cleary, J.R., and Hales, A.L. (1966): An analysis of the travel times of P waves to North American stations, in the distance range 32° to 100°, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 467-489.
- Cleary, J.R., and Hales, A.L. (1970): PKIKP residuals at stations in North America and Europe, *Earth Planet. Sci. Letters*, 7, 119-124.

- Corbishley, D.J. (1970): Multiple array measurements of the P-wave travel-time derivative, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, 1-14.
- Courtillot, V., et Francheteau, J. (1976): Géothermie, in *Traité de Géophysique Interne*, tome 2, ed. Coulomb J. et Jobert G., 449-499, Masson, Paris
- Crough, S.T., and Thompson, G.A. (1976): Thermal model of continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 81, 4857-
- Davies, D., and Mc Kenzie, D.P. (1969): Seismic travel-time residuals and plates, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 18, 51-63.
- Davies, D., and Sheppard, R.W. (1972): Lateral heterogeneities in the earth's mantle, *Nature*, 259, 218-223.
- Dewey, J.F. (1976): Ancient plate margins : some observations, *Tectonophysics*, 33, 379-385.
- Dewey, J.F., and Spall, H. (1975): Pre-Mesozoic plate tectonics : how far back in earth history can the Wilson cycle be extended ? , *Geology*, 3, 422-424.
- Dietz, R.S. (1965): Earth's original crust - lost quest ? , *Tectonophysics*, 2, 515-520.
- Douglas, A. and Lillwall, R. (1970): Estimation of P wave travel times using the Joint Epicentre method, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, 165-181.
- Doyle, H.A., and Hales, A.L. (1967): An analysis of the travel times of S waves to North American stations, in the distance range 28° to 82°, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 761-771.
- Dubois, J. (1969): Contribution à l'étude structurale du Sud-Ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle Calédonie et aux Nouvelles Hébrides, Thèse d'Etat, Paris.
- Dubois, J., Guillon, J.H., Launay, J., Recy, J., and Trescasses, J.J. (1973): Structural and other aspects of the New Caledonia - Norfolk area, in the *Western Pacific : island arcs, marginal seas, geochemistry*, ed. Coleman P.J., University of Western Australia Press.

- Dubois, J., Ravenne, C., Aubertin, F., Louis, J., Guillaume, R., Launay, J., and Montadert, L. (1974): Continental margins near New Caledonia, in *The Geology of Continental Margins*, ed. Burk C.A. and Drake C.L., 521-536, Springer-Verlag, Berlin.
- Dziewonski, A.M., Hager, B.H., and O'Connell, R.J. (1977): Large-scale heterogeneities in the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, 82, 239-255.
- Enayatollah, M.A. (1972): Travel-times of P-waves for the Swedish-Finnish seismograph network, *Pure and Appl. Geophys.*, 94, 101.
- Encyclopedia Universalis* (1968), Paris.
- Engdahl, E.R. (1975): Effects of plate structure and dilatancy on relative P-residuals, *Geophys. Res. Lett.*, 2, 420-422.
- Ernst, W.G. (1973): Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time, *Amer. J. Sci.*, 272, 657-669.
- Evernden, J.F., and Clark, D.M. (1970): Study of teleseismic P travel-time data, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 4, 1-23.
- Faure, H. (1973): Vertical movements and horizontal translation of the lithosphere, in *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, ed. Tarling D.H. and Runcorn S.K., Academic Press, London & New York.
- Forsyth, D.W. (1975): The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 103-162.
- Froidevaux, C., Schubert, G., and Yuen, D.A. (1977): Thermal and mechanical structure of the upper mantle: a comparison between continental and oceanic models, *Tectonophysics*, 37, 233-246.
- Gaposchkin, E.M., and Lambeck, K. (1971): Earth's gravity field to the sixteenth degree and station coordinates from satellites and terrestrial data, *J. Geophys. Res.*, 76, 4855-4883.

- Gastil, G. (1970): Continents and mobile belts in the light of mineral dating, 21st Int. Geol. Congr., 9, 162-169.
- Girardin, N., and Jacoby, W.R. (1977): Rayleigh wave dispersion along the Reykjanes ridge and model range, *soumis au Geophys. J. R. Astr. Soc.*
- Gogna, M.L. (1967): Travel times from central Pacific nuclear explosions, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 13, 503-527.
- Goguel, J. (1965): *Traité de tectonique*, 2^{ème} édition, 457 p., Masson & C^{ie}, Paris.
- Goula, X. (1976): Anomalies de propagation des ondes P dans quelques stations ibériques et nord-africaines, D.E.A., Grenoble.
- Green, R.W.E., and Hales, A.L. (1968): The travel times of P waves to 30° in the Central United States and upper mantle structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 267-289.
- Gregersen, S. (1977): P-wave travel time residuals caused by a dipping plate in the Aegean Arc in Greece, *Tectonophysics*, 37, 83-94.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F. (1936): Materials for the study of deep-focus earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 26, 341-390.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F. (1956): Magnitudes and energy of earthquakes, *Annali di Geofisica*, 9, 1-15.
- Hales, A.L. (1976): ScS travel time residuals and the difference between continents and oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33, 249-254.
- Hales, A.L., Cleary, J.R., Doyle, H.A., Green, R., and Roberts, J. (1968): P-wave station anomalies and the structure of the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 73, 3885-3896.
- Hales, A.L., and Herrin, E. (1972): Travel times of seismic waves, in *The Nature of the Solid Earth*, ed. Robertson E.C., Mc Graw Hill, New York.

- Hales,A.L.,and Doyle,H.A. (1967): P and S travel time anomalies and their interpretation, Geophys. J. R. Astr. Soc., 13, 403-415.
- Hales,A.L.,and Roberts,J.L. (1970): The travel times of S and SKS, Bull. Seism. Soc. Am., 60, 461-489.
- Herrin,E, and Taggart,J.N. (1968): Regional variations in P travel times, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1325-1337.
- Herrin,E (chairman) (1968): Seismological tables for P phases, Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1193-1219.
- Hirn,A.,Steinmetz,L.,Kind,R.,and Fuchs,K. (1973): Long-range profiles in Western Europe : II - fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne), Zeitsch. für Geophys., 39, 363-384.
- Hoang Trong Pho (1969): Thèse de 3ème cycle, Strasbourg.
- Holmes,A. (1964): Principles of physical geology, 2nd edition, London
- Horaĭ,K. (1969): Cross-covariance analysis of heat flow and seismic delay times for the earth, Earth Planet. Sci. Lett., 7, 213-220.
- Hurley,P.M.,Hughes,H.,Faure,G.,Fairbairn,H.W.,and Pinson,W.H.,Jr (1962): Radiogenic strontium-87 model of continent formation, J. Geophys. Res., 67, 5315-5334.
- Hurley,P.M.,and Rand,J.R. (1969): Pre-drift continental nuclei, Science, 164, 1229-1242.
- Isacks,B.,and Molnar,P. (1971): Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solution of mantle earthquakes, Rev. Geophys. Space Phys., 9, 103-174.
- Isacks,B.,Oliver,J.,and Sykes,L.R. (1968): Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Res., 73, 5855-5899.
- Iyer,H.M.,Pakiser,L.C.,Stuart,D.J.,and Warren,D.H. (1969): Project Early Rise : seismic probing of the upper mantle, J. Geophys. Res., 74, 4409-4441.

- Jacob,K.H. (1972): Global tectonic implication of anomalous seismic P-travel-times from nuclear explosion Longshot, J. Geophys. Res., 77, 2566-2573.
- Janovskaya,T.B. (1964): Computation of velocity depth curves for the upper mantle in Europe as the reverse mathematical problem, in 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission von 24-9 bis 30-9 1962 in Jena, DDR ,ed. Sponheuer W., 113-120, Akademie-Verlag, Berlin.
- Jeffreys,H. (1966): Revision of travel times, Geophys. J. R. Astr. Soc., 11,5-12.
- Jeffreys,H. (1970): The Earth, 5th edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- Jeffreys,H.,and Bullen,K.E. (1935,1940): Seismological tables, British Assoc. Advancement of Sci., Gray-Milne Trust, London.
- Jeffreys,H.,and Singh,K. (1973): Comparison of station errors in seismology, Geophys. J. R. Astr. Soc., 32, 423-437.
- Johnson,L.R. (1967): Array measurements of P velocities in the lower mantle, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 973-1008.
- Johnson,L.R. (1969): Array measurements of P velocities in the upper mantle, J. Geophys. Res., 72, 6309-6325.
- Johnson,L.E., and Gilbert,F. (1972): Inversion and inference for tele-seismic ray data, in Methods in Computational Physics, vol. 12, ed. Bolt B., Academic Press, New York.
- Jordan,T.H. (1975): Lateral heterogeneity and mantle dynamics, Nature, 257, 745-750.
- Jordan,T.H. (1976): The continental tectosphere, Rev. Geophys. Space Phys., 13, 1-12.
- Jordan,T.H. (1977): Lithospheric slab penetration into the lower mantle beneath the Sea of Okhotsk, soumis au J. Geophys. R. Astr. Soc..

- Jordan, T.H., and Lynn, W.S. (1974): A velocity anomaly in the lower mantle, *J. Geophys. Res.*, 79, 2679-2685.
- Julian, B.R., and Anderson, D.L. (1969): Travel times, apparent velocities and amplitudes of body waves, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 58, 339-366.
- Julian, B.R., and Sengupta, M.K. (1973): Seismic travel time evidence for lateral inhomogeneity in the deep mantle, *Nature*, 242, 443-447.
- Kaila, K.L., Reddy, P.R., and Narain, H. (1968): P-wave travel times from shallow earthquakes in India and inferred upper mantle structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1879-1897.
- Kanamori, H. (1970): Mantle beneath the Japanese arc, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, 475-483.
- Kanasewich, E.R., Ellis, R., Chapman, C.H., and Gutowski, P.R. (1973): Seismic array evidence of core boundary source for the Hawaiian linear volcanic chain, *J. Geophys. Res.*, 78, 1361-1371.
- Karig, D.E., and Mammereckx, J. (1972): Tectonic framework of the New Hebrides island arc, *Mar. Geol.*, 12, 187-205.
- Kaula, W.M. (1972): Global gravity and tectonics, in *The Nature of the Solid Earth*, ed. Robertson E.C., 385-405, Mc Graw Hill, New York.
- Kausel, E., Leeds, A.R., and Knopoff, L. (1974): Variations of Rayleigh wave phase velocities across the Pacific Ocean, *Science*, 187, 139-141.
- Khain, V.E., and Muratov, M.V. (1969): Crustal movements and tectonic structure of continents, in *Amer. Geophys. Union Geophysical Monograph 13*, ed. Hart P.J., Washington.
- Knopoff, L. (1972): Observation and inversion of surface-wave dispersion, *Tectonophysics*, 13, 497-519.
- Kono, Y., and Amano, M. (1977): Thickening model of the continental lithosphere, soumis au *Geophys. J. R. Astr. Soc.*

- Lachenbruch, A.H. (1970): Crustal temperature and heat production : implication of the linear heat-flow relation, *J. Geophys. Res.*, 75, 3291-
- Lambeck, K. (1972): Gravity anomalies over oceanic ridges, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 30, 37-53.
- Lee, W.H.K., and Uyeda, S. (1965): Review of heat flow, *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 8*, ed. Lee W.H.K., 87-190, Washington.
- Le Pichon, X., Francheteau, J., and Bonnin, J. (1973): Plate tectonics, 300 p., Elsevier, Amsterdam.
- Lubimova, E.A., and Polyak, B.G. (1969): Heat flow map of Eurasia, in *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 13*, 82-88, Washington.
- Makris, J. (1977): A dynamic model of the Hellenic Arc deduced from geophysical data, *Tectonophysics*, 36, 339-346.
- Massé, R.P. (1973): Compressional velocity distribution beneath Central and Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 911-935.
- Mayer-Rosa, D. (1969): Die Geschwindigkeitsverteilung seismischer Wellen im oberen Erdmantel Europas, *Doc. Thesis*, Stuttgart.
- Mc Kenzie, D.P. (1967): Some remarks on heat flow and gravity anomalies, *J. Geophys. Res.*, 72, 6261-6273.
- Mc Kenzie, D. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36, 541-576.
- Mechler, P. (1967): L'épaisseur de la croûte terrestre déterminée par l'enregistrement des séismes lointains en des stations voisines, *Thèse d'Etat*, Paris.
- Mechler, P., Mseddi, R., et Plantet, J-L. (1971): Carte générale du bas de l'asthénosphère sous la France, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273, 298-301.

- Mitronovas, W., and Isacks, B.L. (1971): Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga-Kermadec island arc, *J. Geophys. Res.*, 76, 7154-7180.
- Miyashiro, A. (1973): *Metamorphism and metamorphic belts*, George Allen and Unwin, London.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. (1975): Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision, *Science*, 189, 419-426.
- Moorbath, S. (1975): Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence, *Nature*, 254, 395-398.
- Mseddi, R. (1972): Structure du bas de l'asthénosphère sous la France, implications sismotectoniques, Thèse de 3^{ème} cycle, Paris.
- Mseddi, R. (1976): Détermination sismique de la structure du manteau supérieur sous la Méditerranée, Thèse d'Etat, Paris.
- Muirhead, K.J., Chang, A.C., and Goncz, J.H. (1977): Multiplicity in the P-travel time curve between 30 and 50 degrees from LASA data, *Abstract, EOS*, 58, 435.
- Niazi, M., and Anderson, D. (1965): Upper mantle structure of Western North America from apparent velocities of P waves, *J. Geophys. Res.*, 70, 4633-4640.
- Nuttli, O.W., and Bolt, B.A. (1969): P-wave residuals as a function of azimuth, undulations of the mantle low-velocity layer as an explanation, *J. Geophys. Res.*, 74, 6594-6602.
- Okal, E., and Kuster, G. (1975): A teleseismic array study in French Polynesia; Implications for distant and local structure, *Geophys. Res. Lett.*, 2, 5-8.
- Oldham, R.D. (1900): On the propagation of earthquake motion to great distances, *Phil. Trans. R. Soc.*, 194

- Oliver, J., and Isacks, B.L. (1967): Deep earthquakes zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 72, 4259-4275.
- Packer, D.R., Brogan, G.E., and Stone, D.B. (1975): New data on plate tectonics in Alaska, *Tectonophysics*, 29, 87-102.
- Pakiser, L.C., and Robinson, R. (1966): Composition of the continental crust as estimated from seismic observations, in *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 10*, ed. Steinhart J.S and Smith T.S., 620-626, Washington.
- Papazakos, B.C., and Cominakis, P.E. (1971): Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.
- Patterson, C., and Tatsumoto, M. (1964): The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the earth's mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1-22.
- Payo, G. (1972): P-wave residuals at some Iberic stations and deep structure of South-Western Europe, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 26, 481-497.
- Piper, J.D.A., Briden, J.C., and Lomax, K. (1973): Precambrian Africa and South America as a single continent, *Nature*, 245, 244-248.
- Plantet, J-L. (1972): Cartographie du bas de l'asthénosphère sous l'Europe Occidentale - Vérifications sismologiques, Thèse de 3^{ème} cycle, Paris.
- Pollack, H.N., and Chapman, D.S. (1977): On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness, *Tectonophysics*, 38, 279-296.
- Polyak, B.G., and Smirnov, Ya. B. (1968): Relationship between terrestrial heat flow and the tectonics of continents, *Geotectonics*, 5, 205.
- Poupinet, G. (1975): Essai d'interprétation des durées de propagation des ondes télé-séismiques P en plusieurs stations françaises, résumé in 3^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Montpellier.

- Poupinet, G. (1976): Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes Occidentales et ses implications tectoniques, *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 1073-1083.
- Press, F., and Biehler, S. (1964): Inferences on crustal velocities and densities from P wave delays and gravity anomalies, *J. Geophys. Res.*, 69, 2979-2995.
- Prozorov, A.G. (1974): Dependence of seismic mean residuals on distance azimuth and time, *Nature*, 252, 558-560.
- Radu, C. (1974): Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du Sud-Est de la France, Thèse d'Etat, Strasbourg.
- Randall, M.J. (1971): A revised travel-time table for S, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 22, 229-234.
- Recq, M. (1974): Contributions à l'étude de la zone de transition entre la structure continentale et la structure océanique de la croûte terrestre entre Toulon et Gênes, Thèse d'Etat, Paris.
- Richter, F.M. (1973): Dynamical models for sea floor spreading, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, 223-287.
- Ringwood, A.E. (1969): Composition and evolution of the upper mantle, in *Am. Geophys. Union Geophysical Monograph 13*, ed. Hart P.J., 1-17, Washington.
- Robinson, R. (1976): Relative teleseismic travel-time residuals, North Island, New Zealand, and their relation to upper mantle structure, *Tectonophysics*, 31, T41-T48.
- Runcom, S.K. (1962): Convection currents in the earth's mantle, *Nature*, 195, 1248-1249.
- Rybach, L. (1976): Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameter, *Pure and Appl. Geophys.*, 114, 309-317.

- Sclater, J.G., and Francheteau, J. (1970): The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 20, 509-542.
- Sengupta, M.K., and Julian, B.R. (1976): P-wave travel times from deep earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 1555-1579.
- Sengupta, M.K., and Toksöz, M.N. (1976): Three dimensional model of seismic velocity variation in the earth's mantle, *Geophys. Res. Letters*, 3, 84-86.
- Sengupta, M.K., and Toksöz, M.N. (1977): The amplitudes of P waves and magnitude correction for deep focus earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2971-2980.
- Sleep, N. (1973): Teleseismic P wave transmission through slab, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 1349-1373.
- Solomon, S.C., and Butler, R.G. (1974): Prospecting for dead slabs, *Earth Planet Sci. Lett.*, 21, 421-430.
- Souriau, A. (1977): Anomalies des temps de propagation des ondes P pour les explosions nucléaires lointaines et structure profonde sous la France, *C. R. Acad. Sc. Paris*, 284, 2471-2474.
- Steinmetz, L., Hirn, A., et Perrier, G. (1974): Réflexions sismiques à la base de l'asthénosphère, *Ann. Géophys.*, 30, 173-180.
- Stöcklin, J. (1974): Possible ancient continental margins in Iran, in *The Geology of Continental Margins*, ed. Burk C.A. and Drake C.L., 873-888, Springer Verlag, Berlin.
- Stoneley, R. (1974): Evolution of the continental margins bounding a former Southern Thethys, in *The Geology of Continental Margins*, ed. Burk C.A. and Drake C.L., Springer Verlag, Berlin.

- Suess, E. (1921): La face de la terre (Das Antlitz der Erde (1900)), 3 tomes, Armand Colin, Paris.
- Sutton, J. (1963): Long-term cycles in the evolution of the continents, *Nature*, 198, 731-735.
- Sutton, J. (1977): Some consequences of horizontal displacements in the Precambrian, *Tectonophysics*, 40, 161-181.
- Taddili, B.A. (1977): Etude comparative du manteau supérieur en dessous du bouclier canadien, de l'Ouest américain et de l'Europe, D.E.A., Grenoble.
- Tapponnier, P. (1977): Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique, soumis au Bull. Soc. Géol. France.
- Tchalenko, J.S. (1975): Seismotectonic framework of the North Tehran fault, *Tectonophysics*, 29, 411-420.
- Toksöz, M.N., and Arkani-Hamed, J. (1967): Seismic delay times : correlation with other data, *Science*, 158, 783-788.
- Toksöz, M.N., Chinnery, M.A., and Anderson, D.L. (1967): Inhomogeneities in the earth's mantle, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 13, 31-59.
- Toksöz, M.N., Minear, J.W., and Julian, B.R. (1971): Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab, *J. Geophys. Res.*, 76, 1113-1138.
- Utsu, T. (1967): Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone, 1, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 7 (Geophys.)*, 3, 1-25.
- Utsu, T. (1971): Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 839-890.
- Utsu, T., and Okada, H. (1968): Anomalies in seismic-wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone, 2, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 7 (Geophys.)*, 3, 197-266.

- Vinnik, L.P., and Lenartovich (1975): Horizontal inhomogeneities in the upper mantle of the Carpathians and Caucasus, *Tectonophysics*, 28, 275-291.
- Vinnik, L.P., Lukk, A.A., and Lenartovich, E. (1975): Lateral inhomogeneities in the uppermost mantle and tectonics of the Pamirs-Hindu Kush and of the Carpathians, in XIVth General Assembly Of the E.S.C., 426-432, Berlin.
- Wadati, K. (1935): On the activity of deep focus earthquakes in the Japanese Islands and neighbourhood, *Geophys. Mag. (Tokyo)*, 3, 305-325.
- Warren, D.H., and Healy, J.H. (1973): Structure of the crust in the continental United States, *Tectonophysics*, 20, 203-213.
- Wasserburg, C.J. (1962): Crustal history and the Precambrian time scale, *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 91, 583-594.
- Weichert, D.H. (1972): Anomalous azimuth of P : lateral variations in deep mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17, 181-188.
- Wiechert, E., und Zieppritz, K. (1907): Ueber Erdbebenwellen, *Nachr. der K. Ges. der Wissenschaften zu Goettingen, Math. Phil. Kl.*
- Willey, G., Cleary, J.R., Marshall, P.D. (1970): Comparison of least squares analyses of long and short period P wave amplitudes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, 439-445.
- Wilson, J.T. (1957): Origin of the earth's crust, *Nature*, 179, 228-230.
- Wilson, J.T. (1968): Theories of building of continents, in *The Earth's Mantle*, ed. Gaskell T.F., 445-474, Academic Press, New York & London.
- Wright, C. (1970): P wave travel time gradient measurements and lower mantle structure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, 41-44.
- Wright, C., and Cleary, J.R. (1972): P-wave travel-time gradient measurements for the Warramanga seismic array and lower mantle structure, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 213-230.

Wright, C., and Lyons, J. A. (1975): Seismology, DT/DA and deep mantle convection, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 40, 115-138.

Wickens, A. J. (1971): Variations in lithospheric thickness in Canada, *Can. J. Earth Sci.*, 8, 1154-1162.

