

0010 1969

T H E S E

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITE DE PARIS

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

par

Jacques D U B O I S

CONTRIBUTION A L'ETUDE STRUCTURALE DU SUD-OUEST PACIFIQUE

D'APRES LES ONDES SISMIQUES OBSERVEES

EN NOUVELLE CALEDONIE ET AUX NOUVELLES HEBRIDES

Soutenue le 1969 devant la Commission d'Examen

| | | |
|------------------------|---|------------|
| Jury : M.M. J. COULOMB | } | Président |
| L. GLANGEAUD | | Examineurs |
| J. GOGUEL | | |
| Mme Y. LABROUSTE | | |

O . R . S . T . O . M .
PARIS
1 9 6 9



O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 13 339

Date : A, ep 2.

A MES MAITRES

A MES PARENTS
A MON FRERE PIERRE

A MA FEMME
A MON FILS PHILIPPE
A MA FILLE JUDITH

A v a n t - P r o p o s

Au moment de présenter ce travail, je mesure tout ce que je dois à mes maîtres :

principalement à Monsieur le Professeur J. COULOMB qui a dirigé mes recherches pendant mon séjour à Nouméa en m'apportant son appui constant et qui m'a accueilli ensuite à la Chaire de Physique du Globe où j'ai exploité mes observations grâce à ses conseils et suivant les voies qu'il m'a tracées ;

à Madame Y. LABROUSTE ma marraine scientifique à l'ORSTOM qui a suivi de près la marche de mon travail et a consacré de nombreuses heures à la correction et à la mise en forme des données et des développements ;

à Monsieur le Professeur J. GOGUEL, directeur de la section de géophysique de l'ORSTOM à qui je dois d'avoir entrepris cette étude et qui m'a donné toutes les facilités pour cela ; j'ai bénéficié, comme tous les chercheurs de la section qu'il dirige, de son aide pour résoudre les problèmes scientifiques et d'ordre administratif ainsi que de son appui sur le plan humain ;

à Madame N. JOBERT qui a dirigé mon travail sur les ondes de surfaces dans la partie théorique relative aux ajustements des modèles avec les données expérimentales.

Je remercie Monsieur le Professeur L. GLANGEAUD qui a accepté de faire partie de mon jury et s'est intéressé à mes observations géophysiques qui vont dans le sens de ses théories géologiques sur les structures des bordures continentales qu'il avait proposées dès 1948.

Mes remerciements vont également à Monsieur J.P. TONNIER chef du Centre ORSTOM de Nouméa, à Monsieur J. AUBRAT de la section de géophysique, à Monsieur GODIVIER des laboratoires centraux de Bondy ; à Monsieur le Directeur du Service Central de Documentation de l'ORSTOM et à ses collaborateurs pour l'aide qu'ils m'ont apportée dans la mise en forme de ce travail.

J'adresse mes remerciements amicaux à mes camarades de la section de géophysique de Nouméa J.L. PUECH et C. REICHENFELD ainsi qu'à tous ceux de l'Institut de Physique du Globe et de la Chaire de Physique du Globe de Paris à J. GAULON, M. GOUDARZI, G. PERRIER, SOURIAU, à Madame ROULT et à

G. PASCAL de l'ORSTOM actuellement en stage à l'I.P.G., qui réalise une liaison efficace entre les chercheurs outre mer et leurs camarades de Paris.

Que tous mes collègues de Nouméa, techniciens et opérateurs de la section de géophysique, de la section d'océanographie, des services des mines et de la météorologie trouvent ici l'expression de ma reconnaissance : plus particulièrement ceux qui ont la responsabilité des stations sismologiques isolées : M. BENOÎT chef du service des mines des Nouvelles Hébrides, J. LAURENT et S. GALINIE à Port-Vila, GAVARONNE à Luganville, THEVENIN planteur sur l'Ile de Pentecôte, GARCIA à Lamap, MOREAU à Koumac, VAN HALL à Ouanaham ; les chercheurs de la section d'océanographie de Nouméa M. LEGAND et H. ROTSCHI ainsi que l'équipage du navire océanographique Coriolis et son commandant M. DE CHALVRON. A tous, j'associe ceux qui m'ont précédé et ont installé les premières stations sismologiques C. BLOT et R. PRIAM ainsi que tout le personnel qui travaille à l'observatoire du Ouen Toro.

Table des Matières

| | |
|--------------------|---|
| Introduction | 1 |
|--------------------|---|

Première Partie

LE SUD-OUEST PACIFIQUE ET LA REGION NOUVELLE-CALEDONIE NOUVELLES HEBRIDES

I.- Chapitre Premier

| | |
|--|----|
| I - 1.1 Les théories générales sur l'expansion des océans et la dérive des continents | 7 |
| I - 1.2 Le Sud-Ouest Pacifique | 10 |
| I - 1.3 Le Sud-Ouest Pacifique et la théorie de l'expansion, hypothèse proposée | 14 |

I.- Chapitre 2

| | |
|---|----|
| LES STATIONS SISMOLOGIQUES DE NOUVELLE-CALEDONIE ET NOUVELLES HEBRIDES | 19 |
|---|----|

Deuxième Partie

PROPAGATION DES ONDES DE VOLUME DANS LA REGION DE LA NOUVELLE-CALEDONIE ET DES NOUVELLES HEBRIDES

II.- Chapitre Premier

| | |
|--|----|
| GENERALITES SUR LES TEMPS RESIDUELS, O-C | 25 |
|--|----|

II.- C h a p i t r e 2

| | |
|--|----|
| TEMPS RESIDUELS EN NOUVELLE - CALEDONIE ET AUX NOUVELLES HEBRIDES | 29 |
| II - 2.1 Données | 29 |
| II - 2.2 Analyse de la variance | 30 |
| II - 2.3 Interprétation | 34 |
| II - 2.4 Explosion nucléaire des Aléoutiennes | 34 |

II.- C h a p i t r e 3

| | |
|--|----|
| DIFFERENCES LOCALES ENTRE LES O-C : METHODE DES COUPLES DE STATIONS | 35 |
| II - 3.1 Méthode | 35 |
| II - 3.2 Remarque | 37 |
| II - 3.3 Résultats en Mélanésie | 38 |
| II - 3.4 Présentation des résultats | 38 |
| II - 3.5 Précision des résultats | 39 |

II.- C h a p i t r e 4

| | |
|---|----|
| UTILISATION DES SEISMES DES NOUVELLES HEBRIDES POUR L'ETUDE DES ANOMALIES LOCALES | 41 |
| II - 4.1 Application de la méthode des couples de stations aux données des crises sismiques | 41 |
| II - 4.2 Equation de propagation des ondes sismiques, cas des séismes proches, forme générale | 42 |
| II - 4.3 Méthode proposée | 43 |
| II - 4.4 Application et résultats - ondes P | 44 |
| II - 4.5 Ondes S | 46 |
| II - 4.6 Précision des résultats | 47 |
| II - 4.7 Stations situées sur l'arc sismique | 48 |
| II - 4.8 Objections sur l'application de la méthode | 49 |
| II - 4.9 Vérification de l'hypothèse de linéarité | 49 |

II.- C h a p i t r e 5

| | |
|--|----|
| INTERPRETATIONS DES CORRELATIONS | 51 |
| II - 5.1 Tableau résumé | 51 |

| | | |
|------------------------|---|----|
| II - 5.2 | Effet de l'épaisseur de l'écorce terrestre sur les temps de propagation des ondes P | 53 |
| II - 5.3 | Effet des anomalies de vitesses des ondes P dans le manteau supérieur | 54 |
| II - 5.4 | Epaisseur de l'écorce terrestre et équations de propagation des ondes P | 54 |
| II - 5.5 | Interprétation des résultats en Nouvelle-Calédonie | 55 |
| II - 5.6 | Interprétation des résultats aux Nouvelles Hébrides | 57 |
| | | |
| II.- C h a p i t r e 6 | | |
| ANNEXE | | 61 |
| II - 6.1 | Histogrammes - Courbes normales ajustées | 61 |
| II - 6.2 | Tableau des valeurs de O-C pour des stations du Pacifique, de l'Amérique du Nord et de l'Europe ; explosion nucléaire des Aléoutiennes | 68 |
| II - 6.3 | Vérification de l'hypothèse de linéarité entre Nouvelles Hébrides et Nouméa (années 1966-1967) | 70 |
| II - 6.4 | Vérification de l'hypothèse aux Nouvelles Hébrides. Station de Port-Vila (années 1966-1967) | 72 |
| II - 6.5 | Observations relatives à quelques séismes de l'Ile Tonga (Nouvelles Hébrides) Applications à l'étude de l'écorce aux Nouvelles Hébrides | 74 |

Troisième Partie

DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH DANS LA REGION DE LA NOUVELLE-CALEDONIE ET DES NOUVELLES HEBRIDES

| | | |
|---|---|----|
| III.- C h a p i t r e P r e m i e r | | |
| LES INSTRUMENTS, AMPLIFICATION, DEPHASAGE | | 81 |
| III - 1.1 | Constantes des instruments et amplification | 81 |
| III - 1.2 | Déphasage | 82 |
| | | |
| III.- C h a p i t r e 2 | | |
| ETUDES THEORIQUES | | 88 |

| | | |
|-----------|--|----|
| III - 2.1 | Rappels | 88 |
| III - 2.2 | Mode fondamental et harmoniques | 90 |
| III - 2.3 | Programme V P R O C J | 90 |
| III - 2.4 | Rappel, formulaire | 91 |
| III - 2.5 | Choix des modèles | 92 |
| III - 2.6 | Mouvements du sol | 95 |
| III - 2.7 | Tensions radiale et tangentielle | 96 |

III.- C h a p i t r e 3

| | | |
|--------------------------------|---|-----|
| COEFFICIENTS D'INFLUENCE | 97 | |
| III - 3.1 | Mode fondamental | 98 |
| III - 3.2 | 1ère harmonique | 100 |
| III - 3.3 | Influence sur C des variations d'épaisseur des différentes couches | 102 |
| III - 3.4 | Epaisseur de la couche d'eau | 102 |
| III - 3.5 | Influence de l'épaisseur des couches sédimentaires | 103 |
| III - 3.6 | Influence de l'épaisseur de l'écorce "profonde" | 104 |
| III - 3.7 | Vérifications | 105 |
| III - 3.8 | Influence des paramètres sur la vitesse de groupe U | 106 |
| III - 3.9 | Effet d'un talus et d'un escalier sur la propagation des ondes de Rayleigh | 108 |

III.- C h a p i t r e 4

| | | |
|-------------------------------|--|-----|
| RESULTATS EXPERIMENTAUX | 111 | |
| III - 4.1 | Dépouillement des sismogrammes | 111 |
| III - 4.2 | Calculs d'erreur | 113 |
| III - 4.3 | Le Sud-Ouest Pacifique : vitesse de groupe des ondes de Rayleigh à Nouméa, Koumac et Port-Vila | 115 |
| III - 4.4 | Les Nouvelles Hébrides : vitesses de groupe des ondes de Rayleigh le long de l'arc sismique | 119 |
| III - 4.5 | La Nouvelle-Calédonie : vitesse de phase des ondes de Rayleigh | 124 |

III.- C h a p i t r e 5

| | | |
|--------------|---|-----|
| ANNEXE | 127 | |
| III - 5.1 | Liste des séismes du Sud-Ouest Pacifique | 127 |

| | | |
|-----------|---|-----|
| III - 5.2 | Séismes des Iles Santa Cruz enregistrés à Port-Vila | 130 |
| III - 5.3 | Séismes du sud de l'archipel des Nouvelles Hébrides enregistrés à Port-Vila | 134 |
| III - 5.4 | Précision sur le calcul de la vitesse de groupe, influence des paramètres | 135 |

Quatrième Partie

ESSAIS DE SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

| | | |
|------------------------------------|--|-----|
| IV.- C h a p i t r e P r e m i e r | | |
| IV - 1.1 | Inventaire des observations et des interprétations déjà proposées | 139 |
| IV - 1.2 | Convergence des observations sur les ondes de volume et les ondes de Rayleigh | 140 |
| IV - 1.3 | Essai d'interprétation des observations dans le cadre de notre hypothèse de travail.. | 141 |
| IV.- C h a p i t r e 2 | | |
| | CONCLUSIONS | 147 |
| IV.- C h a p i t r e 3 | | |
| | ANNEXE | 151 |

I n t r o d u c t i o n

L'installation d'un réseau d'une vingtaine de stations sismologiques en Nouvelle-Guinée, aux Iles Salomon, aux Nouvelles Hébrides, en Nouvelle-Calédonie, aux Iles Fidji et Tonga, a contribué, depuis 10 ans environ, à améliorer la connaissance des arcs sismiques du Sud-Ouest Pacifique. On se propose ici de dégager les grands traits structuraux de cette région complexe par l'étude de la propagation des ondes sismiques aux stations de la Nouvelle-Calédonie et des Nouvelles Hébrides.

Dans la première partie de ce travail, on décrit la région comprise entre la ligne andésitique et l'Australie et on donne un aperçu de l'intérêt qu'elle présente dans le cadre des théories générales sur la dérive des continents et l'expansion des océans. L'étude de la propagation des ondes de volume issues des zones sismiques de la région est faite dans la deuxième partie tandis que la propagation des ondes de Rayleigh est examinée dans la troisième partie. Dans ces 2 parties principales, on soumet les observations à une critique méthodique et on analyse avec soin les marges d'incertitudes. Dans le but de proposer des interprétations, le calcul des modèles théoriques est mené en cherchant de façon systématique quelle est l'influence des paramètres. Trois heures de calcul environ sur IBM 3 600 ont été nécessaires à ce travail. La synthèse des observations et les hypothèses qu'elles conduisent à proposer sur la structure du Sud-Ouest Pacifique sont développées dans la quatrième partie.

P r e m i è r e P a r t i e

LE SUD-OUEST PACIFIQUE ET LA REGION

NOUVELLE-CALEDONIE NOUVELLES HEBRIDES

La première partie comprend 2 chapitres.

Dans le premier, un exposé sommaire des théories sur l'expansion des océans et la dérive des continents, montre l'intérêt que présente l'étude du Sud-Ouest Pacifique dans ce domaine. On rassemble ensuite les principales observations déjà faites dans la région en bathymétrie, géologie, géophysique et on décrit la sismicité des Nouvelles Hébrides. Compte tenu de ces observations, on propose une hypothèse sur l'origine possible et le développement des arcs insulaires du Sud-Ouest Pacifique. Cette hypothèse de départ sera examinée après l'étude des anomalies de propagation des ondes de volume et des ondes de surface.

Dans le deuxième chapitre, on décrit les caractéristiques des stations sismologiques et de leur équipement.

I.- Chapitre Premier

I - 1.1 Les théories générales sur l'expansion des océans et la dérive des continents.

Au cours de ce développement, on se réfère largement à l'ouvrage "Expansion et dérive des continents" de J. COULOMB (1969) qui établit les rapports entre les très nombreuses observations faites ces dix dernières années dans l'étude des fonds océaniques, des dorsales, des arcs insulaires, et fait une synthèse générale des grandes théories actuelles en précisant par une critique détaillée quels sont les points acquis et les difficultés que l'on rencontre encore dans certaines interprétations.

WEGENER, en 1915, avait proposé la célèbre théorie de la dérive des continents en se basant sur des analogies de forme et des observations géologiques ; les 2 blocs Euro-Africain et Américain, par exemple, auraient été jointifs avant de se séparer en laissant ainsi la place à un océan. Cette théorie, après de nombreux travaux et discussions avait perdu de son attrait lorsque les progrès récents accomplis dans l'étude des fonds océaniques lui redonnèrent un nouveau succès.

H. HESS et R. DIETZ (1961) proposent un mécanisme : l'expansion des fonds océaniques se fait à partir des dorsales. Pour expliquer qu'il n'en résulte pas une dilatation générale de la terre, il faut admettre qu'il existe des régions particulières, bordures continentales, arcs insulaires, où l'écorce océanique disparaît en plongeant dans le manteau supérieur. Ceci implique un écoulement sous l'écorce dû à une convection visqueuse dans le manteau supérieur (fig. I - 1). HESS distingue deux origines possibles des dorsales : l'une à partir d'une fracture au sein d'un continent, créant un nouvel océan (dorsale médio-Atlantique), l'autre dans un océan déjà stabilisé (dorsale du Pacifique est). L'étude de la chaîne médio-Atlantique et de la dorsale de Reykjanes (J. HEIRTZLER, X. LE PICHON, BARON 1966) montre le parallélisme des anomalies magnétiques entre elles et avec l'axe de la dorsale : des systèmes d'anomalies parallèles se retrouvent au

voisinage des arcs insulaires et aussi de part et d'autre des fractures de Mendocino Pioncer et Murray dans le Pacifique est (H. MENARD 1964, V. VACQUIER 1966).

L'idée de déplacement du fond océanique à partir des dorsales peut expliquer ce parallélisme des anomalies magnétiques dont l'origine a été attribuée par F. VINE et D. MATTHEWS (1963) aux inversions du champ terrestre. Les anomalies seraient dues à l'aimantation thermorémanente acquise par les roches sous l'effet du champ au moment de leur formation, lors de leur refroidissement au-dessous du point de Curie. Cette aimantation thermorémanente se retrouve superposée à l'aimantation induite par le champ actuel. Des dragages ont confirmé que les basaltes issus des dorsales avaient une aimantation rémanente très élevée. De nombreux travaux ont été consacrés aux problèmes des inversions du champs, et les "paléomagnéticiens" distinguent maintenant de longues périodes de polarité, périodes de Brunhes, de Matuyama, de Gauss, coupées d'épisodes brefs, Olduvai, Mammouth etc..., qui définissent des repères nets.

L'hypothèse du déplacement du fond océanique à partir des dorsales donne aussi une interprétation des failles transverses qui coupent les dorsales. J. WILSON (1965) les appelle failles transformantes, la partie de la faille située entre deux parties décalées de la dorsale (zone où le déplacement relatif des deux lèvres est le plus grand) étant le siège de séismes. V. VACQUIER (1966) a montré que les anomalies de part et d'autre de la fracture sont superposables par la translation qui aligne les deux segments de dorsale séparés par cette fracture. L'étude par L. SYKES (1967) des premiers mouvements aux foyers de séismes situés sur la faille, confirme aussi l'interprétation de WILSON.

On a observé des évolutions ou des arrêts dans l'expansion sur certaines dorsales. L'étude systématique des lignes d'expansion sur tout le Globe a conduit à l'établissement d'échelles d'anomalies. Celle du Lamont comporte 32 échelons repérables partout sur le Globe ; le n° 30 correspond au crétacé (70Ma), 20 à l'éocène (50Ma), 10 à l'oligocène (30Ma), 5 à la fin du miocène (10Ma). L'échelle proposée par X. LE PICHON apporte quelques modifications de détails.

Notons que les observations de M. EWING (1967), sur l'épaisseur des sédiments en fonction de la distance à la dorsale, avaient suggéré une expansion, continue ou non, jusqu'à la fin du secondaire ou au début du tertiaire, puis une période calme et une reprise il y a 10Ma à partir des mêmes axes.

Le plongement du fond océanique sous les marges continentales ou les arcs insulaires, est caractérisé par des fossés que J. WORZEL (1965) interprète comme des grabens d'effondrement : gradins de la fosse des Nouvelles Hébrides (voir plus loin fig. I.8). Ce problème du plongement sous les continents ou les arcs insulaires a été éclairé de façon nouvelle par l'hypothèse de J. OLIVER et B. ISACKS (1967). Ces auteurs proposent l'existence d'une couche de 100 km d'épaisseur à fort facteur de qualité Q qu'ils appellent lithosphère (ou tectosphère) par opposition à l'asthénosphère à faible valeur de Q. Ils expliquent ainsi la différence que l'on observe entre les spectres d'amplitudes de la phase P issue d'un même séisme (des Tonga)

Fig. I.1 Mécanisme de l'expansion d'après H. HESS.

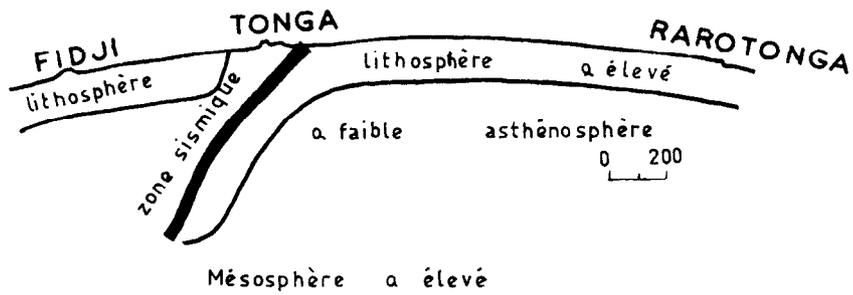
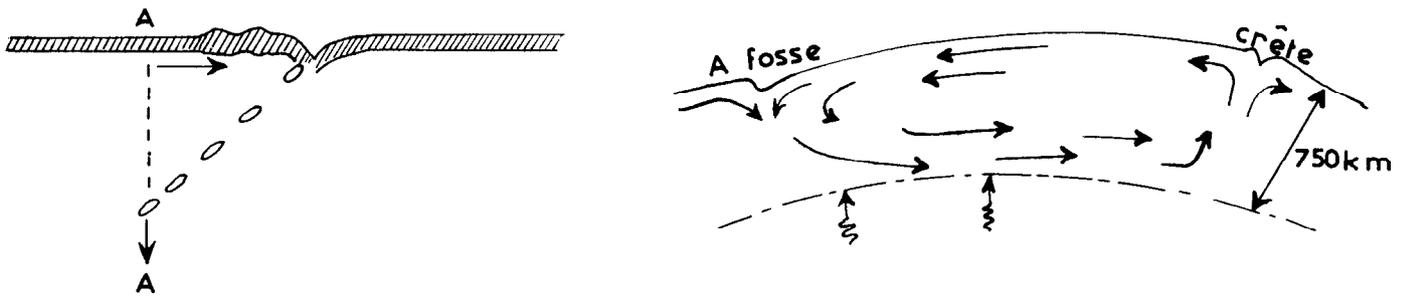


Fig. I.2 Plongement sous un arc insulaire d'après B. ISACKS et J. OLIVER.

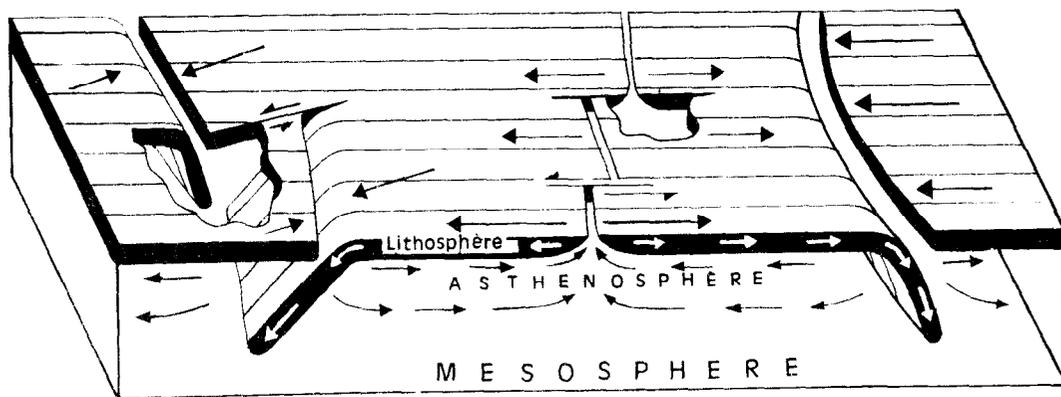


Fig. 1.3 Mouvements relatifs des plaques d'après B. ISACKS, J. OLIVER et L. SYKES.

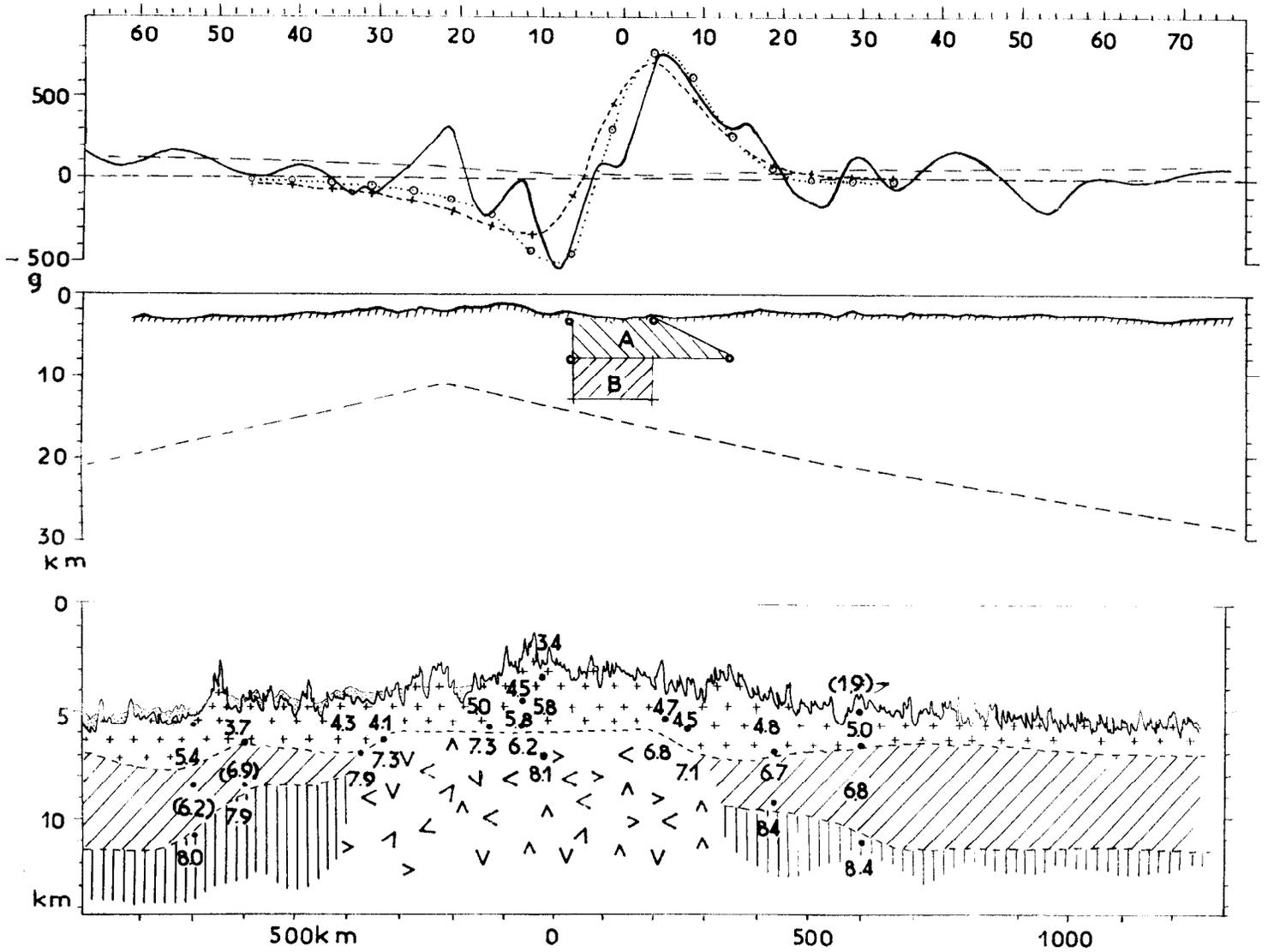


Fig. I.4 Dorsale médio-atlantique ; anomalies magnétiques et sismiques d'après J. HEIRTZLER et X.LE PICHON.

et propagée le long de l'arc ou perpendiculairement à l'arc. La lithosphère plongerait sous l'arc en entraînant la croûte, siège des séismes; l'état physique de l'asthénosphère permettant les écoulements lents, la lithosphère descendrait et maintiendrait, par inertie thermique, sa nature jusqu'à 700 km de profondeur, limite inférieure des séismes profonds (fig. I.2). Le mécanisme de ces séismes serait différent des séismes superficiels comme le supposait H. JEFFREYS (1936). E. OROWAN (1966) (voir aussi J. COULOMB et G. JOBERT, 1967), étudiant les conditions physiques des milieux au-dessous de 20 km, estime que les séismes y résultent d'une instabilité de fluage. Il faudrait 15 à 20 Ma pour que la lithosphère atteigne la profondeur de 700 km à raison de 5 cm/a.

Compte tenu de ces théories, l'ancienne idée de la dérive des continents prend un nouvel aspect. E. BULLARD (1965), D. MAC KENZIE (1967) et W. MORGAN (1968) imaginent un ensemble de plaques indéformables d'épaisseur assez grande, pouvant comporter des parties continentales et des parties océaniques (lithosphère). Ces plaques, au nombre de 20 dans le modèle de MORGAN, sont limitées par les dorsales et les failles transverses. Les vitesses d'expansion et les directions des premiers mouvements des séismes définissent pour chaque plaque un centre de rotation et une vitesse angulaire de rotation.

X. LE PICHON (1968) a proposé un modèle à six plaques. Pour chacune des cinq principales lignes d'ouverture : Arctique, Atlantique, Indienne, Sud Pacifique et Nord Pacifique, il obtient, par la méthode des moindres carrés, les centres de rotation (ou leurs antipôles) et la vitesse angulaire rendant le mieux compte des vitesses d'expansion et de l'azimut des failles transformantes à leur intersection avec l'axe de la dorsale.

Plus récemment B. ISACKS, J. OLIVER et L. SYKES (1968) ont envisagé un schéma offrant plusieurs possibilités dans le jeu des plaques les unes par rapport aux autres. Si les mouvements relatifs sont opposés, il peut y avoir plongement d'une plaque sous une autre. Ce schéma est intéressant pour les interprétations concernant le Sud Ouest Pacifique (fig. I.3).

Les résultats sismiques, gravimétriques et géothermiques peuvent être interprétés dans le cadre des théories générales de l'expansion, basées essentiellement sur des observations magnétiques. Ainsi, les trois stades successifs de la formation d'une dorsale, graben, déchirure, dorsale, correspondent à des anomalies de Bouguer négatives pour les grabens continentaux (affaissement d'un prisme), positives pour une déchirure (intrusion d'un milieu plus dense, mer Rouge, ALLAN, PISANI, 1966), négative et très large pour une dorsale (manteau anormal s'étendant sous les flancs d'après M. TALWANI, X. LE PICHON, M. EWING, 1966). Une objection concerne la disparition sur la vallée axiale de l'anomalie positive accompagnant les intrusions. Dans le cas des dorsales, les anomalies de vitesse des ondes sismiques sont en bon accord avec les observations gravimétriques (J. HEIRTZLER et X. LE PICHON, 1965 et LE PICHON, 1966, fig. I.4).

Des difficultés plus importantes apparaissent dans l'interprétation des observations sur les fosses. Les anomalies gravimétriques conduisent J. WORZEL (1965) à considérer celles-ci comme des zones d'effondrement ; il y aurait donc extension au lieu de la compression attendue.

W. ELSASSER (1968) suppose une descente forcée de la lithosphère due à une transformation rapide de la matière avec accroissement de sa densité.

Le flux de chaleur moyen sur les dorsales est élevé et sa valeur décroît en fonction de la distance à la crête (LEE et UYEDA, 1965), ce qui a conduit D. MAC KENZIE à construire un modèle de plaque de 50 km d'épaisseur entaillée par une fente s'élargissant en laissant le passage à la matière infectée à 550°C. Il y a bon accord entre la répartition du flux sur le modèle et les observations.

On étudie maintenant la région du Sud Ouest Pacifique en donnant les traits généraux caractérisant les différentes unités qui le composent.

I - 1.2 Le Sud Ouest Pacifique

La région comprise entre l'Australie et la ligne andésitique, dont le tracé par MAC-DONALD (1949) est basé sur des considérations pétrographiques, est une région d'arcs insulaires qui se développent entre le socle ancien de l'Australie et le domaine océanique du Pacifique.

Les géologues la divisent de l'ouest vers l'est en : Paléo-Australia, Méso-Australia, zone Mélanésienne interne et zone Mélanésienne externe (fig. I.5). Les terrains les plus anciens, précambriens, se trouvent en Australie et en Nouvelle-Zélande dans la partie sud-ouest de l'île Chatham. Une zone géosynclinale plissée borde l'Australie à l'est et on passe à la plaine abyssale du bassin de Tasmanie par des gradins, dûs certainement à une action tectonique. Le bassin de Tasmanie est la seule région de tout l'ensemble étudié qui appartienne au type abyssal du Pacifique Central ; au nord de cette plaine abyssale, des guyots s'alignent N-S suivant une ligne de fracture ; il s'agit de volcans tertiaires identiques aux volcans du Pacifique.

La Nouvelle-Zélande où l'on rencontre des terrains du socle précambrien (au sud ouest) est caractérisée par un géosynclinal qui a commencé à se plisser au jurassique inférieur et qui a émergé au jurassique supérieur. Au Crétacé et au Tertiaire, la ride plissée a été détruite et à l'oligocène un mouvement orogénique s'est accompagné d'un épanchement de péridotites (au Nord Ouest de l'île Nord). La faille alpine, à l'ouest a débuté au jurassique inférieur. La fosse de Hikurangi semble être un fossé comblé séparé de celle des Kermadec. Quant au plateau de Campbell au sud est, on souligne son caractère continental (sédiments oligocène, éocène, crétacé en discordance sur un substratum schisteux) ; il est séparé du bassin Sud Pacifique par la faille des Antipodes (fig. I.6).

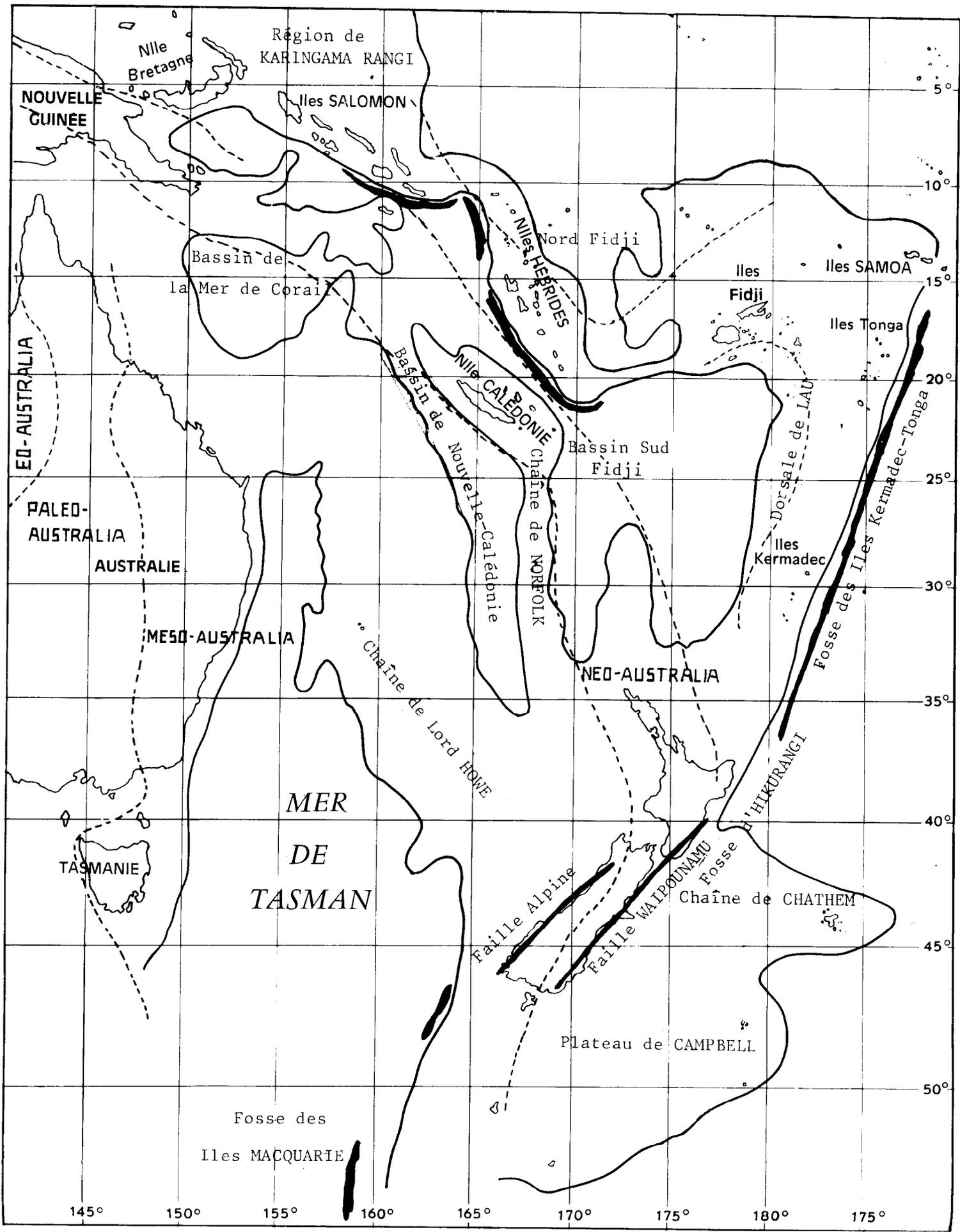


Fig. I.5 Divisions du Sud-Ouest Pacifique par les géologues d'après GUILLOIN.

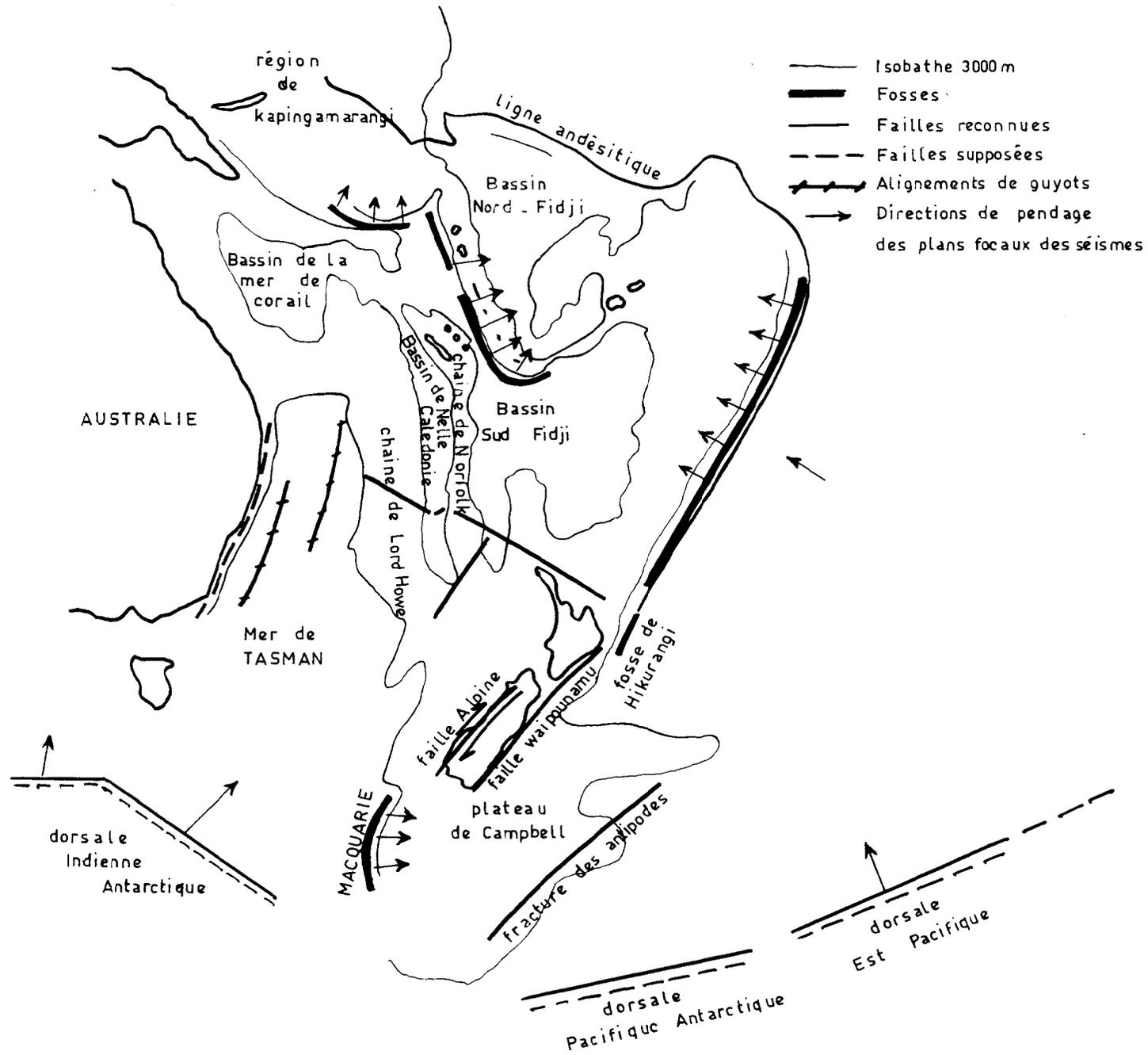


Fig. I.6 Le Sud-Ouest Pacifique ; dorsales actives, tectonique, arcs sismiques, isobathe 3 000 m.

Les dorsales de Lord Howe et de Norfolk prolongent vers le nord l'ensemble "continental" de la Nouvelle-Zélande. Les observations géologiques sont peu nombreuses ; les îles seraient tertiaires et on connaît un prélèvement éocène sur la dorsale de Lord Howe. Comme on le voit sur la carte de l'isobathe 3 000 m (fig. I.6), les deux chaînes sont séparées par le bassin de Nouvelle-Calédonie. Ce bassin a la même nature que la fosse de Hikurangui : les profils sismiques ont montré dans les deux cas l'existence de la même couche de sédiments ; les flancs de la fosse sont très abrupts (R. HOUTZ et al., 1967).

Les Iles Fidji et la chaîne de Lau. La région des Iles Fidji apparaît comme un vaste ensemble dont les surfaces émergées ne constituent qu'une très faible partie (cf. carte de l'isobathe 3 000 m, fig. I.6). Les roches les plus anciennes datent du tertiaire inférieur et elles sont fortement métamorphosées. L'orogénie est tertiaire et deux lignes de fractures approximativement N-S et E-O apparaissent. Le prolongement au sud se fait par la chaîne de Lau dont la structure est de type continental (propagation des ondes de surface, K. HUNKINS et J. KUO, 1965). Cette chaîne est séparée de celle des Tonga par le bassin de Lau, rempli de deux kilomètres de sédiments.

Les bassins Nord Fidjien, Sud Fidjien et de la mer de Corail. Ils ont une profondeur de 3 000 à 4 000 m, mais on verra dans l'étude sismologique (dispersion des ondes de surface) qu'ils sont de nature différente des bassins typiquement océaniques tels que ceux de la mer de Tasman ou du Pacifique Central. Pour H. MENARD, E. WINTERER et al (1968), le plateau des Fidji (sous 3 000 m d'eau) est en général montagneux avec des zones profondes et étroites qui sont sismiquement actives et il leur paraît être le centre d'une expansion. Deux zones de fractures de direction est, et de nombreux guyots semblent indiquer une longue histoire de la tectonique et du volcanisme.

H. SCLATER et V. VACQUIER (1968) signalent une forte valeur du flux de chaleur dans le bassin au Nord Fidji, résultat comparable à celui qui a été obtenu dans les mers d'Okhotsk et du Japon, à la verticale des séismes profonds (YASUI, 1966). Le bassin de la mer de corail de 4 000 m de profondeur est caractérisé par une épaisse couche de 1 à 1,5 km de sédiments (G. SHOR, 1967).

Les arcs insulaires :

L'arc des Iles Macquarie au sud de la Nouvelle-Zélande a été reconnue comme tel, par C. SUMMERHAYES (1967). La pente de la surface focale des séismes est dirigée vers l'est, c'est-à-dire en direction opposée à celle de l'arc des Iles Tonga-Kermadec. L'expansion proviendrait de l'ouest ou du sud-ouest.

L'arc des Nouvelles Hébrides. Cet archipel, où existe une grande activité sismique et volcanique comprend : au nord ouest de l'île Epi (fig. I.7) l'alignement des îles de l'ouest qui sont remarquables par des intrusions de diorites ; des dépôts argileux ont été plissés à l'oligocène ; le volcanisme andésitique (sous-marin) qui commence au début du miocène y est très

important au pliocène ; actuellement il n'y a plus d'activité volcanique. Ces îles sont caractérisées par une tectonique souple.

A l'est, l'arc qui se développe des îles Banks à l'îlot Matthews comprend une ligne de volcans actifs : Gaua, Ambrym, Lopévi, Karua, Tanna, Matthews. On date le début de ce volcanisme au pliocène. La tectonique sur ces îles est cassante.

A l'est de cet arc, existe un horst qui semble s'être soulevé au pliocène et dont la surrection, marquée par des arrêts, se poursuit de nos jours (terrasses). On y retrouve des formations de péridotites antérieures à ce soulèvement, datant du miocène (J.M. OBELLIANE, 1958). La tectonique est cassante.

Le domaine océanique. Les observations en mer sont peu nombreuses dans la région des Nouvelles Hébrides ; pourtant, le domaine océanique représente plus des 9/10èmes de la surface de cette région. Plusieurs cartes à grande échelle ont été publiées ; citons celle de l'Académie des Sciences de Moscou, (croisières du Vitiaz) et celle de la Scripps Institution of Oceanography. Elles ont été utilisées pour le tracé des profils bathymétriques, le long des trajets sismiques, dans l'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh (cf. 3ème partie). Les données autres que celles qui concernent la bathymétrie sont pratiquement inexistantes. Les résultats des croisières Nova entreprises par la Scripps Institution of Oceanography (navires Argo et Horizon) dans tout le Sud-Ouest Pacifique, ne sont pas encore publiés à l'exception d'un profil sismique en mer de Corail (G.SHOR, 1968) et de quelques indications géothermiques sur le bassin Nord Fidji (cité plus haut).

Pour préciser la topographie du fond, quatre croisières bathymétriques aux Nouvelles Hébrides ont été faites sur le Coriolis, navire océanographique du Centre ORSTOM de Nouméa (M. DE CHALVRON, J. DUBOIS, J.L. PUECH, C. REICHENFELD, 1966-1967-1968). On distingue :

- La fosse, de 7 000 m environ de profondeur, étroite, parallèle à l'arc à l'ouest des îles Banks, Erromango, Tanna, Anatom, Matthews, se développe sur 700 km environ. Au niveau des îles Espiritu Santo et Mallicolo, elle s'interrompt. Les flancs sont à pente raide (4 000 m de dénivellation sur 18 km de distance horizontale). Le flanc ouest se présente sous l'aspect de deux gradins (fig. I.8) successifs séparés par un palier à 4 000 m environ, sur 40 km de distance horizontale. Le flanc est est interrompu par un palier à 5 000 m. Le fond de la fosse est par endroit relativement plat sur 5 à 20 km (remplissage par courants de turbidité ?).

- La zone océanique de l'archipel des Nouvelles Hébrides proprement dit est plus complexe. De nombreux accidents tectoniques sont visibles, deux bassins intérieurs à fond plat se situent au centre de l'archipel, entre les îles Mallicolo, Ambrym, Pentecôte, Aoba et Espiritu Santo, Aoba, Aurcra, Gaua.

Au sud-est de l'île Tanna se creuse un rift étroit parallèle à l'arc, de 2 000 m de profondeur (J.L. PUECH, C. REICHENFELD, 1968).

Le versant est de la chaîne, vers le bassin Nord Fidji est raide.

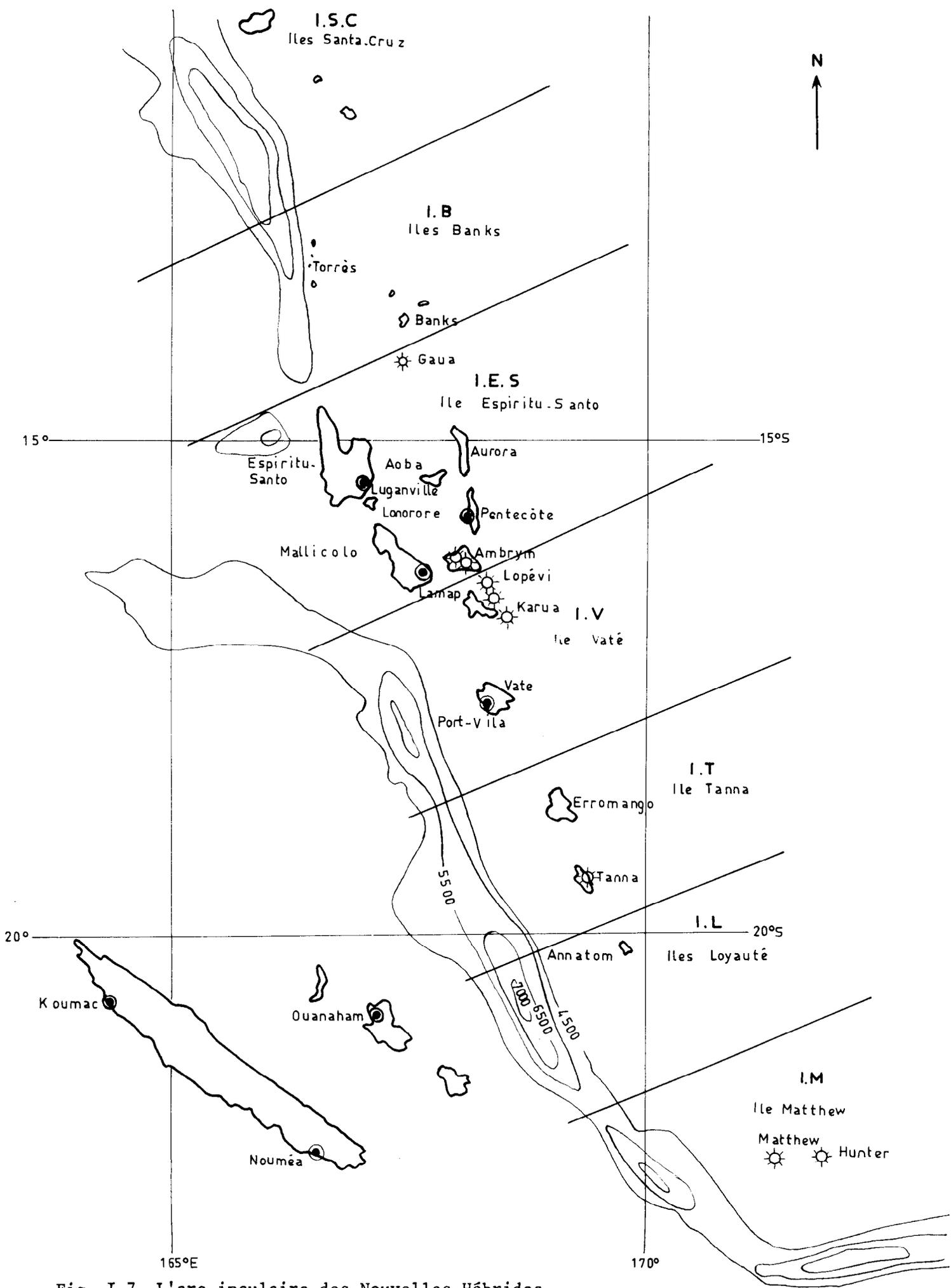


Fig. I.7 L'arc insulaire des Nouvelles Hébrides.

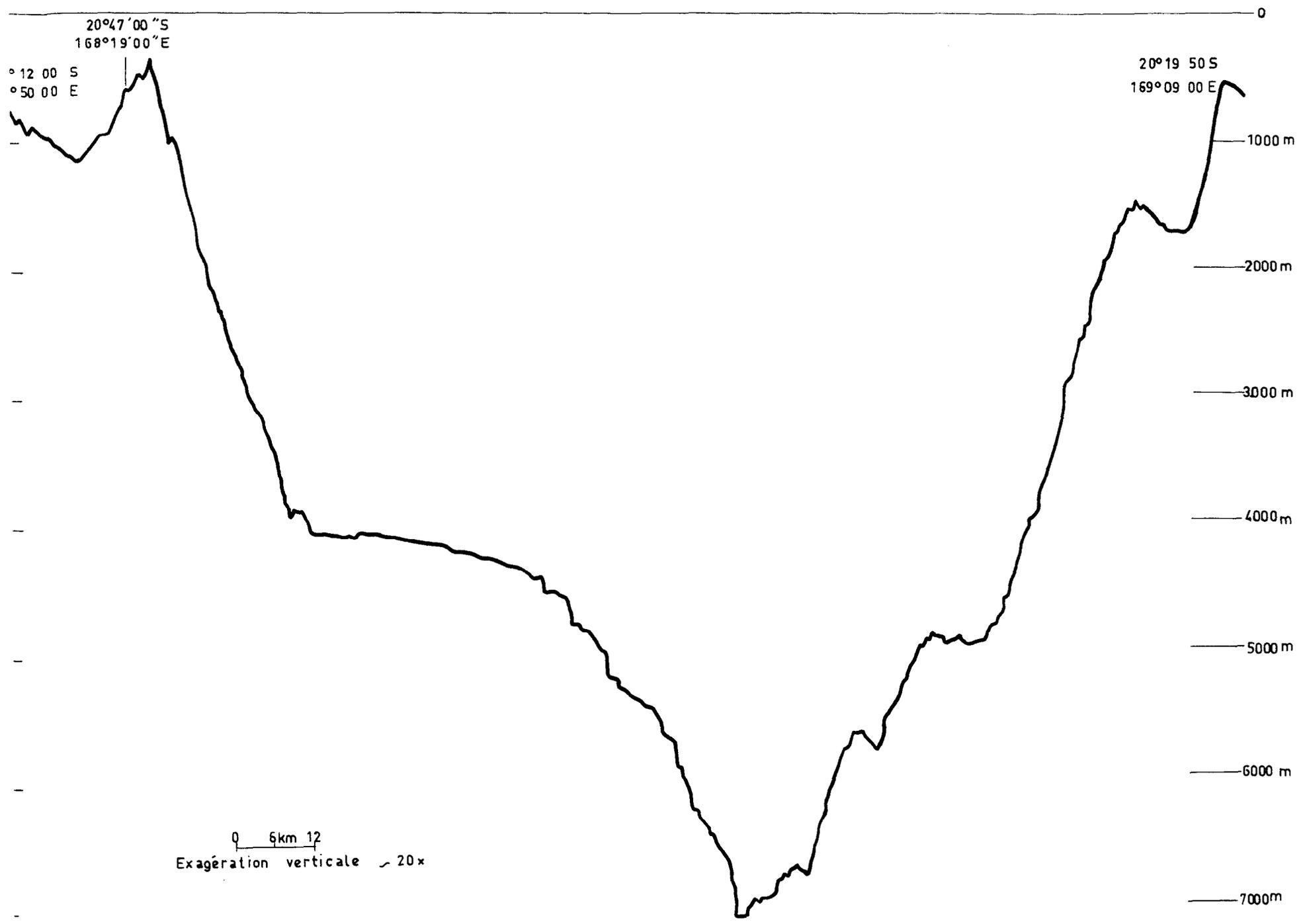


Fig. I.8 Coupe perpendiculaire à l'axe de la fosse des Nouvelles Hébrides au niveau de l'Ile Anatom.

La sismicité des Nouvelles Hébrides.

Les positions des foyers, sur la carte et la coupe (fig. I.9) sont celles qui ont été calculées par les bureaux internationaux sismologiques, USCGS, BCIS, ISC, à partir des données des stations sismologiques du Sud Ouest Pacifique : Australie, Nouvelle-Guinée, Iles Salomon, Nouvelles Hébrides, Nouvelle-Calédonie, Nouvelle-Zélande, Iles Fidji et également, pour les séismes les plus forts à partir des stations de l'Antarctique, du Japon, des Iles Hawaiï, de la Californie.

Du 10ème degré au 24ème degré sud, entre les Iles Santa Cruz au nord et l'îlot Matthews au sud, s'étend une bande de grande activité sismique. Il s'agit de la région 14 de GUTENBERG et RICHTER (1945) qui fait partie de la "ceinture" circumpacifique. A l'activité sismique est associée une grande activité volcanique. Pour cette zone sismique, on a utilisé les subdivisions proposée par C. BLOT (1962), au nombre de 7, du nord au sud : régions des Iles Santa Cruz, des Iles Banks, de l'Ile Espiritu Santo, de l'Ile Vaté, de l'Ile Tanna, des Iles Loyauté, de l'îlot Matthews.

Les séismes normaux ou superficiels (ces derniers ayant leur foyer dans l'écorce) se situent sur le bord ouest de la bande sismique au niveau de la grande fosse océanique. Les séismes intermédiaires se trouvent sous la ligne des volcans actifs. Les séismes profonds (600 km) ont lieu plus à l'est dans une région d'étendue limitée (vers 12°S, 170°E). Le plan, suivant lequel se répartissent grossièrement les foyers, plonge vers l'est-nord-est. Il fait un angle de 60° environ avec la surface. On remarque que, par rapport au centre de l'océan, la pente est en direction opposée à celle que l'on observe dans les autres régions circumpacifique.

Activité sismique :

Les stations sismiques des Nouvelles Hébrides, dont l'amplification est limitée par une forte agitation microsismique, enregistrent malgré cela 6 000 secousses locales par an, en moyenne.

En 1965, année d'activité sismique moyenne, 78 séismes avaient une magnitude égale ou supérieure à 5. Les centres internationaux déterminent les épacentres de 200 à 300 séismes par an, dans cette région. Parmi les séismes importants des dernières années on note :

- Le séisme du 23 juillet 1961 dans la région de l'Ile Vaté, de magnitude 7,5 suivi de 1500 répliques ;
- le séisme du 6 octobre 1962 dans la même région : magnitude 6,5, 1 000 répliques ;
- le séisme du 5 juillet 1964 dans la région de l'Ile Espiritu Santo : magnitude 7,5 ;
- les séismes des 11 et 12 août 1965, sous l'Ile Mallicolo : magnitude 7,5 ;
- les séismes du 12 septembre 1966 dans la région de l'îlot Matthews : magnitude 6,5.

Les séismes importants, suivis de nombreuses répliques, présentent un grand intérêt pour les études statistiques des temps de propagation (cf. 2ème partie). La carte de sismicité (fig. I.9) a été établie pour les années 1963 à 1966. On a également représenté sur une coupe au

niveau de l'Ile Espiritu Santo la répartition des foyers avec la profondeur (fig. I.10). La figure I.11 indique la sismicité des deux arcs voisins des Nouvelles Hébrides et des Iles Tonga Kermadec. La connaissance de l'activité sismique de la région a été grandement accrue à partir de 1955, par l'installation du réseau sismologique de l'ORSTOM dont les caractéristiques sont données dans le chapitre 2.

L'arc insulaire des Iles Salomon. Il prolonge au nord-est l'arc des Nouvelles Hébrides. Il dirige sa concavité vers le nord-est. Une fosse profonde le borde au sud et le plan focal des séismes plonge vers le nord-est. Les laves des volcans sont du pliocène. Un groupe d'îles au nord de l'arc est caractérisé par la présence d'un substratum crétacé ou éocène recouvert de 1 000 m de lave andésitique éocène et oligocène. Il existe, dans cette partie de l'archipel, des épanchements de péridotites oligocène.

La Nouvelle-Calédonie. Très sommairement, on peut définir ainsi l'aspect géologique de cette île : on observe sur de l'éocène basaltique, du flysch puis des péridotites avec des contacts francs ou de transition. L'origine de la grande masse des péridotites qui recouvre le sud-est de l'île, a donné lieu à plusieurs théories. Citons celles de J. AVIAS (1952) et P. ROUTHIER (1953). Pour le premier, les péridotites résulteraient de la transformation, par métamorphisme, des laves basaltiques sous marines de l'éocène, tandis que pour ROUTHIER, elles proviendraient d'un épanchement fissural, sur la partie est d'une invagination. A l'appui de cette dernière théorie, viennent les observations magnétiques et gravimétriques qui ont conduit Y. CRENN (1953) à supposer que le massif du sud proviendrait d'un étalement des péridotites à partir de la bande à fort gradient gravimétrique de la côte est (fig. I.12). Les Iles Loyauté, alignées sur un axe parallèle à la Nouvelle-Calédonie, sont considérées comme des îles volcaniques maintenant recouvertes de corail ; un affleurement de basalte alcalin existe sur l'Ile Maré.

L'arc insulaire des Iles Tonga et Kermadec. C'est un arc très actif du point de vue sismique. Une grande fosse le longe à l'est (FISHER, 1952, 1968). La sismicité de cet arc dans lequel le pendage du plan des foyers est dirigé vers l'ouest-nord-ouest, a été étudié par B. MOHAMMADIOUN (1965) et L. SYKES (1967). La théorie d'ISACKS et OLIVER, exposée plus haut, a été bâtie sur des observations faites sur cet arc.

I - 1.3 Le Sud Ouest Pacifique et la théorie de l'expansion, hypothèse proposée.

En considérant les hypothèses générales décrites plus haut on peut souligner un certain nombre de traits caractéristiques de cette zone

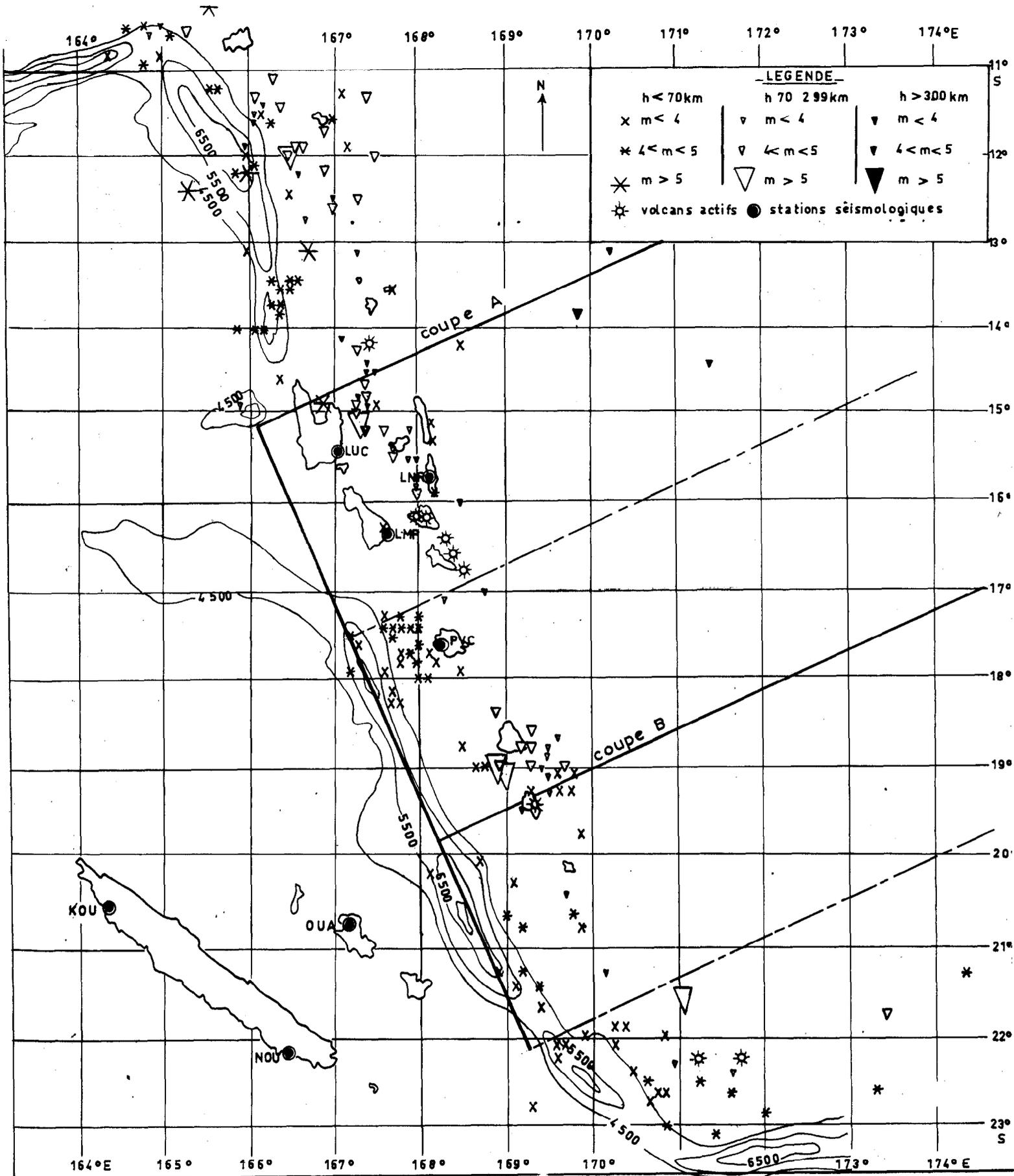


Fig. I.9 a Sismicité des Nouvelles Hébrides 1963.

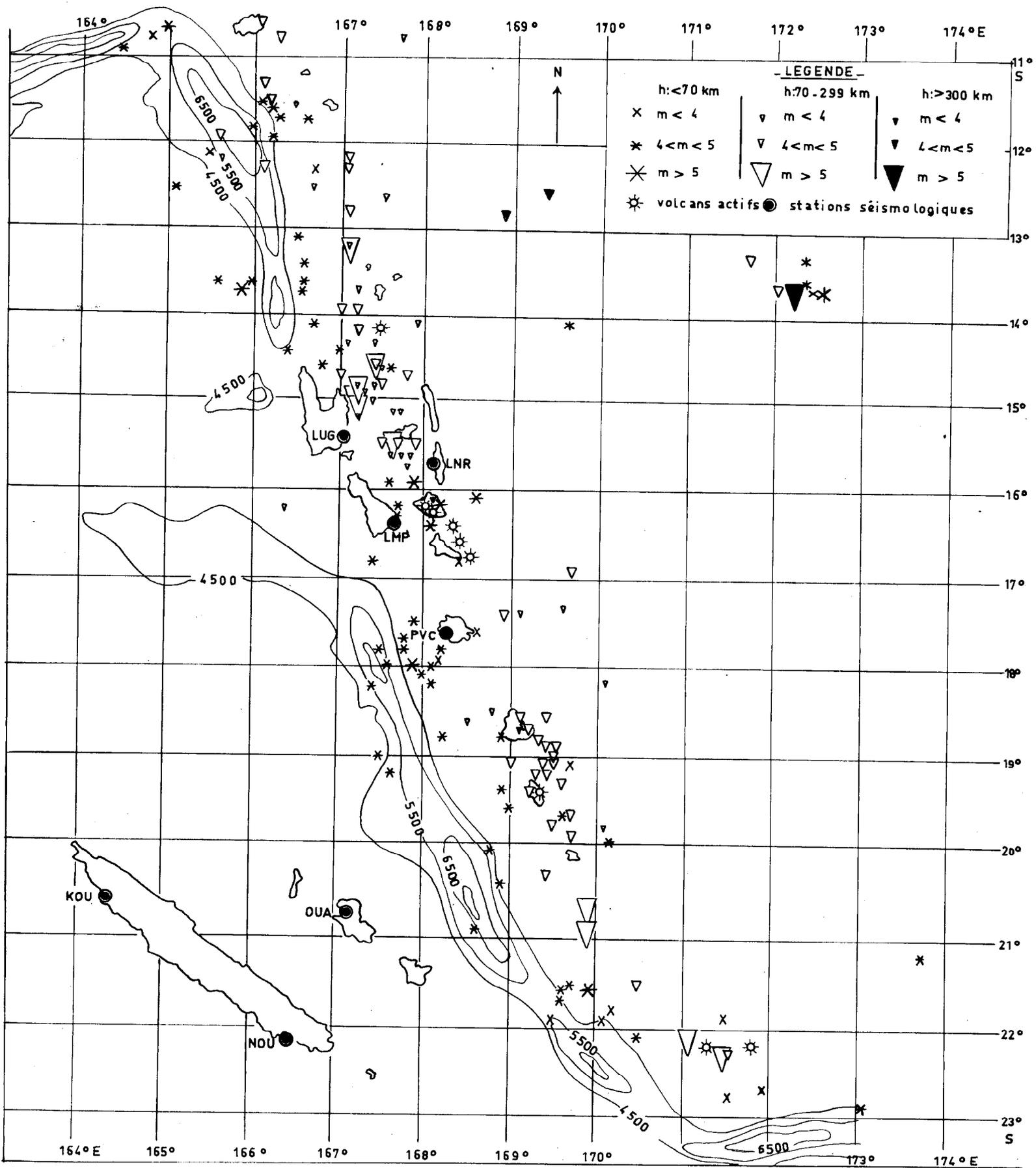


Fig. I.9 b Sismicité des Nouvelles Hébrides 1964.

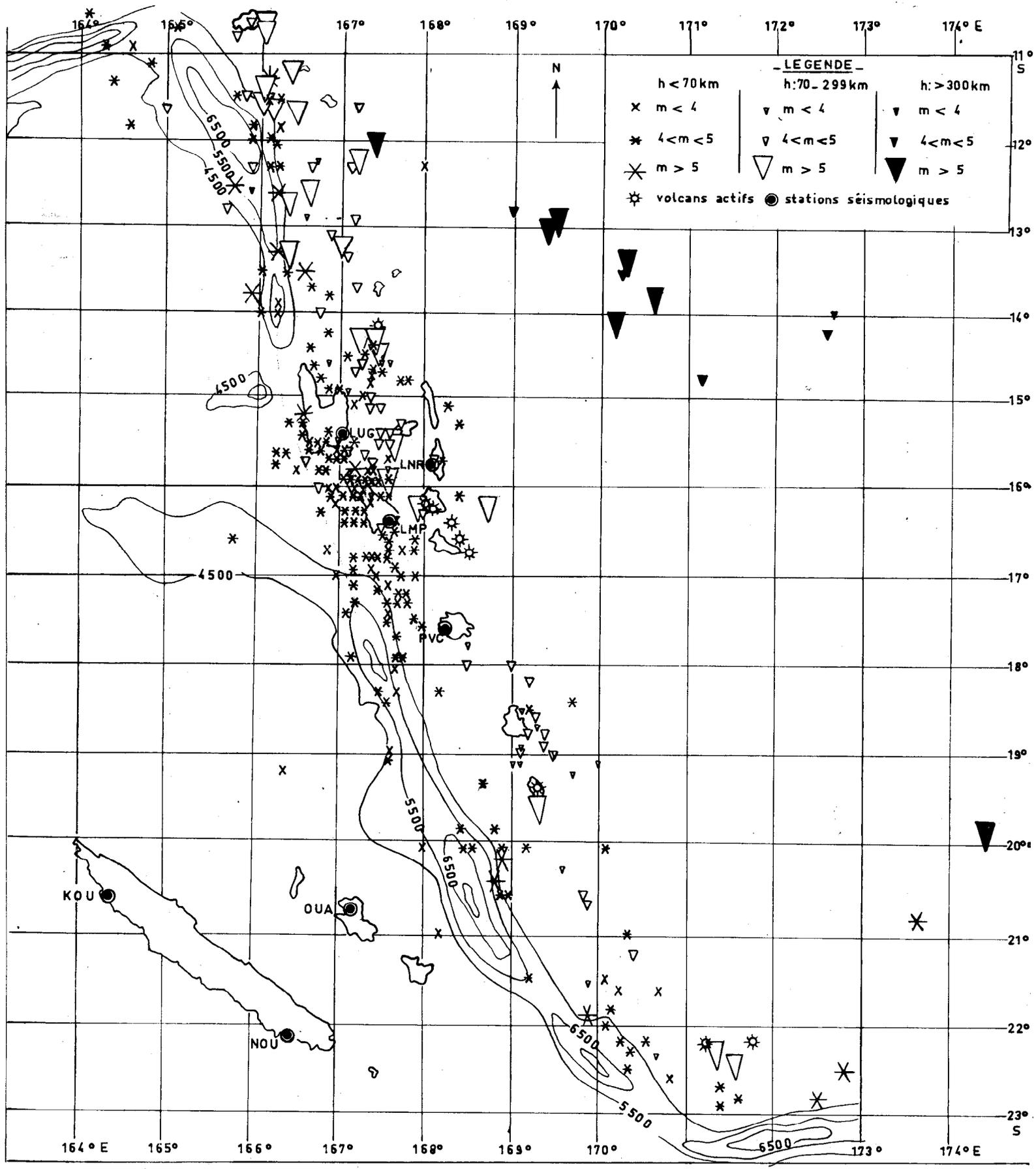


Fig. I.9 c Sismicité des Nouvelles Hébrides 1965.

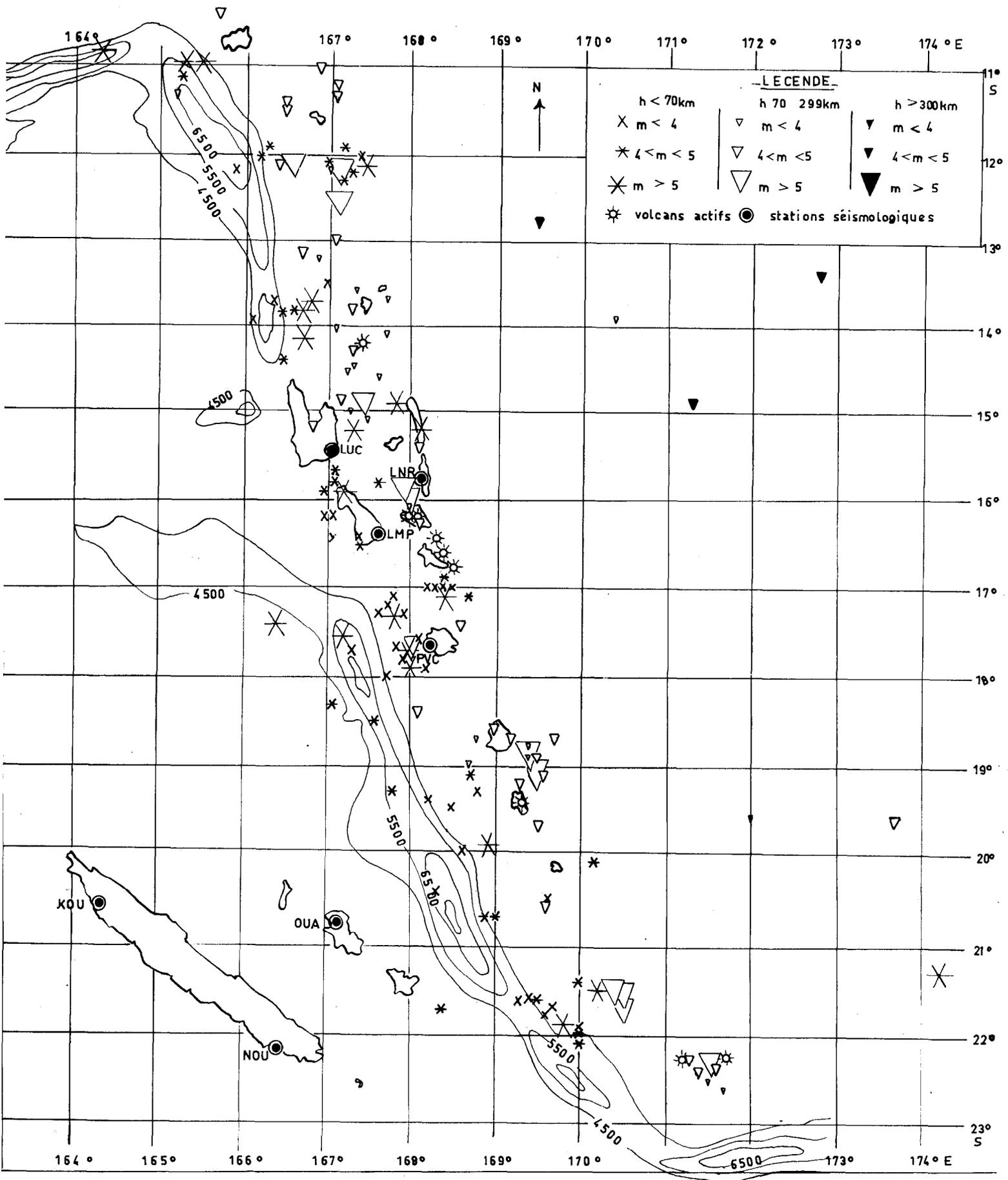
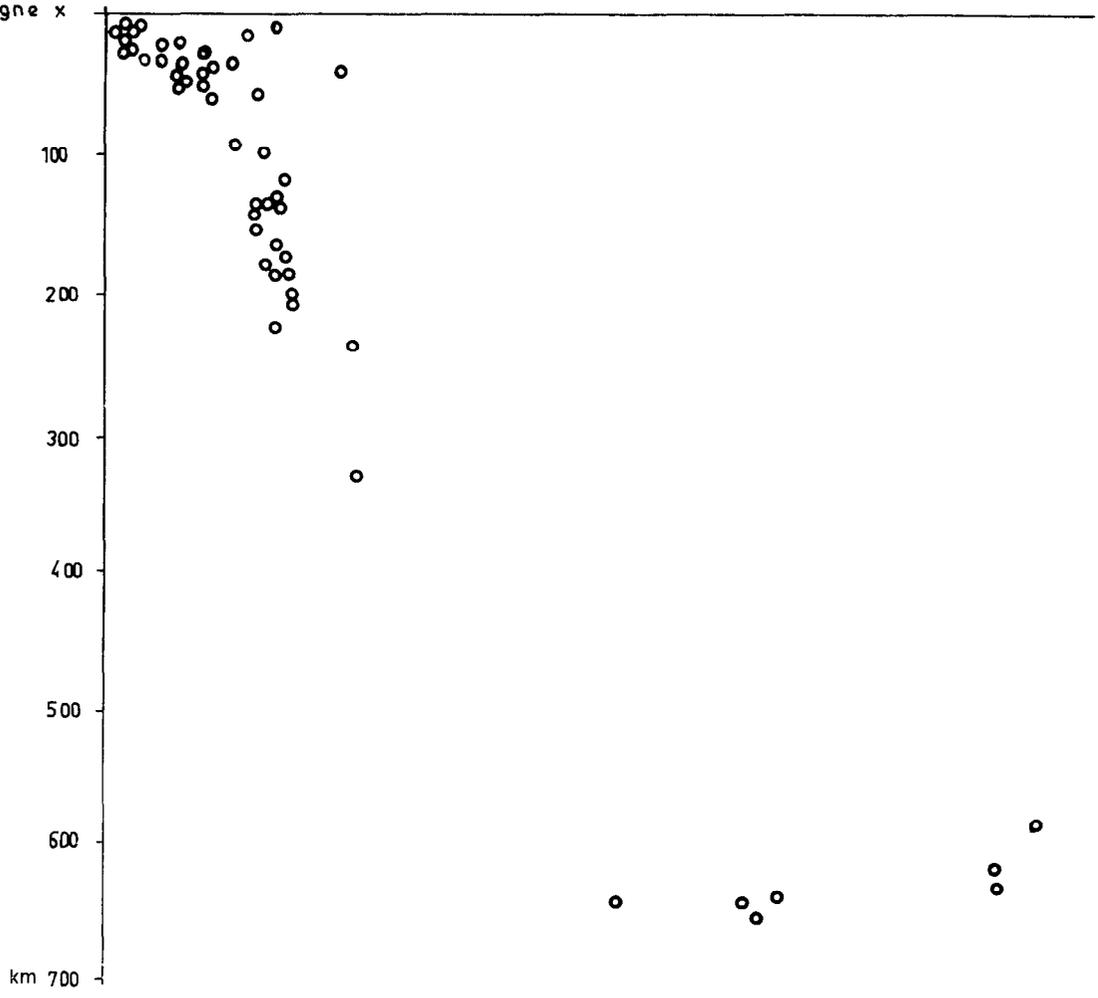


Fig. I.9 d Sismicité des Nouvelles Hébrides 1966.

tracé de la ligne x

COUPE A



COUPE B

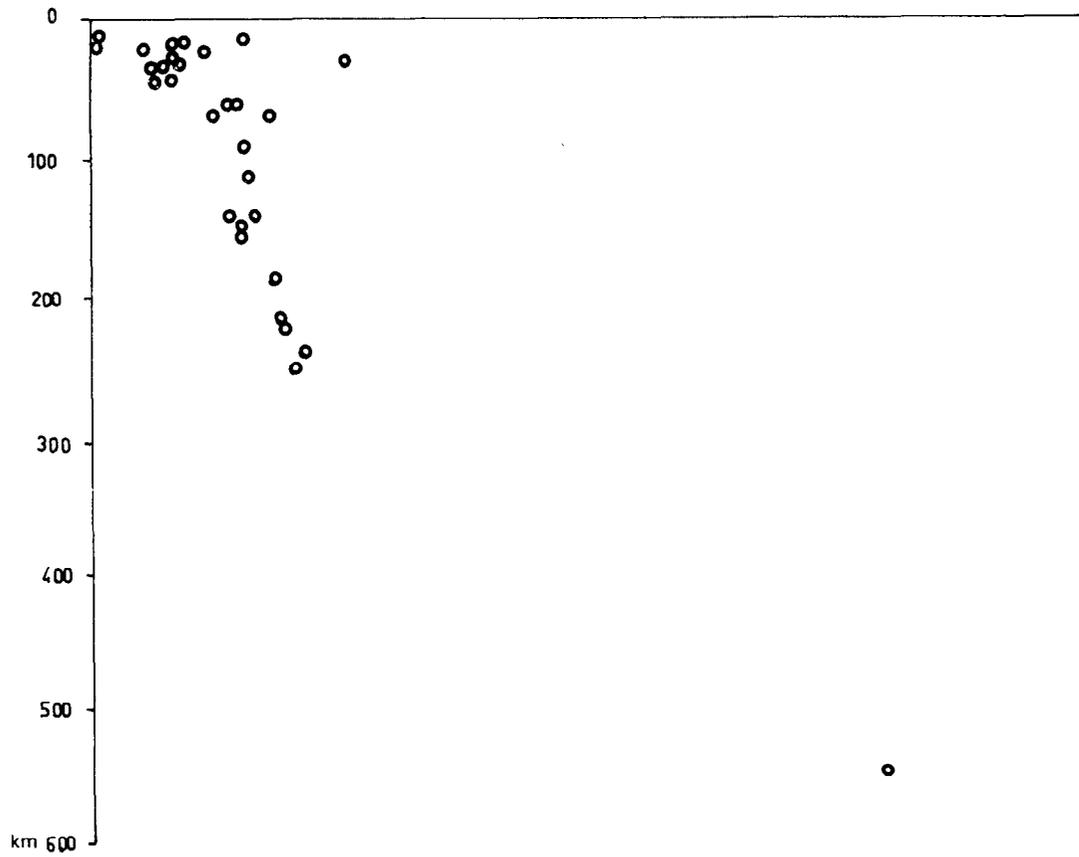
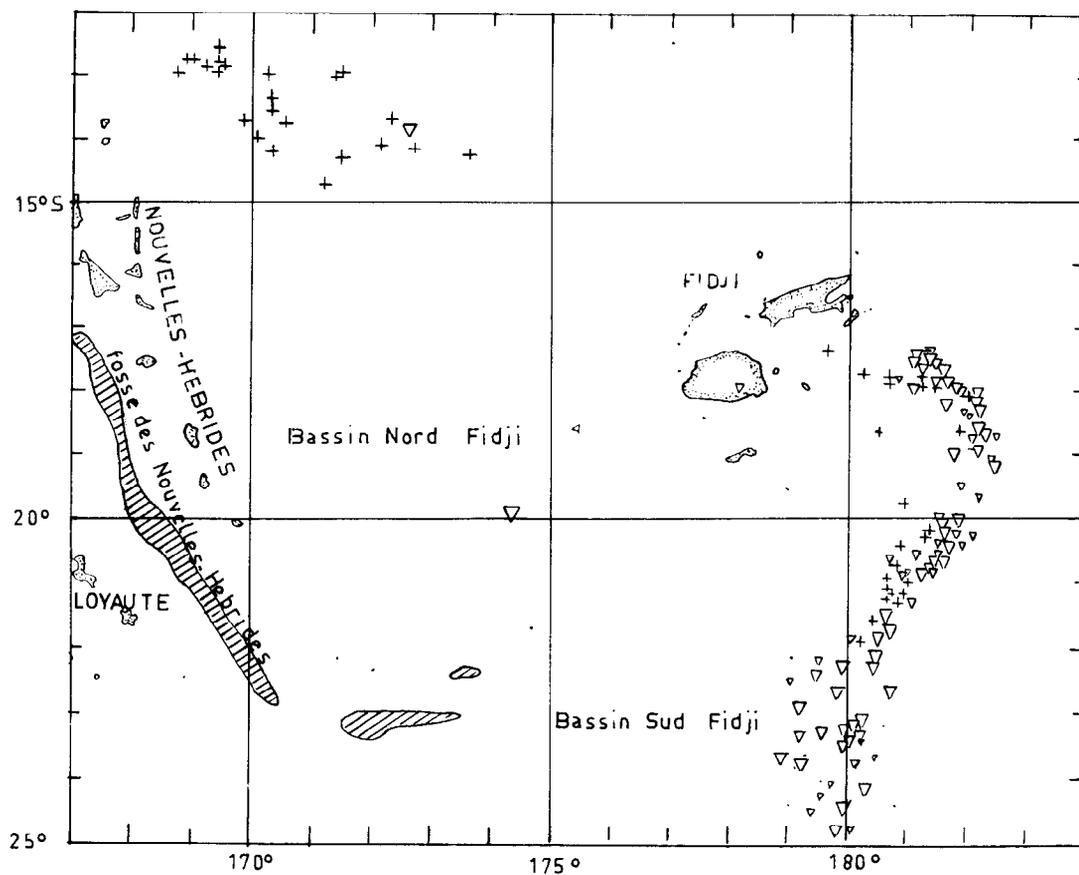


Fig. I.10 Sismicité des Nouvelles Hébrides coupes A et B.

Fig. I.11 Sismicité des arcs voisins des Nouvelles Hébrides et des Iles Fidji
Tonga, séismes profonds, d'après L. SYKES.



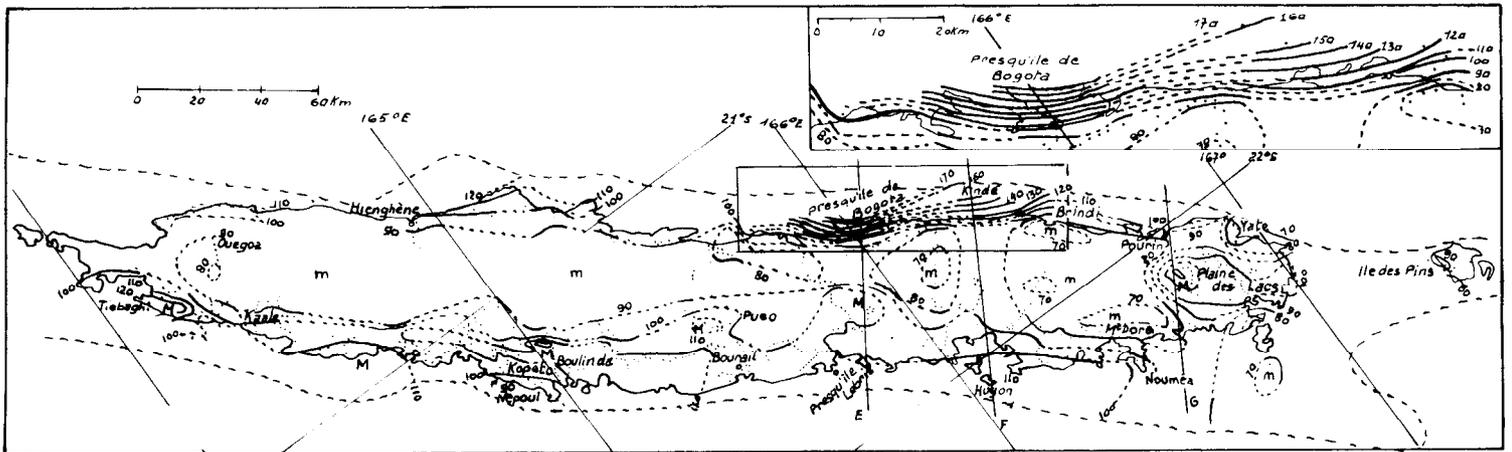
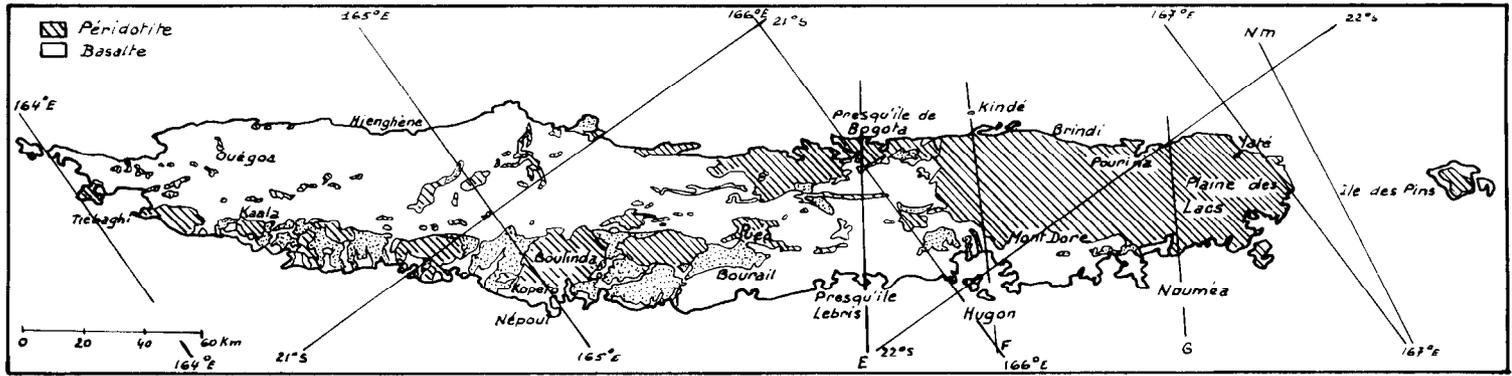


Fig. I.12 Carte gravimétrique de la Nouvelle-Calédonie d'après Y. CRENN.

complexe.

1.- Les dorsales actives. Les dorsales reconnues dans cette partie du Globe sont (fig. I.6) : d'une part, au sud-est, les dorsales Est Pacifique et Pacifique Antarctique et, d'autre part, au sud-ouest, la dorsale Indienne Antarctique (H. MENARD, 1964, X. LE PICHON, 1967). Les premières peuvent donner une expansion vers le nord et le nord-ouest, la dorsale Indienne Antarctique, une expansion vers la mer de Tasman au nord-est (D. CULLEN, 1966).

2.- Aspect de l'isobathe 3 000 m. Le tracé de cette isobathe fait apparaître la forme très particulière de la région limitée à l'ouest par les Iles Macquaries, la chaîne de Lond Howe, la Nouvelle-Calédonie, à l'est par les Iles Kermadec, Tonga et Samoa, sorte d'invagination vers le nord-est comprenant les chaînes de Norfolk de Lau, la Nouvelle-Calédonie, le plateau des Fidji.

3.- Les arcs insulaires et les directions de plongement des surfaces focales des séismes. Pour l'arc des Tonga Kermadec, les séismes profonds sont situés sous les Iles Fidji et la chaîne de Lau, le pendage est vers le nord-ouest, ce qui est en accord avec une expansion dirigée est-ouest ou même sud-est nord-ouest. Les arcs sismiques des Nouvelles Hébrides et des Iles Salomon sont tout à fait indépendants de l'arc des Tonga Kermadec. Les surfaces des foyers ont des pendages opposés, ce qui impliquerait pour les Nouvelles Hébrides une expansion de direction sud-ouest nord-est et sud-nord pour l'arc des Iles Salomon. On peut se demander dans cette hypothèse à partir de quelle dorsale l'expansion se ferait : Indienne-Antarctique ou bien, à partir d'une dorsale située entre l'Australie et la Nouvelle-Calédonie. L'arc sismique des Iles Macquarie serait également indépendant et l'expansion proviendrait de l'ouest ou du sud-ouest.

4.- Les fosses. Elles ont toutes l'aspect souligné par J. WORZEL : gradins successifs suggérant une extension (graben, fig. I.8). Les bassins Calédoniens et Hikurangi apparaissent comme d'anciennes fosses comblées par les sédiments (courants de turbidité) flancs raides et fonds plats dont les profils sismiques ont révélé qu'ils résultaient d'un remplissage par une épaisseur considérable de sédiments.

5.- La tectonique. Elle est mal connue sur les vastes étendues océaniques. Les principales fractures sont : la fracture à l'est de l'Australie, de direction nord-sud (talus très raides entre la côte et la plaine abyssale de 5 000 m de profondeur) ; parallèlement à celle-ci, deux fractures de la mer de Tasman sont marquées par des alignements de guyots sur 1 000 km environ. La faille alpine, parallèle à la côte ouest de l'Ile sud de la Nouvelle-Zélande, a d'abord été considérée par C. SUMMERHAYES (1967) comme une faille transformante mais, d'après D. CULLEN (1967), elle serait en réalité constituée d'une série de failles parallèles. La fracture des Antipodes limite au sud-est le plateau de Campbell limité au nord-ouest par la faille de Waipounamu parallèle à la précédente. Les lignes de fracture

des chaînes de Lord Howe et de Norfolk ont été étudiées par W. VAN DER LINDEN (1967) qui a mis en évidence deux directions perpendiculaires, l'une sud-ouest nord-est, l'autre sud-est nord-ouest. Deux directions de failles rectangulaires s'observent également aux Iles Fidji, est-ouest et nord-sud approximativement. Aux Nouvelles Hébrides les failles sont, soit parallèles, soit perpendiculaires à l'arc (J. LEMAIRE 1963).

La figure proposée par LE PICHON en prenant pour pôle de projection le centre de rotation 26°N, 21°E montre que les fractures décrites et la direction d'expansion supposée pour expliquer l'allure des arcs, entrent bien dans ce schéma (fig. I.13). L'application de la méthode de J. GOGUEL (1965) de la représentation d'un quadrillage supposé tracé sur un banc repère avant déformation (formation corallienne, par exemple) pourrait donner des indications sur les poussées et les contraintes actuelles ou passées.

Hypothèses proposées.

L'existence d'une dorsale active, remontant entre l'Australie et les Nouvelles Hébrides, n'apparaît pas (absence de zones sismiques autres que celles des arcs insulaires des Nouvelles Hébrides et des Iles Salomon). Au cours de l'étude qui précède, on a insisté sur l'âge des différentes formations qui apporte des arguments en faveur des hypothèses suivantes.

1.- Il y aurait deux systèmes indépendants : l'un, Iles Tonga Kermadec, pour lequel l'expansion proviendrait de la dorsale Est Pacifique ; l'autre, Nouvelles Hébrides et Iles Salomon, pour lequel, l'expansion proviendrait du sud-ouest de la dorsale Indienne Antarctique.

2.- L'ensemble Fidji, chaîne de Lau, bassin Nord Fidji (limité en gros par l'isobathe 3 000 m) jouerait le rôle de plaque neutre entre les deux poussées liées à ces expansions. L'ensemble Nord Salomon, et zone de Kapingamarangi, jouerait ce rôle pour l'arc des Salomon.

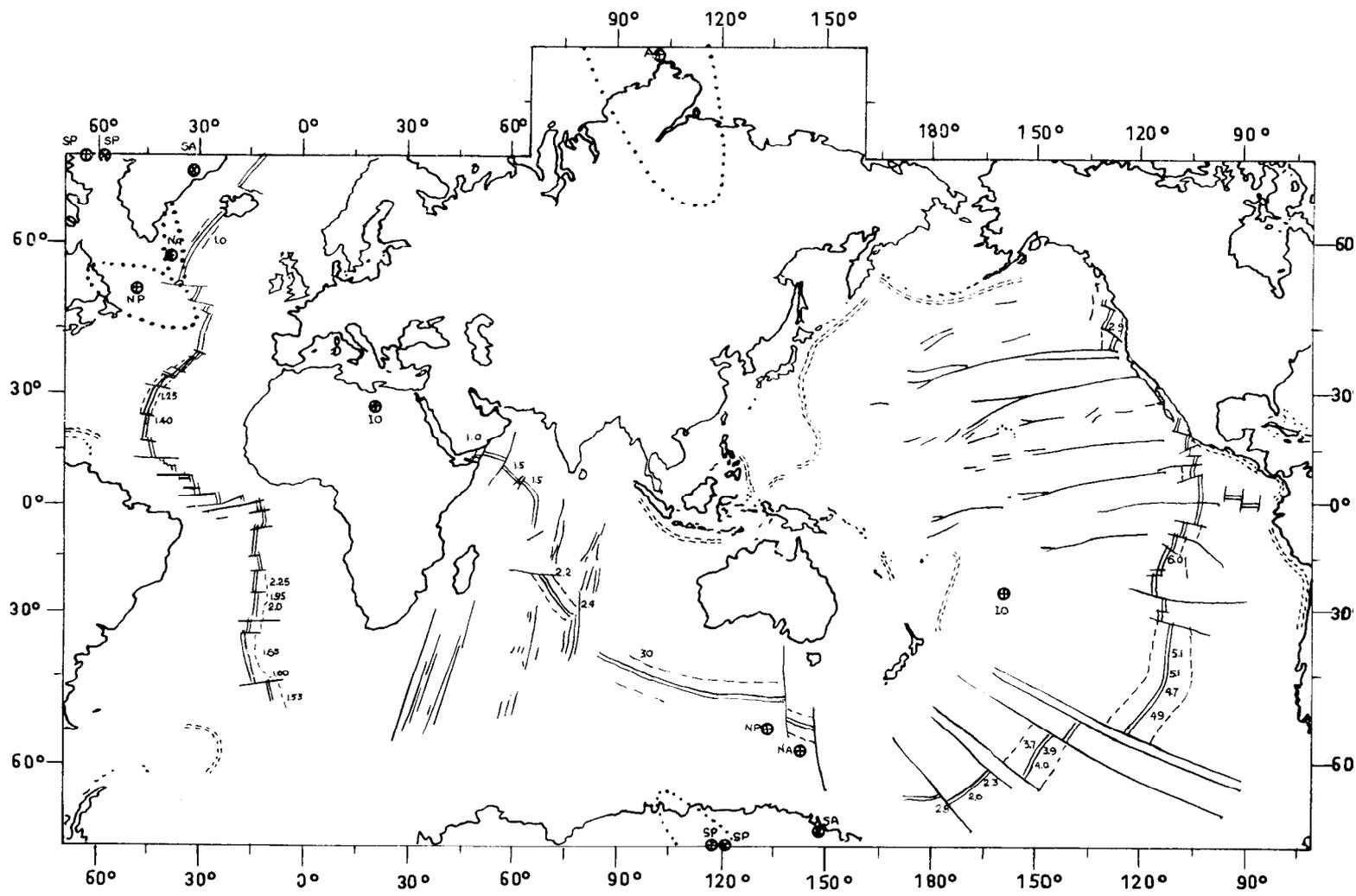
3.- La partie nord de la chaîne de Norfolk et de la Nouvelle-Calédonie serait un arc insulaire mort à l'oligocène.

Les hypothèses 1 et 2 ont été proposées d'une façon identique par D. CULLEN (1966) pour expliquer l'invagination nord-est des Fidji (cf. isobathe 3 000 m) et les failles et fractures de Nouvelle-Zélande et de la côte est de l'Australie ; mais le lien avec les arcs insulaires des Nouvelles Hébrides et des Iles Salomon n'apparaît pas dans son interprétation (ils sont dans la "zone d'ombre" de CULLEN).

L'hypothèse 3 proposée ici s'appuie sur plusieurs arguments :

a. Les Iles Loyauté seraient les témoins volcaniques (basaltes alcalins) de l'arc.

b. La fosse océanique immédiatement à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie serait maintenant en partie comblée par des sédiments (flancs très raides et épaisseur considérable de sédiments du bassin de Nouvelle-Calédonie).



Expansion suivant les différentes dorsales à l'échelle du Globe d'après LE PICHON.

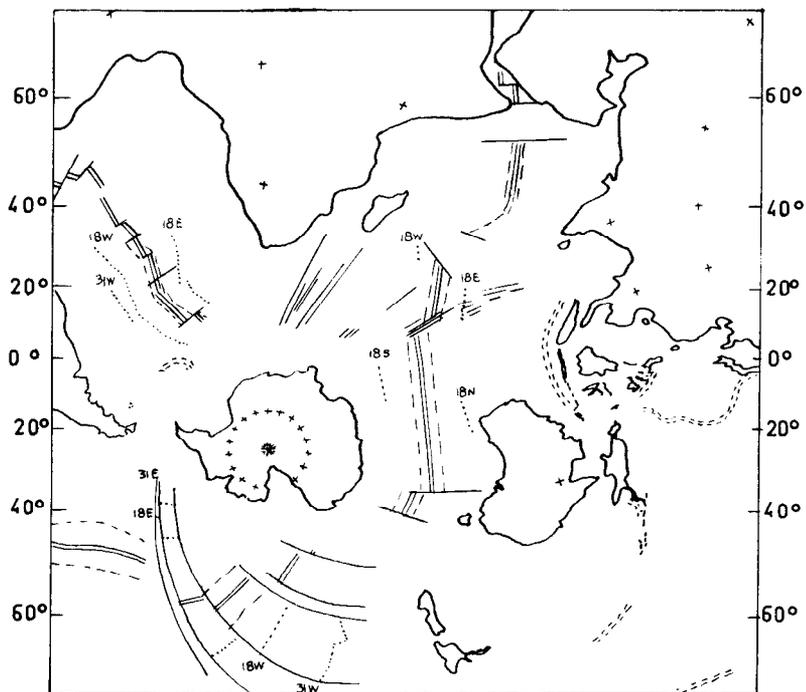


Fig. I.13 Le centre de rotation dans le Sud-Ouest Pacifique d'après X. LE PICHON.

c. Un arrêt général de l'expansion sur le Globe à l'oligocène au ait été précédé ici par une phase orogénique importante : c'est l'épanchement des péridotites à la fin de l'éocène et au début de l'oligocène.

d. La reprise de l'expansion, à partir des mêmes dorsales, il y a 10Ma à la fin du miocène (M. EWING 1967, X. LE PICHON 1968), aurait déterminé la naissance d'un nouvel arc parallèle au précédent aux Nouvelles Hébrides. En effet les premiers volcans et épanchements andésitiques y sont datés du miocène (Espiritu Santo, Mallicolo...) et un anticlinal injecté de diorite se forme à cette époque, la tectonique est souple. Le volcanisme de l'arc se serait établi ensuite à l'emplacement actuel à partir du pliocène et pléistocène, à la verticale des foyers des séismes intermédiaires (à environ 200 km de profondeur) ce qui correspondrait, pour 5Ma environ, à une expansion de 4cm/a, 5Ma représentant le temps nécessaire à la partie supérieure de la lithosphère pour atteindre cette profondeur.

Remarque : Pour l'arc des Iles Salomon, la reprise de l'expansion au pliocène aurait eu lieu approximativement au même endroit bien que l'ensemble de la province centrale (Iles de San Cristobal, Guadalcanal, Choiseul, Bougainville, Santa Ysabel) où l'on trouve des laves basaltiques éocène, oligocène, se trouve décalées vers le nord-ouest par rapport à l'arc (poussée est-ouest). Comme en Nouvelle-Calédonie on retrouve les épanchements oligocène de péridotites dans cette région. La chaîne de Lord Howe au sud ouest de celle de Norfolk pourrait être également considérée comme un témoin antérieur d'un arc insulaire mais les données concernant la nature de ses formations sont pratiquement inexistantes (un échantillon de l'éocène supérieur).

D. CULLEN (1967) et C. SUMMERHAYES (1967) ont étudié la tectonique de la Nouvelle-Zélande, de la côte est de l'Australie et du plateau de Campbell, dans l'hypothèse des deux directions d'expansion envisagées plus haut. Quant aux directions des failles sud-ouest nord-est et sud-est nord-ouest de la région des chaînes de Lord Howe et Norfolk (W. VAN DER LINDEN 1967), elles sont parfaitement compatibles avec l'effet simultané des deux poussées supposées provenant des dorsales Indienne Antractique d'une part et Est Pacifique de l'autre. De même elles s'intègrent bien dans le bloc dont LE PICHON (1968) place l'axe de rotation autour du pôle 26°N 21°E (fig. I.13).

Le fait de considérer la Nouvelle Calédonie et ses prolongements nord et sud comme un arc insulaire mort et la région des Nouvelles Hébrides comme un arc insulaire jeune sont les hypothèses de travail que nous utiliseront dans l'étude des anomalies de propagation des ondes sismiques observées en Mélanésie.

I.- Chapitre 2

LES STATIONS SISMOLOGIQUES DE NOUVELLE -
CALEDONIE ET NOUVELLES HEBRIDES

Les stations sismologiques du Centre ORSTOM de Nouméa sont situées en Nouvelle-Calédonie : à Nouméa (Ouen Toro depuis 1958*) et Koumac (1959) ; aux Iles Loyauté : Ouanaham (1963) ; aux Nouvelles Hébrides : Port-Vila (1959), Luganville (1963), Lonorore (1967) et Lamap (1968).

Le tableau suivant donne les coordonnées des stations, leur altitude et la nature du sol sur lequel elles sont installées.

| Stations | Latitude | Longitude | Altitude | Nature du sol |
|---|-------------|--------------|----------|-------------------|
| Nouvelle-Calédonie | | | | |
| <u>Nouméa</u> | 22°18'36" S | 166°27'02" E | 105 m | Phtanites éocènes |
| <u>Koumac</u> | 20°33'43" S | 164°16'53" E | 17 m | Plateau coralien |
| Iles Loyauté | | | | |
| <u>Lifou-Ouanaham</u> | 20°46'29" S | 167°14'38" E | 29 m | "" |
| Nouvelles Hébrides | | | | |
| Ile Vaté : <u>Port-Vila</u> | 17°44'24" S | 168°18'43" E | 80 m | "" |
| Ile Pentecote : <u>Lonorore</u> | 15°51'07" S | 168°09'36" E | 8 m | "" |
| Ile Espiritu Santo : <u>Luganville</u> | 15°31'04" S | 167°07'48" E | 150 m | "" |
| Ile Mallicolo : <u>Lamap</u> | 16°25'32" S | 167°48'01" E | 60 m | "" |

* Avant cette date la station de Nouméa était située à l'Institut Français d'Océanie.

Le choix des emplacements a été déterminé d'abord dans le but d'étendre le réseau mondial dans cette région et d'apporter aux déterminations des épacentres des séismes des Nouvelles Hébrides plus de précision. Les 3 premières stations de Nouméa, Koumac et Port-Vila répondaient bien à cet objectif. La station de Luganville, d'abord installée dans le même but, a permis d'obtenir avec Port-Vila le 1er alignement le long de l'arc sismique et la mise en évidence d'une anomalie de propagation des ondes P.

Les sites des stations de Lonorore et Lamap ont été choisis pour approfondir l'étude des anomalies de propagation ainsi que celle des mécanismes au foyer des séismes des Nouvelles Hébrides (programme de J.L. PUECH).

Les caractéristiques de l'équipement des stations sont résumées dans le tableau qui suit :

| Stations | Sismographes courtes périodes | | | Sismographes grandes périodes | | | Enregistreurs | Horloges |
|------------|---|--|--|--|---|---|--|--------------------------|
| | Z | N | E | Z | N | E | | |
| Nouméa | APX T ₀ ≠1S. AV17 t ₀ =0,45S | APX T ₀ ≠1S. AV17 t ₀ =0,45 | APX T ₀ ≠1S. AV17 t ₀ =0,45 | Sprengnether T ₀ =15S. T ₀ =13S. T ₀ =13S. Lehner Griffith t ₀ =80S. | " | " | Belin 6cm/mn Sprengnether 3cm/mn | à quartz Sercel |
| Port-Vila | APX AV17 | APX AV17 | APX AV17 | Spreng. L.G. | | | Belin Beaudouin Modifié | à quartz Sprengnether |
| Koumac | APX AV17 | | | Spreng. L.G. | | | Beaudouin | à quartz Sprengnether |
| Ouanaham | APX AV17 | | | | | | Ungerer | Brillié |
| Luganville | Willmore AV17 | | | | | | Ungerer | Leroy |
| Lonorore | APX AV17 | | | | | | Beaudouin | Brillié |
| Lamap | Willmore AV17 | | | | | | Beaudouin | Brillié |

La mise en stations des sismographes de grandes périodes à Port-Vila (1966) et à Koumac (1967) ont été faites pour compléter l'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh entreprise sur les enregistrements de Nouméa. Un équipement identique, mis en station à Luganville n'a pas pu fonctionner normalement à cause de trop grandes variations thermiques dans la station.

Le problème du marquage du temps est résolu différemment suivant les stations. La précision est grande à Nouméa, Koumac et Port-Vila, équipées d'horloges à quartz, dont l'une, celle de Nouméa, possède un comparateur des signaux radio permettant son réglage à 1/1000ème de seconde près. Dans les autres stations on utilise des horloges Brillé ou des chronostats Leroy dont la précision est de l'ordre de quelques dixièmes de secondes. Les enregistreurs Belin de Nouméa et Port-Vila ont un déroulement rigoureusement constant, les relais des électro-déviateurs ont été construits de manière que leur temps de réponse soit très petit, ce qui rend les erreurs dues aux appareils négligeables par rapport à la précision de lecture. L'erreur totale due aux appareils doit être dans les autres stations de l'ordre de 2/10ème de seconde (cf. erreurs sur les temps de propagation, 2ème partie, chapitre ..)

Les étalonnages et les courbes d'amplification des appareils de courte période ne sont pas exposés (ce développement sortirait du cadre de l'étude qui suit sur les anomalies de propagation des ondes de volume). Par contre les étalonnages des appareils de grande période, largement utilisés dans le dépouillement des ondes de surface, seront présentés au chapitre 1 de la 3ème partie.

D e u x i è m e P a r t i e

PROPAGATION DES ONDES DE VOLUME DANS LA REGION DE LA

NOUVELLE-CALEDONIE ET DES NOUVELLES HEBRIDES

II.- Chapitre Premier

GENERALITES SUR LES TEMPS RESIDUELS, O-C

Un séisme ou une explosion, dont l'épicentre est donné par sa latitude ϕ_1 et sa longitude λ_1 , a eu lieu au temps H_0 appelé heure origine. Les ondes sismiques émises (P par exemple) ont été enregistrées, au temps H, à une station sismologique de latitude ϕ_2 et de longitude λ_2 . Le temps de propagation observé, O, est égal à $H-H_0$.

La distance épacentrale, Δ , en degrés est calculée par

$$\cos \Delta = a_1 a_2 + b_1 b_2 + c_1 c_2 \quad \text{dans laquelle}$$

$$a_1 = \cos \phi_1' \cos \lambda_1 ; b_1 = \cos \phi_1' \sin \lambda_1 ; c_1 = \sin \phi_1'$$

$$a_2 = \cos \phi_2' \cos \lambda_2 ; b_2 = \cos \phi_2' \sin \lambda_2 ; c_2 = \sin \phi_2'$$

$$\text{avec : } \operatorname{tg} \phi_1' = (1 - e)^2 \operatorname{tg} \phi_1 \quad \text{et} \quad \operatorname{tg} \phi_2' = (1 - e)^2 \operatorname{tg} \phi_2.$$

L'introduction de ϕ_1' et ϕ_2' , latitudes géocentriques, permet de faire la correction d'ellipticité :

$$(1 - e)^2 = \left(1 - \frac{1}{297}\right)^2 = 0,993277 \quad (\text{ellipsoïde d'Hayford}).$$

Les tables sismiques donnent le temps calculé C en fonction de Δ . Les plus couramment employées (que l'on utilise ici) sont celles de Jeffreys Bullen 1940.

On appelle temps résiduel d'une onde sismique à une station sismologique la différence algébrique (O-C).

Dans le cas d'une explosion, on connaît bien H_0 , a_1 , b_1 , c_1 et

a_2 b_2 c_2 . La valeur de O-C dépend alors uniquement de la lecture du temps d'arrivée H, de l'exactitude des tables et des anomalies de propagation le long du rai sismique.

Dans le cas d'un séisme, à ces causes d'erreurs sur H et les tables, s'ajoutent les erreurs possibles sur H_0 , sur abc et sur la profondeur h du foyer, paramètres déterminés à partir des données de nombreuses stations sismologiques.

Dans une étude sur l'utilisation des calculateurs à grande vitesse, pour la détermination des hypocentres, ENGDAHL et GUNST (1966) donnent le procédé d'application de la méthode des moindres carrés à la résolution de n équations (n stations) à 4 inconnues : longitude, latitude, profondeur du foyer et heure origine. L'United States Coast and Geodetic Survey (USCGS), le Bureau Central International de Sismologie (BCIS) et l'International Sismological Centre (ISC) utilisent cette méthode pour leurs déterminations ; USCGS et ISC se servent des tables de JEFFREYS BULLEN 1940 et le BCIS des tables d'HASLACH pour l'Europe. Les valeurs des O-C, pour les stations dont les données sont utilisées, figurent dans les bulletins publiés par ces centres.

De nombreux travaux ont été consacrés à l'étude des O-C et à leur utilisation dans l'étude des anomalies de propagation.

Parmi les plus récents :

- TRYGGVASON (1964) calcule les moyennes des O-C aux stations de Kiruna, Reykjavik et Score pour 300 séismes situés entre 20 et 100 degrés de distance épacentrale. Il construit les histogrammes pour chaque station et, d'après leur aspect, raisonne sur des distributions normales des valeurs des O-C. Il tire, des différences entre les stations proches, des indications sur le manteau supérieur et l'écorce terrestre sous ces stations.
- CARDER et al. (1966), dans leur étude des temps de propagation pour des foyers superficiels (explosions), soumettent de très nombreuses données à une analyse de la variance, qui cherche à éliminer les données incorrectes (stations ou explosions) par application du test F de SNEDECOR.
- CLEARY et HALES (1966) décomposent les O-C en plusieurs facteurs qu'ils essaient statistiquement d'isoler.
- BOLT et NUTTLI (1966) étudient les variations des temps résiduels à une station en fonction de l'azimut.
- FREEDMAN (1967) étudie la distribution de probabilité des O-C pour les stations de Californie et les fonctions d'ajustement, pour chaque station, de ces valeurs avec les tables standard des ondes P.
- Les auteurs français LABROUSTE (1958), NGUYEN HAI (1963), CHOUDHURY et ROTHE (1965) utilisent, de préférence, directement les temps de propagation observés dans leurs études des anomalies de propagation.

Ces travaux ont permis d'établir de nouvelles tables de propagation (HERRIN et al. 1968) dont les écarts avec les tables de JEFFREYS

BULLEN 1940, dépendent de la distance épacentrale et varient de 2 à 3 s. (au moins), entre 20° et 105° . Mais on trouve encore, suivant les régions considérées, des écarts entre les temps de propagation observés et les temps théoriques donnés par les nouvelles tables ; ils sont dus à des anomalies locales de propagation.

Nous nous proposons, ici, de tirer, des très nombreuses valeurs de O-C connues pour les stations de Mélanésie, des indications sur les anomalies régionales et locales dans la propagation des ondes P.

Les valeurs sont calculées sur les anciennes tables JEFFREYS BULLEN 1940, mais on montrera que cela n'apporte pas d'erreurs importantes sur les écarts relatifs entre 2 stations proches.

II.- C h a p i t r e 2

TEMPS RESIDUELS EN NOUVELLE - CALEDONIE ET AUX NOUVELLES HEBRIDES

Certains séismes relatifs à des régions sismiques très actives sont particulièrement bien enregistrés dans les stations de Nouvelle Calédonie et des Nouvelles Hébrides. C'est le cas des séismes profonds des Iles Fidji et de ceux de l'arc des Iles Salomon, de la Nouvelle Bretagne et de la Nouvelle-Guinée (distances épacentrales de 15° à 50°).

On a relevé les O-C aux 5 stations de Nouméa, Koumac, Ouanaham, Port-Vila et Luganville, pour les groupes de séismes des Iles Fidji (années 1964 à 1967) et du Nord Ouest (1964 à 1967).

II - 2.1 D o n n é e s

Sur la figure II.1 sont dessinés les histogrammes pour chaque station. Les classes ont été choisies de 0,5 en 0,5 seconde. La moyenne

des O-C est \bar{x} , la variance $\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}$; l'écart type est σ .

L'allure de ces histogrammes, rappelant une distribution normale des valeurs de x, nous a conduits à construire les courbes normales ajustées

aux distributions réelles observées : $y = \frac{n}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma^2}}$

La dispersion des données est variable suivant les stations ; elle est due à l'addition d'un certain nombre d'erreurs possibles que nous énumérons :

erreur sur H, temps d'arrivée à la station, qui comprend :

- l'erreur sur le marquage : retard de l'électro-déviateur, correction de l'horloge ;
- l'erreur due à la variation de la vitesse de rotation du tambour enregistreur (pour les stations de Koumac, Ouanaham et Luganville) ;
- tendance à mesurer les arrivées plus tard, lorsqu'elles sont faibles et perdues dans les microséismes.

A la station de Nouméa, équipée d'une horloge à quartz munie d'un comparateur des signaux radio WWH (précision de 1ms) et d'un enregistreur Belin à déroulement très régulier, la somme de ces erreurs sur H est certainement inférieure à 0,1 s, pour un séisme à début net.

erreur sur H_0 , la position de l'épicentre, et la profondeur de foyer.

Dans le cas des séismes des Iles Fidji, déterminés par l'USCGS, les erreurs admises (calculées à partir de la valeur de la variance des temps résiduels des stations utilisées pour la détermination) sont de $\pm 0,5$ s sur l'heure origine, de ± 5 km sur la latitude et la longitude, de ± 10 km sur la profondeur (cas des séismes déterminés avec les données de plus de 20 stations). Elles dépendent du nombre de stations utilisées et de leur répartition.

erreurs dues aux tables.

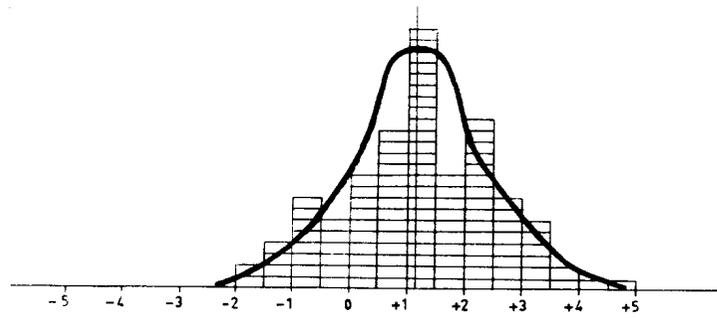
De nombreux travaux (LABROUSTE, HAI, CHOUDHURY, ROTHE, CLEARY, CARDER) ont montré que les tables de JEFFREYS BULLEN 1940 donnaient des temps de propagation des ondes P supérieurs aux temps observés. La figure II.2 empruntée à CLEARY (1966), relative aux cas des explosions nucléaires, donne les valeurs des écarts en fonction de la distance épacentrale.

Les valeurs de \bar{x} , moyennes des O-C, pour les séismes des Iles Fidji sont de + 1,18 s à Nouméa, + 2,16 s à Koumac, + 0,33 s à Ouanaham, + 1,43 s à Port-Vila, + 0,85 s à Luganville ; pour les séismes du nord et du nord ouest ($15^\circ < \Delta < 50^\circ$) les moyennes \bar{x} en ces stations sont de + 0,50 s, -0,70 s, - 0,33 s, -0,27 s, - 0,13 s.

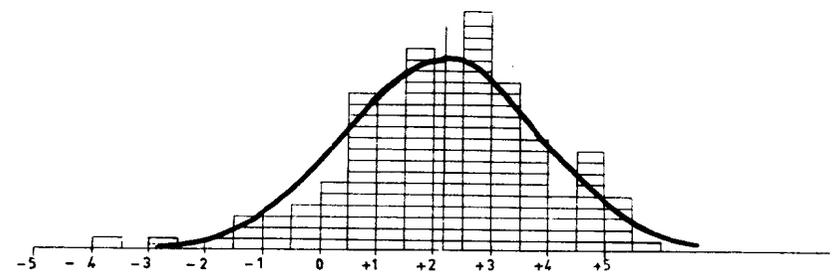
On peut se faire une idée de la somme de toutes les erreurs décrites en calculant l'écart type σ pour chaque histogramme. Ainsi, pour le groupe des séismes des Iles Fidji ($10^\circ < \Delta < 16^\circ$), il est de $\pm 1,35$ s à Nouméa, $\pm 1,71$ s à Koumac, + 1,33 s à Ouanaham, $\pm 1,54$ s à Port-Vila, $\pm 1,65$ s à Luganville (cf. annexe II - 6.1).

II - 2.2 Analyse de la variance

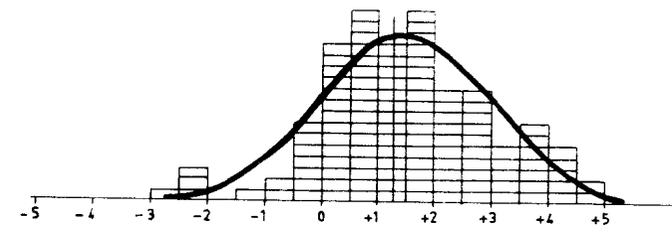
On peut tirer, d'une analyse approfondie de la variance, des renseignements qui n'apparaissent pas à première vue sur les histogrammes classiques.



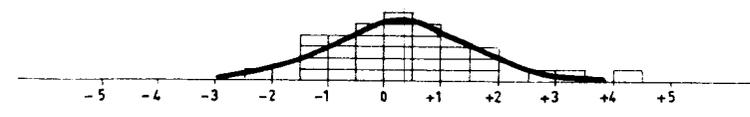
NOUMEA
 $n = 110$
 $\bar{x} = +1,18$
 $\sigma = \pm 1,347$
 Intervalle de Confiance
 Seuil 5 % (+ 0,97 ; 1,39)



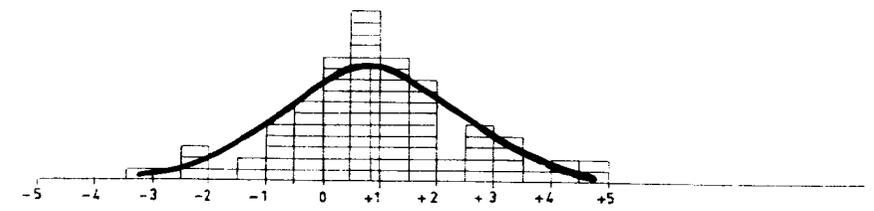
KOUMAC
 $n = 147$
 $\bar{x} = +2,16$
 $\sigma = \pm 1,705$
 (+1,93; +2,39)



PORT VILA
 $n = 114$
 $\bar{x} = +1,43$
 $\sigma = \pm 1,535$
 (+1,19; +1,67)



DUANAHAM
 $n = 34$
 $\bar{x} = +0,33$
 $\sigma = \pm 1,328$
 (-0,04; +0,70)



LUGANVILLE
 $n = 82$
 $\bar{x} = +0,85$
 $\sigma = \pm 1,649$
 (+0,55; +1,15)

Fig. 11.1

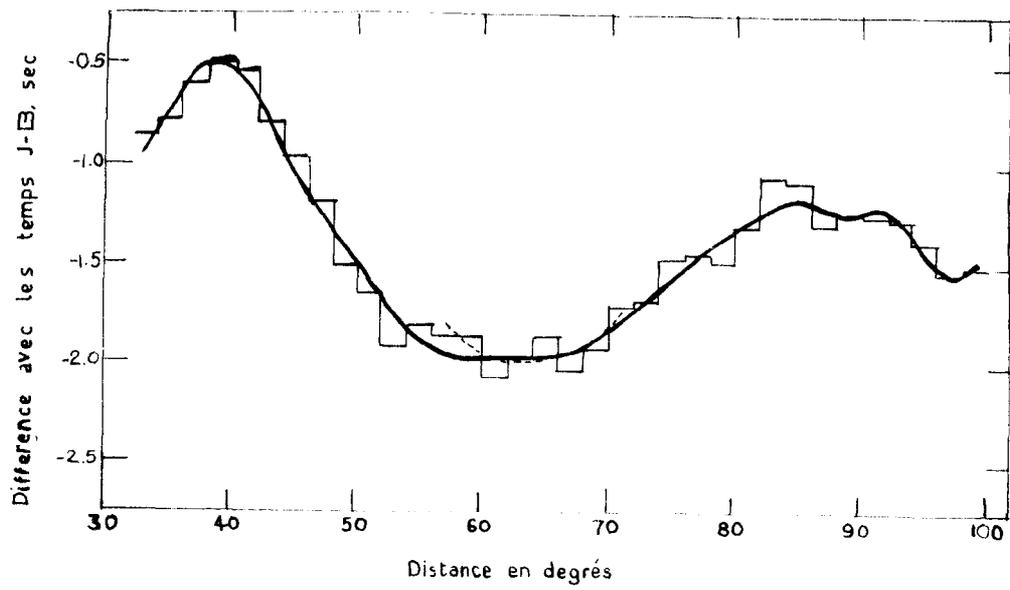


Fig. II.2 Corrections à apporter aux tables JEFFREYS-BULLEN d'après CLEARY et CARDER.

En développant le carré entre crochets où les doubles produits sont nuls (définition de la moyenne arithmétique), il vient

$$s_t^2 = n \sum_j (\bar{x}_{.j} - \bar{x})^2 + m \sum_i (\bar{x}_{i.} - \bar{x})^2 + \sum_i \sum_j (x_{ij} - \bar{x}_{i.} - \bar{x}_{.j} + \bar{x})^2$$

on a :

$$s_t^2 = s_1^2 + s_2^2 + s_3^2$$

avec $s_1^2 = n \sum_j (\bar{x}_{.j} - \bar{x})^2$ qui représente la dispersion des moyennes $\bar{x}_{.j}$, due à la diversité d'action des différents séismes et aux fluctuations de ces moyennes avec $m - 1$ degrés de liberté ;

$s_2^2 = m \sum_i (\bar{x}_{i.} - \bar{x})^2$ la dispersion des moyennes $\bar{x}_{i.}$, due à la diversité d'action des différentes stations et aux fluctuations de ces moyennes avec $n - 1$ degrés de liberté.

s_3^2 est la différence entre s_t^2 et $(s_1^2 + s_2^2)$ et représente la dispersion de l'ensemble des observations dont on aurait éliminé la part due aux diversités d'action des 2 catégories de facteurs (séismes et stations) c'est la dispersion résiduelle avec $(m n - 1) - (n - 1) - (m - 1) = (m - 1)(n - 1)$ degrés de liberté.

Ainsi $\sigma_1^2 = \frac{n \sum_j (\bar{x}_{.j} - \bar{x})^2}{m - 1}$ est une estimation de la variance entre les moyennes des séismes.

$\sigma_2^2 = \frac{m \sum_i (\bar{x}_{i.} - \bar{x})^2}{n - 1}$ est une estimation de la variance entre les moyennes des stations.

$\sigma_3^2 = \frac{\sum_i \sum_j (x_{ij} - \bar{x}_{i.} - \bar{x}_{.j} + \bar{x})^2}{(m - 1)(n - 1)}$ est une estimation de la variance associée à l'erreur aléatoire.

On compare σ_1^2 et σ_2^2 avec σ_3^2 par la méthode habituelle du test Z ou F.

Si σ_1^2 et σ_3^2 diffèrent significativement, on peut conclure que les différentes stations exercent des actions différentes, d'une station à l'autre, sur la grandeur étudiée.

Si σ_2^2 et σ_3^2 diffèrent significativement, même conclusion pour les différents séismes.

Application aux séismes des Iles Fidji, pour l'année 1966 et les 5 stations de Nouméa, Koumac, Ouanaham, Port-Vila et Luganville.

m = 62 séismes
n = 5 stations

On trouve :

$$\begin{aligned} \frac{s_1^2}{1} &= 5,77 & \text{ddl} &= 61 \\ \frac{s_2^2}{2} &= 27,7 & &= 4 \\ \frac{s_3^2}{3} &= 0,417 & &= 244 \end{aligned}$$

$$F_1 = \frac{\frac{1}{2}}{\frac{3}{2}} = 13,8 \quad F_2 = \frac{\frac{2}{2}}{\frac{3}{2}} = 66,5$$

Les tables de SNEDECOR donnent pour la comparaison de 1 et 3 :
seuil de signification à 5 % $F'(61;244) = 1,5$
à 1 % $F''(61;244) = 1,8$

Donc la différence entre les séismes est très significative.

La comparaison entre 2 et 3 donne :
seuil de signification à 5 % $F'(4;244) = 2,7$
1 % $F''(4;244) = 3,5$

Donc la différence entre les stations est très significative.

On en conclut :

- 1°- que les stations sont dans des zones d'anomalies locales qui déterminent des différences très significatives entre ces stations.
- 2°- que certains séismes du groupe sont anormaux et faussent les données.

L'intérêt de la méthode est qu'elle permet d'éliminer ces séismes. Dans le calcul de $\frac{s_1^2}{1}$ on élimine les séismes pour lesquels $(\bar{x}_j - \bar{x})^2$ est grand, supérieur à 1 par exemple. 20 séismes sont éliminés et l'on a :

$\frac{s_1^2}{1} = 0,965$ et $F_1 = 2,3$; or $F'(41;164) = 1,5$ et $F''(41;164) = 1,9$:
le rapport F_1 est voisin des valeurs données par les tables ; les différences entre les différents séismes du groupe ne sont plus significatives.

Résumé : L'analyse de la variance a montré sur l'exemple précédent

- 1°- que les stations diffèrent les unes des autres de façon très significative (résultat observable sur les valeurs moyennes des histogrammes).
- 2°- que, dans un groupe géographique de séismes, il y a 1 séisme

sur 3 qui diffère de l'ensemble et fausse les résultats : ceci résulte des erreurs citées sur sa position et son heure origine.

C'est une des raisons pour lesquelles on cherchera une autre méthode pour étudier les anomalies locales (la méthode des couples exposée plus loin qui supprime la plupart des causes d'erreurs relatives aux séismes).

II - 2.3 I n t e r p r é t a t i o n

L'étude des O-C montre que pour la Mélanésie en général les valeurs sont positives, ce qui semble indiquer une propagation plus lente sous cette région dans le manteau supérieur ou l'écorce. D'autre part, des différences relatives existent entre les valeurs moyennes calculées pour chaque station, ce qui correspond à des différences locales à l'intérieur de la Mélanésie.

Toutefois, des différences importantes apparaissent entre les moyennes relatives aux séismes des Iles Fidji et celles qui se rapportent aux séismes du nord ouest. L'inexactitude des tables pourrait être à l'origine de ce fait (voir les courbes de CLEARY et de CARDER - fig. II.2).

L'étude des O-C dans le cas des explosions est plus significative si l'on tient compte des corrections à apporter aux tables.

II - 2.4 E x p l o s i o n n u c l é a i r e d e s A l é o u t i e n n e s

Nous avons étudié les O-C relatifs à l'explosion nucléaire des Iles Aléoutiennes du 29 octobre 1965 (DUBOIS 1966). Ces valeurs ne varient pas seulement en fonction de la distance épacentrale (courbe de CLEARY et de CARDER) mais aussi suivant la région où se trouvent les stations. Ainsi, à la distance épacentrale de 70°, l'écart relatif entre les O-C des stations des continents américain et européen et ceux des stations du sud ouest Pacifique est de $3,8 \pm 0,3$ s (fig. II.3 et annexe II - 6.2).

Cet écart peut être attribué à un manteau supérieur "lent", sous la Mélanésie.

L'étude des histogrammes et l'analyse de la variance, ainsi que les observations relatives à l'explosion des Aléoutiennes, ont mis en évidence des différences locales à l'intérieur de la Mélanésie. Le chapitre suivant sera consacré à l'étude de ces différences, par une méthode plus précise.

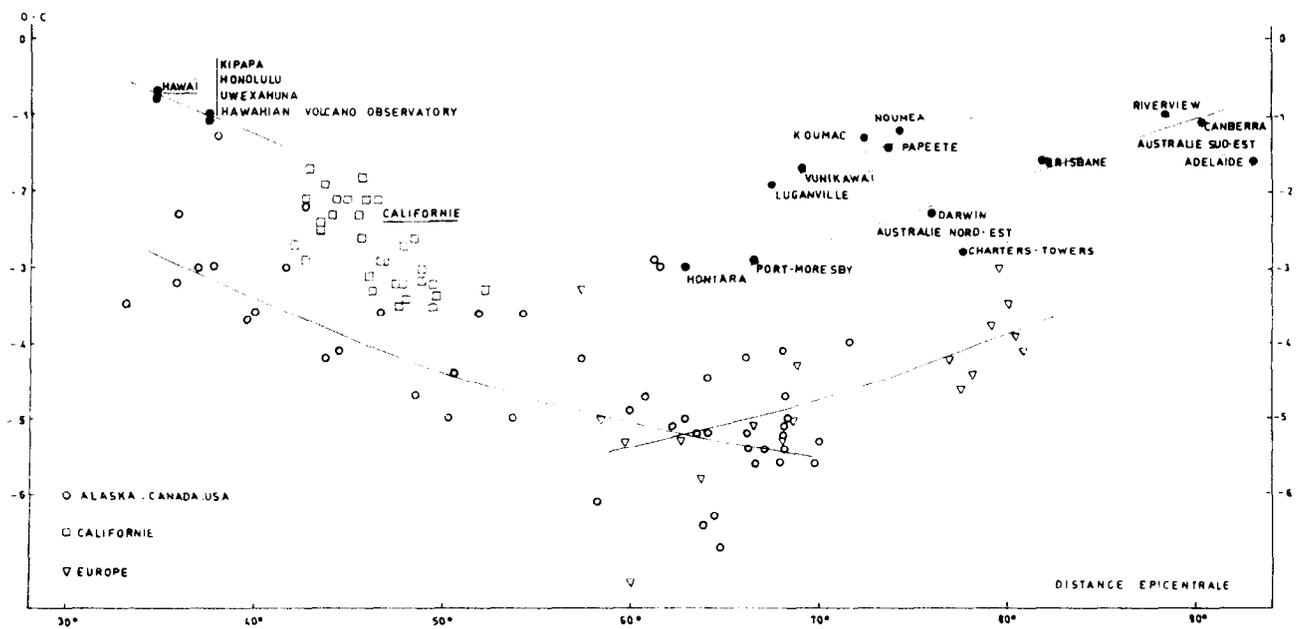


Fig. II.3 Graphique des O-C en fonction de la distance épacentrale : explosion nucléaire des Aléoutiennes. Stations européennes, américaines et du Pacifique.

II.- Chapitre 3

DIFFERENCES LOCALES ENTRE LES O - C : METHODE DES COUPLES DE STATIONS

II - 3.1 Méthode

Soient 2 stations (1 et 2) proches l'une de l'autre et un séisme éloigné; la différence entre les temps résiduels $x = (O-C)_1 - (O-C)_2$ ne dépend que des différences locales de l'écorce et du manteau supérieur sous les 2 stations.

Cherchons les erreurs possibles sur x ,

$$x = (O_1 - O_2) - (C_1 - C_2) = (H_1 - H_2) - (C_1 - C_2).$$

L'erreur sur l'heure origine n'intervient pas.

Il reste l'erreur sur H_1 et H_2 étudiée plus haut, et l'erreur sur $C_1 - C_2$ qui comprend :

- 1°- l'erreur introduite par les tables $C_1 = F(\dots)$, dC_1 erreur sur C_1
 $C_2 = F(\dots)$, dC_2 erreur sur C_2 .

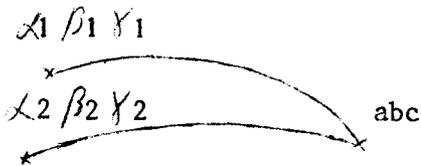
Comme C_1 et C_2 diffèrent peu (stations proches l'une de l'autre), l'erreur sur $C_1 - C_2$ est $dC_1 - dC_2 \neq 0$;

2°- l'erreur due à l'incertitude sur la position de l'épicentre.
Rappelons que l'erreur sur la position de l'épicentre dépend, dans l'application que nous faisons de la méthode, du nombre de stations utilisées par l'USCGS pour la détermination. Pour les séismes étudiés (relativement forts), l'erreur admise sur les coordonnées varie de ± 3 km (50 stations et plus) à ± 10 km (20 stations), l'erreur sur la profondeur du foyer de ± 10 km à ± 20 km.

Calculons l'incidence de ces erreurs sur $C_1 - C_2$:

- l'erreur sur la profondeur du foyer entraîne une erreur faible sur les valeurs de C_1 et C_2 . Comme les stations sont voisines, les valeurs de C_1 et C_2 sont affectées (très peu) dans le même sens, donc l'erreur sur la différence est négligeable.

- l'erreur sur les coordonnées de l'épicentre



$\alpha_1, \beta_1, \gamma_1, \alpha_2, \beta_2, \gamma_2, a, b, c$, sont les coordonnées sphériques des 2 stations et de l'épicentre; ϕ et λ la latitude géocentrique et la longitude de l'épicentre.

$$\begin{aligned} \text{Si } da &= -\cos \phi \sin \lambda d\lambda - \sin \phi \cos \lambda d\phi \\ db &= -\sin \phi \sin \lambda d\lambda + \cos \phi \cos \lambda d\phi \\ dc &= \cos \phi d\phi \end{aligned}$$

sont les erreurs sur abc , correspondant aux erreurs $d\phi$ et $d\lambda$ sur ϕ et λ .

on a : $C = F(\Delta)$, $dC = F'(\Delta)d\Delta$, $d\Delta = -\frac{1}{\sin \Delta} (\alpha_1 da + \beta_1 db + \gamma_1 dc)$

$$dC_1 = F'(\Delta_1) [\alpha_1 da + \beta_1 db + \gamma_1 dc] : \sin \Delta_1$$

$$dC_2 = F'(\Delta_2) [\alpha_2 da + \beta_2 db + \gamma_2 dc] : \sin \Delta_2$$

$F'(\Delta_1) \neq F'(\Delta_2)$ car Δ_1 et Δ_2 diffèrent peu ;

$$d(C_1 - C_2) = -\frac{F'(\Delta_1)}{\sin \Delta_1} \left[(\alpha_1 - \alpha_2) da + (\beta_1 - \beta_2) db + (\gamma_1 - \gamma_2) dc \right].$$

Prenons comme exemple un séisme de la région d'Halmahera, situé à 40° du couple de stations Nouméa Port-Vila :

$F'(\Delta) = 1,5$ s/degré si $d\lambda = d\phi = \pm 0,1$ degré, $d(C_1 - C_2) = \pm 0,015$ s et une incertitude de 100 km sur la position de l'épicentre donnerait dans ce cas $d(C_1 - C_2) = \pm 0,12$ s.

Donc $C_1 - C_2$ est peu sensible aux erreurs sur la position de l'épicentre et sur les tables de propagation, lorsque le séisme est éloigné du couple de stations.

Pour un séisme des Iles Fidji, plus proche des stations utilisées, cette erreur peut atteindre $\pm 0,15$ s dans les conditions énoncées plus haut.

Finalement l'erreur sur x se réduit à l'erreur sur

$$O_1 - O_2 = H_1 - H_2$$

Ces mesures étant indépendantes :

$$\text{erreur sur } x = \text{erreur sur } H_1 + \text{erreur sur } H_2$$

Dans l'application qui suit, on aura une idée de l'ordre de

grandeur de cette erreur, en opérant sur un grand nombre de séismes.

II - 3.2 R e m a r q u e

Opération algébrique sur x et application :

Etant données 2 stations 1 et 2,

$$(O-C)_1 - (O-C)_2 = x$$

$$1^\circ - x > 0, (O-C)_1 - (O-C)_2 > 0, (O_1 - O_2) - (C_1 - C_2) > 0.$$

$$a. \begin{matrix} O_1 - O_2 \\ C_1 - C_2 \end{matrix} > 0 \text{ c'est-à-dire arrivée des ondes à 2 avant 1,}$$

on a $\left| \begin{matrix} O_1 - O_2 \\ C_1 - C_2 \end{matrix} \right| > \left| C_1 - C_2 \right|$
 soit: écart observé des temps d'arrivée entre les 2 stations plus grand que l'écart calculé. Il y a donc retard relatif à la station 1.

$$b. \begin{matrix} O_1 - O_2 \\ C_1 - C_2 \end{matrix} < 0 \text{ c'est-à-dire arrivée des ondes à 1 avant 2,}$$

$$\left| O_1 - O_2 \right| < \left| C_1 - C_2 \right| : \text{il y a encore retard relatif à la station 1.}$$

$$2^\circ - x < 0, (O_1 - O_2) - (C_1 - C_2) < 0.$$

$$a. \begin{matrix} O_1 - O_2 \\ C_1 - C_2 \end{matrix} > 0 \text{ arrivée des ondes à 2 avant 1,}$$

$$\left| O_1 - O_2 \right| < \left| C_1 - C_2 \right| :$$

retard relatif à la station 2.

$$b. \begin{matrix} O_1 - O_2 \\ C_1 - C_2 \end{matrix} < 0 \text{ arrivée des ondes à 1 avant 2,}$$

$$\left| O_1 - O_2 \right| > \left| C_1 - C_2 \right| :$$

retard relatif à la station 2.

Donc, quelle que soit la première station atteinte, on a toujours, avec $(O-C)_1 - (O-C)_2 = x$:

$x > 0$ retard relatif à la station 1 ;
 $x < 0$ retard relatif à la station 2 .

II - 3.3 Résultats en Mélanésie

Pour les raisons exposées plus haut, nous avons utilisé les séismes des Iles Fidji et du nord ouest, pour en déduire les anomalies locales à l'intérieur de la région Nouvelle-Calédonie-Nouvelles Hébrides. Les couples de stations étudiés sont : Nouméa-Koumac, Nouméa-Port-Vila et Port-Vila-Luganville. Il est évident que les autres couples se déduisent de ces 3 (Nouméa-Luganville, Koumac-Port-Vila, Koumac-Luganville).

Les valeurs de x sont tirées des valeurs des temps résiduels donnés par l'USCGS et l'ISC ou bien calculées sur un programme à l'Institut Blaise PASCAL.

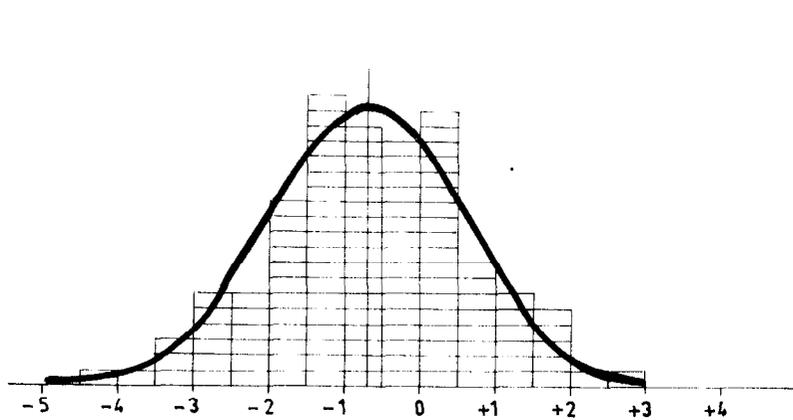
II - 3.4 Présentation des résultats

Les tableaux contiennent pour chaque année : n nombre de séismes utilisés, \bar{x} écart moyen pour le couple étudié, $\sigma^2 = \frac{n}{n-1} \sum_1 (x_i - \bar{x})^2 / (n-1)$ variance et $EP = \sigma / \sqrt{2n}$ erreur probable sur la moyenne.

Sur la figure 14, les histogrammes ont été construits comme plus haut, ainsi que les courbes normales ajustées $y = \frac{n}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma^2}}$

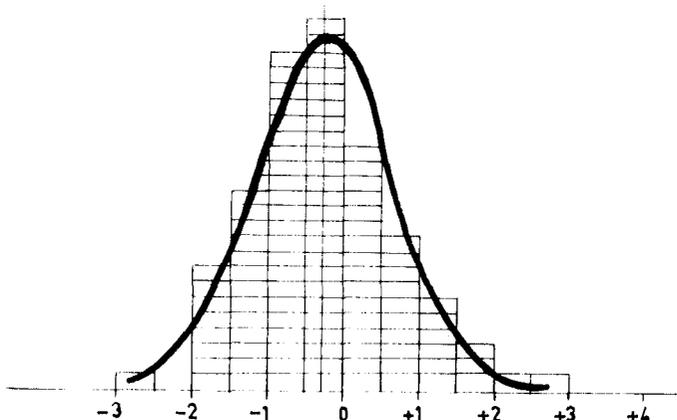
Remarquons que σ^2 est plus exactement un estimateur de la variance de la "population" à laquelle on assimile les données.

| Année | Nouméa-Koumac | | | | Nouméa-Port-Vila | | | | Port-Vila-Luganville | | | |
|-------|---------------|-----------|------------|-------|------------------|-----------|------------|-------|----------------------|-----------|------------|-------|
| | n | \bar{x} | σ^2 | EP | n | \bar{x} | σ^2 | EP | n | \bar{x} | σ^2 | EP |
| 1963 | 14 | -0,91 | 1,039 | +0,19 | 14 | -0,53 | 0,637 | +0,15 | | | | |
| 1964 | | | | | 13 | -0,55 | 0,687 | +0,16 | 12 | +0,39 | 1,417 | +0,24 |
| 1965 | 27 | -0,93 | 1,610 | +0,17 | 26 | -0,32 | 0,562 | +0,10 | 16 | +0,56 | 2,078 | +0,26 |
| 1966 | 43 | -0,47 | 2,040 | +0,15 | 37 | -0,15 | 1,150 | +0,12 | 25 | +0,02 | 0,799 | +0,18 |
| 1967 | 21 | -1,18 | 1,578 | +0,19 | 15 | -0,30 | 1,505 | +0,22 | 12 | +1,16 | 0,715 | +0,17 |
| Total | 105 | -0,70 | 1,605 | +0,10 | 105 | -0,31 | 0,907 | +0,06 | 65 | +0,46 | 1,250 | +0,11 |



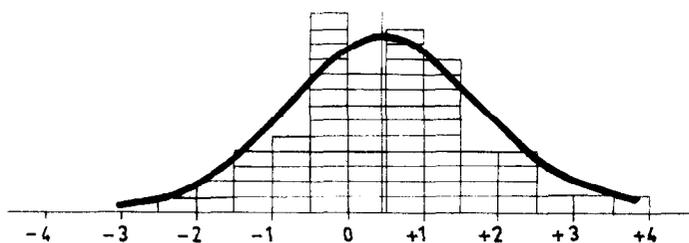
NOUMEA-KOUMAC

$n = 118$
 $\bar{x} = -0,70$
 $\sigma = \pm 1,605$



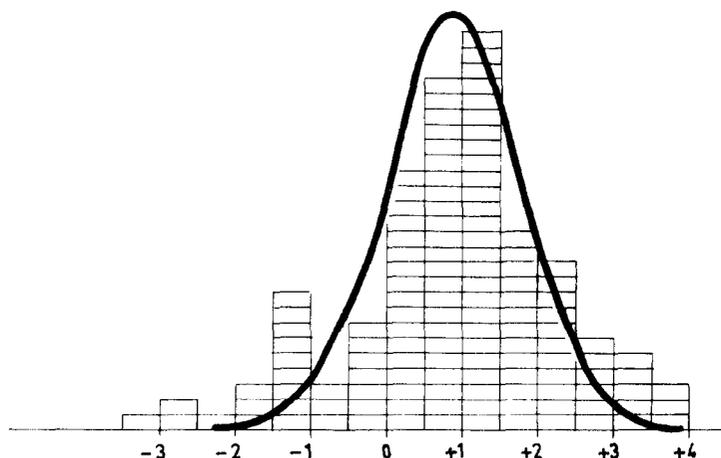
NOUMEA-PORT VILA

$n = 105$
 $\bar{x} = -0,31$
 $\sigma = \pm 0,907$



PORT-VILA-
 LUGANVILLE

$n = 66$
 $\bar{x} = +0,46$
 $\sigma = \pm 1,12$



NOUMEA-OUANAHAM

$n = 130$
 $\bar{x} = +0,87$
 $\sigma = \pm 0,95$

Fig. II.4 Histogrammes et courbes normales ajustées ; séismes profonds des Iles Fidji, Tonga, Kermadec ; couples de stations.

II - 3.5 P r é c i s i o n d e s r é s u l t a t s

Les causes d'erreurs ont été examinées plus haut ; on peut avoir une idée sur l'amplitude de ces erreurs par l'examen des histogrammes. Examinons d'abord la cohérence des données entre les différentes années ; comparons par exemple les estimateurs de la variance de 2 années différentes 1963 et 1964 pour Nouméa-Port-Vila :

$$n_{63} = 14, \bar{x}_{63} = -0,55 \text{ s } \hat{\sigma}_{63}^2 = 0,6365$$

$$n_{64} = 13, \bar{x}_{64} = -0,53 \quad \hat{\sigma}_{64}^2 = 0,6269 \quad F = \frac{\hat{\sigma}_{64}^2}{\hat{\sigma}_{63}^2} = 1,08.$$

La table de SNEDECOR donne $F_1(13,12) = 2,53$ (seuil de signification 0,05), d'où $F < F_1$; on peut admettre l'égalité des variances des populations parentes et appliquer la méthode du test de STUDENT.

on doit calculer
$$\hat{\sigma}^2 = \frac{(n_{63} - 1) \hat{\sigma}_{63}^2 + (n_{64} - 1) \hat{\sigma}_{64}^2}{n_{63} + n_{64} - 2} = 0,6207 \quad \hat{\sigma} = \pm 0,788$$

or
$$t = \frac{\bar{x}_{63} - \bar{x}_{64}}{\hat{\sigma} \sqrt{1/n_{63} + 1/n_{64}}} = 0,06 ;$$

pour $\nu = n_{63} + n_{64} = 27$, les tables donnent $t_1 = 2,05$ (seuil 5 %) ;

$|t| < |t_1|$, donc la probabilité $\Pr (|T| > |t|) > 5\%$: les 2 moyennes ne diffèrent pas significativement. Du point de vue pratique, on pourra considérer les mesures de 1963 et celles de 1964 comme une seule série de 27 mesures.

On peut faire le même raisonnement pour les autres années.

Intervalle de confiance

Pour l'ensemble des 5 années, correspondant à la même "population" (on vient de le démontrer), on peut calculer, à partir de l'estimateur de la variance $\hat{\sigma}^2$ concernant ces données, l'intervalle au seuil de 5 % : $(\bar{x} - t_1 \hat{\sigma}/\sqrt{n} ; \bar{x} + t_1 \hat{\sigma}/\sqrt{n})$.

t_1 est donné par les tables (1,96) soit pour Nouméa-Koumac (- 0,93 ; - 0,47 s).

II.- Chapitre 4

UTILISATION DES SEISMES DES NOUVELLES HEBRIDES POUR L'ETUDE DES ANOMALIES LOCALES

Dans les 2 chapitres précédents, on a considéré les sources extérieures à la région étudiée, la Mélanésie. De nombreux séismes se produisent le long de l'arc néo hébridais, sur une bande étroite traversant cette région (fig. II.5). Les données des stations de Nouvelle-Calédonie et des Nouvelles Hébrides concernant ces séismes feront l'objet de ce chapitre.

II - 4.1 Application de la méthode des couples de stations aux données des crises sismiques

On a choisi les crises sismiques de l'Ile Espiritu Santo (août 1965), de l'îlot Matthews (septembre 1966), de l'Ile Santa Cruz (janvier 1967). Les couples de stations utilisés sont : Nouméa-Koumac, Nouméa-Ouanaham, Port-Vila-Luganville.

Dans la région Nouvelle-Calédonie Iles Loyauté, par exemple, les figures II.6 montrent que, pour le couple de stations Nouméa-Koumac, les valeurs des moyennes des écarts \bar{x} varient suivant l'azimut.

Ainsi pour la crise sismique des Iles Santa Cruz 1967 $\bar{x} = + 0,39 \pm 0,10$ s (n = 62, $\sigma = \pm 1,035$) ;

pour celle des Iles Espiritu Santo 1965 $\bar{x} = + 0,04 \pm 0,08$ s (n = 88, $\sigma = \pm 1,160$) ;

pour celle de l'îlot Matthews $\bar{x} = -0,79 \pm 0,16$ s (n = 30, $\bar{\sigma} = \pm 1,238$).

De même, pour le couple Nouméa-Ouanaham (fig. 14b), il n'y a pas de variation de x pour l'ensemble des séismes des Nouvelles Hébrides entre les 10 et 20 degrés sud, l'écart moyen $\bar{x} = +0,87 \pm 0,06$ s (n = 130, $\bar{\sigma} = \pm 0,896$) tandis que, pour les séismes de l'îlot Matthews $\bar{x} = -0,29 \pm 0,16$ s (n = 24 $\bar{\sigma} = \pm 1,088$). Ces variations avec l'azimut seront étudiées au chapitre II - 5 relatif aux interprétations.

Aux Nouvelles Hébrides, si des observations du même ordre peuvent être faites sur des séismes extérieurs à la région, le problème se complique pour les séismes de l'arc. Ce problème sera également étudié au chapitre II - 5.

II - 4.2 Equation de propagation des ondes sismiques, cas des séismes proches, forme générale

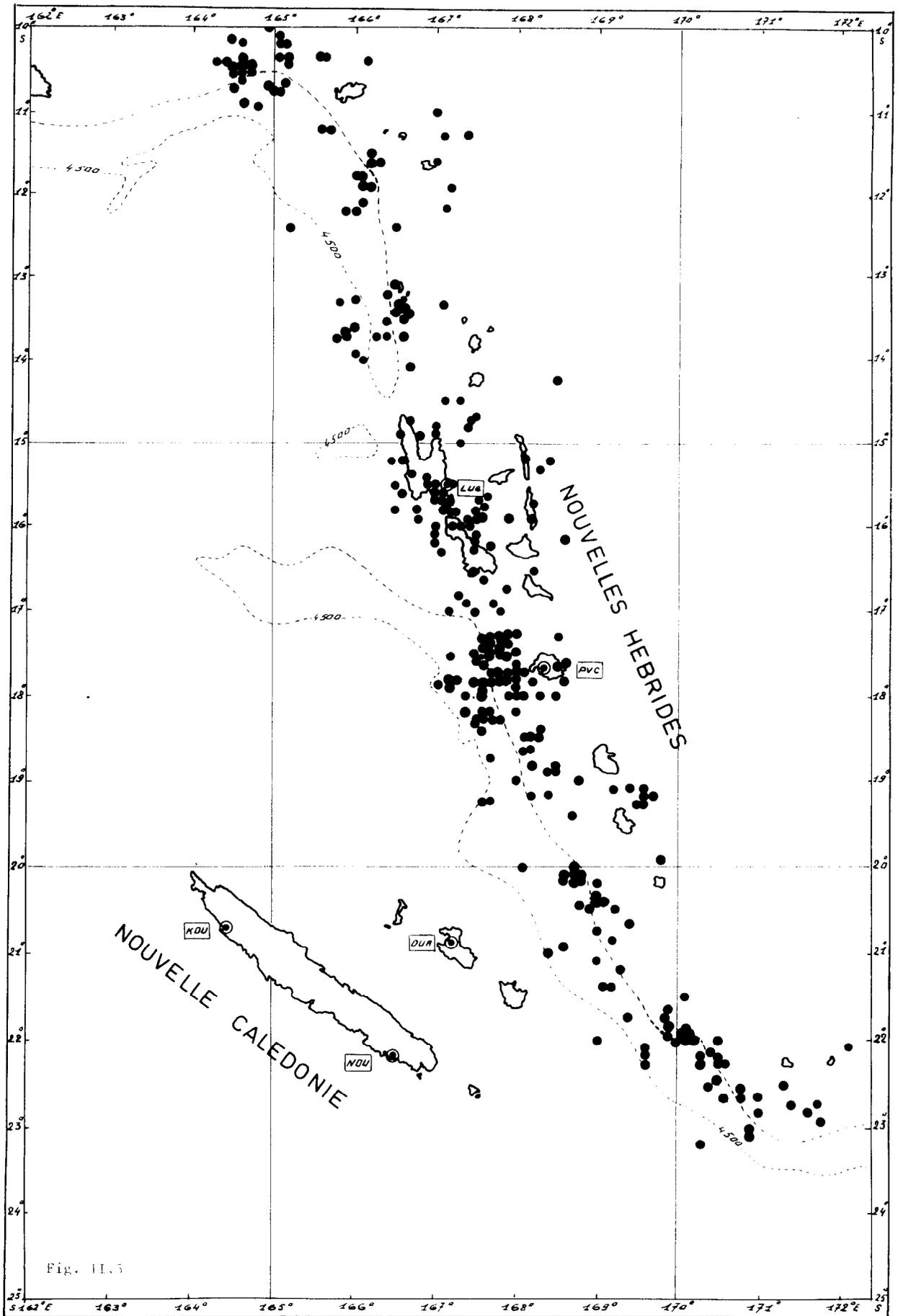
Pour les séismes proches, normaux, on admet que de 200 à 800 km l'équation de propagation des ondes sismiques est linéaire ; $t = \Delta/v + a$ à 0,1 s près, t exprimé en secondes, Δ distance épacentrale en kilomètres, a terme constant en secondes, v vitesse en kilomètre par seconde.

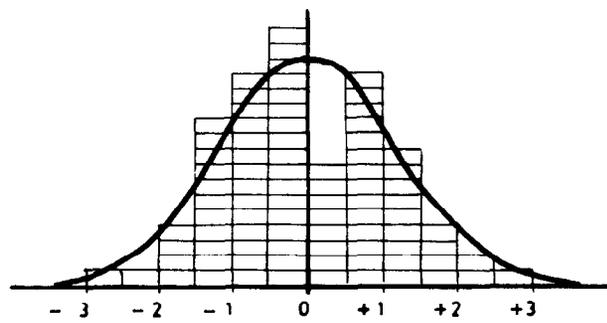
Dans sa forme la plus générale, le problème a été formulé par BANCROFT et WILLMORE (1960). v et a sont calculés dans le cas où n séismes ou explosions donnent des ondes P ou S enregistrées en m stations.

En fait, les méthodes classiques sont basées sur des observations faites dans un grand nombre de stations, pour un séisme, superficiel ou normal, ou une explosion. Ainsi, ont été étudiées les propagations des ondes P et S en Californie et en Europe (GUTENBERG 1944, ROTHE 1950, LABROUSTE 1963).

En Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles Hébrides, nous ne disposons que d'un petit nombre de stations situées sur des structures très différentes, de part et d'autre d'un arc sismique. Les méthodes classiques ne peuvent pas être utilisées.

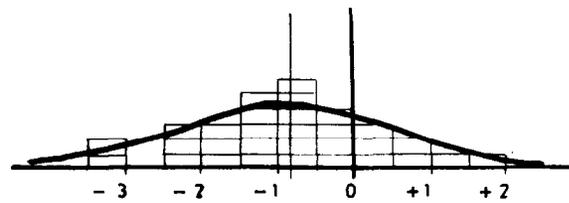
Par contre, le nombre de séismes enregistrés est élevé et ces séismes sont situés avec précision, grâce aux données des très nombreuses stations qui les enregistrent. La méthode proposée procèdera donc des mêmes idées que les méthodes classiques (étude statistique, méthode des moindres carrés) et on tirera parti du grand nombre de séismes, comme les méthodes classiques le font d'un grand nombre de stations.





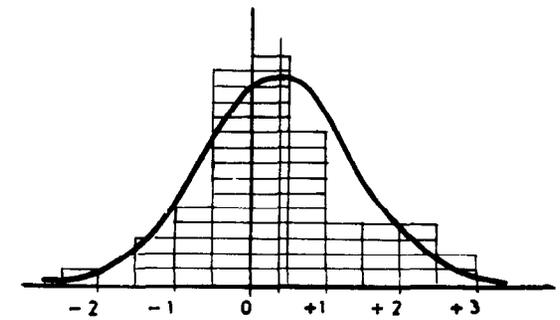
$\bar{x} = 0$ $\sigma = \pm 1,160$

I. ESPIRITU SANTO 1965



$\bar{x} = -0,8$ $\sigma = \pm 1,238$

I. MATTHEW 1966



$\bar{x} = +0,4$ $\sigma = \pm 1,035$

I. SANTA-CRUZ 1967

Fig. II.6 Histogrammes et courbes normales ajustées ; crises sismiques.

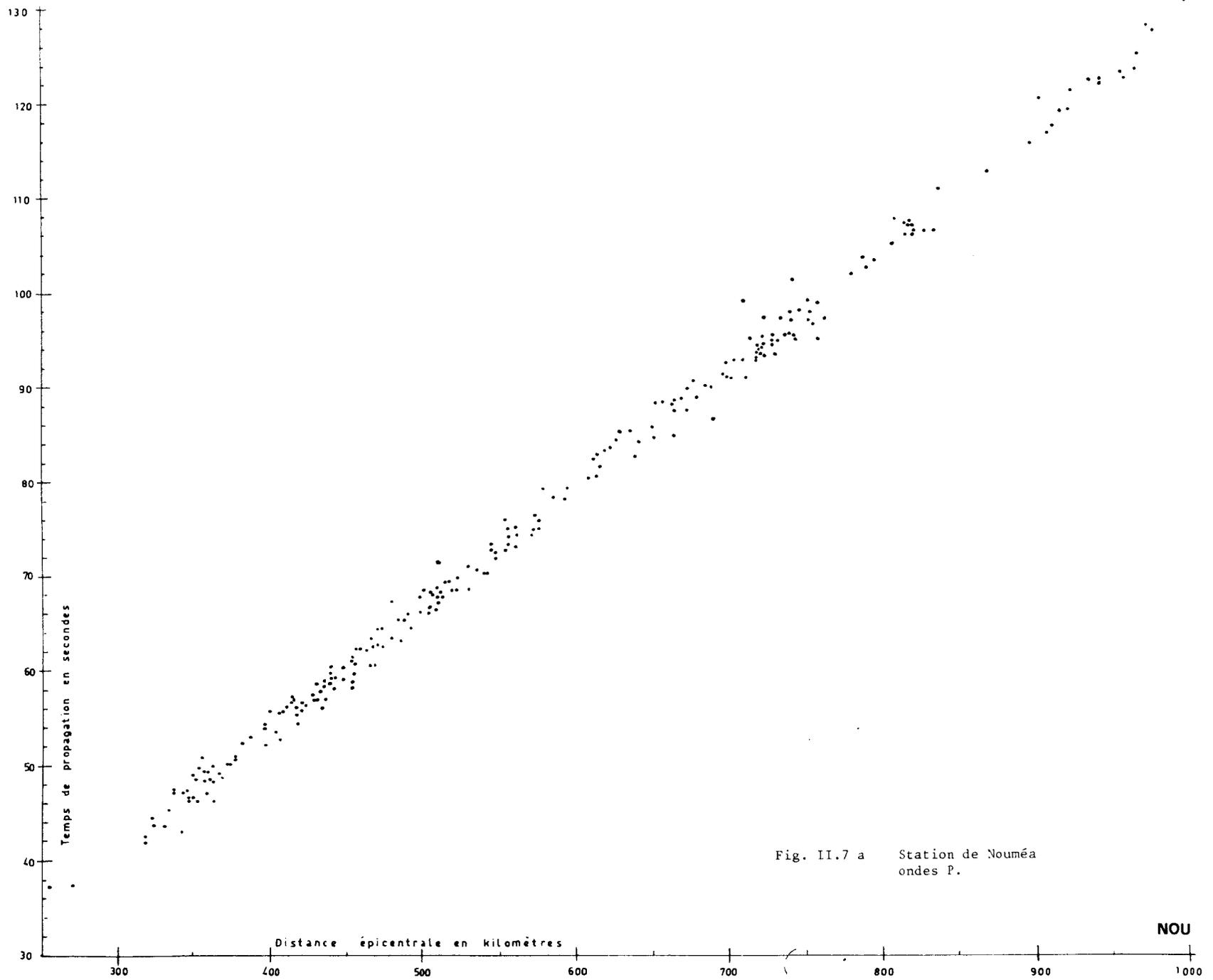


Fig. II.7 a Station de Nouméa
ondes P.

NOU

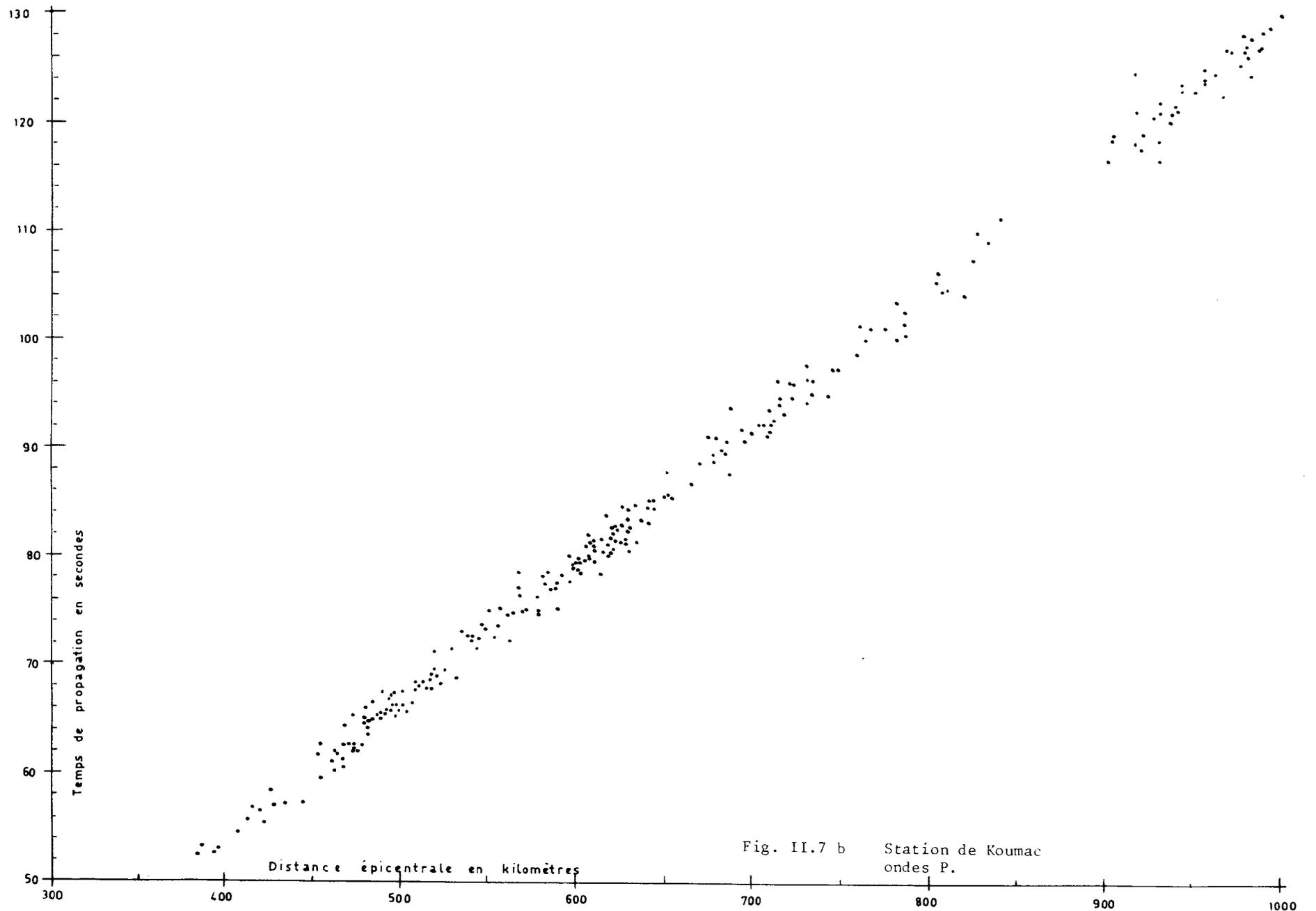


Fig. II.7 b Station de Koumac
ondes P.

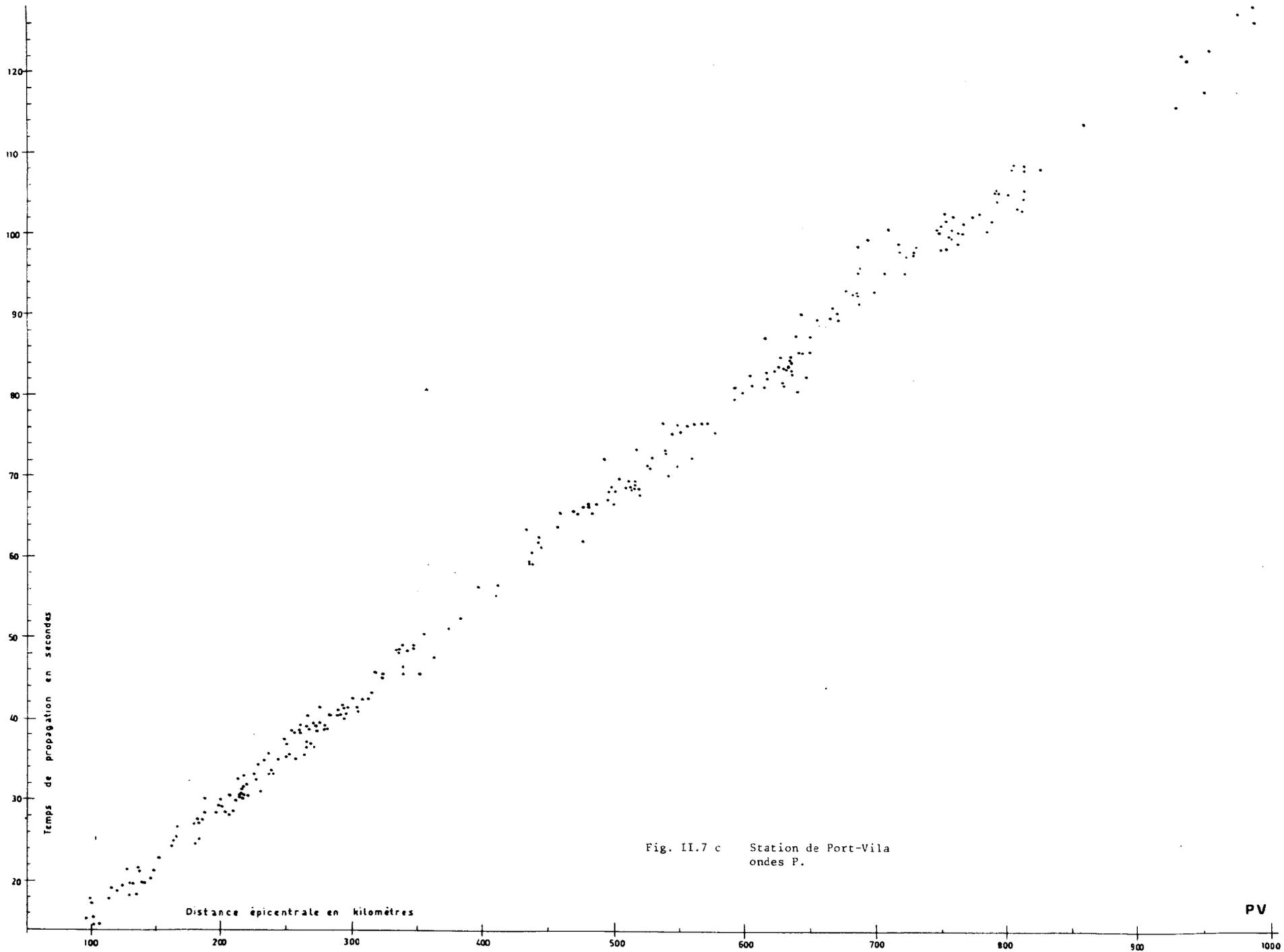
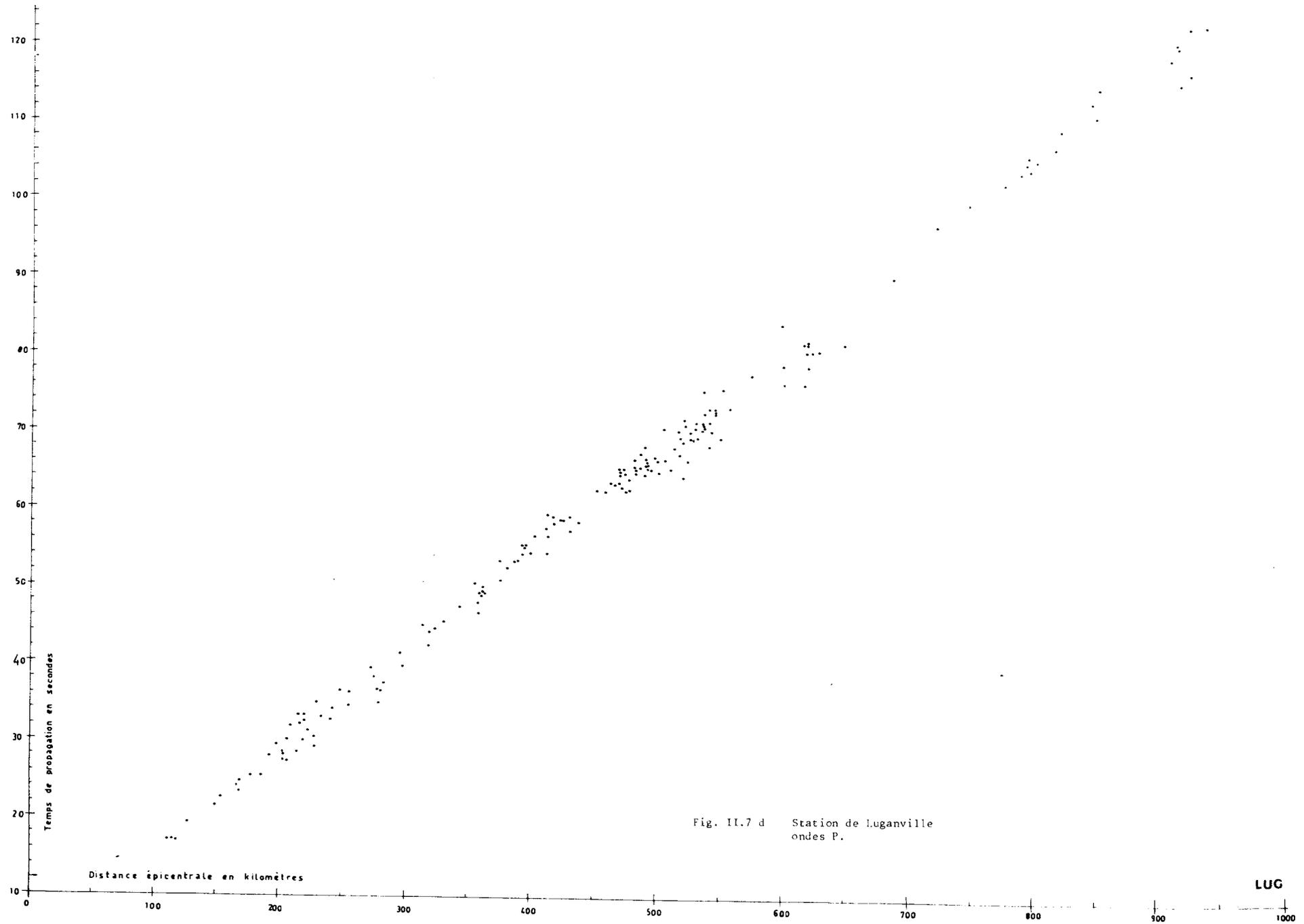


Fig. II.7 c Station de Port-Vila
ondes P.

PV



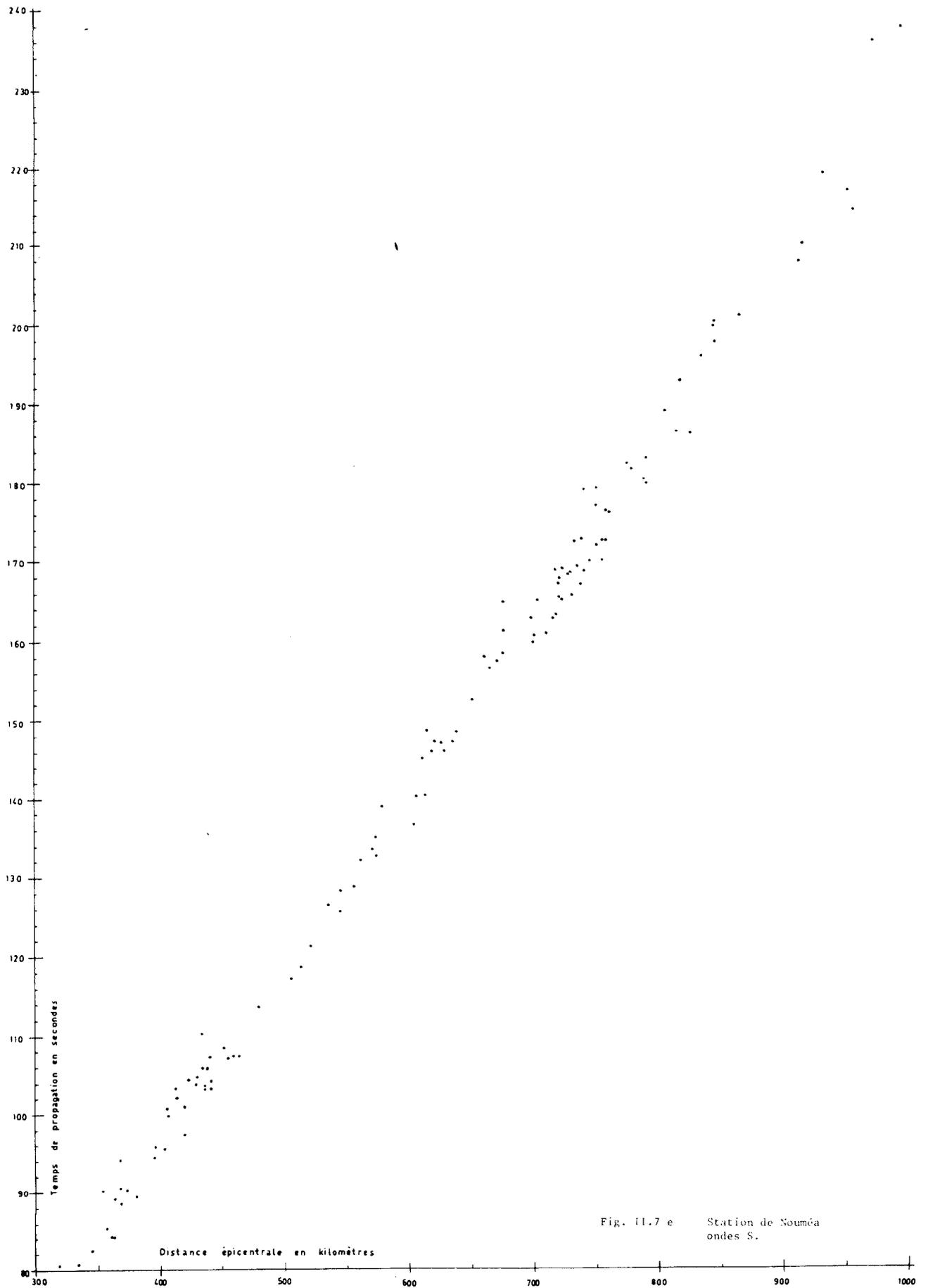


Fig. 11.7 e Station de Nouméa ondes S.

II - 4.3 Méthode proposée

Soit une station sismologique ayant enregistré les arrivées des ondes P et S pour n foyers que l'USCGS a déterminés avec les données de 10 stations au moins. On choisit des séismes pour lesquels les distances épacentrales sont comprises entre 200 et 300 km et dont les foyers sont situés entre 15 et 50 km de profondeur.

En retranchant les heures origines des temps d'arrivée, on obtient les temps de propagation t_1 t_2 ... t_i ... t_n , pour les n séismes. Sur un graphique, on porte t_i en fonction de Δ_i distance épacentrale (en secondes et kilomètres). Dans les limites choisies pour Δ_i , on constate que les points paraissent s'aligner (fig. II.7). On calcule alors, par la méthode des moindres carrés, l'équation de la droite de régression. La validité de cette hypothèse de linéarité sera discutée par la suite.

Soit $t = \Delta/v + a$ l'équation de la droite de régression dont on calcule les coefficients $1/v$ et a .

$$\sum_i \xi_i^2 = (t_1 - \Delta_1/v - a)^2 + (t_2 - \Delta_2/v - a)^2 + \dots + (t_i - \Delta_i/v - a)^2 + \dots + (t_n - \Delta_n/v - a)^2$$

sera minimale pour

$$\frac{\partial \sum_i \xi_i^2}{\partial 1/v} = 0$$

$$\frac{\partial \sum_i \xi_i^2}{\partial a} = 0$$

$1/v$ et a sont alors donnés par :

$$1/v (\Delta_1^2 + \Delta_2^2 + \dots + \Delta_n^2) + a (\Delta_1 + \Delta_2 + \dots + \Delta_n) = t_1 \Delta_1 + t_2 \Delta_2 + \dots + t_n \Delta_n ;$$

$$1/v (\Delta_1 + \Delta_2 + \dots + \Delta_n) + na = t_1 + t_2 + \dots + t_n.$$

La variance caractérisant la dispersion des valeurs t_i , par rapport à la droite de régression, est définie par l'expression :

$$s_o^2 = \frac{\sum (t_i - T_i)^2}{n - 2} \quad \text{avec} \quad T_i = \Delta_i v + a.$$

Ici le nombre de degrés de liberté est $n - 2$, puisque 2 degrés de liberté ont été utilisés pour déterminer les paramètres de la droite.

Pour évaluer la précision de la détermination de $1/v$ et n , on utilise la loi de l'accumulation des erreurs qui dans ce cas s'écrit :

$$s_{1/v}^2 = \left(\frac{\partial 1/v}{\partial t_1} \right)^2 s_1^2 + \left(\frac{\partial 1/v}{\partial t_2} \right)^2 s_2^2 + \dots + \left(\frac{\partial 1/v}{\partial t_n} \right)^2 s_n^2 ;$$

$$s_a^2 = \left(\frac{\partial a}{\partial t_1} \right)^2 s_1^2 + \left(\frac{\partial a}{\partial t_2} \right)^2 s_2^2 + \dots + \left(\frac{\partial a}{\partial t_n} \right)^2 s_n^2 .$$

En prenant $s_1^2 = s_2^2 = \dots = s_n^2 = s_0^2$,

on obtient :

$$s_{1/v}^2 = \frac{s_0^2 n}{n \sum \Delta^2 - (\sum \Delta)^2}$$

$$s_a^2 = \frac{s_0^2 \sum \Delta^2}{n \sum \Delta^2 - (\sum \Delta)^2}$$

II.4.4 Application et résultats - ondes P

a. Stations, séismes :

La carte (fig. II 5) représente la position des stations de Nouméa, Koumac, Ouanaham, Port-Vila, Luganville et les épicentres utilisés de 1961 à 1967.

On constate que, pour les stations situées à l'ouest de l'arc sismique, il y a variation d'azimut due à la répartition des séismes le long d'une bande NNO-SSE. Cette situation rend nécessaire une hypothèse d'homogénéité dans différentes directions, qui sera discutée par la suite.

b. Résultats :

Nous étudions d'abord la propagation des ondes P entre l'arc sismique et les stations situées à l'ouest.

Nouméa

| Année | n | $\sum \Delta$ | $\sum t$ | $\sum \Delta^2$ | $\sum t \Delta$ | $\sum (t_i - T_i)^2$ | s_o^2 | v | a |
|-------|-----|---------------|----------|-----------------|-----------------|----------------------|---------|-------|------|
| 1961 | 30 | 14942 | 1989,2 | 8393290 | 1111025,5 | 41,5065 | 1,492 | 7,009 | 3,33 |
| 1962 | 20 | 9993 | 1327,3 | 5397857 | 715053,5 | 14,1170 | 0,784 | 7,843 | 2,69 |
| 1963 | 24 | 12330 | 1629,2 | 6684216 | 881315,6 | 11,5929 | 0,483 | 7,890 | 2,77 |
| 1964 | 15 | 8093 | 1065,4 | 4870621 | 538246,4 | 17,0904 | 1,315 | 7,948 | 3,15 |
| 1965 | 79 | 52323 | 6898,2 | 36449575 | 4794417,9 | 102,6506 | 1,316 | 7,956 | 4,07 |
| 1966 | 58 | 32099 | 4253,2 | 19490504 | 2572547,6 | 100,4425 | 1,795 | 7,891 | 3,20 |
| 1967 | 31 | 18796 | 2514,2 | 12900826 | 1715727,4 | 31,6702 | 1,056 | 7,864 | 4,00 |
| Total | 257 | 148576 | 19677,2 | 94186839 | 12428334,9 | | 1,295 | 7,878 | 3,18 |

Koumac

| Année | n | $\sum \Delta$ | $\sum t$ | $\sum \Delta^2$ | $\sum t \Delta$ | $\sum (t_i - T_i)^2$ | s_o^2 | v | a |
|-------|-----|---------------|----------|-----------------|-----------------|----------------------|---------|-------|------|
| 1961 | 23 | 12085 | 1602,8 | 6610961 | 875735,0 | 16,7532 | 0,798 | 7,777 | 2,12 |
| 1962 | 15 | 7927 | 1043,7 | 4273395 | 562296,0 | 13,7686 | 0,983 | 7,852 | 2,28 |
| 1963 | 24 | 15549 | 2038,9 | 10545710 | 1381002,9 | 16,0931 | 0,732 | 7,859 | 2,52 |
| 1965 | 90 | 56686 | 7463,5 | 37363274 | 4906276,6 | 166,0948 | 0,866 | 8,080 | 4,98 |
| 1966 | 59 | 36828 | 4860,8 | 24270662 | 3198988,7 | 70,1049 | 1,231 | 7,776 | 2,11 |
| 1967 | 54 | 43049 | 5635,2 | 36287179 | 4738255,4 | 59,9525 | 1,131 | 8,006 | 4,78 |
| Total | 265 | 172124 | 22644,9 | 119351181 | 15662554,6 | | 1,398 | 7,915 | 3,39 |

Les données pour 1964 à Koumac ne figurent pas, car elles sont tout à fait incohérentes.

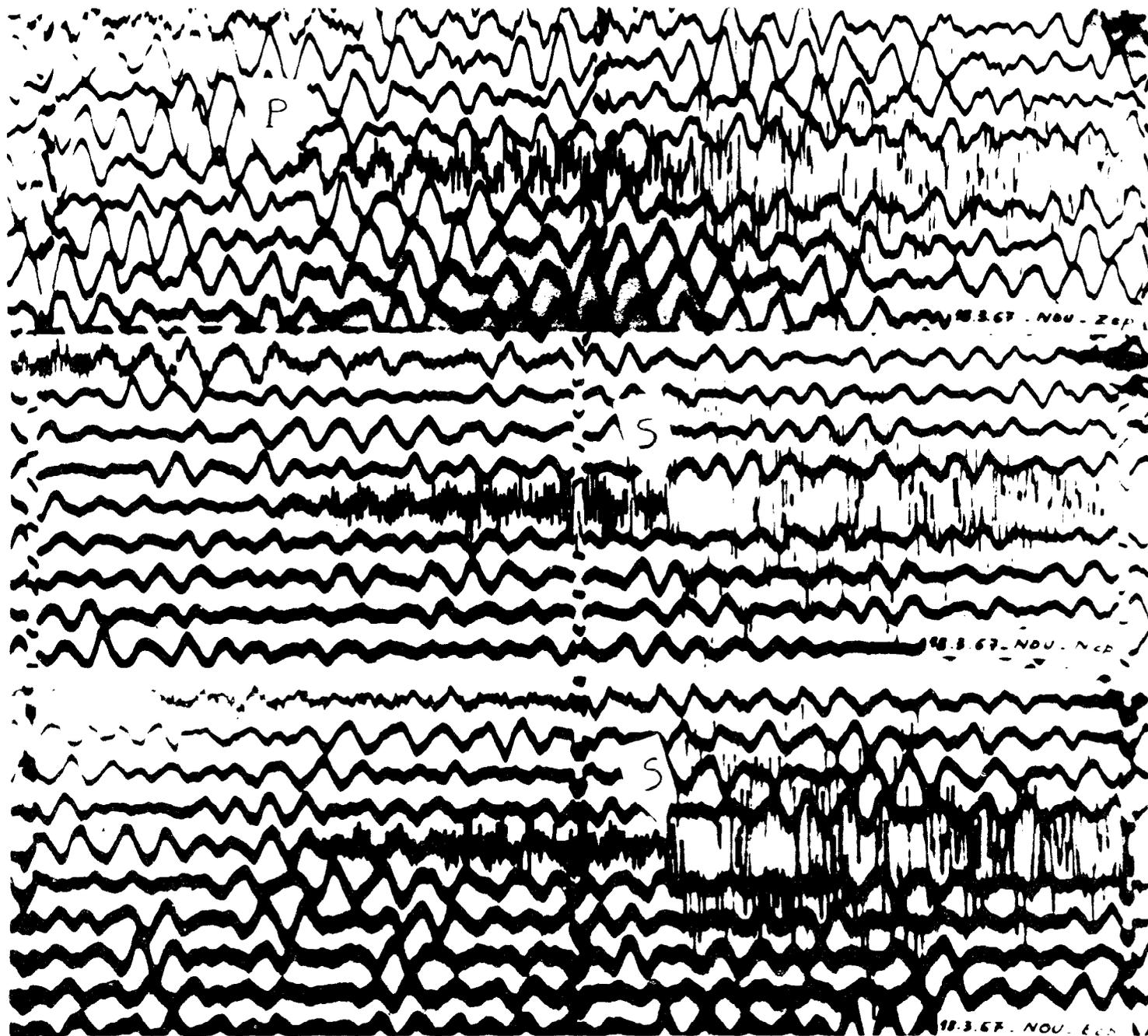


Fig. II.8 Enregistrement à Nouméa d'un séisme des Nouvelles Hébrides ; phases P et S

Ouanaham

| Année | n | $\sum \Delta$ | $\sum t$ | $\sum \Delta^2$ | $\sum t \Delta$ | $\sum (t_i - T_i)^2$ | s_0^2 | v | a |
|-------|----|---------------|----------|-----------------|-----------------|----------------------|---------|-------|-----|
| 1964 | 15 | 6499 | 864,0 | 3406923 | 450003,4 | 25,5898 | 1,826 | 7,807 | 2,1 |
| 1965 | 23 | 11229 | 1510,0 | 6119179 | 816764,6 | 66,6681 | 2,803 | 7,850 | 3,7 |
| 1966 | 33 | 13966 | 1873,8 | 6772388 | 904354,7 | 40,5534 | 1,310 | 7,739 | 2,1 |
| 1967 | 14 | 8090 | 1069,0 | 5976462 | 782238,6 | 13,6650 | 1,051 | 7,912 | 3,3 |
| Total | 85 | 39784 | 5316,8 | 22274952 | 2953421,3 | | 1,720 | 7,860 | 3,0 |

On remarque la similitude des résultats à Nouméa et Koumac, ce qui traduit une homogénéité de structure à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. La généralisation de la méthode (WILLMORE) conduit à grouper les données de Nouméa et Koumac pour en déduire les coefficients v et a valables pour la Nouvelle-Calédonie.

On a ainsi, pour n = 522, v = 7,901 km/s et a = 3,32 s.

II - 4.5 - O n d e s S

La mesure des temps de propagation des ondes S est moins précise que celle des P, car le début de cette phase apparaît sur le sismogramme au milieu des oscillations qui suivent les P (voir fig. 18). On a fait ces mesures sur les composantes horizontales (en général la composante perpendiculaire à la direction du rai) à la station de Nouméa pour l'année 1966.

En appliquant la méthode précédente, on trouve :

$$n = 47; \sum \Delta = 25903,1; \sum t = 6109,1; \sum \Delta^2 = 15715757; \sum t \Delta = 3686412,9$$

$$\sum (t_i - T_i)^2 = 232,4289; s_0^2 = 5,165$$

et v = 4,506 km/s ; a = 7,67 s.

On reviendra sur l'étude des ondes S au chapitre II - 5.

II - 4.6 Précision des résultats

1°- On a porté dans les tableaux la valeur de la variance

$$s_o^2 = \frac{\sum (t_i - T_i)^2}{n - 2} \quad \text{pour chaque calcul de l'équation de la droite de régression.}$$

Des formules données précédemment on déduit, par exemple, les variances de $1/v$ et de a pour l'ensemble des 7 années à Nouméa :

$$s_{1/v}^2 = 1,584 \cdot 10^{-7}$$

$$s_a^2 = 0,916 \cdot 10^{-4}$$

2°- On peut également avoir une idée sur la précision des résultats en considérant chaque valeur de v et de a , par année, et en affectant ces valeurs d'un poids proportionnel au nombre de séismes qui ont servi à leur calcul.

Pour Nouméa, par exemple, la moyenne pondérée est $\bar{v} = 7,892$ km/s.

$$\text{La variance } \sigma^2 = \frac{\sum n_i (v_i - \bar{v})^2}{n_i (N - 1)} \quad (n_i \text{ et } v_i \text{ nombre de séismes et}$$

vitesse pour l'année i , N nombre d'années) est telle que $\sigma = \pm 0,033$.

L'erreur probable sur v est alors : $\sigma/\sqrt{2N} = \pm 0,009$ km/s.

Pour a on trouve $\sigma = \pm 0,274$ et une erreur probable de $\pm 0,07$ s.

3°- Calcul d'erreur par la méthode de FISHER (COSAKIS - 1966)

Si s_o^2 est l'estimateur de la variance tel que nous l'avons défini plus

$$\text{haut } (s_o^2 = \frac{\sum (t_i - T_i)^2}{n - 2} ; T_i = \Delta_i/v + a) \text{ on a :}$$

$$\text{l'erreur sur } 1/v, \delta 1/v = s_o \sqrt{x}$$

$$\text{l'erreur sur } a, \delta a = s_o \sqrt{y}$$

$$\text{avec } x \sum \Delta_i^2 + y \sum \Delta_i = 1$$

$$y \sum \Delta_i^2 + x \sum \Delta_i = 0$$

$$x \sum \Delta_i + y n = 0$$

$$y \sum \Delta_i + x n = 0$$

La résolution du système pour l'année 1963 et la station de Nouméa donne avec $n = 24$: $\delta 1/v = \pm 0,001256$

$$\delta v = \pm 0,0805 \text{ km/s}$$

$$\delta a = \pm 0,645 \text{ s}$$

La résolution pour l'ensemble Nouméa Koumac et les 7 années donne avec $n = 522$ $f v = \pm 0,018$ km/s

$$f a = \pm 0,17 \text{ s.}$$

pour Nouméa ($n = 257$) ondes P

$$f v = \pm 0,0215 \text{ km/s}$$

$$f a = \pm 0,272 \text{ s.}$$

pour Nouméa ($n = 47$) ondes S

$$f v = \pm 0,0425 \text{ km/s}$$

$$f a = \pm 1,19 \text{ s.}$$

Koumac ($n = 265$) ondes P

$$f v = \pm 0,0269 \text{ km/s}$$

$$f a = \pm 0,288 \text{ s.}$$

Ouanaham ($n = 85$) ondes P

$$f v = \pm 0,0445 \text{ km/s}$$

$$f a = \pm 0,374 \text{ s.}$$

Les résultats qui précèdent sont résumés dans le tableau suivant :

| | | | | |
|---------------------------|---------|----------------------------|-----------------------|-----------|
| Nouméa | ondes P | $v = 7,878 \pm 0,022$ km/s | $a = 3,18 \pm 0,27$ s | $n = 257$ |
| | ondes S | $v = 4,506 \pm 0,043$ km/s | $a = 7,67 \pm 1,19$ s | $n = 47$ |
| Koumac | ondes P | $v = 7,915 \pm 0,027$ km/s | $a = 3,39 \pm 0,29$ s | $n = 265$ |
| Ensemble Nouméa Koumac | P | $v = 7,901 \pm 0,018$ km/s | $a = 3,32 \pm 0,17$ s | $n = 522$ |
| Ouanaham | ondes P | $v = 7,860 \pm 0,045$ km/s | $a = 3,00 \pm 0,37$ s | $n = 85$ |

II - 4.7 Stations situées sur l'arc sismique

L'application de la méthode précédente aux stations de Port-Vila et Luganville donne des résultats beaucoup plus dispersés (fig. 17). Les calculs qui ont été faits, ont donné :

| | | | | | |
|----------------|------------------|--------------|-----------------|------------------|---------------------------|
| Port-Vila 1961 | $v = 7,601$ km/s | $a = 2,81$ s | Luganville 1963 | $v = 7,701$ km/s | $a = 2,01$ s ^s |
| 1962 | $v = 7,836$ km/s | $a = 3,89$ s | 1964 | $v = 7,790$ km/s | $a = 2,20$ s |
| 1963 | $v = 7,952$ km/s | $a = 4,68$ s | 1965 | $v = 7,818$ km/s | $a = 3,20$ s |
| 1964 | $v = 7,546$ km/s | $a = 2,02$ s | | | |

Mais il sera démontré plus loin que l'hypothèse de la linéarité n'est pas applicable aux données de ces stations. Les différentes observations concernant l'arc sismique seront étudiées au chapitre II - 5.

II - 4.8 Objections sur l'application de la méthode

Parmi les objections que l'on peut faire sur l'emploi de la méthode précédente, les principales ont trait à l'utilisation des données USCGS et à l'hypothèse de l'homogénéité de la région étudiée.

Données USCGS : La détermination des hypocentres est faite par la méthode de GEIGER, à partir d'un épicentre provisoire (calculé avec 5 stations par exemple). Le détail des calculs a été exposé par E. ENGDAHL et R. GUNST (1966). La précision, admise dans les conditions d'une Terre homogène*, est de ± 3 km pour les coordonnées, lorsque le nombre de stations utilisées est supérieur à 30. On peut toutefois objecter que si ces stations ne sont pas réparties de façon régulière autour de l'épicentre, certains groupes de stations, dans des zones anormales, peuvent avoir un effet de déplacement systématique sur les épicentres d'une région donnée.

Homogénéité : Dans l'application utilisée, on a fait une hypothèse sur l'homogénéité* du milieu, sous l'écorce et à l'intérieur d'un secteur ayant la station pour sommet et toute la longueur de l'arc pour base. Il est, en effet, possible que les légères différences observées d'une année à l'autre soient dues à de faibles hétérogénéités latérales (voir chapitre II - 5). Mais les objections précédentes, vraies dans le détail, peuvent être rejetées si l'on vérifie l'hypothèse de la linéarité avec un degré de signification élevé.

II - 4.9 Vérification de l'hypothèse de linéarité

On peut fractionner la répartition des séismes par groupe de 4 séismes par exemple, pour lesquels les distances épacentrales diffèrent les unes des autres de ± 5 km au maximum (intervalle correspondant à la précision moyenne de la position de l'épicentre).

On aura ainsi le groupe i de séismes de distance épacentrale Δ_i . On a choisi des groupes de 4 séismes, car ils conviennent bien au nombre de séismes utilisés et à leur répartition.

Dans le tableau, chaque colonne correspond à un groupe et chaque

* On suppose que la vitesse n'est fonction que de la distance au centre de la Terre supposée sphérique.

ligne à un séisme. Les valeurs sont les mesures t. Il s'agit du tableau théorique à m groupes et n séismes.

| | groupe 1 | groupe 2 | groupe i | groupe m |
|----------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| séisme 1 | t _{1.1} | t _{2.1} | t _{i.1} | t _{m.1} |
| 2 | t _{1.2} | t _{2.2} | t _{i.2} | t _{m.2} |
| j | t _{1.j} | ----- | t _{i.j} | t _{m.j} |
| n | t _{1.n} | | | t _{m.n} |

La variance s_{rep}^2 , due à la répétition des erreurs de mesures (erreurs USCGS, erreurs de lecture, etc...), est :

$$s_{rep}^2 = \frac{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (t_{ij} - \bar{t}_i)^2}{m(n-1)} \quad \text{avec} \quad \bar{t}_i = \frac{t_{i1} + t_{i2} + \dots + t_{in}}{n} \quad \text{c'est-à-dire}$$

la moyenne des t_{ij} à l'intérieur d'un groupe.

La variance s_2^2 correspondant à la dispersion des valeurs moyennes de t_i par rapport à la droite de régression, est :

$$s_2^2 = \frac{n}{m-2} \sum_{i=1}^m (\bar{t}_i - \sigma_i)^2$$

Cette variance est liée à la loi de répartition des points du graphique $t = f(\Delta)$, avec $\sigma_i = \Delta_i / V + a$, valeur théorique donnée, pour la distance Δ_i représentative du groupe i, par l'équation de la droite de régression.

On vérifie alors l'hypothèse de linéarité en faisant le rapport des variances $F = \frac{s_2^2}{s_{rep}^2}$

Si ce rapport est inférieur à 1 l'hypothèse est acceptable. Si ce rapport est supérieur à 1, on le compare avec les valeurs des tables de la distribution de F, en prenant le nombre de degrés de liberté m-2 pour le numérateur et m(n-1) pour le dénominateur. Lorsqu'on a trouvé la table convenable, on connaît avec quel seuil de signification l'hypothèse de linéarité peut être rejetée.

Ainsi à Nouméa pour n = 4 m = 24 (24 groupes de 4 séismes) $s_{rep}^2 = 1,364$ $s_2^2 = 0,832$ $F = 0,61$ la linéarité est acceptable.

A Port-Vila pour n = 4 m = 19 $s_{rep}^2 = 1,357$ $s_2^2 = 5,78$ $F = 4,26$ or $F(19,120) = 2,0$; s_{rep}^2 et s_2^2 sont significativement différentes et l'hypothèse de la linéarité est à rejeter.

II.- Chapitre 5

INTERPRETATIONS DES CORRELATIONS

II - 5.1 Tableau résumé

Les résultats établis dans les chapitres précédents sont groupés dans le tableau suivant :

Valeurs moyennes des O-C

| Stations | Fidji | Nord et Nord Ouest | Aléoutiennes |
|------------|-----------------|--------------------|---------------|
| Nouméa | + 1,18 ± 0,09 s | + 0,50 ± 0,13 s | - 1,2 ± 0,2 s |
| Koumac | + 2,16 ± 0,09 s | - 0,70 ± 0,10 s | - 1,3 ± 0,2 s |
| Ouanaham | + 0,33 ± 0,16 s | - 0,33 ± 0,20 s | |
| Port-Vila | + 1,43 ± 0,10 s | - 0,27 ± 0,09 s | |
| Luganville | + 0,85 ± 0,15 s | - 0,13 ± 0,12 s | - 1,9 ± 0,2 s |

Différences des O-C entre couples de stations

| Couples de stations | Fidji | Nord et Nord Ouest (15° < Δ < 50°) |
|----------------------|---------------------------------------|--|
| Nouméa-Koumac | - 0,70 ± 0,10 s retard à Koumac | + 0,21 ± 0,13 s retard à Nouméa |
| Nouméa-Port-Vila | - 0,31 ± 0,06 s retard à Port-Vila | + 0,32 ± 0,16 s retard à Nouméa |
| Port-Vila-Luganville | + 0,46 ± 0,11 s retard à Port-Vila | - 0,39 ± 0,14 s retard à Luganville |
| Nouméa-Ouanaham | + 1,30 ± 0,25 s retard à Nouméa | + 0,85 ± 0,19 s retard à Nouméa |

Différences des O-C entre couples de stations (suite)

Séismes des Nouvelles Hébrides

| Couples de stations | Ile Santa Cruz 1967 | Ile Espiritu Santo 1965 | Ilot Matthew 1966 | Nouvelles Hébrides |
|---------------------|------------------------|----------------------------|----------------------|-----------------------|
| Nouméa-Koumac | +0,39± 0,10 s | -0,04±0,08 s | -0,79±0,16 s | |
| Nouméa-Ouanaham | | | -0,29±0,16 s | +0,87±0,06 s |

Equations de propagation

Séismes des Nouvelles Hébrides

| | | | |
|----------|----------|------------------------------|---------------|
| Ondes P | Nouméa | t = $\Delta/7,878 \pm 0,022$ | + 3,18 ± 0,27 |
| | Koumac | t = $\Delta/7,915 \pm 0,027$ | + 3,39 ± 0,29 |
| Nouméa + | Koumac | t = $\Delta/7,901 \pm 0,018$ | + 3,32 ± 0,17 |
| | Ouanaham | t = $\Delta/7,860 \pm 0,045$ | + 3,00 ± 0,37 |
| Ondes S | Nouméa | t = $\Delta/4,506 \pm 0,043$ | + 7,67 ± 1,19 |

En tenant compte des erreurs sur les vitesses des P et des S entre Nouvelles Hébrides et Nouméa le coefficient de Poisson σ , dans cette région, est : 0,248 $\langle \sigma \langle$ 0,264.

L'ensemble de ces données montre :

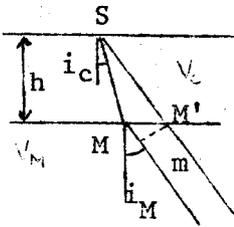
1°- que la Mélanésie est une région où la vitesse des ondes P dans le manteau supérieur est faible ;

2°- qu'il y a des différences dans la propagation des ondes P entre la zone stable Nouvelle-Calédonie Iles Loyauté et la région sismique des Nouvelles Hébrides ;

3°- qu'il existe des différences à une échelle plus réduite encore, à l'intérieur de ces régions.

On peut imaginer des modèles d'écorce terrestre et de manteau supérieur qui rendent compte des observations. Dans ce but, étudions 3 problèmes théoriques.

II - 5.2 Effet de l'épaisseur de l'écorce terrestre sur les temps de propagation des ondes P.



Si l'on suppose, en première approximation, que l'écorce est un milieu homogène où la vitesse des ondes P est constante (V_c), le rai sismique qui la traverse est rectiligne. On suppose également le milieu sous jacent homogène (vitesse des P = V_M à proximité immédiate de la discontinuité de Mohorovicic). Le rai sismique arrive en M sous l'angle i_M . Il traverse l'écorce sous l'angle i_c . S est

la station, h l'épaisseur de l'écorce. La diminution du temps de parcours, si on supprimait l'écorce serait : $\delta t = mM/V_M + MS/V_c - M'S/V_M$

$$\sin i_c / V_c = \sin i_M / V_M$$

$$mM = h (\operatorname{tg} i_M - \operatorname{tg} i_c) \sin i_M$$

$$MS = h / \cos i_c \quad M'S = h / \cos i_M$$

$$\text{et } \delta t = h/V_M \left[(\operatorname{tgi}_M - \operatorname{tgi}_c) \sin i_M - 1/\cos i_M + V_M \cos i_c / V_c \right].$$

E. TRYGGVASON donne une formule, pour traduire l'effet de l'écorce, en introduisant la vitesse apparente V_a à la surface de la terre :

$$(V_a = \frac{V_c}{\sin i_c} = \frac{V_M}{\sin i_M}) :$$

$$\delta t = h (V_a/V_M K_M - V_a/V_c K_c - V_M/V_a K_M + V_c/V_a K_c),$$

$$\text{avec } K_M = \sqrt{V_a^2 - V_M^2} \quad \text{et } K_c = \sqrt{V_a^2 - V_c^2}.$$

Le calcul donne, pour $\Delta = 100^\circ$, $\delta t = h/23,4$ pour $V_M = 8 \text{ km/s}$ et $V_c = 6 \text{ km/s}$
 et, pour $\Delta = 15^\circ$, $\delta t = h/13,2$ (séismes des Fidji à Nouméa).

II - 5.3 Effet des anomalies de vitesses des ondes P dans le manteau supérieur.

Dans la notation de TRYGGVASON, l'effet d'une différence de vitesse des ondes P dans une épaisseur H de manteau au-dessous de 2 stations (V_1 et V_2 sont constantes depuis la discontinuité jusqu'à la profondeur H) entraîne un écart dans les temps de propagation de :

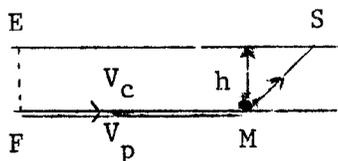
$$\sqrt{t} = H \left[RV_2 / (R-H) V_a C_2 - RV_1 / (R-H) V_a C_1 - V_a / V_2 C_2 + V_a / V_1 C_1 \right],$$

où $C_1 = \sqrt{V_a^2 - V_1^2}$ et $C_2 = \sqrt{V_a^2 - V_2^2}$ R est le rayon terrestre.

Cette équation n'est valable que si les 2 stations sont relativement proches l'une de l'autre par rapport à la distance épacentrale.

II - 5.4 Epaisseur de l'écorce terrestre et équations de propagation des ondes P.

Dans l'équation $t = \Delta/V + a$, a dépend de la profondeur du foyer et de l'épaisseur de l'écorce sous la station S.



Pour les séismes dont les foyers sont situés entre 20 et 40 km de profondeur, la valeur du terme constant est :

$$h (V_c^{-2} - V_p^{-2})^{1/2} \quad (\text{BULLEN} - 1965)$$

laquelle h est l'épaisseur de l'écorce au point M. La réfraction se fait ici sous l'angle limite.

Ainsi dans l'hypothèse $V_c = 6 \text{ km/s}$, $V_p = 8 \text{ km/s}$, $a = h/9 \text{ s}$

$$V_c = 6,2 \text{ km/s}, \quad V_p = 8 \text{ km/s}, \quad a = h/10 \text{ s}$$

$$V_c = 6,5 \text{ km/s}, \quad V_p = 8 \text{ km/s}, \quad a = h/12,4 \text{ s}.$$

II - 5.5 Interprétation des résultats en Nouvelle-Calédonie.

Le tableau récapitulatif, la carte des directions azimutales et les problèmes traités plus haut conduisent à proposer :

1° - un épaissement important de l'écorce terrestre sous la chaîne centrale de la Nouvelle-Calédonie rend bien compte des écarts observés entre stations. (on examinera plusieurs hypothèses dans la quatrième partie).

En effet le retard relatif à Koumac, par rapport à Nouméa ($0,70 \pm 0,10$ s) pour les séismes des Iles Fidji, peut traduire l'effet d'une épaisseur plus grande d'écorce vers l'est de Koumac. La même interprétation peut s'appliquer à l'écart concernant les séismes de l'îlot Matthews.

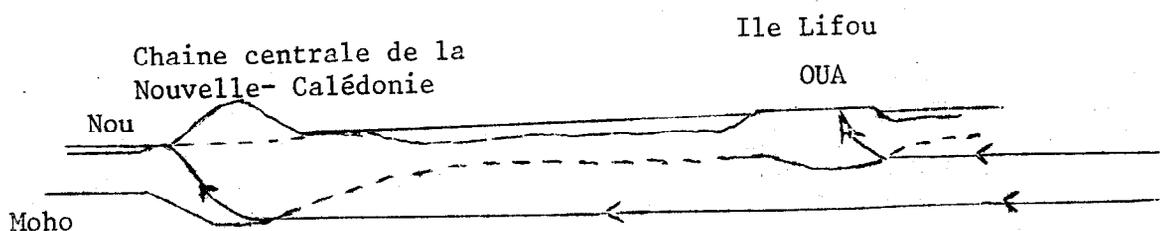
Dans la direction NW, une épaisseur d'écorce légèrement plus grande à Nouméa peut expliquer un retard relatif de $0,21 \pm 0,13$ s. La même observation peut être faite pour la direction N (Ile Santa Cruz $0,39 \pm 0,10$ s).

Dans la direction NE, les épaisseurs à Koumac et Nouméa peuvent être considérées comme égales : écart de $0,04 \pm 0,08$ s ; ceci est en bon accord avec les équations de propagation des ondes P, concernant des séismes des Nouvelles Hébrides (directions NNE à NEE), le terme constant est en effet identique aux 2 stations : $3,18 \pm 0,27$ à Nouméa, $3,39 \pm 0,29$ à Koumac.

Remarquons ici que les différences des termes constants d'une année à l'autre (chapitre III) sont certainement dues aux "poids" des crises sismiques des régions marginales (Ilot Matthews en 1966 par exemple).

Les observations relatives au couple Nouméa-Ouanaham, conduisent à des interprétations très voisines : retard relatif avant Nouméa en direction du NE dû à l'enracinement de la chaîne ($0,87 \pm 0,06$ s), Ouanaham se trouvant sur une île basse ; en direction SE, retard relatif faible sous Ouanaham ($0,29 \pm 0,16$ s) ; voir croquis ci-dessous.

Ainsi, dans le cadre de cette interprétation, la correspondance entre épaissement de l'écorce terrestre et relief est irapante (fig. II.9).



2°- Modèles proposés. Moyennant des hypothèses sur V_c , on peut calculer des modèles traduisant les écarts relatifs et les courbes de propagation :

| | | |
|----------------------|--|---------|
| pour $V_c = 6$ km/s, | épaisseur de l'écorce sous la chaîne : | 30,0 km |
| | sous Nouméa et côte ouest : | 21,5 km |
| $V_c = 6,2$ km/s | sous la chaîne : | 33,0 km |
| | Nouméa et côte ouest : | 24,0 km |
| $V_c = 6,5$ km/s | sous la chaîne : | 41,0 km |
| | sous Nouméa et côte ouest : | 30,0 km |

Les ondes S entre Nouméa et les Nouvelles Hébrides

L'équation de propagation des ondes S entre séismes des Nouvelles Hébrides et Nouméa est : $t = \Delta/4,506 + 0,043 + 7,67 + 1,19$.

Pour établir cette équation par la méthode des moindres carrés, exposée au chapitre III, on a mesuré les temps d'arrivée des phases S sur la composante horizontale perpendiculaire à la direction du rai, lorsque cela était possible (séismes du nord et de l'est). Pour les rais nord est, on a tenu compte des 2 composantes (voir fig. II.8).

L'équation de propagation montre que la vitesse des S est élevée, relativement à celle des P.

Le coefficient de Poisson, compte tenu des erreurs sur v_p et v_s est $0,248 < s < 0,264$

Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles données pour le modèle de BULLEN

| | |
|-------------|----------|
| $s = 0,269$ | à 33 km |
| $s = 0,272$ | à 100 km |
| $s = 0,275$ | à 200 km |

On a fait les mêmes observations sur des groupes particuliers de séismes (crises sismiques). On a toujours une différence des temps de propagation des ondes S et P inférieure à la différence théorique donnée par les tables de JEFFREYS-BULLEN (alors que la vitesse des ondes P entre Nouvelles Hébrides et Nouméa est sensiblement celle des tables).

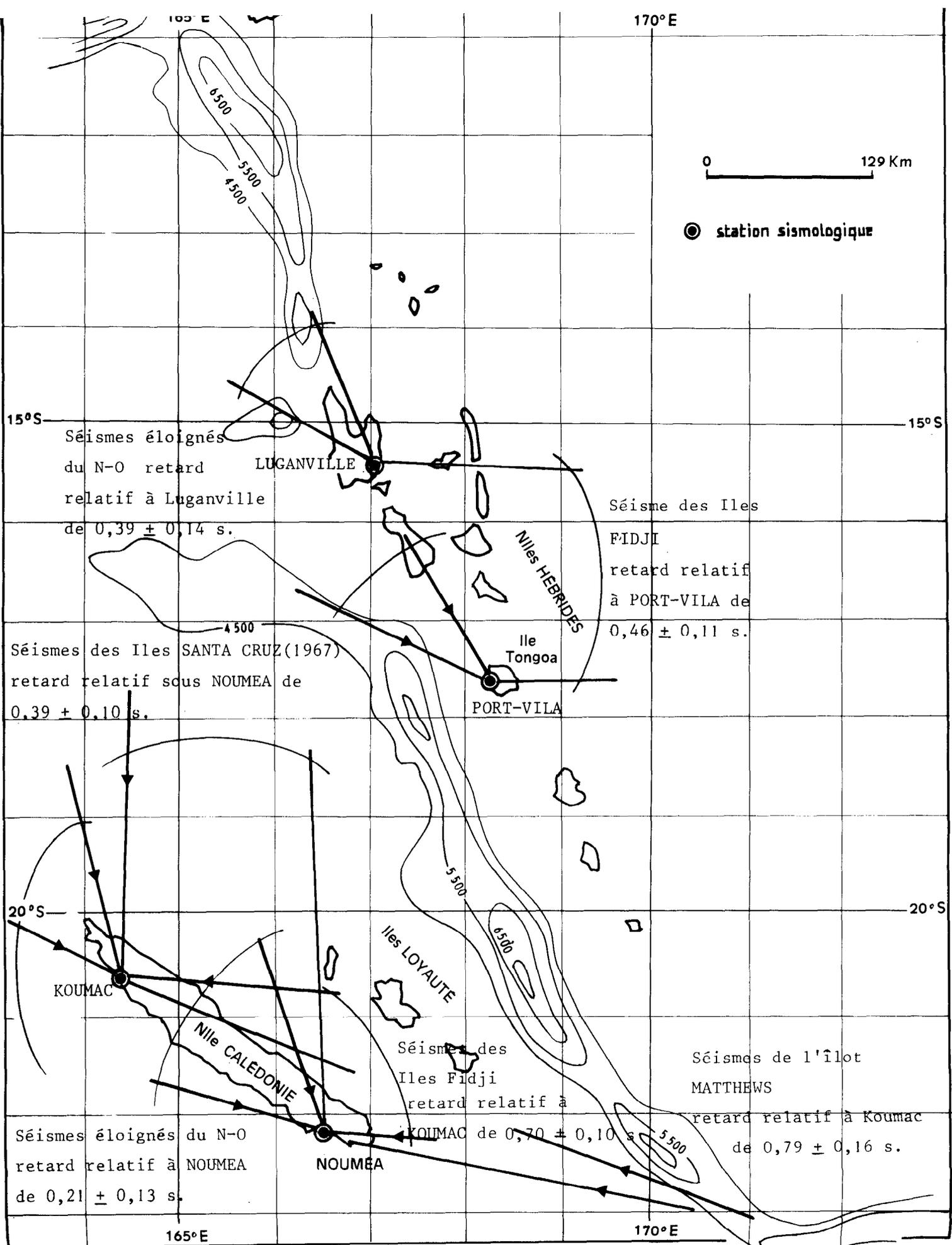


Fig. II.9 Ecartes relatives dans les temps d'arrivée des ondes P aux couples de stations Nouméa-Koumac et Port-Vila-Luganville.

II - 5.6 Interprétation des résultats aux Nouvelles Hébrides.

Les observations, pour le couple de stations Port-Vila-Luganville, montrent que, vers le nord, le retard relatif est sous l'île Espiritu Santo ($0,39 \pm 0,14$ s) et que, vers l'est, il est sous l'île Vaté ($0,46 \pm 0,11$ s).

Les positions des stations sur ces îles : Luganville au sud de l'île Espiritu Santo et Port-Vila à l'ouest de l'île Vaté, conduiraient à une interprétation identique à celle proposée pour la Nouvelle-Calédonie, ou bien, à supposer une anomalie locale du manteau supérieur sous ces îles.

Anomalies de vitesses dans le manteau supérieur

Il a été démontré (chapitre 3) que l'hypothèse de la linéarité ne pouvait pas s'appliquer aux équations de propagation des ondes P le long de l'arc sismique des Nouvelles Hébrides. Des anomalies de propagation ont été mises en évidence dans le manteau supérieur (DUBOIS 1965) grâce à des groupes de séismes alignés avec les 2 stations de Luganville et Port-Vila.

L'intervalle de temps, entre les arrivées des P aux stations, est toujours supérieur à l'intervalle théorique donné par les tables de JEFFREYS BULLEN.

La vitesse des P est donc faible dans le manteau supérieur.

D'autre part cette vitesse dépend de la distance épacentrale.

Pour les séismes de l'île Santa Cruz (distance épacentrale 770 km à Port-Vila et 500 km à Luganville) l'intervalle de temps est $35,40 \pm 0,13$ s (42 séismes de la crise de janvier 1967). Les séismes des îles Banks (700 et 400 km) donnent 36,5 s et ceux du nord d'Espiritu Santo (500 et 200 km) 38,0 s.

Un modèle de manteau supérieur homogène où la vitesse des ondes P croît de 7,4 km/s sous l'écorce à 8,1 km/s 100 km plus bas donne une bonne interprétation des faits. On a fait le calcul en appliquant la méthode d'HERGLOTZ WIECHERT (cf. DUBOIS, 1965).

Remarque : Une observation concernant la propagation des ondes P dans l'écorce aux Nouvelles Hébrides peut être faite sur les séismes de l'île Tongoa de janvier 1966. Ces séismes, situés entre Port-Vila et Luganville, étaient dans l'écorce ou juste au-dessous de l'écorce (données USCGS et également observations macrosismiques, failles etc...).

Les valeurs des O-C à Nouméa et Koumac, stations extérieures à l'arc, étaient normales ($-0,5$ s ; $-0,6$ s).

Par contre les valeurs des O-C à Port-Vila et Luganville étaient très largement négatives - 4,2 s à Port-Vila - 2,4 s à Luganville.

Les épicentres étant situés entre les 2 stations, on ne peut pas mettre en cause une erreur systématique dans leur position. Il apparaît donc que les temps de propagation observés sont plus petits que les temps théoriques des tables.

Les distances épicentrales étant de 100 et 160 km, le modèle qui rend le mieux compte de ces observations comprend une écorce où la vitesse des P est de 7 km/s (cf. Annexe II - 6.5).

Donc les effets des faibles vitesses dans le manteau supérieur sont compensés, en partie, par des vitesses élevées dans l'écorce. Ceci apparaît dans les données du couple Nouméa-Port-Vila concernant les séismes des Iles Fidji, pour lesquels le retard relatif sous Port-Vila n'est que de $0,31 \pm 0,06$ s.

Les caractéristiques de la région Nouvelle-Calédonie-Nouvelles Hébrides, telles qu'elles apparaissent à la suite des études et corrélations précédentes sur les ondes de volume, s'établissent ainsi :

Zone stable à l'ouest de l'arc sismique

Manteau supérieur relativement "lent" $V_p = 7,901 \pm 0,018$ km/s,

$V_s = 4,506 \pm 0,043$ km/s $s = 0,257 \pm 0,008$. Ce fait est à rapprocher des observations de PAPAACHOS et al. (1966) dans le sud est de l'Europe en bordure de la région tectoniquement active.

Enracinement du relief de la Nouvelle-Calédonie qui est de l'ordre de 16 km sous la chaîne centrale, en faisant une hypothèse raisonnable sur la vitesse des P dans l'écorce (17 km d'écorce sous la côte ouest, 33 au centre de l'île, 17 km sous les Iles Loyauté).

Région sismique des Nouvelles Hébrides

Manteau supérieur anormal où la vitesse des ondes P est faible, gradient de vitesse avec la profondeur possible entre 20 et 120 km (7,4 à 8,1 km/s). Anomalies locales du manteau supérieur sous les îles.

"Ecorce terrestre" où la vitesse des ondes P est élevée.

Des corrélations avec ce qui précède seront apportées dans la troisième partie par l'étude des dispersions des ondes de Rayleigh du mode fondamental et du premier mode.

II - Chapitre 6

A N N E X E

II - 6.1 Histogrammes - Courbes normales ajustées

La construction des courbes normales ajustées aux distributions réelles observées $y = \frac{n}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma^2}}$ avec $\sigma^2 = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}$

La construction points par points de cette courbe normale est faite dans les tableaux ci-après.

- Colonne 1 : limite des classes (de 0,5 en 0,5 s)
- " 2 : points médians
- " 3 : fréquence observée dans chaque classe
- " 4 : écarts à la moyenne
- " 5 : écart réduit
- " 6 : ordonnée de la courbe normale réduite Y (tables)
- " 7 : ordonnée de la courbe normale ajustée $y = \frac{N_i}{\sigma}$ Y, avec

$N_i = n$ multiplié par intervalle des classe, soit 0,5.

Station de Nouméa - séismes profonds des Iles Fidji, Tongoa, Kermadec

| limite des classes | points médians | fréquence observée | écarts à la moyenne $d = x - \bar{x}$ | écarts réduits d/σ | ordonnée courbe normale réduite Y | ordonnée courbe normale ajustée $\frac{N_i}{N}$ |
|--------------------|----------------|--------------------|--|------------------------------|--|---|
| -2,0 | -1,75 | 2 | -2,93 | -2,175 | 0,038 | 1,54 |
| -1,5 | -1,25 | 4 | -2,43 | -1,804 | 0,079 | 3,23 |
| -1,0 | -0,75 | 8 | -1,93 | -1,433 | 0,144 | 5,88 |
| -0,5 | -0,25 | 6 | -1,43 | -1,062 | 0,228 | 9,30 |
| 0,0 | +0,25 | 10 | -0,93 | -0,690 | 0,314 | 12,80 |
| +0,5 | +0,75 | 14 | -0,43 | -0,319 | 0,378 | 15,42 |
| +1,0 | +1,25 | 23 | +0,07 | +0,0519 | 0,398 | 16,25 |
| +1,5 | +1,75 | 10 | +0,57 | 0,4231 | 0,365 | 14,88 |
| +2,0 | +2,25 | 15 | +1,07 | 0,7943 | 0,292 | 11,92 |
| +2,5 | +2,75 | 8 | +1,57 | 1,1655 | 0,202 | 8,25 |
| +3,0 | +3,25 | 6 | +2,07 | 1,5367 | 0,122 | 4,98 |
| +3,5 | +3,75 | 2 | +2,57 | 1,9079 | 0,065 | 2,65 |
| +4,0 | +4,25 | 1 | +3,07 | 2,2791 | 0,030 | 1,23 |
| +4,5 | +4,75 | 1 | +3,57 | 2,6503 | 0,012 | 0,49 |
| | | 110 | | | $\frac{N_i}{\sigma} = \frac{0,5 \times 110}{1,347} = 40,831$ | |
| | | | | | $\sigma = \pm 1,347$ | |

Station de Koumac

| | | | | | | |
|------|-------|-----|-------|---------|---|-------|
| -3,0 | -2,75 | 1 | -4,91 | -2,8797 | 0,0065 | 0,28 |
| -2,5 | -2,25 | 0 | -4,41 | -2,5865 | 0,0145 | 0,625 |
| -2,0 | -1,75 | 1 | -3,91 | -2,2932 | 0,029 | 1,25 |
| -1,5 | -1,25 | 3 | -3,41 | -2,0000 | 0,054 | 2,33 |
| -1,0 | -0,75 | 3 | -2,91 | -1,7067 | 0,093 | 4,01 |
| -0,5 | -0,25 | 4 | -2,41 | -1,4134 | 0,148 | 6,38 |
| 0,0 | +0,25 | 6 | -1,91 | -1,1202 | 0,214 | 9,22 |
| +0,5 | +0,75 | 14 | -1,41 | -0,8269 | 0,284 | 12,25 |
| +1,0 | +1,25 | 13 | -0,91 | -0,5337 | 0,346 | 14,91 |
| +1,5 | +1,75 | 18 | -0,41 | -0,2404 | 0,390 | 16,81 |
| +2,0 | +2,25 | 17 | +0,09 | +0,0527 | 0,398 | 17,17 |
| +2,5 | +2,75 | 21 | +0,59 | +0,3460 | 0,376 | 16,20 |
| +3,0 | +3,25 | 15 | +1,09 | +0,6392 | 0,325 | 14,01 |
| +3,5 | +3,75 | 10 | +1,59 | +0,9325 | 0,256 | 11,04 |
| +4,0 | +4,25 | 5 | +2,09 | +1,2258 | 0,188 | 8,11 |
| +4,5 | +4,75 | 9 | +2,59 | +1,5190 | 0,126 | 5,44 |
| +5,0 | +5,25 | 5 | +3,09 | +1,8123 | 0,078 | 3,36 |
| | | 147 | | | $\frac{N_i}{\sigma} = \frac{0,5 \times 147}{1,705} = 43,1085$ | |
| | | | | | $\sigma = \pm 1,705$ | |

Station de Port-Vila - séismes profonds des Iles Fidji, Tonga, Kermadec

| limite des classes | points médians | fréquence observée | écarts à la moyenne $d = x - \bar{M}$ | écarts réduits d/σ | ordonnée courbe normale réduite Y | ordonnée courbe normale ajustée $\frac{N_i}{J} Y$ |
|--------------------|----------------|--------------------|--|------------------------------|---|--|
| -3,0 | -2,75 | 1 | -4,18 | -2,7231 | 0,095 | 0,35 |
| -2,5 | -2,25 | 3 | -3,68 | -2,3973 | 0,022 | 0,82 |
| -2,0 | -1,75 | 0 | -3,18 | -2,0716 | 0,045 | 1,67 |
| -1,5 | -1,25 | 1 | -2,68 | -1,7459 | 0,087 | 3,23 |
| -1,0 | -0,75 | 2 | -2,18 | -1,4201 | 0,144 | 5,35 |
| -0,5 | -0,25 | 7 | -1,68 | -1,0944 | 0,219 | 8,13 |
| 0,0 | +0,25 | 14 | -1,18 | -0,7687 | 0,296 | 11,0 |
| +0,5 | +0,75 | 17 | -0,68 | -0,4429 | 0,362 | 13,45 |
| +1,0 | +1,25 | 13 | -0,18 | -0,1172 | 0,396 | 14,70 |
| +1,5 | +1,75 | 17 | +0,32 | +0,2084 | 0,390 | 14,50 |
| +2,0 | +2,25 | 10 | +0,82 | +0,5342 | 0,348 | 12,90 |
| +2,5 | +2,75 | 10 | +1,32 | +0,8599 | 0,276 | 10,25 |
| +3,0 | +3,25 | 5 | +1,82 | +1,1856 | 0,199 | 7,40 |
| +3,5 | +3,75 | 7 | +2,32 | +1,5114 | 0,128 | 4,75 |
| +4,0 | +4,25 | 5 | +2,82 | +1,8371 | 0,074 | 2,75 |
| +4,5 | +4,75 | 2 | +3,32 | +2,1628 | 0,039 | 1,45 |
| +5,0 | | | | | | |
| | | 114 | | | $\frac{N_i}{\sigma} = \frac{0,5 \times 114}{1,535} = 37,1335$ | |
| | | | | | $\sigma = \pm 1,535$ | |

Station de Luganville

| | | | | | | |
|------|-------|----|-------|---------|---|------|
| -3,5 | -3,25 | 1 | -4,10 | -2,4863 | 0,018 | 0,45 |
| -3,0 | -2,75 | 1 | -3,60 | -2,1831 | 0,037 | 0,92 |
| -2,5 | -2,25 | 3 | -3,10 | -1,8799 | 0,068 | 1,69 |
| -2,0 | -1,75 | 1 | -2,60 | -1,5767 | 0,118 | 2,94 |
| -1,5 | -1,25 | 2 | -2,10 | -1,2734 | 0,178 | 4,43 |
| -1,0 | -0,75 | 5 | -1,60 | -0,9702 | 0,250 | 6,22 |
| -0,5 | -0,25 | 7 | -1,10 | -0,6670 | 0,320 | 7,96 |
| 0,0 | +0,25 | 11 | -0,60 | -0,3638 | 0,372 | 9,25 |
| +0,5 | +0,75 | 15 | -0,10 | -0,0606 | 0,398 | 9,90 |
| +1,0 | +1,25 | 11 | +0,40 | +0,2425 | 0,388 | 9,65 |
| +1,5 | +1,75 | 9 | +0,90 | +0,5457 | 0,344 | 8,56 |
| +2,0 | +2,25 | 2 | +1,40 | +0,8489 | 0,278 | 6,95 |
| +2,5 | +2,75 | 5 | +1,90 | +1,1522 | 0,206 | 5,13 |
| +3,0 | +3,25 | 4 | +2,40 | +1,4554 | 0,139 | 3,46 |
| +3,5 | +3,75 | 1 | +2,90 | +1,7586 | 0,085 | 2,12 |
| +4,0 | +4,25 | 2 | +3,40 | +2,0618 | 0,048 | 1,19 |
| +4,5 | 4,75 | 2 | +3,90 | +2,3650 | 0,024 | 0,60 |
| +5,0 | | | | | | |
| | | 82 | | | $\frac{N_i}{\sigma} = \frac{0,5 \times 82}{1,649} = 24,863$ | |
| | | | | | $\sigma = \pm 1,649$ | |

Station de Ouanahann : séismes profonds des Iles Fidji, Tonga, Kermadec

| limite des classes | points médians | fréquence observée | écarts à la moyenne | écarts réduits d/s | ordonnée courbe normale réduite γ | ordonnée courbe normale ajustée $\frac{N_i}{N} \gamma$ |
|--------------------|----------------|--------------------|---------------------|----------------------|--|--|
| -2,5 | -2,25 | 1 | -2,58 | -1,9427 | 0,061 | 0,78 |
| -2,0 | -1,75 | 0 | -2,08 | -1,5662 | 0,119 | 1,53 |
| -1,5 | -1,25 | 4 | -1,58 | -1,1897 | 0,196 | 2,51 |
| -1,0 | -0,75 | 4 | -1,08 | -0,8132 | 0,288 | 3,69 |
| -0,5 | -0,25 | 5 | -0,58 | -0,4367 | 0,362 | 4,64 |
| 0,0 | +0,25 | 6 | -0,08 | -0,0602 | 0,398 | 5,10 |
| +0,5 | +0,75 | 5 | +0,42 | +0,3162 | 0,380 | 4,87 |
| +1,0 | +1,25 | 3 | +0,92 | +0,6927 | 0,313 | 4,01 |
| +1,5 | +1,75 | 3 | +1,42 | +1,0692 | 0,225 | 2,88 |
| +2,0 | +2,25 | | +1,92 | +1,4457 | 0,140 | 1,79 |
| +2,5 | +2,75 | 1 | +2,42 | +1,8222 | 0,075 | 0,96 |
| | +3,25 | 1 | +2,92 | +2,1987 | 0,036 | 0,46 |
| | +3,75 | 0 | +3,42 | +2,5753 | 0,015 | 0,19 |
| | +4,25 | 1 | +3,92 | +2,9518 | 0,005 | 0,06 |
| | | 34 | | | $\bar{\gamma} = \pm 1,33$ | $\frac{N_i}{N} = 18,8$ |

Couple de stations Nouméa-Koumac : séismes profonds des Iles Fidji, Tonga, Kermadec

| | | | | | | |
|------|-------|-----|-------|-------|---------------------------|------------------------|
| -4,5 | -4,25 | 1 | -3,55 | -2,80 | 0,008 | 0,37 |
| -4,0 | -3,75 | 0 | -3,05 | -2,40 | 0,022 | 1,02 |
| -3,5 | -3,25 | 3 | -2,55 | -2,01 | 0,052 | 2,42 |
| -3,0 | -2,75 | 6 | -2,05 | -1,61 | 0,109 | 5,08 |
| -2,5 | -2,25 | 6 | -1,55 | -1,22 | 0,190 | 8,85 |
| -2,0 | -1,75 | 12 | -1,05 | -0,83 | 0,282 | 13,25 |
| -1,5 | -1,25 | 19 | -0,55 | -0,70 | 0,312 | 14,50 |
| -1,0 | -0,75 | 17 | -0,05 | -0,04 | 0,398 | 18,60 |
| -0,5 | -0,25 | 16 | +0,45 | -0,36 | 0,374 | 17,40 |
| 0,0 | +0,25 | 18 | +0,95 | -0,75 | 0,301 | 14,00 |
| +0,5 | +0,75 | 8 | +1,45 | +1,14 | 0,208 | 9,68 |
| +1,0 | +1,25 | 6 | +1,95 | +1,54 | 0,122 | 5,67 |
| +1,5 | +1,75 | 5 | +2,45 | +1,93 | 0,062 | 2,88 |
| +2,0 | +2,25 | 0 | +2,95 | +2,32 | 0,027 | 1,26 |
| +2,5 | +2,75 | 1 | +3,45 | +2,72 | 0,009 | 0,42 |
| +3,0 | +3,25 | | +3,95 | | | |
| | | 118 | | | $\bar{\gamma} = \pm 1,27$ | $\frac{N_i}{N} = 46,5$ |

Couples de stations Nouméa-Port Vila : séismes profonds
des Iles Fidji, Tonga, Kermadec

| limite des classes | points médians | fréquence observée | écarts à la moyenne | écarts réduits d/σ | ordonnée courbe normale réduite Y | ordonnée courbe normale ajustée $\frac{N_i}{N} Y$ |
|--------------------|----------------|--------------------|---------------------|---------------------------|--|---|
| -3,0 | -2,75 | 1 | -2,44 | -2,69 | 0,010 | 0,576 |
| -2,5 | -2,25 | 0 | -1,94 | -2,14 | 0,041 | 2,36 |
| -2,0 | -1,75 | 8 | -1,44 | -1,59 | 0,113 | 6,53 |
| -1,5 | -1,25 | 13 | -0,94 | -1,04 | 0,232 | 13,35 |
| -1,0 | -0,75 | 22 | -0,44 | -0,49 | 0,354 | 20,4 |
| -0,5 | -0,25 | 24 | +0,06 | +0,07 | 0,397 | 22,8 |
| 0,0 | +0,25 | 16 | +0,56 | +0,62 | 0,330 | 19,0 |
| +0,5 | +0,75 | 10 | +1,06 | +1,17 | 0,200 | 11,50 |
| +1,0 | +1,25 | 6 | +1,56 | +1,73 | 0,090 | 5,20 |
| +1,5 | +1,75 | 3 | +2,06 | +2,58 | 0,015 | 0,87 |
| +2,0 | +2,25 | 1 | +2,56 | +2,83 | 0,007 | 0,40 |
| +2,5 | +2,75 | 1 | +3,06 | +3,38 | 0,001 | 0,06 |
| +3,0 | | | | | | |
| | | 105 | | | $\frac{N_i}{\sigma} \frac{0,5 \times 105}{0,907} = 57,6$ | |
| | | | | | $\sigma = 0,907$ | |

Couples de stations Port-Vila-Luganville

| | | | | | | |
|------|-------|----|-------|-------|--|-----------------|
| -2,5 | -2,25 | 1 | -2,71 | -2,16 | 0,039 | 0,85 |
| -2,0 | -1,75 | 2 | -2,21 | -1,77 | 0,084 | 1,82 |
| -1,5 | -1,25 | 4 | -1,71 | -1,37 | 0,164 | 4,76 |
| -1,0 | -0,75 | 5 | -1,21 | -0,97 | 0,248 | 7,18 |
| -0,5 | -0,25 | 12 | -0,71 | -0,57 | 0,338 | 9,80 |
| 0,0 | +0,25 | 9 | -0,21 | -0,17 | 0,391 | 11,30 |
| +0,5 | +0,75 | 12 | +0,29 | +0,23 | 0,388 | 11,25 |
| +1,0 | +1,25 | 10 | +0,79 | +0,63 | 0,328 | 9,50 |
| +1,5 | +1,75 | 4 | +1,29 | +1,03 | 0,235 | 6,82 |
| +2,0 | +2,25 | 4 | +1,79 | +1,43 | 0,144 | 4,17 |
| +2,5 | +2,75 | 1 | +2,29 | +1,83 | 0,075 | 1,62 |
| +3,0 | +3,25 | 0 | +2,79 | 2,23 | 0,035 | 0,75 |
| +3,5 | +3,75 | 1 | +3,29 | 2,63 | 0,013 | 0,28 |
| +4,0 | | | | | | |
| | | 65 | | | $\frac{N_i}{\sigma} \frac{0,5 \times 65}{1,12} = 29,0$ | $\sigma = 1,12$ |

Couple de stations Nouméa-Ouanahann : séismes
des Nouvelles Hébrides.

| limite des classes | points médians | fréquence observée | écarts à la moyenne | écarts réduits d/σ | ordonnée courbe normale réduite y | ordonnée courbe normale ajustée $\frac{N_i}{\sigma} Y$ |
|--------------------------|-------------------|-----------------------|---------------------------|---------------------------------|---|--|
| -3,5 | -3,25 | 1 | -4,12 | -4,60 | | |
| -3,0 | -2,75 | 2 | -3,62 | -4,04 | 0,001 | |
| -2,5 | -2,25 | 1 | -3,12 | -3,48 | 0,001 | 0,07 |
| -2,0 | -1,75 | 3 | -2,62 | -2,92 | 0,005 | 0,35 |
| -1,5 | -1,25 | 9 | -2,12 | -2,37 | 0,024 | 1,74 |
| -1,0 | -0,75 | 3 | -1,62 | -1,81 | 0,078 | 5,66 |
| -0,5 | -0,25 | 7 | -1,12 | -1,25 | 0,183 | 12,60 |
| 0,0 | 0,25 | 17 | -0,62 | -0,69 | 0,314 | 22,00 |
| +0,5 | 0,75 | 23 | -0,12 | -0,134 | 0,392 | 27,20 |
| +1,0 | +1,25 | 26 | +0,38 | +0,42 | 0,365 | 25,00 |
| +1,5 | +1,75 | 13 | +0,88 | +0,98 | 0,245 | 17,80 |
| +2,0 | +2,25 | 11 | +1,38 | +1,54 | 0,123 | 8,95 |
| +2,5 | +2,75 | 6 | +1,88 | +2,10 | 0,044 | 3,18 |
| +3,0 | +3,25 | 5 | +2,38 | +2,66 | 0,011 | 0,80 |
| +3,5 | +3,75 | 3 | +2,88 | +3,22 | 0,002 | 0,01 |
| +4,0 | | 130 | | | $\frac{N_i}{\sigma} = 68,7$ | $\sigma = \pm 0,95$ |

Station de Nouméa : crise sismique des Iles Santa Cruz (janvier 1967)

| limite des classes | points médians | fréquence observée | écarts à la moyenne | écarts réduits d/σ | ordonnée courbe normale réduite Y | ordonnée courbe normale ajustée $\frac{N_i}{N} Y$ |
|--------------------|----------------|--------------------|---------------------|---------------------------|-------------------------------------|---|
| -2,5 | -2,25 | 1 | -2,65 | -2,476 | 0,009 | 0,261 |
| -2,0 | -1,75 | 0 | -2,15 | -2,009 | 0,044 | 1,275 |
| -1,5 | -1,25 | 3 | -1,65 | -1,542 | 0,120 | 3,477 |
| -1,0 | -0,75 | 5 | -1,15 | -1,074 | 0,230 | 6,663 |
| -0,5 | -0,25 | 14 | -0,65 | <u>-0,607</u> | <u>0,333</u> | <u>9,647</u> |
| 0,0 | +0,25 | 15 | -0,15 | -0,140 | 0,391 | 11,328 |
| +0,5 | +0,75 | 10 | +0,35 | 0,327 | 0,375 | 10,864 |
| +1,0 | +1,25 | 4 | +0,85 | 0,794 | 0,290 | 8,402 |
| +1,5 | +1,75 | 4 | +1,35 | 1,261 | 0,183 | 5,302 |
| +2,0 | +2,25 | 4 | +1,85 | 1,728 | 0,094 | 2,723 |
| +2,5 | +2,75 | 2 | +2,35 | 2,196 | 0,036 | 1,043 |
| +3,0 | | | | | | |
| | | 62 | | $\sigma = \pm 1,035$ | $\frac{N_i}{N} = 60$ | |

Station de Nouméa : crise sismique de l'Ile Espiritu Santo (août 1965)

| | | | | | | |
|------|-------|----|--------------|----------------------|-------|--------|
| -3,0 | -2,75 | 1 | -2,75 | -2,370 | 0,025 | 0,948 |
| -2,5 | -2,25 | 1 | -2,25 | -1,939 | 0,060 | 2,276 |
| -2,0 | -1,75 | 4 | -1,75 | -1,508 | 0,130 | 4,931 |
| -1,5 | -1,25 | 11 | -1,25 | -1,077 | 0,218 | 8,269 |
| -1,0 | -0,75 | 15 | -0,75 | -0,646 | 0,323 | 12,252 |
| -0,5 | -0,25 | 18 | <u>-0,25</u> | <u>-0,215</u> | 0,391 | 14,831 |
| 0,0 | +0,25 | 8 | | | | |
| +0,5 | +0,75 | 14 | | | | |
| +1,0 | +1,25 | 9 | | | | |
| +1,5 | +1,75 | 4 | | | | |
| +2,0 | +2,25 | 2 | | | | |
| +2,5 | +2,75 | 1 | | | | |
| +3,0 | | | | | | |
| | | 88 | | $\sigma = \pm 1,160$ | | |

Station de Nouméa : crise sismique de l'ilôt Matthews (septembre 1966)

| | | | | | | |
|------|--------------|----|-------|----------------------|-------|-------|
| -3,5 | -3,25 | 2 | -2,45 | -1,601 | 0,111 | 1,088 |
| -3,0 | -2,75 | 0 | -1,95 | -1,274 | 0,183 | 1,794 |
| -2,5 | -2,25 | 3 | -1,45 | -0,947 | 0,254 | 2,490 |
| -2,0 | -1,75 | 3 | -0,95 | -0,620 | 0,333 | 3,264 |
| -1,5 | -1,25 | 5 | -0,45 | -0,294 | 0,381 | 3,735 |
| -1,0 | -0,75 | 6 | +0,05 | +0,032 | 0,398 | 3,902 |
| -0,5 | <u>-0,25</u> | 4 | +0,55 | +0,359 | 0,368 | 3,608 |
| 0,0 | +0,25 | 3 | +1,05 | +0,686 | 0,312 | 3,059 |
| +0,5 | +0,75 | 2 | +1,55 | +1,013 | 0,242 | 2,372 |
| +1,0 | +1,25 | 1 | +2,05 | +1,339 | 0,160 | 1,568 |
| +1,5 | +1,75 | 1 | +2,55 | +1,666 | 0,094 | 0,921 |
| +2,0 | | | | | | |
| | | 30 | | $\sigma = \pm 1,238$ | | |

II - 6.2 Tableau des valeurs de O-C pour
des stations du Pacifique, de
l'Amérique du Nord et de l'Europe ;
explosion nucléaire des Aléoutiennes

Pacifique

| Stations | Δ° | C-O s | Stations | Δ° | O-C s |
|--------------------------------------|----------------|-------|---------------------------|----------------|-------|
| Hawaï | | | Côtes Ouest de l'Amérique | | |
| Kipapa..... | 34,8 | - 0,8 | Canada | | |
| Honolulu..... | 34,9 | - 0,7 | Fort St James..... | 33,4 | - 3,5 |
| Uwexahuna..... | 37,7 | - 1,0 | Yellow knife..... | 36,1 | - 3,2 |
| Hawahian volcano observatory..... | 37,7 | - 1,1 | Victoria..... | 36,2 | - 2,3 |
| Nouvelles Hébrides | | | Washington | | |
| Nouvelle-Calédonie | | | Tumwater..... | 37,2 | - 3,0 |
| Luganville..... | 67,5 | - 1,9 | Longmire..... | 38,0 | - 3,3 |
| Koumac..... | 72,9 | - 1,3 | Californie | | |
| Nouméa..... | 74,3 | - 1,2 | Berkeley..... | 42,7 | - 2,2 |
| Australie Nord-Est | | | Pilarcitos Creek..... | 42,8 | - 2,9 |
| Darwin..... | 76,1 | - 2,3 | Granite Creek..... | 43,4 | - 2,5 |
| Charters Towers..... | 76,8 | - 2,8 | Mt Hamilton..... | 43,4 | - 2,4 |
| Australie Sud-Est | | | Jamestown..... | 43,8 | - 1,9 |
| Brisbane..... | 81,9 | - 1,6 | Paraiso..... | 44,2 | - 2,3 |
| Riverview..... | 88,4 | - 1,0 | Llanada..... | 44,3 | - 2,1 |
| Canberra..... | 90,4 | - 1,1 | Priest..... | 44,8 | - 2,1 |
| Adélaïde..... | 93,1 | - 1,6 | Tinemaha..... | 45,7 | - 1,8 |
| Autres régions | | | King ranch..... | 45,9 | - 2,1 |
| Japon | | | Woody..... | 46,2 | - 3,1 |
| Abuyama..... | 35,3 | - 2,1 | Isabella..... | 46,4 | - 3,3 |
| Salomon | | | Santa Barbara..... | 46,4 | - 2,1 |
| Honiara..... | 62,9 | - 3,0 | Fort Tejon..... | 46,7 | - 2,9 |
| Nouvelle-Guinée | | | China Lake..... | 46,9 | - 2,9 |
| Port Moresby..... | 66,6 | - 2,9 | Pasadena..... | 47,6 | - 3,5 |
| Fidji | | | Mount Wilson..... | 47,6 | - 3,2 |
| Vuni Kawai..... | 69,2 | - 1,7 | Goldstone..... | 47,7 | - 3,2 |
| Polynésie | | | Cedar Springs..... | 48,0 | - 2,7 |
| Papeete..... | 73,9 | - 1,4 | Riverside..... | 48,2 | - 3,4 |
| | | | Palomar..... | 48,9 | - 3,2 |
| | | | Hayfield..... | 49,5 | - 3,5 |
| | | | Barrett..... | 49,5 | - 3,2 |

Nord de l'Amérique et Europe

| Stations | Δ ° | O-C s | Stations | Δ ° | O-C s |
|-----------------------|------------|-------|---------------------------|------------|-------|
| Canada et Nord U.S.A. | | | Berlin (New Ampshire)... | 66,7 | - 5,6 |
| Edmonton..... | 39,8 | - 3,7 | Milo..... | 67,2 | - 5,4 |
| Spokane..... | 40,2 | - 3,6 | Washington science center | 68,0 | - 5,6 |
| Hungry Horse..... | 41,8 | - 3,0 | Palisades..... | 68,2 | - 5,4 |
| Alert..... | 42,8 | - 2,7 | Georgetown..... | 68,2 | - 5,1 |
| Bozeman..... | 44,6 | - 4,1 | East Machias..... | 68,3 | - 5,3 |
| Nord..... | 46,9 | - 3,6 | Weston..... | 68,3 | - 5,2 |
| Flaming gorge..... | 48,7 | - 4,7 | Fordham..... | 68,3 | - 4,7 |
| Rapid city..... | 50,4 | - 5,0 | Atlanta..... | 68,4 | - 5,0 |
| Laramie..... | 50,7 | - 4,4 | Columbia..... | 69,8 | - 5,6 |
| Golden..... | 51,9 | - 3,6 | Halifax..... | 70,0 | - 5,3 |
| Frobisher bay..... | 53,9 | - 5,0 | Saint Johns..... | 71,8 | - 4,0 |
| Albuquerque..... | 54,3 | - 3,6 | Europe | | |
| Kap Tobin..... | 57,5 | - 4,2 | Kevo Finlande..... | 57,4 | - 3,3 |
| Lawrence..... | 58,3 | - 6,1 | Tromsoe..... | 58,4 | - 5,0 |
| Tulsa..... | 60,0 | - 4,9 | Kiruna..... | 60,0 | - 7,2 |
| Schefferville..... | 60,8 | - 4,7 | Sodankyla..... | 59,7 | - 5,3 |
| Fayetville..... | 60,8 | - 0,4 | Kajahni..... | 62,7 | - 5,3 |
| Junction city..... | 61,4 | - 2,9 | Joensuu..... | 63,7 | - 5,8 |
| Dallas..... | 61,6 | - 3,0 | Nurmijarvi..... | 66,5 | - 5,1 |
| Ann Arbor..... | 62,3 | - 5,1 | Uppsala..... | 68,1 | - 5,3 |
| London (Canada)..... | 63,0 | - 5,0 | Bergen..... | 68,4 | - 5,0 |
| Scarborough..... | 63,5 | - 5,2 | Kongsberg..... | 68,9 | - 4,3 |
| Ottawa..... | 64,0 | - 6,4 | Halle..... | 76,9 | - 4,2 |
| Cincinnati..... | 64,1 | - 4,4 | Moxa..... | 77,7 | - 4,6 |
| Milford..... | 64,2 | - 5,2 | Pruhonic..... | 78,1 | - 4,4 |
| Seven Island..... | 64,5 | - 6,3 | Kasperske Hory..... | 79,1 | - 3,8 |
| Montréal..... | 64,9 | - 6,7 | Karlsruhe..... | 79,6 | - 3,0 |
| Caribou..... | 66,3 | - 5,4 | Tubingen..... | 80,1 | - 3,5 |
| Morgan Town..... | 66,1 | - 4,2 | Messtetten..... | 80,4 | - 3,9 |
| State College..... | 66,3 | - 5,1 | Ravensbruck..... | 80,8 | - 4,1 |

II - 6.3 Vérification de l'hypothèse de
linéarité entre Nouvelles
Hébrides et Nouméa (années 1966-1967)

Groupes (distances épicentrales)

| | 256km à 270km | 319 à 331 | 337 à 348 | 352 à 364 | 397 à 408 | 416 à 427 | 433 à 448 | 455 à 463 | 466 à 472 | 484 à 492 | 499 à 511 |
|------------------------|---------------------|-----------------|------------------------------|-----------------|-----------------|----------------------|-----------------|----------------------|----------------------|-----------------|-----------------|
| Séisme 1 | | 44,5 | 47,2 47,1 47,1 46,2 | 48,6 49,3 | 55,7 55,8 | 57,0 54,3 57,4 | 59,2 | 59,7 62,4 58,5 | 65,0 65,7 62,8 | 63,2 65,4 | 67,8 68,8 |
| 2 | 37,4 | 43,5 | 46,3 | 48,4 | | | 57,9 59,2 | 62,3 | 60,7 | 64,5 | 67,7 68,3 |
| 3 | | 42,0 43,9 | | | 52,3 | 56,1 | 58,2 | 62,4 | 62,6 63,5 62,8 | 65,6 | 66,1 |
| 4 | 37,4 | | 47,2 | 46,1 | | 55,3 | | | 63,4 | 66,0 | 66,6 66,7 |
| \bar{t}_i | 37,40 | 43,47 | 46,85 | 48,10 | 54,60 | 56,02 | 58,62 | 61,06 | 63,31 | 64,94 | 67,42 |
| Θ_i | 36,68 | 44,48 | 46,61 | 48,63 | 54,16 | 56,55 | 58,94 | 61,33 | 63,09 | 64,98 | 67,12 |
| $\bar{t}_i - \Theta_i$ | +0,72 | -1,01 | +0,24 | -0,53 | +0,54 | -0,53 | -0,32 | -0,27 | +0,22 | -0,04 | +0,30 |

Vérification de l'hypothèse de linéarité entre Nouvelles Hébrides et Nouméa (années 1966-1967). (Suite)

| | 512 à 520 | 524 à 536 | 548 à 556 | 666 à 672 | 684 à 688 | 815 à 820 | 896 à 907 | 942 |
|-------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|
| 1 | 67,2 | 71,0 | | | | | 115,8 | 122,2 |
| 2 | 68,5 | 69,9 | 74,1 | 88,7 87,8 | 91,1 | 91,1 | | |
| 3 | 68,6 | 72,7 | 72,0 73,4 | | 90,0 | 90,0 | 117,1 | |
| 4 | 69,3 | 68,6 | 72,8 | | 90,0 | 90,0 | | |
| \bar{t}_i | 68,40 | 70,55 | 75,66 | 88,25 | 90,36 | 90,36 | 116,45 | 122,45 |
| θ_i | 68,50 | 70,26 | 75,17 | 87,75 | 89,88 | 89,88 | 116,93 | 122,09 |
| | -0,10 | +0,29 | +0,49 | +0,50 | +0,48 | +0,48 | -0,48 | |

m = 19 groupes

n = 4 séismes : remarque : dans certains cas, on a mis dans la même case des séismes de même distance épicontrale il y a surtout 77 séismes pour 19 groupes (n = 4,05).

$$S_{rep}^2 = \frac{\sum_1^m \sum_1^n (t_{ij} - \bar{t}_i)^2}{m(n-1)} \neq \frac{69,9}{19 \times 3} = 1,22$$

$$F = \frac{S_2^2}{S_{rep}^2} = 0,865 < 1 -$$

Donc l'hypothèse de linéarité est acceptable.

$$S_2^2 = \frac{n}{m-2} \sum_1^m (\bar{t}_i - \theta_i)^2 = 1,057$$

II - 6.4 V é r i f i c a t i o n d e l ' h y p o t h è s e a u x
 N o u v e l l e s H é b r i d e s . S t a t i o n d e
 P o r t V i l a (a n n é e s 1966-1967).

Groupes (distances épicentrales)

| | 97km à 108 | 111 à 129 | 152 à 168 | 180 à 184 | 188 à 213 | 214 à 221 | 252 à 266 | 273 à 282 | 290 à 304 | 312 à 322 | 338 à 347 |
|-------------------|------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| | 15,2 13,5 | 19,9 | 22,8 26,5 | | | | | 38,5 40,8 | 41,0 | 42,5 45,7 | 48,6 48,4 |
| | | | | 27,0 27,1 | 30,1 | | 36,3 | 39,1 | 41,5 42,6 | | |
| | | | | 27,7 | 28,5 32,8 | 30,6 32,0 30,6 | 35,9 | | 40,7 | | 48,8 |
| | 15,1 | 18,1 19,1 | | 24,6 | | 30,2 | 38,9 | | | | |
| t_i | 14,60 | 19,03 | 24,65 | 26,60 | 30,46 | 30,85 | 37,03 | 39,46 | 41,45 | 44,10 | 48,60 |
| c_i | 16,21 | 18,52 | 23,81 | 26,72 | 29,10 | 31,48 | 36,90 | 39,29 | 41,93 | 44,58 | 47,88 |
| $\bar{t}_i - c_i$ | -1,61 | -0,51 | +0,84 | -0,12 | +1,36 | -0,63 | +0,13 | +0,17 | -0,48 | -0,48 | +0,72 |

Vérification de l'hypothèse de linéarité aux Nouvelles Hébrides. Station de Port-Vila (années 1966-1967). (Suite)

| | | | | | | | | |
|------------------------|--------------|-------|--------------|--------------|-------|--------------|--------------|-------|
| 354 | 433 | 458 | 497 | 513 | 550 | 624 | 654 | |
| à | à | à | à | à | à | à | à | |
| 362 | 437 | 475 | 509 | 520 | 556 | 638 | 665 | |
| | 59,3 | | 66,7 68,2 | | 75,7 | 93,6 92,7 | 90,9 89,3 | |
| 50,8 47,5 | | 62,0 | 68,3 | | 67,8 | 87,5 | | |
| | | | | 68,7 73,6 | 72,3 | | | |
| | 63,7 59,3 | 63,7 | 68,8 | 69,0 68,1 | 76,3 | 80,2 | | |
| \bar{t}_i | 49,15 | 60,76 | 62,85 | 68,00 | 69,85 | 73,02 | 38,50 | 90,10 |
| σ_i | 50,00 | 60,18 | 64,29 | 69,18 | 70,90 | 75,80 | 86,11 | 89,81 |
| $\bar{t}_i - \sigma_i$ | -0,85 | +0,58 | -1,44 | -1,18 | -1,05 | -2,78 | 2,39 | +0,19 |

$$m = 19$$

$$n = 4$$

$$S_{\text{rep}}^2 = \frac{\sum_1^m \sum_1^n (t_{ij} - \bar{t}_i)^2}{m(n-1)} = 1,357$$

$$S_2^2 = \frac{n}{m-2} \sum_1^m (\bar{t}_i - \sigma_i)^2 = 5,78$$

$$F = \frac{S_2^2}{S_{\text{rep}}^2} = 4,26 > 1 \quad \text{l'hypothèse de linéarité n'est pas acceptable.}$$

II - 6.5 Observations relatives à quelques séismes de l'île Tongoa (Nouvelles Hébrides). Applications à l'étude de l'écorce aux Nouvelles Hébrides

La crise sismique de l'île Tongoa (à 80 km au nord de Port-Vila), en janvier 1966, donne des indications sur la vitesse des ondes P dans l'écorce aux Nouvelles Hébrides. Les observations macrosismiques (failles observables) ont montré que les séismes avaient eu lieu dans l'écorce.

Les valeurs des temps résiduels (O-C) à Port-Vila et Luganville pour les 6 séismes principaux sont de $-4,2 \pm 0,4$ s et $-2,4 \pm 0,4$ s alors qu'à Nouméa ils sont de $-0,9$ s en moyenne, ce qui constitue une première indication sur l'existence d'une vitesse de propagation élevée entre l'épicentre et les stations des Nouvelles Hébrides.

Les positions des stations de part et d'autre des foyers et les données macrosismiques excluent l'hypothèse d'une erreur systématique importante sur les déterminations USCGS des épicentres.

Par ailleurs, en remarquant que : épicentres - Port-Vila - Nouméa sont approximativement alignés (fig. II.9), on mesure la différence des temps d'arrivée des ondes P aux 2 stations. Elle est voisine de 71,6 s en moyenne. Or cette différence devrait être égale à 70 s environ (en faisant le calcul avec les équations de propagation établies au II - 2 ou sur les nouvelles tables BSSA 1968). Le tableau résume ces observations.

| Séismes | Coordonnées | Distance à Nouméa | distance à Port-Vila | Différence des temps d'arrivée observés |
|-------------------------------|-----------------------|-------------------|----------------------|---|
| 28 janvier 1966 05 42 16,4 | 17° 07 S 168° 41 E | 614 km | 72 km | 70,0 s |
| 28 janvier 1966 06 52 46,8 | 17° 19 S 168° 67 E | 611 | 69 | 71,6 |
| 28 janvier 1966 13 32 28,8 | 16° 93 S 168° 31 E | 626 | 89 | 70,7 |
| 29 janvier 1966 00 10 44,5 | 16° 98 S 168° 34 E | 630 | 82 | 72,8 |
| 29 janvier 1966 01 13 14,7 | 17° 01 S 168° 24 E | 616 | 80 | 72,1 |
| 29 janvier 1966 06 24 22,7 | 16° 93 S 168° 36 E | 629 | 89 | 72,1 |

On peut interpréter ce fait, en supposant que le trajet Port-Vila a été beaucoup plus rapide que la normale.

Une vitesse de propagation des P voisine de 7 km/s dans l'écorce (au lieu des 6,2 km/s admis pour le calcul des tables) pourrait expliquer l'avance de 1,6 s environ que prennent les ondes entre Tongoa et Port-Vila sur une distance de 80 km.

T r o i s i è m e P a r t i e

DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH DANS LA REGION DE
LA NOUVELLE-CALEDONIE ET DES NOUVELLES HEBRIDES.

La troisième partie est consacrée à l'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh (mode fondamental et harmoniques), aux stations sismologiques de Nouméa, Koumac et Port-Vila.

Après un chapitre sur les instruments enregistreurs, pour progresser de façon logique dans la recherche des modèles théoriques, donnant des dispersions semblables à celles qu'on observe, on étudie de façon systématique l'influence des différents paramètres dans les différentes couches.

Dans le chapitre III - 4, les résultats des observations sont rassemblés et on compare modèles théoriques et données. Les dispersions des modes de Rayleigh le long de l'arc des Nouvelles Hébrides et la recherche correspondante des modèles sont plus particulièrement approfondies.

III.- Chapitre Premier

LES INSTRUMENTS, AMPLIFICATION, DEPHASAGE.

III - 1.1 Trois sismographes verticaux Sprengnether à ressort La Coste de période propre réglée à 15 s équipent les 3 stations de Nouméa (depuis 1965), Port-Vila (1966) et Koumac (1967). Ils sont couplés avec des galvanomètres Lehner-Griffith de période propre 80 s environ.

Les caractéristiques des appareils, étalonnés suivant les méthodes classiques utilisées à l'Institut de Physique du Globe de Paris (Y. LABROUSTE) figurent dans les tableaux III - 1 et III - 2.

Les conditions microsismiques différant d'une station à l'autre, on a choisi, en fonction de l'agitation, un shunt de 100 ohms à Koumac, de 50 ohms à Nouméa, de 30 ohms à Port-Vila.

Tableau III - 1

| | Sismographe Nouméa | Galvanomètre Nouméa |
|---------------------------------|-----------------------|------------------------|
| Période | 15 s | 74 s |
| Résistance intérieure | 1000 Ω | 500 Ω |
| Amortissement circuit ouvert | $\beta_0 = 0,0038$ | $\alpha_0 = 0,0158$ |
| Constante | 2240 Ω | 448,3 Ω |
| Longueur réduite | 36,50 cm | |
| Distance G axe de rotation | 30,81 cm | |
| Masse | 11190 g | K = 0,7088 |
| Levier optique | l = 200 cm | |

Tableau III - 2

| Périodes | Koumac (100 Ω) | Nouméa (50 Ω) | Port-Vila (30 Ω) |
|----------|------------------------|-----------------------|--------------------------|
| | Amplification | | |
| 0,5 s | 125,4 | 70,8 | 44,8 |
| 1 | 244,8 | 138,0 | 87,2 |
| 2 | 448,8 | 251,6 | 158,6 |
| 5 | 769,4 | 423,8 | 265,0 |
| 7 | 857,6 | 463,8 | 289,2 |
| 10 | 895,2 | 487,2 | 303,0 |
| 12 | 906,6 | 492,0 | 305,6 |
| maximum | 910,0 (14,0 s) | 492,8 (13,5 s) | 306,0 (13,0 s) |
| 15 | 909,6 | 491,8 | 305,0 |
| 20 | 895,2 | 481,0 | 297,4 |
| 30 | 830,2 | 439,8 | 270,4 |
| 40 | 738,6 | 385,8 | 235,8 |
| 50 | 633,8 | 327,2 | 198,8 |
| 60 | 527,0 | 270,4 | 164,0 |
| 80 | 343,2 | 177,0 | 117,6 |
| 100 | 218,8 | 114,6 | 70,0 |

Les caractéristiques de ces instruments sont semblables à celles des sismographes équipant les stations standard WWSSS (1). Sur la figure III - 1 sont tracées les courbes d'amplification et, pour comparaison, celle qui est fournie par le constructeur (Sprenghether) dans le cas d'un shunt de 110 Ω . On constate que l'agitation microsismique importante à Port-Vila et à Nouméa conduit à une réduction considérable de l'amplification qui reste par ailleurs relativement constante (variations de 13 % de la valeur totale entre 7 et 35 s de période) dans la bande où les ondes de Rayleigh sont bien développées pour les séismes proches.

III - 1.2 Déphasage

On a mesuré le déphasage entre mouvement du sol et enregistrement, à l'aide d'un générateur très basse fréquence. Pour des oscillations sinusoïdales, il varie de 3 s ($T_s = 8$ s) à 15 s ($T_s = 100$ s) (fig.III.2).

(1) WWSSS : World Wide Standard Seismological Stations.

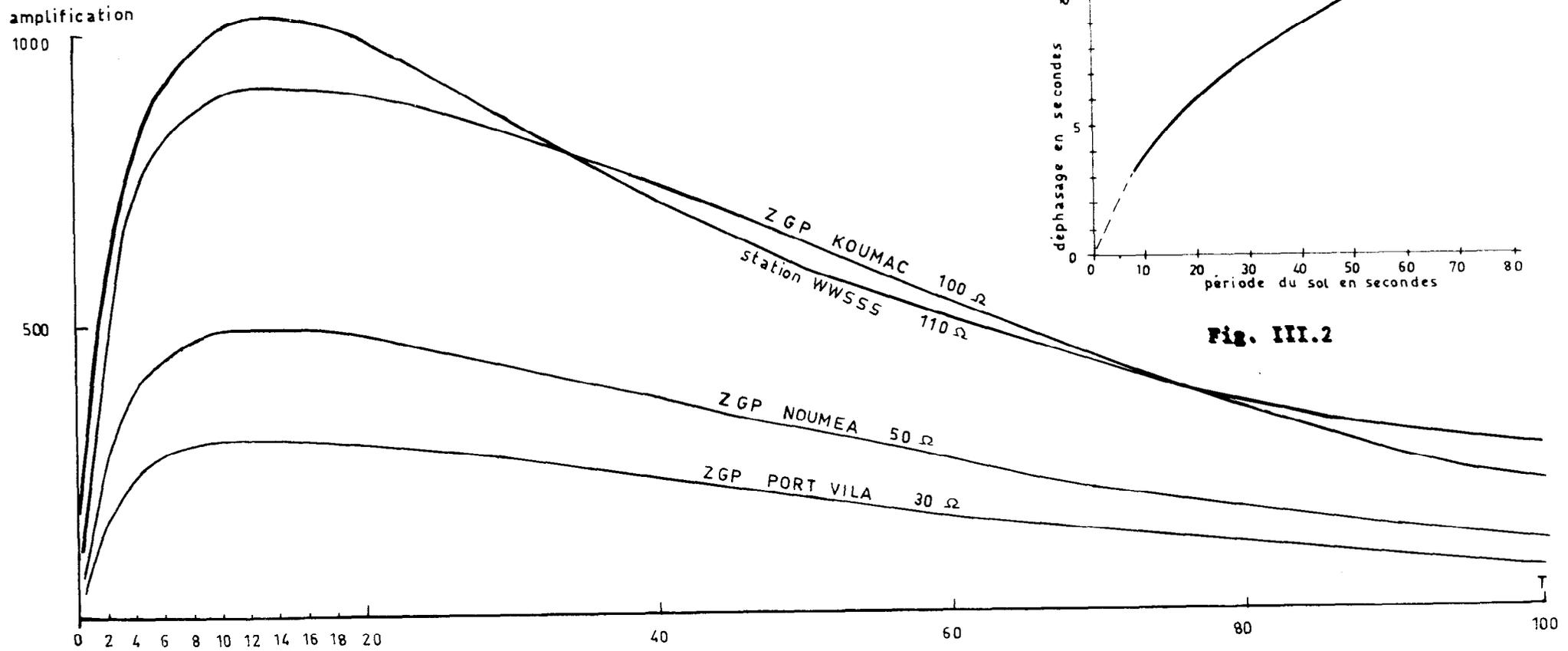


Fig. III.1 Amplification en fonction de la période du mouvement du sol des sismographes verticaux des stations de Koumac, Nouméa, Port-Vila et WWSS.

Fig. III.2 Déphasage en secondes, en fonction de la période, des mouvements du sol ; station de Nouméa.

Le déphasage, entre les oscillations du mouvement du sol et celles que l'on enregistre sur le sismogramme, est donc important avec des appareils de grande période. Dans le cas des variations rapides de la période (cas des ondes de surface provenant de séismes proches) on ne peut pas appliquer, pour le calcul de la vitesse de groupe, la simplification qui consiste à retrancher la valeur du déphasage au temps de propagation de l'oscillation considérée (simplification adoptée par PRESS et EWING -1952- et par Y. CRENN et J. METZGER -1959- pour des séismes distants de plus de 6000 km).

Une étude théorique complète de ce problème a été faite par N. JOBERT (communication personnelle). Le développement de cette étude, qui a été appliquée à une centaine de sismogrammes, est l'objet du paragraphe qui suit.

Etude des mouvements du sol à partir des enregistrements

Soit une perturbation initiale concentrée, de phase nulle pour $x = 0$, $t = 0$ quel que soit p , on a :

$$(1) \quad v(t, x) = \int_0^{\infty} V(p) \sin(pt - fx) dp$$

où : $f = 2\pi/\lambda$, λ longueur d'onde, $p = 2\pi/T$, T période.

En x , à l'instant t , la phase $pt - fx$ est stationnaire pour $p = p_0$

tel que (2) $\boxed{t - f'x = 0}$ $f'_0 = \left(\frac{df}{dp}\right)_{p_0}$

L'enregistreur introduisant un déphasage en temps $\alpha(p)$, la phase de l'enregistrement à l'instant θ est : $p(\theta + \alpha) - fx$

En x , à l'instant θ , elle est stationnaire pour $p = p_1$,

tel que (3) $\boxed{\theta + \alpha_1 + p_1 \alpha'_1 - f'_1 x = 0}$

Si on introduit α , β , γ tels que :

$$\alpha = \frac{t - \theta}{\theta} \text{ petit,} \quad \text{soit } t = \theta(1 + \alpha)$$

$$\beta = \frac{p_0 - p_1}{p_1} \text{ petit,} \quad p_0 = p_1(1 + \beta)$$

$$\gamma = \frac{\alpha'_1}{\alpha_1} \text{ petit,} \quad \alpha'_1 = \gamma \alpha_1$$

(2) et (3) permettant d'écrire une relation liant α , β , γ et les valeurs observables θ , p_1 et la fonction connue, $\alpha(p)$

$$x f_1' = x \left(\frac{df}{dp} \right)_{p_1} \neq x \left(\frac{df}{dp} \right)_{p_0} (1-\beta) \neq x \left[\left(\frac{df}{dp} \right)_{p_0} - p_0 \beta \left(\frac{d^2 f}{dp^2} \right)_{p_0} \right]$$

$$= x (f_0' - p_0 \beta f_0'') = x f_0' - p_0 \beta \left(\frac{dt}{dp} \right)_{p_0} \text{ car } x f_0'' = \left(\frac{dt}{dp} \right)_{p_0} \text{ d'après (2) ;}$$

$$\text{or } \left(\frac{dt}{dp} \right)_{p_0} = t_0' \neq \theta' + p_1 \beta \theta'', \text{ avec } \theta' = \left(\frac{dt}{dp} \right)_{p_1} ;$$

$x f_1' \neq t - p_0 \beta \theta' - p_0 p_1 \beta^2 \theta'' \neq t - p_1 \beta \theta'$ d'où en négligeant le terme en β^2

$$(3) \text{ devient } \theta - t + d_1 + p_1 d_1' + p_1 \beta \theta' = 0 ; (\gamma - \alpha) \theta + p_1 d_1' + p_1 \beta \theta' = 0$$

$$\text{soit (4) } \underline{(\gamma - \alpha) \theta + p_1 (\beta + \gamma) \theta' = 0}$$

(1) Points de même période $T_0 = T_1$ soit $p_0 = p_1$ et $\beta = 0$;

$$(4) \text{ devient } \alpha = \frac{p_1 d_1'}{\theta} + \gamma ,$$

$$\text{soit } t - \theta = - T_1 \frac{d d_1}{d T_1} + d_1 ,$$

ce qui signifie que la correction à apporter au temps lu, θ , correspondant à la période lue T_1 , pour avoir le temps réel, t , d'arrivée de l'onde de

période T_1 , à la station, est égale à $d_1 - T_1 \frac{d d_1}{d T_1}$

(2) Comparaison des périodes au même instant

Dans ce cas, $\alpha = t - \theta = 0$

$$(4) \text{ devient } p_1 \beta d \theta = - (d_1' dp_1 + p_1 d d_1) = - d (p_1 d_1')$$

En remarquant que $p_1 d_1' = \Delta_1$ est le déphasage en radian et en

$$\text{exprimant } \beta = \frac{T_1 - T_0}{T_0} , T_0 = T_1 (1 - \beta) \text{ avec } \beta = + \frac{T_1}{2\pi} \frac{d \Delta_1}{d T_1} \frac{d T_1}{d \theta} .$$

On retrouve la correction de période, $-\beta$, (pour avoir T_0) donnée par EVISON (1962).

Remarque : On pourrait aussi chercher les points de même phase, on aurait alors : $p_0 t - f_0 x = p_1 (\theta + \alpha_1) - f_1 x$

Il en résulterait des corrections à la fois sur θ et T ce qui rendrait cette méthode moins intéressante dans ses applications.

Application, exemple

Dans le dépouillement des sismogrammes, on s'est placé dans les conditions 1°) et 2°).

Le cas n° 2 est le calcul de la période du sol au même instant que celle mesurée sur l'enregistrement. Si la dispersion est normale

$\frac{dT}{dt} < 0, T' < T$ (pour le séisme d'Halmahera du 18 octobre 1965, $T - T' = 1$ s pour $T = 40$ s). On perd ainsi une partie de la courbe de dispersion correspondant aux plus grandes périodes et dont l'intérêt, pour l'étude des influences profondes (Manteau Supérieur), est grand. Pour un séisme proche (distance épacentrale de 600 km environ) où $|\frac{dT}{dt}|$ est grand, la correction peut atteindre 3 à 4 secondes, quand $T > 30$ s.

La recherche des points de même période (cas n° 1) supprime cet inconvénient.

On a utilisé les 2 méthodes dans les dépouillements.

L'exemple qui suit est celui du séisme d'Halmahera du 18 octobre 1965 à 21h50m04s5 dont les coordonnées sont : 1°, 13 S; 127°, 86 E. La distance épacentrale à Nouméa est de 4780 km. Dans le tableau III - 3 figurent les corrections dans les cas 1 et 2.

Tableau III - 3

| Méthode n° 2 | | | | | | | | Méthode n° 1 | | | |
|--------------|--------|-----------------|----------------------|-----------------|-----------------|------|-------|------------------------------------|----------|-------|------|
| T | t | α en sec | $\frac{d\alpha}{dT}$ | $\frac{dT}{dt}$ | correc- tion | T' | U | correc- tion $\frac{dT}{dt}$ | θ | U | T |
| 42,0 | 1290,5 | 8,8 | 1/9,2 | -1/4,75 | -1,0 | 41,0 | 3,704 | -4,3 | 1286,2 | 3,716 | 42,0 |
| 38,0 | 1309,5 | 8,3 | 1/8,7 | -1/6,3 | -0,7 | 37,3 | 3,650 | -3,9 | 1305,6 | 3,662 | 38,0 |
| 35,0 | 1328,5 | 7,8 | 1/8,1 | -1/8,1 | -0,8 | 34,2 | 3,597 | -3,5 | 1325,0 | 3,607 | 35,0 |
| 32,0 | 1344,5 | 7,5 | 1/7,4 | -1/16 | -0,2 | 31,8 | 3,555 | -3,2 | 1341,3 | 3,564 | 32,0 |
| 31,0 | 1360,5 | 7,4 | 1/7 | -1/16 | -0,3 | 30,7 | 3,515 | -3,0 | 1357,5 | 3,521 | 31,0 |
| 30,0 | 1376,5 | 7,3 | 1/6,8 | -1/29 | -0,2 | 29,8 | 3,473 | -2,9 | 1373,6 | 3,480 | 30,0 |
| 29,0 | 1405,5 | 7,1 | 1/6,7 | -1/14 | -0,3 | 28,7 | 3,401 | -2,8 | 1402,7 | 3,407 | 29,0 |
| 27,0 | 1433,5 | 6,8 | 1/6,3 | -1/42 | -0,1 | 26,9 | 3,334 | -2,6 | 1430,9 | 3,340 | 27,0 |
| 26,0 | 1475,5 | 6,6 | 1/6,1 | -1/7 | -0,6 | 25,4 | 3,240 | -2,3 | 1473,2 | 3,245 | 26,0 |
| 25,0 | 1488,5 | 6,4 | 1/5,9 | -1/56 | -0,1 | 24,9 | 3,211 | -2,2 | 1486,3 | 3,216 | 25,0 |
| 24,5 | 1516,5 | 6,3 | 1/5,8 | -1/23 | -0,1 | 24,4 | 3,146 | -2,1 | 1514,4 | 3,156 | 24,5 |
| 23,5 | 1539,5 | 6,1 | 1/5,6 | -1/206 | | 23,5 | 3,105 | -1,9 | 1537,6 | 3,108 | 23,5 |
| 22,8 | 1683,5 | 6,0 | 1/5,5 | -1/22 | -0,2 | 22,6 | 2,838 | -1,9 | 1681,6 | 2,854 | 22,8 |
| 19,0 | 1765,5 | 5,3 | 1/5,1 | -1/260 | | 19,0 | 2,708 | -1,6 | 1763,9 | 2,710 | 19,0 |
| 18,7 | 1843,5 | 5,2 | 1/5,1 | -1/28 | -0,1 | 18,6 | 2,593 | -1,5 | 1842,0 | 2,592 | 18,7 |
| 16,1 | 1915,5 | 4,7 | 1/4,6 | -1/102 | | 16,1 | 2,496 | -1,2 | 1914,3 | 2,498 | 16,1 |
| 15,0 | 2028,5 | 4,5 | 1/4,4 | -1/127 | | 15,0 | 2,236 | -1,1 | 2027,4 | 2,358 | 15,0 |
| 14,3 | 2117,5 | 4,3 | 1/4,3 | | | 14,3 | 2,256 | -1,0 | 2116,5 | 2,257 | 14,3 |

Les valeurs de T mesurées qui figurent dans la première colonne de gauche ont été déterminées par la méthode classique de dépouillement, crête à creux décrite et discutée plus loin. Sur la figure sont pointées les valeurs de U et T après application des 2 méthodes de correction (fig. III.3).

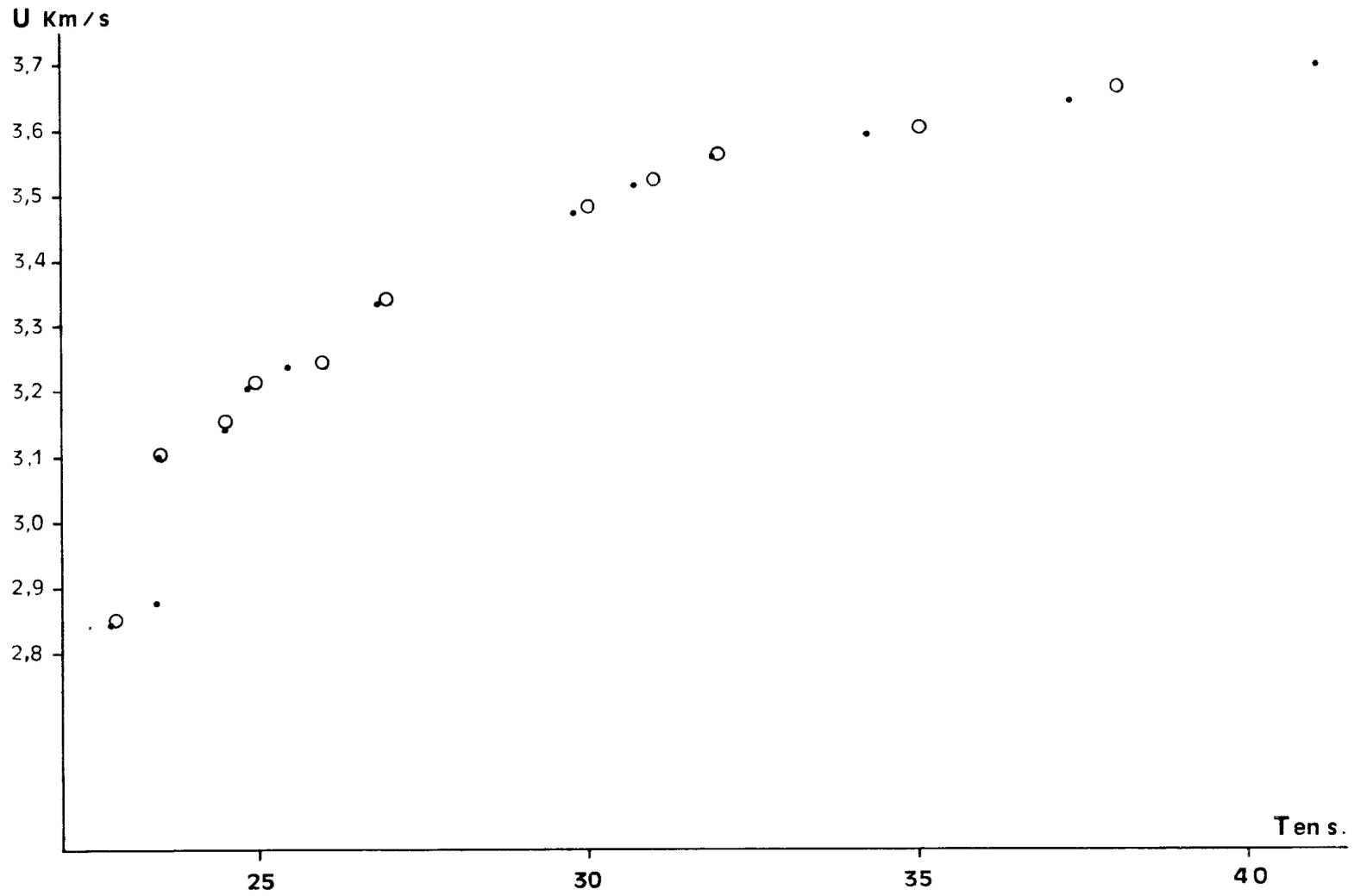


Fig. III.3 Courbe de dispersion après application des corrections 1 (cercles) et 2 (points) : séisme d'Halmahera à la station de Nouméa.

III.- C h a p i t r e 2

Les observations faites sur les ondes de Rayleigh, aux Nouvelles Hébrides et en Nouvelle-Calédonie, nous conduisent à les comparer à des schémas et à les interpréter en faisant appel à des développements théoriques que l'on résume d'abord dans ce chapitre.

1°- On donne un bref rappel sur la propagation des ondes de Rayleigh et sur les méthodes de calculs des vitesses de phase et de groupe, dans le cas des couches homogènes planes ou sphériques.

2°- Sur des modèles établis suivant les données des ondes de volume, on fait une étude systématique des coefficients d'influence des paramètres des milieux traversés, de manière à pouvoir rechercher les ajustements nécessaires entre modèles et points expérimentaux.

3°- On étudie, pour une meilleure utilisation des observations, les influences possibles des hétérogénéités latérales, en particulier l'effet de talus et de changement de pente qui ne sont pas négligeables dans le cas des harmoniques.

ETUDES THEORIQUES

Avant d'étudier systématiquement l'influence des différents paramètres sur la propagation des ondes de Rayleigh, quelques rappels sont posés, sans entrer dans le détail des calculs par lesquels ont été établies les équations de propagation, ce qui sortirait du cadre de ce travail. De nombreux travaux théoriques leur ont été consacrés; les principaux par : RAYLEIGH (1912), JEFFREYS (1925), PEKERIS (1935), SATO (1949), NEWLANDS (1950), KANAI (1951), BIOT (1952), JARDETZKY (1952), HASKELL (1953), KEILIS BOROK (1954), EWING, JARDETZKY, Press (1957) etc..

III - 2.1 R a p p e l s

a. Milieu homogène

La vitesse de phase C des ondes de Rayleigh est donnée par

$$4 \sqrt{1 - c^2/\alpha^2} \sqrt{1 - c^2/\beta^2} = (2 - c^2/\beta^2)^2$$

dans laquelle α et β sont les vitesses des ondes P et S dans le milieu considéré. La vitesse de phase est la même pour toutes les périodes.

b. Deux milieux homogènes

Lorsque 2 milieux de paramètres différents sont superposés (couches à faces parallèles) il y a dispersion, c'est-à-dire que la vitesse de phase C dépend de la période T.

Le rapport x/t (x distance épacentrale, t temps de propagation) est la vitesse de groupe U, pour la période considérée T; elle est liée à la vitesse de phase par la relation $U = C - \lambda \frac{dC}{d\lambda}$ ($\lambda = CT$ est la longueur d'onde).

Dans le cas simple où le milieu supérieur est un liquide

homogène de paramètres $\alpha_1, \beta_1 = 0, \rho_1$ d'épaisseur constante H et le milieu inférieur un solide homogène, d'épaisseur infinie, dont les paramètres sont $\alpha_2, \beta_2, \rho_2$,

on a

$$(1) \operatorname{tg} \left(K H \sqrt{\frac{c^2}{\alpha_1^2} - 1} \right) = \frac{\rho_2 \beta_2^4 \sqrt{c^2/\alpha_1^2 - 1}}{\rho_1 c^4 \sqrt{1 - c^2/\alpha_2^2}} \left[4 \sqrt{1 - \frac{c^2}{\alpha_2^2}} \sqrt{1 - \frac{c^2}{\beta_2^2}} - \left(2 - \frac{c^2}{\beta_2^2} \right)^2 \right]$$

avec $T = 2\pi / c K$; (2)

pour C donnée les équations (1) et (2) donnent T

pourvu que $\alpha_1 \leq c \leq \beta_2 < \alpha_2$.

Si $\theta = K H \sqrt{\frac{c^2}{\alpha_1^2} - 1}$,

$\theta + k\pi$ est aussi solution. A C donnée correspondent donc autant de valeurs de T qu'on se donne de valeurs de k entier.

EWING, JARDETZKY et PRESS définissent ainsi n modes successifs.

Remarquons que l'épaisseur H a une grande influence sur la courbe de dispersion $C = f(T)$. Il est commode de tracer la courbe avec la variable réduite T/H ou mieux $\beta_1 T/H$. Par la suite on utilisera T/H pour l'étude des harmoniques sur des modèles à plusieurs couches.

Cas général : La relation entre C et T se complique lorsque le nombre des couches de milieux différents augmente et que les paramètres varient à l'intérieur des couches.

De très nombreux travaux théoriques ont été consacrés à ce problème. Dans le cas de couches planes d'épaisseur constante, la méthode d'HASKELL (1953) permet de calculer C et T en écrivant les conditions de continuité aux interfaces des différentes couches. On obtient $2 + 4m$ équations à autant d'inconnues (m nombre de couches). On se fixe une valeur de λ , la longueur d'onde, et une valeur d'essai de C, et, par approximations successives, on cherche la valeur de C qui annule le déterminant du système à $2 + 4m$ équations.

Les valeurs de C et T, ainsi obtenues, permettent de construire, point par point, la courbe de dispersion.

Comme dans le cas des 2 milieux, il y a plusieurs solutions au système d'équations reliant C et T. Les solutions correspondent au mode fondamental et aux harmoniques.

III - 2.2 Mode fondamental et harmoniques

On peut distinguer mode fondamental et harmoniques par la variation de la composante verticale du mouvement du sol suivant la profondeur.

Celle du mode fondamental décroît de façon exponentielle tandis que celle du 1er harmonique comprend 1 noeud, celle du 2ème harmonique 2 noeuds etc...

Les composantes verticale et horizontale du mouvement du sol sont étudiées plus loin en fonction de la période sur les modèles proposés.

Les courbes de dispersion des harmoniques montrent que, pour une même valeur de C ou de U, les périodes sont de plus en plus petites quand l'ordre de l'harmonique augmente.

Remarquons que dans la notation de TOLSTOY et USDIN la désignation M_{11} correspond au mode fondamental, M_{21} au 1er harmonique, M_{12} au 2ème, M_{22} au 3ème, etc...

Sur les enregistrements (voir chapitre III), on observe la superposition des harmoniques avec le fondamental (à vitesse de groupe égale).

III - 2.3 Programme VPROCJ

Le programme VPROCJ (3 sous programmes VALFIN, RUKUSX et DAUX) a été écrit en langage FORTRAN par N. JOBERT. Il permet le calcul de C en fonction de T, pour des modèles à couches parallèles sphériques, avec variations continues des paramètres physiques et pouvant comprendre jusqu'à 20 discontinuités.

Ce programme n'utilise pas la méthode décrite précédemment. Le calcul est basé sur l'intégration numérique (pas à pas) des équations du mouvement, en tenant compte des conditions aux limites à chaque discontinuité.

Entre les discontinuités, on peut mettre autant de données intermédiaires que l'on désire concernant les paramètres α , β , ρ , la machine fait l'interpolation linéaire entre 2 données successives.

Données : on fournit d'abord les données relatives au modèle : nombre de discontinuités, profondeurs en kilomètres des discontinuités, vitesses des ondes P et S en kilomètres par seconde, densité dans chaque couche.

Pour le calcul de $C = f(T)$ de l'oscillation de numéro d'ordre n, on fournit la valeur d'essai de la variable intermédiaire P liée à C et T

par les relations : $\sqrt{P} = C (n + 1/2)$, $\sqrt{P} = \frac{40030}{T}$,
 $\lambda = C T = 40030 / (n + 1/2)$; 40030 est la longueur
 en kilomètres d'un grand cercle terrestre.

On donne également D P qui définit la précision désirée.

Résultats : on obtient après calculs :

A. la valeur finale de P donc de C et de T ;

B. pour des valeurs décroissantes de $\lambda = \frac{r}{a} \sqrt{R}$ ($R = n (n + 1)$;
 a rayon terrestre = 6371 km ;
 $r = a - h$ h profondeur),

1°- les amplitudes des mouvements du sol : composante verticale et
 composante horizontale ;

2°- les tensions radiale et tangentielle ;

3°- les coefficients d'influence des paramètres définis (de la façon

suivante : $c_\alpha = \frac{\Delta P}{P} \frac{\alpha}{\Delta \alpha}$, $c_\beta = \frac{\Delta P}{P} \frac{\beta}{\Delta \beta}$, $c_\rho = \frac{\Delta P}{P} \frac{\rho}{\Delta \rho}$)
 aux profondeurs correspondant à chaque pas d'intégration.

III - 2.4 Rappel , formulaire

n numéro d'ordre de l'oscillation considérée : soit, nombre
 d'oscillations le long d'un grand cercle terrestre ;

T période, C vitesse de phase, $\lambda = C T$ longueur d'onde ($\lambda_{\text{km}} = \frac{40030}{n + 1/2}$) ;

P variable intermédiaire utilisée dans le calcul liée à C et T par

$$\sqrt{P} = \frac{40030}{T} \quad \sqrt{P} = C (n + 1/2) ;$$

vitesse de groupe $U = C + (n + 1/2) \frac{\Delta C}{\Delta n}$; $U = C + K \frac{d C}{d K}$ ($K = \frac{2 \pi}{C T}$) ;

$$U = C - \lambda \frac{\Delta C}{\Delta \lambda}$$

variable CHSI : $\lambda = \frac{r}{a} \sqrt{R}$;

si $y = \sqrt{R} - \lambda$, $h = \frac{a}{\sqrt{R}}$ y permettant le calcul rapide de h à partir
 de λ .

III - 2.5 Choix des modèles

Pour faire l'étude systématique de l'influence des paramètres α , β , ρ et H, épaisseur des couches, sur C et U, objet principal de ce chapitre, on a été amené à choisir, a priori, des modèles d'écorce et de manteau supérieur. Pour cela on a tenu compte des données bathymétriques, géologiques et sismologiques (propagation des ondes de volume - cf. partie II) aux Nouvelles Hébrides, car c'est dans cette région que l'étude présente l'intérêt principal.

Le modèle A, le plus simple, comprend une écorce de 20 km d'épaisseur formée d'une couche "basaltique" ($\alpha = 6,70$ km/s, $\beta = 3,80$ km/s, $\rho = 3,00$ gr/cm³) surmontée d'une couche d'eau de 1 km d'épaisseur.

Dans le manteau supérieur on tient compte du gradient linéaire supposé dans l'interprétation des anomalies de propagation des ondes P entre Port-Vila et Luganville (cf. partie II) ; α croît de 7,20 km/s à 8,17 km/s, β de 4,15 km/s à 4,60 km/s, ρ de 3,10 gr/cm³ à 3,34 gr/cm³ entre 20 et 105 km de profondeur.

On place la couche à faible vitesse des P et S entre 105 et 225 km (MOHAMMADIOUN la situe aux Nouvelles Hébrides entre les limites 120-245 km) : $\alpha = 8,00$ km/s, $\beta = 4,30$ km/s, $\rho = 3,34$ gr/cm³.

Au-dessous de 225 km, on a pris le schéma classique de BULLEN.

Le modèle B est identique au modèle A avec une différence concernant l'écorce : 2 km d'eau (moyenne bathymétrique de la partie nord des Nouvelles Hébrides) et présence de 3 km de sédiments dont 1 km non consolidé.

Le modèle C comprend une écorce plus mince (10 + 4 km) dans laquelle les vitesses des ondes de volume sont légèrement plus grandes.

La figure III.4 résume ces données.

Propagation des ondes de Rayleigh : le tableau III - 4 contient les résultats des calculs pour les modèles A B et C.

Modèle A

| H km | α km/s | β km/s | ρ g/cm ³ | |
|------|---------------|--------------|--------------------------|-------------------------|
| 1 | 1,50 | 0 | 1,03 | eau } écorce |
| 19 | 6,70 | 3,80 | 3,00 | |
| 85 | 7,20 | 4,15 | 3,10 | |
| | 8,17 | 4,60 | 3,34 | manteau supérieur |
| 120 | 8,00 | 4,30 | 3,34 | couche à faible vitesse |
| | 8,49 | | | |
| 80 | | 4,60 | 3,53 | |
| | 8,58 | 4,76 | 3,53 | |
| 110 | 8,97 | 4,96 | 3,64 | |

Modèle B

| H | α | β | ρ | |
|-----|----------|---------|--------|---|
| 2 | 1,50 | 0 | 1,03 | eau } sédiments 1 } sédiments 2 } écorce |
| 1 | 2,50 | 1,18 | 2,10 | |
| 2 | 5,30 | 3,00 | 2,60 | |
| 15 | 6,70 | 3,80 | 3,00 | |
| | 7,20 | 4,15 | 3,10 | manteau supérieur |
| 85 | 8,17 | 4,60 | 3,34 | |
| | 8,00 | 4,30 | 3,34 | couche à faible vitesse |
| | 8,49 | 4,60 | 3,53 | |
| | 8,58 | 4,76 | 3,55 | |
| 110 | 8,97 | 4,96 | 3,64 | |

Modèle C

| H | α | β | ρ | |
|-----|----------|---------|--------|---|
| 1 | 1,50 | 0 | 1,03 | eau } sédiments 1 } sédiments 2 } écorce |
| 1 | 2,50 | 1,18 | 2,10 | |
| 2 | 5,30 | 3,00 | 2,60 | |
| 10 | 7,00 | 3,95 | 3,05 | |
| | 7,40 | 4,20 | 3,20 | manteau supérieur |
| 100 | 8,17 | 4,60 | 3,34 | |
| | 8,00 | 4,30 | 3,40 | couche à faible vitesse |
| | 8,49 | 4,60 | 3,53 | |
| | 8,58 | 4,76 | 3,55 | |
| 110 | 8,97 | 4,96 | 3,64 | |

Fig. III.4 Les modèles A, B, C ; les valeurs de H, α , β , ρ représentent épaisseur, vitesses des ondes P et S, masse spécifique dans chaque couche.

Tableau III - 4

| <u>Modèle A</u> | | | | <u>Modèle B</u> | | | |
|------------------|-------|--------|--------|------------------|-------|--------|--------|
| Mode fondamental | | | | Mode fondamental | | | |
| n | Ts. | C km/s | U km/s | n | T | C | U |
| 300 | 33,83 | 3,9373 | 3,72 | 245 | 41,47 | 3,9320 | 3,74 |
| 301 | 33,80 | 3,9365 | | 255 | 39,82 | 3,9240 | |
| 310 | 32,80 | 3,9303 | | 295 | 34,82 | 3,8905 | 3,64 |
| 400 | 25,85 | 3,8677 | 3,59 | 305 | 33,76 | 3,8820 | |
| 410 | 25,23 | 3,8608 | | 320 | 32,28 | 3,8689 | |
| 500 | 21,01 | 3,8040 | 3,51 | 400 | 26,20 | 3,8006 | 3,47 |
| 510 | 20,65 | 3,7982 | | 410 | 25,80 | 3,7922 | |
| 700 | 15,45 | 3,6952 | | 500 | 21,50 | 3,7214 | 3,35 |
| 800 | 13,65 | 3,6570 | 3,34 | 510 | 21,20 | 3,7139 | |
| 810 | 13,53 | 3,6531 | | 700 | 15,94 | 3,5836 | 3,14 |
| 1000 | 11,15 | 3,5887 | 3,30 | 710 | 15,80 | 3,5772 | |
| 1020 | 10,95 | 3,5830 | | 1180 | 10,18 | 3,3300 | (2,85) |
| 2000 | 5,81 | 3,4445 | 3,30 | 1711 | 7,51 | 3,1160 | |
| 2040 | 5,70 | 3,4416 | | 2418 | 6,03 | 2,7461 | 1,31 |
| 5000 | 2,68 | 2,9854 | | 2575 | 5,86 | 2,6525 | |
| 5050 | 2,67 | 2,9709 | | 5757 | 4,13 | 1,6850 | |
| | | | | 6457 | 3,86 | 1,6038 | |

| <u>Modèle B</u> 1ère harmonique | | | |
|---------------------------------|-------|--------|------|
| 1180 | 7,711 | 4,3975 | |
| 1185 | 7,615 | 4,4340 | 3,22 |
| 1711 | 5,798 | 4,0339 | |
| 1715 | 5,839 | 3,9965 | |
| 2418 | 4,891 | 3,3836 | 2,16 |
| 2423 | 4,885 | 3,3809 | |
| 2575 | 4,695 | 3,3102 | 2,01 |
| 2580 | 4,689 | 3,3080 | |
| 4300 | 3,268 | 2,8474 | 1,96 |
| 4350 | 3,243 | 2,8370 | |
| 5757 | 2,618 | 2,5968 | |
| 5762 | 2,595 | 2,6769 | 1,78 |
| 6457 | 2,472 | 2,5074 | |
| 6462 | 2,507 | 2,4708 | |

Tableau III - 4 (suite)

| Modèle C | | | | | | |
|------------------|-------|--------|--------|-----------------|-------|--------|
| Mode fondamental | | | | 1ère harmonique | | |
| n | Ts. | C km/s | U km/s | | | |
| 250 | 40,24 | 3,9798 | 3,82 | 500 | 16,99 | 4,7070 |
| 252 | 39,85 | 3,9785 | 3,81 | 600 | 14,19 | 4,6979 |
| 260 | 38,68 | 3,9731 | 3,80 | | | |
| 270 | 37,31 | 3,9665 | 3,80 | | | |
| 280 | 36,04 | 3,9606 | 3,76 | | | |
| 300 | 33,75 | 3,9465 | 3,74 | | | |
| 320 | 31,75 | 3,9333 | 3,72 | | | |
| 350 | 29,18 | 3,0138 | 3,69 | | | |
| 400 | 25,74 | 3,8834 | 3,64 | | | |
| 450 | 23,05 | 3,8747 | 3,61 | | | |
| 600 | 17,63 | 3,7812 | 3,49 | | | |
| 800 | 13,53 | 3,6969 | 3,35 | | | |
| 1000 | 11,06 | 3,6189 | | | | |

Ces valeurs ont été reportées sur le graphique $C = f(T)$ pour la représentation classique des courbes de dispersion (fig. III.5.6).
Précision sur le calcul de C :

Dans le tableau III - 5, on donne les résultats, pour 2 calculs successifs, faits pour les mêmes valeurs de n dans le cas du modèle A.

Tableau III - 5

| n | \sqrt{P} | | C km/s | | $C_1 - C_2$ |
|-----|------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| | 1er calcul | 2ème calcul | 1er calcul | 2ème calcul | |
| 300 | 1183,137 | 1183,144 | 3,937228 | 3,937250 | - 0,000022 |
| 400 | 1548,981 | 1549,023 | 3,867619 | 3,867722 | - 0,000103 |
| 410 | 1584,919 | 1584,850 | 3,860949 | 3,860780 | + 0,000169 |
| 500 | 1903,931 | 1903,923 | 3,804059 | 3,804042 | + 0,000017 |
| 510 | 1938,972 | 1938,958 | 3,798182 | 3,798154 | + 0,000028 |
| 700 | 2591,636 | 2591,624 | 3,699677 | 3,699694 | - 0,000017 |
| 710 | 2625,387 | 2625,411 | 3,695126 | 3,695160 | - 0,000034 |
| 800 | 2927,454 | 2927,449 | 3,657031 | 3,657026 | + 0,000005 |
| 810 | 2960,821 | 2960,852 | 3,653079 | 3,653118 | - 0,000039 |

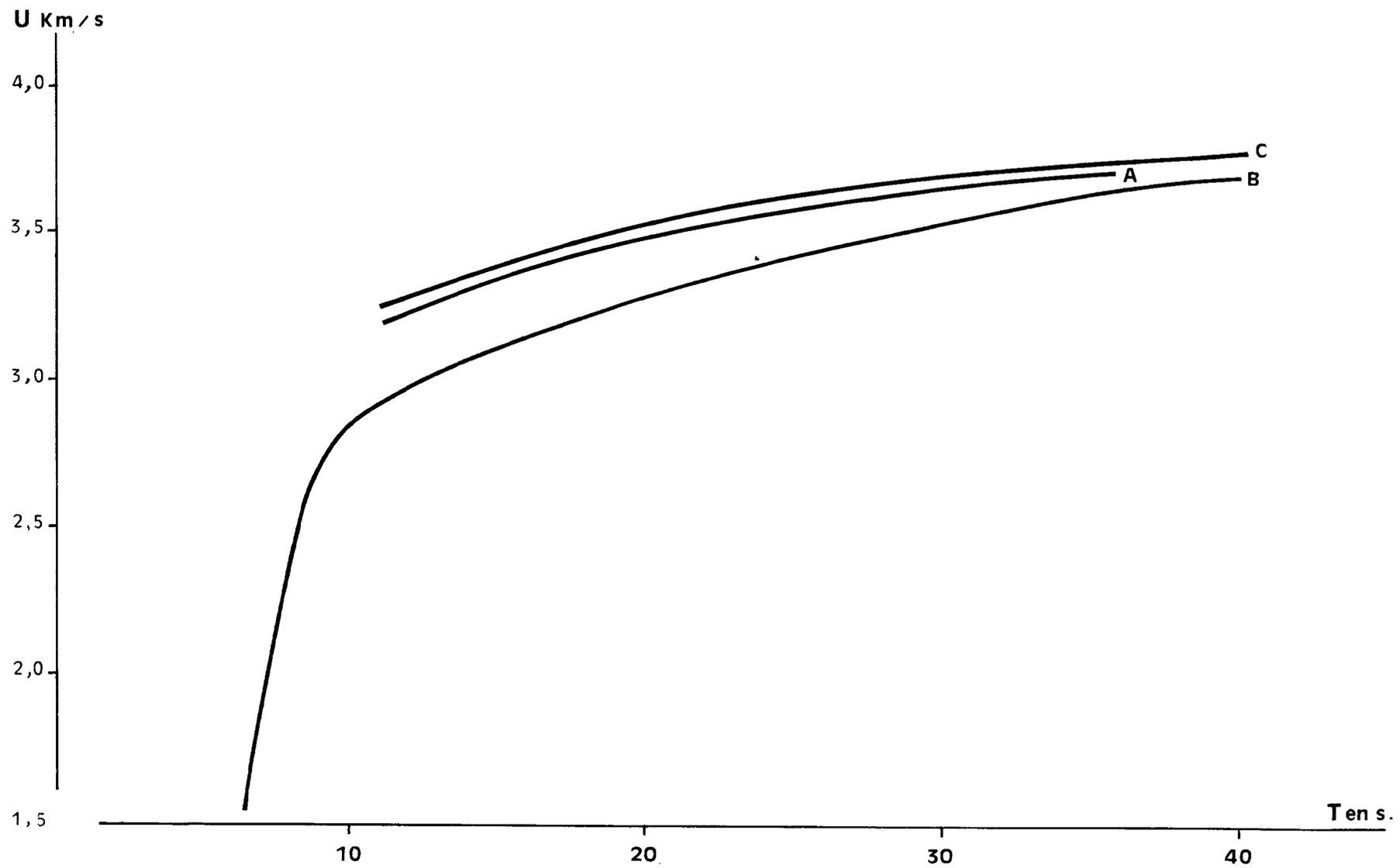


Fig. III.5 Courbes de dispersion des ondes de Rayleigh ; modèles A, B, C, mode fondamental.

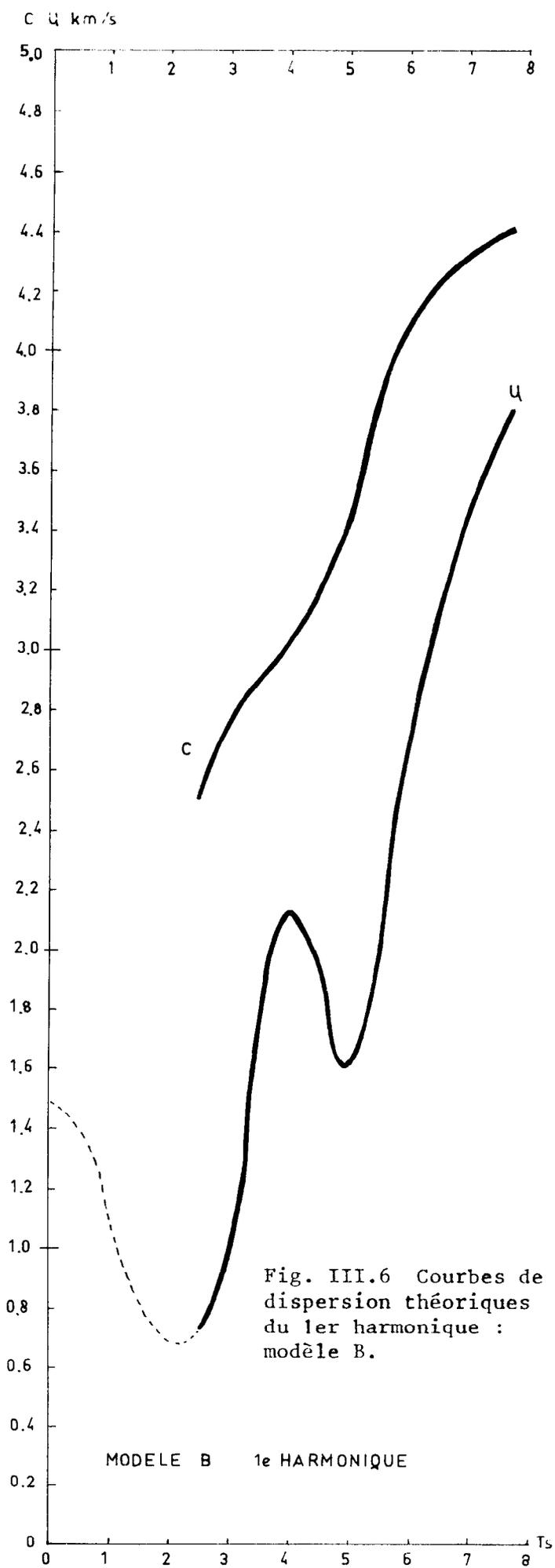


Fig. III.6 Courbes de dispersion théoriques du 1er harmonique : modèle B.

On voit que, sauf dans 2 cas sur 8, les 4 chiffres après la virgule sont les mêmes dans les 2 calculs.

Pour U, on verra (annexe 5.2) que les 2 chiffres après la virgule sont significatifs.

III - 2.6 M o u v e m e n t s d u s o l

A. Mode fondamental

Le calcul des amplitudes maxima des composantes verticale et horizontale du mouvement du sol a été fait dans tous les cas; on a relevé ici seulement celles du modèle B, relatives aux périodes de 41,5 s, 15,9 s et 10,2 s qui sont en général bien représentées sur les enregistrements de Nouméa, Koumac et Port-Vila. On figure sur les mêmes graphiques, les différentes couches du modèle, les amplitudes maxima des composantes verticale et horizontale en fonction de la profondeur (fig.III.7).

La comparaison entre les 2 modèles A et B est faite pour $n = 700$ qui correspond à $T = 15,94$ s pour B et à $15,44$ s pour A. Les valeurs des amplitudes diffèrent peu d'un modèle à l'autre (fig.III.8).

Le déphasage entre mouvement vertical et mouvement horizontal est de $\pi/4$, il en résulte qu'une particule à la surface décrit, pendant la durée d'une période, une ellipse dans le sens rétrograde à la partie supérieure; son grand axe est vertical.

On remarque d'après les graphiques que cette ellipse se déforme avec la profondeur; elle devient prograde au-dessous de 20 km pour $T = 15,9$ s et au-dessous de 50 km pour $T = 41,5$ s.

B. Harmoniques

On ne peut pas étudier en détail les composantes du mouvement dans les sédiments car les valeurs de λ sont données aux interfaces de la couche trop mince en général par rapport au pas d'intégration.

Cette étude a été faite par SYKES et OLIVER qui ont montré que la composante horizontale était très sensible à la nature des sédiments et, d'autant plus, que la période de l'harmonique était faible. L'analyse des coefficients d'influence le montrera par ailleurs.

La figure III.9 représente les composantes pour les premiers harmoniques $n = 1180$ et $n = 6457$ (périodes de 10,18 s et 3,86 s).

Qualitativement il peut déjà être pressenti que les paramètres des couches superficielles ont une influence beaucoup plus grande sur l'harmonique $n = 6457$ que sur l'harmonique $n = 1180$ (fig.III.9).

III - 2.7 Tensions radiale et tangentielle

Comme pour les composantes du mouvement du sol on a représenté les tensions en fonction de la profondeur sur le modèle B :

| | | | | |
|------------------|----------|----|----------|------------|
| mode fondamental | n = 245 | et | n = 700 | |
| 1er harmonique | n = 1180 | et | n = 6475 | fig.III.10 |

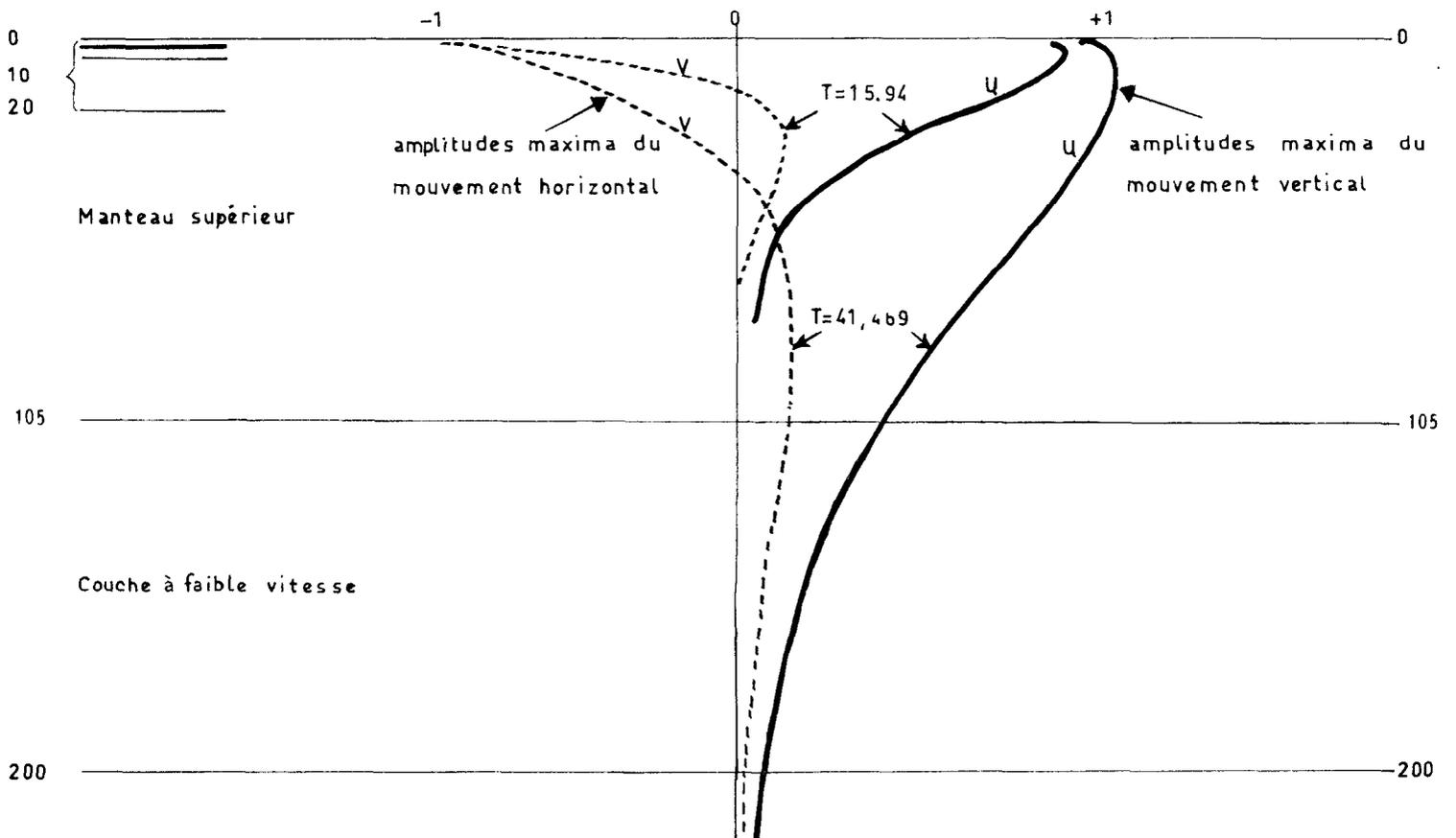


Fig. III.7 Amplitudes maximales des composantes verticale et horizontale du mouvement du sol en fonction de la profondeur : mode fondamental, modèle B.

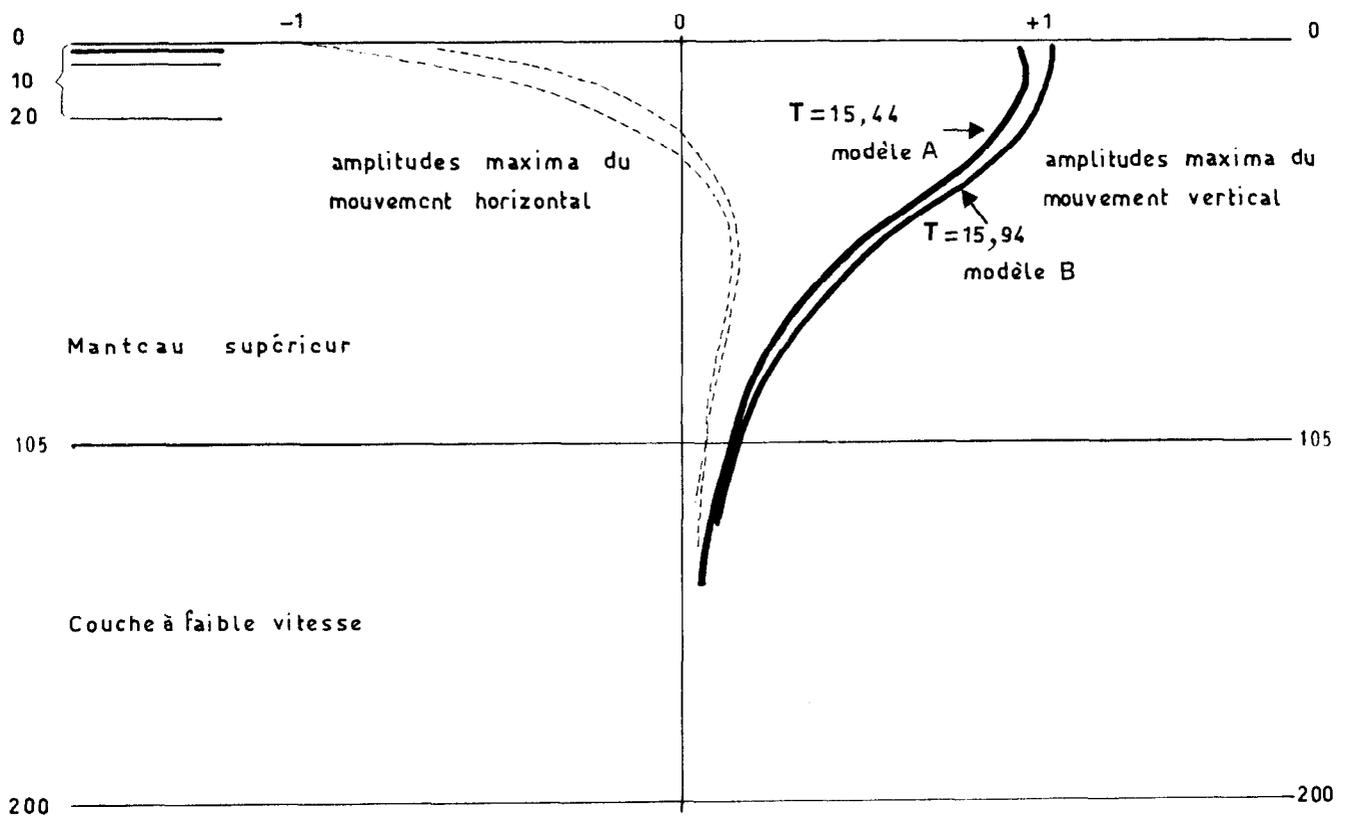


Fig. III.8 Comparaison des mouvements du sol pour $n = 700$, dans les modèles A et B.

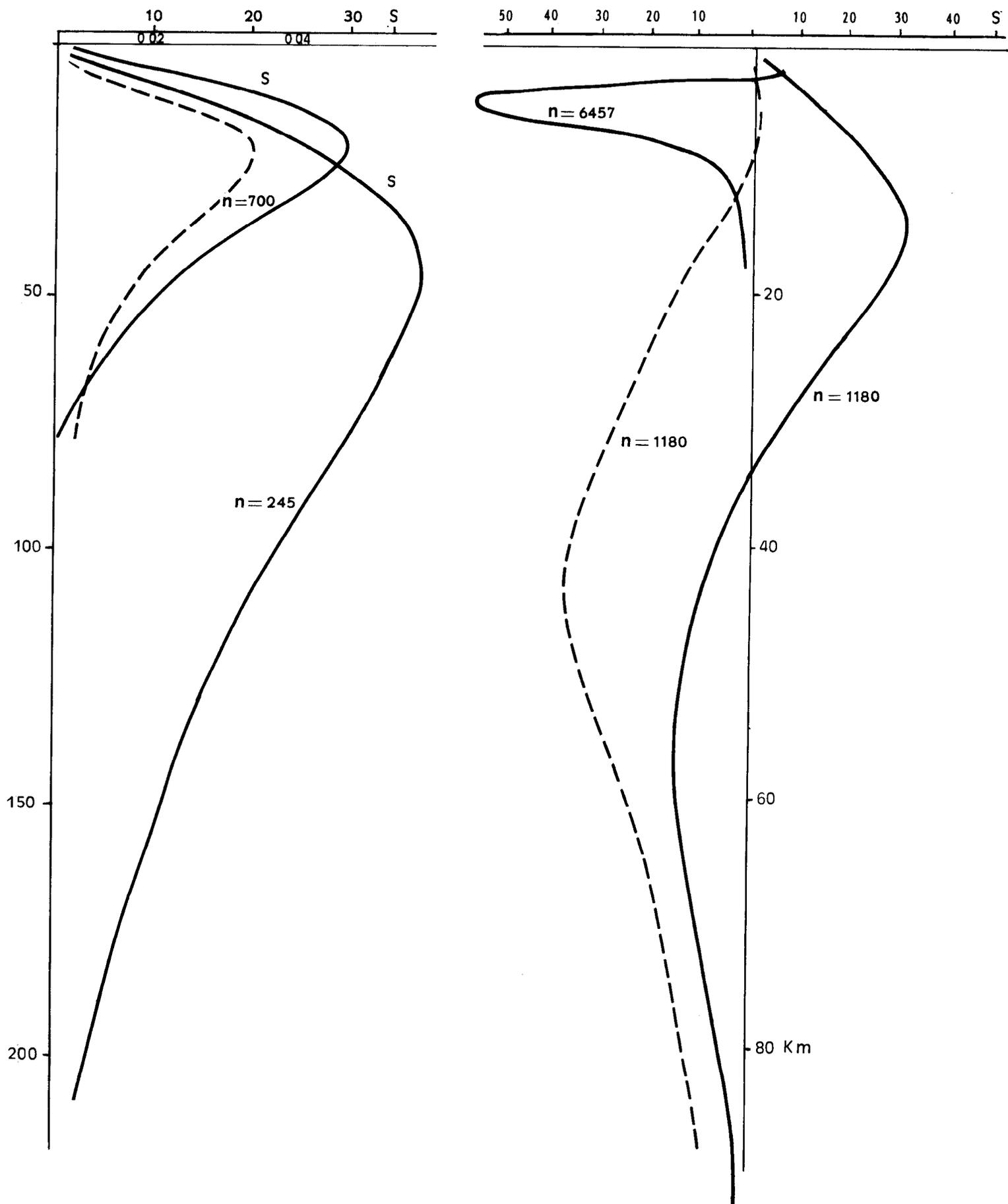


Fig. III.10 Tensions radiale et tangentielle en fonction de la profondeur ; mode fondamental et 1er harmonique.

III - Chapitre 3

LES COEFFICIENTS D'INFLUENCE

On établit d'abord les effets des variations des différents paramètres α, β, ρ (pris séparément) sur la vitesse de phase C, pour les modèles dont on donne plus haut les raisons du choix. On en déduira par un raisonnement simple les effets des variations des épaisseurs des couches.

Influences de α, β, ρ .

On définit les coefficients d'influence par :

$$c_{\alpha} = \frac{\Delta P}{P} \frac{\alpha}{\Delta \alpha} \quad \text{comme } C = \sqrt{P}/(n + 1/2) \text{ on en déduit } \frac{\Delta P}{P} = \frac{2 \Delta C}{C}$$

$$\alpha \text{ vitesse en km/s des ondes P} \quad \Delta C = C \cdot c_{\alpha} \frac{\Delta \alpha}{2 \alpha}$$

$$\beta \quad \text{ondes S} \quad \Delta C = C \cdot c_{\beta} \frac{\Delta \beta}{2 \beta}$$

$$\rho \text{ masse spécifique} \quad \Delta C = C \cdot c_{\rho} \frac{\Delta \rho}{2 \rho}$$

Le programme VPROCJ donne pour chaque valeur de $\lambda = \frac{r}{a} \sqrt{R}$ correspondant à des pas d'intégration les valeurs de $c_{\alpha}, c_{\beta}, c_{\rho}$.

Il suffit donc, à l'intérieur d'une couche donnée (limitée par 2 discontinuités), de faire la somme des coefficients correspondant à chaque valeur de λ pour obtenir l'influence totale de la couche.

III - 3.1 Mode fondamental

a. Couches sédimentaires

Seules les courtes périodes du mode fondamental sont sensibles aux variations de α , β , ρ , comme il apparaît sur le tableau III - 6 dans lequel sont notés pour la première et la deuxième couches sédimentaires : T, n, C, c_α , c_β , c_ρ , $\Delta C/\Delta\alpha$, $\Delta C/\Delta\beta$, et $\Delta C/\Delta\rho$

Tableau III - 6

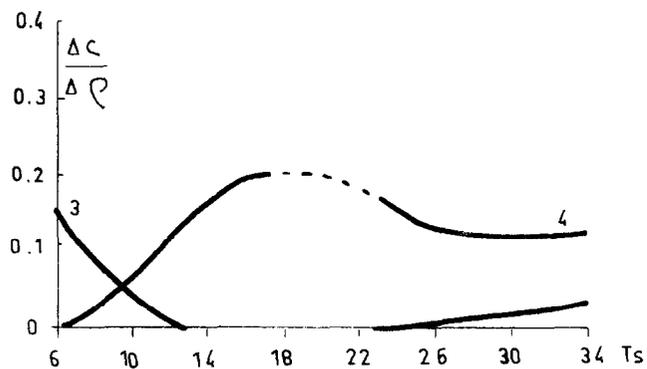
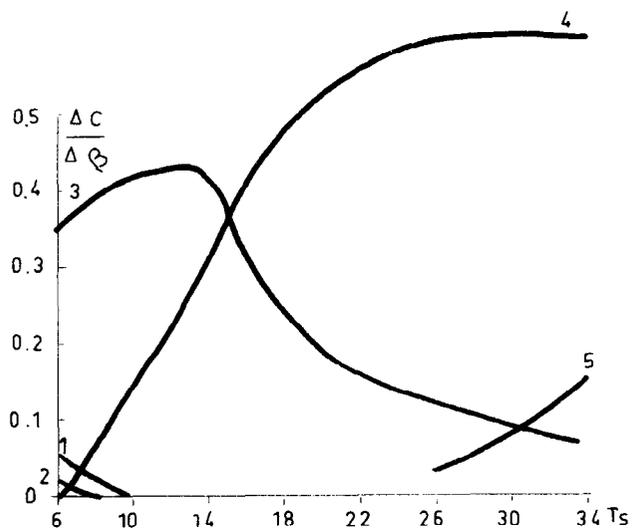
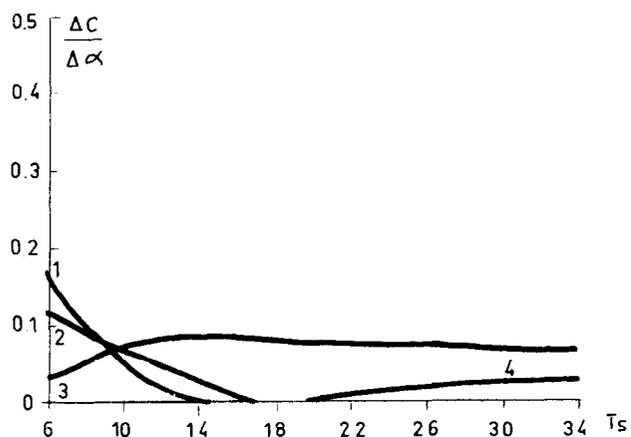
| T | n | c_α | c_β | c_ρ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ | |
|---------------------|------|------------|-----------|-----------|-------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|
| 5,86 C = 2,6525 | 2575 | 0,3238 | 0,04624 | 0,00993 | 0,1715 | 0,0518 | 0,00627 | 1. ^o couche |
| | | 0,4660 | 0,05177 | 0,11859 | 0,1165 | 0,0228 | 0,0604 | 2.couche |
| 10,18 C = 3,3297 | 1180 | 0,0546 | -0,00270 | -(1,4865) | 0,0364 | -0,0038 | -(1,1770) | 1. ^o couche |
| | | 0,2039 | 0,00990 | 0,0258 | 0,0629 | 0,0055 | 0,0166 | 2.couche |

L'effet de ces couches est négligeable pour $T > 15$ s.

b. Ecorce sans sédiments

On a calculé cet effet sur le modèle A pour lequel l'écorce comprend une couche homogène de 19 km. Les résultats sont groupés dans le tableau III - 7.

Après une croissance de $\Delta C/\Delta\alpha$ et $\Delta C/\Delta\beta$ pour les courtes périodes on observe ensuite une décroissance régulière. Le maximum d'influence des paramètres de cette couche se situe vers 14 s ($\lambda = 50$ km); l'effet du paramètre n'est sensible que pour les plus petites périodes, il est négligeable ensuite (fig.III.11).



Mode Fondamental

- 1 - 1^{re} couche sédimentaire
- 2 - 2^e couche sédimentaire
- 3 - écorce sans sédiments
- 4 - manteau supérieur
- 5 - couche à faible vitesse

Fig. III.11 Influence sur C des paramètres α , β , ρ des différentes couches du modèle B : Mode fondamental.

Tableau III - 7

| Ts. | n | Ckm/s | $c\alpha$ | $c\beta$ | $c\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ |
|-------|------|--------|-----------|----------|---------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 5,86 | 2575 | 2,6525 | 0,1361 | 1,0125 | 0,3641 | 0,0269 | 0,3538 | 0,1608 |
| 10,18 | 1180 | 3,3297 | 0,3039 | 0,9599 | 0,0741 | 0,0747 | 0,4200 | 0,0720 |
| 13,67 | 800 | 3,6570 | 0,3198 | 0,8914 | | 0,0873 | 0,4290 | |
| 15,46 | 700 | 3,6997 | 0,3086 | 0,6715 | | 0,0853 | 0,3270 | |
| 21,01 | 500 | 3,8040 | 0,2917 | 0,3443 | | 0,0825 | 0,1720 | |
| 25,85 | 400 | 3,8677 | 0,2787 | 0,2545 | | 0,0805 | 0,1299 | |
| 33,83 | 300 | 3,9373 | 0,2209 | 0,1393 | | 0,0649 | 0,0721 | |

c. Manteau supérieur

Il s'agit du milieu compris entre les profondeurs de 20 km et 105 km qui est caractérisé par un gradient linéaire des paramètres α , β , ρ . L'effet, négligeable pour les courtes périodes, devient important au-dessus de 15 s surtout pour le paramètre β (tableau III - 8).

Tableau III - 8

| T | n | C | $c\alpha$ | $c\beta$ | $c\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ |
|-------|------|--------|-----------|----------|---------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 5,86 | 2575 | 2,6525 | | 0,0015 | 0,0006 | | 0,0005 | 0,0003 |
| 10,18 | 1180 | 3,3297 | 0,0057 | 0,4042 | 0,1337 | 0,0013 | 0,1560 | 0,0694 |
| 15,46 | 700 | 3,6997 | 0,0233 | 0,9662 | 0,3423 | 0,0056 | 0,4085 | 0,2030 |
| 21,01 | 500 | 3,8040 | 0,0541 | 1,2587 | | 0,0133 | 0,5585 | |
| 25,85 | 400 | 3,8677 | 0,0815 | 1,3625 | 0,2160 | 0,0205 | 0,6040 | 0,1305 |
| 33,85 | 300 | 3,9373 | 0,1186 | 0,1186 | 0,2917 | 0,0304 | 0,6015 | 0,1290 |

La figure III.11 résume ces données.

d. Couche à moindre vitesse

Le calcul des coefficients d'influence dans cette couche sur le modèle A montre que, pour les périodes couramment enregistrées à Port-Vila (comprises entre 6 et 30 s), l'influence de cette couche est faible. Le tableau III - 9 le montre.

Tableau III - 9

| T | n | C | $c\rho$ | $c\alpha$ | $c\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ |
|-------|-----|--------|---------|-----------|----------|-----------------------|-------------------------|------------------------|
| 15,46 | 700 | 3,6997 | | | | | | |
| 21,01 | 500 | 3,8040 | 0,0012 | | 0,0059 | 0,0007 | | 0,0026 |
| 25,85 | 400 | 3,8677 | 0,0086 | | 0,0316 | 0,0049 | | 0,0142 |
| 33,83 | 300 | 3,9373 | 0,0398 | 0,0003 | 0,1530 | 0,0234 | 0,0001 | 0,0705 |

III - 3.2 1ère Harmonique

Comme pour le mode fondamental on étudie l'influence des couches pour les périodes 2,47 s, 3,27 s, 4,69 s, 5,80 s, 7,71 s. L'étude porte sur le modèle B.

1ère couche sédimentaire

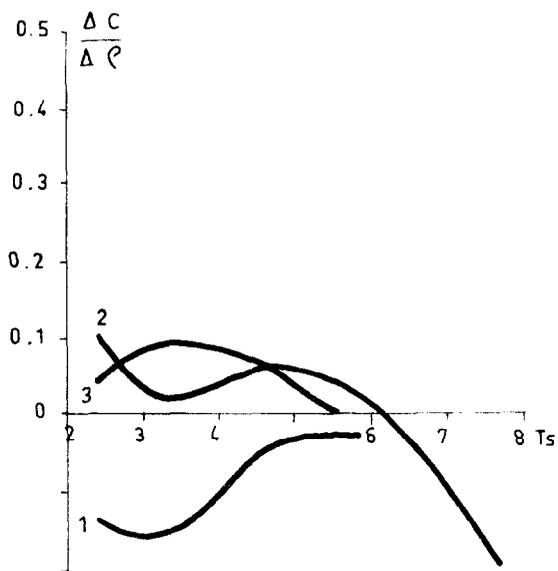
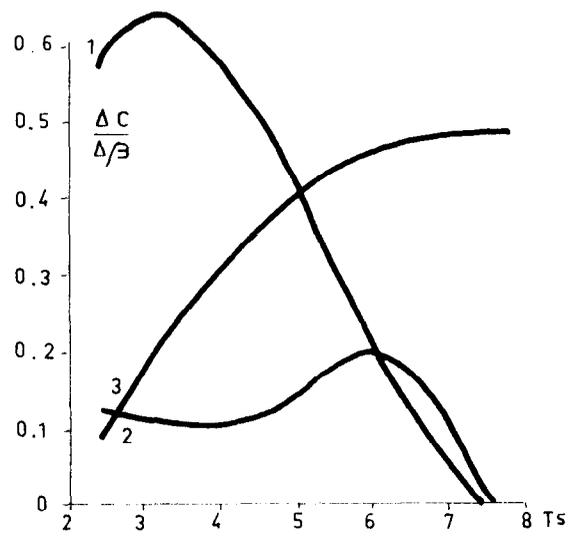
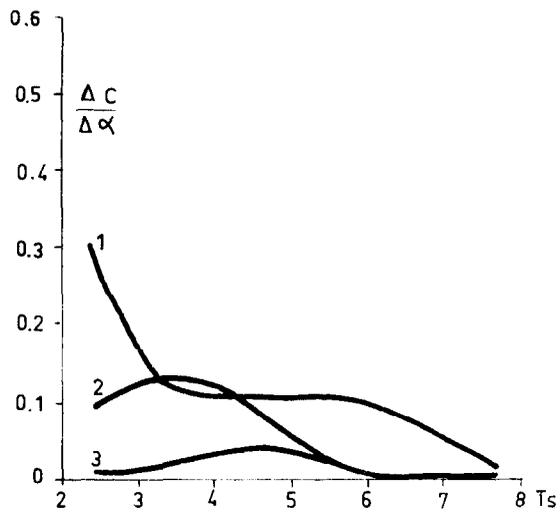
Tableau III - 10

| T | n | C km/s | $c\alpha$ | $c\beta$ | $c\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ |
|------|------|--------|-----------|----------|---------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 2,47 | 6457 | 2,5074 | 0,5788 | 0,5409 | -0,2369 | 0,2810 | 0,5730 | -0,1370 |
| 3,27 | 4300 | 2,8474 | 0,2158 | 0,5360 | -0,2350 | 0,1230 | 0,6470 | -0,1590 |
| 4,69 | 2575 | 3,3102 | | 0,3450 | -0,0497 | | 0,4830 | -0,0392 |
| 5,80 | 1711 | 4,0339 | 0,1340 | 0,1486 | 0,0464 | 0,1070 | 0,2520 | 0,0443 |
| 7,71 | 1180 | 4,3975 | 0,0176 | -0,0161 | | 0,0154 | -0,0298 | |

2ème couche sédimentaire

Tableau III - 11

| T | n | C km/s | $c\alpha$ | $c\beta$ | $c\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ |
|------|------|--------|-----------|----------|---------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 2,47 | 6457 | 2,5074 | 0,4233 | 0,2907 | 0,1074 | 0,0965 | 0,1210 | 0,0950 |
| 3,27 | 4300 | 2,8474 | 0,4640 | 0,0584 | 0,0292 | 0,1250 | 0,0278 | 0,0160 |
| 4,69 | 2575 | 3,3102 | 0,2527 | 0,2193 | | 0,0789 | 0,1206 | |
| 5,80 | 1711 | 4,0339 | 0,0004 | 0,2938 | 0,0858 | 0,0001 | 0,1960 | 0,0660 |
| 7,71 | 1180 | 4,3975 | 0,0131 | 0,0036 | -0,1392 | 0,0054 | 0,0027 | -0,1912 |



1e. harmonique
MODELE B

- 1 - 1e. couche sédimentaire
- 2 - 2e. couche sédimentaire
- 3 - écorce non sédimentaire
- 4 - Manteau supérieur

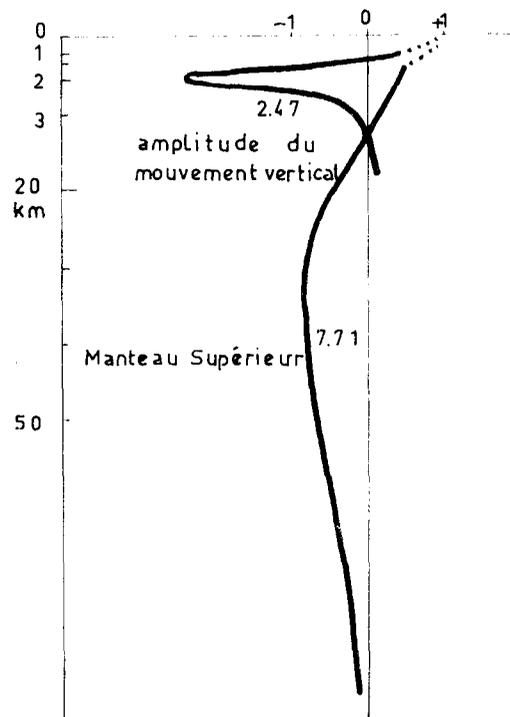


Fig. III.12 Influence sur C des paramètres $\Delta\alpha$, $\Delta\beta$, $\Delta\rho$ des différentes couches du modèle B ; 1er harmonique.

Ecorce non sédimentaire

Tableau III - 12

| T | n | C km/s | $c\alpha$ | $c\beta$ | $c\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ |
|------|------|--------|-----------|----------|---------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 2,47 | 6457 | 2,5074 | 0,0158 | 0,2715 | 0,1072 | 0,0029 | 0,0894 | 0,0447 |
| 3,27 | 4300 | 2,8474 | 0,0636 | 0,5700 | 0,2080 | 0,0135 | 0,2140 | 0,0988 |
| 4,69 | 2575 | 3,3102 | 0,1454 | 0,8850 | 0,1033 | 0,0359 | 0,3880 | 0,0570 |
| 5,80 | 1711 | 4,0339 | 0,0340 | 0,8780 | -0,0032 | 0,0102 | 0,4620 | -0,0022 |
| 7,71 | 1180 | 4,3975 | 0,0064 | 0,8440 | 0,2095 | 0,0021 | 0,4880 | 0,1532 |

Manteau supérieur

Tableau III - 13

| T | n | C km/s | $c\alpha$ | $c\beta$ | $c\rho$ | $\Delta C/\Delta\alpha$ | $\Delta C/\Delta\beta$ | $\Delta C/\Delta\rho$ |
|------|-----------------------------|--------|-----------|----------|---------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 2,47 | et 3,27 effets négligeables | | | | | | | |
| 4,69 | 2575 | 3,3102 | 0,0000 | 0,0099 | +0,0029 | | 0,0039 | 0,0016 |
| 5,80 | 1711 | 4,0339 | 0,0506 | | -0,0020 | 0,0118 | | 0,0011 |
| 7,71 | 1180 | 4,3975 | 0,0098 | 1,975 | -0,1715 | 0,0027 | 0,0027 | -0,1255 |

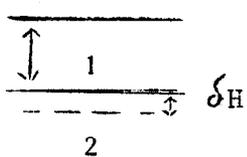
Les tableaux précédents et les figures III.12 montrent :

- 1.- que β est le paramètre le plus influent sur C ;
- 2.- que les effets des 2 couches sédimentaires sont d'autant plus grands que la période de l'harmonique est plus petite ;
- 3.- que dans l'intervalle de période considéré (entre 2 et 8 s.), les paramètres (principalement β) de l'écorce non sédimentaire ont une influence d'autant plus grande que la période est plus grande ;
- 4.- que l'effet du manteau supérieur est négligeable pour les périodes inférieures à 6 s mais important pour T = 7,7 s.

La représentation des déplacements du sol en fonction de la profondeur comparée aux graphiques $\Delta C/\Delta\alpha$, $\Delta C/\Delta\beta$, $\Delta C/\Delta\rho$ donne une confirmation qualitative à ces résultats.

III - 3.3 Influence sur C des variations d'épaisseur des différentes couches

Un raisonnement simple permet de calculer, à partir de c_α , l'effet de l'empiétement de δH d'une couche sur la suivante (couche homogène).



$$\delta C = \left[\sum \frac{\partial C}{\partial \alpha} \right]_{\text{sur } \delta H} (\alpha_1 - \alpha_2) + \left[\sum \frac{\partial C}{\partial \beta} \right]_{\text{sur } \delta H} (\beta_1 - \beta_2) + \left[\sum \frac{\partial C}{\partial \rho} \right]_{\text{sur } \delta H} (\rho_1 - \rho_2)$$

$$\frac{\partial C}{\partial \alpha} = \frac{1}{2} \frac{C}{\alpha} c_\alpha$$

III - 3.4 Epaisseur de la couche d'eau

On a fait le calcul sur le modèle A pour le mode fondamental. Ce modèle comprend une couche d'eau de 1 km surmontant une couche de 19 km ($\alpha = 6,7$ km/s $\beta = 3,8$ km/s $\rho = 3,0$ g/cm³).

On a cherché l'effet sur C d'une augmentation $\Delta H = 5$ km de la couche d'eau pour $T = 33,85$ s, $n = 300$ ($\alpha_1 - \alpha_2$) $\frac{\partial C}{\partial \alpha} = -0,113584$

$$(\beta_1 - \beta_2) \frac{\partial C}{\partial \beta} = -0,115900 \quad (\rho_1 - \rho_2) \frac{\partial C}{\partial \rho} = +0,035156 \quad \delta C = -0,1843 \text{ km/s}$$

| | | | |
|---------------------|------------|-----------|---------------------------|
| pour $T = 21,01$ s. | $n = 500$ | on trouve | $\delta C = -0,2643$ km/s |
| $T = 13,65$ s | $n = 800$ | | $\delta C = -0,2970$ km/s |
| $T = 11,15$ s | $n = 1000$ | | $\delta C = -0,3812$ km/s |

Cas des harmoniques

On peut avoir directement l'effet de H sur C, en considérant la variable réduite T/H de l'équation donnée en III - 2.1.

Sur la figure on a tracé, pour le 1er et le 2ème mode, les courbes $C = f(T)$ et $U = f(T)$ pour $H = 1$ km, $H = 2$ km, $H = 5$ km, $H = 6$ km.

- modèle : $\alpha_1 = 1,5$ km/s $\rho_1 = 0$ $\rho_1 = 1,0$ g/cm³

$$\alpha_2 = 7,0 \quad \beta_2 = 4,0 \quad \rho_2 = 3,0$$

Le mode fondamental du modèle A figure également pour $H = 1$ km et $H = 6$ km.

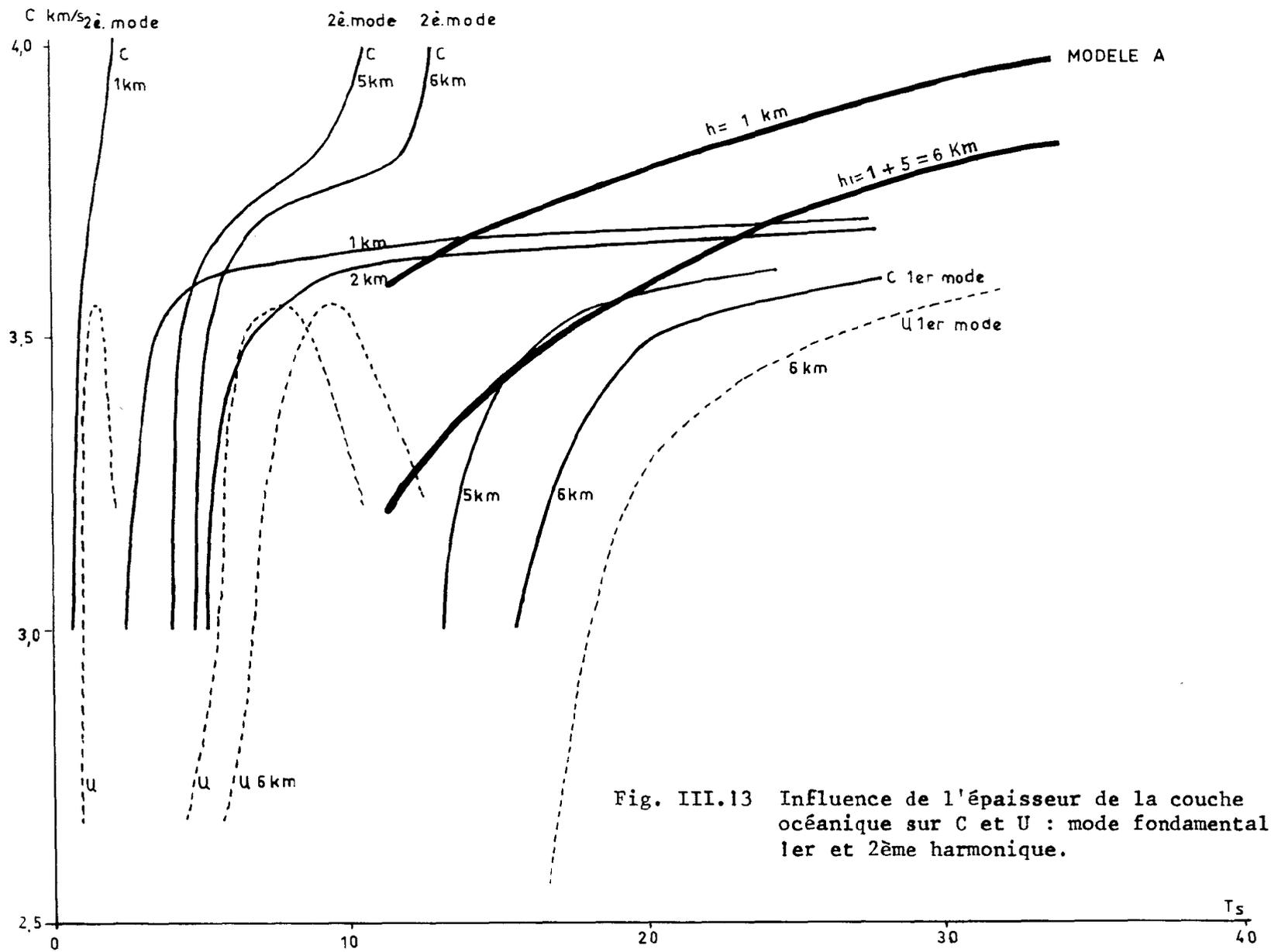


Fig. III.13 Influence de l'épaisseur de la couche océanique sur C et U : mode fondamental, 1er et 2^e harmonique.

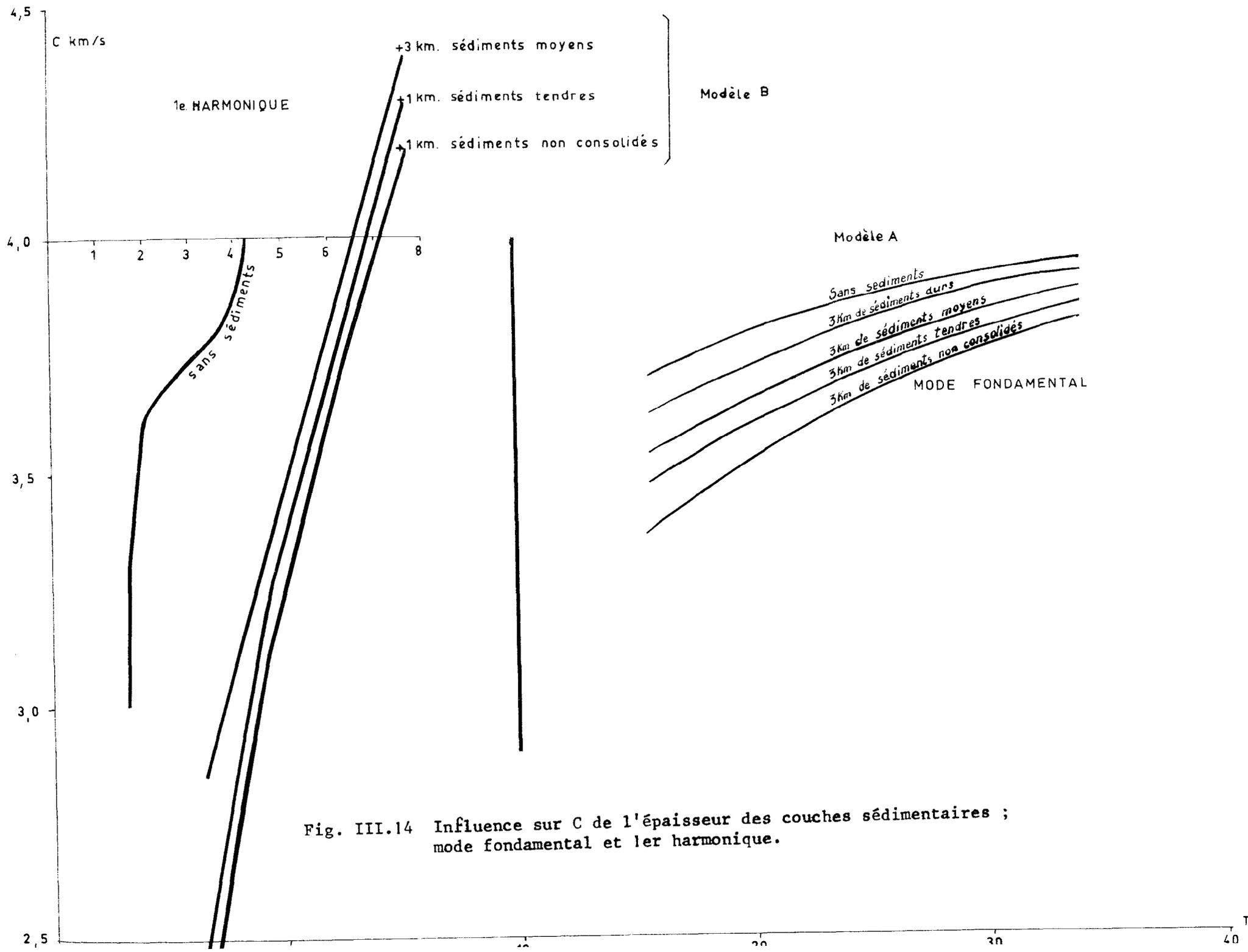


Fig. III.14 Influence sur C de l'épaisseur des couches sédimentaires ; mode fondamental et 1^{er} harmonique.

Il apparaît que les harmoniques sont très sensibles à l'épaisseur de la couche océanique (fig. III.13).

III - 3.5 Influence de l'épaisseur des couches sédimentaires

Le choix des valeurs des paramètres α , β , ρ dans les sédiments a été fait en fonction des données de profils sismiques en mer (MENARD, EWING, SHOR). Dans leur étude sur l'influence des couches sédimentaires sur les ondes de Rayleigh, MOONEY et BOLT (1966) prennent pour paramètres $\alpha = 3,05$ km/s, $\beta = 1,52$ km/s, $\rho = 2,4$ g/cm³, tandis que SYKES et OLIVER (1964) considèrent le cas de sédiments très meubles, $\alpha = 2,00$ km/s, $\beta = 0,25$ km/s, $\rho = 1,9$ g/cm³ ou même non consolidés $\beta = 0$.

Dans le modèle B on a pris pour la première couche de 1 km d'épaisseur $\alpha = 2,5$ km/s, $\beta = 1,18$ km/s, $\rho = 2,1$ g/cm³ et pour la deuxième couche de sédiments durs $\alpha = 5,3$ km/s, $\beta = 3,0$ km/s, $\rho = 2,6$ g/cm³.

Dans l'étude qui suit on cherche :

- sur le modèle A pour le mode fondamental l'effet sur C de l'addition d'une couche de 3 km de différentes sortes de sédiments ;
- sur le modèle B pour le 1er harmonique l'effet sur C de l'augmentation d'épaisseur de 1 km des couches sédimentaires.

Les tableaux III - 14 et III - 15 et la figure III.14 résument les résultats.

1.- Mode fondamental

Tableau III - 14

| | | | Addition de 3 km de sédiments | | | | |
|-------|-----|--------|---|---|--|---|-------------------|
| | | | durs | moyens | tendres | non consolidés | |
| | | | $\alpha = 5,3$ km/s $\beta = 3,0$ km/s $\rho = 2,6$ g/cm ³ | $\alpha = 3,9$ $\beta = 2,09$ $\rho = 2,35$ | $\alpha = 2,5$ $\beta = 1,18$ $\rho = 2,1$ | $\alpha = 2,0$ km/s $\beta = 0$ km/s $\rho = 1,9$ g/cm ³ | |
| Ts | n | C km/s | | | | | |
| 33,83 | 300 | 3,9373 | - 0,0300 | - 0,0646 | - 0,0792 | - 0,1273 | } δ C km/s |
| 25,85 | 400 | 3,8677 | - 0,0474 | - 0,1002 | - 0,1536 | - 0,1972 | |
| 15,46 | 700 | 3,6997 | - 0,0784 | - 0,1649 | - 0,2263 | - 0,3360 | |

2.- 1er harmonique

Tableau III - 15

| | | | Addition de 1 km de sédiments | | | |
|------|------|--------|-------------------------------|----------|----------|----------------|
| Ts | n | C km/s | durs | moyens | tendres | non consolidés |
| 7,71 | 1180 | 4,3975 | - 0,0323 | - 0,1031 | - 0,1154 | - 0,2032 |
| 4,69 | 2575 | 3,3102 | - 0,0320 | - 0,0704 | - 0,0728 | - 0,1998 |
| 3,27 | 4300 | 2,8474 | - 0,1334 | - 0,2740 | - 0,3850 | - 0,4700 |

Comme pour la couche d'eau, les harmoniques sont plus sensibles que le mode fondamental à l'effet de variation d'épaisseur des couches sédimentaires.

III - 3.6 Influence de l'épaisseur de l'écorce "profonde"

Il s'agit de la couche de 19 km d'épaisseur du modèle A dont les paramètres sont $\alpha = 6,7$ km/s, $\beta = 3,8$ km/s, $\rho = 3,0$ g/cm³.

Le calcul a été fait pour un empiètement de 4 km de cette couche sur le manteau supérieur ($\alpha = 7,2$ km/s, $\beta = 4,15$ km/s, $\rho = 3,10$ g/cm³).

Sur le mode fondamental on a ;

pour n = 300 T = 33,83 s C = 3,93723 km/s : $\delta C = - 0,00788$ km/s
 n = 500 T = 21,01 s C = 3,80405 km/s : $\delta C = - 0,01274$ km/s
 n = 700 T = 15,45 s C = 3,69968 km/s : $\delta C = - 0,02430$ km/s
 n = 1180 T = 10,18 s C = 3,32960 km/s : $\delta C = - 0,01575$ km/s

Dans le cas du 1er harmonique,

pour n = 1180 T = 7,71 s C = 4,39750 km/s : $\delta C = - 0,05520$ km/s
 n = 2575 T = 4,69 s C = 3,31020 km/s : $\delta C = - 0,00051$ km/s

L'effet est négligeable pour les périodes plus petites.

III - 3.7 Vérifications

Les vérifications portent sur les paramètres du modèle B qui a été utilisé pour l'étude des coefficients d'influence.

Pour cela, on a calculé C' correspondant à T , après modification du seul paramètre étudié, d'une quantité connue δ , pour comparer ensuite la variation $\Delta C'$ avec la variation théorique ΔC donnée par $\Delta C = \delta \times$ coefficient d'influence du paramètre pour la période T .

Ecorce non sédimentaire

Tableau III - 16

| $\Delta\beta = 0,2 \text{ km/s}$ | | |
|----------------------------------|--------------|---------|
| Ts | 34,5 | 15,5 |
| ΔC | + 0,014 km/s | + 0,065 |
| $\Delta C'$ | + 0,015 | + 0,050 |

Tableau III - 17

| $\Delta\alpha = + 0,3 \text{ km/s}$ | | |
|-------------------------------------|---------|---------|
| T | 39,8 | 15,8 |
| ΔC | + 0,015 | + 0,026 |
| $\Delta C'$ | + 0,016 | + 0,029 |

Manteau supérieur

Tableau III - 18

| $\Delta\beta = + 0,2 \text{ km/s}$ | | | | |
|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| T | 34,0 | 25,8 | 21,5 | 16,0 |
| ΔC | + 0,121 | + 0,121 | + 0,110 | + 0,084 |
| $\Delta C'$ | + 0,115 | + 0,120 | + 0,120 | + 0,095 |

Couche à faible vitesse

Tableau III - 19

| $\Delta\beta = + 0,3 \text{ km/s}$ | |
|------------------------------------|---------|
| T | 35,0 |
| ΔC | + 0,021 |
| $\Delta C'$ | + 0,017 |

Les résultats coïncident à 9 % près en moyenne.

III - 3.8 Influence des paramètres
sur la vitesse de groupe U.

Dans l'étude expérimentale qui suivra, on mesurera U et T. Il est donc nécessaire de connaître l'influence sur U des paramètres des milieux traversés.

Considérons l'équation $U = C + (n + \frac{1}{2}) \frac{dC}{dn}$

Le calcul de U_0 , correspondant à C_0 , n_0 déterminés sur un modèle donné, se fait grâce à la relation précédente dans laquelle on cherche une valeur approchée de $(\frac{dC}{dn})_{n_0}$ par une méthode d'interpolation, celle de NEWTON GREGORY, par exemple.

n_0 est encadré par les valeurs, $n_0 - 2h$, $n_0 - h$, $n_0 + h$, $n_0 + 2h$ (h petit par rapport à n) auxquelles correspondent les valeurs de C, calculées sur un modèle donné, C_{-2} , C_{-1} , C_1 , C_2 (notations de JEFFREYS, 1948).

$$\mu\delta C_0 = \frac{C_{-2} - C_2}{4} ; \mu\delta^2 C_0 = \frac{C_{-2} - C_{-1} - C_1 + C_2}{3} ; \mu\delta^3 C_0 = \frac{C_{-2} - 2C_{-1} + 2C_1 - C_2}{2}$$

$$U_0 = C_0 + (n_0 + \frac{1}{2}) \frac{1}{h} \left[\mu\delta C_0 - \frac{1}{3!} \mu\delta^3 C_0 + \dots + \frac{(-1)^n (n!)^2}{(2n+1)!} \mu\delta^{2n+1} C_0 + \dots \right]$$

Supposons, par exemple, que la variation $\Delta\beta$ du paramètre β d'une des couches du modèle, entraîne une variation $\Delta C_0 = X_0 \Delta\beta$

où X est le quotient $\frac{\Delta C}{\Delta\beta}$ étudié en III - 2 égal à $\frac{C}{2\beta} c\beta$

Calculons la variation ΔU .

X_{-2} , X_{-1} , X_0 , X_1 , X_2 correspondant à C_{-2} , C_{-1} , C_0 , C_1 , C_2

et en procédant comme on l'a fait plus haut,

$$\text{on trouve : } \mu\delta(C_0 + X_0 \Delta\beta) = \mu\delta C_0 + \frac{X_{-2} - X_2}{4} \Delta\beta$$

$$\text{et } \mu\delta^3(C_0 + X_0 \Delta\beta) = \mu\delta^3 C_0 + \frac{X_{-2} - 2X_{-1} + 2X_1 - X_2}{2} \Delta\beta$$

$$\text{d'où : } \Delta U_0 = U' - U_0 \approx C_0 + (n_0 + \frac{1}{2}) \frac{1}{h} \left[\frac{X_{-2} - X_2}{4} - \frac{1}{3!} \frac{X_{-2} - 2X_{-1} + 2X_1 - X_2}{2} \right] \Delta \beta ;$$

$$\Delta U_0 \approx \Delta C_0 + (n_0 + \frac{1}{2}) \frac{\Delta \beta}{6h} [X_{-2} + X_{-1} - X_1 - X_2] .$$

Si on se donne une variation $\Delta \beta$ dans une couche, la variation de $X = \frac{\Delta C}{\Delta \beta}$ (III - 2) étant connue, on en déduit ΔU_0 .

Dans l'annexe (III - 5.4) on donne 2 calculs de U par la formule de NEWTON GREGORY pour $n = 305$ et $n = 600$, on compare ces valeurs avec celles qui sont calculées plus grossièrement dans III.2. On montre quelle est l'influence de $\Delta \beta$ sur U.

Lorsque $X = \frac{\Delta C}{\Delta \beta}$ varie peu autour de la période T_0 , $U_0 \approx C_0$.

III - 3.9 Effet d'un talus et d'un escalier sur la propagation des ondes de Rayleigh.

Les développements qui suivent sont qualitatifs et les calculs proposés sont établis sur des bases intuitives, car la difficulté dans la formulation mathématique, est de trouver un système de coordonnées élémentaires dans lequel on puisse, à la fois, décrire les fonctions de l'onde et les conditions aux limites.

Le fait d'admettre que les couches sont parallèles, dans le calcul théorique des couches de dispersion est une approximation qui permet d'aborder ce calcul.

Dans le cas d'un talus océanique, on peut, par un calcul établi à partir d'un raisonnement intuitif (TRYGGVASON, 1962) chercher les vitesses de phase C_0 ou de groupe U_0 correspondant à la période T_0 , à partir de la variation de C et U avec l'épaisseur de la couche d'eau.

Entre 2 points de profondeur H_1 et H_2 , h variant linéairement entre H_1 et H_2 :

$$C_0 = \int_{H_1}^{H_2} C_h \frac{dh}{H_2 - H_1} \approx \frac{1}{H_2 - H_1} \sum_{h=H_1}^{h=H_2} C_h \Delta h.$$

Pour la période T_0 on pointe les valeurs de C ou de U correspondant à des couches parallèles d'épaisseur comprise entre H_1 et H_2 et on intègre graphiquement pour en déduire C_0 ou U_0 .

A période égale, on peut alors chercher la différence entre la vitesse ainsi obtenue et celle que l'on obtiendrait si, au lieu d'un talus, on avait une couche d'eau d'épaisseur constante égale à $H_1 + H_2$. Il s'agit là de la comparaison entre 2 approximations.

Cet écart est négligeable pour le mode fondamental lorsque $T > 15$ s ; pour les périodes plus courtes (harmoniques en particulier) il peut être important.

L'application de cette "correction" aux vitesses de groupe des harmoniques pour des profils bathymétriques assimilables à des talus, montre que l'approximation de TRYGGVASON conduit à des résultats plus homogènes,

que l'approximation de la couche d'eau d'épaisseur constante (cf. III - 3-4 - fig. III.15).

Effet d'un angle et d'un escalier

Plusieurs auteurs ont cherché à calculer, sur des modèles très simples (demi-espace homogène isotrope élastique), l'influence d'un angle ou d'une marche d'escalier, sur la propagation des ondes.

E.R. LAPWOOD (1961) étudie les changements dans les composantes des déplacements autour d'un coin; J.A. HUDSON et L. KNOPOFF (1964) établissent sur un modèle très simple la transmission et la réflexion des ondes de surface à un coin. Mais l'étude expérimentale par W.L. PILANT, L. KNOPOFF et F. SCHWAB (1964) montre que le coefficient de transmission de tension théorique $A_T = \frac{\sigma_t(x)}{\sigma_0(x)}$ est inférieur au coefficient observé, de même pour le coefficient de réflexion de tension $A_r = \frac{\sigma_r(x)}{\sigma_0(x)}$ qui est inférieur au coefficient observé pour un angle $30^\circ < \theta < 70^\circ$ et $90^\circ < \theta < 110^\circ$ (fig. III.15).

La transmission au passage d'une marche d'escalier a été étudiée théoriquement par A.K. MAL et L. KNOPOFF, toujours sur un demi-espace homogène, isotrope, élastique limité par une surface horizontale interrompue par un escalier. Le fait que le calcul donne des coefficients de transmission et de réflexion des tensions nettement inférieurs à ceux obtenus par l'expérience serait dû, d'après ces auteurs, au fait qu'on est obligé de négliger l'effet de diffraction du coin.

L'analyse photoélastique de la propagation des ondes de Rayleigh au passage d'une marche d'escalier a été faite par J.W. DALLY et D. LEWIS (1968). Les observations portent sur 6 modèles pour lesquels h/λ varie de 0 à 1,1 (h est la hauteur de la marche, λ la longueur d'onde). La propagation se fait dans le sens de la marche descendante.

Lorsque h/λ croît de 0 à 1,1, A_t varie de 1 à 1,5, A_r croît de 0 à 0,7 (fig. III.16). Les coefficients relatifs à la transmission et à la réflexion des déplacements, D_t et D_r sont étudiés dans les mêmes conditions.

Essai d'application au cas des séismes des Nouvelles Hébrides

La figure III.17 représentant les profils bathymétriques dans le plan de propagation Iles Santa Cruz - Port-Vila, montre que plusieurs objections peuvent être faites à l'application des expériences précédentes.

1°- La réalité est difficilement assimilable aux structures simples de la marche d'escalier.

2°- Le milieu n'est pas un demi-espace infini, homogène, isotrope, élastique et son hétérogénéité produit la dispersion des ondes de surface.

3°- L'étude théorique faite sur le mode fondamental, peut-elle être étendue au cas des modes harmoniques ?

Dans l'hypothèse où les conditions particulières seraient assimilables aux conditions simples étudiées sur les modèles, cherchons l'effet d'une marche sur la propagation des ondes de 40 s et 13 s de période du mode fondamental.

$$\begin{array}{ll} \text{pour } T = 40 \text{ s} & \lambda \neq 160 \text{ km} , \\ T = 13 \text{ s} & \lambda \neq 47 \text{ km} , \end{array}$$

une marche de $h = 1 \text{ km}$: $h/\lambda = 1/160$ et $1/47$; $A_t \neq 1$ $D_t \neq 1$; l'effet est négligeable.

Pour le 1er harmonique : $h = 1 \text{ km}$
 $100 \text{ km} < \lambda < 7,75 \text{ km}$

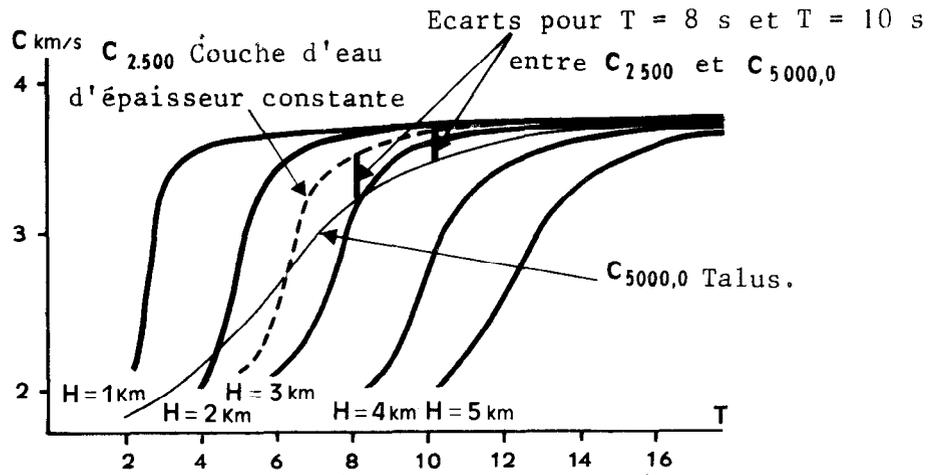
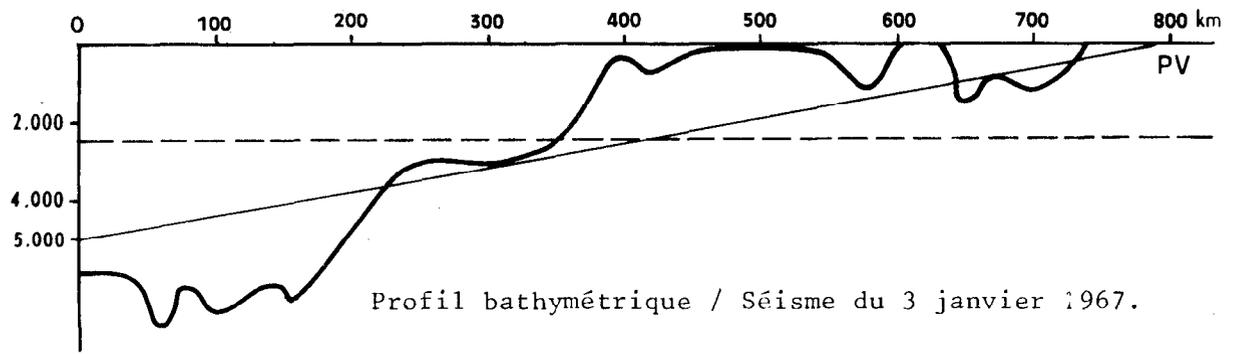
$$\text{L'effet maximum pour } h/\lambda = 0,13 \text{ donne } \begin{array}{ll} A_t \neq 1 & D_t = 1 \\ A_r = 0,22 & D_r = 0,2 ; \end{array}$$

$$h = 2 \text{ km}, h/\lambda = 0,26 \quad \begin{array}{ll} A_t = 0,9 & D_t = 1,4 \\ A_r = 0,6 & D_r = 0,5 . \end{array}$$

Pour le 2ème harmonique , on trouve :

$$\begin{array}{lll} \text{pour } h = 1 \text{ km} & 0,9 < A_t < 0,95 & 1,2 < D_t < 1,4 \\ & 0,55 < A_r < 0,65 & 0,4 < D_r < 0,8 \\ \\ h = 2 \text{ km} & 0,65 < A_t < 0,95 & 1,05 < D_t < 1,15 \\ & 0,65 < A_r < 0,70 & 0,8 < D_r < 1,2 . \end{array}$$

Si l'hypothèse énoncée plus haut était acceptable, il y aurait, le long du trajet emprunté par les ondes, des réflexions d'autant plus importantes que les périodes seraient plus petites. La marche descendante de 900 m environ, au-delà de la station de Port-Vila, sur le profil bathymétrique Ile Santa Cruz Port-Vila (fig.III.17) pourrait produire des ondes réfléchies. Les interférences, entre ces ondes et les ondes directes, seraient alors à l'origine des battements observés sur les enregistrements des harmoniques à Port-Vila (fig.III.18).



Coefficient de
 A_T = transmission des tensions
 φ = déphasage.

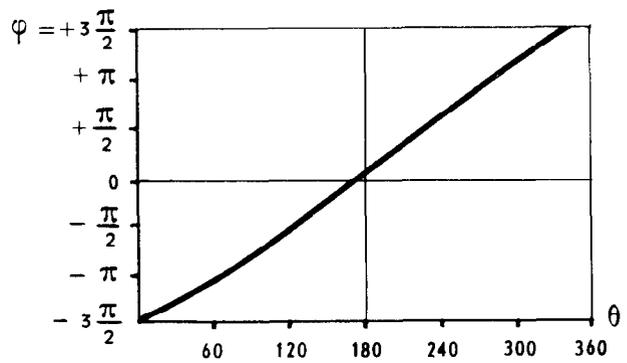
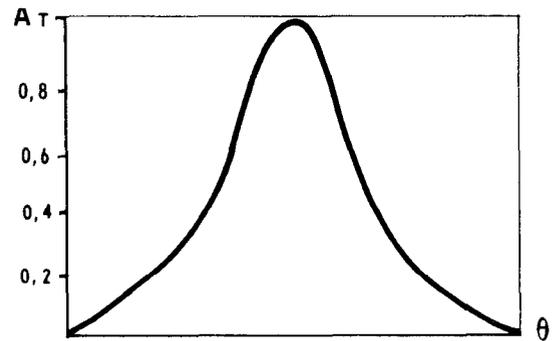
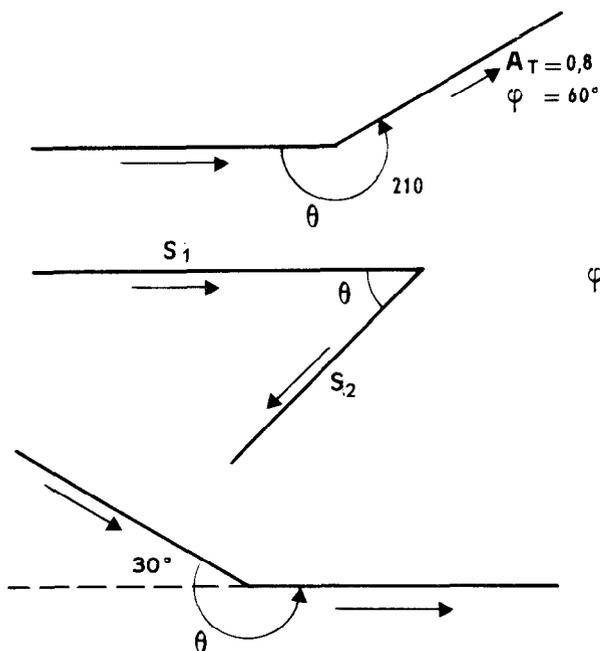


Fig. III.15 Effet d'un talus et d'un changement de pente sur les ondes de Rayleigh, d'après LAPWOOD.

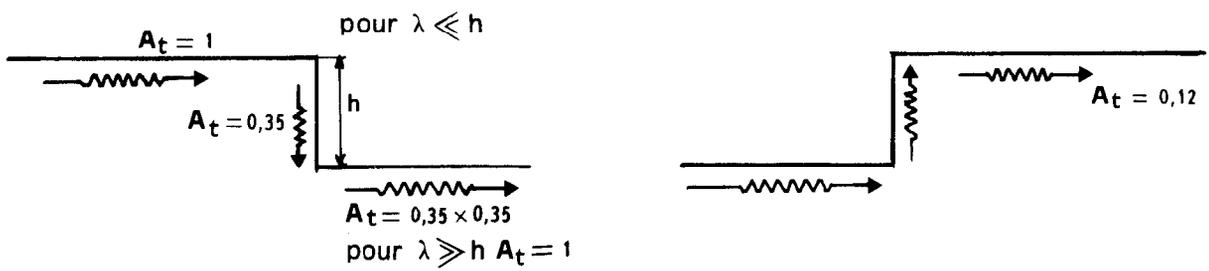
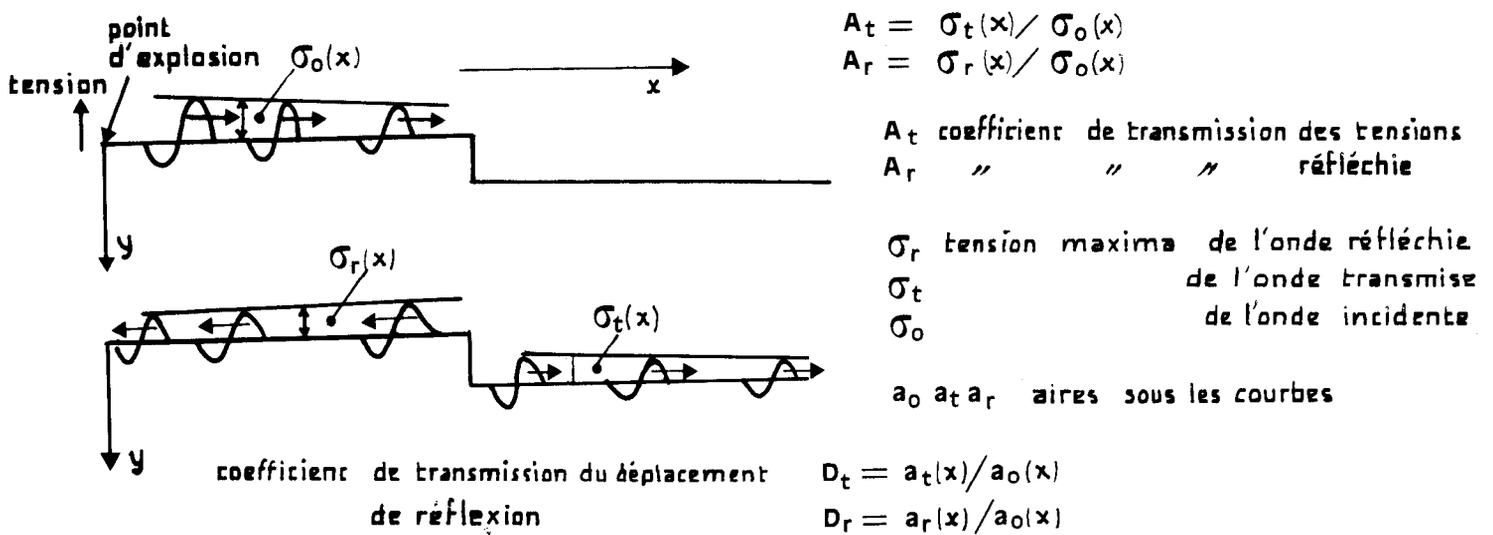


Fig. III.16 Passage d'un escalier par les ondes de Rayleigh, d'après J. DALLY et D. LEWIS.

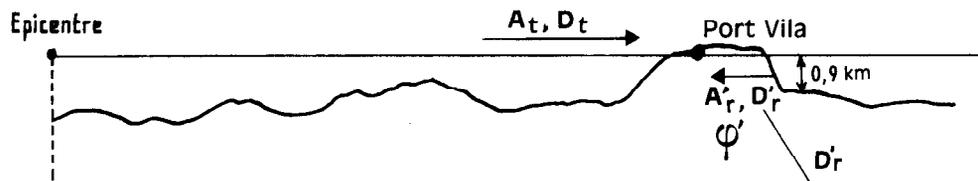


Fig. III.17

III.- Chapitre 4

R E S U L T A T S E X P E R I M E N T A U X

L'étude des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh, à Nouméa, Koumac et Port-Vila, porte sur une centaine de séismes du sud-ouest Pacifique (liste en annexe). Les trajets sismiques traversent des régions très diverses : bassins océaniques, aires continentales, fosses océaniques, arcs volcaniques. Mais la variété des directions de propagation permet, par recoupements, de dégager les principales unités structurales.

Avant de considérer l'étude systématique des régions intéressées, il convient de donner les méthodes de dépouillement et la précision des résultats obtenus.

III - 4.1 D é p o u i l l e m e n t d e s s i s m o g r a m m e s

a.- Vitesse de groupe

La technique classique consiste à pointer les numéros des crêtes et des creux en fonction de leur temps d'arrivée, pour prendre ensuite la pente de la courbe ainsi tracée. On reproche à cette technique (GOUDARZI 1967) de faire disparaître, par lissage, des accidents intéressants de la courbe de dispersion. Pour plus de précision, on considère alors chaque oscillation en affectant à sa période, temps entre deux crêtes ou deux creux ou deux zéros successifs, le temps de propagation correspondant au creux ou à la crête qu'ils encadrent. Les deux procédés ont été appliqués dans l'étude expérimentale qui suit. La distance épacentrale x (vitesse de groupe $U = x/\theta$) a été calculée comme

en 2ème partie. Le calcul a été poussé suffisamment pour ne pas introduire d'erreurs supplémentaires.

b.- Vitesse de phase

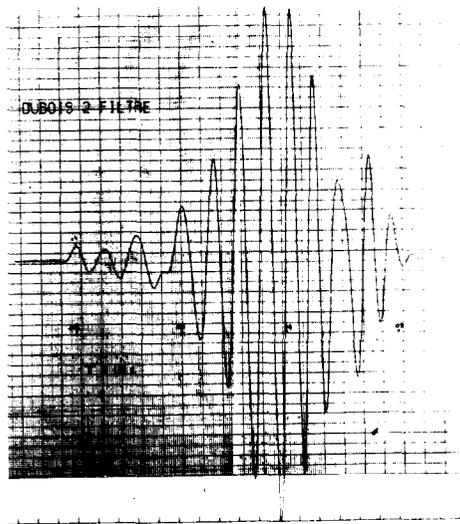
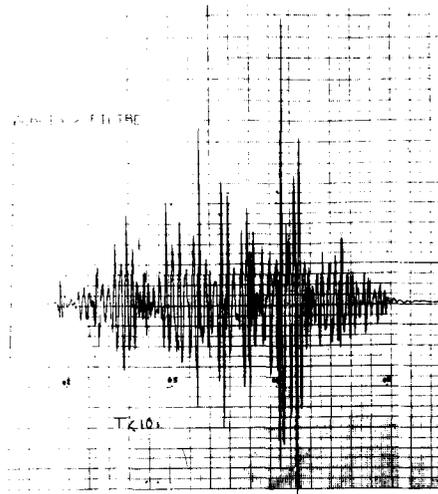
Les conditions requises pour mesurer convenablement les vitesses de phase sont de repérer en trois stations, peu éloignées les unes des autres (80 à 100 km), une même arche, crête ou creux de la même oscillation. Deux stations alignées avec l'épicentre peuvent suffire. GOUDARZI (1967) a étudié les conditions optima de cette méthode et les limites acceptables de l'angle formé par la direction de l'épicentre, avec celle que finissent les stations. Lorsque ces dernières sont plus éloignées, comme c'est le cas pour Nouméa, Koumac et Port-Vila (300 à 500 km), il est rare que l'on puisse reconnaître les mêmes phases sur les enregistrements. Dans le cas favorable d'un séisme des Tonga enregistré à Nouméa et Koumac (Azimut relatif 15°), on retrouve le même train d'ondes de Rayleigh dispersé (voir fig. III.40). Ces enregistrements seront étudiés en détail.

Remarque : BRUNE, NAFE et OLIVER (1960) ont proposé une méthode de calcul des vitesses de phase applicable à une seule station. Le calcul est intéressant pour l'étude de la phase à l'origine mais n'apporte pas de données complétant celles de la vitesse de groupe dont elle découle.

c.- Filtrage

Le long de l'arc des Nouvelles Hébrides, les ondes de Rayleigh du mode fondamental et les harmoniques sont superposées sur la plupart des enregistrements (fig. III.18). Leurs périodes étant très différentes, il est facile de les séparer dans la plupart des cas ; mais certaines oscillations de faible amplitude (du mode fondamental surtout) sont difficiles à reconnaître. On a appliqué, dans quelques cas, la technique du filtrage mathématique après dépouillement et digitalisation des données au coordinographe (Méthode de CONNES et NOZAN -1961 et programme PPGGAU sur UNIVAC d'ORSAY, écrit par GAULON). Pour satisfaire aux conditions posées, on élimine d'abord toutes les périodes inférieures à 10 s pour obtenir le mode fondamental ; puis, dans un 2ème passage, on élimine toutes les oscillations de périodes supérieures à 10 s pour ne garder que les harmoniques.

La figure III.19 illustre ces opérations sur le sismogramme du 1er janvier 1967.



Shunt - 30Ω

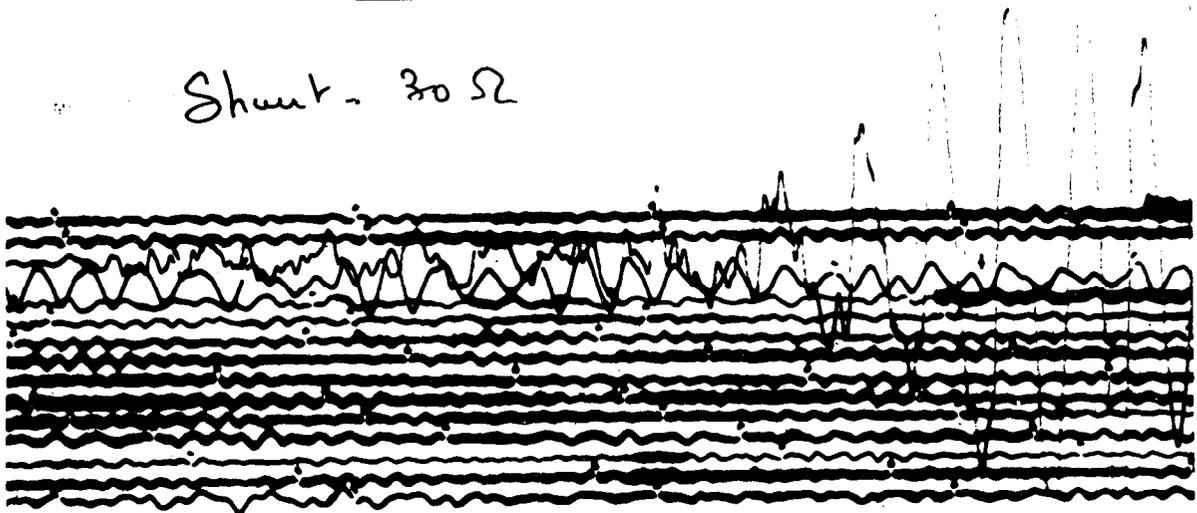


Fig. III.18 Opérations de filtrage de la ligne de transmission à l'aide d'un shunt.

III - 4.2 Calculs d'erreur

Ils portent sur les vitesses de groupe, de phase et les périodes utilisées dans les tracés des courbes de dispersion.

a.- Vitesse de groupe

$$U = x/\theta ; \text{ l'erreur sur } U \text{ comprend l'erreur } \delta x \text{ sur } x \text{ et l'erreur } \delta \theta \text{ sur } \theta : \quad |\delta U| = \left| \frac{\delta x}{\theta} \right| + \frac{x}{\theta^2} |\delta \theta|$$

- Erreur sur θ : elle se décompose en trois termes.

L'erreur due à l'appareillage ; l'utilisation d'une horloge à quartz et d'un enregistreur à déroulement régulier limite ce terme à une quantité certainement inférieure, en valeur absolue à 0,1 s.

Le déphasage en fonction de la période a été calculé avec précision. Une erreur de $\pm 0,1$ ou $\pm 0,2$ s peut exister sur sa valeur. Si l'on détermine la correction par la formule $\delta - T \frac{d\delta}{dT}$ (cf. chapitre 1), cette erreur porte sur le temps de propagation ; si l'on applique la formule $\frac{dT}{d\theta} \frac{d\theta}{dT}$, elle affecte la période.

L'erreur de lecture ; elle porte sur le temps d'arrivée de la phase considérée ; pour les grandes périodes (supérieures à 40 s) dont les maximum et les minimum d'amplitude sont difficiles à définir, elle peut être de ± 1 s ; on peut la réduire en lisant plutôt les zéros que les crêtes et les creux.

L'erreur due à l'incertitude sur l'heure origine H_0 ; cette erreur, qui dépend du degré de précision de la détermination de l'épicentre, est la plus difficile à évaluer.

- Erreur sur x : comme la précédente, elle provient de l'incertitude sur la position du foyer. La somme de ces erreurs constitue certainement le terme le plus important de l'erreur globale sur U .

Exemple : sur un séisme proche (condition la plus défavorable, c'est le cas des séismes des Nouvelles Hébrides enregistrés à Port-Vila)

$$x = 700 \text{ km ;}$$

$$\text{si } \delta x = \pm 5 \text{ km,}$$

$$\delta H_0 = \pm 0,5 \text{ s}$$

et si l'erreur de lecture y compris l'erreur instrumentale est égale à ± 1 s, l'erreur sur θ est $\pm 1,5$ s ; pour $U = 3,5$ km/s, on trouve : $\delta U = \pm 0,05$ km/s.

- Erreur sur la période : elle comprend deux termes.

L'erreur de lecture. Dans les plus mauvaises conditions, elle ne doit pas dépasser ± 2 s (voir plus haut).

L'erreur due à la correction de déphasage. Elle n'intervient que dans le cas de l'application de la 2ème méthode (cf. chapitre 1). Elle porte sur le terme correctif $\frac{d\alpha}{dT} \frac{dT}{d\theta}$. L'erreur sur $\frac{d\alpha}{dT}$, pente de la courbe donnant le déphasage en fonction de la période, est très petite ;

l'erreur sur $\frac{dT}{d\theta}$ répète les erreurs de lecture sur les périodes : $\frac{T_2 - T_1}{\theta_2 - \theta_1}$

pour deux périodes successives. Dans le cas de la mesure des temps d'arrivée de trois crêtes successives 1, 2, 3, on a :

$$\frac{T_2 - T_1}{\theta_2 - \theta_1} = \frac{tc_3 - tc_2 - tc_2 + tc_1}{tc_3 + tc_2 - tc_2 - tc_1} = \frac{tc_3 - 2tc_2 + tc_1}{tc_3 - tc_1}$$

Les erreurs sur tc_1 , tc_2 , tc_3 étant indépendantes les unes des autres, l'erreur sur $\frac{dT}{d\theta}$ est de ± 6 s dans les conditions les plus défavorables (cas de longues périodes et de faibles amplitudes). Le facteur $\frac{d\alpha}{dT}$ étant dans ce cas égal à $1/9$ ($T > 40$ s), l'erreur maxima sur le terme correctif est de $\pm 0,7$ s. L'erreur totale sur la période est donc inférieure à $\pm 2,7$ s. Pour les valeurs de T couramment dépouillées ici, comprises entre 15 et 30 s, cette erreur est certainement inférieure à ± 1 s.

b.- Vitesse de phase

Si t_1 est le temps d'arrivée d'une crête, par exemple, à la station 1 correspondant à la période T,

Si t_2 , est le temps d'arrivée de la même crête à la station 2

Si x_1 et x_2 sont les distances épicontrales,

la vitesse de phase de C est : $C = \frac{x_2 - x_1}{t_2 - t_1}$

Dans le cas où les stations 1 et 2 sont alignées avec l'épicentre, l'incertitude sur la position de l'épicentre n'intervient pas dans $x_2 - x_1$, de même que l'incertitude sur H_0 dans $t_2 - t_1$.

L'erreur sur C se réduit alors à l'erreur sur les lectures de t_1 et t_2 dont on sait, par un calcul précédant, qu'elle est inférieure

à ± 2 s ($\pm 0,5$ seconde au plus pour $T = 20$ s).

L'erreur sur T se réduit à l'erreur de lecture.

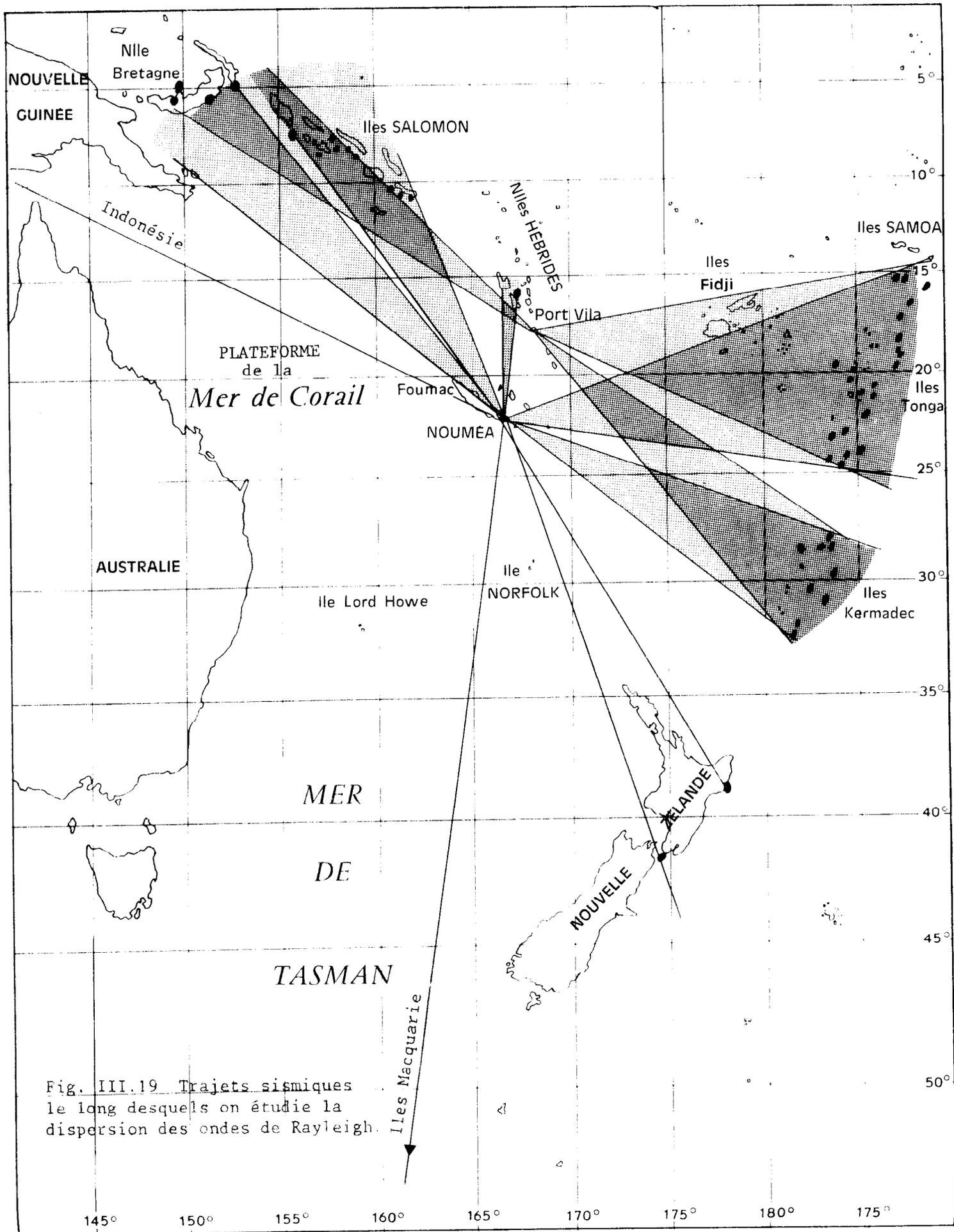


Fig. III.19 Trajets sismiques le long desquels on étudie la dispersion des ondes de Rayleigh.

c.- Intervalle de confiance

On peut avoir une idée de l'erreur sur la courbe moyenne de dispersion tracée à partir des données de plusieurs séismes. Pour cela, on calcule l'erreur probable sur la moyenne des vitesses de groupe, pour des périodes variant de 2 en 2 secondes. Dans les meilleures conditions, pour 9 séismes des Iles Kermadec, l'erreur probable varie de $\pm 0,023$ km/s (variance $\sigma^2 = 0,0096$) pour $T = 16$ s, à $\pm 0,006$ km/s ($\sigma^2 = 0,0007$) pour $T = 22$ s. (fig.III.29).

On verra, dans le paragraphe suivant, les raisons pour lesquelles l'exemple des séismes des Iles Kermadec est le plus significatif et donne la meilleure idée sur la précision des mesures.

Remarque : L'effet de l'incertitude sur la position de l'épicentre qui est le facteur le plus important de l'erreur sur U , agit dans le même sens sur toute la courbe de dispersion. Ainsi, même si l'erreur est grande, l'allure générale de la courbe n'est pas modifiée et les accidents intéressants, escalier, changements de pente, restent visibles.

En effet, une erreur de + 20 km sur la distance épacentrale se traduit par des translations de + 0,032 et + 0,038 km/s des points figuratifs de période 15 et 40 s.

III - 4.3 Le Sud-Ouest Pacifique : vitesses de groupe des ondes de Rayleigh à Nouméa, Koumac et Port-Vila

Notons d'abord que les enregistrements de Koumac n'apportent pas de données nouvelles, du fait de la proximité de cette station avec celle de Nouméa, et de la similitude des sites où elles sont installées (cf. les séismes de Nouvelle Bretagne et des Nouvelles Hébrides). Sur la carte (fig.III.19) figurent les régions couvertes par les trajets sismiques. L'influence de la couche d'eau étant importante pour la dispersion des ondes de Rayleigh, on a tracé les profils bathymétriques le long des principaux trajets envisagés.

Résultats : aspect général

Les figures n° 20 à 26 ont été tracées après application des corrections citées. Avant de considérer chaque région dans le détail, on constate, de façon générale, l'irrégularité de la largeur de la bande d'incertitude définie par les points expérimentaux.

Parmi les causes qui semblent être à l'origine de ces différences dans la répartition des données, on peut envisager :

- Les erreurs citées plus haut ;
- l'hétérogénéité des milieux traversés pour une région déterminée.

Sur les figures III.25 les trajets Iles Kermadec-Nouméa et Iles Kermadec-Port-Vila (9 et 5 séismes) donnent les meilleures répartitions et l'on constate sur la carte que la zone traversée par les ondes de Rayleigh est le Bassin Sud Fidji certainement homogène. Par contre, l'étalement des données, constaté sur les figures 23 - 24 (Iles Samoa-Nouméa et Iles Tonga-Port-Vila), peut correspondre au fait que l'éventail des trajets (carte) englobe des régions hétérogènes : bordures nord et sud différents suivant les séismes.

Une étude, séisme par séisme, devrait être entreprise pour ces régions, mais cela ne ferait que reporter les difficultés d'interprétation le long d'un trajet traversant des zones hétérogènes. Il ne peut s'agir dans cette étude générale, à l'échelle du Sud-Ouest Pacifique, que de dégager les grands traits structuraux.

L'étude plus précise des modèles est abordée dans deux cas particuliers : Nouvelles Hébrides et Nouvelle-Calédonie.

Résultats suivant les différents trajets sismiques

Pour chaque trajet on compare les courbes moyennes avec le modèle 1588 (KOVACH et PRESS 1961) de type océanique, le modèle 8043 de DORMAN, de type continental et les modèles de SAITO et TAKEUCHI, proposés pour le Sud-Ouest Pacifique. Ces derniers comprennent 7 groupes différents d'écorce, intermédiaires entre le groupe 1, océanique, et le groupe 7, continental. Dans chacun des 7 groupes, différents types de manteau sont envisagés et le chiffre représentatif du groupe est encadré de deux chiffres caractéristiques du manteau.

a.- Trajet Indonésie à Nouméa

Les ondes de Rayleigh provenant de trois séismes de l'Indonésie arrivent à Nouméa après avoir parcouru 65 % du trajet dans les régions continentales du nord de l'Australie et de la plate-forme de la mer de Corail. La similitude des groupes de dispersion avec celles du groupe 7 apparaît (fig.III.27).

Pour $20 < T < 32$ s 8-7-2, 9-7-1 conviennent (Halmahéra, Nouméa surtout).
 Pour $32 < T < 50$ s 8-7-1 et pour 50 s, 9-7-1 conviennent.

b.- Trajets Salomon, Nouvelle Bretagne à Nouméa Koumac et Port-Vila

L'ensemble des dispersions est comparable à celles du groupe 5 (fig.III.28): modèle 8-5-1 et 6-5-0. L'aspect le plus 'océanique' correspond aux trajets Salomon-Nouméa et Nouvelle Bretagne-Port-Vila.

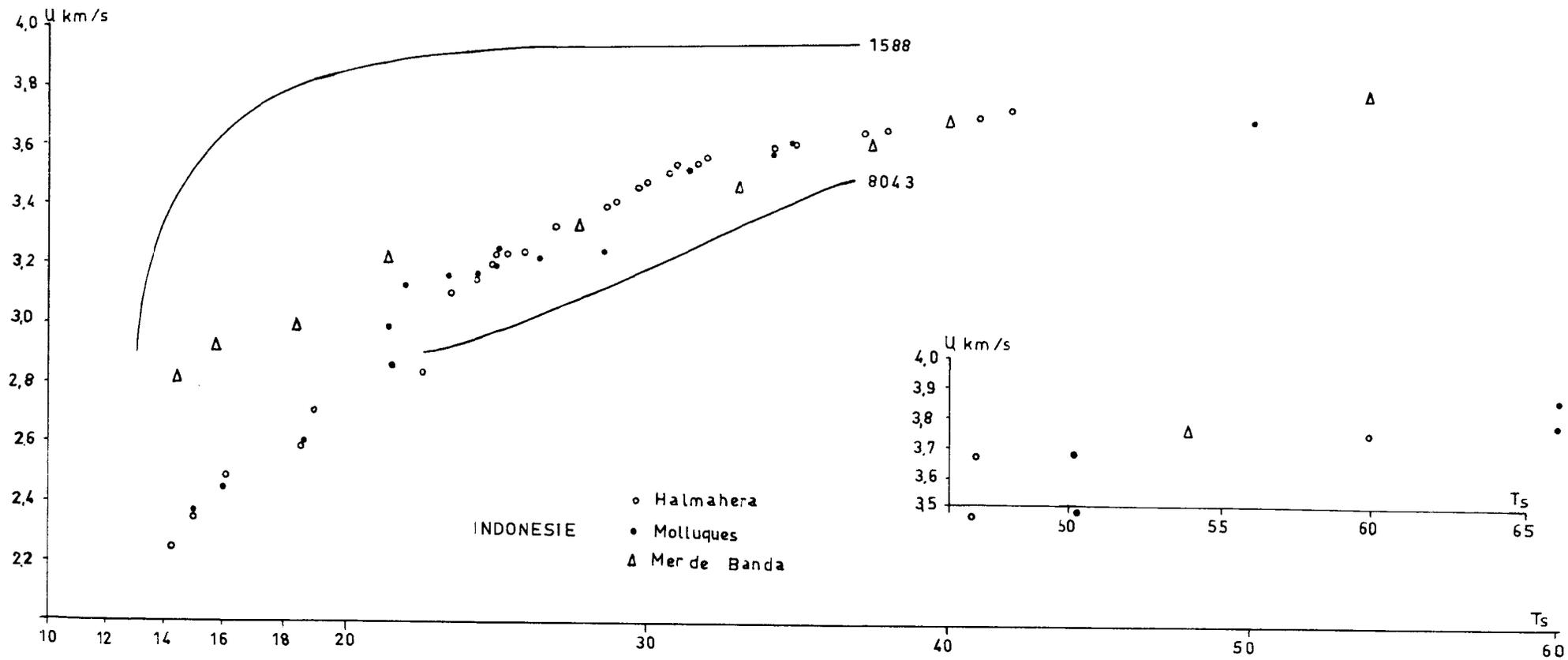


Fig. III.20

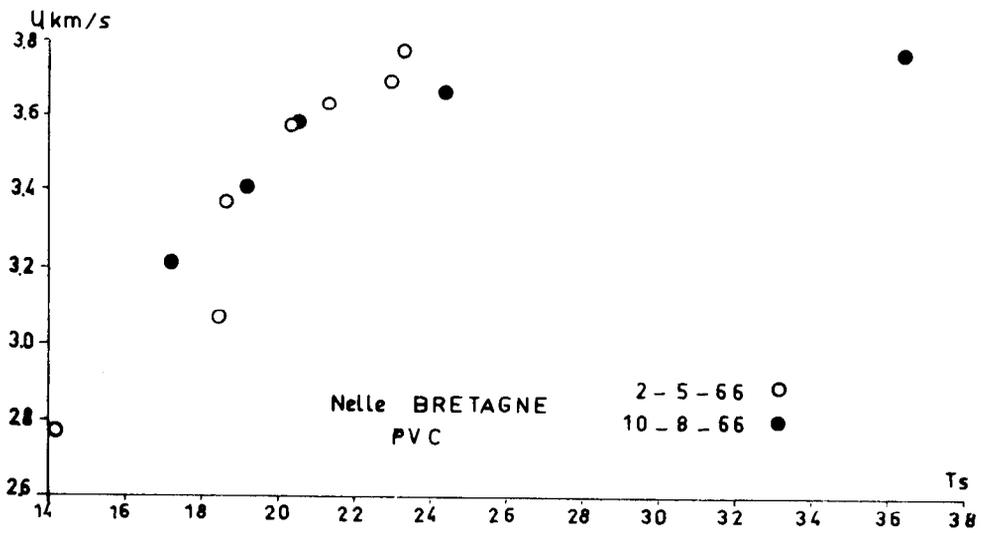
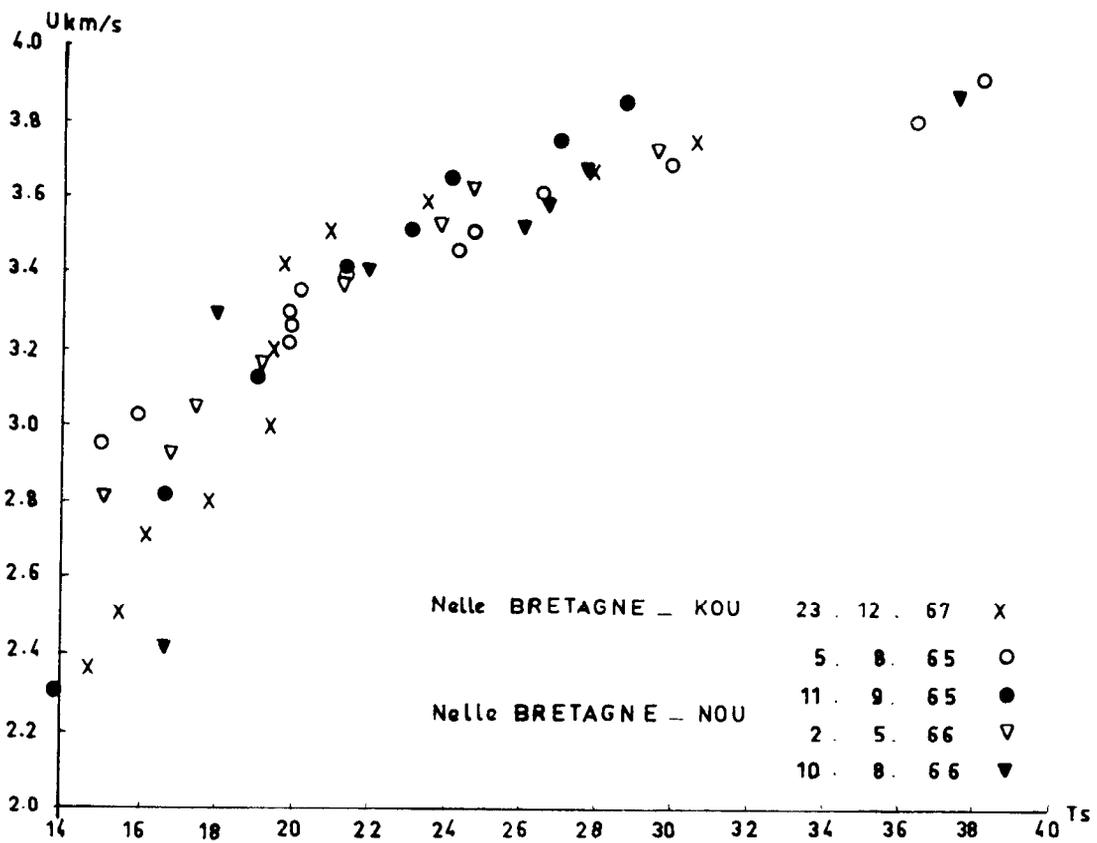


Fig. III.21

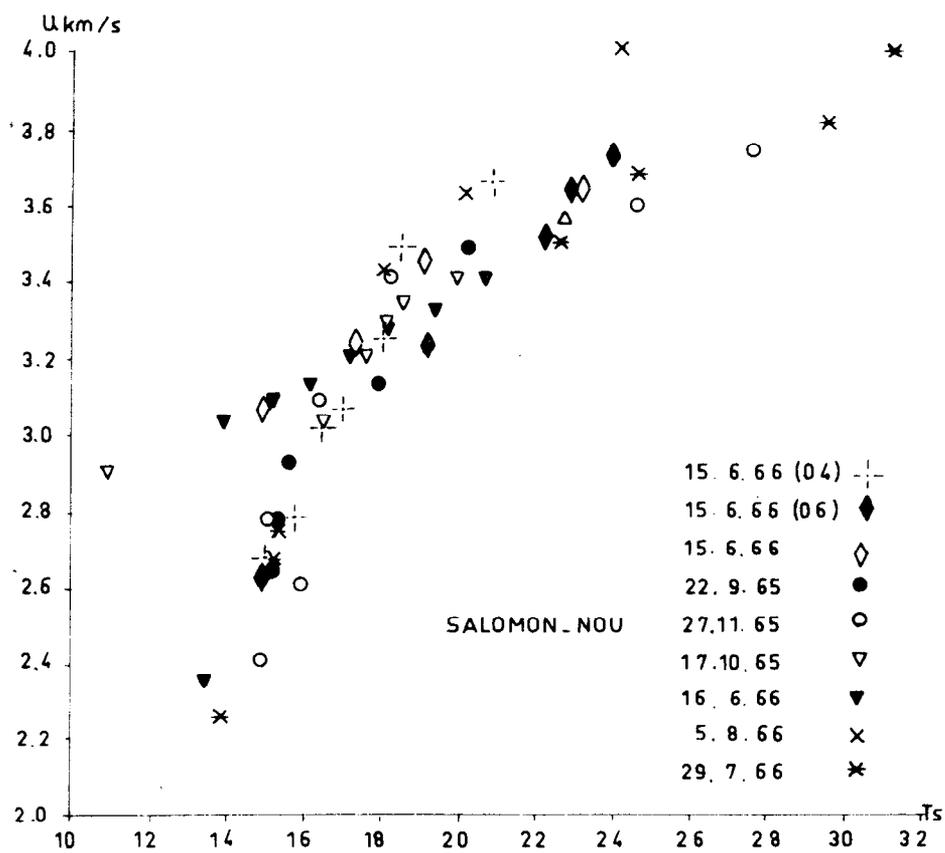
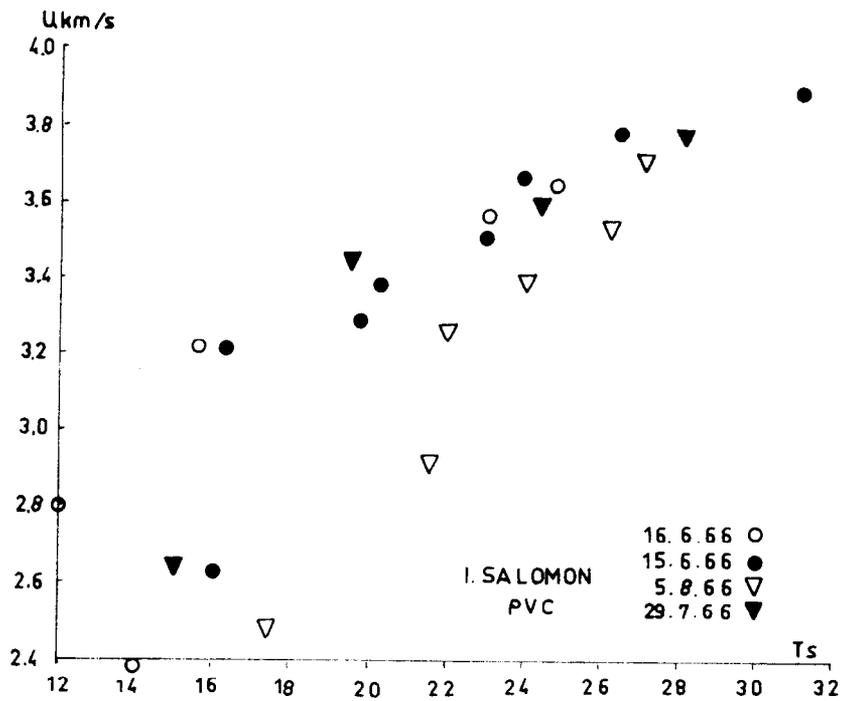


Fig. 111.22

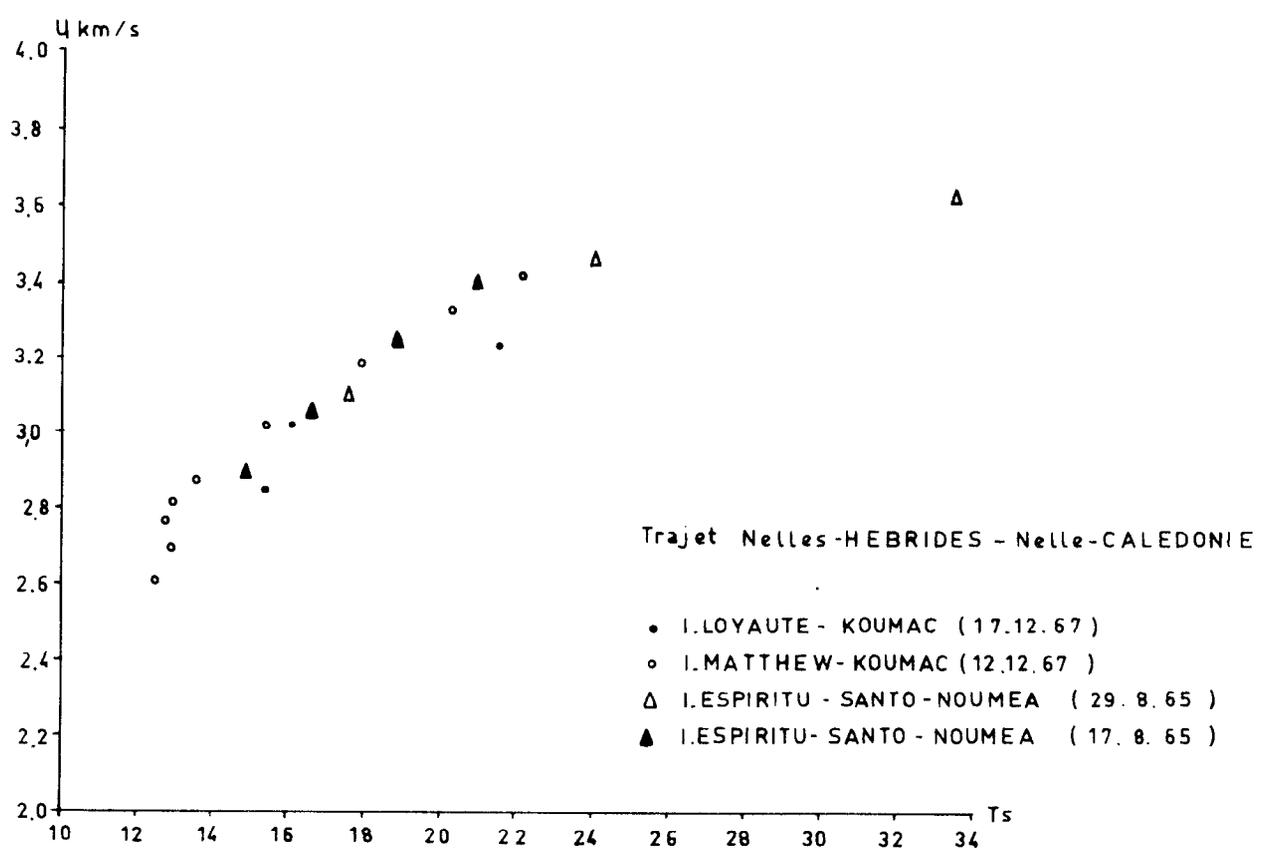
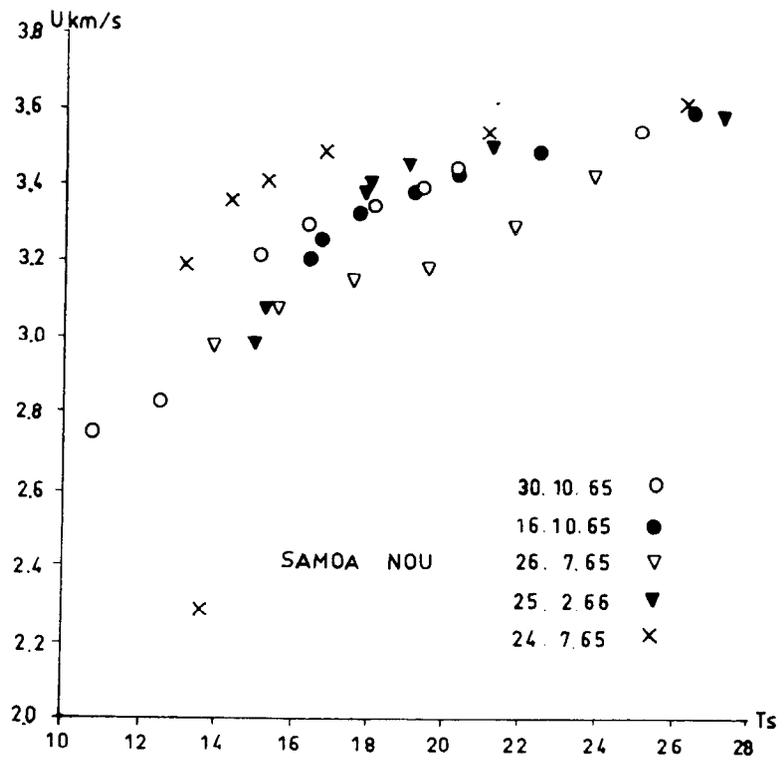


Fig. III.23

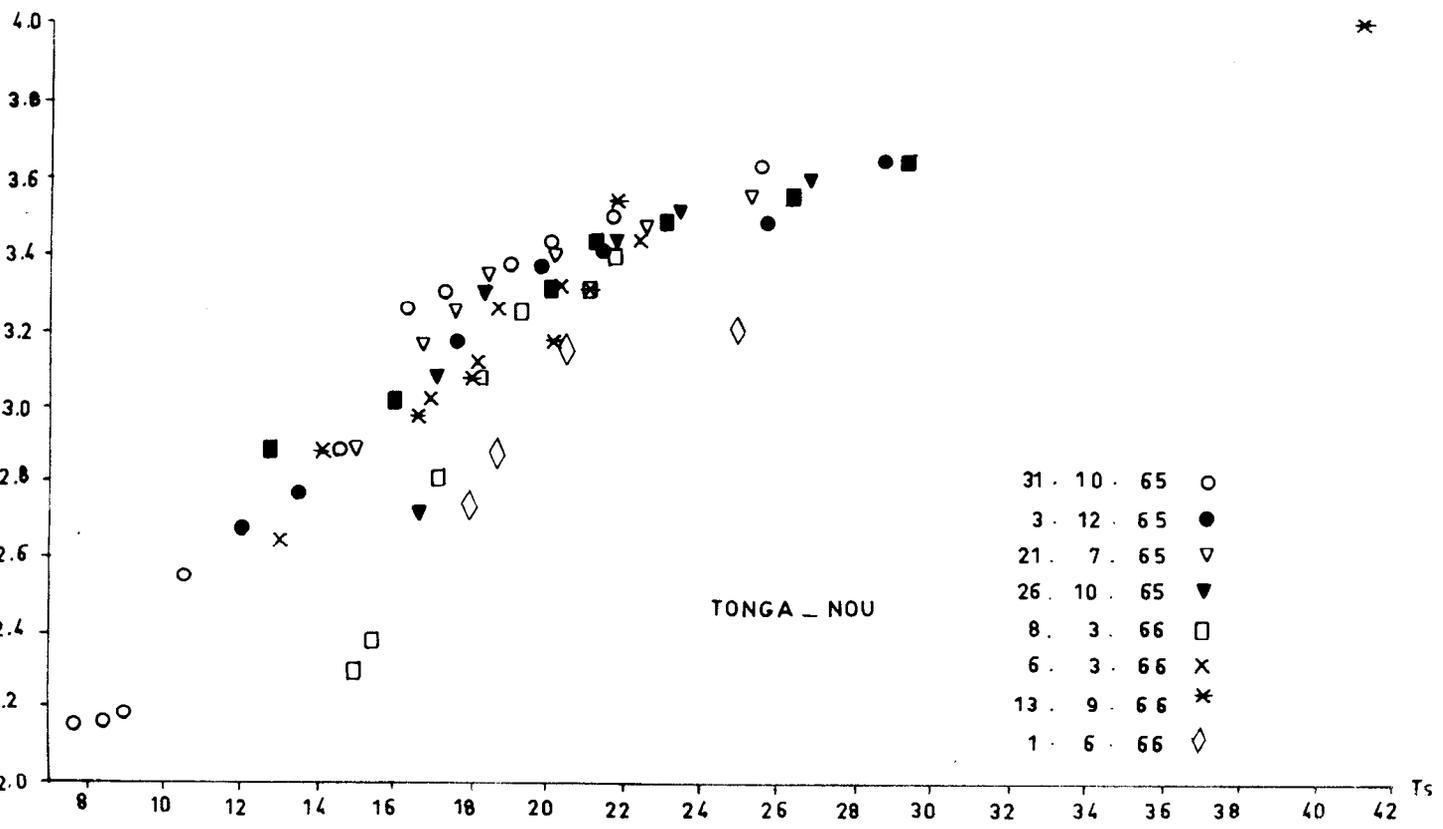
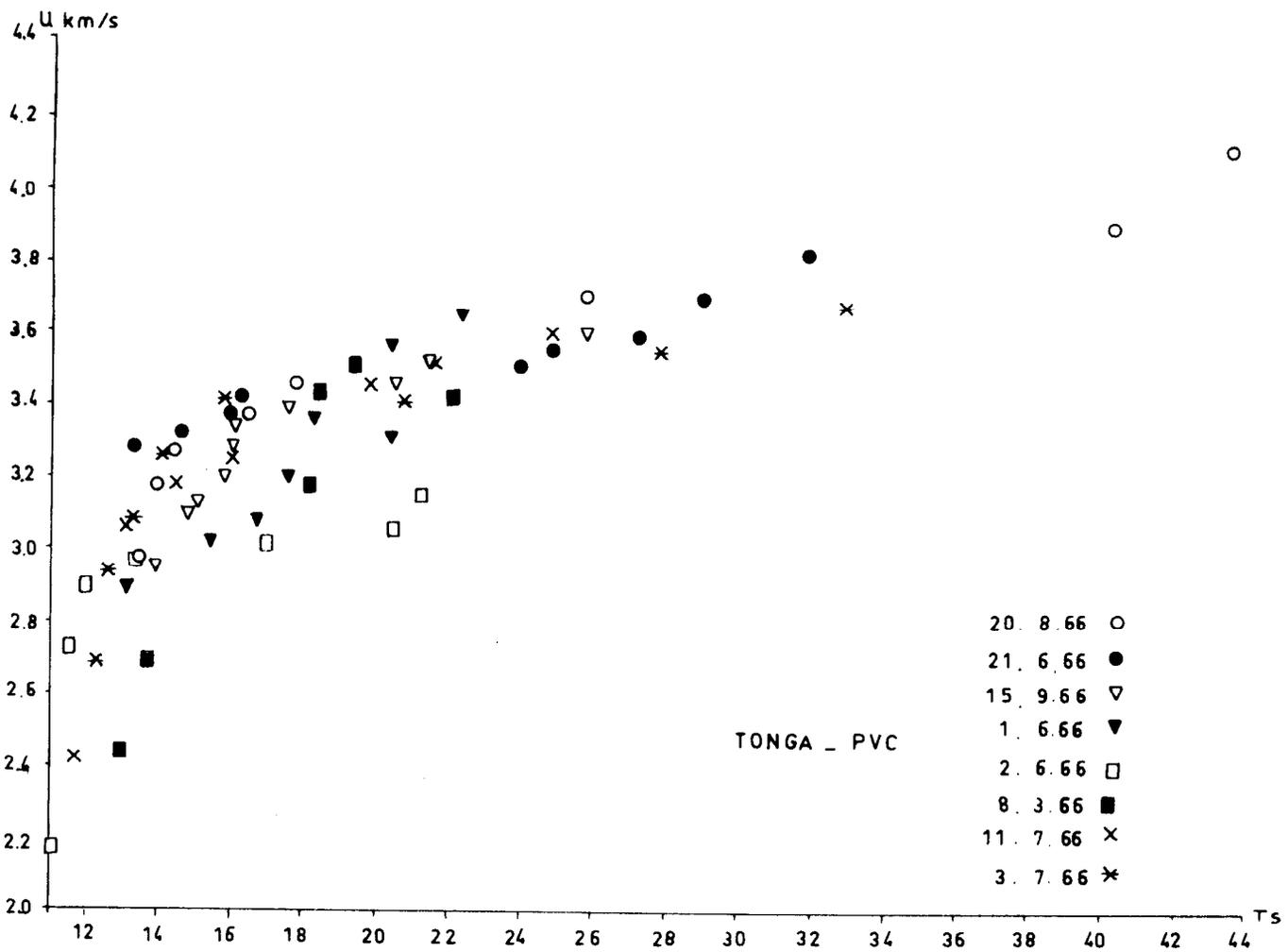
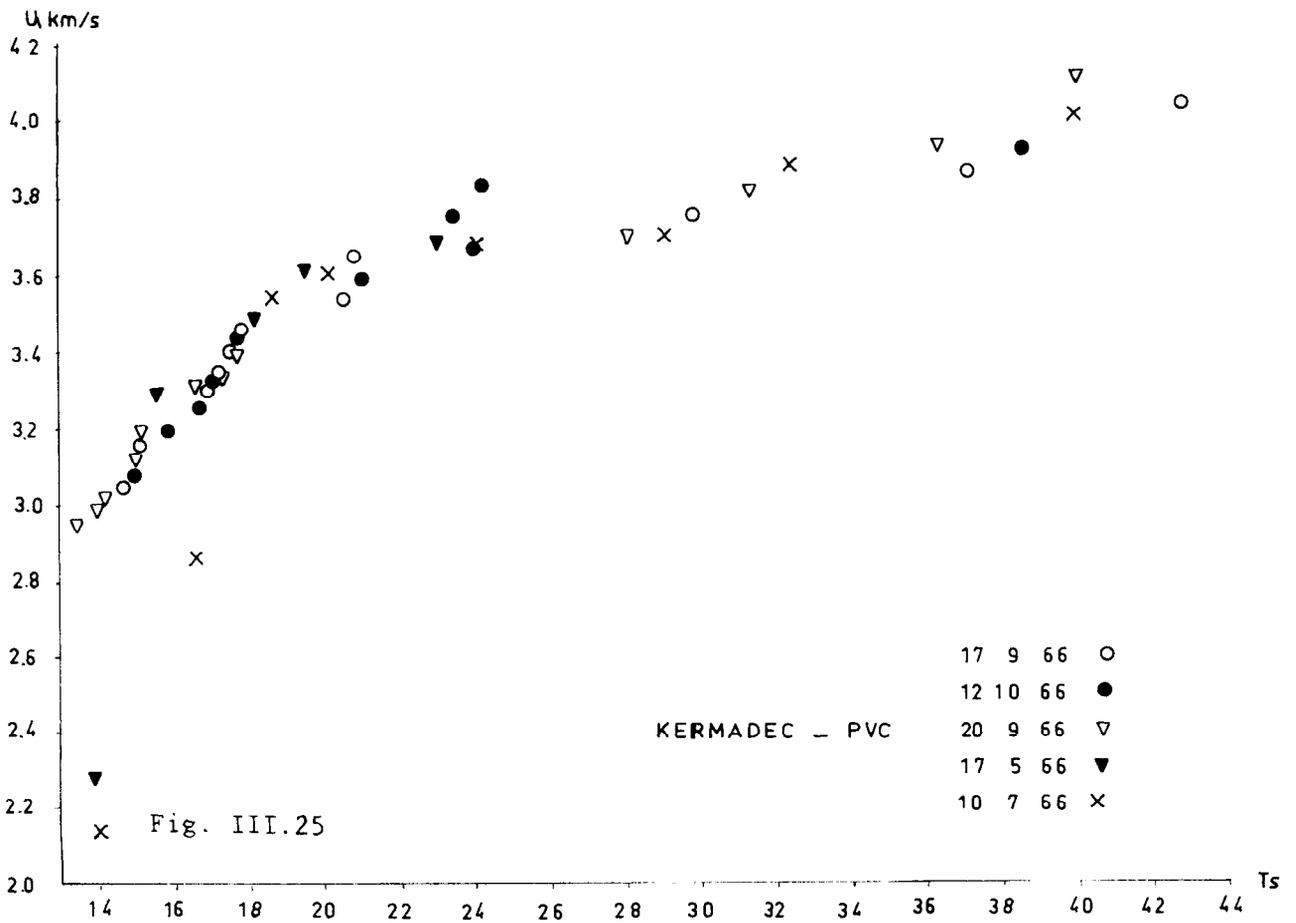
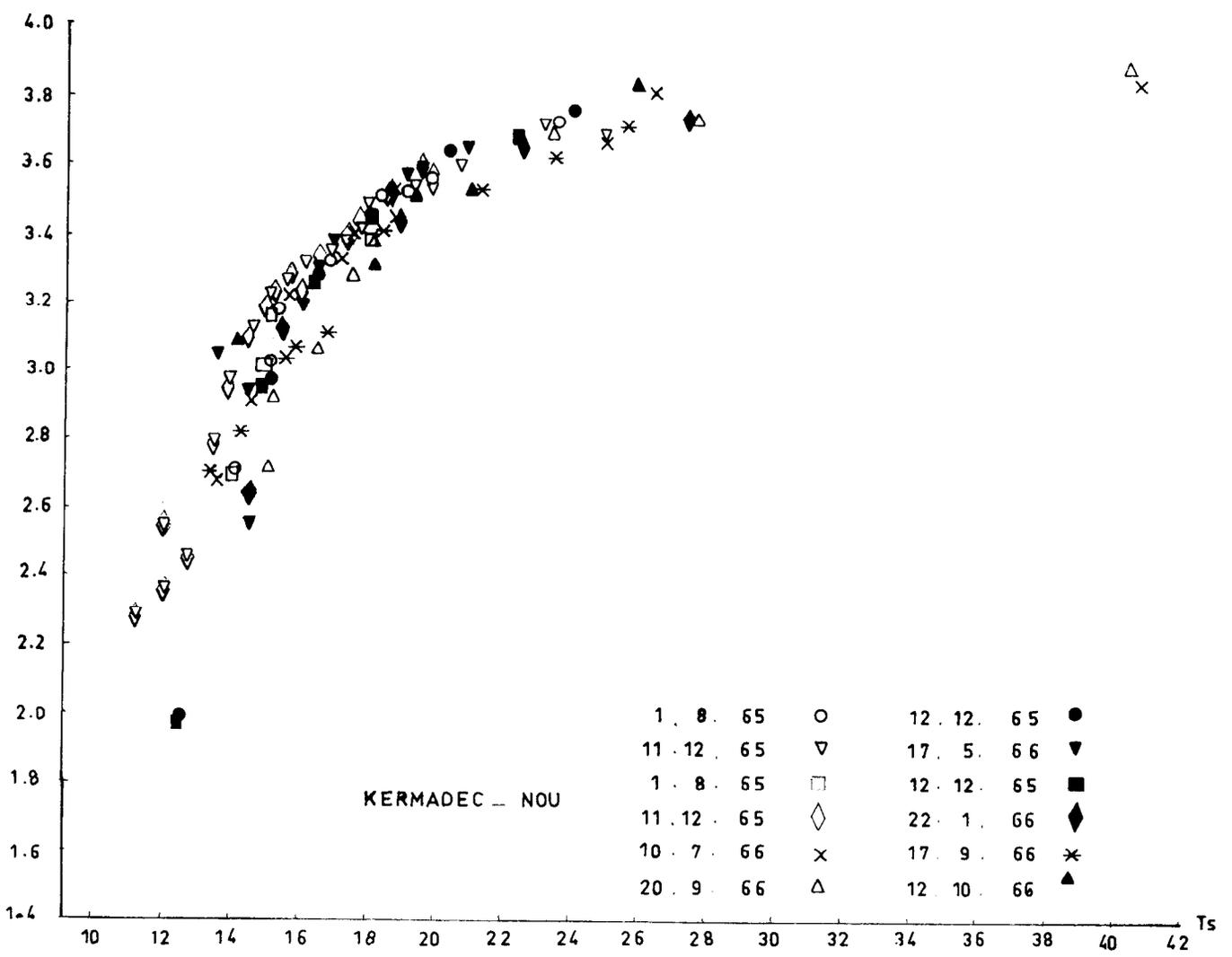


Fig. III.24



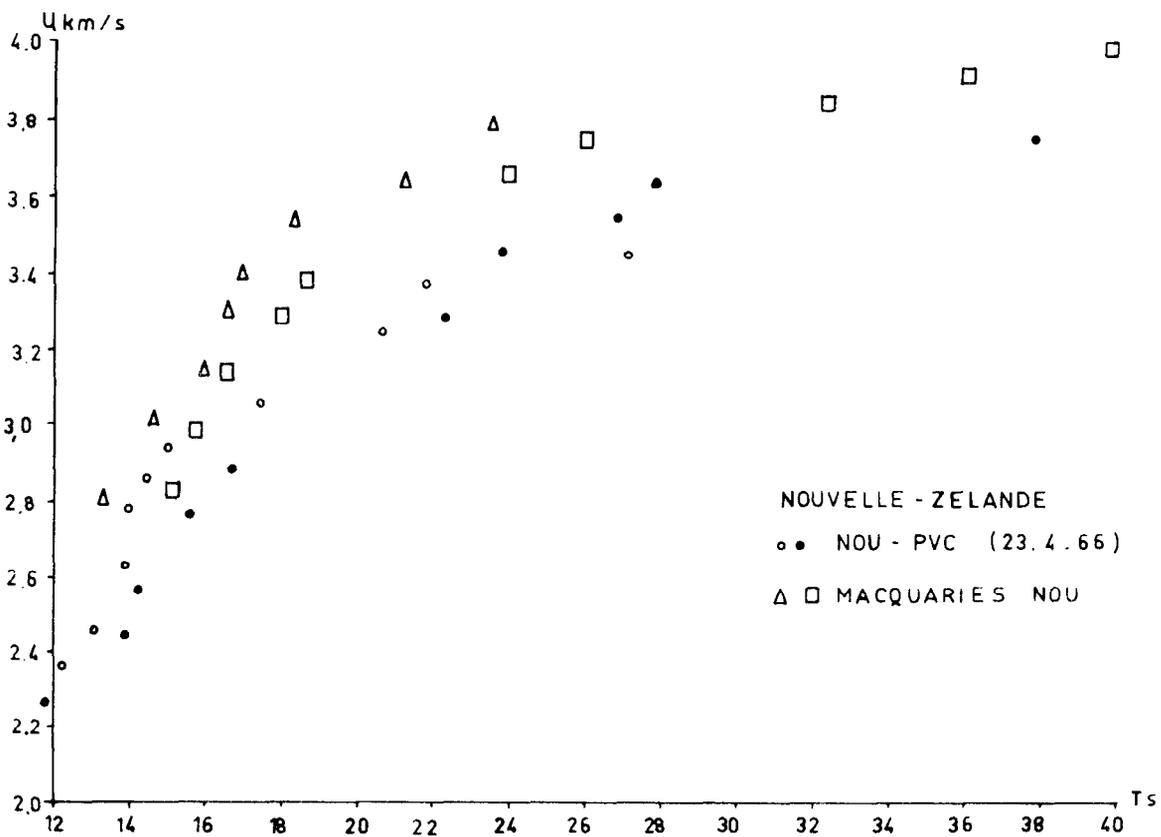
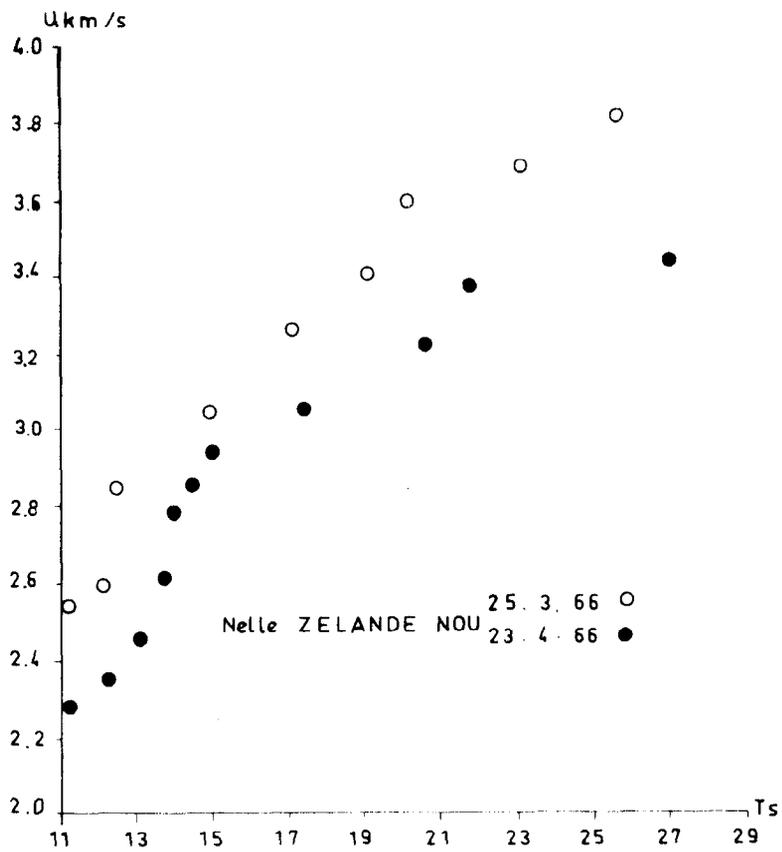
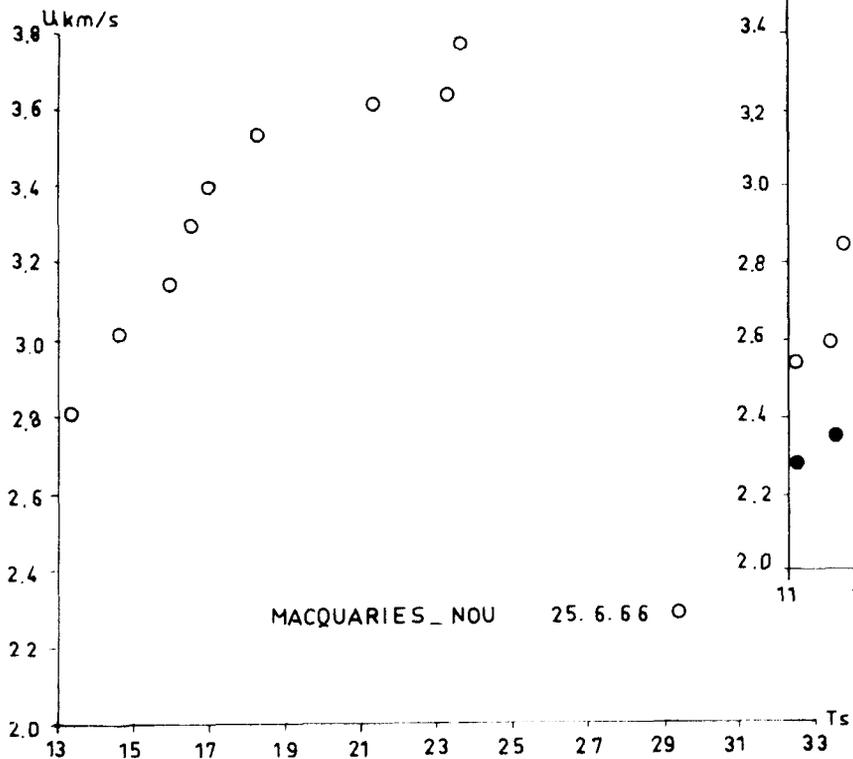


Fig. III.26

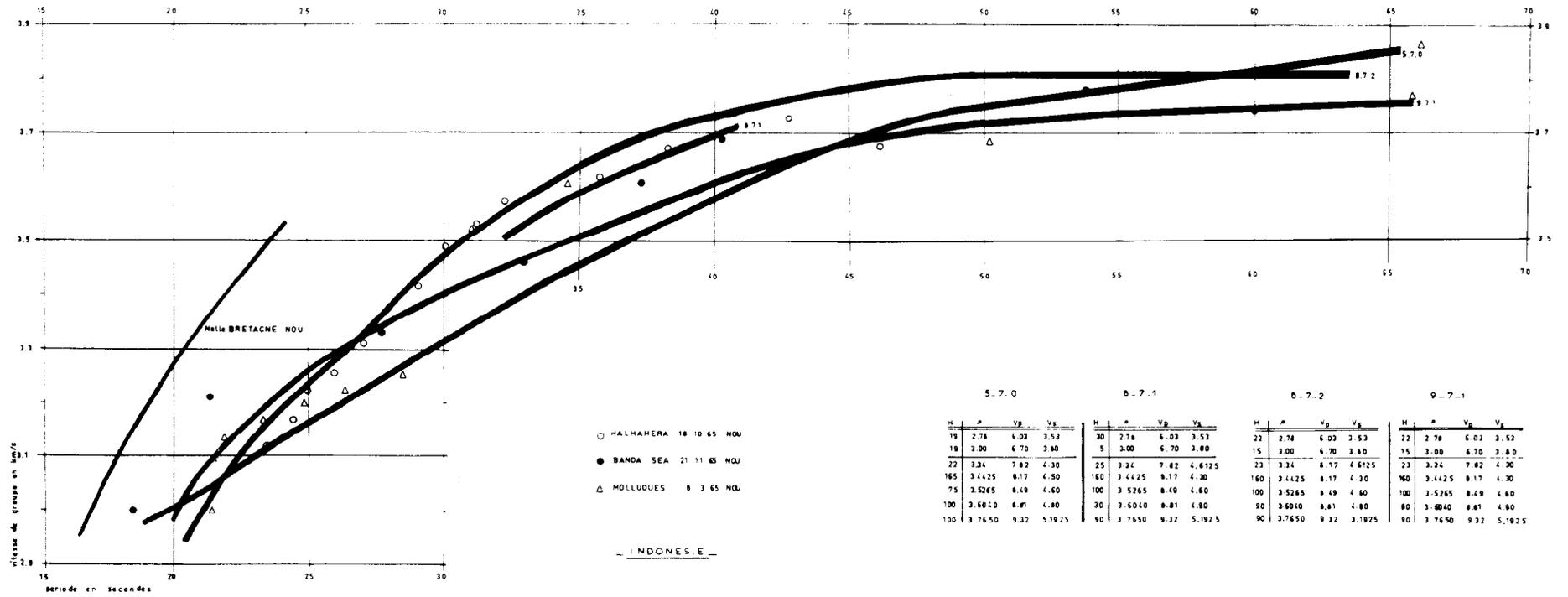


Fig. 111.27 Points expérimentaux et modèles de GUTER et CARPURI du groupe 7, séismes de l'Indonésie.

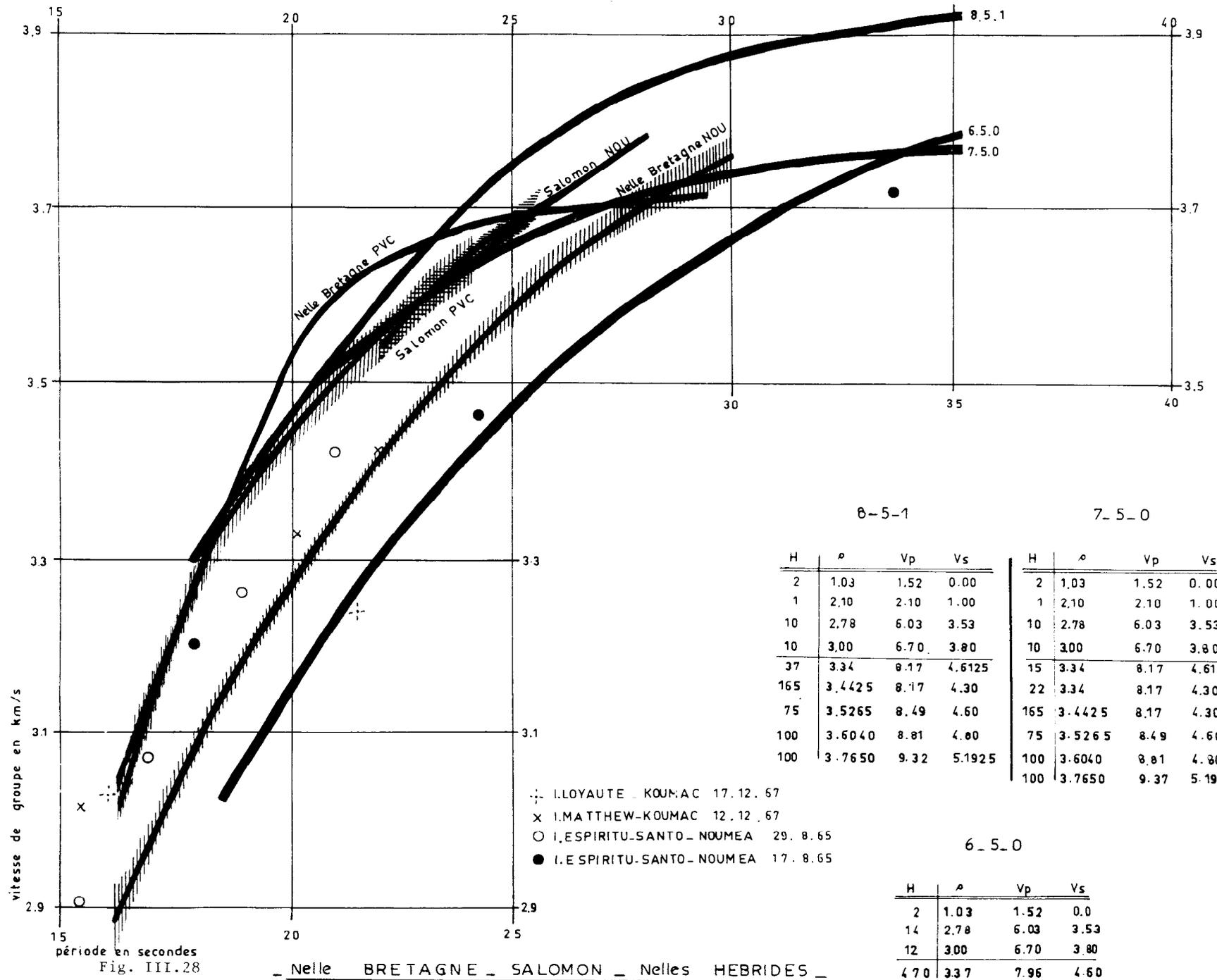


Fig. III.28

— Nlle BRETAGNE — SALOMON — Nelles HEBRIDES —

6-5-1

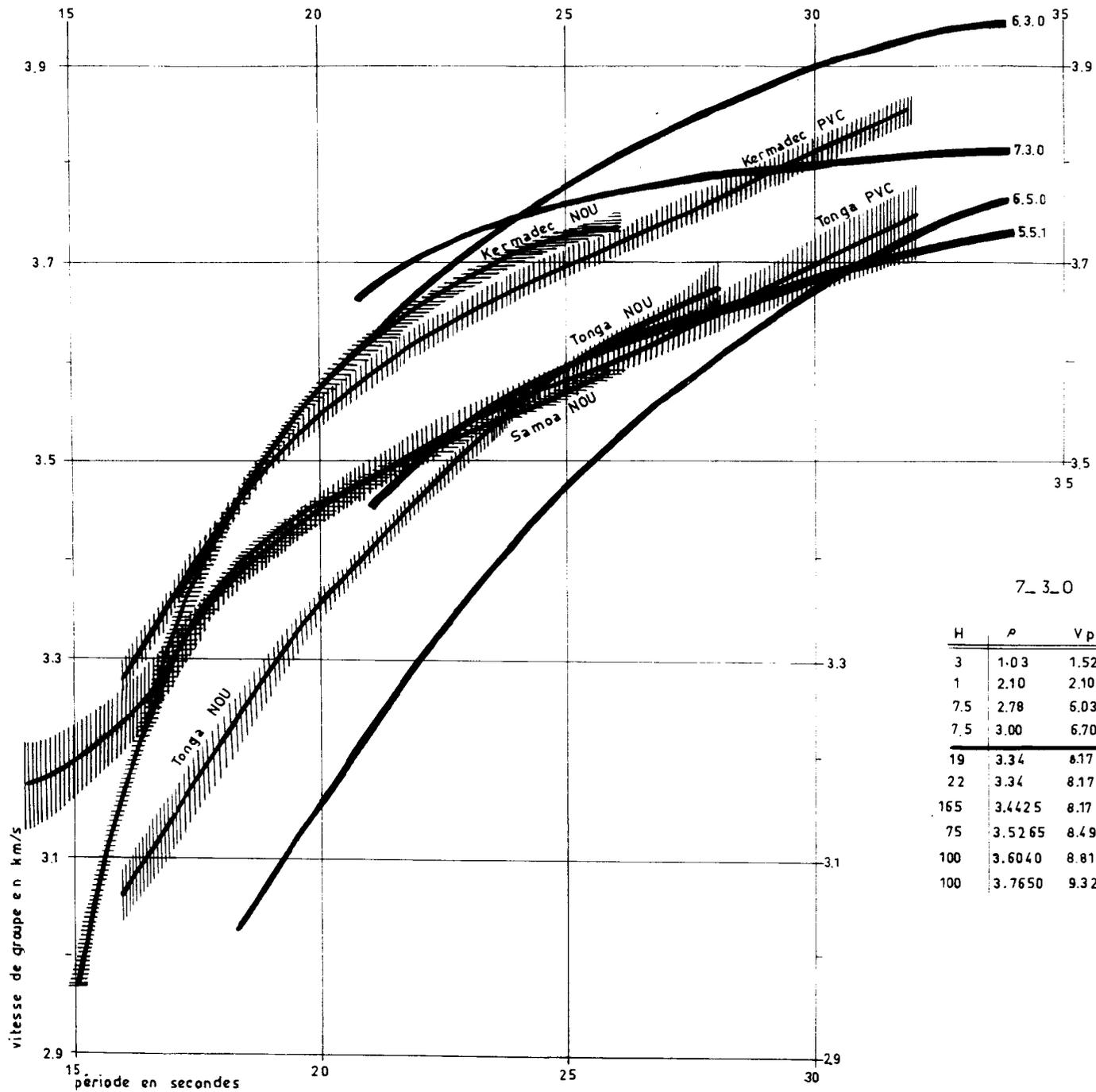
| H | ρ | Vp | Vs |
|-----|--------|------|--------|
| 2 | 1.03 | 1.52 | 0.00 |
| 1 | 2.10 | 2.10 | 1.00 |
| 10 | 2.78 | 6.03 | 3.53 |
| 10 | 3.00 | 6.70 | 3.80 |
| 37 | 3.34 | 8.17 | 4.6125 |
| 165 | 3.4425 | 8.17 | 4.30 |
| 75 | 3.5265 | 8.49 | 4.60 |
| 100 | 3.6040 | 8.81 | 4.80 |
| 100 | 3.7650 | 9.32 | 5.1925 |

7-5-0

| H | ρ | Vp | Vs |
|-----|--------|------|--------|
| 2 | 1.03 | 1.52 | 0.00 |
| 1 | 2.10 | 2.10 | 1.00 |
| 10 | 2.78 | 6.03 | 3.53 |
| 10 | 3.00 | 6.70 | 3.80 |
| 15 | 3.34 | 8.17 | 4.6125 |
| 22 | 3.34 | 8.17 | 4.30 |
| 165 | 3.4425 | 8.17 | 4.30 |
| 75 | 3.5265 | 8.49 | 4.60 |
| 100 | 3.6040 | 8.81 | 4.80 |
| 100 | 3.7650 | 9.37 | 5.1925 |

6-5-0

| H | ρ | Vp | Vs |
|-----|--------|------|------|
| 2 | 1.03 | 1.52 | 0.0 |
| 14 | 2.78 | 6.03 | 3.53 |
| 12 | 3.00 | 6.70 | 3.80 |
| 470 | 3.37 | 7.96 | 4.60 |



5_5_1

| H | ρ | Vp | Vs |
|-----|--------|------|--------|
| 2 | 1.03 | 1.52 | 0.0 |
| 1 | 2.10 | 2.10 | 1.00 |
| 10 | 2.78 | 6.03 | 3.53 |
| 10 | 3.00 | 6.70 | 3.80 |
| 15 | 3.34 | 8.17 | 4.6125 |
| 22 | 3.34 | 8.17 | 4.30 |
| 165 | 3.4425 | 8.17 | 4.50 |
| 75 | 3.5265 | 8.49 | 4.60 |
| 100 | 3.6040 | 8.18 | 4.80 |
| 100 | 3.7650 | 9.32 | 5.1925 |

7_3_0

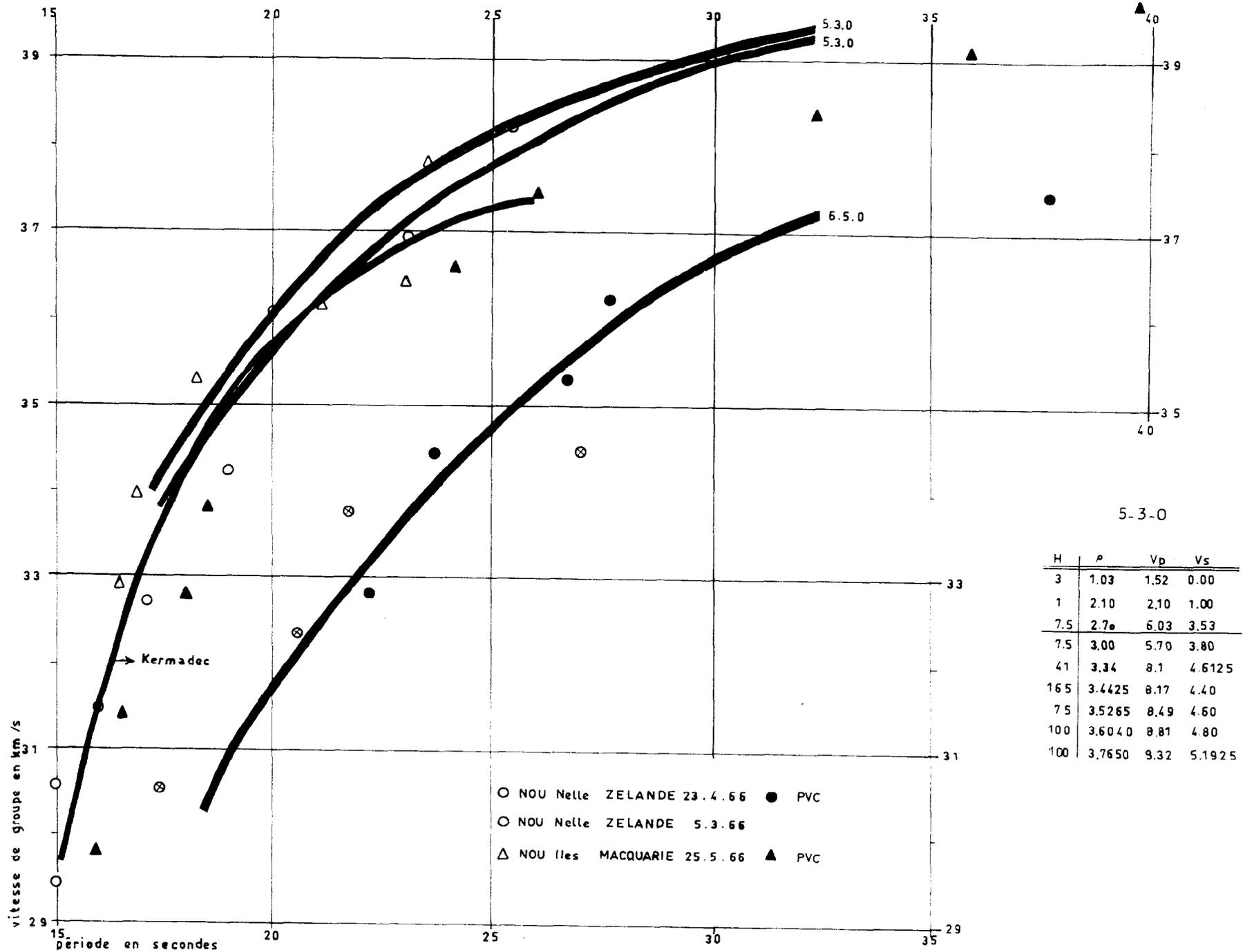
| H | ρ | Vp | Vs |
|-----|--------|------|--------|
| 3 | 1.03 | 1.52 | 0.00 |
| 1 | 2.10 | 2.10 | 1.00 |
| 7.5 | 2.78 | 6.03 | 3.53 |
| 7.5 | 3.00 | 6.70 | 3.80 |
| 19 | 3.34 | 8.17 | 4.6125 |
| 22 | 3.34 | 8.17 | 4.30 |
| 165 | 3.4425 | 8.17 | 4.30 |
| 75 | 3.5265 | 8.49 | 4.60 |
| 100 | 3.6040 | 8.81 | 4.80 |
| 100 | 3.7650 | 9.32 | 5.1925 |

6_3_0

| H | ρ | Vp | Vs |
|------|--------|------|------|
| 4 | 1.03 | 1.52 | 0.0 |
| 7.5 | 2.78 | 6.03 | 3.53 |
| 7.5 | 3.00 | 6.70 | 3.80 |
| 4.81 | 3.37 | 7.96 | 4.60 |

Fig. III.29

— SAMOA — TONGA — KERMADEC —



| H | P | Vp | Vs |
|-----|--------|------|--------|
| 3 | 1.03 | 1.52 | 0.00 |
| 1 | 2.10 | 2.10 | 1.00 |
| 7.5 | 2.70 | 6.03 | 3.53 |
| 7.5 | 3.00 | 5.70 | 3.80 |
| 41 | 3.34 | 8.1 | 4.6125 |
| 165 | 3.4425 | 8.17 | 4.40 |
| 75 | 3.5265 | 8.49 | 4.60 |
| 100 | 3.6040 | 8.81 | 4.80 |
| 100 | 3.7650 | 9.32 | 5.1925 |

Fig. III.30

— NOUVELLE ZELANDE — ILES MACQUARIE —

c.- Trajets Samoa, Tonga, Kermadec à Nouméa et Port-Vila

Des différences importantes existent entre ces trajets. Le groupe 3 (modèles 6-3-0 et 7-3-0) convient pour les séismes des Iles Kermadec aussi bien à Nouméa qu'à Port-Vila tandis que le groupe 5 englobe les dispersions observées aux deux stations pour les séismes des Samoa et Tonga (fig. III.29). On note cependant :

- une différence entre Tonga-Nouméa et Tonga-Port-Vila ;
- une similitude entre Samoa-Nouméa, Tonga-Port-Vila et le modèle 5-5-1.

d.- Trajets Nouvelle Zélande, Iles Macquarie à Nouméa et Port-Vila

La similitude apparaît entre les dispersions relatives à ces trajets et celles observées pour Kermadec (6-3-0). Il existe une exception pour un séisme de Nouvelle Zélande (6-5-0) dont le rai suit la dorsale de Norfolk. (fig. III.30)

e.- Trajets Nouvelles Hébrides à Nouméa et Koumac

Les différences entre les dispersions à Nouméa et Koumac ne sont pas très importantes et les points expérimentaux se répartissent bien dans la zone de dispersion du groupe 5. Pourtant les azimuts (Nouméa-Iles Espiritu Santo, Koumac-Ilot Matthews) sont très différents (fig. 19 - 23).

Interprétations proposées

Les différences entre les courbes de dispersion dans le Sud-Ouest Pacifique sont grandes, variant du groupe 7 au groupe 3 des modèles de SAITO et TAKEUCHI. Sur le trajet Indonésie à Nouméa l'identité avec le groupe 7 pourrait correspondre à l'existence d'une écorce assez épaisse. Si l'on considère que 65 % du trajet se fait dans les régions continentales (fig. III-19), on en vient à des conclusions voisines de celles de BOLT et NIAZI (1964) qui ont étudié, à travers l'Australie, la dispersion des ondes de surface provenant d'un séisme des Iles Salomon et qui proposent une écorce de 30 à 35 km et 30 % de moins sous la mer de Corail.

Le profil sismique de SHOR (1968), cité en 1ère partie, apporte une confirmation à ces observations. De telles épaisseurs d'écorce sous des couches d'eau aussi importantes paraissent des faits surprenants, mais ont été signalés (MENARD 1967) dans plusieurs bassins circumocéaniques. L'existence, sur la courbe de dispersion (fig. III.31), d'un point singulier à tangente verticale vers 22 s de période, rappelle les discontinuités dans la variation de la vitesse de groupe en fonction de la période signalée par Y. LABROUSTE (1933), étudiées théoriquement par

J. COULOMB (1933) et comparées avec les spectres d'énergie par GOUDARZI (1968). La longueur d'onde correspondant à cette discontinuité est de 66 km environ (la valeur de C nécessaire pour calculer $\lambda = CT$, a été obtenue graphiquement sur la courbe U (T) (cf. chapitre II). Par ailleurs, le fait que 9-7-1 convienne mieux que 8-7-1 et 3-7-2 pour $T > 50$ s s'expliquerait par un manteau "lent" ($V = 4,3$ km/s jusqu'à 220 km de profondeur dans 9-7-1).

Les trajets Nouvelle Bretagne, Salomon, Nouvelles Hébrides à Nouméa, Koumac, Port-Vila, ont donné des dispersions voisines de celles du groupe 5. Les différences d'épaisseur des couches d'eau suivant les plans de propagation considérés pourraient être à l'origine de l'étalement des données sur certains graphiques. Une écorce de 22 à 28 km d'épaisseur caractérise le groupe 5. Un accident à tangente verticale sur Nouvelle Bretagne-Koumac pour $T = 20$ s (avec maximum des amplitudes sur l'enregistrement) est à signaler (fig. III.31).

Les enregistrements des séismes des régions situées à l'est et au sud est de Nouméa et Port-Vila, traduisent l'hétérogénéité de l'ensemble Samoa, Fidji, Tonga par rapport à deux ensembles structuraux certainement homogènes, les bassins Nord Fidji et Sud Fidji. Ces bassins, qui sont caractérisés par des dispersions voisines de celles du groupe 3 auraient une écorce d'épaisseur inférieure à 15 km (trajet Kermadec-Nouméa et Port-Vila).

La traversée de la région des Iles Fidji, pour les trajets Samoa-Nouméa et Tonga-Port-Vila se traduit par des résultats très étalés autour des courbes moyennes, pour des trajets pas très différents. Ce fait est certainement dû à l'hétérogénéité de cette région. Tonga-Nouméa et Tonga-Port-Vila diffèrent à l'intérieur du groupe 5, alors que Samoa-Nouméa et Tonga-Port-Vila sont voisines, ce qui peut s'expliquer par une différence de structure entre le bassin Nord Fidji (groupe 3) et la bordure sud du bassin (groupe 5).

Une écorce de 22 à 28 km d'épaisseur dans la région Fidji, Samoa, Tonga et son prolongement ouest donnerait des dispersions analogues à celles que l'on observe.

D'autre part, pour l'ensemble des 8 séismes des Iles Tonga enregistrés à Nouméa, on observe un accident sur la courbe de dispersion (tangente verticale) semblable à ceux signalés plus haut pour une période de 17 à 18 s, soit une longueur d'onde de 60 km environ. Il y a bon accord entre les dispersions des séismes des Iles Macquarie, ceux de l'est de la Nouvelle Zélande et des Iles Kermadec (6-3-0). On remarque par contre que le séisme de Nouvelle Zélande du 24 avril 1966 donne à Nouméa et Port-Vila des courbes de dispersions semblables à celles du groupe 5. On attribue ce caractère plus continental à une différence de structure, le long de la dorsale de Norfolk.

Ces interprétations sont résumées sur la figure III.32.

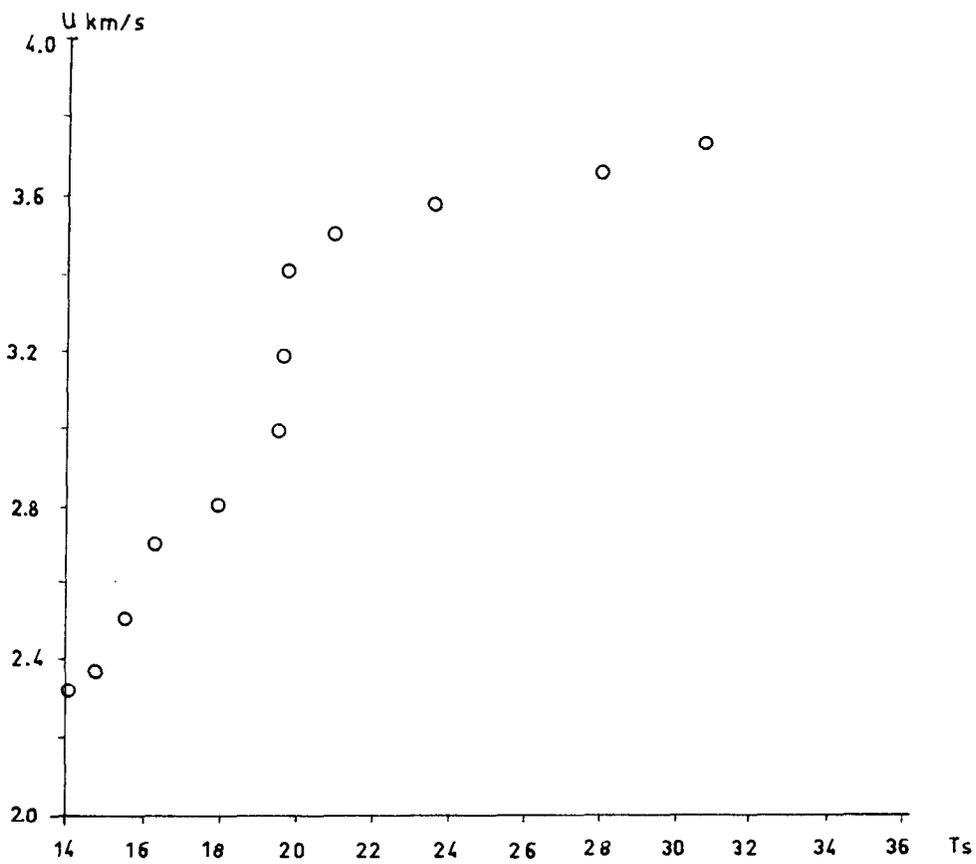
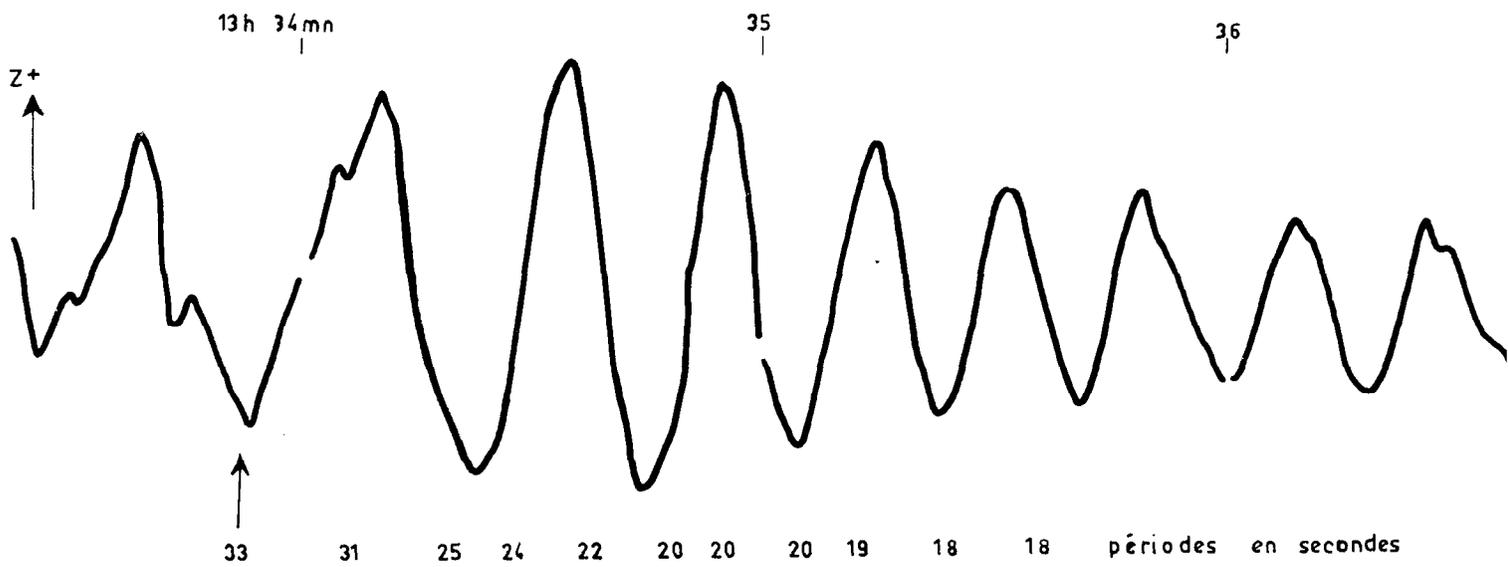


Fig. III.31 Accident à tangente verticale sur la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh issues d'un séisme de Nouvelle-Bretagne enregistré à Koumac.

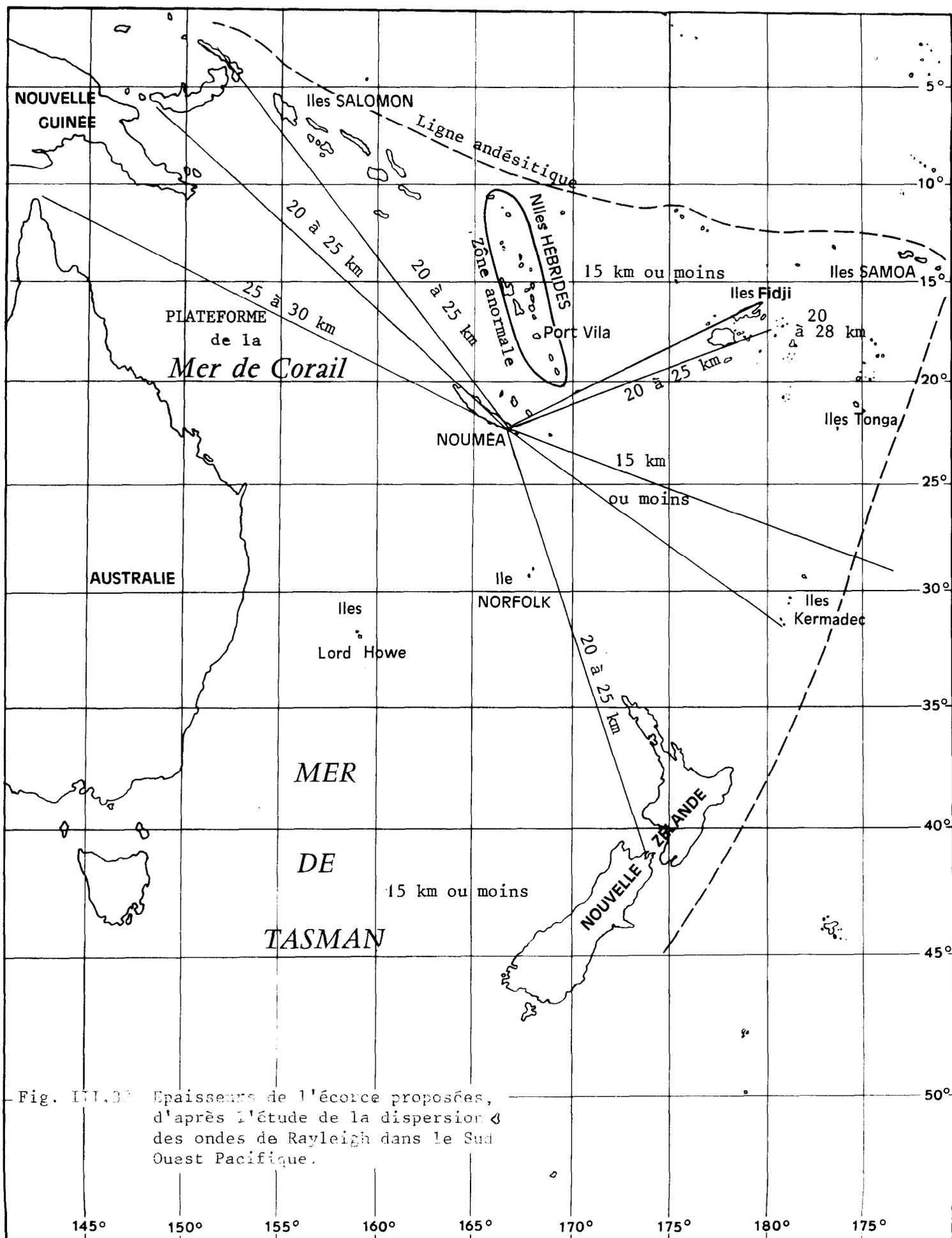


Fig. III.39 Épaisseurs de l'écorce proposées, d'après l'étude de la dispersion δ des ondes de Rayleigh dans le Sud Ouest Pacifique.

III - 4.4 Les Nouvelles Hébrides : vitesses de groupes des ondes de Rayleigh le long de l'arc sismique

A l'intérieur de la région complexe du Sud-Ouest Pacifique, les enregistrements à Port-Vila d'ondes de Rayleigh s'étant propagées uniquement le long de l'arc des Nouvelles Hébrides (fig. III.33) constituent une exception du plus grand intérêt. Mais l'étendue limitée de cette zone (1000 km du nord au sud) et la position de Port-Vila à 700 km des Iles Santa Cruz et à 300 km de l'Ilot Matthews, pose un problème d'exploitation des données. En effet, pour le mode fondamental $\left| \frac{dT}{d\epsilon} \right|$ est grand

et les longues périodes n'apparaissent pas ; on passe en quelques oscillations des périodes de 30 s à celles de 10 s. L'étude du mode fondamental n'est d'ailleurs possible que dans le cas des séismes les plus éloignés, c'est-à-dire ceux des Iles Santa Cruz ou des Iles Banks. Pour les harmoniques il n'y a pas de difficultés semblables et les séismes du sud de Port-Vila donnent des oscillations bien développées.

Dans le cas où le mode fondamental et le mode harmonique sont superposés, on applique la technique de dépouillement mentionnée plus haut (par filtrage).

Le mode fondamental, trajet Iles Santa Cruz-Port-Vila

La figure III.34 représente les profils bathymétriques et la position des épicentres de 7 séismes des Iles Santa Cruz enregistrés à Port-Vila.

Sur ces 7 séismes, dont 4 ont été dépouillés après filtrage, on constate, compte tenu de la position des épicentres, que les points expérimentaux sur le graphique U de T (fig. III.36) semblent se grouper autour de deux courbes moyennes distinctes l'une de l'autre. L'un des groupes correspond aux trajets ayant traversé la fosse, l'autre à ceux qui sont issus des épicentres du flanc est de la fosse. Cette différence est particulièrement nette pour les séismes du 1er janvier 1967 à 22 h et du 3 janvier à 12 h (traversée de la fosse) et pour ceux du 1er janvier 1967 à 04 h, du 16 janvier à 04 h (flanc est). Les courbes moyennes de dispersion f , caractérisant la traversée de la fosse, e du groupe du flanc est et également les courbes théoriques A,B,C ont été tracées sur la figure III.36 - 38.

Les observations du mode fondamental, pour les autres régions de l'arc, ne sont pas possibles, du fait de la proximité de la station enregistreuse.

Remarque : Avec les épicentres recalculés en éliminant les stations proches suivant la méthode proposée par CHOUDHURY (1957) et HAI (1963), la très faible variation de U qui en résulte ne change pas la répartition en deux groupes : pour le séisme du 1er janvier 1967 à 22 h, dont le déplacement de l'épicentre est le plus important (+ 16 km), la variation de U est de + 0,04 km/s.

Les dispersions des ondes de Rayleigh à Port-Vila, pour les séismes des Iles Santa Cruz, comparées à celles des modèles A, B, C, montrent que le choix de ces modèles, basé sur des considérations topographiques, géologiques et géophysiques, n'est pas satisfaisant. On peut toutefois, en tenant compte des résultats de l'étude systématique des coefficients d'influence, rechercher des ajustements meilleurs avec les points expérimentaux.

On apporte d'abord des modifications basées sur des données sûres.

a.- Epaisseur de la couche d'eau

Les trajets sismiques des 7 séismes des Iles Santa Cruz sont caractérisés par une profondeur moyenne de $1/7 \sum_{m=1}^7 h_m$ pour l'ensemble soit 2000 m environ (c'est la profondeur choisie pour le modèle B), le groupe fosse par une profondeur moyenne 2390 m et le groupe "flanc est" par 1453 m. On trace sur la figure III.36 les modèles A_f et B_f (2390 m) et A_e et B_e (1453 m). On remarque le bon accord entre B_f et la courbe f pour $T < 22$ s.

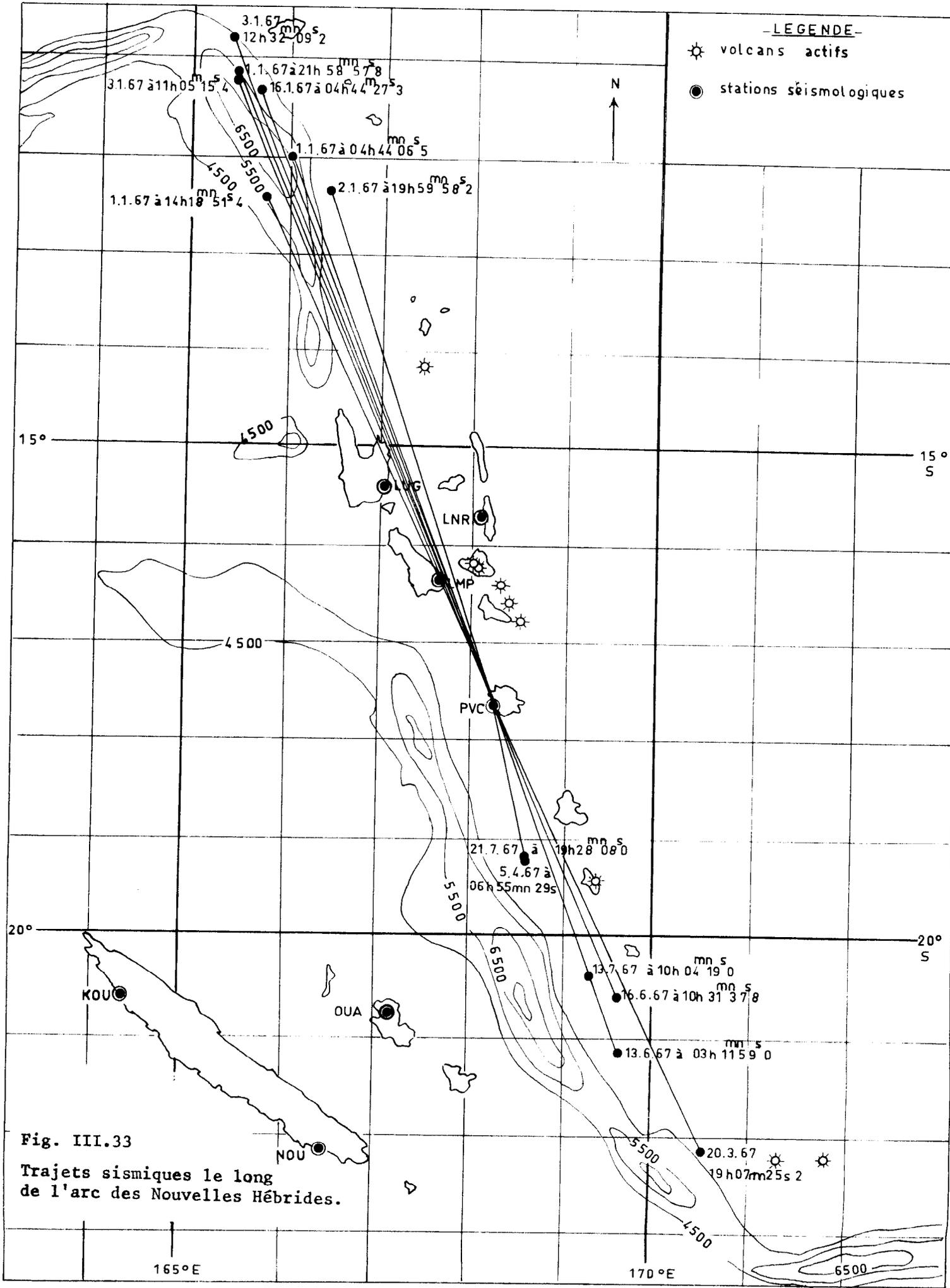
b.- Les couches sédimentaires

La différence entre A_f et B_f est liée, en grande partie, à la présence de 3 km de sédiments dans B_f . L'influence de l'épaisseur est grande et on pourra en tenir compte pour préciser un ajustement.

c.- Les autres couches

On a vu que les variations d'épaisseur de l'écorce profonde avaient d'autant moins d'influence que les paramètres différaient peu de ceux du manteau supérieur (ce qui est le cas pour A, B, C). On peut faire ensuite des ajustements en agissant sur les paramètres.

L'application de l'étude des coefficients d'influence sur les modèles B modifiés (B_e et B_f), conduit à proposer les modèles E_1 et F_1 , puis, par des ajustements plus précis E_2 , E_3 et F_2 , F_3 . Dans E_2 et E_3 on a dû introduire une couche intermédiaire entre "couche océanique" et manteau supérieur et considérer une épaisseur de sédiment plus grande.



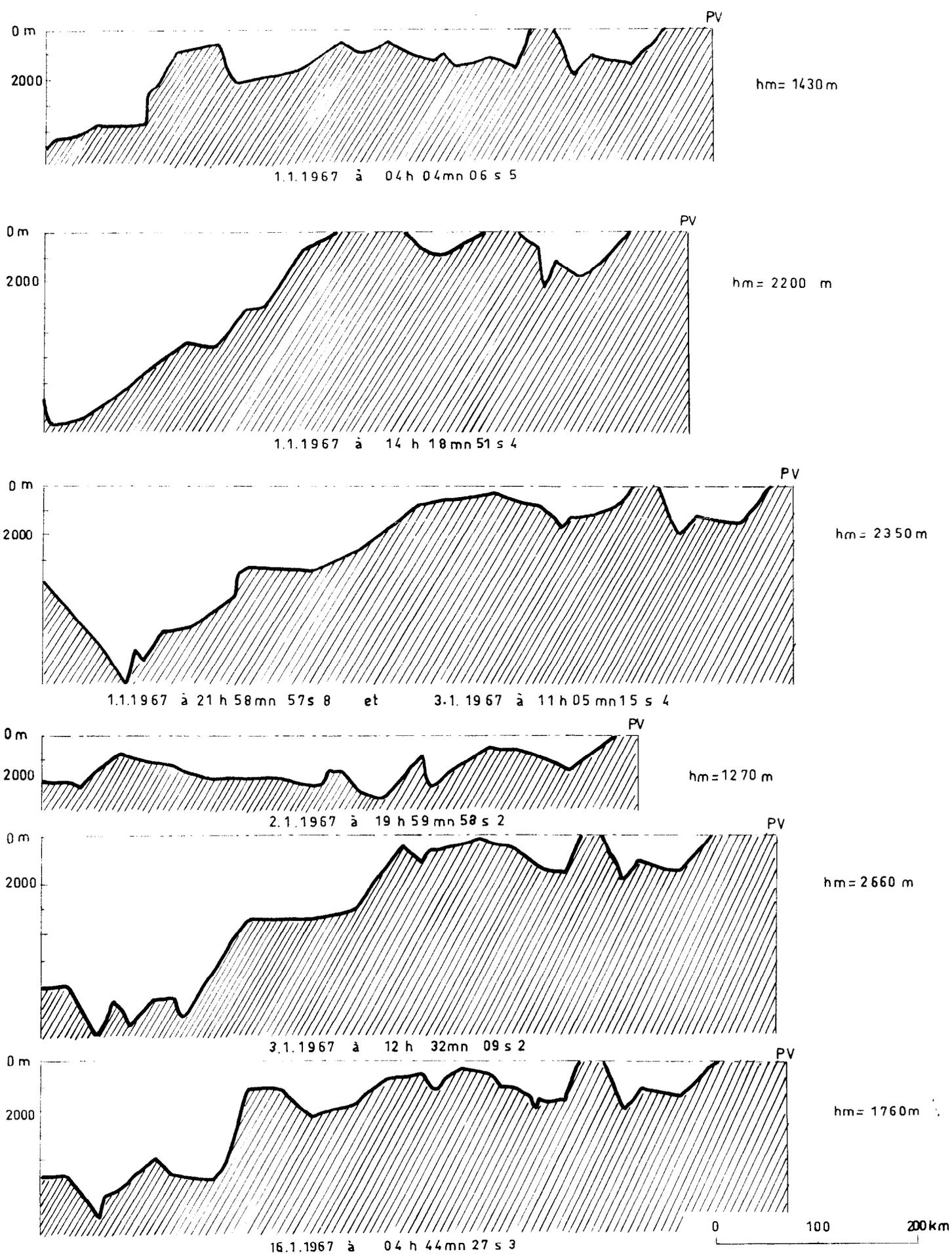


Fig. III.34 Profils bathymétriques le long des trajets Iles Santa Cruz-Port-Vila.

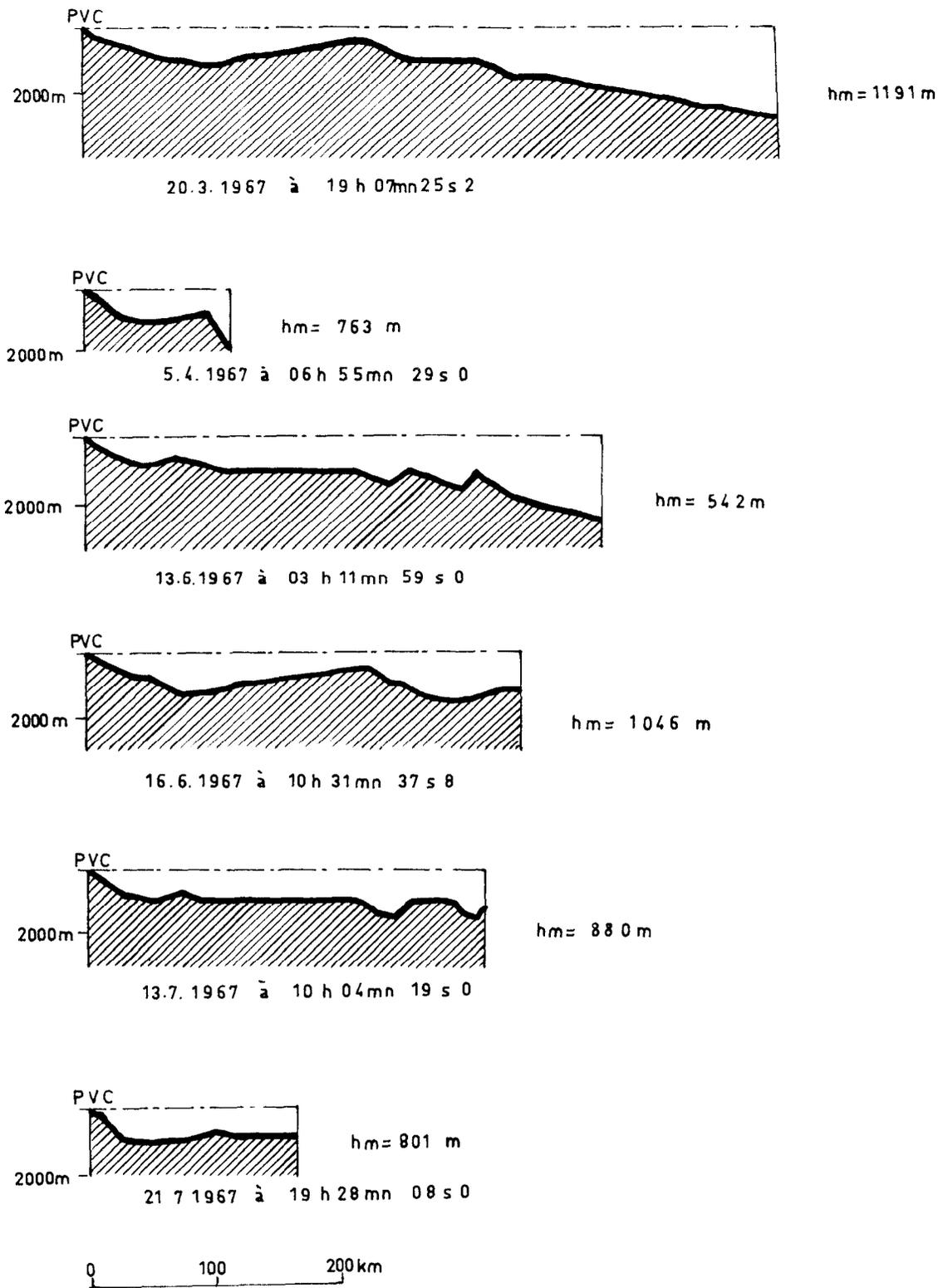


Fig. III.35 Profils bathymétrique le long des trajets sud de Port-Vila.

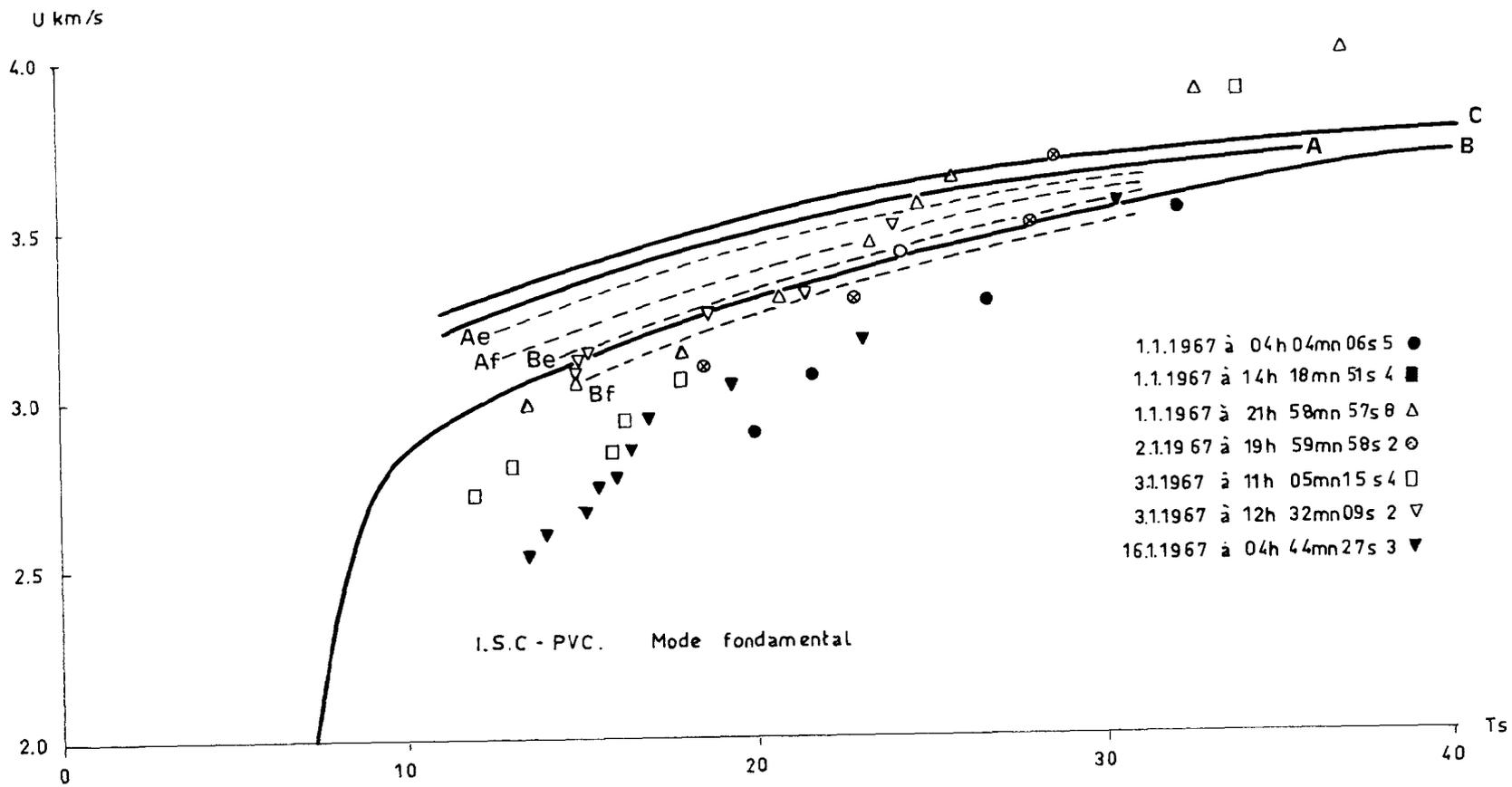


Fig. III.36

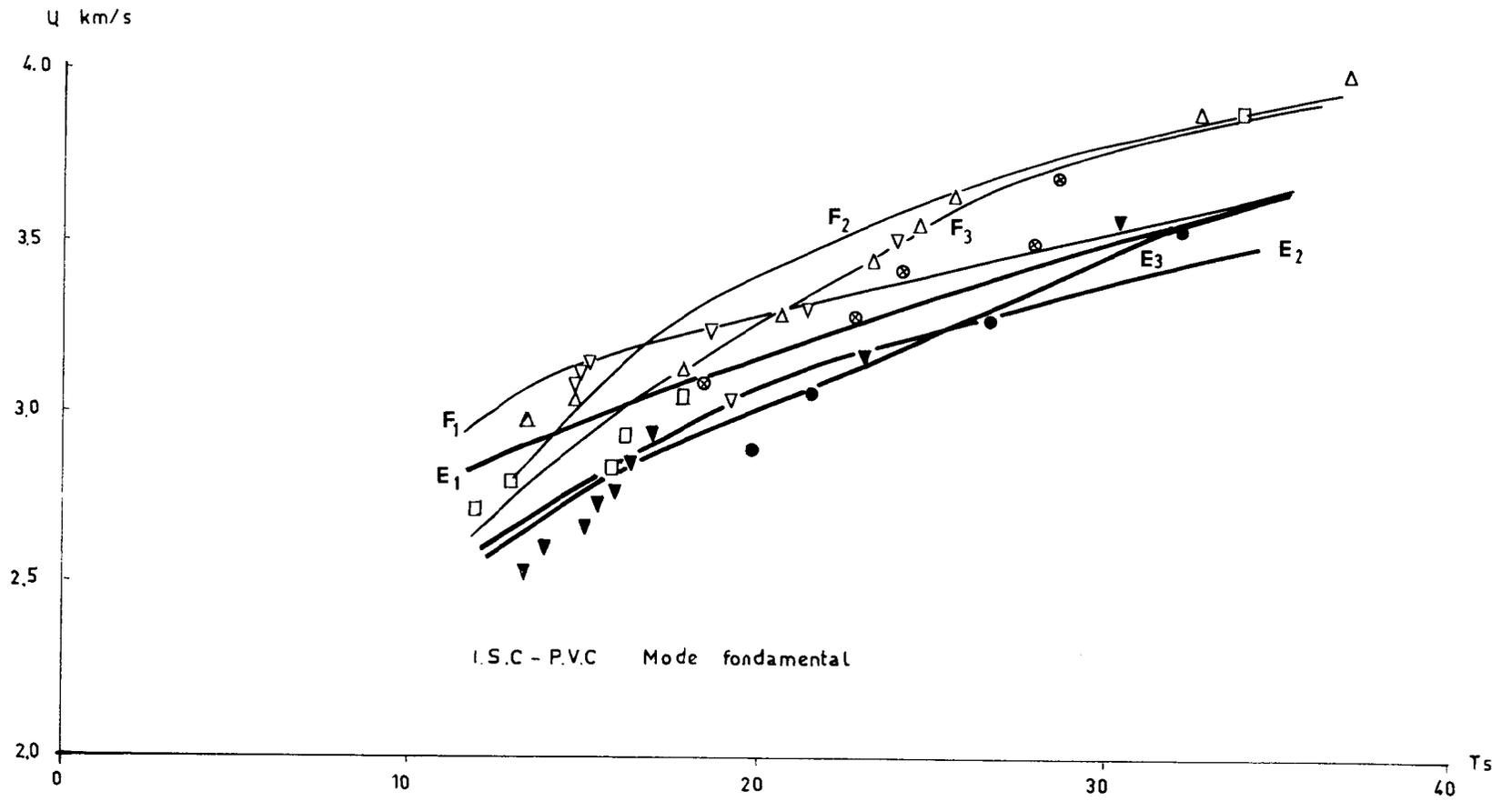


Fig. III.37

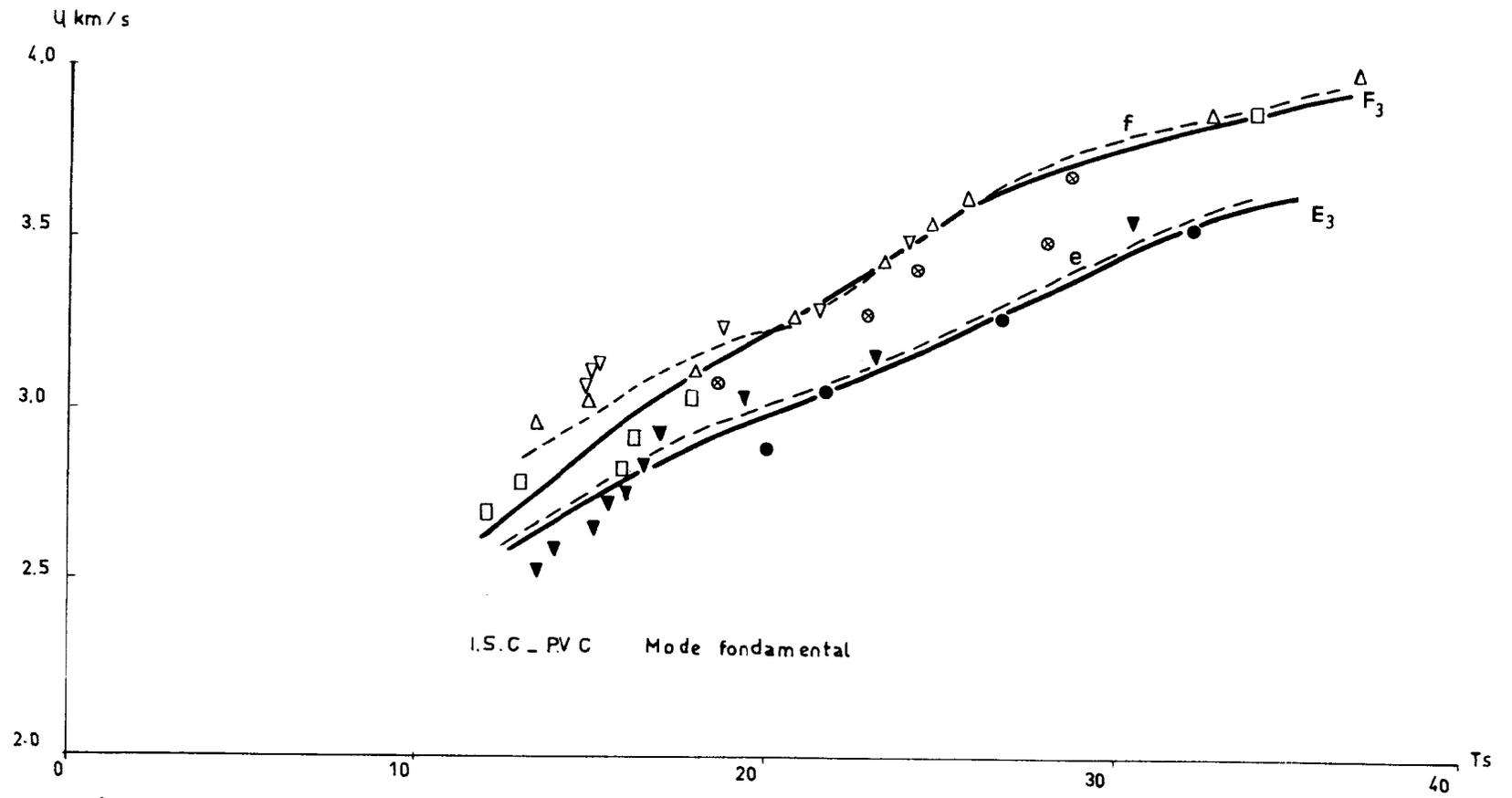


Fig. III.38

Modèles E (Flanc est)

E_1

| | | | | | T_s | U km/s | |
|------|---------------|--------------|--------------------------|------|--------------------|--------|------|
| H km | α Km/s | β Km/s | ρ g/cm ³ | | | | |
| 1,5 | 1,5 | 1,50 | 0 | 1,00 | eau | 34,07 | 3,60 |
| | 2,0 | 2,50 | 1,18 | 2,50 | sédiments | 26,28 | 3,38 |
| 3,5 | 21,5 | 6,70 | 3,80 | 3,00 | "Couche océanique" | 21,60 | 3,23 |
| | | | | | | 16,17 | 3,02 |
| 25 | 80,0 | 7,40 | 4,20 | 3,10 | Manteau supérieur | 14,43 | 2,96 |
| | | | | | | 11,92 | 2,87 |
| 105 | id. B | | | | | | |

E_2

| | | | | | T_s | U km/s | |
|------|---------------|--------------|--------------------------|------|-------|--------|------|
| H km | α Km/s | β Km/s | ρ g/cm ³ | | | | |
| 1,5 | 1,5 | 1,50 | 0 | 1,00 | | 34,49 | 3,45 |
| | 3,0 | 2,50 | 1,18 | 2,10 | | 26,73 | 3,27 |
| 4,5 | 15,0 | 6,70 | 3,80 | 3,00 | | 22,04 | 3,15 |
| | | | | | | 16,52 | 2,94 |
| 19,5 | 15,0 | 7,00 | 4,05 | 3,00 | | 12,29 | 2,63 |
| 34,5 | 65,5 | 7,10 | 4,10 | 3,10 | | | |
| | | | | | | 8,17 | 4,60 |
| 100 | id. B | | | | | | |

| E ₃ | | | | |
|----------------|------|------|------|------|
| 1,5 | 1,50 | 1,50 | 0 | 1,00 |
| | 3,00 | 2,50 | 1,18 | 2,10 |
| 4,5 | 15,0 | 6,70 | 3,80 | 3,00 |
| | 19,5 | 15,0 | 7,00 | 4,05 |
| 34,5 | 70,5 | 7,60 | 4,45 | 3,20 |
| | 105 | 8,30 | 4,70 | 3,34 |

| T _s | U km/s |
|----------------|--------|
| 33,93 | 3,60 |
| 26,27 | 3,30 |
| 21,74 | 3,08 |
| 16,47 | 2,85 |
| 14,77 | 2,76 |
| 12,32 | 2,60 |

Modèles F (Traversée de la fosse)

| F ₁ | | | | |
|----------------|-------|---------------|--------------|-------------------------|
| | H km | α Km/s | β Km/s | ρ /cm ³ |
| 2,5 | 2,5 | 1,50 | 0 | 1,00 |
| | 4,5 | 2,0 | 2,50 | 1,18 |
| 20 | 15,5 | 6,70 | 3,80 | 3,00 |
| | 85,0 | 7,40 | 4,25 | 3,10 |
| 105 | | 8,30 | 4,70 | 3,34 |
| | id. B | | | |

| T _s | U km/s |
|----------------|--------|
| 33,22 | 3,69 |
| 25,61 | 3,49 |
| 21,03 | 3,33 |
| 15,77 | 3,03 |
| 11,82 | 2,65 |

eau

sédiments

"couche océanique"

Manteau supérieur

| | | F ₂ | | |
|------|------|----------------|--------|---------------------|
| H km | | α km/s | β km/s | ρ g/cm ³ |
| 2,5 | 2,5 | 1,50 | 0 | 1,00 |
| | 2,0 | 2,50 | 1,18 | 2,10 |
| 4,5 | 15,5 | 6,70 | 3,80 | 3,00 |
| | 85,0 | 7,60 | 4,45 | 3,20 |
| 20 | | 8,30 | 4,70 | 3,34 |
| | 105 | id. B | | |

| T _s | U km/s |
|----------------|--------|
| 32,65 | 3,84 |
| 25,04 | 3,63 |
| 20,51 | 3,43 |
| 15,41 | 3,11 |
| 13,84 | 2,36 |
| 11,66 | 2,57 |

| | | F ₃ | | |
|------|------|----------------|--------|---------------------|
| H km | | α km/s | β km/s | ρ g/cm ³ |
| 2,5 | 2,5 | 1,50 | 0 | 1,00 |
| | 2,0 | 2,50 | 1,18 | 2,10 |
| 4,5 | 17,5 | 6,70 | 3,80 | 3,00 |
| | 83,0 | 7,60 | 4,45 | 3,20 |
| 22 | | 8,30 | 4,70 | 3,34 |
| | 105 | id. B | | |

| T _s | U km/s |
|----------------|--------|
| 32,74 | 3,81 |
| 25,15 | 3,57 |
| 20,66 | 3,35 |
| 15,59 | 2,97 |
| 14,01 | 2,81 |
| 11,79 | 2,58 |

Bien que l'accord soit généralement bon entre courbes théoriques et points expérimentaux (fig. III.38), une restriction est à faire pour les courtes périodes où apparaissent des accidents à tangente verticale (autour de 15 s.). On attribue la différence entre les courbes e et f au fait que les trajets fosse, plus hétérogènes, sont affectés sur 1/3 du parcours par un manteau supérieur plus "rapide" sous la fosse.

On constate, de façon générale le bon accord entre les modèles E et F et le modèle proposé en 2ème partie après l'étude des anomalies de propagation des ondes P le long de l'arc (une "écorce" où les vitesses des

ondes P et S sont élevées, un manteau supérieur à faibles vitesses des P et S avec un gradient linéaire en fonction de la profondeur).

Les harmoniques

Le fait d'admettre l'existence d'une couche d'eau d'épaisseur constante, n'est plus acceptable pour les courtes périodes des harmoniques (cf. profils bathymétriques).

On a évalué la correction à apporter aux données, dans l'approximation de TRYGGVASON, pour un biseau de pente très faible (III - 2); on obtient alors, pour les trajets Iles Santa Cruz-Port-Vila, un ensemble de données corrigées beaucoup plus homogène que les données brutes (fig. III.39).

Pour les séismes du sud, on n'a pas eu à faire la correction des talus, car l'allure des profils bathymétrique permet d'admettre une épaisseur constante de la couche d'eau. On attribue à ce fait l'homogénéité des données (fig. III.35). Les vitesses de groupe pour les séismes du sud sont plus faibles à période égale que pour les séismes du nord. Cette différence pourrait être due aux hétérogénéités des milieux signalé plus haut, le long des trajets Iles Santa Cruz-Port-Vila (fig. III.39).

La comparaison avec les courbes de dispersion théoriques des modèles B, E₂, E₃, E₄ montre que si l'accord est acceptable pour les trajets Iles Santa Cruz-Port-Vila, on a par ailleurs sur les trajets sud des vitesses de groupe observées inférieures aux vitesses calculées sur les modèles (fig. III.39).

On a vu (III - 2) que le manteau supérieur avait un effet prépondérant pour les périodes du 1er harmonique plus grandes que 5 s, le maximum d'amplitude des mouvements du sol étant alors au-dessous de 30 km de profondeur. La différence observée, entre courbes théoriques et points expérimentaux des trajets sud, pourrait être due au fait que la vitesse des S au-dessous de 30 km est un peu inférieure à celles qui sont données dans les modèles.

III - 4.5 La Nouvelle Calédonie : vitesse de phase des ondes de Rayleigh

Les ondes de Rayleigh provenant du séisme des Iles Tonga du 11 décembre 1967 (21°6 S; 174°3 O) sont bien enregistrées aux stations de Nouméa et Koumac (fig. III.40). On repère aisément, sur les deux sismogrammes, le même train de 8 oscillations dont la correspondance des arches est facile à établir. La différence entre les distances épacentrales est de 228,4 km et la différence des temps d'arrivée varie de 61,0 s, pour T = 22,8 s (période corrigée de l'effet de déphasage).

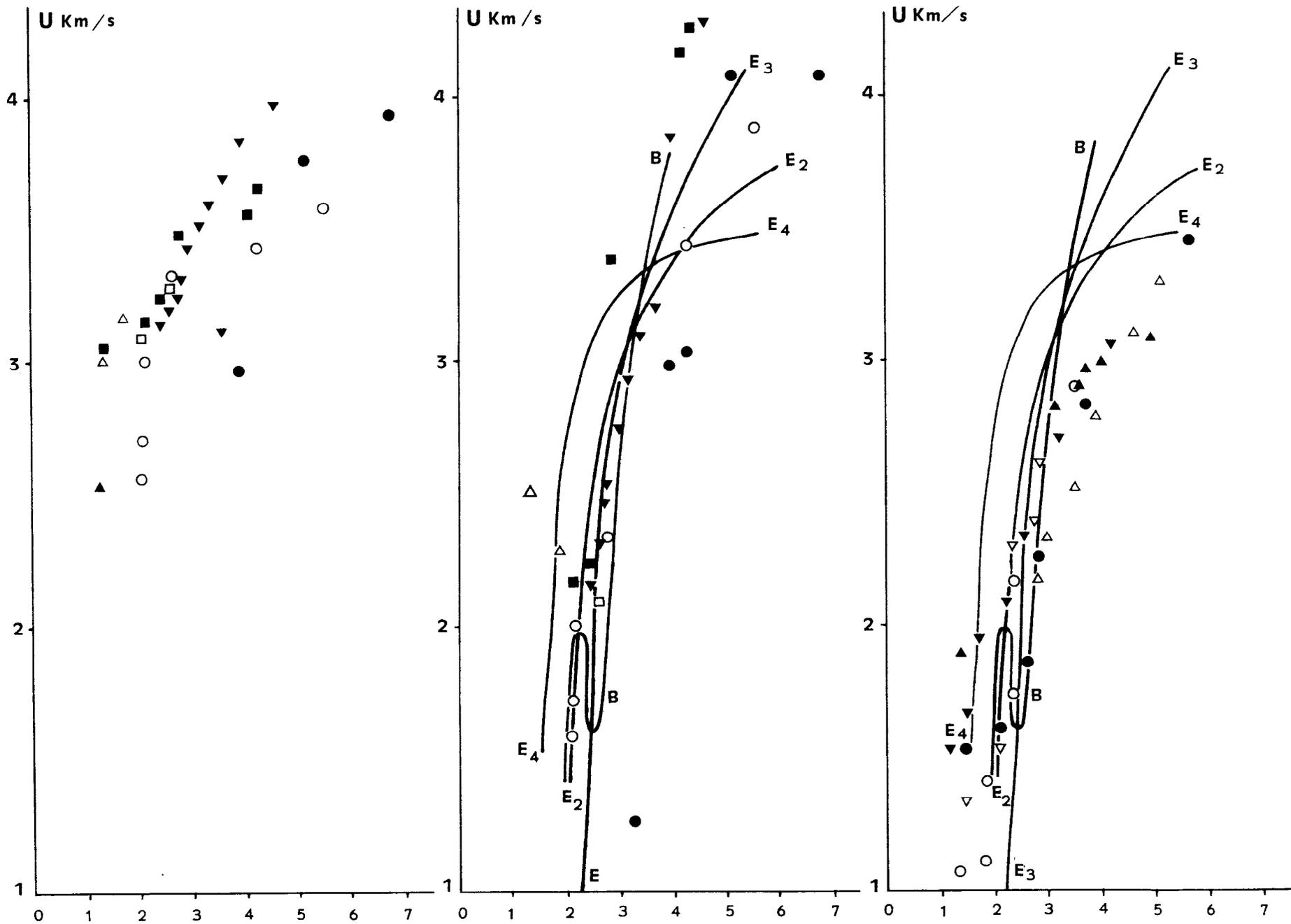


Fig. III.39 ler harmonique : trajets Iles Santa Cruz-Port-Vila (à gauche et au centre) ; trajet sud (à droite) ; données brutes (à gauche) ; après "correction" de l'effet du talus (au centre) ; comparaison avec les courbes de dispersion théorique.

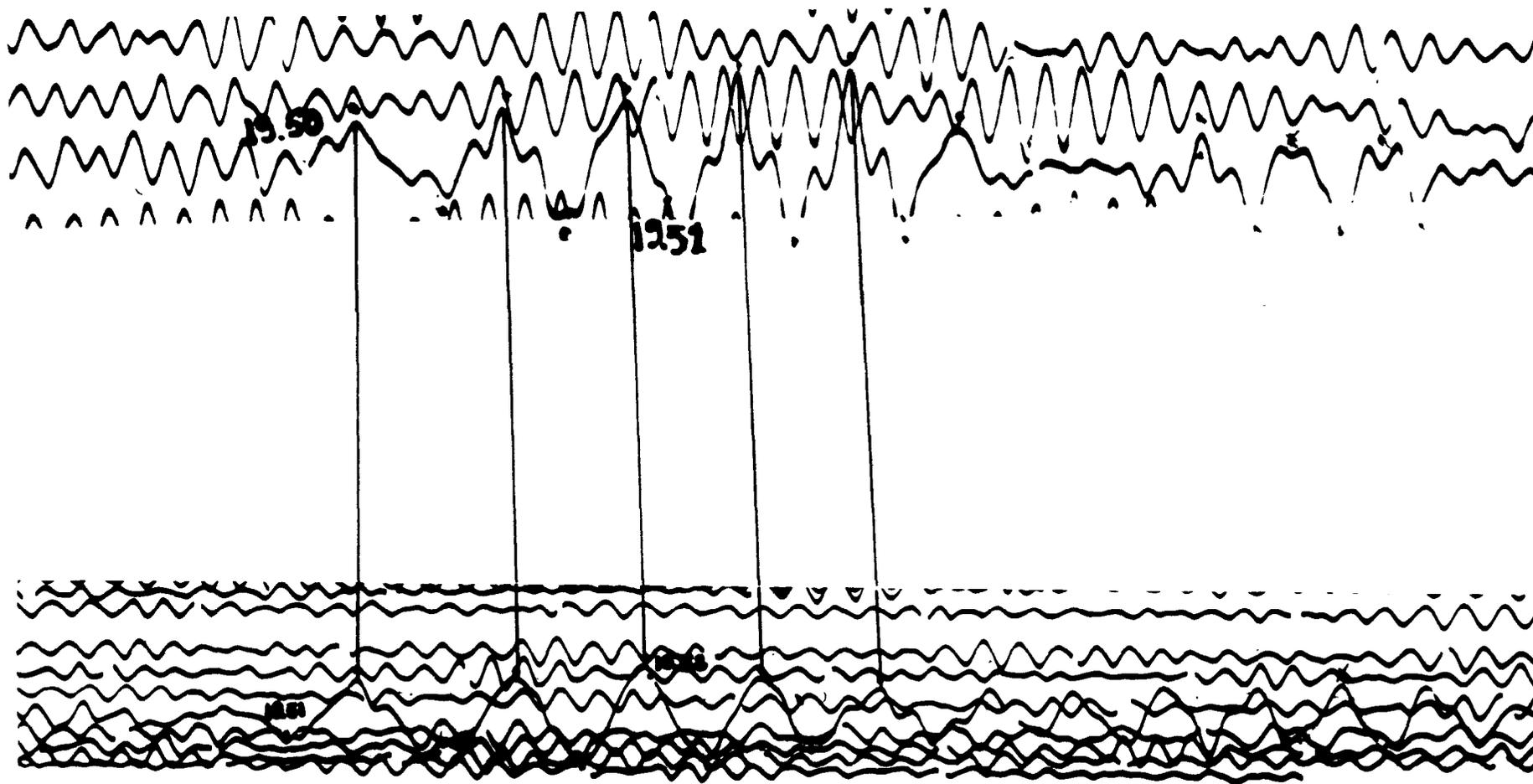


Fig. III.40 Enregistrements à Nouméa et à Koumac du séisme du 11 décembre 1967 :
correspondance des phases.

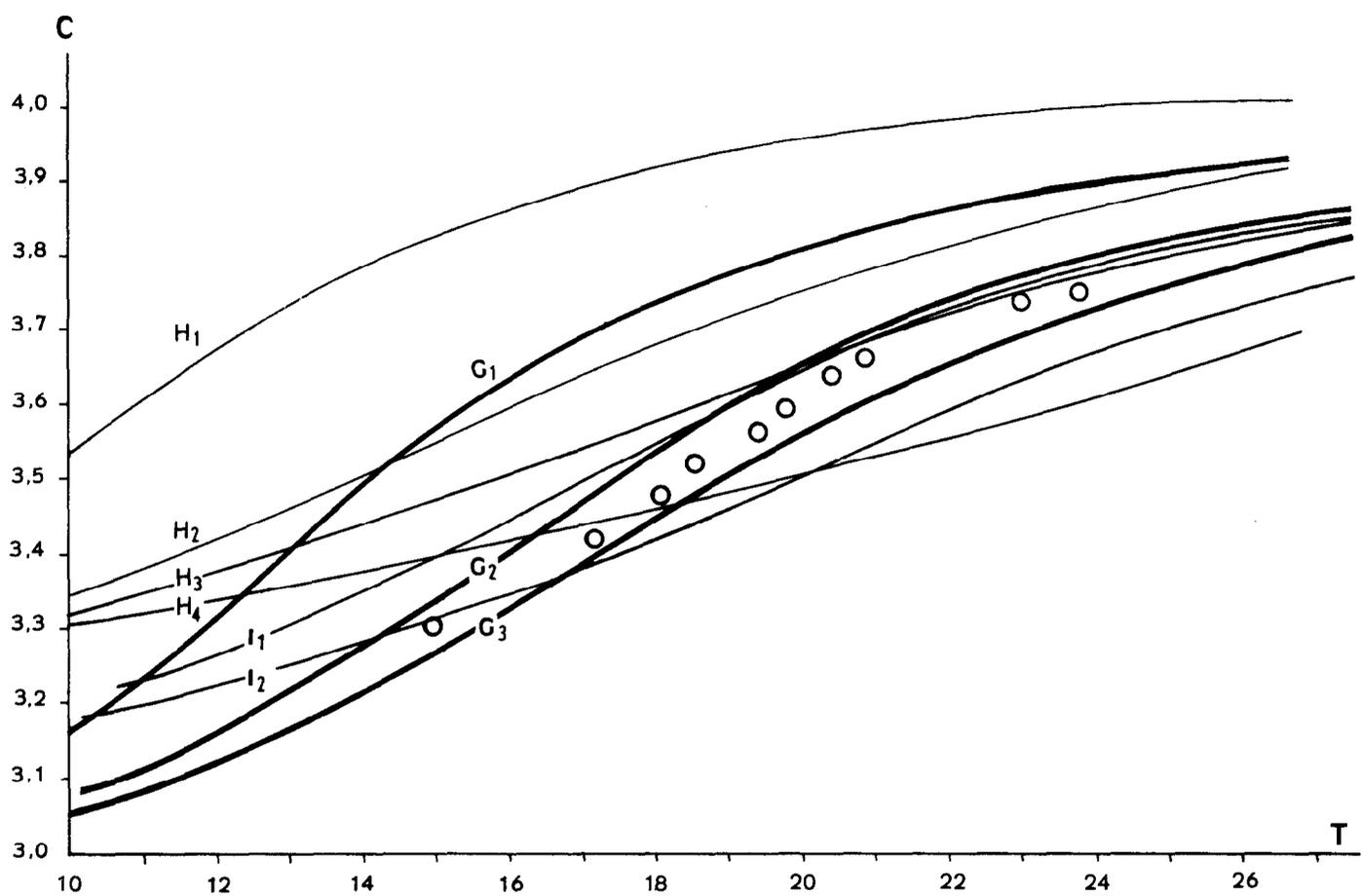


Fig. III.41 Vitesses de phase entre Nouméa et Koumac ; comparaison avec les courbes théoriques I, H, G.

à 69,2 s, pour $T = 15$ s. Il n'est pas possible de se tromper d'oscillation dans un sens ou dans l'autre car, dans ces hypothèses, on trouverait des valeurs aberrantes pour C : 4,6 et 2,8 km/s.

On a cherché ensuite les ajustements possibles avec des modèles théoriques très simples dont le choix a été déterminé en tenant compte des données connues de cette région.

Une épaisseur de 2 km de flysch est caractéristique de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie (ESPIRAT, communication personnelle).

On a tenu compte des observations, faites sur les ondes de volume, exposées en 2ème partie : épaisseurs de l'écorce de 21, 24 et 30 km dans les hypothèses d'une croûte homogène où $\alpha = 6,0, 6,2$ et $6,5$ km/s ($\beta = 3,4, 3,58$ et $3,76$ km/s) et vitesse des P dans le manteau supérieur de $7,95$ km/s ($\beta = 4,6$ km/s).

Les calculs ont été réalisés dans le cas simple des couches planes par la méthode d'HASKELL sur un programme écrit par GOUDARZI (I.B.M. 3600).

Dans le cas d'une écorce homogène $\alpha = 6,0$ km/s, $\beta = 3,4$ km/s, $\rho = 2,5$ g/cm³, la figure donne les courbes théoriques G pour des épaisseurs de 17, 22, 24 km et les points expérimentaux. Les deux dernières valeurs sont choisies de façon à réaliser les meilleurs ajustements possibles entre points observés et courbes théoriques (fig. III.41).

L'accord est moins bon avec une écorce homogène pour laquelle $\alpha = 6,2$ km/s, $\beta = 3,58$ km/s, $\rho = 2,8$ g/cm³ (courbes I) et $\alpha = 6,5$ km/s, $\beta = 3,76$ km/s, $\rho = 3,00$ g/cm³ (courbes H).

Les points expérimentaux se placent entre I_1 et I_2 et G_2 et G_3 (fig. III.41). Une écorce homogène dont l'épaisseur serait comprise entre 22 km et 30 km (suivant les hypothèses faites sur α, β, ρ) donnerait une dispersion des ondes de Rayleigh identique à celle que l'on observe entre Nouméa et Koumac.

III - Chapitre 5

ANNEXE

III - 5.1 Liste des séismes du Sud Ouest
Pacifique

| Régions | Date | Heure origine | Epicentre Lat. - Long. | Station | Distance épicentrale |
|------------------------|---------------|------------------|---------------------------|---------|-------------------------|
| Indonésie | | | | | |
| Mer de Banda..... | 21 nov. 1965 | 10 31 49,7 | 6°13S - 130°41E | Nou. | 4 257 km |
| Halmahera..... | 18 oct. 1965 | 21 50 04,5 | 1°13S - 127°86E | Nou. | 4 780 km |
| Moluques..... | 8 mars 1966 | 05 41 04,5 | 1°86N - 126°35E | Nou. | 5 101 km |
| | " | " | " | P.V. | 5 076 km |
| Nouvelle-Guinée..... | 19 juin 1966 | 07 52 20,2 | 8°84S - 149°51E | Nou. | 2 342 km |
| | " | " | " | P.V. | 2 256 km |
| Nouvelle Bretagne..... | 5 août 1965 | 00 07 50,5 | 5°27S - 151°70E | Nou. | 2 461 km |
| | 11 sept. 1965 | 06 53 01,5 | 5°26S - 152°97E | Nou. | 2 377 km |
| | 14 avril 1966 | 19 16 00,6 | 3°81S - 151°40E | Nou. | 2 609 km |
| | 2 mai 1966 | 09 52 48,5 | 5°98S - 149°72E | Nou. | 2 545 km |
| | " | " | " | P.V. | 2 399 km |
| | 10 août 1966 | 12 33 42,2 | 5°52S - 151°82E | Nou. | 2 431 km |
| | " | " | " | P.V. | 2 242 km |
| Iles Salomon..... | 22 sept. 1965 | 17 12 18,1 | 11°15S - 162°14E | Nou. | 1 316 km |
| | 17 oct. 1965 | 01 53 42,7 | 7°96S - 155°91E | Nou. | 1 946 km |
| | 27 nov. 1965 | 12 01 51,9 | 9°72S - 159°66E | Nou. | 1 569 km |

| Région | Date | Heure origine | Epicentre Lat. - Long. | Station | Distance épicentrale |
|-----------------------|---------------------------|------------------|---------------------------|----------|-------------------------|
| Iles Salomon..... | 15 juin 1966 | 04 26 53,3 | 10°68S - 161°35E | Nou. | 1 395 km |
| | " | 16 36 24,1 | 10°26S - 160°71E | Nou. | 1 465 km |
| | " | 06 13 52,3 | 10°14S - 160°97E | Nou. | 1 466 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 153 km |
| | 16 juin 1966 | 14 31 28,0 | 10°23S - 160°87E | Nou. | 1 461 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 150 km |
| | 29 juil. 1966 | 11 46 15,6 | 10°50S - 162°82E | Nou. | 1 361 km |
| | " | " | " | P.V. | 994 km |
| | 5 août 1966 | 04 33 07,4 | 10°95S - 162°32E | Nou. | 1 330 km |
| | " | " | " | P.V. | 988 km |
| Nouvelles Hébrides... | 17 août 1965 | 16 17 41,5 | 15°18S - 166°58E | Nou. | 788 km |
| | 29 août 1965 | 12 55 35,5 | 15°72S - 167°51E | Nou. | 737 km |
| Région Samoa-Tonga... | 21 juil. 1965 | 02 51 39,0 | 20°77S - 175°76W | Nou. | 1 848 km |
| | 26 juil. 1965 | 15 23 46,1 | 15°84S - 172°90W | Nou. | 2 282 km |
| | 16 oct. 1965 | 22 14 15,3 | 15°12S - 173°50W | Nou. | 2 254 km |
| | 26 oct. 1965 | 08 15 35,5 | 22°00S - 175°09W | Nou. | 1 901 km |
| | 30 oct. 1965 | 06 57 39,7 | 16°52S - 173°32W | Nou. | 2 214 km |
| | 31 oct. 1965 | 15 02 51,9 | 19°54S - 176°26W | Nou. | 1 821 km |
| | 3 déc. 1965 | 06 45 02,5 | 20°42S - 174°17W | Nou. | 2 017 km |
| | 2 fév. 1966 | 05 34 01,8 | 17°78S - 173°15W | Nou. | 2 187 km |
| | 15 fév. 1966 | 09 56 29,8 | 22°68S - 176°22W | Nou. | 1 780 km |
| | 25 fév. 1966 | 22 50 47,1 | 15°10S - 173°19W | Nou. | 2 272 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 980 km |
| | 6 mars 1966 | 22 49 34,9 | 21°48S - 175°31W | Nou. | 1 883 km |
| | 8 mars 1966 | 00 18 09,8 | 18°49S - 173°28W | Nou. | 2 142 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 946 km |
| | 1 ^{er} juin 1966 | 11 47 33,1 | 23°38S - 174°95W | Nou. | 1 909 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 849 km |
| | 2 juin 1966 | 16 53 56,6 | 18°60S - 173°44W | P.V. | 1 929 km |
| | 27 juin 1966 | 08 38 45,8 | 22°71S - 175°84W | P.V. | 1 741 km |
| | 3 juil. 1966 | 04 09 30,0 | 21°11S - 174°23W | P.V. | 1 867 km |
| | 11 juil. 1966 | 22 46 05,7 | 19°19S - 173°57W | P.V. | 1 916 km |
| 24 juil. 1966 | 08 52 13,4 | 16°34S - 172°77W | P.V. | 2 016 km | |
| 20 août 1966 | 22 55 03,0 | 23°44S - 176°03W | P.V. | 1 746 km | |
| 13 sept. 1966 | 22 53 57,9 | 24°07S - 175°42W | Nou. | 1 862 km | |
| 15 sept. 1966 | 04 07 04,8 | 23°60S - 175°77W | P.V. | 1 777 km | |
| Kermadec..... | 1 ^{er} août 1965 | 23 44 28,3 | 32°50S - 178°86W | Nou. | 1 834 km |
| | 11 déc. 1965 | 22 39 49,9 | 33°07S - 178°83W | Nou. | 1 873 km |
| | 12 déc. 1965 | 07 20 53,7 | 27°91S - 177°92W | Nou. | 1 690 km |
| | 22 janv. 1966 | 03 54 52,8 | 28°85S - 176°77W | Nou. | 1 830 km |

| Région | Date | Heure origine | Epicentre Lat. - Long. | Station | Distance épicentrale |
|---------------------|---------------|------------------|---------------------------|---------|-------------------------|
| Kermadec..... | 17 mai 1966 | 23 58 20,5 | 29°52S - 176°68W | Nou. | 1 864 km |
| | " | " | " | P.V. | 2 010 km |
| | 10 juil. 1966 | 10 00 39,1 | 30°46S - 177°80W | Nou. | 1 807 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 989 km |
| | 17 sept. 1966 | 20 17 26,0 | 27°69S - 176°60W | Nou. | 1 807 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 896 km |
| Nouvelle-Zélande... | 20 sept. 1966 | 17 32 06,9 | 28°01S - 176°64W | Nou. | 1 813 km |
| | " | " | " | P.V. | 1 912 km |
| Ile Macquarie..... | 12 oct. 1966 | 04 22 14,0 | 31°21S - 177°75W | Nou. | 1 849 km |
| | " | " | " | P.V. | 2 048 km |
| | 5 mars 1966 | 23 58 55,9 | 38°76S - 177°92E | Nou. | 2 122 km |
| Nouvelle-Zélande... | 25 avril 1966 | 06 49 38,6 | 41°56S - 174°37E | Nou. | 2 256 km |
| | " | " | " | P.V. | 2 700 km |
| Ile Macquarie..... | 25 mai 1966 | 13 20 56,2 | 52°89S - 160°02E | Nou. | 3 435 km |
| | " | " | " | P.V. | 3 964 km |

III - 5.2 Séismes des Iles Santa Cruz
enregistrés à Port-Vila

Mode fondamental

| | | | | | |
|-------------------------|---|--|--|---|--------------------|
| 1.1.1967 04h04mn06s5 | 11°98S 166°01E D = 682,8 km hm = 1430 m | T 32,2 26,7 21,7 20,0 | U 3,54 3,27 3,06 2,90 | Remarques groupe flanc est | |
| 1.1.1967 14h18mn51s4 | 12°39S 165°78E D = 650,7 km hm = 2200 m | (20,8) (19,5) (16,5) 13,0 12,0 | (3,16) (3,02) (2,89) 2,80 2,72 | périodes 15, faible amplitude masquée par par harmoni- que | bord sud fosse |
| 1.1.1967 21h58mn57s8 | 11°13S 165°46E D = 792,1 km hm = 2350 m | 37,0 32,8 25,8 24,6 23,4 20,6 18,0 15,0 13,6 | 4,00 3,78 3,64 3,56 3,45 3,29 3,13 3,05 2,98 | filtrage et lecture directe | traversée fosse |
| 2.1.1967 19h59mn58s2 | 12°33S 166°44E D = 630,2 km hm = 1415 m | 28,4 28,0 24,2 22,9 18,6 15,0 | 3,69 3,50 3,42 3,28 3,09 3,02 | filtrage pour les 2 premières périodes | flanc sud est |
| 3.1.1967 11h05mn15s | 11°18S 165°44E D = 787,9 km | 34,0 (30,1) 18,0 16,3 14,9 | 3,78 (3,56) 3,04 2,93 2,84 | non filtré | traversée fosse |

Mode fondamental (suite)

| | | | | | |
|----------------------------------|--|--|--|-------------------|------------------------|
| <p>3.1.1967 12h32mn09s2</p> | <p>10°35S 165°39E D = 808,3 km hm = 2660 m</p> | <p>24,0 21,5 18,8 15,3 15,0 15,0</p> | <p>3,50 3,30 3,24 3,13 3,05 2,96</p> | <p>non filtré</p> | <p>traversée fosse</p> |
| <p>16.1.1967 04h44mn27s3</p> | <p>11°30S 165°68E D = 765,8 km hm = 1760 m</p> | <p>30,5 23,1 19,2 17,0 16,5 16,0 15,6 15,2 14,0 13,5</p> | <p>3,56 3,16 3,04 2,94 2,85 2,76 2,74 2,67 2,60 2,54</p> | <p>filtré</p> | <p>flanc est</p> |

1er harmonique

| | | | | | | |
|-------------------------|---|--|--|--|--|--|
| 1.1.1967 04h04mn06s5 | 11°93S 166°01E D = 682,8 km hm = 1430 m | T 9,6 7,2 6,0 5,7 4,6 | U 3,93 3,78 3,28 2,98 2,06 | T/H 6,70 5,05 4,19 3,98 3,22 | lecture directe - filtré - filtré | Correction de talus (3000,0) + 0,15 4,08 + 0,3 4,08 0 3,28 0 2,98 - 0,8 1,26 |
| 1.1.1967 14h18mn51s4 | 12°39S 165°78E D = 650,7 km hm = 2200 m | (7,8 9,4 9,0 6,2 5,4 4,7 3,0 | 3,72 3,66 3,57 3,48 3,24 3,16 3,06 | 3,52 4,28 4,10 2,82 2,46 2,14 1,35 | lecture directe | talus (5000,0) + 0,6 4,26 + 0,6 4,17 - 0,1 3,38 - 1 2,24 - 1 2,16 - 0,6 2,46 |
| 1.1.1967 21h58mn57s8 | 11°13S 165°46E D = 792,1 km hm = 2350 m | 4,2 (3,5 3,0 2,9 | 3,18 3,75 3,00 2,52 | 1,79 1,49 1,28 1,23 | filtré | talus (5000,0) - 0,9 2,28 - 0,7 - 0,5 2,5 - 0,4 2,5 |
| 2.1.1967 19h59mn58s2 | 12°33S 166°44E D = 630,2 km hm = 1415 m | 7,8 6,0 3,8 3,0 2,9 2,9 | 3,58 3,43 3,32 3,00 2,71 2,58 | 5,50 4,24 2,69 2,12 2,05 2,05 | | talus (3000,0) + 0,3 3,88 0 3,43 - 1 2,32 - 1 2,00 - 1 1,71 - 1 1,58 |
| 3.1.1967 11h05mn15s4 | 11°18S 165°44E D = 787,9 km hm = 2350 m | 6,0 4,8 | 3,28 3,05 | 2,55 2,04 | | talus (5000,0) - 1,2 2,08 - 1 2,09 |

1er harmonique (Suite)

| | | | | | | | |
|--------------------------|--|------|-------|-----------|--------|----------------|------|
| 16.1.1967 04h44mn27s3 | 11°30S 165,68 E D = 765,8 km hm = 1760 m | | | | filtré | talus (3000,0) | |
| | | 8,0 | 3,98 | 4,55 | | + 0,3 | 4,28 |
| | | 7,0 | 3,84 | 3,98 | | 0 | 3,84 |
| | | 6,3 | 3,70 | 3,58 | | - 0,5 | 3,20 |
| | | 5,8 | 3,60 | 3,30 | | - 1,5 | 3,10 |
| | | 5,5 | 3,52 | 3,12 | | - 0,6 | 2,92 |
| | | 5,2 | 3,44 | 2,95 | | - 0,8 | 2,64 |
| | | 4,9 | 3,32 | 2,78 | | - 0,8 | 2,52 |
| | | 4,7 | 3,26 | 2,67 | | - 0,8 | 2,46 |
| | | 4,5 | 3,20 | 2,56 | | - 0,9 | 2,30 |
| 4,3 | 3,14 | 2,44 | - 1,0 | 2,14 | | | |
| | | | | 4,00/3,23 | | | |
| | | | | 2,84/2,50 | | | |
| | | | | 2,24/2,26 | | | |

III - 5.3 Séismes du sud de l'archipel
des Nouvelles Hébrides
enregistrés à Port-Vila

| | | T | U km/s | T/H |
|--------------------------|---|-----|--------|------|
| 20.3.1967 19h07mn52s2 | 22°14S 170°55E D = 543 km hm = 1191 m | 5,0 | 3,07 | 4,19 |
| | | 3,9 | 2,71 | 3,27 |
| | | 3,1 | 2,33 | 2,60 |
| | | 2,7 | 2,10 | 2,26 |
| | | 2,0 | 1,95 | 1,68 |
| | | 1,8 | 1,67 | 1,51 |
| | | 1,4 | 1,53 | 1,17 |
| 5.4.1967 06h55mn29s0 | 19°19S 168°64E D = 167 km hm = 763 m | 2,2 | 2,63 | 2,88 |
| | | 2,0 | 2,39 | 2,62 |
| | | 1,8 | 2,31 | 2,36 |
| | | 1,6 | 1,53 | 2,10 |
| | | 1,1 | 1,34 | 1,44 |
| | | 1,1 | 1,33 | 1,44 |
| 13.6.1967 03h11mn59s0 | 21°23S 169°64E D = 412 km hm = 542 m | 2,8 | 3,31 | 5,17 |
| | | 2,5 | 3,11 | 4,62 |
| | | 2,1 | 2,80 | 3,88 |
| | | 1,9 | 2,53 | 3,51 |
| | | 1,6 | 2,33 | 2,96 |
| | | 1,5 | 2,18 | 2,78 |
| 16.1.1967 10h31mn37s8 | 20°60S 169°62E D = 344 km hm = 1046 m | 5,2 | 3,09 | 4,97 |
| | | 4,2 | 3,01 | 4,02 |
| | | 3,9 | 2,98 | 3,74 |
| | | 3,8 | 2,92 | 3,64 |
| | | 3,3 | 2,83 | 3,16 |
| | | 1,4 | 1,90 | 1,34 |
| 13.7.1967 10h04mn19s0 | 20°40S 169°27E D = 313 km hm = 880 m | 5,8 | 3,44 | 6,59 |
| | | 3,1 | 2,91 | 3,52 |
| | | 2,1 | 2,17 | 2,38 |
| | | 2,1 | 1,55 | 2,38 |
| | | 1,6 | 1,41 | 1,82 |
| | | 1,6 | 1,12 | 1,82 |
| | | 1,2 | 1,08 | 1,36 |

| | | | | |
|--------------------------|--|--|--|--|
| 21.7.1967 19h28mn08s0 | 19°17S 168°60E D = 165 km hm = 801 m | 4,6 3,0 2,3 2,1 1,7 1,2 | 3,47 2,84 2,25 1,86 1,63 1,54 | 5,74 3,74 2,87 2,62 2,12 1,50 |
|--------------------------|--|--|--|--|

III - 5.4 Précision sur le calcul de la vitesse de groupe, influence des paramètres.

a. Précision sur le calcul de U

Dans le chapitre III.2, on a U à partir de C par la formule

$$U = C + (n + \frac{1}{2}) \frac{C}{n} \text{ en prenant } n = 10 : n = 300, n = 310, n = 400, n = 410...$$

La méthode d'interpolation de NEWTON GREGORY permet de préciser la valeur de U.

Pour n = 305, on a :

| n | C km/s | |
|-----|-----------|--------------|
| 295 | 3,8905476 | |
| 300 | 3,8862540 | |
| 305 | 3,8819474 | on en déduit |
| 310 | 3,8776263 | |
| 315 | 3,8733030 | |

$$\begin{aligned} \mu \delta C_0 &= 0,0043111 \\ \mu \delta^2 C_0 &= 0,0000099 \\ \mu \delta^3 C_0 &= 0,0000054 ; \end{aligned}$$

d'où l'on tire: $U_{305} = 3,6173844 \text{ km/s.}$

Par le calcul fait en III.2.5 on aurait : $U_{305} = 3,6183812 \text{ km/s.}$

Pour n = 600, on a :

| n | C | |
|-----|-----------|--------------|
| 590 | 3,6564911 | |
| 595 | 3,6530529 | |
| 600 | 3,6496186 | on en déduit |
| 605 | 3,6461939 | |
| 610 | 3,6427708 | |

$$\begin{aligned} \mu \delta C_0 &= 0,0034301 \\ \mu \delta^2 C_0 &= 0,0000050 \\ \mu \delta^3 C_0 &= 0,0000023 \end{aligned}$$

d'où l'on tire : $U_{600} = 3,2377357 \text{ km/s}$.

Par le calcul III.2.5 on aurait trouvé : $U_{600} = 3,2381434 \text{ km/s}$.

Dans les 2 cas, il y a identité entre les valeurs calculées jusqu'au 3ème chiffre après la virgule. Dans les tableaux du paragraphe III.2.5 on a donné U avec 2 chiffres après la virgule.

b. Influence des paramètres sur la vitesse de groupe

Le calcul donné en III.3.8 a été appliqué pour la valeur de $n = 600$ dans le modèle B.

On a cherché l'influence sur U d'une variation de $\Delta\beta = 0,2 \text{ km/s}$ dans l'écorce et dans le manteau supérieur.

Rappelons que : $\Delta U_o = \Delta C_o + (n_o + \frac{1}{2}) \frac{\Delta\beta}{6h} [X_{-2} + X_{-1} - X_1 - X_2]$;

avec ici : $n_o = 600$, $n_{o-2h} = 590$, $n_{o-h} = 595$, $n_{o+h} = 605$, $n_{o+2h} = 610$, $h = 5$.

Dans l'écorce $X_{-2} = 0,33335 \times 0,48111 = 0,16045$; $X_{-1} = 0,34028 \times 0,48063 = 0,16355$; $X_{+1} = 0,35427 \times 0,47973 = 0,16995$; $X_{+2} = 0,35997 \times 0,47931 = 0,17254$;

$$\Delta C_o = X_o \Delta\beta = 0,1650 \Delta\beta;$$

$$\Delta U_o = -0,2048 \Delta\beta \text{ et } \Delta U_o = \Delta C_o - 0,3698 \Delta\beta$$

Dans le manteau supérieur : influence du milieu compris entre 20 et 40 km de profondeur ; on trouve : $\Delta C = 0,3353 \Delta\beta$, $\Delta U = 0,4255 \Delta\beta$.

Q u a t r i è m e P a r t i e

ESSAIS DE SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

Dans la 4ème partie, on cherche à approfondir, dans un esprit de synthèse, les interprétations proposées au cours des développements qui précèdent et on examine les solutions possibles, dans le cadre des hypothèses de travail exposées dans la 1ère partie. Après un inventaire des faits, on note la convergence des résultats relatifs à la propagation des ondes de volume et à celle des ondes de Rayleigh. On fait ensuite la synthèse des interprétations.

IV.- Chapitre Premier

IV - 1.1 Inventaire des observations et des interprétations déjà proposées.

Ondes de volume.

1.- retard général dans les temps d'arrivée des ondes P en Mélanésie.

2.- écarts relatifs entre les stations.

3.- influence de l'azimut sur les temps d'arrivée.

4.- équation de propagation des ondes P

- linéaire entre l'arc des Nouvelles Hébrides et la Nouvelle Calédonie.

- non linéaire le long de l'arc des Nouvelles Hébrides.

5.- ordonnée à l'origine de l'équation de propagation des P comprise entre 2 et 4 s à Nouméa, Koumac et Ouanaham.

manteau supérieur "lent"
anomalies locales du manteau supérieur et de l'écorce.

manteau supérieur à gradient vertical de la vitesse des P.

hypothèses sur l'épaisseur de l'écorce. (comprise entre 20 et 35 km d'épaisseur)

6.- temps de propagation des P anormalement faibles aux Nouvelles Hébrides pour des séismes proches superficiels.

7.- vitesse des ondes S plus grande, relativement, que celle des P dans le manteau supérieur à l'ouest de l'arc sismique et sous la Nouvelle-Calédonie.

Ondes de Rayleigh

1.- différences importantes dans la dispersion des ondes de Rayleigh suivant la région du Sud Ouest Pacifique traversée :

- dispersion de type continental vers l'Indonésie.

- type intermédiaire en mer de Corail, Iles Fidji, dorsale de Norfolk

- type sub océanique dans les bassins Nord et Sud Fidji.

2.- accidents à tangente verticale sur les courbes de dispersion (vitesse de groupe) pour $18 < T < 22s$.

3.- courbes de dispersion des vitesses de phase le long de la Nouvelle-Calédonie.

4.- vitesses de groupe du mode fondamental et du 1er harmonique le long de l'arc des Nouvelles Hébrides.

vitesse élevée des ondes P dans "l'écorce".

coefficient de Poisson plus petit que la normale.

un schéma est proposé pour les épaisseurs d'écorce dans le Sud Ouest Pacifique

hypothèses sur la structure de l'écorce entre Nouméa et Koumac. (22 km d'épaisseur environ)

modèle de structure le long de l'arc. (manteau supérieur "lent")

IV - 1.2 C o n v e r g e n c e d e s o b s e r v a t i o n s s u r l e s o n d e s d e v o l u m e e t l e s o n d e s d e R a y l e i g h.

a. Observations relatives à l'écorce terrestre

Le terme constant de l'équation de propagation des ondes P, entre l'arc sismique des Nouvelles Hébrides et les stations de Nouméa et Koumac, et les écarts relatifs entre ces stations, pour des séismes

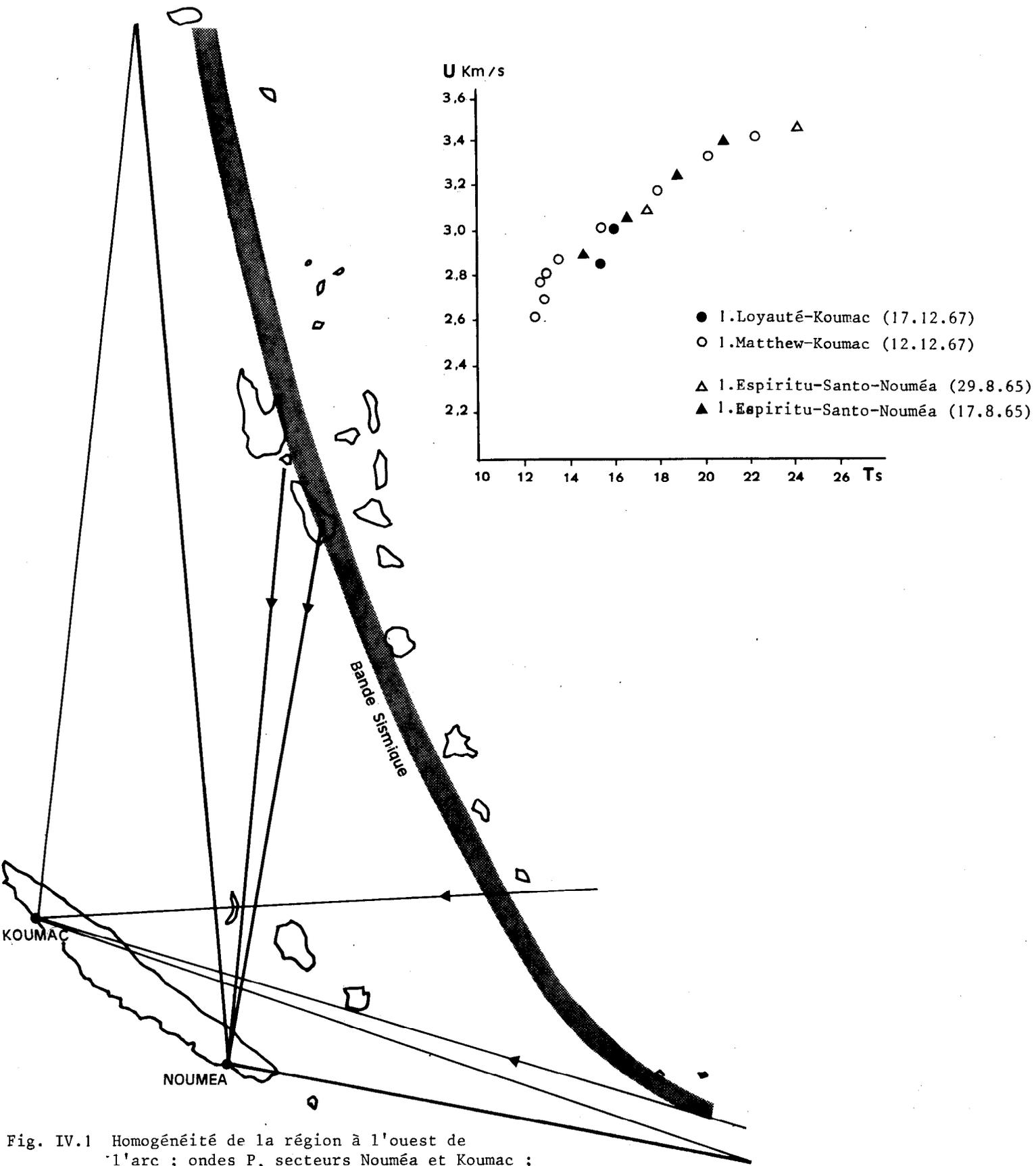


Fig. IV.1 Homogénéité de la région à l'ouest de l'arc ; ondes P, secteurs Nouméa et Koumac ; dispersion des ondes de Rayleigh sur 4 trajets particuliers.

plus éloignés (Iles Fidji, Nouvelle Bretagne, Nouvelle Guinée) m'ont conduit à proposer des épaisseurs d'écorce comprises entre 30 à 40 km sous la chaîne centrale et entre 15 et 20 km autour de la Nouvelle-Calédonie (cf. 2ème partie). La dispersion des ondes de Rayleigh entre Nouméa et Koumac (vitesse de phase) donne des résultats très voisins : 22 à 25 km. De même, la dispersion des ondes de Rayleigh ayant traversé les régions voisines de la Nouvelle-Calédonie est comparable à celle du groupe 5 de SAITO et TAKEUCHI calculée sur un modèle où l'écorce a 23 km d'épaisseur.

Remarque : La dispersion sur le trajet Indonésie-Nouméa conduit à admettre une épaisseur de 25 km, sous la plateforme et le bassin de la mer de Corail, résultat confirmé par les expériences de sismique en mer (SHOR, 1967).

b. Observations relatives au manteau supérieur.

La linéarité des équations de propagation des ondes de volume, entre l'arc des Nouvelles Hébrides et les stations de Nouméa et Koumac, traduit une homogénéité du manteau supérieur dans la vaste région située entre les Nouvelles Hébrides et la Nouvelle-Calédonie (fig. IV-1).

Cette homogénéité peut également expliquer que les ondes de Rayleigh, dans leur traversée de cette région, donnent à Nouméa et à Koumac des phénomènes de dispersion identiques, pour des trajets différents (fig. IV-1).

Le long de l'arc des Nouvelles Hébrides, le même modèle convient également à la dispersion des ondes de Rayleigh du mode fondamental et à la propagation des ondes P.

Il faut, en effet, admettre que les vitesses des ondes P et S sont faibles, pour expliquer les faibles valeurs observées des vitesses de groupe du 1er harmonique, dont la propagation est déterminée par la nature du manteau supérieur, lorsque les périodes sont supérieures à 6 s (ventre au-dessous de 30 km de profondeur). La présence d'un milieu "manteau croûte" où la vitesse des P est de 7,0 à 7,4 km/s est à rapprocher des observations faites dans d'autres régions sismiques (Japon), sur les dorsales (médio atlantique) dans les régions orogéniques et de volcanisme récent (zone d'Ivrée, Y. LABROUSTE 1959, 1962 ; FOREZ, G. PERRIER, 1963).

IV - 1.3 E s s a i d ' i n t e r p r é t a t i o n d e s o b s e r v a t i o n s d a n s l e c a d r e d e n o t r e h y p o t h è s e d e t r a v a i l.

a. Bref rappel des hypothèses proposées.

En nous basant sur l'aspect de l'isobathe 3 000 m, sur les positions des dorsales actives, des arcs insulaires et sur leur sismicité, sur

le développement des fosses océaniques, sur la tectonique, nous avons proposé les hypothèses suivantes :

- l'expansion, dans cette région, se ferait vers le nord est, à partir de la dorsale Indienne Antarctique ;

- les arcs actifs des Nouvelles Hébrides et des Iles Salomon seraient indépendants de l'arc Tonga-Kermadec ; le plongement de la lithosphère serait vers l'est, nord-est et vers le nord.

- un arc insulaire mort, sensiblement parallèle à celui des Nouvelles Hébrides, datant d'une période d'expansion antérieure à l'oligocène, aurait laissé, comme témoins, la Nouvelle-Calédonie et les Iles Loyauté.

Remarque : Dans le mouvement vers le nord et le nord-est, l'Australie aurait participé au mouvement, l'expansion provenant de l'océan Indien ; le bourrelet vers le nord serait la chaîne de la Nouvelle-Guinée (blocs mosaïques de L. GLANGEAUD, 1957). Les composantes est et nord-est produisent les plongements sous les arcs insulaires des Nouvelles Hébrides et des Iles Salomon.

Ces hypothèses entrent bien dans le schéma des plaques et centre de rotation proposés par LE PICHON pour cette région.

b. Epaissements de l'écorce, anisotropie ou hétérogénéités latérales du manteau supérieur.

La comparaison, avec la topographie des lieux, de la répartition des écarts relatifs suivant l'azimut (ondes P, couples de stations) montre la correspondance des retards avec le passage des rais à la verticale des reliefs importants ; ce qui a lieu pour l'azimut nord-est, par rapport à Nouméa, est et sud-est par rapport à Koumac dans le cas du couple Nouméa-Koumac, pour l'azimut nord, par rapport à Luganville, est par rapport à Port-Vila, dans le cas du couple Luganville-Port-Vila.

3 interprétations sont possibles :

- Si l'on rapproche ces observations de celles de BYERLY (1926) sur le retard pris pendant la traversée de la Sierra Nevada et si l'on suit cet auteur dans son interprétation, on peut alors chercher à quelle profondeur d'enracinement des montagnes correspondent ces retards. Les retards pris par les rais varient de 0,7 s (Fidji) à 0,9 s (séismes des Nouvelles Hébrides) au passage à la verticale de la chaîne centrale de la Nouvelle-Calédonie. Ils correspondraient à un épaissement de 18,3 et 21,4 km pour des vitesses de 6,5 km/s et 6,7 km/s.

A Port-Vila et Luganville, dans l'hypothèse d'une différence de vitesse des P de 0,4 km/s (7,0 km/s dans l'écorce et 7,4 km/s dans

le manteau supérieur), on trouverait un épaississement de 6,5 km/s sous l'île Vaté à l'est de Port-Vila, et de 9 km sous Espiritu Santo au nord-ouest de Luganville.

Remarque : Le terme constant étant de 3,4 s dans l'équation de propagation entre Nouvelles Hébrides et Nouméa ou Koumac et de 2,5 s dans la direction sud-est, on peut avoir une idée plus précise de l'épaisseur totale de l'écorce sous la côte ouest et sous la chaîne de la Nouvelle-Calédonie (cf. 1ère partie). La couche sédimentaire de flysh est de 2 km (BRGM com. pers.) d'épaisseur, sous la côte ouest au niveau de Nouméa.

On propose :

a. un modèle à deux couches

| | Couche 1 | | Couche 2 | | |
|------------|------------------|----------------------|------------|----------------|------------|
| | α km/s | H ₁ km | α_2 | H ₂ | α_3 |
| Côte ouest | 2,1 | 2 | 6,0 | 12,7 | 7,95 |
| " | 2,1 | 2 | 6,5 | 15,7 | 7,95 |
| " | 2,1 | 2 | 6,7 | 17,5 | 7,95 |

b. deux modèles à 3 couches dont les paramètres sont ceux du groupe 5 de SAITO et TAKEUCHI

| | Couche 1 | | Couche 2 | | Couche 3 | | |
|-----------------|------------|----------------|------------|----------------|------------|----------------|------------|
| | α_1 | H ₁ | α_2 | H ₂ | α_3 | H ₃ | α_4 |
| Côte ouest | 2,1 | 2 | 6,03 | 7,5 | 6,7 | 7,5 | 7,95 |
| Chaîne centrale | 2,1 | 2 | 6,03 | 5,3 | 6,7 | 10,5 | 7,95 |

On pourrait multiplier les essais, mais on voit que, dans des conditions raisonnables de choix de la vitesse des P dans l'écorce et dans le cadre des hypothèses exposées plus haut, l'épaisseur de l'écorce à Nouméa et à Koumac serait comprise entre 15 et 20 km, alors que sous la chaîne centrale, elle serait comprise entre 35 et 40 km.

- Si l'hypothèse précédente, d'un épaissement de l'écorce sous les reliefs, est acceptable pour la Nouvelle-Calédonie où la chaîne centrale qui s'élève à 1 500 m en moyenne se trouve entourée par des bassins océaniques de 2 000 à 3 000 m de profondeur, elle est moins satisfaisante pour les petites îles volcaniques des Nouvelles Hébrides où l'on a vu par ailleurs que la distinction entre écorce et manteau supérieur était mal définie.

HESS (1964) suggère que le manteau supérieur est anisotrope dans certaines régions, à cause de l'orientation privilégiée des cristaux d'olivine dans lesquels la vitesse des ondes P est de 9,87 km/s le long d'un plan privilégié et de 7,73 km/s dans le plan perpendiculaire. RAITT (1968) signale des différences de vitesse de 0,3 km/s (Pacifique Nord-Est) et même de 0,6 km/s (Hawaï) le maximum de vitesse étant parallèle à la direction d'expansion. WHITMARSII (1968) essaie de montrer que cette anisotropie a été acquise lorsque le manteau supérieur est passé près de la crête de la dorsale, mais LE PICHON (1968) souligne qu'on devrait alors la trouver aussi dans la couche océanique (couche 3) formée d'olivine hydratée, ce qui n'est pas de cas.

Si l'on examine l'hypothèse d'une anisotropie dans le problème que nous étudions, on constate que pour expliquer le retard pris sous le relief de la Nouvelle-Calédonie, il faudrait que la différence des vitesses, suivant les 2 directions perpendiculaires, soit 1 km/s, sur une bande de 50 km de large, ou de 0,53 km/s, sur 100 km.

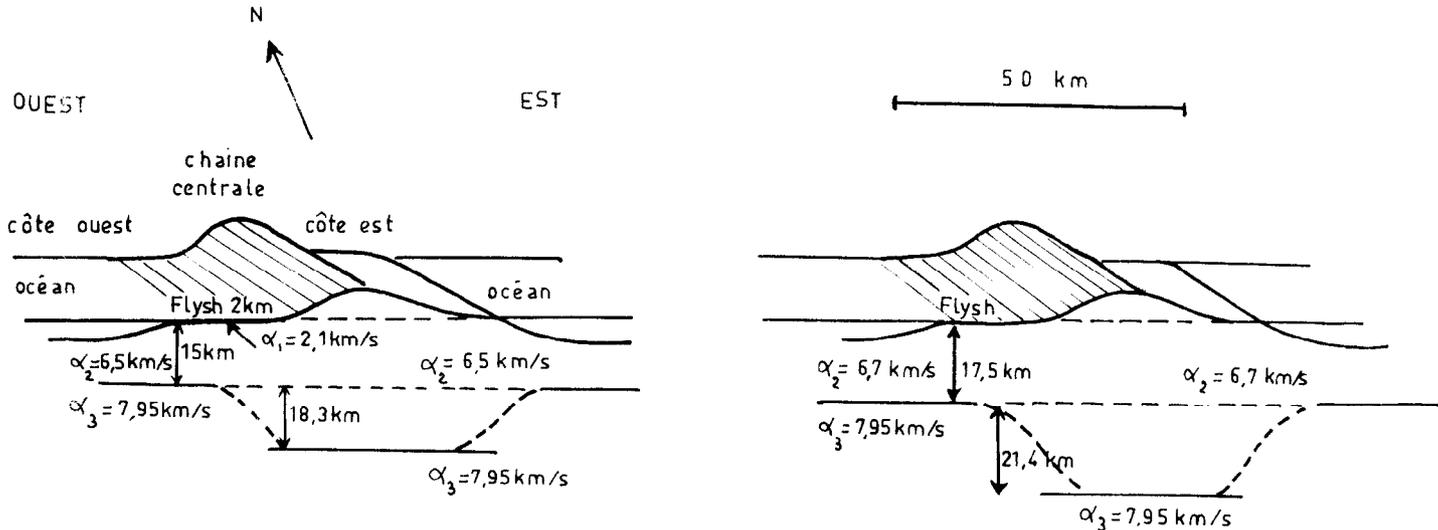
Dans le cas des Nouvelles Hébrides, cette hypothèse serait difficilement conciliable avec les observations, car l'anisotropie, à Luganville et à Port-Vila, serait suivant des axes différents (vitesse minima sur l'axe nord-sud à Luganville et sur l'axe est-ouest à Port-Vila).

- Une 3ème hypothèse est celle des hétérogénéités latérales du manteau supérieur. Le manteau restant isotrope, les paramètres α , β , ρ sont plus petits sous les îles que sous les régions qui les entourent. Cette hypothèse pourrait s'appliquer aux faibles retards observés sous les îles des Nouvelles Hébrides. On a montré, par ailleurs, que le manteau y était verticalement hétérogène : dans l'hypothèse d'un gradient linéaire, la vitesse des P croissant de 7,4 km/s à 20 km, à 8,1 km/s, 100 km plus bas.

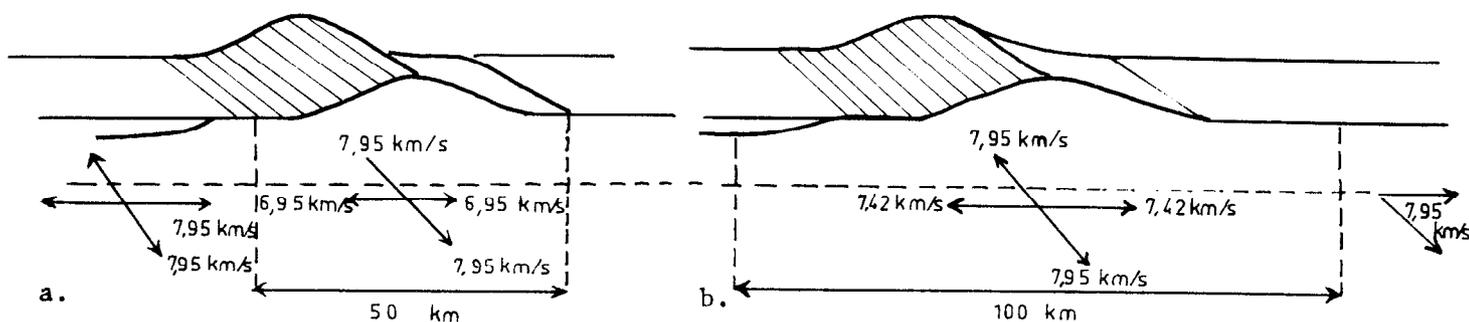
Un calcul simple donne, pour le retard observé sous l'île Vaté dans le cas des séismes des Iles Fidji, la largeur de la zone anormale dans la 3ème hypothèse. Si le contraste des vitesses des ondes P, sous l'île et de part et d'autre, est de 0,2 km/s entre 20 et 50 km de profondeur le diamètre de la "cheminée" est de 90 ± 20 km. Si le contraste est de 0,4 km/s, le diamètre est de $41,5 \pm 9$ km. La figure IV-2 résume les 3 hypothèses que l'on vient d'examiner.

c. Anomalies plus profondes du manteau supérieur.

Le retard important des temps d'arrivée des ondes P provenant de séismes lointains, donne des renseignements intéressants sur le manteau

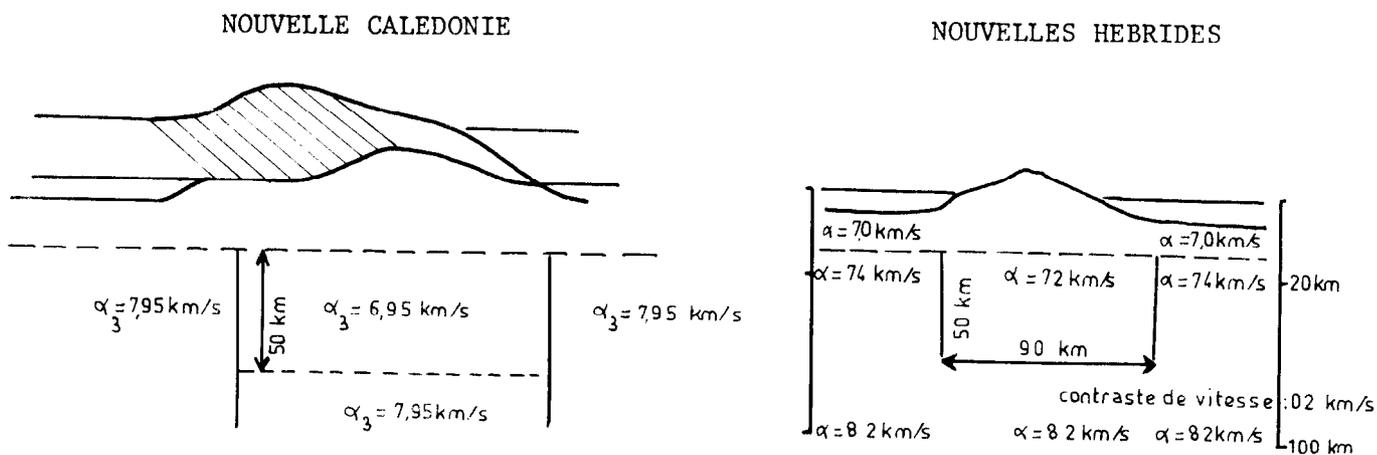


1ère hypothèse : épaissement de l'écorce (modèle à 2 couches : Nouvelle-Calédonie).



2ème hypothèse: anisotropie du manteau supérieur

- a. sur une bande de 50 km de large
- b. sur une bande de 100 km de large.



3ème hypothèse : manteau isotrope mais hétérogénéité latérales.

Fig. IV.2

en Mélanésie. Rappelons que ce retard est de 1,5 s environ pour les séismes des îles Fidji et que l'on a mis en évidence, grâce aux ondes P provenant de l'explosion nucléaire des Aléoutiennes (1965) un écart relatif de 3 s, entre les stations de Mélanésie et les stations situées à la même distance épacentrale, sur les continents européen et américain.

L'interprétation de ces écarts est envisagée suivant 2 hypothèses :

- L'hypothèse d'un retard réparti tout le long du rai sismique. Cette hypothèse est voisine de celle que proposent CHINNERY et TOKSOZ (1967). Ces auteurs étendent les anomalies de propagation au manteau profond en se basant sur les mesures de la dérivée du temps de propagation par rapport à la distance épacentrale, obtenue grâce à un réseau de stations en croix (tir Longshot et réseau du Nevada).

Dans le cas étudié de l'explosion nucléaire des Îles Aléoutiennes, la méthode d'HERGLOTZ-WIECHERT donne la loi de vitesse des ondes P en fonction de la profondeur dans les 2 directions : Aléoutiennes-Mélanésie et Aléoutiennes-Amérique. Si l'on admet que l'écart entre les temps d'arrivée suivant les 2 directions est proportionnel à la distance épacentrale et varie de 0 s à 0°, à 4 s à 70°, on trouve entre les 2 milieux une différence de vitesse de 0,05 km/s environ s'étendant jusqu'à 2 000 km, point bas du rai 70°. De telles différences entre les vitesses de propagation des ondes P, à des profondeurs aussi grandes, sont difficilement admissibles.

Pour cette raison on cherche dans le manteau supérieur l'origine de ces écarts.

- L'hypothèse d'un retard dans la traversée du manteau supérieur. A la distance épacentrale de 70°, l'écart calculé entre la traversée des 100 premiers km de l'écorce et du manteau supérieur, aux Nouvelles Hébrides et sous un bouclier continental est de 1,13 s. Entre Nouvelle-Calédonie et bouclier, il est de 1,25 s (détails des calculs en annexe IV-5.2). Les modèles utilisés pour ces calculs, sont ceux qui ont été établis en 2ème et 3ème partie et celui du bouclier d'après E. HERRIN et J. TAGGART (1962). Les anomalies superficielles (jusqu'à 100 km), dans les hypothèses envisagées ne suffisent donc pas à expliquer les retards observés. On peut alors supposer que la zone anormale, en Mélanésie, s'étend au-dessous de 100 km.

En prenant entre 100 et 300 km de profondeur une valeur de la vitesse des P de 8 km/s on trouve un écart relatif de 2,19 s entre Luganville (la station des Nouvelles Hébrides qui a enregistré l'explosion) et les stations du bouclier. A la station de Nouméa en faisant la même hypothèse sur le manteau entre 100 et 300 km de profondeur on trouve un écart relatif de 2,25 s avec les stations du bouclier (détail des calculs en annexe IV-5.1). Ces écarts sont légèrement plus faibles que les écarts de 3 s observés. Le milieu anormal pourrait s'étendre au-dessous de 300 km.

Reprenons l'hypothèse d'ISACKS et OLIVER et faisons une coupe par un plan vertical nord-sud au niveau de la station de Luganville. Le

plan nord-sud est sensiblement celui du raï provenant du point d'explosion des Iles Aléoutiennes. En prenant des valeurs raisonnables des vitesses de 3 km/s dans la lithosphère on voit que le modèle ainsi construit diffère peu de celui proposé plus haut (fig. IV-3). Il n'y a donc pas incompatibilité entre les observations et le schéma d'ISACKS et OLIVER.

Le fait qu'un modèle identique convienne pour interpréter les observations à la station de Nouméa constitue un argument important en faveur de notre hypothèse de travail : existence d'une lithosphère fossile plongeant sous un arc insulaire mort.

Remarque : Le manteau supérieur anormal s'étendrait donc dans une vaste région comprenant la Nouvelle-Calédonie, les Nouvelles Hébrides et les arcs voisins (Salomon, Samoa, Tonga) et on rapproche cette hypothèse de l'observation de W. GUIER et R. NEWTON (1965) sur le renflement du géoïde dans cette région, + 50 m (fig. IV-4). En effet, on peut penser que les faibles valeurs des paramètres α et β sont associées à de faibles valeurs de la densité des milieux.

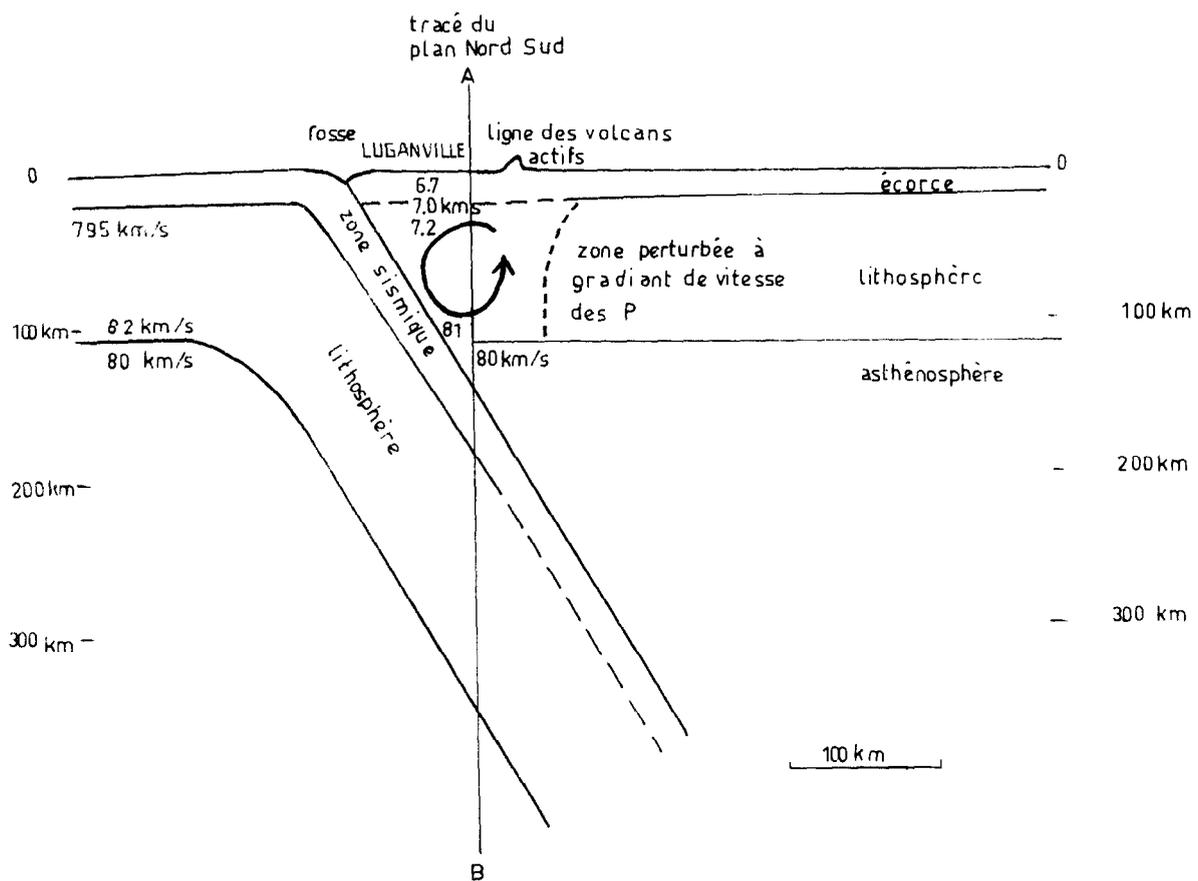


Fig. IV.3

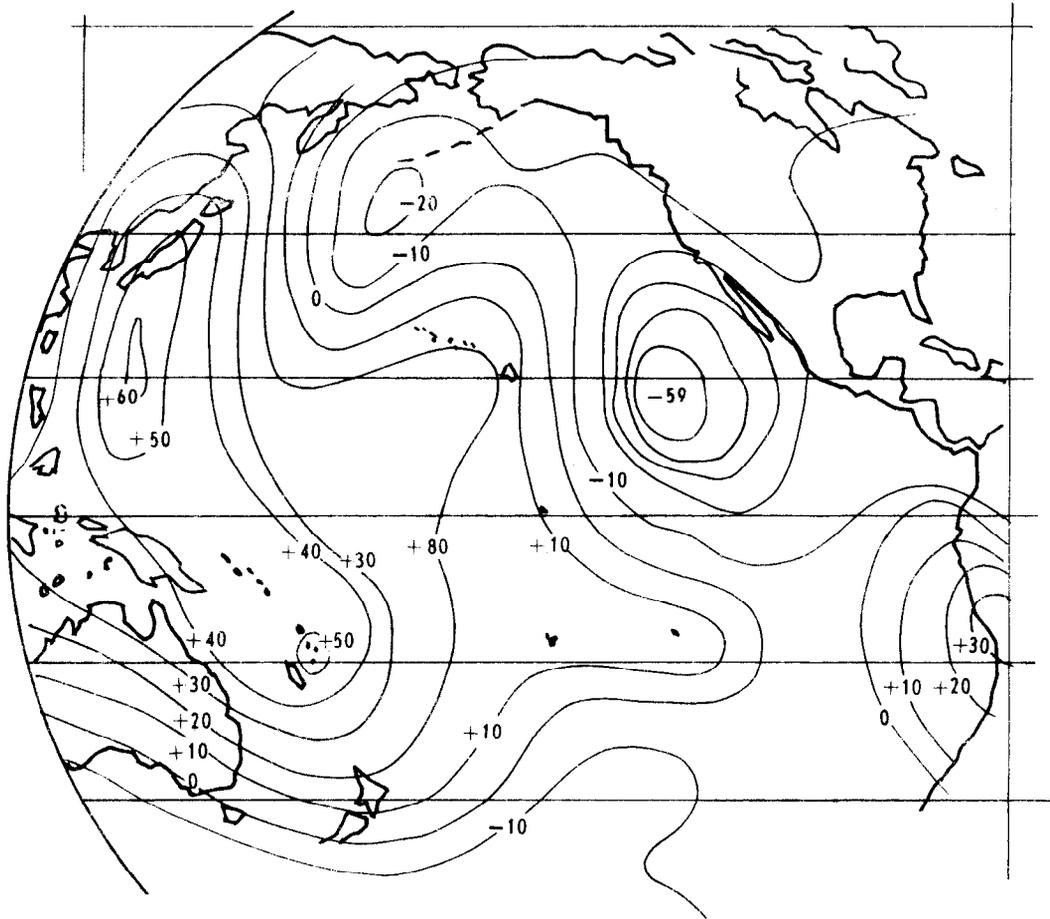


Fig. IV.4 Anomalies du géoïde d'après W. GUIER et R. NEWTON.

IV.- C h a p i t r e 2

C O N C L U S I O N S

Sur le plan général de l'application des méthodes sismologiques à l'étude structurale d'une région anormale, dans le cas où aucune donnée de sismologie expérimentale n'existe, il est apparu que l'on pouvait tirer parti des enregistrements d'un grand nombre de séismes locaux et régionaux par l'application de méthodes particulières. Il est, cependant, nécessaire d'examiner avec soin les causes possibles d'erreurs et de soumettre le grand nombre de données à différents tests statistiques : analyse de la variance, test de linéarité etc... On doit pouvoir donner, dans tous les cas, la marge d'incertitude autour du résultat obtenu.

Avec les ondes de volume, on obtient ainsi les équations de propagation et, par là, des modèles de structure de l'écorce et du manteau supérieur, avec une précision d'autant plus grande que le nombre des observations est plus élevé, à la condition de parvenir à se débarrasser des erreurs systématiques (par la méthode des alignements ou des couples de stations proches, par exemple).

L'étude expérimentale de la propagation des ondes de Rayleigh a été faite dans le même esprit et le problème de la recherche de modèles théoriques a été mené de façon cohérente par une analyse systématique des influences respectives des différents milieux avant de passer au problème des ajustements des courbes théoriques sur les courbes expérimentales de dispersion. Une comparaison entre propagation des ondes de volume et propagation des ondes de Rayleigh a été faite au cours de ce travail.

Compte tenu de ces précautions dans l'application des méthodes, je propose le schéma structural suivant.

- Nouvelle-Calédonie :

L'écorce aurait une épaisseur de 20 ± 2 km sous les côtes ouest et est ainsi que sous les Iles Loyauté. Elle s'épaissirait pour atteindre 35 ± 4 km sous la chaîne centrale.

Le manteau supérieur serait caractérisé par un milieu dans lequel la vitesse de propagation des ondes P serait voisine de 8 km/s jusqu'à une

profondeur de 300 km (lithosphère fossile ante-oligocène).

- Nouvelles Hébrides

La vitesse des ondes P serait relativement élevée près de la surface du sol. La distinction entre écorce et manteau supérieur n'est pas nettement observable sur la bande de 200 km de large de l'arc insulaire. Un milieu où la vitesse des P croîtrait de 7,4 km/s à 20 km de profondeur jusqu'à 8,1 km/s 100 km plus bas rendrait bien compte de la propagation des ondes sismiques le long de l'arc.

Par ailleurs des hétérogénéités latérales existent près de la surface sous les îles. La présence d'une "cheminée" ou d'un réservoir (magmatique ?) de 40 à 90 km de diamètre sur 50 km d'épaisseur expliquerait les anomalies locales : retards relatifs entre stations suivant l'azimut. Au-dessous de 100 km de profondeur et jusqu'à 300 km existerait un milieu où la vitesse de propagation des P serait voisine de 8 km/s (lithosphère plongeante).

- Sud-Ouest Pacifique

La région comprise entre la ligne andésitique et l'Australie serait caractérisée par une écorce relativement épaisse pour des régions couvertes par des mers profondes : 15 km dans les bassins, 20 km autour de la Nouvelle-Calédonie, 22 à 28 km le long des chaînes de Norfolk de Lau, et sous la plateforme de la mer de Corail. Seule la mer de Tasman paraît avoir une écorce de type océanique. Ces hypothèses qui ont fait l'objet d'une publication antérieure ont été confirmées depuis par quelques profils sismiques lors des croisières Nova (G. SHOR, 1967).

Les interprétations proposées, ne sont pas en désaccord avec nos hypothèses de travail.

Suivant ces hypothèses, les régions de la Nouvelle-Calédonie, des Nouvelles Hébrides et des Iles Fidji se trouveraient au lieu de rencontre de 2 mouvements d'expansion sensiblement opposés, l'un de l'est sud-est vers l'ouest-nord-ouest, provenant de la dorsale Est Pacifique, l'autre du sud-ouest vers le nord-est, à partir de la dorsale Indienne Antarctique (fig. IV-5).

Les plongements de la lithosphère de part et d'autre du bassin Nord Fidji se traduiraient par la présence, dans le manteau supérieur, d'un milieu anormal qui expliquerait les retards importants observés dans la propagation des ondes de volume, ainsi que la dispersion des ondes de Rayleigh.

Les effets annexes de ces grands mouvements sont aussi en bon accord avec les observations : sismicité, tectonique, exhaussement de l'écorce en bordure de la zone de plongement, Horst à l'est des Nouvelles Hébrides, grabiens à l'ouest (cf. 1ère partie).

Le développement, dans le temps, de ces mouvements tel que les théories actuelles le proposent à l'échelle du Globe, éclaire d'un jour nouveau le problème des anomalies existant dans l'environnement immédiat de la zone active. Ainsi, le fait de supposer que la Nouvelle-Calédonie serait le témoin d'un arc insulaire mort à l'oligocène (arrêt de l'expansion, puis reprise au miocène avec plongement à l'emplacement

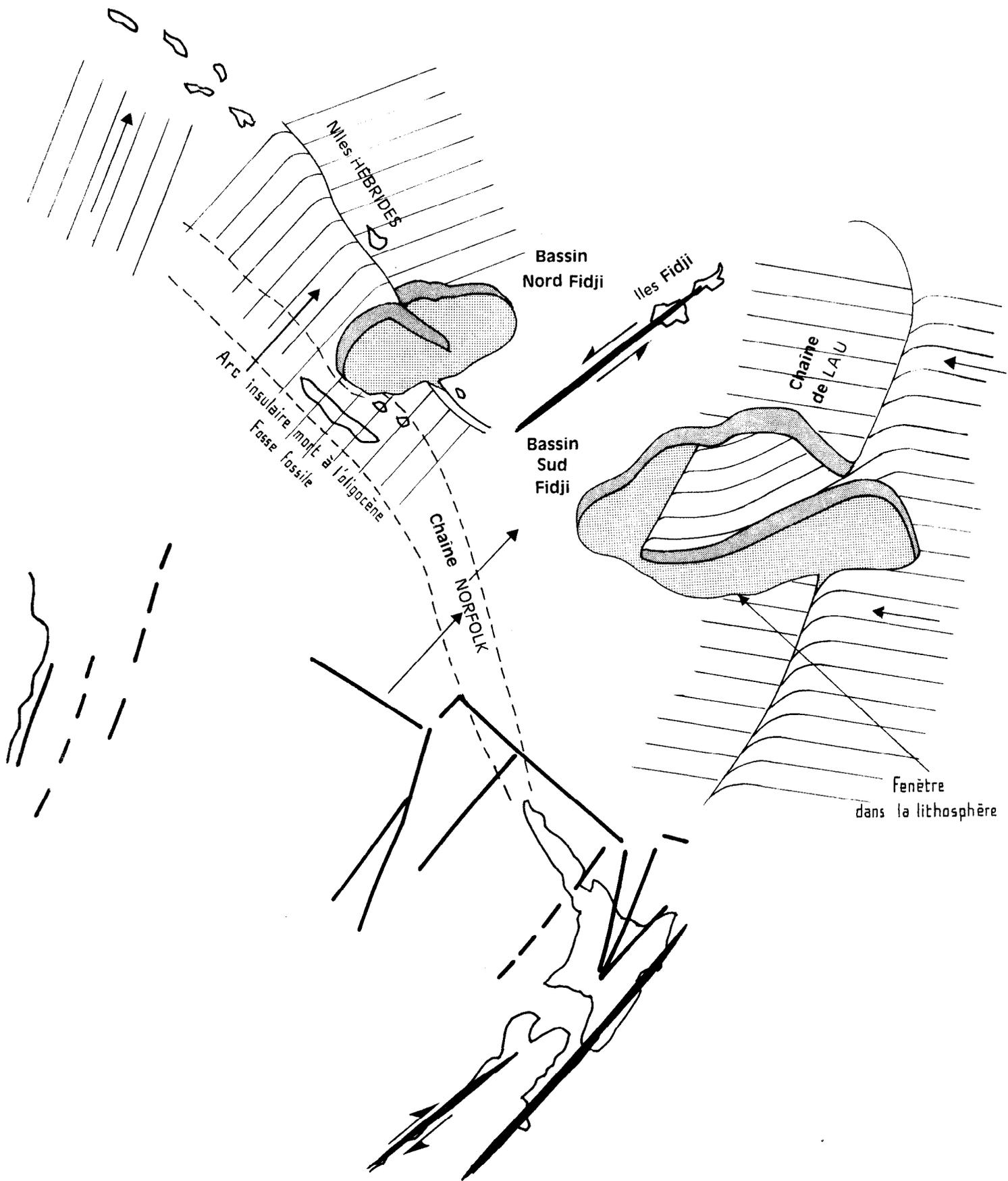


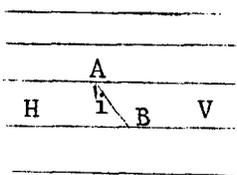
FIG. 18.5

actuel) pourrait expliquer les anomalies de propagation observées dans le manteau supérieur. Une phase paroxysmale et l'épanchement des péridotites à l'oligocène marqueraient un arrêt de l'expansion.

IV.- C h a p i t r e 3

A N N E X E

Calcul des temps de traversée des 300 premiers kilomètres sous la station pour le rai $\Delta = 70^\circ$, dans les 3 cas proposés :



Si AB est le segment de ce rai dans la couche d'épaisseur H où la vitesse des P constante est V

$$AB = \frac{H}{\cos i} \text{ avec } \sin i = \frac{V}{V_a} \text{ (croquis)}$$

or la vitesse apparente pour le rai $\Delta = 70^\circ$ est $V_a = 17,9785 \text{ km/s}$.

On en déduit les temps de traversées des 300 premiers kilomètres.

| Nouvelles Hébrides (Luganville) | | | Nouvelle-Calédonie | | | Bouclier Canadien | | |
|---------------------------------|------|-------------|--------------------|------|-------|-------------------|------|-------|
| V km/s | H km | t = AB/V s. | V km/s | H km | t s. | V km/s | H km | t s. |
| 2,5 | 3 | 1,24 | 2,1 | 2 | 0,81 | 6 | 15 | 2,67 |
| 6,7 | 15 | 2,42 | 6,5 | 40 | 7,08 | 6,75 | 25 | 4,00 |
| 7,0 | 15 | 2,33 | 8,0 | 258 | 36,00 | 8,4 | 80 | 10,76 |
| 7,2 | | | | 300 | 43,89 | 8,2 | 120 | 16,25 |
| 8,1 | 70 | 10,34 | | | | 8,64 | 60 | 7,93 |
| 8,0 | 197 | 27,47 | | | | | 300 | 41,61 |
| | 300 | 43,80 | | | | | | |

écart entre Bouclier Canadien et Nouvelles Hébrides : 2,19 s.

écart entre Bouclier Cadanien et Nouvelle-Calédonie : 2,27 s.

B i b l i o g r a p h i e

- ANONYME - 1949 - Submarine-gravity expeditions in the Pacific. Transactions, American Geophysical Union, vol. 30, n° 1, p. 149.
- AVIAS, J. - 1953 - Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrotacées de la Nouvelle-Calédonie Centrale. Nancy, Sciences de la Terre, T. 1, n° 1-2, 276 p.
- BIOT, M.A. - 1952 - The interaction of Rayleigh and Stonely waves in the ocean bottom. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 42, pp. 81-92.
- BLOT, C. et PRIAM, R. - 1962 - Sismicité de l'archipel des Nouvelles Hébrides. Rapport ORSTOM, multigr.
- BOLT, B.A. et NIAZI, M. - 1964 - Dispersion of Rayleigh waves across Australia. Geophys. J. Astr. Soc. G.B., vol. 9, n° 1, pp. 21-35.
- BOLT, B.A. et NUTTLI, O.W. - 1966 - P waves residuals as a function of azimuth. J. Geophys. Res., vol. 71, n° 24, pp. 5977-5985.
- BULLARD, E.C., EVERETT, J.E. et SMITH, A.G. - 1965 - A Symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1088, 41.
- BULLEN, K.E. - 1963 - An introduction to the theory of seismology. Cambridge University Press, 3 rd ed., 381 p.
- BYERLY, P. - 1926 - The Montana earthquake of June 28, 1925. Bull. Seism. Soc. Amer., T. 16, pp. 209-225.
- CARDER, D.S., GORDON, D.W. et JORDAN, J.N. - 1966 - Analysis of surface foci travel times. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 4, pp. 815-840.
- CHALVRON, M. de, DUBOIS, J., PUECH, J.-L., REICHENFELD, C. - 1966-1967 - Croisières bathymétriques aux Nouvelles Hébrides à bord du N.O. Coriolis. Rapport ORSTOM, multigr.

- CHOUDHURI, M.A. et ROTHE, J.P. - 1965 - Durée de propagation des ondes P; anomalie vers 20°. Ann. de Géophys. 21, 2, pp. 266-272.
- CLEARY, J. et HALES, A.L. - 1966 - Analysis of travel times of P waves. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 2, pp. 467-489.
- CONNES et NOZAN, V. - 1961 - Théorie du filtrage mathématique. J. Phys., T. 1, p. 359.
- COSAKIS (cité par PAPAZACHOS et al.) - 1966 - Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 6, pp. 1241-1268.
- COULOMB, J. - 1931 - Sur les ondes de Rayleigh et sur certaines transcendentes généralisant celles de Bessel. Ann. Toulouse, T. 3, vol. 23, pp. 91-137.
- COULOMB, J. - 1933 - Nature discontinue des ondes de Love. C.R. Acad. Sci., Paris, 197, pp. 176-178.
- COULOMB, J. - 1952 - La constitution de la terre. Paris, Albin Michel.
- COULOMB, J. - 1957 - La détermination de l'épicentre d'un séisme à l'aide des couples de stations ayant enregistré l'onde P à la même heure. C.R. Acad. Sci., Paris, 244, 8, pp. 1060-1062.
- COULOMB, J. - 1969 - Expansion et dérive. Sous presse. P.U.F.
- CRENN, Y. - 1953 - Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de la Nouvelle-Calédonie. Ann. Géophys., 9, 4, pp. 291-299.
- CRENN, Y. et METZGER, J. - 1959 - Quelques observations d'ondes de Rayleigh de séismes atlantiques enregistrés à la bordure du continent africain. Ann. Géophys., vol. 15, pp. 555-560.
- CULLEN, D.J. - 1967 - Mantle convection and sea floor spreading in South-West Pacific. Nature, 216, n° 5113, pp. 356-357.
- DALLY, J.W. et LEWIS, D. - 1968 - A Photoclastic analysis of propagation of Rayleigh waves past a step change in elevation. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 58, n° 2, pp. 539-563.
- DELTHEIL, R. et HURON, R. - 1959 - Statistique mathématique. Armand Colin, n° 336, Paris.
- DIETZ, R.S. - 1961 - Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, 200, 1085.
- DUBOIS, J. - 1965 - Sur la vitesse de propagation des ondes P le long de l'arc séismique des Nouvelles Hébrides. C.R. Acad. Sci., Paris, 260, pp. 2275-2277.

- DUBOIS, J. - 1966 - Temps de propagation des ondes P à des distances épicentrales de 30 à 90°, région du Sud-Ouest Pacifique. Ann. Géophys., 22, 4, pp. 642-645.
- DUBOIS, J. - 1968 - Etude de la dispersion des ondes de Rayleigh dans la région du Sud-Ouest Pacifique. Ann. Géophys., T. 24, fasc. 1.
- ELSASSER, W.M. - 1968 - Convection and stress propagation in the upper mantle. New Castle Symposium, John Wiley Sons, New York.
- ENGDAHL, E.R. et GUNST, R.H. - 1966 - Use of a high speed computer for preliminary determination of earthquakes hypocenters. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 2, pp. 325-336.
- ESPIRAT, J.J., MILLON, R. et NOSMOEN, A. - 1965 - Note sur l'échelle stratigraphique de la Nouvelle-Calédonie.
- EVISON, F.F. et THOMSON, A.A. - 1962 - Thickness of the Earth's crust in New Zealand. N.Z. J. Geol. Geophys., vol. 5, n° 1, pp. 29-45.
- EWING, W.M. et PRESS, F. - 1952 - Crustal structure and surface wave dispersion. Part. II, Salomon Islands Earthquake of July 29, 1950. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 42, n° 4, pp. 315-325.
- EWING, W.M., JARDETZKY, W.S. et PRESS, F. - 1957 - Elastic waves in layered media. Mac Graw-Hill Book Company, Inc. New York.
- EWING, J. et EWING, M. - 1967 - Sediment distribution and the mid ocean ridges with respect to spreading of the floor. Science, 156, p. 1590.
- FISHER, R.L. et RAITT, R.W. - 1962 - Topography and structure of the Peru Chile trench. Deep Sea Res., vol. 9, pp. 423-443. Pergamon Press Ltd.
- FREEDMAN, H. - 1967 - A statistical discussion of P residuals from explosions. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 57, n° 3ⁿ, pp. 677-695.
- GAULON - Programme de calcul PPGAU sur UNIVAC : Filtrage mathématique.
- GLANCEAUD, L. - 1957 - Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. Rev. Géogr. Phys. & Geol. Dyn., 1, 4, pp. 200-220.
- GLANCEAUD, L. - 1959 - Origine profonde des volcans et structure de la croûte terrestre. C.R. Comité National Français Géodésie et Géophysique.
- GOGUEL, J. - 1965. Traité de Tectonique. Masson et Cie.
- GOUDARZI (voir MOAZAMI).

- GUIER, W.H., NEWTON, R.R. - 1965 - The earth's gravity field as deduced from the Doppler tracking of 5 satellites. *J. Geophys. Res.*, 70, pp. 4613-4625.
- GUILLOIN - Schéma géologique du Sud-Ouest Pacifique. *Comm. pers.*
- GUTENBERG, B. - 1944 - Travel times of principal P and S phases over small distances in southern California. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 34, n° 1, pp. 13-32.
- HAI, N. - 1963 - Propagation des ondes longitudinales dans le noyau terrestre. *Ann. Géophys.* 19, 162 p.
- HASKELL, N.A. - 1953 - The dispersion of surface waves in multilayered media. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 43, pp. 17-34.
- HEIRTZLER, J. et LE PICHON, W. - 1965 - Crustal structures of Mid ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, vol. 70, n° 16, pp. 4013-4033.
- HERGLOTZ et WIECHERT (Cité dans C. RICHTER - 1958 - *Elementary Seismology* FREEMAN and Co, San Francisco, pp. 667-669).
- HERRIN, E. et TAGGART, J. - 1962 - Regional variations in P_n velocity. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 52, n° 5, pp. 1037-1046.
- HESS, H.H. - 1965 - Mid oceanic ridges and tectonics of the sea floor. *Submarine Geology and Geophysics Colston Paper n° 17.*
- HOUTZ, H., EWING, J., EWING, M. et LONARDI, A.G. - 1967 - Seismic reflection profiles of the New Zealand Plateau. *J. Geophys. Res.* 72, n° 18.
- HUDSON, J.A., KNOPOFF, I. - 1964 - Transmission and reflection of surface waves at a corner. II. Rayleigh waves. *J. Geophys. Res.*, vol. 69, n° 2, pp. 281-289.
- HUNKINS, K. et KUO, J. - 1965 - Surface wave dispersion in the Tonga-Fidji region. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 55, 1, pp. 135-145.
- ISACKS, B. et OLIVER, J. - 1967 - Deep earthquakes zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, vol. 72, n° 16, pp. 4259-4275.
- ISACKS, B., OLIVER, J. et SYKES, L.R. - 1968 - Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, vol. 73, n° 16, pp. 5855-5899.
- JARDETZKY, W.S. et PRESS, F. - 1953 - Crustal structure and surface wave dispersion. III. Theoretical dispersion curves for suboceanic Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 43, pp. 137-144.
- JEFFREYS, H. - 1925 - On the surface waves of earthquakes, *Monthly notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.*, vol. 1, pp. 282-292.

- JOBERT, N. - Programme de calcul VPROCJ : Sur UNIVAC Orsay et 3600 IBM Elaise Pascal. Calcul de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh dans un milieu à couches sphériques.
- KANAI, K. - 1951 - On the group velocity of dispersive surface waves. Bull. Earthquake Res. Inst. (Tokyo), vol. 29, pp. 49-60.
- KEILIS BOROK, V.I. - 1954 - On the propagation of vibrations in a multilayered half space. Doklady Akad. Nauk S.S.S.R., vol. 45, pp. 733-735.
- KOVACH, R.L. et PRESS, F. - 1961 - Rayleigh wave dispersion and crustal structure in the eastern Pacific and Indian Ocean. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., vol. 4, pp. 202-216.
- LABROUSTE, Y. et GILBERT, J. - 1951 - Ann. Géophys. 7, pp. 268-271.
- LABROUSTE, Y. - 1958. - Enregistrements séismiques d'explosions nucléaires. C.R. Acad. Sci., Paris, 247, n° 3, pp. 321-323.
- LABROUSTE, Y., BALTENBERGER, P., PERRIER, G. et RECQ, M. - 1968 - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le sud-est de la France. C.R. Acad. Sci., Paris, 266, pp. 663-665.
- LAMOTTE, M. - 1948 - Introduction à la biologie quantitative. Masson et Cie, Paris.
- LAPWOOD - 1961 - Transmission of Rayleigh waves at a corner. J. Roy. Astr. Soc., vol. 4, pp. 174-176.
- LEE, W. et UYEDA, S. - 1965 - Review of heat flow data in Terrestrial heat flow, ed. by W.H.K. Lee, Geophys. Monograph 8, pp. 87-190. Amer. Geophys. Union, Washington D.C.
- LE PICHON, X. - 1968 - Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, n° 12, pp. 3661-3697.
- MAC DONALD, G. - 1945 - Petrography of the Wallis Islands. Bull. Geol. Soc. Amer., 56, pp. 861-872.
- MAC KENZIE, D.P. - 1967. - Some remarks on heat flow and gravity anomalies. J. Geophys. Res., 72, 6261.
- MAL, A.K., KNOPOFF - 1965 - Transmission of Rayleigh waves past a step change in elevation. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 55, n° 2, pp. 319-334.
- MAL, A.K., KNOPOFF - 1966 - Transmission of Rayleigh waves at a corner. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 2, pp. 455-466.

- MENARD, H.W., WINTERER, E.L., CHASE, T.E. et SMITH, S.M. - 1968 - Melanesian sea floor relief-Transactions. Amer. Geophys. Union, vol. 49, n° 1, p. 217.
- MOAZAMI GOUDARZI, K. - Programme de calcul sur 3600 IBM - résolution des matrices d'Haskell.
- MOAZAMI GOUDARZI, K. - 1967 - Vitesse de phase des ondes de Rayleigh et structure de la croûte et du manteau supérieur entre Limousin et Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, T. 264, pp. 1618-1621.
- MOAZAMI GOUDARZI, K. - 1967 - Vitesse de groupe des ondes de Rayleigh. C.R. Acad. Sci., Paris, T. 264, pp. 1689-1692.
- MOONEY, H.M. et BOLT, B.A. - 1966 - Dispersive characteristics of the first mode for a single surface layer. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 1, pp. 43-67.
- MORGAN, W.J. - 1968 - Rises, trenches, great faults and crustal blocks. J. Geophys. Res., 73.
- NALIMOV, V.V. - 1963 - The application of mathematical statistics to chemical analysis. Pergamon Press.
- OBELLIANNE, J.M. - 1958 - Contribution à la connaissance géologique de l'archipel des Nouvelles Hébrides. Faculté des Sciences de Nancy : diplôme ingénieur-docteur. Sciences de la terre, T. VI.
- PAPAZACHOS, P.E., COMNINAKIS, J.C. et DRAKOPOULOS, J.C. - 1966 - Preliminary results of an crustal structure in southern Europe. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 6, pp. 1241-1268.
- PERRIER, G. - 1963 - Ondes séismiques enregistrées dans les monts du Forez. C.R. Acad. Sci., Paris, 257, pp. 1321-1322.
- PUECH, J.L. et REICHENFELD, C. - 1968 - Croisière bathymétrique aux Nouvelles Hébrides à bord du N.O. Coriolis. Rapport ORSTOM.
- RAITT, R.W. - 1956 - Seismic-refraction studies of the Pacific ocean basin. I. Crustal thickness of the central equatorial Pacific. Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 1623.
- RAYLEIGH Lord - 1912 - On the propagation of waves through a stratifical medium with special reference to the question of reflection. Proc. Roy. Soc. (London), A, vol. 86, pp. 207-226.
- RICHTER, C. - 1958 - Elementary Seismology FREEMAN and Co, San Francisco
- ROTHE, J.P. et PETERSCHMITT, E. - 1950 - Etude séismique des explosions d'Haslach. Ann. de l'IPG de Strasbourg, 5, pp. 128.

- SAITO, M. et TAKEUCHI, H. - 1966 - Surface waves across the Pacific. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 56, n° 5, pp. 1067-1091.
- SATO, Y. - 1949 - Mathematical study of the propagation of waves upon a stratified medium. I. Bull. Earthquake Res. Inst. (Tokyo), vol. 26, pp. 1-4.
- SCLATER, J.G., VACQUIER, V., GREENHOUSE, J.P. et DIXON, P.S. - 1968 - Sub-continent presentation and discussion of recent heat flow measurements. Transactions Amer. Geophys. Union, vol. 49, n° 1, p. 217.
- SHOR, G.G. - 1967 - Seismic refraction profile in coral sea basin. Science, vol. 158, pp. 911-913.
- SPRENGNETHER Instrument Co - 1960 - General description long period vertical seismometer. Notice.
- SUMMERHAYES, C.P. - 1967 - New Zealand region volcanism and structure. Nature, vol. 215.
- SYKES, L.R. et OLIVER, J. - 1964 - The propagation of short-period seismic surface waves across oceanic areas. Part. I. Theoretical study. Bull. seism. Soc. Amer., vol. 54, n° 5, pp. 1349-1372.
- SYKES, L.R. - 1967 - Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. J. Geophys. Res., 72, 2131.
- TALWANI, M., LE PICHON, X. et HEIRTZLER, J.R. - 1965 - East Pacific rise : The magnetic pattern and the fracture zones. Science, 150, 1109.
- TOLSTOY, I. et USDIN, E. - 1953 - Dispersive properties of stratified elastic and liquid media : a ray theory. Geophysics, vol. 18, pp. 844-870.
- TRYGGVASON, E. - 1964 - Arrival times of P waves and upper mantle structure. Bull. Seism. Soc. Amer., vol. 54, n° 2, pp. 727-736.
- VACQUIER, V., RAFF, A.D. et WARREN, R.E. - 1961 - Horizontal displacements in the floor of the northeastern Pacific Ocean. Bull. Geol. Soc. Amer., 72, pp. 1251-1258.
- VACQUIER, V. - 1962 - Magnetic evidence for horizontal displacements in the floor of the Pacific Ocean, in continental drift, ed. by S.K. Runcorn, pp. 135-144. Academic Press, New York.
- VAN DER LINDEN, W.J.M. - 1967 - Structural relationship in the Tasman sea and south west Pacific Ocean, vol. 10, n° 5, pp. 1280-1301.
- VINE, F.J. et MATTHEWS, D.H. - 1963 - Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199, 947?

WEGENER, A. - 1915 - "Die Entstehung der Kontinente und Oceane". Trad. A. Lerner. Nizet et Bastard, edit. 1957.

WHITMARSH, R.B. - 1968 - Seismic anisotropy of the uppermost mantle beneath mid-ocean ridges. Nature, 218, 558.

WILLMORE, P.L. et BANCROFT, A.M. - 1960 - The time approach to refraction seismology. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., vol. 3, n° 4.

WILSON, J.T. - 1965 - A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207, 343.

WORZEL, J.L. - 1965 - Deep structure of coastal margins and mid-oceanic ridges. Colston Papers, 17, 335-361. University of Bristol, Bristol, England.