

석사학위논문

전남 영광 연안해역의 제4기 탄성파
층서 연구



제주대학교 중앙도서관
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

제주대학교 대학원

해양학과


김 동 현

2002년 7월

전남 영광 연안해역의 제4기 탄성파 층서 연구

지도교수 윤 석 훈

김 동 현

 이 논문을 이학 석사학위 논문으로 제출함.
JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY

2002년 7월

김 동 현의 이학 석사학위 논문을 인준함.

심사위원장 윤 정 수 (인)

위 원 이 준 백 (인)

위 원 윤 석 훈 (인)

제주대학교 대학원

2002년 7월

**Late Quaternary Seismic Stratigraphy in the Subtidal
Area off Yeongkwang, Korea**

Dong-Hyun Kim

(Supervised by professor Seok-Hoon Yoon)

**A THESIS SUBMITTED IN PARTIAL FULFILLMENT OF
THE REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF MASTER OF
SCIENCE**

DEPARTMENT OF OCEANOGRAPHY

**GRDUATE SCHOOL
CHEJU NATIONAL UNIVERSITY**

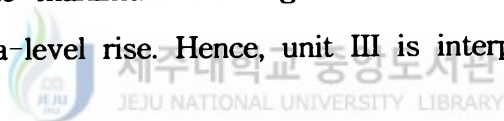
JULY, 2002

Abstract

This thesis presents the late Quaternary eustasy-controlled sequence development in the southeastern margin of the Yellow Sea, on the basis of the sequence stratigraphic analysis of high-resolution seismic profiles obtained from the subtidal area off Yeongkwang. The shallow stratigraphic section consists of acoustic basement and the overlying three seismic units (I, II and III in ascending order). The boundary between units I and II is an irregular erosional surface, whereas the boundary between units II and III is a high-amplitude conformable surface and locally appears as a downlap-bounding surface.

The acoustic basement is characterized by a highly-reflective, irregular top and internal opaque reflections. These echo characters indicate hard rock basement which is most likely the extension of Cretaceous and the earlier igneous and metamorphic rocks exposed along the coastal region of the southwestern Korean Peninsula. In three seismic units, internal reflections occur either indistinct or parallel with high lateral continuity, suggesting deposition in tide-dominated environments similar to the present setting. The indistinct and diffuse reflection configurations are interpreted to reflect homogeneous to indistinctly-stratified mud deposits in the upper tidal flat or densely-bioturbated sand deposits in the lower tidal flat. On the other hand, parallel reflection is generally recognized within the channel-fill deposits or present tidal sand ridges.

According to correlation with offshore stratigraphic horizons identified in the previous studies in the Yellow Sea, the erosional boundary between units I and II is interpreted to be an unconformity formed during the sea-level fall of the last glacial maximum, and unit I most likely consists of pre-Holocene sediments which were reworked during the last glacial maximum and subsequent transgression. Consequently, an application of the sequence stratigraphic concept suggests that the overlying unit II corresponds to transgressive systems tract formed during the rapid sea-level rise in the early Holocene. The lower boundary of unit III, characterized by a downlap surface of tidal sand ridges, probably corresponds to the maximum flooding surface indicating the progressive deceleration of sea-level rise. Hence, unit III is interpreted as a highstand systems tract.



목 차

Abstract	i
List of Figures	v
제 1 장. 서론	1
1.1. 연구배경 및 목적	1
1.2. 연구지역	4
제 2 장. 분석이론 및 자료	8
2.1. 기본 개념	8
2.2. 분석 방법	9
제 3 장. 탄성과 단면	16
3.1. Line 1	16
3.2. Line 2	19
3.3. Line 3	24
3.4. Line 4	27
3.5. Line 5	32
3.6. Line 6	35
3.7. Line 7	37
3.8. Line 8	40
3.9. Line 9	45
3.10. Line 10	48
3.11. Line 11	56
3.12. Line 12	61

3.13. Line 13	66
3.14. Line 14	71
3.15. Line 15	76
3.16. Line 16	81
3.17. Line 17	84
제 4 장. 탄성파 층서	91
4.1. 음향기저면	91
4.2. 탄성파층 I	94
4.3. 탄성파층 II	97
4.4. 탄성파층 III	102
제 5 장. 탄성파상 및 퇴적환경	108
5.1. 음향기저면	108
5.2. 탄성파층 I	108
5.3. 탄성파층 II	109
5.4. 탄성파층 III	110
제 6 장. 층서발달과 해수면 변동	112
제 7 장. 결론	115
참고문헌	117
국문요약	126
감사의 글.....	128

List of figures

Fig. 1. Location and bathymetric maps of the study area.	5
Fig. 2. Distribution of surface sediments in the southeastern Yellow Sea ...	7
Fig. 3. Diagram showing reflection termination patterns and types of discontinuities.	11
Fig. 4. Sequence stratigraphic model on a shelf-break margin developed by the Exxon Group.	13
Fig. 5. Location map of seismic tracklines analyzed in this study.	15
Fig. 6A. Seismic profile and interpretation of Line 1-1 (A-B).	17
Fig. 6B. Seismic profile and interpretation of Line 1-2 (B-C).	18
Fig. 6C. Seismic profile and interpretation of Line 1-3 (C-D).	20
Fig. 7A. Seismic profile and interpretation of Line 2-1 (A-B).	22
Fig. 7B. Seismic profile and interpretation of Line 2-2 (B-C).	23
Fig. 8A. Seismic profile and interpretation of Line 3-1 (A-B).	25
Fig. 8B. Seismic profile and interpretation of Line 3-2 (B-C).	26
Fig. 8C. Seismic profile and interpretation of Line 3-3 (C-D).	28
Fig. 9A. Seismic profile and interpretation of Line 4-1 (A-B).	30
Fig. 9B. Seismic profile and interpretation of Line 4-2 (B-C).	31
Fig. 10A. Seismic profile and interpretation of Line 5-1 (A-B).	33
Fig. 10B. Seismic profile and interpretation of Line 5-2 (B-C).	34
Fig. 11A. Seismic profile and interpretation of Line 6-1 (A-B).	36
Fig. 11B. Seismic profile and interpretation of Line 6-2 (B-C).	38
Fig. 12A. Seismic profile and interpretation of Line 7-1 (A-B).	39

Fig. 12B. Seismic profile and interpretation of Line 7-2 (B-C).	41
Fig. 13A. Seismic profile and interpretation of Line 8-1 (A-B).	43
Fig. 13B. Seismic profile and interpretation of Line 8-2 (B-C).	44
Fig. 14A. Seismic profile and interpretation of Line 9-1 (A-B).	46
Fig. 14B. Seismic profile and interpretation of Line 9-2 (B-C).	47
Fig. 14C. Seismic profile and interpretation of Line 9-3 (C-D).	49
Fig. 15A. Seismic profile and interpretation of Line 10-1 (A-B).	50
Fig. 15B. Seismic profile and interpretation of Line 10-2 (B-C).	52
Fig. 15C. Seismic profile and interpretation of Line 10-3 (C-D).	54
Fig. 15D. Seismic profile and interpretation of Line 10-4 (D-E).	55
Fig. 16A. Seismic profile and interpretation of Line 11-1 (A-B).	57
Fig. 16B. Seismic profile and interpretation of Line 11-2 (B-C).	59
Fig. 16C. Seismic profile and interpretation of Line 11-3 (C-D).	60
Fig. 17A. Seismic profile and interpretation of Line 12-1 (A-B).	62
Fig. 17B. Seismic profile and interpretation of Line 12-2 (B-C).	64
Fig. 17C. Seismic profile and interpretation of Line 12-3 (C-D).	65
Fig. 17D. Seismic profile and interpretation of Line 12-4 (D-E).	67
Fig. 18A. Seismic profile and interpretation of Line 13-1 (A-B).	69
Fig. 18B. Seismic profile and interpretation of Line 13-2 (B-C).	70
Fig. 19A. Seismic profile and interpretation of Line 14-1 (A-B).	72
Fig. 19B. Seismic profile and interpretation of Line 14-2 (B-C).	74
Fig. 19C. Seismic profile and interpretation of Line 14-3 (C-D).	75
Fig. 20A. Seismic profile and interpretation of Line 15-1 (A-B).	77
Fig. 20B. Seismic profile and interpretation of Line 15-2 (B-C).	78

Fig. 20C. Seismic profile and interpretation of Line 15-3 (C-D).	80
Fig. 21A. Seismic profile and interpretation of Line 16-1 (A-B).	82
Fig. 21B. Seismic profile and interpretation of Line 16-2 (B-C).	83
Fig. 21C. Seismic profile and interpretation of Line 16-3 (C-D).	85
Fig. 22A. Seismic profile and interpretation of Line 17-1 (A-B).	87
Fig. 22B. Seismic profile and interpretation of Line 17-2 (B-C).	88
Fig. 22C. Seismic profile and interpretation of Line 17-3 (C-D).	90
Fig. 23A. Map showing depth to the surface of acoustic basement in the southern study area.	92
Fig. 23B. Map showing depth to the surface of acoustic basement in the northern study area.	93
Fig. 24A. Isopach map of seismic sequence unit I in the southern study area.	95
Fig. 24B. Isopach map of seismic sequence unit I in the northern study area.	96
Fig. 25A. Map showing depth to the lower boundary unit II in the southern study area.	98
Fig. 25B. Map showing depth to the lower boundary unit II in the northern study area.	99
Fig. 26A. Isopach map of seismic sequence unit II in the southern study area.	100
Fig. 26B. Isopach map of seismic sequence unit II in the northern study area.	101
Fig. 27A. Map showing depth to the lower boundary unit III in the southern study area.	103

Fig. 27B. Map showing depth to the lower boundary unit III in the northern study area. 104

Fig. 28A. Isopach map of seismic sequence unit III in the southern study area. 105

Fig. 28B. Isopach map of seismic sequence unit III in the northern study area. 107



제 1 장. 서 론

1.1. 연구배경 및 목적

한반도와 중국대륙에 둘러싸여 있는 황해는 육상에 발달한 수많은 하천으로부터 막대한 양의 퇴적물을 공급받고 있는 지역으로서, 평균수심 50 여 m의 얇고 넓은 대륙붕으로 이루어져 있기 때문에(Lee and Chough, 1989), 제 4기(160만~1만 년 전) 동안 130 여 m의 변화 폭을 갖는 범세계적 해수면 변동에 의한 급속한 해침과 해퇴에 따라 상당한 퇴적환경의 변화를 겪었던 것으로 추정되고 있다. 이러한 퇴적환경 변화의 결과들은 현재 황해와 주변 해안에 분포하는 퇴적층에 내재되어 있으며, 이들 퇴적층의 층서 분석은 이러한 환경 변화의 증거들을 과학적으로 찾아내어 과거 퇴적환경을 재구성하는 작업의 일환이다.

연안역에 집적되는 퇴적층의 형태와 위치는 퇴적물의 공급속도와, 퇴적물이 집적되는 지역의 지구조적 상하운동 및 범세계적인 해수면 변동에 의해 결정되는 상대적 해수면 변동 속도에 따라 결정된다(Posamentier et al., 1988). 이러한 관점에서 황해는 제 4기 동안 지구조적으로 비교적 안정되었고, 기존의 퇴적학적 연구에 의해 퇴적물 공급과 집적에 대한 많은 정보가 축적되어 있기 때문에(Lee, 1991; Chough et al., 2000), 범세계적인 해수면 변동을 분석할 수 있는 국내의 최적지 중에 하나이다. 따라서 황해 연안 퇴적층의 층서 분석을 통한 제4기 해수면 변동 연구가 그동안 국내에서도 활발히 이루어져 왔다(Bloom and Park, 1985; Chung et al., 1994; Park et al., 1994). 그러나 이들 연구 대부분이 접근이 용이한 현생의 조간대나 만에서 취득된 층서자료와 2~3 m 이하의 짧은 코아 자료를 기초로 하였기 때문에 공간적인 퇴적층의 분포

파악에 한계가 있었다. 따라서, 이러한 문제를 해결하기 위해서는 외연안역의 퇴적층을 대상으로 한 층서연구가 필요하다.

외연안역 퇴적층의 층서분석은 접근이 용이하지 않기 때문에 일반적으로 고해상 탄성과 탐사 단면을 이용한 탄성과 층서 분석(seismic sequence analysis)의 형태로 이루어지고 있다. 황해 연안역에서의 고해상 탄성과 탐사는 주로 한국자원연구소에 의해 1980년대부터 활발히 수행되어(Chough et al., 2000 참조), 퇴적환경 변화를 지시하는 다수의 반사면이 구분되었고, 현생과 고기의 다양한 연안 퇴적 지형이 인지되기도 하였다(Kim et al., 1980, 1982; Bahng et al., 1994). 그러나 이러한 중요한 층서적 발견과 자료의 양적인 증가에도 불구하고, 아직까지 해수면 변동을 포함한 층 형성의 환경적 요인에 대한 체계적인 분석이 뒤따르지 못해서 전반적인 퇴적환경의 변화를 재구성하는 데에는 미흡한 수준이다.

최근 탄성과 층서학 분야는, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists의 특별출판물 42호(Wilgus et al, 1988)의 발간 이후 순차층서(sequence stratigraphy) 이론이 정립되면서, 이를 기초로 하여 층 형성 요인 분석과 퇴적환경 해석에 상당한 진전을 이루고 있다(11th Annual Research Conference, SEPM, 1990). 순차층서 이론의 기본이 되는 시간층서(time stratigraphy) 개념은 이미 20세기 초에 지질학에 도입된 오래된 이론이지만(Barrell, 1917; Wheeler, 1958), 순차층서 이론에 도입된 systems tract과 sequence의 분류체계는 획기적인 것으로 평가되고 있다. 이러한 새로운 접근 방법(Vail et al., 1977; Vail, 1987; Haq et al., 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990)은 수 십 년간 집중적인 지질 연구의 관심 대상이 되어왔던 여러 분야의 연구결과들을 재평가하게 하는 결과를 가져왔다. 순차층서 이론은 광역적인 탄성과자료(Erskine and

Vail, 1988; Haq et al., 1992; Boyd et al., 1993)에서부터, 고해상의 탄성파자료(Tesson et al., 1990, 1993; Okamura and Blum, 1993) 및 육상의 노두와 지하층(Van Wagoner et al., 1990; Devlin et al., 1993; Hadley and Elliott, 1993; Posamentier and Chamberlain, 1993), 수로실험(Posamentier et al., 1992; Wood et al., 1993) 및 현생의 퇴적환경(Allen and Posamentier, 1991, 1993)에 이르기까지 다양한 층서적 자료를 대상으로 적용되어 왔다. 따라서 순차층서 이론은 시간적, 공간적 범위를 뛰어 넘어 방대한 여러 지질분야에 걸쳐 적용할 수는 일반적이고 기본적인 지질 이론으로 받아들여지고 있다(Posamentier et al., 1992; Posamentier and James, 1993).

시간층서의 현재 모습인 순차층서는 1960년대 Exxon Production Research Company의 연구원들에 의해 제안된 탄성파층서 이론의 발달에 그 뿌리를 두고 있다(Vail et al., 1977). 양질의 탄성파자료가 수집됨에 따라, 단순한 구조적 정보보다는 층서적 정보가 이 자료로부터 이용이 가능하게 되었다. 층의 형태는 탄성파 반사패턴으로부터 추정할 수 있었고, 상대적인 연령과 암상을 예상할 수 있는 방법이 개발되었다(Vail et al., 1977). 특히, 동시대의 범세계적인 해안온랩(coastal onlap)이 관찰되었는데, 이로써 범세계적으로 작용하는 층서형성 기작이 일어났었음을 확신하게 되었고(Vail et al., 1977), 이는 100~300 만년의 주기성을 갖고 변화되는 범세계적인 해수면 변동을 주요 요인으로 해서 발달된 것으로 받아들여지고 있다.

1990년대에 들어오면서 양질의 고해상 탄성파 자료(high-resolution seismic profiles)와 시추자료가 연안과 대륙붕 지역에서 활발히 취득됨에 따라 10만년 단위 이하의 짧은 해수면 변화를 구분하기 위한 고해상 순차층서(high-resolution sequence stratigraphy)에 대한 연구가 활발히 이루어지게 되었다. 특히, Nummedal et al.(1993)은 Exxon Group의 순차층서 이론에 바탕

을 두고, 단기적 해수면 변동에 따른 연안 및 대륙붕 퇴적계(depositional system)의 층형(sequence architecture)과 형성 양상을 모델화하였다. 이러한 이론적 접근 외에도 실제 연안 및 대륙붕에서 취득된 고해상 탄성과 단면을 순차층서적으로 분석하여 제 4기의 해수면 변동과 연안 퇴적층의 발달과정을 밝히려는 고해상 순차층서 연구들이 세계적으로 활발히 수행되어 긍정적인 결과들을 내고 있다(Tesson et al., 1990; Allen and Posamentier, 1993; Okamura and Blum, 1993).

따라서 본 논문에서는 황해 연안역의 퇴적층에 고해상 순차층서 이론을 적용한 층서분석을 통하여 제4기 해수면 변동 양상과 연안 퇴적환경의 변화를 밝히는 데에 목표를 둔다. 본 논문에서 제시된 결과는 서해 전 연안역의 환경 변화를 이해하는 데 매우 중요하며, 향후 장단기 연안환경의 변화를 예측하는 데도 기여할 수 있을 것이다. 또한 서해 연안역의 해저자원개발에 있어 기초 자료로 이용될 수 있고, 해양구조물 설치, 방조제 축조 등 해양관련사업의 장단기 계획 수립에 중요하게 이용될 수 있을 것이다.

1.2. 연구지역

본 연구의 조사지역은 북위 $35^{\circ} 15' \sim 35^{\circ} 31'$, 동경 $126^{\circ} 14' \sim 126^{\circ} 27'$ 지역으로서, 전남 영광군 염산면 두우리와 전북 고창군 해리면 동호리 사이의 연안역이다(Fig. 1). 이곳은 개방형 연안역으로 보호섬 없이 외해와 직면하고 파랑의 영향을 심하게 받으며, 육상으로부터의 퇴적물 유입이 거의 없는 지역이다. 영광군 법성포 이남 해저 지역의 최대 수심은 칠산도 남서쪽이 11m이나, 전반적으로 남동쪽 백암리, 상사리 해안에서부터 해안선과 비교적 평행하게 북서쪽 황해 중심부 해저로 갈수록 점차 깊어지는 경향을 보인다.

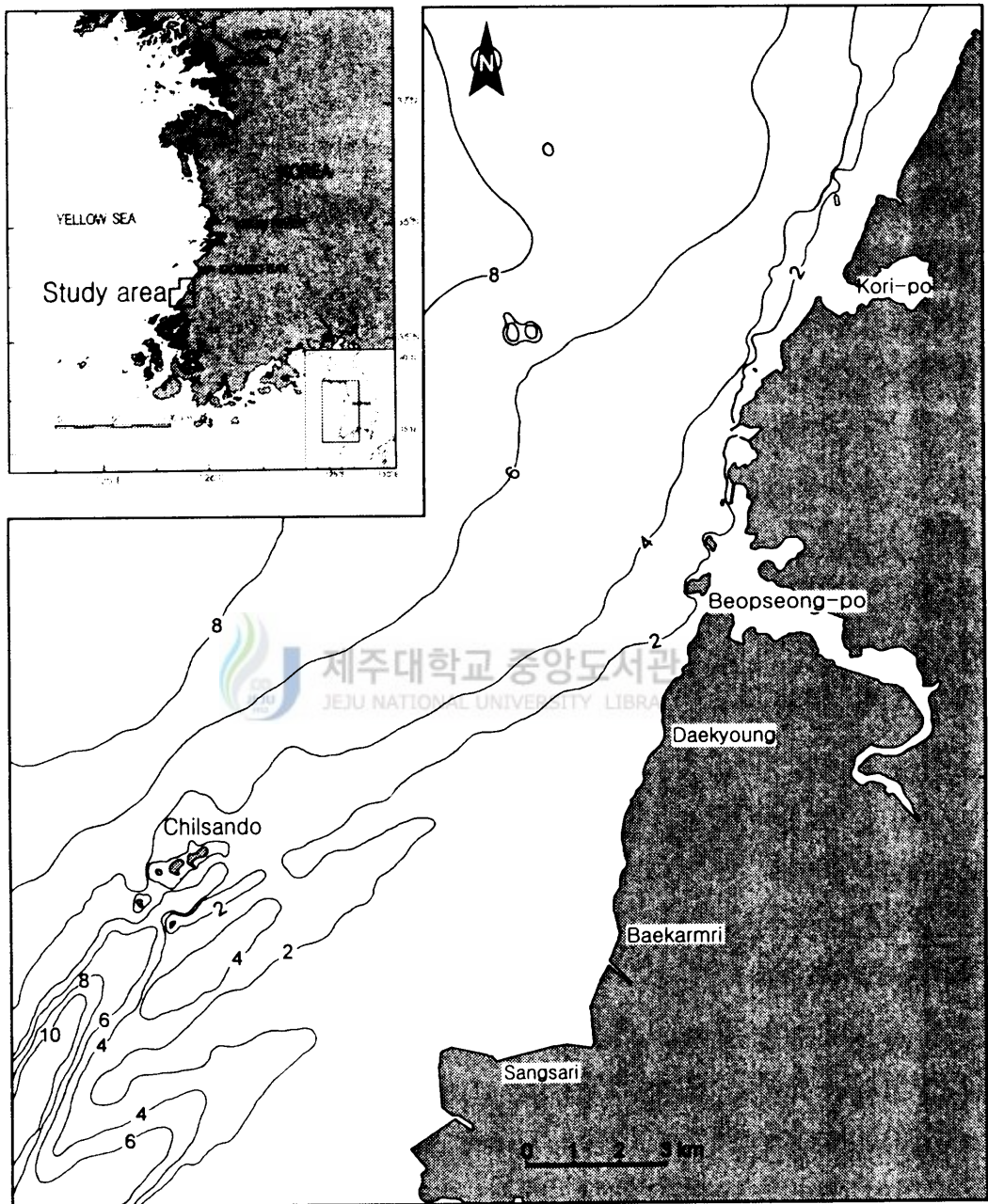


Fig. 1. Location and bathymetric maps of the study area. Contour interval is 2m.

칠산도 남서쪽에는 최대 수심 11m 이상의 해곡이 북북서-남남동 방향으로 뚜렷이 발달되어 있으며, 해곡과 평행하게 다수의 조류사퇴(tidal ridge)가 인접하여 형성되어 있다. 그리고 연구지역의 대부분은 간조 시에도 대기 중으로 노출되지 않는 조하대 지역이다. 한편 영광군 법성포와 전북 고창군의 곰소만 사이의 연안 해역은 역시 연안에서부터 북서쪽으로 점차 깊어지는 경향이 있으며 조사지역 북서부에선 수심이 최대 8m로 나타난다. 이 구역에서도 대부분 수심 5m 이상의 조하대(subtidal zone)로 이루어져 있으며, 해곡이나 조류사퇴와 같은 해저기복은 거의 찾아 볼 수 없다. 조간대는 해안에서 1 km 이하의 비교적 좁은 폭으로 연안을 따라 대상으로 발달되어 있다.

연구지역의 해저 표층 퇴적물을 보면 니질이 전반적으로 우세하게 보이거나 계절에 따라 다소 차이를 보인다(Fig. 2). 일반적으로 여름철에는 점토와 실트 함량이 비슷한 니질(mud) 퇴적물이 연구지역 연안에 5~13km 폭으로 분포하며, 그 외해 쪽으로는 점토(clay)가 남쪽을 제외한 연구지역 전체에 폭넓게 분포하며 북쪽에는 실트질(silt) 퇴적물이 뚜렷하게 분포한다. 한편 겨울철에는 연안역의 니질 퇴적물의 분포 폭이 5km 이하로 좁아지며, 그 외해에는 점토 대신 북쪽에 있던 실트질 퇴적물이 넓게 분포한다. 사질 퇴적물은 여름철에는 연구지역의 북쪽 동호리 연안과 남쪽 약수리 연안과 외해에 소규모 패치로 분포하는데 겨울철의 동호리 연안은 여름철보다 사질 퇴적물 분포 면적이 넓어지고 연구지역 남쪽도 여름철에 약수리 연안에서만 다소 분포하던 것이 법성포 외해, 칠산도 북쪽지역까지 넓은 분포를 보인다. 이러한 퇴적물 분포의 계절적인 변화는 몬순 계절풍의 방향과 세기, 폭풍의 주기와 밀접한 연관이 있는 것으로 알려져 있다(Yang, 2000).

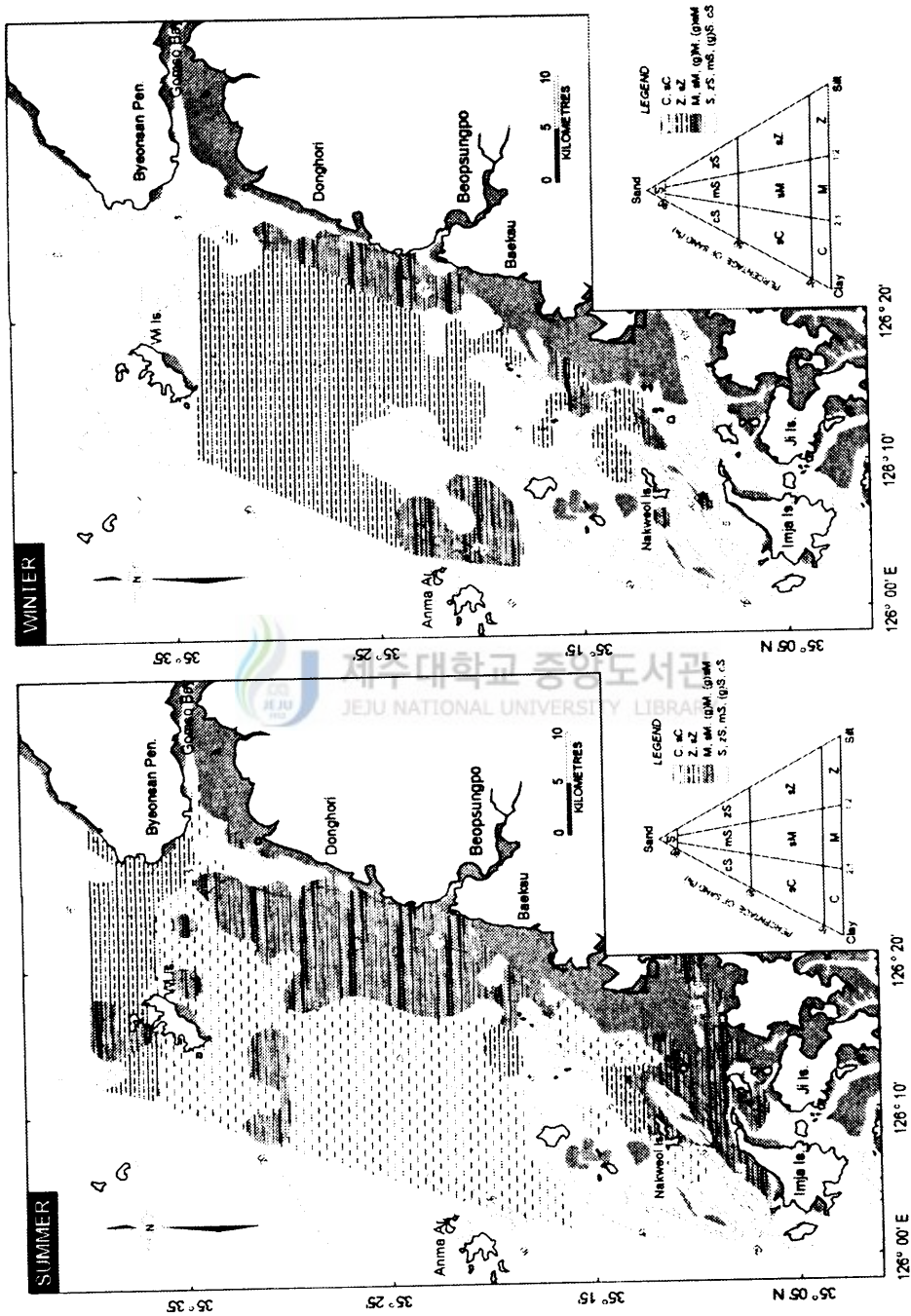


Fig 2. Distribution of surface the sediments in the southeastern Yellow Sea. Sediment types are according to grain size using Folk's(1954) schem. After 박 (2002).

제 2 장. 분석 이론 및 자료

2.1. 기본 개념

지난 20년 간 순차층서학에 대한 정의가 다양하게 제시되었는데, 이를 종합해 보면, '분지에 집적된 퇴적층을, 침식면이나 비퇴적면 또는 이에 대비되는 정합면을 기준으로 하여 반복적이고 기원적으로 연계되어 있는 시간층서적 단위(chronostratigraphic unit)로 세분하여 연구하는 층서학의 한 분야'로 정의될 수 있다(Van Wagoner et al., 1988; Emery and Myers, 1996). 순차층서학의 기본 개념은 크게 두 가지로 요약할 수 있는데, 첫째, 퇴적분지 주변부에 형성되는 지층은 (1) 범세계적 해수면 변동(eustacy), (2) 퇴적지 기반의 융기와 침강을 수반한 지구구조 운동(tectonics), 및 (3) 퇴적물의 공급(sediment supply) 등의 주요 요인에 의해 층형, 층후, 퇴적상, 층서적 불연속면 등이 결정된다는 것이다(Van Wagoner et al., 1988). 여기서, 범세계적 해수면 변동과 기반의 지구구조 운동은 분지 주변부로 공급되는 퇴적물이 집적되는 데 필요한 해수면과 해저면 사이의 수용공간(accommodation space), 2차원적으로는 상대적 해수면 변동을 결정하며, 퇴적물 공급은 이러한 수용 공간이 시간적, 공간적으로 어떻게 채워지는 지를 결정한다(Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988). 둘째는 이러한 세 가지 영향요인 중, 특히 범세계적 해수면 변동이 갖는 일정한 주기성 때문에 퇴적분지 주변부에 집적되는 퇴적층도 일정한 간격을 두고 그 특성(두께, 분포범위, 퇴적상 등)들이 반복되어 나타난다는 것이다. 따라서 지층의 집적형태나 층서적 불연속면 형성 등에 나타나는 규칙적인 반복성을 파악, 분석하여 기본 층서 모델을 정립할 수 있다.

이러한 기본 개념을 따라서 정립된 현재의 순차층서 모델은 미국 Exxon

Production Research Company 연구원들에 의해 제안된 것(Vail et al., 1977; Wilgus et al., 1988)으로서, 지구조적으로 안정되어 있는 비활성 대륙주변부, 특히 미국 대서양 대륙주변부에서 취득된 양질의 심부 탄성과 자료의 분석에 기초를 둔 것이다. 이 지역 해저퇴적층의 특징은 비교적 반복적이고 일관된 층서 및 층형을 보이는 것이며, 100만~300만 년 이하의 규칙적인 반복성을 갖고 주기적으로 변화되는 빙하기원 범세계적인 해수면 변동(glacial eustacy)에 의한 것으로 해석되었다(Posamentier and Vail, 1988). 이 모델에서 반복적인 층서의 기본형을 순차층(sequence)이라 하였고, 이는 '비교적 정합적인 관계를 갖는, 성인적으로 연계된 퇴적층 구간'으로 정의된다(Mitchum et al., 1977). 여기서 부정합은 대기 중 침식 및 절단(truncation)과 대기노출의 증거를 갖고 있고, 상당한 결층(hiatus)을 보이는, 고기의 층과 신기의 층을 구분하는 면을 말한다.



2.2. 분석 방법

2.2.1. 층서 구분

부정합면은 탄성과 층서학에서 내부 층서를 구분하는데 가장 중요한 기준으로 사용된다(Mitchum, 1977). 부정합면은 탄성과 단면에서 일반적으로 강한 반사계면의 음향학적 특성을 갖으며 내부 음향 반사면들을 종단하며 나타나기도 한다. 그리고 부정합면으로 수로(channel), 소규모 하천의 지형적인 기복을 지시하기도 한다.

탄성과 퇴적층 분석은 탄성과 탐사 자료에 관찰되는 반사면 절단(reflection termination)을 부정합들로 인지하여 퇴적연속층(depositional sequence)과 퇴

적계(systems tract)들을 찾아내는 것이다. 이 부정합들은 나중에 쌓인 층과 먼저 쌓인 층을 구분하는데 침식 또는 무퇴적면으로 나누어진다(Nummedal and Swift, 1987).

탄성과 단면에서 층을 구분하는 것은 유사한 형성기원, 동일시기에 형성된 비교적 평행한 층연속(sequence succession) 또는 퇴적층을 구분하는 것이 일반적이다. 본 연구에서는 Van Wagoner et al. (1988)의 순차층(sequence)의 정의에 따라 퇴적층을 연속한 두 개의 부정합면과 또는 이 부정합면과 연결되는 정합면(다운랩)으로 상하경계가 구분되어지는 층구간을 순차층으로 나누었다. 탄성과 탐사 단면에서 이러한 퇴적층의 구분은 반사면(reflector)이 수렴하는 반사면 끝(reflection termination)을 표시하여, 상부에 나타나는 위결침(onlap), 아래결침(downlap)되는 반사면과 단면 하부에 나타나는 절단(truncation), 정부결침(toplap)되는 반사면 사이에 불연속적인 면을 표시하고, 이 면을 정합적으로 반사 대비(reflection correlation)하여 그것의 위치를 기입한다(Fig. 3). 이러한 불연속적인 면이나 정합적인 면을 표시하면서 불연속의 형태가 인지되면 이것을 퇴적층 경계로 하였다.

2.2.2. 층서 분석

그 다음, 전체 탄성과 측선에서 인지되는 각 층을 대비하고 선택된 각층 내에서의 음속을 이용하여 각 탄성과층의 해수면하 경계면 깊이와 층후를 도면화 한다. 이렇게 도면화된 순차 층서는 동시대적으로 중요한 관계를 지니고 있으며, 퇴적 기원적으로도 매우 밀접한 관계를 갖고 있어 순차층서 분석에 바람직한 기초체제/framework를 제공할 수 있다.

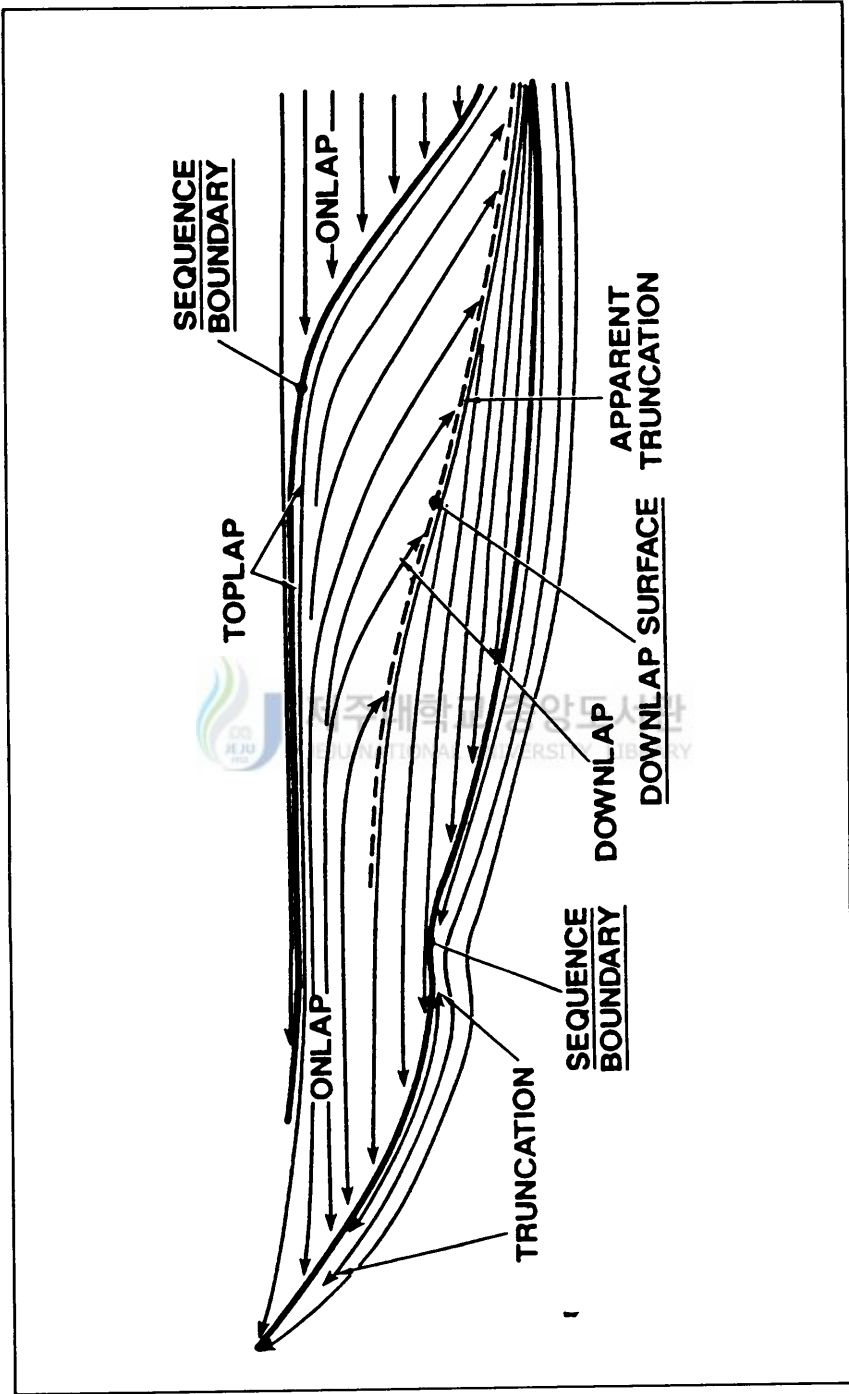
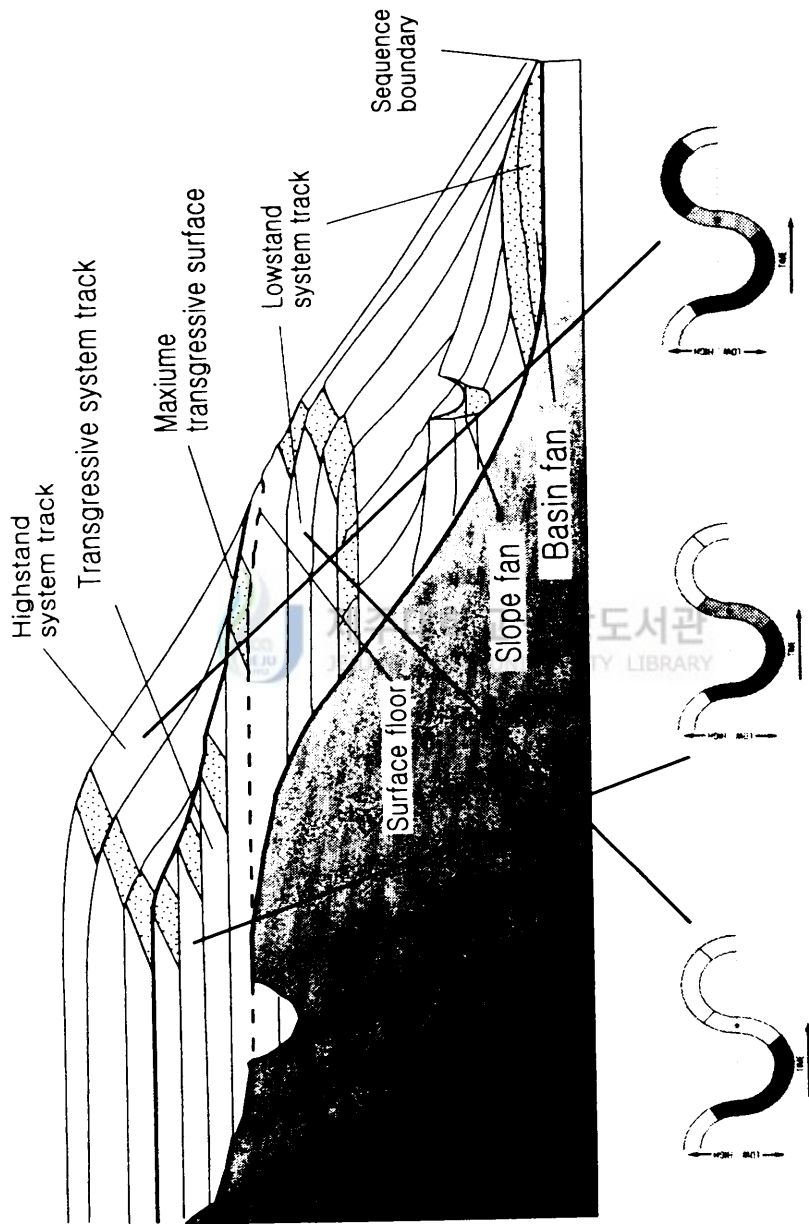


Fig. 3. Diagram showing reflection termination patterns and types of discontinuities. Discontinuity names are underlined. After Vail (1987).

2.2.3. 퇴적층 형성과 해수면 변동과의 관계

천해에 집적된 퇴적층은 해수면 변동 영향권에 있어서 해수면 변동은 퇴적층 형성과 밀접한 영향을 갖는다. 순차층은 다시 순차층 내에서의 위치와 경계면 특성 및 내부 형태에 따라 정의되는 3개의 서로 다른 퇴적계 연합체(systems tract)로 구성된다(Fig. 4).

해수면이 가장 낮은 최대 빙하기 때는 해수면은 대륙붕단 근처에 위치하기 때문에 대륙붕 지역은 대기 중으로 노출되어 많은 침식을 받게 된다. 이 때 생성된 많은 양의 육상 퇴적물은 대륙붕단 근처의 연안역으로 공급되어 바다 쪽으로 전진하는 퇴적체가 대륙사면에 형성되는데 이를 저해수면 퇴적계 연합체(lowstand system tract)라고 한다. 이후 해수면이 급속히 상승하는 동안 퇴적물 수용공간의 생성속도가 육지로부터 유입되는 퇴적물의 집적속도보다 더 빠르게 되면 퇴적대가 점차 육지 쪽으로 이동하게 된다. 이 때 형성되는 후퇴형의 퇴적체를 해침 퇴적계 연합체(Transgressive system tract)라 하는데 이는 상대적 해수면 상승기에 형성된 것이다. 해수면 상승속도는 해침 퇴적체가 형성되는 기간 중의 어느 한 시점에 최고가 되며, 그 이후 해수면의 하강으로 인한 상승속도가 점차 느려지면서 퇴적물 공급속도 보다 퇴적물 수용공간 생성속도가 감소한다. 이 속도가 퇴적물 공급속도와 거의 동일한 수준으로 감소할 때 해침 퇴적계 연합체의 형성이 종료되며, 그 후에는 전진이 시작되는데 이러한 시점을 반영하는 층서면을 최대 해침면(maximum flooding surface)이라 한다. 해침이 진행 될 때 상대적 해수면 상승속도가 감소되면서 최고점에 도달하게 되면 수용공간이 더 이상 새로 만들어지지 않기 때문에 연안 퇴적체는 다시 바다 쪽으로 전진하게 된다. 이 때 형성되는 퇴적체를 고해수면 퇴적계 연합체(highstand system tract)이라 한다. 이들 퇴적계 연합체는 해수면



Location of sea-level

Fig 4. Sequence stratigraphic model on a shelf-break margin developed by the Exxon Group. Five separate sedimentary packages are shown, traditionally assigned to three systems tracts : lowstand, transgressive and highstand. Modified after Emery and Myers (1996).

하강기 → 저해수면기 → 해수면 상승기 → 고해수면기 순서로 반복되는 한 주기의 상대적 해수면 변동 동안에 형성된다.

2.3. 분석 자료

본 연구에서는 1983년 건설교통부 국립지리원에서 취득한 총길이 820여 km의 고해상 탄성과 단면을 주분석 자료로 하였다(Fig. 5). 이 자료는 동서 축선의 간격이 평균 250m로 매우 조밀하고, 해안선 100여 m 이내까지 근접하여 있으며(현재는 양식시설이 산재해 있어서 이와 같은 양의 자료를 얻기가 거의 불가능), 자료의 질도 비교적 양호하여 본 연구의 기본 자료로 채택하였다.



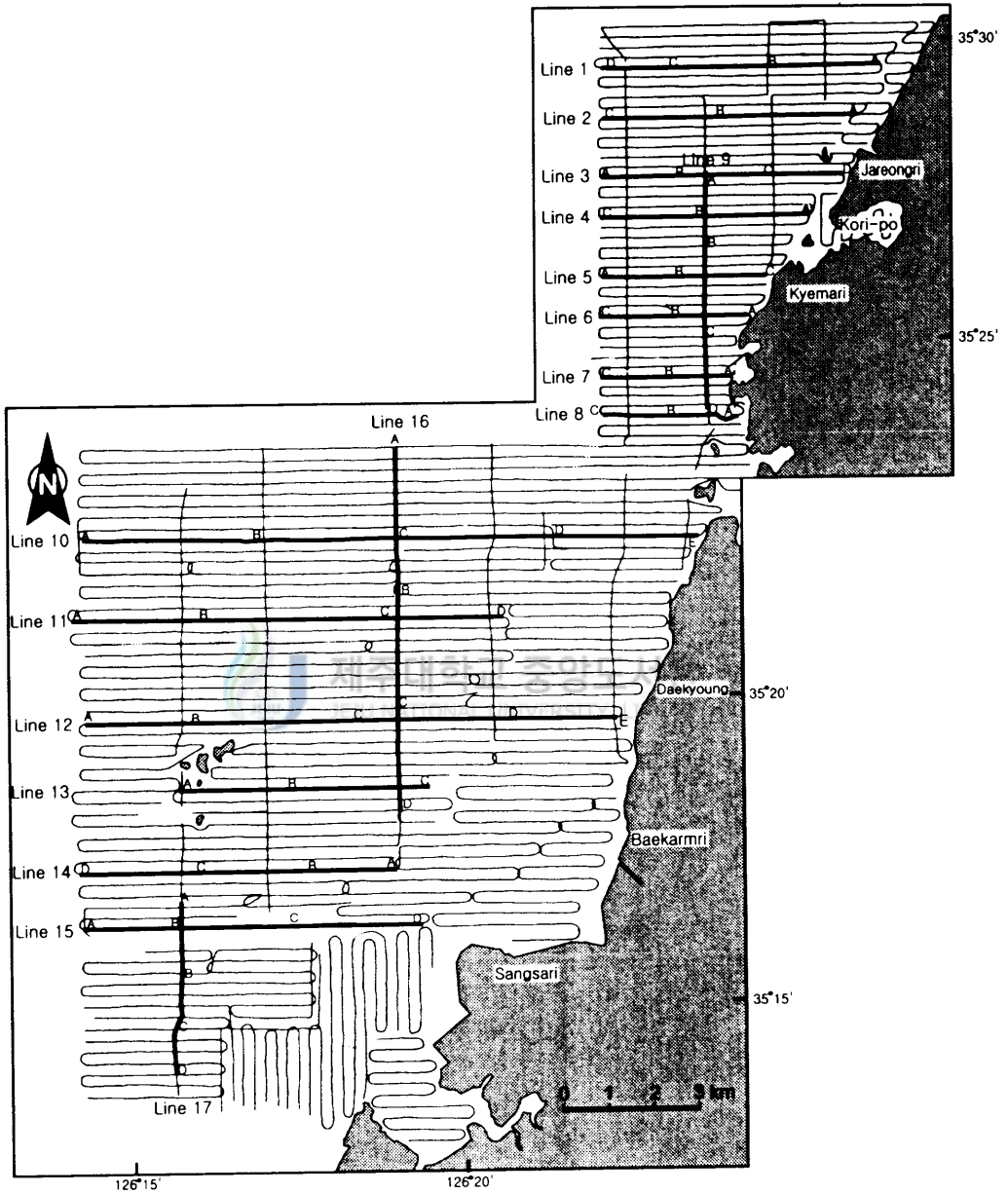


Fig 5. Location map of seismic tracklines analyzed in this study. Locations for seismic profiles described in chapter 3 are indicated by heavy lines and respective line numbers.

제 3 장. 탄성과 단면

3.1. Line 1.

3.1.1. Line 1-1

해저면은 수심이 0~4m로 동쪽이 얇고 서쪽으로 갈수록 서서히 깊어진다 (Fig. 6A). 음향 기저면의 경계면은 해수면 하 14~22m로 나타나고 경계면 구분이 뚜렷하여 연속성이 양호하나 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성과층 I (Unit I)의 상부 경계는 해수면 하 5~9m, 하부 경계는 14~22m로 기록되며 경계면이 다소 확산되며 뚜렷한 반사파를 보인다. 그리고 층 두께가 3~11m이고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성과층 II (Unit II)은 하부 경계의 깊이가 해수면 하 5~9m이고 상부 경계는 2~6m이며 층 두께가 1~5m로 변화의 폭이 심하며 동쪽에 평행한 내부 반사면이 관찰된다. 탄성과층 III (Unit III)은 해수면 하 경계면의 깊이가 2~6m로 뚜렷한 반사파가 기록되지 않아 연속성이 불량하며 두께가 3~4m인 판상형 퇴적층 특성을 보이며 내부 반사면은 인지되지 않는다.

3.1.2. Line 1-2

해저면이 기복 없이 매끈하며 반사파가 뚜렷하지 않아 확산되어 있다 (Fig. 6B). 수심은 4~5m이고 음향 기저면은 15~27m로 확산된 특성을 보이며 연속성이 양호하여 경계면 구분이 뚜렷하다. 그리고 평행한 내부 반사면은 국지적으로 관찰된다. 탄성과층 I의 상부 경계면 깊이는 해수면 하 11~12m이고 하부 경계가 15~27m 깊이로 구분되며 층 두께가 2~14m로 변화의 폭이 매우

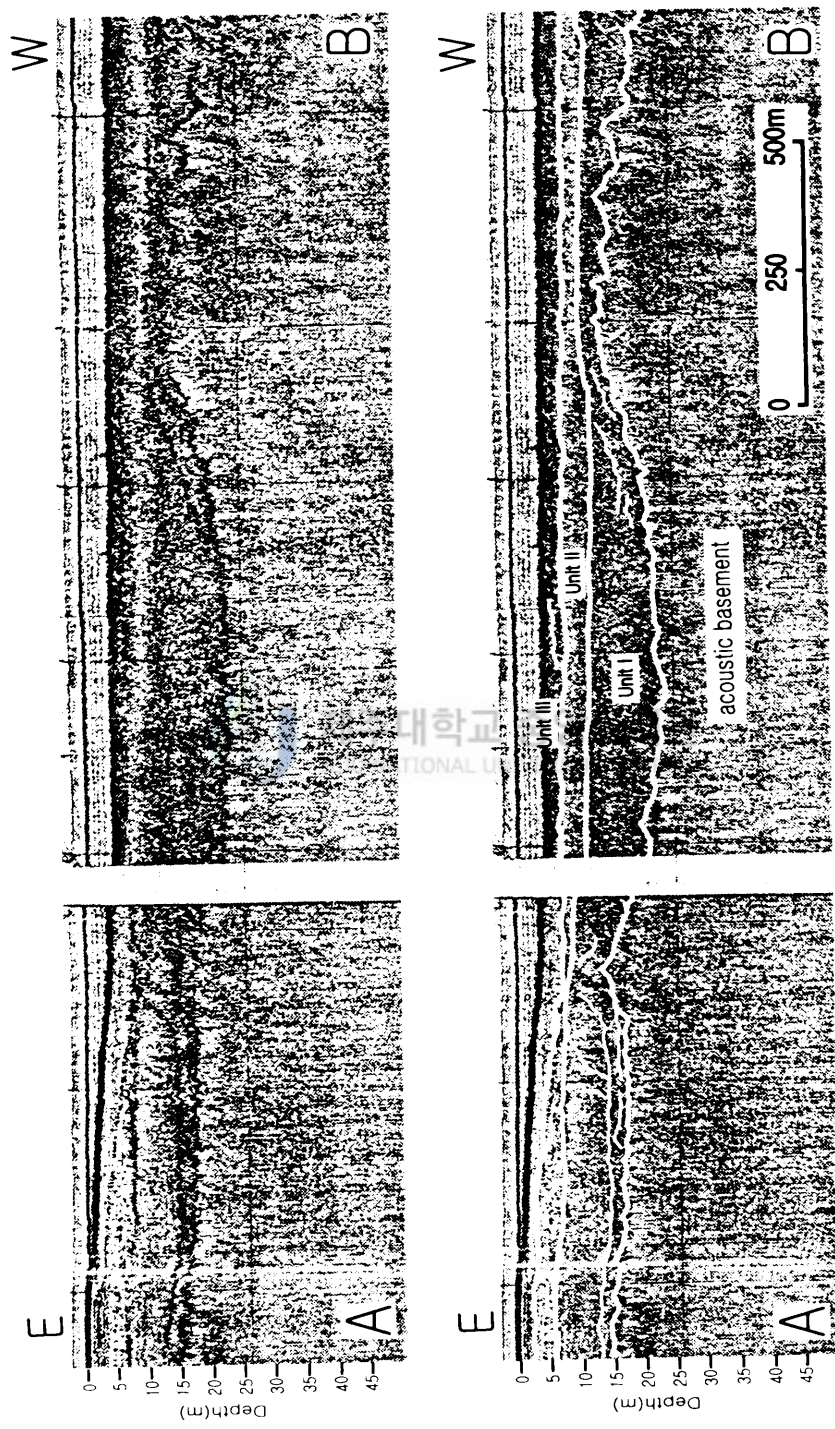


Fig. 6A. Seismic profile and interpretation of Line 1-1 (A-B). For location, see figure 5.

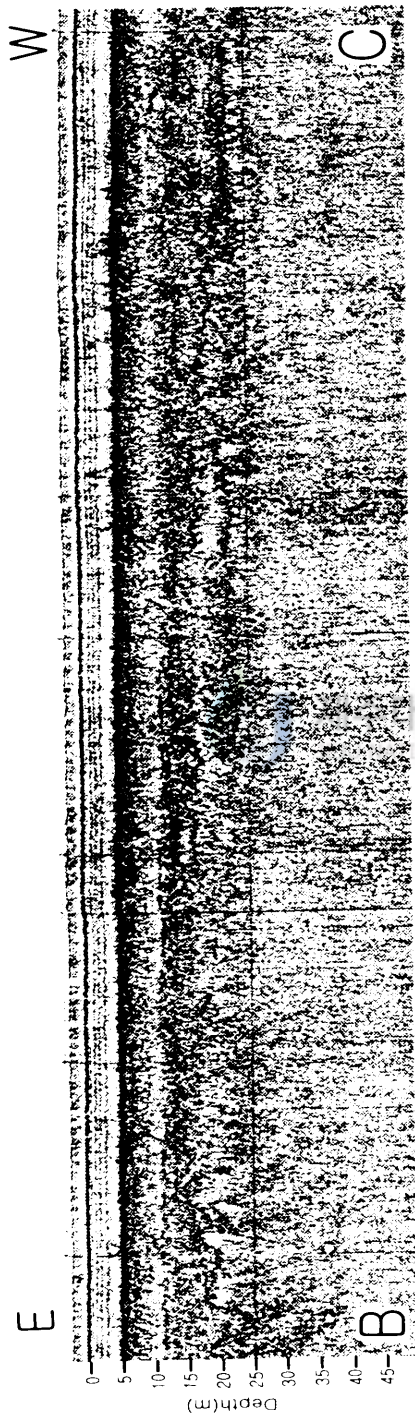


Fig. 6B. Seismic profile and interpretation of Line 1-2(B-C). For location, see figure 5.

심한 특성을 보인다. 그리고 평행 반사구조가 광역적으로 기록된다. 탄성파층 II은 하부 경계의 깊이가 11~12m이고 상부 경계는 8~9m이다. 두께가 2~3m로 변화 폭이 없이 판상형의 퇴적층을 보이며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 III의 경계면은 해수면 하 8~9m 깊이로 나타나며 기복이 심하지 않고 반사면은 다소 확산되어 수평이 불량하다. 두께가 4~5m인 판상형의 퇴적층을 보이며 내부 반사파는 찾아 볼 수 없다.

3.1.3. Line 1-3

해저면은 평탄하고 확산된 반사파를 보이며, 수심이 4~5m에 위치한다(Fig. 6C). 음향 기저면은 10~28m 깊이로 구분되며 확산되고 연속성이 양호하여 경계면 구분이 뚜렷한 특성을 갖는다. 내부 반사면은 관찰되지 않으며 탄성파층 I에 피복되는 특성을 보인다. 탄성파층 I의 상부 경계면의 깊이는 해수면 하 13~15m, 하부 경계는 10~28m로 구분되며 층 두께가 0~13m인 퇴적층을 보인다. 동쪽에는 불규칙한 반사면이 관찰된다. 그리고 평행한 내부 반사면이 국지적으로 관찰된다. 탄성파층 II은 하부 경계면의 깊이가 13~15m이고 상부 경계는 9~10m이다. 두께가 2~5m로 변화 폭이 없으며 내부 반사구조를 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면의 깊이가 9~10m로 변화 없이 일정하며 다소 확산되며 연속성이 불량하고 두께가 4~5m로 판상형 퇴적층이 관찰되고 내부 반사파가 인지되지 않는다.

3.2. Line 2

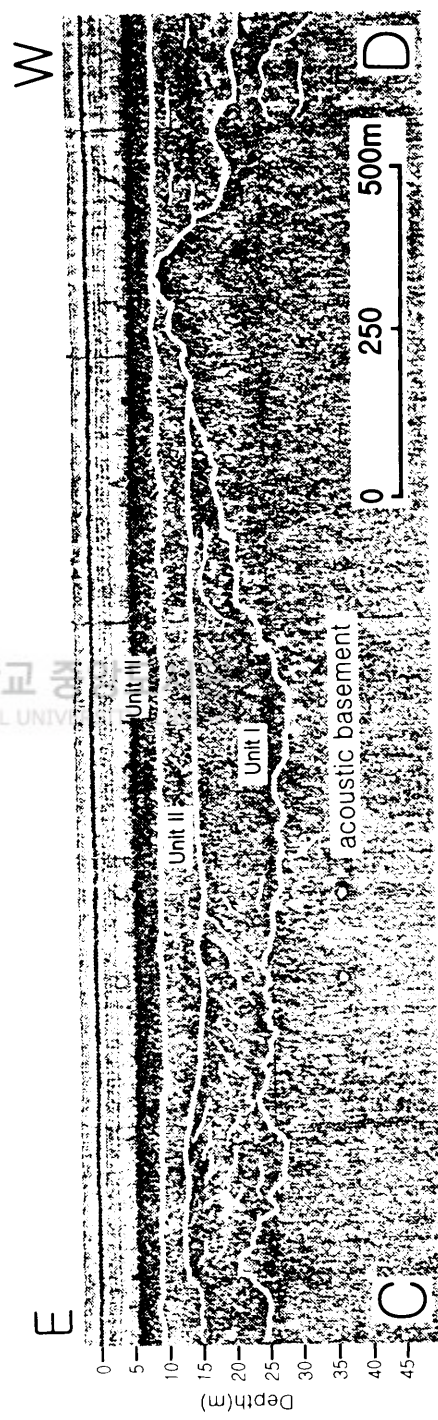
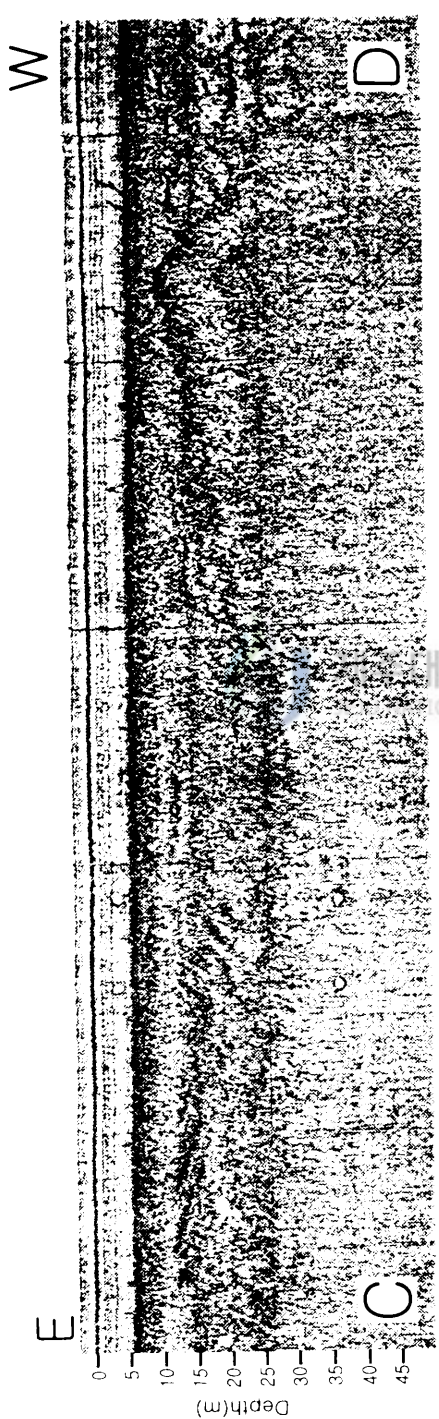


Fig. 6C. Seismic profile and interpretation of Line 1-3(C-D). For location, see figure 5.

3.2.1. Line 2-1

해저면은 다소 확산되어 있으며 수심은 0~4m 이다(Fig. 7A). 음향 기저면 경계면은 해수면 하 깊이가 10~25m로 경계면이 확산되고 뚜렷하지 않아 경계면 구분이 어렵고 기복이 거의 없으며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I 은 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 10~25m이고, 상부 경계는 6~10m 깊이를 갖는다. 두께가 3~10m로 변화 폭이 심하며 평행한 내부 반사면이 동쪽에 기록된다. 탄성파층 II 은 하부 경계가 해수면 하 3~10m, 상부 경계는 4~7m이다. 두께가 3~4m로 판상형의 퇴적층 형태를 하고 있으며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III 은 해수면 하 경계면 깊이가 4~7m로 서쪽으로 갈수록 깊이가 깊어지며 경계면이 뚜렷하고 3~4m 두께를 보이는 판상형 퇴적층을 하며 내부 반사파는 찾아 볼 수 없다.

3.2.2. Line 2-2

해저면은 평탄하고 확산된 반사파를 보이며 수심 4~6m에 위치한다(Fig. 7B). 음향 기저면은 해수면 하 23~29m 깊이에서 경계면 구분이 되며, 확산되고 연속성이 불량한 경계면으로 관찰되나 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 I 은 상부 경계면이 해수면 하 14~16m, 하부 경계는 23~29m이고 층 두께가 10~15m 깊이로 나타난다. 그리고 내부 반사면도 관찰되지 않는다. 탄성파층 II 은 하부 경계가 해수면 하 14~16m, 상부 경계 10~11m이다. 두께가 4~5m로 일정한 두께를 갖는 판상형 퇴적층이 관찰되며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 III 은 해수면 하 경계면의 깊이가 10~11m로 대체로

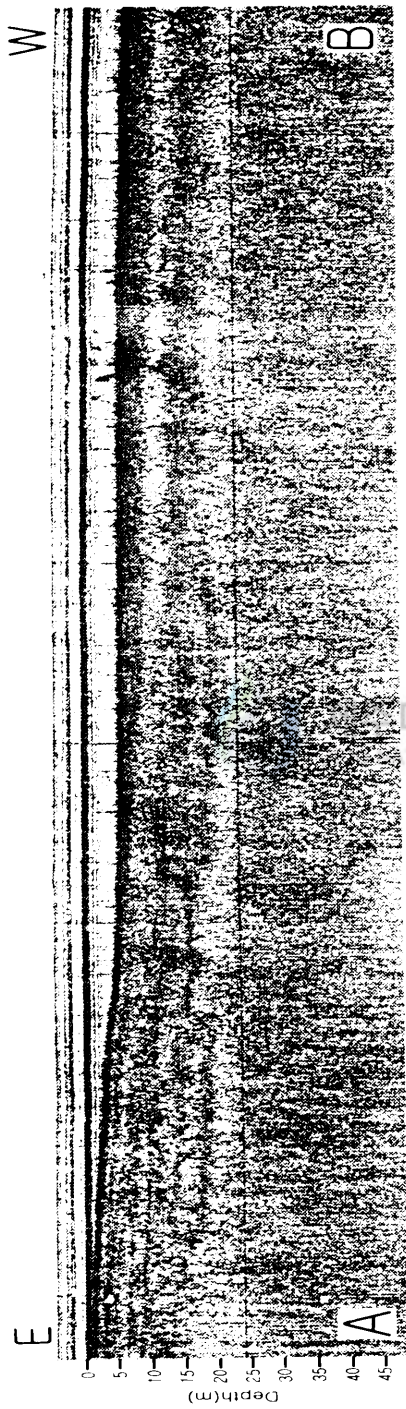


Fig. 7A. Seismic profile and interpretation of Line 2-1 (A-B). For location, see figure 5.

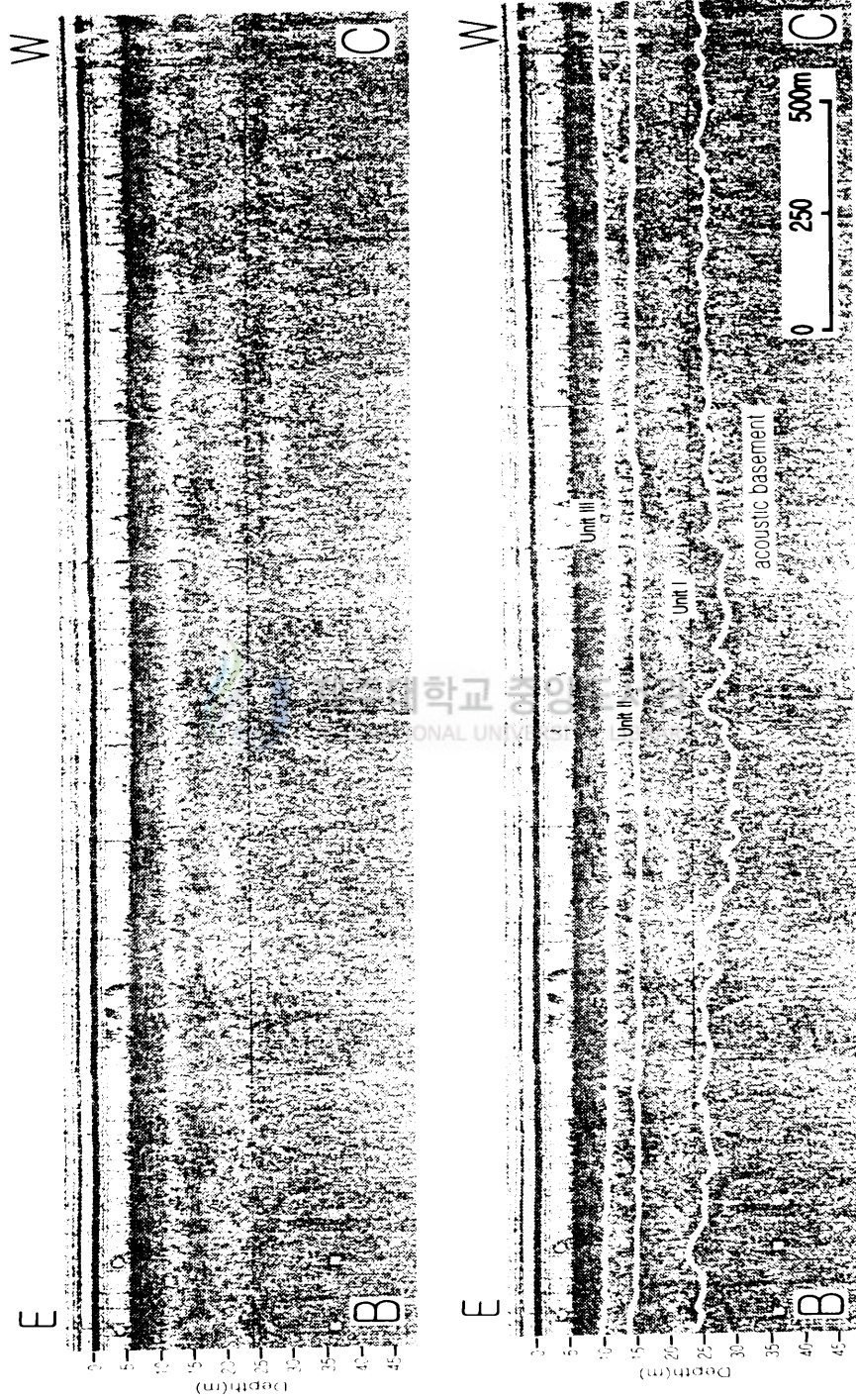


Fig. 7B. Seismic profile and interpretation of Line 2-2(B-C). For location, see figure 5.

일정하며 연속성이 양호하고 두께가 4~5m인 판상형 퇴적층을 보이며 내부 반사파가 관찰되지 않는다.

3.3. Line 3

3.3.1. Line 3-1

수심이 5~6m이고 반사파가 확산되어 나타나는 해저면은 대체로 평탄하다 (Fig. 8A). 음향 기저면은 경계면의 깊이가 23~31m로 기복이 있고 연속성이 불량하여 구분이 어려우며 내부 반사면은 볼 수 없다. 탄성파층 I 하부 경계면은 해수면 하 깊이가 23~31m, 상부 경계는 15~16m이다. 두께가 7~13m로 국지적으로 평행한 내부 반사면은 인지된다. 탄성파층 II은 하부 경계가 15~16m, 상부 경계는 10~11m이고 두께가 4~6m로 불규칙한 판상형의 층을 보이며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 10~11m로 일정하며 연속성이 비교적 불량하다. 층 두께가 3~5m인 판상형 퇴적층을 하고 있으며 평행한 내부 반사 구조가 관찰된다.

3.3.2. Line 3-2

해저면이 비교적 확산되어 나타나고 대체로 평탄, 매끈하며 수심이 4~5m이다 (Fig. 8B). 음향 기저면의 해수면 하 경계면 깊이가 17~27m로 기복이 심한 경계면을 갖으며 연속성이 불량하여 구분이 어렵다. 그리고 평행한 내부 반사면은 국지적으로 인지된다. 탄성파층 I의 하부 경계면의 깊이가 17~27m이고 상부 경계는 14~16m이다. 두께가 3~12m로 일정하며 내부에는 반사면이 관찰되지 않는다. 탄성파층 II는 하부 경계가 해수면 하 14~16m, 상부 경계

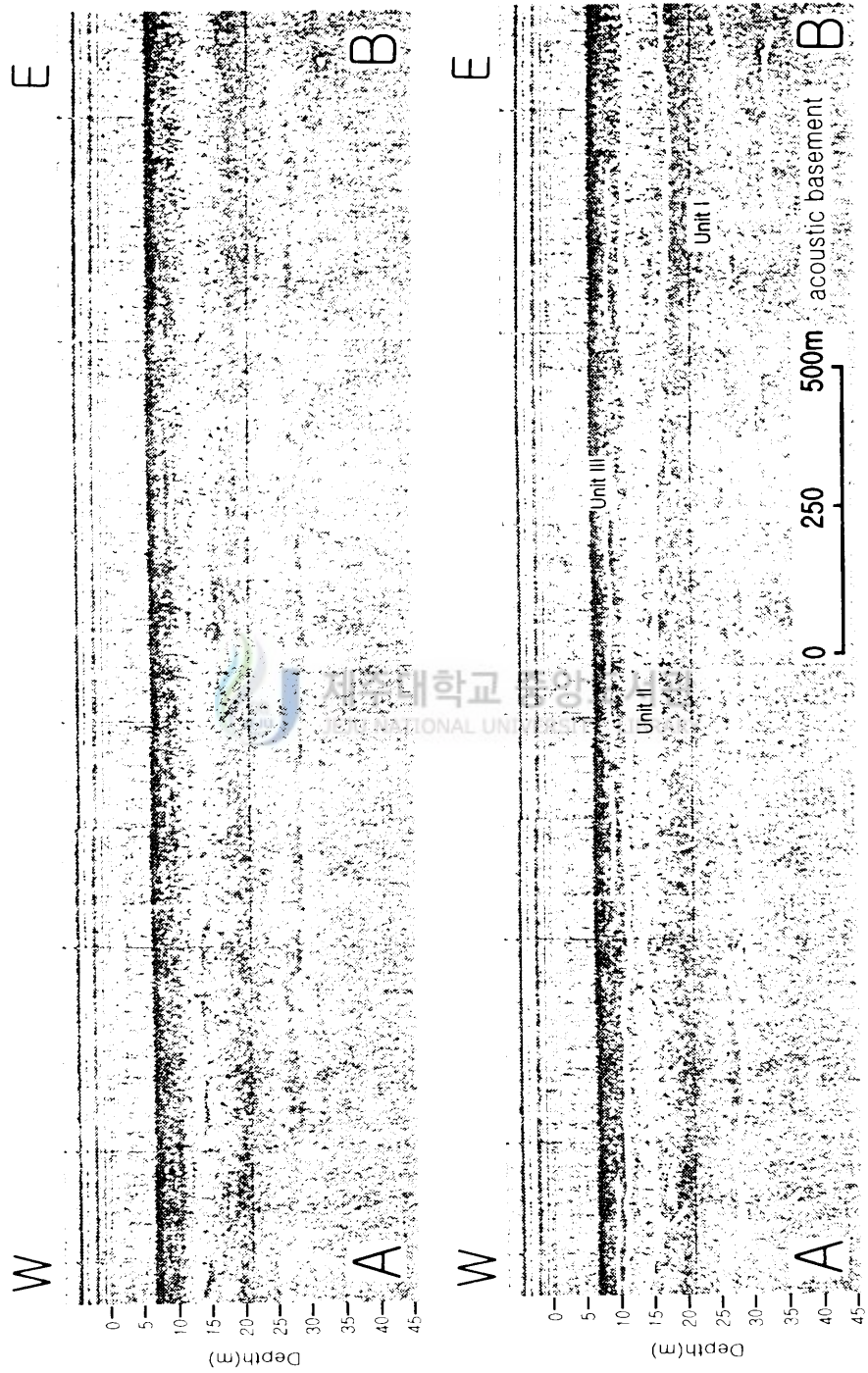


Fig. 8A. Seismic profile and interpretation of Line 3-1 (A-B). For location, see figure 5.

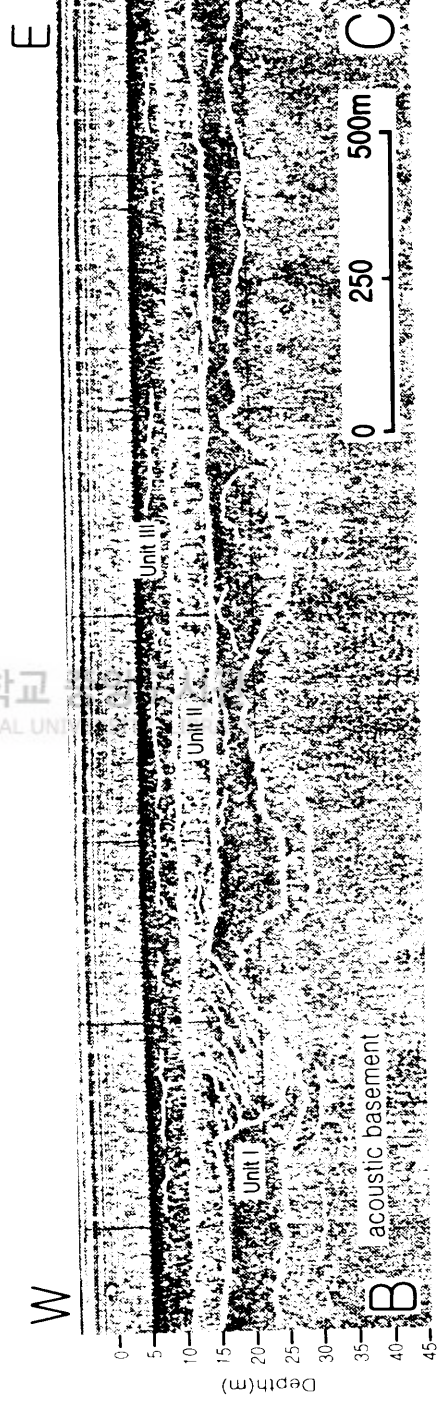
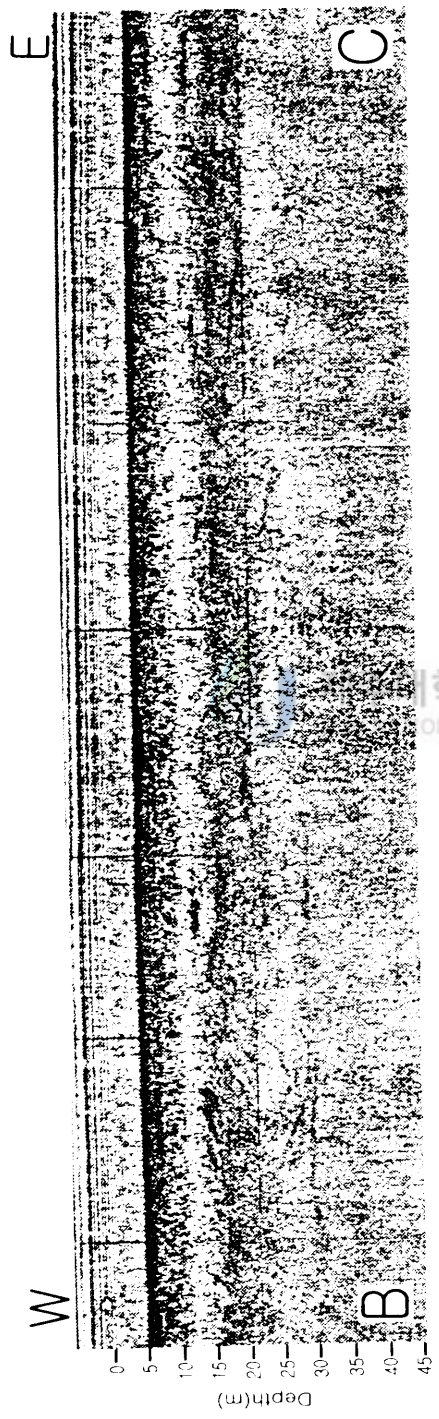


Fig. 8B. Seismic profile and interpretation of Line 3-2(B-C). For location, see figure 5.

가 11~12m이다. 층 두께가 3~5m로 변화 폭이 없으며 평행한 내부 반사면이 국지적으로 관찰되고 서쪽지역에는 폭 300m, 깊이 10m인 수로(channel)를 볼 수 있다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 11~12m로 연속성이 비교적 뚜렷하지가 않다. 그리고 두께가 5~6m로 판상형을 하고 있으며 평행한 내부 반사면이 다소 관찰되는 퇴적층이 발달하고 있다.

3.3.3. Line 3-3

해저면은 강한 반사파가 나타나며 전체적으로 모래파가 관찰된다(Fig. 8C). 그리고 수심이 0~5m이고 동쪽으로 갈수록 얕아진다. 음향 기저면은 경계면의 깊이가 해수면 하 6~20m로 연속성이 양호하여 경계면이 뚜렷하고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 그리고 음향 기저면은 탄성파층 I, II에 피복되어 나타난다. 탄성파층 I은 상부 경계의 깊이는 해수면 하 11~15m이고, 하부 경계는 6~20m로 구분이 되며 층 두께가 1~6m로 변화 폭이 심하며 중앙부에는 불규칙한 내부 반사구조가 인지된다. 탄성파층 II는 하부 경계가 11~15m이고 상부 경계는 7~9m인 형태를 하고 있으며 층 두께가 2~15m로 변화 폭이 심하고 동쪽으로 갈수록 얕아지는 퇴적층을 하고 있으며 평행한 내부 반사면이 다소 인지된다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 7~9m로 연속성이 불량하고 동쪽으로 갈수록 얕아진다. 층 두께는 4~5m이고 쉼기형 퇴적층을 하고 있으며 내부 반사면이 관찰되지 않는다.

3.4. Line 4

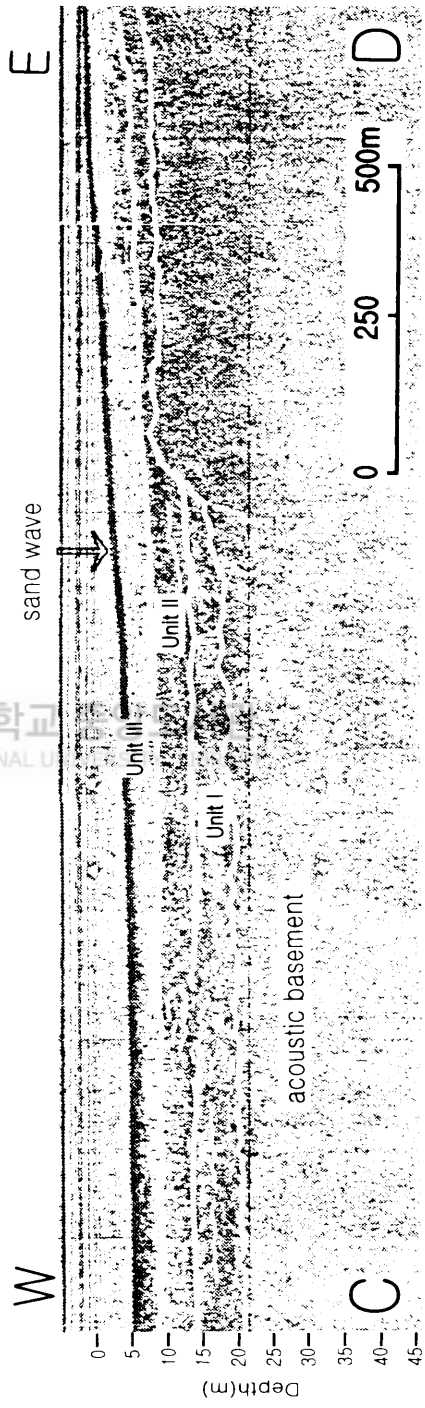
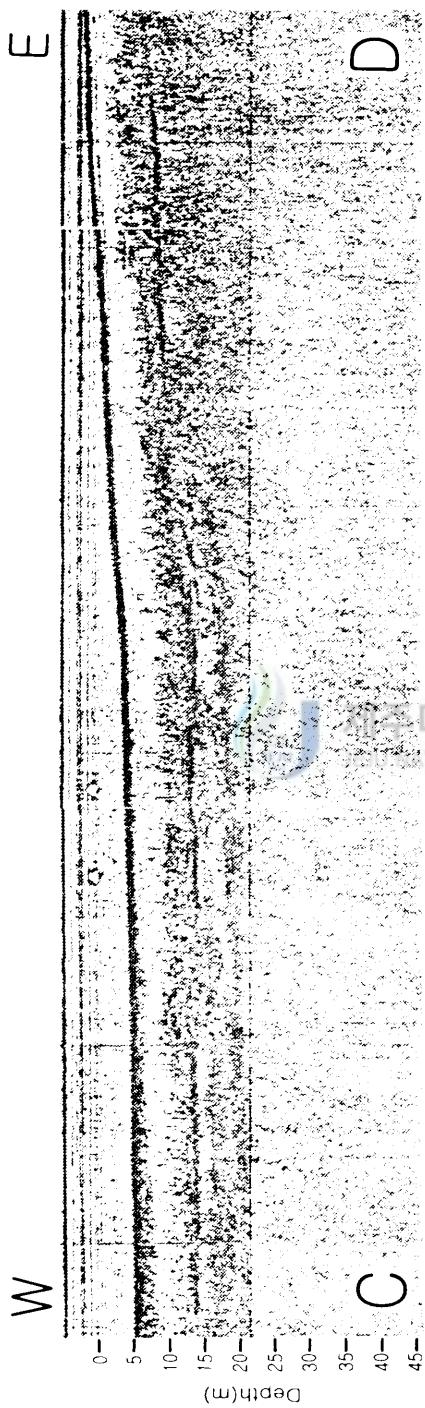


Fig. 8C. Seismic profile and interpretation of Line 3-3(C-D). For location, see figure 5.

3.4.1. Line 4-1

해저면에서는 수심이 1~6m이고 전체적으로 강한 반사파를 나타내며 모래파가 관찰된다(Fig. 9A). 음향 기저면 경계면의 깊이가 15~17m로 기록이 거의 없고 비교적 연속성이 불량하여 경계면이 구분이 어렵다. 그리고 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I은 하부 경계는 해수면 하 15~17m, 상부 경계는 13~14m이며 두께가 1~4m로 변화 폭이 없으며 내부 반사면이 인지되지 않는다. 탄성파층 II는 하부 경계가 해수면 하 13~14m, 상부 경계 4~8m이고 층 두께가 5~10m 서쪽으로 갈수록 층이 얇아지는 쉼기형의 퇴적층 특성이 나타난다. 층 내부는 동쪽에 불규칙한 내부 반사 구조가 약간 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 4~8m로 서쪽으로 갈수록 깊어지며 연속성이 불량하다. 그리고 층의 두께가 4~5m로 거의 일정하며 평행한 내부 반사면이 서쪽에서 관찰되기도 한다.

3.4.2. Line 4-2

해저면의 수심이 6~7m로 거의 일정하고 강한 반사파를 나타내며 전체적으로 모래파가 관찰된다(Fig. 9B). 음향 기저면은 해수면 하 경계면의 깊이가 22~34m로 반사파가 뚜렷하지 않고 연속성이 불량하여 경계면을 구분하기가 어려우며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계는 22~34m이고 상부 경계는 15~16m이다. 두께가 6~16m로 중앙부에서 갑자기 두꺼워지는 퇴적층이 관찰되며 평행한 내부 반사면이 국지적으로 인지된다. 탄

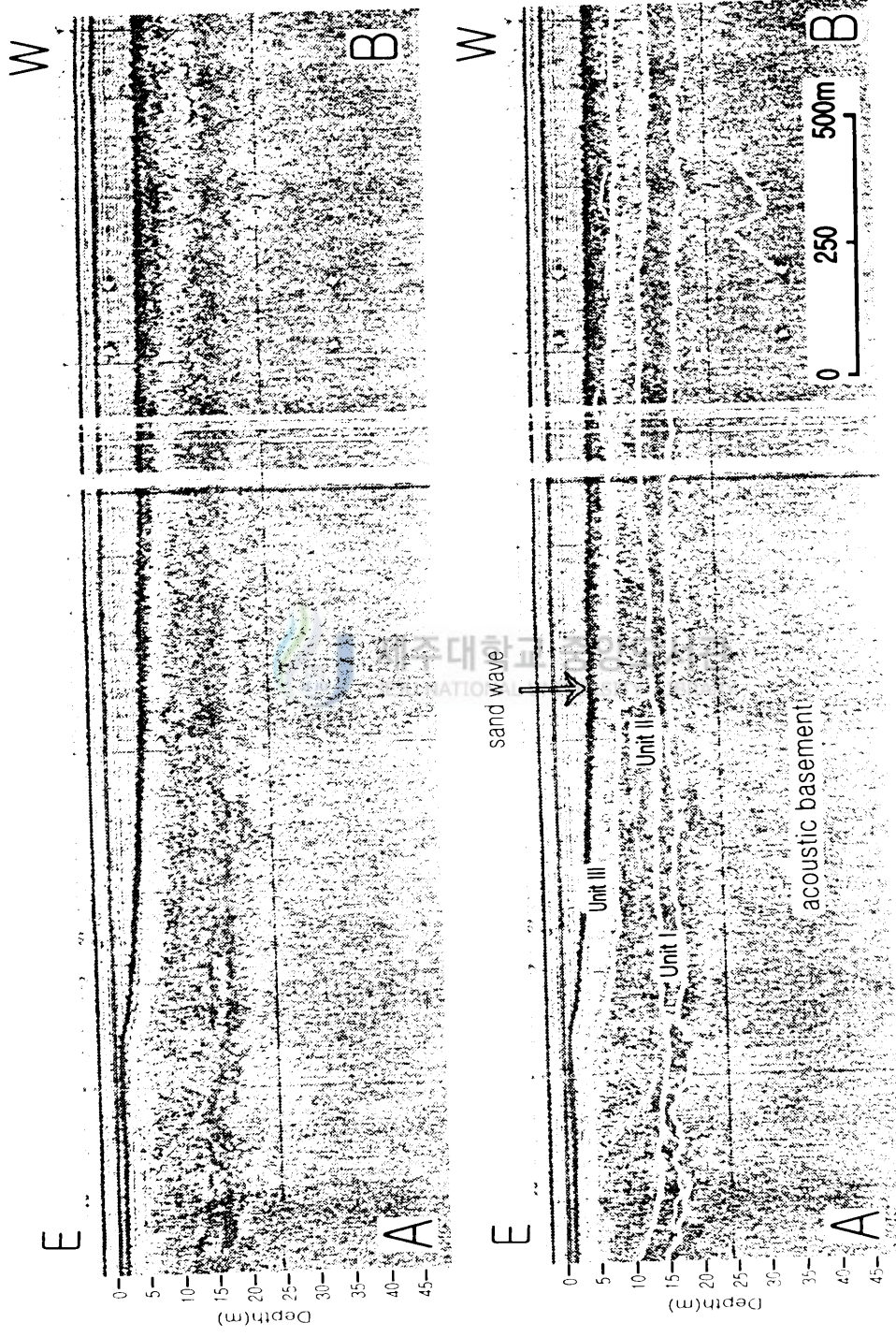


Fig. 9A. Seismic profile and interpretation of Line 4-1 (A-B). For location, see figure 5.

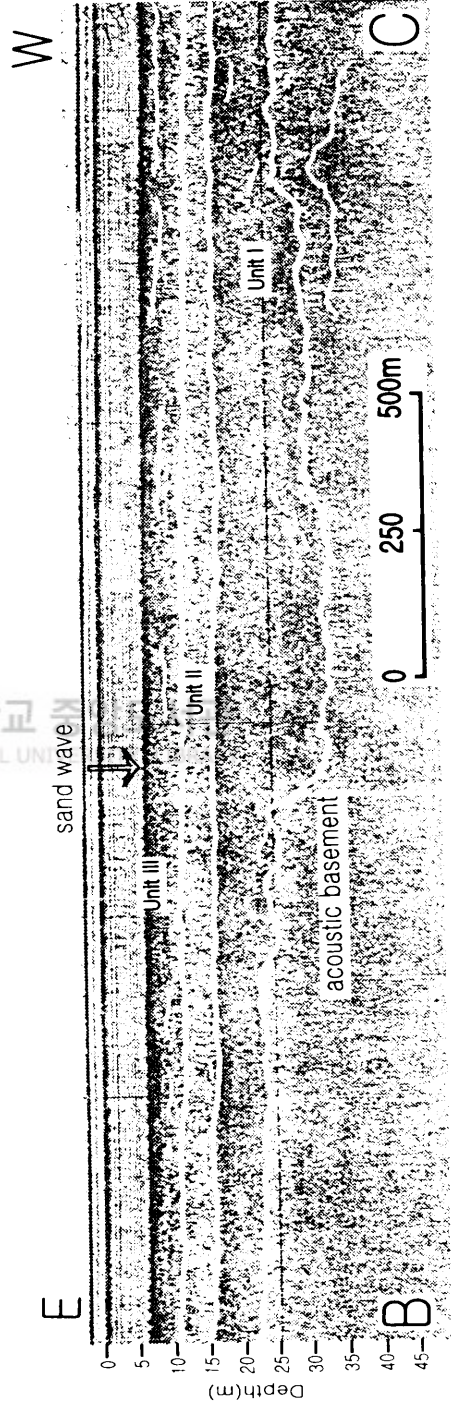


Fig. 9B. Seismic profile and interpretation of Line 4-2(B-C). For location, see figure 5.

성파층 II는 하부 경계가 해수면 하 15~16m, 상부 경계 9~10m이다. 층 두께가 5~7m로 판상형의 퇴적층을 하고 있으며 국지적으로 평행 반사면이 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 9~10m로 연속성이 불량하여 경계면이 뚜렷하지 않다. 층 두께가 4~5m로 판상형 퇴적층이 발달하고 평행한 내부 반사면이 국지적으로 인지된다.

3.5. Line 5

3.5.1. Line 5-1

해저면은 평탄하고 강한 반사파를 나타내며 5m의 수심을 보인다(Fig. 10A). 음향 기저면의 경계면 깊이가 해수면 하 18~35m로 기복이 없는 경계면을 갖으나 뚜렷한 반사면이 동쪽으로 갈수록 얇아지며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I은 하부 경계는 해수면 하 18~35m, 상부 경계는 13~14m이고 두께가 4~20m이다. 그리고 평행한 내부 반사면이 국지적으로 인지된다. 탄성파층 II는 하부 경계 13~14m, 상부 경계 7~9m이다. 두께가 3~5m로 변화 폭이 없이 거의 일정하며 동쪽으로 갈수록 얇아지는 썩기형의 퇴적층을 하고 있다. 그리고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 7~9m로 경계면이 뚜렷하지 않아 연속성이 매우 불량하다. 층 두께가 3~5m로 평행한 내부 반사면이 국지적으로 나타난다.

3.5.2. Line 5-2

해저면은 수심이 4~5m이고 강한 반사파를 나타내며 동쪽으로 갈수록 수심이 얇아진다(Fig. 10B). 음향 기저면 경계면의 깊이가 15~23m로 기복이 심하

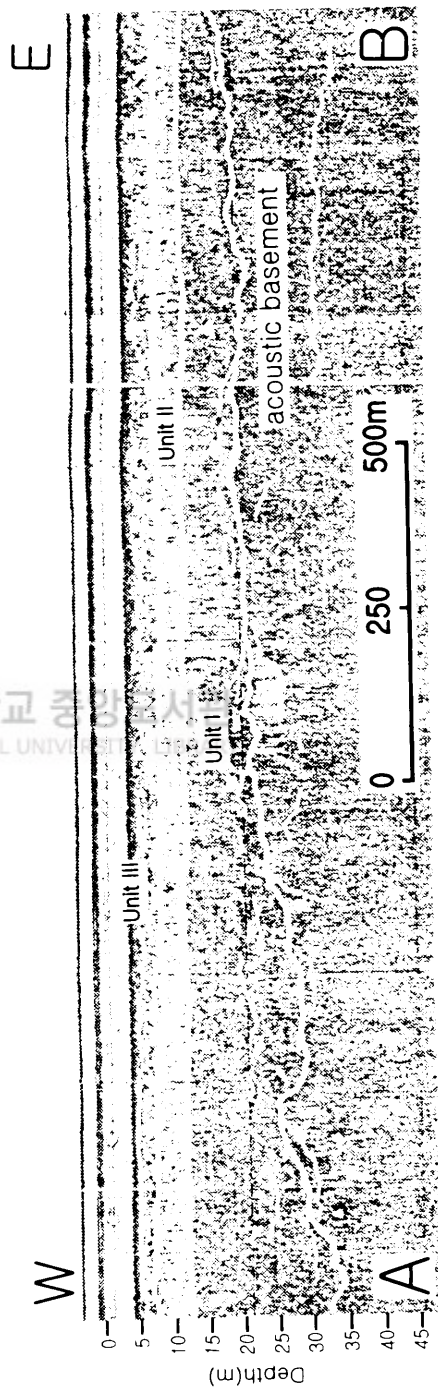
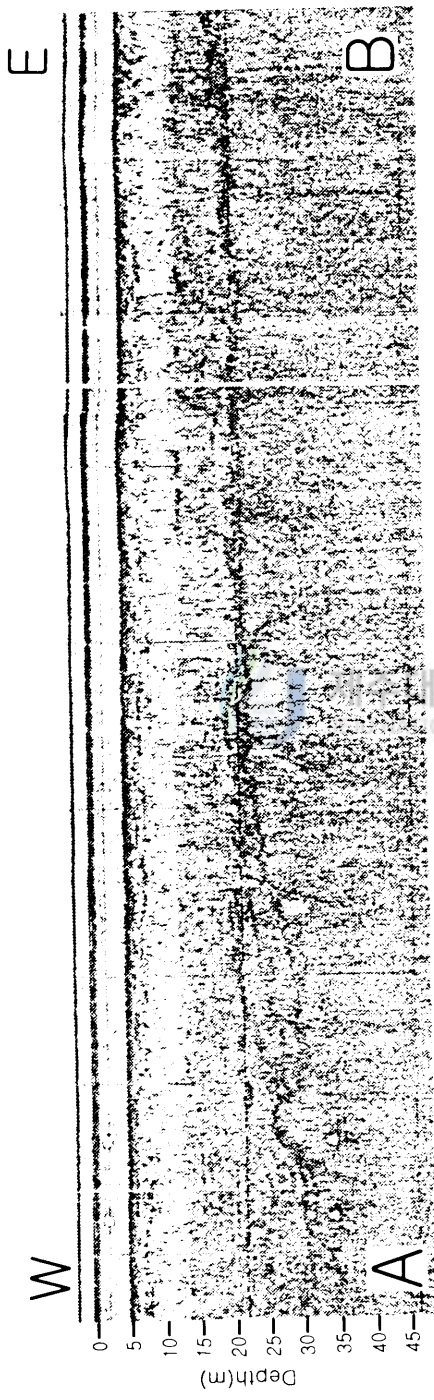


Fig. 10A. Seismic profile and interpretation of Line 5-1 (A-B). For location, see figure 5.

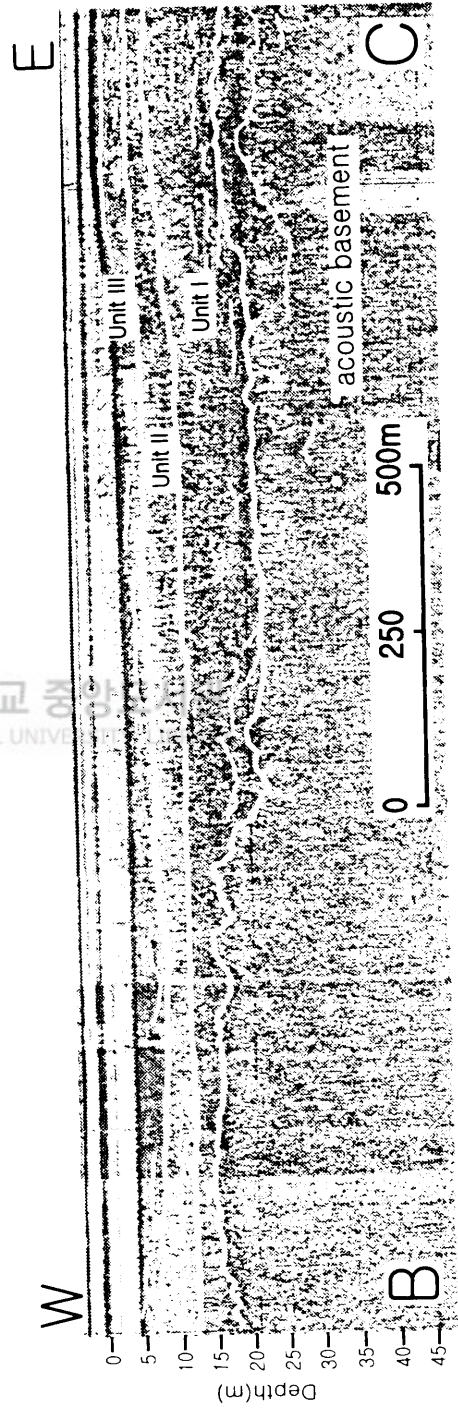
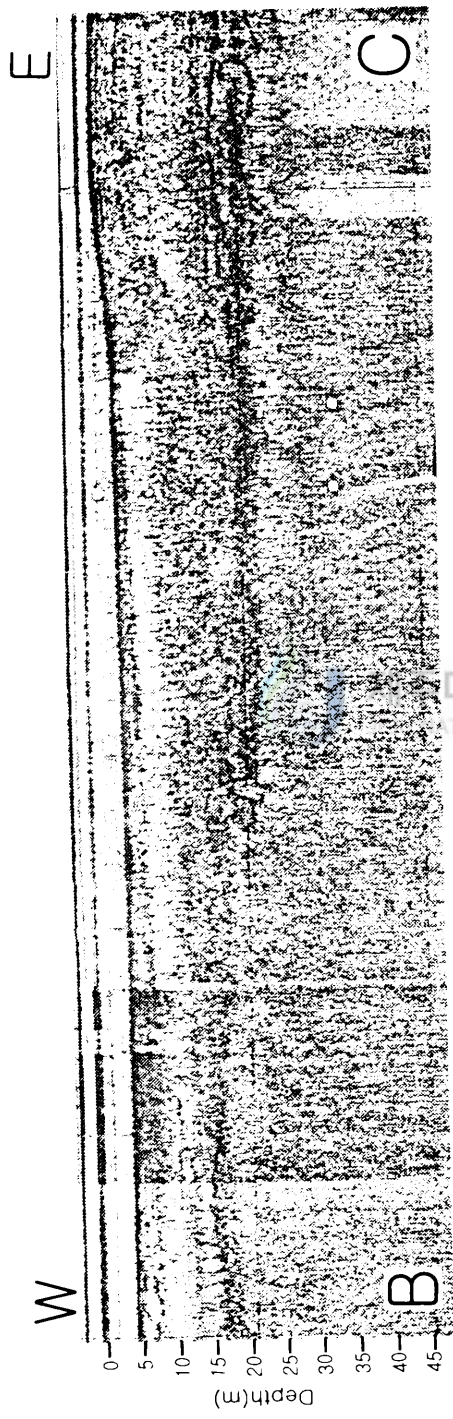


Fig. 10B. Seismic profile and interpretation of Line 5-2 (B-C). For location, see figure 5.

지 않으며 경계면이 뚜렷하지 않아 구분이 어렵다. 그리고 내부 반사파는 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 경계면의 깊이가 하부 경계는 해수면 하 15~23m이고 상부 경계는 9~11m이다. 층 두께가 3~11m 서쪽으로 갈수록 층이 얇아지며 평행한 내부 반사면은 국지적으로 관찰된다. 탄성파층 II는 하부 경계가 9~11m, 상부 경계가 7~9m이고 두께가 4~5m로 판상형의 퇴적층 형태를 하고 있으며 국지적으로 평행 층리 구조를 보이는 반사면이 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 7~9m로 경계면이 뚜렷하지 않고 층 두께는 3~5m로 판상형 퇴적층이 발달한다. 그리고 평행한 내부 반사면이 국지적으로 인지된다.

3.6. Line 6

3.6.1. Line 6-1



수심이 0~4m이고 반사파가 다소 확산되어 나타나는 평탄한 해저면을 하고 있다(Fig. 11A). 서쪽에는 폭 120m, 깊이 5m인 고수로가 관찰된다. 음향 기저면 경계면의 깊이가 3~29m로 기복이 없고 경계면이 뚜렷하지 않아 경계면 구분이 어렵다. 그리고 음향 기저면은 탄성파층 I, II에 피복 되었으며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 I은 하부 경계면의 깊이가 10~29m, 상부 경계는 10~11m로 층 두께가 1~17m로 변화가 심한 퇴적층 특성을 보이며 내부 반사면이 인지되지 않는다. 탄성파층 II의 경계면은 해수면 하 하부 경계 10~11m, 상부 경계 6~7m이다. 그리고 층 두께가 3~4m로 불규칙한 형태를 하고 있으며 내부 반사면이 관찰되지 않는 퇴적층이다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 6~7m로 반사파가 뚜렷하지 않고 확산된 경계면을

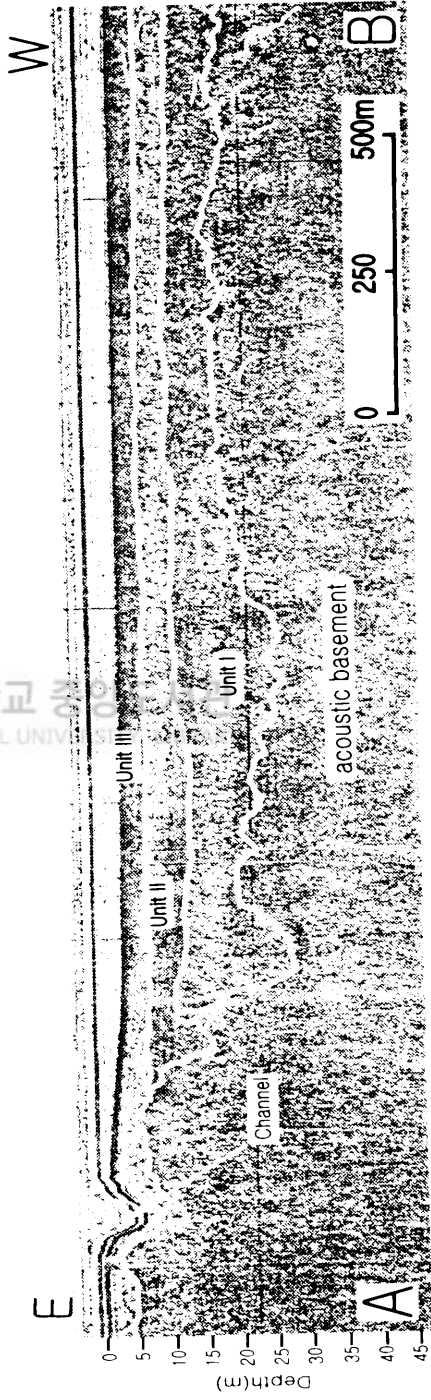
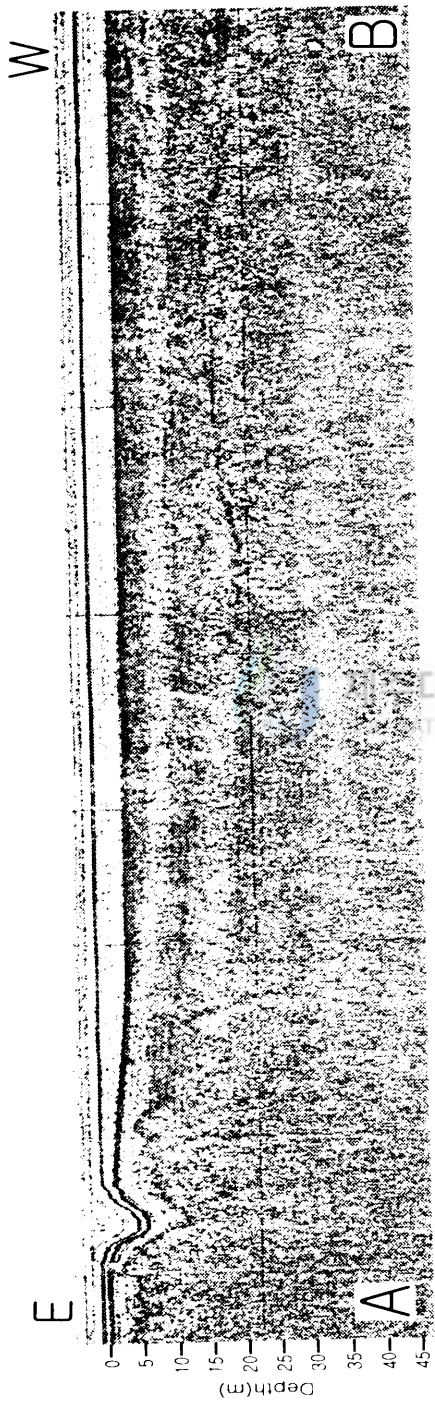


Fig. 11A. Seismic profile and interpretation of Line 6-1 (A-B). For location, see figure 5.

하고 있으며 층의 두께가 4~5m로 일정한 판상형 퇴적층이 발달하며 내부 반사면이 관찰되지 않는다.

3.6.2. Line 6-2

반사파가 확산된 특징을 보이고 수심이 2~4m로 평탄한 해저면이 관찰된다(Fig. 11B). 음향 기저의 경계면 깊이는 해수면 하 13~21m로 기복이 심하지 않으며 확산되어 나타나며 측면 연속성이 양호하게 나타나 중앙부에만 관찰된다. 그리고 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계면은 해수면 하 13~21m이고 상부 경계는 10~12m이다. 두께가 7~12m인 퇴적층을 하고 있으며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 II의 경계면은 하부 경계가 10~12m, 상부 경계 5~6m이고 두께가 3~6m로 일정하며 내부 반사면을 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 5~6m로 다소 확산되어 나타나며 연속성이 불량하다. 층 두께가 3~4m로 거의 일정한 판상형을 하고 있으며 평행 반사 구조를 보이는 내부 반사면이 관찰된다.

3.7. Line 7

3.7.1. Line 7-1

수심이 2~3m이고 반사파가 다소 확산되어 있는 해저면이 관찰된다(Fig. 12A). 음향 기저면의 경계는 해수면 하 3~25m 깊이로 구분되며 확산되고 연속성이 불량하여 경계면 구분이 어렵다. 탄성파층 I의 경계면의 깊이는 상부 경계가 해수면 하 3~25m이고 하부 경계가 9~25m이다. 그리고 층 두께가 0~12m로 내부 반사면은 인지되지 않고 탄성파층 II, III에 의해 해안쪽으로

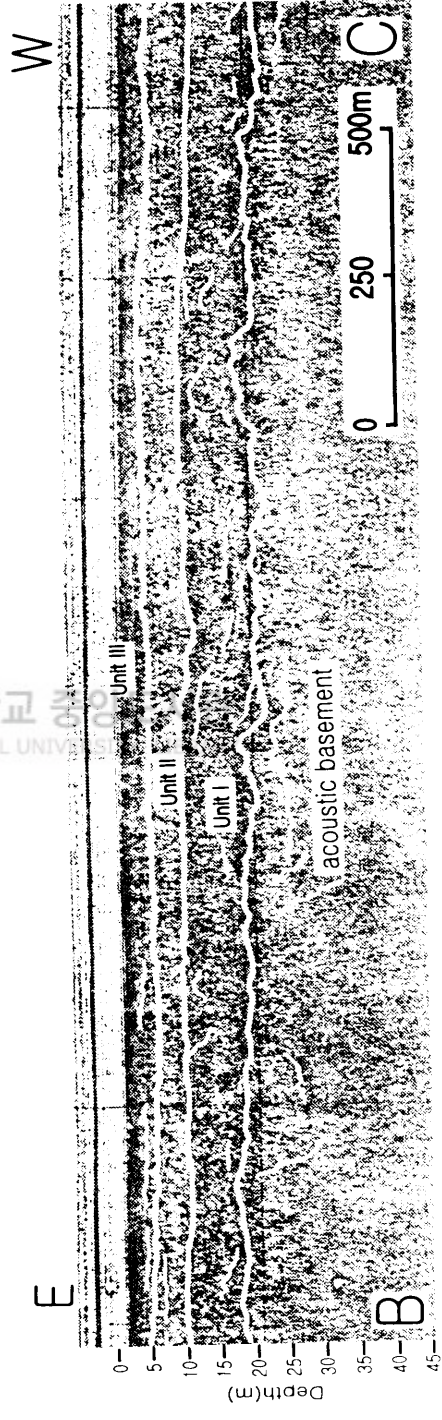
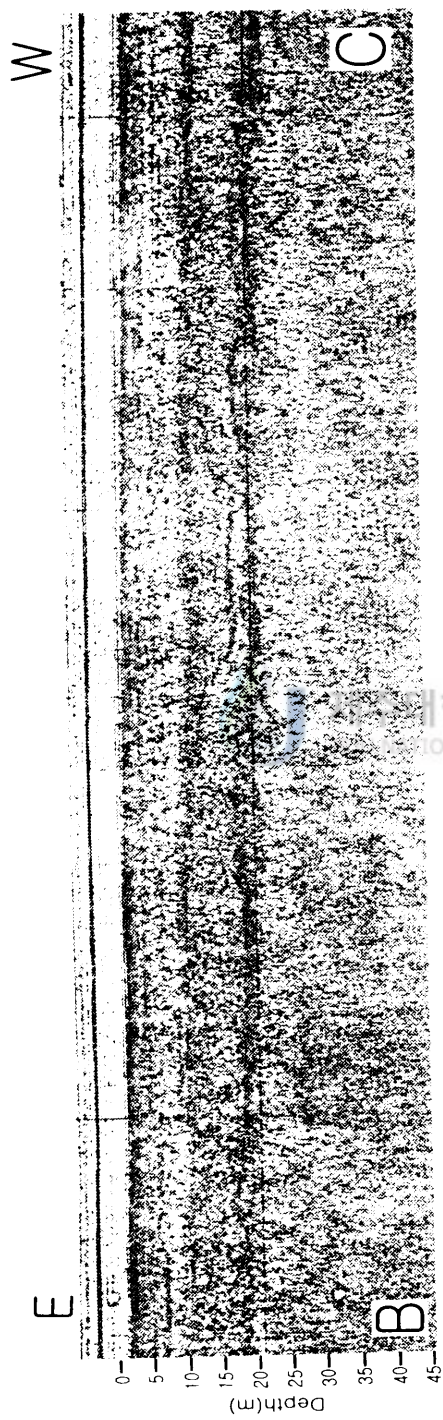


Fig. 11B. Seismic profile and interpretation of Line 6-2(B-C). For location, see figure 5.

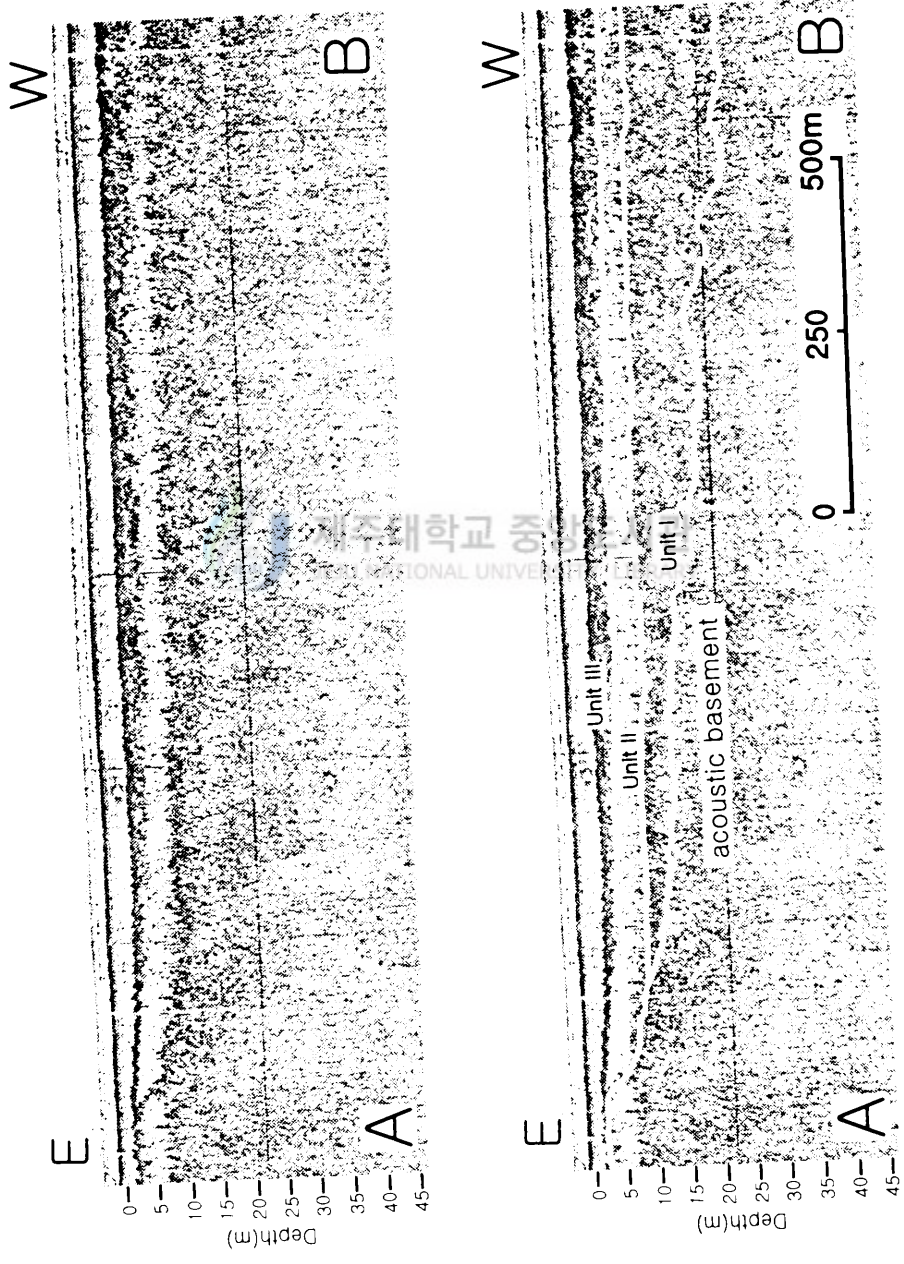


Fig. 12A. Seismic profile and interpretation of Line 7-1 (A-B). For location, see figure 5.

가면서 점차 피복 되었다. 탄성파층 II의 하부 경계는 해수면 하 9~10m, 상부 경계는 5~6m이다. 층 두께가 4~5m로 서쪽으로 갈수록 두꺼워지는 경향을 보이며 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 5~6m로 경계면의 반사파가 뚜렷하지 않아 연속성이 불량하다. 층의 두께가 3~4m로 일정하며 동쪽부분으로 갈수록 층의 두께가 두꺼워지며 내부 반사면은 보이지 않는다.

3.7.2. Line 7-2

해저면은 반사파가 확산되어 있으며 전체적으로 모래파를 관찰 할 수 있는 해저면의 수심은 3~4m이다(Fig. 12B). 음향 기저면의 깊이는 해수면 하 20~23m로 확산되고 연속성이 불량하여 경계면 구분이 어려우며 내부 반사면도 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 상부 경계가 해수면 하 10~11m이고 하부 경계가 20~23m로 경계면이 확산되고 연속성이 불량하여 뚜렷하지 않는다. 층 두께는 8~13m로 썩기형의 퇴적층이 발달하며 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 II는 하부 경계면 깊이가 해수면 하 10~11m, 상부 경계가 5~7m이다. 층 두께가 5~7m로 대체로 규칙적인 판상형의 퇴적층을 갖으며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 5~7m로 반사파가 뚜렷하지 않으며 층의 두께가 3~4m로 거의 일정하며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다.

3.8. Line 8

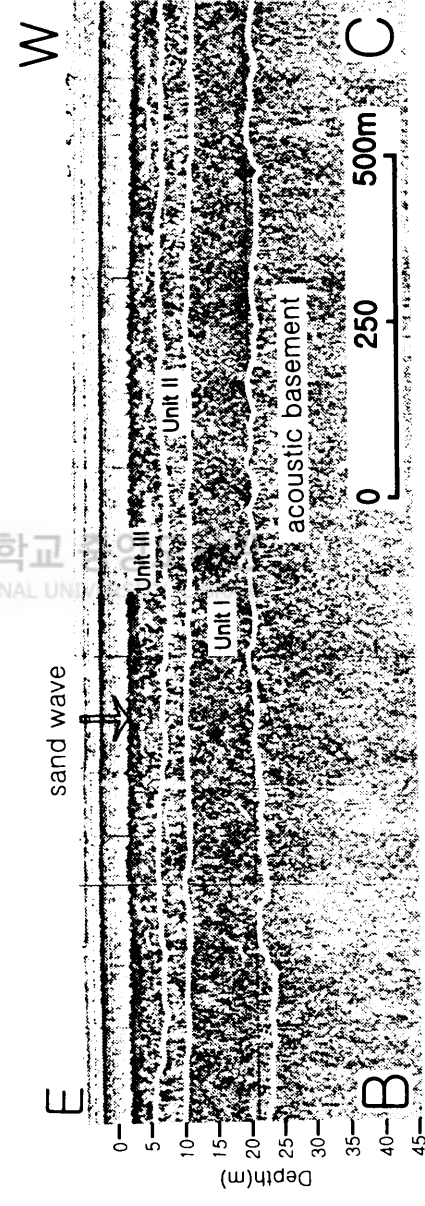
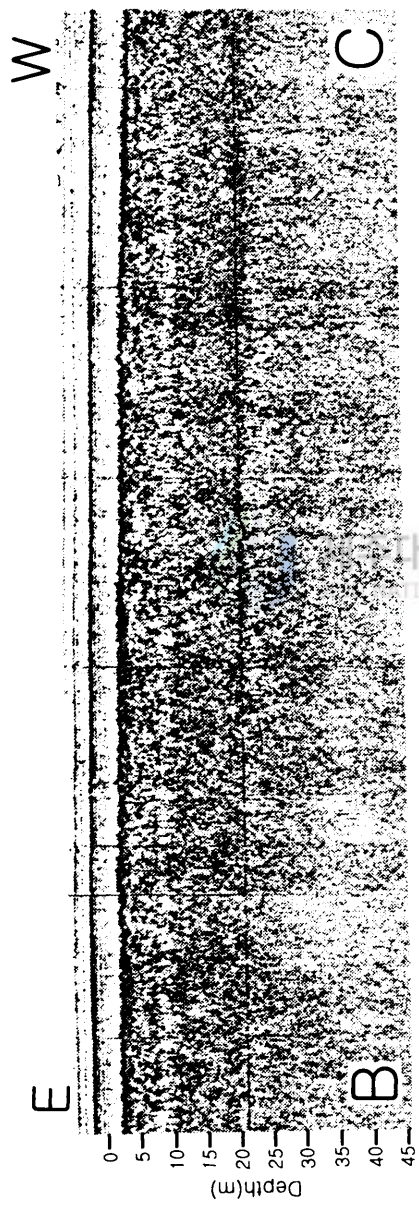


Fig. 12B. Seismic profile and interpretation of Line 7-2 (B-C). For location, see figure 5.

3.8.1. Line 8-1

수심이 1~3m이고 강한 반사파가 보이는 해저면은 서쪽이 수심이 깊다(Fig. 13A). 음향 기저면의 경계면 깊이는 해수면 하 10~24m로 구분되며 경계면이 뚜렷하지 않으며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I의 하부 경계는 해수면 하 10~24m이고 상부 경계는 13~15m로 층 두께가 7~10m로 변화 폭이 없으며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 II의 경계면의 깊이는 해수면 하 하부 경계가 13~15m, 상부 경계 5~7m이다. 두께가 4~5m로 변화 폭이 없는 판상형의 퇴적층이 발달하며 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 5~7m로 반사파가 뚜렷하지 않으며 층의 두께가 4~5m로 판상형을 하며 내부 반사면은 관찰되지 않는다.

3.8.2. Line 8-2



매끈하고 강한 반사파가 나타나는 해저면의 수심은 2~3m이다(Fig. 13B). 음향 기저면의 경계면 깊이가 16~18m로 기복이 거의 없으며 연속성이 불량하여 경계면 구분이 어려우며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I의 경계면은 하부 경계가 16~18m이고 상부 경계가 10~12m이다. 층 두께가 5~6m로 내부 반사면이 거의 인지되지 않는다. 탄성파층 II의 경계면은 하부 경계 10~12m, 상부 경계 6~7m로 두께가 4~5m로 판상형의 퇴적층을 하고 있으며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 6~7m로 반사파가 뚜렷하지 않아 경계면의 구분이 어렵다. 서쪽으로 갈수록 경계면의 깊이가 깊어진다. 층 두께가 4~5m로 판상형 퇴적층을 나타내나 내부 반사면은 인지되지 않는 퇴적층 특성을 보인다.

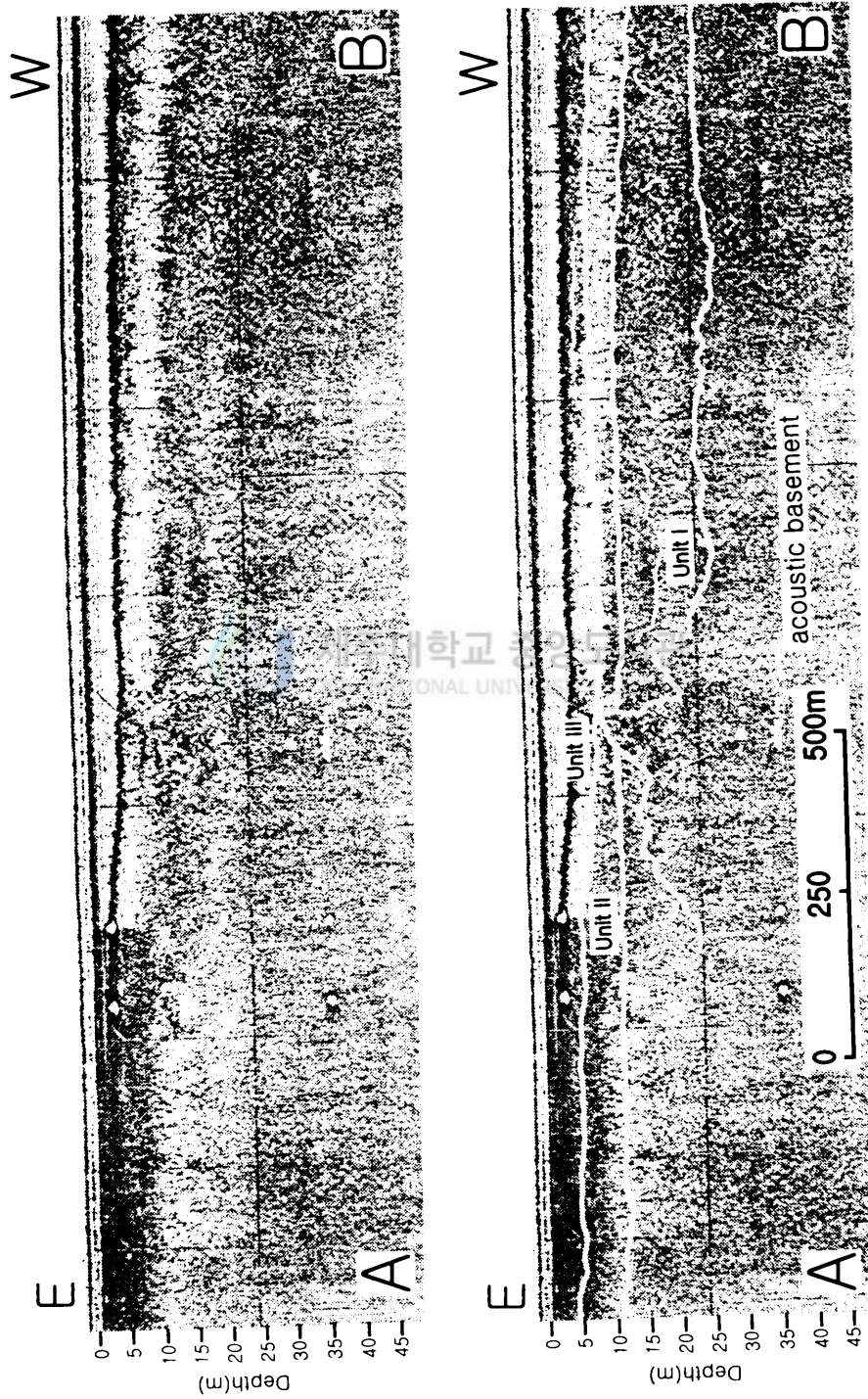


Fig. 13A. Seismic profile and interpretation of Line 8-1 (A-B). For location, see figure 5.

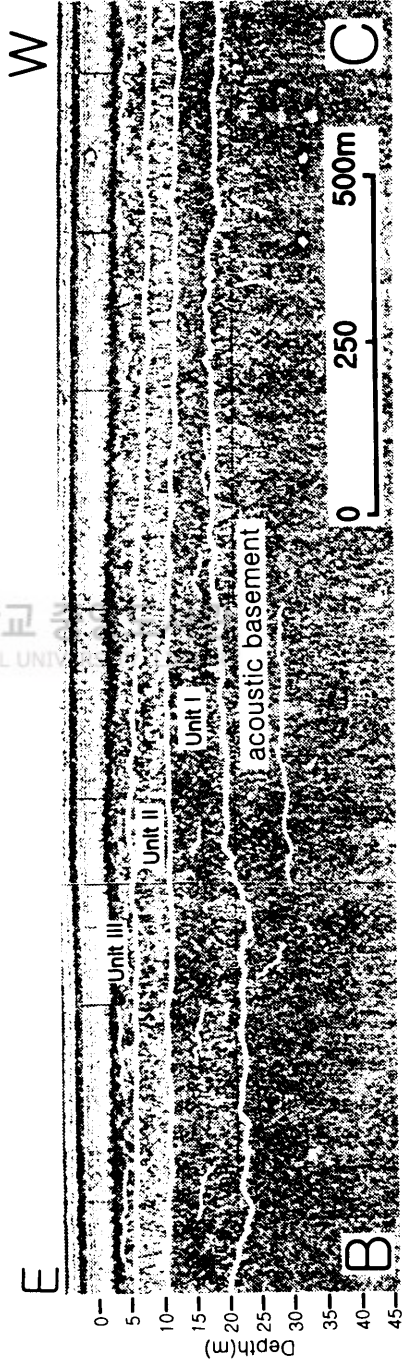


Fig. 13B. Seismic profile and interpretation of Line 8-2 (B-C). For location, see figure 5.

3.9. Line 9

3.9.1. Line 9-1

수심이 7~8m이고 평탄하고 반사파가 확산되어 나타나는 해저면이 관찰된다(Fig. 14A). 음향 기저면의 경계면의 깊이가 해수면 하 17~30m로 연속성 불량하여 경계면이 구분이 어려우며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계면은 해수면 하 17~30m이고 상부 경계는 15~16m이다. 두께가 2~16m로 변화가 심하며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 II의 경계면은 하부 경계가 15~16m, 상부 경계 12~13m로 두께가 3~4m로 판상형 퇴적층을 보이며 국지적으로 평행한 반사 구조가 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 12~13m로 반사파가 뚜렷하지 않아 연속성이 불량하며 층의 두께가 3~4m로 판상형의 퇴적층 특징을 갖으며 내부 반사면은 보이지 않는다.

3.9.2. Line 9-2

해저면이 평탄하고 반사파의 특성이 확산되어 나타나고 수심이 7~8m이다(Fig. 14B). 음향 기저면의 경계면 깊이가 19~26m로 기복이 없으며 반사파가 뚜렷하여 경계면 구분이 명확하다. 그리고 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계면 깊이는 해수면 하 19~26m, 상부 경계는 16~17m이다. 두께가 3~12m로 불규칙한 형태 변화가 관찰되며 평행한 내부 반사면은 국지적으로 인지된다. 탄성파층 II의 하부 경계는 16~17m이고 상부 경계는 10~11m이다. 층 두께가 4~5m로 내부 반사면이 국지적으로 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 10~11m로 반사파가 뚜렷하지 않아 연

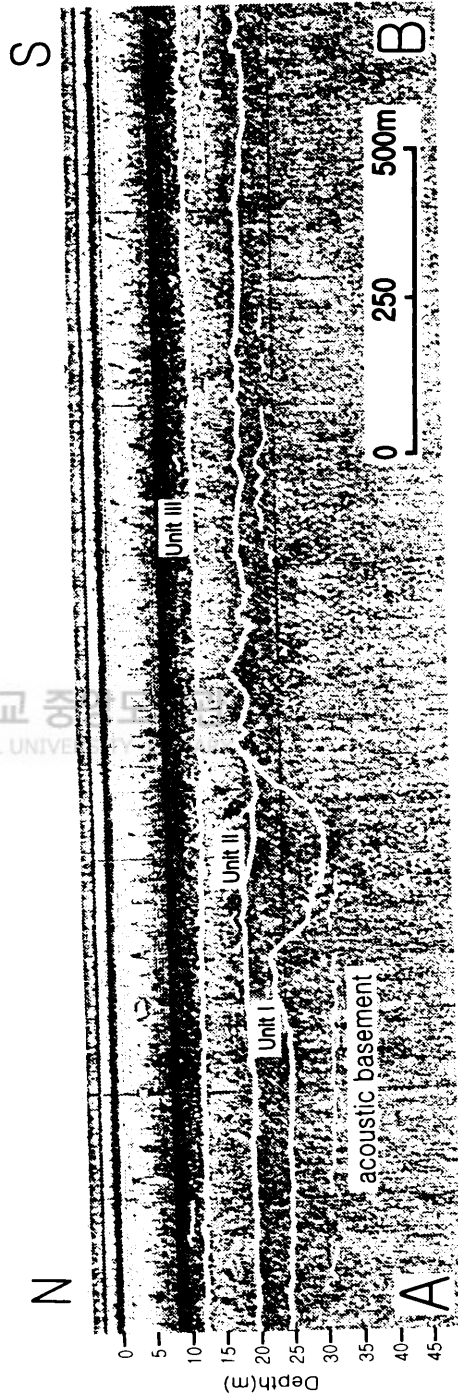
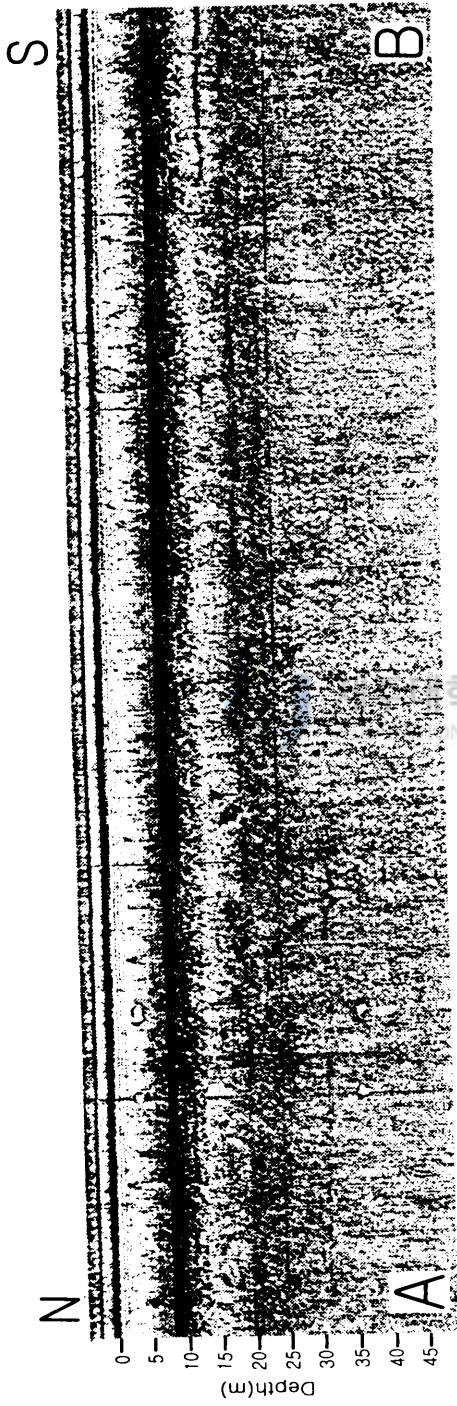


Fig. 14A. Seismic profile and interpretation of Line 9-1 (A-B). For location, see figure 5.

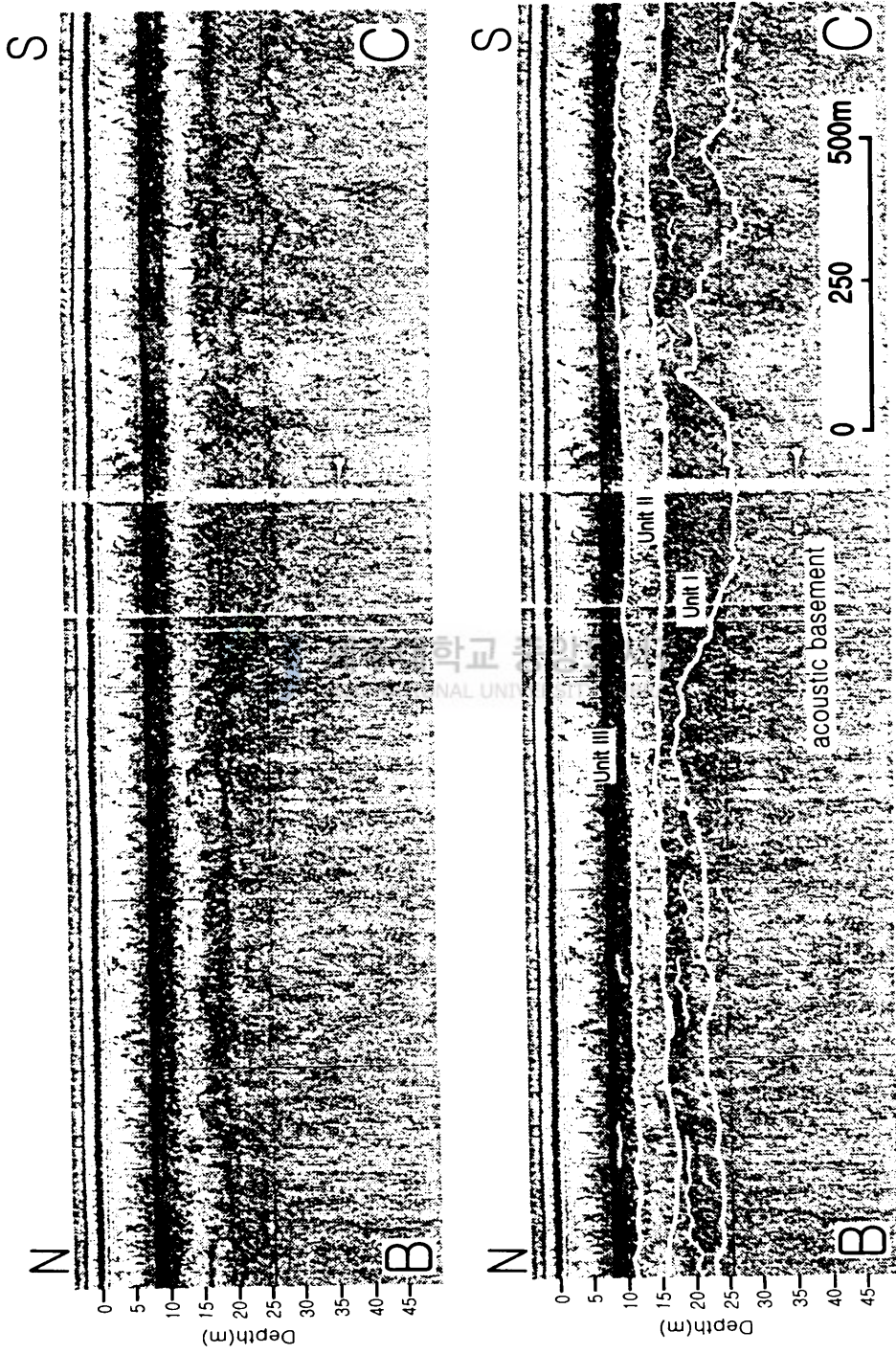


Fig. 14B. Seismic profile and interpretation of Line 9-2(B-C). For location, see figure 5.

속성이 불량하고 층 두께가 3~4m로 판상형을 하며 내부 반사면은 국지적으로 관찰된다.

3.9.3. Line 9-3

수심이 8~9m이고 확산되어 반사파가 나타나고 평탄한 해저면을 하고 있다 (Fig. 14C). 음향 기저면은 해수면 하 경계면의 깊이가 15~25m로 기록이 매우 심한 편이며 연속성이 불량하여 경계면 관찰이 어렵고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계면의 깊이는 15~25m, 상부 경계는 11~12m이다. 두께가 3~15m로 심한 변화 폭을 보이며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 II은 하부 경계는 15~24m, 상부 경계 7~8m로 두께가 5~13m이며 매우 불규칙하며 국지적 평행한 반사면이 보인다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면 깊이가 7~8m로 뚜렷하지 않는 반사파가 관찰되어 경계면의 구분이 어렵다. 층 두께가 3~4m로 일정한 퇴적층을 하고 있으며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다.

3.10. Line 10

3.10.1. Line 10-1

수심이 7~8m되는 이 단면의 해저면 경사는 완만하고 지형 기록이 거의 없으며 뚜렷하고 강한 반사파가 해저표층에서 기록된다(Fig. 15A). 음향 기저면(acoustic basement)의 깊이는 해수면 하 25~37m이며 기록이 다소 관찰되며 동쪽 해안쪽은 비교적 경계면 깊이가 일정하다. 음향 기저면의 상부경계는 다

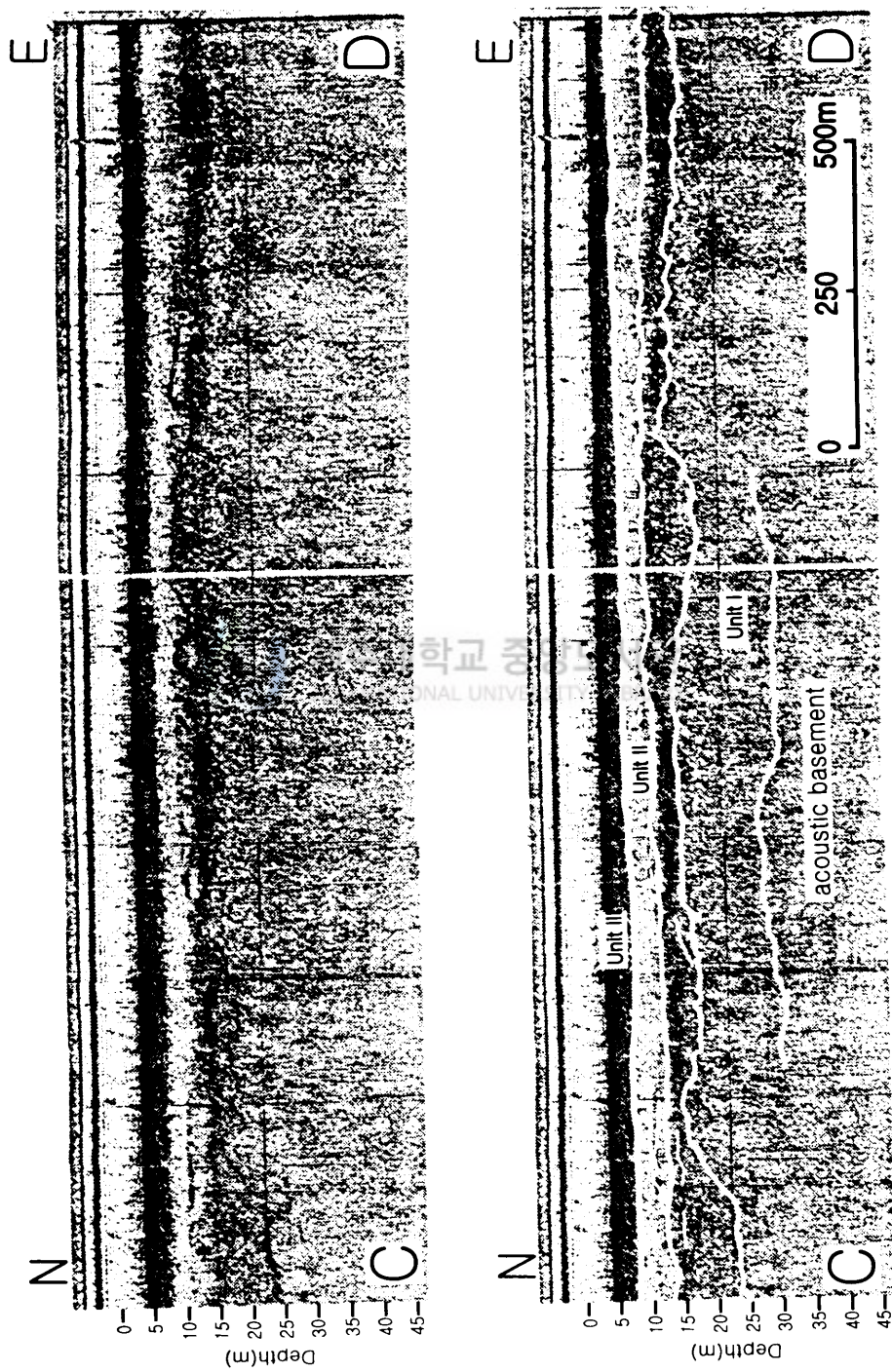


Fig. 14C. Seismic profile and interpretation of Line 9-3(C-D). For location, see figure 5.

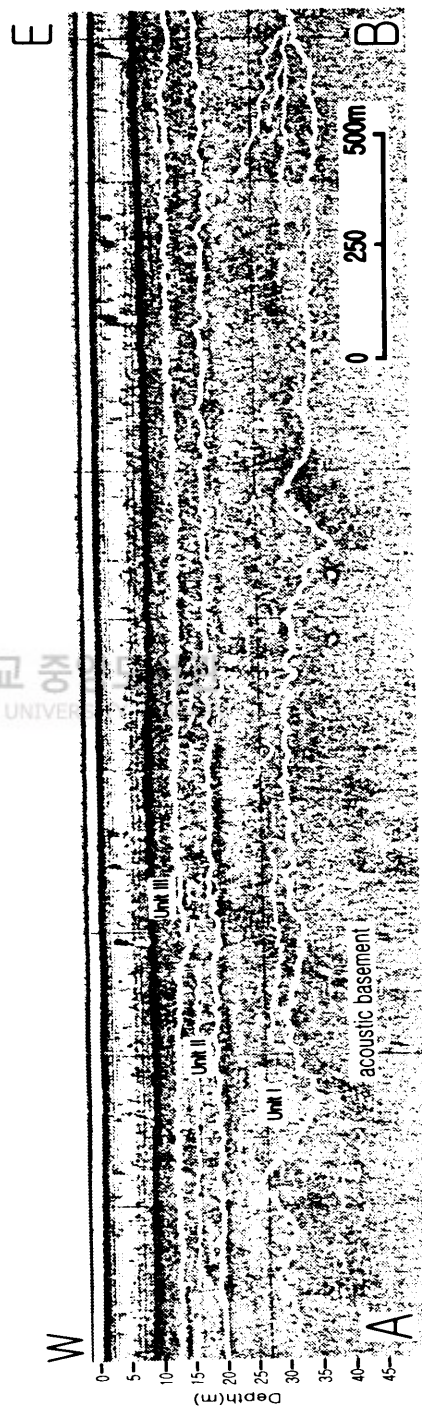
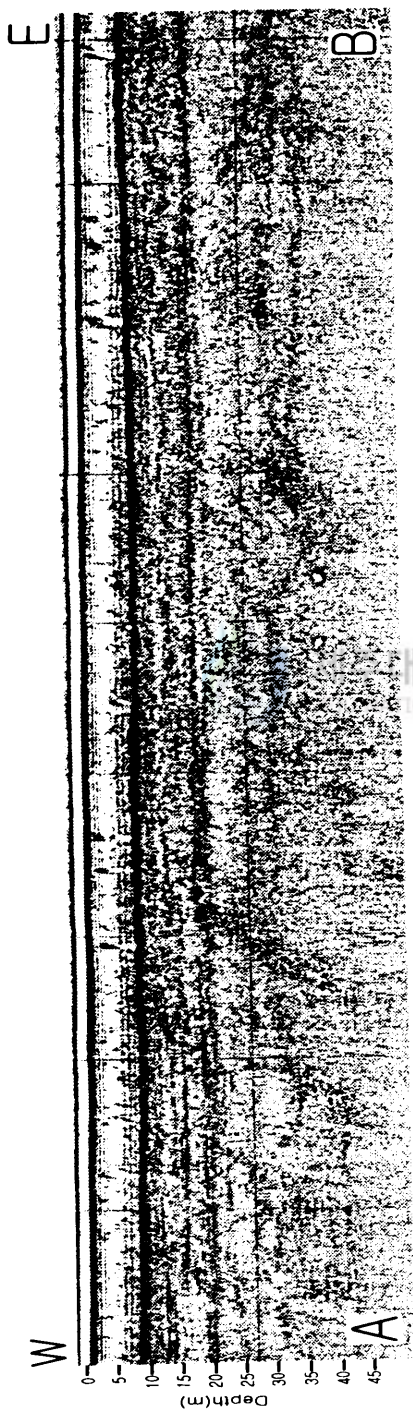


Fig. 15A. Seismic profile and interpretation of Line 10-1 (A-B). For location, see figure 5.

소 확산되어 있으나 측면 연속성이 비교적 양호하다. 단면 중앙부에는 침식의 흔적으로 보이는, 깊이가 7m, 폭이 15m인 골이 관찰되며 음향 기저에서는 뚜렷한 내부 반사파는 거의 관찰되지 않는다. 음향 기저면을 덮고 있는 최하부 탄성파층 I은 상부 경계면의 깊이가 해수면 하 18~20m, 하부 경계는 25~37m 깊이로 나타난다. 8~25m의 심한 두께 차이를 보이며 다소 평행한 내부 반사면이 관찰된다. 탄성파층 I 위에 부정합면으로 놓여 있는 탄성파층 II의 하부 경계면 깊이는 해수면 하 18~20m이고 상부 경계는 13~15m 이다. 이 퇴적층의 두께는 5~7m이고 평행 층리 반사구조(parallel stratification reflection configuration)를 갖고 비교적 일정한 두께의 판상 형태(sheet shape)를 하고 있다. 탄성파층 III(Unit III)은 경계면의 깊이가 해수면 하 13~15m로 경계면의 반사파가 뚜렷하고 아래로 희미하게 확산되어 있다. 두께는 6~8m이며 내부 반사파는 관찰되지 않는다.

3.10.2. Line 10-2

해저 표면은 수심이 6~7m로 평탄한 해저 지형을 보이고 있으며 뚜렷하고 강한 반사파가 나타난다(Fig. 15B). 경계면의 깊이가 해수면 하 21~33m인 음향 기저면은 측면 연속성이 양호하다. 동쪽 연안, 단면의 오른쪽 끝 부분에서는 높이 7~8m의 기저 돌출부가 나타난다. 탄성파층 I은 하부 경계가 해수면 하 21~33m, 상부 경계는 17~18m이다. 6~15m의 두께를 보이며 평행 또는 준 평행한 반사구조(parallel or subparallel reflection configuration)가 인지된다. 탄성파층 II는 하부 경계가 해수면 하 17~18m이고 상부 경계가 12~13m이다. 두께가 7~8m로 대체로 일정하여 판상형의 퇴적층을 보인다. 그리고 내부 반사면을 거의 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 III은 해수면 하 12~13m

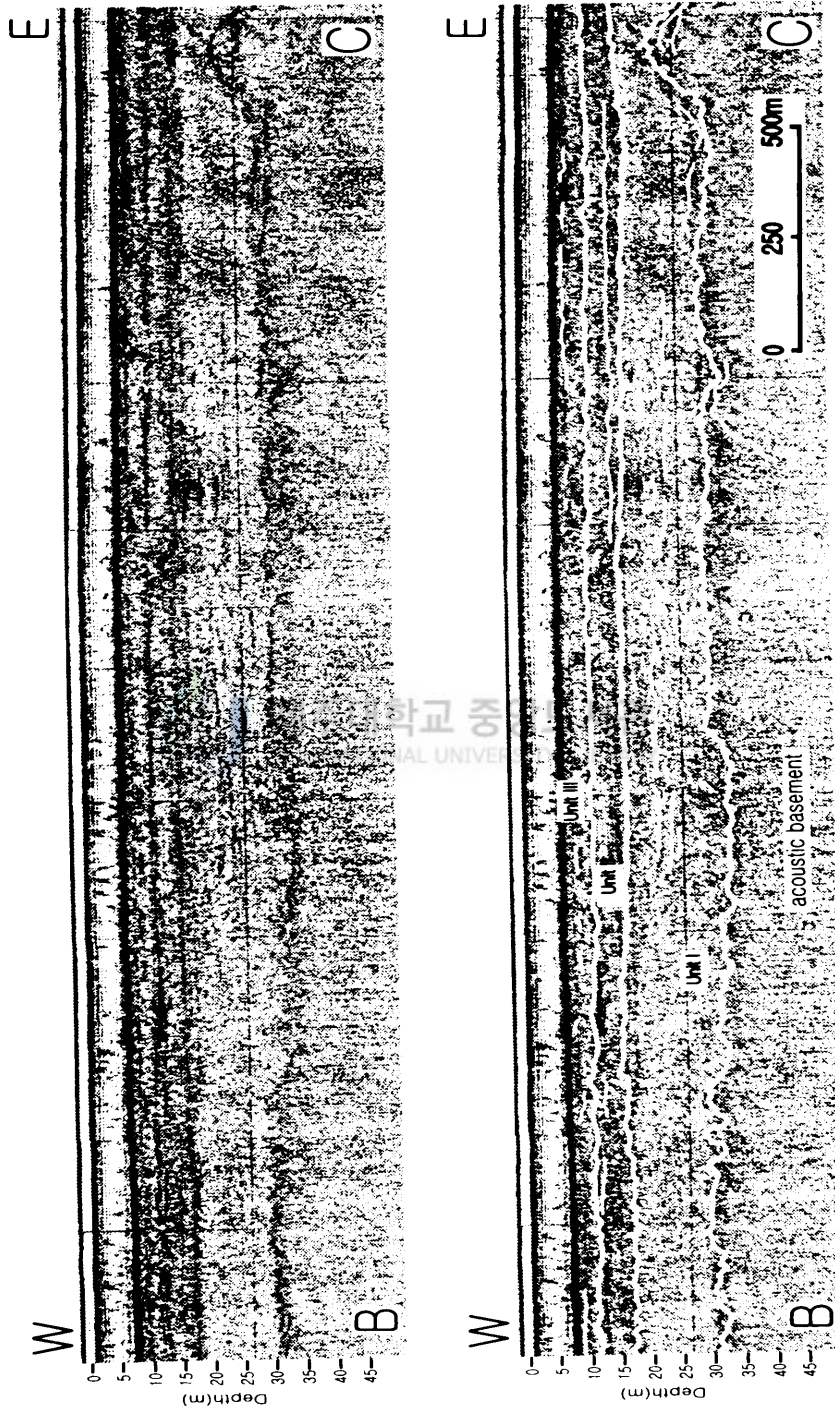


Fig. 15B. Seismic profile and interpretation of Line 10-2(B-C). For location, see figure 5.

로 거의 일정한 깊이를 유지하며 확산의 정도가 비교적 뚜렷한 반사면으로 나타나며 두께가 5~7m이다. 국지적으로 평행한 내부 반사면이 인지되기도 한다.

3.10.3. Line 10-3

수심이 5~6m이고 해저 표면은 평탄한 지형을 보인다(Fig. 15C). 음향 기저면은 해수면 하 12~31m의 깊이를 보이며 불규칙한 침식을 받아 중첩된 반사면을 나타나며 국지적으로 확산되어 있는 것이 관찰된다. 그리고 서쪽은 깊고 동쪽으로 갈수록 음향 기저면의 깊이가 대체로 감소한다. 그리고 뚜렷한 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 I은 하부 경계면이 해수면 하 12~31m이고 상부 경계는 15~17m로 소규모의 기복이 다소 심하다. 퇴적층의 두께는 1~10m로 변화가 크며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 동쪽에는 높이가 6m, 폭이 10m인 수로(channel)가 관찰된다. 탄성파층 II는 하부 경계가 15~17m이고 상부 경계는 12~13m이다. 그리고 중앙부에 높이가 7m, 폭이 약 10m인 수로가 관찰되며 두께는 4~7m로 내부 반사면은 국지적으로 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 12~13m로 경계면의 깊이가 일정하고 측면 연속성이 양호한 확산된 뚜렷한 반사파가 기록되며 두께가 7~8m이고 평행한 내부 반사면이 일부 지역에만 관찰된다.

3.10.4. Line 10-4

이 단면의 해저표면은 수심이 5~6m로 대체로 완만 경사를 가지며 동쪽으로 갈수록 약간 얕아진다(Fig. 15D). 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 15~25m로 경계면이 다소 확산되어 있고 그리 뚜렷하지 않아 서쪽에만 확인되며



Fig. 15C. Seismic profile and interpretation of Line 10-3(C-D). For location, see figure 5.

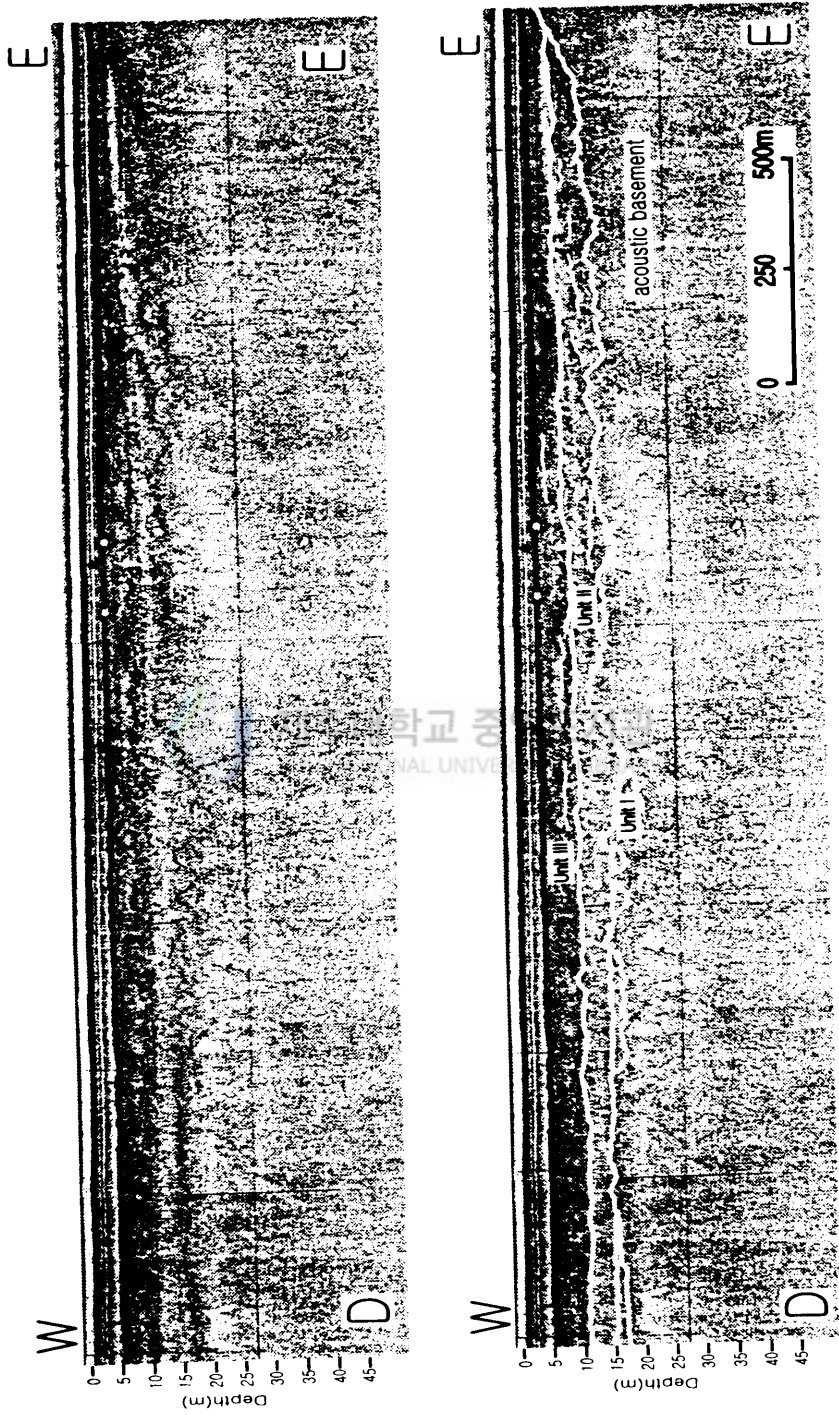


Fig. 15D. Seismic profile and interpretation of Line 10-4(D-E). For location, see figure 5.

울퉁불퉁한 반사면을 갖는다. 단면의 중앙부의 음향 기저면은 탄성파층 I에 피복되어 있다. 탄성파층 I은 하부 경계면 깊이가 해수면 하 15~20m, 상부 경계면이 14~15m이고 2~3m의 두께를 가지고 있으며 내부 반사면은 찾아볼 수 없다. 탄성파층 II는 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 8~18m이고 상부 경계는 9~11m이다. 두께가 3~10m로 내부 반사면을 찾아볼 수 없는 퇴적층을 하고 있다. 탄성파층 III은 해수면 하 경계면의 깊이가 9~11m이며 확산되고 두께가 7~8m로 뚜렷한 내부 반사면은 확인되지 않는다.

3.11. Line 11

3.11.1. Line 11-1

수심이 7~8m이고 해저면은 경사가 완만하고 뚜렷하고 강한 반사파가 기록된다(Fig. 16A). 음향 기저면의 깊이는 해수면 하 33~37m로 높이 15m 내외의 불규칙한 굴곡을 보인다. 음향 기저면은 확산되어 있으며 연속성이 불량하여 동쪽 지역은 반사경계면이 나타나지 않고 있다. 그리고 퇴적층의 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 I은 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 33~37m, 상부 경계는 21~31m로 굴곡이 심하다. 3~7m의 두께를 보이며 내부 반사면은 뚜렷하게 관찰되지 않는다. 탄성파층 II의 하부 경계는 해수면 하 21~31m이고 상부 경계는 12~13m이다. 두께가 12~21m로 연안쪽으로 갈수록 점차 감소하는 퇴적층 특징을 보인다. 중앙부에는 다운랩을 보이는 고수로 채움(paleo-channel fill) 반사구조가 보인다. 그리고 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 12~13m로 일정한 연속성을 유지하면서 동쪽 지역은 뚜렷하고 두께가 4~6m이며 평행한 내부 반사면이 다소 관찰된다.



Fig. 16A. Seismic profile and interpretation of Line 11-1 (A-B). For location, see figure 5.

3.11.2. Line 11-2

중앙 부분이 다소 높은 해저표면을 하고 있으며 수심은 5~6m이다(Fig. 16B). 음향 기저면의 경계면은 해수면 하 27~37m로 변화가 심하며 경계면이 뚜렷하지 않아 서쪽 지역은 경계면이 관찰되지 않는다. 단면 중앙부에는 깊이가 약 8m인 계곡이 보이며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I은 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 27~37m, 상부 경계는 18~31m이다. 5~15m의 두께를 보여 변화가 매우 다양하고 동쪽지역에는 불규칙한 반사구조가 미약하게 나타난다. 탄성파층 II는 하부 경계면의 깊이는 해수면 하 18~31m이고 상부 경계는 10~11m로 변화가 거의 없다. 두께가 8~19m로 연안쪽으로 갈수록 점차 감소하는 경향을 보이며 서쪽 지역에서 불규칙한 내부 반사구조가 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 10~11m로 측면연속성이 불량하며 4~6m의 두께를 가진다. 평행한 내부 반사면이 동쪽에 관찰되며 나머지 지역은 뚜렷한 반사면을 보인다.

3.11.3. Line 11-3

수심이 4~5m이고 동쪽 부분이 서쪽 보다 다소 높아 보이는 해저면을 갖는다(Fig. 16C). 음향 기저면은 해수면 하 깊이가 20~28m로 비교적 측면 연속성이 양호한 경계면을 갖는다. 그리고 기복이 매우 불규칙하며 국지적으로 평행 반사구조가 내부에 관찰되고 있다. 탄성파층 I의 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 20~28m, 상부 경계는 13~23m로 굴곡이 심하다. 3~15m의 두께를 보이며 평행한 내부 반사면이 국지적으로 인지된다. 탄성파층 II는 하부 경계

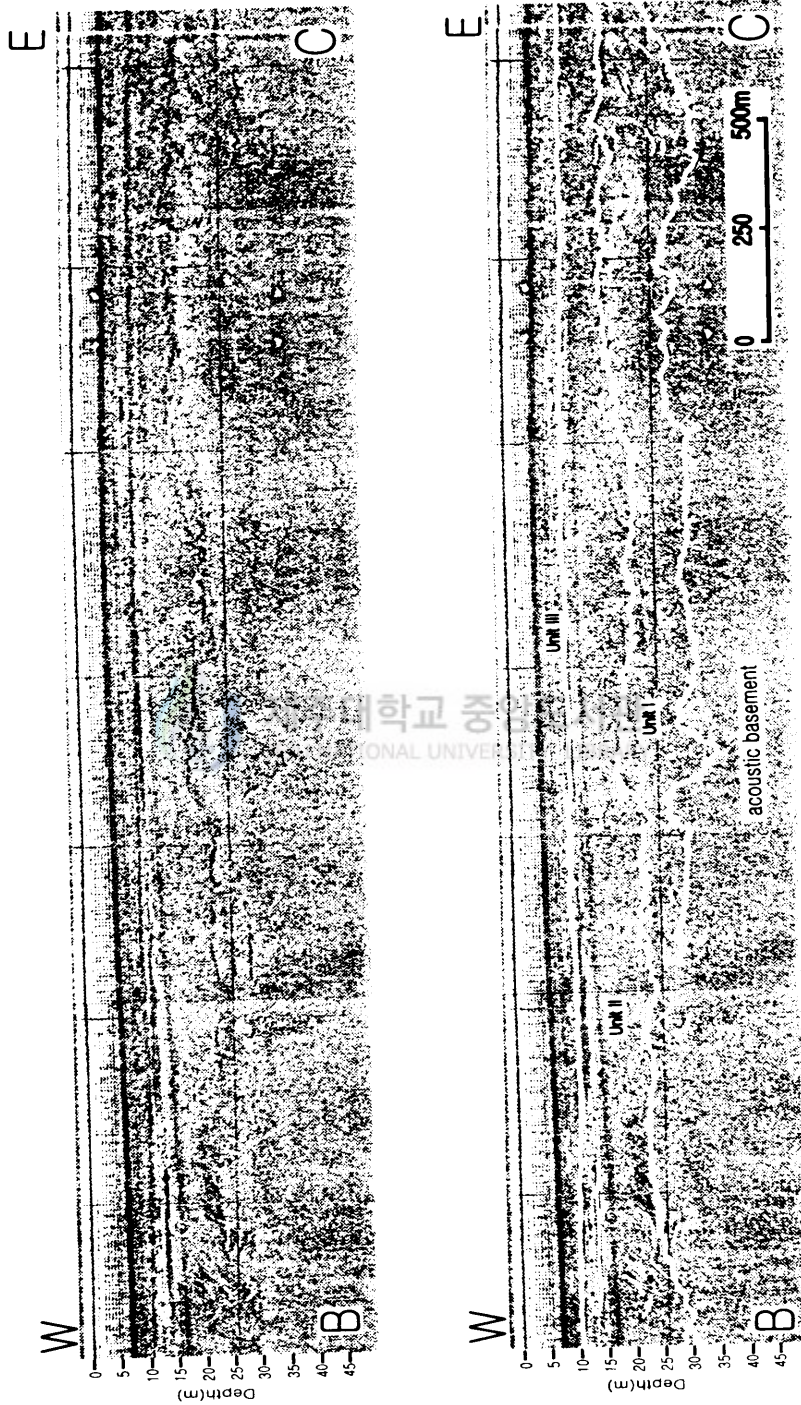


Fig. 16B. Seismic profile and interpretation of Line 11-2(B-C). For location, see figure 5.



Fig. 16C. Seismic profile and interpretation of Line 11-3(C-D). For location, see figure 5.

의 깊이가 해수면 하 13~23m, 상부 경계는 9~10m로 두께가 5~14m이고 서쪽에는 깊이가 8m인 수로(channel)가 관찰된다. 뚜렷한 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 9~10m로 불량한 측면 연속성을 갖으며 층의 두께가 5~6m로 중앙에서 동쪽지역에는 평행 또는 준 평행한 내부 반사 구조를 갖는 반사면이 다소 나타나고 있다.

3.12. Line 12

3.12.1. Line 12-1

해저면은 수심이 5~6m이고 연안으로 갈수록 수심이 얕아지고 매끈하며 기록이 없는 뚜렷한 반사파가 해저면에서 기록된다(Fig. 17A). 음향 기저면의 경계면 깊이는 해수면 하 34~39m에 나타나는데 매우 불규칙한 굴곡을 보이며 다소 확산되어 있는 경계면이 서쪽에만 일부 나타나고 나머지 부분은 경계면이 인지되지 않고 있다. 그리고 뚜렷한 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I의 하부 경계면의 깊이는 해수면 하 34~39m, 상부 경계는 16~32m이다. 두께는 3~16m로 변화 폭이 매우 심하고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 II는 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 11~32m, 상부 경계는 11~12m이고 층의 서쪽 하부 경계면의 굴곡이 다소 심하여 지역에서 약 10m 깊이의 계곡이 관찰된다. 4~20m의 두께를 가지며 동쪽으로 갈수록 점차 얕아지는 썩기형의 퇴적층이 발달하고 있다. 그리고 내부 반사면은 뚜렷하게 인지되지 않는다. 탄성파층 III은 깊이가 해수면 하 11~12m로 경계면에서는 강한 반사파가 기록되며 두께가 5~7m이고 내부 반사면은 기록되지 않는 퇴적층 특징을 하고 있다.

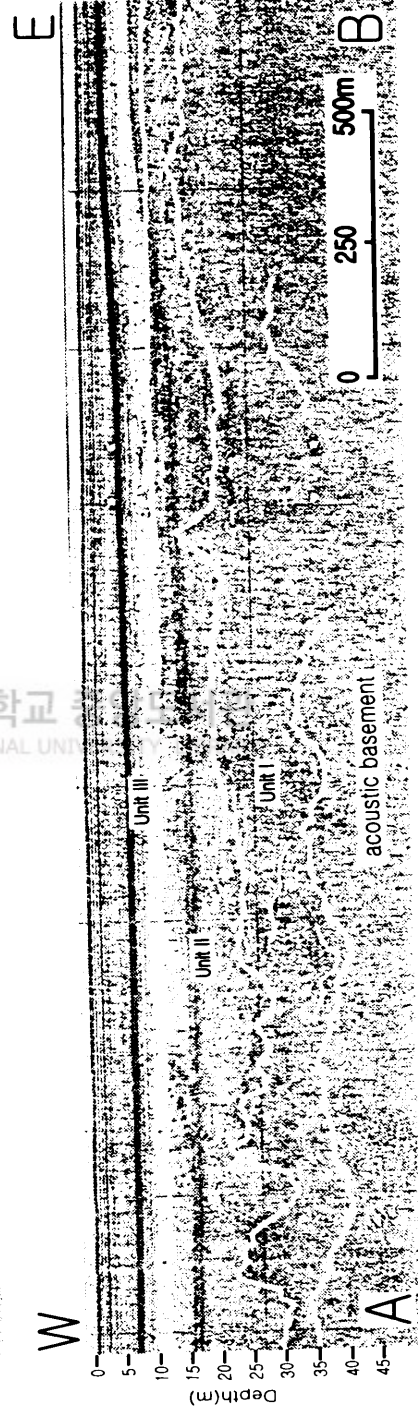
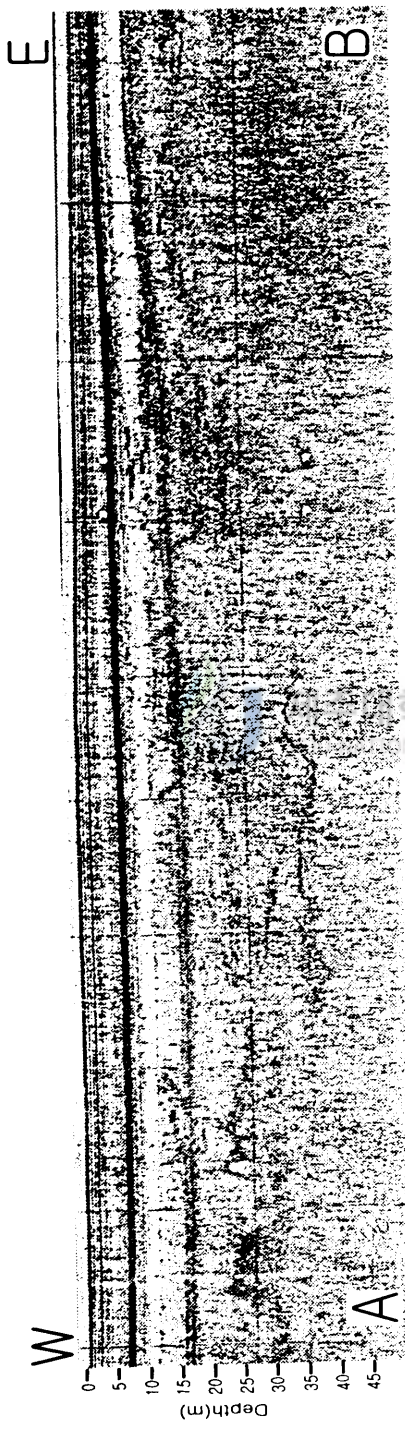


Fig. 17A. Seismic profile and interpretation of Line 12-1 (A-B). For location, see figure 5.

3.12.2. Line 12-2

수심이 4~5m로 중앙부가 다른 곳에 비해 얇은 해저면을 보이고 있으며 뚜렷한 반사면이 기록된다(Fig. 17B). 음향 기저면의 깊이는 해수면 하 13~32m로 확산되어 있고 탄성파층 I 과의 경계면은 중앙부를 제외하고는 뚜렷하게 구분되지 않고 있다. 단면의 중앙부에서는 음향 기저면이 탄성파층 II에 의해 직접 피복 되어 있다. 그리고 내부 반사면은 나타나지 않는다. 탄성파층 I 은 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 22~32m, 상부 경계는 17~21m로 기록이 다소 보인다. 두께가 3~10m로 변화가 심한 편이고 내부 반사면은 인지되지 않고 있다. 탄성파층 II의 하부 경계면의 깊이는 해수면 하 17~21m, 상부 경계면은 10~11m 이다. 두께는 5~15m로 동쪽으로 갈수록 점차 두꺼워 지며 뚜렷한 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 10~11m로 확산된 경계면 반사파가 나타난다. 5~6m의 두께를 보이며 내부에서는 뚜렷한 반사면이 없는 퇴적층의 특성을 갖는다.

3.12.3. Line 12-3

수심이 2~4m로 동쪽이 얇고 매끈한 해저 지형을 보이는 단면이다(Fig. 17C). 음향 기저면은 해수면 하 22~32m 깊이에서 나타나는데, 확산되어 굴곡이 심하고 경계면이 뚜렷하지 않아 동쪽지역에만 구분되며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I 의 하부 경계면의 깊이가 22~32m이고 상부 경계는 15~25m로 동쪽 지역은 음향 기저면에 단절된 형태를 보이고 있다. 탄성파층 I 은 두께가 3~10m로 매우 불규칙하고 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 II의 하부 경계면 깊이는 해수면 하 15~25m이고 상부 경계면은 11~12m이다. 두께는 3~15m로 변화가 심하고 연안쪽으로 갈수록 점차 얇아지

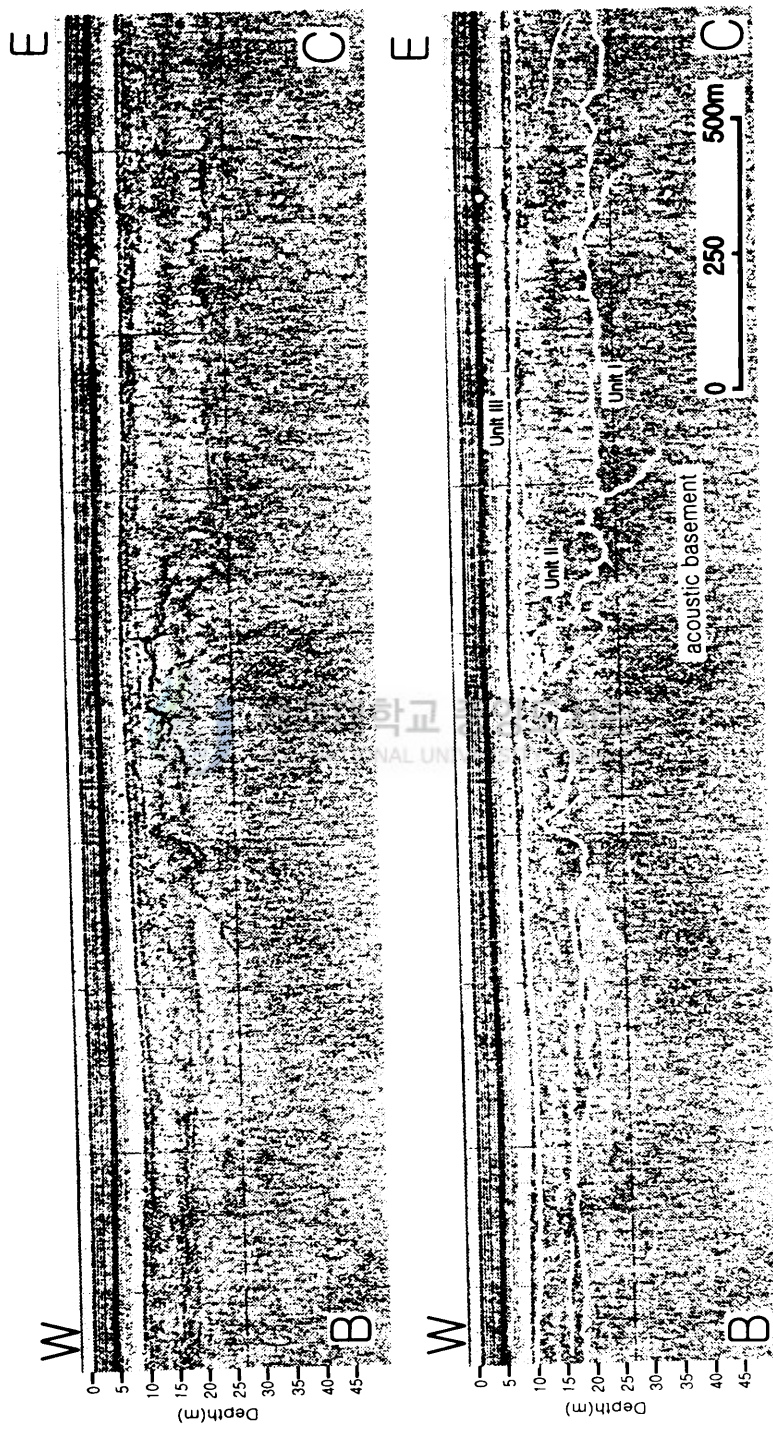


Fig. 17B. Seismic profile and interpretation of Line 12-2(B-C). For location, see figure 5.

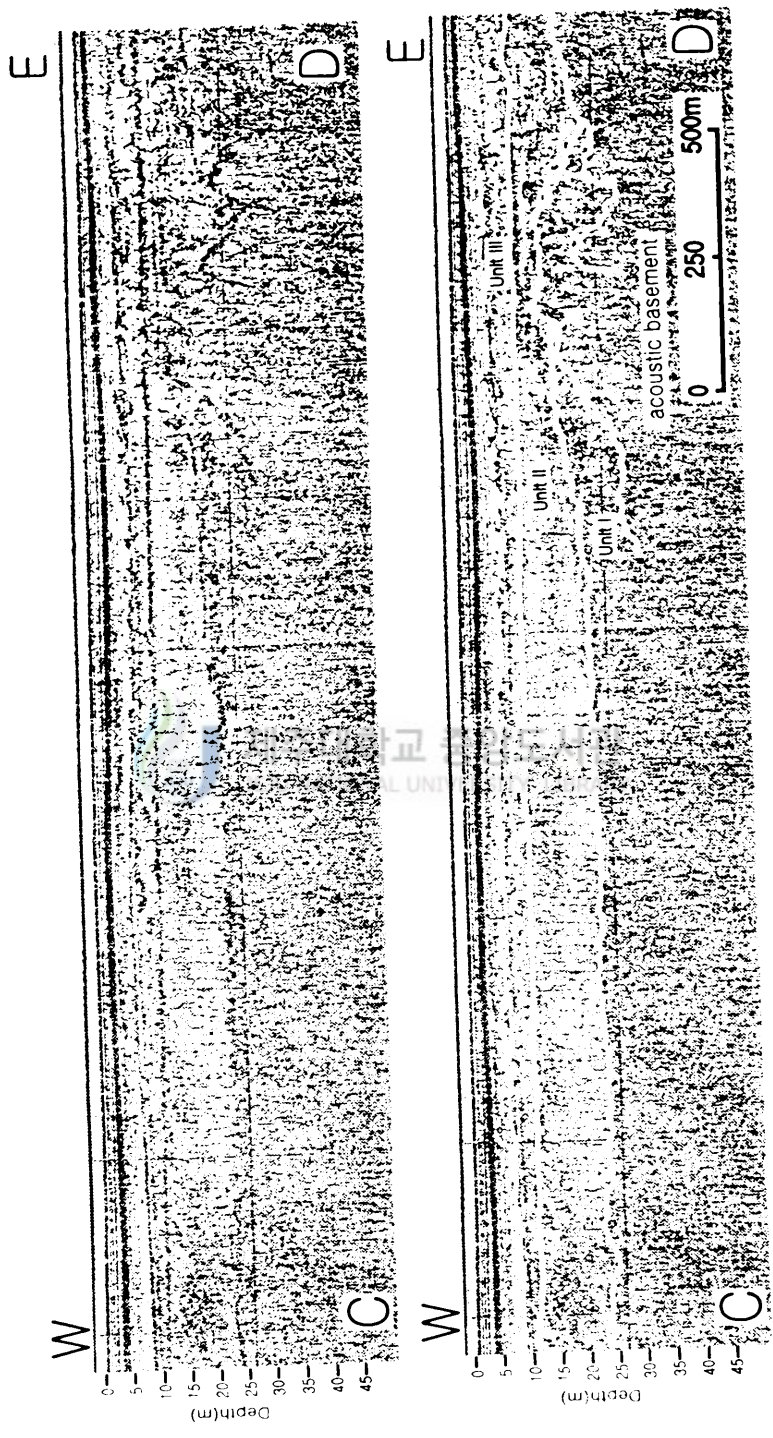


Fig. 17C. Seismic profile and interpretation of Line 12-3(C-D). For location, see figure 5.

는 썸기형(wedge shape)의 퇴적층을 하고 있으며 내부 반사면이 발달되지 않은 특징을 보인다. 탄성파층 III은 해수면 하 11~12m로 경계면의 굴곡이 없고 대체로 뚜렷하며 7~10m 두께를 보인다. 그리고 탄성파층 III은 평행 층리 반사구조가 뚜렷하게 보인다.

3.12.4. Line 12-4

수심이 0~2m이고 경사가 비교적 완만하고 평탄하고 뚜렷한 반사파를 갖는 해저면을 보이고 있다(Fig. 17D). 음향 기저면의 깊이는 해수면 하 15~24m로 경계면이 뚜렷하지 않고 측면 연속성이 불량해서 서쪽 일부에서만 관찰된다. 탄성파층 I의 하부 경계면은 17~24m, 상부 경계는 5~17m로 매우 불규칙하며, 동쪽에서는 탄성파층 I이 나타나지 않고 탄성파층 II에 의해 피복되어 있다. 탄성파층 I은 음향 기저면에 단절되어 서쪽에만 나타나며 3~8m로 다양한 두께를 가지며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 II의 하부 경계면의 깊이는 해수면 하 5~17m이고 상부 경계면은 6~9m이다. 층의 두께는 3~11m로 변화가 다양하며 동쪽으로 갈수록 점차 얇아지는 썸기형을 보이며 탄성파층 III에 피복되어 있다. 그리고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 6~9m로 경계면의 굴곡이 없으며 평행하고 뚜렷한 반사파를 갖고 6~9m의 두께를 보이며 내부 반사면은 관찰되지 않고 있다.

3.13. Line 13

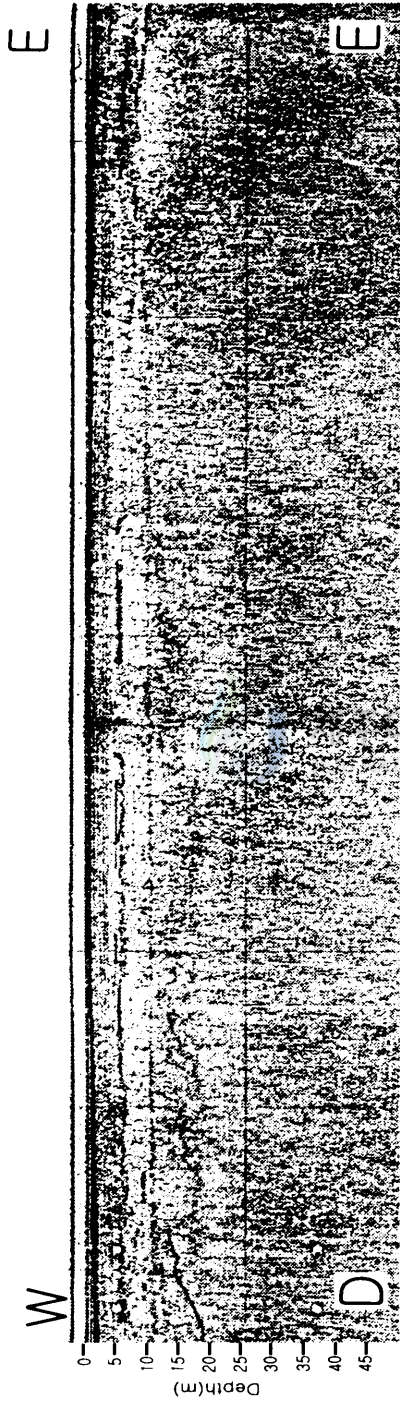


Fig. 17D. Seismic profile and interpretation of Line 12-4 (D-E). For location, see figure 5.

3.13.1. Line 13-1

해저면은 수심이 4~8m이고 뚜렷한 반사파를 갖는데, 단면 서쪽에는 폭 500m, 깊이 3~5m의 수로가 형성되어 있다(Fig. 18A). 그리고 중앙부에는 규칙적인 파형의 모래파(sandwave)가 관찰된다. 음향 기저면의 경계면은 해수면 하 18~25m로 다소 확산되어 보이며 연속성이 불량하여 중앙부에만 경계면이 나타나며 굴곡이 매우 심하다. 그리고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I 은 하부 경계면의 깊이가 해수면 하 18~25m, 상부 경계는 6~23m로 내부 반사면은 일부 동쪽에만 미약하게 관찰된다. 층의 두께는 3~9m로 변화 폭이 심하다. 탄성파층 II 하부 경계면의 깊이는 해수면 하 6~23m, 상부 경계는 8~12m이다. 층의 두께는 0~15m로 다양하며 불규칙한 경계면과 국지적으로 평행하게 보이는 내부 반사면이 보인다. 동쪽에는 깊이가 10m, 폭이 80m인 수로가 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 8~12m로 비교적 뚜렷한 경계면을 가지며 두께는 4~8m로 평행 층리 특성을 갖는 내부 반사면이 동쪽에 기록된다.

3.13.2. Line 13-2

해저면은 동쪽으로 갈수록 얕아지며, 뚜렷한 반사파를 갖는다(Fig. 18B). 해저면의 수심은 1~4m이고 단면 중앙부에는 국지적으로 모래파가 관찰된다. 음향 기저면의 경계면은 해수면 하 20~25m로 측면 연속성이 불량하고 기복이 심하며 일부 동쪽에만 나타나며 내부 반사면도 거의 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I 의 하부 경계는 해수면 하 20~25m, 상부 경계는 14~23m로 층은 동쪽에만 관찰된다. 퇴적층의 두께는 3~8m로 다양한 변화를 갖으며 내부 반사면은 인지되지 않고 있다. 탄성파층 II는 하부 경계면 깊이가 해수면 하 14~

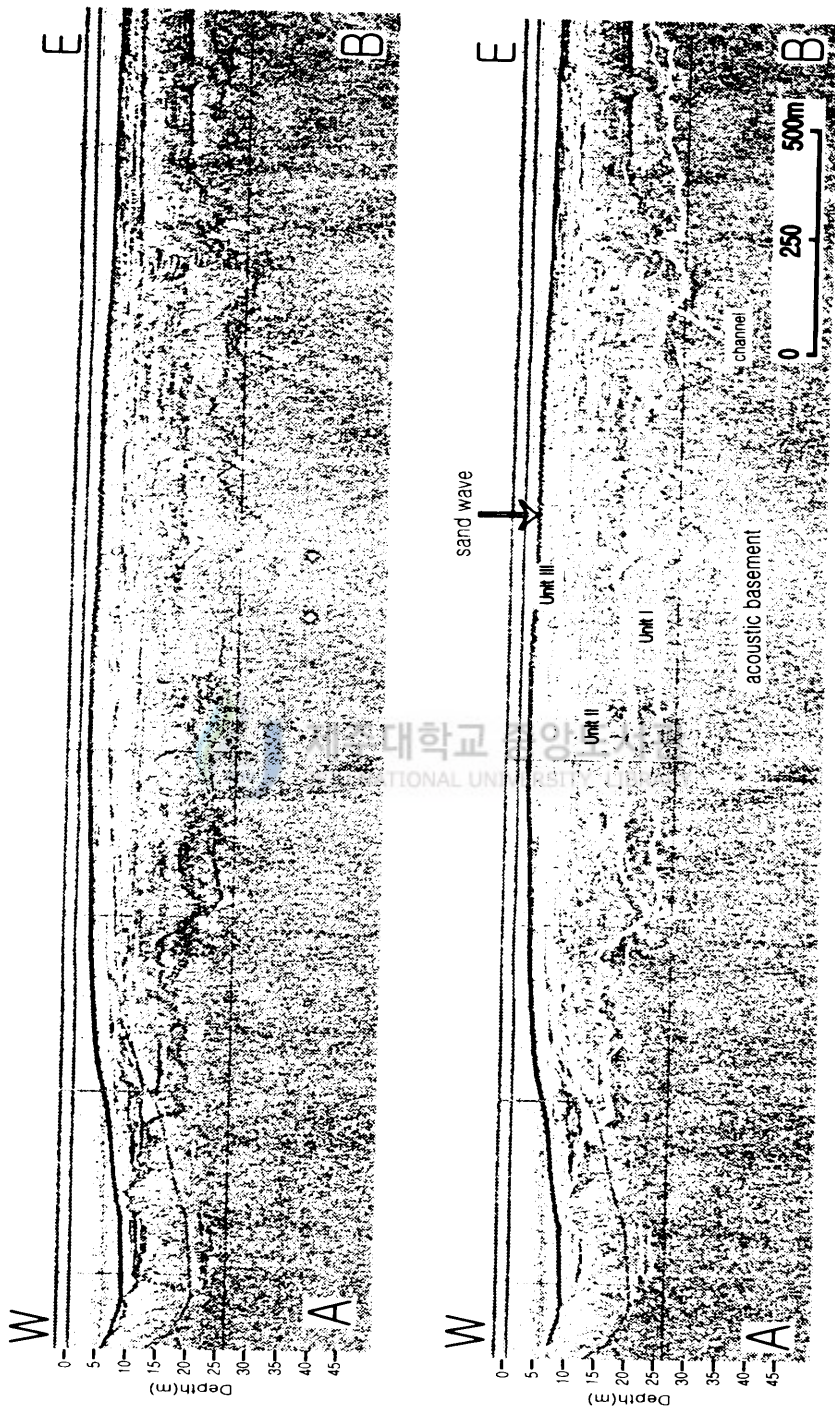


Fig. 18A. Seismic profile and interpretation of Line 13-1 (A-B). For location, see figure 5.

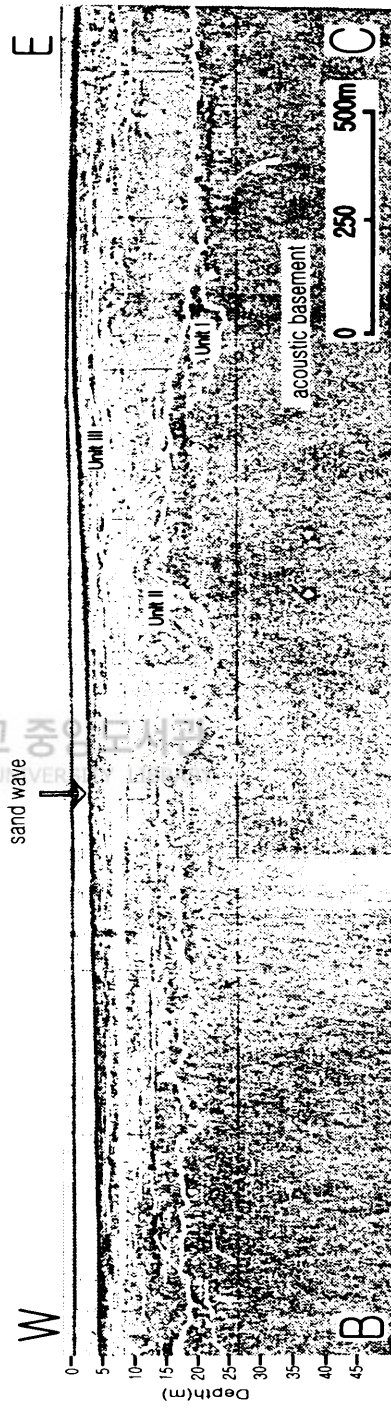


Fig. 18B. Seismic profile and interpretation of Line 13-2(B-C). For location, see figure 5.

23m, 상부 경계는 6~9m이다. 층 두께는 6~17m로 굴곡이 심한 편이고 중앙부가 다른 곳에 비해 두꺼우며 평행한 내부 반사면은 일부 지역에 다소 보이며 중앙부에는 다운랩 반사구조가 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 6~8m로 일정하며 경계면이 확산되어 보이는 강한 반사파를 갖는데 두께가 2~7m로 변화가 심하며 평행한 내부 반사면이 나타난다.

3.14. Line 14

3.14.1. Line 14-1

해저면은 강한 반사파를 보이며 대체로 평탄하고 완만한 지형을 하고 있다 (Fig. 19A). 단면의 중앙부에 모래파(sandwave)가 관찰된다. 그리고 수심은 1~2m로 얇다. 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 20~38m로 측면 연속성이 불량하여 중앙지역에는 경계면이 구분되지 않으며 내부 반사면도 기록되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계는 해수면 하 20~38m, 상부 경계는 11~18m이다. 두께는 5~25m로 동쪽지역이 더 두껍고 서쪽으로 갈수록 점차 작아지며 내부 반사면은 국지적으로 관찰된다. 탄성파층 II의 하부 경계는 해수면 하 11~18m이고 상부 경계는 7~8m이다. 두께는 5~10m로 중앙부분이 두껍고 양쪽으로 갈수록 얇아지는 퇴적층의 특성을 하고 있으며 평행한 내부 반사면이 인지된다. 탄성파층 III은 해수면 하 7~8m로 강한 반사파를 갖고 비교적 굴곡이 없는 지형 형태를 하고 있으며 2~4m의 두께를 보이며 평행한 내부 반사 구조가 관찰된다.

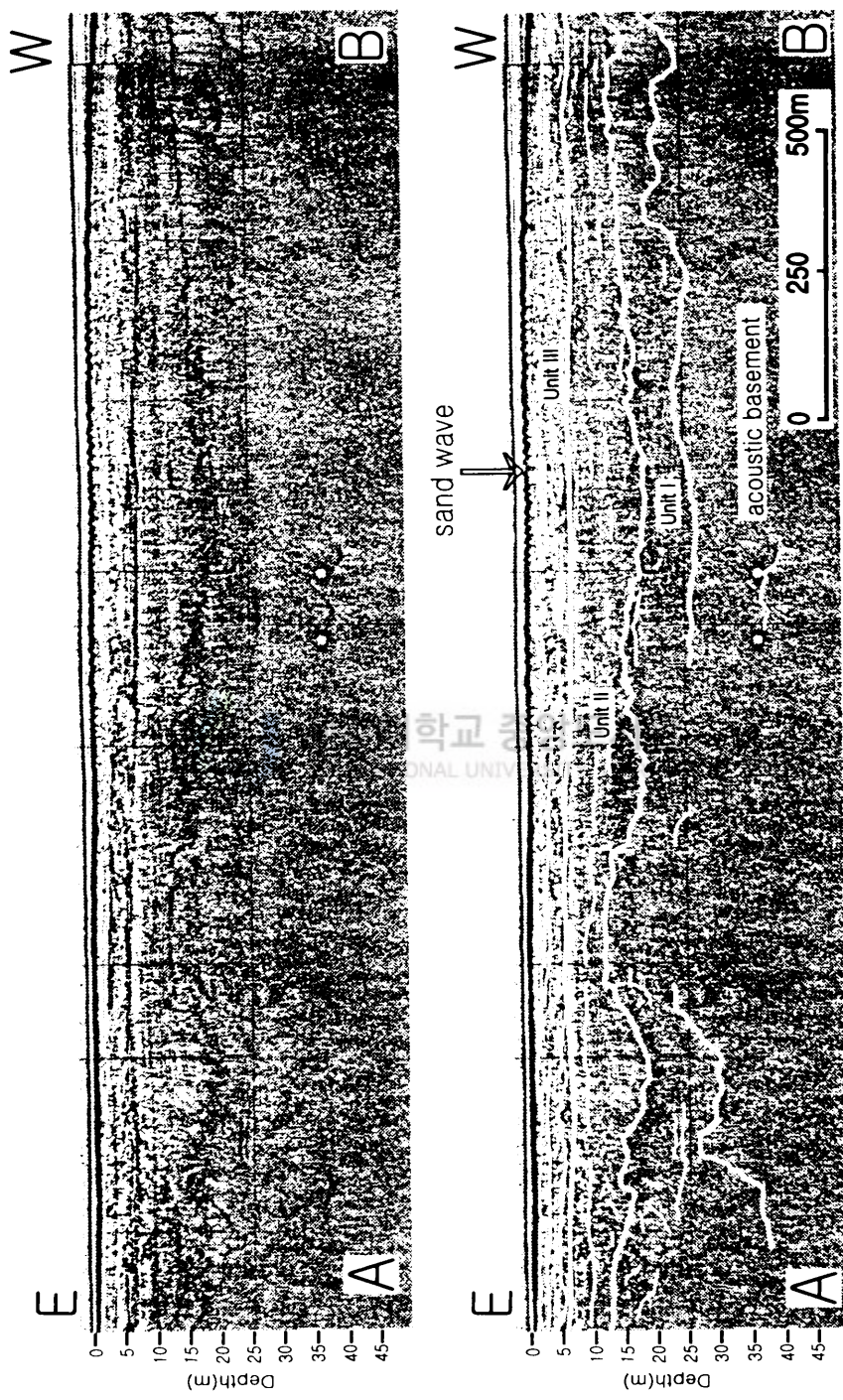


Fig. 19A. Seismic profile and interpretation of Line 14-1 (A-B). For location, see figure 5.

3.14.2. Line 14-2

매끈하고 뚜렷한 반사파가 관찰되고 수심이 1~4m로 서쪽으로 갈수록 깊어지는 해저면을 보이는 이 단면(Fig. 19B)은 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 19~36m로 다소 확산되고 측면 연속성이 비교적 양호하며 깊이의 변화가 매우 심하다. 그리고 강하고 뚜렷한 반사파가 기록되며 내부 반사면도 동쪽에만 소수 나타난다. 탄성파층 I의 하부 경계는 해수면 하 깊이가 19~36m이고 상부 경계는 12~17m이다. 퇴적층의 두께는 7~25m로 서쪽지역의 층 두께 변화가 매우 불규칙하고 동쪽으로 갈수록 점차 얇아지며 평행한 내부 반사면은 다소 뚜렷하게 보인다. 탄성파층 II의 하부 경계는 해수면 하 12~17m, 상부 경계는 7~8m이다. 두께는 4~10m로 중앙부분에 심한 굴곡을 갖는다. 다소 평행한 내부 반사면이 다소 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 7~8m로 뚜렷한 반사파가 기록되며 연속성 양호한 이 층의 두께는 1~5m로 중앙부가 양쪽에 비해 얇은 퇴적층을 하고 있으며 평행한 내부 반사면이 비교적 뚜렷하게 관찰되는 퇴적층 특성을 보인다.

3.14.3. Line 14-3

이 단면의 해저면은 수심이 4~7m로 중앙부분이 깊어지는 지형을 보이며 뚜렷한 반사파를 갖는 매끈한 표면을 하고 있다(Fig. 19C). 음향 기저의 깊이가 해수면 하 20~26m로 연속성이 불량하여 경계면이 뚜렷하지 않아 중앙부에만 나타나며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 I의 경계면 깊이는 해수면 하 하부 경계가 20~26m, 상부 경계는 10~19m이다. 두께는 5~15m로 변화의 폭이 크며 굴곡이 매우 심한 편이다. 평행한 내부 반사면은 동쪽지역에 소수 보인다. 탄성파층 II의 해수면 하 경계면 깊이는 하부 경계가 10~

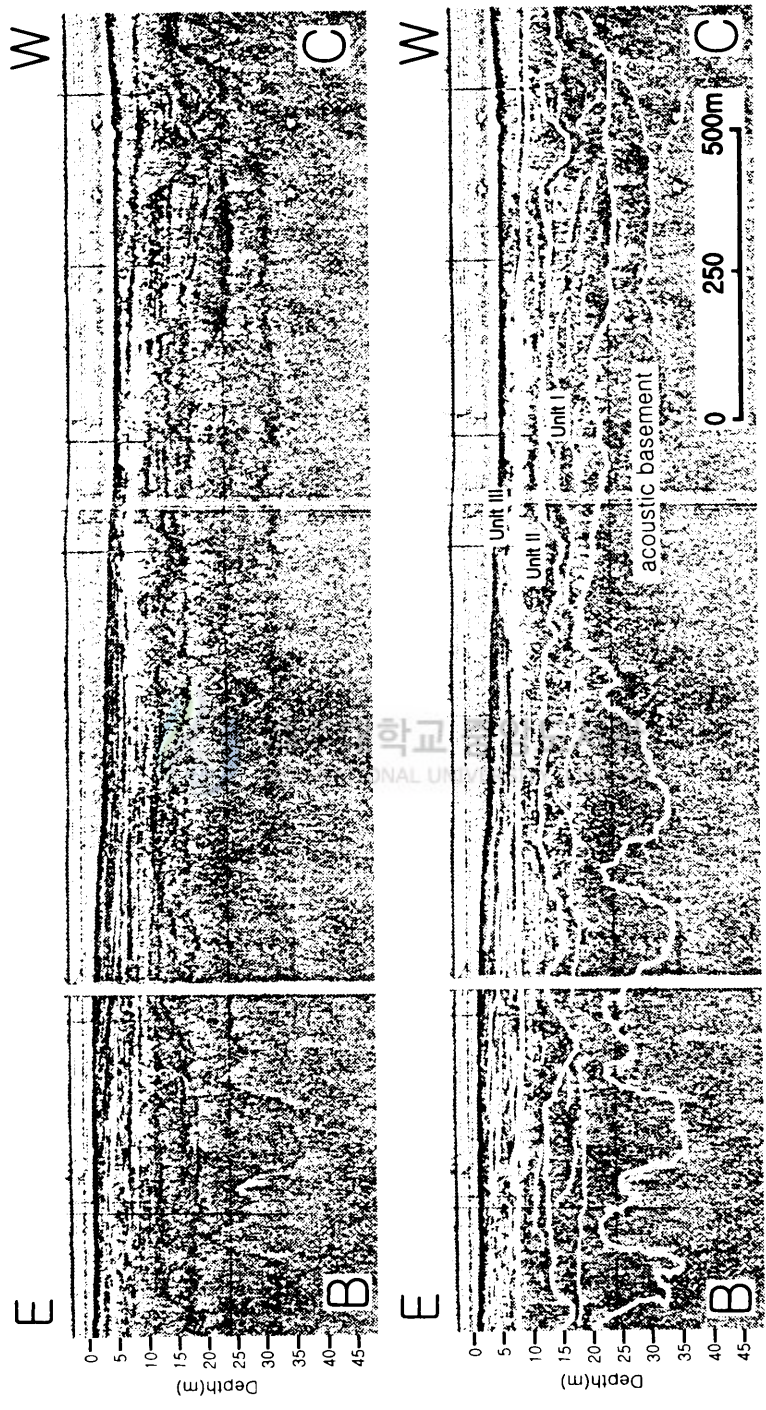


Fig. 19B. Seismic profile and interpretation of Line 14-2(B-C). For location, see figure 5.

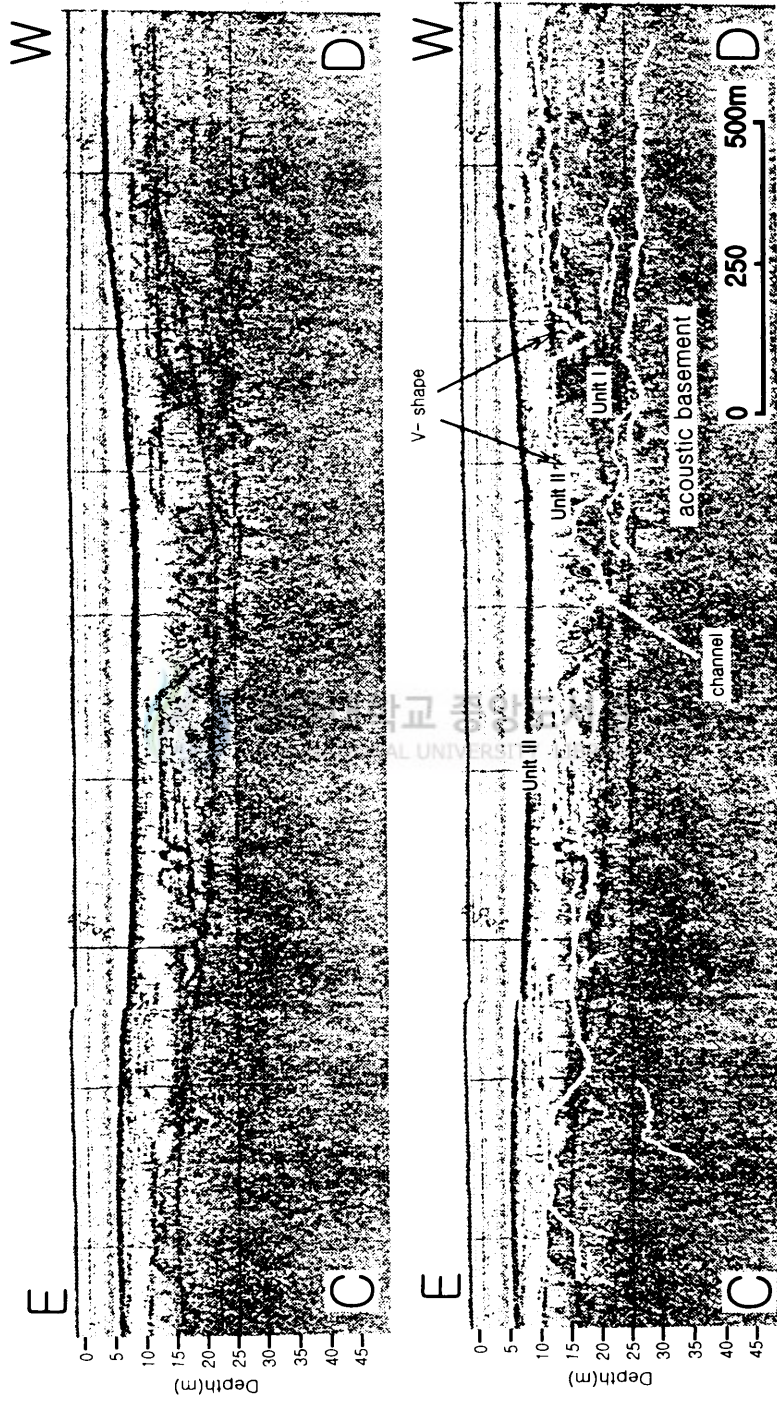


Fig. 19C. Seismic profile and interpretation of Line 14-3(C-D). For location, see figure 5.

19m, 상부 경계는 9~10m 이고 두께는 2~10m로 매우 심한 굴곡을 갖으며 중앙부에는 침식성 V자 수로들이 관찰된다. 그리고 국지적으로 평행한 내부 반사면이 인지된다. 탄성파층 III은 깊이가 해수면 하 9~10m로 연속성이 불량하며 층의 두께는 3~5m로 중앙부분으로 갈수록 얇아지는 퇴적층이 발달하고 있으며 평행한 내부 반사면을 갖는다.

3.15. Line 15

3.15.1. Line 15-1

해저면은 수심이 5~8m이고 뚜렷한 반사파를 갖으며 기복의 변화가 심한 지형을 하고 있다(Fig. 20A). 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 15~25m로 다소 확산되며 측면 연속성이 매우 불량하고 불규칙한 형태를 하고 있어 동쪽에 서만 경계면이 구분된다. 그리고 내부 반사면은 나타나지 않는다. 탄성파층 I의 경계면 깊이는 해수면 하 하부 경계가 15~25m, 상부 경계는 0~18m이다. 두께는 20~30m로 변화의 폭이 심하며 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I은 중앙부가 해저면 위로 노출되었다. 탄성파층 II의 하부 경계의 깊이는 해수면 하 0~18m이고 상부 경계는 8~11m이다. 두께는 2~5m로 층의 두께 변화 폭이 다양하며 내부 반사면은 보이지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 8~11m로 반사파가 뚜렷하게 관찰되며 층 두께가 0~3m로 양쪽 지역에 평행하고 뚜렷한 내부 반사면이 보인다.

3.15.2. Line 15-2

이 단면(Fig. 20B)은 수심이 1~5m로 중앙 부분이 얇고 양쪽으로 경사가 완만하게 낮아지며 깊어지는 해저면을 하고 있으며 중앙부에 모래파가 관찰된

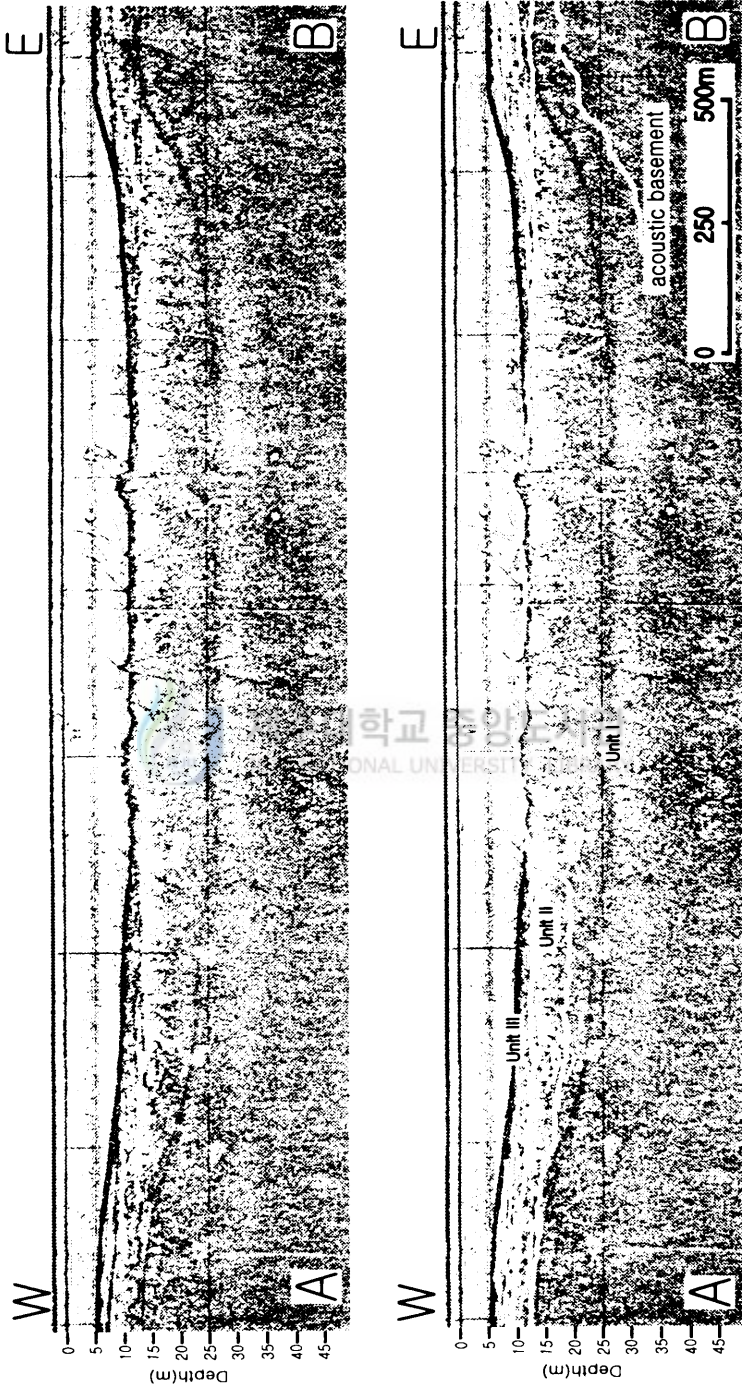


Fig. 20A. Seismic profile and interpretation of Line 15-1 (A-B). For location, see figure 5.

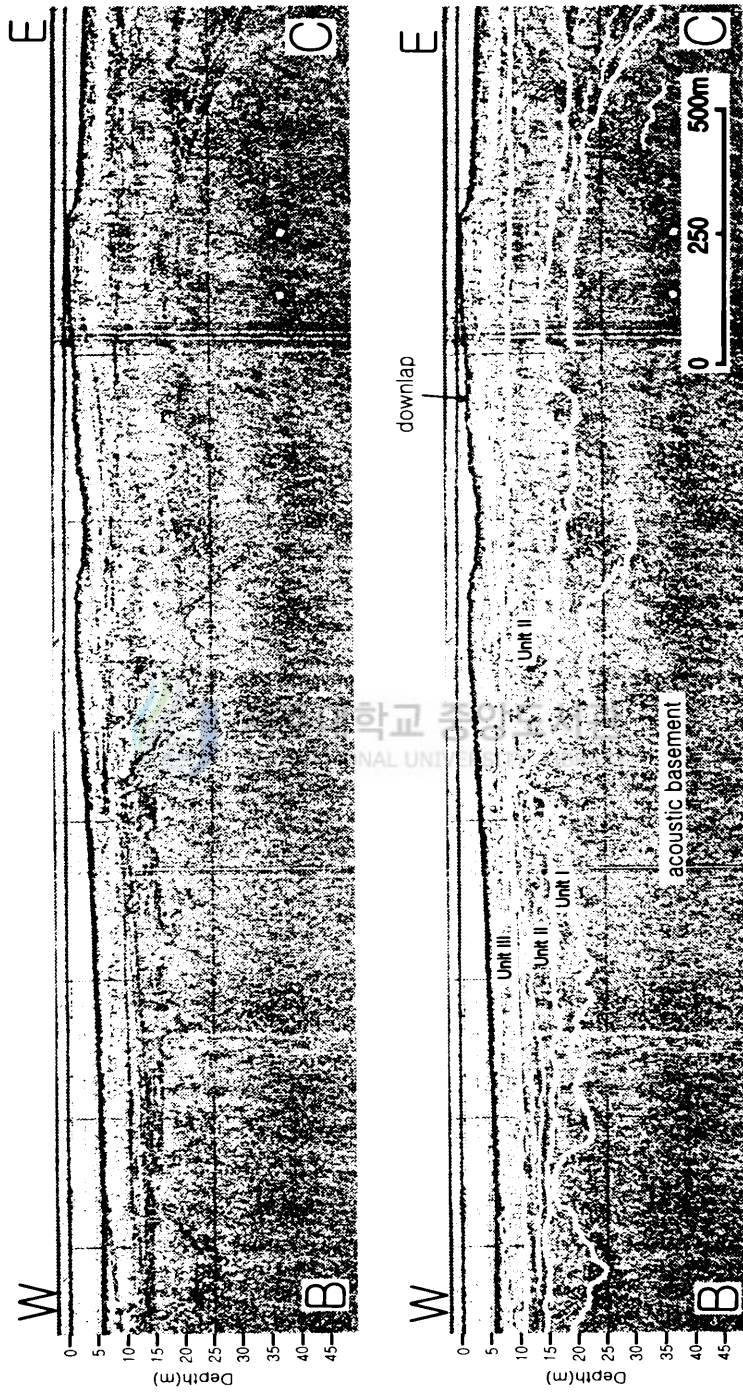


Fig. 20B. Seismic profile and interpretation of Line 15-2(B-C). For location, see figure 5.

다. 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 11~35m로 변화가 심하나 뚜렷한 경계를 갖으며 양호한 연속성을 갖는다. 한편 중앙지역은 탄성파층 II에 피복되었으며 내부 반사면은 거의 나타나지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계가 해수면 하 11~35m, 상부 경계는 13~15m이고 불규칙한 내부 반사면을 갖는 퇴적층은 두께가 0~12m이다. 탄성파층 II의 경계면의 깊이는 해수면 하 하부 경계 13~15m, 상부 경계는 8~10m이다. 두께는 3~10m로 매우 불규칙하며 서쪽에는 평행한 내부 반사면이 다소 보인다. 탄성파층 III은 깊이가 해수면 하 8~10m로 경계면이 다소 확산되며 연속성이 불량하고 5~8m 두께를 가지며 중앙부에는 다운랩이 관찰된다.

3.15.3. Line 15-3

수심이 0~4m로 동쪽으로 갈수록 수심이 얕아진다(Fig. 20C). 해저면은 다소 확산되어 있으며 매끈한 특성을 하고 있다. 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 21~38m로 확산 정도가 비교적 뚜렷하고 측면적 연속성이 양호하다. 그리고 서쪽으로 갈수록 경계면의 깊이가 깊어지며 내부 반사면은 나타나지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계는 해수면 하 21~38m, 상부 경계는 18~26m이다. 두께는 3~15m로 변화의 폭과 굴곡의 변화가 매우 심하며 내부 반사면은 인지되지 않는다. 탄성파층 II의 경계면 깊이는 해수면 하 하부 경계는 18~26m이고 상부 경계는 6~10m이다. 두께는 7~20m로 동쪽방향으로 갈수록 점차 두꺼워진다. 서쪽지역에서는 수로를 다운랩으로 채우고 있으며 평행한 반사면이 다수 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 6~10m로 측면 연속성이 뚜렷하고 층의 두께는 3~4m로 동쪽으로 갈수록 얇아지는 썩기형 퇴적층이 발달하고 평행 층리 반사 구조가 우세하게 관찰된다.

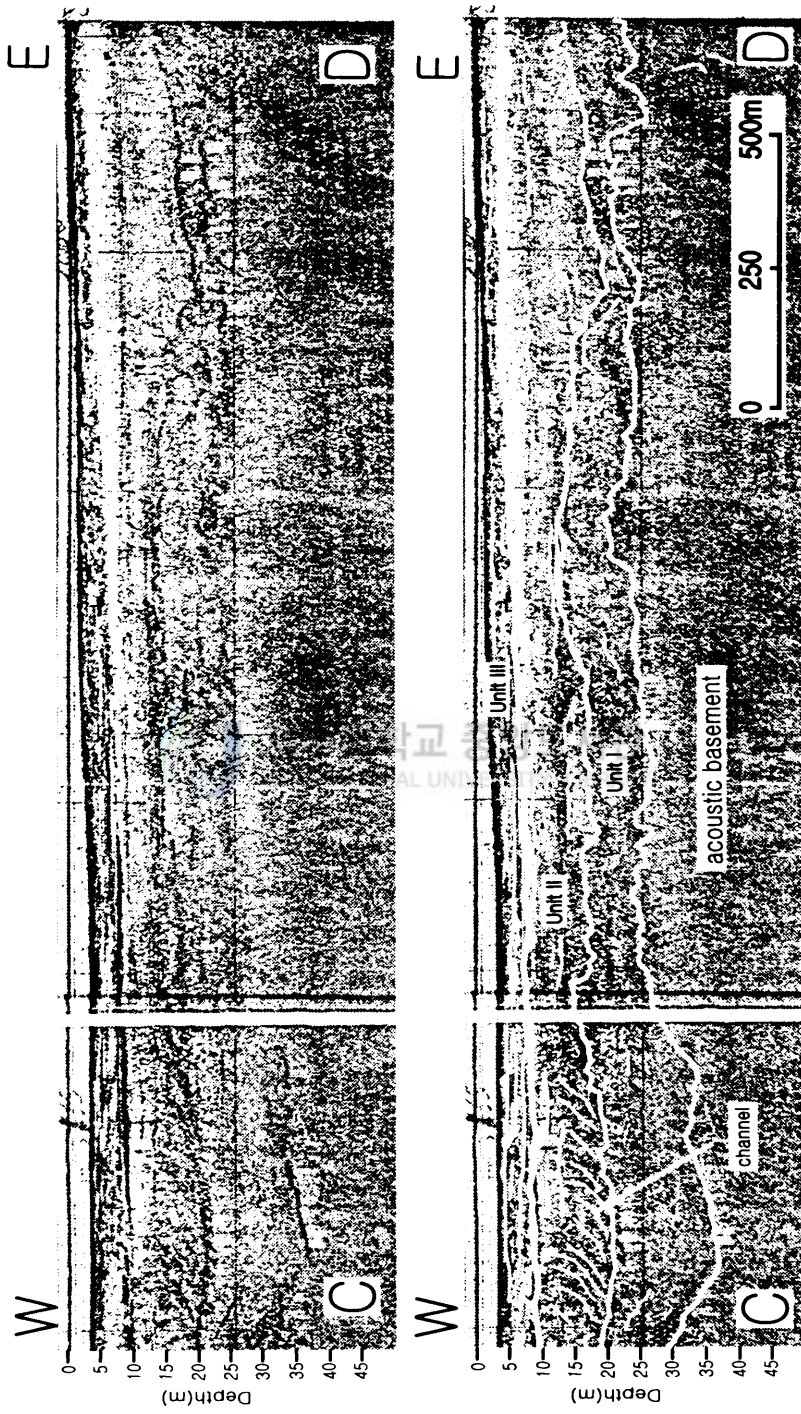


Fig. 20C. Seismic profile and interpretation of Line 15-3(C-D). For location, see figure 5.

3.16. Line 16

3.16.1. Line 16-1

수심이 6~7m이고 평탄하고 대체로 경사가 완만하며 강한 반사파를 갖는 해저면이 관찰된다(Fig. 21A). 음향 기저면의 경계면 깊이가 해수면 하 16~34m로 매우 불규칙하고 다소 확산된 경계면을 하고 있으며 뚜렷하고 내부 반사면도 거의 나타나지 않는다. 탄성파층 I의 경계면의 깊이는 해수면 하 하부 경계는 10~27m, 상부 경계는 10~15m이다. 두께는 5~17m로 다양하며 내부 반사면은 국지적으로 인지된다. 탄성파층 II 하부 경계 10~15m, 상부 경계는 11~12m 이다. 두께는 5~10m로 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 얇아지는 썸기형을 하고 있다. 북쪽에서는 다운랩 하는 퇴적물로 채워진 깊이 약 10m, 폭 300m인 수로가 관찰된다. 전체적으로는 평행한 내부 반사면이 부분적으로 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 11~12m로 강한 반사파를 갖는 경계면을 갖고 층의 두께는 4~5m로 판상형을 하고 있으며 평행한 반사구조를 층 내부에서 볼 수 있다.

3.16.2. Line 16-2

수심이 3~6m로 강한 반사파를 갖는 해저면은 단면 중앙부에는 모래파가 관찰된다(Fig. 21B). 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 18~31m로 확산되며 경계면이 그리 뚜렷하지 않아 중앙부만 나타나고 내부 반사면도 거의 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 경계면의 하부 경계는 해수면 하 18~31m이고 상부 경계는 15~25m이다. 층 두께는 5~12m로 변화 폭이 심하며 불규칙한 내부 반사면이 부분적으로 보인다. 탄성파층 II의 하부 경계가 15~25m이고 상부 경

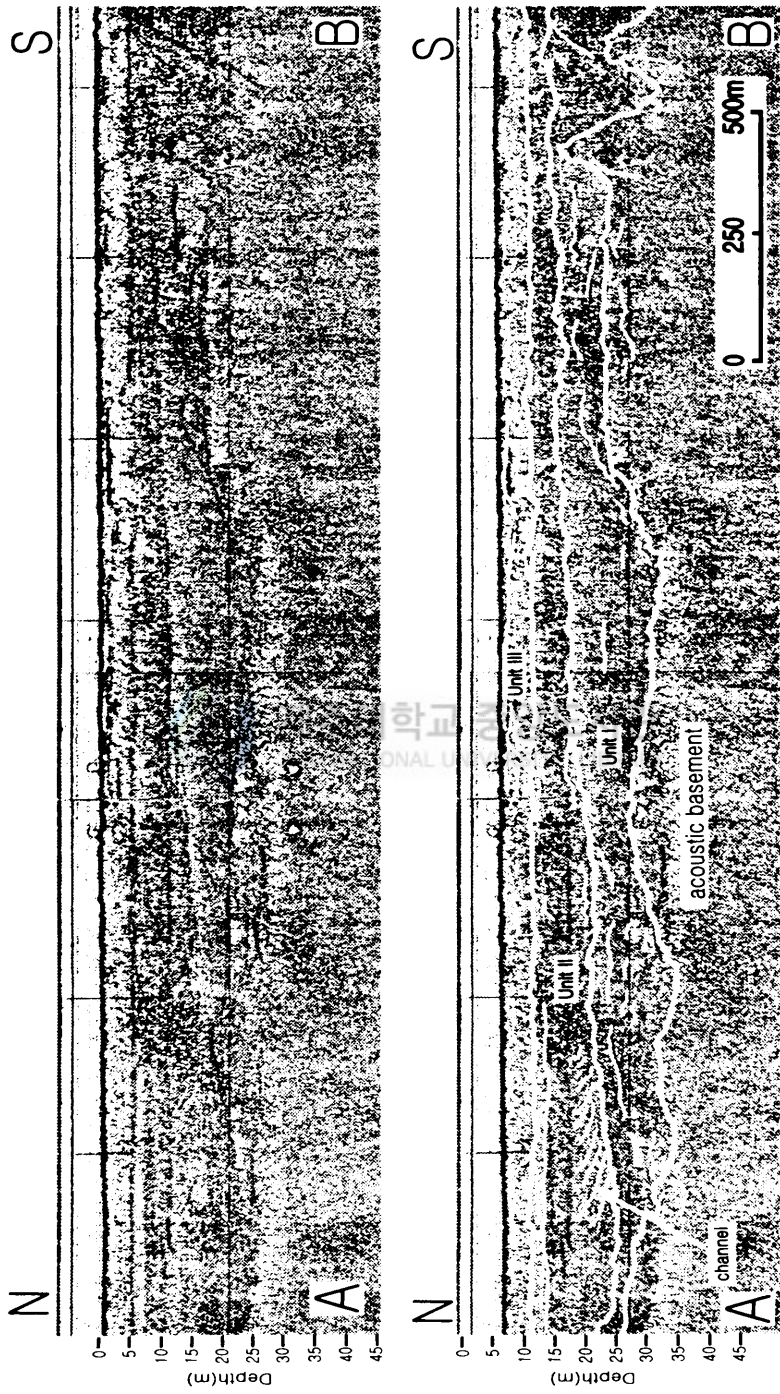


Fig. 21A. Seismic profile and interpretation of Line 16-1 (A-B). For location, see figure 5.

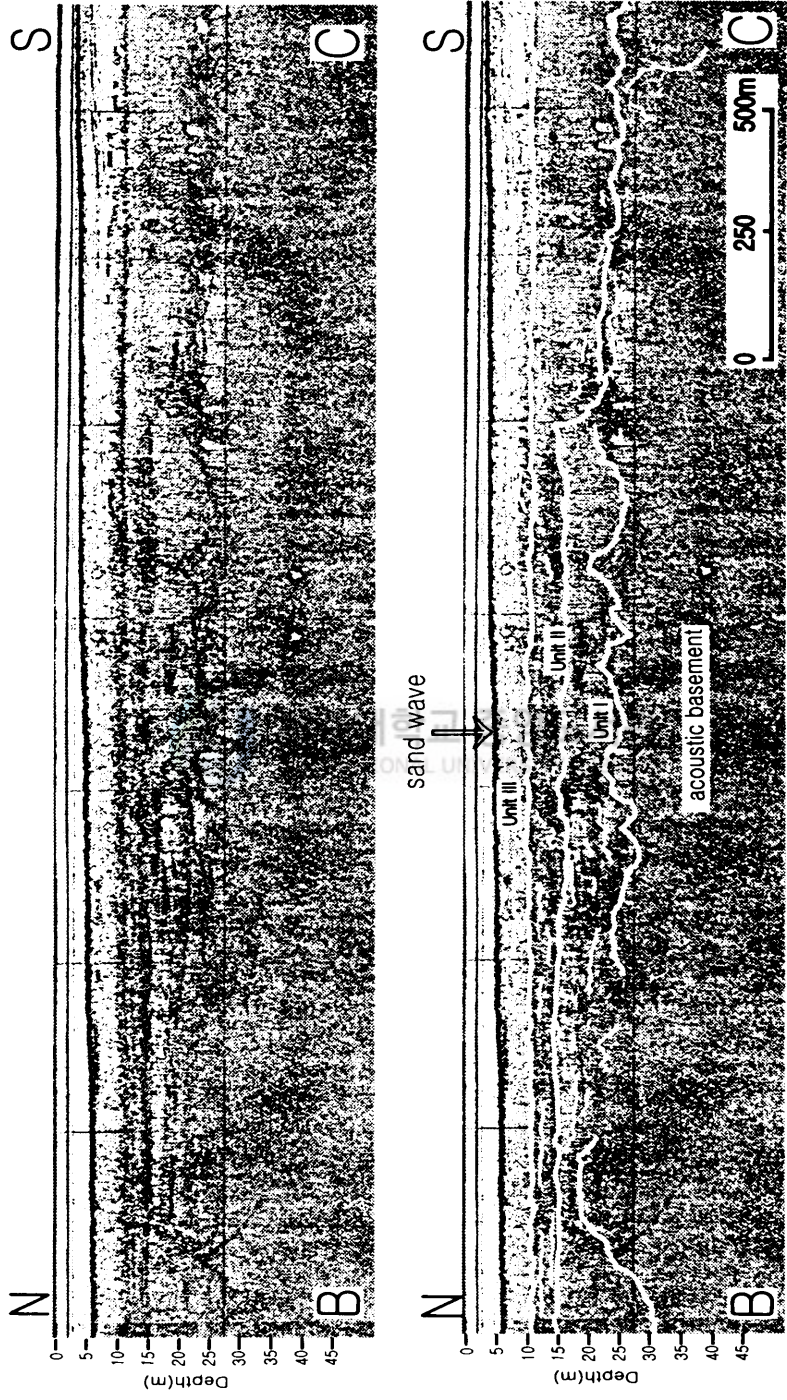


Fig. 21B. Seismic profile and interpretation of Line 16-2(B-C). For location, see figure 5.

계는 10~11m 이다. 두께는 5~13m로 남쪽으로 갈수록 두꺼워지는 경향을 보인다. 북쪽에 다소 평행한 층리가 관찰되며 내부 반사면은 남쪽에는 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 III은 경계면의 깊이가 해수면 하 10~11m로 확산되며 연속성이 양호하다 그리고 층의 두께 4~7m이고 남쪽으로 갈수록 두꺼워지는 경향을 보이며 내부 반사면은 국지적으로 나타난다.

3.16.3. Line 16-3

중앙부가 얇은 해저면을 하고 있고 비교적 뚜렷한 반사파를 보이며 수심은 2~3m이다(Fig. 21C). 음향 기저면의 경계면 깊이가 해수면 하 20~25m로 측면 연속성이 불량하여 남쪽에만 나타나고 내부 반사면은 거의 보이지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계는 해수면 하 20~25m, 상부 경계는 15~26m이다. 층 두께는 3~9m로 변화 폭이 비교적 심하며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 II의 하부 경계는 해수면 하 15~26m, 상부 경계는 9~10m 이다. 두께는 5~14m로 매우 불규칙하고 내부 반사면이 다소 뚜렷하며 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 두께가 점차 얇아지는 췌기형의 퇴적층을 보인다. 그리고 중앙부에 다운랩하는 퇴적물로 채워진 깊이 10m, 폭 300m인 수로가 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 9~10m로 뚜렷한 반사파를 보이며 층의 두께도 7~8m로 비교적 일정한 판상형을 하고 있으며 국지적으로 동쪽에 평행한 내부 반사면이 관찰된다.

3.17. Line 17

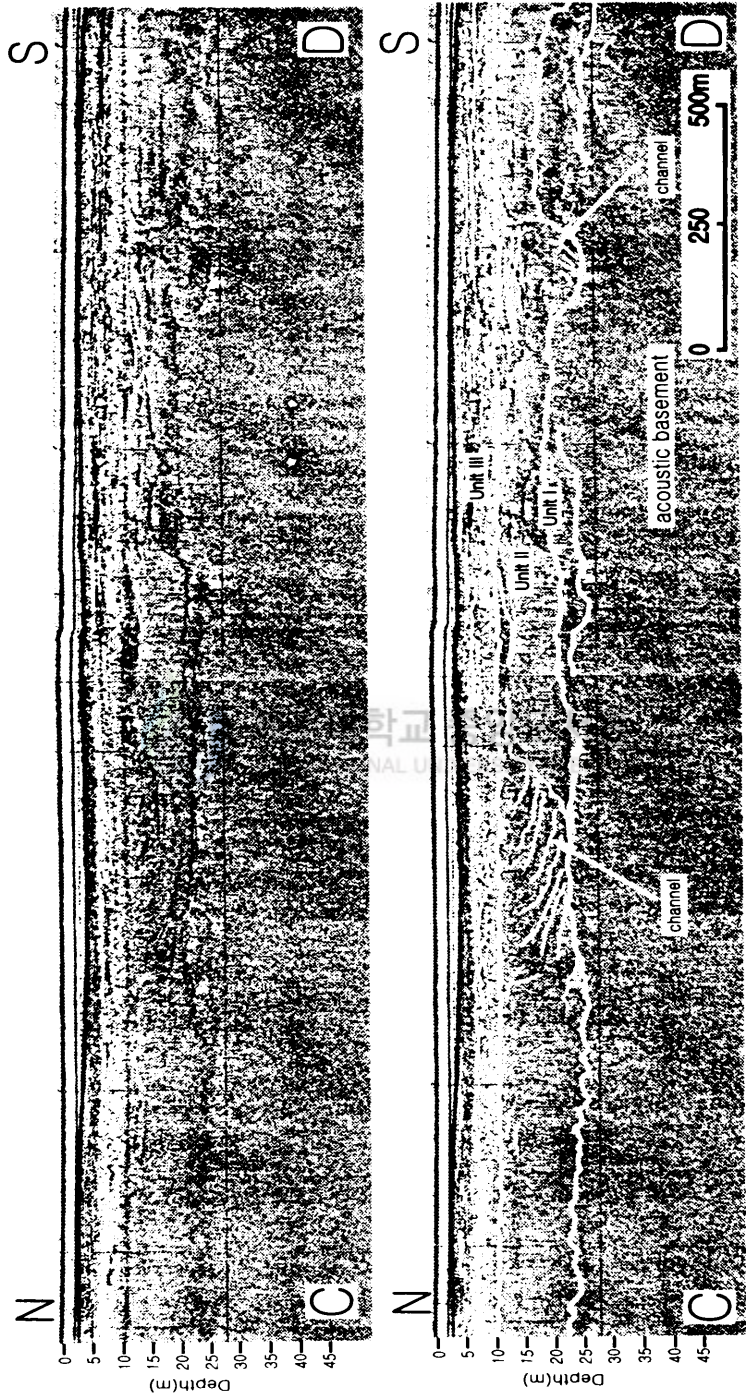
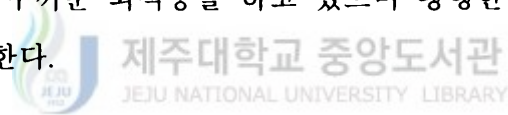


Fig. 21C Seismic profile and interpretation of Line 16-3(C-D). For location, see figure 5.

3.17.1. Line 17-1

수심이 3~6m로 중앙부가 얇고 양쪽으로 수심이 깊어지는 해저면을 하고 있고 있다(Fig. 22A). 그리고 남쪽에는 모래파가 관찰된다. 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 15~25m로 연속성이 불량하여 경계면이 남쪽 지역에만 구분되고, 내부 반사면은 찾아 볼 수 없다. 탄성파층 I의 경계면의 깊이는 하부 경계가 해수면 하 15~25m, 상부 경계는 7~17m이다. 층 두께는 3~9m로 변화가 심하고 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 II의 하부 경계의 깊이는 해수면 하 7~17m, 상부 경계는 8~9m이고 두께는 3~10m로 불규칙한 두께를 보이며 평행한 층리의 내부 반사면이 다소 관찰된다. 탄성파층 III은 해수면 하 8~9m로 반사파가 뚜렷하지 않고 층의 두께는 3~8m로 중앙부가 다른 지역에 비해 두꺼운 퇴적층을 하고 있으며 평행한 내부 반사면이 국지적으로 관찰되기도 한다.



3.17.2. Line 17-2

남쪽으로 갈수록 수심이 얕아지고 매끈한 해저면을 하고 있는 이 단면의 수심은 4~6m이다(Fig. 22B). 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 18~37m로 매우 심한 굴곡을 보이며 측면 연속성이 비교적 양호하나 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계 깊이는 18~37m, 상부 경계는 14~17m이다. 두께는 5~20m로 변화 폭이 심하며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 II의 하부 경계는 14~17m이고 상부 경계는 9~10m이다. 두께는 5~8m로 동쪽으로 갈수록 두꺼워지고 평행하고 뚜렷한 내부 반사면을 갖는다. 탄성파층 III은 해수면 하 9~10m로 반사면이 뚜렷하지 않고 층의 두께는 4~5m로 판상형을 하고 있으며 층 내부에는 뚜렷한 반사면을 보인다. 북쪽에는 다운랩



Fig. 22A. Seismic profile and interpretation of Line 17-1 (A-B). For location, see figure 5.

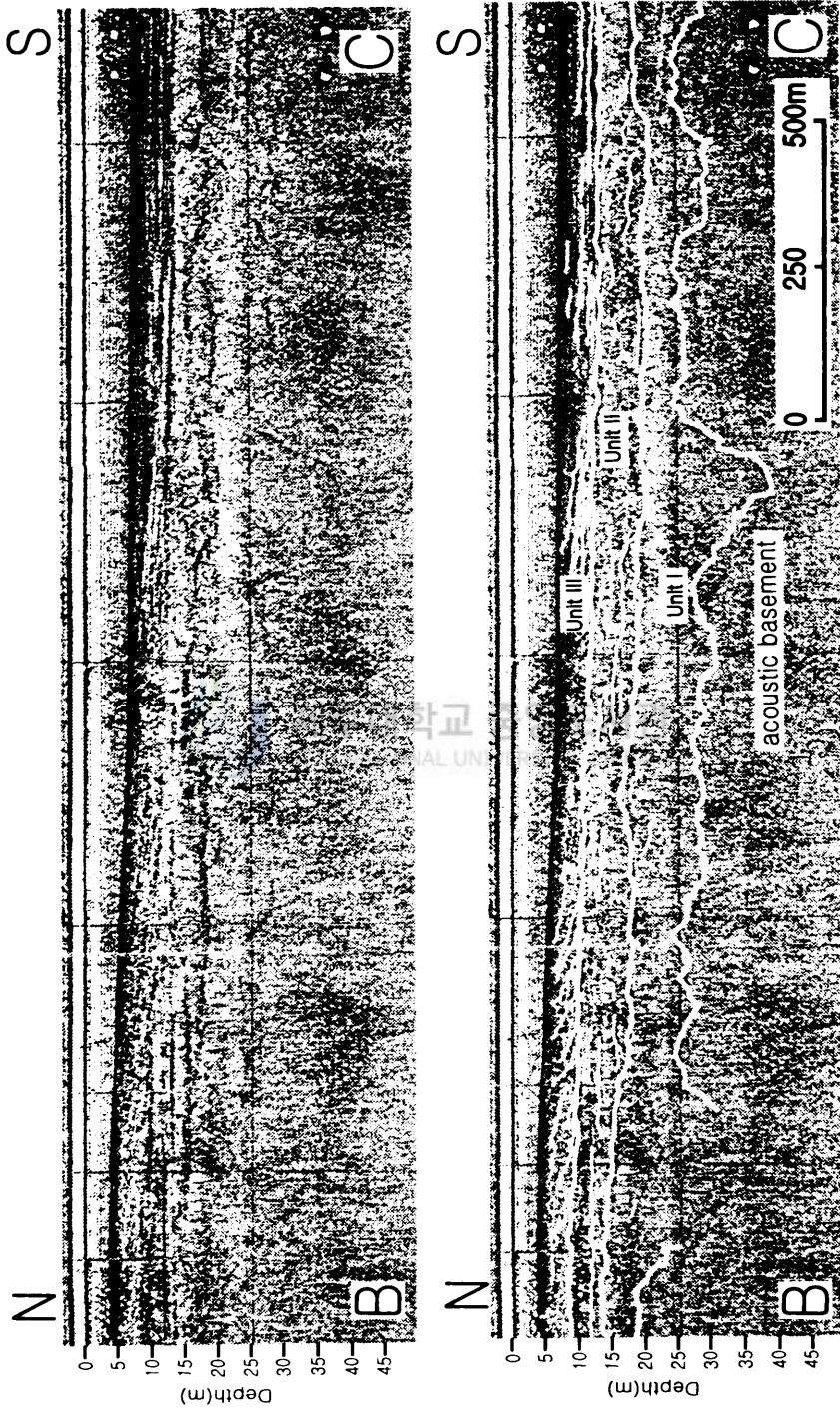


Fig. 22B. Seismic profile and interpretation of Line 17-2(B-C). For location, see figure 5.

이 보이고 국지적으로 평행한 내부 반사면이 관찰되기도 한다.

3.17.3. Line 17-3

수심이 2~8m로 중앙부가 얇고, 확산된 반사특성을 보이는 해저면이 나타난다(Fig. 22C). 음향 기저면의 깊이가 해수면 하 22~24m로 측면 연속성이 불량하여 경계면이 뚜렷하지 않아 북쪽에만 나타나며 내부 반사면은 관찰되지 않는다. 탄성파층 I의 하부 경계는 해수면 하 22~24m, 상부 경계는 14~20m이다. 층 두께는 3~10m로 매우 불규칙하며 내부 반사면은 관찰되지 않으며 탄성파층 II의 경계면 깊이는 하부 경계가 해수면 하 14~20m이고 상부 경계는 6~10m이다. 두께는 5~10m로 중앙부에 평행한 반사구조를 가지며 남쪽에는 반사면이 나타나지 않는다. 탄성파층 III은 해수면 하 6~10m로 반사면이 뚜렷하고 다소 불규칙한 기복을 갖으며 층의 두께는 7~8m로 판상형의 평행한 내부 반사파가 관찰되는 퇴적층을 갖는다.

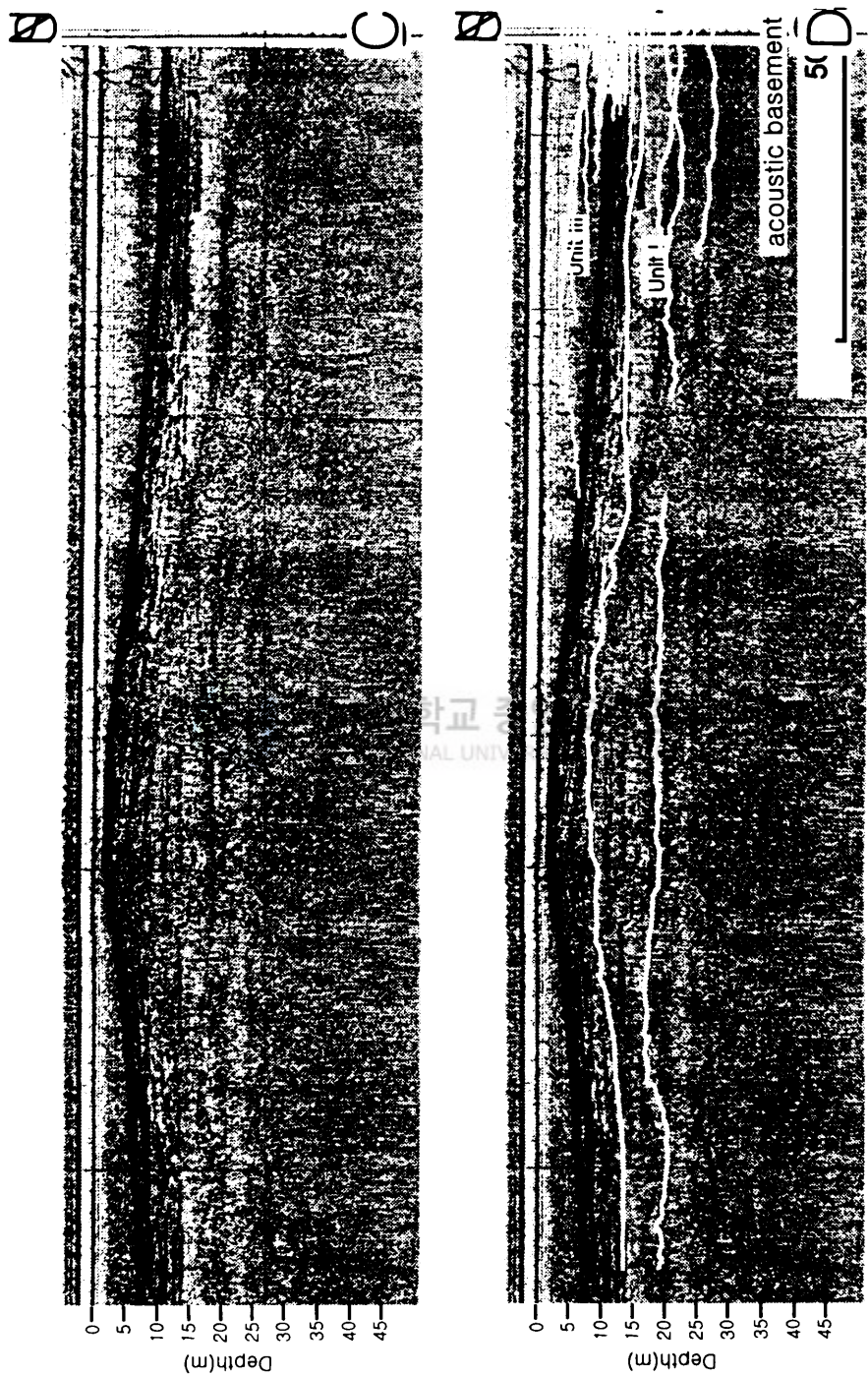


Fig. 22C. Seismic profile and interpretation of Line 17-3(C-D). For location, see figure 5.

제 4 장. 탄성과 층서

탄성과 단면을 분석한 결과 지역적으로 대비가 가능하고 광역적으로 분포하는 3개의 반사계면이 인지되었다. 이 반사계면들을 기준으로 음향기저(acoustic basement)와 불규칙한 침식면의 부정합면 및 다운랩 등에 의해 분리되는 3개의 탄성과층 즉, 하부로부터 퇴적층 I, 퇴적층 II, 퇴적층 III으로 분류하였다.

4.1. 음향 기저

연구지역 음향 기저면은 탄성과층 I에 피복 되어 관찰되기도 하고(Figs. 6C, 8C, 11A, 15D), 탄성과층 II에 의해 피복 되어 관찰되어 나타나기도 한다(Figs. 17B, 20B). 음향 기저면의 표면은 연구지역 대부분이 매우 불규칙하며 5~20m 높이의 기복이 일반적으로 발달되어 있으며 연안에서 외해로 갈수록 깊이가 점점 깊어진다. 연안에서 음향 기저면의 깊이는 법성포 이남지역의 북쪽지역은 25m, 남쪽은 10m로 차이가 있으며(Fig. 23A), 법성포 이북 지역의 연안은 북쪽지역은 15m, 남쪽(계마리 연안)은 5m로 법성포 이남 지역보다 대체로 얇은 음향 기저면을 하고 있다(Fig. 23B). 연구지역의 음향 기저면은 서쪽 외해로 나가면서 불규칙적이긴 하나 서서히 깊어져 연구지역 서단에서 최대 35~40m 이상의 깊이를 보인다. 한편 음향 기저면은 칠산도 북서쪽에는 35m, 상사리 조간대 지역은 40m 이상 되는 심도를 갖는 곡부가 기반암 표층에 형성되어 있다. 한편 칠산도 북서쪽에는 음향 기저면 깊이가 해수면 하 30m로 깊어졌다가 서서히 얕아져 칠산도 해안 근처에는 10~15m 내외가 된다. 또한 북위 35° 30' 지역에서는 음향 기저면의 깊이가 10~35m로 기복이

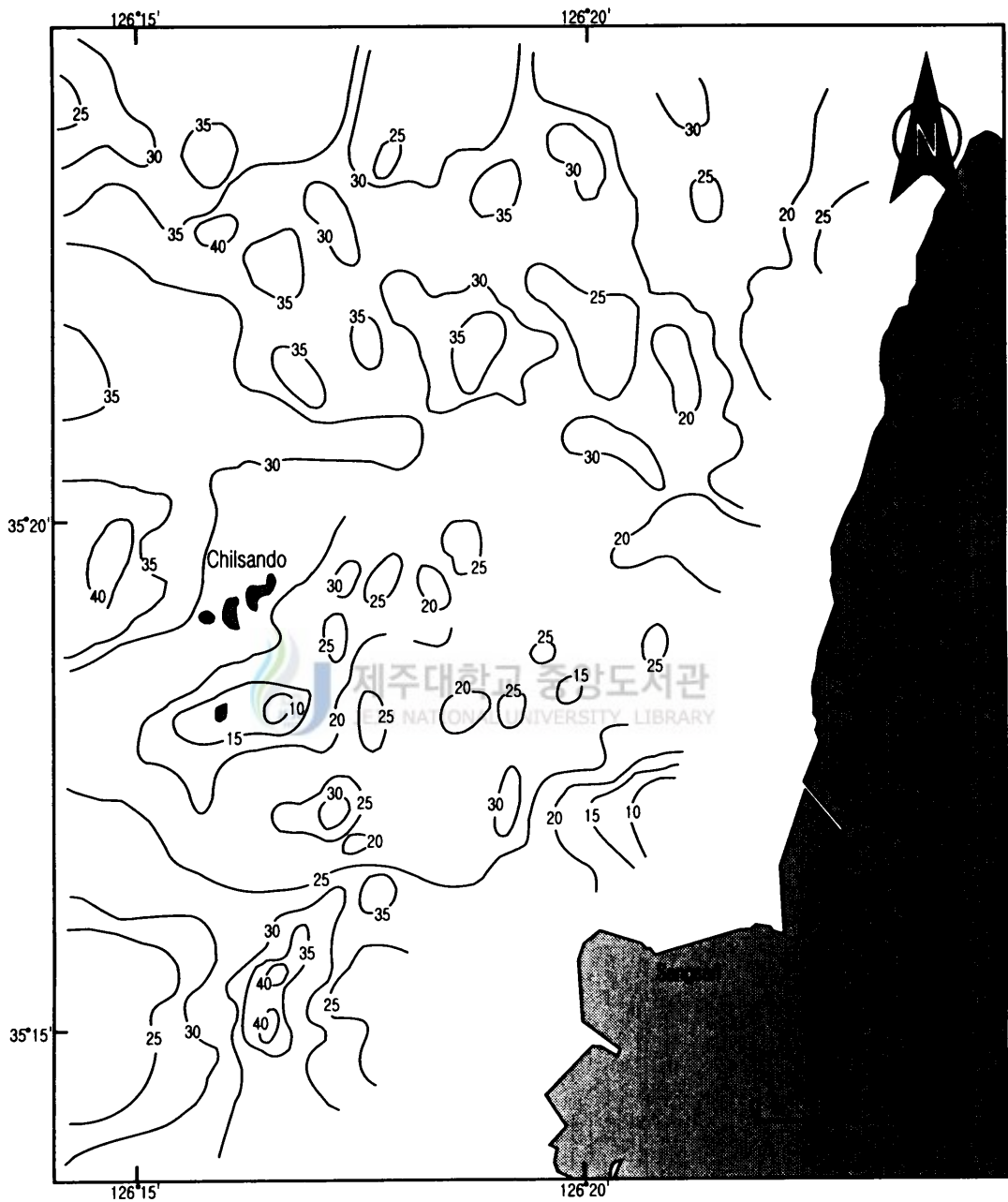


Fig. 23A. Map showing depth to the surface of acoustic basement below sea level in the southern study area. Contours in meters



Fig. 23B. Map showing depth to the surface of acoustic basement below sea level in the northern study area. Contours in meters.

매우 불규칙하게 나타나며, 기복의 방향성도 뚜렷하지 않다. 그리고 북위 35° 25' 지역, 계마리 연안에는 깊이가 5~30m로 급격한 높이의 변화를 보인다.

4.2. 탄성파층 I

기반암을 직접 덮고 있는 최하부의 탄성파층 I의 하부 경계면은 5~40m 범위에, 상부 경계면은 해수면 하 5~32m에 분포한다. 탄성파층 I의 두께는 연구지역에서 최대 16m 이상의 두께를 보이는데, 대체적으로 연안에서 외해로 갈수록 층 두께가 두꺼워지는 경향을 보이거나 칠산도의 서쪽 지역(Fig. 24A)과 법성포 이북 지역(Fig. 24B)의 북서쪽 지역(자룡리 조간대 지역)으로 갈수록 다시 층 두께가 얇아지는 형태를 하고 있다. 그리고 다른 탄성파 퇴적층에 비해 두껍고 불규칙한 퇴적층을 갖는다. 법성포 이남 지역에서 탄성파층 I은 평균 8m의 두께를 보이는데, 음향 기저면에 발달한 국지적인 침식이나 고수로 등을 채우면서 15m까지 두께가 증가하기도 한다. 법성포 이남 지역에서는 칠산도 연안과 북쪽 그리고 상사리 조간대 지역에 14m로 최대 두께를 갖는다. 특히 대신리 인근 해안에서는 2~6m 두께는 남북 방향과 거의 같은 방향으로 발달하며 최대 10m로 다른 지역해안 보다 2m 정도 두껍게 집적되어 있어서, 고수로(paleo-channel)의 존재 가능성을 추정케 한다. 법성포 이북 지역에서 탄성파층 I은 평균 두께가 10m 정도로 이남 지역보다 다소 증가되는데, 계마리 앞 하조대와 자룡리 외해에서 12~16m로 다른 곳에 비해 두껍게 나타나며 연구지역 전체에서 다양한 두께 분포를 보인다. 탄성파층 I의 내부는 탄성파적 층리(stratification)의 발달이 미약하게 나타난다. 그리고 층 내부에 측면

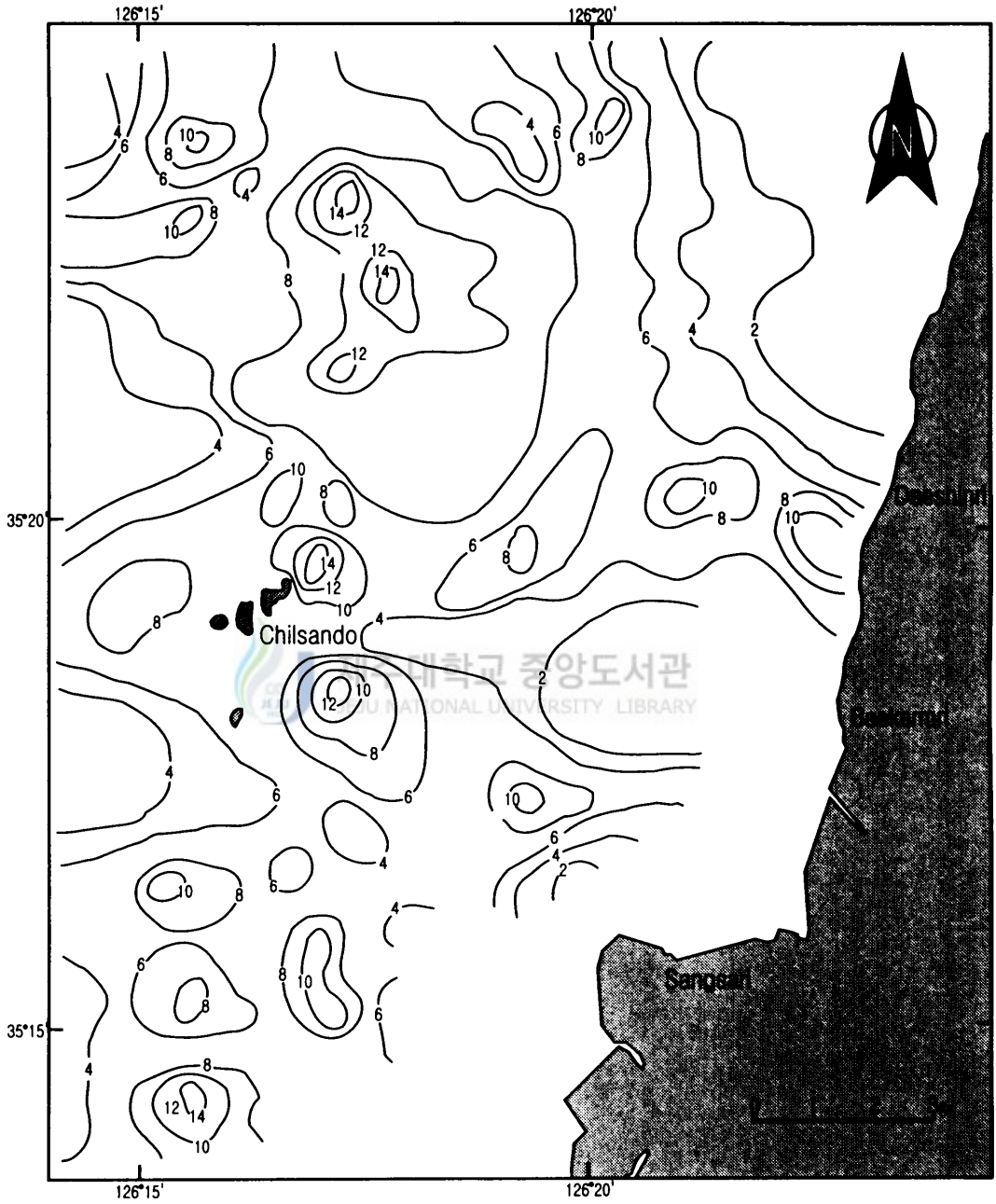


Fig. 24A. Isopach map of seismic sequence unit I in the southern study area. Contours interval is 2m.

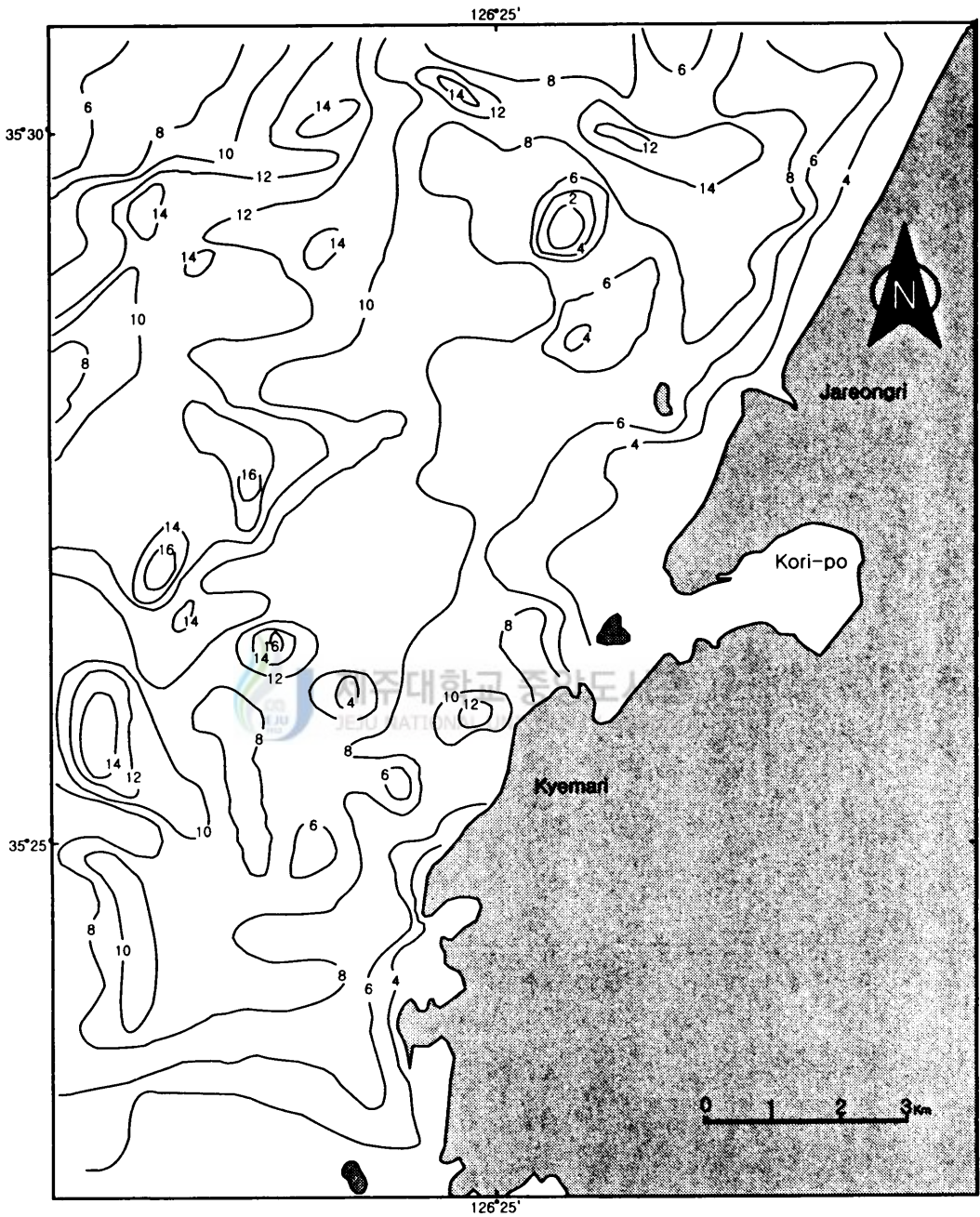


Fig. 24B. Isopach map of seismic sequence unit I in the northern study area. Contours interval is 2m.

연속성이 불량한 강한 반사면이 다수 관찰되고 해저수로의 이동에 의한 사층리가 국지적으로 인지되기도 한다. 일부 지역에서 본 층은 적어도 불규칙한 침식면이 1개 이상 나누어질 수 있으나, 이들 침식면들이 대부분 국지적인 분포를 보이는 것들이어서 층단위의 구분에는 이용되지 않았다.

4.3. 탄성파층 II

탄성파층 II는 탄성파층 I 위에 부정합적으로 놓여 있는 층으로서, 그 하부 탄성파층 I 과의 경계면은 불규칙한 침식면으로 나타나며, 침식면의 일부는 다양한 규모의 매몰 해저수로(buried channel)로서 인지된다. 하부 경계면은 법성포 이남 연안지역에서 대체로 해수면 하 10m 깊이로 나타나며(Fig. 25A), 법성포 이북 지역의 연안은 4~10m로 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 경계면이 얕아지는 형태를 하고 있다(Fig. 25B). 그리고 외해로 나아감에 따라 경계면은 점차 증가하는 것을 볼 수 있다. 10m 및 15m 등심선은 대신리, 백암리 해안과 비교적 평행하게 발달하고 있다. 칠산도 북쪽과 고창군 고리포 외해에서는 해수면이 약 30m 이상까지 깊어지는 해곡이 형성되어 있다(Fig. 25A).

법성포 이남 지역에서 본 층의 두께는 다소 차이는 있지만 연안지역은 10m 이고 외해로 갈수록 점차 두꺼워지는 경향이 있으며 칠산도 북서쪽의 두께가 최대 20m이고 상사리 조간대 지역은 점점 두께가 얇아지는 경향을 보인다(Fig. 26A). 층 두께가 일반적으로 평균 약 7m의 분포를 보이나, 법성포 이북 지역(Fig. 26B)에서는 연안 지역의 3~7m이고 법성포 이남 지역에 비해 두께도 얇고 변화 폭이 심하지 않은 편으로 평균 약 4m 이다. 상부 경계면의 위치

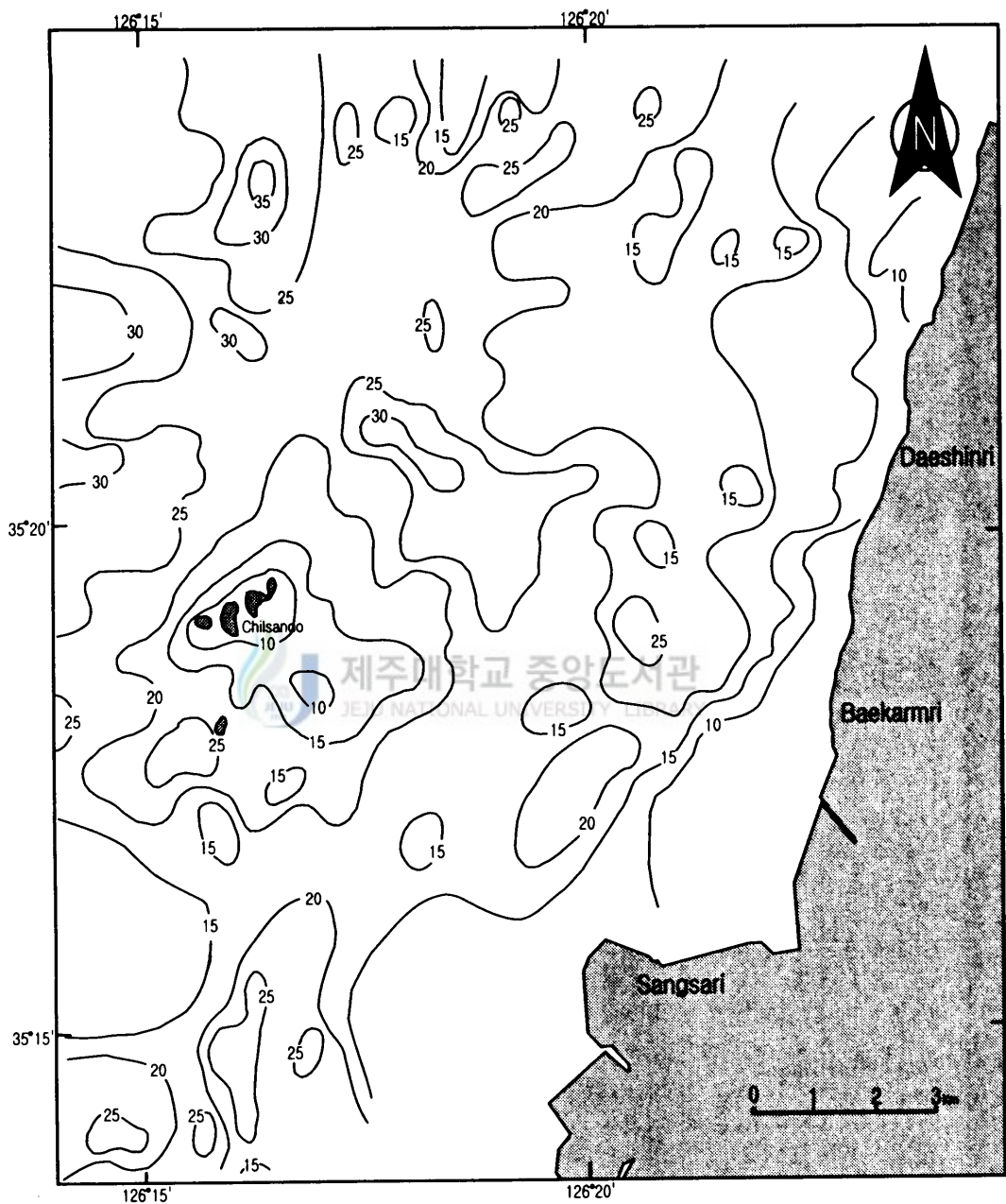


Fig. 25A. Map showing depth to the lower boundary unit II in the southern study area. Contours in meters.

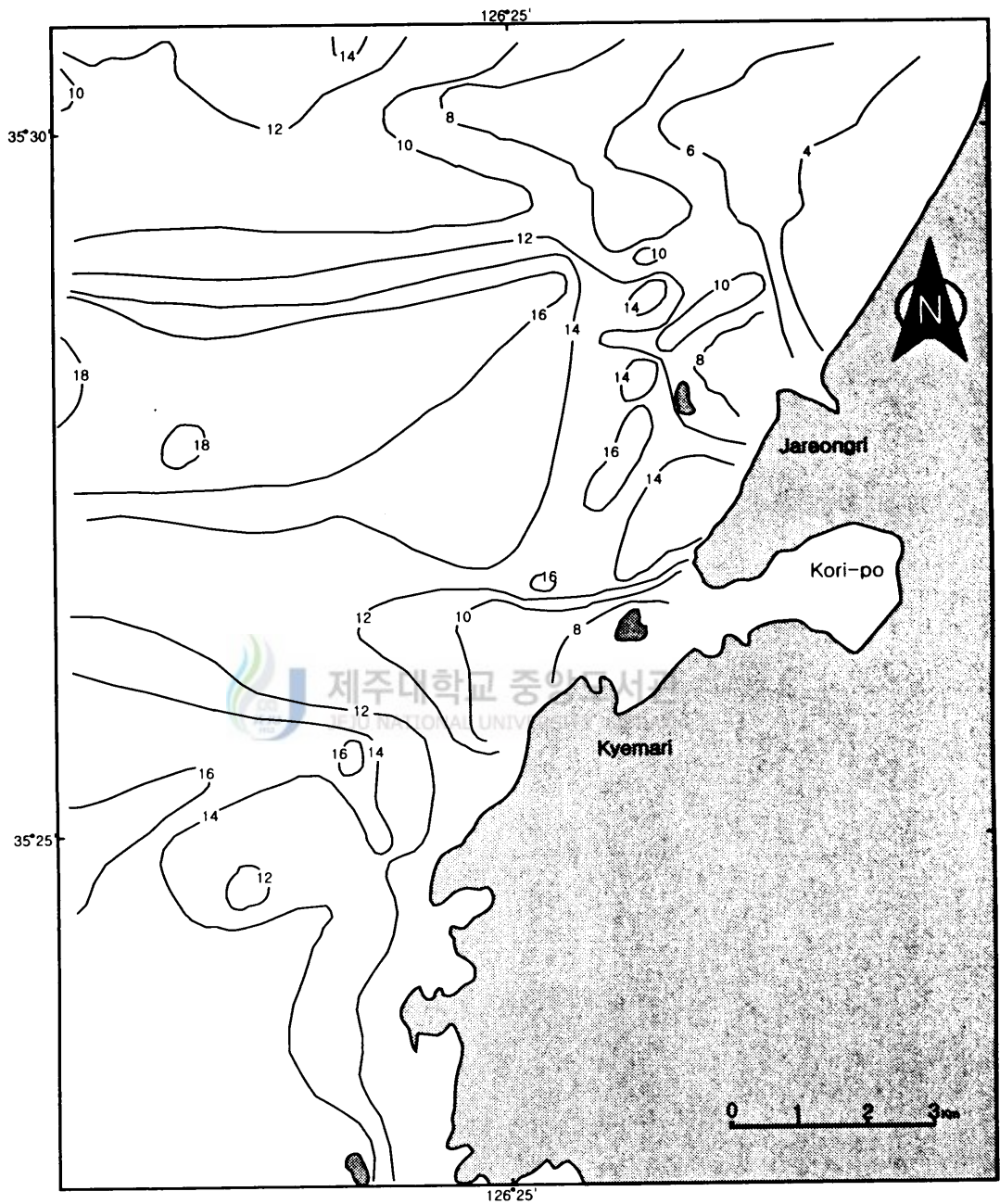


Fig. 25B. Map showing depth to the lower boundary unit II in the northern study area. Contours in meters.

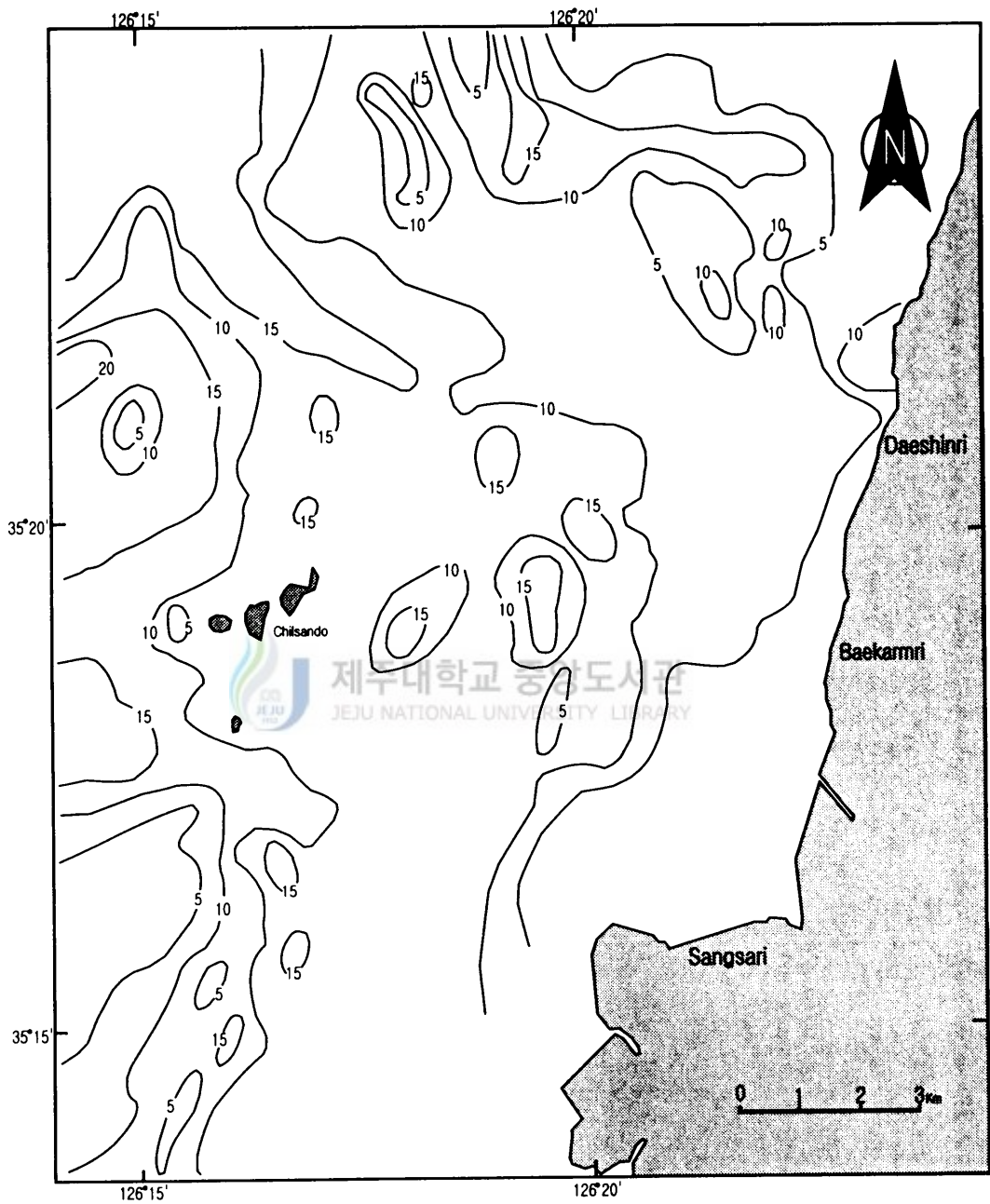


Fig. 26A. Isopach map of seismic sequence unit II in the southern study area.
Contour in meters.

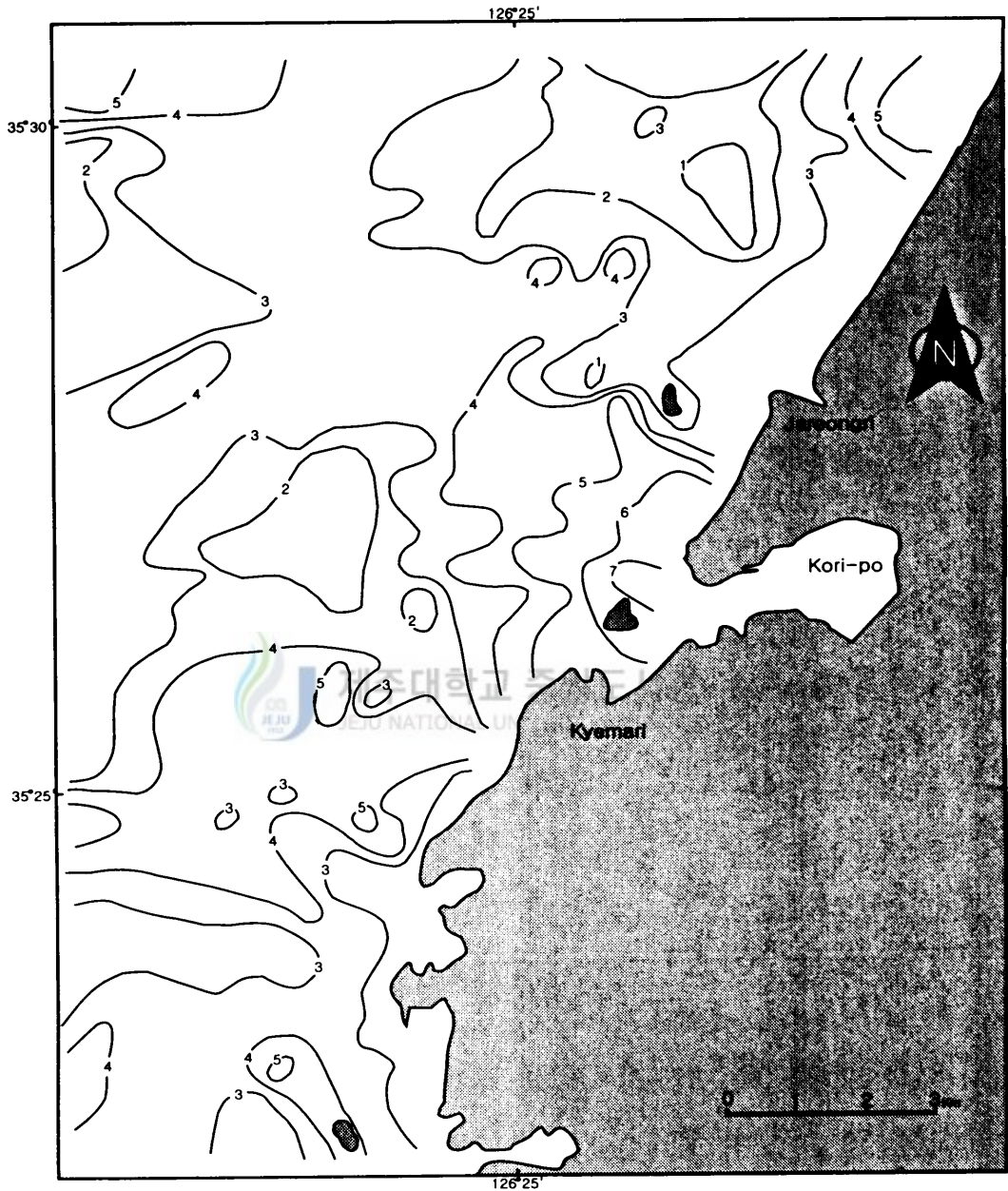


Fig. 26B. Isopach map of seismic sequence unit II in the northern study area. Contour in meters.

가 두 지역에서 큰 차이가 나지 않음에도 불구하고 이러한 두께 차이가 나는 것은 탄성파층 II 퇴적 후 침식 깊이가 지역에 따라 다소 달랐기 때문인 것으로 보인다. 본 층은 법성포 이남 지역에서 적어도 1km 이상 해안선으로부터 외해쪽으로 떨어진 해역에 분포하며 해안선에 인접한 지역에는 관찰되지 않는다. 그러나 법성포-곰소만 지역에서는 해안선 인근까지도 비교적 일정한 두께를 유지하고 있다.

4.4. 탄성파층 III

탄성파층 III의 하부 경계면의 깊이는 해안 인근에서는 법성포 이남지역과 대신리 연안을 제외한 지역은 해수면 하 8~10m 이내의 깊이에 위치하나, 외해로 나가면서 점차 깊어져서 칠산도 북서쪽은 최대 16m 이상에 이른다(Fig. 27A). 법성포 이북 지역의 연안의 경계면 깊이가 3~5m로 북쪽으로 갈수록 깊어지는 층의 형태를 하고 있으며 법성포 이남 지역보다는 얇다(Fig. 27B). 특히 영광군 백암리와 고창군 자룡리 외해에는 약 10m 깊이의 깊은 해곡(trough)이 해안선에 수직으로 발달하고 있으며, 상사리 외해, 칠산도에서는 10~12m 깊이의 해곡이 해안선과 평행하게 형성되어 있다. 이처럼 본 층 하부 경계면에 형성되어 있는 해곡에는 10m 이상의 퇴적물로 채워져 있고 그 외의 지역에서는 얇아진다.

법성포 이남 지역에서 본 층의 두께는 연안역에서 4~10m로 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 두꺼워지며 외해로 나아가면서 4m 이하까지 점차 얇아지는 경향이 있다(Fig. 28A). 특히 영광군 백암리와 상사리, 하사리 인근에 두껍게 분포

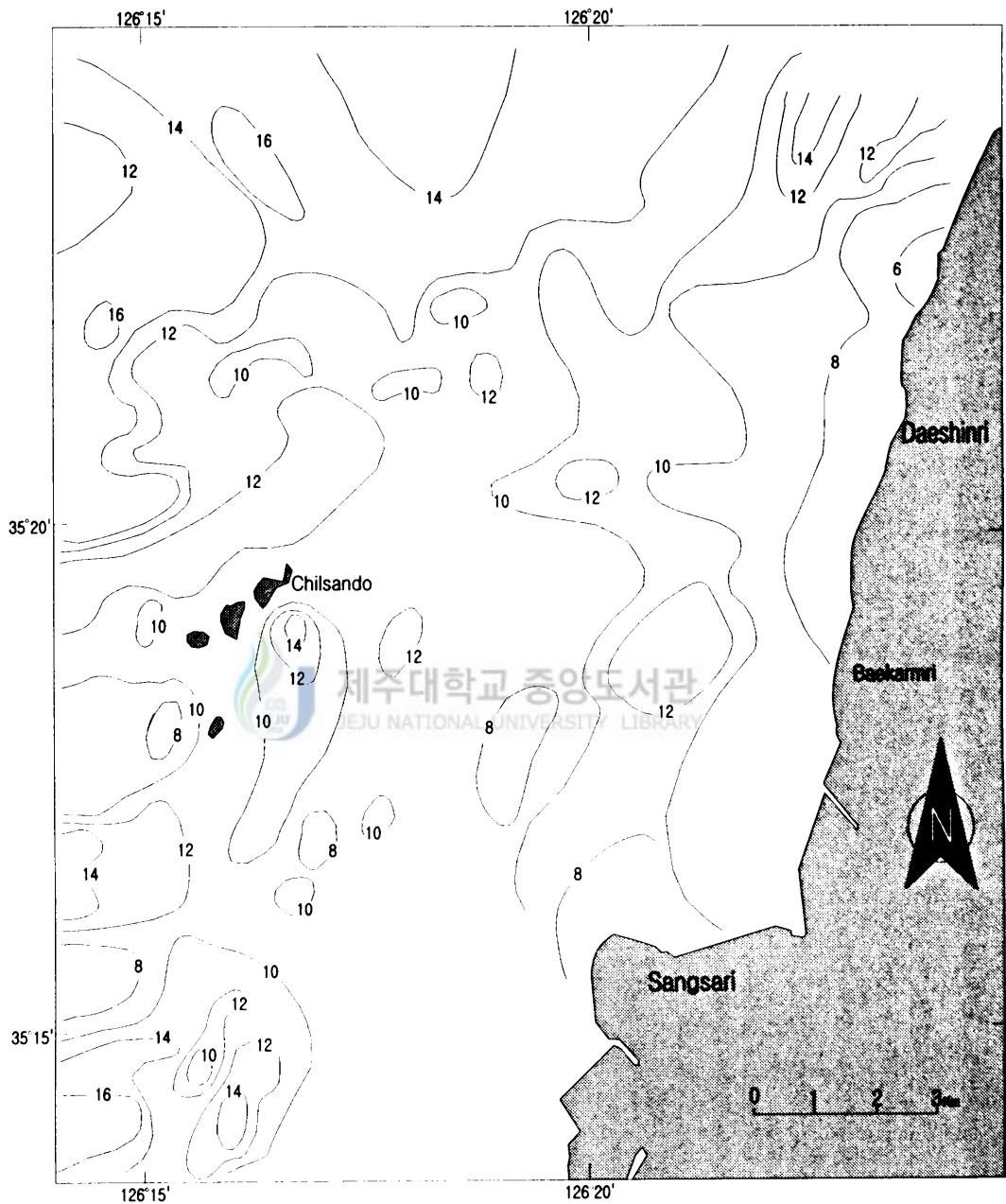


Fig. 27A. Map showing depth to the lower boundary unit III in the southern study area. Contours in meters.

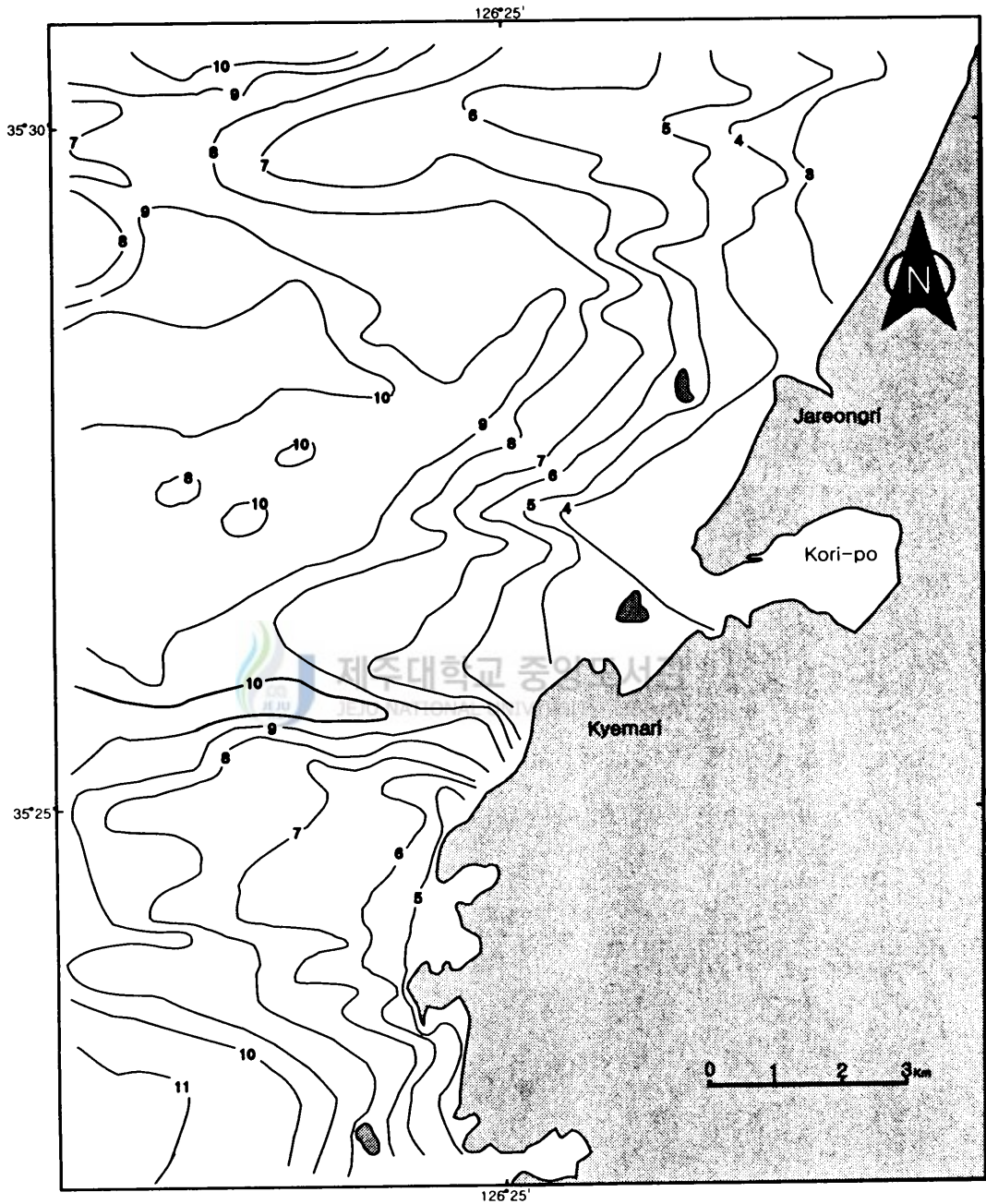


Fig. 27B. Map showing depth to the lower boundary unit III in the northern study area. Contours in meters.



Fig. 28A. Isopach map of seismic sequence unit III in the southern study area.
Contour in meters.

한다. 상사리 조간대는 12~10m로 가장 두껍고 칠산도 남쪽은 2m로 가장 얇다. 법성포 이북 지역에서도 외해의 탄성파층 Ⅲ의 두께는 3~6m 내외로 차이가 별로 없지만 연안 쪽으로 가면서는 반대로 3m 이하로 얇아지는 경향이 있다(Fig. 28B).



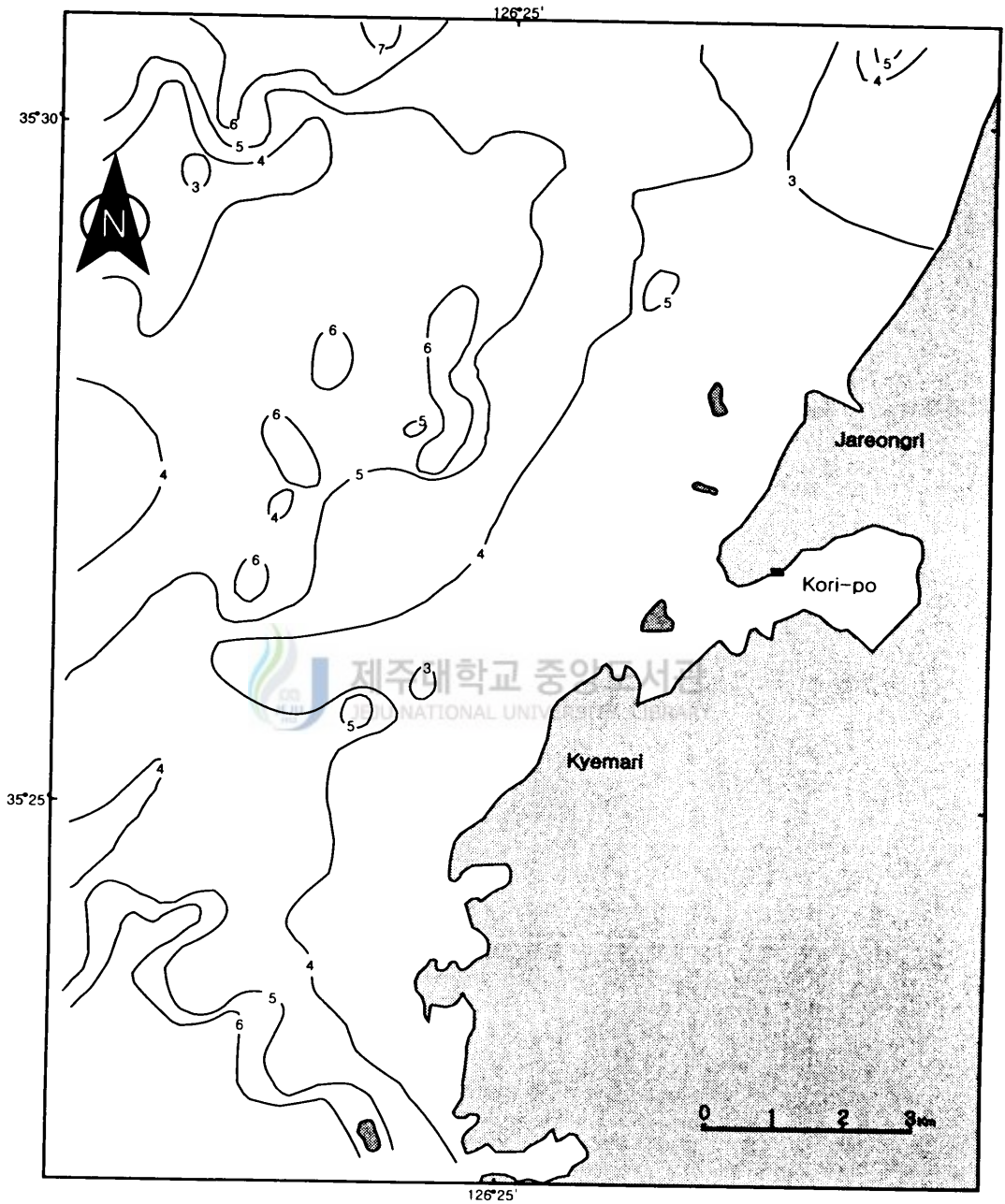


Fig. 28B. Isopach map of seismic sequence unit III in the northern study area.
Contour in meters.

제 5 장. 탄성파상 및 퇴적환경

5.1. 음향기저

음향기저를 이루고 있는 암석은 상부 퇴적층과의 경계부가 비교적 뚜렷한 반사면으로 나타난다. 그러나 내부반사파는 뚜렷한 반사면으로 나타나는 것이 아니라 일정구간에 걸쳐 반사신호가 확산(diffuse)되어 나타나는 특성을 보인다. 경계부의 뚜렷한 반사파의 특징은 일반적으로 단단한 기반암이나 상당히 고화된 퇴적층에서 나타난다(Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Lee et al., 1993). 그러나 기반암 표면에 침식이나 기타 원인으로 인한 소규모의 기복(수 십 cm 이하)이 형성되어 있는 경우에는 이들 기복이 음파를 산란시켜 매우 확산된 반사파를 기록하게 된다(Ewing et al., 1973; Damuth, 1980). 따라서 음향기저를 이루고 있는 암석은 주변 해안에 노출되어 있는 기반암이거나 고화된 퇴적암으로 추정된다. 실제 일부 음향기저는 칠산도 등 연안도서와 연결되는 것으로 보아 고화된 기반암으로 보이며, 연구지역 인근 육상의 지질분포에 대비시켜보면, 중생대 및 그 이전에 형성된 화산암 또는 화산쇄설암, 화강암 및 변성암 등으로 이루어진 것으로 해석된다.

5.2. 탄성파층 I

탄성파층 I의 내부는 탄성파적 층리(acoustic stratification)의 발달이 미약하게 나타나는 것이 특징이다. 대신 층 내부에 측면 연속성이 불량한 강한 반사면이 국지적으로 관찰되고 해저수로의 이동에 의한 사층리가 인지되기도 한다. 이러한 불규칙한 형태를 갖는 내부 반사면과 불량한 측면 연속성은 조류

사되거나 해저 수로를 형성했을 거라 생각되며 이동에 따른 기존 퇴적층의 침식과 퇴적물 충전에 의해 형성된 것으로 보인다. 아울러, 탄성파층 I은 불규칙한 두께를 보이는데, 이러한 특징은 천해 환경에서 퇴적되었음을 지시한다. 심해에서의 퇴적물 집적은 수직적인 퇴적물 침전으로 집적되기 때문에 음향기저면 위에 쌓인 퇴적층이 심해층이라면 비교적 일정한 두께를 가졌을 것이다. 그러나 본층은 대부분의 탄성파 단면에서 음향기저면이 깊은 곳은 두껍게, 얇은 곳은 얇게, 즉 해저의 지형기복을 퇴적물이 충전하고 있다. 이러한 양상은 주로 해류 등에 의해 측면적으로 이동, 퇴적되는 집적양상을 반영하는 것으로 볼 수 있다.

5.3. 탄성파층 II

탄성파층 II는 내부 반사면이 거의 관찰되지 않고 측면 연속성이 양호하고 뚜렷한 탄성파 층리형(acoustically stratified)의 반사파가 특징적으로 관찰된다. 층리형 반사파는 사층리 또는 평행층리가 나타나는데, 대부분의 사층리는 조류사퇴의 이동에 따른 완경사의 판상형 사층리이거나 국지적인 해저수로의 이동에 따른 급경사의 곡형 또는 판상형 사층리로 구분된다. 그리고 내부 반사면이 뚜렷하지 않은 탄성파상은 최상부의 탄성파층 III에서와 거의 유사하며 따라서 탄성파층 II 형성 시에도 오늘날 같은 유사한 조간대 환경이 우세하였던 것으로 사료된다. 그러나 평행 층리는 조류사퇴의 이동보다는 해저수로의 발달에 의한 것이어서, 현재보다 더 해저수로가 활성적으로 작용한 것으로 생각된다.

5.4. 탄성파층 III

최상부의 탄성파층 III에서는 내부 반사면이 인지되지 않거나, 또는 측면 연속성이 비교적 양호한 내부 평행 반사면이 특징으로 관찰된다. 전자는 일반 해저피복 퇴적체(sediment blanket)이며, 후자는 주로 범성포 이남 연안의 조류사퇴 퇴적체(sand ridge)의 내부에서 인지된다. 내부 반사면이 관찰되지 않는 탄성파상은 지층내에 반사면을 형성할 만한 음향 임피던스의 차이가 없는 두꺼운 니질 퇴적물이나 내부 층리가 교란되어 파괴된 사질 퇴적물같은 비교적 균일한 퇴적물로 형성되었음을 지시한다. 니질 퇴적물은 일반적으로 심해저의 니질 퇴적층은 퇴적속도가 비교적 느린 속도로 퇴적되었기 때문에 입도의 차이는 없더라도 고화 정도의 차이와 탄산염의 함량 차이 등으로 인한 음향임피던스(acoustic impedance)의 차이가 강한 탄성파 층리를 만들어 낸다(Damuth, 1975). 따라서 탄성파층 III의 구성 성분이 니질 퇴적물이라면 이는 연안의 만이나 저에너지 조간대와 같은 퇴적환경에서 집적된 것으로 추정된다. 실제 연구지역에서 이와 같은 탄성파상은 니질 또는 실트질 퇴적물이 분포하는 니질 또는 혼합평원에서 우세하게 나타난다. 한편 일부 사질 퇴적물이 분포하는 지역에서 관찰되는 이러한 탄성파상은 계속되는 조류의 재동(reworking)과 생물작용에 의해 교란(disturbance)된 퇴적층을 반영하는 것으로 해석된다.

평행한 반사면을 갖는 탄성파상은 연안 조류사퇴 퇴적체에서 주로 인지되는데, 조류에 의해 운반되는 사퇴의 내부는 하부 층 경계면에 대한 다운랩(downlap)을 보이는 사층리가 잘 발달되어 있다. 이러한 탄성파상은 조류사퇴의 이동에 따른 내부 층리를 반영하는 것으로 추정되므로 탄성파층 III이 형성 시에는 조간대 환경이었을 것이라 사료된다. 조류사퇴의 이동방향을 나타내는 사층리의 경사방향은 외해쪽이 우세하게 높으나 국지적으로 연안 쪽으로 나타

나기도 한다. 본 층의 표면, 즉 해저면에서는 매우 강한 반사파가 나타나며, 국부적으로 다소 확산(diffuse)되어 있다. 확산된 반사파는 일반적으로 높이 수십 cm 이하의 비교적 규칙적인 해저표면의 기복들이 발달된 지역에서 특징적으로 나타난다. 이는 소규모 지형 기복에 의한 음파의 산란효과에 기인한 것으로 알려져 있다. 해저면 퇴적구조의 규모가 고해상 탄성파 탐사기의 해상도 이하인 경우 여기서 반사되어 나온 음파들은 대부분 산란되어, 하나의 반사면으로 기록되지 않고 확산된 반사파로 나타난다.



제 6 장. 층서 발달과 해수면 변동

황해의 연안 해역은 해침, 해퇴의 해수면 변화에 많은 영향을 받아 왔으므로 황해 연안의 제 4기 퇴적층을 보면 제 4기의 반복된 해수면 변화를 이끌어 낼 수 있다(Nummedal and Swift., 1987; Suter et al., 1987; Allen and Posamentier, 1993). 연구지역의 탄성과 층서 및 탄성과 층 분석 결과를 종합하여 정리해 보면, 연구지역은 지난 홀로세 동안 중, 소규모의 해저 수로(marine channel)와 조류사퇴(tidal sand ridge)가 발달하는 현재의 조석우세 환경과 유사한 연안환경으로 유지되어 왔던 것으로 추정되며, 이들 퇴적층과 각 층 경계면의 발달은 홀로세 동안 해수면 변동과 매우 밀접한 관계를 갖는 것으로 보인다.

본 연구에서 인지되는 음향기저와 최하부 퇴적층의 탄성과층 I, 그리고 탄성과층 I 과 그 상부의 탄성과층 II 사이의 경계는 광역적인 침식이 우세한 부정합면으로 나타나며, 이는 해저면이 대기중으로 노출되어 침식됐던 해수면의 하강 또는 정지(still stand)시기가 있었음을 보여준다. 이는 홀로세 해수면 상승기 동안에 일시적인 상승의 중지나 짧은 하강 시기가 있었음을 지시하는 것으로 해석해 볼 수 있다. 반면에 탄성과층 II와 최상부 퇴적층인 탄성과층 III과의 경계는 비교적 평탄하고 뚜렷한 침식의 증거가 없는 것으로 보아 해수면이 상승하다가 일시적인 정지 시기를 나타내는 것으로 추정 될 수 있다. 이 시기 동안 육상 및 인근 연안지역으로부터 유입되는 퇴적물은 대부분 연구지역에 집적되지 않고 바로 통과하여 외해로 이동되어 버리고, 해수면 하강기에 일반적인 침식현상도 그다지 활발하게 일어나지는 않았고 볼 수 있다. 이후 해수면의 상승으로 퇴적물이 재 집적되기 시작한다. 탄성과층 I의 두께가 백수 지역(법성포 이남)에 더 두껍고, 법성포 - 곰소만 지역에서는 오히려 연안

쪽으로 더 얇은 퇴적층이 분포하고 있는데, 이로부터 이 시기 동안 퇴적물이 주로 백수 지역 또는 그 남쪽의 함평만 쪽으로부터 공급되었으며, 법성포 - 곰소만 지역은 육상으로부터는 퇴적물 공급이 거의 이루어지지 않았던 것으로 추정할 수 있다. 이는 연구지역에서 기반암 형성 이후에 적어도 2회의 해수면의 하강 시기가 있었음을 지시한다. 연구 기간 동안 각 건층면에 대한 연대자료가 확보되지 않았지만 황해지역에서 보고된 기존의 탄성과 층서 분석결과들(Lee and Yoon, 1997; Jin and Chough, 1988)과 비교해 보면 탄성과층 I 과 II 사이의 광역적 침식이 우세한 부정합면은 제 4기 최후의 빙하기(last glacial maximu)에 형성된 것으로 보이며 절대연령은 약 17,000년으로 추정된다(JIn and Chough, 1998). 이러한 부정합적 건층면은 동남해역의 제 4기 층에서도 관찰되는데, Min(1994)은 이를 α 반사계면으로 명명한 바 있다.

황해 및 서해 연안 퇴적층에서의 탄소 동위원소 분석 결과(Yang and Xie, 1984; Bloom and Park, 1985; Feng and Wang, 1986; Pirazzoli, 1991; Kim and Kennett, 1998; Kim et al., 1999) 홀로세에 들어오면서 해수면의 급격한 상승으로 지금으로부터 약 5,000년 전에는 오늘날의 해수면 위치보다 약 4m 아래에까지 도달하였으며, 그 이후에는 오늘날 해수면의 위치까지는 느리게 상승하는 것으로 추정되고 있다. 따라서 본 연구지역에서 관찰되어온 퇴적체들은 순차 층서학적 관점에서 종합해 볼 때, 이러한 해수면 상승기간과 연계되어 형성된 해침 퇴적층(transgressive systems tract) 및 고해수면 퇴적층(highstand systems tract)으로 해석 할 수 있다(Van Wagoner et al., 1988).

해침 퇴적층은 간빙기 때 해수면이 급속히 상승하는 동안 퇴적물 수용공간의 생성속도가 육지의 수많은 하천으로부터 운반되어온 퇴적물의 공급속도보다 더 빨라서 퇴적대가 점차 육지쪽으로 집적, 이동되어 나타나는 것으로서 이를 해침 퇴적계 연합체라 하는데 탄성과층 II가 해당한다. 이는 대적 해수

면 상승기에 형성된 것이다. 해수면 상승속도는 해침 퇴적체가 형성되는 기간 중의 어느 한 시점에 최고가 되며, 그 이후 해수면의 하강으로 인한 상승속도가 점차 느려지면서 퇴적물 공급속도 보다 퇴적물 수용공간 생성속도가 감소한다. 이 속도가 퇴적물 공급속도와 거의 동일한 수준으로 감소할 때 해침 퇴적계 연합체의 형성이 종료되며, 그 후에는 전진이 시작되는데 이러한 때를 최대 해침면이라 한다. 탄성과층 II와 III의 경계부가 이에 해당된다. 해침이 진행될 때 상대적 해수면 상승속도가 감소되면서 최고점에 도달하게 되면 수용공간이 더 이상 새로 만들어지지 않기 때문에 연안 퇴적체는 다시 바다 쪽으로 전진하게 된다. 이 때 형성되는 퇴적체를 고해수면 퇴적계 연합체라고 하는데, 탄성과층 III이 이러한 조건에서 형성된 퇴적체로 해석된다. 그리고 탄성과층 I은 빙하기 형성 이전의 고해수면 퇴적계 연합체로 해석된다.

연구지역 탄성과층 I은 천해 환경에서 탄성과층 II,III은 조간대 환경에서 퇴적되었다는 것으로 추정할 수 있다. 각층 경계면의 깊이가 외해로 갈수록 깊어지는 것으로 알 수 있다. 탄성과층 I은 천해 환경에서 퇴적되었는데, 그 이유는 탄성과층 I의 두께가 불규칙한 것으로 알 수 있다. 심해에서는 퇴적물 집적은 수직적인 퇴적물 이동으로 집적되기 때문에 음향기저면 위에 쌓인 퇴적층은 심해에서라면 규칙적인 음향기저면의 형태와 거의 동일한 두께를 가졌을 것인데 대부분 탄성과 단면을 보면 탄성과층 I의 형태가 불규칙한 것으로 보아 심해가 아닌 천해 퇴적환경에서 퇴적되었다는 것으로 추정할 수가 있다. 탄성과층 II와 III의 퇴적은 조간대 환경에서 퇴적되었는데 탄성과층 II는 해저수로에 의한 기존 퇴적물의 침식과 충진으로 형성된 것으로 알 수 있으며 탄성과층 III은 조류 이동에 의해 퇴적되는 조류사퇴 퇴적체(tidal sand ridges)의 관찰로 그 이유를 들 수 있다. 오늘날은 해수면의 변화는 상승기조를 유지하고 있지만 그 속도가 감소되고 있는 것으로 판단된다.

제 7 장. 결 론

- 연구지역의 층서는 음향기저면과 불규칙한 침식면에 의한 부정합면과 다운랩에 의해 3개의 탄성파층(I, II, III)으로 구분되었다.
- 음향기저와 탄성파층 I, 그리고 탄성파층 I과 II사이의 경계면들은 광역적인 침식이 우세한 부정합면으로 나타나며, 반면에 탄성파층 II와 최상부 퇴적층인 탄성파층 III과의 경계는 비교적 평탄한 정합면으로 나타난다.
- 음향기저를 이루고있는 암석은 주변 해안에 노출되어 있는 기반암이거나 고화된 퇴적암으로 추정되며, 일부 음향기저는 해안지대에 분포하는 중생대 및 그 이전의 화산암 또는 화산쇄설암, 화강암 및 변성암 등과 연결된다.
- 탄성파층 I, II, III에서는 모두 (1)내부 반사면이 잘 인지되지 않거나, (2) 측면 연속성이 비교적 양호한 내부 평행 반사면이 특징이며, 이들은 모두 조간대 퇴적환경을 지시하는 것으로 해석된다.
- 내부 반사면이 관찰되지 않는 탄성파층은 조간대 니질 평원(mud flat) 및 혼합평원(mixed flat)에서 주로 형성된 뚜렷하지 않는 내부 층리를 갖거나 파괴된 퇴적물은 반영한다.
- 내부 평행반사면이 잘 나타나는 탄성파층은 주로 고수로의 이동과 조간대의 사질평원에 발달한 조류사퇴의 이동에 의해 형성된 내부 층리를 반영한다.
- 황해지역에서 보고된 기존의 탄성파층서 분석 결과를 비교해 보면 탄성파층 I과II 사이의 부정합면은 제 4기 최후의 빙하기(last glacial maximum)에 형성된 것으로 보이며 절대연령은 약 17,000년으로 추정된다.
- 탄성파층 II는 최후 빙하기 이후 해수면의 빠른 상승으로 형성된 해침 퇴적계 연합체(transgressive systems tract)이며, 탄성파층 III은 해수면 상승이 다소 느려지면서 연안 퇴적 환경이 안정화된 조건에서 형성된 고해수면 퇴

적계 연합체(highstand systems tract)로 해석된다. 탄성파층 I 은 최후 빙하기 이전에 형성된 고해수면 퇴적계 연합체로 추정된다.



참고 문헌

- 박은순, 2002. 한반도 서해 영광해역의 표층퇴적물의 동·하계 분포 특성. 석사학위논문, 서울대학교, pp.12~24.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1991. Facies and stratal patterns in incised valley complexes: examples from the Recent Gironde Estuary (France), and the Cretaceous Viing Formation (Canada). Am. Assoc. Petrol. Geol., Annual Meeting, Dallas TX, April 7-10, 1991, Programs with Abstracts, p.70.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. J. Sediment. Petrol., 제주대학교 중앙도서관 JEJU NATIONAL UNIVERSITY LIBRARY
- Bahng, H.K., Lee, C.W. and Oh, J.K., 1994. Origin and characteristics of sand ridges in the western continental shelf of Korean Peninsula. Journal of Korean Society of Oceanography, 29: 217-227.
- Barrell, J., 1917. Rhythms and the measurement of geological time. Bull. Geol. Soc. Am., v.44, p.745-904.
- Bloom, A.L. and Park, Y.A., 1985. Holocene sea-level history and tectonic movements, Republic of Korea. Quaternary Research, Japan 24: 77-84.
- Boyd, R., Williamson, P. and Haq, B.U., 1993. Seismic stratigraphy and passive-margin evolution of the southern Exmouth Plateau. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ.

18: 581-603.

Chough, S.K., Lee, H.J. and Yoon, S.H., 2000. Marine Geology of Korean Seas (2nd ed.). Elsevier, 313pp.

Chung, S.Y., Kim, D.C. and Yi, H.I., 1994. Interpolation and reconstruction of the Holocene sea-levels using inverse fractal interpretation functions. Journal of the Korean Society of Oceanography, 29: 228-238.

Damuth, J.E., 1975. Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to dispersal and distribution of terrigenous sediments. Mar. Geol., 18: 17-45.

Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. Mar. Geol., 38: 51-75.

Damuth, J.E. and D.E. Hayes, 1977. Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. Mar. Geol., 24: 73-95.

Devlin, W.J., Rudolph, K.W., Shaw, C.A. and Ehman, K.D., 1993. The effect of tectonic and eustatic cycles on accommodation and sequence-stratigraphic framework in the Upper Cretaceous foreland basin of southwestern Wyoming. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 501-520.

Emery, D. and Myers, K.J. (eds.), 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., Oxford, 297pp.

- Erskine, R.D. and Vail, P.R., 1988. Seismic stratigraphy of the Exmouth Plateau. In: Bally, A.W. (ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy, Vol. 2, Am. Assoc. Petrol. Geol., Stud. Geol., 27: 163-173.
- Ewing, M., R.W. Embley and T.H. Shipley, 1973. Observations of shallow layering utilizing the pinger-probe echo sounding system. Mar. Geol., 14: 55-63.
- Feng, H. and Wang, Z., 1986. Holocene sea-level changes and coastline shifts in Zhejiang province. Department of Geography, Hangzhou University, Hangzhou, China, 23pp.
- Hadley, D.F. and Elliott, T., 1993. The sequence-stratigraphic significance of erosive-based shoreface sequences in the Cretaceous Mesaverde Group of northwestern Colorado. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 521-535.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: Wilgus, et al., (eds.), Sea-Level Changes: An integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42: 71-108.
- Haq, B.U., Boyd, R.L., Exon, N.F. and Von Rad, U., 1992. Evolution of central Exmouth Plateau: a post drilling perspective. In: Von Rad, U., Haq, B.U., et. al. (eds.), Proceedings of ODP Scientific Results. 122: 801-816.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, et al., (eds.),

- Sea-Level Changes: An integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42: 47-69.
- Jin, J.H. and Chough, S.K., 1998. Partitioning of transgressive deposits in the southeastern Yellow Sea: a sequence stratigraphic interpretation. Mar. Geol., 149: 79-92.
- Kim, J.M. and Kennett, J.P., 1998. Paleoenvironmental changes associated with Holocene marine transgression, Yellow Sea (Hwanghae). Marine Micropaleontology, 34: 71-89.
- Kim, S.W., Chang, J.H., Chung, G.S., et al., 1980. Marine geological and geophysical survey between Heugsan-Do, southwestern Korea. KIGAM Bull., 11: 24.
- Kim, Y.H., Lee, H.J., Chun, S.S., Han, S.J., Chough, S.K., 1999. Holocene transgressive stratigraphy of a macrotidal flat in the southeastern Yellow Sea: Comso Bay, Korea. Jour. Sediment. Res. 69: 328-337.
- Lee, H.J., 1991. Geotechnical Properties of Marine Sediments and their Relations to Sedimentary Processes in the Korean Seas. Unpublished Ph.D. Thesis, Seoul National University, 291pp.
- Lee, H.J. and Chough, S.K., 1989. Sediment distribution, dispersal and budget in the Yellow Sea. Mar. Geol., 87: 195-205.
- Lee, H.J. and Yoon, S.K., 1997. Development of stratigraphy and sediment distribution in the northeastern Yellow Sea during Holocene sea-level rise. Jour. Sediment. Res., 67: 341-349.
- Lee, H.J., S.S. Chun, S.H. Yoon and S.R. Kim, 1993. Slope stability and geotechnical properties of sediment of the southern margin of Ulleung

- Basin, East Sea (Sea of Japan). *Mar. Geol.*, 110: 31-45.
- Min, G.H., 1994. *Seismic Stratigraphy and Depositional History of Pliocene-Holocene Deposits in the Southeastern Shelf, Korean Peninsula*. Ph.D. Thesis, Seoul National University, 196pp.
- Mitchum, R.M., Jr., 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. Part 1: glossary of terms used in seismic stratigraphy, in Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 205-212.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. and Thompson, S., III, 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 26: 53-62.
- Nummedal, D. and Swift, D.J.P 1987. *Transgressive stratigraphy at sequence bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*. In Nummel, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D eds. *Sea level fluctuation and coastal evolution*, S.E.P.M. Spec. Pub., 41: 241-260.
- Nummedal, D., Riley, G.W. and Templet, P.L., 1993. *High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile and studies*. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Association*. IAS Spec. Publ. 18: 55-68.

- Okamura, Y. and Blum, P., 1993. Seismic stratigraphy of Quaternary stacked progradational sequences in the southwest Japan forearc: an example of fourth-order sequences in an active margin. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 213-232.
- Park, Y.A., Khim, B.K. and Zhao, S., 1994. Sea level fluctuation in the Yellow Sea Basin. Journal of Korean Society of Oceanography, 29: 42-49.
- Pirazzoli, P.A., 1991. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Elsevier, New York, 300pp.
- Posamentier, H.W. and Chamberlain, C.J., 1993. Sequence-stratigraphic analysis of Viking Formation lowstand beach deposits at Joarcam Field, Alberta, Canada. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 469-485.
- Posamentier, H.W. and James, D.P., 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 3-18.
- Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In: Wilgus, et al., (eds.), Sea-Level Changes: An integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42: 125-154.

- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., et. al. (eds.), Sea-level Changes: An Integrated Approach. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42: 109-124.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P. and James, D.P., 1992. High resolution sequence stratigraphy - The East Coulee delta. J. Sediment. Petrol., 62: 310-317.
- Suter, J.R., H.L. Berryhill and S. Penland, 1987. Late Quaternary sea-level fluctuations and depositional sequences, southwest Louisiana continental shelf. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Coastal Evolution. Soc. Econ, Paleontologist and Mineralogist Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma, 41:241-260.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1990. Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhone continental shelf, France. Mar. Geol., 91: 325-332.
- Tesson, M., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhone continental shelf. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 183-196.
- Vail, P.R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy. Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol., 27: 1-10.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr. and Thompson, S., III, 1977. Seismic

- stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (ed.), *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol., 26: 63-81.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, et al., (Eds.), *Sea-Level Changes: An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42: 39-45.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Jr., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Meth. Expl. Ser. 7*, 55pp.
- Wheeler, H.E., 1958. Time stratigraphy. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 42: 1047-1063.
- Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C. (eds.), 1988. *Sea-level Changes: an integrated approach*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42: 407pp.
- Wood, L.J., Ethridge, F.G. and Schumm, S.A., 1993. The effects of rate of base-level fluctuation on coastal-plain, shelf and slope depositional systems: an experimental approach. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U. and Allen, G.P. (eds.), *Sequence*

Stratigraphy and Facies Association. IAS Spec. Publ. 18: 43-53.

Yang, B.C., 2000. Seasonal cycle of surface sediment distribution and evolution of sedimentary facies on the Baeksu tidal flat, southwestern open coast of Korean peninsula. Ms. Thesis, Chonnam National University, 147pp.

Yang, H. and Xie, Z., 1984. Sea-level changes in East China over the past 20,000 years. In: Whyte, R.O (ed.), The Evolution of Eastern Asian Environment. p. 288-308.



국문 요약

본 연구에서는 황해 남동부, 전남 영광 연안 해저 퇴적층에서 취득된 고해상 탄성파자료의 순차층서학적 분석을 통하여 제 4기말 해수면 변화에 따른 퇴적층의 발달과 퇴적환경의 변화를 밝히는데 목적이 있다. 분석결과, 연구지역의 천부층서는 부정합면, 탄성파 특성 및 광역 반사면 등에 의해 음향기저(acoustic basement)와 그 상부의 탄성파층 I, II, III으로 구분된다. 탄성파층 I 과 II 사이의 경계면은 광역적인 침식이 우세한 부정합면으로 관찰되어 나타나며, 탄성파층 II와 최상부 퇴적층인 탄성파층 III과의 경계는 침식을 받지 않은 비교적 평탄한 정합면이지만 광역적으로 분포하는 강한 반사면과 국지적인 다운랩(downlap) 경계면으로 나타난다. 음향기저는 주변 해안에 노출되어 있는 기반암이거나 고화된 퇴적암으로 이루어져 있는 것으로 추정되며, 일부 음향기저는 해안지대의 분포하는 중생대 및 그 이전의 화산암 또는 화산쇄설암, 화강암 및 변성암 등으로 추정된다. 탄성파층 I, II, III에서는 (1) 내부 반사면이 잘 인지되지 않거나 (2) 측면 연속성이 비교적 양호한 내부 평행 반사면이 특징이며, 이들은 모두 조간대 퇴적환경을 지시하는 것으로 해석된다. 내부 반사면이 인지되지 않는 탄성파상은 조간대 니질 평원(mud flat) 및 혼합평원(mixed flat)에서 주로 형성된 내부 층리의 발달이 미약한 니질 퇴적물이나 생물교란에 의해 심하게 교란된 퇴적물을 반영하는 것으로 해석된다. 내부 평행 반사면이 뚜렷한 탄성파상은 주로 고수로(paleo-channel)의 이동과 조간대의 사질평원에 발달한 조류사퇴의 이동에 의해 형성된 내부 층리에 기인한 것으로 보인다. 기존의 황해지역에서 보고된 탄성파 층서 분석 결과들과 비교해 보면, 탄성파층 I 과 II 사이의 경계면은 제4기 최후의 빙하기(last glacial maximum)에 형성된 광역 부정합면과 대비된다. 따라서 순차 층서학적

관점에서 볼 때, 탄성파층 I 은 최후 빙하기 이전에 형성된 고해수면 퇴적계 연합체로서, 해수면 하강기와 그 이후의 해침기에 침식을 받았던 것으로 해석되며, 탄성파층 II 는 최후 빙하기 이후 빠른 해수면 상승으로 형성된 해침 퇴적계 연합체(transgressive systems tract)로 해석된다. 한편, 탄성파층 III 은 해수면 상승이 다소 느려지면서 연안 퇴적 환경이 안정화된 조건에서 형성된 고해수면 퇴적계 연합체(highstand systems tract)로 해석된다.



감사의 글

논문을 쓰는 과정에서 많은 어려운 일들이 있었습니다. 너무 힘들고 지칠 때마다 중도에 모든 걸 포기해 버리고 싶다는 생각이 들기도 하였는데 막상 여기 까지 해낸 것을 보았을 때 제 자신이 무척 자랑스럽게 느껴집니다.

이 논문이 나온 것은 많은 고마우신분들의 덕택이라 생각합니다. 특히 윤석훈 교수님은 학부시절부터 저로 하여금 해저 층서학이란 학문이란 무엇인지 가르쳐 주셨으며 그 이후에도 여러 가지의 전공 분야에 접할 수 있는 기회를 주셨습니다. 그리고 논문을 쓰는 동안 내내 바쁘신 가운데 불구하고 논문을 마칠 수 있도록 격려, 보살펴 주셨습니다. 대학원 처음 들어와서 아무 것도 모르는 저에게 아낌없는 가르침과 보살핌을 주신 윤석훈 교수님께 다시 한번 감사를 드립니다. 그리고 바쁘신 가운데 여러모로 도움을 주신 고유봉 교수님, 윤정수 교수님께도 감사드리며 항상 저에게 따뜻한 관심으로 지켜 봐 주신 방익찬 교수님, 최영찬 교수님, 이준백 교수님께도 감사 마음을 드립니다.

행정적으로 많은 도움을 주신 고윤영, 고희종 조교 선생님께도 감사하다는 말을 전하며 논문 쓰는 동안 물질적, 정신적으로 많은 도움을 주었던 송종이 형, 지형, 승철, 창수인 동고동락에게 감사하다는 말을 전하며 학교에서 생활 하면서 동생처럼 잘 따라주었던 태룡, 은정, 혜영, 지미 등 해양학과 실험실 선, 후배님들 모두 에게도 감사하다는 말을 전합니다.

그리고 어렸을 적부터 지금까지 같이 지내오면서 변함없고 힘들 때마다 서로 조언을 아끼지 않았던 상훈, 재서 아빠인 강현에게도 제 마음을 전합니다. 그리고 진표, 용석 등 93학번 친구들과 좋은 인연으로 만난 덕남, 완택, 성지, 행범, 자훈 등 모든 친구, 후배들에게도 감사하다는 말을 하고 싶습니다.

제가 하는 일마다 언제나 제 편이 되어준 동규 형, 서울에서 열심히 살고 있는 형미 누나한테 감사하다는 말은 전하며 끝으로 지금까지 철없는 저 때문에 불철주야 땀 흘리시면서 고생하신 어머님, 아버님께 이 책을 대신으로 하여 감사하다는 말을 전하며 이 자리를 빌어 앞으로 더욱더 좋은 아들이 되겠다고 다짐합니다. 그리고 진심으로 사랑한다고 말을 하고 싶습니다.