

ANNEXE I

RÉFRACTION MARINE

par Bernard PONTOISE

Cette annexe a un double but : d'une part, servir de référence au lecteur qui, au fil des pages, se poserait des questions à propos du matériel utilisé pendant les campagnes de réfraction et sur les techniques d'acquisition et de traitement des données employées; d'autre part, permettre à ce même lecteur d'avancer des critiques sur ces points qui, nous en sommes conscients, pourraient grandement être améliorés.

C'est au cours de la campagne EVA II, en novembre 1976, qu'ont débuté les premiers travaux de sismique réfraction menés conjointement par l'ORSTOM et par l'Université du Texas dans le couloir d'étude pré-IPOD des Nouvelles-Hébrides. La campagne EVA IV permît d'étendre ces travaux vers le sud dans un couloir passant par Erromango et Tanna. La campagne EVA VII a vu l'extension de ces travaux dans les régions du bassin des Loyauté, sur le plateau Nord-Fidjien et sur l'arc des Tonga.

En première partie, nous allons décrire le matériel utilisé et exposer les méthodes que nous avons employées pour réaliser ces profils. Dans une seconde partie, nous présenterons les méthodes de dépouillement et de traitement de données.

DONNÉES TECHNIQUES

Les systèmes d'enregistrement

Les O.B.S. (Ocean Bottom Seismograph) utilisés ont été décrits par LATHAM *et al.*, (1978) et par IBRAHIM et LATHAM (1978). Rappelons simplement les caractéristiques principales de ces engins. Le capteur est un géophone vertical de période propre 8 Hz pour les travaux de réfraction. Commandé par l'horloge interne, un enregistrement séquentiel de 40 à 80 secondes est numérisé par un convertisseur A/D, puis stocké en mémoire avec une base de temps. La séquence est ensuite enregistrée, à travers un convertisseur D/A, sur magnétophone en modulation de fréquence. Le stockage en mémoire digitale permet de s'affranchir du bruit de fond causé par les vibrations mécaniques du magnétophone.

La remontée de la capsule, qui se libère alors de son tripode, est commandée soit par l'horloge interne programmable soit à partir de la surface par l'intermédiaire d'un sondeur 12 kHz à impulsions codées. La remontée se fait à la vitesse approximative de 70 m/mn. Le repérage en surface se fait grâce à une balise radio VHF et un radio-goniomètre, aidés d'une lampe flash pour les récupérations de nuit. Le maniement de ces O.B.S., d'un poids total, avant immersion, de 80 kg et, après récupération, de 35 kg, ne pose aucun problème.

La figure 1 montre la courbe de réponse de l'appareillage complet. Le choix d'un géophone relativement haute fréquence est basé sur le fait que l'agitation microsismique du fond des océans est minimum dans la gamme 5 Hz à 20 Hz et que les sources employées (canon à air et dynamite) ont un spectre compris entre 5 Hz (pour les grosses charges de dynamite) et 13 Hz (pour le canon à air de 15 litres).

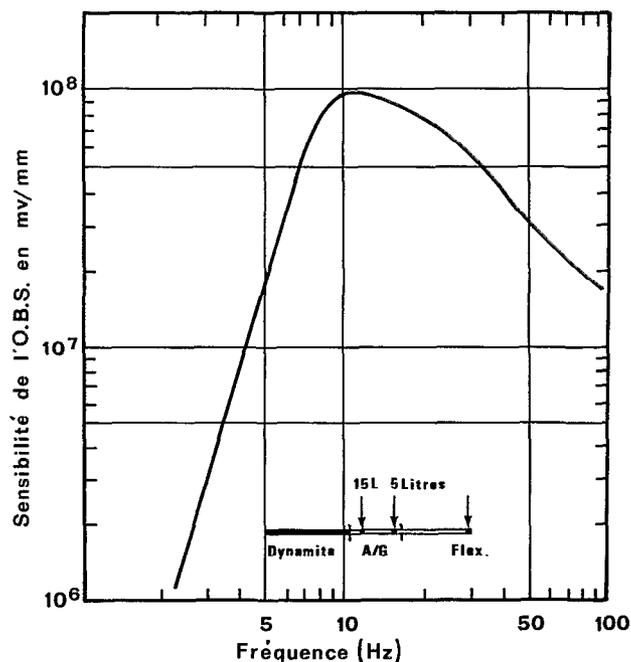


Fig. 1 - Courbe de réponse d'un OBS. Cette courbe de réponse, centrée sur la fréquence 10 Hz correspond à un minimum observé du bruit microsismique du fond des océans (IBRAHIM and LATHAM, 1978). Les gammes de fréquence des différentes sources utilisées sont représentées en bas de la figure.

Les sources

Les sources utilisées sont de trois types : canon à air, Flexichoc et explosifs.

Le canon à air utilisé pendant les campagnes EVA II et EVA IV est un canon équipé d'une chambre de 5 litres et gonflé à la pression de 1800 psi. La cadence de tir est de 1 tir/minute à la vitesse de 6 nœuds. La portée moyenne de ce canon est comprise entre 15 et 20 km. Durant la campagne EVA VII, le même canon a été équipé d'une chambre de 15 litres, augmentant la portée à 40 km environ. La cadence de tir adoptée est 1 tir/3mn. Après s'être rendu compte que le canon de 5 litres ne travaillait pas dans les conditions optimum (Fig. 2, point EVA II et IV sur la courbe 1) le canon de 15 litres a été équipé d'un aileron à dépression permettant de le tracter à 9 nœuds et à 30 mètres de profondeur. En effet, la profondeur idéale pour une source donnée se situe à l'intersection de sa courbe propre fréquence-profondeur et de l'hyperbole $f = V_0 / 4H$ où f est la fréquence, H la profondeur et V_0 la vitesse du son dans l'eau (1500 m/s). En effet, pour ce point de fonctionnement, les interférences entre onde directe vers le bas et onde réfléchiée sous la surface de l'eau sont constructives. Au contraire de la sismique réflexion où l'effet de bulle constitue un parasite par rapport à l'impulsion de l'explosion, la sismique réfraction utilisera l'effet de bulle de l'explosion. La figure 2 illustre ce phénomène.

Il est à noter aussi qu'expérimentalement, le rapport signal/bruit est meilleur lorsque le bateau s'éloigne de l'O.B.S. que lorsqu'il s'en rapproche, pour une même distance. Ceci est probablement dû à la directivité de la source elle-même.

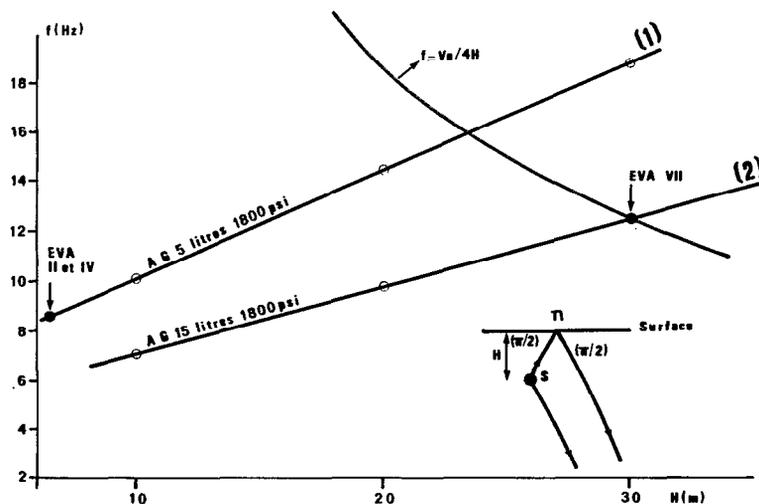


Fig. 2 - Représentation de la fréquence émise par un canon à air de 5 litres (1) et de 15 litres (2) en fonction de leur profondeur d'immersion. La courbe $f = V_0 / 4H$ est le lieu des interférences constructives entre onde directe et onde réfléchiée sous la surface de l'eau. Le schéma des trajets et des déphasages correspondants est représenté en bas de la figure. Les conditions des tirs des campagnes EVA II, IV et VII sont indiquées par les flèches.

Le flexichoc a été essayé durant la campagne EVA IV (profil 4R7). Les résultats se sont avérés très décevants, la portée n'étant que de 8 à 9 km. Le caractère haute fréquence de cette source (environ 30 Hz) est déjà peu adapté à la pénétration et à la réponse de l'O.B.S. De plus, cette source est très directive verticalement et pour déceler un contraste eau-sédiments (1.5 - 2.5 km/s) une ouverture minimale de 40° est nécessaire. Compte tenu des difficultés de manutention et de mise en œuvre de cette source, un seul essai a été effectué.

Les explosifs utilisés pendant EVA IV et VII ont été de la gomme F. 15. Les charges varient, suivant la distance à la station, de 1 kg à 200 kg. Les charges à tirer sont évaluées avec la formule empirique expérimentale (obtenue à partir des profils EVA IV) :

$$d = 22.1\sqrt{P}$$

où P = charge en kg
d = distance en km

à partir de la relation de Rayleigh adaptée aux explosifs :

$$F = .46 \frac{(H + 10.8)^{5/6}}{P^{1/3}}$$

où F = fréquence de la bulle en Hz
H = profondeur du tir en m.

et de la condition d'interférence constructive, on obtient la relation liant charge et profondeur idéale :

$$P^{1/3} = 1.23 \times 10^{-3} H (H + 10.8)^{5/6}$$

Cette relation est illustrée par la figure 3.

En chute libre dans l'eau (vitesse de descente proche de 1.2 m/s) la mise à feu est assurée par une mèche de longueur calculée pour que la charge atteigne la profondeur idéale. La cadence de tir est de 1 tir/10 minutes pour les charges supérieures à 10 kg et de 1 tir/5 minutes pour les petites charges. L'instant de tir est enregistré à bord du navire à l'aide d'une mini-flûte.

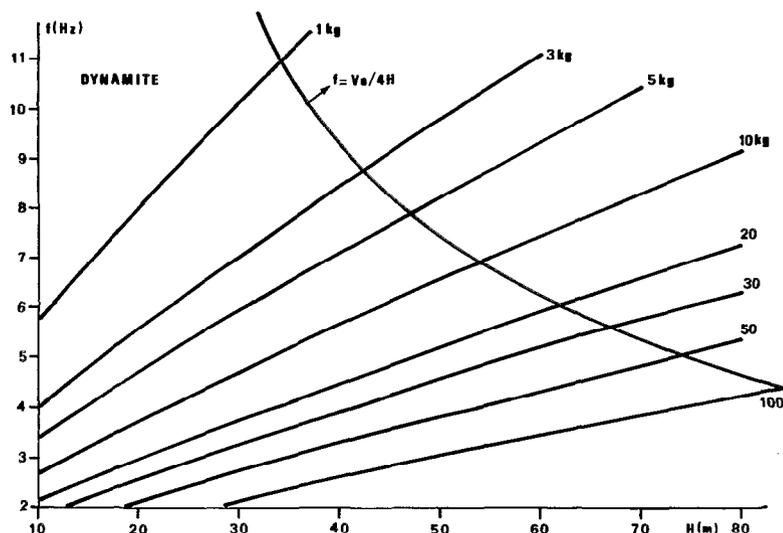


Fig. 3 - Représentation des courbes fréquence émise — profondeur de tir des charges de dynamite (gomme F 15) allant de 1 kg à 100 kg.

DÉPOUILLEMENTS - MÉTHODES DE TRAITEMENT

Généralités sur la réfraction

Modèle à couches de vitesse constante

Dans l'hypothèse où la croûte est constituée d'une série de couches inclinées homogènes séparées par des discontinuités positives de vitesse, l'expression de la durée de propagation d'une onde réfractée dans le milieu de vitesse V_n correspond à l'équation d'une droite de pente $1/V_n$ et dont l'intercept est une fonction des vitesses, pendages et épaisseurs des couches supérieures.

En adaptant la formule de Adachi (PERRIER, 1973) pour un tir de surface et un enregistrement au fond de la mer, on a l'expression suivante, donnant l'épaisseur de la couche de vitesse V_{n-1} à partir de l'intercept τ_n de la droite de pente $1/V_n$.

$$h_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{2 \cos a_{n,n} \cos \omega_n} \left\{ \tau_n - \frac{h_0}{V_0} \cos (a_{1,n} + \omega_1) + \sum_{i=1}^{n-2} \frac{h_i}{V_i} [\cos (a_{i+1,n} + \omega_{i+1}) + \cos (b_{i+1,n} - \omega_{i+1})] \right\}$$

La figure 5 montre le trajet suivi par le rai réfracté dans la $n^{\text{ième}}$ couche, les angles a_{xy} , b_{xy} et ω_x sont ceux utilisés dans la formule générale.

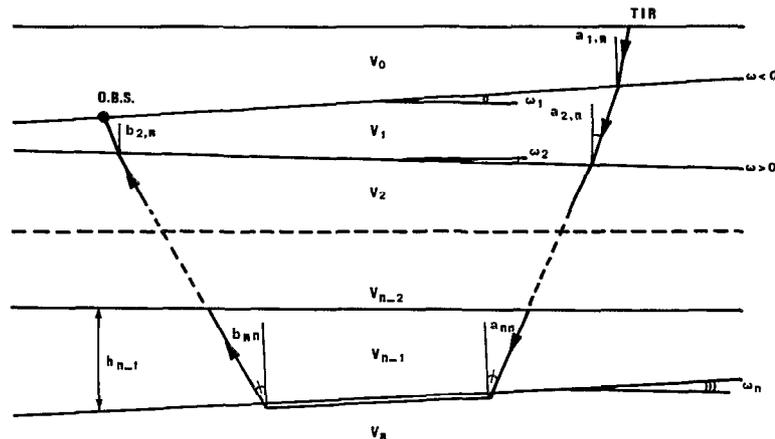


Fig. 5 - Modèle d'un milieu en couches homogènes inclinées. $a_{x,y}$ = incidence du rai à l'interface $(x - 1, x)$ et étant réfracté par la couche y . ω_x = pendage du plancher de la couche x .

Les vitesses vraies et les pendages des couches peuvent être calculés à partir des vitesses apparentes observées V_a et V_b

$$V_n = \frac{2 V_{an} V_{bn}}{V_{an} + V_{bn}}$$

$$\omega_n = \sin^{-1} \left(\frac{V_{n-1}}{V_{n-2}} \sin a_{n-1} \right) + \omega_{n-1} - a_{n,n}$$

Dans l'hypothèse d'un modèle à couches homogènes, l'existence de failles, c'est-à-dire de "marches d'escalier", sur le toit de la couche de vitesse V_n provoque des décrochements sur la branche correspondante des hodochrones. Si le rai "monte" la marche, le décrochement est positif, si le rai "descend" la marche, le décrochement est négatif (Fig. 6). L'équation reliant dh , l'amplitude du saut, à dt , la valeur du décrochement sur l'hodochrone, est une équation du second degré dont la racine positive est la valeur du rejet.

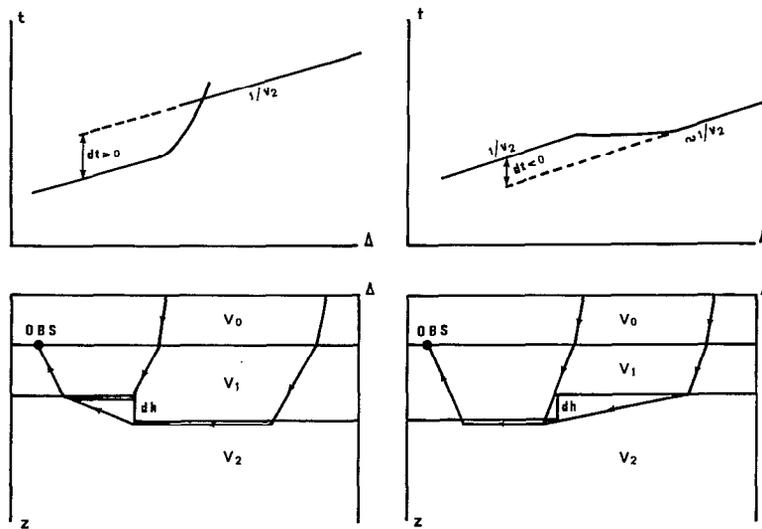


Fig. 6 - Effet qualitatif d'une faille de rejet dh provoquant un saut dt de la branche d'hodochrone correspondant.

Modèle à gradients

Nous évoquerons ici l'hypothèse des couches planes horizontales à gradients de vitesse pour leur facilité de traitement. En effet, les équations paramétriques de T et Δ sont très facilement applicables au calcul par ordinateur. Cependant, pour ce qui nous concerne, nous n'avons pas éprouvé le besoin d'appliquer cette hypothèse dans la mesure où les hodochrones obtenus ne présentent pratiquement jamais les caractéristiques de courbure des hodochrones correspondant à des couches à gradient de vitesse.

Réalisation des assemblages. Obtention des hodochrones

Dans une première étape du dépouillement, les séquences d'enregistrement sont rejouées sur papier, avec un filtrage large bande (entre 3 et 30 Hz par exemple). On réalise ensuite des assemblages c'est-à-dire des montages sur lesquels ces séquences sont alignées les unes sous les autres et calées par un repère de temps. Ces assemblages sont destinés à visualiser les corrélations éventuelles entre phases. Sur la plupart des séquences, on peut identifier l'arrivée de l'onde directe dans l'eau ou de ses multiples. En effet, cette onde présente généralement un caractère plus impulsif, un contenu plus haute fréquence et une amplitude plus grande que les autres phases. A partir de cette onde dans l'eau et des hodochrones théoriques de propagation dans l'eau, on peut calculer avec précision la distance entre le tir et l'O.B.S. (le modèle de vitesse du son dans l'eau a été calculé à partir de mesures de la température et de la salinité en profondeur). Un exemple d'enregistrement est présenté Fig. 7. Les phases notées 1 et 2 sont une onde directe et un multiple à 5.5 km/s, la phase 3 est une arrivée sédimentaire à 1.8 km/s, la phase 4 est l'onde directe dans l'eau (1.5 km/s). La distance tir-O.B.S. pour cet enregistrement est 9.7 km.

Les temps d'arrivée des phases corrélables sont corrigés des effets de la bathymétrie en ramenant les points de pénétration des rais à la même profondeur que l'O.B.S. par les formules classiques de correction en plateau. Sauf exception, ces corrections sont suffisantes pour annuler la corrélation entre topographie du fond et hodochrones.

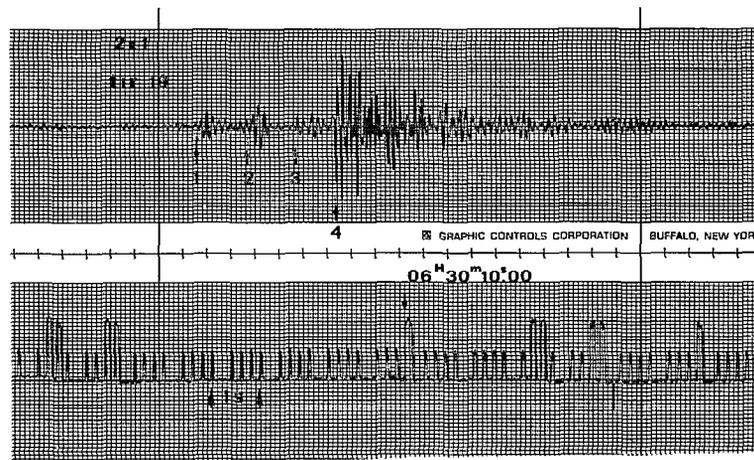


Fig. 7 - Exemple de signal enregistré par un O.B.S. situé à 10 km environ du lieu de tir ; 1 : onde réfractée par un milieu de vitesse apparente 5.5 km/s ; 2 : multiple de cette onde à 5.5 km/s correspondant à une réverbération simple dans la couche d'eau ; 3 : onde sédimentaire de vitesse 1.8 km/s ; 4 : arrivée de l'onde directe dans l'eau (1.5 km/s).

Modèles

Modèles de vitesse

Les temps d'arrivée observés sont ensuite reliés entre eux par des segments de droite dont les paramètres sont obtenus par ajustement par moindres carrés. En appliquant les formules citées plus haut, on peut alors déterminer le modèle en couches homogènes répondant aux observations. Compte tenu

du nombre de profils et du peu de temps dont on disposait, seuls les temps des premières arrivées ont été utilisés et, mis à part les profils EVA II, les amplitudes relatives des phases n'ont pas été prises en compte. Ce travail sera fait ultérieurement.

Modèles de vitesse et de densité

La sismique réflexion précise les couches superficielles, la sismique réfraction les couches intermédiaires et éventuellement profondes. L'adjonction, à ces deux techniques, de la gravimétrie permet de préciser la forme de certaines structures profondes difficiles à relier d'un profil de réfraction à l'autre. Dans tous les modèles de densité présentés dans le mémoire, on utilise la loi de correspondance vitesse-densité de Ludwig, Nafe et Drake (Fig.8). La réponse des modèles est calculée automatiquement par un calculateur H.P. 9845 A (MISSEGUE, 1979) et l'ajustement est fait par itération manuelle. La difficulté principale de détermination de ces modèles réside dans le fait que les calculs sont faits à partir d'un modèle à deux dimensions. Il n'est pas impossible, en effet, d'introduire des erreurs en ajustant parfaitement gravité observée et gravité calculée dans la mesure où la structure réelle n'est pas représentable en deux dimensions. Une analyse sérieuse d'une série de profils de gravité sur une structure permettrait de séparer ce qui peut être représenté à deux dimensions et ce qui ne peut l'être et de s'assurer ainsi des limites de la méthode.

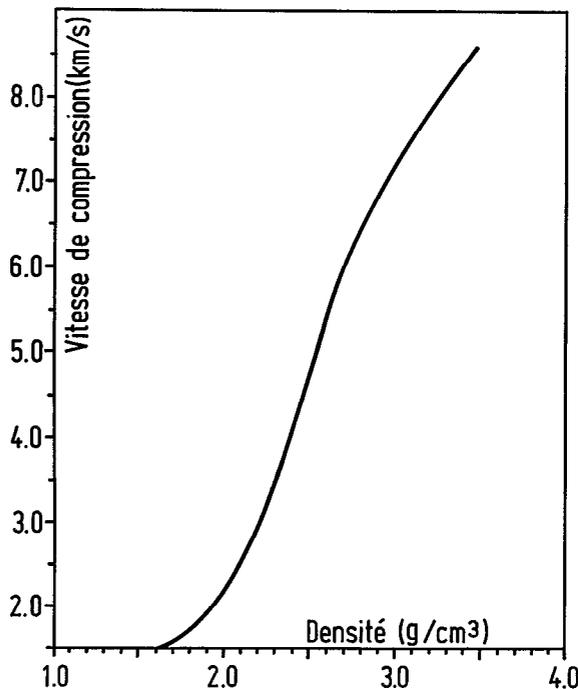


Fig. 8 - Courbe de correspondance entre densité d'un milieu et vitesse de compression utilisée dans les modèles de densité étudiés. Cette loi est une relation expérimentale statistique (courbe de Ludwig, Nafe et Drake).