

Étude de la dispersion des ondes de Rayleigh dans la région du sud-ouest Pacifique

par J. DUBOIS,

Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa.

RÉSUMÉ. — La dispersion des ondes de Rayleigh enregistrées aux stations sismologiques de Nouméa (Nouvelle-Calédonie) et Port-Vila (Nouvelles-Hébrides) est étudiée pour 54 séismes de l'Indonésie, de la Nouvelle-Bretagne, des Iles Salomon, des Nouvelles-Hébrides, des Iles Samoa, Tonga, Kermadec, de la Nouvelle-Zélande et des Iles Macquarie. L'hétérogénéité des structures dans la zone située entre la ligne andésitique et l'Australie apparaît. La comparaison des vitesses de groupe avec les modèles de SAITO et TAKEUCHI permet de proposer le schéma suivant : une écorce épaisse pour le Nord-Ouest de la mer de Corail (30 km et plus), une écorce de 22 à 28 km dans la région Fidji-Tonga-Samoa flanquée, au Nord-Ouest et au Sud-Ouest, de 2 bassins à croûte plus mince (15 km et moins). La dorsale de Norfolk semble se trouver dans une direction où l'écorce est plus épaisse que sous les zones océaniques qui l'encadrent à l'Est et à l'Ouest. Le manteau supérieur serait caractérisé par de faibles vitesses des P et des S sous la mer de Corail et la région Nouvelles-Hébrides-Nouvelle-Calédonie, en accord avec les retards observés dans la propagation des ondes de volume. Un niveau à moindre vitesse des S au-dessous de 60 km rendrait bien compte des observations pour les bassins situés entre Nouvelles-Hébrides et Iles Fidji, entre Kermadec et Nouvelle-Calédonie, entre Australie et Nouvelle-Zélande. L'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh du premier mode le long de l'arc sismique des Nouvelles-Hébrides confirme l'anomalie de vitesse des ondes S et P observées.

SUMMARY. — Rayleigh waves dispersion at seismological stations of Nouméa (New Caledonia) and Port-Vila (New Hebrides) is considered for 54 earthquakes which occurred in Indonesia, New Britain, Solomon Islands, New Zealand and Macquarie Islands. Structural heterogeneities of the area between Australia and the andesite line appear. Comparison of group velocities with SAITO and TAKEUCHI models implies: a thick crust in the North West of the Coral Sea (30 km and more) a 22-28 km crust in the Fidji-Tonga-Samoa area on the North West side of which 2 Basins have a thin crust (15 km). The Norfolk ridge appears to be on a direction where the crust would be thicker than in the surrounding oceanic areas. An upper mantle with P and S waves low velocities would be under Coral Sea and New Caledonia-New Hebrides area; this fact agrees fairly with late arrivals observed in body waves propagation. A shear wave low velocity layer at a depth of 60 km would be in good agreement with data for the oceanic basins between New Hebrides and Fidji Islands, Kermadec Islands and New Caledonia, Australia and New Zealand. The study of Rayleigh waves first mode dispersion along the New Hebrides seismic belt gives results in fairly agreement with observed S and P waves propagation anomalies.

INTRODUCTION

L'étude de la propagation des ondes de volume dans la région du Sud-Ouest Pacifique a permis de mettre en évidence des vitesses anormalement faibles dans le

manteau supérieur en Mélanésie en général et le long de l'arc sismique des Nouvelles-Hébrides plus particulièrement [DUBOIS, 1965].

Les stations sismologiques de Nouméa (Nouvelle-Calédonie) et de Port-Vila (Nouvelles-Hébrides),

O. R. S. T. O. M.

Collection de Référence

n° / 2280

23 AOUT 1968

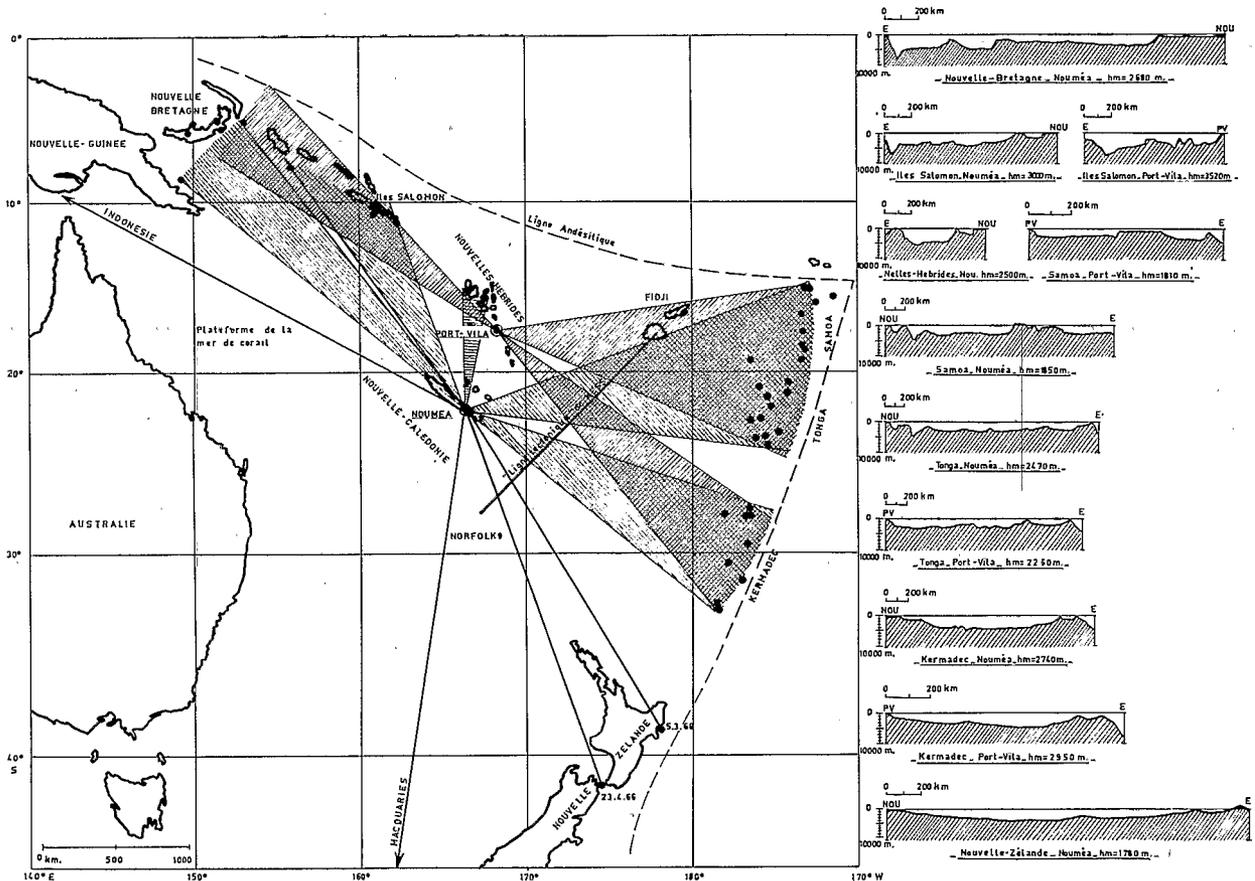


FIG. 1.

Epicentres des séismes étudiés et zones de propagation.

équipées de sismographes à longue période, enregistrent bien des ondes de surface provenant de séismes situés le long des arcs sismiques de l'Indonésie, des îles Salomon, des Nouvelles-Hébrides, des îles Fidji, Tonga, Kermadec et de la Nouvelle-Zélande (fig. 1).

Un certain nombre de travaux a été consacré à l'étude de la dispersion des ondes de surface dans le Sud-Ouest Pacifique; ils concernent pour la plupart de vastes régions comprises entre ligne andésitique et Australie. Ces études ont été faites à partir des données des stations des îles Fidji [KUO, BRUNE et MAJOR, 1962; HUNKINS et KUO, 1965], de l'Australie [BOLT et NIAZI, 1964], de la Nouvelle-Zélande [THOMSON et EIVSON, 1962]. Les trajets sismiques envisagés traversent des régions très diverses : bassins océaniques, aires continentales, fosses océaniques, arcs sismiques, etc., et on note dans les résultats obtenus des dispersions intermédiaires entre dispersions de type océanique et de type continental. La Nouvelle-Calédonie et les Nouvelles-Hébrides ont dans cette région une position privilégiée car on peut y étudier la dispersion suivant des azimuts différents.

On se propose de mettre en évidence les différences internes à l'échelle régionale de la Mélanésie par

l'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh du mode fondamental et à une échelle plus locale des Nouvelles-Hébrides par celle du premier mode. On utilisera les résultats des travaux cités ainsi que les modèles de SAÏTO et TAKEUCHI [1966] calculés à partir de 7 groupes d'écorce (groupe 1 de type océanique; groupe 7 de type continental).

APPAREILLAGE

Les appareils utilisés pour l'étude des ondes de Rayleigh à Nouméa et Port-Vila sont : deux sismographes verticaux Sprengnether de période propre $T_0 = 15$ s couplés avec des galvanomètres Lehner Griffith de période propre $T_g = 80$ s. Le shunt utilisé à Nouméa est de 50Ω . Une agitation microsismique importante à Port-Vila a conduit à réduire par un shunt de 30Ω l'amplification des appareils, réglés initialement comme ceux de Nouméa. On a mesuré le déphasage entre mouvement du sol et enregistrement à l'aide d'un générateur très basse fréquence. La connaissance du déphasage est nécessaire pour le calcul des courbes de dispersion. Il varie de 3 s. ($T_s = 8$ s.) à 15 s. ($T_s = 100$ s.) (fig. 2).

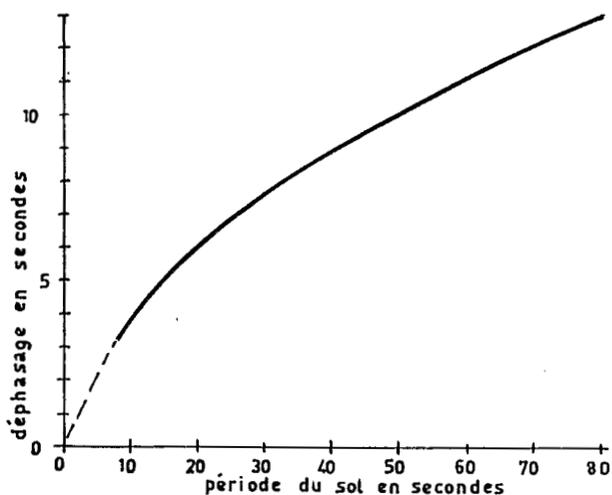


FIG. 2.
Déphasage en secondes en fonction de la période du mouvement du sol à Nouméa.

CALCUL DES VITESSES DE GROUPE

On applique la méthode classique : 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.

Pour passer de la période mesurée à la période vraie des oscillations du sol on applique la méthode d'EVISON [1962] :

T_m est la période mesurée, T_s la période du sol au même instant :

$$T_s = T_m \left[1 + F \left(T_s, \frac{dT_s}{dt} \right) \right] \text{ avec } F \left(T_s, \frac{dT_s}{dt} \right) = \frac{T_s}{2\pi} \frac{dT_s}{dt} \frac{d\Delta}{dT_s}$$

Δ est le déphasage en radians entre la phase enregistrée et la phase du mouvement du sol. Il est la somme du déphasage dû au sismographe et de celui dû au galvanomètre.

Dans la notation d'Evison $F \left(T_s, \frac{dT_s}{dt} \right)$ est négatif si la dispersion est normale, $T_s < T_m$ au même instant.

Comme on ne connaît pas T_s mais T_m on calcule le terme correctif F par approximations successives en remplaçant d'abord T_s par T_m dans F ; 2 essais suffisent dans le cas le plus défavorable : $T_m - T_s = 2 s$ pour $T_s = 40 s$ (séisme d'Halmahera du 18 octobre 1965); pour $T_s < 15 s$, $T_m - T_s < 0, 1 s$.

Dans l'application qui suit les séismes sont peu éloignés des stations $\left| \frac{dT_s}{dt} \right|$ est grand et le terme correctif n'est pas négligeable. PRESS et EWING

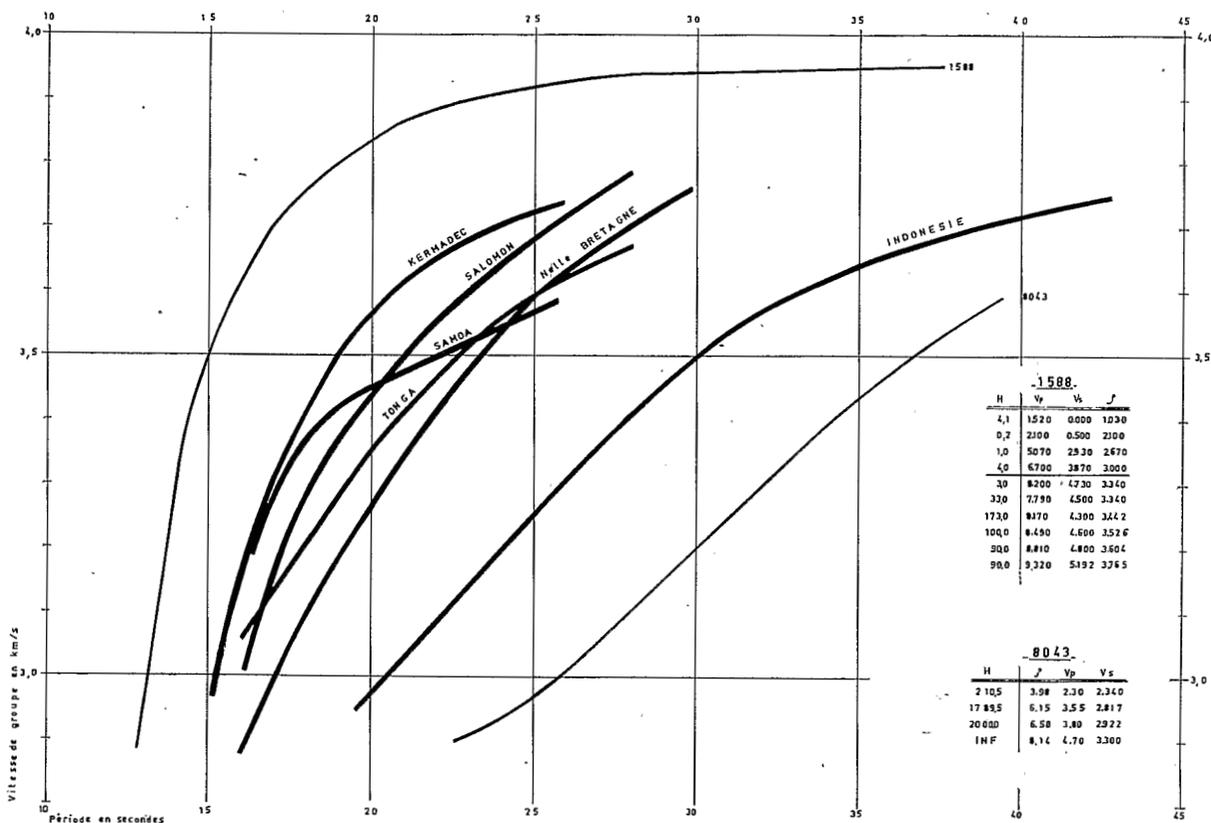


FIG. 3.
Dispersion des ondes de Rayleigh à Nouméa suivant différents azimuts.

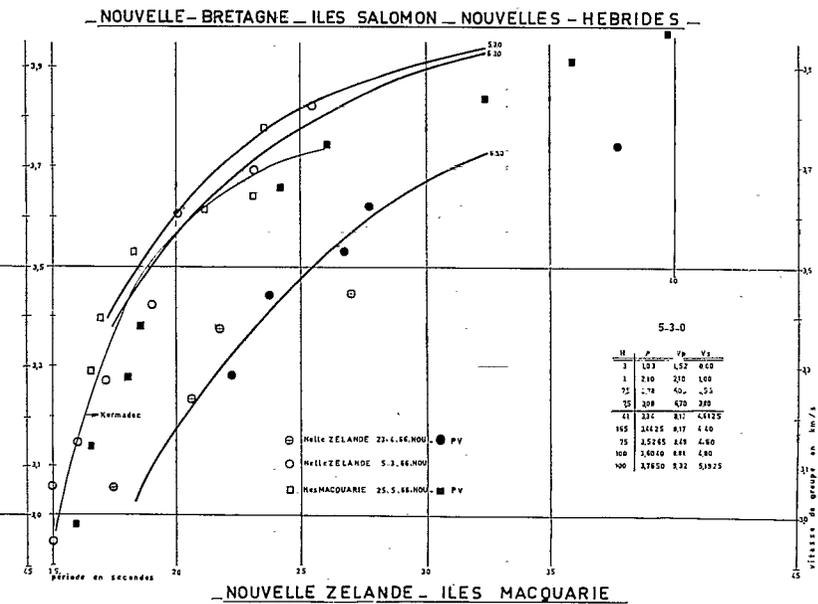
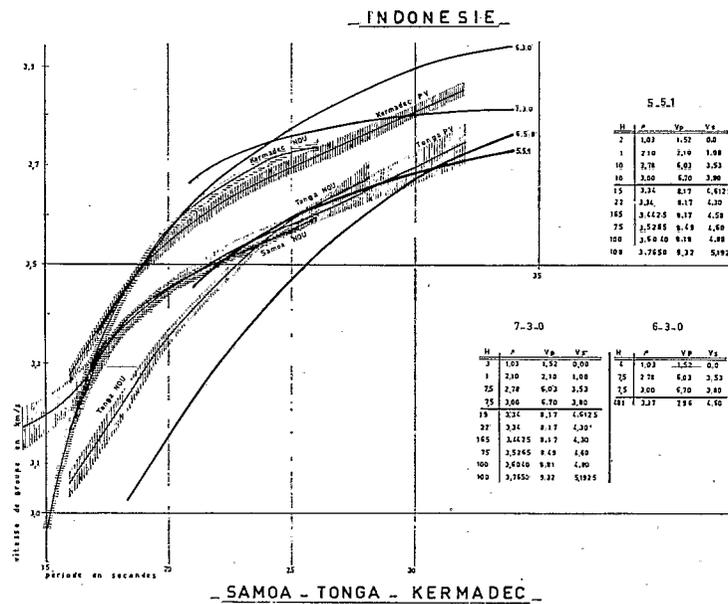
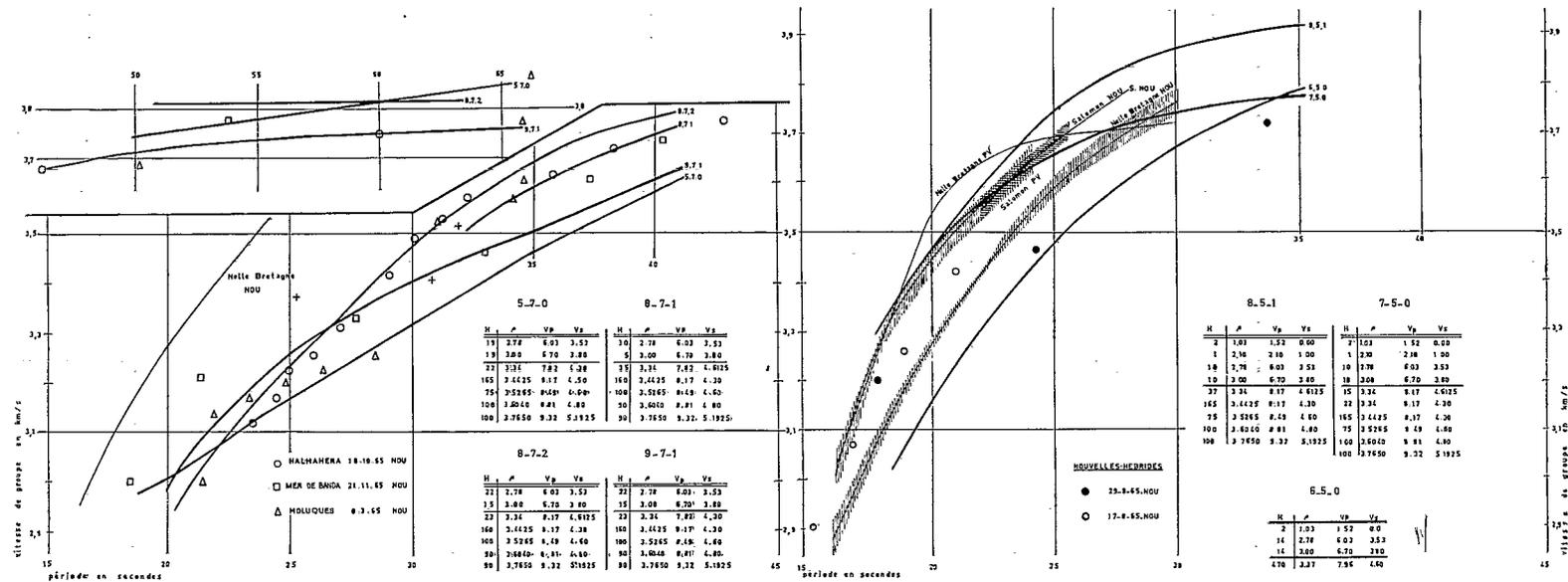


FIG. 4.

Dispersion des ondes de Rayleigh à Nouméa et Port-Vila, comparaison par régions avec les modèles de Saito et Takeuchi.

[1952] le négligent dans l'étude de séismes situés à plus de 6 000 km.

RÉSULTATS CONCERNANT LES ONDES DE RAYLEIGH DU MODE FONDAMENTAL

Le tableau I contient la liste des séismes étudiés et la distance épacentrale à la station enregistreuse. Les positions des séismes et des stations ainsi que les profils bathymétriques le long des trajets séismes-stations sont indiqués sur la figure n° 1. Les sismogrammes reproduits sur la planche I montrent des dispersions caractéristiques pour des séismes de l'Indonésie, des Iles Salomon, Samoa et Kermadec.

Les courbes de dispersion des vitesses de groupe en fonction des périodes du sol sont tracées par région sur les figures 3 et 4. La courbe de dispersion caractéristique d'une région donnée est la courbe moyenne obtenue à partir des données de plusieurs séismes. La bande d'incertitude a été tracée lorsque le nombre des séismes utilisés était supérieur à 3. Cette bande d'incertitude est définie plus loin (précision des résultats fig. 5). La figure n° 3 montre que la dispersion observée est variable d'une région à l'autre. Les courbes la situent entre les 2 modèles classiques 1588 [KOVACH et PRESS, 1961] de type océanique et 8043 de DORMAN, de type continental.

Pour préciser ces hétérogénéités suivant les azimuts on a comparé dans la figure n° 4 les courbes de dispersion observées avec celles des 7 groupes de modèles de SAITO et TAKEUCHI qui correspondent à 7 groupes de modèles de croûte (dans chaque groupe, différents types de manteau sont envisagés et le chiffre représentatif du groupe est encadré de 2 chiffres caractéristiques du manteau).

PRÉCISION DES RÉSULTATS

L'erreur sur la vitesse de groupe est la somme de l'erreur sur la distance épacentrale et de l'erreur sur le temps de propagation. Pour le calcul des distances épacentrales on a utilisé un programme de calcul (sur l'ordinateur I.B.M. 704 du C.N.R.S.) donnant ces distances au millième de degré près. L'erreur sur les distances épacentrales provient donc uniquement de l'incertitude dans la position de l'épicentre donnée par l'USCGS qui admet une erreur de ± 5 km sur les coordonnées. L'erreur sur le temps de propagation est la somme de l'erreur sur l'heure origine USCGS soit $\pm 1s$ et de l'erreur de lecture : pointage des crêtes et des creux. Cette dernière est inférieure à $1s$; les déphasages, mesurés avec précision avec un générateur de très basse fréquence, introduisent une erreur négligeable.

L'erreur sur la période dépend également du pointage des crêtes et des creux.

Aucune des erreurs citées n'étant systématique on peut avoir une idée de l'erreur sur une courbe moyenne tracée à partir des données de plusieurs séismes. Pour

cela on a calculé 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 Kermadec, cette 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. Sur la figure n° 5 sont pointés les résultats expérimentaux et sont tracées la courbe moyenne et la bande d'incertitude pour les séismes des Iles Salomon.

On voit également (fig. 4) que les différences de dispersion entre les régions étudiées sont bien supérieures aux bandes d'incertitude, ce qui prouve l'existence d'hétérogénéités de structure suivant les régions traversées.

Étudions ces régions en détail.

TRAJET INDONÉSIE A NOUMÉA

Les ondes de Rayleigh provenant de 3 séismes de l'Indonésie arrivent à Nouméa après avoir traversé le nord de l'Australie et la plate-forme de la mer de Corail. Les 65 % du trajet sont dans les régions continentales. On constate par comparaison avec les modèles la similitude des courbes de dispersion avec celles du groupe 7 qui caractérise une écorce de 35 à 40 km d'épaisseur.

On a tracé figure 4 les modèles 8-7-2, 8-7-1, 9-7-1 qui diffèrent par la nature du manteau supérieur. Les points observés sont très proches des modèles pour $20 < T < 32$ s. Pour $32 < T < 50$ s 8-7-1 convient mieux et 9-7-1 pour $T > 50$ s bien que la dispersion des points soit assez grande. Un manteau supérieur des points « lent » ($V_s = 4,30$ km/s jusqu'à 220 km de profondeur dans 9-7-1) qui affecte les plus grandes périodes pourrait être à l'origine de la dispersion observée. BOLT et NIAZI (1964) qui ont étudié à travers l'Australie la dispersion des ondes de surface provenant d'un séisme des Iles Salomon proposent une épaisseur de la croûte de 30 à 35 km, et 30 % de moins sous la mer de Corail. Il y a bon accord avec les observations précédentes.

TRAJETS SALOMON, NOUVELLE-BRETAGNE, NOUVELLES-HÉBRIDES A NOUMÉA ET PORT-VILA :

L'ensemble des dispersions est identique à celles du groupe 5 qui correspondent à une écorce de 22 à 28 km surmontée d'une couche d'eau de 2 km. Les courbes de dispersion sont encadrées par les modèles 8-5-1 et 6-5-0. On remarque à Nouméa une tendance vers des dispersions plus océaniques pour les séismes des Salomon, ce qui est dû à l'influence d'une couche d'eau plus épaisse sur le trajet séismique ($h_m = 3$ 000 m voir les profils bathymétriques, fig. n° 1). On note également que les courbes de dispersion à Nouméa pour les séismes des Nouvelles-Hébrides se rapprochent de 6-5-0.

A Port-Vila, les courbes identiques à celles de Nouméa pour les séismes des Salomon sont plus océa-

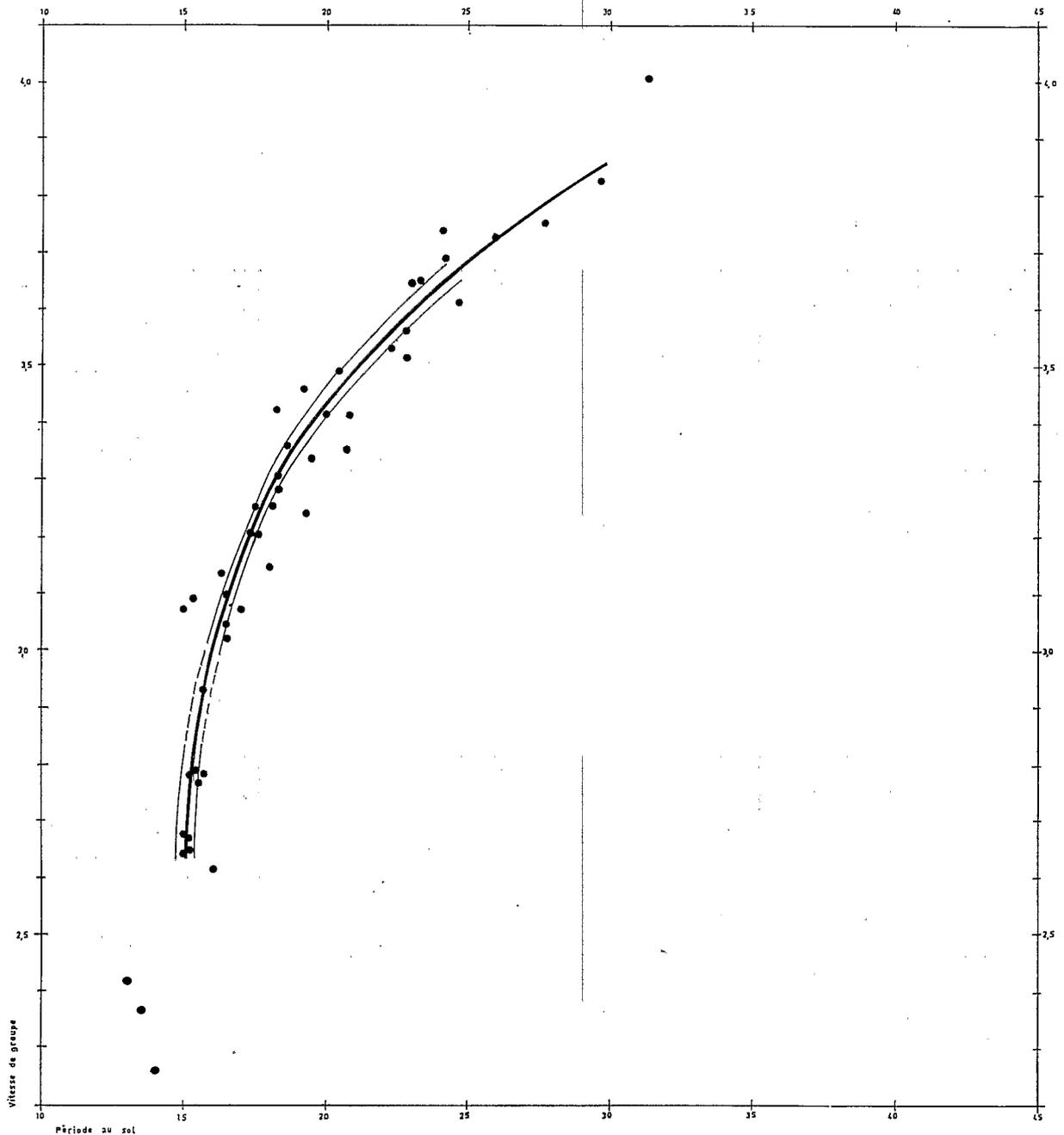


FIG. 5.

Points observés, courbe moyenne et bande d'incertitude à Nouméa pour l'exemple des séismes des îles Salomon.

riques pour ceux de Nouvelle-Bretagne. Une couche d'eau moyenne de 3 000 m sur ce trajet doit être à l'origine de cette différence.

TRAJETS SAMOA, TONGA, KERMADEC A NOUMÉA ET A PORT-VILA :

La comparaison des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh pour la région Est et Sud-Est de la Nouvelle-Calédonie et des Nouvelles-Hébrides montre de nettes différences (fig. 4).

Les modèles du groupe 3 sont proches des dispersions observées avec les séismes des Îles Kermadec aussi bien à Nouméa qu'à Port-Vila : modèles 6-3-0 et 7-3-0. Ils correspondent à une écorce de 15 ou 16 km surmontée d'une couche d'eau de 3 à 4 km. Dans les cas étudiés les couches d'eau moyennes sont de 2 740 m à Nouméa et 2 950 m à Port-Vila.

Pour les séismes des Samoa et Tonga on retrouve la similitude avec le groupe 5. Mais à l'intérieur de ce groupe, on observe :

— une différence entre Tonga-Nouméa et Tonga-Port-Vila;

— une similitude entre Samoa-Nouméa, Tonga-Port-Vila et le modèle 5-5-1.

Ceci peut s'expliquer par une différence de structure entre le bassin interne Fidji-Nouvelles-Hébrides (groupe 3) et la bordure sud du bassin (groupe 5) correspondant à la ligne tectonique de HESS (voir les trajets sismiques sur la carte).

Ces observations précisent celles de KUO, BRUNE et MAJOR [1962] et de HUNKINS et KUO [1965] qui ont noté sur les enregistrements de Suva (îles Fidji) des vitesses de phase et de groupe lentes pour les trajets à travers la Mélanésie et la Nouvelle-Zélande suggérant une écorce plus épaisse ou des vitesses plus faibles que celles du bassin Pacifique et établissant que la ligne andésitique est la limite de ce bassin Pacifique proprement dit et du complexe tectonique du Sud-Ouest Pacifique.

TRAJETS NOUVELLE-ZÉLANDE, ILES MACQUARIE A NOUMÉA ET PORT-VILA

La similitude entre la dispersion du séisme de l'Est de la Nouvelle-Zélande (5/3/1966) et du séisme de l'île Macquarie d'une part, la dispersion observée pour Kermadec d'autre part apparaît bien; cette dispersion est voisine de celle du modèle 6-3-0.

Toutefois le séisme du centre de la Nouvelle-Zélande (23/4/1966) donne à Nouméa et à Port-Vila une dispersion du groupe 5 (6-5-0 particulièrement). Nous attribuons ce caractère plus continental à une différence de structure le long de la dorsale de Norfolk que suivent les rais sismiques dans cet exemple. En effet l'épaisseur moyenne de la couche d'eau est de 1 810 m pour ce séisme alors qu'elle est de 1 780 m pour le séisme de l'Est de la Nouvelle-Zélande (trajets vers Nouméa); cette différence est trop faible pour affecter les courbes de dispersion.

TABLEAU I.

Région	Date	Heure origine	Épicentre Lat. - Long.	Station	Distance épicentrale
<i>Indonésie</i>					
Mer de Banda	21 nov. 1965	10 31 49,7	6°13 S - 130°41 E	Nou.	4 257 km
Halmahera	18 oct. 1965	21 50 04,5	1°13 S - 127°86 E	Nou.	4 780 km
Moluques	8 mars 1966	05 41 04,5	1°86 N - 126°35 E	Nou.	5 101 km
	«	«	«	P.V.	5 076 km
<i>Nouvelle-Guinée</i>					
	19 juin 1966	07 52 20,2	8°84 S - 149°51 E	Nou.	2 342 km
	«	«	«	P.V.	2 256 km
<i>Nouvelle Bretagne</i>					
	5 août 1965	00 07 50,5	5°27 S - 151°70 E	Nou.	2 461 km
	11 sept. 1965	06 53 01,5	5°26 S - 152°97 E	Nou.	2 377 km
	14 avril 1966	19 16 00,6	3°81 S - 151°40 E	Nou.	2 609 km
	2 mai 1966	09 52 48,5	5°98 S - 149°72 E	Nou.	2 545 km
	«	«	«	P.V.	2 399 km
	10 août 1966	12 33 42,2	5°52 S - 151°82 E	Nou.	2 431 km
	«	«	«	P.V.	2 242 km
<i>Iles Salomon</i>					
	22 sept. 1965	17 12 18,1	11°15 S - 162°14 E	Nou.	1 316 km
	17 oct. 1965	01 53 42,7	7°96 S - 155°91 E	Nou.	1 946 km
	27 nov. 1965	12 01 51,9	9°72 S - 159°66 E	Nou.	1 569 km
	15 juin 1966	04 26 53,3	10°68 S - 161°35 E	Nou.	1 395 km
	«	16 36 24,1	10°26 S - 160°71 E	Nou.	1 465 km
	«	06 13 52,3	10°14 S - 160°97 E	Nou.	1 466 km
	«	«	«	P.V.	1 153 km
	16 juin 1966	14 31 28,0	10°23 S - 160°87 E	Nou.	1 461 km
	«	«	«	P.V.	1 153 km
	29 juil. 1966	11 46 15,6	10°50 S - 162°82 E	Nou.	1 361 km
	«	«	«	P.V.	994 km
	5 août 1966	04 33 07,4	10°95 S - 162°32 E	Nou.	1 330 km
	«	«	«	P.V.	988 km
<i>Nouvelles-Hébrides</i>					
	17 août 1965	16 17 41,5	15°18 S - 166°58 E	Nou.	788 km
	29 août 1965	12 55 35,5	15°72 S - 167°51 E	Nou.	737 km

Région	Date	Heure origine	Épicentre Lat. - Long.	Station	Distance épicentrale
<i>Région Samoa-Tonga</i>	21 juil. 1965	02 51 39,0	20°77 S - 175°76 W	Nou.	1 848 km
	26 juil. 1965	15 23 46,1	15°84 S - 172°90 W	Nou.	2 282 km
	16 oct. 1965	22 14 15,3	15°12 S - 173°50 W	Nou.	2 254 km
	26 oct. 1965	08 15 36,5	22°00 S - 175°09 W	Nou.	1 901 km
	30 oct. 1965	06 57 39,7	16°52 S - 173°32 W	Nou.	2 214 km
	31 oct. 1965	15 02 51,9	19°54 S - 176°26 W	Nou.	1 821 km
	3 déc. 1965	06 45 02,5	20°42 S - 174°17 W	Nou.	2 017 km
	2 fév. 1966	05 34 01,8	17°78 S - 173°15 W	Nou.	2 187 km
	15 fév. 1966	09 56 29,8	22°68 S - 176°22 W	Nou.	1 780 km
	25 fév. 1966	22 50 47,1	15°10 S - 173°19 W	Nou.	2 272 km
	«	«	«	P.V.	1 980 km
	6 mars 1966	22 49 34,9	21°48 S - 175°31 W	Nou.	1 883 km
	8 mars 1966	00 18 09,8	18°89 S - 173°28 W	Nou.	2 142 km
	«	«	«	P.V.	1 946 km
	1 ^{er} juin 1966	11 47 33,1	23°38 S - 174°95 W	Nou.	1 909 km
	«	«	«	P.V.	1 849 km
	2 juin 1966	16 53 56,6	18°60 S - 173°44 W	P.V.	1 929 km
	27 juin 1966	08 38 45,8	22°71 S - 175°84 W	P.V.	1 741 km
	3 juil. 1966	04 09 30,0	21°11 S - 174°23 W	P.V.	1 867 km
	11 juil. 1966	22 46 05,7	19°19 S - 173°57 W	P.V.	1 916 km
	24 juil. 1966	08 52 13,4	16°34 S - 172°77 W	P.V.	2 016 km
	20 août 1966	22 55 03,0	23°44 S - 176°03 W	P.V.	1 746 km
	13 sept. 1966	22 53 57,9	24°07 S - 175°42 W	Nou.	1 862 km
	15 sept. 1966	04 07 04,8	23°60 S - 175°77 W	P.V.	1 777 km
	<i>Kermadec</i>	1 ^{er} août 1965	23 44 28,3	32°50 S - 178°86 W	Nou.
11 déc. 1965		22 39 49,9	33°07 S - 178°83 W	Nou.	1 873 km
12 déc. 1965		07 20 53,7	27°91 S - 177°92 W	Nou.	1 690 km
22 janv. 1966		03 54 52,8	28°85 S - 176°77 W	Nou.	1 830 km
17 mai 1966		23 58 20,5	29°52 S - 176°68 W	Nou.	1 864 km
«		«	«	P.V.	2 010 km
10 juil. 1966		10 00 39,1	30°46 S - 177°80 W	Nou.	1 807 km
«		«	«	P.V.	1 989 km
17 sept. 1966		20 17 26,0	27°69 S - 176°60 W	Nou.	1 807 km
«		«	«	P.V.	1 896 km
20 sept. 1966		17 32 06,9	28°01 S - 176°64 W	Nou.	1 813 km
«		«	«	P.V.	1 912 km
12 oct. 1966		04 22 14,0	31°21 S - 177°75 W	Nou.	1 849 km
«		«	«	P.V.	2 048 km
<i>Nouvelle-Zélande</i>	5 mars 1966	23 58 55,9	38°76 S - 177°92 E	Nou.	2 122 km
	25 avril 1966	06 49 38,6	41°56 S - 174°37 E	Nou.	2 256 km
	«	«	«	P.V.	2 700 km
<i>Ile Macquarie</i>	25 mai 1966	13 20 56,2	52°89 S - 160°02 E	Nou.	3 435 km
	«	«	«	P.V.	3 964 km
RAYLEIGH 1 ^{er} MODE					
<i>Nouvelles-Hébrides</i>	29 juin 1966	21 46 54,5	13°75 S - 166°72 E	P.V.	476 km

ONDES DE RAYLEIGH DU PREMIER MODE

Les séismes des Nouvelles-Hébrides donnent sur les sismogrammes à grande période de Nouméa et Port-Vila des ondes de Rayleigh du premier mode qui se superposent aux modes fondamentaux (voir planche I). Les périodes observées varient beaucoup d'un séisme à l'autre car l'épaisseur de l'eau le long

du trajet sismique a une influence importante sur la dispersion des premiers modes. EWING, JARDETZKY et PRESS [1957] calculent cette influence pour un fond de nature donnée (vitesse des P : 7,95 km/s — des S : 4,56 km/s par exemple). Ainsi, pour une valeur de la vitesse de groupe de 3 km/s, T varie de 3s pour 1 000 m d'eau à 16s pour 5 000 m. L'utilisation des premiers

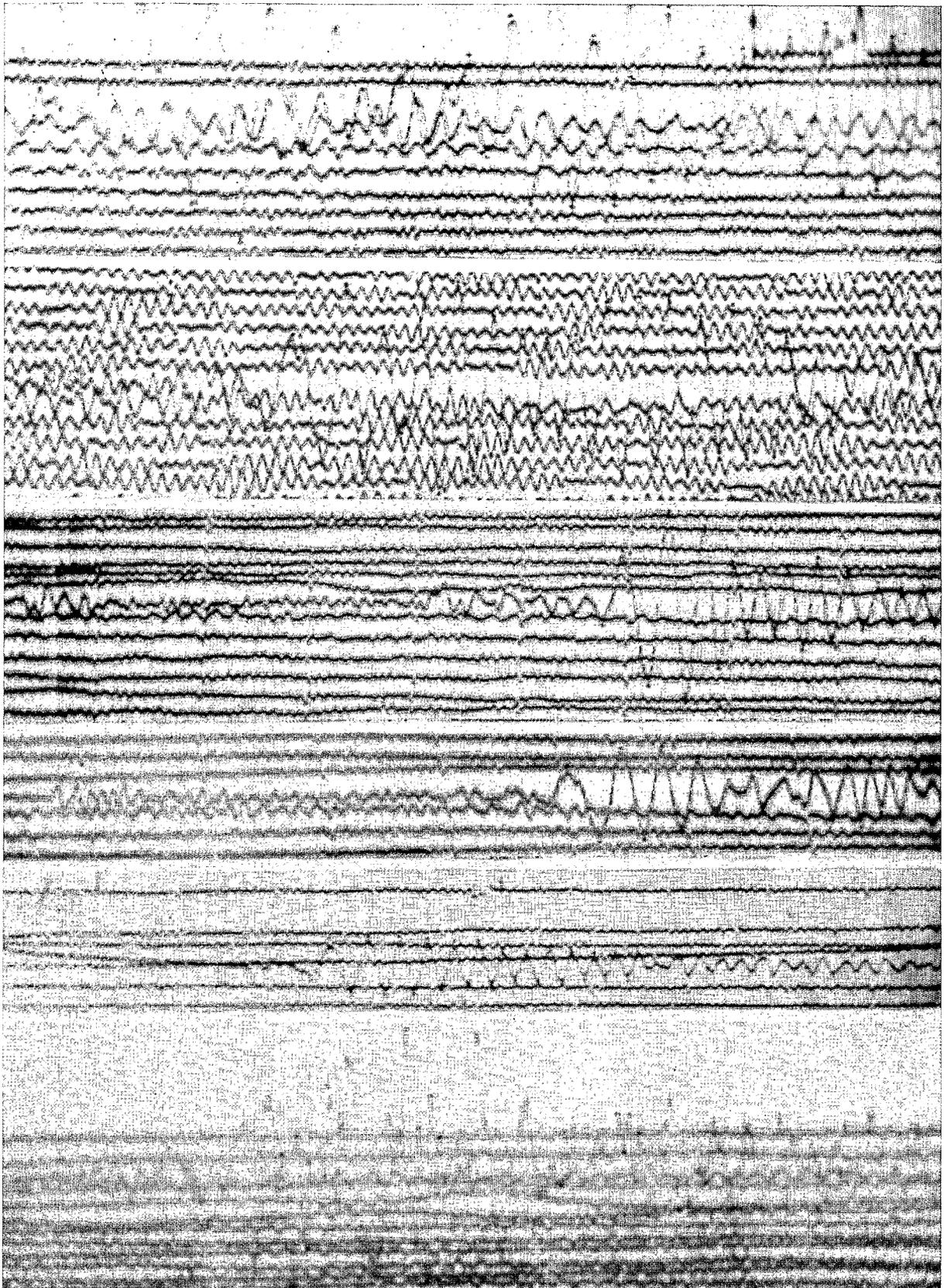


PLANCHE I.

De haut en bas : séismes de Halmahera 18-10-65, Salomon 27-11-65, Samoa 30-10-65, Tonga 31-10-65, Kermadec 11-12-65 (Z.G.P. Nouméa), Nouvelles-Hébrides 29-6-66 (Z.G.P. Port-Vila).

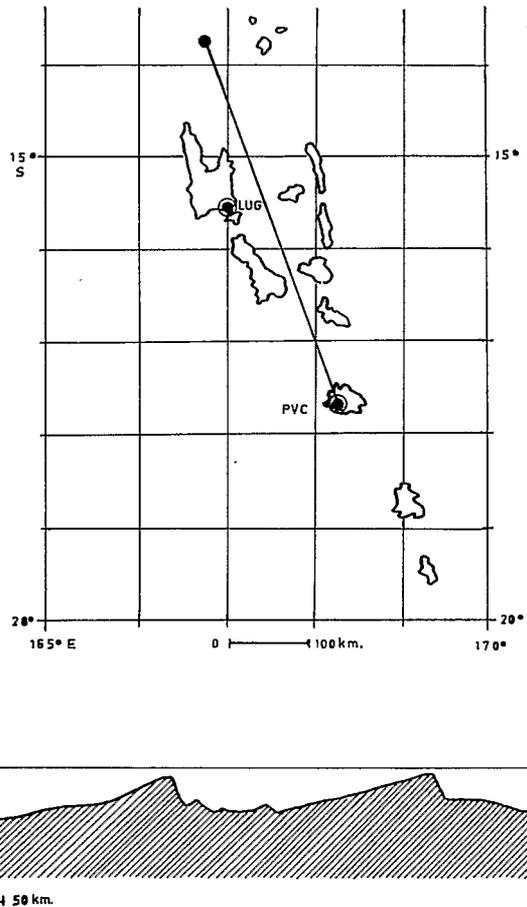
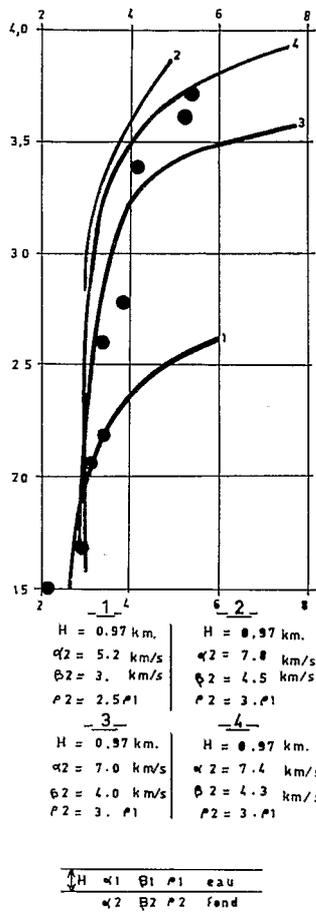


FIG. 6.

Dispersion des ondes de Rayleigh du premier mode observée à Port-Vila pour le séisme du 29 juillet 1966, bathymétrie le long du rai.

modes à l'étude des paramètres du milieu traversé ne peut être faite que si l'on connaît la bathymétrie le long du rai. C'est le cas pour le séisme du 29 juin 1966 des îles Banks, bien enregistré à Port-Vila (fig. 6).

On a comparé la dispersion observée à celle calculée pour le modèle le plus simple d'une couche d'eau d'épaisseur constante H (ici la profondeur moyenne est 969 m) surmontant un milieu solide de profondeur infinie. Les vitesses des P et S et les densités sont : dans l'eau $\alpha_1, \beta_1 = 0, \rho_1$, dans le solide $\alpha_2, \beta_2, \rho_2$. EWING, JARDETZKY et PRESS donnent la relation entre vitesse de phase C et période des ondes de Rayleigh du premier mode.

$$\text{tg} \left(KH \sqrt{\frac{C^2}{\alpha_1^2} - 1} \right) = \frac{\rho_2 \beta_2^4 \sqrt{C^2/\alpha_1^2 - 1}}{\rho_1 C^4 \sqrt{1 - C^2/\alpha_2^2}}$$

$$\left[4 \sqrt{1 - \frac{C^2}{\alpha_2^2}} \sqrt{1 - \frac{C^2}{\beta_2^2}} - \left(2 - \frac{C^2}{\beta_2^2} \right)^2 \right]$$

avec $T = \frac{2\pi}{CK} = \frac{2\pi}{\omega}$

on passe à la vitesse de groupe U par $U = C - \lambda \frac{dC}{d\lambda}$;
 $\lambda = CT$ est la longueur d'onde.

En pratique on construit pour un modèle déterminé $U = F(T)$ point par point en se donnant des valeurs de C et en calculant T puis U .

Dans l'exemple du séisme du 29 juin 1965 deux premiers modèles dans lesquels les valeurs de α_2, β_2 étaient très différentes ont permis de situer d'abord les dispersions observées :

- modèle 1 : $H = 0,97 \text{ km.}$ $\alpha_1 = 1,5 \text{ km/s}, \beta_1 = 0,$
 $\alpha_2 = 5,2 \text{ km/s}$
 $\beta_2 = 3,0 \text{ km/s}, \rho_2 = 2,5 \rho_1$
- modèle 2 : $H = 0,95 \text{ km.}$ $\alpha_1 = 1,5 \text{ km/s}, \beta_1 = 0,$
 $\alpha_2 = 7,8 \text{ km/s}$
 $\beta_2 = 4,5 \text{ km/s}, \rho_2 = 3 \rho_1$

D'après l'aspect de la figure, on a calculé alors deux nouveaux modèles :

- modèle 3 : $H = 0,97 \text{ km.}$ $\alpha_1 = 1,5 \text{ km/s},$
 $\beta_1 = 0, \alpha_2 = 7 \text{ km/s}$
 $\beta_2 = 4 \text{ km/s} \quad \rho_2 = 3 \rho_1$

— modèle 4 : $H = 0,97$ km, $\alpha_1 = 1,5$ km/s
 $\beta_1 = 0$, $\alpha_2 = 7,4$ km/s
 $\beta_2 = 4,3$ km/s, $\rho_2 = 3\rho_1$

La dispersion observée est très proche de la dispersion théorique calculée pour le modèle 4 (voir fig. 6).

On rapprochera ce résultat de celui obtenu avec les ondes de volume qui indiquait une vitesse des P de 7,4 km/s dans le manteau supérieur.

CONCLUSIONS :

L'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh du mode fondamental a montré l'hétérogénéité de la région comprise entre l'Australie et la ligne andésitique. Il est probable que d'autres hétérogénéités existent dans les directions étudiées et que les dispersions observées sont affectées par une succession de milieux différents le long du rai. La comparaison avec les modèles donne cependant une première idée de la structure moyenne le long du trajet emprunté. Plusieurs recoupements permettent de proposer le schéma suivant :

1° Une écorce terrestre de 35 à 40 km d'épaisseur au nord de l'Australie s'amincissant sous la plate-forme de la mer de Corail pour atteindre 20 km à l'Est (recoupements entre les observations faites sur les séismes de l'Indonésie, de la Nouvelle-Bretagne, et des îles Salomon); cela est en accord avec les observations de BOLT et NIAZI.

— Une écorce de 22 à 28 km dans la région Fidji-Tonga-Samoa s'amincissant à 15 km et moins dans le bassin situé entre Nouvelles-Hébrides et Fidji (recoupements entre les observations sur les trajets Samoa, Tonga à Nouméa et Samoa, Tonga à Port-Vila).

— Une écorce de 15 km et moins vers le Sud-Est entre îles Kermadec et Nouvelle-Calédonie-Nouvelles-Hébrides et également vers le Sud-Ouest en direction de l'île Macquarie, avec un épaississement entre ces

2 directions le long de la dorsale de Norfolk (20 à 25 km);

2° La nature du manteau supérieur est plus difficile à déduire des observations car les grandes périodes affectées par le manteau sont rarement observables pour des séismes aussi proches que ceux étudiés.

Il semble toutefois que de faibles vitesses des ondes de volume (ondes S surtout) caractérisent le manteau supérieur sous le Nord-Ouest de la mer de Corail et entre Nouvelles-Hébrides et Nouvelle-Calédonie. On avait déjà observé sous ces régions de faibles vitesses de propagation des ondes P.

Il semble également qu'un niveau à moindre vitesse des S au-dessous de 60 km surmonté d'un manteau supérieur normal soit en accord avec les observations sur Tonga, Samoa à Nouméa et Port-Vila (5-5-1), sur Kermadec à Nouméa et Port-Vila (7-3-0) et sur Macquarie à Nouméa. Cette hypothèse et les modèles correspondants ont été proposés par SAITO et TAKEUCHI pour les régions voisines des zones orogéniques.

A une échelle plus réduite, l'étude de la dispersion des ondes de Rayleigh du premier mode le long de l'arc séismique des Nouvelles-Hébrides a montré qu'un modèle constitué d'un milieu homogène ($V_P = 7,4$ km/s, $V_S = 4,3$ km/s, $\rho = 3$ gr/cm³, profondeur infinie), surmonté d'une couche d'eau dont l'épaisseur est l'épaisseur moyenne calculée le long du trajet séismique, donnait une dispersion théorique identique à celle observée. Nous rapprochons ce résultat de celui obtenu dans l'étude de la propagation des ondes P le long de l'arc séismique où des vitesses apparentes anormalement faibles ont été mises en évidence ($V_P = 7,4$ km/s).

Pour affecter ainsi la dispersion des ondes de Rayleigh du premier mode, ce milieu de propagation à $V_S = 4,3$ km/s ($V_P = 7,4$ km/s) serait à très faible profondeur sous le fond.

Manuscrit reçu le 18 septembre 1967.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS R.D., "Thickness of the Earth's Crust in New Zealand," *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 5, 1, 74-85, 1962.
- BOLT B.A., and NIAZI M., "Dispersion of Rayleigh waves across Australia," *Geophys. J. Astr. Soc. G.B.*, 9, 1, 21-35, 1964.
- DUBOIS J., "Sur la vitesse de propagation des ondes P le long de l'arc séismique des Nouvelles-Hébrides", *C.R. Acad. SC. Paris*, 260, 2275-2277, 22 fév. 1965.
- DUBOIS J., "Temps de propagation des ondes P à des distances épacentrales de 30 à 90 degrés, région du Sud-Ouest Pacifique", *Annales de Géophysique*, 22, 4, 642-645, 1966.
- EWING W.M., JARDETZKY W.S. and PRESS F., *Elastic waves in Layered Media*, McGraw-Hill Book Company, Inc. New York, 1957.
- EWING W.M., and PRESS F., "Crustal Structure and Surface Wave Dispersion. Part II, Solomon Islands Earthquake of July 29, 1950," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 42, 4, 315-325, 1952.
- HUNKINS K. and KUO J., "Surface wave dispersion in the Tonga-Fiji region," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 1, 135-145, 1965.
- KOVACH R.L. and PRESS F., "Rayleigh wave dispersion and crustal structure in the Eastern Pacific and Indian Ocean," *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 4, 202-216, 1961.
- KUO J., BRUNE J. and MAJOR M., "Rayleigh wave dispersion in the Pacific Ocean for the period range 20 to 140 seconds," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52, 333-357, 1962.
- OFFICER L.B., "Southwest Pacific Crustal Structure," *Trans. Amer. Geophys. Un.*, 36, 449-459, 1955.
- OLIVER J., DORMAN J. and SUTTON G., "The second shear mode of continental Rayleigh waves," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 49, 4, 379-389, 1959.
- SAITO M. and TAKEUCHI H., "Surface waves across the Pacific," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 5, 1067-1091, Oct. 1966.
- THOMSON A.A. and EVISON F.F., "Thickness of the Earth's Crust in New Zealand," *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 5, 1, 29-45, 1962.

DUBOIS (J.)

Extrait des
Annales de Géophysique

Tome 24, 1968

DITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE