

## Identification et séparation d'ondes sur un enregistrement sismique.

---

### *Wave Identification and Separation on Seismic Data.*

par Stéphane LE ROUX

CEPHAG, Grenoble URA 346  
B.P. 46, F-38402 Saint Martin d'Hères.

#### Résumé

Afin d'étudier l'influence du fond marin sur la propagation acoustique océanique ultra basse fréquence UBF ( $< 100$  Hz), on cherche à évaluer les contributions énergétiques des ondes se propageant dans le sous-sol par rapport aux modes de propagation dans l'eau à partir de données sismiques obtenues en eaux peu profondes dans la baie de Beaulieu (mer Méditerranée). Les comparaisons successives entre la section sismique expérimentale et une simulation de la section conduisent à l'élaboration d'un modèle de propagation réaliste du site où les temps d'arrivées et les amplitudes des différentes ondes s'expliquent à condition d'introduire un gradient de vitesse dans la couche de sédiments. La méthode développée consiste à séparer les ondes dominantes de la section expérimentale à partir du modèle de propagation.

**Mots clés :** Propagation acoustique UBF, paramètres géoacoustiques du fond marin, simulation, extraction d'ondes.

#### Abstract

*In order to study the influence of the sea-floor on the oceanic acoustic wave propagation, we try to qualify the energetic contributions of the waves which propagate in the subsurface compared to the water propagating modes. The treated shallow water data have been recorded in the Beaulieu Bay (Mediterranean Sea). A realistic propagation model is obtained by successive comparisons between field and simulated data. Most of the time delays and amplitudes of the dominant waves can be explained if some velocity gradients are included in the sediments layers models. The presented method consists to define the separation parameters from the propagation model to extract the dominant waves from the field data.*

**Key words :** ULF acoustic propagation, sea-floor geoacoustic parameters, simulation, wave extraction.

## 1. Introduction

Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'étude de propagation acoustique océanique UBF et de l'influence du fond marin sur la propagation. L'atténuation du son dans l'eau augmente approximativement avec le carré de la fréquence, les fréquences basses se propagent alors sur de plus longues distances. D'un autre côté, les interactions du son avec le fond augmentent avec la décroissance des fréquences, et des informations sur les paramètres géoacoustiques du fond (nombre de couches, vitesses et atténuations des ondes P et S, densité...) deviennent essentielles pour la modélisation de la propagation acoustique océanique basse fréquence [2]. En effet, dans certaines conditions de propagation acoustique (angle d'incidence inférieur ou égal à l'angle critique de l'interface), il existe une propagation dans le fond marin, où les ondes

se propageant dans le sous-sol sont en partie renvoyées et enregistrées par des capteurs à la surface (ou sur le fond).

À partir d'une section sismique enregistrée par petits fonds ( $< 60$  m), nous nous intéressons à l'importance des ondes s'étant propagées dans le sous-sol. Afin d'évaluer la contribution énergétique des ondes dominantes, la méthodologie est la suivante : premièrement, nous identifions les différentes ondes présentes sur l'enregistrement ce qui conduit à l'élaboration d'un modèle sommaire du terrain. L'identification des ondes nécessite le pointé des temps d'arrivée qui est difficile et imprécis en présence de données bruitées. Dans un premier temps, la qualité des signaux est améliorée par des filtrages fréquentiels, et le rapport signal sur bruit est réhaussé à l'aide d'un filtrage matriciel. Les techniques classiques en traitement sismique (« mise à plat » des ondes...) permettent d'identifier les ondes dominantes visibles sur la section expérimentale [3]. Puis à l'aide de certaines hypothèses a priori sur la géologie du sous-sol (densité, atténuation) la section

simulée est alors calculée à partir du modèle sommaire. L'élaboration du modèle de propagation, à savoir la connaissance des fonctions de transfert entre capteurs pour chaque onde identifiée, est obtenue par comparaisons successives entre des sismogrammes synthétiques et la section expérimentale. Finalement les ondes identifiées sont extraites de l'enregistrement sismique, à l'aide d'un filtrage dans le domaine fréquence-nombre d'onde obtenu par double transformée de Fourier spatiale et temporelle (filtre F-K [4]), afin de comparer l'importance relative des divers types de propagation. La méthode de comparaisons successives entre les données réelles et les données synthétiques ayant permis d'obtenir un modèle de propagation élaboré, c'est à partir des données synthétiques que sont choisis les paramètres du filtrage F-K à appliquer.

## 2. Les données

Les données ont été collectées lors d'une campagne de sismique réfraction [5] dirigée par J. Deverchère (Laboratoire de géodynamique sous-marine, Paris VI) en baie de Beaulieu (mer Méditerranée) près de Villefranche-Sur-Mer. Un bateau, équipé d'un canon à air, effectue des tirs toutes les 5 secondes en partant de la bouée réceptrice (hydrophone) et sur une distance de 2 kilomètres. L'enregistrement d'un tir en fonction du temps par le récepteur fournit une trace sismique, et la collection de l'ensemble des traces (tirs) donne une section sismique. Le récepteur enregistrant les variations de pression, la section obtenue reflète alors les caractéristiques du milieu de propagation; à une arrivée d'énergie remarquable correspond une discontinuité du milieu sur laquelle les ondes se sont réfléchies ou réfractées. La section sismique est donc un signal fonction de deux variables, le temps (convertible en profondeur) et la distance, ce qui implique l'utilisation des méthodes de traitements multidimensionnels.

Caractéristiques des données :

source : canons à air Bolt (161, 140 bars)	
niveau de la source (non mesuré) :	198 dB (réf mPa/m)
pas d'échantillonnage en temps :	2 ms
nombre d'échantillons temporels :	512
distance entre tirs :	17 m
nombre de tirs :	128
vitesse du bateau :	2.42 m/s
profondeur moyenne :	60 m
récepteur : bouée libre	

Les fonds marins du lieu d'expérimentation, représentés sur un exemple de relevé bathymétrique de la baie de Beaulieu (figure 1), sont dits peu profonds car le rapport profondeur d'eau sur longueur d'onde est nettement inférieur à l'unité. L'enregistrement de la bathymétrie s'effectue à l'aide d'un sondeur, installé sur le bateau, qui émet et enregistre des ondes ultrasonores en direction du fond, sur tout un profil. À chaque discontinuité du milieu de propagation

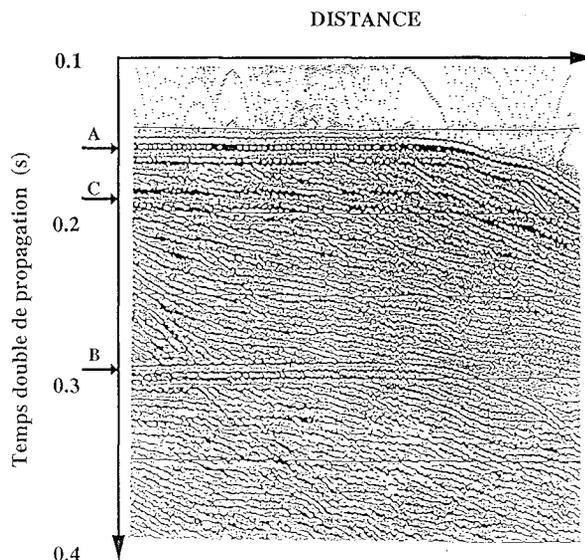


Figure 1. – Relevé bathymétrique le long du profil.

(vitesse  $V$ , densité  $\rho$ , impédance acoustique  $\rho V$ ) une partie de l'onde ultrasonore est réfléchiée vers le sondeur. L'amplitude de l'onde réfléchiée est proportionnelle à la rupture de l'impédance des milieux de part et d'autre de l'interface rencontrée. L'intensité de l'onde enregistrée est représentée par le degré de noircissement sur le relevé bathymétrique. L'axe vertical représente un temps de trajet double de l'onde [6] entre le bateau et l'interface réfléchissante rencontrée. La valeur en  $A$  donne donc le temps double de la propagation de l'onde dans l'épaisseur d'eau, et la valeur  $B$  indique un double aller-retour de l'onde, appelé « multiple » de  $A$ . La bathymétrie montre aussi une autre interface en  $C$  sous le fond de la mer.

## 3. Mode opératoire

### 3.1. IDENTIFICATION DES ONDES DOMINANTES

Les différentes ondes rencontrées sur un enregistrement sismique sont représentées sur la figure 2. Les équations des trajets acoustiques des différentes ondes sont établies en annexe A. Il est possible de tracer, pour chaque onde, l'évolution des temps d'arrivées en fonction des distances émetteur-récepteur (dromochroniques). À incidence normale, c'est-à-dire pour une distance émetteur-récepteur nulle (offset nul), les temps d'arrivées des ondes réfléchies sont les temps de trajet double dans les couches traversées, puis les temps de propagation suivent une loi hyperbolique en fonction de l'offset (Annexe A, équation a). Les ondes réfractées apparaissent à un offset minimal correspondant à l'angle critique de l'interface rencontrée. Les temps d'arrivées

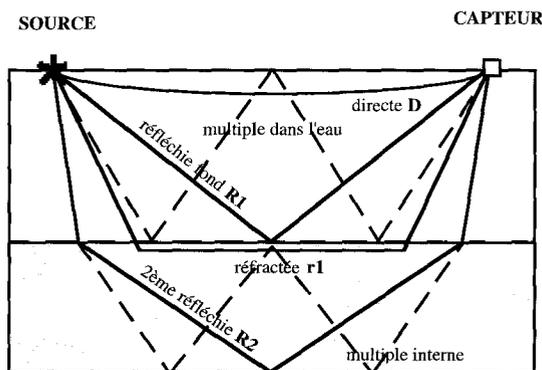


Figure 2. – Les différentes ondes présentes en sismique.

varient alors linéairement en fonction de la distance de propagation sous l'interface, donc de l'offset (Annexe A, équation b). Cette représentation géométrique des trajets de propagation (théorie des rayons) est basée sur l'hypothèse d'une fréquence infinie. L'utilisation d'un canon à air comme source acoustique très basse fréquence conduit à certaines réserves; la zone insonifiée par l'émetteur n'est pas un point ponctuel mais une région dont les dimensions sont inversement proportionnelles à la fréquence, de même le terme « angle d'incidence » désigne en fait l'angle moyen défini à partir du cône d'émission de la source.

Sur la section sismique présentée figure 3, l'enregistrement des différentes ondes en un temps court rend l'identification très complexe, c'est pourquoi seule l'élaboration d'un modèle de vitesses des ondes *P* est traitée dans ce rapport. Néanmoins différentes arrivées sont visibles; l'onde directe *D* et deux ondes réfractées *r1* et *r3* (l'onde réfractée *r2* est présente mais n'apparaît pas aussi clairement). La première onde détectée correspond à la propagation directe dans l'eau : il s'agit de l'onde directe *D*. L'équation du trajet de l'onde est donnée par :

$$X = V_0 * t \Rightarrow t = \frac{X}{V_0}$$

où *X* : distance source-récepteur (offset)  
*V*<sub>0</sub> : vitesse de l'onde dans l'eau

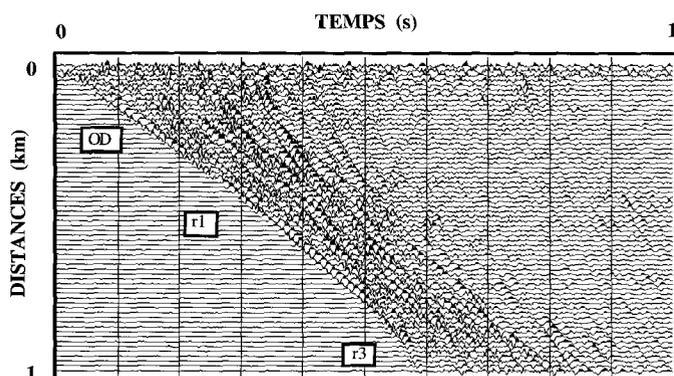


Figure 3. – Section initiale (données réelles).

Afin de connaître la vitesse de l'onde dans le milieu traversé (ici *V*<sub>0</sub>), il faut déterminer la pente de la droite (*D*) dans le profil temps-distance. La méthode utilisée consiste à décaler les traces en temps les unes par rapport aux autres, c'est-à-dire à effectuer une correction de vitesse, jusqu'à obtenir l'alignement de l'onde étudiée sur une verticale. Cette procédure classique en traitement sismique est appelée « mise à plat » de l'onde. La meilleure évaluation de la correction à appliquer est obtenue lorsque la somme des traces décalées (appelée « stack ») est maximum, à savoir quand les traces correspondantes à l'onde se sont alignées et superposées. Le meilleur alignement des traces pour l'onde directe est obtenu avec un décalage entre traces de -5,6 points d'échantillonnage, soit une correction de vitesse :

$$\frac{\text{Intertrace (m)}}{[\text{correction de vitesse (point)} * \text{pas d'échantillonnage (s)}]} = \frac{17}{5,6 * 0,002} = 1520 \text{ m/s}$$

La précision obtenue sur le décalage dépend du nombre de traces qui doivent être correctement alignées et où l'onde est représentée. Dans notre cas le nombre de traces est suffisant pour fixer le décalage à 0.02 près, ce qui introduit sur la vitesse de l'onde directe une erreur de 6 m/s, bien inférieure à l'erreur introduite par l'incertitude sur l'intertrace.

Pour la première onde réfractée *r1*, l'équation est :

$$t = \frac{X}{V_1} + \frac{2H_0}{V_0} \cos(i_c)$$

où *V*<sub>1</sub> : vitesse de l'onde dans la couche 1  
*H*<sub>0</sub> : profondeur de la couche d'eau  
*i*<sub>c</sub> : angle critique tel que  $\sin i_c = \frac{V_0}{V_1}$

La vitesse de propagation dans la couche 1 est mesurée à 1890 m/s. L'épaisseur de la colonne d'eau *H*<sub>0</sub> peut être calculée en extrapolant la droite de la première onde réfractée jusqu'à l'axe d'offset nul (où *t* = *t*<sub>0</sub>). À incidence normale (*X* = 0), l'équation précédente devient :

$$H_0 = \frac{t_0 V_0}{2 \cos(i_c)}$$

L'épaisseur d'eau est mesurée à 60 mètres. Avec la même procédure, la vitesse de l'autre onde réfractée est mesurée à 3700 m/s avec une épaisseur de 280 m pour la couche 1. Cette analyse classique des données expérimentales aboutit au modèle sommaire de terrain avec le profil des vitesses présenté figure 4.

### 3.2. SISMOGRAMME SYNTHÉTIQUE

Le modèle du terrain et le profil des vitesses obtenus par l'analyse classique sur l'enregistrement sismique (cf. §3.1) sont les paramètres d'entrée du programme de simulation (figure 5). Le programme de simulation est basé sur la représentation en nombres d'ondes discrets horizontaux des champs des sources sismiques [7].

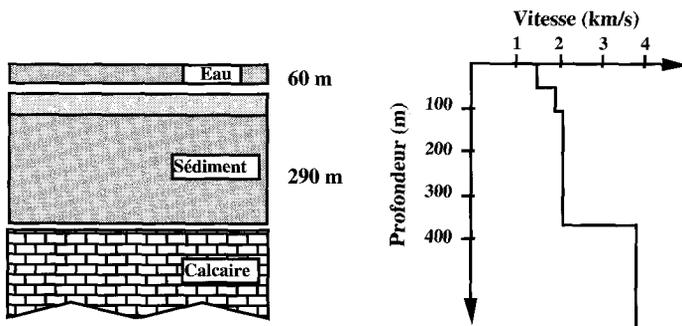


Figure 4. – Modèle du terrain et profil des vitesses.

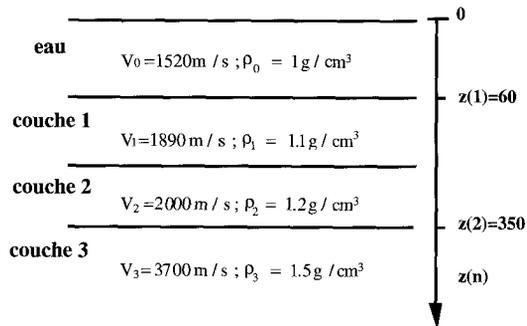


Figure 5. – Modèle du terrain.

**Remarques :**

- le principe de la méthode ne permet pas la représentation d'une onde se propageant horizontalement, par exemple l'onde directe.
- le milieu est supposé élastique stratifié horizontalement plan.
- la vitesse des ondes est constante dans une couche.

La source sismique est modélisée par une fonction de Ricker [7] de fréquence centrale 40 Hz. La section synthétique ainsi calculée est présentée figure 6, où cinq ondes dominantes sont visibles : deux ondes réfractées  $r1$  et  $r3$ , trois ondes réfléchies  $R1$ ,  $R2$  et  $R3$ . Il y est représenté deux types de multiples (cf. figure 2); le premier type est dû à des réflexions dans la colonne d'eau, et le second à des réflexions internes à la première couche.

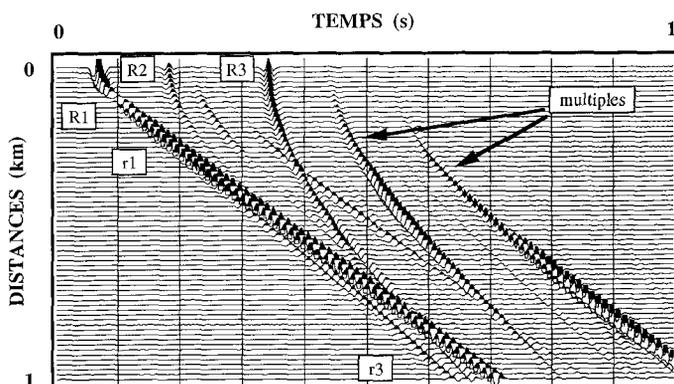


Figure 6. – Section initiale (données synthétiques).

L'estimation du modèle de propagation du milieu est obtenue avec une méthode « essai-erreur » par des approximations successives. Les différents paramètres d'entrée du sismogramme (densité, vitesses, épaisseurs des couches) sont ajustés afin d'obtenir la meilleure adéquation entre la section expérimentale et la section synthétique calculée. Les comparaisons portent sur les temps d'arrivée à offset nul et les pentes asymptotiques des différentes ondes. Le sismogramme synthétique ainsi obtenu représente alors un modèle élaboré des relations entre capteurs, nécessaire à la séparation des ondes.

L'identification des ondes sur l'enregistrement sismique nécessite le pointé des temps d'arrivée. Cette opération est facilitée par l'amélioration de la qualité des signaux, que l'on réalise à l'aide de filtrages fréquentiels (filtre passe-bas) et de la matrice spectrale qui permet de séparer la section sismique initiale en un espace signal et un espace bruit [8].

### 3.3. AMÉLIORATION DU RAPPORT SIGNAL À BRUIT

Les données sont numérisées à un pas d'échantillonnage de 2 ms. Le spectre moyenné sur toutes les traces montre la présence de signal « hautes fréquence » (figure 7.a). Afin de rejeter ce bruit et de respecter la condition de Shannon pour l'échantillonnage en temps, un filtre passe-bas de 100 Hz de fréquence de coupure est appliqué à la section initiale.

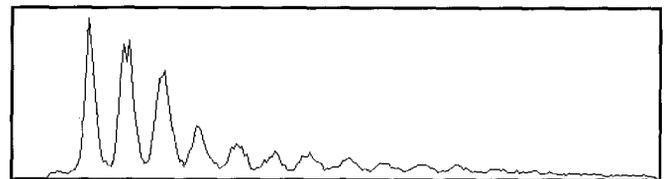


Figure 7a. – DSP moyennée sur toutes les traces.



Figure 7b. – DSP moyennée sur toutes les traces filtrées blanchies.

Le rapport signal sur bruit des données est amélioré en exploitant la matrice spectrale pour séparer la partie signal de la partie bruit sur le profil initial. La matrice spectrale est construite par les transformées de Fourier des intercorrélations entre traces :

$$\underline{M}(\nu) = TF\{\Gamma_{ij}(\tau)\} = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} E [X_i(\nu, T) \cdot X_j^\perp(\nu, T)]$$

- où  $\Gamma_{ij}$  : intercorrélations entre traces  
 $X_i(\nu, T)$  :  $TF$  finie de la trace  $i$  calculée sur un temps  $T$   
 $\perp$  : opérateur de conjugaison, transposition.

L'estimation de la matrice interspectrale passe par l'utilisation de moyennes en distance et en fréquence [9], ce qui autorise la décomposition de la matrice en vecteurs propres :

$$\underline{\underline{M}}(\nu) = \sum_{n=1}^N \lambda_n(\nu) \underline{V}_n(\nu) \underline{V}_n^{\perp}(\nu)$$

- où  $N$  : nombre de traces sur le profil
- $\underline{V}_n$  : vecteurs propres colonnes de la matrice associés aux valeurs propres  $\lambda_n(\nu)$
- $\underline{V}_n^{\perp}$  : vecteurs transposés conjugués (lignes).

Les valeurs propres associées sont ordonnées par amplitudes décroissantes. La projection de la section sismique sur les vecteurs propres associés aux valeurs propres d'amplitudes les plus élevées permet d'améliorer le rapport signal à bruit. L'espace signal obtenu contient alors la partie signal jugée utile plus la partie de bruit colinéaire.

Le moyennage en fréquence pour l'estimation de la matrice s'interprète comme une apodisation des fonctions de corrélation dans l'espace des retards. Ce lissage en fréquence est réalisé en utilisant une fenêtre de Hanning élevée à la puissance  $P$ . Un choix de  $P$  minimum de 2 fixe la largeur de la fenêtre à 7 ms. Les arrivées présentes en dehors de cette fenêtre de pondération sont alors considérées comme du bruit. Il faut noter que cette moyenne introduit un biais lorsque les fonctions d'intercorrélation ne sont pas centrées (incidence non normale), et que ce biais est d'autant plus important que l'incidence est grande. Les vitesses des différentes ondes présentes sur le profil initial impliquent des retards entre traces variant de 2 à 6 points d'échantillonnage, soit en temps de 4 à 12 ms, ce qui correspond à des incidences très variées sur le capteur. Afin de reconstruire l'espace signal avec le plus petit nombre de vecteurs propres et d'éviter l'introduction d'un biais important, et ainsi augmenter le gain en rapport signal sur bruit, le filtrage matriciel est appliqué à la section initiale après une correction de vitesse moyenne de 2100 m/s soit 4 points d'échantillonnage par trace. Les signaux sont à bande passante relativement étroite et il convient de procéder à une égalisation spectrale afin d'optimiser le moyennage en fréquence. Cette égalisation spectrale est réalisée par l'opération de blanchiment, dont l'application sur la DSP moyennée filtrée est visualisée figure 7.b et sur la section initiale filtrée figure 8. Afin de conserver des événements sismiques de vitesses différentes, il est nécessaire d'appliquer une moyenne en distance. Cette moyenne glissante, effectuée ici sur 7 traces, favorise tous les événements qui sont stationnaires sur le nombre d'enregistrements choisis. Ce moyennage entraîne une perte d'informations sur les premières et dernières traces (ici 3). L'utilisation simultanée de ces deux types de moyenne permet l'estimation de la matrice spectrale [9].

La figure 9 montre l'espace signal (9 a) constitué par la projection de la section initiale filtrée et blanchie sur les 5 premiers vecteurs propres. L'absence d'onde dominante sur le résidu (9 b), exceptée une onde diffractée non prise en compte ici, valide la décomposition.

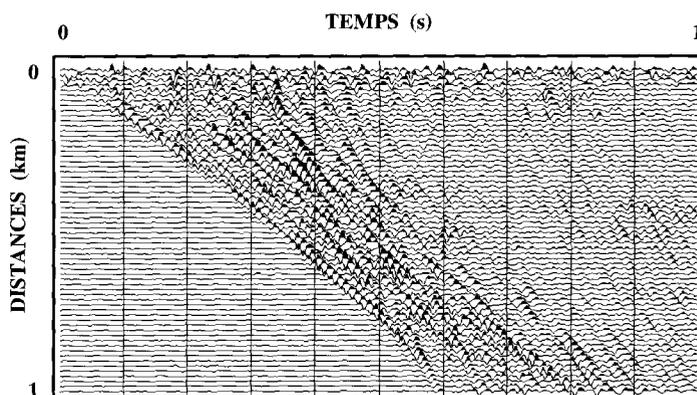


Figure 8. - Section initiale filtrée blanchie (données réelles).

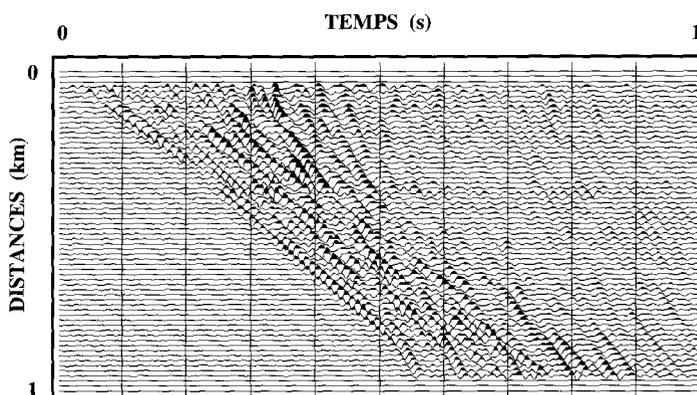


Figure 9a. - Espace signal construit sur 5 vecteurs propres.

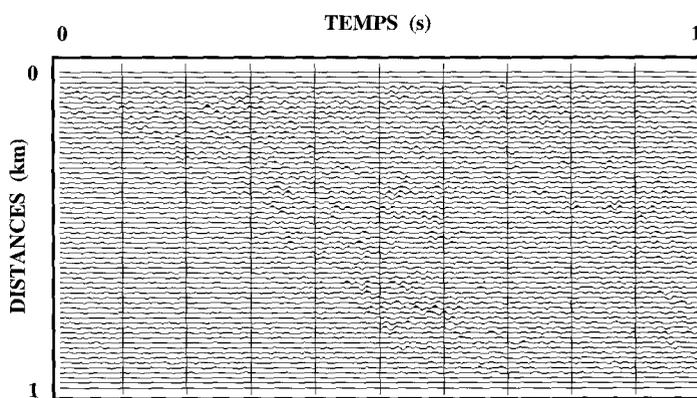


Figure 9b. - Espace bruit.

### 3.4. SÉPARATION DES ONDES

Pour la sélection et l'extraction d'une onde du profil initial, nous utilisons les connaissances *a priori* sur l'onde, telle la vitesse de propagation. Dans l'hypothèse d'ondes planes, chaque onde est caractérisée par sa vitesse apparente  $V_a$  liée à la vitesse du milieu

par la relation :

$$Va = \frac{Vm}{\sin \theta} \quad \text{où } \theta \text{ est l'angle d'incidence.}$$

La mise à plat des ondes est effectuée sur les traces où l'onde est asymptotiquement linéaire, c'est-à-dire pour des offsets suffisamment grands pour que le front d'onde de l'explosion (onde sphérique) soit considéré comme plan à une erreur près proche de la résolution spatiale de l'enregistrement. Seule l'onde directe ne vérifie pas cette condition; néanmoins dans la pratique, une correction linéaire de vitesse fournit un signal cohérent sur un nombre suffisant de traces.

Pour les ondes facilement séparables dans le domaine des temps, c'est-à-dire lorsque les vitesses apparentes sont suffisamment différentes (vrai ici pour l'onde directe et les deux ondes réfractées), il existe des filtrages classiques en prospection sismique tels que :

- filtre w-k (fréquence–nombre d'onde), appelé filtre F-K en sismique,
- transformée de Karhunen–Loève (TKL) [10].

La méthode de séparation doit conserver les caractéristiques recherchées dans l'onde extraite. Dans notre exemple, les critères de l'onde à qualifier sont; le maximum d'amplitude ainsi que la variation d'amplitude de l'onde en fonction de l'offset (distance source–récepteur).

Le filtrage F-K conserve ces deux caractéristiques dans le cas de variations lentes et c'est une méthode simple et plus rapide à mettre en œuvre que la transformée de Karhunen–Loève. Cette méthode de séparation est optimisée par la mise à plat préalable de l'onde sélectionnée (correction dynamique de vitesse). La correction inverse de vitesse doit donc être appliquée après chaque opération d'extraction d'onde. Le filtrage F-K est basé sur la double transformée de Fourier en temps et en distance. Une onde se propageant à une vitesse apparente constante  $Va$ , sera représentée dans le plan F-K par une droite passant par l'origine et de pente  $1/Va$ . Pour une onde préalablement mise à plat (vitesse infinie), la pente est nulle et il suffit alors d'appliquer un filtre « porte » sur les nombres d'ondes d'incidence nulle. L'application d'une porte rectangulaire comme filtre sur les nombres d'ondes entraîne des rebonds. Afin d'éviter ces effets de bords dus aux coupures brutales de la porte, le filtre est construit à partir d'une fenêtre de Hanning.

Chaque onde dominante est alors successivement extraite du profil par un filtrage F-K sélectif (porte étroite sur les nombres d'ondes) qui sépare l'onde du profil initial.

La méthode de comparaisons successives entre les données réelles et les données synthétiques a permis d'obtenir un modèle de propagation élaboré, de plus comme les ondes ne sont pas toutes clairement visibles sur les données expérimentales, les paramètres du filtrage F-K (correction de vitesse, porte sur les nombres d'ondes) sont choisis à partir des sismogrammes synthétiques.

## 4. Résultats

L'onde directe  $D$  n'étant pas représentée sur la section synthétique, elle est extraite en premier de l'enregistrement sismique. Une mise à plat de l'onde directe est effectuée sur une partie du profil initial (figure 10 a). Le résultat du filtrage F-K sélectif est présenté en (10 b). Après avoir appliqué la correction de vitesse inverse, l'onde extraite est représentée figure 11 ainsi que les variations d'amplitude en fonction de la distance (10 c). Les limitations du filtrage apparaissent sur ces figures où des effets de bords interviennent, la coupure brutale du filtre sélectif entraînant des rebonds dans le domaine temporel. De même le filtre ne restitue pas bien la rapide montée, ainsi que la décroissance en amplitude de l'onde. Le maximum d'amplitude et l'allure générale de la courbe sont néanmoins globalement respectés.

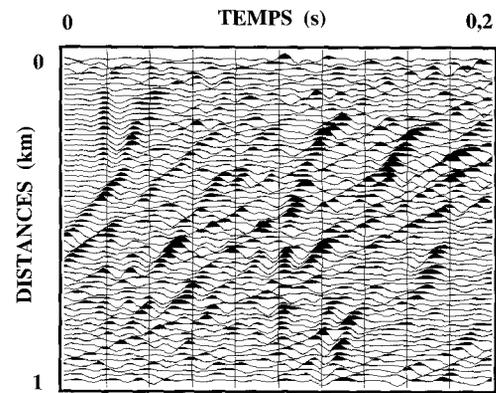


Figure 10a. – “Mise à plat” Onde Directe.

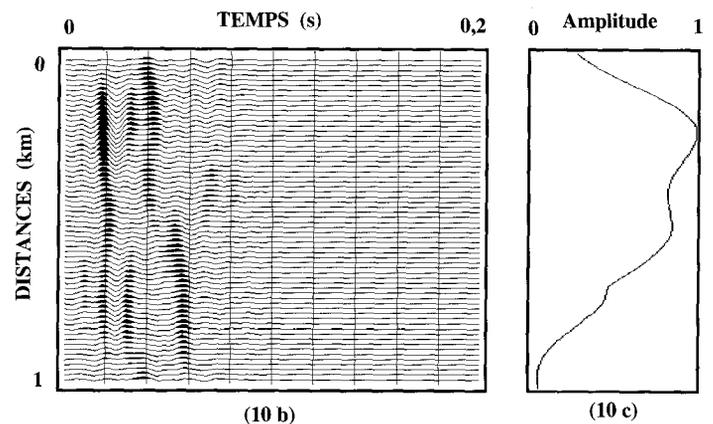


Figure 10b,c. – Filtrage F-K Onde Directe, variation d'amplitude normalisée en fonction de l'offset.

Afin de mieux visualiser l'importance des ondes s'étant propagées dans le sous-sol, la représentation des ondes extraites est normalisée par le maximum d'amplitude de l'onde directe.

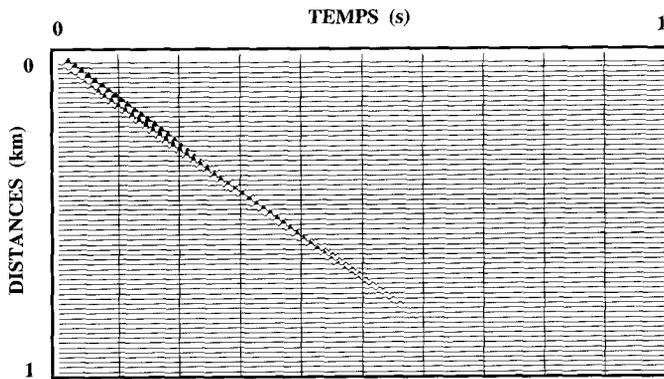


Figure 11. – Onde Directe (données réelles).

#### 4.1. PREMIÈRE ONDE RÉFRACTÉE $r_1$

L'extraction des ondes du profil initial commence logiquement par l'onde de plus forte énergie apparente, à savoir l'onde réfractée qui est visible à la première rupture de pente sur la section simulée (figure 6). Elle apparaît au tir numéro huit, lorsque l'incidence du trajet de propagation est proche de l'angle critique (ici  $54^\circ$ ). L'onde réfractée est représentée pour les deux sections figures 12a

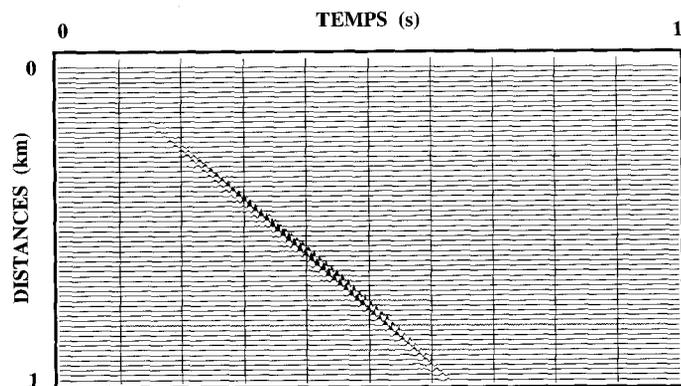


Figure 12a. – (r1) première réfractée (données réelles).

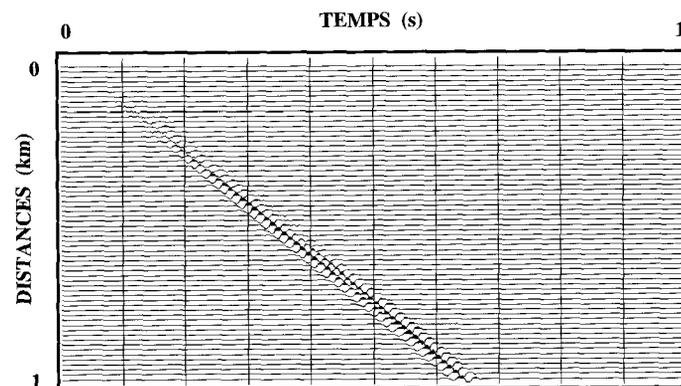


Figure 12b. – (r1) première réfractée (données synthétiques).

et 12b, elle présente la même pente asymptotique correspondant à une vitesse de 1890 m/s. Le temps de trajet double de l'onde à offset nul nous permet de calculer une profondeur de 55 m pour l'eau, ce qui est en accord avec les relevés de la bathymétrie. Pour la section expérimentale (figure 12a), l'amplitude de l'onde décroît en fonction de la distance jusqu'au moment où le filtrage f-k ne parvient pas à parfaitement séparer la première onde réfractée de la deuxième réfractée de vitesse apparente très voisine.

#### 4.2. RÉFLÉCHIE FOND (R1)

La simulation met en évidence l'existence de l'onde réfléchie sur le fond, appelée « réfléchie fond », et nous permet d'accéder aux paramètres de filtrage pour cette onde que l'on ne distingue pas a priori sur l'enregistrement sismique. En effet, pour de faibles distances source-récepteur, la première onde détectée R1 sur les données synthétiques est l'onde « réfléchie fond » (figure 6). Nous sélectionnons l'onde prédominante avec un  $Dt$  de 0.01 s et une vitesse de 1520 m/s comme paramètres de filtrage (figures 13 a et 13 b).

Nous remarquons que l'onde extraite des données réelles est comparable à celle extraite de la section synthétique pour ce qui con-

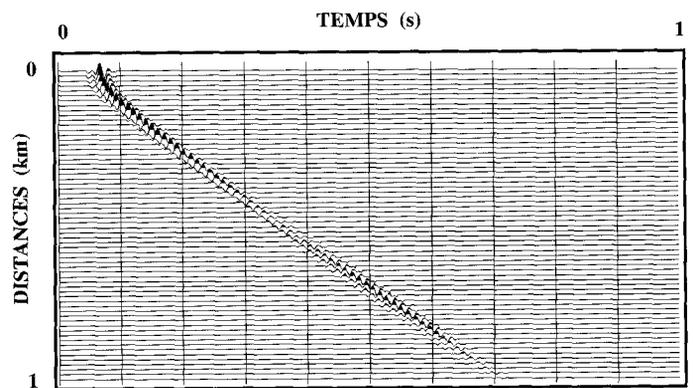


Figure 13a. – (R1) «réfléchie fond» (données réelles).

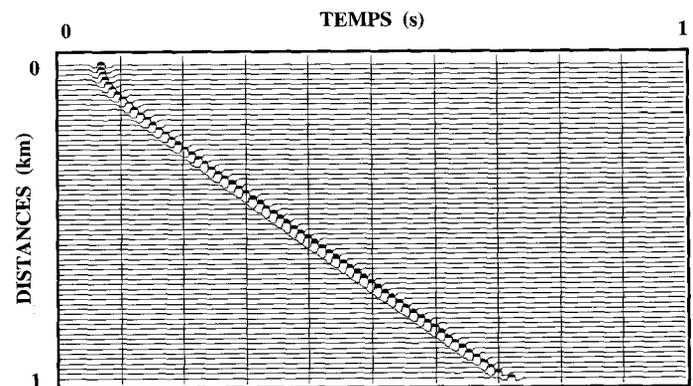


Figure 13b. – (R1) «réfléchie fond» (données synthétiques).

cerne les temps d'arrivée, par contre les variations d'amplitudes des deux ondes diffèrent sensiblement.

### 4.3. PROBLÉMATIQUE

Les deux ondes ainsi extraites présentent une bonne concordance en temps entre les données réelles et les données synthétiques, mais nous notons des variations d'amplitudes différentes. Pour l'onde «réfléchi fond», la principale différence apparaît pour des angles proches de l'incidence normale, où le maximum d'amplitude ne se retrouve pas sur les même traces. Une étude du coefficient de réflexion théorique [11] permet de valider la valeur d'amplitude à offset nul pour l'onde «réfléchi fond». Afin de retrouver cette différence d'amplitude nous introduisons un gradient de vitesse linéaire dans le modèle de la première couche. Comme il a été précisé la vitesse des ondes est constante dans les couches du programme de simulation, l'effet de gradient est donc introduit sous forme d'un empilement de couches de vitesses croissantes et d'épaisseur inférieure au quart de la longueur d'onde prédominante, soit une dizaine de couches de 8 mètres d'épaisseur représentant chacune une augmentation de vitesse de 20 m/s. Ce faible gradient de vitesse introduit dans la couche sédimentaire est en accord avec les prospections déjà réalisées dans le bassin Ligure [12]. La nouvelle section ainsi simulée est présentée sur la figure 14. L'introduction d'un gradient de vitesse dans la deuxième couche permet de retrouver des lois de variation d'amplitude identiques pour la première onde réfractée sur les données réelles et les données synthétiques.

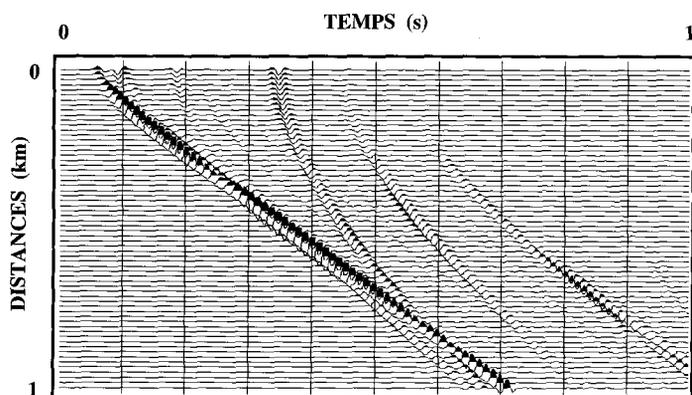


Figure 14. – Section synthétique avec gradient de vitesse.

Les ondes dominantes identifiées sur le sismogramme synthétique sont extraites successivement des profils initiaux par le filtrage F-K. Nous retrouvons alors deux ondes réfléchies  $R1$  et  $R2$ , ainsi que deux ondes réfractées  $r1$  et  $r3$ . Le tableau suivant récapitule les vitesses ainsi que les amplitudes maximales relatives des différentes ondes extraites. L'onde réfractée  $r3$  et les sections restantes sont présentées figures 15 et 16.

Ondes	$D$	$R1$	$r1$	$R2$	$r3$
Vitesse (m/s)	1520	1520	1890	1885	3750
Maximum d'amplitude %	23	18	26	19	14

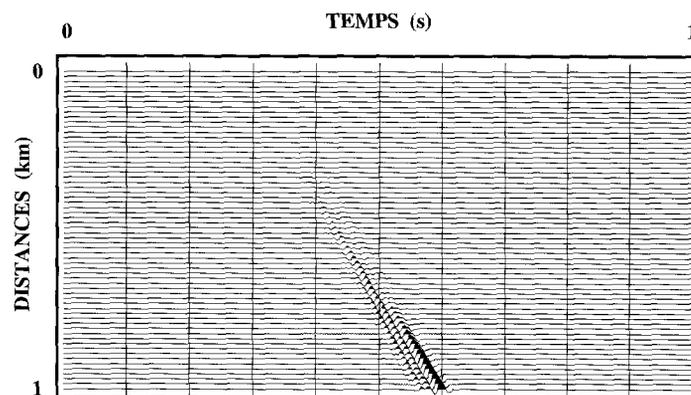


Figure 15a. – (r3) troisième réfractée (données réelles).

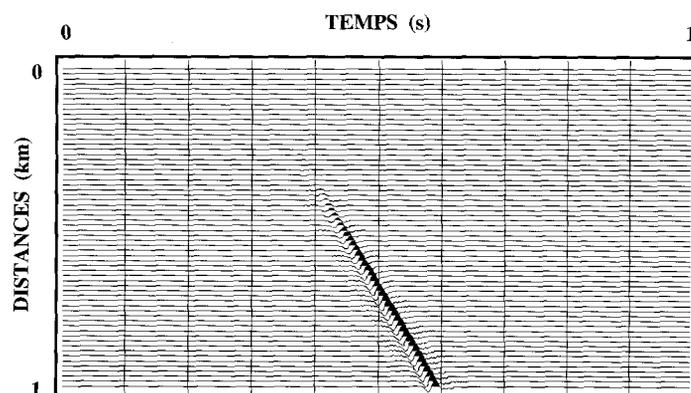


Figure 15b. – (r3) troisième réfractée (données synthétiques).

La concordance des vitesses des ondes se propageant dans les même couches géologiques est vérifiée;  $D$  et  $R1$  ainsi que  $r1$  et  $R2$ . L'existence des différents réflecteurs inclus dans notre modèle est assurée grâce à la présence des ondes réfléchies associées aux ondes réfractées identifiées et extraites.

Pour qualifier l'influence du sous-sol sur la propagation et évaluer les répartitions d'énergie des divers trajets possibles, nous représentons les maximums d'amplitude en fonction de l'offset et les spectres des ondes dominantes identifiées et extraites de la section expérimentale. Les amplitudes relatives des figures 17 et 18 sont directement dépendantes de la directivité de la source (canon à air), dont le lobe d'émission bien que large est dirigé vers le bas [5]. Le récepteur étant à la surface de l'eau, l'onde se propageant sous la forme directe ( $OD$ ) est donc moins énergétique que les ondes réfléchies ou réfractées. Les figures 17 a-d récapitulent les variations d'amplitude des ondes extraites en fonction de l'offset. L'amplitude de l'onde directe (figure 17 a) n'est pas correctement

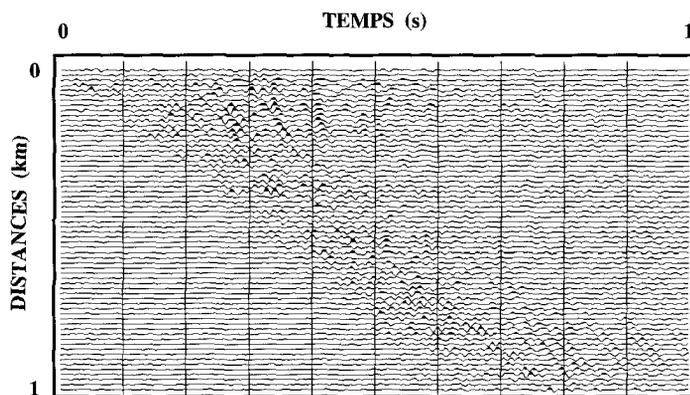


Figure 16a. - Résidu sur données réelles.

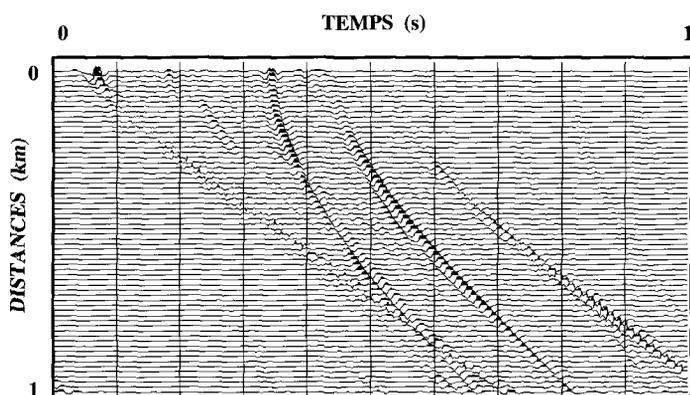


Figure 16b. - Résidu sur données synthétiques.

restituée pour les petits offsets ( $< 100$  m). L'absence de signal cohérent à offsets faibles peut donc s'expliquer par la directivité de la source, de plus pour ces offsets le bruit du bateau perturbe sensiblement les mesures. Le coefficient de réflexion à incidence normale (offset nul) de la couche sédimentaire est mesuré à 0,4 à l'offset nul de la figure 17-b.

Lors de la propagation, le sous-sol se comporte comme un filtre passe-bas de par l'atténuation propre aux différentes couches, ce que nous vérifions sur les figures 18 a-d, où plus les ondes considérées se sont propagées dans les couches profondes du milieu, plus les densités spectrales de puissance sont à bande fréquentielle basses et sélectives. Pour une gamme de fréquences de 5 à 15 Hz une part importante d'énergie se propage sous la forme de la première onde réfractée.

## 5. Conclusion

Afin de comparer les énergies des différents modes de propagation à partir de données sismiques, la méthode proposée ici consiste premièrement en l'élaboration d'un modèle de propagation réaliste par comparaisons successives entre la section expérimentale et la section simulée. Dans un deuxième temps le modèle de

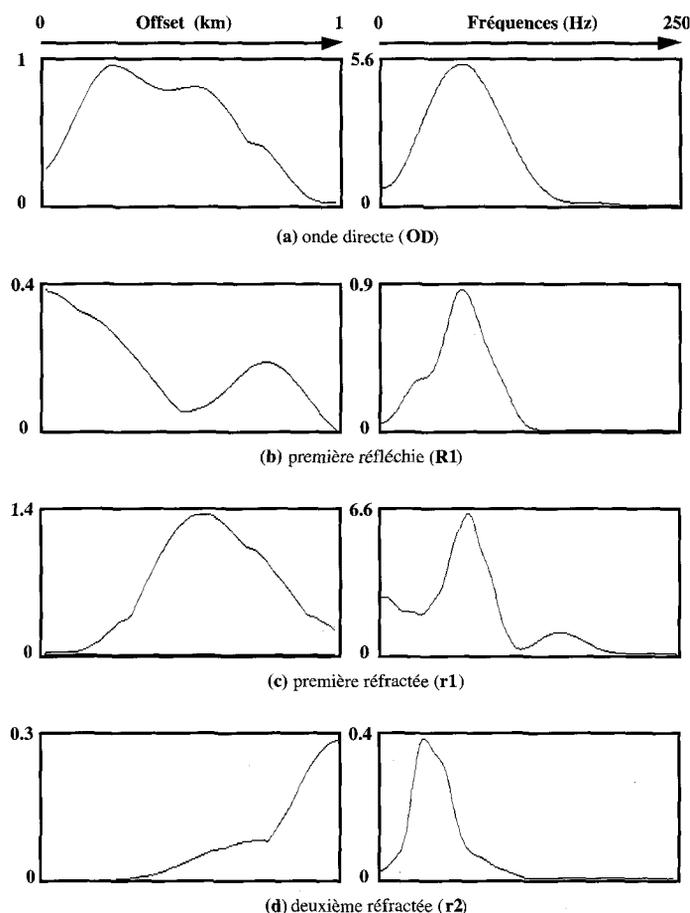


Figure 17. - Amplitude en fonction de l'offset. Figure 18. - DSP.

propagation sert à l'extraction des ondes identifiées sur les profils initiaux, par la détermination des paramètres de filtrage. Le filtrage F-K a été choisi comme méthode de séparation d'onde, malgré ses limitations (effets de bords, difficulté à restituer les fluctuations rapides d'amplitude), il reste un outil simple et rapide qui a permis une première analyse des données. Grâce à la simulation, nous avons ainsi extrait quatre ondes dominantes de l'enregistrement sismique, notamment les deux ondes réfléchies non identifiables sur les données réelles. Les ondes extraites présentent une bonne concordance des temps d'arrivée, mais il faut introduire des gradients de vitesses dans les couches du modèle pour obtenir une bonne concordance en terme d'amplitude.

Pour cette expérimentation en eaux peu profondes, les ondes qui se sont propagées dans le sous-sol, ont des amplitudes non négligeables par rapport à l'onde de propagation directe dans l'eau. Dans une gamme de fréquence plus faible que le support fréquentiel de l'onde directe et à partir d'une certaine incidence, une grande partie de l'énergie se propage sous la forme d'une onde de surface conique (première réfractée). La contribution du sous-sol dans la propagation acoustique à basses fréquences est

importante dans le bilan énergétique, et rend de ce fait nécessaire la connaissance de la structure géologique des fonds marins.

## 6. Perspectives

L'évaluation de la contribution énergétique des différents trajets de propagation possibles en acoustique sous-marine nécessite la mesure des amplitudes des ondes identifiées sur le profil expérimental. Pour réaliser cette évaluation, le but fixé pour ce travail était d'obtenir une bonne approximation des amplitudes mesurées après séparation des ondes par filtrage F-K. Néanmoins ces résultats sont perfectibles soit en combinant différentes méthodes de séparation d'ondes; F-K, SMF [13], SVD [14], soit à l'aide du modèle adapté au filtrage matriciel [15]. La méthode des modèles adaptés consiste à projeter l'espace signal, contenant les ondes identifiées, sur les modèles des ondes à séparer. Ces modèles peuvent être les vecteurs retards des différentes ondes, c'est-à-dire des Dirac décalés en temps, trace par trace, afin de représenter le modèle de propagation de l'onde, ou pour plus de précision les ondes extraites de la section synthétique par filtrage F-K. Ces résultats ne sont pas présentés ici et feront l'objet d'un prochain rapport. Dans le but de quantifier la répartition d'énergie dans les divers modes de propagation possibles, d'autres campagnes de mesures sont prévues avec la maîtrise des paramètres d'expérimentation (niveau et directivité de la source, gain d'amplification des récepteurs ...), afin d'exprimer les amplitudes vraies des ondes étudiées.

**Remerciements** : Ce travail de recherche est supporté par le C.T.S.N./D.L.S.M. de la D.C.N. L'auteur tient à remercier Anne Paul et Michel Diétrich (LGIT, Grenoble) pour le programme de simulation, Jacques Deverchère ainsi que l'équipage de N/O « Catherine Laurence » pour les données.

### BIBLIOGRAPHIE

[1] W.M. TELFORD, L.P. GELDART, R.E. SHERIFF, D.A. KEYS, *Prospection géophysique*; Editions ERG, 1976.

- [2] F.B. JENSEN, « CW and pulse propagation modeling in ocean acoustics »; *NATO Advanced Study Institut on Acoustic Signal Processing for Ocean Exploration*, édité par J.M.F. Moura et I.M.G. Lourtie, Madeira Portugal, Juillet 26/Août 7, 1992.
- [3] S. LE ROUX, J. MARS, A. SILVENT, F. GLANGEAUD, J. DEVERCHERE, « Evaluation of long distance transmission at very low frequency »; *UDT 93, Reed Exhibition Companies*, pp. 598-599, 1993.
- [4] M. BATH, « Spectral analysis in geophysics »; Elsevier, 1974.
- [5] M. LAVERGNE, *Méthodes sismiques*; Éditions Technip, 1986.
- [6] J.P. CORDIER, *Les vitesses en sismique*; Éditions TEC. et DOC. (Lavoisier), 1983.
- [7] M. BOUCHON, K.AKI, « Discrete wave-number representation of seismic-source wave fields »; *Bull. of the Seismological Society of America*, vol. 67, n° 2, pp. 259-277, Avril 1977.
- [8] H. MERMOZ, « Imagerie, corrélation et modèles »; *Ann. des Télécommunications*, vol. 31, pp. 17-36, 1976.
- [9] F. GLANGEAUD, J.L. LACOUUME, « Corrections of seismic traces by adaptative signal processing »; *IASTED, Applied Signal Processing*, pp. 263-266, 1985.
- [10] C. HEMON, D. MACE, « Essai d'une application de la transformée de Karhunen-Loève au traitement sismique »; *Geophysical Prospecting*, vol. 26, n° 4, pp. 600-626, 1978.
- [11] L.M. BREKHOVSKIKH, « Waves in layered media »; *Applied mathematics and mechanics*, Academic Press, 1980.
- [12] J.P. REHAULT et al, « The western Mediterranean basin : geological evolution »; *Marine Geology*, vol. 55, pp. 447-477, 1984.
- [13] F. GLANGEAUD, P. GAVIN, J.L. MARI, « Utilisation des vecteurs propres de la matrice spectrale dans l'espace temps. Application à la prospection sismique »; *Traitement du Signal*, vol. 10, n° 2, pp. 85-104, 1993.
- [14] F. GLANGEAUD, J.L. MARI, *Waves separation*; Éditions Technip, (à paraître 1994).
- [15] P. GAVIN, « Séparation d'ondes sismiques à partir d'un modèle a priori et de l'estimation de l'espace signal »; Thèse de doctorat INPG, 1989.

*Manuscrit reçu le 25 novembre 1993.*

### L'AUTEUR

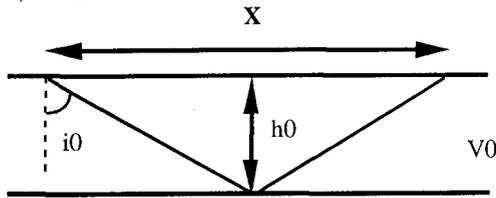


**Stéphane LE ROUX, DEA Acoustique de l'INSA de Lyon en 91. Prépare actuellement une thèse sur la propagation acoustique océanique UBF et l'étude de l'influence du fond marin au laboratoire CEPHAG de l'INP Grenoble. Travaux financés par la DCN en collaboration avec le CTSN/DLSM.**

**ANNEXE A**

Les équations des ondes dominantes présentes sur la section sismique sont établies en fonction de la distance source-récepteur  $X$ :

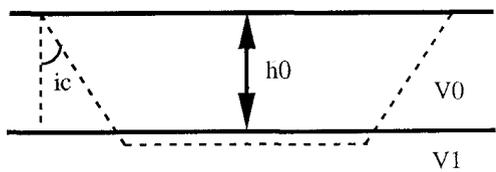
**a) Réfléchie fond**



Vitesse :  $V_0$

$$t = \frac{2}{V_0} \cdot \sqrt{h_0^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2}$$

**b) Première réfractée**

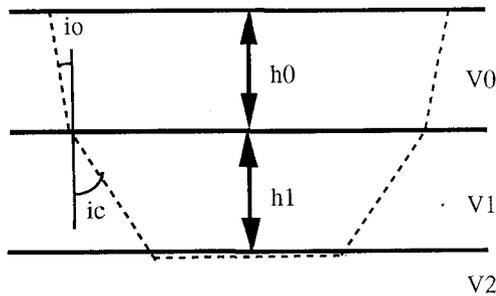


Vitesse :  $V_1$

$$t = \frac{X}{V_1} + \frac{2 \cdot h_0 \cdot \cos(i_c)}{V_0}$$

$$X_{\text{apparition}} = 2 \cdot h_0 \cdot \text{tg} \left[ \arcsin \left( \frac{V_0}{V_1} \right) \right]$$

**c) Deuxième réfractée**

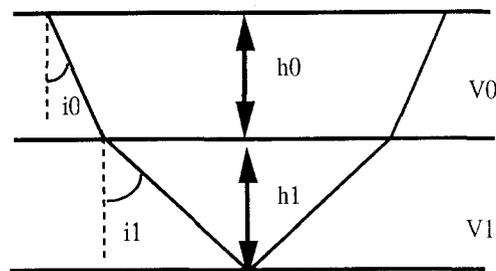


Vitesse :  $V_2$

$$t = \frac{X}{V_2} + \frac{2 \cdot h_0 \cdot \cos(i_0)}{V_0} + \frac{2 \cdot h_1 \cdot \cos(i_c)}{V_1}$$

$$X_{\text{apparition}} = 2 \cdot [h_0 \cdot \text{tg}(i_0) + h_1 \cdot \text{tg}(i_c)]$$

**d) Deuxième réfléchie**



Le temps de propagation est approximé par le calcul d'une vitesse quadratique moyenne:

$$\text{Vitesse} = V_{\text{rms}}(h_0, h_1, V_0, V_1)$$