

彈性波反射資料에서 地下物質의 音響係數 抽出

梁 承 珍* · 安 大 榮*

Determination of Accoustic Impedance from Seismic Reflection Data

Sung-Jin Yang and Dae-Young Ahn

Abstract: Accoustic impedances of subsurface layers are determined from the amplitudes of reflections from the layers. Densities of the layers can also be calculated from the accoustic impedances in case where velocities are known by velocity analysis of reflection data or any other method. The accoustic impedance is a good information for direct identification of the kind of some subsurface material like coal or oil.

序 言

彈性波反射法探查資料는 反射波 到達 時間의 變化를 觀測하여 反射層의 深度와 褶曲 斷層 等 地下地質構造를 把握하는데만 主로 利用되어 왔다. 1960年代 以後 反射法探查는 信號對雜音比 向上을 위해 CDP法으로 施行되어 그 資料로 부터 重合速度를 決定하고 이 重合速度에서 各地層의 速度를 決定할 수 있게 됨으로써 反射法資料로 부터 直接 速度에 對한 情報를 抽出할 수 있게 되었으며 이 速度 값에 依해 地下岩石의 種類를 推定해 볼 수 있게 되었다. 이 速度分析法은 地層이 두꺼울 때 正確한 速度값을 算出할 수 있으나 石油나 石炭層 等 얇은 地層에 對해서는 地層速度決定에 誤差가 커서 算出된 速度값을 特別한 경우 以外에는 신뢰할 수 없기 때문에 이 速度值로 부터 얇은 地層의 種類를 推定하는 것은 일반적으로 무리이다.

얇은 地層이라도 가스층 等 音響係數(속도와 밀도의 적)가 주위암석에 비해 상당히 다른 地層에서는 bright spot 等 큰 反射振幅이 나타나서 이 振幅異常으로 부터 地下物質의 種類를 識別해 보려는 直接探查에 關한 研究가 1970年代 以後 活潑해 졌다(Sheriff, 1973; Hilteerman, 1975). 反射波振幅은 音響係數에 따라 定해 지는 것이므로 振幅에서 音響係數가 算出될 수 있으며 (Lavergne et al, 1977) 음향계수는 地下物質에 따라 獨特한 값을 가지므로 이에 依해 地下物質의 種類를 推定하는데 도움이 된다.

本報文에서는 反射振幅으로 부터 音響係數를 算出하

는 方法에 關해 論하러한다. 音響係數 算出의 基本資料가 되는 反射振幅은 音源, 探查裝備, 電算處理 等 地上에서의 人爲的인 要因과 波의 傳播中 地層物性에 起因하는 地下要因에 依해 影響을 받는바, 地上의 要因은 人爲的인 것이어서 아는 것으로 간주하고 地下要因의 影響을 考察하여 振幅에서 音響係數를 算出하는 方法만을 기술하는 바이다.

音響係數決定 方法

地下의 n 層과 $n+1$ 層의 境界面을 n 面이라 하고 n 層에서 振幅 $A_{i,n}$ 인 波가 n 面に 垂直으로(即入射角 0°) 入射했을 時의 反射波와 $n+1$ 層으로의 誘過波의 振幅을 各各 $A_{r,n}$ 및 $A_{t,n}$ 이라 할 때 n 層에서의 反射係數 $R_n(=A_{r,n}/A_{i,n})$ 과 透過係數 $T_n(=A_{t,n}/A_{i,n})$ 은

$$R_n = \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (1)$$

$$T_n = \frac{2Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (2)$$

이다(Zoeppritz, 1919). 여기서 Z_n 는 n 層의 速度 V_n 과 密度 ρ_n 의 積인 音響係數이고 Z_{n+1} 은 $n+1$ 層의 그것이다.

위式에서

$$Z_{n+1} = Z_n \frac{1+R_n}{1-R_n} \quad (3)$$

이 되며(Becqueyet al, 1979; Lavergne and Willm, 1977; Lindseth, 1976) 여기서 地表面($n=1$ 層)의 速度와 밀도는 地表에서 알 수 있는 것이므로 제 1層의 음향계수 Z_1 은 既知數이기 때문에 各層의 反射係數 R_m ($m=1, 2, 3, \dots, n$)을 反射記錄에서 決定하면 위式(3式)에 依해 第 2層 및 그 下部層들의 音響係數를 연쇄적

* 漢陽大學校 資源工學科

으로算出할수 있다.

各反射面에서의 反射係數를 地表에서 受振한 反射記錄 上的 反射波振幅으로 부터 決定해 보기 위해 n 層으로부터의 反射波記錄의 振幅 A_n 을 波의 地下感衰要素와 關聯시켜 보면

$$A_n = A_0 R_n T_n' / D_n B_n \quad (4)$$

이다. 여기서 A_0 는 音源에서의 波의 振幅이고 R_n 은 n 面에서의 反射係數이며 T_n' 은 1面에서 $n-1$ 面까지의 各面에서의 透過係數의 積이며 D_n 는 地表上的 音源에서 出發한 波가 n 面に 到達 및 反射되어 地表上的 受振點에 到着되는 傳播過程에서 幾何學的擴散에 의한 진폭변화율(以下 擴散係數라 칭함)이며 B_n 은 이 傳播過程에서 마찰열로의 손실에 의한 진폭변화율(以下 吸收係數라 칭함)이다.

透過係數 T_n' 은 波의 下向 및 上向傳播時 모두 관계됨으로

$$T_n' = \prod_{j=1}^{n-1} \frac{2Z_j}{Z_{j+1} + Z_j} \cdot \frac{2Z_{j+1}}{Z_{j+1} + Z_j} = \prod_{j=1}^{n-1} \frac{4Z_j Z_{j+1}}{(Z_{j+1} + Z_j)^2} \quad (5)$$

(但, $T_1' = 1$)

이다.

擴散係數 D_n 은 波의 傳播距離 및 各層에서의 入射角 및 屈折角에 따른 波面の 面積擴大에 起因하여 波面の 單位面積當의 彈性波에너지 即 에너지密度가 感少함에 의한 振幅減衰를 말하며, 水平한 地層의 경우 垂直反射波의 D_n 는 Newman(1973)의 公式에 의해 彈性波記錄에서 決定될 수 있다. 即

$$D_n = \frac{t_0 \bar{V}^2}{V_1} \quad (6)$$

여기서 V_1 는 제 1층의 속도이고 t_0 및 \bar{V} 는 n 面に 대한 零走時 및 NMO속도로써 走時($t-x$)資料를 t^2-x^2 으로 圖示했을 때의 切點 및 句配의 逆數의 平方根으로 求해 지며 CDP資料의 경우에는 速度分析法(Tanner and Koehler, 1969; Hubral and Krey, 1980; Yang et al, 1984)으로 決定될 수 있다.

吸收係數 B_n 는 波動傳播媒質의 吸收係數와 波動의 周波數(f) 및 傳播距離에 따라 定해 지는 것인바 岩石의 1波長距離(λ)當의 吸收에 의한 振幅減衰率 即 吸收率을 db 로 表示하여 $\alpha(in\ db/\lambda)$ 라 할 시 音源에서의 振幅 A_0 가 距離 l 을 傳播한 후의 減衰된 진폭을 A_l 이

라 하면

$$A_l = A_0 e^{-\alpha l / \lambda} = A_0 (0.368)^{\alpha l / \lambda} \quad (7)$$

이다. 各層에서의 α 값을 α_m , 전과거리를 l_m 이라 하면 n 層에서의 反射波記錄振幅의 吸收에 의해 減衰된 진폭 A'_n 는

$$A'_n = A_0 \prod_{m=1}^n e^{-\alpha_m l_m / \lambda} \quad (8)$$

이며 A_0 와 A'_n 의 比인 吸收常數 B_n 을 db 로 表示하면

$$B(in\ db) = 20 \log \frac{A_0}{A'_n} = 20 \log \prod_{m=1}^n e^{\alpha_m l_m / \lambda} \quad (9)$$

이고 이 B 값에서 A'_n 을 계산할 때는

$$A'_n = A_0 10^{-B/20} \quad (10)$$

이다.

岩石의 吸收率(α)은 堆積岩의 경우 $0.1 \sim 0.3 db/\lambda$ (Johnston and Toksöz, 1979)이며 花崗岩의 경우 이 보다 적고 風化帶나 表土層 등 軟弱한 地層에서는 α 값이 위 값보다 상당히 크다. 一般的으로 速度가 큰 견고한 岩石에서는 α 값이 작고 速度가 작은 軟弱한 岩石에서는 이 값이 크다. 따라서 두꺼운 岩層의 경우 速度分析에 의해 決定되는 速度值에 따라 α 값을 大略 推定할 수 있다.

地表에서 記錄된 各層의 反射振幅에 (5), (6), (9)의 減衰要素들을 補正한 振幅과 音源에서의 振幅의 比가 各層에서의 反射係數(R_n)이 되며 이로부터 (3)式에 의해 各層의 音響係數를 算出할 수 있다.

(3)式이 垂直反射波에 對해서만 成立되는 式임을 察할 때 分析對象地層의 深度가 클 때는 모든 trace 上的 記錄이 垂直反射波로 간주될 수 있음으로 모든 trace 的 利用이 타당할 것이나 對象層의 深度가 작을 때는 音源—受振器 距離가 작은 trace만을 利用해야 할 것이다.

近來에 주로 使用되는 反射記錄은 音源—受振器 距離가 다른 여러 trace들의 記錄을 重合(stacking)한 것임으로 이를 垂直反射波로 간주 할 때의 正確性 如何를 檢討해 보기 위해 入射角이 0° 인 trace와 0° 가 아닌 trace上的 反射振幅에 影響을 주는 要素들 即 反射 및 屈折係數, 擴散, 吸收의 差異程度를 考察해 보겠다 入射角이 0° 가 아닌 경우의 反射 및 屈折係數는 Zoeppritz(1979)의 一般式에 의해 決定된다. 即

$$\begin{pmatrix} -\sin\theta_{pr} & \cos\theta_{sr} & \sin\theta_{pt} & \cos\theta_{st} \\ \cos\theta_{pr} & \sin\theta_{sr} & \cos\theta_{pt} & -\sin\theta_{st} \\ -V_{pi}\rho_i\cos2\theta_{pr} & -V_{si}\rho_i\sin2\theta_{sr} & V_{pt}\rho_i\cos2\theta_{st} & -V_{st}\rho_i\sin2\theta_{st} \\ \frac{V_{si}^2}{V_{pi}}\rho_i\sin2\theta_{pr} & -V_{si}\rho_i\cos2\theta_{sr} & \frac{V_{st}^2}{V_{pt}}\rho_i\sin2\theta_{st} & V_{st}\rho_i\cos2\theta_{st} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_p \\ R_s \\ T_p \\ T_s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin\theta_{pi} \\ \cos\theta_{pi} \\ V_{pi}\rho_i\cos2\theta_{si} \\ \frac{V_{si}^2}{V_{pi}}\rho_i\sin2\theta_{pi} \end{pmatrix} \quad (11)$$

위식에서 V, ρ, θ 는 各各 速度, 密度, 角度(入射角 및 屈折角)을 뜻하며 침부분자 p 및 s 는 p 波 및 s 波에 관한 것을 뜻하며 i, r, t 는 入射, 反射, 透過에 관한 것을 의미한다. 두꺼운 地層의 p 波速度가 속도분석에서 정해졌을 경우 密度와 s -波속도는 대략 推定(例 $\rho \approx 2.7, V_s \approx 0.5V_p$) 될 수 있는 바 地表에서의 p 波入射角 θ_0 를 求하면 Snell's law에 依해 各層에서의 入射·屈折角들이 定해 질수 있다. θ_0 는 距離 Δx 떨어진 두 受信點에서의 反射波到達時間差 Δt 로 부터

$$\theta_0 = \sin^{-1} \left(\frac{\Delta t}{2\Delta x} V_1 \right) \quad (12)$$

으로 定해 짐으로 (Shah, 1973) 各層에서의 反射·屈折係數를 算出할 수 있다. 垂直反射波의 경우와 非垂直反射波의 反射·屈折係數의 差異를 다음 節에서 例示하겠다.

非垂直反射波 即 音源에서 距離 x 가 떨어진 受振點에 地表에 θ_0 로 入射되는 n 層으로 부터의 反射波에 對한 幾何學的 擴散 D'_n 은

$$D'_n = \left(\frac{2x}{\tan^2 \theta_0} \sum_{m=1}^n \frac{d^m \sin \theta_m}{\cos^3 \theta_m} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (13)$$

으로 決定된다(Newman, 1973). 여기서 d_m 는 m 層의 두께인 바 속도(V_m)와 區間 零走時(Δt_0)에 依해 $d_m = V_m \Delta t_0 / 2$ 로 定해 지고, 角 θ_m 들도 前述한 方法으로 決定된다.

無垂直反射波($x=0$)와 非垂直反射波($x \neq 0$)의 吸收 差異는 各層에서의 傳波經路 l_m 의 差異에 起因하는 바 $x=0$ 일 경우는 $l_m = 2d_m$ 이고 $x \neq 0$ 인 경우는 $l_m = 2d_m /$

$\cos \theta_m$ 인 點을 (8) 또는 (9)式에 考慮하면 된다.

以上 垂直反射波 振幅에서의 音響係數 算出方法과 $x=0$ 및 $x \neq 0$ 에서의 振幅差異要素들에 關하여 記述하였는바 다음은 模型地層에 對해 人工的彈性波記錄을 作成하여 $x=0$ 및 $x \neq 0$ 에서의 振幅變化 程度를 觀察해 보고 이 資料로 부터 音響係數를 算出해 보는 數值 模型實驗을 施行해 보려 한다.

模型實驗

本實驗에서 利用한 地層模型은 세일과 砂岩層 사이에 石炭層이 狹在된 것으로써 上部 세일층의 두께는 1km, 石炭層의 두께는 30m로 하였다. 이들 地層들의 物性은 여러 文獻(例, Ostrand, 1984; Domenico, 1976)에 주어진 값을 參照하여 다음 表와 같이 가정하였다.

Table 1 Physical properties of layers.

Rocks	V_p (m/sec)	ρ (g/cm ³)	α (db/ λ)	σ
Shale	2,500	2.4	0.1	0.28
Coal	1,600	1.5	0.3	0.35
Sandstone	3,000	2.54	0.15	0.23

위 表에서 V_p 는 p 波速度, ρ 는 密度, α 는 吸收率, σ 는 포아손비이다. 이 V_p 및 σ 值로 부터 (11)式의 한 要素인 V_s 는

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2}{2 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2} \quad (14)$$

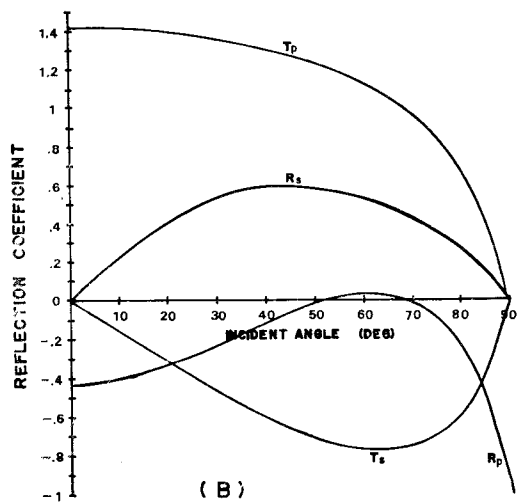
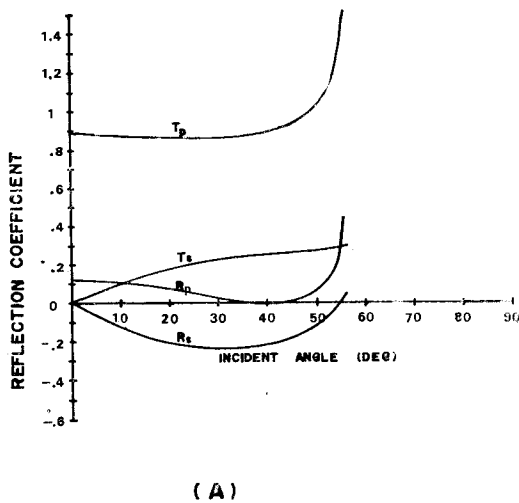


Fig. 1 Reflection and transmission coefficients at boundaries between shale and sandstone (A) and shale and coal(B).

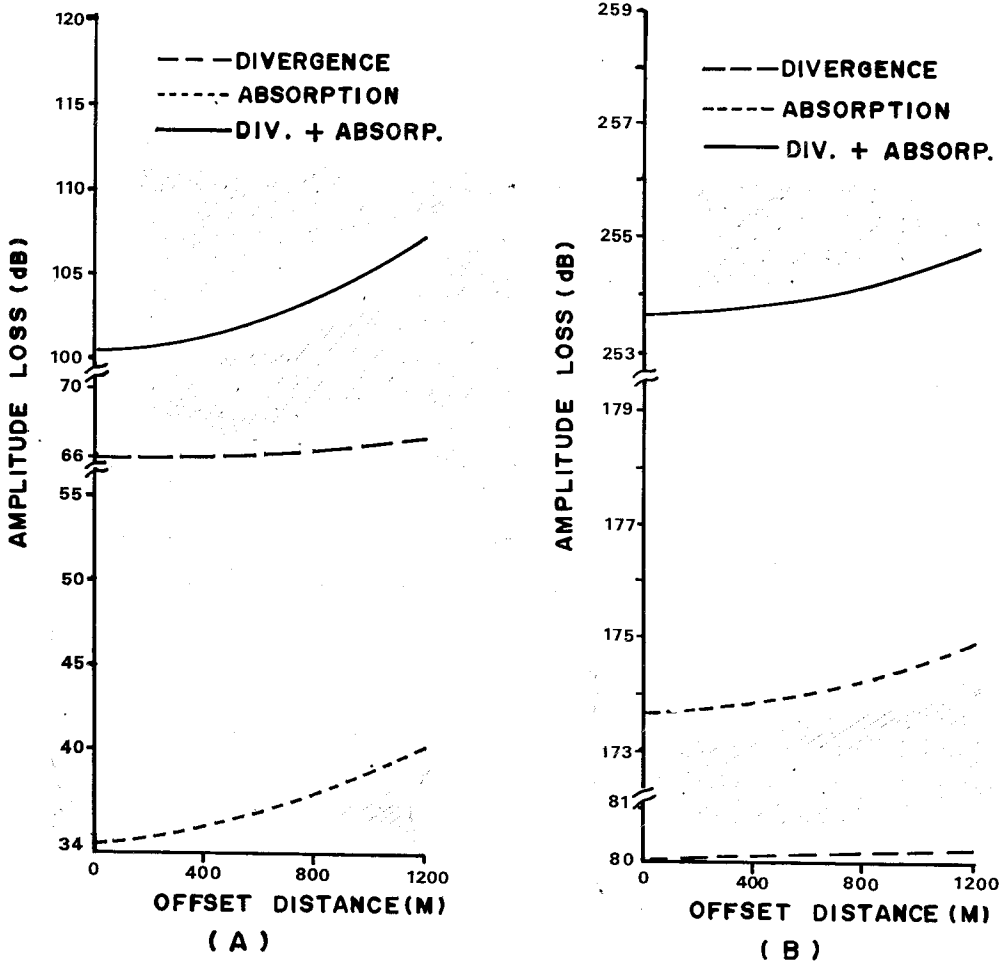


Fig. 2 Attenuation of reflection amplitude by divergence and absorption at shale with thickness of 1km (A) and 5km (B).

의 關係에서 定해질 수 있다.

Fig. 1의 (A)는 셰일과 사암, (B)는 셰일과 石炭層의 境界面에서 入射角에 따른 反射·屈折係數를 (11) 式에 依해 求한 것이다. 本圖에서 보듯이 砂岩에서 的 p波 反射係數(R_p)는 陽(+)值로서 그 絶대값이 작고 石炭에서 的 反射係數는 陰(-)값으로서 絶대값이 크다 入射角이 10° 以內에서는 垂直反射波($\theta=0^\circ$)와 큰 차이가 없으나 θ 가 커짐에 따라 反射振幅이 상당히 變함을 볼 수 있다. 本論文의 主題와는 다른 언급이지만 θ 의 增加(即 距離 x 의 증가)에 따른 p波 및 s波의 反射係數 R_p 및 R_s 의 變化特性이 地層의 物性에 따라 다르므로 그 變化特性도 地下物質種類 識別에 한 참고 資料가 될 수 있다(Yang et al, 1986).

Fig. 2의 (A) 및 (B)는 셰일층의 두께가 1km 및 5km일때의 反射波에 對한 擴散과 吸收를 音源—數振

器 距離(x)에 따라 求해 본 것이다. 本圖에서 보듯이 $x=0$ 및 $x=1,200m$ 인 trace에서의 擴散과 吸收에 依한 減衰差異가 두께 1km 및 5km인 경우 各各 2db 및 1db 이며, 이를 振幅比($10^{db/20}$)로 換算하면 2.23 및 1.12 이다. 即 두께가 5km로 두꺼울 때는 $x=0$ 및 1,200m 에서의 감소된 진폭이 거의 같으나 1km로 얇을 때는 $x=1,200m$ 에서의 감소 진폭이 수직반사파($x=0$)에서의 것의 約 半이다.

Fig. 3는 1km두께의 셰일층 밑에 30m 두께의 石灰層이 있고 그 下部에 砂岩이 있는 模型地層에 對한 人工的 CDP彈性波記錄이다. 但 이 記錄은 音源에서의 波動을 振幅이 1인 50Hz의 Ricker wave라 했을 時 各 trace에 對한 各層의 反射 및 透過係數와 擴散및 吸收量을 適用하여 作成한 것이다.

이 反射記錄 中 $x=0$ 인 trace上的의 反射 振幅(垂直反

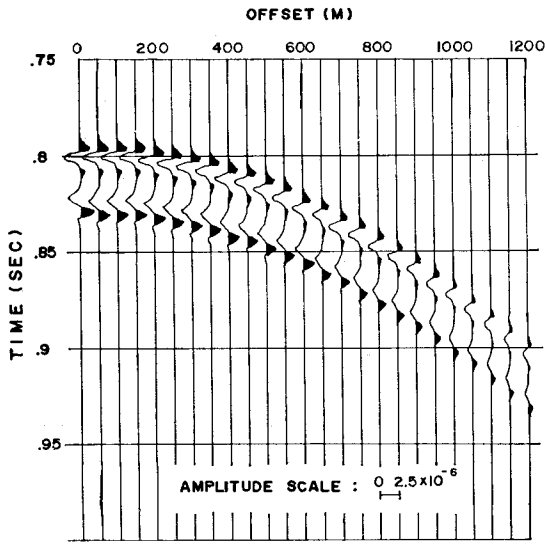


Fig. 3 Synthetic CDP seismogram from coal interbedded between shale and sandstone.

射振幅)에 前述한 擴散 吸收 透過에 依한 損失을 補正 하던 石炭層 및 砂岩層 上面에서의 反射係數가 -0.42 및 0.52가 산출되며 이 값을 (3)式에 代入하면 (단 셰일층의 음향계수 $2,500 \times 2.4 = 6,000$ 은 기지수로 간주) 石炭 및 砂岩層의 음향계수 값이 각각 2,400 및 7,620 이 된다. 이 값은 Table 1의 셰일과 사암의 음향계수 값(속도 및 밀도의 積인 $1,600 \times 1.5 = 2,400$ 및 $3,000 \times 2.54 = 7,620$)과 같다.

속도분석에 位해 速度가 규명될시 음향계수로부터 密度값이 산출될 수 있다. 예로서 석탄층의 속도 1,600 m/sec이 알려졌을시 그 밀도는 $2,400 / 1,600 = 1.5 \text{ g/cm}^3$ 가 규명되어 物質識別에 도움이 된다.

一般的으로 CDP trace들의 各 trace는 信號對雜音費가 不良하여 重合된 資料를 使用하는바 Fig. 3의 여러 trace들을 重合한 것으로 부터 音響係數를 算出할 時는 2,900 및 7,100으로 近似值가 算出된다. 分析對象層의 深度가 깊으면 더욱 近似할 것이나 深度가 극히 얇을 경우는 各 trace別로 減쇄 정도를 補正한 後의 重合資料를 使用해야 할 것이다.

以上은 模型地層에 對한 實驗임으로 各 反射振幅의 減衰量 및 그 補正을 正確히 計算할 수 있음으로서 音響關數가 正確히 算出될 수 있으나, 實際調查資料에서는 地層의 吸收率 等の 要素가 不確實할 경우 振幅補正에 依한 反射係數算出에 어려움이 있다. 그러나 개략적인 음향계수의 산출은 上部地層의 地質을 대략 알 수 있는 경우에는 다음과 같이 抽出하면 될 것이다. 即 Fig. 4와 같이 어떤 分析對象地層으로부터의 反射

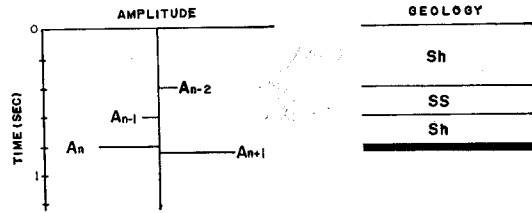


Fig. 4 Reflections from shale-sandstone boundary, A_{n-1} , and unknown target layer, A_n .

記錄의 振幅을 A_n 이라 하고 그 上部의 가까운 곳의 작은 反射波振幅을 A_{n-1} 이라 하고 이 A_{n-1} 이 그 振幅의 크기나 또는 地質적으로 보아 셰일과 砂岩에서의 反射波로 판단 되었다고 하자. A_{n-1} 과 A_n 사이의 시간 차가 작을 시 즉 反射面 間의 깊이 差가 작을 시는 A_{n-1} 과 A_n 에서의 吸收나 擴散은 거의 同一하고 셰일과 砂岩 등 음향계수 차가 적은 層에서의 투과계수는 거의 1임으로 A_n 과 A_{n-1} 의 比는 各面의 反射係數比와 같다. 即

$$\frac{A_n}{A_{n-1}} \approx \frac{R_n}{R_{n-1}} \quad (15)$$

이다. 例를 들면 Fig. 4의 A_{n-1} 이 셰일과 사암 境界面에서의 반사파라 판단 될 시 A_{n-1} 의 반사계수를 0.119 (Table 1의 물성 참조)이라 간주한다. 本圖에서 A_n 및 A_{n+1} 의 진폭이 A_{n-1} 의 -3.53배 및 4.3배 임으로 A_n 및 A_{n+1} 의 反射係數는 -0.42 및 0.52이며 이를 (3)式에 代入하여 對象地層의 音響係數를 算出한다.

結 論

反射波記錄의 振幅으로부터 地下物質의 音響係數를 算出함으로써 地下物質의 種類를 推定하는데 도움을 줄 수 있는 可能性을 理論的 및 實驗的으로 立證하였다.

信號對雜音비가 낮은 資料에 對해서는 各種 電算處理를 施行한 後에 振幅分析이 施行되어야 할 것인바 이에 對한 研究가 더 계속되어야 하며, 各種 岩石의 吸收率 測定을 위한 實驗的研究도 시행되어야 할 것이다.

參 考 文 獻

Becquey, M., Lavergne, M., and Willm, C. (1979) Acoustic impedance logs computed from seismic traces. Geophysics, v. 44, p. 485-1501.
 Domeico, S.N. (1976) Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. Geophysics, v. 41, p. 882-894.

- Hilterman, F.J. (1975) Amplitudes of seismic wave at quick look. *Geophysics*, V. 40, p. 745-762.
- Hubral, P. and Krey, T. (1980) Interval velocities from reflection time measurements. *Society of Exploration Geophysicists*, pp. 203.
- Johnstone, D.H. and Toksöz, M.N. and Timur, A. (1979) Attenuation of Seismic waves in dry and Saturated rocks I. Laboratory measurement. *Geophysics*, v. 44, p. 681-690.
- Lavergne, M. and Willm, C. (1977) Inversion of Seismogram and pseudo-velocity logs. *Geophysical Prospecting*, v. 25, p. 232-250.
- Lindseth, R.O. (1976) Seislog process uses seismic reflection traces. *Oil and Gas Journals*, v. 74, No. 43, p. 67-71.
- Newman, P. (1973) Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, v. 38, p. 481-488.
- Ostrand, W.J. (1984) Peane wave reflection coefficient for gas-sands at normal angles of incidence. *Geophysics*, v. 49, p. 1637-1648.
- Sheriff, R.E (1973) Factors affecting amplitude. *Geophysical Society of Houston Symposium*, Oct. 8-9, 1973.
- Tanner, M.T. and Koehler, T. (1969) Velocity spectra, digital computer derivation and application of velocity functions. *Geophysics*, v. 34, p. 859-881.
- Yang, S.J. and Choi, S.M. (1984) Interpretation of CDP seismic reflection data on 3-D plane layers. *Jour. of KIME*, v. 21, p. 269-278.
- Yang, S.J. and Kim, Y.S. (1986) Characteristics of reflection and transmission coefficients in several important strata. *Jour. of KIME*, v. 23, p. 54-61.
- Zoeppritz, K. (1919) Über Erdbedenwellen vllb Göttinger Nachrichten, p. 66-84.