

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CENTRE DE NOUMÉA  
GÉOLOGIE - GÉOPHYSIQUE

MEMOIRE DE STAGE

MARC REGNIER

O.R.S.I.U.M. Fonds Documentaire  
N° : 29837 ex 2  
Cote : A

RAPPORT 1981

CENTRE ORSTOM - B.P. A 5 - NOUMÉA  
NOUVELLE-CALÉDONIE

COMITÉ TECHNIQUE  
GÉOPHYSIQUE

ORSTOM

A 29837 ex 2

## AVANT - PROPOS

Après plusieurs mois passés avec Rémy Louat à, d'une part dépouiller et digitaliser des enregistrements sismologiques et, d'autre part, à découvrir quelques uns des nombreux problèmes que pose la propagation des ondes sismiques enregistrées aux stations du réseau O.R.S.T.O.M du Sud-Ouest Pacifique, deux méthodes de traitement des données sismologiques furent essayées avec des intentions visant à tester leurs faisabilités dans une région structurellement très tourmentée et à envisager leur développement durant ma prochaine affectation au Centre de Nouméa.

Ces travaux se sont déroulés dans le laboratoire de géophysique de la Faculté d'Orsay dirigée par M. Dubois. Cette deuxième partie de mon stage a nécessité l'écriture de plusieurs programmes informatiques, opération menée au Centre de Calcul C.I.R.C.E. du C.N.R.S.

Le rapport qui suit comporte donc deux parties majeures relatives aux deux méthodes employées, à savoir:

- La dispersion des ondes de surface de Rayleigh
- Réponse de la croûte mesurée à la station

A la suite de ces études, on trouvera le listing des principaux programmes utilisés.

**PLAN :**

<b>I INTRODUCTION</b>	<b>p. 1</b>
<b>II ACQUISITION DES DONNEES</b>	<b>p. 8</b>
<b>III CALCUL DE LA DISPERSION DES ONDES DE RAYLEIGH AVEC LA METHODE DE DUNKIN</b>	<b>p. 11</b>
<b>IV RESULTATS SUR LA DISPERSION DES ONDES DE SURFACE ENTRE LES NOUVELLES HEBRIDES ET LA STATION DE NOUMEA</b>	<b>p. 29</b>
<b>V CALCUL DES FONCTIONS DE TRANSFERT DE LA CROUTE</b>	<b>p. 45</b>
<b>VI RESULTATS: MODELES CRUSTAUX SOUS LES STATIONS DE NOUMEA ET PORT-VILA</b>	<b>p. 56</b>
<b>VII PROGRAMMES INFORMATIQUES</b>	<b>p. 72</b>
<b>VIII BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>p. 86</b>

## I - INTRODUCTION.

L'arc insulaire des Nouvelles Hébrides s'étend presque linéairement du Nord-Nord-Ouest au Sud-Sud-Ouest (jusqu'à la latitude 20°) et est associé à la zone de convergence des plaques Indo-australienne et Pacifique.

Il rejoint au Nord, en s'incurvant rapidement l'archipel des Solomon et au Sud, de la même façon, la fracture de Hunter qui aboutit aux îles Fidji (fig. 1). La fosse associée à la subduction N.E. de la plaque australienne, située sur le côté Ouest de l'arc est interrompue entre les latitudes 14°5 et 17° par la zone d'Entrecasteaux orientée E.W.

La figure 2 (Mallick 1975) montre que l'arc est essentiellement volcanique mais d'un volcanisme différent selon l'épisode de la formation des îles, auquel il est rattaché. L'étude de la sismicité et des mécanismes au foyer ont montré la présence d'un plan de Benioff (Dubois 1960, Jhonson et Molnar 1972) (fig. 3). Pascal et al (1978) proposent un slab sans variation de pendage jusqu'à 700 km. Un trou de sismicité existe 350 km et 550 km qui suggère une interruption du slab à ces profondeurs. (Barazangi et al 1973, Pascal et al) (fig. 4)

Compris entre la fosse des N.H. et les îles Loyauté



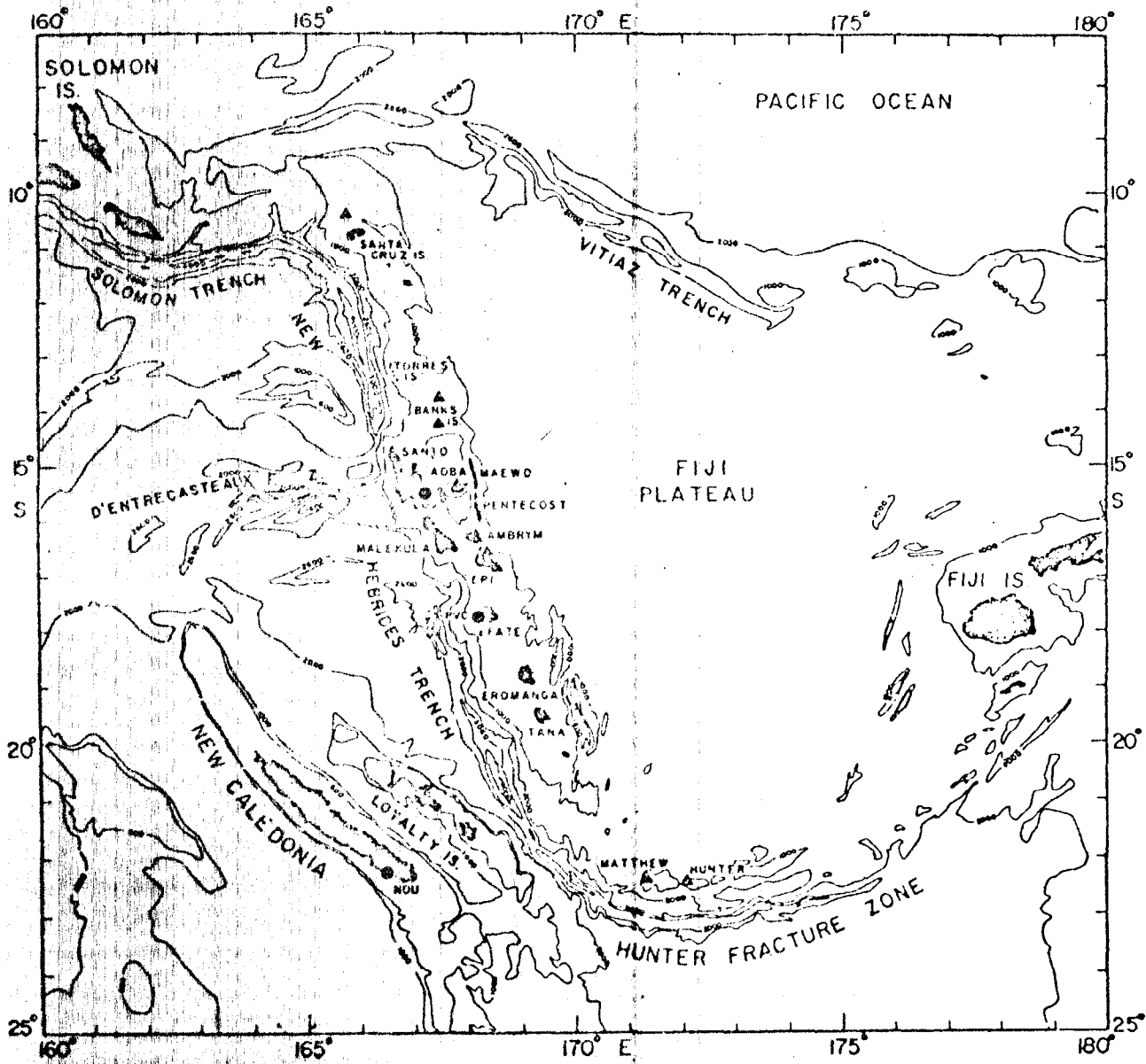


Fig. 1

Carte bathymétrique de la région Nouvelle-Calédonie, Nouvelles Hébrides, Plateau Fidji. Localisation des stations sismologiques.

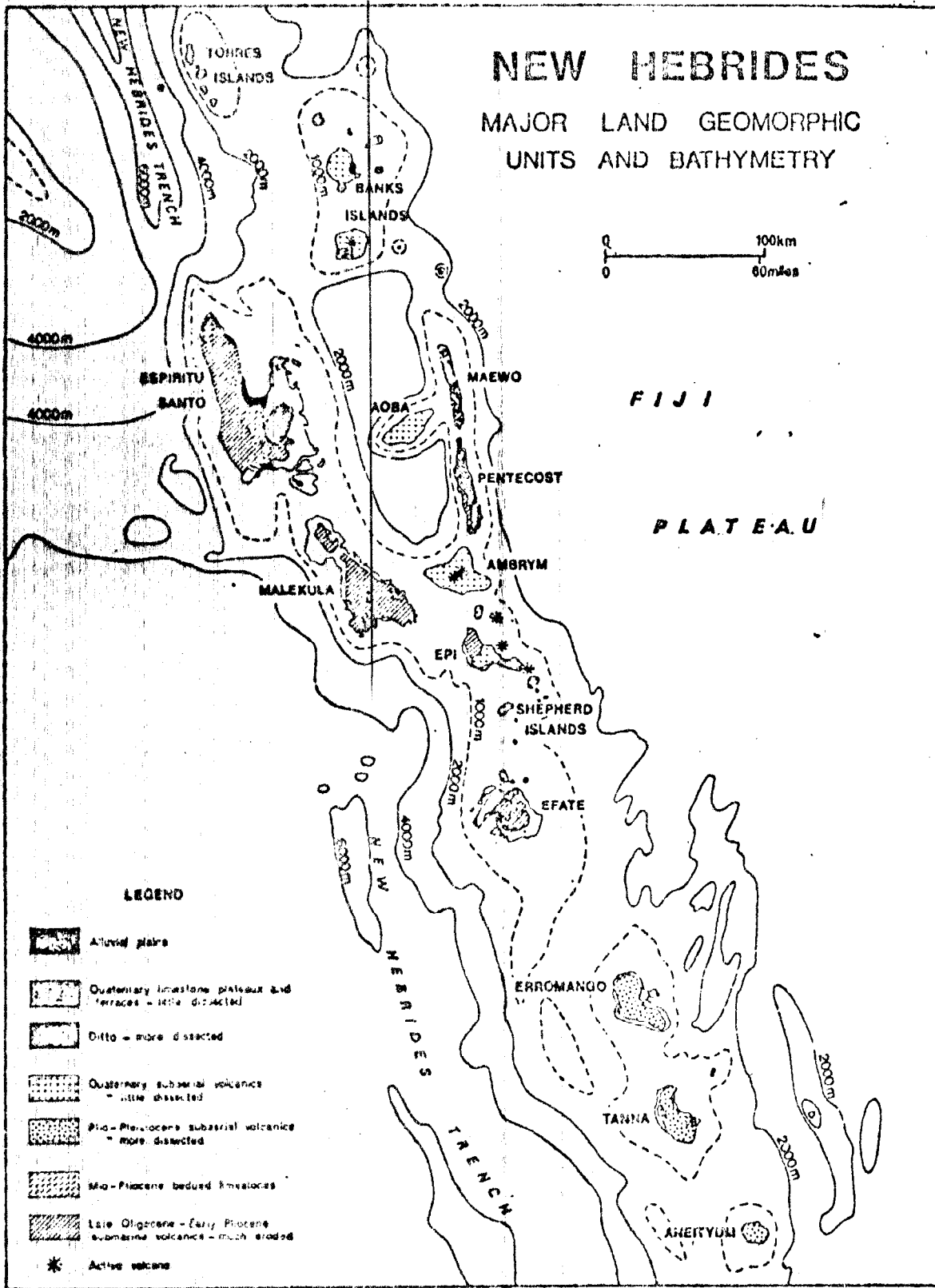


Fig. 2 - Carte géologique des Nouvelles Hébrides (Mallick 1975)

s'étend le plateau N. Loyauté présentant les caractéristiques d'une lithosphère océanique (Dubois et al 1974). Ibrahim et al (1980) par la réfraction proposent pour ce plateau une croûte anormalement épaisse (fig. 5 ), (10 km sous la couche d'eau) due à d'importants dépôts de sédiments. Collot et Missègue (1976) obtiennent les mêmes résultats (8 km) avec la gravimétrie et mettent en évidence des variations importantes du Moho au passage des Loyauté (fig. 6 ). Enfin Dubois (1969) et Goula (1978) donnent sous cette lithosphère un manteau anormalement lent.

Il existe plusieurs explications de la zone d'Entrecasteaux située au Nord du plateau des Loyauté (Pascal et al 1978, Goula 1973) et aux anomalies de propagation qui y sont liées (Choudhury et al 1975). Aucune activité sismique n'y est décelée et cette dorsale assismique serait une trace fossile liée à l'ancienne zone de subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Indo-australienne.

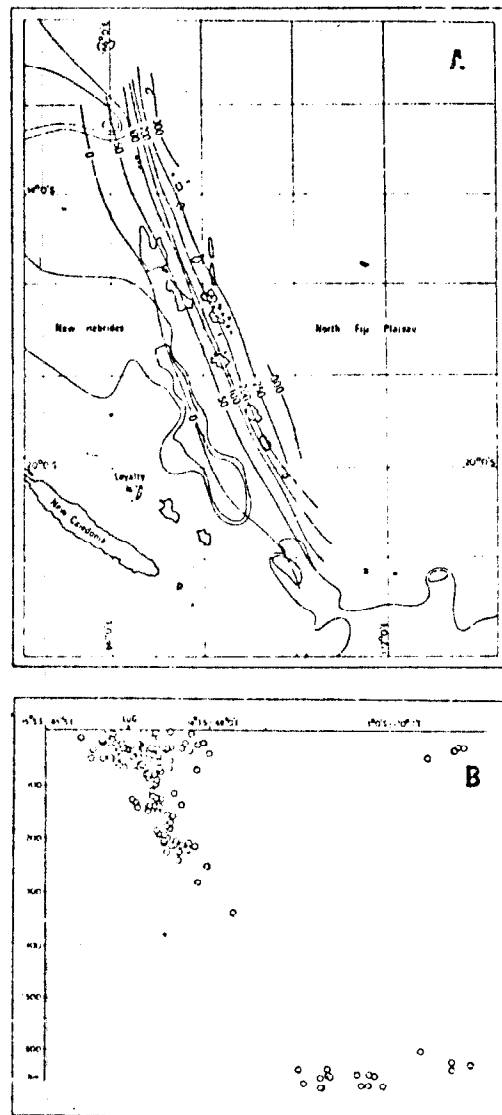


Fig. 3  
Mise en évidence du plan de Benioff par la sismicité des N.H. A. isoprofundeur du plan. B. coupe au niveau de LUG. (Dubois 1974).

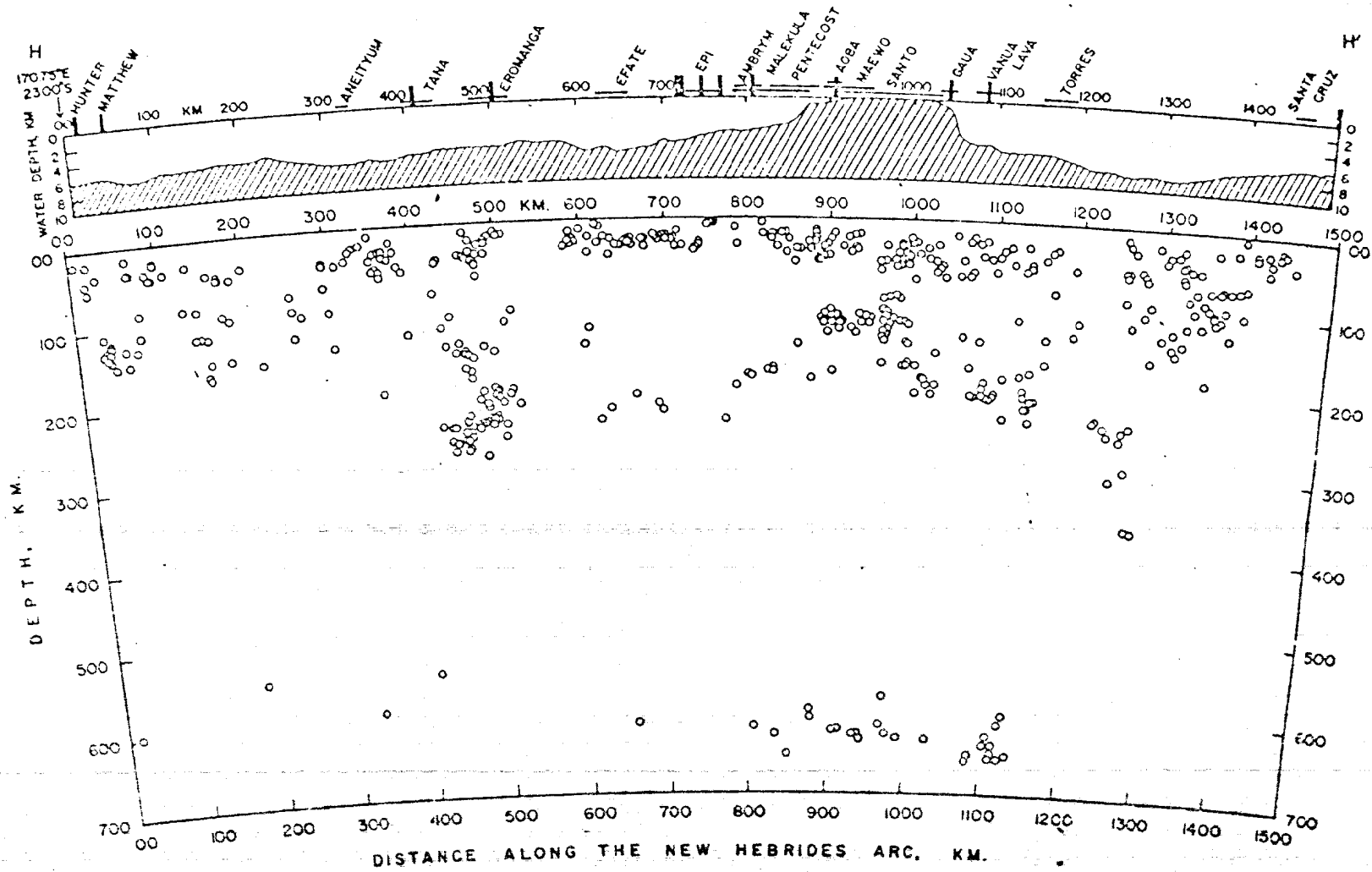


Fig.4

Projection latérale des hypocentres le long de l'arc des Nouvelles Hébrides.  
(Pascal et al 1979).

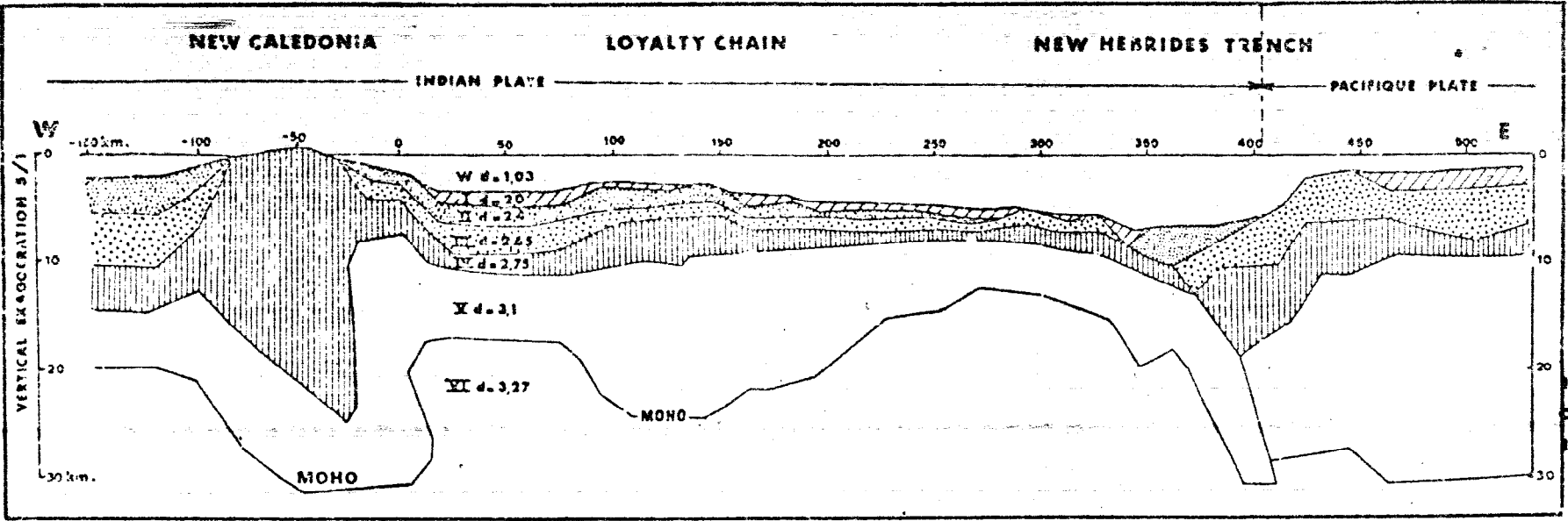


Fig. 6

Coupe structurale des Nouvelles Hébrides & La Nouvelle Calédonie  
 obtenue par la gravimétrie. (Colliot et Nissègue, 1976).

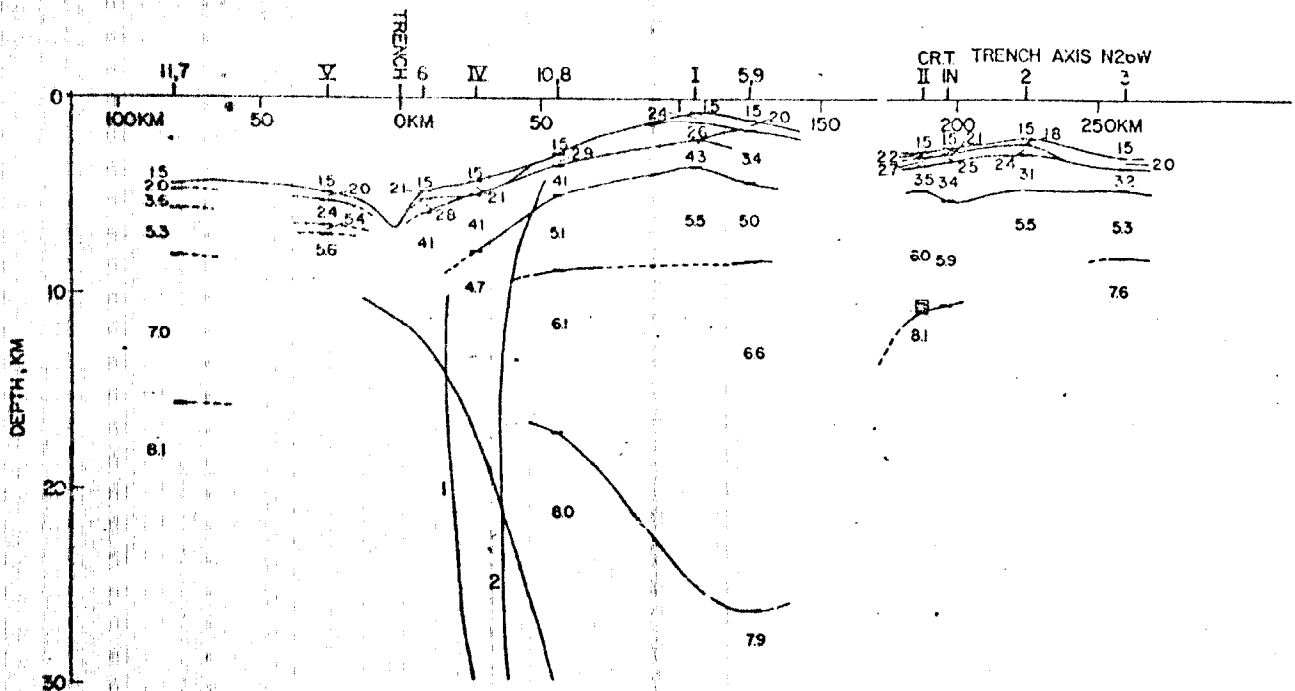


Fig.5

Coupe structurale au travers de l'arc des N.H. obtenue par la réfraction. (Ibrahim et al 1980).

Depuis Dubois (1969, 1971), peu de travaux ont été faits sur la dispersion des vitesses de groupe entre les Nouvelles - Hébrides et la Nouvelle Calédonie. Les nombreuses études citées précédemment montrent la complexité et l'hétérogénéité du domaine crustal traversé.

La mesure des vitesses de groupe dans cette région se heurte à un inconvénient majeur: le trajet entre l'arc insulaire et la station de Nouméa reste inférieur à  $10^\circ$  soit une distance approximative de 1100 km ce qui limite l'observation d'onde de surface à des périodes inférieures à 50 secondes.

II - ACQUISITION DES DONNEES.

Sur la figure 1 sont indiquées les trois stations sismologiques longue période du centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa: PVC (Port Villa), LUG (Luganville), et NOU (Nouméa). Dans cette étude n'ont été utilisé que des enregistrements de Nouméa et de Port Villa.

Stations	Latitude	Longitude	Altitude	Nature du sol
Nouvelle-Calédonie : Nouméa .....	22°18'36" S	166°27'02" E	105 m	Phanites éocènes
Nouvelles-Hébrides : île Vaté : Port-Vila .....	17°41'24" S	168°18'43" E	80 m	Plateau corallien

Ces stations sismologiques sont équipées d'horloges à quartz avec un comparateur de signaux radio pour celle de Nouméa. La précision du marquage du temps est donc relativement bonne.

Le sismogramme est obtenu sur un dérouleur Belin à vitesse constante. L'erreur totale due aux appareils peut être estimée inférieure à 1/10 de seconde.

Aux trois stations sont utilisés des sismographes Sprengnether à ressort La Coste, couplés à des galvanomètres Lehner Griffith.

	Sismographe Nouméa	Galvanomètre Nouméa
Période .....	15 s	74 s
Résistance intérieure .....	1000 $\Omega$	500 $\Omega$
Amortissement circuit ouvert .	$\beta_0 = 0,0038$	$\alpha_0 = 0,0158$
Constante .....	2240 $\Omega$	448,3 $\Omega$
Longueur réduite.	36,50 cm	
Distance G axe de rotation .....	30,81 cm	
Masse .....	11190 g	$K = 0,7088$
Levier optique. . .	1 = 200 cm	

L'amplification et le déphasage sont donnés par les courbes suivantes (fig. 7 ).

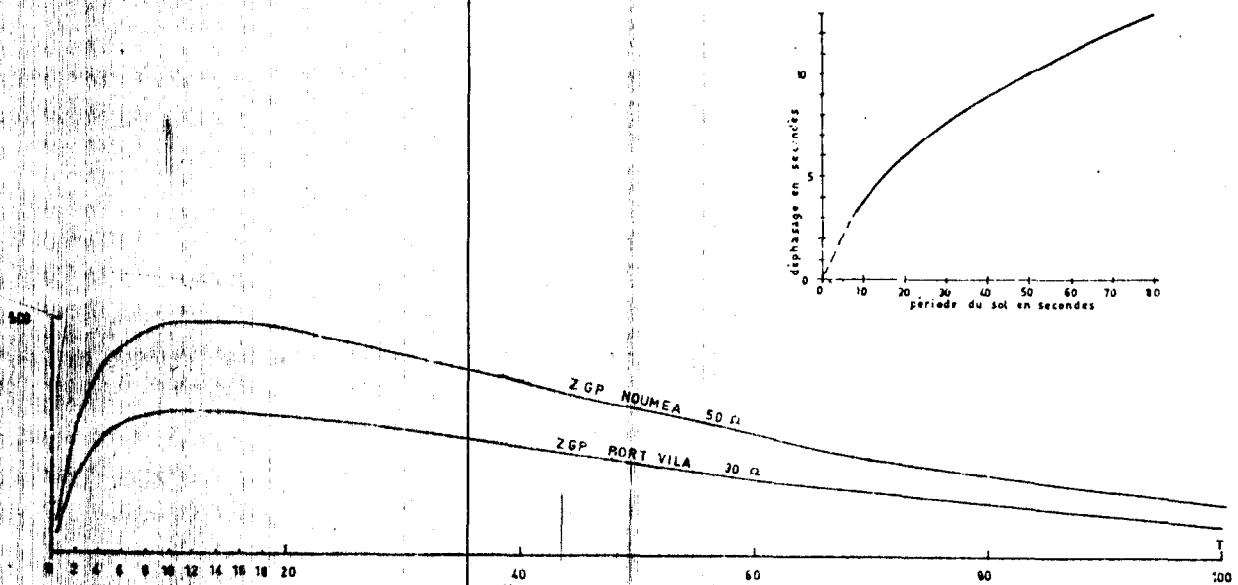


Figure. 7

Amplification en fonction de la période du mouvement du sol des sismographes verticaux des stations de Nouméa et Port-Vila  
Déphasage en secondes, en fonction de la période à Nouméa

Ces courbes ont été mesurées expérimentalement par Dubois (1969). On remarque que l'amplification varie peu dans la bande de périodes 8-40 secondes ce qui correspond aux périodes utilisées dans ce travail vu les faibles distances épicentrales des séismes étudiés.

Ces valeurs d'amplification qui n'étaient pas digitalisées ont été remplacées par une approximation faite d'une suite de tangentes à ces courbes. Les variations d'amplification et de déphasage utilisées sont donc les suivantes (fig. 8 ). Les corrections appliquées au sismogramme sont les suivantes:

Soit  $F(w)$  la Transformée de Fourier du signal  $f(t)$

et  $F(w) = F'(w) \cdot A(w)$

ou  $A(w)$  est la T.F. de la réponse instrumentale.



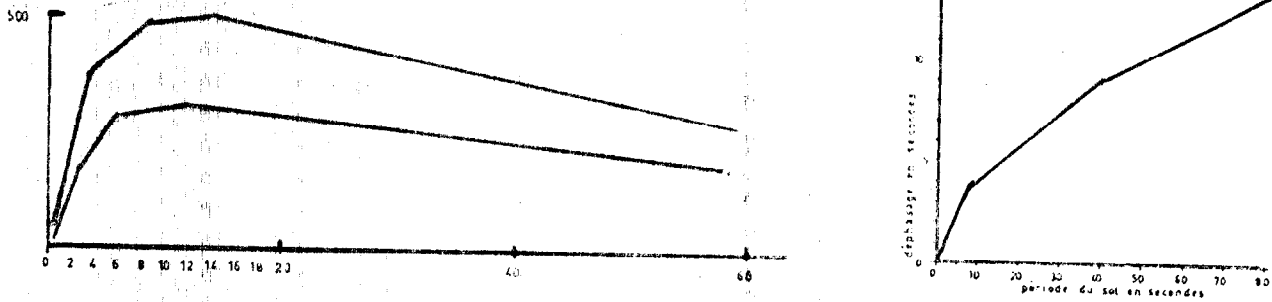


Figure. 8

Courbe de correction instrumentale utilisée pour le traitement informatique

$$\text{Si } F(w) = |F(w)| \exp(i\Phi(w))$$

$$A(w) = |A(w)| \exp(i\Psi(w))$$

$$F'(w) = F(w)/A(w) = |F(w)| / |A(w)| \exp(i(\Phi(w) - \Psi(w)))$$

correction

correction de

d'amplitude

déphasage

Les paramètres des séismes étudiés sont regroupés dans les tableaux 1, 2. La profondeur et leur origine sont déterminées par l'ISC (international sismology center). La position des épicentres sur l'arc des N.H. est montré sur les figures 15. et 23

### III - CALCUL DE LA DISPERSION DES ONDES DE SURFACE DE RAYLEIGH

Dans un demi-espace homogène les ondes superficielles se propagent sans dispersion et leur vitesse de phase, constante en fonction de la fréquence, a été donnée par Lord Rayleigh en 1885 selon la formule:

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

Dans ce cas la vitesse de groupe U est égale à la vitesse de phase C.

Dans un demi-espace stratifié, un choc initial, où toutes les composantes sinusoidales sont en phase, se transforme durant le trajet en un train d'ondes où chaque composante spectrale a voyagé avec sa vitesse propre: C'est la vitesse de phase.

Par superposition de toutes les composantes spectrales, on obtient:

$$U(R,t) = \int dw A(w) \exp(i\Phi(w))$$

ou  $\Phi(w) = K.R - wt$  et  $K = w/C$

C vitesse de phase

t temps

w pulsation

K nombre d'ondes

R rayon vecteur

On obtient la vitesse de groupe en imposant la phase stationnaire par rapport à la fréquence.

$$d\Phi/dw = 0 = d(K.R)/dw - t \text{ ce qui équivaut à}$$

$$dw/dK = R/t = U \quad U \text{ vitesse de groupe}$$

et  $U = d(C.K)/dK = C + K dC/dK$

Une méthode possible consiste donc à calculer la vitesse de phase puis d'en déduire la vitesse de groupe.

Si une phase est stationnaire autour d'une pulsation  $w$  il y a concentration d'énergie autour de cette pulsation et la vitesse de groupe est la vitesse de cette concentration d'énergie. Le minimum de la vitesse de groupe représente donc la vitesse du maximum de concentration d'énergie observé dans la phase d'Airy.

Le calcul de la vitesse de phase (qui est fonction de la fréquence) passe par la recherche des racines de la fonction séculaire déterminée par le model élastique moyen où l'onde s'est propagée.

Thomson (1950) puis Haskell (1953) donnèrent les premiers une formulation matricielle moderne à ce calcul pour des models horizontaux. Depuis de nombreux auteurs améliorèrent cette méthode et l'adaptèrent au problème de l'anélasticité et de la sphéricité (Dunkin 1965, Thrower 1965, Watson 1970, Knopoff 1964, Knopoff et Schawb 1970, 1971, et 1972).

L'amélioration de la méthode de Thomson-Haskell fut imposée par le fait qu'aux fréquences élevées ou pour des grandes profondeurs d'investigation les éléments des matrices et leurs produits devenaient très grands dépassaient les capacités de l'ordinateur et limitaient la précision de la recherche des racines par la perte de chiffres significatifs.

A ce sujet Dunkin(1965)et Knopoff(1964)proposèrent

chacun une autre formulation matricielle qui, comme cela va être montré, donnaient toutes les deux les mêmes avantages de calcul et opéraient avec les mêmes lois de calcul matriciel.

Dans une voie différente, Gilbert et Backus (1966) proposèrent une méthode de calcul utilisant une variation continue des paramètres élastiques avec la profondeur. Cette solution, certainement la plus proche de la réalité, nécessite l'annulation d'un système d'équations différentielles et donc un temps de calcul beaucoup plus long que dans le cas de l'approximation d'un modèle stratifié. Par ailleurs on peut admettre cette approximation satisfaisante aux vues des résultats obtenus très concordants avec des valeurs de vitesse de phase observées et des modèles réalistes ainsi avancés.

Considérons donc un demi-espace stratifié horizontalement composé d'une succession de couches homogènes, isotropes et parfaitement élastiques. La variation des paramètres élastiques admet donc une discontinuité à chaque interface. Le déplacement  $D$  dans chaque couche est:

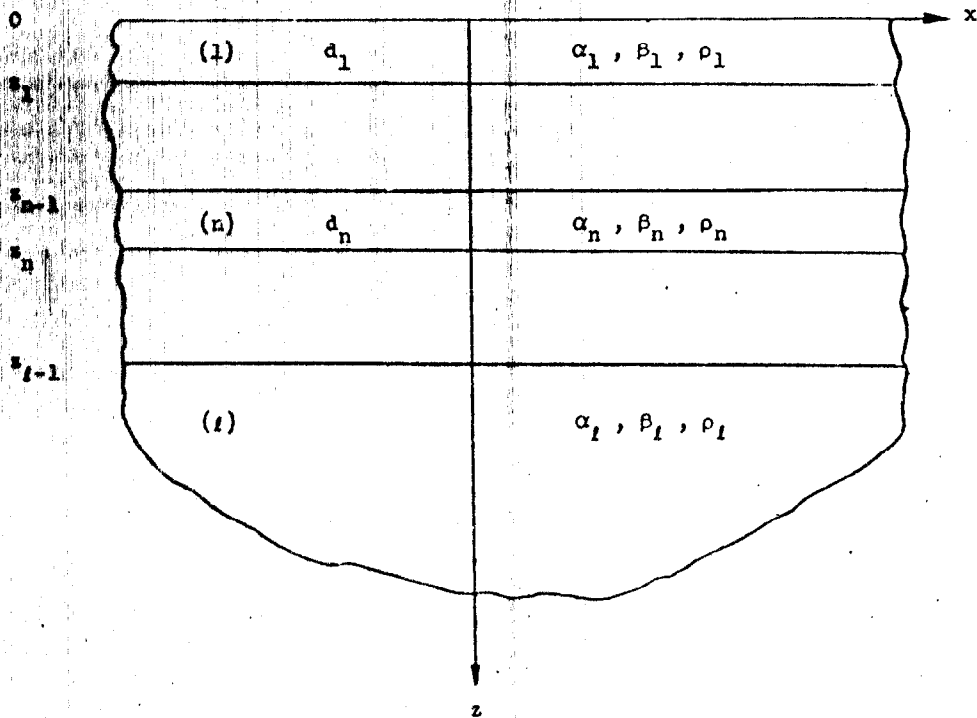
$$D = \text{grad } \Phi + \text{rot } \Psi \quad \text{avec } \Psi = (0, \psi, 0)$$

$$U = d\Phi/dx - d\psi/dz \quad U \text{ déplacement horizontal}$$

$$W = d\Phi/dz + d\psi/dx \quad W \text{ déplacement vertical}$$

$\Phi$  et  $\psi$  sont respectivement les potentiels des ondes de volume et de cisaillement qui satisfont aux équations de propagation.

$$\nabla^2 \Phi = 1/\alpha^2 \cdot \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad \text{et} \quad \nabla^2 \psi = 1/\beta^2 \cdot \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2}$$



Modele a couches horizontales utilisees dans le calcul  
de la dispersion des ondes de surface

Les solutions pour la couche n. sont:

$$\begin{cases} \Psi_n = \exp(i(\omega t - Kx)) \{ A_n \exp(h_n(z - z_{n-1})) + B_n \exp(-h_n(z - z_{n-1})) \} \\ \Psi_n = \exp(i(\omega t - Kx)) \{ C_n \exp(h_n(z - z_{n-1})) + D_n \exp(-h_n(z - z_{n-1})) \} \end{cases}$$

avec  $\begin{cases} h_n^2 = K^2 + \Delta^2/d^2 = \omega^2/c^2 - \omega^2/d^2 & \text{ou } \Delta = i\omega \\ h_n^2 = K^2 + \Delta^2/\rho^2 = \omega^2/c^2 - \omega^2/\rho^2 \end{cases}$

On définit maintenant deux vecteurs:

$$\Phi_n(z) = [\Psi_n^+, \Psi_n^-, \Psi_n^-, \Psi_n^+] \text{ si } \Psi_n = \Psi_n^+ + \Psi_n^- \text{ et } \Psi_n = \Psi_n^+ + \Psi_n^-$$

$$S_n(z) = [U_n, W_n, \sigma, \tau] \quad \begin{matrix} \sigma & \text{contrainte normale} \\ \tau & \text{contrainte tangentielle} \end{matrix}$$

qui sont reliés par la matrice  $T_n$ .

$$T_n = \begin{bmatrix} i\xi & -k_n & i\xi & k_n \\ h_n & i\xi & -h_n & i\xi \\ \mu_n l_n & 2i\mu_n \xi k_n & \mu_n l_n & -2i\xi \mu_n k_n \\ 2i\mu_n \xi h_n & -\mu_n l_n & -2i\mu_n \xi h_n & -\mu_n l_n \end{bmatrix}$$

$$S_n(z) = T_n \Phi_n(z)$$

Le vecteur  $\Phi_n$  au niveau  $z_n$  est relié à  $\Phi_{n-1}$  au niveau  $z_{n-1}$  par la matrice  $E_n$

$$E_n(d_n) \equiv \begin{bmatrix} e^{h_n d_n} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & e^{k_n d_n} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & e^{-h_n d_n} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & e^{k_n d_n} \end{bmatrix}$$

$$\Phi_n(z_n) = E_n \Phi_{n-1}(z_{n-1})$$

ou  $d_n = z_n - z_{n-1}$

épaisseur de la couche n

en imposant la continuité des déplacements et des contraintes à chaque interface on pose:

$$S_{n+1}(z_n) = S_n(z_n)$$

$$\begin{aligned}
 S_n(z_n) &= \bar{T}_n^{16} \bar{\Phi}_n(z_n) \\
 &= T_n E_n \Phi_n(z_{n-1}) \\
 &= T_n E_n T_n^{-1} S_n(z_{n-1})
 \end{aligned}$$

soit  $S_{n+1}(z_n) = G_n S_n(z_{n-1})$  avec  $G_n = T_n E_n T_n^{-1}$

On relie ainsi:

$$S_n(z_{n-1}) = G_{n-1} \dots G_2 S_0 \quad \text{ou} \quad S_0 = S_1(z=0)$$

soit  $\bar{\Phi}_n(z_{n-1}) = T_n^{-1} G_{n-1} \dots G_2 S_0 = R S_0$

Les conditions limites imposent  $\Psi^+ = \Psi^- = 0$

en partitionnant R de la façon suivante

$$R = \begin{bmatrix} R_{11} & R_{12} \\ R_{21} & R_{22} \end{bmatrix}$$

on obtient:

$$R_{11} \begin{bmatrix} v_0 \\ w_0 \end{bmatrix} = 0$$

u et w sont les déplacements horizontal et vertical

si aucune contrainte n'est appliquée à la surface libre a la surface libre

ce qui impose  $\det R_{11} = 0 \iff R_{11} \begin{matrix} 12 \\ 12 \end{matrix} \quad (*)$

A l'aide de son théorème 1, Dunkin montre que

$$(T_n^{-1} \cdot G_{n-1} \dots G_1)_{11} \begin{matrix} 12 \\ 12 \end{matrix} = T_n^{-1} \begin{matrix} 12 \\ ab \end{matrix} \cdot G_{n-1} \begin{matrix} ab \\ cd \end{matrix} \dots G_1 \begin{matrix} op \\ 12 \end{matrix} \quad (I)$$

et à l'aide de son théorème 2 que dans chaque  $G_n \begin{matrix} 12 \\ 12 \end{matrix}$  il n'existe pas de différence de terme contenant chacun  $e^{2kndn}$  ou  $e^{2kndn}$

(Dunkin (1965), p. 341) qui contrôlaient par leur magnitude le nombre de chiffres significatifs de  $\det R$  quand il est effectué après le calcul de chaque élément de R

(\*) Pour une matrice  $P = (p_{ij})$ , on définit :

$$p_{12}^{12} = p_{11} p_{22} - p_{12} p_{21}$$

Chaque  $G_n \left|_{kl}^{ij} \right.$  ( avec  $i < j$  et  $k < l$  ) represente donc 36 termes et est equivalent a la matrice  $6 \times 6$   $a_n^\Delta$  de Knopoff et Schawb , dans l'expression :

$$F_r(w, C_r) = [100000] [I_1 J]^\Delta \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \text{ et } I_1 = \begin{bmatrix} 1 & -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

ou  $J$  est le produit des matrices  $a_m$  , donnant la fonction se-  
-culaire , dans la formulation de Haskell (1953 )

Les elements de  $a_m^\Delta$  sont les subdeterminants d'ordre deux de  
la matrice  $a_m$

Pour obtenir cette expression , Knopoff utilise une propriete  
de l'operateur  $\Delta$  ( $(A, B)^\Delta = A^\Delta \cdot B^\Delta$ ) qui n'est autre que le theo-  
-reme 1 de Dunkin

$$\text{Ainsi } a_m^\Delta = (D_m E_m^{-1})^\Delta = D_m^\Delta E_m^{-1\Delta}$$

De cette facon , avec l'ecriture de Haskell , les elements  
de la matrice  $D_m^\Delta$  qui sont les subdeterminants d'ordre deux  
de la matrice  $D_m$  , ne contiennent pas de produits comme :

$$\begin{aligned} & \cos(P_m)\cos(P_m) , \cos(P_m)\sin(P_m) , \sin(P_m)\sin(P_m) \\ & \cos(Q_m)\cos(Q_m) , \cos(Q_m)\sin(Q_m) , \sin(Q_m)\sin(Q_m) \end{aligned}$$

qui, quand  $P_m$  ou  $Q_m$  deviennent imaginaires , introduisent les  
termes  $\exp(2Kr_{\alpha_m} d_m)$  ou  $\exp(2Kr_{\beta_m} d_m)$  equivalents aux  
 $\exp(2h_{\alpha_m} d_m)$  et  $\exp(2k_{\beta_m} d_m)$  de Dunkin. Ces termes sont elimi-  
-nes soit dans le calcul du subdeterminant par la formule  
 $\cos^2 + \sin^2 = 1$ , soit par soustraction dans le subdeterminant  
pour deux termes identiques si leur facteurs multiplicatifs  
sont les memes, ou soit par produit avec la matrice  $E_m^{-1}$   
ou les elements correspondants au produit sont nuls.





des 36 que, représente chaque  $G_m |_{k \ell}^{\alpha \beta}$ . Dans l'expression (I) ces éléments sont remplacés par  $G_m |_{k \ell}^{\alpha \beta} / \max(G_m |_{k \ell}^{\alpha \beta})$

(I) devient:

$$\frac{T_e |_{ab}^{\alpha \beta}}{\max T_e} \cdot \frac{G_{e-1} |_{cd}^{\alpha \beta}}{\max G_{e-1}} \dots \frac{G_1 |_{12}^{\alpha \beta}}{\max G_1}$$

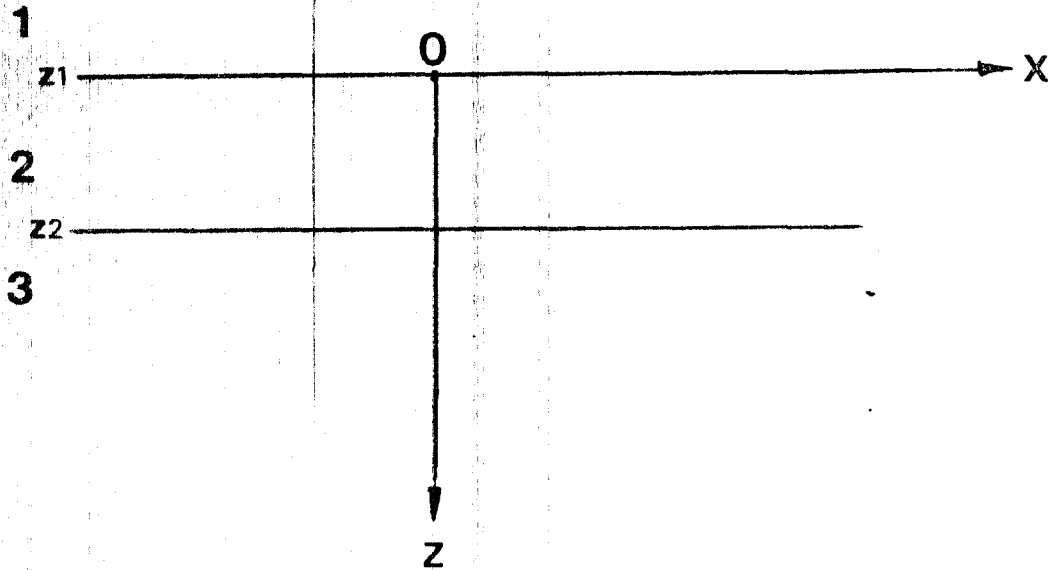
cette normalisation affecte toutes les sommes de la même façon et ne modifie pas la place des zéros de la fonction.

Dans le programme utilisé la vitesse de groupe est obtenue par dérivation de la vitesse de phase selon la formule:

$$U = C + K \, dC/dK$$

De la même façon que pour une onde de surface, la dispersion en mode libre dans une zone à basse vitesse comprise entre deux demi-espaces plus rapides peut être calculée par la méthode de Dunkin.

Considérons un espace élastique stratifié comme le montre la figure suivante:



en utilisant les mêmes notations que précédemment nous avons:

$$\begin{aligned} S_3(z_1) &= S_2(z_2) \\ &= T_2 \Phi_2(z_2) \\ &= T_2 E_2 \bar{\Phi}_2(z_2) \\ &= T_2 E_2 T_2^{-1} S_2(z_1) \\ &= T_2 E_2 T_2^{-1} S_1(z_1) = T_2 E_2 T_2^{-1} T_1 \Phi_1(z_1) \end{aligned}$$

avec  $S_3(z_2) = T_3 \Phi_3(z_2)$  on a

$$\Phi_3(z_2) = T_3^{-1} T_2 E_2 T_2^{-1} T_1 \Phi_1(z_1) = T_3^{-1} G_2 T_1 \Phi_1(z_1)$$

Les conditions aux limites imposent:

$$\psi_3^+ = \dot{\psi}_3^+ = 0 \quad \text{et} \quad \psi_1^- = \dot{\psi}_1^- = 0$$

La solution sera alors

$$\det ( T_3^{-1} \quad G_2 \quad T_1 )_{11} = 0$$

ce qui est équivalent à

$$T_3^{-1} \begin{vmatrix} 12 \\ ab \end{vmatrix} \cdot G_2 \begin{vmatrix} ab \\ cd \end{vmatrix} \cdot T_1 \begin{vmatrix} cd \\ 12 \end{vmatrix} = 0$$

La zone à basse vitesse peut comprendre plusieurs couches  
la fonction aura alors la forme:

$$T_3^{-1} \begin{vmatrix} 12 \\ ab \end{vmatrix} \cdot G_1 \begin{vmatrix} ab \\ cd \end{vmatrix} \cdot \dots \cdot G_n \begin{vmatrix} mn \\ op \end{vmatrix} \cdot T_1 \begin{vmatrix} op \\ 12 \end{vmatrix}$$

pour un modèle simple à une couche comprise entre deux  
demi-espaces la vitesse de phase varie entre:

$$\beta_2 < c < \max(\beta_1, \beta_3)$$

comme le montre la courbe de dispersion sur la figure (10)

pour le modèle suivant

N	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	H
1	6.	3.5	2.75	$\infty$
2	5.5	3.3	2.6	5.
3	6.6	3.85	3.05	$\infty$

(N, indice du milieu:  $\alpha$ , vitesse des P en km/s:  $\beta$ , vitesse des S en km/s:  $\rho$ , densité en g/cm<sup>3</sup>: H, épaisseur en km )

Ce modèle représente la couche à moindre vitesse d'une croûte continentale sialique: dans une zone tectonique peut apparaître une fusion partielle (zone de migmatite) entre 18 et 20 km (Muller et Landisman, 1966, Giese et al, 1967).

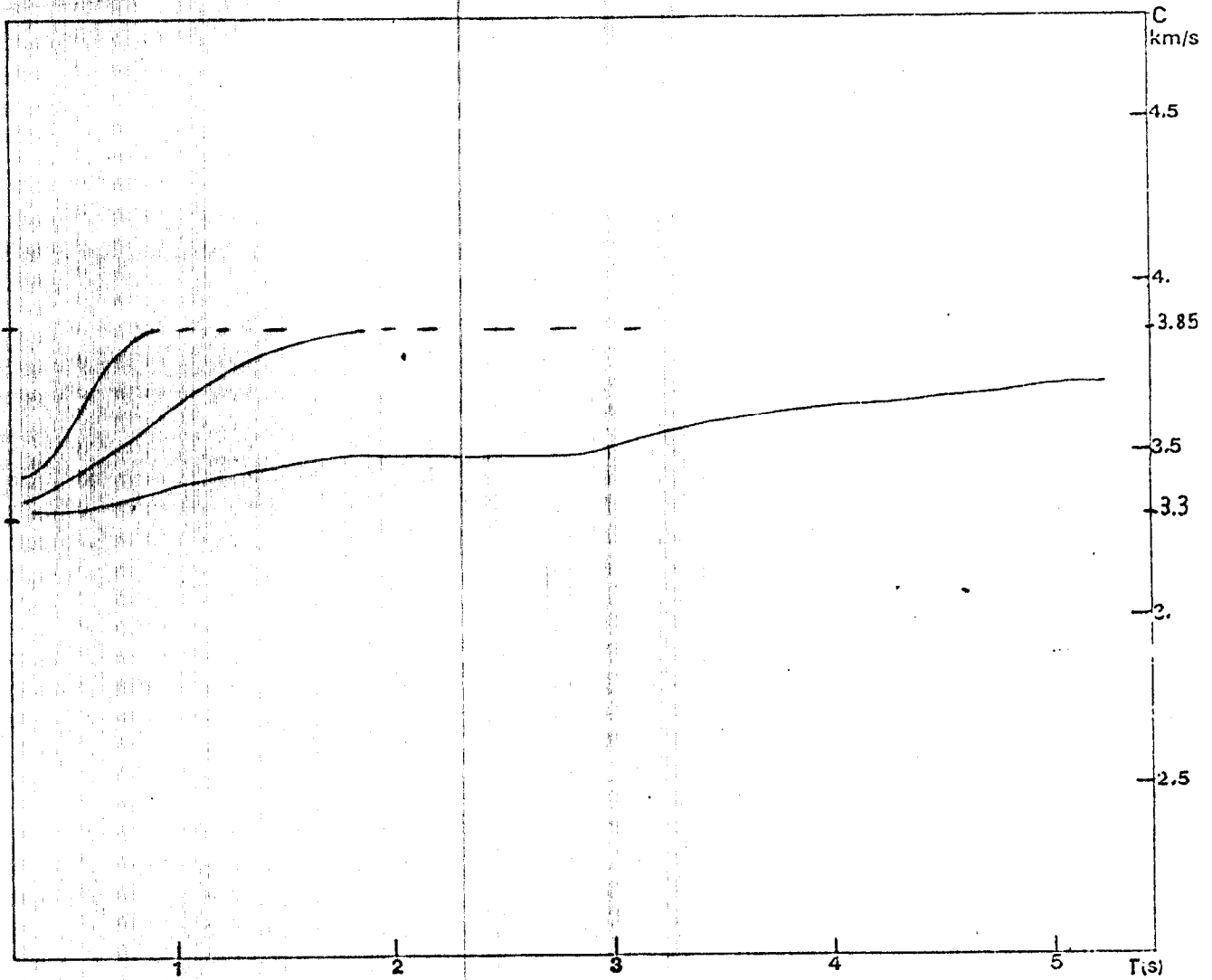


FIG.10

Dispersion de la vitesse de phase du mode fondamental et des deux premières harmoniques pour une couche à basse vitesse comprise entre deux milieux à plus grande vitesse.

La figure (11) montre la dispersion du mode fondamental et des quatre premiers harmoniques des ondes superficielles de Rayleigh pour le modèle suivant:

N	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	H
1	4.	2.	2.4	2.
2	6.	3.5	2.75	15.
3	5.5	3.3	2.6	5.
4	6.6	3.85	3.05	20.
5	7.7	4.3	3.25	10.
6	8.2	4.7	3.35	

(N, indice de la couche:  $\alpha$ , vitesse des P en km/s:  $\beta$ , vitesse des S en km/s:  $\rho$ , densité en g/cm<sup>3</sup>: H, épaisseur en km )

Comme décrit par de nombreux auteurs la présence d'une couche à moindre vitesse amène les courbes de dispersion des harmoniques à se rejoindre en des points appelés points d'osculation (points d'embrassement). En passant d'un harmonique à l'autre par ces points cela forme une courbe de dispersion presque continue exactement superposable à celle de la figure (10) obtenue pour la seule couche à moindre vitesse. Le rapprochement rapide des courbes des harmoniques est du à la faible épaisseur de la L.V.Z. (low velocity zone) et la plage de vitesse où apparaissent les points d'osculation est liée à la vitesse des S dans la L.V.Z. et donc liée à la profondeur. Dans ce cas, les courbes de la figure (11) montrent des périodes qui sont associées à des vitesses de phase de l'ordre de 3,5 km par seconde et qui correspondent à la phase Lg.

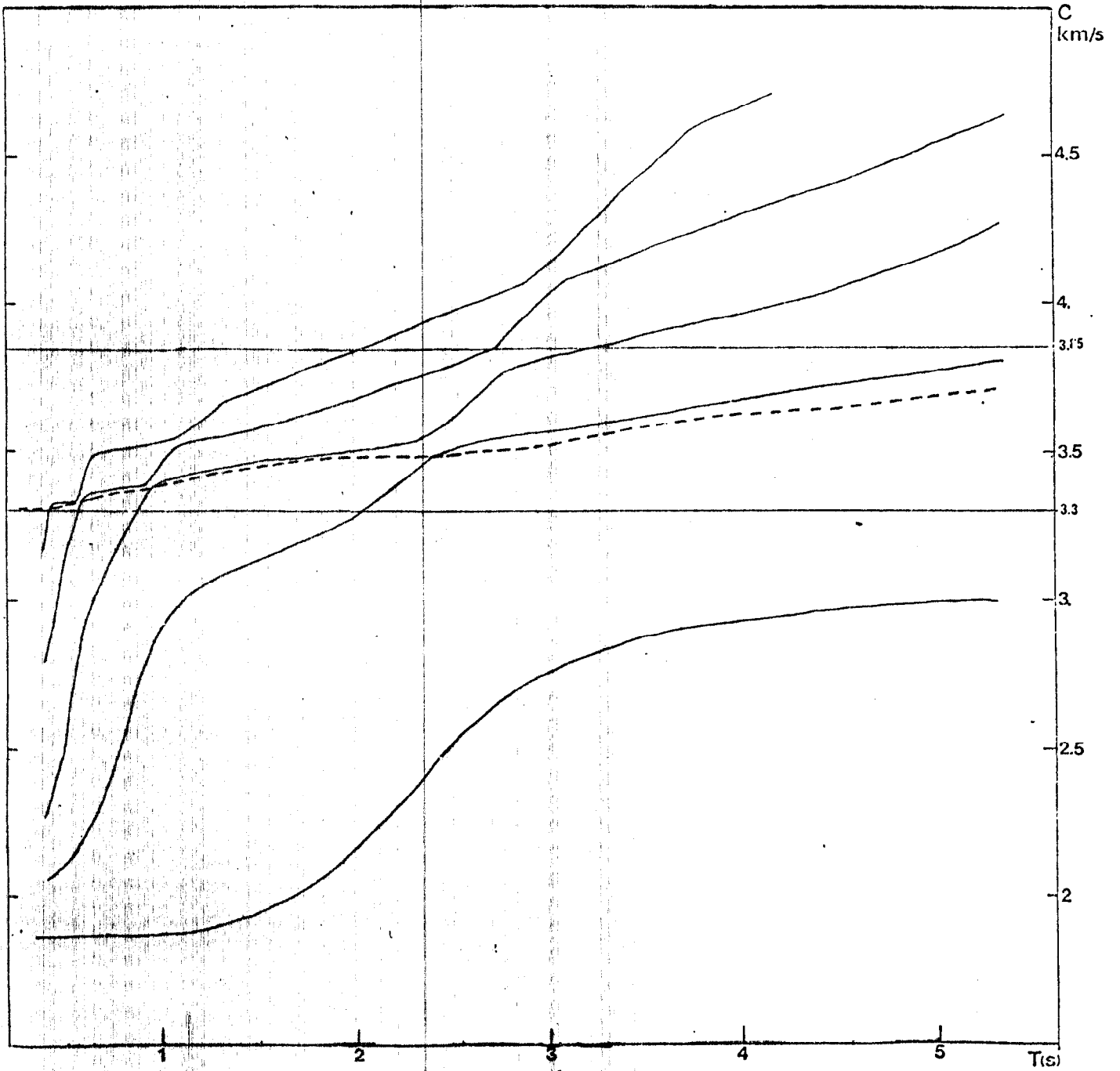


FIG.11

Courbe de dispersion de la vitesse de phase du mode fondamental et des quatre premières harmoniques pour un modèle de croûte continentale.

La courbe en pointillés représente la dispersion de la vitesse de phase dans la seule couche à moindre vitesse comprise dans le modèle de croûte (fig.10)

La L.V.Z. est une des explications admises pour expliquer les phases Lg. Par ailleurs Knopoff et al (1973) démontrent que cette couche à moindre vitesse n'est pas nécessaire à l'existence de cette phase.

Panza et al (1972) montrent que dans le cas d'une L.V.Z. autour de 200 km le comportement de la vitesse de phase harmoniques reprend le même schéma. La vitesse de phase de l'onde guidée dans la L.V.Z. est alors de 4,5 km/s et correspond à la phase Sa. Le déplacement et l'énergie dans la plage de fréquence correspondante sont concentrés dans la zone à moindre vitesse.

Les figures (12) et (13) montrent respectivement les vitesses de groupe dans le cas d'ondes de surface et d'ondes guidées pour les modèles précédents. La superposition de ces deux courbes de dispersion n'est plus possible car la dérivée de la vitesse de phase au point d'osculation sont alors très différentes dans les deux cas.



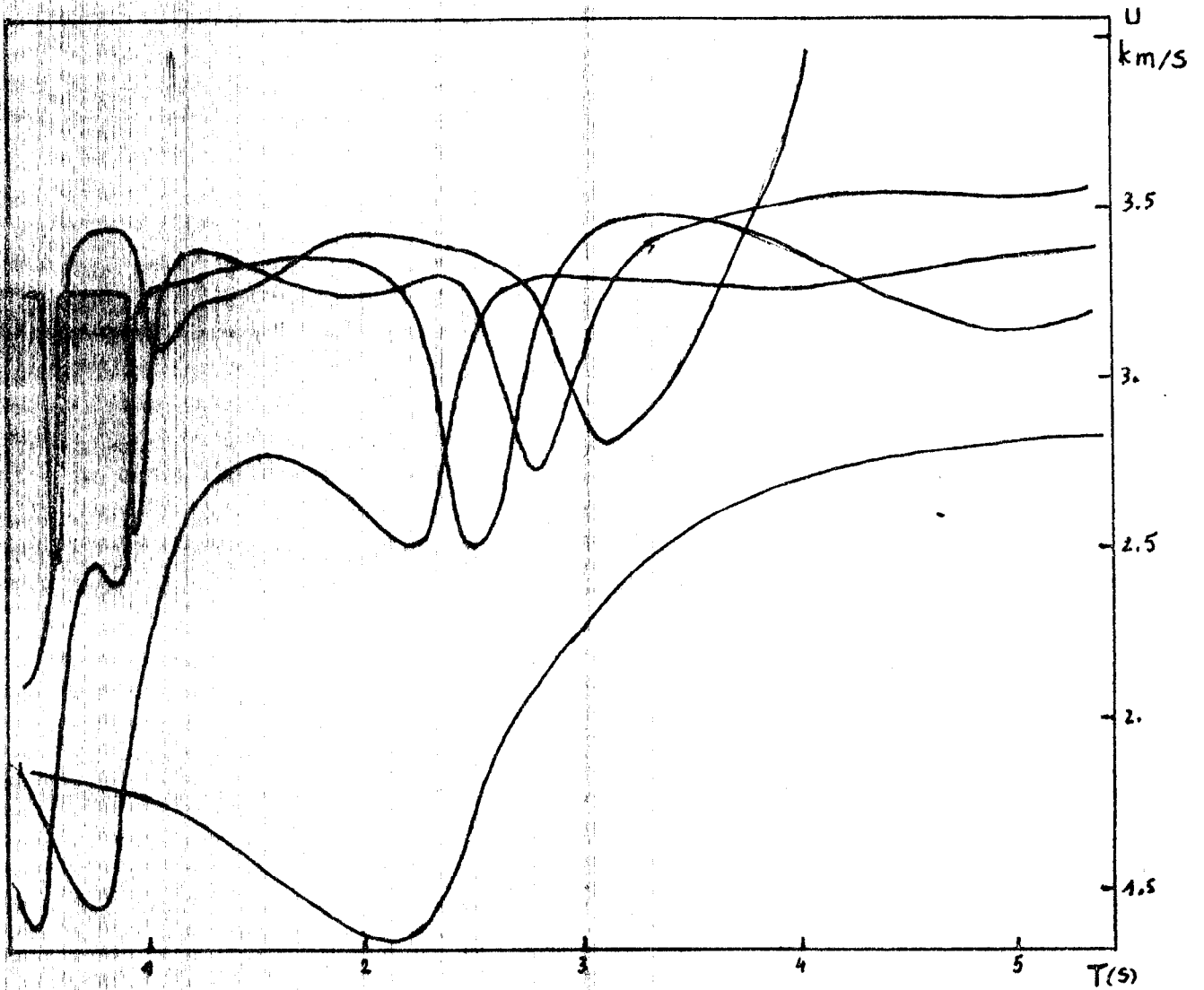


FIG. 12

Dispersion de la vitesse de groupe du mode fondamental et des quatres premières harmoniques pour un modèle de croûte continentale.

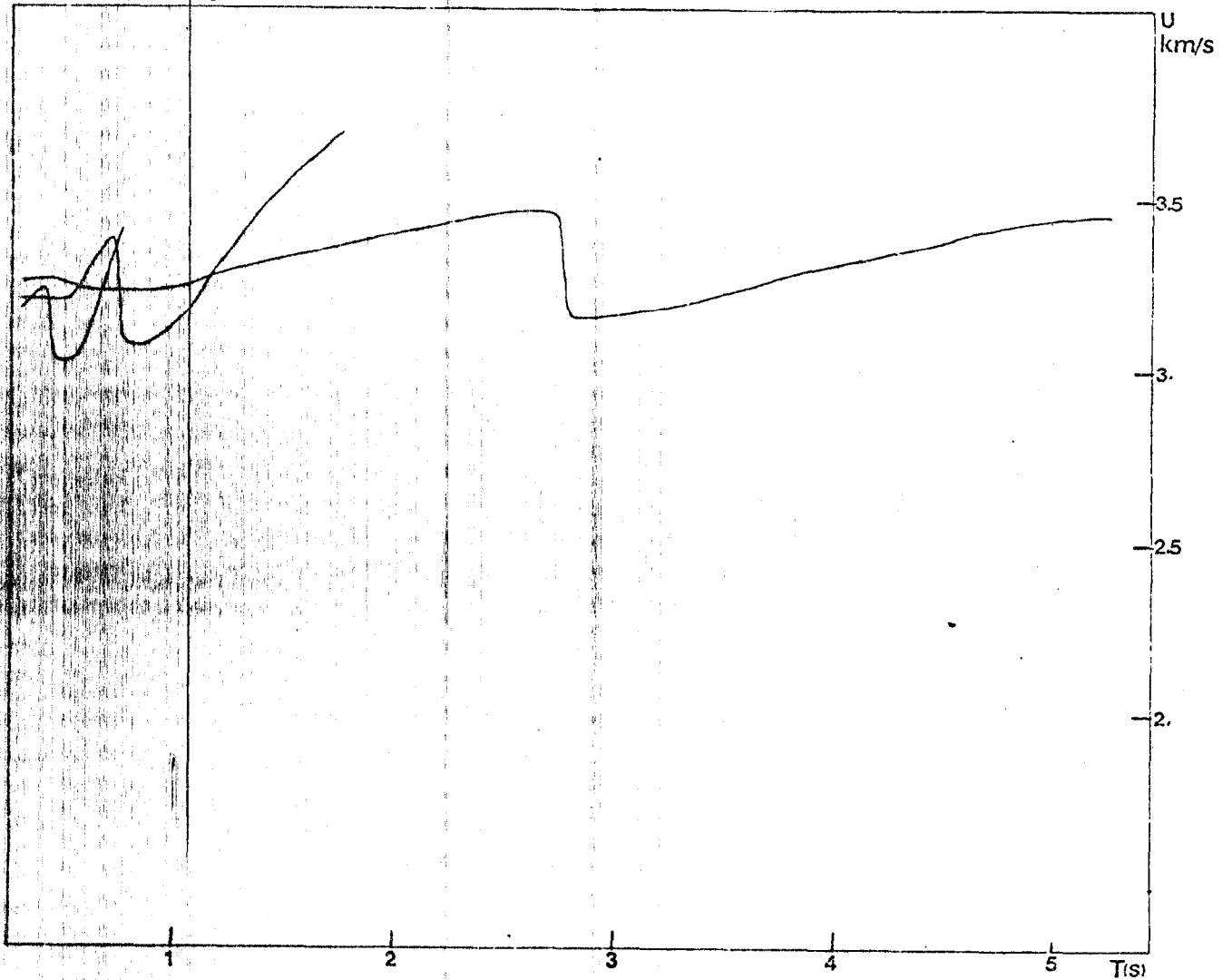


FIG.13

Dispersion de la vitesse de groupe du mode fondamental et des deux premières harmoniques pour une couche à moindre vitesse comprise entre deux milieux à plus grande vitesse.

Dans l'étude qui suit nous comparerons des courbes de vitesses de groupe expérimentales avec des courbes théoriques.

Nous n'avons pas pu obtenir de vitesse de phase expérimentale car aucun des séismes n'a été enregistré par deux stations alignées sur le même azimut.

Les vitesses de groupe expérimentales ont été lues sur un diagramme d'énergie obtenu à l'aide d'un programme de filtrage multiple fait par M. Cara (Cara, 1973; b). Brieèvement les étapes successives du programme sont:

- Transformée de Fourier d'un enregistrement  $f(t)$

$$F(\omega) = \int f(t) \exp(-i\omega t) dt$$

- Filtrage dans le domaine des fréquences par une gaussienne

$$F(\omega) \cdot H(\omega) = F(\omega) \cdot \exp(-\alpha((\omega - \omega_0)/\omega_0)^2)$$

Les  $\omega_0$  sont une série de pulsations choisies.

- Transformée inverse du spectre pour une série de temps d'arrivée

$$f_{\omega_0}(t) = \int_0^{\infty} F(\omega) \exp(-\alpha((\omega - \omega_0)/\omega_0)^2) \exp(i\omega t) d\omega$$

La densité d'énergie est donnée par  $|f_{\omega_0}(t)|^2$ , le maximum pour une pulsation  $\omega_0$  donne la vitesse de groupe à cette pulsation, (la vitesse de groupe est reliée au temps d'arrivée par la relation  $U = x/t$   $x$ : distance épacentrale )

IV - RESULTATS SUR LA DISPERSION DES ONDES DE SURFACE  
ENTRE LES NOUVELLES HEBRIDES ET LA STATION DE  
NOUMEA.

Comme cela a été signalé précédemment, les distances épicentrales entre les N.H. et Nouméa sont courtes, ainsi seuls trois séismes, provenant d'une série d'événements digitalisés dans le centre O.R.S.T.O.M. de Bondy, dans le service de M. Godivier, présentaient des distances épicentrales supérieures à 600 km. Les caractéristiques des séismes utilisés sont présentés dans le tableau(1 ).

La plupart des séismes ne présentaient pas de maximum d'énergie au dessus de la période de 20 secondes et donc ne permettaient pas la mesure d'une vitesse de groupe.

Les trois séismes retenus ont tous une distance épicentrale supérieure à 850 km. On a pu ainsi lire des vitesses de groupe des ondes de Rayleigh jusqu'à des périodes de 50 secondes. De plus, leurs épicentres ont tous le même azimut par rapport à la station, donc leurs trajets sont identiques. Mais on verra que les deux plus éloignés subissent une influence dans la première portion de leurs parcours que n'empreinte pas le plus proche événement

Comme on peut le voir sur la figure (14) la plus grande partie du trajet s'effectue pour les trois séismes dans le plateau Nord Loyauté. On peut donc s'attendre

CARACTERISTIQUES DES SEISMES UTILISES

	SEISME 1	SEISME 2	SEISME 3
DATE	17 08 65	29 09 70	26 01 70
LONGITUDE	166.58 ° E	166.52 ° E	166.35 ° E
LATTITUDE	15.10 ° S	13.52 ° S	12.62 ° S
HEURE	16 H 17 MN 42.8S	06 H 03MN 26.3S	10 H 03MN 05 S
DISTANCE EPICENTRALE	863 KM	971.84 KM	1070 .69 KM
PROFONDEUR	23 KM	60 KM	42 KM
MAGNITUDE	5.4	6.0	5.6

TABLEAU. 1

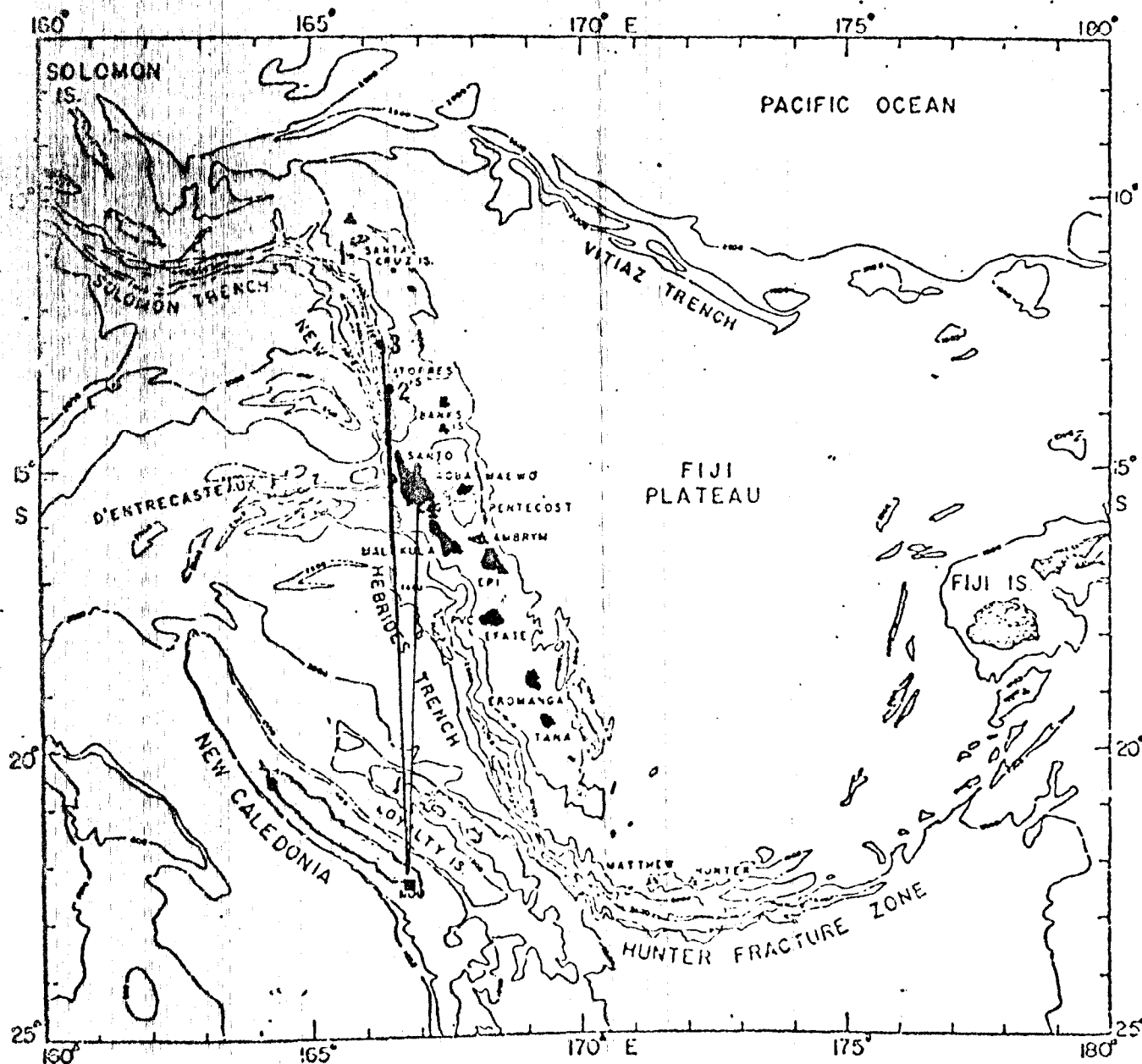


FIGURE 14

TRAJET DES SEISMES UTILISES

à une dispersion de type océanique car la lithosphère de cette région est reconnue océanique (Dubois, 1974) et datée à 50 millions d'années (Lapouille, 1980).

Les séismes 2 et 3 ont leur épicerentre au Nord de la zone d'Entrecasteaux au niveau de la ligne volcanique de l'arc (fig.15). Leur trajet va donc comprendre une partie importante le long de la zone de subduction, au niveau du prisme d'accrression, suivi d'un épaisissement de la croûte au passage de la ride d'Entrecasteaux.

Dubois (1969) propose le long de la fosse une croûte épaisse variant de 20 à 22 km et un manteau supérieur lent pour expliquer les faibles vitesses de groupe enregistrées à P.V.C. (Port-vila).

Enfin, dans le dernier tronçon, la propagation des trois séismes se fait au travers des îles Loyauté, caractérisées par leur racine qui porte le Moho en dessous de 25 km, et dans le bassin des Loyauté dont la structure crustale profonde semble être de nature océanique (Pontoise et al, 1980). La profondeur du Moho varie et remonte en direction de la Nouvelle Calédonie (de 16 km au milieu du bassin, la profondeur passe à 12 km). Les vitesses dans la croûte et dans le manteau supérieur sont comparables à celles du plateau Nord Loyauté.

La figure (16) montre les résultats obtenus: les deux courbes théoriques associées aux modèles 1 et 2, et les points expérimentaux des vitesses de groupe des séismes. L'ensemble des vitesses mesurées, bien que de nature océanique, n'est pas explicable par un modèle océanique classique (Harkrider, 1970) où la vitesse de

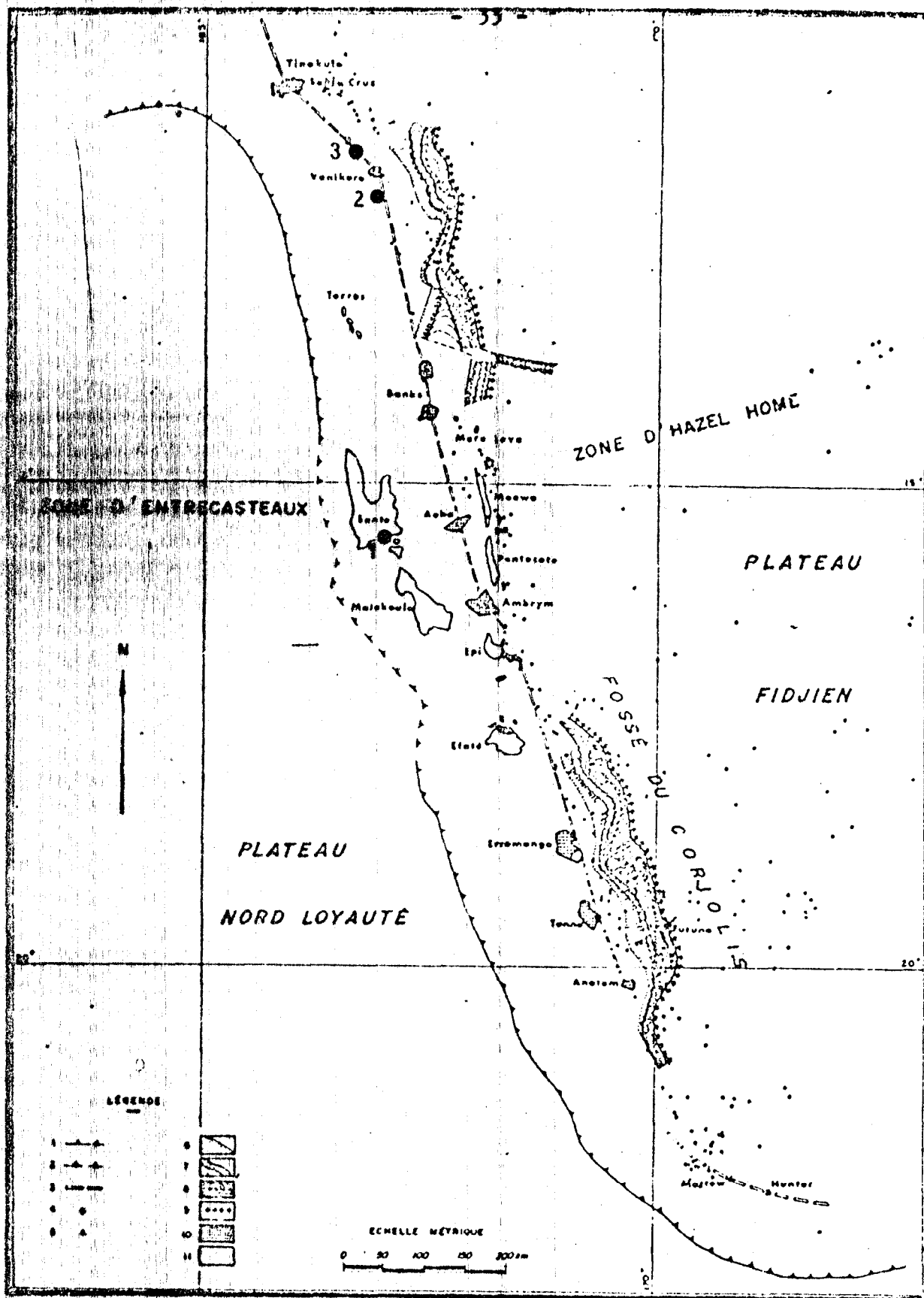


FIGURE 10  
 Sismicité superficielle (profondeur de 0 à 50 km) à l'Est de la ligne volcanique  
 (d'après l'International Seismological Centre)  
 (voir légende fig. 11)

FIGURE • 15  
 POSITION DES EPICENTRES DES SEISMES UTILISES



# COURBE DE DISPERSION VRAIE ET THEORIQUE

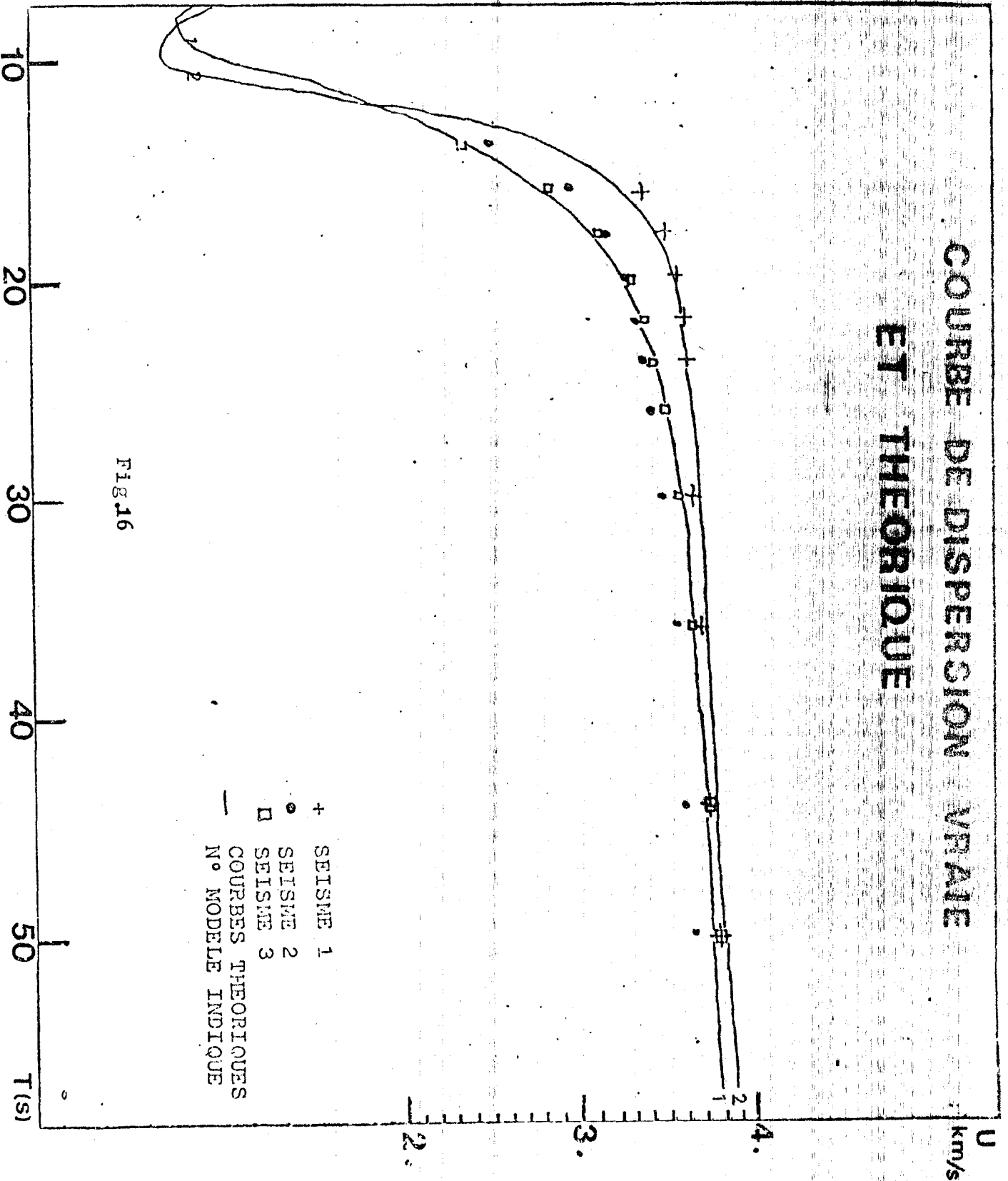


FIG 16

groupe atteint 4 km/s aux périodes de 30 secondes.

Le séisme 1 est beaucoup plus rapide aux périodes inférieures à 40 secondes. Ceci n'est pas le fait d'un artéfact du programme de filtrage multiple. En effet le séisme 1 présente très peu d'énergie avant l'onde de Raleigh: on observe dans de tels cas que si la largeur  $\alpha^{-\frac{1}{2}}$  du filtre gaussien est trop grande, le filtrage, équivalent à une concentration d'énergie, de la portion de signal immédiatement avant l'onde de Rayleigh se trouve influencé par cette dernière. Cet effet provoque un prolongement de la courbe de dispersion de droite à gauche donnant une vitesse de groupe trop grande aux périodes autour de 20 secondes. Cet inconvénient a été évité par l'utilisation de plusieurs largeurs de filtre qui ont précisé la vitesse de groupe pour les signaux de faible amplitude du séisme 1.

Le modèle 2 qui explique assez bien le séisme 1 présente une croûte épaisse de 7.5 km, donc à caractère très océanique sous une profondeur d'eau de 3.8 km qui est habituelle dans la région du plateau Nord-Loyauté. Ce modèle situe donc le Moho vers 12 km, profondeur assez faible qui ne coïncide pas avec celles observées dans la région.

Les séismes 2 et 3 sont beaucoup plus lent aux courtes périodes et ont une dispersion assez semblable malgré une allure très différente qui laisserait envisager une propagation près du foyer très différente. De plus, ces deux séismes ont des profondeurs et des magnitudes très supérieures à celles du séisme 1: toutes ces conditions pourraient différer sensiblement la mise en place d'ondes de surface. Ces considérations sont d'autant plus importantes dans le cadre d'observations d'ondes de surface à courte distance épacentrale. Elles pourraient entre autre expliquer le retard pris par les ondes de surface aux périodes influencées par la lithosphère (autour de 20 s)

MODELE 1

N	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	H
0	1.5	-	1.03	3.3
1	2.0	1.15	2.	1.0
2	3.6	2.07	2.65	2.0
3	5.3	3.05	2.75	3.0
4	6.7	3.86	3.0	11.0
5	8.05	4.5	3.33	90.0
6	8.52	4.76	3.51	290.0
7	8.58	4.76	3.53	30.0
8	8.677	4.81	3.55	22.0
9	8.774	4.86	3.584	22.0
10	8.871	4.91	3.611	22.0
11	8.97	4.96	3.64	

N: Indice de la couche

$\alpha$ : vitesse des ondes P en km/s

$\beta$ : vitesse des ondes S en km/s

$\rho$ : densité en  $\text{g/cm}^3$

H: épaisseur de la couche en km

MODELE 2

N	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	H
0	1.5	—	1.03	3.8
1	2.0	1.15	2.0	0.5
2	2.86	1.68	2.2	1.5
3	4.74	2.78	2.3	1.5
4	6.7	3.86	3.0	4.0
5	7.95	4.48	3.33	90.0
6	8.52	4.76	3.51	290.0
7	8.58	4.76	3.53	30.0
8	8.677	4.81	3.55	22.0
9	8.774	4.86	3.584	22.0
10	8.871	4.91	3.611	22.0
11	8.97	4.96	3.64	

N: indice de la couche

$\alpha$ : vitesse des ondes P en km/s

$\beta$ : vitesse des ondes S en km/s

$\rho$ : densité en g/cm<sup>3</sup>

H: épaisseur de la couche en km

Par ailleurs, une autre cause de ces constatations pourrait être la croûte épaisse de la première partie du trajet des séismes 2 et 3. C'est ce qui est montré par le modèle 1 où la croûte a une épaisseur totale de 16 km sous 3.3 km d'océan. Cette hypothèse reste cependant peu probable car à la période de 20 s (fig.16) la différence de vitesse de groupe entre les deux courbes est de 0.3 km/s; écart énorme qui ne saurait être seulement provoqué par le trajet de l'épicentre 3 à l'épicentre 1 dans une croûte différente (ce qui ne représenterait, au maximum, que 25% du trajet total du séisme 3). A cet écart de vitesse correspond une différence calculée d'épaisseur de croûte de 8 km, ce qui est contredit par un trajet commun aux trois séismes lors de la propagation entre le plateau Nord Loyauté et la station de Nouméa (c.à.d. le trajet entier pour le séisme 1 et 75% du trajet du séisme 3).

Dans les deux modèles calculés la vitesse de 8.1 km/s pour les P dans le manteau supérieur est relativement faible pour un modèle océanique classique et coïncide avec les résultats antérieurs obtenus par Ibrahim et al (1980) pour le plateau Nord-Loyauté. Cette province et celle du bassin des Loyauté, aux caractéristiques semblables, représentent plus de la moitié du trajet et ont certainement des influences prépondérantes aux périodes intéressées par les profondeurs du manteau supérieur. Les épaisseurs proposées ne sont pas les seules solutions: un gradient de vitesse est envisageable pour passer progressivement de 8.05 km/s à 8.52 km/s.

Le contraste de vitesse entre la base de la croûte et le manteau supérieur contrôle la courbure de la courbe de dispersion vers 20s: pour un contraste marqué l'augmentation de la vitesse de groupe est moins rapide (modèle 1).

A plus grande période (vers 40 secondes) les trois courbes mesurées se rejoignent vers 4 km/s, caractéristique d'un trajet dans un domaine océanique, et coïncident bien avec les deux modèles proposés sans zone à basse vitesse entre 150 et 300 km. Dans les deux modèles la couche épaisse de 290 km à 8.52 km/s n'est qu'un modèle qui intègre les différentes situations rencontrées au cours du trajet.

Ces résultats, dans une logique extrême, ne permettent de dire qu'une chose: les régions traversées par ces trains d'ondes ne possèdent pas de lithosphère typiquement continentale! La rapide succession des accidents crustaux, la profondeur du Moho variant rapidement, les caractéristiques du manteau supérieur souvent différentes d'une province à l'autre sont autant d'effets perturbateurs qui amènent à une dispersion compliquée. Le modèle théorique ajustant une courbe de dispersion mesurée n'est qu'un modèle moyen qui, en fait, n'explique aucune des provinces traversées par les ondes sismiques. On arriverait à la limite, à des résultats sans signification où toute anomalie tectonique n'apparaîtrait pas. En effet, cette méthode n'a donné de très bons résultats que dans des régions où les variations structurales sont lentes et dans le cas de grandes distances épacentrales. Par ailleurs, elle peut être aussi utilisée à des périodes très grandes (inaccessibles pour un trajet entre les Nouvelles Hébrides et la Nouvelle Calédonie), qui ne sont sensibles qu'aux structures profondes dans le manteau, dont les variations sont beaucoup plus lentes que dans la croûte.

Dans notre cas, deux démarches sont possibles. Soit d'isoler un accident tectonique au centre d'une région relativement uniforme bordée de zones actives. L'observation de séismes ayant ou n'ayant pas traversé l'accident en question permettrait une mesure de la profondeur du Moho dans la région et sous l'accident.

Une autre démarche, illustrée par Dubois et al (1974) (fig.17) consiste à comparer des vitesses de groupe obtenues dans différentes provinces sans ajustement précis avec un modèle théorique. Du même coup la comparaison est faite des différentes épaisseurs de croûte aux quelles la vitesse de groupe est sensible aux petites périodes. Dans tous les cas les distances parcourues dans une province doivent représenter un grand pourcentage des trajets totaux pour une comparaison significative. Avec cette condition l'étude des petits bassins qui séparent la Nouvelle Calédonie des Nouvelles Hébrides ne peut être menée à bien en utilisant les ondes de surface.

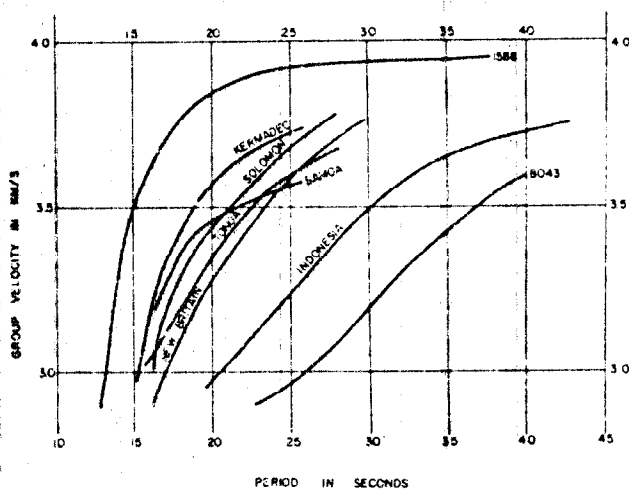
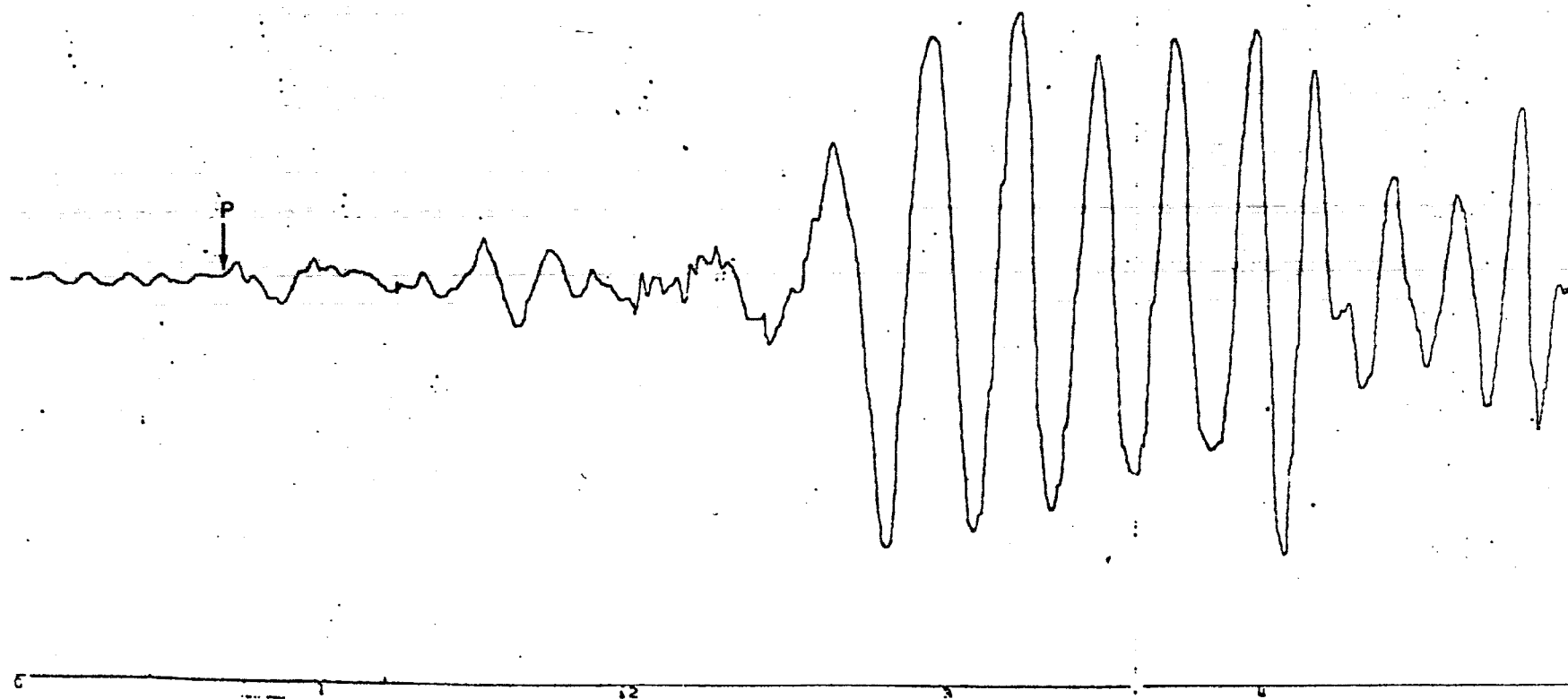


Fig.17

Dispersion de la vitesse de groupe à  
Nouméa pour différents trajets.

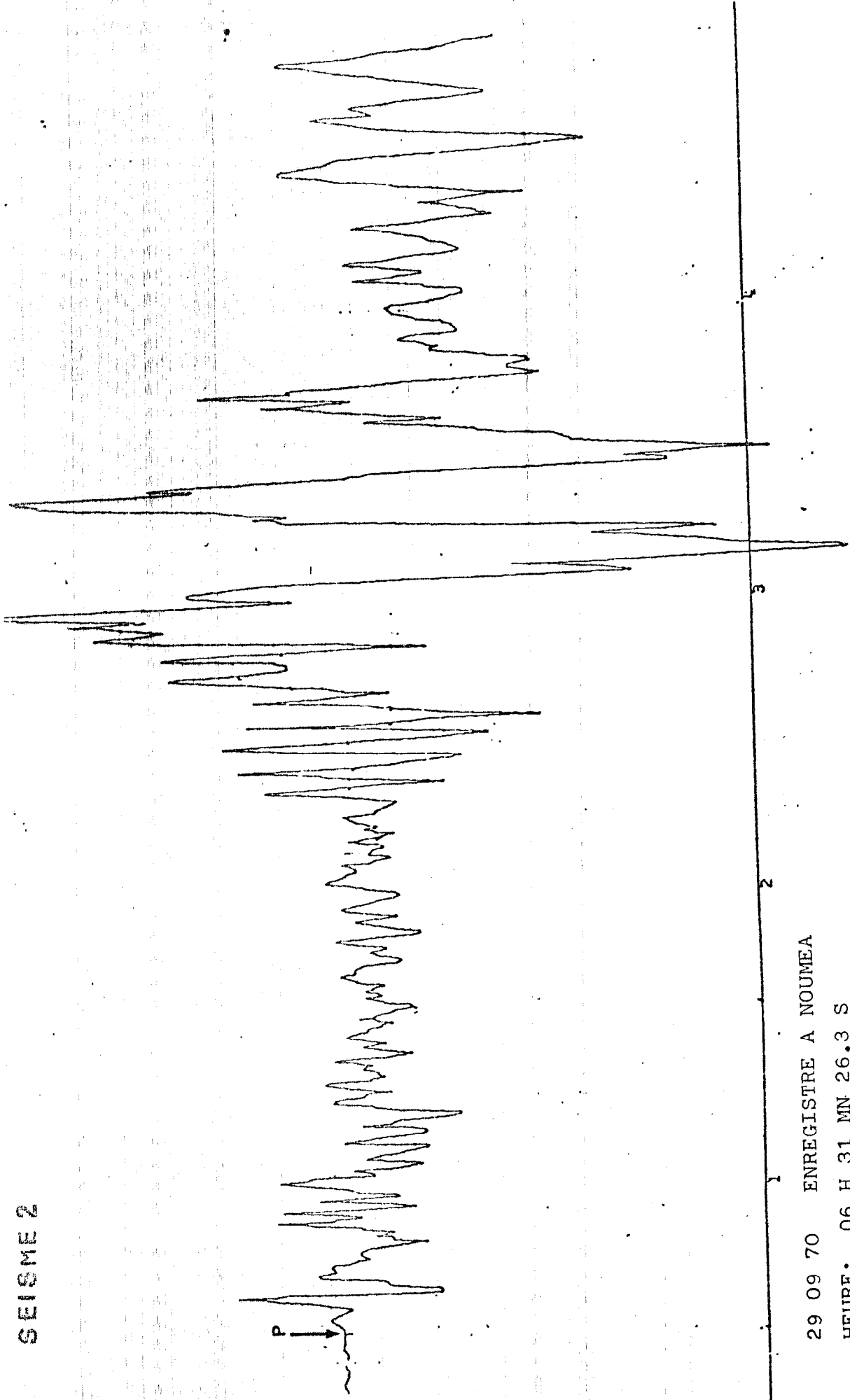
SEISME 1



17 08 65 ENREGISTRE A NOUMEA  
HEURE: 16 H 17 MN 42.8 S  
COMPOSANTE Z  
ENREGISTREMENT LONGUE PERIODE

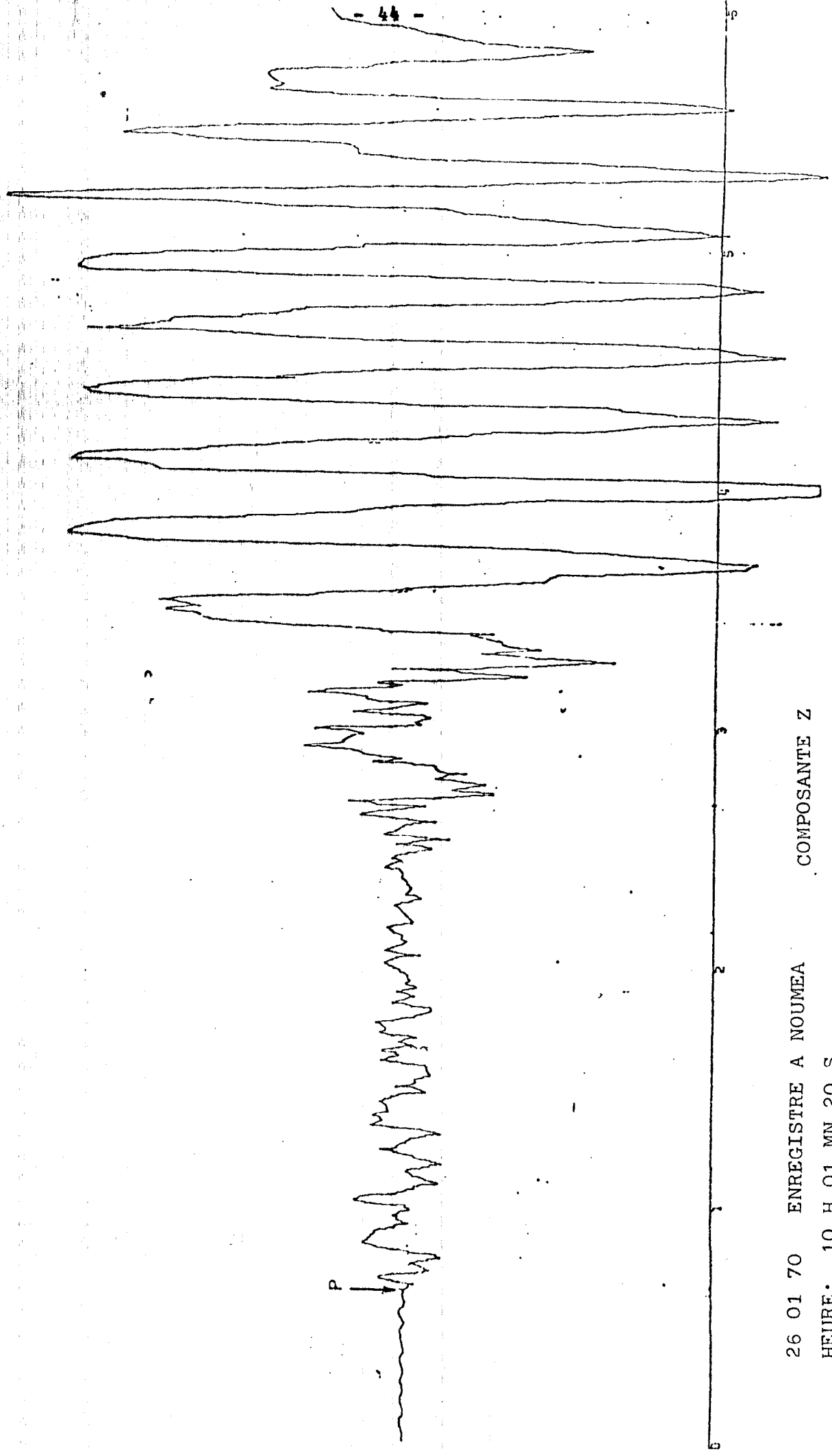


SEISME 2



29 09 70 ENREGISTRE A NOUMEA  
HEURE: 06 H 31 MN 26.3 S  
COMPOSANTE Z  
ENREGISTREMENT LONGUE PERIODE

SEISME 3



26 01 70 ENREGISTRE A NOUMEA  
HEURE: 10 H 01 MN 20 S

COMPOSANTE Z

ENREGISTREMENT LONGUE PERIODE

## V - CALCUL DE FONCTION DE TRANSFERT DE LA CROÛTE.

La réponse de la croûte à une arrivée d'énergie sismique à sa base dépend des paramètres élastiques qui la compose. Cette réponse fréquentielle est comprise dans le spectre du signal sismique enregistré à la surface libre qui est la superposition de multiples réverbérations d'ondes P et SV dans la croûte, issues d'un même front d'ondes ( fig.18 ). Ces différentes arrivées ont une amplitude et une phase différentes de celles de l'onde P réfléctée directe.

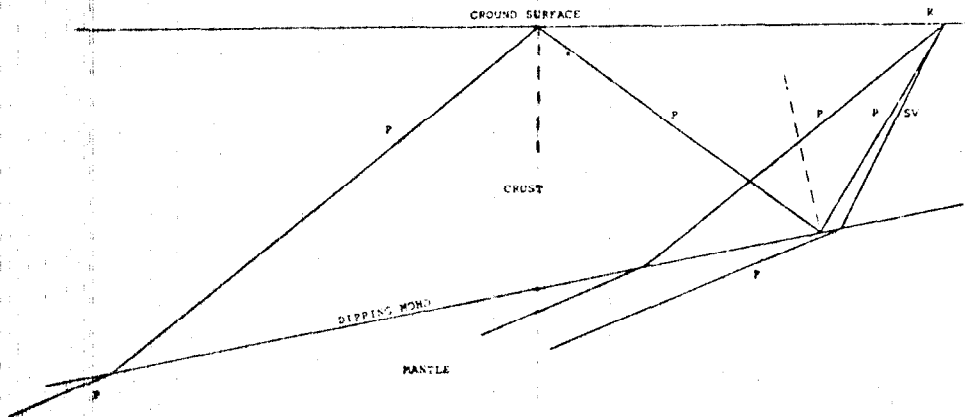


Fig.18

Réverbérations multiples dans la croûte.

Le spectre du signal enregistré s'exprime de la façon suivante:

$$F(w) = C(w) \cdot S(w) \cdot I(w) \cdot T(w)$$

$F(w)$  : TF du signal enregistré  $f(t)$ .

$C(w)$  : réponse fréquentielle de la croûte.

$S(w)$  : spectre de la source.

$I(w)$  : TF de la réponse instrumentale

$T(w)$  : filtre représentant l'influence du milieu pendant la propagation.

La méthode consiste à faire coïncider le mieux possible un spectre théorique de la réponse de la croûte avec le spectre de l'onde P du signal enregistré, corrigé de son amplification instrumentale: à priori la seule accessible.

La réponse crustale en fréquence se calcule simplement par une méthode matricielle de Thomson Haskell (Thomson, 1950, Haskell, 1953, 1962).

Considérons un milieu stratifié composé de  $(n - 1)$  couches isotropes homogènes et parallèles au dessus d'un demi-espace infini (fig.19). En imposant la continuité des déplacements horizontaux et verticaux, et des contraintes à chaque interface Haskell obtient la série d'équations suivantes(1953, équation 2.19):

$$\begin{pmatrix} A_n' + A_n'' \\ A_n' - A_n'' \\ B_n' - B_n'' \\ B_n' + B_n'' \end{pmatrix} = E_n^{-1} a_{n-1} \cdot a_{n-2} \dots a_1 \begin{pmatrix} U_0 \\ W_0 \\ \sigma_0 \\ \tau_0 \end{pmatrix} \quad (1)$$

ou  $A_n$  et  $B_n$  sont des constantes associées respectivement aux ondes de compression et de cisaillement dans la couche  $n$  (demi-espace). Les primes et les doubles primes repèrent les ondes voyageant respectivement vers le bas et vers le haut.

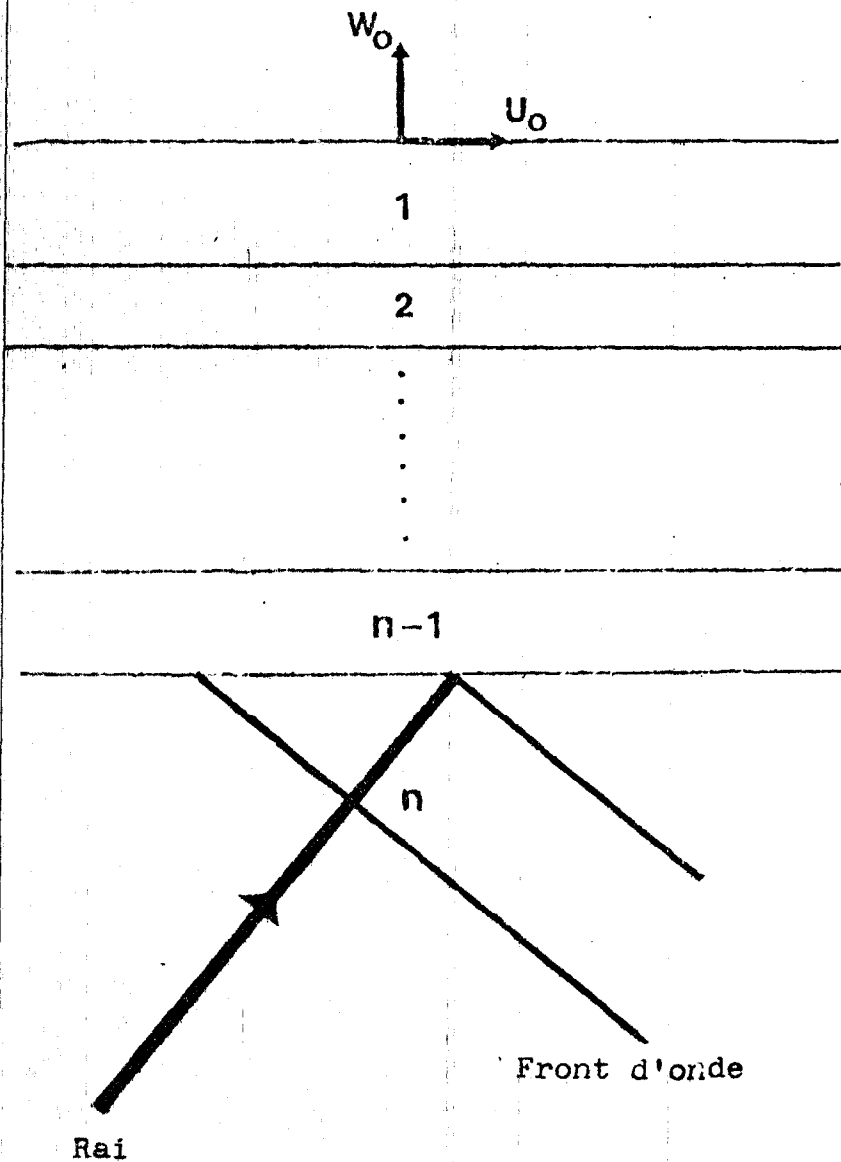


Fig.19

Onde incidente a la base de la croute sous la station

$W_0$  : déplacement vertical a la surface

$U_0$  : déplacement horizontal a la surface

-- $E_n^{-1}$  est la matrice 4X4 reliant les contraintes et déplacements dans la couche (n - 1) aux constantes des potentiels dans le demi-espace n au niveau de la discontinuité séparant ces deux milieux.

-- $a_n$  est la matrice 4X4 d'avancement des déplacements et des contraintes d'une discontinuité à l'autre.

-- $W_0$  et  $U_0$  sont les composantes verticales et horizontales du déplacement à la surface libre.

-- $\sigma_0$  et  $\tau_0$  sont les contraintes normale et tangentielle à la surface libre.

En supposant une onde P incidente ( $B_n'' = 0$ ) ou SV incidente ( $A_n'' = 0$ ) à la base de la (n - 1) couche et des contraintes nulles à la surface libre ( $\sigma_0 = \tau_0 = 0$ ) Haskell (1962) obtient les relations suivantes pour le déplacement en surface:

$$U_0 = \frac{2c^2(J_{42} - J_{32})}{\alpha_n^2 D} \quad \text{et} \quad W_0 = \frac{2c^2(J_{41} - J_{31})}{\alpha_n^2 r_n D}$$

dans le cas d'une onde P incidente

$$U_0 = \frac{2(J_{12} - J_{22})}{\gamma_n r_n D} \quad \text{et} \quad W_0 = \frac{2(J_{21} - J_{11})}{\gamma_n D}$$

dans le cas d'une onde SV incidente

ou -  $J_{ii}$  est la matrice 4X4 produit de la relation (1)

$$J = E_n^{-1} a_{n-1} \cdot \dots \cdot a_1$$

- D est la fonction séculaire:

$$D = (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42}) - (J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41})$$

- c est la vitesse apparente du front d'onde

-  $\alpha_n$  est la vitesse des P dans le demi-espace (couche n)

$$- r_{\alpha n} = \sqrt{(c/\alpha_n)^2 - 1} \quad r_{\beta n} = \sqrt{(c/\beta_n)^2 - 1} \quad \gamma = 2(\beta_n/c)^2$$

-  $\beta_n$  : vitesse des S dans le demi-espace

-  $\alpha_n$  : vitesse des P dans le demi-espace

Phinney (1964) a montré qu'en faisant le rapport de la composante verticale sur la composante horizontale

$$R(w) = \frac{W_o(w)}{U_o(w)}$$

on obtient une fonction uniquement dépendante du modèle crustal

Ceci est montré en utilisant la relation (1)

$$\text{si: } U_o(w) = C_u(w) \cdot S(w)$$

$$W_o(w) = C_w(w) \cdot S(w)$$

alors  $R = \frac{W_o}{U_o} = \frac{C_w}{C_u}$  est indépendant de la source.

R est dépendant de la vitesse apparente  $c$  et donc de l'angle d'incidence de l'onde à la base de la (n-1) couche.

La figure (20) montre un exemple de la méthode des rapports spectraux qui a rencontré un large succès avec des enregistrements à longue période.

L'étude qui suit sera réalisée à l'aide d'enregistrements longue période et uniquement avec des composantes verticales du déplacement. Ce qui ne permet pas d'employer la méthode des rapports spectraux des composantes du déplacement.

Comme nous l'avons vu aucune influence de la source n'est comprise dans le calcul de la fonction de transfert ceci équivaut à faire l'hypothèse d'une source à spectre blanc. Le spectre de la source des séismes utilisés n'est certainement pas blanc mais il suffit, que dans la bande de fréquences où apparaissent les pics liés aux résonnances de la croûte, il soit plat.

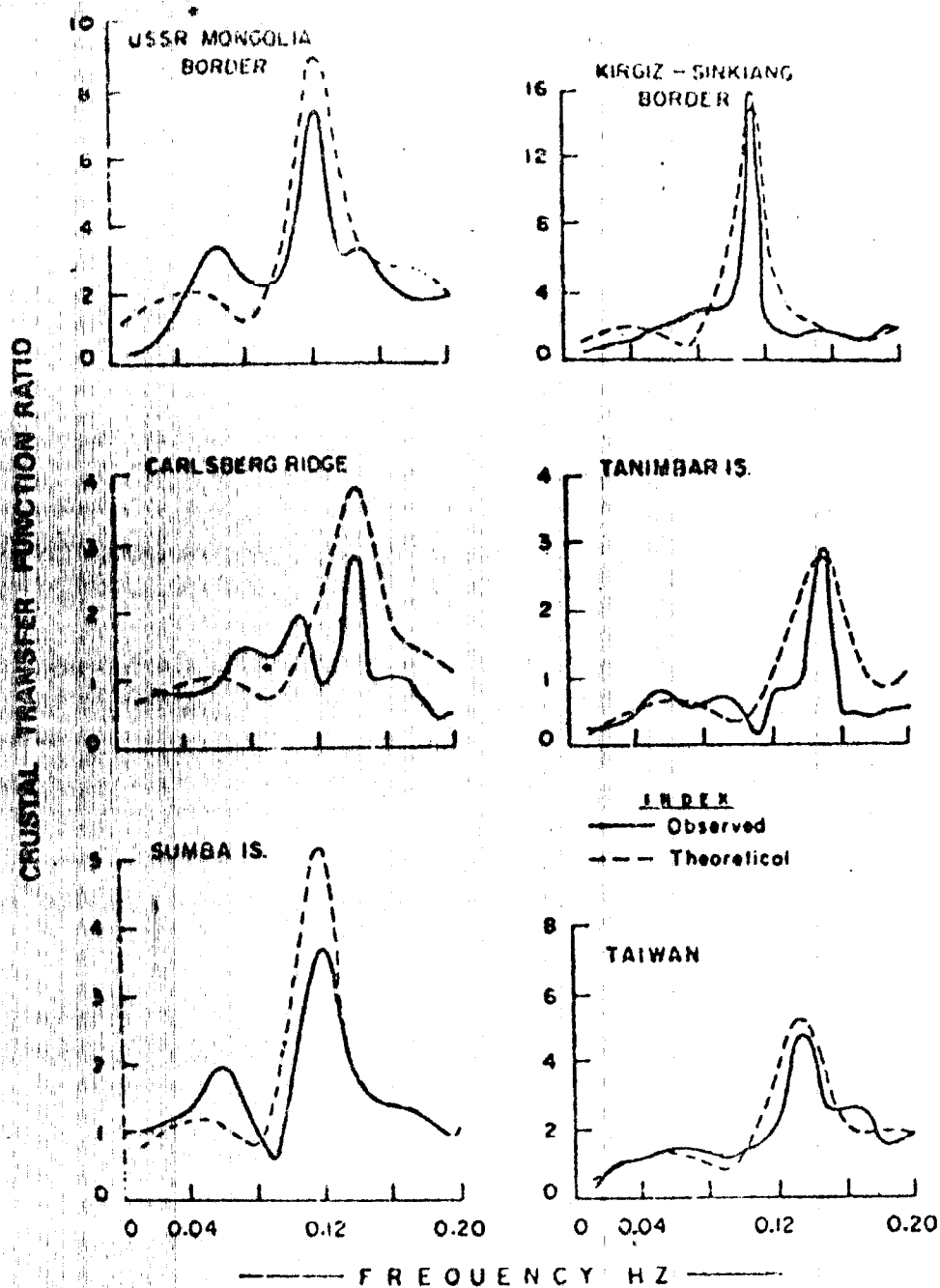


Fig.20

Exemples de superposition de rapport spectral observe et calcule (Singh et Rastogi , 1978 ) couramment pratiquée



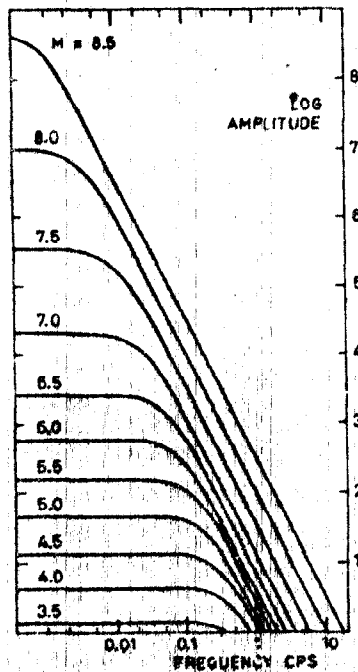
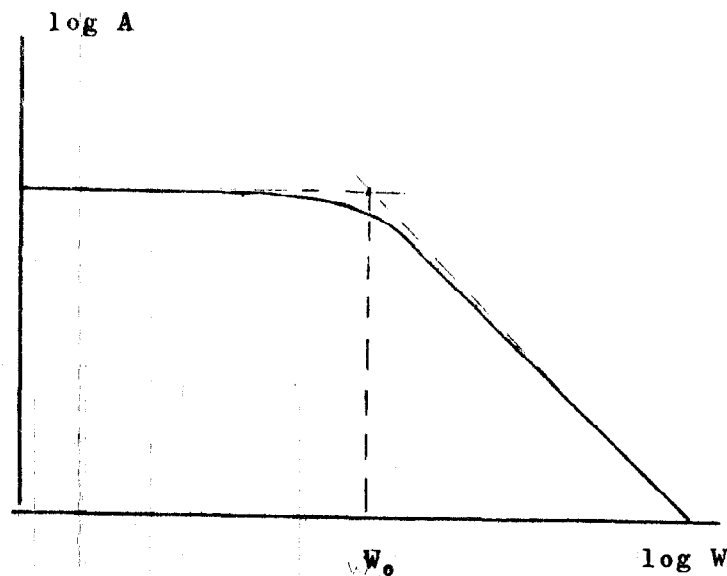


fig. 21



Construction graphique de la fréquence coin  
fig 22

Ceci est montré à la figure (21) où l'amplitude spectrale est liée à l'énergie relachée lors du choc, donc à la magnitude. La plage utilisable se trouve avant la fréquence coin ( fig.22 ) La plupart des séismes utilisés dans cette étude ont une magnitude comprise entre 5 et 5.5 ce qui place la fréquence coin vers 0.33 Hz, soit la période de 3s Comme on le verra les pics significatifs des spectres vrais sont vers 7 et 10s selon la station étudiée. De plus l'ensemble des séismes, de provenance très diverse, a donné des spectres répondants très différemment selon qu'ils étaient enregistrés à Nouméa ou à Port-Vila, pour des magnitudes équivalentes: ce qui montre l'indépendance nécessaire par rapport au spectre de la source. L'idéal aurait été de montrer le même séisme à Nouméa et à Port-Vila présentant des pics différents dans les deux cas.

On peut remarquer enfin, l'effrondement des amplitudes spectrales après la fréquence coin: ce fait sera observé sur les spectres vrais montrés plus loin.

Les séismes utilisés dans ce chapitre sont de même provenance que ceux décrits dans les chapitres précédents: les corrections instrumentales restent identiques. Le tableau (2) présente les caractéristiques de ces séismes. La figure (23) montre leur répartition sur l'arc des N.H.

Les spectres des séismes ont été obtenu avec un programme de F.F.T. (Transformée de Fourier rapide). Plusieurs longueurs de fenêtre dans le domaine temporel ont été essayés. Comme cela a été montré par Bakun (1971), la position des pics obtenus par le spectre n'est pas modifiée par un agrandissement de la fenêtre mais leurs amplitudes le sont. De plus l'agrandissement de la fenêtre amène l'introduction dans le spectre d'effets dus aux  $pP$  ou aux  $Pn$  ou à d'autres phases comprises dans la coda des  $P$ . A grande distance épacentrale l'effet est négligeable car l'angle d'incidence de ces différentes phases est proche de celui des  $P$  directes. A courte distance, comme c'est le cas dans cette étude, l'angle des différentes arrivées peut varier sensiblement et donner des amplitudes spectrales différentes d'où une difficulté d'interprétation signalée par Hasegawa (1971, b). Dans notre cas, une fenêtre de 30 s a été utilisée pour tous les séismes. Très souvent (fig. 24) la fin des  $P$  directes n'était pas discernable.

SEISME	DATE	HEURE	LAT	LONG	MA3	R	DISTANCE STATION
A	26 01 70	10 H 01MN 20 S	12°6 S	166,35°E	5.6	42 KM	1070,81 KM NOUMEA
B	30 08 65	00 H 56MN 7.6 S	16°85 S	167,25°E	4.9	20KM	608,71 KM NOUMEA
C	29 09 70	06 H 03 MN 26.3 S	13°52 S	166,52°E	6.0	60KM	971,95 KM NOUMEA
D	13 06 73	09 H 48MN 26.9 S	19°02 S	169,71°E	5.5	37.4KM	482,08 KM NOUMEA
E	10 02 77	07 H 55MN 57.5 S	21°65 S	165,83°E	5.4	49 KM	484 KM PORT VILLA
F	28 12 72	02 H 40MN 54 S	21°59 S	169,81°E	5.6	42 KM	602,73 KM PORT VILLA
G	24 09 78	07 H 43MN 26.2 S	21°99 S	170 °E	5.0	42 KM	501 KM PORT VILLA
H	05 02 77	09 H 27MN 00 S	15°83 S	167 °E	5.2	48 KM	248 KM PORT VILLA

TABLEAU.2

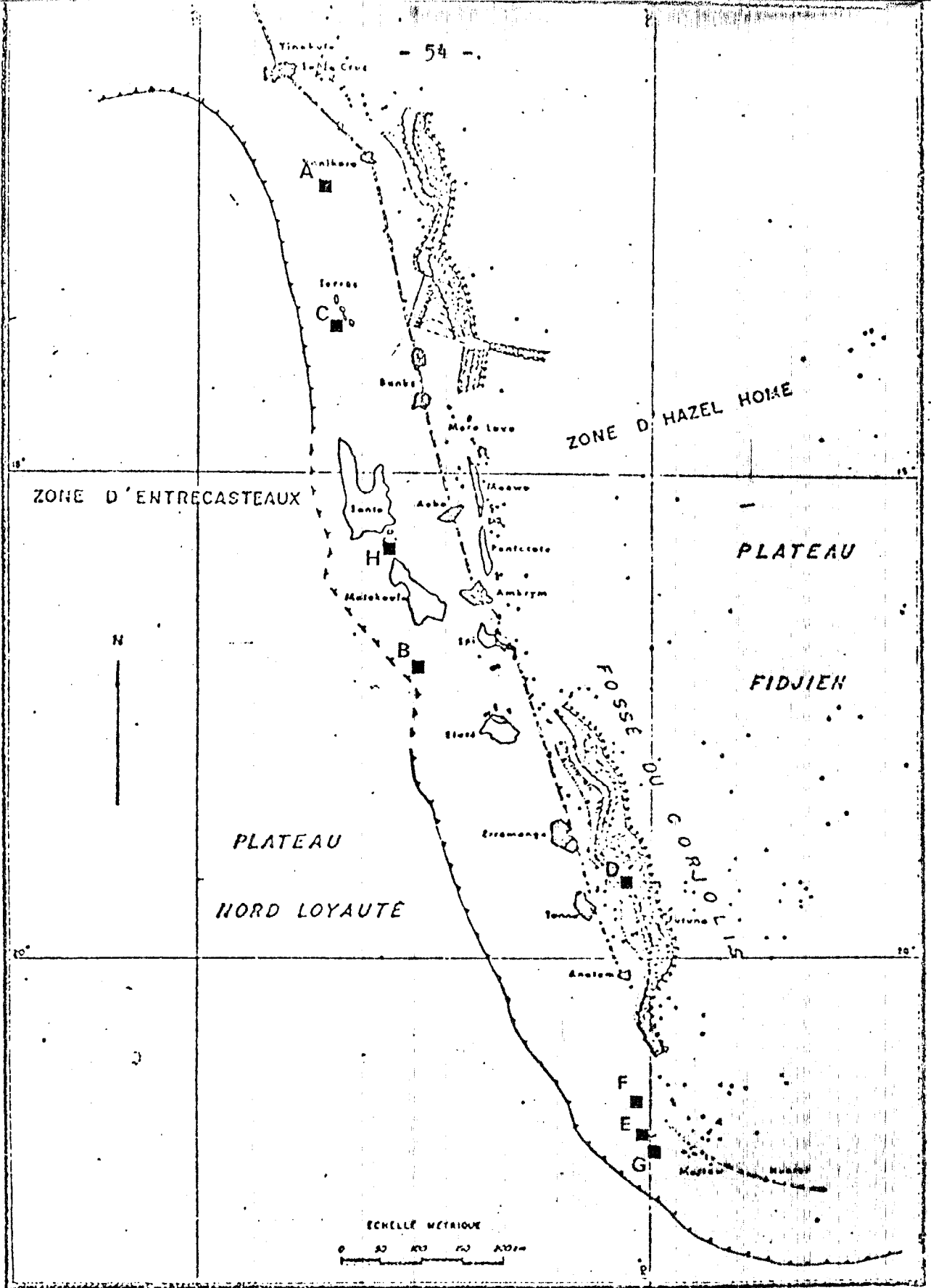


FIGURE 23

POSITION DES EPICENTRES DES SEISMES  
 UTILISES

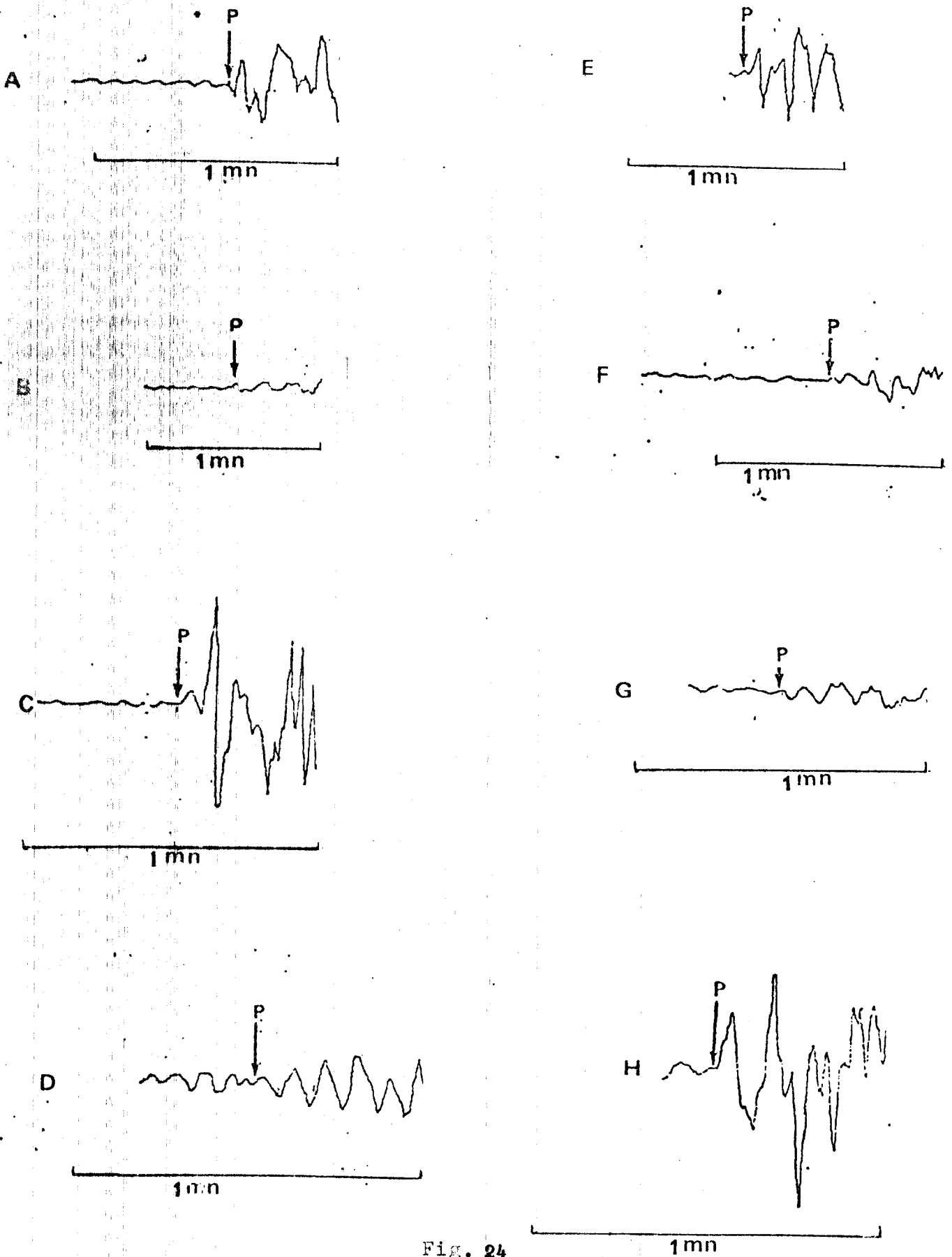


Fig. 24  
Ondes P des séismes utilisés dans cette étude.

VI - RESULTATS: MODELES CRUSTALS SOUS LES STATIONS  
SISMOLOGIQUES DE NOUMEA ET PORT-VILA.

Pour la station de Nouméa quatre spectres ont été utilisés: trois présentaient des pics autour de 10s et de 5s (fig.25). Le quatrième spectre, très différent, présentait in pique vers 6s (fig.26). La bonne répétitivité du pic à 10s sur les spectres A, B, et C ainsi que son amplitude spectrale par rapport aux autres pics très faiblement développés, nous a amené à chercher un modèle crustal coïncidant essentiellement sur ce pic plus significatif.

A la vue de la figure (25) on remarque des grandes différences d'amplitude selon le séisme, sa profondeur et sa distance épacentrale. Ces atténuations variables compliquent la comparaison avec des fonctions de transfert théoriques où les amplitudes spectrales sont beaucoup plus fortes, car non représentatives de l'atténuation due à la propagation des ondes.

Nous n'avons donc pas tenu compte des amplitudes dans cette étude et nous nous sommes attachés principalement à la position des pics et seulement parfois à l'amplitude relative du pic à 5s par rapport à celle du pic à 10s.

L'effet d'une petite variation de l'angle d'incidence autour d'un angle fixé modifie l'amplitude

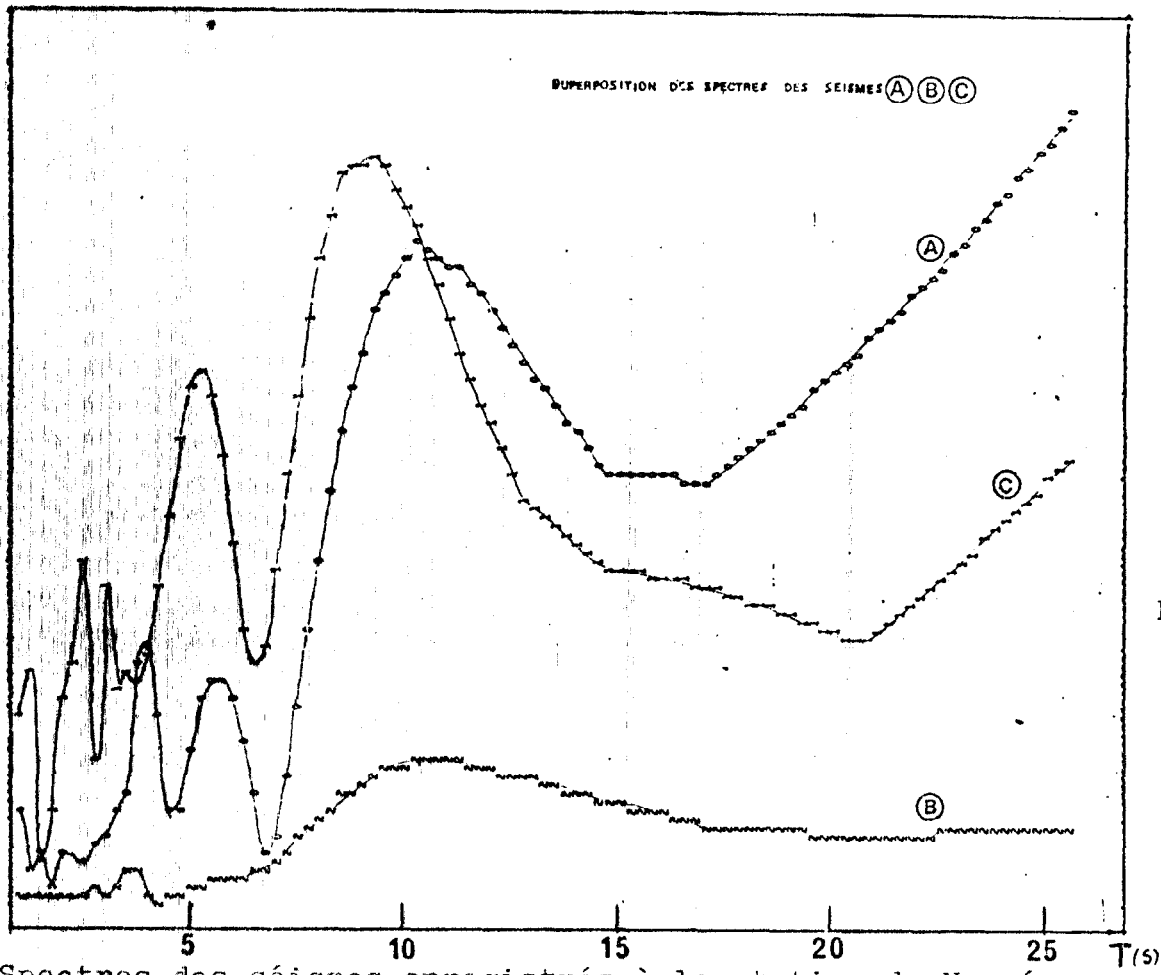
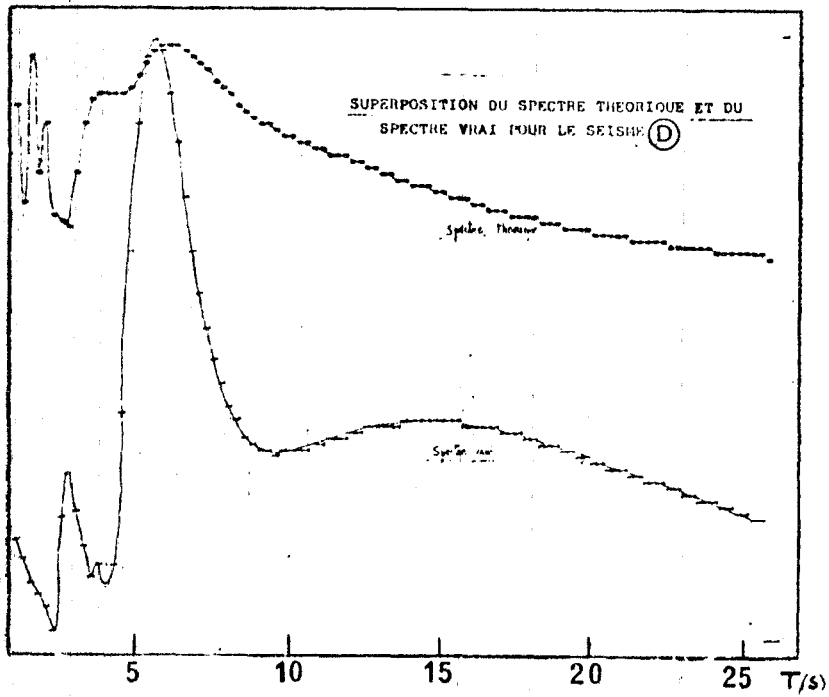


Fig.25

Spectres des séismes enregistrés à la station de Nouméa.



$\theta = 70^\circ$

Fig.26

d'un pic, mais pas sa position. Pour une grande variation de l'angle un pic peut alors presque disparaître tandis que l'amplitude d'un autre peut devenir très importante.

Dans la méthode d'Haskell pour obtenir le système d'équations (3, 4, 5, 6) (1962) on impose l'amplitude de l'onde incidente égale à 1 à la base de la croûte et ceci à toutes les périodes. Cette opération arbitraire est possible par la linéarité de la fonction de transfert. On peut alors supposer que l'amplitude incidente soit différente de l'unité. Il suffit alors de multiplier la fonction de transfert obtenue pour une amplitude égale à 1 par l'amplitude incidente souhaitée. C'est ce qui sera fait par la suite pour la station de Nouméa afin de ramener l'amplitude spectrale théorique du pic principal à l'amplitude spectrale expérimentale du pic équivalent à la même période: ceci dans un souci de comparaison (fig. 28) pour obtenir la meilleure estimation de la structure crustale recherchée.

Dubois (1969) donne un Moho à 20 km. Collot et Missègue (1976) donnent une profondeur équivalente. Ces deux résultats furent la base de départ pour la recherche de notre modèle. Dans la figure (27) Collot et Missègue suggèrent deux couches sous Nouméa au dessus du Moho: c'est le modèle qui nous a le plus satisfait.

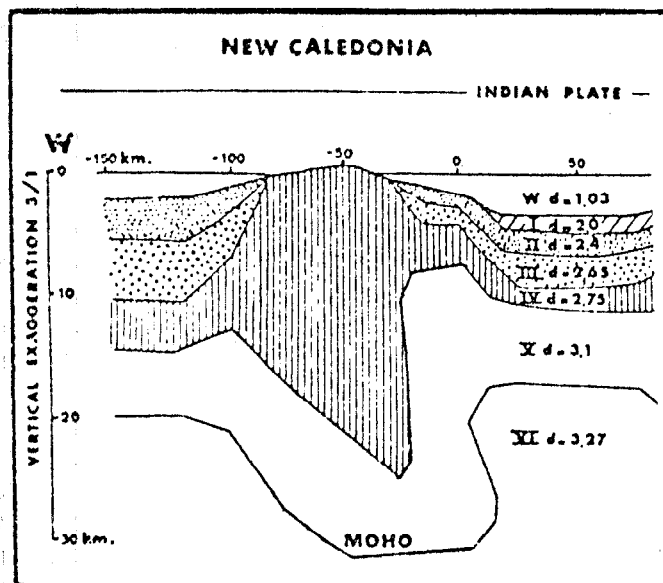
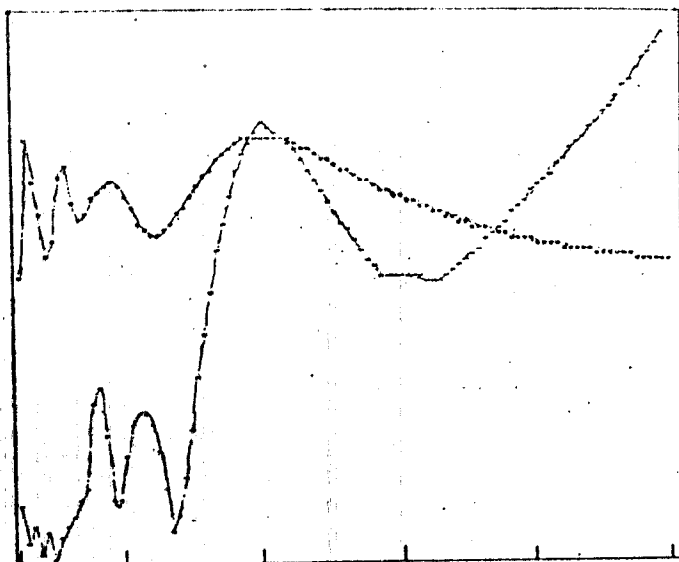


Fig. 27  
Modèle crustal sous la station de Nouméa (Collot et Missègue, 1976)



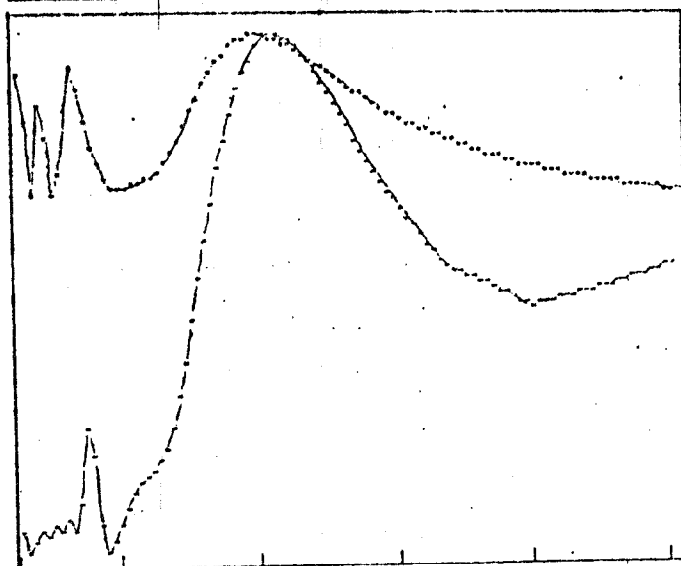
(A)



$\theta = 40^\circ$

Fig. 28

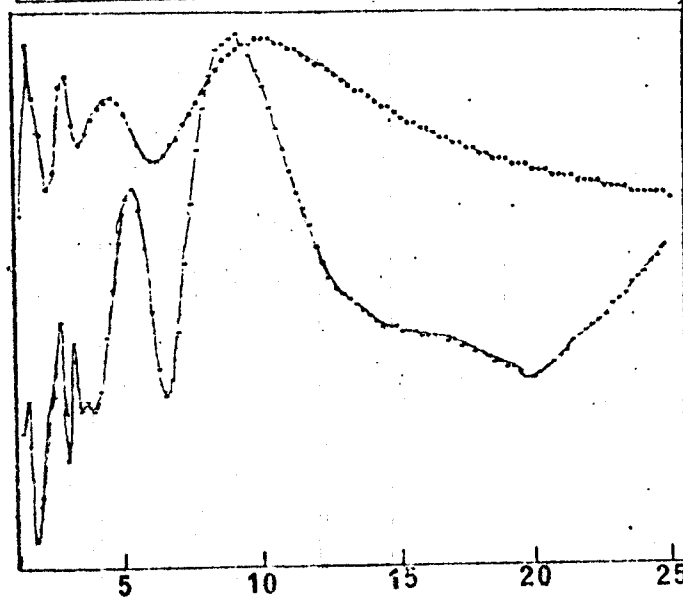
(B)



$\theta = 20^\circ$

Fig. 29

(C)



$\theta = 40^\circ$

Fig. 30

Amplitude

Période  
en secondes

FIGURE

SUPERPOSITION DU SPECTRE THEORIQUE ET DU SPECTRE VRAI

POUR LES SEISMES (A) (B) (C)

Il s'établit ainsi:

N	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	H
1	6.2	3.65	2.7	14.5
2	7.6	4.	3.1	3.
3	8.1	4.68	3.3	$\infty$

(N, indice de la couche:  $\alpha$ , vitesse des P en km/s:  $\beta$ , vitesse des S en km/s:  $\rho$ , densité en g/cm<sup>3</sup>: H, épaisseur en km )

Un modèle de croûte à une couche ne satisfaisait pas pleinement car il imposait, pour caler le pic à 10s, une épaisseur entre 15 et 16 km, ce qui paraît peu.

Dans le modèle à deux couches la hauteur totale au dessus du Moho ressort à 17.5 km, ce qui reste compatible avec des résultats antérieurs.

En outre ce modèle est satisfait pour des angles très différents:  $\theta = 40^\circ$  pour A et C  $\theta = 20^\circ$  pour B et  $\theta = 70^\circ$  pour D. On peut remarquer que le séisme D a suivi un trajet très différent des trois autres séismes (il est localisé beaucoup plus au Sud-Est de l'arc de N.H.),

La figure (31) montre l'influence d'une couche sédimantaire au dessus du modèle final. L'amplitude du pic à 10s apparaît presque insensible aux sédiments alors que les périodes inférieures à 5s y sont très sensibles.

-courbe 1	2 km	a	VP = 4 km/s	VS = 2.5 km/s	= 2.4
- " 2	1 km	"	"	"	"
- " 3	0 km				

Ceci nous amène à penser vu les faibles amplitudes spectrales des périodes inférieures à 7s, qu'il y aurait très peu de sédiments sous Nouméa cette idée est confirmée par la position du pic à 10s (sensible à l'épaisseur totale de la croûte) qui est décalée vers 11s avec 1 ou 2 km de sédiments. les minces couches à faible vitesse sont de

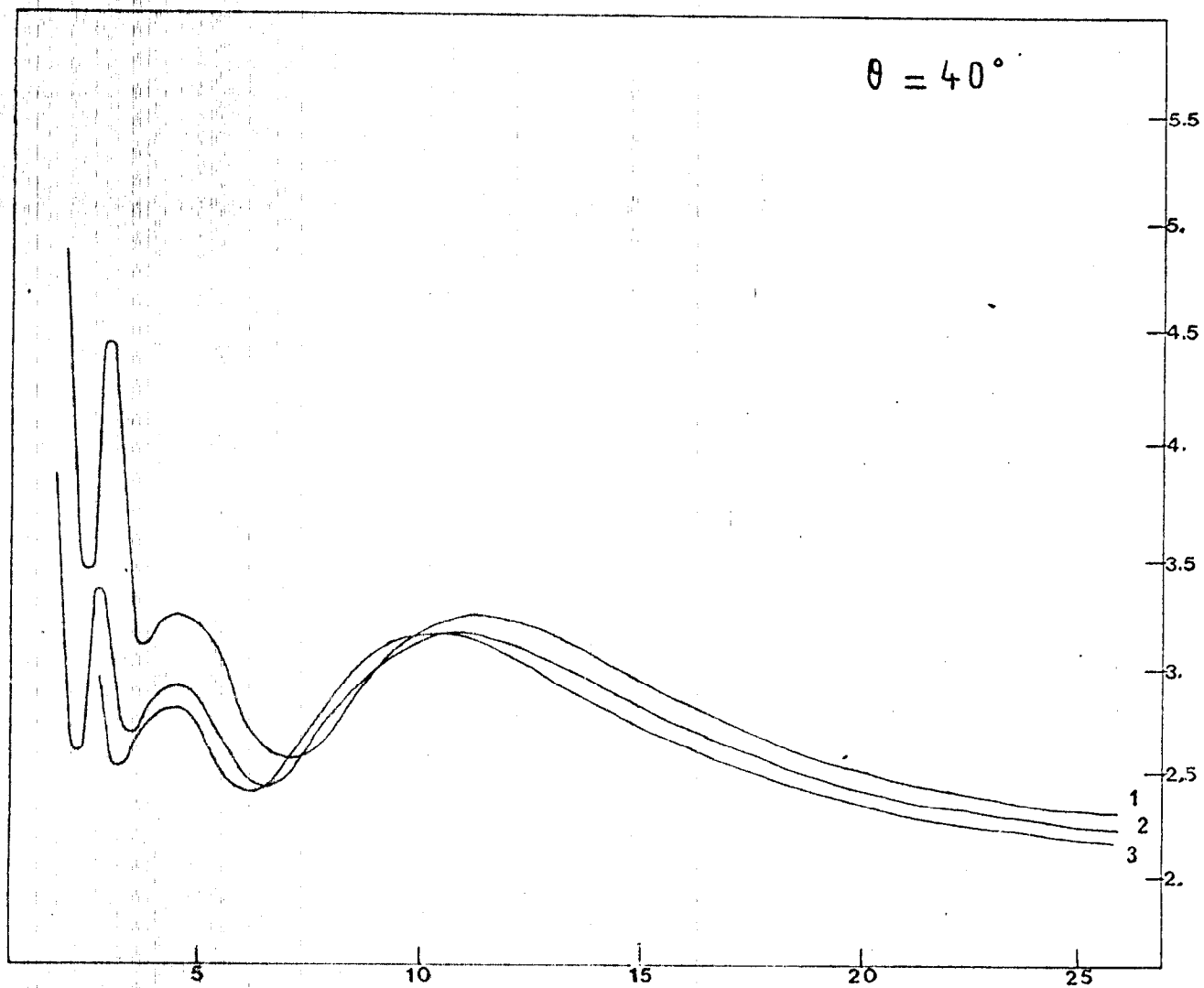


Fig.31

Influence d'une couche sédimentaire sur la fonction de transfert.

toutes façons peu détectables par des enregistrements à longue période (Hasegawa, 1971).

La variation des épaisseurs des couches 1 ou 2 est présentée aux figures (32) et (33) les courbes 2 montrent le modèle final; Une augmentation de 500 m de la couche 1 décale en bloc toute la courbe et donne un déplacement perceptible du pic principal autour de 10s. L'épaisseur choisie de 14.5 km est un compromis qui convient parfaitement au cas A. Par contre les cas B et C (fig 29 et 30) montrent un ajustement à plus ou moins 500 m ce qui donne la précision de la méthode.

Une augmentation de la couche 2 est surtout sensible sur le pic à 5s quand celui-ci est bien développé comme c'est le cas pour  $\theta = 70^\circ$ . Le modèle choisi est aussi un compromis car la meilleure épaisseur dans ce cas serait de 2.5 km pour la couche 2 ( fig 29 et 30 ). La précision est donc aussi de 500 m sur cette couche.

Les figures 34 , 35 et 36 montrent l'influence d'une variation sur les vitesses dans chaque couche et dans le demi-espace inférieur La courbe 2 représente toujours le modèle final. Les courbes 1 représentent une augmentation de 0.5 km/s sur la vitesse des P, 0.25 km/s sur la vitesse des S, et 0.15 sur la densité. Les courbes 3 représentent une diminution d'autant sur les mêmes paramètres. Dans tous les cas l'ajustement sur le pic à 5s se ferait mieux avec des vitesses plus grandes, mais le pic principal s'en trouverait décalé vers 11 voir 12s. Ces courbes montrent que si l'on ne tient pas compte de l'amplitude qui varie beaucoup avec la vitesse, la précision de la méthode n'est pas

Influence de la variation d'épaisseur de la première  
couche.

$$\theta = 40^\circ$$

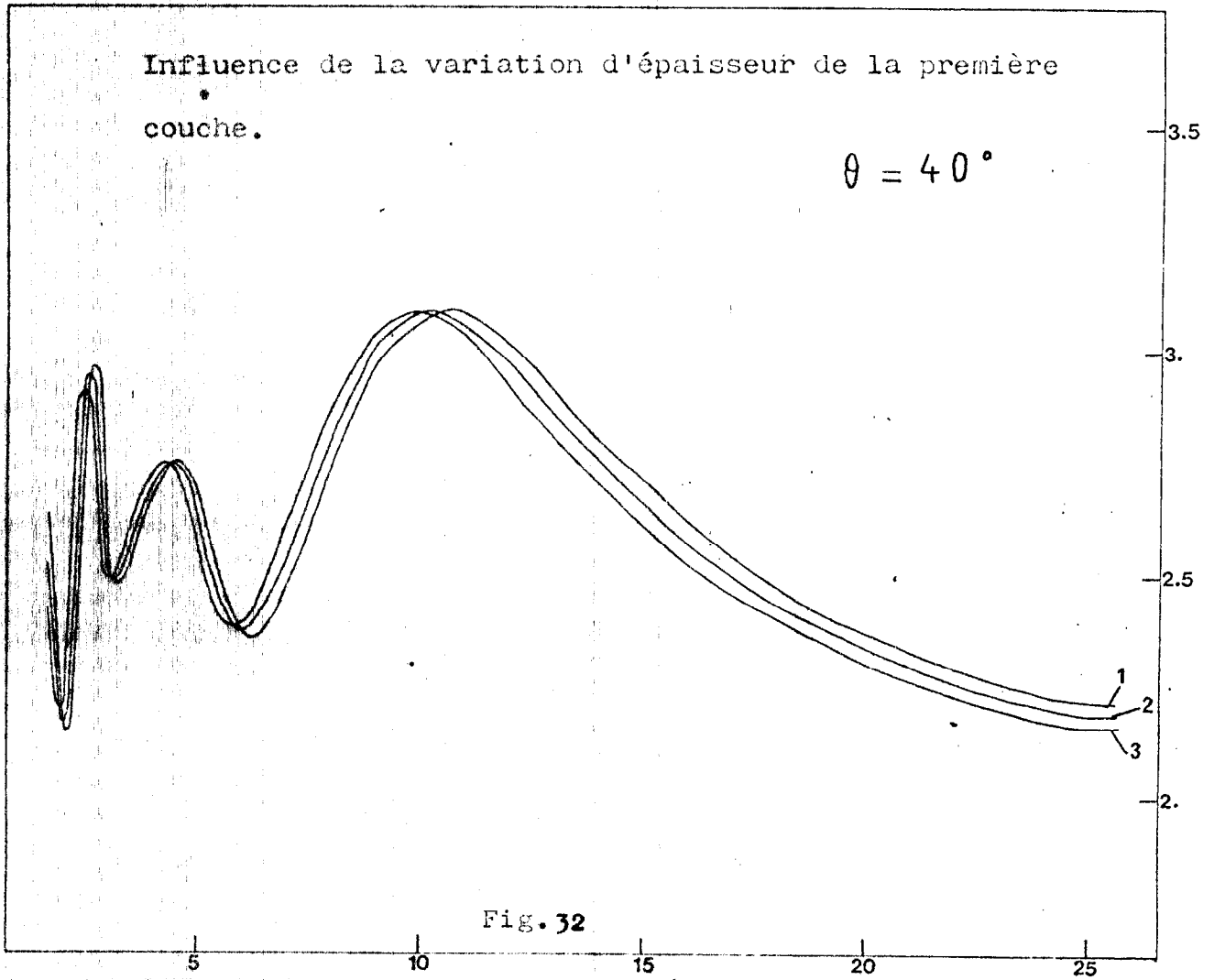


Fig. 32

Influence de la variation d'épaisseur de la  
deuxième couche.

$$\theta = 70^\circ$$

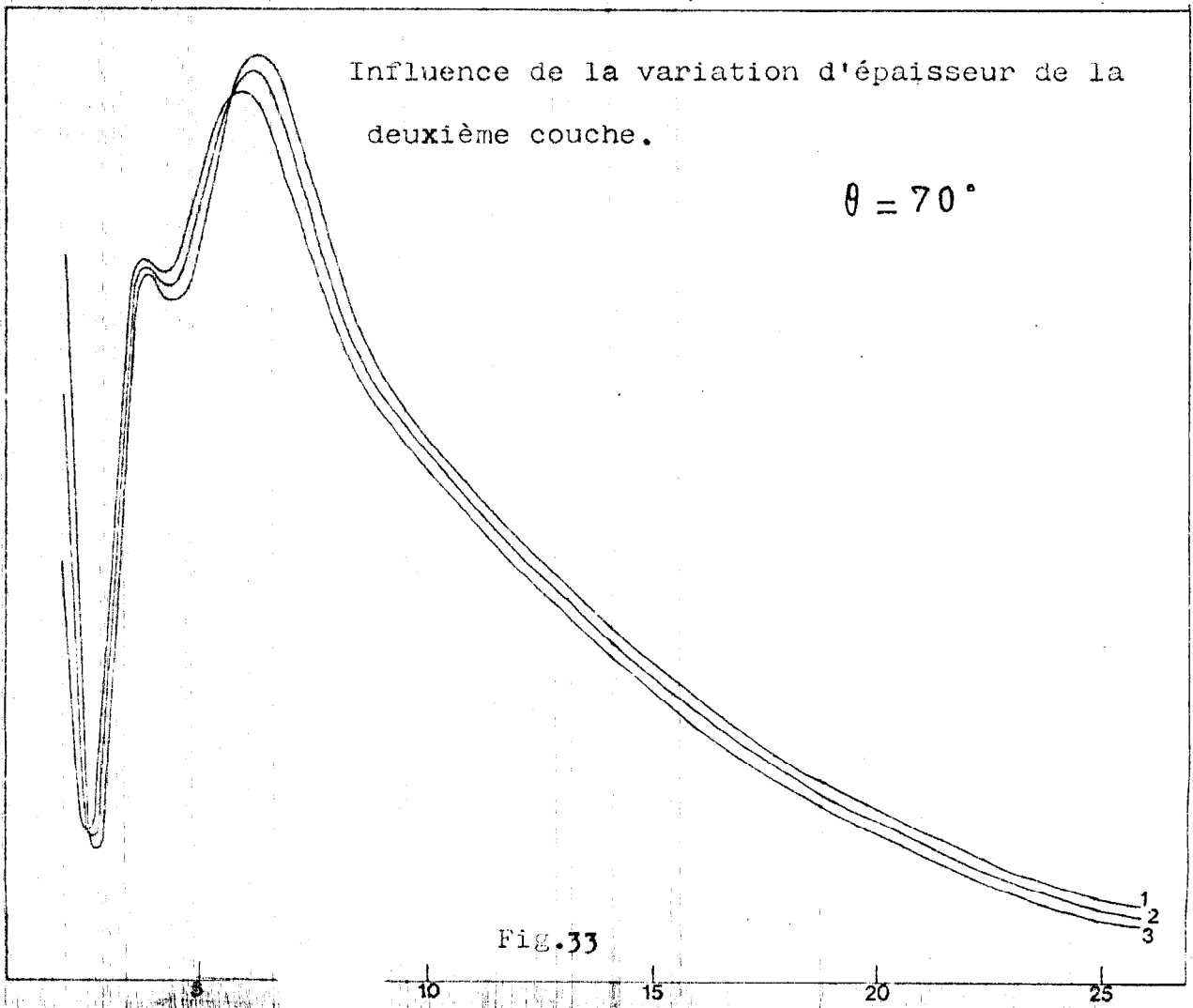


Fig. 33

Influence de la variation des vitesses dans la première couche.

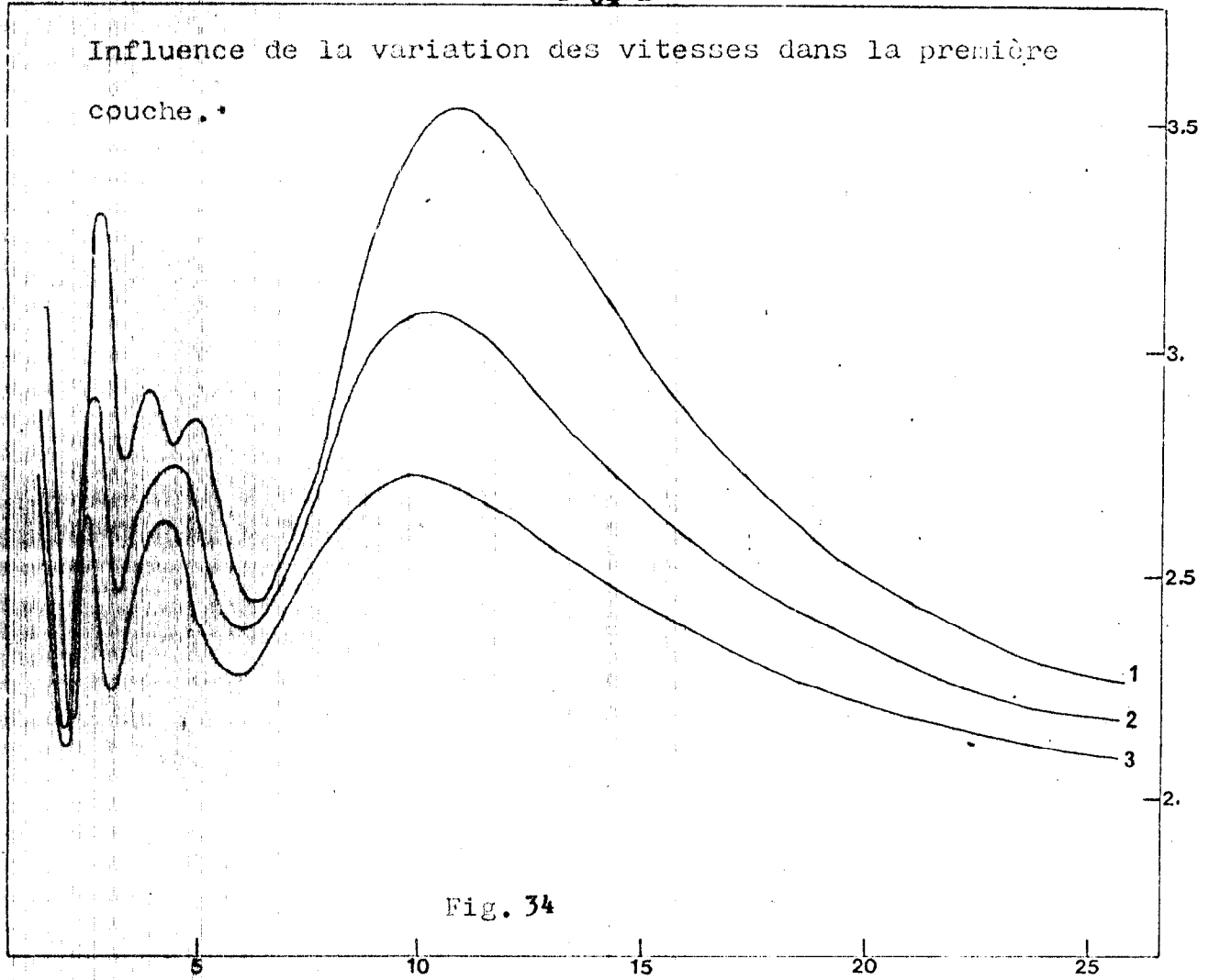


Fig. 34

Influence de la variation des vitesses dans la deuxième couche.

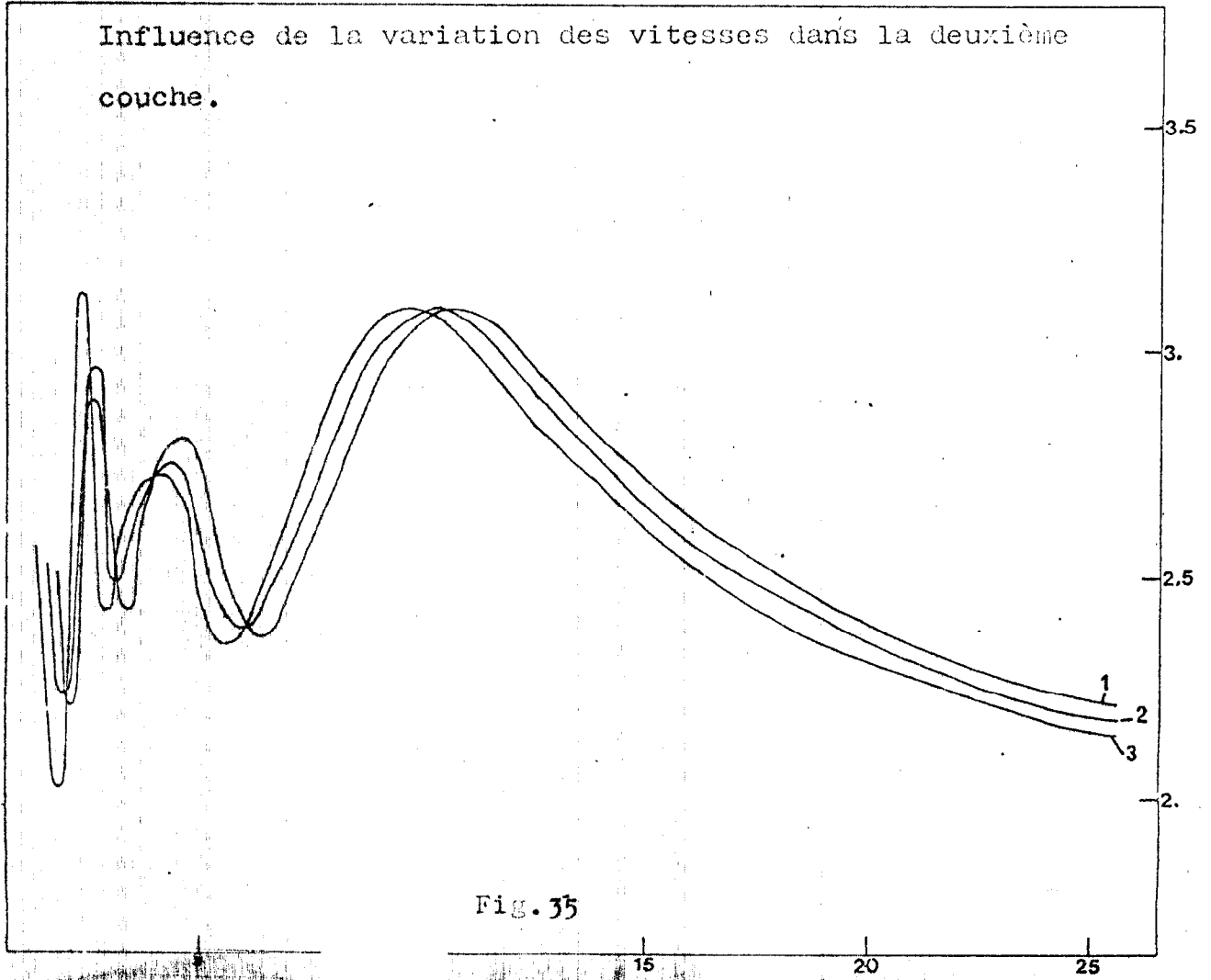


Fig. 35

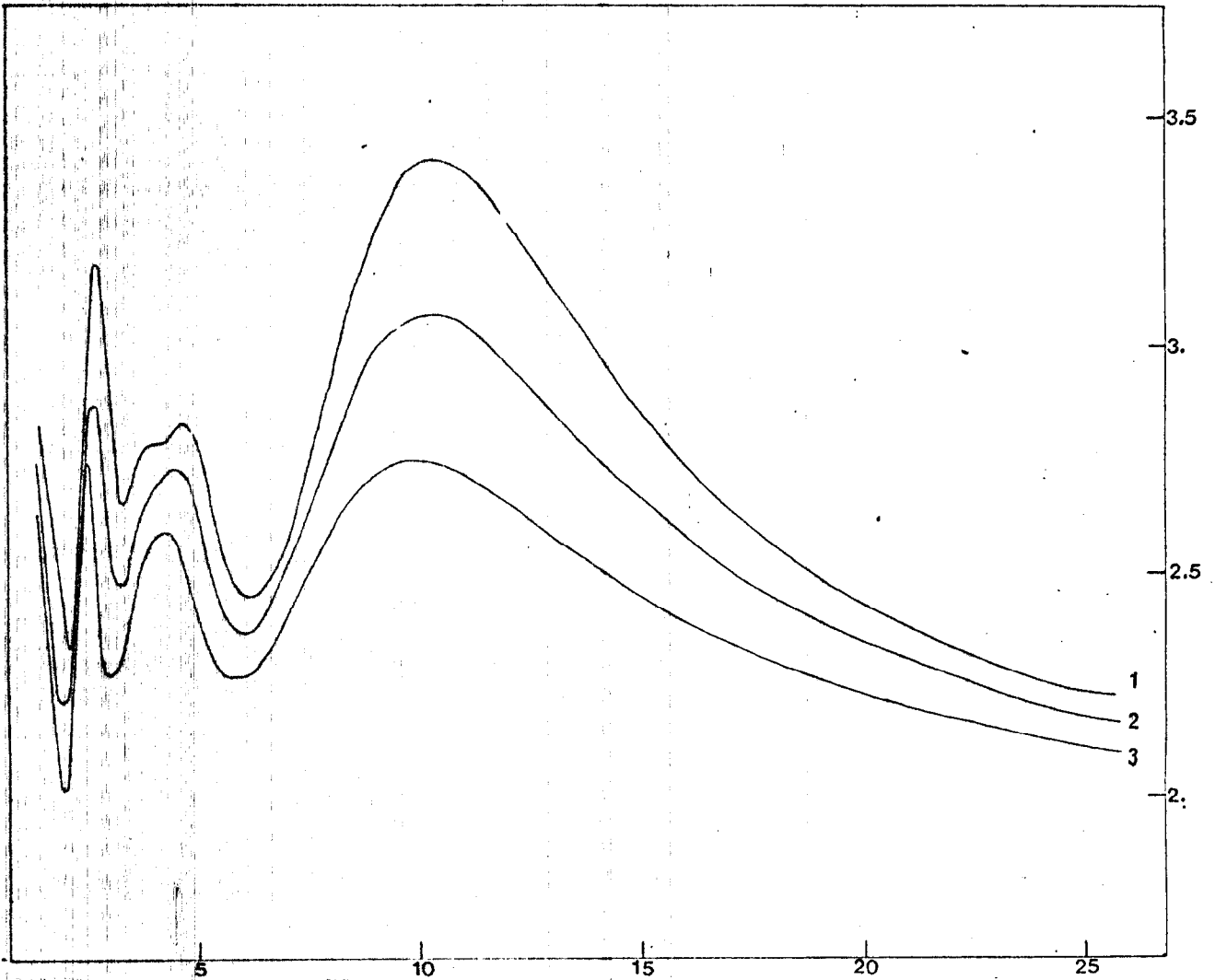


Fig.36

Influence de la variation des vitesses dans le demi-espace.

trés bonne: les vitesses étant obtenues avec une incertitude d'au moins 500 m/s. Les impératifs géologiques et les résultats antérieurs publiés nous permettent de fixer la vitesse des P dans le demi-espace à 8.1 km/s et dans la couche 2 à 7.6 km/s; la vitesse dans la couche 1 est proposée avec moins de certitude.

A la station de Port-Vila quatre autres spectres ont été obtenu à partir des sismogrammes E,F,G et H (fig. 37)

L'homogénéité des résultats est encore meilleure que pour la station de Nouméa. Les quatre spectres présentent les mêmes pics autour de 7.5 s et 3.5 s. Des différences d'atténuation existent aussi dans ce cas, mais l'amplitude des pics à 3.5s relativement au pic à 7.5s est dans tous les cas la même.

Pour comparer les fonctions de transfert théoriques et les spectres vrais nous n'avons pas fait coïncider numériquement les pics principaux comme dans le cas de Nouméa: la concordance étant bonne dans deux cas (E et H); pour les deux autres événements (G et F) les limites de la méthode sont évidentes, mais ces deux derniers résultats renforcent quand même les deux précédents (fig. 38)

Les profils EVA de sismique réfraction de l'équipe géologie-géophysique du centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa indiquent un Moho vers 26 km avec 7.9 km/s pour les P dans le manteau supérieur. Ils donnent par ailleurs le détail des couches sédimentaires que nous n'avons pas "vu" avec cette méthode.

La structure proposée sous la station de Port-Vila est la suivante:



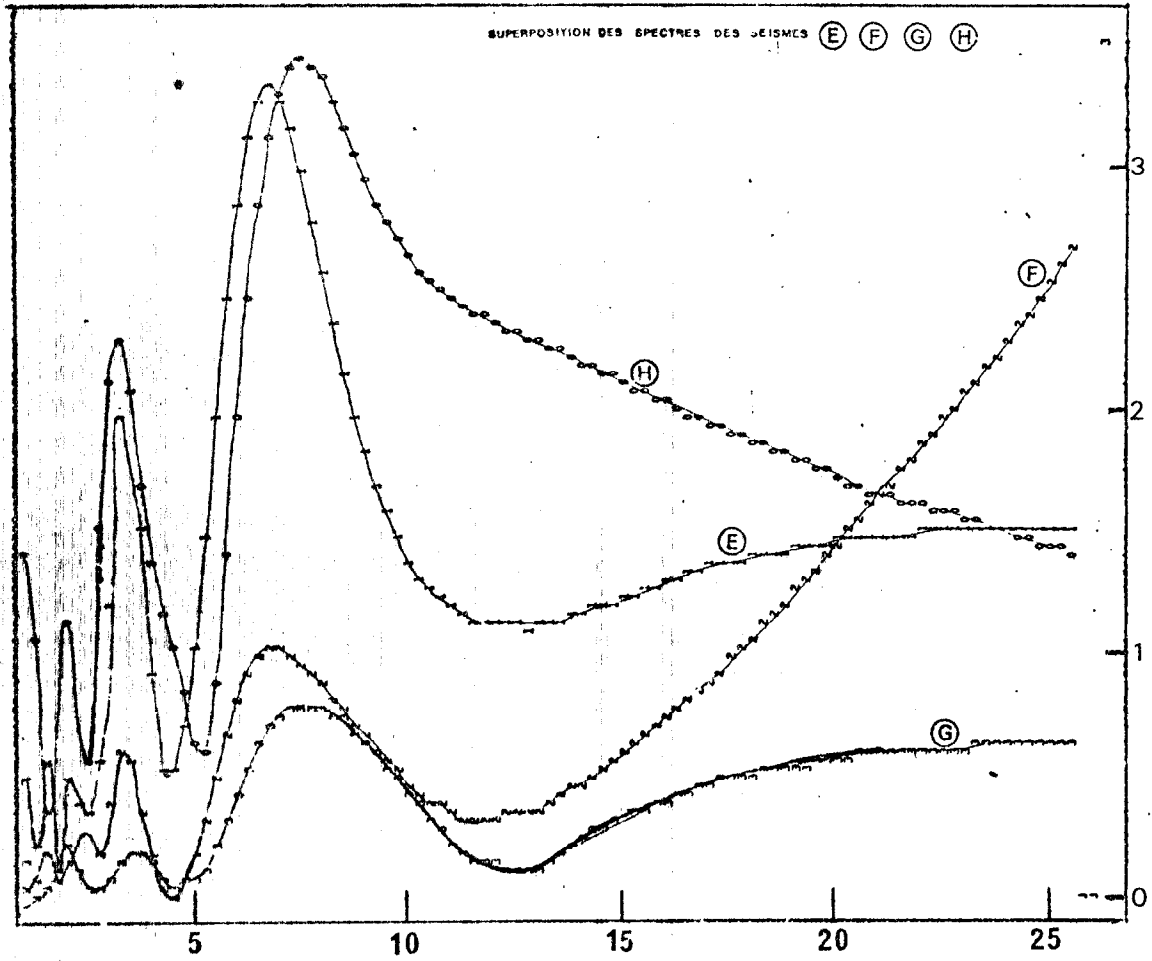


Fig.37

Spectres des 4 séismes enregistrés à la station de Port-Vila

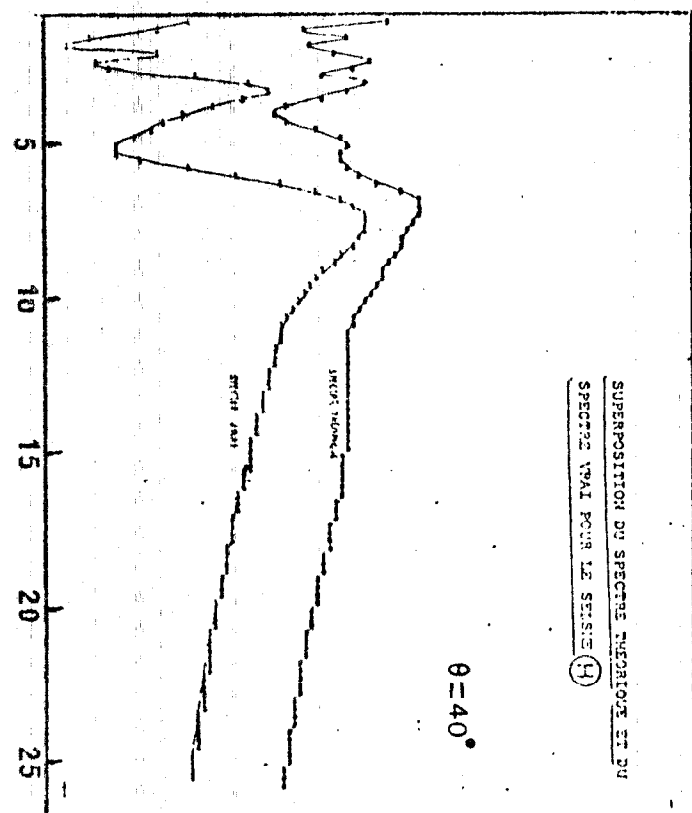
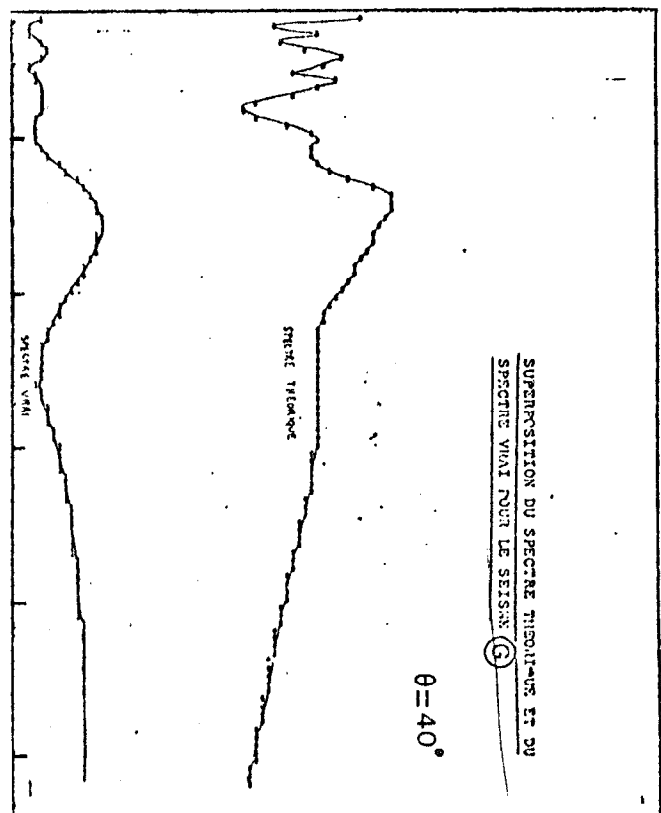
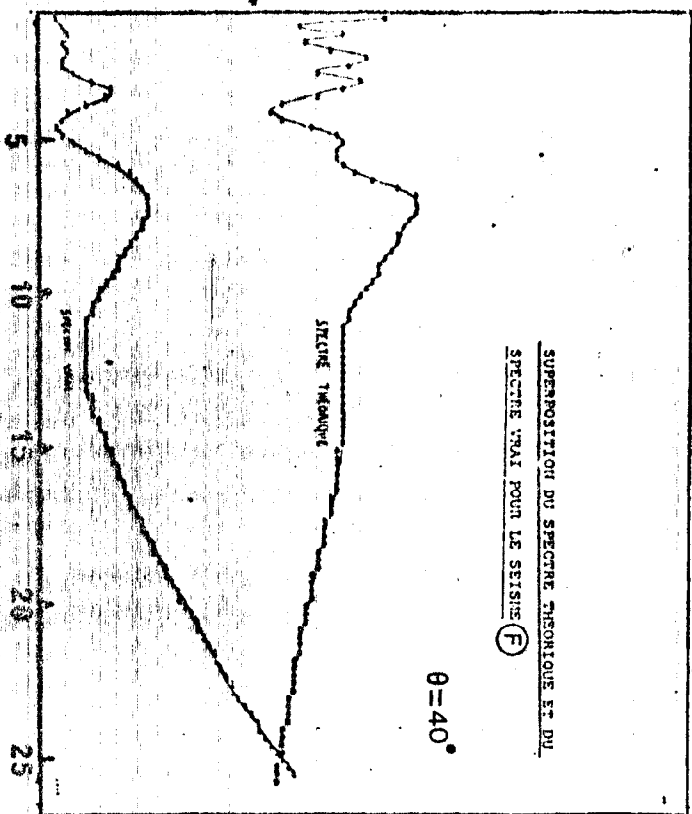
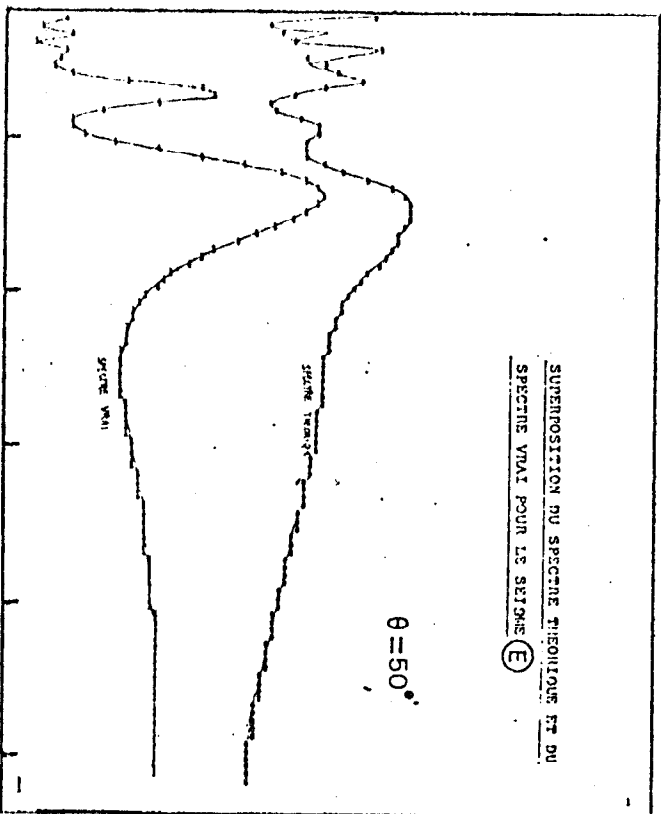


FIG 38

N	$\alpha$	$\beta$	$\rho$	H
1	4.62	2.67	2.4	8.5
2	6.6	3.8	2.8	17.5
3	7.9	4.5	3.2	$\infty$

(N, indice de la couche:  $\alpha$ , vitesse des P en km/s:  $\beta$ , vitesse des S en km/s:  $\rho$ , densité en g/cm<sup>3</sup>: H, épaisseur en km )

L'accord avec la réfraction est très bon pour le manteau supérieur et la couche à la base de la croûte, tant pour l'épaisseur que pour les vitesses. La couche superficielle à 4.62 km/s "intègre" une couche à 5 km/s de 5 km, une couche à 3.4 km/s de 3 km et 800 m de sédiments à 2 km/s trouvées par l'équipe de Nouméa. Si l'épaisseur totale concorde la résolution pour les couches sédimentaires superficielles est mauvaise en utilisant des sismogrammes longue période. Des essais furent faits en ajoutant plusieurs couches de sédiments au modèle proposé. L'emplacement des pics principaux en était modifié de même que des amplitudes spectrales importantes aux petites périodes apparaissaient inexplicables. L'angle d'incidence à peu près constant s'explique par une forte inversion de vitesse à 40 km le long de l'arc des N.H. où la vitesse des P passe à 7.6 km/s.

La précision sur les épaisseurs est cette fois encore de l'ordre de plus ou moins 500 m, pourtant la couche 1 semble sûrement comprise entre 8 et 8.5 km. Par contre les vitesses de 7.9 km/s et 6.6 km/s sont données avec une meilleure précision (  $\pm$  200 m/s ).

## CONCLUSION

Deux structures de la croûte sous les stations de Nouméa et Port-Vila sont proposées. Dans les deux cas elles recourent bien les résultats déjà existants, cependant on remarque que: les longues périodes sont "aveugles" aux couches superficielles sédimentaires.

-- Le fait d'avoir incorporé plusieurs phases de la coda des P dans le spectre expérimental, a semble-t-il compliqué l'interprétation: tous les pics d'un spectre n'étaient pas simultanément "recouverts" par un pic théorique.

-- L'utilisation de la seule composante verticale diminue le pouvoir de résolution de la méthode en laissant présentes l'influence de la source et l'atténuation due au trajet.

On peut envisager, par la suite, une étude plus fine grâce à l'analyse cepstrale qui pourrait donner, appliquée à toutes les stations du réseau O.R.S.T.O.M., de nombreuses structures crustales, avec une plus grande résolution dans la détermination des couches superficielles, dans une région tectoniquement complexe où les moyens plus traditionnels (sismique réflexion, gravimétrie) ne peuvent être mis en oeuvre systématiquement. Comme le montre la figure (39) cette méthode peut être complémentaire des autres moyens d'investigation géophysique.



PROGRAMME DE DISPERSION DES ONDES DE SURFACE DE RAYLEIGH

DANS UN MILIEU STRATIFIE PAR LA METHODE DE DUNKIN

```

1SN 0002      EXTERNAL D
1SN 0003      DIMENSION CF(100,2),VG(100,2) - 73 -
1SN 0004      INTEGER*4 MAXIT,5,SD,HARM,SI,M,LARG,11
1SN 0005      REAL*80,DELTA,CO,C,DD,CC1,CC2,TPAS,EX,DA,DL,DCK,C1,C2,D1,D2
1SN 0006      REAL*80,PI,KC,RHO,RZ,CF1,L,VP,VS,RHO,VISC,PZ,DC,TT,ERR,HE
1SN 0007      COMPLEX*16 A,B,EI
1SN 0008      DIMENSION A(20),B(20),RHO(20),Z(20),VP(20),VS(20),VISC(20),L(20)
1SN 0009      DIMENSION DD(500),S(500),CC1(10,200),I1(10)
1SN 0010      DIMENSION CF1(10),CC2(10,200)
1SN 0011      REAL*8 CFF

```

-IMPORTANT- POUR LE BON FONCTIONNEMENT DE PLOT3 , LES DIMENSIONS DE CF ET VG DOIVENT ETRE EGALES A ,RESPECTIVEMENT, 'NTRF' ET 'NH+1'

```

1SN 0012      COMMON/FUNC/ A,B,RHO,Z,HE
1SN 0013      COMMON/SUBR/VS
1SN 0014      COMMON/COM/T,NC
1SN 0015      PI=3.14159
1SN 0016      EI=10.0,1.0)

```

00000080  
00000090  
00000100

ONDE RAYLEIGH DANS UN MILIEU STRATIFIE (DUNKIN).

ENTREE DU MODELE

```

1SN 0017      READ 20,NC
1SN 0018      FORMAT(13)
1SN 0019      NC= NOMBRE DE COUCHES ELASTIQUES SANS LE DEMI-ESPACE
1SN 0020      READ 21,TPAS
1SN 0021      FORMAT(E10.4)
1SN 0022      TPAS= PAS EN PERIODE
1SN 0023      READ 22,T1
1SN 0024      FORMAT(E10.4)
1SN 0025      T1= PERIODE INITIALE
1SN 0026      READ 23,NTRF
1SN 0027      FORMAT(13)
1SN 0028      NTRF= NOMBRE DE POINTS DE LA COURBE DE DISPERSION
1SN 0029      READ 24,C1
1SN 0030      FORMAT(E10.4)
1SN 0031      READ 25,NH
1SN 0032      FORMAT(13)
1SN 0033      NH= NOMBRE D HARMONIQUES ( MODE FONDAMENTAL COMPRIS )
1SN 0034      PRINT 30,NC,TPAS,T1,NTRF,C1 ,NH
1SN 0035      FORMAT(2X,'NC=',I3,5X,'TPAS=',F5.2,5X,'T1=',F5.2,5X,
1SN 0036      *'NTRF=',I3,5X,'C1=',F10.5,5X,'NH=',I3,/)
1SN 0037      READ 26,HE
1SN 0038      FORMAT(D10.4)
1SN 0039      HE=HAUTEUR DE LA COUCHE D'EAU

```

LEVEL 2.3.0 (JUNE 78)

MAIN

05/360 FORTRAN H EXTENDED

DATE 81.153/19.17.36

```

1SN 0033      PRINT 27,HE
1SN 0034      27  FORMAT(5X,'HAUTEUR DE LA COUCHE D EAU , AU DESSUS DU MODEL , HE='
1SN 0035      *F10.4,/)
1SN 0036      NCP=NC+1
1SN 0037      NCM=NC-1
1SN 0038      READ 800,(L(I),VP(I),VS(I),RHO(I),Z(I),VISC(I),I=1,NCP)
1SN 0039      PRINT 900
1SN 0040      900  PRINT 901,(L(I),VP(I),VS(I),RHO(I),Z(I),VISC(I),I=1,NCP)
1SN 0041      800  FORMAT(5X,'L=',D10.4,2X,'VP=',D10.4,2X,'VS=',D10.4,2X,
1SN 0042      901  'RHO=',D10.4,2X,'Z=',D9.4,2X,'VISC=',D9.4,/)
1SN 0043      800  FORMAT (6D10.4)
1SN 0044      901  FORMAT (10X,'MODELE,COUCHE PAR COUCHE ',/)
1SN 0045      DO 10 I=1,NCP
1SN 0046      A(I)=COS(SORT(VP(I)**2*(1+2*EI*VISC(I)))
1SN 0047      B(I)=COS(SORT(VS(I)**2*(1+2*EI*VISC(I)))
1SN 0048      CONTINUE
1SN 0049      T=11.
1SN 0050      C=2.9
1SN 0051      DC=0.025
1SN 0052      C=C-DC
1SN 0053      DO 51 I=1,25
1SN 0054      C=C+DC
1SN 0055      DELTA=D(C)
1SN 0056      CONTINUE
1SN 0057      T=T1
1SN 0058      HARM=1
1SN 0059      C=C1
1SN 0060      DC=0.01
1SN 0061      C=C-DC
1SN 0062      NT=VS(NC+1)/DC
1SN 0063      DO 15 KTRF=1,NT
1SN 0064      NH2=NH+1
1SN 0065      IF(HARM.EQ.NH2) GO TO 16
1SN 0066      C=C+DC
1SN 0067      DD(KTRF)=D(C)
1SN 0068      DEL=DD(KTRF)
1SN 0069      CALL SIGN(DEL,S1)
1SN 0070      S(KTRF)=S1
1SN 0071      IF(KTRF.EQ.1) GO TO 15
1SN 0072      SD=S(KTRF)-S(KTRF-1)
1SN 0073      IF(SD.EQ.0) GO TO 15
1SN 0074      HARM=HARM+1
1SN 0075      CC1(HARM,1)=C-DC
1SN 0076      CC2(HARM,1)=C
1SN 0077      PRINT 40,CC1(HARM,1),CC2(HARM,1),DD(KTRF),DD(KTRF-1),T
1SN 0078      40  FORMAT(2X,'C1=',F10.5,5X,'C2=',F10.5,5X,'D(C2)=',D10.4,5X,'D(C1)='
1SN 0079      *D10.4,5X,'T=',F5.2,/)
1SN 0080      CONTINUE
1SN 0081      DO 60 I=2,NH2
1SN 0082      I1(I)=0
1SN 0083      T=T1-TPAS
1SN 0084      DO 7 I=1,NTRF
1SN 0085      PRINT 50,I
1SN 0086      60  FORMAT(X,13)
1SN 0087      T=T+TPAS
1SN 0088      CF(I,1)=T
1SN 0089      VG(I,1)=T
1SN 0090      MAXIT=30

```

```

1SN 0091 ERR=1.E-11
1SN 0092 NH2=NH+1
1SN 0093 DO 9 K=2,NH2
1SN 0094 IF(I1(K).EQ.1) GO TO 17
1SN 0096 FX=0.
1SN 0097 ITER=0
1SN 0098 IF(I1.EQ.1) GO TO 8
1SN 0100 CFF=CF(I-1,K)-0.005
1SN 0101 CALL ENCADR(CFF,0.01,C1,C2,I1)
1SN 0102 IF(I1.EQ.1) CF1(K)=CF(I-2,K)
1SN 0104 IF(I1.EQ.1) GO TO 17
1SN 0106 IF(K.EQ.2) GO TO 13
1SN 0108 IF(C1.GT.CF(I,K-1)) GO TO 13
1SN 0110 C1=CF(I,K-1)+0.0001
1SN 0111 CALL ENCADR(C1,0.001,C1,C2,I1)
1SN 0112 IF(I1.EQ.1) CF1(K)=CF(I-2,K)
1SN 0114 IF(I1.EQ.1) GO TO 17
1SN 0116 KK=0
1SN 0117 GO TO 5
1SN 0118 13 IF(C2.GT.VS(NC+1)) C2=VS(NC+1)-0.001
1SN 0120 KK=0
1SN 0121 GO TO 5
1SN 0122 R C1=CC1(K,1)
1SN 0123 IF(K.EQ.2) GO TO 6
1SN 0125 IF(C1.LT.CF(I,K-1)) C1=CF(I,K-1)+0.001
1SN 0127 C2=CC2(K,1)
1SN 0128 KK=0
1SN 0129 5 CALL NR01A(KK,C1,C2,ERR,CO,DELTA,MAXIT)
1SN 0130 GO TO (1,2,3,4),KK
1SN 0131 DELTA=D(CO)
1SN 0132 ITER=ITER+1
1SN 0133 GO TO 5
1SN 0134 2 CF(I,K)=CO
1SN 0136 GO TO 599
1SN 0138 17 CF(I,K)=CF(I,2)
1SN 0137 I1(K)=1
1SN 0139 500 KM2=K-2
1SN 0140 600 PRINT 600,KM2,DELTA,I1(K),CF(I,K),CF(I,1),ITER
      FORMAT(2X,I3.5X,'DELTA=',D10.4,5X,'I1=',I3.5X,'C=',F10.4,5X,
      *'T=',F5.2,5X,'ITER=',I4)
1SN 0141 GO TO 9
1SN 0142 CALL ENCADR(C1,0.01,C1,C2,I1)
1SN 0143 IF(I1.EQ.1) CF1(K)=CF(I-2,K)
1SN 0145 IF(I1.EQ.1) GO TO 17
1SN 0147 GO TO 5
1SN 0148 PRINT 28
1SN 0149 28 FORMAT(5X,'IMPOSSIBLE ')
1SN 0150 GO TO 17
1SN 0151 CONTINUE
1SN 0152 7 CONTINUE
1SN 0153 NH2=NH+1
1SN 0154 DO 29 K=2,NH2
1SN 0155 20 I1(K)=0
1SN 0156 NTRF1=NTRF-1
1SN 0157 DO 31 I=1,NTRF1
1SN 0158 PRINT 34,I
1SN 0159 34 FORMAT(X,I3)
1SN 0160 NH2=NH+1
    
```

```

1SN 0161 DO 31 K=2,NH2
1SN 0162 IF(I1(K).EQ.1) GO TO 35
1SN 0164 IF(CF(I,K).EQ.CF1(K)) GO TO 35
1SN 0166 DCK=2.*PI*(1./(CF(I+1,1)*CF(I+1,K))-1./(CF(I,1)*CF(I,K)))
1SN 0167 DC=CF(I+1,K)-CF(I,K)
1SN 0168 VG(I,K)=CF(I,K)+2.*PI/CF(I,1)/CF(I,K)*DC/DCK
1SN 0169 GO TO 36
1SN 0170 25 VG(I,K)=VG(I,2)
1SN 0171 I1(K)=1
1SN 0172 36 KM2=K-2
1SN 0173 PRINT 33,KM2,DCK,DC,VG(I,K),VG(I,1)
1SN 0174 33 FORMAT(5X,I3.5X,'DCK=',D10.4,5X,'DC=',F10.6,5X,'U=',D10.4,5X,
      *'T=',F5.2)
1SN 0175 31 CONTINUE
1SN 0176 NH2=NH+1
1SN 0177 DO 32 K=2,NH2
1SN 0178 32 VG(NTRF,K)=VG(NTRF-1,K)
1SN 0179 NH2=NH+1
1SN 0180 CF(NTRF+1,2)=0.
1SN 0181 CF(NTRF+1,1)=CF(NTRF,1)+TPAS
1SN 0182 VG(NTRF+1,2)=0.
1SN 0183 VG(NTRF+1,1)=VG(NTRF,1)+TPAS
1SN 0184 VG(NTRF+2,2)=5.
1SN 0185 VG(NTRF+2,1)=VG(NTRF+1,1)+TPAS
1SN 0186 CF(NTRF+2,2)=5.
1SN 0187 CF(NTRF+2,1)=CF(NTRF+1,1)+TPAS
1SN 0188 NTRF=NTRF+2
1SN 0189 CALL PLOT03(CF,NTRF,NH2,NTRF,0)
1SN 0190 CALL PLOT03(VG,NTRF,NH2,NTRF,0)
1SN 0191 STOP
1SN 0192 END
    
```

00001030

OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)

OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NODACK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F

STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 191, PROGRAM SIZE = 44980, SUBPROGRAM NAME = MAIN

STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\*

144K BYTES OF CORE NOT USED



```

1SN 0002 SUBROUTINE ENCADR(CC,DC,C1,C2,II) 75 -
1SN 0003 EXTERNAL D
1SN 0004 INTEGER*4SI,SD,S
1SN 0005 REAL*8CC,C1,C2,DELTA,D,RHO,Z,T,VS,C,DC
1SN 0006 DIMENSION S(500),VS(20)
1SN 0007 COMMON/SUBR/VS
1SN 0008 COMMON/COM/T,NC
1SN 0009 I=0
1SN 0010 II=0
1SN 0011 C=CC-DC
1SN 0012 C=C+DC
1SN 0013 1 IF(C.GT.VS(NC+1)) GO TO 2
1SN 0014 I=I+1
1SN 0015 DELTA=D(C)
1SN 0016 CALL SIGNF(DELTA,SI)
1SN 0017 S(I)=SI
1SN 0018 IF(I.EQ.1) GO TO 1
1SN 0019 SD=S(I)-S(I-1)
1SN 0020 IF(SD.EQ.0) GO TO 1
1SN 0021 C1=C-DC
1SN 0022 C2=C
1SN 0023 GO TO 3
1SN 0024 2 II=1
1SN 0025 3 RETURN
1SN 0026 END
    
```

\*OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
 \*OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F  
 \*STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 28, PROGRAM SIZE = 2530, SUBPROGRAM NAME =ENCADR  
 \*STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED  
 \*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\* 176K BYTES OF CORE NOT USED

LEVEL 2.3.0 (JUNE 74) OS/360 FORTRAN H EXTENDED DATE 81.153/19.17.50

REQUESTED OPTIONS: NOMAP

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE) F  
 SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F

```

1SN 0002 REAL FUNCTION D*8(C)
1SN 0003 IMPLICIT COMPLEX*16(A-H,O-Z)
1SN 0004 COMPLEX*16HN,KN,LN,CST,S,SD,SD1,SD2,SK
1SN 0005 COMPLEX*16 GT,GN,G,GPROD,GP,GX,DNUM,DNOM,DELTA,IT,GP1,GP2,GPK,GF
1SN 0006 REAL*8T,C,PI,HC,RHO,RO,Z,TPAS,VP,VS,RHO,SS,DC,SU,HE,SUP
1SN 0007 DIMENSION G(4,4),G(4,4),GPROD(4,4),IT(4,4),GPK(4,4),SU(6),SUP(20)
1SN 0008 DIMENSION GP(20,4,4),GX(3,5),S(20,10,10),GP1(4,4),GP2(4,4),GF(4,4)
1SN 0009 DIMENSION A(20),B(20),RHO(20),Z(20),VP(20),VS(20),VISC(20)
1SN 0010 COMMON/FUNC/ A,9,RHO,Z,HE
1SN 0011 COMMON/COM/T,NC
1SN 0012 NCM=NC-1
1SN 0013 NCP=NC+1
1SN 0014 ITER=0
1SN 0015 DELTA=(0.0,0.0)
1SN 0016 DO 2 K=1,NCM
1SN 0017 DO 2 I=1,3
1SN 0018 II=I+1
1SN 0019 DO 2 J=II,4
1SN 0020 S(K,I,J)=(0.0,0.0)
1SN 0021 EI=(0.0,1.0)
1SN 0022 PI=3.14159
1SN 0023 CK=2.*PI/T/C
1SN 0024 DO 6 I=1,NC
1SN 0025 ALPHA=A(I)
1SN 0026 BETA=B(I)
1SN 0027 RO=RHO(I)
1SN 0028 HC=Z(I)
1SN 0029 CALL GNDUNK(ALPHA,BETA,RO,HC,T,CK,G)
1SN 0030 DO 6 J=1,4
1SN 0031 DO 6 K=1,4
1SN 0032 GP(I,J,K)=G(J,K)
    
```

MATRICE DU DEMI-ESPACE

```

1SN 0033 I=NC+1
1SN 0034 SI=2.*EI+PI/T
1SN 0035 HN=COSORT(CK**2+(SI/A(I))**2)
1SN 0036 KN=COSORT(CK**2+(SI/B(I))**2)
1SN 0037 LN=2.*CK**2+(SI/A(I))**2
1SN 0038 CST=B(I)**2/(2.*RHO(I)*B(I)**2*HN*KN*SI**2)
1SN 0039 IT(1,1)=2.*EI*A(I)**2*RHO(I)*CK*HN*KN*CST
1SN 0040 IT(1,2)=-(1)**2*RHO(I)*LN*KN*CST
1SN 0041 IT(1,3)=HN*KN*CST
1SN 0042 IT(1,4)=EI*CK*KN*CST
1SN 0043 IT(2,1)=-B(I)**2*RHO(I)*LN*HN*CST
1SN 0044 IT(2,2)=IT(1,1)
1SN 0045 IT(2,3)=EI*CK*HN*CST
1SN 0046 IT(2,4)=-IT(1,3)
1SN 0047 IT(3,1)=IT(1,3)
1SN 0048 IT(3,2)=-IT(1,4)
1SN 0049 IT(3,3)=IT(1,1)
1SN 0050 IT(3,4)=IT(1,4)
1SN 0051 IT(4,1)=IT(1,4)
    
```

```

1SN 0052      IT(4,2)=IT(1,1)
1SN 0053      IT(4,3)=-IT(2,3)
1SN 0054      IT(4,4)=-IT(1,3)
1SN 0055      ALPHA=(1.52,0.0)
1SN 0056      RO=1.03
1SN 0057      CALL MATFL(ALPHA,RO,HE,SI,CK,GF)
1SN 0058      DO 99 IO=2,3
1SN 0059      IF(NC.GT.1) GO TO 15
1SN 0061      DO 16 IA=1,4
1SN 0062      DO 16 IO=1,4
1SN 0063      GP1(IA,IO)=GP(1,IA,IO)
1SN 0064      DO 17 M=1,3
1SN 0065      MM=M+1
1SN 0066      DO 17 N=MM,4
1SN 0067      CALL SUBDET(GP1,M,N,1,IO,SD1)
1SN 0068      CALL SUBDET(IT,1,2,M,N,SD2)
1SN 0069      17 DELTA=DELTA+SD1*SD2*GF(ID,2)
1SN 0070      GO TO 94
1SN 0071      15 DO 11 IA=1,4
1SN 0072      DO 11 IO=1,4
1SN 0073      GP1(IA,IO)=GP(1,IA,IO)
1SN 0074      11 GP2(IA,IO)=GP(2,IA,IO)
1SN 0075      DO 10 I=1,3
1SN 0076      II=I+1
1SN 0077      DO 10 J=11,4
1SN 0078      DO 10 M=1,3
1SN 0079      MM=M+1
1SN 0080      DO 10 N=MM,4
1SN 0081      CALL SUBDET(GP2,I,J,M,N,SD2)
1SN 0082      CALL SUBDET(GP1,M,N,1,IO,SD1)
1SN 0083      S(I,I,J)=S(I,I,J)+SD2*SD1*GF(ID,2)
1SN 0084      10 CONTINUE
1SN 0085      IF(HE.EQ.0.) GO TO 3
1SN 0087      CONTINUE
1SN 0088      IF(NC.EQ.1) GO TO 100
1SN 0090      K=1
1SN 0091      L=0
1SN 0092      DO 101 I=1,3
1SN 0093      II=I+1
1SN 0094      DO 101 J=11,4
1SN 0095      SK=S(K,I,J)
1SN 0096      L=L+1
1SN 0097      SU(L)=CDABS(SK)
1SN 0098      101 CONTINUE
1SN 0099      CALL MAXD(SU,SS)
1SN 0100      SUP(K)=SS
1SN 0101      DO 110 I=1,3
1SN 0102      II=I+1
1SN 0103      DO 110 J=11,4
1SN 0104      110 S(I,I,J)=S(I,I,J)/SUP(K)
1SN 0105      IF(NC.EQ.2) GO TO 1
1SN 0107      DO 112 K=2,NCM
1SN 0108      DO 13 IA=1,4
1SN 0109      DO 13 IO=1,4
1SN 0110      13 GPK(IA,IO)=GP(K+1,IA,IO)
1SN 0111      DO 12 I=1,3
1SN 0112      II=I+1
1SN 0113      DO 12 J=11,4

```

```

1SN 0114      DO 12 M=1,3
1SN 0115      MM=M+1
1SN 0116      DO 12 N=MM,4
1SN 0117      CALL SUBDET(GPK,I,J,M,N,SD)
1SN 0118      12 S(K,I,J)=S(K,I,J)+SD*S(K-1,M,N)
1SN 0119      L=0
1SN 0120      DO 102 I=1,3
1SN 0121      II=I+1
1SN 0122      DO 102 J=11,4
1SN 0123      SK=S(K,I,J)
1SN 0124      L=L+1
1SN 0125      SU(L)=CDABS(SK)
1SN 0126      102 CONTINUE
1SN 0127      CALL MAXD(SU,SS)
1SN 0128      SUP(K)=SS
1SN 0129      DO 111 I=1,3
1SN 0130      II=I+1
1SN 0131      DO 111 J=11,4
1SN 0132      111 S(K,I,J)=S(K,I,J)/SUP(K)
1SN 0133      112 CONTINUE
1SN 0134      1 DO 14 M=1,3
1SN 0135      MM=M+1
1SN 0136      DO 14 N=MM,4
1SN 0137      CALL SUBDET(IT,1,2,M,N,SD)
1SN 0138      14 DELTA=DELTA+SD*S(NC-1,M,N)
1SN 0139      100 DELTA=REAL(DELTA)
1SN 0140      RETURN
1SN 0141      END

```

OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)

OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE ERCDIC NDLIST NDECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOA'ISE NOTERM IBM F

STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 140, PROGRAM SIZE = 45056, SUBPROGRAM NAME = D

STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\*

176K BYTES OF CORE NOT USED

```

1SN 0002      SUBROUTINE MAX0(SU,SS)
1SN 0003      REAL*8SS,SU
1SN 0004      DIMENSION SU(6)
1SN 0005      SS=SU(1)
1SN 0006      I=1
1SN 0007      2   I=I+1
1SN 0008      IF(I.GT.6) GO TO 3
1SN 0010      IF(SS.GT.SU(I)) GO TO 2
1SN 0012      SS=SU(I)
1SN 0013      GO TO 2
1SN 0014      3   RETURN
1SN 0015      END
    
```

OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
 OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM FL  
 STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 14, PROGRAM SIZE = 314, SUBPROGRAM NAME = MAX0  
 STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED  
 \*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\* 176K BYTES OF CORE NOT USED

LEVEL 2.3.0 (JUNE 78) OS/360 FORTRAN H EXTENDED DATE 81.153/19.18.06

REQUESTED OPTIONS: NOMAP

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
 SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM FL

```

1SN 0002      SUBROUTINE MAX1(M,SM)
1SN 0003      REAL*8M,SM
1SN 0004      DIMENSION M(4,4)
1SN 0005      I=0
1SN 0006      SM=M(1,1)
1SN 0007      1   I=I+1
1SN 0008      IF(I.GT.4) GO TO 3
1SN 0010      J=0
1SN 0011      2   J=J+1
1SN 0012      IF(J.GT.4) GO TO 1
1SN 0014      IF(SM.GT.M(I,J)) GO TO 2
1SN 0016      SM=M(I,J)
1SN 0017      GO TO 2
1SN 0018      3   RETURN
1SN 0019      END
    
```

OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
 OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F  
 \*STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 18, PROGRAM SIZE = 384, SUBPROGRAM NAME = MAX1  
 \*STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED  
 \*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\* 176K BYTES OF CORE NOT USED

```

1SN 0002 SUBROUTINE GNDUNK(A,B,RHO,H,T,KSI,G) 00001040
1SN 0003 IMPLICIT COMPLEX*16(A-Z) - 78 -
1SN 0004 COMPLEX*16 G,GG
1SN 0005 REAL*8 RHO,H,T,PI,IHN,IKN,GR,GM
1SN 0006 INTEGER I,J
1SN 0007 DIMENSION G(4,4),GR(4,4)
1SN 0008 PI=3.14159 00001090
1SN 0009 EI=(0.0,1.0) 00001100
1SN 0010 S=2.*PI/T 00001110
1SN 0011 S=S*S 00001120
1SN 0012 LAMBDA=S/KSI 00001130
1SN 0013 GAMMA=2.*(KSI**2/S)**2 00001140
1SN 0014 HN=COSQRT(KSI**2+(S/A)**2)/KSI
1SN 0015 KN=COSQRT(KSI**2+(S/B)**2)/KSI
1SN 0016 EXK=CDEXP(KSI*KN*H)
1SN 0017 EXH=CDEXP(KSI*HN*H)
1SN 0018 IHN=DIMAG(HN)
1SN 0019 IKN=DIMAG(KN)
1SN 0020 IF(IKN.GT.0.) GO TO 11
1SN 0021 IF(CDABS(KN)) 1,1,2
1SN 0022 CK=(1.0,0.0) 00001200
1SN 0023 SK=KSI*H 00001210
1SN 0024 GO TO 3
1SN 0025
1SN 0026 2 CK=(EXK+1./EXK)/2. 00001360
1SN 0027 SK=(EXK-1./EXK)/(2.*KN) 00001340
1SN 0028 CH=(EXH+1./EXH)/2. 00001350
1SN 0029 SH=(EXH-1./EXH)/(2.*HN) 00001330
1SN 0030 GO TO 12
1SN 0031 11 IF(IHN.GT.0.) GO TO 10
1SN 0032 IF(CDABS(HN)) 4,4,5
1SN 0033 CH=(1.0,0.0)
1SN 0034 SH=KSI*H 00001280
1SN 0035 GO TO 9
1SN 0036 5 SH=(EXH-1./EXH)/(2.*HN)
1SN 0037 CH=(EXH+1./EXH)/2. 00001230
1SN 0038 GO TO 9
1SN 0039 10 CH=DREAL(EXH)
1SN 0040 SH=-DIMAG(EXH)/(EI*HN)
1SN 0041 CK=DREAL(EXK)
1SN 0042 SK=-DIMAG(EXK)/(EI*KN)
1SN 0043 CONTINUE
1SN 0044 12
1SN 0045 G(1,1)=-GAMMA*CH+(GAMMA+1.)*CK 00001380
1SN 0046 G(4,4)=G(1,1) 00001390
1SN 0047 G(1,2)=EI*(GAMMA+1.)*SH-GAMMA*KN**2*SK 00001400
1SN 0048 G(3,4)=G(1,2) 00001410
1SN 0049 G(1,3)=EI*(CH-CK)/(RHO*LAMBDA**2*KSI) 00001420
1SN 0050 G(2,4)=G(1,3) 00001430
1SN 0051 G(1,4)=(-SH+KN**2*SK)/(RHO*LAMBDA**2*KSI) 00001440
1SN 0052 G(2,1)=EI*(GAMMA*HN**2*SH-(GAMMA+1.)*SK) 00001450
1SN 0053 G(4,3)=G(2,1) 00001460
1SN 0054 G(2,2)=(GAMMA+1.)*CH-GAMMA*CK 00001470
1SN 0055 G(3,3)=G(2,2) 00001480
1SN 0056 G(2,3)=(HN**2*SH-SK)/(RHO*LAMBDA**2*KSI) 00001490
    
```

LEVEL 2,3,0 (JUNE 78) GNDUNK OS/360 FORTRAN H EXTENDED DATE 81-153/19.18.09

```

1SN 0057 G(3,1)=EI*RHO*LAMBDA**2*KSI*GAMMA*(GAMMA+1.)*(CH-CK) 00001500
1SN 0058 G(4,2)=G(3,1) 00001510
1SN 0059 G(3,2)=RHO*LAMBDA**2*KSI*((GAMMA+1.)*SH-(GAMMA*KN)**2*SK) 00001520
1SN 0060 G(4,1)=RHO*LAMBDA**2*KSI*(-(GAMMA*HN)**2*SH+(GAMMA+1.)*SK) 00001530
1SN 0061 DO 6 I=1,4
1SN 0062 DO 6 J=1,4
1SN 0063 GG=G(I,J)
1SN 0064 GR(I,J)=CDABS(GG)
1SN 0065 CALL MAXI(GR,GM)
1SN 0066 IF(GM.LT.1.E+36) GO TO 8
1SN 0067 DO 7 I=1,4
1SN 0068 DO 7 J=1,4
1SN 0069 G(I,J)=G(I,J)/DSORT(GM)
1SN 0070 RETURN
1SN 0071 END 00001550
    
```

OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
 OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM FL  
 STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 71, PROGRAM SIZE = 5602, SUBPROGRAM NAME =GNDUNK  
 STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED  
 \*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\* 152K BYTES OF CORE NOT USED

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F

```
1SN 0002      SUBROUTINE MATFL(A,RHO,HE,S,KSI,G) 79 -  
1SN 0003      IMPLICIT COMPLEX*16(A-Z)  
1SN 0004      REAL*8 RHO,HE,IHN  
1SN 0005      INTEGER I,J  
1SN 0006      DIMENSION G(4,4)  
1SN 0007      EL=(0.0,1.0)  
1SN 0008      IF(HE.EQ.0.) GO TO 5  
1SN 0010      HN=COS(PI*(KSI**2+(S/A)**2))  
1SN 0011      EXH=CDEXP(IHN*HE)  
1SN 0012      IHN=DIMAG(IHN)  
1SN 0013      IF(IHN.GT.0.) GO TO 3  
1SN 0015      IF(CDABS(IHN)) 1,1,2  
1SN 0016      1  CH=(1.0,0.0)  
1SN 0017      SH=HE  
1SN 0018      GO TO 4  
1SN 0019      2  CH=(EXH+1./EXH)/2.  
1SN 0020      SH=(EXH-1./EXH)/(2.*IHN)  
1SN 0021      GO TO 4  
1SN 0022      3  CH=DCREAL(EXH)  
1SN 0023      SH=-1*DI*IMAG(EXH)/HN  
1SN 0024      CONTINUE  
1SN 0025      4  G(1,1)=(0.0,0.0)  
1SN 0026      G(1,2)=(0.0,0.0)  
1SN 0027      G(1,3)=(0.0,0.0)  
1SN 0028      G(1,4)=(0.0,0.0)  
1SN 0029      G(2,1)=(0.0,0.0)  
1SN 0030      G(3,1)=(0.0,0.0)  
1SN 0031      G(4,1)=(0.0,0.0)  
1SN 0032      G(4,2)=(0.0,0.0)  
1SN 0033      G(4,3)=(0.0,0.0)  
1SN 0034      G(4,4)=(0.0,0.0)  
1SN 0035      G(3,4)=(0.0,0.0)  
1SN 0036      G(2,4)=(0.0,0.0)  
1SN 0037      G(2,2)=CH  
1SN 0038      G(2,3)=HN**2*SH/(RHO*S**2)  
1SN 0039      G(3,2)=RHO*S**2*SH  
1SN 0040      G(3,3)=CH  
1SN 0041      GO TO 7  
1SN 0042      5  DO 6 I=1,4  
1SN 0043      DO 6 J=1,4  
1SN 0044      G(I,J)=(1.0,0.0)  
1SN 0045      RETURN  
1SN 0046      END
```

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)

OPTIONS IN EFFECT: SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F

STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 45, PROGRAM SIZE = 1914, SUBPROGRAM NAME = MATFL

STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\*

172K BYTES OF CORE NOT USED

LEVEL 2.3.0 (JUNE 79)

OS/360 FORTRAN H EXTENDED

DATE 81.153/19.18.27

REQUESTED OPTIONS: NOMAP

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)

SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F

```
1SN 0002      SUBROUTINE SUBDET(M,I,J,K,L,G)  
1SN 0003      COMPLEX*16 M,G  
1SN 0004      DIMENSION M(4,4)  
1SN 0005      GM(I,K)*M(J,L)-M(I,L)*M(J,K)  
1SN 0006      RETURN  
1SN 0007      END
```

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)

OPTIONS IN EFFECT: SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM F

STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 6, PROGRAM SIZE = 562, SUBPROGRAM NAME = SUBDET

STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\*

176K BYTES OF CORE NOT USED

REQUESTED OPTIONS: NOMAP

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)  
SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM FI

```

1SN 0002      SUBROUTINE SIGNE(DEL,SS)
1SN 0003      REAL*8DEL
1SN 0004      INTEGER*4SS
1SN 0005      SS=0
1SN 0006      IF(DEL.GT.0.) GO TO 2
1SN 0008      SS=1
1SN 0009      RETURN
1SN 0010      END

```

OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTODBL(NONE)

OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NODECK OBJECT NOMAP NOFORMAT GOSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM FI

STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 9, PROGRAM SIZE = 270, SUBPROGRAM NAME = SIGNE

STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\*

176K BYTES OF CORE NOT USED

STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS THIS STEP

**PROGRAMME DE CALCUL DES FONCTIONS DE TRANSFERT DE LA CROUTE**

**PAR LE FORMALISME MATRICIEL DE HASKELL**

```

ISN 0002 INFLICIT COMPLEX (A-F,L-Z)
ISN 0003 REAL AA,BE,ZZ,EE
ISN 0004 INTEGER NC,NA,N,EMERG,N1,MC,MCI,NE,ND,N1,N2,N3,NJ,ACC,PA
ISN 0005 REAL X,Y,Z,EAST,T,TT,F,F,FF,CC,CA,FZ,FCK,FRF,FRK,E
ISN 0006 COMPLEX*16 G1,GN,G,GFRCD,GF,LD
ISN 0007 REAL TC,P1,PC,RHC,FC,ZF,TETA,HT,VS,VP,VISC,ETA,TC
C VS=CELERITE DES SV , VP=CELERITE DES F , VISC=FRACTION DE
C L'AFNCRITISSEMENT CRITIQUE
ISN 0008 DIMENSION AA(100,3),EB(111,3),L(1000,10),w(1000,10),N(10)
ISN 0009 DIMENSION CT(4,4),GN(4,4),G(4,4),GFRCD(4,4),GP(4,4)
ISN 0010 DIMENSION X(2,1000),CD(4,10),ZZ(1000,10),E(1000,10),EE(111,2)
ISN 0011 DIMENSION A(20),B(20),F(20),ZP(20),VS(20),VP(20),VISC(20),L(20)
C
C POUR LE BON FONCTIONNEMENT DE PLOTD3 ,LES DIMENSIONS DE AA DOIVENT
C ETRE RESPECTIVEMENT EGALES A 'NTRF' ET '2*NA+1'
C
ISN 0012 COMMON A,B,C,RHO,ZP,VS,VP,EMERG
ISN 0013 I=C
ISN 0014 E=(C,0,1,0)
ISN 0015 F1=3.14159
ISN 0016 CC & J=1,812
ISN 0017 X(1,J)=C
ISN 0018 X(2,J)=C
ISN 0019 CONTINUE
ISN 0020 ENTREE DU MODELE
C
C NC = NOMBRE DE COUCHES ( DEMI-ESPACE INFERIEUR COMPREIS )
C NA = NOMBRE D'ANGLES D'INCIDENCE DESIRES
C NTRF = NOMBRE DE POINTS DE LA COURBE
C PA = PAS DE L'AUGMENTATION DE L'ANGLE D'INCIDENCE
C
ISN 0020 READ 700,NC,NA,NTRF,PA
ISN 0021 700 FORMAT(4(I3))
ISN 0022 PRINT 701,NC,NA,NTRF,PA
ISN 0023 701 FORMAT(5X,'NC=',I3,5X,'NA=',I3,5X,'NTRF=',I3,5X,'PA=',I3,/)
ISN 0024 READ 800,(L(1),VP(1),VS(1),RHC(1),ZF(1),VISC(1),I=1,NC)
ISN 0025 PRINT 900
ISN 0026 PRINT 901,(L(1),VP(1),VS(1),RHC(1),ZF(1),VISC(1),I=1,NC)
ISN 0027 901 FORMAT(5X,'L=',E10.4,'VP=',E10.4,'VS=',E10.4,'RHC=',E10.4,
ISN 0028 *ZF=',E10.4,'VISC=',E10.4,/)
ISN 0029 800 FORMAT(6E10.4)
ISN 0030 900 FORMAT(10X,'MODELE,COUCHE PAR COUCHE ',/)
ISN 0031 EMERG=C
ISN 0032 CC 1 I=1,NC
ISN 0033 A(I)=CSQRT(VF(1)**2*(1+2.*EI*VISC(I)))
ISN 0034 E(I)=CSQRT(VS(I)**2*(1+2.*EI*VISC(I)))
ISN 0035 CONTINUE
ISN 0036 READ *,TETA,ETA
C
C TETA = ANGLE D'INCIDENCE D'UNE ONDE SV , ETA = ANGLE D'INCIDENCE
C D'UNE ONDE P
C SI SV INCIDENTE , ETA QUELCONQUE
C SI P INCIDENTE , TETA DOIT ETRE SUPERIEUR A 185

```

LEVEL 2.3.0 (JUNE 76) MAIN CS/360 FORTRAN H EXTENDED DATE 81.128/05.35.44

```

ISN 0036 C NA=2*NA
ISN 0037 IF(NA.GT.2) GO TO 40
ISN 0038 GO TO 50
ISN 0039 40 PRINT 45,PA
ISN 0040 45 FORMAT(//,20X,'AUGMENTATION DE L'ANGLE D'INCIDENCE AVEC UN PAS
ISN 0041 *DE ',I3,/)
ISN 0042 50 CC 50 LN=2,NA,2
ISN 0043 IF(TETA.GT.180.) GO TO 8
ISN 0044 C=B(NC)/SIN(F1*TETA/180.)
ISN 0045 PRINT 600,TETA
ISN 0046 600 FORMAT(10X,'ONDE SV INCIDENTE AVEC UN ANGLE TETA EGAL A ',F6.2,/)
ISN 0047 EMERG=1
ISN 0048 CC TC 35
ISN 0049 C=A(NC)/SIN(F1*ETA/180.)
ISN 0050 PRINT 650,ETA
ISN 0051 650 FORMAT(10X,'ONDE P INCIDENTE AVEC UN ANGLE ETA EGAL A ',F6.2,/)
ISN 0052 35 I=C,CI
ISN 0053 TI=C,CI
ISN 0054 T=T-TI
ISN 0055 CC 9 KTRF=1,NTRF
ISN 0056 T=T+TI
ISN 0057 AA(KTRF,1)=T
ISN 0058 IF(EMERG.EQ.1) GO TO 2
ISN 0059 IF(ETA.LT.C.CC1) GO TO 4
ISN 0060 CC TC 5
ISN 0061 IF(TETA.LT.0.001) GO TO 4
ISN 0062 GO TO 5
ISN 0063 4 C=(0.0,C,C)
ISN 0064 CK=(C,C,C,C)
ISN 0065 CONTINUE
ISN 0066 5 M=NC-1
ISN 0067 CALL CMC(T,M,NC,YALX,ZALX)
ISN 0068 AA(KTRF,LM)=CABS(YALX)
ISN 0069 LM=LM+1
ISN 0070 AA(KTRF,LM)=CABS(ZALX)
ISN 0071 CONTINUE
ISN 0072 TETA=TETA+FA
ISN 0073 ETA=ETA+FA
ISN 0074 CONTINUE
ISN 0075 PRINT 670
ISN 0076 670 FORMAT(5X,'LES COULEES PAIRES CORRESPONDENT A LA COMPOSANTE
ISN 0077 *HORIZONTALE',/,5X,'LES COULEES IMPAIRES CORRESPONDENT A LA
ISN 0078 *COMPOSANTE VERTICALE',/)
ISN 0079 NC=NA+1
ISN 0080 CALL PLOTD3(AA,NTRF,ND,NTRF,0)
ISN 0081 STOP
ISN 0082 END

```

\*OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) CFTIMIZE(2) LINECLNT(60) SIZE(MAX) AUTOCBL(NONE)

\*OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NOLIST NOCHECK CEJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NCANSF NOTERM IEM

\*STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 83, PROGRAM SIZE = 12038, SUEFRCCFAM NAME = MAIN

\*STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\*

160K BYTES OF CCPE NOT USED



REQUESTED OPTIONS:

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECCUNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE) SOURCE EBCLIC NCLIST NOCHECK CEJECT NOMAP NOCFORMAT GCSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM

```

ISN 0002      $LEFCUTINE CMR(T,MC,ME,YALX,ZALX)
ISN 0003      IMPLICIT COMPLEX (A-H,C-2)
ISN 0004      REAL X,Y,Z,PAET,T,TT,P,F,FF,CC,CA
ISN 0005      COMPLEX*16 CT,GN,G,GFRCC
ISN 0006      REAL IC,PI,PC,RHC,RC,ZF,TETA,HT,VS,VF,VISC,ETA
ISN 0007      INTEGER NC,N,NA,N,EMERG,ME,MC
ISN 0008      DIMENSION CT(4,4),GN(4,4),G(4,4),GFRCC(4,4)
ISN 0009      DIMENSION A(20),B(20),FHC(20),ZF(20),VS(20),VF(20),VISC(20),L(20)
ISN 0010      COMMON A,E,C,RHC,ZF,VS,VF,EMERG
ISN 0011      PI=3.14159
ISN 0012      CK=2.*PI/T/C
ISN 0013      F=2.*PI/T
C MATRICE UNITE
ISN 0014      DO 10 J=1,4
ISN 0015      DO 210 K=1,4
ISN 0016      210 CT(J,K)=C.C
ISN 0017      10 CT(J,J)=1.C
C PRELUIT DES MATRICE DE LA SURFACE VERS LE FCND
ISN 0018      DO 11 I=1,MC
ISN 0019      ALPHA=A(I)
ISN 0020      BETA=B(I)
ISN 0021      FC=FHC(I)
ISN 0022      HC=ZF(I)
ISN 0023      CALL MACC(ALPHA,BETA,RC,PC,T,CK,G)
ISN 0024      CALL GMFRD(G,GT,GFRCC,4,4,4)
ISN 0025      DO 11 J=1,4
ISN 0026      DO 11 K=1,4
ISN 0027      11 GT(J,K)=GFRCC(J,K)
C MATRICE DU DEMI-ESPACE
ISN 0028      I=NE
ISN 0029      AI=A(I)
ISN 0030      CA=CAES(AI)
ISN 0031      CC=CAES(C)
ISN 0032      S=CSGRT((C/B(I))**2-1)
ISN 0033      IF(CC,CT,CA) GO TO 13
ISN 0034      F=I*CSGRT(1-(C/A(I))**2)
ISN 0035      GC TC 14
ISN 0036      13 F=CSGRT((C/A(I))**2-1)
ISN 0037      14 ALPHA=A(I)
ISN 0038      BETA=B(I)
ISN 0039      RC=RHC(I)
ISN 0040      CALL MADE(ALPHA,BETA,RC,T,CK,GN)
ISN 0041      CALL GMFRD(GN,GT,GFRCC,4,4,4)
ISN 0042      DO 12 J=1,4
ISN 0043      DO 12 K=1,4
ISN 0044      12 GT(J,K)=GFRCC(J,K)
ISN 0045      D1=(GT(1,2)-GT(2,2))*(GT(3,1)-GT(4,1))
ISN 0046      D2=(GT(3,2)-GT(4,2))*(GT(1,1)-GT(2,1))
ISN 0047      C=D2-D1
ISN 0048      IF(EMERG,EC,1) GO TO 15
ISN 0049      LP=2.*C**2*(GT(4,2)-GT(3,2))/(A(I)**2*C)
ISN 0050      WP=2.*C**2*(GT(4,1)-GT(3,1))/(A(I)**2*C*R)
ISN 0051      YALX=LP
ISN 0052
ISN 0053

```

```

ISN 0054      ZALX=WP
ISN 0055      GO TO 16
ISN 0056      15 LSV=2.*(GT(1,2)-GT(2,2))/(GA*S*D)
ISN 0057      VSV=2.*(GT(2,1)-GT(1,1))/(GA*D)
ISN 0058      YALX=LSV
ISN 0059      ZALX=VSV
ISN 0060      16 RETURN
ISN 0061      END

```

\*OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECCUNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)

\*OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCLIC NCLIST NOCHECK CEJECT NOMAP NOCFORMAT GCSTMT NOXREF ALC NOANSF NOTERM IBM

\*STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 60, PROGRAM SIZE = 4304, SLEPROGRAM NAME = CMR

\*STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED

\*\*\*\*\* END OF COMPILE \*\*\*\*\*

160K BYTES OF CORE NOT USED

REQUESTED OPTIONS:

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECLNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)  
 SOURCE EBCDIC NCLIST NDCCK OBJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NOANSF NOTERM IBM

```

ISN 0002      SUBROUTINE  MACC(A,E,RFC,P,T,KSI,G)
ISN 0003      IMPLICIT  COMPLEX (A-Z)
ISN 0004      COMPLEX*16 G
ISN 0005      REAL  RFC,P,T,PI,L,IRF,LL,CL,CA
ISN 0006      DIMENSION G(4,4)
ISN 0007      PI=3.14159
ISN 0008      EI=(C,C,1,C)
ISN 0009      S=2.*PI/T
ISN 0010      LAMBDA=S/KSI
ISN 0011      CA=2.*(E/LAMBDA)**2
ISN 0012      SC=CSRT((LAMBDA/E)**2-1.)
ISN 0013      CL=CAES(LAMBDA)
ISN 0014      CA=CAES(A)
ISN 0015      IF (CL.GT.CA) GO TO 13
ISN 0017      H=-EI*CSRT(1-(LAMBDA/A)**2)
ISN 0016      CC TO 14
ISN 0019      13  F=CSRT((LAMBDA/A)**2-1)
ISN 0020      14  H=KSI*A*H
ISN 0021      HK=KSI*S*H
ISN 0022      SK=CSIN(HK)
ISN 0023      CK=CCOS(HK)
ISN 0024      SH=CSIN(H)
ISN 0025      CH=CCOS(H)
ISN 0026      C(4,1)=EI*RFC*LAMBDA**2*(GA**2*R*SH+(GA-1)**2*SK/S)
ISN 0027      C(3,2)=EI*RFC*LAMBDA**2*((GA-1)**2*SH/R+GA**2*S*SK)
ISN 0028      C(3,1)=RFC*LAMBDA**2*GA*(GA-1)*(CH-CK)
ISN 0029      C(2,3)=EI*(R*SH+SK/S)/(RFC*LAMBDA**2)
ISN 0030      C(2,1)=-E*I*(CA*R*SH+(GA-1)*SK/S)
ISN 0031      C(1,4)=E*I*(SH/R+S*SK)/(RFC*LAMBDA**2)
ISN 0032      C(1,3)=- (CH-CK)/(RFC*LAMBDA**2)
ISN 0033      C(1,2)=E*I*((GA-1)*SH/R+GA*S*SK)
ISN 0034      C(2,2)=- (GA-1)*CH+GA*CK
ISN 0035      C(1,1)=GA*CH-(GA-1)*CK
ISN 0036      C(2,4)=C(1,3)
ISN 0037      C(3,3)=C(2,2)
ISN 0038      C(3,4)=C(1,2)
ISN 0039      C(4,2)=C(3,1)
ISN 0040      C(4,5)=C(2,1)
ISN 0041      C(4,4)=C(1,1)
ISN 0042      RETURN
ISN 0043      END
    
```

\*OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECLNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)  
 \*OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NCLIST NDCCK OBJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NOANSF NOTERM IBM  
 \*STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 42, PROGRAM SIZE = 3812, SUBPROGRAM NAME = MACC  
 \*STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED  
 \*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\* 160K BYTES OF CORE NOT USED

LEVEL 2.3.0 (JUNE 78) CS/360 FORTRAN H EXTENDED DATE 81.128/09.36.05

REQUESTED OPTIONS:

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECLNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)  
 SOURCE EBCDIC NCLIST NDCCK OBJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NOANSF NOTERM IBM

```

ISN 0002      SUBROUTINE  MADE(A,E,RFC,T,KSI,GN)
ISN 0003      IMPLICIT  COMPLEX (A-Z)
ISN 0004      COMPLEX*16 GN
ISN 0005      REAL  RFC,T,FI,CC,CA,P
ISN 0006      DIMENSION GN(4,4)
ISN 0007      FI=3.14159
ISN 0008      EI=(C,C,1,C)
ISN 0009      F=2.*FI/T
ISN 0010      C=E/R/KSI
ISN 0011      CA=CAES(A)
ISN 0012      CC=CAES(C)
ISN 0013      CA=2.*(E/C)**2
ISN 0014      SC=CSRT((C/E)**2-1)
ISN 0015      F=CSRT((C/A)**2-1)
ISN 0016      IF (CC.GT.CA) GO TO 13
ISN 0018      H=-EI*CSRT(1-(C/A)**2)
ISN 0019      CC TO 14
ISN 0020      13  F=CSRT((C/A)**2-1)
ISN 0021      14  GN(4,4)=1./(RFC*C**2*GA)
ISN 0022      GN(4,2)=1.
ISN 0023      GN(3,3)=-1./(RFC*C**2*GA*S)
ISN 0024      GN(3,1)=(GA-1)/(CA*S)
ISN 0025      GN(2,4)=1./(RFC*A**2*F)
ISN 0026      GN(2,2)=C**2*(GA-1)/(A**2*R)
ISN 0027      GN(1,3)=1./(RFC*A**2)
ISN 0028      GN(1,1)=-2.*(B/A)**2
ISN 0029      GN(1,4)=C.
ISN 0030      GN(2,1)=C.
ISN 0031      GN(2,3)=C.
ISN 0032      GN(1,2)=C.
ISN 0033      GN(3,2)=C.
ISN 0034      GN(3,4)=C.
ISN 0035      GN(4,1)=C.
ISN 0036      GN(4,3)=C.
ISN 0037      RETURN
ISN 0038      END
    
```

\*OPTIONS IN EFFECT\*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECLNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)  
 \*OPTIONS IN EFFECT\*SOURCE EBCDIC NCLIST NDCCK OBJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NOANSF NOTERM IBM  
 \*STATISTICS\* SOURCE STATEMENTS = 37, PROGRAM SIZE = 2478, SUBPROGRAM NAME = MADE  
 \*STATISTICS\* NO DIAGNOSTICS GENERATED  
 \*\*\*\*\* END OF COMPILATION \*\*\*\*\* 168K BYTES OF CORE NOT USED

REQUESTED OPTIONS: \*

OPTIONS IN EFFECT: NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)  
SOURCE EBCDIC NCLIST NOCHECK OBJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NOANSF NOTERM IEM

```

ISN 0002      SLEFCUTINE  CMFRD(A,E,F,N,M,L)
              F=A+E
ISN 0003      C
              COMPLEX*16 A,E,F
ISN 0004      DIMENSION A(1),E(1),F(1)
ISN 0005      IF=C
ISN 0006      IK=-N
ISN 0007      DO 1 K=1,L
ISN 0008      IK=IK+N
ISN 0009      DO 1 J=1,M
ISN 0010      IF=IF+1
ISN 0011      JI=J-N
ISN 0012      IE=IK
ISN 0013      F(IF)=C
ISN 0014      DO 1 I=1,M
ISN 0015      JI=JI+N
ISN 0016      IE=IE+1
ISN 0017      F(IF)=F(IF)+A(JI)*E(IE)
ISN 0018      RETURN
ISN 0019      END

```

```

*OPTIONS IN EFFECT*NAME(MAIN) OPTIMIZE(2) LINECOUNT(60) SIZE(MAX) AUTCCBL(NONE)
*OPTIONS IN EFFECT*SOURCE EBCDIC NCLIST NOCHECK OBJECT NCMAP NCFORMAT GCSTMT NCXREF ALC NOANSF NOTERM IEM
*STATISTICS*      SOURCE STATEMENTS =      18, PROGRAM SIZE =      802, SLEFCUTINE NAME = CMFRD
*STATISTICS*      NO DIAGNOSTICS GENERATED
***** END OF COMPILATION *****
*STATISTICS*      NO DIAGNOSTICS THIS STEP

```

176K BYTES OF CORE NOT USED

- BIBLIOGRAPHIE -

- Alsop L.E ; 1970 : The leaky-mode period equation : a plane-wave approach. B.S.S.A. 60,1989-1998.
- Bath M ; 1974 : Spectral analysis in geophysics  
Ed. Elsevier
- Barazangi M, B. Isacks, J. Oliver, J. Dubois, G. Pascal ; 1973 : Descent of lithosphere beneath New Hebrides, Tonga, Fiji and New Zealand : Evidence for detached slab. Nature 242,98-101.
- Barazangi M, B. Isacks, J. Dubois, G. Pascal ; 1974 : Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the South West Pacific. Tectonoph. 24,1-12.
- Brekhovskikh L.M ; 1980 : Waves in layered media (seconde edition)  
Ed. Academic Press.
- Bullen K.E ; 1963 : An introduction to the theory of seismology. (troisième édition). Ed. Cambridge University Press.
- Cara M, D. Hatzfeld ; 1977 : Dispersion des ondes de surface de part et d'autre de la ligne Açores-Gibraltar et en Afrique du Nord (périodes inférieures à 80 s). Bull. Soc. géol. France, XIX,757-764.
- Cara M, D. Hatzfeld ; 1976 : Vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh de part et d'autre de la ligne Açores-Gibraltar. Ann. Geophys. 32,85-91.
- Choudhury M., G. Poipinet, G. Perrier ; 1975 : Shear velocity from differential travel times of short period ScS-P in New Hebrides, Fiji-Tonga and Banda Sea regions. B.S.S.A. 65,1787-1796.
- Daniel J., C. Jouannic, B. Larue, J. Recy ; 1976 : Interprétation of d'Entrecasteaux zone (North of New Caledonia). Geodynamics in South West Pacific. Ed. Technip.
- Dubois J. ; 1968 : Etude de la dispersion des ondes de Rayleigh dans la région du Sud Ouest Pacifique. Ann. Géophys. 24.

- Dubois J.; 1969 : Contribution à l'étude structurale du Sud Ouest Pacifique d'après les ondes séismiques observées en Nouvelle Calédonie et aux Nouvelles Hébrides. Ann. Géophys. 25,923-972.
- Dubois J ; 1971 : Propagation of P waves and Rayleigh waves in Melanesia : structural implications. J.G.R. 76,7217-7240.
- Dubois J., C. Ravenne, F. Aubertin, J. Louis, R. Guillaume, J. Lounay, L. Montadert ; 1974 : Continental Margins near New Caledonia, in The Geology of Continental Margins, by C. Burk, C. Drake. Ed. Springer-Verlag.
- Dubois J., F. Dugas, A. Lapouille, R. Louat; 1975 : Fossés d'effondrement en arrière de l'arc des Nouvelles Hébrides. Mécanismes proposés. Rev. Géograph. Phys. et Géol. Dyn. 17,73-94.
- Dunkin W.J.; 1965 : Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies. B.S.S.A. 55,335-358.
- Ewing M.W., W.S. Jardetzky, F. Press ; 1957 : Elastic waves in layered media. Ed. McGraw-Hill.
- Fernandez L.M.; 1967 : Master curves for the response of layered systems to compressional seismic waves. B.S.S.A. 57,515-543.
- Fernandez L.M., J. Careaga ; 1968 : The thickness of the crust in central United States and La Paz, Bolivia, from the spectrum of longitudinal seismic waves. B.S.S.A. 58,711-741.
- Futterman W.I; 1962 : Dispersive body waves. J.G.R. 67,5279-5291.
- Goula X.; 1978 : Structure du manteau supérieur dans la partie convexe de l'arc des Nouvelles Hébrides. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle - Grenoble.
- Harkrider D.G., D.L. Anderson; 1966 : Surface wave energy from point sources in plane layered earth models. J.G.R. 71,2967-2980.
- Hasegawa H.S.; 1971 : Crustal transfer ratios of short and long-period body waves recorded at Yellowknife. B.S.S.A. 61,1303-1320.
- Haskell N.A.; 1953 : The dispersion of surface waves on multilayered media. B.S.S.A. 43,17-34.
- Haskell N.A; 1960 : Crustal reflection of plane SH Waves. J.G.R. 65,4147-4150.

Haskell N.A.; 1962 : Crustal reflection of P and SV waves.  
J.G.R. 67,4751-4767.

Haskell N.A.; 1966 : The leakage attenuation of continental crustal P waves. J.G.R. 71,3955-3967.

Ibrahim A.K., B. Pontoise, G. Latham, M. Larue, T. Chen, B. Isacks, J. Recy, R. Louat.; 1980 : Structure of the New Hebrides Arc-Trench system. J.G.R. 85,253-266.

Isacks B.L., M. Barazangi; 1973 : High frequency shear waves guided by a continuous lithosphere descending beneath western South America. G.J.R.A.S. 33,129-139.

Johnson T., P. Molnar; 1972 : Focal mechanisms and plate tectonics of the Southwest Pacific. J.G.R. 77,5000-5032.

Knopoff L.; 1964 : A matrix method for elastic wave problems. B.S.S.A. 54,431-438.

Knopoff L., F. Schwab, E. Kausel; 1973 : Interpretation of Lg. G.J.R.A.S. 33,389-404.

Landisman M., A. Dziewonski, Y. Satō; 1969 : Recent improvements in the analysis of surface wave observations. G.J.R.A.S. 17,369-403.

Mantovani E., F. Schwab, H. Liao, L. Knopoff; 1977 : Teleseismic Sn: a guided wave in the mantle. G.J.R.A.S. 51,709-726.

Panza G.F., G. Calcagnile; 1975 : Lg, Li and Rg from Rayleigh modes. G.J.R.A.S. 40,475-487.

Panza G.F., F.A. Schwab, L. Knopoff; 1972 : Channel and crustal Rayleigh waves. G.J.R.A.S. 30,273-280.

Pascal G., B. Isacks, M. Barazangi, J. Dubois; 1978 : Precise relocation of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc. J.G.R. 83,4957-4973.

Ramesh Chander, L.E. Alsop, J. Oliver; 1968 : On the synthesis of shear-coupled PL waves. B.S.S.A. 58,1849-1877.

Ratnikova L., G. Poupinet, A. Levshin; 1973 : Les propriétés de guide d'ondes de la croûte terrestre avec une couche sédimentaire. Ann. Géophys. 29,375-383.

Schwab F., L. Knopoff; 1970 : Surface-wave dispersion computations. B.S.S.A. 60,321-344.

Schwab F.; 1970 : Surface-wave dispersion computations: Knopoff's method. B.S.S.A. 60,1491-1520.

Schwab F., L. Knopoff; 1971 : Surface waves on multilayered anelastic media. B.S.S.A. 61,893-912.

Sezawa K, G. Nishimura; 1928 : Rayleigh-type waves propagated along an inner stratum of a body. Bull. Earthquake Research inst. (Tokyo). 5,85-92.

Weidner D.J.; 1974 : Rayleigh wave phase velocities in the Atlantic Ocean. G.J.R.A.S. 36,105-139.

G.J.R.A.S.: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society

J.G.R.: Journal of Geophysic Research

B.S.S.A.: Bulletin of the Seismological Society of America