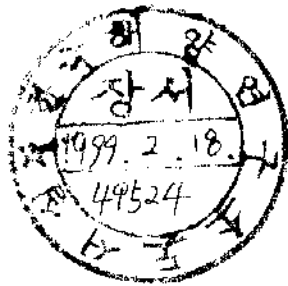


동해분지의 해양환경 변화와 지구조
진화 연구 (2차년도)

Marine Environment Changes and Basin Evolution
in the East Sea of Korea (MECBES-98)

1998. 12.

한 국 해 양 연 구 소



제 2 단

한국해양연구소장 귀하

본 보고서를 “유해물질의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구”의 (2차년도) 보고서로 제출합니다.

1998. 12

총괄연구책임자: 한 상 준
참 여 연구 원:

지구물리분야:

(책임자) 김한준

(연구원) 유혜수, 홍종국, 주형태, 박찬홍, 이윤국,

이상복, 석봉출, 김성렬, 최동원, 박건태,

장남도, 정백훈, 장계경, 조현무, 이유진,

최규홍, 정미숙, 김연실, 김지희

퇴적·고생물분야:

(책임자) 허석

(연구원) 시동혁, 이희연, 현삼민, 신인철, 우환준,

최승화, 박장준, 장석, 이현주, 백양선

지화학분야:

(책임자) 김석현

(연구원) 홍기훈, 성창수, 신종원, 서영환, 노정택,

이희승, 박준진, 이상환, 임계희, 권호경,

박동원, 한석현, 정혜용, 이현미, 서승모

원탁연구:

(강원대) 권기영, (이화여대) 신동환

(서울대) 조성권, (제주대) 윤석훈

활동 및 처리

1. 다중빈 음향자료, 중·차력자료, 해지면 지진계자료, 그리고 다중채널 단성파자료의

III. 연구개발의 내용 및 범위

해양환경 변화에 대한 연구

10. 최근 동해 심층수에서의 용존산소 감소 현상 등 동해에서 발생하고 있는 하여 동해북부 해역의 고해양환경 연구
9. 동해에서 가장 규모가 큰 동해 북부 일련문지에서의 퇴적물 시추 시료 확보를 통
8. 시추퇴적물에서 유공충 분석을 통해 고해양·고기후 변화를 파악

계를 부원

7. 동해에서 빙기-간빙기 동안에 퇴적된 퇴적물의 주요원소 조성과 기후변동과의 관

간중서 확립과 고퇴적환경 부원

6. 동해 주변 호산의 폭발적인 분출에 의해서 공급된 테프라충들을 이용한 테프라시

변화 규명

5. 시추퇴적물 퇴적상 분석을 통한 제4기 퇴적물의 퇴적기구, 퇴적환경, 고해양환경
4. 단성파자료 해석에 의한 응동분지 및 주변부 퇴적층의 연대, 구조 및 층서해석
3. 해저면 지진계 탐사를 통한 응동분지의 지각구조 및 진화 구명
2. 중·차력 탐사를 이용한 북도 부근 분지 기반구조 및 화산활동 파악
1. 다중빈 음향탐사를 통한 북도 부근 해저 지형 분석 및 암석분포 현황 파악

II. 연구개발의 목적 및 필요성

동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구 (II)

I. 계 목

요 약 문

1. 독도 부근에서는 대나무의 해적시대가 발생하지 않았으며 지반의 침하도 그 크기가 작았다.
2. 독도 부근에서는 쌍극자기 이상이나 나타나는데 이 지역에 여러 개의 화산체가 분포함을 지시한다.
3. 동몽골지 지각은 해적면 확장에 의해 형성된 해양지대이며 그 형성 당시 내륙측에 위치했을 것으로 추정되는 맨틀불공의 영향을 받아서 성장적인 해양지각보다 더 늦게 위졌다.
4. 동몽골지 중앙은 화산활동에 의한 영향이 적게 나타나나, 동몽골지 중앙에서 남서쪽으로 존재하는 일부 화산체는 동몽골지 생성시에 형성된 것으로 추정된다.
5. 한국 남동 대륙붕과 대륙사면은 비활성 대륙주변부의 형태를 보여준다, 하부 기반암의 구조가 복잡하고 단층, 화산체, 퇴적체, 퇴적층 이동에 의해 복잡한 지형구조를 보이고

IV. 연구개방결과

13. 최근 동해의 해양환경 변동과 관련한 수층에서의 생지화학변화 과정 연구 변화 분석
 12. 동해 원문분지 시추퇴적물의 화학적 추적자로부터 홀로세의 동해 고해양환경 동화정도를 알아보기 위하여 화학적 풍화지수와 화학적 변질지수를 사용
 11. 대륙기원 퇴적물의 기원을 지시해주는 원소로 Ti/Al을 이용했고, 양극된 퇴적물의 포라시칸층시대비에 의한 고퇴적환경 복원
 10. 동문분지 및 한국대지에서 채취한 시추퇴적물에 현존된 포식테트라충 정립 및 테트라충의 분포
 9. 후기 플라이스토세 퇴적환경 및 퇴적작용 계구성
 8. 고해상도 단층파상 분류 및 해석
 7. 퇴적물의 미세 퇴적구조 연구를 통하여 고해양환경 정보 유추
 6. 시추 퇴적물 퇴적상 분석과 퇴적환경 유추
- 화 구 명
5. 다중채널 단층파 상사를 통한 퇴적분지의 연대, 구조 및 퇴적층서 해석으로 묻혀진
 4. 동문분지의 형성과정 파악
 3. 해저면 사지제지표의 상응제기 및 산호보강 방법 개발
 2. 다중채널 음향자료의 보정을 위한 통계학적 모형의 개발

있다.

6. 후포뱅크와 뱅크 동측 대륙사면에서 취득된 시추퇴적물들은 상부의 사질 혹은 실트질 니와 하부의 점토질 니로 구성되며, 이는 최근세 최대 빙기 이후의 급격한 해수면 변동에 따른 퇴적물 공급의 변화를 반영하고 있다.
7. 분지 평원에서 취득된 시추퇴적물 중, 희미한 층리나 퇴적상에 대한 미세구조 분석 결과, 동해는 최근세 최대 빙기 동안 저층수의 산소농도는 미세한 생물교란 작용이 가능한 정도로 유지되었으며, 해수 표층의 일차 생산은 낮았던 것으로 추정된다.
8. 울릉분지의 시추퇴적물에서는 유백색 부석과 암색 스코리아, 그리고 세립질 화산회들로 구성된 포노라이트질 알칼리마그마로부터 분출한 테프라층이 협재한다. 다량의 세립질 화산회들은 시멘트작용으로 테프라층들이 반고화된 특성을 보여준다. 또한 상하부에 층리나 또는 사층리 나 퇴적물을 수반하며, 내부적으로 층리를 갖는 특징을 보인다. 테프라층은 울릉도기원 테프라층에 비해서 Si 함량이 거의 유사하거나 낮게 나타나며, Ti, Mg, Ca 함량은 현저히 낮고, Fe 함량은 높게 나타난다. 이러한 특징은 수중화산 폭발 시에 unwelded된 수중화쇄류의 특징과 일치하며, 수중화쇄류의 유입이 점차 감소하면서 층리나, 사층리 니가 형성된 것으로 보고되었다. 한국대지의 시추퇴적물에서는 이 테프라층들의 평균입도 및 층후가 훨씬 증가된 양상을 보이는데, 향후 해저화산의 위치 및 퇴적기작에 대한 보다 자세한 연구가 필요하다.
9. 대륙기원 원소들의 비가 코아간에 다르게 나타날 뿐만 아니라 화학적 풍화지수 및 화학적 변화지수도 빙기와 간빙기, 코아간에 확실한 차이를 보여주고 있다. 가장 높은 풍화지수를 보이는 94PC-2 코아와 낮은 풍화지수를 보이는 나머지 2개 (95PC-4와 96EBP-4)의 코아로 대별 가능하다.
10. 고해상 탄성과 특성은 반사파의 명확성, 측면연속성, 형태 및 해저지형에 따라 6개의 탄성과상 (echo facies)으로 분류된다.
11. 각각의 탄성과상은 천해 해양작용에 의한 조립 퇴적물, 퇴적물 피복이 적은 화산 암반, 간헐적 저탁류 퇴적물을 협재하는 반원양성 퇴적층, 암설류 퇴적층, 슬럼프, 슬라이드 및 암설류에 의한 퇴적층, 암석낙하 퇴적층을 반영하는 것으로 해석된다.
12. 독도 화산체는 해수면이 현재 보다 100~150 m 낮았던 시기에 정상부가 평탄하게 침식되었으며, 사면에는 주로 해저협곡을 따라 발생한 암설류와, 국지적인 암석낙하에 의한 퇴적물의 재배치가 일어났다.

- 다.
13. 동충분지 지역의 동충분지 마을에는 마을의 중앙에 있는 마을에 두 개의 사형적인 지박류의 영향과 풍상적인 반양성 지역이 우세하게 일어났던 것으로 보인다.
14. 한국대시 지역은 한림양성 지역이 우세하고, 지박류가 간헐적으로 발생했던 것으로 추정되며, 주변 동충분지와 동충분지가 동충분지의 퇴적물 유입은 많지 않았던 것으로 해석된다.
15. 일본분지에서 채취한 피스톤 코어시료를 분석한 결과, 홀모세 기간동안 약 1,000~2,000년의 주기로 동해의 고형화생산력의 변동이 있었으며 동충분지 보다 많은 동충분지의 저층에는 여러 차례 용존산소가 고갈된 환경 상태에 있었다.
16. 동충분지와 한국대시 인근의 대륙사면 하단, 일본분지 남서부에서의 피스톤 코어시료를 유기탄소/생물기원 탄소의 함량을 비교한 결과, 남쪽은 갈수록 그 비가 낮아 동해의 서면에서는 고형화생산력이 남쪽에서 공급되는 규산염에 의하여 주도된다는 것을 시사하였다.
17. 부유물질 중의 생물기원 탄소의 함량을 정확하게 분석하기 위하여 새로운 정량방법을 연구에서 개발하였다. 수층에서의 인자성 생물기원 탄소의 분포는 100 m 보다 많은 수층대에서 낮은 함량을 가지며 인자생산력이 활발한 유광대층을 지나면 수심에 따라 함량이 감소하는 경향을 보였다. 같은 수층에서의 함량을 비교하면 동충분지가 일본분지에 비하여 높은 생물기원 탄소의 함량을 보였다. 생물기원 탄소 함량의 수심에 따른 함량분포는 좋은 지수학적 상관관계를 보였다.
18. 1970년대 일본에서 조사한 동해의 용존산소 분포와 본 조사 결과를 비교한 결과, 동충분지의 2,000 m 수층에서는 0.59 $\mu\text{M}/\text{yr}$ 의 속도로 감소하였으며 일본분지 서면에서는 500, 1,000, 1,500, 2,000 및 2,500 m 수층에서 대략적으로 각각 연간 1.39, 0.32, 0.35, 0.59와 0.72 $\mu\text{M}/\text{yr}$ 속도로 용존산소 함량이 감소하였다.
19. 규산염의 농도와 AOU와의 상관관계는 규산염의 증가에 따라 미시형적으로 증가하는 경향을 보였는데 동충분지의 정점에서 동일한 값의 AOU에서 1977년에 비하여 1998년에는 규산염의 농도가 증가하였으며 증가폭은 AOU 값이 낮을수록 컸다. 이는 동충분지에서 최근 21년간 고형화생산력이 증가하였다는 것을 말해 주고 있다.

V. 연구개발결과의 활용계획

1. 독도부근의 정밀 해저지형과 암석분포 양상은 구조물의 안전한 건설을 위해 사용될 수 있다.
2. 한반도의 대륙사면에 몇 개의 천부 가스층이 보이고 있는 바 가스수화물의 정밀탐사가 필요하다.
3. 울릉분지와 주변부의 지각 및 퇴적층의 형성 및 진화과정을 구명함으로써 동해의 진화사를 정립할 수 있다.
4. 시추퇴적물의 퇴적상 분석을 통한 퇴적환경과 저층수의 변화에 대한 연구결과는 기후변화와 관련된 해수면변동, 해수순환 등의 고해양환경 변화를 추적하는 기본틀로 활용된다.
5. 테프라층의 연구는 각 퇴적환경별 시추퇴적물들의 시간층서대비 뿐만 아니라, 테프라층 형성 당시의 기상 및 해류 등의 고해양환경을 복원시킬 수 있다. 또한 해저화산기원의 테프라층으로부터 새로운 표식테프라의 확인 및 유용광물의 존재여부를 확인해 볼 가치가 있다.
6. 이번 연구에서는 시범적으로 주요원소에 의한 퇴적물의 조성을 파악하는 것에서부터 기후변화의 영향을 평가하는 연구가 이루어졌다. 시료수가 적어 전체적인 동해 퇴적물 공급원에 대한 평가, 그리고 기후변동간의 관계를 명확히 설명할 수는 없으나, 지속적인 연구를 통하여 동해 전반에 걸친 퇴적물공급, 퇴적과정과 기후변동간의 관계를 규명할 수 있을 것이다.
7. 구조중 분포 및 산출빈도, 연안중, 한·난류종의 변화는 동해의 해양환경 및 기후변화를 매우 예민하게 나타내는 지시자로 사용될 수 있다. 동위원소의 직접적인 측정이 없더라도 동위원소의 stage를 어느 정도 예측할 수 있다. 앞으로 ^{14}C (AMS) 과 동위원소 자료 및 테프라층의 대비와 함께 고해양·고기후의 복원에 중요한 자료로 사용될 수 있으며, 역으로 이들 자료에 대한 검증방법에도 사용할 수 있다.
8. 기후변화에 따른 지역해의 변동성 연구의 능력을 증대시킬 수 있다.
9. 동해의 해양변동에 대한 예측적 확충으로 자원 변동성 등 동해의 종합적 이용에 대한 장기 정책자료로 활용할 수 있다.

SUMMARY

I. Title of the Study

Marine Environment Changes and Basin Evolution in the East Sea of Korea
(MECBES-98)

II. Significance and Objectives of the Study

1. Seafloor bathymetry around Dok Island and investigation of the extent of rock fall associated with Neogene volcanism
2. Interpretation of basin structure and volcanic activity around Dok Island from gravity and magnetic data
3. Investigation of formation and evolution of the Ulleung Basin using ocean bottom seismometer data
4. Interpretation of structure and stratigraphy of the Ulleung Basin from multichannel seismic data
5. To investigate the sedimentary processes and depositional environments of the late Quaternary sediments based on sedimentary facies analysis
6. To establish tephrochronology and paleoenvironmental reconstruction based on the analysis and correlation of marker tephra layers derived from explosive eruption of volcanos around the East Sea
7. To reconstruct the relationship between the composition of the major elements and climatic variation during glacial and interglacial periods in the East Sea
8. To understand paleoceanographic and paleoclimatic changes, and to find the boundary of each Isotope Stage (IS) on the basis of diatom analysis
9. To study paleoceanography for the enlargement of a predictional capability for the variation of oceanographic process of the regional sea
10. To understand a recent oceanographic variation through the study of

biogeochemical processes in the East Sea

III. Contents of the Study

1. Investigation of volcanic activity around Dok Island

- (1) Acquisition and processing of multibeam bathymetry, gravity and magnetic data
- (2) Development of a statistical model to suppress noise in multibeam bathymetric data
- (3) Classification of rock fall patterns around Dok Island
- (4) Interpretation of volcanism in and around Dok Island based on gravity and magnetic data

2. Seismic sounding

- (1) Acquisition of ocean bottom seismometer data through a Korea-Japan-Russia collaborative experiment
- (2) Development of processing techniques to suppress resonant and random noise in ocean bottom seismometer data
- (3) Investigation of formation mechanism of the Ulleung Basin
- (4) Structural and stratigraphic interpretation of multichannel seismic data to understand sedimentation processes of the Ulleung Basin

3. Paleoceanography study

- (1) Investigation of the sedimentary processes and environments of the late Quaternary sediments
- (2) Establishment of new marker tephra and paleoenvironmental reconstruction based on the tephrochronology in the Ulleung Basin and the Korea Plateau, East Sea
- (3) To know the source of the East Sea sediment from the ratio of two typical terrigenous elements (Ti, Al) which are used to evaluate the degree of

weathering CIW and CIA

- (4) Study on the vertical distribution of relative density, dominant species, coastal species, warm species, and cold species to reveal paleoceanographic and paleoclimatic changes, and development of indirect tool for defining Isotope Stages (ISs)
- (5) Classification and interpretation of high-resolution echo facies
- (6) Reconstruction of late Pleistocene sedimentary environments and depositional processes
- (7) Investigation of paleoceanography in the northern part of the East Sea
- (8) Study of biogeochemical processes in the water column of the East Sea

IV. Results of the Study

1. Volcanism around Dok Island

- (1) Large-scale rock falls and basement subsidence are not present in the vicinity of Dok Island.
- (2) Magnetic dipoles around Dok Island indicate the existence of aggregated distribution of volcanic bodies.

2. Seismic sounding

- (1) The crust underlying the Ulleung Basin formed by seafloor spreading in a region of hotter than normal mantle affected by a distant mantle plume landward.
- (2) The central part of the Ulleung Basin shows suppressed volcanic activity; in contrast, the deep-seated volcanic body extending from the central to southwestern Ulleung Basin is interpreted to have formed at the early stage of basin formation.
- (3) The southeastern continental shelf and slope area shows features related to passive continental margins, however, the basement structure is characterized by complex topography with faults, volcanics, and paleochannels.

3. Paleoceanography study

(1) Sedimentary environments

- The core sediments from the Korea Plateau mainly consist of pelagic muds that exhibit systematic vertical changes of bioturbated structures resulting from the variation of bottom water oxygenation.
- The core sediments from the Ulleung Interplain Gap mainly consist of pelagic muds and turbidites. The distribution of the individual facies is different among the cores because of the reworking and enhanced bioturbation by bottom currents.
- The core sediments from the lower slope include deformed muds and mud-clast muds resulted from slides/slumps and debris flows that were activated during the sea-level lowstand of the last glacial period. The uppermost parts are pelagic muds that were deposited during the Holocene sea-level highstand.

(2) Tephrochronology

- Core sediments were intercalated with many marker tephra layers in the Ulleung Basin and the Korea Plateau, which were originated from explosive volcanic eruption of trachytic alkali magma of the Ulleung Island volcano, rhyolitic subalkali magma of the several Japan volcanos, and trachytic alkali magma of unidentified submarine volcano.
- The Ulleung Basin is characterized by submarine channels in the northeastern part of the Ulleung Basin plain whereas the unchannelized other Ulleung Basin is flat and well stratified. Sediment cores obtained from the channelized Ulleung Basin and the unchannelized Ulleung Basin reveal different sedimentary environments based on tephrochronology. During the Holocene period, sediments were accumulated at a rate of 17.5~24.7 cm/kyr based on the Ulleung-II tephra in the unchannelized Ulleung Basin. During the Oxygen Isotope Stage 2, a very thick turbidite mud was deposited at a rate of 27.8~28.7 cm/kyr in the unchannelized

Ulleung Basin. In the channelized Ulleung Basin, sediment accumulation rate shows 11.8~23.5 cm/kyr during the Holocene period. During 9,300 yr B.P.~88,000 yr B.P. when is represented by the interval between the Ulleung-II tephra layer and the Aso-4 ash, hemipelagic mud was deposited at a rate of 2.9~5.0 cm/kyr. Very low sediment accumulation rate may be resulted from small scale input of turbidite mud or erosional processes. During 88,000 yr B.P.~110,000 yr B.P. hemipelagic mud was deposited at a rate of 12.7~13.1 cm/kyr.

- The unidentified tephra which consists of milky pumiceous lapilli, dark scoria, and fine-grained ash, originated from a phonolitic alkali magma. Since this fine-grained ash was operated on cement between lapilli and scoria, the tephra layer is characterized by semi-consolidated. The tephra layers were accompanied with laminated mud or cross laminated mud. The unidentified tephra shows low Ti, Mg, Ca contents, and high Fe content than tephra derived from the Ulleung Island. These characteristics were reported with unwelded submarine pyroclastic flow deposits, and laminated mud or cross laminated mud were resulted from the waning of pyroclastic flow. In the Korea Plateau, these tephra layers show a increase of mean grain size and thickness.
- (3) Terrigenous materials of the three cores are considered slightly different in their sources because the ratio of the two typical terrigenous elements (Ti and Al) are different from core to core. Also, the chemical index of weathering and alternation shows a difference degree of weathering. The highest weathering is recorded in 94PC-2 core and the small degree of weathering in both of the 95PC-4 and 96EBP-4 cores.
- (4) Fifty-three genera and one-hundred fifty-six species of diatoms are identified from 95PC-8 core, while fifty-one genera and one-hundred forty-four species of diatoms are identified from 95PC-9 core where is located about 20 km west of 95PC-8 core. The most dominated species is *Thalassinema nitzschiodes* and the second most dominated species is *Paralia*

sulcata. Vertical changes on relative density, dominant diatom species, and coastal, warm and cold diatom species are studied. From above studies, the conspicuous oceanographic and climatic changes have been occurred several times from 95PC-8 and 95PC-9 cores. These changes can be indirectly used for defining the boundary of Isotope Stages.

(5) Variation of recent sedimentary environments in the northern part of the East Sea

Recent sedimentation rate was 0.1-0.2 mm/yr from the method of ^{210}Pb and was 26 cm/kyr based on the Baikdo volcanic ash layer.

- Primary productivity has been changed remarkably during the recent one thousand and several hundred years in the northern part of the East Sea. Primary productivity during the several hundred years after the volcanic eruption of the Baikdo was as twice high as that in the periods of several hundred years after and prior to that period.
- Metal composition of the Baikdo volcanic ash layer was characterized by low content of Ti, Ba, Sc, V, Cr, Ni, Cu, and Sr, and high contents of Zn, Ga, Rb, Y, Zr, Nb, Th, U, and rare earth elements.

(6) Variation of paleoceanographic environment during the period of Holocene

- Paleo primary productivity has varied with the cycles of 1,000~2,000 years during the period of Holocene, and there have been several times of anoxic environment in the deeper water column than the bottom of the Ulleung Basin.
- Siliceous productivity contributed in the primary productivity were higher in the southern part than that in the northern part of the western East Sea since the late Pleistocene. This implies that silicate supplied from the south has controlled the siliceous productivity in the East Sea.

(7) Six echo facies are classified on the basis of clarity or reflection intensity, lateral continuity, and shape of the bottom and subbottom echoes.

- Echo facies suggest various deposits including sands and gravels (re)deposited by shallow marine processes, hard rock basement or

irregular volcanic edifices, composite deposits of hemipelagites and intermittent turbidites, stacks of debrites, various mass-flow deposits, and deposits of rock fall.

- The top of Dok Island and Dok Seamount were eroded by shallow marine processes when the relative sea-level stood 100~150 m lower than the present. The eroded sediments are transported downslope mainly by debris flows along submarine canyons, and rock falls.

In the Ulleung Basin plain and Ulleung Interplain Gap, hemipelagic settling has been prevalent with intermittent deposition from turbidity currents, but most submarine channels seem to have been inactive in the late Pleistocene.

- The Korea Plateau is characterized by hemipelagic sedimentation and intermittent turbidity currents with a limited contribution of sediments to the Ulleung Basin plain and Ulleung Interplain Gap.

(8) Biogeochemical process in the water column

- New method for the determination of biogenic silica and lithogenic silica in the particulated matter of the water column was developed in this study.
- Contents of particulated biogenic silica had a good correlation with the depth in the exponential scale.

Dissolved oxygen contents in the deep water of the East Sea have continuously decreased during the recent several decades.

- Silica productivity has increased in the southern part of the East Sea during the recent couple of decade.

V. Suggestions for Applications

1. The detailed bathymetry and distribution of rock falls can be used to facilitate the safe construction of underwater structure at the shores of Dok Island.
2. Gas pockets are located at the continental slopes of the Korean Peninsula thus detailed survey is needed to assess the potential of gas hydrates.

3. Evolution and formation of the Ulleung Basin crust can provide the direct explanations of the opening of the East Sea.
4. The study of sedimentary environments and bottom water conditions based on sedimentary facies analysis can serve as a framework to investigation of paleoceanography of the East Sea including sea-level fluctuation and bottom water ventilation.
5. In spite of the small amount of data, the evaluation of the relationship between the sediment source and climatic variation may be evaluated through the continuous study of major elements in the core sediments.
6. The marker tephra layers take an advantage of chronostratigraphic correlation among deep-sea core sediments and can be utilized paleoenvironmental reconstruction. The tephra derived from submarine volcano will offer a new marker tephra and have a possibility of ore mineral.
7. The distribution of diatom species, relative density, coastal, warm and cold species of diatom assemblages can be used for the indicator of paleoceanographic and paleoclimatic changes in the East Sea in the late Quaternary. Although there is no direct isotopic data, the vertical changes of diatom assemblages provide the prediction of Isotope Stages. With the integration of ^{14}C (AMS), isotopic data, and tephra correlation as well as detailed sedimentological analysis, diatom data will be the most powerful tool for paleoceanographic and paleoclimatic reconstruction. In addition, diatom data can be used for the verification of other data such as isotopic data and tephrochronology.

목 차

제 출 분	
요 약 문	1
Summary	7
목 차	15
Contents	19
List of Figures	23
List of Tables	37
제 1 장 서 론	39
제 2 장 국내외 기술개발 현황	49
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	53
제 1 절 다중 음향측심기 해저지형 및 친부지층 자료처리 분야	55
1. 서론	55
2. 독도 및 주변 지질 환경	60
3. 자료 획득 및 방법	62
4. 다중빔 수심측정기 자료의 정밀해석을 위한 오차 보정 통계모형 알고리즘 구현	64
5. 해석 결과	101
6. 결론	105
제 2 절 중력 및 자력탐사 자료분석	108

1. 서론	108
2. 자료획득 및 처리	110
3. 자료 처리	111
제 3 절 심부탄성과 탐사	120
1. 서론	120
2. 자료획득 및 처리	123
3. 기록 자료	126
4. τ p 분석을 이용한 지각의 속도-깊이 관계	131
5. 지각구조	139
6. 토의	139
7. 결론	152
제 4 절 울릉분지의 층서 및 구조 해석	154
1. 서론	154
2. 다중채널 탄성과자료 획득	155
3. 한국대지, 울릉분지 중앙 및 남동 대륙붕에서의 탄성과자료 해석	157
4. 고해상 탄성과 단면 제작	168
5. 결론	177
제 5 절 시추퇴적물 특성과 퇴적환경	181
1. 서론	181
2. 연구방법	181
3. 결과 및 토의	184
제 6 절 유공층을 이용한 울릉분지의 고해양환경 연구	207
1. 서론	207
2. 방법	208
3. 결과 및 토의	208
4. 요약	243
제 7 절 저서성 유공층에 의한 동해의 고해양환경 연구	245
1. 서론	245
2. 재료 및 방법	246
3. 결과 및 토의	246

4. 결론	252
제 8 절 수요원소에 의한 동해의 해양환경변화	253
1. 퇴적물의 화학조성과 주요원소의 변화	253
2. 대륙기원 원소의 변화 및 화학적 풍화시표	268
3. 해양환경 변동과 이와 관련된 기후변동	269
제 9 절 다중코어검침기 (Multi-Sensor Core Logger: MSCL)를 이용한 퇴적특성 및 고기후 연구	271
1. 서론	271
2. 연구방법	272
3. 퇴적특성의 비교	272
제 10 절 동해분지 세립질 퇴적물의 미세구조 특성 연구	286
1. 서론	286
2. 연구방법	287
3. 연구결과 및 토의	287
제 11 절 독도와 한국대지 지역의 천부 지층탐사자료 해석	293
1. 서론	293
2. 자료 취득 및 분석 방법	294
3. 지역개관	296
4. 단성파상 분석	301
5. 단성파단면 해석	314
6. 퇴적환경 및 퇴적작용	358
7. 결론	361
제 12 절 동해 울릉분지 주변의 테프라층서 (tephrastratigraphy)	363
1. 서론	363
2. 분석방법	365
3. 동해 울릉분지 서측사면에서의 테프라층 분포	366
4. 해저화산분출기원의 테프라층	379
제 13 절 동해의 생지화학 원소 순환	392
1. 서론	392
2. 개요 및 방법	394

3. 결과 및 토의	403
4. 결 론	439
제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기억도	441
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	447
제 6 장 참고문헌	451
부 록	475
본 연구사업 연구결과의 전문 학술지 발표논문 현황	

CONTENTS

Summary	7
Contents	19
List of Figures	23
List of Tables	37
Chapter 1. Introduction	39
Chapter 2. Present Situation of Domestic and Foreign Technical Trend	49
Chapter 3. Contents and Results of the Study	53
Section 1. Seafloor topography and contemporary sedimentation	55
1. Introduction	55
2. Depositional environments in the vicinity of Dok Island	60
3. Data acquisition and processing	62
4. Development of a statistical model to suppress noise	64
5. Results	101
6. Conclusion	105
Section 2. Gravity and magnetic data analysis	108
1. Introduction	108
2. Data acquisition and processing	110
3. Data Processing	111
Section 3. Crustal structure of the Ulleung Basin from ocean bottom seismometer data	120

1. Introduction	120
2. Acquisition of OBS data	123
3. Record sections	126
4. Crustal seismic structure from tau p analysis	131
5. Crustal structure	139
6. Discussions	139
7. Conclusions	152
Section 4. Interpretation of stratigraphy and structure in the Ulleung Basin	154
1. Introduction	154
2. Acquisition of multichannel seismic data	155
3. Interpretation of seismic data in the Korea Plateau, central Ulleung Basin, and southeastern shelf area	157
4. High-resolution seismic data processing	168
5. Conclusions	177
Section 5. Characteristics of core sediments and depositional environments	181
1. Introduction	181
2. Methods	181
3. Results and discussion	184
Section 6. Paleoceanographic environments based on planktonic foraminifera	207
1. Introduction	207
2. Methods	208
3. Results and discussion	208
4. Conclusions	243
Section 7. Paleoceanographic environments based on benthic foraminifera	245
1. Introduction	245
2. Material and methods	246



3. Results and discussion	246
4. Conclusions	252
Section 8. Paleoceanographic environments based on major elements	253
1. Chemical compositions and variations of major elements	253
2. Variations of terrigenous elements and the degree of weathering CIW	268
3. Paleoceanographic environments and climate changes	269
Section 9. Sediment characteristics and paleoclimate from Multi-Sensor Core Logger	271
1. Introduction	271
2. Methods	272
3. Comparisons of sediment characteristics	272
Section 10. Characteristics of fine sedimentary structures of fine-grained sediments in the Ulleung Basin	286
1. Introduction	286
2. Methods	287
3. Conclusions and discussion	287
Section 11. Interpretation of high resolution seismic data in the vicinity of Dokk Island and Korea Plateau	293
1. Introduction	293
2. Data acquisition and methods	294
3. Geological settings	296
4. Analysis of echo characters	301
5. Interpretation of high resolution seismic data	314
6. Depositional environments and sedimentary processes	358
7. Conclusion	361
Section 12. Tephrastratigraphy in the Ulleung Basin	363
1. Introduction	363
2. Methods	365
3. Distribution of tephra in the southern slope of the Ulleung Basin	366



4. Tephra layers derived from submarine volcanos	379
Section 13. Biogeochemical mass flux in the East Sea	392
1. Introduction	392
2. Materials and methods	394
3. Results and discussion	403
4. Conclusion	439
Chapter 4. Accomplishment and Contribution of the Study	441
Chapter 5. Suggested Applications of Results	447
Chapter 6. References	451
Appendix	475

List of Figures

Fig. 1-1. Schematic illustration of "MECBES" project.	42
Fig. 2-1. Perspective image of bathymetry and topographic data from the north flank of Tenerife Island. This image was compiled from swath bathymetry offshore and Spanish military maps onshore. Note the strong contrast in the seafloor roughness between landslide area (center) and areas of submarine canyons (east and west).	57
Fig. 2-2. Schematic model showing the relationship between the development of landslides and the geological development of Tenerife Island.	58
Fig. 2-3. Location map showing Dok Island. The thin lines are the ship tracklines of the MECBES survey in April, 1998 on board R/V ONNURI. ...	59
Fig. 2-4. General bathymetric map of Dok Island and adjacent area, compiled using KORDI multibeam bathymetry database.	61
Fig. 2-5. Photographic result at Ulleung Interplain gap(south eastern boundary of Korea plateau).	63
Fig. 2-6. Three types of sonar echoes : Type I, Type II, and Type III.	65
Fig. 2-7. Bathymetry map of Dok Island and adjacent area, compiled from 4 years' field surveys conducted under the MECBES project.	68
Fig. 2-8. Three dimensional time series of raw multi-beam return echo signals.	69
Fig. 2-9. Time series of continuous raw beam signals.	75
Fig. 2-10. Moving average (10 pings) results of raw beam signals as in Fig. 2-9.	76
Fig. 2-11. Replacement of " 0 " value with nearly averaged value as in Fig. 2-10.	76
Fig. 2-12. Residual signals of 1st processed selected beam.	79
Fig. 2-13. Moving average results of residual signals as in Fig. 2-12.	79
Fig. 2-14. Replacement of outlier value with nearly averaged residual value	

as in Fig. 2-13.	80
Fig. 2-15. Raw reaturn beam signals with outlier (shallow water depth).	80
Fig. 2-16. 1st processed signals as in Fig. 2-15.	81
Fig. 2-17. 2nd processed beam residual signals as in Fig. 2-16.	81
Fig. 2-18. Corrected residual signals as in Fig. 2-17.	82
Fig. 2-19. Raw beam returns with continuous pings (shallow water depth).	82
Fig. 2-20. 1st processed raw beam return as in Fig. 2-19 (center beam outlier).	83
Fig. 2-21. Final processed beam returns as in Fig. 2 20 (no center and outter beam outlier).	83
Fig. 2-22. Raw reaturn beam signals with outlier (deep depth and flat bottom).	84
Fig. 2-23. 1st processed signals as in Fig. 2-22.	84
Fig. 2-24. 2nd processed beam residual signals as in Fig. 2-23.	85
Fig. 2-25. Corrected residual signals as in Fig. 2-24.	85
Fig. 2-26. Raw beam returns with continuous pings (deep depth and flat bottom).	86
Fig. 2-27. 1st processed raw beam return as in Fig. 2-26 (center beam outlier).	86
Fig. 2-28. Final processed beam returns as in Fig. 2-27 (no center and outter beam outlier).	87
Fig. 2 29. Raw return beam signals with outlier (slope bottom).	87
Fig. 2-30. 1st processed signals as in Fig. 2-29.	88
Fig. 2 31. 2nd processed beam residual signals as in Fig. 2-30.	88
Fig. 2-32. Corrected residual signals as in Fig. 2-31.	89
Fig. 2-33. Raw beam returns with continuous pings (slope bottom).	89
Fig. 2-34. 1st processed raw beam return as in Fig. 2-33 (center beam outlier).	90
Fig. 2-35. Final processed beam returns as in Fig. 2-34 (no center and outter beam outlier).	90
Fig. 2-36. Raw beam amplitude signals of deep and	

flat bottom. (advanced easterly).	93
Fig. 2-37. As in Fig. 2-36, except for advanced westerly.	93
Fig. 2-38. As in Fig. 2-36, except for advanced southerly.	94
Fig. 2-39. As in Fig. 2-36, except for advanced northerly.	94
Fig. 2-40. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-36.	95
Fig. 2-41. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-37.	95
Fig. 2-42. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-38.	96
Fig. 2-43. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-39.	96
Fig. 2-44. Parzen window estimation result as in Fig. 2-40.	97
Fig. 2-45. Parzen window estimation result as in Fig. 2-41.	97
Fig. 2-46. Parzen window estimation result as in Fig. 2-42.	98
Fig. 2-47. Parzen window estimation result as in Fig. 2-43.	98
Fig. 2-48. Smoothing result signal as in Fig. 2-44.	99
Fig. 2-49. Smoothing result signal as in Fig. 2-45.	99
Fig. 2-50. Smoothing result signal as in Fig. 2-46.	100
Fig. 2-51. Smoothing result signal as in Fig. 2-47.	100
Fig. 2-52. Three dimensional views of Dok Island and adjacent area (azimuth : 270° T, elevation angle : 50° above the sea-level).	102
Fig. 2-53. Shaded bathymetry of Dok Island and adjacent area.	103
Fig. 2-54. Distribution of echo types around Dok Island and adjacent area. The sections in which echo types were identified are shown as thick lines (black solid=type III; black dash=type II, light dark=type I). As shown here, summits of the seamount appear as areas of strong acoustic return. Diffractive pattern (indicative of rough surface) are generally found along the slopes at depth draped with sediment.	104
Fig. 2-55. An illustrated review of fan-deltoid (fan-delta-like) cone/apron (scree cones or volcanoclastic apron passing into deep water depth).	106
Fig. 3-1. Tracks of magnetic survey and topography in the study area.	109
Fig. 3-2. Total magnetic intensity, anomaly and topography along the profile A-A'.	112
Fig. 3-3. Total magnetic intensity, anomaly and topography along the	

profile B-B'.	113
Fig. 3-4. Total magnetic intensity, anomaly and topography along the profile C-C'.	114
Fig. 3-5. Magnetic anomaly contour map around the Dok Island.	115
Fig. 3-6. Free-air anomaly map produced from shipborne and satellite gravity.	117
Fig. 4-1. Physiographic map of the East Sea (Japan Sea) showing the discrimination of crustal type (from Tamaki et al., 1992); JB, YB and UB = Japan, Yamato and Ulleung Basins, respectively, YR = Yamato Ridge, KP = Korea Plateau, and OK = Oki Bank. Bathymetry is shown in meters. The numbers indicate the locations of DSDP and ODP sites. Inset shows the plate configuration; OP, PT, PP and AP = Okhotsk, Pacific, Philippine and Amurian plates, NT and JT = Nankai and Japan Trenches. Note that the crustal structure and type of the Ulleung Basin are under assumption. ..	121
Fig. 4-2. Location map of wide-angle seismic profiles of 1991 with magnetic anomaly of 100~400 nT along the southeast coast of the Korean Penin- sula (Isezaki and Shevaldin, 1996; Han et al., 1997). Circles indicate the positions of 13 OBSs that returned with seismic signals from the crust. Bathymetric contour interval is 200 m. Thick line segment 91 is the mul- tichannel seismic profile whose section is shown in Fig. 14. Position of extrusive volcanic rocks (25~17 Ma) in the southeast Korean Peninsula is shown by shading (from Chough and Lee, 1992; Yoon and Chough, 1995). ..	124
Fig. 4-3. Part of the record section of OBS-12 (a) before and (b) after spectral balancing and SSD (Spatial Signal Detection) filtering. Arrows indicate noisy traces of resonant character.	125
Fig. 4-4. (a) Location map of wide-angle seismic profiles of 1998. (b) Record sections of OBS 98-1. P _n is refractions from the upper mantle.	128
Fig. 4-5. (a)~(f) Record sections of OBS-4, 6, 12, 13, 19, and 22, respectively. Data portions processed by spectral balancing and spatial signal detection filtering are underlined. Circles denote the calculated traveltimes from crustal models in Fig. 4-11.	129

Fig. 4-6. (a) The OBS-13 record section muted for the tau-p transform.	
(b) The tau-p transform of Fig. 4 6 and (c) its picked tau-p values.	132
Fig. 4-7. (a) The crustal velocity-depth function derived by tau-sum inversion of the OBS-13 record. The surrounding band represents confidence bounds for ± 0.005 of picked p values. (b) The measured velocity distribution of oceanic layer 2 in ODP Hole 154B (from ODP Leg148 Scientific Party, 1993). Velocities higher than 5 km/sec from Fig. 4-7a are shown by circles for comparison. (c) A comparison of velocity (≥ 5 km/sec)-depth profile in Fig. 4-7a (thick curve) with those (H5, H6, and H10) from oceanic crust in areas affected by the Iceland mantle plume (from White et al., 1992). The Moho depth of 16 km under OBS-13 was computed from PmP arrivals (see Fig. 4-12d). The curves were aligned with 5km/sec at 6.2km depth. ...	134
Fig. 4-8. The tau-p transform of (a) OBS 4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, and (d) OBS-22 records.	136
Fig. 4-9. The crustal velocity-depth function from (a) OBS-4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, and (d) OBS-22 records.	137
Fig. 4-10. Shaded SeaBeam bathymetry of the northeastern Ulleung Basin showing Ulleung and Dok volcanic Islands and a seamount between them which were formed by volcanic eruption. The crustal model (Figs. 4-11a and 4-12b) suggests that the crustal structure in this area was altered by the volcanism.	138
Fig. 4 11. The crustal cross-sections under (a) Line A and (b) Line B, respectively. The line segments above represent the coverage of OBS records. The crossing point of two seismic lines is denoted by a solid circle.	140
Fig. 4-12. The crustal velocity models pertinent to (a) OBS-4, (b) OBS-6 (c) OBS-12, (d) OBS-13, (e) OBS-19, and (f) OBS-22, respectively, with traced rays at 5 km intervals. The ray-traced traveltimes are denoted by circles on the pertinent record sections in Fig. 4-4. Velocity information is plotted in Fig. 4-11.	141
Fig. 4-13. Synthetic sections for (a) OBS-4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, (d) OBS-13, (e) OBS-19, and (f) OBS-22 records.	142

Fig. 4-14. Distribution of alkaline basalts in northeast Asia (from Nakamura, 1989; Yoon and Chough, 1995). Three provinces produced by the hot region, designated as 1, 2, and 3, are centers of intense volcanic eruption of Miocene (26~13 Ma), Pliocene-Pleistocene, and Pliocene-Holocene, respectively (from Miyashiro, 1986). The basalt fields in northeast China are scattered along the failed rift system in the NE SW direction (Tatsumi and Kimura, 1991).	146
Fig. 4-15. (a) Multichannel seismic profile 91 (see Fig. 4-2) (from Choi, 1996) and (b) its line drawings with interpretation shown as letters: A (basement), B (diffraction), C (peg-leg multiple of basement), and D (seaward dipping reflectors).	149
Fig. 5-1. Location of seismic lines.	156
Fig. 5-2. Interpreted migrated seismic section of Line 1 in the Korea Plateau.	160
Fig. 5-3. Interpreted migrated seismic section of Line 2 between Ulleung Island and Ulleung Seamount.	161
Fig. 5-4. Interpreted migrated seismic section of Line 3 at the center of Ulleung Basin.	162
Fig. 5-5. Interpreted migrated seismic section of Line 5 in the southwestern Ulleung Basin.	163
Fig. 5-6. Location map showing seismic lines shot during 1994~1997 by the seismic research team at KORDI.	169
Fig. 5-7. The processing sequence for the high-resolution reflection images.	171
Fig. 5-8. A portion of migrated section obtained in 1994.	173
Fig. 5-9. A portion of migrated section obtained in 1995.	174
Fig. 5-10. A portion of migrated section obtained in 1996.	175
Fig. 5-11. A portion of migrated section obtained in 1997.	176
Fig. 5-12. Locations of the Quaternary faults and gas pockets.	178
Fig. 6-1. Bathymetric map showing coring sites.	182
Fig. 6-2. Sediment characteristics of MB98PC-3 core.	191
Fig. 6-3. Sediment characteristics of MB98PC-4 core.	192

Fig. 6-4. Sedimentological log of MB98PC-4 core. c=clay, m=mud, s=sand, and g=gravel.	193
Fig. 6-5. Sediment characteristics of MB98PC-6 core.	198
Fig. 6-6. Sedimentological log of MB98PC-6 core. c=clay, m=mud, s=sand, and g=gravel.	199
Fig. 6-7. Sediment characteristics of MB98PC-7 core.	200
Fig. 6-8. Sedimentological log of MB98PC-7 core. c=clay, m=mud, s=sand, and g=gravel.	201
Fig. 6-9. Coarse fraction content, number of planktonic foraminifera, number of benthic foraminifera, and number of planktonic plus benthic foraminifera in 10 g sediment of core 94PC-2.	233
Fig. 6-10. Planktonic/benthic foraminifera ratio (p/b), number of left coiled <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> , relative abundances of left coiled <i>N.</i> <i>pachyderma</i> (left coiled <i>N. p.</i> (%)), relative abundances of left coiled <i>N.</i> <i>pachyderma</i> within whole planktonic foraminifera (left-coiled <i>N. p.</i> (%) (W)), and relative abundances of broken planktonic foraminifera of core 94PC-2.	235
Fig. 6-11. Coarse fraction content, number of planktonic foraminifera, number of benthic foraminifera, and number of planktonic plus benthic foraminifera in 10g sediment of core 95PC-1.	237
Fig. 6-12. Relative abundances of broken planktonic foraminifera, planktonic/ benthic foraminifera ratio (p/b), number of left coiled <i>N. pachyderma</i> and right coiled <i>N. pachyderma</i> in 10 g of sediment of core 95PC-1.	238
Fig. 6-13. Relative abundances of left coiled <i>N. pachyderma</i> within <i>N.</i> <i>pachyderma</i> , and relative abundances of left and right coiled <i>N.</i> <i>pachyderma</i> within whole planktonic foraminifera of core 95PC-1.	240
Fig. 6-14. Foraminiferal characteristics of the core 96EBP-4.	250
Fig. 6-15. Vertical profile of the major element at site 95PC-1.	256
Fig. 6-16. Variations of TiO_2/Al_2O_3 ratio at site 95PC-1.	258
Fig. 6-17. Chemical index of weathering at site 95PC-1. Distinctive three groups; Holocene, transitional and glacial periods are recognized.	261

Fig. 6-18. Total organic carbon, carbonate content and C/N ratio at 95PC-1. Transition period is recognized.	265
Fig. 6 19. Total organic carbon, carbonate content and C/N ratio at MB98PC-4.	266
Fig. 6 20. Total organic carbon, carbonate content and C/N ratio at MB98PC-7.	267
Fig. 6-21. P wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98-PC3 core.	273
Fig. 6-22. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-4 core.	274
Fig. 6-23. X-ray radiograph of MB98PC-4 core. Tephra layers are well identified from magnetic susceptibility.	276
Fig. 6-24. Comparison of gamma density and magnetic susceptibility with grain composition and water content of MB98PC-4 core.	277
Fig. 6 25. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-5 core.	278
Fig. 6-26. P wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-6 core.	279
Fig. 6 27. X-ray radiograph of MB98PC 6 core. Scattered tephra and homogeneous mud are well recognized.	281
Fig. 6-28. X-ray radiograph of MB98PC-6 core. Crudely laminated layers are also identified from MSCL analysis.	282
Fig. 6-29. Comparison of gamma density and magnetic susceptibility with grain composition and water content of MB98PC-6 core.	283
Fig. 6-30. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-7 core.	284
Fig. 6 31. Comparison of gamma density and magnetic susceptibility with grain composition and water content of MB98PC-7 core.	285
Fig. 6-32. X-radiographs of selected sections which exhibit typical mud sequences of type A in the core MB97PC-19. LS=laminated sand and silt, LM=laminated mud with silt-clay couplets, CLM=crudely laminated	

	mud, BM=bioturbated mud, IIM=homogeneous mud.	288
Fig. 6-33.	Backscattered electron images (BSEI) of crudely laminated mud (CLM) and homogeneous mud (HM); image locations are shown in Figure. 4B. Diatom-rich zones with high-porosity appear darker than detrital-rich zones with low porosity. Boxes indicate enlarged areas. A) Upper CLM and lower homogeneous mud (HM); upward arrows indicate graded diatom-ooze laminae in IIM. B) Solitary diatom-ooze lamina in CLM which appears bright in Fig. 6-4B; arrows delineate upper and lower boundaries. C) Irregular strings of silt and diatom aggregates in CLM; bright elongate or oval lenses are silt aggregates and elongate wavy dark seams are diatom aggregates. D) Higher-magnification view of a lens-shaped silt aggregate; note the lack of clay and diatom frustules and sharp boundaries. E) Higher-magnification view of a diatom aggregate (indicated by arrows); note intact frustules in the aggregate; a silt aggregate occurs in the lower right part.	289
Fig. 6-34.	Detailed view of fine texture of crudely laminated mud (CLM) and homogeneous mud (HM) in BSEI; image locations are indicated in Fig. 6-6. (A) Graded diatom-ooze lamina in the topmost part of HM. (B) Graded diatom-ooze lamina in CLM which mainly consist of broken or intact frustules of various species. A planktonic foraminifer (f) occurs in the lower boundary. (C) Elongate silt and diatom aggregates (indicated by arrows); note large planktonic foraminifer (f) and diatom (d); boxed area is enlarged in D. (D) Broken frustules in diatom aggregate.	290
Fig. 6-35.	Location map of survey area showing bathymetry, Chirp-profiling tracklines and coring sites of BASAPES-96 and MECBES-97. Contours in meters.	295
Fig. 6-36.	Physiographic map of survey area. Bathymetry is based on SeaBeam data (KORDI, 1997). Contours in meters.	297
Fig. 6-37.	Seafloor image of the northeastern Ulleung Basin based on SeaBeam data (KORDI, 1997).	298
Fig. 6-38.	Distribution of mass flow deposits interpreted from echo types in the central and southern Ulleung Basin. After Chough et al. (1997).	300

Fig. 6-39. Echo facies map of the Dok Island and its margin, the MECBES-97 survey area. Description and interpretation of individual echo facies in Table 6-16.	303
Fig. 6-40. Echo facies map of the Korea Plateau and the Ulleung Interplain Gap, the BASAPES-96 survey area. Description and interpretation of individual echo facies in Table 6-16.	304
Fig. 6-41. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IA.	306
Fig. 6-42. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IF.	306
Fig. 6-43. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIA.	308
Fig. 6-44. Columnar section of piston core 95 8 recovered from the seafloor of Echo facies IIA. Core sediments are characterized by abundant hemipelagites (bioturbated and crudely laminated muds) and interlayered turbidites (distinctly laminated muds). See Fig. 6-2 for core location. After KORDI (1996).	309
Fig. 6-45. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIC.	312
Fig. 6-46. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIIA.	312
Fig. 6-47. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIIB.	312
Fig. 6-48. Seismic profile of Line 97-1 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	313
Fig. 6-49. Seismic profile of Line 97-2 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	316
Fig. 6-50. Seismic profile of Line 97-3 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	318
Fig. 6-51. Seismic profile of Line 97-4 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	319

Fig. 6-52. Seismic profile of Line 97-5 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	321
Fig. 6-53. Seismic profile of Line 97-6 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	322
Fig. 6-54. Seismic profile of Line 97-7 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	324
Fig. 6-55. Seismic profile of Line 97-8 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	326
Fig. 6-56. Seismic profile of Line 97-9 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	327
Fig. 6-57. Seismic profile of Line 97-10 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	328
Fig. 6-58. Seismic profile of Line 97-11 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	329
Fig. 6-59. Seismic profile of Line 97-12 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	330
Fig. 6-60. Seismic profile of Line 97-13 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	332
Fig. 6-61. Seismic profile of Line 97-14 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	333
Fig. 6-62. Seismic profile of Line 97-15 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	334
Fig. 6-63. Seismic profile of Line 97-16 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	337
Fig. 6-64. Seismic profile of Line 97-17 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	338
Fig. 6-65. Seismic profile of Line 96-2 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	339
Fig. 6-66. Seismic profile of Line 96-3 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	341
Fig. 6-67. Seismic profile of Line 96-4 and interpretation with codes of	

echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	342
Fig. 6-68. Seismic profile of Line 96-5 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	344
Fig. 6-69. Seismic profile of Line 96-6 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	345
Fig. 6-70. Seismic profile of Line 96-7 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	346
Fig. 6-71. Seismic profile of Line 96-8 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	348
Fig. 6-72. Seismic profile of Line 96-9 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	349
Fig. 6-73. Seismic profile of Line 96-10 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	350
Fig. 6-74. Seismic profile of Line 96-11 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	352
Fig. 6-75. Seismic profile of Line 96-12 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	353
Fig. 6-76. Seismic profile of Line 96-13 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	354
Fig. 6-77. Seismic profile of Line 96-14 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	355
Fig. 6-78. Seismic profile of Line 96-15 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	356
Fig. 6-79. Seismic profile of Line 96-16 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.	357
Fig. 6-80. Tephrostratigraphy in the western continental slope of the Ulleung Basin.	367
Fig. 6-81. X-radiographs showing textural characteristics of the Ulleung-II tephra.	368
Fig. 6-82. X-radiographs showing textural characteristics of the AT ash layer supplied from pyroclastic and epiclastic.	371

Fig. 6-83. Microphotographs of glass shards in the AT ash layer. (A) MB98PC-6 555 cm (B) MB98PC-7 466 cm (C) MB98PC-7 355 cm.	372
Fig. 6-84. X-radiographs showing textural characteristics of the SKP tephra derived from submarine volcano in the Korea Plateau.	374
Fig. 6-85. Textural changes of the Ulleung-II tephra according to distance from Ulleung Island.	376
Fig. 6-86. Grain size distributions of the Ulleung-II tephra. (A) 95PC-4 (B) 95PC-3 (C) 95PC-2 (D) MB98PC-4.	376
Fig. 6-87. Grain size distribution of the AT ash. (A) 95PC-4 (B) 95PC-3 (C) 95PC-2 (D) MB98PC-7.	380
Fig. 6-88. X-radiograph and microphotograph showing organism-concentrated layer intercalated with bioturbated mud in MB98PC 4 core.	380
Fig. 6-89. Nomenclatures of tephra layers acquired from the Ulleung Basin.	382
Fig. 6-90. Pair diagrams of major elements in SKP tephra vs. Ulleung tephra. (A) TiO_2/FeO^* (B) TiO_2/CaO (C) Na_2O/K_2O	383
Fig. 6-91. Diagram showing terminal velocity of individual components in air and seawater. L: Lithic, P1: Dry pumice, P2: Water-saturated Pumice, L (Field): Lithic within cores in the Ulleung Basin.	384
Fig. 6-92. Grain size distribution of the fallout deposit through subareal eruption (A) and submarine eruptions (B).	385
Fig. 6-93. Photographs and grain size distributions of tephra layer derived from subaqueous pyroclastic gravity flow in 96EBP-2 core.	386
Fig. 6-94. Microtexture of pumice lapilli supplied from the subareal volcanic eruption (Ulleung tephra). Transverse (A) and longitudinal (B) section of elongated vesicles.	388
Fig. 6-95. Microtexture of scoria (A) and pumice lapilli (B) supplied from subaqueous volcanic eruption (SKP tephra).	389
Fig. 6-96. Microtexture of pumice lapilli supplied from subaqueous volcanic eruption. Walls between vesicles are thick (A) and show hydration crack (B; arrow).	390
Fig. 6-97. Inferred model of subaqueous volcanic eruption in the	

Korea Plateau.	391
Fig. 7-1. Stationmap.	395
Fig. 7-2. X-radiographs and mean grain size of the sediment at MF97PC-1.	404
Fig. 7-3. Biogenic component profiles in piston core sediment at MF97PC-1.	407
Fig. 7-4. Relationships between organic carbon and biogenic silica in the sediment of the East Sea.	408
Fig. 7-5. Metal profiles in the piston core sediment at MF97PC-1.	416
Fig. 7-6. Profiles of particulated biogenic and lithogenic silica in the water column of the East Sea, August 1998.	426
Fig. 7-7. Profiles of the ratios of biogenic to lithogenic silica and relationship of the biogenic silica to depth in the water column of the East Sea, August 1998.	428
Fig. 7-8. Profiles of potential temperature and salinity in the East Sea, August 1998.	431
Fig. 7-9. Profiles of dissolved oxygen and silicate contents in the East Sea, August 1998.	432
Fig. 7-10. Profiles of apparent oxygen utility (AOU) and the relationship between the contents of silicate and AOU in the East Sea, August 1998.	434
Fig. 7-11. Comparisons for the recent variations of dissolved oxygen contents in the East Sea.	436
Fig. 7-12. Comparisons for the recent variations of silicate contents in the East Sea.	437
Fig. 7-13. Relationship between the silicate contents and AOU in the East Sea.	438

List of Tables

Table 5-1. Field parameters for the seismic survey in the East Sea.	127
Table 5-2. Acquisition parameters for the seismic data reprocessed for high-resolution images.	158
Table 6-1. Location of piston-coring site.	182
Table 6-2. Sediment characteristics of MB98PC-3 core.	185
Table 6-3. Sediment characteristics of MB98PC-4 core.	186
Table 6-4. Sediment characteristics of MB98PC-6 core.	194
Table 6-5. Sediment characteristics of MB98PC-7 core.	203
Table 6-6. Raw data of various environmental variables of core 94PC-2. The abbreviations are as follows: Dep (cm); core depth in cm; ODW (g); original dry weight in grams; >63 μ m; weight (g) in >63 μ m size fraction; F (N); no. of planktonic foram at split; Pbr (%); percent of broken planktonic foram; B (N); no. of benthic foram at split; P+B (N); no. of planktonic plus benthic foram at split; P/B (%); percent of planktonic/benthic foram; Are; no. of arenaceous foram at split; Ples; no. of left coiled <i>N. pachyderma</i> at split; Pris; no. of right coiled <i>N.</i> <i>pachyderma</i> at split; Ple%; % of left coiled <i>N. pachyderma</i> within <i>N.</i> <i>pachyderma</i> ; Plew%; % of left coiled <i>N. pachyderma</i> within whole planktonic foram; Priw%; % of right coiled <i>N. pachyderma</i> within whole planktonic foram; Gm; no. of <i>Globorotalia menardii</i> at split; Os; no. of ostracodes at split. na denotes not available.	209
Table 6-7. Number of planktonic and benthic foraminifers in 10 g sediment of core 94PC-2. All abbreviations are shown in Table 6-6.	215
Table 6-8. Raw data of various environmental variables of core 95PC-1. All abbreviations are shown in Table 6-6.	221

Table 6-9. Number of planktonic and benthic foraminifers in 10 g sediment of 95PC-1. All abbreviations are shown in Table 6-6.	227
Table 6-10. List of benthic foraminiferal species for the core 96EBP-4.	247
Table 6-11. The benthic foraminiferal biofacies of the core 96EBP-4. The foraminifera assemblages were dominant species those which represent more than 20% of the fossil benthic assemblage in the sample.	249
Table 6-12. Analytical results of the major elements from the East Sea site 95PC-1.	255
Table 6-13. Analytical results of the total organic carbon, carbonate and C/N ratio at site 95PC-1.	260
Table 6-14. Analytical results of the total organic carbon, carbonate and C/N ratio at site 98PC-4.	263
Table 6-15. Analytical results of the total organic carbon, carbonate and C/N ratio at site 98PC-7.	264
Table 6-16. Description and interpretation of echo facies.	302
Table 7-1. Sampling location.	394
Table 7-2. Description for thermoring line of sediment trap at MF98-D.	396
Table 7-3. Accuracy of the measurement of carbon, nitrogen and sulfur contents in this study for the standard reference sediment, BCSS-1 (NRCC).	399
Table 7-4. Precision of the determination for the biogenic and lithogenic silica.	403
Table 7-5. Biogenic components in the piston core sediment at MF97PC-1.	406
Table 7-6. Metal contents in the piston core sediment at MF97PC-1.	411
Table 7-7. Contents of biogenic and lithogenic silica in the water column of the East Sea, August 1988.	425
Table 7-8. Contents of dissolved oxygen and silicate in the water column of the East Sea, August 1988.	430

제 1 장 서 론

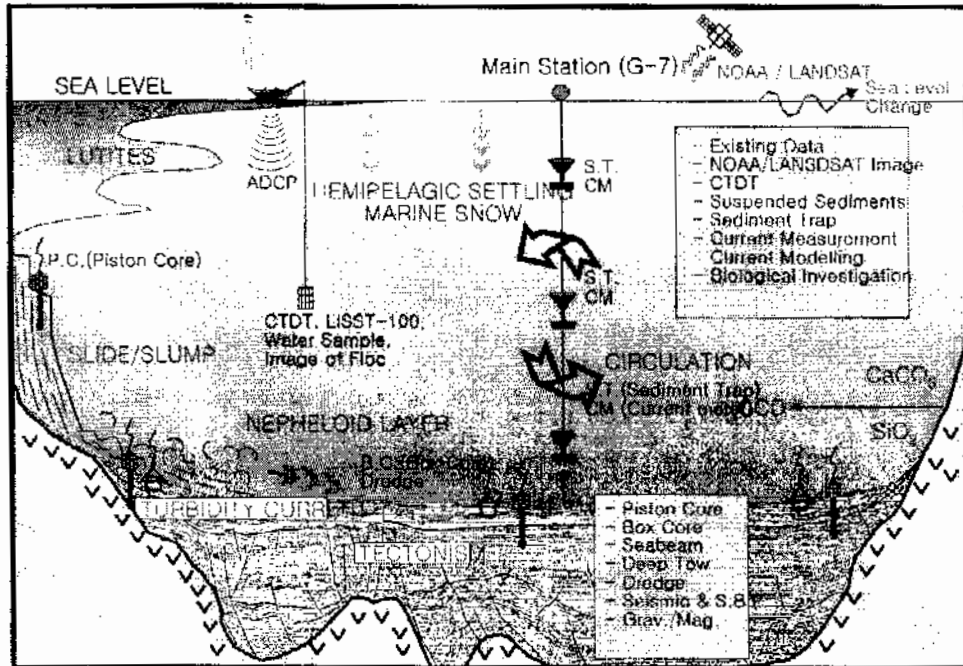
대표저자: 한상준, 허식 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

우리나라의 해양과학은 1980년 중반 이후에 국가적 차원에서 적극적인 지원에 힘입어, 멀리 남극과 태평양 심해저까지 그 연구 및 조사 영역을 확장하는 본격적인 발전단계에 접어들었다. 한반도 주위 해양영토의 효율적 관리를 위해서는 정밀 해저 지형 및 지구조, 퇴적환경 및 기작, 그리고 지구기후변화와 관련된 고해양환경 연구가 무엇보다도 필수적으로 제시되어야 한다. 그 동안 한반도 주변 해역에서의 해양연구는 주로 수심 200 m 이하의 대륙붕 지역으로 이루어진 황해와 한반도 동해안의 근해역에서 비교적 활발히 진행되어 왔다. 그러나 수심 200 m 이상의 대수심(大水深) 해역에서의 탐사 및 연구는 일부 대륙사면에서의 퇴적학적인 연구와 탄화수소자원 개발을 위한 소규모의 지구물리 탐사가 동해분지에서 수행되긴 했지만, 아직도 대부분의 동해지역이 해양학, 특히 해양지질학분야 연구의 불모지로 남아있는 것이 현실이었다.

본 연구의 대상지역인 동해는 평균 수심이 2,000 m 이상인 대수심 해역으로서 한국, 일본, 러시아로 둘러싸여 있는 지역으로 지정학적으로는 배타적 200 해리 경제수역(EEZ) 경계 설정과 관련되어 첨예한 대립이 현안으로 남아있다. 아울러 지질학적으로는 활발한 지각운동이 일어나고 있는 환태평양 화산 및 지진대에 접한 전형적인 후열도분지(back-arc basin)로서, 석유자원 외에도 인산염광물의 부존가능성이 높고, 해저케이블, 파이프라인 등 해저구조물 설치, 오염 및 유해폐기물의 투기, 지진, 해일 등의 자연재해 예방 및 해역방위 등에 있어서 그 중요성이 점차 증대되고 있다. 이러한 관점에서 일본 및 러시아는 20~30년 전부터 독자적으로 또는 해양선진국과의 공동연구를 통하여 심부 지질구조와 퇴적층의 형성, 고해양환경의 변화에 대한 많은 자료를 이미 축적하여 왔으며, 특히 일본은 동해의 형성 기원과 최근 활발해 지고 있는 지각운동의 원인을 규명하기 위해 심부 지각까지 시추를 시도하는 독자적인 OD 21(Ocean Drilling 21st Century) 프로그램을 계획하고, 2003년 실행을 목표로 대형 시추선을 건조 중에 있다.

국내에서도 최근 첨단 조사장비 및 조사선의 도입과 해양연구인력의 확충에 힘입어, 대수심 해역에서의 연구탐사 능력이 증대되고, 아울러 이 지역에 대한 학문적인

Marine Environment Changes and Basin Evolution in the East Sea of Korea (MECBES: Ulleung and Japan Basins)



Designed by S. J. Kim, Marine Geol. & Geophys. Division, KORDI

< Concept >

Projection onto Future from Present / Past

< Study Items >

★ Water Column

- Temperature & Salinity
- Primary Productivity
- Suspended Sediments
- Current / Circulation

★ Sediments

- Sediment Facies
- Stable Isotope
- Geochemistry
- Organism Identification

★ Subsurface Layers

- Seismic Interpretation
- Sonographs Mosaic

- Gravity / Magnetism
- Resources Investigation

Fig. 1-1. Schematic illustration of "MECBES" project.

관심이 높아지고 있다. 이러한 여건 하에서 해양영토의 효율적인 관리, 개발 및 보존에 대한 종합적인 기반 마련을 위하여, 동해의 지형, 퇴적 및 지구조적 진화, 제4기 기후 및 고환경변화의 구명을 목적으로 1994년부터 1996년까지 “한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구”의 3차년 탐사가 수행되었으며 (한상순 등, 1995, 1996), 본 연구사업은 그 결과를 토대로 다음과 같은 목표를 가지고 수행되었다 (Fig. 1-1).

1. 정밀 해저지형도 작성 - 다중빔 수심측성기 (MultiBeam Echo Sounder SeaBeam 2000)를 이용한 해저면 탐사장비와 3.5 kHz 및 3~11.0 kHz의 주파수를 이용하는 고해상 진부 지층탐사기를 사용하여 해저지형을 수치적으로 도면화하여 2차원 및 3차원 정밀 해저지형도를 작성한다. 또한 자원분포 파악과 공간자원 확보를 기함과 동시에 해저케이블 등 구조물 건설을 위해 사면안정성과 퇴적물 이동을 유추하는 기본자료를 작성한다. 그리고 해저면 영상과 고해상 음향 지층탐사자료를 결합한 현생 퇴적과정을 해석한다.
2. 중·자력 분포도 작성 - 정밀 해저지형 자료와 중·자력 분포 자료를 대비하여 해저화산 분포 및 하부 지질구조 및 암상을 해석한다. 이를 위하여 해상 및 인공 위성 중력자료를 취합하여 중력 및 자력이상을 계산하고 심부 지질구조를 해석한다.
3. 심부지질 단면도 작성 및 해석 (96 채년 탄성과 탐사) - 다중채널 탄성과 탐사에 의한 심부 지층구조와 퇴적층의 연대, 구조 및 층서 해석을 통해 시대별 퇴적환경을 분석하여 동해 분지의 형성과 진화 과정을 밝히고 탄화수소의 부존 가능성을 파악하고자 한다. 또한 해저면 지진계에 기록된 광각 탄성과자료를 이용하여 울릉분지의 퇴적층 하부 지각구조의 특성을 밝힌다.
4. 해저퇴적물의 퇴적환경 및 지질공학적 특성 파악 - 국내 최장인 12 m 길이의 롱피스톤 코아를 이용하여 퇴적환경 및 기작과 화산활동을 파악하여 전세계적으로 문제가 되고 있는 기후변동에 따른 해수면 변화의 역사를 규명하고 대륙사면의 안정도를 예측하여 해양 설치물의 최적 위치 선정과 건설 이후의 위험도 예보 자료로 활용한다. 이를 위하여 시추퇴적물의 퇴적상 분석을 통해 제4기 퇴적물의 퇴적기구, 퇴적환경, 고해양환경 변화를 규명한다. 또한 동해 주변 화산의 폭발적인 분출에 의해서 공급된 테프라층들을 이용하여 테프라시간층서를 확립하여 고퇴적환경을 복원한다. 주요원소 분석을 통하여 동해에서 빙기-간빙기 동안에 퇴적된 퇴적물의 주요원소 조성과 기후변동과의 관계를 복원하고, 시추퇴적물에서

관련 지질구조를 보이고 있다.

모양이다. 하부 기반암의 구조가 복잡하고 단층, 화산체, 퇴적층, 퇴적층 이동에 의해 부
 것으로 추정된다. 한국 남동 대륙붕과 대륙사면은 비활성 대륙주변부의 형태를
 동분지 중앙에서 남서쪽으로 존재하는 신부 화산체는 동남동지 생성시에 형성된
 더 더 두꺼워졌다. 동분지 중앙은 화산활동에 의한 영향이 적게 나타나, 동
 에 위치했을 것으로 추정되는 맨틀물류의 영향이 받아서 정상적인 해양지각 보
 2. 동분지 지각은 해저면 화강에 의해 형성된 해양지각이며 그 형성 당시 내륙중
 산체가 분포함을 지시한다.

1. 북도부근에서는 대규모의 해저사태가 발생하지 않았으며 지반의 침하도 크지
 가 작았다. 북도 부근에서는 쌍극자기이상이 나타나는데 이 지역에 여러 개의 화

고해양환경 변화에 대한 걸림을 수록했으며, 각각의 주요 연구절과는 아래와 같다.
 시료로부터 시화학적 분석을 통하여 동해의 고원차생산력 변화와 해수면 변동에 따른
 되고 동해의 생지화학 원소 순환을 밝히기 위하여 피스톤 시추코어와 상자형 퇴적물
 규면, 미고생물 및 화산 대포라중을 이용하여 퇴적시기와 고해양환경 변화를 해석, 그
 자료와 함께 피스톤 시추코어 시료를 분석하여 퇴적환경과 기작, 지질공학적 특성을
 한 동분지외의 지각구조에 관한 해석, 고해양환경 복원을 위하여 고해상 단층과 탐사
 파자료의 분석을 통해 연은 신부 지질구조와 층서 및 해저면 지진계자료의 분석에 의
 파 해석 기반암의 암상을 해석, 다중채널 단층과 탐사자료의 획득 및 처리방법, 단층
 동력이상 및 사력이상 분포를 분석함으로써 조사지역의 개략적인 심부구조 변화양상
 해상 3.5 kHz 단층과 탐사기의 조사자료 처리방법과 해저면 정밀지형에 관한 결과,
 이와 같은 연구 목적을 갖고 본 보고서에서는 Seabeam 2000 다중빔 측심기와 고

서태평양 지역의 지구 기후변화를 밝힌다.

극권선의 이동시기 등을 규명하여 고해양환경을 복원하고 퇴적층을 측정하여 부
 수문, 고원차생산력 (paleo primary productivity), 저층 해수 산소농도 및 동해
 비롯한 미고생물의 변화와 유극수, 퇴적물의 지화학적 조성변화를 통해 과거의
 직적 분포 파악과 연대 측정 - 동해 인분분지 시추퇴적물의 유공충, 가조 등을
 5. 동해 북부 인분분지 해역의 코아퇴적물에서 미고생물 및 환경 관련 원소들의 수
 구조분식을 통해 고해양, 고기후 변화를 파악하고 동위원소의 stage를 나눈다.

3. 후포뱅크와 뱅크 동측 대륙사면에서 취득된 시추퇴적물들은 상부의 사질 혹은 실트질 니와 하부의 점토질 니로 구성되며, 이는 최근세 최대 빙기 이후의 급격한 해수면 변동에 따른 퇴적물 공급의 변화를 반영하고 있다. 분지 평원에서 취득된 시추퇴적물 중, 희미한 층리나 퇴적상에 대한 미세구조 분석 결과, 동해는 최근세 최대 빙기 동안 지층수의 산소농도는 미세한 생물교란 작용이 가능한 정도로 유지되었으며, 해수 표층의 일차 생산은 낮았던 것으로 추정된다.
4. 울릉분지의 시추퇴적물에서는 유백색 부석과 암색 스크리아, 그리고 세립질 화산회들로 구성된 포노라이트질 알칼리마그마로부터 분출한 테프라층이 협재한다. 나랑의 세립질 화산회들은 시멘트작용으로 테프라층들이 반고화된 특성을 보여준다. 또한 상하부에 층리나 또는 사층리 나 퇴적물을 수반하며, 내부적으로 층리를 갖는 특징을 보인다. 테프라층은 울릉도기원 테프라층에 비해서 Si 함량이 거의 유사하거나 낮게 나타나며, Ti, Mg, Ca 함량은 현저히 낮고, Fe 함량은 높게 나타난다. 이러한 특징은 수중화산 폭발 시에 unwelded된 수중화쇄류의 특징과 일치하며, 수중화쇄류의 유입이 점차 감소하면서 층리나, 사층리 나가 형성된 것으로 보고되었다. 한국대지의 시추퇴적물에서는 이 테프라층들의 평균입도 및 층후가 훨씬 증가된 양상을 보이는데, 향후 해저화산의 위치 및 퇴적기작에 대한 보다 자세한 연구가 필요하다.
5. 대륙기원 원소들의 비가 코아간에 다르게 나타날 뿐만 아니라 화학적 풍화지수 및 화학적 변화지수도 빙기와 간빙기, 코아간에 확실한 차이를 보여주고 있다. 가장 높은 풍화지수를 보이는 94PC-2 코아와 낮은 풍화지수를 보이는 나머지 2개의 코아로 대별 가능하다.
6. 고해상 탄성과 특성은 반사파의 명확성, 측면연속성, 형태 및 해저지형에 따라 6개의 탄성파상 (echo facies)으로 분류된다. 각각의 탄성파상은 천해 해양직용에 의한 조립 퇴적물, 퇴적물 피복이 적은 화산암반, 간헐적 저탁류 퇴적물을 협재하는 반원양성 퇴적층, 암실류 퇴적층, 슬럼프, 슬라이드 및 암설류에 의한 퇴적층, 암석낙하 퇴적층을 반영하는 것으로 해석된다. 독도화산체는 해수면이 현재보다 100~150 m 낮았던 시기에 정상부가 평탄하게 침식되었으며, 사면에는 주로 해저협곡을 따라 발생한 암설류와, 국지적인 암석낙하에 의한 퇴적물의 재배치가 일어났다. 울릉분지 평원과 울릉분지간 통로에는 다수의 해저수로의 발달에도 불구하고, 간헐적인 저탁류의 영향과 통상적인 반양성 퇴적이 우세하게 일어

본 보고서를 작성하기 위해서 한국해양연구소 해양지질연구부와 해양화학연구부, 그리고 해양생물연구부 등의 참여자들이 헌신적으로 노력하였고 그외 많은 사람들의 도움이 있었다. 우선 은누리호 지석기 선장의 천 승조원들의 열정적인 도움과 지원으로 문해 심부해역에서 한국 조유외 출몰한 자료와 시료를 얻었으며, 연구관리과의 지원 또한 큰 밑거름이 되었다. 작은 위탁연구비에도 불구하고 훌륭한 연구결과를 내어

는 것을 말해 주고 있다.

값이 낮을수록 컸다. 이는 용출분지에서 최근 21년간 규질 생산력이 증가하였다. 1977년에 비하여 1998년에는 규산염의 농도가 증가하였으며 증가폭은 AOU 실험적으로 증가하는 경향을 보였는데 용출분지의 정점에서 높은 AOU의 AOU 이 감소하였다. 규산염의 농도와 AOU와의 상관관계는 규산염의 증가에 따라 비 대략적으로 각각 연간 1.39, 0.32, 0.35, 0.59와 0.72 $\mu\text{M/yr}$ 속도로 용출산소 함량 감소하였으며 일본분지 시편에서는 500, 1,000, 1,500, 2,000 및 2,500 m 수층에서 시편과 비교한 결과, 용출분지의 2,000 m 수층에서는 0.59 $\mu\text{M/yr}$ 의 속도로 규질 생산관계를 보였다. 1970년대 일본에서 조사한 동해의 용출산소 분포와 본 조 규소의 함량을 보였다. 생물기원 규소의 수심에 따른 함량분포는 높은 지수함수 같은 수층에서의 함량을 비교하면 용출분지가 일본분지에 비하여 높은 생물기원 산력이 활발한 유광대층을 지나면 수심에 따라 함량이 감소하는 경향을 보였다. 기원 규소의 분포는 100 m 보다 많은 유광대층에서 높은 함량을 가지며 일차생 하기 위하여 새로운 정량법을 본 연구에서 개발하였다. 수층에서의 일차성 생물 편다는 것을 시사하였다. 부유물질 중의 생물기원 규소의 함량을 정화하게 분석 낮은 동해의 시편에서는 규질생산력이 남쪽에서 북쪽으로 규산염에 의하여 수도 로중 유기탄소/생물기원 규소의 함량비를 비교한 결과, 남쪽으로 갈수록 그 미가 분지와 한국대지 인근의 대륙사면 하단, 일본분지 남서부의 피스톤 코어 시 은 일본분지의 저층은 여러 차례 용출산소가 고갈된 환경 상태에 있었다. 용출 0~2,000년의 주기로 동해의 고일차생산력의 변동이 있었으며 용출분지 보다 7. 일본분지에서 채취한 피스톤 코어시료를 분석한 결과, 홀로세 기간동안 약 1.00

은 많은 값을 나타내었으므로 해석된다.

적으로 발생했던 것으로 추정되며, 주변 용출분지와 용출분지간 동로로의 퇴적물

주신 조성권 교수 (서울대)와 특히 별도의 여비지원 없이도 매년 3~5명의 학생들까지 대동 승선하여 어려운 탄성과 탐사 작업을 도와주신 김기영 교수 (강원대)에게 깊은 감사를 드린다. 그 외에도 산·한·연·관 외부 전문가를 대상으로 매년 1회 자체적으로 실시한 연구결과 자문 평가회의에 참석하여 신랄한 토의와 함께 건설적이고 전향적인 연구방향을 제시하여 주신 참석자들에게도 감사를 표한다.

제 2 장 국내·외 기술개발 현황

1. 국외 기술동향

- (1) 동해의 퇴적환경 연구는 일본의 몇 개 대학이 주도적으로 수행했으나 주로 미고 생물과 지화학적인 방법을 이용하였기 때문에 총체적인 규모로는 시도되지 못했다.
- (2) 선진국에서는 1970년 이후 막대한 자금을 투자하여 다중채널 단성파탐사를 중심으로 자국 및 외국의 해양자원탐사를 수행해오고 있다.
- (3) 캐나다, 미국, 유럽, 일본 등은 물질플럭스의 이동, 일차생산력과 표층해양과정 그리고 저서과정 등을 연구하고 있다.

2. 국내 기술동향

- (1) 탄화수소, 메탄가스수화물, 그리고 인산염 광물의 부존가능성이 높지만 지난 20년간 한반도 남동쪽의 6광구 일부에서만 외국의 기술에 의해 자원탐사가 단편적으로 소득없이 행해졌다.
- (2) 최근까지 인원, 장비, 그리고 기술면에서 동해의 분지규모연구를 국내의 연구진이 독자적으로 수행하기 불가능하였으나 1992년 한국해양연구소에서 종합조사선 온누리호와 연구장비를 도입하면서 국내의 연구능력은 비약적으로 발전했다.
- (3) 1992년 이후 현재까지 한국해양연구소는 동해의 해양환경과 지구조 연구를 성공적으로 수행하였으며 그 연구결과 동해전체의 짜임새를 도출하기 위해서는 분지규모의 연구가 필요하다고 인식하고 있다.

3. 우리의 기술수준

국별 기술내용	주요기술선진국	우리나라
심부 지질의 구조 및 층서 해석	* 다중채널탄성파 탐사를 주 모하며 그 외 중력 및 자력 해석을 병행함.	* 한국 해양연구소에서는 선진국과 마찬가지의 장비와 기술을 보유.
	* 해저면 지진계를 이용하여 얻는 심부 탄성파자료로부터 보호면까지 약 30 km 두께 까지 지각구조를 연구.	* 한국해양연구소만이 해저면 지진 계자료의 처리 및 해석을 수행중이 며 그 기술은 선진국 수준임.
현생퇴적환경 연구	* 해양분지규모의 현생퇴적 작용을 연구 * 사면의 안정도를 정량적으 로분석	* 국내에서는 유일하게 한국해양연 구소에서 1993년부터 연구를 추진 * 현재는 삼축압밀기기를 이용하여 분석의 정량화를 극대화
생지화학 원 소 순환 연구	* 지구 전체규모의 순환을 국제 공동연구 프로그램으로 연구	* 한국해양연구소가 울릉분지서 시 계열 침강입자 표집장비 등을 이용 하여 연구중. * 동해 퇴적물에서의 화학적 추적자 정량분석과 조기속성 과정을 연구중

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

제 1 절 다중 음향측심기 해저지형 및 천부지층 자료처리 분야

대표저자: 이용국 (한국해양연구소, 해양지질연구단)
신동완 (이화여자대학교, 계산통계학과)

1. 서론

북태평양의 연해 (marginal sea)인 동해는 대양의 축소판과도 같은 심해와 반폐쇄형의 후열도분지 (back-arc basin)의 특성을 보인다. 특히 울릉도, 독도 및 울릉해저산을 중심으로 한 해저화산의 분포 및 그 특징 파악은 대양에서 흔히 나타나는 화산지형과 유사한 특징을 보이고 있다. 당해연도의 연구는 해저지형 분야 및 현생의 퇴적구조 파악에 대한 현장 조사, 분석 및 그 결과 또한 이와 연관된 화산체, 특히 독도를 중심으로 사면에 분포하는 낙석, 사태, 질량류 및 저탁류 등의 분포 파악에 그 주안점을 두었다. 이는 현생의 퇴적환경 파악이 화산체 하부의 지각 구조는 물론 그 생성과 연관된 지각판의 운동과도 밀접한 관계를 보이기 때문이다. 독도와 그 주변의 생성 모델의 구현은 지각판의 변동과 함께 동해의 특징적인 생성 기원과 커다란 관련이 있을 것으로 판단되기 때문이다.

해저사태 (submarine landslide)는 경사가 급한 해저화산의 사면이나 사면의 하부 해저면 등에서 자주 발견되는 퇴적구조이다. 지금까지 대규모 해저사태가 발견된 지역들을 보면, Hawaiian Ridges (Moore et al., 1989), Tristan de Cunha (Holcomb and Searle, 1991), La Reunion 섬 주변 (Lenat et al., 1989) 그리고 Canary Islands (Holcomb and Searle, 1991; Watts and Masson, 1995) 등 주로 큰 해저 화산섬 주변들이나, 이러한 대규모 해저 사태는 거대한 장관을 이룬다. 한 예로, Kauai섬과 Hawaii섬 일대에 발견된 여러 해저사태들의 경우, 그 규모가 약 100,000 km²에 달하며, 이는 수면위로 노출되어 있는 육지부분의 5배 이상에 해당되는 면적이다. 그리고 이

중 규모가 큰 것은 200 km 이상 긴 띠형태로 5,000 km에 달한다 (Moore et al., 1989).

해저사태는 한동안 활발하던 해저화산 활동이 서서히 식어가고 맨틀로부터의 마그마 공급이 줄어들게 됨에 따라 화산 자세는 서서히 변모하게 되면서 일어나는 일련의 작용들 (processes)이 화산체의 안정성 (mechanical stability)을 감소시킴에 따라 발생한다. 이러한 안정성을 감소시키는 작용들로는 (1) 그 동안 화산내에 충전되어 있던 마그마가 급격히 감소함에 따라 내부에 공동 (vacuum)이 생기고 화산체를 불안정하게 한다. (2) 대양에 생기는 해저화산들의 경우 대부분 움직이는 지판 (plate) 아래 고정된 hotspot으로 인해 형성되는데, 시간이 흘러 화산이 hotspot 영향권을 벗어나게 됨에 따라 화산과 주변의 지가이 더욱 더 빨리 식게 되고 swell이 감소하게 됨에 따라 화산체가 더욱 불안정해진다. (3) 일반적으로 시간이 오래 경과함에 따라 화산체의 하부를 받쳐주고 있는 지각판이 침하되어 불안정해지기도 한다.

해저사태의 원인 및 분포를 파악하는 것은 여러가지 면에서 중요하다. 예를 들어, 해저구조물을 축조하거나 해저 케이블 등을 매설하는 데 있어서 현재의 해저사태 퇴적물이 분포한 곳과 앞으로 해저사태의 가능성이 높은 지역들을 사전에 안다는 의미에서 그 중요성을 인식해야 한다. 그리고 최근에는 학문적인 차원에서도 관심이 새롭게 부각되고 있다. 이는 GLORIA, TOBI와 같이 넓은 해역을 빠르게 조사할 수 있는 음향탐사 장비 및 기술이 개발되고, 또 여러 나라들이 자국의 EEZ에 대한 조사를 변밀히 수행함으로써 인해서 이전에 발견되지 않은 새로운 증거들이 발견되었기 때문이기도 하다.

이와 같이 해저사태가 학문적인 관점에서 최근 새롭게 부각되기 시작한 주된 이유는 사태의 특성과 분포를 통해 과거 해저 화산의 형성 및 진화 과정을 새조명해 볼 수 있다는데 기인한다. 또한 해저사태의 유무는 어떤 화산 지형이 안정되고 어떤 것이 그렇지 못한지 구분할 수 있는 근거자료가 되기 때문이다. 이러한 새로운 학문적인 시도에 대한 좋은 예는 Canary Islands의 섬 중에 하나인 Tenerife섬에 대해 Watts와 Masson의 연구 결과이다 (Figs. 2-1 and 2-2).

본 연구에서는 1998년 MECBES 사업의 일환으로 4월 6일부터 약 3일간 독도와 주변 해역에 대한 나중빔 해저지형 탐사 및 Chirp 천부 지층 탐사를 수행하였다 (Fig. 2-3). 당초 독도와 그 주변해역에 대해 조사를 수행하기로 한데는 몇 가지 중요한 이유가 있다. 즉, 지금까지의 대규모 해저사태는 대부분 움직이는 대양지 지판위에 hotspot에 의해 형성된 해저화산 주변에서 발견되어 왔다. 반면에 동해와 같이 비교적

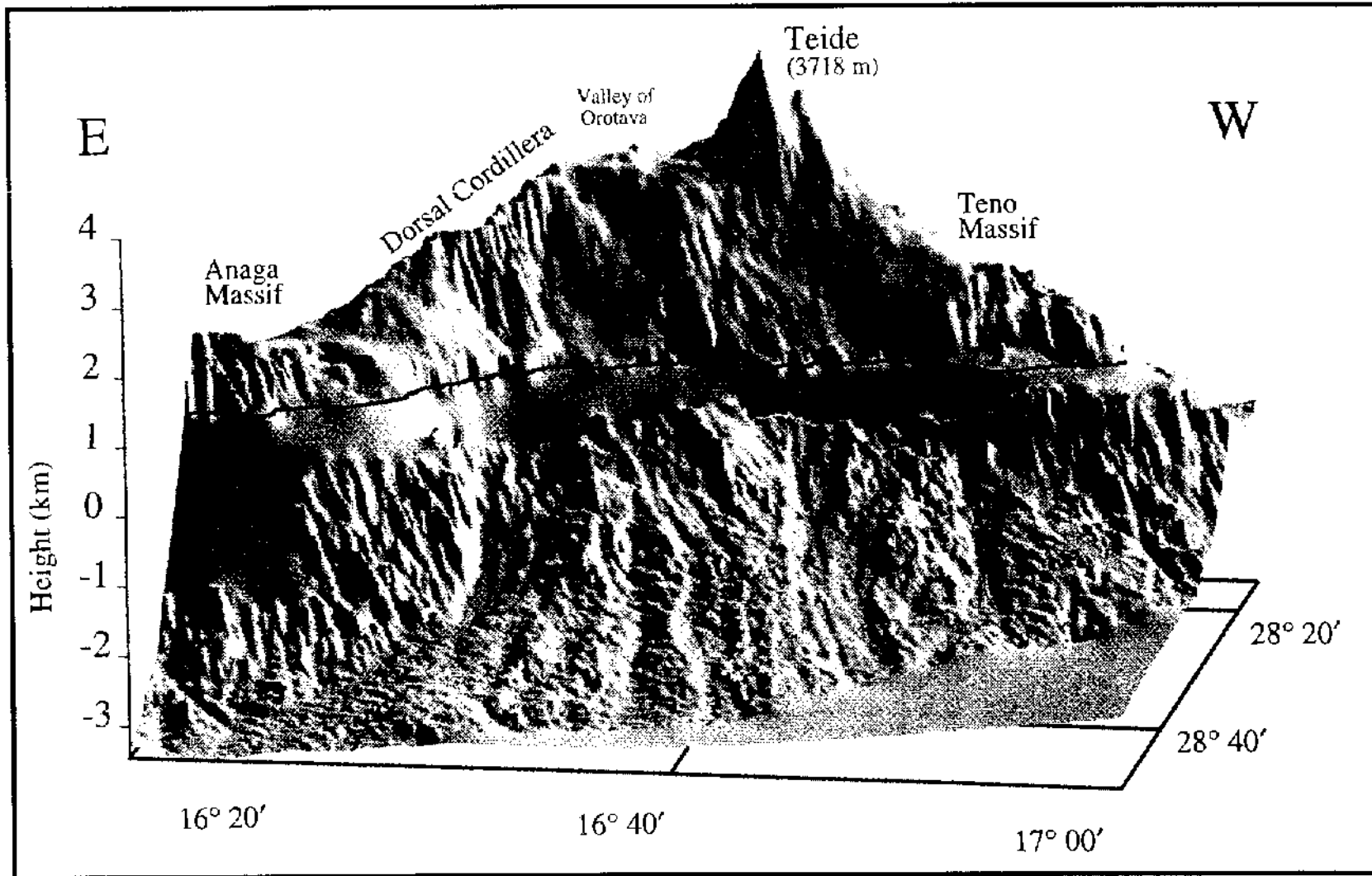


Fig. 2-1. Perspective image of bathymetry and topographic data from the north flank of Tenerife Island. This image was compiled from swath bathymetry offshore and Spanish military maps onshore. Note the strong contrast in the seafloor roughness between landslide area (center) and areas of submarine canyons (east and west).

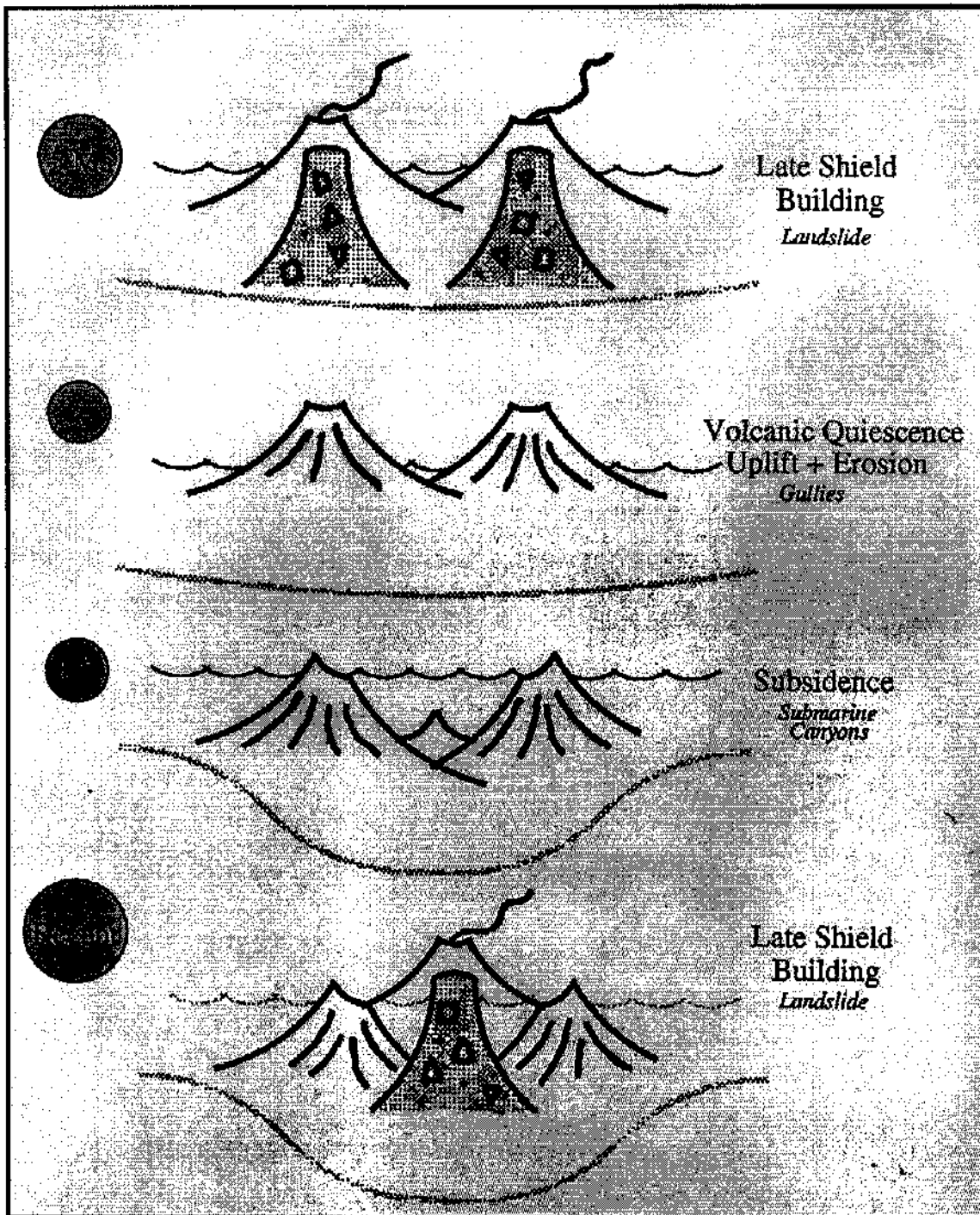


Fig. 2 2. Schematic model showing the relationship between the development of landslides and the geological development of Tenerife Island.

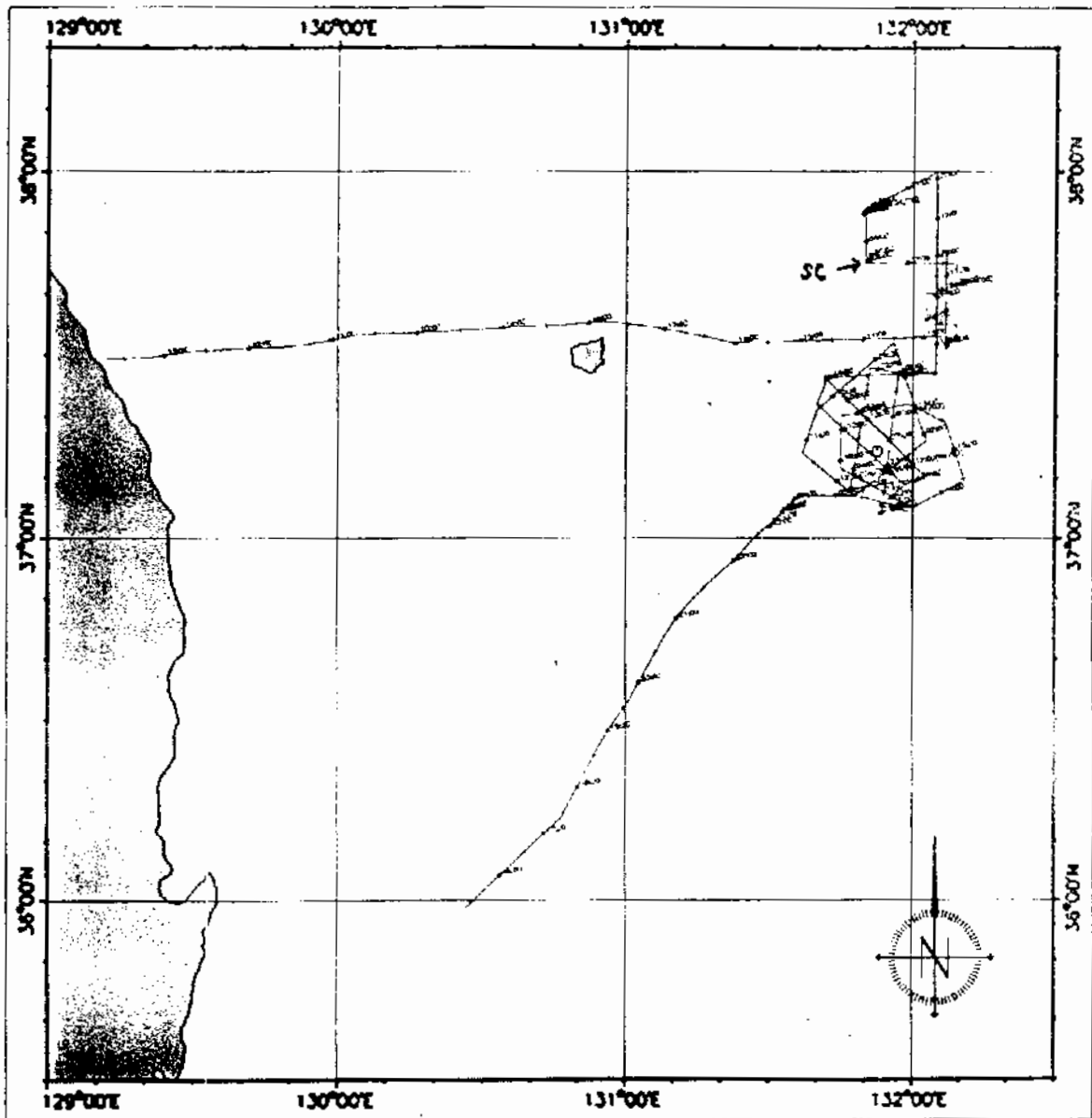


Fig. 2-3. Location map showing Dok Island. The thin lines are the ship tracklines of the MECBES survey in April, 1998 on board R/V ONNURI.

이동성이 적은 후열도 분지에 형성된 해저화산에 대한 연구는 되어 있지 않았다. 그리고 지금까지 수행된 조사는 주로 Hawaii나 Canary Islands 같이 커다란 해저화산에 대해 이루어져 왔다. 이에 반해 해저사태를 일으키는 일련의 작용들이 작지만 숫적으로 훨씬 더 많은 작은 해저화산 주변에서도 일어나는가에 대해서는 아직 제대로 아는 바가 없기 때문이다. 그러므로 이번 연구는 우리가 기대한 독도 및 주변해역에 대한 해저사태와 관련된 퇴적물의 분포를 파악하고자 하는 것에 대해 미흡하지만 여기서 얻은 자료를 통해 나름대로 몇 가지 중요한 결론을 내릴 수 있었다.

2. 독도 및 주변 지질 환경

독도는 환구조론상 후열도 분지에 해당하는 동해에 형성된 해저화산이다. 지형상으로 볼 때 독도는 주변 수심이 약 2,000 m 정도의 해저면 위로 솟아 있으며 밑바닥의 지층은 약 20~25 km 정도이다 (Fig. 2-4). 독도는 실제 하나가 아니라 3개로 이루어져 있는 일련의 화산섬이다. 독도에서 얼마 떨어지지 않은 동쪽에 2개의 화산섬이 해수면 아래에 존재한다 (Fig. 2-4의 A와 B로 표시). 독도도 해수면 위로 노출된 상대적으로 매우 작은 두 부분 (수, 동도와 서도)을 제외하고는 대부분이 해수면 아래 존재한다. 이 작은 두 섬을 제외한다면, 독도도 동쪽에 있는 두 해저화산들 모양으로 상단부가 평평한 (flat-topped) 해저화산 형태의 모양을 보인다. 이렇게 평평한 부분은 해수면하 수심 약 150 m에 놓여있다. Sohn (1995)에 의하면, 독도는 초기 후기 Pliocene에 형성된 것으로 추정되며, 8개의 암석군으로 구성되어 있다. 이들 8개군은 Trachyte I, Unit P-I, Unit P-II, Trachyandesite (2.7 ± 0.1 Ma), Unit P-III, Trachyte II (2.7 ± 0.1 Ma), Trachyte III (2.5 ± 0.1 Ma), 그리고 dike이다. 섬에서 발견된 암석 중 가장 오래된 것은 Trachyte I 암석군 아래서 나온 것으로 이는 4.6 ± 0.4 Ma로 추정된다 (Sohn, 1995). 독도의 경우 주변 경사면을 따라 해저로 퇴적물이 공급되었으리라 예상되는데 이 점은 지형에서도 잘 나타나있다. 독도 사면은 부수히 많이 패인 골 (valley)과 골 사이의 능선 (ridge) 들로 구성되어 있어 이들을 통해 해저로 퇴적물이 내려갔으리라 짐작할 수 있다.

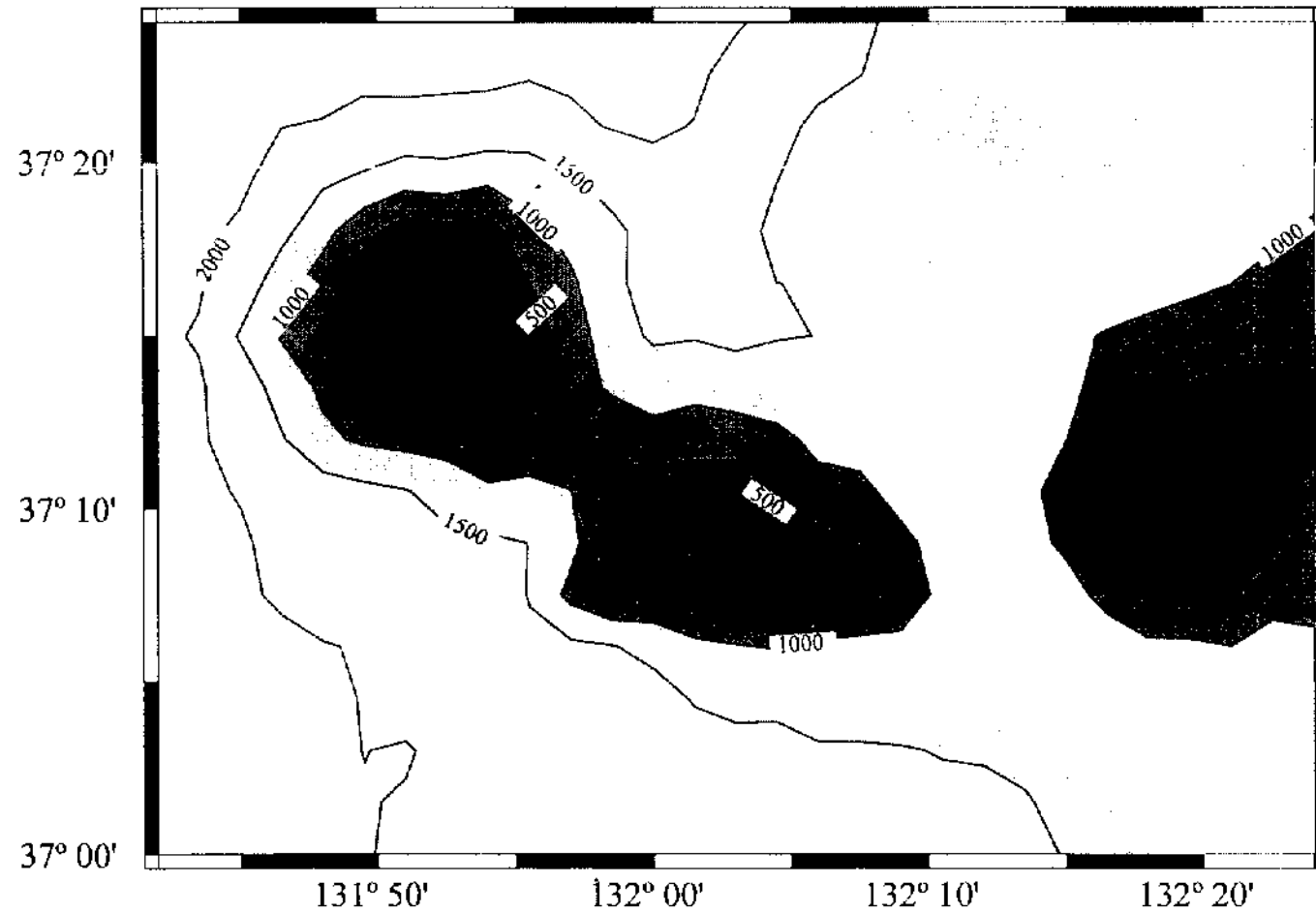


Fig. 2-4. General bathymetric map of Dok Island and adjacent area, compiled using KORDI multibeam bathymetry database.

3. 자료획득 및 방법

본 연구에서는 1998년 4월 6일에서부터 4월 8일까지 약 3 일간에 걸쳐 독도 주변을 조사하였다. 탐사 당시 배의 속도는 약 10~12 knot였고, 짧은 시간 내에 최대한 넓은 지역을 조사하기 위해 측선을 설정하였다 (Fig. 2-3). 조사에 사용한 주된 장비로는

- (1) 3~12 kHz Chirp Sub-Bottom Profiler (BATHY-2000P)
- (2) SeaBeam 2000 Multibeam Bathymetric System이다.

다중빔 수심측정기 (SeaBeam 2000)와 주파수 변조 방식의 천부지층탐사기 (Chirp Sub Bottom Profiler; Bathy-2000P)에 의한 자료획득은 독도를 중심으로 한 주변 해역에서 정밀한 해저지형의 파악과 사면에 분포하는 해저사태 규모파악을 위하여 이용되었다. 연구지역은 독도 정상 주변의 평평한 지역 (수심 150 m 미만 지역)과 주변 사면, 특히 북쪽사면에서 한국대지의 남단으로 이어지는 지역을 포함한다 (Fig. 2-3). 조사측선의 전체 길이는 약 500 km이다. 획득된 자료는 해저면의 수심자료와 음향영상자료 (Side Scan Image), Chirp에 의한 현생의 천부지층탐사 자료이고, 조사라인의 선상 측, 한국대지의 남단과 울릉분지에서 일본 분지로 이어지는 지역에서 (수심 2,300 m) 자유낙하식의 카메라를 이용한 해저면의 정지영상 촬영이 2회 이루어 졌다 (Fig. 2-3의 SC표시 지역; 결과 Fig. 2-5).

특히 이번 연구에서는 독도를 중심으로 최근까지 획득된 자료를 종합하고 증첩하여 해저지형을 구현하였으며, 1993년 이후 획득된 해저지형 자료와 향후 획득될 자료의 정밀 해저지형 처리를 위한 신호보정 및 지형보정 알고리즘을 통계적으로 접근 구현하였다. 통계적 방법에 의한 보정 알고리즘의 구현은 조사구역내에서 울릉분지의 평지 및 경사면에서의 자료로부터 수행되었다. 다중빔에 의해서 획득된 원시자료 (해저지형 및 해저면 영상자료가 모두 포함됨)에는 장비특성상 나타나는 수치화 처리시의 오차 및 이득 계인, 지연신호 적용 등에 기인된 기기적 특성과 기상 및 해황 등에 따른 이상섭 신호 및 수신신호의 측면에서의 신호강하현상이 뚜렷하게 나타나기 때문이다.

처리된 SeaBeam 2000의 원시자료는 전반적인 해저지형 파악을 위하여 이용되었고, Chirp 천부지층탐사기는 본 연구의 주된 목표인 해저면하 약 50 m 내외의 천부지층 구조 및 반사파의 음향학적 특성을 파악하는데 이용되었다.

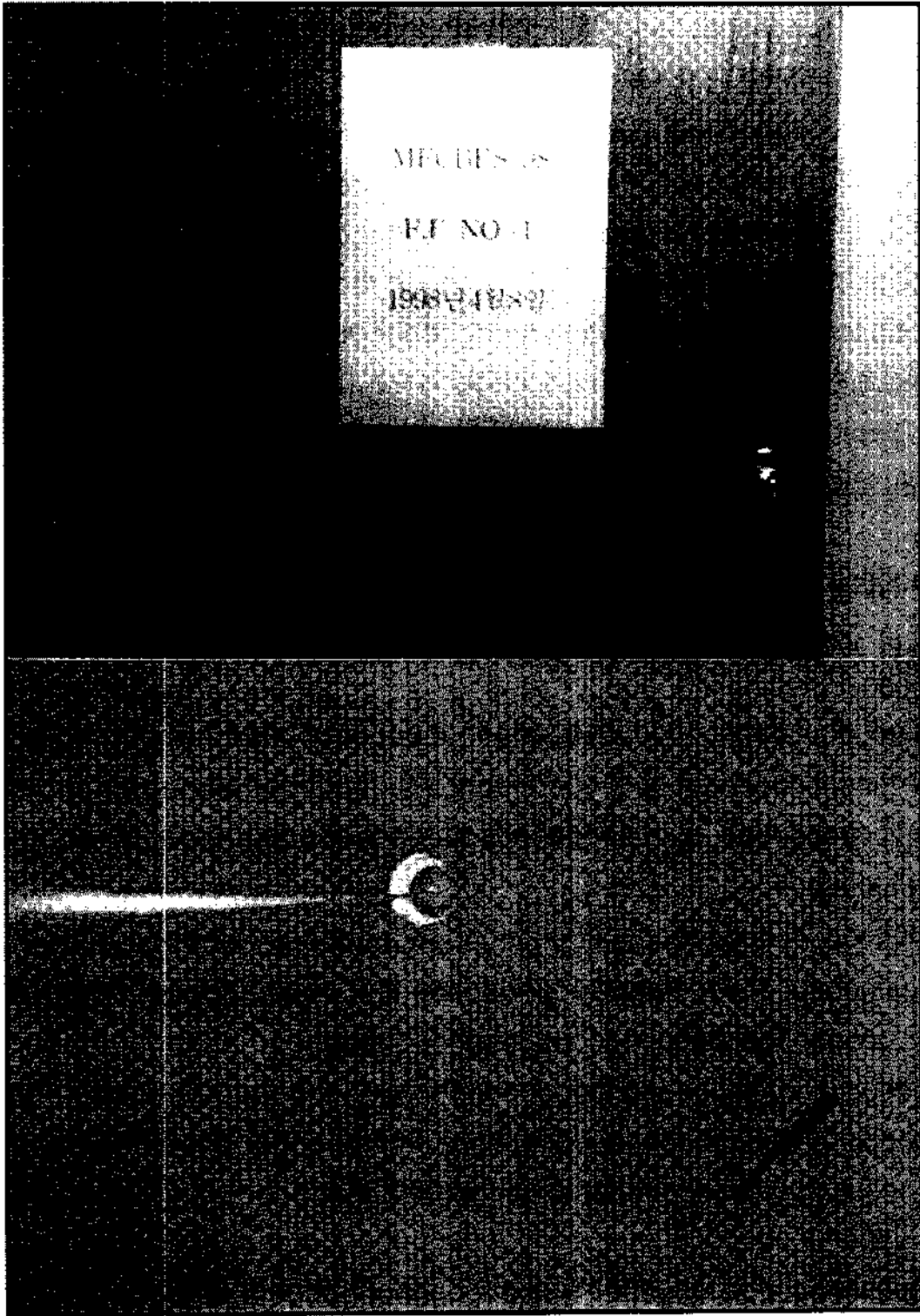


Fig. 2.5. Photographic result at Ulleung Interplain gaps(south eastern boundary of Korea plateau).

Chirp 천부지층 탐사기의 반사파 형태에 따라 크게 다음의 3가지 유형으로 분류하였다 (Figs. 2-6 and 2-7).

Type I - 퇴적층내 층서를 구분할 수 있음.

Type II - Overlapping Hyperbolae (쌍곡선); 회절 (Diffraction)에 의한 경우.

Type III - Opaque한 특성을 가지며 층서 (layer)를 볼 수 없음.

이들 중 쌍곡선 형태의 반사파는 음파가 날카로운 반사면을 지난 때 회절에 의해 발생하는 것으로, 실제 이러한 현상을 일으킬 수 있는 해저면의 조건은 다양하다. 본 연구에서는 이러한 조건들 중 일단 쌍곡선 형태의 반사파가 해저사태와 같이 표면이 거친 부분을 만날 때 발생했다고 가정하고, 이러한 Type II의 분포 특성을 분류하고, 또한 Type III과 같이 강한 반사파에 의해 내부구조가 보이지 않는 부분은 해저화산 성상의 평평한 (flat-topped) 부분에서의 특징으로 나타남을 볼 수 있다.

4. 다중빔 수심측정기 자료의 정밀해석을 위한 오차보정 통계모형 알고리즘 구현

통계적인 자료처리 기술 구현을 위하여 획득된 원시 자료를 3차원의 시계열 자료로 구성하고, 1회의 송신 및 수신에 따라 획득된 121개의 빔 중에서 측면으로 멀어짐에 따라 음압의 저하 및 신호지연에 따른 이상신호의 보정을 위하여 통계 모형을 구현 적용하였다.

1차적으로 원시자료에 포함되어 있는 이상점 (outlier)을 유형화하기 위한 additive와 innovational 모형을 적용하고, 오차의 제거 또는 적절한 값으로의 치환을 위하여 Tsay (1986)의 알고리즘을 적용, 자료처리를 실시하였다.

획득자료의 시계열 특성은 Fig. 2-8에서와 같이 원시자료 자체에 많은 이상점과 "0" 값으로 나타나는 미획득 자료를 포함한다. 이러한 신호에 의해서 변환되는 수심자료와 해저면 영상자료는 지형 및 해저면 영상자료 결과에 큰 영향을 미치게 된다.

가. 다중빔 자료 보정처리용 통계학적 알고리즘의 이론적 배경

다중빔 자료의 시계열 원시 자료는 현장에서의 자료 획득시의 여러 요인들 (기상 및 해상 조건 등)로 인하여 주변 값들과 비교하여 정상적이 아닌 관측값을 표시하게 된다. 이러한 자료들은 일반적으로 이상점 (outlier)으로 간주하여 다음의 알고리즘을

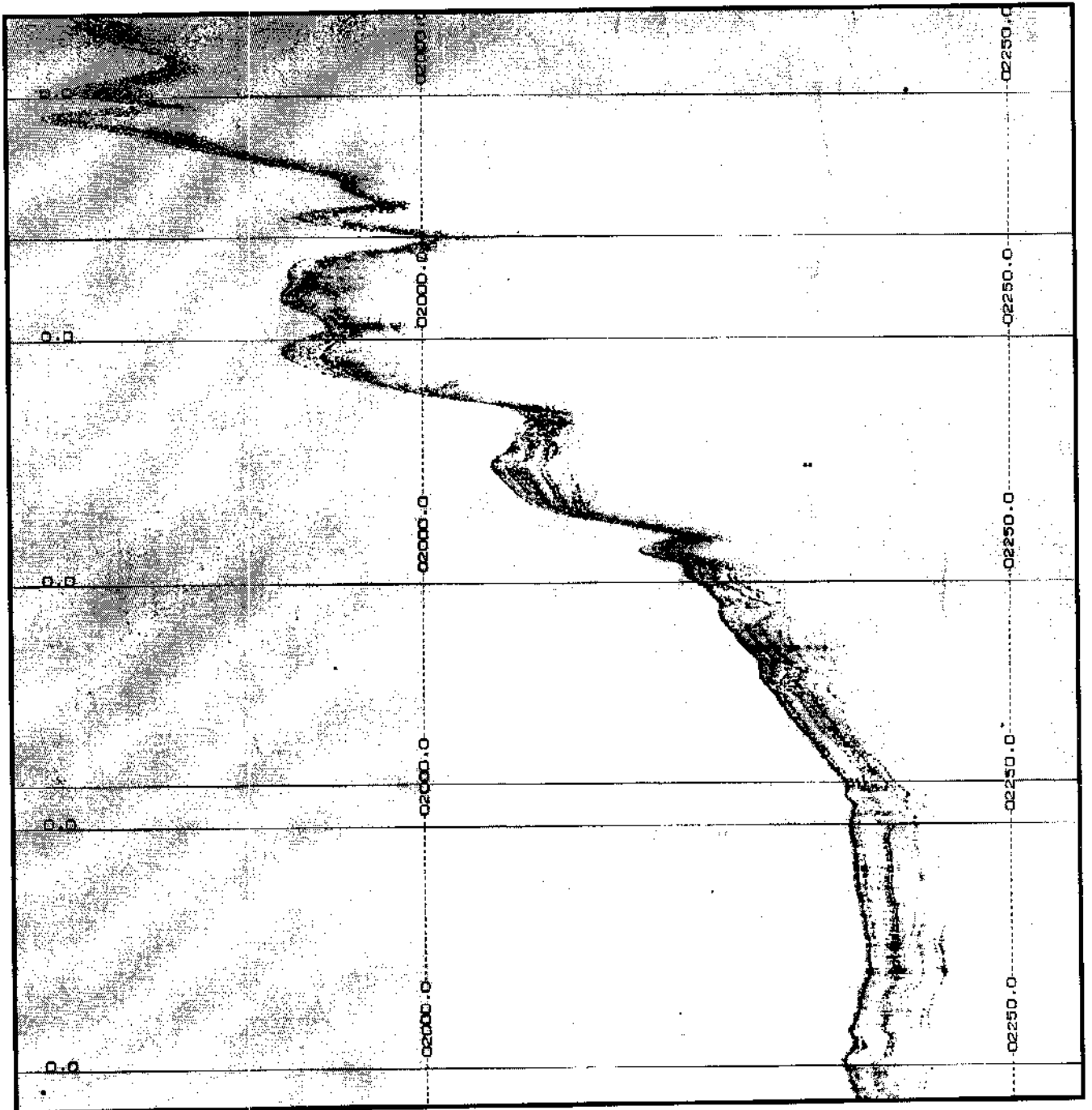


Fig. 2-6. Three types of sonar echoes : Type I, Type II, and Type III.

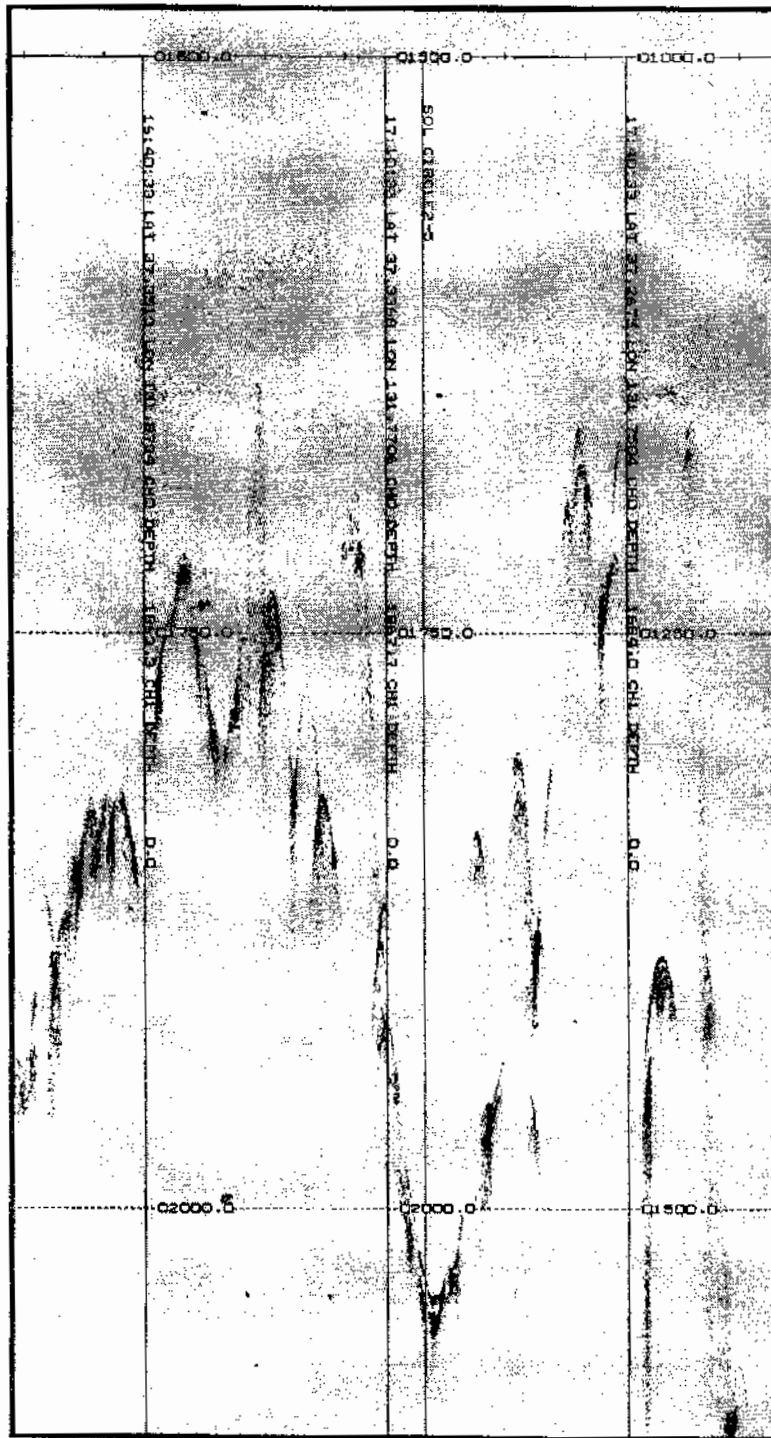


Fig. 2-6. (Continued).

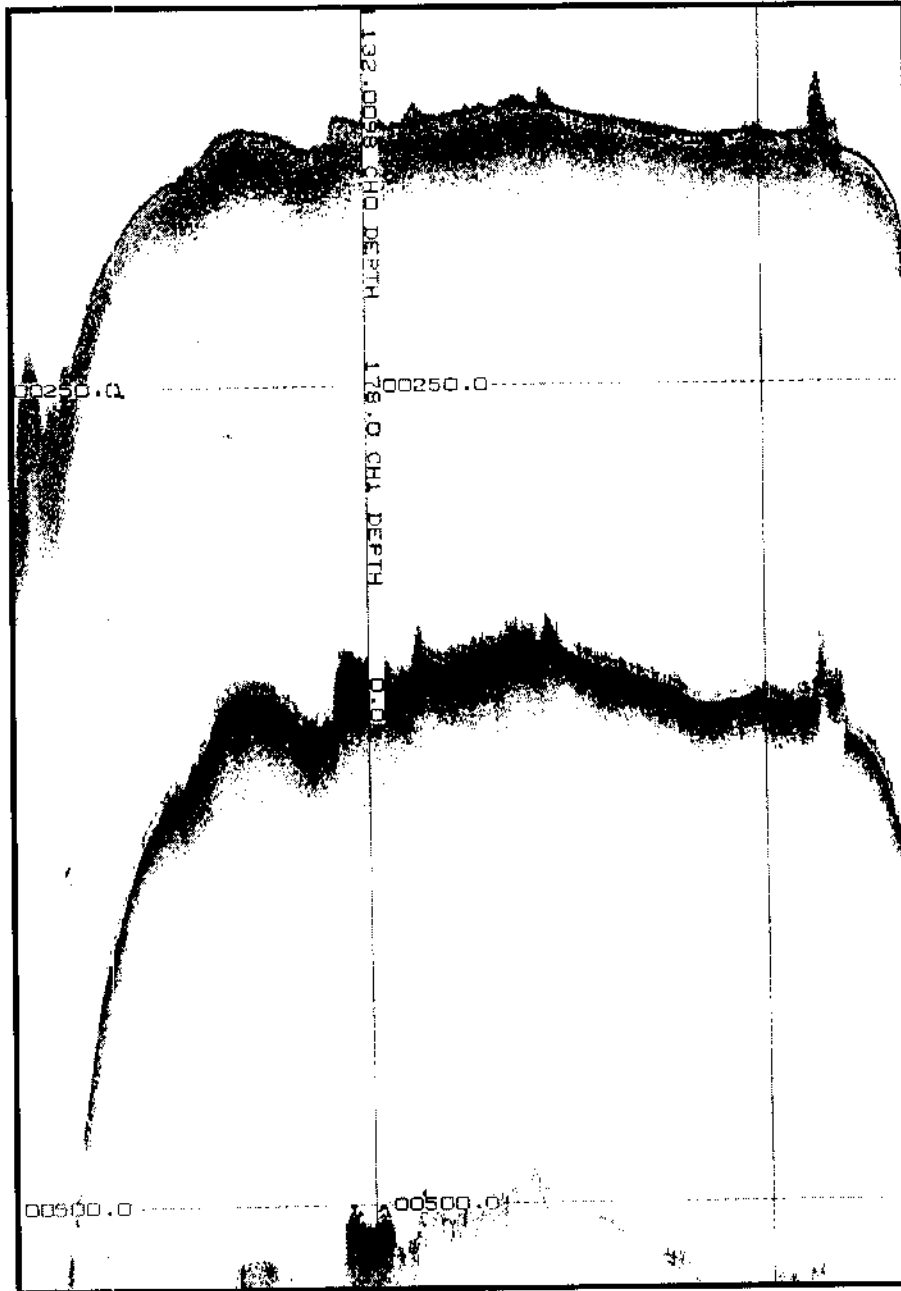


Fig. 2 6. (Continued).

Bathymetry(Dokdo)

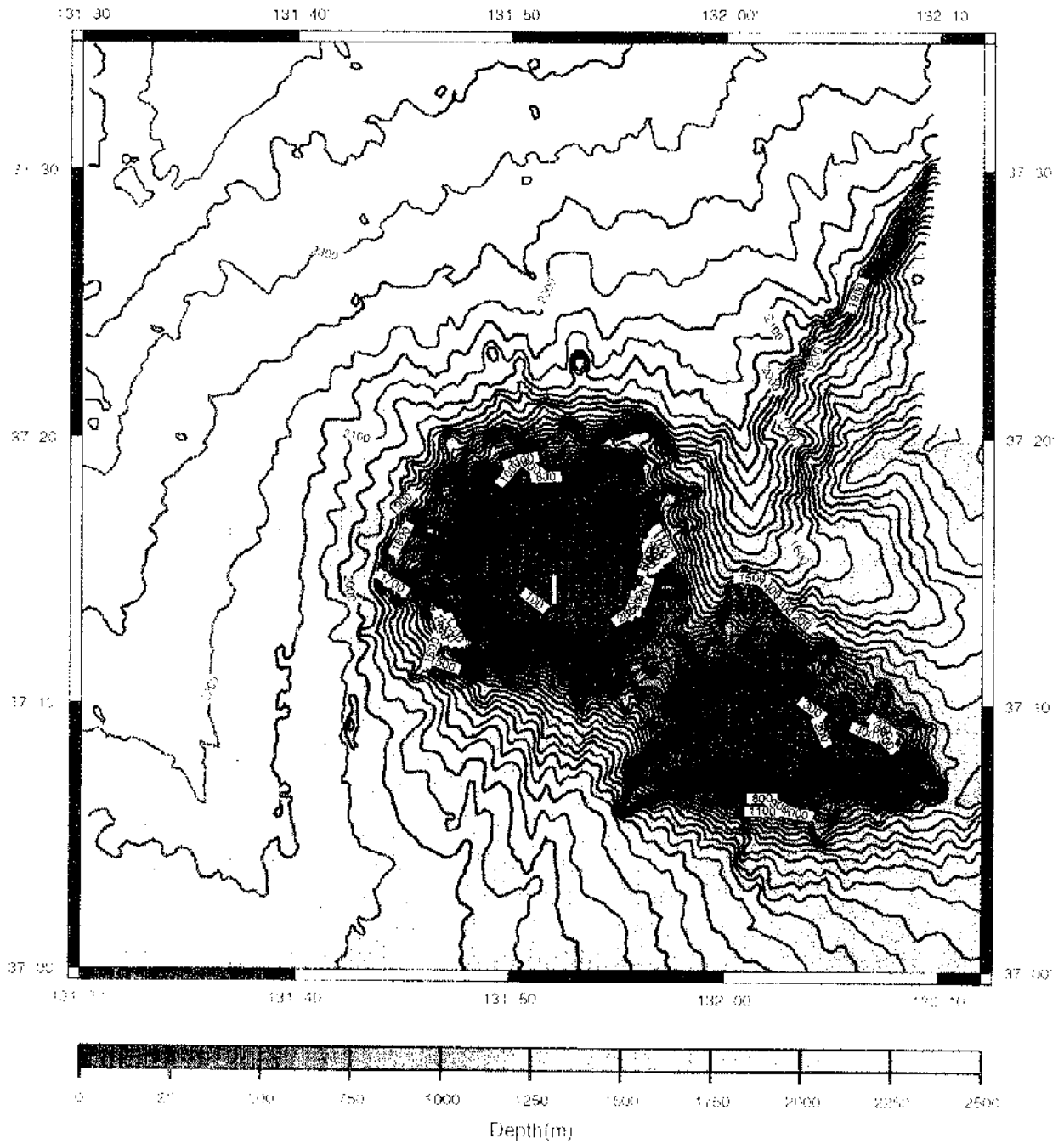


Fig. 2 7. Bathymetry map of Dok Island and adjacent area, compiled from 4 years' field surveys conducted under the MECBES project.

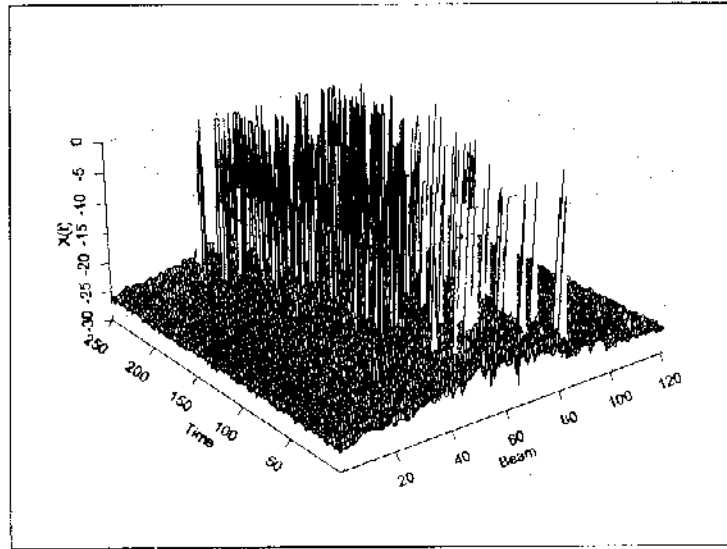


Fig. 2-8. Three dimensional time series of raw multi-beam return echo signals.

적용하여 제거 또는 유효값으로 치환한다.

(1) Additive 및 Innovational Outlier (이상점)

원시의 다중빔의 시계열 획득자료를 X_t , 이상점이 존재하지 않는 획득자료를 Z_t 라 하고 $\{Z_t\}$ 가 다음과 같은 ARMA (p,q) 모형을 따른다고 가정한다.

$$\Phi(B)Z_t = \theta(B)a_t \quad (2-1)$$

식 (1)에서 $\Phi(B) = 1 - \phi_1 B - \dots - \phi_p B^p$ 와 $\theta(B) = 1 - \theta_1 B - \dots - \theta_q B^q$ 는 각각 정상성을 만족하고 가역성을 충족하는 B에 대한 다항식이고, B는 $BZ_t = Z_{t-1}$ 와 같은 후방 이동 연산자 이다. $\{a_t\}$ 는 $N(0, \sigma_a^2)$ 을 따르는 iid 백색잡음 (White Noise) 과정이다.

가법적 이상점 (Additive outlier) (AO)이 시점 T에 포함되었을 때 관측치 X_t 는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$X_t = \begin{cases} Z_t, & t \neq T \\ Z_t + \omega, & t = T \end{cases} \quad (2-2a)$$

$$= Z_t + \omega I_t^{(T)} \quad (2-2b)$$

$$= \frac{\theta(B)}{\Phi(B)} a_t + \omega I_t^{(T)} \quad (2-2c)$$

$$I_t^{(T)} = \begin{cases} 1, & t = T \\ 0, & t \neq T \end{cases}$$

여기서 $I_t^{(T)}$ 는 시점 T에서 이상점의 존재 여부를 나타내는 지시변수 이다.

시계열내의 이상점 (Innovational outlier) (IO)이 시점 T에 포함되었을 때 관측치 X_t 는 다음과 같이 나타내어진다.

$$X_t = Z_t + \frac{\theta(B)}{\phi(B)} \omega I_t^{(T)} \quad (2-3a)$$

$$- \frac{\theta(B)}{\phi(B)} (a_t + \omega I_t^{(T)}) \quad (2-3b)$$

그러므로, additive outlier는 단지 T 시점의 관측치에만 영향을 미치는 반면 innovational outlier는 $\theta(B)/\phi(B)$ 표현을 통해서 T 시점 이후의 X_T, X_{T+1}, \dots , 모든 관측치들에 영향을 준다.

일반적으로 시계열 자료는 여러 개의 유형이 다른 이상점들을 포함하는 경우가 많기 때문에 그 개수를 k 라 하면 다음과 같은 일반 모형을 세울 수 있다

$$X_t = \sum_{j=1}^k \omega_j \nu_j(B) I_t^{(T_j)} + Z_t \quad (2-4)$$

여기서 $Z_t = \frac{\theta(B)}{\phi(B)} a_t$ 이고 시점 $t = T_j$ 에서 AO일 때는 $\nu_j(B) = 1$ 이며 IO일 때는 $\nu_j(B) = \theta(B)/\phi(B)$ 이다.

최근에는 (2-4)모형의 추정 문제에 대해 널리 연구되어 오고 있고, Guttman과 Tiao (1978), Miller (1980), Chang (1982)등은 이상점이 AR 과 MA 보수들을 추정하는 데에 있어 높은 오차 (bias)를 일으킬 수 있다고 발표한 바 있어, 만일 이상점의 생성 구조를 이용할 수 있다면 이런 편차들은 Box와 Tiao (1975)의 개입분석 기술을 사용함으로써 제거될 수 있다. 그러나 이상점의 시점과 유형이 알려져 있지 않을 때 이런 추정 문제를 해결하기 위해서 Abraham과 Box (1979)는 Bayesian 방법을 이용한 접근을 했고, Martin (1980)은 Robust 방법을, Chang과 Tiao (1983)는 반복적인 처리 절차를 제시하였다. 그러나 실제 모형에서 이상점의 수, 발생 시점, 유형, Z_t 의 차수가 미리 알려져 있는 경우는 거의 없으므로 이상점이 존재하는 경우 시계열에 대한 적절한 모형을 세울 수 있는 방법의 개발이 절실히 필요하다.

(2) 시점이 알려져 있을 때 이상점 효과의 추정

상기의 제한식에서 AO와 IO를 찾는 절차를 설명하기 위해 시점 T와 (2-1)의 모든 보수가 알려져 있다고 가정하여,

$$\pi(B) = \frac{\phi(B)}{\theta(B)} = (1 - \pi_1 B - \pi_2 B^2 - \dots) \quad (2-5)$$

라고 놓고

$$e_t = \pi(B) X_t \quad (2-6)$$

라 정의하면 (2c)와 (5)로부터

$$AO: e_t = \omega \pi(B) I_t^{(T)} + a_t \quad (2-7)$$

$$IO: e_t = \omega I_t^{(T)} + a_t \quad (2-8)$$

n개의 관측 치에 대해서, (7)의 AO 모형은 다음과 같이 쓰일 수 있다.

$$\begin{pmatrix} e_1 \\ \vdots \\ e_{T-1} \\ e_T \\ e_{T+1} \\ e_{T+2} \\ \vdots \\ e_n \end{pmatrix} = \omega \begin{pmatrix} 0 \\ \vdots \\ 0 \\ 1 \\ -\pi_1 \\ -\pi_2 \\ \vdots \\ -\pi_{n-T} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_{T-1} \\ a_T \\ a_{T+1} \\ a_{T+2} \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} \quad (2-9)$$

$\hat{\omega}_{AT}$ 가 AO 모형에 대한 ω 의 최소 제곱 추정치라고 하자. $\{a_t\}$ 가 백색 잡음 과정이기 때문에, 최소 자승법으로,

$$\begin{aligned} AO: \hat{\omega}_{AT} &= \frac{e_T - \sum_{j=1}^{n-T} \pi_j e_{T+j}}{\sum_{j=0}^{n-T} \pi_j^2} \\ &= \frac{\pi^*(F) e_T}{\eta^2} \end{aligned} \quad (2-10)$$

여기서 $\pi^*(F) = (1 - \pi_1 F - \pi_2 F^2 - \dots - \pi_{n-T} F^{n-T})$, F는 $F e_t = e_{t+1}$ 와 같은 전방 이동 연산자이며 $\eta^2 = \sum_{j=0}^{n-T} \pi_j^2$ 이다. 추정치의 분산은

$$\begin{aligned} \text{Var}(\hat{\omega}_{AT}) &= \text{Var}\left(\frac{\pi^*(F) e_T}{\eta^2}\right) \\ &= \frac{1}{\eta^4} \text{Var}[\pi^*(F) a_T] \end{aligned}$$

$$= \frac{\sigma_a^2}{\eta^2} \quad (2-11)$$

유사하게 $\hat{\omega}_{IT}$ 가 IO 모형에 대한 ω 의 최소 제곱 추정치라 하면,

$$IO: \quad \hat{\omega}_{IT} = e_T \quad (2-12)$$

$$\begin{aligned} \text{Var}(\hat{\omega}_{IT}) &= \text{Var}(e_T) = \text{Var}(\omega I_t^{(T)} + a_T) \\ &= \sigma_a^2 \end{aligned} \quad (2-13)$$

그러므로, 시점 T에서 IO의 효과에 대한 가장 좋은 추정치는 잔차 e_T 인 반면 AO 일 때는 시계연과정의 구조에 의존하는 가중치와 e_T, e_{T+1}, \dots, e_n 의 선형조합이 된다.

$\text{Var}(\hat{\omega}_{AT}) < \text{Var}(\hat{\omega}_{IT}) = \sigma_a^2$ 이고 어떤 경우에는 $\text{Var}(\hat{\omega}_{AT})$ 이 σ_a^2 보다 훨씬 더 작을 수 있다는 것은 쉽게 보일 수 있다.

다음과 같은 가설들에 대한 다양한 검정이 수행 될 수 있다.

$$H_0: X_T \text{는 AO도 IO도 아니다}$$

$$H_1: X_T \text{는 AO이다}$$

$$H_2: X_T \text{는 IO이다.}$$

AO와 IO에 대한 우도비 검정 통계량들은

$$H_1 \text{ vs. } H_0: \quad \lambda_{1,T} = \eta \hat{\omega}_{AT} / \sigma_a \quad (2-14)$$

$$H_2 \text{ vs. } H_0: \quad \lambda_{2,T} = \hat{\omega}_{IT} / \sigma_a$$

이고 가설 H_0 하에서, $\lambda_{1,T}$ 와 $\lambda_{2,T}$ 는 모두 $N(0,1)$ 을 따른다.

(3) Tsay 알고리즘의 적용 과정

이상점 (outlier)이 ARMA 모형의 적용시 발생하는 이상 결과를 해결하기 위하여 모형을 추정하고 이상점을 확인하여 제거하는 일련의 반복 절차를 Chang과 Tiao (1983)의 반복적 탐색 과정과 Tsay와 Tiao (1984)의 extended sample autocorrelation function (ESACF) 모형 추정 방법을 결합한 Tsay (1986) 방법을 도입하여 다음의 처리 과정에 의해서 원형의 자료를 복원하였다.

과정 1 (Identification) : 자료에 대해 (p,q)차수의 잠정적인 모형을 식별하고 반복적인 AR (p) 회귀로부터 AR 계수들의 추정치들을 획득하기 위해 ESACF를 사용한

다. 여기서 $\hat{\phi}_i, i=1, \dots, p$ 을 AR 추정치라 하면 보통 이것들은 AR (p) 회귀의 q번째 반복에서의 계수가 된다. 그러나 이상점이 존재하는 시계열에 대해서는 이런 AR 추정치를 구하기 위해서 AR (p) 회귀에서 반복된 AR 추정치의 일상적인 유형을 사용하기도 한다.

과정 2 (MA Estimates) : 과정 1에서의 AR 추정치들을 사용함으로써 데이터 X_t 를 $W_t = X_t - \sum_{i=1}^q \hat{\phi}_i X_{t-i}$ 에 의해서 W_t 로 변형시킨다. 그 다음에 MA 추정치들을 계산하기 위해서 bias corrected Durbin's method를 이용한다.

과정 3 (Detection) : 과정 1과 과정 2에서 ARMA의 모수를 추정 한 뒤 이를 이용하여 (2)에서 명시한 대로 모든 $t=1, 2, \dots, n$ 에 대하여 $\lambda_{1,t}$ 와 $\lambda_{2,t}$ 을 계산한다.

$$\lambda_A = \max_{(t|1 \leq t \leq n)} |\lambda_{1,t}| \quad (2-15)$$

$$\lambda_I = \max_{(t|1 \leq t \leq n)} |\lambda_{2,t}| \quad (2-16)$$

라고 정의하자. 여기서 만약 λ_A 와 λ_I 가 c 보다 작으면 모든 과정을 종료하고 과정 4를 수행한다. 여기서 c는 3에서 4 사이의 값이 적절하다면, 경험상 3.5를 사용하며, λ_A 와 λ_I 둘 중에 하나라도 c 보다 크면 이상점으로 인식하게 되고, 만일 λ_I 가 λ_A 보다 크면 IO로 인식된다. 이런 경우에는 T를 대응되는 시점, $\hat{\omega}_{IT}$ 을 IO의 기여효과로 정의한다. 그러면 관측된 자료가 다음과 같이 수정된다.

$$\begin{aligned} \bar{X}_t &= X_t && \text{for } t=1, 2, \dots, T-1 \\ &= X_t - \Psi_{t-T} \omega_{IT} && \text{for } t=T, T+1, \dots, n \end{aligned} \quad (2-17)$$

여기서 Ψ 는 $\Psi(B) = \hat{\psi}(B)/\hat{\phi}(B)$ 에서 B^T 의 계수이다. 반대로 λ_A 가 λ_I 보다 크면 이상점은 AO로 판명이 되며 다음의 수정 자료를 갖게된다.

$$\begin{aligned} \bar{X}_t &= X_t && \text{for } t \neq T \\ &= X_T - \omega_{AT} \end{aligned} \quad (2-18)$$

여기서 T는 λ_A 가 발생한 시점이고 ω_{AT} 는 그 효과를 의미한다.

이상점의 효과를 제거한 후 수정된 자료를 가지고 절차1부터 다시 반복한다.

과정 4 (Summary and Checking) : 잠정적인 모형결정 방법을 다음과 같이 요약한다.

(a) 과정 1을 마지막으로 반복해서 얻은 (p,q) 차수가 이상점이 없는 시계열 Z_t 에 대한 삼정적인 차수이다. (b) 마지막 번을 제외한 각각의 반복에서 이상점을 인식하고 그 시점과 유형을 구체화 한다. 그러므로 이상점의 개수는 반복 횟수에 의해 결정된다. 결과적으로 (2-4) 모형은 이런 반복적인 방법에 의해 인식된다. 이때 주의할 것은 1회의 반복과 함께 과정 3에서 구한 λ_A 와 λ_I 값 중 1개가 아닌 여러 개가 c 보다 클 수도 있다는 것이다. 그러나 Chang 과 Tiao의 알고리즘과 달리 한번의 반복에서 하나의 이상점만 구체화 할 것을 제시한다. 왜냐하면 이상점들이 잠재적으로 서로 연관되어서 일어난 경우가 있기 때문이다.

나. 다중빔 자료 보정처리를 위한 통계학적 알고리즘의 적용 및 결과

(1) Tsay 알고리즘의 적용 결과

과정 1 : 과정 7 이후에서 잔차의 이상점을 보정할 때 2차 곡선의 경향이 존재하기 때문에 제곱근을 취해 다음, 모든 과정을 시행한다. 각 ping의 250개 관측치에서 처음과 끝에 분실값이 많아 이상점보정에 문제가 있으므로 좌우로 10개 중에 0이 발견되면 근방의 0이 아닌 10개의 평균으로 대체한다. 만일 0이 발견되었을 때 평균으로 대체하지 않으면 Fig. 2-9의 자료가 다음 Fig. 2-10와 같이 분실값과 이상점보정이 잘 되지 않는 것으로 나타나는 반면 평균으로 대체한 경우엔 Fig. 2-11에서와 같이 잘 표현된다.

과정 2 : 각 beam의 250개 자료에서 ARMA 모형의 (p,q) 차수를 결정한다. 이 자료에서는 AR (1) 모형 적합을 하면 잔차가 백색잡음과정을 따르게 되므로 다음과 같은 모형이 된다.

$$X_t = \hat{\rho}_1 X_{t-1} + e_t, t=1, \dots, 250 \quad (2-19)$$

여기서 $\hat{\rho}_1 = \hat{\rho} \rho$ 이고, Sample ACF $\hat{\rho}_1$ 은 다음과 같이 구한다.

$$\hat{\rho}_1 = \frac{\sum_{t=2}^{250} (X_t - \bar{X})(X_{t-1} - \bar{X})}{\sum_{t=1}^{250} (X_t - \bar{X})^2} \quad (2-20)$$

과정 3 : 250개의 각 시점에 대해 4.1의 (2)에서 설명된 방법으로 $\hat{\omega}_{At}$ 과 $\hat{\omega}_{Bt}$ 을 구한다. 그리고 이 값과 잔차의 분산을 이용하여 $\lambda_{1,t}$ 과 $\lambda_{2,t}$ 을 구한다.

과정 4 : 250개의 $\lambda_{1,t}$ 중의 최대인 값을 λ_A 라하고 250개의 $\lambda_{2,t}$ 중의 최대를 λ_I 라 하여 기준 값 3.5와 비교한다. 만일 λ_A 가 3.5 보다 크면 이상점을 AO유형으로 판별하고 λ_I 가 3.5 보다 크면 IO유형으로 판별한다.

과정 5 : 이상점의 유형과 시점을 판별한 후에 T를 이상점이 발견된 시점이라 하면 AO인 경우엔 다음과 같이 자료를 보정하고,

$$\begin{aligned} \bar{X}_t &= X_t && \text{for } t \neq T \\ &= X_T - \hat{\omega}_{AT} && \end{aligned} \quad (2-21)$$

IO인 경우에는

$$\begin{aligned} \bar{X}_t &= X_t && \text{for } t = 1, \dots, T-1 \\ &= X_t - \hat{\phi}_1^{t-T} \hat{\omega}_{IT} && \text{for } t = T, \dots, 250 \end{aligned} \quad (2-22)$$

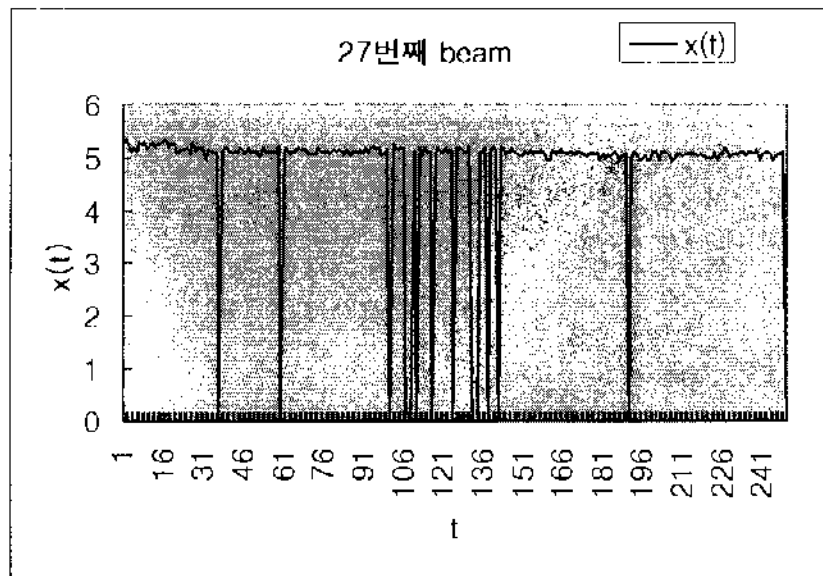


Fig. 2-9. Time series of continuous raw beam signals.

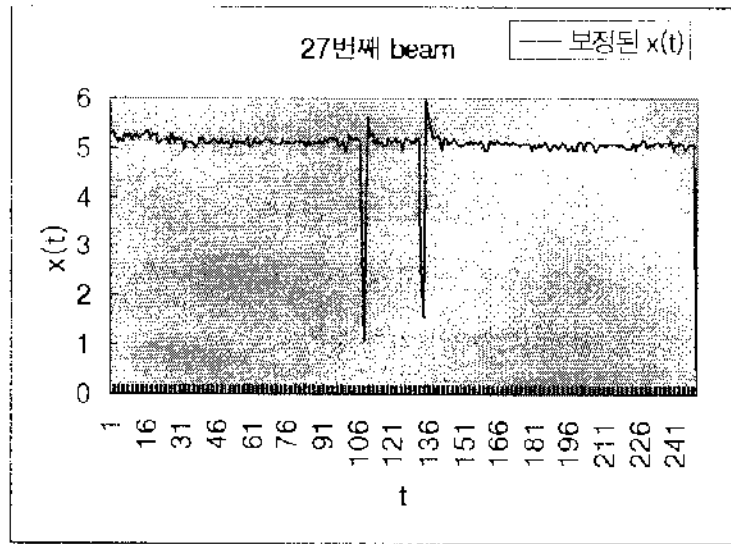


Fig. 2-10. Moving average (10 pings) results of raw beam signals as in Fig. 2-9.

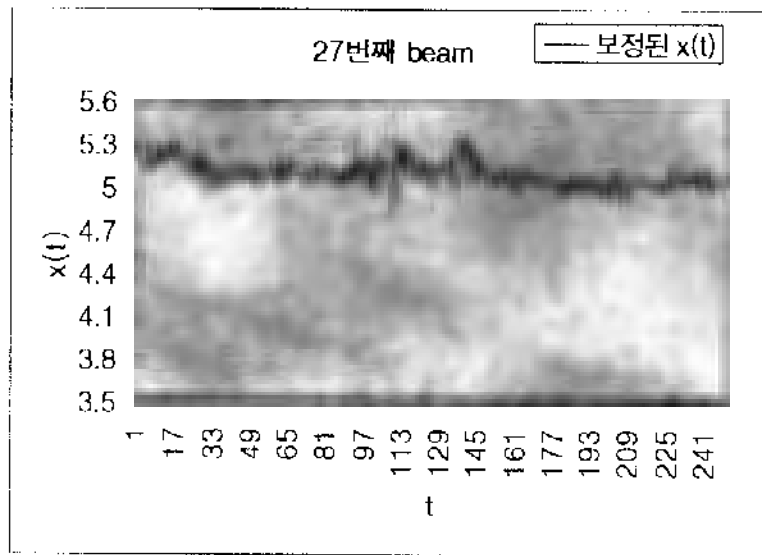


Fig. 2-11. Replacement of " 0 " value with nearly averaged value as in Fig. 2-10.

와 같이 한다.

과정 6 : 보정된 자료를 가지고 이상점이 모두 없어질 때까지 과정 2부터 다시 반복한다.

과정 7 : 잔차를 보정하기 위해서 각 beam의 250개 자료에서 0 보다 큰 자료만을 가지고 평균을 낸 다음 이상점이 모두 보정된 자료로부터 횡으로 평균을 빼 잔차를 구한다.

과정 8 : 위에서 구해진 121개의 잔차중 0인 관측치에서 평균을 뺌으로 인해 절대값이 1 보다 큰 것들이 많이 존재한다. 특히 잔차의 처음과 끝에 많이 존재해서 과정 1에서와 같은 의미로 이상점 보정에 영향을 미치므로 양 끝의 20개 정도를 0으로 대체한다. 그 이후 121개 beam의 잔차에 대해 절차2 이후의 과정을 250개 경우마다 각각 반복한다.

$$r_t = \phi_1 r_{t-1} + a_t, t=1, \dots, 121 \quad (2-23)$$

Fig. 2-12과 같은 잔차들을 위에서 언급한 것과 같이 0으로 대체하지 않았을 경우에는 Fig. 2-13에서와 같이 이상점 보정이 잘 되지 않고 정상적인 자료도 이상 변화를 초래한다. 그러나 0값으로 대체 하면 Fig. 2-14에서와 같이 모든 잔차가 0 주위에서 움직이도록 잘 보정이 이루어진다.

(2) 이상점 보정 알고리즘의 적용 결과

해저면 수심에 따른 지형분포를 기준으로 분류된 세 곳의 지역별 자료를 이용하여 위에서 제안된 방법을 이용한 적용 결과는 다음과 같다.

(가) 천해지역의 적용 결과

천해지역의 경우는 현장의 장비 운영과 관련하여 121개의 빔의 값이 획득되지 않고, 해저면으로부터의 해상도의 유지를 위하여 중앙빔을 중심으로 좌우방향의 수신각 95° 내의 측정값만이 존재하기 때문에 60개의 빔 자료만이 획득된다 (shallow and intermediate mode).

Fig. 2-15는 이상점이 포함된 자료이며 Fig. 2-16는 이를 보정한 후의 그림 결과로 Fig. 2-17은 이상점이 포함된 잔차이며 이를 보정하면 Fig. 2-18의 결과로 처리된다.

이상점 보정을 하기 전에 60개 빔당 250개의 관측치를 이용해 3차원 그래프를 그리면 Fig. 2-19과 같이 전체적으로 많은 이상점과 0 값을 가지는 것으로 보여지나, 각

빔 당 종으로 이상점 보정을 한 후에는 Fig. 2-20와 같이 중앙 빔 주위에 대해서만 이상값들이 남아 있다. 여기에 다시 잔차에 대한 이상점 보정 단계를 추가하면 Fig. 2-21과 같이 Fig. 2-20과 비교하여 잡음이 완전히 제거된 결과를 얻을 수 있다.

(니) 심해 평탄지역의 적용 결과

Fig. 2-22는 이상점과 0이 포함된 자료이며 Fig. 2-23은 이를 보정한 후의 결과이다. Fig. 2-24는 6번째시점의 121개 보정된 자료에서 각 빔의 평균을 감함으로써 0 근처의 값이 아닌 이상점이 포함된 잔차이다. Fig. 2-25는 이를 보정한 후의 결과이다.

이상점 보정을 하기 전에 121개 빔 당 250개의 관측치 결과는 Fig. 2-26과 같고, 각 빔에 전체적으로 많은 이상점과 0 값을 가진다. 그러나 각 빔의 종에 대한 이상점 보정이 이루어진 후에는 Fig. 2-27과 같이 중앙에만 이상값들이 남아있다. 여기에 잔차의 이상점 보정 단계를 추가하면 Fig. 2-28과 같은 보정이 이루어진 자료 형태를 보인다.

(다) 경사면지역의 적용 결과

Fig. 2-29는 이상점이 포함된 원시자료로 1차 보정이 수행된 후 Fig. 2-30과 같고, Fig. 2-31은 134번째 시점의 121개 보정된 자료에서 각각의 빔의 평균을 감함으로써 0 주변의 자료값이 아닌 이상점이 포함된 잔차로 Fig. 2-32와 같이 보정된다.

이상점 보정을 하기 전에 121개 빔 당 250개의 자료는 Fig. 2-33과 같이 중앙빔 주변에 많은 이상점과 0 값을 가지는 것으로 보이나, 각 빔 당의 종방향 이상점 보정 후에는 Fig. 2-34와 같이 매끄러운 자료 형태를 보인다. 다시 여기에 잔차 이상점 보정 단계를 추가하면 Fig. 2-35와 같이 더욱 개선된 결과를 보인다.

위와 같이 3가지 지역적인 각 유형에 제안된 Tsay 알고리즘은 이상점의 확인이나, 보정에 매우 유익함을 알 수 있다. 그러나, 천해자료인 경우 처리용 절대 빔수가 만으로 줄어드는 점이 자료로 이용되기에는 부적절한 경우가 될 수 있으며, 경사지역 자료에 대해서는 지형의 굴곡등에 의한 수신값의 변화가 심해서 분석의 목적에 적합한지의 유무 판단이 필요하다. 해저면이 평탄한 경우의 적용은 매우 직설한 결과를 보인다.

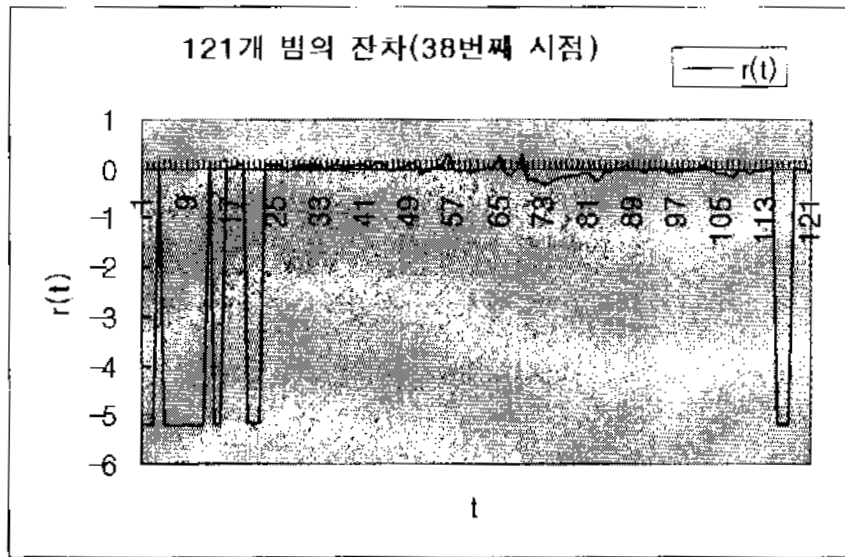


Fig. 2-12. Residual signals of 1st processed selected beam.

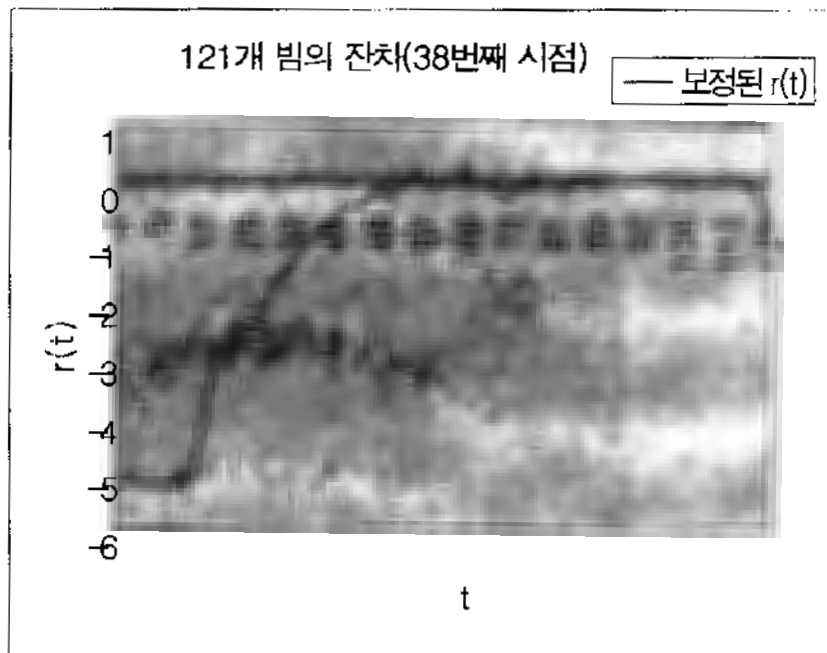


Fig. 2-13. Moving average results of residual signals as in Fig. 2-12.

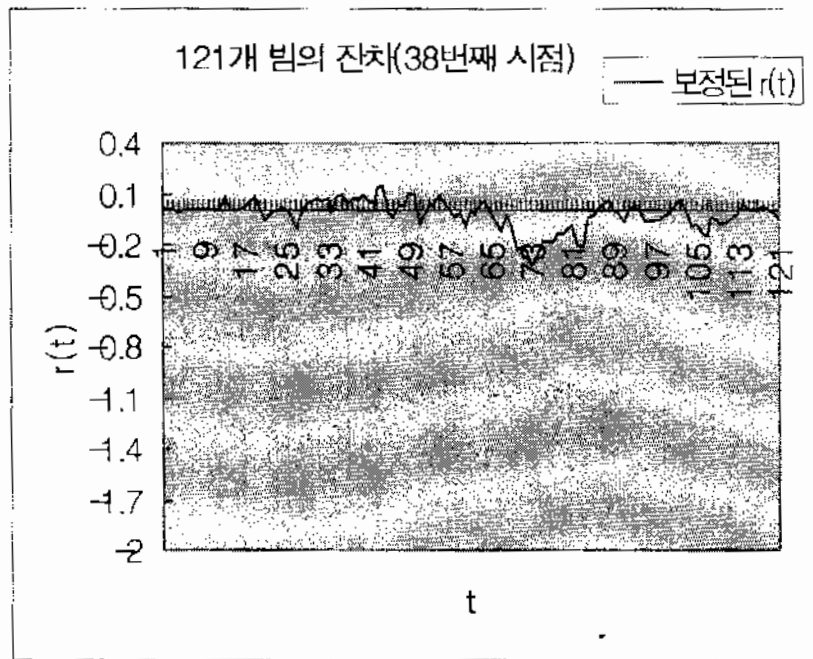


Fig. 2-14. Replacement of outlier value with nearly averaged residual value as in Fig. 2-13.

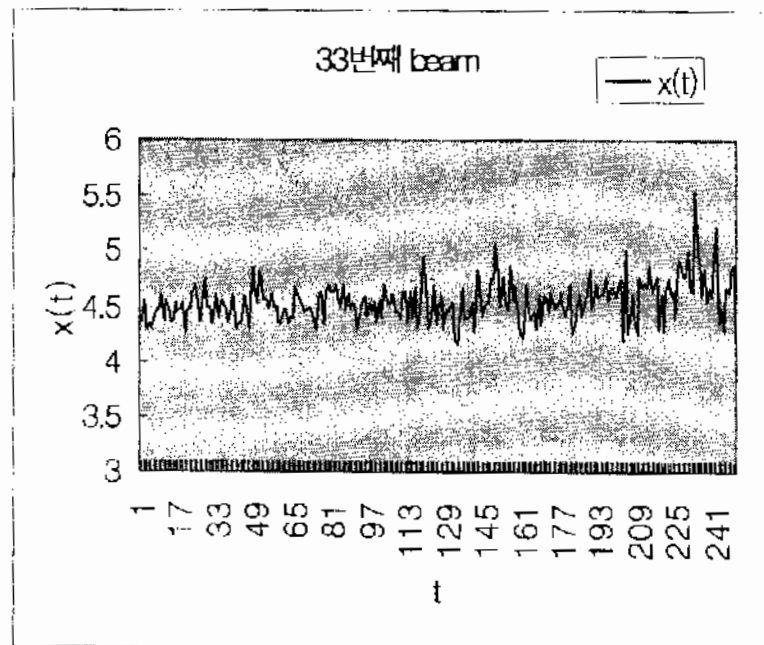


Fig. 2-15. Raw return beam signals with outlier (shallow water depth).

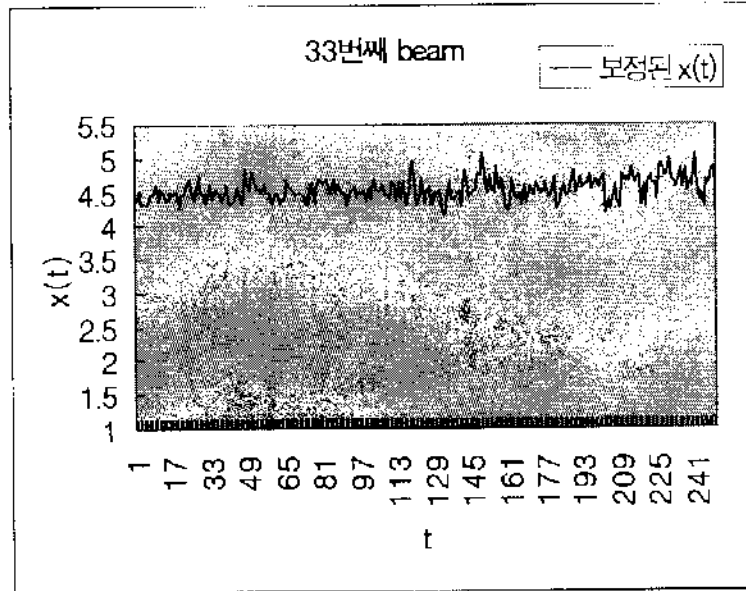


Fig. 2-16. 1st processed signals as in Fig. 2-15.

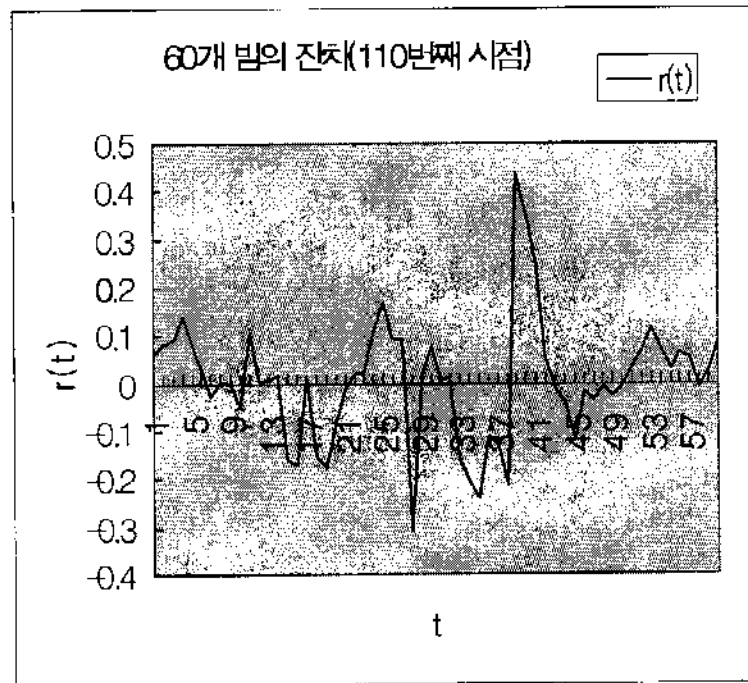


Fig. 2-17. 2nd processed beam residual signals as in Fig. 2-16.

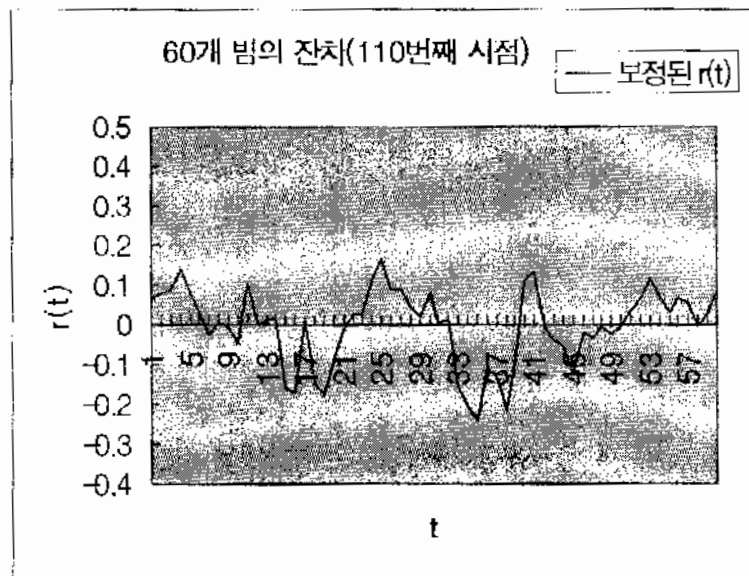


Fig. 2-18. Corrected residual signals as in Fig. 2-17.

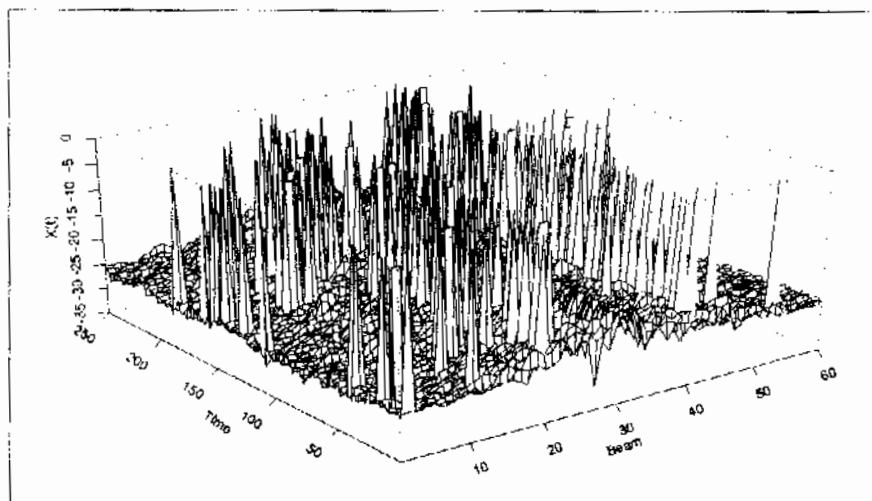


Fig. 2-19. Raw beam returns with continuous pings (shallow water depth).

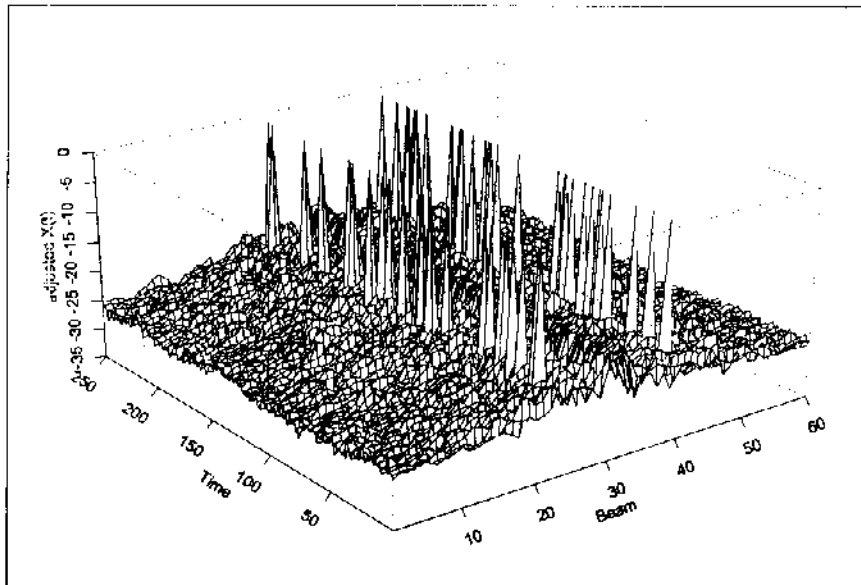


Fig. 2-20. 1st processed raw beam return as in Fig. 2-19 (center beam outlier).

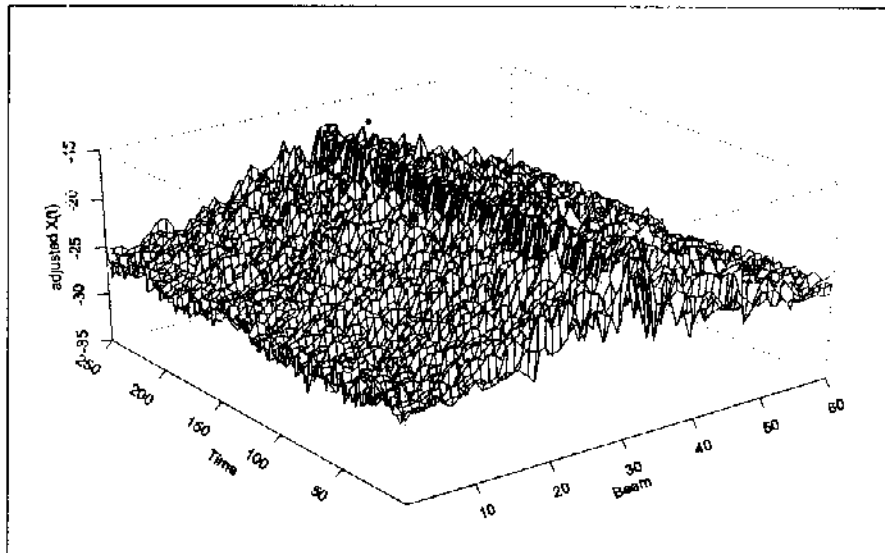


Fig. 2-21. Final processed beam returns as in Fig. 2 20 (no center and outer beam outlier).

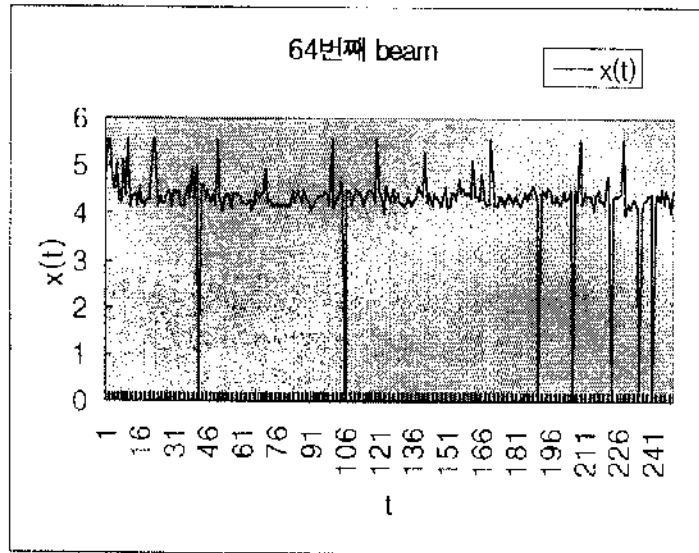


Fig. 2-22. Raw reaturn beam signals with outlier (deep depth and flat bottom).

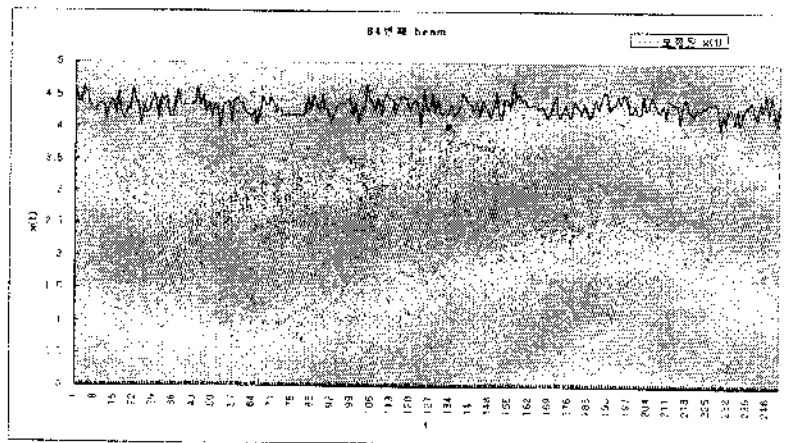


Fig. 2-23. 1st processed signals as in Fig. 2-22.

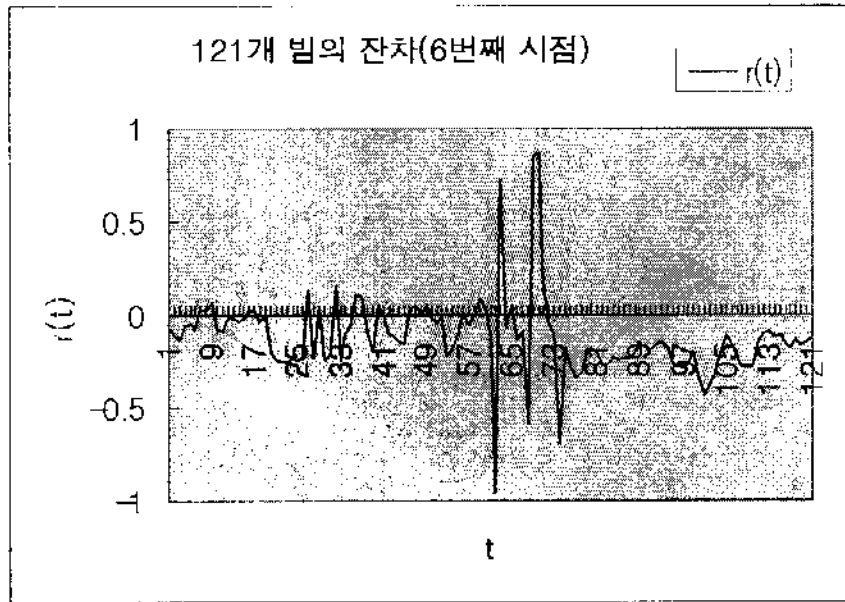


Fig. 2-24. 2nd processed beam residual signals as in Fig. 2-23.

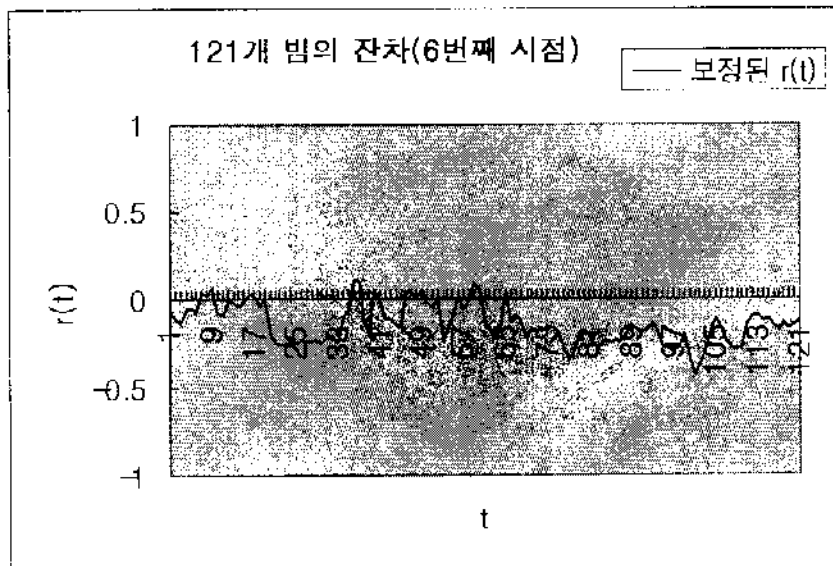


Fig. 2-25. Corrected residual signals as in Fig. 2-24.

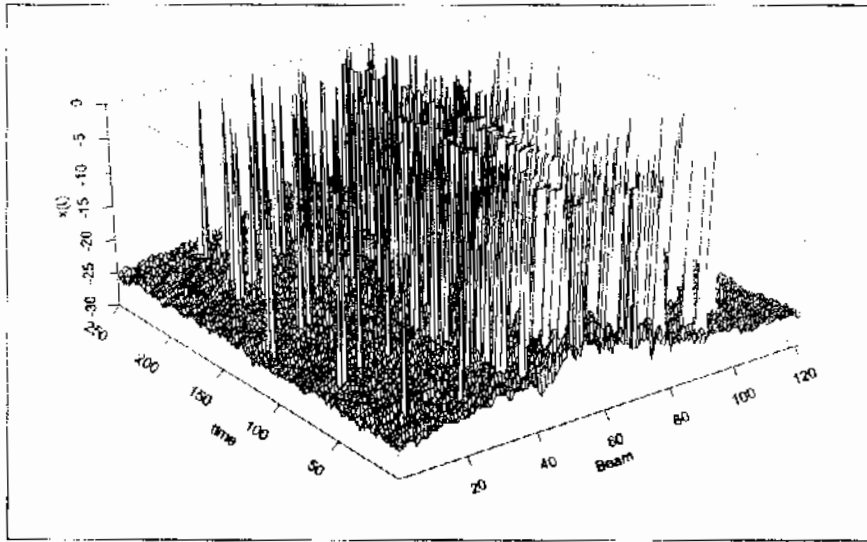


Fig. 2-26. Raw beam returns with continuous pings
(deep depth and flat bottom).

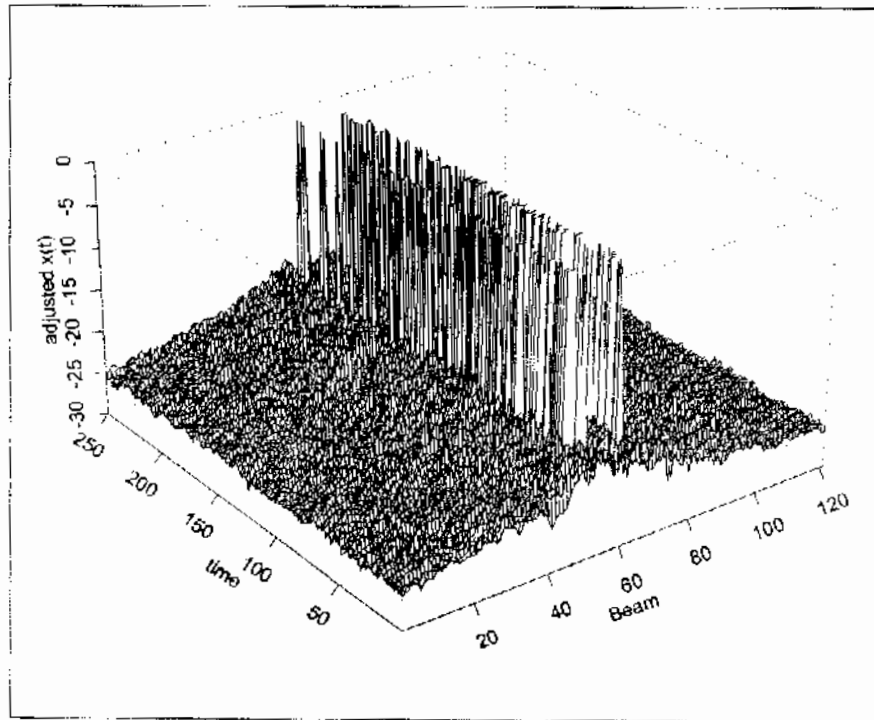


Fig. 2-27. 1st processed raw beam return as in Fig. 2-26
(center beam outlier).

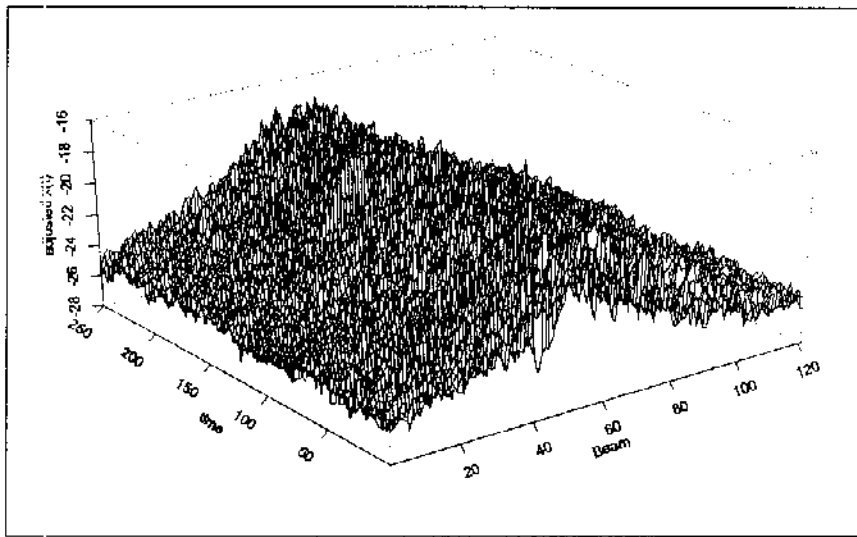


Fig. 2-28. Final processed beam returns as in Fig. 2-27 (no center and outer beam outlier).

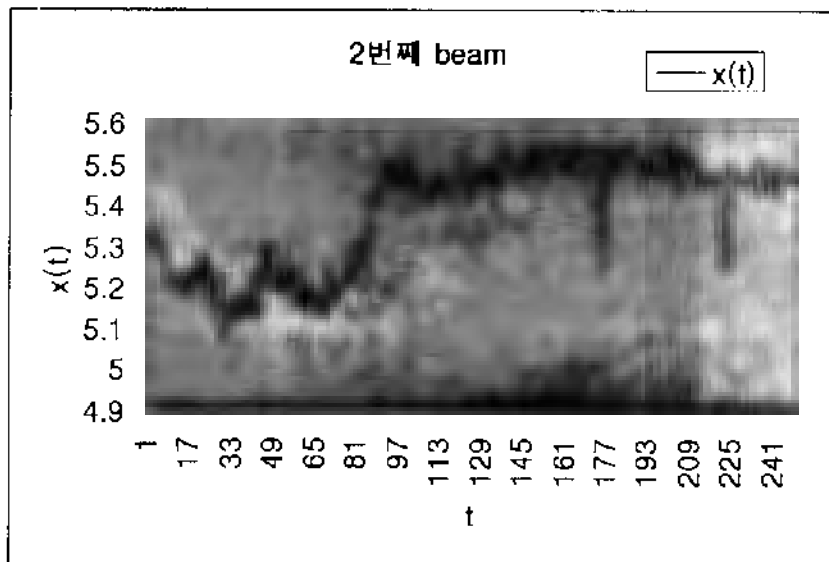


Fig. 2-29. Raw return beam signals with outlier (slope bottom).

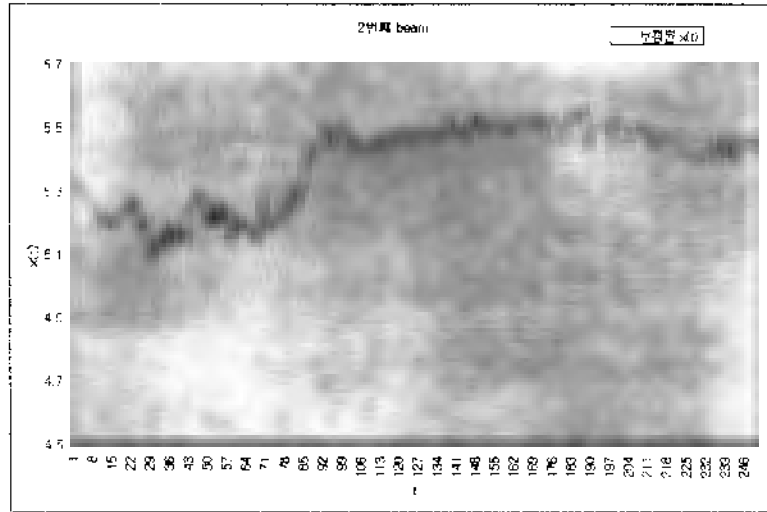


Fig. 2-30. 1st processed signals as in Fig. 2 29.

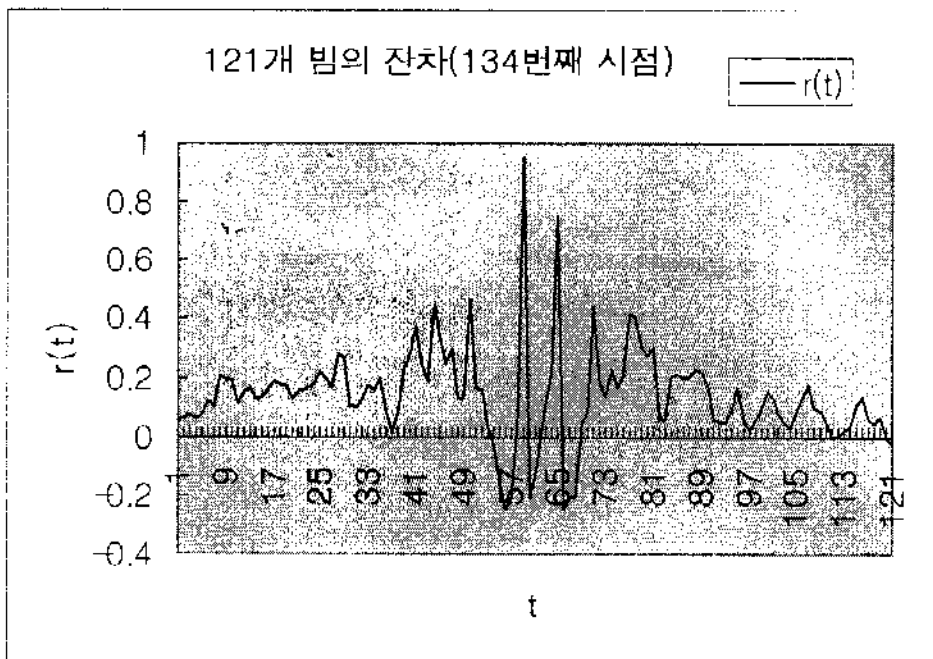


Fig. 2-31. 2nd processed beam residual signals as in Fig. 2-30.

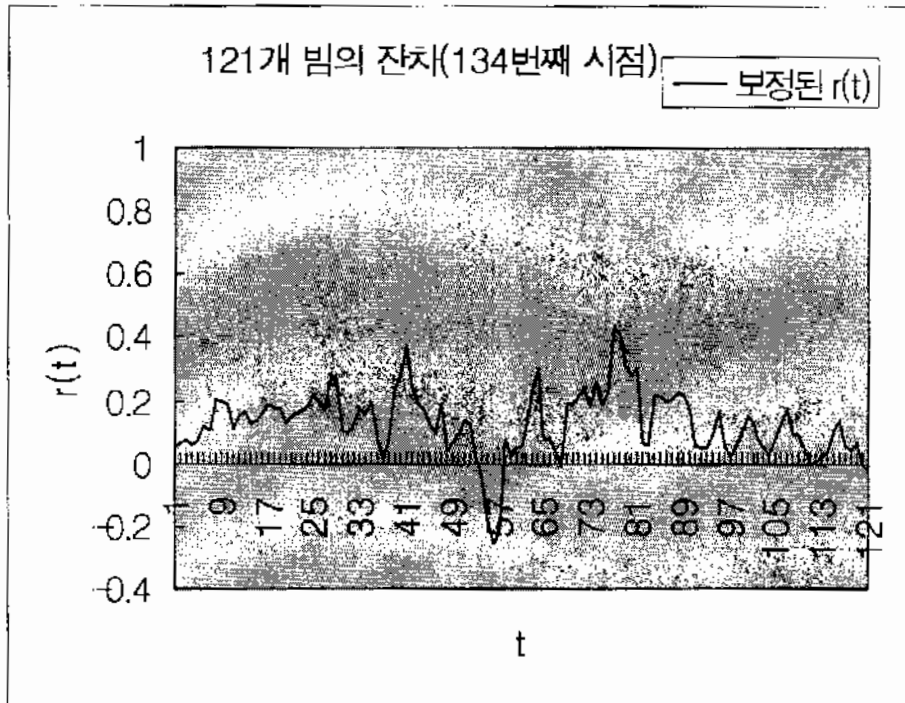


Fig. 2-32. Corrected residual signals as in Fig. 2-31.

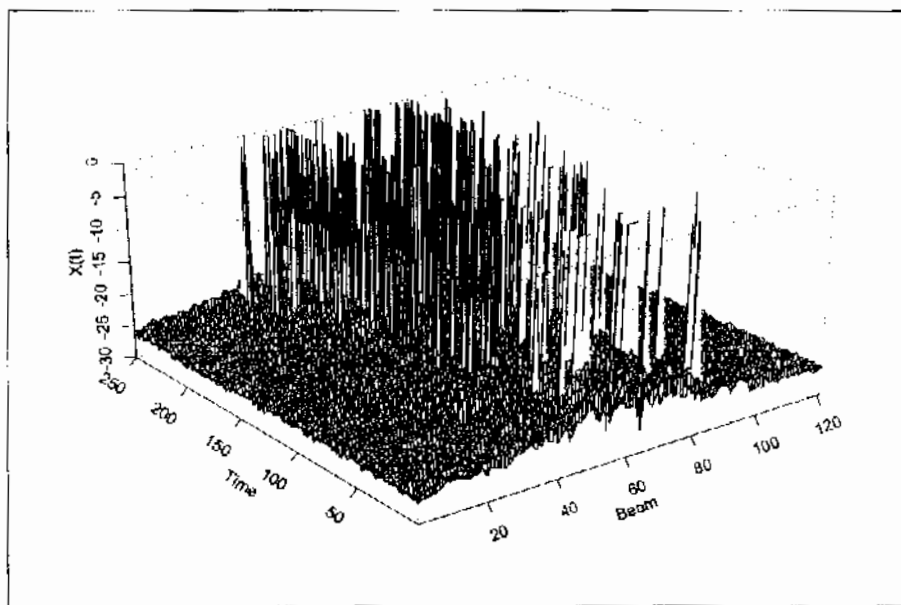


Fig. 2-33. Raw beam returns with continuous pings (slope bottom).

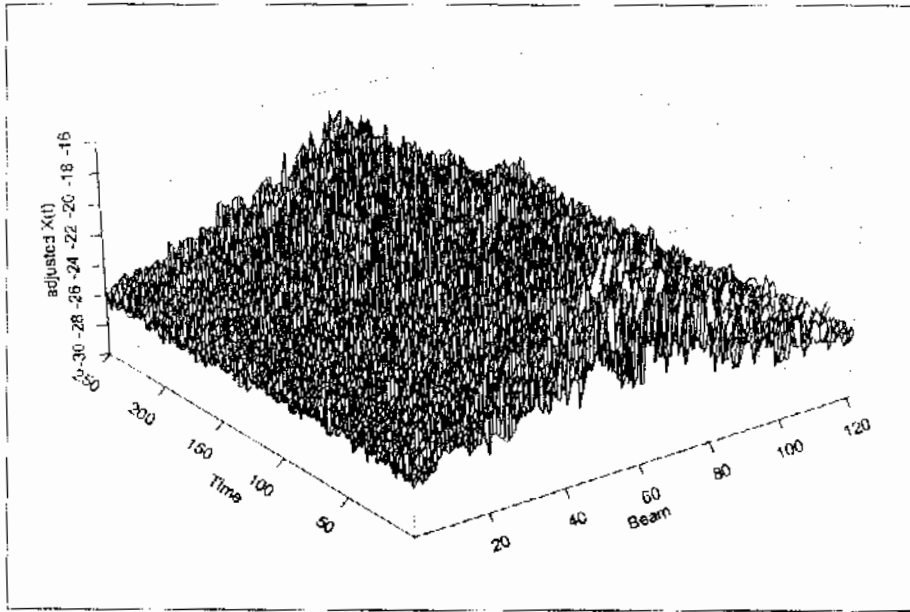


Fig. 2-34. 1st processed raw beam return as in Fig. 2-33 (center beam outlier).

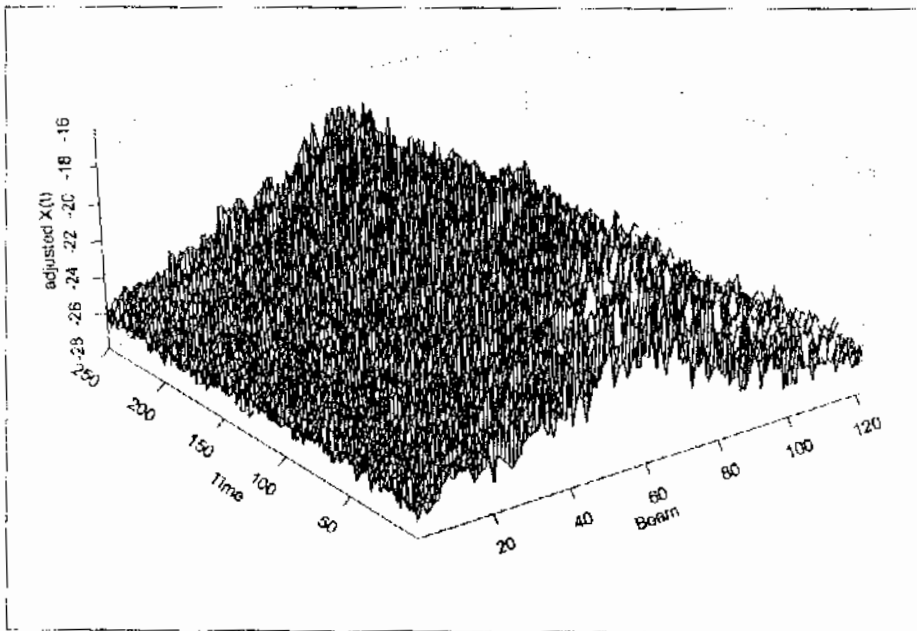


Fig. 2-35. Final processed beam returns as in Fig. 2-34 (no center and outer beam outlier).

다. 평탄해지면 획득자료의 이상점 보정과 추정모델 결과

“가”에서 제안된 지역별 오차보정 방법중 그 적용 결과가 우수한 심해의 평탄해지면에서 획득된 다량의 자료에 알고리즘을 적용하여 그 모델을 추정하기 위하여 조사 자료의 획득 진행 방향을 각각 동, 서, 남, 북 4개의 자료집단 (data set)으로 분리하여 각 집단의 관측수를 250개의 ping별로 유지하면서 최종 분석 자료로 고정 모델 수정을 실시하였다.

시간과 공간변 (space-time) 외부 환경효과가 제한된 보정 자료들에 대한 적절한 통계 모형을 다음과 같이 제시하였다.

$$X_{ij} = A_i + e_{ij}, \quad i = 1, \dots, 121 \quad (2-24)$$

$$j = 1, \dots, n,$$

여기서, i 는 Beam을 나타내고, j 는 시간을 나타내는 첨수고, $n (=250)$ 은 관측자료의 시점이다. X_{ij} 는 beam i 에 들어오는 신호의 크기이며, A_i 는 beam i 에서 얻어지는 신호의 평균크기, e_{ij} 는 관측오차를 나타낸다.

각 빔신호의 양측면에서의 획득값 저하는 A_i 에 의해 나타내지고 그 외 요인들은 모두 오차항 e_{ij} 에 포함되어진다. 이 오차항은 해저면의 미세한 깊이변화 및 배의 흔들림 등을 반영하므로, 서로 독립이 아니고 i, j 방향 모두 상관 (correlation)되어있다. 따라서 각 방향 자료에 대해서 AR (1) 모형에 의해 상관 (correlation)을 감안하였다.

$X_{ij}, i = 1, \dots, 121, j = 1, \dots, 250$ 로부터 $A_i, i = 1, \dots, 121$ 의 추정은 다음의 과정에 의해서 얻어질 수 있다.

과정 1 : 전술된 과정에 의해 종으로 이상점 보정된 자료에서 평으로 구한 평균을 뺀 후에 구해진 잔차를 보정하고 이를 \hat{r}_{ij} 라 한다. 이를 다시 각 값들과 평균반응 \bar{X}_i 을 이용하여 자료를 재구성하여 X_{ij}^* 라 하면,

$$X_{ij}^* = \bar{X}_i + \hat{r}_{ij}, \quad i = 1, \dots, 121$$

$$j = 1, \dots, 250$$

Fig. 2-36부터 Fig. 2-39까지는 각 진행방향에 대한 103번째 시점에 해당하는 자료에 대한 원자료 X_{ij} 와 재구성 자료 X_{ij}^* 로 각 방향별 자료군에 대한 적합이 잘 이루어졌음을 알 수 있다. 이를 적용한 각 진행방향에 대한 원시자료와 보정자료의 결과는

Fig. 2-40에서부터 Fig. 2-43까지 나타나 있다.

과정 2 : 모든 자료들의 이상점을 보정한 후에는 자료를 원자료 형태로 재구성된 후 다음과 같이 평균반응 \hat{A}_i 추정치를 다시 계산하여 A_i^* 라고하고, Fig. 2-43은 각 진행방향에 대한 자료군의 재구성된 평균 음압값 $\overline{X_i^*}$ 을 나타낸다.

$$A_i^* = \overline{X_i^*} = \frac{1}{250} \sum_{j=1}^{250} X_{ij}^* \quad i = 1, \dots, 121.$$

동쪽과 서쪽으로 진행된 자료들은 분실값이 비교적 적은 반면에 중심값 근처에서 신호음압이 급격히 하락하는 형태로 나타나고, 남쪽과 북쪽으로 진행된 자료들은 측면비에 분실값이 많이 분포되어 있는 반면, 재구성된 평균 음압값은 이상적 자료 형태를 나타내고 있음을 알 수 있다.

과정 3 : A_i^* 의 95% pointwise 신뢰구간 $\overline{X_i^*} \pm 1.96 s.e(\overline{X_i^*})$ 를 계산 한다. 여기서 $s.e(\overline{X_i^*})$ 는 $\overline{X_i^*}$ 의 표준 오차이고, 이는 Parzen Windows 알고리즘에 의하여 계산된다.

A_i^* 의 95% pointwise 신뢰구간을 그래프로 나타내면 Fig. 2-44에서부터 Fig. 2-47까지의 그림과 같이 직함모형의 유의도를 확인할 수 있다.

과정 4 : 마지막으로 재구성된 추정치 $\overline{X_i^*}$ 에 비모수적 구조를 부여하여 평활시켰고, 이를 모수적 구조와 비교해보면, S-plus의 "Modern Regression Module"에 내장되어 있는 많은 비모수적 방법들 중 SuperSmoother방법을 이용하여 Scatterplot Smoothing을 시도하였으며, 그 결과는 Fig. 2-48에서부터 Fig. 2-51까지 나타나 있다.

Fig. 2-48은 북쪽으로 진행된 자료군에 대한 결과로, 그림에서 점 (dot)은 각 빔의 최종 추정치인 평균 반응값을 나타내며, 실선 (dash line)은 그 값들의 평활된 값에 해당한다.

비모수적 회귀 분석을 시도한 결과를 살펴보면, 남과 북 자료들에 비해 동 (beam 번호 62, 63, 68, 74), 서 (beam번호 66, 67, 72, 73) 자료들의 적합식에서 발생한 갑작스런 음압의 하락에 의해 smooth 곡선이 아래쪽으로 약간 당겨져있음을 발견할 수 있으며, 네 집단 모두에 대해 상당히 매끄러운 이상적인 형태의 수신 음압값의 분포를 보인다.

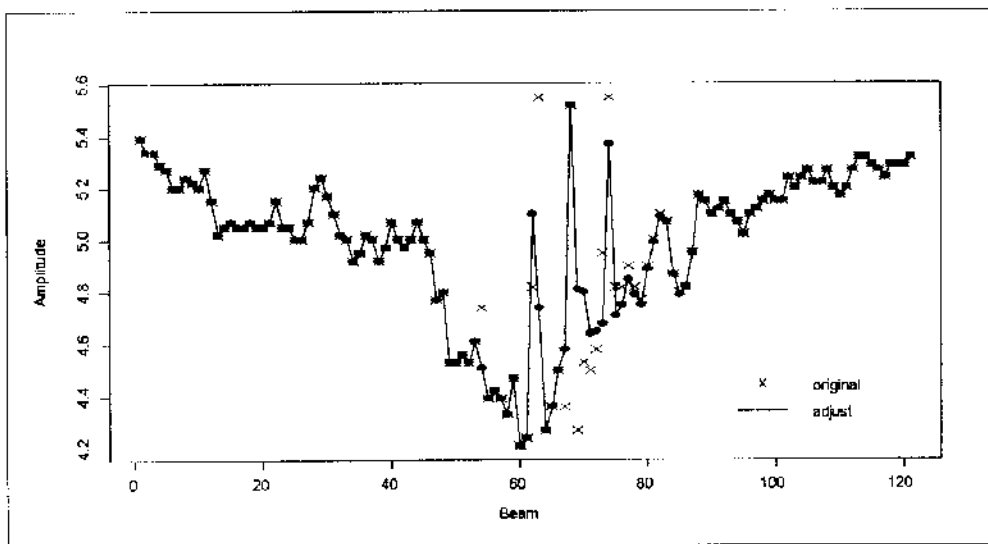


Fig. 2-36. Raw beam amplitude signals of deep and flat bottom (advanced easterly).

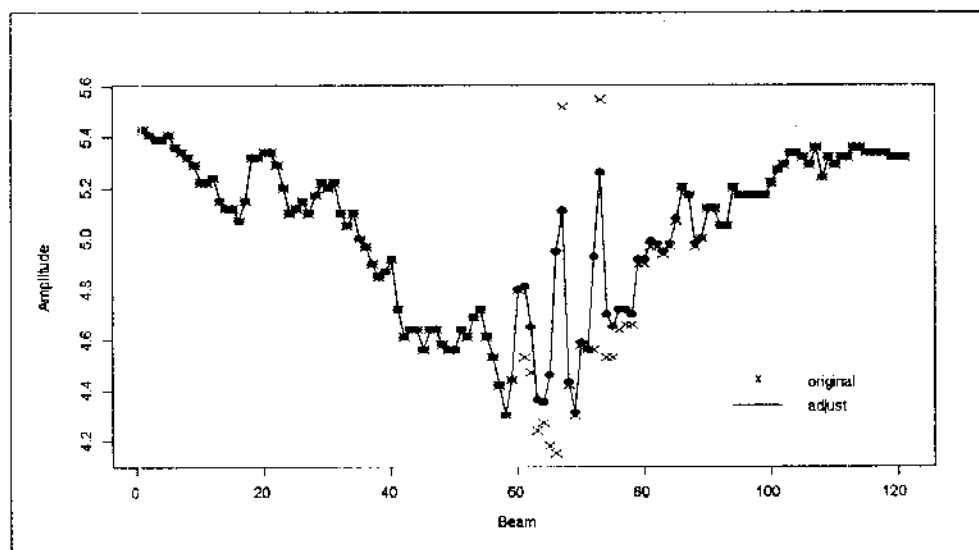


Fig. 2-37. As in Fig. 2-36, except for advanced westerly.

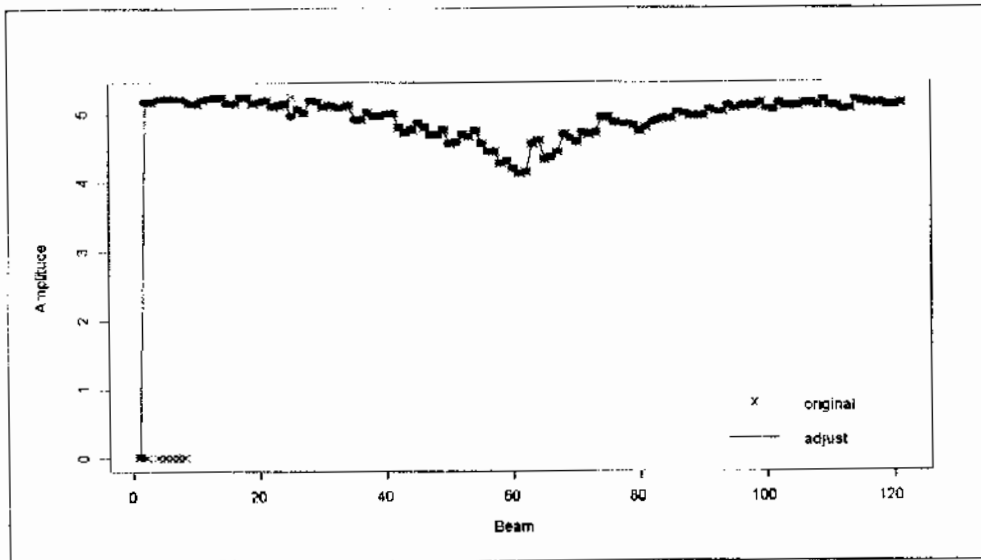


Fig. 2-38. As in Fig. 2-36, except for advanced southerly.

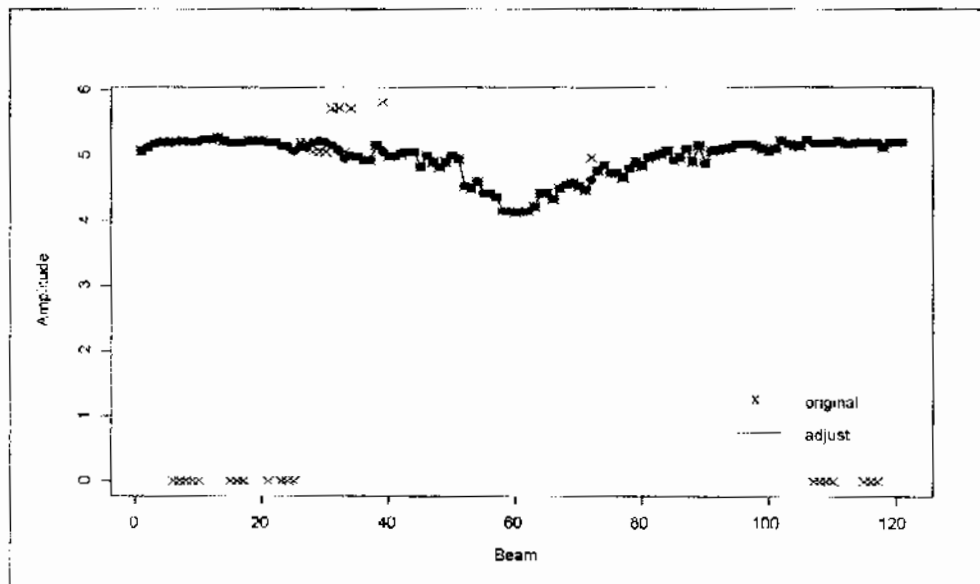


Fig. 2-39. As in Fig. 2-36, except for advanced northerly.

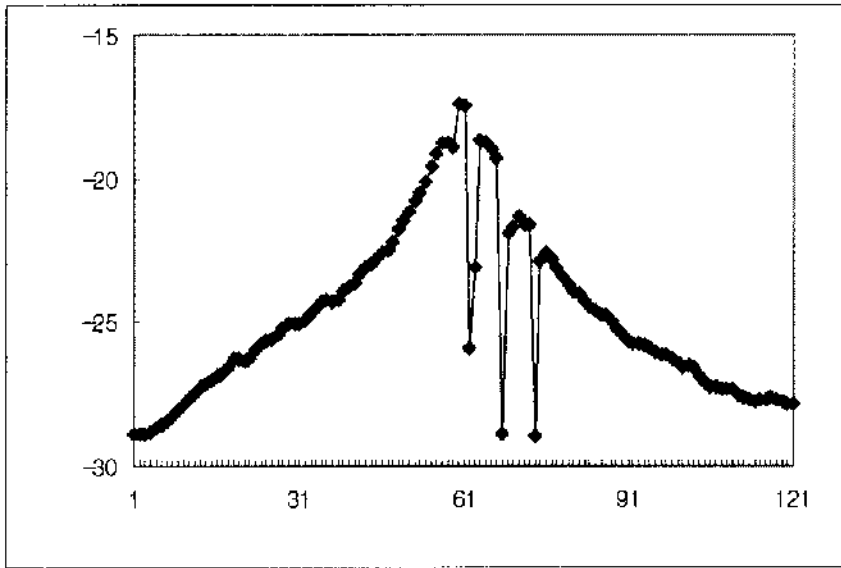


Fig. 2-40. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-36.

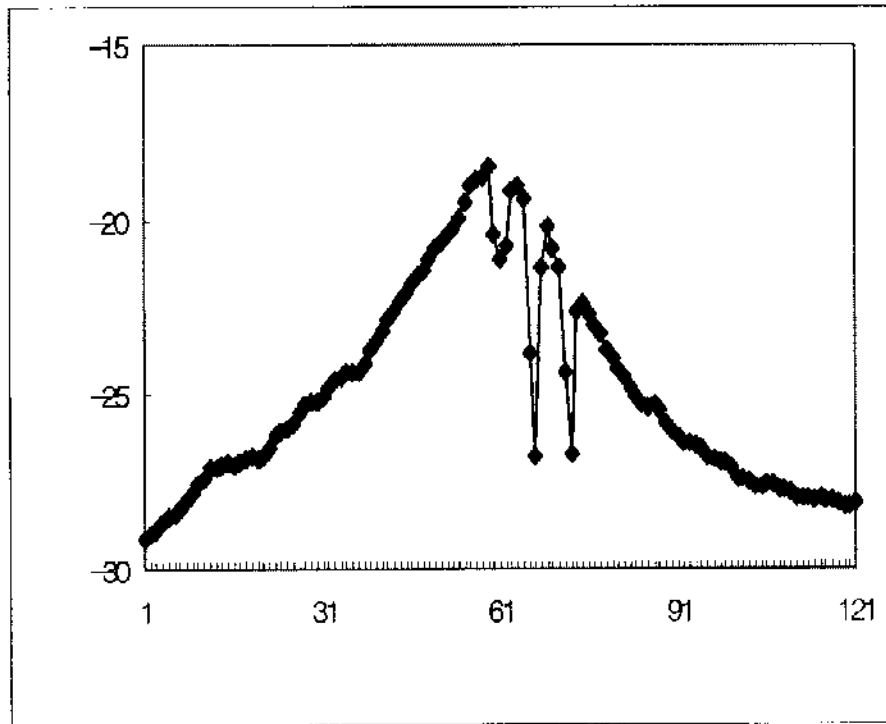


Fig. 2-41. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-37.

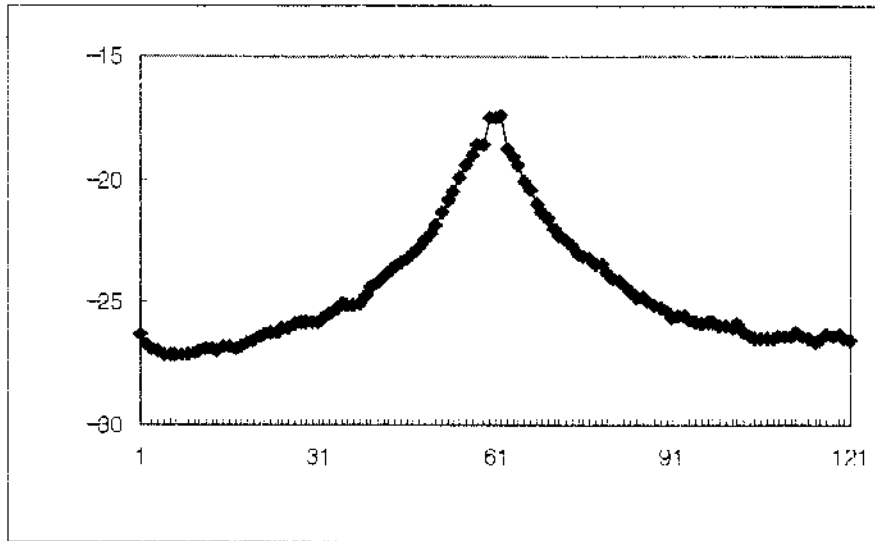


Fig. 2-42. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-38.

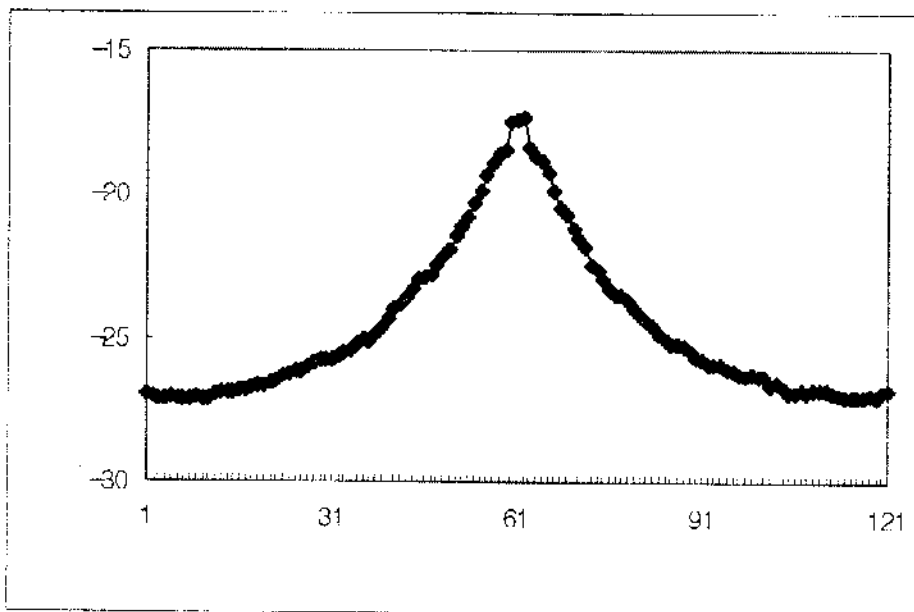


Fig. 2-43. Model estimation result beam signal as in Fig. 2-39.

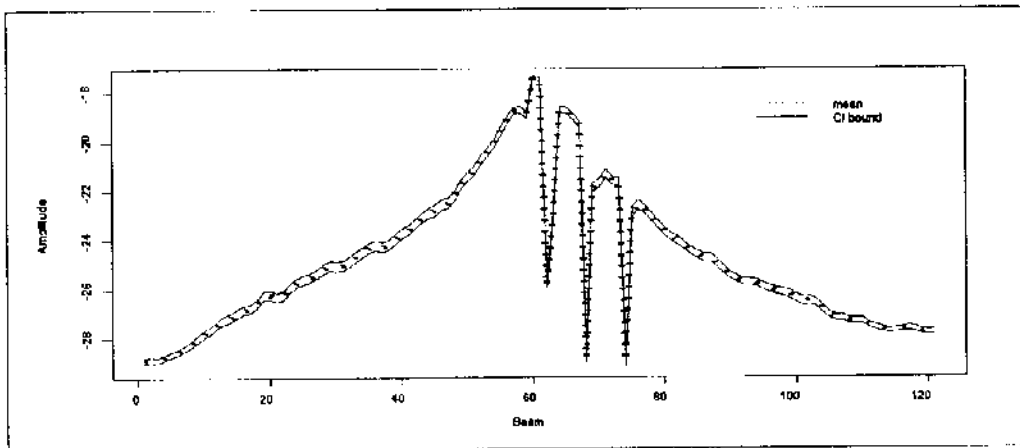


Fig. 2-44. Parzen window estimation result as in Fig. 2-40.

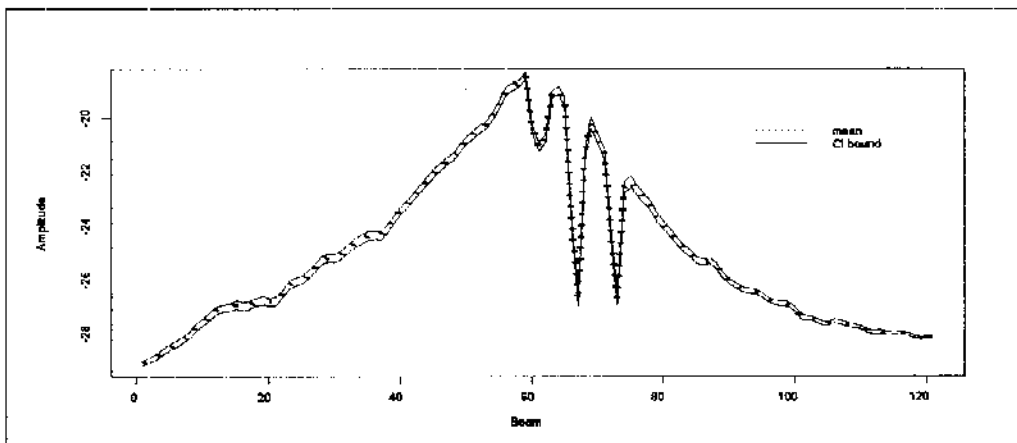


Fig. 2-45. Parzen window estimation result as in Fig. 2-41.

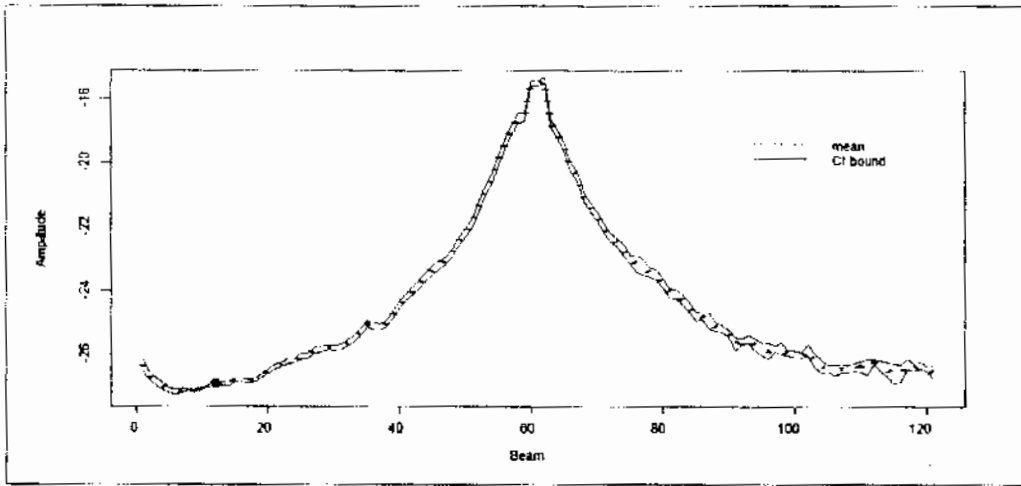


Fig. 2-46. Parzen window estimation result as in Fig. 2-42.

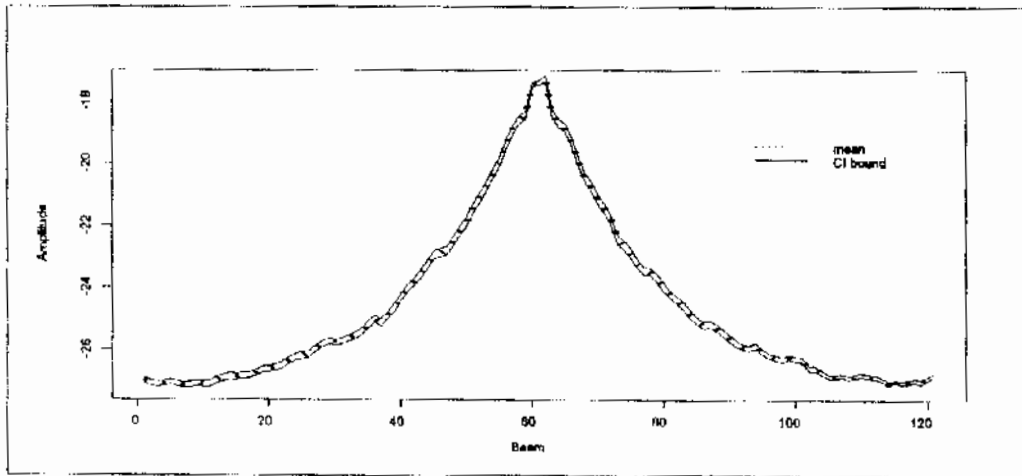


Fig. 2-47. Parzen window estimation result as in Fig. 2-43.

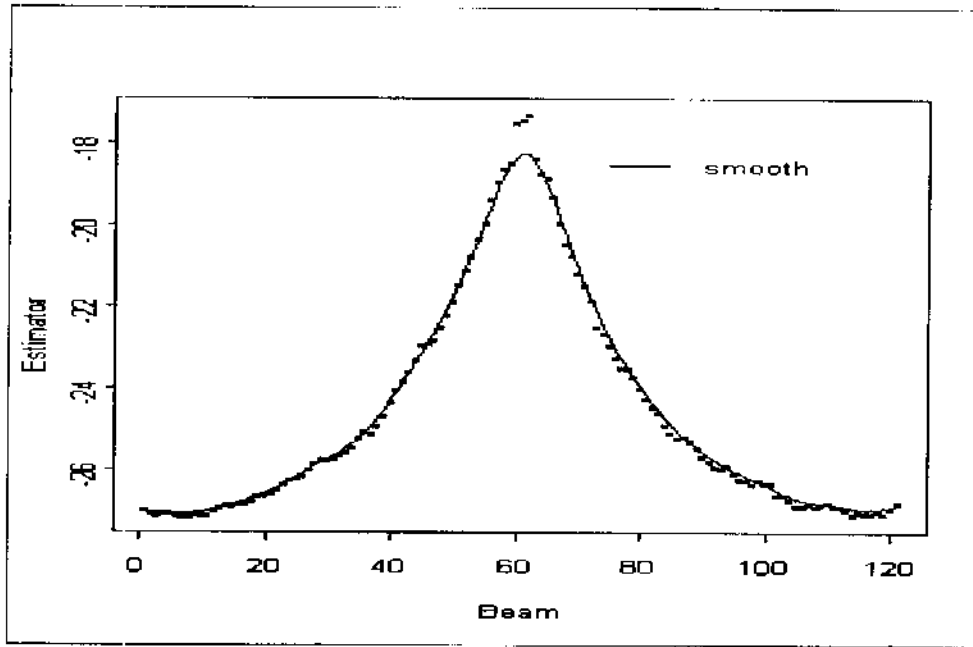


Fig. 2-48. Smoothing result signal as in Fig. 2-44.

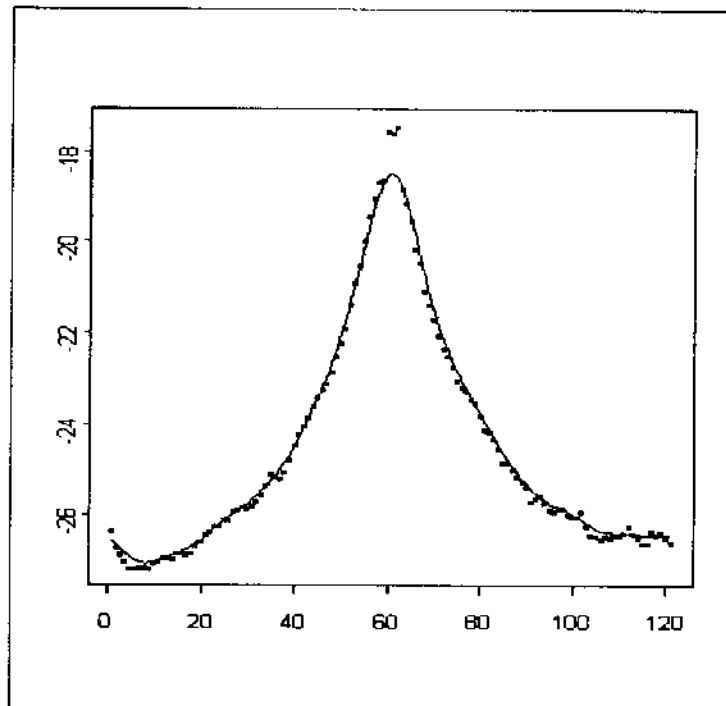


Fig. 2-49. Smoothing result signal as in Fig. 2-45.

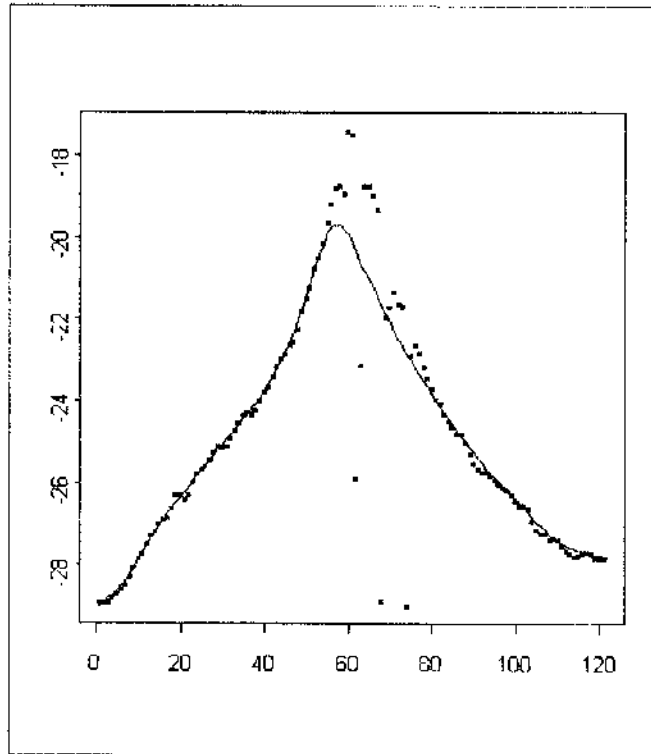


Fig. 2-50. Smoothing result signal as in Fig. 2-46.

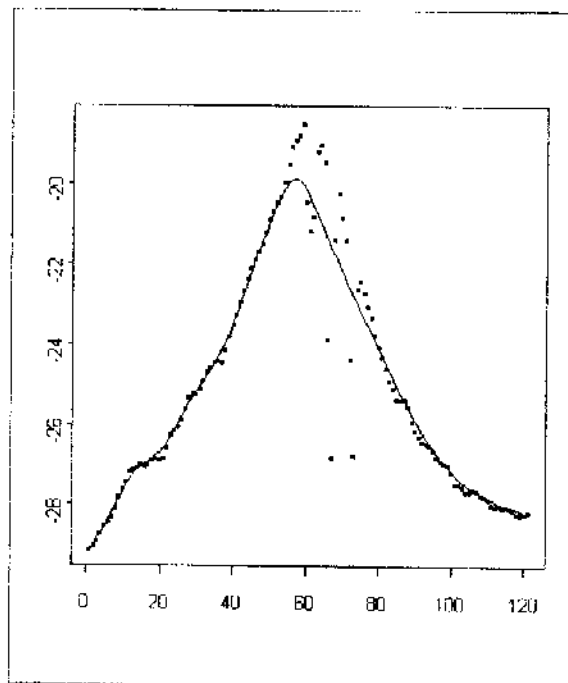


Fig. 2-51. Smoothing result signal as in Fig. 2-47.

그러나, 이는 조사선 라인에 대해서 동일한 지역을 동, 서로 이동하면서 조사한 수치로, 동일한 경로를 이동하였다는 가정 아래 지형상 특성에 의해 규칙적이고 지속적으로 발생한 울압값의 하락으로 생긴 현상이므로, 왜곡 자료의 보정 및 자료에 대한 보형 적합이 잘 이루어 졌음을 알 수 있다.

5. 해석 결과

조사지역은 한반도 동해의 독도 주변지역으로 주변의 심해역으로 이어지는 매우 복잡한 해저지형을 보인다. 독도를 중심으로 반경 약 10 km 지역은 화산체의 정상을 중심으로 수심 약 130 m를 전후하여 매우 평탄하게 발달되어 있다. 그 이후에 매우 급격한 경사를 보이며 수심이 약 2,200 m까지 급격히 낮아진다 (Figs. 2-7 and 2-52).

대륙붕의 발달양상은 남쪽이 비교적 넓고 북쪽으로 가면서 점차 좁아지며, 조사지역 북쪽지역은 해저곡 (valley)들이 심해의 분지로 연결되어 매우 복잡한 해저지형을 이룬다. 울릉분지 심해와 연결되는 대륙사면은 사면의 경사 정도에 따라 수심 약 2,200 m까지 급경사 (약 10°) 구간의 하부사면으로 4각 구분된다 (Fig. 2-52).

조사지역의 북동, 북서 심해지역은 남서 - 북동 방향으로 한국대지의 남쪽 경계지역과 인접해 있으며, 북동쪽으로는 일본분지로 이어지는 울릉해저수로가 연장 발달되어 있다. 해저수로의 단면은 비대칭형으로 북서쪽의 수로 벽 (channel wall)이 남동쪽보다 급하다. 그 이유는 북서쪽의 수로 벽이 한국대지의 측면과 인접하기 때문으로 현생의 표층퇴적물이 여러 해저골의 형태로 독도로부터 연장되어 이어져 분포함을 알 수 있다. 이 해저수로는 울릉분지 해저평원으로 유입된 저탁류 퇴적물의 일부가 수로를 따라 일본분지로 운반되는 이동통로 역할을 하였을 것으로 판단되고, 울릉해저수로는 저탁류 해저수로 (turbidite channel)로 간주된다. 독도 북쪽의 심해지역은 2,300 m 정도로써 매우 평탄한 해저지형으로 발달하여 울릉해저수로와 경계된 지역까지 독도로 부터의 많은 해저곡이 발달 연장되어 있다 (Fig. 2-53). 독도와 주변 해저산들은 오키뱅크쪽에 분포하고, 특히 독도주변에는 동쪽으로 2개의 해저산이 발달하였다. 독도와 2개의 해저산은 각기 다른 모양을 보이는데 독도의 기저부 형태는 사각형이고 독도 동쪽에 바로 붙은 해저산은 삼각형 모양으로 동쪽으로 연장되어 발달한 해저산의 원형을 이룬다.

조사구역의 북쪽 경계의 울릉해저수로 지역은 수로의 시작지역이 울릉분지평원의

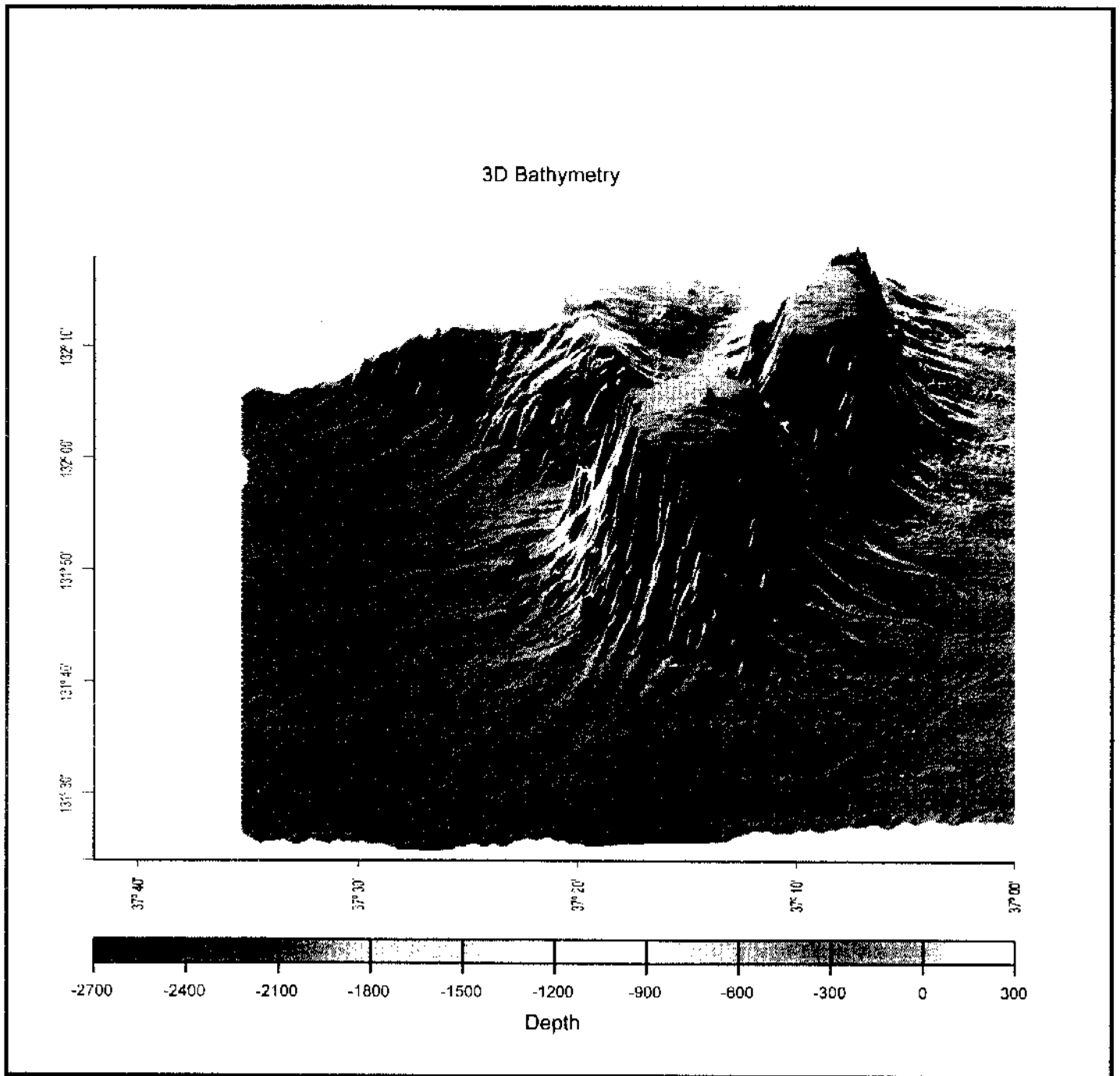


Fig. 2-52 Three dimensional views of Dok Island and adjacent area (azimuth : 27 0° T, elevation angle : 50° above the sea-level).



Fig. 2-53. Shaded bathymetry of Dok Island and adjacent area.

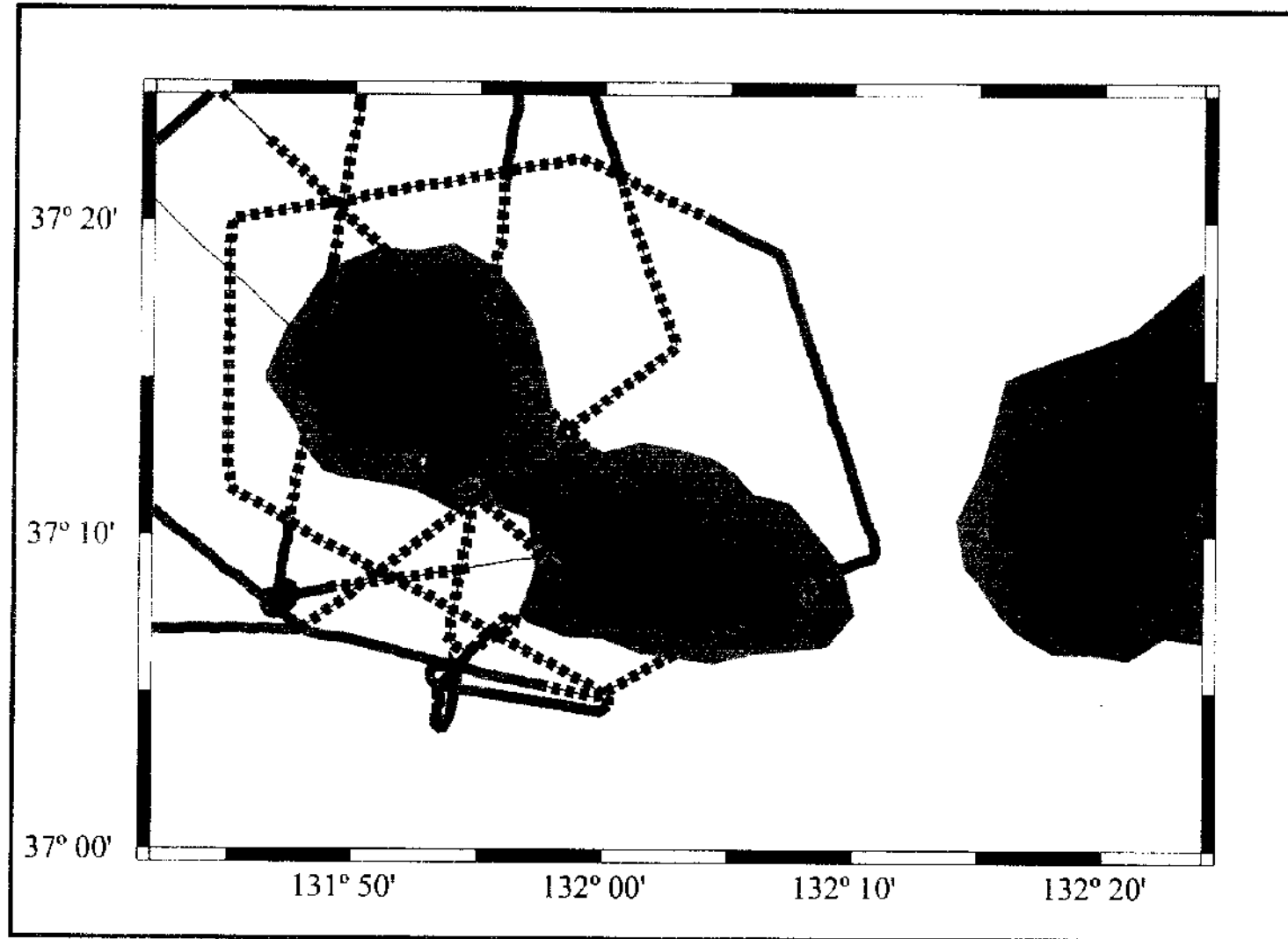


Fig. 2-54. Distribution of echo types around Dok Island and adjacent area. The sections in which echo types were identified are shown as thick lines (black solid=type III; black dash=type II, light dark=type I). As shown here, summits of the seamount appear as areas of strong acoustic return. Diffractive pattern (indicative of rough surface) are generally found along the slopes at depth draped with sediment.

수심 2,100 m이며, 서서히 북동쪽으로 깊어져 조사구역 내에서 최대 수심은 2,300 m 까지 이어진다. 북서쪽으로 동 한국대지의 남쪽과 그리고 남동쪽으로는 오끼뱅크로 경계되어 진다.

Fig. 2-54는 독도와 주변 해역에서 측선을 따라 나타난 반사파의 종류를 보여준다. 선 표시는 다음과 같이 하였다. 회색선 (light grey) = Type I; 검은 점선 (black dashed) = Type II; 검은 실선 (black solid) = Type III. Fig. 2-52와 같이 해저화산의 정상 부분에서는 Type III가 거의 예외 없이 나타난다. Type II는 주로 해저화산의 경사면에 분포하며, 이는 주로 수심 2,000 m를 넘지 않는 지역이다. 다시 말해, 사면이 끝나는 해저면 이후에서는 (즉, slope base 부근에서는) 좀처럼 발견할 수 없다. 이러한 slope base 부근에는 퇴적물이 쌓인 Type I이 주로 분포한다.

해저사태가 퇴적층 아래 존재할 가능성에 대해 기존의 다중채널 탄성과 자료도 참조하여 면밀히 검토하였다. 그 결과 해저사태에 의한 것이라고 해석될 수 있는 퇴적층들이 몇몇 군데에서 보이기는 하나, 그 분포가 매우 국부적이고 지금까지 발견된 대규모 해저사태에 비할 바가 되지 못했다.

6. 결 론

독도와 주변해역에 대해 Chirp 천부지층탐사기를 이용해 지층을 자세히 조사한 결과, 해저사태와 유사한 모양을 가진 반사파가 관측되었으나 이들 대부분이 해저화산의 경사부분에서 나타나고 있어 해저사태라고 보기는 어렵다. 해저사태에 의한 대규모 퇴적층이 있다면 해저화산 바닥근처 평평한 부분까지 이어졌을 것이고 또 그렇다면 쌍곡선 모양의 반사파가 화산체 하부에서도 관측되어야 하나 독도의 경우 수심이 2,000 m가 넘는 해저면에서는 이 같은 형태의 반사파를 찾아 볼 수가 없었다. 그리고 과거의 해저사태 기록을 확인하기 위하여 현재의 두꺼운 퇴적층 하부의 기존의 심부 다중채널 탄성과 기록을 참조하였으나 대규모 해저사태에 의한 퇴적층이라 여겨질 형태의 구조는 발견되지 않았다.

그러므로 독도 주변에 대규모 해저사태에 의한 구조가 발견되지 않은데 대해서는 몇 가지 중요한 추론이 가능한데, 이는 독도의 규모가 대규모 해저사태가 발견되는 화산섬들에 비해 매우 작고, 오랜 기간의 풍화에 의해서 해저사태를 일으키는 해수면 위에 노출된 육지 부분이 작아서 지질사에 걸쳐 큰 사태가 일어나지 않았으리라는 가

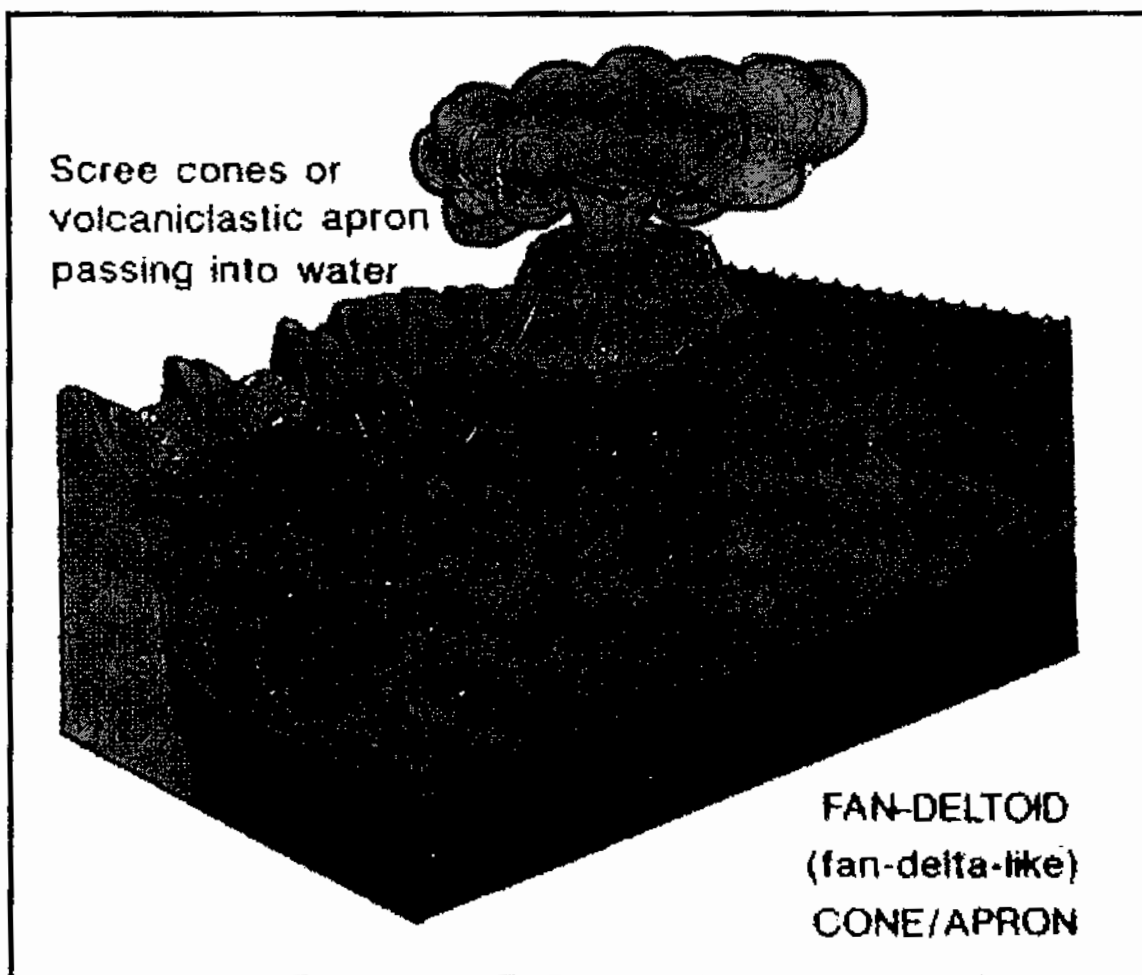


Fig. 2-55. An illustrated review of fan-deltaoid (fan delta-like) cone/apron (scree cones or volcanoclastic apron passing into deep water depth).

농성을 제시할 수 있다. 또한 독도 화산체의 규모가 작아 지반의 침하도 적게 받았을 것이며, 이는 비교적 높은 중력이상치 (crustal Bouguer anomaly)와도 일치된 결과를 보인다.

특히 해저사태의 결과를 유추하기 위한 자료는 불충분하였으나, Fig. 2-52과 Fig. 2-53을 참조한 독도를 중심으로 주변 해저면의 표층 퇴적물 분포는 Fig. 2-55와 같이 모식화 할 수 있고, 사면에 형성된 해저골 및 퇴적물의 분포는 독도로부터 울릉해저골까지 이어져 그 주위에서 경계를 보인다. 그리고 독도 주변의 해저면 표층퇴적물은 화산체를 중심으로 사면과 그 하부로 이어지는 낮은 경계지역까지 바닥면을 따라 퇴적물이 이동된 델토이드 (Deltoid; FAN-DELTA LIKE) 형태의 표층 퇴적물 이동 분포 특성이 잘 나타난다.

제 2 절 중력 및 자력탐사 자료분석

대표저자: 박찬홍 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

1. 서 론

연구지역은 독도 및 그 주변해역을 포함한다 (Fig. 3-1). 일본 서북 연안에서 연장된 것으로 보이는 오키뱅크가 독도근처까지 확장되어 있으며 독도는 이로부터 분리되어 독립된 화산지형을 이루고 있다. 그 북서부쪽으로는 울릉도와 한국대지와 사이에 울릉분지간수로 (Ullung Interplain Gap)가 발달하고 있다. 그동안 울릉분지에 대해서는 비교적 많은 지구물리학적 연구가 이루어졌으나 (Chough, 1983; Chough and Barg, 1987; Kim et al., 1994; Han et al., 1995, 1996; Lee, 1992; Ludwig et al., 1975; Park, 1990; Park, 1998; Park et al., 1996; Suh et al., 1993; Suk, et al., 1992; Suk, et al., 1993; Yoon and Chough, 1995) 독도 및 그 주변에 대한 연구 (이치원 외, 1997)는 상대적으로 적었다. 본 연구에서는 독도를 중심으로 선상자력계를 이용하여 지자장을 측정, 처리하고 기존의 선상 중력자료 및 인공위성 중력자료를 이용하여 독도의 자기적 특성 및 해저 구조를 해석하고자 한다. 일반적으로 해상에서 측정되는 자기장은 지구 내부에서 기인하는 자기장뿐만 아니라 태양 흑점변화에 따른 지구 대기권 밖 전리층에서의 자기장 변화 등에 따른 외부적인 요인 및 자기장을 측정하는 시스템과 선체 등에서 발생하는 자기장들을 모두 포함한다. 그 중에서 해저지질구조 해석이나 자원탐사 목적으로 활용되는 지자기 성분은 지각 내에 한정된 자성물질의 자기적 효과에 따른 것이므로 이것을 분리함으로써 유용하게 활용할 수 있다. 해상에서 측정된 자기장으로부터 분리된 지자기 이상은 해저 매질의 자성 변화와 관계가 있기 때문에 중력이상과 근본적으로 다른 특성을 나타내며 매우 복잡한 형태를 갖는다. 즉, 해수나 퇴적층과 같이 자성이 거의 없는 매질은 중력효과에는 영향을 주지만 자기적인 효과가 전혀 없기 때문에 지자기이상은 이런 매질과는 관계가 없다고 볼 수 있다. 따라서 지자기 자료는 중력이상과 함께 해저 매질의 특성을 상호 보완적

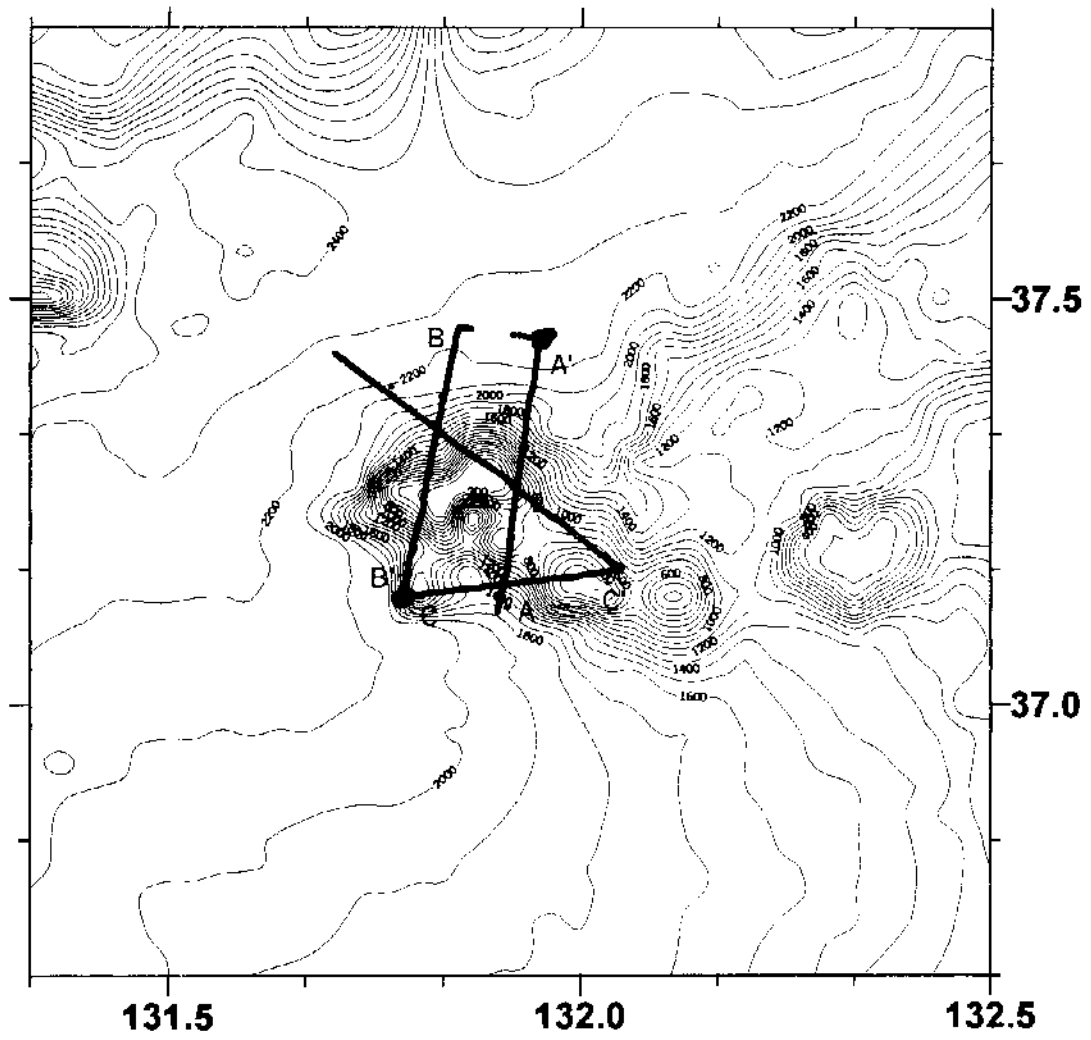


Fig. 3-1. Tracks of magnetic survey and topography in the study area.

으로 해석할 수 있는 자료로서 활용할 때 더욱 효과적이며 신뢰도가 높아질 수 있다.

2. 자료획득 및 처리

본 연구에서는 한국해양연구소 연구선 온누리호와 해상그래디오미터 (G811G)를 이용하여 경도 $131^{\circ} 30' \sim 132^{\circ} 10'$, 위도 $37^{\circ} 00' \sim 37^{\circ} 30'$ 인 독도를 중심으로 하는 해역에서 자력자료를 획득하였다 (Fig. 3-1). 온누리호에 탑재되어 있는 해상 그래디오미터 (Model G-811G) 시스템은 2개의 콘솔, 2개의 센서, 윈치, 측정 자력치와 위치 데이터를 수록할 수 있는 ReLMD 소프트웨어, 아날로그 기록장치 및 자료처리 프로그램 (MGScalc)이 내장된 컴퓨터로 구성되어 있다. 선두센서 (Slave Sensor) 및 후미센서 (Master Sensor)로 이루어져 있는 센서그룹은 서로 약 150 m 간격으로 분리되어 있다. 본 조사에서는 선두센서가 온누리호 (전장 : 60 m)의 길이 보다 약 3.9배 긴 350 m 후미에서 놓이도록 예인하였다. 이 경우 후미센서는 조사선 후미에서 약 500 m 뒤에 놓이게 되므로 선체의 자기적 잡음의 영향을 거의 받지 않는다. 현장조사는 1998년 3, 4월중에 12일간 실시하였으며, 이 때 획득한 자료는 관측시의 시간, 위치, 전치센서로부터의 지자장값 및 예인심도와 선두센서로부터의 지자장값 및 예인심도 등이다. 자료는 1초 간격으로 기록하였으며, 평균 예인 속도는 6~7 knot였고, 센서의 예인 심도는 선두센서는 20~28 m, 후미 센서는 30~39 m를 유지하였다. 센서로부터 측정된 자기장 세기는 위치 등 항해자료와 함께 logging S/W ReLMD에 의해 PC에 수록되었다. 연구선인 온누리호의 선위는 미국 Trimble사의 GPS (4000 series)에 의해서 측정되었다.

중력자료는 기존의 선상관측자료 및 인공위성관측 해수면 고도자료로부터 변환한 자료를 함께 사용하였다. 선상중력자료는 미국 국립 지구물리 자료센터 (NGDC: National Geophysical Data Center)에서 제공한 것을 사용하였다. NGDC 선상중력자료는 미국해군, 일본지질조사소, 일본수로국, 일본 동경대 해양연구소, 프랑스 및 Scripps 해양연구소 등에 의해서 측정된 것으로서 중력관측치와 Eötvös 보정치 및 후리에어 이상치 등이 수록되어 있다. 인공위성중력자료는 최근 Smith and Sandwell (1995)에 의해서 공개된 것을 사용하였는데, 이것은 ERS-1, Geosat ERM과 Geosat-GM 인공위성고도자료로부터 환산된 2' 간격의 격자자료로 이루어져 있다.

3. 자료 처리

가. 지자기 자료 처리

현장에서 측정한 해상 지자기 자료로부터 국제표준지자장 (IGRF95)을 계산하여 소거함으로써 자기이상을 산출하였다. Figs. 3-2, 3-3, 3-4는 독도를 중심으로 하거나 그 주변을 지나는 측선상의 전자력차와 자기이상 단면에 해저지형을 대비한 것이다. 주변지역의 자기이상분포는 기존의 관측자료를 이용하였는데 주로 일본지질조사소 등 일본연구기관에서 과거 관측한 자료가 주를 이룬다. 각 조사단위간 혹은 측선간 오차 보정을 위해서 교차점오차 보정을 실시한 후 자기이상 분포도를 작성하였다 (Fig. 3-5).

나. 중력자료 처리

선상중력자료에는 관측시 발생할 수 있는 여러 가지 오차요인을 포함하고 있기 때문에 교차점이나 측선간에서 중력값 차이가 나타날 수 있다. 선상중력에서 나타나는 오차는 상당 부분이 관측위치, 연구선의 속도 및 방위 등 변수에 따라 변화하는 Eötvös 효과의 보정과정에서 발생한다. 또한, 조사와 조사간에 사용된 관측장비의 종류와 성능 차이나 표준중력장의 계산상 차이, 계기보정, 조석보정 등에서도 오차가 발생할 수 있다. 이와 같은 오차는 여러 개의 조사로부터 얻은 중력자료를 통합할 때 두드러지게 나타난다.

울릉분지에서의 선상 해상중력자료의 관측은 대부분 일본측 해역에 집중되어 있고 한반도 연안과 울릉분지의 중앙부는 빈약한 분포를 갖는다. 울릉분지의 지구조를 전체적으로 해석하기 위해서는 고분 중력분포가 요구되므로 해상중력이 갖는 자료의 공간적인 제약을 극복하기 위하여 인공위성에서 관측된 해수면고도로부터 변환된 중력자료와 결합하였다. 인공위성 중력자료는 최근에 공개된 것으로서 선상중력에 비해서 고주파 중력이상의 분해능은 떨어지지만 광역적이고 연속적인 중력을 보여준다. Smith and Sandwell (1995)은 Geosat과 ERS-1 위성으로부터 얻은 해수면고도 관측치로부터 후리에어 중력치를 산출하여 공개하였다. 공개된 후리에어 중력은 약 2' 간격의 격자자료로 이루어져 있다.

Profile A-A'

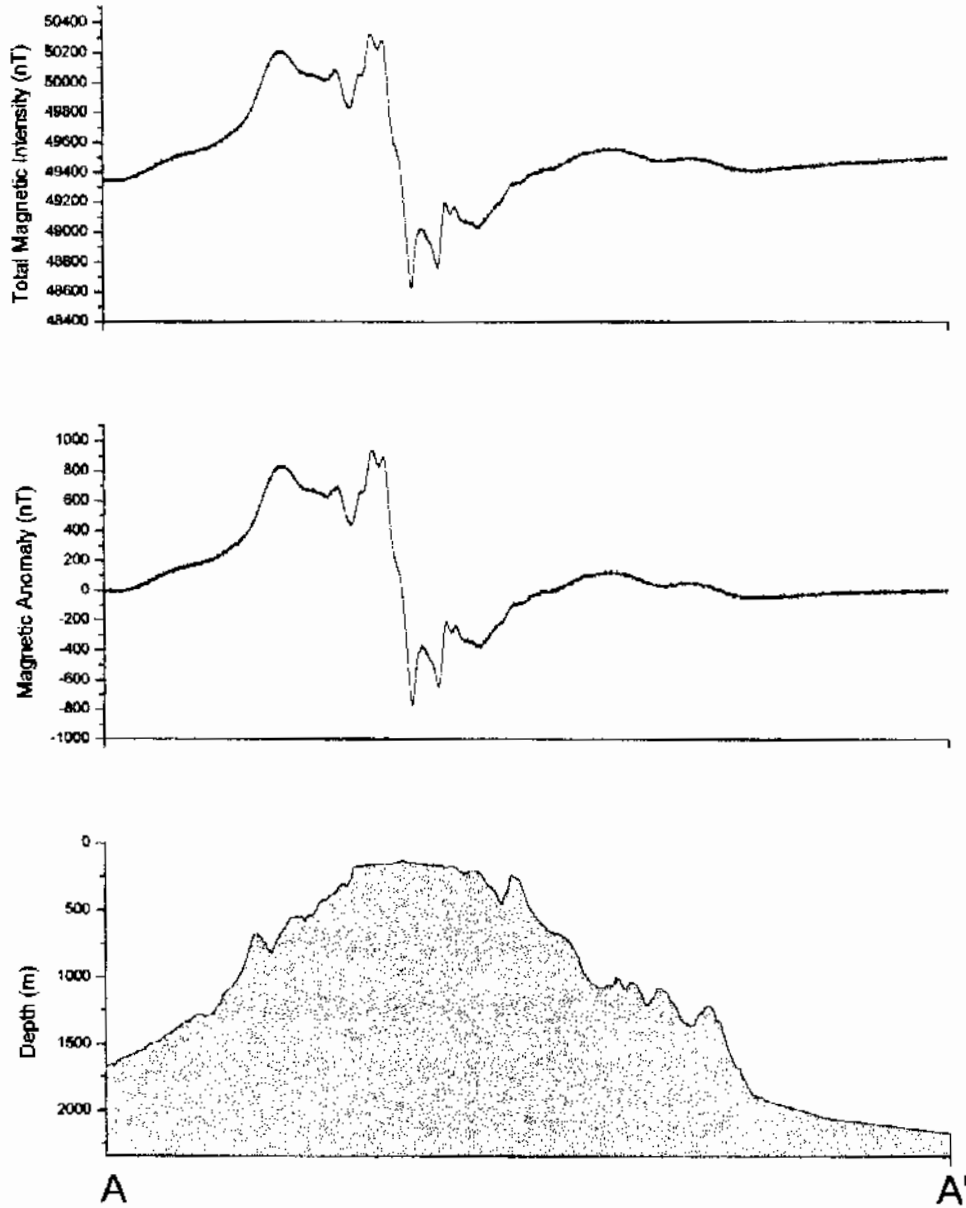


Fig. 3-2. Total magnetic intensity, anomaly and topography along the profile A-A'.

Profile B-B'

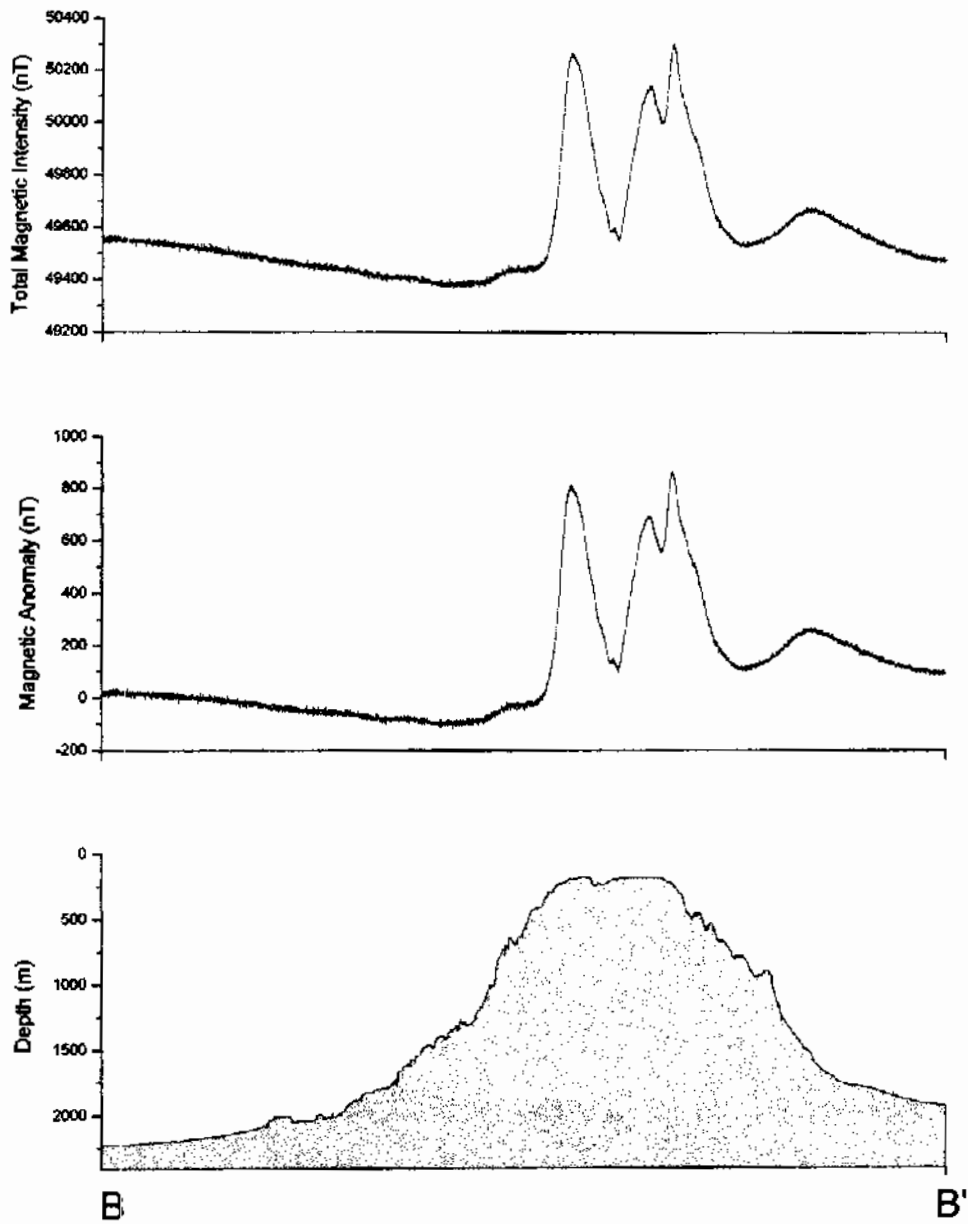


Fig. 3-3. Total magnetic intensity, anomaly and topography along the profile B-B'.

Profile C-C'

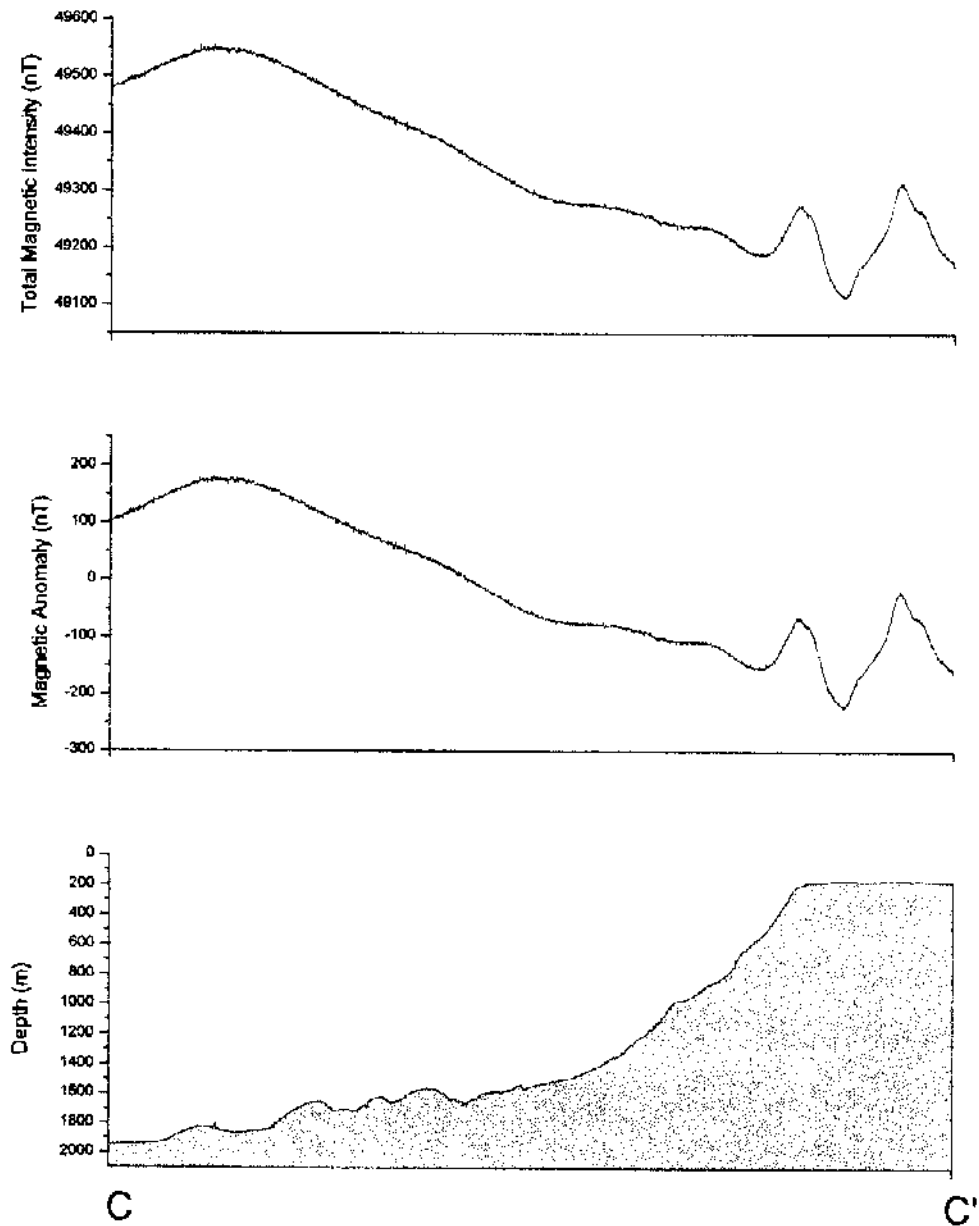


Fig. 3-4. Total magnetic intensity, anomaly and topography along the profile C-C'.

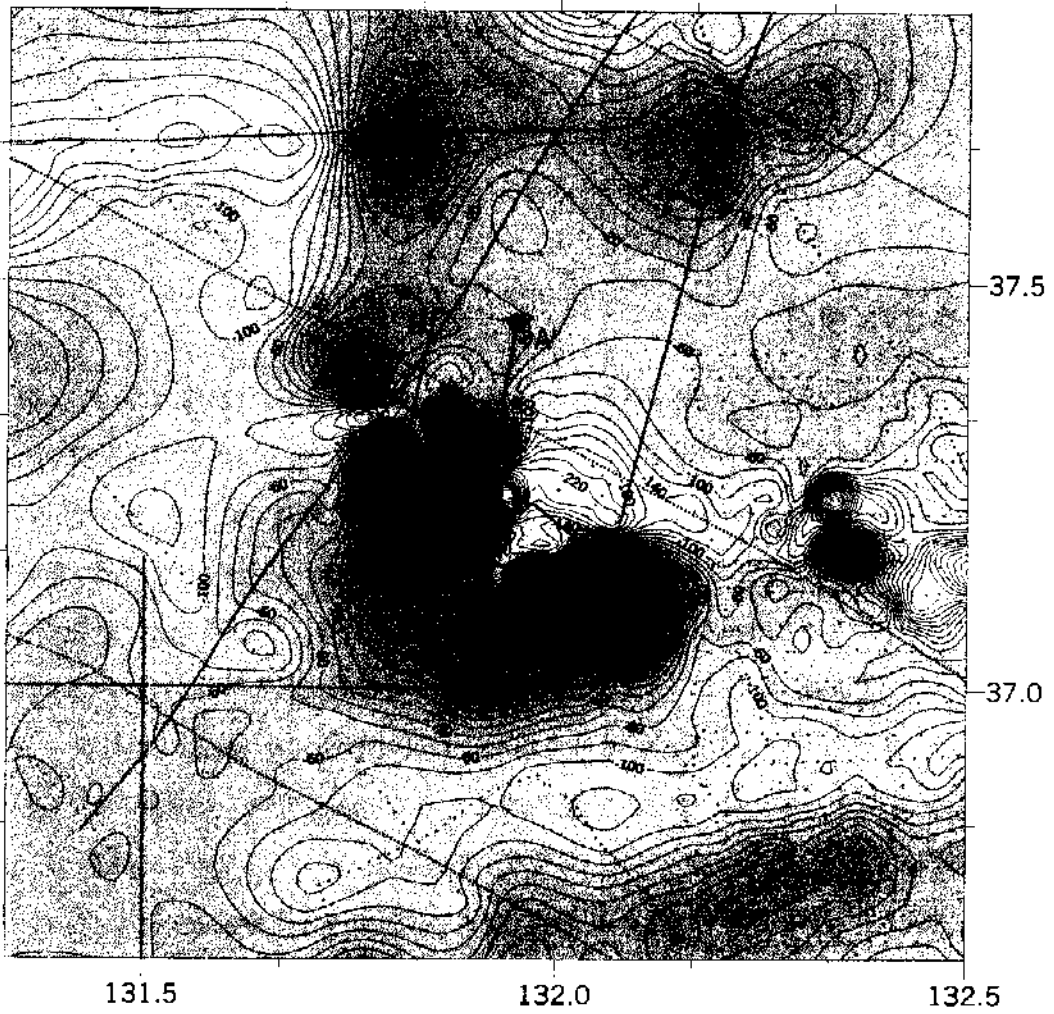


Fig. 3-5. Magnetic anomaly contour map around the Dok Island.

선상 중력자료에서 조사여건 및 관측장비의 특성상 발생할 수 있는 여러 가지 오차요인에 의해서 축선간 혹은 조사 단위간 오차를 보정하기 위하여 인공위성 중력자료를 이용하였다. 선상중력자료내의 축선간 교차점 오차를 보정한 후 인공위성 중력자료와 결합하여 정밀 후리에어 이상도를 작성하였다 (Fig. 3-6). 결과는 상대적으로 오차의 요인을 더 많이 포함하는 선상중력의 보정은 안정된 인공위성중력에 의해서 효과적으로 이루어질 수 있다는 것을 보여준다. 두 자료 세트간의 결합으로부터 얻은 이 후리에어 이상도는 서로가 지닌 특징적인 주기성분을 잘 유지하고 있기 때문에 분지의 해저지형이나 해저지질구조를 이해하는데 더 유용하게 이용될 수 있다.

나. 중력이상의 해석

본 연구지역 내에는 독도와 2개의 소규모 해산이 있고 그 동쪽으로는 오키뱅크로 연결된다. 연구지역의 중력이상분포는 해저산 등 고지대에서 해저지형분포와 밀접한 상관성을 보여준다 (Fig. 3-6). 지형적으로 높은 독도 주변의 해저산 등에서 최대 100 mGal 이상으로 높고 지형의 발달 경향과 유사한 분포를 보인다. 반면에 울릉분지간 심해수로 및 울릉분지 내에서는 해저지형이 주변으로부터 심부쪽으로 완만하고 단조롭게 깊어지는 경향을 보이고 있지만 중력이상은 이러한 분포경향과는 다르게 진폭이 낮고 분포도 불규칙하다. 이들 심해지역에서 중력이상은 10 mGal 이하로 낮아진다. 특히 울릉분지에서 독도의 남서 주변부에는 -10 mGal까지 극저적으로 낮아진다.

이와 같은 낮은 중력이상은 이들 지역에 형성되어 있는 질량류 퇴적물 등 밀도가 매우 낮고 두꺼운 퇴적층들이 중력이상에 별로 기여하지 못한다는 것과 분지 기반이 지역적으로 깊다는 것이 원인이 될 수 있다. 독도와 동쪽의 해산 주변에서 중력이상은 해저지형 변화에 비해서 복잡한 양상을 보이며 고이상대의 범위가 좁아지는데, 기반암 상부에 낮은 밀도의 퇴적층이 피복되어 있기 때문이다.

라. 자력이상 해석

독도는 주변 해저평원의 기저부로부터 약 2,000 m 이상 솟아 있는 화산섬으로서 동도와 서도로 구분된다. 해수면상에 노출된 규모는 동도인 경우 폭이 약 200 m, 길이가 450 m, 높이가 88 m이며 서도는 길이 500 m, 높이 168 m이며, 두 섬은 매우 가파른 절벽으로 둘러싸여 있다 (Shon, 1995). 독도는 울릉도 화산암류와 비슷한 전암

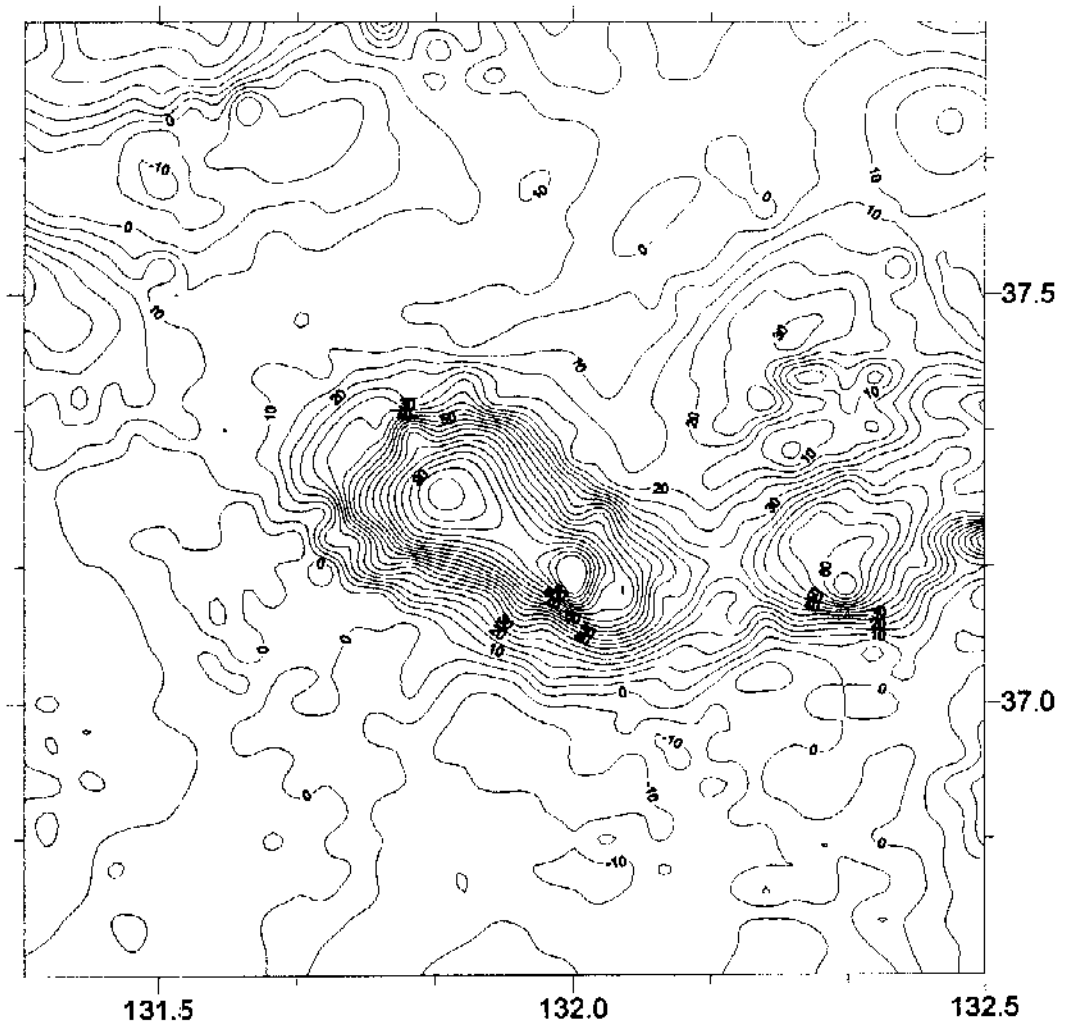


Fig. 3-6. Free-air anomaly map produced from shipborne and satellite gravity.

화학적 조성은 깊은 양관리 현무암, 조면현무암, 조면안산암 및 조면암으로 구성되어 있으며 그 산출상태에 의해 하부의 화산쇄설암의 화동과 상부의 용암류의 화산활동으로 부분된 바 있다 (신용규 외, 1987). Shon (1995)은 북도를 조면암 I, 각력암, 응산 융회암, 조면 안산암, 다공질 융회암, 조면암 II, 조면암 III, 조면암 암맥 등으로 암석 단위를 구분하였다. K-Ar 연대 측정 결과에 의하면 북도는 약 4.6 ± 0.4 Ma 이전 즉, 초기 플라이오세에 최초 해저화산활동에 의해 원시 북도가 생성되었으나 화산활동이 계개되기 전까지 약 2백만년 동안 침식과 사태 등으로 그 형태 및 크기가 훼손된 후 2.7 ± 0.1 Ma에서 2.5 ± 0.1 Ma 사이에 지속적인 화산활동에 의하여 현재와 같은 북도 의 형태를 갖추게 되었다 (Shon, 1995). 침식과 사태는 전체 화산활동 기간에 비해 북도의 크기가 작아진 원인이었던 것으로 해석된다. 구성암석의 두께변화, 암상 및 단층의 특성 등 고려할 때 북도를 생성시킨 화도 (volcanic vent)는 북도에서 북동쪽으로 수백 미터 떨어진 시점에 위치할 것으로 추정하고 있다.

북도에서의 자기이상은 이와 같은 암석조성 및 구조와 관련하여 검토한다. 특히, 북도와 사도가 각각 다른 양상을 나타낸다. 북도의 자기이상이 북북동 방향으로 쌍극자화되어 있는 반면에 사도의 것은 북단에 소규모 쌍극자기 이상을 보일 뿐 성 섹체에 대한 자화 방향은 쌍극자기적으로 보기에 어렵다. 사도에서의 자기이상은 2개의 양이산 대와 그 사이를 북서-남동으로 잇는 저이상대 물이 특징적이다. 이것은 사도가 중앙 캄데라를 중심으로 여러 개의 화산체를 포함하고 있어서 화산쇄산에 형성된 쌍극자기이상이 중첩되었기 때문인 것으로 사도의 남쪽을 남서-북동으로 지나 가는 자기이상 단면 A-A'와 해저지형단면의 비교에서 볼 때 자기이상은 남서쪽에서 약 1,000 nT까지 높은 반면에 북동쪽 절반에서 -700 nT까지 급격히 감소하는 양상이 나타나고 그 북동쪽의 나머지 지역도 150 nT이하로 낮게 유지된다. 이것은 이 화산체의 쌍극자화가 일부 원인일 수도 있지만 화산체를 구성하는 암종의 성분 및 구조상의 남서쪽 블록에 자성이 상대적으로 강한 용암 및 조면암이 높은 고도까지 존재하고 북동쪽 블록에는 상대적으로 이런 화산암이 줄어들어 있는 것도 원인이 될 수 있다. 이것은 북도를 이룰 화도는 북도로부터 북동쪽으로 수 백미터 떨어진 곳에 위치하고 또는 그 화도가 위치할 화산의 남서쪽 화구암열 것 (손영권과 박기화, 1991)이라는 추측을 반영한다. 그러나 북도의 정상지역은 단면 A A' 뿐만 아니라 단면 B-B'에서도 국부적으로 600 nT 이상의 큰 차이를 가지고 낮은 이상대를 형성하고 있는 데 이는 북도의 중앙에 퇴적층으로 피복된 함릉구조의 존재를 시사한다. 이것은 단면 C-C'에

서 서도의 정성부근의 낮은 이상대에서도 확인된다. 그 밖의 지역에서 자력이상분포는 해저지형의 단순한 변화에도 불구하고 매우 복잡한 양상으로 나타나고 있다. 자기 이상 분포에서는 북도 및 오케벵크로 이어지는 해산과 그 남쪽에서는 쌍극자기이상 형태가 특징적으로 나타나고 있는 데 이는 이 지역이 화산활동에 의해서 형성된 여러 형태의 화산체를 포함하고 있다는 것을 지시하는 것이다. 특히 북도 남쪽의 쌍극자기 이상은 남시자-북동동 방향성을 가지고 선상 배열되어 나타난다. 이 지역은 퇴적층의 두께가 매우 두꺼운 지역으로서 중력이상에서는 오히려 낮은 값을 보이는 곳이다. 이것은 퇴적층내 수부에 화성활동으로 형성된 관입 혹은 분출암 등이 존재하고 있는 것이 주요 원인이다. 자기이상의 선형적인 분포가 분지의 해저확장에 의한 해양지각의 형성과 직접적인 관련이 있는 지에 대해서는 보다 실증적인 연구가 필요한 것으로 사

판된다.

제 3 절 심부탄성과 탐사

대표저자: 김한준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

1. 서론

동해는 아무리아, 태평양, 그리고 필리핀 판의 복잡한 경계부에서 형성된 후열도해 (back-arc sea)이지만 3개의 큰 분지 (일본, 야마토, 그리고 울릉분지)와 한국대지 (Korea Plateau) 및 야마토리지 (Yamato Ridge)와 같은 높은 지형대로 이루어져 있다는 사실에서 그 열림과정이 단순하지 않았음을 짐작할 수 있다 (Fig. 4-1).

소노부이와 해저면 지진계 (OBS: ocean bottom seismometer)를 이용하여 일본분지 및 야마토분지에서 수행한 심부 탄성과탐사 (Ludwig et al., 1975; Hirata et al., 1989; Shinohara et al., 1992)는 해양지각뿐만 아니라 해양과 내륙의 중간이라고 분수 있는 지각이 동해내에 존재함을 보여준다. 일본분지의 동쪽에는 속도와 두께에서 해양지각이 존재하는 것으로 판단하는 것이 당연하나 야마토분지의 경우에는 지각의 두께가 11~12 km에 이른다. 야마토분지의 두꺼운 지각을 Ludwig et al. (1975)과 Hirata et al. (1989)은 정상 보다 두꺼운 해양지각으로 추정하였으나 Shinohara et al. (1992)은 해양지각도 아니고 대륙지각도 아닌 중간으로 정의하였다.

울릉분지는 동해 남서부의 대표적인 지형단위로서 한반도와 야마토리지/오끼뱅크의 사이에 위치한다 (Fig. 4-1). 울릉분지의 열림에 관해 많은 모델이 제시된 바 있으나 그 중 자주 인용되는 것은 다음과 같다: (1) 일본분지의 당겨열림 (pull-apart opening)이후 일본열도 아래로 태평양이 섭입하는 것과 관련되어 발생한 후열도 확장 (Lallemand and Jolivet, 1985), (2) 후열도확장의 결과로서 남서 일본열도가 한반도와 가까운 곳에서 시계방향으로 빨리 이동하면서 형성 (Otofuji et al., 1991), (3) 당겨열림작용에 의해 일본열도가 남쪽 방향으로 이동한 것에 따라 원래자리에 있던 일본열도 아래의 대륙지각이 얇아진 것 (Jolivet and Tamaki, 1992). 그 다양성에도 불구하고 이러한 모델들은 울릉분지의 지각구조를 모르는 상태에서 제시되었다. 그 이유는

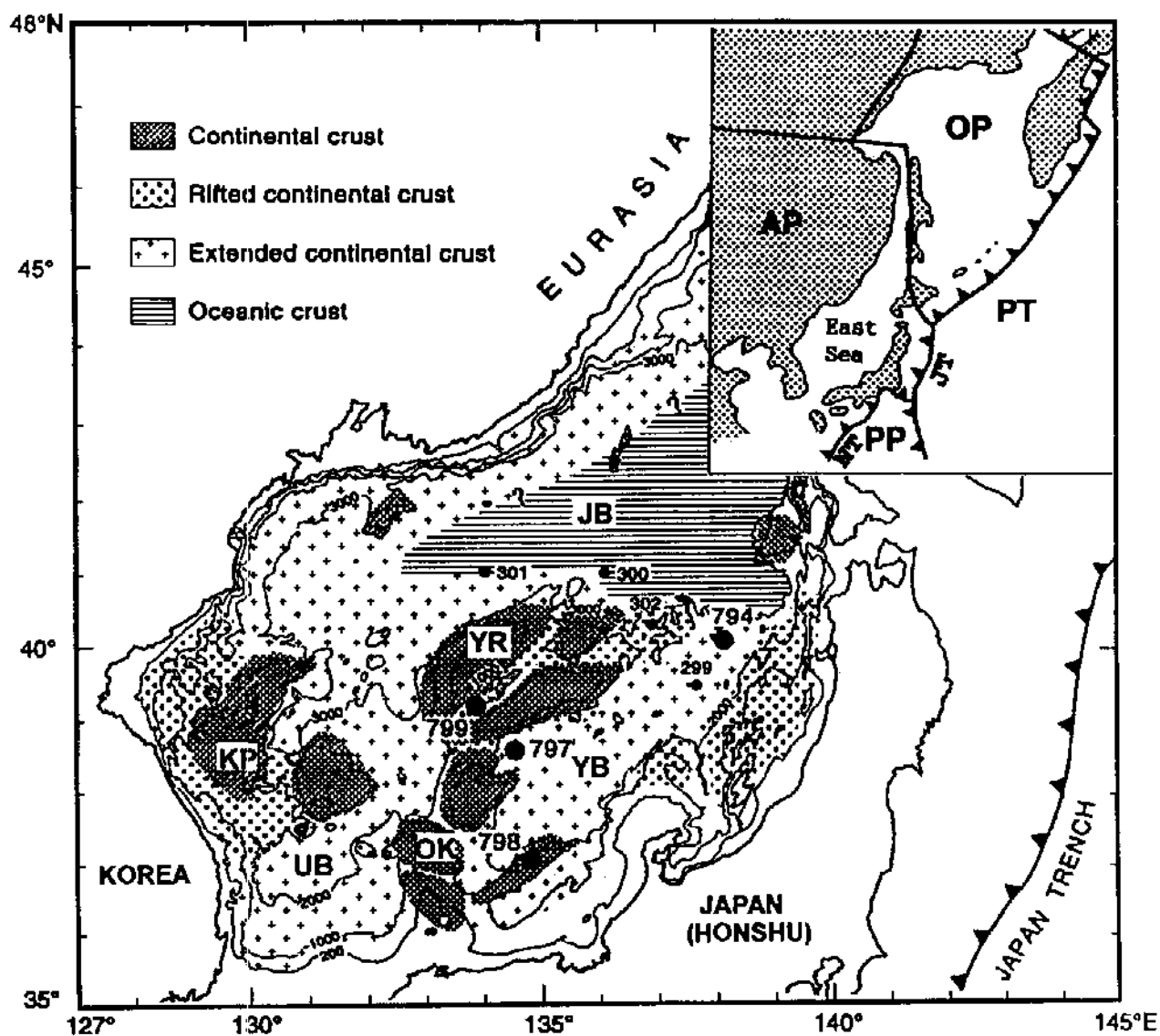


Fig. 4-1. Physiographic map of the East Sea (Japan Sea) showing the discrimination of crustal type (from Tamaki et al., 1992); JB, YB and UB - Japan, Yamato and Ulleung Basins, respectively, YR = Yamato Ridge, KP = Korea Plateau, and OK - Oki Bank. Bathymetry is shown in meters. The numbers indicate the locations of DSDP and ODP sites. Inset shows the plate configuration; OP, PT, PP and AP = Okhotsk, Pacific, Philippine and Amurian plates, NT and JT = Nankai and Japan Trenches. Note that the crustal structure and type of the Ulleung Basin are under assumption.

이 모델들이 제시되기 전 울릉분지에서 수행된 바 있는 유일한 심부 탄성과 탐사 (Ludwig et al., 1975)에서 지각하부와 모호면으로부터의 신호가 감지되지 못하였기 때문이다.

1991년 한국해양연구소와 러시아의 IMG&G (Institute of Marine Geology & Geophysics)가 공동으로 울릉분지내 13개 지점에서 OBS자료를 획득하였다. 이 실험의 일차적인 해석결과는 울릉분지의 지각이, 이웃하는 야마토분지와 같이, 정상 보다 두꺼움을 보였다 (Kim et al., 1994). 하지만 이 해석은 분지 중앙부에서 획득된 하나의 OBS자료를 기초로 한 것이었다. 따라서 이러한 유형의 지각이 과연 울릉분지 전체에 걸쳐 존재하는지를 알아내는 것이 중요하며 만약 그렇다면 이것이 해양지각인지 아니면 대륙지각인지 구별해야한다. 더욱 중요한 것으로, 동해 남서부의 열림을 이해하기 위해서는 울릉분지의 지각이 지구조적으로 어떻게 형성되었는가를 설명해야 한다. 한국해양연구소에서는 1998년 8월과 9월에 한반도와 울릉분지간 전이시대에 해당하는 대륙주변부에서 러시아의 POI (Pacific Oceanological Institution)와 일본의 치바대학과 공동으로 9개 지점에서 다시 OBS자료를 획득하였다. 이 연구에서는 이렇게 획득한 OBS자료를 재처리하고 그 결과를 해석하여 위의 의문에 해답을 제시하고자 한다.

탄성파탐사를 통하여 알려진 해양지각의 속도구조는 탄성과속도가 깊이에 따라 불연속적으로가 아니라 연속적으로 증가하며 layer 2와 layer 3사이에 전이지대인 layer 2C가 존재한다는 것이다 (Ewing and Houtz, 1979; Bratt and Purdy, 1984). 태평양 동부의 코스타리카 rift의 남쪽에서 해양지각의 layer 3 상부까지 뚫은 ODP (Ocean Drilling Program) Hole 504B의 물리검층에서 확인된 바가 있듯이 (ODP Leg 148 Shipboard Scientific Party) layer 2C는 해양지각의 유력한 증거가 된다. 하지만 이전의 동해에서 수행된 탄성과 탐사에서는 layer 2C의 속도 (5.8~6.2 km/s) (Keary and Vine, 1990)가 보고된 바가 없다. 따라서 이 연구에서는 울릉분지의 지각내에 layer 2C가 존재하는지를 알기 위해 OBS자료의 τ - p 분석에 중점을 두었다. τ - p 분석으로부터 구한 속도구조는 2차원 파선추적과 탄성과 모델링을 이용하여 더욱 정확하게 구하였다. 이 연구에서 지각은 최하부 퇴적단위 아래에서 모호면 사이에 존재하는 결정암체 (crystalline material)임을 밝혀준다.

2. 자료획득 및 처리

가. 1차 탐사

1991년 한국해양연구소와 IMG&G가 공동으로 울릉분지에서 수행한 심부 탄성파 탐사시에 Line A와 B상의 26개 지점에서 30개의 OBS기록을 획득하였다. OBS-3', 4', 그리고 5'를 제외한 OBS간 간격은 20 km이며 Line A와 B의 길이는 각각 320 및 220 km이다 (Fig. 4-2). OBS-1부터 OBS-18까지의 자료 획득을 위해서는 600 m마다 60 리터의 에어 건을 발파하였으며 OBS 19부터 OBS-22까지는 300 m마다 30 리터의 에어 건을 발파하였다. 전체 중 13개의 OBS가 지각모델링이 가능한 신호를 기록하였다 (Fig. 4-2).

OBS에 의해 아날로그 방식으로 기록된 자료는 A/D (analog to digital)변환을 거친 후 발파 수신거리 정보와 함께 정리하였다. 자료의 스펙트럼 분석결과 탄성파의 에너지가 8~10 Hz 대역내에 집중됨을 알 수 있었으므로 6~12 Hz의 구간으로 OBS 자료를 대역필터하여 신호대역 이외의 잡음을 제거하였다. Fig. 4-3a는 대역필터링 후 OBS자료의 예로서 송수신 거리 30 km 이상의 부분을 나타낸 것이다. 이 그림에서 탄성파가 60 km 이상까지 기록되었지만 송수신 거리에 따른 트레이스 진폭의 보정효과 때문에 무작위 잡음도 거리에 비례하여 증가되었음을 볼 수 있다. 발파점 모음자료내의 무작위 잡음은 가중 유사도 함수를 기초로 하는 spatial signal detection (SSD) 필터링 (Kong et al., 1985) 혹은 이것과 유사한 유사도 픽터링 (Reiter et al., 1993)에 의해 효과적으로 억제시킬 수 있다. 무작위 잡음외에도 Fig. 4-3a의 화살표에서 표시한 것처럼 일부 트레이스들에서 공명잡음이 있음을 볼 수 있다. 공명잡음은 진폭이 크기 때문에 유사도의 계산에 상당한 영향을 미치게 되므로 SSD 이전에 제거하는 것이 바람직하다. spectral balancing은 모든 탄성파 트레이스들이 스펙트럼영역에서 같은 주파수성분과 진폭을 갖도록 만들기 위해 자주 사용된다. 그중 Tufekcic et al. (1981)의 방법은 모든 트레이스들에 공통된 스펙트럼을 보존할 뿐만 아니라 개별적인 트레이스들에서 발생하는 강한 공명잡음도 억제시키는 것으로 알려져 있다. 따라서 OBS자료에 spectral balancing (Tufekcic et al., 1981)을 먼저 적용하고 다음에 SSD 필터링을 적용하였다. Fig. 4 3b는 이렇게 처리된 Fig. 4-3a의 자료로서 처리 후 신호의 일관성이 향상되었을 뿐만 아니라 무작위 및 공명잡음도 상당히 제거되었음을 보여준다.

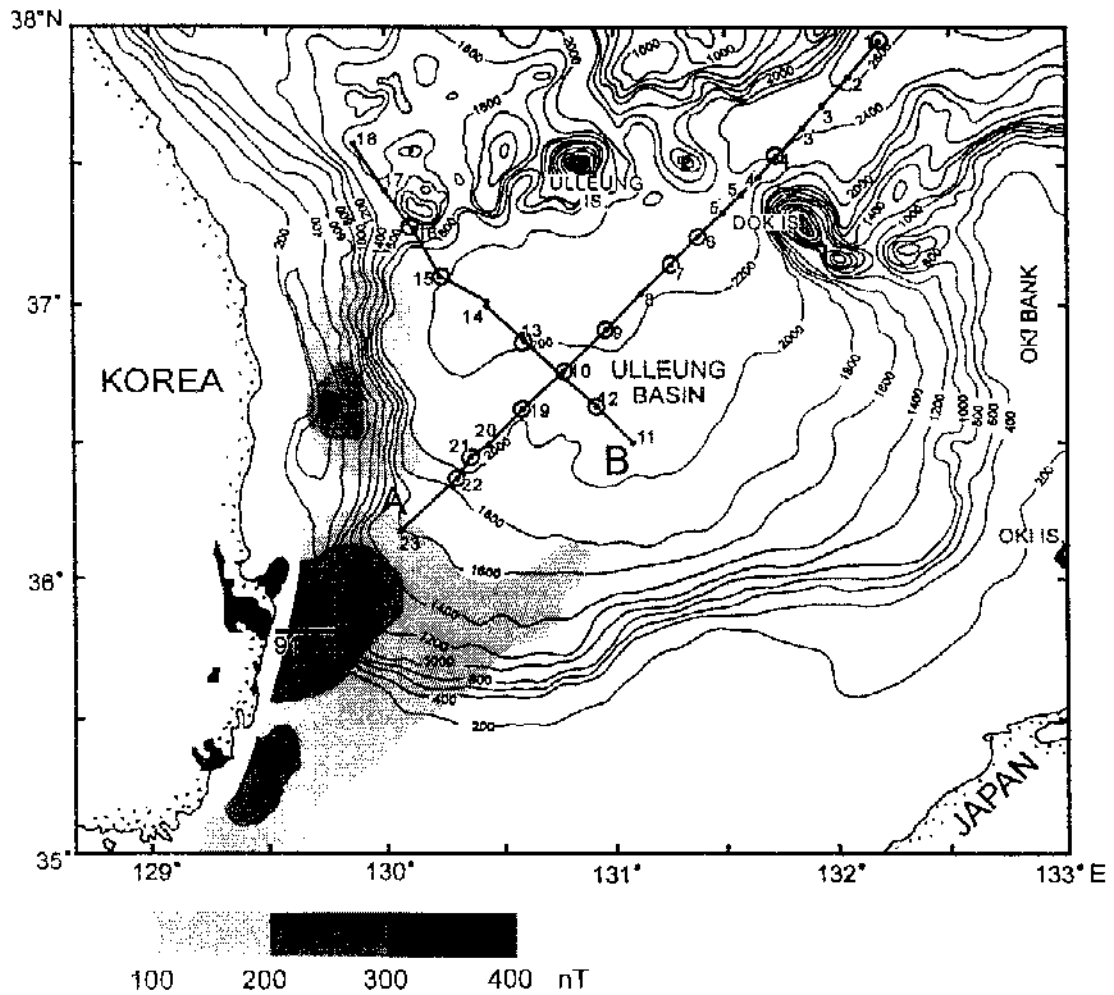


Fig. 4-2. Location map of wide-angle seismic profiles of 1991 with magnetic anomaly of 100~400 nT along the southeast coast of the Korean Peninsula (Isezaki and Shevaldin, 1996; Han et al., 1997). Circles indicate the positions of 13 OBSs that returned with seismic signals from the crust. Bathymetric contour interval is 200 m. Thick line segment 91 is the multichannel seismic profile whose section is shown in Fig. 14. Position of extrusive volcanic rocks (25~17 Ma) in the southeast Korean Peninsula is shown by shading (from Chough and Lee, 1992; Yoon and Chough, 1995).

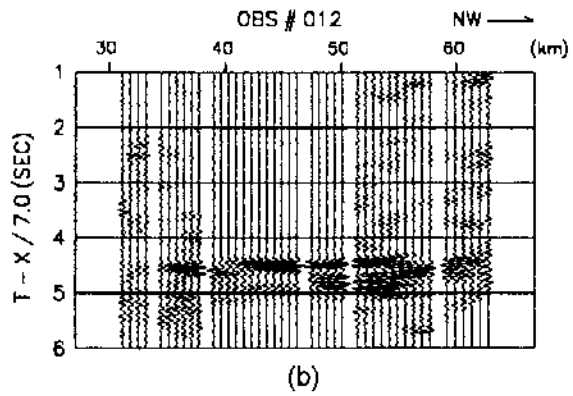
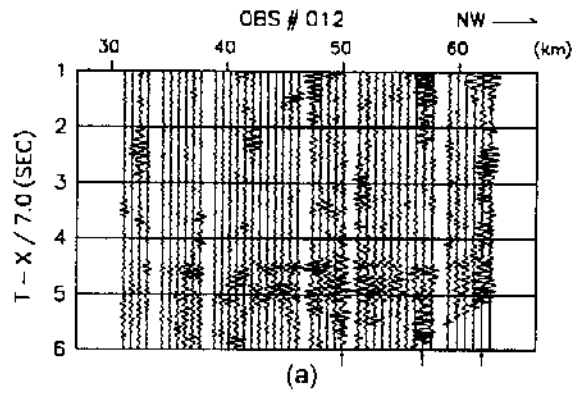


Fig. 4-3. Part of the record section of OBS 12 (a) before and (b) after spectral balancing and SSD (Spatial Signal Detection) filtering. Arrows indicate noisy traces of resonant character.

나. 2차 탐사

1998년 한국해양연구소와 POI, 그리고 치바대학이 공동으로 동해에서 OBS를 이용한 심부 탄성과 탐사를 수행하여 Line 98-1과 98-2의 9개 지점에서 OBS기록을 획득하였다 (Fig. 4-4). 본 조사의 목적은 한반도의 대륙주변부에서 울릉분지간 전이시각의 구조가 어떻게 바뀌는 것인지를 구명하는 것이다. OBS 탐사시 사용된 에어 전은 러시아에서 제작된 20 리터 용량의 에어 전 2개이며 OBS는 일본의 치바대에서 디지털 기록방식으로 제작된 것이다. 자료 획득을 위해서는 약 230 m 간격으로 에어 전을 발파하였으며 전체 OBS가 시카모넨링이 가능한 신호를 기록하였다. OBS내에 장치된 지진계의 성능은 Table 5-1과 같다.

Fig. 4-4는 이 중 OBS 98-1의 자료를 송,수신 간격에 따라 정리한 후 그런 것으로 지각에서 굴진된 탄성과 (P2와 P3), 모호면에서 반사된 탄성과 (PmP), 그리고 1차 탐사에서 기록되지 않았던 맨틀상부에서의 굴절파 (Pn)가 동시에 기록되었음을 볼 수 있다.

3. 기록 자료

여기에서는 울릉분지 지각의 일차적인 특징을 정의하는 데에 있어 중요한 OBS-4, 6, 12, 13, 19, 그리고 22의 기록자료들에 대해 간단히 설명한다 (Fig. 4-5). 첫번째인 OBS-4의 자료는 울릉분지의 북쪽에서, 그 다음 4개 (OBS-4, 6, 12, 그리고 13)는 중앙부에서, 그리고 마지막 OBS-22 자료는 남쪽에서 얻은 것이다. 이 중 OBS 12/13 및 19/22는 각각 서로 반대방향으로 얻은 자료이다. spectral balancing과 SSD에 의해 처리된 부분은 Fig. 4-5에서 밑줄로 표시하였다. 자료들에서 4개의 탄성과 위상 즉, P1, P2, P3, 그리고 PmP를 구분할 수 있는데 이들 각각은 퇴적층, 상부지각, 하부지각의 굴절파 그리고 모호면에서의 반사파이다.

P1은 대부분의 기록에서 10~12 km 구간에서 보이는 초동파 (first arrivals)로서 3.5~4.5 km/s의 속도를 갖는다. 이 속도는 하부 퇴적층의 속도에 해당하는 것으로 해석된다. P2는 대개 10~15 km 구간에서 P1으로부터 분리되어 나타나는데 5 km/s 이상의 속도를 가지며 상관성이 아주 높다. P3는 약하거나 보통의 진폭을 가지며 약 7 km/s의 속도에 접근하며 자료단면의 끝까지 나타난다. P2와 P3는 위상에서 뚜렷한

Table 5 1. Field parameters for the seismic survey in the East Sea.

Survey vessel	R/V Onnuri
Acquisition period	October 18-20, 1996
Survey Area	East Sea
Source Depth	9.5 m average
Streamer Depth	10 m average
Shot interval	50 m
Gun volume	550(400) in ³
Gun delay	30 ms
Recording instrument	Sercel SN358 DMX
Recording filters	High : 154 Hz 72 dB/Oct Low : 8 Hz 10 dB/Oct
Digital Tapc Format	SEG-D, 6250 BPI
Sampling rate	2 ms
Recording length	10 sec
Streamer layout	1400 m, 56 groups, 25 m interval
Nearest offset	88.5 m
Coverage	14 fold

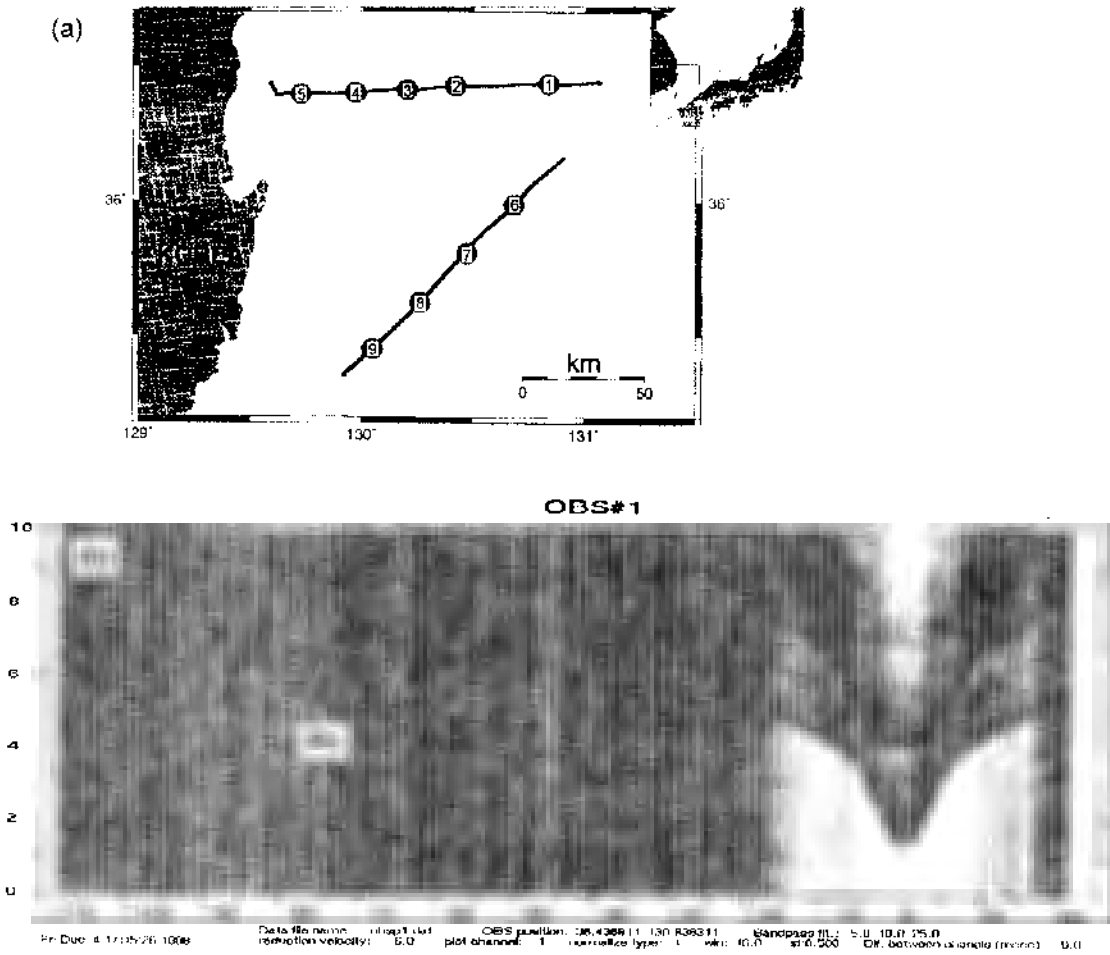


Fig. 4 4. (a) Location map of wide-angle seismic profiles of 1998. (b) Record sections of OBS 98 1. Pn is refractions from the upper mantle.

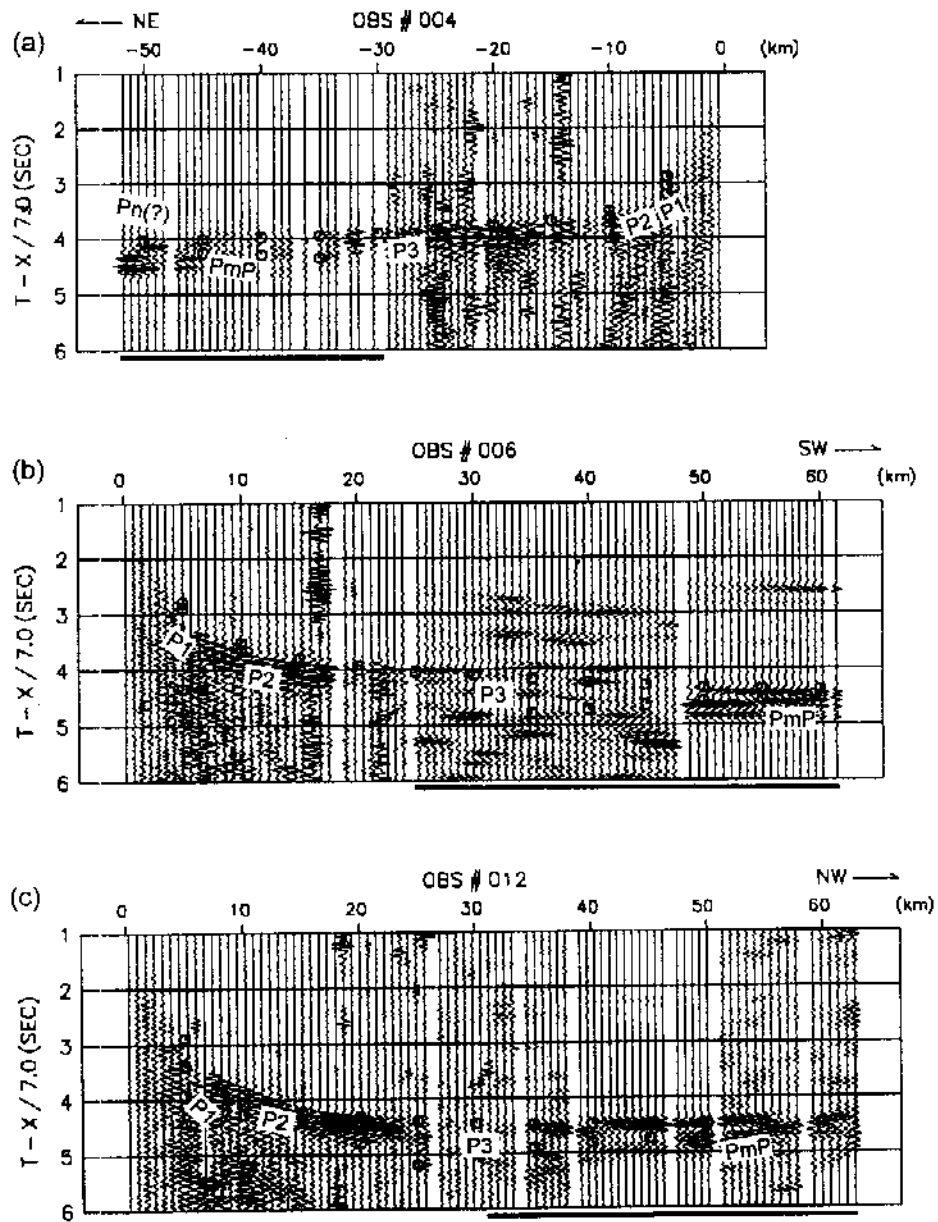


Fig. 4.5. (a)~(c) Record sections of OBS-4, 6, 12, 13, 19, and 22, respectively. Data portions processed by spectral balancing and spatial signal detection filtering are underlined. Circles denote the calculated traveltimes from crustal models in Fig. 4.11.

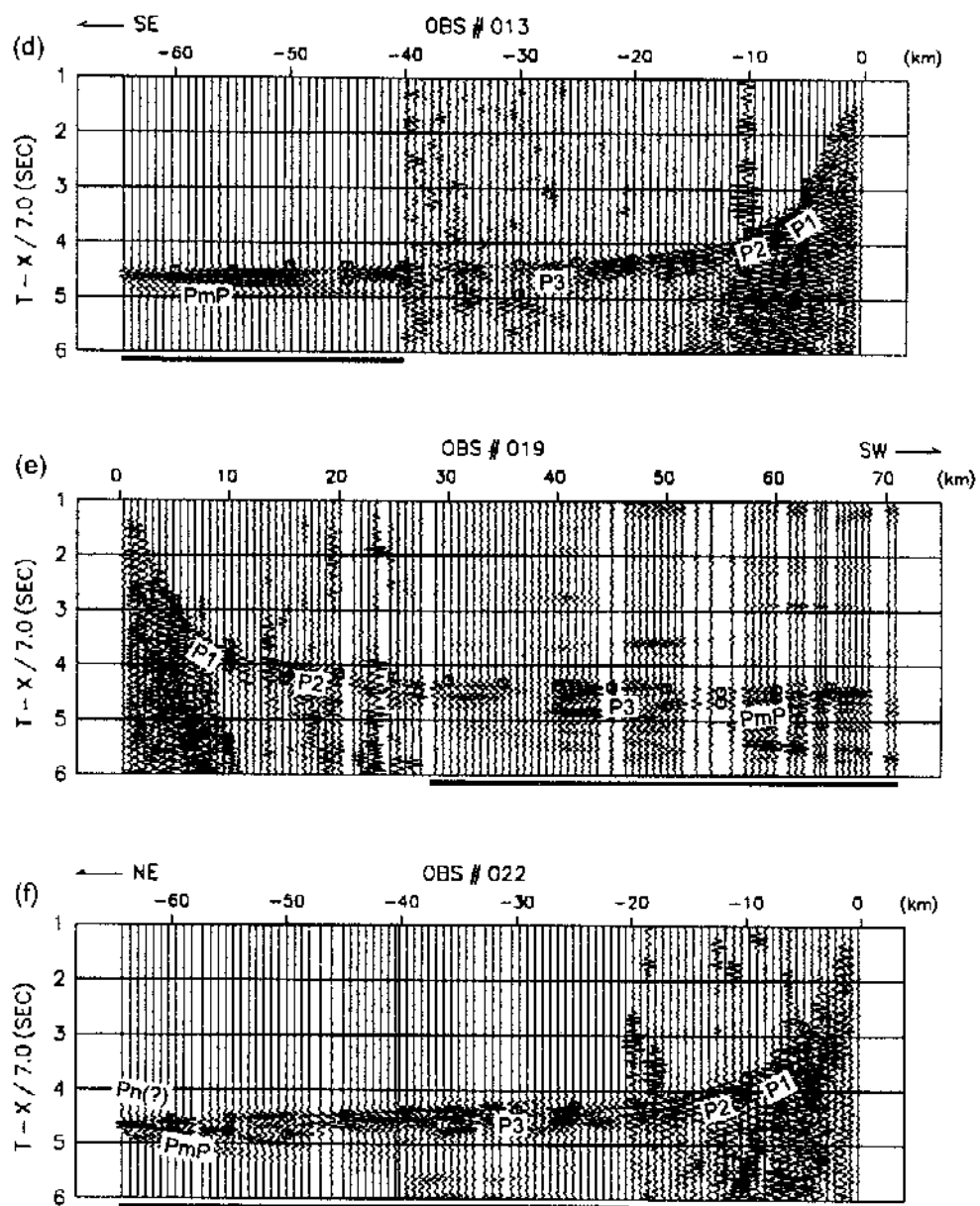


Fig. 4-5. (Continued).

편차를 보이지 않은 뿐만 아니라 일관성이 양호하며 그 특성과 속도에서 서로 분리될 수 있다. 이러한 점들은 퇴적층 하부의 지각이 수평방향으로 발달된 상부층과 하부층의 2개로 이루어져 있음을 지시한다. 모호면 반사파인 PmP는 대부분의 단면에서 40 km 이상의 범위에서 나타나며 P3와 구분된다. PmP는 도달시간 및 나타나는 범위에서 전체적으로 일관성을 보이는데 이것은 울릉분지내의 모호면이 깊이와 반사특성상 큰 변화가 없음을 가리킨다. 50 km 이상의 범위에서 Pn (상부 맨틀로부터의 굴절파)이라고 짐작되는 위상을 볼 수 있다 (Fig. 4-5a and 4-5f). 하지만 이것은 비교적 짧은 송수신 거리 때문에 완전히 기록되지도 않았을 뿐만 아니라 약한 진폭 때문에 쉽게 구분되지 않는다. 따라서 1991년도의 자료에서는 Moho면 위의 지각에 대해서만 속도구조를 모델하였다.

4. τ -p 분석을 이용한 지각의 속도-깊이 관계

τ -p 변환을 이용하는 τ -sum 역산 (Diebold et al., 1981; 김한준 외, 1994)은 송수신 범위가 큰 탄성파자료로부터 지각의 속도구조를 쉽게 계산하는 방법이다. 이 방법은 τ -p 변환을 통해 탄성파자료를 작은 값부터 큰 값까지의 속도를 갖는 평면파로 분해하기 때문에 깊이에 따라 속도가 연속적으로 증가하는 해양지각의 속도구조를 얻는데에 유용하다. 따라서 지각속도의 초기값을 구하기 위해 τ -sum 역산을 사용하였다. τ -p 변환시에는 지리를 거치지 않은 OBS자료를 이용하였는데 그 이유는 SSD와 관련되어 혹시 나타날지 모르는 인공적인 자료의 왜곡이 τ -p 변환에 영향을 미치지 않도록 하기 위해서이다. OBS 자료를 τ -p 변환시키기 전에 일차 위상과 관련이 없는 신호들을 뮤트시켰는데 그 예는 Fig. 4-6a에 예시되어 있다. τ -p 변환은, spatial aliasing과 truncation의 효과를 감소시키기 위해, Stoffa et al. (1981)이 제시한 유사도 기법으로 수행하였다.

OBS-13 자료의 τ -p 변환은 P 위상들이 속도에 따라 잘 분해되었음을 보여준다 (Fig. 4-6b); P1 속도는 4 km/s 부근이며 P2 및 P3은 각각 4.8~6.3, 그리고 6.4~7.1 km/s의 속도를 갖는다. P2를 다시 P2B (4.8~5.3 km/s)와 P2C (5.7~6.3 km/s)로 나누었는데 이것은 이들이 각각 layer 2B (4.8~5.5 km/s) 및 layer 2C (5.8~6.2 km/s)의 속도 (Keary and Vine, 1990)를 나타내기 때문이다. 선택된 τ -p 값들 (Fig. 4-6c)은 τ -sum 순환방정식을 이용하여 지각의 속도-깊이 프로파일로 전환시켰다 (Fig.

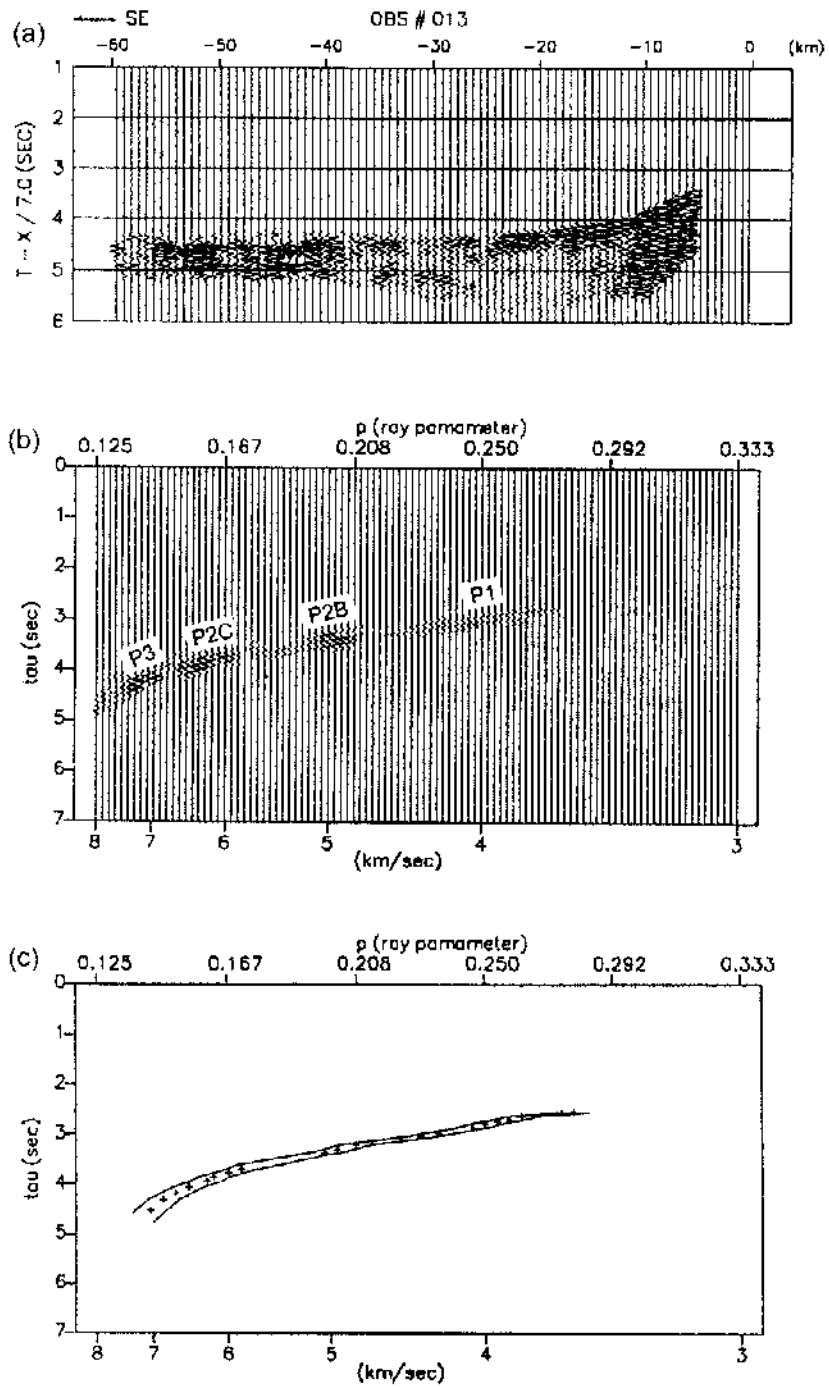


Fig. 4-6. (a) The OBS 13 record section muted for the tau p transform.
 (b) The tau-p transform of Fig. 4-6 and (c) its picked tau-p values.

4-7a).

Chough and Lee (1992)는 다중채널 탄성과 (MCS: multichannel seismic) 단면을 이용하여 울릉분지의 지각상부 퇴적층의 구조를 해석한 바 있다. MCS 단면을 울릉분지 남쪽 주변부에 위치한 시추공에서 얻은 층서자료와 결합하여 Chough and Lee (1992)는 퇴적층을 4개의 단위로 나누었다: 분지 중앙부에서 상부 3개의 단위는 highly stratified turbidites, weakly stratified hemipelagics, 그리고 marine shale인데 그 전체의 두께 및 평균속도는 대략 2 km 및 2.0~2.2 km/s이다. 최하부 퇴적단위는 퇴적물이 혼재된 volcanics로 해석이 되는데 약 2 km의 두께로 쌓여 있으며 구간속도가 3.6~4.8 km/s이다. OBS-13 자료에서 볼 수 있는 P1의 속도범위 (3.5~4.5 km/s)와 두께 (2 km)는 (Fig. 4-7a) MCS단면에서 구한 최하부 퇴적단위의 그것들과 잘 일치한다. 최하부 퇴적단위는 이전에 Ludwig et al. (1975)도 미고결된 퇴적물하부와 기반암 사이에서 3.5 km/s 이상의 속도를 갖는 volcanics로 인정한 바 있는데 그들은 큰 에어 건을 사용하여 구한 단채널 탄성과 단면을 참조하여 동해의 기반암 위에는 volcanics가 상당히 많이 분포하고 있음을 보고하였다.

layer 2의 상부는 세분하면 layer 2A와 layer 2B로 나뉘어지는데 이들 각각은 그 암상이 분출암 (extrusives)과 sheeted dikes로 알려져 있다. 하지만 layer 2A는 해양지각의 분출중심지인 해령 (oceanic ridge)상에서만 존재하며 그 위에 퇴적물이 몇 백 m만 쌓여도 속도가 5 km/s 이상으로 증가한다 (Rohr, 1994). 그 이유로서, 퇴적물은 layer 2A의 공극률을 직접 감소시킬 뿐만 아니라 분출된 현부임을 덮어서 공극내에 광화작용을 촉발시키는 방향으로 열수의 대류에 영향을 주기 때문이다 (Purdy, 1986). 그러므로 울릉분지에서 4 km에 달하는 퇴적층의 두께를 고려할 때 layer 2의 상부에서 바로 layer 2B의 속도를 관측하는 것은 (Figs. 4-6b and 4-7a) 매우 타당하다고 볼 수 있다. 하지만 울릉분지에서 관측된 layer 2B의 속도는 ODP Hole 504B에서 물리점층으로 얻은 속도 보다 다소 높게 나타나는데 (Fig. 4-7b) 이것은 퇴적물의 두께가 300 m 밖에 되지 않은 Hole 504B의 위치에 비해 울릉분지의 경우 퇴적물이 훨씬 더 두꺼워서 공극률이 더욱 감소한 때문으로 풀이된다.

용집도가 높은 P2C (5.7~6.3 km/s)는 약 1 km의 두께를 가지는데 (Fig. 4-7a) 5.8~6.2 km/s의 속도범위와 1 km의 두께를 가지는 해양지각 layer 2C와 (Keary and Vine, 1990) 매우 일치한다. layer 2C는 massive basalts내의 dikes (Keary and Vine, 1990) 혹은 열수작용에 의해 변질된 sheeted dikes로 (ODP Leg 148 Shipboard

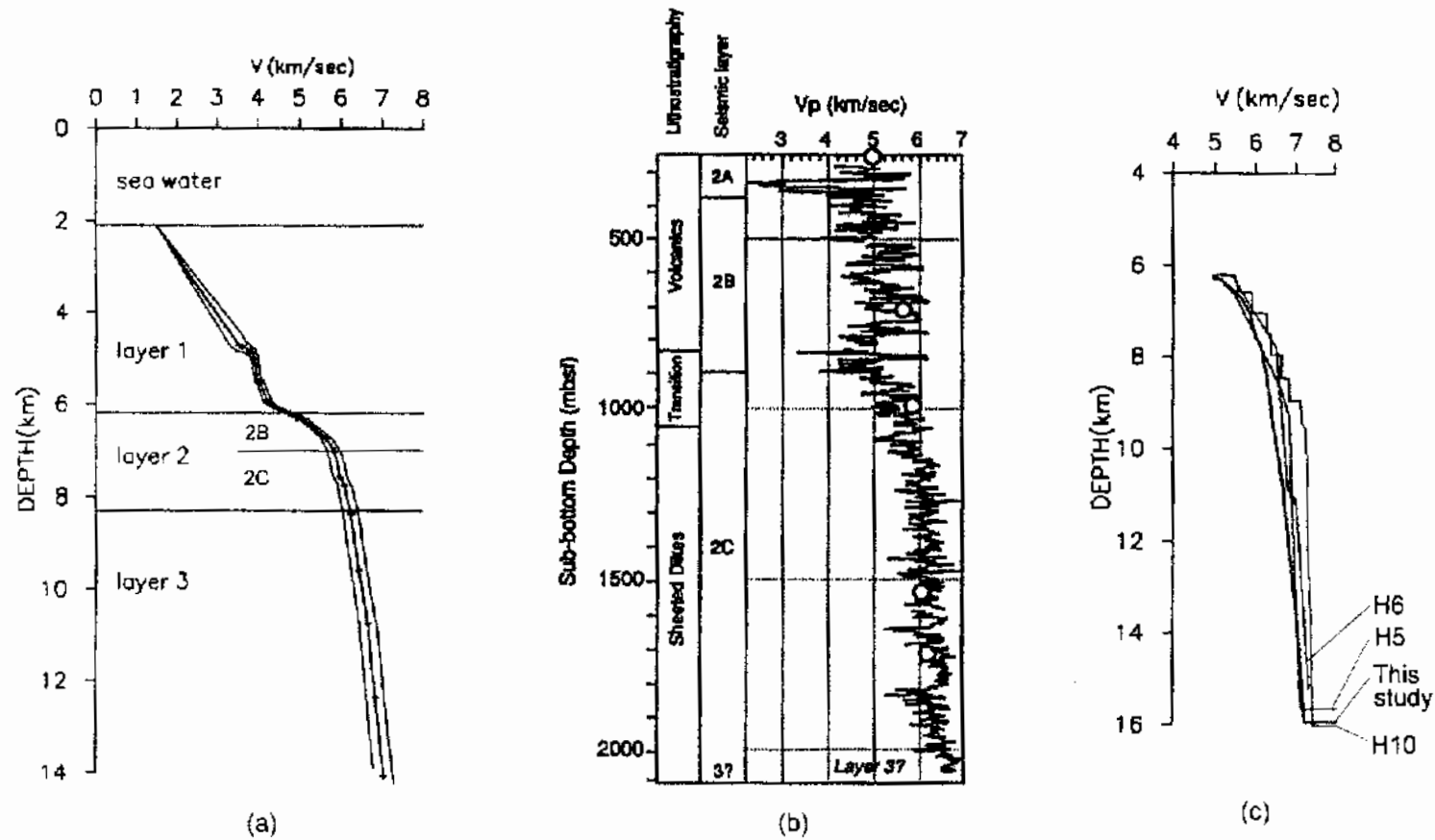


Fig. 4-7. (a) The crustal velocity-depth function derived by tau-sum inversion of the OBS-13 record. The surrounding band represents confidence bounds for ± 0.005 of picked p values. (b) The measured velocity distribution of oceanic layer 2 in ODP Hole 154B (from ODP Leg148 Scientific Party, 1993). Velocities higher than 5 km/sec from Fig. 4-7a are shown by circles for comparison. (c) A comparison of velocity (≥ 5 km/sec)-depth profile in Fig. 4-7a (thick curve) with those (H5, H6, and H10) from oceanic crust in areas affected by the Iceland mantle plume (from White et al., 1992). The Moho depth of 16 km under OBS-13 was computed from PmP arrivals (see Fig. 4-12d). The curves were aligned with 5 km/sec at 6.2 km depth.

Scientific Party, 1993) 해석된다. OBS-13자료로부터 계산된 속도프로파일을 Hole 504B의 속도검층자료와 비교했을 때 layer 2C의 속도분포는 잘 일치한다 (Fig. 4-7b).

τ p 변환 (Fig. 4-6b)에서 나타나는 P3의 속도 깊이 프로파일 (Fig. 4-7a)은 하부 지각의 두께가 6 km 이상임을 보여준다. 하지만 속도범위와 \angle gradient (0.2 /s 이하)는 layer 3의 특성을 (Spudich and Orcutt, 1980; Purdy, 1986) 잘 따른다. Pn이 완전히 기록되지 않았고 P3의 속도는 7.1 km/s를 넘어서지 않으므로 7.1 km/s 보다 큰 p값들에 대한 속도 프로파일을 구하지 않았다. 따라서 보호면의 깊이를 τ sum 역산으로 추정하지 않았다. 대신 보호면의 깊이는 뒤에서 PmP의 파선추적으로 선정하였다.

다른 OBS자료 (OBS-4, 6, 12, 그리고 22)의 τ p 변환 역시 잘 분해된 P 속도의 범위를 보여준다 (Fig. 4-8). 퇴적층에서 굴절되어 기록된 P1의 경우 τ -p 변환에서 다소 변화가 있지만 지각에 해당하는 P2와 P3의 τ -p 변환은 전체적으로 속도가 5에서 7 km/s까지 연속적으로 증가하는 비슷한 궤적을 가진다. 이 사실은 속도가 layer 2에서 layer 3까지 점진적으로 증가함을 지시한다. layer 2C의 존재는 τ p 영역에서 6 km/s 부근에 나타나는 연속된 진폭 (Fig. 4-8)과 속도-깊이 프로파일 (Fig. 4-9)에 의해 드러난다.

속도-깊이 프로파일 (Figs. 4-7a and 4-9)에서 layer 2C의 존재외에도 다음과 같은 두 가지의 특성을 관측할 수 있다: (1) layer 2는 layer 3 보다 큰 속도 gradient를 가진다 (2) layer 2는 5 km/s 부근에서 속도의 불연속에 의해 layer 1 (퇴적층)과 구분된다. 해양지각내에서 탄성파의 속도는 깊이에 따라 2~3개의 균일한 속도로서가 아니라 일련의 연속적으로 변하는 gradient를 가지며 증가한다 (White et al., 1992). 마찬가지로 울릉분지의 경우, gradient는 layer 2의 상부에서 가장 높으며 (~1.0 /s) layer 3에서 0.2 /s 이하로 점차 감소한다.

OBS-6 자료로부터 구한 속도-깊이 프로파일은 layer 2의 두께가 3 km 이상이라는 점에서 다른 프로파일들과 다르다 (Fig. 4-9b). OBS-6 자료는 울릉도와 독도 사이에 있는 해저화산 부근에서 획득하였는데 (Fig. 4-10) 아마도 이 지역에서 활발했던 화산작용이 상부지각의 속도구조를 변화시킨 것으로 해석된다.

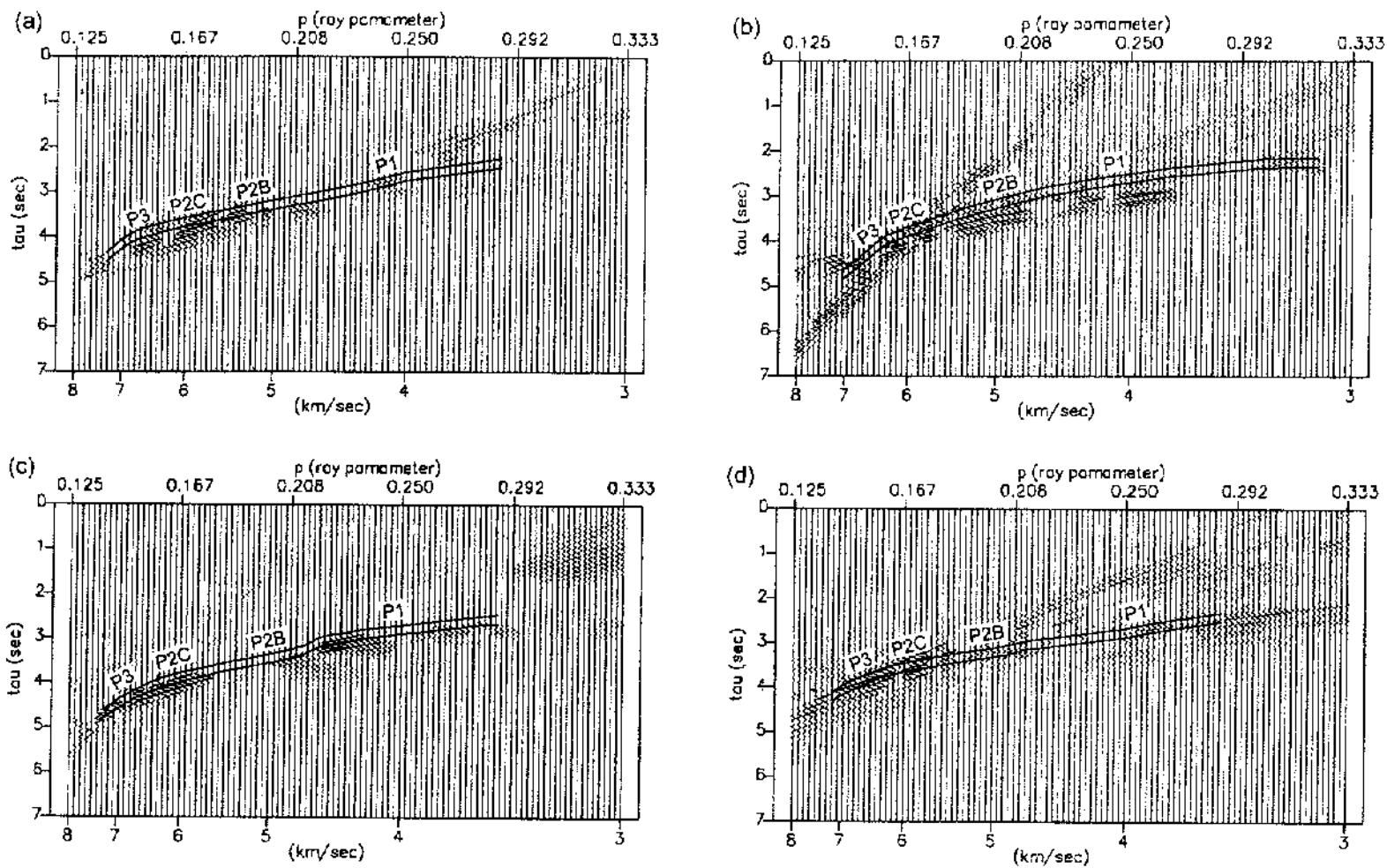


Fig. 4-8. The tau-p transform of (a) OBS-4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, and (d) OBS-22 records.

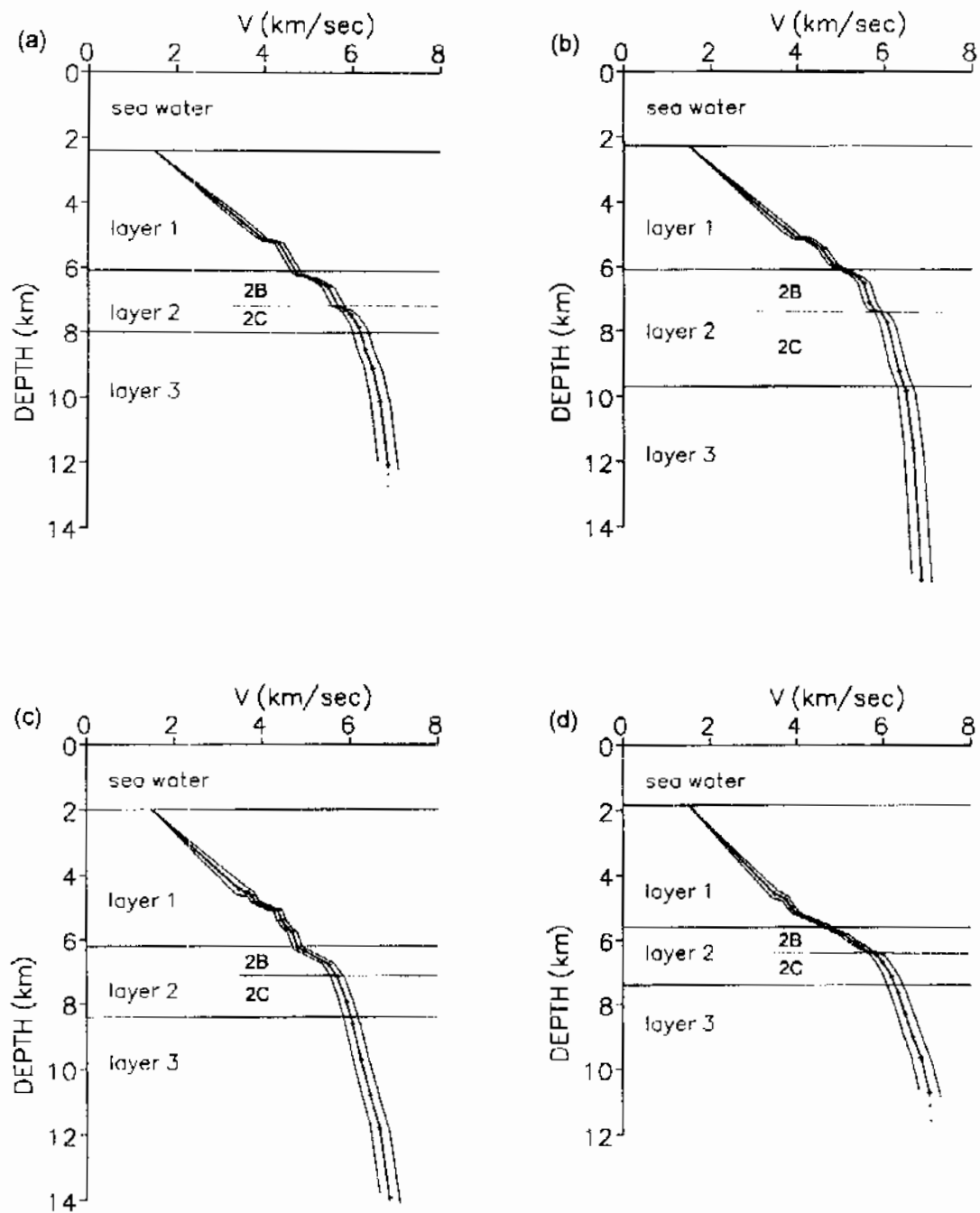


Fig. 4.9. The crustal velocity-depth function from (a) OBS-4, (b) OBS 6, (c) OBS-12, and (d) OBS-22 records.

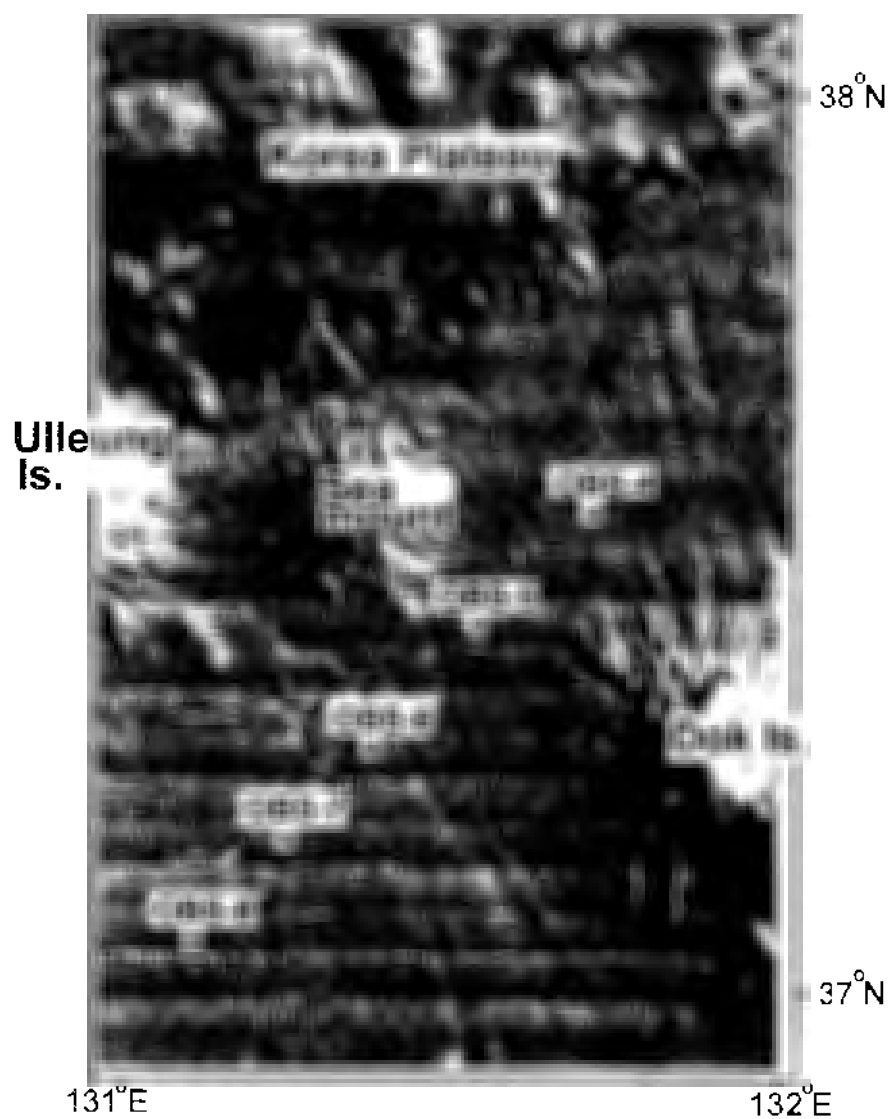


Fig. 4-10. Shaded SeaBeam bathymetry of the northeastern Ulleung Basin showing Ulleung and Dok volcanic Islands and a seamount between them which were formed by volcanic eruption. The crustal model (Figs. 4-11a and 4-12b) suggests that the crustal structure in this area was altered by the volcanism.

5. 지각구조

τ sum 역산으로부터 구한 속도모델에 2차원 파선추적 (Cerveny and Psencik, 1983)을 이용하여 OBS자료에서 관측되는 주시에 가장 적합한 지각모델을 구하였다. 최종적으로 구한 지각모델을 검증하기 위해 합성탄성파기록을 계산하여 관측된 자료와 비교하였다. Fig. 4-11은 이렇게 구한 Line A와 B하부의 최종적인 지각모델이다. 각 OBS의 기록범위에서 나타난 바와 같이 지각구조는 역방향 혹은 동일방향으로 배열되어 인접하는 OBS자료로부터 구하였다. Fig. 4-12와 4-13은 각각 Fig. 4-5의 OBS자료에 해당하는 파선 다이어그램과 합성 탄성파기록이다. 여기에서 파선추적에 의해 계산된 주시는 Fig. 4-5의 기록상에 원 (○)으로 나타내었다.

속도모델에서 볼 수 있듯이 지각구조는 대체로 τ p 분석으로 구한 초기모델의 특징을 다음과 같이 그대로 유지한다: (1) 퇴적층의 두께는 대개 4 km이며 그 하부의 지각은 수평구조로 이루어져 있는데 상부층 및 하부층의 두께는 각각 2 및 8 km이다 (2) 상부층내에서 속도는 5에서 6.3 km/s까지 증가하며 하부층에서는 모호면까지 내려가면서 7.1 km/s까지 증가한다. PmP의 파선추적 결과 모호면은 해수면 아래 약 15~16 km의 깊이에서 평탄하게 위치한다 (Fig. 4-11과 4-12).

6. 토 의

가. 동해에서 layer 2C의 의미

일본분지와 야마토 분지에서 수행된 이전의 연구에서 (Ludwig et al., 1975; Hirata et al., 1989, 1992) layer 2C는 보고되지 않았다. 이것은 울릉분지의 지각구조가 동해의 다른 분지와는 다르다는 것을 지시한다고 볼 수 있다. 하지만 반면에 이전의 연구에서 시간-거리영역의 OBS자료에서 나타나는 P 위상의 기울기로부터 지각의 속도를 추정하였음을 감안하면 미세한 layer 2의 구조를 감지하지 못했을 가능성도 있다.

6 km/s는 일본열도에서 혼슈와 동해 및 태평양쪽 주변부에 넓게 자리잡고 있는 화강 기반암의 대표적인 속도이다 (Ludwig et al., 1975). 폭발물을 사용하여 얻은 탄성파자료의 몬테칼로 역산을 이용하여 Hashizume and Matsui (1979)는 동해를 바라보는 남서 일본열도에 6 km/s의 속도를 갖는 층의 두께가 12 km 이상임을 밝혔다. 울릉분지의 북동쪽에 있는 야마토리지의 경우 6 km/s의 층의 두께가 약 10 km로써 일

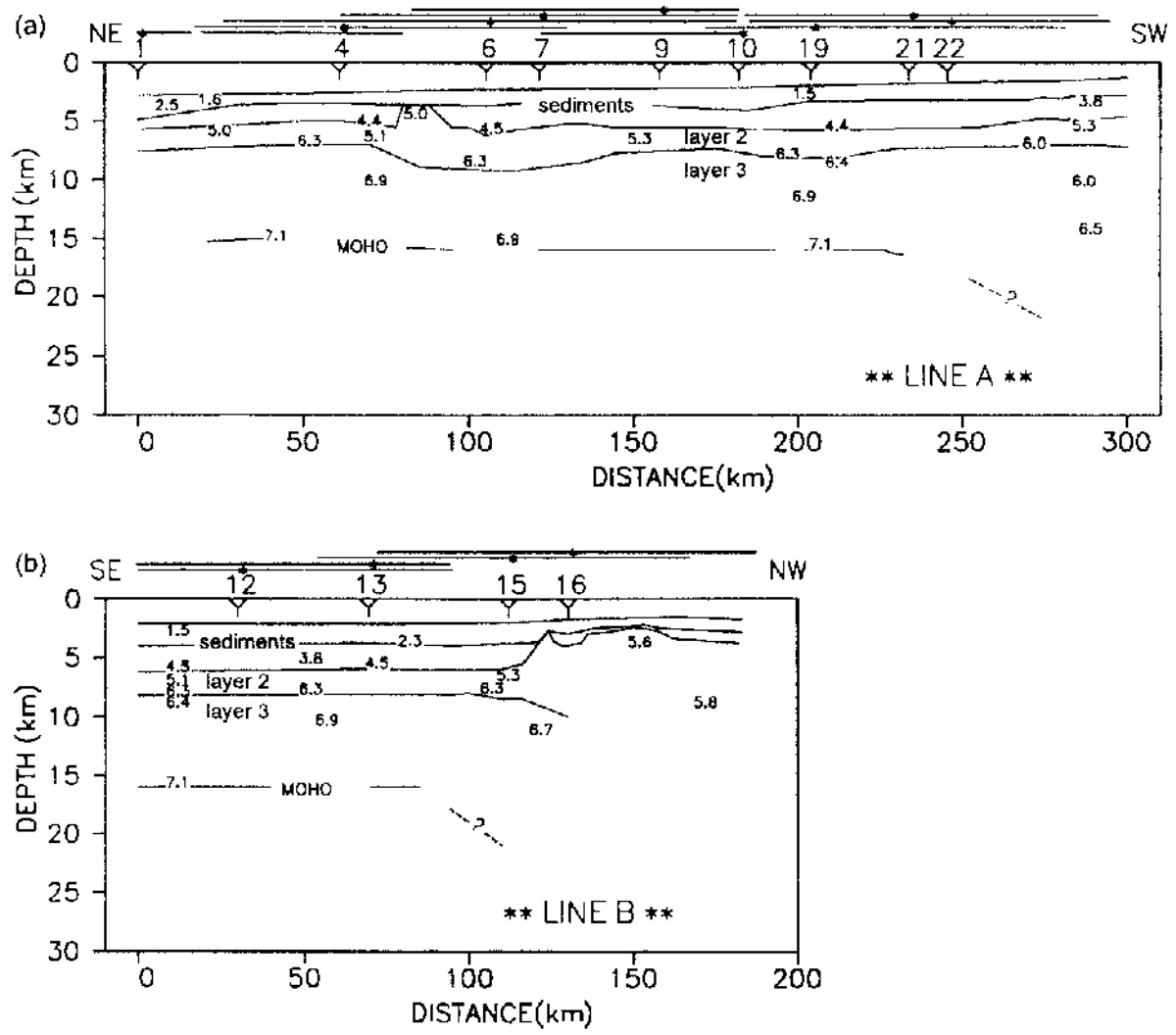


Fig. 4-11 The crustal cross-sections under (a) Line A and (b) Line B, respectively. The line segments above represent the coverage of OBS records. The crossing point of two seismic lines is denoted by a solid circle.

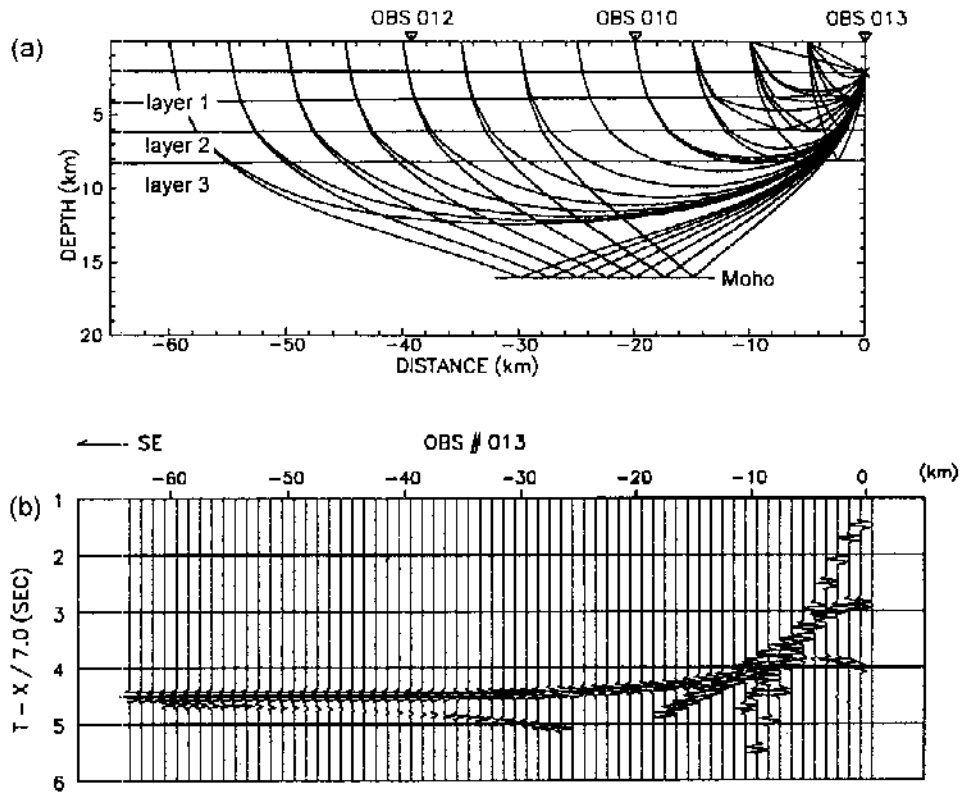
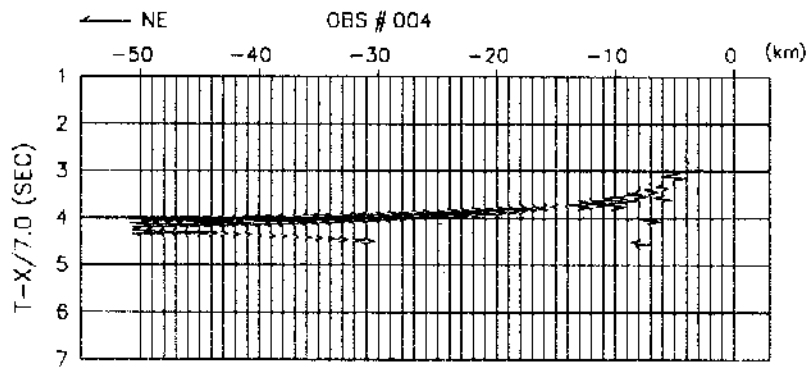
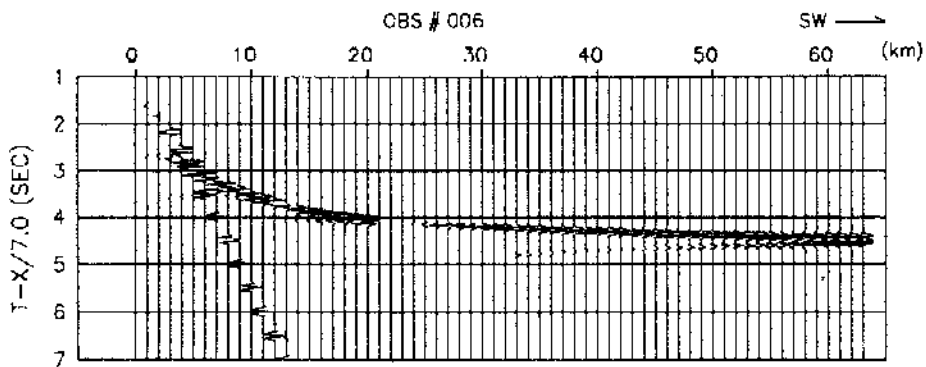


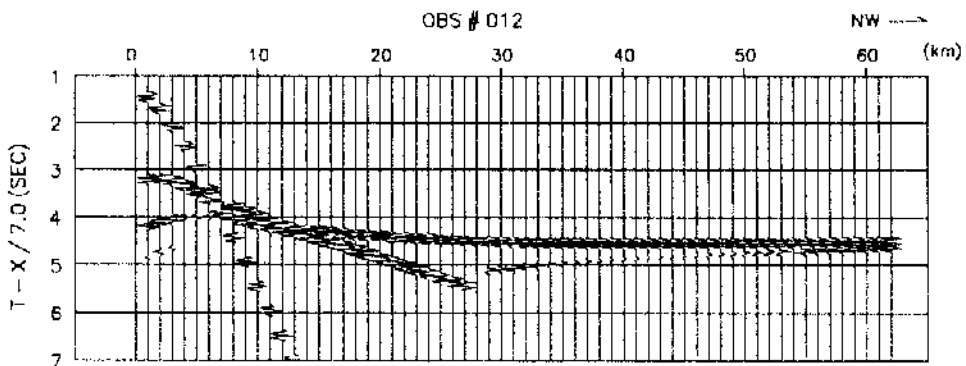
Fig. 4-12. The crustal velocity models pertinent to (a) OBS 4, (b) OBS-6 (c) OBS-12, (d) OBS-13, (e) OBS 19, and (f) OBS-22, respectively, with traced rays at 5 km intervals. The ray-traced traveltimes are denoted by circles on the pertinent record sections in Fig. 4-4. Velocity information is plotted in Fig. 4-11.



(a)

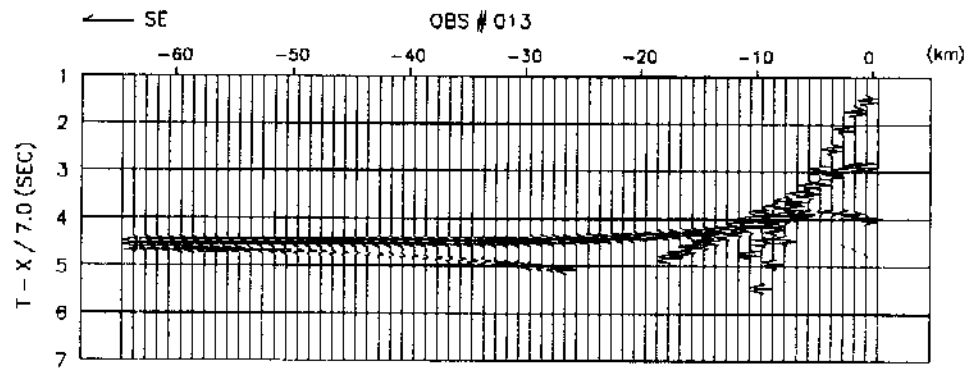


(b)

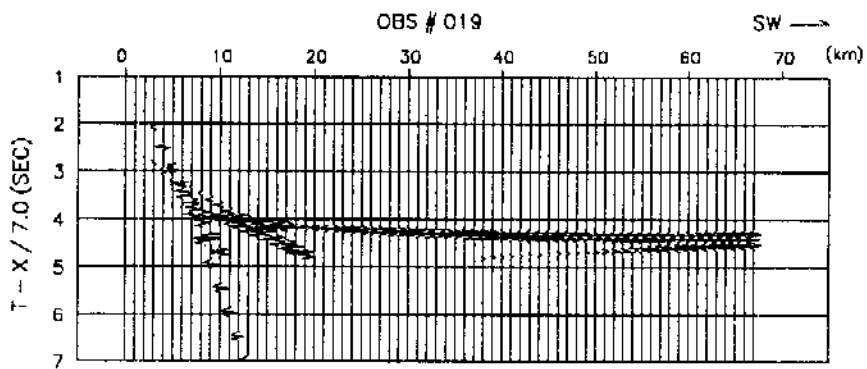


(c)

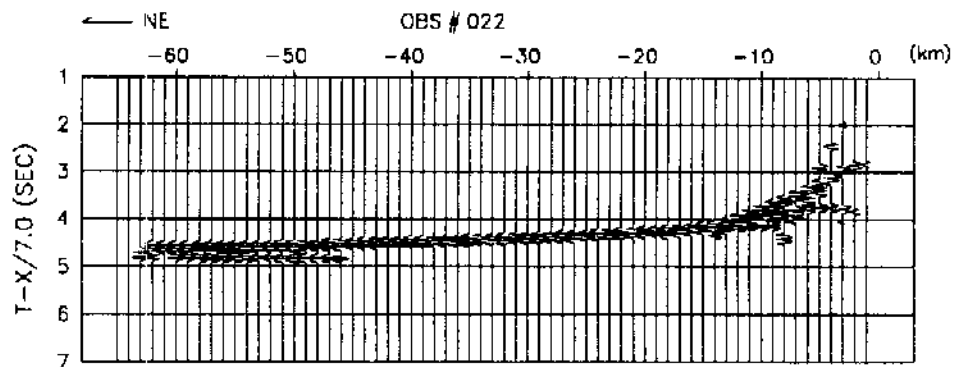
Fig. 4-13. Synthetic sections for (a) OBS 4, (b) OBS-6, (c) OBS-12, (d) OBS 13, (e) OBS-19, and (f) OBS-22 records.



(d)



(e)



(f)

Fig. 4-13. (Continued).

본열도와 매우 유사한 속도구조를 가지므로 혼슈의 대륙지각이 늘어나면서 떨어진 부분으로 해석된다 (Kurashimo et al., 1996). Jolivet and Tamaki (1992)는 울릉분지와 야마토분지를 포함하는 동해의 남쪽해역은 일본열도의 대륙지각이 몹시 늘어난 지역이며 Hirata et al. (1989)이 구한 야마토분지의 지각구조가 그 대표적인 구조일 것으로 추정하였다. 따라서 결과적으로 Jolivet and Tamaki (1992)는 야마토분지와 마찬가지로 울릉분지에도 6 km/s의 층이 없을 것으로 판단하였으며 그 원인으로 동해의 형성때 남서 일본열도를 구성하는 취성 (brittle) 화강암이 늘어나는 과정에서 붕괴되어 소실된 것을 들었다.

Jolivet and Tamaki의 가정과는 달리 울릉분지의 지각에는 layer 2C로 해석할 수 있는 6 km/s의 층이 존재한다. 울릉분지에서 layer 2C의 대표적인 두께는 1 km이다. 만약 이것이 일본열도의 아래에 있는 화강암이 늘어난 것이라면 확장계수 (stretch factor)가 10 이상이었음을 의미한다. 하지만 이 엄청난 확장계수는 취성인 상부지각에 대해서는 적용하기가 불가능하다. 울릉분지 지각의 속도 깊이 프로파일에서는 5~7 km/s의 구간에서 속도가 연속적으로 증가함을 볼 수 있다. 반면에 남서 일본열도의 경우, 6 km/s의 층과 그 하부층 사이에서 속도의 불연속이 나타나므로 (Hashizume and Matsui, 1979) 울릉분지와는 뚜렷한 차이를 보인다. 그러므로 울릉분지의 layer 2C를 일본열도의 지각에서 유래된 것으로 보기가 곤란하다.

울릉분지에서 layer 2는 울릉분지가 남서 일본열도의 지각이 늘어나면서 형성되었다는 모델에 대해 또 다른 문제점을 던져준다. Gribidenko (1979)는 울릉분지의 기반암이 일본분지에 비해 2 km 정도 더 얇게 존재한다고 언급한 바 있다. 이러한 해석은 부분적으로 Jolivet and Tamaki로 하여금 울릉분지의 기반암을 얇아진 대륙지각으로 가정하게 만들었다. 일본분지에서 layer 2B의 속도는 해수면하 6 km의 깊이에서 일정하게 나타난다 (Hirata et al., 1992). 앞에서 논의한 것처럼 두꺼운 퇴적물로 덮여있는 해양지각의 상부가 layer 2B의 속도를 기점을 고려하면 해양지각으로 이루어진 기반암의 실제 깊이에서 두 분지는 차이를 보이지 않는다. 따라서 기반암의 깊이는 동해에서 지각의 유형을 분간하는 신뢰할만한 기준이 되지 못한다.

나. 맨틀플룸에 영향을 받은 해양지각

맨틀의 온도가 정상 보다 높을 때 두꺼운 해양지각이 형성된다는 사실은 넓게 인정되고 있으며 그 과성도 잘 이해되고 있다 (Su et al., 1994). White et al. (1992)은

심부 탄성파탐사의 결과로부터 맨틀플룸을 에워싸고 있는 정상 보다 뜨거운 맨틀지역을 확장중심이 통과할 때 해양지각의 두께가 10.3 ± 1.7 km이며 확장중심이 맨틀플룸 직상부를 통과할 때는 20 km까지 증가함을 보였다. Fig. 4-7c는 아이슬랜드 맨틀플룸의 영향을 받은 상태에서 형성된 해양지각의 속도 깊이 프로파일을 Fig. 4-7a와 비교한 것이다. 여기에서, 비교된 속도는 5 km/s 이상이며 H5, H6, 그리고 H10은 속도가 깊이에 따라 증가하는 50~52 Ma의 지각에서 얻은 프로파일들이다 (White et al. (1992)의 Fig. 13 참조). 플룸에 영향받은 지각과 울릉분지 지각간에 뚜렷한 일치를 볼 수 있는데 울릉분지에서 모호면의 깊이가 16 km 임을 감안하면 그 일치는 더욱 두드러진다. 따라서 플룸에 영향을 받은 모델은 울릉분지의 두꺼운 해양지각의 형성을 설명할 수 있는 상당한 가능성을 가진다.

울릉도의 화산암을 지화학분석하여 동해 남서부에서 맨틀플룸의 영향을 처음으로 인식한 사람은 Miyashiro (1978)이다. 그 후 Miyashiro (1986)는 서태평양의 후열도분지들이 백악기 후기에 오스트레일리아에서 북쪽으로 이동하여 마이오세 초기에 중국의 북동부까지 나다른 hot region에 의해 연속적으로 형성되었음을 주장하였다 (Fig. 4-14). 여기에서 hot region은 판경계에서 발생하는 작용과 관련이 없으며 맨틀플룸에 의해 형성된다는 점에서 hot spot과 같은 성질을 가지지만 hot spot 보다 훨씬 큰 이동성과 크기를 갖는다고 제시되었다 (Miyashiro, 1978). Tatsumi and Kimura (1991)은 중국 북동부와 일본의 암석학적 연구를 통해 동해의 열림을 맨틀플룸과 관련시킨 또 다른 이론을 발표하였다. 그들은 30 Ma 전에 중국 북동부에서 상승한 맨틀플룸이 동해에서 후열도분지를 열리게 했으며 그 반작용으로 마이오세 초기에 중국 북동부에서 북동-남서 방향의 열곡대 (rift system)의 활동이 멈추어졌다고 제시하였다. Tatsumi and Kimura (1991)의 모델에서 맨틀플룸이 해양판의 섭입지역 가까이 위치할 때는 대륙을 쪼개는 대신 후열도해의 rifting을 유발시키는 것으로 설명된다.

Nakamura et al. (1989)은 중국 북동부, 한반도, 그리고 남서 일본의 현생 알칼리 현무암의 주원소 및 미량원소들을 지화학분석함으로써 맨틀플룸의 증거를 제시하였다. Nakamura et al.은 이들 지역에서, 맨틀플룸이 비교적 크게 부분용해 (partial melting)되고 MORB (mid-ocean ridge basalt) 유형의 맨틀이 작은 정도로 부분용해되어 혼합된 마그마에 의해 melt가 생겨났음을 보였다. 비록 Nakamura et al.이 분석한 현무암이 마이오세 보다 연대가 젊은 것들이지만 맨틀플룸이 생겨나면 그 효과는 상당기간 지속되기 때문에 그들의 연구는 울릉분지의 지화학적 모델에 제시한다고

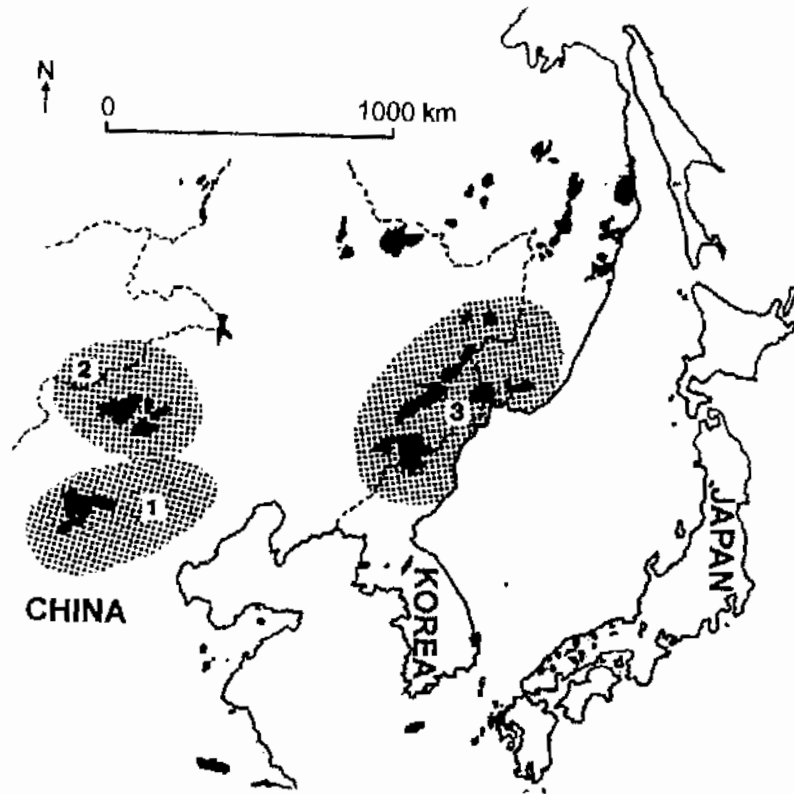


Fig. 4-14. Distribution of alkaline basalts in northeast Asia (from Nakamura, 1989; Yoon and Chough, 1995). Three provinces produced by the hot region, designated as 1, 2, and 3, are centers of intense volcanic eruption of Miocene (26~13 Ma), Pliocene-Pleistocene, and Pliocene-Holocene, respectively (from Miyashiro, 1986). The basalt fields in northeast China are scattered along the failed rift system in the NE-SW direction (Tatsumi and Kimura, 1991).

생각된다. 가장 최근에 S'edin and Sato (1996)는 동해의 섬들과 해저화산들에서 화산암을 수집하여 분석하였다. 그 결과 Nakamura et al. (1989)이 제시한 바와 같이 울릉도와 독도, 그리고 그 사이의 해저화산 (Fig. 4-10)에서 화산암의 형성 당시 맨틀플룸이 영향을 미쳤으며 이러한 현상은 특이하게도 동해의 다른 지역에서는 관측되지 않음을 밝혔다.

다. 한반도 대륙주변부에서의 rifting과 맨틀플룸의 위치

한반도의 동해쪽 주변이 후열도 rifting과 이에 따른 울릉분지의 형성과 관련된 활발한 화산작용이 있었음에도 (Jolivet and Tamaki, 1992; Yoon and Chough, 1995) 이 지역의 진화과정은 주로 구조지질학적 측면에서 다루어져왔다. 따라서 울릉분지의 형성과 관련된 rifting에 대한 이해의 폭을 넓히기 위해서는 한반도의 대륙주변부를 현재 가장 잘 연구된 지역중 하나인 대서양의 volcanic rifted margin과 비교할 필요가 있다.

Voring Plateau, Hatton Bank, 그 외 북대서양 주변부의 volcanic rifted margin에서는 지각의 아랫부분에 탄성과속도가 7.2 km/s 이상 되는 두꺼운 물질이 존재한다. 또한 퇴적물 아래의 기반암은 넓은 지역에 걸쳐 분출성 현무암으로 이루어져 있는데 MCS단면에서 seaward dipping reflector (SDR)의 형태로 나타난다 (White and McKenzie, 1989; Eldholm and Grue, 1994). 이러한 형상의 지각은 대륙지각이 갈라질 때 혹은 해저면 확장의 처음단계에서 맨틀플룸들에 의해 공급되어진 뜨거운 열권맨틀 (asthenospheric mantle)의 용해에 의해 형성된 것으로 해석된다 (White and Mckenzie, 1989). 북미대륙의 주변부에서는 SDR이 나타나는 지역이 East Coast Magnetic Anomaly (ECMA)와 관련되어 있음이 알려져 있다 (Keen and Potter, 1995). 특히 북대서양의 Iceland-Faeroe와 같은 리지들은 상승하는 맨틀내에서 만들어진 엄청난 양의 melt에 의해 형성된 것으로 광범위한 화산작용의 정도를 지시해준다. 반면에, 중앙대서양의 북미쪽 주변부에서는 다음의 이유 때문에 북대서양에 비해 화산활동의 규모가 작았음이 관찰된다. SDR은 제한적으로 발달해있고 화산작용에 의한 리지도 형성되어 있지 않다. 이러한 제한된 화산작용은 rifting 당시 맨틀플룸이 대륙 주변부에서 내륙쪽으로 위치하여 그 결과 rifting이 플룸에 의해 뜨거워진 맨틀의 변두리에서 일어났기 때문으로 풀이된다 (White and Mckenzie, 1989).

한반도에 가까운 대륙주변부에서 심부 탄성과담사를 수행하지 않았기 때문에 그

하부의 지각구조를 알 수 있는 단성과 자료는 없다. 하지만 한반도의 동남부에는 현무암과 tuff가 널리 분포하고 있음에서 보듯이 분출성 화산작용이 있었으며 (Yoon and Chough, 1995) K-Ar 방사능 측정법을 이용하여 측정한 이 화산암의 연대는 25~17 Ma로 알려져 있다 (Lee and Pouclet, 1988). 울릉분지가 열린 시기는 아직까지도 규명되지 않고 있다. Otofujii et al. (1991)은 울릉분지가 열린 주된 시기가 일본 남서부의 고지시기 자료로부터 16~14 Ma 일 것으로 가정하였다. 약간의 차이는 있으나 Tamaki et al. (1992)은 ODP Legs 127/128 중 야마토분지에서 얻은 골작자로로부터 울릉분지가 열린 시기가 야마토분지와 같은 20 Ma (혹은 더 이전) 내지 15 Ma라고 비슷하게 제시하였다. 두 경우 모두 한반도 동남부 지역의 분출성 화산작용이 continental rifting과 그 이후 진행된 울릉분지의 형성과 관련이 있음을 지시한다.

Fig. 4-15는 한반도 동남부 해안에서 동쪽으로 약 20 km 진행된 측선을 따라 얻은 MCS 단면이다. 이 그림에서 수심 1,300 m (왕복주사 약 1.8 s)에서부터 경사반사면들이 기반면 바로 아래에 나타나는 것을 볼 수 있다. 반사면들은 바다쪽으로 prograde 되고 있으며 그 경사는 아래로 갈수록 증가하는 것 같다. MCS자료가 구조보정되지 않았기 때문에 경사반사면들의 실제 경사를 측정하는 것은 곤란하지만 이들은 Hatton Bank와 같은 volcanic rifted margin에서 얻은 MCS단면 (White et al. (1986)의 Fig. 2 참조)에서 관찰되는 SDR과 매우 유사하다. Mutter et al. (1982)은 volcanic rifted margin에서 SDR이 형성되는 원인을 다음과 같이 설명하였다; rifting의 마지막 단계 혹은 해지확장의 시작단계에서 확장중심이 subaerial한 환경에서 형성되는데 이 때 해양지각물질이 분출되면서 상당한 거리까지 흘러가며 이 과정은 지각이 벌어짐에 따라 순차적으로 발생하기 때문에 igneous stratigraphy를 가진다. 한반도 동남해안을 따라서 암 (1)의 값을 갖는 자력이상대가 남북방향으로 약 250 km 뻗어있다 (Isezaki and Shevaldin, 1996; 한상준 외, 1997). 한반도 동남부의 자력이상대는 그 길이에서 ECMA 보다 훨씬 작지만 자력의 세기 (300~400 nT)는 ECMA (200~300 nT) 보다 더 강하다. 한반도의 동남부에 분포하는 화산분출암, 그 대륙주변부의 자력이상대, 그리고 여기에서 얻은 MCS단면에서 보이는 기반암의 특징을 종합해보면 분출작용이 대륙주변부까지 연장되어 있으며 이와 관련하여 SDR을 만든 것으로 해석된다.

대서양의 대륙주변부 및 이에 가까운 대륙에서 넓은 범위에서 동시대에 발생한 화산작용은 대서양의 열림과 밀접하게 관련되어 있는데 맨틀플룸 주위에 형성되는 열이상대 (thermal anomaly)의 범위가 1,000~2,000 km임을 지시한다 (White and

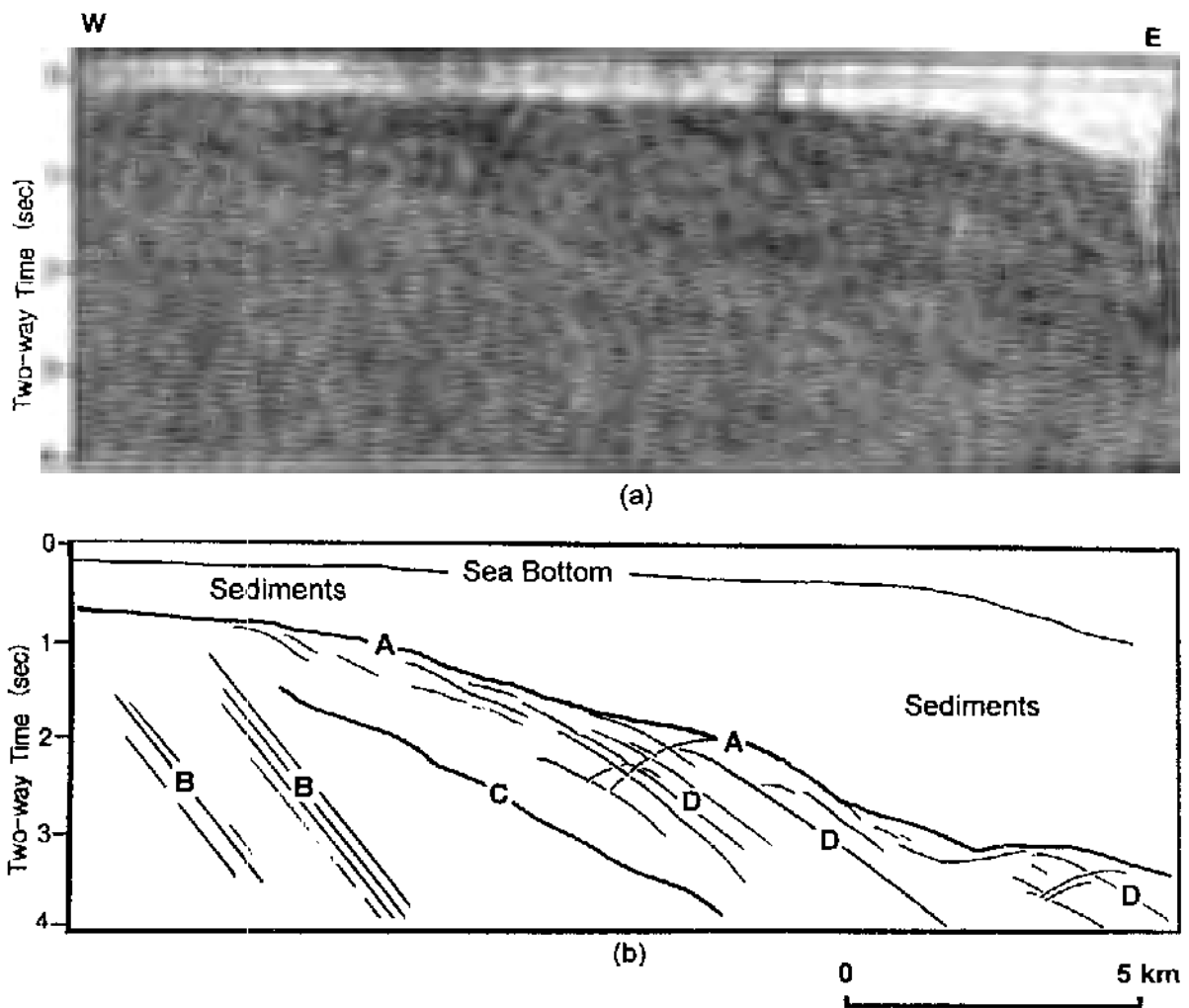


Fig. 4-15. (a) Multichannel seismic profile 91 (see Fig. 4-2) (from Choi, 1996) and (b) its line drawings with interpretation shown as letters: A (basement), B (diffraction), C (peg-leg multiple of basement), and D (seaward dipping reflectors).

McKenzie, 1989). Miyashiro (1986)에 따르면 중국 북동부에는 맨틀플룸에 의해 생겨난 강력한 화산분출 중심이 3개 있다 (Fig. 13). 이 중 Province 1의 분출 (26~13 Ma)이 시기적으로 한반도 대륙주변부에서의 rifting과 관련있어 보인다; Miyashiro (1986)의 연구 당시 다른 분출지역인 Province 2와 3은 각각 플라이오신에서 플라이스토신, 그리고 플라이오신에서 홀로신의 시기로 알려져 있다. 하지만 한반도 주변에서의 rifting과 관련된 맨틀플룸이 Province 1 내에 혹은 그 가까이에 있었다고는 가정하지 않는다. 최근의 방사능 연대측정 결과 백두산을 중심으로 하는 Province 3의 연대는 올리고세 후기 (29 Ma)까지 거슬러 올라가는 것이 밝혀졌다 (이동영 외, 1997). 또한, 맨틀플룸이 내륙에 위치할 경우 그것의 정확한 위치는 대륙주변부에서 발생하는 rifting의 해석에서 크게 중요하지 않기 때문이다 (White and McKenzie, 1989). 한반도의 동남부 해역과 중국 북동부의 화산지역간 거리는 800~1,500 km 정도 되는데 (Fig. 4-14) 이들 두 지역이 맨틀플룸에 의해 형성되는 하나의 대류권 (convection cell) 내에 위치하며 rifting은 이 대류권의 변두리에서 일어났음을 가리킨다. 그 결과 두꺼운 화산암 리지가 한반도의 주변에 형성되지 않았다고 보여진다. 다시 말해서 중앙 대서양의 volcanic margin과 유사하게 한반도 주변에서의 rifting은 내륙쪽에 위치한 맨틀플룸과 거리상으로 떨어져서 발생하였으며 그 결과 화산활동이 제한적이었다.

동해는 후열도 분지가 열리기 훨씬 전부터 일본열도 아래로 섭입하는 태평양판의 영향을 받고 있었다 (Uyeda, 1981). 따라서 맨틀플룸의 작용이 한반도의 대륙주변부에서 진행된 rifting을 진적으로 설명할 수 있는지 혹은 섭입과 관련해서 그 이전부터 발생하고 있었던 rifting에 간접적인 영향을 미친 것인지는 알 수가 없다. 하지만 위의 논의에서, 플룸과 관련된 rifting은 대륙주변부가 대서양과 같은 대양에 속해 있든지 혹은 동해와 같은 후열도해 내에 있든지 간에 비슷한 화산작용을 야기하는 것을 짐작할 수 있다.

라. 지열 (heat flow)

정상적인 해양지각 보다 두꺼운 야마토분지의 지각이 해양지각인지 아니면 얇아진 대륙지각인지에 대해서는 의견이 일치되지 않고 있다. Hirata et al. (1989)은 야마토분지가 형성될 당시 그 하부에 있던 맨틀플룸 때문에 melt의 양이 많아져서 해양지각이 두꺼워진 것으로 해석하였다. 하지만 야마토분지의 지열은 대부분 90~100

mW/m^2 으로서 늘어나서 형성되는 lithosphere의 지열모델에서 계산된 값을 보여주므로 맨틀플룸의 존재가 부정된다. 그렇지 않고 혹시 맨틀플룸이 있었다면 야마토분지의 형성 당시 비정상적인 열을 발생시켜 지열에서 초과분 (excess heat)이 관측되었을 것이다 (Langseth and Tamaki, 1992). 울릉분지는 동해에서 지열이 $100 mW/m^2$ 이상 되는 넓은 지역중 하나이다 (Langseth and Tamaki, 1992). 울릉분지의 연대가 20~15 Ma임을 가정하던 퇴적물의 두께가 4 km이므로, 해양지각이 식을 때 퇴적물이 쌓이는 분지의 열진화 모델에 의해 계산되는 지열은 $85 mW/m^2$ 을 넘지 않는다 (Langseth et al. (1980)의 Fig. 5 참조). 야마토분지의 경우 퇴적물의 두께가 2 km이고 (Ludwig et al., 1975) 연대가 20~15 Ma이므로 이 값들을 같은 모델에 적용시키면 관측치와 같은 $90\sim100 mW/m^2$ 의 지열값이 계산된다. 즉, 야마토분지의 지열값은 초과분을 보여주지 않음을 다시 한 번 확인할 수 있다. 그러므로 야마토분지와 달리 울릉분지는 지열의 초과분을 분명히 가짐을 알 수 있다. 하지만 이 초과분이 맨틀플룸의 영향을 설명하는 것인지는 불분명하다. 왜냐하면 지열모델에서 주어지는 계산은 정확히 알 수가 없는 변수 (예를 들어, lithosphere의 처음 두께, 지각의 연대 등)를 필요로 하기 때문이다. 더욱이 울릉분지의 경우 화산활동이 분지형성 이후에도 활발했으므로 (Chough and Lee, 1992) 지열로써 분지의 형성과정을 추론하기가 곤란하다.

마. 동해에서 플룸의 영향을 받은 해저면 확장

일반적으로 후열도분지는 해양지각의 섭입에 반응하여 형성된다고 알려져 있다. 하지만 이러한 모델은 태평양판이 여전히 일본열도 아래로 섭입하고 있음에도 불구하고 왜 동해에서는 해저면확장이 멈추어버린 것인지를 설명하지 못한다. Miyashiro (1986)가 제시한 이동하는 hot region의 가설은 섭입과는 관계없는 다른 대안으로서 서태평양에 발달한 후열도분지들의 상당수가 북쪽으로 갈수록 연대가 젊어지는 현상과 후열도 확장이 오랫동안 지속되지 못한 현상을 설명할 수 있다 (Kcary and Vine, 1990). Miyashiro (1986)에 따르면 30~20 Ma경에 hot region이 일본열도 부근까지 올라와서 동해를 열고서 중국대륙으로 들어갔다.

동해의 열류모델은 아주 다양하지만 한 가지 일치하는 점은 해저면 확장이 일본분지의 오른쪽에서 시작되었다는 것이다 (Jolivet and Tamaki, 1992). 이 경우, 일본분지의 오른쪽에서 관찰되는 정상적인 두께의 해양지각 (Hirata et al., 1992)은 맨틀의 온도 또한 정상적이었음을 즉, hot region 이전 맨틀플룸이건 그 영향이 없었다는 것

을 의미한다. 따라서 Miyashiro (1986) 및 Tatsumi and Kimura (1991)와는 달리 (1) 동해에서 해저면 확장은 맨틀플룸 때문에 시작된 것이 아니며 (2) hot region은 동해를 거쳐 중국내륙으로 들어가지 않았다고 생각된다. 그 대신 중국의 북동부에서 새로운 맨틀플룸이 형성되어 한반도의 대륙주변부에서 rifting과 그 이후 진행된 해저면 확장에 영향을 주었으며 그 영향은 맨틀플룸의 대류범위를 넘어서지 않은 동해의 남서부에 국한되었다고 볼 수 있다. 이러한 해석은 플룸에 영향을 받은 화산암이 동해의 남서부에 제한적으로 분포한다는 사실과 부합된다.

동해의 지각구조는 다음과 같은 한 가지 의문을 제기한다: 해저면 확장이 부분적으로 맨틀플룸의 영향을 받은 후열도해로서 동해는 유일한 존재인가? 심부 탄성파탐사의 결과 선세계에서 후열도분지를 이루는 많은 지각은 그 두께가 7 km로써 정상적인 해양지각임을 지시하고 있으나 대서양 카리브해의 베네주엘라분지에서와 같이 상당히 더 두꺼운 지각도 자주 발견된다. 동해와 대서양의 지각구조를 비교해보면 유사한 점이 발견된다. 즉, 베네주엘라 분지의 경우에도 두 가지의 상이한 구조의 지각이 공존한다: 남쪽에는 정상적인 해양지각이 분포하는 반면 북쪽과 서쪽의 카리브지각은 정상 보다 더 두껍다 (Diebold et al., 1981). 이 두꺼운 카리브지각이 베네주엘라분지의 형성이전에 있었던 더 오래된 해양지각이 포획 (entrap)된 것인지 아니면 분지의 형성 시 생긴 것인지는 불분명하다. 하지만 베네주엘라 분지 역시 거대한 규모의 맨틀상승에 의해 형성된 백악기 Large Igneous Province (LIP)의 하나인 점은 매우 흥미롭다. 따라서 맨틀플룸과 섭입의 영향을 동시에 받은 후열도분지에서 두꺼운 해양지각이 형성되는 현상은 더욱 깊이 연구되어야 할 과제이다.

7. 결 론

이 연구에서는 동해 남서부의 형성과 진화를 이해하기 위해 해저면 지진계자료를 이용하여 울릉분지 지각의 구조와 특성을 연구하였다. 울릉분지의 경우 대개 4 km 두께의 퇴적층이 지각을 덮고 있으며 지각은 각각 2와 8 km의 두께를 갖는 상부층과 하부층으로 구성되어 있다. 지각의 두께가 정상적인 해양지각 보다 2~3 km 더 두꺼우나 그 속도구조는 정상적인 해양지각과 일치한다.

$t-p$ 분석에 의해 계산된 속도구조는 분지의 전체 지역에서 상부지각층과 하부지각층 사이의 약 1 km 구간에서 속도가 5.7에서 6.3 km/s로 증가하는 현상을 보여주는데

이것은 layer 2C의 존재를 지시한다. layer 2C의 존재는 동해의 다른 분지에서 보고된 바가 없는데 사실상 울릉분지의 지각이 그 속도분포에서 해양지각에 더욱 가까움을 의미한다. 남서 일본열도를 이루고 있는 6 km/s의 속도를 갖는 화강 기반암은 두께가 12 km이다. 이 취성의 화강암층이 10 배 이상으로 엄청나게 늘어나서 울릉분지의 layer 2C를 형성하였다고는 볼 수 없다. 더욱이 남서 일본열도의 경우 6 km/s 층과 그 하부층 사이에서 속도구조가 확실히 구분되는 것과 달리 울릉분지 지각의 속도는 6 km/s 부근에서 깊이에 따라 연속적으로 증가한다. 따라서 울릉분지의 지각은 남서 일본열도의 대륙지각이 늘어나면서 형성된 것으로 볼 수가 없다.

울릉분지의 지각은 해저면 화강이 맨틀플룸의 영향을 받는 지역내에서 일어나는 모델로서 설명할 수 있다. 이러한 해석은 울릉분지와 그 주변의 화산암이 형성될 때 맨틀플룸의 영향을 받았다는 지화학적인 연구결과와도 일치한다. 울릉분지의 정상 보다 두꺼운 해양지각은 동해의 남서해역이 일본열도가 남쪽으로 이동하면서 그 자리에 있던 대륙지각이 늘어나면서 생겼다는 것이 아니라 플룸에 영향을 받은 해저면 확장 에 의해 형성되었음을 의미한다.

제 4 절 울릉분지의 층서 및 구조 해석

대표지자: 허식 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

김기영 (강원대학교, 지구물리학과)

1. 서 론

수심 2,000 m 이상의 해역이 대부분을 차지하는 동해는 한국, 일본, 러시아로 둘러싸여 있는 지경학적으로 중요한 지역이며, 아울러 지질학적으로는 활발한 지각운동이 일어나고 있는 환태평양 화산 및 지진대에 접한 전형적인 배호상분지 (back-arc basin)이다 (Karig, 1971; Honza, 1978; Uyeda and Kanamori, 1979; Kimura and Tamaki, 1986; Tamaki, 1988; Jolivet et al., 1991). 동해 울릉분지와 주변부는 석유자원과 메탄가스 수화물 등의 부존 가능성과 울릉분지의 심부 지각구조 형태에 대한 논란 때문에 그 중요성이 점차 증대되고 있다.

그 동안 동해에서의 해양연구는 주로 연안역과 울릉분지의 남동 대륙붕에서 진행되었다 (Schluter and Chun, 1974; KIER, 1987). 그리고 대륙사면에서의 퇴적학적인 연구 (Kim, 1981; Chough et al., 1991; Lee et al., 1991)와 탄화수소자원 개발을 위한 소규모의 지구물리 탐사가 동해분지에서 수행되어 분지의 대략적인 지구구조와 퇴적상을 밝혔다 (Chough and Barg, 1987; Chough et al., 1989; Park, 1990; Lee, 1992; Yoon, 1994). 그러나 대부분의 동해지역에 대한 탐사활동 및 연구는 아직도 미흡한 실정이다. 동해에서 국내 연구인력에 의한 자체적인 탐사가 본격적으로 수행된 것은 1992년에 한국해양연구소가 다중채널 탄성과 탐사장비가 갖추어진 연구선 온누리호를 사용한 후이다 (현상준 등, 1995, 1996, 1997).

본 연구에서는 최적의 탄성과자료의 획득, 지리 및 해석기술을 체계적으로 구축하여 심부층서와 지질구조 등을 밝힘으로써 울릉분지의 지질진화사를 이해하고자 한다. 이를 위하여 기반암 및 퇴적층의 층서, 연대가 및 지질구조를 규명하여 울릉분지의 단층구조, 각 시대별 지층구조, 고하도 확인 및 분포도 등을 작성하기 위한 기초자료

를 작성한다.

또한 탄성파탐사 기반이론연구로서 다중채널 반사파자료를 재처리하여 울릉분지에서 제4기 단층 및 해저면 부근 천연가스층 탐지를 위한 고해상도 단면을 제작하였다. 이러한 처리방법을 통해 울릉분지 서쪽 경계부와 남동 대륙붕에 부존되어 있을 것으로 예상되는 메탄가스 수화물과 탄화수소자원 등의 부존성을 검토하고자 한다.

2. 다중채널 탄성파자료 획득

가. 조사해역 및 탐사축선

동해 울릉분지와 그 주변부에서 심부 지질구조 및 동해의 성인을 연구하기 위하여 종합 연구선 온누리호에 탑재된 다중채널 탄성파 탐사장비로 총연장 428 line-km의 탄성파 탐사가 실시되었다. 조사해역은 한국대지에서 최대 수심이 약 1,800 m, 한국 남동 대륙붕에서는 약 200 m이며, 울릉분지의 중앙으로 갈수록 점차 깊어져 최대수심은 2,200 m 정도로 심한 지형 변화를 보임으로써 다양한 형태의 퇴적환경을 나타낸다. 본 해역에서의 기존의 탄성파탐사 연구로는 울릉분지의 서쪽 경계에서 단채널 자료에 의한 퇴적학적인 연구 (Yoon, 1994), 한국석유개발공사에서 수행한 울릉분지내에서의 다중채널탐사 축선 (Lee, 1992), 한국해양연구소가 연구한 온누리분지 (한상준 등, 1995), 그리고 울릉분지 중심부 (한상준 등, 1997) 및 울릉도-독도 사이 해역 (한상준 등, 1996)에서의 다중채널 탄성파자료가 있다. 따라서 본 연구는 이들 자료를 종합하여 해석함으로써 자원탐사 목적 이외에도 학술적인 면에서 동해의 전체적인 지질구조와 발달과정을 밝힐 수 있는 중요한 정보를 제공할 것이다.

금년의 연구해역은 울릉도와 독도 사이의 해역을 제외한 울릉분지 전반의 퇴적분지를 포함한다 (Fig. 5-1). 한국해양연구소는 금년의 축선을 취득하여 울릉분지의 지체구조 및 지질구조를 밝힐 수 있는 중요한 지점을 통과하는 양질의 다중채널 탄성파 자료를 확보했다. 이 축선은 한국석유개발공사 축선 (Lee, 1992)이 지나지 않는 분지 중심부의 정보를 제공한다. 특히 이 축선은 한국해양연구소가 기존에 취득한 탄성파 자료를 모두 연결시킴으로써 독자적인 디지털 탄성파 자료망을 구축하게 되었다. 탄성파자료 획득시, 울릉분지의 심부지질구조 및 퇴적분지에 탐사의 초점을 맞추어 여러 현장환경을 고려하였다. 특히 탐사축선은 한국해양연구소가 보유하고 있는 해저면

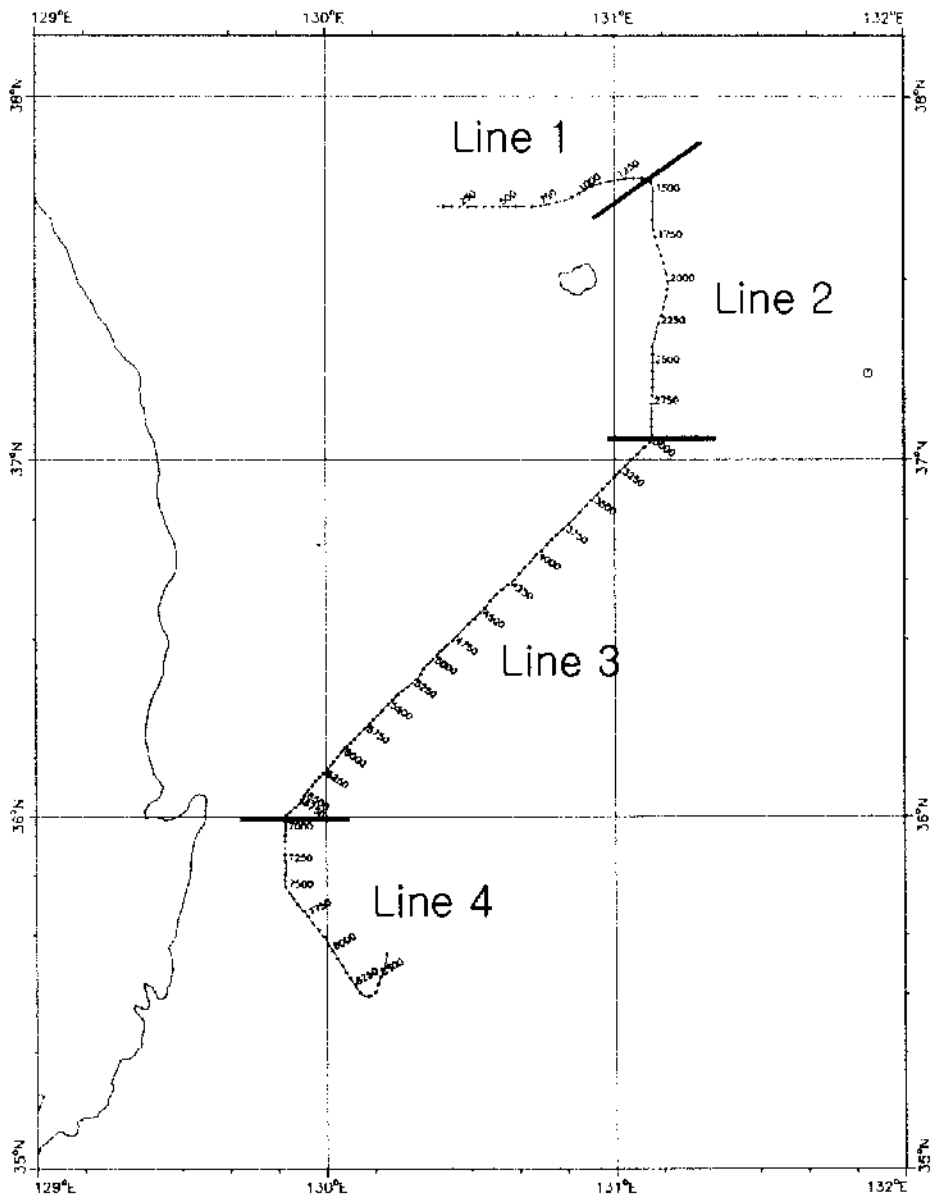


Fig. 5 1. Location of seismic lines.

지진계 (OBS) 자료 및 중·자력자료 등과 결합시키기 위하여 설정하였으며, 10 초까지의 심부 탄성파자료를 취득하여 지구조 및 기반암구조 연구를 병행하였다.

온누리분지 (한상준 등, 1995)의 동쪽에 위치한 축선 1은 동서 방향으로 한국대시내의 퇴적분지 구조를 잘 보여주며 수심이 급속히 변화한다. 축선 2는 한국대지에서 울릉도-울릉도 해저화산 사이를 남북 방향으로 가로지르는 축선이다. 이 축선은 울릉도 주변해역의 퇴적 양상을 잘 보여주고 있다. 축선 3은 울릉분지 확장축을 따라서 1991년 해저면 지진계 탐사축선과 동일하게 설정하여 탐사를 진행하였다. 이 축선은 울릉분지 북동쪽에서 울릉분지 중심으로 향하는 축선이며, 중심부의 퇴적층의 구조를 잘 나타낸다. 축선 4는 울릉분지 서쪽 경계면에서부터 한국 남동 대륙붕을 지나는 축선이다.

나. 자료획득 변수

온누리호에 설치되어 있는 탄성파장비 시스템은 탄성파를 발생시키는 에어 건, 수신장치에 해당하는 스트리머, 그리고 기록장치로 나뉜다. 항측장비로는 Konmap 종합 위치 측정시스템을 사용하였으며, 연구선의 속도를 5 knot로 유지한다.

탄성파탐사 자료획득 변수는 한국해양연구소가 동해에서 수행한 이전의 탐사 (한상준 등, 1995, 1996, 1997)와 거의 비슷하게 결정하여 최종 단면도를 기존 자료와 쉽게 비교할 수 있도록 하였으며, 자료획득 변수는 Table 5-1에 수록하였다. 자료처리는 CGG사의 Geovector를 이용하였다.

3. 한국대지, 울릉분지 중앙 및 남동 대륙붕에서의 탄성파자료 해석

가. 총서

조사지역에는 최소한 6 km 이상의 두꺼운 쇄설성 퇴적물이 퇴적되어 마이오세 이후의 울릉분지 발달사에 대한 중요한 정보를 제시하고 있다. 초기 분지 형성시기에는 화산기원 (volcaniclastic)에 의한 퇴적물과 육상에서 유입된 퇴적물이 퇴적되고, 이후에는 분지가 확장하며 심해 퇴적물을 퇴적시켰을 것이다 (Inoue, 1980; Park, 1990; Lee, 1992; Yoon, 1994; 한상준 등, 1995, 1996, 1997). 중기 마이오세 이후에 계속된 퇴적작용은 기복이 있는 하부층에 채움 (fill)의 형태, 질량류 (mass flow), 고해저수로

Table 5-2. Acquisition parameters for the seismic data reprocessed for high-resolution images.

	1994	1995	1996	1997
Source				
shot interval	25 m	25 m	50 m	50 m
gun volume	11.31 ℓ (690 in ³)			
operating pressure	13.3 MPa (1930 psi)			
number of guns	8			
gun depth	6 m	6 m	10 m	10 m
CMP coverage	29	29	28	28
Receiver				
number of recording channels	58	58	56	56
near trace offset	33 m	83 m	90 m	99 m
group interval	25 m			
streamer depth	6 m	6 m	10 m	10 m
Recording				
recording instrument	SN358/DMX			
record length	5 s	6, 6.5 s	10 s	8 s
sampling interval	2 ms			
lowcut filter	8 Hz - 18 dB/octave			
highcut filter	154 Hz - 53 dB/octave			
notch filter	60 Hz			

(paleo channel) 등의 퇴적양상을 특징적으로 보인다. 한편 제4기 후기에 퇴적된 것으로 보이는 표층 및 천부 퇴적층으로서, 대륙사면의 급경사에는 사면사태 (slump)에 연관된 퇴적물이 집적되어 있고, 심해의 평평한 대지에는 저탁류 (turbidity current)에 의한 퇴적상이나 평상퇴적상 (planar facies)이 발달되어 있다 (한상준 등, 1995, 1996, 1997).

기반암 위에 퇴적된 복잡한 지층의 형성연대를 추정하기 위해 울릉분지 남쪽 제 6-1광구 돌고래 시추공에서 설정된 시간층서 (Lee, 1992; Lee, 1994; Yoon, 1994; 한상준 등, 1995, 1996, 1997)에 축선을 대비하였다. 이에 따르면, 본 연구지역의 퇴적층은 대부분 마이오세 (Miocene)에 집적된 것으로 추정되는데, 연대에 따라 중기 (16.6~11.2 Ma; 층단위 IV) 및 후기 마이오세 (11.2~5.3 Ma; 층단위 III), 플라이오세 (Pliocene, 5.3~1.6 Ma; 층단위 II), 그리고 제4기 (Pleistocene~Holocene: <1.6 Ma; 층단위 I)의 4개 층으로 구분하였다 (Figs. 5-2, 5-3, 5-4, and 5-5).

나. 축선 1

온누리분지 (한상준 등, 1995)의 동쪽에 위치한 축선 1은 한국대지내의 퇴적분지 구조를 잘 보여주며, 수심이 1,200 m부터 1,800 m로 급속히 변화한다. 이 분지는 한국대지내의 두 기반암 상승부 사이의 퇴적분지이다 (Fig. 5-2). 1995년의 연구지역인 온누리분지에는 수심 1,500 m 정도의 깊이에서 음향기반암 위에 최대 1.4 초 두께의 퇴적층이 퇴적되어 있다. 퇴적층내의 소규모 습곡 (folding)은 하부 화산체의 영향에 의한 것이며 다수의 정단층들이 발달되어 있다. 초기 분지 생성 당시에 활동한 기반암 상승부 (basement high)가 발달되어 있으며 층단위 III 이하에는 화산분출암 (volcanic extrusive)이 존재한다. 기반암의 기복 및 퇴적층내의 불규칙적인 교란으로 미루어 볼 때, 기반암은 화산기원임을 지시한다. 또한 동서 방향으로 열개된 분지의 특징 (불규칙적인 기반암 구조, 기반암 생성 후의 화산활동, 정단층 등)을 가지고 있다.

축선 1의 기반암은 강한 표층의 반사면과 불규칙한 내부반사기록이 특징이다. 특히 기반암의 경사는 양쪽 해저산에서부터 분지쪽으로 급격히 증가한다. 최대 2.4 s 두께의 퇴적층이 기반암 위에 퇴적되어 있는데, 퇴적층내에는 소규모 정단층들이 발달되어 있다. 대부분 중기 마이오세에 집적된 것으로 추정되는 층단위 IV는 서쪽의 기반암 함몰대에 400 ms 두께로 두겹게 집적되어 있는데, 온누리분지에서는 두께가 최대 900 ms에 달한다. 하부의 개별층들은 불규칙한 기반암에 채움의 형태로 퇴적되어 있

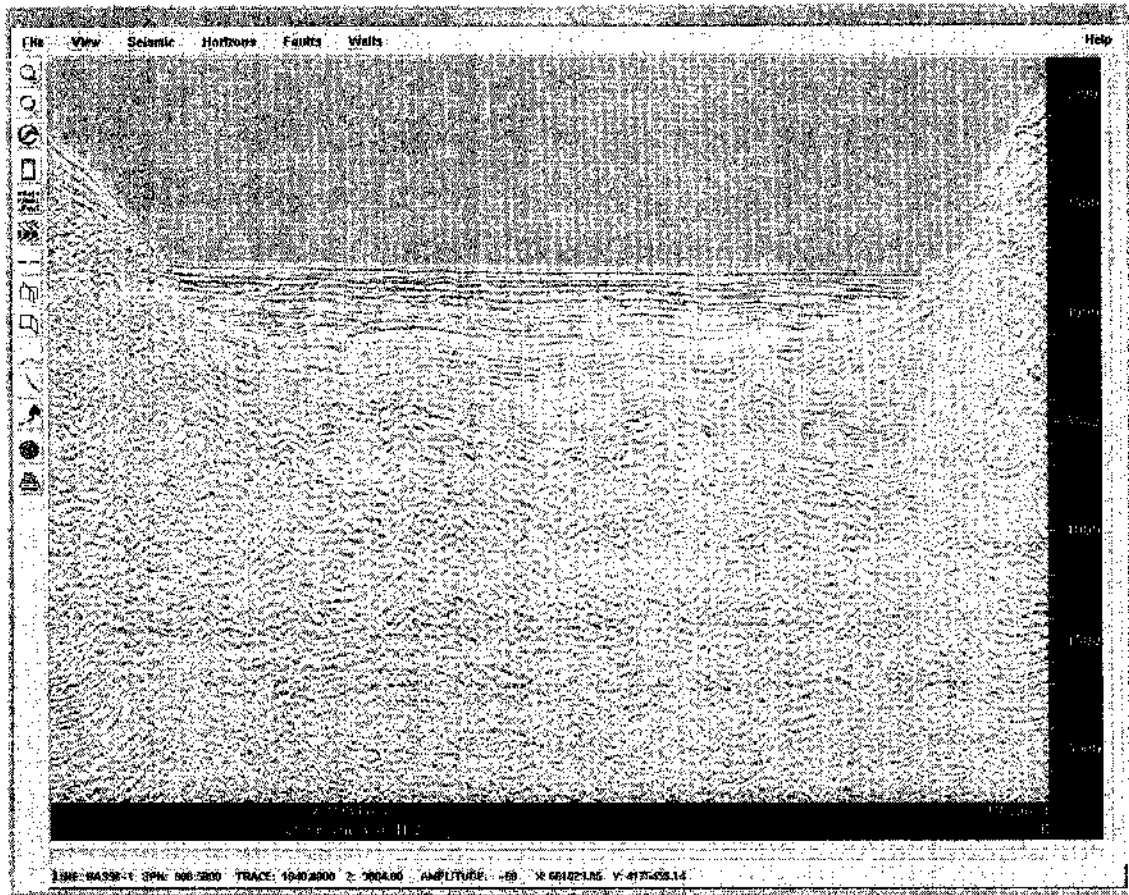


Fig. 5 2. Interpreted migrated seismic section of Line 1 in the Korea Plateau.

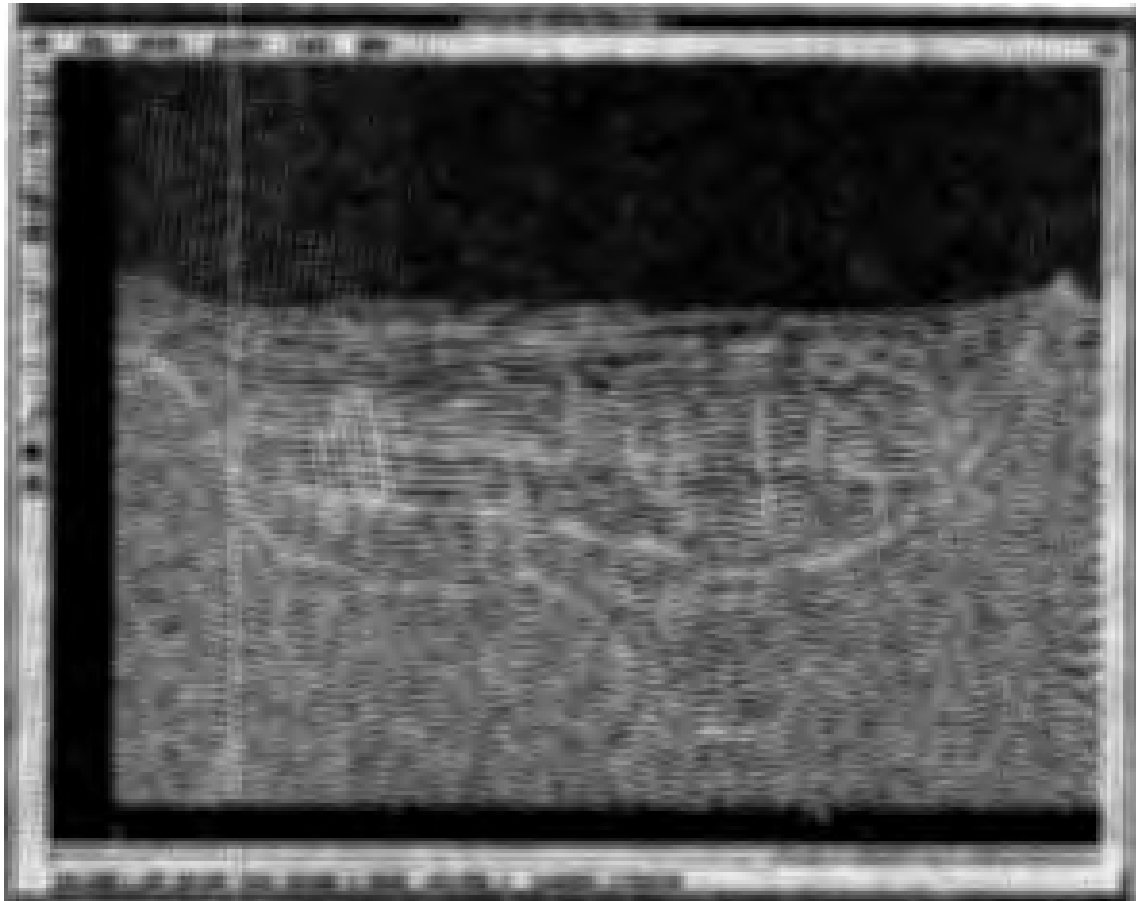


Fig. 5-3. Interpreted migrated seismic section of Line 2 between Ulleung Island and Ulleung Seamount.

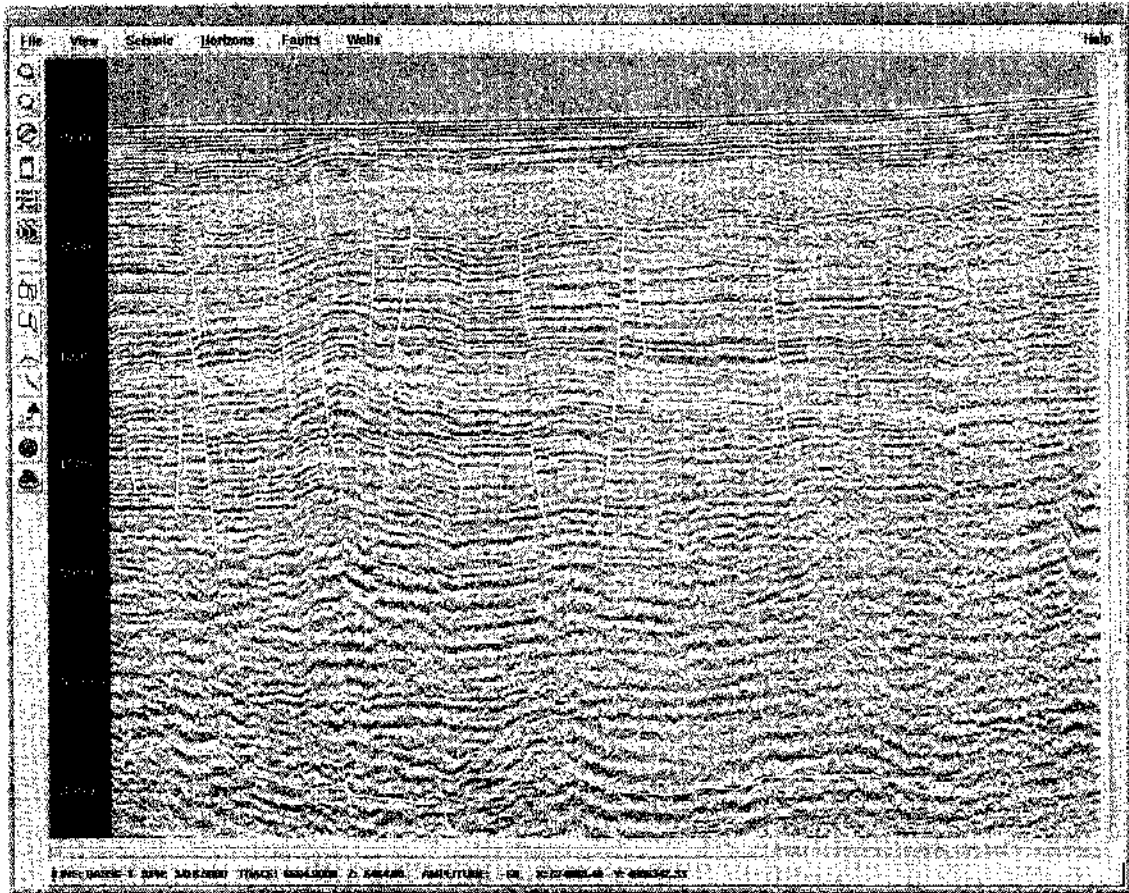


Fig. 5-4. Interpreted migrated seismic section of Line 3 at the center of Ulleung Basin.

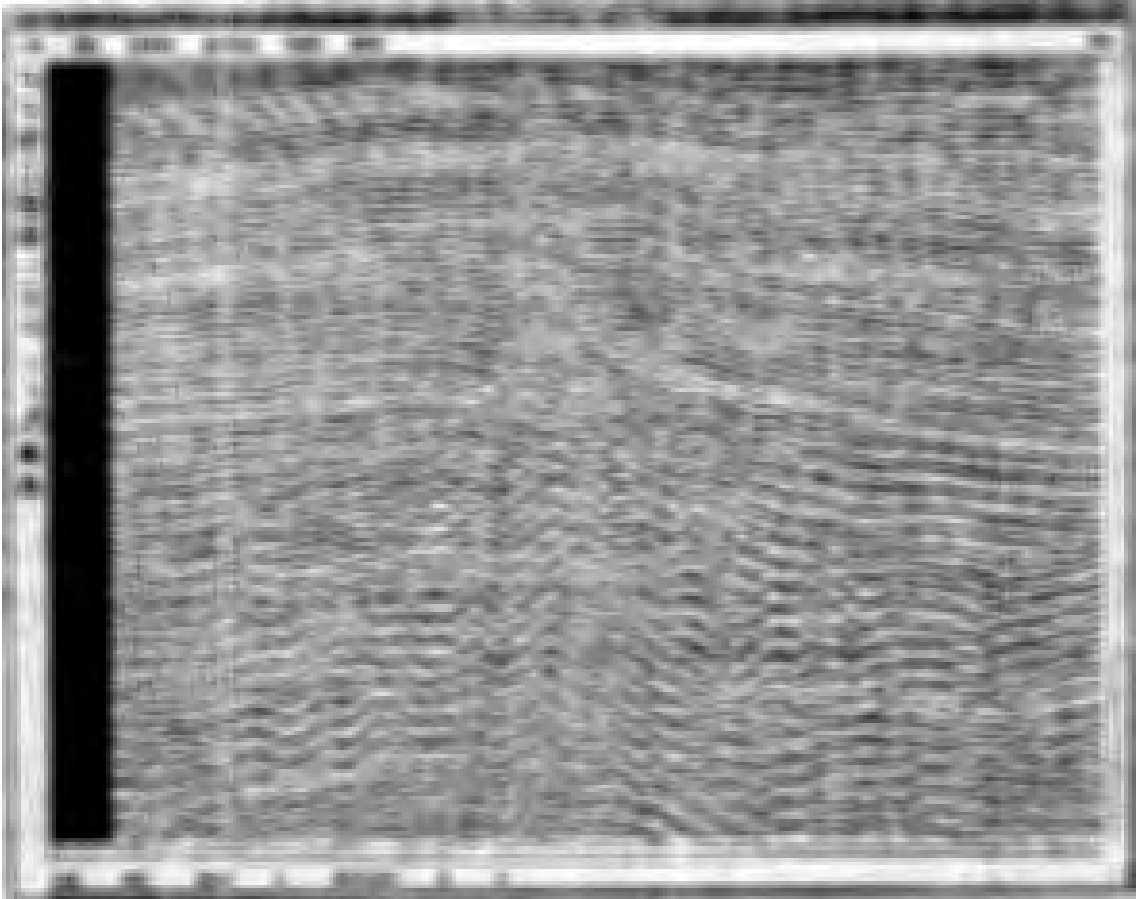


Fig. 5-5. Interpreted migrated seismic section of Line 5 in the southwestern Ulleung Basin.

다. 층 내부의 강하고 불규칙적인 반사면은 화산활동과 연관된 화산수평매 (volcanic sill)을 나타낸다.

후기 마이오세에 집적된 것으로 추정되는 층단위 III은 동쪽에서 600 ms로 두껍게 나타나고 서쪽에서는 200 ms로 얇게 나타난다. 단층에 의한 영향을 가장 많이 받았으며, 층 내부에 불규칙하고 강한 진폭을 가진 반사면은 화산활동에 의한 영향으로 보인다. 플라이오세에 집적된 것으로 추정되는 층단위 II는 최대 두께가 180 ms로 시, 퇴적분지 중심에 두껍게 쌓여 있고 해저산쪽으로 가면서 점차 감소한다. 하부 경계면은 굴곡을 가진 층으로 나타난다. 층단위 I은 최상부층으로서 제4기에 형성된 퇴적층이다. 층의 두께는 한국대지의 퇴적분지에서 최대 220 ms 정도이고, 동쪽으로 갈수록 두꺼워지는 경향이 있다. 대부분 정합적인 (conformable) 반사면을 특징으로 하며, 하위의 층단위 II와의 경계도 정합적인 관계가 우세하다.

본 조사지역의 지질구조로서는 정단층 및 소규모의 완만한 배사습곡 등이 특징적으로 관찰된다. 장단층은 대부분 기반암 위의 퇴적층내에 위치하며 규모는 크지 않다. 이들은 후기 마이오세에 주로 형성되었다. 가장 큰 정단층들은 한국대지 퇴적분지의 동쪽 경계를 따라서 발달하고 있으며, 수평 연장성이 짧은 단층들의 일부는 플라이오세 초기나 말기에 재판성된 증거를 보이기도 한다.

다. 축선 2

축선 2는 한국대지에서 울릉도-울릉해저화산 사이를 남북 방향으로 가로지르는 축선으로서 울릉도 주변해역의 퇴적 양상을 잘 보여주고 있다 (Fig 5-3).

1996년 연구지역인 울릉도 독도 사이의 해역 (한상준 등, 1996)의 특징으로서는 최대 4,000 m 두께의 퇴적층이 화산활동에 의해 변형된 기반암 위에 집적되어 있다. 이 지역에서는 화산체 활동의 증거가 단성과 단면도에 많이 나타는데, 이로 인한 동해 생성 후 퇴적환경 변화를 규명하고 퇴적구조를 파악하는 데 도움을 주고 있다. 지질구조로는 기반암에 분지 형성 시기에 생성된 정단층이 우세하게 나타나는 반면, 퇴적층내에는 화산활동에 의한 정단층, 화산돛 및 화산수평매 등이 우세하게 관찰된다. 또한, 중기 마이오세를 경계로 하여 상층부와 하층부가 서로 다른 정단층 형태를 보여줌으로써 울릉분지의 발달사에 중요한 단서를 제공하고 있다. 퇴적층이 집적되기 전인 중기 마이오세 이전에 조사지역은 확장성 시각변형이 우세했으며, 후기 마이오세 말기 이후에는 지하내부의 화산체 활동 및 분지의 침강 등의 지구조 운동에 의해 변

본 조사지역의 지질구조로서는 정단층과 여러 종류의 화산체 및 소규모의 완만한

퇴적암들은 화산작용에 의해 상승되었다.

어, 일부 해저화산이 제4기까지 활동했음을 알 수 있다. 또한 일부 해저화산 근처의 진폭이상 (strong amplitude anomaly)들은 소규모 화산수평맥의 활동과 관련되어 있는 데 의해 최상부 퇴적물이 침식되어 퇴적물이 관여하고, 퇴적암내의 얇고 강한 일부 해저화산쪽으로 증이 많아지며 상승되어 있다. 한국대지측으로는 현생 해저수로의 역학관계를 보여주고 있다. 대부분의 단층들이 층단위 I까지 영향을 미치며, 특히 본 층은 일부 해저화산쪽으로 불규칙한 반사파면을 보여 해저화산이 생성될 당시의 힘 제4기에 침적된 것으로 추정되는 층단위 I은 대부분 연구지역에 두껍게 쌓여 있다.

있다.

에 침적되어 있어 있다고 볼 수 있다. 또한 대부분의 정단층이 층단위 II에 부착되어 해저화산이 형성될 당시에 분출된 화산암이 불규칙적이고 강한 반사파로서 퇴적물내 ms에 나타난다. 한 층단위는 한국대지측으로도 많은 화산수평맥 구조를 보인다. 이는 정제면은 강한 전폭을 가진 반사면을 보이며, 내부는 두꺼운 형태로 두께가 최대 500 근처에 대규모 제용 형태의 화산수평맥을 가지고 있다. 화산수평맥의 상부와 하부의 플라이오세에 침적된 것으로 추정되는 층단위 II은 화산활동에 의한 기반암 상승부

산성으로 퇴적되어 있다. 단층 해저화산 근처에 큰 화산수평맥이 존재한다.

부에서 최대 300 ms의 두께를 보이며, 북쪽에서 남쪽으로 가면서 불규칙한 하부면에 큰 최대 퇴적층의 두께는 500 ms이다. 후기 마이오세에 퇴적된 층단위 III은 분지의 중앙 기반암 위에 제용의 형태로 퇴적되어 있으며, 출 곳곳에 화산수평맥을 침착하고 있다. 대부분 중기 마이오세로 추정된 조사지역의 최하위 증인 층단위 IV는 불규칙적인

산체의 운동으로 화산수평맥 구조를 만들었다.

플라이오세까지 상승 (uplift)되어 상부 퇴적암을 변형시켰으며 기반암을 구성하는 화 지하대부의 화산활동에 따른 기복 등의 영향을 받는다. 단층 일부 해저화산은 랑기 나타난다. 이러한 기반암은 대부분 섭에서 신태로 이어지는 경사, 대규모의 정단층 및 몇 동을 해저화산의 영향으로 단층 방향으로 단층 방향으로 경사가 커지고 표면에 불규칙적인 기복이 있다. 한국대지와 운동도 운동해저화산 사이에 위치한 기반암은 한국대지와 운동도 에 침적되어 있는데, 기반암은 강한 표층의 반사면과 불규칙한 내부 반사기복이 특징 축선 2에서는 최대 1.8 s 두께의 퇴적층이 화산활동의 영향으로 복잡한 기반암 위 행되어 현재와 같은 복잡한 구조의 분지를 형성하였다.

배사구조 등이 특징적으로 관찰된다. 정단층은 퇴적층내에서 화산활동에 의해 후기 마이오세에 형성된 것들이다. 가장 큰 정단층들은 한국내지 및 심부 해저화산 근처의 퇴적분지 하부에 발달한 것으로, 단층의 낙차는 크지 않고, 단층군을 형성하고 있다. 소규모의 배사구조는 화산활동에 의해 층단위 I의 퇴적층내에서 관찰된다. 단층과 화산체 분포는 대부분 퇴적분지 중앙에서 양쪽 경계 부근으로 집중되어 있으며, 특히 정단층은 화산활동과 분지의 침강 등에 의해 재활성화되면서 형성된 것으로 추정된다.

라. 축선 3

축선 3은 울릉분지 확장축을 따라서 1991년 해저면 지진계 탐사축선과 동일하게 설정하여 탐사를 진행하였다. 이 축선은 울릉분지 북동쪽에서 울릉분지 중심으로 향하는 축선이며, 중심부의 퇴적층의 구조를 잘 나타낸다.

1997년 연구지역인 울릉분지 중앙 분지 (한상준 등, 1997)는 다수의 고해저수로 구조를 보이며 이들 고해저수로는 서로 연결성이 양호하다. 또한 울릉분지 서쪽 경계부에서 대륙사면으로 많은 퇴적물들을 이동시키며 질량류에 의한 퇴적상을 보인다. 해저면의 해저수로에 의해 최상부 퇴적물이 침식되어 퇴적물이동에 관여하였고, 대륙사면의 압사면에는 사면사태 등에 의한 함몰침식대가 인지된다. 퇴적층의 두께가 동쪽으로 급격히 두껍게 나타나는 것은 대규모 고해저수로와 질량류에 의해 많은 퇴적물이 한국의 서쪽 대륙붕 및 남동 대륙붕과 일본으로부터 유입되어 울릉분지 중심부에 퇴적되었음을 암시한다.

Fig. 5-4는 울릉분지 중앙에서의 축선으로 전체 퇴적층은 3 s 정도로 두껍게 분포하고 있다. 울릉분지 중앙에서 남서쪽으로 존재하는 심부 화산체는 울릉분지의 진화에 대한 단서를 제공한다 (Fig. 5-5). 이는 울릉분지 생성시에 형성된 것으로 추정되는데, 퇴적층은 화산활동이 종료된 후에 퇴적되어 상승되지 않았다. 퇴적물이 지구조 및 화산활동의 영향을 거의 받지 않고 계속적으로 집적된 것으로 추정되며, 후기 마이오세 하부의 강한 진폭은 화산체 흐름과 관련이 있다. 이러한 심부 화성암체는 퇴적물의 이동을 막으며 울릉분지쪽으로 복잡한 형태의 퇴적구조를 만들고 있다.

분지 중심부에서는 화산기원에 의한 퇴적층의 구조를 보여주지 않고 퇴적물만에 의한 지층구조를 보여주고 있다. 특히 층단위 I과 III의 퇴적층의 두께가 급속히 증가한다. 퇴적층 I에는 여러 개의 해저수로들이 중첩된 형태를 보여주고 있다. 층단위 I과

II에는 대규모 퇴적물 이동기구인 질량류나 해저수로 구조를 보여 플라이오세 이후로 대륙붕과 대륙사면에 퇴적되어 있던 많은 양의 퇴적물이 저수위 해저면에서 분지 중심으로 이동했음을 알 수 있다. 특히 층단위 I에는 질량류에 의해 생성된 두꺼운 혼탁한 반사면 (chaotic reflector)을 갖는다. 또한 층단위 I의 상부에는 여러 개의 현생 쇄설류에 의한 레즈형 퇴적물이 중첩되어 나타난다.

마. 축선 4

축선 4는 울릉분지 서쪽 경계면에서부터 한국 남동 대륙붕을 지나는 축선이다. 조사지역의 기반암은 퇴적 기반암의 특징을 보여주나 일부에서는 강한 진폭의 반사면과 불규칙한 내부 반사기록이 특징이며, 전체적으로 수층에 의한 다중반사파 (multiple)에 의해 층단위 IV부터 심하게 왜곡되었다.

기반암은 대륙사면에서는 급경사로 나타나고, 남동쪽으로 갈수록 비교적 평탄한 표면과 완만한 경사가 특징이며, 퇴적층의 최대 두께는 10 km 이상으로 추론된다 (Barg, 1986). 대륙사면에서는 기반암의 변형이 매우 심하여 기반암 상승부 등을 형성하고 있다. 중기 마이오세로 추정된 조사지역의 최하위 층인 층단위 IV는 기반암의 기록에 따라 두께 변화가 매우 심하다. 층단위 IV에는 고해저수로가 존재하여 중기 마이오세의 퇴적물 이동의 방향과 규모를 짐작할 수 있다.

대부분 후기 마이오세에 집적된 것으로 추정되는 층단위 III은 기반암 상승부 근처에서 층의 두께 변화가 심하나, 대부분 정합적인 집적관계를 갖는 개별 층으로 구성되어 있다. 해저면에는 현생 해저협곡이 존재하는데 전체적으로 남동 대륙붕쪽에서 울릉분지 중심부로 퇴적물이 이동했음을 알 수 있다. 대륙사면의 퇴적물들은 질량류에 의한 퇴적형태가 많아 대륙사면에서 분지 중심으로 동일 시대의 퇴적물을 연결시키기가 매우 어렵다.

본 조사지역의 지질구조는 정단층과 기반암 상승부 및 고해저수로 등이 특징적으로 관찰된다. 정단층은 기반암 상승부 근처에서 많이 관찰되고, 퇴적물의 하중에 의해 대륙붕과 대륙사면 근처에서 생성되었다. 또한 대부분의 단층들은 플라이오세 초기나 말기까지 재활성되었다. 퇴적층의 두께가 두껍게 나타나는 것은 대규모 고해저수로와 질량류에 의해 많은 퇴적물이 울릉분지 중심부로 이동하며 한국 남동 대륙붕과 대륙사면에 퇴적되었기 때문이다.

4. 고해상 탄성파 단면 제작

고해상도 다중채널 반사파 자료 재처리 기법은 시추작업시 위험 요소인 천부 가스층의 정확한 위치 파악과 별도의 다중채널 반사파 조사 수행시 소요되는 경비, 시간, 인원 등을 절약할 목적으로 개발되었다 (Cowlard, 1996). 심부 지층조사용으로 획득된 기존자료의 근거리 트레이스만을 재처리하는 고해상도 처리기법은 Newman (1985)이 처음 발표한 이래 꾸준히 계속되어 왔으며 (Cowlard, 1996; Gafford, 1996), 최근에는 기존 탄성파 자료를 재처리하여 시추지 선정, 시추 구조물 설치, 파이프라인 건설 등 에까지 광범위하게 활용하고 있다 (Kinsland et al, 1991; Hill, 1996; Williams and Andersen, 1996). 국내에서는 기존 획득자료를 재처리하여 고해상도 지질단면을 작성하는 연구를 1996년부터 한국해양연구소 연구팀에 의해 시도되어 왔으며, 일부 연구 결과가 한상준 등 (1996), 김기영 등 (1997), Kim et al. (1997)에 의해 발표된 바 있다.

이 연구에서는 심부 지층구조 연구를 위해 동해에서 획득된 다중채널 반사파 자료를 재처리하여 고해상도 반사파 단면을 작성하고, 제4기 단층 및 해저면 부근 가스층을 탐지하였다. 사용된 자료는 1994년부터 1997년에 한국해양연구소 (이하 '해양 (연)'이라 칭함)에 의하여 울릉분지를 중심으로 동해에서 획득된 심부 지질 연구용 탄성파 기록자료 중, 파원-수진기 거리가 짧은 근거리 12채널 자료이다.

가. 자료 설명

이 연구에 이용된 자료는 해양 (연)에서 동해해역 퇴적분지 지각구조 연구를 목적으로 1994년부터 1997년까지 기록한 총 1,900 km의 다중채널 반사파 자료 중 근거리 12채널 자료이다. 이 자료들은 N45° E 방향의 1994년도 3개 측선과 1996년도 1개 측선 그리고 이들 측선을 가로지르는 1997년도 조사측선을 따라 획득된 자료이다 (Fig. 5-6). 자료획득 당시 사용한 파원은 총부피 11.3 L의 8개 HGS사 슬리브전 배열로, 13.3 MPa의 입력으로 매 25~50 m 간격으로 발파하였다. 수신기는 그룹간격 25 m의 AMG사 아날로그 스트리머로 56~58개 채널을 사용하였으며, 파원 및 수신기 깊이는 파고, 풍속 등 현장사정에 따라 6~10 m로 조정하였다. 기록은 2 ms의 샘플간격으로 SERCEL사의 SN358-DMX 기록장비에 5~10 s 동안 기록하였다. 기록 당시 8~154 Hz 아날로그 필터와 60 Hz 노치필터를 사용하였다 (Table 5-2).

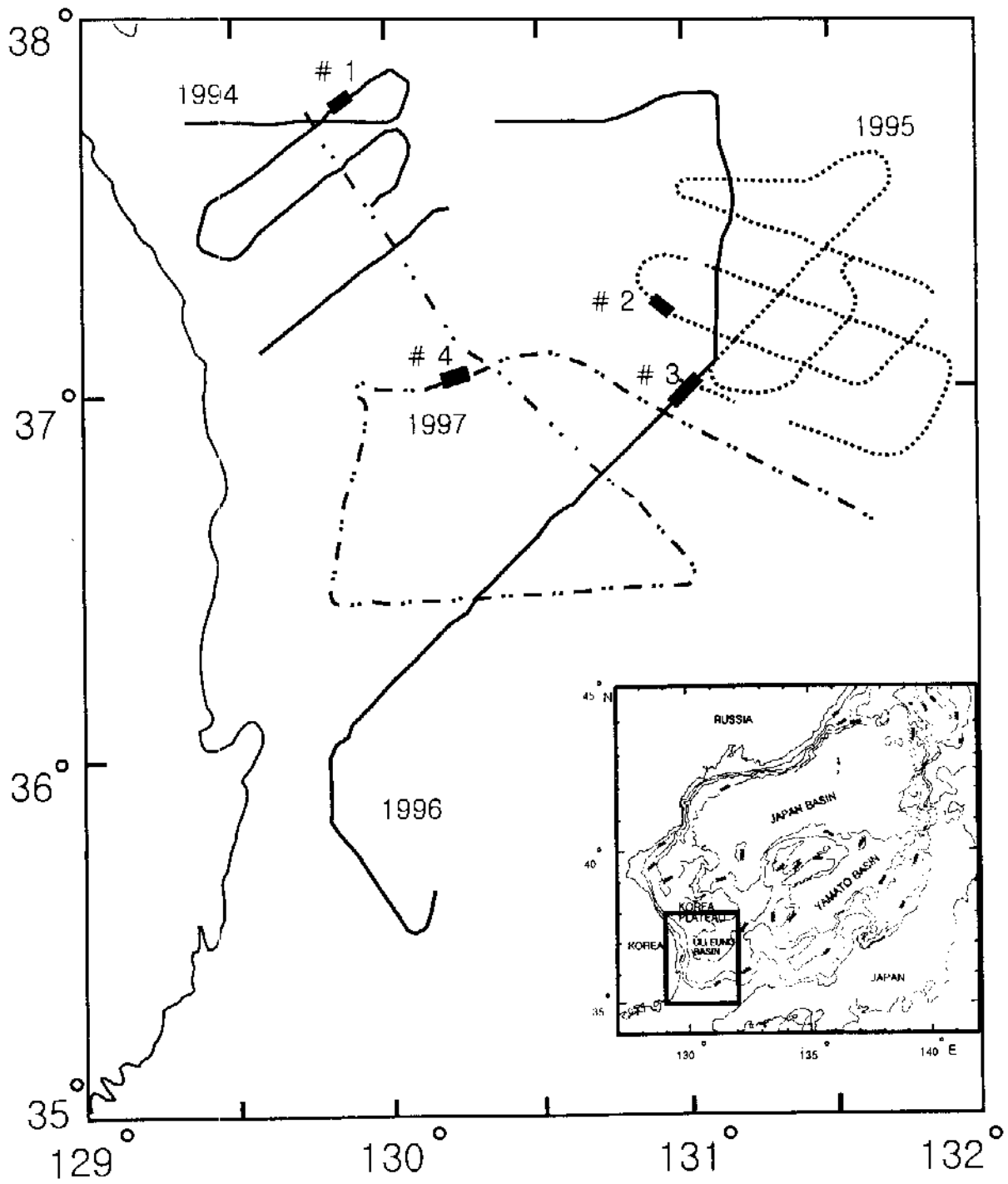


Fig. 5-6. Location map showing seismic lines shot during 1994~1997 by the seismic research team at KORDI.

나. 전산처리

고해상도 지질단면을 얻기 위한 전산처리는 주로 강원대학교의 파워맥킨토시 (모델 7100) 하드웨어에 설치되어 있는 SPW 탄성파자료 처리시스템을 이용하였으며, 구조보정 및 최종 자료도시는 한국해양연구소의 컨벡스 미니슈퍼 컴퓨터 (모델 C2410) 용 GEOVECTEUR 소프트웨어를 활용하였다.

자료처리는 1996년도에 개발한 처리과정을 기초로 하였으며, 당시에 밝혀진 문제점들을 개선하여 총 1,900 km에 달하는 실제 자료에 적용시켜 고해상도 단면도를 작성하였다. Fig. 5-7은 주요 처리과정 순서도로, 자료복사부터 구조보정 단면도 작성까지의 일련의 과정을 보여준다. 주요 처리방법 및 변수는 아래와 같다.

- 1) 기록당시의 샘플률 2 ms를 그대로 사용하면서 근거리 12 채널만을 복사하였다.
- 2) 잠진폭 회수는 시간의 지수형태로 증가하는 이득함수를 사용하여 실제 진폭에 가감도를 보정하였다. 이때 지수는 시험과정을 거쳐 2.0으로 결정하였다.
- 3) 수직 해상력을 높이기 위하여 공심점 취합자료에 디컨볼루션을 적용하였다. 예측거리와 연산자 길이는 시험과정을 거쳐 자기상관 함수로부터 각각 2번째 영점 교차거리, 첫번째 포락선의 길이로 결정하였다. 예측거리는 각각 연도별로 18 ms (1994년도 자료), 20 ms (1995~1997년도 자료), 연산자 길이는 180 ms (1994년도 자료), 200 ms (1995~1997년도 자료)인 예측 디컨볼루션을 적용시켰다. 백색잡음 수준은 시험과정을 거쳐 0.1%로 적용하였다.
- 4) 중합진 필터는 모서리 주파수가 6, 12, 200, 250 Hz인 광대역 최소위상 필터를 사용하였다.
- 5) 속도분석은 최대 울렛길이가 너무 짧아 부브아웃 속도를 정확히 구하기 어려운 점을 감안하여, 자료획득 당시 기록한 전체 채널자료를 이용하여 구한 속도함수를 그대로 사용하여 NMO 보정을 실시하였다.
- 6) 중합후에는 18 dB/octave의 경사를 갖는 80 Hz의 고주파 통과필터를 적용하였으며, 중합전 필터와 마찬가지로 최소위상을 사용하여 디컨볼루션 연산자가 안정되게 하였다.
- 7) 필터적용으로 발생한 울림잡음 (ringing)을 억제하고, 수직해상력을 추가적으로 증대시키기 위하여 예측 디컨볼루션을 적용하였다. 중합후 디컨볼루션은 예측거리가 8 ms (1994년도), 10 ms (1995~1997년도)이며, 연산자 길이가 모두 40 ms인 예측 디컨

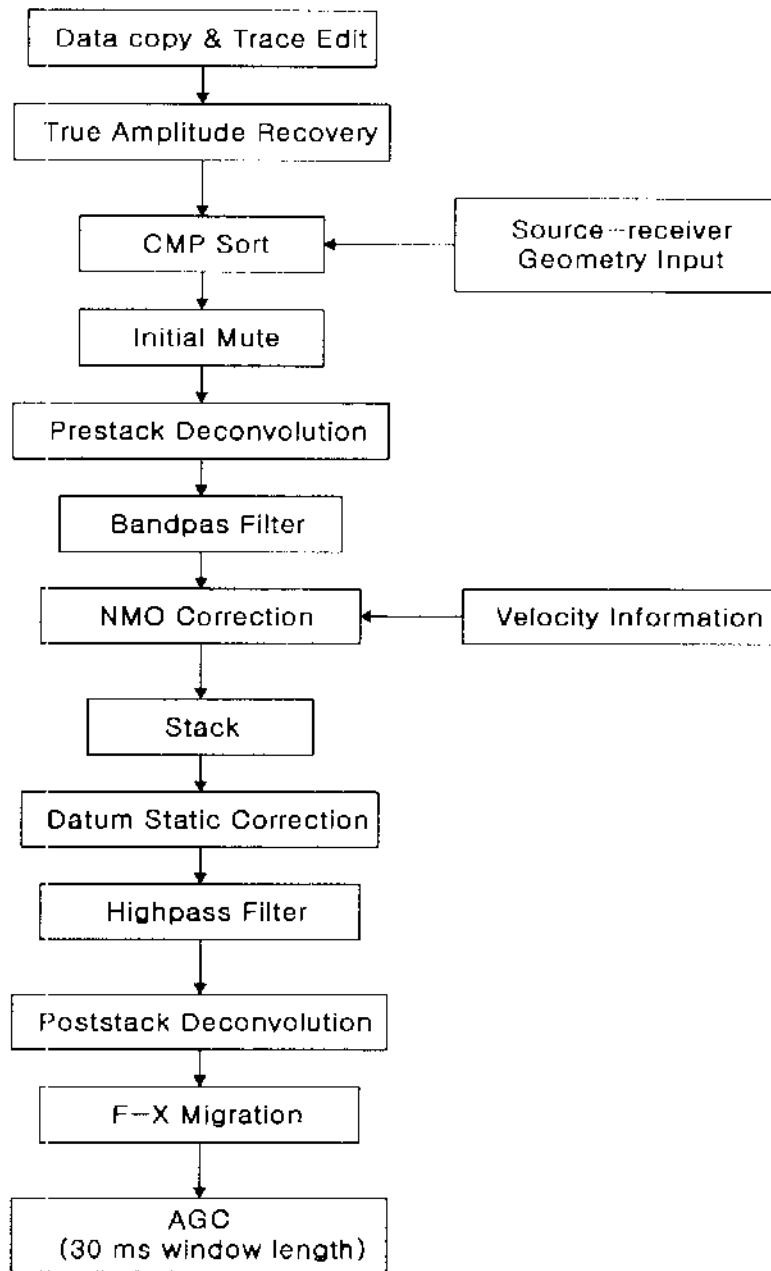


Fig. 5-7. The processing sequence for the high-resolution reflection images.

블루션을 적용시켰다. 백색잡음 수준은 0.1%로 적용하였다.

8) 구조보정은 주파수-공간 (frequency-space) 영역에서의 유한차분법을 이용한 45° 구조보정법을 이용하였다. 구조보정 속도는 중첩단면도 반사 이벤트의 경사를 고려하여 중합 속도의 90% (1994년도), 95% (1995~1997년도)의 속도함수를 사용하였고, 통과 주파수 범위를 10~250 Hz로 정하였다. 심도 단계 (depth step)는 흔히 자료의 우세주기 또는 우세주기의 절반이 사용되는 점을 고려하여 (Yilmaz, 1987), 8 ms로 사용하였다. 구조보정에서는 중첩단면에 나타난 해상도가 낮아지지 않도록 하는 것에 중점을 두었다. 구조보정은 한국해양연구소의 GEOVECTEUR 소프트웨어를 활용하였으며, 최종 구조보정 단면 도시에는 30 ms의 AGC를 적용하였다.

다. 자료 분석

이러한 고해상도 처리과정을 거쳐 작성한 구조보정 단면도를 이용하여 해저면 하부 1 s 이내의 천부지층에서 제4기 단층 (Quaternary fault)과 천부 가스층 (gas pocket)을 인지하였다.

Fig. 5-8은 1994년에 획득한 자료를 재처리하여 얻은 고해상도 구조보정 단면도 중의 일부분으로, Fig. 5-6의 #1'으로 표시한 지점 부근 6.2 km 천부 지층구조를 보여준다. 공심점 8000번과 8500번 사이에 10개 이상의 단층이 인지되며, 단층의 경사 방향으로 보아 대부분 정단층이다. 대부분 해저면 부근까지 단층이 연장되어 제4기 지층을 단절하고 있는 모습을 보인다.

Fig. 5-9는 1995년에 획득된 자료의 일부분 (Fig. 5-6의 #2 부분)으로 해저면 근처의 제4기 단층들을 보여준다. 공심점 14400번과 15100번 사이 약 8.7 km 구간에 7개 이상의 단층이 인지되며, 이 단층이 단절하고 있는 퇴적층 형성 시기에 관하여 Huh et al. (1996)은 신생대 제4기일 것으로 추정하였다.

1996년에 기록한 자료는 신호대 잡음비가 매우 낮아 불량하나, Fig. 5-6의 #3 부분 단면도 (Fig. 5-10)는 공심점 6000번과 6600번 사이 약 15 km 구간에서 7개 정도의 단층이 존재하고 있음을 보여준다.

Fig. 5-11은 1997년 자료의 일부분 (Fig. 5-6의 #4 부분)으로 해저면 아래 1 s 이내의 제4기 단층들과 천부 가스층이 존재하는 모습을 보여준다. 공심점 15200번과 15230번 사이에 보이는 둔덕구조 (mound structure) 아래에 진폭공백 (acoustic blanking)이 분명하게 나타나 있으며, 또한 CMP 15200번 근처의 velocity pull-down

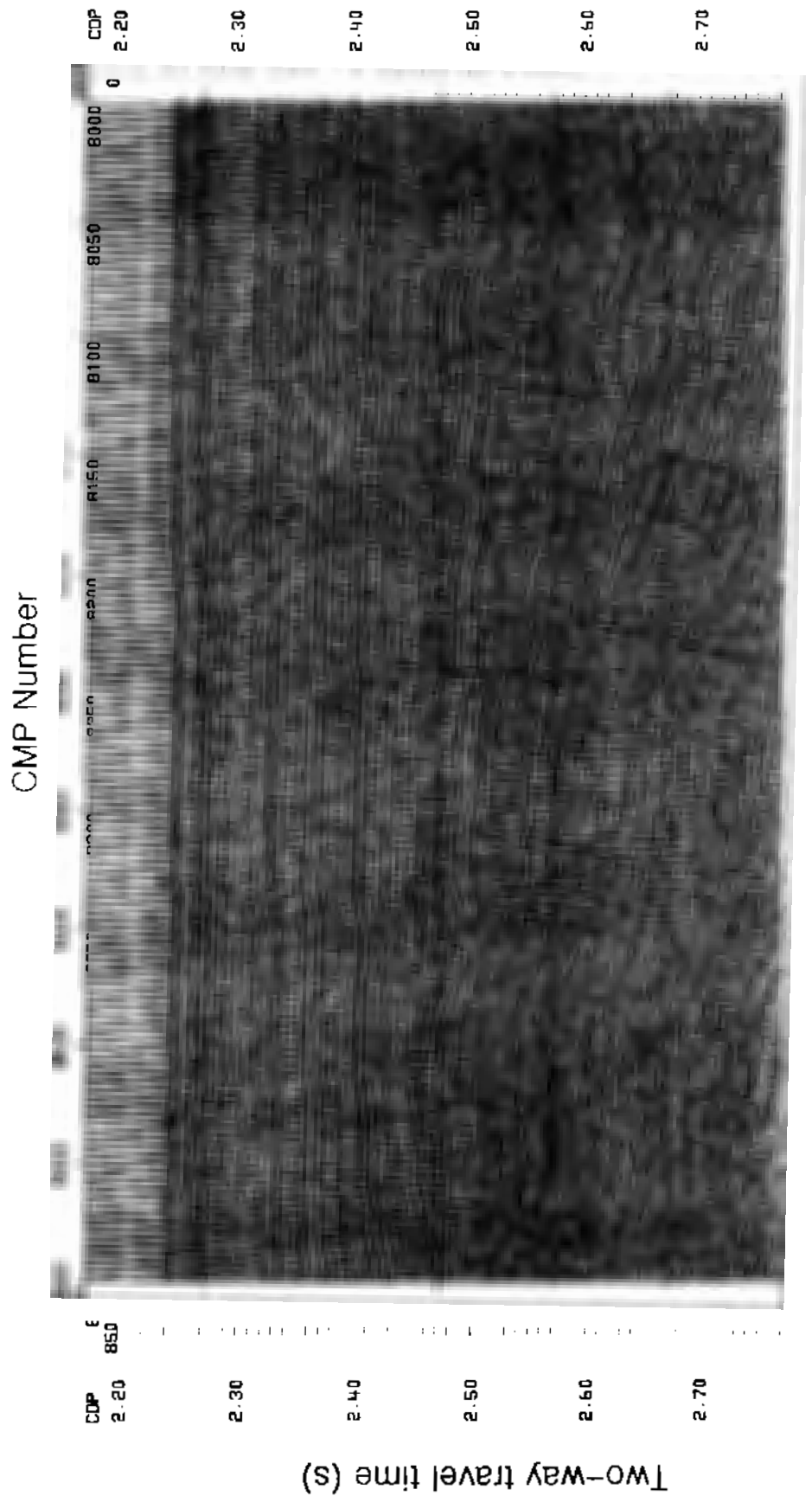


Fig. 5-8. A portion of migrated section obtained in 1994.

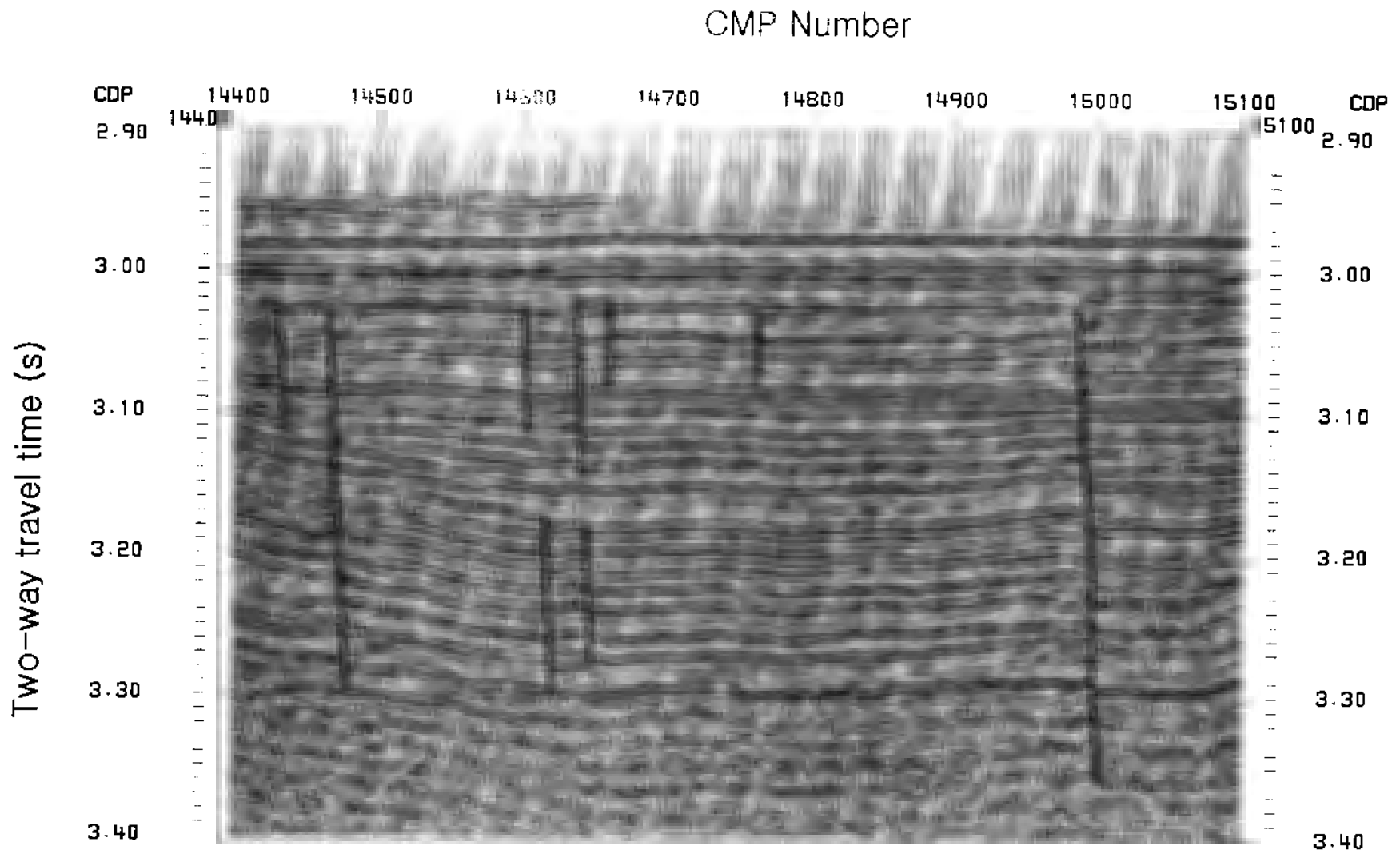


Fig. 5-9. A portion of migrated section obtained in 1995.

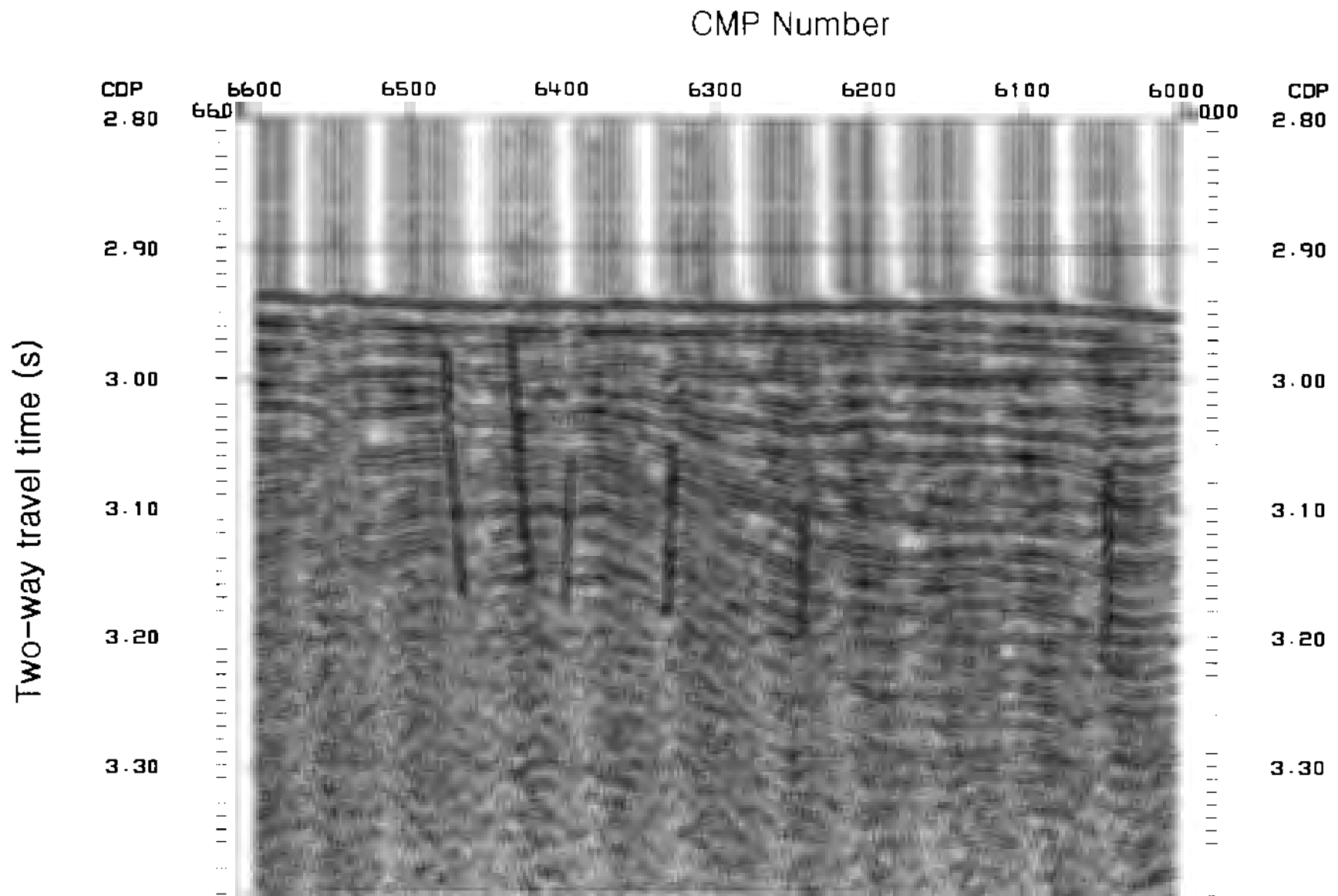


Fig. 5 10. A portion of migrated section obtained in 1996.

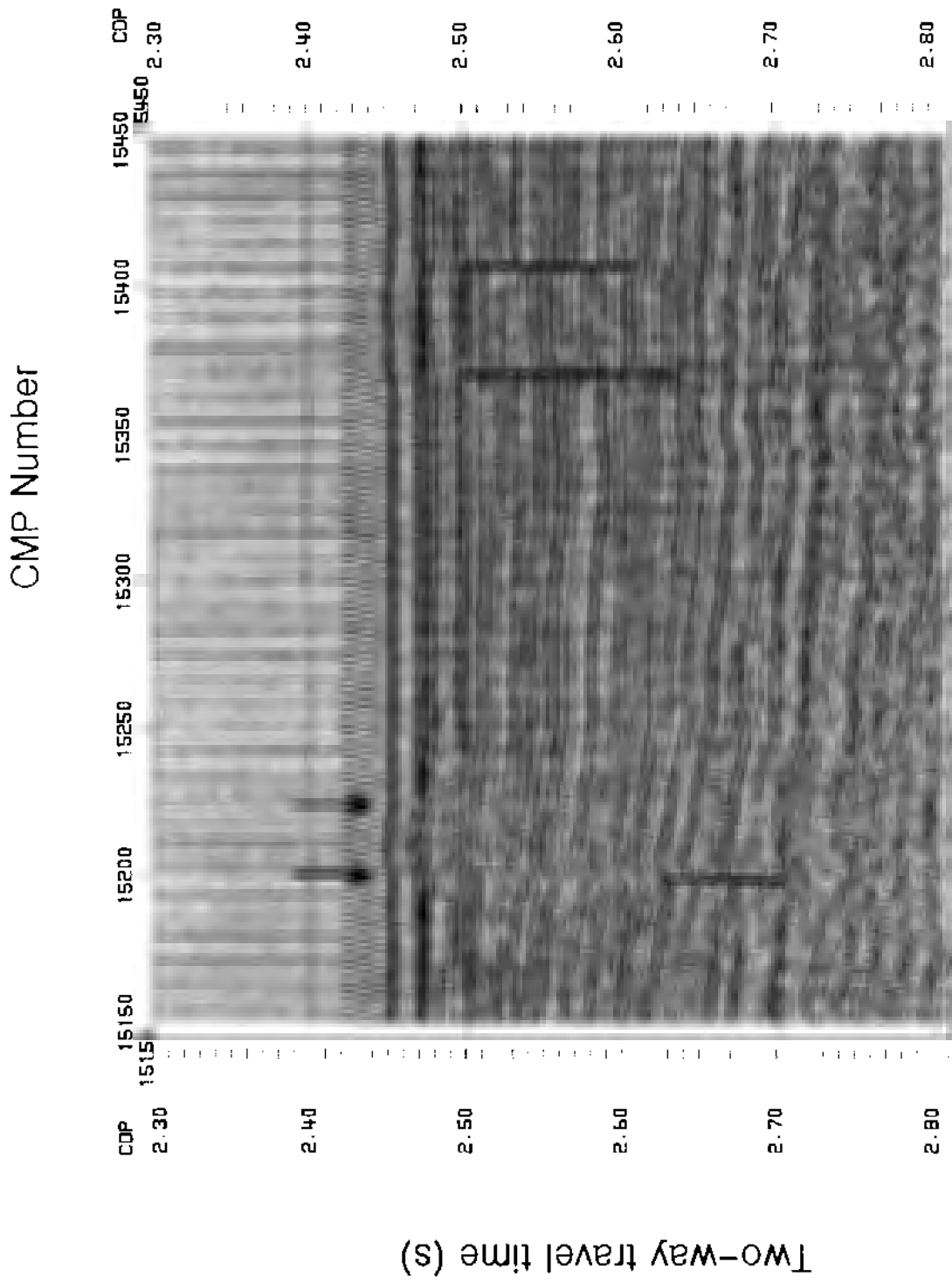


Fig. 5-11. A portion of migrated section obtained in 1997.

도 인지된다. 진폭공백과 velocity pull-down은 해저면 부근에 가스가 존재함을 지시한다. 공심점 15370번과 15410번 사이에도 둔덕 구조가 보이며, 또한 제4기 정단층(Quaternary normal fault)에 의해 생성된 수직변위가 보인다.

Fig. 5-12는 제4기 단층과 천부 가스층을 탐사측선 상에 도시한 것이다. 이 연구에 사용된 자료는 2차원 탐사자료로 방향성을 알 수 없으므로, 단층의 방향성을 고려하지 않고 단지 위치만을 도시하였다. 해저면 하부 약 1 s 정도까지의 지층을 대상으로 처리된 고해상도 중합 및 구조보정 단면상에는 총 200개 이상의 제4기 단층이 인지되며, 최소 3개소 이상에서 천부 가스층이 발견된다. Fig. 5-12에 표시한 단층들은 탄성과 단면도에서 인지한 것이므로, 이들 중 상당수는 서로 연장된 것으로 추측된다. 대부분의 단층이 대륙사면과 울릉분지 경계부에 밀집되어 있으나, 분지 내에도 상당수의 단층이 존재하고 있다. 이들 단층중 상당수는 기반암에 발달되어 있던 단층이 재활성화되면서 (Yoon and Chough, 1995) 형성된 것으로 추정된다.

또한 3개소 이상에서 발견된 천부 가스층의 존재는 시추나 해저 케이블 및 파이프라인 등 해양구조물 설치시 반드시 경계해야 할 위험 요소가 존재하고 있음을 보여준다. 이러한 천부 가스층의 발견은 최근 관심이 고조되고 있는 가스수화물의 근원 물질이 동해에 존재한다는 긍정적인 면이 있으나, 김기영 등 1996)이 설명한 바 있는 해저면에 평행한 반사 이벤트 (BSR) 등의 탄성과 특징은 대륙사면 및 내양저의 새처리 단면상에서는 발견되지 않는다.

5. 결론

금년의 탄성파자료 해석의 목적은 기반암 및 퇴적층의 층서, 연대기 및 지질구조를 구명하고, 해저면 지진계를 이용한 굴절과탐사 자료 및 중·자력자료와 결합시켜 울릉분지의 지구조 및 기반암 구조를 밝히는데 있다. 연구해역은 울릉도와 독도 사이의 해역을 제외한 울릉분지 전반의 퇴적분지를 포함한다.

온누리분지 (한상준 등, 1995)의 동쪽에 위치한 한국대지내의 퇴적분지는 두 기반암 상승부 사이의 퇴적분지이며, 기반암은 강한 표층의 반사면과 불규칙한 내부 반사 기록이 특징이다. 퇴적층내에는 소규모 정단층들이 발달되어 있고, 후기 마이오세에 주로 형성되었다. 가장 큰 정단층들은 한국대지 퇴적분지의 동쪽 경계를 따라서 발달하고 있으며, 수평 연장성이 짧은 단층들의 일부는 플라이오세 초기나 말기에 재활성

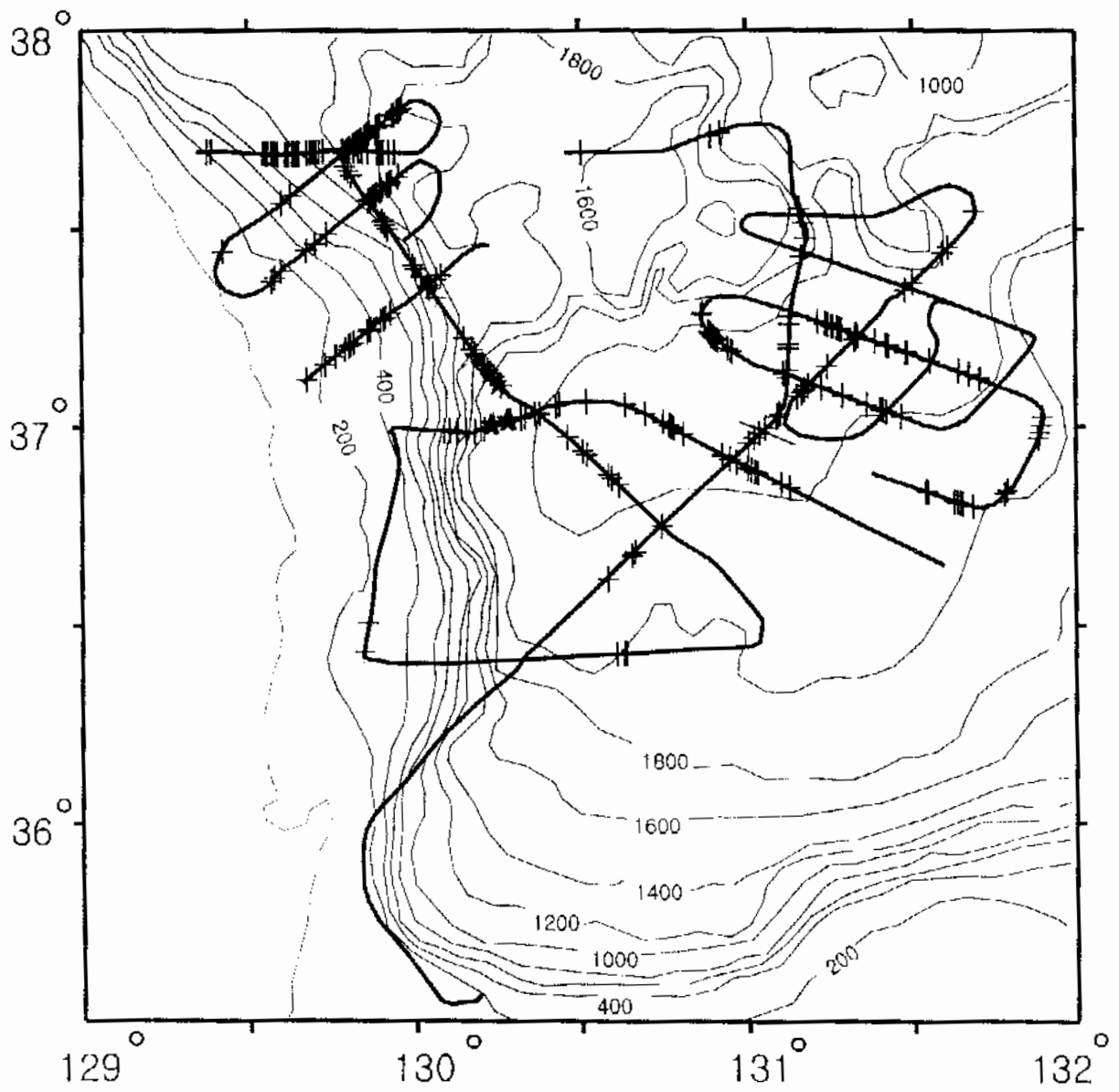


Fig. 5-12. Locations of the Quaternary faults and gas pockets.

된 증거를 보이기도 한다.

울릉분지의 중심부에는 중기 마이오세이후 퇴적된 퇴적물이 6 km 이상 쌓여 있는데, 이는 각 시대별로 다수의 고해지 수로들이 분지 중심부로 많은 양의 퇴적물을 운반하였기 때문이다. 울릉분지 중앙은 화산활동에 의한 영향이 적어 퇴적층에 화산작용에 의한 퇴적암과 화산암의 교호흔적이 적다. 울릉분지 중앙에서 남서쪽으로 존재하는 심부 화산체는 울릉분지 생성시에 형성된 것으로 추정되는데, 퇴적층은 화산활동이 종료된 후에 퇴적되어 상승되지 않은 것으로 보인다. 또한 플라이스토세와 플라이오세에 지수위해지면 당시 많은 양의 퇴적물이 침식되어 울릉분지로 유입되었으리라 추정된다. 울릉분지 중앙에는 제4기 말기에 퇴적된 것으로 보이는 표층 및 천부 퇴적층에 렌즈 (lens) 형태의 쇄설류 퇴적물이 여러 겹으로 중첩되어 단면도상에 나타나고 있다.

울릉분지 서쪽 경계에 위치한 단성과단면도에는 대규모 해저협곡이 각 시대에 걸쳐 활동한 증거를 보이고 있어, 많은 양의 퇴적물이 분지중앙으로 유입되었으리라 예상된다. 단성과 단면도상에는 서쪽사면 및 남동 대륙붕에 분포한 급경사에 함몰사태, 미끄럼사태에 의한 침식대, 사면붕괴 (slope failure)에 연관된 분산형 (divergent)이나 쐐기 (wedge) 형태의 퇴적물이 여러 시대에 걸쳐 층층이 집적되어 있어 해수면 변동에 따른 다양한 형태의 집적양상을 보여 주고 있다. 한국 남동 대륙붕과 대륙사면은 비활성 대륙주변부 (passive margin)의 형태를 보여주나, 하부 기반암의 구조가 복잡하고 단층, 화산체, 퇴적물 이동에 의해 복잡한 지질구조를 가지고 있어 단면이 많이 왜곡되어 있다.

동해에서 해양 (연)이 최근 4년간 획득한 심부 반사파 자료를 재처리하여 연은 고해상도 반사파 단면에서 제4기 단층과 천부 가스층을 인지하였다.

해저면 하부 약 1 s 정도까지의 지층을 대상으로 처리된 종합 및 구조보정 단면상에는 총 200개 이상의 제4기 단층이 인지되며, 서로 연장되어 있을 것으로 추정되는 이들 단층은 대부분 대륙사면과 울릉분지 경계부에 밀집되어 나타나나, 분지 내에서도 상당수 존재한다. 이렇게 많은 수의 단층은 기반암에 발달된 단층이 재활성화되면서 형성된 것으로 추정되며, 동해가 구조적으로 다소 불안정된 상태에 놓여 있을 가능성을 지시한다.

또한 3개소 이상에서 발견된 천부 가스층의 존재는 사추나 해저 케이블 및 파이프라인 등 해양구조물 설치시 반드시 경계해야 할 위험 요소가 존재하고 있음을 보여준

다. 이러한 천부 가스층의 발견은 최근 관심이 고조되고 있는 가스수화물의 근원 물질이 동해에 존재한다는 긍정적인 해석도 가능하나, 자료가 획득된 울릉분지 서부 및 중앙부에서는 해저면에 평행한 반사이벤트 등 가스수화물의 중요한 탄성과 특성들이 전혀 발견되지 않으며, 동해의 지열류량이 상당히 높은 점 등은 메탄가스가 수화물 상태로 지층에 남아 있을 가능성이 크지 않음을 보여준다.

제 5 절 시추퇴적물 특성과 퇴적환경

대표저자: 한상준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

박장준 (서울대학교, 해양학과)

1. 서론

당해연도 시추퇴적물이 취득된 후포뱅크지역은 길이가 남북 방향으로 약 100 km 이며, 폭은 1~14 km의 범위에서 변화한다. 정상부는 수심 10~200 m 내외의 비교적 평탄한 지형을 이루고 있다 (Fig. 6-1). 후포뱅크는 후기 마이오세 동해의 달침단계에 압축성 응력에 의해 후포 단층이 재활성 되어 용기한 지대로 여겨진다 (Yoon, 1994). 후포뱅크지역은 낮은 수심으로 인해 후기 플라이스토세 저해수면 시기에 분지 중앙부와는 달리 천해성 퇴적작용의 영향을 받았을 것으로 사료되며, 이러한 영향을 밝히기 위해 뱅크의 정부를 따라 남북방향으로 3개 정점에 코아를 획득하였다 (Table 6-1; Fig. 6-1). 또 후포뱅크의 동쪽 대륙사면에서는 사면을 따라 변화하는 퇴적양상을 파악하기 위하여 2개 정점에서 코아를 획득하였다 (Table 6-1; Fig. 6-1). 이들 시추코아중 MB98PC-5는 시료획득중 유동 만입 (flow-in) 교란 작용에 의해 전체 시료가 변형되었기 때문에 시료 분석이 이루어지지 않았으며, 나머지 4개 코아에 대한 분석이 이루어졌다.

2. 연구방법

가. 시료채취

퇴적상 분석을 위한 시료는 총 5개 정점에서 피스톤 시추기를 이용하여 채취되었다 (Table 6-1). 시추된 퇴적물은 조사선상에서 코아배럴 길이인 3 m 간격으로 절단하여, 완전한 방수가 되도록 테이핑을 잘한 후, 육상의 실험실로 운반하였다. MSCL을

Table 6-1. Location of piston-coring site.

Core No.	Water Depth (m)	Location		Core Length (cm)
		Latitude	Longitude	
MB98PC-3	139	36° 59.3'N	129° 39.73'E	527
MB98PC-4	199	36° 40.4'N	129° 39.6'E	1156
MB98PC-5	175	36° 28.0'N	129° 33.4'E	370
MB98PC-6	931	36° 34.0'N	130° 0.1'E	1106
MB98PC-7	2156	36° 40.8'N	130° 9.8'E	958

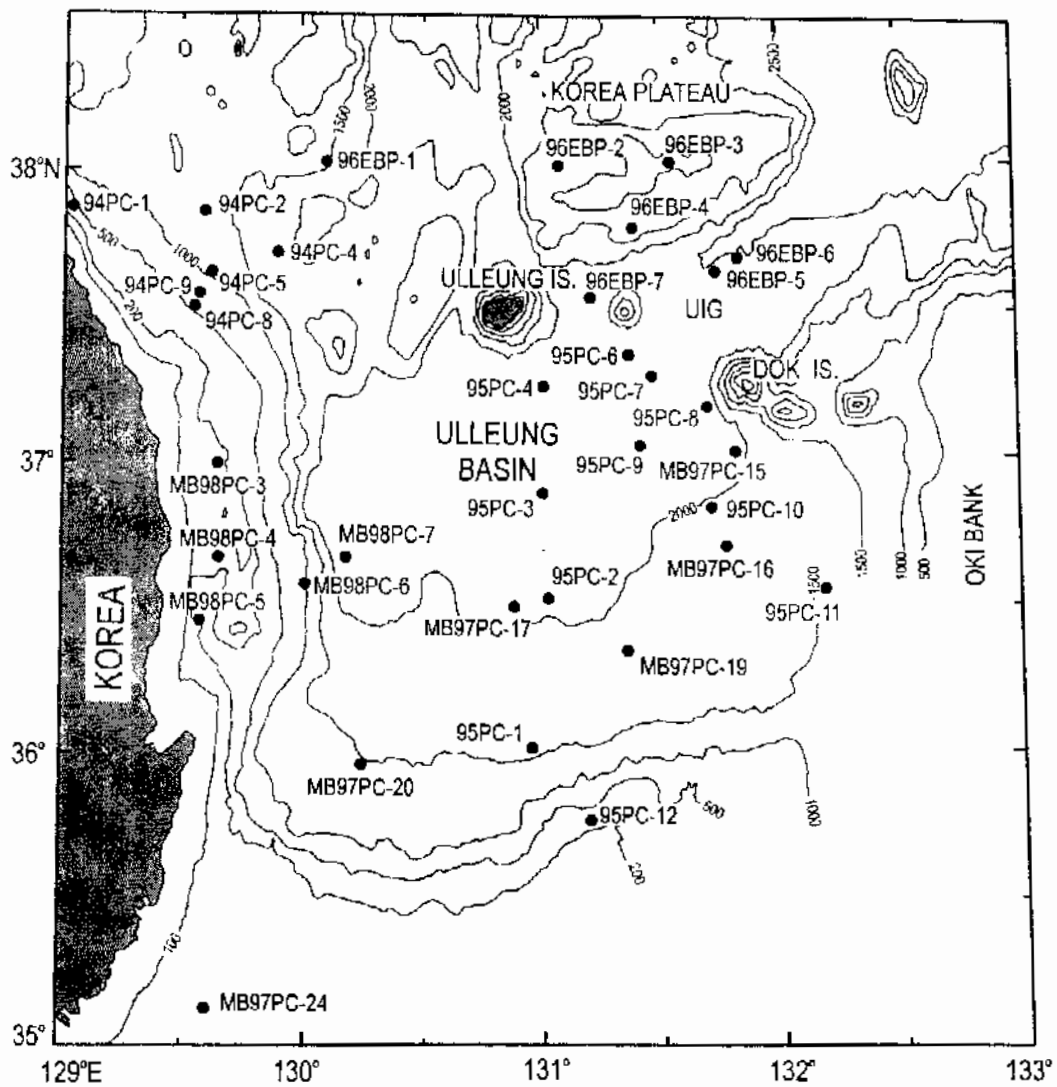


Fig. 6-1. Bathymetric map showing coring sites.

이용한 퇴적물 특성 측정이 이루어진 후 분석을 위한 절개를 하였다. 양분된 시추퇴적물에서 가시적인 퇴적구조, 색깔, 인위적인 변형이부 등을 기술하고, 필요한 경우 사진을 촬영한 다음 퇴적학, 미고생물학, 지구화학 분석을 위한 시료채취에 들어갔다. 우선, 퇴적 및 생물교란 구조 관찰을 위한 X-선 사진 제작을 위해 퇴적물 슬랩을 뜯 후, 입도, 수분함량, 탄산염함량, 유기물함량 측정과 미고생물분식을 위한 시료를 육안 관찰시 급격한 상의 변화를 보이는 곳과 40 cm의 등간격으로 채취하였고, 그 외의 구간에서는 지구화학적 분석을 위한 시료가 채취되었다. 시료채취에 사용되지 않은 남은 반쪽의 시추퇴적물은 포장하여 보관하였다.

나. 입도 (grain size)

채취된 시료에 30%의 과산화수소수와 0.1 N 염산을 차례로 넣어 유기물과 탄산염을 제거한 후, 건조시켜 무게를 측정한 다음, 습식체질 (wet sieving)을 하여 4 ϕ 이하의 조립질인 모래 및 역과 그 이상의 세립질 니 (mud)를 분리하였다. 4 ϕ 이하의 조립질 퇴적물은 Ro tab 진탕기로 30 분간 체질하여 입도별로 무게 백분율을 구하고, 4 ϕ 이상의 세립질 시료는 무게 전체를 대표한 2 g을 취해 300 ml의 0.1% Calgon 용액에 넣어 초음파 진동기와 자기진동기로 퇴적물 입자를 균일하게 분산시킨 후 Sedigraph 5000D로 입도를 분석하였다. 입도분석 결과는 컴퓨터를 이용하여 통계분석 처리하였으며, 입도의 명칭은 Folk (1954)의 방법을 따랐다.

다. 함수율 (water content)

코아에서 채취된 퇴적물 시료 약 30 g을 오븐에서 110 $^{\circ}$ C로 하루 동안 건조시킨 다음, 건조기내에서 실온으로 냉각 건조시켜 무게를 측정한 후, 다음과 같은 식에 의해 함수율 (W)을 구하였다.

$$W (\%) = \frac{W_w - W_d}{W_d} * 100$$

여기서 W_w 는 자연상태의 건조하기 전 시료의 무게이며, W_d 는 건조 후의 퇴적물시료의 무게이다.

라. 코아 X-선 사진 (X-radiography)

코아를 절개한 후, 길이 30 cm, 두께 1 cm의 투명 플라스틱 슬랩에 퇴적물이 변형되지 않도록 담는다. 이 퇴적물 슬랩은 퇴적 및 기타 생흔 구조를 관찰하기 위해, Softex M-1005형 X 선 촬영기를 이용하여 (70 kV, 4 mA, 노출 8 s, 거리 40cm) X-선 사진을 제작하였다.

3. 결과 및 토의

가. MB98PC-3 코아

코아 MB98PC-3은 (길이 527 cm) 후포뱅크의 정상부, 수심 139 m의 평탄한 해저면에서 취득되었다 (Fig. 6-1). 이 코아는 대부분이 분급이 양호한 (분급도: 0.6~0.9) 사질 퇴적물로 이루어져 있다 (Table 6-2; Fig. 6-2). 사질 입자들은 주로 원마도가 불량한 석영, 장석, 화강암질 암편 등으로 구성되어 있으며 해록석도 소량 나타난다. 코아 전 구간에 걸쳐 특별한 퇴적구조는 관찰되지 않으며 최상부 1 m 내에서 왕모래 (granule)와 조립사가 상부로 가면서 감소하는 상향 세립화 경향을 보인다.

분급이 양호한 사질 퇴적물로 이루어진 점과 현재의 수심을 고려해 볼 때, 이 코아의 퇴적물은 최근세 빙하기 동인의 저해수면 시기에, 지속적으로 파도의 작용을 받는 해안전면부 (shoreface)에서 형성 되었을 것으로 여겨진다.

나. MB98PC-4 코아

코아 MB98PC-4는 (길이 1,156 cm) 후포뱅크의 정상부, 수심 200 m의 평탄한 해저면에서 취득되었다 (Fig. 6-1). 이 코아는 상부의 점토질 니와 하부의 사질 실트 (혹은 사질 니)로 이루어져 있으며, 그 경계인 코아 깊이 720 cm에 U-Oki (울룽-오끼)화산재로 여겨지는 두께 약 3 cm의 유백색의 부석질 라퓌리 층이 나타난다 (Table 6-3; Figs. 6-3 and 6 4). 점토질 니와 사질 니는 모두 심하게 생물교란되어 있다 (Fig. 6-4). 함수율은 상부 점토질 니에서는 130% 내외의 비교적 일정한 값을 보이고 하부 사질 실트 (혹은 사질 니)에서는 37~59% 사이의 값을 보인다 (Table 6-3; Fig. 6-3). 이와 같은 함수율의 변화는 급격한 입도변화를 반영하고 있다.

Table 6 2. Sediment characteristics of MB98PC-3 core.

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting
	Gravel	Sand	Silt	Clay			
0	0.0	99.9	0.1	0.0	S	2.5	0.9
60	0.0	99.9	0.0	0.0	(g)S	0.4	0.6
85	0.6	99.4	0.0	0.0	(g)S	0.3	0.6
115	0.6	99.4	0.1	0.0	(g)S	0.3	0.6
145	3.6	96.4	0.0	0.0	(g)S	0.2	0.7
175	3.2	96.8	0.0	0.0	(g)S	0.3	0.7
205	4.1	95.9	0.0	0.0	(g)S	0.2	0.7
235	4.4	95.6	0.0	0.0	(g)S	0.2	0.7
265	9.3	90.7	0.0	0.0	gS	0.1	0.8
295	5.5	94.5	0.0	0.0	gS	0.2	0.7
325	3.4	96.5	0.0	0.0	(g)S	0.2	0.6
355	9.2	90.8	0.0	0.0	gS	0.1	0.8
385	6.1	83.9	0.0	0.0	gS	0.2	0.8
415	3.2	96.8	0.0	0.0	(g)S	0.2	0.7
445	2.4	97.5	0.0	0.0	(g)S	0.3	0.7
475	5.7	94.3	0.0	0.0	gS	0.1	0.7
505	6.5	93.5	0.0	0.0	gS	0.1	0.7
525	6.9	93.1	0.0	0.0	gS	0.1	0.8

Table 6-3. Sediment characteristics of MR98PC 4 core.

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
5	0.0	0.0	21.1	78.9	C	9.9	2.0	150.5
7	0.0	0.0	16.2	83.8	C	10.1	1.9	-
10	-	-	-	-	-	-	-	162.1
15	-	-	-	-	-	-	-	151.5
17	0.0	0.0	16.2	83.9	C	10.1	1.9	-
20	-	-	-	-	-	-	-	173.1
25	-	-	-	-	-	-	-	155.0
27	0.0	0.0	16.8	83.2	C	10.1	1.9	-
30	-	-	-	-	-	-	-	149.2
40	-	-	-	-	-	-	-	154.7
47	0.0	0.0	17.5	82.5	C	10.0	1.9	-
50	-	-	-	-	-	-	-	152.9
60	-	-	-	-	-	-	-	153.4
70	-	-	-	-	-	-	-	147.8
75	0.0	0.0	15.9	84.1	C	10.1	1.9	-
80	-	-	-	-	-	-	-	129.3
85	-	-	-	-	-	-	-	144.2
90	-	-	-	-	-	-	-	135.4
95	-	-	-	-	-	-	-	139.7
100	0.0	0.0	17.1	82.9	C	10.0	1.9	-
105	-	-	-	-	-	-	-	143.7
115	-	-	-	-	-	-	-	141.1
125	-	-	-	-	-	-	-	136.9
130	0.0	0.0	17.0	83.0	C	10.0	1.9	-
135	-	-	-	-	-	-	-	155.5
145	-	-	-	-	-	-	-	148.8
155	-	-	-	-	-	-	-	142.7
160	0.0	0.0	15.6	84.5	C	10.1	1.9	-
165	-	-	-	-	-	-	-	142.3
175	-	-	-	-	-	-	-	135.4
185	-	-	-	-	-	-	-	147.6
190	0.0	0.0	17.0	83.1	C	10.1	1.9	-
195	-	-	-	-	-	-	-	148.9
205	-	-	-	-	-	-	-	141.5
210	0.0	0.0	16.2	83.9	C	10.1	1.9	-
215	-	-	-	-	-	-	-	143.2
225	-	-	-	-	-	-	-	142.3
235	-	-	-	-	-	-	-	142.5
240	0.0	0.0	16.8	83.3	C	10.1	1.9	-
245	0.0	0.0	20.1	79.9	C	9.9	2.0	133.9

Table 6-3. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
255	-	-	-	-	-	-	-	134.8
265	-	-	-	-	-	-	-	130.5
270	0.0	0.0	17.6	82.4	C	10.0	1.9	-
275	-	-	-	-	-	-	-	143.3
285	-	-	-	-	-	-	-	143.3
295	-	-	-	-	-	-	-	135.9
300	0.0	0.0	17.8	82.2	C	10.0	1.9	-
305	0.0	0.0	21.2	78.8	C	9.8	2.0	140.4
315	-	-	-	-	-	-	-	141.6
325	-	-	-	-	-	-	-	140.6
330	0.0	0.0	18.3	81.7	C	10.0	2.0	-
335	-	-	-	-	-	-	-	136.7
345	-	-	-	-	-	-	-	137.2
355	-	-	-	-	-	-	-	136.4
360	0.0	0.0	18.5	81.5	C	10.1	2.0	-
365	-	-	-	-	-	-	-	136.1
375	-	-	-	-	-	-	-	140.4
385	-	-	-	-	-	-	-	133.5
390	0.0	0.0	20.0	80.0	C	10.0	2.0	-
395	-	-	-	-	-	-	-	141.9
405	-	-	-	-	-	-	-	134.2
415	-	-	-	-	-	-	-	147.9
420	-	-	-	-	-	-	-	144.6
422	0.0	0.0	19.3	80.7	C	10.0	2.0	-
430	-	-	-	-	-	-	-	136.9
440	-	-	-	-	-	-	-	130.9
450	-	-	-	-	-	-	-	131.5
455	0.0	0.0	19.3	80.7	C	10.0	2.0	-
460	-	-	-	-	-	-	-	136.6
470	-	-	-	-	-	-	-	146.8
480	-	-	-	-	-	-	-	131.1
485	0.0	0.0	21.0	79.1	C	9.8	2.0	-
490	-	-	-	-	-	-	-	130.5
500	-	-	-	-	-	-	-	135.2
510	-	-	-	-	-	-	-	149.6
515	0.0	0.0	33.7	66.3	M	9.3	2.3	-
520	-	-	-	-	-	-	-	137.0
525	0.0	0.0	21.9	78.1	C	9.9	2.0	-
530	-	-	-	-	-	-	-	130.3
540	-	-	-	-	-	-	-	135.3

Table 6.3. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
555	-	-	-	-	-	-	-	126.3
560	0.0	0.0	21.2	78.8	C	9.9	2.0	-
565	-	-	-	-	-	-	-	129.0
575	-	-	-	-	-	-	-	135.0
585	-	-	-	-	-	-	-	140.9
590	0.0	0.0	23.7	76.3	C	9.8	2.1	-
595	-	-	-	-	-	-	-	139.7
605	-	-	-	-	-	-	-	137.3
615	-	-	-	-	-	-	-	127.9
620	0.0	0.0	23.0	77.1	C	9.9	2.0	-
625	-	-	-	-	-	-	-	129.1
635	-	-	-	-	-	-	-	130.8
645	-	-	-	-	-	-	-	131.7
650	0.0	0.0	26.2	73.9	C	9.7	2.1	-
655	-	-	-	-	-	-	-	129.3
665	-	-	-	-	-	-	-	126.3
675	-	-	-	-	-	-	-	122.5
680	0.0	0.0	30.0	70.1	C	9.5	2.2	-
685	-	-	-	-	-	-	-	127.3
695	-	-	-	-	-	-	-	128.7
700	0.0	0.0	28.4	71.6	C	9.7	2.2	-
705	-	-	-	-	-	-	-	129.6
715	-	-	-	-	-	-	-	125.8
721	46.3	6.6	18.9	28.3	mG	3.4	5.7	-
725	11.1	7.7	34.3	47.0	gM	7.4	4.4	-
730	-	-	-	-	-	-	-	81.1
735	0.0	9.8	55.0	35.2	M	7.5	2.8	-
740	-	-	-	-	-	-	-	66.7
745	0.8	16.2	53.0	30.1	(g)sM	7.0	2.9	-
750	-	-	-	-	-	-	-	57.3
760	-	-	-	-	-	-	-	51.1
770	-	-	-	-	-	-	-	50.6
775	0.0	23.5	47.3	29.2	sM	6.9	3.1	-
780	-	-	-	-	-	-	-	54.0
790	-	-	-	-	-	-	-	48.7
800	-	-	-	-	-	-	-	50.0
805	0.0	46.3	31.2	22.6	sM	5.8	3.2	-
810	-	-	-	-	-	-	-	37.2
820	-	-	-	-	-	-	-	42.5
830	-	-	-	-	-	-	-	45.7

Table 6-3. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
835	0.0	34.2	44.9	20.9	sZ	6.0	2.9	-
840	-	-	-	-	-	-	-	46.7
850	-	-	-	-	-	-	-	42.8
864	-	-	-	-	-	-	-	44.9
869	0.0	29.7	49.7	20.7	sZ	6.2	2.8	-
874	-	-	-	-	-	-	-	45.1
884	-	-	-	-	-	-	-	45.2
894	-	-	-	-	-	-	-	49.6
899	0.0	17.4	60.9	21.8	sZ	6.5	2.6	-
904	-	-	-	-	-	-	-	49.3
914	-	-	-	-	-	-	-	49.5
924	-	-	-	-	-	-	-	52.4
929	0.0	16.4	60.7	22.9	sZ	6.6	2.7	-
934	-	-	-	-	-	-	-	50.3
944	-	-	-	-	-	-	-	57.5
950	-	-	-	-	-	-	-	56.2
960	-	-	-	-	-	-	-	50.8
965	0.0	12.3	63.4	24.4	sZ	6.8	2.6	-
970	-	-	-	-	-	-	-	54.2
980	-	-	-	-	-	-	-	56.8
990	-	-	-	-	-	-	-	60.8
995	0.0	14.2	60.0	25.8	sZ	6.8	2.7	-
1000	-	-	-	-	-	-	-	59.7
1010	-	-	-	-	-	-	-	52.1
1020	-	-	-	-	-	-	-	53.8
1025	0.0	11.7	66.5	21.9	sZ	6.7	2.5	-
1030	-	-	-	-	-	-	-	54.2
1040	-	-	-	-	-	-	-	50.1
1050	-	-	-	-	-	-	-	49.5
1055	0.0	16.2	62.3	21.5	sZ	6.6	2.6	-
1060	-	-	-	-	-	-	-	46.7
1067	0.6	21.0	60.5	17.9	(g)sM	6.1	2.8	-
1071	-	-	-	-	-	-	-	47.2
1080	-	-	-	-	-	-	-	45.5
1085	0.0	19.6	61.4	19.0	sZ	6.4	2.6	-
1090	-	-	-	-	-	-	-	45.8
1100	-	-	-	-	-	-	-	49.5
1110	-	-	-	-	-	-	-	50.3
1115	0.0	8.3	60.6	31.1	M	7.4	2.6	-
1120	-	-	-	-	-	-	-	51.6

Table 6-3. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
1130	-	-	-	-	-	-	-	49.3
1140	-	-	-	-	-	-	-	53.4
1145	0.0	8.7	81.0	30.2	z	7.1	3.0	-
1150	-	-	-	-	-	-	-	55.1

코아 MB98PC-4의 퇴적물은 전체가 심하게 생물교란되어 있는 점으로 보아 저층 산소가 풍부한 대륙주변부에서 원양성, 반원양성 퇴적작용에 의해 형성되었을 것으로 여겨진다. 하부 사질 실트 (혹은 사질 니)에서 상부 점토질 니로의 급격한 입도 변화는 최근세 빙하기에서 현세에 이르는 동안 일어난 급격한 해수면 상승에 의한 것이다. 즉 해수면 상승에 따라 사질, 실트질 입자의 퇴적이 현저히 줄어든 것이다.

다. MB98PC-6 코아

코아 MB98PC6은 (길이 1,106 cm) 후포뱅크의 동쪽 대륙사면, 수심 931 m의 해저 면에서 취득되었다 (Fig. 6-1). 이 코아에는 표층에서 약 450 cm 깊이까지 실트 함량이 20% 내외인 생물교란된 점토질 니가 나타나며, 그 아래로 실트 함량이 30% 내외인 생물교란 니, 희미한 층리니, 그리고 층리니 등이 나타난다 (Table 6-4; Figs. 6-5 and 6-6). 유백색의 부석 라필리들은 코아 깊이 약 425 cm와 730 cm에서 생물교란 니 속에 산재하는 형태로 나타난다 (Fig. 6-6). 함수율은 입도 변화를 반영하여 점토질 니가 분포하는 상부에서는 대체로 180% 내외의 값을 가지며, 실트함량이 증가하는 하부에서는 급격히 감소하여 100% 내외의 값을 가진다 (Table 6-4; Fig. 6-5).

상부의 생물교란된 점토질 니는 주로 현세 고해수면 시기에 유산소 저층환경에서 원양성 퇴적작용에 의해 형성된 것으로 생각된다. 코아 깊이 490~550 cm 구간에 발달되어 있는 희미한 층리니는 울릉분지의 분지평원과 하부 대륙사면의 시추 퇴적물들에서 보고된 바 있는 "Type A" 주기에 나타는 희미한 층리니에 비견될 수 있는데 (Bahk et al., 1997), 이는 저산소 저층환경에서 반원양성 퇴적작용에 의해 형성된 것으로, 생물교란의 정도가 미약하여 표층으로부터 유입되는 퇴적물 구성의 시기적 변화가 부분적으로 보존되어 형성된 것이다. 하부에 간헐적으로 협재되는 층리니는 지

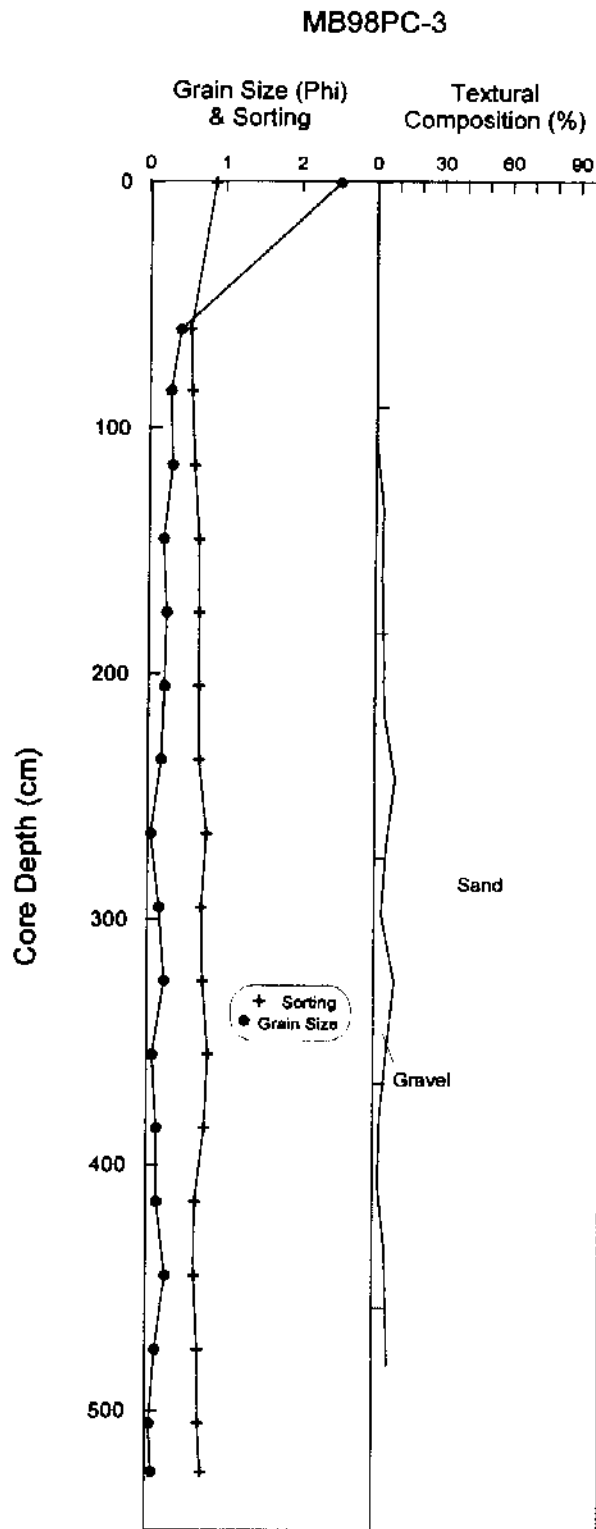


Fig. 6-2. Sediment characteristics of MB98PC-3 core.

MB98PC-4

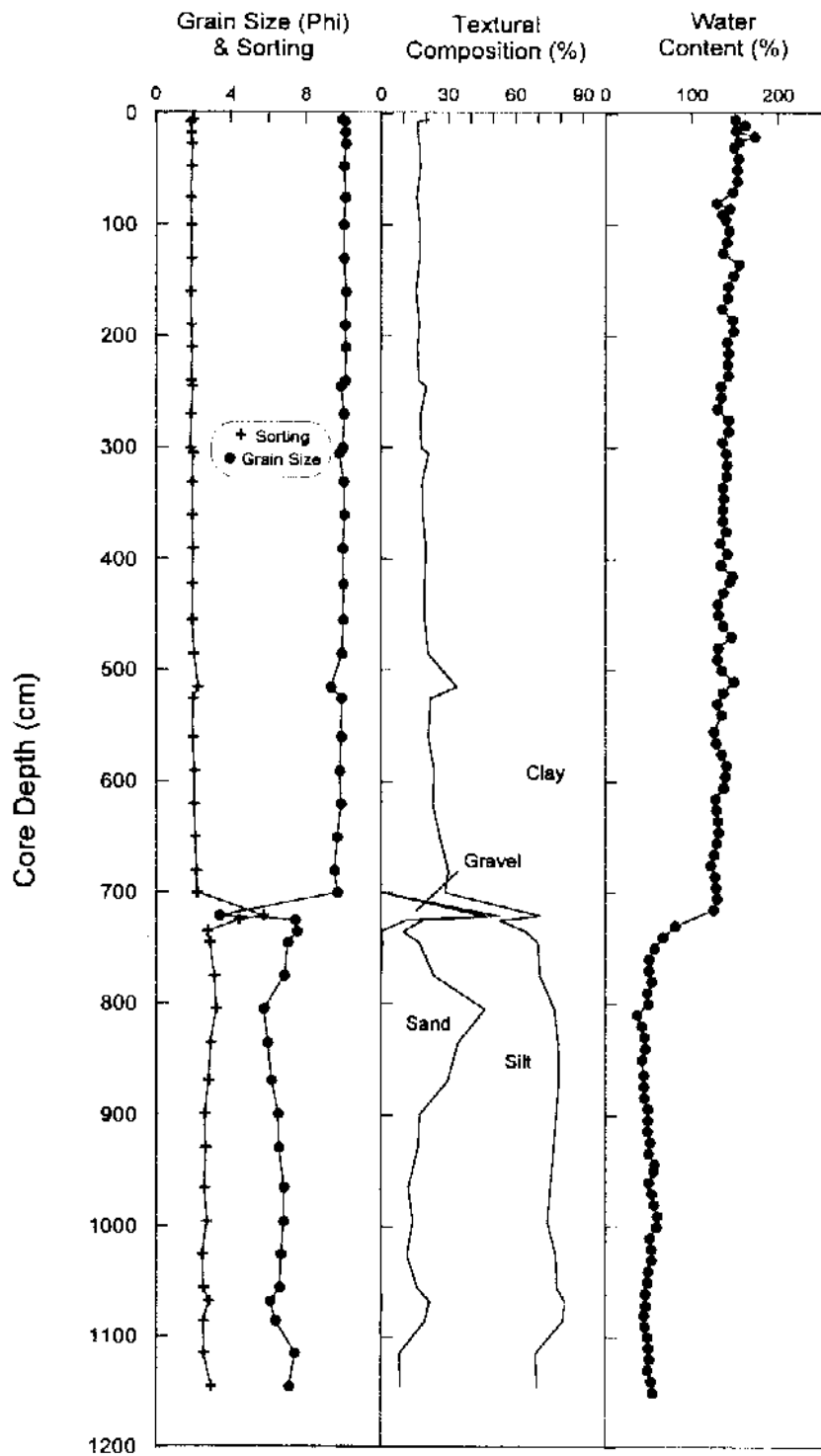


Fig. 6-3. Sediment characteristics of MB98PC-4 core.

MB98PC-4

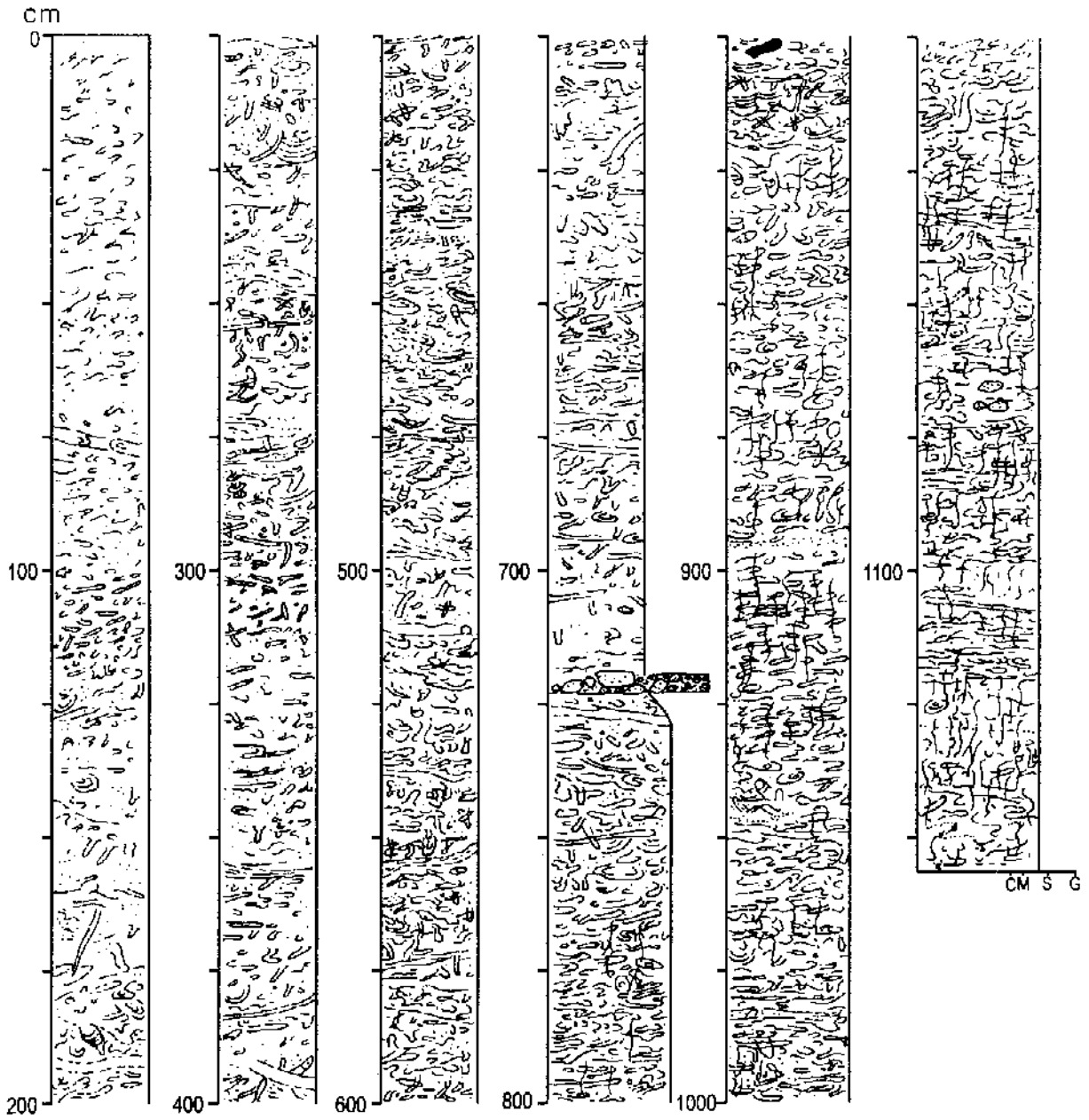


Fig. 6-4. Sedimentological log of MB98PC-4 core. c=clay, m=mud, s=sand, and g=gravel.

Table 6-4. Sediment characteristics of MB98PC-6 core.

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
5	-	-	-	-	-	-	-	262.8
10	0.0	0.0	18.3	81.7	C	10.1	1.9	-
15	-	-	-	-	-	-	-	235.8
25	-	-	-	-	-	-	-	230.7
35	-	-	-	-	-	-	-	225.4
40	0.0	0.0	16.0	84.1	C	10.1	1.9	-
45	-	-	-	-	-	-	-	203.8
55	-	-	-	-	-	-	-	203.9
65	-	-	-	-	-	-	-	197.1
70	0.0	0.0	15.3	84.7	C	10.1	1.9	-
75	-	-	-	-	-	-	-	190.5
80	-	-	-	-	-	-	-	206.1
90	-	-	-	-	-	-	-	178.8
100	-	-	-	-	-	-	-	168.9
105	0.0	0.0	13.2	86.8	C	10.3	1.8	-
110	-	-	-	-	-	-	-	195.2
120	-	-	-	-	-	-	-	188.6
130	-	-	-	-	-	-	-	179.2
135	0.0	0.0	13.9	86.1	C	10.2	1.9	-
140	-	-	-	-	-	-	-	181.4
150	-	-	-	-	-	-	-	195.9
160	-	-	-	-	-	-	-	210.7
165	0.0	0.0	13.9	86.1	C	10.2	1.8	-
170	-	-	-	-	-	-	-	207.2
175	0.0	0.0	20.7	79.3	C	9.9	2.0	-
180	-	-	-	-	-	-	-	210.0
190	-	-	-	-	-	-	-	195.0
195	0.0	0.0	15.8	84.2	C	10.1	1.8	-
200	-	-	-	-	-	-	-	198.6
210	-	-	-	-	-	-	-	230.9
220	-	-	-	-	-	-	-	193.1
225	0.0	0.0	15.4	84.6	C	10.2	1.8	-
230	-	-	-	-	-	-	-	191.9
240	-	-	-	-	-	-	-	202.1
250	-	-	-	-	-	-	-	185.0
255	0.0	0.0	16.0	84.0	C	10.1	1.9	-
260	-	-	-	-	-	-	-	210.6
270	-	-	-	-	-	-	-	204.0
280	-	-	-	-	-	-	-	192.5
285	0.0	0.0	10.6	89.4	C	10.5	1.7	-

Table 6-4. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (φ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
290	-	-	-	-	-	-	-	188.9
300	-	-	-	-	-	-	-	173.7
310	-	-	-	-	-	-	-	192.6
315	0.0	0.0	19.9	80.1	C	10.0	2.0	-
320	-	-	-	-	-	-	-	197.4
330	-	-	-	-	-	-	-	201.6
340	-	-	-	-	-	-	-	198.2
345	0.0	0.0	13.4	86.6	C	10.6	1.8	-
350	-	-	-	-	-	-	-	204.7
360	-	-	-	-	-	-	-	199.1
370	-	-	-	-	-	-	-	200.7
375	0.0	0.0	16.2	83.8	C	10.1	1.9	-
380	-	-	-	-	-	-	-	181.4
390	-	-	-	-	-	-	-	187.6
400	-	-	-	-	-	-	-	177.8
405	0.0	0.0	23.9	76.1	C	9.9	2.1	-
410	-	-	-	-	-	-	-	166.1
413	0.0	0.0	23.9	76.1	C	9.9	2.2	-
420	-	-	-	-	-	-	-	173.6
430	2.1	0.9	22.0	75.0	(g)M	9.6	2.8	-
440	-	-	-	-	-	-	-	169.6
450	-	-	-	-	-	-	-	187.0
455	0.0	0.0	32.9	67.1	C	9.4	2.2	-
460	-	-	-	-	-	-	-	152.0
470	-	-	-	-	-	-	-	96.8
480	-	-	-	-	-	-	-	90.1
485	0.0	0.0	38.5	61.5	M	9.2	2.3	-
490	-	-	-	-	-	-	-	95.6
500	-	-	-	-	-	-	-	97.2
510	-	-	-	-	-	-	-	92.9
520	-	-	-	-	-	-	-	99.6
530	-	-	-	-	-	-	-	92.4
540	-	-	-	-	-	-	-	97.1
550	-	-	-	-	-	-	-	78.1
555	0.0	16.7	35.9	48.5	sM	7.7	3.2	-
560	-	-	-	-	-	-	-	81.6
570	-	-	-	-	-	-	-	104.2
580	-	-	-	-	-	-	-	89.3
585	0.0	0.0	38.6	61.4	M	9.1	2.2	-
590	-	-	-	-	-	-	-	102.8

Table 6-4. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
600	-	-	-	-	-	-	-	81.6
610	-	-	-	-	-	-	-	89.8
615	0.0	0.0	35.7	64.3	M	8.9	1.9	-
620	-	-	-	-	-	-	-	92.8
630	-	-	-	-	-	-	-	98.2
640	-	-	-	-	-	-	-	82.8
645	0.0	0.0	39.3	60.7	M	9.0	2.2	-
650	-	-	-	-	-	-	-	87.4
660	-	-	-	-	-	-	-	108.7
670	-	-	-	-	-	-	-	117.3
675	0.0	0.0	33.5	66.5	M	9.3	2.2	-
680	-	-	-	-	-	-	-	116.0
690	-	-	-	-	-	-	-	90.0
700	-	-	-	-	-	-	-	102.2
705	0.0	0.0	38.8	61.2	M	9.1	2.3	-
710	-	-	-	-	-	-	-	87.1
720	-	-	-	-	-	-	-	77.7
730	8.1	1.0	38.6	52.4	gM	7.9	3.7	-
735	-	-	-	-	-	-	-	69.4
750	-	-	-	-	-	-	-	74.8
760	-	-	-	-	-	-	-	74.6
765	0.0	0.0	37.8	62.3	M	9.2	2.2	-
770	-	-	-	-	-	-	-	79.0
780	-	-	-	-	-	-	-	80.0
790	-	-	-	-	-	-	-	90.9
795	0.0	0.0	30.6	69.4	C	9.5	2.2	-
800	-	-	-	-	-	-	-	110.5
810	-	-	-	-	-	-	-	113.0
820	-	-	-	-	-	-	-	87.3
825	0.0	0.0	34.1	65.9	M	9.3	2.2	-
825	0.0	0.0	34.1	65.9	M	9.3	2.2	-
830	-	-	-	-	-	-	-	105.7
840	-	-	-	-	-	-	-	103.5
850	-	-	-	-	-	-	-	114.5
855	0.0	0.0	31.5	68.5	C	9.5	2.2	-
860	-	-	-	-	-	-	-	122.8
870	-	-	-	-	-	-	-	92.3
880	-	-	-	-	-	-	-	83.7
885	0.0	0.0	34.9	65.1	M	9.3	2.2	-
890	-	-	-	-	-	-	-	102.3

Table 6-4. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
895	-	-	-	-	-	-	-	103.0
905	-	-	-	-	-	-	-	101.9
915	-	-	-	-	-	-	-	107.6
920	0.0	0.0	31.3	68.7	C	9.5	2.2	-
920	0.0	0.0	31.3	68.7	C	9.5	2.2	-
925	-	-	-	-	-	-	-	114.6
935	-	-	-	-	-	-	-	112.9
945	-	-	-	-	-	-	-	127.9
950	0.0	0.0	26.7	73.4	C	9.6	2.1	-
955	-	-	-	-	-	-	-	120.2
965	-	-	-	-	-	-	-	120.5
975	-	-	-	-	-	-	-	78.0
980	0.0	0.0	45.8	54.4	M	8.8	2.3	-
985	-	-	-	-	-	-	-	75.2
995	-	-	-	-	-	-	-	97.8
1005	-	-	-	-	-	-	-	115.7
1010	0.0	0.0	35.8	64.2	M	9.2	2.3	-
1015	-	-	-	-	-	-	-	99.1
1025	-	-	-	-	-	-	-	104.6
1035	-	-	-	-	-	-	-	104.2
1040	0.0	0.0	70.3	29.7	Z	7.4	2.5	-
1045	-	-	-	-	-	-	-	102.8
1055	-	-	-	-	-	-	-	98.7
1065	-	-	-	-	-	-	-	92.8
1070	0.0	0.0	48.3	51.7	M	8.7	2.4	-
1075	-	-	-	-	-	-	-	90.8
1085	-	-	-	-	-	-	-	85.1
1095	-	-	-	-	-	-	-	93.0
1100	0.0	0.0	37.5	62.5	M	9.2	2.3	-
1105	-	-	-	-	-	-	-	96.2

MB98PC-6

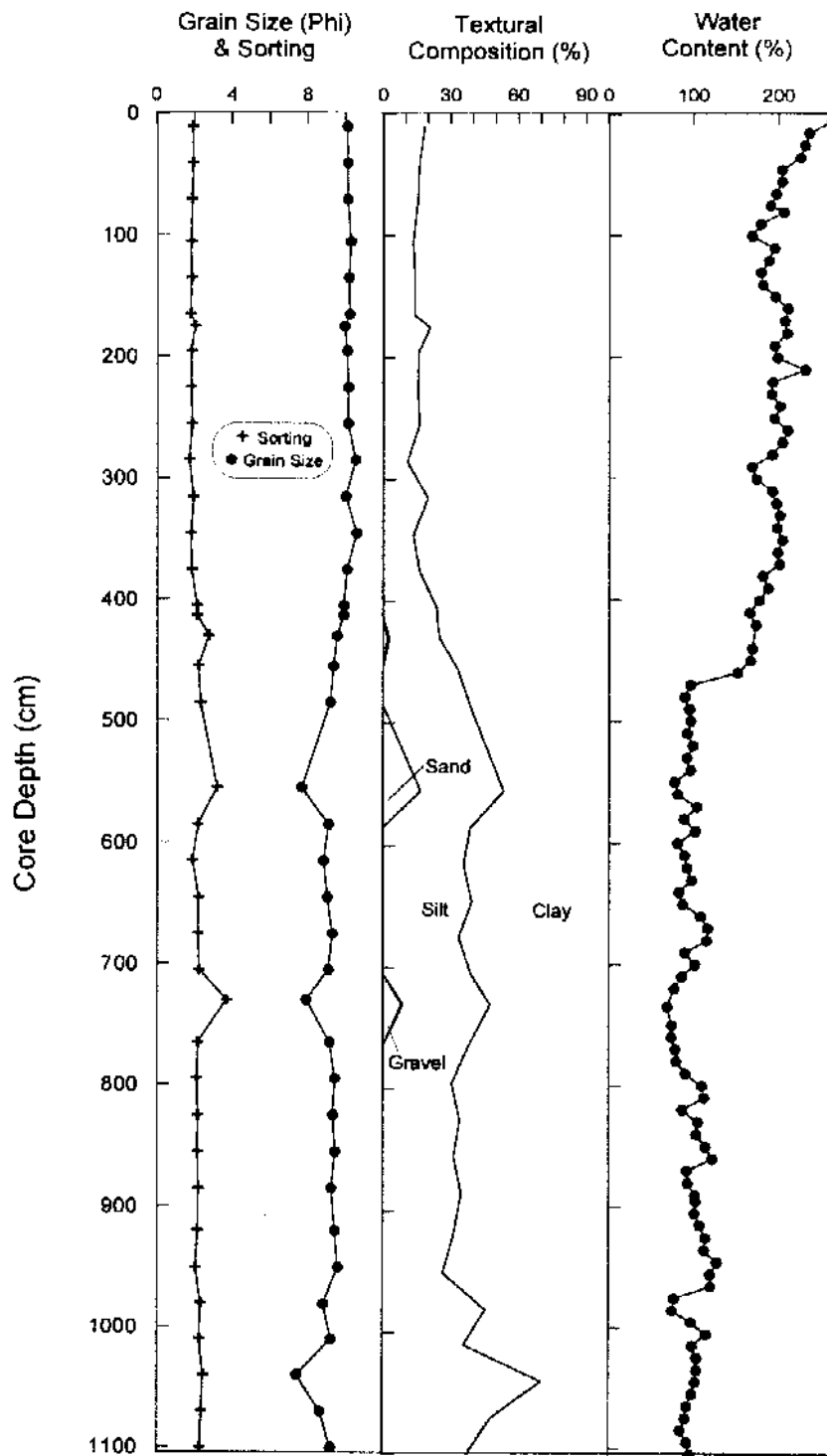


Fig. 6-5. Sediment characteristics of MB98PC 6 core.

MB98PC-6

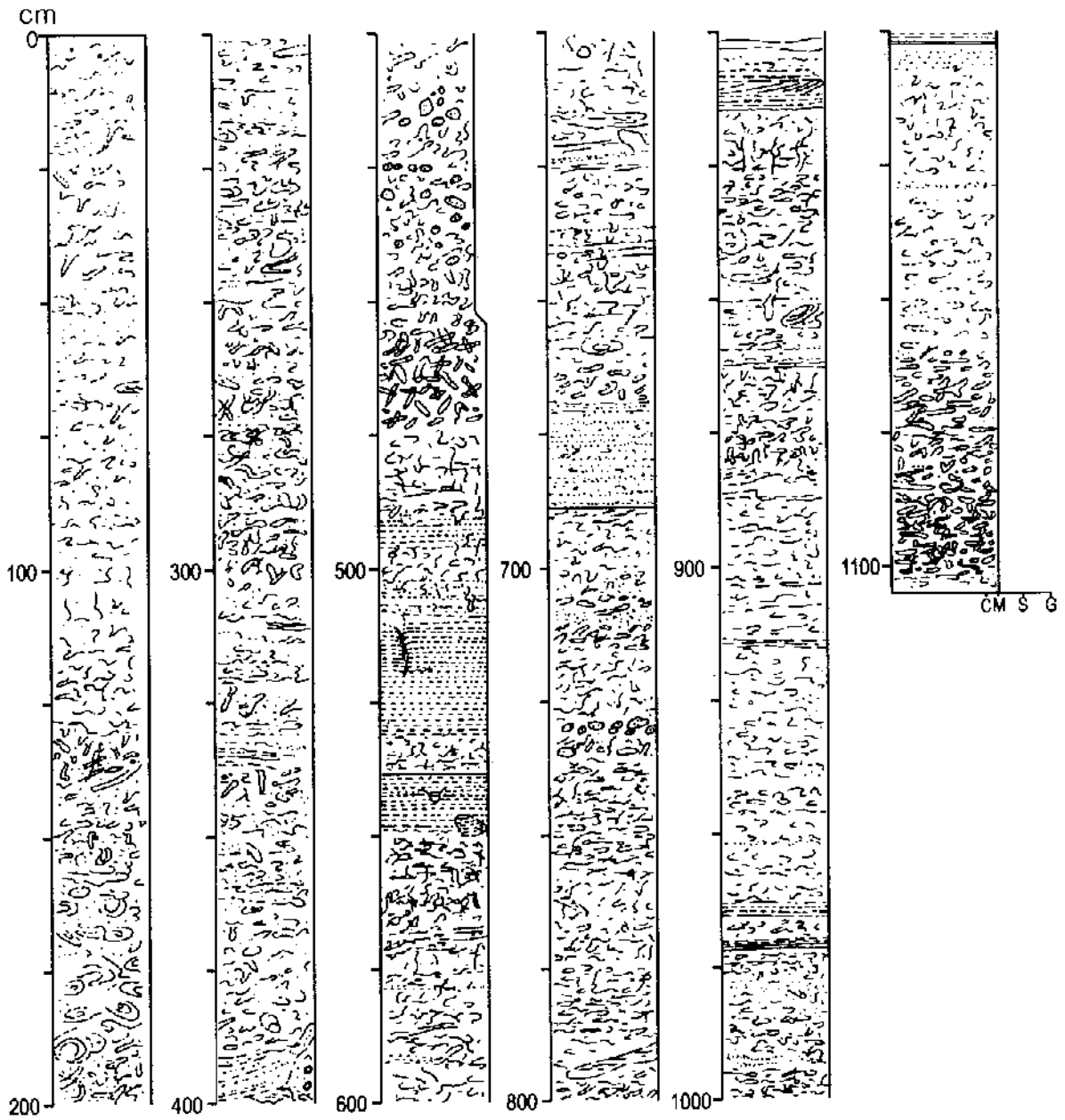


Fig. 6-6. Sedimentological log of MB98PC-6 core. c=clay, m=mud, s=sand, and g=gravel.

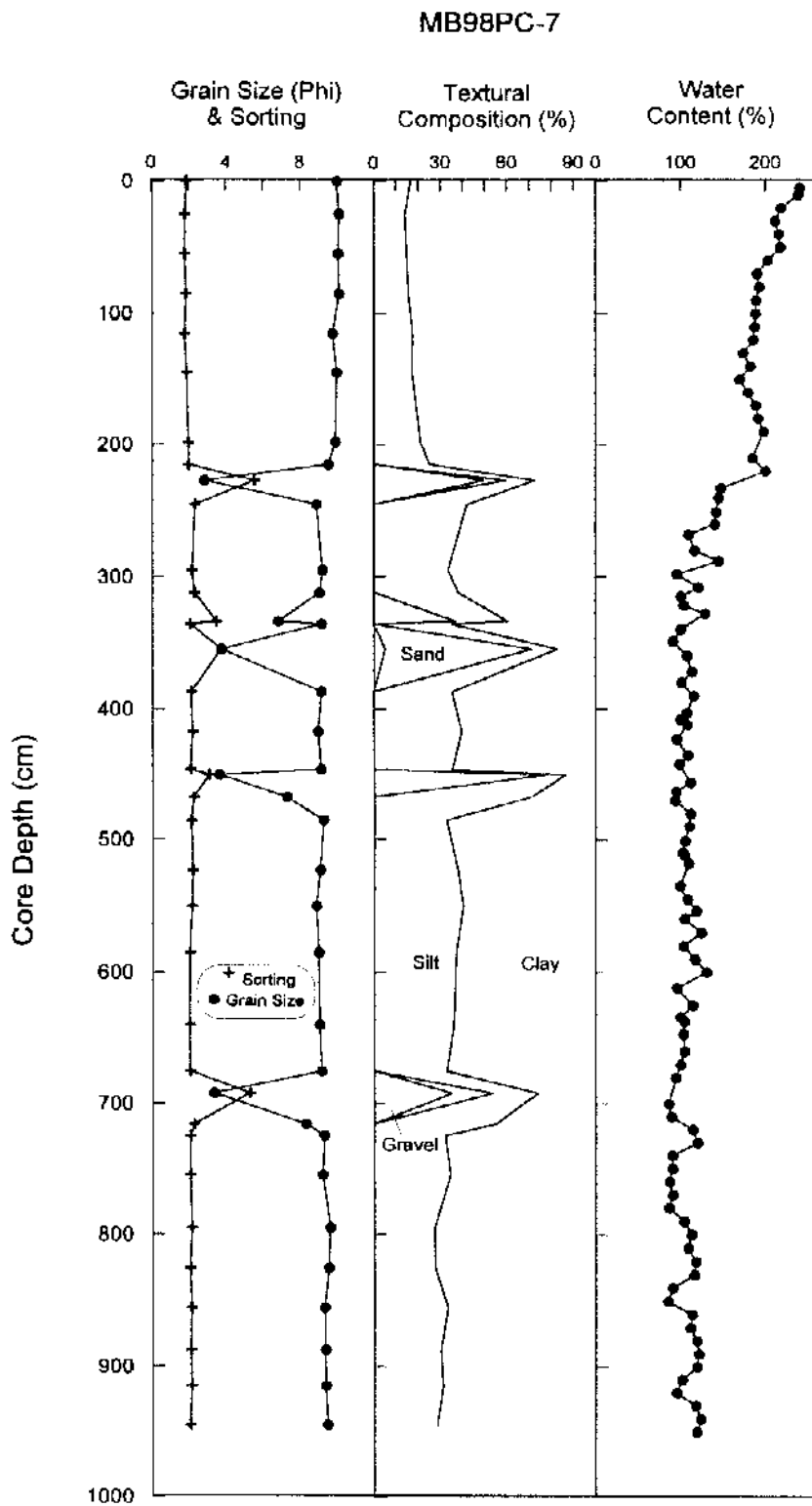


Fig. 6-7. Sediment characteristics of MB98PC-7 core.

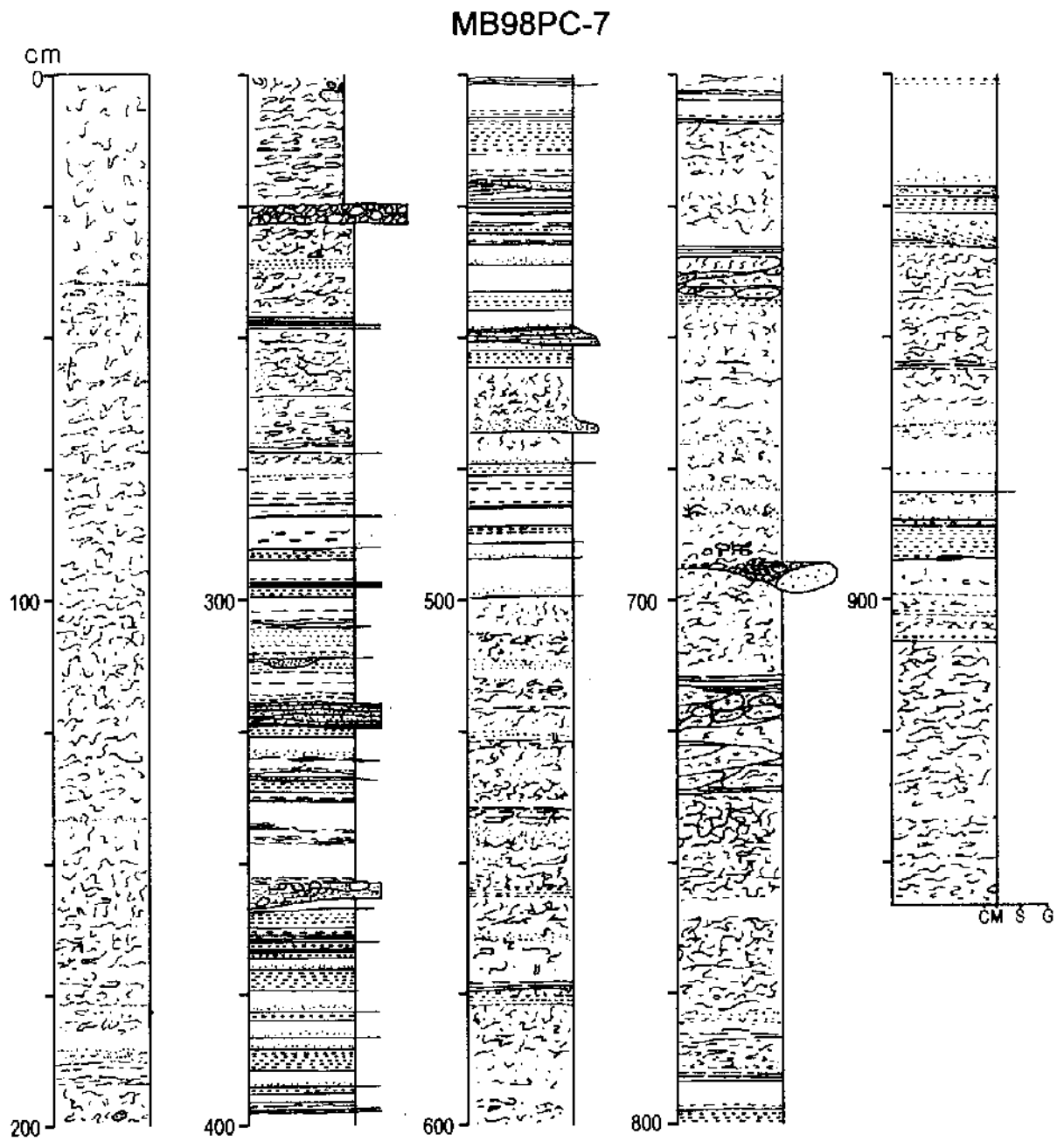


Fig. 6-8. Sedimentological log of MB98PC-7 core. c=clay, m=mud, s=sand, and g=gravel.

민도 저탁류에 의한 것으로 여겨지는데, 그 두께나 빈도는 하부대륙사면과 분지평원의 시추퇴적물에 나타나는 것에 비해 현저히 작다.

라. MB98PC-7 코아

코아 MB98PC-7은 (길이 958 cm) 후포뱅크의 동쪽, 대륙사면에서 분지평원으로 전이하는 수심 2,156 m의 해저면에서 취득되었다 (Fig. 6-1). 이 코아는 표층에서 약 225 cm 깊이까지 생물교란된 점토질 니가 나타나며, 그 아래로 500 cm 깊이까지는 주로 아래로부터 층리니, 균질니, 희미한 층리니의 순서로 이루어진 순차층이 반복하여 나타난다 (Figs. 6-7 and 6-8). 코아 깊이 500 cm부터 말단부까지는 생물교란된 니가 주로 나타나는 가운데, 층리니, 니질편 니, 희미한 층리니 등이 간헐적으로 협재된다 (Fig. 6-8). 유백색의 부석 라필리층은 코아 깊이 227 cm와 693 cm에서 수 cm의 두께로 나타난다. 유리질 화산재층은 코아 깊이 467 cm에서 수 cm의 두께로 나타난다 (Fig. 6-8). 함수율은 입도변화를 반영하여 상부 점토질 니에서는 200% 내외의 값을 보이다가 그 하부에서는 급격히 감소하여 100% 내외의 값을 보인다 (Table 6-5; Fig. 6-7).

상부의 생물교란된 점토질니는 주로 현세 고해수면 시기에 유산소 저층환경에서 원양성 퇴적작용에 의해 형성된 것으로 생각된다. 층리니, 균질니, 희미한 층리니가 반복하여 나타나는 코아 깊이 230~530 cm 구간은 울릉분지의 분지평원과 하부 대륙사면의 시추퇴적물들에서 보고된 "Type A" 주기에 비견되며, 이는 저산소 저층환경에서 만원양성 퇴적작용 (희미한 층리니)이 일어나는 가운데, 사면사태에서 유래한 저탁류 (층리니 균질니)가 간헐적으로 유입되어 형성된 것으로 해석된다. 이러한 저산소 저층환경과 활발한 사면사태는 최근세 최대 빙하기의 해수면 하강에 따른 것으로 여겨진다. 하부에 나타나는 니질편 니, 층리니는 역시 저해수면 시기에 사면사태로부터 유래된 암설류와 저탁류에 의해 형성된 것으로 생각된다.

Table 6-5. Sediment characteristics of MB98PC-7 core.

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
0	0.0	0.0	16.8	83.2	C	10.0	1.9	-
5	-	-	-	-	-	-	-	240.3
10	-	-	-	-	-	-	-	238.5
20	-	-	-	-	-	-	-	218.2
25	0.0	0.0	14.1	85.9	C	10.1	1.8	-
30	-	-	-	-	-	-	-	211.3
40	-	-	-	-	-	-	-	215.6
50	-	-	-	-	-	-	-	217.6
55	0.0	0.0	14.9	85.1	C	10.1	1.8	-
60	-	-	-	-	-	-	-	203.2
70	-	-	-	-	-	-	-	190.2
80	-	-	-	-	-	-	-	193.1
85	0.0	0.0	15.7	84.3	C	10.1	1.9	-
90	-	-	-	-	-	-	-	189.3
100	-	-	-	-	-	-	-	188.8
110	-	-	-	-	-	-	-	187.4
115	0.0	0.0	17.6	82.4	C	9.8	1.8	-
120	-	-	-	-	-	-	-	186.2
130	-	-	-	-	-	-	-	174.1
140	-	-	-	-	-	-	-	182.6
145	0.0	0.0	17.3	82.7	C	10.0	1.9	-
150	-	-	-	-	-	-	-	170.0
160	-	-	-	-	-	-	-	179.9
170	-	-	-	-	-	-	-	189.1
180	-	-	-	-	-	-	-	191.7
190	-	-	-	-	-	-	-	198.1
198	0.0	0.2	20.9	78.9	C	9.9	2.0	-
210	-	-	-	-	-	-	-	185.0
215	0.0	0.0	25.3	74.8	C	9.5	2.0	-
220	-	-	-	-	-	-	-	200.4
227	49.6	9.8	13.4	27.2	mG	2.9	5.6	-
233	-	-	-	-	-	-	-	148.0
240	-	-	-	-	-	-	-	145.2
245	0.0	0.0	42.0	58.0	M	8.9	2.3	-
251	-	-	-	-	-	-	-	142.2
260	-	-	-	-	-	-	-	140.8
268	-	-	-	-	-	-	-	110.3
280	-	-	-	-	-	-	-	117.0
288	-	-	-	-	-	-	-	145.3
295	0.0	0.0	33.5	66.5	M	9.2	2.2	-

Table 6-5. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
298	-	-	-	-	-	-	-	96.1
308	-	-	-	-	-	-	-	121.6
312	0.0	0.0	38.2	61.9	M	9.1	2.3	-
315	-	-	-	-	-	-	-	100.9
322	-	-	-	-	-	-	-	104.3
328	-	-	-	-	-	-	-	129.4
334	0.0	36.9	23.6	39.5	sM	6.8	3.5	-
336	0.0	0.0	35.0	65.0	M	9.2	2.1	-
340	-	-	-	-	-	-	-	101.0
349	-	-	-	-	-	-	-	91.2
355	5.2	65.9	11.8	17.2	gmS	3.8	3.8	-
360	-	-	-	-	-	-	-	108.2
372	-	-	-	-	-	-	-	114.1
380	-	-	-	-	-	-	-	101.3
387	0.0	0.0	35.3	64.7	M	9.2	2.1	-
390	-	-	-	-	-	-	-	115.9
403	-	-	-	-	-	-	-	107.9
408	-	-	-	-	-	-	-	100.3
412	-	-	-	-	-	-	-	108.4
417	0.0	0.0	39.6	60.4	M	9.0	2.2	-
423	-	-	-	-	-	-	-	95.8
435	-	-	-	-	-	-	-	109.0
442	-	-	-	-	-	-	-	99.2
446	0.0	0.0	35.3	64.7	M	9.1	2.1	-
450	0.0	77.6	8.9	13.5	mS	3.8	3.1	-
456	-	-	-	-	-	-	-	111.9
463	-	-	-	-	-	-	-	95.1
467	0.0	0.0	71.1	28.9	z	7.3	2.3	-
470	-	-	-	-	-	-	-	93.9
480	-	-	-	-	-	-	-	112.3
485	0.0	0.0	32.7	67.3	C	9.2	2.1	-
490	-	-	-	-	-	-	-	110.8
501	-	-	-	-	-	-	-	105.7
510	-	-	-	-	-	-	-	102.9
512	-	-	-	-	-	-	-	105.2
518	-	-	-	-	-	-	-	109.7
523	0.0	0.0	37.9	62.1	M	9.1	2.2	-
535	-	-	-	-	-	-	-	99.5
545	-	-	-	-	-	-	-	108.3
550	0.0	0.0	40.3	59.7	M	8.9	2.2	-

Table 6-5. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
554	-	-	-	-	-	-	-	118.8
580	-	-	-	-	-	-	-	105.2
570	-	-	-	-	-	-	-	124.4
580	-	-	-	-	-	-	-	103.7
585	0.0	0.0	37.2	62.8	M	9.0	2.1	-
590	-	-	-	-	-	-	-	117.3
600	-	-	-	-	-	-	-	131.1
612	-	-	-	-	-	-	-	85.9
625	-	-	-	-	-	-	-	115.0
634	-	-	-	-	-	-	-	100.2
637	-	-	-	-	-	-	-	104.5
640	0.0	0.0	35.9	64.1	M	9.0	2.0	-
647	-	-	-	-	-	-	-	103.7
660	-	-	-	-	-	-	-	105.0
670	-	-	-	-	-	-	-	100.1
675	0.0	0.0	32.8	67.2	C	9.2	2.1	-
680	-	-	-	-	-	-	-	94.8
692	35.1	18.6	20.2	26.1	mG	3.4	5.3	-
700	-	-	-	-	-	-	-	86.4
710	-	-	-	-	-	-	-	88.5
716	0.0	0.0	54.7	45.3	M	8.3	2.3	-
720	-	-	-	-	-	-	-	114.7
725	0.0	0.0	32.1	67.9	C	9.3	2.1	-
730	-	-	-	-	-	-	-	120.1
740	-	-	-	-	-	-	-	90.6
750	-	-	-	-	-	-	-	90.6
755	0.0	0.0	34.4	65.6	M	9.2	2.1	-
760	-	-	-	-	-	-	-	86.8
770	-	-	-	-	-	-	-	91.0
780	-	-	-	-	-	-	-	86.1
790	-	-	-	-	-	-	-	104.3
795	0.0	0.0	27.4	72.7	C	9.6	2.2	-
800	-	-	-	-	-	-	-	113.0
810	-	-	-	-	-	-	-	109.0
820	-	-	-	-	-	-	-	117.7
825	0.0	0.0	27.5	72.5	C	9.5	2.1	-
830	-	-	-	-	-	-	-	116.4
840	-	-	-	-	-	-	-	90.9
850	-	-	-	-	-	-	-	85.3
855	0.0	0.0	33.1	66.9	C	9.3	2.1	-

Table 6-5. (Continued).

Depth (cm)	Textural composition (%)				Sediment type	Mean size (ϕ)	Sorting	Water content (%)
	Gravel	Sand	Silt	Clay				
860	-	-	-	-	-	-	-	113.4
870	-	-	-	-	-	-	-	111.8
880	-	-	-	-	-	-	-	119.5
887	0.0	0.0	30.1	69.9	C	9.4	2.1	-
890	-	-	-	-	-	-	-	121.5
900	-	-	-	-	-	-	-	119.5
910	-	-	-	-	-	-	-	101.5
915	0.0	0.0	31.1	68.9	C	9.4	2.2	-
920	-	-	-	-	-	-	-	95.6
930	-	-	-	-	-	-	-	117.8
940	-	-	-	-	-	-	-	123.9
945	0.0	0.0	28.5	71.5	C	9.5	2.1	-
950	-	-	-	-	-	-	-	119.5

제 6 절 유공충을 이용한 울릉분지의 고해양환경 연구

대표저자: 신임철, 한상준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

1. 서론

유공충은 그들의 생활양태에 따라 부유성 및 저서성유공충으로 나뉘어진다. 유공충은 모래의 크기이며 염도가 0.1~70‰ 정도의 광범위한 해양환경에 서식하고 있다. 부유성유공충은 대부분 표층부터 200 m 수층에 살지만 어떤 종은 1,000 m 정도의 수층까지 살고 있다. 저서성유공충은 각의 구성성분이 탄산염으로 이루어진 석회질 유공충과 주변의 탄산염 및 실리카를 각에 붙여 사는 사질유공충의 두 가지가 있다. 유공충의 분포는 온도, 염도, 용존산소의 양에 의해 특징 지워지는 수괴의 특성 및 식물플랑크톤의 양에 가장 민감하게 영향을 받는다 (Tolderlund and Be, 1971; Fairbanks and Wiebe, 1980; Arikawa, 1983).

본 연구에서는 울릉분지에 위치한 피스톤코아 94PC-2와 95PC-1에 함유된 총 유공충의 현존량과 부유성유공충 *Neogloboquadrina pachyderma*의 현존량을 사용하여 고해양환경 및 고기후를 연구함이 목적이다. 94PC-2 코아는 총 코아 길이가 861 cm이며 수심이 1,302 m인 동해의 대륙사면에서 채취 되었다 (Fig. 6-1) (한국해양연구소, 1995). 95PC-1 코아는 길이 940 cm이며 수심 1634 m의 울릉분지 남쪽 하부 대륙사면에서 채취 되었다 (Fig. 6-1) (한국해양연구소, 1996). 일반적으로 수괴의 특성은 sill 깊이에 의해서 특징 지워진다. 반폐쇄성 분지인 동해는 수심이 16~130 m에 이르는 얕은 sill들에 의해서 둘러 쌓여있다. 그러므로 동해는 지난 빙하기 및 간빙기동안 표층수와 심층수의 순환이 인근 태평양과 활발하지 못했다 (Yasui et al., 1967; Moriyasu, S., 1972; Oba et al., 1991; Keigwin and Gorbarenko, 1992). 그러므로 동해는 인근 태평양에 비해 매우 제한된 생물상의 분포를 보인다 (Menshutkin et al., 1974).

2. 방법

코아 94PC-2에서 총 121개의 시료와 코아 95PC-1에서 총 121개의 시료를 사용하여 유공충의 정량분석을 행하였다. 시료의 간격은 일정하지 않으며 암상에 의해 어떤 구간은 1 cm 간격, 5 cm 간격 혹은 20 cm 간격으로 시료를 채취해 유공충의 분석을 하였다. 유공충의 분석을 위해 약 10 g 이상의 젖은 시료를 약 60 °C oven에 24시간 이상 건조시킨 후 무게를 재었다. 무게를 잰 후 건조시료에 물을 채워 약 6시간 이상 실험실에 둔 후 63 μm 체를 사용하여 체질 하였다. 체질 후 63 μm 보다 큰 입자를 약 60 °C oven에 말린 후 무게를 재었다. 체질후의 말린 시료의 무게에서 체질 전의 말린 시료의 무게를 뺀 후 100을 곱하여 조립질퇴적물의 상대적인 함량을 구하였다. 유공충의 정량분석을 위하여 건조시료를 Otto Microsplitter로 split한 후 부유성, 저서성 (석회질, 사질) 유공충을 헤아려 건조시료 10 g 당 함유된 유공충의 개체수로 환산하였다. 부유성/저서성유공충의 비율은 총유공충의 수가 100이 될 때까지 헤아려 비율을 구하였다. 깨어진 부유성 유공충의 개체수는 조립질퇴적물을 150 μm 체로 친 후 150 μm 보다 큰 입자에서 총유공충 100 개체 중 깨어진 유공충의 수를 구하였다. 부유성 유공충 중 *Neogloboquadrina pachyderma*의 coiling ratio를 구하였으며 이외에도 *N. pachyderma*의 건조시료 10 g에 함유된 개체수 및 총유공충중에 *N. pachyderma*가 차지하는 상대적인 비율을 구하였다. 이외에도 건조시료 10 g에 함유된 부유성유공충 *Globorotalia menardii*와 ostracode의 개체 수를 구하였다. 이들의 raw data 및 퇴적물 10 g 당 함유된 유공충의 현존량은 Table 6-6부터 Table 6 9까지 나타나 있다.

3. 결과 및 토의

가. 코아 94PC-2

조립질 퇴적물의 함량은 일반적으로 몇몇의 구간을 제외하고 5% 이하의 매우 낮은 함량을 보인다 (0.01~16.43%) (Table 6-6; Fig. 6-9). 퇴적물 속에 함유된 조립질 퇴적물의 함량은 탄산염의 용해정도를 나타내는 지시자로 사용될 수 있다 (Keir 1980; Williams et al., 1985). 조립질퇴적물의 급격한 감소는 용해에 의한 현상으로 해석될

Table 6-G. Raw data of various environmental variables of core 94PC-2. The abbreviations are as follows: Dep (cm); core depth in cm; ODW (g); original dry weigh in grams; >63 um; weight (g) in >63 um size fraction; P (N); no. of planktonic foram at split; Pbr (%); percent of broken planktonic foram; B (N); no. of benthic foram at split; P+B (N); no. of planktonic plus benthic foram at split; P/B (%); percent of planktonic/benthic foram; Are; no. of arenaceous foram at split; Ples; no. of left coiled *N. pachyderma* at split; Pris; no. of right coiled *N. pachyderma* at split; Ple%; % of left coiled *N. pachyderma* within *N. pachyderma*; Plc%; % of left coiled *N. pachyderma* within whole planktonic foram; Plew%; % of left coiled *N. pachyderma* within whole planktonic foram; Priw%; % of right coiled *N. pachyderma* within whole planktonic foram; Gm; no. of *Globorotalia menardii* at split; Os; no. of ostracodes at split. na denotes not available.

Dep(cm)	ODW(g)	>63um	CF(%)	Split	P(N)	Pbr(%)	B(N)	P+B(N)	P/B(%)
10-20	13.87	0.04	0.29	all	0	na	55	55	na
25-27	9.82	0.01	0.10	all	15	na	26	41	na
27-29	6.66	0.02	0.30	all	3	na	13	16	na
29-31	10.70	0.03	0.28	all	1	na	32	33	na
34-36	7.31	0.03	0.41	all	1	na	1	2	na
38-39	4.44	0.02	0.45	all	0	na	2	3	na
40-41	7.92	0.04	0.51	all	0	na	1	1	na
45-48	10.44	0.04	0.38	all	2	na	25	27	na
49-51	7.77	0.02	0.26	all	0	na	3	3	na
55-58	12.20	0.05	0.41	all	0	na	2	2	na
67-69	6.95	0.02	0.29	all	3	na	29	32	na
69-71	9.93	0.09	0.91	all	0	na	12	12	na
76-77	9.71	0.04	0.41	all	0	na	0	0	na
80-81	4.93	0.07	1.42	all	0	na	1	1	na
85-86	7.75	0.08	1.03	all	0	na	0	0	na
89-91	10.28	0.16	1.56	all	0	na	0	0	na
91-92	14.97	0.23	1.54	all	1	na	0	1	na
95-96	3.67	0.17	4.63	all	0	na	0	0	na
96-97	9.12	0.06	0.66	all	80	na	0	80	na
98-99	10.19	0.05	0.49	all	3	na	0	3	na
99-101	8.04	0.07	0.87	all	0	na	0	0	na
101-102	9.22	0.01	0.11	all	0	na	0	0	na
105-106	10.84	0.07	0.65	all	1	na	3	4	na
106-107	10.42	0.34	3.26	1/64	97	40	4	101	96
107-108	6.95	0.27	3.88	1/128	91	12	0	91	100
109-111	10.09	0.76	7.53	1/256	163	20	4	167	97
111-112	19.28	1.10	5.71	1/1024	78	12	3	81	95
115-116	18.69	1.77	9.47	1/1024	150	8	9	159	94
116-117	18.86	1.61	8.54	1/1024	250	9	10	260	97
117-118	12.30	0.93	7.56	1/512	203	6	5	208	96
118-119	11.99	0.57	4.75	1/512	120	14	2	122	98
120-121	17.55	1.20	6.84	1/512	101	14	1	103	99
121-122	14.11	0.15	1.06	1/4	84	22	2	86	97
124-126	15.40	0.13	0.84	1/2	6	na	0	6	na
126-127	21.07	0.09	0.43	all	45	na	0	45	na
127-128	19.86	0.11	0.55	all	1	na	0	1	na
129-131	15.47	0.09	0.58	all	1	na	0	1	na
131-132	13.32	0.08	0.60	all	0	na	0	0	na
133-136	7.84	0.02	0.26	all	0	na	0	0	na
136-138	13.08	0.02	0.15	all	0	na	0	0	na
138-140	8.14	0.01	0.12	all	0	na	0	0	na

Table 6-6. (Continued).

Dep(cm)	Are	Ples	Pris	Plc%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
10-20	0	0	0	na	nu	nu	na	0	0
25-27	0	12	3	na	na	na	na	0	0
27-29	0	3	0	na	nu	na	na	0	0
29-31	0	0	0	na	na	na	na	0	0
34-36	0	1	0	na	na	na	na	0	0
38-39	0	0	0	na	na	na	na	0	0
40-41	0	0	0	na	na	na	nu	0	0
45-48	0	1	1	na	na	na	na	0	0
49-51	0	0	0	na	na	na	na	0	0
55-58	0	0	0	na	na	na	na	0	0
67-69	0	3	0	na	na	na	na	0	0
69-71	0	0	0	na	nu	na	nu	0	0
76-77	0	0	0	na	na	na	na	0	0
80-81	0	0	0	na	na	na	na	0	0
85-86	0	0	0	na	na	na	na	0	0
89-91	0	0	0	na	na	na	na	0	0
91-92	0	0	0	na	na	na	na	0	0
95-96	0	0	0	na	nu	nu	nu	0	0
96-97	0	34	30	na	na	34/54	20/54	0	0
98-99	0	0	0	na	na	na	na	0	0
99-101	0	0	0	na	na	na	na	0	0
101-102	0	0	0	na	na	na	na	0	0
105-106	0	1	0	na	na	na	na	0	0
106-107	0	85	15	85	15	85	15	0	0
107-108	0	73	18	81	19	81	19	0	0
109-111	0	128	30	83	17	83	17	0	0
111-112	0	64	13	84	16	82	16	0	0
115-116	0	113	22	85	15	83	14	0	0
116-117	0	169	58	72	28	68	21	0	0
117-118	0	152	43	80	20	75	17	0	0
118-119	0	95	23	80	20	77	21	0	0
120-121	0	71	23	77	23	76	23	0	0
121-122	0	68	16	77	23	77	23	0	0
124-126	0	6	0	na	nu	na	nu	0	0
126-127	0	31	14	na	na	na	na	0	0
127-128	0	0	1	na	na	na	na	0	0
129-131	0	0	1	na	na	na	na	0	0
131-132	0	0	0	na	na	nu	na	0	0
133-136	0	0	0	na	na	na	na	0	0
136-138	0	0	0	na	na	na	na	0	0
138-140	0	0	0	na	na	na	na	0	0

Table 5-6. (Continued).

Dep(cm)	ODW(g)	>63um	CF(%)	Split	P(N)	Pbr(%)	B(N)	P+B(N)	P/B(%)
140-142	15.76	0.10	0.63	all	0	na	0	0	na
144-146	18.94	1.80	9.50	1/8	0	na	0	0	na
146-148	18.46	2.31	12.51	1/8	0	na	0	0	na
149-151	15.22	2.50	16.43	1/8	4	na	0	4	na
151-152	9.82	1.56	15.89	1/4	0	na	0	0	na
153-157	10.51	0.37	3.52	all	0	na	0	0	na
157-158	10.28	0.09	0.88	all	38	na	3	41	na
161-162	9.48	0.11	1.16	all	1	na	6	7	na
168-169	12.81	0.04	0.31	all	0	na	0	0	na
181-182	9.77	0.09	0.92	all	102	15/82	0	102	100
187-189	11.38	0.07	0.62	all	0	na	2	2	na
201-202	11.68	0.04	0.34	all	0	na	0	0	na
211-212	14.41	0.04	0.28	all	0	na	0	0	na
221-222	9.60	0.08	0.83	all	46	1/40	15	61	na
225-227	10.32	0.06	0.58	all	0	na	0	0	na
235-236	10.10	0.05	0.50	all	0	na	1	1	na
245-247	13.32	0.12	0.90	all	0	na	0	0	na
256-258	14.26	0.71	4.98	all	0	na	0	0	na
270-272	8.28	0.03	0.36	all	0	na	0	0	na
277-279	9.67	0.03	0.31	all	0	na	0	0	na
286-288	8.33	0.05	0.60	all	0	na	0	0	na
296-298	10.70	0.04	0.37	all	0	na	0	0	na
310-312	12.81	0.07	0.55	all	0	na	0	0	0
320-322	14.33	0.08	0.56	all	0	na	0	0	0
331-333	11.67	0.09	0.77	all	0	na	0	0	0
341-342	7.88	0.08	1.02	all	0	na	0	0	0
351-353	11.33	0.04	0.35	all	0	na	0	0	0
361-363	12.94	0.07	0.54	all	0	na	0	0	0
368-370	7.54	0.05	0.66	all	0	na	0	0	0
378-380	8.65	0.04	0.46	all	0	na	0	0	0
388-390	9.49	0.06	0.63	all	0	na	0	0	0
400-402	9.80	0.03	0.31	all	0	na	0	0	0
411-413	13.37	0.05	0.37	all	0	na	0	0	0
421-423	9.01	0.03	0.33	all	0	na	0	0	0
430-432	10.22	0.05	0.49	all	0	na	0	0	0
437-439	16.62	0.11	0.66	all	0	na	0	0	0
451-453	16.55	0.19	1.15	all	1	na	92	93	1/93
457-459	10.53	0.19	1.80	all	19	na	28	47	19/47
468-470	12.00	0.35	2.92	1/16	137	7	0	137	100
478-480	10.32	0.24	2.33	1/8	177	3	0	177	100
491-493	15.86	0.34	2.14	all	100	6/40	1	101	100

Table 6-6. (Continued).

Dep(em)	Are	Ples	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
140-142	0	0	0	na	na	na	na	0	0
144-146	0	0	0	na	na	na	na	0	0
146-148	0	0	0	na	na	na	na	0	0
149-151	0	6	1	na	na	na	na	0	0
151-152	0	0	0	na	na	na	na	0	0
153-157	0	0	0	na	na	na	na	0	0
157-158	0	36	2	36/38	2/38	36/38	2/38	0	0
161-162	0	1	0	na	na	na	na	0	0
168-169	0	0	0	na	na	na	na	0	0
181-182	0	84	18	83	17	83	17	0	0
187-189	0	0	0	na	na	na	na	0	0
201-202	0	0	0	na	na	na	na	0	0
211-212	0	0	0	na	na	na	na	0	0
221-222	0	32	13	32/45	13/45	32/46	13/46	0	0
225-227	0	0	0	na	na	na	na	0	0
235-236	0	0	0	na	na	na	na	0	0
245-247	0	0	0	na	na	na	na	0	0
256-258	0	0	0	na	na	na	na	0	0
270-272	0	0	0	na	na	na	na	0	0
277-279	0	0	0	na	na	na	na	0	0
286-288	0	0	0	na	na	na	na	0	0
296-298	0	0	0	na	na	na	na	0	0
310-312	0	0	0	na	na	na	na	0	0
320-322	0	0	0	na	na	na	na	0	0
331-333	0	0	0	na	na	na	na	0	0
341-342	0	0	0	na	na	na	na	0	0
351-353	0	0	0	na	na	na	na	0	0
361-363	0	0	0	na	na	na	na	0	0
368-370	0	0	0	na	na	na	na	0	0
378-380	0	0	0	na	na	na	na	0	0
388-390	0	0	0	na	na	na	na	0	0
400-402	0	0	0	na	na	na	na	0	0
411-413	0	0	0	na	na	na	na	0	0
421-423	0	0	0	na	na	na	na	0	0
430-432	0	0	0	na	na	na	na	0	0
437-439	0	0	0	na	na	na	na	0	0
451-453	0	1	0	na	na	na	na	0	0
457-459	0	19	0	na	na	na	na	0	0
468-470	0	136	1	100	0	100	0	0	0
478-480	0	177	0	100	0	100	0	0	0
491-493	0	98	2	98	2	98	2	0	0

Table 5-6. (Continued).

Dep(cnr.)	ODW(g)	>63um	CF(%)	Split	P(N)	Pbr(%)	B(N)	P+B(N)	F/B(%)
500-502	12.52	0.05	0.40	all	2	na	1	3	na
507-509	15.48	0.11	0.71	all	143	1/50	550	693	20
520-522	12.95	0.07	0.54	1/4	86	3	271	357	24
530-532	11.75	0.02	0.17	all	11	na	5	16	11/16
540-542	20.52	0.11	0.54	all	2	na	0	2	na
550-552	17.00	0.07	0.41	all	11	na	221	232	4
560-561	8.36	0.03	0.36	all	25	na	24	49	25/49
567-569	12.31	0.05	0.41	all	78	na	57	135	57
578-580	11.28	0.05	0.44	all	0	na	0	0	na
587-589	10.08	0.02	0.20	all	0	na	0	0	na
598-600	13.77	0.03	0.22	all	0	na	1	1	na
604-606	16.47	0.02	0.12	all	0	na	0	0	na
611-613	16.64	0.03	0.18	all	1	na	0	1	na
617-619	12.65	0.03	0.24	all	0	na	0	0	na
627-629	11.05	0.02	0.18	all	0	na	0	0	na
637-639	19.43	0.06	0.31	all	66	na	1	67	66/67
646-648	15.69	0.09	0.57	all	0	na	0	0	na
657-659	15.46	0.06	0.39	all	0	na	0	0	na
667-669	11.42	0.06	0.53	all	1	na	1	2	na
677-679	18.81	0.14	0.74	all	15	na	2	17	na
687-689	17.51	0.23	1.31	all	18	na	1	19	na
697-699	17.78	0.17	0.96	all	0	na	0	0	na
707-709	21.89	0.17	0.78	all	0	na	1	1	na
717-719	22.79	0.28	1.23	1/8	181	6	20	201	90
727-729	20.65	0.43	2.08	all	5	na	24	29	na
736-738	23.25	0.34	1.46	all	255	6	25	280	90
746-748	15.64	0.20	1.28	all	0	na	1	1	na
757-759	16.53	2.20	13.31	1/32	263	8	10	273	95
767-769	18.51	0.30	1.62	1/32	261	5	37	298	88
777-779	16.11	0.16	0.99	all	1	na	2	3	na
787-789	15.67	0.17	1.08	all	0	na	1	1	na
797-799	23.63	0.28	1.18	all	0	na	0	0	na
807-809	22.16	0.38	1.71	all	3	na	0	3	na
817-819	13.42	0.27	2.01	all	2	na	0	2	na
826-828	22.60	0.36	1.59	1/32	141	5	11	152	94
837-839	19.96	0.31	1.55	1/64	236	6	10	246	95
847-849	19.00	0.11	0.58	all	111	17	1	112	99
857-859	15.31	0.06	0.39	all	0	na	0	0	na
860-861	4.80	0.02	0.42	all	34	na	13	47	na

Table 6 6. (Continued).

Dep(cm)	Are	Ples	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Prw%	Gm	Os
500-502	0	2	0	na	na	na	na	0	0
507-509	0	133	10	93	7	93	7	0	0
520-522	0	86	0	100	0	100	0	0	0
530-532	0	4	7	na	na	na	na	0	0
540-542	0	0	0	na	na	na	na	0	0
550-552	0	11	0	na	na	na	na	0	0
560-561	0	1	na	na	na	na	na	0	0
567-569	0	78	0	na	na	na	na	0	0
578-580	0	0	0	na	na	na	na	0	0
587-589	0	0	0	na	na	na	na	0	0
598-600	0	0	0	na	na	na	na	0	0
604-606	0	0	0	na	na	na	na	0	0
611-613	0	1	0	na	na	na	na	0	0
617-619	0	0	0	na	na	na	na	0	0
627-629	0	0	0	na	na	na	na	0	0
637-639	0	52	12	na	na	na	na	0	0
646-648	0	0	0	na	na	na	na	0	0
657-659	0	0	0	na	na	na	na	0	0
667-669	0	1	0	na	na	na	na	0	0
677-679	0	10	5	na	na	na	na	0	0
687-689	0	17	1	na	na	na	na	0	0
697-699	0	0	0	na	na	na	na	0	0
707-709	0	0	0	na	na	na	na	0	0
717-719	0	177	4	98	2	98	2	0	0
727-729	0	5	0	na	na	na	na	0	0
736-738	0	251	3	98	2	98	2	0	0
746-748	0	0	0	na	na	na	na	0	0
757-759	0	260	3	98	2	98	2	0	0
767-769	0	260	0	100	0	100	0	0	0
777-779	0	1	0	na	na	na	na	0	0
787-789	0	0	0	na	na	na	na	0	0
797-799	0	0	0	na	na	na	na	0	0
807-809	0	1	2	na	na	na	na	0	0
817-819	0	2	0	na	na	na	na	0	0
826-828	0	139	2	99	1	99	1	0	0
837-839	0	233	3	98	2	98	2	0	0
847-849	0	86	23	80	20	80	20	0	0
857-859	0	0	0	na	na	na	na	0	0
860-861	0	32	2	na	na	na	na	0	0

Table 6-7. Number of planktonic and benthic foraminifers in 10 g sediment of core 94PC-2. All abbreviations are shown in Table 6-6.

Dep(cm)	ODW(g)	>63 μ m	CF(%)	Split	P(N)	Pbr(%)	B(N)	P+B(N)
10-20	13.87	0.04	0.29	all	0	na	40	40
25-27	9.82	0.01	0.10	all	15	na	26	41
27-29	6.66	0.02	0.30	all	5	na	20	24
29-31	10.70	0.03	0.28	all	1	na	30	31
34-36	7.31	0.03	0.41	all	1	na	1	2
38-39	4.44	0.02	0.45	all	0	na	5	5
40-41	7.92	0.04	0.51	all	0	na	1	1
45-48	10.44	0.04	0.38	all	2	na	24	26
49-51	7.77	0.02	0.26	all	0	na	4	4
55-58	12.20	0.05	0.41	all	0	na	2	2
67-69	6.95	0.02	0.29	all	4	na	42	46
69-71	9.93	0.09	0.91	all	0	na	12	12
76-77	9.71	0.04	0.41	all	0	na	0	0
80-81	4.93	0.07	1.42	all	0	na	2	2
85-86	7.75	0.08	1.03	all	0	na	0	0
89-91	10.28	0.16	1.56	all	0	na	0	0
91-92	14.97	0.23	1.54	all	1	na	0	1
95-96	3.67	0.17	4.63	all	0	na	0	0
96-97	9.12	0.06	0.66	all	88	na	0	88
98-99	10.19	0.05	0.49	all	3	na	0	3
99-101	8.04	0.07	0.87	all	0	na	0	0
101-102	9.22	0.01	0.11	all	0	na	0	0
105-106	10.84	0.07	0.65	all	1	na	3	4
106-107	10.42	0.34	3.26	1/64	5958	40	2146	6203
107-108	6.95	0.27	3.88	1/128	16760	12	0	16760
109-111	10.09	0.76	7.53	1/256	41356	20	1015	42371
111-112	19.28	1.10	5.71	1/1024	41427	12	1593	43020
115-116	18.69	1.77	9.47	1/1024	82183	8	4931	87114
116-117	18.86	1.61	8.54	1/1024	135737	9	5429	141166
117-118	12.30	0.93	7.56	1/512	84501	6	2081	86582
118-119	11.99	0.57	4.75	1/512	51243	14	854	52097
120-121	17.55	1.20	6.84	1/512	29466	14	292	30049
121-122	14.11	0.15	1.06	1/4	238	22	6	244
124-126	15.40	0.13	0.84	1/2	8	na	0	8
126-127	21.07	0.09	0.43	all	21	na	0	21
127-128	19.86	0.11	0.55	all	1	na	0	1
129-131	15.47	0.09	0.58	all	1	na	0	1
131-132	13.32	0.08	0.60	all	0	na	0	0
133-136	7.84	0.02	0.26	all	0	na	0	0
136-138	13.08	0.02	0.15	all	0	na	0	0
138-140	8.14	0.01	0.12	all	0	na	0	0

Table 6 7. (Continued).

Dep(cm)	P/B(%)	Ples	Pris
10-20	na	0	0
25-27	na	12	3
27-29	na	5	0
29-31	na	0	0
34-36	na	1	0
38-39	na	0	0
40-41	na	0	0
45-48	na	1	1
49-51	na	0	0
55-58	na	0	0
67-69	na	4	0
69-71	na	0	0
76-77	na	0	0
80-81	na	0	0
85-86	na	0	0
89-91	na	0	0
91-92	na	0	0
95-96	na	0	0
96-97	na	37	22
98-99	na	0	0
99-101	na	0	0
101-102	na	0	0
105-106	na	1	0
106-107	96	5220	921
107-108	100	13445	3315
109-111	97	32476	7611
111-112	95	33992	6905
115-116	94	33992	6905
116-117	97	91758	30405
117-118	96	63272	17899
118-119	98	40567	9822
120-121	99	20713	6710
121-122	97	193	45
124-126	na	8	0
126-127	na	15	7
127-128	na	0	1
129-131	na	0	1
131-132	na	0	0
133-136	na	0	0
136-138	na	0	0
138-140	na	0	0

Table 6 7. (Continued).

Dep(cm)	ODW(g)	>63um	CF(%)	Split	P(N)	Pbr(%)	B(N)	P+B(N)
140-142	15.76	0.10	0.63	all	0	na	0	0
144-146	18.94	1.80	9.50	1/8	0	na	0	0
146-148	18.46	2.31	12.51	1/8	0	na	0	0
149-151	15.22	2.50	16.43	1/8	3	na	0	3
151-152	9.82	1.56	15.89	1/4	0	na	0	0
153-157	10.51	0.37	3.52	all	0	na	0	0
157-158	10.28	0.09	0.88	all	37	na	3	40
161-162	9.48	0.11	1.16	all	1	na	6	7
168-169	12.81	0.04	0.31	all	0	na	0	0
181-182	9.77	0.09	0.92	all	104	15/82	0	104
187-189	11.38	0.07	0.62	all	0	na	2	2
201-202	11.68	0.04	0.34	all	0	na	0	0
211-212	14.41	0.04	0.28	all	0	na	0	0
221-222	9.60	0.08	0.83	all	48	1/40	16	64
225-227	10.32	0.06	0.58	all	0	na	0	0
235-236	10.10	0.05	0.50	all	0	na	1	1
245-247	13.32	0.12	0.90	all	0	na	0	0
256-258	14.26	0.71	4.98	all	0	na	0	0
270-272	8.28	0.03	0.36	all	0	na	0	0
277-279	9.67	0.03	0.31	all	0	na	0	0
286-288	8.33	0.05	0.60	all	0	na	0	0
296-298	10.70	0.04	0.37	all	0	na	0	0
310-312	12.81	0.07	0.55	all	0	na	0	0
320-322	14.33	0.08	0.56	all	0	na	0	0
331-333	11.67	0.09	0.77	all	0	na	0	0
341-342	7.88	0.08	1.02	all	0	na	0	0
351-353	11.33	0.04	0.35	all	0	na	0	0
361-363	12.94	0.07	0.54	all	0	na	0	0
368-370	7.54	0.05	0.66	all	0	na	0	0
378-380	8.65	0.04	0.46	all	0	na	0	0
388-390	9.49	0.06	0.63	all	0	na	0	0
400-402	9.80	0.03	0.31	all	0	na	0	0
411-413	13.37	0.05	0.37	all	0	na	0	0
421-423	9.01	0.03	0.33	all	0	na	0	0
430-432	10.22	0.05	0.49	all	0	na	0	0
437-439	16.62	0.11	0.66	all	0	na	0	0
451-453	16.55	0.19	1.15	all	1	na	56	56
457-459	10.53	0.19	1.80	all	18	na	27	45
468-470	12.00	0.35	2.92	1/16	1827	7	0	1827
478-480	10.32	0.24	2.33	1/8	1372	3	0	1372
491-493	15.86	0.34	2.14	all	63	6/40	1	64

Table 6-7. (Continued).

Dep(cm)	P/B(%)	Ples	Pris
140-142	na	0	0
144-146	na	0	0
146-148	na	0	0
149-151	na	2	1
151-152	na	0	0
153-157	na	0	0
157-158	na	35	2
161-162	na	1	0
168-169	na	0	0
181-182	100	86	18
187-189	na	0	0
201-202	na	0	0
211-212	na	0	0
221-222	na	33	14
225-227	na	0	0
235-236	na	0	0
245-247	na	0	0
256-258	na	0	0
270-272	na	0	0
277-279	na	0	0
286-288	na	0	0
296-298	na	0	0
310-312	0	0	0
320-322	0	0	0
331-333	0	0	0
341-342	0	0	0
351-353	0	0	0
361-363	0	0	0
368-370	0	0	0
378-380	0	0	0
388-390	0	0	0
400-402	0	0	0
411-413	0	0	0
421-423	0	0	0
430-432	0	0	0
437-439	0	0	0
451-453	1/93	1	0
457-459	19/47	18	0
468-470	100	1813	13
478-480	100	1372	0
491-493	100	62	1

Table 6 7. (Continued).

Dep(cm)	ODW(g)	>63um	CF(%)	Split	P(N)	Pbr(%)	B(N)	P+B(N)
500-502	12.52	0.05	0.40	all	2	na	1	2
507-509	15.48	0.11	0.71	all	92	1/50	355	448
520-522	12.95	0.07	0.54	1/4	266	3	837	1103
530-532	11.75	0.02	0.17	all	9	na	4	14
540-542	20.52	0.11	0.54	all	1	na	0	1
550-552	17.00	0.07	0.41	all	6	na	130	136
560-561	8.36	0.03	0.36	all	30	na	29	59
567-569	12.31	0.05	0.41	all	63	na	46	110
578-580	11.28	0.05	0.44	all	0	na	0	0
587-589	10.08	0.02	0.20	all	0	na	0	0
598-600	13.77	0.03	0.22	all	0	na	1	1
604-606	16.47	0.02	0.12	all	0	na	0	0
611-613	16.64	0.03	0.18	all	1	na	0	1
617-619	12.65	0.03	0.24	all	0	na	0	0
627-629	11.05	0.02	0.18	all	0	na	0	0
637-639	19.43	0.06	0.31	all	34	na	1	34
646-648	15.69	0.09	0.57	all	0	na	0	0
657-659	15.46	0.06	0.39	all	0	na	0	0
667-669	11.42	0.06	0.53	all	1	na	1	2
677-679	18.81	0.14	0.74	all	8	na	1	9
687-689	17.51	0.23	1.31	all	10	na	1	11
697-699	17.78	0.17	0.96	all	0	na	0	0
707-709	21.89	0.17	0.78	all	0	na	1	1
717-719	22.79	0.28	1.23	1/8	635	6	70	706
727-729	20.65	0.43	2.08	all	2	na	12	14
736-738	23.25	0.34	1.46	all	110	6	11	120
746-748	15.64	0.20	1.28	all	0	na	1	1
757-759	16.53	2.20	13.31	1/32	5091	8	194	5285
767-769	18.51	0.30	1.62	1/32	4521	5	640	5161
777-779	16.11	0.16	0.99	all	1	na	1	2
787-789	15.67	0.17	1.08	all	0	na	1	1
797-799	23.63	0.28	1.18	all	0	na	0	0
807-809	22.16	0.38	1.71	all	1	na	0	1
817-819	13.42	0.27	2.01	all	1	na	0	1
826-828	22.60	0.36	1.59	1/32	1996	5	156	2152
837-839	19.96	0.31	1.55	1/64	7567	6	321	7888
847-849	19.00	0.11	0.58	all	58	17	1	59
857-859	15.31	0.06	0.39	all	0	na	0	0
860-861	4.80	0.02	0.42	all	71	na	27	98

Table 6 7. (Continued).

Dep(cm)	P/B(%)	Ples	Pris
500-502	na	2	0
507-509	20	86	6
520-522	24	266	0
530-532	11/16	3	6
540-542	na	0	0
550-552	4	6	0
560-561	25/49	29	1
567-569	57	63	0
578-580	na	0	0
587-589	na	0	0
598-600	na	0	0
604-606	na	0	0
611-613	na	1	0
617-619	na	0	0
627-629	na	0	0
637-639	66/67	27	6
646-648	na	0	0
657-659	na	0	0
667-669	na	1	0
677-679	na	5	3
687-689	na	10	1
697-699	na	0	0
707-709	na	0	0
717-719	90	621	14
727-729	na	2	0
736-738	90	108	1
746-748	na	0	0
757-759	95	5033	58
767-769	88	4495	0
777-779	na	1	0
787-789	na	0	0
797-799	na	0	0
807-809	na	0	1
817-819	na	1	0
826-828	94	1968	28
837-839	95	7471	96
847-849	99	45	12
857-859	na	0	0
860-861	na	67	4

Table 6-8. Raw data of various environmental variables of core 95PC-1. All abbreviations are shown in Table 6-6.

Depth(cm)	ODW(g)	>63 μ m(g)	CF(%)	Split	P(N)	Pbr%	B(N)	P+B(N)
0-5	5.10	0.01	0.20	all	12	na	1	13
5-10	6.50	0.01	0.15	all	2	na	4	6
10-15	13.47	0.05	0.37	all	0	na	0	0
15-17	15.92	0.01	0.06	all	0	na	1	1
20-22	5.76	0.002	0.04	ull	12	na	2	13
24-26	8.91	0.004	0.04	all	0	na	0	0
35-37	5.37	0.004	0.07	all	0	na	1	1
40-42	8.62	0.004	0.05	all	0	na	0	0
47-49	7.83	0.006	0.08	all	0	na	1	1
52-54	7.11	0.01	0.14	ull	51	na	94	145
57-60	9.61	0.009	0.09	all	34	na	246	280
65-67	5.89	0.002	0.03	all	0	na	0	0
68-70	10.65	0.02	0.19	all	0	na	2	2
75-77	7.36	0.004	0.06	ull	0	na	0	0
79-81	8.38	0.01	0.12	all	0	na	0	0
85-87	3.98	0.004	0.10	all	15	na	4	19
95-97	9.29	0.003	0.03	all	2	na	0	2
97-99	7.56	0.01	0.13	ull	0	na	1	1
107-109	10.65	0.05	0.47	all	7	na	2	9
112-114	6.09	0.02	0.33	all	0	na	0	0
117-119	8.14	0.01	0.12	all	38	na	2	40
124-126	11.06	0.008	0.07	all	45	na	4	49
129-131	10.60	0.004	0.04	all	18	na	2	20
136-138	9.88	0.01	0.10	all	4	na	0	4
142-144	7.93	0.01	0.13	all	1	na	0	1
147-149	12.58	0.01	0.08	all	0	na	1	1
150-152	3.69	0.007	0.19	all	1	na	0	1
152-154	10.81	0.01	0.09	all	114	2/57	0	114
154-156	1.97	0.002	0.10	all	0	na	1	1
156-159	6.66	0.004	0.06	all	1	na	2	3
163-165	10.13	0.36	3.55	1/256	136	9	1	137
165-167	3.74	0.15	4.01	1/128	122	12	2	124
171-173	3.05	0.01	0.33	all	134	14	9	143
173-175	5.87	0.01	0.17	all	69	na	4	73
175-177	8.40	0.07	0.83	ull	57	na	7	64
177-179	16.35	0.10	0.61	all	80	na	6	86
179-181	4.88	0.10	2.05	1/4	148	26	2	150
184-186	14.16	0.38	2.68	1/32	120	22	12	132
190-192	7.34	0.34	4.63	1/64	106	10	28	134
197-199	13.59	1.13	8.31	1/128	127	7	89	216
206-208	10.89	1.36	12.49	3/256	117	23	128	245

Table 6-8. (Continued).

Depth(cm)	P/B(%)	Are	Plc	Pris	Plc%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
0-5	na	0	12	0	na	na	na	na	0	0
5-10	na	0	2	0	na	na	na	na	0	0
10-15	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
15-17	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
20-22	na	0	6	6	na	na	na	na	0	0
24-26	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
35-37	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
40-42	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
47-49	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
52-54	33	0	29	22	na	na	na	na	0	0
57-60	12	0	19	14	na	na	na	na	0	0
65-67	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
68-70	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
75-77	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
79-81	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
85-87	na	0	12	3	na	na	na	na	0	0
95-97	na	0	2	0	na	na	na	na	0	0
97-99	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
107-109	na	0	5	2	na	na	na	na	0	0
112-114	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
117-119	na	0	31	5	na	na	na	na	0	0
124-126	na	0	38	6	na	na	na	na	0	0
129-131	na	0	12	5	na	na	na	na	0	0
136-138	na	0	4	0	na	na	na	na	0	0
142-144	na	0	1	0	na	na	na	na	0	0
147-149	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
150-152	na	0	1	0	na	na	na	na	0	0
152-154	100	0	106	6	96	4	96	4	0	0
154-156	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
156-159	na	0	0	1	na	na	na	na	0	0
163-165	99	0	87	41	68	32	65	32	0	0
165-167	98	0	81	36	69	31	65	31	0	0
171-173	92	0	104	21	83	17	75	17	0	0
173-175	na	0	58	10	na	na	na	na	0	0
175-177	na	0	50	6	na	na	na	na	0	0
177-179	na	0	61	17	na	na	na	na	0	0
179-181	98	0	94	52	64	36	64	36	0	0
184-186	90	0	81	38	68	32	67	32	0	0
190-192	80	0	71	32	68	32	66	31	0	0
197-199	63	0	82	30	74	26	65	24	0	0
206-208	42	0	80	24	76	24	70	20	0	0

Table 6-8. (Continued).

Depth(cm)	ODW(g)	>63 um(g)	CF(%)	Split	P(N)	Pbr%	B(N)	P+B(N)
213-215	7.38	1.20	16.26	1/128	147	11	88	235
219-221	22.19	4.15	18.70	3/1024	117	5	106	223
226-228	11.63	2.18	18.74	3/512	107	21	83	190
235-237	15.01	2.35	15.66	1/32	100	24	95	195
243-245	21.05	3.45	16.39	1/256	110	9	118	228
248-250	12.43	1.73	13.92	1/256	104	4	60	164
255-257	6.66	0.88	13.21	1/128	110	6	75	185
265-267	26.95	3.40	12.62	1/1024	114	12	101	215
273-275	18.10	2.73	15.08	1/512	111	23	74	185
280-282	9.58	1.27	13.26	3/512	147	8	79	226
287-289	10.81	1.56	14.43	3/512	132	5	88	220
293-295	18.91	2.35	12.43	3/1024	147	2	119	266
301-303	19.58	2.32	11.85	3/1024	103	2	101	204
308-310	11.20	1.24	11.07	3/512	123	9	98	221
328-330	12.98	1.51	11.63	1/256	105	6	85	190
333-335	19.67	1.98	10.07	1/256	142	7	111	253
338-340	18.43	1.74	9.44	1/512	115	5	70	185
343-345	30.29	3.29	10.86	1/1024	121	1	89	210
348-350	21.68	2.78	12.82	1/512	117	10	81	198
353-355	20.80	2.43	11.68	1/512	102	8	75	177
358-360	20.55	2.42	11.78	1/512	116	4	80	196
365-367	16.33	2.11	12.92	1/256	101	3	87	188
373-375	28.22	3.18	11.27	1/512	123	7	88	211
378-380	13.46	1.26	9.36	1/256	110	2	96	206
383-385	31.32	2.70	8.62	1/128	136	9	93	229
388-390	11.21	1.06	9.46	1/64	103	8	81	184
393-395	17.50	1.23	7.03	1/64	104	4	57	161
398-400	13.69	1.06	7.74	1/64	134	6	57	191
404-406	16.01	1.42	8.87	1/128	109	3	51	160
411-413	20.12	1.55	7.70	1/256	122	5	67	189
416-418	12.15	0.73	6.01	1/64	108	2	69	177
422-424	9.51	0.87	9.15	1/32	101	9	76	177
428-430	11.32	1.06	9.36	1/64	137	4	69	206
437-438	10.39	0.69	6.64	3/64	104	4	78	182
444-446	6.93	0.89	12.84	3/64	108	12	103	211
447-449	21.63	2.33	10.77	3/256	103	7	142	245
452-454	8.66	1.34	15.47	1/32	104	7	104	208
455-457	7.87	0.69	8.77	5/64	109	3	74	183
458-460	13.26	0.77	5.81	1/32	104	1	69	173
474-476	6.57	0.05	0.76	1/8	170	1	7	177
481-483	9.57	0.19	1.99	1/4	121	6	2	123

Table 6-8. (Continued).

Depth(cm)	P/B(%)	Are	Ple	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
213-215	64	0	112	28	81	19	79	19	0	0
219-221	42	0	89	20	83	17	77	17	0	0
226-228	58	0	73	27	73	27	67	26	0	0
235-237	50	0	79	21	79	21	79	21	0	0
243-245	55	0	75	25	75	25	67	23	0	0
248-250	60	0	72	28	72	28	70	27	0	0
255-257	56	0	77	29	71	29	68	28	0	0
265-267	49	0	81	31	70	30	69	29	0	0
273-275	54	0	89	20	81	19	80	18	0	0
280-282	68	0	106	29	78	22	78	21	0	0
287-289	60	0	107	23	82	28	85	15	0	0
293-295	58	0	110	31	75	25	71	24	0	0
301-303	50	0	82	18	82	18	79	18	0	0
308-310	48	0	100	21	81	19	79	19	0	0
328-330	56	0	85	18	83	17	83	15	0	0
333-335	50	0	120	21	88	12	87	12	0	0
338-340	56	0	103	12	88	12	88	12	0	0
343-345	54	0	99	22	82	18	82	18	0	0
348-350	59	0	96	20	82	18	81	18	0	0
353-355	65	0	88	14	86	14	86	14	0	0
358-360	70	0	99	15	86	14	84	14	0	0
365-367	54	0	82	18	82	18	81	18	0	0
373-375	54	0	93	28	74	26	73	26	0	0
378-380	52	0	89	18	83	17	80	17	0	0
383-385	53	0	116	20	83	17	83	17	0	0
388-390	53	0	91	11	89	11	88	11	0	0
393-395	63	0	92	11	89	11	88	10	0	0
398-400	70	0	117	15	88	12	86	12	0	0
404-406	69	0	97	12	90	10	90	10	0	0
411-413	59	0	99	21	81	19	79	19	0	0
416-418	56	0	88	18	83	17	82	17	0	0
422-424	56	0	91	10	90	10	90	10	0	0
428-430	58	0	112	24	83	17	83	17	0	0
437-438	57	0	80	24	77	23	77	23	0	0
444-446	51	0	91	14	86	14	85	14	0	0
447-449	44	0	83	20	80	20	80	20	0	0
452-454	44	0	98	5	96	4	95	4	0	0
455-457	56	0	98	9	91	9	89	9	0	0
458-460	64	0	93	9	91	9	89	9	0	0
474-476	96	0	161	7	98	2	97	2	0	0
481-483	99	0	115	5	97	3	96	3	0	0

Table 6 8. (Continued).

Depth(cm)	P/B(%)	Are	Ple	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
486-488	96	0	135	10	97	3	97	3	0	0
492-494	98	0	103	1	99	1	99	1	0	0
507-509	99	0	220	21	93	7	93	7	0	0
512-514	94	0	91	9	91	9	88	9	0	0
517-519	99	0	147	9	92	8	92	8	0	0
523-525	99	0	98	14	89	11	85	11	0	0
527-529	100	0	166	16	91	9	90	9	0	0
530-532	96	0	83	15	85	15	83	15	0	0
537-539	94	0	95	19	82	18	80	17	0	0
545-547	88	0	121	24	83	17	81	17	0	0
550-552	97	0	151	26	83	17	79	16	0	0
555-557	98	0	85	18	82	18	77	18	0	0
560-562	50	0	79	26	76	24	72	21	0	0
565-567	93	0	110	29	77	23	77	23	2	0
570-572	82	0	84	22	80	20	75	20	0	0
575-577	92	0	180	32	86	14	81	14	0	0
585-587	55	0	63	30	69	31	58	29	0	0
591-593	97	0	87	18	84	16	80	16	0	0
603-605	82	0	95	21	83	17	80	17	0	0
611-613	88	0	71	22	77	23	75	23	0	0
617-619	31	0	79	27	73	27	71	24	0	2
624-626	27	0	99	17	85	15	83	14	0	0
643-645	30	0	72	28	72	28	71	27	0	0
655-657	28	0	73	32	70	30	68	29	0	2
664-666	26	0	73	30	71	29	69	27	0	0
672-674	27	0	68	27	73	27	61	22	0	2
695-697	24	0	74	29	72	28	61	24	0	3
705-707	25	0	49	34	61	39	49	34	0	5
722-724	17	0	59	37	62	38	57	36	0	3
742-744	18	0	57	29	69	31	57	29	0	2
765-767	21	0	79	25	76	24	71	22	0	5
783-785	23	0	83	46	63	37	60	30	0	3
808-810	21	0	93	26	76	24	69	22	0	1
828-830	26	0	107	40	74	26	68	20	0	0
850-852	32	0	91	41	70	30	60	26	0	0
870-872	30	0	102	29	81	19	69	16	0	0
890-892	21	0	72	28	72	28	66	25	0	0
906-908	31	0	77	33	69	31	63	26	0	0
930-932	16	0	95	25	80	20	75	18	0	0

Table 6-8. (Continued).

Depth(cm)	ODW(g)	>63 um(g)	CF(%)	Split	P(N)	Pbr%	B(N)	P+B(N)
486-488	6.51	0.04	0.61	1/8	145	5	6	150
492-494	8.24	0.08	0.97	1/32	105	4	99	204
507-509	13.77	0.08	0.58	1/64	243	1	2	245
512-514	12.28	0.42	3.42	1/128	103	3	10	113
517-519	10.29	0.12	1.17	1/32	160	2	2	162
523-525	17.99	0.28	1.56	1/128	116	1	2	118
527-529	17.09	0.29	1.70	1/128	186	2	0	186
530-532	14.69	0.29	1.97	1/128	100	1	4	104
537-539	6.14	0.11	1.79	1/64	117	4	11	128
545-547	18.42	0.70	3.80	1/128	149	3	23	172
550-552	12.98	0.69	5.32	1/256	188	4	3	191
555-557	15.07	0.63	4.18	1/512	108	1	4	112
560-562	8.17	0.27	3.30	3/128	112	2	109	221
565-567	16.80	0.35	2.08	1/128	139	1	7	146
570-572	12.63	0.26	2.06	1/16	111	2	30	141
575-577	8.67	0.22	2.54	1/64	230	1	10	240
585-587	11.01	0.11	1.00	1/16	106	1	214	108
591-593	16.67	0.48	2.88	1/256	109	4	4	113
603-605	14.52	0.29	2.00	1/128	122	2	15	137
611-613	14.72	0.33	2.24	1/256	102	0	13	115
617-619	12.11	3.16	26.09	3/512	112	1	188	300
624-626	9.39	0.24	2.56	1/16	119	5	269	388
643-645	11.63	0.92	7.91	1/64	102	2	246	348
655-657	21.59	1.57	7.27	1/128	108	0	232	340
664-666	28.65	2.81	9.81	1/256	107	1	203	310
672-674	31.85	2.54	7.97	1/512	115	1	275	390
695-697	28.53	2.65	9.29	1/512	123	1	335	458
705-707	23.27	2.21	9.50	1/512	100	3	320	420
722-724	19.97	1.75	8.76	1/256	103	2	374	477
742-744	20.98	3.90	18.59	1/1024	100	1	282	382
765-767	42.76	18.48	43.22	1/8192	111	1	324	435
783-785	36.34	8.59	23.64	1/4096	140	5	377	517
808-810	28.26	3.68	13.02	3/4096	131	3	350	481
828-830	27.37	4.41	16.11	3/4096	171	2	424	595
850-852	26.51	10.02	37.80	1/2048	149	2	293	442
870-872	16.92	5.46	32.27	1/1024	150	4	288	438
890-892	38.41	14.93	38.87	1/4096	109	6	302	411
906-908	23.48	5.25	22.36	3/4096	125	0	329	454
930-932	33.68	11.41	33.88	3/8192	128	2	285	413

Table 6-9. Number of planktonic and benthic foraminifers in 10 g sediment of 95PC-1. All abbreviations are shown in Table 6.6.

Depth(cm)	ODW(g)	>63 μ m(g)	CF(%)	Split	P(N)	Pbr%	B(N)
0-5	5.10	0.01	0.20	all	24	na	2
5-10	6.50	0.01	0.15	all	3	na	6
10-15	13.47	0.05	0.37	all	0	na	0
15-17	15.92	0.01	0.06	all	0	na	1
20-22	5.76	0.002	0.04	all	21	na	3
24-26	8.91	0.004	0.04	all	0	na	0
35-37	5.37	0.004	0.07	all	0	na	2
40-42	8.62	0.004	0.05	all	0	na	0
47-49	7.83	0.006	0.08	all	0	na	1
52-54	7.11	0.01	0.14	all	72	na	132
57-60	9.61	0.009	0.09	all	35	na	256
65-67	5.89	0.002	0.03	all	0	na	0
68-70	10.65	0.02	0.19	all	0	na	2
75-77	7.36	0.004	0.06	all	0	na	0
79-81	8.38	0.01	0.12	all	0	na	0
85-87	3.98	0.004	0.10	all	38	na	10
95-97	9.29	0.003	0.03	all	2	na	0
97-99	7.56	0.01	0.13	all	0	na	1
107-109	10.65	0.05	0.47	all	7	na	2
112-114	6.09	0.02	0.33	all	0	na	0
117-119	8.14	0.01	0.12	all	47	na	2
124-126	11.06	0.008	0.07	all	41	na	4
129-131	10.60	0.004	0.04	all	17	na	2
136-138	9.88	0.01	0.10	all	4	na	0
142-144	7.93	0.01	0.13	all	1	na	0
147-149	12.58	0.01	0.08	all	0	na	1
150-152	3.69	0.007	0.19	all	3	na	0
152-154	10.81	0.01	0.09	all	105	na	0
154-156	1.97	0.002	0.10	all	0	na	5
156-159	6.66	0.004	0.06	all	2	na	3
163-165	10.13	0.36	3.55	1/256	34369	9	253
165-167	3.74	0.15	4.01	1/128	41754	12	684
171-173	3.05	0.01	0.33	all	439	14	29
173-175	5.87	0.01	0.17	all	118	na	7
175-177	8.40	0.07	0.83	all	68	na	8
177-179	16.35	0.10	0.61	all	49	na	4
179-181	4.88	0.10	2.05	1/4	1213	26	16
184-186	14.16	0.38	2.68	1/32	2712	22	271
190-192	7.34	0.34	4.63	1/64	9243	10	2441
197-199	13.59	1.13	8.31	1/128	11962	7	8383
206-208	10.89	1.36	12.49	3/256	9168	23	10030

Table 6-9. (Continued).

Depth(cm)	P+B(N)	P/B(%)	Arc	Plc	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
0-5	26	na	0	24	0	na	na	na	na	0	0
5-10	9	na	0	3	0	na	na	na	na	0	0
10-15	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
15-17	1	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
20-22	24	na	0	10	10	na	na	na	na	0	0
24-26	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
35-37	2	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
40-42	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
47-49	1	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
52-54	204	33	0	41	31	na	na	na	na	0	0
57-60	291	12	0	20	15	na	na	na	na	0	0
65-67	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
68-70	2	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
75-77	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
79-81	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
85-87	48	na	0	30	8	na	na	na	na	0	0
95-97	2	na	0	2	0	na	na	na	na	0	0
97-99	1	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
107-109	9	na	0	5	2	na	na	na	na	0	0
112-114	0	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
117-119	49	na	0	38	6	na	na	na	na	0	0
124-126	45	na	0	34	5	na	na	na	na	0	0
129-131	19	na	0	11	5	na	na	na	na	0	0
136-138	4	na	0	4	0	na	na	na	na	0	0
142-144	1	na	0	1	0	na	na	na	na	0	0
147-149	1	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
150-152	3	na	0	3	0	na	na	na	na	0	0
152-154	105	100	0	98	6	96	4	96	4	0	0
154-156	5	na	0	0	0	na	na	na	na	0	0
156-159	5	na	0	0	2	na	na	na	na	0	0
163-165	34622	99	0	21986	10361	68	32	65	32	0	0
165-167	42438	98	0	27722	12321	69	31	65	31	0	0
171-173	468	92	0	341	69	83	17	75	17	0	0
173-175	125	na	0	99	17	na	na	na	na	0	0
175-177	76	na	0	60	7	na	na	na	na	0	0
177-179	53	na	0	37	10	na	na	na	na	0	0
179-181	4126	1230	0	770	426	64	36	64	36	0	0
184-186	2983	90	0	1831	859	68	32	67	32	0	0
190-192	11684	80	0	6191	2790	68	32	66	31	0	0
197-199	20345	63	0	7723	2826	74	26	65	24	0	0
206-208	19198	42	0	6269	1881	76	24	70	20	0	0

Table 6-9. (Continued).

Depth (cm)	ODW(g)	>63 μ m(g)	CF(%)	Split	P(N)	Pbr%	B(N)
213-215	7.38	1.20	16.26	1/128	25496	11	15263
219-221	22.19	4.15	18.70	3/1024	17997	5	16305
226-228	11.63	2.18	18.74	3/512	15702	21	12180
235-237	15.01	2.35	15.66	1/32	2132	24	2025
243-245	21.05	3.45	16.39	1/256	13378	9	14351
248-250	12.43	1.73	13.92	1/256	21419	4	12357
255-257	6.66	0.88	13.21	1/128	21141	6	14414
265-267	26.95	3.40	12.62	1/1024	43316	12	38376
273-275	18.10	2.73	15.08	1/512	31399	23	20933
280-282	9.58	1.27	13.26	3/512	26188	8	14074
287-289	10.81	1.56	14.43	3/512	20840	5	13893
293-295	18.91	2.35	12.43	3/1024	26534	2	21480
301-303	19.58	2.32	11.85	3/1024	17956	2	17607
308-310	11.20	1.24	11.07	3/512	18743	9	14933
328-330	12.98	1.51	11.63	1/256	20709	6	16764
333-335	19.67	1.98	10.07	1/256	18481	7	14446
338-340	18.43	1.74	9.44	1/512	31948	5	19447
343-345	32.29	3.29	10.86	1/1024	40906	1	30088
348-350	21.68	2.78	12.82	1/512	27631	10	19129
353-355	20.80	2.43	11.68	1/512	25108	8	18462
358-360	20.55	2.42	11.78	1/512	28901	4	19932
365-367	16.33	2.11	12.92	1/256	15833	3	13639
373-375	28.22	3.18	11.27	1/512	22316	7	15966
378-380	13.46	1.26	9.36	1/256	20921	2	18259
383-385	31.32	2.70	8.62	1/128	5558	9	3801
388-390	11.21	1.06	9.46	1/64	5605	8	4624
393-395	17.50	1.23	7.03	1/64	3803	4	2085
398-400	13.69	1.06	7.74	1/64	6264	6	2665
404-406	16.01	1.42	8.87	1/128	8715	3	4077
411-413	20.12	1.55	7.70	1/256	15523	5	8525
416-418	12.15	0.73	6.01	1/64	5689	2	3635
422-424	9.51	0.87	9.15	1/32	3399	9	2557
428-430	11.32	1.06	9.36	1/64	7746	4	3901
437-438	10.39	0.69	6.64	3/64	2135	4	1602
444-446	6.93	0.89	12.84	3/64	3325	12	3171
447-449	21.63	2.33	10.77	3/256	4063	7	5602
452-454	8.66	1.34	15.47	1/32	3843	7	3843
455-457	7.87	0.69	8.77	5/64	1773	3	1204
458-460	13.26	0.77	5.81	1/32	2510	1	1665
474-476	6.57	0.05	0.76	1/8	2070	1	85
481-483	9.57	0.19	1.99	1/4	506	6	8

Table 6-9. (Continued).

Depth(cm)	P+B(N)	P/B(%)	Arc	Plc	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
213-215	40759	64	0	19425	4856	81	19	79	19	0	0
219-221	34302	42	0	13690	3076	83	17	77	17	0	0
226-228	27882	58	0	10713	3962	73	27	67	26	0	0
235-237	4157	50	0	1684	448	79	21	79	21	0	0
243-245	27729	55	0	9121	3040	75	25	67	23	0	0
248-250	33776	60	0	14829	5767	72	28	70	27	0	0
255-257	35555	56	0	14799	5574	71	29	68	28	0	0
265-267	81692	49	0	30777	11779	70	30	69	29	0	0
273-275	52332	54	0	25176	5657	81	19	80	18	0	0
280-282	40262	68	0	18884	5166	78	22	78	21	0	0
287-289	34733	60	0	16893	3631	82	28	85	15	0	0
293-295	48014	58	0	19855	5596	75	25	71	24	0	0
301-303	35563	50	0	14295	3138	82	18	79	18	0	0
308-310	33676	48	0	15238	3200	81	19	79	19	0	0
328-330	37473	56	0	16764	3550	83	17	83	15	0	0
333-335	32927	50	0	15618	2733	88	12	87	12	0	0
338-340	51395	56	0	28614	3334	88	12	88	12	0	0
343-345	70994	54	0	33468	7437	82	18	82	18	0	0
348-350	46760	59	0	22672	4723	82	18	81	18	0	0
353-355	43570	65	0	21662	3446	86	14	86	14	0	0
358-360	48833	70	0	24666	3737	86	14	84	14	0	0
365-367	29472	54	0	12855	2822	82	18	81	18	0	0
373-375	38282	54	0	16873	5080	74	26	73	26	0	0
378-380	39180	52	0	16927	3423	83	17	80	17	0	0
383-385	9359	53	0	4740	817	83	17	83	17	0	0
388-390	10229	53	0	5195	628	89	11	88	11	0	0
393-395	5888	63	0	3365	402	89	11	88	10	0	0
398-400	8929	70	0	5470	701	88	12	86	12	0	0
404-406	12792	69	0	7755	959	90	10	90	10	0	0
411-413	24048	59	0	12596	2672	81	19	79	19	0	0
416-418	9324	56	0	4635	948	83	17	82	17	0	0
422-424	5956	56	0	3062	336	90	10	90	10	0	0
428-430	11647	58	0	6332	1357	83	17	83	17	0	0
437-438	3737	57	0	1643	493	77	23	77	23	0	0
444-446	6496	51	0	2801	431	86	14	85	14	0	0
447-449	9665	44	0	3274	789	80	20	80	20	0	0
452-454	7686	44	0	3621	185	96	4	95	4	0	0
455-457	2977	56	0	1594	146	91	9	89	9	0	0
458-460	4175	64	0	2244	217	91	9	89	9	0	0
474-476	2155	96	0	1960	85	98	2	97	2	0	0
481-483	514	99	0	481	21	97	3	96	3	0	0

Table 6-9. (Continued).

Depth(cm)	ODW(g)	>63 um(g)	CF(%)	Split	P(N)	Pbr%	B(N)
486-488	6.51	0.04	0.61	1/8	1782	5	74
492-494	8.24	0.08	0.97	1/32	4078	4	3845
507-509	13.77	0.08	0.58	1/64	11294	1	93
512-514	12.28	0.42	3.42	1/128	10736	3	1042
517-519	10.29	0.12	1.17	1/32	4976	2	62
523-525	17.99	0.28	1.56	1/128	8253	1	142
527-529	17.09	0.29	1.70	1/128	13931	2	0
530-532	14.69	0.29	1.97	1/128	8713	1	349
537-539	6.14	0.11	1.79	1/64	12195	4	747
545-547	18.42	0.70	3.80	1/128	10354	3	1598
550-552	12.98	0.69	5.32	1/256	37079	4	592
555-557	15.07	0.63	4.18	1/512	36693	1	1359
560-562	8.17	0.27	3.30	3/128	5849	2	5692
565-567	16.80	0.35	2.08	1/128	10590	1	533
570-572	12.63	0.26	2.06	1/16	1406	2	380
575-577	8.67	0.22	2.54	1/64	16978	1	738
585-587	11.01	0.11	1.00	1/16	1540	1	3110
591-593	16.67	0.48	2.88	1/256	16739	4	614
603-605	14.52	0.29	2.00	1/128	10755	2	1322
611-613	14.72	0.33	2.24	1/256	17739	0	2261
617-619	12.11	3.16	26.09	3/512	15784	1	26495
624-626	9.39	0.24	2.56	1/16	2028	5	4586
643-645	11.63	0.92	7.91	1/64	5613	2	13537
655-657	21.59	1.57	7.27	1/128	6403	0	13755
664-666	28.65	2.81	9.81	1/256	9561	1	18139
672-674	31.85	2.54	7.97	1/512	18487	1	44207
695-697	28.53	2.65	9.29	1/512	22074	1	60119
705-707	23.27	2.21	9.50	1/512	22003	3	70408
722-724	19.97	1.75	8.76	1/256	13204	2	47944
742-744	20.98	3.90	18.59	1/1024	48808	1	137640
765-767	42.76	18.48	43.22	1/8192	212625	1	620722
783-785	36.34	8.59	23.64	1/4096	157799	5	424929
808-810	28.26	3.68	13.02	3/4096	63244	3	169096
828-830	27.37	4.41	16.11	3/4096	85302	2	211509
850-852	26.51	10.02	37.80	1/2048	115108	2	226354
870-872	16.92	5.46	32.27	1/1024	90780	4	174298
890-892	38.41	14.93	38.87	1/4096	116236	6	322049
906-908	23.48	5.25	22.36	3/4096	72686	0	191309
930-932	33.68	11.41	33.88	3/8192	103778	2	231069

Table 6-9. (Continued).

Depth(cm)	P+B(N)	P/B(%)	Are	Ple	Pris	Ple%	Pri%	Plew%	Priw%	Gm	Os
486-488	1856	96	0	1659	123	97	3	97	3	0	0
492-494	7923	98	0	400	39	99	1	99	1	0	0
507-509	11387	99	0	10225	976	93	7	93	7	0	0
512-514	11778	94	0	9485	938	91	9	88	9	0	0
517-519	5038	99	0	4571	280	92	8	92	8	0	0
523-525	8395	99	0	6973	996	89	11	85	11	0	0
527-529	13931	100	0	12433	1198	91	9	90	9	0	0
530-532	9062	96	0	7232	1307	85	15	83	15	0	0
537-539	13342	94	0	9902	1980	82	18	80	17	0	0
545-547	11952	88	0	8408	1668	83	17	81	17	0	0
550-552	37671	97	0	29781	5128	83	17	79	16	0	0
555-557	38052	98	0	28879	6115	82	18	77	18	0	0
560-562	11541	50	0	4126	1358	76	24	72	21	0	0
565-567	11123	93	0	8381	2210	77	23	77	23	2	0
570-572	1786	82	0	1064	279	80	20	75	20	0	0
575-577	17716	92	0	13287	2362	86	14	81	14	0	0
585-587	4650	55	0	916	436	69	31	58	29	0	0
591-593	17353	97	0	13361	2764	84	16	80	16	0	0
603-605	12077	82	0	8375	1851	83	17	80	17	0	0
611-613	20000	88	0	12348	3826	77	23	75	23	0	0
617-619	42279	31	0	11133	3805	73	27	71	24	0	2
624-626	6614	27	0	1687	290	85	15	83	14	0	0
643-645	19150	30	0	3962	1541	72	28	71	27	0	0
655-657	20158	28	0	4328	1897	70	30	68	29	0	2
664-666	27700	26	0	6523	2681	71	29	69	27	0	0
672-674	62694	27	0	10931	4340	73	27	61	22	0	2
695-697	82193	24	0	13280	5204	72	28	61	24	0	3
705-707	92411	25	0	10781	7481	61	39	49	34	0	5
722-724	61148	17	0	7563	4743	62	38	57	36	0	3
742-744	186448	18	0	27821	14154	69	31	57	29	0	2
765-767	833377	21	0	2E+05	47895	76	24	71	22	0	5
783-785	582728	23	0	93552	51848	63	37	60	30	0	3
808-810	232340	21	0	44931	12561	76	24	69	22	0	1
828-830	296811	26	0	53376	19954	74	26	68	20	0	0
850-852	341462	32	0	70301	31674	70	30	60	26	0	0
870-872	265078	30	0	61730	17551	81	19	69	16	0	0
890-892	438285	21	0	76780	29859	72	28	66	25	0	0
906-908	263995	31	0	44775	19189	69	31	63	26	0	0
930-932	334847	16	0	77023	20269	80	20	75	18	0	0

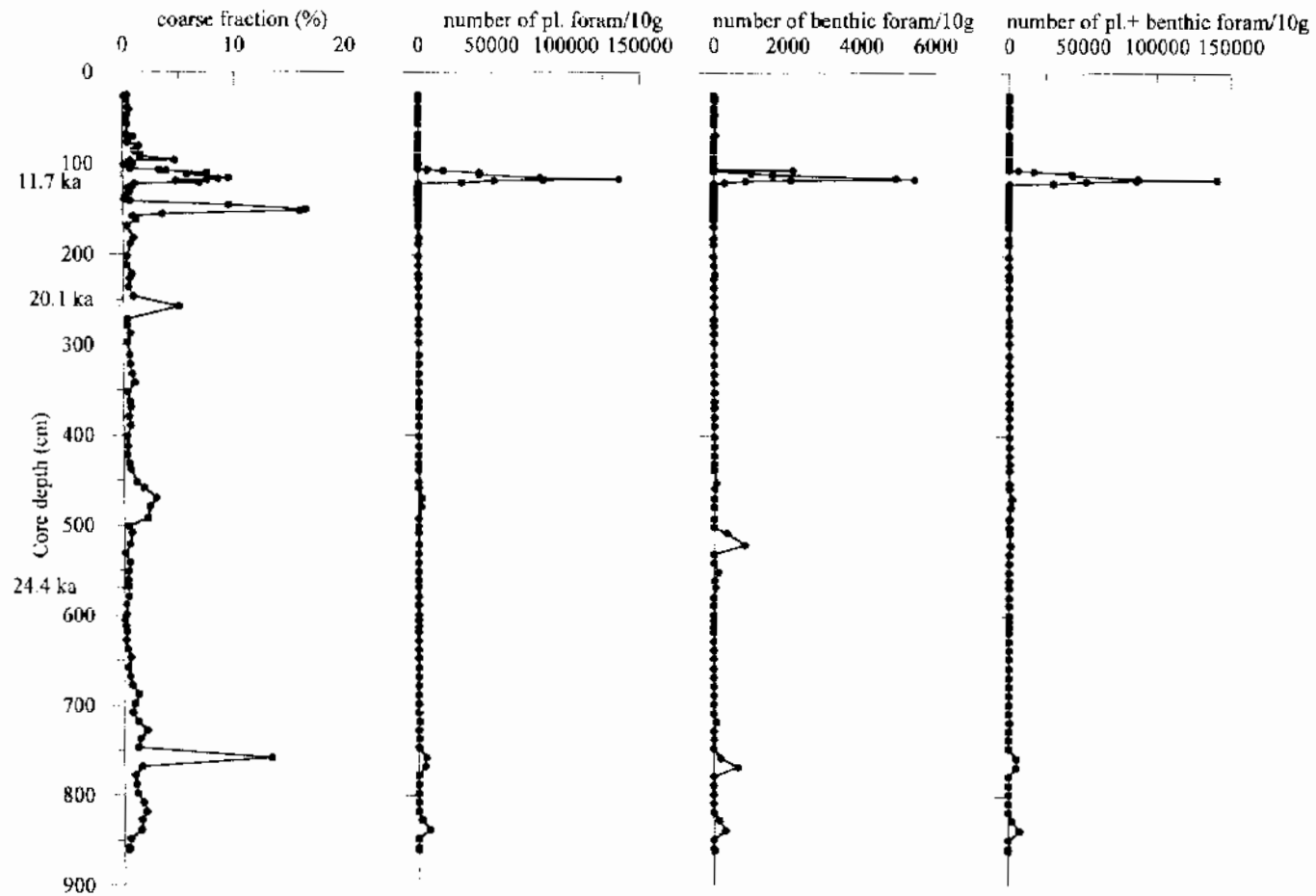


Fig. 6 9. Coarse fraction content, number of planktonic foraminifera, number of benthic foraminifera, and number of planktonic plus benthic foraminifera in 10 g sediment of core 94PC-2.

수 있다 (Williams et al., 1985). 조립질퇴적물의 상대적인 함량은 또한 퇴적물의 퇴적 형태를 나타내는 지시사로 사용될 수 있다. 많은 양의 조립질퇴적물은 이동된 퇴적물에서 나타난다 (Douglas, 1973; Yamashiro, 1975; Berger and Killingley, 1977). 본 코아 퇴적물에서 급격한 조립질퇴적물의 함량변화가 없으며 또한 모든 구간에서 매우 낮은 조립질 퇴적물의 함량을 보이는데 이는 본 코아 퇴적물이 용해를 많이 받았으며 퇴적물의 이동현상은 중요하지 않았음을 지시한다. 하지만 본 코아 퇴적물의 약 500~550 cm 구간은 다른 구간에 비해 매우 낮은 부유성/저서성유공충의 비율을 보인다 (Fig. 6-10). 부유성/저서성유공충의 비율은 고수심의 지시사로 사용될 수 있다 (Parker and Berger, 1971). 부유성/저서성 유공충의 비율은 수심이 낮은 곳에서 깊은 곳으로 향할수록 증가하는 경향이 있다. 본 연구에서 약 500~550 cm 코아깊이에서 부유성/저서성유공충의 비율이 낮은 이유는 수심의 변화 때문이라 생각되지 않는다. 부유성/저서성유공충의 비율은 또한 유공충이 퇴적되는 동안 저층수의 온도 및 용해된 이산화탄소의 양에 의해서 영향을 받는다. 즉 서층수가 차거나 이산화탄소의 함량이 높으면 부유성유공충이 저서성유공충 보다 용해에 민감하기 때문에 상대적으로 부유성/저서성유공충의 비율이 낮아진다 (Berger, 1968, 1973). 그러므로 코아깊이 500~550 cm가 퇴적되는 동안 온도가 낮고 이산화탄소가 풍부한 저층수에 의하여 부유성 유공충이 용해되어 상대적으로 부유성/저서성 유공충의 비율이 감소된 것으로 생각된다. 하지만 코아깊이 500~550 cm에서 깨어진 유공충의 수는 감소한다 (Fig. 6-10). 깨어진 부유성유공충의 비율은 부유성유공충의 용해정도를 나타내는 강력한 지시사로 사용될 수 있다 (Thunell, 1976; Balsam, 1982; Vincent and Berger, 1981). 깨어진 부유성유공충의 비율이 증가할수록 유공충 각이 용해를 많이 받은 것이다 (Berger, 1970). 깨어진 유공충의 비율은 또한 육상퇴적물의 양에 의해서 거의 영향을 받지 않는다 (Balsam, 1982). 본 코아에서 코아깊이 500~550 cm에서 깨어진 부유성유공충의 비율이 낮고 부유성/저서성유공충의 비율이 낮음은 용해를 적게 받았거나 아니면 수심이 얕은 지역에서 이동되어 퇴적되었음을 의미한다. 정확한 원인을 알기 위해서는 저서성 유공충의 분류가 필요하므로 현재로서는 알 수 없다.

본 코아에서 퇴적물 10 g 당 총 부유성 유공충의 수는 코아 깊이당 많은 차이를 보인다 (0~135,737 개체) (Table 6-7; Fig. 6-9). 부유성 유공충 현존량의 현저한 특징을 보면 본 코아의 최상부에서 106 cm까지는 부유성 유공충이 거의 나타나지 않다가 106~122 cm까지는 많은 수가 나타나며 124~459 cm까지는 거의 나타나지 않는

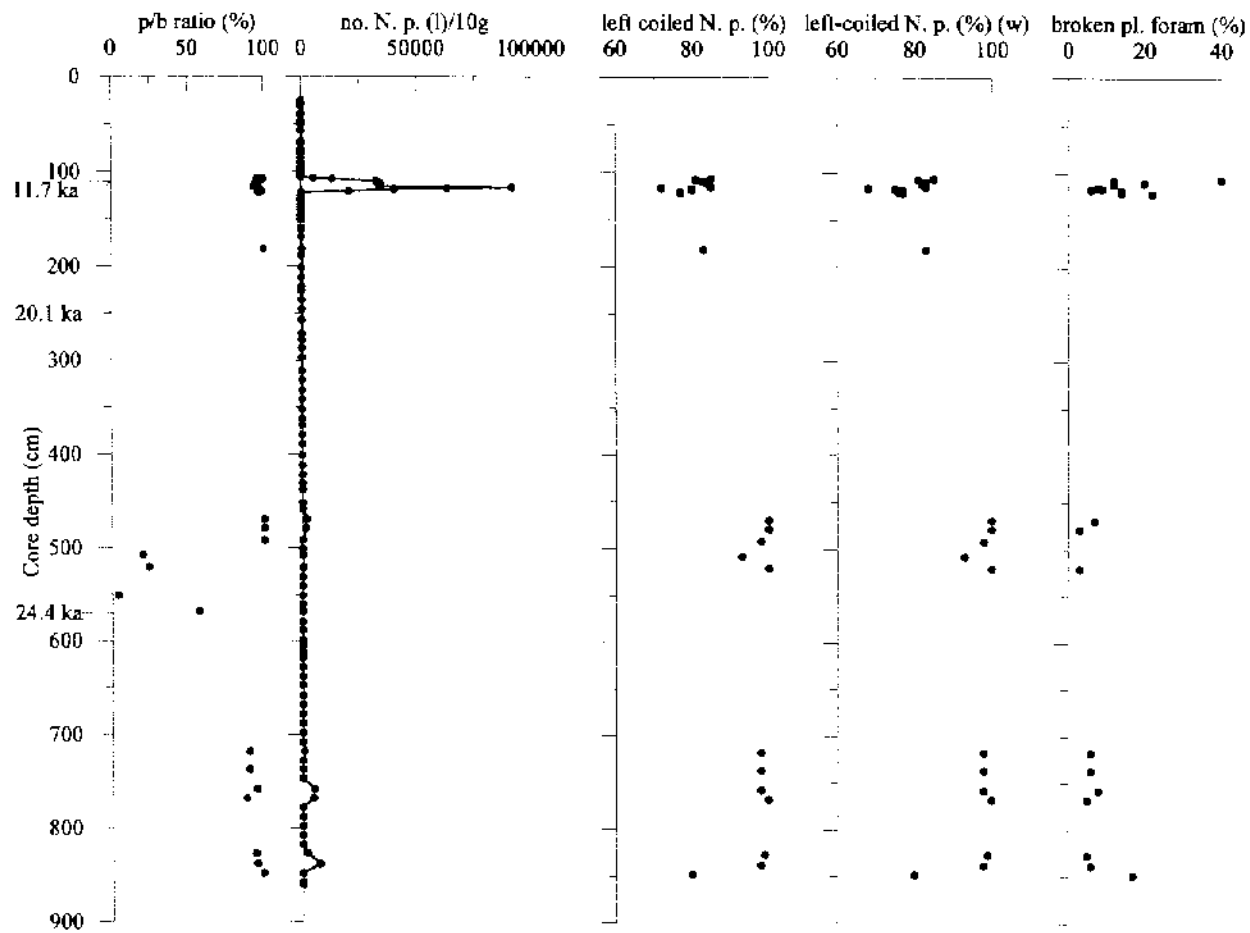


Fig. 6-10. Planktonic/benthic foraminifera ratio (p/b), number of left coiled *Neoglobobadrina pachyderma*, relative abundances of left coiled *N. pachyderma* (left coiled *N. p.* (%)), relative abundances of left coiled *N. pachyderma* within whole planktonic foraminifera (left-coiled *N. p.* (%) (W)), and relative abundances of broken planktonic foraminifera of core 94PC-2.

다. 다시 468~569 cm까지는 나타나다가 578~709 cm까지는 거의 나타나지 않으며 717~769 cm에서 산발적으로 나타난다. 구간 777~819 cm까지는 나타나지 않다가 또 다시 826cm에서 코아의 최하부까지 나타난다 (Table 6-7). 저서성유공충 및 총유공충 (부유성+저서성)의 현존량도 비슷한 경향을 보인다 (Table 6-7). 유공충의 현존량에 미치는 요소는 용승작용, 수괴의 특성, 생산성 등 많은 요인이 있지만 이중 어느 요소가 본 코아의 산발적인 유공충 현존량에 영향을 미쳤는지는 현재로서는 알기가 어렵다. 본 코아에서 유공충이 어떤 깊이에서는 나타나며 어떤 깊이에서는 나타나지 않는지는 매우 흥미롭다. 이러한 예는 동해이외의 다른 지역에서는 흔하게 관찰되지 않는 경우이다. 용승작용이나 수괴의 특성이 미친 영향을 알기 위해서는 부유성 및 저서성 유공충의 군집구성 자료가 필요하다. 이러한 자료가 부족한 현상 상태에서 적어도 유공충이 산발적으로 나타나는 이유는 유공충의 생산성의 차이가 급격히 자주 일어났기 때문이라고 해석될 수 있다.

유공충이 산발적으로 나타나는 또 다른 이유는 표층수 및 저층수가 차가워졌거나 탄산염 보상심도의 깊이 변화 때문 일수도 있으나 현재로서는 본 코아의 대부분의 깊이에서 유공충이 연속적으로 나타나지 않기 때문에 미래에 인근 코아와 비교 검토 후 그 원인을 정확히 알 수 있을 것 같다.

나. 코아 95PC-1

본 코아의 조립질 퇴적물의 상대적인 양은 매우 큰 변화를 보인다 (0.03~43.22%) (Table 6-8; Fig. 6-11). 특히 코아의 하부 (약 740~932 cm)는 조립질 퇴적물의 함량이 급격히 증가하는데 이는 아마도 이 구간의 퇴적물이 반원양성 퇴적작용에 의해 형성된 것이 아님을 의미한다. 이에 대한 또 다른 증거는 동일구간의 퇴적물에서 다른 구간에 비해 매우 낮은 부유성/저서성유공충의 비율을 보인다는 점이다. 부유성 유공충은 연안에서 멀어 질수록 증가하므로 부유성/저서성유공충의 비율은 이동된 퇴적물에서 낮게 나타난다. 또 다른 증거는 동일구간에서 저서성 유공충의 현존량이 급격히 증가하는데 이 또한 현 코아의 수심 보다 얕은 곳에서 퇴적물이 이동되었음을 의미한다. 하지만 동일구간에서 (740~932 cm) 부유성유공충의 현존량도 줄어들어야 하나 이상하게도 다른 구간에 비해 상당히 많이 나타난다. 이러한 사실로 미루어 본코아의 하부 퇴적물 (740~932 cm)은 이동은 되었으나 수심이 알지 않는 곳에서 이동되었

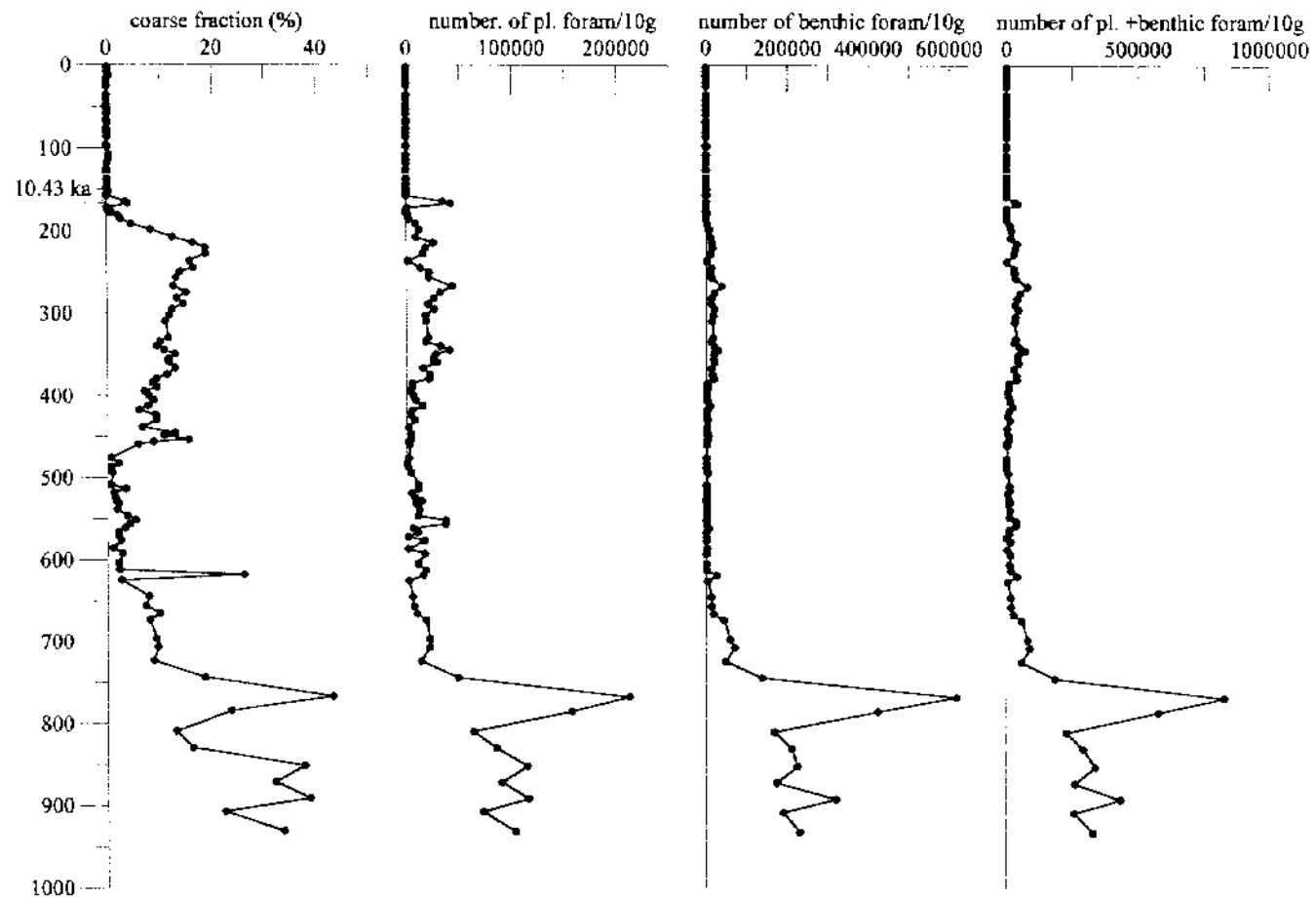


Fig. 6-11. Coarse fraction content, number of planktonic foraminifera, number of benthic foraminifera, and number of planktonic plus benthic foraminifera in 10g sediment of core 95PC-1.

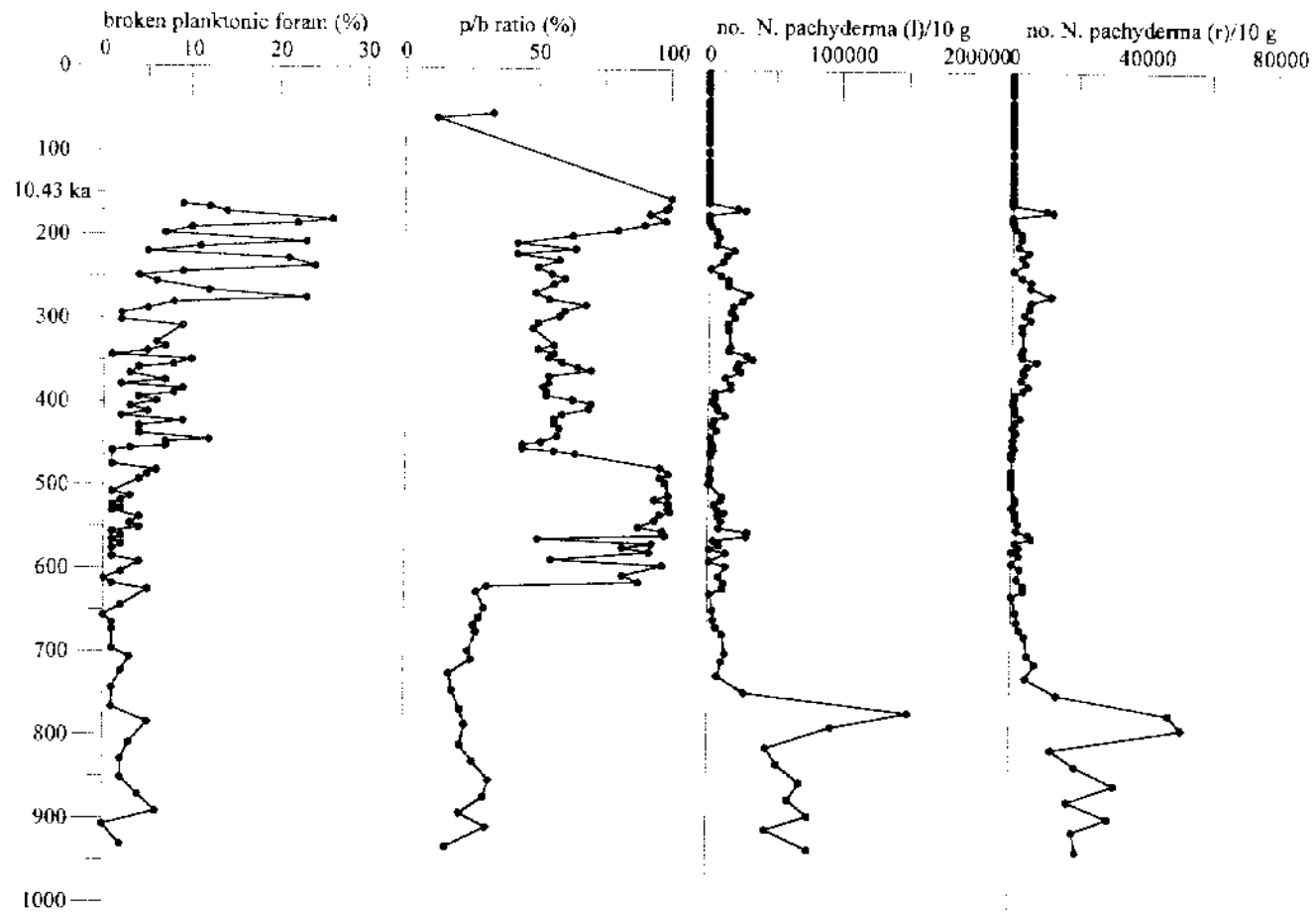


Fig. 6-12. Relative abundances of broken planktonic foraminifera, planktonic/benthic foraminifera ratio (p/b), number of left coiled *N. pachyderma* and right coiled *N. pachyderma* in 10 g of sediment of core 95PC-1.

을 가능성이 있다.

앞에서도 언급한 바와 같이 깨어진 유공충의 상대적인 양은 저층수의 부식성 정도에 가장 민감하게 영향을 받는다. 본 코아에서 깨어진 유공충의 상대적인 양은 모든 코아 깊이에서 30% 이하이다 (Table 6-9; Fig. 6-12). 이는 전반적으로 본 코아지역의 저층수가 부식성이 강하지 않음을 의미한다. 비록 깨어진 부유성 유공충의 상대적인 양이 높지는 않지만 코아 최하부에서 약 500 cm 코아깊이까지는 깨어진 유공충의 상대적인 양이 매우 낮으며 변화도 크지 않다. 이는 코아깊이 500~932 cm가 퇴적될 때 저층수의 부식성 정도가 다른 코아 깊이에 비해 강하지 않았으며 저층수의 활동도 크게 활발하지 않았음을 의미한다. 코아깊이 500~300 cm에서는 깨어진 부유성 유공충이 코아깊이 500~932 cm에서 보다 약간 증가하며 변화양상 (진폭)도 크다. 이는 이 코아깊이가 퇴적될 때 저층수의 부식성 정도가 500~932 cm가 퇴적될 때 보다 약간 증가했으며 저층수의 활동 또한 약간 증가했음을 의미한다. 코아 깊이 300~150 cm는 다른 코아 구간에 비해 깨어진 유공충의 상대적인 양이 가장 높으며 그들의 진폭 또한 매우 크다. 이는 이 구간이 퇴적될 때 다른 구간에 비해 저층수의 활동 및 부식성이 강했음을 의미한다. 이러한 점으로 미루어 본 코아가 채취된 지역은 퇴적될 때 저층수의 부식성이 코아 최상부로 향할수록 강해지며 저층수의 활동 또한 매우 활발해 졌을 것으로 생각된다. 특히 코아깊이 0~150 cm까지는 부유성 유공충이 거의 없음으로 미루어 0~150 cm 구간이 퇴적될 동안에 저층수는 매우 부식성이 강했던 것으로 해석되어 질 수 있다.

본 코아에서 부유성유공충 *N. pachyderma*의 coiling ratio 또한 매우 흥미로운 경향을 보인다. *N. pachyderma* (both right and left coiled)는 해수의 온도가 차가운 곳에 서식하는 종이다 (Bandy, 1972). 특히 left-coiled *N. pachyderma*는 right-coiled *N. pachyderma*에 비해 상대적으로 더 차가운 해수에 살고 있다 (Jenkins, 1967; Kennett, 1968, 1970; Bandy, 1972; Ortiz and Miz, 1992; Thunell and Sautter, 1992; Park and Shin, 1998). 그러므로 left coiled *N. pachyderma*의 상대적인 양은 고기후의 해석에 직접적으로 사용될 수 있다. 물론 고기후 해석시 부유성 유공충의 용해정도를 따져야 하나 앞에서도 설명했듯이 본 코아는 깨어진 부유성유공충의 상대적인 양이 30% 이하이므로 속성작용의 일종인 탄산염암의 용해는 크게 중요하지 않으므로 left coiled *N. pachyderma*의 상대적인 양은 표층수의 해수온도의 변화를 직접적으로 반영하고 있다.

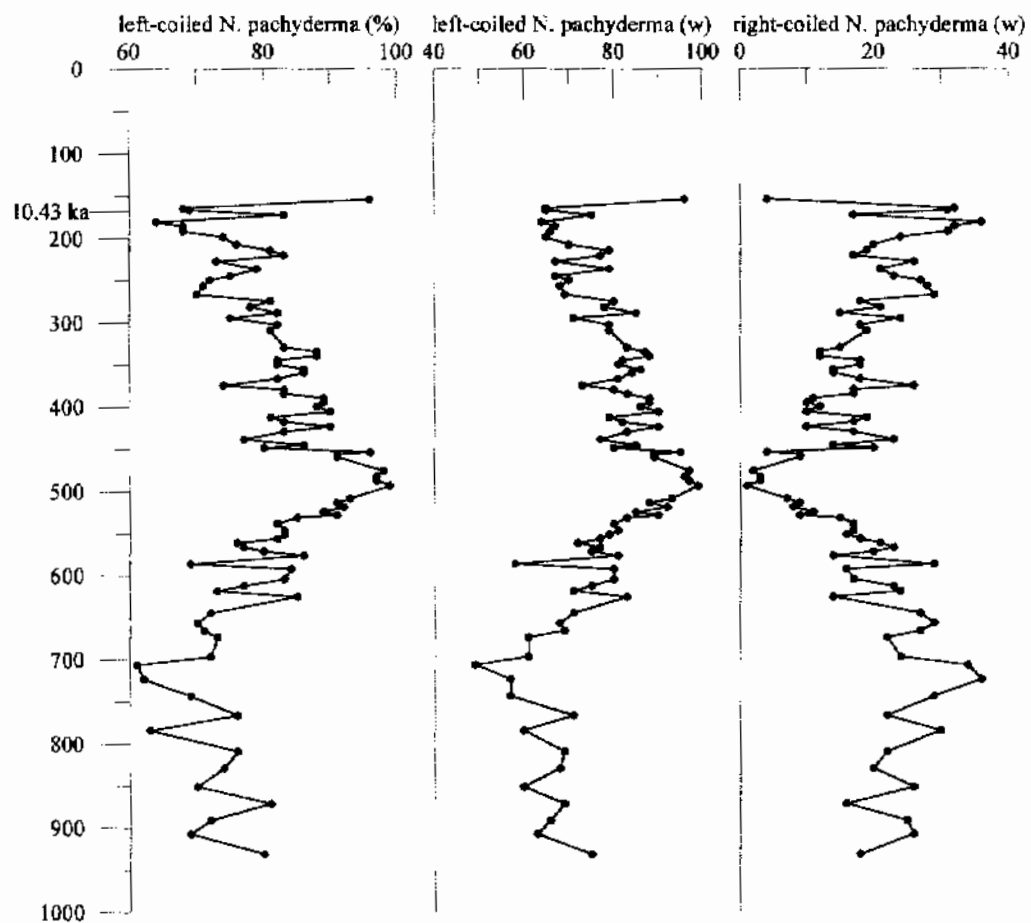


Fig. 6-13. Relative abundances of left coiled *N. pachyderma* within *N. pachyderma*, and relative abundances of left and right coiled *N. pachyderma* within whole planktonic foraminifers of core 95PC-1.

본 코아에서 AMS ^{14}C 시대 측정자료가 없어 정확한 시기는 알 수 없으나 코아깊이 약 500 cm 근처에서 급격한 기후 변화를 보인다 (Fig. 6-13). 여기서 약 700 cm부터 코아의 최하부까지는 현재까지의 자료에 의하면 이동된 퇴적물로 생각되기 때문에 고해양 고기후 해석시 제외되었다. 코아깊이 700 cm부터 약 500 cm까지는 left coiled *N. pachyderma*의 상대적인 양이 서서히 증가함으로 미루어 표층수가 점진적으로 차가워 졌음을 의미한다. 코아깊이 500 cm부터 약 150 cm까지는 left coiled *N. pachyderma*의 상대적인 양이 서서히 감소하는데 이는 표층수의 온도가 점차로 증가하고 있음을 의미한다. 특히 코아깊이 152~154 cm에서 left coiled *N. pachyderma*의 상대적인 양이 급격히 증가하는데 (96%) 이는 짧은 시간 동안에 급격히 해수의 온도가 차가워졌음을 의미한다. 본 코아지역에서 주목할만한 사실은 약 500 cm와 152 cm의 코아 깊이에서의 left coiled *N. pachyderma*의 급격한 변화이다. 이는 본 코아가 위치한 지역에서 적어도 두 번의 급격한 표층수의 변화가 있었음을 의미한다. 깨어진 유공충의 상대적인 양 또한 500 cm에서 차이를 보이는데 이는 저층수에도 비슷한 영향을 미쳤음을 의미한다. 코아깊이 152 cm부터 코아의 최상부까지는 부유성유공충이 많이 나오지 않으므로 *N. pachyderma*의 coiling ratio를 구할 수 없다.

다. 코아 94PC-2와 95PC-1의 비교.

코아 94PC-2는 수심이 1,302 m에 위치해 있으며 코아 95PC-1은 수심이 94PC-2보다 깊은 1634 m에 위치해 있다 (Fig. 6-1). 하지만 수심이 얕은 코아인 94PC-2 코아에서는 유공충의 현존량이 수심이 깊은 코아인 95PC-1에 비해 현저히 낮으며 모든 코아 깊이에서 유공충이 산출되지도 않는다. 두 코아의 거리는 약 200 km 정도 떨어져 있다. 일반적으로 대양에서 200 km의 거리는 유공충의 보존 및 현존량에 커다란 영향을 미치지 않는다. 하지만 왜 수심이 낮은 코아 94PC-2는 부유성 및 저서성 유공충의 현존량이 낮으며 또한 많은 구간에서 유공충이 산출되지 않을까? 또 다른 흥미 있는 사실은 코아 94PC-2는 부유성 유공충의 생산성이 어떤 구간에서는 매우 높으며 어떤 구간에서는 생산성이 낮다는 점이다. 이에 대한 문제들은 본 코아 주변의 코아들에 대한 연구결과와 태평양에서 취득된 코아들에 대한 연구결과들과 비교하여 풀어야 될 사항이다. 하지만 분명한 것은 코아 94PC-2가 위치한 곳이 95PC-1이 위치한 곳보다 수심이 얕지만 탄산염 보상심도가 얕거나 아니면 탄산염 보상심도 깊이와 관계

없이 코아 94PC-2가 위치한곳의 생산성이 높다는 점이다. 또 다른 가능성은 울릉분지의 북쪽 (코아 94PC-2)과 남쪽 (코아 95PC-1)의 표층 및 저층수괴의 특성이 다르므로 인해 부유성 및 저서성유공층의 보존상태가 다를 수 있다는 점이다.

또한 본 연구시 사용된 두 코아의 공통점은 홀로세라 생각되는 코아의 상부는 부유성 및 저서성유공층이 나타나지 않는다는 점이다. 두 코아는 수심이 2,000 m 보다 얕음에도 불구하고 코아의 상부는 유공층이 나타나지 않는다. 이는 동해 (적어도 울릉분지)의 탄산염 보상심도가 아주 얕음을 의미한다. 인근 태평양이 대서양 및 인도양에 비해 탄산염 보상심도가 매우 낮은 것 (3,500 m)은 사실이지만 울릉분지 주변은 탄산염 보상심도가 2,000 m 보다 낮으므로 인근 태평양에 비해 1,500 m 이상 얕다. 이는 놀라운 사실이다. 무엇이 동해의 탄산염 보상심도를 조절하며 동해는 왜 탄산염 보상심도 깊이가 현저히 낮은가? 물론 일반적으로 탄산염 보상심도의 깊이는 해수의 온도 및 생산성의 요소에 의해서 통제된다. 이의 연구를 위해 울릉분지의 심층수 및 저층수의 온도, 일차생산자의 정량분석 등이 연구되어 이들의 분포와 탄산염으로 이루어진 유공층의 정량분석 결과를 비교 검토하여 환경 및 기후 변화에 민감하게 반응하는 탄산염 보상심도깊이의 시대별 변화를 연구하는 게 필요하다.

또 다른 흥미로운 사실은 본 연구에서 사용된 두 코아지역의 코아 상부 (홀로세)는 유공층이 산지 않고 코아 하부에는 유공층이 서식한다는 점이다. 즉 다시 이야기해서 홀로세가 퇴적되는 동안 울릉분지는 실리카 (silica) 해양상태이며 빙하기라 생각되는 코아 하부는 카보네이트 (carbonate) 해양상태이다. 더욱 더 특이한 점은 두 코아의 많은 깊이에서 탄산염암으로 이루어진 유공층과 실리카로 이루어진 규조류 및 방산충이 서로 공존한다는 점이다. 물론 전세계 해양은 카보네이트 해양과 실리카 해양으로 구분되며 그들이 나타나는 지역은 뚜렷한 차이를 보인다. 전세계 해양의 한정된 곳에서만 카보네이트와 실리카가 공존한다. 이러한 서로 성분이 다른 미생물화석의 공존은 심해굴착사업에서 채취한 심해코아의 오래된 지질연대를 갖는 코아에서 흔하지는 않지만 종종 나타나는 현상이다. 이러한 카보네이트와 실리카로 이루어진 미생물화석의 공존 현상은 동해에서 나타나는 매우 특징적인 현상이다. 일반적으로 전세계 해양의 모든 수층은 실리카로 불포화 되어있으므로 실리카로 이루어진 미생물화석은 이론적으로 모든 수층에서 용해되게 되어있다. 하지만 동해의 코아 퇴적물에서 실리카로 이루어진 미생물화석이 출현한다는 의미는 표층수에서 이러한 실리카로 이루어진 미생물화석의 생산이 풍부해 일부는 용해되었지만 너무나 많은 실리카성분의 미생물 화

석의 생산 때문에 코아퇴적물 속에 보존된다는 의미이다. 그러면 이러한 미생물화석의 생산성 (productivity)을 과거에 통제했던 요인들은 무엇인가? 동해가 카보네이트 해양에서 실리카 해양으로 바뀌는 데는 어떤 해양학적인 요소가 강하게 작용했을 것이다. 물론 해수 (표층수, 심층수, 저층수)의 생산 (production) 정도 및 순환이 통제할 것이다. 하지만 구체적으로 어떻게 어떤 수괴가 생산 (혹은 감소)되었으며 해수의 흐름이 어디까지 어느 정도 도달했는지에 대한 증거를 찾는 연구가 미래의 동해의 해양 환경 및 기후변화를 예측하는데 매우 중요한 단서를 제공할 것이다.

또 다른 해양환경의 변화 및 고기후의 연구에 있어서 중요시 연구되어야 할 사항은 전선 (front)의 시대별 이동이다. 물론 전선의 형성은 기후 변화에 직접 반응하며 해양환경에 서식하는 수산자원을 포함한 모든 생물체에 직접적인 영향을 준다. 동해의 과거의 전선의 이동에 대한 간단한 연구는 몇몇 일본인 학자들에 의해서 연구되어 있기는 하지만 아직도 미흡한 점이 많으며 서로 다른 지역에서 종합적인 코아의 연구를 통하여 이루어져야 할 앞으로의 과제이다. 물론 과거 전선의 이동으로 인한 해양 환경 변화의 연구는 오직 코아 퇴적물의 연구를 통해서만 가능하다.

동해는 또한 급격한 기후변화를 보인다. 즉 울릉분지의 남쪽에 위치한 코아 95PC-1의 유공충분석에 의하면 cooling에서 warming으로 기후가 바뀌는데 소요된 시간은 상당히 짧다. 이는 현재까지 하나의 코아만 분석한 결과인데 다른 코아에서도 같은 양상을 나타내는지 연구되어야 한다. 동해의 수괴의 체류시간은 상당히 짧다 (1,000~2,000년). 다른 대양의 수괴의 평균 체류시간이 약 7,000년임을 감안할 때 동해 수괴의 짧은 체류시간으로 인하여 동해는 기후에 매우 민감하게 반응할 것이므로 동해는 고해양환경 및 고기후의 연구에 있어서 아주 이상적인 해양이다.

4. 요약

기후에 의해서 통제되는 울릉분지의 탄산염 보상심도의 깊이는 지역적인 차이를 보인다. 울릉분지의 북쪽은 탄산염 보상심도의 깊이가 남쪽에 비해 상당히 얕으며 유공충의 산출이 코아 깊이당 급격한 차이가 나는 걸로 보아 생산성 (productivity)의 변화가 심한 지역이다. 울릉분지의 남쪽은 수심이 깊음에도 불구하고 유공충 (부유성, 저서성)이 많이 나타난다. 특히 빙하기라고 생각되는 코아깊이 700 cm부터 500 cm로 향할수록 기후는 서서히 추워졌으며 500 cm부터 150 cm 구간이 퇴적되는 동안 기후

는 서서히 따뜻해졌다. 부유성 유공충의 연구결과에 의하면 울릉분지의 기후는 짧은 시간에 변한다. 울릉분지의 남쪽 및 북쪽 모두 코아의 상부 (홀로세로 추정)는 카보네이트 해양이 아닌 실리카가 풍부한 해양으로 특징 지워진다. 이는 빙하기와 간빙기 사이에 동해의 표층수 및 저층수의 순환 및 특성에 커다란 차이가 있었음을 시사한다. 울릉분지의 남쪽과 북쪽 모두 빙하기 동안에는 저층수의 부식성이 강하지 않았으며 간빙기로 가는 동안 저층수의 활동이 불안정해지며 부식성은 약간 증가하는 경향이 있다.

제 7 절 저서성 유공충에 의한 동해의 고해양환경 연구

대표저자: 우한준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

1. 서론

지난 30여년 동안 유공충 군집을 이용하여 제4기 후반의 동해의 고해양환경을 밝히기 위한 다양한 연구들이 수행되어 졌다 (Ujiie and Ichikura, 1973; Ichikura and Ujiie, 1976; Maiya et al., 1976; Inoue, 1980; Oba et al., 1980; Kurihara, 1982; Ujiie, 1982; Ujiie et al., 1983; Cheong et al., 1985; Oba et al., 1991; Keigwin and Gorbarenko, 1992; 우 등, 1995). 이 연구들 중 Ujiie and Ichikura (1973)는 *Neogloboquadrina pachyderma*의 권각 (coiling) 방향이 왼쪽 (냉수성)에서 오른쪽 (온수성)으로 바뀐 점과 온수성 부유 유공충 종들의 출현을 근거로 하여 고온 고염의 대마난류 (Tsushima Current)는 11,000년 전 이후부터 동해로 유입되기 시작한 것으로 간주하였다. 또한 Oba et al. (1991)은 오키천퇴 (Oki Bank)에서 채취한 피스톤 시추퇴적물의 암상 (lithology)과 산소 및 탄소 동위원소비, 미고생물 군집 연구를 통하여 지난 85,000년동안 다섯 차례의 뚜렷한 고환경변화가 있었음을 제시하였다. 한국해양연구소에서 수행된 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구에서는 동해 시추심 94PC-1, 94PC-2, 94PC-4, 95PC 4 (Fig. 6-1)에서 저서성 유공충 군집을 이용한 생물상 분류에 의하여 고해양환경을 해석하였다 (한국해양연구소, 1996). 이러한 기존의 연구들을 종합해 보면, 동해는 지난 플라이스토세 빙하기 동안에는 표층냉수 (cold surface water)와 무산소 저층환경 (anoxic bottom condition)으로, 그리고 홀로세 (Holocene) 동안에는 표층온수 (warm surface water)와 산화 저층환경 (oxic bottom condition)으로 특징지어진다.

본 연구의 목적은 시추심 96EBP-4의 퇴적물 내에 함유되어 있는 저서성 유공충 (benthic forminifera)의 분포와 종 조성 연구를 통하여 생물상 (biofacies)을 정립하고, 이를 통하여 제4기 후반 동안 동해의 고해양환경 변화를 해석하는데 있다.

2. 재료 및 방법

시추심 96EBP-4 (위치; 37° 46.1' N, 129° 23.6' E) (Fig. 6-1)는 퇴적물에 포함되어 있는 유공충 종 (species)의 수직적인 분포와 유공충군집의 변화를 파악하는데 사용되어졌다. 이 시추심에서 퇴적상의 변화가 있다고 추정되는 곳에서 시료를 채취하였으며, 총 25개의 시료가 본 연구를 위하여 사용되었다.

각 시료는 100 ml 비아커에 넣고 증류수를 가한 후 퇴적물이 잘 풀어지도록 저어 주었다. 48시간 가량 지난 뒤 젖은 시료의 부피를 측정하고 4 ϕ (62.5 μ m) 체로 걸러 내질 퇴적물을 제거하였다. 체에 남은 잔류물은 비누거품을 이용하여 유공충과 모래를 분리 시킨 후 40~60 °C의 오븐에서 건조시켰다. 건조된 시료내에 유공충이 300 개체수 이상일 때는 미량분리기 (Microsplitter)를 이용하여 시료를 분리한 후 쌍안 실체 현미경으로 유공충을 추출하였다. 추출된 유공충은 형태학상으로 분류하고 기존의 문헌을 참고하여 확인하였다. 각 시추심의 생물상 (biofacies) 분리시 젖은 시료 45 ml 당 저서성 유공충 (benthic foraminifera) 개체수가 100 이하 일 때는 '희귀생대 (rare zone)', 전혀 산출되지 않는 경우에는 '무생대 (barren zone)'로 각각 정의하였다. 또한 저서성 유공충 군집내에서 종 (species)의 상대적인 풍부성 (relative abundance)은 >50% - 가장 우세 (most abundant), 20~49% - 우세 (abundant), 5~19% - 보편 (common), <5% - 희귀종 (rare species)의 4가지 범주로 정의하였다.

3. 결과 및 토의

시추심 96EBP-4는 한국대지의 남쪽 해저화산 정상부 (sea mount top)의 수심 1,413 m에서 채취되었다 (Fig. 6-1). 1,125 cm 길이의 시추퇴적물은 주로 생물교란니 (bioturbated mud)로 구성되어 있으며, 희미한 층리니와 화산재층이 간헐적으로 협재한다. 생물교란니에는 생물교란 조직 (bioturbated texture)이 있으며, 화산재층은 뚜렷히 구별되는 층을 이루거나 생물교란 니 속에 산재하는 양상으로 나타난다. 한국대지는 재동되어 유입되는 퇴적물이 없는 곳으로 주로 원양성 퇴적물과 화산기원 퇴적물만이 집적되기 때문에 퇴적물이 상대적으로 낮은 곳이다.

시추심 96EBP-4에서 25개의 시료가 채취되었으며 4개의 시료 (시추심 깊이 783 cm, 943 cm, 983 cm, 1,002 cm)에서는 저서성 유공충이 전혀 산출되지 않았다 (Table 6-10). 이 시추심에서 추출된 종의 상대적인 풍부성 (%), 종의 수, 개체수는 Table 6-10에 나타내었다. 종의수는 0에서 21종 (532 cm)이 출현 하였으며, 젖은 시료 45 ml당 개체수는 0 개체에서 13,269 개체 (463 cm)로 시추심 깊이에 따라 큰 차이를 보이고 있다. 일반적으로 상부 196~245 cm, 중부 463~532 cm, 그리고 하부 1,037~1,103 cm 구간에서 상대적으로 풍부한 개체수가 산출되었다. 석회질 유공충은 56~403 cm, 463~594 cm, 1,037 cm하부에서 풍부하게 산출된다 (Fig. 6-14).

시추심 96EBP 4에서 산출된 저서성 유공충 군집양상에 따르면 본 시추심은 2곳의 무생대, 5곳의 퇴적생대, 그리고 10개의 생물상으로 나누어진다 (Fig. 6-14). 10개의 생물상은 20% 이상 출현하는 우세종 (abundant species)을 기준으로 다음과 같이 구분된다 (Table 6-11). 생물상 I은 *Silicosigmoilina abyssalica* 군집, 생물상 II는 *Cassidulina carinata* 군집, 생물상 III은 4개의 아생물상으로 구성되며 *Epistominella nipponica*와 *Brizalina pacifica*가 각각 우세종이나 보편종에서 나타나며, 생물상 IV는 *Epistominella nipponica* - *Islandiella norvangi* - *Stainforthia exilis tenuata* 군집, 생물상 V는 *Epistominella nipponica* 군집, 생물상 VI은 *Brizalina pacifica* 군집, 생물상 VII은 *Epistominella nipponica* - *Islandiella norcrossi* 군집, 생물상 VIII은 *Islandiella norcrossi* 군집, 생물상 IX는 *Globocassidulina* sp. - *Islandiella norcrossi* 군집, 생물상 X은 *Islandiella norcrossi* 군집 등이다.

생물상 I은 시추심 깊이 5~55 m 구간에서 *Silicosigmoilina abyssalica*로 특징지어지며 사질 유공충이 보편종으로 출현한다. *Silicosigmoilina abyssalica*는 태평양에서는 출현하지 않는 종으로서 동해의 깊은 수심의 상부층에서 우세하게 나타나는 종이다. 생물교란의 퇴적상을 가진 이 구간은 94PC-2의 95 cm 상부, 94PC-4의 150 cm 상부, 95PC 4의 155 cm 상부와 대비되는 곳으로서 최대 빙하기 이후 (약 10,000 yr B.P.) 해수순환이 점차 이루어 지는 과정에서 저산소 해저환경에서 서식할 수 있는 사질유공충들이 존재하면서 현재의 상태에 이르는 것으로 보여진다.

생물상 II (시추심 깊이 55-87 cm)는 *Cassidulina carinata*로 특징지어지며 석회질 유공충이 우세하게 나타난다. *Cassidulina carinata*는 전형적인 중간수 (intermediate water)종으로서 동해 남쪽지역의 200~1,500 m 수심에서 우세하게 나타나므로 (Inoue, 1980), 이 구간은 수온이 2 ℃ 이상이며 비교적 용존산소가 풍부한 환경인 것으로 보

Table 6-11. The benthic foraminiferal biofacies of the core 96EBP-4. The foraminifera assemblages were dominant species those which represent more than 20% of the fossil benthic assemblage in the sample.

Benthic foram Biofacies	Core Depth (m)	(Most) Abundant Species > 20%	Common Species 5 - 19%	Assemblage	Sediment Characteristics	
I	5-55	<i>Silicosigmoinina abyssalica</i>	<i>Discammina emaciata</i> <i>Eggerella advena</i> <i>Haplophragmoides trullissatum</i> <i>Rephax difflugiformis</i>	<i>Silicosigmoinina abyssalica</i>	Bioturbated mud	
II	55-87	<i>Cassidulina carinata</i>	<i>Epistominella nipponica</i> <i>Islandiella norvangi</i> <i>Stainforthia exilis tenuata</i>	<i>Cassidulina carinata</i>	Bioturbated mud	
III	III _a	130-195	<i>Epistominella nipponica</i>	<i>Brizalina pacifica</i> <i>Evulvocassidulina</i> sp. A <i>Pseudononion japonicum</i> <i>Trifarina kokozuraensis</i>	<i>Epistominella nipponica</i>	Bioturbated mud
	III _b	195-245	<i>Brizalina pacifica</i>	<i>Epistominella nipponica</i>	<i>Brizalina pacifica</i>	Bioturbated mud
	III _c	245-265	<i>Brizalina pacifica</i> <i>Epistominella nipponica</i>		<i>Brizalina pacifica</i> <i>Epistominella nipponica</i>	Bioturbated mud
	III _d	265-325	<i>Epistominella nipponica</i>	<i>Brizalina pacifica</i>	<i>Epistominella nipponica</i>	Bioturbated mud
IV	325-339	<i>Epistominella nipponica</i> <i>Islandiella norvangi</i> <i>Stainforthia exilis tenuata</i>		<i>Epistominella nipponica</i> <i>Islandiella norvangi</i> <i>Stainforthia exilis tenuata</i>	Bioturbated mud	
V	354-403 1103-1125	<i>Epistominella nipponica</i>	<i>Islandiella norvangi</i> (<i>Stainforthia exilis tenuata</i>) (<i>Brizalina pacifica</i>) (<i>Islandiella norcrossi</i>)	<i>Epistominella nipponica</i>	Bioturbated mud	
VI	463-532	<i>Brizalina pacifica</i>	<i>Islandiella norcrossi</i> <i>Stainforthia exilis tenuata</i>	<i>Brizalina pacifica</i>	Bioturbated mud	
VII	532-594	<i>Epistominella nipponica</i> <i>Islandiella norcrossi</i>		<i>Epistominella nipponica</i> <i>Islandiella norcrossi</i>	Bioturbated mud	
VIII	903-943	<i>Islandiella norcrossi</i>	<i>Cassidulina</i> sp. A <i>Epistominella nipponica</i> <i>Globocassidulina</i> sp.	<i>Islandiella norcrossi</i>	Bioturbated mud	
IX	1037-1067	<i>Globocassidulina</i> sp. <i>Islandiella norcrossi</i>	<i>Epistominella nipponica</i> <i>Islandiella norvangi</i>	<i>Globocassidulina</i> sp. <i>Islandiella norcrossi</i>	Bioturbated mud	
X	1067-1103	<i>Islandiella norcrossi</i>		<i>Islandiella norcrossi</i>	Bioturbated mud	
R	87-130 339-354 403-463 594-783 855-903			Rare Zone	Crudely laminated mud Bioturbated mud Bioturbated mud Bioturbated mud Bioturbated mud	
B	783-855 943-1037			Barren Zone	Bioturbated mud Bioturbated mud	

Core 96EBP-4 (Core Length: 1,125 cm, Water Depth: 1,413 m)

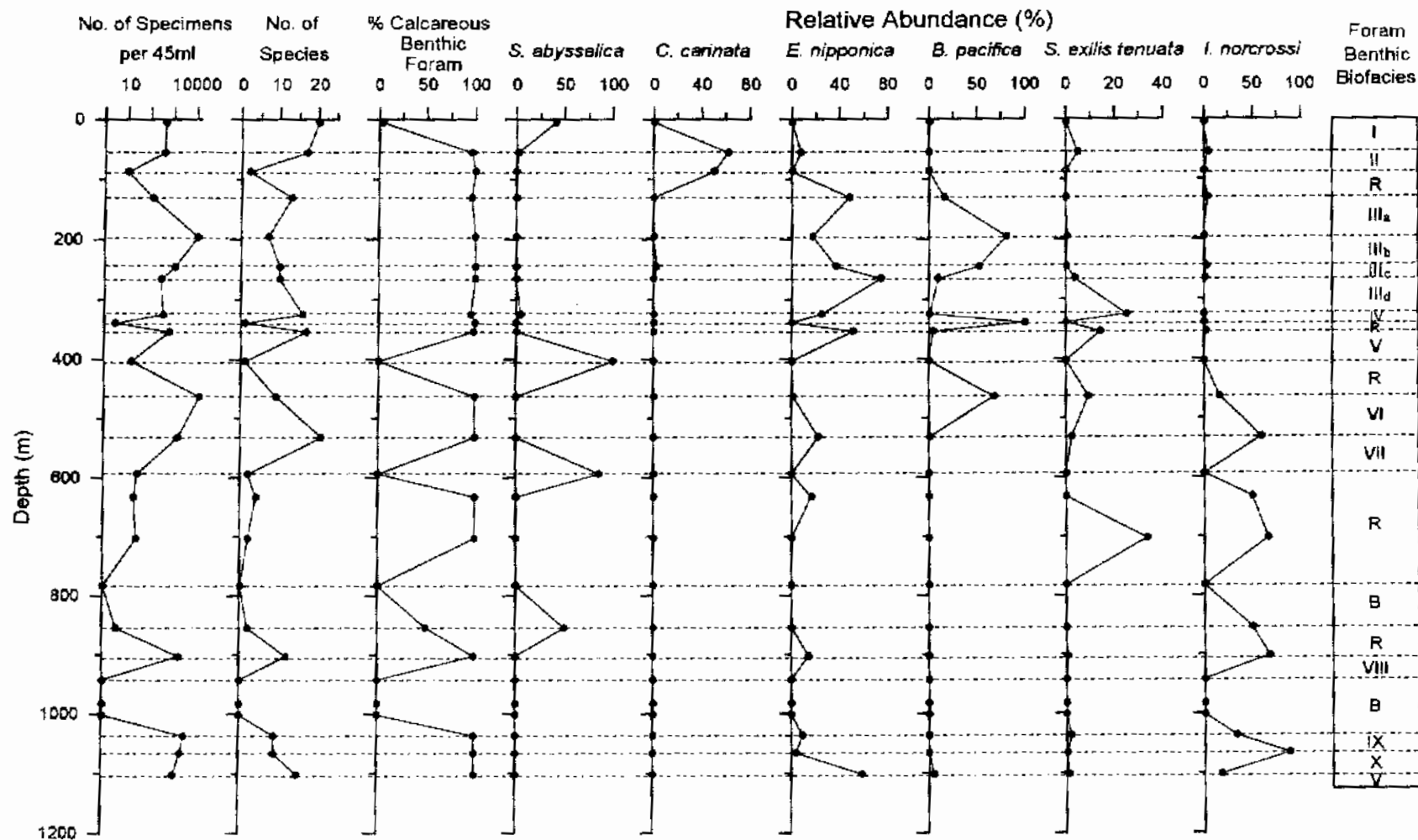


Fig. 6-14. Foraminiferal characteristics of the core 96EBP-4.

인다.

생물상 III에서 VII까지의 구간들에서는 *Epistominella nipponica*와 *Brizalina pacifica*가 우세종 또는 보편종으로 나타나는 구간이다. 이 구간들은 생물교란니 퇴적상을 가지고 있으며 석회질 유공충이 우세하게 나타나는 구간이다. 생물상 III은 *Epistominella nipponica*와 *Brizalina pacifica*가 우세종 및 보편종에 포함되는 것에 따라 4개의 아생물상으로 구분되며 이 종들은 온화한 (temperate) 수온에서부터 차가운 (cold) 수온까지 분포하는 종으로 알려져 있다 (Murray, 1991). 생물상 II와 비교하면 전형적인 냉수종인 *Stainforthia exilis tenuata*가 생물상 II에서는 보편종이나 생물상 III에서는 작은 비율 (3% 미만)로 존재하므로 생물상 III 구간은 II구간 보다 수온이 조금 높았을 것으로 보인다 (Table 6-2). 저층 용존산소는 아생물상 III_d에서 저산소 저층환경에서 나타나는 *Bolivina decussata*가 1.23% 존재하나 다른 아생물상에서는 이종이 존재하지 않는 것으로 보아, 아생물상 III_d 구간은 III_a~III_c 구간 보다 저층 용존산소가 조금 낮았던 것으로 보인다 (Table 6-10). 생물상 IV에서 생물상 VI 구간은 냉수종인 *Stainforthia exilis tenuata*가 우세종이나 보편종에 존재하므로 생물상 III과 VII에 비하여 수온이 낮은 구간인 것으로 유추할 수 있다.

생물상 VIII에서 X 구간은 생물 교란니 퇴적상을 가지고 *Islandiella norcrossi*가 우세종으로 나타나나 보편종은 서로 다른 종으로 구성되어 있다. *Islandiella norcrossi*는 온화한 수온 (4~13 °C)에서 보편적으로 나타나는 종이다 (Murray, 1991). 따라서 이 구간들은 다른 생물상들의 구간들과 비교하여 저층 수온이 상대적으로 가장 높았던 구간이었던 것으로 보인다.

시추심 96EBP-4에서 저서성 유공충이 희귀하게 산출되는 구간은 5곳 (87~130 cm, 339~354 cm, 403~463 cm, 594~783 cm, 855~903 cm)과 전혀 산출되지 않은 구간은 2곳 (783~855 cm, 943~1,037 cm)에서 나타난다 (Table 6-11). 시추심 깊이 403 cm 이하 회귀생대에서 *Silicosigmoilina abyssalica*가 존재하는 것으로 보아 상대적으로 낮은 산소 환경이 지속된 구간이 있었으며, 무생대에서는 강한 무산소 환경이 지속되었던 것으로 보인다. 시추심 깊이 400 cm 이하에서 나타나는 회귀생대와 무생대에서는 주요원소의 변위점 (400 cm, 600 cm, 1,000 cm)과 일치하고 있으며 이 변위점들은 퇴적물 기원이 서로 다른 지점으로 구분되어져 있다 (한국해양연구소, 1997).

4. 결 론

시추 퇴적물내에 함유된 화석 유공충 군집과 그 수직적 분포를 근거로 시추심 96EBP-4의 생물상들이 확인 되었다. 시추심 96EBP-4는 수심 1,413 m의 한국내지 남쪽 해저화산 정상부에서 채취되었으며, 2곳의 무생대와 5곳의 회귀생대, 그리고 10개의 생물상이 확인되었다. 시추심 상부 (5~55 cm)는 퇴적시기 동안 극한환경에 적응력이 강한 사질유공충 종들의 서식이 가능한 저용존산소 환경 (low dissolved oxygen condition)하에서 퇴적되었음을 지시해주고 있다. 생물상 II에서 X까지는 해수순환 변화에 따른 저층 수온 및 용존산소 변화가 있었음을 지시해준다. 시추심 깊이 400 cm 이하에서 나타나는 회귀생대와 무생대는 각생물상의 퇴적물과 기원이 서로 다른 퇴적물이 유입된 지점과 일치하며 이 구간들에서는 상대적으로 낮은 산소 환경이나 강한 무산소 환경이 지속된 것으로 보인다.

저서성 유공충에 대한 연구결과 본지역에는 제4기 후반 동안 수 차례의 뚜렷한 고해양환경 변화가 있었음을 지시해주며, 또한 이러한 변화는 지구적 해수면 변동에 따른 동해의 해수순환의 양상 변화에 따라 해저환경이 바뀌어 왔음을 지시해준다.

제 8 절 지화학분석에 의한 동해의 해양환경변화

대표저자: 현상민, 한상준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

동해분지의 주상시료 퇴적물은 대륙기원물질과 화산쇄설물을 다량 포함하고 있으며, 한반도 및 중국대륙으로부터의 풍성기원 퇴적물 및 소량의 생물기원 퇴적물에 의해 혼합된 전형적 반원양성 퇴적물 (hemipelagic sediment)로 여겨진다. 동해가 기후변동 및 해양환경변화에 민감하게 반응하고 있으며 또한 그 결과를 잘 보존하고 있다고 가정한다면, 동해분지에 퇴적된 반원양성 퇴적물은 퇴적환경과 기후변동을 포함하는 여러 유익한 정보를 제공할 수 있는 양질의 시료로 판단된다. 이러한 관점에서 본 장에서는 동해분지에서 얻어진 주상시료퇴적물의 지화학적 분석을 통하여 (주요원소의 함량변화 및 유기물함량과 C/N ratio, 탄산염 함량조사), 동 퇴적물에 대한 지화학적 특성과 퇴적물의 기원등을 포함하는 해양환경변화를 평가하는 목적으로 연구를 수행했다. 또한 현재까지 분석된 여러 지화학적 결과와 결부시켜 기후변동과의 연계성을 검토하는 목적을 가진다.

1. 퇴적물의 화학조성과 주요원소의 변화

시추퇴적물에 대한 주요원소 (major element) 및 유기물의 연직분포를 알아보기 위하여 20~40 cm 간격으로 시료를 취한다음 105 °C에서 24시간 건조한 다음 Retsch에서 완전히 분말화 하였다. 완전히 분말화한 시료는 다시 건조시킨후에 한국기초과학연구소에서 X선 형광분석기 (Philips/PW 1480)를 이용하여 주요원소의 함량분석이 수행되었다. 동일한 시료에 대하여 총탄소 (total carbon) 및 총유기탄소 (total organic carbon)의 분석은 제주대학교 해양연구소에서 CHN 분석기 (Leco CHN-1000)를 이용하여 분석되었다. 주요원소분석은 95PC-1 코아시료 (Fig. 6-1)에서 36개의 시료에 대해서 수행되었고, 유기물 및 탄산염분석은 95PC-1, 98PC-4, 98PC-7의 3개의 주상시료 퇴적물 (Fig. 6-1)에 대해 142개의 시료에 대하여 수행되었다.

유기물 분식은 분말화한다음 산처리를 하지않은 건조시료로 총탄소를 직접 분석한 다음 동일한 시료에 대한 1N 염산으로 무기탄소 (inorganic carbon)를 제거한 후 총 유기탄소를 측정하였다. 탄산염 함량은 총탄소와 총유기탄소와의 함량차에 의해 화학량론적으로 다음과 같은 방법에 의해 계산하였다.

$$\text{탄산염 함량 (\%)} = (\text{total carbon (\%)} - \text{total organic carbon (\%)}) * 8.33$$

가. 주요원소의 결과

(1) 95PC-1

10개의 주요원소 (Si, Al, Ti, Fe, Ca, Mg, K, Mn, Na, P)의 분석결과 각 원소의 최대값 및 최소값 등은 Table 6-12에 표시하였으며 연속적인 농도변화는 Fig. 6-15에 표시하였다. 주요원소의 연속적인 농도변화는 주요원소의 공급정도 및 생물기원 원소와의 혼합정도 (희석)에 따른 결과라 할 수 있다. 따라서 여러 주요원소를 조합함에 의해 그 근원지 파악 및 연직적 (시간적) 변화를 평가할수 있다. 본 연구의 결과에 의하면 주요원소의 변이점이 각각 170 cm, 220 cm에서 나타나고 약 450 cm에서도 미약하게 나타나고 있다. 전형적으로 보존성 (conservative)이며 대륙기원 원소로 분류되는 Al, Ti 등은 (Goldberg and Arrhenius, 1958; Moorby, 1983) 공급원의 변화 및 장시간에 걸친 퇴적물 조성의 변화에 대한 궁극적인 원인을 잠정 평가할 수 있게 한다. 본 연구결과 나타난 이들 대륙기원 원소의 비는 ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) 연직적으로 뚜렷이 변하고 있음이 나타났다 (Fig. 6-16). 이와 같은 사실은 이들 비가 뚜렷이 변화하는 변이점 (transition point)을 경계로 대륙기원 물질이 공급지가 다를 가능성을 시사한다고 할 수 있다.

주요원소에 대한 연직분포의 검토결과 전체적으로 화학적 층서는 3개의 변이점을 경계로 뚜렷하게 변하고 있음이 나타났다 (Fig. 6-15). 가장 심하게 변화하는 주요원소는 CaO, K_2O 및 Na_2O 로 생각된다. 이들 3개의 주요원소는 표층에서 약 170 cm, 170~220 cm, 220~440 cm, 그리고 440 cm 이하의 네구간으로 세분할 수 있을 것 같다. 이 코아 퇴적물이 다른 지역에서의 퇴적물 (sedimentation rate)과 비슷한 속도로 퇴적된다고 가정해 볼 때, 아마도 최상부층인 표층에서 170 cm까지는 홀로세일 가능성이 크며, 빙기에서 현세로의 전이기 (transition period)인 170~220 cm 구간과 빙기 (glacial period)에 해당하는 220 cm 이하의 구간으로 대별할 수 있을 것 같다. 즉 주

Table 6-12. Analytical results of the major elements from the East Sea site 95PC-1.

Depth (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
7	54.07	14.94	5.56	0.60	0.05	0.96	2.54	2.82	3.09	0.10	12.86	97.59
16	52.19	14.22	5.46	0.56	0.05	1.62	2.66	2.79	3.74	0.09	14.27	97.65
21	53.25	14.46	5.60	0.57	0.05	1.51	2.69	2.82	3.57	0.09	13.62	98.23
48	55.42	14.58	5.70	0.58	0.05	1.09	2.56	2.83	2.98	0.09	12.77	98.65
53	52.99	13.83	5.36	0.55	0.05	1.65	2.60	2.72	3.65	0.10	14.02	97.52
76	53.26	13.81	5.47	0.55	0.05	2.00	2.59	2.68	3.60	0.10	14.14	98.25
86	53.88	14.27	5.37	0.58	0.05	1.34	2.54	2.73	3.44	0.10	14.05	98.35
108	51.00	14.65	5.69	0.61	0.04	0.86	2.53	2.76	3.72	0.11	15.64	97.61
113	51.20	15.13	5.73	0.64	0.05	0.87	2.61	2.83	3.61	0.12	15.83	98.62
137	52.64	14.58	4.38	0.61	0.03	0.71	2.45	2.55	3.77	0.11	17.36	99.19
143	50.51	14.26	4.87	0.59	0.03	0.72	2.46	2.54	3.96	0.12	18.32	98.38
151	50.61	14.70	4.49	0.57	0.04	0.69	2.23	2.72	4.01	0.12	17.56	97.74
169	51.00	14.65	5.69	0.61	0.04	0.86	2.53	2.76	3.72	0.11	16.28	98.25
176	55.87	13.72	4.85	0.61	0.04	1.88	2.48	2.58	3.58	0.11	12.50	98.22
180	56.29	13.22	4.45	0.57	0.03	2.85	2.22	2.44	3.05	0.10	12.14	97.36
191	56.58	12.17	4.38	0.55	0.03	4.58	2.09	2.22	2.82	0.10	12.07	97.59
214	59.83	11.53	4.09	0.53	0.03	5.58	1.84	2.14	2.19	0.10	9.71	97.57
227	60.57	11.11	3.81	0.52	0.03	5.73	1.80	2.01	2.62	0.10	9.77	98.07
236	60.33	11.17	4.01	0.53	0.03	5.56	1.84	2.07	2.61	0.11	9.32	97.58
249	59.85	11.40	3.96	0.54	0.03	5.57	1.84	2.12	2.39	0.10	9.45	97.25
256	58.32	11.39	3.94	0.54	0.03	5.66	1.83	2.01	2.36	0.11	11.04	97.23
274	59.73	11.24	3.78	0.53	0.03	5.73	1.85	2.02	2.56	0.10	9.81	97.38
288	60.41	11.33	3.93	0.53	0.03	5.24	1.85	2.12	2.51	0.11	9.62	97.68
302	60.34	11.69	4.24	0.56	0.03	4.88	1.92	2.18	2.43	0.11	9.81	98.19
309	59.98	11.53	4.07	0.55	0.04	4.87	1.90	2.19	2.56	0.10	9.37	97.16
334	59.47	11.86	4.43	0.57	0.03	4.22	1.99	2.21	2.83	0.10	9.72	97.43
349	60.97	11.76	4.23	0.56	0.04	4.47	1.84	2.20	2.33	0.10	9.64	98.14
359	60.12	11.67	4.25	0.56	0.04	4.62	1.86	2.15	2.41	0.10	10.27	98.05
379	59.26	11.62	4.30	0.56	0.04	4.39	1.86	2.23	2.36	0.10	9.33	96.05
389	60.29	11.97	4.37	0.57	0.04	4.11	1.92	2.25	2.49	0.10	9.59	97.70
405	59.96	12.37	4.49	0.56	0.05	4.17	1.90	2.28	2.50	0.13	8.77	97.18
423	60.84	12.02	4.33	0.55	0.06	4.20	1.76	2.27	2.66	0.13	8.12	96.94
445	62.23	11.77	4.04	0.54	0.08	4.31	1.65	2.25	2.71	0.12	7.18	96.88
456	58.08	12.52	4.77	0.56	0.16	4.03	1.87	2.27	2.33	0.13	9.52	96.24
475	53.53	13.34	5.76	0.58	0.16	3.78	2.10	2.32	2.32	0.14	11.61	95.64
487	52.20	13.82	5.77	0.56	0.14	3.82	2.19	2.40	2.46	0.14	11.99	95.49

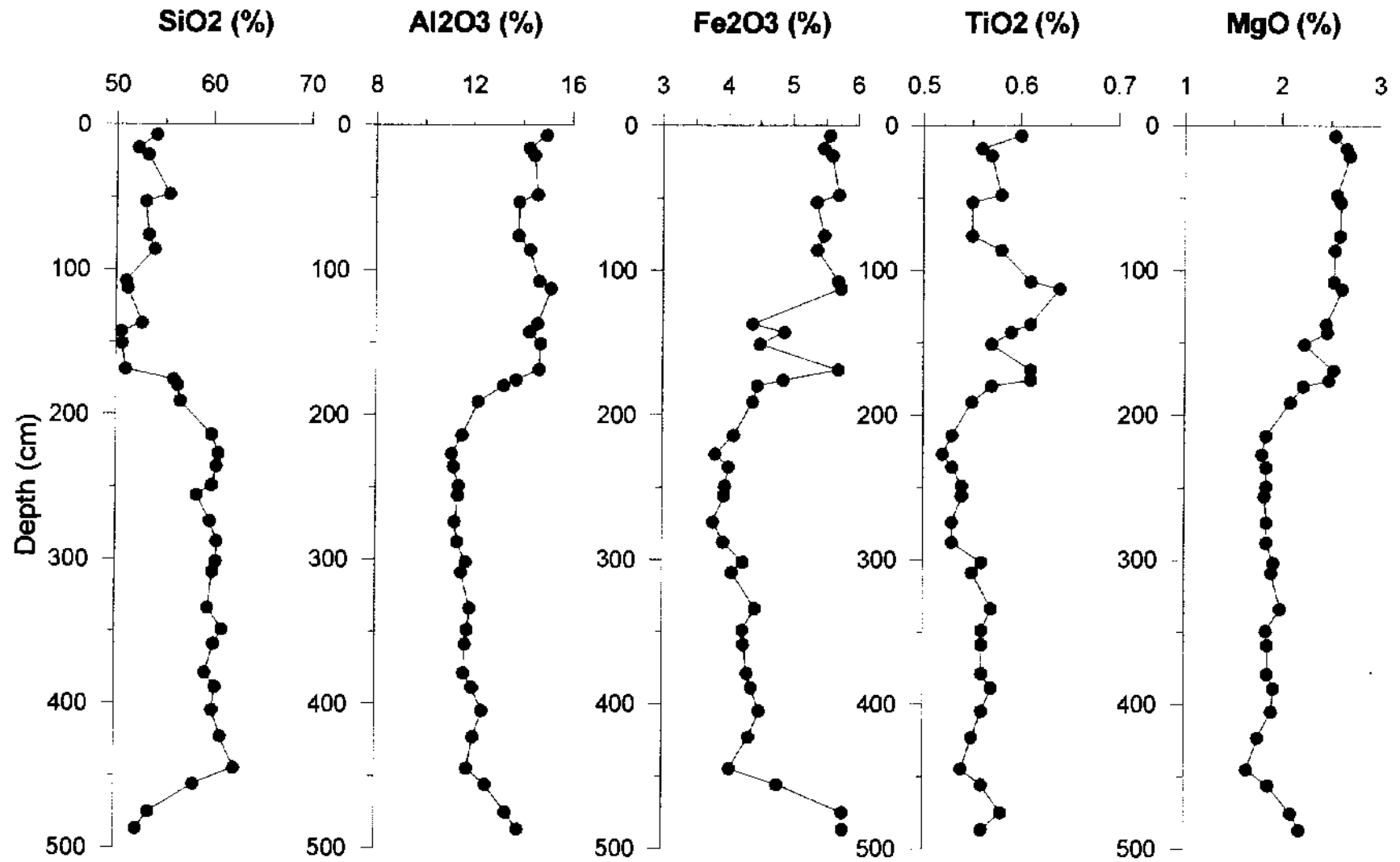


Fig. 6-15. Vertical profile of the major element at site 95PC-1.

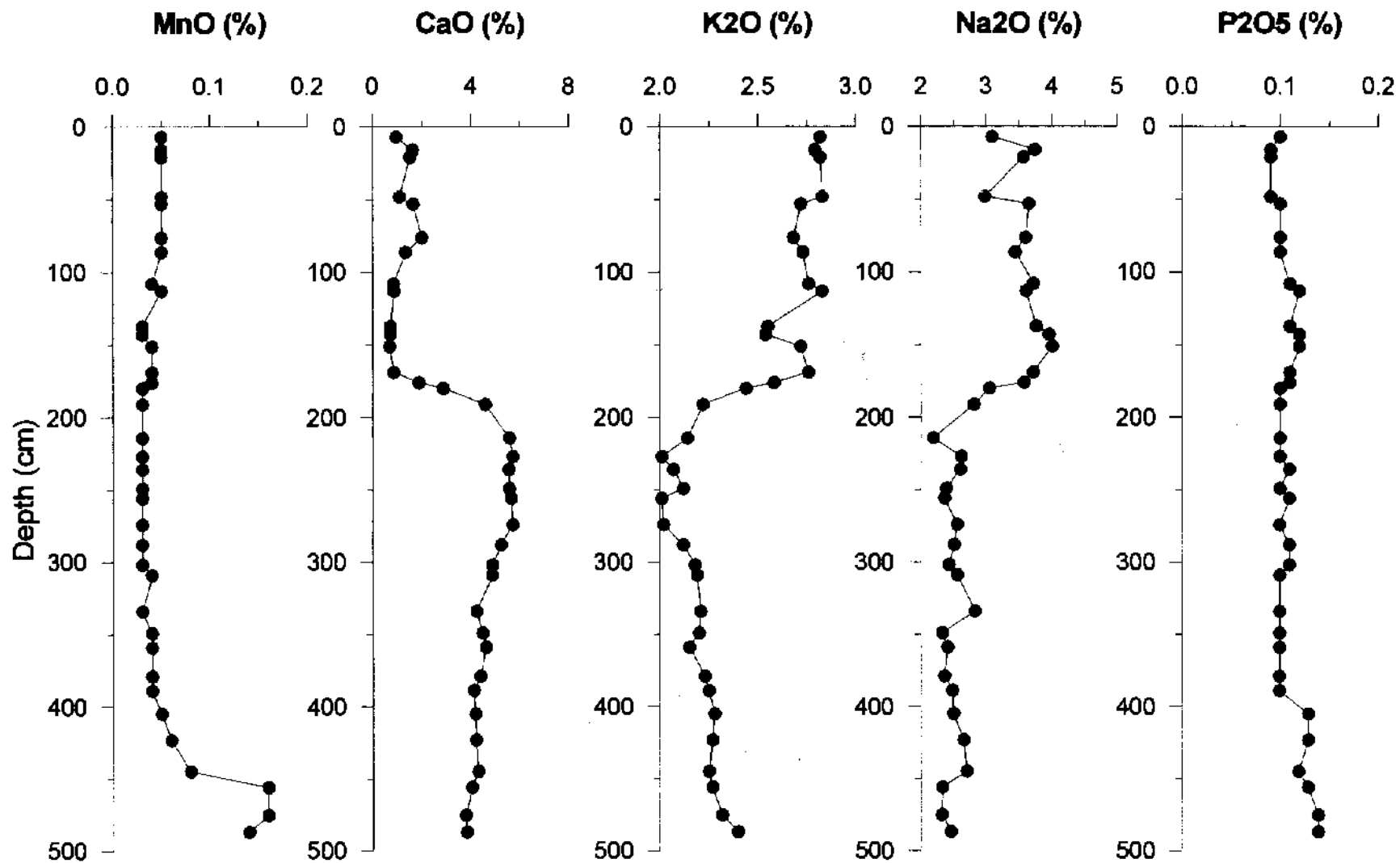


Fig. 6-15. (Continued).

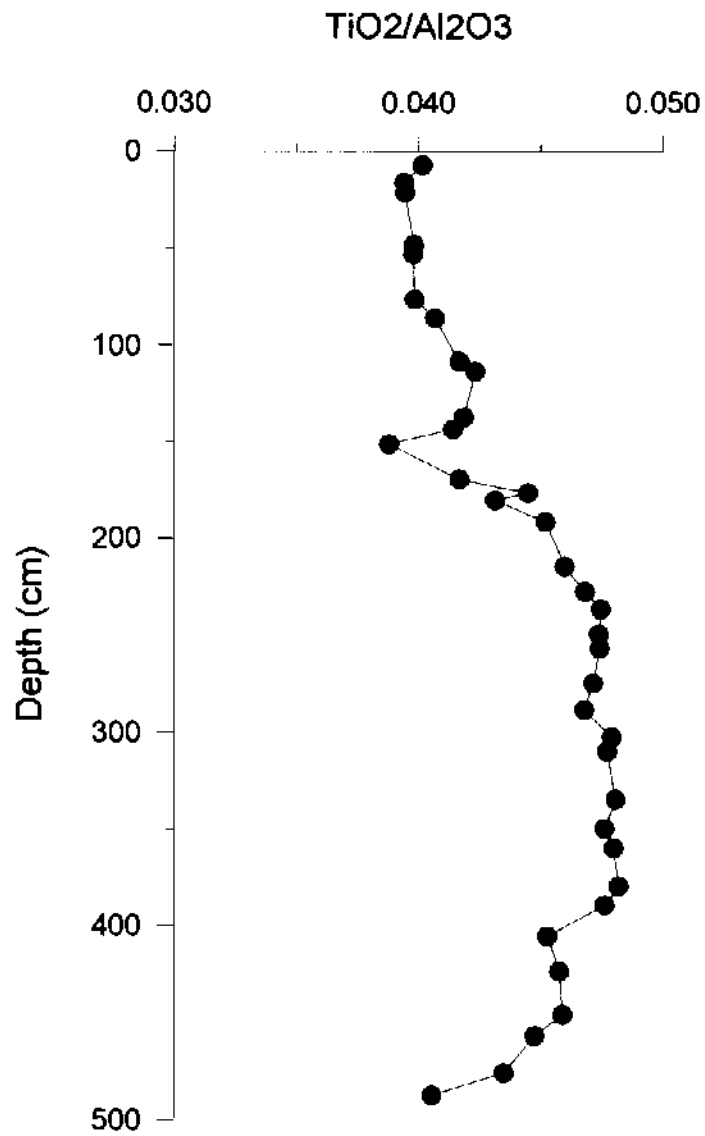


Fig. 6-16. Variations of TiO₂/Al₂O₃ ratio at site 95PC-1.

요원소의 변이점은 이렇게 지질학적 시간축과 결부되어 나타나고 있음이 명료해졌으며 이는 전체적인 퇴적물공급 등이 미세한 시간축 위에서 변화하고 있음을 지시한다고 할 수 있다.

기존 연구의 결과 나타난 동해분지 중앙부에서의 95PC-4에 대한 주요원소의 변화는 좀 더 세밀한 지화학적 증거를 보여주고 있다 (Hyun et al., 1998). 하지만 동해 중앙부에서 얻어진 결과는 최소한 최종빙기를 포함하는 보다 long scale의 지질학적 시간 스케일을 가지고 있는 것으로 생각된다. 따라서 이러한 주상시료간 화학적증서가 서로 대비 될 수 있느냐 하는 문제는 앞으로 해결해야할 문제로 남겨지게 된다. 하지만 최소한 이러한 화학적 증거의 변화중에서 어느 주상시료에서나 홀로세와 플라이스토세의 경계가 명료하게 구분된다는 사실은 주목할 만하다. 또한 기존의 연구결과 나타난 화학적 풍화지표 (Harnouis, 1988; chemical index of weathering; CIW)가 동해분지에서 얻어진 코아퇴적물간 서로 다르게 나타나고 있는 것처럼 (Hyun et al., 1998), 동 코아시료에서도 명료하게 나타나고 있으며 더욱이 동 코아에서는 전이기를 포함하여 더욱 명료한 구분이 가능하다 (Fig. 6-17). 이러한 점들을 고려해 볼 때, 동해의 퇴적물은 최소한 홀로세를 경계로 하여 확연히 다른 퇴적물 조성을 가진다고 할 수 있다. 이와 결부되어 홀로세를 경계로 하여 완전히 다른 해양환경의 변화를 상상해 볼 수 있겠으며, 이는 기후변화의 결과 및 동해로 유입되는 해류, 예를 들어 Kuroshio warm current등의 소장과 관계된다고 생각된다.

(2) 유기물 및 탄산염분석 결과

(가) 95PC-1

건조하여 분말화한 시료에 대한 총탄소 (TC; total carbon), 총유기탄소 (TOC; total organic carbon) 및 C/N ratio (total organic carbon/ total nitrogen)의 값은 Table 6-13에 표시하였다. 지형학적으로 95PC-1은 Kuroshio current가 동해로 유입되는 입구에 위치하고 있다. 따라서 동해분지의 다른 어떤 지역 보나도 Kuroshio해류의 소장과 관계되어 퇴적환경이 형성되며 이 지점의 퇴적물은 이러한 특성을 잘 반영할 것으로 기대된다. 이러한 관점에서 동 코아퇴적물에 대한 유기물이 분석되었으며 이러한 결과는 동해의 다른 지역에 대한 연구결과와 연계시켜 생각해볼 때 흥미있는 일이라 할 수 있다.

전체적으로 총 유기탄소의 함량변화는 연직적으로 3개의 구간으로 대별할 수 있으

Table 6-13. Analytical results of the total organic carbon, carbonate and C/N ratio at site 95PC-1.

Depth(cm)	Total carbon (%)	Total Nitrogen (%)	TOC (%)	Carbonate (%)	C/N ratio
0	2.185	0.286	1.867	2.650	6.53
5	2.144	0.290	1.789	2.958	6.17
15	2.062	0.235	1.816	2.050	7.73
20	2.016	0.243	1.786	1.917	7.35
35	2.010	0.241	1.999	0.092	8.29
47	2.154	0.284	1.998	1.300	7.04
52	2.257	0.291	1.982	2.292	6.81
65	2.266	0.291	1.926	2.833	6.62
75	2.396	0.298	2.190	1.717	7.35
85	2.212	0.264	1.921	2.425	7.28
97	2.576	0.296	2.297	2.325	7.76
107	2.961	0.351	2.850	0.925	8.12
112	3.073	0.353	3.024	0.408	8.57
124	3.513	0.398	2.294	10.158	5.76
136	3.735	0.421	2.926	6.741	6.95
142	3.945	0.435	3.777	1.400	8.68
150	3.809	0.419	2.641	9.733	6.30
163	4.317	0.342	3.700	5.141	10.82
168	3.997	0.328	3.580	3.475	10.91
175	2.155	0.208	1.811	2.867	8.71
179	2.178	0.193	1.961	1.808	10.16
190	2.398	0.176	1.263	9.458	7.18
213	2.001	0.095	0.972	8.575	10.23
226	2.022	0.089	0.744	10.650	8.36
235	1.948	0.089	0.654	10.783	7.35
248	1.995	0.084	1.272	6.025	15.14
255	1.979	0.076	1.093	7.383	14.38
273	1.831	0.075	0.874	7.975	11.65
280	1.861	0.078	1.010	7.091	12.95
287	1.774	0.076	0.993	6.508	13.07
301	1.734	0.073	1.138	4.966	15.59
308	1.758	0.090	1.027	6.091	11.41
333	1.644	0.096	1.125	4.325	11.72
338	1.670	0.099	1.075	4.958	10.86
348	1.615	0.077	0.917	5.816	11.91
358	1.674	0.087	1.047	5.225	12.03
365	1.583	0.072	0.553	8.583	7.68
378	1.583	0.082	0.612	8.091	7.46
388	1.484	0.079	0.544	7.833	6.89
404	1.541	0.081	0.909	5.266	11.22
416	1.428	0.076	0.609	6.825	8.01
422	1.445	0.057	0.887	4.650	15.56
444	1.334	0.054	0.537	6.641	9.94
455	1.656	0.105	0.813	7.025	7.74
474	2.238	0.170	1.932	2.550	11.36
486	1.903	0.173	1.611	2.433	9.31
507	1.790	0.136	1.387	3.358	10.20

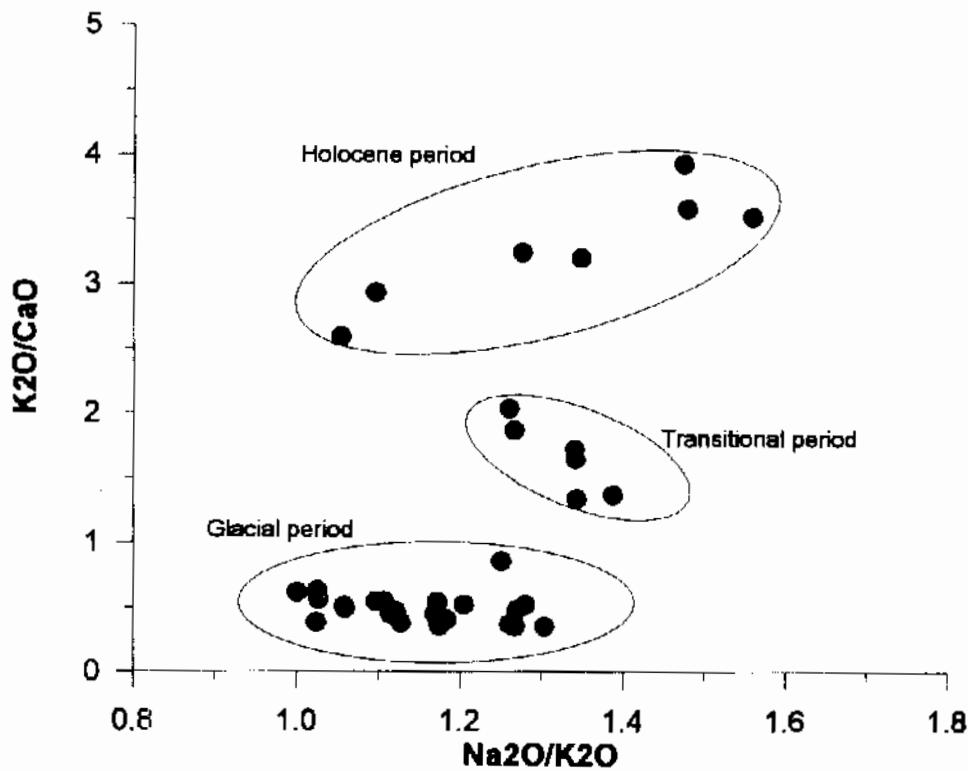


Fig. 6-17. Chemical index of weathering at site 95PC-1. Distinctive three groups; Holocene, transitional and glacial periods are recognized.

며, 이러한 변화는 전이기 (transition period)인 150 cm부근에서 4% 정도로 최대값을, 빙기 (glacial period)로 생각되는 450 cm 부근에서 최소값인 0.5% 정도를 보인다 (Table 6-13). 즉, 빙기의 높지않은 총유기탄소의 함량은 전이기에 들어와서 가장 높은값을 보이며 홀로세에 들어서는 비교적 안정하면서 2% 전후의 값을 보이고 있다. 반면 탄산염 함유량은 전이기를 포함하여 빙기에는 최대 10% 이상의 값을 보이면서 큰폭의 진폭을 보이면서 변화하고 있으며 현세에는 3% 이하의 비교적 안정된 값을 보이고 있다 (Fig. 6-18).

대륙기원 유기물의 유입정도를 알아보기 위하여 유기물중의 C/N ratio가 고찰되었다. 일반적으로 해양기원의 유기물은 유기물의 조성상 총유기탄소에 대한 총질소의 비가 10 이하인 것으로 알려져 있다 (Muller and Suess, 1979; Stein, 1991). 반면 대륙기원의 유기물은 C/N ratio가 10 이상으로 육상식물등에서 유래한다고 여겨진다. 본 연구에서는 퇴적물중 C/N ratio가 5에서 15 정도까지 광범위하게 변하고 있음이 밝혀

졌다. 이와같은 사실로 미루어보아 본 연구시료에는 다량의 대륙기원 유기물이 포함되어 있음을 시사한다. 그러나, 전체적으로 C/N ratio의 변화는 뚜렷한 변화양상을 보인다 (Fig. 6-18). 즉, 심도 약 150 cm까지의 10 이하의 C/N ratio와 150 cm 이하에서의 큰 진폭을 가지는 변화라 할 수 있다. 따라서 상부층 (Holocene)에서는 대륙기원 유기물이 유입되지않은 해양환경이 지배적인 반면에 하부층에서는 해양성유기물과 대륙기원 유기물이 공존하는 혼합환경이었음을 시사한다. 이러한 해석은 아마도 빙기동안에 낮아졌던 해수면의 영향에 의해 다량의 대륙기원 유기물이 유입되었을 가능성이 있음을 나타낸다. 또한 빙기에서 간빙기로의 변화하는 전이기에 있어서는 반복되는 해수의 혼합과 대륙기원 영양염류의 공급에 의하여 고생물생산이 높아졌으리라 생각되며 급격한 환경변화가 있었으리라 생각된다. 총유기탄소의 값이 이 구간에서 높게 나타나며, 탄산염의 급격한 함량변화 및 C/N ratio가 상부쪽으로 보다 안정하게 된다는 사실은 이러한 해석을 뒷받침 한다고 할 수 있다. 특히 홀로세의 C/N ratio가 10이하로 계속 안정하게 유지된다는 것은 동해의 해양환경이 홀로세에는 안정한 상태를 계속 유지하고 있음을 의미한다고 할 수 있다.

(4) MB98PC-4 및 MB98PC-7

건조하여 분말화한 시료에 대한 총탄소 (TC; total carbon), 총유기탄소 (TOC; total organic carbon) 및 C/N ratio (total organic carbon/ total nitrogen)의 값은 Table 6-14와 6-15에 표시하였다. 양 주상시료 퇴적물은 후포뱅크와 후포뱅크와 울릉분지의 경계에 위치하고 있어 평균적인 유기물의 기원을 의미하기 보다는 어느 정도 대륙성 기원의 유기물의 영향을 받을 것으로 예상되는 지역이다.

두 주상시료에 대한 총유기탄소의 함량변화는 각각 Figs. 6-19와 6-20에서 뚜렷이 나타나고 있다. 후포뱅크에 위치하는 98PC-4에 있어서 유기탄소, 탄산염, C/N ratio의 변화는 크게 약 650 cm을 경계로 구분할 수 있을 것 같다 (Fig. 6-19). 다른지역에서의 퇴적속도 등을 감안해볼 때 표층에서 이 부분까지는 아마도 홀로세일 가능성이 크며, 그렇다고 한다면 다른 연구 코어 퇴적물에서의 마찬가지로 안정한 현세의 해양환경동안 무변하는 유기물 공급과 생물생산으로 설명이 가능하다. C/N ratio가 이 구간에서 10 이하인 점은 이러한 사실을 뒷받침한다. 한편 하부층에서는 큰폭의 C/N ratio의 변화로 대륙기원 유기물이 유입되고 있어 이 역시 빙기의 낮은 해수면의 영향으로 생각된다.

Table 6-14. Analytical results of the total organic carbon, carbonate and C/N ratio at site 98PC-4.

98PC-4.Depth(cm)	Total Carbon(%	Total Nitrogen(%	TOC(%	norg. C(%	C/N ratio	CaCO ₃ (%)
5	2.67	0.25	1.84	0.30	7.32	6.94
10	2.71	0.24	1.94	0.31	8.24	6.47
20	2.67	0.26	1.86	0.31	7.12	6.78
30	2.75	0.25	1.80	0.28	7.28	7.96
50	2.69	0.24	1.79	0.28	7.60	7.51
70	2.80	0.25	1.81	0.29	7.39	8.23
90	3.17	0.21	1.97	0.27	9.39	9.94
115	2.96	0.23	1.82	0.30	7.79	9.52
135	2.90	0.25	1.74	0.29	6.92	9.60
165	2.86	0.23	1.79	0.31	7.89	8.91
195	2.88	0.24	1.80	0.31	7.37	9.02
225	2.81	0.24	1.70	0.29	7.07	9.18
245			1.69	0.28		
265	2.81	0.24	1.75	0.29	7.30	8.84
295	2.83	0.22	1.74	0.29	8.02	9.09
325	2.79	0.22	1.77	0.31	7.92	8.45
355	2.86	0.22	1.72	0.28	7.80	9.46
385	2.76	0.23	1.77	0.29	7.74	8.28
405	2.95	0.25	1.83	0.33	7.33	9.32
430	2.93	0.25	1.76	0.27	7.00	9.74
460	3.08	0.21	1.89	0.30	8.99	9.93
490	3.21	0.24	2.00	0.30	8.42	10.03
520	3.20	0.25	1.89	0.28	7.73	10.85
540	3.09	0.24	1.82	0.30	7.57	10.58
555	3.16	0.25	1.98	0.32	7.91	9.87
585	3.15	0.26	1.92	0.29	7.41	10.22
615	3.25	0.26	1.93	0.31	7.46	10.99
645	3.19	0.23	1.90	0.30	8.25	10.77
675	3.23	0.24	1.92	0.30	8.16	10.93
705	3.30	0.26	2.01	0.29	7.75	10.77
730	2.10	0.15	1.47	0.23	9.86	5.29
760	1.40	0.06	0.89	0.17	14.05	4.30
790	0.79	0.04	0.63	0.11	14.89	1.36
810	0.47	0.01	0.37	0.08	46.40	0.84
830	0.70	0.02	0.51	0.12	31.80	1.63
864	1.29	0.02	0.60	0.12	29.85	5.76
884	1.74	0.04				
904	1.58	0.06	0.59	0.10	9.97	8.27
934	2.13	0.04	0.72	0.15	16.37	11.73
960	1.84	0.06	0.59	0.08	10.59	10.42
990	2.24	0.05	0.93	0.16	19.30	10.92
1020	1.96	0.04	0.83	0.12	20.17	9.43
1050	1.70	0.03	0.78	0.13	29.83	7.68
1071	1.07	0.00	0.98	0.17	327.78	0.68
1090	1.40	0.02	0.51	0.09	28.29	7.43
1120	1.79	0.04				
1140	2.18	0.06				
1150	2.23	0.07				

Table 6-15. Analytical results of the total organic carbon, carbonate and C/N ratio at site 98PC-7.

98PC-7.Depth(cm)	Total Carbon(%)	Total Nitrogen(%)	TOC(%)	TON(%)	C/N ratio	CaCO3(%)
5.00	1.90	0.26	1.51	0.22	5.85	3.28
10.00	1.86	0.25	1.40	0.20	5.49	3.84
20.00	1.77	0.30	1.40	0.20	4.71	3.04
40.00	2.42	0.35	1.80	0.23	5.21	5.15
60.00	1.85	0.41	1.43	0.20	3.53	3.54
80.00	1.89	0.52	1.48	0.20	2.86	3.45
100.00	2.20	0.27	1.71	0.23	6.41	4.07
130.00	1.96	0.20	1.53	0.21	7.74	3.59
150.00	1.82	0.20	1.41	0.19	7.18	3.42
170.00	3.01	0.25	2.02	0.37	8.02	8.19
190.00	3.13	0.30	2.69	0.40	8.93	3.62
220.00	4.47	0.53	2.93	0.33	5.57	12.82
240.00	1.67	0.18	1.29	0.15	7.00	3.22
260.00	2.35	0.24	0.64	0.08	2.69	14.25
280.00	5.08	0.27	1.37	0.14	5.06	30.87
298.00	6.03	0.08	0.73	0.06	9.69	44.13
315.00	2.54	0.14	1.28	0.11	9.16	10.54
328.00	2.35	0.17	1.53	0.15	8.91	6.89
340.00	1.88	0.14	1.10	0.11	8.09	6.43
349.00	2.01	0.12	1.03	0.11	8.63	8.12
372.00	2.22	0.14	1.15	0.13	8.22	8.91
390.00	2.38	0.17	1.38	0.13	7.95	8.39
412.00	2.35	0.14	1.02	0.11	7.27	11.09
435.00	2.42	0.17	1.26	0.12	7.48	9.68
456.00	1.92	0.19	1.39	0.14	7.50	4.42
470.00	1.32	0.12	0.97	0.11	7.85	2.91
490.00	2.39	0.20	1.80	0.18	9.19	4.89
510.00	1.40	0.13	1.08	0.11	8.08	2.63
535.00	1.14	0.11	0.72	0.09	6.77	3.50
560.00	2.13	0.17	1.34	0.15	8.10	6.53
590.00	2.42	0.21	1.65	0.18	7.88	6.46
612.00	0.89	0.08	0.48	0.07	6.17	3.42
637.00	2.27	0.19	1.47	0.17	7.80	6.63
660.00	2.11	0.17	1.31	0.16	7.54	6.63
680.00	1.30	0.12	0.90	0.10	7.28	3.36
710.00	1.67	0.14	0.94	0.10	6.90	6.13
730.00	3.21	0.31	2.35	0.26	7.63	7.20
750.00	1.32	0.13	0.93	0.11	7.27	3.21
780.00	1.75	0.08	0.49	0.08	5.94	10.55
800.00	3.91	0.26	2.11	0.23	8.00	14.99
820.00	3.68	0.26	2.04	0.23	8.00	13.62
850.00	1.66	0.09	0.56	0.08	6.03	9.22
880.00	4.04	0.34	3.13	0.30	9.28	7.61
890.00	4.98	0.34	3.15	3.15	9.17	15.24
910.00	1.95	0.13	1.01	1.01	7.68	7.82
940.00	3.81	0.36	3.37	3.37	9.46	3.68
950.00	3.25	0.31	2.76	2.76	8.99	4.03

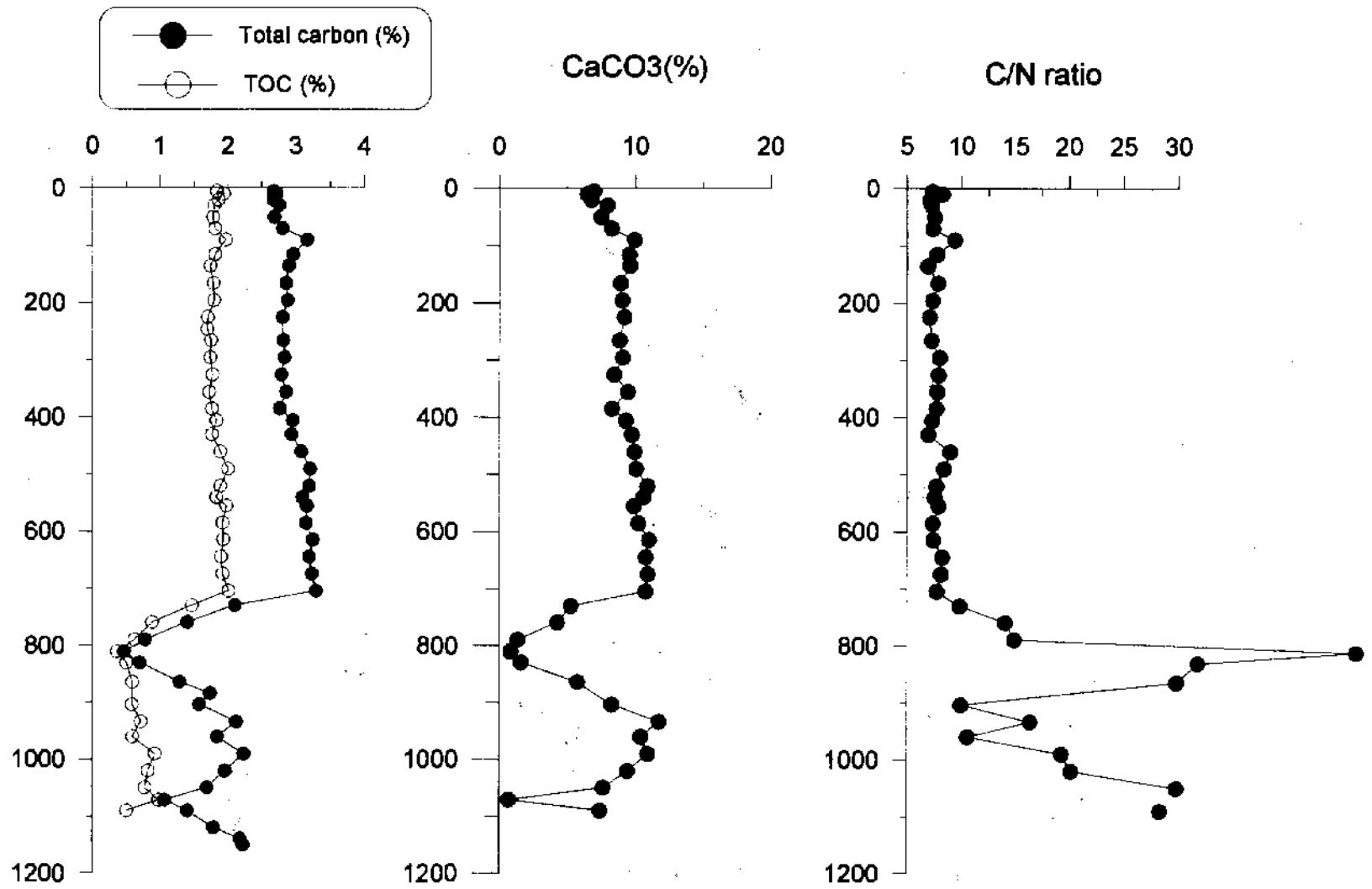


Fig. 6-18. Total organic carbon, carbonate content and C/N ratio at 95PC-1. Transition period is recognized.

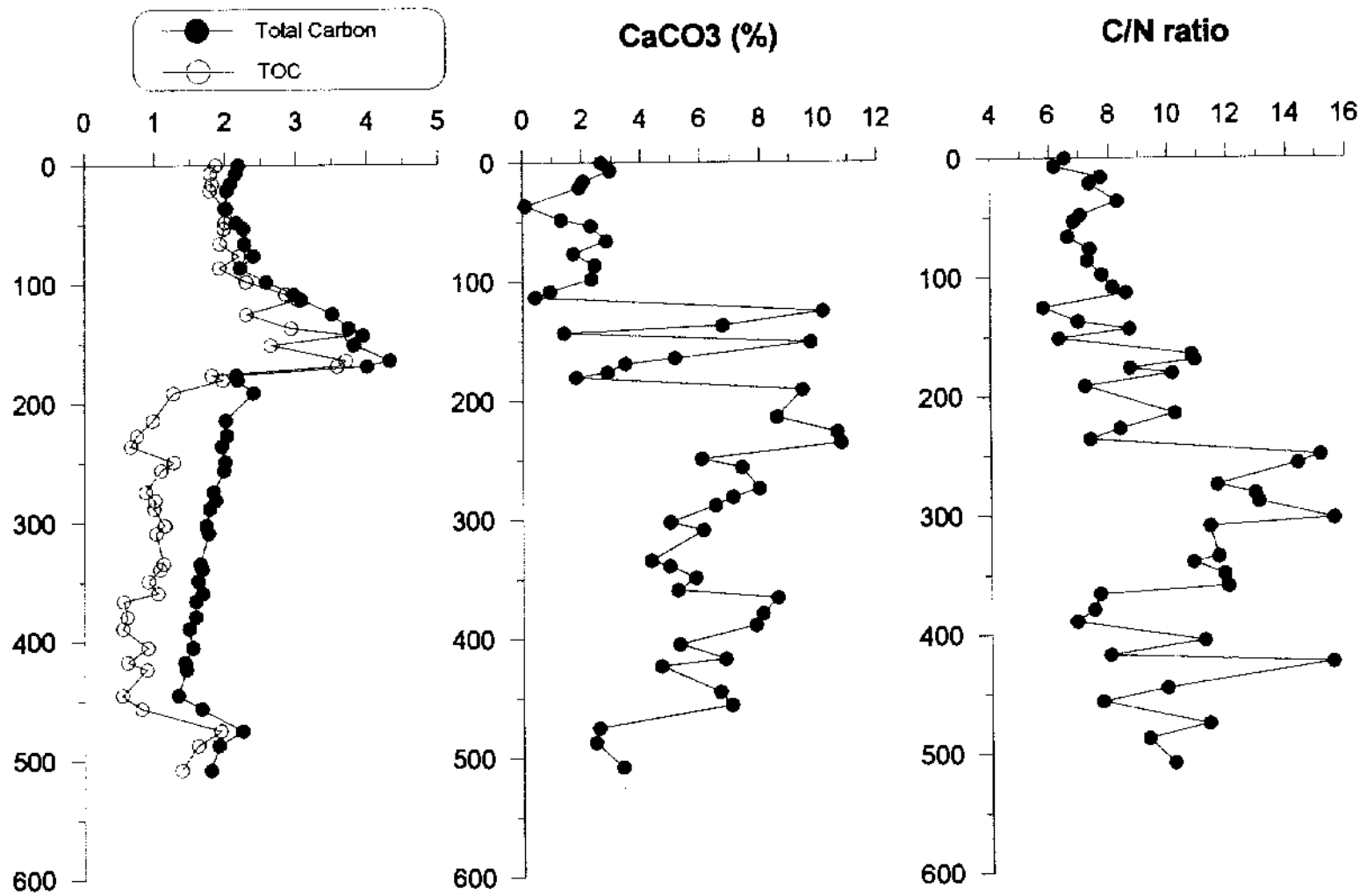


Fig. 6-19. Total organic carbon, carbonate content and C/N ratio at MB98PC-4.

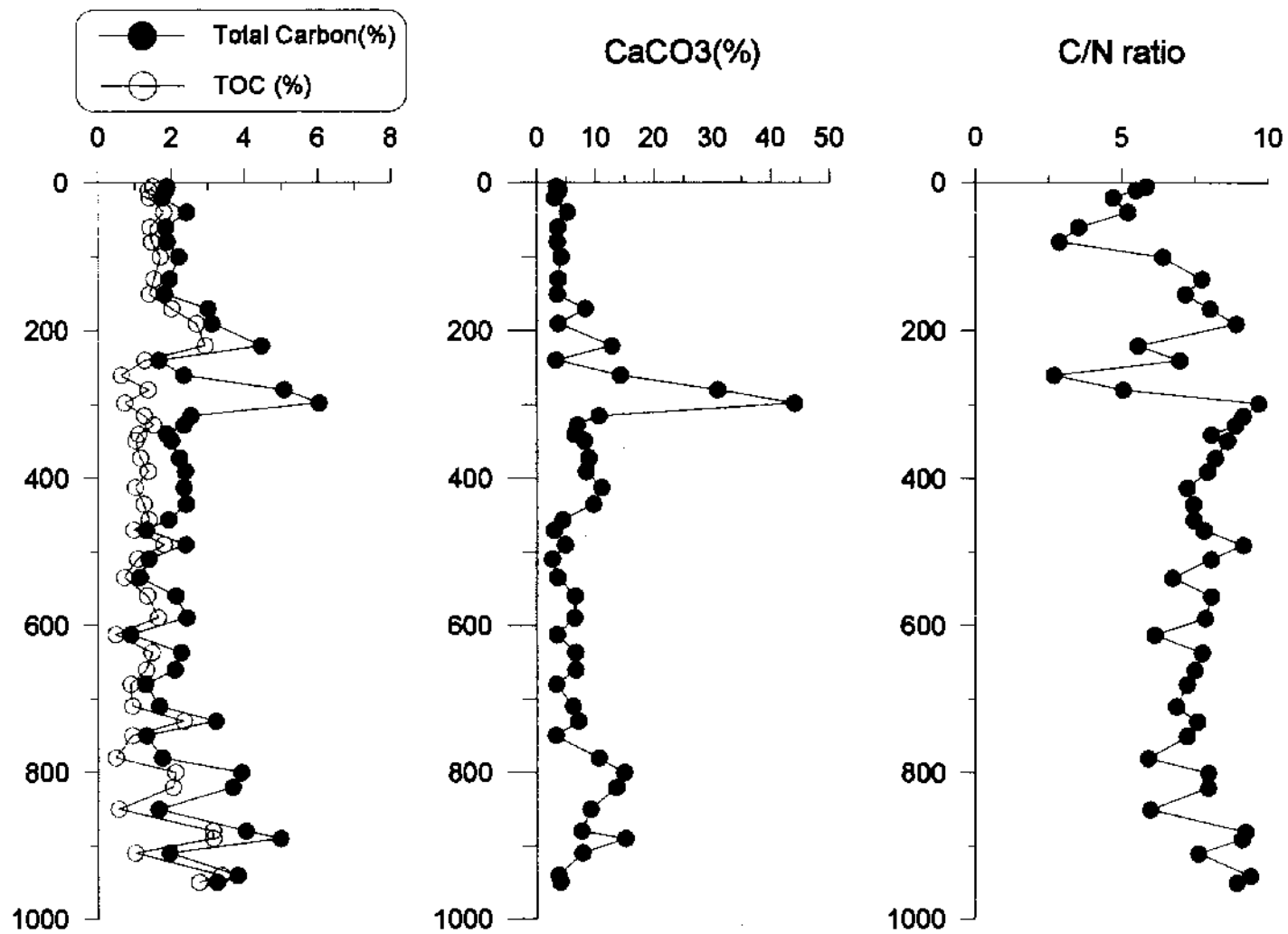


Fig. 6-20. Total organic carbon, carbonate content and C/N ratio at MB98PC-7.

한편, 후포뱅크와 울릉분지의 경계에 위치하는 코아퇴적물 98PC-7에 있어서는 이와는 약간 다른 변화를 보이고 있다. 총 유기탄소의 변화는 200 cm 부근에서 약 3%로 증가하고 그외 부분에서는 2%를 전후하여 변화하고 있다. 심도 250 cm 부근에서 탄산염함량이 크게 증가하는 것으로 특징 지을 수 있으며 아마도 이 200~250 cm 부근이 빙기 혹은 최중빙기에서 홀로세로 전환되는 전이기에 해당하는 것 같다 (Fig. 6-20). C/N ratio의 변화는 전 심도에서 10 이하의 값을 보이고 있어 전형적인 해양기원이 유기물이 존재하고 있어 이 지역은 해양환경이 지배적인 해역으로 생각된다.

2. 대륙기원 원소의 변화 및 화학적 풍화지표

퇴적물의 조성은 대륙기원 퇴적물과 해양기원 퇴적물 (주로 해양생물의 잔해를 포함한 생물생산의 결과)로 크게 대별할 수 있겠다. 전체 퇴적물 조성은 대륙이나 대기를 통하여 유입된 대륙기원 퇴적물과 생물생산활동의 결과가 합해진 결과로서, 생물생산의 증감으로 인하여 대륙기원 원소의 함량이 상대적으로 변화하게 된다. 따라서 정확한 대륙기원 원소의 공급여부나, 그 공급지의 차이등을 밝히고자 할 때는 생물기원에 의한 요소를 제거하여 대륙기원 원소만에 의한 추론이 필요하다. 이러한 방법중의 하나가 대표적인 대륙기원 원소이면서 보존성 원소인 Al으로 다른 원소들을 표준화하는 방법이 있다 (elements/Al; E/Al). 즉, 모든원소를 Al으로 나누어 줌으로써 생물기원 원소에 의한 희석효과가 상쇄되는 것이다.

본 연구에서는 대표적인 대륙기원 원소인 Al과 Ti (Goldberg and Arrhenius, 1958; Moorby, 1983)의 비로써 공급지 및 퇴적물조성에 대한 고찰을 하기로 한다. Fig. 6-16에서 보여지듯이 Ti/Al의 비는 연직적으로 큰 변화를 보이고 있다. 즉, 생물기원 퇴적물요소를 제거한 상기비는 대륙기원 퇴적물의 속성을 반영한다고 할 수 있다. 따라서 표층과 하부를 각기 다른 기원의 퇴적물로 간주한다면, 전이대 (transition period)인 약 150~220 cm 구간은 특히 해수면의 상승과 하강에 의한 다른 기원을 가진 퇴적물의 유입으로 설명 가능하며 이는 다른 기원을 가지는 퇴적물의 혼합으로도 설명될 수 있다. 이와 같은 Ti/Al의 비는 기존의 자료와 비교해 볼 때 역시 표층 퇴적물은 단일 기원을 가지는 육상기원 퇴적물의 퇴적으로 설명될 수 있다.

95PC-1에 대한 화학적 풍화지표 (chemical index of weathering; CIW)의 결과는 더욱 뚜렷하다. 이는 동 코아 퇴적물이 주면대륙으로부터 dust 등의 공급 및 기후변

동과 강한 연계성을 가지고 퇴적되었다는 가정하에서 조사되었다. 본 연구에서 계산된 화학적 풍화지표는 Ti/Al의 변화와 같은 뚜렷한 변화를 보이고 있다 (Fig. 6-17). 화학적 풍화지표가 여러 주요원소중에서, mobile element 및 immobile element의 조합에 의해 결정된다면, 풍화지표의 변화는 결국 이들 주요원소의 상대적 비의 변화로 결정된다 할 수 있다. 풍화에 강한 원소 및 풍화에 약한 원소의 조합은 결국 퇴적물 조성이 풍화산물의 조합으로 나타난다. Fig. 6-17에서 나타난 Holocene, transition, glacial period의 세 그룹은 결국 풍화의 정도를 달리하는 퇴적물이 퇴적된 것으로 그 조성에서 분명한 차이를 보이고 있다.

3. 해양환경변동과 관련된 기후변동

동해의 퇴적물이 기후변동 및 해양환경변화와 연계되어 있으며 (Hyun, 1998), 주변 대륙으로부터의 풍성기원퇴적물의 공급과 밀접히 관계되어 (Dersch and Stein, 1994) 퇴적되는 특수한 퇴적환경임을 감안한다면 퇴적물중의 여러 화학적 원소 혹은 그 조합으로 이러한 현상을 고분해로 파악할 가능성이 있다고 생각된다.

95PC-1는 지역적으로 Kuroshio 해류가 동해로 유입되는 입구에 위치하고 있어 동해류의 소장이 동해의 해양환경변화에 어떠한 영향을 미쳤는지를 확인하는데 유익하다 할 수 있다. 동 코아퇴적물에 대한 전탄소, 유기탄소를 분석한 결과 (총 47 시료), 총유기탄소함량, 무기탄소함량, 탄산염 및 총유기탄소와 총질소비 (C/N ratio)의 수직적 변화를 알 수 있었다. Fig. 6-15에서 보는 것과 같이 총유기탄소의 함량은 코아깊이 444~446 cm에서 최소 0.537를 보이고 반대로 코아깊이 142~144 cm에서 최대 3.777를 보인다. 전체적인 수직분포의 경향으로서 100~180 cm에서 뚜렷한 증가경향을 보이고 있다. 이 구간은 탄산염 함량의 심한 변동과 같이 특징적인 변화를 보이고 있어 추후 흥미로운 해석이 가능하리라 생각된다. 현재 잠재적으로 가능한 해석은 표층의 생물생산의 증가에 의한 유기탄소 및 탄산염의 증가나, 퇴적물이 급격한 증가에 의한 보존상태가 급격히 변화했으리라는 가정적 해석이 가능하다. 그러나 이 구간에 있어서 탄산염의 함량변화는 더욱 흥미롭다. 급격한 증감이 반복되어지고 있으므로 한가지의 요인에 의한 결과라기 보다는 표층생물생산의 증가, 또는 보존에 유익한 환경의 변화 등 최소한 2가지 이상의 요인이 이러한 현상에 작용했으리라 생각된다.

한편, 유기물의 성질과 조성을 나타내는 C/N ratio의 변화는 이 구간 보다 약간 밀

인 250 cm 이하에서 10 이상으로 증가하고 있음을 보여주고 있다 (Fig. 6-15). C/N ratio가 10 이상인 것은 대륙기원 유기물이 해양으로 공급되었음을 지시하는 것으로서 이 기간에는 다른 외적 요인에 의해 (예를 들어 기후변화등) 대륙기원 유기물이 대량 유입되었음을 시사한다. 따라서 본 연구코아에서 보여지는 점진적인 C/N ratio의 증가 구간 (100~200 cm)은 점진적인 환경변화를 지시하고 있으며, 250~350 cm 구간의 10 이상되는 C/N ratio비는 대량의 대륙기원 유기물이 유입되었음을 시사한다 할 수 있다. 그러나 Fig. 6-16에서 보여진 것과 같이 증가된 C/N ratio는 증가된 유기탄소의 함량과는 관계가 없음을 알 수 있다. 즉, 유기물의 증가가 해양의 표층생물생산에 의한 결과라 가정한다면, 대륙기원 유기물의 공급과 증가된 유기물과의 상관관계가 없다는 것은, 대륙기원 유기물이 유입되는 시간적 시기와 생물생산이 증가된 시기는 시간적으로 차이가 있음으로 해석가능하다. 이러한 해석은 주요원소 및 그 외 미화석등의 자료 등에 의해 추후 확인될 수 있다.

주요원소의 분석결과 현재까지 타나난 결과를 살펴본다면, Fig. 6-17에서 보이는 것과 같이 TiO_2/Al_2O_3 비의 변화가 심도에 따라 크게 변하고 있음을 알 수 있다. 분석이 전부 종료되지 않은 상태이기 때문에 정확한 해석은 유보하더라도, 상부층 (표층-약 1 m), 중부층 (1 m~2 m), 하부층의 비가 각각 다르게 나타나고 있음을 알 수 있다. 특히 150 cm에서 급격히 낮아지는 TiO_2/Al_2O_3 의 비는 이 코아퇴적물의 특징이라 할 수 있다. 아마도 이 급격히 낮아진 TiO_2/Al_2O_3 의 비는 Younger Dryas의 signal로 사료된다. 전체적으로 본 코아시료에 나타난 육원성 물질의 원소는 상부와 하부에 있어 약간 다르게 나타나고 있으며 중간심도에서 특이한 signal이 나타나는 것으로 특징 지을 수 있으며, 이러한 수직적인 변화는 추후 본 코아시료에 나타난 여러 가지 분석결과와 더불어 앞으로의 해석에 흥미를 끈다고 할 수 있다.

본 코아시료에 대한 보다 정확한 시간적 층서를 확립하고 세밀한 논의를 위해서는 연대측정이 필요하며, 이러한 연구결과가 축적된 후에 생물생산의 변동 및 해양환경의 변화를 포함하는 해양환경변동과 기후변동과의 관계성 등에 관한 논의가 본격적으로 이루어지리라 생각된다.

제 9 절 다중코아검침기를 이용한 퇴적특성 및 고기후연구

대표저자: 이희일, 신동혁 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

1. 서론

국내에서는 최초이며 세계적으로 39번째 구입된 다중코아검침기 (Multi-Sensor Core Logger: MSCL)는 P파 속도 (P-wave velocity), 밀도 및 자기감화율 (magnetic susceptibility; MS)을 동시에, 연속적으로 측정할 수 있는 장점을 지니고 있다. 다중코아검침기의 사용역사는 그리 오래되지 않았다. 1970년대 이후 (Whitmarsh, 1971), 감마선감쇠법 (gamma-ray attenuation method)을 사용하여 코어를 교란시키지 않은 채 정확하게 밀도를 측정하는 것에 대한 발표들이 있었다.

다중코아검침기를 사용하여 퇴적물의 특성 특히 P파 속도, 밀도 및 자기감화율에 대한 보정과 응용에 대한 연구가 Weber et al. (1997)에 의해서 발표되었다. 한국에서는 최초로 음속과 감쇠계수를 통해 시추퇴적물을 조사한 적이 있다 (김 등, 1991).

자기감화율 (magnetic susceptibility)에 대한 연구도 1964년 이후 loess 퇴적층에서 자기광물을 연구하면서 계속적으로 개발되었다. 다양한 퇴적환경 및 연구목적에 맞추어서 나온 논문들이 많다. 예를 들면 빙하퇴적물 (Vonder Haar and Johnson, 1973), 심해퇴적코아 (Radhakrishnamurty et al., 1968; Somayajulu et al., 1975; Leg 117 Scientific Drilling Party, 1988), 호수퇴적코아 (Thomspson and Morton, 1979), 강에서 대륙붕까지의 퇴적물 (Karbassi and Shankar, 1994) 등에 대한 연구 결과들이 있다.

연구해역은 한국 동해의 후포와 삼척사이의 대륙붕 (MB98PC-3, MB98PC-4 및 MB98PC-5)과, 대륙사면 (MB98PC-6), 울릉분지의 서측외 가장자리 (MB98PC-7)이다 (Fig. 6-1). 5 정점에 대한 P파 속도, 밀도 및 자기감화율 (MS)을 측정하였다.

2. 연구방법

다중코어검침기 (Multi-Sensor Core Logger, MSCL)장비는 영국 Geotek회사에서 개발한 것으로 다년간 단계별로 개발된 것으로 P파 속도, 밀도 및 자기감화율을 동시에 같은 간격으로 측정한다는 장점이 있다. 이번 코어들은 반으로 잘라서 코어의 특성을 파악하기 전에 측정한 것으로서 입도의 특성 (평균입도, 분급 및 함수율)과 잘 대비되는 점이 주목할 만하다. 따라서 코어를 열기 전에 코어의 특성을 파악하므로써 미리 예측이 가능하며, 코어를 연 후, 코어들의 특성의 변화부분을 자세히 관찰할 수 있다는 점이 매우 중요하다. 또 만일 코어를 보관한 후 다른 분석 (유공층 등 미고생물학 연구 및 지화학 연구 등)들과의 대비를 위하여 절개할 코어를 선택해야 할 경우 매우 요긴하게 쓸 수 있다. 코어는 2 cm 간격으로 측정하였으며, 측정시간은 5 초씩 주었다. 각 값들은 상대적인 경향을 보여주고 있다.

3. 퇴적특성의 비교

MB98PC-3코어는 수심이 약 150.4 m, 코아길이 527 cm이며, 모두 massive sand로 구성되어 있다. 모래의 특성을 관찰하면 분급이 좋고 현생해빈에서 관찰되는 모래, 특히 니질이 거의 없는 모래해빈과 매우 유사하여 해수면이 낮았을 때, 고해빈환경이 아니었나 사료된다. P파 속도, 밀도 및 자기감화율의 측정결과는 Fig. 6-21에서 보여 준다. 모래가 많은 퇴적층은 측정시 P파 속도의 값이 좋지 않다. 밀도나 자기감화율은 어떤 경향을 보여 줄 수도 있으나 현재로서는 코어도 짧고 큰 변화폭을 보이는 경계부분을 찾지못함으로써 연대를 대표할 수는 없다. 앞으로 많은 자료들이 쌓이면 MB98PC-3 코어같은 경우도 해석을 내릴 수 있을 것이다.

MB98PC-4 코어는 코아길이 1,150 cm이며 수심 199 m에서 채취하였고 MB98PC-3 코어 보다 남쪽에 위치한다. Fig. 6-22는 MSCL로 측정한 P파 속도, 밀도 및 자기감화율 (MS)의 값을 그린 것이다. MB98PC-4 코어는 다섯 코어 중에서 가장 긴 코어일뿐만 아니라 홀로세 또는 Isotope Stage (IS) 1의 깊이와 IS2에서 4까지가 간접적으로 파악되었다. P파 속도는 코어상태에 매우 예민하게 반응하므로 자세한 비교는 현재 어려우나 간접적으로 파악되는 IS들의 경계를 나름대로 지을 수 있었다. 물론 감마감쇄율과 자화감화율이 더 뚜렷한 변화를 보여주기 때문에 서로 대비하므로

MB98PC-3

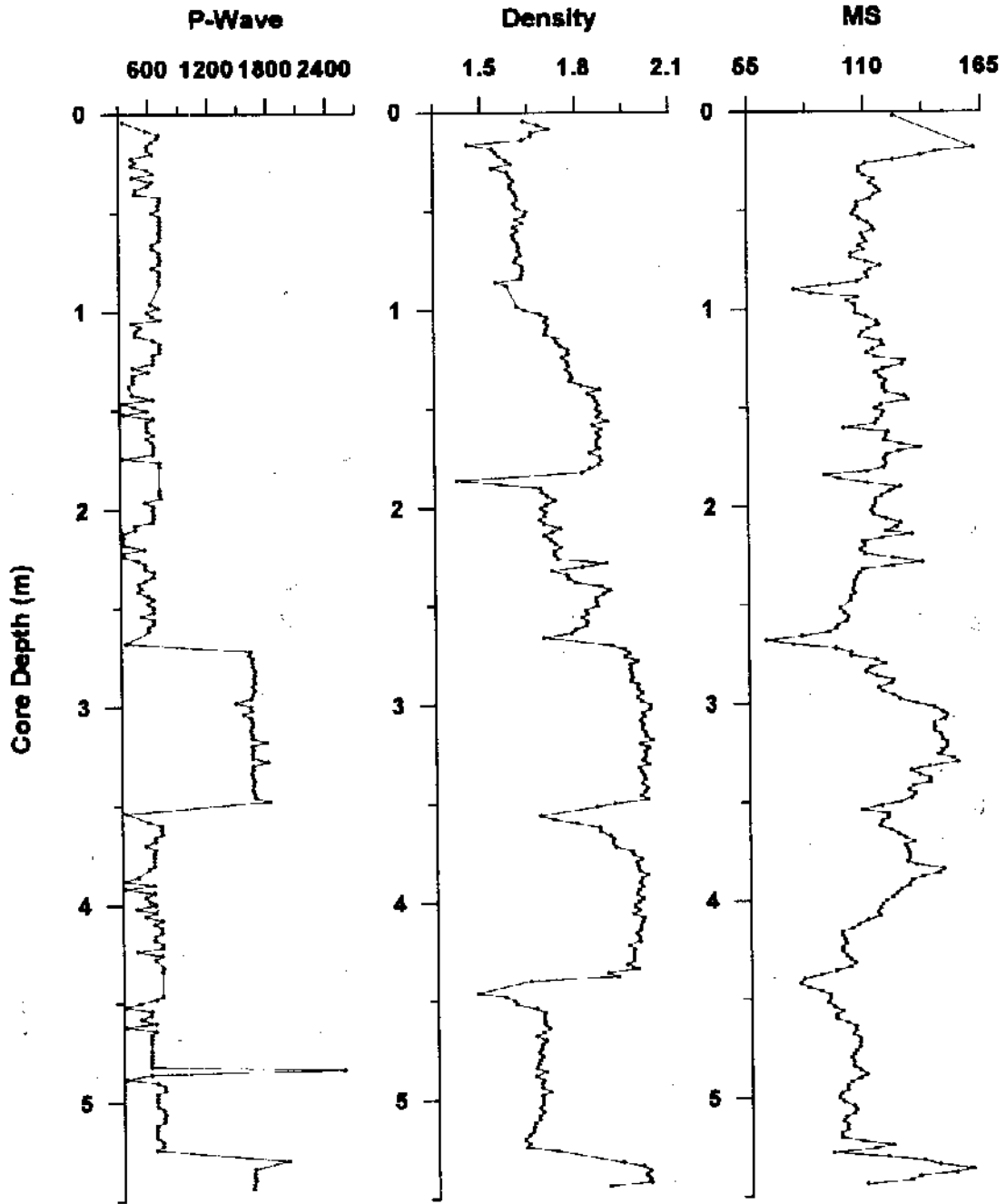


Fig. 6-21. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98-PC3 core.

MB98PC-4

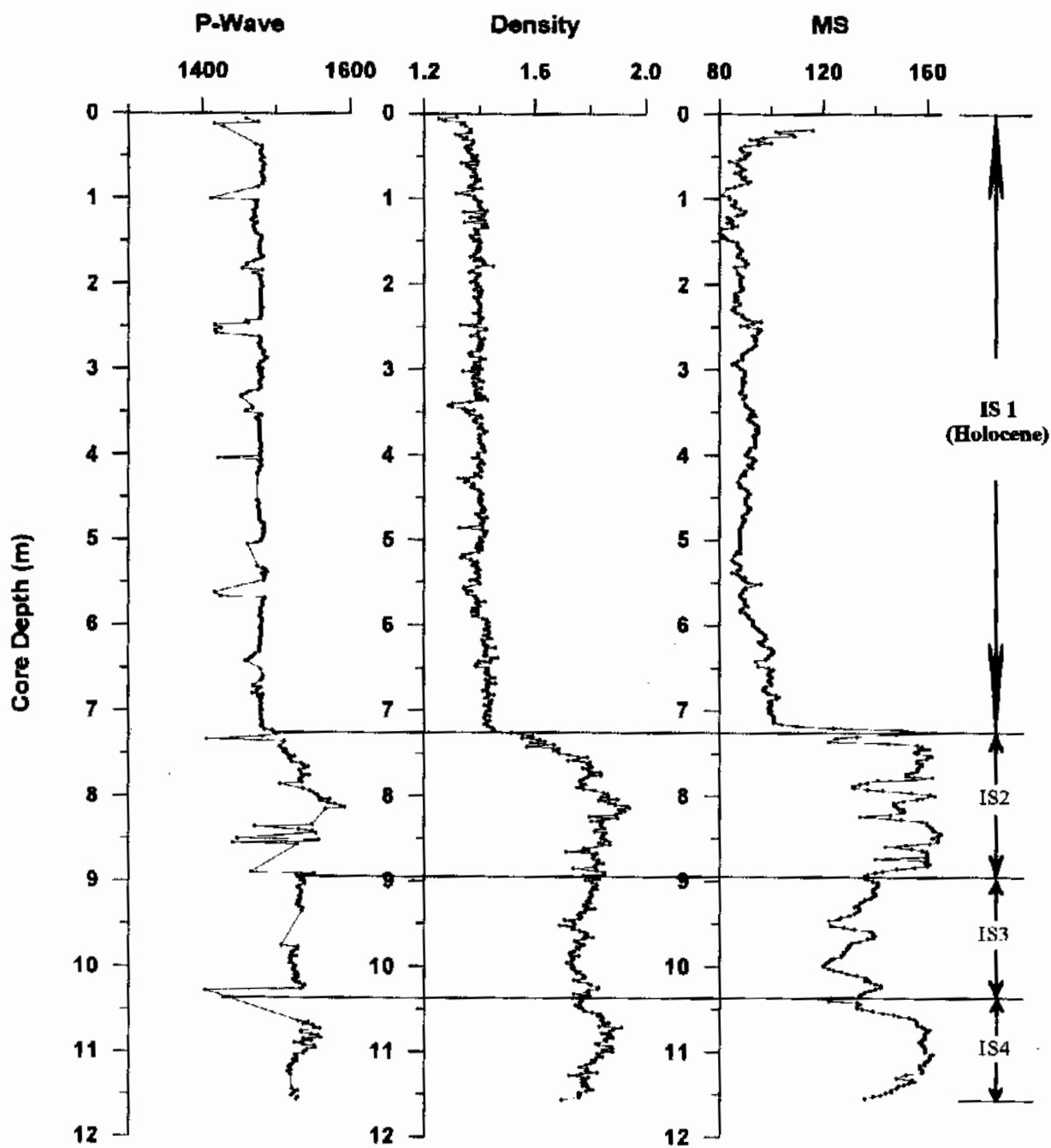


Fig. 6-22. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-4 core.

써 더 정확한 경계를 찾는다. 밀도는 MB98PC-4 코아의 경우 IS 1의 경계와 IS 2의 경계는 뚜렷하지 않다. 지난 3년간 울릉분지와 대륙주변부에서 연구된 코아들과 과거 일본분지와 야마토분지 및 그 주변부에서 조사된 코아들에도 IS 1의 경우는 생물교란된 니가 주를 이루고 아래 층리니가 자주 나타나는 부분에서 나뉘어 지는 경우가 대부분이다. 한국쪽 울릉분지와 대륙주변부는 이 생물교란된 니와 층리니의 경계 바로 위에 약 9,300 yr B.P.에 울릉도에서 분출한 울릉화산층이 끼여있는 경우가 대부분이다. MB98PC-4에서도 약 724 cm에서 부석질 라필리가 발견된다 (Fig. 6-23). 이 부분에서 자화감화율 (MS)이 거의 70% 이상 증가한다. 다시 말하면 화산테프라층의 특징을 MS에서 잡을 수 있다. MB98PC-4 코아는 홀로세의 특징인 생물교란된 니층 아래 UL-II 테프라층 그리고 그 하부에 보여주는 전형적인 층리니가 보이지 않고 바로 사질층이 나타나므로서 시대적인 구분에 대표적인 코아는 아니다. 그러나 홀로세층이 매우 두껍게 쌓였으므로 홀로세 연구에 좋은 해상도를 갖는 코아이다. MSCL에 의한 홀로세의 퇴적률 및 각 IS의 퇴적률은 다음과 같다. 퇴적입도특성과 MSCL 중 입도 및 MS를 비교하였을 때 좋은 상관관계가 나타난다 (Fig. 6-24). Fig. 6-24는 감마감쇄율에서 보정된 밀도, 입도 구성성분, MS 및 함수율이며 상부층 보다 약 724 cm에서 밀도는 급격히 증가하고 입도구성도 점토가 주성분이다가 실트 및 모래의 함량이 증가하며, MS도 이 깊이에서 갑자기 값이 증가하며 함수율은 역으로 급격히 감소한다. 따라서 이런 요소들이 급격히 변하는 깊이에서 환경 및 기후의 변동이 일어났음을 파악할 수 있다. MB98PC-4 코아에서 홀로세 동안 0.77 cm/kyr의 퇴적률을 보이고 있다.

MB98PC-5 코아는 수심 175.5 m인 후포에 가까운 대륙붕에 위치하며 코아길이는 약 370 cm로서 짧다. 채취 당시에 이미 인위적인 교란이 발생하여 코아퇴적물 전체가 섞여 버렸다. 코아길이가 짧으므로 MSCL를 사용한 P파 속도, 밀도 및 MS의 값이 급격히 변하지 않는 것도 이유가 되지만 인위적인 뒤섞임은 특히 MS값에서 큰 변동을 보이지 않는다 (Fig. 6-25). 따라서 코아를 열기 전에 이미 인위적인 교란이 일어났는지의 여부를 판단하고 MSCL를 사용하면 시간과 인력을 절약할 수 있다.

MB98PC-6 코아는 후포에서 동쪽으로 수심 931 m인 대륙사면에서 채취되었으며 코아길이는 MB98PC-4 보다 약 30 cm 짧은 1,120 cm이다. MSCL를 사용하여 나온 P파 속도, 밀도 및 MS를 측정한 것을 보정한 값들이 Fig. 6-26에 나타난다. 생물교란된 니가 있는 상부 491 cm에서는 P파 속도가 하부층 보다 훨씬 오차의 값들이 적게

MB98PC-4

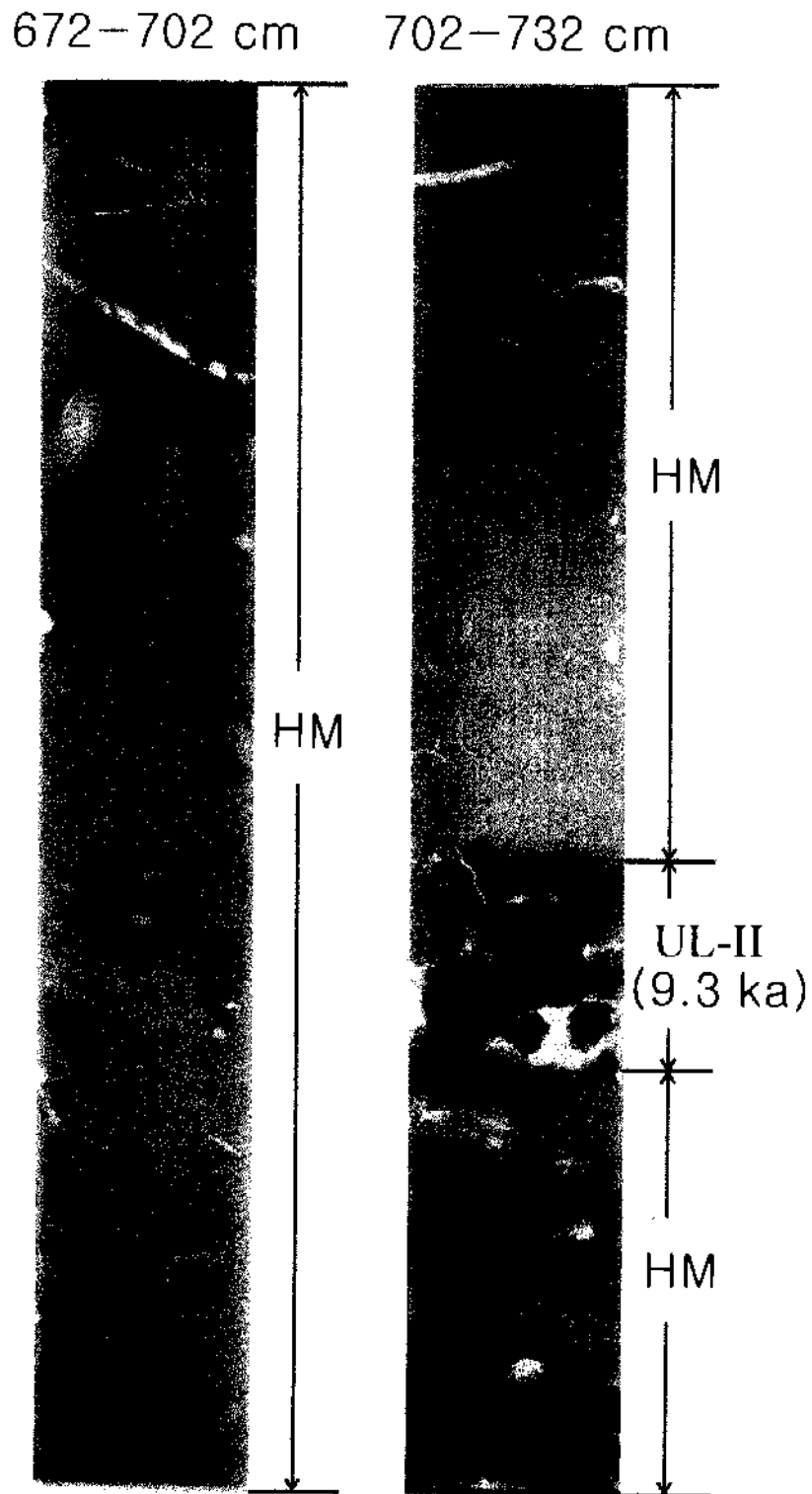


Fig. 6 23. X-ray radiograph of MB98PC-4 core. Tephra layers are well identified from magnetic susceptibility.

MB98PC-4

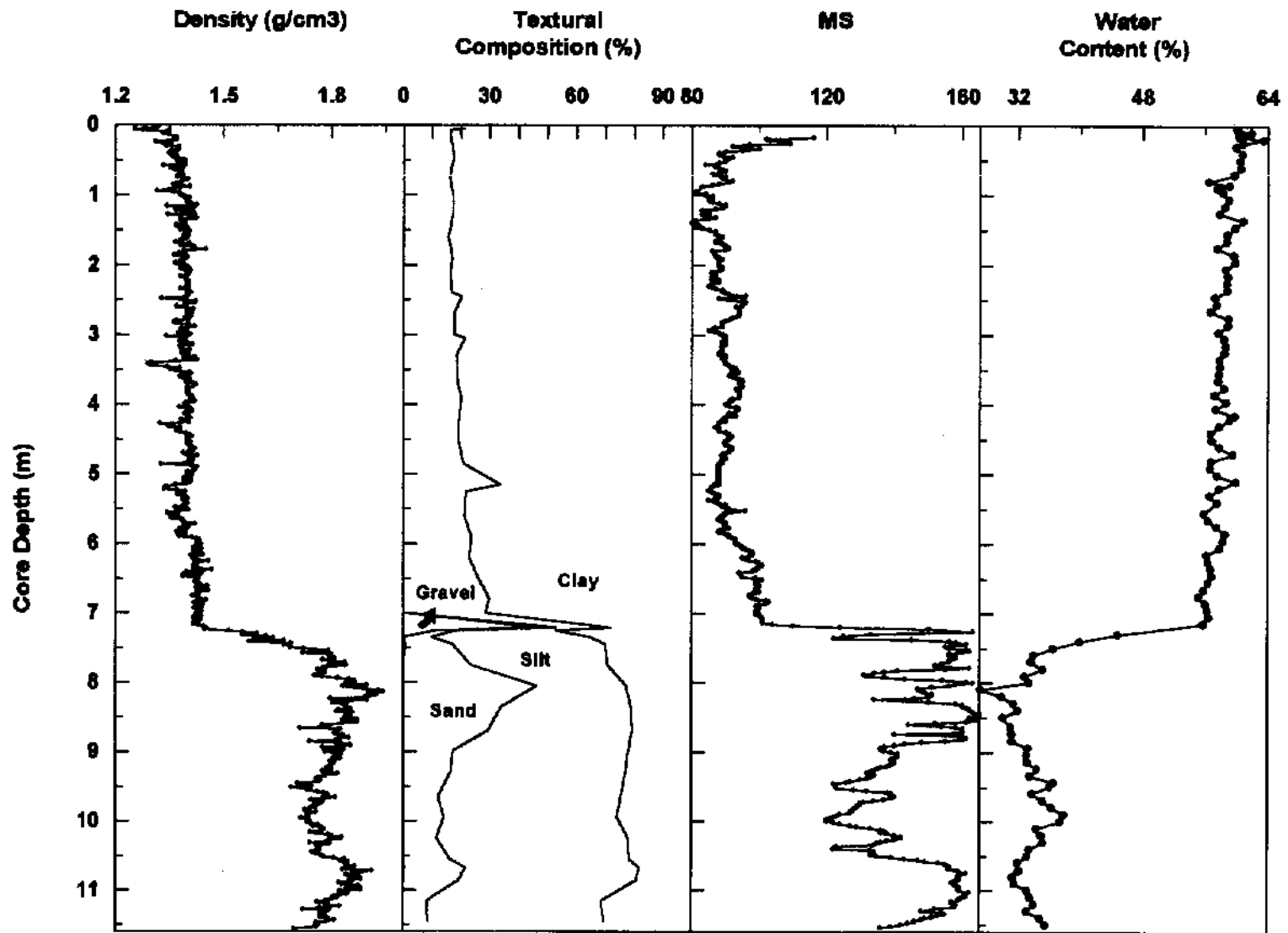


Fig. 6-24. Comparison of gamma density and magnetic susceptibility with grain composition and water content of MB98PC-4 core.

MB98PC-5

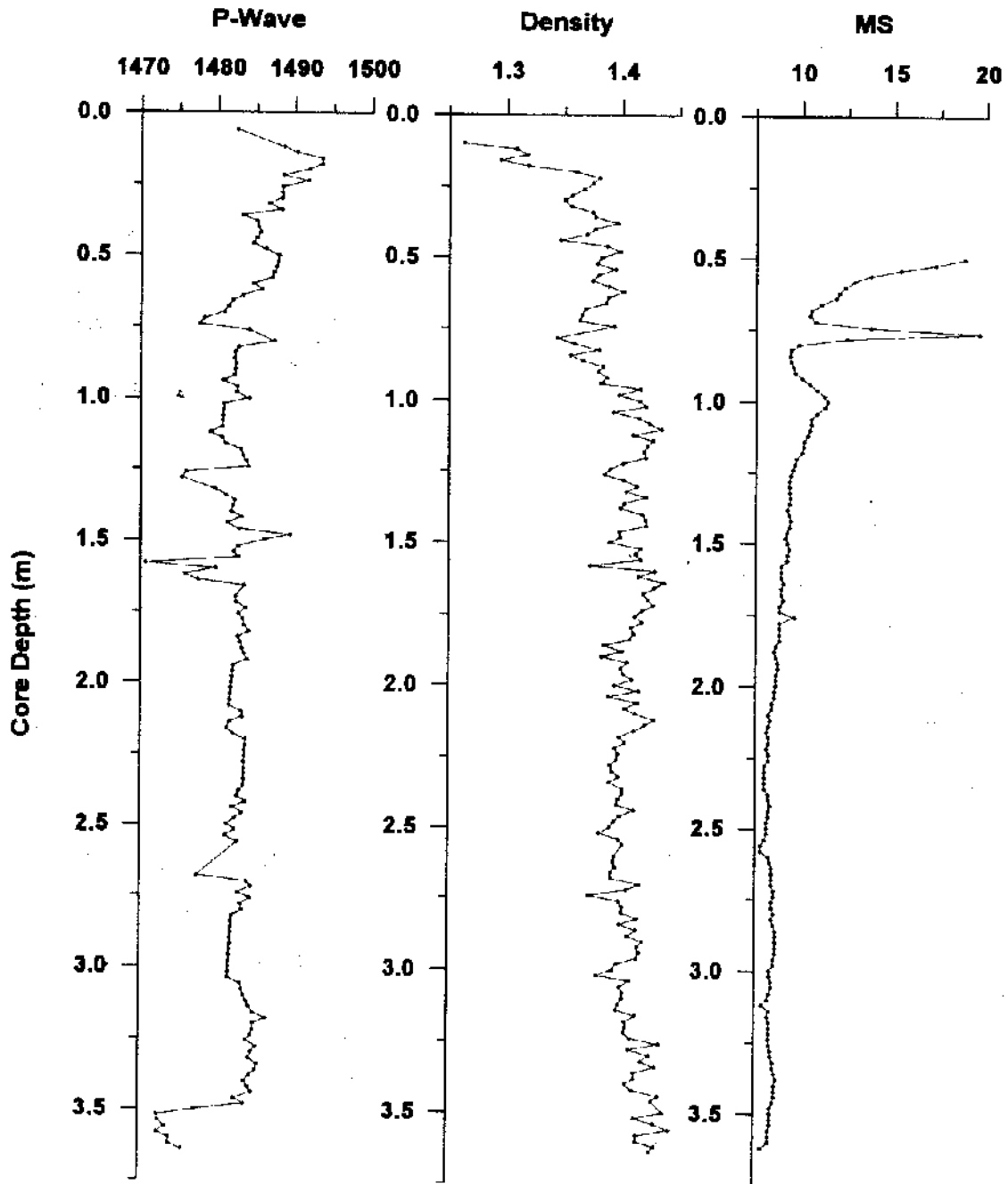


Fig. 6-25. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-5 core.

MB98PC-6

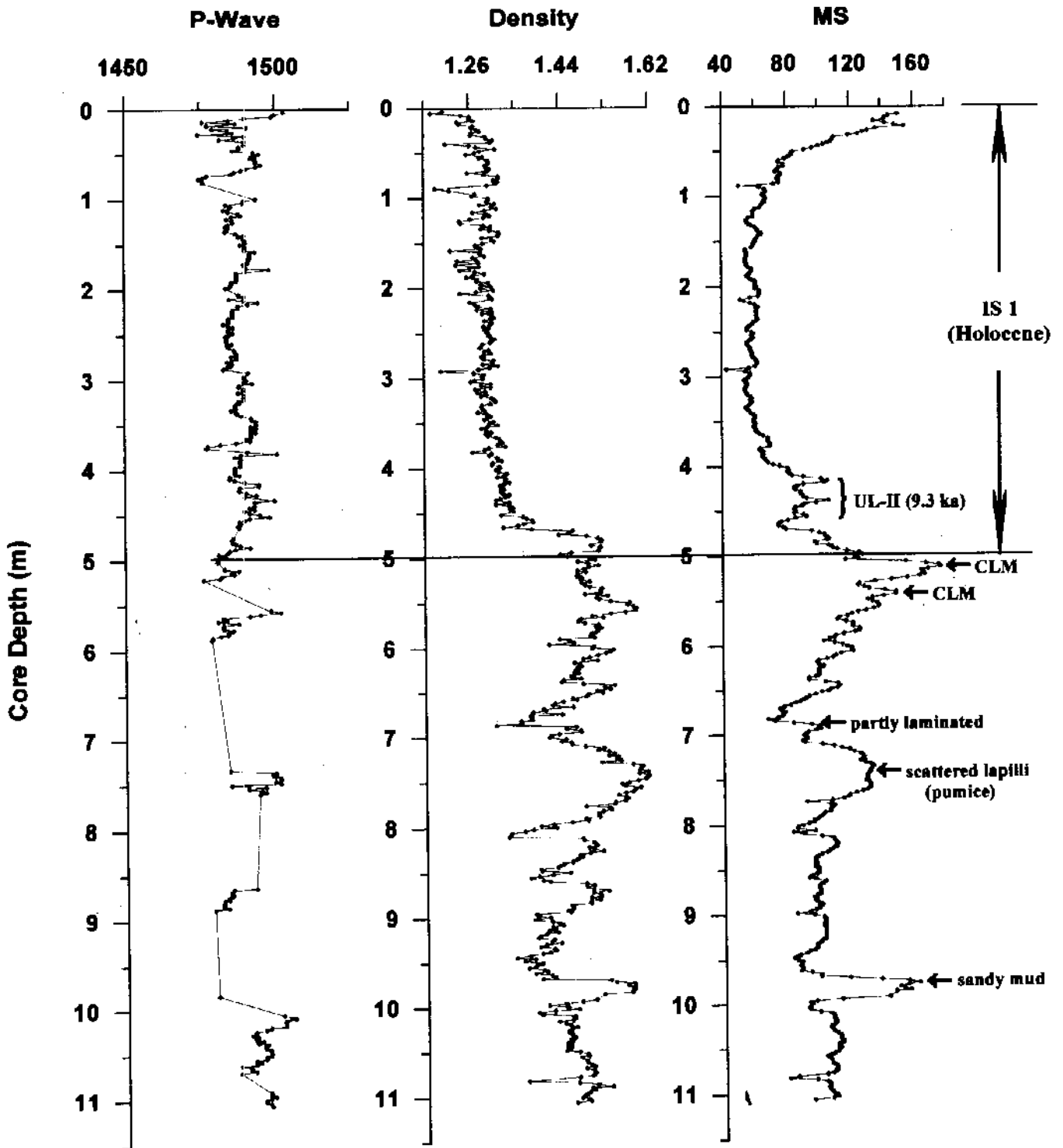


Fig. 6-26. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-6 core.

나왔지만 하부층은 오차가 심하여 많은 값들이 제거되었다. 밀도는 코아깊이 약 468 cm에서 변하지만 MS값이나 코아관찰에 의하면 홀로세와의 경계는 코아 깊이 약 491 cm로 본다. 코아깊이 430~443 cm에서 9,300 yr B.P. 때 분출된 울릉화산테프라가 라펠리 형태로 호트리져 나타난다 (UL-II 화산재라 지칭). 홀로세동안 퇴적률은 0.43 cm/kyr이며 UL-II 화산층에서 현재까지의 퇴적률은 0.46 cm/kyr이다. 회미한 층리나 일부 층리를 보이는 층들, 테프라층들, 사질니층에는 MS 값이 높은 값을 보이고 밀도값에서 일부의 특징들이 대비되므로써 MS값과 밀도값이 전체적인 퇴적층 경계선을 잡는데 중요한 지시자일 뿐만 아니라 퇴적층내의 다양하면서도 정밀한 퇴적구조를 밝혀 고환경변화 및 고기후변화간에 상관관계가 있음을 보여준다. 테프라층이 생물교란이나 퇴적되는 시간의 길어서 퇴적층 내에 흩어져 나타나는 경우는 MS값이나 밀도값이 smoothing하게 나타난다. 자세한 퇴적층은 Figs. 6-27과 6-28에 그 예가 있다. Fig. 6-29는 MSCL에서 측정된 밀도 및 MS값과 입도 구성성분 및 함수율 관계를 비교하였다. MB98PC-4 코아처럼 급격하게 값들이 바뀌는 깊이가 밀도와 MS는 매우 확연하게 보여주며 이 두 값들끼리는 서로 대비되는 것들이 많다. 함수율도 급격히 줄어드는 코아깊이와 밀도 및 MS값이 급격히 변하는 깊이와 일치한다. 그러나 하부층에서 밀도나 MS처럼 서로 대비되는 것 같지는 않으며, 단지 환경이나 기후의 변화가 급격하게 바뀔 때만 그 경계를 파악할 수 있다.

MB98PC-7은 울릉분지의 서측 가장자리에 위치하며, 수심은 약 2,156 m이며 코아 길이는 953 cm이다. MSCL에서 측정한 P과 속도, 밀도 및 MS값을 나타낸 것은 Fig. 6-30이다. 홀로세층은 MB98PC-4 코아와 MB98PC-6 코아에 비해 얇다. 홀로세동안 퇴적률은 0.22 cm/kyr이다. MB98PC-4 코아에서 홀로세층 퇴적률이 7.7 cm/100 yrs, MB98PC-6 코아의 홀로세층 퇴적률이 0.43 cm/kyr에 비하면 거의 30~50%로 퇴적률이 떨어지는 것이다. 테프라층이나 층리를 보이는 니가 많은 곳은 MS값이 매우 높게 나타나며, 특히 층리를 보이는 니층이 MS값이 높은 것은 빙하기동안 locss가 바람을 타고 날아와서 쌓인 것으로 본다. 따라서 MS값이 높게 나타나는 층리를 보이는 니는 기후변동에서 추운 시기로 해석할 수 있다. 홀로세층 하부는 다양한 변화를 보이지만 현재로서는 연대를 예측하기가 어렵다. 유공충 등 미고생물을 통한 고생태 및 고환경 해석과 더불어 안정동위원소를 사용한 IS 나누기, 절대연대측정값을 통해서 좀 더 자세한 시기들이 파악될 수 있을 것으로 사료된다. Fig. 6-31에서는 MB98PC-7 코아에서 밀도와 MS값, 함수율과 입도 구성성분과의 상관관계를 보여준다. 앞의 코아들과 비슷한 특성으로 보여주고 있으며 적어도 홀로세층은 구분이 가능하다.

MB98PC-6

378-408 cm

408-438 cm

438-468 cm

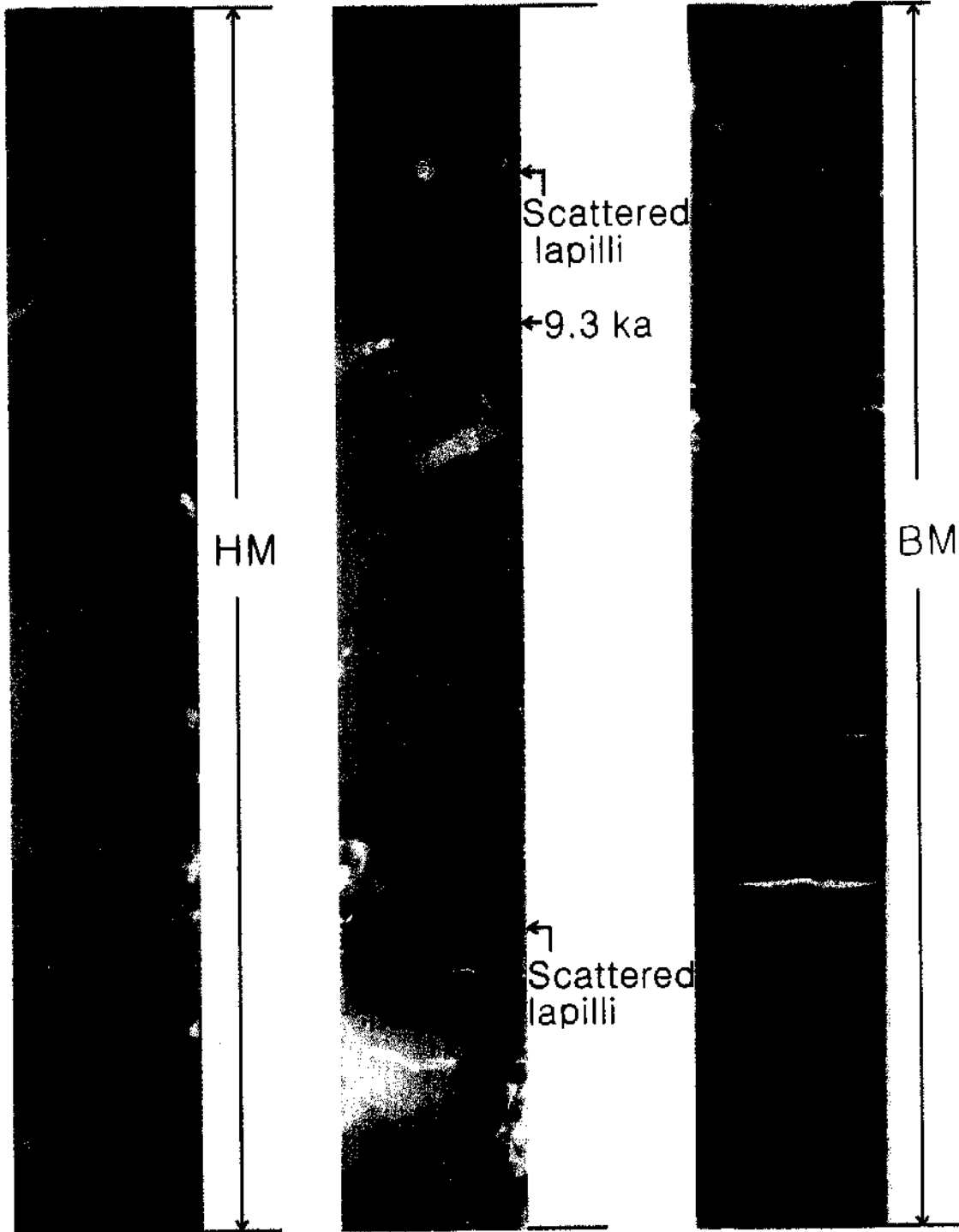


Fig. 6-27. X ray radiograph of MB98PC-6 core. Scattered tephras and homogeneous mud are well recognized.

MB98PC-6

503-533 cm

533-563 cm

623-653 cm

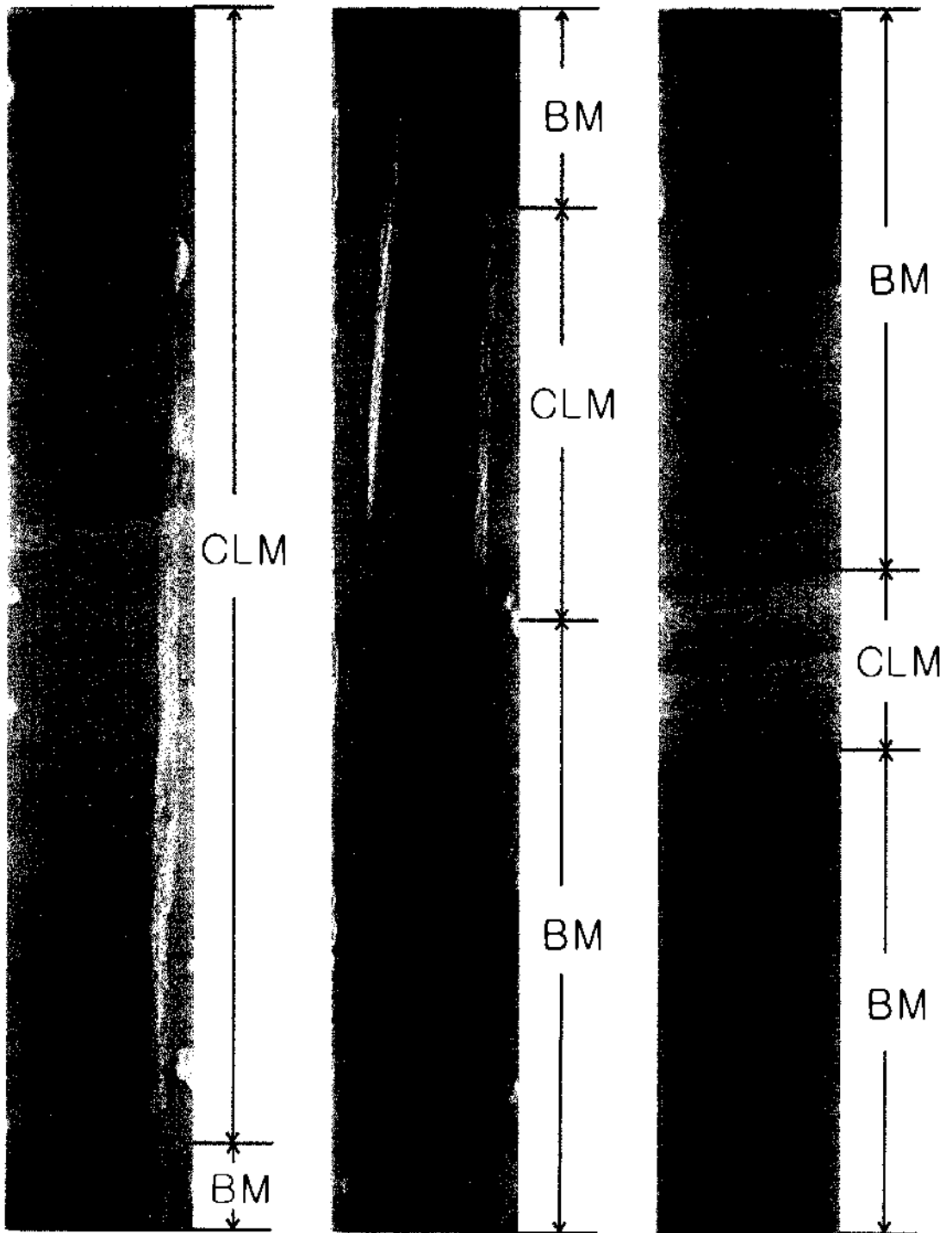


Fig. 6-28. X-ray radiograph of MB98PC-6 core. Cruded laminated layers are also identified from MSCL analysis.

MB98PC-6

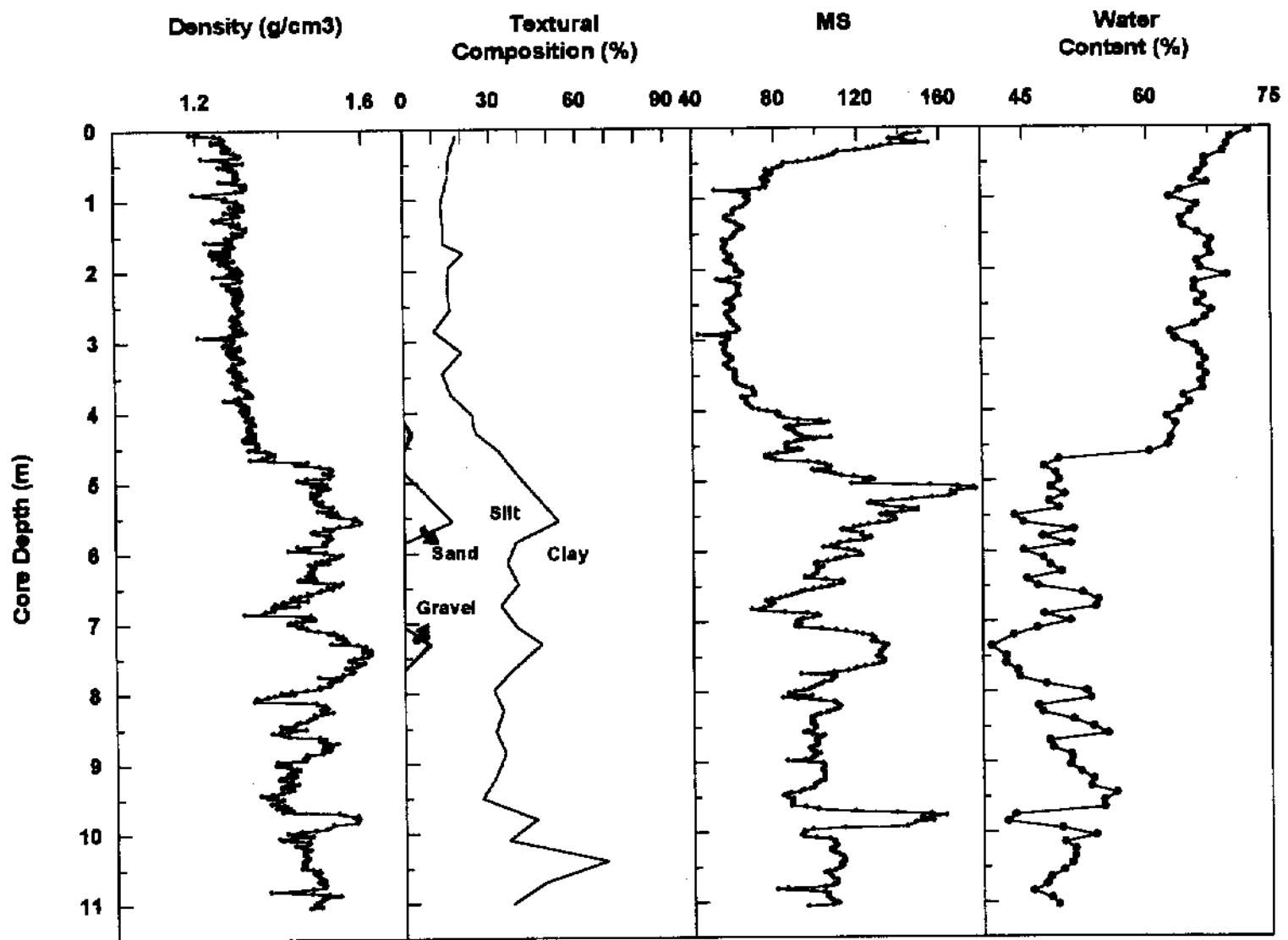


Fig. 6-29. Comparison of gamma density and magnetic susceptibility with grain composition and water content of MB98PC-6 core.

MB98PC-7

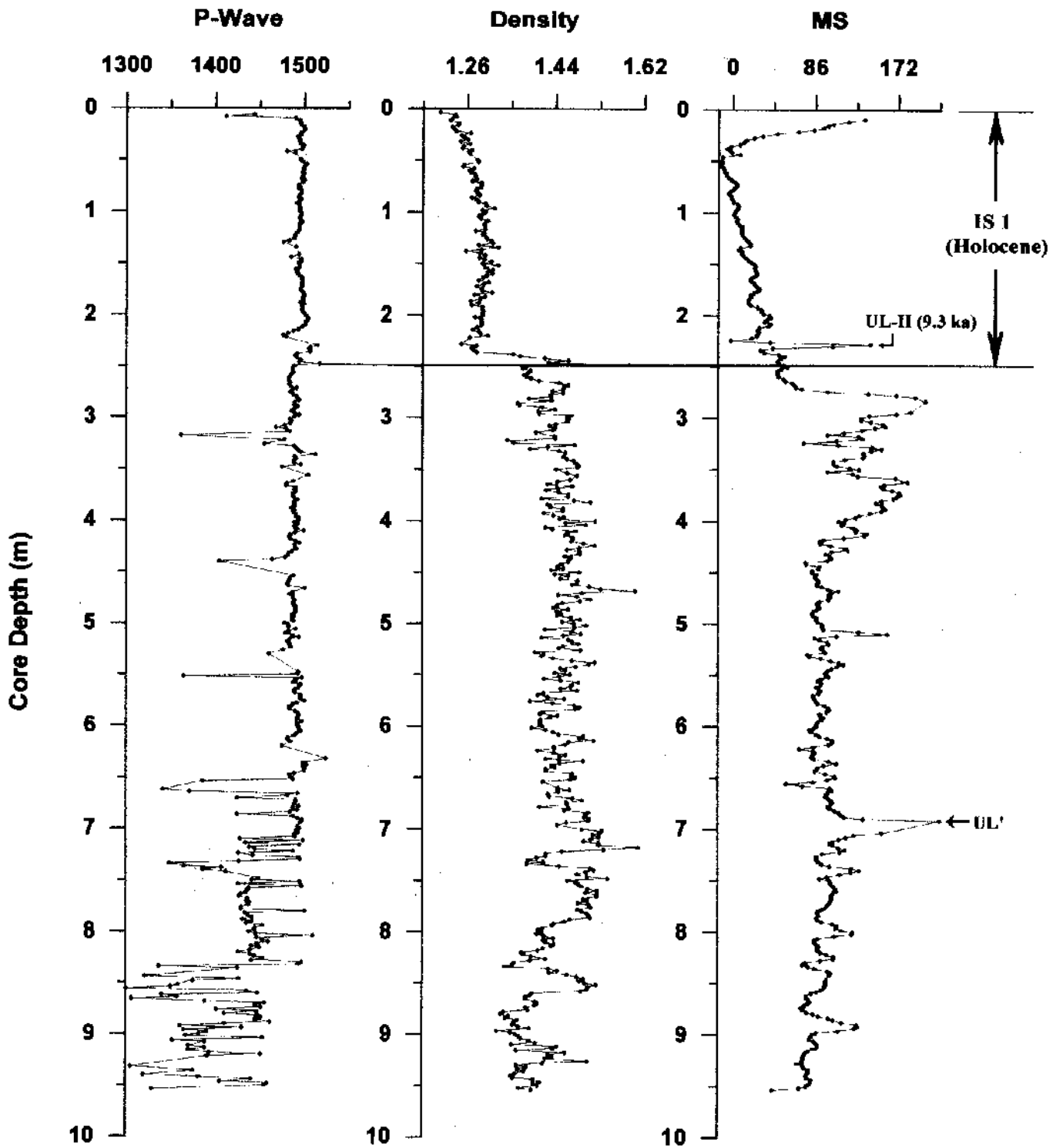


Fig. 6-30. P-wave velocity, gamma density and magnetic susceptibility of MB98PC-7 core.

MB98PC-7

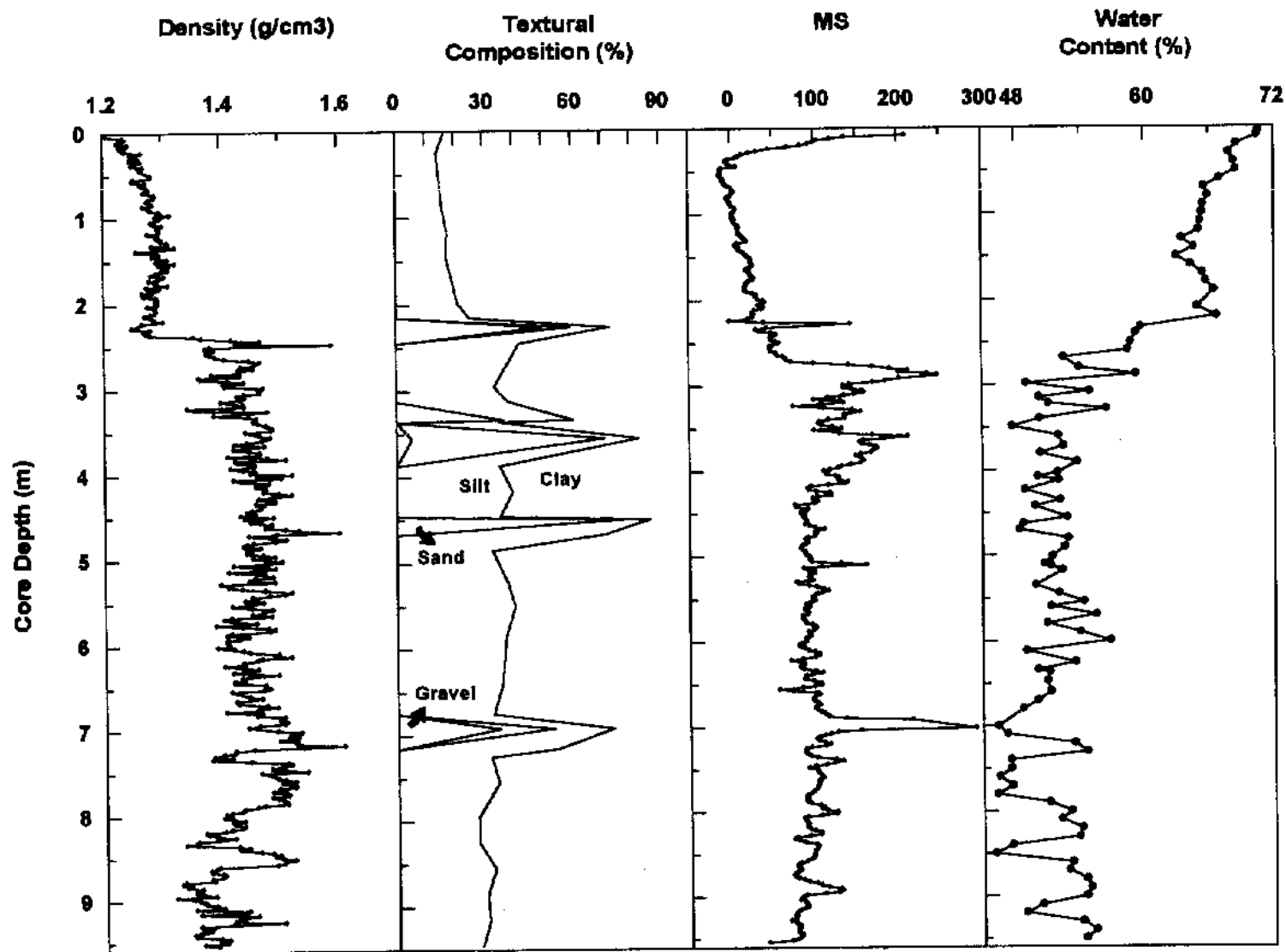


Fig. 6-31. Comparison of gamma density and magnetic susceptibility with grain composition and water content of MB98PC-7 core.

제 10 절 동해분지 세립질 퇴적물의 미세구조 특성 연구

대표저자: 한상준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

박장준, 조성권 (서울대학교, 해양학과)

1. 서론

심해에서 층리를 보이는 니는 저탁류나 저층류에 의한 퇴적 작용 또는 반원양성 (혹은 원양성) 퇴적 작용에 의하여 형성된다. 전자의 경우는 입자에 대한 물리적 분급 작용에 의한 것이며, 후자의 경우는 해수 표층으로부터 유입되는 퇴적물 구성성분의 시기적인 변화가 저서생물의 활동에 의해 교란되지 않고 보존되어 이루어진 것이다. 이와 같은 반원양성 층리니는 표층의 일차생산이 왕성하여 뚜렷한 최소 산소 농도대 (oxygen minimum zone)가 형성되는 지역 (예: 페루 대륙사면)이나, 저층수의 순환이 제한되는 반폐쇄성 해양 분지 (예: 흑해) 등에서 보고되고 있다. 이러한 반원양성 층리니는 고기후 변동과 관련된 계절적 혹은 다년간에 걸친 표층 퇴적물의 유입양과 성분의 변화를 반영하고 있기 때문에, 최근 이들 퇴적물의 미세구조를 이용하여 고기후와 고해양환경변화를 추적하고자 하는 연구가 활발히 이루어지고 있다 (Kemp, 1996).

동해는 4개의 얇고 좁은 해협들을 통해 대양에 연결되어 있으므로, 최근세 최대 빙하기 동안에는 해수면 하강에 의해 해수의 순환이 매우 제한되었을 것으로 여겨진다. 이러한 추정에는 최근 동해의 제4기 퇴적물에 대한 고해양학적 연구 결과들에 의해 뒷받침되고 있다 (Oha et al., 1991; Han et al., 1997). 특히 '한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구'의 결과, 동해 울릉분지의 분지 평원에서 취득된 시추심들에서는 최근세 최대 빙하기를 전후한 시기에 공통적으로 저산소 저층환경에서 형성된 반원양성 층리니와 저탁류 퇴적물이 교호하는 "Type A 주기"가 발달되어 있음이 보고되었다 (Bahk et al., 1997). 이 연구에서는 "Type A 주기"에 나타나는 반원양성 층리니의 미세구조를 관찰 기술하고, 미세구조의 특성으로부터 유추되는 고해양환경 특성을 고찰하고자 한다.

2. 연구방법

시료는 98'MECBES 사업에서 획득된 MB98PC-19 시추심을 사용하였다 (Fig. 6-1). 이 시추심의 'Type A 주기'가 발달된 구간에서 X선 사진을 대비하여, 퇴적상 분석을 통하여 반원양성 층리니로 해석된 회미한 층리를 보이는 니틀 약 1 cm 두께, 2 cm * 3 cm 크기로 절취하였다. 절취된 퇴적물은 밀폐용기에서 아세톤으로 공극수를 치환하는 과정을 10회 이상 거친후, Spurr resin에 담근후 3~4일 동안 건조기에서 impregnation시켰다. Impregnated된 퇴적물은 오븐에서 30 °에서 시작하여 10 °씩 온도를 올려가며 각 단계마다 24시간 동안 두었다. 이렇게 굳힌 퇴적물 시료에 대하여 연마 박편을 제작한 후, 이에 대한 BSEI (Backscattered electron image)를 취득하였다. BSEI에서는 구성입자의 평균 원자수에 따라 이미지의 명암이 달라지는데, 주로 생물입자들이 밀집된 곳은 공극률이 높고, 이들 공극을 원자수가 작은 resin이 채우고 있어 어둡게 나타나며, 육성기원 입자들이 밀집된 곳은 공극률이 낮고 평균 원자수가 크기 때문에 밝게 나타난다 (Brodie and Kemp, 1994; Pye and Krinsley, 1984). 이와 같이 BSEI는 흑백의 명암 대비로 미세염리에 대한 고해상 분석을 가능하게 한다.

3. 연구결과 및 토의

가. 반원양성 층리니의 미세구조

X선 사진에서 보면 반원양성 층리니로 해석되는 회미한 층리니는 개개 염리의 경계가 불분명하며, 층의 상하로 염리의 선명도나 두께의 체계적인 변화가 나타나지 않는다 (Fig. 6-32). 몇 개의 층단위에서 간혹 뚜렷한 구조류 염리가 관찰되는데, 이는 주로 구조류각들로 이루어져 전체 밀도가 낮기 때문에 X선 사진에서 밝게 나타난다.

BSEI에서 보면 반원양성 층리니는 주로 분급이 불량한 구조류질의 니와 쇠설성 실트 퇴적물로 이루어져 있다 (Figs. 6-33 and 6-34). 염리는 구조류질의 니 바탕에 층리면에 평행한 방향으로 배열된 렌즈 형태의 실트 집합체 또는 구조류 집합체들에 의해 불분명하게 정의된다 (Figs. 6-33 and 6-34). 실트 집합체는 신장된 타원체나 파형의 모양을 가지며 장축의 길이는 수십 μm 에서 수 mm에 이른다. 이들은 대개 실트

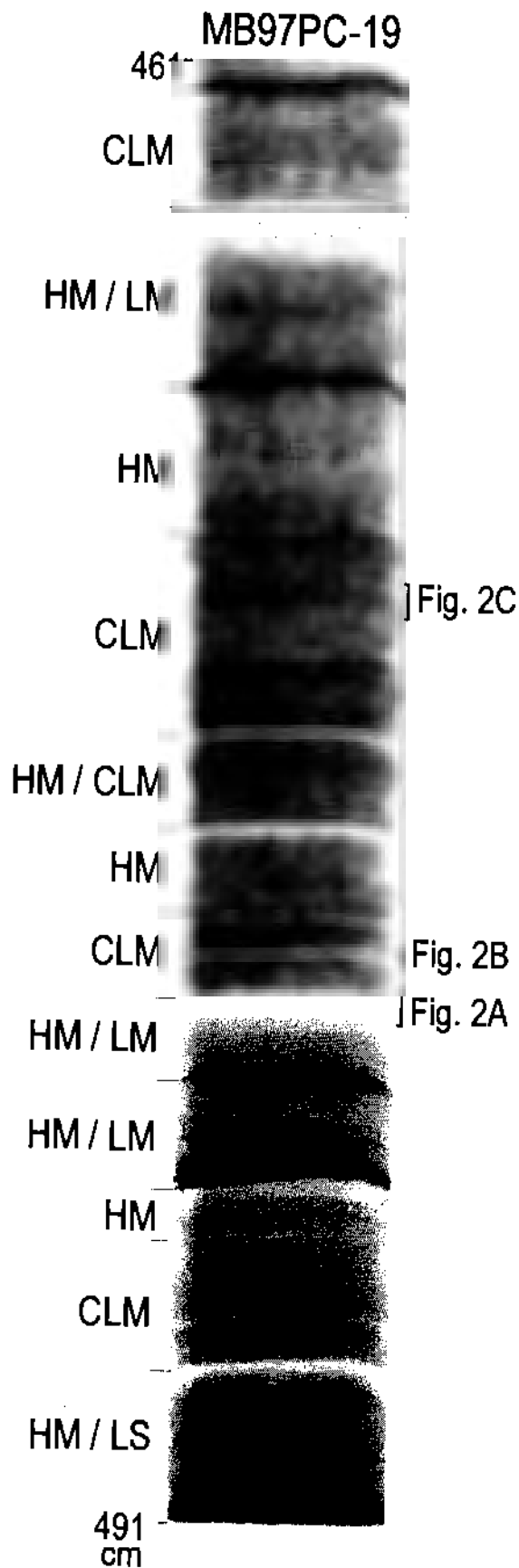


Fig. 6-32. X-radiographs of selected sections which exhibit typical mud sequences of type A in the core MB97PC-19. LS=laminated sand and silt, LM=laminated mud with silt-clay couplets, CLM=crudely laminated mud, BM=bioturbated mud, HM=homogeneous mud.

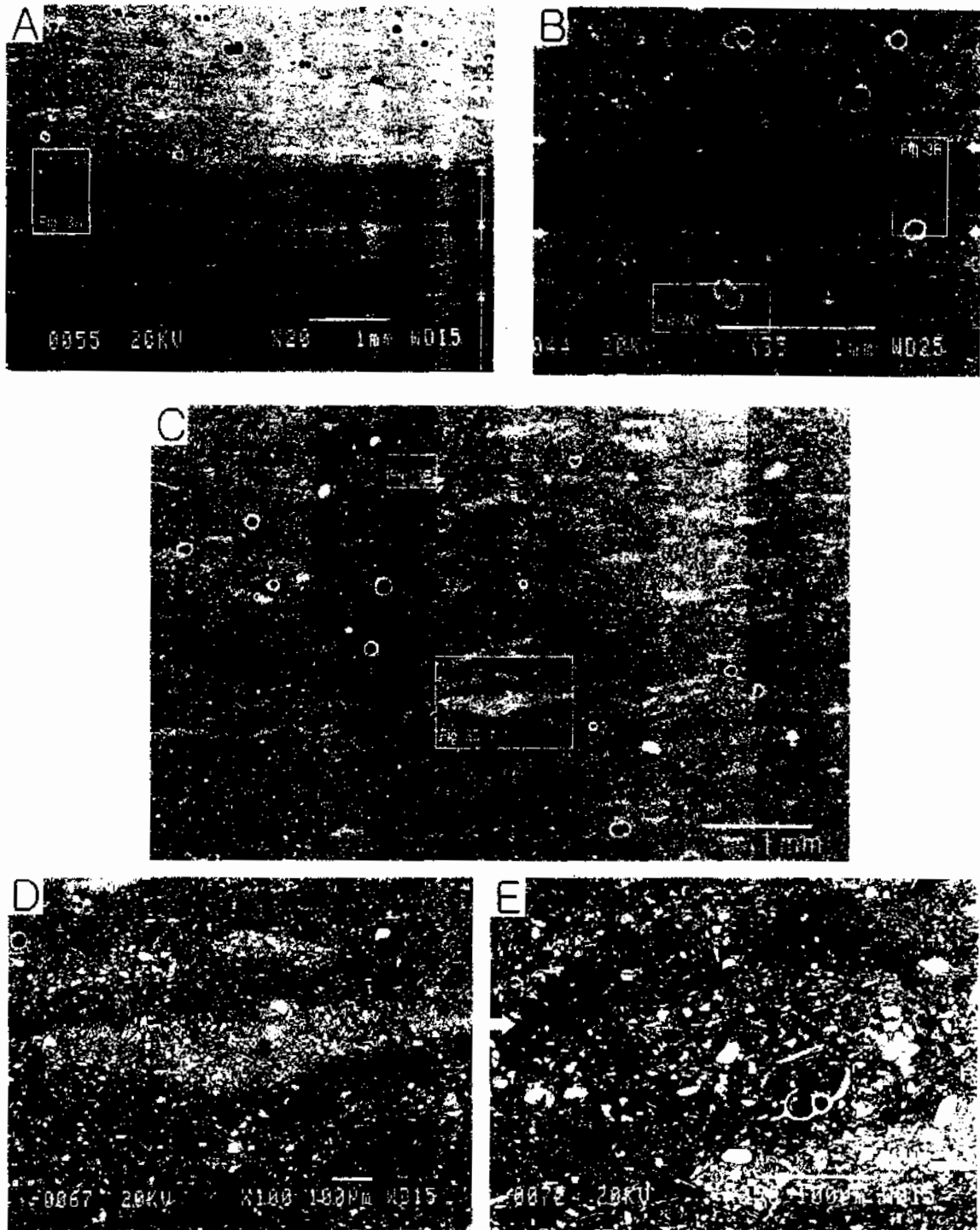


Fig. 6-33. Backscattered electron images (BSEI) of crudely laminated mud (CLM) and homogeneous mud (HM); image locations are shown in Figure. 4B. Diatom-rich zones with high-porosity appear darker than detrital-rich zones with low porosity. Boxes indicate enlarged areas. A) Upper CLM and lower homogeneous mud (HM); upward arrows indicate graded diatom-ooze laminae in HM. B) Solitary diatom-ooze lamina in CLM which appears bright in Fig. 6-4B; arrows delineate upper and lower boundaries. C) Irregular strings of silt and diatom aggregates in CLM; bright elongate or oval lenses are silt aggregates and elongate wavy dark seams are diatom aggregates. D) Higher-magnification view of a lens-shaped silt aggregate; note the lack of clay and diatom frustules and sharp boundaries. E) Higher-magnification view of a diatom aggregate (indicated by arrows); note intact frustules in the aggregate; a silt aggregate occurs in the lower right part.

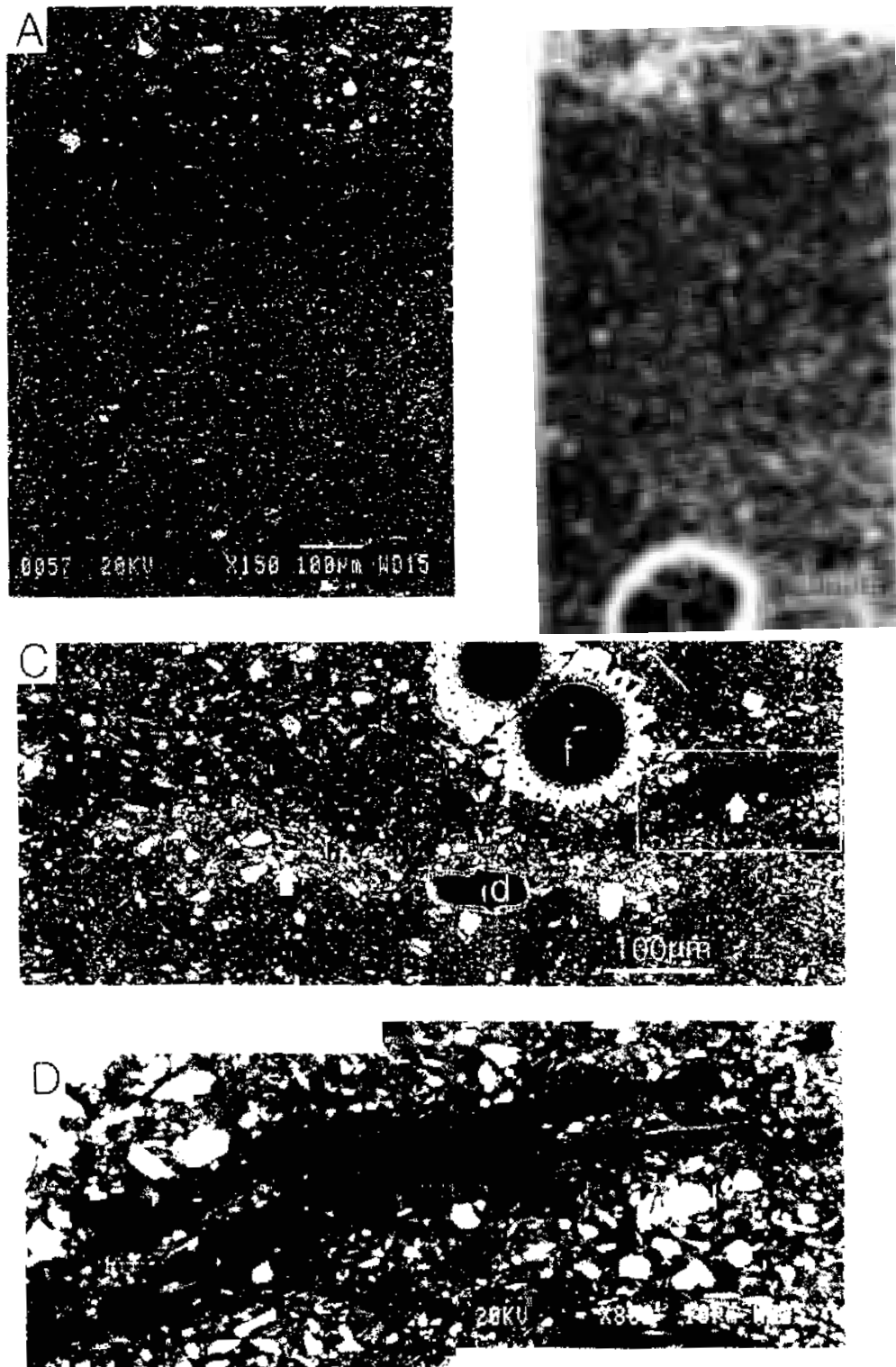


Fig. 6-34. Detailed view of fine texture of crudely laminated mud (CLM) and homogeneous mud (HM) in BSEI; image locations are indicated in Fig. 6-6. (A) Graded diatom ooze lamina in the topmost part of HM. (B) Graded diatom-ooze lamina in CLM which mainly consist of broken or intact frustules of various species. A planktonic foraminifer (f) occurs in the lower boundary. (C) Elongate silt and diatom aggregates (indicated by arrows); note large planktonic foraminifer (f) and diatom (d); boxed area is enlarged in D. (D) Broken frustules in diatom aggregate.

크기의 석영, 장석, 운모 등의 쇠설성 입자들로 구성되어 있으며, 부서진 규조류각을 소량 포함한다. 그 경계는 뚜렷하거나 불분명하다. 규조류 집합체들은 거의 대부분 온전하거나 부서진 규조류각들로 이루어져 있으며, 쇠설성 입자들은 극소량 포함한다. 이들은 대개 파형의 가는 솔기 모양을 하고 있으며, 장축의 길이는 수백 μm 에서 수 mm에 이르고 그 경계는 뚜렷하거나 불분명하다. 드물게 나타나는 뚜렷한 규조류 엽리는 약 200~600 μm 두께이며 거의 대부분이 온전하거나 부서진 규조류각들로 이루어져 있다 (Figs. 6-33 and 6-34). 엽리의 경계는 일반적으로 뚜렷하지만, 상부경계에 나타나는 규조류질 바탕에 고립된 실트질 집합체는 상부층의 퇴적물과 어느 정도 섞임이 있었음을 시사하고 있다. 그리고 두꺼운 층단위의 경우 흔히 정점이 층리를 보여준다. 반원양성 층리나에는 사질 퇴적물이 3~6% 포함되어 있는데 이들은 대개 부유성 유공충들로 이루어져 있다. 이들 유공충들은 보존 상태가 상당히 양호하며, 구별되는 층이나 집합체를 이루지 않고 층내에 불규칙하게 산재하여 나타난다.

분급이 불량한 쇠설성 실트질과 규조류질 니질 퇴적물로 이루어진 점, 불규칙하게 산재하여 나타나는 부유성 유공충들, 층의 상하로 엽리의 체계적인 변화가 관찰되지 않는 점 등은 이 층리나 퇴적물이 저탁류나 저층류 등에 의한 물리적인 분급작용이 아니라 반원양성 퇴적 작용에 의해 형성되었음을 시사하고 있다. 즉 표층으로부터 공급되는 퇴적물 구성 성분의 주기적인 변화 (이 경우 쇠설성 입자가 지배적인 시기와 생물기원 입자가 지배적인 시기의 교호)가 층리를 형성하는 기본적인 기작으로 작용하였다. 이렇게 형성된 층리들은 저산소 저층환경에서 저서생물들에 의해 크게 교란받지 않고 그대로 보존될 수 있었던 것으로 생각된다.

불연속적으로 배열된 실트 집합체들은 원래 연속적인 엽리로 퇴적된 실트질 입자들이 주로 퇴적물의 표층만 교란시키는 미세한 생물교란 작용에 의해 재배열되면서 형성된 것으로 생각된다. 이렇게 퇴적물의 표층만 교란시키는 생물교란 작용은 뚜렷한 규조류 엽리의 상부에서도 잘 나타난다. 이와 같은 생물교란 작용은 Brodie and Kemp (1994) 등이 페루 대륙 주변부의 층리나 퇴적물에서 보고한 바 있다. 규조류 집합체도 역시 동일한 과정을 거쳐 형성된 것으로 여겨진다. 드물게 나타나는 뚜렷한 규조류 엽리는 그 기원을 두가지로 나누어 생각해 볼 수 있다. 우선 주로 규조류각들로만 이루어져 있기 때문에 이 엽리가 규조류의 bloom시기에 표층에서 다량 유입되는 규조류로 형성되었을 가능성이 있다. 하지만 규조류각들이 부서진 것들이 많고, 또 두꺼운 층단위의 경우 정점이 층리를 보이는 점 등은 저밀도 저탁류에 의한 퇴적작용

을 지시한다.

나. 반원양성 층리의 고해양학적 함의

페루 대륙 주변부와, California Borderland 분지들, 캘리포니아만 등 높은 일차생산력에 의해 최소 산소농도대가 잘 발달된 지역에서 보고되고 있는 규조류질의 층리니에서는 거의 단일한 종이나 수 개 종의 온전한 규조류각들로 이루어진 뚜렷한 규조류 엽리들이 흔히 나타난다. Girmm 등 (1997)은 식물플랑크톤의 bloom시기에 투명하고 끈끈한 젤 물질에 의해 규조류들이 뭉쳐져서 비교적 빠르게 퇴적되는 이른바 'self sedimentation' 작용을 이러한 엽리 형성의 주요한 기작으로 제안하였다.

한편 동해 울릉분지에서 관찰되는 반원양성 층리니에서는 엽리들의 경계가 대개 불분명하고 뚜렷한 규조류 엽리의 발달이 미약하다. 그리고 드물게 나타나는 규조류 엽리들은 'self sedimentation'에 의한 것이 아니고 저밀도 저탁류에 의해 형성되었을 것으로 해석된다. 이러한 울릉분지의 반원양성 층리니의 특징은 이 퇴적상이 형성된 최근세 최대 빙하기를 전후한 동해의 고해양환경에 대해서 몇가지 시사하는 점이 있다. 첫째는 이 시기 동해의 표층 일차 생산력이 미약하여, 뚜렷한 규조류 엽리를 형성할 수 있는 'self sedimentation' 작용이 일어나지 않았다는 점이다. 이 시기의 낮은 일차 생산력은 Oba 등 (1991)과 Keigwin and Gorbarenko (1992)의 동해 퇴적물에 대한 산소 동위원소 연구 결과에 의해서도 뒷받침 된다. 이들은 최근세 최대 빙하기 동안 동해는 반폐쇄된 상태에서 지속적인 담수의 유입으로 표층의 염분도가 수 % 가량 떨어진 것으로 보고하고 있다. 따라서 이 시기 동해는 강한 밀도성층에 의해 표층으로의 영양분 공급이 제한되어 일차 생산력이 낮았을 것으로 추정된다. 둘째는 이 시기 동해 저층수의 산소농도는 비교적 큰 저서생물들은 살지 못하지만 미세한 저서생물들은 충분히 살수 있을 정도의 수준을 유지하였다는 점이다. 이는 층리니의 엽리들이 대개 미세한 생물교란 작용에 의해 불연속적인 실트와 규조류 침입체들로 재배열되어 있는 사실에서 추론된 것이다. Rhoads and Morse (1971)는 이렇게 저서 생물의 활동이, 낮은 산소농도에서 제한되는 상태를 'dysaerobic' 이라 명명하고 이 상태는 용존 산소농도가 약 1~0.1 mL/L 일 때 나타난다고 보고하였다.

제 11 절 독도와 한국대지 지역의 천부 지층탐사자료 해석

대표저자: 김성렬, 최동림 (한국해양연구소, 해양지질연구단)
윤석훈 (제주대학교, 해양학과)

1. 서론

1970년대 이래 고주파 (3~12 kHz)의 음원을 이용한 천부 지층탐사기 (shallow seismic profiler)는 다양한 해저 퇴적환경에서 일어나는 퇴적작용 (sedimentary process)을 연구하는 데 중요한 장비로 활용되어 왔다 (Damuth, 1975, 1978; Nardin et al., 1979; Chough et al., 1985a, 1985b; Pratson and Laine, 1989). 이러한 탐사방법에 이용되는 고주파의 음파는 해상도가 뛰어나서 수 미터 규모의 매우 상세한 퇴적층 형태 및 구조까지 파악할 수 있다. 또한 퇴적층에서 반사된 음파신호는 해저표층과 심층 퇴적물의 구조 및 조직 (입도, 굳기, 밀도 등)과 같은 물리적 특성에 따라 다양한 반사특성 (echo character)으로 기록되기 때문에 (Damuth, 1975, 1978; Damuth and Hayes, 1977), 최근에는 이러한 음파의 반사특성과 해저 퇴적물의 물성과의 관계를 찾기 위한 진보적인 연구들이 활발하게 진행되고 있다.

궁극적으로 천부 지층탐사기를 이용한 연구의 목적은 해저 음향 반사파의 특성과 퇴적층의 물성 및 구조와의 상관관계를 이용하여 직접 퇴적물을 채취하여 관찰하지 않더라도 단기간에 넓은 지역의 퇴적물의 퇴적양상을 파악하는 데 있다. 천부 지층탐사기에서 방출되는 고주파 음파는 통상 해저면 하 수십 미터까지 투과되는데, 이 깊이 에 해당하는 두께의 퇴적층은 보통의 퇴적속도 (1~10 cm/kyr)를 유지하는 퇴적분지를 가정한다면 약 수십 만년에 걸쳐 형성된 것으로서, 지질시대로는 플라이스토세 후기에서부터 현재까지의 퇴적역사를 재구성하는 데 필요한 정보를 제공할 수 있다.

울릉분지 (Fig. 6-1)에서는 1980년대 이래 고해상 탄성파탐사기를 이용하여 광범위한 지역에 걸쳐 해양지질학적 연구가 수행되어 현재 제 4기 후반기의 퇴적작용에 관한 많은 정보가 축적되어 있다 (Chough et al., 1985a, 1997; Lee et al., 1991, 1993;

최동립 등, 1989; 윤석훈 등, 1996). 특히 한국해양연구소는 1990년대 초반부터 3.5 kHz 지층탐사기를 이용하여 동해 대륙붕과 대륙사면, 그리고 지난 1996년부터는 BASAPES와 MECBES 프로그램을 통하여 동해 울릉분지 심해저에서 보다 성능이 향상된 Chirp 시스템을 이용하여 많은 자료를 취득하였다 (한국해양연구소, 1996, 1997). 본 장에서는 지난 1996년과 1997년 동해 독도와 한국대지 해역에서 취득된 고해상탄성과 탐사자료를 분석함으로써, 이 해역에 분포하는 특징적인 탄성과상 (echo facies)을 분류하고 이를 바탕으로 제 4기 플라이스토세 후반 이후 현재까지 울릉분지 동북부에서 진행되고 있는 퇴적작용과 퇴적환경을 밝히고자 한다.

2. 자료 취득 및 분석 방법

가. 탐사기기 및 자료취득

본 연구에서 분석된 고해상 탄성과 지층단면도는 1996년 및 1997년도에 한국해양연구소 조사선 온누리호에 장착된 'Bathy 2000P 시스템'을 이용하여 취득되었다. 이 시스템은 3~11 kHz 주파수 대역의 Chirp 방식 지층탐사기로서, 시스템은 크게 송신부 (transmitter), 수신부 (receiver) 및 자료처리부 (display and control part)로 기기 구성이 되어 있다. 자료처리부를 통해서는 자료의 질, 수신간격, 주파수 수신대역이 결정되어지고, 획득된 자료는 설치된 광디스크에 실시간으로 수록되어 후처리가 가능하며, 송신부 및 수신부는 연구선의 선저에 고정되어 운영되고 있다. 이 시스템은 수심 6,000 m까지 운영이 가능하며, 투과깊이는 해저면으로부터 최대 75 m에 이른다. 각 신호에 대한 해상도는 최대 8 cm까지 유지할 수 있는 신호처리 특성을 갖고 있다.

BASAPES-96의 탄성과단면은 1996년 5월에 한국대지와 그 남쪽 울릉해저산 및 울릉분지간 동로 (Ullueng Interplain Gap) 해역에 동-서로 설정된 총 16개의 측선을 따라서 취득되었다 (Fig. 6-35). 아울러 이 조사구역에서는 총 6 점의 피스톤 시추 시료가 취득, 분석되어, 본 연구의 탄성과상 해석에 이용하였다. 한편, MECBES-97 탄성과단면은 1997년 4월에 독도와 그 기저의 화산체를 동-서로 가로지르는 15개의 측선과 남북 및 북동-남서 방향의 2개 측선 등 총 17개의 측선을 따라 얻어진 것이다 (Fig. 6-35). 이 조사구역에는 BASAPES-95 사업에서 취득된 1개의 피스톤 시추 정점과 MECBES-97 동안 취득된 또 다른 1개의 시추퇴적물 채취정점이 위치한다.

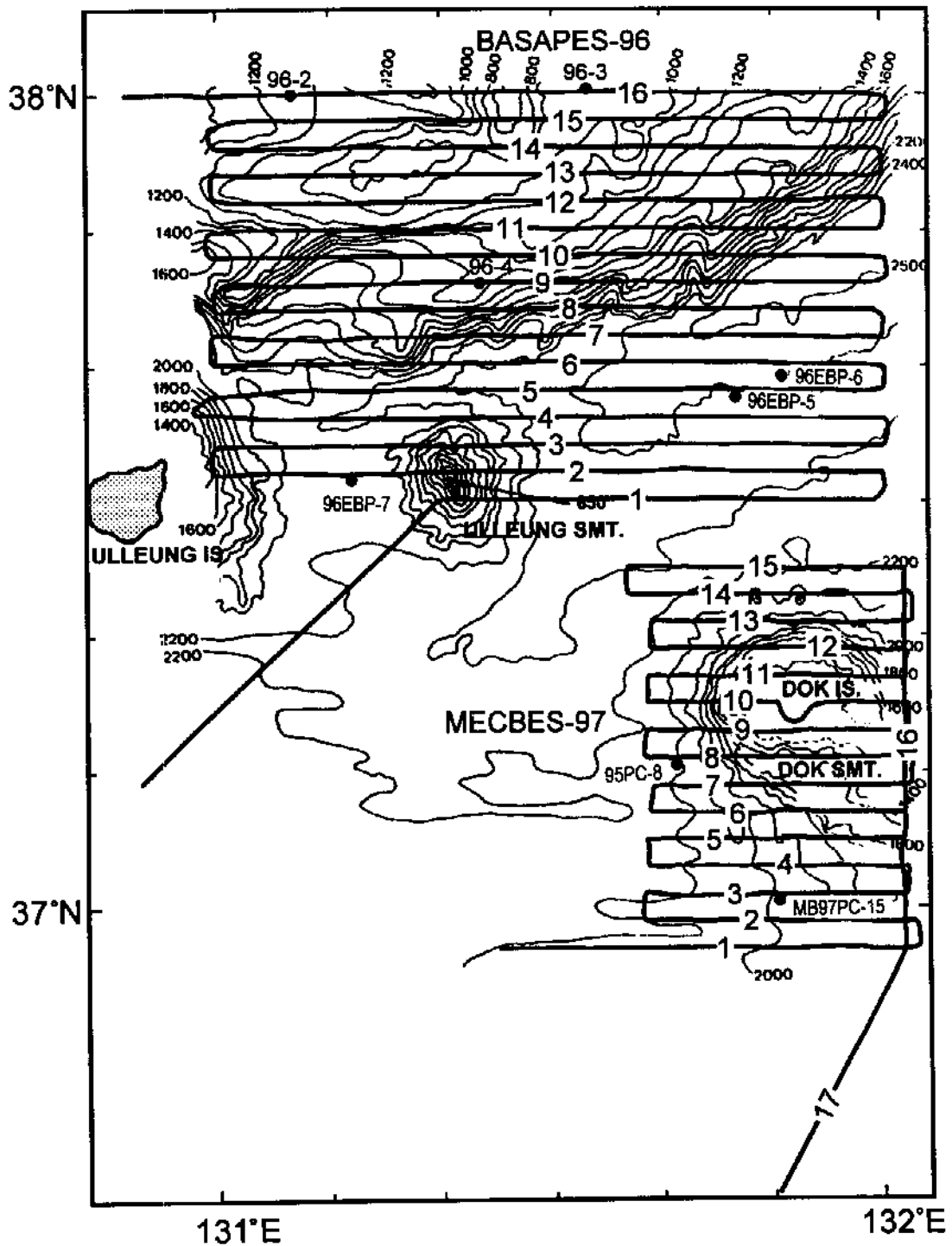


Fig. 6-35. Location map of survey area showing bathymetry, Chirp profiling tracklines and coring sites of BASAPES-96 and MECBES-97. Contours in meters.

나. 분석방법

고해상 탄성파탐사에 의해 기록되는 반사파의 음향학적 특성 (echo character)은 일반적으로 해저표층 (bottom)과 그 하부의 저층 (subbottom)에서 오는 반사파로 구분되는데, 이들 반사파들의 명확성 (clarity) 또는 반사강도, 측면연속성, 형태, 그리고 해저지형 등을 기준으로 하여 특성이 서로 다른 탄성파상 (echo facies)으로 분류된다. 이미 1970년대 이후 표준화된 고해상 탄성파상들이 여러 연구자에 의해 제안되어 고해상 탄성파자료의 체계적 분석에 이용되어 왔다 (예, Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1978, 1980; Chough et al., 1985b). 이렇게 분류된 각각의 탄성파상은 평면도에 그 분포범위가 도시 (mapping)되고, 기존 퇴적학적 연구결과와 현장에서 채취된 시추퇴적물 시료의 분석을 통해 얻어진 결과와 비교함으로써, 이러한 고해상 반사파 특성을 야기시키는 퇴적층의 기원 (퇴적메커니즘, 퇴적물 조직, 퇴적환경 등)이 해석된다.

3. 지역 개관

가. 해저지형

울릉분지는 서쪽으로 한반도의 동해 대륙붕, 남서쪽 및 남쪽에는 대한해협 및 쓰시마해협을 이루는 남동대륙붕, 북쪽으로는 울릉도와 한국대지, 그리고 동쪽은 독도를 포함하는 오키뱅크 (Oki Bank)로 둘러싸인 해저분지이다 (Fig. 6-1). 조사지역인 북위 $37^{\circ} \sim 38^{\circ}$, 동경 $131^{\circ} \sim 132^{\circ}$ 해역은 울릉분지 북동부와 동부 한국대지가 맞닿아 있는 곳으로서, 급격한 지형변화를 보이는 곳이다 (Fig. 6-36). 수심 600~1,500 m인 한국대지는 급경사의 단애, 소규모 해저릉, 해저산, 저지대 등이 불규칙하게 분포하고 있는 기복이 매우 심한 지형특성을 보인다. 수심 1,500~2,600 m, 경사 8° 이하의 한국대지 사면은 전반적으로 동북동-서남서 방향으로 나타나며, 울릉도 화산체와는 깊은 해곡에 의해 분리되어 있다. 이곳에는 다양한 규모의 V자형 해저협곡이나 해저계곡이 형성되어 있으며, 불규칙한 돌출지형들이 특징적으로 발달되어 있다. 한국대지 사면과 울릉분지간 통로 (Ulleung Interplain Gap)는 경사의 차이로 인해 뚜렷한 경계

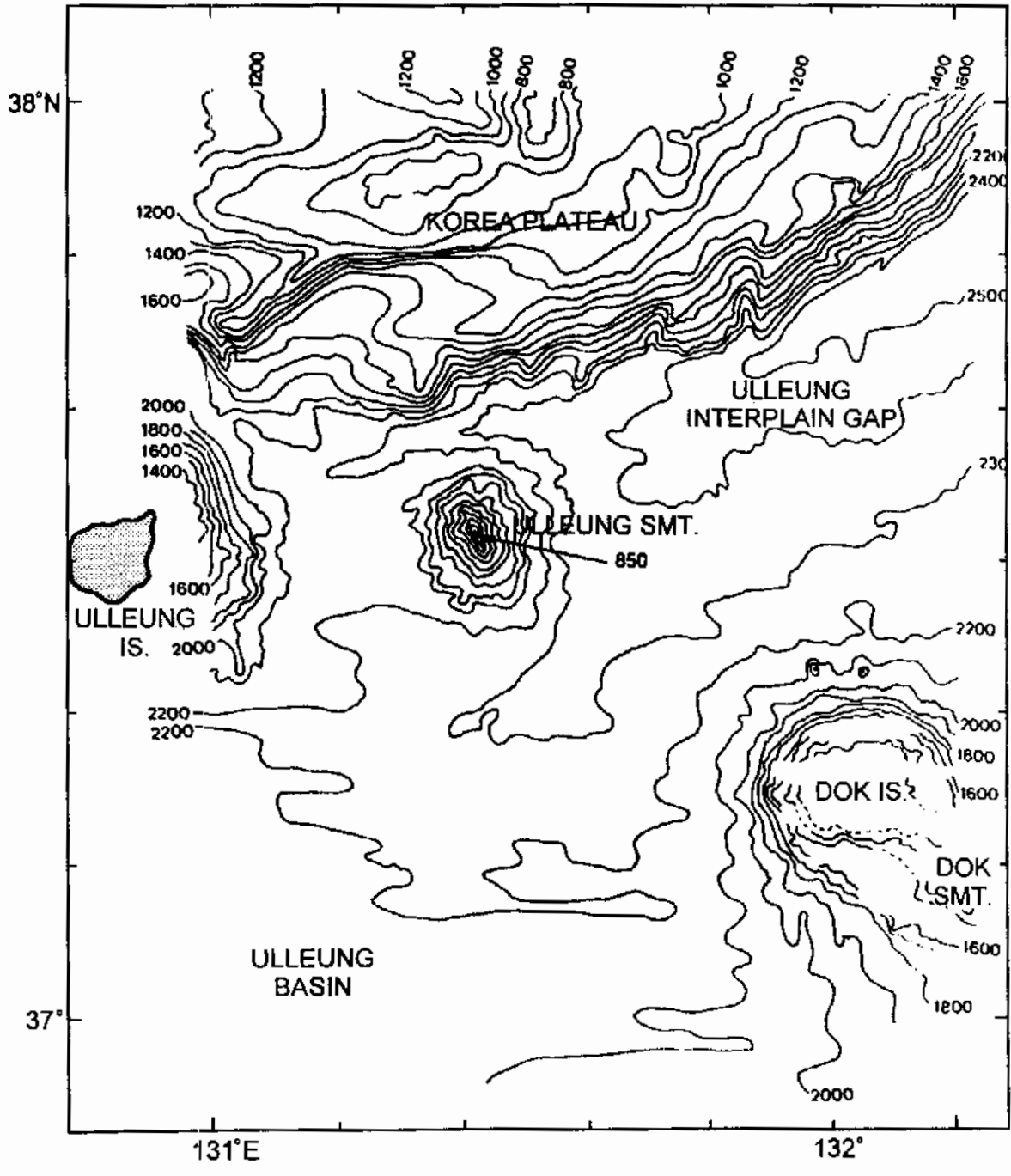


Fig. 6-36. Physiographic map of survey area. Bathymetry is based on SeaBeam data (KORDI, 1997). Contours in meters.

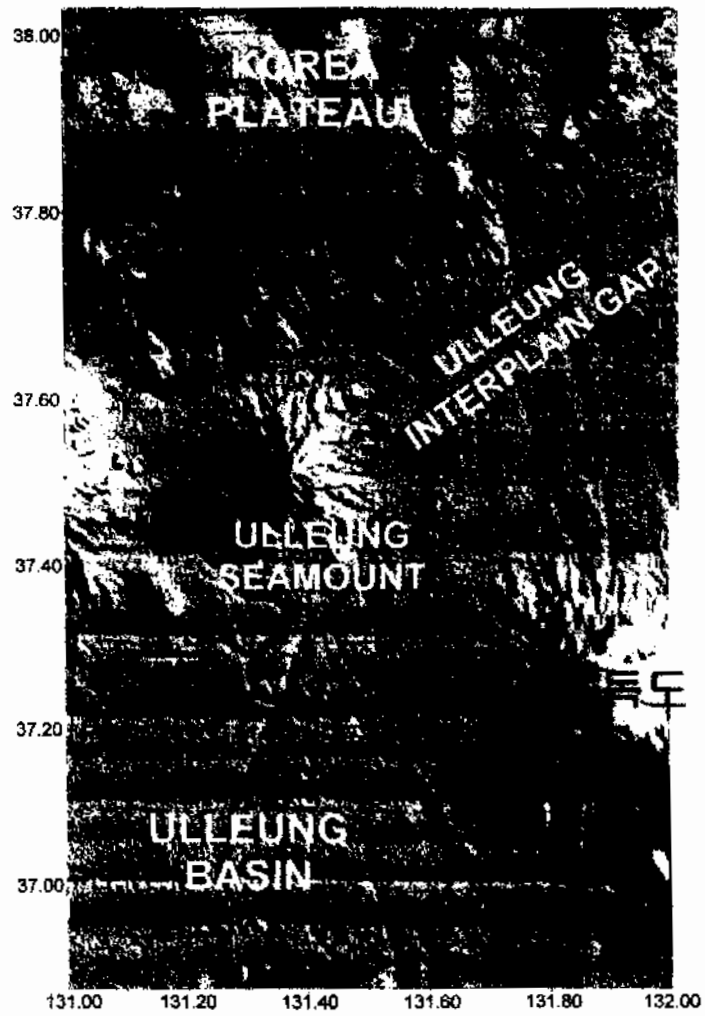


Fig. 6-37. Seafloor image of the northeastern Ulleung Basin based on SeaBeam data (KORDI, 1997).

부를 이룬다 (Fig. 6-37).

울릉분지 북동부를 이루고 있는 울릉분지간 통로는 울릉분지와 일본분지를 연결하는 심해수로로서, 북동쪽으로 매우 완만하게 경사져 있는, 수심 2,000~2,600 m의 비교적 평탄한 부분이다 (Fig. 6-36). 이 지역에는 다수의 해저수로 (submarine channel)들이 발달되어 있는 것으로 SeaBeam 탐사에 의해 보고되었다 (한국해양연구소, 1996, 1997; Fig. 6-37). 특히 울릉해저화산 (Ulleung Seamount)의 동쪽을 지나는 해저수로는 2,300 m 등수심선과 평행하게 발달되어 한국대지의 남쪽 경계지역을 따라 수심 2,500 m까지 이어진다. 이들 해저수로들은 형태 (자연제방의 유무)에 따라 침식 및 퇴적형으로 구분되며, 주로 저탁류 (turbidity current)나 해저류 (bottom current)에 의해 형성된 것으로 제안된 바 있다 (한상준 등, 1997a). 한편 울릉도 동쪽의 분지간 통로 중앙에 형성되어 있는 비고 1,350 m (850~2,200 m) 정도의 울릉해저산은 남북으로 다소 신장된 평면형태를 보이며, 퇴적물의 집적이 많지 않고 비교적 불규칙한 돌출지형과 계곡들로 이루어진 사면을 보인다 (Fig. 6-37).

조사지역 동남부의 독도 화산체는 평면도에서 북서쪽의 독도화산과 남동쪽의 독도해저산이 이웃하여 붙어있는 아령형태로 배열되어 있다 (Fig. 6-36). 독도를 중심으로 한 오키뱅크 북단의 사면에는 붕괴와 사태, 함몰 등에 의한 퇴적작용에 따라 수심 및 그 지형변화가 매우 복잡하게 나타나고, 독도의 북쪽 사면을 따라서는 사태, 함몰 및 미끄럼의 특징을 보이는 수로가 가지처럼 울릉분지간 통로의 수로쪽으로 발달되어 있으며, 침식 등에 의해 수로 주변에 지형 변화가 나타나기도 한다. 한국해양연구소 (1997)에 따르면, 독도의 북쪽 사면에는 해저선상지 (submarine fan) 형태의 해저지형이 한국대지의 남쪽 경계지역에서 수심 약 2,500 m까지 이어져 있고, 독도로부터 완만한 경사를 보이는 해저지형을 갖는다.

나. 퇴적작용

울릉분지의 경계를 이루고 있는 사면지역에는 다양한 형태의 질량류 퇴적층 (mass-movement deposits)이 표층 1~2 m 두께의 반원양성 나질퇴적물의 하부에 다양한 두께로 분포하는 것으로 알려져 있다 (Lee et al., 1996). 울릉분지와 그 주변부에 집적되어 있는 질량류 퇴적층은 암석낙하 (rockfall), 슬럼프 (slump), 슬라이드 (slide), 암설류 (debris flow) 및 저탁류 (turbidity current)로 분류되는데, 이들 퇴적층들은 등수심선에 평행한 경계를 갖는 대상분포를 보이고 있다 (Fig. 6-38). 즉 암석

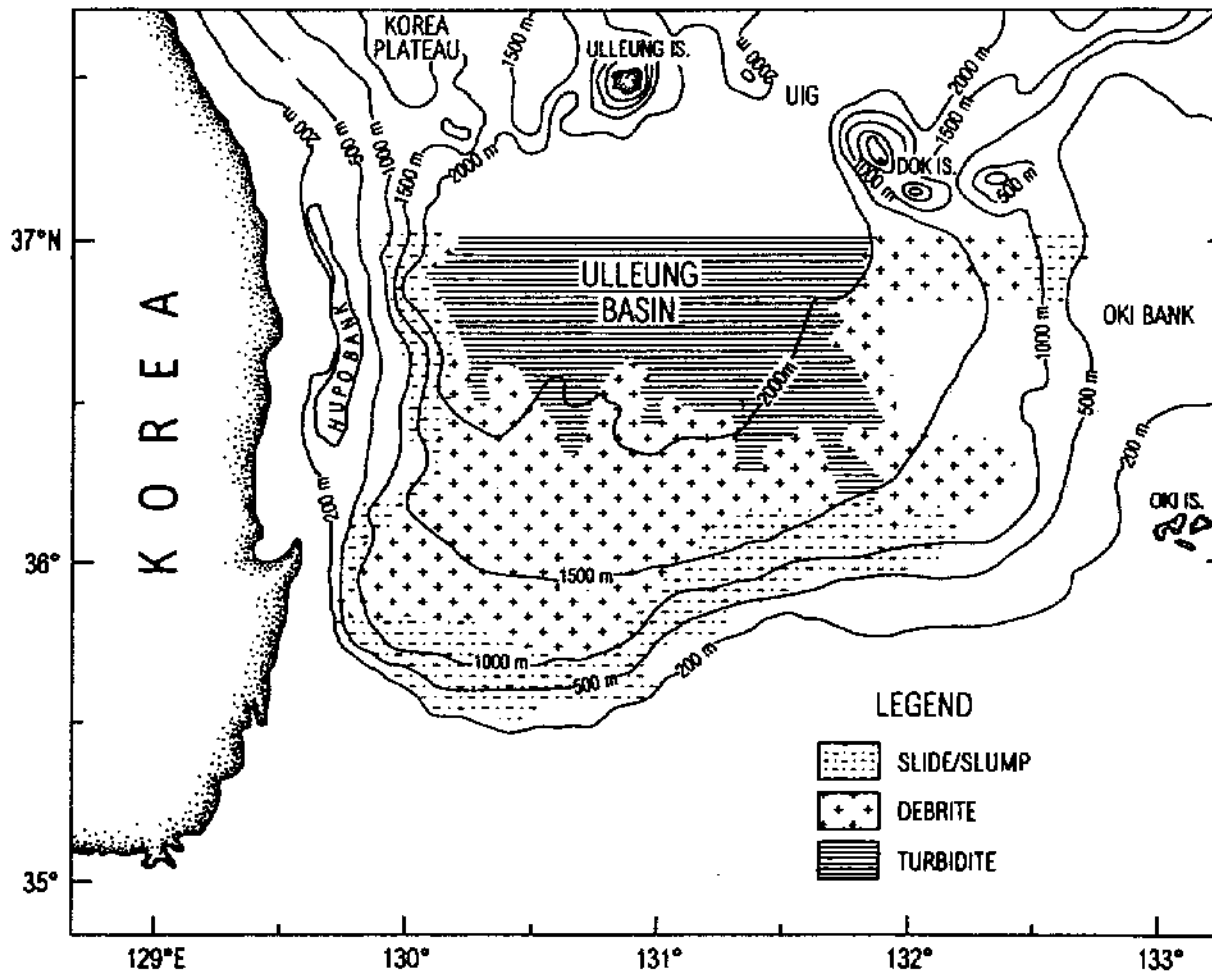


Fig. 6-38. Distribution of mass-flow deposits interpreted from echo types in the central and southern Ulleung Basin. After Chough et al. (1997).

낙하, 슬립프, 슬라이드 등 사면함몰의 초기단계에서 형성되는 퇴적층은 주로 상부 및 중부사면에 분포하고, 이들로부터 전이된 것으로 해석되는 암설류 및 저탁류 퇴적층은 하부사면과 울릉분지의 중심부에 우세하게 분포한다 (Chough et al., 1985a, 1997). 한편 ^{14}C 방사성 동위원소의 연대분석에 기초하여 계산된 플라이스토세 후반 분지평원에서의 저탁류에 의한 퇴적률은 40 cm/kyr이며, 저탁류의 발생빈도는 50년에 1회로 제안되고 있다 (Lee et al., 1996). 특히, 해수면이 낮았던 빙하기에 반년했던 저탁류는 2개의 특징적인 퇴적양상을 형성하였는데, 최대 빙하발달기에는 울릉분지 해수의 순환억제로 인해 무산소 저층환경이 야기되면서 생물교란이 억제된 저탁류층이 형성되었고, 최대 빙하기가 시작되기 전, 해수면 하강기에는 다소의 생물활동이 이루어지면서, 저탁류층이 비교적 생물교란을 활발히 받은 상태로 보존되었다 (한국해양연구소, 1996; Bahk et al., 1997)

울릉도와 독도 사이의 분지간 통로 (Interplain Gap)에서 취득된 사추퇴적물에서는 이러한 대조적인 층이 관찰되지 않고, 전반적으로 생물교란이 우세한 나질퇴적물이 우세하게 분포한다 (한국해양연구소, 1996). 이 지역은 특히 저층류의 통로역할을 하는 해저수로가 잘 발달된 곳으로, 이에 의해 침식 및 무퇴적작용에 우세하여 퇴적률이 여타 지역에 비해 낮은 것으로 알려져 있다 (한상준 등, 1997b).

4. 탄성파상 분석

본 연구에서 고해상 탄성파 특성 (echo character)은 먼저 해저표층 반사파 (bottom echo)의 명확성과 형태에 따라 세 그룹으로 분류되었다 (Table 6-16). 즉 표층 반사파가 확산 (diffuse)되어 있지 않고 뚜렷한 경우 (그룹 I), 다소 확산되어 두껍게 나타나는 불명확한 경우 (그룹 II), 그리고 중첩하는 쌍곡선 반사파 (hyperbolic echo)로 나타나는 경우 (그룹 III)이다. 다시 각 그룹에서는 저층반사파 (subbottom echo)의 명확성 (clarity) 또는 반사강도, 측면연속성, 형태 등을 기준으로 세분되어 총 6개의 탄성파상 (echo facies)이 분류되었다 (Table 6-16). 이렇게 분류된 개별 탄성파상은 독도화산체 지역과 한국대지 지역으로 나누어 평면도에 그 분포범위를 도시 (mapping)하였다 (Figs. 6-39 and 6-40).

Table 6-16. Description and interpretation of echo facies.

Echo facies	Description	Occurrence	Interpretation
IA	Sharp, continuous bottom echoes with no subbottom reflectors; flat or slightly irregular surface topography	Dok Island and Dok Seamount platforms	Sands and gravels (re)deposited by shallow marine processes (Damuth, 1980; Pratson and Laine, 1989)
IF	Distinct bottom echoes with very prolonged subbottom reflectors; irregular or flat surface topography sometimes showing irregular, overlapping hyperbolae with significantly varying vertex elevations (tens to hundreds of meters)	Slopes of Dok Island and Dok Seamount	Hard rock basement or irregular volcanic edifices (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980)
IIA	Semi-prolonged bottom echoes with several intermittent subbottom reflectors; smooth, undulatory, or irregularly eroded topography	Deep basin floor and basal slope of Korea Plateau and Dok Island	Composite deposits consisting of hemipelagites and turbidites (Yoon et al., 1991)
IIC	Acoustically transparent (i.e. no internal reflection) sediment masses with variable surface echoes, such as seafloor-tangential hyperbolae to weak or very prolonged reflectors; lens-shaped or lobate form	Lower slope areas of Dok Island and Oki Bank	Debrites (Embley, 1976; Chough et al., 1985; Yoon et al., 1991)
IIIA	Regular, overlapping hyperbolae with slightly varying vertex elevations (generally less than 30 m); slightly prolonged subbottom reflection	Slope areas of Korea Plateau, Ulleung Island and Ulleung Seamount	Deposits of mass flows including slump, slide and debris flow (Damuth, 1978; Embley, 1980; Yoon et al., 1991)
IIIB	Clusters of relatively irregular, overlapping hyperbolae with varying vertex elevations (generally tens of meters); very prolonged subbottom reflection	Slope area of Dok Island Platform	Deposits of rock fall (Chough et al., 1985a)

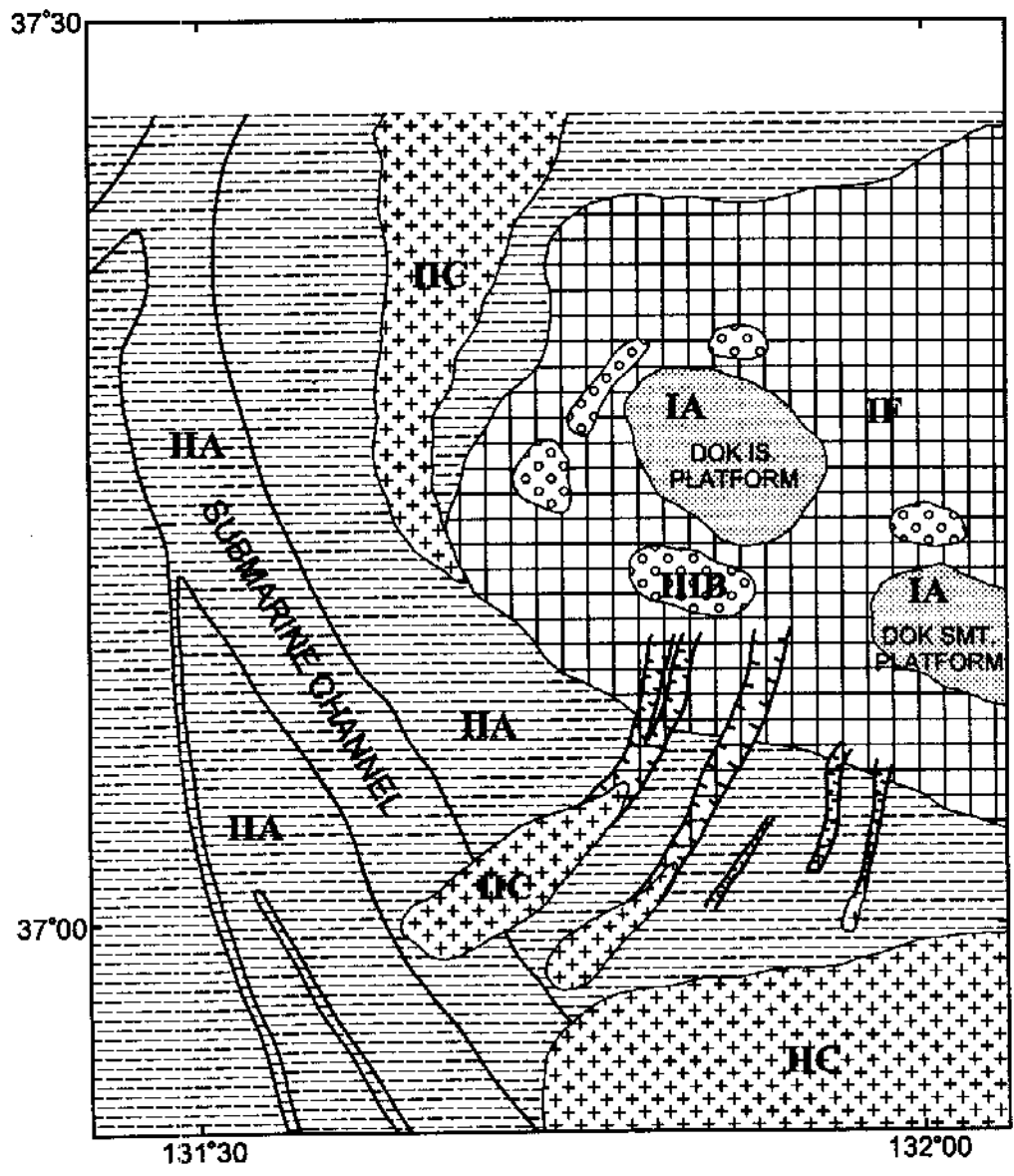


Fig. 6-39. Echo facies map of the Dok Island and its margin, the MECBES-97 survey area. Description and interpretation of individual echo facies in Table 6 16.

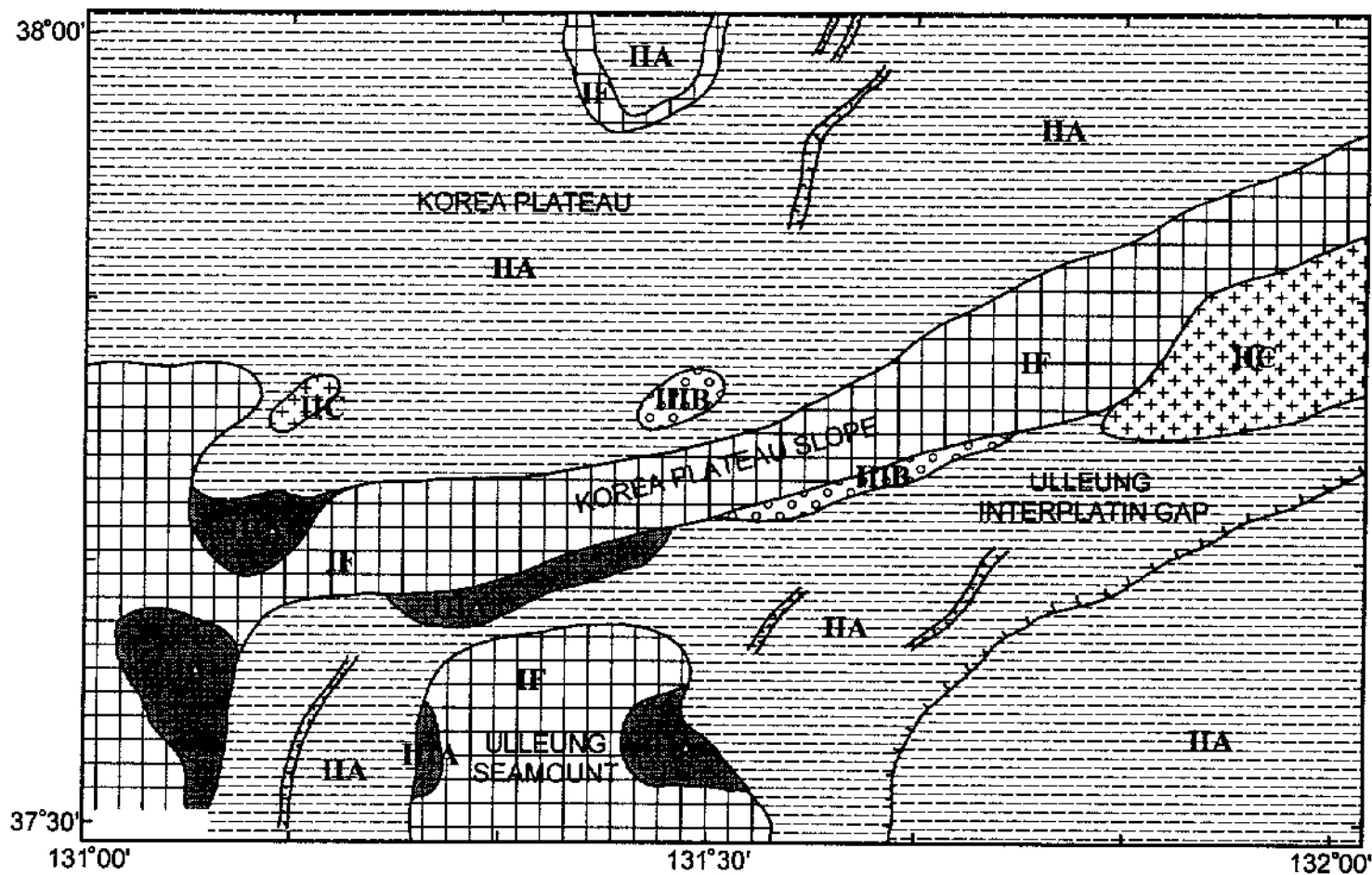


Fig. 6-40. Echo facies map of the Korea Plateau and the Ulleung Interplain Gap, the BASAPES-96 survey area. Description and interpretation of individual echo facies in Table 6-16.

가. 탄성파상 IA

(1) 특징 및 분포

탄성파상 IA는 뚜렷하고 측면연속성이 매우 양호한 해저표층 반사파 (bottom echo)를 보이나, 대신 해저면 아래의 내부반사파 (subbottom echo)는 나타나지 않는 특성을 보이며, 표층반사파는 높이 수 m 이하의 작은 기록들로 이루어져 있다 (Fig. 6-41). 이 탄성파상이 나타나는 해저의 지형은 평탄하거나 약간 불규칙하게 나타나며, 주로 수심 150~200 m에 위치하는 독도 화산체와 독도해저산의 평탄한 정상부 (Platform)에서 우세하게 기록된다 (Fig. 6-39).

(2) 해석

일반적으로 심층 반사파를 동반하지 않는 뚜렷한 해저표층 반사파는 해저면이 고주파 음파의 투과가 어려운 모래나 자갈과 같은 조립질 퇴적물로 덮혀 있을 경우에 우세하게 나타난다 (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Pratson and Laine, 1989). 높이 수 m 이하의 해저표면의 기록들은 이러한 조립질 퇴적물에 의해 형성된 연흔, 모래파 등의 다양한 퇴적면 구조에 의한 것으로 해석된다. 이러한 조립질 퇴적물은 현재 수심 150 m 내외의 독도 및 독도해저산 플랫폼의 정상부에 위치하지만, 퇴적은 상대적 해수면이 현재 보다 약 100 m 이상 낮은 시기에 주로 천해의 해파나 해류 등의 해양작용에 의해 이루어진 것으로 추정된다.

나. 탄성파상 IF

(1) 특징 및 분포

탄성파상 IF는 뚜렷하고 측면연속성이 매우 양호한 해저표층 반사파를 갖으며, 해저면 아래의 내부반사파는 뚜렷한 반사면으로 나타나는 것이 아니라 일정구간에 걸쳐 반사신호가 확산 (diffuse)되어 나타나는 특성을 보인다 (Fig. 6-42). 이 탄성파상이 나타나는 해저의 지형은 평탄하거나 약간 불규칙하며, 때로는 높이가 다양한 (수십에서 수백 미터) 여러 개의 쌍곡선 반사파 (hyperbolic reflector)가 불규칙하게 중첩되어 나타나는 매우 기록이 심한 지형특징을 보이기도 한다. 이 탄성파상은 주로 독도 및 울릉도 화산체와 한국대지의 사면 및 한국대지 내 불규칙지형의 주변에서 우세하게 기록된다 (Figs. 6-39 and 6-40).



Fig. 6-41. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IA.

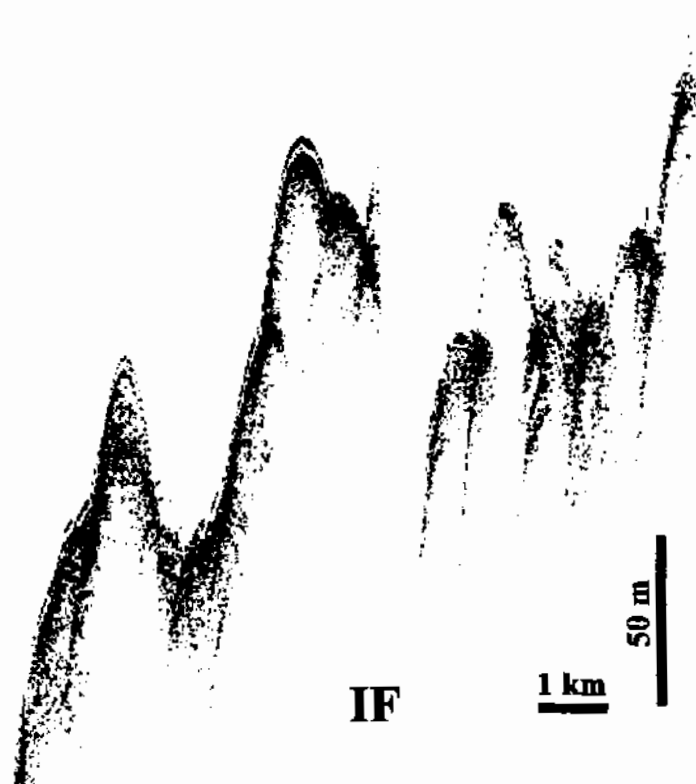


Fig. 6-42. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IF.

(2) 해석

일반적으로 확산된 (diffuse) 내부 반사특성을 보이는 뚜렷한 표층반사파는 단단한 기반암으로 이루어진 해저면에서 기록된다 (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Lee et al., 1993). 특히 불규칙하게 중첩하는 쌍곡선반사파는 퇴적물로 피복되지 않은 화산기원의 매우 불규칙한 지형이나 돌출암들에 의해 야기된 것으로 추정된다.

다. 탄성파상 IIA

(1) 특징 및 분포

탄성파상 IIA는 약간 확산 (semi-prolonged)되어 두껍게 나타나는 측면연속성이 양호한 해저표층 반사파와 그 하부 수십 m에 걸쳐 나타나는 다수의 평행한 내부 반사파를 특징으로 보인다 (Fig. 6-43). 내부 반사파의 형태는 표층반사파와 동일하며 반사면은 뚜렷하지 않고 약간 확산되어 있다. 내부 반사파의 측면 연속성은 다소 불량하여 불연속적으로 나타나는 부분도 있다. 이 탄성파상이 나타나는 해저표면은 일반적으로 매끈하거나 약간의 굴곡 (undulation)을 보이며, 부분적으로는 침식되어 불규칙하게 나타나기도 한다. 주로 울릉분지의 해저평원이나 한국대지의 평탄부 및 독도 화산체의 사면말단에서 기록되며, 본 조사지역에서 가장 우세하게 분포하는 탄성파상이다 (Figs. 6-39 and 6-40).

(2) 해석

서로 평행한 표층 및 내부 반사파는 퇴적물이 해저면을 따라 침전하면서 조용히 해저지형을 피복 (drapping)하였음을 의미하며, 내부 반사면의 발달은 입도, 밀도, 굳기 등 물리적 특성이 서로 다른 퇴적층이 교호하고 있음을 반영하는 것으로서 반원양성 (hemipelagic) 퇴적과 저탁류에 의한 퇴적물 집적이 교호되면서 이러한 결과를 야기한 것으로 추정된다. 실제 이러한 탄성파상이 분포하는 지역에서 채취된 피스톤코아의 분석자료에서도 이와 같은 해석을 반영하는데, 주로 생물교란을 심하게 받은 반원양성퇴적물이 우세하고, 간헐적으로 집적된 것으로 보이는 세립질 저탁류층이 현재한다 (Fig. 6-44).

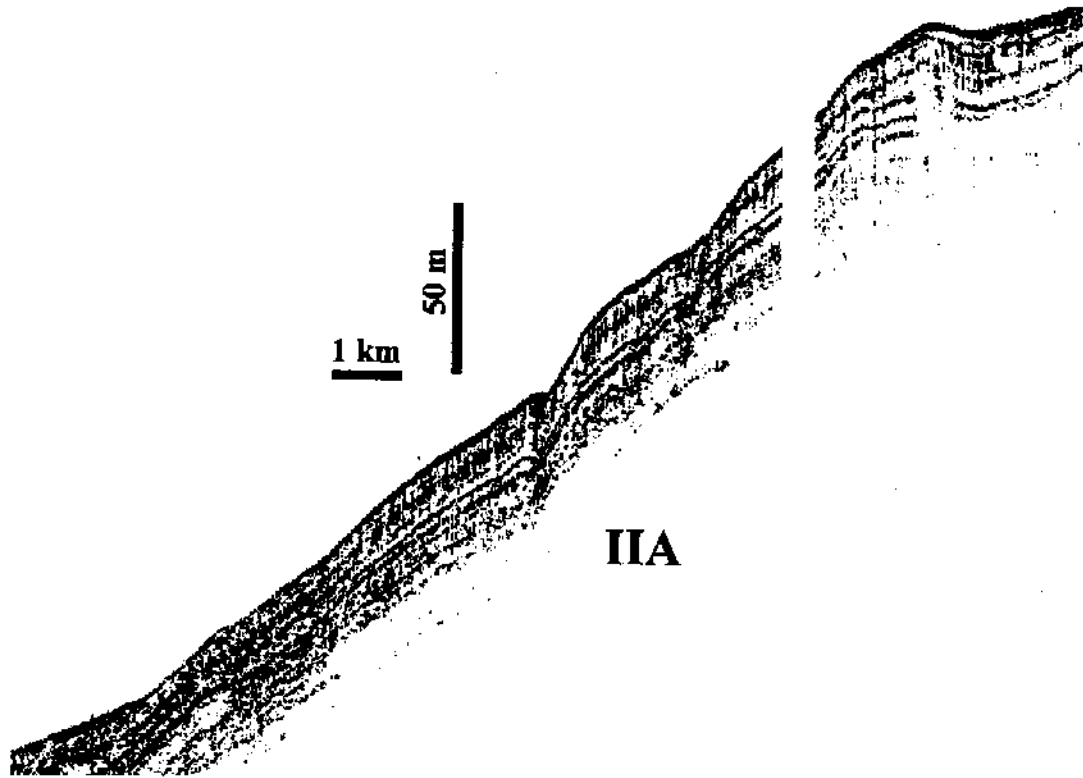


Fig. 6-43. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIA.

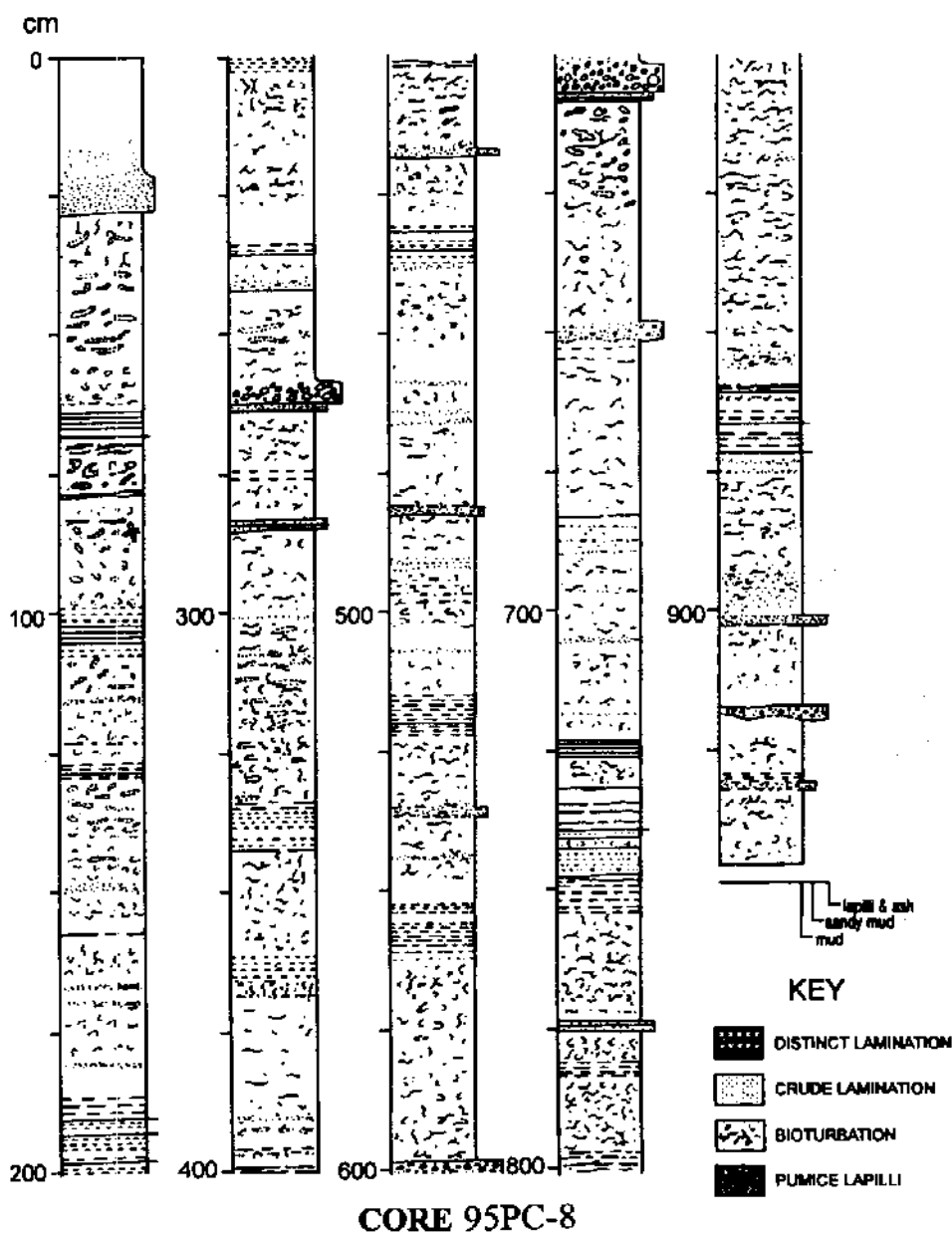


Fig. 6-44. Columnar section of piston core 95-8 recovered from the seafloor of Echo facies IIA. Core sediments are characterized by abundant hemipelagites (bioturbated and crudely laminated muds) and interlayered turbidites (distinctly laminated muds). See Fig. 6-2 for core location. After KORDI (1996).

라. 탄성파상 IIC

(1) 특징 및 분포

탄성파상 IIC는 위로 볼록한 쐐기 (wedge) 또는 렌즈 형태의 내부 반사파가 없는 탄성파적으로 투명한 (acoustically transparent) 퇴적체의 특징을 보인다 (Fig. 6-45). 표층반사파는 명확도나 형태에 있어서 비교적 다양한 특성을 보이는데 일반적으로는 수 m에서 십 수 m의 높이를 갖는, 비교적 규칙적으로 중첩하는 쌍곡선 반사파나 다소 확산된 특성을 보인다. 이러한 퇴적체의 두께는 20~50 m, 수평분포범위는 수 km에서 수 십 km까지 다양하게 나타나며, 2개 이상의 퇴적체가 누적 (stacking)되어 나타나기도 한다. 탄성파상 IIC는 독도 및 울릉도 화산체의 사면말단과 울릉 분지간 통로에 국지적으로 분포하는데, 특히 독도화산체에는 소규모 협곡이나 해저수로의 말단 부분에 주머니형태로 나타난다 (Figs. 6-39 and 6-40).

(2) 해석

위로 볼록한 형태와 탄성파적으로 투명한 특성은 일반적으로 암설류 (debris flow)에 의해 집적된 층리를 보이지 않는 퇴적층의 전형적 특징으로 알려져 있다 (Embley, 1976; Damuth and Embley, 1981; Piper et al., 1985). 탄성과 투명성은 내부에 층리가 발달되어 없이 균질하게 퇴적물이 분포하고 있음을 반영하며, 이는 암설류가 발달하는 동안 전단변형 (shear deformation)과 주변 해수와의 혼합으로 암설류 내부 퇴적물이 혼합되어 원래의 층리가 소멸된 결과이다 (Middleton and Hampton, 1973; Embley and Jacobi, 1977; Nardin et al., 1979). 또한 탄성파상 IIC의 소규모 쌍곡선형태의 표층반사파와 확산 반사파 (diffused echo)는 암설류가 집적되는 동안 퇴적체의 표면에 발달한 다양한 퇴적면 구조에 의한 것으로 추정된다 (Embley, 1976; Damuth, 1980; Yoon et al., 1991).

마. 탄성파상 IIIA

(1) 특징 및 분포

탄성파상 IIIA는 약간의 높이차이를 보이는 쌍곡선 반사파가 비교적 규칙적으로 중첩되어 나타나는 특성을 보인다 (Fig. 6-46). 쌍곡선형태의 표면반사파는 다소 확산되어 있으며, 높이는 30 m 이하로 측정된다. 이러한 탄성파상은 IIC의 표층반사파와 거

의 유사하며, 주로 한국대지 사면과 울릉해저산 사면에 부분적으로 분포한다 (Fig. 6-40).

(2) 해석

쌍곡선 반사파는 일반적으로 해저류 (bottom current)나 퇴적물 중력류 (sediment gravity flow)에 의해 형성된 소규모 퇴적면 돌출구조에 의해 야기되는 것으로 알려져 있다 (Damuth, 1975; Nardin et al., 1979; Normark et al., 1980; Damuth and Embley, 1981; Chough et al., 1985a). 그러나 분포범위가 울릉해저산과 한국대지 사면의 일부분으로 매우 국한되어 있어서, 광범위하게 해저수로에 작용하는 해저류에 의한 것으로 해석하기에는 곤란하다. 따라서 탄성파상 IIIA는 대부분 슬럼프, 슬라이드 및 암설류에 의한 것으로 해석된다.

바. 탄성파상 IIIB

(1) 특징 및 분포

탄성파상 IIIB는 비교적 불규칙하게 중첩하는 쌍곡선 표면반사파가 특징으로서, 쌍곡선 반사파의 높이는 대부분 수십 m 이내이지만, 높이의 변화범위가 탄성파상 IIIA 보다는 크고 탄성파상 IA 보다는 작으며 내부는 탄성파상 IA에서 처럼 매우 확산되어 있다 (Fig. 6-47). 이 탄성파상은 주로 독도화산체 사면 화산돌출지형 사이의 낮은 곳과 한국대지 사면말단에 수백 m 크기의 덩어리로 분포하는 경향이 있다 (Figs. 6-39 and 6-40).

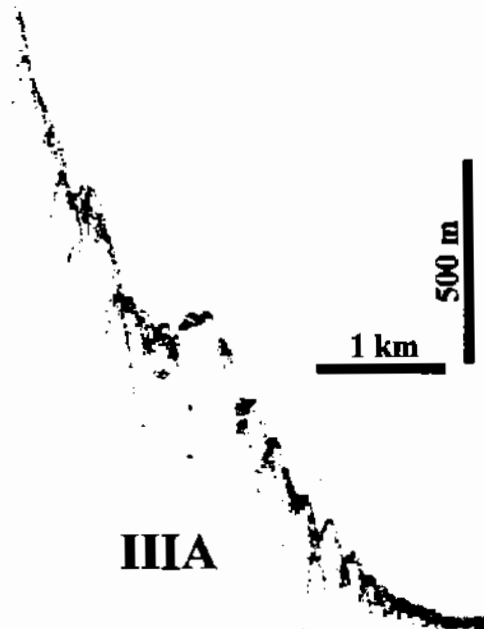
(2) 해석

탄성파상 IIIB의 쌍곡선반사파는 화산돌출지형에 의한 탄성파상 IA의 쌍곡선반사파와 내부가 확산되어 나타난다는 점에서 유사하므로, 퇴적층이 아닌 암반 또는 암석에 의한 불규칙한 돌출지형에 의한 것으로 추정된다. 특히, 높이와 분포양상이 화산돌출지형 보다는 작고, 분포가 독도화산체 사면의 일부로 제한되어 있어서 암석낙하 (rockfall)에 의한 것으로 해석된다 (Chough et al., 1985b). 즉, 독도화산체를 이루고 있는 화산암들의 일부가 붕괴되면서 경사면을 따라 굴러 떨어지다가 사면의 안정된 부분에 집중적으로 모여 있는 돌무더기로 추정된다.



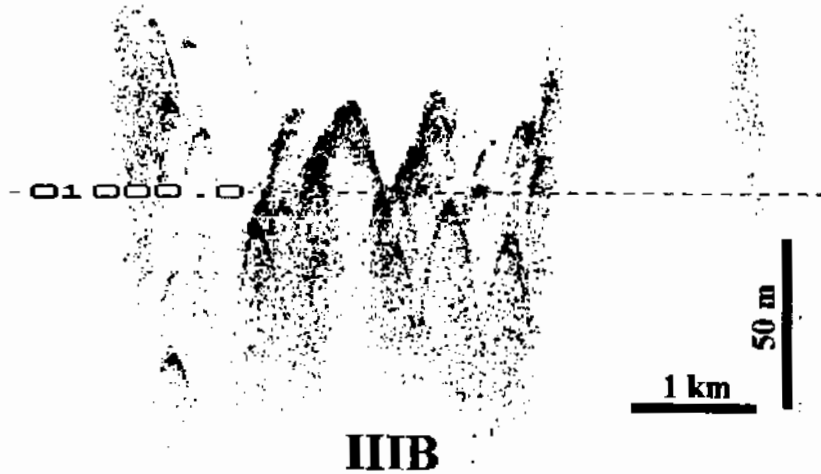
IIC

Fig. 6-45. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIC.



IIIA

Fig. 6-46. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIIA.



IIIB

Fig. 6-47. Part of seismic profile showing typical feature of the Echo facies IIIB.

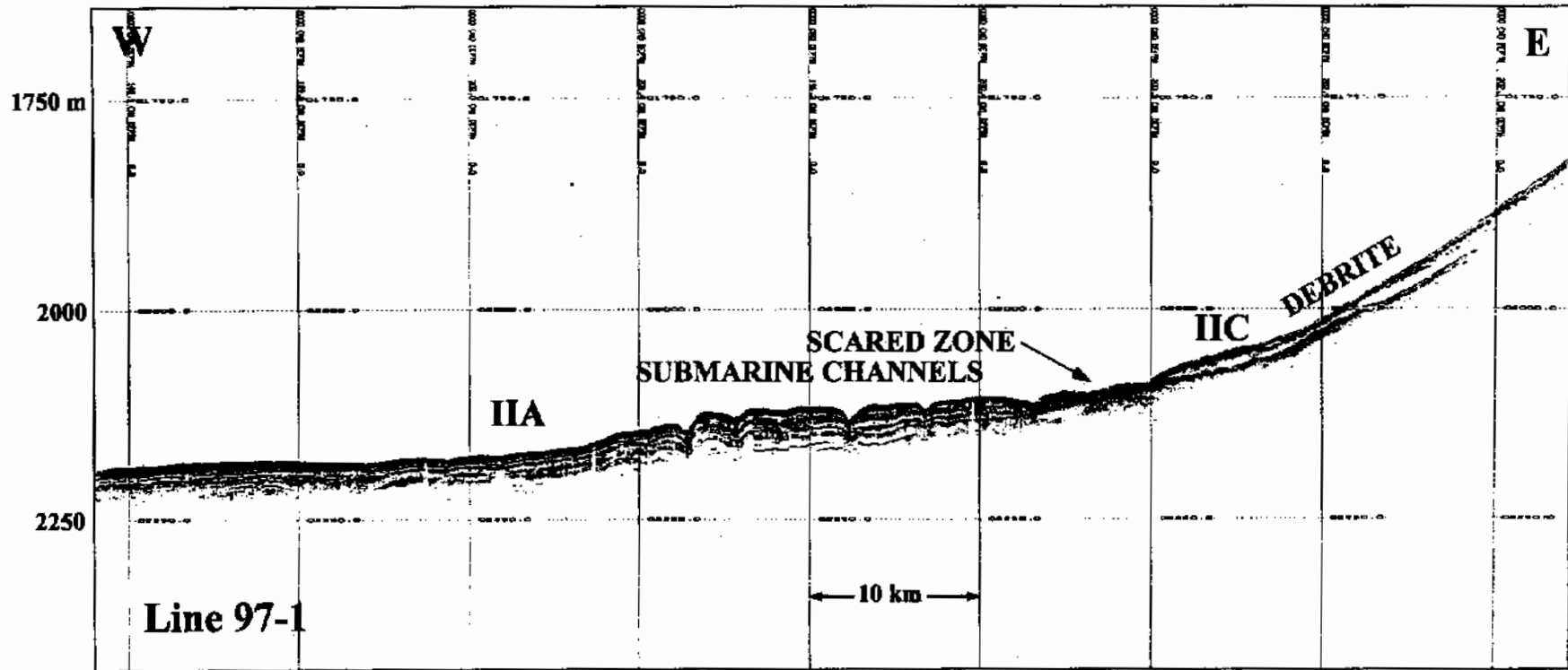


Fig. 6-48. Seismic profile of Line 97-1 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

5. 탄성파단면 해석

가. 독도주변 (MECBES-97)

(1) Line 97-1

Line 97-1 (Fig. 6-48)은 독도남쪽의 울릉분지 동쪽 2,180~1,820 m 사이의 분지주변부를 동-서로 가로지른 측선이다 (Fig. 6-35). 해저지형은 분지의 중심이 위치한 서쪽에서 동쪽의 분지주변부 (오끼뱅크)로 가면서 완만히 수심이 감소하는 비교적 매끈한 해저양상을 보인다. 다만 측선의 중심부, 즉 울릉분지 사면말단부 수심 2,100~2,150 m 사이의 해저에는 적어도 4개 이상의 소규모 해저수로가 남북으로 발달되어 있다. 이들 수로들은 폭이 1~1.5 km, 깊이가 25 m 이하이다.

본 단면에서 음파의 투과깊이는 약 50 m이며, 탄성파상은 분지평원과 해저수로 발달 지역에서는 타입 IIA가 분포하며, 분지사면의 경사지역에는 타입 IIC가 나타난다. 탄성파상 IIA는 약간 확산 (semi-prolonged)되어 두껍게 나타나는 측면연속성이 양호한 해저표층 반사파와 그 하부 50여 m에 걸쳐 나타나는 다수의 평행한 내부 반사파를 특징으로 보인다. 내부 반사파의 형태는 표층반사파와 동일하며 반사면은 뚜렷하지 않고 약간 확산되어 있고 측면 연속성은 다소 불량하여 불연속적으로 나타나는 부분도 있다 (Fig. 6-48). 이러한 탄성파상은 반원양성 (hemipelagic) 퇴적과 저탁류에 의한 퇴적물 침적이 교호되면서 이러한 결과를 야기한 것으로 해석된다. 한편 해저수로의 하부에 보이는 내부반사면은 일부 단절된 부분이 보이기도 하지만 대부분 해저수로의 표면지형과 평행하게 나타나는 것으로 보아, 이 수로에서의 침식활동은 그다지 왕성하지 않으며, 또한 수로내 퇴적물의 집적량도 수로 주변지역에 비해 크지 않은 것으로 추정된다.

측선 동쪽의 울릉분지 사면지역에는 렌즈 형태의 내부 반사파가 없는 탄성파적으로 투명한 (acoustically transparent) 퇴적체가 집적되어 있다. 표층반사파는 매우 확산되어 있어서 두껍게 나타나며, 층의 두께도 10~30 m로 일정하지 않다. 이러한 탄성파상 IIC는 암설류 (debris flow)에 의해 집적된 것으로 해석되는데, 울릉분지 동쪽 경계부를 이루는 오끼뱅크 사면에서 해저사태 등에 의해 야기된 슬럼프나 슬라이드가 암설류로 전이되어 사면의 말단에 집적된 것으로 보인다. 이러한 암설류 퇴적체의 말단에는 약 7 km 폭의 침식대 (scarcd zone)이 발달되어 있어서 이 지역에 사면사태가 활발히 일어났었음을 지시한다.

(2) Line 97-2

Line 97-2 (Fig. 6-49)는 독도 남쪽 수심 1,800~2,130 m 사이의 울릉분지 동쪽 사면을 동-서로 가로지른 축선이다 (Fig. 6-35). 해저지형은 축선을 따라 평균 0.5° 내외의 매우 완만한 경사를 갖는 비교적 기복이 없는 사면의 특징을 보인다. 다만 사면의 말단부에 암설류에 의한 것으로 보이는 퇴적체가 낮은 언덕지형을 나타내고 있다.

본 단면에서는 탄성과상 IIC로 분류되는 암설류 퇴적체가 적어도 2개 이상 구분된다. 이들 암설류 퇴적체의 두께는 남쪽의 Line 97-1에서 보다 다소 얇게 나타나며, 또한 하부사면으로 가면서 두께가 감소한다. 따라서 암설류의 근원지는 독도화산체가 아닌 남동쪽의 오끼뱅크로 추정되며, 이곳에서 발생되어 사면을 따라 남서방향으로 흐른 것으로 생각된다. 암설류 퇴적체의 표층에는 다시 탄성과상 IIA로 분류되는 퇴적층이 10~20 m 두께로 쌓여 있다. 탄성과상 IIA는 반원양성퇴적물과 간헐적인 저탁류 퇴적물이 교호함을 반영하는 것으로서, 암설류 퇴적체가 집적된 후, 상당기간 통상적인 반원양성 퇴적상태가 유지되었고, 아울러 가장 표층의 암설류 퇴적체도 집적된 후 상당기간이 경과되었음을 지시한다.

(3) Line 97-3

Line 97-3 (Fig. 6-50)은 독도남쪽 수심 1,750~2,150 m 사이의 울릉분지 동쪽 분지사면을 동-서로 가로지른 축선이다 (Fig. 6-35). 해저지형은 축선을 따라 0.6~0.7°의 경사를 갖는 소규모의 기복을 보이는 사면의 특징을 보인다. 소규모의 기복은 대부분 하부 층리들이 절단되어 있어서 침식형의 사면협곡 (canyon)으로 해석되며, 사면말단에 형성되어 있는 계곡에는 이를 통해 운반되던 퇴적물들이 집적되어 계곡을 충진한 양상 (canyon fill)을 보이기도 한다. 사면의 말단부에 남동쪽의 오끼뱅크에서 가원된 암설류에 의한 퇴적체 (탄성과상 IIC)가 낮은 언덕지형을 이루고 있다.

본 단면에서는 Line 97-1, 2에서 우세하게 관찰되는 암설류 퇴적체 (탄성과상 IIC)가 사면의 말단에 부분적으로 발달할뿐, 전체적으로는 탄성과상 IIA가 우세하게 발달하여 반원양성 퇴적물과 저탁류 퇴적물이 교호하는 지층양상을 지시한다. 내부반사파의 특징은 사면의 상부에서 암설류 퇴적체가 발달하는 하부로 가면서 확산 (diffusion)의 정도가 증가하고 있다. 따라서 이러한 반사파의 확산은 암설류에 의한 조립질 퇴적물의 집적, 퇴적면의 돌출구조 발달 또는 층리발달 불량 등에 기인한 것으로 추정

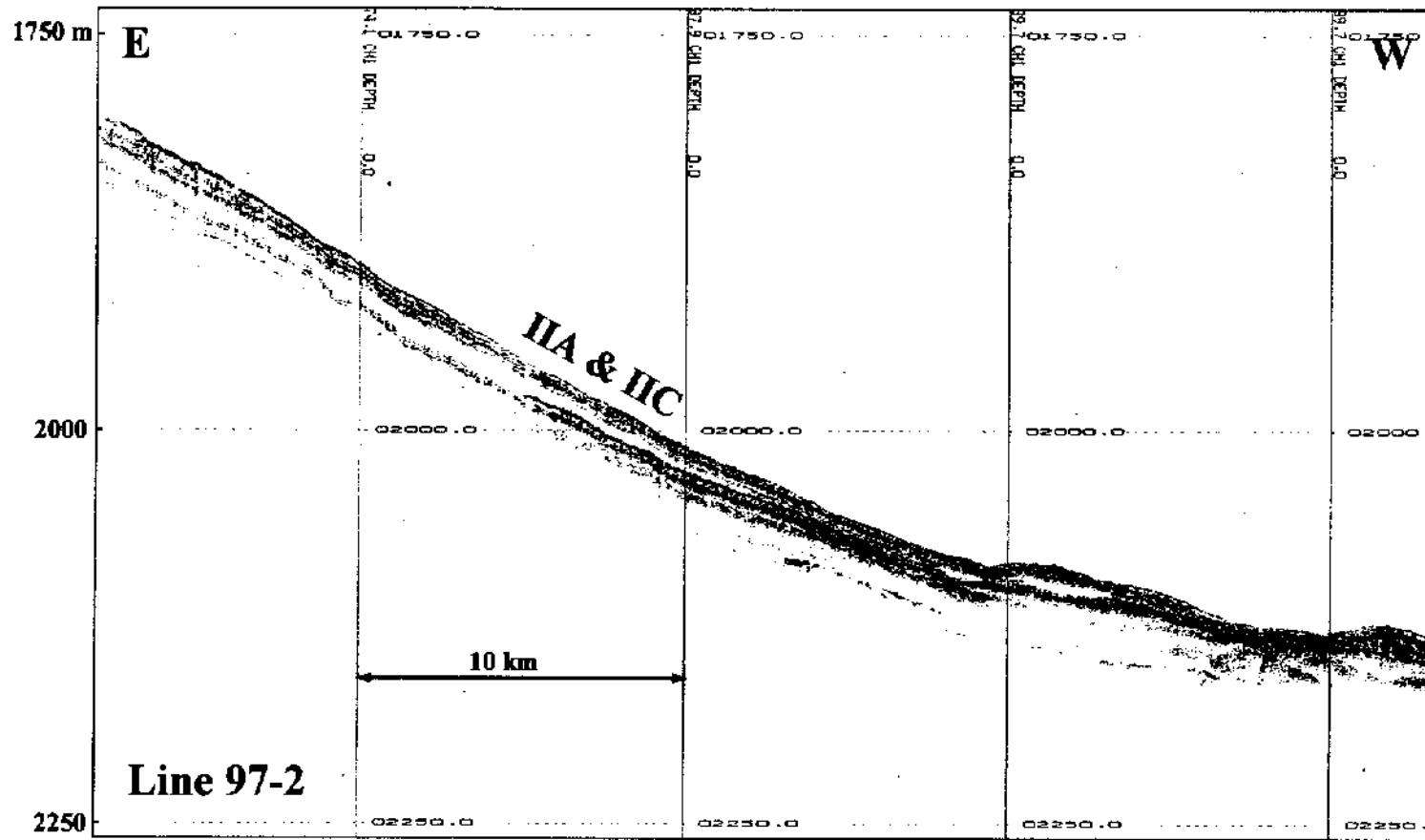


Fig. 6-49. Seismic profile of Line 97-2 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

해 볼 수 있다.

(4) Line 97-4

Line 97-4 (Fig. 6-51)는 독도남쪽 수심 1,600~2,170 m 사이의 울릉분지 동쪽 분지사면을 동-서로 가로지른 측선이다 (Fig. 6-35). 해저지형은 측선을 따라 0.7~0.8°의 경사를 갖는 완경사의 사면지역으로, 해저계곡을 포함한 불규칙한 침식지형들이 관찰된다. 해저계곡 (canyon)들은 본 측선에 이웃한 측선에서도 잘 연결이 되며, 대부분 침식형으로서 본 단면에서는 퇴적물 충전이 매우 빈약하게 나타난다. 사면 말단의 계곡은 폭이 2 km 이상이며, 깊이도 약 50 m에 이른다.

사면의 말단에는 탄성파상 IIC를 보이는 암설류 퇴적체 (폭 6 km, 두께 20 m)가 렌즈형태로 놓여 있고, 그 말단에는 다시 침식대 (scared zone)가 발달하고 있다. 그러나 전체적으로는 탄성파상 IIA가 우세하게 발달하여 반원양성 퇴적물과 저탁류 퇴적물이 교호하는 지층양상을 지시한다. 다만 탄성파상 IIA의 특성이 울릉분지 중심부 (Line 97-1)에서는 내부반사파가 비교적 평행하게 나타나는데 비해, 이곳 사면에서는 평행하지 않고 퇴적층리의 두께가 변화되고 있음을 보여준다. 이러한 퇴적층리 두께 변화는 사면에서의 사태 등에 의한 침식이나 소규모 질량류 퇴적층이 부분적으로 협재되는 데에 기인한 것으로 추정된다.

(5) Line 97-5

Line 97-5 (Fig. 6-52)는 독도남쪽 수심 1,400~2,190 m 사이의 울릉분지 동쪽 분지사면을 동-서로 가로지른 측선이다 (Fig. 6-35). 해저지형은 측선을 따라 1~3°의 경사를 갖는 사면지역으로서, 침식형의 해저협곡과 불규칙한 화산돌출지형들이 관찰된다. 해저협곡은 Line 97-3, 4에서 보다 규모가 다소 증가하였으며, 퇴적물 충전도 거의 관찰되지 않는다. 사면 상부에서는 높이 30~50 m의 돌출지형이 발달되어 부분적으로 탄성파상 IF를 보이고 있다. 한편 사면의 최말단부에는 침식대가 발달되어 있으며, 침식대의 가장자리에는 높이 약 20 m 정도의 단애가 형성되어 있다.

본 단면에서는 암설류 퇴적체가 나타나지 않고, 확산이 심하게 되어 있는 반사파가 특징인 탄성파상 IIA가 우세하게 관찰된다. 내부반사파는 비교적 평행하지만 해저협곡의 주변에서는 협곡벽의 침식으로 인해 층리가 얇아지는 경향이 있다. 사면 상부의 화산돌출지형은 퇴적물로 거의 피복되지 않고 원래의 불규칙한 지형을 보이나, 말단

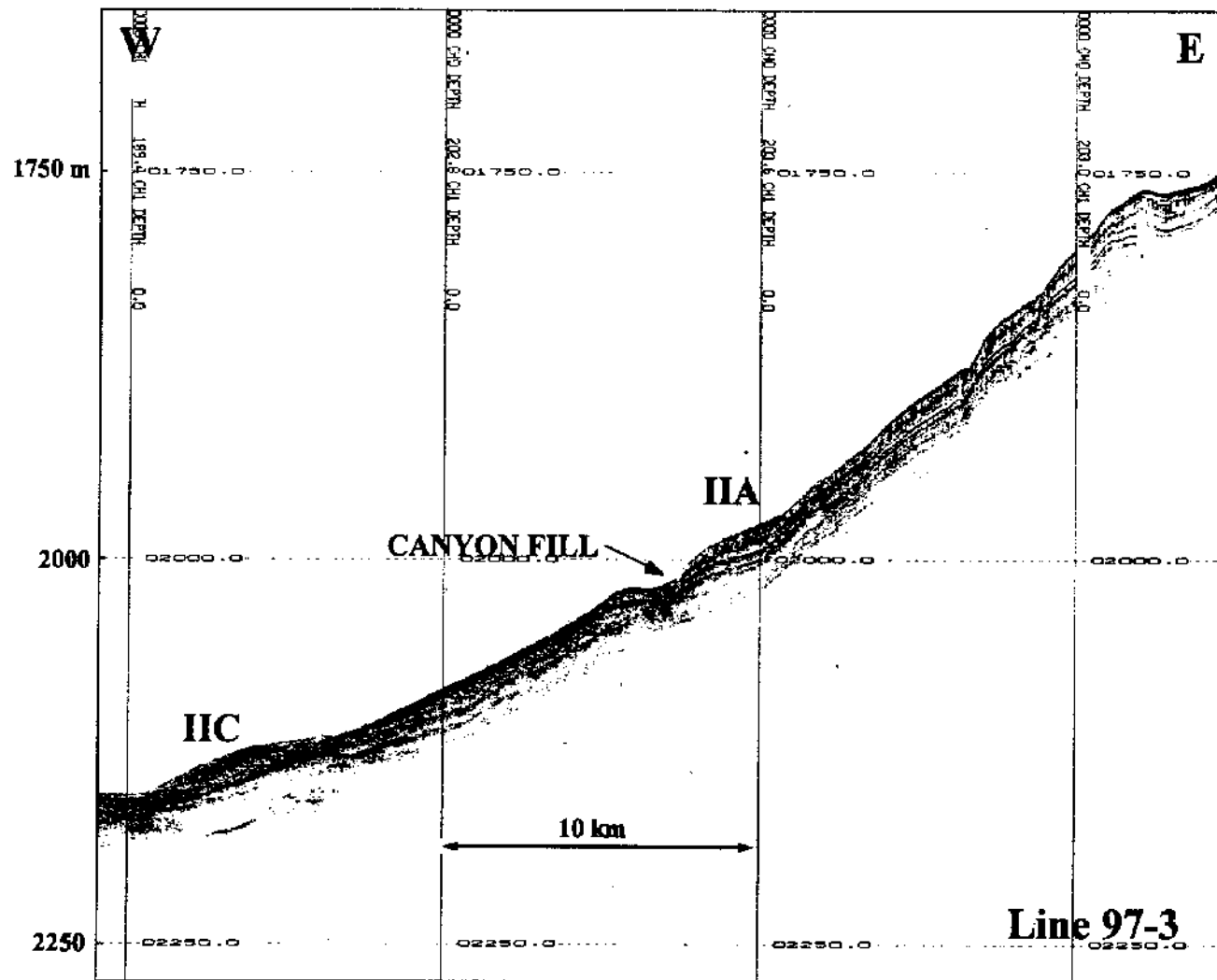


Fig. 6-50. Seismic profile of Line 97-3 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

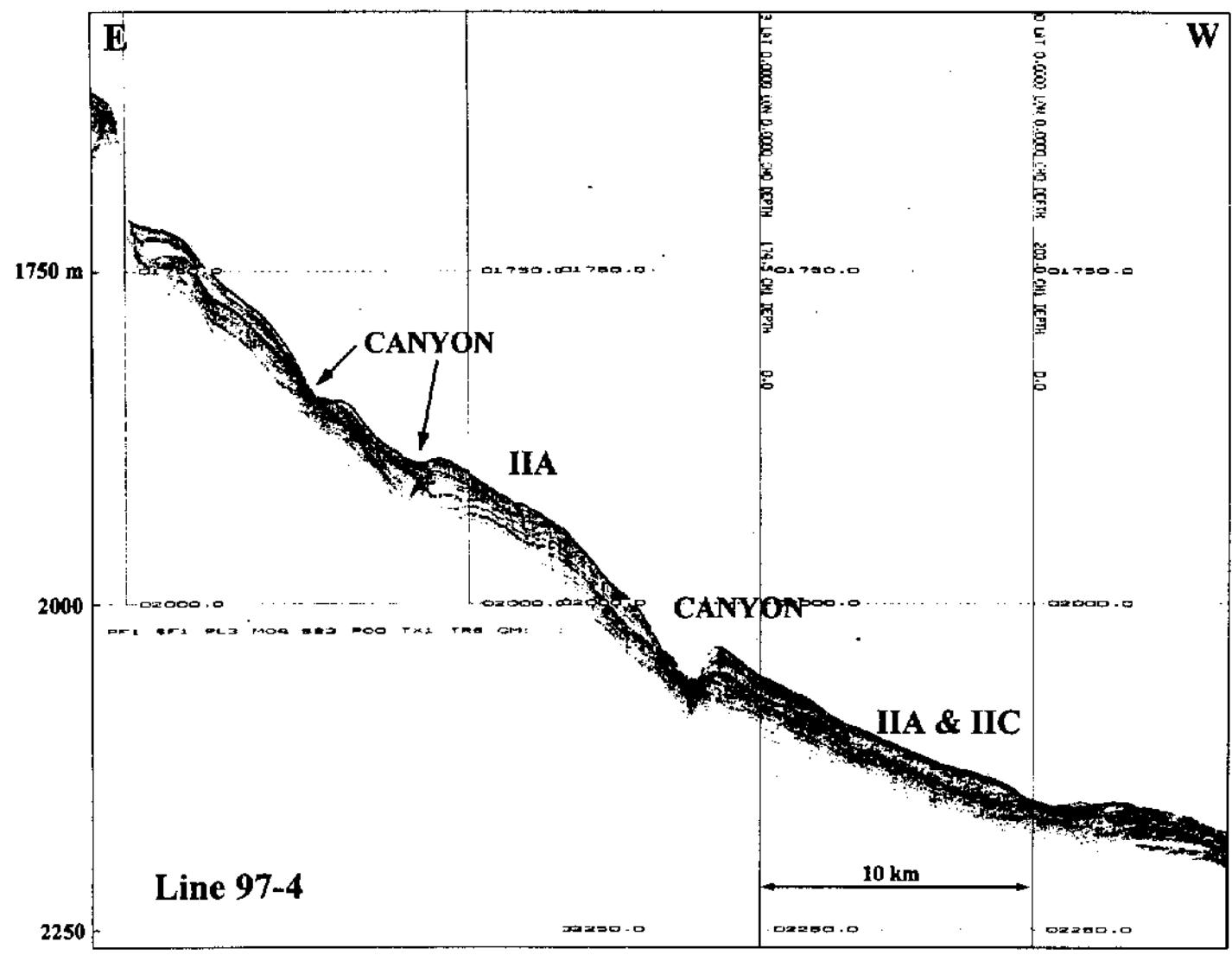


Fig. 6-51. Seismic profile of Line 97-4 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

부의 돌출지형은 부분적으로 퇴적물로 피복되어 있다.

(6) Line 97-6

Line 97-6은 독도 화산체의 남쪽을 동-서로 가로지르는 측선으로서 (Fig. 6-35), 수심 500 m의 독도 해저산 사면에서부터 수심 2,170 m의 울릉분지 평원까지 지형 및 퇴적층의 분포양상을 보여준다 (Fig. 6-53). 수심 2,000 m 이하의 독도해저산 사면은 대부분 탄성파상 IF로 분류되는데, 사면의 상부 (수심 <1,500 m)는 주로 높이가 다양한 여러 개의 쌍곡선 반사파 (hyperbolic reflector)가 불규칙하게 중첩되어 나타나는 매우 기복이 심한 지형특징을 보이며, 화산체의 말단 (수심 1,500~2,000 m)은 비교적 매끈한 사면을 갖는 화산돌출지형과 확산된 (diffuse) 내부반사파가 특징적으로 관찰된다. 이들 화산돌출지형들은 거의 퇴적물로 피복되어 있지 않으며, 이들 사이에는 남쪽의 측선에서 관찰되는 해저협곡들이 발달되어 있다.

수심 2,000 m 이상의 울릉분지평원은 탄성파상 IIA가 전형적으로 나타나며, 해저협곡이나 수로의 발달없이 비교적 평탄한 해저지형을 보인다. 평행하게 집적되어 있는 반원양성 및 간헐적 저탁류 퇴적층의 사이에는 부분적으로 탄성파적으로 투명한 소규모 암설류 퇴적층이 렌즈형으로 협재된 양상이 관찰된다.

(7) Line 97-7

Line 97-7 (Fig. 6-54)은 수심 160 m의 독도해저산의 평탄한 정상부에서부터 수심 2,180 m의 울릉분지 평원까지 독도 화산체의 남쪽을 동-서로 가로지르는 측선이다 (Fig. 6-35). 본 단면에서는 지형 및 탄성파상의 특징에 따라 세 부분으로 나눌 수 있다. 먼저, 수심 160~200 m에 위치한 독도해저산의 정상부는 다소의 기복을 갖고 있지만 거의 경사가 없는 지역으로서, 뚜렷하고 측면연속성이 매우 양호한 해저표층 반사파를 갖으나, 대신 해저면 아래의 내부반사파는 나타나지 않는 탄성파상 IA의 특성을 보인다. 또한 표층반사파는 높이 수 m 이하의 작은 기복들로 이루어져 있다. 이러한 반사파 특징은 일반적으로 심층 반사파를 동반하지 않는 뚜렷한 해저표층 반사파는 해저면이 고주파 음파의 투과가 어려운 모래나 자갈과 같은 조립질 퇴적물로 덮혀 있을 경우에 우세하게 나타난다 (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Pratson and Laine, 1989). 이러한 조립질 퇴적물은 지형상 독도해저산 자체가 침식되어 공급된 것으로 추정된다. 따라서 현재 수심 160~200 m 사이에 위치하는 플랫폼이 천해

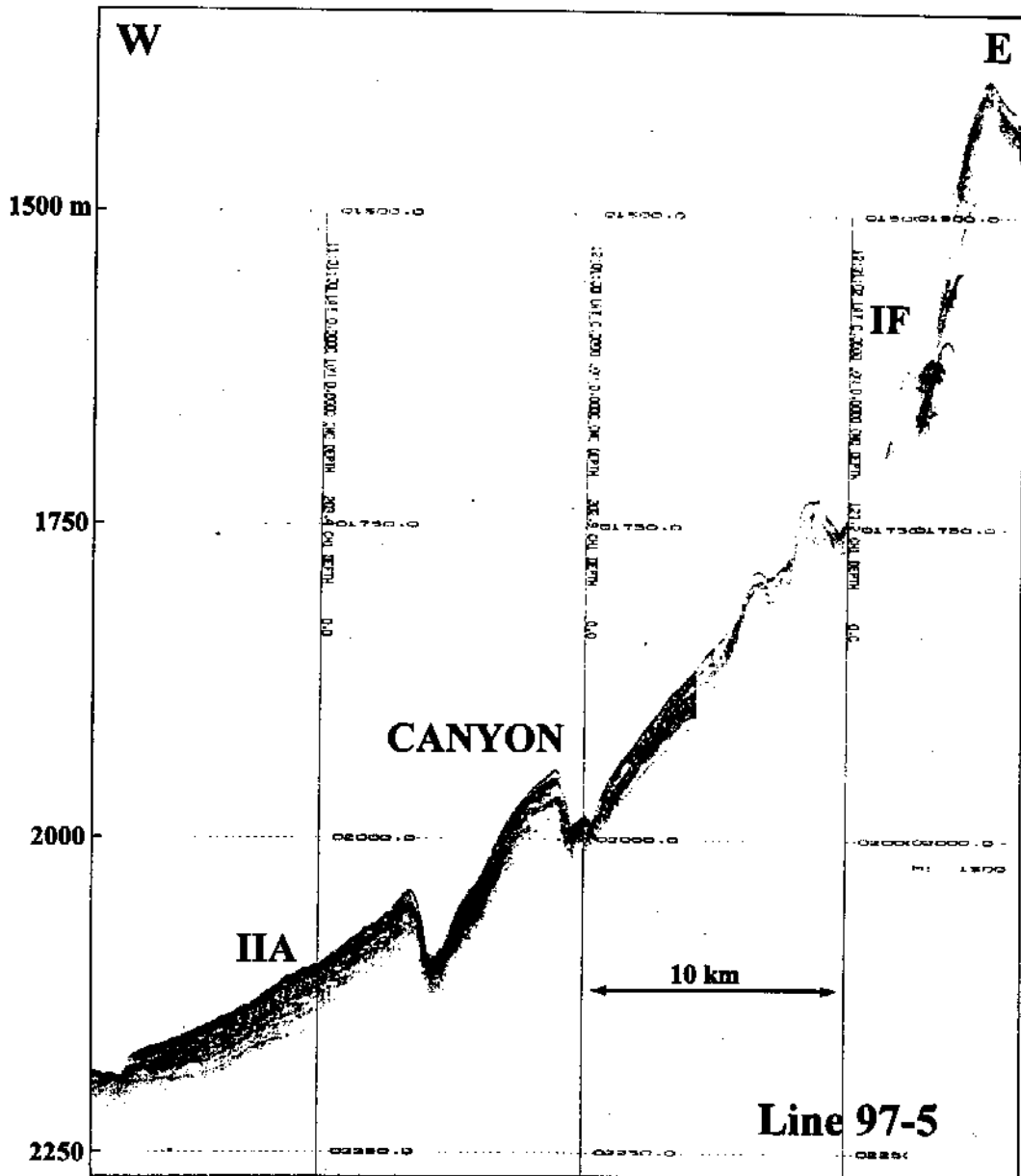


Fig. 6-52. Seismic profile of Line 97-5 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

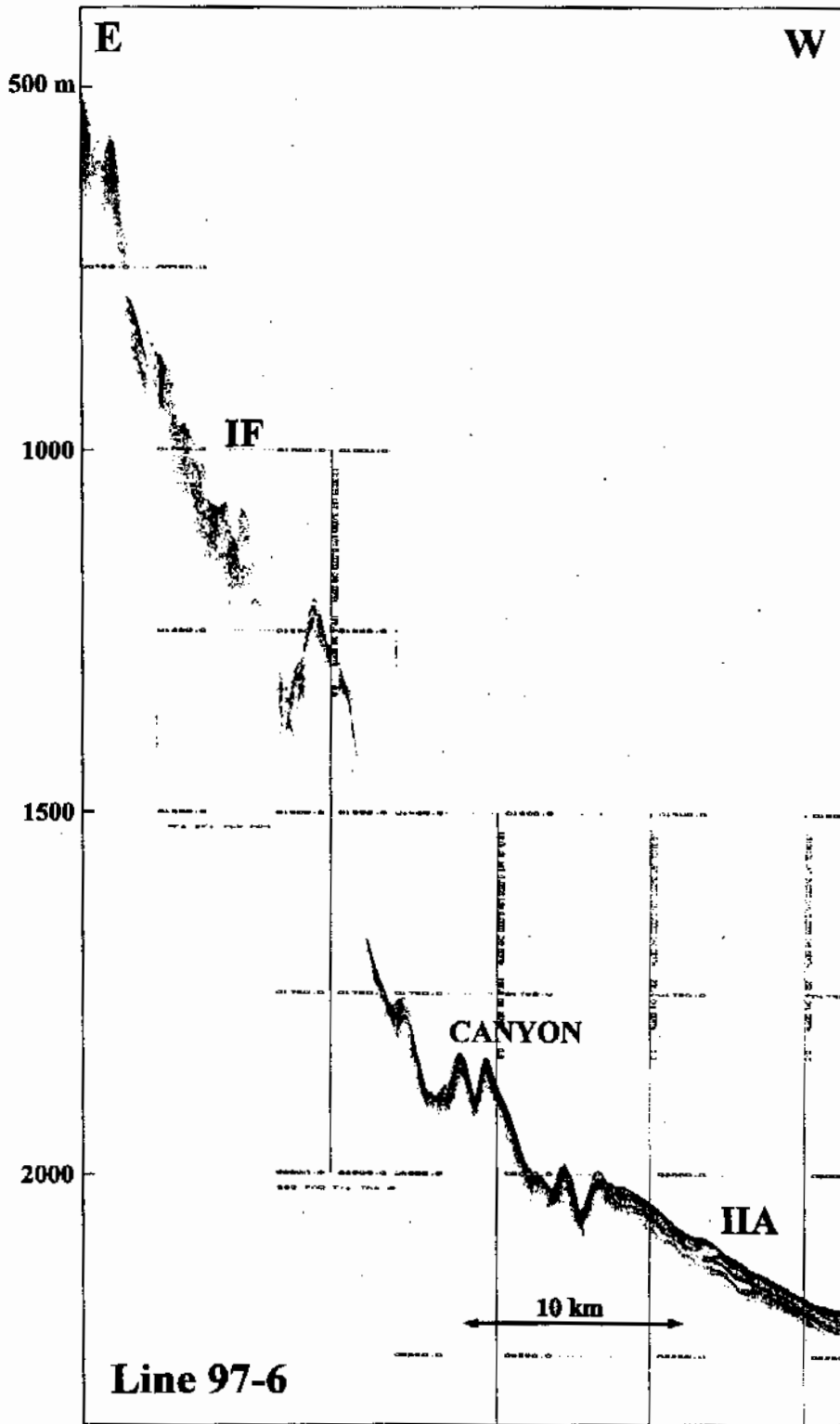


Fig. 6-53. Seismic profile of Line 97-6 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

해양작용에 의해 파식된 것이라 한다면, 플랫폼이 파식될 당시에는 상대적 해수면이 현재 보다 100~150 m 이상 낮았을 것이라고 추정할 수 있다. 한편 상대적 해수면이 하강되었던 이유는 범세계적 해수면의 하강이나 화산체의 형성 후 지구구조적으로 침강되었을 가능성을 제안할 수 있다.

수심 200~2,120 사이의 독도해저산 사면은 대부분 탄성파상 IF로 분류되는데, 사면의 상부 (수심 <1,500 m)는 기복이 비교적 적고 축선을 따라 경사가 7~8°로 급경사의 특성을 보인다. 반면에 수심 1,500~2,100 m 사이의 하부사면은 최대 180 m 높이의 불규칙한 화산돌출지형들이 쌍곡선 반사파나 침예한 표면반사파로서 나타나며, 이들 화산지형 사이에는 해저협곡이 발달되어 있다. 이들 화산돌출지형들은 거의 퇴적물로 피복되어 있지 않다.

수심 2,100 m 이상의 울릉분지평원은 탄성파상 IIA가 전형적으로 나타나며, 해저협곡이나 수로의 발달없이 비교적 평탄한 해저지형을 보이며, 부분적으로 침식되어 있다. Line 97-6에서와 유사하게 반원양성 및 간헐적 저탁류 퇴적층의 사이에는 부분적으로 렌즈형 소규모 암설류 퇴적층이 협재되어 있다.

(8) Line 97-8

Line 97-8 (Fig. 6-55)은 수심 160 m의 독도해저산의 정상부에서부터 독도화산체의 남쪽사면을 거쳐, 수심 2,180 m의 울릉분지 평원까지 동-서로 이어지는 축선이다 (Fig. 6-35). 본 단면에서는 관찰되는 지형 및 탄성파상의 특징은 대부분 Line 97-7에서와 유사하다. 다만 수심 700~1,700 m의 독도화산체 사면에 부분적으로 탄성파상 IIIB가 특징적으로 관찰된다. 탄성파상 IIIB는 비교적 불규칙하게 중첩하는 쌍곡선 표면반사파가 특징으로서, 쌍곡선 반사파의 높이는 대부분 수심 m 이내이지만 크기에 다소의 변화가 있다. 이러한 쌍곡선 반사파는 독도화산체를 이루고 있는 화산암들의 일부가 붕괴되면서 경사면을 따라 굴러 떨어지다가 사면의 안정된 부분에 집중적으로 모여 있는 돌무더기에 의한 것으로 해석된다.

(9) Line 97-9

Line 97-9 (Fig. 6-56)는 독도화산체를 동-서로 가로지르는 축선으로서 독도의 가지를 이루고 있는 독도화산체 플랫폼의 남부를 지나 독도해저산의 북쪽사면으로 이어진다 (Fig. 6-35). 독도화산체 플랫폼은 수심 130~160 m에 위치하고 있으며, 본 축선

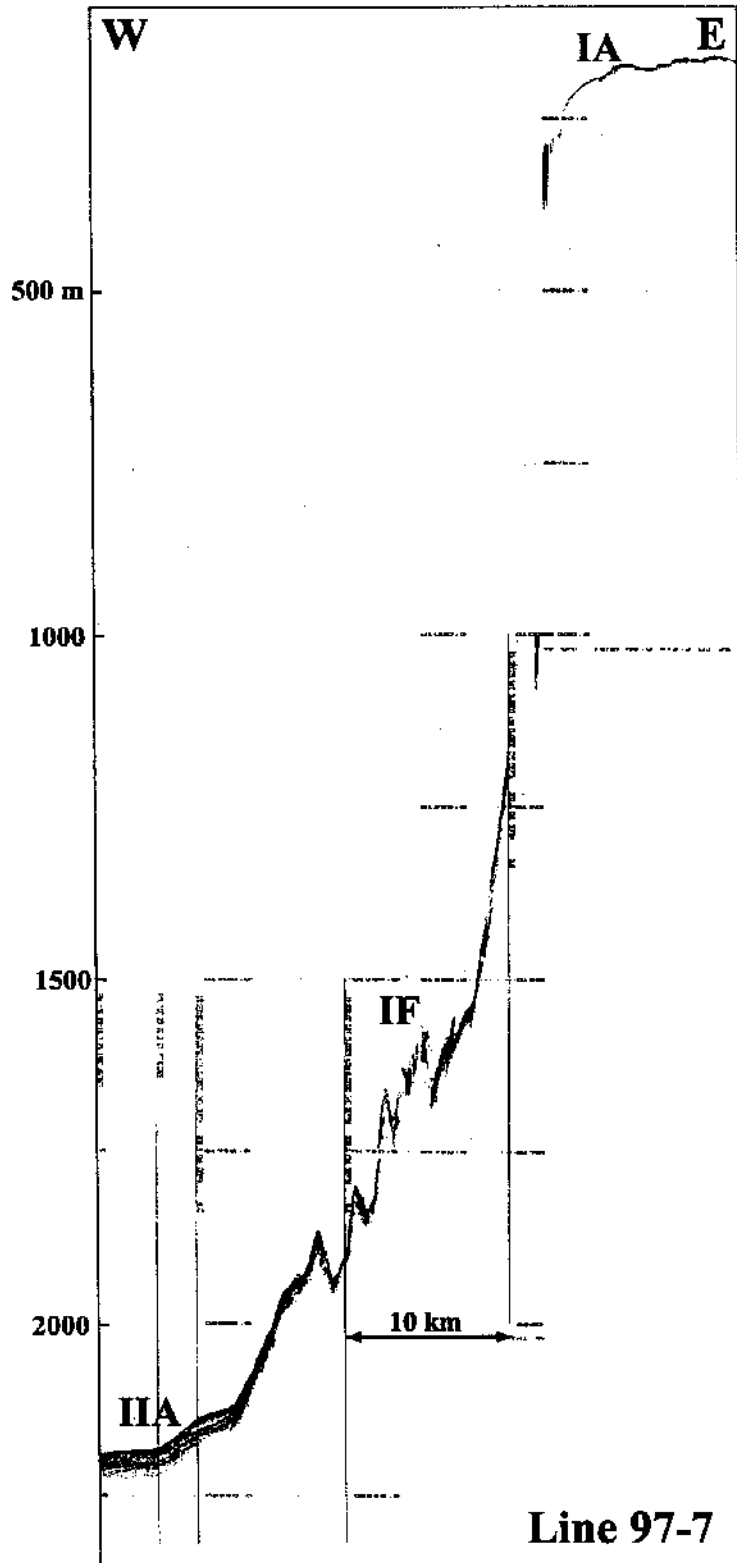


Fig. 6-54 Seismic profile of Line 97-7 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

을 따라서는 다소의 기복을 보인다. 남동쪽의 독도해저산의 정상부에서와 마찬가지로 해저면 아래의 내부반사파가 없이, 뚜렷하고 높이 수 m 이하의 작은 기복들로 이루어진 해저표층 반사파를 보이는 탄성과상 IA의 특성이 관찰된다. 이러한 반사파 특징은 천해의 해양작용에 의해 집적된 모래나 자갈과 같은 조립질 퇴적물로 덮혀 있음을 지시한다 (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Pratson and Laine, 1989). 이러한 조립질 퇴적물의 기원과 공급과정 그리고 평탄한 플랫폼의 기원은 독도해저산 플랫폼과 동일한 것으로 볼 수 있다.

수심 160~2,150 m 사이의 독도화산체 사면 (경사 7~8°)은 앞서 기술된 탄성과측선에서와 같이 대부분 탄성과상 IF로 분류되는데, 수심~수백 m 높이의 불규칙한 화산돌출지형들이 쌍곡선 반사파나 첨예한 표면반사파로서 나타나며, 이들 화산돌출지형들은 거의 퇴적물로 피복되어 있지 않다. 또한 독도해저산의 북쪽사면 수심 1,050~1,150 m에서는 암석낙하에 의한 탄성과상 IIIB가 특징적으로 관찰된다.

(10) Line 97-10

Line 97-10 (Fig. 6-57)은 독도화산체를 동-서로 가로지르는 측선으로서 독도의 기저를 이루고 있는 독도화산체 플랫폼의 남부 (수심 100~170 m 사이에 위치)를 지나 독도해저산의 북쪽사면으로 이어친다 (Fig. 6-35). 본 단면에서 관찰되는 지형 및 탄성과상의 특징은 대부분 Line 97-9에서와 유사하다. 다만, 화산체 사면에서 돌출지형의 기복이 상당히 작아지고 일부 암석낙하물을 제외하고는 대부분 비교적 매끈한 해저표면이 우세하게 관찰된다.

(11) Line 97-11

Line 97-11 (Fig. 6-58)은 독도화산체를 동-서로 가로지르는 측선으로서 독도의 기저를 이루고 있는 독도화산체 정상부의 북부 (수심 120~200 m 사이에 위치)를 지나고 있다 (Fig. 6-35). 본 단면에서는 관찰되는 지형 및 탄성과상의 특징은 대부분 Line 97-10에서와 유사하다.

(12) Line 97-12

Line 97-12 (Fig. 6-59)는 독도화산체의 북쪽사면을 동-서로 가로지르는 측선으로서 (Fig. 6-35) 수심 550~1,950 m 사이의 불규칙한 화산돌출지형을 보여주는 탄성과

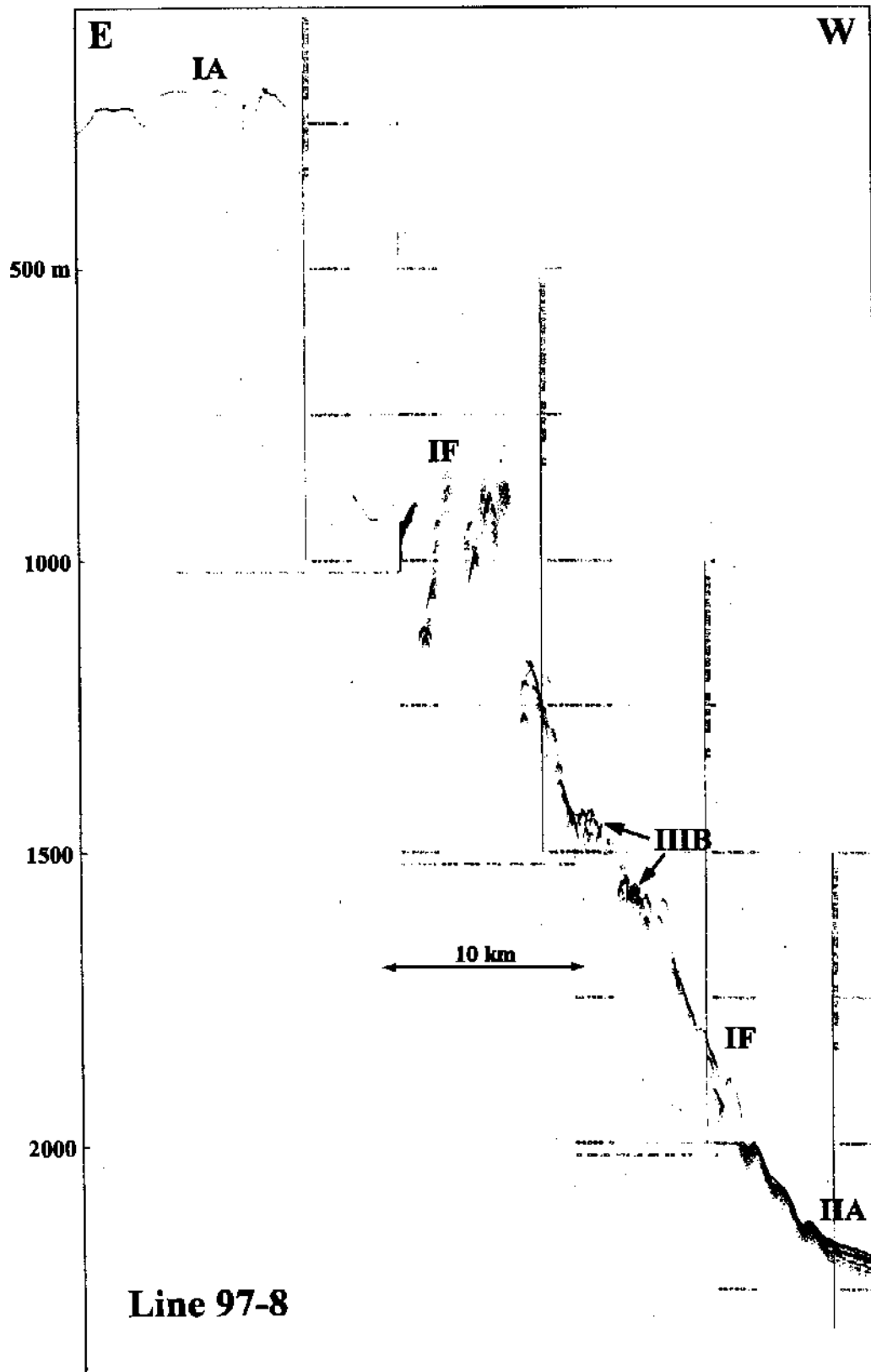


Fig. 6-55 Seismic profile of Line 97-8 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

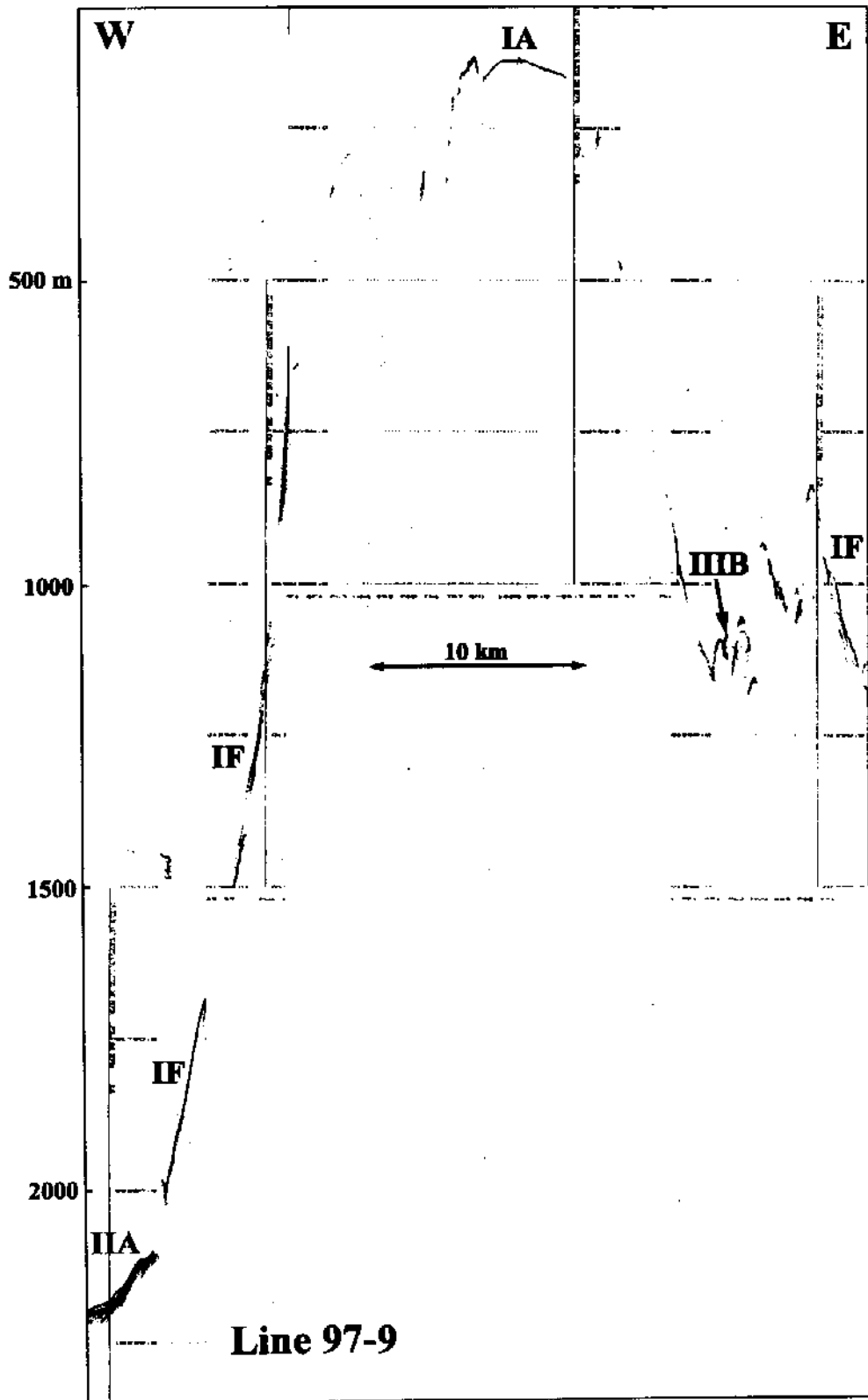


Fig. 6-56. Seismic profile of Line 97-9 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

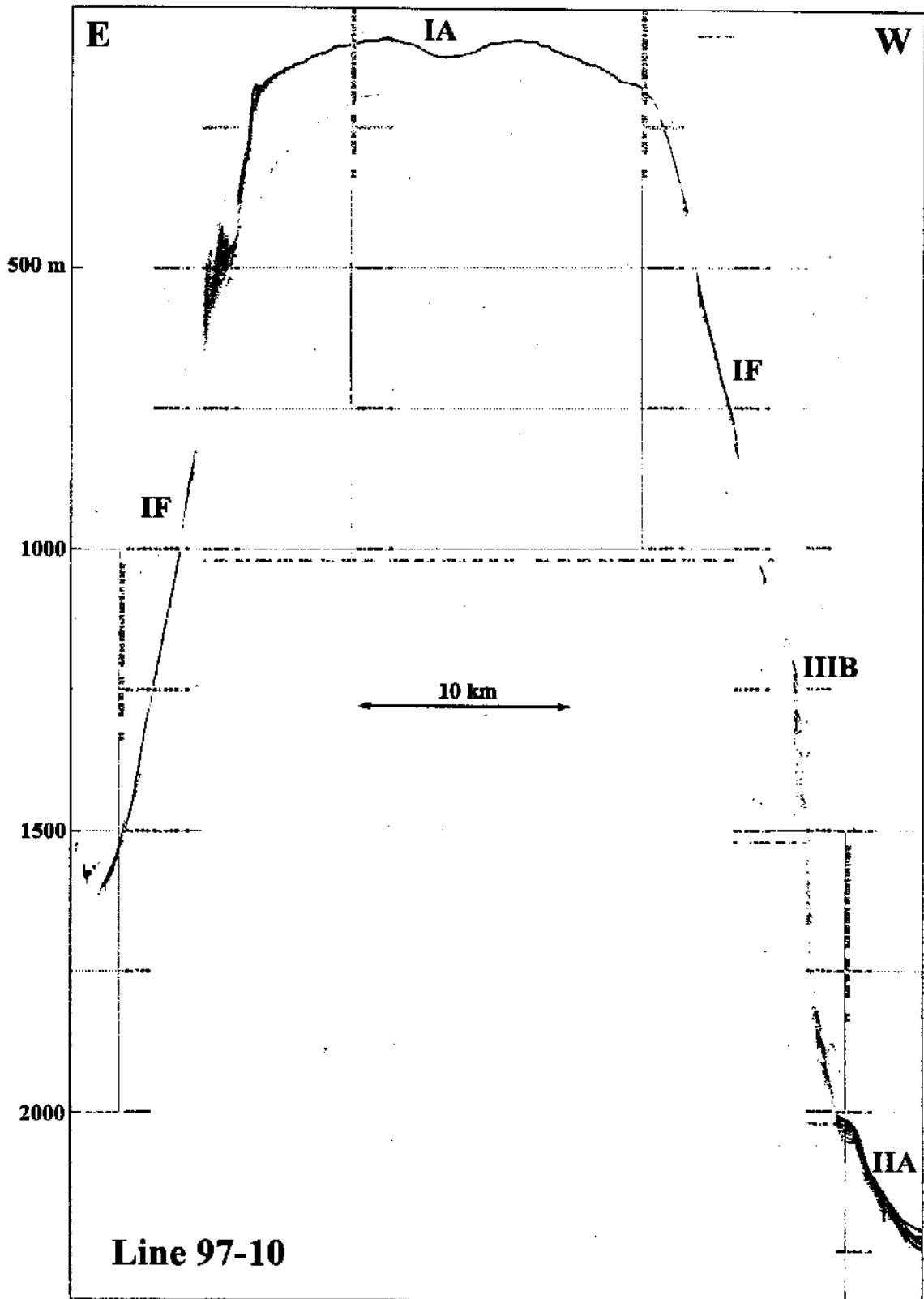


Fig. 6 57. Seismic profile of Line 97-10 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6 35.

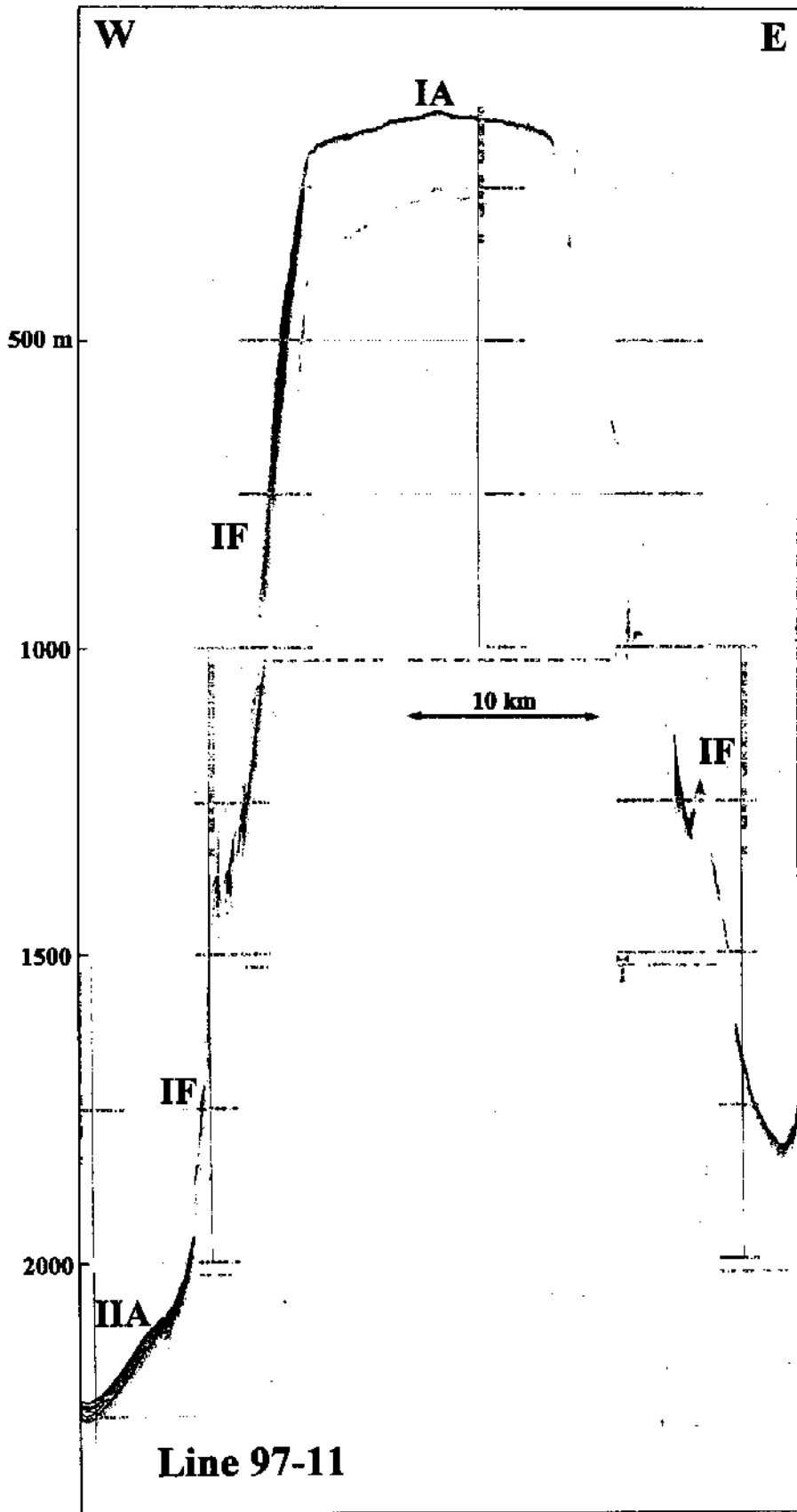


Fig. 6-58. Seismic profile of Line 97-11 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

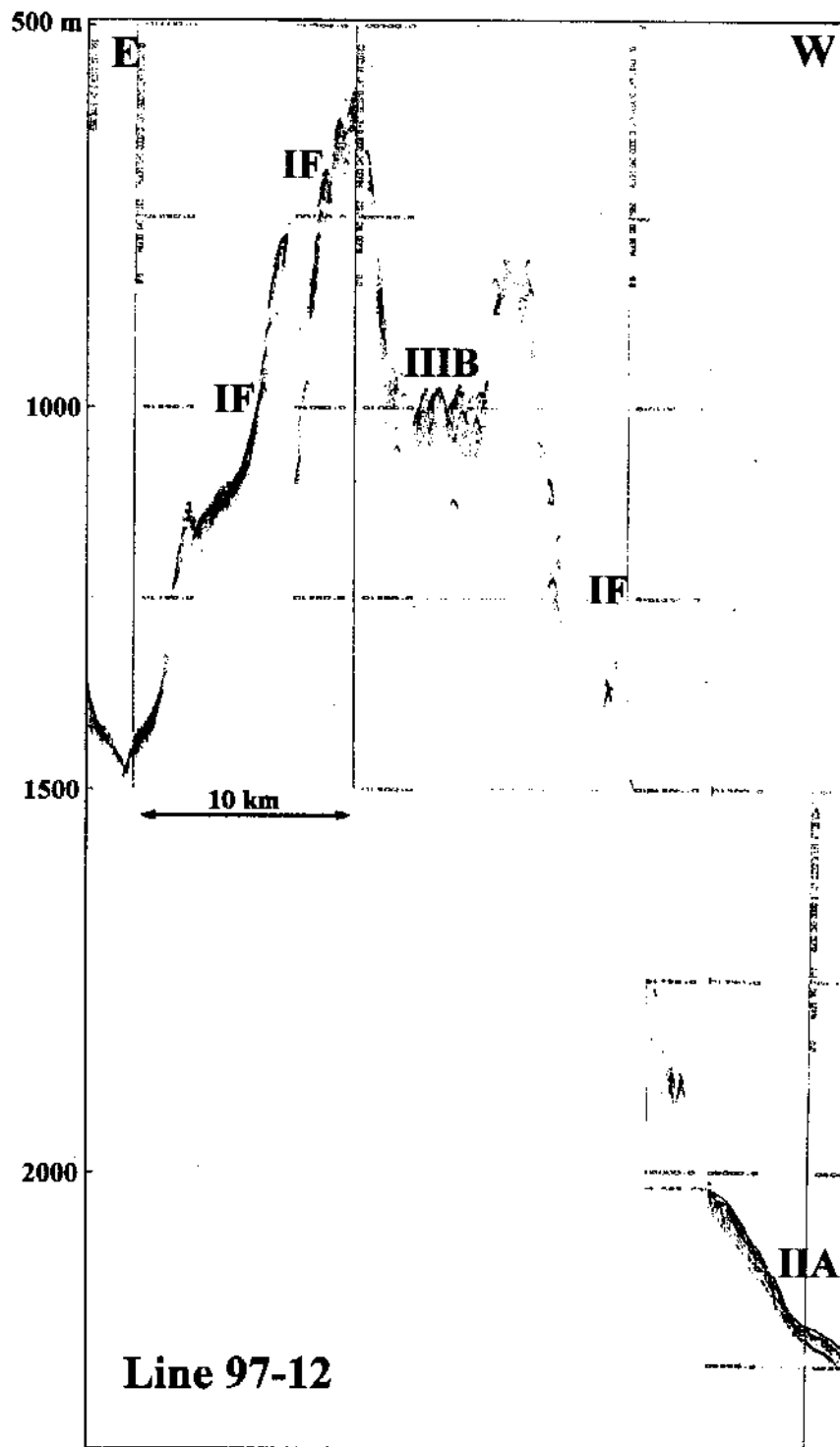


Fig. 6-59. Seismic profile of Line 97-12 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

상 IF가 우세하게 관찰된다. 이러한 화산지형들은 주로 높이가 수백 m에 이르며 여러 개의 쌍곡선 반사파가 불규칙하게 중첩되어 나타나는 매우 기복이 심한 지형특징을 보이며, 화산지형의 사이에는 탄성파상 IIB가 특징인 암석낙하물이 국부적으로 관찰된다. 화산체 사면의 말단부에서는 비교적 매끈한 해저표면과 확산된 (diffuse) 내부반사파가 특징적으로 관찰된다. 특히, 독도화산체의 동북쪽 말단은 부분적으로 퇴적물로 피복되어 있는데, 이들 퇴적층은 소규모의 암설류 퇴적체의 협재로 인해 내부층리가 다소 평행하지 않은 탄성파상 IIA를 특징적으로 보인다.

(13) Line 97-13

Line 97-13 (Fig. 6-60)은 독도화산체의 북쪽사면을 동-서로 가로지르는 축선으로서 (Fig. 6-35) 수심 1,750~2,250 m 사이의 불규칙한 화산돌출지형을 특징적으로 보여주고 있다. 화산돌출지형은 대부분 탄성파상 IF로 분류되며, 일부는 수 m에서 수십 m 두께의 퇴적물로 피복되어 있다. 화산지형 사이에는 폭 1km, 깊이 수십 m의 해저계곡들 (gully)이 발달되어 있다.

수심 2,100 m 이상의 사면말단에는 탄성파상 IIA가 특징적으로 나타나며, 부분적으로 침식된 흔적을 포함한 다소의 기복이 관찰된다. 평행하게 집적되어 있는 반원양성 및 간헐적 저탁류 퇴적층의 사이에는 부분적으로 탄성파적으로 투명한 소규모 암설류 퇴적층이 렌즈형으로 협재된 양상이 관찰된다.

(14) Line 97-14

Line 97-14 (Fig. 6-61)는 수심 2,000~2,300 m 사이의 독도화산체 북쪽사면 말단을 동-서로 가로지르는 축선으로서 (Fig. 6-35) 불규칙한 화산돌출지형을 특징적으로 보여주고 있다. 화산돌출지형은 Line 97-13에서 관찰되는 상부사면의 지형에 비해 규모가 작아졌으며, 동쪽사면의 돌출지형들은 수십 m 두께의 퇴적층으로 피복되어 있다. 해저계곡들은 대체적으로 폭이 넓어지고 부분적으로는 퇴적물로 충전되어 나타난다.

수심 2,200 m 이상의 사면말단은 비교적 매끈한 해저지형을 보이며, 퇴적층은 탄성파상 IIC의 소규모 암설류 퇴적체가 협재된 탄성파상 IIA를 특징적으로 보인다.

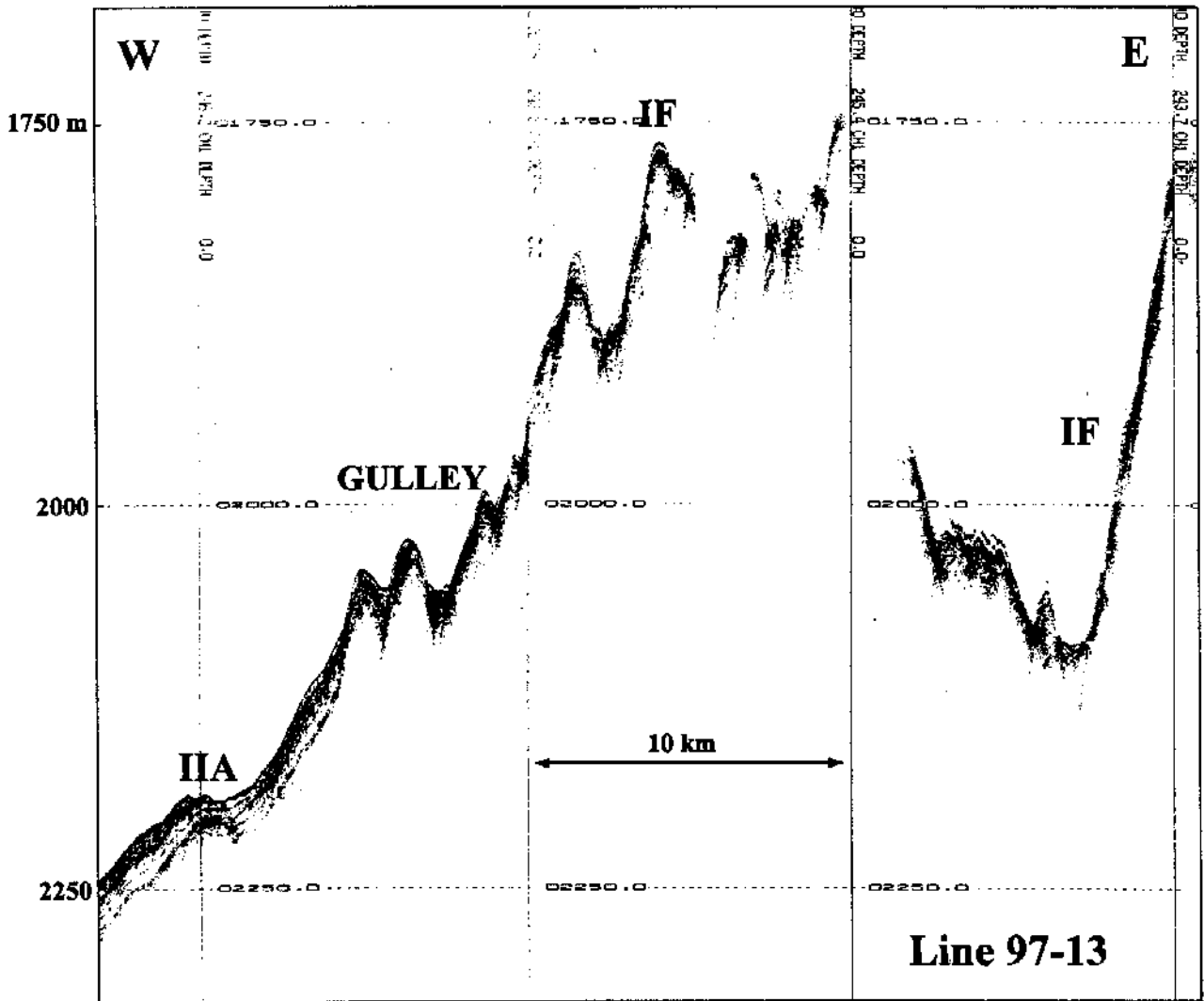


Fig. 6-60. Seismic profile of Line 97-13 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

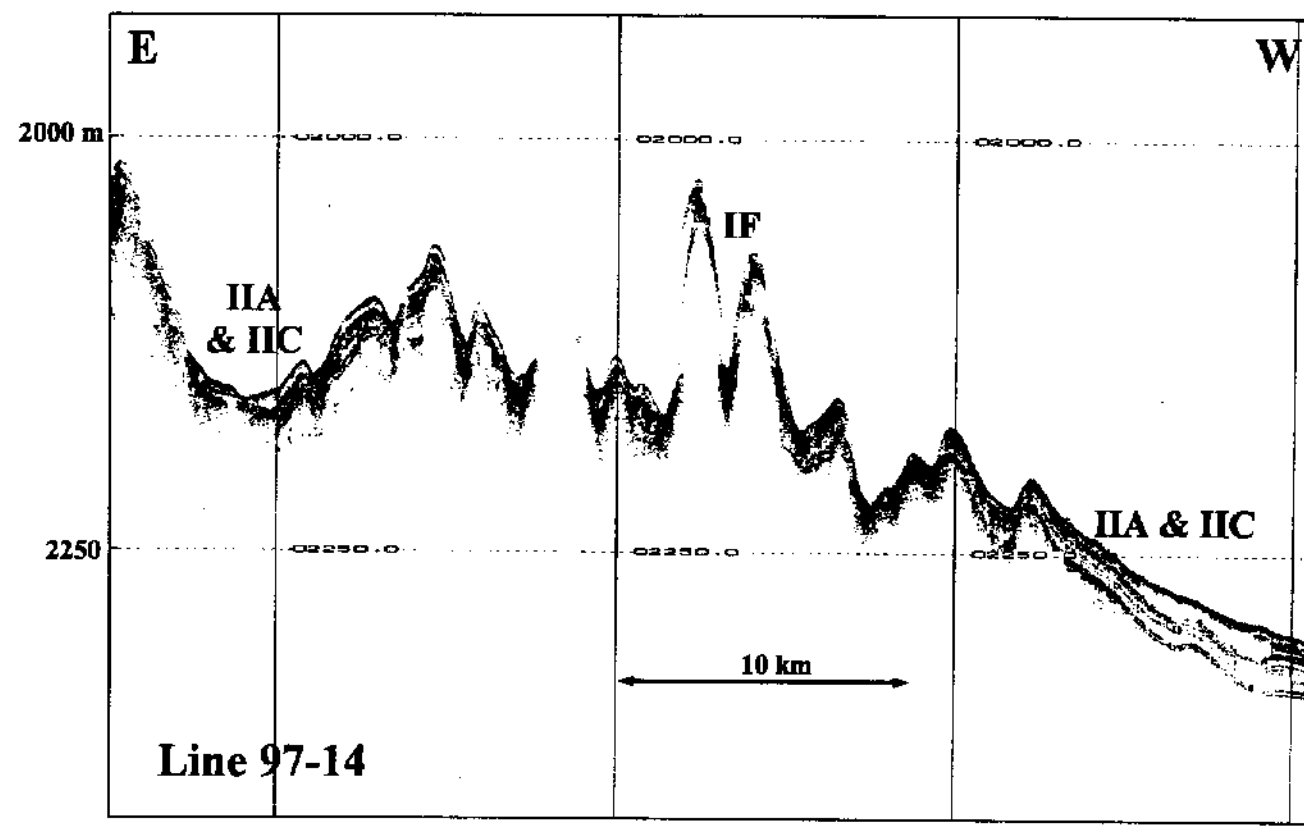


Fig. 6-61. Seismic profile of Line 97-14 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

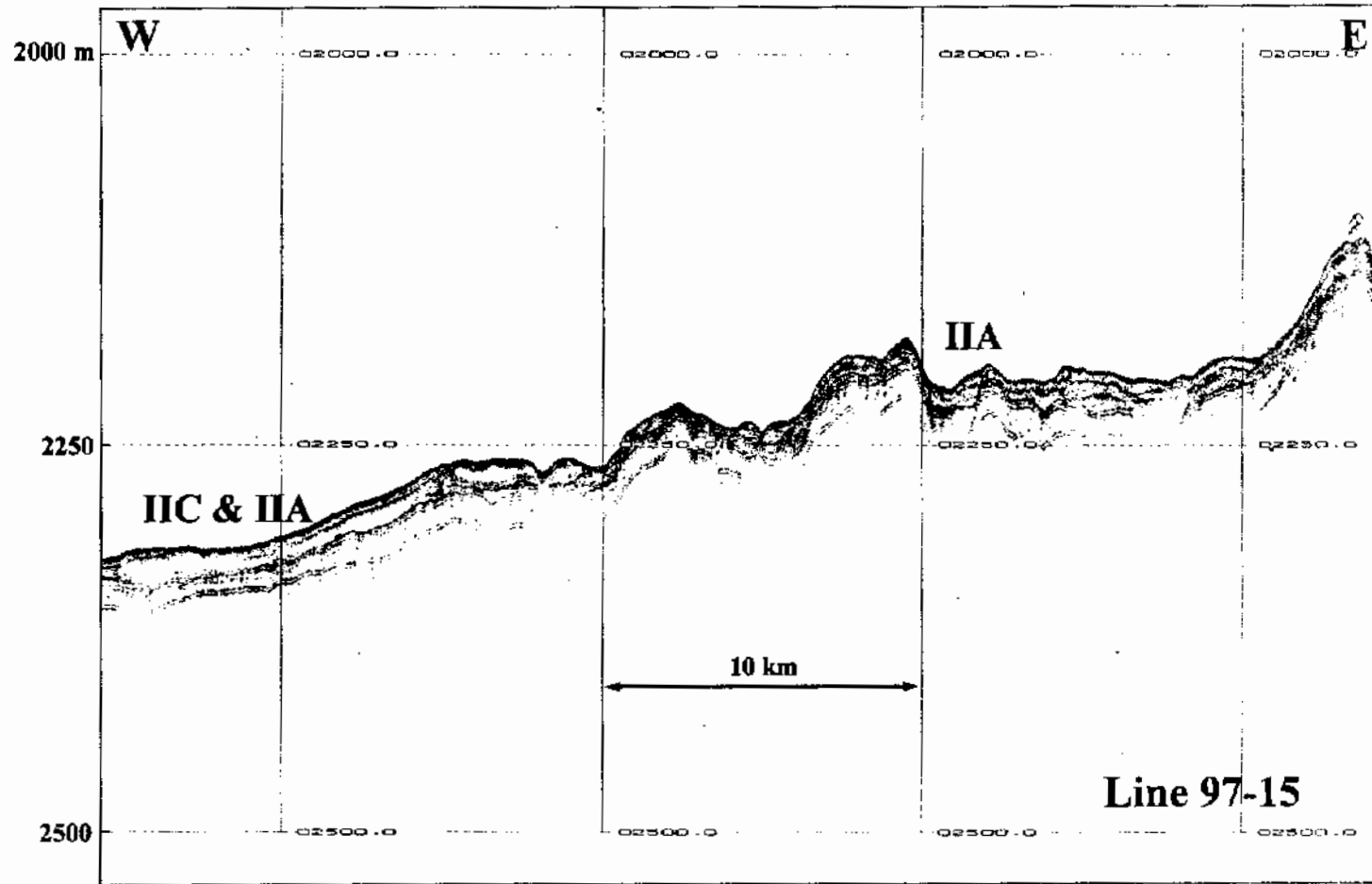


Fig. 6-62. Seismic profile of Line 97-15 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

(15) Line 97-15

Line 97-15 (Fig. 6-62)는 독도화산체 북쪽 수심 2,100~2,320 m 사이의 사면말단부와 해서평원을 동-서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 본 단면에서는 탄성파상 IIA가 우세하게 관찰되는데, 수심 2,250 m 이하의 동쪽 사면말단에서는 침식에 의한 것으로 추정되는 불규칙한 기복이 나타나며, 내부반사파도 평행하지 않고 불규칙하게 기록된다. 이러한 양상은 급경사의 화산체 사면에서 오랜 기간 동안 간헐적으로 발생된 슬럼프, 슬라이드, 암설류 등의 퇴적물 중력류가 사면말단의 퇴적층을 침식하거나 재동하였기 때문인 것으로 해석된다. 한편 수심 2,250 m 이상의 서쪽 사면말단은 비교적 매끈한 퇴적지형을 보이는데, 퇴적층의 내부에 탄성파상 IIC가 특징인 렌즈형의 암설류 퇴적체가 협재되어 관찰된다.

(16) Line 97-16

Line 97-16 (Fig. 6-63)은 독도화산체의 동쪽 사면을 남-북으로 가로지른 축선으로서 (Fig. 6-35), 독도플랫폼의 동쪽 사면과 독도해저산의 정상부와 그 남쪽 사면을 보여주고 있다. 전체적인 지형 및 탄성파적 특징은 Line 97-9, 10, 11에서와 매우 유사한데, 수심 160 m 내외의 독도해저산 플랫폼은 탄성파상 IA가 관찰되며, 독도해저산의 북쪽 사면은 불규칙한 돌출지형을 보이는 탄성파상 IF가 우세하게 나타난다. 한편, 수심 160~1,700 m의 남쪽 사면에서는 탄성파상 IF의 화산지형과 탄성파상 IIIB의 암석낙하물이 국부적으로 관찰된다. 그리고 수심 1,700 m 이상의 독도화산체 남쪽 사면말단에서는 탄성파상 IIA가 특징인 반원양성/저탁류 퇴적층이 비교적 매끈한 지형을 이루면서 분포하고 있다.

(17) Line 97-17

Line 97-17 (Fig. 6-64)은 독도화산체의 남쪽에서부터 오끼뱅크 사면말단을 따라 취득된 북동-남서 축선이다 (Fig. 6-35). 본 단면에서는 암설류에 의해 집적된 퇴적층을 보여주는 탄성파상 IIC가 우세하게 관찰된다. 탄성파상 IIC는 썩기 (wedge) 또는 렌즈 형태의 내부 반사파가 없는 탄성파적으로 투명한 (acoustically transparent) 퇴적체의 특징을 전형적으로 보인다. 표층반사파는 대부분 수 m의 높이를 갖는, 비교적 규칙적으로 중첩하는 소규모 쌍곡선 반사파가 우세하게 나타난다. 단일 암설류 퇴적체의 두께는 10 m 이하에서 25 m까지이며, 수평분포범위는 수 km에서 수십 km까

지 다양하게 나타난다. 독도화산체의 남쪽 사면 말단에는 비교적 얇은 두께의 퇴적체 6개 이상이 누적되어 있다. 한편 축선 남쪽에 관찰되는 대규모 암설류 퇴적체의 하부는 암설류 이동에 의해 하부의 퇴적층 (탄성파상 IIA)이 침식되어 있다.

나. 한국대지 (BASAPES-96)

(1) Line 96-2

Line 96-2 (Fig. 6-65)는 울릉분지간 통로 (Ulleung Interplain Gap)와 울릉해저산 (Ulleung Seamount) 및 울릉도 화산체 동쪽 사면을 동-서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 울릉해저수로에서는 대부분 반원양성 퇴적물과 간헐적인 저탁류 퇴적물이 교호함을 지시하는 탄성파상 IIA가 특징적으로 관찰되며, 해저는 침식에 의한 것으로 보이는 다양한 규모의 기복이 나타난다. 특히 울릉해저산의 동쪽 사면 주변에는 폭 10 km 이상, 깊이 50~80 m의 모트 (moat)가 형성되어 있다.

울릉해저산은 수심 850~2,200 m 사이에 분포하는데, 주로 쌍곡선 반사파로 이루어진 탄성파상 IF를 특징적으로 보인다. 특히 해저산의 말단부에는 비교적 일정한 높이 (10~25m)의 쌍곡선 반사파가 규칙적으로 중첩되어 나타나는 탄성파상 IIIA가 관찰된다. 이러한 쌍곡선 반사파는 사면사태에 의한 슬럼프나 슬라이드, 암설류 퇴적층의 표면기복을 반영하는 것으로 해석된다.

울릉해저산과 울릉도화산체 사이의 분지평원에서는 탄성파상 IIA가 관찰되지만, 침식에 의한 해저수로가 부분적으로 나타날 뿐, 대부분 평탄한 해저지형을 보인다. 울릉도화산체의 사면은 표면이 비교적 매끈한 탄성파상 IF가 관찰되며, 사면말단에 부분적으로 돌출지형이 관찰된다.

(2) Line 96-3

Line 96-3 (Fig. 6-66)은 울릉 분지간 통로와 울릉해저산 및 울릉도 화산체 동쪽 사면을 동-서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 본 단면에서 관찰되는 지형 및 탄성파상은 대부분 Line 96-2에서와 유사하다. 다만 울릉도화산체의 사면말단에 탄성파상 IIIA로 분류되는 퇴적물 중력류 (슬럼프, 슬라이드, 암설류 등) 퇴적체가 관찰되며, 울릉해저산의 지형이 Line 96-2에서 비해 매우 불규칙하게 되어, 중첩하는 쌍곡선 반사파를 보이는 화산돌출지형이 우세하게 나타난다.

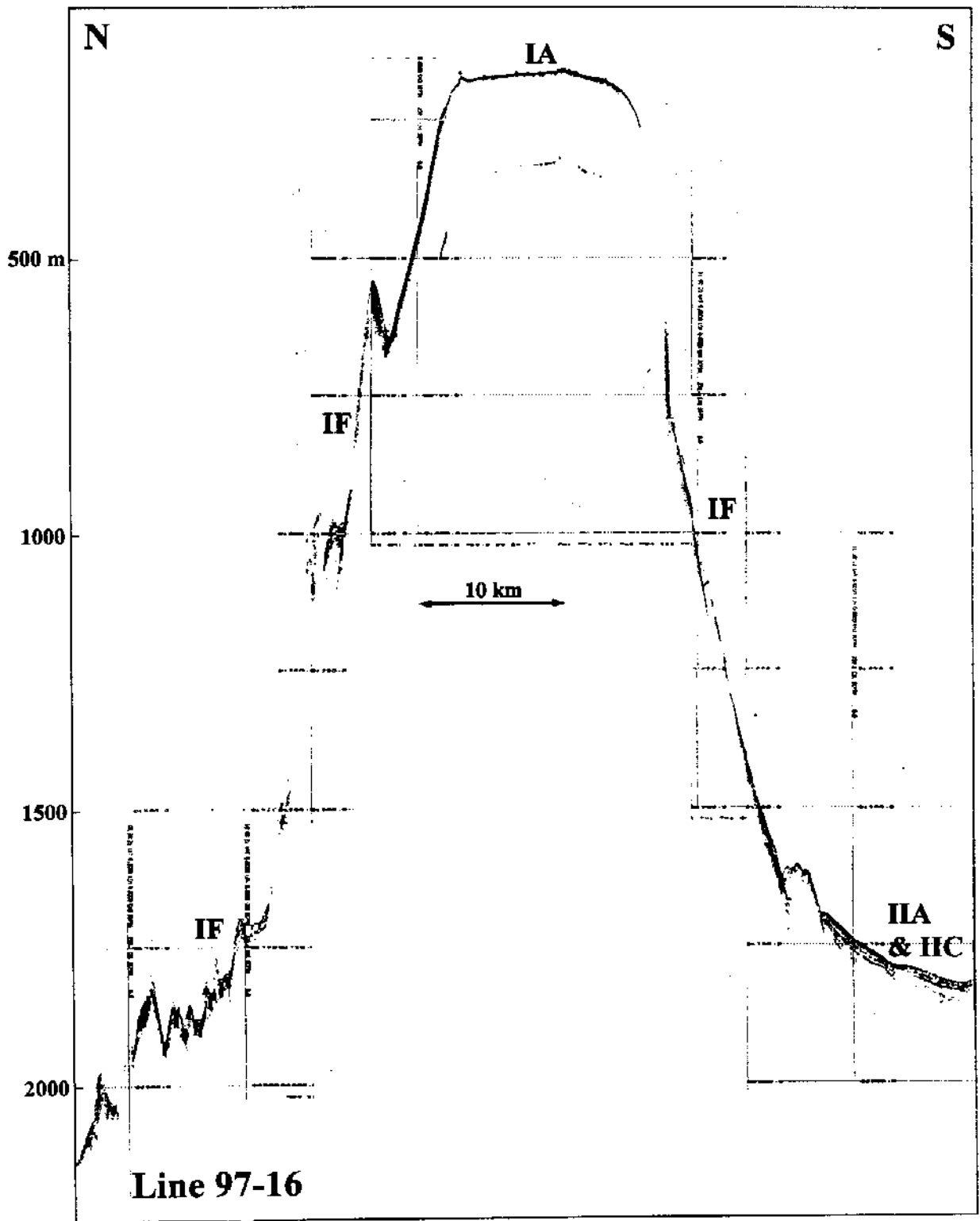


Fig. 6-63. Seismic profile of Line 97-16 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

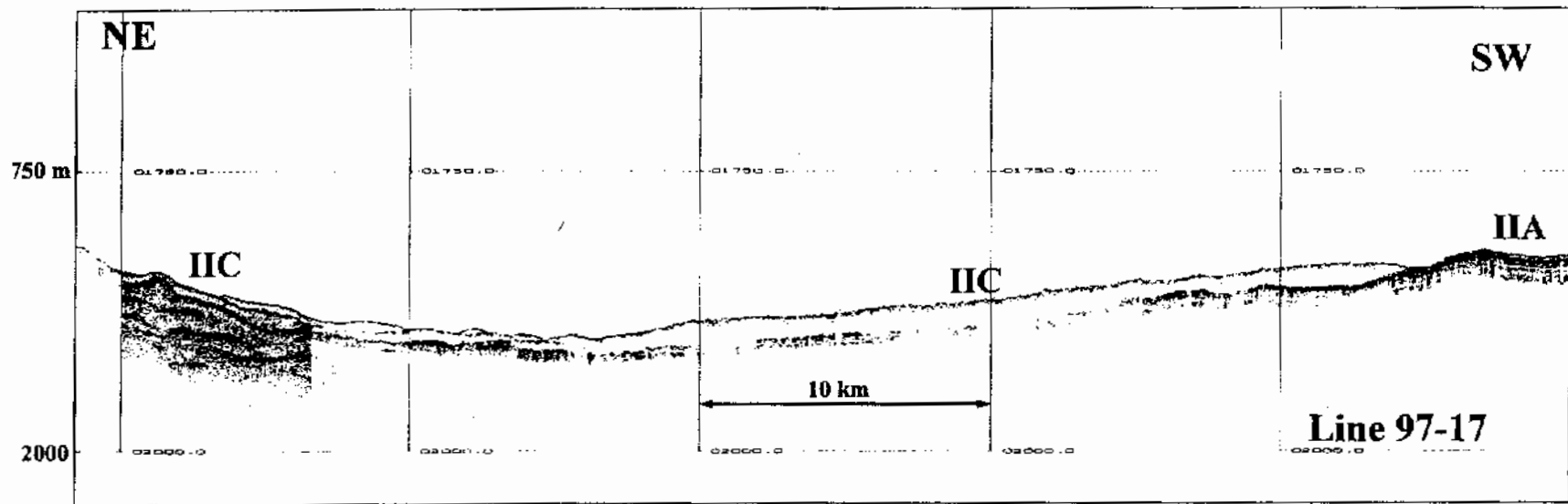


Fig. 6-64. Seismic profile of Line 97-17 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

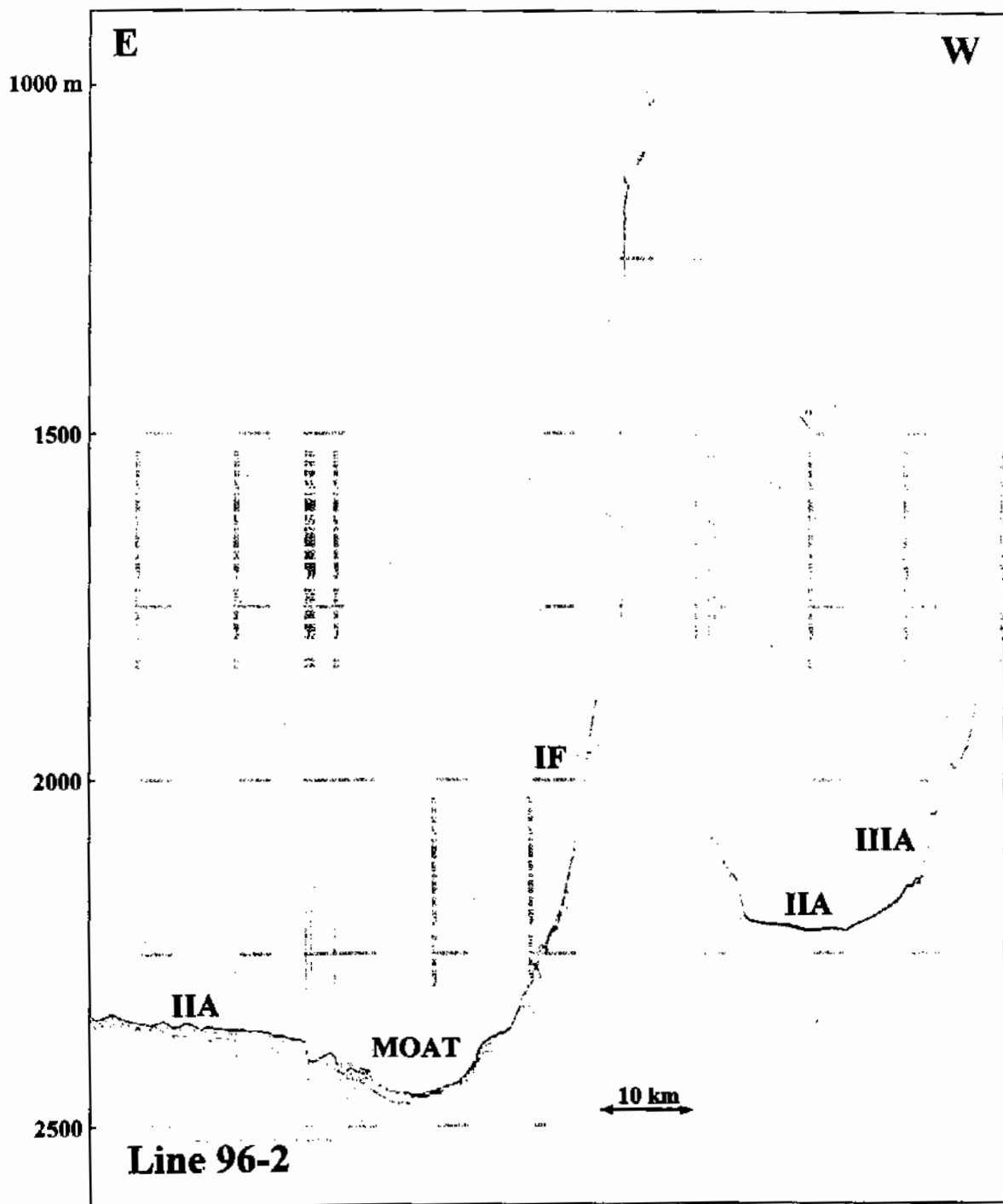


Fig. 6-65. Seismic profile of Line 96-2 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

(3) Line 96-4

Line 96-4 (Fig. 6-67) 역시 울릉 분지간 통로와 울릉해저산 및 울릉도 화산체 동쪽 사면을 동-서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 본 단면에서 관찰되는 지형 및 탄성파상은 대부분 Line 96-2, 3에서와 유사하다. 다만 울릉해저산 주변에서 분포하는 탄성파상 IIIA로 분류되는 퇴적물 중력류 (슬럼프, 슬라이드, 암설류 등) 퇴적체가 더 이상 관찰되지 않는다. 또한 울릉해저산과 울릉도 화산체 사이의 분지평원에서 발달하는 해저수로가 더 이상 나타나지 않는다. 울릉도 화산체의 사면의 기복은 남쪽의 축선에서 보다 다소 불규칙해지면서 쌍곡선 반사파가 나타난다.

(4) Line 96-5

Line 96-5 (Fig. 6-68)는 울릉해저산과 한국대지 사이를 동서로 가로질러 울릉분지간 통로까지 이어지는 축선이다 (Fig. 6-35). 울릉도 화산체의 사면을 제외한 전 지역에서 기복이 심한 침식지형이 우세하게 나타나며, 반원양성퇴적과 간헐적 저탁류 퇴적을 지시하는 탄성파상 IIA가 대부분의 지역에서 관찰된다. 서쪽의 울릉도화산체 사면에서는 돌출지형과 이와 관련된 탄성파상 IF가 부분적으로 관찰되기도 한다. 울릉분지간 통로 지역에는 여러 개의 다양한 규모 (폭 수백~수천 m, 깊이 10~30 m)의 해저수로가 해저면 침식으로 형성되어 있으며, 일부 해저수로의 바닥은 퇴적물로 충전되어 있다.

(5) Line 96 6

Line 96-6 (Fig. 6-69)은 울릉해저산과 한국대지 사이를 동서로 가로질러 울릉 분지간 통로까지 이어지는 축선이다 (Fig. 6-35). 울릉 분지간 통로에서는 대부분 반원양성 퇴적물과 간헐적인 저탁류 퇴적물의 교호에 의한 탄성파상 IIA가 특징적으로 관찰되며, 개별 해저수로는 Line 96-5에서 보다 규모가 다소 증가하여 나타난다. 축선 서쪽의 한국대지 사면 말단에서는 불규칙한 돌출지형이 탄성파상 IF를 보이며 기복이 심한 해저지형을 이루고 있다. 한국대지와 울릉도 화산체 사이에는 폭 2~3 km, 깊이 100 m 이상의 대규모 해저수로가 발달되어 있고, 수로 내에는 퇴적물이 집적되어 있다.

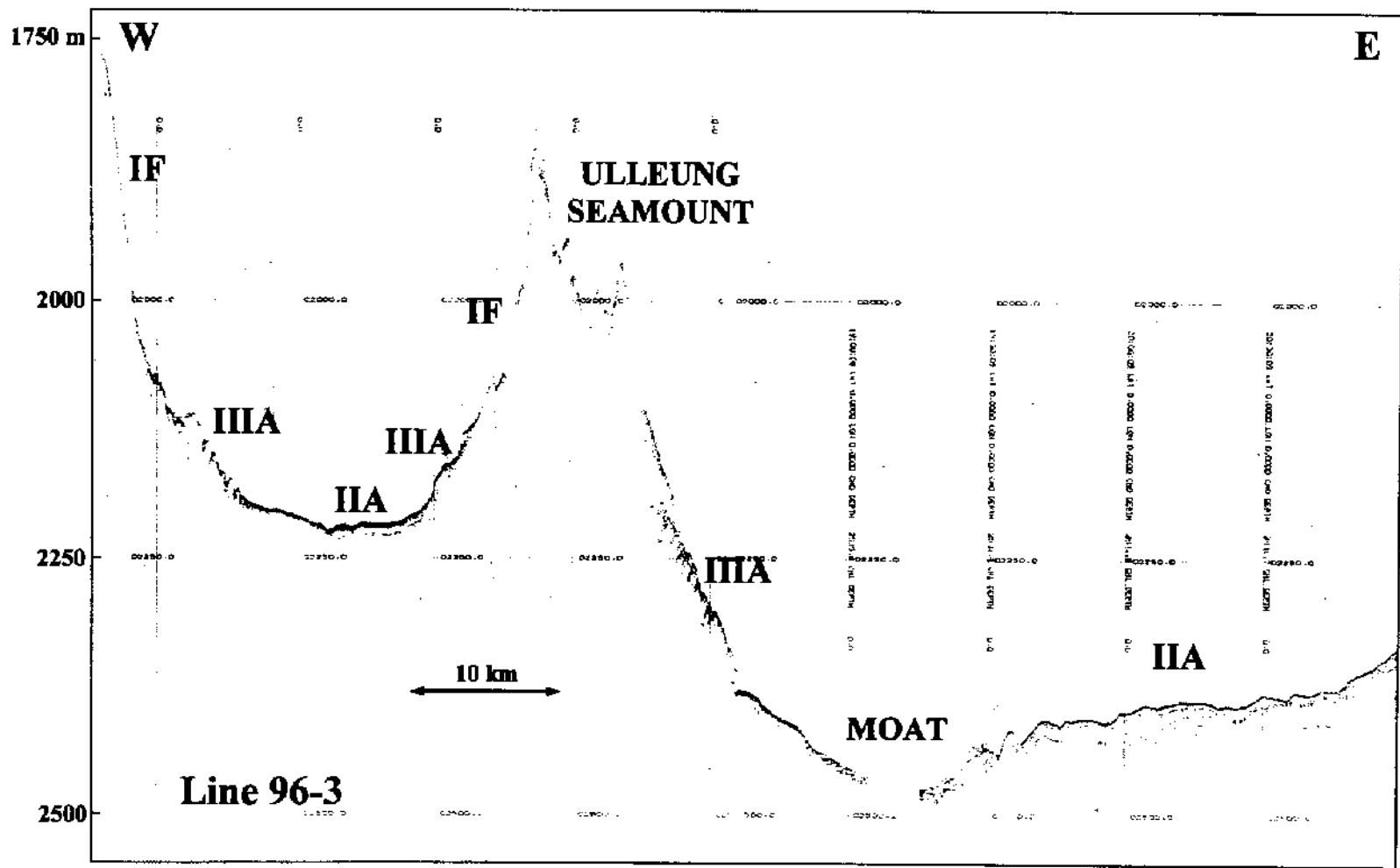


Fig. 6-66. Seismic profile of Line 96-3 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

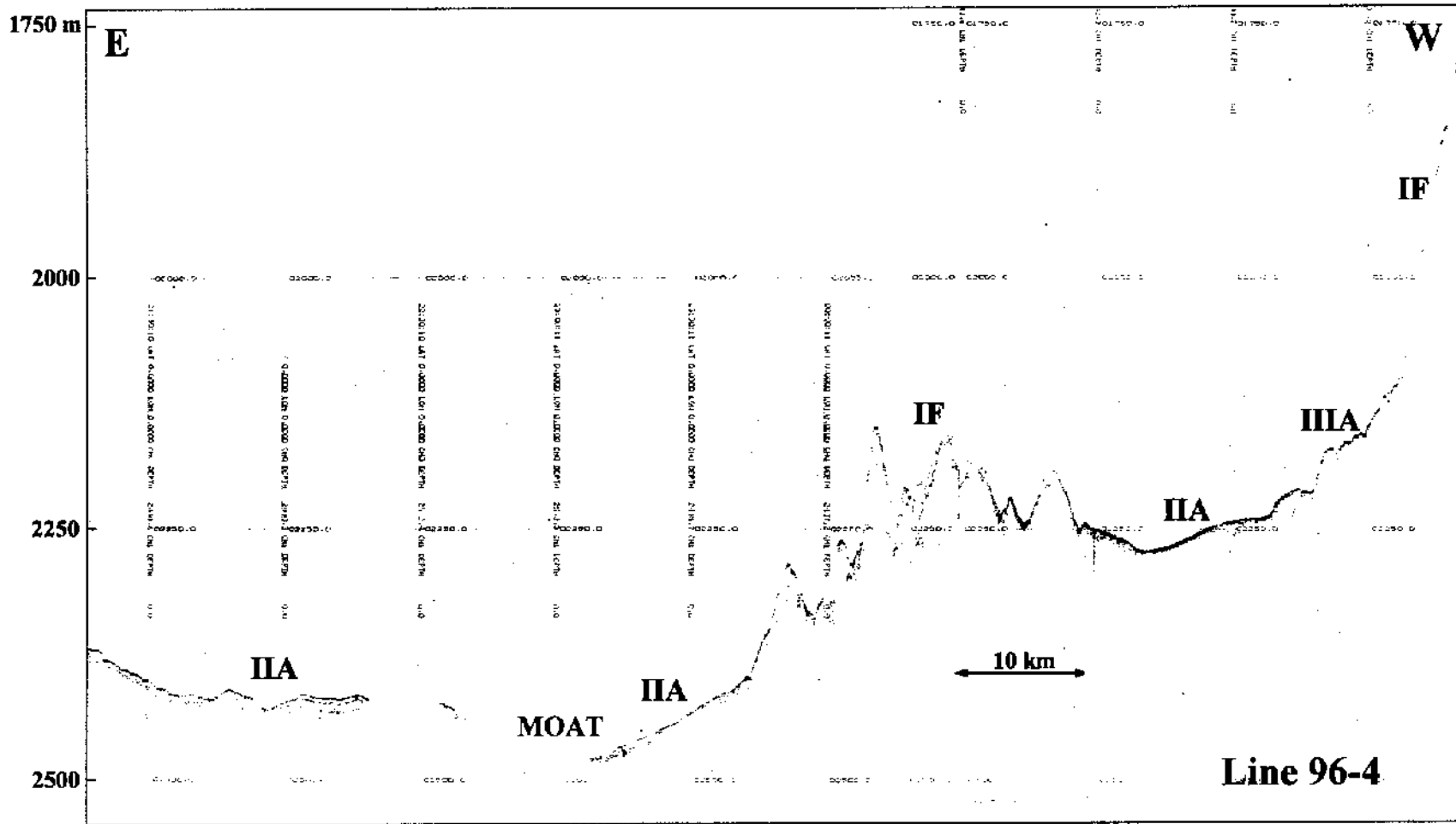


Fig. 6-67. Seismic profile of Line 96-4 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

(6) Line 96-7

Line 96-7 (Fig. 6-70)은 수심 1,600~2,300 m 사이의 한국대지 사면을 동서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 이 지역은 대부분 탄성파상 IF가 특징인 불규칙한 화산돌출지형이 우세하다. 화산돌출지형에는 10 m 이하의 얇은 퇴적물이 집적되어 있으며, 퇴적물 중력류나 암석낙하에 의해 집적된 퇴적체의 존재를 지시하는 중첩하는 쌍곡선 반사파로 이루어진 탄성파상 IIIA와 IIIB가 비교적 평탄한 사면지역이나 사면의 말단부에서 국지적으로 관찰된다.

(7) Line 96-8

Line 96-8 (Fig. 6-71)은 한국대지와 울릉분지간 통로 지역을 동서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 수심 2,450~2,580 m의 울릉분지간 통로 지역에는 약 50 m 깊이의 해저수로와 한국대지 말단에 모트 (moat)가 발달되어 있으며, 탄성파상 IIA를 보이는 퇴적층이 침식에 의해 불규칙한 해저지형을 이루고 있다.

수심 2,500~1,500 m인 한국대지 사면은 불규칙하게 중첩하는 쌍곡선 반사파 (탄성파상 IF)로 이루어진 화산돌출지형이 특징적으로 관찰된다. 한국대지 지역도 평탄한 해저면 대신 수심 1,500~1,800 m 사이에 기복이 심한 불규칙 지형을 보인다. 한국대지 지역은 대부분 탄성파상 IIA를 보이는 퇴적층이 집적되어 있다. 퇴적층의 내부 반사파는 매우 확산 (diffuse)되어 잘 구분되지 않는 경우도 있다.

(8) Line 96-9

Line 96-9 (Fig. 6-72)도 한국대지와 울릉 분지간 통로 지역을 동서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 전반적인 지형 및 탄성파상 특성은 Line 96-8에서와 유사하다. 다만 남쪽의 울릉 분지간 통로 지역에 발달되어 있던 해저수로와 모트가 해저 수심이 깊어지면서 더 이상 관찰되지 않는다. 경사 7~8°의 한국대지 사면과 0.1° 이하의 울릉 분지간 통로 지역의 경계는 비교적 뚜렷하게 나타나는데, 이는 한국대지로부터 울릉 분지간 통로 지역으로의 퇴적물 공급이 매우 제한되어 있음을 의미한다. 즉, 한국대지로부터의 퇴적물 공급량이 많았다면 한국대지 사면이 하부로 갈수록 점차 완경사로 되다가 울릉해저수로 지역으로 점진적으로 전이하게 될 것이다. 한편, 한국대지에는 탄성파상 IIA가 우세하지만 일부 저지대에는 탄성파상 IIC를 보이는 소규모의 렌즈형 암설류 퇴적체가 관찰되기도 한다.

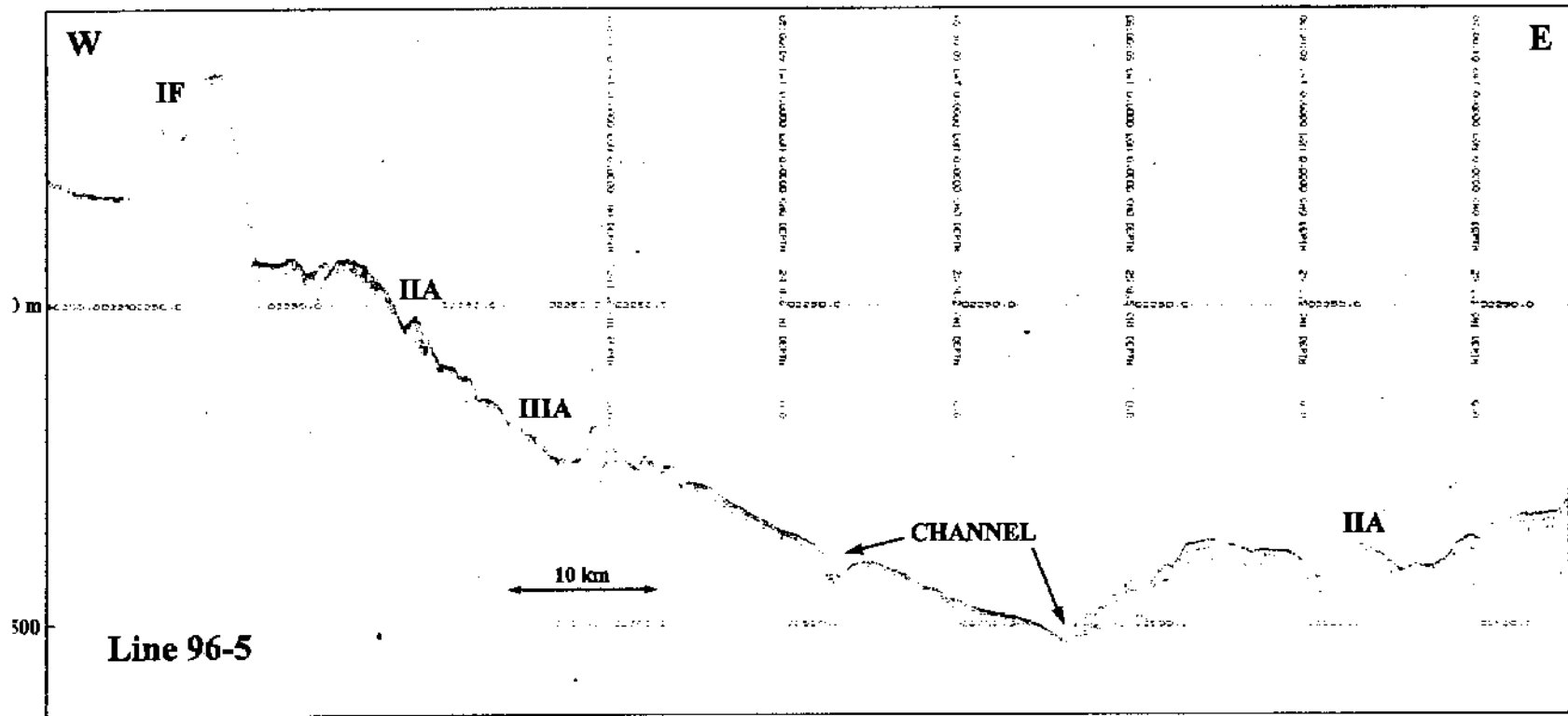


Fig. 6-68. Seismic profile of Line 96-5 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

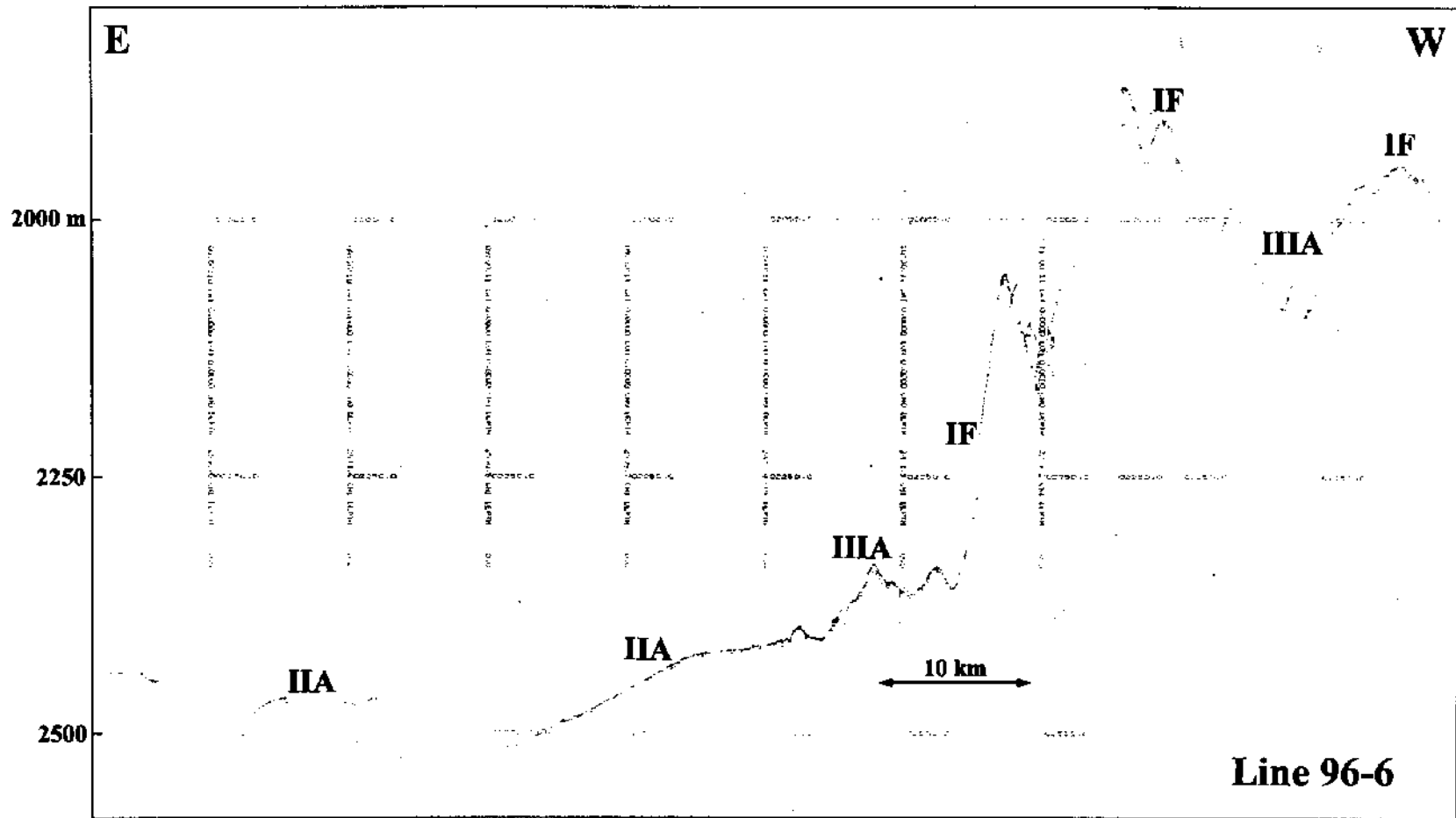


Fig. 6-69. Seismic profile of Line 96-6 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

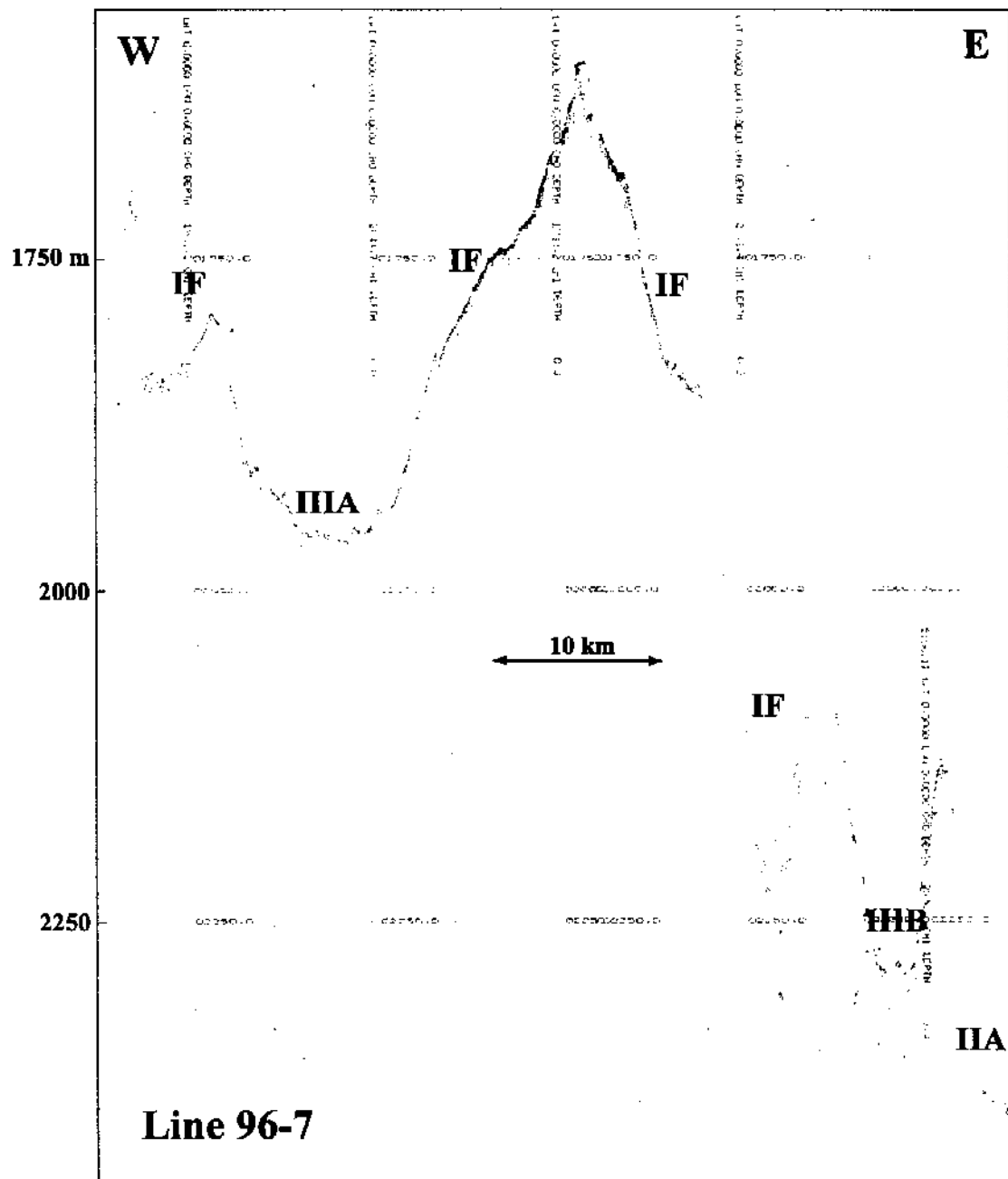


Fig. 6-70. Seismic profile of Line 96-7 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

(9) Line 96-10

Line 96-10 (Fig. 6-73)은 한국대지와 울릉분지간 통로 일부 지역을 동서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 전반적인 지형 특성은 Line 96-8, 9에서와 유사하다. 수심 2,600 m 이상의 한국대지에 인접한 울릉해저수로 지역은 주로 탄성파상 IIC를 보이는 암설류 퇴적층이 해저를 덮고 있으며, 침식형의 해저수로는 관찰되지 않는다.

수심 2,600~1,500 m의 한국대지 사면은 대규모의 화산돌출지형이 나타나며 이들 돌출부의 사면은 다시 부분적으로 불규칙하게 중첩하는 쌍곡선 반사파 (탄성파상 IF)를 보인다. 사면의 상부와 완경사 지역에는 수심 m 두께의 퇴적층이 집적되어 있다.

한국대지 지역은 Line 96-8, 9에서와 비교해서 전체적인 해저면의 기복이 다소 감소되었고, 탄성파상 IIA를 보이는 퇴적층들이 한국대지의 저지대와 완경사 지역을 덮고 있다. 퇴적층의 표면에는 침식에 의한 것으로 보이는 폭 수백 m, 높이 10 m 이하의 소규모의 기복들이 관찰된다. 급경사 지역에서 퇴적층들은 침식을 받아 두께가 상당히 감소된다.

(10) Line 96-11

Line 96-11 (Fig. 6-74)은 한국대지와 이에 인접한 울릉분지간 통로 일부 지역을 동서로 가로지르는 축선이다 (Fig. 6-35). 전반적인 지형 및 탄성파상 특성은 Line 96-10에서와 유사하다.

(11) Line 96-12

Line 96-12는 한국대지 (Korea Plateau)를 동-서로 가로지르는 축선으로서 (Fig. 6-35), 수심 2,650~1,200 m의 한국대지 사면과 900~1,200 m의 한국대지 지역을 보여 준다 (Fig. 6-75). 수심 1,200~1,550 m의 한국대지 상부사면은 일부 대규모 돌출지형을 제외하면 비교적 평탄한 해저면과 1~2°의 완만한 경사를 보인다. 이 지역에는 대부분 탄성파상 IIA를 보이는 퇴적층이 집적되어 있으며, 일부 급경사 지역에서는 함몰구조, 저지대에는 함몰에 따른 소규모 암설류 퇴적층이 관찰된다.

수심 1,550~2,650 m의 한국대지 하부사면은 4~5°의 급경사 지역으로서, 퇴적물 집적이 매우 빈약하여 탄성파상 IF가 우세하며, 매우 불규칙한 화산돌출지형이 중첩하는 쌍곡선 반사파로 나타난다.

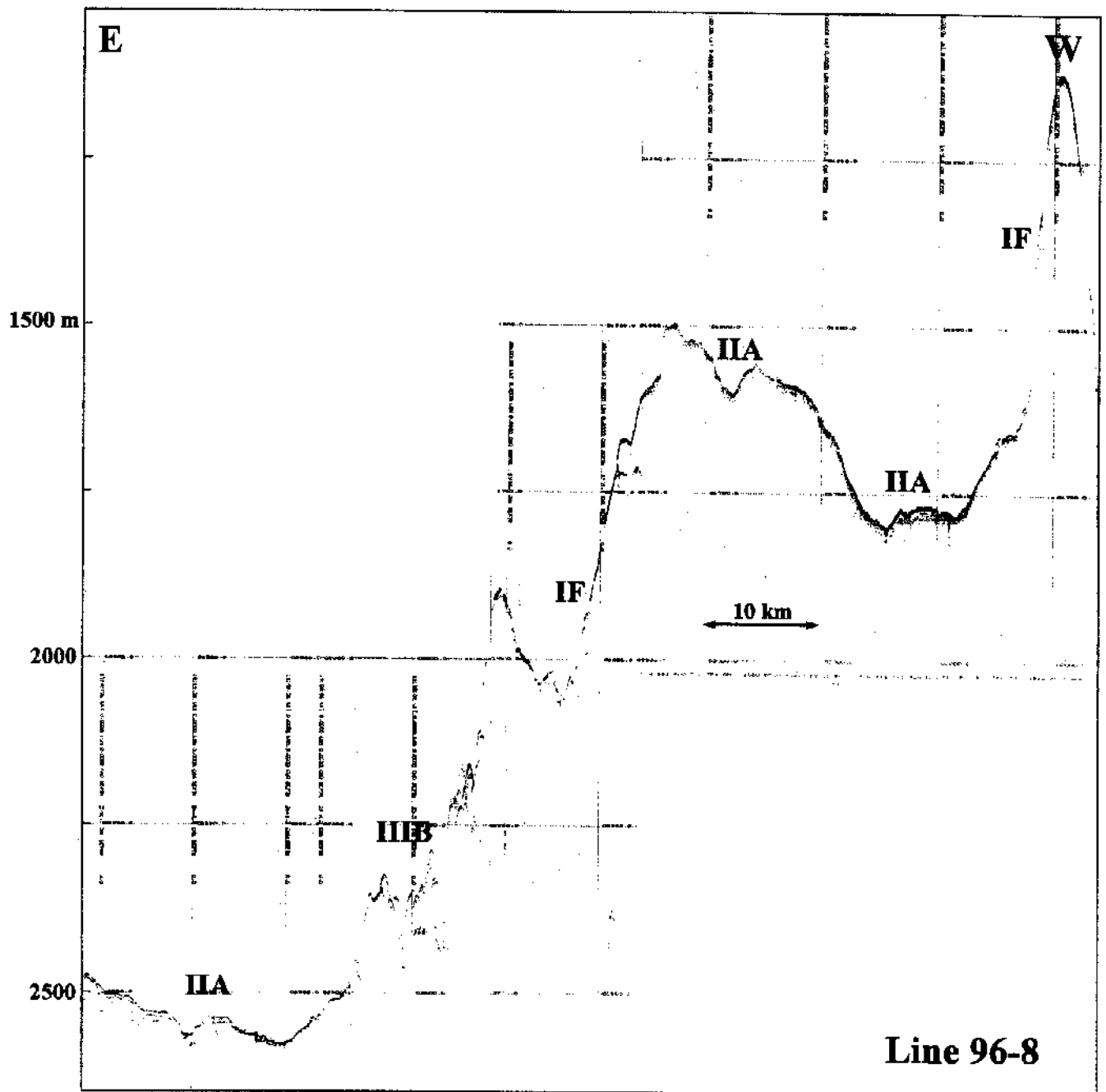


Fig. 6-71. Seismic profile of Line 96-8 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

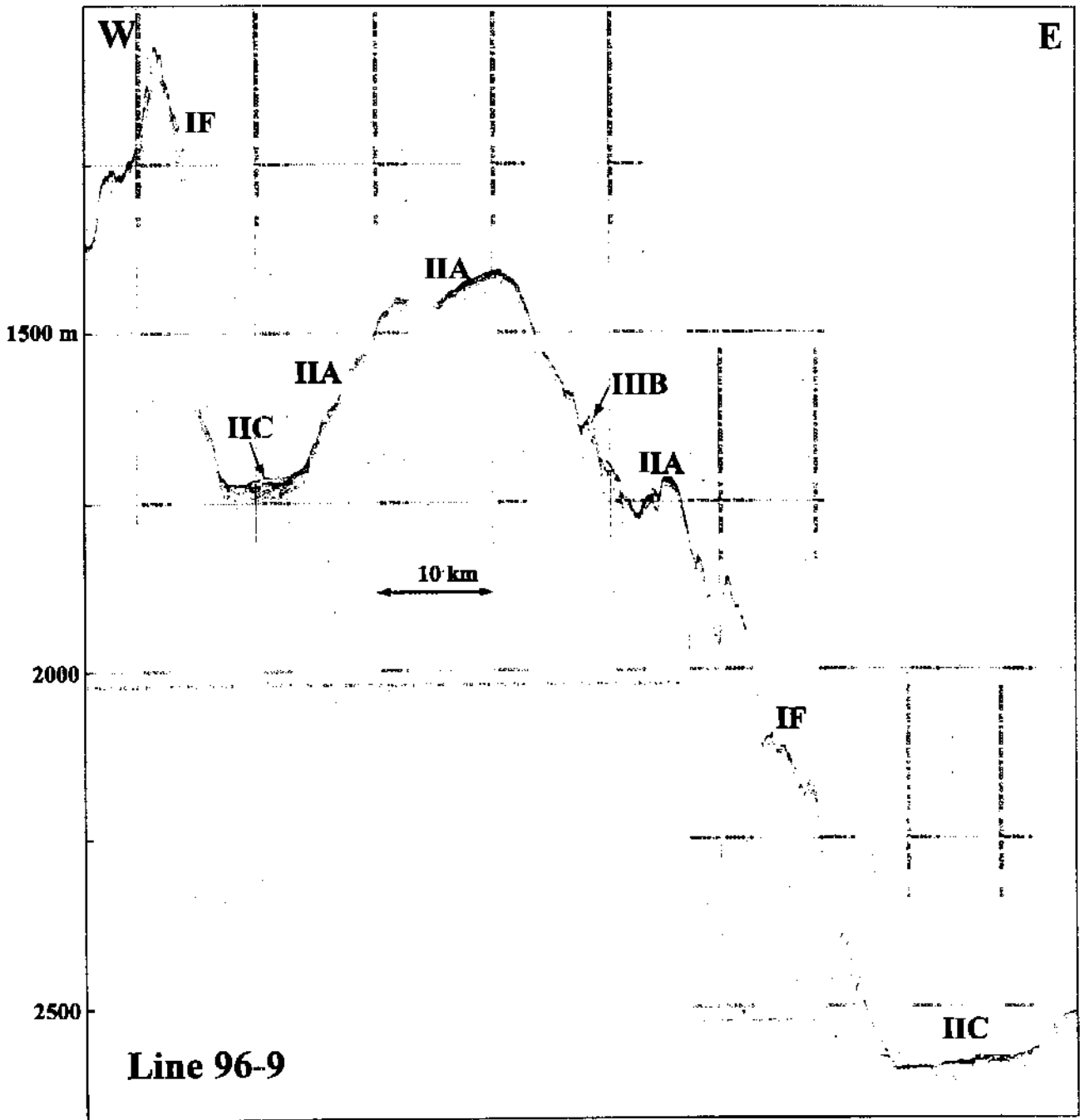


Fig. 6-72. Seismic profile of Line 96-9 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

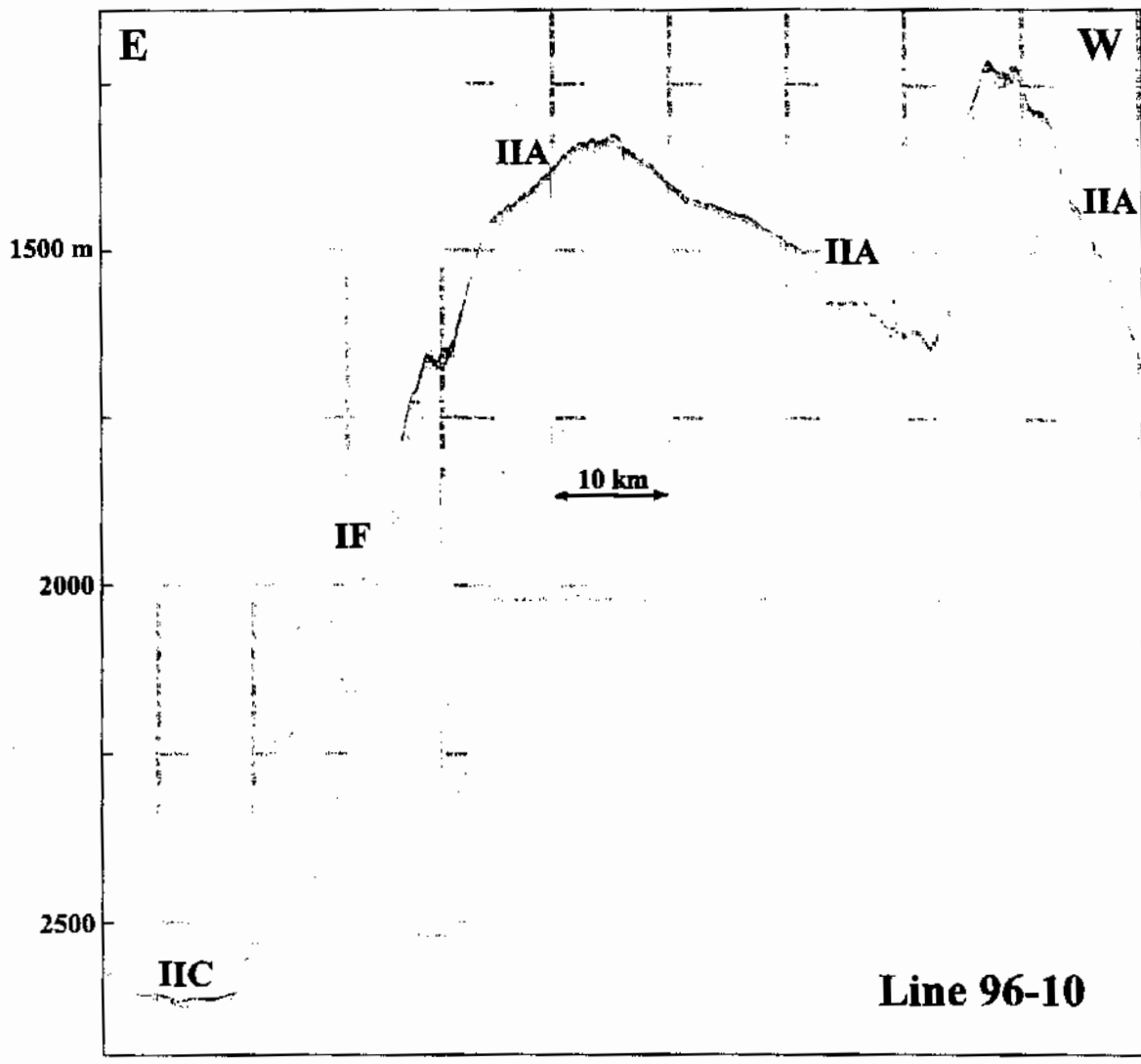


Fig. 6-73. Seismic profile of Line 96-10 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

한국대지 지역은 남쪽의 측선에서 나타나는 양상에 비해 매우 돌출지형이 거의 없이 매우 매끈한 해저면을 특징으로 한다. 대부분의 퇴적층은 반원양성 퇴적과 간헐적 저탁류 퇴적을 지시하는 탄성파상 IIA를 보인다. 퇴적층의 표면은 한국대지 주변부를 제외하고는 거의 침식흔적이 관찰되지 않으며, 내부 층리도 비교적 평행하게 나타나서, 반원양성 퇴적이 우세하게 진행되고 있음을 지시한다.

(12) Line 96-13

Line 96-13도 한국대지를 동-서로 가로지르는 측선으로서 (Fig. 6-35), 수심 1,200 m 이상의 한국대지 사면과 800~1,200 m의 한국대지 지역을 보여준다 (Fig. 6-76). 전체적인 지형 및 탄성파상 특성은 Line 96-12에서와 유사하다. 다만 한국대지의 서부지역에 다소의 기복을 보이는 지형이 관찰되며, 이를 피복하고 있는 퇴적층의 두께가 다소 감소하는 경향을 보인다. 그리고 평탄한 한국대지 동부지역에서도 국지적으로 침식에 의한 소규모 및 대규모 해저수로 지형이 관찰된다.

(13) Line 96-14

Line 96-14는 한국대지를 동-서로 가로지르는 측선으로서 (Fig. 6-35), 수심 2,050~1,050 m의 한국대지 사면과 800~1,150 m의 한국대지 지역을 보여준다 (Fig. 6-77). 수심 1,050 m 이하의 한국대지 사면은 전체적으로는 수심 1,500 m에 평탄부가 있는 계단형의 지형을 보인다. 사면에는 다양한 두께의 퇴적층 (탄성파상 IIA)이 집적되어 있는데, 일부 급경사 지역에는 함몰구조가 그리고 그 하부의 평탄 지역에는 함몰에 의해 야기된 암설류의 퇴적층 (탄성파상 IIC)이 부분적으로 관찰된다.

한국대지 지역은 Line 96-12에 비해 기복이 큰 지형을 보이나 이들 돌출지형들은 평행한 내부반사파를 갖는 퇴적층 (탄성파상 IIA)으로 덮혀 비교적 매끈한 표면을 보인다. Line 96-13에서 관찰되는 해저수로는 비교적 잘 연결되나 수로지형의 특징 (V 또는 U자형 단면, 침식벽 등)이 덜 나타난다.

(14) Line 96-15

Line 96-15도 한국대지를 동-서로 가로지르는 측선으로서 (Fig. 6-35), 수심 1,100~1,800 m 사이의 한국대지 사면과 700~1,200 m의 한국대지 지역을 보여준다 (Fig. 6-78). 전체적인 지형 및 탄성파상 특성은 Line 96-14에서와 유사하다. 다만 한국대지

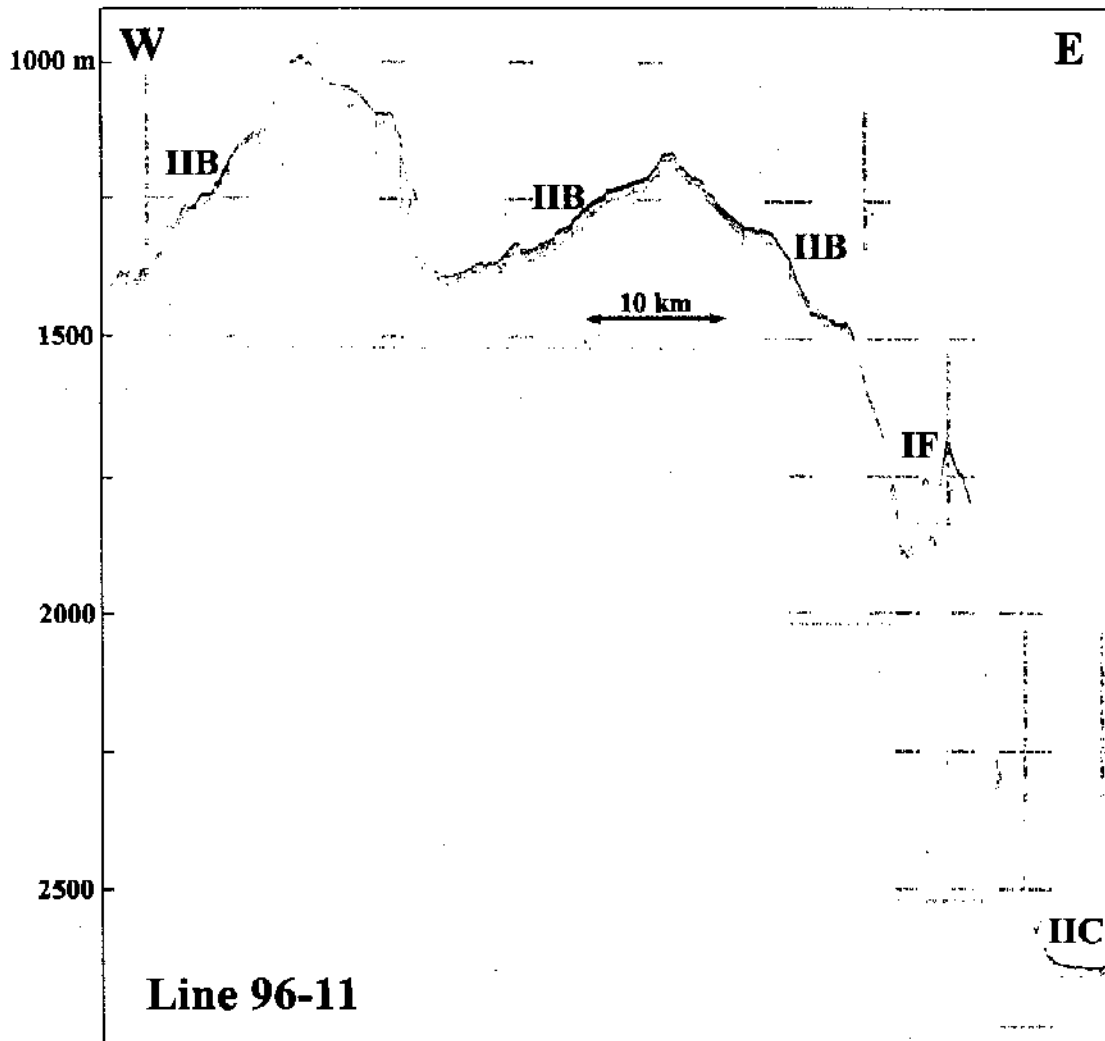


Fig. 6-74 Seismic profile of Line 96-11 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

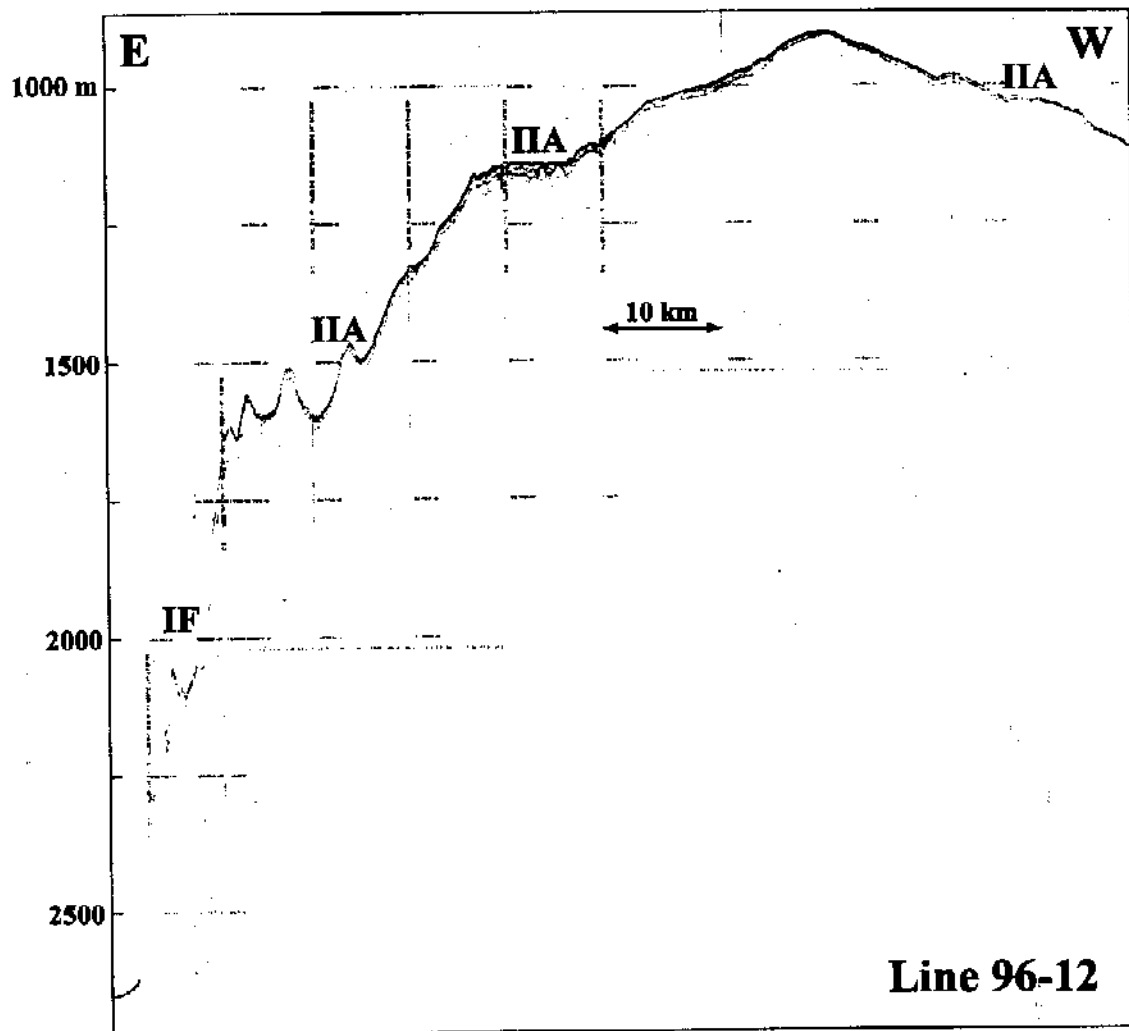


Fig. 6-75. Seismic profile of Line 96-12 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

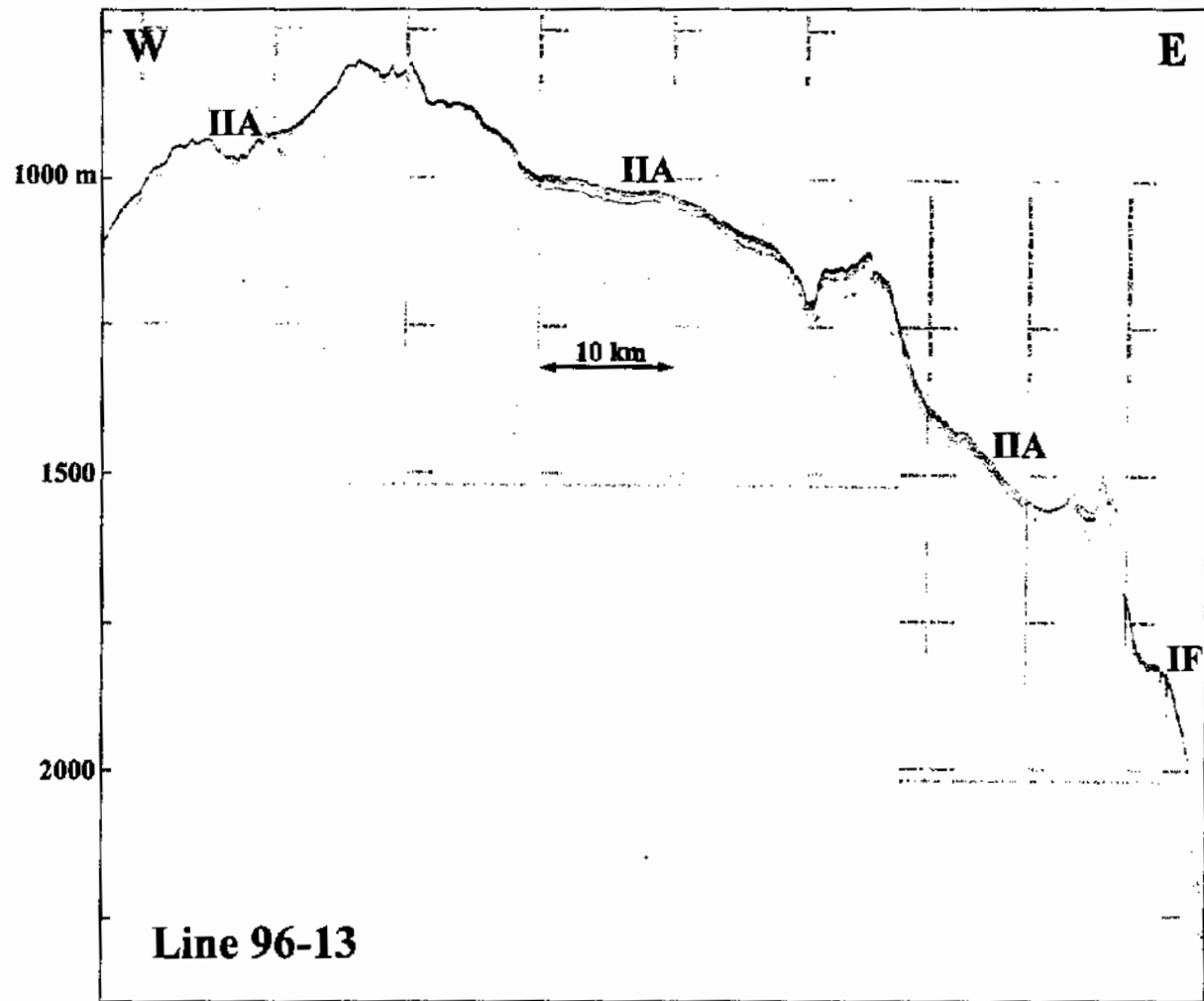


Fig. 6-76. Seismic profile of Line 96-13 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

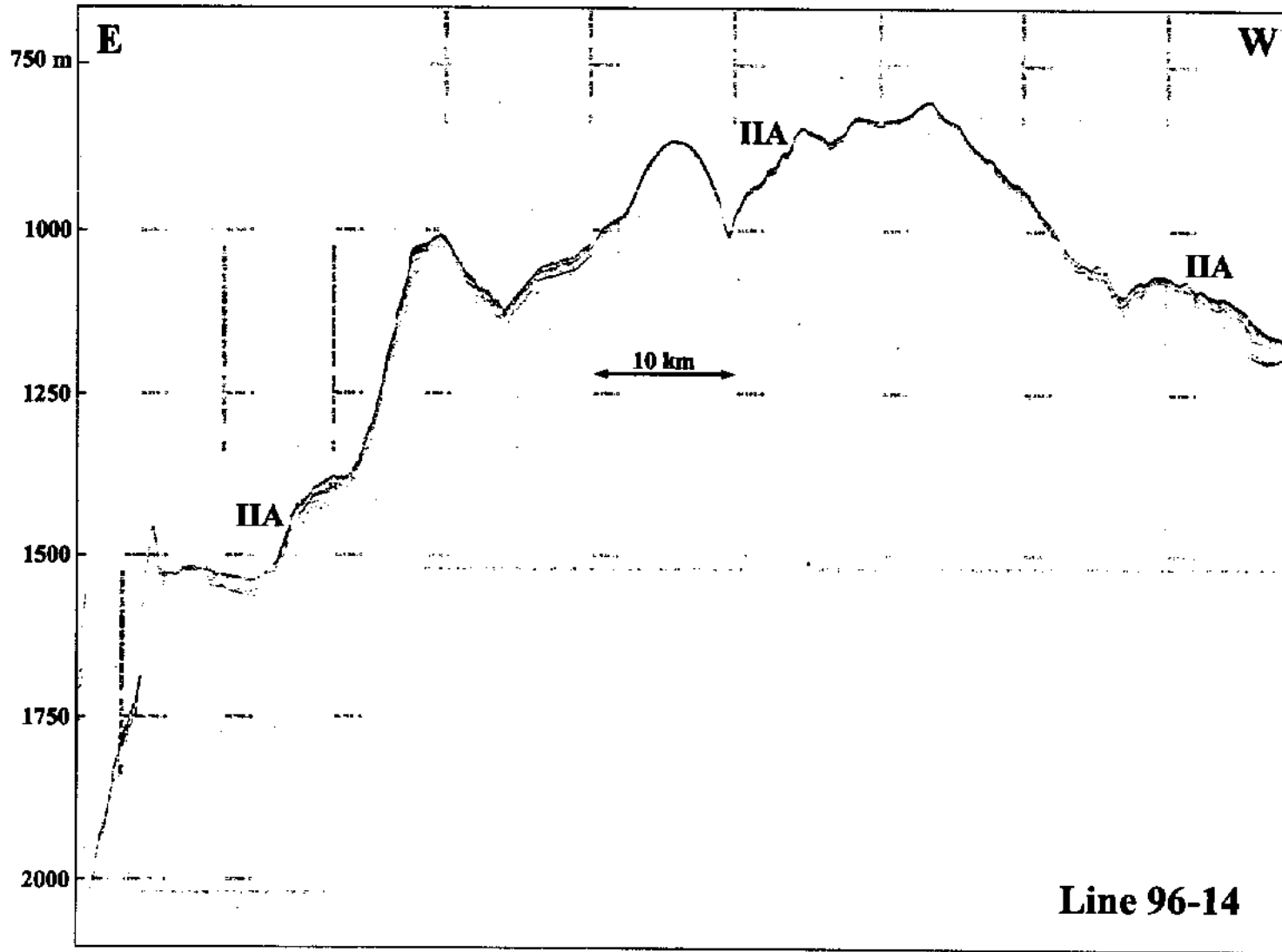


Fig. 6-77. Seismic profile of Line 96-14 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

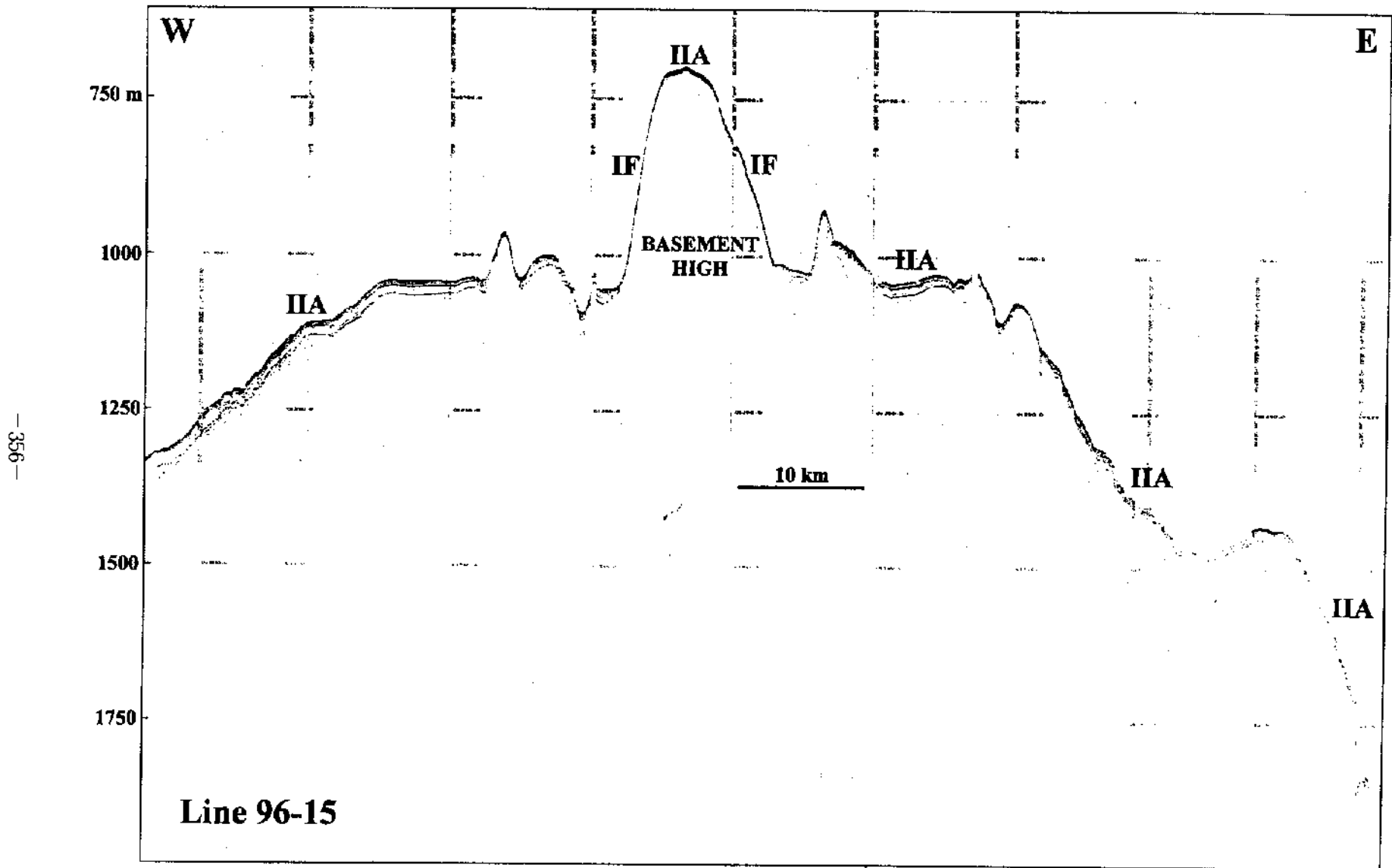


Fig. 6-78. Seismic profile of Line 96-15 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

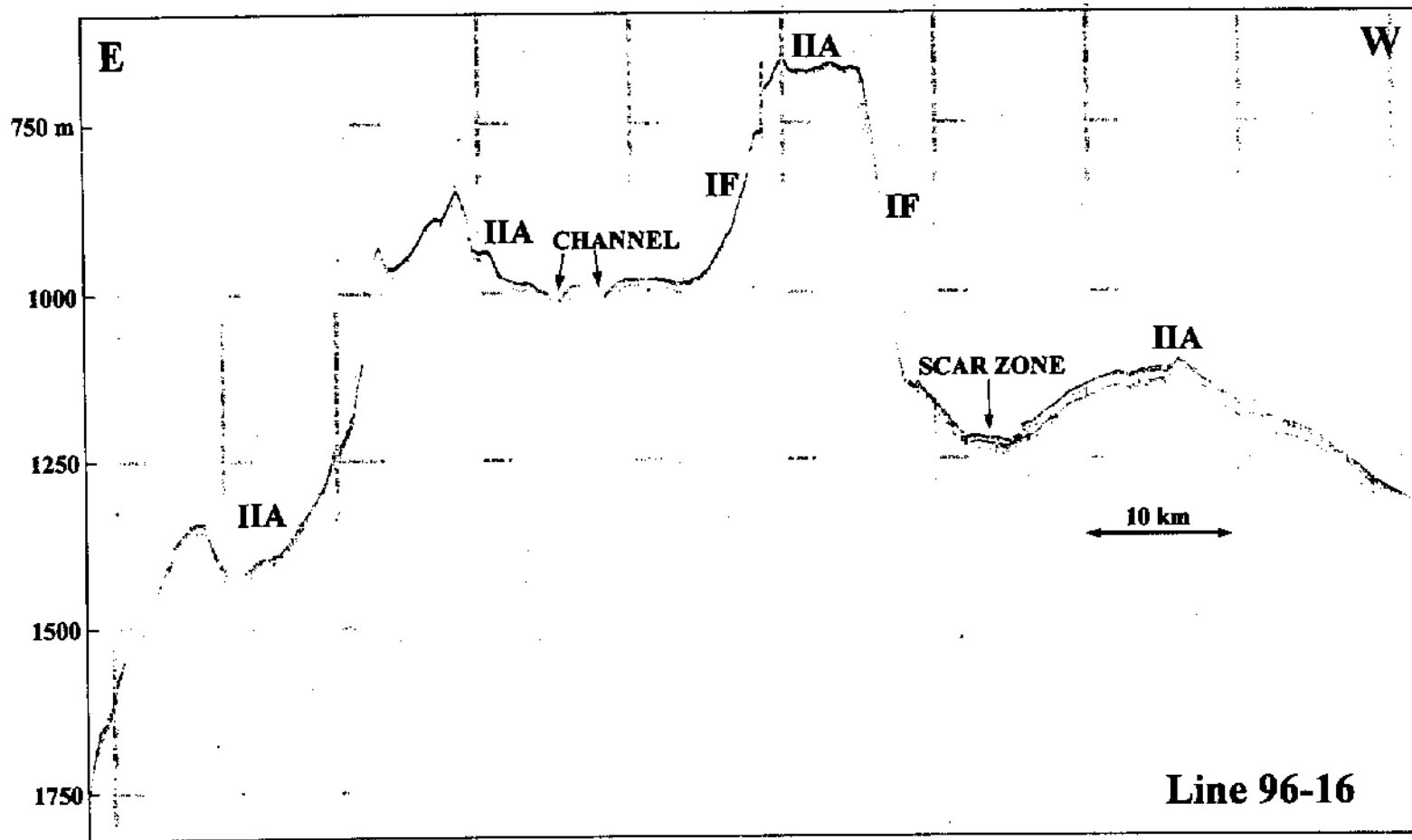


Fig. 6-79. Seismic profile of Line 96-16 and interpretation with codes of echo facies in Table 6-16. For location see Fig. 6-35.

의 중부지역에 발달한 돌출지형의 높이가 증가되었다. 그리고 이러한 돌출지형의 주 위에는 수로형의 모트 (moat)가 발달되어 퇴적물이 집적되어 있다.

(15) Line 96-16

Line 96-16 역시 한국대지를 동-서로 가로지르는 축선으로서 (Fig. 6-35), 수심 1,100~1,550 m 사이의 한국대지 사면과 650~1,100 m의 한국대지 지역을 보여준다 (Fig. 6-79). 전체적인 지형 및 탄성파상 특성은 Line 96-14, 15에서와 유사하다.

6. 퇴적환경 및 퇴적작용

가. 독도 주변

MECBES-97 조사지역인 독도화산체 및 주변의 해저는 탄성파상의 분포에 따라 독도 및 독도해저산의 정상부인 플랫폼, 화산체의 사면 및 독도 주변 울릉분지 평원으로 구분할 수 있다 (Fig. 6-39). 독도화산체와 독도해저산의 정상부는 수심 160~200 m에 위치한 비교적 평탄한 부분으로서, 탄성파상 IA가 주로 분포한다 (Table 6-16; Fig. 6-39). 이러한 탄성파상은 천해의 해양작용에 의해 형성된 모래나 자갈과 같은 조립질 퇴적물로 플랫폼이 덮혀 있음을 반영한다. 이러한 조립질 퇴적물은 분포지형을 감안한다면, 독도해저산 자체에서 공급된 것으로 추정된다. 즉, 독도해저산이 형성된 후, 해파나 해류 등 천해 해양작용에 장기간 노출되면서 정상부가 침식, 파쇄되어 평탄하게 되면서 플랫폼이 형성되고, 이 과정에서 산출된 퇴적물 중 세립질은 재동되어 화산체의 사면을 따라 울릉분지 평원까지 이동되고, 조립질 퇴적물은 잔류되거나 근거리로 이동되어 플랫폼의 정상부를 덮고 있는 것으로 해석된다. 높이 수 m 이하의 해저표면의 기복들은 이러한 조립질 퇴적물에 의해 형성된 연흔, 모래과 등의 다양한 퇴적면 구조에 의한 것으로 보인다. 그러나 일반적인 천해 해양작용은 폭풍시에 최대 영향권이 수심 100 m를 넘는 경우가 드물기 때문에, 플랫폼에서의 주변 퇴적작용은 과거 해수면이 낮았을 때 이루어진 것이라 추정된다. 즉, 현재 수심 160~200 m 사이에 위치하는 플랫폼이 천해 해양작용에 의해 파식된 것이라 한다면, 플랫폼이 파식될 당시에는 해수면이 현재 보다 상대적으로 100~150 m 이상 낮았을 것이라고 분수 있다. 그리고 이렇게 상대적 해수면이 하강되었던 이유는 빙하기의 범세계적 해수면의 하강이나 화산체의 형성 후 지각평형작용 (isostasy)에 의해 구조적으로 침강되

있을 가능성을 제안할 수 있다.

독도와 독도해저산의 사면 지역에서는 주로 탄성파상 IF와 국지적으로 탄성파상 IIIB가 분포한다 (Table 6-16; Fig. 6-39). 사면의 상부 (수심 <math><1,500\text{ m}</math>)는 기복이 비교적 적고 측선을 따라 경사가 $7\sim 8^\circ$ 로 급경사의 특성을 보인다. 반면에 수심 1,500~2,100 m 사이의 하부사면은 최대 180 m 높이의 불규칙한 화산돌출지형들이 쌍곡선 반사파나 침예한 표면반사파로서 나타나며, 이들 화산지형 사이에는 해저협곡이 발달되어 있다. 이들 화산돌출지형들은 급경사의 특성 때문에 퇴적물이 집적되지 않고 그냥 통과되어 거의 암반으로 노출되어 있지만, 사면의 말단부에서는 점차 경사가 완만해지면서 퇴적물에 의해 피복되어 있는 경우가 많다. 화산체 정상부에서 공급되는 퇴적물은 사면에 돌출지형들이 많기 때문에 주로 해저협곡이나 계곡을 따라 이동되었을 것으로 보인다. 이들 퇴적물 통로에는 사면의 중상부에서부터 암설류나 저탁류 같은 퇴적물 중력류들이 빈번하게 발생했을 것으로 해석되며, 실제 해저계곡의 말단에는 암설류 퇴적체가 관찰된다 (Fig. 6-39). 한편, 이러한 퇴적물 통로 외에 암석낙하가 사면 일부에서 빈번히 일어났던 것으로 보인다. 즉, 독도화산체 사면에 부분적으로 관찰되는 탄성파상 IIIB가 이를 반영한다 (Fig. 6-39). 탄성파상 IIIB로 나타나는 암석낙하에 의한 돌더미는 일종의 테일러스 (talus)로서, 플랫폼이나 상부사면을 이루고 있는 화산암들의 일부가 풍화되어 붕괴되면서 경사면을 따라 굴러 떨어지다가 사면의 안정된 부분에 집중적으로 모이게 된 것이다.

독도화산체의 남쪽 사면말단에는 탄성파상 IIC로 대표되는 대규모의 암설류 퇴적체 (debrite)가 우세하게 관찰된다. 여기서 암설류 퇴적체는 여러 개의 퇴적단위로 구분되며, 단일 퇴적체의 두께가 남쪽으로 갈수록 더 두꺼워지는 경향이 있다. 따라서 암설류의 근원지는 독도화산체가 아닌 남동쪽의 오키뱅크로 추정된다. 중첩되어 쌓여 있는 암설류 퇴적체의 사이에는 탄성파상 IIA로 분류되는 반원양성 퇴적물이 우세한 퇴적층이 10~20 m 두께로 협재되어 있는데, 이는 암설류 퇴적체의 집적이 연속적이지 않고 상당기간의 휴지기가 있음을 반영한다.

울릉분지 평원과 해저수로 발달 지역에서는 탄성파상 IIA가 우세하게 분포한다 (Table 6-16; Fig. 6-39). 이러한 탄성파상은 간헐적인 저탁류 퇴적물을 포함하는 반원양성 (hemipelagic) 퇴적물이 집적되어 있음을 지시한다. 이러한 결과는 이미 기존의 연구에 의해서도 확인된 바 있다 (한국해양연구소, 1997; 한상준 등, 1997b). 또한 해저수로를 통한 퇴적물 운반활동도 그다지 왕성하지 않았으며, 수로 내 퇴적물의 집

적광도 수로 주변지역에 비해 크지 않은 것으로 추정된다.

나. 한국대지

수심 1,500 m 이하의 한국대지는 급경사의 단애, 소규모 해저릉, 해저산, 저지대 및 해저수로 등이 불규칙하게 분포하고 있는 기복이 매우 심한 지형특성을 보인다. 일부 돌출지형을 제외하면 한국대지의 대부분의 퇴적층은 반원양성 퇴적과 간헐적 지탁류 퇴적을 지시하는 탄성과상 IIA를 보인다 (Fig. 6-40). 남쪽의 한국대지 사면 인근에서는 침식과 함몰흔적이 급경사의 지역에서 자주 관찰되며, 일부 저지대에는 탄성과상 IIC를 보이는 소규모의 렌즈형 암설류 퇴적체가 관찰되기도 하고, 연장성이 다소 불량한 해저수로가 발달하기도 한다 (Fig. 6-40). 그러나 한국대지 북부로 갈수록 이러한 흔적은 적어져서 비교적 안정된 해저퇴적환경이 유지됨을 알 수 있다.

수심 1,500~2,600 m, 경사 8° 이하의 한국대지 사면은 전반적으로 동북동-서남서 방향으로 나타나며, 울릉도 화산체와는 깊은 해곡에 의해 분리되어 있다. 이곳에는 다양한 규모의 V자형 해저협곡이나 해저계곡이 형성되어 있으며, 탄성과상 IF로 나타나는 불규칙한 돌출지형들이 특징적으로 발달되어 있다 (Fig. 6-40). 경사 $7\sim 8^{\circ}$ 의 한국대지 사면과 0.1° 이하의 울릉분지간 통로 (Ulleung Interplain Gap) 지역의 경계는 비교적 뚜렷하게 나타나는데, 이는 한국대지로부터 울릉 분지간 통로 지역으로의 퇴적물 공급이 매우 제한되어 있음을 지시한다. 즉, 한국대지로부터의 퇴적물 공급량이 많았다면 한국대지 사면이 하부로 갈수록 점차 완경사로 되다가 울릉해저수로 지역으로 점진적으로 전이하게 될 것이다. 이렇게 한국대지에서 울릉분지로의 퇴적물 공급이 매우 제한되어 있는 이유는 심해에 위치한 한국대지 자체에서의 퇴적물 생산량이 적으며, 또한 한국대지 사면에 불규칙한 화산돌출지형이 아직 그대로 노출되어 있어서, 그나마 한국대지로부터 공급되는 퇴적물마저 이들 지형들 사이의 저지대에 갇히게 (trap) 되어 더 이상 울릉분지간 통로로 이동되지 못하는 것으로 보인다.

울릉분지 북동부를 이루고 있는 울릉분지간 통로는 울릉분지와 일본분지를 연결하는 심해수로로서, 북동쪽으로 매우 완만하게 경사져 있는, 수심 2,000~2,600 m의 비교적 평탄한 부분이다 (Fig. 6-36). 이 지역에는 SeaBeam 탐사에 의해 보고된 바와 같이 (한국해양연구소, 1996, 1997; Fig. 6-37), 여러 개의 다양한 규모 (폭 수백~수천 m, 깊이 10~30 m)의 해저수로와 울릉해저산 주위의 모트 (moat)가 해저면 침식으로 형성되어 있으며, 일부 해저수로의 바닥은 퇴적물로 충전되어 있다. 울릉분지간 통로

에서는 대부분 반원양성 퇴적물과 간헐적인 저탁류 퇴적물이 교호함을 지시하는 탄성과상 IIA가 특징적으로 관찰되며 (Fig. 6-40), 해저는 침식에 의한 것으로 보이는 다양한 규모의 기복이 나타난다. 그러나 이들 해저수로와 모트는 북쪽으로 해저 수심이 깊어지면서 더 이상 관찰되지 않고, 대신 불규칙한 표면의 암설류 퇴적체가 분지간 통로의 북쪽에 형성되어 있다 (Fig. 6-40).

울릉해저산은 수심 850~2,200 m 사이에 분포하는데, 주로 쌍곡선 반사파로 이루어진 탄성과상 IF를 특징적으로 보인다. 특히 해저산의 말단부에는 비교적 일정한 높이 (10~25 m)의 쌍곡선 반사파가 규칙적으로 중첩되어 나타나는 탄성과상 IIIA가 관찰된다. 이러한 쌍곡선 반사파는 사면사태에 의한 슬럼프나 슬라이드, 암설류 퇴적층의 표면기복을 반영하는 것이다.

울릉해저산과 울릉도화산체 사이의 분지평원에서는 탄성과상 IIA를 보이는 반원양성 퇴적층이 우세하게 관찰되며, 침식에 의한 해저수로가 부분적으로 나타날 뿐, 대부분 평탄한 해저지형을 보인다. 울릉도화산체의 사면은 표면이 비교적 매끈한 퇴적물 피복이 적은 급경사의 암반으로 되어 있으며, 사면말단에는 이러한 사면을 통과하여 집적된 슬럼프, 슬라이드 및 암설류에 의한 질량류 퇴적체가 관찰된다.

7. 결 론

본 연구에서 분석된 고해상 탄성과 특성 (echo character)은 해저표층 (bottom)과 그 하부의 저층 (subbottom)에서 오는 반사파들의 명확성 (clarity) 또는 반사강도, 측면연속성, 형태, 그리고 해저지형 등을 기준으로 하여 특성이 서로 다른 6개의 탄성과상 (echo facies)으로 분류된다. 탄성과상 IA는 주로 천해의 해양작용에 의해 쌓인 사질 또는 역질의 조립 퇴적물을 반영하는데, 주로 독도 및 독도해저산 정상부에 분포한다. 탄성과상 IF는 퇴적물 피복이 적은 평탄 또는 불규칙한 화산암반 지역을 대표하는 것으로서, 한국대지, 독도 및 독도해저산, 울릉도 및 울릉해저산의 사면 지역에서 특징적으로 관찰된다. 탄성과상 IIA는 울릉분지의 평원과 사면의 말단에서 기록되는데, 간헐적인 저탁류 퇴적체를 협재하는 반원양성 퇴적층에서 특징적으로 관찰된다. 탄성과상 IIC는 암설류 퇴적체를 반영하는 탄성과적으로 투명한 음파특성으로서, 독도 및 독도해저산 사면 말단부, 오끼뱅크 사면 등에서 관찰된다. 탄성과상 IIIA는 슬럼프, 슬라이드 및 암설류 퇴적체의 표면 기복을 반영하는 음파특성으로서, 한국대지의 사

면과 울릉해저산 사면 말단에서 특징적으로 분포한다. 탄성파상 IIIB는 암석낙하에 의한 해저 테일러스 (talus)를 나타내며 독도 및 독도해저산의 하부사면에 국지적으로 분포한다.

이러한 탄성파상의 분포로부터 후기 플라이스토세 이후 본 연구지역에 작용하였던 퇴적작용을 유추해볼 수 있다. 독도화산체는 상대적 해수면이 낮았던 시기에 해수면 가까이에서 해파나 해류 등의 친해 해양작용에 의해 침식되어 정상부가 평탄하게 되었으며, 이로부터 생성된 퇴적물은 주로 화산체 사면에 발달된 해저협곡이나 계곡을 따라 암설류의 형태로 사면의 말단부와 울릉분지 평원으로 이동되었다. 그리고 일부 화산암반은 붕괴되면서 사면의 안정부에 테일러스로서 집적되었다. 그러나 전체적으로는 독도 자체에서 발생하는 퇴적물의 양이 적고 독도가 비교적 최근에 형성되었기 때문에 대부분의 독도화산체의 사면은 퇴적물 피복이 매우 적은 것으로 보인다. 한편 오끼뱅크로부터는 대규모의 암설류에 의해 빈번하게 퇴적물이 공급되어 독도화산체의 남쪽에 두꺼운 암설류 퇴적체가 집적되어 있다.

한국대지 지역은 불규칙한 지형을 보이는데, 일부 급경사의 지역을 제외하고는 비교적 안정된 상태에서 반원양성 퇴적물과 간헐적인 저탁류 퇴적물이 교호하면서 집적된 것으로 해석된다. 한국대지의 사면도 한국대지로부터의 퇴적물 공급이 많지 않기 때문에 불규칙한 해저지형이 퇴적물로 두껍게 피복되지 않고 그대로 노출되어 있으며, 다만 사면 말단에 암석낙하에 의한 해저 테일러스와 슬럼프, 슬라이드, 암설류 등의 질량류 퇴적체가 부분적으로 집적되어 있다. 한국대지와 독도화산체 사이의 울릉분지간 통로 지역에는 다수의 해저수로와 모트가 수심 2,500 m 이하의 해저에 발달되어 있으나, 이를 통한 대규모의 퇴적물의 운반 증거는 관찰되지 않는다.

제 12 절 동해 울릉분지 주변의 테프라층서

대표저자: 한상준 (한국해양연구소, 해양지질연구단)

천종화, 정대교 (강원대학교, 지질학과)

1. 서론

“테프라 (tephra)”는 화산활동에 의해서 공급된 화산기원 퇴적물 (volcanic fragments)로서 입자크기, 구성광물, 형태, 기원 및 퇴적기작등에 관계없이 사용되는 통칭이다 (Fisher, 1961; Schmid, 1981). 현생화산의 연구에 의해서 테프라의 입도에 따른 분류 (Fisher, 1965), 퇴적기작 (Carey and Sparks, 1986; Sparks et al., 1980) 및 분출화산의 폭발력에 의한 분류 (Walker, 1973; Cas and Wright, 1987) 등이 정립되었다. 육상화산의 폭발적인 분출은 거의 동시간적으로 수백~수천 km의 넓은 지역에 화성쇄설성 테프라 (pyroclastic tephra)를 이동·퇴적시킨다. 이 화성쇄설성 테프라층은 생층서 (biostratigraphy), 자기층서 (magnetostratigraphy), 그리고 산소동위원소층서 (oxygen isotope stratigraphy)와 더불어 시간층서대비에 이용된다.

초창기에 테프라연대학 (tephrochronology)은 화산분출시기와 연장성등을 기초로 한 연대학의 분야로 발전하기 시작하였다 (Thorarinsson, 1974). Westgate와 Fulton (1975)은 테프라연대학이 절대연령을 기초로 연대학적 문제를 해결하는 분야로 정의하였고, 테프라층서학 (tephrostratigraphy)은 테프라층의 상대적인 연령과 관련된 퇴적환경을 해석하는 분야로 세분하였다. 이후 테프라층서학은 해저에서 채취된 코아들간의 시간층서대비에 이용함으로써 급속히 발전하였다 (Sigurdsson and Carey, 1981). 실제적으로 북태평양, 적도태평양, 지중해, 카리비언해, 북대서양과 동해의 해역에서 테프라층서학이 적용되고 있다. 또한 테프라연대학은 방사성연대측정법 (radiometric dating)인 K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr, U-Pb과 fission-track 측정법의 눈부신 발전과 thermoluminescence 측정법의 등장으로 테프라층의 직접적인 연대측정이 가능해졌다. 그러나 아직도 50,000년 보다 젊은 연령의 테프라층은 주변 퇴적물에 함유된 시료의

탄소연대측정 (AMS ^{14}C)을 이용한 간접적인 연대 측정이 사용한다.

동해에서 시추한 ODP Leg 128의 798 site (코아 길이 517cm; $37^{\circ} 02.3' \text{ N}$, $134^{\circ} 48.0' \text{ E}$)와 799 site (코아 길이 1,084cm; $39^{\circ} 13.2' \text{ N}$, $133^{\circ} 52.0' \text{ E}$)의 코아들에서는 중기 마이오세이후부터 총 256 매의 테프라층들이 해저퇴적물에 협재한다 (Poucllet and Scott, 1992). 최근에 한국해양연구소에서 수행중인 “동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구”와 기 수행한 “한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구” 사업에서 채취한 코아들은 울릉분지의 자세한 테프라층의 연구를 가능하게 하였다 (한상준 등, 1995, 1996, 1997). 이전에는 울릉도 화산분출 기원의 테프라층이 포노라이트질 알칼리 마그마 성분인 울릉 오끼 화산재 (Ulleung-Oki ash)층만이 보고되었다 (Machida and Arai, 1983; Furuta et al., 1986). 최근에 와서 울릉도와 울릉분지 해저 퇴적물에 협재된 테프라층의 분석에 의해서 후기 플라이스토세 동안에 나리 칼데라로부터 3회에 (울릉-I, 울릉-II, 울릉-III 테프라) 걸쳐 폭발적인 분출에 의한 화성쇄설성 퇴적물 공급이 확인되었다 (허식 등, 1997; Chun et al., 1997a, b). 이중에서 울릉 II 테프라는 울릉-오끼 화산재와 동일한 화성쇄설물로 확인되었으며 (Chun et al., 1997a), 분출시기가 상하부 퇴적물들에 포함된 유기물의 탄소동위원소측정으로 약 9,300년 전으로 추정되었다 (Machida and Arai, 1992). 일본 큐슈의 아이라 칼데라의 화산분출로 공급된 유문암질 반알칼리 마그마 성분의 AT 화산재의 분출시기는 상하부 퇴적물들의 탄소동위원소측정에 의해서 약 22,000년 전에 화산 분출한 것으로 보고하였다 (Kigoshi et al., 1972; Furuta et al., 1986; Machida and Arai, 1992). 최근에 AT 화산재층 상하부에 협재하는 탄질층의 탄소동위원소측정 (AMS ^{14}C)을 통해서 화산분출시기가 24,300년 전임을 제안하였다 (Oba et al., 1995). 일본 큐슈에 위치하는 키카이 (Kikai) 칼데라로부터 공급된 K-Ah 화산재의 분출시기는 상하부 퇴적물들의 탄소동위원소측정에 의해서 약 6,300년 전으로 추정하였다 (Walker et al., 1984). 유문암질 반알칼리 마그마 성분의 K-Ah 화산재는 키카이 칼데라로부터 북동방향으로 $2 \times 10^6 \text{ km}^2$ 의 넓은 분포범위를 갖지만 (Machida and Arai, 1992), 울릉분지평면에서는 현재까지 뚜렷한 층을 형성하지 않는 것으로 보고되었다 (Chun et al., 1997a). 그리고 일본 아소 칼데라에서 공급된 유문암질 알칼리 마그마 성분의 아소-4 화산재는 분출시기가 약 88,000년 전으로 보고되었다 (Machida and Arai, 1992). 아소-4 화산재는 주로 아소 칼데라의 북동방향으로 이동하였으며 $4 \times 10^6 \text{ km}^2$ 분포범위를 갖는다 (Machida and Arai, 1992). 그리고 북위 42° N 에 위치하는 백두산 천지 칼데라로부터

분출한 B-Tm 화산재는 일본 북부 혼슈지방에서는 확인되었으나 (Machida and Arai, 1992) 울릉분지평원은 위도에 따른 편서풍 지대에서 벗어나 현재까지 존재가 확인되지 않았다 (Chun *et al.*, 1997a). 유문암질 알칼리 마그마 성분의 B-Tm 화산재의 분출시기는 퇴적물의 탄소동위원소 연대 측정 결과 동해 퇴적물 중에서 발견된 화산재 층 중에서 가장 최근인 약 1,000년 전으로 확인되었다 (Machida and Arai, 1992).

이번 연구는 동해 울릉분지 서측사면에서 채취된 코아들에 협재된 테프라층의 분포 및 특성 등을 규명하고자 한다. 울릉분지 남측사면에서는 선플라이스토세 (pre Pleistocene) 동안에 빈번한 저탁류의 유입이 확인되었으나, 울릉분지 서측사면의 퇴적환경은 자세히 밝혀진 것이 없으므로 울릉분지 서측사면에서 채취한 코아내에 협재된 재동되거나 해류 등에 의해서 이차적으로 영향을 받은 테프라를 구분하고자 한다. 이차적인 영향을 받은 테프라들은 구성광물, 퇴적구조, 그리고 입도조직등에서 화성쇄설성 테프라와 뚜렷한 차이를 보일 것이다. 그리고 울릉분지에서 처음으로 보고된 한국대지에 위치하는 해저화산 분출기원의 테프라의 특성을 다양한 조사방법에 의해서 분류코자 한다.

2. 분석방법

동해 울릉분지에서 채취된 코아들은 다수의 테프라층들이 협재한다. 이 테프라층들은 퇴적물 슬랩과 연 X-선 사진에서 입도와 색상 차이에 의해서 뚜렷이 구별된다. 각 테프라층의 색상, 입도, 층후 등은 퇴적물 슬랩에서 관찰하였고, 테프라층의 내부퇴적구조와 상하부의 접촉관계등은 연 X-선 사진에서 기술하였다. 각 테프라층들의 광물조성과 지화학적 분석을 위한 시료는 4 ϕ (0.063 mm)체로 니질퇴적물을 제거한 후에 초음파 진동기를 이용하여 세척 및 분산시켰다. 박편제작은 래진 (CALDOFIX)을 사용하여 시료를 슬라이드글라스에 고정시킨 후에 70 °C에서 1시간 30분간 가열하여 굳혔다. 테프라층에 포함된 광물들의 조성, 크기, 구형도, 원마도 등은 실체 및 편광현미경에서 관찰하였고, 정량적인 계산은 현미경에 직접 연결된 영상처리기 (image process)를 사용하였다. 테프라의 주요원소함량은 실체현미경하에서 유리질 파편 (bubble-wall shard 또는 pumice shard; Fisher, 1965)안을 선택하여 분석하였다. 이때 연마편은 1 μ m diamond phaste까지 가공하였고, 기초과학연구소가 보유한 EPMA

(CAMECA SX-51)장비를 사용하여 분석하였다. 주요원소는 Al, Si, Na, Mg, K, Ca, Ti, Mn, Fe* 등을 측정하였다. 분석조건은 15 keV 전압, 12 nA 전류 조건하에서 15 μm 의 beam diameter를 분석하였다. 그리고 각각의 원소 측정시간은 10 sec counting time을 주었으며 실험오차를 줄이기 위하여, 각 테프라층에서 10개 이상의 유리질 파편 (glass shards)들을 선택하여 관측하였다. 각 테프라층의 기공 (vesicle)들의 형태 및 크기 등의 측정은 EPMA에 부착된 Backscattered Image 촬영장치를 사용하였다.

3. 동해 울릉분지 서측사면에서의 테프라층 분포

동해 울릉분지는 삼면이 대륙사면에 의해서 둘러싸여 있으며, 북쪽에 위치하는 한국대지와 독도사이에 위치하는 울릉 분지간 통로에 의해서 일본분지와 연결된다. 울릉분지의 남측사면은 완만한 경사를 가지며, 천부지구물리탐사 (3.5 kHz subbottom profile)에 의하면 두꺼운 암설류 (debris flow)와 저탁류 (turbidity flow)의 발달이 관찰되었다 (한 등, 1996). 울릉분지의 동측과 서측사면은 남측사면에 비하여 경사가 더욱 가파르며, 다수의 사대 및 함몰흔적 (slide and slump scar)들이 발달한다. 울릉분지의 서측은 육지와 평행한 남북방향의 좁은 대륙붕과 급격한 경사를 갖는 대륙사면이 위치한다. 대륙붕은 육지로부터의 큰 규모 하천이 유입이 없으며, 해안을 따라시 모래해변 (beach)이 길게 형성되어 있다. 울릉분지의 서측 대륙붕과 대륙사면에서 5점의 코아들을 피스톤 코아러를 이용하여 채취하였다. 후포뱅크 근처의 대륙붕에서 채취된 3 점의 코아에서는 MB98PC-4에서만 부석질 라필리로 구성된 1 개의 테프라층을 확인하였다. 이외의 MB98PC-3와 MB98PC-5 코아들에서는 뚜렷한 테프라층의 협재가 관찰되지 않는다. 이에 반해 울릉분지 서측 대륙사면과 인접한 분지평원에서 채취한 MB98PC-6와 MB98PC-7 코아들에서는 울릉도 화산분출기원, 일본 화산분출기원, 그리고 한국대지에 위치하는 해저화산 분출기원의 테프라층이 각각 협재한다.

가. 코아들에 협재된 테프라층의 특성

MB98PC-4 코아는 수심 199 m의 대륙붕에 위치하고, 표층으로부터 706~707 cm 구간과 718~723 cm 구간에 부석질 라필리들로 구성된 테프라층이 협재한다 (Fig.

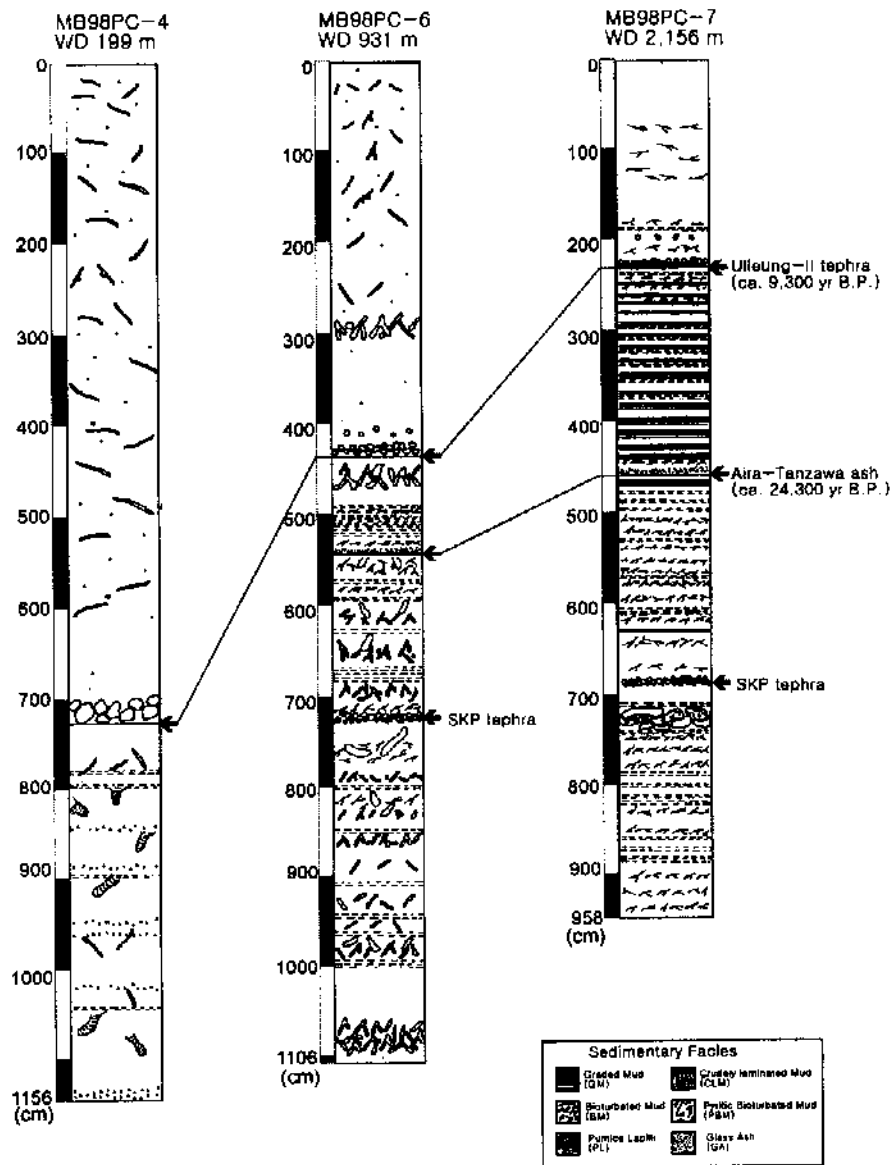


Fig. 6-80. Tephrostratigraphy in the western continental slope of the Ulleung Basin.

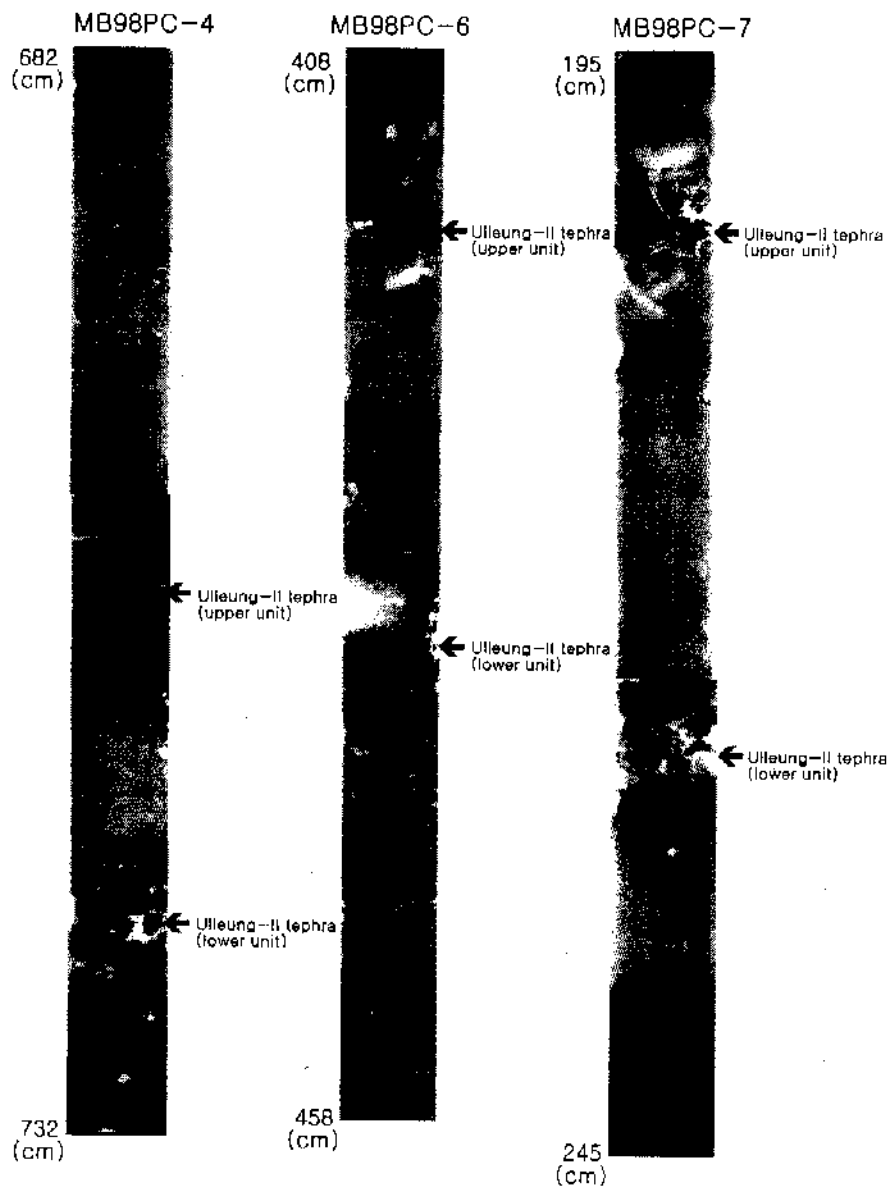


Fig. 6 81. X-radiographs showing textural characteristics of the Ulleung-II tephra.

6-80). 이 테프라층의 부석질 라필리는 최대입도가 27 mm 이지만, 이외에 암편 또는 광물들이 협재하지 않는다 (Fig. 6-81). 706~707 cm 구간의 부석질 라필리들은 산재되어 있으나, 718~723 cm 구간의 부석질 라필리들은 층을 형성한다. 이 테프라층의 상하부에 놓이는 생물교란된 니 퇴적상은 생흔구조 (ichnofabric; Pemberton et al., 1992)의 다양성 (diversity)과 풍부성 (abundance)에서 급격한 차이를 보인다. 표층에서 706cm 구간까지의 생물교란된 니질 퇴적상은 퇴적물이 채워지지 않고, 직경 2~3 mm의 *Thalassinoides* 생흔구조 (Diaz et al., 1994)가 발달한다 (Fig. 6-81). 그러나 테프라층 하부인 723 cm 이하의 생물교란된 니질 퇴적상은 퇴적물 충전구조가 발달하고, 직경 1 cm 내외의 *Planolites* (Ekdale, 1977) 생흔구조와 *Thalassinoides* 생흔구조들이 혼재되어 나타난다 (Fig. 6-81). MB98PC-6 코아는 수심 931 m의 중부대륙사면에 위치하는데, 표층으로부터 411~417 cm 구간과 424.5~442 cm 구간에 부석질 라필리로 구성된 테프라층이 협재한다 (Fig. 6-80). 이 테프라층의 부석질 라필리는 최대입도가 12mm이고, 암편과 광물들이 협재되지 않는다 (Fig. 6-81). MB98PC 6 코아에서는 두 구간의 부석질 라필리들이 모두 산재되어 나타난다. 그리고 울릉분지평원의 최서측에서 위치하는 MB98PC-7 코아는 수심 2,156 m에서 획득하였으며, 표층으로부터 195~204 cm 구간과 225~229.5 cm 구간에 부석질 라필리로 구성된 테프라층이 협재한다 (Fig. 6-80). 225~229.5 cm 구간의 부석질 라필리들은 층을 형성하고, 상하부 퇴적상과의 경계면이 다소 뚜렷하다. 이들 코아에서도 테프라층을 경계로 하여 생물교란된 니 퇴적상의 생흔구조의 뚜렷한 차이를 보인다. MB98PC-6 코아는 테프라층 하부의 442 cm 이하의 생물교란된 니 퇴적상이 직경 1~2 mm의 가지상인 *Chondrites* (Bromley and Ekdale, 1984) 생흔구조가 조밀하게 분포한다 (Fig. 6-81). MB98PC-7 코아에서도 테프라층 하부의 229.5 cm 이하의 생물교란된 니 퇴적상이 직경 1 mm 미만의 구형의 황철석 (framboidal pyrite)으로 치환된 망상의 *Chondrites* 생흔구조 (Pemberton et al., 1992)가 발달한다 (Fig. 6-81).

울릉분지 서측 대륙붕과 대륙사면과 분지평원등에서 채취한 코아들은 층서적으로 가장 상부에 협재하는 테프라층이 모두 부석질 라필리로 구성되며, 두 층단위 (unit)로 뚜렷이 구분된다. 이 테프라층의 하부 층단위 (lower unit)는 대부분 층 (layer)을 형성하는 반면에, 상부 층단위는 산재되어 있다. 울릉분지에서 선행된 연구 (Chun et al., 1997a,b; 천종화 외, 1998)에 의하면, 이 테프라층은 울릉도 화산분출 기원의 울릉-II 테프라층 (약 9,300년 전)과 일치된다. 울릉-II 테프라층을 경계로 상하부 생물교

단된 니질 퇴적상의 생흔구조가 급격한 변화가 나타나는데, 울릉분지평원에서도 급격한 생흔구조의 변화가 나타났다. 울릉 II 테프라층의 상부에 덮이는 생물교란된 니질 퇴적상은 주로 *Thalassinoides* 생흔구조가 우세하며, 표층에서부터 큰 변화없이 연장된다. 울릉-II 테프라층의 하부에 놓이는 생물교란된 니질 퇴적상은 뚜렷한 종구분층 (historical layer; Sarvda et al., 1991)이 특징이며, 수심에 따른 생흔구조 변화가 나타난다. 대륙붕에 위치하는 MB98PC-4 코아는 울릉-II 테프라층 하부의 생흔구조가 나양성과 풍부성 모두 증가하였다. 이에 반해서 MB98PC-6과 MB98PC-7 코아에서는 울릉-II 테프라층 하부의 생흔구조는 *Chondrites* 생흔구조만이 조밀하게 나타난다. 그리고 분지평원에 위치하는 MB98PC 7 코아는 울릉-II 테프라층 하부의 생흔구조가 구형의 황철석으로 치환된 *Chondrites*로 변하는데, 울릉분지평원에서 채취한 대부분의 코아들은 이와 일치하는 양상을 갖는다.

MB98PC-6 코아의 표층으로부터 550cm 구간에서는 유리질 파편 (glass shards)으로 구성된 테프라가 관찰된다 (Fig. 6-80). 이 테프라는 슬랩과 X-선 사진에서 색상, 입도등에 의해서 구별되지 않으며, 생물교란된 니 퇴적상내에 산재되어 있다 (Fig. 6-82). 점토질 퇴적물들을 4 ϕ 체로 제거시킨 후에 실체현미경 관찰한 결과, 4 ϕ 보다 조립질의 구성성분중에서 약 90% 이상이 판형 (platy; Furuta et al., 1986)의 유리질 파편으로 구성되어 있다 (Fig. 6-83A). 그리고 이 테프라의 상부에는 두꺼운 층후의 희미한 층리 니질 퇴적상이 덮인다. MB98PC-7 코아의 표층으로부터 465.5~468 cm 구간에서는 유리질 파편으로 구성된 테프라층이 뚜렷하게 협재한다. 이 테프라층의 하부경계면은 뚜렷하고, 상부의 구형의 황철석으로 치환된 (pyritic) 생물교란된 니 퇴적상과 다소 전이적인 경계면이 발달한다. 이 테프라층은 전체 구성성분의 약 90% 이상이 판형의 유리질 파편으로 구성되어 있다 (Fig. 6-83B). 이 테프라층 직상하부의 구형의 황철석으로 치환된 생물교란된 니질 퇴적상이 발달한다. 그리고 표층으로부터 450 cm 구간에서는 하부 침식경계면을 갖는 점이층리 니 퇴적상과 균질 니 퇴적상의 교호퇴적상 또는 희미한 층리 니 퇴적상을 수반하는 교호퇴적상이 두껍게 발달한다.

이 테프라층은 조성성분 중 약 90% 이상이 판형의 유리질 파편으로, 층서적으로 상부에 두꺼운 희미한 층리 니 퇴적상이 덮이거나 또는 아주 두꺼운 점이층리 니질 퇴적상과 균질 니질 퇴적상의 교호층이 발달한다. 울릉분지평원의 선행된 연구 (Furuta et al., 1986; Chun et al., 1997a)에서, 이 테프라층의 구성성분 및 층서적 위치는 일본 아이라 칼데라 화산분출기원의 AT 테프라층 (약 22,000년 전; Michida and

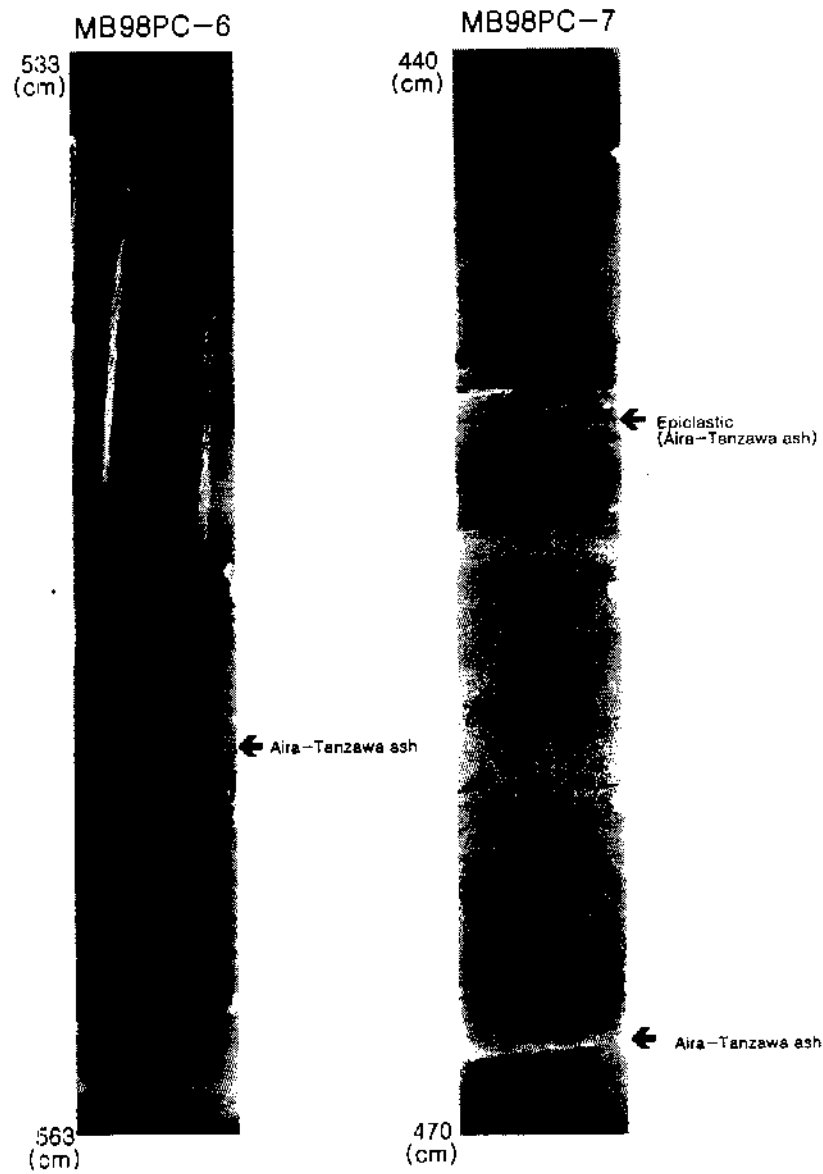


Fig. 6-82. X radiographs showing textural characteristics of the AT ash layer supplied from pyroclastic and epiclastic.

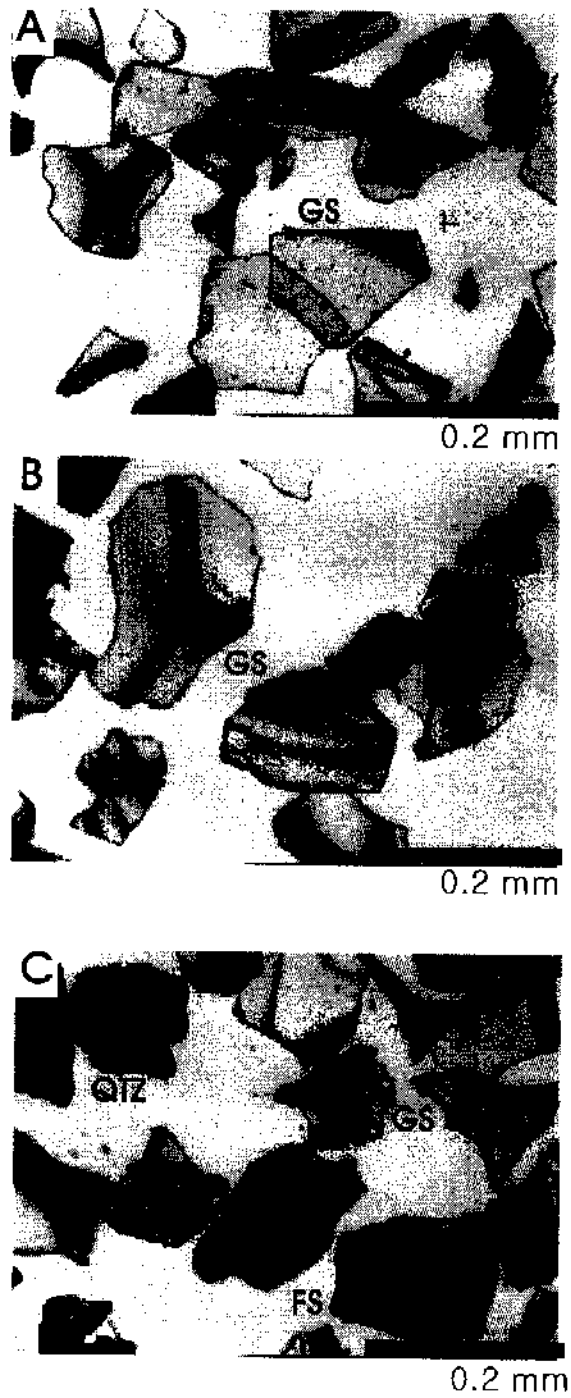


Fig. 6-83. Microphotographs of glass shards in the AT ash layer. (A) MB98PC-6 555 cm (B) MB98PC-7 466 cm (C) MB98PC-7 355 cm.

Arai, 1992 또는 약 24,300년 전; Oba et al., 1995)과 일치한다. 상부에 놓이는 회미한 층리 니질 퇴적상 또는 교호퇴적상은 급격한 해양환경 변화에 의해서 형성된 만원양성 퇴적물 (Oba et al., 1991) 또는 대륙사면으로부터의 저탁류의 유입 (Chough 1984; Chough et al., 1984; Bahk et al., 1997)에 의한 것으로 해석되었다. MB98PC-6 코아의 550cm 구간에 협재하는 AT 테프라는 이차적인 재동 (epiclastic; Cas and Wright, 1987)에 의한 것이기 보다는 침식작용과 저서생물의 교란작용 (Nayuda, 1964)에 의한 것으로 해석된다.

그리고 MB98PC 6 코아의 표층으로부터 727~731 cm 구간에는 부석질 라필리로만 구성된 테프라층이 협재한다. 이 테프라층 상하부에는 구형의 황철석으로 치환된 생물교란된 니질 퇴적상이 발달한다 (Fig. 6-84). 이 테프라층의 하부 경계면은 뚜렷한 반면에 상부 경계면은 다소 산재되어 있다. MB98PC-7 코아의 표층으로부터 688.5~694 cm 구간에서도 부석질 라필리로만 구성된 테프라층이 협재한다 (Fig. 6-84). 이 테프라층의 상하부에서도 구형의 황철석으로 치환된 생물교란된 니질 퇴적상이 발달한다.

북서부 울릉분지와 한국대지에서 획득된 코아들에서 층서적으로 AT 테프라층 하부에 위치하는 테프라층이 다수 확인 되었는데, 이 층은 부석질 라필리와 함께 다수의 스코리아 라필리들로 구성되어 있다 (Chun et al., 1998). 이 테프라층은 주요원소와 입도 그리고 공간적인 분포들에 의해서 한국대지에 위치하는 해저화산분출기원의 테프라들로 해석되었다 (Chun et al., 1998). 동해 서측사면에 위치하는 MB98PC-6과 MB98PC-7 코아들에서 AT 테프라층 하부에 협재된 이 테프라층은 층서적으로는 해저화산분출기원의 테프라층과 대비된다. 하지만 이 테프라층의 주요원소함량 및 기공의 미세구조등의 관찰이 진행되어야만 확실한 기원화산체를 밝힐 수 있을 것이다.

나. 테프라층에 의한 직접적인 고환경 해석

육상화산의 폭발적인 분출 (플리니안 또는 초플리니안)은 동시기적으로 광범위한 지역에 테프라들을 공급하는데, 특히 대기를 통해서 이동하는 낙하층 (fallout)은 기원화산체를 중심으로 동심원상으로 확산된다 (Cas and Wright, 1987). 이러한 동심원상의 분포 또는 규칙적인 테프라들의 분포에 영향을 주는 요소로는 편향풍, 해류, 생물교란작용등이 있다. 특히 재동에 의한 이차적인 이동은 층서 설정시에 큰 오류를 범할 수 있는 요인이다. 이차적인 영향을 받지 않고 대기를 통해 이동한 테프라들은 기

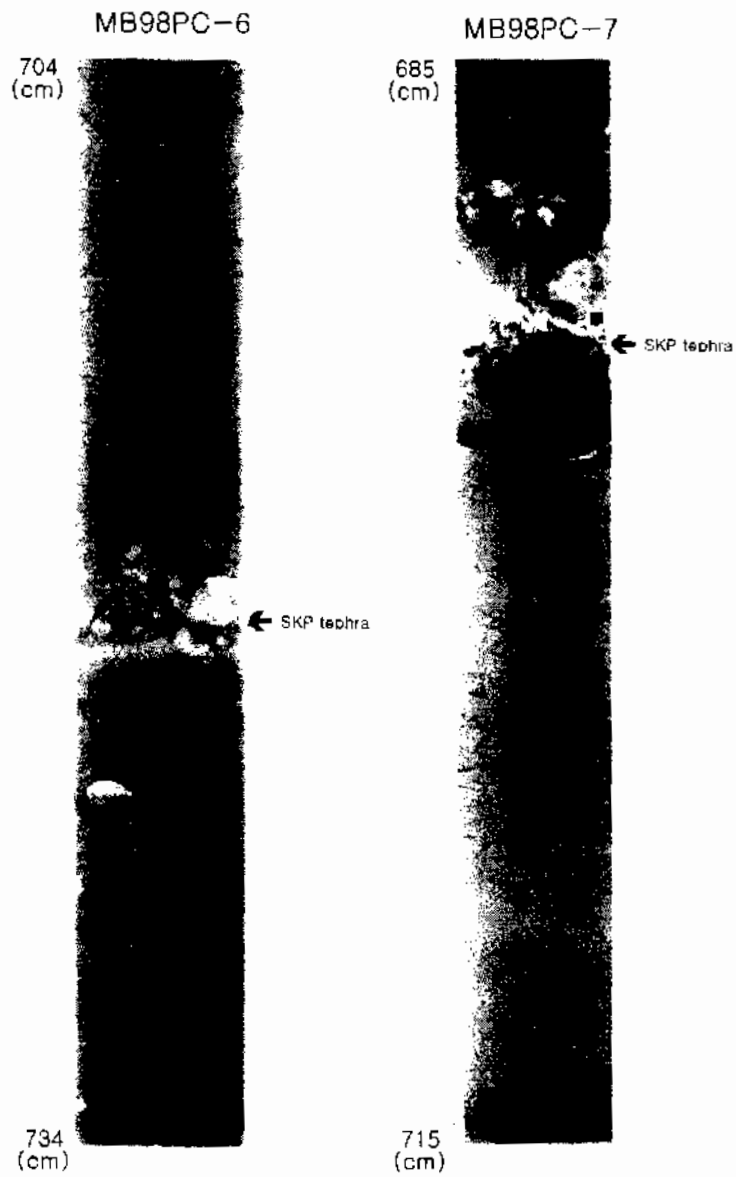


Fig. 6-84. X-radiographs showing textural characteristics of the SKP tephra derived from submarine volcano in the Korea Plateau.

원화산체로부터 거리가 멀어질수록 체계적으로 총후와 최대 입도크기가 감소하며, 상대적으로 밀도가 큰 암편 또는 광물들이 부석질 라필리 보다 더 짧은 거리를 이동한다 (Carey and Sparks, 1986). 테프라층의 편향적인 분포양상은 기상학적인 영향에 의해서 일어날 수 있다. 기상학적으로 대류권 (troposphere)과 성층권 (stratosphere)사이의 권계면 (tropopause)이 형성되어 있으며, 권계면에서는 편향풍이 위도에 따라서 방향과 세기가 상이하다. 육상화산의 폭발적인 분출은 분출기둥 (eruption column)을 권계면 (tropopause) 이상으로 밀어 올린다. 이때 분출기둥이 주변의 대기와 유사한 밀도를 가지게 되면, 상승속도가 급속히 감소하여 그 지역에 작용하는 편향풍의 영향을 받게 된다 (Cas and Wright, 1987). 그 예로써 1980년에 분출한 헬렌 화산의 경우는 분출기둥이 수십분만에 수직적으로 25 km까지 도달했으며, 수시간 만에 동쪽으로 약 100 km 정도 떨어진 지역까지 이동하였다 (Sarna-Wojcicki et al., 1981).

울릉도 화산분출 기원의 울릉-II 테프라의 경우도 편서풍의 영향으로 동쪽으로 550 km 떨어진 지역에서도 보고되었다 (Michida and Arai, 1983). 울릉분지와 한국대지에서 획득된 코아들에서는 거리가 멀어질수록 울릉-II 테프라의 총후와 입도가 감소하는 경향이 관찰되었다. 또한 부석질 라필리 보다 상대적으로 밀도가 큰 암편 및 광물들의 함량이 기원화산체와 거리가 멀어질수록 낮아졌다 (Chun et al., 1997a). 그러나 동해 울릉분지 서측 사면과 대륙붕 (MB98PC-4)에서 관찰된 울릉-II 테프라층은 울릉도와 떨어진 거리에 비해서 부석질 라필리의 최대입도가 상당히 커져있다 (Fig. 6-85). 울릉도로부터 27 km 떨어진 96EBP 7 코아 (Fig. 6-1)에서는 울릉-II 테프라의 하부층단위가 12 cm 총후에 최대입도가 10 mm이다 (Fig. 6-85). 그리고 165 km 떨어진 95PC-1 코아 (Fig. 6-1)에서는 부석질 라필리들로만 구성되어 있으며, 총후와 최대입도가 약 5 mm 정도이다 (Fig. 6-85). 이에 비해서 MB98PC-4 코아는 울릉도로부터 직선거리 약 136 km 정도 떨어져 있는데, 총후가 5 cm 이고, 최대입도가 27 mm에 달한다 (Fig. 6-85). MB98PC-4 코아는 울릉도와의 거리에 비해서 최대입도가 매우 크며 (Fig. 6-86), 부석질 라필리의 입도에 비해서 암편 및 광물이 거의 나타나지 않는다. 이것은 생물교란 또는 재동에 의한 영향 보다는, 울릉도 주변에서 해수 표층에 부유된 부석질 라필리가 해류의 영향에 의해서 이동 (drifting)한 것으로 의심된다. 동해 울릉분지의 해류 분포는 약 8,000년 전부터 북상하는 대마난류의 유입이 있었음이 밝혀졌고 (Koizumi, 1989; Oba et al., 1991), 그 이전의 해류 분포는 아직까지 밝혀지지 않았다.

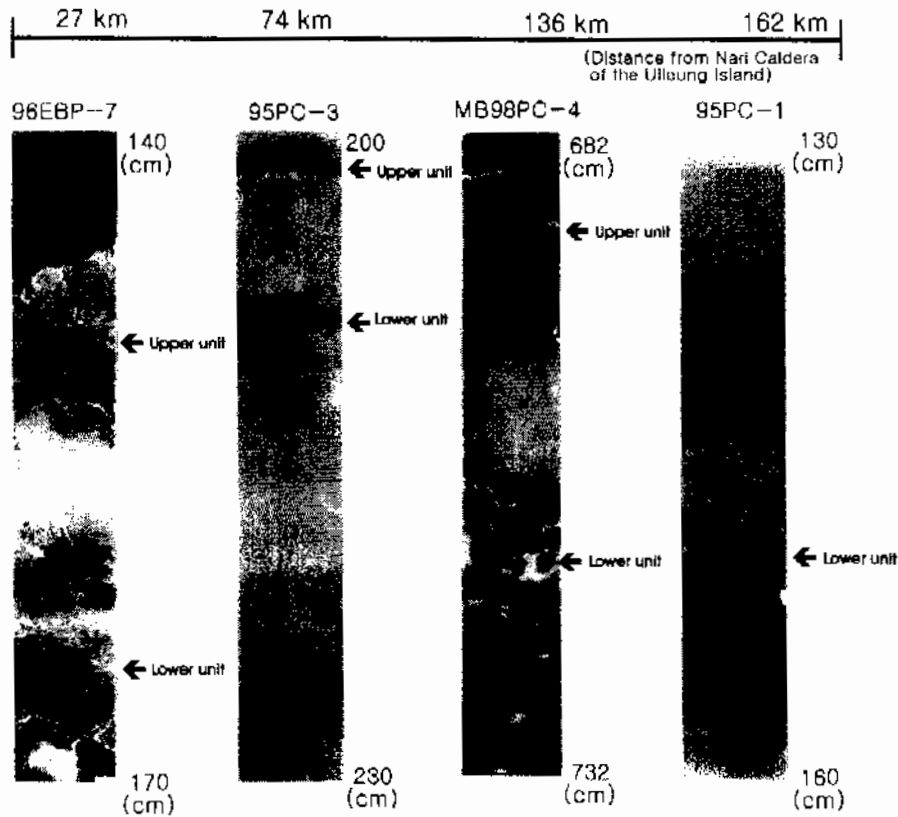


Fig. 6-85. Textural changes of the Ulleung-II tephra according to distance from Ulleung Island.

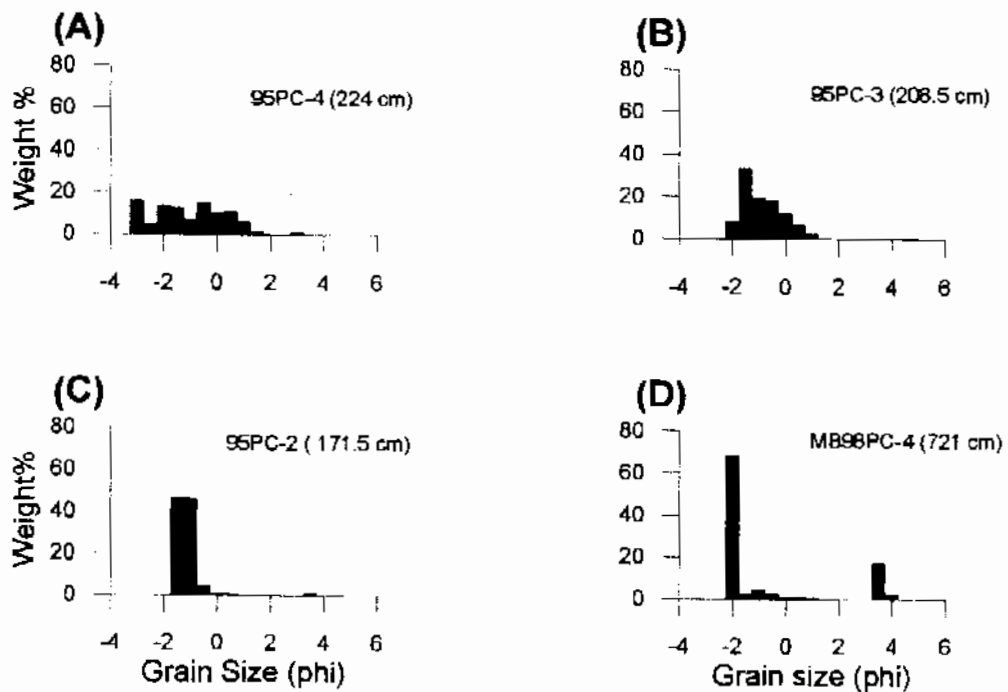


Fig. 6-86. Grain size distributions of the Ulleung-II tephra. (A) 95PC-4 (B) 95PC-3 (C) 95PC-2 (D) MB98PC-4.

울릉분지평원의 최서측에 위치하는 MB98PC-7 코아에 협재된 AT 테프라층은 생물교란된 니질 퇴적상과 뚜렷한 경계면이 발달한다. 이 테프라층 상부에 놓이는 점이층리 니질 퇴적상과 균질 니질 퇴적상의 교호층은 저탁류에 의한 퇴적상 (Bahk et al., 1997; Chough, 1984)과 일치한다. MB98PC-7 코아의 AT 테프라층 상부에 놓이는 점이층리 니질 퇴적상은 경사진 침식면을 가지며, 내부적으로 엽리들이 형성되어 있다 (Fig. 6-82). 이 점이층리 니 퇴적물을 4 ϕ 체로 걸러서 구성광물을 관찰한 결과, 대부분이 판형의 유리질 파편들로 구성되어 있으며, 일부 석영과 장석류들이 포함되어 있다 (Fig. 6-83C). 이에 반해서 울릉분지 남측 대륙사면 (Fig. 6-1)에서 획득된 코아들에서는 점이층리 니질 퇴적상의 대부분이 석영, 장석, 해록석과 유공충 (저서성 또는 부유성)들로 구성되어 있다 (Bahk et al., 1997). 이것은 저해수면시기에 저탁류가 울릉분지 전체에 동시기적으로 일어났지만, 서측 대륙사면에서는 천해기원의 조립질 퇴적물이 공급되지 않았음을 유추할 수 있다. 울릉분지 서측사면에서는 저탁류의 유입시에 천해역에 공급된 많은 양의 AT 테프라층이 재동되어 분지평원으로 공급된 것으로 추정된다. 울릉분지 서측 대륙사면에 위치하는 MB98PC-6 코아에서는 AT 테프라의 대부분이 침식되었는데, 이것은 AT 테프라층의 재동을 뒷받침하는 증거이다 (Fig. 6-82). 재동된 AT 테프라층은 화성쇄설성 테프라에 비해서 다양한 구성광물과 내부적으로 뚜렷한 엽리가 발달한다. 그리고 하부경계면이 뚜렷한 경사진 침식면이 발달하는 것등이 화성쇄설성 테프라층과의 분류될 수 있는 기준이다. 그러나 AT 테프라층의 경우에는 화성쇄설성과 재동된 테프라층과의 입도분포양상은 거의 유사하게 나타난다 (Fig. 6-87).

다. 울릉분지 서측 대륙사면의 테프라층서

동해는 울릉도와 백두산, 그리고 일본의 화산들로부터 공급된 수 개의 테프라층이 일부 보고된 바 있다 (Bahk and Chough, 1983; Machida and Arai, 1983; Furuta et al., 1986). 울릉분지에서 획득된 코아들의 테프라층서 연구에 의한 남측사면의 저탁류 유입 (Chun et al., 1997a) 및 북동부 울릉분지에 발달하는 해저수로 주변에서의 침식 양상 (Chun et al., 1998) 등은 최근에 이루어졌다. 그리고 새롭게 울릉도의 화산의 폭발적인 분출에 의한 3개의 테프라층이 육상 (허식 등 1997)과 해상 (Chun et al., 1997a,b)에서 확인되었다.

울릉분지평원의 홀로세 동안 (최근~울릉-II 테프라)의 퇴적률은 17.5~24.7 cm/kyr

(Chun et al., 1997a)이고 북동부의 해저수로 주변에서 획득된 코아들에서는 11.7~23.5 cm/kyr (Chun et al., 1998)로 95PC-4 코아에서 가장 높게 계산되었다. 이는 퇴적물의 탄소동위원소 연령에 의해서 구해진 울릉분지의 퇴적률인 11~30 cm/kyr의 범위와도 유사하다 (Park et al., 1995). 이번 연구에서 채취된 울릉분지 서측 대륙붕 (MB98PC-4)과 대륙사면 (MB98PC-6)에서는 각각 77.7 cm/kyr과 47.5 cm/kyr로 매우 높게 나타났다 (Fig. 6-80). 그리고 울릉분지평원에 위치하는 MB98PC-7 코아에서는 24.7 cm/kyr로 기존의 연구결과와 거의 유사하게 나타났다 (Fig. 6-80). 이들 코아들에서 홀로세 동안은 두꺼운 생물교란 니질 퇴적상이 발달하며, 짐이층리 니 또는 균질 니질 퇴적상들은 거의 나타나지 않는다. 홀로세 동안의 퇴적률이 아주 높게 산출된 MB98PC-4와 MB98PC-6 코아들에서는 생물교란된 니질 퇴적상내에 생물체가 집중된 층이 협재한다. 이들은 대부분이 직경 1 cm 내외의 저서성 유공충인 *Globocassidulina species*이며, 이외에 다수의 저서성 유공충과 부유성 유공충 그리고 조개파편과 복편들로 구성되어 있다 (Fig. 6-88). 이것은 울릉분지평원에서 홀로세 동안에 퇴적된 생물교란 니질 퇴적상에서는 관찰되지 않는다. 앞으로 이 생물체가 집중된 층의 자세한 연구에 의해서 울릉분지 서측 대륙붕과 사면에서의 퇴적환경을 밝힐 수 있을 것이다. 그리고 울릉-II 테프라층을 기준으로 상하부의 생물교란 니질 퇴적상의 생흔구조가 급변한다 (Fig. 6-81). 대륙붕에 위치하는 MB98PC-4 코아는 하부에 놓이는 생물교란 니질 퇴적상의 생흔구조가 다양성과 풍부성이 모두 증가한다. 이에 반해 대륙사면과 분지평원에 위치하는 MB98PC-6과 MB98PC-7 코아들은 생흔구조의 풍부성은 증가하지만 *Chondrites* 생흔구조만이 나타난다. 결국 수심이 증가하면서 점차적으로 저산소환경의 *Chondrites* 생흔구조 (Bromley and Ekdale, 1984)가 우세하게 된다.

저해수면시기를 포함하는 울릉-II 테프라~AT 테프라 (24,300년 전; Oba et al., 1995) 사이의 퇴적률은 울릉분지평원에서는 18.4~24.4 cm/kyr이다. 이것은 Machida and Arai (1992)에 의한 22,000년 전 분출에 의한 퇴적률 계산에 비해서 (21.8~28.7 cm/kyr) 다소 낮게 계산되었지만, 홀로세에 비해서는 다소 높게 나타난다. 그러나 울릉분지 서측 대륙사면과 울릉분지 평원에 위치하는 MB98PC-6과 MB98PC-7 코아에서는 각각 6.2 cm/kyr과 15.9 cm/kyr로 아주 낮게 계산되었다 (Fig. 6-80). 특히 MB98PC-6 코아에서는 저탁류 공급에 의한 퇴적상이 현재되지 않고, 오히려 많은 양의 AT 테프라들이 재동되어 없어진 것으로 해석되었다. 그리고 MB98PC-7 코아에서

는 비록 저타류가 형성된 환경에 위치하지만, 많은 양의 조립질퇴적물의 공급은 미미하였던 것으로 해석된다.

4. 해저화산분출기원의 테프라층

가. 해저화산활동과 해저화산분출기원의 테프라

전세계적으로 화산활동의 약 90% 정도는 판경계부 (plate margin)에서 발생한다 (Orton, 1996). 확산경계부 (divergent margin)인 중앙해령 (mid-ocean ridge)에서는 비폭발적인 (non-explosive) 해저화산활동에 의해 분출암류 (extrusive rock)가 주를 이룬다. 비록 확산경계부에 속하지만 아이슬랜드와 같이 해령이 육상으로 노출된 곳의 열점 (ridge-centred hotspots)과 육상지피의 초기 열개 (rifting) 단계에서는 육상화산활동이 보고된다 (White and McKenzie, 1989). 수렴경계부 (convergent margin)의 화산활동은 매우 폭발적으로 퇴적학적 연구에 보다 유용하며, 육상화산활동의 약 80%가 수렴경계부에서 일어난다. 이외에 해양판과 대륙판에서 일어나는 화산활동은 열점 (hot-spot) 또는 열개 (rifting)와 관련되어 일부 보고되고 있다 (Orton, 1996). 육상화산의 분출에 의한 육성 화성쇄설층의 연구는 보존과 접근의 용이성에 의해서 퇴적기작, 마그마 특성, 환경적인 영향등에 대한 자세한 연구가 진행되어 왔다 (Cas and Wright, 1987). 이에 비해 해저화산활동에 관한 연구는 미미하여, 아직도 많은 의문점을 제기하고 있다.

해양퇴적층내에 협재된 테프라는 해저화산 (submarine volcano)의 직접적인 분출 또는 육상화산 (subaerial volcano)의 분출에 의한 해양으로 유입된 경우로 구분된다. 지금까지도 해저화산분출 기원의 테프라층은 용어의 정의 및 현상 해석에 대한 논란이 계속되고 있다. 초창기에 고기 해상층에 협재된 응회암 (tuff)층의 연구에서는 해양 환경에서 용결된 화성쇄설성 테프라층의 기원이 육상화산분출인지 또는 해저화산분출인지에 대해서 정확히 구별하지 못하였다 (Niemi, 1977). 이 응회암층의 대부분은 육상화산분출에 의해서 공급된 화쇄류가 해양환경으로의 유입에 의해서 형성된 화성쇄설층으로 해석되었다 (Whitham, 1989). 이러한 경우에도 용결에 필요한 충분한 열의 보존이 가능하다는 것이 보고되었지만 (Francis and Howells, 1973), 용결작용의 한계점에 대한 의문은 여전히 제기되고 있다. 본격적인 해저화산체의 발견은 Izu-Ogasawa arc의 수심 약 1,800 m에 위치하는 135 m 층후의 화성쇄설층 (Gill et al., 1990)의 존

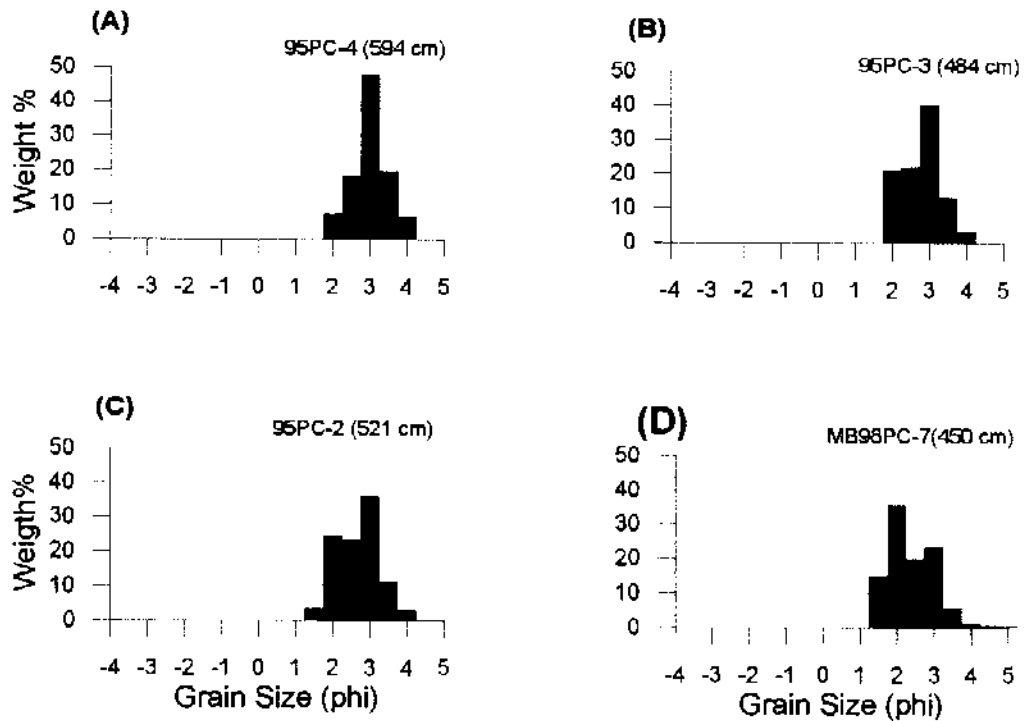


Fig. 6-87. Grain size distribution of the AT ash. (A) 95PC-4 (B) 95PC-3 (C) 95PC-2 (D) MB98PC-7.

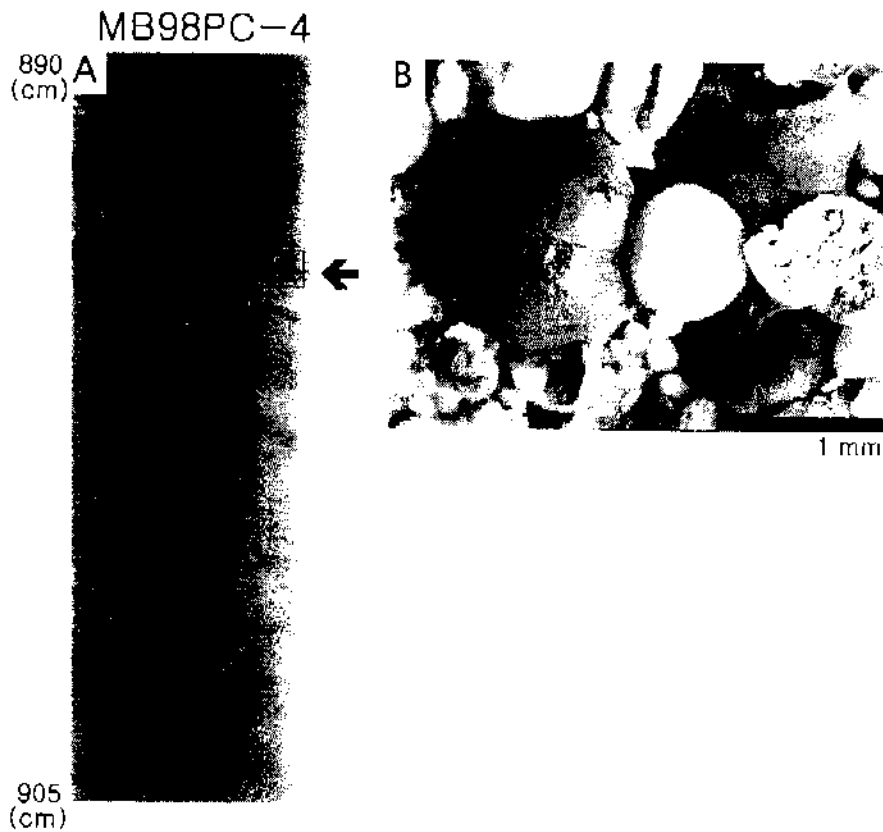


Fig. 6-88. X-radiograph and microphotograph showing organism-concentrated layer intercalated with bioturbated mud in MB98PC-4 core.

재와 Okinawa Trough의 수심 약 1,400 m에 위치하는 Izena 화산 (Halbach et al., 1989)등의 확인에 의해서 규명되고 있다. 또한 Grenada에 위치하는 수심 약 200 m Kick'em Jenny 화산 (Devine and Sigurdsson, 1995)의 자세한 연구와 북태평양의 Socorro섬 주변의 수심 약 200 m에 위치하는 해저화산 (1993년 2월 분출; Sicbe et al., 1995)과 Izu-Ogasawa arc 주변에서 일어난 Myojinsho 활동 (1952~1953; Fiske et al., 1998)에 의해서 실제적인 해저화산활동이 관측되고 있다.

나. 한국대지에 위치한 해저화산의 폭발적 분출기원의 테프라

동해 울릉분지와 한국대지에서 획득된 코아들에서는 테프라의 주요원소, 구성광물, 입도분포, 그리고 테프라층의 공간적인 분포가 지금까지 보고된 바와 상이한 수 개의 테프라층이 확인되었다 (Chun et al., 1998; 천종화 외, 1998). 이 테프라층들의 구성광물은 암색의 스크리아, 유백의 부석질 라필리, 세립질의 암편 및 광물들이다. 한국대지에서 획득된 코아에서는 두꺼운 층후의 테프라층들이 빈번히 협재되는 반면에, 울릉분지에서는 아소-3 테프라층 (약 110,000년 전)의 상부에서 각각 4 개의 테프라층이 확인되었다.

현재까지 확인된 각 테프라층을 Cox 등 (1979)의 마그마 분류법 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$)에 의해서 도시하면, 일본 화산분출 기원의 테프라와는 뚜렷한 마그마 성분차이를 보인다. 이 테프라층은 포노라이트질 (phonolites) 또는 조면암질 (trachytes) 마그마 기원인 반면에, 일본 화산분출 기원의 테프라는 유문암질 (rhyolites) 마그마로 분류되었다 (Fig. 6-89). 그러나 울릉도 화산분출 기원의 테프라들도 대부분은 포노라이트질 마그마에 도시되고, 일부는 조면암질 마그마 성분으로 분석되었다 (Fig. 6-89). 울릉도에 분포하는 화산암류의 분석결과 (원종관과 이문원, 1984)를 같은 도표에 도시하면 현무암질 마그마에서 조면암질마그마로 분화하는 양상이 나타난다. 현재 관찰되는 울릉도의 화산활동은 대기분출에 의한 Na-분화계통의 알칼리 현무암질 마그마활동에 의한 것이며, 상당기간의 휴식기 이후에 K-분화계통의 조면암질 또는 포노라이트질 마그마활동시기가 재개된 것을 알수 있다 (원종관과 이문원, 1988; 윤형대, 1986).

울릉도 화산분출기원 테프라와의 차이는 $\text{TiO}_2/\text{FeO}^*$, TiO_2/CaO , 그리고 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 의 성분비교에 의해서 확연히 구별된다 (Fig. 6-90). 울릉도 화산기원의 테프라들은 TiO_2 함량에 관계없이 FeO^* 함량이 거의 거의 1 mole% 내외이나, 이 테프라들은 1~3.2 mole%까지 다양하게 나타난다 (Fig. 6-90A). 또한 울릉도 화산기원의 테프라들이

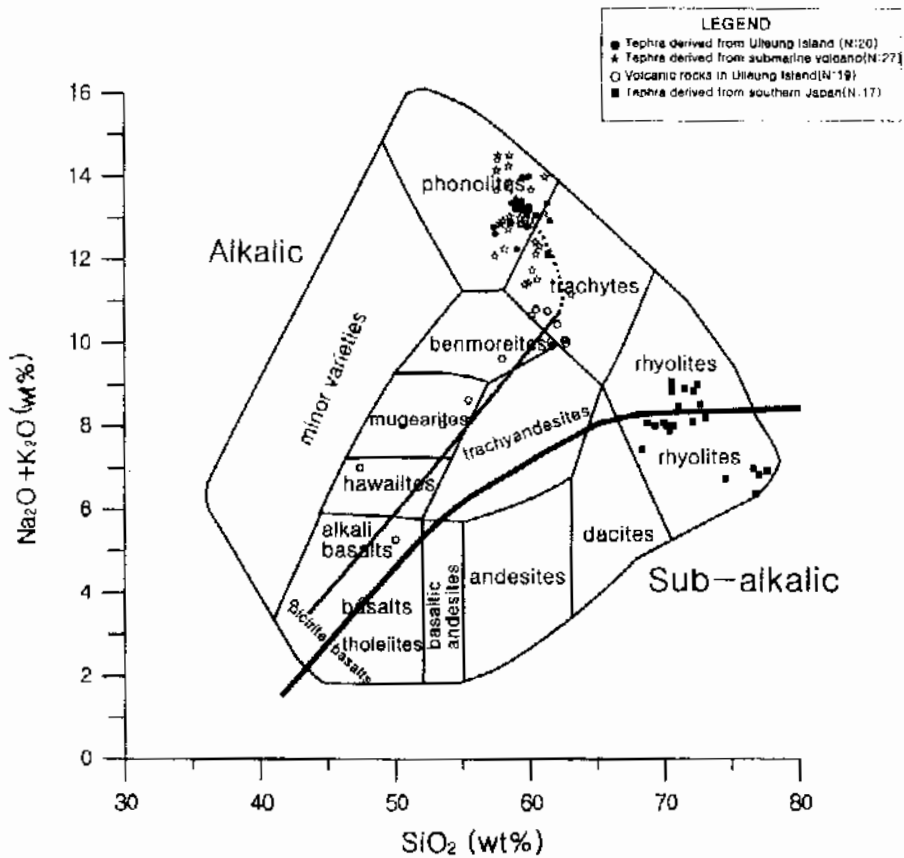


Fig. 6-89. Nomenclatures of tephra layers acquired from the Ulleung Basin.

TiO₂ 함량증가에 의해서 비례적으로 CaO 함량이 증가하나, 이 테프라들은 산재되어 나타난다 (Fig. 6-90B). 그리고 울릉도 화산기원의 테프라들은 Na₂O와 K₂O 함량 변화의 폭이 아주 좁게 나타나며, K₂O 함량은 3 mole% 내외이다. 이에 반해 이 테프라들은 K₂O 함량이 최대 6.5 mole%까지 이르며, Na₂O 함량변화와 반비례적으로 K₂O 함량변화가 일어난다 (Fig. 6-90C). 테프라들의 주요원소분석에 의하면 울릉도 화산분출 기원의 테프라들이 좁은 범위에 한정되어 나타나는 반면에 이 테프라들은 다양한 원소함량을 보이는 특징을 가진다. 그러나 일부 테프라들만이 주요원소분석에 의해서 울릉도 화산분출 기원의 테프라들과 구분될 수 있다.

Cashman과 Fiske (1991)는 해저화산분출과 육상화산분출 기원의 테프라들을 구분하는데, 입도조식을 이용하였다. 일반적으로 대기 중에서의 화산의 폭발적인 분출에 의해서 공급된 대기낙하 화산재층은 대기의 밀도가 거의 무시되므로 부서과 암편들의 밀도차에 의한 단보드 입도분포를 보인다 (Fisher, 1965). 그러나 해저 화산분출시에는

해수와 직접 접촉에 의해서 뜨거운 부석들의 밀도가 대기 중 보다는 다소 높지만, 해수와의 밀도차이는 거의 나타나지 않으므로 낙하속도가 느려서, 암편과 부석들간에 낙하속도 차이가 커서 큰 입자의 암편과 부석이 각각 다른 시기에 퇴적하여 뚜렷한 복모드 입도분포를 보이게 된다 (Cashman and Fiske, 1991). 이론적인 실험식에 의하면 20 °C의 대기상태와 해수상태에서는 각각의 부석과 암편의 낙하속도가 대기중에서는 2:1 또는 3:1로 나타나는 반면에, 해수중에서는 부석과 암편의 수력학적인 동가물로서 5:1 또는 10:1까지 차이가 난다 (Fig. 6-91). 실제로 동해분지에서 채취된 코아에서는 실험식에서 사용된 유사한 성질의 부석질 라필리가 수십배 적은 암편과 함께 나타난다 (Fig. 6-91). 이것은 해저화산분출시 개별적인 세립질 암편들이 상호 응집 (aggregation)에 의한 영향이 추가적으로 작용한 것으로 추정된다. 실제로 울릉도 화산분출기원의 울릉-II 테프라 (Fig. 6-92A)는 입도분포가 단모드임에 비해서, 이 테프라들은 (96EBP-4 145 cm, 147 cm) 뚜렷한 복모드를 보이는 것이 관찰된다 (Fig.

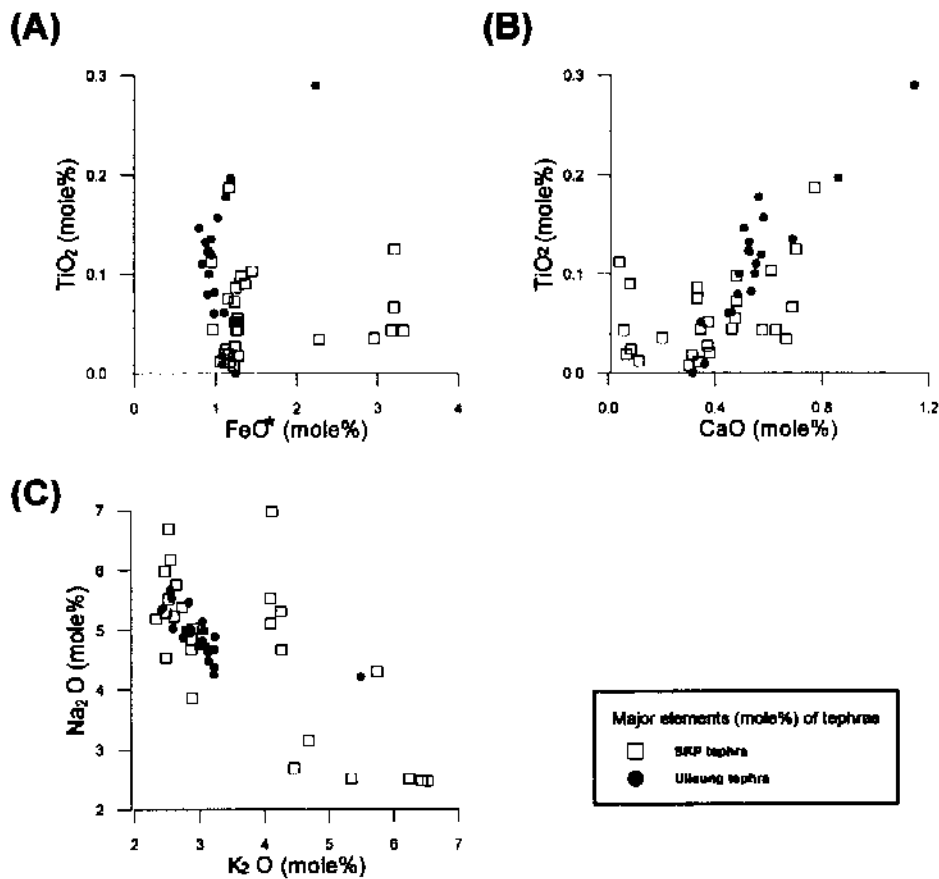


Fig. 6-90. Pair diagrams of major elements in SKP tephra vs. Ulleung tephra. (A) TiO₂/FeO* (B) TiO₂/CaO (C) Na₂O/K₂O.

6-92B). 그리고 한국대지의 수심 1,173 m의 해저산 주변에서 채취한 96FBP-2 코아 (Fig. 6-1)에서도 약 50 cm 층후의 테프라층이 전체적으로 뚜렷한 복모드 양상이 관찰된다 (Fig. 6-93).

이 테프라층은 조립질 라필리들의 함량이 빈약하고 세립질 화산재들이 우세한 암색의 반고화된 하부층군이 30 cm 정도 발달한다 (Fig. 6-93). 또한 부석질 라필리들은 납작한 형태를 가지며, 부분적인 저온 용결작용 (welding)이 일어나 세립질 화산재들을 응집 (aggregation)하고 있다. 이 테프라층내에서 상부로 가면서 용결작용에 의한 응집현상이 없어지며, 세립질의 화산재들의 함량도 급격히 감소한다. 이 테프라층은 용결현상이 보존된 화쇄류 (Whitham, 1989) 또는 화성쇄설성 중력류 (pyroclastic gravity flow: Fiske et al., 1989)임을 지시한다. 일부 연구에 의하면 육상 화산분출기

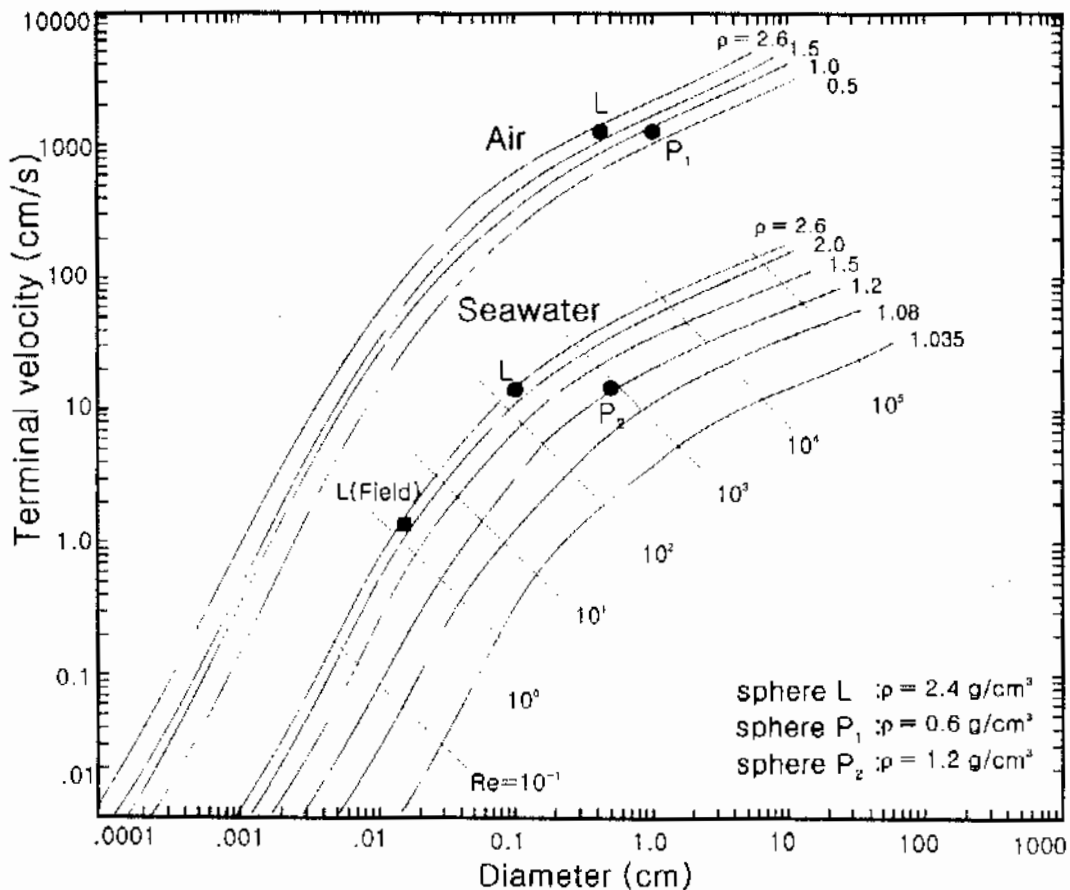


Fig. 6-91. Diagram showing terminal velocity of individual components in air and seawater. L: Lithic, P₁: Dry pumice, P₂: Water-saturated Pumice, L (Field): Lithic within cores in the Ulleung Basin.

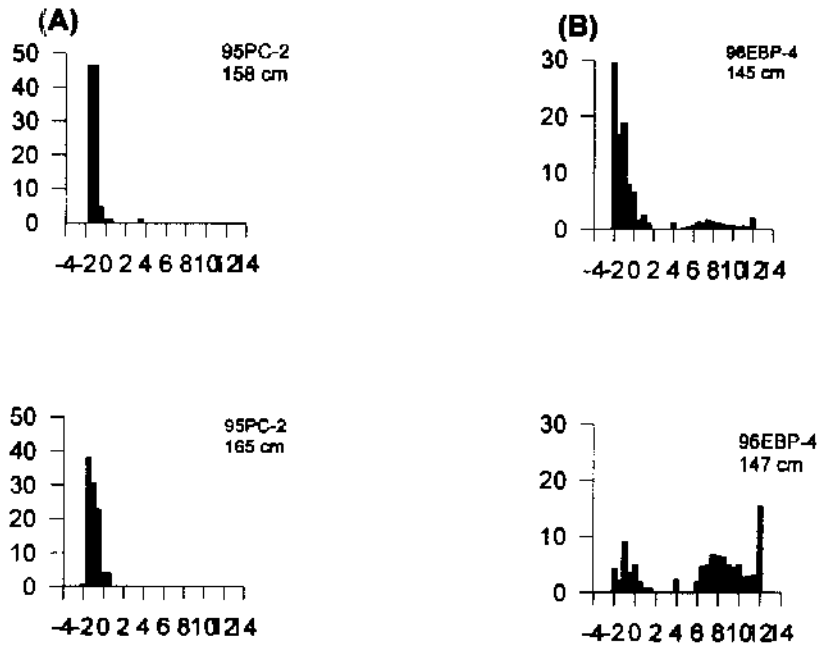


Fig. 6-92. Grain size distribution of the fallout deposit through subareal eruption (A) and submarine eruptions (B).

원의 화쇄류가 해양환경에 공급되면서도 용결에 필요한 충분한 열을 보존할 수 있다고 보고하였다 (Francis and Howells, 1973). 이들은 대부분의 경우에 육상노두에서 이에 상응하는 화쇄류의 존재가 확인되는데, 울릉도에서 후기 플레ისტ오세에 분출한 용결된 화쇄류는 발견되지 않았다 (허식 등, 1997). 또한 용결작용이 가장 잘 보존되는 코아들은 한국대지에서 채취한 것들이다. 뿐만아니라 최근에 발표된 동해의 상세한 자기이상 분포도에서는 한국대지 북동쪽 해역에 해저화산체가 존재함이 밝혀졌다 (천종화 외, 1998). 이 해저화산체는 한국대지에 발달된 다수의 해저산의 하나이며, 수심 약 1,000 m에 이른다.

위의 결과들을 종합해보면, 이 테프라층은 한국대지에서 빈번히 협재하고 구성성분, 주요원소함량, 입도조직, 그리고 공간적인 분포 등에서 울릉도 화산분출기원의 테프라와 뚜렷이 구분된다. 또한 용결현상이 보존된 화성쇄설성 중력류들이 한국대지에서 채취된 코아들에서 우세하게 나타나고, 자기이상 분포에 의한 해저화산체가 한국대지에서 확인된다. 이로써 이 테프라층은 한국대지 북동쪽에 위치하는 해저화산체로부터 분출한 테프라층임을 유추할 수 있다.

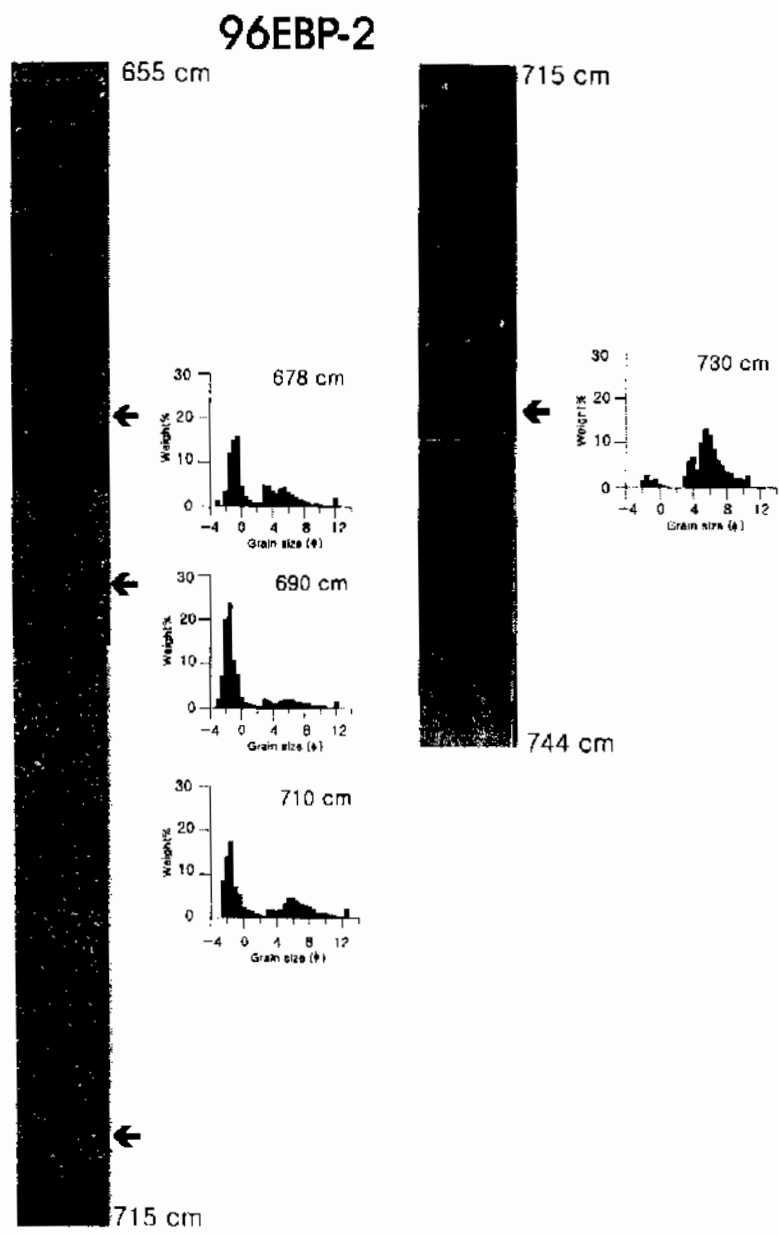


Fig. 6-93. Photographs and grain size distributions of tephra layer derived from subaqueous pyroclastic gravity flow in 96EBP-2 core.

이번 연구에서는 부석질 라필리에 발달된 기공의 미세구조를 자세하게 분석하였다. 기공의 형태는 마그마의 분출당시의 조건을 반영하는 것으로 (Heiken and Wohletz, 1991) 마그마의 점성 및 온도와 수화작용 등에 의해서 조절된다. 이러한 기공의 형태적 특징을 관찰하기 위하여 EPMA에 부착된 backscattered image를 이용하여 분석하였다. 울릉도 화산분출 기원의 부석질 라필리는 신장된 원형 (elongate circle)의 기공이 발달한다 (Fig. 6-94). 대부분의 부석질 마그마들은 분출되는 마그마의 점성 보다 빠른 유동력의 공급에 의해서 분출직전에 전단변형 (shear)를 받아 원통형의 기공들이 형성된다 (Fig. 6-94). 이에 반해서 해저화산 분출기원의 스코리아에서는 고립된 원형의 기공 (isolated circle)들이 발달하는데 (Fig. 6-95A), 이것은 가스압 (gas pressure)이 정암압 (lithostatic pressure) 보다 커지면서 형성되는 기공 형태이다 (Heiken and Wohletz, 1991). 만약에 가스의 성분이 carbon dioxide일 경우에는 약 3 km 이상의 지하 심부에서도 기공이 형성될 수 있다. 해저화산 분출기원의 부석질 라필리에서는 다양한 형태의 기공이 발달하는데, 초기에 형성된 원형의 기공들이 상호 합쳐져 이차적으로 큰 기공을 형성한다 (Fig. 6-95B). 울릉도 화산분출 기원의 테프라에 발달하는 기공과 해저화산분출 기원의 테프라에 발달하는 기공을 비교하였을 때, 해저화산 기원 마그마의 기공 형성이 보다 더 심부에서 일어난 것을 알 수 있다. 일부 테프라들은 기공사이의 벽이 아주 두껍게 발달하고, 기공은 전단변형을 받아서 불규칙한 형태를 가진다 (Fig. 6-96A). 특히 기공사이의 벽에서는 다수의 수화균열 (hydration crack)들이 형성되어 있는데 (Fig. 6-96B), 이것은 외래수와외의 급작스러운 접촉에 의한 것으로 해석된다 (Heiken and Wohletz, 1991). 울릉도 화산 분출기원의 부석질 라필리와 해저화산 분출기원의 부석질 또는 스코리아 라필리들은 아주 뚜렷한 기공 형태의 차이를 보이는데, 기공의 형태적 특징은 새로운 해저화산 분출기원의 테프라의 분류기준이 될 수 있을 것이다. 결론적으로 북동쪽 한국대지의 수심 약 1,000 m에 위치하는 해저화산체는 후기 플라이스토세동안에 수회 반복적으로 폭발적인 분출이 일어났다. 특히 한국대지 주변에는 화성쇄설성 중력류의 유입에 의한 용결작용이 보존된 테프라층이 발달하고, 해수표층에 부유된 테프라의 수직밀도류의 빈번한 공급으로 다수의 테프라층이 중첩되어 있다 (Fig. 6-97). 또한 해류에 의해서 이동된 테프라들은 울릉분지 전역에 광범위하게 이동, 퇴적된 것으로 사료된다.

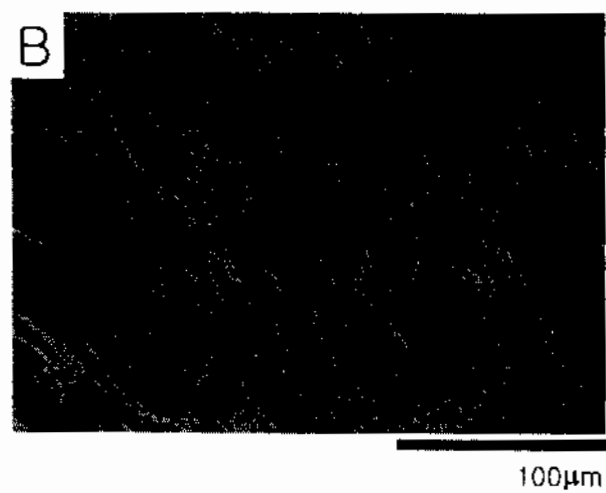
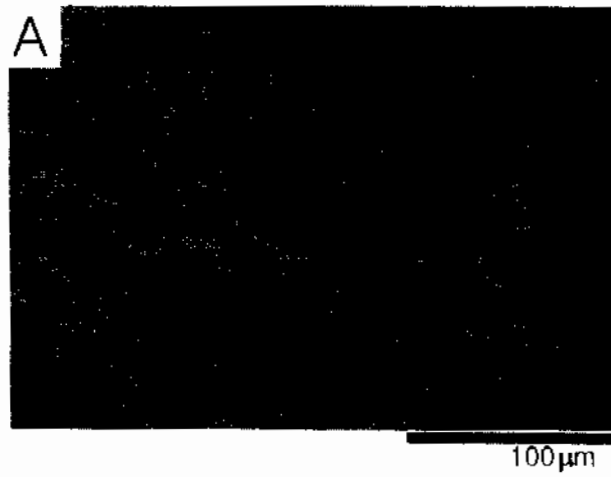


Fig. 6-94. Microtexture of pumice lapilli supplied from the subareal volcanic eruption (Ulleung tephra). Transverse (A) and longitudinal (B) section of elongated vesicles.



Fig. 6-95. Microtexture of scoria (A) and pumice lapilli (B) supplied from subaqueous volcanic eruption (SKP tephra).

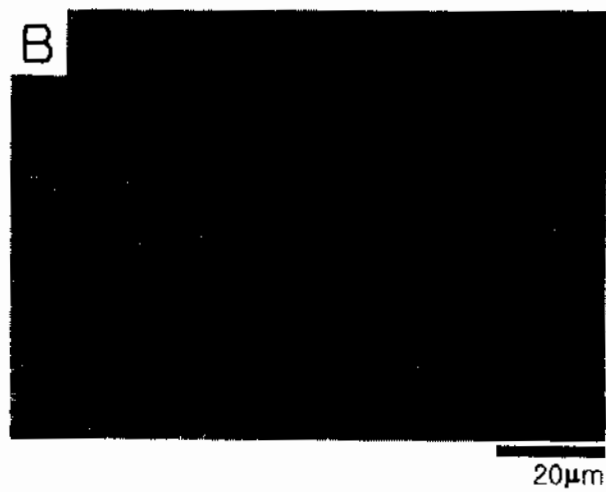


Fig. 6-96. Microtexture of pumice lapilli supplied from subaqueous volcanic eruption. Walls between vesicles are thick (A) and show hydration crack (B; arrow).

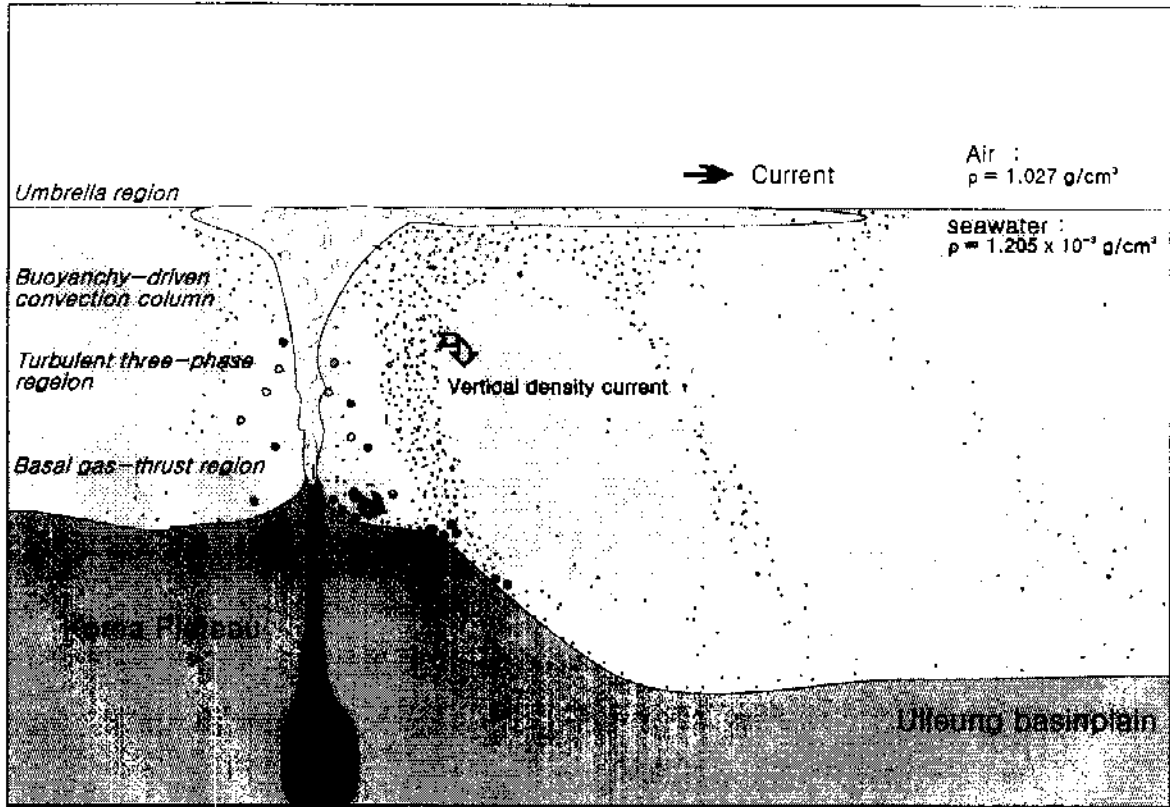


Fig. 6-97. Inferred model of subaqueous volcanic eruption in the Korea Plateau.

제 13 절 동해의 생지화학 원소 순환

대표저자: 김석현, 홍기훈 (한국해양연구소, 해양화학연구단)

1. 서론

동해는 면적이 약 1,007,600 km², 평균수심이 1,684 m, 최대수심 4,049 m, 총용적 1,693,800 km³인 반폐쇄성 대륙주변해로 유라시아 대륙과 태평양 사이의 중위도에 위치해 있다. 이곳은 4개의 얕은 해협 (타타르스키 해협 (15 m), 소야해협 (55 m), 쓰가루해협 (130 m), 대한해협 (130 m))에 의해 오호츠크해, 북태평양, 동중국해로 연결된다. 동해의 해저지형은 중앙의 야마토 해저마루 (Yamato Ridge)를 중심으로 북쪽에 수심 3,500 m가 넘는 일본분지 (Japan Basin)가 넓게 형성되어 있으며, 남쪽으로는 야마토 해저마루의 동서로 수심 2,000 m가 넘는 울릉분지 (Ulleung Basin)와 야마토 분지 (Yamato Basin)들이 형성되어 있다.

오늘날 동해로 흐르는 주요해류는 쿠로시오 지류인 대마난류수인데 이것은 대한해협을 통하여 들어와 쓰가루해협을 통하여 태평양으로 흘러나간다. 동해는 대략 북위 40° 부근에 북동에서 남서방향의 극전선이 형성되어 있다. 동해의 서쪽연안 즉, 한국 연안을 따라서는 대양의 아열대 및 아한대 순환의 서안 경계류에 해당하는 동한난류 (EKWC, East Korcan Warm Water)와 북한한류 (NKCC, North Korea Cold Current)가 존재하며, 동해 북부해역에서는 겨울철 표층 냉각에 의한 침강으로 심층수가 형성되는 것으로 알려져 있다 (Seung and Yoon, 1995a; 1995b). 수심 200~300 m 아래는 수온 0.1~0.3 °C, 염분 34.0~34.1‰인 동해고유수에 의하여 특징지어지며 이 해수는 용존산소가 풍부하여 (O₂ > 210 μmol) 퇴적물 표층은 균일하게 산화되어 있으며 탄산염 보상심도 (CCD)는 대양 보다 얕은 2,000 m 깊이에 존재한다 (Ichikura and Ujiie, 1976).

동해를 외부로 연결하는 해협들의 수심은 극빙하기에서의 전지구적 해수면 강하와 비슷하며 중위도에 위치한 관계로 이러한 지리적 특성으로 동해는 지구기후변화에 민

감하게 반응한다. 또한 전지구 기후변화에 대한 동해의 변동은 우리나라 주변의 기후 변화 및 생물자원에 큰 영향을 미칠 수 있는 바, 이에 대한 상세한 연구가 요구된다. 최근의 연구들에 의하면 동해의 심층수 및 저층수에서의 용존산소량이 감소하고 영양염이 증가되는 등, 환경이 변화하고 있으며 이를 지구온난화로 인한 열염분 순환이 약화되어서 일어나는 현상일 수도 있다고 해석하고 있다 (Kim and Kim, 1995; Ponomarev et al., 1995; Riser 1995; Kim, 1996). 고해양환경에 대한 연구들에 의하면, 동해는 극심한 빙하기와 빙하기에서 간빙기로 넘어가는 온난화 시기에 있어서도 짧은 시간에 급격하게 심층수의 산화·환원 환경이 극도로 악화된 상태에 있었다는 것을 보여준다 (Oba et al., 1991; Piper and Isaacs, 1996; Kim et al., 1997). 수층의 산화·환원 환경은 심층수에 용존산소를 공급하여 주는 수직혼합 속도와 수층에서의 용존산소 등 산화제를 소모하는 유기물 공급량에 의하여 결정되기 때문에 실제 열염분 순환과 같은 물리적 순환과 함께 용존산소 소모와 관련하는 화학 물질들의 순환 과정에 대한 연구도 병행되어야 한다. 동해의 물질순환은 동해로 유입되는 물질과 해수에서의 반응, 침강 및 재순환 등 생지화학적인 원소순환고리에 연결되어 있으므로 이에 대한 정확한 이해가 필수적이다. 따라서, 동해에서 분지 전체의 세 과정을 이해하기 위하여서는 동해에서 규모가 가장 크고, 동해의 심층수 형성이 활발한 북부 일본분지에서의 물질순환 측면에서의 입체적인 연구의 수행은 매우 중요하다.

2차년도에는 1차년도에 일본분지에서 채취한 피스톤코어 시료를 분석하여 동해북부 일본분지해역의 고해양환경 변화를 추론하고자 하였다. 그리고 최근 동해의 심층수에서의 용존산소 감소현상 등, 동해의 해양환경변화와 관련하여 수층의 생지화학적 변화과정을 이해하기 위하여 용존산소, 규산염 및 입자성 생물기원 규소 등에 대한 조사를 실시하였다. 이들 자료로부터 영양염 순환과 용존산소와의 상관관계를 파악하고자 하였다. 최근 수십년간 동해에서 측정된 용존산소와 영양염의 변화들 보면, 심층수에서의 용존산소의 감소량에 비하여 규산염이 현저하게 증가하고 있다 (Riser, 1997). 즉, 1965년 이후 약 30년간 2,500 m 수층에서의 용존산소량은 약 10% 감소하였으나 규산염의 농도는 약 35% 증가하였다. 유기물질이 분해되는 과정에서 재생되는 질산염이나 인산염과 달리 규산염의 재생은 용존산소를 소모하지 않는다. 따라서, 이들을 포함한 동해에서의 생지화학적 과정연구는 최근 동해의 해양환경변화에 대한 이해를 위하여 연구되어야 할 중요한 부분이다.

2. 재료 및 방법

가. 조사해역 및 시기

피스톤코아시료는 1997년 7월에 일본분지 서편에서 러시아 극동수리기상연구소 소속 R/V 'Pavel Gordienko'를 이용하여 채취된 것이다 (40° 09.51' N, 132° 23.50' E; MF97PC-1). 1998년 8월 21~30일과 11월 30일~12월 6일에 두차례 한국해양연구소 소속 R/V 'EARDO'로 울릉분지와 일본분지 남서단 부분에서 수층의 생지화학적 과정 연구를 위한 조사를 실시하였다. 그리고, 울릉도와 독도사이에 침강입자를 연속적으로 채취하기 위하여 2대의 퇴적물 트랩을 계류하였다 (Table 7-1; Fig. 7-1).

정점 MF98-D에 계류된 퇴적물 트랩은 12월 5일 시료채취를 시작으로 7일 간격으로 연속적으로 시료를 채취하게 되어 있으며 1999년 5월 2일에 종료된다. 퇴적물 트랩은 수심 2,100 m와 1,021 m에 각각 1대씩 계류되어 있으며 계류선의 구성은 Table 7-2와 같다.

나. 시료 채취 및 보존 방법

퇴적물 코아시료는 총 3 m 길이의 피스톤 시추기를 사용하여 채취하였다. 채취된 코아시료는 밀봉하여 실험실로 가져와 절개하였다. 절개된 한쪽 단면에서 X-선 사진 분석을 위한 시료와 화학분석을 위한 시료를 채취하였다. 그외 다른쪽 부분은 밀봉하여 보관하였다.

Table 7-1. Sampling location.

Station	logitude	latitude	depth	date	reamrk
MF97PC1	132° 23.50' E	40° 9.51' N	3300	97-07-22	Piston core
MF98-F	132° 19.58' E	39° 19.96' N	3000	98-08-28	Hydrocasting
MF98-M	131° 4.36' E	37° 2.15' N	1650	98-08-28	Hydrocasting
MF98-D	131° 30.202' E	37° 25.756' N	2250	98-12-04	Mooring
MF98-D1	131° 30.00' E	37° 22.00' N	2250	98-12-05	Hydrocasting
MF98-A6	130° 27.33' E	36° 21.58' N	1650	98-12-04	Hydrocasting

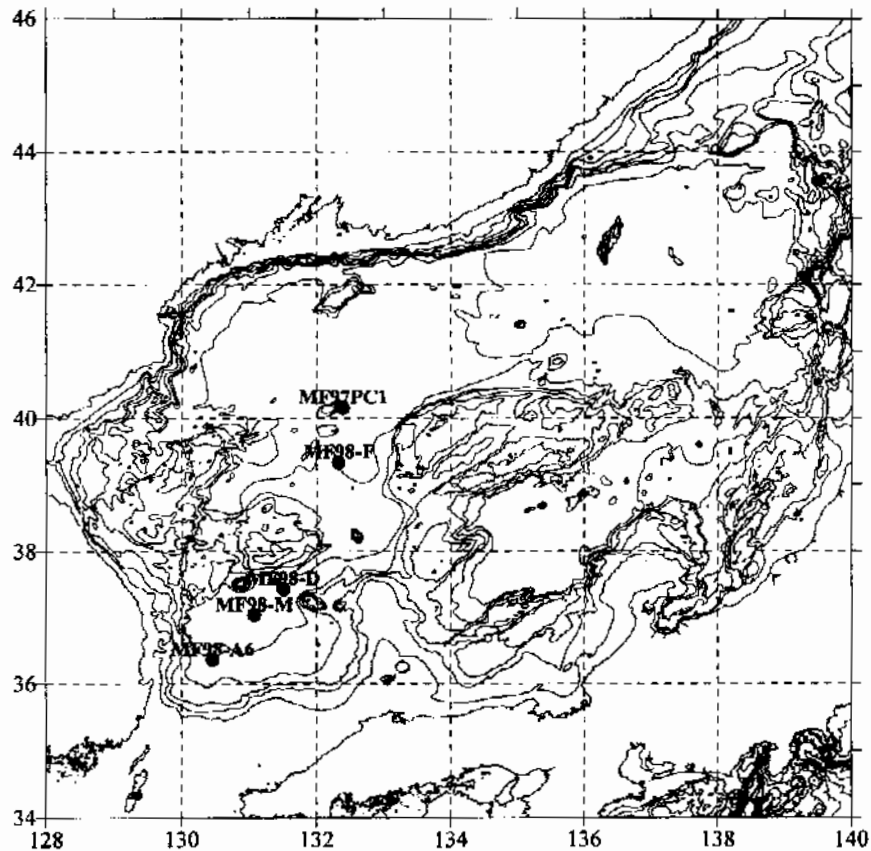


Fig. 7-1. Stationmap.

수층내의 화학성분 분석을 위하여 각 조사정점에서 Rosette에 장착된 10 리터 니스킨 채수기로 채수하여 조사·분석하였다.

규산염의 측정을 위한 시료는 현장에서 구경 0.45 μ mmillipore 막여과지로 여과한 후 10% 염산으로 미리 세척한 20 ml 고밀도 폴리에틸렌 병에 담아 현장에서 비발색법으로 측정하였다. 그 외 부유물 함량 및 부유물의 유기탄소 및 질소, 생물기원 규소 등의 분석을 위한 시료는 현장에서 여과하여 냉동 후 실험실로 가져와 분석하였다.

다. 분석방법

(1) 입자성 부유물질

건조기를 이용하여 100℃에서 1시간 동안 건조시킨 후 데시케이터에 넣어 방냉한 다음 전자저울로 무게를 측정한 Nucleopore 여과지로 해수시료를 여과했다. 여과가

Table 7-2. Description for the mooring line of sediment trap at MF98-D.

Item No.	Above	Below	Description	Length (m)	Weight Above		Weight Below		Remark
	Bottom (m)	Surface (m)			(lbs)	(lbs)	(lbs)	(lbs)	
1	1392	898	Beacon float w/radio & fla	1	45	-45	-1015		
2	1392	898	1/2" Shackle	0	1	-44	-970		
3	1392	898	5/8" Sling ring	0	2	-42	-971		
4	1392	898	5/8" Shackle	0	2	-40	-973		
5	1392	898	3/4" Thimble	0	2	-38	-975		
6	1372	918	3/4" Nylon rope (20m)	20	1	-37	-977		
7	1372	918	3/4" Thimble	0	2	-35	-978		
8	1372	918	5/8" Shackle	0	2	-33	-980		
9	1372	918	5/8" Sling ring	0	2	-31	-982		
10	1372	918	1/2" Shackle	0	1	-30	-984		
11	1370	920	Glass float (G6600-3)	2	190	-220	-985		
12	1370	920	1/2" Shackle	0	1	-219	-795		
13	1370	920	5/8" Sling ring	0	2	-217	-796		
14	1370	920	1/2" Shackle	0	1	-216	-798		
15	1368	922	Glass float (G6600-4)	2	190	-406	-799		
16	1368	922	1/2" Shackle	0	1	-405	-609		
17	1368	922	5/8" Sling ring	0	2	-403	-610		
18	1368	922	1/2" Shackle	0	1	-402	-612		
19	1366	924	Glass float (G6600-5)	2	190	-592	-613		
20	1366	924	1/2" Shackle	0	1	-591	-423		
21	1366	924	5/8" Sling ring	0	2	-589	-424		
22	1366	924	1/2" Shackle	0	1	-588	-426		
23	1346	944	Wire rope (20m)	20	1	-585	-427		
24	1346	944	1/2" Shackle	0	1	-584	-430		
25	1346	944	5/8" Sling ring	0	2	-582	-431		
26	1346	944	1/2" Shackle	0	1	-581	-433		
27	1344	946	Glass float (G6600-6)	2	190	-771	-434		
28	1344	946	1/2" Shackle	0	1	-770	-244		
29	1344	946	5/8" Sling ring	0	2	-768	-245		
30	1344	946	1/2" Shackle	0	1	-767	-247		
31	1342	948	Glass float (G6600-7)	2	190	-957	-248		
32	1342	948	1/2" Shackle	0	1	-956	-58		
33	1342	948	5/8" Sling ring	0	2	-954	-59		
34	1342	948	1/2" Shackle	0	1	-953	-61		
35	1292	998	Wire rope (50m)	50	8	-945	-62		
36	1292	998	1/2" Shackle	0	1	-944	-70		
37	1292	998	5/8" Sling ring	0	2	-942	-71		
38	1292	998	5/8" Shackle	0	2	-940	-73		
39	1292	998	3/4" Thimble	0	2	-938	-75		
40	1272	1018	3/4" Nylon rope (20m)	20	1	-937	-77		
41	1272	1018	3/4" Thimble	0	2	-935	-78		
42	1272	1018	5/8" Shackle	0	2	-933	-80		
43	1271	1019	Bridle (3 point wire)	1	11	-922	-82		
44	1269	1021	MK 7-21 Sediment trap	2	65	-857	-93	S/N 1657	

Table 7-2. (Continued).

Item No.	Above	Below	Description	Length	Weight		Remark
	Bottom	Surface			(m)	(lbs)	
	(m)	(m)		(m)	(lbs)	(lbs)	
45	1268	1022	Bridle (3 point chain)	1	21	-836	-158
46	1268	1022	1/2" Shackle	0	1	-835	-179
47	1267	1023	3/8 Chain (1m)	1	4	-831	-180
48	1267	1023	1/2" Shackle	0	1	-830	-184
49	1267	1023	5/8" Sling ring	0	2	-828	-185
50	1267	1023	1/2" Shackle	0	1	-827	-187
51	1217	1073	Wire rope (50m)	50	8	-819	-188
52	1217	1073	1/2" Shackle	0	1	-818	-196
53	1217	1073	5/8" Sling ring	0	2	-816	-197
54	1217	1073	5/8" Shackle	0	2	-814	-199
55	1117	1173	Wire rope (100m)	100	15	-799	-201
56	1117	1173	1/2" Shackle	0	1	-798	-216
57	1117	1173	5/8" Sling ring	0	2	-796	-217
58	1117	1173	1/2" Shackle	0	1	-795	-219
59	667	1623	Wire rope (450m)	450	68	-727	-220
60	667	1623	1/2" Shackle	0	1	-726	-288
61	667	1623	5/8" Sling ring	0	2	-724	-289
62	667	1623	1/2" Shackle	0	1	-723	-291
63	267	2023	Wire rope (400m)	400	60	-663	-292
64	267	2023	1/2" Shackle	0	1	-662	-352
65	267	2023	5/8" Sling ring	0	2	-660	-353
66	267	2023	1/2" Shackle	0	1	-659	-355
67	265	2025	Glass float (G5000-3)	2	-190	-849	-356
68	263	2027	Glass float (G5000-3)	2	-190	-1039	-166
68	263	2027	1/2" Shackle	0	1	-1038	24
69	263	2027	5/8" Sling ring	0	2	-1036	23
70	263	2027	1/2" Shackle	0	1	-1035	21
71	213	2077	Wire rope (50m)	50	8	-1027	20
72	213	2077	1/2" Shackle	0	1	-1026	12
73	213	2077	5/8" Sling ring	0	2	-1024	11
74	213	2077	5/8" Shackle	0	2	-1022	9
75	213	2077	3/4" Thimble	0	2	-1020	7
76	193	2097	3/4" Nylon rope (20m)	20	1	-1019	5
77	193	2097	3/4" Thimble	0	2	-1017	4
78	193	2097	5/8" Shackle	0	2	-1015	2
79	192	2098	Bridle (3 point wire)	1	11	-1004	0
80	190	2100	MK 7-13 Sediment trap	2	65	-939	-11 S/N 0695
81	189	2101	Bridle (3 point chain)	1	21	-918	-76
82	189	2101	1/2" Shackle	0	1	-917	-97
83	188	2102	3/8 Chain (1m)	1	4	-913	-98
84	188	2102	1/2" Shackle	0	1	-912	-102
85	188	2102	5/8" Sling ring	0	2	-910	-103
86	188	2102	1/2" Shackle	0	1	-909	-105
87	88	2202	Wire rope (100m)	100	19	-890	-106

Table 7-2. (Continued).

Item No.	Above	Below	Description	Length (m)	Weight			Remark
	Bottom (m)	Surface (m)			(lbs)	Above (lbs)	Below (lbs)	
88	88	2202	1/2" Shackle	0	1	-889	-125	
90	88	2202	1/2" Shackle	0	1	-886	-128	
91	86	2204	Glass float (G6600-3)	2	190	-1076	-129	
92	86	2204	1/2" Shackle	0	1	-1075	61	
93	86	2204	5/8" Sling ring	0	2	-1073	60	
94	86	2204	1/2" Shackle	0	1	-1072	58	
95	76	2214	Wire rope (10m)	10	2	-1070	57	
96	76	2214	1/2" Shackle	0	1	-1069	55	
97	76	2214	5/8" Sling ring	0	2	-1067	54	
98	76	2214	5/8" Shackle	0	2	-1065	52	
99	74	2216	Acoustic Release	2	50	-1015		50 S/N 534
100	73	2217	Drop link	1	1	-1014		
101	73	2217	1/2" Shackle	0	1	-1013		
102	73	2217	5/8" Sling ring	0	2	-1011		
103	73	2217	1/2" Shackle	0	1	-1010		
104	23	2267	Wire rope (50m)	50	8	-1002		
105	23	2267	1/2" Shackle	0	1	-1001		
106	23	2267	5/8" Sling ring	0	2	-999		
107	23	2267	5/8" Shackle	0	2	-997		
108	23	2267	3/4" Thimble	0	2	-995		
109	3	2287	3/4" Nylon rope (20m)	20	1	-994		
110	3	2287	3/4" Thimble	0	2	-992		
111	3	2287	5/8" Shackle	0	2	-990		
112	3	2287	5/8" Sling ring	0	2	-988		
113	3	2287	1/2" Shackle	0	1	-987		
114	1	2289	3/8 Chain (2m)	2	9	-978		
115	1	2289	1/2" Shackle	0	1	-977		
116	1	2289	5/8" Sling ring	0	2	-975		
117	1	2289	3/4" Shackle	0	2	-973		
118	0	2290	Anchor (2800 lbs)	1	2492	1519		

끝난 여과지는 중류수로 5~6회 세척하여 염분을 제거한 후 냉동보관하여 실험실에서 다시 건조기를 이용 100°C에서 건조하고 여과하기 전의 여과지 무게를 감하여 입자성 부유물질의 무게를 얻었다 (precision : ± 0.02 mg/liter).

(2) 용존산소

용존산소함량은 Winkler 방법으로 용존산소를 고정하여 현장에서 비색측정법 (Pai et al., 1993)으로 결정하였다. 결보기산소소비율 (AOU)은 포텐셜 수온 (potential temperature)과 염분으로부터 계산된 용존산소의 포화농도에서 관측된 용존산소의 농도를 뺀 값으로 정의하였다.

(3) 규산염

규산염은 Grasshoff et al. (1983)에서 제시하는 방법에 따라 의거 현장에서 분광기로 측정하였으며 분석방법은 다음과 같다.

규산염 (Si (OH)₄): 시료에 ammoniummolybdate를 가하여 silicomolybdate complex를 만든 후 oxalic acid와 ascorbic acid를 가하여 발색시켰다 (precision : ±0.5% at 10 μM).

(4) 퇴적물의 유기탄소, 유기질소 및 총 황

건조된 퇴적물 약 0.5 g에 약 1 N 염산 용액 10 ml를 가하여 탄산염 광물을 녹여 제거한 후, 5~10 mg을 취하여 Carlo Erba CNS 원소분석기로 측정하였다. 본 분석의 정밀도를 검증하기 위하여 캐나다 NRCC의 퇴적물 표준시료 BCSS-1을 사용하였으며 분석오차는 다음과 같다 (Table 7-3).

(5) 부유물의 유기탄소와 유기질소

500 °C 전기로에서 태워 미리 무게를 측정한 25 mm GF/F 여과지에 해수를 약 4 리터 여과하여 증류수로 염분을 제거하였다. 60°C 오븐에서 밤새 건조시켜 무게를 측정하여 염산 으로 2일간 훈증시킨 후 산기를 제거하여 Carlo Erba CNS 원소분석기로 측정하였다.

Table 7-3. Accuracy of the measurement of carbon, nitrogen and sulfur contents in this study for the standard reference sediment, BCSS-1 (NRCC).

	Organic C(%)	Nitrogen(%)	Sulfur(%)
certified value ± Std.Dev	2.19 ± 0.09(a)	not available	0.36 ± 0.05
Nieuwenhuize <i>et al.</i> (1994)	2.102 ± 0.039	0.205 ± 0.004	
This study(n=5)	2.232 ± 0.035	0.207 ± 0.005	0.32 ± 0.04

(a) : reported as total carbon

(6) 퇴적물의 생물기원 규소

생물기원 규소 함량은 탄산나트륨 용출 방법에 의한다 (motlock and Froelich, 1989). 냉동건조시킨 퇴적물 시료를 분쇄한 후, 시료 100 mg을 취하여 50 ml 폴리프로필렌 원심분리관에 넣은 후, 10% 과산화수소수 5 ml를 넣는다. 30분 뒤 1N 염산 5 ml를 넣고, 초음파 처리시킨 후 뚜껑을 닫고 30분 동안 기다린다. 이차 증류수 20 ml를 넣고 10분 동안 6,000 rpm에서 원심분리한 후 상등액을 제거하고 남은 시료를 밤새도록 오븐에서 건조시킨다. 건조시킨 시료에 2 M 탄산나트륨 40 ml를 넣고 잘 흔들어 초음파를 가하여 잘 혼합시킨다. 이 시료를 85℃로 예열시킨 중탕에 옮긴 다음 각각 2시간, 4시간 뒤에 꺼내에 잘 흔들어 준다. 총 5시간 동안 가열해주고 시료를 옮기어 6,000 rpm에서 5분 동안 원심분리한 후 상등액을 취한다. 위 상등액을 적당 농도로 희석한 후 molybdate-blue 방법을 사용하여 착색시킨 후 UV-Vis Spectrophotometer로 측정한다 (정밀도 7%).

(7) 부유물의 생물기원 및 암석기원 규소

부유물 중의 생물기원규소를 분석하기 위한 방법들은 퇴적물의 생물기원규소를 분석하기 위한 방법들로부터 변형 적용되어 주로 개발되어져 왔다. 단일 습식 알칼리 용해로 부유물의 생물기원규소를 간편하게 분석하기 위하여 Paasche and Ostergen (1980)와 Krausse et al. (1983)의 방법들이 많이 이용되어 왔으나, 이들 방법들도 생물기원규소에 대하여 완전히 선택적이지는 못하다. 습식 알칼리 용해법으로 사용되는 0.05M (0.5%) Na_2CO_3 (Paasche, 1980), 0.5M (5%) Na_2CO_3 (Kamatani and Takano, 1984) 용해법은 용출액에서 알루미늄 농도를 측정하여 암석기원 성분에 의한 간섭을 보정해 주어야 한다 (Kamatani and Takano, 1984; Tréguer et al., 1988). 그러나, 이들 방법들도 퇴적물에서처럼 상대적으로 높은 알루미늄의 양이 존재할 경우에는 가능한 방법이나 부유물과 같이 절대 존재량 자체가 적을 경우에는 매질의 간섭효과로 인하여 측정이 쉽지 않다. Krausse et al. (1983)은 Na_2CO_3 과 NaOH 용액을 이용한 방법들을 비교한 바 있는데, 0.2 M NaOH 용액에 의한 용출이 0.05 혹은 0.5 M Na_2CO_3 에 의한 용출 보다도 암석기원 규소를 더 적게 용출시키는 것으로 나타났다. Paasche (1980)는 NaOH 방법에 의한 생물기원 규소의 분석은 여러가지 광물들에서부터 오는 간섭정도가 2% 미만이라고 하였으나 Krausse et al. (1983)은 간섭정도가 부유물질에

서의 광물 구성과 양에 의하여 결정된다고 하였다. NaOH를 이용한 용해법이 연안수나 대양수에서 부유물중의 생물기원 규소를 결정하기 위하여 사용되어졌는데 (Krausse et al., 1983; Brzezinski and Nelson, 1989; Tréguer et al., 1992), 이들 방법들은 간단할 뿐만 아니라, 친생물기원 규소를 측정하기 위하여 사용된 동일 시료의 여과지에서 암석기원 규소를 연속적으로 측정할 수 있게 해주는 장점이 있다. Ragueneau and Tréguer (1994)는 연안수중 부유물에서의 생물기원규소를 보다 정확하게 측정하기 위하여 NaOH 용출과정에서 각 광물질로부터 용해되어 나오는 부분을 측정할 적이 있다. 실험에 의하면 전체 규소 성분 중 aluminosilicates에 대하여는 약 10% (kaolinite와 illinite에서는 각각 13%와 7%)가 용출되어 나왔으며 quartz에서는 거의 용출되지 않았다. 그러나, 이 또한 생물기원 규소의 측정시 암석기원 규소에 대한 정확한 보정을 위하여서는 암석기원 광물질의 정확한 구성에 대한 정보를 필요로 하며 이는 지역적으로 그리고 계절별로 다를 수도 있다.

본 연구에서는 이러한 단점을 보완하기 위하여 NaOH 용출법에 의한 생물기원 규소의 측정과 HF에 의한 암석기원 규소의 용출과정에서 Al을 측정하여 각 시료에 대하여 보정해 줄 수 있는 새로운 방법을 도입하였다. 용출과정에서 각 용액에 존재하는 Al과 Si 농도는 유도결합 플라즈마 원자방출분광 분석기 (ICP-AES)를 이용하여 간단하게 측정할 수 있다. 용출방법은 Ragueneau and Tréguer (1994)에 의한다.

부유물 중에 있는 총 규소의 양 (TSi)은 생물기원 규소 (BSi_c)와 암석기원 규소 (LSi_c)로 구분된다. 이는 NaOH와 HF 용출과정에서 각각 용해되어져 나오는 걸보기 생물기원 규소 (ESi_a)와 걸보기 암석기원 규소 (LSi_a)로 이루어진다 (1).

$$TSi = BSi_a + LSi_a = BSi_c + LSi_c \quad (1)$$

그리고, NaOH와 HF에 의한 각각의 용출과정에서 용해되어져 나오는 Al의 양을 각각 BA_l와 LA_l라 하면, 총량인 TAl은 모두 암석기원에 의한다 (2).

$$TAl = BA_l + LA_l \quad (2)$$

여기서, 각 용출과정에서 용해되어져 나오는 암석기원의 규소와 알루미늄의 농도비가 일정하므로 생물기원 규소 용출과정에서 암석기원으로부터 용해되어져 나온 규소의

양을 같은 용액에 존재하는 알루미늄의 양으로 보정이 가능하다. 암석기원 규소와 알루미늄의 농도비는 LSi_c/TAl 이므로, NaOH 용출액에 존재하는 규소의 양은 (3)과 같이 표현된다.

$$BSi_a = BSi_c + \frac{LSi_c}{TAl} \times BAl_a \quad (3)$$

(1)과 (3)으로부터 생물기원 규소의 양은 (4)와 같이 된다.

$$BSi_c = \frac{\left(BSi_a - TSi \times \frac{BAl_a}{TAl} \right)}{\left(1 - \frac{BAl_a}{TAl} \right)} \quad (4)$$

(1)과 (4)로부터 암석기원 규소의 양 (LSi_c)을 구할 수 있다 (5).

$$LSi_c = BSi_a + LSi_a - BSi_c \quad (5)$$

본 방법을 적용하여 동해에서 채취된 퇴적물 드랩 시료 1 mg씩을 취하여 실험한 결과 0.2 M NaOH로 생물기원 규소를 용해시키는 과정에서 암석기원 규소가 $18.1 \pm 0.4\%$ 용해되어 나왔다. 이는 Ragucneau and Tréguer (1994)가 aluminosilicates에 대하여는 약 10%가 용해되어 나온다는 결과 보다 훨씬 높다. 그리고, 생물기원 규소의 용해과정에 포함된 암석기원 규소의 양은 전체의 $31.2 \pm 1.6\%$ 를 차지하여 이 용해과정에서 암석기원 성분이 큰 부분을 차지하고 있음을 보여 주었다 (Table 7-4). 따라서, 부유물과 같은 미량 시료의 생물기원 규소를 분석할 경우, 암석기원 규소에 대한 보정이 반드시 이루어져야 한다. 본 연구에서는 해수시료 약 4 리터를 nuclepore 막여과지로 현장에서 여과하여 냉동보관 후 실험실로 가져와 분석하였다.

(8) 퇴적물의 금속원소

곱게 갈아 말린 시료를 105 °C 오븐에서 3시간 동안 건조시킨 후에 시료 약 30 mg을 고압용 테프론 용기에 넣고 HNO_3 , HF, $HClO_4$ 의 혼합 산으로 마이크로웨이브

Table 7-4. Precision of the determination for the biogenic and lithogenic silica.

N	BSi _a (μg)	LSi _a (μg)	BAI _a (μg)	LAI _a (μg)	BSi _c (μg)	LSi _c (μg)	LBSi* (%)	BLSi** (%)
1	128.2	164.2	16.7	73.7	91.0	201.3	18.5	29.0
2	127.9	174.6	16.4	74.0	89.2	213.3	18.2	30.3
3	136.7	192.5	16.6	74.0	93.4	235.8	18.3	31.7
4	128.5	196.8	16.7	77.1	86.0	239.3	17.8	33.1
5	129.0	193.7	17.0	79.2	87.6	235.1	17.6	32.1
avg.	130.1	184.3	16.7	75.6	89.4	225.0	18.1	31.2
std.	3.7	14.2	0.2	2.4	2.9	16.7	0.4	1.6
rstd(%)	2.9	7.7	1.1	3.2	3.2	7.4	2.0	5.1

* LBSi : 생물기원 규소의 용해과정에서 0.2 M NaOH 용액에 용해되는 암석기원 성분

** BLSi : 생물기원 규소 용해과정에 포함된 암석기원 규소의 기여도.

오븐에서 용해시켰다. 그 후 가열판에서 산을 날려 보낸 후에 1% 질산에 녹여 주요 원소는 유도결합 플라즈마 원자방출분광 분석기 (ICP-AES)로 미량원소 및 희토류원소는 유도결합 플라즈마 질량분석기 (ICP-MS)로 정하였다. ICP-MS 분석시에는 기기 오차를 줄이기 위하여 In과 Ir의 두 원소를 보정원소로 사용하였다.

3. 결과 및 토의

가. 피스톤코아 시료 (MF97PC-1)

피스톤 코아 시료를 채취한 지역은 일본본지의 남서편 (40° 09.51' N, 132° 23.5 0' E)에 해당된다. 이 지역은 현재 남쪽의 고온수와 북쪽의 저온수가 만나 형성되는 극전선의 영향을 미약하게나마 받고 있다.

MF97PC-1 퇴적물을 X-raiography로 분석한 결과, 상부 약 50 cm에서는 박층리위에 생물교란된 니가 나타나며 65~70 cm에 점이층리를 보이는 니가 존재한다. 그 하부층에서는 균질니와 박층리, 점이층리를 보이는 니가 혼재되어 있다. 그리고, 약 70 cm 깊이에 화산재가 협재되어 있다. 현재로서는 이 화산재가 어느 시기에 분출한 것인지 분명하지 않다. 연대추정을 위하여 이에 대한 자세한 분석이 진행중이다. 비슷한 위치에서 획득한 MF97BC-1에서는 상부 약 20 cm 층이 생물교란니로 형성되어 있으며 그 하부층에 박층리가 존재한다. 입도는 층리가 있는 곳에서 상대적으로 크게 나타났다 (Fig. 7-2). 박스코아에서 ²¹⁰Pb 방법으로 측정된 퇴적률은 100년에 약 2 cm

였다. 그리고, 약 1" 북쪽에서 채취한 박스코야 시료의 백두산 화산재를 근거로 계산된 이 지역의 퇴적률은 100년에 약 2.6 cm 이다. 따라서, 이 두 자료로부터 계산되는 MF97PC-1 176 cm의 연대는 약 6,800~8,800 yr B.P.가 된다. 울릉분지를 포함한 남쪽에서 채취된 퇴적물시료들에서는 홀로세 기간중에 박층리가 나타나지 않는다 (한 등, 1996).

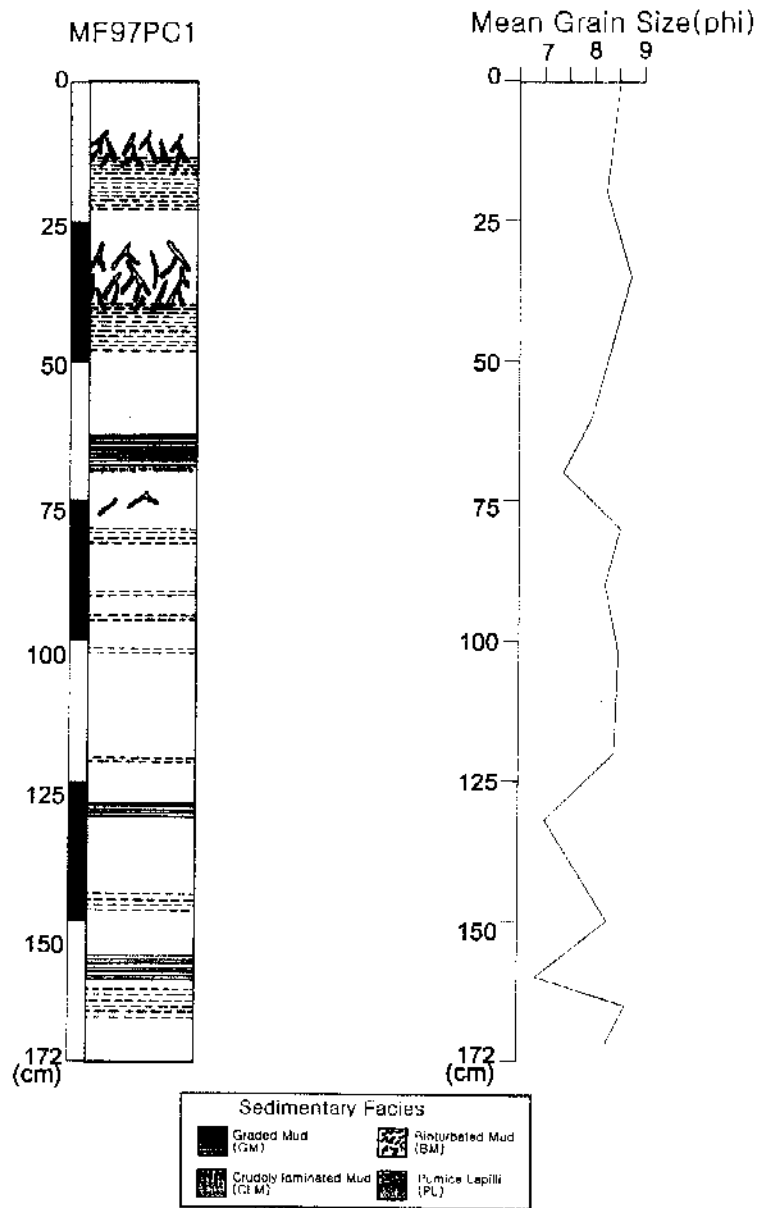


Fig. 7-2. X-radiographs and mean grain size of the sediment at MF97PC-1.

(1) 생물기원 물질

MF97PC-1 코아 퇴적물 시료의 깊이에 따른 유기탄소, 유기질소, 총황 및 생물기원 규소 함량을 Table 7-5와 Fig. 7-3에 나타내었다.

유기탄소함량은 표층 0~2 cm의 1.15%에서 20~22 cm 구간까지 0.38%로 감소하며 24.5~26.5 cm 층에서 1.98%로 증가하였다. 그리고 32~46 cm 구간에서는 0.46~0.63%로 매우 낮았으나 그 이후 47~64 cm 구간에서 1.57~1.96%로 높은 유기탄소 함량을 보였다. 이러한 유기탄소 함량이 높은 구간과 낮은 구간이 일정한 주기는 아니지만 표층에서 코아 퇴적물의 최하부층인 175.5 cm까지 반복되고 있으며 표층을 포함하여 총 5회의 높은 유기탄소 함량을 가지는 구간과 낮은 유기탄소 함량을 가지는 구간으로 구분된다. 그러나 100 cm 이하의 깊이에서는 상대적으로 낮은 함량을 보인 구간에서도 1.0% 이상의 함량을 가진다. 유기탄소 함량이 높고 낮은 분포를 보이는 주기는 대략 25~40 cm 가량된다. 이 주기는 퇴적물의 정확한 연대를 아직 알 수 없지만 위에서 설명한 계산을 근거로 하면 약 1,000~2,000년의 주기로 고일차생산력의 변동이 있었다고 할 수 있다. 이는 홀로세 이후에도 동해의 해양변동은 소빙하기와 같은 미약한 환경변화에서도 크게 반응하여 생산력의 큰 변동을 가져온다는 것을 시사한다. 유기탄소 함량이 이렇게 높고 낮은 구간으로 반복되는 양상은 울릉분지 퇴적물에서는 발견되지 않았다. 이것은 울릉분지가 약 2,200~2,300 m의 수심을 가져 심한 생물혼합으로 인하여 홀로세 이후의 퇴적물에서 고해양환경의 기록이 잘 보존되지 않은 결과라고도 할 수 있다.

생물기원 규소의 함량은 4~6 cm 구간에서 2.65%로 가장 높았으며 약 70 cm를 경계로 그 상부에서는 표층으로 향하여 함량이 증가하는 추세를 보였다. 이는 이 시기 이후로 동해의 북위 40° 부근에서는 규질 생산력이 꾸준히 증대되었다는 것을 시사한다. 그러나, 생물기원 규소의 함량이 높은 곳에서 반드시 유기탄소의 함량이 높지만은 않아 규질생산력의 증가가 일차생산력에 의한 유기물의 생산을 주도하였다고는 볼 수 없다. 20 cm 층에서 표층까지는 생물기원 규소의 함량과 함께 유기탄소의 함량이 증가하여 적어도 최근 수 백년 시간의 규모에서는 규질생산의 증가와 함께 현재 일차생산력의 증대가 이루어지고 있다는 사실을 시사한다. 그러나, 일본분지 남서단에 해당되는 이곳 정점 퇴적물에서의 생물기원 규소의 함량은 전반적으로 울릉분지와 같은 남쪽의 퇴적물들에 비하여 현저히 낮은 값이다. 규질생산력과 유기물 생산력과 등을 비교하기 위하여 94년과 95년에 남쪽 울릉분지와 한국대지 인근의 대륙사면 하단부에

Table 7-5. Biogenic components in the piston core sediment at MF97PC-1.

Depth (cm)	C(org) (%)	N(org) (%)	S(total) (%)	Si(bio) (%)	C/N(org) (atom)	C(org)/S(T)
0-2	1.15	0.15	0.09	2.14	8.79	13.33
4-6	1.00	0.14	0.07	2.65	8.32	14.26
8-10	0.94	0.15	0.20	2.51	7.41	4.69
20-22	0.38	0.05	0.25	1.50	9.67	1.51
24.5-26.5	1.98	0.23	0.40	2.07	10.23	4.94
28-30	1.20	0.16	0.22	2.30	8.81	5.52
32-34	0.52	0.06	0.06	1.79	10.67	8.97
36-38	0.63	0.09	0.13	1.85	8.47	4.94
40-42	0.46	0.07	0.11	1.24	7.90	4.46
44-46	0.56	0.08	0.13	1.30	8.19	4.26
47-48	1.61	0.16	0.53	1.00	11.62	3.06
50-52	1.74	0.18	0.81	1.04	11.52	2.15
54-56	1.92	0.20	0.81	1.01	11.26	2.38
58-60	1.66	0.19	0.80	1.28	10.41	2.06
62-64	1.57	0.17	1.14	1.30	10.66	1.37
66-68	1.14	0.15	1.16	0.81	8.85	0.99
69-70	0.93	0.11	0.78	1.00	9.54	1.19
71-72	0.59	0.09	0.45	1.19	8.08	1.31
74-76	0.79	0.13	0.30	2.27	7.03	2.65
78-80	0.89	0.13	0.37	1.84	7.79	2.43
82-84	0.68	0.09	0.31	0.86	8.75	2.01
86-88	1.35	0.15	0.83	0.90	10.49	1.62
90-92	1.47	0.18	0.58	1.50	9.41	2.51
94-96	1.83	0.20	0.69	1.22	10.41	2.66
99-101	2.71	0.32	1.30	2.27	10.04	2.09
102.5-104.5	1.55	0.19	0.83	1.58	9.71	2.00
106-108	1.20	0.14	0.79	0.95	9.96	1.52
110-112	1.19	0.14	0.92	1.06	9.90	1.29
114-116	1.12	0.13	0.69	1.12	9.90	1.63
118-120	1.32	0.16	0.93	1.09	9.84	1.42
122-124	1.21	0.14	0.88	1.03	10.22	1.37
126-128	1.00	0.12	0.80	0.88	10.05	1.25
130-131	2.08	0.23	1.36	0.76	10.78	1.53
132-134	0.74	0.09	1.02	0.66	10.02	0.72
136-138	1.71	0.20	0.61	1.18	10.19	2.79
140-142	1.22	0.14	0.78	1.04	10.01	1.56
144-146	1.49	0.17	0.93	1.03	10.18	1.61
148-150	1.15	0.14	0.62	1.02	9.91	1.86
152-154	3.76	0.36	0.80	1.12	12.18	4.71
156-157	2.32	0.27	1.21	1.17	9.97	1.92
158-159	1.14	0.14	1.27	0.87	9.69	0.90
160-161.5	1.05	0.12	1.42	0.77	10.24	0.74
163-165	2.00	0.26	0.68	1.77	9.01	2.94
166.5-168	1.26	0.15	0.65	0.94	9.69	2.00
170-172	1.13	0.14	0.60	0.99	9.29	1.88
174-175.5	1.06	0.13	0.46	0.99	9.59	2.33

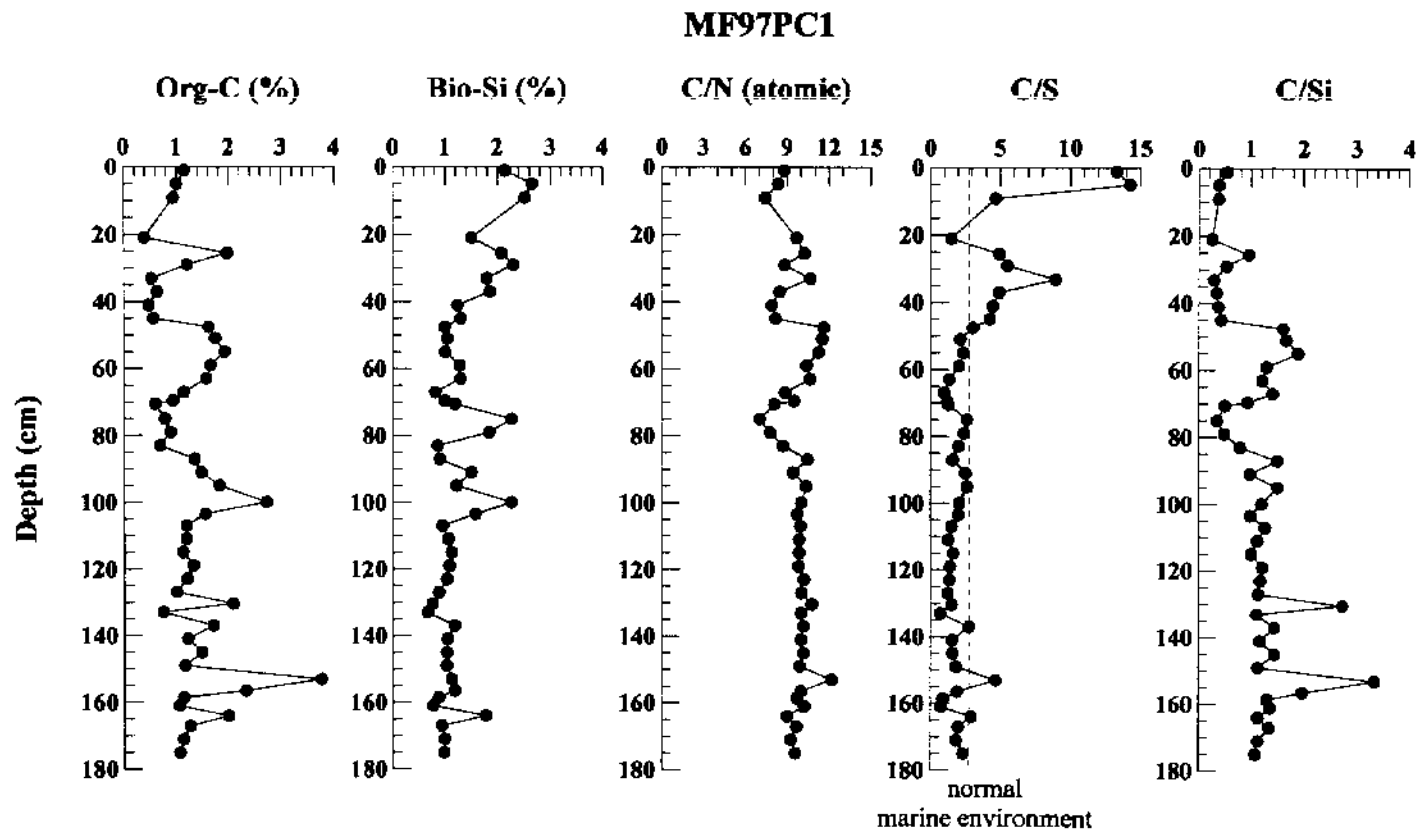


Fig. 7-3. Biogenic component profiles in piston core sediment at MF97PC-1.

서 채취된 퇴적물에서의 유기탄소와 생물기원 규소 함량과의 관계를 살펴보았다 (Fig. 7-4). 그림에서 울릉분지의 95PC-4와 한국대지 인근의 대륙사면 하단부의 94PC-2에서는 홀로세 이후 유기탄소에 비하여 생물기원 규소의 함량이 대폭 증가한 것으로 알 수 있다. 94PC-2와 95PC-4에서는 홀로세 구간, 그리고 MF97PC-1에서는 유기탄소함량은 높으나 생물기원 규소 함량은 낮은 혹은 그 반대의 경우를 제외한 구간들에서는

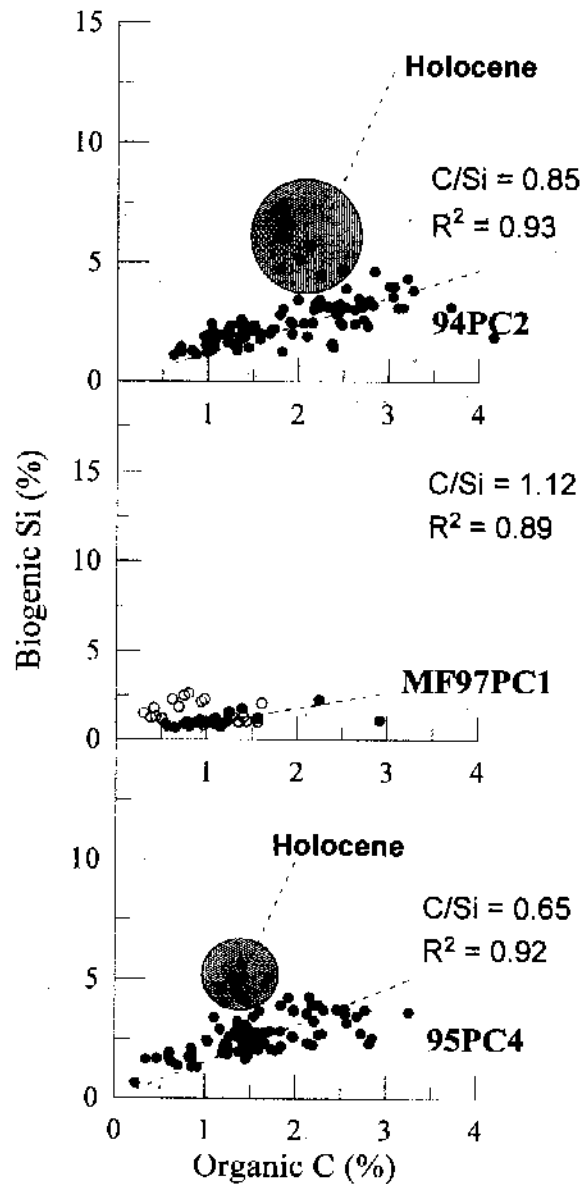


Fig. 7-4. Relationships between organic carbon and biogenic silica in the sediment of the East Sea.

유기탄소의 함량은 생물기원 규소의 함량에 좋은 선형적 비례관계를 보였다 ($R^2 = 0.89 \sim 0.93$). 이는 대체로 규질생산력이 동해의 일차생산력을 주도한다는 사실을 말해 주고 있다. 유기탄소/생물기원 규소의 함량비에 있어서는 가장 남쪽에 위치한 울릉분지의 95PC-4가 0.65로 가장 낮았으며 94PC-2가 0.85, 그리고 일본분지의 MF97PC-1이 1.12로 가장 높다. 이는 일차생산력에 기여하는 규질생산력의 비가 남쪽으로 갈수록 증가한다는 것을 의미하며 이는 동해의 규질생산력은 남쪽에서 공급되는 규산염이 주도한다는 것을 시사한다.

유기탄소와 유기질소 비는 약 8~12 정도의 범위에서 변한다. 변화의 경향은 대체로 유기탄소의 함량이 클 때, 유기탄소/유기질소의 비도 증가하는 것으로 나타났다. 이는 동해북부 지역의 일차생산력 증대가 육상기원 물질의 영향을 많이 받을 것이라는 추론을 가능하게 한다. 즉, 육상으로부터 물질의 공급이 증가한 시기에 일차생산력 또한 증가하였을 것으로 생각된다.

퇴적물에 남아 있는 유기탄소와 총황의 함량비는 퇴적당시의 산화·환경을 유추할 수 있는 좋은 자료 중의 하나이다. 울릉분지 홀로세 퇴적물에서는 유기탄소/총황의 비가 산화 환경에서 퇴적되는 정상적인 2.8 이상의 값을 보여 홀로세 기간동안 울릉분지를 포함한 수심 2,300 m 보다 얕은 수층은 이 기간동안 산소가 풍부한 산화환경 상태였다는 것을 말해 준다 (Kim, 1997). 그러나 이곳 일본 분지 하단의 수심 3,300 m에서 채취된 본 코아 퇴적물 시료에서는 약 20 cm 깊이와 60 cm 보다 하부의 층에서는 유기탄소/총황의 비가 2.8 보다 낮은 값을 보여 일본분지의 수심이 깊은 수층에서는 홀로세 기간에서도 용존산소가 고갈된 환원환경을 형성한 시기들이 있었던 것으로 생각된다. 유기탄소/총황의 비가 2.8 보다 낮았던 구간은 표층에서 약 20, 60, 120 cm 깊이 전후로 같은 구간에는 박층리가 존재한다. 이는 생물교란의 흔적이 없을 경우에 형성되는 퇴적상으로 이 시기에 동해의 저층수가 환원환경에 있었다는 또 다른 증거이기도 한다. 가장 최근의 환원 환경은 약 1,000년 전의 시기이다.

동해는 최근 수십년간 심층수의 용존산소가 감소하는 현상을 보이고 있으며 이를 지구온난화로 인한 겨울철 표층수 냉각이 저하됨에 따른 수직혼합의 감소에 의한 결과로 설명하는 최근의 연구결과들과 비교하면, 이는 꽤 흥미로운 사실이다. 표층에서 20 cm 구간을 제외하고는 대체로 유기탄소의 함량이 높을 때, 유기탄소/총황의 비가 낮아 일차생산력의 증가가 저층수의 용존산소 소모를 증가시켜 환원환경을 형성하는 것으로 생각된다. 그러나 퇴적물의 유기탄소 함량이 반드시 높은 일차생산력을 지시

하는 것은 아니며 일차생산력은 퇴적물에도 관계하기 때문에 이의 관계를 보다 정확
하게 유추하기 위하여서는 보다 정밀한 퇴적물에 대한 자료가 필요하다.

(2) 금속원소

금속원소는 Al을 포함한 주요원소, Sc 등 미량원소, 희토류원소를 포함하여 총 38
종의 금속원소가 분석되어졌다 (Table 7-6; Fig. 7-5).

이들의 분포특징은 표층에서 14 cm까지 0.413~0.662%의 매우 높은 Mn 함량을 보
이며 바로 아래층의 16~22 cm 구간에서 1.83~4.25%의 최대값을 보여 하부에서 환
원된 Mn이 상부로 이동확산되면서 용존산소를 만나 산화 축적되는 경계면을 형성한
다. 따라서, 현재 동해 이 지역 퇴적물에서 산소가 침투하여 산화층을 형성하는 경계
는 약 22 cm 정도가 된다. 그 외에도 Mn의 함량이 높게 나타나는 층은 78~84, 99~
101, 160~168 cm 구간들로서 각각 0.38~0.49, 2.09, 0.26~0.61%로 인접한 다른 층들
에 비하여 수내에서 수십배 높은 함량을 보인다. 상부의 산화·환원 경계면을 제외하
고는 Mn 함량이 높은 구간은 인접층들에 비하여 생물기원 규소의 함량이 상대적으로
높다. 이들 층들에는 박층리가 발달해 있다. Mn은 산화·환원 환경의 변화에 따라 산
화가가 바뀌어 이동하는 원소이기 때문에 퇴적물내에서 과거의 산화·환원 환경의 변
화에 따른 수층으로부터의 공급량을 명확하게 반영하지는 못할 것이다. Mn의 함량이
높은 층에는 박층리가 발달해 있고, 유기탄소/총 황의 비가 환원환경, 혹은 환원환경
에서 산화환경으로 전환하는 구간들에 해당한다. 이것은 과거 동해가 환원환경일 때,
수층에서 높은 농도의 용존상태로 존재하던 Mn이 산화환경으로 전환하는 과정에서
입자성형대로 침강하여 축적된 것이 잔류해 있기 때문일 것으로 추론된다. 따라서,
Mn의 함량분포로도 과거 홀로세 기간동안 동해는 울릉분지의 해저면 보다 깊은 수심
의 일본분지에서는 산화·환원 환경의 변화가 있었다는 것을 말해 주고 있다.
그 외 주요원소 중 Al, Fe, Ti 함량이 깊이별로 다소 변하는 것은 입도변화에 따른
영향일 것으로 판단된다.

Y, Zr, Nb와 희토류원소의 높은 함량이 그리고, Al, Ti의 낮은 함량이 표층의 0~2
cm 깊이에서 나타난다. 인근에서 채취한 박스코아 시료에서는 약 7~8.5 cm 깊이에서
이러한 특징이 발견되었다. 이들 원소의 조성은 백두화산재의 특징 중 하나이다. 따라
서, 피스톤코아의 시료채취과정에서 상부 퇴적물의 약 7 cm 정도가 없어졌다고 할 수
있다. 그러나 이 백두화산재가 어느 시기에 분출한 것인지는 명확하지 않다. 약 1,000

Table 7-6. Metal contents in the piston core sediment at MF97PC-1.

Depth (cm)		Al (%)	Fe (%)	Mn (%)	Ti (%)	Ba (ppm)	Sc (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)
0	-- 2	8.5	4.7	0.413	0.38	402	29	169	76
4	-- 6	9.7	5.3	0.551	0.46	543	28	179	89
8	-- 10	9.5	5.3	0.630	0.45	579	28	178	79
12	-- 14	11.2	5.9	0.662	0.51	700	33	189	96
16	-- 18	9.4	5.1	1.834	0.44	615	26	149	73
20	-- 22	8.8	4.9	4.254	0.45	596	24	147	73
24.5	-- 26.5	8.5	4.4	0.036	0.45	519	24	187	77
28	-- 30	9.7	4.1	0.041	0.44	578	27	168	76
32	-- 34	10.0	4.6	0.047	0.46	620	24	156	75
36	-- 38	10.9	4.9	0.050	0.49	669	28	180	85
40	-- 42	11.0	5.3	0.052	0.47	705	25	165	100
44	-- 46	10.4	5.0	0.054	0.48	674	23	146	92
47	-- 48	9.7	4.4	0.053	0.46	666	19	154	97
50	-- 52	9.9	4.5	0.051	0.51	693	21	154	93
54	-- 56	10.0	4.7	0.049	0.52	690	25	151	95
58	-- 60	9.5	4.5	0.046	0.48	665	24	138	95
62	-- 64	9.3	4.4	0.047	0.49	663	25	140	91
66	-- 68	8.3	4.0	0.053	0.44	627	20	101	67
69	-- 70	9.6	4.1	0.072	0.47	664	22	138	81
71	-- 72	9.6	3.8	0.081	0.47	703	20	132	73
74	-- 76	8.6	4.8	0.487	0.39	654	29	169	56
78	-- 80	9.2	5.1	0.384	0.41	826	27	143	68
82	-- 84	11.1	5.9	0.153	0.53	790	28	178	103
86	-- 88	9.7	4.9	0.094	0.47	720	26	165	85
90	-- 92	9.9	4.4	0.072	0.41	721	23	148	88
94	-- 96	9.6	4.2	0.063	0.43	688	19	166	95
99	-- 101	7.5	4.6	2.091	0.33	633	20	184	61
102.5	-- 104.5	9.0	4.6	0.091	0.42	701	24	176	79
106	-- 108	9.7	5.0	0.070	0.47	776	23	182	85
110	-- 112	9.2	4.7	0.068	0.45	733	22	164	83
114	-- 116	9.1	4.7	0.066	0.45	724	23	175	87
118	-- 120	8.8	4.6	0.065	0.44	708	21	154	75
122	-- 124	9.1	4.7	0.067	0.45	723	21	157	79
126	-- 128	9.4	4.9	0.070	0.47	748	22	161	84
130	-- 131	9.1	4.7	0.068	0.46	722	21	166	82
132	-- 134	7.9	4.0	0.065	0.45	613	20	118	67
136	-- 138	9.4	4.9	0.070	0.45	729	25	160	85
140	-- 142	8.8	4.6	0.070	0.43	690	18	164	83
144	-- 146	9.5	4.9	0.079	0.46	738	22	188	87
148	-- 150	9.1	4.6	0.081	0.44	705	21	173	83
152	-- 154	8.7	4.5	0.083	0.43	683	21	150	87
156	-- 157	9.3	4.9	0.102	0.44	730	14	103	54
158	-- 159	8.3	4.2	0.135	0.45	640	19	140	69
160	-- 161.5	8.2	4.4	0.596	0.42	634	19	141	67
163	-- 165	9.5	4.5	0.605	0.41	662	23	182	69
166.5	-- 168	11.3	6.6	0.256	0.53	842	27	215	109
170	-- 172	9.3	4.8	0.102	0.44	722	22	162	82
174	-- 176	9.0	4.7	0.093	0.43	696	18	91	56

Table 7-6. (Continued).

Depth (cm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	
0	2	24	56	77	182	35	188	178	40
4	6	29	62	85	167	32	162	212	28
8	10	30	58	85	143	31	156	212	26
12	14	33	65	86	184	35	182	239	31
16	18	14	47	64	160	40	162	241	24
20	22	24	61	60	163	59	152	237	24
24.5	26.5	13	46	69	123	23	140	184	24
28	30	24	63	82	145	23	150	169	25
32	34	16	41	78	153	26	152	179	27
36	38	17	40	75	152	27	169	189	28
40	42	15	48	60	156	27	203	187	23
44	46	15	42	39	133	25	186	177	25
47	48	17	57	79	150	22	159	161	24
50	52	17	59	61	134	24	159	175	25
54	56	19	60	64	140	24	162	164	25
58	60	16	53	57	138	23	158	164	25
62	64	16	46	59	147	22	149	167	24
66	68	19	60	49	117	21	137	189	22
69	70	30	90	61	139	22	152	207	26
71	72	19	49	53	122	22	142	228	26
74	76	16	49	106	154	23	126	165	24
78	80	17	43	57	144	25	143	161	24
82	84	17	50	68	166	28	193	182	29
86	88	22	66	66	163	25	161	160	25
90	92	18	56	58	145	24	172	155	20
94	96	15	52	51	160	27	172	172	21
99	101	22	47	64	147	36	119	173	28
102.5	104.5	15	44	68	158	27	157	163	25
106	108	18	49	66	156	24	167	188	26
110	112	17	47	63	137	22	155	163	27
114	116	16	47	63	154	23	159	175	26
118	120	15	40	57	131	20	147	160	24
122	124	16	42	67	143	20	153	170	26
126	128	17	49	67	140	23	157	179	26
130	131	16	47	59	139	21	150	173	27
132	134	15	35	47	108	18	129	207	26
136	138	19	46	64	139	21	158	170	26
140	142	17	41	60	138	21	147	169	25
144	146	17	47	57	145	21	158	180	27
148	150	17	49	63	145	22	152	172	25
152	154	17	43	60	135	19	143	162	24
156	157	16	48	67	178	24	140	144	23
158	159	17	41	51	109	19	131	192	24
160	161.5	20	50	47	118	22	129	197	26
163	165	23	59	80	163	29	138	176	28
166.5	168	19	55	71	173	27	186	183	30
170	172	19	51	63	138	21	150	158	25
174	176	14	55	60	185	25	139	149	24

Table 7-6. (Continued).

	Depth (cm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Cd (ppm)	Sb (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)
0	-- 2	429	37	7.4	0.87	1.6	42.1	89.1	10.5
4	-- 6	160	14	11.0	0.36	1.6	31.5	73.3	7.7
8	-- 10	146	12	12.9	0.32	1.5	30.0	69.2	7.3
12	-- 14	165	14	12.6	0.48	1.6	32.0	73.6	7.9
16	-- 18	164	17	39.3	0.55	1.6	30.0	64.2	7.0
20	-- 22	170	17	72.2	1.08	2.8	31.9	68.0	7.4
24.5	-- 26.5	162	17	1.9	0.37	1.2	30.5	66.0	7.3
28	-- 30	140	12	1.1	0.60	1.8	30.3	70.0	7.1
32	-- 34	144	13	1.4	0.62	1.8	31.6	72.0	7.5
36	-- 38	149	13	1.0	0.41	1.5	31.8	72.4	7.5
40	-- 42	131	15	0.4	0.22	1.1	31.1	67.0	7.1
44	-- 46	137	16	0.5	0.27	1.4	35.1	74.8	8.0
47	-- 48	136	15	1.9	0.49	2.1	32.7	69.4	7.7
50	-- 52	140	16	3.2	0.86	1.3	34.1	71.0	8.3
54	-- 56	141	16	4.3	1.40	1.6	38.0	79.2	9.2
58	-- 60	130	16	4.6	1.01	1.3	36.1	75.8	8.4
62	-- 64	132	15	4.9	0.81	1.3	34.4	71.7	8.0
66	-- 68	124	16	6.9	0.67	1.5	35.7	72.4	8.3
69	-- 70	185	25	7.3	1.05	1.6	38.8	78.5	8.9
71	-- 72	152	16	4.3	0.69	1.4	36.4	72.0	8.5
74	-- 76	127	11	1.0	0.53	2.9	27.3	59.0	6.6
78	-- 80	126	12	0.7	0.31	1.5	30.0	66.5	6.9
82	-- 84	162	18	1.9	0.55	1.3	38.3	80.7	8.9
86	-- 88	146	16	5.5	1.05	1.8	33.6	72.1	8.0
90	-- 92	109	14	4.2	2.21	2.3	29.5	62.9	6.6
94	-- 96	112	17	4.4	1.14	1.9	35.4	74.6	7.9
99	-- 101	112	10	8.5	0.86	6.7	26.3	59.0	6.0
102.5	-- 104.5	135	15	3.7	0.51	3.3	34.0	75.2	7.9
106	-- 108	143	16	4.9	0.94	2.1	36.8	79.2	8.4
110	-- 112	142	16	5.5	1.11	1.8	35.5	76.2	8.3
114	-- 116	140	16	5.6	1.10	1.8	35.8	78.5	8.0
118	-- 120	132	15	6.2	1.13	1.8	34.4	74.6	8.0
122	-- 124	147	15	7.0	1.12	1.7	34.6	75.4	8.1
126	-- 128	143	16	6.7	1.11	1.6	36.9	80.5	8.5
130	-- 131	142	16	6.9	1.14	1.8	34.6	75.0	7.8
132	-- 134	160	16	6.9	0.84	1.6	33.9	72.1	7.8
136	-- 138	142	16	6.8	1.30	1.9	34.2	75.3	7.8
140	-- 142	135	15	7.8	1.12	2.0	34.1	73.4	7.8
144	-- 146	140	15	8.3	0.91	1.9	34.1	74.4	8.0
148	-- 150	133	16	8.6	1.10	2.0	34.4	76.2	8.0
152	-- 154	135	15	7.7	1.02	2.2	33.5	73.4	7.7
156	-- 157	122	15	8.6	1.29	2.4	35.3	78.9	8.3
158	-- 159	146	16	6.0	1.18	1.9	34.3	74.2	8.0
160	-- 161.5	136	16	9.6	0.79	2.9	32.8	70.2	7.5
163	-- 165	158	16	4.6	0.38	3.4	30.7	70.2	7.1
166.5	-- 168	156	18	5.6	0.67	1.8	41.9	92.4	9.7
170	-- 172	136	16	6.1	1.39	2.0	35.1	75.9	8.1
174	-- 176	120	15	6.7	1.07	1.9	33.7	73.8	7.7

Table 7.6. (Continued).

	Depth (cm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Tb (ppm)	Gd (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)
0	— 2	39.9	8.3	2.6	1.32	7.7	6.6	1.33	3.8
4	— 6	30.5	6.4	2.6	0.97	5.8	4.9	1.06	2.9
8	— 10	28.4	6.3	2.5	0.94	5.2	4.7	0.96	2.7
12	— 14	30.8	6.5	2.5	1.01	5.6	5.3	1.10	3.1
16	— 18	27.2	5.6	2.3	0.81	4.8	3.9	0.87	2.5
20	— 22	28.3	6.0	2.3	0.88	4.9	4.1	0.88	2.4
24.5	— 26.5	27.3	5.7	2.2	0.85	5.2	4.1	0.87	2.4
28	— 30	28.2	6.1	2.4	0.95	5.2	4.5	0.98	2.6
32	— 34	29.9	6.3	2.6	1.01	5.9	4.7	1.03	2.9
36	— 38	29.2	6.7	2.7	0.99	6.0	4.9	1.05	2.9
40	— 42	27.6	5.5	2.3	0.82	4.7	3.9	0.86	2.3
44	— 46	30.5	6.3	2.5	0.85	5.2	4.3	0.92	2.6
47	— 48	27.8	5.4	1.9	0.79	4.6	4.0	0.86	2.2
50	— 52	29.7	5.7	2.0	0.84	4.9	4.4	0.84	2.5
54	— 56	32.4	6.1	2.6	0.92	5.5	4.8	0.90	2.6
58	— 60	30.6	5.8	2.0	0.87	5.1	4.5	0.87	2.4
62	— 64	29.1	5.7	2.1	0.85	5.1	4.3	0.87	2.4
66	— 68	30.3	6.0	2.7	0.84	5.0	4.2	0.84	2.5
69	— 70	31.6	6.3	2.5	0.93	5.6	4.9	1.02	2.7
71	— 72	29.7	5.7	2.1	0.89	5.3	4.5	0.89	2.4
74	— 76	24.9	5.4	2.2	0.80	4.5	4.2	0.86	2.6
78	— 80	26.9	5.3	2.3	0.87	4.7	4.5	0.90	2.7
82	— 84	32.9	6.2	2.6	0.99	5.7	5.2	0.95	2.8
86	— 88	29.5	5.8	2.6	0.87	5.0	4.3	0.88	2.5
90	— 92	24.8	4.9	2.0	0.78	4.3	3.8	0.73	2.1
94	— 96	28.4	5.6	2.2	0.78	4.6	4.3	0.80	2.3
99	— 101	23.4	5.0	1.9	0.85	4.6	4.5	0.96	2.7
102.5	— 104.5	29.3	6.2	2.6	0.85	5.1	4.6	0.87	2.6
106	— 108	31.9	6.2	2.9	0.94	5.5	4.9	1.02	2.8
110	— 112	29.9	6.1	2.6	0.91	5.4	4.4	0.91	2.5
114	— 116	30.5	6.7	2.5	0.96	5.4	4.7	0.92	2.7
118	— 120	30.1	6.0	3.1	0.89	5.4	4.7	0.94	2.6
122	— 124	29.9	6.1	2.5	0.92	5.1	4.9	0.93	2.6
126	— 128	32.9	6.5	3.0	0.95	5.7	5.3	1.02	2.8
130	— 131	30.4	6.5	2.6	0.94	5.3	4.6	0.99	2.8
132	— 134	29.3	6.2	2.5	0.91	5.2	4.9	0.90	2.7
136	— 138	29.7	6.4	2.5	0.89	5.2	4.8	0.96	2.6
140	— 142	29.6	5.6	2.5	0.90	5.2	4.6	0.94	2.8
144	— 146	30.0	6.0	2.6	0.92	5.5	5.0	0.88	2.7
148	— 150	30.8	5.9	2.8	0.92	5.5	4.7	0.94	2.8
152	— 154	29.2	6.3	2.8	0.86	5.4	4.8	0.92	2.5
156	— 157	30.7	5.9	2.7	0.94	5.4	5.0	0.92	2.7
158	— 159	29.3	5.6	2.3	0.92	5.6	4.6	0.92	2.7
160	— 161.5	28.2	5.9	2.1	0.88	4.9	4.2	0.88	2.6
163	— 165	26.6	5.6	2.2	0.89	4.8	4.9	0.91	2.6
166.5	— 168	35.9	7.3	2.6	1.10	6.6	5.9	1.16	3.1
170	— 172	30.3	6.3	2.5	0.87	5.5	4.7	0.93	2.8
174	— 176	27.6	5.8	1.9	0.84	5.1	4.5	0.85	2.5

Table 7-6. (Continued).

Depth (cm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/Sc	TREE	
0	2	0.6	3.7	0.51	53	16.1	2.8	1.8	218
4	6	0.5	3.1	0.43	46	13.4	2.4	2.1	172
8	10	0.5	2.8	0.41	43	12.5	2.1	2.3	162
12	14	0.6	2.9	0.45	43	13.4	2.5	2.4	173
16	18	0.5	2.4	0.35	23	11.7	2.0	2.2	152
20	22	0.4	2.5	0.34	22	12.5	2.2	1.9	160
24.5	26.5	0.4	2.5	0.36	24	12.8	3.5	1.9	156
28	30	0.4	2.8	0.39	41	12.6	5.0	2.2	162
32	34	0.5	2.9	0.43	47	12.7	4.9	1.9	169
36	38	0.5	2.9	0.42	45	13.4	4.2	2.1	170
40	42	0.4	2.2	0.32	23	13.7	2.6	1.9	156
44	46	0.4	2.5	0.35	27	14.7	3.0	1.6	174
47	48	0.4	2.3	0.46	28	15.2	4.0	1.3	160
50	52	0.4	2.5	0.48	30	15.4	4.6	1.4	168
54	56	0.4	2.7	0.45	32	18.1	6.1	1.4	186
58	60	0.4	2.5	0.46	29	15.6	5.5	1.5	176
62	64	0.4	2.4	0.44	29	14.9	5.1	1.7	168
66	68	0.3	2.4	0.42	27	14.0	4.1	1.4	172
69	70	0.4	2.8	0.52	32	14.5	4.7	1.5	186
71	72	0.4	2.3	0.43	29	12.0	3.0	1.7	172
74	76	0.4	2.4	0.46	44	11.4	3.0	2.6	142
78	80	0.4	2.5	0.46	42	12.3	3.0	2.2	155
82	84	0.4	2.8	0.50	33	15.6	3.4	1.8	189
86	88	0.4	2.3	0.46	30	13.7	5.1	1.9	168
90	92	0.3	2.1	0.38	25	12.7	5.3	1.8	145
94	96	0.3	2.2	0.44	29	14.9	5.8	1.3	170
99	101	0.4	2.7	0.51	33	10.0	6.1	2.0	139
102.5	104.5	0.4	2.5	0.47	33	13.4	4.3	1.8	172
106	108	0.4	2.7	0.48	30	14.1	5.4	1.7	184
110	112	0.4	2.6	0.41	29	13.5	5.2	1.6	176
114	116	0.4	2.6	0.47	29	14.1	5.4	1.6	180
118	120	0.4	2.5	0.46	30	14.0	5.5	1.5	174
122	124	0.4	2.4	0.48	31	13.9	5.6	1.5	174
126	128	0.4	2.6	0.53	32	14.9	5.8	1.5	188
130	131	0.4	2.6	0.49	30	14.0	5.8	1.5	175
132	134	0.4	2.6	0.48	25	12.0	4.4	1.6	170
136	138	0.4	2.5	0.48	30	14.2	5.4	1.7	174
140	142	0.4	2.7	0.50	29	14.4	5.6	1.3	171
144	146	0.4	2.6	0.48	32	14.0	5.4	1.6	174
148	150	0.4	2.5	0.47	31	14.6	5.4	1.4	176
152	154	0.4	2.5	0.44	29	14.2	5.3	1.5	171
156	157	0.4	2.6	0.48	34	15.2	5.5	0.9	180
158	159	0.4	2.5	0.47	25	13.5	4.0	1.4	172
160	161.5	0.4	2.3	0.46	25	12.1	3.7	1.6	163
163	165	0.4	2.6	0.47	36	13.2	3.6	1.7	160
166.5	168	0.5	3.0	0.57	37	17.8	4.7	1.5	212
170	172	0.5	2.6	0.52	32	14.8	5.4	1.5	177
174	176	0.4	2.6	0.48	30	13.7	5.1	1.3	168

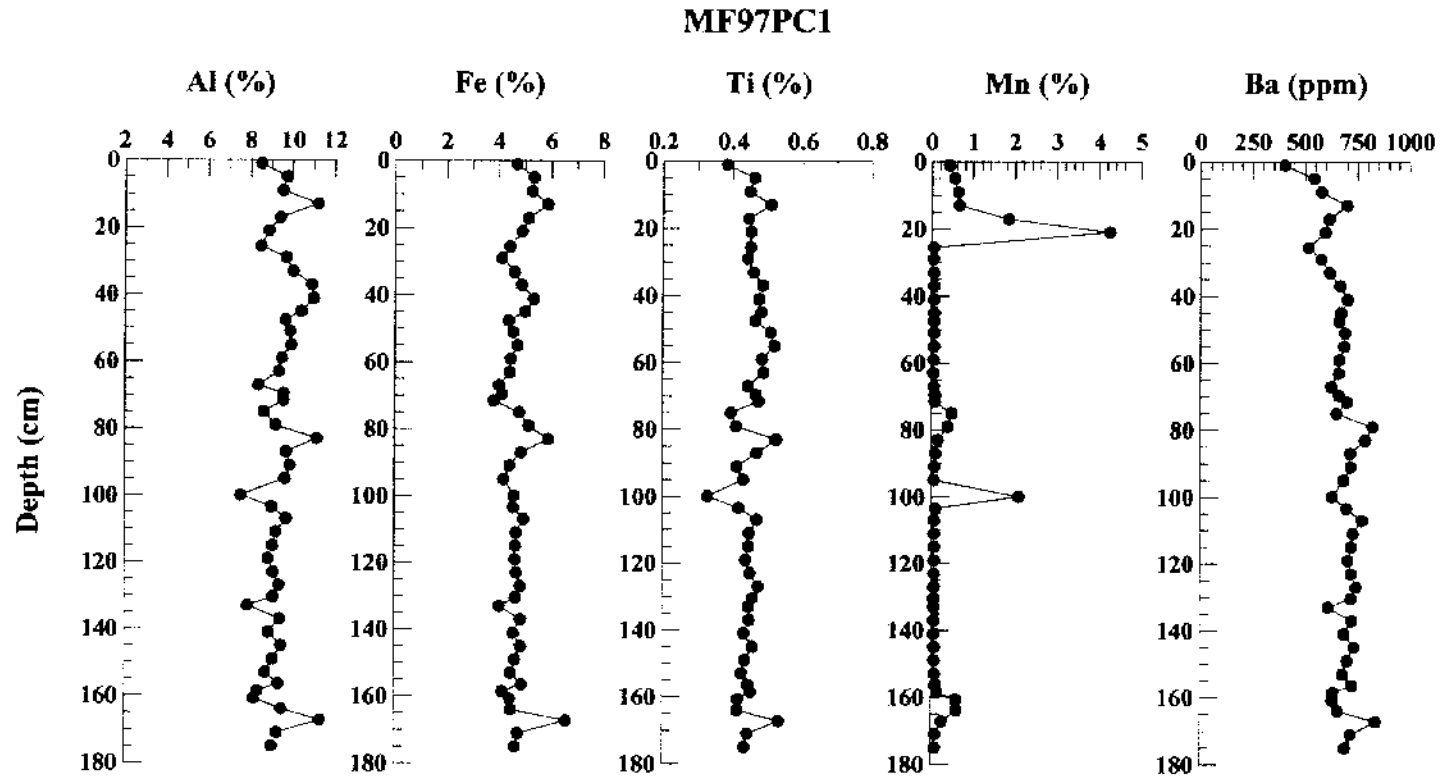


Fig. 7-5. Metal profiles in the piston core sediment at MF97PC-1.

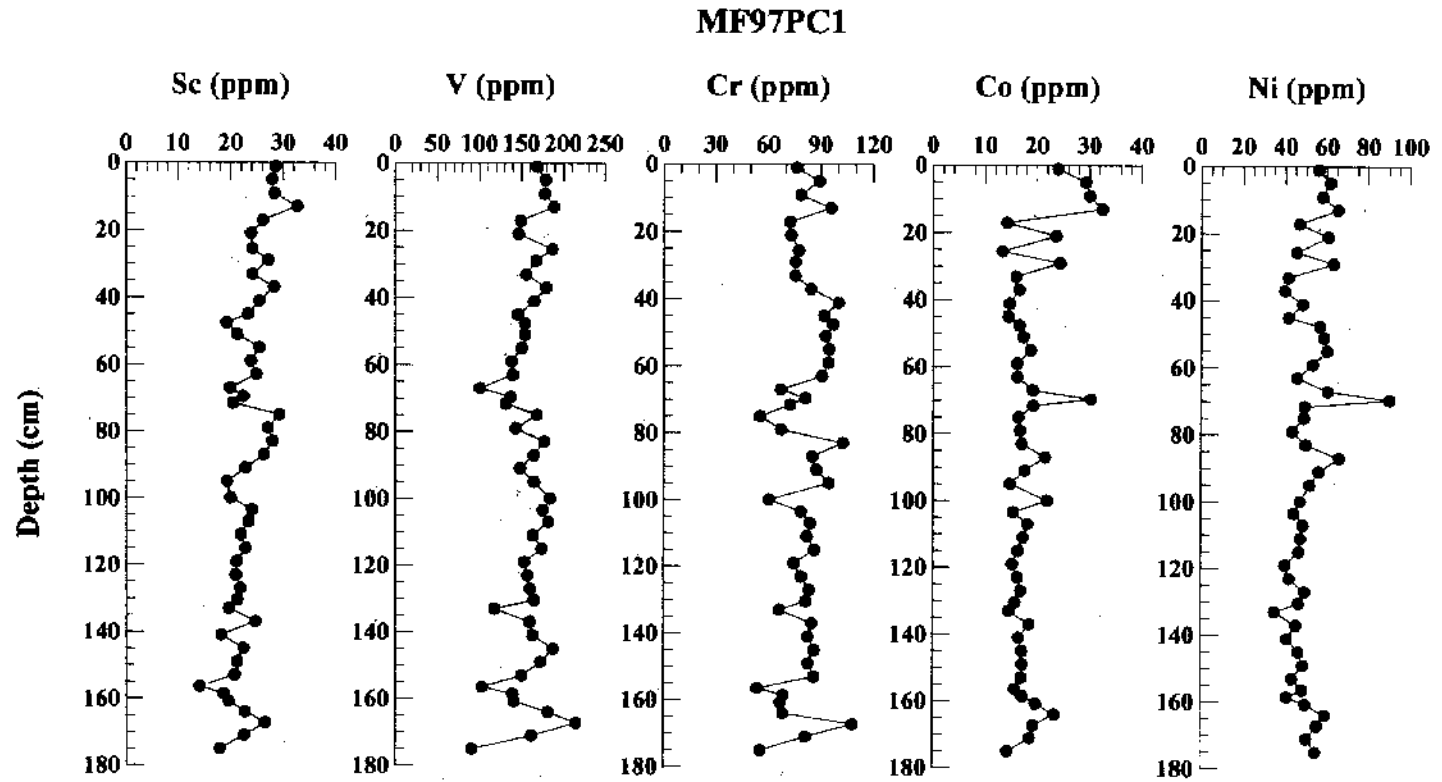


Fig. 7-5. (Continued).

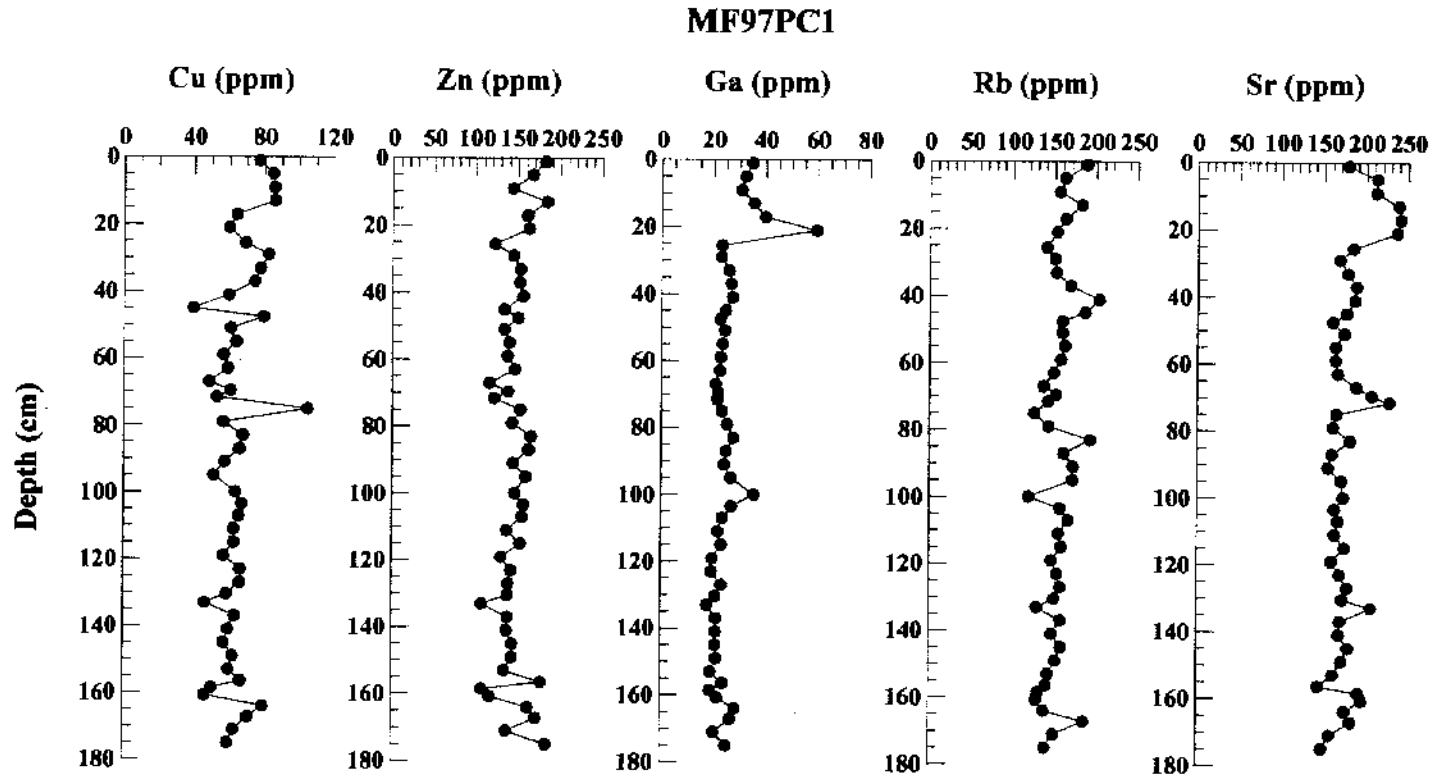


Fig. 7-5. (Continued).

MF97PC1

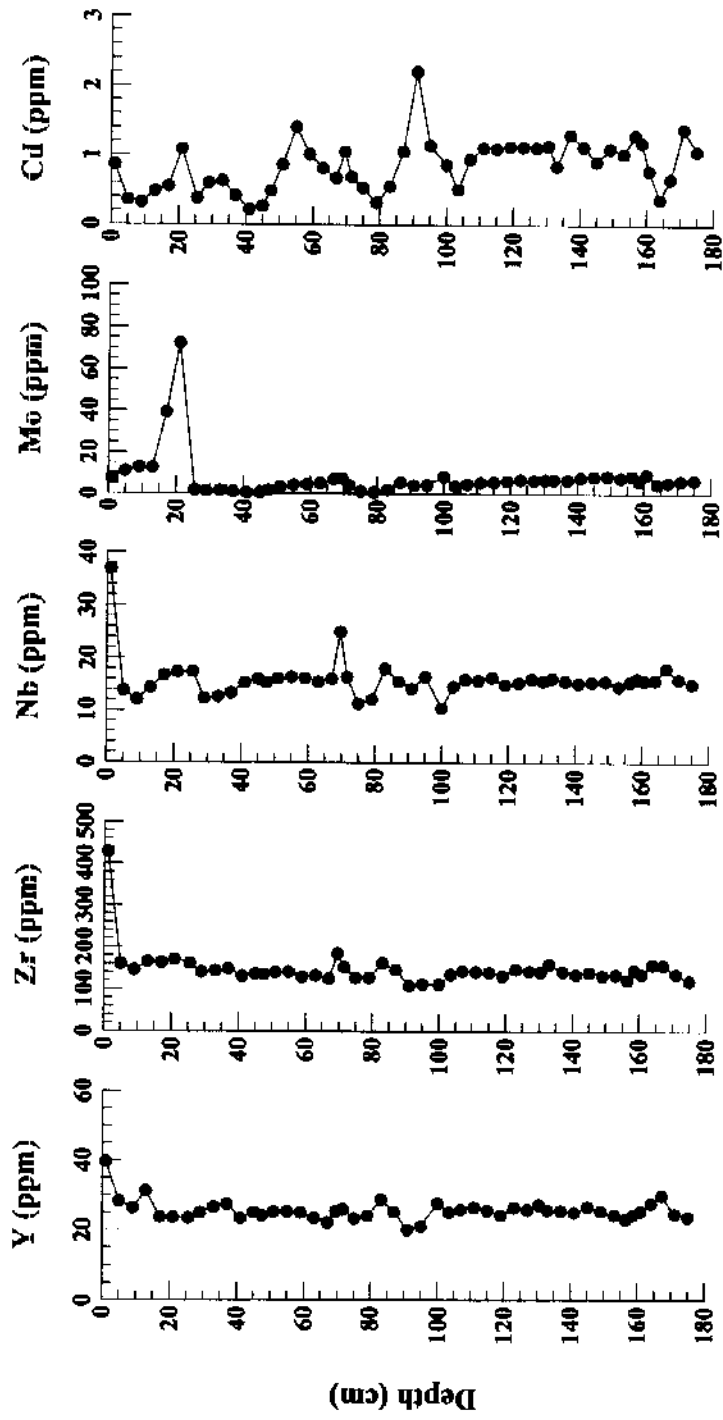


Fig. 7-5. (Continued).

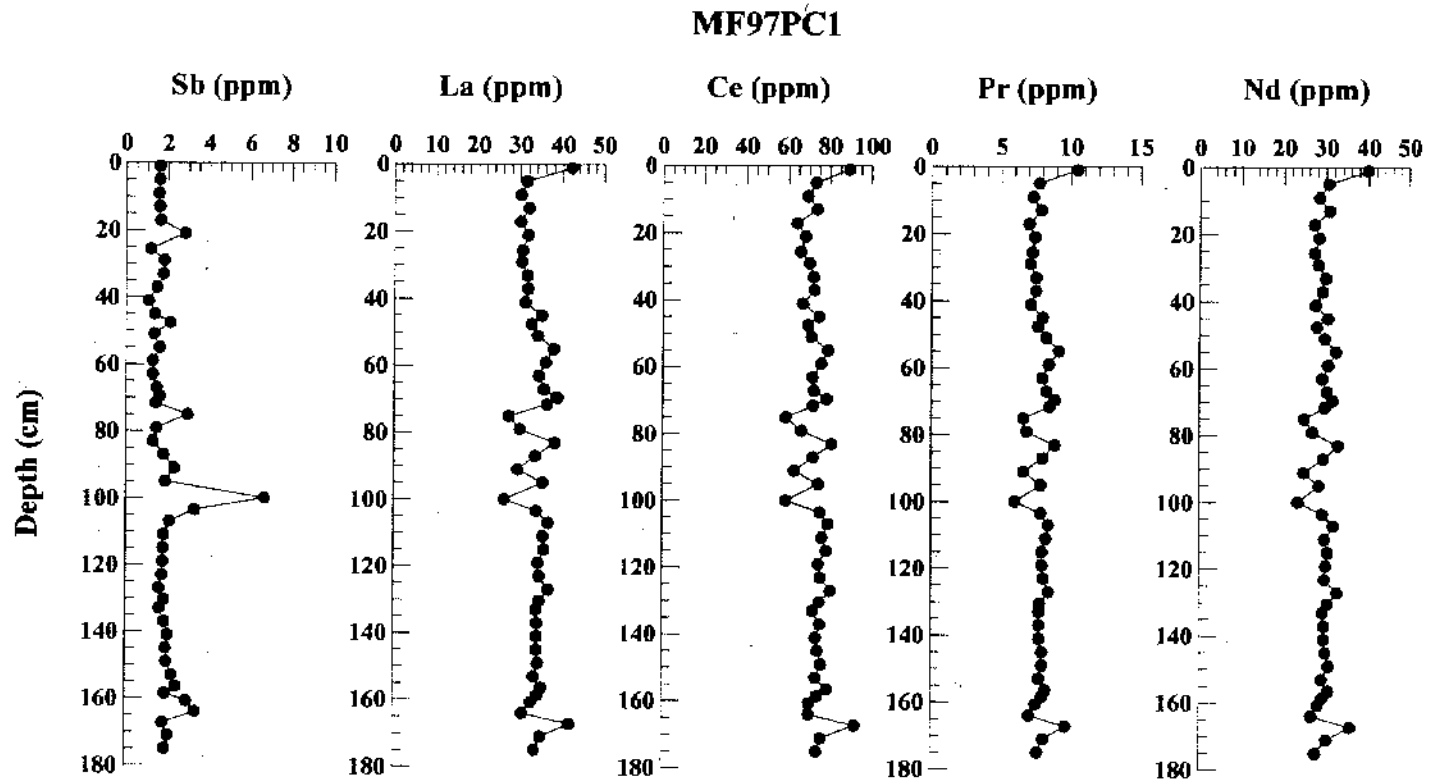


Fig. 7-5. (Continued).

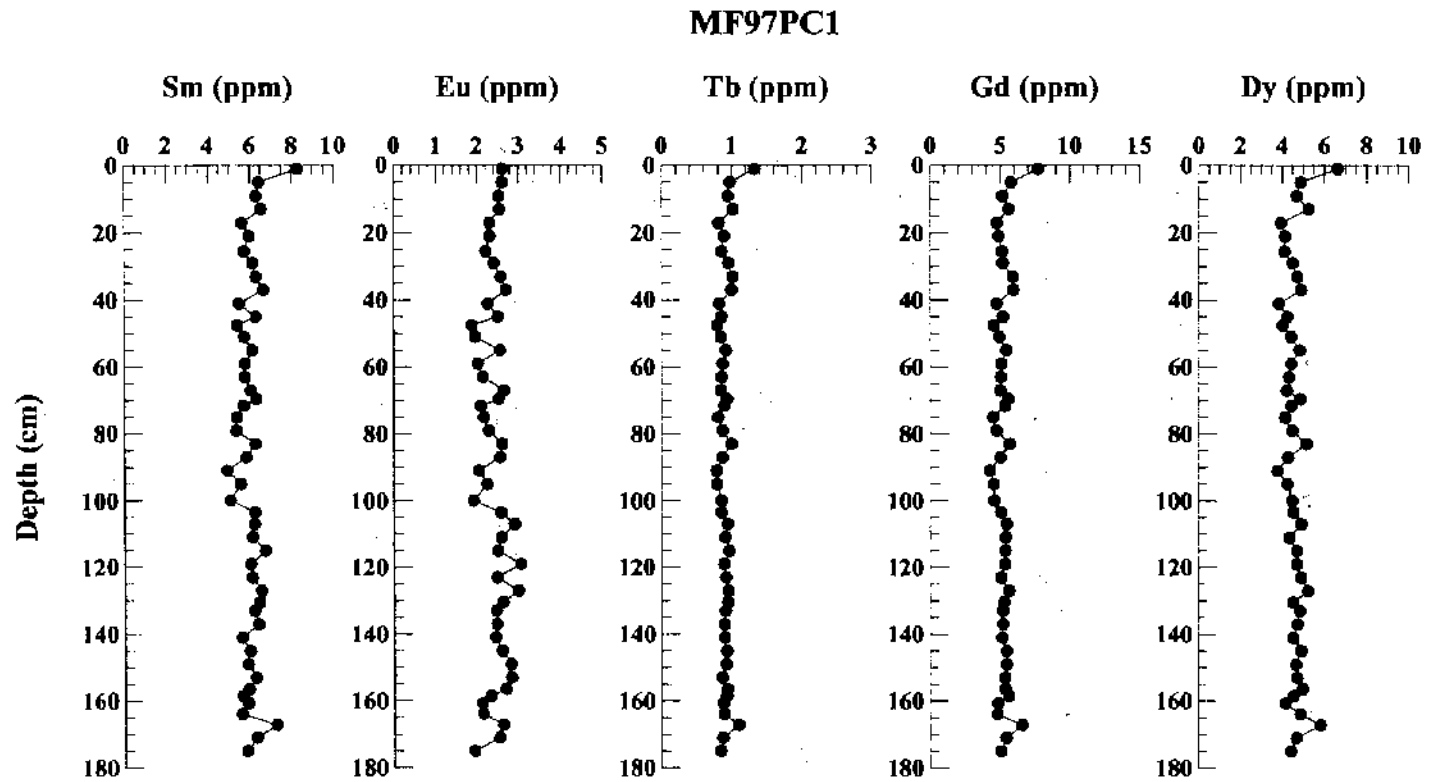


Fig. 7-5. (Continued).

MF97PC1

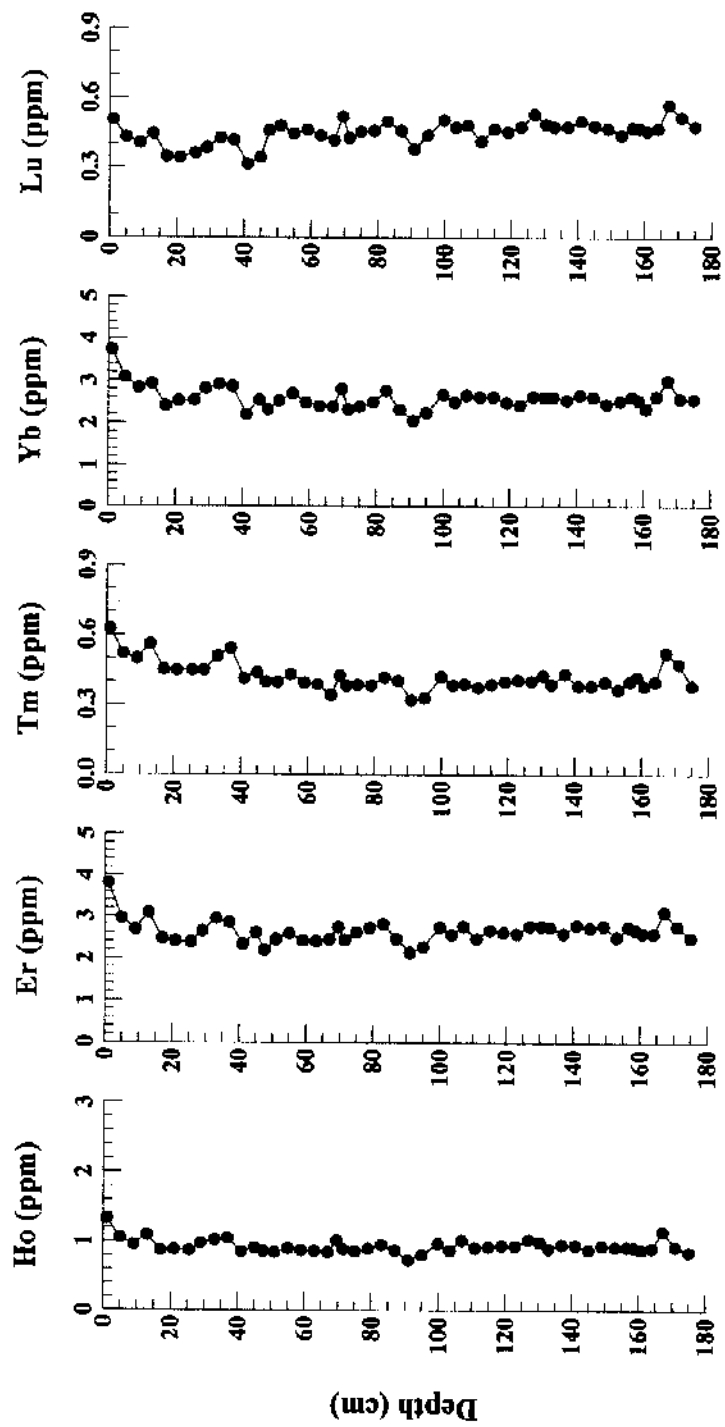


Fig. 7-5. (Continued).

MF97PC1

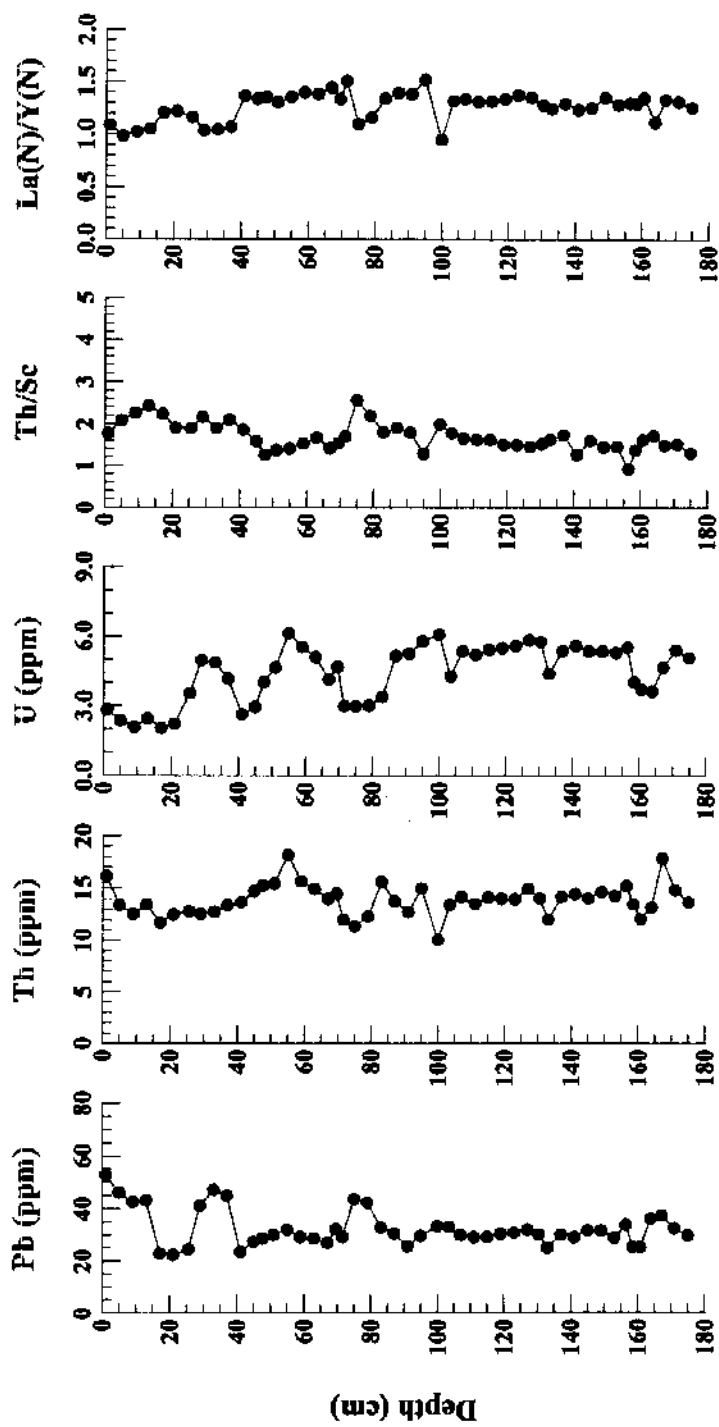


Fig. 7-5. (Continued).

년 전에 크게 분출한 백두화산재는 이곳 보다 북쪽으로 약 1° 떨어진 퇴적물에서는 표층으로부터 24~35 cm 층에 아주 뚜렷하게 나타난다.

퇴적 당시의 환원환경을 지시하는 Mo, Sb 원소들은 Mn의 함량이 높은 층 혹은 그 상부층에서 함량이 20 cm 부근의 구간을 제외하고는 Mo 보다는 Sb의 함량 증가가 더 뚜렷하게 관찰된다. Mo의 퇴적물내의 축적은 환원환경이 극도로 발달되어 황산염이 환원되는 단계에서 수층으로부터 공급되어 이루어진다. 따라서, Mo의 미약한 축적과 상대적으로 높은 Sb의 축적은 동해 저층수에서 환원 환경 정도가 극심하지는 않았거나 환원상태를 가진 수층의 깊이가 그렇게 깊지는 않았을 것이라는 추론을 가능하게 한다.

나. 수층의 생지화학

동해 수층에서의 생지화학원소 순환과정을 이해하기 위하여 98년도에는 8월에 울릉분지의 MF98-M, 일본분지 남서단의 MF98-F, 그리고, 12월에 울릉분지의 MF98-A6와 울릉도 독도 사이의 MF98-D1에서 입자성 생물기원 규소와 암석기원 규소, 용존산소, 영양염 등에 대한 조사가 이루어졌다. 12월에 채취된 시료는 아직 분석 중에 있기 때문에 본 보고서에서는 8월에 조사된 자료에 대하여서만 언급하고 그 외 부분은 다음 보고서에 MF98-D에서의 퇴적물 트랩 계류 결과와 함께 언급될 것이다.

(1) 부유물의 생물기원 규소 및 암석기원 규소

1998년 8월 울릉분지와 일본분지에서 조사된 부유물중의 생물기원 규소 (BSi_o)와 암석기원 규소 (LSi_o)의 함량은 Table 7-7과 Fig. 7-6과 같다.

일본분지 MF98-F 정점의 수층에서 0.4 μm nucleopore 막여과지를 이용하여 여과한 부유물의 함량은 67~229 μg/l로 표층에서 75 m 층까지 134~229 μg/l로 표층에서 높은 부유물 함량을 보이거나 500, 1,200, 2,500 m 층에서도 100 μg/l 보다 많은 함량을 보이기도 하였다. 울릉분지의 MF98-M 정점은 131~311 μg/l의 분포로 대체로 상층에서 높은 부유물 함량을 보였다. 울릉분지 수층에서의 부유물 함량은 일본분지에 비하여 높은 편이다.

생물기원 규소의 함량은 일본분지에서는 가장 깊은 2,800 m 수층에서 1.0 μg/l로 가장 낮았으며 75 m 수층에서 20.0 μg/l로 가장 높았다. 울릉분지에서는 일본분지와 마찬가지로 가장 깊은 2,000 m 수층에서 2.4 μg/l로 가장 낮았으며 20~30 m 수층에

Table 7-7. Contents of biogenic and lithogenic silica in the water column of the East Sea, August 1988.

Depth (m)	SS ($\mu\text{g/l}$)	BSic ($\mu\text{g/l}$)	LSic ($\mu\text{g/l}$)	BSic/LSic	Opal in SS* (%)	BSic in SS (%)
MF98-F						
1	134	3.0	3.4	0.88	5.5	2.2
10	169	3.9	7.4	0.53	5.8	2.3
20	179	10.3	3.5	2.98	14.4	5.8
30	229	8.4	5.7	1.47	9.2	3.7
50	171	8.8	5.2	1.69	12.8	5.2
75	137	20.0	43.3	0.46	36.6	14.7
100	82	5.6	5.6	1.00	16.9	6.8
200	79	4.2	4.9	0.87	13.4	5.4
500	135	3.8	4.6	0.82	7.0	2.8
700	99	3.9	9.2	0.42	9.8	3.9
1000	100	3.0	7.9	0.38	7.6	3.0
1200	199	3.2	8.2	0.40	4.0	1.6
1500	67	1.9	8.2	0.23	7.2	2.9
1800	91	1.7	11.4	0.15	4.7	1.9
2000	58	1.6	6.6	0.24	6.8	2.7
2500	138	1.3	10.7	0.12	2.4	1.0
2800	72	1.0	5.4	0.18	3.3	1.3
MF98-M						
1	185	6.1	5.1	1.21	8.2	3.3
10	169	7.4	4.3	1.73	10.9	4.4
20	311	25.3	12.7	2.00	20.3	8.1
30	198	16.1	13.1	1.22	20.3	8.1
50	173	7.4	20.7	0.36	10.7	4.3
75	162	9.1	18.5	0.49	13.9	5.6
100	229	6.8	25.4	0.27	7.4	3.0
200	243	9.8	23.9	0.41	10.0	4.0
300	144	6.5	9.4	0.70	11.4	4.6
500	128	4.4	15.3	0.29	8.5	3.4
800	150	4.7	8.3	0.56	7.8	3.1
1000	135	4.3	13.0	0.33	7.9	3.2
1200	171	5.6	8.6	0.64	8.1	3.2
1500	179	3.2	10.9	0.30	4.5	1.8
1800	131	3.2	7.5	0.43	6.2	2.5
2000	139	2.4	7.8	0.30	4.2	1.7

* Molecular weight of opal is 70 g (Biscalle and Anderson, 1994).

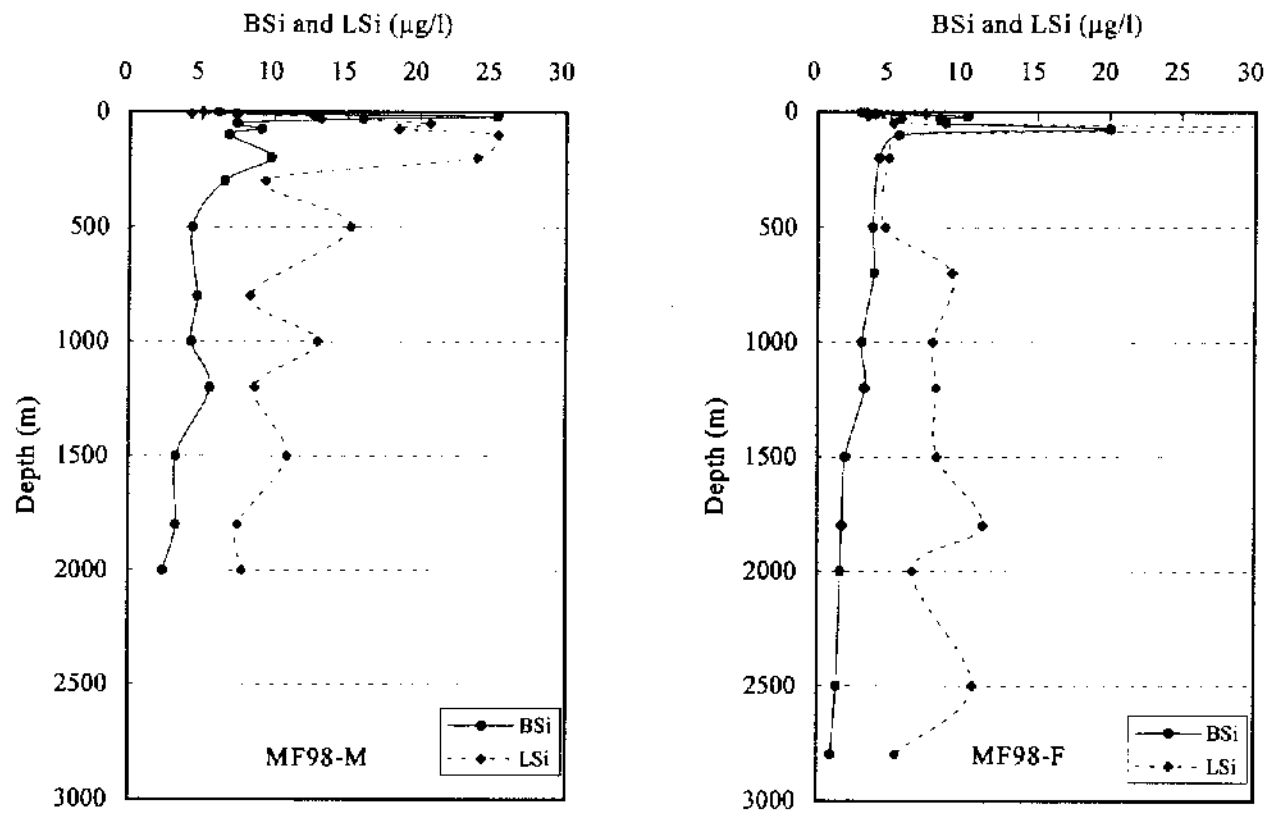


Fig. 7-6. Profiles of particulated biogenic and lithogenic silica in the water column of the East Sea, August 1998.

서 16.1~25.3 $\mu\text{g}/\ell$ 로 가장 높았다. 분포 경향은 100 m 보다 얕은 유광대층에서 높은 함량을 가지며 일차생산력이 활발한 유광대층을 지나면 수심에 따라 함량이 감소하는 경향을 보였다. 같은 수층에서의 함량을 비교하면 울릉분지가 일본분지에 비하여 높은 생물기원 규소의 함량을 보여 동해는 남쪽에서 규질생산력이 더 높다는 것을 말해 주고 있다. 이는 규질 생산력에 필요한 규산염의 공급이 남쪽이 더 많다는 것을 지시한다. 앞 절에서 논의한 퇴적물에서의 분포에서도 동일한 결과를 보였다.

암석기원 규소의 함량은 일본분지에서는 3.4~43.3 $\mu\text{g}/\ell$ 범위에 평균 8.9 $\mu\text{g}/\ell$ 의 분포로 75 m 수층에서 43.3 $\mu\text{g}/\ell$ 로 가장 높았으며 표층에서 50 m까지는 3.4~7.4 $\mu\text{g}/\ell$ 로 대체로 낮았다. 그리고, 700 m 보다 깊은 수층에서는 5.4~11.4 $\mu\text{g}/\ell$ 로 오히려 표층 보다 높은 함량을 보였다. 울릉분지에서는 암석기원 규소의 함량이 4.3~25.4 $\mu\text{g}/\ell$ 의 범위에 평균 12.8 $\mu\text{g}/\ell$ 를 보였다. 이는 일본분지에 비하여 약 1.5배 정도 높은 값으로 울릉분지가 일본분지에 비하여 육상기원의 영향을 더 많이 받고 있다는 증거다. 울릉분지에서의 암석기원 규소의 함량은 유광대 이하의 수심에서는 깊이에 따라 감소하는 경향을 보였다. 암석기원 규소는 실험과정에서 HF에 의하여 암석기원 성분이 완전하게 용해되지 않기 때문에 자료의 일관성이 다소 떨어진다고 할 수 있다. 그러나, 생물기원 규소의 함량은 암석기원 규소의 기여를 정확하게 보정해 주는 본 연구에서 새롭게 개발된 방법을 사용하였기 때문에 정밀도가 높다.

생물기원 규소/암석기원 규소의 비는 유광대 층에서 높고 그 하부층에서는 낮은 경향을 보였다 (Fig. 7-7). 이것은 유광대층에서 규조류와 같은 일차생산자에 의한 규질 생산력이 이루어지기 때문이다. 일본분지에서는 20~50 m 수층에서 1.47~2.98의 높은 값을 보이며 수심이 깊어질수록 그 비가 차츰 감소하여 1,500~2,800 m의 깊은 수층에서는 0.15~0.24로 유광대층에 비하여 약 10분의 1의 값을 가진다. 그러나, 울릉분지에서는 100~500 m 수층에서는 생물기원 규소/암석기원 규소의 비가 일본분지에 비하여 낮으나 1,000 m 보다 깊은 수심에서는 오히려 울릉분지에서 더 높은 비를 보였다.

생물기원 규소의 수심에 따른 함량분포는 좋은 지수함수적 상관관계를 보였다 (Fig. 7-7). 일본분지의 100 m 이하 수층에서 수심에 따른 생물기원 규소의 함량과의 관계는 $\text{BSi} (\mu\text{g}/\ell) = 5.495 \exp(-0.0006z (\text{m}))$, $r^2 = 0.965$, 울릉분지 75 m 이하의 수층에서는 $\text{BSi} (\mu\text{g}/\ell) = 8.199 \exp(-0.0006z (\text{m}))$, $r^2 = 0.811$ 로 나타났다. 이는 울릉분지에서 규질생산력이 더 높으나 수심에 따른 생물기원 규소의 용해율은 일본분지

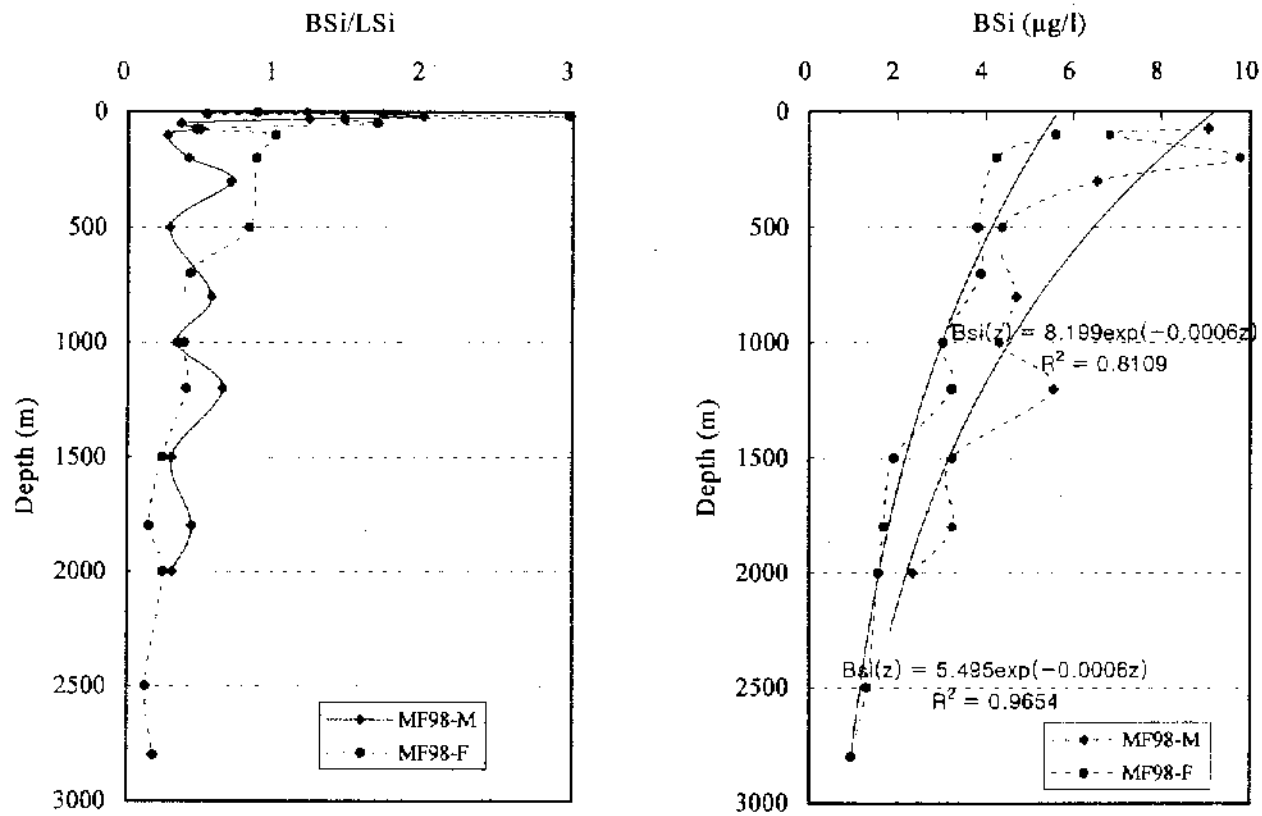


Fig. 7-7. Profiles of the ratios of biogenic to lithogenic silica and relationship of the biogenic silica to depth in the water column of the East Sea, August 1998.

와 동일하다는 것을 말해준다. 즉, 동해의 수심 z 에서의 생물기원 규소의 분포는 다음과 같은 식으로 주어진다 (1).

$$BSi(z) = a \cdot \exp(bz) \quad (1)$$

a 는 표층에서의 현존량에 해당되며 지역에 따른 규질생산력과 관계한다. 그리고, b 는 -0.0006 으로 일정하다. 여기서, BSi 의 단위는 $\mu\text{g}/\ell$ 이며 수심 z 는 m 로 주어진다. 수심에 따른 생물기원 규소의 변화율은 식 (1)을 깊이 z 에 대하여 미분하면 구할 수 있다 (2).

$$\frac{dBSi(z)}{dz} = ab \cdot \exp(bz) \quad (2)$$

따라서, 위 식으로부터 동해의 어느 지점에서의 생물기원 규소 침강플럭스를 알면 수층에서 연간 용해되어 규산염으로 재생되는 양을 구할 수 있다.

(2) 용존산소와 규산염 분포

1998년 8월 울릉분지와 일본분지에서 조사된 용존산소와 규산염의 분포는 Table 7-8, Figs. 7-8과 7-9에 나타나 있다.

두 조사정점에서의 포텐셜 수온 (potential temperature)을 보면, 울릉분지의 MF98-M 정점에서는 상부 표층 약 8 m까지는 약 25.5°C 의 일정한 수온을 보이다가 100 m까지는 다소 완만한 감소를 보여 100 m 수층에서는 13.8°C 정도의 수온을 보인다. 그러나 그 하부에서는 더욱 급소격하게 수온이 감소하는 경향을 보여 300 m에서는 약 1.14°C 를 보인다. 그 아래에서는 수온이 차츰 감소하여 1,000 m에서 0.197°C , 2,000 m에서 0.079°C 를 유지한다. 일본분지의 정점 MF98-F에서는 상부 약 15 m까지 약 23°C 보다 높은 수온을 가지며 그 하부에서 수심에 따라 일정하게 감소하여 100 m 수층에서는 4.62°C , 300 m에서 0.95°C 를 보인다. 그 아래에서는 울릉분지와 비슷한 수온을 보인다 (Fig. 7-8). 염분은 울릉분지의 정점에서는 표층 8 m까지 34.1 psu 정도의 낮은 염분을 보이며 그 이후로 급격하게 증가하여 100 m 수층 부근에서 34.36 psu 정도로 가장 높은 염분을 보인다. 그 이후 200 m 보다 깊은 수심에서는 34.05~

Table 7-8. Contents of dissolved oxygen and silicate in the water column of the East Sea, August 1988.

Depth (m)	DO (μM)	Si(OH) ₄ (μM)	Depth (m)	DO (μM)	Si(OH) ₄ (μM)
MF98-F			MF98-M		
1	231.3	5.91	1	223.9	5.63
10	236.4	5.54	10	192.3	6.98
20	284.3	6.03	20	219.6	6.89
30	280.7	10.29	30	199.3	28.24
50	266.2	14.67	50	255.8	13.99
75	305.9	14.13	75	195.1	18.78
100	295.1	17.15	100	207.0	20.55
200	274.8	29.17	200	271.7	23.91
300	264.8	35.79	400	240.2	41.93
400	249.6	43.84	500	236.2	47.23
500	244.2	46.49	600	235.5	50.92
600	242.2	50.37	700	237.5	54.41
700	238.2	53.97	800	242.1	58.19
800	239.2	57.85	900	237.2	62.44
900	236.9	60.87	1000	235.6	66.09
1000	234.8	65.25	1100	230.3	70.17
1100	233.5	68.80	1300	228.9	76.26
1300	226.9	75.00	1500	226.6	81.18
1500	224.5	81.90	1800	220.1	89.79
1650	220.3	84.38	2000	218.4	98.74
1800	220.3	87.85			
2000	222.2	91.98			
2250	218.4	93.55			
2500	220.4	94.34			
2800	221.5	93.97			

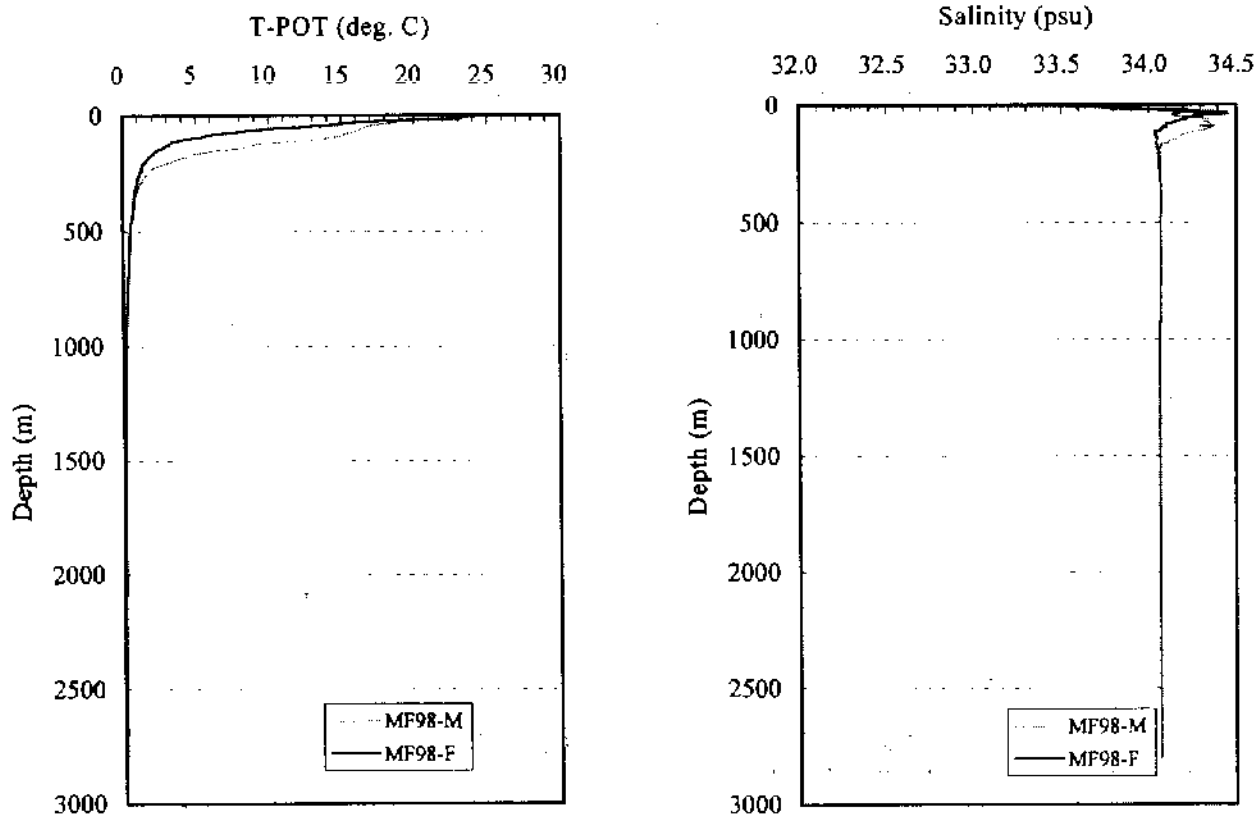


Fig. 7-8. Profiles of potential temperature and salinity in the East Sea, August 1998.

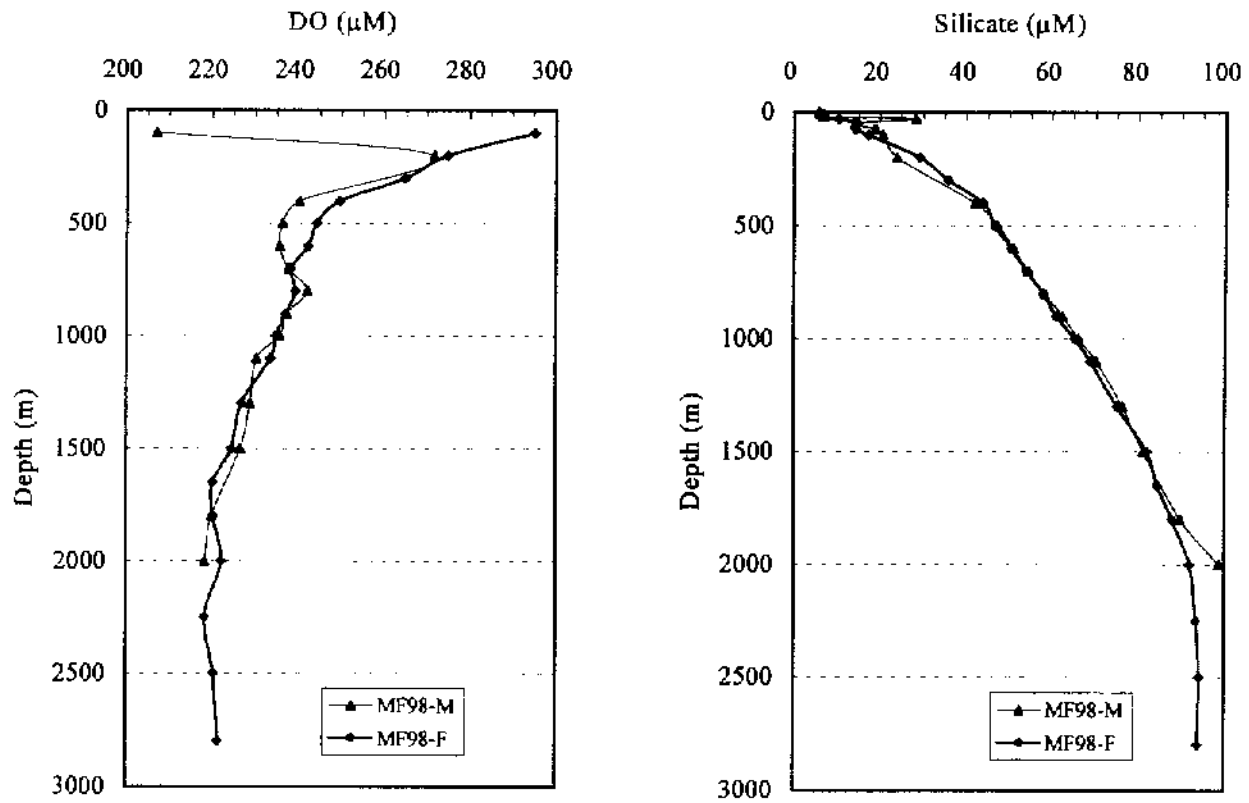


Fig. 7-9. Profiles of dissolved oxygen and silicate contents in the East Sea, August 1998.

34.06 psu로 수심에 따라 약간 증가하나 거의 일정한 염분을 보인다. 일본분지 정점에서는 표층 1 m에서 33.49 psu로 가장 낮았으며 15 m까지 수심에 따라 완만하게 증가하며 수심 30~40 m 수층에서 약 34.45 psu로 가장 높다. 200 m 보다 깊은 수심에서는 울릉분지에서와 동일하다 (Fig. 7-8).

용존산소의 함량은 울릉분지 정점에서는 192.3~271.7 μM 로 표층에서 100 m 수층에서는 광합성에 의한 공급과 호흡에 의한 소모 등의 효과가 혼재되어 복잡한 분포를 보인다. 표층에서 200 m 보다 깊은 수심에서는 수심에 따라 감소하지만 500~600 m 층에서 235.5~236.2 μM 로 중간 최소층을 형성하고 800 m까지 다시 증가하여 242.1 μM 을 함량을 보인다. 그 이하의 수심에서는 깊이에 따라 다시 감소하여 2,000 m 수심에서 218.4 μM 로 가장 낮다. 일본분지 정점에서는 울릉분지 정점에서 나타나는 중층 수심에서의 최소층이 거의 나타나지 않으며 수심에 따라 감소하는 경향을 보인다. 대략적인 최소층은 1,650~1,800 m에서 220.3 μM 로 그 위나 아래층의 1,500, 2,000 m 수층에 비하여 약 2 μM 정도 낮은 값이다. 동해 일본분지에서의 용존산소 최소층은 1969년도에는 약 750 m, 1979년도에는 약 1,250 m, 1996년도에는 약 2,000 m 수심에서 발견된다 (Kim and Kim, 1996). 울릉분지 정점과 일본분지 정점을 비교하면, 900 m 이하의 수심에서 비슷한 용존산소 함량을 보이나 1,500 m 부근의 수층에서는 울릉분지에 비하여 일본분지에서 오히려 낮고 2,000 m 수층에서는 울릉분지가 일본분지에 비하여 약 4 μM 정도 낮은 값을 보인다 (Fig. 7-9).

규산염의 농도는 울릉분지와 일본분지에서 수심에 따른 증가가 비슷한 양상을 나타내었다. 울릉분지에서의 규산염의 농도는 5.63~98.74 μM 로 30 m 수층에서 28.24 μM 로 아래 위 수층에 비하여 매우 높은 값을 보였으며 2,000 m 수층에서는 1,800 m 수층에서의 89.79 μM 에 비하여 약 9 μM 증가한 값을 보였다. 그러나, 이러한 저층에서의 급격하게 증가한 농도가 해저퇴적물에서 재생 공급된 규산염 때문인지는 판단하기 어렵다. 울릉분지 2,000 m 수심에서의 이러한 농도는 일본분지의 동일 수심에서의 91.98 μM 에 비교할 때 매우 높은 값이다. 일본분지에서는 2,500 m 수층에서 94.34 μM 로 가장 높은 농도를 보였으며 2,800 m에서는 이 보다 약간 낮은 93.97 μM 의 농도를 나타내었다. 일본분지와 울릉분지를 비교하면 500 m 이하의 수심에서는 울릉분지 수층이 일본분지에 비하여 약간 높은 농도를 가진다 (Fig. 7-9).

규산염과 결보기 산소 소모량 (AOU)의 관계는 100 m 이상의 수심에서 규산염이 증가할 때, AOU는 비선형적으로 증가한다. 즉, 이 수층에서의 규산염의 재생은 유기

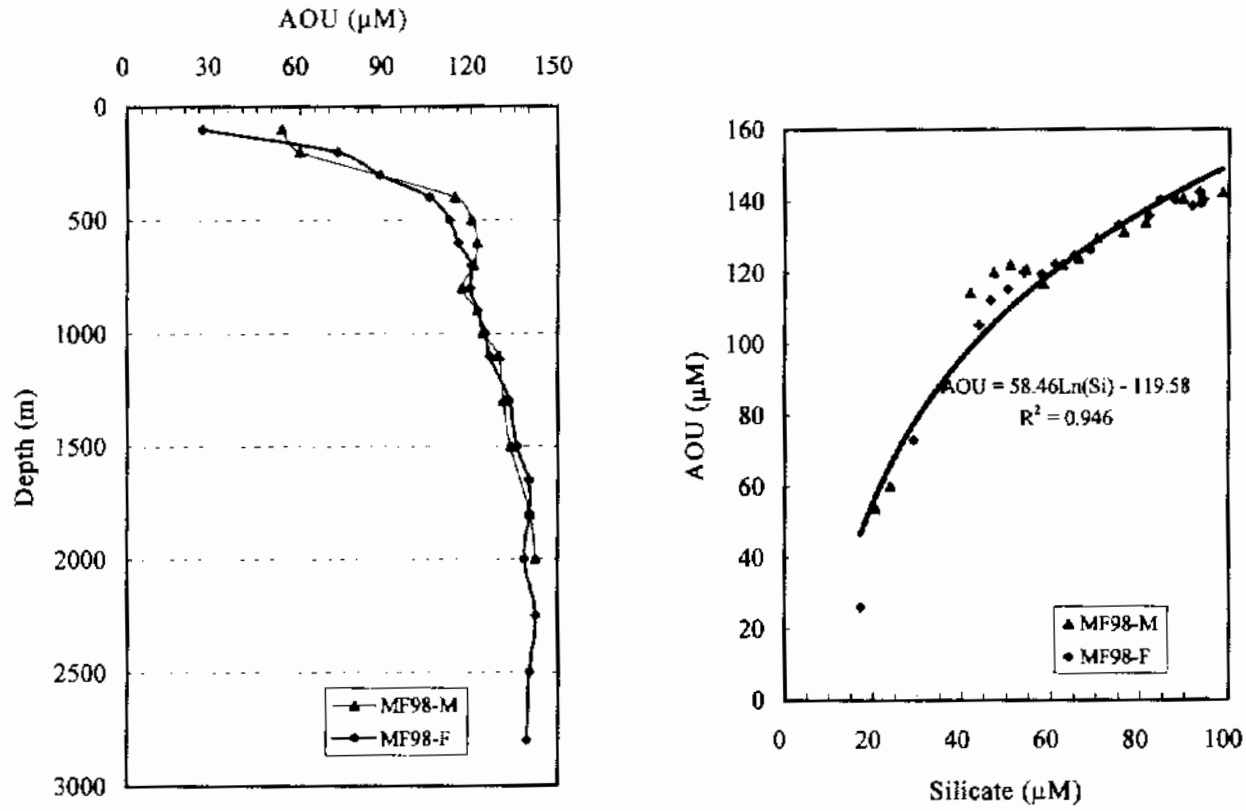


Fig. 7-10. Profiles of apparent oxygen utility (AOU) and the relationship between the contents of silicate and AOU in the East Sea, August 1998.

물의 분해로 인한 용존산소의 소모량에 지수함수적으로 증가한다 (Fig. 7-10). 이 비례관계로부터 계산되어지는 표층에서의 규산염의 초기농도는 $7.3 \mu\text{M}$ 로 주어진다. 1998년 8월 두 정점의 표층 30 m에서의 규산염 농도는 약 $6\sim 7 \mu\text{M}$ 로 AOU와 규산염의 농도로부터 구한 초기 농도와 비슷한 수치를 보인다.

최근 수십년간 관측된 동해 심층수의 용존산소 감소 현상을 이해하기 위하여 1970년대 일본 동경대 해양연구소에서 R/V 'Hakuhomaru'를 이용하여 1970년과 1977년 동해에서 실시한 조사의 보고서에서의 자료 (Marumo, 1972; Horibe, 1981)와 본 연구에서 얻은 자료를 비교해 보았다. Fig. 7-11의 왼쪽은 울릉분지에서의 비교자료로써 일본 KH-70, St.9와 KH-77, St.24는 울릉도와 독도 사이에 위치하여 본 조사 정점인 MF98-M 보다 북쪽으로 약 1도, 동쪽으로 약 30분 떨어진 위치이다. 1970년에 비하여 1977년에는 약 1,000 m 보다 얇은 수층에서는 용존산소량이 증가하였으나 보다 깊은 수층에서는 감소하였다. 그러나, 1998년의 본 조사 관측에서는 약 800 m 보다 얇은 수층에서 1977년 보다 감소하였으며 1,500 m 보다 깊은 수심에서는 깊어질수록 감소폭이 더욱 증가하는 양상을 보인다. 그림에서와 같이 1970년에는 약 1,200 m를 경계로 그 보다 얇은 수심과 깊은 수심에서 용존산소량 최소층이 발달해 있었으나 1977년에는 약 1,200 m 수심에서만 미약하게 용존산소량 최소층이 발달해 있다. 그러나, 1998년에는 1970년과 비슷한 구조를 보여 약 800 m를 기준으로 그 보다 얇은 수심에서는 약 600 m 수층에서 용존산소 최소층이 발달해 있으며 800 m 보다 깊은 수심에서는 깊이에 따라 감소하였다. 2,000 m 수층을 기준으로 저층에서의 용존산소감소는 1977년에 비하여 21년간 약 $12.3 \mu\text{M}$, 연간 $0.59 \mu\text{M}/\text{yr}$ 속도로 감소하였다.

일본분지의 경우는 1977년도에는 본 조사 정점과 인근한 곳에서의 자료가 없어 일본분지 동쪽의 정점 KH-77, St.18 ($41^{\circ} 19.6' \text{ N}$, $137^{\circ} 21.1' \text{ E}$)을 그리고, 1970년에는 KH-77, St.18에 인접한 KH-70, St.3 ($41^{\circ} 08' \text{ N}$, $137^{\circ} 21' \text{ E}$)와 본 조사 정점과 인접한 KH-70, St.8 ($40^{\circ} 06' \text{ N}$, $131^{\circ} 31' \text{ E}$) 정점을 비교하였다 (Fig. 7-11). 일본분지 동편에서는 1970년에 비하여 1977년에는 전반적으로 거의 전 수층에서 용존산소가 감소하였으나 약 1,200 m 수층의 용존산소 최소층을 기준으로 그 보다 얇은 수층에서의 용존산소 감소량이 훨씬 두드러진다. 같은 해에 조사된 일본분지 동편의 KH 70, St.3과 서편의 KH-70, St.8을 비교하면, 일본분지 서편에서는 용존산소 최소층이 더 깊은 수심에 발달해 있으며 1,000 m 이하의 수심에서 용존산소량이 동편보다 적다. 1970년과 1998년의 본 조사 결과를 비교하면, 200 m 보다 깊은 전 수층에서 용존산소 감소

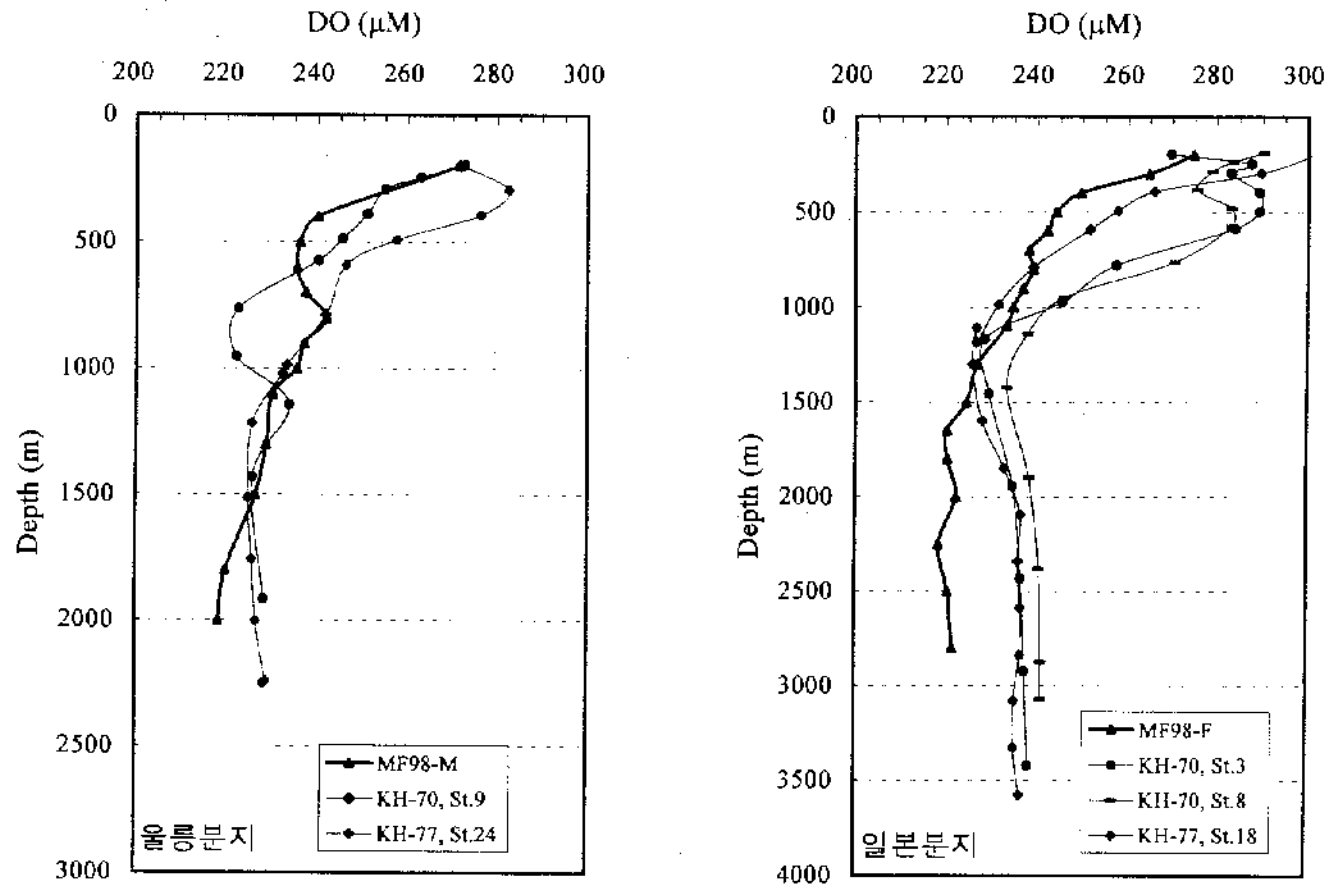


Fig. 7-11. Comparisons for the recent variations of dissolved oxygen contents in the East Sea.

가 뚜렷하게 나타난다. 1970년에 비하여 1998년에는 용존산소 최소층이 거의 발달해 있지 않으며 약 1,100 m 수층을 기준으로 이 보다 더 얕은 수층에서는 500 m 수심까지 상부층에서 용존산소 감소량이 더 증가하고 더 깊은 수층에서는 깊어질수록 증가하는 경향을 보였다. 500, 1,000, 1,500, 2,000 및 2,500 m 수층에서의 28년간 용존산소 감소량은 대략적으로 각각 연간 1.39, 0.32, 0.35, 0.59와 0.72 $\mu\text{m}/\text{yr}$ 로 2,000 m 수층에서의 일본분지와 울릉분지에서의 연간 용존산소 감소율은 같다.

규산염의 경우, 울릉분지에서는 KH-77, St.24에서의 1977년 조사시에 비하여 1998년 MF98-M에서의 농도는 용존산소량과는 달리 100 m 이하의 전수층에서 뚜렷한 증가를 보인다 (Fig. 7-12). 수심에 따른 증가 양상은 약 1,000 m 수층이 가장 적고 이 수심을 기준으로 알아지거나 깊어질수록 더 많은 증가가 이루어졌다. 일본분지에서는 KH-77, St.18이 일본분지의 동편에 위치해 있고, 본 조사 정점의 MF98-M이 서편에 위치하여 직접적인 비교는 어렵다. 그러나, 과거 21년간 두 정점간의 규산염 분포는 수심이 깊어질수록 규산염의 농도 증가폭은 늘어났다.

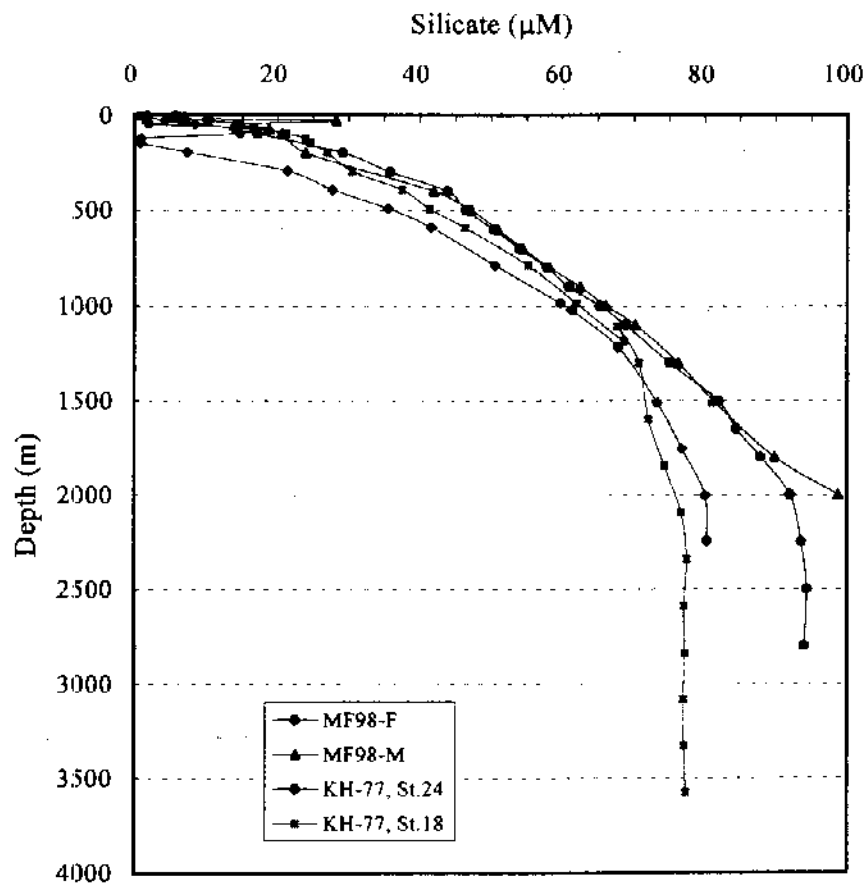


Fig. 7-12. Comparisons for the recent variations of silicate contents in the East Sea.

규산염의 농도와 AOU와의 상관관계는 규산염의 증가에 따라 비선형적으로 증가하는 경향을 보였으며 규산염의 로그함수와 AOU와는 100 m 이하의 수층에서 모두 상관관계수가 $r^2 = 0.875 \sim 0.965$ 로 높게 나타났다 (Fig. 7-13). 울릉분지의 정점을 비교하면, 동일한 값의 AOU에서 1977년에 비하여 1998년에는 규산염의 농도가 증가하였으며 증가폭은 AOU 값이 낮을수록 크다. 이는 울릉분지에서 최근 21년간 규질 생산력이 증가하였다는 것을 말해 주고 있다. 일본분지의 경우는 1977년 동편에서의 동일한 AOU에 비하여 1998년도 서편에서는 오히려 낮은 규산염 농도를 나타내었다. 일본분지에서의 인접한 정점에서의 자료가 없어서 아직 설명하기는 어려운 점이 있으나 1977년 이전에는 울릉분지에 비하여 일본분지의 동편에서 유기물 대비 규질 생산력이 더 높았을 것으로 추정된다. 일반적으로 규질 생산력의 증가는 유기물의 생산력 또한 증가시킨 것으로 사료된다. 유기물의 생산력 증가는 심층수에서의 용존산소 소모율을 증가시킨다. 따라서, 규질 생산력의 지역간 시간적 변화에 대한 연구는 동해 심층수에서의 용존산소 감소 현상이 지구온난화의 한 징후로서 단순히 동해의 수직혼합이 감소한 결과인지를 규명하기 위한 열쇠를 제공해 줄 것으로 사료된다.

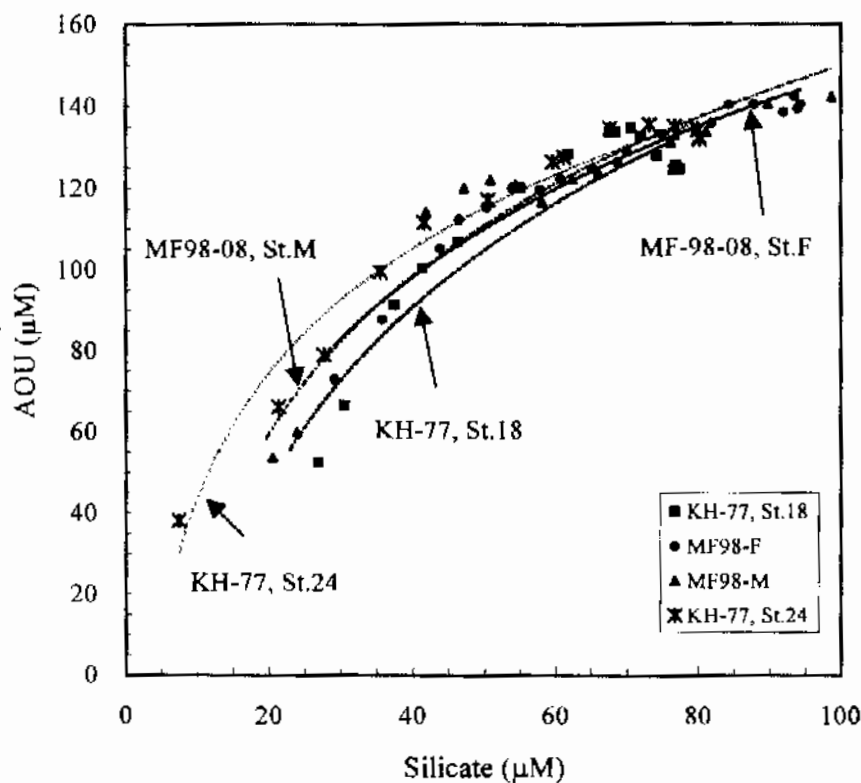


Fig. 7-13. Relationship between the silicate contents and AOU in the East Sea.

4. 결 론

동해 북부 일본분지해역의 고해양환경변화를 이해하기 위하여 일본분지에서 획득된 피스톤 코아시료를 분석하였다. 그리고, 최근 수층에서의 용존산소 감소 및 규산염 증가 현상을 이해하기 위하여 일본분지와 울릉분지 수층에서 용존산소, 규산염 및 부유물 중의 생물기원 규소 함량 등에 대한 조사가 이루어졌다. 그리고 수층에서의 생산력 변동 및 침강입자의 변이를 알기 위하여 울릉도와 독도 사이의 일본 분지와 울릉분지를 연결하는 수로상에 침강입자 자동 연속 채취기를 계류하였으며 이는 1999년 5월에 회수될 예정이다.

일본분지에서 채취한 피스톤 코아시료를 분석한 결과, 유기탄소 함량분포는 홀로세 이후 약 1,000~2,000년의 주기로 동해의 고일차생산력의 변동이 있었다는 것을 지시해 주었다. 그리고, 삼부층에서 유기탄소 함량의 증대와 함께 생물기원 규소의 함량이 증가하여 최근 수 백년 시간의 규모에서는 규질 생산력의 증가와 함께 현재 일차생산력의 증대가 이루어지고 있다는 사실을 시사하였다.

울릉분지와 한국대지 인근의 대륙사면 하단, 일본분지 남서부에서의 피스톤코아 시료 중 유기탄소/생물기원 규소의 함량비를 비교한 결과, 남쪽으로 갈수록 그 비가 낮아 동해의 서편에서는 일차생산력에 기여하는 규질생산력의 비가 남쪽으로 갈수록 증가한다는 것을 알 수 있으며 이는 동해의 규질생산력이 남쪽에서 공급되는 규산염에 의하여 주도된다는 것을 의미한다.

홀로세 기간동안 울릉분지를 포함한 수심 2,300 m 보다 얕은 수층은 생물교란 니가 발달되어 2,300 m 보다 얕은 수층에서는 이 기간동안 산화환경을 형성하고 있었다는 것을 지시해 준다. 그러나, 일본 분지 남서부의 수심 3,300 m에서 채취된 본 코아 퇴적물 시료에서는 박층리의 발달과 함께 유기탄소/총 황의 비, 환원환경임을 지시하는 금속원소의 분포에서 일본분지의 수심이 깊은 수층에서는 홀로세 기간에서도 용존산소가 고갈된 환경환경을 형성한 시기들이 여러 차례 있었던 것으로 생각된다.

부유물질 중의 생물기원 규소의 함량을 정확하게 분석하기 위하여 새로운 정량법을 본 연구에서 개발하였다. 수층에서의 입자성 생물기원 규소의 분포는 100 m 보다 얕은 유광대층에서 높은 함량을 가지며 일차생산력이 활발한 유광대층을 지나면 수심에 따라 함량이 감소하는 경향을 보였다. 같은 수층에서의 함량을 비교하면 울릉분지가 일본분지에 비하여 높은 생물기원 규소의 함량을 보여 동해는 남쪽에서 규질생산

력이 더 높다는 것을 말해 주고 있다. 생물기원 규소의 수심에 따른 함량분포는 좋은 지수함수적 상관관계를 보였다. 일본분지의 100 m 이하 수층에서 수심에 따른 생물기원 규소의 함량과의 관계는 $BSi (\mu\text{g}/\ell) = 5.495 \exp(-0.0006z (\text{m}))$, $r^2 = 0.965$, 울릉분지 75 m 이하의 수층에서는 $BSi (\mu\text{g}/\ell) = 8.199 \exp(-0.0006z (\text{m}))$, $r^2 = 0.811$ 로 나타났다.

1970년대 일본에서 조사한 동해의 용존산소 분포와 본 조사 결과를 비교한 결과, 울릉분지의 2,000 m 수층에서는 $0.59 \mu\text{m}/\text{yr}$ 의 속도로 감소하였으며 일본분지 서편에서는 500, 1,000, 1,500, 2,000 및 2,500 m 수층에서 대략적으로 각각 연간 1.39, 0.32, 0.35, 0.59와 $0.72 \mu\text{m}/\text{yr}$ 속도로 용존산소 함량이 감소하였다.

규산염의 농도와 AOU와의 상관관계는 규산염의 증가에 따라 비선형적으로 증가하는 경향을 보였는데 울릉분지의 정점에서는 동일한 값의 AOU에서 1977년에 비하여 1998년에는 규산염의 농도가 증가하였으며 증가폭은 AOU 값이 낮을수록 컸다. 이는 울릉분지에서 최근 21년간 규질 생산력이 증가하였다는 것을 말해 주고 있다.

제 4 장 연구개발목표 달성도 및 대외기여도

1. 연구개발 목표의 달성도

분야	계획	성과	달성도
독도 주변의 해저 지형 자료 획득 및 해석	독도 주변 정밀해저 지형 자료 획득 및 분포 파악	독도를 중심으로 한 주변 해저 지형 구현/ 주변 경사면의 낙석규모 및 분포	98%
지구조	울릉분지의 지각구조 및 형성과정 규명	울릉분지의 지각은 해양지각이며 지각의 형성시 뜨거운 맨틀의 영향을 받았음을 규명	100%
심부 탄성과 및 중.자력자료 획득	한반도와 울릉분지간 전이지각 지대에서 해저면 지진계, 중.자력 자료 획득	한국-러시아-일본의 공동작업을 통하여 성공적으로 해저면 지진계 자료 획득	98%
울릉분지에서 다중 탄성과 자료 해석	울릉분지와 주변해역에서 퇴적층서 해석	한국대지, 울릉분지 중심부 및 포항 앞바다 대륙붕에서의 퇴적구조 규명	98%
독도 주변의 중.자력 해석	독도주변의 지체구조적 의미 및 화산작용 파악	기존의 중.자력자료를 정밀 재처리하여 중.자력 이상치 계산	98%
퇴적학	제4기 동해분지의 퇴적환경의 모델화	울릉분지의 분지평원에서 제4기 해수면 변동과 관련된 사면 안정성 변화와 저층수 산소농도의 변화를 반영하는 층서 모델을 수립	98%
테프라 시간층서	시간층서 확립과 해저화산 분출 작용 규명	표식 테프라층의 확인과 이를 통한 시간 층서의 확립, 한국대지 테프라의 성분, 조직 분석을 통하여 새로운 해저화산의 존재를 규명함	100%

분야	계획	성과	달성도
고생물 및 지화학	제4기 고해양환경 해석	최종빙기에서 간빙기사이의 뚜렷한 퇴적물 조성파 유기물 함량의 차이들 확인함, 유공충의 수직적 분포 변화로부터 동해 해양환경의 변화 유추	98%
MSCL 활용	MSCL을 활용한 시추 퇴적물 불성 추정 기법의 확립과 고해양환경 연구에 대한 적용성 검증	국내 최초로 시추 퇴적물에 대한 연속적이고 조밀한 P와 속도, 밀도, 및 자기감화율을 동시 측정하여 대비함, 고해양환경 연구에 대한 적용 가능성 검증	100%
동해 심층수 연구	동해 심층수에 대한 용존산소 소모율에 대한 자료 확보	일본분지와 울릉분지의 시추 퇴적물 분석, 용존산소농도 조사등을 통하여 동해의 생지화학적 원소순환에 대한 일차 자료 확보	98%

2. 대외 기여도

착안점	성과	달성 노
다중범자료의 정민 해석을 위한 통계학적 자료처리	현재 국내 대학원 석사과정 2명 배출 (통계학적 해지면 수심자료처리 및 해저면 영상자료 정격화 관련)	100%
독도 주변의 해저지형	독도 주변의 낙석 분포 및 규모 파악	98%
울릉분지의 지각의 특성 규명	울릉분지의 형성과정에 대해 지구물리 자료를 기초로 하는 새로운 모델 제시	98%
해저자원 조사	심부 제3기 석탄층 발견	98%
지구물리자료의 처리를 위한 방법 개발	해저면 지진계 자료에서 잡음을 없애고 신호를 보강하는 신호처리 기법 개발	100%
울릉분지에서 다중 탄성과 자료 해석	한국대지, 울릉분지 중심부 및 포함 앞바다 대륙붕에서의 지질구조 규명	98%
국제 및 국내 학술지 논문 게재	현재 국제학술지 및 국내 학술지에 각 1 편씩 투고하여 accept되었음 (발간예정)	100%

착안점	성과	달성도
고환경 변화 해석을 위한 층서적 모델 확립	퇴적상 분석과 테프라 시간층서를 통하여 분지평원과 한국대지에서의 층서 모델 확립	98%
고생물 및 지화학 분석을 통한 고해양 환경변화 규명	최종빙기에서 간빙기사이의 뚜렷한 퇴적물 조성과 유기물 함량의 차이를 확인함, 유공충의 수직적 분포 변화로부터 동해 해양환경의 변화 유추	98%
MSCL 활용	성공적인 분석 자료 획득과 고해양연구로의 적용 가능성 검증	100%
천부 해저자원 조사	천부가스층이 울릉분지 남동대륙붕에 대규모로 분포함 러시아와 공동으로 한국대지에서 채취한 인산염 분석	98%
동해 심층수에 대한 생지화학적 자료 확보	일본분지와 울릉분지의 시추 퇴적물 분석, 용존산소농도 조사등을 통하여 동해의 생지화학적 원소순환에 대한 일차 자료 확보	98%
국제 및 국내 학술지에 게재되는 논문	현재 국제 학술지에 1편 투고, 국내 학술지에 5편 게재 혹은 발간예정	100%

제 5 장 연구개발결과의 활용계획

1. 독도부근의 정밀해저지형과 암석분포 양상은 구조물의 안전한 건설을 위해 사용될 수 있다.
2. 한반도의 대륙사면에 몇 개의 천부 가스층이 보이고 있는 바 가스수화물의 정밀탐사가 필요하다.
3. 울릉분지와 주변부의 지각 및 퇴적층의 형성 및 진화과정을 구명함으로써 동해의 진화사를 정립할 수 있다.
4. 시추퇴적물의 퇴적상 분석을 통한 퇴적환경과 저층수의 변화에 대한 연구결과는 기후변화와 관련된 해수면변동, 해수순환등의 고해양환경 변화를 추적하는 기본틀로 활용된다.
5. 테프라층의 연구는 각 퇴적환경별 시추퇴적물들의 시간총서대비 뿐만 아니라, 테프라층 형성 당시의 기상 및 해류 등의 고해양환경을 복원시킬 수 있다. 또한 해저화산기원의 테프라층으로부터 새로운 표식테프라의 확인 및 유용광물의 존재여부를 확인해 볼 가치가 있다.
6. 이번 연구에서는 시범적으로 주요원소에 의한 퇴적물의 조성을 파악하는 것에서부터 기후변화의 영향을 평가하는 연구가 이루어졌다. 시료수가 적어 전체적인 동해 퇴적물 공급원에 대한 평가, 그리고 기후변동간의 관계를 명확히 설명할 수는 없으나, 계속적인 연구를 통하여 동해 전반에 걸친 퇴적물공급, 퇴적과정과 기후변동간의 관계를 규명할 수 있을 것이다.
7. 규조종 분포 및 산출빈도, 연안종, 한·난류종의 변화는 동해의 해양환경 및 기후변화를 매우 예민하게 나타내는 지시자로 사용될 수 있다. 동위원소의 직접적인 측정이 없더라도 동위원소의 stage를 어느 정도 예측할 수 있다. 앞으로 14C (AMS)와 동위원소 자료 및 테프라층의 대비와 함께 고해양 고기후의 복원에 중요한 자료로 사용될 수 있으며, 역으로 이들 자료에 대한 검증방법에도 사용할 수 있다.
8. 기후변화에 따른 지역해의 변동성 연구 능력을 증대시킨다.
9. 동해의 해양변동에 대한 예측적 확충으로 자원 변동성 등 동해의 종합적 이용에 대한 장기 정책자료로 활용될 수 있다.

제 6 장 참고문헌

- Abraham, B. and Chuang, A., 1989. Outlier Detection and Time Series Modeling. *Technometrics*, V31, 241-248.
- Arikawa, R., 1983. Distribution and taxonomy of *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) off the Sanriku Coast, northeast Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep. 2nd ser. (Geol.)*, v. 53, p. 103-157.
- Bahk, J. J., Kim, S. H., Han, S. J. and Chough, S. K., 1997, Origin of laminated muds and its paleoenvironmental implications : Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan). *Ocean Research*. 19, 265-274.
- Balsam, W.L., 1982. Carbonate dissolution and sedimentation on the mid-Atlantic continental margin. *Science*, v. 217, 929-931.
- Bandy, O.L., 1972. Origin and development of *Globorotalia* (*Turborotalia*) *pachyderma* (Ehrenberg): *Micropaleontology*, v. 18, p. 294-318.
- Barg, E., 1986. Cenozoic geohistory of the southwestern margin of the Ulleung Basin, East Sea. MS thesis, Seoul National University, 174p.
- Basu, S. and Reinsel, G. C., 1994. Regression models with Spatially Correlated Errors. *Journal Of The American Statistical Association*, V89, 88-99.
- Berger, W.H., 1968. Planktonic foraminifers: Selective solution and paleoclimatic interpretation: *Deep-Sea Res.*, v. 15, p. 31-43.
- Berger, W.H., 1970. Planktonic foraminifera: Selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, v. 8, p. 111-138.
- Berger, W.H., 1973. Deep-sea carbonates: Pleistocene dissolution cycles: *J. Foram. Res.*, v. 3, p. 187-195.
- Berger, W.H., and Killingley, J.S., 1977. Glacial-Holocene transition in deep-sea carbonates: selective dissolution and the stable isotope signal. *Science*, v. 197, p. 563-566.
- Biscale, P.E., and R.T. Anderson. 1994. Fluxes of particulate matter on the slope of the southern middle Atlantic Bight :SEEP-II. *Deep-Sea Res.* 41 (2/3): 459-509.
- Bovas Abraham and Alice Chuang, 1989. "Outlier Detection and Time Series Modeling", *Technometrics*, V31, 241-250.
- Bowles, F.A., Jack R.N. and Carmichael I.S.E., 1973, Investigation of deep-sea volcanic ash layers from Equatorial Pacific cores, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2371-2388.
- Bratt, S.R. and Purdy, G.M., 1984, Structure and variability of oceanic crust on the flanks of the East Pacific Rise between 11o and 13oN, *Journal of Geophysical Research*, 89, 6111-6125.

- Brezinski, m., and D.M. Nelson. 1989. Seasonal change in the silicaon cycle within a Gulf Stream warm-core ring. *Deep-sea Res.* 36: 1009-1030.
- Brodie, I. and Kemp, A.E.S., 1994. Variation in biogenic and detrital fluxes and formation of laminae in late Quaternary sediments from the Peruvian coastal upwelling zone. *Mar. Geol.* 116, 385-398.
- Bromley, R. G. and Ekdale, A. A., 1984, Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments : *Science*, 224, 872-874.
- Carey S.N. and Sparks R.S.J., 1986, Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra-fall from volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.*, 48, 109-125.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987, Volcanic successions, modern and ancient; A geological approach processes, products and successions, Allen & Unwin, 528 p.
- Cashman, K. V. and Fiske, R. S., 1991, Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions. *Science*, 253, 275-280.
- Cervený, V. and Psentik, I., 1983, Program SEIS83, numerical modelling of seismic wavefields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method.
- Chang, I., 1982. "Outliers in Time Series, " unpublished Ph.D. dissertation, University of Wisconsin, Dept. of Statistics.
- Chang, I., and Tiao, G. C., 1983. "Estimation of Time Series Parameters in the Presence of Outliers", Technical Report 8, University of Chicago, Statistics Research Center.
- Cheong, H.K. S.K. Chang, and K.H. Paik, 1985. Planktonic foraminifera from the southwestern slope of the Ulleung Basin, East Sea, Korca. *J. Paleont. Soc. Korea*, 1: 51-70.
- Chough, S.K and Lee, K.E., 1992, Multi-stage volcanism in the Ulleung back-arc basin, East Sea (Sea of Japan), *The Island Arc*, 1, 32-39.
- Chough, S.K. and Barg E., 1987. Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan). *Geology* 15, 45-48.
- Chough, S.K., 1984, Fine-grained turbidites and associated mass flow deposits in the Ulleung (Tsushima) Basin, East Sea (Sea of Japan), in Stow, D. A. V., and Piper, D.J.W., eds., *Fine-grained sediments, Deep-water Processes and Facies : Geology Society of London Special Publication*, 14, 185-196.
- Chough, S.K., 1993, *Marine Geology of Korean Seas*, Boston, Massachusetts, International Human Resources Development Corporation Publishers, 157pp.
- Chough, S.K., Jeong, K.S. and Honza, E., 1985. Zoned facies of mass-flow deposits in the

- Ulleung (Tsushima) Basin, East Sea (Sea of Japan). *Marine Geology*, v.65, p.113-125.
- Chough, S.K., Lee, G.H., Park, B.K. and Kim, S.W., 1984, Fine structures of turbidite and associated muds in the Ulleung (Tsushima) Basin, East Sea (Sea of Japan), *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 4, 1212-1220.
- Chough, S.K., Lee, K.E., Chun, S.S., and Han, J.H., 1989. The Ulleung back-arc basin: geological outline and petroleum potential. *Acta Oceanographica Taiwanica* 24, 1-22.
- Chough, S.K., Lee, S.H., Kim, J.W., Park, S.C., Yoo, D.J., Han, H.S., Yoon, S.H., Oh, S.B., Kim, Y.B. and Back, G.G., 1997. Chirp (2-7 kHz) echo characters in the Ulleung Basin. *Geoscience Journal*, v.1, p.143-153.
- Chough, S.K., Mosher, D.C. and Srivastava, S.P., 1985b. Ocean Drilling Program (ODP) site survey (Hudson 84-30) in the Labrador Sea: 3.5 kHz profiles. *Geological Survey of Canada, Paper*, 85-1B, p.33-41.
- Chough, S.K., Yoon, S.H., and Lee H.J., 1991. Submarine slides in the eastern continental margin, Korea. *Marine Geotechnology* 10, 71-82.
- Chough, S.K., and E. Barg, 1987, Tectonic history of Ulleung Basin margin, East Sea (Sea of Japan), *Geology*, 15, 45-48.
- Chun, J.H., Han, S.J., Cheong, D.K., 1997a, Tephrostratigraphy in the Ulleung Basin, East Sea : late Pleistocene to Holocene, *Geoscience Journal*, 1, 154-166.
- Chun, J.H., Han, S.J., Cheong, D.K., Huh, S., Bahk, J.J. and Choi, D.L., 1998, Tephrostratigraphy of deep-sea sediments around submarine channels, Northeastern Ulleung Basin, *Jour. of the Geological Society of Korea*, 34, 192-210.
- Chun, J.H., Han, S.J., Cheong, D.K., Huh, S., Shin, D.H., 1997b, Volcanic processes of the Ulleung-II tephra (Ulleung-Oki ash) erupted from the Ulleung Island, *Ocean Research*, 19, 3, 275-283.
- Chung Chen and George C. Tiao, 1990. "Random Level-Shift Time Series Models, ARIMA Approximations, and Level-Shift Detection", *Journal of Business & Economic Statistics*, V8, 83-97.
- Cook, H.E., Field, M.E. and Gardner, J.V., 1982. Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes. In: Scholle, P.A. and Spearing, D. (eds.), *Sandstone Depositional Environments*. American Associations of Petroleum Geologists, Memoir 31, p.329-364.

- Cowlard, A. p., 1996, Drill site geohazard identification facilitated by rework of suitable existing 3D seismic data volumes, paper presenter at the 1996 Offshore Technology Conference, Houston, May 6-9, OTC, Houston, 129-136.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R. J., 1979, *The Interpretation of Igneous Rocks*, 450 p.
- Damuth, J.E. and Embley, R.W., 1981, Mass-transport processes on Amazon Cone: western equatorial Atlantic. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v.65, p.629-643.
- Damuth, J.E. and Hayes, D.E., 1977, Echo character of the east Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology*, v.24, p.73-95.
- Damuth, J.E., 1975, Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine Geology*, v.18, p.17-45.
- Damuth, J.E., 1978, Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation. *Marine Geology*, v.28, p.1-36.
- 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. *Marine Geology*, v.38, p.51-75.
- Derch, M.d and Stein, R., 1994, Late Cenozoic records of eolian flux in the Sea of Japan (ODP Leg 128, Sites 798 and 799) and paleoclimate in Asia. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 108; 523-535.
- Devinc, J.D. and Sigurdsson, H., 1995, Petrology and eruption styles of Kick'em-Jenny submarine volcano, Lesser Antilles island arc, *Jour. of Vol. and Geother. Res.*, 69, 33-58.
- Diaz, R. J., Cutter, G. R. and Rhoads, D. C., 1994, The importance of bioturbation to continental slope sediment structure and benthic processes off Cape Hatteras, North Carolina, *Deep-Sea Research*, 41, 4-6, 719-734.
- Diebold, J.B. and Stoffa, P.L., 1981, The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data, *Geophysics*, 46, 238-254.
- Douglas, R.G., 1973, Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the central north Pacific Ocean. *Initial Repts., Deep Sea Drilling Project*, v. 17, p. 673-694.
- Ekdale, A. A., 1977, Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project cores, in

- Crimes, T.P., and Harper, J.C. (eds.), Trace Fossils II, Liverpool, Seel House Press, 163-182.
- Eldholm, O. and Grue, K., 1994, North Atlantic volcanic margins: Dimension and production rates, *Journal of Geophysical Research*, 99, 2955-2968.
- Embley, R.W. and Jacobi, R.D., 1977. Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. *Marine Geotechnology*, v.2, p.205-228.
- Embley, R.W., 1976. New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, v.4, p.371-374.
- Ewing, J. and Houtz, R., 1979, Acoustic stratigraphy and structure of the oceanic crust: in Talwani, M. et al., Eds., *Deep drilling results in the Atlantic ocean: Ocean crust*, AGU, 1-14.
- Fairbanks, R.G., and Wiebe, P.H., 1980. Foraminifera and Chlorophyll maximum: Vertical distribution, seasonal succession, and paleoceanographic significance. *Science*, v. 209, p. 1524-1526.
- Fisher, R.V., 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72, 1409-1414.
- Fisher, R.V., 1965, Settling velocity of glass shards, *Deep Sea Res.*, 12, 345-353.
- Fiske, R.S., Cashman, K.V., Shibata, A., Watanabe, K., 1998, Tephra dispersal from Myojinsho, Japan, during its shallow submarine eruption of 1952-1953, *Bull. Volcanol.*, 59, 262-275.
- Fox, A. J. (1972), "Outliers in Time Series", *Journal of the Royal Statistical Society, Ser. B*, 34, 350-363.
- Furuta, T., Fujioka, K and Arai, F., 1986, Widespread submarine tephra around Japan-petrographic and chemical properties. *Marine Geology* 72, 125-142.
- Gafford, W. T., 1996, The use of exploration 3D seismic data for geohazards assessment in the Gulf of Mexico, paper presented at the 1996 Offshore Technology Conference, Houston, May 6-9, OTC, Houston, 277-281.
- Gill, J., Torssander, P., Lapierre, H., Taylor, R., Kaiho, K., Koyama, M., Kusakabe, M., Aitchison, J., Cisowski, S., Dadey, K., Fujioka, K., Klaus, A., Lovell, M., Marsaglia, K., Pezard, P., Taylor, B., Tazaki, K., 1990, Explosive Deep Water Basalt in the Sumisu Backarc Rift, *Science*, 248, 1214-1217.
- Gribidenko, H., 1979, The tectonics of the Japan Sea, *Marine Geology*, 32, 71-87.

- Goldberg, E.D and Arrhenius, G.O.S., 1958. Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochemica et Cosmochima Acta*, 13: 153-212.
- Grasshoff, K., E. Ehrhardt, and K. Kremling, 1983. *Methods of seawater analysis*. Verlag Chemie, p419.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange, J., Sakai, H., Kaselitz, L., Hansen, R.-D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, A., Ishibashi, Czerwinski, S. and Blum, N., 1989, Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back arc basin, *Nature*, 338, 496-499.
- Han, S.J., B.C. Suk, S.R. Kim, H.J. Kim, et al., 1995, Basin structures and past changes in the East Sea, Korea (BASAPES-94), Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) Rept., 407 pp.
- Han, S.J., Huh, S., Bahk, J.J., Chun, J.H., Kim, S.H., Woo, H.J., Lee, H.J., Hong, G.H., Shin, D.H. and Yi, H.I., 1997. Paleoenvironments near Ulleung and Dok islands in the Ulleung Basin, East Sea of Korea (in Korean with English abstract). *Ocean Res.* 19, 71-90.
- Han, S.J., S.R. Kim, H.J. Kim, H.J. Woo, 1996, Basin structures and past changes in the East Sea, Korea (BASAPES-95/96), Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) Rept., 548 pp.
- Harnouis, L., 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- Hashizume, M. and Matsui, Y., 1979, Crustal structure of southwestern Honshu, Japan, derived from explosion seismic waves, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 58, 181-199.
- Heiken, G. and Wohletz, K., 1991. Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions, In: *Sedimentation in Volcanic Settings*, eds., Fisher, R.V. and Smith, G.A., SEPM Special publication No.45, 19-26.
- Hill, A. W., 1996, The use of exploration 3D data in geohazard assessment: What does the future lie?, *OTC*, Houston, 113-117.
- Hirata, N., Karp, B.Y., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suychiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M., and Kinoshita, H., 1992. Oceanic crust in the Japan basin of the Japan sea by 1990 Japan-USSR expedition, *Geophysical Research Letters*, 19, 2027-2030.

- Hirata, N., Tokuyama, H., and Chung, T.W., 1989, An anomalously thick layering of the crust of the Yamato basin, southwestern Japan sea: the final stage of back-arc spreading, *Tectonophysics*, 165, 303-314.
- Holbrook, W.S. and Kelemen, B., 1993, Large igneous province on the United States Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup, *Nature*, 364, 433-436.
- Holcomb, R. T., and R. C. Searle, Large landslides from oceanic volcanoes, 1991, Mar. Geotechnol., 10, 19-32.
- Honza, E. ed., 1978. Geological Investigation in the Northern Margin of the Okinawa Trough and the Western Margin of the Japan Sea. Geol. Surv. Japan, Cruise Rept., Tokyo, Japan.
- Horibe, Y. 1981. Preliminary report of the Hakuho Maru cruise KH-77-3 (Pegasus expedition). Ocean Research Institute, University of Tokyo. 55 p.
- Huh, S., Kim, H. J., Hong, J. K., Jou, H. T., Yoon, S. H., Kim, K. Y., Yoo, H. S., Han, S. J., 1996, Structures of the Onnuri Basin (37-38° N, 129-130° 30' E) near the Korea Plateau in the East Sea, *Oceanography, Korea*, 177-185.
- Hyun, S., Han, S.J., and Bahk, J.J., 1998. Major element changes in the upper Quaternary sediment of the East Sea (Sea of Japan): their implications for the onset of Holocene. *J. Kor. Oceanogr.* (in press).
- Ichikura, M. and H. Ujiie, 1976. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. *Bull. Nat. Sci. Mus., Ser. C*, 2: 151-178.
- Ichikura, M., and H. Ujiie. 1976. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. *Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C (Geology)* 2: 151-178.
- Ingle, J.C., Jr. ed. 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 128. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Inoue, Y., 1980. Stratigraphic and paleoenvironmental considerations of Holocene to uppermost Pleistocene foraminifera in Nishi - Tsugaru basin, Sea of Japan. Tsukuba University Press, Tsukuba, 241-261.
- Isezaki, N. and Shevaldin, Y.V., 1996, Geomagnetic anomalies of the Japan Sea: in Isezaki, N. et al., Eds., *Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series 1)*, 41-47.
- Jenkins, D.G., 1967. Recent distribution, organic, and coiling ratio changes in *Globorotalia pachyderma* (Ehrenberg): *Micropaleontology*, v. 13, p. 195-203.

- Jolivet, L. and Tamaki, K., 1992, Neogene kinematics in the Japan sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc: in Tamaki, K. et al., Eds., Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128, 1311-1328.
- Jolivet, L., Huchon, P., Brun, J.P., Pichon, X., Chamot-Rooke, N., and Thomas, J.C., 1991. Arc deformation and marginal basin opening: Japan Sea as a case study. *J. Geophys. Res.* 96 (B3), 4367-4384.
- KIER, 1982. Petroleum resources potential in the continental shelf of Korea (Block 6 and Blocks 2, 4, and 5). Korea Institute of Energy and Resources Research Rep., Seoul, Korea
- KORDI, 1996. Basin Structures and Past Changes in the East Sea, Korea (BASAPES-95/96). Korea Ocean Research and Development Institute Report, BSPN00321-950-5, 548pp. (in Korean with English abstract)
- KORDI, 1997. Marine Environment Changes and Basin Evolution in the East Sea, Korea (MECBES-97). Korea Ocean Research and Development Institute Report, BSPE97605-00-1037-5, 657pp. (in Korean with English abstract)
- Kamatani, A., andm. Takano. 1984. The behavior of dissolved silica during themixing of river and sea waters in Tokyo Bay. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 19: 505-512.
- Karbassi, A.R. and Shankar, R., 1989, Magnetic susceptibility of bottom sediments and suspended particulates from Mulki-Pavanje river, estuary and adjoining inner shelf, west coast of India, *Abstr. Int. Geol. Congr.*, v. 2, p. 156.
- Karig, D.E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.* 76, 2542-2561.
- Keary, P. and Vine, F.J., 1990, *Global tectonics*, Blackwell Sci. Publ., 302 pp.,
- Keen, C.E. and Potter, D.P., 1995, The transition from a volcanic to a nonvolcanic rifted margin off eastern Canada, *Tectonics*, 14, 359-371.
- Keigwin, W.D. and Gorbarenko, S.A., 1992. sea-level, surface salinity of the Japan Sea, and the Younger Dryas event in the northwestern Pacific Ocean. *Quat. Res.* 37, 346-360.
- Keir, R.S., 1980. The dissolution kinetics of biogenic carbonates in seawater. *Geochim. Cosmochimica. Acta.*, v. 44, p. 241-252.
- Kemp, A.E.S., 1990. Sedimentary fabrics and variation in lamination style in Peru continental margin upwelling sediments. In: Suess, E., von Heune, R. et al. (Eds.), *Proc. of ODP, Sci. Results, 112: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp.

- Kennett, J.P., 1968. Latitudinal variation in *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in surface sediments of the southwest Pacific ocean: *Micropaleontology*, v. 14, p. 305-318.
- Kennett, J.P., 1970. Comparison of *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) in Arctic and Antarctic areas: *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, v. 21, p. 47-49.
- Kigoshi, F., Fukuoka, K. and Yokoyama, S., 1972, 14C age of Tsumaya pyroclastic flow, Aira Caldera, southern Kyushu, Japan. *Bulletin of Volcanology Society of Japan*, 17, 1-8.
- Kim, H.J., C.H. Park, J.K. Hong, and H.T., Jou, 1994, A seismic experiment in the Ulleung Basin (Tsushima Basin), southwestern Japan Sea (East Sea of Korea), *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1975-1978.
- Kim, H.J., Park, C.H., Hong, J.K., Jou, H.T., Chung, T.W., Zhigulev, V., and Anosov, G.I., 1994, A seismic experiment in the Ulleung basin (Tsushima basin), southwestern Japan sea (East sea of Korea), *Geophysical Research Letters*, 21, 1975-1978.
- Kim, K.-Y., and K. Kim. 1996. What happening in the East Sea (Japan Sea)?: Recent chemical observations during CREAMS 93-96. *J. Korean Soc. Oceanogr.* 31: 164-172.
- Kim, K. Y., Jung, M. S., Han, S. J., and Kim, H. J., 1997, High-resolution processing of existing seismic data in the East sea of Korea, *Int'l Symposium on Engineering and Environmental Geophysics*, Chungdo, China.
- Kim, K., and K.-R. Kim. 1995. Changes in the deep water characteristics in the East Sea: A regional evidence for Global Warming?, p. 16-22. *PICES Fourth Annualmeeting Abstr.* Qingdao, China.
- Kim, S.C., 1981. Submarine Geology of Continental Margin of the East Sea, Korea. Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.
- Kim, S.H. A study on the palco-ocean environment of the East Sea since the late Pleistocene. Ph. D. thesis, Hanyang University. 228 p.
- Kim, S.H., G.H. Hong, C.S. Chng, S.-J. Han, and K.W. Lee. 1997. Oxygenation level of deep water in the East Sea (Sea of Japan) since the late Pleistocene : trace metal indicator. *Ocean Res.* 19 (3): 285-296.
- Kim, Y.-G. 1996. A study on the water characteristics and circulation of the intermediate and deep layers of the East Sea. Ph. D. thesis, Seoul National University. 111 p.

- Kimura, G. and Tamaki, K., 1986. Collision, rotation, and back arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Sea. *Tectonics* 5 (3), 389-401.
- Kinsland, G. L., McDonald, J. A., and Gardner, G. H. F., 1991. High-resolution three-dimensional seismic survey of a thin sand at depth, *Geophysics*, 56, 2036-2047.
- Koizumi, I., 1989. Holocene pulses of diatom growths in the warm Tsushima current in the Japan Sea, *Diatom Res.*, 4, 55-68.
- Kong, S.M., Phinney, R.A., and Roy-Chowdhury, K., 1985. A nonlinear signal detector for enhancement of noisy seismic record sections, *Geophysics*, 50, 539-550.
- Krausse., G.L., C.L. Schelske, and C.O. Davis. 1983. Comparison of three wet-alkaline methods of digestion of biogenic silica in water. *Freshwater Biol.* 13: 73-81.
- Kurashimo, E., Shinohara, M., Suyehiro, K., Kasahara, J., and Hirata, N., 1996. Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea, *Geophysical Research Letters*, 23, 3067-3070.
- Kurihara, K., 1982. Planktonic foraminifera in a piston core V32-153 from the Yamato Rise, the Sea of Japan. *St. Paul's Rev. Sci.*, 4: 79-89.
- Lallemand, S. and Jolivet, L., 1985. Japan Sea: a pull-apart basin? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 375-389.
- Langseth, M.G., Hobart, M.A., and Horai, K.-I., 1980. Heat flow in the Bering Sea, *Journal of Geophysical Research*, 85, 3740-3750.
- Langseth, M.G. and Tamaki, K., 1992. Geothermal measurements: thermal evolution of the Japan Sea basins and sediments: in Tamaki, K. et al., Eds., *Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128*, 1297-1309.
- Lee, H.J., Chough, S.K. and Yoon, S.H., 1996. Slope-stability change from late Pleistocene to Holocene in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea). *Sedimentary Geology*, v.104, p.39-51.
- Lee, H.J., Chough, S.K., Chun, S.S. and Han, S.J., 1991. Sediment failure on the Korea Plateau slope, East Sea (Sea of Japan). *Mar. Geol.* 97, 363-377.
- Lee, H.J., Chun, S.S., Yoon, S.H. and Kim, S.R., 1993. Slope stability and geotechnical properties of sediment of the southern margin of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan). *Marine Geology*, v.110, p.31-45.
- Lee, K.E., 1992. Geological Structure of Ulleung Back-arc Basin, East Sea. MS thesis,

Seoul National University, Seoul, Korea.

- Lee, J.S. and Pouclet, A., 1988, Tectonic evolution of the Asian margin since Cretaceous: implication from the geochemistry and the geochronology of volcanism in the Korean Peninsula, C.R. Acad. Sci. Paris, 307, 1405-1411.
- Leg 117 Scientific Drilling Party, Ocean Drilling Program, Leg 117 finds mountains, monsoon, 1988, *Geotimes*, v. 33 (3), p. 13-16.
- Lenat, J.-F., P. Vincent, and P. Bachelery, 1989, The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, 1-36.
- Ludwig, M.S., S. Murauchi, and R.E. Houtz, 1975, Sediments and structure of the Japan Sea, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 651-664.
- Ludwig, W.J., Murauchi, S., and Houtz, R.E., 1975, Sediments and structure of the Japan sea, *Geological Society of America Bulletin*, 86, 651-664.
- Machida, H. and Arai, F., 1983, Extensive ash falls in and around the sea of Japan from large late Quaternary eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 151-164.
- Machida, H. and Arai, F., 1992, Atlas of Tephra in and around Japan, Univ. of Tokyo press, ISBN 4-13-66700-9, 276 p.
- Maiya, S., T. Saito and T. Sato, 1976, Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Am. Mus. Nat. Hist., Micropaleontology Press*, New York, 395-422.
- Marumo, R. 1972. Preliminary report of the Hakuhōmaru cruise KH-70-4 (IBP cruise). Ocean Research Institute, University of Tokyo. 49 p.
- Menshutkin, V.V., Vinogradov, M. Ye, and Shushkina, E.A., 1974. Mathematical model of the pelagic ecosystem in the sea of Japan. *Oceanology*, v. 14, p. 717-723.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1973. Mechanics of flow and deposition. In: Bouma, A.H. (ed.), *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course, p.1-38.
- Miyashiro, A., 1978, Nature of alkalic volcanic rocks series, *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104.
- Miyashiro, A., 1986, Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific, *Tectonophysics* 122, 195-216.
- Moorby, S.A., 1983. The geochemistry of transitional sediments recovered from
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E.

- Torresan, 1989, Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *J. Geophys. Res.*, 94, 17,465-17,484.
- Moriyasu, S., 1972. The Tsushima Current. In "Kuroshio, Its Physical Aspects" (H. Stommel and K. Yoshida, Eds.), Univ. Tokyo Press, Tokyo, p. 353-369.
- Mortlock, R.A., and P.N. Floclich. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Res.* 36: 1415-1426.
- Muller, P.J and Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic carbon in the ocean 1. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research*, 26A: 1347-1362.
- Murray, J.W., 1991. *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*. John Wiley & Sons, Inc. New York, NY. 397pp.
- Nakamura, E., Campbell, I.H., McCulloch, T., and Sun, S.S., 1989, Chemical geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan, *Journal of Geophysical Research*, 94, 4634-4654.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. and Edwards, B.D., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: Doyle, L.J. and Pilkey, O.H. (eds.), *Geology of Continental Slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v.27, p.61-73.
- Nayuda Y.R., 1964, Volcanic ash deposits in the Gulf of Alaska and problems of correlation of deep-sea ash deposits, *Marine Geology*, 1, 89-102.
- Nicm, A.R., 1977, Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 49-61.
- Nieuwenhuize, J., Y.E.M.maas, and J.J.middelburg. 1994. Rapid analysis of organic carbon and nitrogen in particulate materials. *mar. Chem.* 45: 217-224.
- Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V. and Bowen, A.J., 1980. Sediment waves on the Monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, v.37., p.1-18.
- ODP Leg 148 Shipboard Scientific Party, 1993, ODP Leg 148 barely misses deepest layer, *EOS* 74 (43).
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T., and Takayama T., 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, v. 6, p. 499-518.

- Oba, T., Murayama, M., Matsumoto, E. and Nakamura, T., 1995, AMS-14C Ages of Japan Sea Cores the Oki Ridge. *The Quaternary Research*, 34, 4, 289-296.
- Oba, T., Y. Horibe and H. Kitazato, 1980. Analysis of the Paleoenvironment since the last glacial age based on two cores from the Japan Sea. *Archeol. Nat. Sci.*, 13: 31-49.
- Ortiz, J.D., and Mix, A.C., 1992. The spatial distribution and seasonal succession of planktonic foraminifera in the California Current off Oregon, September 1987-September 1988, in Summerhayes, C.P., Prell, W.L., and Emeis, K.C., (eds.), *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*. Geological Society Special Publication no. 64, p. 197-213.
- Orton, 1996, Volcanic environments, In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, ed. Reading H.G., 485-567.
- Otofuji, Y., Itaya, T., and Matsuda, T., 1991, Rapid rotation of southwest Japan - Paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan, *Geophysical Journal International*, 105, 397-405.
- Paasche, E. 1980. Silicon and ecology of marine diatoms, 1. *Thalassiosira pseudonana* (*Cyclotella nana*) grown in chemostats with silicate as the limiting nutrient. *mar. Biol.* 19: 117-126.
- Paasche, E., and I. Ostergen. 1980. The annual cycle of diatom growth and silica production in the inner Oslofjord. *Limnol. Oceanogr.* 25: 481-494.
- Pac, S.-C., G.-C. Gong, and K.-K. Liu. 1993. Determination of dissolved oxygen in seawater by direct spectrophotometry of total iodine. *mar. Chem.* 41: 343-351.
- Park, B.-K., and Shin, I.C., 1998. Seasonal distribution of planktonic foraminifers in the East Sea (Sea of Japan), a large marginal sea of the northwest Pacific. *J. Foramin. Res.*, v. 28, p. 321-326.
- Park, B.K, Han, S.J., Barg, E.J. and Southon, J., 1995, Late Holocene Sedimentation Rates from Core Sediments of the Western Part of the East Sea, Korea, *Journal of the Korean Society of Oceanography*, 30, 5, 382-389.
- Park, C.H., 1998, Crustal structure and evolution of the Ulleung Basin in the East Sea of Korea (the Japan Sea) by Deep Penetrating Seismic Refraction and reflection, and potential field data, Ph.D. Thesis, 220p., Chiba Univ..
- Park, C.H., H.J. Kim, C.S. Yang, B.C. Suk, and N. Isezaki, 1996, Crustal structure of the Ulleung Basin, the East Sea (Japan Sea), from gravity and ocean bottom seismometer data, *J. Geol. Soc. Korea*, 32, 276-290.

- Park, K.S., 1990, The seismic stratigraphy, structure and hydrocarbon potential of the Korea Strait, Ph.D. thesis, 441pp., Imperial College, London.
- Parker, F.L., and Berger, W., 1971. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-Sea Res.*, v. 18, p. 73-107.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M.J. and MacEachern, J., 1992, The conceptual framework of ichnology, In: *Applications of ichnology to petroleum exploration* ed., Pemberton, S.G., SEPM Core Workshop No.17, 1-32
- Pierson, T.C., Janda, R.J., Umbal, J.V., Daag, A.S., 1992, Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt Pinatubo, Philippines, U.S. Geol. Surv. Water-resources Investig. Rep., 92-4039, 1-35.
- Piper, D.J.W., Farre, J.A. and Shor, A., 1985. Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian slope. *Geological Society of America Bulletin*, v.96, p.1508-1517.
- Piper, D.Z., and C.M. Isaacs. 1996. Instability of bottom-water redox conditions during accumulation of Quaternary sediment in the Japan Sea. *Paleoceanography* 11: 171-190.
- Ponomarev, V.I., A.N. Salyuk, and A.S. Bychkov. 1995. Observational evidence for recent long-term changes in the north-western Japan Sea. PICES Fourth Annual meeting Abstr. Qingdao, China.
- Poulet, A. and Scott, S. D., 1992, Volcanic ash layers in the Japan Sea: Tephrochronology of Sites 798 and 799, In : Tamaki, K., Suychiro, K., Allan, J. and McWilliams, M. (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128*, pt.2, U.S.A., p. 791-803.
- Pratson, L.F. and Laine, E.P., 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the mid-east United-States outer continental-margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Marine Geology*, v.89, p.87-126.
- Purdy, G.M., 1986, Seismic structure of the oceanic crust: in Vogt, P.R. and Tucholke, B.E., Eds., *The Geology of North America M, The Western North Atlantic Region*, Geological Society of America, 313-330.
- Pye, K. and Krinsley, D.H., 1984. Petrographic examination of sedimentary rocks in the SEM using backscattered electron detectors. *J. Sediment. Petrol.* 54, 877-888.
- Radhakrishnamurthy, C., Likhite, S.D., Amin, B.S. and Somayajulu, B.L.K., 1968, Magnetic susceptibility stratigraphy in ocean sediment cores, *Earth Planet. Sci. Letter*, v. 4,

p. 464-468.

- Ragueneau, O., and P. Tréguer. 1994. Determination of biogenic silica in coastal waters: applicability and limits of the alkaline digestion method. *mar. Chem.* 45: 43-51.
- Reiter, E.C., Toksoz, M.N., and Purdy, G.M., 1993, A semblance-guided median filter, *Geophysical Prospecting*, 41, 15-41.
- Rhoads, D.C. and Morse, J.W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient marine basins. *Lethaia*, 4, 413-428.
- Riser, S.C. 1995. Ventilation and deep water formation in the Japan Sea: A new assessment based on recent tracer measurements. PICES Fourth Annual meeting Abstr. Qingdao, China.
- Riser, S.C. 1997. Long-term ventilation in the deep ventilation of the Japan/East Sea. *Proceedings of the CREAMS'97 International Symposium*. Fukuoka, Japan.
- Rohr, K.M., 1994, Increase of seismic velocities in upper oceanic crust and hydrothermal circulation in the Juan de Fuca plate, *Geophysical Research Letters*, 21, 2163-2166.
- Ruey S. Tsay, 1986. "Time Series Model Specification in the Presence of Outliers," *Journal Of The American Statistical Association*, V81, 132-141.
- S'edin, V.T. and Sato, H., 1996, Volcanic rocks: in Isezaki, N. et al., Eds., *Geology and Geophysics of the Japan Sea (Japan-USSR Monograph Series 1)*, 353-368.
- Sarna-Wojcicki, A.M., Shipley, S., Waitt, R.B., Dzurisin, D., Wood, S.H., 1981, Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980, In: *The 1980 Eruptions of Mount St Helens, Washington*, eds., Lipman, P.W., and Mulineaux, D.R., 577-600.
- Savrda, C.E., Bottjer, D.J. and Seilacher, A., 1991, Redox-related benthic events, In: *Cycles and events in stratigraphy* eds. Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A., 524-541.
- Schluter H.V. and Chun, W.C., 1974. Seismic survey of the East Coast of Korea. *UN ECAFE/CCOP Tech. Bull.* 8, 1-16.
- Schmid, 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, *Geology*, 9, 41-43.
- Seung, Y.-H., and J.-W. Yoon. 1995. Some features of winter convection in the Japan Sea. *J. Oceanogr.* 51: 61-73
- Shinohara, M., Hirata, N., Nambu, M., Suyehiro, K., Kanazawa, and T. Kinoshita, H., 1992, Detailed crustal structure of northern Yamato basin, in Tamaki, K. et al., Eds.,

- Proceedings of Ocean Drilling Program 127/128, 1075-1106.
- Sicbe, C., Komorowski, J-C., Navarro, C., McHone, J., Delgado, H., and Crotcs, A., 1995, Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulite, *Jour. of Vol. and Geother. Res.*, 68, 239-271.
- Sigurdsson, H., and Carcy, S.N., 1981, Marine tephrochronology and Quaternary explosive volcanism in the Lesser Antilles Arc, In: Self S. and Sparks, R. S. J. (eds.), *Tephra Studies*, p. 255-280.
- Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T., 1995, Marine gravity field from declassified Geosat and ERS-1 altimetry, *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.*, 76, G42A-2.
- Sohn, Y. K., 1995, Geology of Tok Island, Korea: Eruptive and depositional processes of a shoaling to emergent island volcano, *Bull. Volcanol.* 56, 660-674.
- Somayajulu, B.L.K., Walsh, T.J. and Radhakrishnamurty, 1975, Magnetic susceptibility stratigraphy of Pacific Pleistocene sediments, *Nature*, v. 253, p. 616-617.
- Sparks, R.S.J, Sigurdsson, H. and Carey S.N., 1980, The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 97-105.
- Spudich, P. and Orcutt, J., 1980, A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust, *Review of Geophysics*, 18, 627-645.
- Stein, R., 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. Springer-Verlag. pp. 6.
- Stoffa P.L., Buhl, P., Diebold, J.B., and Wenze, F., 1981, Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter - A plane-wave decomposition, *Geophysics*, 46, 255-267.
- Su, W., Mutter, C.Z., Mutter J.C., and Buck, W.R., 1994, Some theoretical predictions on the relationships among spreading rate, mantle temperature, and crustal thickness, *Journal of Geophysical Research*, 99, 3215-3227.
- Suh, M.C., M.K. Lee, and B.C. Suk, 1993, Geological structure of the Ulleung Basin from marine gravity data, *J. Geol. Soc. Korea*, 29 (2), 119-127.
- Suk, B.C., H.J. Kim, C.H. Park, G.I. Anosov, H.S. Gribidenko, et al., 1993, A geophysical study on the Ulleung Basin, the East Sea (the Sea of Japan) - Korea and Russia cooperative research, *Korea Ocean. Res. & Dev. Inst. Rept.*, 149pp.
- Suk, B.C., H.J. Kim, S.J. Han, C.H. Park, G.I. Anosov, H.S. Gribidenko, et al., 1992, A

- geophysical study on the Ulleung Basin, the East Sea (the Sea of Japan) - Korea and Russia cooperative research, Korea Ocean. Res. & Dev. Inst. Rept., 149pp.
- Tamaki, K. 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Japan* 39: 269-365.
- Tamaki, K. ed. 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle Jr., J.C., Pisciotto, A., 1992, Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling: in Tamaki, K. et al., Eds., Proc. Ocean Drilling Program 127/128, pp. 1333-1348.
- Tatsumi, Y. and Kimura, N., 1991, Backarc extension versus continental breakup: petrological aspects for active rifting, *Tectonophysics*, 197, 127-137.
- The Galapagos hydrothermal mounds field during DSDP leg 70 - implications for mound formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 367-376.
- Thompson, R. and Morton, D.J., 1979, Magnetic susceptibility and particle size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland, *J. of Sedimentary Petrol.*, v. 49, p. 801-812.
- Thorarinsson, S., 1974, The terms tephra and tephrochronology. In: Westgate, J.A. & Gold, C.M, eds, *World bibliography and index of Quaternary tephrochronology*, University of Alberta, Edmonton, xvii-xviii.
- Thunell, R., and Sautter, L.R., 1992. Planktonic foraminiferal faunal and stable isotopic indices of upwelling: a sediment trap study in the San Pedro Basin, Southern California Bight, in Summerhayes, C.P., Prell, W.L., and Emeis, K.C., (eds.), *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*. Geological Society Special Publication no. 64, p. 77-91.
- Thunell, R.C., 1976. Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments *Geology*, v. 4, p. 525-528.
- Tolderlund, D.S., and Be, A.W.H., 1971. Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology*, v. 17, p. 297-329.
- Tréguer, P., S. Guezeley, and A. Kamatani. 1988. Biogenic silica and particulate organic matter from the Indian sector of the Southern Ocean. *mar. Chem.* 23: 167-180.
- Tsay, R. S., 1988. Outliers, Level Shifts, and Variance Changes in Time Series. *Journal Of Forecasting*, V7, 1-20.

- Tufekcic, D., Clacrbout, J.F., and Rasperic, Z., 1981, Spectral balancing in the time domain, *Geophysics*, 46, 1182-1188.
- Ujiie, H. and M. Ichikura, 1973. Holocene to uppermost Pleistocene planktonic foraminifers in a piston core from off San'in district, Sea of Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan., N.S.*, 91: 137-150.
- Ujiie, H., 1982. Geological history of the Sea of Japan: Problems from standpoints of sediments and microfossils. *Geology of Japan Sea*, Tokai University Press, Tokyo, 377-408.
- Ujiie, H., M. Ichikura and K. Kurihara, 1983, Quaternary benthonic foraminiferal changes observed in the Sea of Japan piston cores. *Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C*, 9: 41-78.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84, 1049-1061.
- Uyeda, S. and Miyashiro, A., 1974, Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis, *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1159-1170.
- Vincent, E., and Berger, W.H., 1981. Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. Emiliani, C., (Ed.), *The Oceanic Lithosphere (The Sea, v. 7)*: John Wiley, New York, p. 1025-1119.
- Vonder Haar, S.P. and Johnson, W.H., 1973, Mean magnetic susceptibility: A useful parameter for stratigraphic studies of glacial till, *J. of Sedimentary Geol.*, v. 43, p. 1148-1151.
- Walker, G.P.L., 1973, Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme, *Geol. Rundsch*, 28, 273-293.
- Walker, G.P.L., McBroom, L.A. and Caress, M.E., 1984, Products of the Koya Eruption from the Kikai Caldera, Japan, In *Volcanology of the Koya ash flow*, Walker, G.P.L. and Ui, T. eds., - A progress report of the U. S. Japan Cooperative Science Program, 4-8.
- Watts, A. B., and D. G. Masson, 1995, A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,487-24,498.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G. and Wiedicke, M., 1997, Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger, *Marine Geology*, v. 136, p. 151-172.
- Westgate, J.A. and Fulton, R.J., 1975, Tephrostratigraphy of Olympia interglacial sediments in south-central British Columbia, Canada, *Canadian Journal of Earth Science*, 12,

- White, R. and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, 94, 7685-7729.
- White, R.S. and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margin and flood basalts, *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729.
- White, R.S., McKenzie, D., and O'Nions, R.K., 1992, Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *Journal of Geophysical Research*, 97, 19,681-19,175.
- White, R.S., Westbrook, G.K., Fowler, S.R., Spence, G.D., Barton, P.J., Joppen, M., Bowen, A.N., Prestcott, C., and Bott, M.H.P., 1987, Hatton Bank (northwest U.K.) continental margin structure, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 89, 265-272.
- Whitham, A.G., 1989, The behaviour of subaerially produced pyroclastic flows in a subaqueous environment: Evidence from the Roseau eruption, Dominica, West Indies, *Mar. Geol.*, 86, 27-40.
- Williams, D.F., Healy-Williams, N., and Leschak, P., 1985. Dissolution and water-mass patterns in southeast Indian Ocean, Part I: evidence from Recent to late Holocene foraminiferal assemblages. *G.S.A. Bulletin*, v. 96, p. 176-189.
- Williams, J. P. and Andersen, P. C., 1996, Application of conventional 3D data to geohazard assessment, *OTC*, Houston, 257-263.
- Won, J.K. and Lee, M.W., 1988, The study on petrology for the Quaternary alkali volcanic rock of the Korean peninsula, *Jour. Geol. Soc. Korea*, 24, 3 181-193.
- Yamashiro, C., 1975. Differentiating dissolution and transport effects in foraminiferal sediments from the Panama basin. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Special Publication no. 13, p. 151-159.
- Yasui, M., Yasuoka, T., Tanioka, K., and Shiota, O., 1967. Oceanographic studies of the Japan Sea (1)-Water characteristics. *The Oceanographical Magazine*, v. 19, p. 177-192.
- Yoon, H.D., 1986, The geochemical characteristics and origin of alkaline magmas in the Ulleung Island, Korea, *Seoul Univ. Ph. D.*, 172 p.
- Yoon, S. H., and Chough, S. K., 1995, Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin,

- East Sea (Sea of Japan), Geological Society of America Bulletin, 107, 83-97.
- Yoon, S.H. and Chough, S.K., 1995, Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), Geological Society of America Bulletin, 107, 83-97.
- Yoon, S.H., 1994. The Eastern Continental Margin of Korea: Seismic Stratigraphy, Geologic Structure and Tectonic Evolution. Ph. D. thesis, Seoul National University, Seoul, Korea.
- Yoon, S.H., Chough, S.K., Thiede, J. and Werner, F., 1991. Late Pleistocene sedimentation on the Norwegian continental slope between 67° N and 71° N. Marine Geology, v.99, p.187-207.
- Yoon, S.H., and S.K. Chough, 1995, Regional strike slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), Geol. Soc. Am. Bull., 107, 83-97.
- de Moustier, C. and Matsumoto, H., 1993. Seafloor Acoustic Remote Sensing with Multibeam Echo-Sounders and Bathymetric Sidescan Sonar System. Marine Geophysical Researches 15, 27-42.
- 김기영, 남상현, 박병권, 1996, 가스수화물과 반사파 특성, 대한지질학회, v. 32, p. 519-525.
- 김기영, 정미숙, 한상준, 1997, 기존 탄성과 자료 재처리를 통한 고해상도 반사파 영상, 한국자원공학회지, v. 34, p. 539-547.
- 김성렬, 이용국, 석봉출, 신동혁, 1991, 동해 심해분지 시추퇴적물의 운속과 감쇠계수, J. of Oceanological Soc. Korea, v. 26, p. 59-66.
- 김윤규, 이대심, 이경호, 1987, 독도 화산암의 분별결정 작용, 지질학회지, 23, 67-82.
- 김한준, 주형태, 박찬홍, 홍종국, 정태웅, 1994, 해저면 지진계 자료의 τ-합 역산에 의한 울릉분지의 지각구조, 한국석유지질학회지, 2, 39-42.
- 손영관, 박기화, 1994, 녹도의 지진과 진화, 지질학회지, 30 (3), 242-261.
- 우한준, 정혜경, 한상준, 장현도, 윤식훈, 1995. 저서성 유공충에 의한 한국 동해 서부 해역의 제4기 후반 고해양환경 연구. 한국해양학회지, 30: 493-511.
- 원종관, 이문원, 1984, 울릉도의 화산활동과 암석학적 특성, 지질학회지, 20, 4, 296-305.
- 윤식훈, 이희준, 한상준, 김성렬, 1996. 동해 대륙사면 (삼척-양양)에서의 제 4기 퇴적작용. 대한지질학회지, 32권 3호, p.250-266.
- 이동영 등, 1997, 한반도 지진활동 및 지각변형 연구, 한국자원연구소 보고서, 344 pp.
- 이치원, 김승우, 장정해, 김원석, 신원철, 민건홍, 박영수, 한현철 외, 1997, 한반도 주변해역 조사 및 해저지질도 작성 연구 (독도해역), 한국자원연구소 연구보고서, 323pp.

- 천종화, 정대교, 한상준, 허식, 박찬홍, 1998, 동해 제4기 해저퇴적물내에 협재된 해서분출 화산 기원 화산재층의 분포와 성인, 제53차 대한지질학회 학술발표회, 96-97.
- 최동립, 1996, 동해남부 울릉분지의 지구조적 진화연구, 한국해양연구소 보고서, 59 pp.
- 최동립, 김성렬, 유해수, 식봉출, 한상준, 최진혁, 1989, 동해 대륙연변부의 천부단성파 특성. 해양연구, 11권 1호, p.15-27.
- 한국해양연구소, 1993, 온누리호 장학 "ScaBeam 2000"의 운용 및 응용기술에 관한 연구, 한국 해양연구소.
- 한국해양연구소, 1995, 3차원 해저 수치지형 모델에 관한 연구, 국방과학연구소.
- 한국해양연구소, 1997, 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구 (1차년도). 한국해양연구소 연구보고서 BSPE97605-00-1037-5, 과학기술처, 657pp.
- 한상준 등, 1995, 한국 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구 (1차년도). BSPN 00259-808-5. 한국해양연구소, 407p.
- 한상준 등, 1996, 한국대수심 해역의 지구적 해저환경 연구 (2-3차년도), BSPN00321-950-5, 과학기술처, 한국해양연구소. 548 p.
- 한상준, 김성렬, 김한준, 우한준, 이희준, 김석현, 1996, 동해 대수심 해역의 지구적 해저환경 연구 (2-3차년도). BSPN 00321-950-5, 한국해양연구소 보고서, 548 p.
- 한상준, 허식, 박장준, 천종화, 김석현, 우한준, 이희준, 홍기훈, 신동혁, 이희일, 1997b, 동해 울릉도와 독도 주변 울릉분지 북동해역의 고해양환경 연구. 해양연구, 19권 2호, p.71-90.
- 허식, 한상준, 정대교, 천종화, 김규중, 한신찬, 1997, 울릉도에 분포하는 화성쇄설암 및 화산암 연구. BSPE 97657-00-1060-5, 한국해양연구소 보고서, 103 p.

부 록

본 연구사업 연구결과의 전문 학술지 발표논문 현황

1. 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구 (1997)

국내 학술지	국외 학술지	Proceedings	국내 학술회의	국외 학술회의	합계
12 건	1 건	4 건	4 건	10 건	31 건

2. 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구 (1998)

국내 학술지	국외 학술지	Proceedings	국내 학술회의	국외 학술회의	합계
10 건	2 건	1 건	12 건	5 건	30 건

3. '98 MECBES WORKSHOP 개최

(Marine Environment Changes and Basin Evolution in the East Sea, Korea)

주제 : 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구 결과 발표 및 연구방향 설정

일시 : 1998년 10월 30-31일

장소 : 한국해양연구소 장목분소

'98 MECBES WORKSHOP

(Marine Environment Changes and Basin Evolution
in the East Sea, Korea)

주제 : 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구
결과 발표 및 연구방향 설정

일시 : 1998년 10월 30-31일

장소 : 한국해양연구소 장목분소

안녕하십니까?

한국해양연구소에서는 기관고유사업으로 동해분지의 해양환경 변화와 지구조 진화 연구 사업을 수행하고 있습니다. 이에 따라 국내전문가 여러분을 모시고 동해분지 사업의 결과 발표 및 연구방향 설정을 주제로 Workshop을 개최하고자 합니다. 부디 참석해주시어 고견과 지도편달을 부탁드립니다. 동해 울릉분지 및 주변해역의 연구를 위해 심도있는 토의 마당이 되었으면 합니다. 감사합니다.

수신처 :

한상준(한국해양연구소), 김한준(한국해양연구소), 허식(한국해양연구소), 김석현(한국해양연구소), 조성권(서울대 해양학과), 윤석훈(제주대 해양학과), 김기영(강원대 지구물리학과), 정대교(강원대 지구물리학과), 김석윤(부경대학교 해양학과), 박수철(충남대 해양학과), 허민(전남대 지질학과), 주성호(해양수산부 해양개발과), 김만식(한국석유공사 국내개발처), 한명우(인하대 해양학과), 김영배, 김진서(국립해양조사원 측량과)

기타 문의 사항은 아래로 연락주시기 바랍니다.

한상준 : 0345-400-6013 (팩스 : 0345-408-5821)

◎ 일 정 ◎

10월 30일 분야별 발표 및 토론

13:00-13:20	<u>외삼의 배경 및 동해분지 시업 소개</u>	한상준
13:20-13:30	<u>동해분지의 제4기 퇴적환경 복원 결과 요약</u>	허 식
13:30-13:50	<u>동해 울릉분지의 하산활동과 테프리층의 이용</u>	천종화
13:50-14:10	<u>지화학분석에 의한 고환경변화 해석</u>	현상민
14:10-14:30	<u>동해 시추코어의 MSCL 분석 결과</u>	이희일
14:30-14:50	다과와 함께 휴식	
14:50-15:10	<u>고생물분석에 의한 고해양환경 해석</u>	신임철
15:10-15:30	<u>생지화학 원소순환 연구</u>	김석현
15:30-15:50	<u>세립질 퇴적물의 미세구조 특성연구</u>	조성권
15:50-16:00	<u>분지구조 및 진화 결과 요약</u>	김한주
16:00-16:20	<u>해저지형 및 천부지층구조</u>	이용국
16:20-16:40	다과와 함께 휴식	
16:40-17:00	<u>천부 탄성파 자료 해석</u>	윤석훈
17:00-17:20	<u>울릉분지 중앙부에서의 지질구조</u>	허 식
17:20-17:40	<u>중지력 자료를 이용한 울릉분지의 지구조 해석</u>	박찬홍
17:40-18:00	<u>울릉분지의 지각구조와 진화</u>	김한준
18:00-18:20	<u>다중채널 탄성파 자료처리를 위한 기초 연구</u>	김기영
18:20-20:00	리셉션 (상목분소 라운지)	

10월 30일 종합 토론 및 99' 연구방향 설정

20:00-22:30	종합 토론	한상준
-------------	-------	-----

10월 31일 시선 및 지구물리 장비 소개

08:30-10:00	<u>장비소개 및 운용법</u>	한상준
-------------	-------------------	-----

Structure and Paleoenvironment of the Ulleung Back-arc Basin, East Sea of Korea

Sang-Joon Han and Sik Huh

Marine Geology & Geophysics Division, Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan P.O.Box 29, Seoul 425-600, Korea

Introduction

The East Sea (Sea of Japan) is a semi-enclosed marginal sea surrounded by Korea, Japan and Russia, yet it has deep ocean character, reaching depths greater than 2,000 m. This sea is one of the typical back-arc seas (Karig, 1971; Uyeda and Kanamori, 1979; Kimura and Tamaki, 1986; Jolivet et al., 1991) which have developed behind the circum-Pacific volcanic and seismic belt. To better understand the characteristics of this back-arc basin, an interdisciplinary scientific research entitled "Basin structures and past changes in the East Sea, Korea (BASAPES)" was launched in 1994 (PI: Sang-Joon Han). We conducted multibeam bathymetric (SeaBeam 2000), 3.5 kHz sub-bottom profiler, gravity, magnetic and multichannel seismic reflection

surveys, and 12 m piston corings around the Ulleung Back-arc Basin onboard the *R/V Onnuri*.

This article presents the results of the second and the third years' performances to investigate the characteristics of back-arc basin (129°00'-132°00'E and 35°00'-38°30'N) in terms of marine geological, geophysical, and geochemical researches in the northeastern part of the Ulleung (Tsushima) Basin and its margin with the following objectives: (1) to investigate the contemporary sedimentation processes based on multibeam acoustic and high-resolution seismic surveys, (2) to analyze the gravity and magnetic patterns of the basement structures of the Ulleung Basin, (3) to study chronology, structure, and stratigraphy of the geology based on multichannel seismic data with a view

to constructing the tectonic framework of the back-arc basin in the East Sea, (4) to establish tephrochronology based on analysis and correlation of tephra layers to investigate past volcanic activity in the Ulleung Back-arc Basin, and (5) to reconstruct paleoceanographic environments from the chemical tracers of sediments.

Scope of the Study

To analyze contemporary sedimentation processes, we constructed two dimensional bathymetry of the seafloor and three dimensional seafloor imagery of the East Sea based on the multibeam data. For better interpretation of shallow depth geological structures, high-resolution seismic data were combined with the seafloor images.

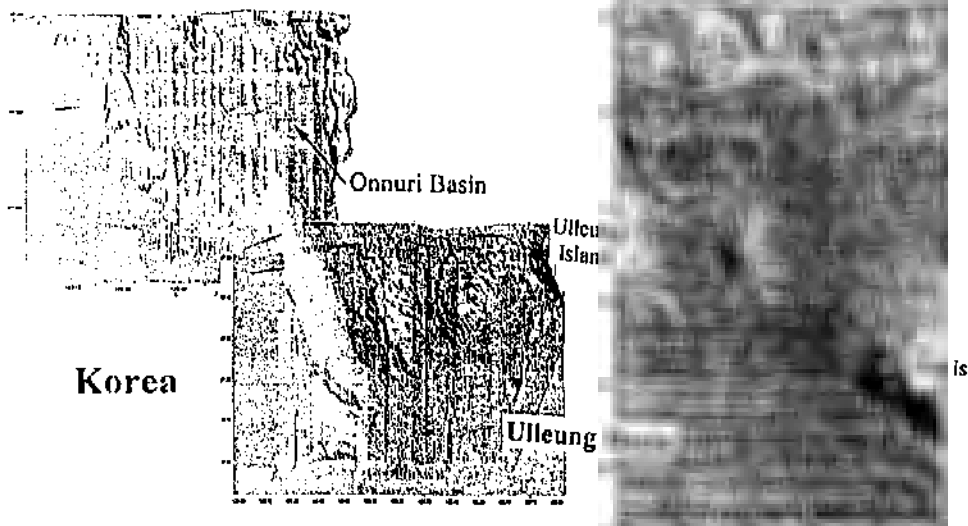


Figure 1. The seafloor image of the East Sea from a compilation of multibeam data acquired during this study.

동해 울릉분지 북동부(울릉도와 독도 주변) 해역의 분지구조

한상준* · 김한준* · 허 식* · 박찬홍* · 김성렬* · 이용국* · 유해수* · 최동립* · 박범권**

한국해양연구소 해양지질연구부*, 한국해양연구소 소장실**

요 약

동해는 한국, 일본, 그리고 러시아에 의해 둘러싸인 반폐쇄형 바다로서 주된 부심이 수심 2,000 m가 넘는 대양의 성격을 가지며 환태평양 화산 및 지진대 뒤쪽에 형성된 매우 전형적인 후열도해(back-arc sea)이다. 울릉분지의 후열도 특성을 구명하기 위해서 울릉분지의 북동부에 대해 해양지구물리 탐사를 수행하였다. 현생퇴적과정을 밝히기 위해 지형 단위의 정밀한 특성을 보여주는 이차원 및 삼차원의 해저면 영상도를 제작하였다. 이 자료와 고해상도 천부지층 탐사 자료를 이용한 퇴적형 및 침식형 수로의 연구를 통해서 울릉분지의 중심부에서 보이는 퇴적형 수로가 시계방향으로 발달하여 있으며 북동쪽의 일본분지와외의 경계부에서 침식형 수로와 합쳐짐을 알 수 있다. 이러한 수로들은 사면붕괴에 따른 일련의 사내와 함몰, 질방류 흐름, 그리고 분지의 중앙부로 향하는 서탁류 흐름에 의해 형성된 것으로 해석된다. 지탁류 흐름은 울릉도와 독도 사이에서 속도가 증가하여 침식성으로 성질이 바뀌며 울릉해저수로와 연결된다. 중·사략 연구에서는 관입 및 동출 화산암체의 구멍 및 울릉도/독도의 형성에 대한 구멍을 시도하여 퇴적기반구조를 해석하였다. 해저지형과 일치하는 후리아어 중력이상은 울릉분지 중심부에서 지각균형이 아직 이루어지지 않았음을 시사한다. 자극화된 자력자료는 울릉도/독도 및 이들 사이에 위치하는 해저화산의 지역균형을 잘 나타낸다. 또한 중력 및 자력분포양상으로부터 연구지역의 남쪽에 남북 방향으로 배열된 관입암체가 존재함을 구명하였다. 심부탄성과 자료의 해석을 통한 중생, 연대, 그리고 지질구조 연구에서는 화산작용에 의해 심하게 변형된 기반암 위에 최대 4,000 m 두께의 두꺼운 퇴적층이 연구지역 내에 존재하며, 퇴적층의 형성시기는 하부로부터 중·후기 마이오세, 플라이오세, 그리고 플라이스토세이다. 마이오세 중기 이후의 확장에 의해 발생한 정단층은 화산체에 부착된 형태로 나타난다. 추후 이 연구에서 획득한 지구물리 자료와 연구결과를 해저면 지질구조와 연계시킴으로써 아직까지 정확히 알려지지 않고 있는 동해의 형성작용과 분지의 진화를 구명할 수 있을 것이다.

주요어: 동해, 울릉분지, 독도, 울릉해저수로, 퇴적형 수로

Han, S.J., Kim, H.J., Huh, S., Park, C.-H., Kim, S.R., Lee, Y.K., Yoo, H.S., Choi, D.L. and Park, B.K., 1997, Basin Structure of the Northeastern Ullung Basin (Ullung and Dok Island Areas), East Sea of Korea. *Journal of the Geological Society of Korea*, v. 33, no. 3, 127-138

ABSTRACT: The East Sea (Sea of Japan) is a semi-enclosed marginal sea surrounded by Korea, Japan and Russia, yet it has a deep ocean character with the main part deeper than 2,000 m in water depth. This sea is also one of typical back-arc seas developed behind the circum-Pacific volcanic and seismic belt. To investigate the back-arc characteristics of the Ullung Basin, we had performed several geophysical surveys in the northeastern part of the Ullung Basin and its margins. To understand the contemporary sedimentation processes, we construct two and three dimensional seafloor image to provide the detailed features of physiographic units. Based on the identification of depositional and erosional channels, depositional channels developed clockwise in the center of the Ullung Basin are merged to erosional channels headed northeast for the entrance to the Japan Basin. The channels are interpreted to form by a series of sliding and slumping, mass flow deposition, and turbidity current toward the center of the basin. The turbidity current increasing the velocity between Ullung and Dok Islands makes an erosional regime, leading to the formation of the Ullung Interplain Channel. In the gravity and magnetic study, we verified intrusive and extruded volcanic bodies and their relationships with the formation of Ullung and Dok Islands. As the results of the interpretation of basement structure, free-air gravity anomalies, correlated well with the topography, reflect uncompensated isostatic equilibrium. The magnetic data reduced to the pole manifest the magnetic sources of Ullung and Dok Islands, and a volcanic seamount between two islands. Based on the occurrence of pronounced gravity highs and magnetic patterns, an intruded body is identified to be located in the south and aligned in the north-south direction. In the interpretation of seismic data in terms of stratigraphy, chronology and geologic structures, a thick sediment cover with maximum 4,000 m thickness overlies the basement highly deformed by volcanic activities in the study area. The extension since the middle Miocene has caused deep-seated large normal faults that detached into the volcanic bodies. The formation ages of sedimentary layers are middle and late Miocene, Pliocene, and Pleistocene from the bottom. The formation mechanism and evolution of the East Sea is expected to be clarified more accurately than before, when the geophysical and ocean bottom seismometer data are to be combined with the results of this study.

동해 울릉도와 독도 주변 울릉분지 북동해역의 고해양환경 연구

한상준 · 허식 · 박장준 · 천종화 · 김석현* · 우한준 · 이희준 · 홍기훈* · 신동혁 · 이희일

한국해양연구소 해양지질연구부
*한국해양연구소 해양화학연구부

Paleoenvironments near Ulleung and Dok Islands in the Ulleung Basin, East Sea of Korea

Sang-Joon HAN, Sik HUH, Jang-Jun BAHK, Jong-Hwa CHUN, Suk-Hyun KIM*
Han-Jun WOO, Hee Jun LEE, Gi Hoon HONG*, Dong-Hyeok SHIN, and Hi-Il YI

Marine Geology and Geophysics Division, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea
*Chemical Oceanography Division, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract - An interdisciplinary scientific research titled "Basin structures and past changes in the East Sea, Korea(BASAPES)" presents the results of marine geological and geochemical researches in the northeastern part of the Ulleung Basin. Two distinct types of sedimentary facies cycles are observed in the core sediments from the basin plain. They represent anoxic bottom water condition and fine-grained turbidite, respectively. The long piston core sediments from the Ulleung Interplain Gap are dominated by bioturbated muds, which was influenced by bottom current. The uppermost 120-130cm intervals of the cores from the seafloor below 2,000 m depth consist of bioturbated clayey muds, which indicate pelagic sedimentation prevailed during the Holocene. In the examination of paleoceanographic environmental changes using microfossils, the core 95PC-4 shows five rare zones, one barren zone, and ten biofacies. The top 200cm interval of the core is supposed to be a boundary zone between Holocene and Pleistocene. The 70-200cm interval was deposited under an anoxic bottom condition caused by limited water circulation since the last glacial stage. In this interval, several agglutinated foraminifera appear and in the 70cm core depth, agglutinated as well as calcareous foraminifera appear. In the core depth lower than 310cm, low temperature and anoxic bottom condition prevailed. 14 species belonging to 7 genera of planktonic foraminifera are identified from the core 95PC-3. The core consists of two intervals: lower and upper. In the lower interval(240-1,070 cm) foraminifera are relatively abundant. In the upper interval(10-215 cm) foraminifera are absent. The lower interval was deposited during the Pleistocene. It is supported by sustained appearance of *Globigerina umbilicata*, high ratio of sinistral form in *Neogloboquadrina pachyderma*, and distribution of cold species. The change of coiling direction of *Neogloboquadrina pachyderma* indicates that water temperature is 0-5 °C during the depositional time. In the upper boundary, planktonic foraminifera are absent due to lower CCD in the condition of sea-level highstand during the Holocene. In tepbrochronology, a tephra layer characterized by distinctive sedimentological, mineralogical, and geochemical characteristics, reflect a single eruptive episode. Widespread two marker-tephra layers in the East Sea of Korea(about 9,300 and 22,000 yr B.P.) are correlated with their source volcanoes using characteristics. During the Holocene(present-9,300 yr B.P.), the correlation of marker-tephra layers yields a sedimentation rate of 17~23 cm/kyr. And

Introduction : Current Trend and Future Direction of Paleoceanography and Paleoclimatology

Sang-Joon HAN, Hi-Il YI*, and Byong-Kwon PARK**

Vice-President, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Marine Geology & Geophysics Division, KORDI*

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

***President, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

Abstract : Paleoceanography and paleoclimatology are now one of the top issues in the basic research in ocean history. This is proved from the most recent issue from IGDP News Letter (Oldfield 1997) and EOS (Delaney 1997). Also, other international programmes such as the Westpac, IMAGES and ODP also focus on solving mystery of the past global changes, *i.e.*, of paleoceanography and paleoclimatology. Concern and excitement about believed-to-be present global warming is getting into another stage. Scientists start be confused with information and results of modern global changes. It has been believed that the Earth system faces global warming trend (still the majority of people believe that). However, some scientists suggest that this short-term trends or cycles might be an illusion and only a pinpoint of long-term trends or cycles in the Earth system. Therefore, recently, the field of paleoceanography and paleoclimatology is suddenly attracted to many scientists who study the present global change. This is the whole purpose that Marine Geology and Geophysics Division of KORDI organized "the International Workshop on Paleoceanography and Paleoclimatology" from February 20 to 28, 1997. This special issue is the outcome of the February workshop. Eight papers from variable field areas are contributed. It is hoped that this special volume with the February workshop can be a small contribution for oceanographers and other earth scientists in order to understand the importance of paleoceanography and paleoclimatology.

Key words : Paleoceanography, Paleoclimatology, IGDP, PAGES, Northwest Pacific region, Korean Peninsula, Milankovitch Cycles, Earth orbital forcing, Holocene Climatic Optimum.

Introduction

The history of ocean systems and global climates are critical to understand the present environmental changes. The important role of oceans affecting global climate is well recognized within scientific communities, especially in the field of Earth Sciences.

Paleoceanography is a branch of ocean sciences which are defined as the study of the past ocean systems. Also, paleoclimatology can be defined as the study of the past climatic systems and is deeply related to paleoceanography. Paleoceanography contains several studies such as the development of the surface-

water circulation, the history and effect of bottom-water circulation patterns, planktonic and benthic biogeography and rates of organic evolution, the history of biogenic productivity and its effect on sediment distribution, and the history of calcium carbonate and silica deposition and dissolution (Kennett 1982). Changes and cyclicities of paleoclimate and orbital forces are preserved in the record of sediments and ices. One of the best places for identifying the past ocean systems and climates is in the deep ocean basins and marginal seas. Paleoceanographic and paleoclimatic studies along the west Pacific marginal seas (Bering Sea, Okhotsk Sea, East Sea of Korea (Japan Sea), Yel-

Tephrostratigraphy in the Ulleung Basin, East Sea: Late Pleistocene to Holocene

Jong-Hwa Chun } Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan,
Sang-Joon Han } P.O. Box 29, Korea
Dae-Kyo Cheong } Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon, Kangwondo 200-701, Korea

ABSTRACT: Three sediment cores, obtained from the Ulleung Basin, reveal five tephra layers that are easily distinguished from the other core intervals by coarse-grained density grading and sediment color. The tephra layers are well correlated among the cores and show a systematic lateral decrease in thickness and grain size away from the source of the explosive volcanic eruption. Three marker tephra layers were derived from the Ulleung Island which consist predominantly of white vesiculate pumices of phonolitic or trachytic alkali magma. The disorganized Ulleung-I tephra layer was due to the last explosive eruption in the Ulleung Island. It consists of only white vesiculate pumices, disturbed by strong bioturbation. The Ulleung-II tephra (ca. 9300 yr B.P.), the most explosive tephra among the Ulleung Island-derived tephras, shows two units that consist of a lower density-graded unit and an upper pumice scattered unit. The Ulleung-III tephra layer shows little bioturbation and is characterized by pumice-scattered texture. An unnamed tephra layer shows a distinct density-grading by dark fine-grained crystals and white vesiculate pumices. This marker tephra originated from a phonolitic alkali magma of unknown source. The Aira-Tanzawa ash (ca. 22000 yr B.P.), derived from the Aira Caklera in southern Japan, consists commonly of bubble-walled glass shards from rhyolitic subalkali magma. During the Holocene period, sediments were accumulated at a rate of 17.5–24.7 cm/kyr, based on the Ulleung-II tephra, which increased toward the center of the basin. During the last glacial maximum (LGM) period which is represented by the interval between the Ulleung-II tephra layer and the Aira-Tanzawa ash, a very thick turbidite mud was deposited in the unchanneled Ulleung Basin plain with higher sediment accumulation rate (mean 26.1 cm/kyr) than that during the Holocene period. During the LGM, a very thick turbidite deposit only occurs in the unchanneled Ulleung Basin plain, which is not correlated with other layers in the channeled basin plain.

Key words: Ulleung Basin, marker tephra, air-fall deposit, sediment accumulation rate

1. INTRODUCTION

The Ulleung Basin (fig. 1) is a back-arc basin where margins are characterized by subaerial volcanoes (Orton, 1996). The basin has received large amounts of tephras derived from these volcanoes (Machida and Arai, 1983; Furuta et al., 1986; Chun et al., 1996). The Backdusan-Tomakomai (B-Tm), Kikai-Akahoya (K-Ah), Ulleung-Oki, Aira-Tn (AT), and Aso-4 ashes were also deposited

in the Ulleung and Japan basins (Machida and Arai, 1983). The areal distribution of each tephra should have been determined by the explosiveness of source volcanoes, transporting mechanism, and prevailed wind pattern (Vallier and Kidd, 1977; Cox et al., 1979; Izett, 1981), subsequently modified by ocean current and bioturbation of benthic organisms (Nayuda, 1964). Major elements of the B-Tm ash (Furuta et al., 1986) analyzed by electron microprobe analysis (EPMA) are similar to those of Japanese ashes with 6–9 wt% alkali contents and 65–74 wt% SiO₂ except for the high iron content (about 4 wt%). However, those of the Ulleung-Oki ash (Furuta et al., 1986) show relatively high alkali contents (ca. 12 wt%) and low SiO₂ (59–60 wt%).

Tephrostratigraphy with pyroclasts from widespread tephra layers are useful for stratigraphic correlation (Furuta et al., 1986), paleoenvironmental interpretation (Nayuda, 1964) and paleoclimate (Vallier and Kidd, 1977).

However, previous studies of the Ulleung Basin have focused upon tephra identifying geochemical and mineralogical characteristics of tephra layers (Machida and Arai, 1983; Furuta et al., 1986) or upon their lithostratigraphic aspects (Chough, 1984; Park et al., 1995; Lee et al., 1996). In this study, we attempted to construct tephrostratigraphic correlations of the tephra layers to interpret their transporting and depositional processes, particularly in the unchanneled part of the Ulleung Basin. In addition, the areal distribution and preservation pattern of the tephra layers were used to interpret explosiveness of volcanic eruption and associated paleo-wind pattern.

2. METHOD

Three piston cores were obtained from the unchanneled part of the Ulleung Basin plain (Fig. 2) aboard R/V Onnuri in 1995. One half of the core sediments was used for analyzing grain size and sedimentary structures on X-radiography. The other half was used for mineralogical and geochemical analyses. Tephra layers were disaggregated by a ultrasonic cleaner and clay-size fractions smaller than 4 ϕ (0.062 mm) were washed out. These samples were molded with epoxy resin at 0.5 ϕ

해상자력이상 및 탄성파자료를 이용한 동해 양양-삼척간 연안해역의 해저지질 해석

박찬홍* · 허 식* · 주형태* · 홍종국* · 한상준* · N. Isezaki**
*한국해양연구소 해양지질연구부 **일본 치바대학 지구과학과

요 약

최근 양양-삼척 연안 대륙붕으로부터 심해분지에 이르는 해역에서 획득된 해상자력, 탄성과 및 다중빔정밀수심 자료와 기존 자력자료들 취합·분석하고 해저지질과의 관련성에 대하여 논의하였다. 자력이상에 자극화변환, 수평 미분 및 2차 수직미분 등의 2차적인 해석기법을 적용한 후, 그 결과를 탄성파단면과 다중빔 정밀수심속성자료와 대비하였다. 종합적인 분석 도의 결과 해저지질분포는 인근 육상 지질분포와 밀접하게 연관되어 발달하고 있음이 밝혀진다. 대륙사면부터 동쪽의 심해분지에 이르는 지역에서 자력이상분포가 해저지형과 낮은 상관관계를 보이는 것은 이 지역을 따라 최대 1500 m 이상 되는 두꺼운 퇴적층이 실질적인 자력원인 기반암을 피복하고 있기 때문이다. 퇴적층의 두께가 상대적으로 얇은 대륙붕 및 대륙사면에서 화성암이 퇴적기반암을 관입한 곳을 따라 국부적으로 진폭이 큰 자력이상이 관측되었다. 북호-삼척연안 약 40 km 외해에서 관입암 혹은 기반암 융기에 의한 자력이상은 상당시기 상대로 나타나고, 반면, 강릉연안 약 15 km 서쪽에서는 남북방향으로 단극자 형태를 띠고 있다. 육호-삼척 외해에서 북북서-남남동 방향으로 발달한 기반암 융기대의 내해에 형성되어 있는 폐쇄된 융어상대는 함몰 퇴적분지에 기인한 것이다. 강릉 이북 연안에서 나타나는 북동-남서 방향의 고이상대는 인근 육지에서 같은 방향으로 발달하고 있는 중생대 대륙화강암의 연장에 기인한다. 자력이상분포에 의하면 고생대 퇴적층군은 강릉부근에서 북동방향으로 길게를 이루며 해안에서 약 50-60 km 외해로 연장되어 발달하다가, 북쪽의 화강암 관입대와 동쪽의 해저화산물 이후고 있는 기반암에 의해서 차단된다. 원남층군이 퇴적층군의 자력이상과 구분하기 힘들 정도로 낮은 이상대물 형성하고 있는 것은 본 층을 구성하고 있는 화강편마암의 대자율이 매우 낮다는 것을 지시한다. 자극화변환 자력이상분포에서는 민감한 자력이상에 비해 강릉 북동쪽 약 20 km 이내의 대륙붕 및 대륙사면에서 화강암으로 추정되는 4-5 지점의 소규모 관입체들 및 북호-삼척 약 35 km 외해에서 북북서-남남동 방향으로 발달하고 있는 기반암 융기 지역을 잘 확인해 준다. 자력이상에서 미소한 진폭으로 나타나 구분하기 어려운 천부 근원의 단주기 자력이상을 분리, 증폭시키는 효과를 보여주는 2차 수직미분 결과에서 소규모 기반암의 융기나 관입체의 존재가 변환전에 비해 서 보다 뚜렷하게 나타났다. 자극화변환 자력이상 및 수평미분 자력이상으로 부터 동서방향으로 신장된 확장성 분지의 경계를 확인하였다. 수평미분 자력이상에서 확인된 심해분지의 퇴적기반암에 단층으로 인한 분지경계는 해저지형 식별도보다 넓게 나타난다.

주요어: 중생대 화강암, 고생대 퇴적층군, 자극화미분, 수평미분, 수직 2차미분

Park, C.-H., Huh, S., Jou, H.-T., Hong, J.-K., Han, S.-J. and Isezaki, N., 1997, Geological Interpretations Based on Magnetic Anomalies and Seismic Data Offshore Yangyang-Samchuk, the East Sea of Korea. *Journal of the Geological Society of Korea*, v. 33, no. 3, 117-126

ABSTRACT: Marine geophysical data including magnetics, multibeam echosounding, and seismic reflection have been recently acquired offshore Yangyang-Samchuk, the East Sea of Korea. To extract additional information from the basic magnetic anomaly map, various filtering techniques such as reduced-to-pole, horizontal derivative, and second vertical derivative were applied, and their results were interpreted upon subbottom geological structures with reference to seismic and multi-beam echo-sounding data. The analysis of these comprehensive data set allows us to illustrate seaward continuation of land geological characters and several important geological structures. Magnetic anomalies are less correlated with subbottom topographic changes due to thick sediment layer of 1500 m in maximum over basement in the area from continental slope to deep sea basin. Whereas large amplitude of magnetic anomalies is caused by volcanic intrusives or basement highs over the continental shelf and slope in which sediment layers are relatively thinner. Intrusives or basement highs generate dipole anomaly patterns with a NNW-SSE trend at 40 km off Mukho-Samchuk and mono pole type anomalies with a NS trend at 15 km off Gangneung. Negative anomaly zone of the inner sea off Mukho-Samchuk is attributed to smaller sedimentary basin bounded by the NNW-SSE trending basement high in the east. Igneous intrusions are better recognized on reduced-to-pole anomaly over the continental shelf and slope. Mesozoic granites in the northern part of sea off Gangneung are magnetically well defined due to the high contrast in magnetic susceptibilities compared with Paleozoic sedimentary rocks. The magnetic studies suggest that large parts of the Paleozoic sedimentary rock be extended seaward by 50-60 km, and blocked by the Mesozoic granite and the rised

기존 탄성과 자료 재처리를 통한 고해상도 반사파 영상*

김기영¹⁾ · 정미숙²⁾ · 한상준²⁾

Reprocess of Existing Seismic Data for High-Resolution Reflection Images

Ki Young Kim, Mee Sook Jung and Sang Joon Han

Abstract: Reprocessing techniques are developed for high-resolution images of shallow structures and stratigraphic features from reflection data originally obtained for deep seismic studies. Conventional 58-channel data with a 2-ms sampling interval from the East Sea are used for subsequent tests to determine adequate processing sequence and optimal parameters for high-resolution sections. Compared with conventionally processed data, vertical resolution of newly processed sections is greatly enhanced through deconvolutions and frequency filters applied to near traces only. Considering both resolution and signal-to-noise ratio, stack sections of 100% coverage are good enough in the continental slope where water depth is shallow and thickness of sedimentary body is relatively thin. In the Onnuri Basin, however, 600% coverage may be a better choice due to relatively thick sediments beneath the deep water column.

요 약: 심부지층 연구용으로 획득한 기존의 다중채널 반사파 자료로부터 천부 지질구조 및 층서연구를 위한 고해상도 반사파 단면을 작성하는 전산처리기법을 연구하였다. 동해에서 2ms 샘플링로 기록한 58 채널 원시 기록자료를 대상으로, 시퀀스 처리 과정물 거쳐 처리순서 및 최적변수론 설정하였다. 근거리 채널자료만을 대상으로 디컨볼루션, 주파수 필터 등을 적용시켜 작성한 중합단면도는 수직 해상도가 기존 자료에 비하여 원등이 높은 모습을 보인다. 해상도와 신호대 잡음비를 고려할 때, 수심이 깊지 않고 퇴적층이 그리 두껍지 않은 동해의 대륙사면 자료는 중첩도 100%, 수심과 퇴적층의 두께가 상대적으로 큰 온누리분지에서는 중첩도 600%의 중합 단면도가 바람직한 것으로 판단된다.

서 론

1930년대부터 석유탐사 등에 사용되어 온 탄성과 반사법은 지하 지질구조를 가장 정확히 규명할 수 있는 지구물리학적 조사방법으로, 자료획득시 많은 경비와 인력이 소요되는 제약과 조사심도에 따라 획득장비 및 처리방법이 변하는 특성을 가진다. 해양탐사의 경우, 지하 수 km까지의 심부지층 연구목적에는 에어건 배열과 96-240 채널 스트리머 등 대규모 조사시스템을 이용하여 자료를 기록하며, 두께 수십 m 이내의 분포세 미고결 퇴적물의 증시 및 퇴적상 규명에는 kHz 단위의 단채널 고해상도

반사법이 주로 사용된다. 조사대상이 상기 두 경우의 중간에 해당하는 해저면 하부 1s 정도까지의 플라이오세 및 제 4기 지층 연구에는 스카커나 소형 에어건과 12-48 채널 스트리머를 사용하는 소위 '고해상도 반사파 조사법'이 사용되고 있다.

1980년대부터 지질공학, 지하수 탐사, 지질환경연구 등에 본격적으로 사용되기 시작한 고해상도 탄성과 반사법은 (Steeple and Miller, 1990) 고기후 및 고해양 환경자료들이 기록되어 있는 제 4기 및 제 3기 상부 지층연구에 중요한 지구물리학적 도구로 활용되고 있다. 육상에서는 순수 학문적 연구(Jongierius and Helbig, 1988; Kinsland *et al.*, 1991) 외에도 댐 기초지반 조사(Butler and Llopis, 1990), 지하공동 탐지(Steeple and *et al.*, 1986), 지하수 조사(Meekes *et al.*, 1990), 파쇄

*1997년 5월 19일 접수
1) 강원대학교 지구물리학과
2) 한국해양연구소 해양지질연구부

STRUCTURES OF THE NORTHERN ULLEUNG BASIN

Sik Huh, Jong-Hwa Chun, Sang-Joon Han, Han-Joon Kim, Hai-Soo Yoo

*Marine Geology & Geophysics Division, Korea Ocean R & D Institute,
Ansan, P.O.Box 29, Seoul 425-600, Korea*

INTRODUCTION

The East Sea is a semi-enclosed marginal sea surrounded by Korea, Japan and Russia, yet it has a deep ocean character with the main part deeper than 2,000 m in water depth (Fig. 1). This sea is one of the most intensively studied back-arc basins developed behind the circum-Pacific volcanic and seismic belt (Karig, 1971; Tamaki, 1988). Recently, the sea has received the increasing scientific and economic attentions because of its resources potential including hydrocarbon and phosphate, the construction of submarine telecommunication cables and oil pipe lines, and the prevention of waste material dumping and natural hazards such as earthquakes and storms. To investigate the hydrocarbon potential and back-arc characteristics of the Ulleung Basin, geophysical explorations have been performed in the Ulleung Basin and its margin since 1970's (Schluter and Chun, 1974; Han et al., 1995). However, the Tertiary deposits of the basin are weakly sustained in the regional correlative constructions. In this point of view, KORDI (Korea Ocean Research & Development Institute) has conducted the geophysical surveys (96 multi-channel seismic, gravity and magnetic, 3.5 kHz subbottom, SeaBeam bathymetric surveys) on the northern part of the Ulleung Basin between 36° 40'-38° N and 129°-132° E by R/V Onnuri (1,422 G/T) (Fig. 2).

The significance and objectives of the study are to draw the seafloor morphology, to establish the techniques for acquisition, processing, and interpretation of multi-channel seismic data, to delineate the volcanic activity induced from extension, and to analyze the formation age and geological structure of sequences and basement in the Ulleung Basin. The formation mechanism and evolution of the East Sea will be clarified more accurately than before, when the other geophysical and ocean bottom seismometer data are combined with the results of this study.

GEOLOGICAL STRUCTURES

The northwestern margin of the Ulleung Basin shows a narrow flat topography such as less than 120-150 m water depth and 1° slope. In contrast, the continental slope has a steep gradient of 2-8°. The continental slope below 37° 15' N has connected to relatively flat

Organic Carbon, Calcium Carbonate, and Clay Mineral Distributions in the Korea Strait Region, the Southern Part of the East Sea

BOO-KEUN KHHM¹, DONG-HYEOK SHIN² AND SANG-JOON HAN²

¹Research Institute of Oceanography, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

²Marine Geology and Geophysics Division, KORDI, Ansan 425-600, Korea

This study presents results from a detailed sedimentological investigation of surface sediments obtained from the Korea Strait region, the southern part of the East Sea (Sea of Japan). The distribution of different types of bottom sediments is controlled by the recent fine-grained sediment transport and deposition combined with the lowerings of sea level during the last glacial period, forming a diverse mixture of organic-rich fine-grained and shelly coarse-grained sediments. In comparison to high organic concentration of fine-grained sediments in the inner continental shelf and slope areas, the shell-rich coarse-grained sediments on the outer shelf are discernible being further modified. These coarse-grained sediments are confirmed as relict resulting from the sediment dynamics during the lower sea levels of the last glacial period. Clay mineral distribution of the fine-grained sediments gives information about the transport mechanism. Presence of present-day current system (the Tsushima Warm Current) is most probable source for the fine-grained particles into the open East Sea from the East China Sea, indicating that Holocene sediment dynamics may be used to explain the observed distribution of surface coarse-grained shell-rich sediments.

INTRODUCTION

The East Sea (Sea of Japan; hereafter East Sea) is a semi-isolated marginal sea of northwestern Pacific Ocean. The Korea Strait serves as the only avenue to connect the East China Sea with the East Sea (Fig. 1) and plays a very sensitive and important role on the climatic change (Oba *et al.*, 1991; Keigwin and Gorbarenko, 1992). For example, the shallowness of the Korea Strait region caused almost all subaerial exposure during the last glacial maximum (LGM) to prevent the interchange between the East Sea and East China Sea. In the southeastern continental shelf of Korean Peninsula including the Korea Strait, a variety of studies on textural aspects of surface sediments and distribution of suspended particulate matter have been, thus, done by numerous academic and research groups (Park, 1985; Park and Choi, 1986; Suk, 1986; Park *et al.*, 1990; Chough *et al.*, 1991; Park and Chu, 1992; Choi and Park, 1993; Choi *et al.*, 1995).

Occurrence of coarse-grained sediments in the Korea Strait region has been the subject of much discussion, with particular attention being paid to the provenances (Park, 1985; Park and Choi, 1986; Park *et al.*, 1987; Choi *et al.*, 1995). The sediments

on the outer continental shelf of the Korean Peninsula generally represent a relict feature because of the extraordinary grain size and abundance of shell remnants. Evidences of shell relict sediments are further provided by the iron-bearing coarse-grained minerals as well as by the patchy deposits of beach gravels (Park, 1985; Choi and Park, 1993). These were formed on a subaerially exposed or much shallower shelf during the last glacial period.

Lack of sediment input through adjacent rivers in the Korea Strait region is likely to be responsible for the thin continental shelf deposits (Chough 1983). Recently, some of the fine-grained sediments delivered towards the East Sea through the Korea Strait from the Yellow Sea were reported considering the budget estimation of suspended sediments in the Yellow Sea (Wells and Huh, 1984; Wells, 1988; Lee and Chough, 1989). The clay mineral abundances in the fine-grained sediments are dominantly controlled by the circulation patterns and subsequently depositional processes. Thus, the distribution of fine-grained sediments in the modern continental shelf setting was described by the clay minerals imprinted their fingerprint from the source regions (Khim and Park, 1992; Segall and Kuehl 1992; Rao and Rao 1995).

Volcanic Processes of the Ulleung-II Tephra(Ulleung-Oki Ash) Erupted from the Ulleung Island

Jong-Hwa CHUN, Sang-Joon HAN*, Dae-Kyo CHEONG**, Sik HUH, and Dong-Hyeok SHIN

Marine Geology & Geophysics Division, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Vice-President, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

***Department of Geology, Kangwon National University*

Chuncheon 200-701, Korea

Abstract : The Ulleung-II tephra was originated by highly explosive eruption of viscous phonolitic alkali magma from the Nari Caldera in the Ulleung Island, approximately 9,300yr. B. P. The tephra was mainly supported by the air-fall processes for several hundreds km, whereas a few pyroclastic flow deposits showed the linear distribution in the restricted area. The air-fall deposits of the Ulleung-II tephra were divided into two units : lower unit by ballistic early-eruption and upper unit by gradually waning late-eruption accompanying ash cloud. Two units have the characteristics of pulse-like syn-eruption without time-gap. The lower unit includes pick-up rock fragments from pre-existing conduit wall by eruption column. Texture of lower unit shows density-grading with angular rock fragments and vesiculate pumice grains. This reached the central Honshu in Japan about 550km to the east of the Ulleung Island by strong westerly wind. The upper unit consists of typically vesiculate pumice grains and well-sorted planktonic foraminifera tests without rock fragments, and shows scattered texture. Subaerial air-fall deposits were reworked by gravitational movement during the post-eruption. However, the subaqueous air-fall deposits of the Ulleung Basin are well preserved in texture by dysaerobic bottom water condition without bioturbation, whereas those of the Korea Plateau are disturbed by intense bioturbation byoxic bottom-water condition. Two subaqueous pyroclastic flow deposits were observed in the southern slope of the Ulleung Island. They show very thick bedded(about 70cm) normal grading, and consist of very angular rock fragment to vesiculate pumice grains. Explosive eruption of the Ulleung-II tephra provided a large amount of volcanoclasts into the East Sea. Sediment accumulation rates from the Ulleung-II tephra to surface in cores are higher in the Ulleung Basin(16~24cm/kyr) than the Korea Plateau(6~12cm/kyr).

Key words : Ulleung-II tephra, Phonolitic alkali magma, Air-fall, Pyroclastic flow deposits, Sediment accumulation rate.

Introduction

The explosive eruptions from the Ulleung Island provided many tephra layers in the Ulleung Basin and in Japan(Furuta *et al.* 1986 ; Machida and Arai 1976 ; Machida and Arai 1983 ; Han *et al.* 1997). Tephra layers from the Ulleung Island typically consist of the vesiculate pumices grains. Major elements of pumice shards show high alkali(about 13wt.%) and low silica (about 50wt.%) contents(Han *et al.* 1997). Such a high

alkali content has not been found in any other tephra layers in the Japanese Island(Furuta *et al.* 1986).

During the Holocene, tephra layers derived from the Ulleung Island exploded two times(Chun *et al.* 1996 ; Chun *et al.* 1997). The stratigraphically inferred age of the last(Ulleung I) tephra is approximately $5,650 \pm 550$ yr. B.P., based on the mean sediment accumulate rates of core sediments. The tephra layers have scattered texture by nightly bioturbation during the syn-eruption. The Ulleung-II tephra as the secondary

Origin of Laminated Mud and Its Paleooceanographic Implications : Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan)

Jang-Jun BAHK, Suk-Hyun KIM*, Sang-Joon HAN**, Sung-Kwon CHOUGH***

Marine Geology & Geophysics Division, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Chemical Oceanography Division, KORDI*

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

***Vice-President, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

****Department of Oceanography, Seoul National University*

Seoul 151-742, Korea

Abstract : Two distinct mud sequences occur in the sediments of long piston cores, from the deep portion of Ulleung Basin : a) laminated mud with silt-clay couplets - homogeneous mud - crudely laminated mud, b) laminated mud with silt-clay couplets - homogeneous mud - bioturbated mud. The laminated mud with silt-clay couplets and homogeneous mud represent a fine-grained turbidite sequence, as evidenced by an absence of bioturbation, textural grading, and occasional cross-lamination, all suggestive of rapid deposition and tractional transport from turbidity current. The crudely laminated mud is characterized by an absence of macroscopic bioturbation and textural ungrading. The crude lamination is exhibited by subparallel alignment of clay and silt pelletal structures in back scattered electron imagery. This mud probably resulted from hemipelagic deposition and restricted bioturbation in a dysaerobic condition.

Each mud sequence commonly repeats itself to form typical cycles of Type A and B. Organic carbon, calcium carbonate, and Mo contents together with sedimentary structures indicate that Type A resulted from hemipelagic deposition punctuated by turbidity current in a dysaerobic condition whereas Type B in a weakly oxic condition. Type A and B cycles are well developed and correlatable in the cores from the basin plain of Ulleung Basin. According to AMS¹⁴C dates and tephrochronology Type A cycle was formed between the beginning of the Isotope Stage 2 and the last glacial maximum and Type B cycle corresponds to the late period of the Isotope Stage 3. During the lowered sea-level stands the turbiditic muds were episodically deposited in the basin plain by turbidity currents evolved from mass flows on the surrounding slopes. The normal hemipelagic sediments were bioturbated in a weakly oxic condition in the Isotope Stage 3 whereas bioturbation was restricted in a dysaerobic condition in the Isotope Stage 2. This change probably resulted from a stagnant bottom water and a density-stratified water column caused by further lowering of sea level.

Key words : East Sea, Ulleung Basin, Paleooceanography, Laminated mud.

Introduction

Depositional processes of laminated deep-sea sediments are generally attributed to turbidity currents, bottom currents, and periodic variations of hemipela-

gic/pelagic sedimentation (Stow and Bowen 1978 ; Stow and Lovell 1979 ; Wetzel 1991). Fine structures of the laminated deep-sea sediments have been extensively reported from characteristic physiographic settings such as deep sea fans, contourite drifts, and conti-

LAYER 2C AS SEISMIC EVIDENCE FOR OCEANIC CRUST IN THE ULLEUNG BASIN, EAST SEA OF KOREA (JAPAN SEA)

HAN JOON KIM, BYONG-KWON PARK, SANG-JOON HAN, JONG-KUK HONG, HYEONG-TAE JOU, BONG-CHOO SUK, SIK HUH and HAI-SOO YOO

Marine Geophysics Research Group, Korea Ocean R & D Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

INTRODUCTION

The East Sea of Korea (Japan Sea) is among most intensively studied back-arc seas in the western Pacific. According to deep seismic experiments using sonobuoys (Ludwig et al., 1975) and ocean bottom seismometers (OBS) (Hirata et al., 1989 and 1992; Chung et al., 1990), there is a range of back-arc basin crust in the Japan Sea from typically oceanic to intermediate between oceanic and continental. The Japan Basin in the north is floored by crust with normal oceanic thickness and velocities. In contrast, the crust underlying the Yamato Basin in the southeast is 10 to 11 km thick.

The Ulleung Basin is a major tectonic unit in the southwestern Japan Sea but its crustal structure has been little known since Ludwig et al. (1975) failed to detect seismic signals from the deep crustal part largely due to the thick sediment cover. Consequently, all the models for the southern Japan Sea opening rely on pure assumptions on the crustal type and structure of the Ulleung Basin. More recently, a seismic experiment was conducted collaboratively by the Korea

Ocean Research and Development Institute (KORDI) and the Institute of Marine Geology and Geophysics of Russia (IMG&G) in 1991 using OBSs (Ocean bottom seismometer) and large capacity air guns (Figure 1). Kim et al. (1994) showed from that experiment that in the center of the basin the velocity structure falls close to that of normal oceanic crust, however, the lower crust is thicker than normal. Thus, it is important to know if this thicker than normal crust underlies the Ulleung Basin consistently.

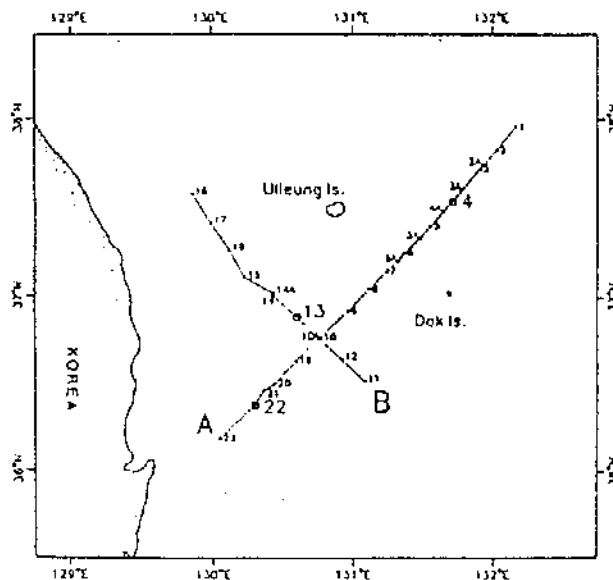


Figure 1. Location of OBSs and seismic refraction lines

STRUCTURES OF THE ONNURI BASIN IN THE NORTHWESTERN MARGIN OF THE ULLEUNG BASIN, EAST SEA OF KOREA

SIK HUII, SANG-JOON HAN, HAN JUN KIM, HAI-SOO YOO, JONG KUK HONG,
HYEONG-TAE JOU, and GUNTAE PARK

Marine Geology & Geophysics Division, Korea Ocean R & D Institute, Ansan, P.O.Box 29, Seoul 425-600, Korea

INTRODUCTION

The East Sea with an average water depth of more than 2000 m is one of the most intensively studied back-arc basins developed behind the circum-Pacific volcanic and seismic belt (Karig, 1971; Uyeda and Kanamori, 1979; Tamaki, 1988). The opening of the East Sea is known as a consequence of the stretching, rifting, and spreading (Kimura and Tamaki, 1986; Jolivet et al., 1991). Small-scale geophysical exploration have been performed on the continental shelf and slope offshore Korea since 1970' (Schluter and Chun, 1974, KIER (Korean Institute of Energy and Resources), 1982; KORDI (Korea Ocean Research & Development Institute), 1995). PEDCO (Korea Petroleum Development Corporation) and KORDI also have carried out the multi-channel seismic surveys in the Ulleung Basin to investigate the hydrocarbon potential and the evolution of the East Sea. However, the Tertiary deposits of the basin still have not been fully studied and are weakly sustained in the regional correlative constructions. In this point of view, we have performed the survey on the continental shelf/slope and plateau areas in the northwestern part of the Ulleung Basin between 37°-38°N and 129°-130°30'E (Fig 1). Since the central basin was unidentified before, we name it "Onnuri Basin" after the name of research vessel in KORDI.

The study area will provide the important clue to the development of basin and plateau, the formation of fold and fault structures, and the activities of volcanics.

GEOLOGICAL STRUCTURES

Characteristics of the sequences

To establish the chronostratigraphy, the age of formation, seismic lines were correlated with the Dolgorae-1 exploration well at 6-1 Block in the southwestern boundary of the Ulleung Basin and PEDCO multi-channel seismic reflection data in the Ulleung Basin. Three sequences of sedimentary layer in the study area (Park, 1990; Lee, 1994, Yoon, 1994) mostly deposited in Late Miocene (11.2-5.3 Ma), Pliocene (5.3-1.6 Ma), and Quaternary (Pleistocene-Holocene, <1.6 Ma) (Fig 2).

The characteristics of reflection pattern in the top of the basement are the strong surface reflector and irregular internal reflection. Uljin and Yangyang, adjacent land areas in Korea, exposed Precambrian metamorphic complex, Paleozoic sedimentary rocks, and Jurassic or Cretaceous igneous (granitic) body in Mesozoic (KIER, 1981). However, the irregular basement of the outer sea has been deformed by the large basement-involved faults, where undulating topography should be related to the relatively recent activities of igneous rocks (Line 1 in Fig. 2).

High-resolution Processing of Existing Seismic Data in the East Sea of Korea

K. Y. Kim*, M. S. Jung*, S. J. Han** and H. J. Kim**

* *Kangwon Nat'l Univ., Chuncheon 200-701, Korea*

** *Korea Ocean R & D Institute, Ansan 425-600, Korea*

Abstract: Reprocessing techniques are developed for high-resolution images of shallow structures and stratigraphic features from reflection data originally obtained for deep seismic studies. Conventional 58-channel data with a 2-ms sampling interval from the continental slope in the East Sea of Korea are used for subsequent tests to determine the adequate processing sequence and optimal parameters for high-resolution sections. Compared with conventionally processed data, vertical resolution of the newly processed sections is greatly enhanced through a series of processing including deconvolution both before and after stack and frequency filters applied to near traces only. The stack section of 100% coverage shows better resolution than the 6-fold section in the sedimentary body above the acoustic basement. On the contrary, the latter section bears higher signal-to-noise ratios compared with the former one.

Introduction

High-resolution seismic method has been widely used in offshore survey for drilling site and construction of submarine cable and pipeline. Since Newman (1985) presented a reprocessing technique for high resolution using near traces of existing data, extensive studies have been carried out to save cost and time. In recent years, such reprocessing techniques began to be utilized in investigation of drilling site, construction of pipeline, etc. (Hill, 1996).

In this study, we determine an adequate reprocessing sequence and optimum parameters to image the Quaternary and upper Tertiary formations with high resolution. As a test data set, we employ seismic data recorded for 5 s with 58-channel in the continental slope of the East Sea of Korea, where relatively thin sedimentary layer are deposited.

Test data

Korea Ocean Research and Development (KORDI) has recorded 1,900-km long multi-channel seismic data since 1994 for the study of sedimentary basins in the East Sea (S.J. Han, personal communication). Figure 1 shows four seismic profiles shot by KORDI in 1994. Figure 1 is a part of the stack section along Line 2. According to Huh et al. (1996), Units 1 and 2 are inferred to be formed in Quaternary and Pliocene, respectively. The 1,250-m long data recorded in the range between common midpoints (CMPS) 609 and 708 are chosen for the subsequent tests in this study. The acquisition parameters applied at field is summarized in Table 1. Far-field signature of the airgun array employed by the KORDI

Analysis of Gas Hydrate Potential in the Ulleung Basin, East Sea of Korea

Sik Huh, Hai-Soo Yoo, Sang-Joon Han, Han Jun Kim, Jang-Jun Bahk

Marine Geology Group, Korea Ocean Research & Development Institute,
Ansan P.O.Box 29, Seoul 425-600, Korea

The East Sea (Sea of Japan) is a typical back-arc basin. Around the Ulleung (Tsushima) Basin, gas hydrates occur in Russia (Beringian Margin and Okhotsk Sea) and Japan (East Sea, Japan Trench, and Nankai Trough) from BSR, gas-vent fields in water depths of 620-1040 m, and shallow-sediment corings from subbottom depths of 0.3 - 1.2 m. DSDP also recovered gas hydrate layer offshore Japan.

To validate gas hydrate potential as an energy resources in the Ulleung Basin, measured bottom water temperature is between 0° - 1° C, geothermal gradient is between 37° - 39° C/km, and average heat flow in ocean sediment is 2.35 HFU. Pressure gradient is 2.13 psi/m in the Ulleung Basin. Since methane production requires a minimum of about 0.5 % organic carbon in the form of metabolizable organic matter and pore water depleted in dissolved oxygen and sulfate as the sources of methane, the average organic carbon content measured from core sediments as 2 - 3 % in the Ulleung Basin is sufficient. Deeply buried organic matter, experiencing temperatures from approximately 80° to 125° C, can be altered thermally to produce methane directly. We also found large-scale tertiary coal beds at 1 sec (about 1 km) depth below seafloor in the continental shelf of the southwestern Ulleung Basin.

To identify the distribution of the gas hydrate zones in the Ulleung Basin, we have surveyed and gathered the multichannel seismic reflection, 3.5 kHz subbottom profiler, SeaBeam, and 12 m piston core data. To verify interrelation among the factors of temperature, pressure, and composition, we measured grain size and sorting, textural composition, shear strength, porosity, fluid composition, carbonate and organic content, and various geochemical parameters from piston core sediments. Especially in the piston or box corings, we hope to detect gas-vent, gas-saturated water, and oil seeps from the measurement of pore water, water content, and residual sediment gases. We are also conducting pore-water analyses such as chlorinity, pH, Eh, sulfate, ammonia, and silica measurements for the maturity.

Oxygenation Level of Deep Water in the East Sea(Sea of Japan) Since the Late Pleistocene : Trace Metal Indicator

Suk Hyun KIM, Gi Hoon HONG, Chang Soo CHUNG, Sang-Joon HAN*,
and Kwang Woo LEE**

*Chemical Oceanography Division, KORDI
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

**Vice-President, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

***Department of Earth and Marine Sciences, Hanyang University
Ansan 425-170, Korea*

Abstract : Down core distributions of redox sensitive metals of Cr, V, Sb, Cu, Cd, Mo, and U were examined to interpret the variation of oxygenation level of deep water in the sediment core(861cm) from the lower slope near the Korea Plateau. The above elements were partitioned between a detrital fraction, composed of terrigenous and volcaniclastic aluminosilicate matter, and a marine fraction, composed of biogenic and hydrogenous matter from seawater. The marine fraction of these metals showed that the deep water of the East Sea was in the condition of denitrification or sulfate reduction during the glaciation period of late Pleistocene, and the denitrified and slightly-sulfate reduced environment lasted to the late Holocene. The East Sea formed a severely euxinic environment during the periods of 11.8~12.5kyr B.P., last glacial maximum(LGM, 14.8~16.5kyr B.P.), and oxygen isotope stage(IS) 4. The increase in the rate of oxygenation level of deep water in the East Sea was caused by the decrease of water exchange with the adjacent sea during the glaciation period and the low surface salinity during the periods of the last glacial maximum and rapid deglaciation.

Key words : East Sea, Sediment, Trace metal, Paleo-redox environment.

Introduction

The East Sea(Sea of Japan) is a semi-enclosed marginal sea located at mid latitude between Asian continent and the north Pacific. The East Sea is connected to the Okhotsk Sea, Pacific Ocean, and East China Sea through 4 shallow straits-the Tatarsky(15m), Soya(55m), Tsugaru(130m), and Korea Straights(130 m). This shallow sill depth is comparable to the magnitude of eustatic sea level drop during the last glacial maximum period(LGM)(Fairbanks 1989).

At present, the main current in the East Sea is the Tsushima Warm Current(TWC), a branch of the Kuroshio Current. It flows into the East sea through the Korea Strait and flows out to the Pacific Ocean through the Tsugaru and Soya Straits. North Korean

Cold Current(NKCC) or Liman Current flows southward along the western boundary. And subarctic front which warm and cold water converge is formed at approximately 38°~40°N latitude(Seung and Yoon : 1995a, 1995b). Primary productivity is high along the subarctic front due to the enhanced nutrient supply by the effect of eddy diffusion. Deep water is formed in the northern part, by cooling and sinking of surface water in the winter season. Due to the active vertical ventilation, the deep water(East Sea Proper Water) is enriched with a dissolved oxygen(>210 $\mu\text{mol/kg}$).

However, oceanographic conditions of the East Sea during the glacial periods might have been different from those at present, because sea level drop as much as 120m in LGM restricted water exchange with other seas, or southern shift of the current near the eastern

Depositional environments inferred from two marker tephras during the Holocene in the Ulleung Basin, east sea of Korea

Jong-Hwa Chur¹⁾, Sang-Joon Han¹⁾, Dae-Kyo Cheong²⁾, Sik Huh¹⁾
and Dong-Hyeok Shin¹⁾

1) Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Reserch & Development
Institute, Ansan P. O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

2) Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon Kangwondo,
200-701, Korea

The depositional environments of the Ulleung Basin during the Holocene were interpreted from two marker tephra layers, types of ichnofacies, and sedimentary facies. Two marker tephra layers originated from phonotitic or trachytic alkali magma of the Ulleung Island show decreases in thickness and maximum grain size away from the Ulleung Island. The Ulleung-I tephra layer consists commonly of vesiculate pumices and shows scattered texture due to extremely high bioturbation. The Ulleung-II tephra layer is divided into two units: from thick density-graded to scattered lower unit and the only scattered upper unit. The lower unit of the Ulleung-II tephra layer is correlated with the Ulleung-Oki ash, which is composed of ballistic early-eruptive pyroclastics with pick-up rock fragments of the pre-existing conduit wall. Whereas, upper unit is composed of gradually waning late-eruptive pyroclastics accompanying ash clouds. Sediment accumulation rates, from the Ulleung-I tephra layer (stratigraphically inferred age; 5,650 ± 550 yr. B. P.) up to recent sediments in cores increased toward the center of basin rather than the continental slope and the Ulleung Interplain Gap between the Ulleung Basin and the Japan Basin. A prominent sedimentary facies is a homogeneous mud due to intense bioturbation in the Ulleung Basin, but some bioturbated muds (planolite) appear in the Korea Plateau. Between Ulleung-II tephra layer (ca. 9,300 yr. B. P.) and the Ulleung-I tephra layer, sediment accumulation rates are higher in the Ulleung Basin than the Korea Plateau. The sedimentary facies is alternated with homogeneous muds and bioturbated muds, especially, some bioturbated muds were replaced by framboidal pyrite grains in the Ulleung Basin. However, sedimentary facies in the Korea Plateau shows only the bioturbated muds without replacement of pyrite grains.

The paleoenvironments of the Ulleung Basin gradually changed from alteration of dysaerobic and oxic bottom-water condition to oxic bottom-water condition. Two explosive eruptions in the Ulleung Island supplied a large amount of tephtras, which results could provide a valuable information of tephrachronologic correlations for the deep-sea sediments.

Late Quaternary Paleoceanographic and Paleoclimatic History from the Ulleung Basin, East Sea of Korea (Japan Sea)

Hi-II Yi, Sang Joon HAN*, Jang-Jun BAHK, Young-Gil LEE**, Jong-Hwa CHUN

Marine Geology & Geophysics Division, KORDI

Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

**Vice-President, KORDI, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600 Korea*

***Department of Geology, Kyungbook National University
Taegu 702-701, Korea*

Abstract : Sixteen piston cores were analyzed from the Ulleung Basin and the Ulleung Interplain Gap. Five piston cores were selected from the Ulleung Basin, while eleven piston cores were from the Ulleung Interplain Gap. Six distinctive sedimentary facies are recognized. They are : laminated mud, crudely laminated mud, bioturbated mud, homogeneous mud, mud-clast mud, and tephra(ash) deposit. Volcanic-origin layers (tephra layers) are also recognized and correlated among cores. For detailed understanding of paleoceanographic and paleoclimatic changes, density distribution of diatom assemblages and certain species are focused on 4 selected piston cores which are located in the northwestern side of Ulleung Basin adjacent to the Ulleung Interplain Gap. The four piston cores are cores 95PC-4, 95PC-6, 95PC-8 and 95PC-9. Density distribution of total diatom assemblages from four cores shows that core 95PC-4 contains the highest density, while that of cores 95PC-6, 95PC-8 and 95PC-9, is similar with each other. This indicates that the locality of core 95PC-4 is a different environmental setting from the locality of rest of three piston cores which is in the Ulleung Interplain Gap. Even though there are no sufficient absolute dates from four cores, cores 95PC-4, 95PC-6 and 95PC-9 have similar sedimentation rates during the Isotope Stages 1 and 2. But sedimentation rate of core 95PC-6 is very different due to a drastic change in sedimentary processes since the locality of core 95PC-6 is near the natural levee of a channel within the Ulleung Interplain Gap. Using *Fragilariopsis delicatula* species and tephra layers, at least five age markers younger than 25,000yrs BP can be determined by ¹⁴C(AMS), diatom species and tephra layers. Additionally, two warm periods in the Isotope Stage 5 may be found. Also, four tephra layers(UL-3, Aso-4, UL-4 and UL-5 ash layers) are recognized using by the correlation of diatom species. The age of UL-5 ash layer can be the beginning of Isotope Stage 5e.

Key words : East Sea of Korea (Japan Sea), Ulleung Basin, Diatom assemblages, Tephra.

Introduction

The East Sea of Korea(Japan Sea) is a semi-enclosed backare basin surrounded by Korean Peninsula, Japanese Islands and Russian Continent and comprise four straits, Tatarskiy Strait(sill depth, 15m), Soya Strait(55m), Korea Strait(130m), and Korea Strait(130 m)(Fig. 1). Because of these shallow sills, the East Sea of Korea has a different oceanic environmental

setting from adjacent other marginal seas such as the East China Sea, the Yellow Sea, the Okinawa Sea, the Okhotsk Sea and Bering Sea. The main inlet of marine water entering the East Sea of Korea is the Korean Strait and Tsushima Strait. On the other hand, the Tsugaru Strait between Honshu and Hokkaido is the main outlet of marine water from the East Sea of Korea to the northwest Pacific Ocean.

The history of water circulation with the fluctuation

PAINSPASTIC RECONSTRUCTION OF THE LARGE FAULT SYSTEMS, GULF OF MEXICO

Sik Huh

Marine Geol. & Geophys. Div., Korea Ocean R & D Inst., Ansan, 425-600, Korea

The study area in the central northern offshore Texas is probably the best location in the world to study the mechanics of large, linear, very long growth fault systems. The area also contains both overpressured shale and salt which interact with each other to form growth faults, and to create shale- and/or salt-withdrawal basins. The integration of extensive seismic, well log, and biostratigraphic data makes possible the reconstruction of the evolution of salt- or shale-based growth fault systems and basin evolution of the northern Gulf of Mexico.

As the data base, seismic data base consists of over 3000 miles of digitized, migrated multichannel seismic data on the Landmark workstation. In addition, I has 114 paleontological reports and 6 calcareous nannofossil data. Well data include spontaneous potential (SP), gamma-ray, resistivity, sonic, porosity, and dip logs from 152 wells; synthetic seismograms from 31 wells; and 75 velocity check shot surveys.

To better understand the stratigraphic, depositional, and structural evolution of region, I developed new computer programs and numerical methods for calculating fault trajectory, geohistory and backstripping analyses, total or tectonic subsidence and paleotemperature distribution, and palinspastic reconstruction. To infer the subsurface physical properties, I generated physical property profiles for different sand percentages. In addition, results of structure and isochron mapping, geological cross section, and sequence stratigraphic analysis aided in understanding of basin evolution with large, linear, very long growth fault systems.

Variations in the physical properties (velocity, density, porosity, and temperature versus depth according to sand percentages) show very complicated patterns with different sand percentages. To calculate porosity-depth relation, I generated porosity curves for sand percentages of 0%, 25%, 50%, 75%, and 100%. Subsurface velocity and density profiles were also analyzed. I also analyzed bottom-hole temperatures from a total of 105 wells for subsurface temperature distribution. The geothermal gradient is 2.70 °C/100 m in the study area.

To understand the tectonic and thermal evolution of sedimentary basin, I calculated the tectonic subsidence due to lithospheric cooling and contraction, isostatic loading and growth fault movement during depocenter formation. Total subsidence is determined to be about 4.7 km for a basement depth of 10 km (thin transitional crust) in the study

Tectonic Boundaries of the Ulleung Basin
from Three-dimensional Analysis of Seismic and Gravity Data

Chan-Hong Park¹, Suh Sik¹, Nobuhiro Isezaki², Nobukazu Seama², Woo-Ryul Jung³, Han-Joon Kim¹, Bong-Chool Suk¹

1. Korea Ocean Research and Development Institute

2. Chiba University, Department of Earth Sciences, Japan

3. Naval Research Laboratory, U.S.A.

In order to use gravity data as a constraint of spatial variations in deep density structures it is first necessary to eliminate the gravity effects, often larger than anomaly of interest, caused by a crust or sedimentary layers overlying the crust. The gravity anomalies from such a procedure can be used to identify the deeper crust beneath the acoustic basement, which is not easily identifiable with seismic sections, or to indicate the presence of any anomalous bodies in the crust which were likely related to the tectonic evolution. Parker's (Parker, 1972) algorithm is used to estimate the gravity effects attributed to a variable depth at boundaries between different sedimentary units.

Three-dimensional Bouguer anomalies and mantle Bouguer anomalies were estimated using seismic constraints obtained from the multi-channel seismic reflection and refraction profiles in the Ulleung Basin. The mantle Bouguer anomaly is the gravity value corrected for the gravity effects attributable to density contrasts of water-sediment, sediment-crust, and crust-mantle interfaces. The resulting mantle Bouguer anomaly thus reflects only subseafloor contribution to the gravity field caused by crustal or mantle density contrast. The mantle Bouguer anomaly highs are concentrated trending NE-SW with an elongated and semi-symmetric shape in the central part of the Ulleung basin. The central gravity highs are separately shown up in two regions, a circular anomaly zone with a anomaly greater than 120 mGal northeast of the basin center and the other immediately southwest of the center along the assumed axis of SW-NE accrossing the basin center. The most striking features on the mantle Bouguer anomaly map is a NE-SW elongated pattern which is closely associated with a deeper structural boundary of the basin margin. This feature is quite different from that which is observed in both bathymetry and free-air anomaly patterns. Thinned deep crust of the basin is bounded in a narrowly SW-NE elongated zone with a width of approximately 90 km while the boundary of the basin in bathymetry is likely still wider as much as approximately 260 km in the same measurement of width. It implies that the basin has been restrictedly thinned or floored by a oceanic crust, if assumed, only in the NE-SW elongated margin region of the central part.

The Principle and Application of ESR and TL/OSL Method for the Quaternary Deposits

Hi-Il Yi, Sang-Joon Han, and Dong-Hyeok Shin

*Marine Geology and Geophysics Division, KORDI (Korea Ocean R & D Inst.)
Ansan P.O. Box, Seoul, 425-600, Korea*

The main idea of these dating methods is to find out how much radiation energy our sample materials have absorbed throughout time. An indicator for the accumulation of energy are electrons being trapped in impurity atoms or failures (i.e. negative atoms being absent from their place) of the naturally grown crystal. Nuclear radiation with its ionizing energy forced these electrons out of the lowest and completely filled energy level (valence band) up into the conduction band (Aitken, 1985). Normally the electrons recombine into the valence band after a while. Sometimes they are caught in these energy holes and the impurities or lattice defects originally present in the crystal.

These electrons or holes released from traps by laboratory heating recombine emitting light; the process is called 'Thermoluminescence(TL)'. The principle, procedures and radiation dosimetry required for age derivation from ED in ESR dating are essentially identical to those in TL dating. ESR is a method of observing the trapped electrons directly by measuring the microwave absorption, without allowing release and recombination with a hole. OSL is detected by emission of photon energy. UV- or laser-stimulated luminescence of defects in some solids allows the dating of some minerals without heating the sample and emptying the trap, just as in ESR dating. OSL dating has been developed and applied to quartz grains and feldspars using Ar laser, green light emitting diode (LED) and infrared light. Many researchers involved in TL dating participated in OSL dating, since the basic physics is the same as that of TL. The most recent conference on methods and application of TL/OSL dating held in May 4-7 at Aarhus, Denmark is one example which was organized by TL/OSL dating specialists. Systematic studies with ESR will also help to identify the defects and to understand the processes of OSL used for dating.

With ESR and TL/OSL we have the opportunity to detect these electrons. Their population gives us a clue, how old the sample material is, taking other aspects such as the yearly radiation and the radioactivity of the sample material

Paleoceanography and paleoclimates of the Ulleung Basin and continental margins of East Sea of Korea (Japan Sea)

Hi-Ji Yi and Sang-Joon Han

Marine Geology and Geophysics Division, KORDI (Korea Ocean R & D Institute)
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Twenty-three piston cores were analyzed along the continental margins of the eastern part of Korea and Ulleung Basin from 1994 to present (1996) by KORDI. Sedimentary facies along the continental margins are mainly composed of slide/slump, turbidite and debris-flow deposits. Seven sedimentary facies were identified. They are massive sand, bioturbated mud, homogeneous mud, thinly-laminated mud, mud-clast mud, deformed mud, and indistinctly-laminated mud. However, sedimentary facies from the Ulleung Basin and Ulleung Interplain Gap between Ulleung Island and Dokdo Island are slightly different. In this region, five sedimentary facies are identified: laminated mud, crudely laminated mud, bioturbated mud, homogeneous mud, and mud-clast mud. The basin-type sedimentary facies are simpler than those in the continental shelf and slope. The basin-type sedimentary facies have a distinctive hemipelagic to pelagic deposits, an indicator of paleoceanographic and paleoclimatologic changes.

In the Ulleung Basin, 75 species of diatoms are identified. *Thalassionema nitzschoides* is the most dominated (18 - 46%) and subordinate dominated species is *Paralia sulcata* (2.3 - 24%). Except for these two species, 19 other species are dominated. They are: *Thalassiothrix longissima*, *Delphneis surirella*, *Cocconeis marginatus*, *C. radiatus*, *C. asterompharus*, *C. nodulifer*, *Cocconeis scutellum*, *Denticulopsis seminae*, *Diploneis oculata*, *D. bombus*, *D. smithii*, *Pseudoemotia dotiulus*, *Rhizosolenia setigera*, *R. hebetata* var. *hiemalis*, *Thalassiosira oestrupii*, *T. eccentrica*, *T. decipiens*, and *Thalassiothrix frauenfeldii*. Warm-water species, *C. nodulifer* and *T. longissima* show relatively high percentage during the Holocene, but decrease sharply during the glacial period in the late Pleistocene. However, slight increase in abundance of these species in the lower core sections implies interstadial stage. Another warm-water species, *P. dotiulus*, only occurs in the Holocene section, indicating a very sensitive species of climatic changes. Cold-water species of *A. curvatulus*, *C. marginatus*, and *D. seminae* are relatively abundant in the glacial time of late Pleistocene than interstadial period.

The ^{14}C dates of foraminifera are $14,860 \pm 230$ yrs BP and $15,090 \pm 200$ yrs BP which are located much below than U-Oki ash layer (9,300 yrs) and are probably the boundary of the Holocene and the Pleistocene. This U-Oki tephra zone is well correlated with the

**Late Quaternary Paleoceanography as recorded
by Planktonic Foraminifera in
the Ulleung Basin, East Sea**

G.Y. Kim¹, D.C. Kim², I.C. Shin³, S.C. Park⁴, H.I. Yi³ and J.C. Kim⁶

^{1,2,4}Pukyong National University, Pusan 608-737, Korea

^{3,5}Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan 425-600, Korea

⁶Chungnam National University, Taejon 305-764, Korea

Paleoceanographic history of the East Sea (Sea of Japan) is investigated based on several environmental parameters (coarse fraction content, p/b ratio, planktonic foraminifera fragmentation, coiling ratio of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma*, and planktonic foraminifera assemblage etc.) of the late Quaternary sediment recovered from the Ulleung Basin. *N. pachyderma* and *Globigerina bulloides* are composed of greater than 90% among the total planktonic foraminifera assemblages in the upper Quaternary sediment. The benthic foraminifera rarely occurred throughout the cores. Overall, sinistrally coiled specimens of *N. pachyderma* representing cold surface paleowater temperature occurred more abundantly than dextrally coiled specimens of *N. pachyderma*. Moreover, the sinistrally coiled *N. pachyderma* is more abundant at the lower part of core than that of the upper part suggesting the restriction of the warm Tsushima Current into the East Sea during glacial lowstands of sea level. *Globigerina bulloides*, a species representative of upwelling conditions, shows more abundant occurrence at Core 941013 than Core 941006. This implies that Core 941013 is more influenced by upwelling than Core 941006. Upper parts of two cores are characterized by rare and/or barren zone of planktonic foraminifera due to dissolution by the deeper calcite compensation depth (CCD) during the Holocene. The upper part of the core contains more fragmentation of planktonic foraminifera suggesting significant dissolution by corrosive bottom water compared to that of the lower part of the core.

울릉도의 홀로세 화산활동

진종화* · 한상준 (한국해양연구소 해양지질연구부)

집대교 (강원대학교 지질학과)

하식 · 신동혁 (한국해양연구소 해양지질연구부)

홀로세 동안에 울릉도 나리칼데라(*Nari Caldera*)로부터 공급된 두개의 표식테프라층들은 포노라이트 또는 조면암질 안카리 마그마 성분을 가지며, 부석(*pumice*), 암편 그리고 광물로 구성된다. 울릉-I 테프라층은 거의 부석으로만 구성되며, 울릉분지내에서 채취한 시추퇴적물에 함유된 울릉-I 테프라층은 퇴적 직후 저서생물에 의한 심한 교란작용으로 산재된 조직(*scattered texture*)을 보인다. 울릉-I 테프라층의 총서지 위치를 고려하여 계산된 분출 추정시기는 $5,650 \pm 550$ yr. B. P. 이다. 반면에 울릉-II 테프라층은 보다 폭발적인 화산활동에 의해서 광범위한 분포를 보이며, 두 층단위(*unit*)로 구분된다. 하부 층단위는 부석과 화도(*conduit wall*)로부터 기원된 암편에 의해서 밀도중리의 특징을 보이는 근거리 퇴적상으로부터 산재된 조직을 갖는 원거리 퇴적상으로 변한다. 상부 층단위는 부가 라필리(*accretionary lapilli*)를 포함하는 화산재층으로부터 부석으로만 구성된 산재된 조직을 갖는 원거리 퇴적상으로 변한다. 울릉-II 테프라층의 하부 층단위는 분포범위, 구성광물과 주요 원소함량의 특성을 고려해 볼때 기 보고된 울릉-오키 화산재층 ($9,300$ yr. B.P.)과 일치한다. 따라서 울릉-II 테프라층의 두 층단위는 민속적인(*pulse-like*) 화산폭발(*syn-eruption*)에 의한 것으로 해석된다. 홀로세 동안에 울릉도의 화산분출은 울릉-II 테프라에서 울릉-I 테프라의 분출시기로 가면서 폭발력이 점차 약해졌다. 퇴적 직후 고정사 지형에서는 중력에 의한 재동(*gravitational reworking*)으로 울릉도내에 발달한 울릉-I 과 울릉-II 테프라층의 조직과 층후가 일부 교란되었다. 울릉분지내에서는 울릉-II 테프라 분출시기에 저산소환경의 형성으로 생물교란작용 없이 조직들이 잘 보존되어 있는 반면, 울릉-I 테프라 분출시기는 고산소환경의 형성으로 활발한 생물활동에 의해서 대부분의 조직들이 교란되었다.

울릉분지 북동부 해저수로 주변 퇴적층의 화산재층서

천종화, 한성준, 정대교*, 허 식, 박장준, 최동림
한국해양연구소 해양지질연구부 *강원대학교 지질학과

요 약

울릉도와 독도 사이의 울릉분지 북동부 평원에는 다수의 해저수로들이 발달되어 있으며, 이들 해저수로의 수로벽(channel wall)과 수로사이(interchannel) 그리고 독도사면 기저지역에서 채취한 4 점의 피스톤 코어들은 주로 니질퇴적물과 조립질 화산재로 구성되어 있다. 이 화산재층들의 조성 광물과 주요 원소함량, 퇴적구조, 그리고 공간적 분포 등을 분석하여 각 화산재층들의 기원화산재들을 추정하였다. 울릉-I (< 5,910년전)와 울릉-II (약 9,300년전) 화산재들은 울릉도 나리 칼데라의 포노라이트질 또는 조면암질 알카리 마그마의 플리니안(plinian)형 분출기원이며, 아소-4 화산재층(약 88,000년전)과 아소-3 화산재층(약 110,000년전)은 일본 아소(Aso) 칼데라의 유문암질 반알카리 또는 알카리 마그마의 플리니안형 분출기원으로 추정된다. 이 연구에 의하여 아소-3 화산재층은 해양퇴적물에서 처음으로 확인되었다. 울릉분지에서 최초로 발견된 해저화산 분출에 의한 조면암질 알카리 마그마 성분의 화산재층들은 조립질 스크리아, 유백색 부석들과 세립질의 화산재들로 구성되어 있으며 울릉도 기원 화산재들에 비해 SiO₂, TiO₂, MgO, CaO 함량이 낮으나 *FeO 함량은 높다. 그리고 이들 해저분출 화산재층들은 입도 조각에서도 유사분출 화산재층과는 달리 해수 내에서의 침전시 해수와와의 작은 밀도 차이 때문에 뚜렷한 모노모드 입도 분포를 보인다. 해저 화쇄층은 일부 부석들과 스크리아 입자들이 세립질 화산재들과 함께 부분적인 저온 용결(welding) 상태를 이루며 덩어리로 등재 있다. 북동부 울릉분지평원에서 홀로세 동안(최근~울릉-II 화산재) 퇴적률은 11.7~23.5 cm/kyr인데, 해저수로 발달이 없는 중부 울릉분지평원의 퇴적률과도 거의 유사하다. 그러나 이 지역에서의 9,300~88,000년전 동안(울릉-II 화산재-아소-4 화산재)의 퇴적률은 2.9~5.0 cm/kyr로 타 지역에 비해 아주 낮다. 그러나 88,000~110,000년전 동안(아소-4 화산재-아소-3 화산재)에는 퇴적률이 15.6~16.1 cm/kyr로 높게 나타났다.

주요어: 울릉도, 독도, 해저수로, 아소-3 화산재, 해저화산

Chun, J.-H., Han, S.-J., Cheong, D.-K., Huh, S., Bahk, J.-J., and Choi, D.-L., 1998, Tephrostratigraphy of deep-sea sediments around submarine channels, northeastern Ulleung Basin. *Journal of the Geological Society of Korea*, v. 34, nn. 3, 192-210

ABSTRACT: The northeastern part of the Ulleung Basin between Ulleung and Dok islands is characterized by submarine channels. Four piston cores raised from the channel wall, and interchannel areas and the base-of-slope of Dok Island consist mainly of muddy sediments with lapilli tephra and ash layers. Based on mineral and major geochemical compositions, sedimentary structures, and their areal distributions, the source volcanoes of these tephra layers are identified: the Ulleung-I (younger than 5,910 yr B.P.) and Ulleung-II (ca. 9,300 yr B.P.) tephra originated from the Nari Caldera in Ulleung Island (plinian-type eruptions of phonolitic or trachytic alkali magma) and the Aso-4 (ca. 88,000 yr B.P.) and Aso-3 (ca. 110,000 yr B.P.) ashes were supplied by the plinian-type Aso-Caldera eruptions in Japan (rhyolitic alkali or sub-alkali magma). The Aso-3 ash has not been reported from marine sediments. On the other hand, several tephra layers, which were derived from submarine volcano, are composed of scoria and milky pumice lapilli, and fine-grained phenocrysts showing bimodal size distribution. Also pumice and scoria fragments of the tephra layers are aggregated with fine ashes by welding within hot pyroclastic flow. During the Holocene period, sediments were accumulated at a rate of 11.7~23.5 cm/kyr, which is similar to those of the unchannelized Ulleung Basin. However, 9,300 and 88,000 yr B.P., the sedimentation rate is much lower than that of the Holocene period, which is 2.9~5.0 cm/kyr. Between 88,000 and 110,000 yr B.P., sediments were accumulated at a rate of 15.6~16.1 cm/kyr

Key words: Ulleung Island, Dok Island, submarine channel, Aso-3 ash, submarine volcano

(Chun, J.-H., Han, S.-J., Huh, S., Bahk, J.-J., Choi, D.-L., Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan, P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea; Cheong, D.-K., Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon, Kangwondo, 200-701, Korea)

건 간격에 따라 탄성파탐사 성능에 미치는 영향

Effect of Different Source Interval on Seismic Survey Quality

유 해 수*, 허 식*, 석 봉 출*, 김 심 렬*, 장 재 경*

(Hai Soo Yoo*, Sik Huh*, Bong Chool Suk*, Seong Ryul Kim*, Jae Kyeong Chang*)

요 약

배열이론 및 컴퓨터 모의과정을 이용하여 건 간격에 따른 빔 패턴 변화를 확인하였으며 남극탐사자료와 비교하였다. 154 Hz에서 송이배열 및 폭배열의 빔 폭 변화는 배열 형태보다는 건 간격에 보다 큰 영향을 받으며 선형 간섭이 줄어드는 건 간격은 2.43 m로 밝혀졌다. 남극탐사자료는 건 간격이 증가함에 따라 수신호 진폭은 약하게, 기포는 강하게 증가하며 빔 패턴 변화에서도 주입의 빔 폭이 좁고 강한 빔 패턴을 나타냄으로서 실측자료와 서로 잘 일치한다.

ABSTRACT

Changes of beam patterns have been analyzed using computer simulation and array theory with airgun intervals, and compared those of the Antarctic data. The result reveals that the changes of beam width in both the cluster and the wide array are more influenced by the airgun interval than by the array type in 154 Hz, and the linear interaction decreased gradually at the interval of 2.43 m. The result agrees well with the data from the Antarctic water; as the gun interval increased, the peak-amplitude and the bubbles increase gradually and rapidly. It is also shown that the simulated beam pattern, where the main lobe is narrow and strong, coincides with the experimental data.

광역주파수 음향반사자료의 K-L 변환을 이용한 해저면 분류: 지질음향 모델링을 위한 유용한 방법

장재경 · 김한준 · 주형태 · 석봉출 · 박건태 · 유혜수 · 양승진¹
한국해양연구소 해양지질부, ¹한양대학교 자원공학과

Seabed Classification Using the K-L (Karhunen-Loève) Transform of Chirp Acoustic Profiling Data: An Effective Approach to Geoacoustic Modeling

JAE-KYEONG CHANG, HAN-JOON KIM, HYEONG-TAE JOU, BONG-CHOO SOK, GUN-TAE PARK,
HAI-SOO YOO AND SUNG-JIN YANG¹

*Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research and Development Institute,
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

¹Department of Natural Resources Engineering, Hanyang University, Seoul 133-791, Korea

광역대역 주파수변조(wide-band FM) 신호를 음원으로 사용하는 Chirp sonar 시스템을 이용하여 획득한 음향반사 자료의 통계학적 처리를 통하여 해저면을 분류하였다. 음향학적 분류변수로서 Chirp 자료의 K-L(Karhunen-Loève) 변환을 이용하여 계산된 유사도 지수(similarity index)를 고안하였다. 유사도 지수는 근접한 트레이스 자료들에 포함된 공통된 반사신호성분의 양을 지시하므로 해저면 퇴적물의 성분에 따른 음향학적 거칠도를 반영한다고 할 수 있다. 유사도 지수는 0에서 1사이의 값을 가지며, 각기 다른 퇴적상을 나타내는 지점에서 획득된 Chirp 자료를 처리한 결과, 퇴적물의 성분이 균질할수록, 입자의 크기가 작을수록, 그리고 연한 퇴적층일수록 증가하는 것을 관측할 수 있었다. 실제의 응용 예로서 제주도 성산포 퇴적층을 이 방법으로 분류하였으며, 그 결과를 검증하기 위해 동일지역에서 획득된 side-scan sonar 자료 및 퇴적물로부터 해석된 해저면의 퇴적상과 비교하였다. 그 결과 음향자료의 유사도 지수에 의해 분류된 해저면은 실제의 퇴적상을 매우 잘 반영할 뿐만 아니라 퇴적물 성분의 특성에 따른 음향반응을 더욱 세밀히 나타내었다. 그러므로 이러한 방법은 음향자료로부터 직접 해저면을 분류하는 지질음향 모델링으로서 매우 효과적이다.

Variations in Accumulation of Terrigenous and Biogenic Materials in the Northwest Pacific Ocean since the Last Interglacial Period

SANGMIN HYUN^{1,2}, ASAHIKO TAIRA¹, NAOKAZU ARIAGON¹ AND SANG-JOON HAN²

¹*Ocean Research Institute, University of Tokyo, Tokyo 164, Japan*

²*Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

Three cores were taken from the northwest Pacific Ocean (Shikoku Basin) to determine the accumulation rates of both biogenic and terrigenous fractions since the last penultimate interglacial period. The sediment is characterized by large amounts of terrigenous materials with low biogenic fractions and intermittent volcanic-ash layers, suggesting a hemipelagic origin. Composition of major elements shows no significant differences among sites. Relatively small variation of $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios with respect to SiO_2 content is the strong evidence for the common origin of terrigenous materials. The fraction of biogenic carbonates varies from near 0% in ash layers to about 35%, with a gradual increase toward the south (St. 4 through St. 6 to St. 20). However, carbonate contents show step-wise increasing tendency from St. 4 through St. 6 to St. 20, which suggests a southward increase of carbonate production. The color reflectance indicates that the sediment of the southern sites contains relatively higher amounts of biogenic carbonates. The mass accumulation rate of terrigenous fractions during the glacial period was 2–3 times higher than that of interglacial period. This enhanced mass accumulation rate of terrigenous materials was concomitant with the high accumulation rate of biogenic fractions. The total sediment accumulation rate is considered as the most important factor controlling mass accumulation rates of the biogenic and terrigenous materials. The enhanced sediment accumulation during the glacial periods is interpreted as a consequence of climate-induced change in the supply of eolian dust from the Asian continent. Enhanced wind strength during the glacial time may have increased transportation of terrigenous materials to the ocean. Thus, variation of sediment accumulation is highly linked with climatic variations.

Major Element Changes in the Upper Quaternary Sediment of the East Sea (Sea of Japan): Their Implications for the Onset of Holocene

SANGMIN HYUN, SANG-JOON HAN AND JANG-JUN BAIK
*Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research and Development Institute,
Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea*

Two piston cores (94PC-2 and 95PC-4) taken from the East Sea (Sea of Japan) are studied to evaluate the paleoceanographic changes and its interaction with climatic variation. The bulk geochemistry of the non-biogenic fractions of 54 sediment samples is determined using X-ray fluorescence. Four geochemical stratigraphic units at both core sediments are recognized based on the variations in major element concentration. These chemical stratigraphic units correspond well with the sedimentological and paleontological facies. Source materials are considered as basic and/or intermediate rocks judging from silica content. A distinctive boundary around 11 kyr may correspond to Younger Dryas event. The switch of most major elements at this level and the distinctive changes in concentration of typical terrigenous elements (TiO_2 and Al_2O_3) are the strong evidence for the difference in sources of terrigenous materials. The weathering indices exhibit high degree in Core 94PC-2 and low degree in Core 95PC-4. The changes in weathering degree can be distinguished by the lowest value occurred at 11 kyr in Core 94PC-2 and by a gradual decrease from top to bottom in Core 95PC-4. The profiles of potassium and sodium exhibit specific excursions between the Holocene and the late Pleistocene. This implies that sediments of the two cores originating from different sources with different weathering degrees. The distinct two-group distributions in $\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ vs. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ also support the difference in provenance of aluminosilicate materials at the boundary of 11 kyr. Thus, supply patterns of terrigenous materials ~~are~~ stable in Holocene ~~was~~ complicated in the last glacial period.

한국 동해 울릉분지의 제4기 개형층화석 예비연구

김하영·허민·한상준*

* 전남대학교 지구환경과학부 ** 한국해양연구소 해양지질연구부

요 약 : 한국 동해 울릉분지에서 채취한 시추심 퇴적물 중 5개 시추심을 선택하여 제 4기 개형층 화석 연구를 수행하였다. 시추심들은 울릉분지의 상부대륙사면(95PC-12), 하부대륙사면(95PC-2), 중앙분지평원(95PC-4), 울릉해저분지간통로(95PC-6) 및 독도경사면기저부(95PC-8)에서 채취된 퇴적물로 이루어져 있다. 5개 시추심에서 166개 시료가 연구되어 총 39속 78종의 개형층화석이 확인되었다 (시추심 95PC-2: 28속 52종, 95PC-4: 18속 21종, 95PC-6: 17속 25종, 95PC-8: 1속 1종, 95PC-12: 36속 69종). 시추심도가 낮은 95PC-12 시추심에서는 대체적으로 보존이 잘된 개체들이 풍부하게 산출되나 전반적으로 시추심도가 증가함에 따라 개체수는 점차적으로 감소되는 경향을 보이고 있다.

시추심 95PC-2는 한류종과 난류종이 혼합된 천수공해종(Shallow marine open sea species)으로 이루어져 있고 시추심 95PC-4와 95PC-6은 한류의 영향이 강한 냉온성 천수공해종들로 구성되어 있다. 시추심 95PC-8은 개형층 화석이 거의 산출되지 않았으며 시추심 95PC-12는 천수공해종보다는 bay type 종들이 우세하며 강한 한류의 영향을 받은 냉온성종들로 이루어져 있다. 시추심 95PC-12를 제외한 대부분 시추심 개형층들의 산출양상을 보면 성체가 풍부하고, 마모되고 깨진 각들이 다산하며, 대부분 천수공해종들로 구성된 것으로 보아 본 연구 대상 개형층 화석은 갑작스런 퇴적물의 이동과 함께 신이되어 형성되었던 것으로 생각된다.

Oxygen Isotope Profile and Age Determination of Venus Clam *Mercenaria stimpsoni* (Bivalvia: Veneridae) from the East Sea

Boo-Keun Khim, Jong-Geel Je^{*}, Sang-Joon Han^{*}, Kyung-Sik Woo^{**},
and Yong-Ahn Park^{***}

^{*}Research Institute of Oceanography, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

^{**}Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan 425-600, Korea

^{***}Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon 200-701, Korea

^{****}Department of Oceanography, Seoul National University, Seoul 151-742, Korea

= 국문요약 =

동해산 뱀나스뱃합(*Mercenaria stimpsoni*)의 산소동위원소상과 연령추정

김부근 · 제종길^{*} · 한상준^{*} · 우경식^{**} · 박용안^{***}

서울대학교 자연과학대학부속 해양연구소, ^{*}한국해양연구소, ^{**}강원대학교 지질학과,
^{***}서울대학교 해양학과

동해 연안에서 채취된 뱀나스뱃합(*Mercenaria stimpsoni*)의 연령과 성장률을 이데피의 표면에서 확인된 연륜과 이데피 각 질에서 분석된 산소동위원소비의 성장에 따른 변화를 이용하여 비교하였다. 뱀나스뱃합의 산소동위원소비는 일련의 주기적인 변화를 뚜렷하게 보여주며 이러한 변화 진폭은 이데피가 성장한 해수의 온도변화에 일차적으로 제어된다. 산소동위원소비의 주기와 연륜의 관계로부터 뱀나스뱃합의 연륜이 해마다 여름철에 형성됨을 보여준다. 해수 온도의 직접적 변화와 산소동위원소비에서 얻어진 해수 온도의 비교로부터, 뱀나스뱃합은 겨울철에 성장이 멈추는 것으로 사료된다. 또한 산소동위원소비는 뱀나스뱃합의 성장에 따른 전형적인 노년층임을 보여준다. 따라서 이데피가 성장하는 해수의 물리화학적 조건에 의해 제어되는 산소동위원소비는 뱀나스뱃합의 경우 연령과 성장률을 측정하는 독립적인 시간 척도가 될 수 있다.

Key words: Oxygen isotope, Age, Growth Rate, *Mercenaria stimpsoni*, East Sea

VOLCANISM AND SEDIMENTATION DURING THE LATE QUATERNARY IN THE ULLEUNG BACK-ARC BASIN, EAST SEA OF KOREA

J.H. Chun (1), S.J. Han (1), D.K. Cheong (2), S. Huh (1) & D.H. Shin (1)

(1) Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan P. O. Box 29, Seoul 425-600, Korea. e-mail: jhchun@sari.kordi.re.kr; (2) Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon Kangwonda. 200-701, Korea

Deep sea sediments of the Ulleung Basin in the East Sea of Korea were intercalated with a large amount of tephtras. Tephtras were originated from two different tectonic settings: One is located at subduction-related plate boundary in the Kyushu of southern Japan, whereas other is located at Korea Plateau which did not be affected by subducting. Two tephtra groups show distinctive characteristics of geochemical and mineralogical composition. The former consists of bubble-wall glass shards derived from subalkalic rhyolitic magma and shows low alkali (ca. 7 wt. %) and high silica (ca. 70 wt. %) contents. The latter consists of vesiculate pumice shards derived from alkali phonolitic or trachytic magma in the Ulleung Island or nearby submarine volcanos and reveals high alkali (ca. 13 wt. %) and low silica (ca. 60 wt. %) contents. Areal distributions of each Ulleung Island (about 37° N) derived tephtra show an eastward elongation by westerly wind, whereas those of each Kyushu (about 32° N) derived tephtra reveal a north-eastward elongation. Transported processes of tephtras in the Ulleung Basin are mainly by air-fall depending on predominant wind and rarely develop a linear pattern of pyroclastic flow. Major elements and mineral compositions of tephtras have been used to correlate deep sea sediments in the Ulleung Basin. Sedimentary environments of the Ulleung Back-arc Basin are dramatically changed by eustatic sea-level fluctuation during the Late Quaternary because the East Sea is connected to the Pacific Ocean by four shallow straits. A very thick turbidite was supplied into the basin through the southern slope of Ulleung Basin during the last glacial maximum (LGM). With correlation of tephtras, we clarify the areal distribution and amount of turbidites in Ulleung Basin, which results will provide the evidence of origin of turbidites such as seismic shock in the future.

MINERAL AND TEXTURAL VARIETY OF THREE PLINIAN TEPHRAS SINCE LATE PLEISTOCENE IN THE ULLEUNG ISLAND, KOREA

J.H. Chun (1), S. Huh (1) & D.K. Cheong (2)

(1) Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean Research & Development Institute, Ansan P. O. Box 29, Seoul 425-600, Korea. e-mail: jhchun@sori.kordi.re.kr; (2) Department of Geology, Kangwon National University, Chuncheon Kangwondo, 200-701, Korea

The Ulleung Island, located at the northern margin of the Ulleung back-arc Basin in the East Sea, has the Nari caldera about 984 m in height and 3 km in diameter. The early phase of subaerial eruption on the Ulleung Island consists of sodic alkali basalt - hawaiite - mugearite series during Late Pliocene (about 2.8 Ma). The main phase started about 1.8 Ma which consisted of Potassic leucite-bearing trachyandesite - trachyte - phonolite. In this stage, Nari caldera with a circular shape was formed by the eruption of enormous volumes of lavas. The last phase restarted from explosive eruption about 28,000 yr. B.P. Three plinian eruptions from Nari caldera differ explosiveness and volcanic process. Areal distributions of three plinian tephros have been proved as an excellent tool of stratigraphical correlation in deep sea sediments. The Ulleung-III tephra was mainly supplied by very thick ignimbrite on the Ulleung Island and was intercalated with scattered pumice grains without rock fragments in deep sea sediments. The stratigraphically inferred age of the Ulleung-III tephra is about 28,000 yr. B.P. based on a mean sediment accumulation rate in deep sea sediments. The Ulleung-II tephra deposited mainly by air-fall which was erupted about 9,300 yr. B.P. from ¹⁴C dating of underlying peat deposit. The Ulleung-II tephra is divided into two units: thick density graded lower unit and accretionary lapilli included upper unit. The lower unit is composed of ballistic eruption with pick-up fragments of the pre-existing conduit wall. Lahar deposit occurred from the collapse in northern part of Nari caldera at that time. The latest Ulleung-I tephra consists of scattered pumice without rock fragments varying thickness from 10 cm to 70 cm on the Ulleung Island. The stratigraphically inferred age of the Ulleung-I tephra is about 5,650 yr. B.P. Three plinian tephros will be used to interpret the evolution of volcanism and paleoenography.

Distribution of Landslide Deposits and its Implications for the Formation and Evolution of the Dok Island, East Sea

Seung-Mo Kim (seungmo@krdri.ac.kr) and Seung-Ho Park (shpark@krdri.ac.kr), Korea Research Institute of Geoscience and Mineral Resources, P.O. Box 107, Yusong, Taejeon 305-380, Korea; Sang-Joon Han (sahn@krdri.ac.kr), Byung-Chul Suk (bsuk@krdri.ac.kr), Seung-Ryul Kim (srkim@krdri.ac.kr), Korea Research Institute of Geoscience and Mineral Resources, P.O. Box 107, Yusong, Taejeon 305-380, Korea

Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P. O. Box 107, Seod 425-601, Korea, Republic of

Landslide deposits are a common feature on the slopes and at the base of large submarine volcanoes (e.g., Hawaiian ridges, Tristan da Cunha, La Reunion, and the Canary Islands). In addition to the spectacle that giant landslides create, mass sliding can be helpful for reconstructing geological events such as subsidence that occurred during the course of seamount development and determining the mechanical stability of various volcanic landforms. Besides, it is unclear if the same processes that operate on the large seamounts also occur on small seamounts which are much more abundant on the seafloor. We present the preliminary results of multibeam bathymetric and Chirp sonar surveys of the Dok Island, a small volcanic island in the East Sea (Sea of Japan), conducted onboard R/V *Onnuri* in April 1998. According to the bathymetric map of this region, the island sits on top of a 2000-m-deep seafloor and has a basal diameter of 20-25 km. The Dok Island is actually part of a seamount group located in this part of the East Sea: two flat-topped seamounts lie side by side to the east of the Dok Island. Much of the Dok Island stands below the sea level, except for two small islets: Tong-Do (East Islet) and Seo-Do (West Islet). As a whole the island is flat-topped with a well-developed platform which lies 150-200 m below the sea surface. The oldest rock dated on the island was 4.6 +/- 0.4 Ma. Evidences for downslope movement of sediment can be readily seen from the bathymetric map; the flanks show very rugged topography, carved into gullies and submarine canyons with landslides truncating older ridges and valleys. Analyses of the Chirp sub-bottom profiles suggest that the landslide deposits are mainly distributed on the slopes, and only a handful of cases were found where the deposits were observed at the slope base. This suggests a number of possibilities, including that (1) the most of the construction and subsequent degradation (including landslide) have occurred quite a long time ago (perhaps more than 1-2 Ma) and therefore the landslide deposits are now buried beneath the thick sediment, that (2) the Dok Island may have been too small to produce significant lithospheric subsidence, and that (3) the buildup of the volcanoes may have been rather gradual. However, these are preliminary conclusions and a further study that includes greater sub-bottom profile coverage and examination of the flexural response of the lithosphere due to the loading of the seamount is necessary.

울릉분지 지각구조와 해저확장의 증양해형 존재 가능성

박찬홍* · 유해수 · 최동림 · 김성렬 · 한성준 · 천중화
한국해양연구소 해양지질부

울릉분지에서 해저면 지진계에 의하여 일운 지각의 속도구조 및 다중채널 탄성파탐사 자료를 참고로 하여 중력이상으로부터 울릉분지의 지각구조를 도출하고, 중력이상분포 및 자력이상분포와 대비하여 해석하였다. 울릉분지의 증양부는 본지의 열곡과 해저확장 패턴에 지각이 얹어지고 맨틀이 천부로 상승하여 존재한다. 울릉분지 증양부에서의 지각부께는 6-10 km로서 대양의 정상 해양지각에 비해서는 두꺼우나 해양지각을 갖는 다른 배호상 분지의 것들과 유사하다. 울릉분지내 증양부에서 형성되어 있는 얇은 지각대의 북서쪽과 남서쪽의 경계를 따라 북동 혹은 북동동 방향으로 발달하고 있는 자기이상 선구조는 울릉분지 지 지각이 확장될 때 형성된 분지 경계지역의 근열대를 따라 분출 혹은 관입된 일련의 dyke나 분출암에 기인한다. 울릉분지 남동부에 발달하고 있는 자기이상 선구조는 울릉분지 선구조는 팔리판관과 태평양판이 일본열도에 충돌하고 섭입할 때 울릉분지의 남쪽 블록이 회전하였음을 시사한다. 울릉분지에는 본지의 확장축인 증양해령이 존재하며, 이것은 울릉분지의 남동부 북동-남서방향으로 있는 중앙의 장주기 고중력이상내에 존재하는 좁은 골 형태의 지이상대 관계에 의해서 뿐만 아니라, 자기이상분포에서 해령과 관련된 북동-남서방향의 중앙의 선상구조로부터도 확인되었다. 중력 및 자력이상에서의 증거와 함께 탄성파단면에 서도 울릉분지의 중앙을 북동-남서방향으로 연결하는 증양해령의 존재를 지시하는 돌출구조가 밝혀졌다. 울릉분지 하부 맨틀내에는 밀도가 3.15 g/cm³(탄성파 속도 7.54 km/sec에 상응)인 저밀도층이 존재하며 이것은 울릉분지 지각을 생성시킨 부분 용융대 (partial melt zone)와 관련이 있다. 이러한 저밀도 맨틀은 울릉분지의 증양해령을 중심으로 약 20 km의 폭을 가지고 남서-북동방향으로 연장되고 있는 것으로 추정되며, 이것은 신생대 후기 화성 작용의 근원으로 역할을 했던 것으로 사료된다.

동해 제4기 해저퇴적물내에 협재된 해저분출 화산기원 화산재층의 분포와 성인

천중화* · 정대교, 강원대학교 지질학과, jhchun@kordi.sari.re.kr
한상준 · 허식 · 박찬홍, 한국해양연구소 해양지질연구부

신생대 제4기 동안에 형성된 동해 울릉분지 퇴적층내에는 동해 주변에서의 화산활동을 통해 공급된 다수의 화산재층들이 협재하며, 이는 퇴적물층간의 시간증서대비에 이용된다. 최근 한국대지와 그 주변해역에서 채취한 퇴적물 내에는 종래 보고되지 않은 새로운 화산재층들이 발견되었다. 이 화산재층들은 일본 규슈지방에서 유래된 화산재층과는 확연히 구분되며, 울릉도 분출기원의 화산재층과는 유사한 점도 있지만, 구성광물, 주요원소함량, 기공의 미세구조와 입도분포특성등에서는 차이를 보인다. 울릉도 분출기원의 화산재층들이 대부분 유백색 부석들로 구성된 반면에 새로이 발견된 화산재층들은 암회색의 스포리아들이 주를 이루며 휘석, 각섬석, 존가석, 장석들과 암편들을 포함한다. 그리고 30여개 화산재층에서 분리된 유리질과편들의 주요원소 분석 결과는 실리카함량이 56.9~60.3 wt%이고 알카리함량이 12.8~12.9 wt%인 포노라이트질 알카리 마그마가 그 기원인 것으로 추정된다. 그러나 울릉도 분출기원의 화산재에 비해서 Ti_2O_3 , MgO , CaO 함량은 낮게, FeO 함량은 높게 나타났다. 또한 울릉분지 퇴적층내 부석에 발달한 기공들의 미세구조는 활모양(arcuate)의 기공들이 20~40 μm 의 두꺼운 벽으로 둘러 싸여 있는 반면 울릉도 분출기원의 화산재층내 부석들은 신장된 원통형(elongate pipe-like)의 10 μm 미만 크기의 얇은 기공벽으로 구멍되어 있는 차이를 보인다. 그리고 일부 화산재층의 하부에서는 용결작용에 의해 반고화된 특성을 보이기도 한다. 이 화산재층들은 수직증서적으로 Aira-Tanzawa 화산재층(약 24,300년전)과 Aso-3 화산재층(약 110,000년전)사이에 위치하며 주요원소함량과 증서적 위치에 의해서 다시 4그룹으로 분류되고, 각 화산재층들은 구성광물 및 퇴적구조등에 의해서 화쇄류, 수중낙하, 그리고 재동된 암설류의 퇴적기작에 의해 운반 축적된 것으로 해석된다. 이 화산재층들의 분포는 한국대지 해저면에서 가장 두껍고 빈번하게 협재되어 산출하지만, 지역적인 분포가 불규칙적이어서 시추퇴적물들간의 횡적인 대비는 아주 어렵다. 자력 탐사결과에 따른 자기이상 분포도를 분석해 보면 한국대지 북동쪽 해역에 새로운 해저화산체가 존재함을 알 수 있다. 이 해저화산체는 울릉도, 독도 화산체와는 다른 자화방향을 보여주고 있어 각각 다른 시기에 형성된 것으로 추정된다. 이 해저화산체는 수심 약 600 m에 이르기까지 솟아있는 해저산이 발달하는 해역에서 발견된다. 새로 발견된 4개의 화산재층들은 한국대지 북동측에 위치하는 해저화산의 동발적인 분출에 의해서 형성된 것으로 추정되며, 분출 당시의 해저지형 및 허류에 의해서 영향을 받아 현재의 상태로 축적된 것으로 해석된다.

울릉분지의 지각 특성 및 진화에 관한 지구물리학적 연구

박찬홍* · 김한준 · 허식 · 석봉출, 한국해양연구소 해양지질부
김기영, 강원대학교 지구물리학과
N. Isezaki, 일본 치바대학 지구과학과

울릉분지 주변의 맨틀 부개 중력이상과 2차원 및 3차원 지각 모델링으로부터 지각구조를 규명하고, 중력 및 자기이상분포와 탄성과 속도분포에 근거하여 지각특성을 논의하였다. 울릉분지의 퇴적층 및 기반암의 중력효과는 반사법 탄성과 단면으로부터 얻은 정보를 이용하여 제거하였고, 지각에 의한 중력효과는 해저면 지진계 자료에서 확인된 모호면까지의 지각구조를 고려하여 소거하였다. 탄성과 속도, 박층의 지각, 해저확장축 및 부분 용융대의 존재는 약 50-120 km의 폭을 가진 좁은 범위의 해양지각이 울릉분지의 중앙부에 북동-남서방향으로 형성되어 있음을 뒷받침한다. 해양지각에 기인한 자기이상은 두꺼운 퇴적층으로 피복되어 있어서 진폭이 약화되고, 퇴적층내로 관입 혹은 분출되어 삽입된 magma flow, sill, dyke가 그 고유의 선구조를 훼손하였을 가능성이 크다. 대륙지각과 해상지각의 전이지역은 모호면이 급한 사면으로 알아지는 울릉분지의 서쪽 주변부를 따라 존재하며, 이 지역을 따라서 저중력이상 및 약하게 자화된 육상지각과 상대적으로 강하게 자화된 해상지각의 접촉으로 인한 가장자리 효과로서 양의 자기이상대가 특징적으로 분포한다. 분지의 남서 주변부에서 나타나는 탄성과 속도 및 밀도의 수평 및 수직적 전이는 대륙지각과 해상지각의 중요한 증거이다. 울릉분지는 초기에 일본열도가 남북방향의 분지 서측 경계 단층을 따라 아시아 대륙으로부터 분리되면서 확장되었다. 이 단계에서 일련의 남서-북동방향의 단층들이 울릉분지가 받는 선단변형방향에 비스듬하게 발달하였으며, 단층을 따라 대규모 화성활동이 이어졌다. 울릉분지의 서쪽 경계 단층은 남북방향의 단층으로 나타나며 한강대지 남쪽으로는 한반도 남단을 거쳐 남해쪽으로 연장된다. 이 단층은 쓰시마 단층과 합류되지는 않는 것으로 해석된다. 다음 단계에서 남서일본은 태평양판의 충돌로 인하여 서쪽방향으로 회전하였다. 최종단계에서 울릉분지는 압축성 지구조 운동을 받았으며 그 결과로 남서 일본 근해의 지각에는 충상단층과 습곡이 존재한다. 암석 자화 방향의 변화, 울릉분지 자기이상 선구조, 북동쪽으로 벌어진 부채꼴 모양의 분지형태, 중력이상분포에서 나타나는 북동 혹은 북동동 방향의 선구조는 울릉분지의 확장과정에서 일어난 구조운동의 결과를 반영하는 것이다.

동해에 위치하는 용문도의 대기중 화산활동은 초기 현무암질 용암의 분출과 화쇄류의 반복적인 분출(쿠기 블라이오체 약 2.8 Ma)에 의해서 시작되었다. 약 1.7 Ma 이후부터 체계기인 조면암질 용암의 대규모의 분출은 마그마 챔퍼의 공동화를 초래하였고 이에 의해서 나리칼데라 함몰이 일어났을 것이다. 이와 동시에 용문도 북쪽 칼데라 기 동향분쇄 의해서 다량의 밀도류와 사해, 그리고 화쇄류들이 주로 용문도 북쪽 해안가 로 공급되었으며, 거의 현재의 길은 지형이 형성되었다. 오랜 기간의 휴식이 이후에 재 개된 용문도의 조면암질 또는 포노라이트질 용암의 폭발적인 분출(약 28,000 yr B.P.)은 다량의 티프라들용 동해의 광역적인 지역의 공급하게 되었다. 지금까지 용문도의 폭발 적인 분출의 의해서 공급된 티프라들용은 용문도의 응문분지내 퇴적물내에서 3개가 분 석되었다. 용문도-III 티프라(약 28,000 yr B.P.)는 화산재 구름의 분출에 의한 응결된 세립 질 화산재로 구성된 화쇄류와 일부 대기 낙하에 의해서 공급된 부석질 리필리가 공급 되었는데, 용문분지에서 채취된 시추퇴적물내에서는 대기낙하로 공급된 부석질 라필리 가 산지되어 떨어져서 용문도-III 티프라(약 9,500 yr B.P.)는 기만암질 화도분지의 다 량의 응결분출 드래피와 부석질 라필리와 함께 대기 낙하로 공급되었으며, 연속적인 다 량의 화산활동으로서 가장 폭발적인 용문도-III 티프라는 열저된 화도분지 리필리안 호수 또는 지하수의 유입에 의해서 폭발적이 증거된 것으로 추정된다. 용문도-III 티프라는 화도분지의 지반의 파란색 단결정 라필리와 많은 열 응결분 출의 밀도류의 이보다 큰 곳에서는 주로 부석질 라필리만으로 구성된 용으로 나타난 다. 용문도 최후의 화산활동의 의해서 공급된 용문도-III 티프라(약 9,900 yr B.P. 이전)는 용문도와 시추퇴적물에서 부정적으로 부정적인 라필리모양 구성되어 있다. 용문분지에서 채취한 시추퇴적물내의 열저된 용문도-III 티프라는 티프라층은 이부 산재되어 있는데, 이것은 용문도 의해서 산란 분출 받은 것으로 해석된다. 용문도 화산활동은 초기의 용기의 분출암 려이 용문도-III 티프라와 비해서 감소된 것과 함께 티프라층의 공급의후의 저서층물층에 의해서 산란 분출 받은 것으로 해석된다. 용문도 화산활동은 초기의 용기의 분출암 류가 유체한 상태에서 라피의 폭발적인 plinian-type 분출로 변화했으며, 이에 의해서 용 해의 광범위한 지반에 수천 cm부터 수 cm 두께의 화산재분출물이 유입되었다. 그러므 로 용문분지는 관원양성 퇴적물과 사면사태에 의한 저각부들의 분담 이외의 유입 수백 미의 응결분출의 화산활동이 중요할 퇴적물 기원지인이 밝혀졌다.

한국해양연구소 해양지질연구소, *강원대학교 지질학과

전종화, 최석, *정대교, 한상준

용문도 화산활동의 진화 및 해양퇴적물 기원지의 역할

동해의 화산활동과 울릉분지의 테프라시간층서

천종화, 한상준, 정대교*, 허식, 신동혁

한국해양연구소 해양지질연구부 *강원대학교 지질학과

동해는 수렴대의 발달과 다수의 열점으로부터 활발한 화산활동에 의해서 다량의 테프라들이 주변 해양 퇴적분지로 공급되었다. 각 테프라층들은 기원화산의 분출유형과 지리적 위치 및 퇴적기작 등에 의해서 광물조성, 지화학성분, 퇴적구조, 그리고 공간분포등의 뚜렷한 차이를 보인다. 본 연구지역인 울릉분지는 북동부의 해저수르가 발달하는 분지평원과 중앙 분지평원으로 구분되며, 두 퇴적환경에서 각각 다섯질석의 피스톤 코아들을 채취하였다. 이들 피스톤 코아들에는 울릉도 화산분출기원의 울릉-I 테프라(5,910 yr B.P. 이전), 울릉-II 테프라(9,300 yr B.P.), 그리고 울릉-III 테프라층들과 일본 화산기원의 AT 화산재(22,000 yr B.P.), Aso-4 화산재(38,000 yr B.P.), Aso-3 화산재(110,000 yr B.P.)층들 및 해저화산기원의 다수의 테프라층들이 협재된다. 본 연구는 테프라시간층서대비에 의해서 각 퇴적환경별 및 각 시대별 퇴적률을 비교하고, 퇴적기작을 유추하고자 한다. 홀로세동안(최근-울릉-II 테프라)에 울릉분지의 퇴적률은 11.8-24.7 cm/kyr로 울릉분지 증식에서 가장 높게 나타났으며, 두 퇴적환경의 뚜렷한 차이는 보이지 않는다. 이 기간동안에 울릉분지는 전세계적인 기후변 상승과 함께 유입된 루로시르 난류에 의한 반원양성 퇴적물 공급이 지배되고, 저층류의 발달이 없었음을 시사한다. 이어 반의 중앙 울릉분지평원에서 울릉-II 테프라와 AT 화산재층 사이 구간의 퇴적률은 21.8-27.8 cm/kyr 로 높게 나타나며, 저층류의 유입으로 형성된 층의 나/균질 나 교호퇴적상이 최대 290 cm 퇴적되었다. 그러나 북동부 해저수르가 발달하는 울릉분지에서는 광역적인 분포범위를 갖는 AT 화산재가 결층되어 있으며, 울릉-III 테프라와 Aso-4 화산재층 사이 구간의 퇴적률이 2.9-5.0 cm/kyr로 아주 낮게 나타났고 또한 층의 나/균질 나 교호퇴적상이 최대 50 cm 로 급격히 감소된다. 중앙 울릉분지평원에서는 저해수면 시기동안에 많은 양의 저층류의 공급이 일어났으며, 저층류의 영향이 미비했음이 추론된다. 그러나 울릉분지 북동부의 해저수르가 발달하는 분지평원에서 이 시기 동안에 강한 저층류에 의해서 상당한 양의 퇴적물이 침식되고 또한 제한적인 저층류의 공급이 일어났음을 시사한다.

동해 제4기 해저퇴적물 내 단주기 윤회층의 특성과 성인

천종화 · 장대교, 강원대학교 지질학과, jhchun@kordi.sari.re.kr

한상준 · 허식, 한국해양연구소 해양지질연구부*

후기 플라이스토세에 퇴적된 해양퇴적물의 일부 구간에서는 암색(very dark gray ~ black)의 회미한 층리 니와 남색의 생물교란 니 퇴적상들(sedimentary facies)의 - 혼적 화석(trace fossil)을 포함하는 - 빈번한 윤회(cycle)가 나타난다. 퇴적상은 암색(very dark gray ~ black)의 회미한 층리 니와 담색(white ~ light gray)의 생물교란 니 퇴적상의 교호 퇴적상으로 발달한다. 이 퇴적상들은 짙은 회색(olive ~ olive gray)의 균질 니 또는 점이 층리 니 퇴적상과 구분된다. 혼적화석은 *Chondrites*와 *Thalassinoides*, *Planolites*이 주를 이루며, *Chondrite* 생존상은 직경, 방향상과 조밀도가 수직적으로 변하며, 수심에 따라서 더욱 큰 차이를 가진다. 암색의 회미한 층리 니는 부유성 유공충들의 횡적인 배열에 의해서 층리가 구분되며, 2.5~5.2%의 유기탄소(organic carbon)함량을 갖는다. 이에 반해 담색의 생물교란 니에서는 주로 *Chondrites* 혼적화석이 관찰되며 0.5~1.4%의 낮은 유기탄소함량을 갖는다. 이 교호퇴적상은 얇은 수심의 한국대지 해역에서 확연히 구별되며, 암색의 회미한 층리 니에서도 생존구조가 관찰된다. 이에 반해 울릉분지평원에서는 담색의 생물교란 니들이 주로 나타나고, 암색의 회미한 층리 니들은 층후와 협재 빈도수가 감소한다. 혼적화석의 산출은 퇴적상의 교호보다 훨씬 빈번하게 나타나며, 수심 및 해저지형에 따라 아주 급격한 변화를 보인다. 그러나 혼적화석의 종은 매우 제한적이다. 한국대지의 해저퇴적물에서는 투과깊이(penetration depth) 약 15 cm의 직경 2~4 mm인 *Chondrites* 혼적화석들이 빈번히 산출된다. 각 혼적화석들의 하부는 조밀도가 낮고, 경사진 방향에서 상부로 갈수록 조밀도가 높고 수평방향으로 전이한다. 이에 반해 깊은 수심의 울릉분지 평원에서는 투과깊이 약 5 cm의 직경 1 mm인 *Chondrites* 혼적화석들이 구형의 황철석(framboidal pyrite)에 의해 치환되어 관(tube)형태를 이룬다. 이러한 윤회층의 발달은 후기 플라이스토세의 일부 시기 동안에 동해에 유입되는 영양염의 양적 변동과 그보다 단주기의 지층수내 용존산소량의 변동에 의한 것으로 전지구적 기후변동(global climate fluctuation)과도 관련이 있는 것으로 사료된다. 그러나 화산활동에 의해 영양염의 추가 공급과 저층류 또는 저탁류의 이동에 따른 침식작용 또한 현재 보존되어 있는 퇴적층의 양상에 많은 영향을 미쳤을 것으로 추정되므로 향후 추가 연구가 필요한 상태이다.

ORIGIN OF LAMINATED MUDS AND ITS PALEOCEANOGRAPHIC
SIGNIFICANCE IN THE ULLEUNG BASIN, EAST SEA (SEA OF JAPAN)

Jang Jun Bahk* - Sung Kwun Chough, Department of Oceanography and
Research Institute of Oceanography, Seoul National University,
jjbahk@sari.kordi.re.kr

Sang-Joon Han, Marine Geology and Geophysics Division, Korea Ocean
Research and Development Institute

A detailed facies analysis of long piston-core sediments from the Ulleung Basin reveals four mud facies: laminated mud, crudely laminated mud, bioturbated mud, and homogeneous mud. The laminated and homogeneous muds were most likely deposited from turbidity currents, whereas the bioturbated and crudely laminated muds were formed by hemipelagic pelagic sedimentation under well-oxygenated and poorly-oxygenated bottom-water conditions, respectively. A detailed analysis of vertical distribution of the mud facies together with a chronostratigraphic framework derived from well-correlatable tephras layers reveals paleoenvironmental changes during the late Quaternary. During the period between 49 and 23 ka, lowering of sea level facilitated frequent slope failure which resulted in repeated deposition of fine-grained turbidites on the basin floor. Normal hemipelagic sediments were intensively bioturbated under well-oxygenated bottom-water conditions. During the period between 23 and 11-13 ka, deposition from turbidity currents continued, but hemipelagic sediments were non-bioturbated under poorly-oxygenated bottom water conditions. The bottom-water deoxygenation is attributed to further lowering of sea level during the last glacial period and consequent intensified stratification in water column. Primary laminae preserved in the crudely laminated mud generally exhibit low compositional bimodality in back-scattered electron images, which suggests low surface primary productivity and presence of superficial micro-bioturbation. After rapid rise of sea level at about 11-13 ka, the slopes were stabilized and pelagic sedimentation has prevailed under well-oxygenated bottom water conditions.

Distribution of Landslide Deposits and its Implications for the Formation and Evolution of the Dok Island, East Sea

Sang-Mook Lee* · Yong-Kuk Lee · Byong-Kwon Park · Sang-Joon Han · Bong-Chool Suk · Seong-Ryul Kim, Korea Ocean Research and Development Institute, smlee@kordi.re.kr

Landslide deposits are a common feature on the slopes and at the base of large submarine volcanoes (e.g., Hawaiian ridges, Tristan da Cunha, La Reunion, and the Canary Islands). In addition to the spectacle that giant landslides create, mass sliding can be helpful for reconstructing geological events such as subsidence that occurred during the course of seamount development and determining the mechanical stability of various volcanic landforms. Besides, it is unclear if the same processes that operate on the large seamounts also occur on small seamounts which are much more abundant on the seafloor. We present the preliminary results of multibeam bathymetric and Chirp sonar surveys of the Dok Island, a small volcanic island in the East Sea (Sea of Japan), conducted onboard R/V *Ommuri* in April 1998. According to the bathymetric map of this region, the island sits on top of a 2000-m-deep seafloor and has a basal diameter of 20-25 km. The Dok Island is actually part of a seamount group located in this part of the East Sea: two flat-topped seamounts lie side by side to the east of the Dok Island. Much of the Dok Island stands below the sea level, except for two small islets: Tong-Do (East Islet) and Seo-Do (West Islet). As a whole the island is flat-topped with a well-developed platform which lies 150-200 m below the sea surface. The oldest rock dated on the island was 4.6 ± 0.4 Ma. Evidences for downslope movement of sediment can be readily seen from the bathymetric map: the flanks show very rugged topography, carved into gullies and submarine canyons with landslides truncating older ridges and valleys. Analyses of the Chirp sub-bottom profiles suggest that the landslide deposits are mainly distributed on the slopes, and only a handful of cases were found where the deposits were observed at the slope base. This suggests a number of possibilities, including that (1) the most of the construction and subsequent degradation (including landslide) have occurred quite a long time ago (perhaps > 1-2 Ma) and therefore the landslide deposits are now buried beneath the thick sediment, that (2) the Dok Island may have been too small to produce significant lithospheric subsidence, and that (3) the buildup of the volcanoes may have been rather gradual. However, these are preliminary conclusions and a further study that includes greater sub-bottom profile coverage and examination of the flexural response of the lithosphere due to the loading of the seamount is necessary.

탄성파 탐사에서 건 간격이 미치는 영향

유해수, 허식, 석봉출, 김한준, 장재경, 박찬홍
한국해양연구소 지질연구부

Effect of Airgun Intervals on marine Seismic Acquisition

Hai Soo Yoo, Sik Hur, Bong Chool Suk, Han Joon Kim, Jai Koung Jang, Chan Hong Park
Korea Ocean Research & Development Institute, Marine Geology & Geophysics Division

E-mail: hsyoo@sari.kordi.re.kr

요 약

한국해양연구소 온누리호에 장착된 에어 건 배열에서 건 간격에 따른 빔 패턴 변화를 확인하였으며 남극해역에서 획득된 탐사자료와 비교하였다. 컴퓨터 모의과정과 배열 이론을 이용하여 신호진폭 및 빔 폭 변화 등을 시간 및 주파수 영역에서 분석하였다.

154 Hz에서 송이배열 (cluster array) 및 폭배열 (wide array)의 빔 폭 변화는 배열 형태보다는 건 간격에 큰 영향을 받고 있어 배열 형태가 달라도 빔 폭은 서로 유사하게 변한다. 건 간격이 클수록 송이배열이 90°의 빔 패턴에서 주엽 (mainlobe)이 최대치가 되는 것과는 달리 폭배열은 0°에서 최대치를 나타내며 부엽 (sidelobe)은 건 간격과 무관하게 나타난다. 두 배열의 선형간섭이 점차 줄어드는 건 간격은 2.43 m이다.

남극해 탐사자료는 건 간격이 증가함에 따라 수신호 진폭은 약하게, 기포는 강하게 증가한다. 이러한 결과는 빔 패턴 변화에서도 마찬가지로 나타나는데 건 간격이 클수록 주엽의 빔 폭이 점차 좁아져 강한 빔 패턴을 나타냄으로서 남극 탐사자료와 서로 잘 일치한다.

불발 음원에 따라 탄성파탐사 성능에 미치는 영향

유해수, 박찬홍, 최동림, 한상준

한국해양연구소 지질연구부

Effect of Different Misfired Gun on Seismic Survey Quality

(Hai Soo Yoo, Chan Hong Park, Dong Lim Choi, Sang Joon Han)

Korea Ocean Research & Development Institute, Marine Geology & Geophysics division

E-mail: hsyoo@sari.kori.re.kr

요 약

불발 음원에 따른 음원 배열의 빔 패턴 변화와
남극탐사자료에서 원거리장 파형 변화를 분석하였
다. 원거리장 파형의 주신호 진폭은 전체 건 부파의
약 40 %에 해당하는 음원들이 불발을 일으킬 경
우, 탐사성능이 33% 정도 떨어지는 것으로 확인되
었다. 같은 간격의 음원들이 불발 시에는 배열형태
와 관계없이 길이 및 폭배열의 빔 폭이 동일하게
나타난다. 불발 음원의 부파가 증가됨에 따라 상대
적으로 음파 에너지가 작아 지지만 빔 폭이 40° -
34°로 좁아지는 경향을 나타낸다. 따라서 탄성파 탐
사에서 필요로 하는 좁은 파형이 생성됨으로써 전
부 지층탐사에 적합한 것으로 확인되었다.