

지진파를 이용한 지하 공동의 탐지 방법

Possible Methods of Identifying Underground Cavities Using Seismic Waves

김 소 구 (Kim, So-Gu)
마 상 윤* (Mah, Sang-Yun)
김 지 수 (Kim, Ji-Soo)

한양대학교 지진연구소
한양대학교 지진연구소
충북대학교

요약/ABSTRACT

본 연구는 이미 알려져 있는 공동 지역에서 1년 6개월에 걸친 고정점 관측 및 이동 관측망에 의한 실험을 통하여 지하 매질에 공동이 존재할 때에 나타나는 지진파의 이상 현상에 의하여 지하에 존재하는 공동을 탐지 및 식별할 수 있는 가능성을 찾는데 그 목적이 있다. 한양 대학교 지진 연구소에서는 경기도 화성군 봉담면에 위치한 삼보 광산에서 고정 지진 관측을 수행하였다. 이 자료의 대부분은 인근 골재 채취장에서의 화약류 발파에 의한 것이며 본 연구에서는 이 화약류 발파에 의한 자료를 이용하였다. 고정 관측소 관측의 경우 지상 관측과 삼보 광산의 갱도 안에서의 지하 관측을 수행하였다. 이 두 자료의 경우 종파의 초동 후 150 ~ 250 msec 후에 전환파(converted phase)의 출현에 의하여 편파 특성이 매우 급격하게 변하는 양상을 보여 준다. 전환파가 발생하는 깊이는 평균 약 190m 정도로서 삼보 광산의 갱도 깊이와 잘 일치되는 결과를 보여 준다. 또한 횡파 분열(Shear-wave Splitting) 현상이 관측되었다. 빠른 횡파(fS)와 느린 횡파(sS)의 시간 차이는 약 30 - 60 ms 정도의 차이(평균 42 ms)를 보인다. 이러한 결과는 다른 연구의 결과보다는 상당히 큰 값을 보여 주는데 이는 지하 공동에 의한 균열(Crack)이 상당히 발달해 있는 것을 나타내는 결과이다. 또한 화약 발파 실험에 의한 자료는 공동 지역에 설치한 지진계와 비공동 지역에 설치한 지진계를 비교 분석하였다. 공동 지역에서 설치한 지진계의 경우 고정 관측소의 경우와 같이 종파의 초동 후에 편파 특성이 매우 급격하게 변하는 양상을 보이거나 비공동 지역에 설치한 지진계의 경우는 편파 특성이 매우 안정적인 양상을 보인다. 또한 공동 지역을 지난 지진파의 특징은 현저한 고주파수 성분의 감쇄와 탁월한 저주파의 성질을 갖는 위상이 관측되었다.

The purpose of this study is to investigate the possibilities of identifying and detecting underground cavities using seismic waves recorded by the fixed and mobile stations. During 18 months of field

* 현주소 : 기상청 지진과, 서울특별시 종로구 송월동 1번지

work we recorded chemical explosions near the Bongdam station. Seismic stations were installed on the free surface and underground inside the Sambo mine. The seismograms at the fixed(long-term) seismic station show abrupt change of polarization characteristics which can be associated with the appearance of P-to-S converted phase(PS) at 150 ~ 200 msec after the first P arrival. This result indicates that converted phases are generated very near to the Bongdam station at a depth of 190m. Shear-wave splitting phenomena have also been observed. The time delay between fast shear(fS) and slow shear(sS) waves ranges between 30 and 60 msec(average is 42 msec). However, exact time delay between the fast and the slow shear waves can not be accurately measured because of the very short time delay and limitation of sampling rate. Chemical explosion experiments were recorded at stations along various paths to contrast the seismic response of areas with and without cavities. The seismograms recorded at the stations installed at cavity areas show an abrupt change of polarization characteristics but not on the other stations. Seismic waves propagating through the cavity are characterized by the attenuation of high frequency waves and predominantly low frequency seismic waves after the S wave arrivals.

서론

지진학에서 지진파의 이용은 크게 나누어 고체 지구 물리학(solid-earth geophysics)과 탐사 지구 물리학(exploration geophysics)의 두 분야로 나눌 수 있다. 이들 지구 물리학 분야는 모두 지구의 내부 구조와 지각의 심부 구조를 얻기 위하여 많은 연구가 이루어 졌다(김소구, 1993). 그러나 천부 지층(500m 이내)의 구조를 조사하기 위한 수단으로서 지진파의 이용은 상대적으로 지층 투과력과 해상도의 관계, 주파수와 해상도의 관계에 의하여 반사, 굴절의 지진파의 성질을 이용한 탐사를 수행할 때에 그리 만족할 만한 성과를 얻고 있지 못하였다. 이런 이유로 지진파를 이용하여 천부 지층의 구조를 얻기 위한 연구는 한동안 침체된 상태를 보이다가 최근 산업 시설의 안전, 지열 혹은 지하수 탐사 및 군사시설(땅굴)을 탐지하기 위하여 관심이 증대되었다(김중열, 1986). 그러나 이러한 침체에도 불구하고 지진파의 반사 혹은 굴절되는 성질을 이용하여 천부 지층, 특히 공동을 탐사하기 위하여 간간히 연구가 진행되었다(김소구, 1993).

본 연구에서 사용된 방법은 전환파를 이용한 것과 횡파의 분열을 이용한 두 가지 방법을 사용하였다. 이 방법들은 모두 최근에 대규모 지각 구조 등을 연구하기 위하여 많이 응용되는 방법이다. 전환파의 이용은 주로 대규모 지각 구조, 혹은 두꺼운 퇴적층의 두께를 구하기 위한 방법으로서 많이 이

용되어 왔다(Chen et al., 1994). 이러한 연구들은 모두 전환파의 주시를 이용하여 전환파가 발생하는 곳까지의 거리를 계산함으로써 퇴적층 혹은 지각의 두께를 산출하였다. 본 연구에서는 공동에서 전환파가 발생하는 것으로 보임으로서 전환파가 지하 공동을 찾는 하나의 매개체로서의 가능성을 타진해 보고자 한다. 또한 횡파의 분열 현상에 대한 연구 역시 대규모 지각구조 등의 연구에서 이방성 물체를 찾아내기 위한 방법으로 발전되었다.

본 연구에서는 한양 대학교 지진 연구소 봉담 관측소에서 관측된 3-성분 지진 기록을 이용하여 지하에 공동이 존재할 때 공동에 의하여 발생하는 지진파의 이상 현상을 탐지하여 그 이상 현상이 지하의 공동을 식별할 수 있는 추적자로서 사용할 수 있는 방법을 고안하고 이를 이용하여 지하의 공동을 탐지 및 식별할 수 있는 방법의 연구를 목적으로 하고 있다.

연구 방법

1. 편파 방법

편파 방법의 장점은 3-성분 기록을 이용하여 시간 영역에서 진원의 위치를 한 개의 관측점을 사용하여 빠르게 추정할 수 있는데 있다. 이 방법은 다음과 같다(Kim and Lee, 1995).

시간 영역에서 편파 시간 창(Polarization time window)은 다음과 같이 주어진다.

$X = [x_{ij}]; i = 1, \dots, N; j = 1, 2, 3$ 이라 하고 여기서 x_{ij} 는 j 성분의 i 번째 데이터를 말하며, N 은 데이터의 개수를 나타낸다. 각각의 성분의 평균값은 0으로 취한다. 공분산 행렬(covariance matrix) S 은

$$S_{jk} = \frac{XX^T}{N} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{ij}x_{ik} \right]$$

행렬은 3×3 행렬이며, 실수이고 등방형이다. S 는 3-성분 기록의 자기 공분산(auto-covariance)과 상호공분산(cross-covariance)로 정의된다. 즉,

$$S = \begin{bmatrix} S_{zz} & S_{zn} & S_{ze} \\ S_{zn} & S_{nn} & S_{ne} \\ S_{ze} & S_{ne} & S_{ee} \end{bmatrix} \quad (1)$$

여기서 S_{zn} 은 수직 성분과 북쪽 성분의 상호 공분산이며 모두 이 표기법을 따른다. 공분산 행렬 S 은 양수의 유한 값을 가지며 이 행렬식의 고유값(eigen value)은 실수이고 음이 아닌 값을 갖는 것을 의미한다. S 는 타원형의 형태를 갖는 행렬식이 되며, 이 타원은 편파 타원체(polarization ellipsoid)라고 불린다. 이 타원은 최소 자승 법에 의해서 각각의 데이터는 최적화 된다. 이 타원의 장축은 대수적인 고유치 문제(eigen problem)을 풀어서 구할 수 있다. 이러한 과정은 고유값($\lambda_1 \lambda_2 \lambda_3$)과 고유벡터(eigen vector) ($u_1 u_2 u_3$)를 구함으로써 표현된다. 즉,

$$(S - \lambda^2 I)u = 0 \quad (2)$$

으로 표현되며 I 는 3×3 단위 행렬이고, 0은 0값을 갖는 열 벡터(vector)이다. 고유벡터는 직교하는 단위 길이에서 선택되며 편파 타원의 세 기본축 $\lambda_j u_j (j = 1, 2, 3)$ 로 주어지며, 고유벡터의 방향과 단위는 진폭의 단위이다.

순수한 타원 편파(elliptical polarization)은 두개의 0이 아닌 값과 서로 다른 같지 않은 값을 갖기 때문에 편파는 타원의 형태를 갖게 된다. 공분산 행렬을 실제로 자료를 이용하여 측정하여 보면 타원형이 아닌 형태가 대부분이다. 이것은 잡음과 산

란에 의한 변형 때문이다. 일단 편파 타원의 장축(principal axes)이 결정되면 입자 운동 역시 결정된다.

선형율은 $1 - ((\lambda_2 + \lambda_3)/2\lambda_1)$ 으로 주어지며, 단 하나의 0이 아닌 고유치를 가질 때 그 값은 1.0이다. 이러한 경우는 순수한 실체파의 경우이다. 편평율은 $1 - (2\lambda_3/(\lambda_1 + \lambda_2))$ 로 주어진다. 종파(P wave)의 방위각은 수평 성분의 선형운동으로 결정할 수 있다.

$$P_{azimuth} = \tan^{-1} \left(\frac{u_{21} \text{sign}(u_{11})}{u_{31} \text{sign}(u_{11})} \right) \quad (3)$$

이고 $u_{j1}; j = 1, 2, 3$ 은 고유벡터 u_1 의 세개의 방향 코사인(direction cosine)이다. 같은 방법으로 길보기 입사각은

$$P_{incidence} = \cos^{-1} |u_{11}| \quad (4)$$

으로 결정된다(Kim and Lee, 1995).

따라서 편파 방법을 이용하면 종파의 성질을 갖는 위상과 횡파의 성질을 갖는 위상을 쉽게 분리할 수 있다.

본 연구에서는 공동을 저속도층으로서 비균질 지역으로 가정하고 지진파가 저속도층으로 입사할 때에 발생하는 전환파를 발견함으로써 전환파가 공동 탐지하는데도 유용함을 보이고자 한다.

2. 횡파의 분열(Shear-wave Splitting)

지진파가 전파 속도에 영향을 미치는 매질은 비동질(inhomogeneity)과 이방성(anisotropy)이 있다. 여기서 특히 방향에 따라서 지진파 속도가 변화하는 이방성에 초점을 맞추어 설명한다. 이러한 이방성 매질은 Hooke의 텐서근사(tensor approximation)를 따르는 Hooke 적인 이방성 매질과 Hooke의 텐서 근사를 설명할 수 없는 비 Hooke적인 이방성 매질이 있다. 그리고 이러한 회전 대칭축을 가지고 있는 이방성(효과적)을 효과적 횡적 등방성(transverse isotropy)라고 부른다.

탄성 매질에 나란히 균열이 있다고 가정하면 이러한 형태는 얇은 표면이 서로 결합되어 있거나 두개의 다져진 덩어리가 붙어 있는 모양이 될 것이다. 이러한 얇은 표면이나 다져진 형태가 굳지 않

은 물체로 채워져 있다면 이러한 물체의 두께가 매우 얇다 하더라도 경계면에서 변형이 일어날 것이다. 응력장(stress field)에서의 이러한 균열의 거동은 균열이 속해 있는 매질의 동력학적 거동에 전반적으로 영향을 미친다.

이러한 이방성 매질을 S파가 통과할 때 느린 S파와 빠른 S파로 나뉘어 도착하게 된다. 보통 이러한 S파는 qSH와 qSV로 두 개의 입자 운동이 틀리게 도착하게 된다. 이와같이 이방체에서 S파가 분열하는 이유는 크게 2가지로 나누어 설명한다. 즉, 응력 유도 이방성(stress-induced anisotropy)과 광물이나 균열 배열에 따라서 일어나는 암석구조이방성(rock fabric anisotropy)이 있다. 따라서 우리는 S파분열(Shear-wave splitting)은 정확히 검토하므로 S파 통과지역의 응력장방향이나 광물, 균열의 방향을 창출할 수 있다.

위와 같은 물리적인 개념을 기초로 하여 균열이 있는 매질을 Vavaryčuk(1991)에 의하여 개념화하면 등질, 등방성의 매질이 균열을 포함하는 경우 균열의 표면을 Σ 라 하고, 변위 불연속(displacement discontinuity) $[\vec{u}]$ 는 응력이 가해지는 동안

$$[\vec{u}] = \vec{u} | \Sigma^+ - \vec{u} | \Sigma^- \neq 0 \quad (5)$$

의 관계로 주어질 것이다. 간단히 하기 위해서 변위 불연속 $[\vec{u}]$ 를 응력에 대하여 선형 함수(linear function)이라 하면 균열, Σ 의 등방성 매질 내에서의 존재는 균열보다 파장이 긴 지진파에 대하여 이 매질을 비등방성 매질로서 거동하도록 할 것이다.

균열은 수학적으로 탄성율(elastic moduli)를 직교 좌표계에서 텐서의 형태로 표현할 수 있다.

S_{ijkl} 을 일반적인 탄성계수라고 하면 S_{ijkl} 은 두개의 부분으로 구성되어 있다. 즉,

$$S_{ijkl} = s_{ijkl}^B + s_{ijkl}^F \quad (6)$$

이고, 여기서

s_{ijkl}^B 은 균열 사이의 탄성율을 나타내는 것이고,

s_{ijkl}^F 은 균열의 탄성율을 나타내는 것이다.

s_{ijkl}^F 을 균열 표면의 분포로 나타내면

$$s_{ijkl}^F = s_{ijkl}^{F_0} \sigma(\Sigma) \quad (7)$$

따라서

$$e_{ij} = (s_{ijkl}^B + s_{ijkl}^{F_0} \sigma(\Sigma)) \tau_{kl} = e_{ij}^B + e_{ij}^{F_0} \sigma(\Sigma) \quad (8)$$

여기서 텐서 $s_{ijkl}^{F_0}$, $e_{ij}^{F_0}$ 는 더이상 분포 특성(distribution character)을 나타낸다고 할 수 없다.

변형 텐서 e_{ij} 는 균열 표면 Σ 에 작용하는 응력이 전혀 없는 상태에서의 변위값 $u(x_j, t)$ 과 균열 양쪽에서 표면에서 0이 아닌 값을 가지기 때문에 변위 불연속 $[\vec{u}]$ 는 0이 아닌 값을 갖는다.

균열이 x_3 축에 수직이며 Lamé 계수 λ , μ 를 갖는 등질 등방성 매질(homogeneous isotropic medium)에 존재하는 경우 균열의 탄성 거동은 탄성율 $s_{ijkl}^{F_0}$ 과 Hooke의 텐서 $c_{ijkl}^{F_0}$ 에 의하여 묘사될 수 있다. 균열이 횡방향 등방체 매질로서 거동한다면 수직의 회전축으로 대칭인 수직적으로 비등질(inhomogeneous) 횡방향 등방체 매질의 탄성 특성은 Hooke에 의하여 행렬식으로 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$c_{ij} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{11} - 2c_{66} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ & & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ & & & c_{44} & 0 & 0 \\ & & & & c_{44} & 0 \\ & & & & & c_{66} \end{bmatrix} \quad (9)$$

여기서 쓰인 행렬 요소 c_{ij} 는 깊이에 대한 함수이다. 장파장(long-wave)의 평형 탄성 계수는 다음의 관계식에 의하여 주어진다.

$$C_{11} = \langle c_{11} \rangle - \langle c_{13}^2 / c_{33} \rangle + \langle c_{13} / c_{33} \rangle^2 \langle 1 / c_{33} \rangle, \quad (10)$$

$$C_{13} = \langle c_{13} / c_{33} \rangle \langle 1 / c_{33} \rangle, \quad (11)$$

$$C_{33} = 1 / \langle 1 / c_{33} \rangle, \quad (12)$$

$$C_{44} = 1 / \langle 1 / c_{44} \rangle, \quad (13)$$

$$C_{66} = \langle c_{66} \rangle \quad (14)$$

(Backus, 1962 ; Douma, 1989)

여기서 주기적으로 연속인 비등질의 매질(perio-

dically inhomogeneous medium)은

$$\langle f \rangle = \int_0^W f(x_3) dx_3 / W \quad (15)$$

이고, 여기서 W 는 연속적으로 반복되는 비등질성 매질의 두께이다. 또한 위의 관계식을 Lamé 계수를 이용하여 표현하면

$$C_{11} = \lambda + 2\mu - \lambda^2 E_N (\lambda + 2\mu)^{-1}, \quad (16)$$

$$C_{13} = \lambda / (1 + E_N), \quad (17)$$

$$C_{33} = (\lambda + 2\mu) / (1 + E_N), \quad (18)$$

$$C_{44} = \mu / (1 + E_T), \quad (19)$$

$$C_{66} = \mu, \quad (20)$$

$$E_N = e_f (\lambda + 2\mu) / C_{33}^{F_0}, \quad (21)$$

$$E_T = e_f \mu / C_{44}^{F_0} \quad (22)$$

E_N , E_T 는 차원이 없는 양으로서 탄성 특성 모델에서의 균열 효과이고 e_f 는 균열의 밀도이며 x_3 축에 대한 양으로 나타낸다.

E_N 과 E_T 가 안정성을 갖기 위한 조건에 의하여

$$E_N \geq 0, \quad E_T \geq 0 \quad (23)$$

인 조건을 가지고 만약에 균열이 등방성 물체로서 작용한다면 E_N , E_T 는 $0 \leq \gamma E_N / E_T \leq \frac{3}{4}$ 이고

γ 는 $\gamma = \mu / (\lambda + 2\mu)$ 의 조건을 충족시킬 것이다. 따라서, 이론적으로 이러한 매질이 횡방향 등방체로서 거동하기 위한 조건은 이러한 매질을 지나는 지진파의 파장이 충분히 짧거나, 아니면 균열의 밀도가 매우 작아서 전체적으로 등방성 거동을 하는 경우를 생각할 수 있다(Vavryčuk, 1991).

이론적 배경에 의하여 횡파는 이방성에 대한 매우 민감한 반응으로 횡파의 분열이라는 현상이 발생하게 된다. 이러한 현상은 3-성분 단주기 관측을 통한 몇 가지 증거가 있다(Crampin, 1984). 대부분의 암석은 고유의 성질(결정 배열, 입자의 배열)을 가지고 있으며 그 중에서도 횡파가 분열되는 현상에서 가장 중요한 암석 균열의 배열이 큰 영향을 미치며, 이러한 암석 균열의 배열은 그 암석이 놓

여 있는 지역의 응력에 의하여 고유한 성질이 되며, 균열이 암석의 이방성을 결정하는 매우 중요한 요소로서 작용하게 된다. 이러한 암석에 나타나는 균열의 종류는 화강암에 나타나는 매우 작은 규모의 것(Simmons and Richter, 1976)부터 퇴적암에 나타나는 큰 규모의 절리(joint)와 파쇄대(fracture) 등이 있다(Crampin et al., 1980; Engelder, 1982).

이방성이 있는 매질에서의 지진파의 전파는 기본적으로 등방성의 매질에서의 전파와는 매우 다른 양상을 나타내며 이러한 양상을 현재까지의 분석 방법을 통하여 탐지하고, 식별하는 것은 매우 미묘하고 어려운 문제이다. 이방성이 있는 매질에서의 모든 방향으로의 실제파의 전파는 세개의 위상으로 전파된다. 그것은 quasi P(qP)와 quasi S1(qSV), quasi S2(qSH) 이다. 이 중에서 두개의 quasi S 파는 서로 다른 속도로 직교하며 이방성이 있는 매질을 전파된다(Crampin and McGonigle, 1981). 이 두개의 서로 다른 속도를 갖고 직교하며 진행하는 횡파에 의하여 횡파의 분열이라고 불리는 현상이 발생한다.

관측점에 도달하는 횡파는 관측점 근방의 이방성 매질의 구조에 의하여 빠른 횡파와 느린 횡파로 갈라지게 된다. 이 중에서 관측점에 먼저 도달하는 횡파의 편파 방향은 그 횡파가 마지막 거친 이방성 매질의 방향성에 의하여 영향을 받는다. 즉, 관측점에 먼저 도달하는 빠른 횡파는 나중에 도달하는 횡파의 편파 방향과는 직교하는 방향으로 편파되면서 관측점에 도달하게 되며 이때 먼저 관측점에 도달하는 횡파의 편파 방향은 이방성 매질(crack, fracture)의 방향과 유사한 양상을 보인다. 이러한 현상은 Coutant(1996)이나 Shih(1990, 1991)등의 연구에서 공통적으로 나타나고 있는 현상이다. 이러한 빠른 횡파와 느린 횡파의 편파 방향의 차이는 이방성 매질의 성질에서 기인한다. 즉, 횡파는 파의 진행방향과 직교하는 방향으로 입자가 편파된다. 그러나 파의 진행 방향과 수평적인 성분으로 직교하는 횡파(SH)와 파의 진행방향과 수직으로 직교하는 횡파(SV)로 구성되어 있는데 이러한 횡파와 매질의 방향성에 따라서 먼저 도달하는 횡파의 편파방향이 달라지게 된다.

분리된 두개의 횡파 사이의 도착 시간 차이는 전파 경로 상의 이방성 매질의 방향성의 크기에 의하

의 차이는 횡파가 통과한 이방성 매질의 두께, 크기의 영향을 받는다. 횡파는 진원지에서 관측점에 도달하기까지의 전파 경로상에 이방성 매질이 있는 경우 이방성 매질까지 SV파와 SH파는 모두 같은 속도로 전파하다가 이방성 매질의 각 방향(수직, 수평)의 속도차이에 의하여 두개로 분리되어 이방성 매질내를 진행하다가 이방성 매질을 통과한 후에는 다시 두개의 횡파는 관측점까지 같은 속도로 진행하게 된다. 결국, 관측소에서 관측된 지진 기록에서 SV파와 SH파의 시간 차이는 이방성 매질에서 두 횡파의 진행속도의 차이에 기인한다. 따라서 빠른 횡파와 느린 횡파의 시간차이와 횡파의 진행 속도를 알면 횡파가 통과한 이방성 매질의 두께(크기)를 산출할 수 있다.

관 측

본 연구에 사용된 자료는 1994년 4월에서 1995년 10월까지 약 1년 6개월간에 걸쳐서 경기도 화성군 봉담면에 위치한 한양 대학교 지진 연구소 봉담 관측소에서 관측된 3-성분 관측 기록과 인공적인 다이내마이트(dynamite) 발파 실험에 의한 3-성분 관측 자료이다. 한양 대학교 지진 연구소에서는 봉담 관측소에서 지하 40m에 일본 Markland사의 JVC-200 3-성분 광대역 지진 센서(3-component broadband seismometer)를 설치하고, 지상에는 미국 Sprengnether사의 고유 진동수 1Hz를 갖는 S-6000 3-성분 단주기 지진 센서(3-component short period seismometer)를 설치하였다. 다이내마이트 발파 실험에서 이동 지진관측망으로 사용한 기기는 미국 Teledyne Geotech사의 PDAS-100 기록계와 미국 Mark Product사의 고유 진동수 1Hz를 갖는 L-4, L-4C등 3-성분 단주기 지진 센서를 사용하였다. 본 연구는 이미 알려진 지하 공동 지역에서 3-성분 센서를 설치하여 지진파의 전파 경로 상에 있는 지하 공동의 효과를 연구하기 위하여 실시되었으며, 또한 자료의 정확성을 기하기 위하여 세차례의 다이내마이트 발파 실험을 하였다. 자료의 취득은 고정 관측의 경우 Anti-Alias Lowpass Filter를 25Hz로 하여 관측하였고, 폭파 실험의 경우는 40Hz로 하였다. 연구 기간 중에 많은 자료들이 지상과 지하의 관측소에 기록되었다. 이들 기록

들은 거의 모두가 봉담 관측소 인근 골재 채취장에서 골재 채취를 위한 다이내마이트 발파에 의한 것이며, 인근 골재 채취장에서 사용하는 다이내마이트의 양은 적게는 325kg, 많게는 2 ton에 이르는 양을 사용하기 때문에 거리가 많이 떨어진 위치에서도 훌륭하게 관측되었으며, 실험에 사용한 폭약의 양도 1.2ton, 1.8ton과 1.7ton을 사용하였다. 골재 채취장과 실험에 사용한 발파 장소는 모두 봉담 관측소를 중심으로 남-서 방향에 위치하고 있다. (참조 Fig. 1, Table 1a와 Table 1b)

자료의 취득은 고정 관측점에서의 자료나 다이내마이트 발파 실험에 의한 자료 모두 샘플링 레이트(sampling rate)를 100Hz로 하였다. 이는 관측하려는

Table 1a. Location of Quarry mines near Bongdam Stations.

Name of Quarry Mine	Quarry Mine No.	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Azimuth (°)	Distance (km)	Elevation (m)
Dongchul	1	126.92	37.19	195	2.6	110
Samchang	2	126.92	37.18	190	3.6	75
Changgok	3	126.89	37.19	231	4.1	57
Wonwoo	4	126.86	37.19	252	6.25	100
Yonwon	5	126.87	37.20	259	5.4	75
Kangwon	6	126.86	37.20	263	5.8	125

Table 1b. Location of Experiment Stations(first, second and third experiment site are same place ; 37.19 °N, 126.92 °E)

Date	Observation site No.	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Azimuth (°)	Distance (km)	Elevation (m)
1996. 3. 15. First Experiment	1	126.94	37.21	213	3.25	53
	2	126.93	37.21	194	2.6	100
	3	126.94	37.16	327	3.0	54
	4	126.91	37.16	334	3.3	72
	5	126.89	37.17	209	3.0	29
1996. 3. 20. Second Experiment	6	126.93	37.22	205	3.8	25
	7	126.94	37.22	201	3.7	26
	8	126.94	37.22	195	3.6	28
	9	126.97	37.17	301	5.1	36
	10	126.89	37.17	56	4.2	21
1996. 4. 20. Third Experiment	11	126.93	37.22	205	3.8	25
	12	126.94	37.22	201	3.7	26
	13	126.94	37.22	195	3.6	28
	14	126.92	37.16	12	4.2	22
	15	126.90	37.22	94	4.2	31

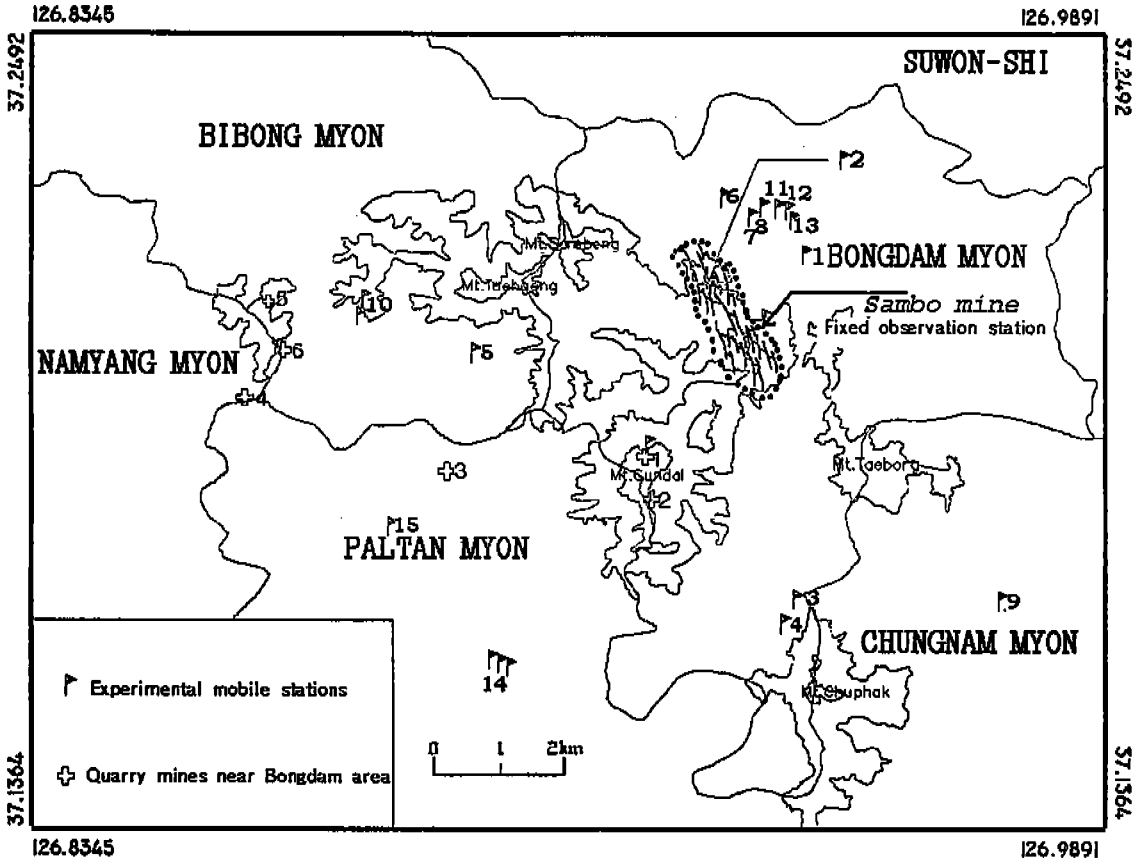


Fig. 1. Map of the Bongdam area which shows 15 mobile stations(experiment stations) and quarry mines. For detailed explanations, refer to the legends inside box(see Table 1a and 1b).

는 목적 대상이 지진파이기 때문에 Nyquist 주파수는 최고 주파수 보다 커야 하고 또한 최소 파수는 Nyquist 파수($1/2\Delta t$)를 초과해서는 안되기 때문이다.

결과 및 논의

본 연구의 결과로서 지하 공동에 의하여 나타나는 전환파의 경우 에너지가 매우 미약하기 때문에 전환파의 실체를 육안으로 확인하는 작업은 매우 어려운 일이기 때문에 본 연구에서는 3-성분 디지털 지진 기록을 이용하여 편파법에 의한 전산 처리를 기초로 하여 편파 특성의 상호 연관적인 변화에

의하여 전환파를 식별하는 작업을 하였다. 이러한 방법으로 전환파의 위상을 식별하기 위하여 3-성분 디지털 지진 기록을 이용하여 위상이 다른 파가 관측소에서 관측되었을 경우 지진파의 성질에 의하여 종파와 횡파의 입자 운동이 다른 것에 의하여 관측된 지진파의 방위각과 선형을, 편평을, 결보기 입사각, 방위각등의 편파 특성이 급격히 변하게 된다 (Bataille and Chiu, 1991; Roberts et al., 1989; Roberts and Christoffersson, 1990). 이러한 편파 특성이 급격하게 변하는 원인이 다른 지진파의 입자운동을 가지는 위상이 관측되었을 경우외에 잡음(noise)에 의한 영향도 무시할 수 없으므로 디지털 필터를 사용하여 잡음을 제거한 후에 편파 분석을 실행하는 것이 보통의 경우이다(Bataille and Chiu,

1991). 그러나 본 연구에서는 고정점 관측의 경우 지진계의 설치 장소가 지하와 지상에 설치하였지만 잡음 준위(noise level)는 지하의 경우 높지 않은 것으로 생각되며, 지상관측과 폭약 발파 실험의 경우는 파의 모양이 왜곡되지 않는 범위에서 필터를 하였다. 사용된 디지털 필터는 Butterworth의 대역 통과필터(band pass filter)이며, 이 필터는 각각의 대역의 가장자리에서의 오버슈트(overshoot)에 의한 파형의 왜곡 현상이 적은 것이 특징이다(Kanasewich, 1990). 따라서 본 연구에서는 최소한의 필터만을 적용하여 최대한 지진파 파형의 왜곡현상을 배제하여 편파 분석후, 편파 특성이 급격하게 변하는 곳을 중심으로 지진파의 입자 운동을 관찰하여 전환파의 실체를 확인할 수 있었다. 보통 지각과 맨틀(mantle)의 경계면(Moho 면)에서 발생하는 전환파는 종파의 초동 후 종파에서 횡파로 전환되는

전환파의 경우, 지표에서 지각까지의 깊이를 약 32km라고 할때 3.8초에서 4.0초가량 후에 전환파가 나타나는 것으로 계산되었다(Carbonell and Smithson, 1994). 또한 650m 가량의 두께를 갖는 퇴적층과 기반암층에서 발생하는 종파에서 횡파로 전환된 전환파의 경우는 종파의 초동 후 약 1 초 가량 후에 종파에서 횡파로의 전환파가 관측되었으므로 보고 되었다(Chen et al., 1994). fig.2는 전환파를 식별하기 위한 편파 분석의 결과로서 고정 관측소에서 얻은 기록의 분석 결과이다.

Fig.2에는 편파법을 이용하여 편파 특성이 상호 연관적인 변화에 의하여 전환파를 식별하는 분석의 결과가 나타나 있다. Fig.2를 보면 전환파가 나타나는 곳에서 방위각, 걸보기 입사각, 선형율, 편평율 등의 급격한 변화에 의하여 전환파가 출현했음을 알 수 있다. Fig.3은 Fig.2의 분석결과에 의하여 편

Table 2. Results of Polarization and shear-wave splitting Analysis of Fixed Observation ; AZI. : Azimuth, INC. : Incidence Angle, Ps-P : time gap between first P-wave motion and PS-Converted Phase, Rg : Existence of Rg-wave or not, SS : Existence of Shear-wave splitting, REMARK : Shape of Seismic waves(AB-Abnormal shape ; N-Normal shape ; EQ.-Earthquake ; MULTI E.-Multiple events.)

Event No.	Date	Time	AZI.	INC.	PS-P (msec)	Rg	SS	REMARK
1	95.8.2.	11:30:00	260.82	45.34	—	○	○	N
2	95.8.2.	12:30:23	256.87	41.65	250	○	○	AB
3	95.8.2.	12:43:09	265.26	44.79	—	○	×	AB
4	95.8.3.	17:45:28	248.89	55.78	—	○	×	AB
5	95.8.4.	16:20:55	268.32	44.95	—	○	○	AB
6	95.8.4.	16:43:14	208.98	44.39	—	○	—	AB
7	95.8.4.	18:03:45	66.08	26.08	150	○	—	AB
8	95.8.4.	18:12:41	191.10	46.81	—	○	—	AB
9	95.8.5.	12:02:40	254.06	45.39	210	○	○	AB
10	95.8.7.	13:09:54	279.66	51.45	—	○	—	AB
11	95.8.7.	13:47:56	250.67	53.57	—	○	—	AB
12	95.8.7.	15:46:37	265.17	47.47	—	○	—	MUTI E.
13	95.8.8.	11:28:48	259.25	41.66	—	○	○	AB
14	95.9.7.	10:37:41	302.88	40.83	200	○	○	N
15	95.9.7.	12:00:49	356.29	40.77	—	○	○	AB
16	95.9.7.	13:12:39	309.13	41.88	150	×	○	N
17	95.9.13	16:29:52	295.04	42.94	180	○	○	N
18	95.9.19.	09:02:27	293.25	47.80	150	○	○	N
19	95.9.19.	16:00:58	297.70	44.85	250	○	—	N
20	95.9.19	16:10:12	232.99	84.10	200	×	—	N
21	95.9.27.	11:26:01	280.90	34.73	150	○	○	N

지진파를 이용한 지하 공동의 탐지 방법

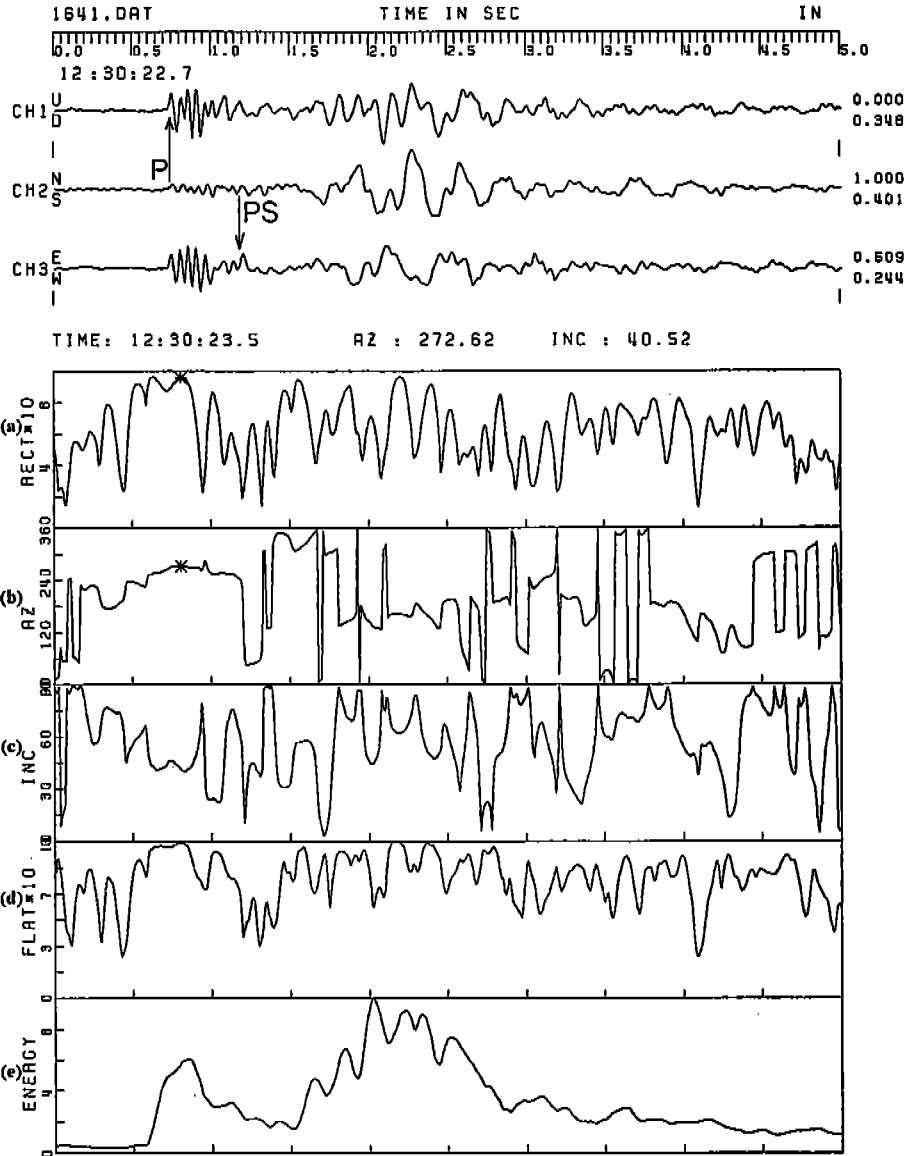


Fig. 2. Result of polarization analysis of fixed station data. These figures show abrupt change of polarization characteristics of observed data. This abrupt change of polarization characteristics implies converted phase coming in after 250ms from P first arrival.

(a) Rectilinearity window : The variance of rectilinearity in time domain.

(b) Azimuth window : The variance of azimuth in time domain.

(c) Incidence angle window : The variance of apparent incidence angle in time domain.

(d) Planarity window : The variance of planarity in time domain.

(e) 3-component energy window : The variance of apparent incidence angle in time domain. 3-component energy means summation of absolute value of 3-component amplitude.

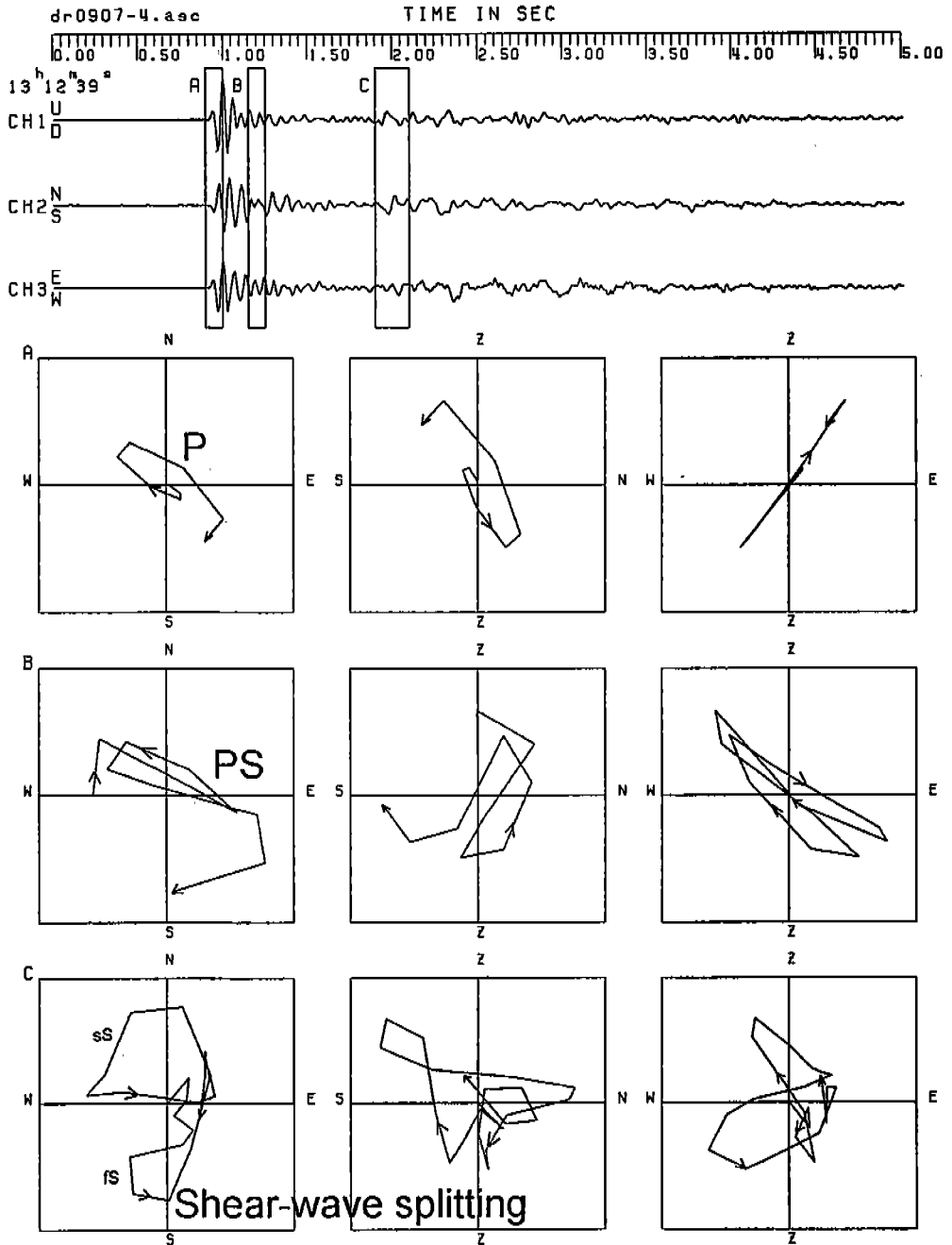


Fig. 3. This figure shows particle motion of observed data taken from the fixed station. This figure shows converted phase's particle motions and shear-wave splitting hodograms. A window shows P-wave particle motion and B window shows PS converted phases particle motion and last C window shows S-wave particle motion. fS and sS indicate fast and slow shear waves.

파 특성이 급격하게 변화하는 곳을 중심으로 지진파의 입자 운동을 관찰하여 전환파의 실체를 확인할 수 있었다.

Table.2에는 고정 관측소에서 전환파를 식별하기 위한 편파 분석의 결과로서 종파의 초동이 도달 후 150 - 250 ms 초 후에 종파 그룹 내에서 전환파의 출현에 의하여 편파 특성이 급격하게 변화하고 있는 모양을 볼 수 있다. 한양 대학교 지진 연구소의 봉담관측소에서 장기적으로 고정 관측한 자료에 의하면 종파의 초동 후 약 150 ~ 250 msec 사이에서 이러한 편파 특성의 급격한 변화와 함께 전환파가 나타나는 것을 알 수 있었다. 이러한 결과와 위의 다른 연구자들의 결과를 비교하여 보면 본 연구의 결과는 관측소에 매우 근접한 거리에서 종파에서 횡파로의 전환이 일어나는 것을 알 수 있다. 이러한 결과는 관측소에서 하부의 약 150 - 250 m 정도의 깊이에서 전환파가 발생하는 것으로 계산되었으며, 평균 전환파 발생 깊이를 산출하여 보면 190m 정도로서 이것은 삼보 광산의 갱도의 깊이와 잘 일치한다. 일반적으로 전환파를 이용하여 지각구조를 연구하는 연구자의 경우 횡파에서 종파로의 전환파를 많이 사용하여 왔다. 그 이유는 보통 횡파에서 종파로의 전환파의 경우는 종파에서 횡파로의 전환파보다 발생이 쉽고, 에너지(진폭)가 커서 육안에 의한 식별이 쉽기 때문에 많은 연구자들이 지각 구조 등을 연구하는데 많이 이용하였다 (Smith, 1970; Jordan and Frazer, 1975; Snoke et al., 1977; Kayal, 1986). 그러나 본 연구의 경우 전환파의 발생지점이 공동과 비공동 매질의 경계면이기 때문에 종파에서 횡파로의 전환파를 사용하는 것이 훨씬 관측에도 유리하고, 분석에도 유리하기 때문에 종파에서 횡파로의 전환파를 사용하였다.

횡파는 종파보다 매질의 이방성에 더욱 민감하게 반응하여 이방성이 있는 매질을 횡파가 통과할 경우 그 매질의 방향성에 의하여 횡파의 분열 현상이 일어난다. 대부분의 기록에서 횡파의 분열이 발견되고 있는데 이것은 지하의 인공적인 공동에 의하여 지역적인 압력 균형이 파괴됨으로서 나타나는 균열에 기인한다고 생각된다. 지표 근처에서의 발생하는 횡파의 분열 현상은 아주 특별한 경우를 제외하고는 균열과 파쇄대에 의한 현상이다(Shih et

al., 1991; Shih and Meyer, 1990; Coutant, 1996; Li et al., 1994; Shepherd, 1990; Wang and Sun, 1990; Blenkinsop, 1990; Savage et al., 1990; Queen and Rizer, 1990).

Fig.4에는 횡파의 분열 현상을 발견하기 위하여 실시한 다중 이동 창(moving window) 분석이 나타났다. 여기서 빠른 횡파와 느린 횡파는 서로 직교하면서 관측소에 도달하게 된다. Fig.4에서는 빠른 횡파와 느린 횡파의 시간 차이가 크기 때문에 빠른 횡파와 느린 횡파의 편파 교차각이 그다지 크지 않게 분석되었다.

Crampin(1984)의 연구 결과에 의하여 절보기 입사각이 너무 큰($\geq 60^\circ$)의 기록은 표면에서 횡파의 교란이 일어나 횡파의 분열 현상이 일어나는 것으로 오인되기 때문에 분석에서 제외하였다. 빠른 횡파(Sf)와 느린 횡파(Ss)와의 시간의 차이는 30-60 msec 정도로서 다른 연구 결과보다는 약간 큰 값

Table 3. Results of Polarization and shear-wave splitting Analysis of Explosion Experiment ; AZI. : Azimuth, INC. : Incidence Angle, Ps-P : time gap between P-wave first arrival and PS-Converted Phase, LF : Existence of Low-frequency Seismic wave, SS : Existence of Shear-wave splitting, REMARK : Cavities Area or None Cavities Area.

Experiment Event No.	AZI	INC.	PS-P (msec)	LF	SS	REMARK
1 - 1	314.13	85.78	—	○	—	None
1 - 2	107.23	11.93	250	○	○	None
1 - 3	199.40	74.20	250	○	—	None
1 - 4	191.53	47.98	150	○	×	Cavities
1 - 5	211.53	59.91	250	○	—	Cavities
1 - 6	209.18	11.28	—	○	×	None
2 - 1	113.10	62.69	300	○	—	Cavities
2 - 2	75.89	23.28	300	○	○	Cavities
2 - 3	344.89	40.53	?	○	—	Cavities
2 - 4	88.43	45.83	?	○	—	None
2 - 5	110.15	55.93	?	×	—	None
3 - 1	60.10	18.86	280	○	?	Cavities
3 - 2	120.42	82.44	?	×	—	None
3 - 3	292.98	3.97	—	×	?	None
3 - 4	324.71	74.43	600	○	—	Cavities
3 - 5	17.84	73.78	—	×	—	None
3 - 6	283.35	86.04	400	○	—	Cavities
3 - 7	158.23	36.27	—	×	×	None
3 - 8	160.01	71.13	?	×	—	None

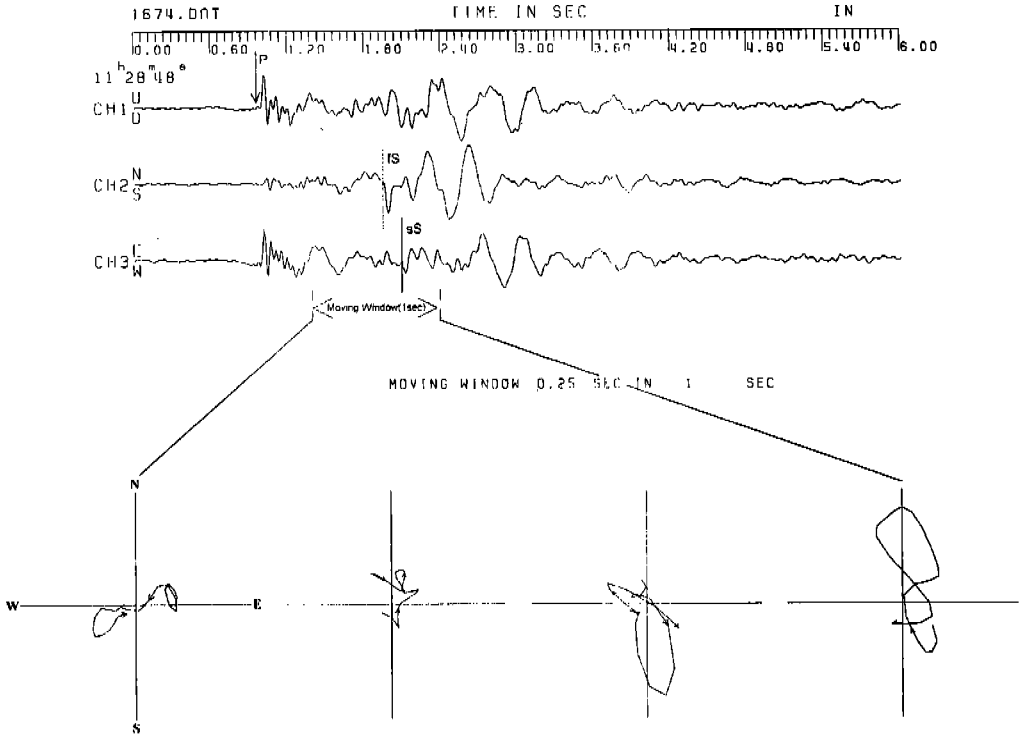


Fig. 4. This figure shows particle motion of fixed station observed data using moving window. Moving window move 4 times during 1 sec(each moving window length is 0.25 sec). And this figure also includes faster and slower wave marked by dashed-line and solid-line, respectively.

을 보여 주는데, 본 연구에 사용한 기기의 제약(샘플링레이트등)과 분열된 횡파의 시간차가 그다지 크지 않은 이유로 빠른 횡파와 느린 횡파의 시간 차이는 구하였으나 정확하지 못하다.

천부층에서의 횡파의 분열 현상을 연구한 Coutant(1996)과 Young et al.(1989)의 결과는 빠른 횡파와 느린 횡파의 시간 차이를 각각 14 msec와 5 msec 정도의 도착 시간 차이를 갖는 것으로 연구하였으며, 그들이 얻은 결과는 샘플링 레이트 (sampling rate)가 각각 500Hz와 1MHz에 이르는 기기를 사용하였기 때문에 보다 정확한 횡파의 분열 현상을 탐지할 수 있었다.

다이내마이트 발파 실험은 공동 지역과 비공동 지역에서 지진파의 반응을 비교하기 위하여 시행되었다. 이 실험의 결과는 공동 지역을 지난 지진파의 경우 종파의 초동후 횡파의 도달까지 전환파의 영향으로 편파 특성이 전환파가 나타나는 양상을

보이며(Fig.5), 또한 횡파의 분열 현상이 관측되었다. Fig. 6은 다이내마이트 발파 실험에 의한 자료와 봉담 관측소에서 장기간 고정 관측한 자료의 빠른 횡파 방향을 분석한 결과를 나타내고 있다. Fig. 6에는 지하 공동의 방향과 거의 직교하는 방향으로 빠른 횡파가 입자운동이 이루어지고 있음을 알 수 있다. 이러한 결과는 횡파의 분열을 일으키는 균열이 공동의 벽면에 직교하는 방향으로 발달하고 있는 것으로 생각된다. 이러한 균열이 발달할 때에 수반되는 현상이 암석파괴(Rock-burst) 현상이며(Bollinger, 1989), 봉담 관측소 지하에 설치한 수직 성분 아나로그 지진계(vertical component analog seismometer)에 많은 수의 암석 파괴 현상이 관측되었다(Fig.7). 이는 지하에 위치하는 공동이 지하의 압력 평형에 영향을 미치기 때문에 일어나는 현상이라고 생각된다.

지진파를 이용한 지하 공동의 탐지 방법

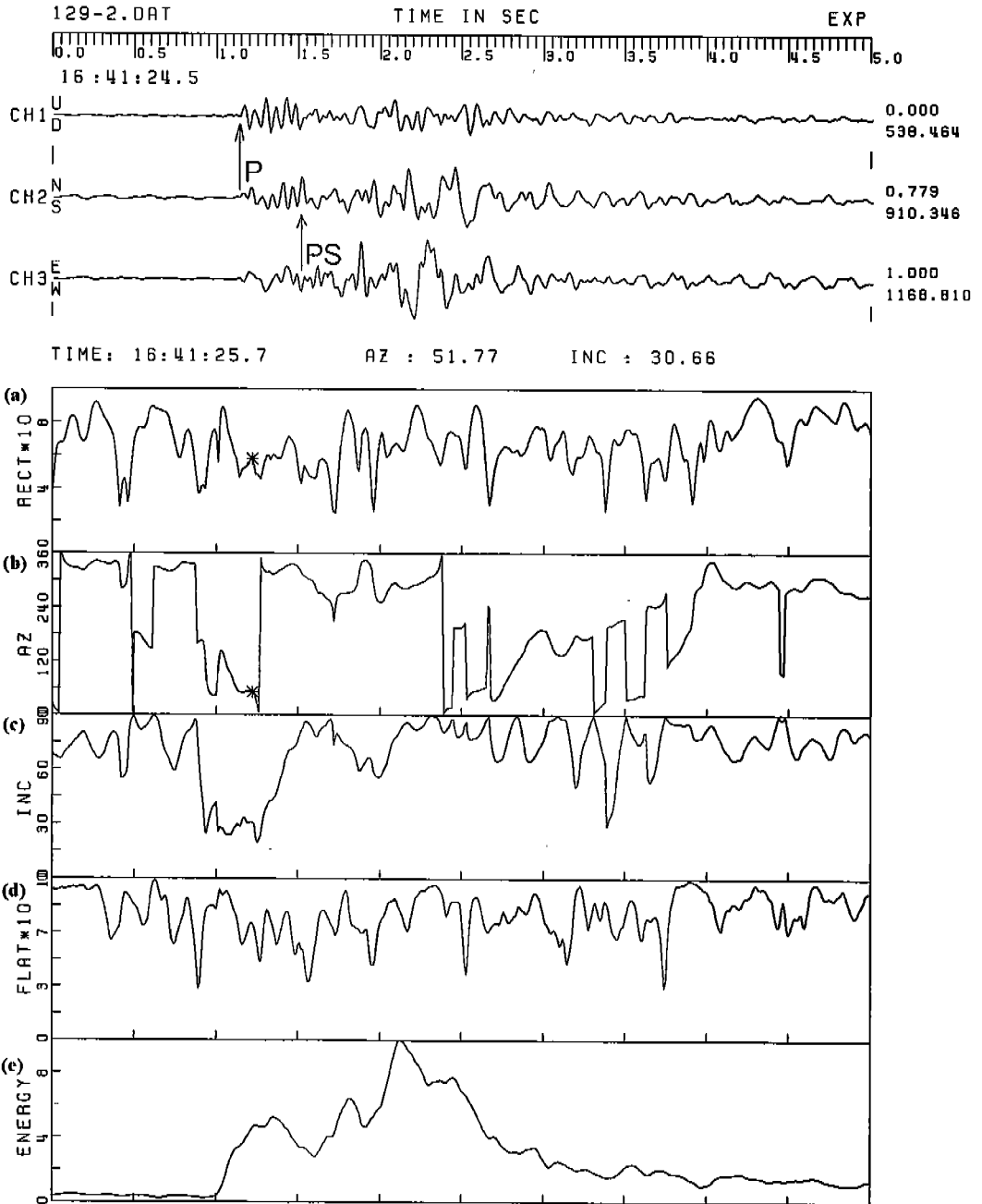


Fig. 5. Results of polarization analysis of mobile station data. These figures show abrupt change of polarization characteristics of observed data. This abrupt change of polarization characteristics implies converted phase coming in after 250ms from P first arrival. The explanations of (a), (b), (c), (d) and (e) are the same as Fig. 2.

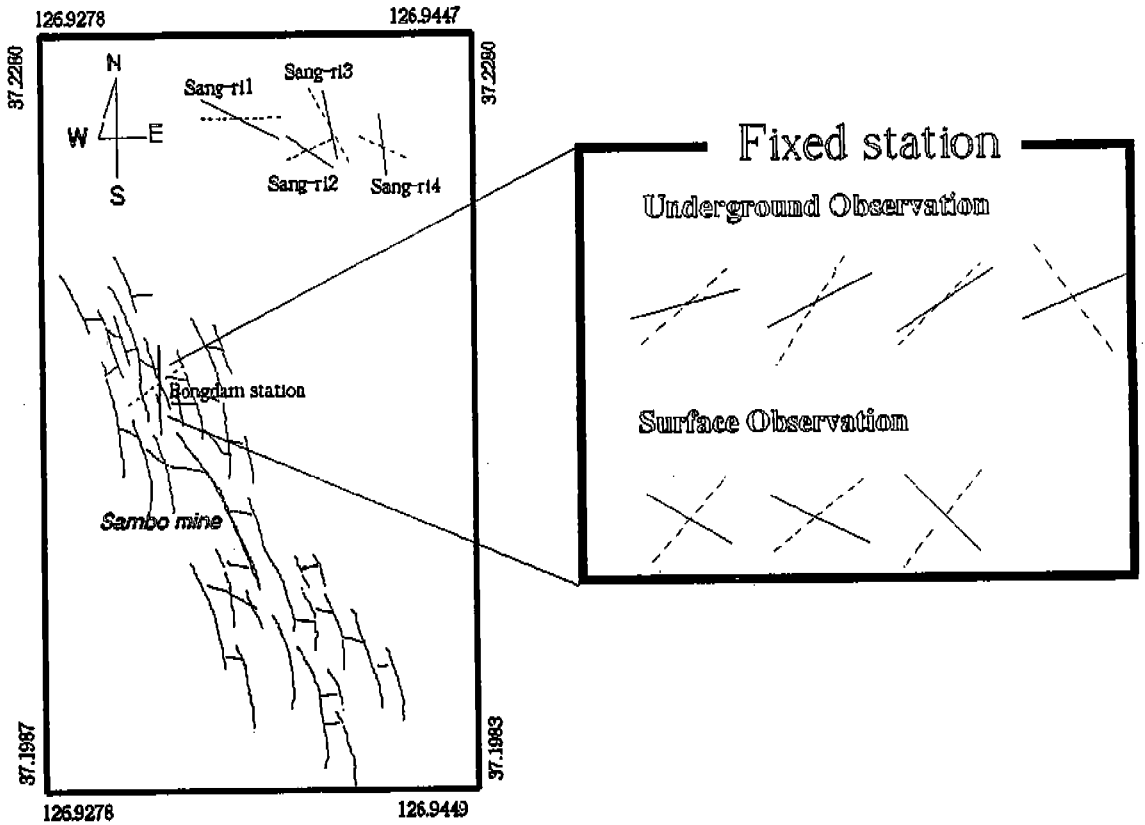


Fig. 6. Polarization directions(dashed-line) of the first arriving shear-wave of the mobile stations and fixed stations. These figures are not corrected based on expected event-to-station azimuth. And polarization direction(solid-line) of the first arriving P-wave of the mobile station.

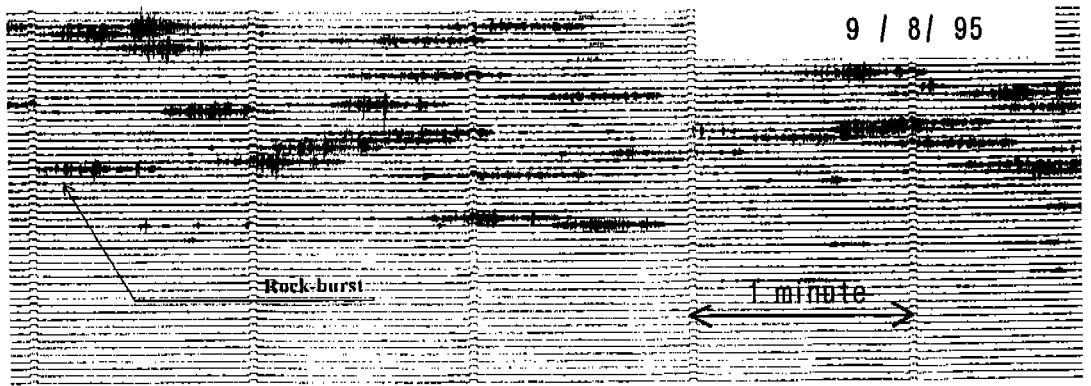


Fig. 7. The analog seismogram shows rock-burst phenomena observed frequently in the mine cavity. These phenomena accompany with crack generation.

결 론

본 연구의 결론으로서 지진파의 전파에 미치는 물 또는 공기가 차 있는 공동의 효과는 다음과 같다.

1. 지하의 공동이 불연속면의 역할을 함으로서 전환파를 발생시킨다. 본 연구의 경우에는 지하의 공동과 관측소와의 거리가 매우 가깝기 때문에 편파 방법에 의하여 실제의 진원을 추정하고자 할 때 일반적인 방법(보통의 지진을 분석하던 방법)을 사용할 경우 종파의 코드(Coda)층에 전환파가 섞여 있는 경우가 있어서 방위각 계산시 심각한 오차를 초래한다. 본 연구에 사용된 지하 공동의 경우 관측소와 약 40m ~ 200m 정도의 거리를 두고 위치하고 있는데 이 공동에 의하여 발생된 전환파의 경우 종파의 초동 후에 약 150 ~ 250 msec 초 후에 관측되었다. 전환파의 발생 깊이를 산출한 결과 이러한 결과는 공동의 깊이와 잘 일치하는 결과를 보여 준다. 이는 천부 층에서 공동을 탐지하고 할 경우 그 공동이 물 또는 공기로 가득 차 있는 경우에 맨틀-지각 경계나 지각-퇴적층간의 경계에서 발생하는 전환파의 경우보다는 거리와 시간을 비교할 때에 상당히 늦게 도착하는 양상을 띄기 때문에 공동의 깊이를 오산할 수 있다. 본 연구에서는 종파에서 횡파로의 전환파를 이용하였다. 실제적으로 횡파에서 종파로 전환되는 전환파는 관측되고 있지 않은데, 다른 관측 보고 등에 의하면 횡파에서 종파로 전환되는 전환파가 종파에서 횡파로의 전환파보다 많이 발생하는 것으로 보고되고 있다. 그러나 본 연구에서는 공동에 물 또는 공기가 차 있기 때문에 횡파에서 종파로의 전환파가 발생하지 않는 것으로 생각된다.
2. 인공적인 공동의 경우 지하의 압력 분포를 변화시켜서 지하의 암석에 미세한 균열을 형성하여 지진파가 이러한 지역을 지날 경우 횡파의 분열을 야기시킨다. 본 연구의 경우를 다른 연구 결과와 비교하여 빠른 횡파와 느린 횡파의 시간 차가 조금 큰 경향을 보이고 있는데 그것은 이 지역의 지진파의 속도가 다른 연구가 수행된 지역보다 늦기 때문이라고 생각된다.

다. 일례로 Coutant (1991)의 연구에서는 횡파의 속도가 1100m/sec - 1200m/sec를 갖는 것으로 보고되고 있으나 본 연구 지역의 횡파의 속도는 약 500m/sec 정도의 속도를 갖는 것으로 조사되었다. 이동 지진 관측망과 고정 관측소에 의한 관측 결과로 볼 때, 공동 지역에서 횡파의 분열 방향은 대체적으로 공동의 진행 방향과 직교하는 모양을 보여준다.

3. 공동 지역을 통과한 지진파의 경우 고주파수 성분의 급격한 감쇠를 일으켜서 관측된 지진파는 공동 지역이 아닌 지역을 통과한 지진파와 비교하여 저주파의 성질을 띄고 있음을 알 수 있다.

이상과 같이 지하에 존재하는 공동의 영향으로 지진파가 공동이 없는 지역을 통과할 때(Table 3 참조)와 다른 이상 현상을 보인다. 이러한 결과는 지진파를 이용하여 지하의 공동을 탐지하거나 식별하고자 할 때에 유용하게 쓰일 수 있을 것이다.

감 사

본 연구는 교육부 기초 과학 육성 연구비(BSRI-95-5420)의 지원으로 이루어 졌다. 그리고 지진 관측 장비(PDAS-100, L-4, L-4C)를 사용하게 해준 대만 국립 중앙 대학교 지구 물리 연구소장(C.Y.Wang)과 실험에 참여한 같은 연구실의 이승규, 박용철, 조병준, 송지석에게 깊은 감사를 보내드린다.

참 고 문 헌

- 김소구, 1993, 천부층 반사 지진파와 해상도에 관한 연구, 대한지질공학회지, 3(2), 167-176.
- 김중열, 1986, 반사법 탄성과 탐사에 의한 지하 터널의 탐지 가능성, 대한광산학회지, 23, 364-370.
- Backus G. E., 1962, Long-wave anisotropy produced by horizontal layering, J. Geophys. Res., 67, 4427-4440.
- Bataille, K., J. M. Chiu, 1991, Polarization analysis of high-frequency, three-component seismic data, Bull. Seism.Soc. Am., 81(2),

- 622-642.
- Blenkinsop, T. G., 1990, Correlation of paleotectonic fracture and microfracture orientation in cores with seismic anisotropy at Cajon Pass Drill Hole, Southern California, *J. Geophys. Res.*, 95, 11143-11150.
- Bollinger, G. A., 1989, Microearthquake activity associated with underground coal-mining in Buchanan county, Virginia, U.S.A., *PAG-EOPH*, 129, Nos. 3/4, 407-413.
- Carbonell, R. and S. B. Smithson, 1994, Inversion of Reflected PP, SS, and Converted PS/SP Travel Times for Crustal Structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(6), 1889-1902.
- Chen, C. K., J. M. Chiu and Y. T. Yang, 1994, Qp-Qs relations in the sedimentary basin of the upper Mississippi embayment using converted phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.84, No.6, pp.1861-1868.
- Coutant, O., 1996, Observation of shallow anisotropy on local earth-quake records at the Garner Valley, Southern California, down-hole array, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(2), 477-488.
- Crampin, S., 1984, An introduction to wave propagation in anisotropic media, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 76, 17-28.
- Crampin, S., R. McGonigle and D. Bamford, 1980, Estimating crack parameters from observation of P-wave velocity anisotropy, *Geophysics*, 46, 345-360.
- Crampin, S. and R. McGonigle, 1981, The variation of delays in stress-induced anisotropic polarization anomalies, *Geophys. J. R Astr. Soc.*, 64, 115-131.
- Douma J., 1989, Crack-induced anisotropy and its effects on vertical seismic profiling, *Geologica Ultraiectina*, 54, Utrecht.
- Engelder, T., 1982, Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of north America?, *Tectonics*, 1, 161-177.
- Jordan, T. H. and L. N. Frazer , 1975, Crustal and upper mantle structure from Sp phases, *J. Geophy. Res.*, 80(11), 1504-1510.
- Kanasewich, E. R., 1990, Seismic noise attenuation, *Seismic Exploration*, 7, Pergamon Press, 53-74.
- Kayal, J. R., 1986, Analysis of strong phases other than P and S from a microearthquake survey in the wellington region, New Zealand, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76(5), 1347-1354.
- Kim, S. G. and S. K. Lee, 1995, Determination of the hypocentral parameters outside the seismic array using a single station of three-component, *Kor. J. Eng. Geol.*, 5, 50-74.
- Li, Y. G., T. L. Teng and T. L. Henyey, 1994, Shear-wave splitting observations in the northern Los Angeles basin, Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(2),307-323.
- Queen, J. H. and W. D. Rizer, 1990, An Integrated study of seismic anisotropy and natural fracture system at the Conoco bolehole test facility, Kay County, Oklahoma, *J. Geophys. Res.*, 95, 11255-11273.
- Roberts, R. G., A. Christoffersson and F. Cassidy, 1989, Real-time events detection, phase identification and source location estimation using single station three-component seismic data, *Geophysical Journal*, 97, 471-480.
- Roberts, R. G. and A. Christoffersson, 1990, Decomposition of complex single-station three- component seismograms, *Geophys. J. Int.*, 103, 55-74.
- Savage, M. K., W. A. Peppin and U. R. Vetter, 1990, Shear-wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley Caldera, California, 1979-1988, *J. Geophys. Res.*, 95, 11165-11177.
- Shepherd, T. J., 1990, Geological link between fluid inclusions, dilatant microcracks, and

- paleostress field, *J. Geophys. Res.*, 95, 11115-11120.
- Shih, X. R., J. F. Schneider, and R. P. Meyer, 1991, Polarities of P and S waves, and shear wave splitting observed From the Bucaramanga Nest, Colombia, *J. Geophys. Res.*, 96, 12069-12082.
- Shih, X. R. and R. P. Meyer, 1990, Observation of shear-wave splitting from natural events: South Moat of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982, *J. Geophys. Res.*, 95, 11179-11195)
- Smith, W. D., 1970, S to P conversion as an aid to crustal structure, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, 513-519.
- Simmons, G., D. Richter, 1976, Microcracks in rocks, *Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*, John Wiley, New York, 105-137
- Snoke, J. A., I. S. Sacks, and O. Hiromu, 1977, Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67(4), 1051-1060.
- Vavryčuk, V., 1991, Polarization properties of elastic waves in isotropic and anisotropic media, Ph. D. Thesis, Geophysical Institute of the Czechoslovak Academy of Sciences.
- Wang, C. Y. and Y. Sun, 1990, Oriented Microfractures in Cajon drill cores: Stress field near the San Andreas Fault, *J. Geophys. Res.*, 95, 11135-11142.
- Young, R. P., S. Talebi, D. A. Hutchins, and T. I. Ubrancic, 1989, Analysis of mining-induced micro-seismic events at Strathcona mine, Sudbury, Canada, *PAGEOPH*, 129, 455-474.

김소구, 마상윤
경기도 안산시 사1동 1271
한양대학교 지진연구소
TEL : 0345) 400-5532
FAX : 0345) 400-5830
e-mail : Sogukim @ hyung2.hanyang.ac.kr

김 지 수
충북 청주시 개신동 산48
충북대학교 자연대학 지질학과
360-763