

이방성 지층에서의 탄성과 반사 주시자료의 해석에 관한 연구

황세호* · 양승진** · 장성형** · 김종열***

A Study on Interpretation of Seismic Reflection Traveltimes in Anisotropic Layers

Se Ho Hwang*, Seung Jin Yang**, Seong Hyung Jang** and Jung Yul Kim***

ABSTRACT: This paper presents a technique to determine anisotropic elastic coefficients from traveltimes of seismic reflections or vertical seismic profiling (VSP) in transversely isotropic layers whose thicknesses are known. The elastic coefficients are calculated from three different velocities (vertical, horizontal and skew velocities) which are determined from skew hyperbolic traveltimes by least-square fitting or semblance analysis.

This interpretation technique is tested for synthetic traveltime data obtained for transversely isotropic models. The test shows that the anisotropic elastic constants of the models are determined accurately by this interpretation method.

서 론

탄성과 탐사자료의 해석에 있어서 일반적으로 매질을 등방성이라 가정한다. 그러나 실험실에서 암편에 대한 속도 측정 결과 거의 대부분의 미고결 혹은 고결된 퇴적암류는 이방성을 나타내고 있다 (White et al., 1983). Thomsen (1986)의 연구 결과에 의하면 대부분 암석들은 10~20%의 이방성을 가지고 있기 때문에 탄성과 탐사자료는 이방성을 고려하여야 더욱 정확한 해석을 할 수 있다. 최근에는 측정장비가 정밀해짐에 따라서 탄성과의 다성분 측정이 가능하게 되었으며, 이로 인한 이방성 해석 방법의 도입은 암종판단에 필요한 정보를 제공하여 준다. 이방성 지층 중 횡적등방성은 수평 및 수직방향의 속도가 다르며 수직축을 속도 대칭축으로 하는 경우로서 탄성과 자료 해석시 이 횡적등방성을 고려하여 해석하는 연구가 많이 시행되고 있다. 즉 주시자료를 이용하여 매질의 이방성을 규명하는 분야와 횡적등방성 지층에 대한 주시자료의 특성과 해석에 관한 분야와 VSP자료 또는 반사와 주시자료로부터 각 지층에 대한 탄성계수를 구하는 분야 등에 연구가 집중되고 있다 (Byun and Corrigan, 1990; Sena,

1991).

본 연구에서는 1) 횡적등방성 매질에 대한 파선 추적법을 확립하여 이에 의해 횡적등방성 지층에 대한 반사와 주시를 계산하여 합성 탄성과 기록을 작성하고, 2) 이 자료에 대하여 Byun and Corrigan (1990) 및 Sena (1991)의 해석이론을 종합하여 이방성을 고려한 속도 분석 및 이방성 지층의 탄성계수를 결정하는 연구를 수행한다. 이 해석 방법은 VSP 주시자료 해석에도 적용될 수 있다.

이방성 매질의 탄성계수와 탄성과 속도와의 관계

이방성 매질의 탄성계수 C 는 응력 σ 와 변형률 ϵ 사이의 관계는

$$\sigma_k = C_{km} \epsilon_m \quad (k, m = 1, 2, 3, 4, 5, 6) \quad (1)$$

로 정의되며, 여기서 $\sigma_1 = \sigma_{11}$, $\sigma_2 = \sigma_{22}$, $\sigma_3 = \sigma_{33}$, $\sigma_4 = \sigma_{23} = \sigma_{32}$, $\sigma_5 = \sigma_{13} = \sigma_{31}$, $\sigma_6 = \sigma_{12} = \sigma_{21}$, $\epsilon_1 = \epsilon_{11}$, $\epsilon_2 = \epsilon_{22}$, $\epsilon_3 = \epsilon_{33}$, $\epsilon_4 = 2\epsilon_{23} = 2\epsilon_{32}$, $\epsilon_5 = 2\epsilon_{13} = 2\epsilon_{31}$, $\epsilon_6 = 2\epsilon_{12} = 2\epsilon_{21}$ 이고 C_{km} 은 σ 와 ϵ 의 비례상수이다. 따라서 이방성 매질은 $6 \times 6 = 36$ 개의 탄성계수를 갖는다. 이방성 매질은 대칭의 형태에 따라 분류하며 이에 따라 독립적인 탄성계수의 수도 달라진다 (Babuska et al., 1991).

횡적등방성 매질의 탄성계수 행렬은 5개의 독립적인 요소로 된 다음과 같은 대칭 행렬이며

* 대한광업진흥공사 기술사업부 (Korea Mining Promotion Corp., 686-48 SinDaebangdong, Seoul 156, Korea)

** 한양대학교 자원공학과 (Dept. of Mineral & Petroleum Eng., Hanyang Univ., Seongdong-ku, Seoul 133, Korea)

*** 한국자원연구소 (Korea Institute of Geology, Mining and Materials, 30 Kajeongdong, YuSung-ku, Daejeon 305-350, Korea)

$$C_{\alpha\beta} = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{11}-2C_{66} & C_{13} & & & \\ C_{11}-2C_{66} & C_{11} & C_{13} & & & \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & & C_{66} & \end{pmatrix} \quad (2)$$

등방성 매질에 대한 탄성계수는 위 행렬에서 $C_{11}=C_{33}=\lambda+2\mu=k+(4/3)\mu$, $C_{66}=C_{44}=\mu$, $C_{13}=C_{33}-2C_{44}=\mu\kappa$ 이며, λ , μ 및 κ 는 각각 Lamé 상수, 강성률 및 체적계수이다.

횡적등방성 매질의 P파, SV파, SH파의 위상속도 (Phase velocity) v_p , v_{sv} , v_{sh} 는 (Daley and Hron, 1977) 각각

$$\rho v_p^2(\theta) = \frac{1}{2} [C_{33} + C_{44} + (C_{11} - C_{33})\sin^2\theta + D(\theta)] \quad (3a)$$

$$\rho v_{sv}^2(\theta) = \frac{1}{2} [C_{33} + C_{44} + (C_{11} - C_{33})\sin^2\theta - D(\theta)] \quad (3b)$$

$$\rho v_{sh}^2(\theta) = C_{66}\sin^2\theta + C_{44}\cos^2\theta \quad (3c)$$

이며, 여기서 ρ 는 밀도, θ 는 Fig. 1과 같이 파면의 법선과 대칭축과의 사이각이고, $D(\theta)$ 는

$$D(\theta) = \{ (C_{33} - C_{44})^2 + 2[2(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})]\sin^2\theta + [(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})^2 - 4(C_{13} + C_{44})^2\sin^4\theta]^{1/2} \} \quad (4)$$

이다.

횡적등방성이 약한 매질의 경우에는 (Thomsen, 1986)

$$v_p(\theta) \cong \alpha_0(1 + \delta\sin^2\theta\cos^2\theta + \varepsilon\sin^4\theta) \quad (5a)$$

$$v_{sv}(\theta) \cong \beta_0 \left[1 + \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} (\varepsilon - \delta)\sin^2\theta\cos^2\theta \right] \quad (5b)$$

$$v_{sh}(\theta) = \beta_0(1 + \gamma\sin^2\theta) \quad (5c)$$

이며, 위식에서 ε , γ , α_0 , β_0 및 δ 는

$$\varepsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \quad (6a)$$

$$\gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}} \quad (6b)$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} \quad (6c)$$

$$\alpha_0 = \sqrt{C_{33}/\rho} \quad (6d)$$

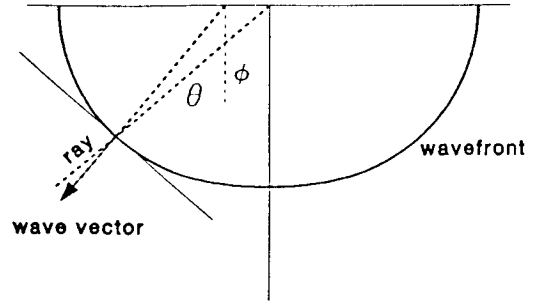


Fig. 1. Ray velocity versus phase velocity.

$$\beta_0 = \sqrt{C_{44}/\rho} \quad (6e)$$

Thomsen (1986) 및 Byun (1984)에 의하면 위상각 (Phase angle) θ 와 파선각 (Ray angle) ϕ 사이에는

$$\tan\phi = \tan\theta \left[1 + \frac{1}{\sin\theta\cos\theta} \frac{1}{v(\theta)} \frac{dv}{d\theta} \right], \quad (7a)$$

$$\tan(\phi - \theta) = \frac{1}{v(\theta)} \frac{dv(\theta)}{d(\theta)} \quad (7b)$$

의 관계가 있으며, 군속도 (Group velocity, 또는 Ray velocity) $V(\phi)$ 는 위상 속도 $V(\theta)$ 와

$$V^2(\phi) = v^2(\theta) + \left(\frac{dv}{d\theta} \right)^2 \quad (8)$$

의 관계가 있다 (Berryman, 1979).

식 (5), (7), (8)로 부터

$$V^{-2}(\phi) = a_0 + a_1\sin^2\phi + a_2\sin^4\phi \quad (9)$$

이며 (Sena, 1991; Byun et al., 1987) 위식에서 계수 a_0 , a_1 , a_2 는

가) P파의 경우 :

$$a_0 = \alpha_0^2, \quad a_1 = -2\delta\alpha_0^2, \quad a_2 = 2(\delta - \varepsilon)\alpha_0^2 \quad (10a)$$

나) SV파의 경우

$$a_0 = \beta_0^2, \quad a_1 = -2\beta_0^2 \left(\frac{\alpha_0}{\beta_0} \right)^2 (\delta - \varepsilon), \quad (10b)$$

$$a_2 = -2\beta_0^2 \left(\frac{\alpha_0}{\beta_0} \right)^2 (\delta - \varepsilon)$$

다) SH파의 경우

$$a_0 = \beta_0^2, \quad a_1 = -2\gamma\beta_0^2, \quad a_2 = 0. \quad (10c)$$

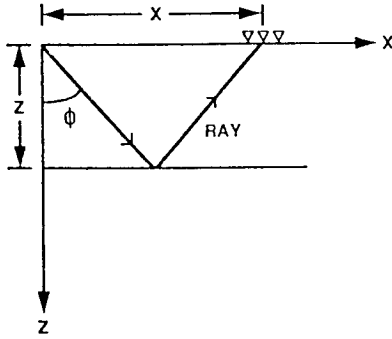


Fig. 2. Reflection in a transversely isotropic medium.

이방성 지층의 주시자료 해석

1개 지층의 탄성계수 결정

두께가 Z 인 Fig. 2와 같은 이방성 매질에서 입사각 ϕ 인 파선에 대한 탄성과 반사와 전파시간은

$$t = \frac{2Z}{V(\phi)\cos\phi} \quad (11)$$

이며 위식에 (9)를 대입하여 쌍곡선 식으로 표현하면

$$t^2 = \left(\frac{2Z}{V_v}\right)^2 + \left[\left(\frac{Z}{V_v}\right)^2 + \left(\frac{X}{2V_h}\right)^2\right] \frac{X^2}{Z^2 + (X/2)^2} \quad (12)$$

이며 여기서 V_v 는 평균 수직 속도, V_h 및 V_v 는 각각 수평 및 skew 속도이다 (Byun et al., 1989). 이 속도를 계수 a_0, a_1, a_2 로 나타내면

$$V_v^2 = \frac{1}{a_0}, \quad V_v^2 = \frac{1}{a_0 + a_1}$$

$$V_h^2 = \frac{1}{a_0 + a_1 + a_2} \quad (13)$$

이다 (Sena, 1991). 이방성 지층의 경우 $V_v \neq V_h \neq V_v$ 이어서 식 (12)는 Skewed hyperbola식이다. 등방성인 경우 ($\xi = \gamma = \delta = 0; a_1 = a_2 = 0$)에는 $V_v = V_h = V_v (= V_{RMS})$ 이어서 식 (12)는 Dix (1955)의 쌍곡선 식이 된다. 반사주시로부터 최소자승 적합법 또는 속도 스펙트럼법에 의해 V_v, V_h, V_v 가 결정될 수 있으며 이 속도로 부터 지층의 이방성 탄성 계수들을 다음과 같이 결정할 수 있다.

1개의 이방성 지층의 V_v, V_h 및 V_v 는 (13), (10) 및 (6)에 의해 지층의 탄성계수로 표현하면

P파의 경우

$$V_p^2 = \alpha_0^2 = \frac{C_{33}}{\rho} \quad (14a)$$

$$V_\gamma^2 = \alpha_0^2(1 + 2\delta) \quad (14b)$$

$$V_h^2 = \alpha_0^2(1 + 2\epsilon) = \frac{C_{11}}{\rho} \quad (14c)$$

SV파의 경우

$$V_v^2 = \beta_0^2 = \frac{C_{44}}{\rho} \quad (15a)$$

$$V_r^2 = \beta_0^2 \left[1 + 2 \left(\frac{\alpha_0}{\beta_0} \right)^2 (\epsilon - \delta) \right] \quad (15b)$$

$$V_l^2 = \frac{C_{44}}{\rho} \quad (15c)$$

SH파의 경우

$$V_v^2 = \beta_0^2 = \frac{C_{44}}{\rho} \quad (16a)$$

$$V_r^2 = V_h^2 = \frac{C_{66}}{\rho} \quad (16b)$$

이다. 따라서 P파와 SH파에 대한 속도분석에 의해 V_p, V_h, V_v 를 구하면 위 식에 의해 5개의 탄성계수 ($C_{11}, C_{33}, C_{44}, C_{66}, \delta \rightarrow C_{13}$)를 계산할 수 있다.

다층구조에 대한 탄성계수의 결정

n 개의 횡적등방성 다층구조 지층에 대한 음원-수진기 거리 X 에 대한 반사주시를

$$t^2 = C_1 + C_2 X^2 + C_3 X^4 + \dots \quad (17)$$

로 나타낼 때 계수 C_1, C_2, C_3 는 각각

$$C_1 = \left(2 \sum_{k=1}^n t_k \right)^2 = T_0^2 \quad (18a)$$

$$C_2 = \frac{\sum_{k=1}^n t_k}{\sum_{k=1}^n t_k V_{jk}^2} = \frac{1}{V_{jRMS}^2} \quad (18b)$$

$$C_3 = \frac{1}{T_0^3 V_{\text{RMS}}^8} \left\{ \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n t_k V_{\gamma k}^4 \left[4 \frac{V_{\gamma k}^4}{V_{\gamma k}^2} \left(\frac{1}{V_{hk}^2} - \frac{1}{V_{\gamma k}^2} \right) - 1 \right] + \frac{1}{4} T_0 V_{\text{RMS}}^4 \right\} \quad (18c)$$

이다 (Sena, 1991).

위 식에서 $t_k = d_k/V_{vk}$ 는 k 번째 지층에 대한 편도 영주시이며, d_k 는 k 층의 두께, V_{vk} , V_{hk} , $V_{\gamma k}$ 는 각각 k 층의 V_v , V_h , V_{γ} 값이고 T_0 는 n 개 지층에 대한 왕복 영주시이다. 식 (17)을 식 (12)의 Skew 쌍곡선식과 비교해 보기 위해 식

$$(12) \text{의 끝항을 } \frac{X^2}{Z^2 + (X/2)^2} \cong \frac{X^2}{Z^2} \left[1 - \left(\frac{X}{2Z} \right)^2 \right] \text{로 놓고 식}$$

(12)를 재정리하면

$$t^2 = \left(\frac{2Z}{V_v} \right)^2 + \frac{X^2}{V_{\gamma}^2} + \frac{1}{4Z^2} \left(\frac{1}{V_h^2} - \frac{1}{V_{\gamma}^2} \right) X^4 + \dots \quad (19)$$

식 (17)와 식 (19)에서

$$V_v = \frac{2Z}{T_0} = \frac{2}{T_0} \sum_{k=1}^n t_k V_{vk} \quad (20)$$

$$V_{\gamma}^2 = V_{\text{RMS}}^2 = \frac{2}{T_0} \sum_{k=1}^n t_k V_{\gamma k}^2 \quad (21)$$

$$\frac{1}{V_h^2} = \frac{V_v^2}{T_0 V_{\gamma}^8} \left\{ \frac{1}{2} \sum_{k=1}^n t_k V_{\gamma k}^4 \left[4 \frac{V_{\gamma k}^4}{V_{\gamma k}^2} \left(\frac{1}{V_{hk}^2} - \frac{1}{V_{\gamma k}^2} \right) - 1 \right] + \frac{1}{4} T_0 V_{\gamma}^4 \right\} + \frac{1}{V_{\gamma}^2} \quad (22)$$

즉, 횡적등방성 다층구조에 대한 반사 또는 VSP 주시곡선에서 걸보기 속도 (V_v , V_h , V_{γ})를 구하면 각 층의 구간 속도 (V_v , V_h , V_{γ})를 계산할 수 있다.

심도 Z 를 알고 있을 경우, $V_v(Z)$ 는 영주시 ($t_0 = 2Z/V_0$)에서 계산하고 $V_h(Z)$ 및 $V_{\gamma}(Z)$ 는 식 (12)를 이용한 Semblance 분석법 (Byun et al., 1990)에 의해 결정하거나 또는 주시곡선을 식 (12)를 이용하여 최소자승법 (Press et al., 1992)으로 계산한다. 그리고 각 층의 구간 속도는 식 (20)~(22)식을 이용하여 다음과 같이 구한다.

수직 구간 속도

$$V_{vk} = \frac{T_0(Z_k)V_v(Z_k) - T_0(Z_{k-1})V_v(Z_{k-1})}{T_0(Z_k) - T_0(Z_{k-1})} \quad (23a)$$

skew 구간 속도

$$V_{\gamma k}^2 = \frac{T_0(Z_k)V_{\gamma}^2(Z_k) - T_0(Z_{k-1})V_{\gamma}^2(Z_{k-1})}{T_0(Z_k) - T_0(Z_{k-1})} \quad (23b)$$

수평 구간 속도

$$\frac{1}{V_{hk}^2} = \frac{1}{V_{\gamma k}^2} + \frac{f_k - f_{k-1}}{S_k} \quad (23c)$$

$$f_k = \frac{T_0(Z_k)V_{\gamma}^4(Z_k)}{8}$$

$$\left[\frac{4V_{\gamma}^4(Z_k)}{V_v^2(Z_k)} \left(\frac{1}{V_h^2(Z_k)} - \frac{1}{V_{\gamma}^2(Z_k)} \right) - 1 \right] + \frac{1}{4} \sum_{m=1}^k t_m V_{\gamma m}^4$$

$$S_k = t_k \frac{V_{\gamma k}^8}{V_{vk}^2}$$

따라서 위 구간 속도와 식 (14)~(16)을 이용하면 각층의 $\sqrt{C_{11}/\rho}$, $\sqrt{C_{33}/\rho}$, $\sqrt{C_{13}/\rho}$, $\sqrt{C_{44}/\rho}$, $\sqrt{C_{66}/\rho}$ 값을 결정할 수 있다. VSP (Vertical Seismic Profiling)의 경우에는 시추공의 여러 심도 지점에서 발파하고 지표의 수진점에서 수진함으로 식 (12)의 왕복 영주시 ($t_0 = 2Z/V_v$) 대신 편도 영주시 ($t_0 = Z/V_v$)로 대체하고 음원-수진기거리 (X) 대신 지표의 시추공 위치에서 수진점까지의 거리 (x)로 대체하면 VSP 주시 관계식이 됨으로 반사 주시자료 해석과 동일한 방법으로 VSP 주시자료에서 이방성 지층요소들을 해석할 수 있다.

전산 모형 실험

횡적등방성 지층에 대한 주시자료에서 구간 탄성계수를 역산하는 전산 모형 실험을 수행하기 위해 임의의 지층에 대한 탄성계수를 가정한 후 이에 대한 음원-수진기 간의 파선 경로 및 주시를 Snell 법칙과 ray parameter를 이용하여 다음과 같은 방법으로 파선 추적한다. 즉,

(1) 음원에서 출발각 θ 를 정한다.

(2) 식 (3)을 이용하여 이 θ 에 대한 위상속도 $v(\theta)$ 와 그에 대한 미분치 $dv/d\theta$ 를 계산한다.

(3) $v(\theta)$ 와 $dv/d\theta$ 를 식 (8)과 (7)에 대입하여 군속도 $V(\theta)$ 와 파선각 ϕ 를 계산한다.

(4) 이 ϕ 를 이용하여 다음 지층 경계면까지 파선추적한다.

(5) $v(\theta)$ 와 θ 를 이용하여 ray parameter ($p = \sin\theta/v(\theta)$)를 계산한다.

(6) (4)에서 결정된 지층 경계면과 파선과의 교점에서의 굴절각, θ 은 다음과 같이 계산한다. 즉, 두 지층 경계면

Table 1. Transversely isotropic layer model.

Layer no	Material	Depth (m)	Elastic constants(m/s)				
			$\sqrt{C_{11}/\rho}$	$\sqrt{C_{33}/\rho}$	$\sqrt{C_{13}/\rho}$	$\sqrt{C_{44}/\rho}$	$\sqrt{C_{66}/\rho}$
1	Limestone-shale	400	3826	3308	2076	1820	2260
2	Anisotropic shale	900	3018	2747	1725	1509	1963
3	Sand-anisotropic shale	1500	3050	3011	1891	1655	1684

Table 2. P and SH wave apparent velocities determined from seismograph in Fig. 3.

Layer no.	quasi-P wave				SH wave		
	T_0 (s)	V_p (m/s)	V_h (m/s)	V_v (m/s)	T_0 (s)	V_h (m/s)	V_h (m/s)
1	0.24184	3307.89	3823.61	3289.65	0.43956	1820.00	2260.00
2	0.60587	2970.93	3498.49	2916.97	1.10225	1633.02	2114.49
3	1.00441	2986.83	3338.46	2971.79	1.82733	1641.76	1976.36

Table 3. Elastic constants of transversely isotropic layer determined from apparent velocities in Table 2.

Layer no	Material	Elastic constants(m/s) (Error%)				
		$\sqrt{C_{11}/\rho}$	$\sqrt{C_{33}/\rho}$	$\sqrt{C_{13}/\rho}$	$\sqrt{C_{44}/\rho}$	$\sqrt{C_{66}/\rho}$
1	Limestone shale	3824 (0.063)	3308	2063 (0.616)	1820	2260 (0.000)
2	Anisotropic-shale	3180 (5.352)	2747	1642 (4.967)	1509	2012 (2.506)
3	Sand-anisotropic shale	3199 (4.885)	3011	1655 (1.926)	1655	1746 (3.656)

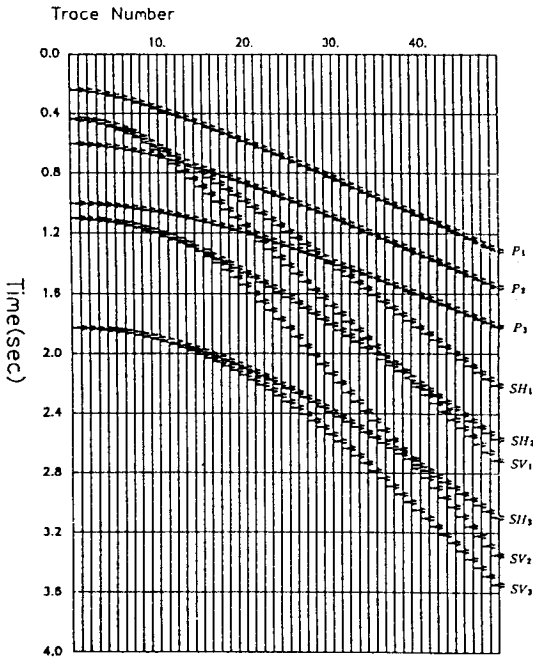


Fig. 3. Synthetic seismogram for transversely isotropic layered model in Table 1.

에서 ray parameter가 동일하므로 (5)에서 $v(\theta)/\sin\theta = v(\theta)/\sin\theta = p$ 이며 $v(\theta) = \sin\theta/p$ 를 식 (3)에 대입하여 θ 를

계산하면 이 θ 가 다음 지층에서의 출발각, θ_0 이 된다.

(7) (1)~(6)의 과정을 파선이 수진기에 도달할 때까지 반복하여 파선 경로 및 파의 전파 시간을 계산한다.

위 파선 추적 방법에 의해 횡적등방성 모형 지층에 대한 합성 탄성과 반사 기록을 작성하고 이 반사 기록을 앞절의 해석 방법으로 분석하여 모형 지층의 탄성계수가 규명될 수 있는 가를 실험해 보기로 한다.

Table 1은 3층의 횡적등방성 지층모형이며 지층 하부면까지의 깊이는 각각 400, 900 및 1500 m이다. Fig. 3은 Table 1의 모형에 대해 앞에서 기술한 파선 추적법으로 P파, SV파, SH파의 반사 주시 자료를 탁월주기가 30 Hz인 Ricker 파형으로 나타낸 CDP합성탄성과 기록이다. 여기서 최초 음원-수진기 거리 및 각 수진기간의 간격은 공히 100 m이고 총 트레이스 수는 49이다. 이 탄성과 기록은 수평 지층에 대한 것임으로 공심점 트레이스 모음 (CDP trace gather)에 상당한다. 본 도에서 보듯이 음원-수진기 거리가 가까울수록 SV 및 SH파의 전파 시간이 같으며 음원-수진기 거리가 멀어질수록 이 두 파의 주시차가 커져서 분리되는 것을 알 수 있다. 전파 시간이 작은 것은 SH파이고 큰 것은 SV파이다.

Fig. 3의 P 및 SH파 주시자료에서 각층의 겹보기 속도 V_h , V_v 값은 비선형 최소자승법 (Marquardt-Levenburg

Table 5. Transversely isotropic and isotropic layer model.

Layer no	Material	Depth (m)	Elastic constants(m/s)				
			$\sqrt{C_{11}/\rho}$	$\sqrt{C_{33}/\rho}$	$\sqrt{C_{13}/\rho}$	$\sqrt{C_{44}/\rho}$	$\sqrt{C_{66}/\rho}$
1	Limestone-shale mix	400	3308	3308	2077	1820	1820
2	Anisotropic shale	900	3018	2747	1725	1509	1509
3	Sand-Shale mix	1500	3011	3011	1894	1655	1655

Table 6. P and SH wave apparent velocities determined from traveltimes for the model in Table 5.

Layer no.	quasi-P wave				SH wave		
	T_0 (s)	V_v (m/s)	V_h (m/s)	V_r (m/s)	T_0 (s)	V_r (m/s)	V_h (m/s)
1	0.2410	3308.5	3308.15	3292.31	0.4396	1819.84	1820.00
2	0.6058	2971.3	3155.58	2950.56	1.1022	1633.90	1914.72
3	1.0041	2987.8	3096.26	2983.61	1.8273	1647.70	1827.36

Table 7. Elastic constants for transversely isotropic and isotropic layers determined from apparent velocities in Table 6.

Layer no	Material	Elastic constants(m/s) (Error%)				
		$\sqrt{C_{11}/\rho}$	$\sqrt{C_{33}/\rho}$	$\sqrt{C_{13}/\rho}$	$\sqrt{C_{44}/\rho}$	$\sqrt{C_{66}/\rho}$
1	Limestone-shale mix	3307 (0.039)	3309	2066 (0.523)	1820	1820 (0.000)
2	Anisotropic shale	3153 (4.489)	2747	1691 (1.957)	1511	1975 (0.614)
3	Sand-Shale mix	3032 (0.681)	3013	1889 (0.246)	1669	1686 (1.868)

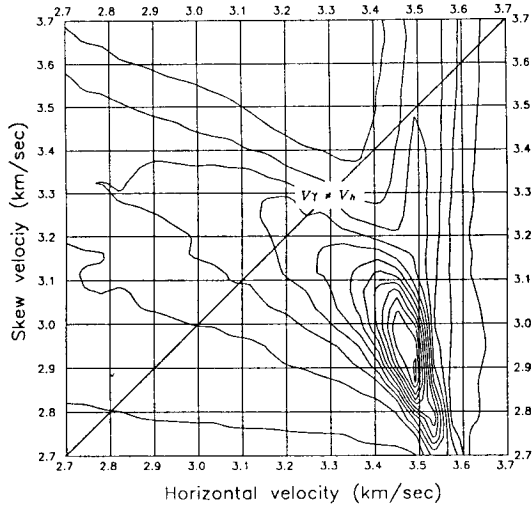


Fig. 4. Velocity spectra in V_h and V_r domain for seismograph P2 in Fig. 3.

nonlinear fitting; Press et al., 1992)에 의해 식 (12)로 적합 (fitting)시킴으로서 계산하고, V_h 는 T_0 와 지층의 심도에서 계산한 결과로 Table 2와 같다. 전절에서 설명한 구간 탄성계수 계산법을 이용하여 Table 2의 속도로부터

구한 탄성 계수는 Table 3과 같으며 이는 Table 1의 실제 탄성계수 값과 거의 일치한다.

이방성 지층에 대한 겹보기 속도 결정은 위에 기술한 Fitting법 대신 속도 스펙트럼을 이용할 수도 있다. 즉 (12)에서 심도 Z 를 알 경우 $T_0=2Z/V_v$ 에서 V_v 를 결정하고 이 T_0 에 대한 반사 주시자료에서 V_r 및 V_h 에 대한 Semblance를 계산하여 속도 스펙트럼을 구하면 그 정점이 V_r 및 V_h 가 된다 (Byun et al, 1989). 이 방법에 의한 V_r 및 V_h 결정의 정확성을 검토해 보기 위해 Table 1의 2층에 대한 P와 합성 주시자료 (Fig. 3에서 $t_0=0.6$ sec의 P2 곡선)에 대해 속도 스펙트럼을 작성한 결과 Fig. 4와 같다.

Fig. 4에서 보듯이 Semblance 정점이 $V_r=V_h$ 선 위에 있지 않고 수평속도 (V_h) 축으로 치우쳐 있으며 정점의 위치가 $V_h=3.490$ km/s, $V_r=2.910$ km/s로서 $V_h \neq V_r$ 인 이방성을 지시한다. 이들 V_h 및 V_r 값은 최소자승 Fitting법으로 구한 값 (Table 2 참조)과 거의 같으며 따라서 각 층에 대한 P 및 SH파의 주시 자료에 대해 속도 스펙트럼을 작성하여 이로부터 겹보기 속도값을 구하고 이 속도에서 구간 탄성계수를 결정할 수 있다.

Table 5는 2개의 등방성 지층 사이에 이방성 지층이 존재하는 모형으로 1층은 등방성 지층, 2층은 이방성 지층, 3층은 등방성 지층이며 각층의 심도와 음원 및 수진기

배열은 Table 1에 대한 모형과 동일하다.

Table 5에 대한 P 및 SH 반사와 주시자료를 식 (12)로 최소자승 fitting하여 구한 각층의 겹보기 속도는 Table 6과 같다.

이 겹보기 속도로부터 앞의 모형에 적용한 방법으로 계산한 구간 탄성계수는 Table 7과 같으며 이는 Table 5의 실제 모형과 거의 일치한다.

결 론

본 연구에서는 횡적등방성 다층구조의 CDP 반사주사에서 겹보기 속도 (V_v, V_h, V_v)를 구하여 이로부터 구간 탄성계수를 산출한 결과 모형지층의 탄성계수 값과 거의 같은 값을 얻을 수 있었다. VSP 자료의 경우는 편도 영 주시를 이용하여 같은 방법으로 해석할 수 있음을 보였다.

본 해석 방법에 있어서 각층의 심도는 기지수이며 따라서 이 해석법은 시추 등에 의해 심도가 알려진 지역에 대해 적용할 수 있으며 심도를 모르는 지역의 반사자료의 이방성 해석시는 심도를 역산할 수 있는 기타 역산법으로 심도를 결정된 후 본 방법을 적용해야 한다.

감 사

본 연구는 한국과학 재단의 연구지원 (KOSEF 89-0610-02)과 한국자원연구소의 위탁연구 지원 (KR-91~93 (T))에 의해 시행된 연구 성과중 일부이며 위 기관의 연구지원에 감사한다. 그리고 논문 평가위원들의 세밀한 검토와 수정 보완에 대해 감사한다.

참고문헌

Babuska, V. and Cane, M. (1991) Seismic anisotropy in the earth. Kluder Academic Pub.

Berryman, J. G. (1979) Long-wave elastic anisotropy in transversely isotropic media. *Geophysics*, v. 44, p. 896-917.

Byun, B. S. (1984) Seismic parameters for transversely isotropic media. *Geophysics*, v. 49, p. 1908-1914.

Byun, B. S. and Corrigan, D. C. (1990) Seismic travelttime inversion for transverse isotropy. *Geophysics*, v. 55, p. 192-200.

Byun, B. S., Corrigan, D. and Gaiser, J. E. (1989) Anisotropic velocity analysis for lithology discrimination. *Geophysics*, v. 54, p. 1564-1574.

Crampin, S. (1989) Suggestion for a consistent terminology for seismic anisotropy. *Geophys. Prosp.*, v. 37, p. 753-770.

Daley, P. F., Hron, E. (1977) Reflection and transmission coefficients for transversely isotropic media. *Bull. Seis. Soc. Am.*, v. 67, p. 661-675.

Dix, C. H. (1955) Seismic velocity from surface measurements. *Geophysics*, v. 20, p. 68-86.

Kerner, C., Dyer, B. and Worthington, M. (1989) Wave propagation in a vertical transversely isotropic medium: Field experiment and model study. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, v. 97, p. 295-309.

Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A. and Vetterling, W. T. (1992) *Numerical Recipes*. Cambridge University Press.

Sena, A. G. (1991) Seismic travelttime equations for azimuthally anisotropic and isotropic media: Estimation of interval elastic properties. *Geophysics*, v. 56, p. 2090-2109.

Thomsen, L. (1986) Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, v. 51, p. 1954-1966.

White, J. E., Martineau-Nicletis, L. and Monash, C. (1983) Measured anisotropy in Pierre shale. *Geophys. Prosp.*, v. 31, p. 709-725.