

HẢI-HỌC-VIỆN NHATRANG
INSTITUT OCEANOGRAPHIQUE DE NHATRANG
NHATRANG (Viêt-Nam)

CONTRIBUTION N^o 48

Sur les Ondes T des Séismes
des Philippines enregistrées
à Nhatrang

SAIGON
(VIÉT-NAM)
1 9 6 1

Sur les ondes T des séismes des Philippines enregistrées à Nha-Trang

par

NGUYEN-HAI ET NGUYEN-DUC-KHANG

ABSTRACT. — According to the authors, T waves recorded at Nhatrang from Philippine Islands earthquakes may present 3 important phases : F and G, T_r , and M.

If h is the depth of the earthquake, a and b the land paths of T waves respectively near the epicenter and the station, these phases may be noted as :

P_h — SOFAR — SV_b , for F and G

P_a — SOFAR — SV_b , for T_r

and probably S in sediments, for M.

SOFAR waves velocity in China Sea, between Philippine and Vietnam, has been determined as to be : 1.48 ± 0.03 km.

Discussions on results obtained have been done in the paper.

RÉSUMÉ. — Les auteurs distinguent trois phases importantes dans les enregistrements des ondes T des séismes des Philippines, obtenus à Nhatrang : F et G, T_r , et M.

Si h est la profondeur du séisme, a et b les trajets continentaux des ondes T situés respectivement aux environs de l'épicentre et de la station, ces trois phases peuvent avoir les notations suivantes :

P_h — SOFAR. — SV_b , pour F et G

P_a — SOFAR. — SV_b , pour T_r

et probablement S dans les sédiments, pour M.

La vitesse des ondes SOFAR dans la Mer de Chine, entre les Philippines et le Viêtnam, a été déterminée comme égale à : $1,48 \pm 0,03$ km.

On discute enfin les résultats obtenus.

INTRODUCTION

Les ondes T ont été observées, bien décrites et nommées depuis longtemps par LINEHAN (1).

Durant la dernière dizaine d'années, la question a été renouvelée par les auteurs EWING, PRESS, TOLSTOY, DON LEET, COULOMB, MOLARD, WADATI, INOUE et GRINDA, tant sur la nature des ondes que sur leurs mécanismes de propagation et réfraction.

COULOMB et MOLARD (2), en 1949, ont admis que les ondes T se propageaient dans les couches de fond peu épaisses, mais déjà consolidées, avec des vitesses légèrement supérieures à celles du son dans l'eau. DON LEET et LINEHAN (4), deux ans après, ont soutenu la même hypothèse, mais d'une façon plus détaillée, avec les ondes transversales.

En 1950, EWING et TOLSTOY (3) au contraire, considèrent les ondes T comme des ondes de compression qui se propagent dans l'eau de mer à la vitesse minimum du son le long du SOFAR, hypothèse qu'ils appuient avec PRESS et WORZEL (5) sur les données des stations SOFAR. Dans leurs travaux, les vitesses continentales des ondes T s'échelonnent en Amérique entre 3,7 et 5,5 km., qu'ils interprètent comme celles d'un mélange de P et S.

Les valeurs citées sont nettement plus grandes que celles obtenues un an après par DON LEET (4) et deux ans après par COULOMB (8)*. Pour ces dernières, ce sont les ondes S sédimentaires qui arrivent à la station.

Sur la nature des ondes le long du trajet océanique, il faut noter que MOLARD semble vouloir maintenir, par ses remarques faites en 1952 (9) sur les enregistrements de deux sortes d'appareils (hydrophone et séismographe), son hypothèse formulée avec COULOMB en 1949 ; tandis que son collègue, COULOMB, commence à accepter l'idée des ondes SOFAR de EWING, après avoir démontré l'impossibilité d'existence des ondes de RAYLEIGH dans le fond, par leurs courbes de dispersion (6).

Les questions relatives au mécanisme de la réfraction, comme à la nature des ondes élastiques incidentes émises du foyer, ont été abordées aussi.

COULOMB (7), par des calculs reposant sur les équation de KNOTT (1888) concernant les réfractions des ondes planes P et SV à travers la surface de séparation de deux milieux, liquide et solide, a montré que la seule possibilité pour l'onde incidente rasante est SV.

WADATI et INOUE (10) ont suggéré, d'après ce que l'auteur comprend, une incidence de l'onde P proche de l'épicentre et une incidence de l'onde SV à une distance épacentrale égale approximativement à la profondeur h du séisme. D'autre part, ils ont affirmé que leurs première phase (début) T_1 et deuxième phase (début des trains d'ondes) T_2 ont pénétré respectivement dans la mer à la distance h et multiple de h de l'épicentre.

Indépendamment de la nature, les mécanismes de pénétration des ondes élastiques ont été étudiés par J. AUBRAT et par L. GRINDA (11). D'après eux, pour un foyer proche d'un talus continental, ce sont les réflexions successives entre la surface de l'eau et le talus qui orientent les ondes peu à peu sur une

(*) Avec l'hypothèse ondes SOFAR dans l'eau, pour le trajet océanique.

direction sensiblement horizontale, favorable à une pénétration, avec moindre perte d'énergie, dans le SOFAR.

Dans le présent exposé les auteurs espèrent pouvoir :

- confirmer, une fois de plus, l'idée de EWING sur les ondes sonores dans la mer ;
- suggérer deux mécanismes de génération de 3 phases importantes de l'onde T, ainsi que la nature des ondes élastiques génératrices émises au foyer et celle des ondes continentales qui arrivent à la station.

Quelques remarques regardant la phase maximum y ont été notées aussi, mais avec des réserves nécessaires.

Le présent travail doit une partie à la thèse, en cours d'achèvement, de notre collègue J. AUBRAT (Institut de Physique du Globe de Paris) dans laquelle celui-ci s'efforce d'éclaircir la notion de talus de sortie pour les ondes T.

MATERIEL

Les enregistrements, fournis par les appareils de courte période ($T \# 1$ s) de Nhatrang, de 12 séismes des îles Philippines ont été utilisés pour le travail. Neuf parmi ces chocs ont été bien localisés par USCGS, les trois autres restent encore indéterminés.

Les profondeurs des séismes localisés, s'échelonnant de 0 à 200 km., ont été arrondies à quelques kilomètres près pour la commodité.

Leurs distances épacentrales ont été déterminées en prenant la moyenne des valeurs obtenues par P — O et S — P.

Les tables utilisées pour ces déterminations, comme pour les corrections faites ultérieurement, sont celles de JEBFREYS-BULLEN (1958).

Dans cinq parmi les 12 séismes, on a observé qu'ils étaient précédés par les frémissements que KISHIMOTO (12) a appelés P_d . Pourtant cette faible phase n'a été utilisée que dans les calculs de Δ .

Le Tableau 1 (voir page 364) groupe toutes les caractéristiques des séismes utilisés.

RESULTATS DES OBSERVATIONS

Les ondes T observées présentent des périodes régulières, inférieures à 0,5 s. Dans l'aspect général, elles comprennent 4 phases :

— Les 2 frémissements F et G du début, distants l'un de l'autre d'environ une trentaine de secondes et dont le deuxième est le plus grand.

— Le commencement T_r et le maximum M des trains d'ondes qui suivent les F et G.

Pour les séismes profonds, les deux frémissements sont souvent séparés des trains d'ondes par une intervalle calme.

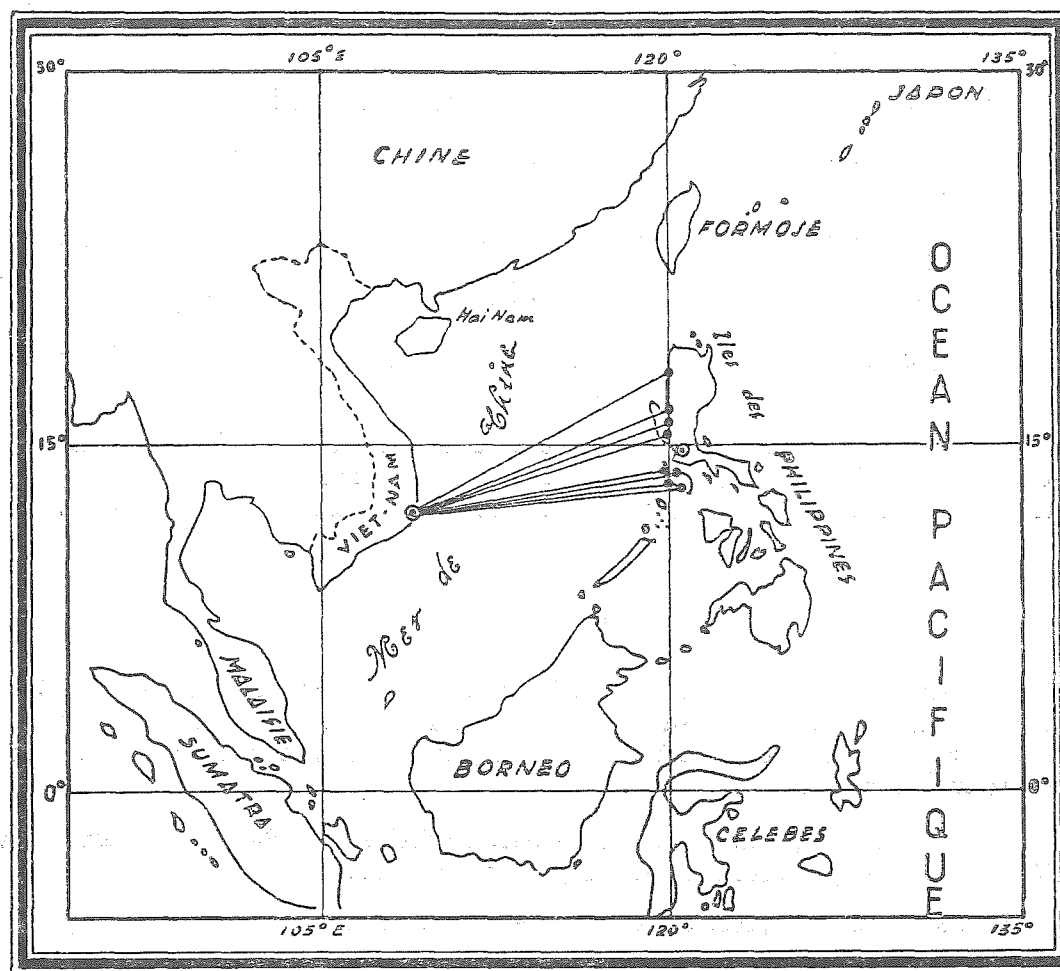


Fig. 1

Dans leur exposé, WADATI et INOUE (10) ont désigné nos F, G globalement par T_1 et notre T_r par T_2 .

Plus loin, les auteurs préfèrent grouper les frémissements en une seule phase principale.

La première remarque des auteurs porte sur l'absence des ondes T dans les enregistrements des séismes provenant de la côte Est des Philippines. Au contraire, presque tous les chocs de l'autre côté, en face de Nhatrang, peuvent en fournir (Fig. 1).

Leur seconde remarque porte sur l'amplitude légèrement plus grande de la composante horizontale Nord-Sud par rapport à l'autre, l'amplitude plus faible de la verticale par rapport aux deux autres composantes, et l'orthogonalité approximative de la direction N-S à l'égard de celle indiquée par l'azimut moyen, 283° , des séismes observés. Tout cela suggère aux auteurs, dans leur première constatation : les ondes qui émergent à la station correspondent à une vibration horizontale du type SH (?).

I. — MECANISMES DE GENERATION DES PHASES DE T ET NATURE DES ONDES ELASTIQUES GENERATRICES.

Si l'on suppose que la nature des phases F, G, T_p , M reste inchangée le long du trajet Δ , les vitesses moyennes de ces phases seront données dans le *Tableau G1* et leur courbes de propagation moyenne dans le *Graphique G1*.

Nous constatons sur le graphique que les phases F, G sont trop dispersées, que la phase T_p se groupe assez bien entre les 2 droites $V = 1,47$ et $1,51$ km/S (*vitesse moyenne* : $1,49 \pm 0,02$), et que la phase M s'aligne presque parfaitement sur une droite de faible pente et qui ne passe pas par l'origine.

Ceci montre sommairement que le changement de nature des ondes T (de la nature élastique à celle de compression dans l'eau par exemple) se fait en un point très éloigné pour les phases F et G, assez proche de l'épicentre pour la phase T_p , et presque confondu avec le foyer pour la phase M.

On remarque également que les phases F, G arrivant à la station avec le plus d'avance sont celles qui correspondent aux séismes les plus profonds. La même observation s'applique, au contraire, assez mal à la phase T_p . Il semble donc que la distance épacentrale du point de changement de nature dépende de la profondeur pour les 2 premières phases et en soit indépendante pour la troisième.

A) CAS DE LA PHASE T_p . — Les auteurs ont fait les calculs de correction suivant 2 hypothèses : P et S, émises du foyer comme ondes génératrices.

Ils ont retrouvé, dans l'hypothèse P, (*Graphique G3*) un bon alignement, mais avec un meilleur pourcentage de bons points, de la phase T_p pour les valeurs a de la distance à l'épicentre des points de changement de nature (*Tableau G3*).

Les phases F, G se trouvent encore trop dispersées et la phase M devient plus troublée.

En conservant les valeurs de a , mais en changeant l'hypothèse de l'onde génératrice, les résultats obtenus se montrent moins satisfaisants (*Tableau et Graphique G4*).

Les valeurs trouvées de a se rapprochent assez bien de celles des distances à l'épicentre, mesurées sur la carte (échelle $1/28.10^6$), des talus continentaux.

Donc, pour la phase T_p , la pénétration de l'onde élastique à la mer peut se faire au talus continental le plus proche de l'épicentre, l'onde génératrice semble être P, et la vitesse de l'onde engendrée dans l'eau est sensiblement égale à $1,48 \pm 0,03$ km/S.

(A la première constatation, il semble que les vitesses de T_p ici deviennent moins homogènes que celles données par le *Graphique G1* ; pourtant cette légère dispersion est incontestablement due aux Tables).

B) CAS DES PHASES F, G. — Deux cas pour l'onde génératrice ont été envisagés également par les auteurs, mais ici la distance épacentrale du point de pénétration a été supposée égale à la profondeur du séisme.

Les résultats correspondant à l'onde T ont été groupés dans le *Tableau G5* et figurés sur le *Graphique G5*.

L'examen du graphique nous donne un résultat très bon : les points F, G se groupent bien entre les deux droites $V = 1,45$ et $1,51$ km/S, tandis que les points T_r enveloppent une droite moyenne ne passant plus par l'origine, et que les points M restent encore dispersés.

Pourtant, l'observation montre également que les points F, G pourraient aussi se grouper assez bien autour d'une autre droite, que l'auteur a écartée parce qu'elle ne passe pas par l'origine et parce qu'elle présente une pente trop grande, correspondant forcément à une vitesse apparente trop faible.

Le cas de l'onde S génératrice a été étudié aussi, mais les résultats sont nettement moins bons (pour l'alignement, comme pour le pourcentage de bons points) (Tableau et Graphique G6).

Donc, pour les phases F et G, les points de changement de nature (ou de pénétration) de l'onde peuvent se localiser, au fond de la mer, approximativement à une distance de l'épicentre égale à la profondeur du séisme, l'onde génératrice est encore P, et la vitesse de l'onde engendrée égale à celle que l'on a trouvée dans le cas précédent.

Les vitesses obtenues pour l'onde engendrée dans l'eau sont égales dans les deux cas F, G et T_r , et de même ordre de grandeur que la vitesse du son dans le *chenal sonore* du Pacifique et de la mer du Japon (WADATI, p. 784). Ce qui confirme bien que l'onde engendrée est la même et qu'elle est l'onde SOFAR de EWING dans la mer de Chine*.

Remarquons ici que nos résultats sont presque en contradiction avec ceux de WADATI et INOUE (10) signalés dans l'Introduction. De même, ils le sont apparemment aussi, pour la question de la nature des ondes génératrices, avec ceux qui ont été trouvés par COULOMB (7) d'après ses calculs basés sur les équations de KNOTT.

En réalité, nos résultats ne sont pas contradictoires à la théorie. Certes, ici les rayons générateurs ne sont plus rasants comme a supposé COULOMB dans le cas des séismes superficiels. Pour T_r , les valeurs relativement faibles de a par rapport à h donnent à l'onde incidente au fond des angles d'incidence très faibles ; et le calcul de COULOMB (7) confirme bien dans ce cas que l'onde génératrice doit être P pour que l'onde ait le maximum possible d'énergie F transmise.

La même conclusion s'applique au cas des phases F, G où les ondes génératrices rencontrent le fond sous des angles incidents inférieurs à 45° .

L'énergie transmise F dans le deuxième cas (F, G) est théoriquement plus faible que celle qui correspond au premier cas (T_r) ; les enregistrements de ces trois phases l'ont bien prouvé.

C) CAS DE LA PHASE M. — Comme nous l'avons vu, dans la propagation moyenne, les points représentatifs de la phase M s'alignent remarquablement, bien sur une droite (revoir G1), d'une façon meilleure que dans les autres hypothèses de changement brusque de la nature des ondes (G3, 4, 5, 6).

De plus, ces courbes de propagation, pour toutes les hypothèses, ont pris toujours des positions nettement particulières par rapport aux autres ; il semble que soit la phase M pouvant arriver avant la phase T_r , soit sa courbe de propagation se décomposant en 2 branches asymptotiques (et dépendantes) res-

(*) Vitesse du son acceptée par les auteurs : $V = 1,48 \pm 0,03$ km/S.

pectivement aux courbes de F, G et de T_r, pour $\Delta > 1300$ kms. (?) (branches en pointillé dans le *Graphique G1*).

Pourtant, il est vraiment nécessaire, pour éclaircir ce point, de recourir aux données des séismes plus éloignés.

Tout cela suggère aux auteurs, pour la phase M, une nature *probablement* homogène et différente de deux premières phases.

Pourrait-on considérer cette phase maximum comme l'onde S se propageant dans les couches sédimentaires des continents et dans les couches assez consolidées des fonds, avec une vitesse moyenne 1,29 km/S et une vitesse apparente * très grande, $\frac{d \Delta}{dT} = 14,30$ km/S, entre 1170-1310 km. ?

Une autre remarque sur cette dernière phase, c'est l'invariabilité de son retard par rapport à l'onde S normale : $M - S = 547 \pm 10$ s. (pourcentage : 8/9), dans l'intervalle $1000 < \Delta < 1300$ km. (observée aussi dans les *Tableau* et *Graphique G2*).

L'observation complète du *Graphique G2* nous donne enfin quelques notions, assez précises, sur les grandeurs relatives des retards des autres phases par rapport à S, comparés à ceux de S par rapport à P :

$$T_r - S / S - P = 4,5 \pm 0,1 \text{ (pourcentage 9/11)}$$

$$T_{rg} - S / S - P = 4,0 \pm 0,4 \text{ (pourcentage 12/12)}.$$

Ces valeurs se rapprochent assez bien de celle qui a été suggérée (4 environ) par WADATI et INOUE (10).

II. — NATURE DES ONDES ELASTIQUES EMERGEANT A LA STATION, DANS LES 3 PHASES PRINCIPALES DES ONDES T.

Comme COULOMB et MOLARD (8), nous avons calculé d'une façon sommaire les vitesses des ondes élastiques à l'arrivée à la station pour avoir une idée sur leur nature. Dans les calculs nous avons respecté nos hypothèses sur la nature des phases.

Schémas suivant lesquels les calculs ont été faits, sont dessinés à côté de chaque *Tableau* correspondant.

A) CAS DE LA PHASE T_r. — Ci-dessous sont les équations utilisées pour déterminer la vitesse x de l'onde émergente :

$$T_b = T_{tr} - (C_a^P + T_0)$$

$$x \text{ km/s} = 80/T_b$$

où :

— C_a^P est une correction égale au temps de propagation de l'onde P, à la distance épacentrale a , d'un séisme de profondeur h .

(*) Les vraies vitesses continentale et sous-marine n'ont pas pu être déterminées. faute de documents.

— T_{tr} , T_o et T_b sont respectivement les temps de propagation de la phase T_r dans le trajet total, dans le trajet océanique et dans le dernier trajet continental dont la longueur b a été prise moyennement égale à 80 km.* pour tous les séismes.

Les calculs ont été faits suivant différentes valeurs proposées de la vitesse V_T de l'onde SOFAR, de $V_T = 1,46$ à $1,50$ km/s.

Le *Tableau 2* (voir p. 365) groupe tous les résultats trouvés.

Le séisme n° 1 donnant une mauvaise phase T_r a été mis à part.

Les valeurs moyennes obtenues pour x sont :

$$x = 1,60 (\pm 0,50) \text{ km/s, pour } V_T = 1,47 \text{ km/s.}$$

$$x = 1,45 (\pm 0,50) \text{ km/s, pour } V_T = 1,48 \text{ km/s.}$$

B) CAS DES PHASES F ET G. — Les équations ont le même aspect et les méthodes de calcul sont les mêmes que dans le cas précédent :

$$T_b = T_x - (C_h^P + T_{o(r)})$$

$$x \text{ km/s} = 80/T_b$$

Les séismes n° 7, 9 n'ont pas été utilisés ici parce que : $a \geq h$.

L'examen du *Tableau 3* (voir p. 366), contenant les résultats obtenus, donne immédiatement les valeurs moyennes suivantes de x :

$$x = 1,70 (\pm 0,50) \text{ km/s, pour } V_T = 1,47 \text{ km/s.}$$

$$x = 1,57 (\pm 0,50) \text{ km/s, pour } V_T = 1,48 \text{ km/s.}$$

Les valeurs obtenues sont supérieures de 0,10 km/s à celles que l'on a trouvées précédemment (A) pour les deux cas respectifs de V_T . Comme elle est inférieure aux erreurs, cette différence est insignifiante.

Les valeurs de x dans les 2 cas A et B sont beaucoup plus faibles que celles qu'EWING avait admis en Amérique (3) ; par contre, elles sont en parfaite concordance avec celles qu'avaient trouvées COULOMB, MOLARD (8) et DON LEET (4) dans la région Bermudes-Antilles.

Comme pour ces 3 auteurs, il nous semble possible d'y voir les vitesses des ondes S sédimentaires, plutôt que celles des ondes P du même milieu. Ceci est conforme également à la théorie, car l'incidence dans l'eau est rasant (7).

Pourtant ces ondes semblent être polarisées, et ce sont les ondes SV que l'on doit prendre.

Les plans de propagation des ondes doivent avoir tourné quelques part, d'un angle quasi-rectangle, par des discontinuités près de la station, pour que l'on puisse recevoir, après, des ondes d'apparence SH.

(*) Une variation de b (80 km.) affecte peu la valeur de x , par rapport à la dispersion des résultats (0,5) :

$$\Delta x \approx 0,2 \cdot x \cdot \frac{\Delta(b)}{b} < 0,2 \cdot 1,5 \cdot 0,1 = 0,3$$

(*) La signification de $T_o(r)$ a été donnée dans le *Tableau 3*

CONCLUSION

Les ondes T des séismes des Philippines, reçues à Nhatrang, présentent en général trois phases principales : F et G du début, T_r du début des trains d'ondes, et M du maximum.

Les auteurs ont proposé les schémas suivants pour le mécanisme de propagation et la nature, en chaque étape, des phases :

Phases F et G : P_b — SOFAR — SV_b
 Phase T_r : P_a — SOFAR — SV_b
 Phase M : S du fond et des sédiments (*probable*)

La valeur de la vitesse de l'onde SOFAR, trouvée en Mer de Chine, est : $1,48 \pm 0,03$ km/S.

La pénétration de P au SOFAR des phases pourrait se faire par des réflexions successives entre le fond et la surface de l'eau comme ont suggéré AUBRAT, puis GRINDA. Pourtant la question devra faire l'objet d'une étude séparée, ultérieure.

Les auteurs voudraient exprimer leur profonde gratitude à M. le Professeur J. COULOMB, à M^{me} Y. LABROUSTE dont ils ont reçu de précieux conseils et ont bénéficié particulièrement des corrections de forme.

Ils tiennent à remercier cordialement leur collègue, M. J. AUBRAT, qui a bien voulu leur témoigner sa confiance en leur discutant sur le manuscrit.

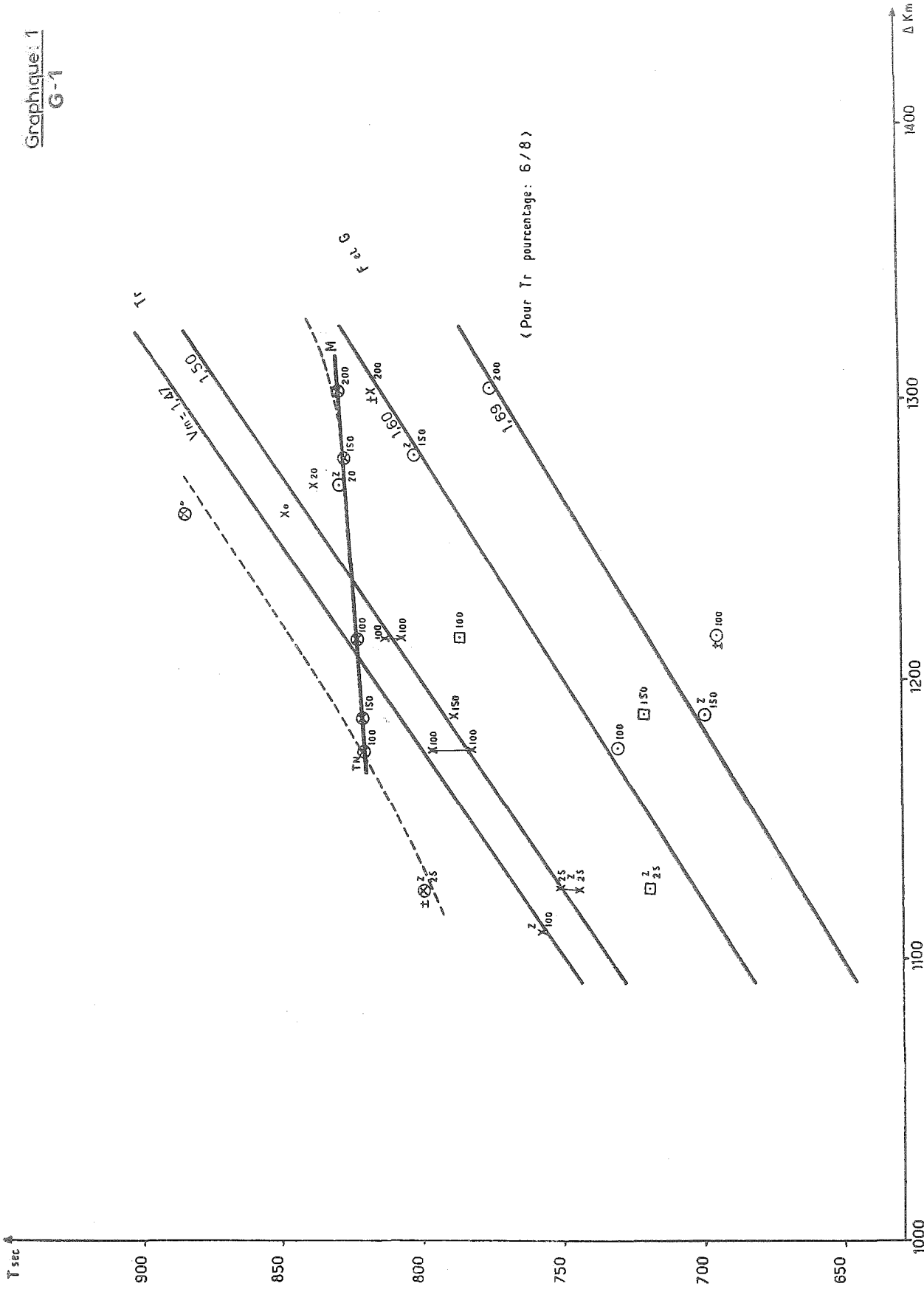
Ils voudraient présenter également leur reconnaissance aux Drs. W. INOUE, F. KISHINOUE, à qui ils ont dû des idées très éclairées, lors de la dernière visite au Japon de l'un des auteurs, M. NGUYÊN-HAI.

Laboratoire de Séismologie

Manuscrit reçu
le 15 Septembre 1961

TABLEAU G-1

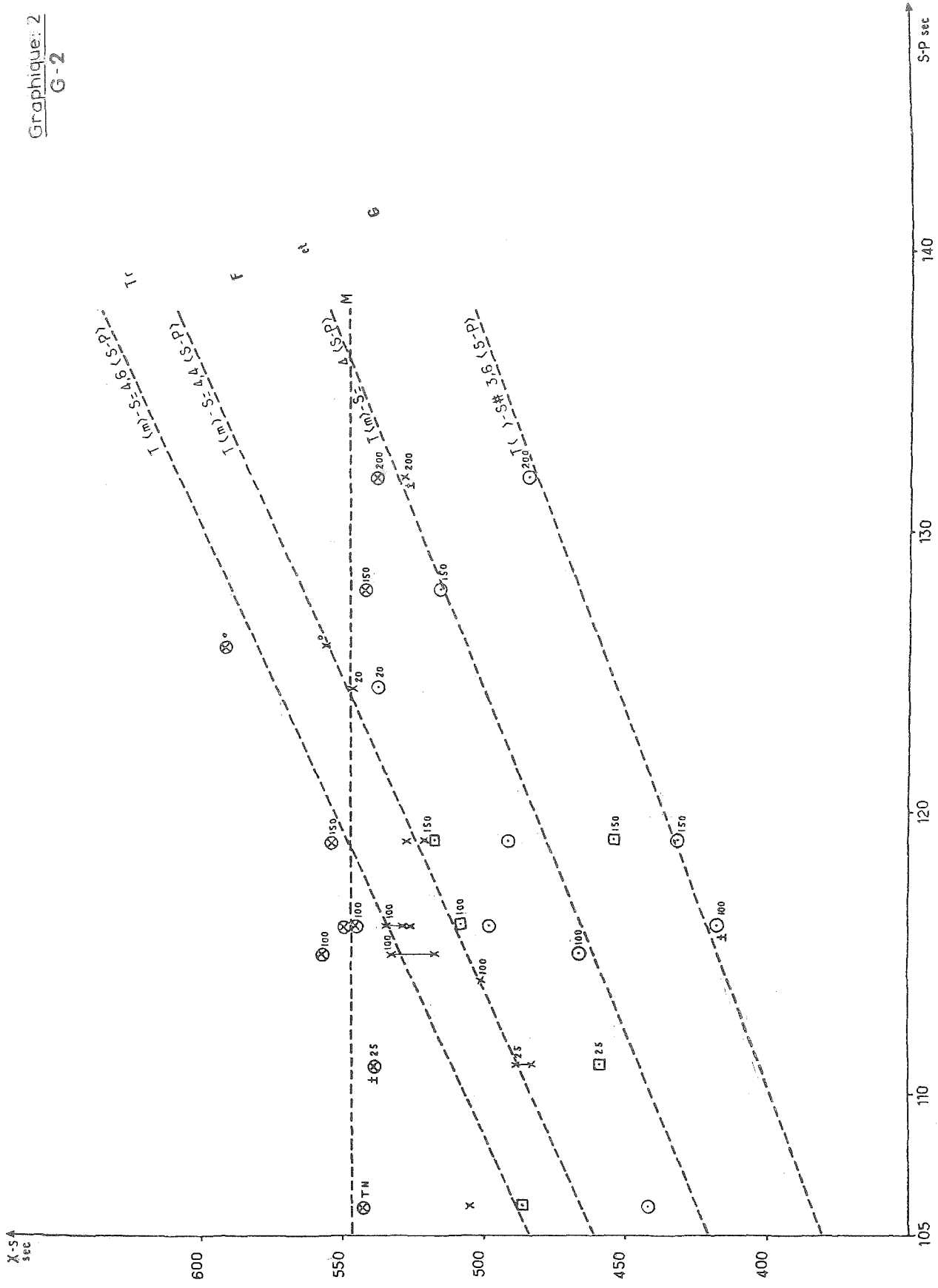
No du système	Δ Km	h_{km}	T_F	V_F m/s (m)	T_G	V_G m/s (m)	T_{ir}	V_{ir} m/s (m)	T_M	V_M m/s (m)	Remarques
1	1304	200	776	1.680			819	1.592	830	1.570	-- TN signifie : « très nettement apparue »
2	1175	100	731	1.606			783	1.500	821	1.430 TN	-- Indice Z signifie : observée sur la composant verticale.
3	1215	100	696	1.745	787	1.543	797	1.474	824	1.474	-- Indice (m) veut dire valeur moyenne pour le trajet Δ .
4	1187	150	700	1.695 Z	722	1.644	814	1.492	822	1.444	-- T_F , T_G etc... sont les temps totaux de propagation des phases F, G, etc... (en secondes).
5	1260	0					849	1.484	884	1.425	
6	1110	100					758	1.464 Z			
7	1125	25			(720)	(1.562) Z	745 751	1.510 Z 1.498 Z	800	1.406 Z	
8	1280	150	803	1.593 Z					828	1.545	
9	1270	20	830	1.530 Z			839	1.513			



Courbes de Propagation moyenne $\langle \text{toutes } h \rangle$

TABLEAU G-2

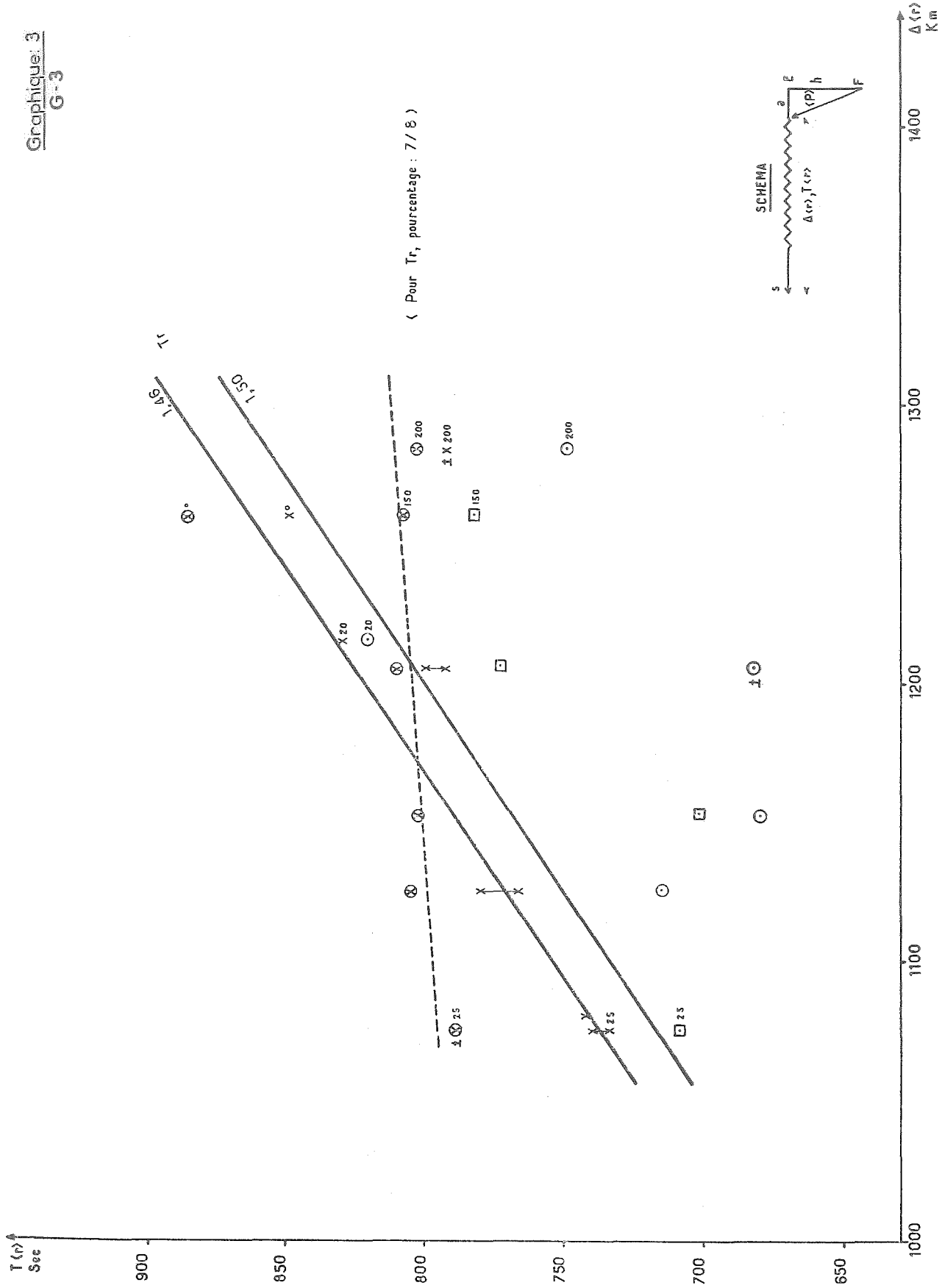
N° du séisme	h km	S - P	F - S (1)	G - S (1)	T _r - S (1)	M - S (1)	Remarques
1	200	132	483		526	537	— (1) ce sont les retards d'arrivée des phases F, G etc... par rapport à S. — Tous les retards sont exprimés en secondes. — Les P ici utilisées sont celles <i>nettement vues</i> , non les frémissements.
2	100	115	466		518	556	
3	100	116	417	508	532	545	
4	150	119	431	453	535	554	
5	0	126			556	591	
6	100	114			501		
7	25	111		(459)	483	538	
8	150	128	515		489	540	
9	20	124	537		546		
10		116		(497)	526	548	
11		119	491	517	526		
12		106	442	486	505	542	



Courbes des Retards en fonction de S-P (toutes h)

TABLEAU G-3
(P émise du foyer)

N° du séisme	h km	a km	Δ km (r)	T _F (r)	T _G (r)	T _{tr} (r)	T _M (r)	Remarques
1	200	20	1284	749		792	803	<p>— a est la distance, estimée par calculs, de l'épicentre au lieu où le canal sonore rencontre la côte.</p> <p>— Δ (r) est le reste de Δ après la soustraction de a.</p> <p>— $T_x(r)$ est le temps de propagation des phases T, corrigé de celui de P correspondant à la profondeur h et à la distance a.</p>
2	100	50	1125	715		767	805	
3	100	10	1205	682	773	793	810	
4	150	35	1152	680	702	768	802	
5	0	0	1260			849	884	
6	100	30	1080			743		
7	25	50	1075		(709)	734	789	
8	150	20	1260	783		740	808	
9	20	55	1215	821		830		

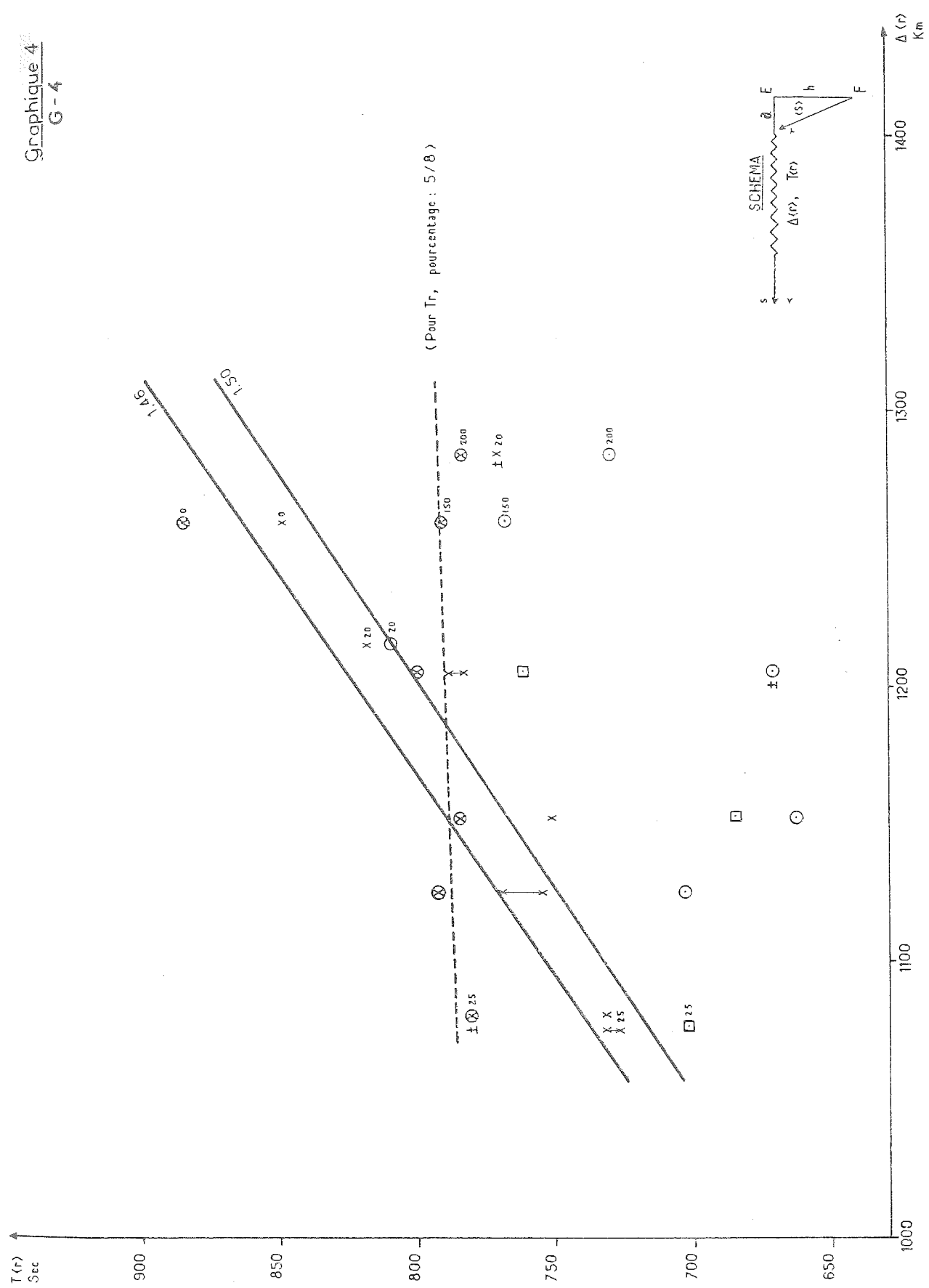


< P émise du Foyer >

TABLEAU G-4
(S émise du foyer)

N° du Séisme	h km	a km	Δ km (r)	T _F (r)	T _F (r)	T _{tr} (r)	T _M (r)	Remarques
1	200	20	1284	729		772	783	— T _x (r) ici est le temps de propagation corrigé de celui de S correspondant à la profondeur h et à la distance a.
2	100	50	1125	703		755	793	
3	100	10	1205	671	762	782	799	
4	150	35	1152	663	685	752	785	
5	0	0	1260			849	884	
6	100	30	1080			732		
7	25	50	1075		(701)	726	781	
8	150	20	1260	767		732	792	
9	20	55	1215	810		819		

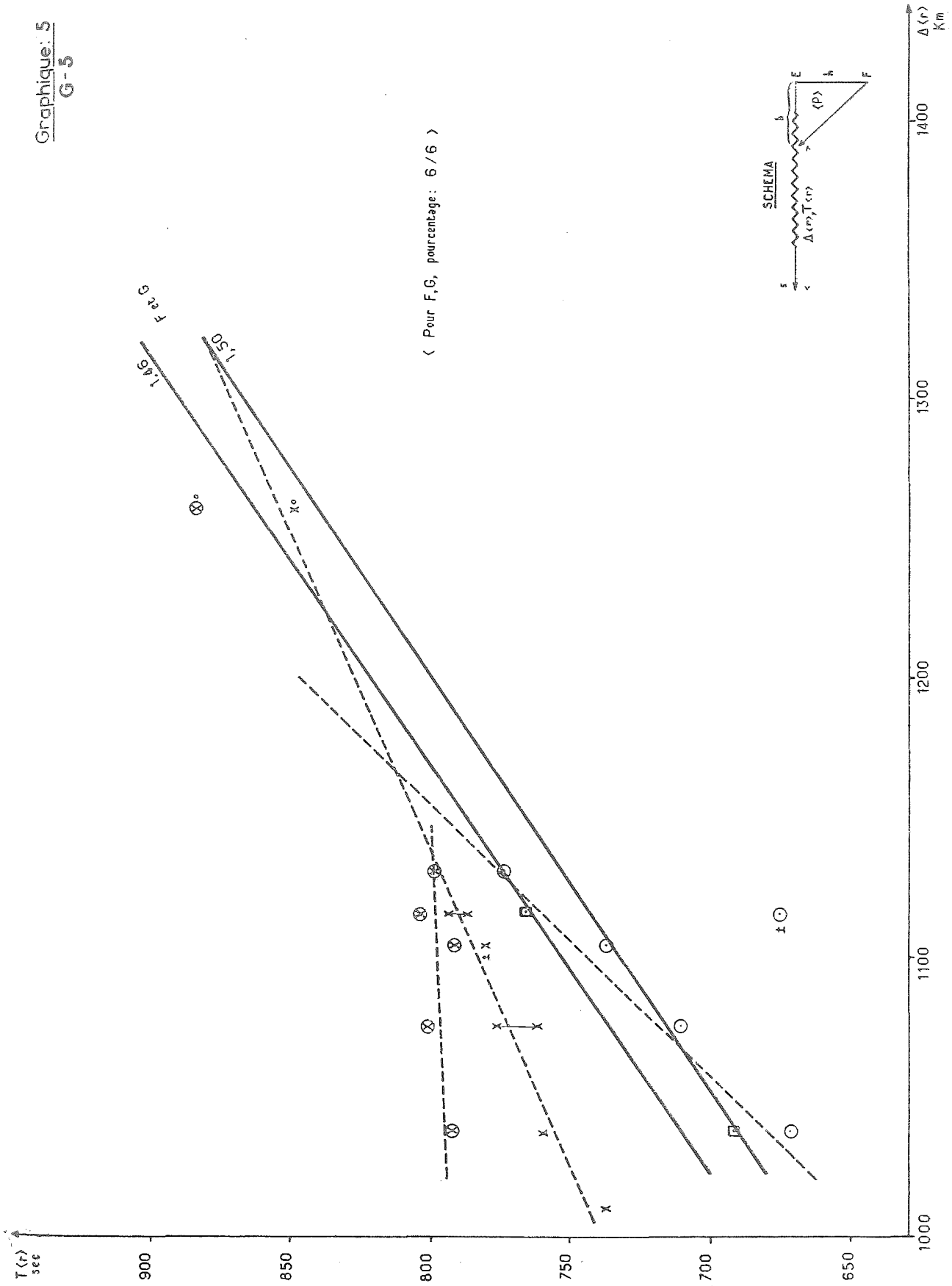
Graphique 4
G-4



< S emise du Foyer >

TABLEAU G-5
(P émise du foyer)

N° du Séisme	h km	Δ km (r)	T_F (r)	T_G (r)	T_{ur} (r)	T_M (r)	Remarques
1	200	1104	738		781	792	— Δ (r) est le reste de Δ après la soustraction de h.
2	100	1075	711		763	801	— T_x (r) est le temps de propagation des phases T corrigé de celui de P correspondant à la profondeur h et à la distance h.
3	100	1115	676	767	787	804	
4	150	1037	671	693	760	793	
5	0	1260			849	884	
6	100	1010			738		
8	150	1130	774			799	

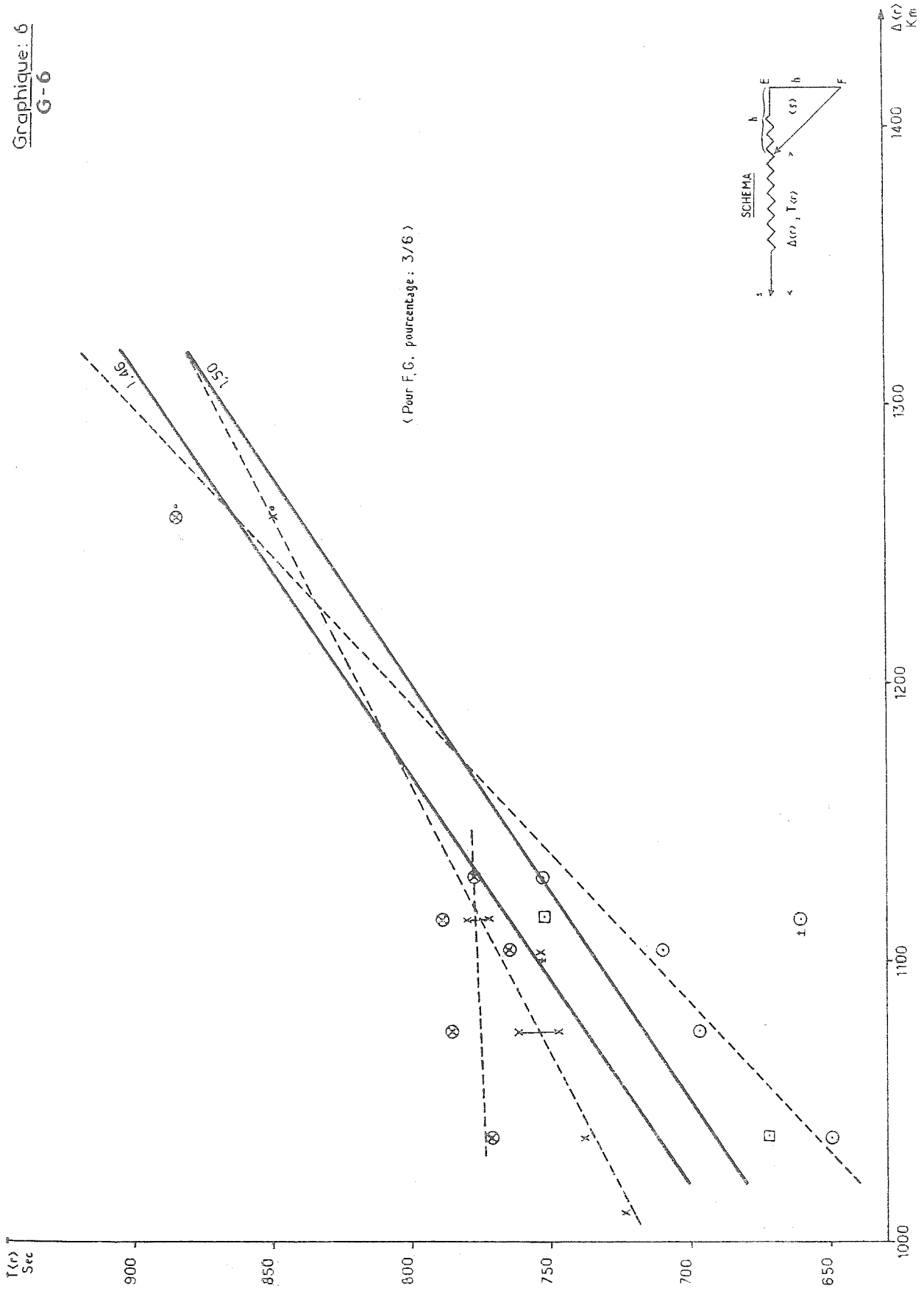


< Pour F,G, pourcentage: 6/6 >

< P émise du Foyer >

TABLEAU G-6
(S émise du foyer)

N° du Séisme	h km	Δ km (r)	T_F (r)	T_G (r)	T_{tr} (r)	T_M (r)	Remarques
1	200	1104	710		753	764	— T_x^x (r) ici est le temps de propaga- tion corrigé de celui de S cor- respondant à la profondeur h et à la distance h.
2	100	1075	695		747	785	
3	100	1115	660	751	761	788	
4	150	1037	649	671	778	771	
5	0	1260			849	884	
6	100	1010			722		
8	150	1130	752			777	



< S émise du Foyer >

TABLEAU 1

N°	Date	Position	H ₀ h m s	h km	Δ km	Grandeurs relatives des compo- santes de T	Nature des séismes	Azimuts approxi- matifs	Remarques
1	25-10-57	14N - 120,5 E	22 44 51	200	1304	E	T	279	— Les 9 premiers séismes ont été localisés par l'USCGS.
2	20- 1-58	16N - 120 E	07 13 08	100	1175	E	T	289	
3	10- 6-59	13,5N-120 E	09 49 53	100	1215	N ≥ E	M	278	— T ou M signifie : <i>Terrestre</i> ou <i>Marin</i> .
4*	29- 2-60	14N - 120 E	05 22 53	150	1187	N ≥ E > Z	M	279	* Début avec frémissement.
5	27- 4-60	18N - 120 E	22 43 49	0	1260	N > Z	M	298	
6*	19- 9-60	15,6N-120 E	033940, 9	97 (100)	1110	Z	T	287	— Azimut moyen : environ 283° (E).
7*	19- 9-60	15,5N-120 E	035851, 4	25	1125	Z	T	287	
8	15-12-60	13,6N-120,7 E	120954, 9	149 (150)	1280	N > Z	T	278	
9	25- 3-61	16,6N-120,3 E	160940, 4	21 (20)	1270	N ≥ E > Z	T	292	
10	9- 6-59	(Côte d'Ouest des Iles des Philippines ?)				N ≥ E			
11*	29- 3-60	— id —				N ≥ E > Z			
12*	30- 4-60	— id —				N > Z			

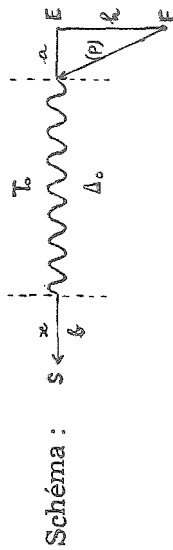


TABLEAU 2
(Vitesses continentales de la phase T_r)

N ^o . du séis- me	h km	a km	b km	Δ_0	$T_{(1,46)}$ s	$\frac{m}{s}$ x_{tr}	$T_{(1,47)}$ s	$\frac{m}{s}$ x_{tr}	$T_{(1,48)}$ s	$\frac{m}{s}$ x_{tr}	$T_{(1,49)}$ s	$\frac{m}{s}$ x_{tr}	$T_{(1,50)}$ s	$\frac{m}{s}$ x_{tr}	Remarques
2	100	50	80	1045	715	1.231	710	1.143	706	1.081	701	1.012	697	0.963	Δ_0 et T_0 sont le trajet océanique et le temps de propagation correspondant de l'onde T. b est la distance (moyenne) de la station au talus continental.
3	100	10	80	1125	770	2.666	765	2.285	760	2.000	755	1.777	750	1.600	
4	150	35	80	1072	734	2.353	729	2.051	724	1.818	719	1.632	714	1.481	
5	0	0	80	1180	808	1.951	802	1.702	797	1.538	792	1.403	787	1.290	
6	100	30	80	1000	684	1.356	680	1.270	676	1.194	671	1.111	667	1.052	
7	25	50	80	995	681	1.356	676	1.250	672	1.176	668	1.111	663	1.038	
						1.509		1.379		1.290		1.212		1.126	
9	20	55	80	1135	776	1.481	772	1.379	766	1.250	761	1.159	756	1.081	

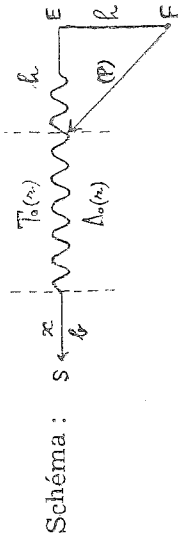


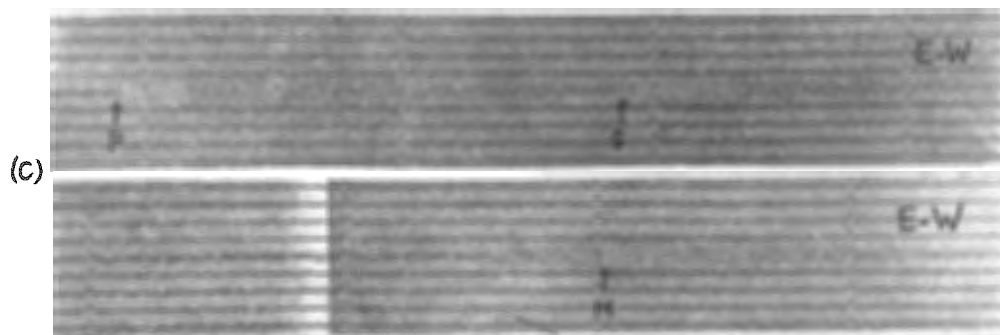
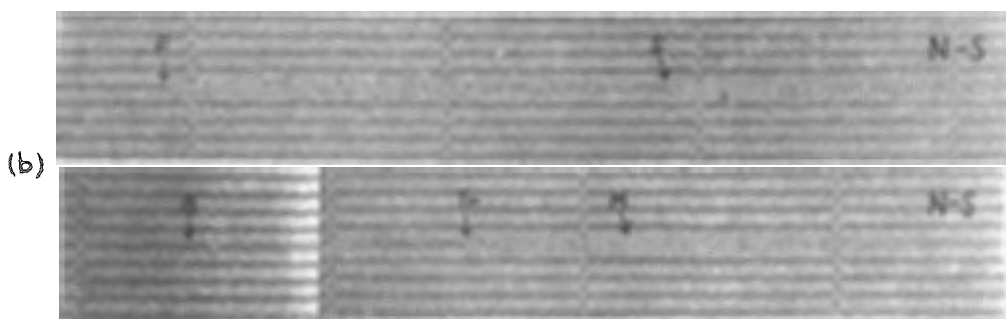
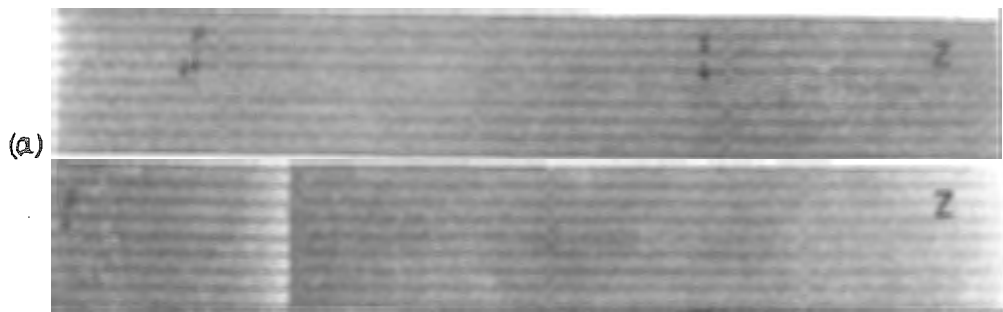
TABLEAU 3

(Vitesses continentales des phases F, G)

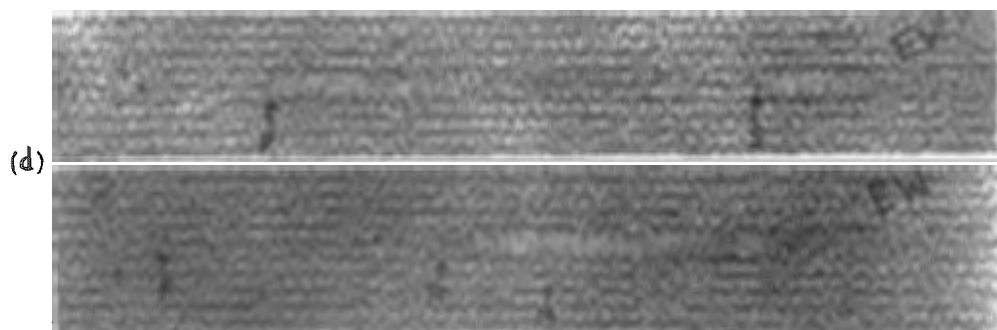
N° du séis- me	h km	b km	$\Delta_{o(r)}$	T o(r) (1,46)	m x/s F	m x/s G	T o(r) (1,46)	m x/s F	m x/s G	T o(r) (1,50)	m x/s F	m x/s G	Remarques
1	200	80	1024	701	2.105		696	1.860		682	1.403		$\Delta_{o(r)}$ et T _{o(r)} sont le trajet océanique res- tant et le temps de pro- pagation cor- respondant de l'onde T.
2	100	80	995	681	2.758		676	2.353		663	1.702		
3	100	80	1035	708	(-) ±	1.379	704	(-) ±	1.194	690	(-) ±	1.052	
4	150	80	957	655	5.000	2.105	651	4.000	1.904	638	2.424	1.454	
5	0	80	1180	808	1.951		802	1.702		786	1.270		
8	150	80	1050	719	1.454		714	1.333		700	1.081		

BIBLIOGRAPHIE

1. — D. LINEHAN (1940). — Earthquakes in the West Indian region. *Trans. Am. Geophys. Un.*, pp. 229-232.
2. — J. COULOMB, P. MOLARD (1949). — Ondes séismiques au fond de la mer des Antilles. *Ann. Géophys.*, t. V, fasc. 3, pp. 212-214 et t. VI, fasc. 1, p. 65 (note).
3. — I. TOLSTOY, M. EWING (1950). — The T phase of shallow focus earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. XL, no. 1, pp. 25-51.
4. — L. DON LEET, D. LINEHAN, S.J. (1951). — Investigation of the T phase. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. XLI, no. 2, pp. 123-141.
5. — M. EWING, F. PRESS, J.L. WORZEL (1952). — Further study of the T phase. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. XLII, no. 1, pp. 37-51.
6. — J. COULOMB (1952). — Sur la nature des ondes T engendrées par les séismes sous-marins. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, t. XXXVIII, pp. 393-396.
7. — J. COULOMB (1952). — Réfraction des ondes séismiques traversant le fond de la mer. Application aux ondes T. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, t. pp. 547-553.
8. — J. COULOMB, P. MOLARD (1952). — Propagation des ondes séismiques T dans la mer des Antilles. *Ann. Géophys.*, t. VIII, fasc 2, pp. pp. 264-266.
9. — P. MOLARD (1952). — Remarques au sujet des ondes T. *Ann. Géophys.*, t. VIII, fasc. 3, pp. 335-336.
10. — K. WADATI, W. INOUE (1953). — On the T phase of seismic waves observed in Japan. *Proceed. 8th Pac. Sci. Congr.*, vol. II A (Philippines), pp. 783-792.
11. — L. GRINDA (1960). — Nouveaux aspects des ondes T. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. CCL, no. 12, pp. 2241-2243.
12. — Y. KISHIMOTO (1956). — Seismometric investigation of the earth's interior. (Part 3. On the structure of the earth's mantle I). *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univer.*, series A, vol. XXVIII, no. 2, pp. 117-42.



Séisme n°4 du 29-2-60 (a,b,c)



Séisme n°2 du 20-1-58 (d)

Fig. 2



1011 - 62