Mesure du coefficient de réflexion d'ondes ultrasonores à proximité du fond marin à des fréquences comprises entre 20 et 100 kHz. Application à la détermination de certaines qualités géotechniques des sédiments du plateau continental français

J. Bresson, J.P. Longuemard

► To cite this version:

J. Bresson, J.P. Longuemard. Mesure du coefficient de réflexion d'ondes ultrasonores à proximité du fond marin à des fréquences comprises entre 20 et 100 kHz. Application à la détermination de certaines qualités géotechniques des sédiments du plateau continental français. *Revue de Physique Appliquée*, 1979, 14 (9), pp.837-844. 10.1051/rphysap:01979001409083700 . jpa-00244670

HAL Id: jpa-00244670

<https://hal.science/jpa-00244670>

Submitted on 1 Jan 1979

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Classification

Physics Abstracts

62.90 — 62.60 — 62.65

Mesure du coefficient de réflexion d'ondes ultrasonores à proximité du fond marin à des fréquences comprises entre 20 et 100 kHz. Application à la détermination de certaines qualités géotechniques des sédiments du plateau continental français

J. Bresson et J. P. Longuemard

Centre de Recherche de Sédimentologie Marine de Perpignan, Université, Avenue de Villeneuve, 66025 Perpignan, France

(Reçu le 28 mars 1979, révisé le 12 juin 1979, accepté le 14 juin 1979)

Résumé. — Le coefficient de réflexion r des ondes ultrasonores à l'interface eau-sédiment est défini par les impédances acoustiques de ces deux milieux. Si l'on considère celle de l'eau de mer, égale à $1\,500\text{ t/m}^2/\text{s}$ dans les conditions de cette expérience, la valeur de r devient uniquement fonction des qualités géotechniques des sédiments marins.

Le fait que la vitesse de propagation des ondes ultrasonores V_2 soit directement liée à la densité humide des sédiments γ_h permet de proposer une corrélation directe entre r et γ_h .

Plusieurs paramètres physiques et mécaniques peuvent être, par l'intermédiaire de leurs intercorrélations, déterminés à partir de r ou de V_2 . De plus il est possible de déduire de certaines lois physiques les qualités d'un sédiment à partir de ces deux paramètres.

Un système émetteur-récepteur de mesure de r actuellement fixé sur un bâti que l'on pose sur le fond au moment de la mesure pourrait être placé à bord d'un vecteur qui navigue près du fond.

Le procédé décrit autorise l'utilisation de fréquences relativement élevées (20 à 100 kHz) générées par incréments. Il aurait en outre l'avantage par ses caractéristiques (faible lobe de rayonnement et court trajet acoustique) et par l'acquisition d'un grand nombre de mesures en déplacement continu, de faciliter l'établissement de cartes sous-marines fournissant certains paramètres physiques des sédiments.

Abstract. — Reflexion at normal incidence in the sea floor are used to determine this acoustical impedance. If we considered that the acoustical impedance of sea water is constant it is possible to determine the geotechnical properties of marine sediments.

The celerity of ultra sound is a function of the wet density γ_h computable with the reflectivity index r . The percentage in water W is also determined with r .

The waves are generated at the water surface from oceanographic ship by a sonar. The frequencies are shorter than 30 kHz and the generator produces only one frequency.

The acoustical data obtained *in situ* permit the correlation between, r and γ_h or W measured with the samples of the sea floor extracted on the experimental stations.

This study describes another method. The generator and the receiver of ultra sound are near the bottom. The ray waves is short and the frequencies are greater than the range generally used by echo sounder ($20\text{ kHz} < f < 100\text{ kHz}$).

This process permits to make an accurate cartography of acoustical and mechanical properties of sea bottom.

1. Introduction. — La prévision des qualités physiques ou mécaniques d'un sédiment marin s'obtient indirectement par des mesures de pénétrométrie ou de célérimétrie acoustique [12, 14, 15, 16]. Ce mode de travail impose le stationnement d'un bateau sur des points fixes. L'utilisation d'ondes ultrasonores, qui se propagent dans l'eau et se réfléchissent sur le fond, permet de définir un tracé continu des qualités

physiques du sédiment. Ces lois physiques ou expérimentales sont susceptibles d'applications, nous en citerons deux :

— la cartographie des qualités physiques de la tranche superficielle du sédiment,

— la prévision des modes de propagation acoustique.

L'étude de corrélations entre les paramètres physiques du fond et le coefficient de réflexion de l'interface eau-sédiment présentée ci-dessous, réclame la mise en œuvre de deux catégories de matériel :

— matériels acoustiques spécialisés dans les mesures en nature,

— engins de prélèvements et matériels de mesure pour le contrôle en laboratoire des qualités mécaniques du fond.

2. Etude théorique. — 2.1 GÉNÉRALITÉS. — Utilisé par de nombreux auteurs le facteur de réflexion R d'un interface plan [2, 4, 18] se définit par :

$$R_{dB} = 20 \log \left[\frac{Z_2 \cos \theta_i - Z_1 \cos \theta_r}{Z_1 \cos \theta_r + Z_2 \cos \theta_i} \right]$$

où :

Z_1 est l'impédance acoustique caractéristique de l'eau,

Z_2 est l'impédance acoustique caractéristique du sédiment,

θ_i et θ_r sont les angles incidents et réfractés.

R définit la quantité d'énergie acoustique renvoyée par l'interface or, le système de mesure utilisé concerne les pressions des vibrations ultrasonores. Il est donc plus judicieux de choisir le coefficient de réflexion $r = \sqrt{R}$ comme paramètre acoustique et d'effectuer éventuellement une conversion :

$$r = \sqrt{R} = \frac{Z_2 \cos \theta_i - Z_1 \cos \theta_r}{Z_1 \cos \theta_r + Z_2 \cos \theta_i}$$

d'où :

$$Z_2 = \frac{Z_1(1+r)}{(1-r)} \cdot \frac{\cos \theta_r}{\cos \theta_i}$$

où θ_r est défini en fonction de θ_i par la relation de Descartes :

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{V_1}{V_2}$$

La valeur de Z_2 est donc déductible de la mesure de R ou de r .

Si l'on considère comme vitesse de propagation du son dans l'eau de mer, le chiffre le plus probable de 1 500 m/s pour les eaux situées à l'interface des plateaux continentaux français, la valeur de Z_2 en fonction de θ_i devient :

$$Z_2 = \left[(1\,500 \text{ t/m}^2/\text{s}) \cdot \frac{(1+r)}{(1-r)} \right] \cdot \frac{\sqrt{1 - \sin^2 \theta_i}}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2 \sin^2 \theta_i}}$$

La connaissance de Z_2 conduit aux calculs de différents paramètres physiques des sédiments. En effet Z_2 est égal au produit V_2 de la vitesse du son dans les sédiments par la masse volumique de ces derniers :

$$Z_2 = V_2 \cdot \rho$$

Nous nous proposons donc de démontrer la possibilité de calculer la densité humide (γ_h) d'un sédiment (ainsi que d'autres paramètres qui en découlent) à partir des valeurs de R ou de r .

La prévision exacte de V_2 en fonction de γ_h doit tenir compte de tous les éléments qui constituent le sédiment et de leurs proportions respectives. Néanmoins, pour l'ensemble des cas analysés, l'eau et les grains solides représentent une très forte fraction des produits de constitution, très souvent supérieure à 95 %. Le pourcentage de matière organique et colloïdale contenu dans le sédiment, très faible, a été négligé dans nos calculs.

2.2 CALCUL DE γ_h EN FONCTION DE r . — L'analyse numérique de la fonction $V_2 = g(\gamma_h)$, figure 1, sera effectuée à partir d'une méthode de régression polynomiale. La fonction :

$$V_2 = g(\gamma_h) = \sum_0^n a_n \cdot (\gamma_h)^n \quad (1)$$

permet une analyse statistique.

Pour une étude simplifiée, la valeur de $g(\gamma_h)$ peut être réduite à la formule :

$$V_2 = a + b \log \gamma_h \quad (\text{cf. Fig. 1}). \quad (2)$$

Fig. 1. — Corrélation entre V_2 et γ_h .

[Correlation between V_2 and γ_h .]

Dans ces conditions la valeur de Z_2 vaut :

$$Z_2 = \gamma_h \cdot g(\gamma_h) \quad (3)$$

donc,

$$\gamma_h \cdot g(\gamma_h) = \frac{Z_1(1+r)}{(1-r)} \frac{\cos \theta_r}{\cos \theta_i} \quad (4)$$

soit :

$$\sum_0^n a_n \cdot (\gamma_h)^{n+1} = \phi(Z_1, \theta_i) \quad (5)$$

Cette dernière formule se simplifie pour une incidence verticale ; γ_h est alors reliée à r par la relation suivante :

$$\sum_0^n a_n \cdot (\gamma_h)^{n+1} = Z_1 \cdot \frac{(1+r)}{(1-r)} \quad (6)$$

Or, certains paramètres, tels que la teneur en eau W , sont étroitement liés à γ_h , donc à la densité sèche γ_d . En effet,

$$W = \frac{\gamma_h - \gamma_d}{\gamma_d}.$$

La figure 2 établie pour une masse volumique des grains de $2,65 \text{ t/m}^3$ traduit la relation expérimentale qui existe entre W et γ_d soit : $\gamma_d = \phi(W)$.

De l'équation :

$$W = \frac{\gamma_h - \phi(W)}{\phi(W)}$$

il est possible de proposer une relation directe entre W et γ_h

$$\phi(W) \cdot (1 + W) = \gamma_h.$$

Si l'on admet qu'il est possible de déduire γ_h de r , il est tout aussi possible de calculer directement W ou d'autres paramètres d'après les valeurs de r . G. H. Keller fournit directement une courbe $W=f(\gamma_h)$ pour les sédiments du Golfe de Mexico.

La connaissance de la teneur en eau, pour un sédiment saturé, conduit à l'appréciation de la compressibilité d'un sol soumis à une contrainte mécanique. L'étude expérimentale décrite ci-dessous confirme cette possibilité.

3. Etude expérimentale. — 3.1 MODE D'OBTENTION DES DIFFÉRENTS RÉSULTATS. — L'analyse statistique des corrélations entre quelques paramètres physiques (V_2 , r , γ_h , W) représentatif des qualités d'un sédiment saturé a nécessité :

- la mesure de vitesse de propagation en nature et au laboratoire sur des sédiments reconstitués,
- la mesure du coefficient de réflexion en nature,
- l'exécution de carottage pour mesurer en laboratoire les paramètres sédimentologiques et géotechniques des sédiments.

3.1.1 *Mesure de la vitesse de propagation des ondes longitudinales dans les sédiments.* — L'obten-

Fig. 2. — Variation de W avec γ_d .

[Variation of W with γ_d .]

tion de V_2 en nature s'effectue à l'aide d'un célérimètre *in situ* [12] (Fig. 3); son principe consiste à mesurer des temps de parcours dont la différence Δt correspond à une différence de longueur de trajet acoustique ΔL :

$$V_2 = \frac{\Delta L}{\Delta t}.$$

L'acquisition des données complémentaires, propres à des argiles à fortes teneurs en eau, a nécessité le même type de mesure en laboratoire sur ces sédiments à faible densité humide.

Fig. 3. — Célérimètre *in situ*.

[*In situ* velocimeter.]

3.1.2 *Mesure du coefficient de réflexion.* — Un réflectomètre *in situ* (Fig. 4) fournit directement la valeur de r pour plusieurs fréquences ultrasonores f comprises entre 20 kHz et 100 kHz [13]. Les sondes émettrices et réceptrices sont fixées sur un bâti qui repose sur le fond.

Ce dispositif permet de s'affranchir :

- des variations de longueur de trajet acoustique,
- de l'atténuation des ondes ultrasonores dans l'eau de mer.

Le balayage en fréquences est obtenu par incrément de 5 kHz. Les données acquises pour plusieurs fréquences concernent des surfaces de fonds marins inférieures à 0,3 m². La zone concernée est donc homogène. Les valeurs de r obtenues à partir de ce matériel sont moyennées sur 17 fréquences. Les variations de comportement physique de l'interface propre à une fréquence ultrasonore, ont, par suite,

Fig. 4. — Réflectomètre *in situ*.

[*In situ* reflectometer.]

un effet notablement réduit. Ce procédé permet en particulier de ne pas tenir compte, de l'énergie acoustique diffusée dans toutes les directions par les grains de sable [13].

En effet, une série d'essais antérieurs a confirmé l'influence de la dimension des modes granulométriques m sur l'amplitude des ondes diffusées par l'interface eau-sédiment pour 20 kHz < f < 100 kHz. La pression acoustique p mesurée est une fonction de f et de m_0 .

La valeur de r correspond à une perte de la pression acoustique p . Comme les céramiques piézo-électriques utilisées pour ce matériel fonctionnent dans leurs caractéristiques linéaires nous pouvons écrire que les tensions électriques mesurées ψ_r , après amplification (Fig. 4) sont proportionnelles à p . Dans ces conditions et pour cet appareil de mesure, r vaut :

$$r = \sum_{n=1}^N \frac{\psi_{rn}}{k}$$

où :

ψ_{rn} est la tension détectée à la fréquence fn ,
 k correspond à la somme des tensions qui seraient captées en l'absence de l'effet provoqué par l'interface eau-sédiment.

R est alors égal à :

$$R = 20 \log \sum_{n=1}^N \frac{\psi_{rn}}{k}.$$

3.2 ANALYSE DES DIFFÉRENTES CORRÉLATIONS. — Trois types de corrélations seront abordées :

- la vitesse de propagation des ondes V avec γ_h ,
- le calcul de γ_h à partir de r et la comparaison des valeurs obtenues avec les données correspondantes acquises par mesure directe en laboratoire,
- le calcul de la teneur en eau W à partir de γ_h donc de r .

3.3 CORRÉLATION ENTRE V_2 ET γ_h . — Compte tenu de la température des sédiments au moment de la mesure, les résultats acquis (Fig. 1) sont en accord avec les données fournies antérieurement [3, 7]. La concordance entre ces diverses valeurs autorise l'établissement de corrélations entre ces deux paramètres. La recherche de l'équation générale sous la forme d'une série (cf. éq. (1)), permet de proposer l'équation suivante pour un sédiment côtier saturé dont la température est de l'ordre de 15° :

$$V_2 = -9\,077 + 13\,269 \gamma_h - 2\,791 \gamma_h^2 - 1\,957 \gamma_h^3 + 694 \gamma_h^4 \quad (7)$$

où : V_2 est exprimé en m/s et γ_h en t/m^3 .

Pour des valeurs de γ_h comprises entre 1,5 et $2\,t/m^3$, l'allure générale de cette fonction, établie par une

méthode de régression polynomiale peut être remplacée par :

$$V_2 = 1\,115 + 1\,920 \log \gamma_h. \quad (8)$$

Les facteurs de corrélation obtenus pour ces deux formules expérimentales entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées sont respectivement de 0,99 et de 0,96. Toutefois, la première relation (7) est plus précise, pour les faibles valeurs de γ_h donc de V_2 , que la formule (8).

La fonction $Z_2 = \gamma_h \cdot g(\gamma_h)$ (Fig. 5) permet l'établissement d'une relation expérimentale dont la forme est identique aux éq. (1) et (7). Seule la valeur de l'exposant a varié, il devient égal à $(n + 1)$.

Les sédiments à forts pourcentages en débris coquilliers ont un coefficient de réflexion légèrement supérieur à celui des sédiments plus silteux car la vitesse de propagation V_2 est relativement élevée (cf. Fig. 1). Notons également que les vases à granulométrie bimodale dont un des modes est sableux provoquent une valeur relativement forte de l'amplitude des ondes diffuses.

Dans la pratique, pour des sédiments de densité supérieure à 1,55, on peut admettre que Z_2 croît linéairement avec γ_h . La différence de pente observée pour la fonction $Z_2 = f(\gamma_h)$ à $\gamma_h = 1,55$, induite par une diminution de la pente de $V_2 = g(\gamma_h)$ (Fig. 1), correspond à une différence de classification du sédiment : $\gamma_h < 1,55\,t/m^3$ pour la vase, $\gamma_h > 1,55\,t/m^3$ pour le sable vaseux et le sable.

3.4 CALCUL DE γ_h A PARTIR DE r . — Sous une incidence verticale, l'étude théorique montre que :

$$g(\gamma_h) \cdot \gamma_h = \frac{1\,500(1 + r)}{(1 - r)}.$$

La définition de γ_h en fonction de r est possible pour une valeur connue de Z_1 fixée à $1\,500\,t/m^2/s$. La relation (6) permet une connaissance précise de γ_h à partir de r mais impose un calcul complexe.

Il est toutefois possible de représenter γ_h par la forme réduite :

$$\gamma_h = 1,26 + 0,3 r + 4,5 r^2. \quad (9)$$

Compte tenu des conditions d'essais *in situ*, cette équation permet de calculer γ_h avec une précision suffisante.

Les écarts rencontrés entre les valeurs mesurées sur échantillons et calculées à partir de r s'expliquent en partie par deux causes :

- l'impédance acoustique de l'eau de mer qui peut être différente de $1\,500\,t/m^3/s$,
- la présence d'une onde diffuse omnidirectionnelle provoquée par l'interface rugueuse eau-sédiment [13].

Malgré ces difficultés, une très bonne corrélation (Figs. 7 et 8) existe entre les deux méthodes d'obten-

Fig. 5. — Corrélation entre Z_2 et γ_h .

[Correlation between Z_2 and γ_h .]

Fig. 6. — Corrélation entre γ_h et r .[Correlation between γ_h and r .] Fig. 7. — Comparaison entre γ_h calculé et γ_h mesuré sur des échantillons.[Comparison between calculated γ_h and measured γ_h on some sample.]

tion de γ_h . Par suite, il est possible de se servir de ce mode de mesure pour obtenir statistiquement les

Fig. 8. — Histogramme de répartition des erreurs sur les valeurs calculées de γ_h .[Errors repartition of calculated values of γ_h .]

valeurs de ce caractère physique du sédiment sur une grande échelle. La courbe de répartition du pourcentage d'erreur (Fig. 8) montre l'apparition d'un deuxième mode de distribution de faible importance. La présence de maërl (concrections organogènes) ou de coquillages sur les sédiments de surface du site étudié explique en fait un coefficient de réflexion élevé pour le type de sédiment sur lequel est effectuée la mesure d'où ce deuxième mode de distribution.

3.5 CORRÉLATION ENTRE LA TENEUR EN EAU W ET r . — Pour les sédiments saturés, le fait que W soit corrélable avec γ_h permet, par voie de conséquence, d'effectuer une analyse des variations de W avec r (Fig. 9).

Les variations de r avec W pour les sédiments saturés analysés sont comparables aux variations de r en fonction de la porosité n fournies par d'autres auteurs [1, 6]. Il apparaît néanmoins que la pente de la courbe $r = f(W)$ n'est pas parfaitement identique à celle de $r = \varphi(n)$.

Le calcul de W à partir de r devient possible par l'intermédiaire de la fonction :

$$W = a + b | 20 \log r |$$

où :

$$a = -66; \quad b = 10,7.$$

La comparaison entre les valeurs de W calculées et mesurées sur échantillons (Fig. 10) confirme, comme on devait s'y attendre, que la connaissance de r permet de déduire W . Au-delà elle peut conduire à l'appréciation de la compressibilité des sédiments marins de surface.

Comme pour la détermination de γ_h , il apparaît que le pourcentage d'erreurs commises dans le calcul de $W = f(r)$ dépend en partie de la masse volumique des constituants solides du sédiment (Fig. 11).

4. Conclusion. — La connaissance de l'impédance acoustique des sédiments marins Z_2 se déduit du coefficient de réflexion.

 Fig. 9. — Corrélation entre W et r .

 [Correlation between W and r .]

 Fig. 10. — Comparaison entre W calculé et W mesuré sur des échantillons.

 [Comparison between calculated W and measured W on some samples.]

Le calcul de la densité humide γ_h à partir de la valeur de r est possible. On démontre que la vitesse

 Fig. 11. — Histogramme de répartition des erreurs sur les valeurs calculées de W .

 [Errors repartition of calculated values of W in percent.]

de propagation des ondes acoustiques est fonction de γ_h .

Les résultats présentés ont permis :

— d'établir la fonction $V_2 = g(\gamma_h)$

$$V_2 \text{ m/s} = -9\,077 + 13\,269 \gamma_h - 2\,791 \gamma_h^2 - 1\,957 \gamma_h^3 + 694 \gamma_h^4$$

— d'extraire Z_2 donc γ_h en fonction de V_2 :

$$\gamma_h \cdot g(\gamma_h) = Z_1 \frac{(1+r)}{(1-r)}$$

— d'étendre les calculs de γ_h à la valeur de la teneur en eau W :

$$W \% = -66 + 10,7 |R|_{dB}.$$

Les données acquises par célérimétrie sont plus précises que les données acquises par réflectométrie, mais elles nécessitent l'emploi de matériel de mesure dont les sondes s'enfoncent dans le sol. Par contre, la réflectométrie facilite l'acquisition d'un grand nombre de valeurs d'un paramètre donné, elle permet donc d'établir des cartes représentant ce paramètre (impédance acoustique, densité humide, etc.).

Une mesure en nature plus précise des paramètres physiques et acoustiques des fonds marins (réflexion des ondes) exige en outre la connaissance de la célérité des ultrasons dans l'eau de mer à proximité de l'interface eau-sédiment.

L'emploi d'un système à balayage de fréquence permet, de plus, de s'affranchir en partie de l'influence des ondes diffuses qui sont fonction de la longueur d'onde, de la granulométrie et de la rugosité du fond.

La connaissance de γ_h ou de W peut conduire, en fonction de l'utilisation des résultats, à une information sur la compressibilité des sédiments étudiés.

Bibliographie

- [1] BUCHAN, S., McCANN, D. M. and TAYLOR SMITH, D., *Relations between the acoustic and geotechnical properties of marine sediments. Q. J. Eng. Geol.* **5** (1978).
- [2] BUCKER, H. P., *Sound propagation calculation using bottom reflection functions : physics of sound in marine sediments marine science.* (Plenum Press, New York, London) **1** (1973) p. 223.
- [3] DENNESS, B., Rapid site investigation prior the use of submarine vehicles, *North east coast institution of engineers and ship builders transaction* **93** (1977) p. 91-96.
- [4] FISHER, F. H. and SQUIER, E. D., Observation of acoustic layering and internal waves with a narrow beam 87.5 kHz echo sounder. *J. Acoust. Soc. Am.* **58** (1975) 497.
- [5] GREFFARD, J., Contribution à l'étude des relations entre la propagation du son et la nature physico-chimique des sédiments marins. *Cah. Océanograph.* **21** (1969) 145-171.
- [6] HAMILTON, E. L., *Prediction of deep sea sediments properties : state of the art-marine science*, Part, 2 (Plenum Press, New York) 1978.
- [7] HAMILTON, E. L., Sound velocity density relation in sea floor sediments and rocks. *J. Acoust. Soc. Am.* **63** (1978) 366-372.
- [8] HAMILTON, E. L., BUCKER, H. P., KEIR, D. L. and WHITNEY, J. A., Velocities of compressional and shear waves in marine sediment determined *in situ* from a research submersible. *J. Geophys. research* **75** (1970) 4039-4049.
- [9] KELLER, G. H., *Marine geotechnical properties, interrelations ships and relations ships to depth of burial : Deep sea sediments marine science Part. 2* (Plenum Press, New York, London) 1974, p. 497.
- [10] LLAY, C. S. and WING, K. L., Acoustics estimates of the topography and spectrum of the sea floor southwest of Iberian peninsula : *physics of sound in marine sediment marine science. Part. 1* (Plenum Press, New York, London) 1973, p. 567.
- [11] LY, W. N. and TAYLOR SMITH, D., Identification of sea floor sediments using underway acoustics. *Geophys. prospect.* **XXII** (1969) 231-247.
- [12] LONGUEMARD, J. P., Mesure *in situ* des modalités de propagation des ondes longitudinales ultra-sonores dans les sédiments marins, application à la détermination des paramètres mécaniques et physiques de ces derniers. *Ann. hydrograph.* **6** (1979) fasc. 2.
- [13] LONGUEMARD, J. P., Mesure *in situ* de l'amplitude des ondes réfléchies ou rétrodiffusées par les sédiments marins. Application à la détermination *in situ* des modes granulométriques. *Revue Phys. Appl.* **13** (1978) 471-479.
- [14] MOSE, M. and FESBACH, H., *Method of theoretical physics part. I et II* (Mac Graw-Hill Book. Company) 1953.
- [15] DE RUITER, J., Reconnaissance des sols marins pour plates-formes pétrolières en Mer du Nord. *Ann. Inst. Tech. Bâtim. Trav. Publics. Suppl.* au n° 332 (1975) octobre.
- [16] SANGLERAT, G., *The penetrometer and soil exploration* (Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, London, New York) 1972, p. 464.
- [17] SCHIRMER, F., Etude des propriétés acoustiques de sédiments de la Mer du Nord et de la Baltique. Thèse Hambourg (1971) p. 50.
- [18] TAYLOR SMITH, D., *Acoustic and mechanical loading of marine sediment : physics of sound in marine sediment marine science. Part. 1* (Plenum Press, New York, London) 1975, p. 567.
- [19] TYCE, R. C., Real time proceeding and display of near bottom acoustics reflectivity measurements. *I.E.E.E. OCEAN* (1975) p. 30-34.