

DD7 p. Paris

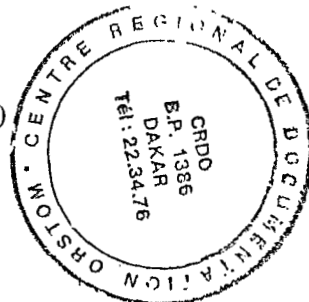
$\alpha$  mhp<sub>2</sub> 182

# Vitesse de groupe des ondes de Rayleigh dans les bassins du Cap Vert et des Canaries

par

L. DORBATH

ORSTOM, Observatoire de M'Bour (Sénégal)



**RESUME.** — La vitesse de groupe des ondes de Rayleigh dans les bassins du Cap-Vert et des Canaries entre 15s et 30s de période a été mesurée à partir d'enregistrements provenant des stations de M'Bour et Ponta-Delgada. Les courbes de dispersion obtenues, compte tenu de la couche d'eau, sont proches de celles des bassins océaniques du Pacifique.

On constate cependant que dans le Sud de la zone étudiée (région comprenant la crête de la Sierra Leone) les vitesses sont plus basses que la moyenne au-delà de 20s et qu'au niveau des fles du Cap-Vert elles sont plus élevées.

**ABSTRACT.** — The group velocities across the Cap Vert and Canarian Basins are very near from those of Pacific Ocean Basin. However two anomalous regions are to be noted : 1) low velocity near the Sierra Leone Rift and 2) high velocity beneath the Cap Vert Islands Region.

## Introduction

On a pu grâce aux stations sismologiques "Longue période" de M'Bour (Sénégal) et de Ponta-Delgada (îles Açores, station WWSSN), mesurer la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh dans la zone de l'océan Atlantique limitée à l'Ouest par la dorsale, au Sud par l'Equateur, au Nord par les îles Açores.

Cette zone est constituée principalement par les bassins du Cap-Vert et des Canaries.

Les séismes utilisés, de magnitude relativement faible (de 4.6 à 5.5 environ), sont localisés sur les failles coupant la dorsale entre la région du rocher Saint-Paul et les Açores. Les trajets étudiés sont presque entièrement océaniques ; la partie continentale (y compris le plateau continental défini par une épaisseur d'eau inférieure à 1000 brasses) est en général de l'ordre de 5% de leur longueur totale et ne dépasse 10% pour aucun d'eux.

## Mesure de la vitesse de groupe

La vitesse de groupe des ondes de Rayleigh a été mesurée par la méthode classique des "crêtes et des creux". Certains enregistrements ont été traités numé-

riquement après digitalisation. On n'a pas observé d'écart systématique entre les courbes de dispersion déduites des diagrammes d'énergie et celles tracées par la première méthode d'analyse (figure 1). Il est cependant à remarquer que, dans le cas des séismes traités par la méthode des "crêtes et des creux", on est limité à 30 s de période, alors que les méthodes numériques permettent d'analyser les périodes jusqu'à 40s environ.

Pour la mesure de la vitesse de groupe on peut négliger la phase au foyer en faisant l'hypothèse raisonnable d'un mécanisme de faille verticale à coulissage horizontal et une fonction temporelle correspondant à un échelon dans le temps.

Pour tenir compte de la phase instrumentale, une correction a par contre été effectuée. On a corrigé les temps d'arrivée en utilisant la relation établie par Dubois (1969). Désignons par  $t_{nm}$  le temps de propagation mesurée correspondant à la période  $T_n$  et par  $t_{nv}$  le temps de propagation vrai correspondant à la même période ; on a la relation :

$$t_{nv} - t_{nm} = \varphi_i(T_n) - T_n \cdot \left( \frac{d\varphi}{dT} \right) T_n$$

( $\varphi_i(T_n)$  correspondant au déphasage instrumental exprimé en temps)



010004988

DAKAR

319

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: R 0 4.928 Ev. 1

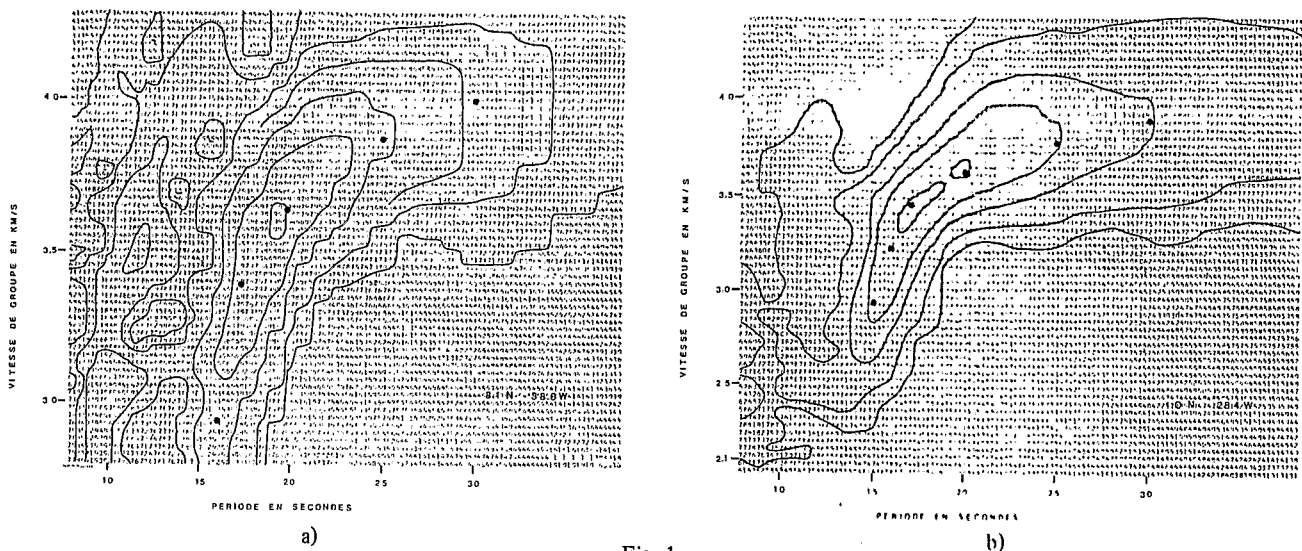


Fig. 1  
Exemples de diagramme d'énergie (vitesses de groupe non corrigées de la phase instrumentale). Les points représentent les résultats obtenus par "crêtes et creux".

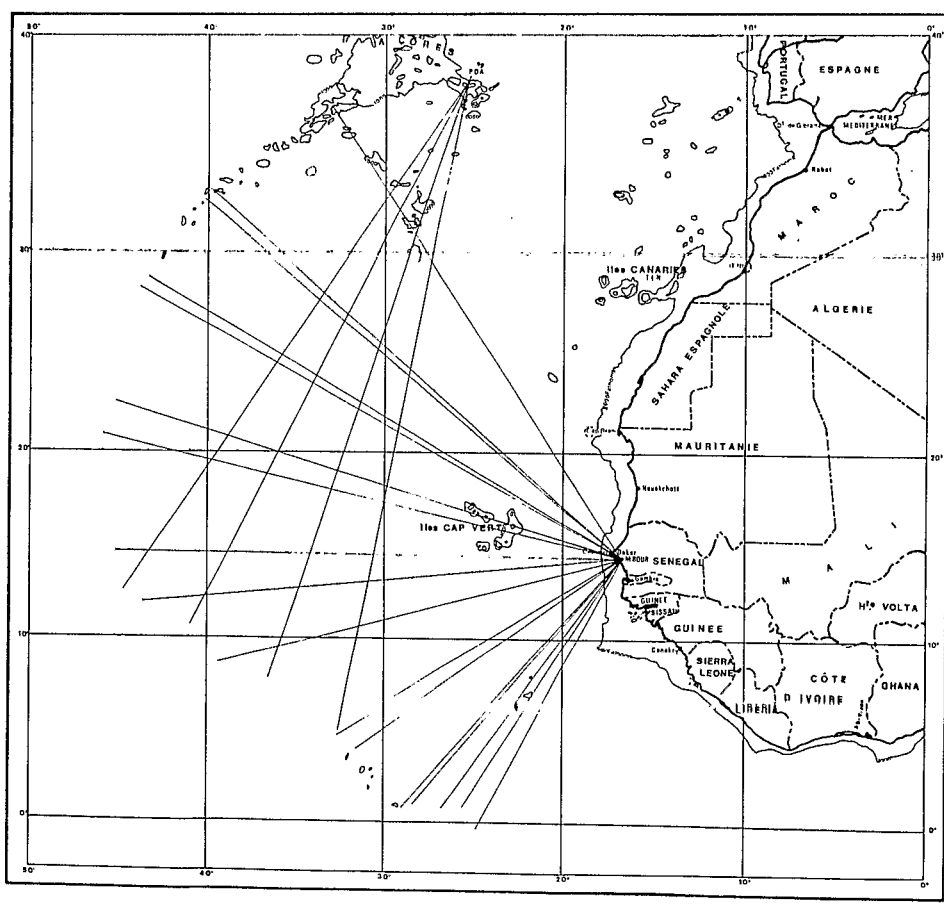


Fig. 2  
Position des épïcéntrés et des stations

pro  
pé  
po  
né  
  
des  
la  
sor  
des  
ori  
  
de  
Les  
bul  
une  
dist  
inc  
cou  
con

Tableau 1

Séisme	Heure origine	Latitude	Longitude	Magnitude	Distance	
<b>Groupe M1</b>						
1	07 04 70	15 36 19,2	00.3°S	24.8°W	5.2	1 838
2	05 11 71	11 19 39,3	00.8°N	25.5°W	5.4	1 771
3	01 03 70	21 16 53,9	00.8°N	26.8°W	4.7	1 851
4	14 09 71	19 53 14,3	00.8°N	29.0°W	5.2	2 002
5	13 02 72	21 23 22,4	01.0°N	28.4°W	5.4	1 942
<b>Groupe M2</b>						
6	18 04 73	03 09 23,3	04.0°N	31.5°W	4.8	1 965
7	26 06 72	16 04 07,7	04.7°N	32,6°W	5.2	2 021
8	29 08 72	19 15 17,8	08.5°N	39.4°W	4.7	2 530
9	05 08 70	09 08 59,4	11.9°N	43.7°W	5.2	2 907
10	01 03 68	23 00 26,0	14.6°N	45.1°W	4.7	3 030
<b>Groupe M3</b>						
11	09 03 68	23 13 04,3	20.9°N	45.9°W	4.5	3 147
12	13 03 68	12 48 32,0	22.5°N	45.2°W	4.6	3 107
<b>Groupe M4</b>						
13	14 03 70	07 33 43,2	28.3°N	43.8°W	5.2	3 168
14	25 02 70	23 11 01,9	28.8°N	43.3°W	4.7	3 147
15	21 04 71	13 32 08,4	32.4°N	40.2°W	5.0	3 087
16	06 06 72	05 25 50,2	32.9°N	39.9°W	5.5	3 096
17	19 03 68	07 43 37,2	37.2°N	33.0°W	5.0	2 984
<b>Groupe P1</b>						
18	22 09 69	13 47 52,2	05.0°N	32.6°W	5.7	3 692
19	15 10 71	21 58 35,8	07.7°N	37.3°W	5.0	3 520
<b>Groupe P2</b>						
20	05 06 69	20 39 58,9	10.7°N	41.0°W	5.2	3 364
21	05 10 72	05 09 49,7	12.5°N	44.7°W	5.0	3 375

Liste des séismes utilisés — La profondeur pour tous les séismes est 33 km.

La correction qu'on apporte ainsi aux temps de propagation mesurés est au maximum de 6s pour une période de 30s ou, en terme de vitesse, 0,05 km/s pour les trajets les plus courts (2000 km). Elle devient négligeable pour les périodes inférieures à 15s.

L'incertitude sur la vitesse de groupe est la somme des incertitudes sur le temps de propagation et sur la distance épacentrale. Chacune de celles-ci résulte à son tour de la somme de diverses incertitudes (pointés des crêtes et des creux, phase instrumentale, heure origine, coordonnées de l'épicentre. . .).

La plus importante source d'incertitude provient de la détermination des coordonnées de l'épicentre. Les données utilisées ici sont celles fournies par les bulletins du NEIS, et on peut estimer en général à une quinzaine de kilomètres l'incertitude sur les distances épacentrales, ce qui se traduit par une incertitude de 0.03 km/s pour les trajets les plus courts (2000 km environ) et pour des périodes comprises entre 15s et 40s.

On peut estimer l'incertitude sur la vitesse de groupe en utilisant plusieurs séismes proches et en calculant l'erreur probable sur la moyenne. On trouve pour 6 séismes voisins du rocher St.-Paul une erreur probable variant de 0,025 km/s à 30s à 0,04 km/s à 15s. Pour d'autres groupes de séismes rapprochés on arrive à des résultats comparables.

#### Résultats des mesures

21 enregistrements ont été utilisés : 17 provenant de M'Bour et 4 de Ponta-Delgada. Le tableau 1 donne la liste des séismes, date, heure, origine, coordonnées de l'épicentre, magnitude et distance aux stations. Les distances ont été corrigées systématiquement pour tenir compte de l'ellipticité de la Terre. Sur la figure 2 chaque séisme a été reporté ainsi que l'arc du grand cercle joignant l'épicentre à la station.

Les 21 trajets ont été rangés en 6 groupes, géographiquement pour ceux aboutissant à M'Bour (groupes M1, M2, M3 et M4), et sur la base des vitesses pour ceux aboutissant à Ponta-Delgada (groupes P1 et P2). Le groupe M1 concerne le Sud de la région, avec en particulier la crête de Sierra Leone. Les trajets du groupe M2 traversent le bassin du Cap-Vert, ceux du groupe M4 le bassin des Canaries ; entre ces 2 derniers groupes les trajets M3 coupent les îles du Cap-Vert. P1 et P2 se rattachent respectivement aux trajets entre les séismes 18 et 19 d'une part, 20 et 21 d'autre part (tableau 1) et la station de Ponta-Delgada.

Les figures 3a à 3e donnent pour chaque groupe les courbes de dispersion de la vitesse de groupe.

Les 3 groupes M2, M4 et P1 qui recouvrent la majeure partie de la zone étudiée présentent des vitesses assez proches entre elles. On a fait dans le tableau 2, la moyenne des vitesses mesurées pour ces 3 groupes, qui sera utilisée plus loin comme valeur de référence. On peut comparer cette moyenne aux vitesses trouvées par Cara et Hatzfeld (1976) pour leurs trajets SIR et SIP situés au Nord de la région qui nous intéresse ici (figure 4). On trouve des vitesses plus faibles à courte période (2.52 km/s à 15s contre 2.88 km/s) et plus élevées à grande période, la différence est de 0.05 km/s à 30s, résultat qu'on peut considérer comme significatif, l'écart

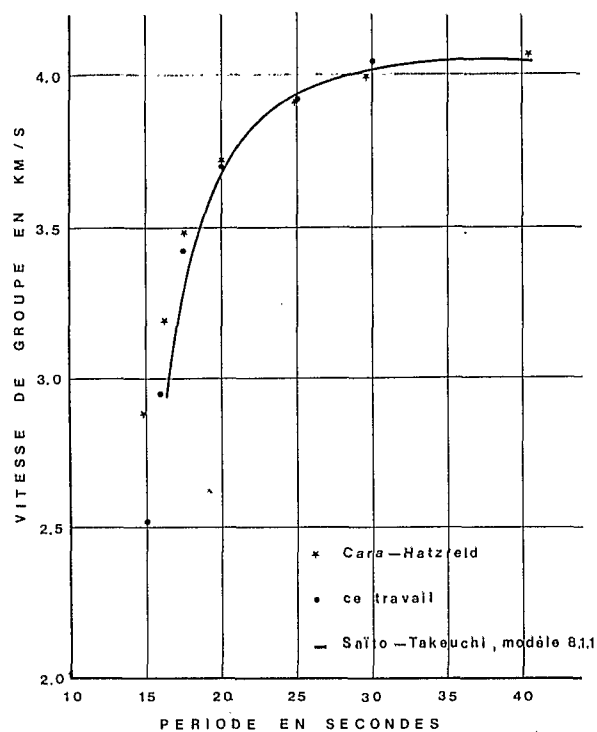


Fig. 4

Comparaison des résultats avec Cara-Hatzfeld et Saito-Takeuchi (modèle établi avec une épaisseur d'eau de 5 km).

Tableau 2

Période	M1	M2	M3	M4	P1	P2	Moyenne	Moyenne M2, M4, P1		
15	2.94	2.47	2.77	2.49	(2.60)	(2.65)	2.65	0.163	2.52	2.057
16	3.23	2.94	3.16	2.97	2.93	3.02	3.04	0.115	2.95	0.017
17,5	3.47	3.40	3.59	3.50	3.36	3.49	3.47	0.074	3.42	0.059
20	3.63	3.66	3.80	3.74	3.70	3.81	3.72	0.067	3.70	0.033
25	3.81	3.90	4.02	3.93	3.93	3.99	3.93	0.067	3.92	0.014
30	3.93	4.05	4.12	4.04	4.03	4.07	4.04	0.057	4.04	0.008

Vitesse de groupe moyenne après correction en km/s (= écart quadratique moyen)

Tableau 3

Période	M1	M2	M3	M4	P1	P2
15	+ 0.42	- 0.05	+ 0.25	- 0.03	(+ 0.08)	(+ 6.13)
16	+ 0.28	- 0.01	+ 0.21	+ 0.02	- 0.02	+ 0.07
17,5	+ 0.05	- 0.02	+ 0.17	+ 0.08	- 0.06	+ 0.07
20	- 0.07	- 0.04	+ 0.10	+ 0.04	0.00	+ 0.11
25	- 0.11	- 0.02	+ 0.10	+ 0.01	+ 0.01	+ 0.07
30	0.11	+ 0.01	+ 0.08	0.00	- 0.01	+ 0.03

Ecart entre la vitesse moyenne et la vitesse de référence (moyenne des groupes M3, M4 et P1)

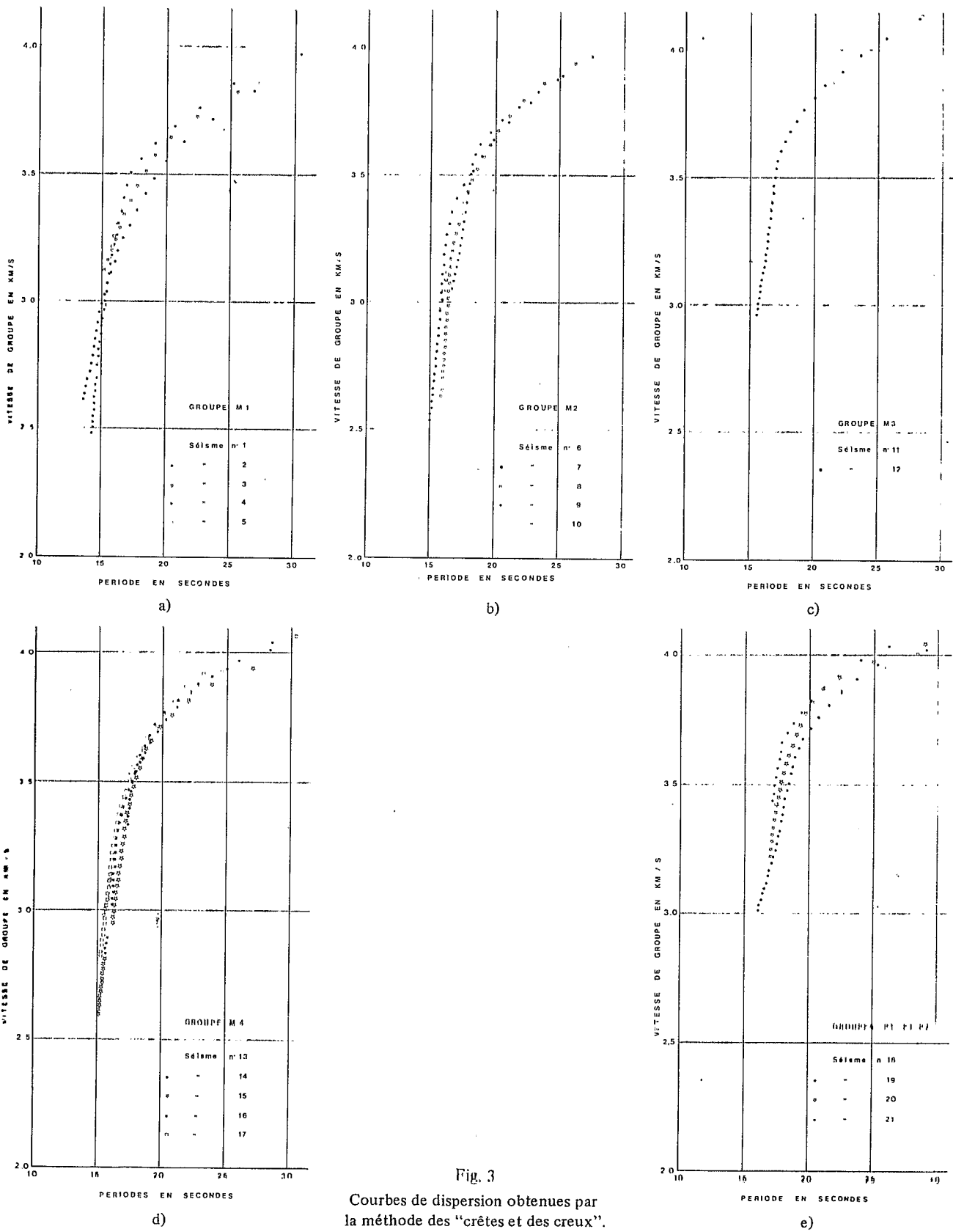


Fig. 3  
Courbes de dispersion obtenues par la méthode des "crêtes et des creux".

étant sensiblement supérieur à l'erreur probable (inférieure à 0.03 km/s. L'influence plus faible des formations sédimentaires le long des trajets vers M'Bour et Ponta Delgada (trajets plus longs traversant des zones où l'épaisseur de la couche sédimentaire est plus faible), et une plus grande épaisseur d'eau le long des trajets par rapport à la région étudiée par ces auteurs peuvent expliquer ces différences de vitesse. L'estimation des corrections à apporter du fait de la présence d'une couche d'eau, ou d'une couche de sédiment est faite à partir des courbes de Sykes et Olivier (1964).

Dans le tableau 3 on trouvera les écarts entre les moyennes des vitesses mesurées pour chaque groupe et la moyenne de référence. Ces écarts ont été également reportés sur la figure 5.

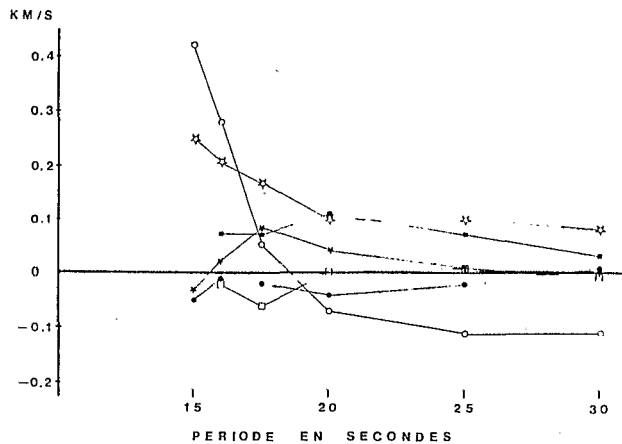


Fig. 5

Écarts entre la moyenne des vitesses de chaque groupe et la moyenne de référence.

M1 ○ M3 ☆ P1 □  
M2 ● M4 ★ P2 ■

**Groupe M2** — Ces 5 trajets traversent la partie Sud du bassin du Cap-Vert et la marge continentale au Sud des îles du Cap-Vert. C'est pour ce groupe et pour le groupe P1 que les vitesses mesurées sont les plus proches de la moyenne de référence (figure 5). L'épaisseur moyenne de la couche d'eau est 4400 m. (Bureau Hydrographique International — 1958) (figure 6b). Sur le premier tiers du trajet l'épaisseur de la couche sédimentaire est faible (< 200 m, Ewing et al. 1973), elle augmente ensuite régulièrement et dépasse 1000 m dans le dernier tiers. (Figure 3b)

**Groupe M4** — Les bassins du Cap-Vert et des Canaries forment la plus grande partie des régions traversées. Les vitesses de groupes mesurées sont également proches de la moyenne de référence quoique un peu plus élevées pour les périodes inférieures à 20s (figure 5) ; les fluctuations des écarts

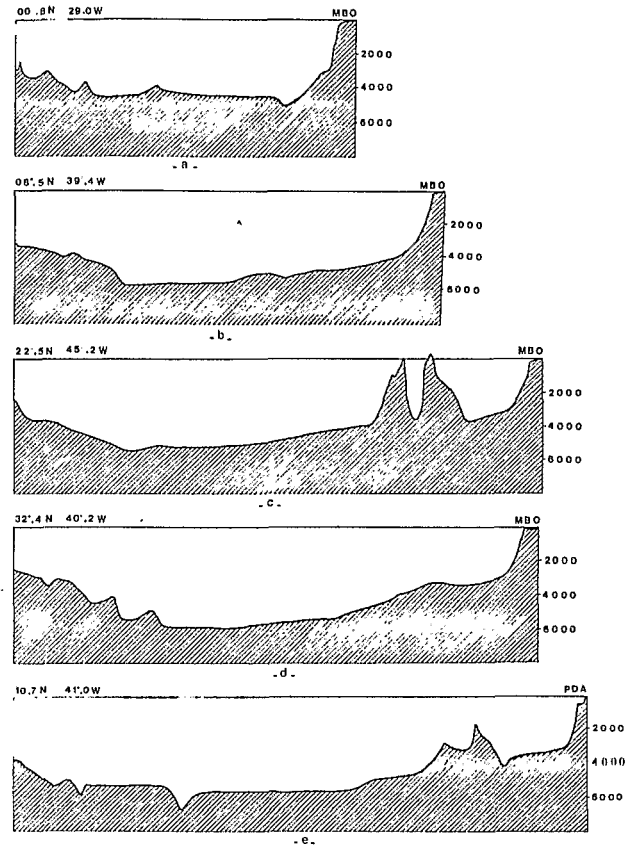


Fig. 6

Quelques exemples de bathymétrie le long des trajets.

6a = M1    6c = M3    6e = P2  
6b = M2    6d = M4

pour ces mêmes périodes ne paraissent pas significatives compte tenu de l'incertitude des mesures. De plus, l'épaisseur de la couche d'eau, légèrement plus faible que pour M2 (4300 m environ) et l'influence de la couche sédimentaire moins épaisse (atteignant cependant plus de 1000 m sur le dernier quart du trajet) peuvent expliquer ces vitesses un peu plus grandes aux courtes périodes. (Figure 3d)

**Groupes P1 et P2** — Ces 4 trajets traversent la vaste région du bassin du Cap-Vert où l'épaisseur de la couche d'eau est importante (de l'ordre de 4500 m) et l'épaisseur des sédiments faible (< 200 m) surtout dans la partie la plus proche de la dorsale. Les vitesses observées pour le groupe P1 sont très proches des vitesses de référence au-delà de 20s, plus faibles en-deçà, mais comme pour M4 les fluctuations ne semblent pas significatives, d'autant plus que les vitesses moyennes sont calculées à partir de 2 valeurs seulement pour ce groupe et qu'on peut estimer l'incertitude à 0.05 km/s environ. Pour le groupe P2 les vitesses sont plus élevées à

toutes les périodes, l'écart étant maximum à courtes périodes (0.1 km/s à 20s, 0.03 km/s à 30s). (Figure 3e)

L'épaisseur de la couche d'eau est supérieure à celle des groupes M2 et M4, ce qui devrait se traduire par une diminution de la vitesse de groupe, mais la faible épaisseur de la couche sédimentaire le long des trajets P2 peut expliquer ces grandes vitesses ; en effet, par exemple la suppression d'une couche sédimentaire de 0.6 km avec une vitesse uniforme de 2 km/s pour les ondes P se traduit sur un modèle océanique par une augmentation de 0.2 km/s environ à 15s et 0.05 km/s environ à 25s.

Une augmentation de l'épaisseur de la couche sédimentaire vers l'Est en s'éloignant de la dorsale (Ewing et al. 1973) produirait un effet s'accordant avec ces données.

**Groupe M1** (figure 3a). — Ces trajets traversent la côte de Sierra Leone et l'épaisseur moyenne de la couche d'eau, 3900 m environ, est parmi les plus faibles de celles mesurées sur les trajets aboutissant à M'Bour.

Ces 5 trajets sont les plus courts de ceux étudiés à M'Bour ; l'influence de la marge continentale et de la couche de sédiment est donc la plus forte. Les vitesses mesurées sont plus élevées que la moyenne (+ 0.4 km/s) aux courtes périodes et plus basses (- 0.12 km/s) aux longues périodes (figure 5).

Les grandes vitesses à courte période peuvent s'expliquer par l'épaisseur moindre de la couche d'eau : un écart de 0.4 km/s à 15s par rapport à la moyenne de référence est en bon accord avec une diminution de 500 m de l'épaisseur de la couche d'eau. L'influence de la marge continentale et l'épaisseur des sédiments, importante près du continent (2000 m) mais en moyenne du même ordre de grandeur que pour les autres groupes ne suffisent pas à expliquer les faibles vitesses à 30s (d'autant plus que l'épaisseur plus faible de la couche d'eau s'oppose à ces effets). Une anomalie de la croûte peut être invoquée.

**Groupe M3** — Ces 2 trajets le long desquels l'épaisseur moyenne de la couche d'eau est environ 3900 m traversent les îles du Cap-Vert dans leur dernière partie. L'épaisseur des sédiments reste inférieure à 500 m entre l'épicentre et ces îles, elle s'accroît considérablement entre elles et le continent (> 2000 m).

Les vitesses sont anormalement élevées pour toutes les périodes. L'épaisseur de la couche d'eau explique ici encore, comme pour le groupe M1, la valeur des vitesses à courte période. Au-delà de 20s les vitesses restent supérieures d'environ 0.1 km/s à celles des groupes M2, M4 et P1. Les écarts avec la moyenne de référence, 0.09 km/s à 20s et 0.08 km/s à 30s correspondent à des avances de temps d'arrivée de 20s et 15s respectivement ou à un déplacement du

foyer d'au moins 60 km vers l'Est, c'est-à-dire bien supérieur à l'incertitude sur la distance épiscopentrale résultant de l'incertitude sur les coordonnées de l'épicentre.

Bien que ces observations ne portent que sur 2 séismes de magnitude relativement faible (tableau 1), pour interpréter ces vitesses il semble nécessaire d'invoquer une anomalie de la croûte ou du manteau supérieur, cette anomalie se plaçant au niveau des îles du Cap-Vert puisqu'on n'observe pas une telle variation pour les trajets M2, M4, P1 et P2. (Figure 3c)

### Discussion

Les vitesses de groupe moyennes présentées dans le tableau 2 montrent un bon accord avec une structure océanique classique comme le modèle 8-1-1 établi par Saito et Takeuchi (Saito et Takeuchi 1966) à partir d'observation sur les bassins profonds du Pacifique. Cet accord suggère une identité des structures moyennes de la partie supérieure de la lithosphère.

**Courtes périodes** — Aux périodes inférieures à 20s les variations de la vitesse de groupe observées sont généralement corrélées de façon satisfaisante avec l'épaisseur de la couche d'eau et l'épaisseur des formations sédimentaires. On observe bien l'effet de la couche d'eau sur les trajets M1 et M3 par exemple qui présentent des vitesses plus élevées à courte période.

L'épaississement des formations sédimentaires en s'éloignant de la dorsale (Ewing et al. 1973) est en bon accord avec les données, le groupe P1 par exemple fournit des vitesses plus élevées que le groupe P2.

**Grandes périodes** — Les vitesses de groupe, à l'exception des groupes M1 et M3, tendent à s'égaliser quand la période augmente, alors que l'influence de la couche d'eau et des sédiments se fait plus faible. A 30s le tableau 2 montre un bon accord pour ces trajets ce qui suggère une bonne homogénéité des structures supérieures de la lithosphère dans les bassins du Cap-Vert et des Canaries.

On doit cependant noter :

a) Anomalie M1 : Aucune station sismologique ne permet de faire de recoupement et donc de préciser les frontières de cette anomalie. Comme on l'a vu les formations sédimentaires, à notre connaissance, ne sont pas suffisantes pour expliquer les vitesses mesurées et une anomalie "lente" plus profonde semble devoir être invoquée.

b) Anomalie M3 : Les trajets P1 et P2 ne montrant aucune anomalie comparable dans les bassins du Cap-Vert et des Canaries, c'est dans la dernière portion du trajet, c'est-à-dire au niveau des îles du



Cap Vert, qu'il faut rechercher la cause des vitesses élevées observées le long de ces 2 trajets. On doit introduire un amincissement important de la croûte avec un manteau supérieur assez rapide pour rendre compte de cette anomalie. Aucun travail connu dans cette région ne permet de confirmer cette hypothèse.

### Conclusion

On a vu qu'une bonne homogénéité des structures supérieures existe pour les bassins du Cap-Vert et des Canaries. Les vitesses observées dans ces régions sont comparables à celles mesurées dans les bassins de l'océan Pacifique.

A courte période on a relevé une corrélation entre les variations de vitesse et d'épaisseur de la couche d'eau et de la couche sédimentaire.

Deux zones anormales ont été mises en évidence. Des études complémentaires sont nécessaires pour préciser leur étendue.

### Bibliographie

- Bureau hydrologique international, feuille Al. Monaco, 1958.
- Cara M. et Hatzeld D., "Vitesse de groupe de l'onde de Rayleigh de part et d'autre de la ligne Açores-Gibraltar", *Annales de Géophysique*, 31, 1, 1976.
- Dubois J., "Contribution à l'étude structurale du Sud-Ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles Hébrides", *Thèse Doct. Sci. Phys., Fac. Sci. Paris*, 83-84, 1969.
- Ewing, Carpenter, Windish, Ewing., "Sediment distribution in the oceans : the Atlantic", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 71-88, 1973.
- Saito M. et Takeuchi H., "Surface waves across the Pacific", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56, 1067-1091, 1966.
- Sykes L. et Olivier J., "The propagation of short seismic surface waves across oceanic areas. Part I. Theoretical study. Part II. Analysis of seismograms". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54, 1349-1415, 1964.