

이학석사 학위논문

탄성과 굴절면의 영상화 기법 연구

지도교수 공영세

이 논문은 에 제출함



2005년 2월

부경대학교 대학원

응용지질학과

임지현

임지현의 이학석사 학위논문을 인준함

2005년 2월

주 심 공학박사 김 희 준 

위 원 이학박사 최 광 선 

위 원 이학박사 공 영 세 

목 차

Abstract	i
List of Figures	iii
List of Table	vi
제 1 장 서론	1
제 2 장 탄성과 굴절법 탐사	3
2.1. 탐사 원리	3
2.2. 자료 취득	7
2.2.1. 탐사 장비	7
2.2.2. 탐사 방법	15
2.3. 자료 해석	16
2.3.1. GRM (generalized reciprocal method)	20
제 3 장 실제 탐사에서의 적용	22
3.1. 자료 취득	22
3.1.1. 탐사 지역	22
3.1.2. 탐사 장비	22
3.1.3. 탐사 방법	23
3.2. 자료 해석	23
3.2.1. 파면법을 이용한 굴절면 영상화	23
3.2.1.1. 동적 프로그래밍 주시 계산 방법	23
3.2.1.2. 파면법 적용을 위한 모델링	30
3.2.1.3. 실제 자료에서의 파면법 적용 결과	35
3.2.2. 콘볼루션 단면을 통한 굴절면 영상화	38
3.2.2.1. 콘볼루션 적용을 위한 모델링	43
3.2.2.2. 실제 자료에서의 콘볼루션 적용 결과	43
제 4 장 결론	49
참고 문헌	50

요약	52
----------	----

사사	53
----------	----

Study on Refractor Imaging Technique

Lim, Ji-Hyun

*Department of Applied Geology, Graduate School
Pukyong National University*

Abstract

In this paper, we discuss a method for imaging refraction interfaces by using a wavefront and convolutional method. Wavefronts were derived from the first arrival times observed on the surface. Refraction interfaces are imaged by reconstructed wavefronts through first arrival times, and proved to be accurate in the modeling of syncline structure and the field data. The advantage of this approach is that it does not require traveltime curve. And so not time-consuming. The final locus of the refraction interface is sensitive to errors in the picked times and to an incorrect choice of the reciprocal time and velocity field.

Convolutional method does not require picking first break times. This avoids both the time-consuming procedure associated with the picking of first arrivals and the possibility of erroneous picks. Therefore, imaging of refractor by convolution is more productive. The intercept times in refraction data are obtained by convolution of two traces at the same receiver point generated by different shots. The convolution method handles the original wave

forms so that we can apply many of the sophisticated data processing techniques to convolution section.

List of Figures

Figure 1. Reflected and refracted P-rays associated with a P-ray obliquely incident on an interface of acoustic impedance ($z=\rho v$) contrast (a) and critical refraction (b).

Figure 2. Successive positions of the expanding wavefronts for direct and refracted waves through a two-layer model. θ_c : critical angle, and X_{cross} : crossover distance.

Figure 3. Frequency specific of source.

Figure 4. Schematic cross-sections of four types of geophones: (a) vertical geophone, b) gimball form, c) 3-component geophone, and d) transverse wave geophone.

Figure 5. Time-distance curves for the direct wave and the head waves for a 3-layer structure and direct and refracted ray paths.

Figure 6. Refracted ray path for a two-layer model.

Figure 7. Geometry of the grid layout consisting of velocity cells.

Figure 8. A constant slowness grid cell with minimum time ray path where curved wave fronts are assumed.

Figure 9. The time grid are shown in (a), (b). The center of these columns have been cut away.

Figure 10. Forward and reverse first arrival wavefronts for a syncline model. Overburden velocity is 1500 m/s, and bedrock velocity is 2500 m/s. Grid cell size is 2 m and contour interval for wavefronts is 30 ms.

Figure 11. Emergent wavefronts reconstructed from the surface arrival times recorded over the syncline model. Downward continuation velocity $v(x, z)$ is 1500 m/s. Grid cell size is 2 m and contour interval for wavefronts is 30 ms.

Figure 12. Superposition of two reconstructed wavefront systems in Figure 11. Red line is the locus satisfying the refractor imaging condition.

Figure 13. Different imagings corresponding to increments of 10 ms in refractor. Red line is the images corresponding to correct values of T_R and v .

Figure 14. Emergent wavefronts reconstructed from the surface arrival times recorded over the syncline. Downward continuation velocity $v(x, z)$ is 1500 m/s. Grid cell size is 2 m and contour interval for wavefronts is 30 ms.

Figure 15. Superposition of two reconstructed wavefront systems in Figure 14.

Figure 16. Different imagings corresponding to increments of 10 ms in imaging time. Red line is the images corresponding to correct

values of reciprocal time and v .

Figure 17. Reciprocal method for the interpretation of refraction seismic data.

Figure 18. Convolution of the forward and reverse profile traces.

Figure 19. A seismic section of syncline model for forward and reverse traces.

Figure 20. A convolution section for the syncline model generated by convolving forward and reverse shot records.

Figure 21. Field records for channel 1 to 48. Geophone interval is 1 m.

Figure 22. Convolution section of field records. Red line shows a refractor.

Figure 23. Depth computed from travelttime data measured by the 48-channel the geophone array.

List of Table

Table 1. Equipments of refraction survey in this paper

제 1 장 서 론

탄성과 탐사는 탐사방법에 따라 크게 굴절법과 반사법으로 나눌 수 있다. 탄성과 굴절법 탐사는 매질의 탄성특성에 의해 전파되는 탄성과 중시하매질 내 경계면으로부터 굴절되어 지표에 도달한 굴절파를 기록하고 이를 해석함으로써 지층의 심도 및 지하의 속도구조를 규명하는 방법이다. 반면 탄성과 반사법 탐사는 지층의 음향 임피던스 (acoustic impedance = 밀도 $\times$ 탄성과 속도) 차이에 의해 지층경계로부터 반사되어 온 반사파들을 식별하고 해석하는 탐사방법이다. 해상도가 뛰어나 실제의 지질단면도와 유사한 탄성과 단면도를 얻을 수 있어 석유 탐사와 같은 정밀 탐사에 많이 사용된다. 그러나 탐사 설계 및 해석에서 여러 가지 기술적인 어려움으로 인해서, 댐이나 도로 건설 등을 비롯한 구조물 설치를 위한 기반 조사에는 굴절법 탐사가 더 많이 이용되고, 반사법 탐사 자료의 풍화대 보정에 필요한 지표층의 정보를 얻는데도 탄성과 굴절법 탐사 자료가 이용된다.

탄성과 굴절법 탐사에서는 일반적으로 각 수진점에 도달하는 직접파와 선두파의 초동만을 읽어 주시곡선을 작성하고, 주시곡선도 상에 나타나는 각 직선들의 기울기로부터 지층의 속도를 결정한 후, 각 지층의 경계면까지의 깊이를 계산한다.

주시곡선 (traveltime curve chart)은 각 탄성과 트레이스에서 초동만을 발췌하여 얻게 되므로 X_{cross} 에서 교차하는 직접파와 굴절파 주시로 이루어지는 직선의 형태가 된다. 이때 굴절파 주시를 나타내는 직선을 원점거리까지 연장하였을 때 시간축과 만나는 시간을 절단시간 (intercept time)이라 한다. 이러한 주시곡선은 굴절법 자료의 해석에 있어 기본이 되는데, 주시곡선도 상의 각 직선들의 기울기는 지층의 속도를 결정을 위한

정보가 되며, 각 직선의 절단시간들은 각 층의 경계면까지의 심도 계산을 위한 정보가 된다.

이러한 기존 굴절법 해석 방법은 초동을 발채하여 굴절면을 영상화하는데 있어 그래픽적인 기법에 의존했다. 이에 따른 초동 발채와 그래픽적인 작업에 소비되는 시간과 초동발채 시 발생하는 주관적인 발채에 따른 오차가 있어 결과에 대한 신뢰도가 떨어지게 된다. 최근 이런 문제들을 보완하기 위한 방법들이 연구되어 왔다. 그중 초동을 발채한 후 그 초동에 의해 추정되는 파면을 이용해서 간단히 굴절면을 찾을 수 있는 파면법과 초동의 발채 없이 반사법에서 이용되는 것과 같이 굴절법 자료에 콘볼루션을 적용하여 굴절면을 영상화 하는 방법에 대해 연구한다.

제 2 장 탄성과 굴절법 탐사

굴절법 탐사는 매질의 탄성 특성에 의해 전파되는 탄성과 에너지 중 지하매질 내 경계면으로부터 굴절되어 지표에 도달한 굴절파와 표토층을 전파하는 직접파를 기록하고 이를 해석함으로써 각각 지층의 심도 및 지하의 속도 구조에 대한 정보를 얻는 탐사방법을 말한다.

이러한 굴절법 탐사는 반사법 탄성과 탐사와는 달리 지하 매질에 대한 속도와 심도 정보를 동시에 제공하고, 탐사장비가 비교적 간편하고 조작이 용이하며, 탐사 작업이 용이하고 경제적이라는 장점을 가지고 있다. 따라서 댐이나 도로 등 대규모 구조물 설치를 위한 기반 조사나 중요한 석유 부존 구조 중의 하나인 암염돔 (salt dome) 탐사 및 미개발 지역에 대한 지질조사, 지하수 탐사, 광물 탐사 등에 널리 이용되어 왔다.

2.1. 탐사 원리

매질이 균질하고 각 방향으로의 탄성과 전파 속도가 동일하다면 매질 내의 임의의 한 점에서 주어진 교란에 의한 탄성파는 사방으로 구의 형태를 이루면서 전파하게 될 것이다. 이는 잔잔한 수면에 던진 돌에 의해 형성되는 파문이 동심원의 형태를 이루며 사방으로 전파하는 것과 동일한 원리이다. 이러한 구형파면 (spherical wavefront)들의 전파는 기본적으로 우리가 잘 알고 있는 호이겐스의 원리 (Huygence's principle)를 따른다. 한편 파원으로부터 상당히 먼 거리에서 이러한 구형파의 파면은 구형이 아닌 평면으로 근사되며, 우리는 이러한 가정을 평면파 (plane wave) 가정이라 한다. 이러한 평면파 가정은 탄성과 탐사에서 파의 거동을 설명하는데 있어 중요한 역할을 하게 된다.

한편, 매질 내를 전파하는 탄성파는 속도가 다른 두 매질의 경계면에 입사하게 되면, 그 에너지의 일부는 하부 매질로 투과되고 일부는 경계면에서 반사되게 되는데, 이러한 경계면에서의 파의 거동 양상을 설명하는 것이 바로 우리가 잘 알고 있는 스넬의 법칙 (Snell's law)이다 (Figure 1).

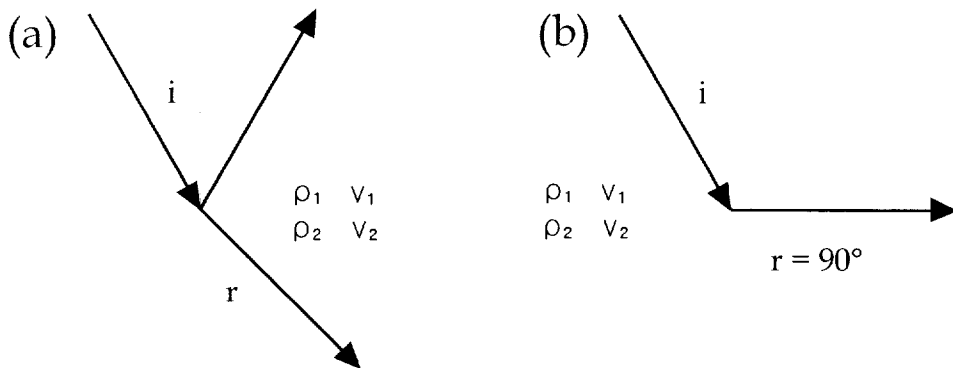


Figure 1. Reflected and refracted P-rays associated with a P-ray obliquely incident on an interface of acoustic impedance ($z=\rho v$) contrast (a) and critical refraction (b).

이러한 스넬의 법칙을 파선 (ray)을 이용하여 설명한 것으로서, 일반적인 경우에 대해 경계면에서 반사 또는 굴절되는 파의 진행 양상을 설명하고 있다 (Figure 1a). 일반적으로 파가 θ_i 의 입사각으로 경계면에 입사하면, 반사파는 입사각과 동일한 각도로 반사된다. 한편 굴절파의 굴절각은 경계면 상·하부 매질의 속도와 입사각에 따라 결정되며 스넬의 법칙에 의하면 아래와 같은 간단한 식으로 표현된다.

$$\frac{\sin\theta_i}{\sin\theta_t} = \frac{v_1}{v_2} \quad (2-1)$$

여기서 θ_i : 입사각

θ_t : 굴절각

v_1 : 상부층에서의 탄성파 전파 속도

v_2 : 하부층에서의 탄성파 전파 속도

이는 경계면에 대한 입사각과 굴절각의 비는 상하부 매질에서의 탄성파의 전파 속도의 비와 같다는 것을 의미한다. 그러나 하부 매질에서의 탄성파 전파속도가 상부 매질에서보다 상대적으로 클 경우 (Figure 1b), 특정한 입사각에 대해서는 굴절각이 90° 가 되어 파가 매질의 경계면을 따라 하부 매질의 속도로 전파하게 되는데 이를 임계굴절 (critical refraction)이라 하며, 이때 파의 입사각을 임계각 (critical angle)이라 한다.

Figure 2는 이러한 경계면에 임계각으로 입사된 임계굴절파가 지표에 도달하는 원리를 파면 (wavefront)의 관점에서 살펴본 것이다. Figure

2에서와 같이 입사파의 파면이 경계면에 도달하여 임계굴절이 일어나는 경우, 경계면상의 각 점들은 ‘파면상의 각 점은 새로운 파의 생성원으로 작용한다’는 호이겐스의 원리에 따라 새로운 파면을 형성하게 된다. 따라서 이러한 임계굴절파 (선두파; head wave)의 파면은 상향 전파함으로써 지표에 도달하게 되는데, 이것이 바로 지표상에서 굴절파를 탐지할 수 있는 원리가 된다. 특히 Figure 2에서 선두파의 파면이 지표에 도달하는 지점 (X_{cross}) 이후부터는 선두파가 초동 (first arrival)이며 직접파보다도 빨리 도달하게 된다.

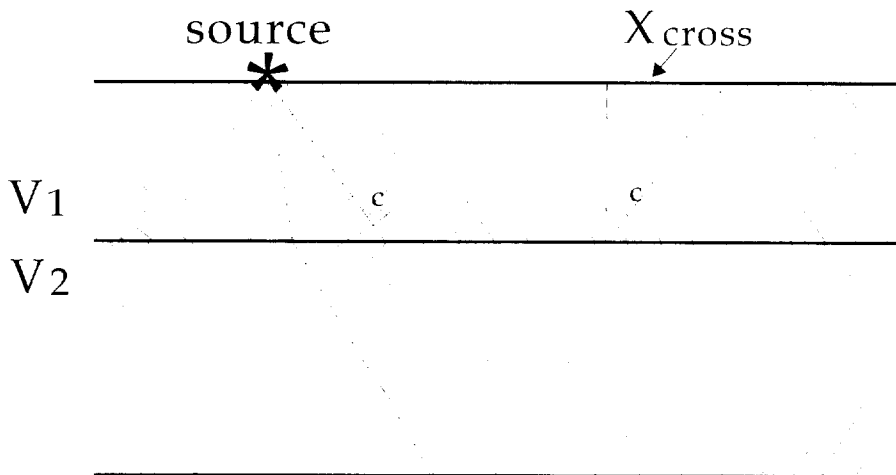


Figure 2. Successive positions of the expanding wavefronts for direct and refracted waves through a two-layer model. θ_c : critical angle, and X_{cross} : crossover distance.

2.2. 자료 취득

2.2.1. 탐사 장비

탄성과 탐사를 위한 장비는 탄성파를 발생시키기 위한 진원 (seismic source), 탄성과 신호를 수신하는 수신기 (detector) 및 수신된 아날로그 신호를 디지털 신호로 바꾸어 기록하는 본체 (seismograph)로 구성되어 있다. 특별히 굴절법 탐사 전용으로 개발된 장비는 없고, 대부분의 반사법 탐사용 디지털 장비를 굴절법 탐사시에도 그대로 이용한다. 현재 국내에는 일본 OYO사, 미국 Bison사 및 GeoMetrics사, 스웨덴 ABEM사 그리고 캐나다 Scintrex사 등에서 제작된 탄성과 탐사장비들이 많이 사용되고 있다. 그러나 어느 것을 사용하든지 중합 (stacking)기능이 있고, 아날로그-디지털 변환기 (A/D converter) 및 알리아스 필터 (alias filter)가 내장되어 있어 기능상에 큰 차이는 없다.

굴절법 탐사에서 사용되는 진원은 고분해능 천부 반사법 탐사에 비해 진원과 수신점까지의 거리가 멀기 때문에 강한 에너지를 발생시킬 수 있어야 한다. 육상 탐사의 경우에는 다이나마이트 (dynamite), 중추낙하 (weight-drop), 또는 탄성과 탐사용으로 특별히 제작된 총 (seis-gun) 등이 사용되며, 기반암의 심도가 깊지 않은 지역에서는 주로 해머를 사용하기도 한다. Figure 3은 탄성파에서 사용되는 대표적인 진원 (source)들의 주파수 영역을 보여주고 있다. 에너지가 클수록 저주파 신호를 많이 포함하는 현상을 관찰 할 수 있다.

해머의 수직 가격에 의한 진원 발생은 경제적인 면 뿐 아니라 에너지 발생면에 있어서도 매우 우수한 방법으로 알려져 있다. 또한 상대적으로 진원점의 환경을 덜 파괴시키며, 자유로이 수직 중합작업 (stacking)을 수행할 수 있다는 장점을 지니지만 에너지 발생에 한계가 있으므로, 100 m

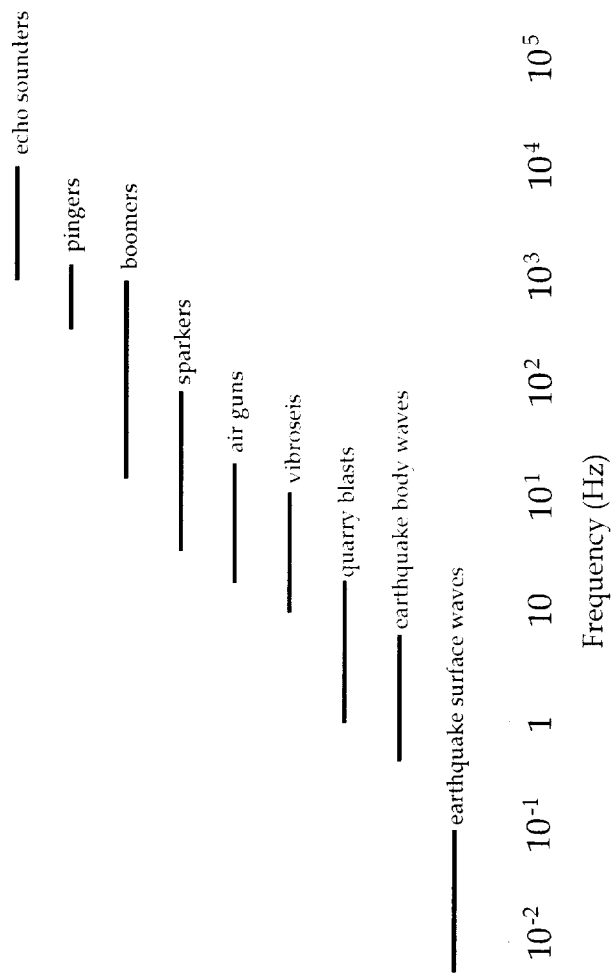


Figure 3. Frequency specific of source.

이내의 탐사에 적용하는 것이 바람직하다. 탐사 현장의 지질조건에 따라 다소의 차이가 있지만 일반적으로 해머 수직타격 방법에 의한 진원 발생의 경우, 약 30% 안팎의 에너지가 실체파 (P 또는 S파)에 배분되며, 이들 실체파의 주파수 대역은 100 Hz 이상에 해당된다. 그러므로 해머 가격을 이용한 반사파나 굴절파를 이용한 탄성과 탐사를 수행할 경우 현장에서 아날로그필터를 이용하여 100 Hz 부위 혹은 이보다 약간 적은 주파수 값을 경계로 하는 저주파 제거 필터를 적용하는 것이 바람직하다.

다이나마이트 발파인 경우는 폭약의 양에 따라 주파수 대역이 변화하게 되며, 보통 수에서 수십 Hz 정도의 주파수 대역을 갖는다. 다이나마이트 발파에 의한 탄성과 탐사는 심도가 깊은 곳의 정보가 필요한 경우 추천되지만, 관리를 위해서는 전문적인 지식이 필요하고 또한 한번 발파하면 진원점이 파괴되므로 같은 지점에서 여러 번 시험하기가 곤란한 단점이 있다.

진원의 사용에는 여러 가지 면을 고려하여야 한다. 우선 먼저 고려할 사항은 대부분의 탄성과 탐사 계획에서 그렇듯이 예산의 제약이 있으므로 비용문제가 중용한 요인이 된다. 한번의 탐사 작업에서도 여러 번의 진원을 발생시키는 것이 보통이므로, 초기 비용뿐만 아니라 반복 작업에 소요되는 비용도 함께 고려해야 한다. 초기 비용은 크지만 반복 작업 비용이 적은 진원이 초기 비용은 적으나 반복 작업 비용이 많이 드는 진원보다 더 바람직한 진원이라 할 수 있겠다.

다음으로 해머와 같은 진원을 선택할 경우 편리성과 효율성을 고려해야 한다. 이때 고려할 사항으로는 진원의 이동성이 좋아서 탐사현장까지 쉽게 접근할 수 있는지, 설치와 해체 및 이동에 소요되는 시간은 얼마나 되는지 그리고 같은 장소에서 거의 동일한 조건으로 반복해서 사용할 수 있는지 등이 있다. 폭발성 진원의 경우 반드시 시추공이 필요하므로 시추 및 부수적인 장비, 시간 및 비용이 소요된다는 것도 생각해야 한다. 대형

충추 낙하 진원의 경우 현장 접근에 필요한 차량 이동용 도로도 필요하다.

세 번째로 탐사 현장의 특성 때문에 진원 선택이 제한되는 경우도 있다. 마른 모래 등의 물질들은 스펀지처럼 에너지를 흡수한다. 마른 모래층이 두꺼우면 해머나 산탄총 진원은 사실 무용지물이 된다.

마지막으로 안전과 환경문제들도 진원선택에 고려되어야 한다. 보통 폭발성 진원은 도심지에서 사용하지 않고, 위험이 적고 환경피해도 작은 충추 낙하 등을 이용한다.

진원에 이어 수신기에 대해 간단히 설명한다. 현재 수신기로 일컫는 탄성과 탐사기의 성능은 급격히 향상되고 있으며, 크게 나누어서 땅의 운동을 감지하는 부분, 수신기로부터 나온 약한 신호를 조절하는 부분, 그리고 조절된 신호를 기록하는 부분의 세 가지로 구성되어 있다.

수신장치는 액체 내에서의 탄성파를 수신하는 하이드로폰(hydrophone)과 육상에서의 탄성파를 수신하는 지오폰(geophone)으로 크게 구분된다. 하이드로폰은 지오폰과 달리 압력을 가하면 전압 차가 발생하는 압전물질(piezoelectric material)을 포함하고 있다. 반사파나 굴절파가 도달하면 물 속에서 압력 차가 발생하므로 압력변화에 의한 전압차를 기록할 수 있다(Kearey, 1991). 육상 굴절법 탐사에서 사용되는 지오폰은 내부에 장착되어 있는 영구자석과 코일간의 상호작용에 의해 지표의 움직임에 이에 상당하는 전기에너지로 변환시키는 장치로서, 일반적으로 지표면의 수직방향 변위, 또는 진동속도 등에 민감하게 반응하도록 설계되어 있다.

수진기 사용시에 알아두어야 할 점은 수신기와 땅 사이의 커플링이 좋아야한다는 것이다. 그러기 위해서는 가능한 깊게 스파이크를 땅에 박아야 하고, 이때 좌우로 흔들어서 스파이크와 땅의 접촉이 헐거워지면 안된다. 또한 표준 수신기에는 코일과 자석 사이의 상대적인 수직운동이 방향으로만 제한되어 있으므로 수평방향의 운동을 측정할 수 없다. 이 경우 횡

파를 측정할 수 있는 수평 수진기를 사용할 수 있다.

수진기의 주요한 성질 중 하나가 고유 주파수 (natural frequency) 이다. 고유주파수는 수진기의 출력이 최대가 되는 주파수로서 수진기에 이런 진동이 한번 들어오면 땅의 진동이 사라진 후에도 수진기는 계속 진동하려고 한다. 만약 이런 자유 진동시스템을 이용하여 여러 주파수 성분으로 구성되어 있는 탄성과 뒨스를 측정하려고 하면, 수진기의 고유 주파수에서 큰 반응이 나타나며, 또 진동을 계속하려는 성질 때문에 땅의 움직임과 도달 파형의 모양도 정확히 기록할 수 없게 된다. 이런 이유 때문에 수진기에는 진동을 조절하는 감쇠장치 (damping)가 부착되어 있다. 그러나 감쇠에 의한 시스템 감도가 저하되므로 고유 주파수부근의 신호에 대한 진동도 조절하고 수진기의 감도도 유지할 수 있도록 감쇠를 적절히 조절해야 한다. 자석의 자장과 코일에 흐르는 전류에 의해서 발생된 자장 사이의 상호작용에 의해서 자연적인 감쇠가 존재한다. 여기에 감쇠를 증가 시키려면 수진기의 코일 사이에 병렬 저항 (shunt resistor)을 연결한다. 작은 충격에 의해서 수진기의 진동이 발생하지 않으면 임계감쇠 되었다 (critically damped)고 한다. 수진기를 제작할 때는 보통 임계감쇠의 0.7배로 조절한다. 이 값을 사용하면 평탄반응 (flat response)이 나타나는데, 이것은 수진기가 고유 주파수보다 큰 모든 주파수에 대하여 같은 감도를 갖는다는 뜻이다.

한편 지하매질을 통과하는 탄성파는 그 전파거리가 길어질수록 고주파 성분은 급격히 감소하게 되며, 따라서 전파경로가 긴 굴절파는 저주파 특성을 지니게 된다. 따라서 굴절법 탐사에서는 고유주파수가 낮은 수진기를 사용하는 것이 효과적이며, 보통 고유주파수가 1~10 Hz 정도인 수진기가 주로 사용된다. 최근 들어서는 탄성파의 특성을 보다 면밀하게 관측하기 위한 3성분 지오폰, 횡파 감지용 지오폰, 어느 정도의 기울기내에서는 수평 유지가 되지 않더라도 자료를 획득할 수 있는 짐볼 (gimball) 형

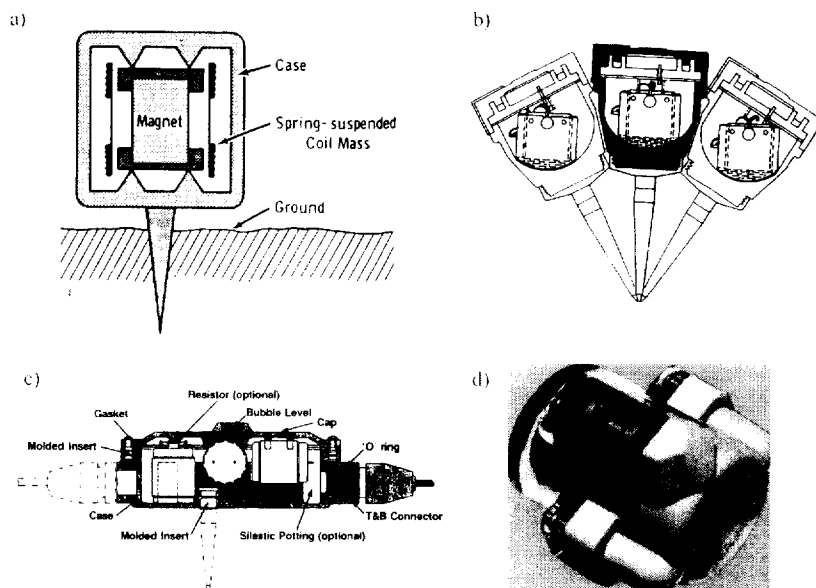


Figure 4. Schematic cross-sections of four types of geophones:
 (a) vertical geophone, b) gimball form, c) 3-component
 geophone, and d) transverse wave geophone.

태의 지오폰 등도 선보이고 있다(Figure 4).

탐사기의 신호 조절 기능이라는 용어는 신호증폭과 필터링을 포함하는 의미로 사용한다. 여기서 증폭기 (amplifier)란 수신기로부터 전달되는 매우 작은 신호를 받아서 증폭하는 전자 회로이다. 현재의 탄성과 탐사기에 있는 증폭 시스템은 입력신호를 처리하여 신호가 갖고 있는 정보를 극대화하려고 한다. 주된 목적은 진원에 가까이 있는 수신기에서 나타나는 초기의 강한 신호를 억제하는 한편, 후반부 시간에서의 신호나 진원으로부터 멀리 떨어진 수신기로부터의 신호를 증폭하는 것이다. 대부분의 탄성과 탐사기에는 이득 조절장치 (gain control)가 있는데, 이것을 이용하여 진원 부근의 수신기에 대해서는 낮은 증폭률을, 그리고 멀리 있는 수신기에 대해서는 체계적으로 큰 증폭률을 유지한다. 어떤 탐사기에는 자동 이득 제어 장치 (AGC, automatic gain control)가 있어서 증폭된 출력의 크기를 어느 정도 일정한 수준으로 유지할 수 있다.

수신기 신호를 전자적으로 처리하는 중요한 또 다른 과정으로는 필터링이 있다. 간단히 말하면 전자 필터는 특정한 주파수를 자르고 그 나머지를 기록하는 곳으로 보내는 것이다. 이런 필터를 사용하는 이유는 이 필터가 원치 않는 잡음을 제거하는 능력과 탄성과 펄스 주파수를 기록하거나 디스플레이 할 때 제한하는 능력 등을 가지고 있기 때문이다. 어떤 탐사 환경에서는 펌프나 바람 등에 의해서 발생된 원하지 않는 땅의 진동 (잡음) 때문에 원하는 탄성과 신호가 매우 많이 차폐된다. 이런 잡음은 종종 좁은 주파수 범위 내에서만 큰 진폭을 가지고 있는데, 이런 주파수 범위를 잘라내게 되면 잡음의 수준이 허용 한계 이내로 줄어들게 된다. 전형적인 전부 탐사용 탐사기에서는 에너지를 보내기 전에 땅의 진동을 모니터로 볼 수 있다. 이때 여러 가지 필터 값들을 선택하면서 이들이 효과적으로 잡음 수준을 낮출 수 있는지를 모니터에서 확인할 수 있다.

신호기록 장치는 각 채널별로 수신된 신호를 기록하기 위한 장치를

말한다. 굴절법 탐사 초기에는 아날로그 형의 기록장치가 탐사기에 장착되거나 별도로 제공되었으나, 최근에는 디지털 방식에 의한 처리로 인하여 별도의 기록장치 없이 컴퓨터 화면상의 디스플레이와 파일 자료로 저장하는 것이 일반적이다. 이런 디지털 방식의 신호처리에서는 신호의 왜곡을 최소화할 수 있는 적절한 샘플링 (sampling) 변수의 설정이 필요하다.

또 수신케이블은 수신기들을 연결하며 본체에 신호를 전달하는 전선으로서 일정한 간격 (20~25 m)으로 수신기를 연결할 수 있는 부분이 있는 장치로 보통 12채널 또는 24채널로 채널 수만큼의 수신기가 연결되게 된다. 수신기와 연결되는 부분은 극성에 따라 구별되며 따라서 수신기를 연결할 때에는 극성에 주의해야한다.

마지막으로 트리거수진기에 대해 살펴보자. 트리거란 각 채널의 수신기에 수신시작을 알리는 역할을 하는 장비이고, 여기서 트리거 신호란 수신기에서 수신시작을 알리는 신호를 의미한다. 이러한 트리거 신호를 발생하는 방법은 탐사기기에 따라 다르다. 예를 들어 해머에 의한 송신의 경우에는 해머에 센서를 설치하여 타격의 순간을 감지하여 트리거 신호를 발생시킬 수도 있으며, 다른 방법으로는 송신원 근처에 트리거수진기를 설치하여 사용하기도 한다. 일반적으로는 트리거수진기를 이용하는 방법이 널리 이용되며, 이 경우에는 트리거수진기에 송신원으로부터 신호가 도달하는 순간, 수신기에 의해 발생한 신호가 케이블을 통해 본체에 전달되고, 본체에서는 트리거 신호를 각 채널의 수신기에 전달함으로써 수신시작을 명하게 된다.

탐성과 탐사에서 이러한 각종 현장 획득자료의 결정은 다양한 조건을 모두 고려하여야 하므로 예비탐사에 많은 시간과 노력을 투자하는 것은 필수적이다. 예비 탐사에서 충분한 신호의 확보 없이 본 조사를 수행하는 경우는 잘못된 자료를 획득하고 이를 해석하게 되므로 결과적으로 탐사의 목적에 역행하는 행위가 되므로, 반드시 충분한 예비조사를 수행하여야 하

며, 예비조사 결과 원하는 신호의 선정이 어려운 경우에는 탐사 방식 및 장비의 제원 등을 다시 고려해야만 한다.

2.2.2. 탐사 방법

굴절법을 현장 적용할 때 가장 많이 사용하는 방법은 동일선 (in-line) 전개방식으로서 발파점 (shot point)과 수신기를 직선인 측선 상에 배치하는 방법이며 보통 왕복측정을 원칙으로 하고 있다. 총 수신기 전개 (spread)의 길이와 수신기 간격은 탐사목적이나 지층의 분해정도에 따라 결정되며, 수신기의 총 전개길이는 조사심도의 약 5배 이상이 되어야 하는 것이 경험적으로 알려져 있다.

긴 측선을 설치하는 것은 반드시 실용성이 있는 것은 아니므로, 일반적으로 굴절법측선을 여러 구간으로 나누어 탐사를 실시하게 된다. 특히 지하 천부 정밀탐사에서는 수신기 간격을 좁게 잡아야 하므로 12개 또는 24개의 수신기를 사용할 경우 측선의 길이가 그리 길지 않다. 지반조사의 경우 수신기는 보통 5~10 m 간격으로 일정하게 배열하지만 꼭 일정하게 할 필요는 없다. 그렇지만 일정한 간격으로 배열하는 것이 해석시에 유리하다. 기반암의 예상 심도가 얕은 경우에는 표토층에 대한 속도 정보를 조금 더 정확하게 얻기 위해 수신기 전개의 양 끝 부근에서는 조밀하게 배치하는 것이 좋다.

일반적으로 굴절법탐사는 첫 번째 수신점과 마지막 수신점 부근에서 각각 발파하여 두개의 기록을 얻는 왕복측정 방식으로 수행한다. 지질 구조가 비교적 단순한 경우에는 이렇게 측정한 자료만으로도 해석이 가능하지만, 지질구조가 복잡한 경우에는 수신기 전개의 양 끝단, 중앙점 그리고 양끝에서 같은 거리로 멀리 떨어진 지점에서 발파하여 적어도 다섯 개의 기록을 얻어야 정확한 결과를 얻을 수 있다. 그러나 기반의 심도가 아주

깊은 지역에서는 수진기 전개의 양단에서 추가로 발파하여 총 7개의 탄성과 기록을 얻기도 한다.

또 다른 탐사 방법으로는 1930년대 석유탐사를 목적으로 암염돔 (salt dome)을 탐사하기 위해 많이 이용되었으나 지금은 거의 사용하지 않는 선형 발파법 (fan-shooting)이 있다. 이 탐사법은 조사지역 내에 암염돔이 없는 곳에서 먼저 일반적인 측선을 따라서 검정 (calibration)용 주시곡선을 얻은 다음, 수진기들을 발파점으로부터 5~10 km 정도 떨어진 지점에 부채꼴 모양으로 배열하고 두 지점에서 발파하여 기록을 얻는 방법이다. 이렇게 측정된 초동시간들을 검정 주시곡선과 비교하여 주기가 짧게 나타나는 수진점들을 도면상에 표시하여 암염돔의 유무와 개략적인 윤곽을 알아내는 방법이다. 선형 발파법은 짧은 시간 내에 넓은 지역을 평면적으로 조사 할 수 있다는 장점이 있기 때문에, 지반공학적인 목적을 위한 부지조사의 광역적인 조사단계에서는 사용을 고려해 볼 만한 방법이다.

2.3. 자료 해석

탄성과 탐사를 통하여 획득되는 탄성파기록 (seismogram)은 통상한 파원으로부터 지표 또는 지하 지층을 전파하여 각 수진기에 도달되는 시간에 따른 탄성과 에너지의 변화 트레이스 (trace)를 파원으로부터 각 수진기까지의 거리 오프셋 (offset)에 따라 나열하여 나타내게 된다.

반사법 탐사에서는 각 트레이스의 거의 모든 시간대에서의 정보가 유용하게 이용되나, 굴절법 탐사에서는 초동, 즉 각 트레이스 상에서 가장 먼저 도달하는 이벤트 (event)들이 주 관심 대상이 된다. 따라서 굴절법 자료의 해석에서는 획득된 탄성과 기록으로부터 초동만 발췌 (picking)하여 작성된 주시곡선도를 이용하게 된다.

Figure 5는 굴절법 탐사자료의 해석에 있어 기본이 되는 주시 곡선의 개념을 설명하는 그림으로서, Figure 5의 하단은 수평 3층 구조에 대한 직접파, 굴절파, 반사파 등 대표적인 탄성파의 전파양상을 나타낸다. Figure 5 상단은 이때 획득되는 탄성파기록과 이로부터 얻어지는 주시곡선도의 관계를 나타내고 이때 주시곡선은 탄성파기록상의 각 오프셋에서 초동도달시간을 발췌해서 얻게 된다.

탄성파기록 상에서 직접파는 굴절파 반사에 의하지 않고 지표를 따라 전파하여 각 수진기에 도달함으로써 주시곡선도 상에서 1층 속도 ($1/v_1$)의 역수에 해당하는 기울기를 가지는 직선으로 나타나며, 반사파는 쌍곡선의 형태로 나타난다. 한편 굴절파는 임계굴절에 의해 하부층 (2층)의 속도로 전파하므로 하부층 속도의 역수 ($1/v_2$)에 해당하는 기울기를 갖는 직선으로 나타난다. 이러한 굴절파는 임계굴절이 일어나야 발생하므로 일정한 거리이상에서부터 기록되기 시작한다.

한편 주시곡선은 각 탄성파 트레이스에서 초동만을 발췌하여 얻게 되므로 X_{cross} 에서 교차하는 직접파와 굴절파 주시로 이루어지는 직선의 형태가 된다. 이때 굴절파 주시를 나타내는 직선을 원점거리까지 연장하였을 때 시간축과 만나는 시간을 절단시간이라 한다. 이러한 주시곡선은 굴절법 자료의 해석에 있어 기본이 되는데, 주시곡선상의 각 직선의 절단시간들은 각 층의 경계면까지의 심도 계산을 위한 정보가 된다.

그러나 측선의 고도차가 심하고 지층의 속도가 수평적으로 변하거나 지층 경계면 또한 평탄하지 않은 경우에는 직접파를 제외한 굴절파들은 주시 곡선 상에서 직선이 아닌 곡선으로 나타나기 때문에 보다 일반적인 해석방법을 사용한다.

1980년 이전의 굴절파 자료해석법으로는 절단시간법 (intercept time method), 파면법 (wavefront method), 지연시간법 (delay time

method) 등이 개발되고 사용되었다. 이것들 중 Garden (1939)에 의해 처음 개념이 정립된 자연시간법은 Hawkins (1961)와 Hagedoorn (1959)에 의해 각각 reciprocal method와 plus-minus method로 계승되고 발전되었다. 이 방법은 10° 이내의 경사진 굴절면인 경우에도 적용할 수 있는 장점이 있다.

자연시간법을 더욱 발전시킨 GRM (generalized reciprocal method) 해석법은 Derecke Palmar가 1980년에 발표했는데, 이 방법은 굴절면의 경사가 20° 까지도 적용이 가능하고, 탄성과 굴절법이 갖는 가장 큰 제약인 저속도층 (velocity inversion) 및 얇은 층 (thin layer) 문제를 해결할 수 있다는 장점으로 현재 널리 사용되고 있는 방법이다.

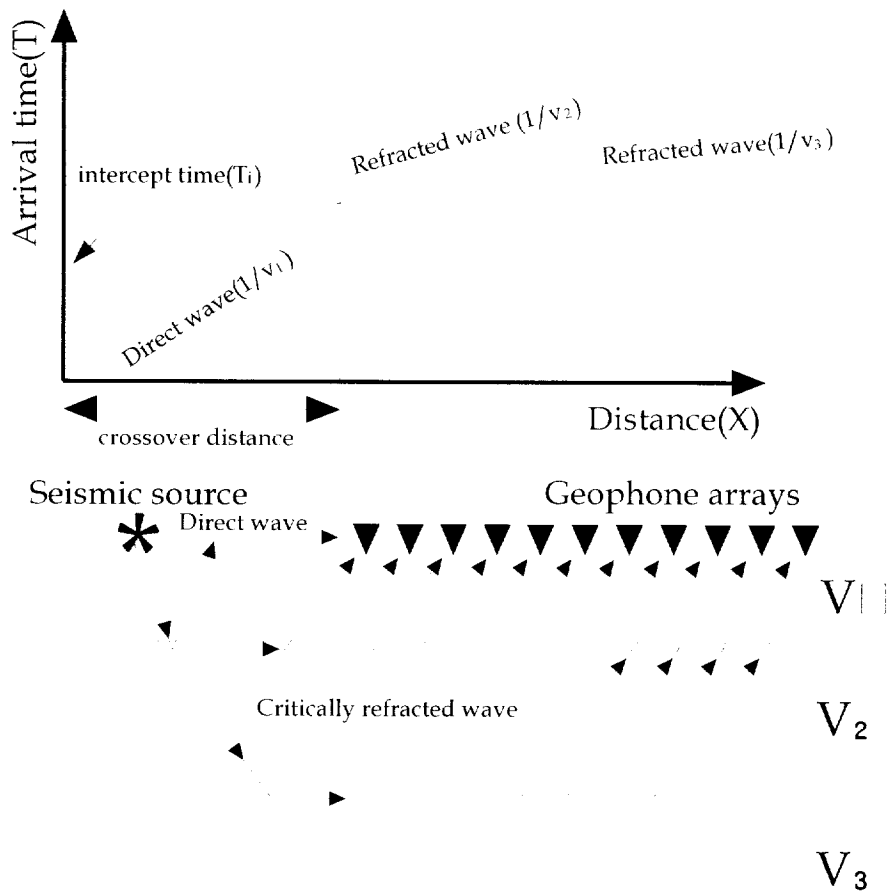


Figure 5. Time– distance curves for the direct wave and the head waves for a 3–layer structure and direct and refracted ray paths.

2.3.1. GRM (generalized reciprocal method)

여러 가지 해석 방법들 중 현재 가장 보편적으로 이용되는 방법인 GRM을 살펴보자. GRM은 D. Palmer (1980)가 개발한 방법으로, 주시 곡선으로부터 첫 번째 지층의 속도를 결정한 후, 두 수진기 사이의 거리 XY의 변화에 따른 속도분석 함수와 깊이-시간 함수를 그린다. 이로부터 파선이 굴절면상의 동일한 지점을 거쳐 각각의 수진기로 들어갈 때의 거리인 최적 XY를 구한 다음, 이를 계산된 XY와 비교함으로써 주 굴절층의 깊이를 구한다. GRM은 굴절면이 불규칙하거나, 속도 역전층이나 암염대가 존재하는 경우에도 굴절면의 깊이를 비교적 정확하게 계산할 수 있다. 이 방법을 사용하기 위해서는 수진기 간격을 일정하게 유지시켜야 하고 양단 발파에 의한 역행주시를 정확하게 측정하여야 한다. 그러나 이러한 GRM 방법은 지표면의 고도가 일정하지 않은 경우 우선 수평층의 자료로 가정하여 결과를 얻어낸 후, 다시 지형을 보정해 주어야 하므로 정확한 지형효과를 고려할 수 없는 단점이 있다.

Figure 7은 속도가 v_1 인 표층 하부에 속도 v_2 의 굴절면이 존재하는 간단한 이층 구조 모델로서, A와 B는 각각 정방향과 역방향 측선의 진원의 위치이다. X와 Y는 모두 수진점을 나타내며, G는 X와 Y의 중간 지점을 나타낸다.

GRM 방법을 이용하여 비교적 수직변위가 큰 단층 위치는 대상 굴절면의 겉보기 속도를 v_n' 라 할 때 Palmer (1980)가 정의한 시간-깊이 (time-depth) 함수 t_G 는

$$t_G = [t_{AY} + t_{BX} - (t_{AB} + XY/v_n')]/2 \quad (2-2)$$

로부터 알 수 있다. t_G 는 적절한 XY값을 사용할 때 단층 가장자리에서 구매가 크게 변하는 특성이 있다. 그러나 잡음의 영향으로 초동이 분산되거나 적절한 XY값을 모르는 경우 t_G 를 이용한 단층 인지에는 어려움이 발생한다.

이보다 기반암 구매변화에 더욱 민감하게 반응하는 것이, 역시 Palmar (1980)에 의해 정의된 속도분석 함수 t_e

$$t_e = (t_{AY} - t_{BX} + t_{AB})/2 \quad (2-3)$$

이다. 이때 XY값을 적절한 값보다 크게 택할 경우에 단층부근에서 t_e 는 위로 볼록해지고, 반대로 작게 택할 경우에 아래로 휘는 특성이 있다 (Palmar, 1980). 따라서 XY값이 적정값 보다 큰 경우의 t_{e+} 와 작은 경우의 t_{e-} 의 차이 Δt_e 는 $\Delta t_e = t_{e+} - t_{e-}$ 으로 단층을 포함한 기반암 구매의 급격한 변화가 있는 위치를 나타내는 지시자가 될 수 있다.

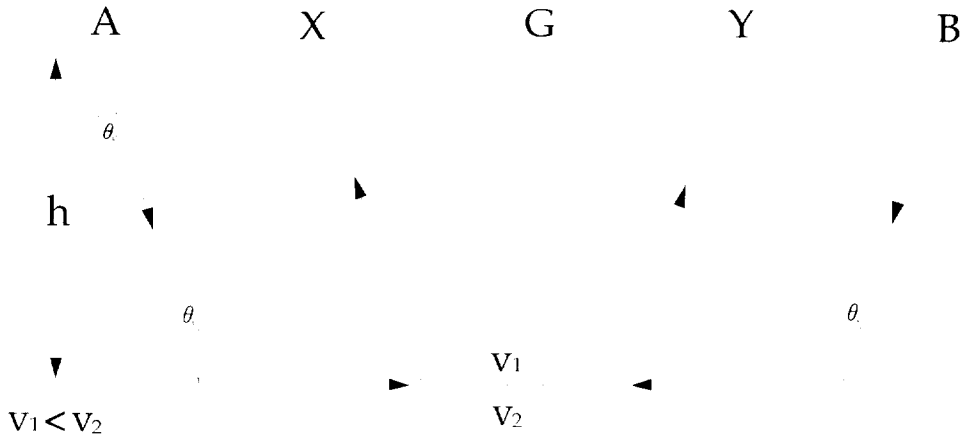


Figure 6. Refracted ray path for a two-layer model.

제 3 장 실제 탐사에서의 적용

3.1. 자료 취득

3.1.1. 탐사 지역

강원도 삼척시 도계읍 고사리 일대지역으로서 각각 24채널로 A 및 B 측선에서 자료를 취득하였다. 지형이 평탄하여 여러 가지 해석방법을 적용하기에 적합한 자료이다.

3.1.2. 탐사 장비

Table 1. Equipments of refraction survey

구 분	장 비 세 부 사 항	비 고
기 록 계 (Seismograph)	Geometrics StrataView R24 Series	24 Ch. (Geometrics Co. USA)
수진기 (Receiver)	Mark 40Hz Vertical Geophone	24개
진 원 (Source)	Sledge Hammer (7kg) Steel Plate	1개 1개
부대장비	Trigger Cable Trigger	250m 5개 (GISCO Co. USA)

3.2.2. 탐사 방법

24개의 지오폰을 1 m 간격으로 설치하였고, A 측선과 1 m 떨어져서 같은 방향으로 B 측선을 설치함으로써 결과적으로 1m 간격으로 48개의 지오폰을 설치하여 얻게 되는 자료와 같은 자료를 얻었다. 실제 자료해석을 하는데 있어서 A 및 B 측선 자료를 더하여 48개 지오폰을 설치한 한 개의 측선에 대한 결과처럼 다룬다.

3.2. 자료 해석

3.2.1. 파면법을 이용한 굴절면 영상화

파면법 (wavefront method)은 굴절주시를 해석하기 위한 여러 가지 초기 기술들 중의 하나로 1930년대에 Thornburgh가 지하지층파면은 역방향에서 호이겐스의 원리를 적용한 지표 도달 주시로부터 재구성 된다는 것을 증명하였다. 그 후에 Hagedoorn (1959)는 굴절면을 묘사하기 위해 영상화 조건을 설명했다.

이 논문에서는 임의의 속도 분포에 대한 정확한 초동주시를 결정하기 위해 동적 프로그래밍 주시시간 계산방법 (Schneider, 1992)을 사용하였다. 이 방법은 투과파 (transmitted wave), 회절파 (diffracted wave), 선두파 등을 정확하게 모델화할 수 있어 임의의 속도분포에 대해 적용이 가능하다. 이 알고리즘의 특징은 cell 내부에서 파면은 평면이 아니라 곡면으로 가정한 것이며, 따라서 속도차가 큰 cell이 서로 인접해 있을 때 파선 추적의 오차가 적은 장점이 있다.

3.2.1.1. 동적 프로그래밍 주시 계산방법

Figure 7은 속도의 역수인 느리기 (slowness) 분포로 이루어진 격자 배열을 보여준다. 느리기는 각각의 cell 내에서 일정하며, 초동주시는

각 격자 교점에서 계산된다. Figure 8은 cell 한 개의 확대된 모습으로 좌표가 (x, z_1) 과 (x, z_2) 인 두 모서리에서의 주시 t_1, t_2 를 알고 있다면, 이 시간들은 $(x + \Delta x, z_2)$ 에서의 주시 t 를 계산하는데 이용된다. 이러한 계산과정을 거쳐서 전체 격자에 대한 주시를 얻을 수 있다.

Figure 7의 좌측 부분에 위치한 진원을 별모양으로 두었다. 처음에는 느리기가 각 cell에서 일정하기 때문에 첫 번째 칼럼의 3개의 격자에서 계산된다. 이러한 격자들은 Figure 7에서 원으로 표시 하였다. 이렇게 계산된 주시는 정확한 주시가 아니며 단지 맵핑과정에서 사용될 초기 값이다. 진원이 있는 위치의 격자는 주시가 0초이며, 바로 위의 격자에서의 주시는 $s \cdot \Delta z$ 이다. 원으로 표시된 나머지 격자들의 주시도 유사한 방법으로 계산된다.

Figure 9는 맵핑과정을 설명하기 위해 3개의 칼럼만을 도시하였다. 첫 번째 맵핑과정은 Figure 9a의 상단 그림과 같이 이미 초기값으로 계산된 t_1, t_2 값을 이용하여 해당 cell의 우측 하단 격자의 주시 t 를 계산한다. 아래의 cell 또한 같은 방법으로 t_2, t_3 값을 이용하여 cell의 우측 하단 격자의 주시 t 를 계산한다. 이러한 계산을 격자 배열의 바닥에 도달할 때까지 반복한다.

두 번째 맵핑과정은 Figure 9a의 하단 그림과 같이 t_1, t_2 가 재구성된다. 첫 번째 맵핑과정과 마찬가지로 초기값으로 계산된 t_1, t_2 값을 이용하여 해당 cell의 우측 상단 격자에서의 t 를 계산한다. 이렇게 계산된 t 값들을 첫 번째 맵핑과정에서 계산된 t 값들과 비교하여 각 격자에 최소 주시값으로 배치한다.

세 번째 맵핑과정도 유사하게 진행되며 그 배열은 Figure 9b와 같다. 앞의 맵핑과정에서 계산되어진 격자의 주시 t_1, t_2 를 이용하여 해당 cell의 우측 하단 격자의 주시 t 를 계산한다. 한편 이 cell의 오른쪽에 있는 cell

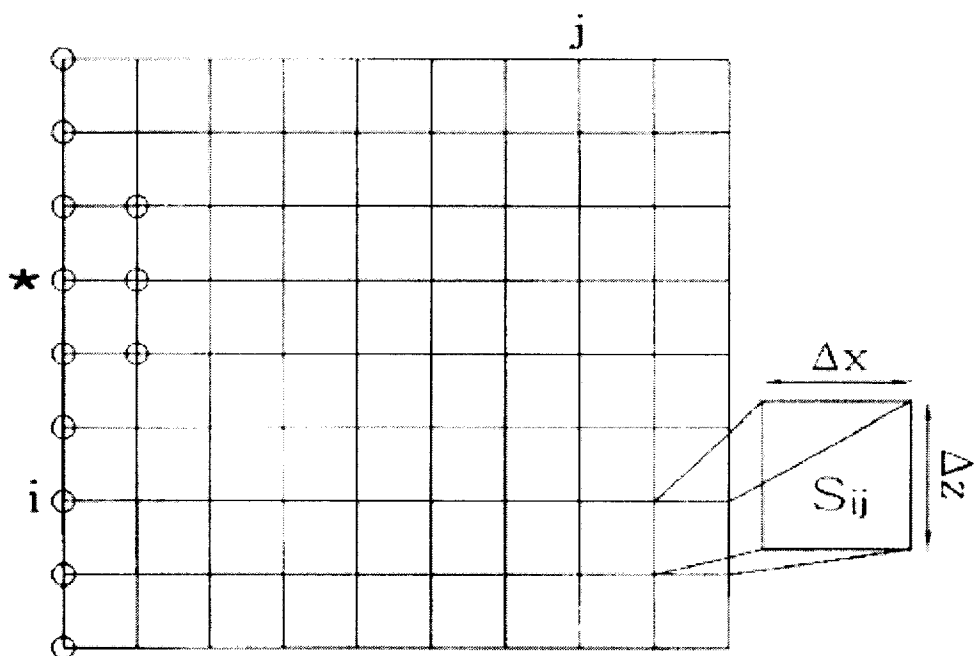


Figure 7. Geometry of the grid layout consisting of velocity cells.

은 느리기 s_r 을 가진다. 만약 $s_r < s$ 이라면 $t = t_2 + s_r \cdot \Delta z$ 으로 이것이 진정한 최소 주시일 것이다. 이러한 내용은 2개의 cell의 경계를 따라 이동하는 파선의 진짜 최소 시간에 부합된다.

마지막 네 번째 맵핑과정은 두 번째 맵핑과정과 같은 방법으로 진행되며 격자배열의 상부에 도달할 때까지 진행된다. Figure 9과 같은 4가지의 맵핑과정이 끝나게 되면 두 번째 칼럼의 각 격자에 주시값들이 주어지게 된다. 맵핑과정은 다음 칼럼으로 진행되며 두 번째 칼럼에서 계산된 주시값들은 세 번째 칼럼을 계산하기 위한 초기값으로 사용된다. 세 번째 칼럼 역시 같은 과정으로 계산되어지며 맵핑과정은 모든 격자에 주시값들이 배치될 때까지 반복한다.

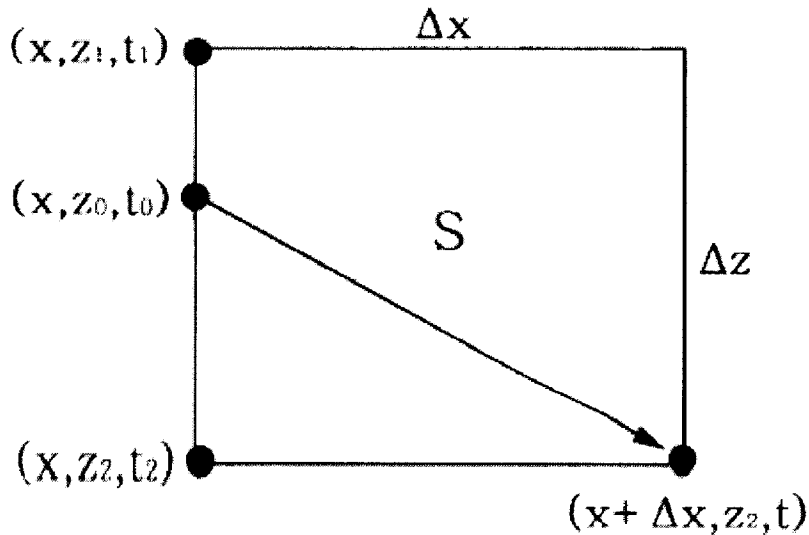


Figure 8. A constant slowness grid cell with minimum time raypath where curved wave fronts are assumed.

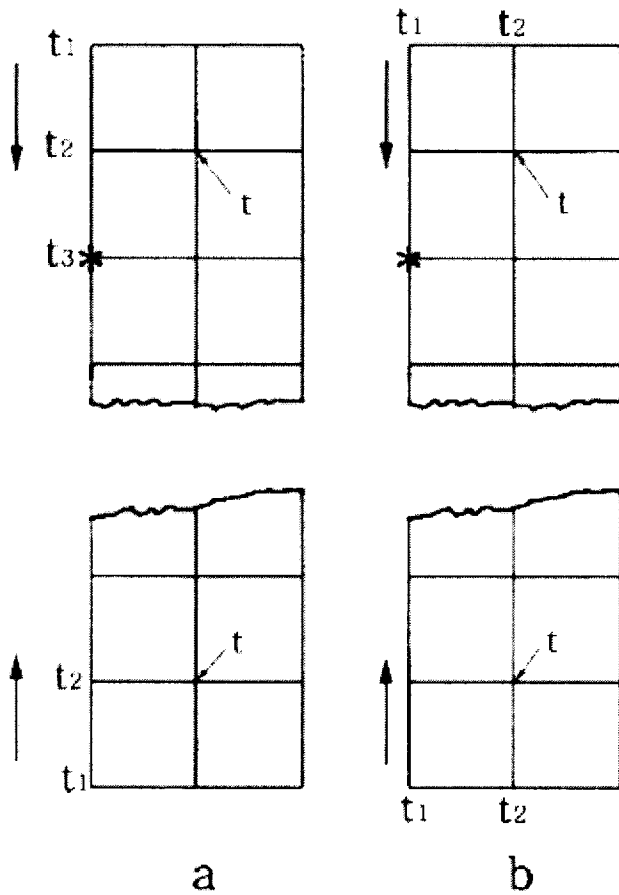


Figure 9. The time grid are shown in (a), (b).

The of these columns have been cut away.

Figure 9a의 구성은 수평적인 파선에 대해, Figure 9b의 구성은 수직적인 파선을 고려하여 주시를 계산한다. 이러한 파선은 진원에서부터 t 가 정의된 격자로 이동하는 진짜 초동 파선이기 때문에, 실제 최소 주시계산에 의해 t_1 , t_2 로 정의된 격자 사이를 지나가야만 한다. 맵핑과정 중 진

원에서 퍼져나가는 형태로 격자에 주시값들을 계산해 나가는 것을 정방향 통과(forward pass)라고 하며 그 이후의 주시는 $\nabla_x t \geq 0$ 의 특성을 가진다. 회절과나 선두와 같이 격자의 좌측으로 되돌아오는 파선을 가지는 파면은 정방향 통과에 의해서 계산되어지지 않는다. 되돌아오는 파에 해당하는 주시는 $\nabla_x t < 0$ 의 특성을 가진다. 이러한 시간들은 격자를 역통과(reverse pass)하여 얻어지는 결과에서 결정되어진다. 역통과에서는 정방향 통과로 계산된 주시를 초기값으로 사용하여 주시를 계산하며, Figure 9의 4가지 맵핑 방법을 사용해서 오른쪽에서 왼쪽으로 계산해 나간다. 따라서 2가지의 맵핑 알고리즘을 통해 파선이 격자 내에서 180°로 바뀌는 브리지 분포에서의 초동값들을 결정할 수 있다.

Figure 8에서와 같이 일정한 브리지를 가지는 하나의 2차원 cell을 생각하자. 여기에서 매질의 속도가 v 인 경우 주시 t 와 수평거리 x , 수직거리 z 는 다음과 같은 관계를 가진다.

$$t^2 = \frac{x^2 + z^2}{v^2} \quad (3-1)$$

만약 Figure 8에서 (x, z_1) , (x, z_2) 인 왼쪽 두 모서리에서의 시간 t_1 , t_2 를 알고 있다면 z 축 안의 임의의 점 (x, z_0) 에서의 주시 t_0 는 선형내삽(linear interpolation) 공식을 사용하면 다음과 같다.

$$t_0^2 = w(z_0^2 - z_1^2) + t_1^2 \quad (3-2)$$

$$\text{여기에서 } w = (t_2^2 - t_1^2)/(z_2^2 - z_1^2) = s^2 \quad (3-3)$$

이제 $(x + \Delta x, z_2)$ 까지의 주시 t 가 페르마의 원리에 합당하도록 최소가 되

는 z_0 을 구해보자.

$$t = t_0 + \frac{[(z_2 - z_0)^2 + \Delta x^2]^{1/2}}{v} \quad (3-4)$$

식 (3-4)을 z_0 에 관해 미분하면 다음과 같다.

$$\frac{dt}{dz_0} = (t_2 - t_1)/\Delta z - s \cdot (z_2 - z_0) \cdot [(z_2 - z_0)^2 + \Delta x^2]^{-1/2} \quad (3-5)$$

여기에서 z_0 에 대한 미분이 0이 되는 z_0 를 구하게 되면 그 이전 cell까지의 속도를 알고 있으므로 t_0 를 알 수 있고, 따라서 그 격자점까지의 최소 주시를 알 수 있게 되므로 이러한 방법으로 진원에서부터 계산을 해나가면 모든 격자점에서의 주시를 알 수 있게 된다.

격자점을 제외한 지점의 주시는 비선형 내삽 (nonlinear interpolation)을 통해서 구하게 된다. 식 (3-3)를 이용하여 파면이 휘어지게 되는 매질에서의 최소 주시 t 를 얻기 위해 식 (3-5)을 변형하면 다음과 같다.

$$\frac{dt}{dz_0} = z_0 \frac{w}{t_0} - s \cdot (z_2 - z_0) \cdot [(z_2 - z_0)^2 + \Delta x^2]^{-1/2} \quad (3-6)$$

최소값 t 에 대한 z_0 는 $dt/dz_0 = 0$ 인 식에서 z_1 과 z_2 사이에 위치하는 실근과 부합된다. 요구되는 근은 Burden 등 (1981)의 numerical bisection algorithm으로 결정되어진다. 따라서 전 매질 영역에서 주어진 시간에서의 곡면파면을 구할 수 있게 된다.

이런 방법으로 주어진 진원에 대해 곡면 파면을 구하게 되면 수신기까지 최소 도달시간을 가지는 파선경로는 수신점으로부터 파면에 음의 경사가 항상 최소주시방향이 되는 것을 이용하면 진원으로 파를 추적할 수 있게 되는 것이다.

3.2.1.2 파면법 적용을 위한 모델링

Figure 10은 향사구조에서 발생한 정방향과 역방향의 파면 시스템을 나타낸다. 이때의 파면은 지표에서 기록된 초동주시에 의해 재현된 파면이다. 진원은 기록된 속도장 (field)에서 아래쪽으로 연속적으로 퍼지는 파면을 한 세트 만들어낸다 (Figure 11).

이 아래쪽으로 연속인 속도 함수 $v(x, z)$ 는 실제 가까운 지표 속도구조의 좋은 근사값으로 나타난다. 그러므로 표토층 범위에서, 계산된 파면은 Figure 10에서 나타난 굴절 파면과 일치한다. 굴절 경계면의 위치를 처음에는 모르기 때문에 파면은 주어진 속도장 $v(x, z)$ 를 다루는 더 큰 깊이로 연장하게 된다.

정방향과 역방향의 도달시간으로부터 재구성된 지하지층주시를 적용하기 위해 각각을 $t_f(x, z)$ 와 $t_r(x, z)$ 로 두자. 그런 다음, Hagedoorn's 영상화 법칙을 따라 굴절 경계면은 다음 관계식에 의해 정의된다.

$$t_f(x, z) + t_r(x, z) = T_R \quad (3-7)$$

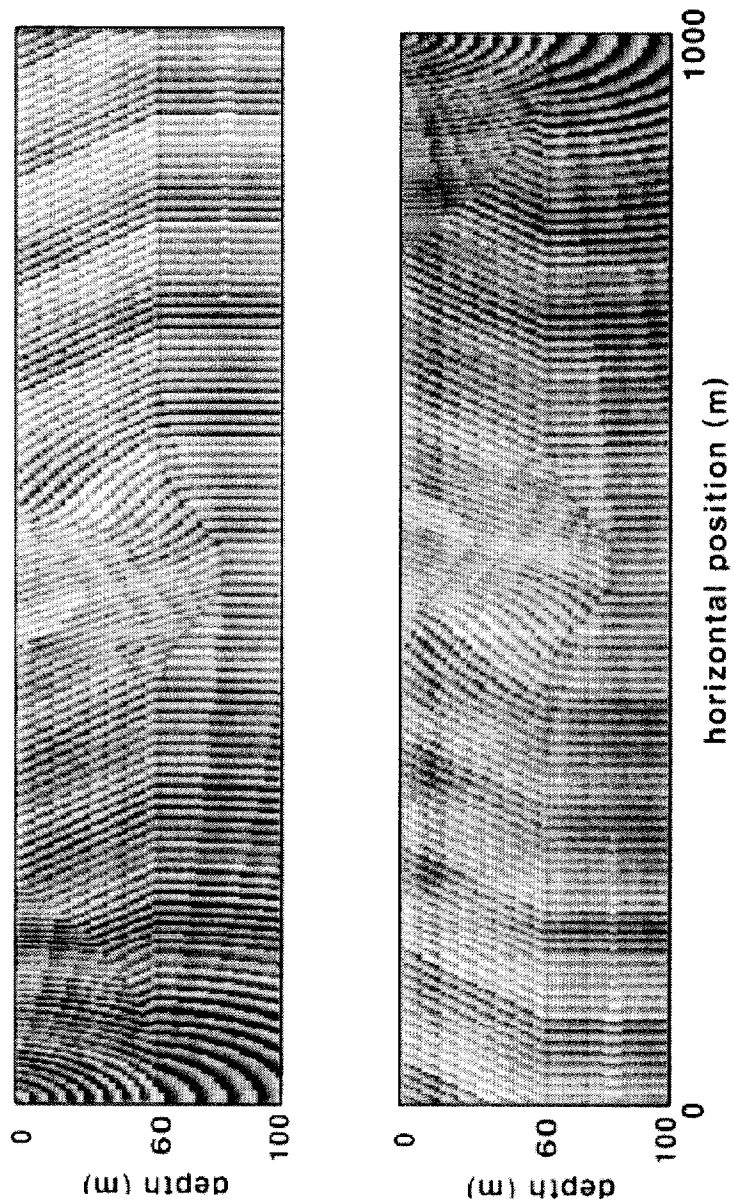


Figure 10. Forward and reverse first arrival wavefronts for a syncline model.
Overburden velocity is 1500 ms, and bedrock velocity is 2500 ms.
Grid cell size is 2 m and contour interval for wavefronts is 30 ms.

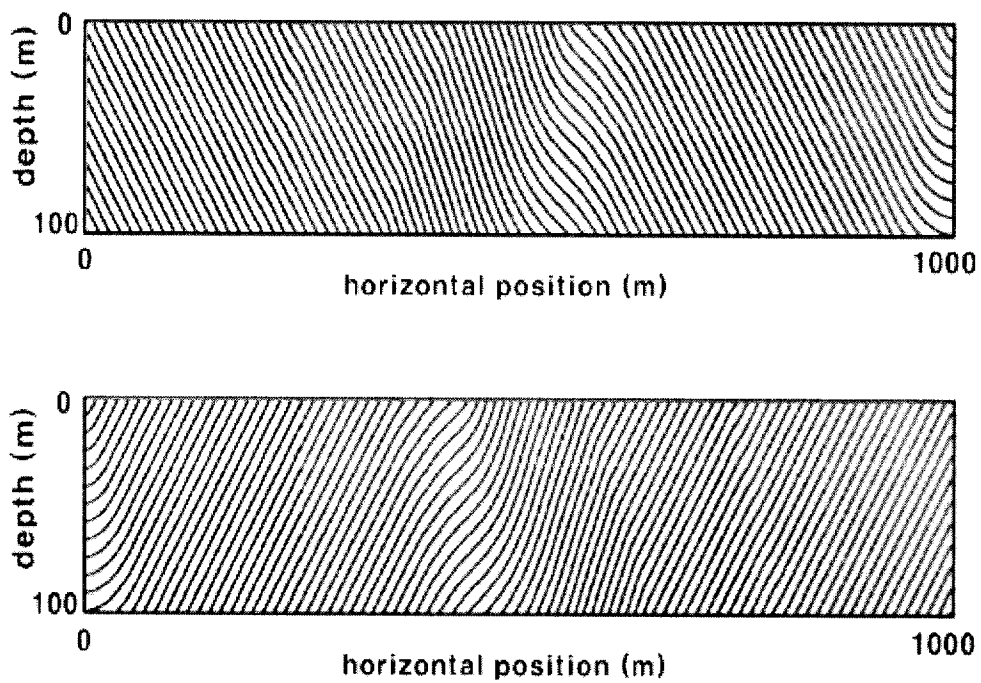


Figure 11. Emergent wavefronts reconstructed from the surface arrival times recorded over the syncline model. Downward continuation velocity $v(x, z)$ is 1500 m/s. Grid cell size is 2m and contour interval for wavefronts is 30 ms.

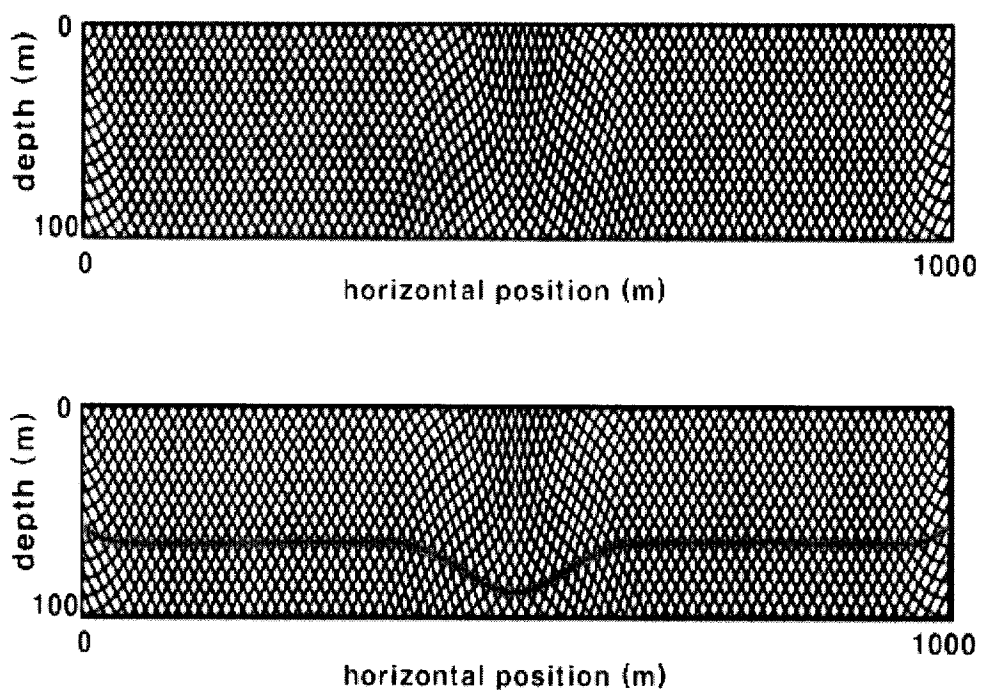


Figure 12. Superposition of two reconstructed wavefront systems in Figure 11. Red line is the locus satisfying the refractor imaging condition.

Figure 12은 이전 그림에서 보여준 2개의 재구성된 파면 시스템을 접친 것을 그림으로 나타낸 것이다. 영상화 조건이 식 (3-7)을 만족하는 격자점 위치에서 주시의 배열을 규칙적으로 찾을 수 있다. 만약 식 (3-7)이 격자점에서 만나지 못한다면 근처 점들 사이의 선형내삽법을 이용해서 실제 굴절면의 깊이를 찾으면 될 것이다. 결과 깊이의 궤적 $z(x)$ (Figure 12의 빨간선)은 지하 지층 파면이 정확하게 재현 되지 못한 상태에서 입력된 속도장의 가장자리 부근을 제외하고는 실제 굴절 수평면의 정확한 공간적 이미지이다.

굴절면의 계산된 위치는 T_R (reciprocal time)과 표면도달시간을 아래쪽으로 연장한 $v(x, z)$ 에 의존한다. T_R 과 $v(x, z)$ 값의 변화 정도에 따라 굴절면의 깊이와 위치가 바뀌게 된다. 역행주시 값에 의한 굴절면 영상화의 정확한 정도를 평가하는 것은 비교적 쉽다. 간단히 정방향과 역방향의 지하지층의 주시를 함께 첨가하고 '영상화 시간(imaging time)'이 될만한 여러 가지 결과를 따라 그리면 된다.

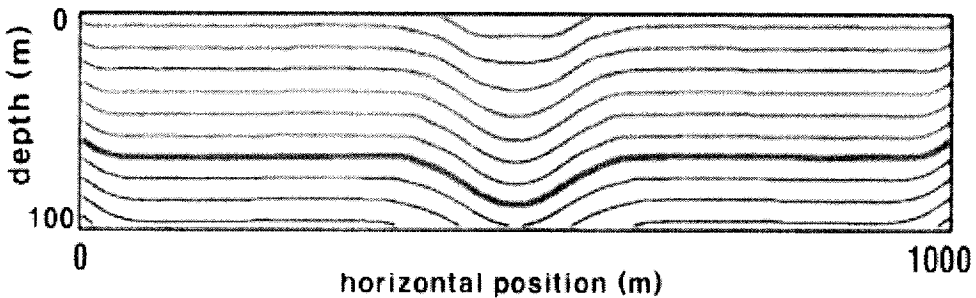


Figure 13. Different imagings corresponding to increments of 10 ms in refractor. Red line is the images corresponding to correct values of T_R and v .

Figure 13은 향사 구조를 나타내는데, 만약 이용된 영상화시간 (imaging time)이 실제 역행주시보다 작거나 크다면, 경계면의 이미지는 너무 얇거나, 너무 깊을 것이다. 이런 두드리진 역행주시에 의존하는 성질은 전통적인 파면법 (Rockwell, 1967)에서 예상된 것과 마찬가지이다.

정방향과 역방향 지하지층 파면시스템은 각 속도 함수를 이용한 분석을 통해서 재현 되어야 한다. 따라서 많은 다른 탄성과 굴절 해석 기술에서와 같이 파면법의 정확한 시간-깊이 변환 (time-depth conversion)은 표토층 속도 분포의 정확한 정보를 필요로 한다. 이런 정보는 업홀시간 (uphole times), 직접파 도달시간, 반사파 도달시간, 시추자료 (borehole data)로부터 얻을 수 있다.

3.2.1.3 실제 자료에서의 파면법 적용 결과

초동 발체 후 초동시간으로 재구성된 파면을 그림으로 보여준다. 상단은 channel 1에서 진동이 발생했을 때 (정방향)의 파면을 나타내고 하단의 그림은 channel 48에서 (역방향)의 파면을 나타낸다 (Figure 14). Figure 15는 이전 그림에서 보여준 2개의 재구성된 파면 시스템을 겹친 것이다.

모델링에서처럼 정방향과 역방향의 재구성된 단면을 겹쳐서 두 파선이 겹치는 점을 따라 선을 이음으로써 원하는 굴절면을 간단히 그래픽적으로 나타낼 수 있게 된다. 이때 여러개의 굴절면 중 원하는 정확한 위치를 얻기 위해서는 역행주시에 해당하는 굴절면을 선택하면 된다. Figure 16을 살펴보면 격자점을 연결해서 얻은 굴절면은 역행주시를 기준으로 10 ms 간격으로 아래와 위쪽으로 나타난다. 이런 여러 가지 굴절면 중 알맞은 굴절면 선택에 있어서는 다른 방법들과 마찬가지로 역행주시의 의존도가 크다.

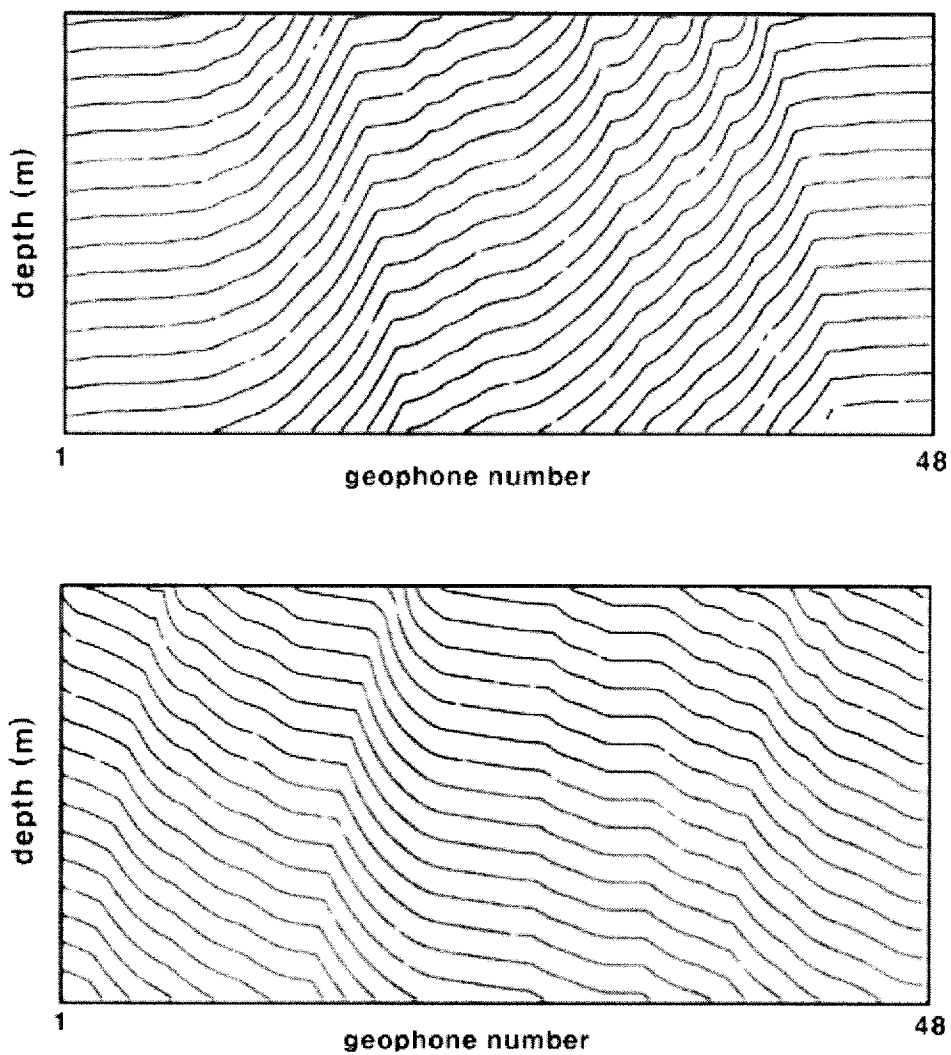


Figure 14. Emergent wavefronts reconstructed from the surface arrival times recorded over the syncline. Downward continuation velocity $v(x, z)$ is 1500 m/s. Grid cell size is 2 m and contour interval for wavefronts is 30 ms.

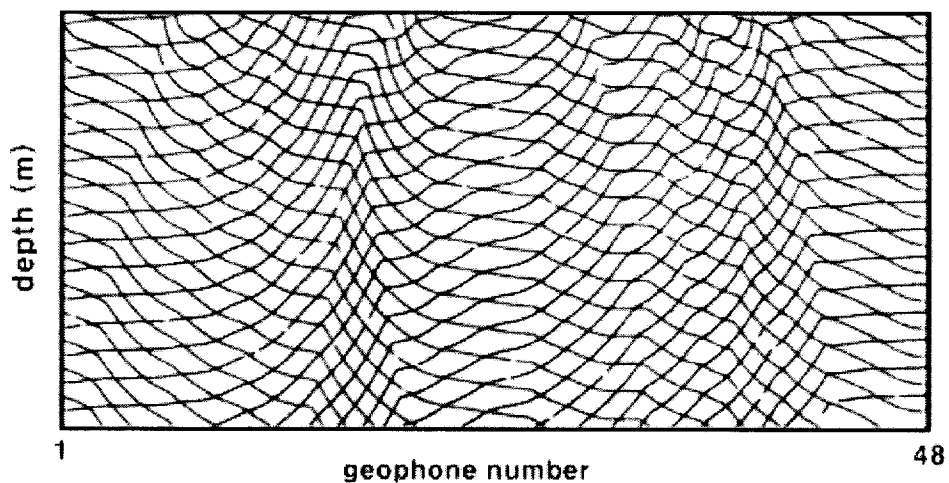


Figure 15. Superposition of two reconstructed wavefront systems in Figure 14.

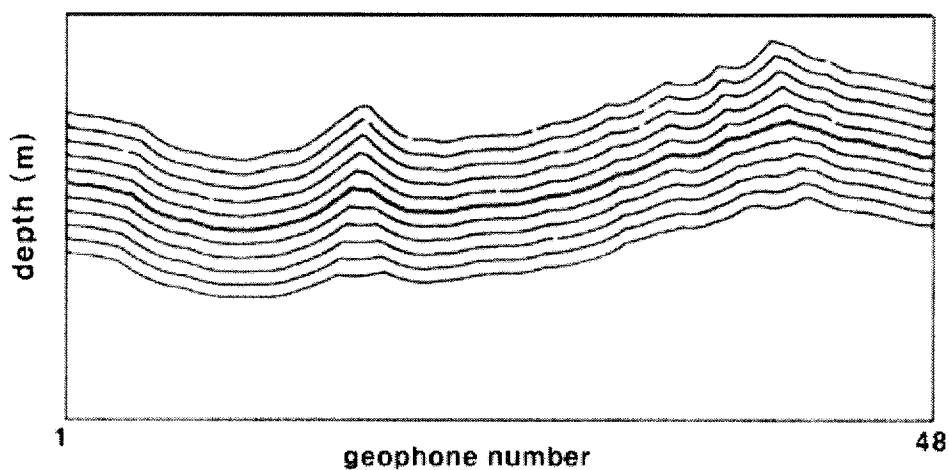


Figure 16. Different imaging corresponding to increments of 10 ms in imaging time. Red line is the images corresponding to correct values of reciprocal time and v .

3.2.2. 콘볼루션 단면을 통한 굴절면 영상화

이 논문에서는 주시 자료의 발채과정이 필요 없는 방법 (Taner et al. 1992)에 대해 연구한다. 탄성과 굴절법에서, 초동은 관측된 자료로부터 결정된다. 그리고 그것은 보통 파면법 (wavefront method)의 그래픽적인 사항에 바탕을 두고 분석 된다. 이런 접근은 여러 가지 이점이 있다. 우선 처리속도가 매우 빠르다는 것이다. 특히 초동주시를 결정하는데 흔히 소비되는 시간낭비를 피할 수 있다.

굴절자료에서 굴절면을 찾는 효과적인 방법으로써 정방향과 역방향 트레이스의 콘볼루션 (convolution)을 이용해서 굴절 시간단면이 만들어 지는 것을 설명한다. 그 결과 콘볼루션 단면은 외관상 반사 시간단면과 유사하다.

반사법 자료에서는 발채과정 없이도 절단시간이 두 트레이스의 콘볼루션에 의해 얻어진다. 이러한 콘볼루션 방법은 원래 파형에서 다루어지므로 반사법에서 발달되어 있는 많은 복잡한 자료처리 기술을 적용할 수 있다. 더 중요한 콘볼루션의 장점은 획득된 자료로부터 굴절 경계면을 바로 영상화할 수 있다는 것이다.

경사진 평면경계면이나 불균질한 구조의 경계면과 굴절면의 일정하지 않은 파속에서 뚜렷한 분해능을 가지기 위해서는 정방향 역방향 주시 자료나 off-end 자료가 필요하다. 이런 이유로 굴절법 자료처리 대부분 알고리즘에 정방향-역방향 주시가 사용된다. 이 방법은 wavefront construction method, CRM (conventional reciprocal method), Hales's method, GRM (generalized reciprocal method) 등에 포함된다.

이런 방법들 사이에는 작은 차이가 있는데, 이 차이는 역행주시 (reciprocal time)가 이용되었는지 아닌지 오프셋 (offset) 거리 (경계면

굴절 포인트와 지표의 수진점 사이의 수평거리)를 굴절 구조보정 (migration)과 같은 작업을 통해 조정했는지 아닌지에 따라 달라진다. 그렇지만 각기 다른 알고리즘을 포함한 이들 방법은 단위시간당 굴절면까지의 깊이를 측정하기 위해서 정방향-역방향 주시가 포함된다.

Reciprocal method는 역행주시나 A.B.C 방법으로 알려져 있고 Thornburgh-Ansel method의 일부분과도 관련된다. 일본에서는 이 방법이 1939년 발표된 이래로 Hagiwara' method으로 알려져 있다(Hagiwara and Omote 1939).

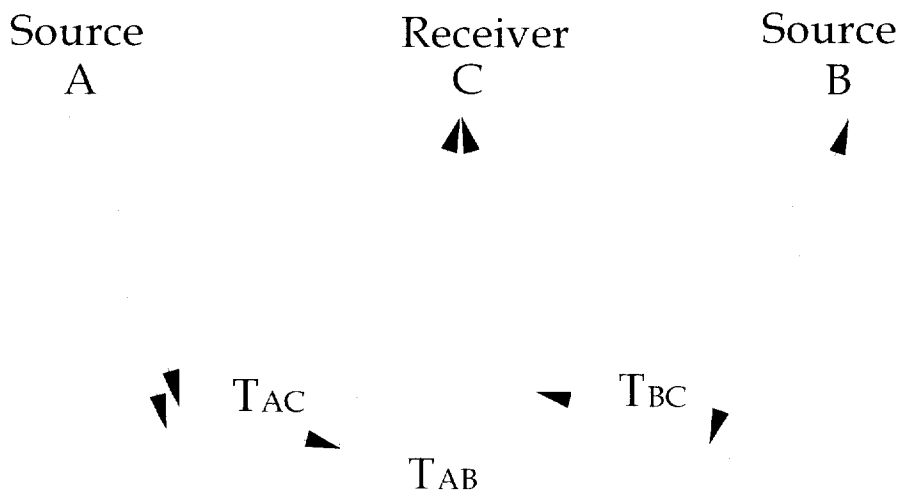


Figure 17. Reciprocal method for the interpretation of refraction seismic data.

보통 굴절자료의 분석은 간단히 3단계로 이루어진다 (Figure 17).

(1) 절단시간의 각 수신 위치는 다음 식처럼 굴절과로부터 시간 발체를 이용하여 얻어진다.

$$I(c) = T_{AC} + T_{BC} - T_{AB} \quad (3-8)$$

여기서 $I(c)$ 는 C 지점의 수신 위치에서의 절단시간, T_{AC} 는 진원 A 에서 수신점 C 까지의 주시, T_{BC} 는 진원 B 에서 수신점 C 까지의 주시, T_{AB} 는 두 발과점 A 와 B 사이의 주시이다.

(2) 절단시간을 첫 번째 층의 속도 v_1 을 이용해서 다음과 같이 거리로 변환 한다 (depth conversion).

$$Z(c) = \frac{I(c) \times v_1}{2 \times \cos \theta} \quad (3-9)$$

여기서 $Z(c)$ 는 수신점 c 의 지표에서부터 굴절면까지의 수직 거리이다 (Figure 17). θ 는 임계각이고 V_1 은 굴절경계면위의 탄성파 전달속도의 평균이다.

(3) 수신 위치로부터 반지름 $Z(c)$ 인 원을 그린다. 그리고 이 원에 접하는 곡선이 실제(진짜) 굴절 경계면이 된다.

앞의 과정으로부터 굴절탄성파자료의 절단시간은 반사탄성파자료의 왕복주시 (two-way travel time)에 해당한다. 그러므로 절단시간 단면은 반사탄성파자료의 양방향 수직입사단면이 된다. 이 경우 반사경계는 오직 하나이다. 따라서 (3)단계는 지금의 반사 자료처리의 깊이 구조보정

(depth migration)에 해당한다. 그리고 구조보정 속도 (migration velocity)는 $V_1/\cos\theta$ 이다. 이러한 관점에서, Reciprocal method는 주시 발체를 이용한 반사법 탄성과 자료처리의 초기 버전처럼 생각될 수 있다. 경사면인 경우에는 굴절점이 수신기의 직하부 위치가 아니기 때문에, 깊이 구조보정이 필요하다.

콘볼루션을 이용한다는 생각은 시간지연 (time delay)이 주파수영역에서 위상 (phase)의 이동에 해당한다는 사실로부터 시작되었다. 두 지연 시간의 덧셈은 주파수 영역에서 두 트레이스의 위상 이동 (phase shift) 값의 덧셈이 된다. 주파수 영역에서 위상값을 더하는 것은 두 자료의 곱이 된다. 이것은 시간영역 연산에서 두 트레이스의 콘볼루션에 의해 만들어질 수 있다.

콘볼루션 처리는 보통 필터링 (filtering)과 관련되는데 콘볼루션의 효과는 진폭 스펙트럼의 곱셈과 위상 스펙트럼 덧셈의 두 방정식으로 주파수 영역에서 나타낼 수 있다. 두 탄성과 굴절 트레이스의 콘볼루션은 비슷한 결과를 나타낸다. 위상 스펙트럼이 포함되어 있는 진폭 스펙트럼은 곱해지고, 도달시간은 더해진다.

Figure 18과 같은 각 트레이스가 하나의 진동(pulse)을 하는 두 탄성과 트레이스를 생각하자. 이 두 트레이스의 콘볼루션은 하나의 파동을 가진 하나의 트레이스를 만들어낸다. 이 파동은 $T_{AC} + T_{BC}$ 인 시간에서 나타난다. 콘볼루션 연산 후, T_{AB} 의 값에 따라 위로 이동한 이 트레이스는 옳은 두 방향의 수직입사 시간단면 (normal incident time section)을 만들게 될 것이다.

이 방법을 이용하면, 탄성과 굴절법의 자료 처리 과정에서 초동 발체에 시간을 낭비하거나, 잘못된 초동 발체에서 발생하는 잘못된 처리를 피할 수 있다. 그러므로 정방향과 역방향에서 발파한 탄성과 단면으로부터

같은 리시버 트레이스 (common receiver trace)의 컨볼루션을 반복하고 음의 시간이동 상수를 적용하면 임의의 CMP 중합단면을 이용한 굴절법 자료를 만들 수 있게 될 것이다. 이런 경우 수평선은 굴절된 경계면에 해당하고 wavelet은 두 굴절 파형의 컨볼루션이 된다.

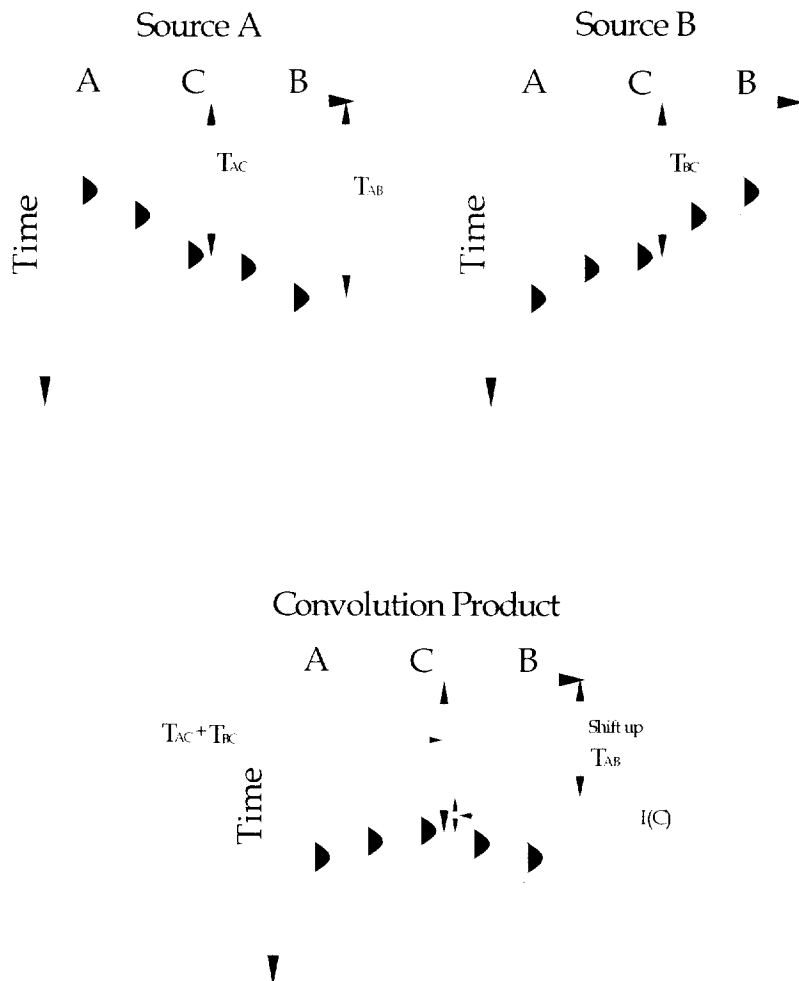


Figure 18. Convolution of the forward and reverse profile traces.

3.2.2.1 콘볼루션 적용을 위한 모델링

Figure 19은 콘볼루션을 적용하기 위한 모델에서의 각 채널 1에서 48까지의 자료로 상단은 채널 1 근처에서 진동이 발생한 (정방향) 탄성과 단면을 나타내고 하단은 채널 48 근처에서 진동이 발생했을 때 (역방향)의 탄성과 단면을 나타낸다.

파면법에서와 같이 위층의 속도 v_1 은 1500 ms이고 아래층의 속도 v_2 는 2500 ms인 향사 구조일 때의 정방향과 역방향에서 각각의 결과 (Figure 19)와 콘볼루션을 적용했을 때의 결과를 나타낸다 (Figure 20).

3.2.2.2 실제 자료에서의 콘볼루션 적용 결과

모델링 자료 연구로부터 초동시간의 발체 없이도 실제 자료에 콘볼루션 적용이 가능할 것을 예상할 수 있다. 실제 자료에서 콘볼루션을 적용한 결과를 살펴보자. A 측선과 1 m 간격을 두고 B 측선을 설치함으로써 24채널 자료를 48채널의 결과처럼 만들어서 콘볼루션을 하였다. 다음은 실제 아무런 자료처리도 하지 않은 굴절법 자료로써 24개 채널을 1m 간격으로 전개하여 얻은 측선 A와 B를 연결해서 나타낸 그림이다 (Figure 21).

콘볼루션 적용의 타당성을 비교하기 위해서 초동 발체를 통해 주시곡선을 작성하고 이 주시곡선으로부터 시간-깊이 (time-depth) 변환을 이용해서 연구 지역의 굴절면을 작성하였다 (Figure 23).

정방향과 역방향의 두 개의 자료를 콘볼루션 한 결과를 살펴보자 (Figure 22). 이때 굴절면을 따라 붉은색 선으로 나타내었다. 이 굴절면을 살펴보면 기존의 방법인 초동주시를 읽은 후 작성한 주시곡선의 모양과 유사한 것을 알 수 있다 (Figure 23).

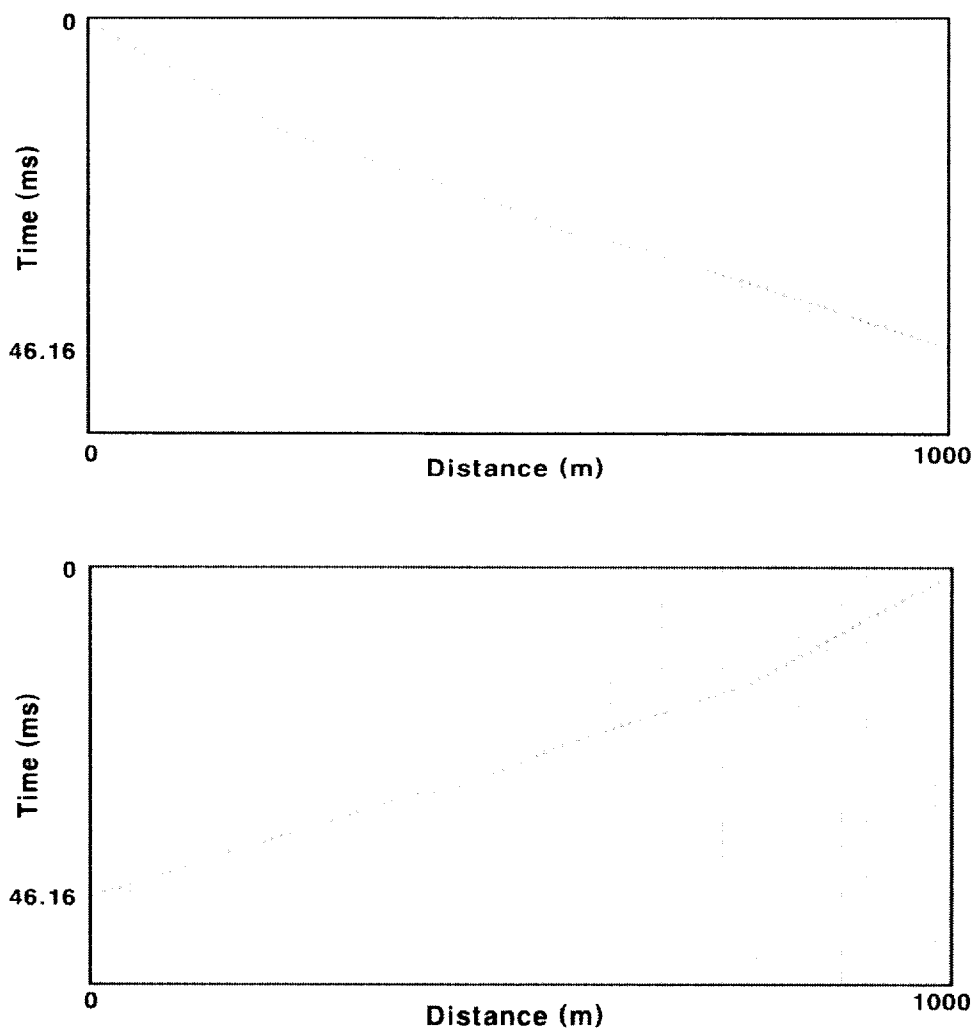


Figure 19. A seismic section of syncline model for forward and reverse traces.

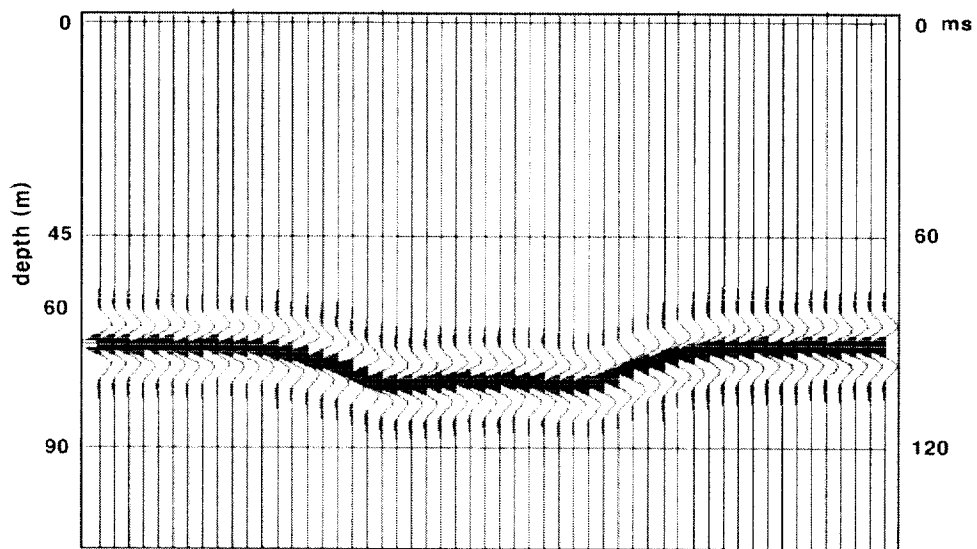


Figure 20. A convolution section for the syncline model generated by convolving forward and reverse shot records.

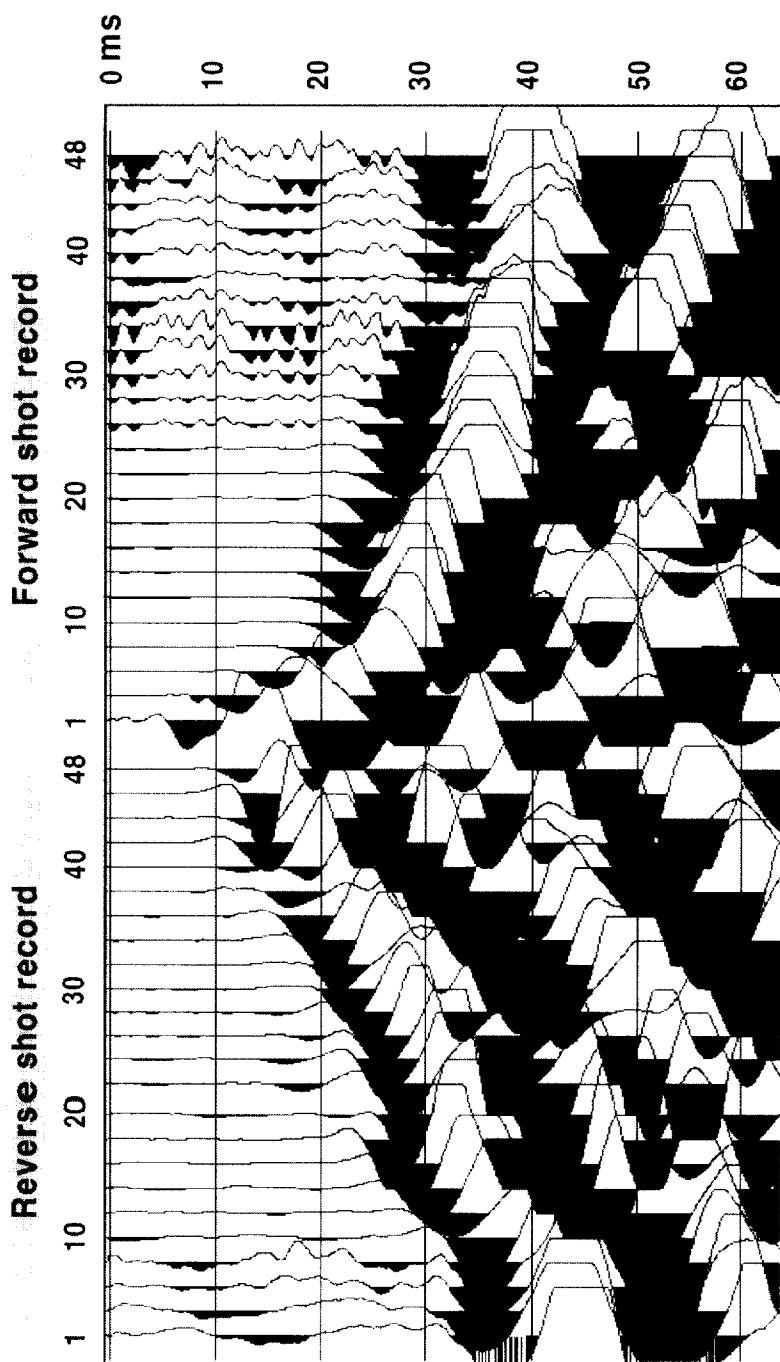


Figure 21. Field records for channel 1 to 48. Geophone interval is 1 m.

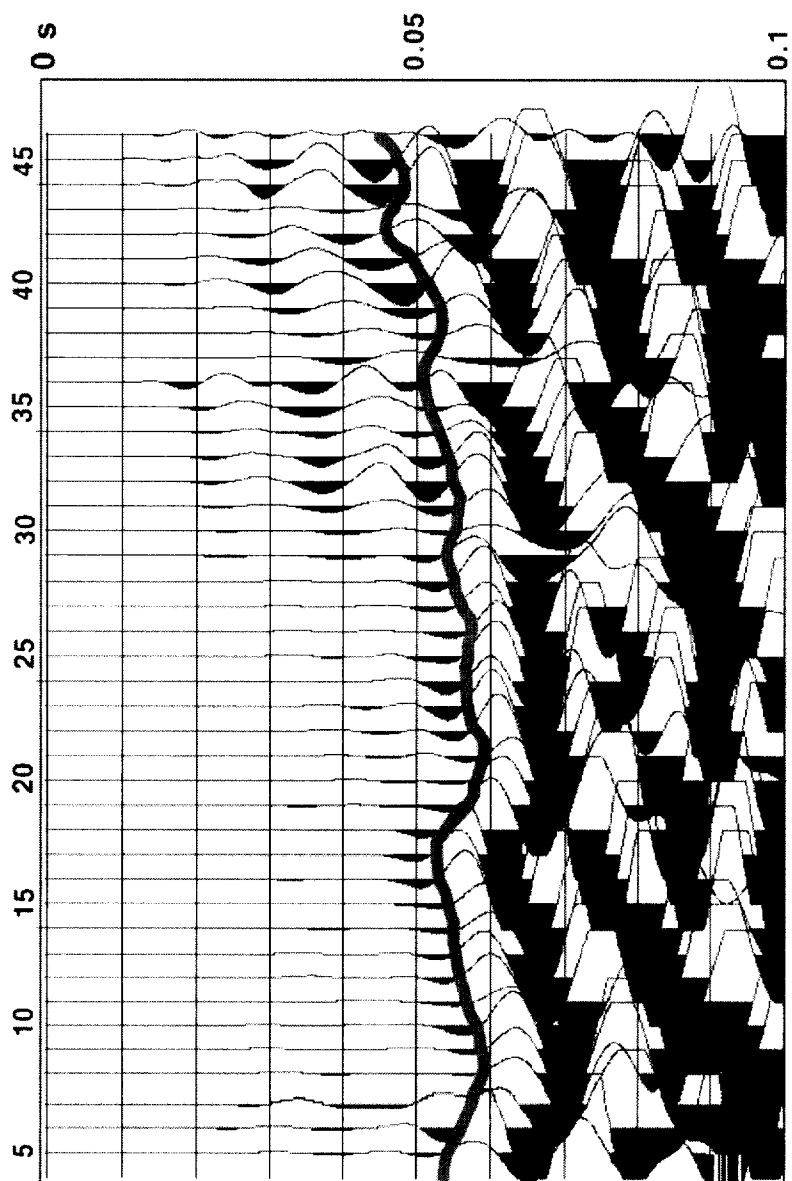


Figure 22. Convolution section of field records. Red line shows a refractor.

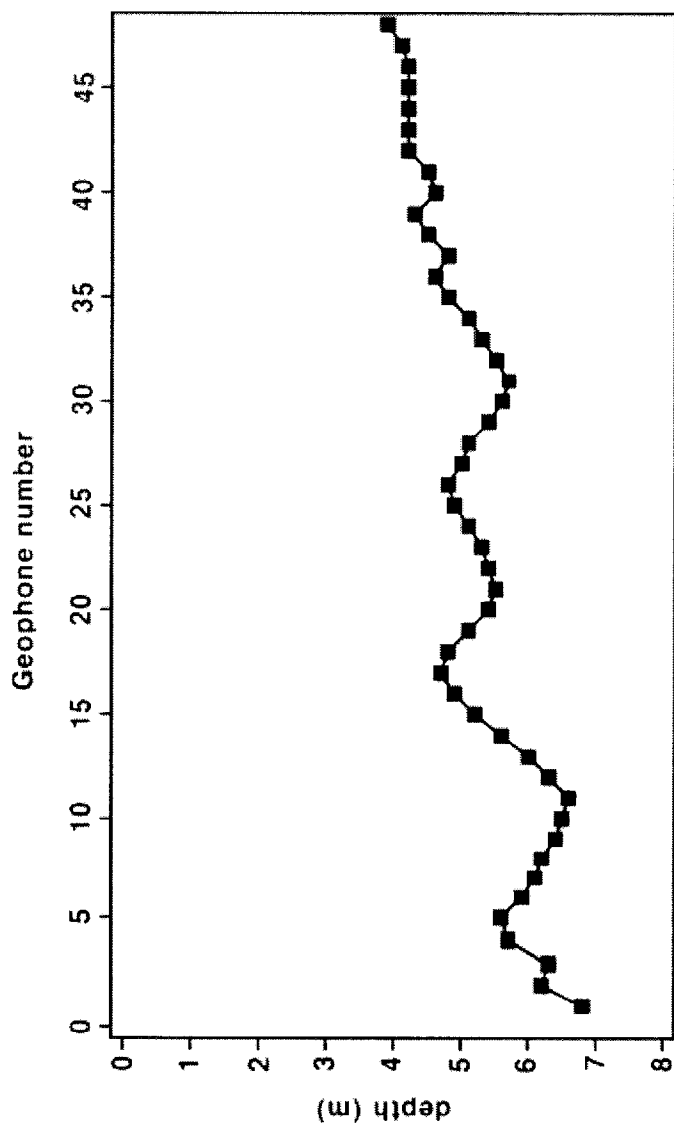


Figure 23. Depth computed from traveltime data measured by the 48-channel geophone array.

제 4 장 결 론

이 논문에서는 굴절면을 파면 재구성에 의해 영상화 하는 방법이 연구 되었다. 초동도달 시간만을 가지고 파면을 재구성하여 얻은 단면은 향사구조를 대상으로 한 모델링 자료에서 뿐만 아니라 실제 자료에서도 굴절면을 나타내는데 어려움이 없었다. 그리고 기존의 방법보다 초동 발체만으로 바로 굴절면을 그림으로 나타낼 수 있다는 장점이 있다. 이는 복잡한 과정 없이도 간단히 굴절면의 특징 정도를 파악할 수 있다는 것이다. 그리고 초동으로 주시 곡선을 다시 작성하는 과정도 필요하지 않기 때문에 시간적으로도 이득이 있다. 그러나 이 방법 역시 초동시간을 필요로 한다는 점에서 초동발체에 따른 주관적인 관점이나 거기에 드는 시간은 단점으로 작용한다.

다음으로 굴절 경계면 영상화를 위한 콘볼루션법은 모델링 자료와 실제 자료에 적용하여 검토하였다. 그 결과 콘볼루션법은 정확히 발체된 초동 시간이 요구되지 않기 때문에 더 생산적인 방법이다. 그리고 초동발체가 아니라 실제 트레이스에서 직접 적용 가능하기 때문에 많은 복잡한 자료처리 기술이 적용될 수도 있다. 또한 부가적인 잡음에 의해 오염된 자료 때문에 반사법에서와 같은 중간프로세싱 (intermediate processing)이 중요하다는 것을 보여준다.

참고 문헌

- David F. Aldridge and Douglas W. Oldenburg, 1992. Refractor imaging using an automated wavefront reconstruction method. Geophysics, vol. 57, No. 3, p.378-385, 14 Figs.
- Derecke Palmer, 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Geophysics, vol. 46, No. 11, p.1508-1518, 21 Figs., 1 Table.
- Derecke Palmer, 2001. Imaging refractors with the convolution section. Geophysics, vol. 66, No. 5, p.1582-1589, 10 Figs.
- Matsuoka, T., Taner, M.T., Hayashi, T., Watanabe, T., Kusumi, H., 2000. Imaging of refracted waves by convolution. Mtg., Soc.Expl. Geophys., Expanded Abstracts, p.1311-1314.
- Robert e. sheriff, 2002. Encyclopedic dictionary of applied Geophysics. Society of exploration geophysicists.
- Taner, M.T., Matsuoka, T., Baysal, E., Lu, Lee and Yilmaz, O., 1992. Imaging with refractive seismic waves:62nd Annual Internat. Mtg., Soc.Expl. Geophys., Expanded Abstracts, p.1132-1135.
- Philip Kearey and Michael Brooks, 1991. An introduction to

geophysical exploration. Blackwell scientific publication.

김기영, 1999. 굴절과 GRM 해석방법을 응용한 고정사 단층 인지 (I)-컴퓨터 모델링 연구. 지구물리학회, 제 2권, 1호, p 57-64.

김기영, 우남철, 1999. 굴절과 GRM 해석방법을 응용한 고정사 단층 인지 (II)-실제 자료 적용. 지구물리학회, 제 2권, 1호, p 65-74.

김지수 외 4인, 2003. 물리탐사의 활용. 시그마프레스.

손호웅 외 7인, 1999. 지반환경 물리탐사. 시그마프레스.

이병욱, 2002. 탄성과 굴절 토모그래피를 이용한 전부 탄성과 탐사. 석사학위논문, 부경대학교 대학원 응용지질학과, p. 22-29.

요약

본 연구는 탄성과 굴절법의 해석방법 중 파면재구성법과 콘볼루션을 굴절 자료에 적용하여 굴절면을 효과적으로 영상화한다. 초동도달 시간만을 가지고 파면을 재구성하여 얻은 단면은 향사구조를 대상으로 한 모델링 자료에서 뿐만 아니라 실제 자료에서도 굴절면을 나타내는데 어려움이 없었다. 그리고 초동발체만으로 굴절면을 바로 영상화하기 때문에 초동으로 주시 곡선을 다시 작성하는 과정도 필요하지 않다. 시간적으로도 이득이 있다. 그러나 이 방법 역시 초동시간을 필요로 한다는 점에서 초동발체에 따른 주관적인 관점이나 거기에 드는 시간은 단점으로 작용한다.

굴절 경계면 영상화를 위한 콘볼루션의 적용 가능성은 모델링 자료에 의해 확실해졌고 이것을 실제 자료에도 적용했다. 그 결과 콘볼루션은 초동 발체 없이도 굴절면을 영상화한다. 정확히 발체된 초동 시간이 요구되지 않기 때문에 더 생산적인 방법이라 할 수 있다. 그리고 초동발체가 아닌 실제 트레이스에서 직접 콘볼루션을 하기 때문에 많은 복잡한 자료처리 기술이 적용될 수도 있다.

사사

부족한 저를 논문을 낼 수 있도록 이끌어주신 공영세 교수님 감사드립니다. 그리고 저의 논문을 지도해 주시고 심사해주신 김희준 교수님, 부산대학교의 최광선 교수님께도 감사를 드립니다. 학부과정과 석사과정 동안 많은 관심과 가르침을 주신 김대철 교수님, 조태진 교수님, 이광훈 교수님, 엄정기 교수님께 감사드립니다.

함께 생활하며 관심과 여러 가지 조언을 주신 탄성과 탐사 연구실의 김성우 박사님과 우기환 선배님, 한명자 언니, 조지현 언니에게도 고마운 마음 전합니다. 또한 같은 연구실은 아니지만 관심으로 대해주신 박미경 박사님 고맙습니다. 같이 수업하면서 많은 것을 가르쳐 준 문수선배 고맙습니다. 대학원 생활 같이 한 도형선배, 광수, 정윤선배, 상배선배에게도 고마움 전합니다. 다른 연구실의 자현선배, 동성선배, 그리고 여러 선배님들, 동기들, 후배에게도 감사드립니다. 대학생활을 같이 한 보경이 언니, 오랜 친구 현정이와 힘들 때 옆에서 힘이 되어준 친구들 모두에게 고마운 마음 전하고 싶습니다.

무엇보다도 지금까지 길러주시고 여기까지 이끌어 주신 부모님께 감사를 드리며, 사랑하는 부모님과 현정이, 현영이에게 이 논문을 드립니다.