

## 황해 동부 사퇴분포지역의 표층퇴적물 특성과 Simrad EM950(95 kHz) 멀티빔 후방산란 음압간 상관관계

공기수<sup>1\*</sup> · 김성필<sup>1</sup> · 박요섭<sup>2</sup> · 민건홍<sup>1</sup> · 김지욱<sup>3</sup> · 박수철<sup>4</sup>

<sup>1</sup>한국지질자원연구원 석유해저자원연구부, <sup>2</sup>UST21, <sup>3</sup>한국수자원공사, <sup>4</sup>충남대학교 해양학과

### Correlation of Simrad EM950(95kHz) Multibeam Backscatter Strength with Surficial Sediment Properties in the Sand Ridge of the Eastern Yellow Sea

Gee Soo Kong<sup>1\*</sup>, Seong-Pil Kim<sup>1</sup>, Yo-Seop Park<sup>2</sup>, Gun-Hong Min<sup>1</sup>, Ji-Uk Kim<sup>3</sup> and Soo-Chul Park<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Petroleum & Marine Resources Research division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources,  
Daejeon 305-350, Korea

<sup>2</sup>UST21, Yongyun B/D 5F, Sungui 1-dong, Nam-ku, Inchon, 402-011, Korea

<sup>3</sup>San6-2, Korea Water Resources Corporation (KWATER), Yeonchuk-dong, Daedock-gu, Daejeon, 306-711, Korea

<sup>4</sup>Department of Oceanography, Chungnam National University, Daejeon, 305-764, Korea

Simrad EM950 multibeam data and surficial sediment grab samples were acquired to correlate backscatter strength with surficial sediment properties in the eastern Yellow Sea which tidal sand ridges are dominantly developed. The study area is divided into the western sand ridge zone characterized by well sorted, fine sandy sediment, and the eastern non-sand ridge zone characterized by poorly sorted, medium sand with some gravels and shell fragments. In spite of minor difference in grain size between two zones, the variations of backscatter strength between two zones are distinct. Multibeam backscatter strength of study area shows good correlation with the grain size of surface sediment as well as the carbonate contents. High occurrence of carbonate shell fragments can increase grain size and bottom roughness. The dominance of higher backscatter strength in the eastern non-sand ridge zone may reflect the effects of coarse grain size and high shell fragments contents.

**Key words :** multibeam, backscatter strength, surface sediment, grain size

표층퇴적물의 특성과 멀티빔 후방산란 음압의 상관관계를 알아보기 위하여 사퇴가 발달되어 있는 황해 동부해역에서 Simrad EM950 멀티빔 수심기와 그랩을 이용하여 후방산란 음압 자료와 표층퇴적물 시료를 취득하였다. 연구지역은 분급이 양호한 세립사로 덮여있는 서쪽 사퇴 지역과 분급이 불량하고, 자갈과 패각편을 포함하는 중사가 우세하게 덮여 있는 동쪽의 사퇴가 없는 지역으로 나뉜다. 두 지역의 입도차이는 두드러지지 않으나, 후방산란 음압의 변화는 뚜렷한 차이를 보인다. 연구지역의 멀티빔 후방산란 음압은 표층 퇴적물의 입도와 높은 상관관계를 보일 뿐만 아니라 탄산염 함량과도 깊은 관계를 갖는 것으로 나타났다. 상대적으로 높은 탄산염 패각편의 함량은 해저면의 거칠기와 입도의 증기를 야기 시킨다. 동쪽의 사퇴가 없는 지역에서 높게 나타난 후방산란 음압 값은 조립한 입도와 상대적으로 높은 탄산염 패각편 함량의 영향을 반영하는 것으로 여겨진다.

**주요어 :** 멀티빔, 후방산란 음압, 표층 퇴적물, 입도

### 1. 서 론

해양공학, 해저자원탐사, 항만건설, 해저케이블 공사와 같은 해양산업이 급속히 발달하면서 수심뿐만 아니

라 표층 퇴적물에 대한 정확한 정보를 얻기 위하여 멀티빔을 이용한 해양탐사가 활발히 진행되어 왔다.

1980년대 멀티빔 시스템이 등장하면서 정확한 위치정보를 근거한 정밀수심 자료와 해저면 영상자료의 취득

\*Corresponding author: kong@kigam.re.kr

이 가능하게 되었고, 1990년대에는 멀티빔 소나에서 제공하는 후방산란 음압 자료를 이용한 해저 표층퇴적물의 특성 분류가 가능하게 되었다(Cutter *et al.*, 2003; Urgeles *et al.*, 2002). 최근에는 수층내 음파의 전달과정에서 나타나는 해저면의 음향특성을 고려하여, 해저면에서 반사되는 음향특성과 퇴적물의 지질학적 특성간의 상관관계를 정량화하려는 연구가 활발히 진행되고 있다(Gonidec *et al.*, 2003; Tang *et al.*, 2005).

우리나라는 1990년초 멀티빔이 처음 도입되었으나 당시 멀티빔은 해저지형 및 수로 조사를 위한 수심자료 취득에 주로 활용되어 후방산란 음압 자료를 이용한 해저면 특성에 대한 연구는 크게 관심을 끌지 못하였다. 1990년 말 이후 일부 연구자들에 의해 멀티빔 후방산란 음압의 오차요인을 분석 처리하는 연구가 수행하면서 후방산란 음압 특성과 해저면 퇴적물의 특성간의 상관관계에 대한 관심을 갖기 시작했다(박요섭, 2004).

수신된 음압강도는 해저면에서 반사되기 전에 사용된 멀티빔 장비의 특성(주파수, 입사각 등)과 음파가 전달되는 해수의 물리적 특성(수온, 염분 등)에 영향을 받는다. 따라서 어떤 지역에서 후방산란 음압자료를 이용하여 해저면의 특성을 정량적으로 구분하여도 그 결과를 다른 지역에 동일하게 적용하기는 어렵다(Collier and Brown, 2005). 하지만 같은 모델의 멀티빔 장비를 사용하고 조사지역 해수의 물리적 특성을 적절히 고려한다면, 후방산란 음압을 이용한 해저면 특성분류는 효과적인 접근방법으로 활용될 수 있다(Keeton and Searle, 1996).

후방산란 음압이 해저면에서 반사될 때, 해저면 거칠기, 입도, 그리고 체적산란에 영향을 받기 때문에 후방산란 음압의 변화는 해저면의 고유한 특성을 반영한다(Urick, 1983). 또한 후방산란 음압의 공간적인 변화는 해저면의 미세지형과 표층퇴적물 조직 변화에 대한 정보를 제공 한다(Davis *et al.*, 1996). 이러한 연구 결과들은 해저면에서 반사된 후방산란 음압이 여러 요인과 더불어 입도와 깊은 상관관계가 있음을 제시하고 있다(Edwards *et al.*, 2003; Knebel *et al.*, 1999). 그러나 일부 특정지역의 연구결과들은 후방산란 음압과 입도사이에 상관관계가 없음을 제시하기도 한다(Goff *et al.*, 2000).

표층퇴적물의 입도분포가 뚜렷이 구분될 때 즉, 자갈, 모래, 빨이 구별되어 분포하고 있는 해저면에서 측정한 후방산란 음압강도는 이들의 경계부에서 매우 뚜렷한 변화를 보인다(Davis *et al.*, 1996). 따라서 이러한 지역에서 후방산란 음압을 이용한 표층 퇴적물의

분류는 매우 용이하다. 그러나 퇴적물의 입도가 뚜렷이 구분되지 않는 경우, 예를 들어 대부분 모래로 구성된 사퇴지역에서 입도에 따른 음압강도의 변화를 구분하기는 어렵다.

본 연구에서 첫째, 후방산란음압에 영향을 미치는 요인들 중 입도에 따른 음압강도의 변화에 대하여, 둘째, 대부분 모래로 구성되어 입도의 변화가 뚜렷하지 않은 사퇴지역에서 나타나는 음압의 특성에 대하여, 셋째, 표층 퇴적물내 포함된 탄산염 함량이 후방산란 음압강도에 미치는 영향에 대하여, 넷째, Simrad EM950 멀티빔 시스템에서 취득한 후방산란 음압과 표층퇴적물의 특성사이의 상관관계에 대하여, 다섯째, 유사한 특성을 갖는 해저면에서 적용될 수 있는 Simrad EM950 멀티빔의 후방산란 음압에 대한 ground truthing 자료를 제공하고자 한다.

## 2. 지역 개관

### 2.1. 수심

황해 중동부지역은 수심 30 m를 기준으로 내대륙붕 해역과 외대륙붕 해역으로 나눌 수 있다. 내대륙붕 해역은 등수심선이 해안선과 평행하고 간격이 매우 넓기 때문에 대체적으로 매우 평坦하고 단조로운 지형적 특징을 갖는다. 반면에 외대륙붕 해역은 수심 50~90 m 사이에서 등수심선의 방향이 해안선과 평행하지 않고 등수심선의 간격이 매우 불규칙하여 복잡한 지형적 특징을 갖는다.

### 2.2. 조류

이 지역은 조류의 유속이 103~156 cm/sec를 보이는 대조차 환경 하에 있다. 사리와 조금간에 일부 연안지역에서 약 6 m정도로 매우 높은 수심 차이를 갖는다. M2분조의 조류는 주로 NE-SW(45°~225°)방향으로 하루 두 번의 왕복 흐름을 보이며, 해저면에서 80cm/sec의 속도를 나타낸다. 이러한 강한 조류는 황해의 여러 지역에서 퇴적물의 이동을 야기시키는 주요한 요인으로 작용하고 있다(Sternberg *et al.*, 1985).

### 2.3. 표층 퇴적물

표층퇴적물은 자갈, 모래, 빨로 크게 구성되어 있다. 세립한 퇴적물은 주로 남동부 해역의 수심 50~90 m 사이에서 우세하게 나타난다. 일부 섬 주변에서 소규모로 나타나는 자갈층을 제외하면, 대부분의 해역에서 조립한 모래, 나질 모래가 우세하게 나타난다. 내대륙

봉 해역에서 상대적으로 세립한 퇴적물이 우세하게 나타나는 것은 서해안에 인접한 하천으로부터 유입된 쇠설성 퇴적물들이 현재의 수력학적 환경하에서 이동, 퇴적했기 때문이다. 반면에 외대륙봉 해역에서 조립한 퇴적물들이 우세하게 나타나는 것은 홀로세 초기의 해침의 영향을 반영한다(Jung *et al.*, 1998).

#### 2.4. 사퇴

황해 중동부 해역의 외대륙봉에는 약 23 개의 사퇴가 넓게 분포하고 있다(Park *et al.*, 2006). 사퇴의 축은 주로 조류의 방향과 평행한 NE-SW 방향으로 발달되어 있다. 대부분 축이 긴 타원체 형태로서, 길이

30~200 km, 폭 3~13 km, 그리고 높이 13~25 m의 범위를 갖는다. 대부분 대칭 구조를 보이나 일부 연안과 인접한 곳에서는 육지쪽으로 가파른 경사를 갖는 비대칭 구조를 보인다. 사퇴의 등성이에는 모래파나 연흔이 크게 발달되어 있다. 이러한 사퇴들은 대부분 해수면 상승속도가 빠르고, 조류의 영향을 강하게 받았던 홀로세 초기에 형성된 것이다(Park *et al.*, 2006).

#### 3. 재료 및 방법

본 연구는 2005년 3월 24일~4월 5일 사이에 한국지질자원연구원이 수행한 “골재자원 정밀조사” 사업에

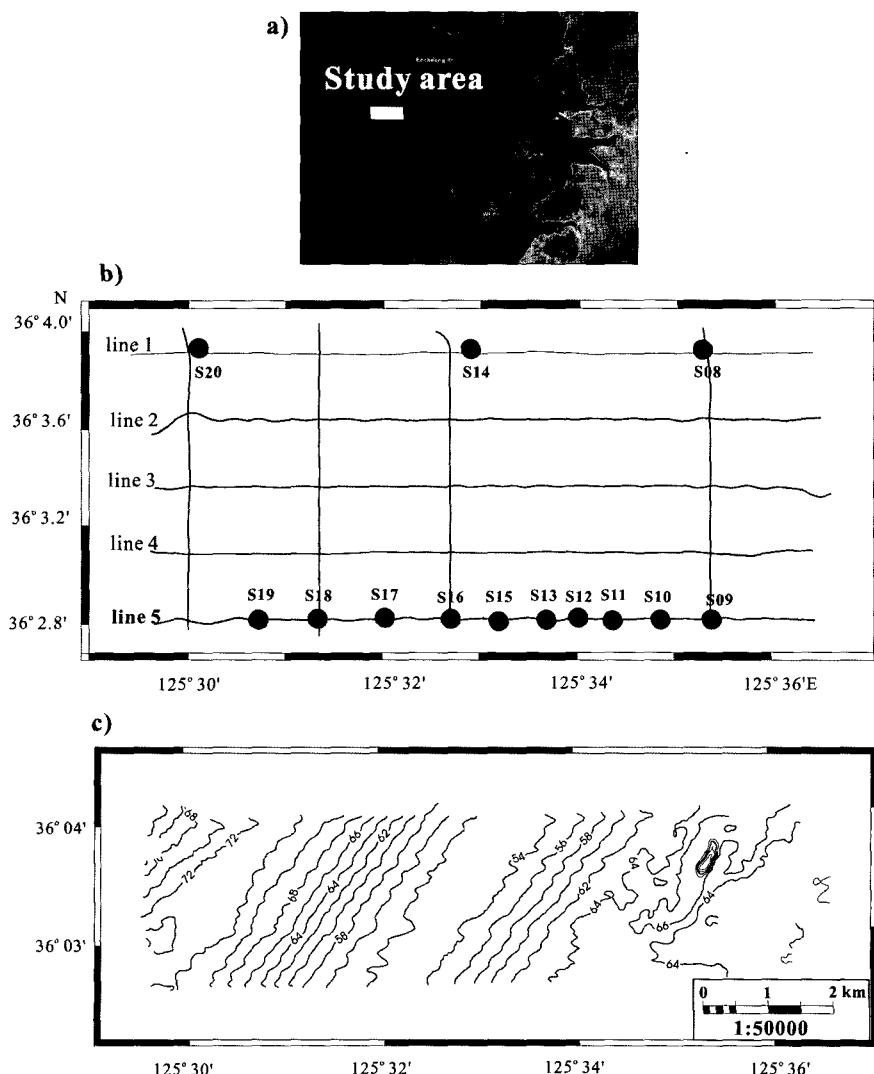


Fig. 1. Maps showing a) study area, b) track lines and sample sites, and c) bathymetry (m). Contours are 2 m.

서 전체 조사면적의 약 1/6에 해당하는 24 km<sup>2</sup>의 구역에서 취득한 멀티빔 수심 및 음압 자료, 그리고 표층 퇴적물 시료를 이용하였다. 연구지역은 전체 조사 지역 중 사퇴가 발달한 북쪽지역에 해당된다(Fig. 1).

### 3.1. 표층 퇴적물 성분

연구지역내 표층퇴적물의 분포를 파악하고 멀티빔 후방산란 음압 자료의 ground truthing 자료를 취득하기 위하여 Van veen 그랩이 사용되었다. 총 13개 지점에서 표층 시료가 채취되었고 후방산란 음압자료와의 비교를 위하여 측선 5번 선상에서 대부분의 시료가 채취되었다(Fig. 1).

입도분석을 위하여, 뱀을 거의 함유하지 않은 시료는 종류수를 이용하여 염분을 제거한 후 80°C로 건조하여 건식 체질을 하였다. 뱀을 많이 함유하고 있는 시료는 63 μm의 표준망체를 이용하여 습식체질한 후 뱀은 피펫 방법에 의해 1 간격으로 분석하였고 63 μm 이상의 모래와 자갈은 건식 체질하였다. 체질 후 얻은 각 입도구간별 중량과 입도구간의 중간 값을로 환산하여 입도별 중량분비를 구하였고, 자갈, 모래, 뱀의 상대적인 함량을 기준으로 Folk *et al.* (1970) 방법을 따라 퇴적물의 유형을 분류하였다.

표층 퇴적물내 탄산염의 함량을 측정하기 위하여 약 30 g 정도의 시료를 80°C로 건조시켜 수분을 완전히 제거 시킨 후 그 무게를 측정하였다. 건조된 시료에 약 10% HCl을 사용하여 탄산염 패각들을 분해시킨 후 그 무게 차이를 이용하여 탄산염 함량을 구하였다.

### 3.2. 영상분석기를 이용한 입도분석

Ground truthing 자료로 사용될 표층퇴적물의 입도분포를 보다 정확히 측정하기 위하여 ING plus사의 image-pro plus를 이용하였다. 측선 5번에서 채취한 10개의 시료를 63 μm의 표준망체를 이용하여 습식 체질 후 남은 시료를 80°C로 건조시켰다. 건조된 시료의 일부를 채취하여 트레이에 고르게 뿌린 후 실제 현미경 하에서 디지털 카메라를 이용하여 영상자료를 취득하였다. 촬영시 입자의 크기를 용이하게 식별할 수 있도록 4배의 고정배율을 선택하였다. 촬영한 영상자료를 image-pro plus를 이용하여 동일한 스케일하에서 각 입자의 장축과 상(aspect; 장축과 단축의 비)을 측정하였다. 장축의 길이를 기준으로 각 입자의 크기를 분류하였다.

### 3.3. 멀티빔 측심자료

멀티빔 수심 및 후방산란 음압 자료는 Simrad EM

950을 이용하여 취득하였다. Simrad EM950은 128채널과 95 kHz 주파수를 사용하여, 한 번의 평당 60개의 범을 생성한다. 각 범의 폭은 3.3°이고 전체 60개의 범의 폭은 최대 150°이다. 60개의 범 폭이 최대 일때 소해 폭은 직하방의 수심에 최대 7.4 배이다. 발신기의 음원 수준은 224 dB이며, TVG는 60 dB로 설정되어 있다(Simrad, 1998).

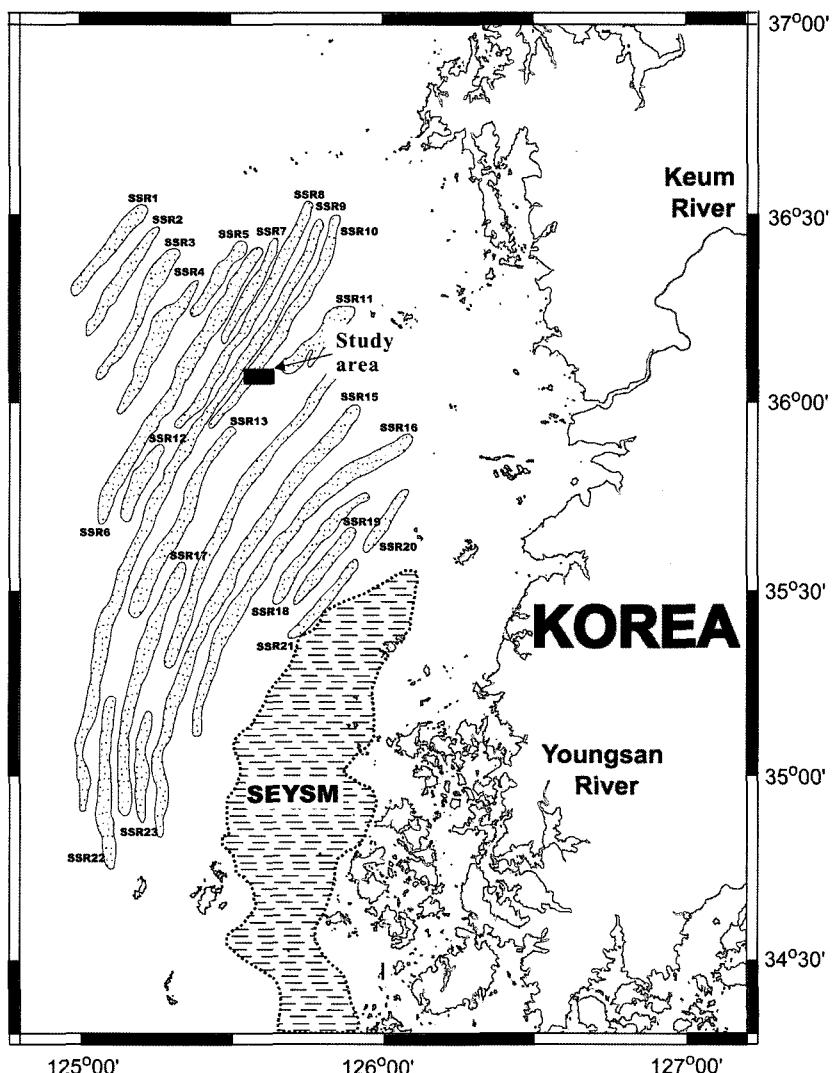
멀티빔 자료와 통합되는 위치와 시간 자료는 Trimble 사의 4000DS DGPS에서 수신된 값을 이용하였으며 DGPS 운용 시 요구되는 RTCM(the radio technical commission for maritime services) 보정신호는 해양 수산부의 어청도 기준국 값을 이용하였다. 수층내의 음 속 보정을 위하여 표층 음속은 AML 사의 Smart sound velocity profiler를 이용하여 실시간으로 측정하였다. 수직적인 음속 값은 수층의 특성이 달라지는 지역에서 필요시 Sippican 사의 XBT(type-10) probe sensor를 이용하여 측정하였다. 조석 값은 어청도 기준 값을 기준으로 시간과 위치에 따른 조고, 조시 차를 보정하여 적용하였다.

전체 580 line-km중 본 연구에 사용된 약 90 line-km는 동서방향의 6 개 측선과 남북방향의 일부 측선을 포함한다. 탐사시 선속은 평균 5 knot를 유지하였고 각각의 측선에서 취득한 수심 값들이 최외곽에서 10% 이상씩 중첩되도록 하였다. 멀티빔 자료의 도면화를 위해 적용된 기준 좌표계 및 도법은 WGS84 및 UTM (zone 51)을 이용하였다.

## 4. 결 과

### 4.1. 지형특성

군산항으로부터 서쪽으로 약 120 km에 위치한 조사 지역은 대규모의 사퇴가 넓게 분포하고 있는 지역으로서 Park *et al.*(2006)이 제시한 Self Sand Ridges (SSR) 10번의 남쪽 가장자리에 해당한다(Fig. 2). 등수심선의 분포는 54~74 m 내외를 보이며, 중앙에 위치한 사퇴를 기준으로 서쪽과 동쪽해역 사이에 뚜렷한 수심 차이를 보인다(Fig. 3). 서쪽해역의 등수심선은 대부분 사퇴의 영향을 받아 사퇴의 정상부와 일정한 간격으로 평행하게 발달되어 있다. 동쪽해역은 Park *et al.*(2006)이 제시한 대류봉사퇴 SSR10과 SSR11 사이에 해당되는 지역으로 대체적으로 넓고 평탄하지만 SSR10과 인접한 구간에서 불규칙한 해저면을 보인다. 특징적으로 동쪽해역의 북쪽에 길이 600 m, 폭 300 m, 그리고 해저면하 깊이 8 m를 갖는 좁고 깊은 타원



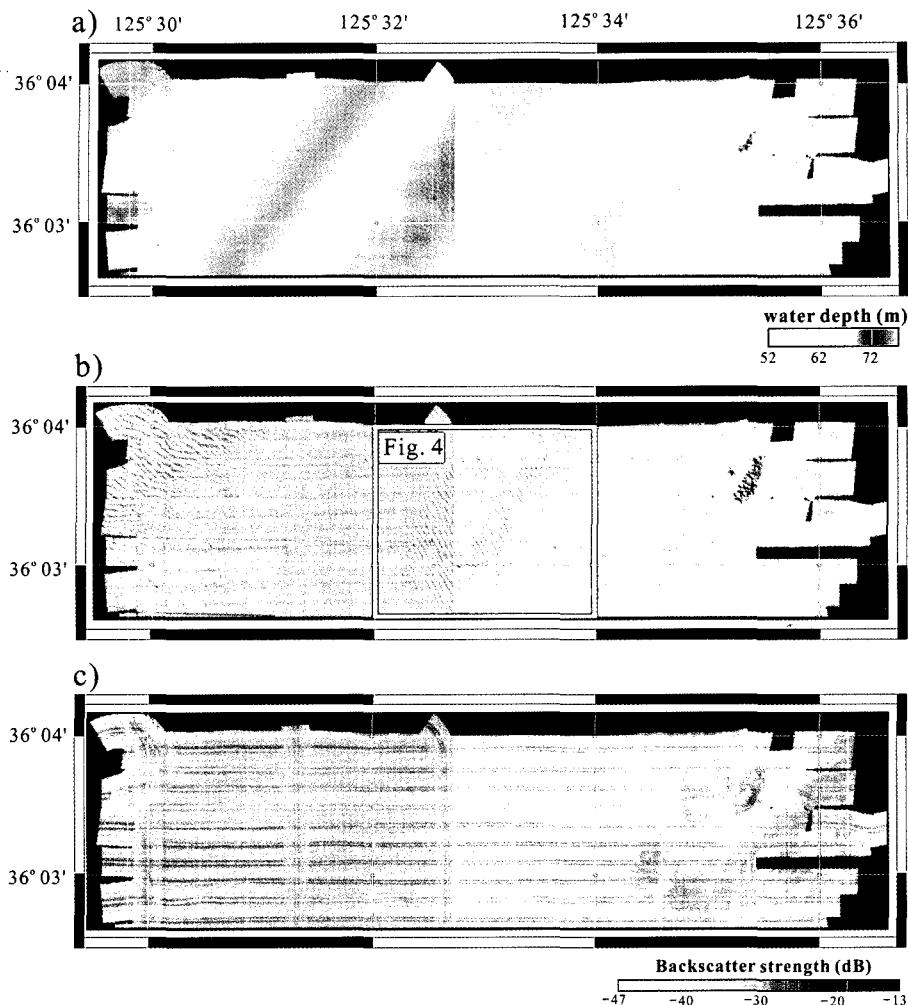
**Fig. 2.** Distribution map of the shelf sand ridges (SSR) in the eastern Yellow Sea. SEYSM denotes the southeastern Yellow Sea mud deposits (after Park *et al.* 2006).

체의 웅덩이(max. depth 78 m)가 나타난다(Fig. 3). 이것은 자연적으로 형성된 지형이 아닌 골재 채취에 의해 인위적으로 형성된 것으로 보인다(한국지질자원연구원, 2005).

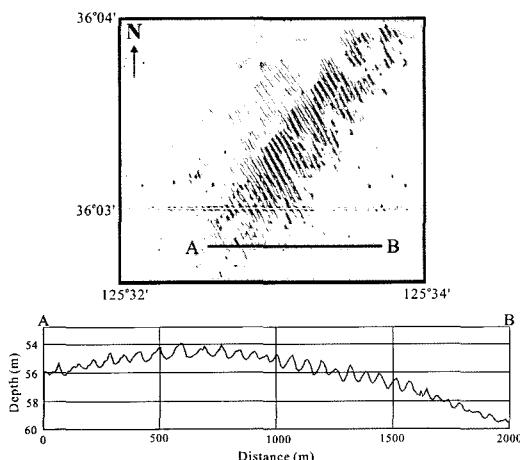
조사지역의 중앙에서 NE-SW(50°)방향으로 발달한 사퇴는 폭 7.7 km, 높이 18 m의 규모를 보이며(Fig. 3), 그 길이는 약 80 km 정도이다(Park *et al.*, 2006). 사퇴의 서쪽 경계부에서는 약 72 m, 동쪽 경계부는 64 m, 그리고 정상부에서 54 m의 수심을 보인다. 정상부를 기준으로 좌우대칭 구조가 잘 발달되어 있는데 이러한 구조는 주로 창조류와 낙조류의 세기가 서로 비

슷한 지역에서 우세하게 나타난다(Kenyon *et al.*, 1981).

조사지역 중앙부에 위치한 사퇴의 동측 상부 경사면에서 NNW-SSE(30°) 방향의 모래파(sand wave)가 높이 0.5~1 m, 폭 40~80 m, 길이 1.5~2.4 km의 규모로 넓게 발달되어 있다(Fig. 4; Fig. 5). 모래파는 평균 0.7°의 경사를 보이며 NNE(50°)방향에서 가파른 경사를 갖는다. 조사지역의 서북부 지역에서도 일부 모래파가 나타나며 위치상 Park *et al.*(2006)이 제시한 SSR09의 남쪽 가장자리에 해당된다. 조사지역 중앙부의 SSR10과는 약 0.9 km의 거리를 두고 있으며 사퇴



**Fig. 3.** 3-types maps showing a) color bathymetry b) sun illumination, and c) backscatter strength.



**Fig. 4.** Sand waves covering the upper slope of sand ridge.

하부에서 나타나는 모래파는 조사지역 중앙의 상부 경사면에서 나타나는 모래파와 다른 방향을 갖는다. 서북부의 모래파는 중앙부의 모래파와 달리 NW-SE 방향으로 발달되어 있고, 사퇴의 하부 경사면에서 우세하게 나타나며, 모래파사이 골이 상대적으로 넓게 분포한다.

#### 4.2. 표층 퇴적물의 특성

총 13개 정점에서 측정된 표층퇴적물의 특성은 Table 1에서 보는 바와 같다. 평균입도(Mz)는 1.54~2.32 범위를 보이며 대부분의 사퇴지역에서 세립사가 우세하다. 그러나 정점 S08, S09, S10, S12, S14가 위치한 동부 지역에서 2.0이하의 중사가 우세하게 나타난다.

전체 지역에서 분급도는 0.37~0.83 범위를 보이며 조사지역 동쪽의 정점 S08, S09, S10에서 0.68~0.83 사이의 비교적 높은 값을 보인다. 이것은 세립사가 우세하게 분포하고 있는 서부와 중앙 지역에 비해 동부 지역이 분급이 비교적 불량함을 가리킨다.

왜도는 -0.32~0.09 범위이며 0에 가까운 값을 보여 대부분 조사 해역의 표층 퇴적물이 단일 모드의 세립사로 구성되어 있음을 보여준다. 일부 음(-)의 왜도 값들이 정점 S08, S09, S10에서 나타나는데 이는 조사 지역의 동부지역이 주로 조립한 퇴적물로 구성되어 있

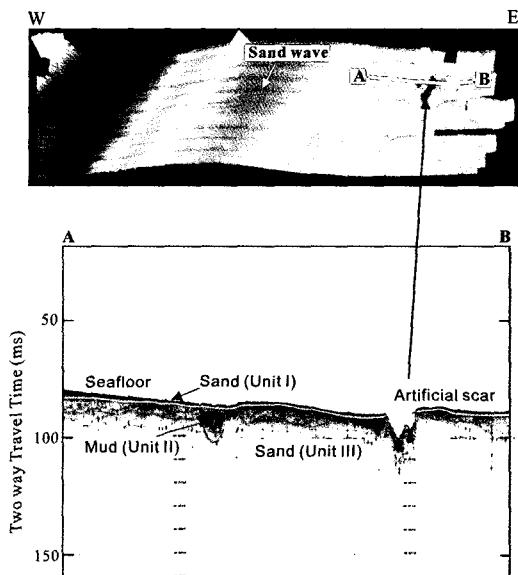


Fig. 5. Bathymetry image of the study area and chirp sub-bottom profile showing the artificial seabed features (한국 지질자원연구원, 2005).

Table 1. Textural parameters and sediment composition of surface samples on the line 5.

Samples	Depth (m)	Mz( $\phi$ )	Sorting	Skewness	Kurtosis	Gravel (%)	Sand (%)	Mud (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)
S08	67.0	1.6	0.68	-0.03	0.89	0	98.62	0.04	1.34
S09	66.0	1.54	0.83	-0.29	1.04	0.3	98.10	0.2	1.40
S10	66.5	1.81	0.8	-0.32	1.5	4.51	95.04	0	0.45
S11	69.0	2.32	0.44	0.08	1.27	0.14	98.81	0.43	0.62
S12	68.5	1.94	0.53	0.04	0.99	0.05	99.21	0.02	0.72
S13	66.0	2.31	0.37	0.09	1.18	0	99.28	0.22	0.50
S14	58.6	1.78	0.4	0.01	0.96	0	99.33	0	0.67
S15	63.4	2.24	0.38	0.02	1.13	0.29	99.00	0.07	0.63
S16	59.4	2.28	0.41	0.03	1.17	0.01	98.84	0.31	0.84
S17	59.4	2.25	0.37	0.03	1.1	0.26	98.96	0.01	0.77
S18	65.0	2.2	0.44	-0.02	1.21	0	98.83	0.24	0.93
S19	71.0	2.13	0.43	0.01	1.11	0	99.31	0.08	0.62
S20	73.8	2.22	0.49	0.09	1.13	0	99.06	0.29	0.65

Mz: mean grain size ( $\phi$ )

으나 부분적으로 세립한 빨이 혼재되어 분급이 불량해진 것으로 보인다.

Fig. 6에서 보는 바와 같이, 자갈의 함량은 0~4.51%의 분포를 보이며 최대값을 보이는 정점 S10을 제외하면 대부분의 정점에서 거의 나타나지 않는다. 모래의 함량은 95.04~99.33%로서 조사지역이 대부분 모래로 덮여 있음을 보여주며, 자갈이 나타나는 정점 S10

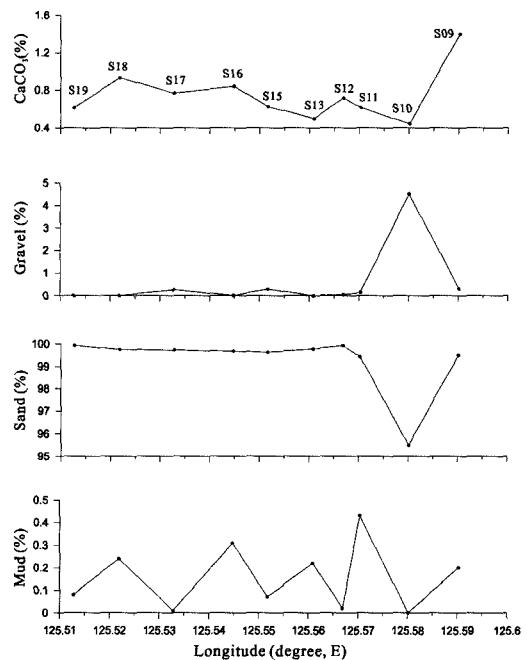


Fig. 6. Horizontal distributions of calcium carbonate, gravel, sand, and mud contents (%) of the surface sediments on the line 5.

**Table 2.** Grain size distribution and aspect ratio measured by image analysis tool.

Samples	Grain size ( $\phi$ )	Objects (%)	Mean aspect	Max aspect	Mean diameter (mm)	Max diameter (mm)
S9	5					
	4	1.4	1.145	1.145	0.117	0.117
	3	35.6	1.353	1.848	0.189	0.242
	2	56.2	1.540	2.509	0.332	0.460
	1	2.7	1.681	1.766	0.554	0.577
	5	1.8	10.787	10.787	0.052	0.052
S10	4	7.0	1.231	1.506	0.109	0.118
	3	75.4	1.405	2.345	0.182	0.247
	2	12.3	1.777	2.707	0.297	0.432
	1					
	5	2.5	9.085	9.085	0.031	0.031
	4	17.5	1.264	1.600	0.110	0.118
S11	3	67.5	1.543	2.651	0.179	0.240
	2	10	1.600	2.190	0.304	0.326
	1					
	5	3.8	5.499	6.493	0.055	0.062
	4					
	3	52.8	1.424	2.223	0.192	0.248
S12	2	35.8	1.522	2.403	0.309	0.408
	1	1.9	3.083	3.083	0.554	0.554
	5	1.9	4.689	4.689	0.037	0.037
	4	1.9	5.350	5.350	0.106	0.106
	3	72.2	1.384	2.296	0.187	0.243
	2	11.1	1.648	2.030	0.289	0.321
S13	1					
	5	3.64	11.279	18.880	0.049	0.053
	4	1.82	1.090	1.090	0.120	0.120
	3	56.36	1.416	1.985	0.189	0.243
	2	20.00	1.800	2.501	0.303	0.360
	1					
S15	5					
	4	6.0	1.105	1.171	0.112	0.124
	3	76.0	1.471	2.202	0.188	0.238
	2	12.0	1.994	2.879	0.317	0.450
	1					
	5					
S16	4	12.1	1.300	1.496	0.120	0.123
	3	72.7	1.428	2.030	0.192	0.246
	2	15.2	1.822	2.292	0.280	0.300
	1					
	5					
	4	13.5	1.338	1.579	0.117	0.125
S18	3	73.0	1.439	2.093	0.179	0.243
	2	13.5	1.705	2.281	0.269	0.295
	1					
	5	5.9	6.879	9.064	0.033	0.039
	4	11.8	1.343	1.521	0.105	0.125
	3	55.9	1.374	1.824	0.180	0.243
S19	2	20.6	1.724	2.381	0.329	0.424
	1					

에서 상대적으로 낮은 값을 보인다. 뺄은 0~0.43% 사이로 매우 낮은 값을 보인다. 표층 퇴적물내 탄산염의

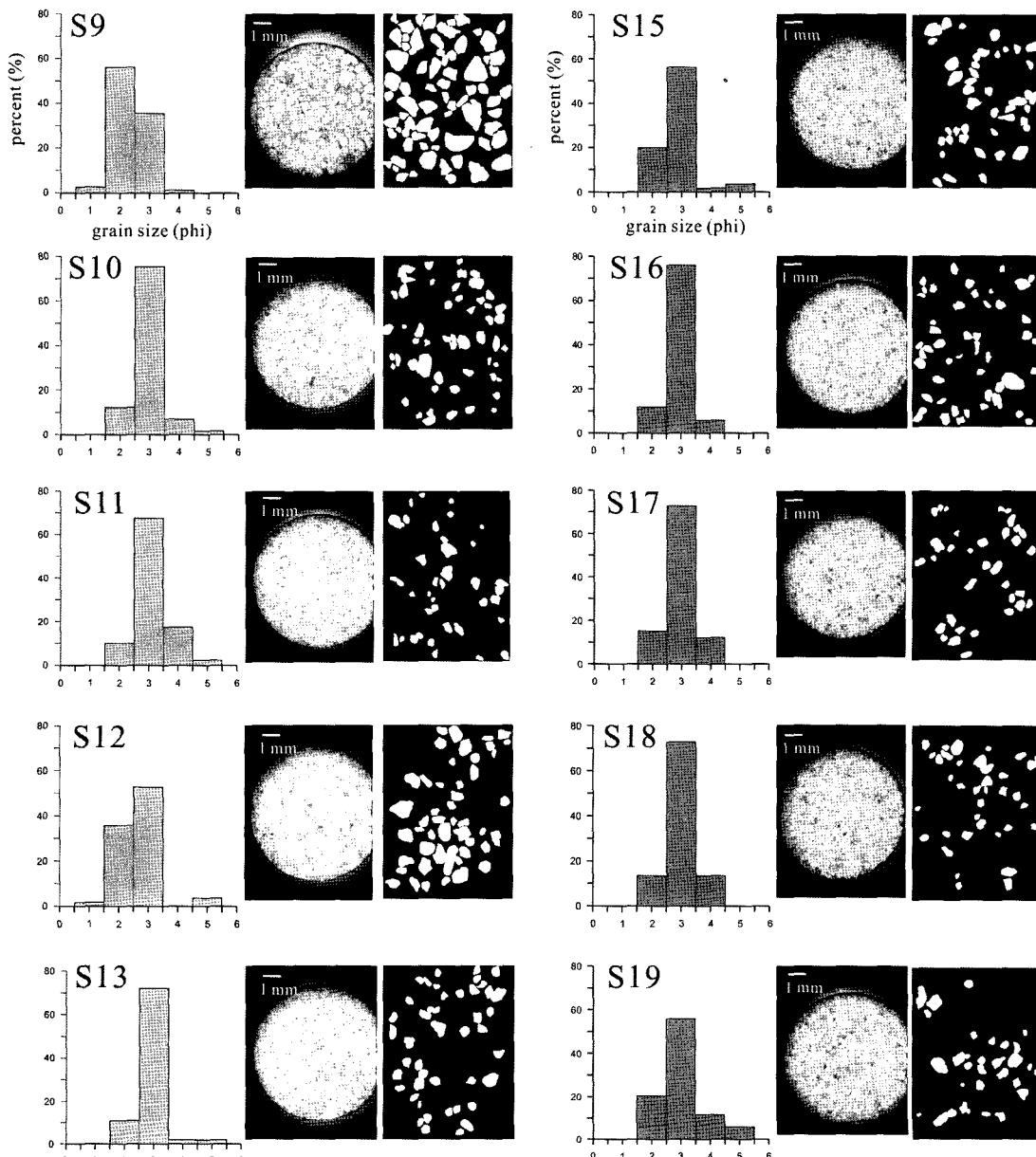
함량은 0.50~1.4% 범위를 갖으며 조립한 퇴적물이 우세한 정점 S08, S09에서 비교적 높게 나타난다.

### 4.3. 영상분석기를 통한 입도분포 특성

어떤 특정지역의 멀티빔 음압과 해저 퇴적물의 특성 간 상관관계를 파악하기 위하여 그랩, 코아 또는 해저 사진을 이용하여 실제 해저면 특성 자료를 취득하고 이것을 음압자료와 비교하는 절차를 ground truthing이라 한다(Blondel and Murton, 1997). 이러

한 ground truthing을 보다 정확히 측정하기 위하여 측선 05 선상에 분포하고 있는 10개의 정점에서 채취한 표층시료를 습식 및 건식 채집방법과 별도로 영상 분석기를 통하여 각 정점별 입도를 다시 측정하였다 (Table 2, Fig. 7).

정점 S12, S15, S19, S09에서 2φ와 3φ가 대체적으



**Fig. 7.** Bar charts and grain images showing grain size variations of surface sediments. Grain size was measured by image analysis tool.

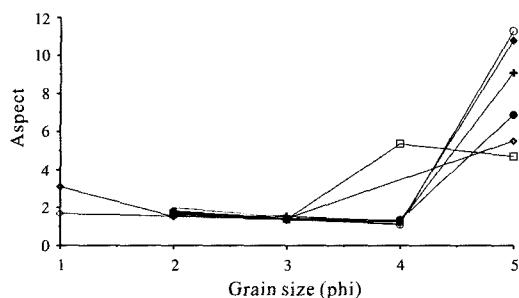


Fig. 8. Aspect ratios vs. grain size by image analysis tool.  
Aspect ratios rarely change between 1 and 4 $\phi$ .

로 우세하나, 3 $\phi$ 가 다소 더 높게 나타난다. 그러나 정점 S09에서는 2 $\phi$ 가 3 $\phi$  보다 더 높게 나타난다. 나머지 정점 S10, S11, S13, S16, S17, S18에서는 3 $\phi$ 가 매우 우세하게 나타난다. 1 $\phi$ 의 조립사는 정점 S09, S12에서만 소규모로 나타나며, 5 $\phi$ 의 세립한 입자들은 정점 S10, S11, S12, S13, S15에서 1.8~3.8% 범위를 보인다.

입자의 상(aspect)을 통하여 조사지역에 분포하고 있는 입자들의 장단축의 비율을 측정한 결과(Fig. 8), 모든 정점에서 5 $\phi$  입자는 4.7~11.3, 4 $\phi$  입자는 1.09~

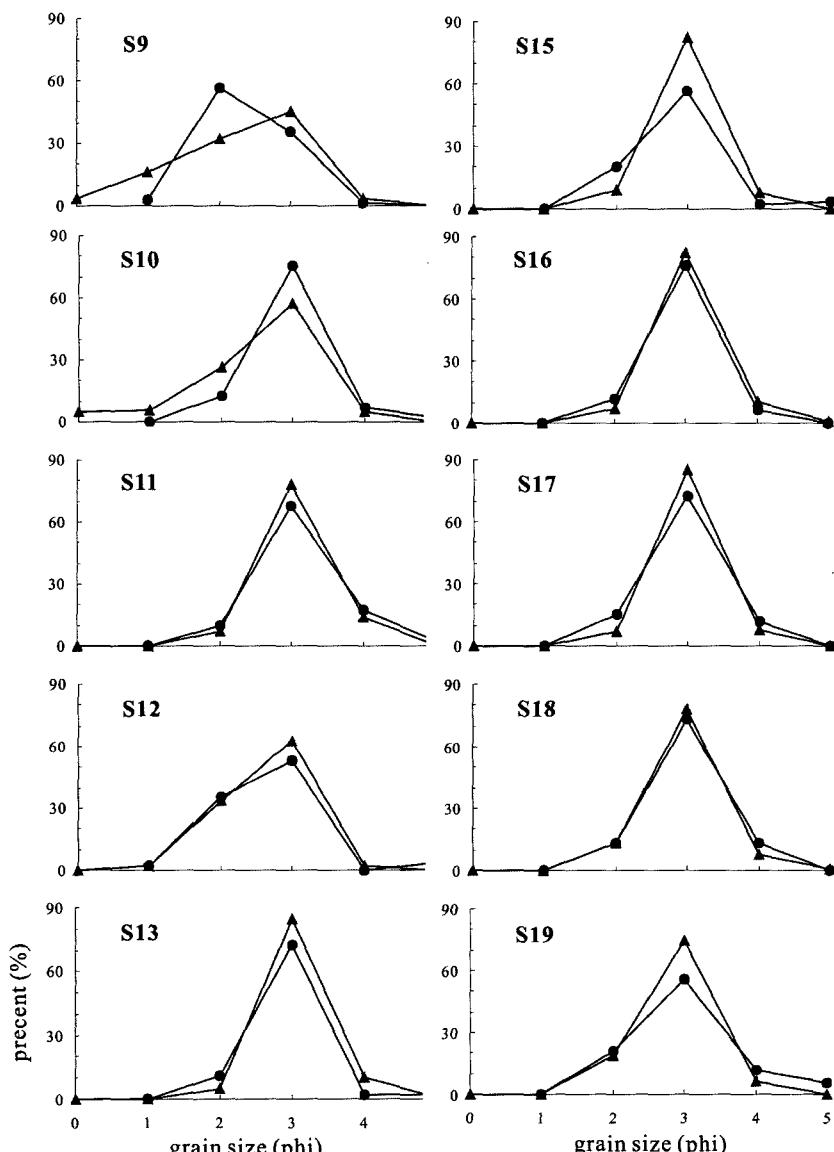


Fig. 9. Comparison of grain size between dry sieving (triangle) and image analysis tool (circle).

5.35, 3Φ 입자는 1.35~1.54, 2 Φ 입자는 1.5~1.99, 1 Φ 입자는 1.68~3.08 사이의 상을 보인다. 전체적으로 5Φ 입자들의 상은 5~12 사이의 높고 큰 변동을 보였으나 이를 제외한 4 이하의 조립한 입자들의 상은 2이하의 값을 갖는다. 이것은 조사지역의 표층 퇴적물의 대부분을 차지하는 모래입자들이 대부분 구형에 가까운 형태를 갖고 있으나, 점토 입자들은 장단축의 비가 매우 불규칙할 뿐만 아니라 단축에 의해 장축이 매우 긴 타원형태에 가까운 것으로 나타났다.

기존의 건식 체질법을 이용하여 분류한 각 정점별 입도와 디지털 영상 분석기를 이용하여 분류한 입도를 비교한 결과는 Fig. 9에서 보는 바와 같다. 전체적인 형태는 정점 S09를 제외하면 모두 단모드 형태를 보이며, 3Φ 입자가 우세한 것을 볼 수 있다. 두 방법 사이의 입도 차이를 살펴보면, 디지털 영상 분석법에서는 세립한 5Φ 입자가 소량 나타나지만 건식 체질법에서는 5Φ 입자가 전혀 나타나지 않는다. 또한, 건식 체질법에서 소량의 0Φ 입자가 나타나지만 디지털 영상 분석법에서는 나타나지 않는다. 특히, 정점 S09, S10에서 건

식 체질법을 통한 입도분포가 디지털 영상분석 방법보다 상대적으로 더 조립하게 나타난다.

이러한 분석 방법간 차이는 건식 체질을 할 때 체망에 걸리는 입자들이 항상 일정한 방향을 유지하지 않을 때 발생될 수 있다. 즉, 장축은 망을 통과할 수 없으나 단축이 통과할 경우, 어떤 입자는 통과하고 어떤 입자는 통과를 못하게 될 것이다. 반면에, 디지털 영상 분석시에는 축출한 시료의 대표성에 문제가 있을 수 있다. 즉, 많은 양을 함께 분석할 수 없기 때문에 입의로 선택된 입자들이 전체를 대표하지 못하는 문제가 발생할 수 있다.

#### 4.4. 퇴적물 입도와 후방산란 음압의 관계

측선 5번을 따라 측정된 후방산란 음압 값은 전체 60개의 빔 중 좌현의 15 번 빔을 기준으로 측정하였다 (Fig. 10). 탐사 중 EM950의 coverage angle이 127°로 설정되어 있기 때문에 빔 15번의 입사각은 좌현으로 약 30°에 해당한다. 직하방 범위에 속하는 입사각 0~ $\pm$ 15°에서는 전반사되는 음향신호의 영향을 크게 받

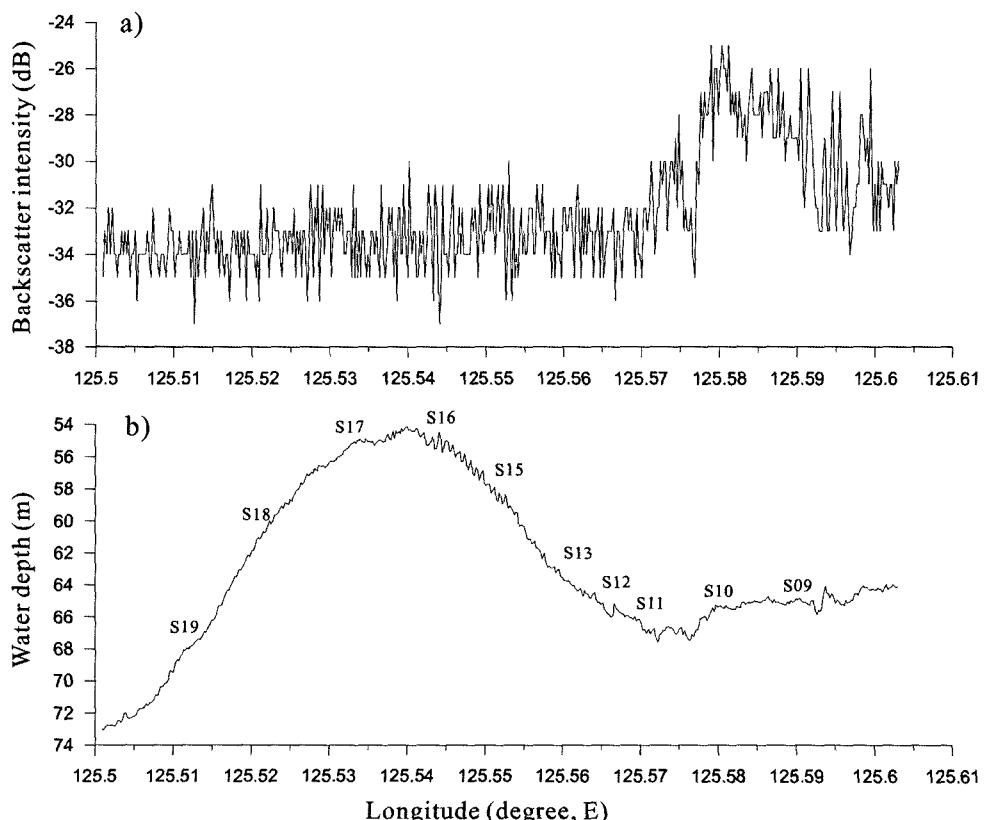


Fig. 10. Profiles of backscatter strength (dB) and water depth (m) on the line 5.

고, 또한 최외곽 범은 입사각이 매우 크기 때문에 반사되는 음압 값의 감쇄가 상당히 크게 일어난다. 이러한 점을 고려하였을 때 범 15 번에서 측정한 후방산란 음압 값은 해저면의 매질특성을 비교적 잘 반영할 수 있을 것으로 생각된다.

Fig. 10에서 보는바와 같이, 정점 S19, S18, S17은 사퇴의 서쪽 사면에, 정점 S16, S15, S13, S12, S11은 사퇴의 동쪽 사면에, 정점 S10과 S09는 평탄한 해저면에 위치한다. 사퇴의 서쪽사면의 경사는 약  $0.32^\circ$ , 동쪽사면의 경사는  $0.19^\circ$ 로서 상대적으로 서쪽사면이 더 가파른 것으로 나타났다. 또한 서쪽사면은 두드러진 해저면의 특징이 나타나지 않으나 동쪽사면은 모래파가 크게 발달하고 있다. 사퇴가 없는 동쪽의 해저평지는 수심 64~65 m사이의 경사가 거의 없는 완만한 지형을 보이나 해저면의 구조는 상대적으로 거칠다.

주로 세립사로 덮여있는 사퇴의 서쪽 경사면의 후방산란 음압 값은 -35~-33 dB 범위의 비교적 작은 변동 폭을 갖는다. 한편, 사퇴의 동쪽 경사면에서 후방산란 음압은 모래파가 우세하게 나타나는 상부경사면에서 -35~-31 dB사이, 모래파가 약하게 나타나는 하부경사면에서 -35~-32 dB 사이의 변화를 보인다. 정상부를 기준으로 두 경사면을 비교하였을 때 동쪽 경사면에서 상대적으로 더 높은 음압 값과 큰 변동 폭을 갖는 값들이 우세하게 나타난다. 정점 S10과 S09가 위치한 동쪽 해저평지에서 후방산란 음압 값은 급격한 증가와 큰 폭의 변동을 보인 후 다시 감소한다. 정점 S10 부근에서 후방산란 음압은 -28~-26 dB 사이의 매우 높은 값을 갖고 정점 S09 부근에서 -33~-26 dB 사이의 매우 큰 폭의 변동을 보인다. 표층 퇴적물의 입도분석 결과는 정점 S10에서 소량의 자갈과 mud ball을 함유한 세립사가, 정점 S09에서 소량의 페각편을 함유한 중립사 또는 조립사가 우세한 것으로 나타났다.

측선 5번에서 측정된 후방산란 음압 값의 공간적인 분포 변화를 살펴본 결과(Fig. 11), 전체구간에서 -37~-24 dB의 범위를 갖으며 -33 dB가 가장 우세하고, -28 dB에서 소규모의 고봉이 나타난다. 측선 5번의 전체 구간에서 양모드 형태를 보이나, 사퇴구간과 동쪽의 해저평지 구간을 각각 나누어 살펴보면 뚜렷한 음압특성의 차이를 보인다. 사퇴구간에서는 -36~-30 dB 사이의 표준편차가 매우 좁은 정규분포를 보인 반면, 불규칙한 해저평지 구간에서는 -36~-24 dB사이의 표준편차가 매우 넓은 비정규분포를 보인다. 이것은 황해 동부의 사퇴구간에서 나타나는 세립사의 후방산란 음압 값이 평균  $-33 \pm 3$  dB 값을 보임을 알 수 있다. 불규칙

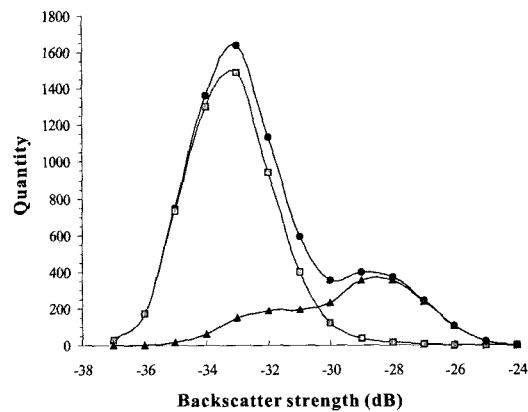


Fig. 11. Quantity of backscatter strength counted from all of the line 5 (circle), the sand ridge area (rectangle), and the eastern irregular seabed area (triangle) respectively.

한 해저면 구간에서 높게 나타나는 후방산란 음압 값, 그리고 넓은 범위의 변동 폭은 이 지역의 표층 퇴적물의 분급이 상대적으로 매우 불량하며, 세립사보다 더 조립한 퇴적물로 덮여 있음을 지시한다.

측선 5번 선상에 위치한 10개의 정점에서 각각의 후방산란 음압의 종단면을 취득하였다(Fig. 12). 대부분의 정점에서 나타나는 후방산란 음압의 종단면은 송수신기의 직하방에서 높은 음압과 큰 변동 폭을 보이며, 외곽으로 갈수록, 입사각이 증가할수록 낮은 음압 값과 좁은 변동 폭을 보인다. 정점 S09와 S10을 제외한 대부분의 정점에서 후방산란 음압 종단면은 매우 유사한 형태를 보인다. 송수신기의 직하방을 제외하면 대부분 -37~-31 dB의 범위를 갖고며 평균 -34 dB를 보인다. 정점 S09에서 후방산란 음압의 종단면은 다른 정점에 비해 -34~-28 dB 사이의 더 높은 값을 보이나 그 형태는 유사한 것으로 나타났다. 정점 S10에서 후방산란 음압 종단면은 입사각  $\pm 30^\circ$  이상에서 급격히 감소하는 매우 독특한 형태를 보인다. 즉, -37~-27 dB 사이의 넓은 변화를 보이나 입사각  $\pm 30^\circ$  이내에서 -31~-25 dB의 높은 값을 보인다.

Fig. 13은 모래채취에 의해 인위적으로 형성된 웅덩이주변에서 측정된 후방산란 음압의 종단면을 보여준다. 직하방에서 20 dB, 외곽에서 15 dB의 높은 변동 폭을 갖는다. 입사각이 증가할수록 음압이 감소하는 일 반적인 형태와 달리 외곽으로 갈수록 음압이 감소하지 않는다. 최대값은 -24~-18 dB사이, 최소값은 -39~-32 dB사이에서 나타나는데 이는 사퇴구간이나 해저 평지에서 측정된 값과 비교하였을 때 최대값은 더 크고, 최소값은 더 낮은 특징을 갖는다.

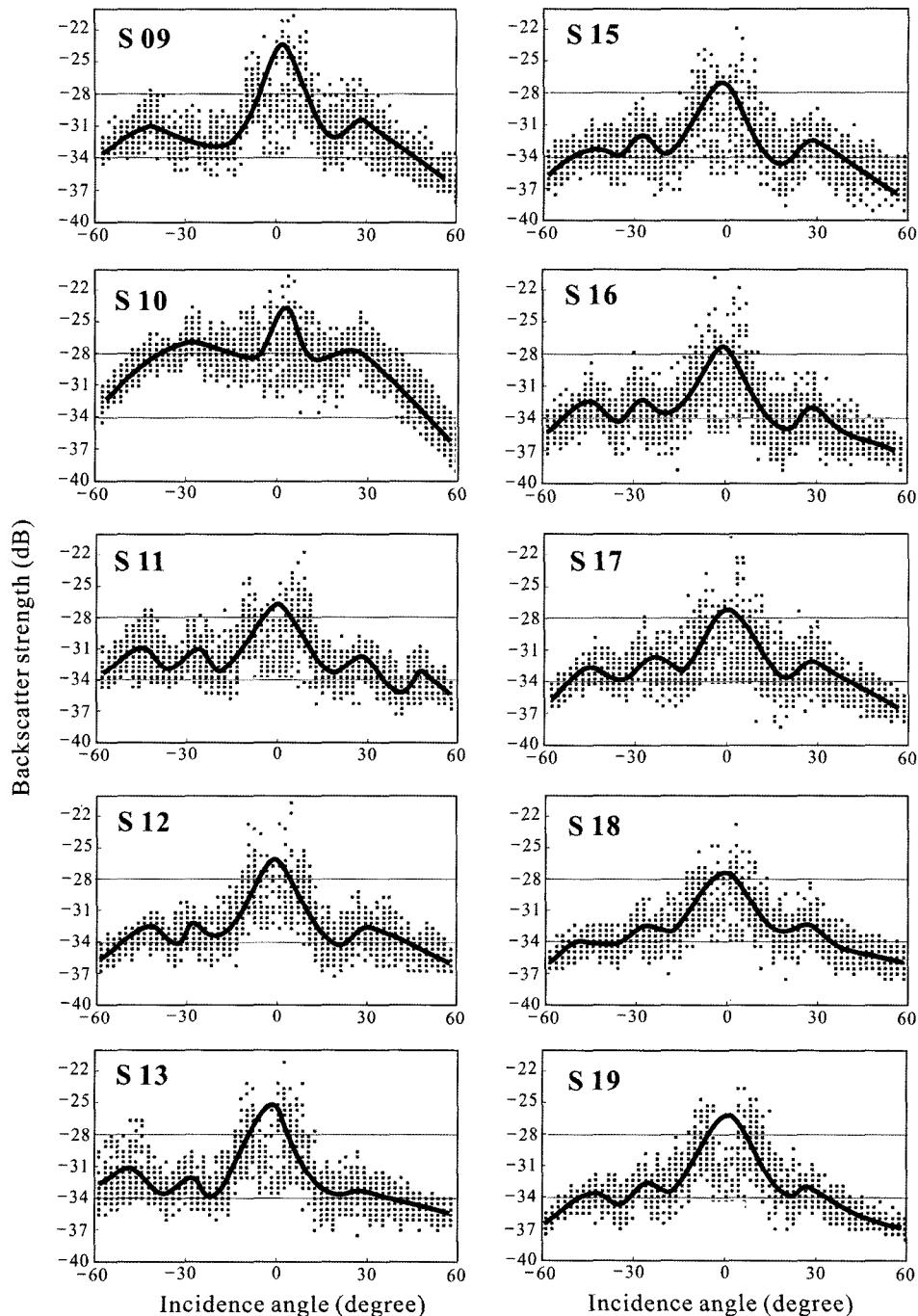
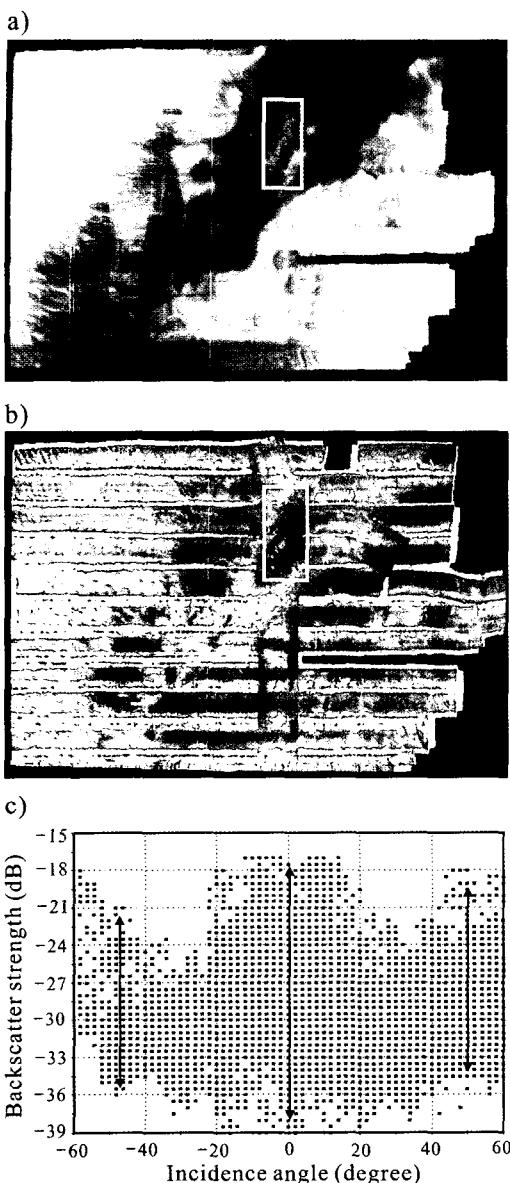


Fig. 12. Backscatter strength profiles around surface sampling sites.

## 5. 토    의

### 5.1. Simrad EM950 장비의 후방산란 음압 특성 멀티빔 측심기는 해저면에서 반사되는 음파의 2

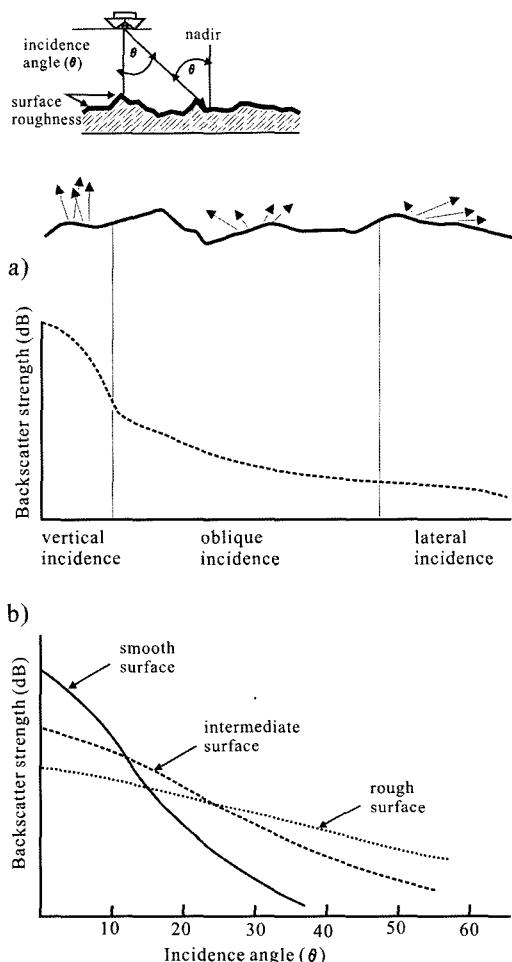
way-travel time을 음속 값에 적용하여 계산되는 수심 자료와 해저면에서 반사되는 후방산란 음압 강도 자료를 함께 제공한다. 소나 공식에 따르면, 해저면 으로부터 후방산란된 음파 강도는  $EL = SL - 2TL + BS$ 로 표



**Fig. 13.** a) 3D-bathymetry image and, b) backscatter strength of the eastern area of the study area, c) backscatter profiles at the artificial subsidence zone.

기된다(Urick, 1967). 여기서, EL은 수신된 음파 강도, SL은 트랜스듀서에서 발사된 음원준위, 2TL은 음파가 수층을 왕복 이동할 때의 전달손실(물과의 마찰에 의해 감소되는 양), BS는 해저면에서 산란되어 돌아오는 음파의 강도를 의미한다.

멀티빔 장비회사마다 트랜스듀서의 음파강도는 서로 다르기 때문에 각 장비는 각각의 고유한 발사 음파강도 값을 갖고 있다. 본 연구에 사용된 Simrad



**Fig. 14.** Variations of backscatter profiles depending on extent of a) incidence angles b) surface roughness (Mayer, 2000).

EM950의 발사 음파강도는 224 dB이다. 전달 손실(TL)은 수심이 증가할수록 기하급수적으로 증가 한다. 수층내에서 음파가 구형으로 퍼져나가고 수층내에서 흡수가 일어나기 때문에 다음과 같이 표기할 수 있다. 즉,  $2TL = 2\alpha R + 40 \log R$ (Hammerstad, 2000). 여기서  $\alpha$ 는 흡수계수(dB/km), 그리고  $R$ 은 수심(m)이다. 흡수계수( $\alpha$ )는 수온, 염분, pH, 수심, 음속, 그리고 주파수의 함수로서 Simrad EM950의 경우 30 dB/km를 적용한다. 따라서 이론적으로 위의 소나공식에서 수신된 음파 강도(EL)로부터 후방산란 음압 강도(BS)를 구할 수 있다.

후방산란 음압 강도는 트랜스듀서에서 발사된 음압과 수신된 음압에 대한 비로 표현되며, 일반적으로 신호의 입사각, 주파수 특성, 해저면의 거칠기, 그리고 해

저면의 매질특성이 영향을 받는다(Simrad, 1998). 각각의 요인들이 수신된 음압 값에 함께 섞여있기 때문에 정량적으로 정확히 구분하기 어렵지만, 일련의 가정과 실험을 통하여 그 영향을 비율로 정하고 상쇄시키는 방법을 사용하면 그 구분이 가능하다(박요섭, 2004).

Fig. 14a)는 입사각에 따른 후방산란 음압 강도의 변화를 나타낸다. 수심 40 m이내에서 동일한 매질로 추정되는 해저면에서 취득한 값을 근거로 한다. 직하방 구간에서 음파의 전반사의 영향으로 후방산란 음압 값이 매우 높게 나타난다. 그러나 입사각이 증가하면서 전반사의 영향에서 벗어나고, 왕복거리가 증가하게 되어 해저면의 매질의 성분과 무관하게 후방산란 음압이 약화된다. 하지만 이러한 입사각에 따른 빔 악화현상은 사용되는 주파수와 매질의 특성에 따라 달라질 수 있다(Mayer, 2000). 동일한 매질로 구성된 해저면에서 측정된 음압은 입사각이 증가할수록 빔 악화 현상이 일어나기 때문에 직하방에서 가장 높은 음압 값을, 최외곽에서 가장 낮은 값을 갖게 된다. 일반적으로 수신기의 직하방에서 높은 음압 값이 나타나는 것은 전반사되는 음파의 영향을 받기 때문이다. 따라서 직하방에서 측정된 음압을 후방산란 음압으로 사용하기 어렵다.

Fig. 14b)는 동일한 매질에서 측정된 음압이 해저면의 거칠기에 따라 변화되는 것을 도식화하였다. 해저면이 단조로운 경우, 전반사의 영향으로 직하방에서 상대적으로 높은 값을 갖으나 입사각이 증가할수록 수신기로 반사되는 에너지가 급격히 감소하여 산란되는 에너지도 감소하게 되는데, 일반적으로 입사각이  $30^{\circ}$  이상이 되면 후방산란 음압은 급격히 감소한다. 반면에 해저면이 거친 경우, 산란이 크게 증가하기 때문에 직하방에서 전반사 되는 에너지는 낮으나, 입사각에 따른 후방산란 음압 값은 전체구간에서 상대적으로 높게 나타난다.

Fig. 15는 입도에 따른 후방산란 음압의 변화를 보여주고 있다. 후방산란 음압 값은 해저면에 도달한 에너지가 산란되는 정도를 나타내는데 이를 통하여 표층 퇴적물의 입도의 정량적인 분류가 가능하다(Tang et al., 2005). 해저면이 빨로 덮여 있을 경우, 후방산란 음압의 변화는 Fig. 14에 나타난 입사각에 따른 음압 강하 현상과 유사하다. 즉, 직하방에서 높고 외곽으로 길수록 급격히 감소하는 형태를 보인다. 그러나 퇴적물의 입자가 커지면 후방산란 음압 값은 증가하고, 그 형태도 달라진다. 암편과 자갈로 덮인 지역에서 후방산란 음압 값은 전체구간에서 전반사의 영향을 받는 직하방과 유사한 높은 값을 보이다가 최외곽에서 급격

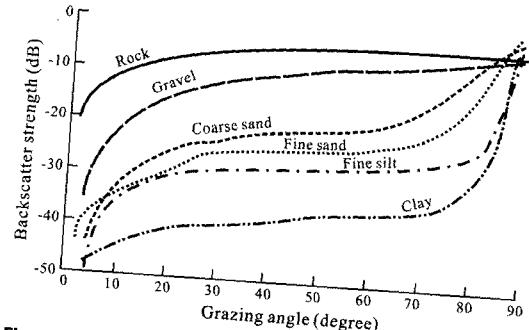


Fig. 15. Variations of backscatter strength vs. bottom sediment types (Wille, 2005).

히 감소하는 형태를 보인다. 이처럼 매질이 매우 단단한 경우, 입사각이 증가하여도 음압 값이 일정하게 나타나는 것은 퇴적층내로 굴절되어 흡수되는 정도가 감소하기 때문이다.

이론적으로 해저면의 거칠기와 굳기에 따른 음파의 반사 및 산란정도는 Fig. 16에서 보는 바와 같다. 해저면에 도달한 초기 에너지는 해저면하로 굴절되거나 다시 수층으로 반사, 산란되는데 매질의 상태에 따라 그 반사정도와 산란정도가 달라진다. ①와 같이 매질이 매우 굳고 표면이 평탄한 경우, 대부분의 에너지는 수층으로 다시 반사되기 때문에 굴절되는 양과 산란되는 양은 매우 적다. ②와 같이 매질이 단단하고 표면이 매우 거친 경우, 굴절되는 에너지는 ①와 유사하나 수층으로 반사되는 에너지는 산란의 영향으로 크게 약화된다. ③ 경우, 해저면의 매질이 매우 묽고 평평하기 때문에 많은 양이 굴절되어 해저면하로 흡수되고 나머지 일부 에너지만 수층으로 다시 반사되기 때문에 반사 강도는 매우 약하다. ④ 경우, 함수율이 높아 매질이 매우 묽고 또한 표면이 거칠기 때문에 굴절되어 대부분 흡수되고 나머지는 산란되기 때문에 반사되는 에너지는 매우 약하다. 따라서 4가지 중에서 후방산란 음압의 강도가 가장 강한 것은 ⑤의 경우에 나타날 수 있다.

## 5.2. 표층퇴적물의 특성과 후방산란 음압의 상관관계

일반적으로 후방산란 음압은 멀티빔 시스템에 의해 측정된 음향반사의 진폭을 의미한다. 이러한 진폭으로 계산된 음압 강도는 전반사와 후방산란을 함께 포함하고 있다(Collier and Brown, 2005). 또한, 후방산란 음압은 매질의 특성뿐만 아니라 수층내 잡음, 음파의 산란, 음파의 흡수 등에 의해 감쇄되거나(Tang et al., 2005), 트랜스듀서 와 주파수 특성 같은 각 장비의 특

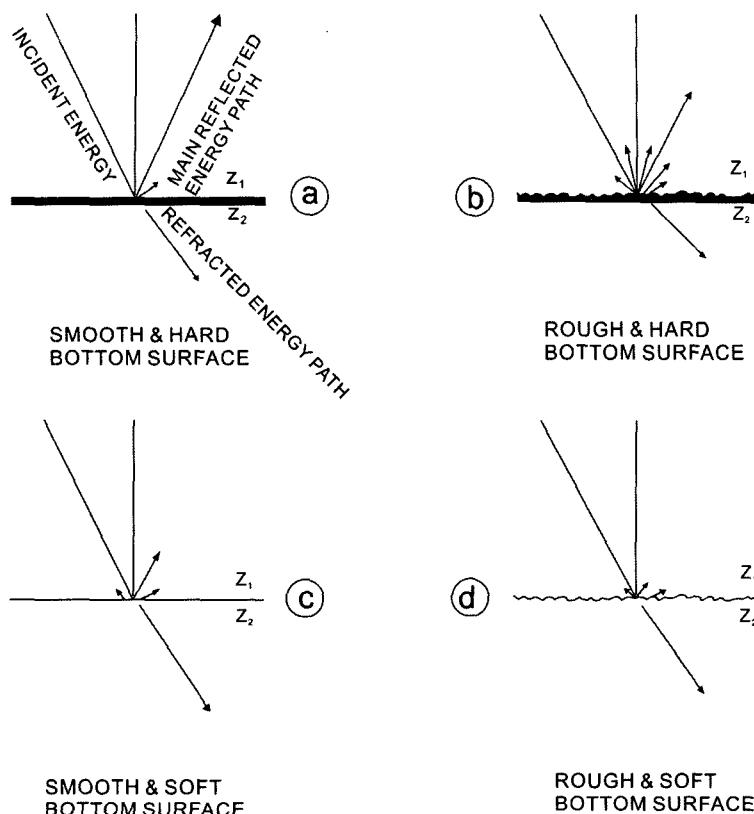


Fig. 16. Diagrams showing the variations of backscatter strength vs. bottom conditions (Buchanan, 2005).

성에 따라 같은 매질에서 측정된 후방산란 음압 값이 달라질 수 있다(Ryan and Flood, 1996). 즉, 사용되는 장비와 조사지역의 해수의 특성에 따라 해저면에서 산란된 음압의 절대 값은 달라질 수 있다. Manik *et al.* (2006)에 따르면, 트랜듀서 장비의 주파수가 높아질수록 동일한 매질에서 측정된 후방산란 음압 값은 감소하는 것으로 나타났다. 즉, 120 kHz에서 측정된 후방산란 음압 값은 38 kHz에서 측정된 값 보다 약 2~3 dB 더 낮은 값을 갖는다. 아직까지 후방산란의 물리적 특성에 대한 충분한 연구가 이루어지지 않았기 때문에 측정된 후방산란 음압이 해저퇴적물의 특성을 직접적으로 반영한다고 보기 어렵다(Williams *et al.*, 2002). 그러나 장비의 특성과 해수의 물리적 특성에 대한 보정이 이루어진다면 후방산란 음압으로부터 해저면의 특성에 대한 객관적인 정보를 얻을 수 있다(Davis *et al.*, 1996).

따라서 여러 요인중 해저면의 특성만을 고려할 경우, 후방산란 음압은 해저면의 거칠기를 반영하는 표층산란, 입도, 그리고 음파가 투과되는 지층의 특성을 반영하

는 체적산란에 의해 크게 영향을 받는다(Gardner *et al.*, 1991; Jackson *et al.*, 1986; Urick, 1983). 세립한 퇴적물로 구성된 해저면에서 12 kHz 주파수를 갖는 음파는 약 5 m를 투과하지만, 100 kHz의 고주파수는 0.5 m를 투과하지 못한다(Mitchell, 1993). 본 연구에 사용된 멀티빔 장비의 주파수는 95 kHz이다. 따라서 본 연구에서 취득한 후방산란 값에서 체적산란에 의한 영향은 상대적으로 낮다고 볼 수 있다(Stanic *et al.*, 1988). 그러나 생교란이 심하거나 해저면으로 가스 기포가 많이 방출되는 지역에서 측정된 후방산란 값에는 체적산란에 의한 영향이 더 크다(Urgeles *et al.*, 2002). 따라서 세립질 퇴적물이 우세한 지역에서 후방산란의 변화는 해저면 거칠기(표층산란)보다 체적산란에 의해 더 큰 영향을 받을 수 있다(Jackson and Briggs, 1992). 그러나 조사지역의 표층퇴적물은 대부분 조립한 모래로 구성되어 있고, 또한 조류의 영향이 매우 큰 지역이기 때문에 생물에 의한 교란이나 천부 가스의 영향은 거의 받지 않는 것으로 보인다. 따라서 본 연구에서 취득된 음압의 공간적인 변화는 해저면의

거칠기, 표층퇴적물의 입도와 구성물질의 특성을 주로 반영한다고 볼 수 있다.

Fig. 10에서 보는바와 같이, 수심 73~55 m 사이 변화를 보이는 사퇴구간에서 후방산란의 변화는 거의 일어나지 않는다. 멀티빔에서 측득된 음압강도는 사이드 스캔 소나와 달리 정확한 수심 보정이 이루어지기 때문에 지형의 기복에 따른 영향을 거의 받지 않는다. 전통적으로, 멀티빔에서 측득된 음압자료는 사이드스캔 소나 자료에 비해 정확한 위치와 수심에 대한 음압자료를 제공하고, 더 향상된 노이즈대비 신호 비를 갖고 있어 정밀한 해저지형과 해저면 특성 연구에 보다 효과적인 정보를 제공한다(Gonidec *et al.*, 2003).

후방산란 음압은 입사각이  $25^{\circ}$  이하에서 해저면 거칠기의 영향을 거의 받지 않지만 입사각이  $25^{\circ}$  이상일 경우 해저면의 거칠기에 따른 영향을 받는다(Tang *et al.*, 2005). 즉, 입사각이 증가할수록 전반사의 영향은 급격히 감소하고 표면산란과 체적산란 같은 후방산란에 의한 영향이 증가하게 된다. 고주파수의 트랜스듀서를 이용하여 측득한 후방산란 값은 직하방을 제외하면, 일차적으로 해저면 거칠기에 의해 영향을 받는다(Chotiros and Boehme, 1986). 이처럼 해저면 거칠기는 입도나 퇴적구조와 직접적인 상관관계가 있으나(Fonseca *et al.*, 2002), 해저면에 발달한 모래연흔이나 모래파같은 구조에 의해 입사각이 변형되거나 표면산란의 방위각을 왜곡시켜 실제 해저면에서는 훨씬 복잡한 관계를 갖는다(Bell *et al.*, 1999).

Fig. 10b)에서 보는바와 같이 사퇴 우측상부에서 대규모의 모래파가 발달되어 있다. Fig. 10a)에서 입사각  $30^{\circ}$ 에서 측정된 음압 값은 이러한 모래파가 우세하게 발달한 상부구간에서 비교적 큰 폭의 변화를 보인다. 이러한 음압의 변화는 모래파가 거의 나타나지 않는 사퇴 좌측과 뚜렷이 구분된다. 그러나 사퇴 좌측에서 채취한 정점 S17, S18, S19와 사퇴우측의 정점 S13, S15, S16의 표층 퇴적물은 거의 대부분 3에 해당하는 세립사로 구성되어 있다(Fig. 7). 이처럼 두 구간사이에서 입도의 차이는 거의 없으나 우측 상부 경사면에서 음압의 변동 폭이 다소 높게 나타났다. 이는 우측 상부 경사면에 우세한 모래파에 의해 해저면의 거칠기가 상대적으로 증가되었기 때문인 것으로 해석된다.

고해상 탄성파 자료에 따르면(한국지질자원연구원, 2005; Fig. 5), 조사지역의 퇴적단위는 크게 3개 (상부로부터 Unit I, II, III)로 나뉘다. Unit I은 최상부 층으로 해저면과 접해있고 얕은 모래층으로 구성되어 있다. 대체로 사퇴의 정상부에서 가장 두껍고 경사면으

로 갈수록 점차 얕아지다가 사퇴 가장자리부근에서 하부 퇴적단위(Unit II)에 수렴된다. 표면에는 홀로세 해침 이후에 형성된 다양한 규모의 모래파와 연흔 등이 잘 발달되어 있다. Unit II는 사퇴발달지역에서는 Unit I에 복복되어 있고 해저 평지를 향하면서 해저면에 노출된 상태로 분포하고 있다. 소량의 모래를 포함한 현생 니질 퇴적물(다소 딱딱한 빨충)로 구성되어 있으며 홀로세 해침 초기에 형성된 것으로 보인다. 해저면에 노출되어 있는 경우, 수심이 낮은 동쪽 해역에서는 모래파가 얕게 덮고 있는 표면구조가 발달되어 있으나, 수심이 상대적으로 깊은 서쪽해역에서는 특징적인 구조가 없는 평탄한 지형을 나타낸다. Unit III는 최하부 퇴적단위로 조사해역에서 광범위하게 나타나며 주로 사질 퇴적물로 구성되어 있다. 전체적으로 퇴적보다는 침식이 우세한 환경하에서 형성된 고하천 모래층으로 아마도 홀로세이전 해퇴시기에 형성된 것으로 여겨진다.

Fig. 13a)에서 보는 바와 같이, 모래채취에 의한 응덩이 주변으로 팻취 형태의 불규칙하게 파인 지형이 나타난다. 모래채취에 의해 파인 응덩이에서 높은 음압강도를 보이지만 팻취 형태로 파인 지형에서는 오히려 낮은 음압강도를 갖는다(Fig. 13b). 이렇게 파인 구간은 위치상 사퇴의 최하부와 해저평지의 경계로서 모래층으로 구성된 Unit I이 하부 퇴적구조인 Unit II와 수렴되고, Unit II는 해저면에 노출된 구간에 해당되며, 인위적인 채취에 의해 표층의 모래파 구조가 없고, 하부의 미고결 니질 퇴적물이 해저면에 노출되어 있는 구간에 해당한다. 따라서 이렇게 팻취 형태로 파인 지형에서 음압강도가 상대적으로 낮게 나타나는 것은 비록 소량의 모래가 함유되어 있지만 미고결 니질 퇴적물이 크게 영향을 주었기 때문인 것으로 생각된다. 일반적으로 미고결된 니질 퇴적물로 구성된 해저면에서는 입사된 에너지의 투과가 잘 일어나기 때문에 후방산란 음압이 상대적으로 낮게 나타난다(Gonidec *et al.*, 2003).

그러나 Fig. 10에서 보는 바와 같이, 정점 S11과 정점 S10사이에서 음압 값이 급격히 감소한 후, 정점 S10과 S09사이에서 급격히 증가하고 이후 정점 S09를 지나면서 큰 변동 폭을 보이며 다시 감소한다. 앞에서 언급한 바와 같이, 후방산란 음압의 경계가 뚜렷하면 퇴적물의 성질이 서로 크게 다르고, 반대로 경계가 완만하면 퇴적물의 성질이 완만하게 변화됨을 지시한다(Davis *et al.*, 1996). 따라서 정점 S11과 S10 사이에서 음압이 급격히 감소하는 것은 탄성파 탐사자료상에서 미고결 니질 퇴적물로 구성된 Unit II가 팻취 형태로 해저면에 노출된 구간에 해당되기 때문인 것으로

생각된다.

한편, 정점 S10과 S09사이의 높은 음압 구간은 각 정점의 표충퇴적물의 입도분석 결과, mud ball, 패각편, 자갈이 포함된 중/세립사가 우세한 지역과 일치하는 것으로 나타났다(Fig. 13b). 일반적으로 자갈과 같이 조립한 입자들이 세립사에 덮여있고 패각편이 거의 나타나지 않는 평탄한 해저면보다 패각편과 자갈이 표면에 노출되어 있는 해저면에서 표면 거칠기는 상대적으로 증가하여 음압이 더 높게 나타난다(Gonidec *et al.*, 2003). 또한, 퇴적물내 탄산염 패각편의 존재는 시료의 평균입도를 실재보다 훨씬 조립한 것으로 왜곡시킨다. 즉, 탄산염 패각편은 평평한 표면뿐만 아니라 부서진 표면에서 많은 각을 갖고 있기 때문에 패각편이 없는 퇴적물보다 매우 거친 표면구조를 야기 시킨다. 이 때문에 해저면의 거칠기는 증가하고 그 결과 상대적으로 더 높은 후방산란 음압을 형성 한다(Davis *et al.*, 1996). 정점 S09을 지나면서 패각편이 급격히 증가하고, 음압의 변동폭(최대-최소값 사이 변화)이 매우 크게 나타난다. 즉, 정점 S10부근의 최대 음압값은 서로 유사하나, 최저 음압값은 약 4 dB 차이를 보인다. 일반적으로 동일한 매질을 갖고 표면구조가 거의 없는 평탄한 해저면에서 음압은 좁은 변동 폭을 보인다. 그러나 동일한 매질을 갖고 표면구조가 매우 복잡한 해저면에서 음압은 넓은 변동 폭을 보인다(Urick, 1983). 따라서 정점 S09에서 음압 변동 폭이 매우 넓게 나타나는 것은 산재된 패각편에 의해 해저면의 거칠기가 상당히 증가되었기 때문으로 생각된다.

Fig. 11은 측선 5번을 따라 입사각 30°에서 측정된 후방산란 음압의 분포를 보여주고 있다. 사퇴구간에서 음압은 -36~ -30 dB사이의 단일모드의 좁은 분포를 보이고, 동쪽의 불규칙한 해저평지 구간에서는 -36~ -24 dB사이의 양모드 형태의 넓은 분포를 보인다. 표충퇴적물이 대부분 패각편을 포함하지 않고, 분급이 양호한 세립사로 구성된 사퇴구간에서 음압은 매우 좁은 변동 폭을 보였다. 이는 황해 동부에 넓게 형성된 사퇴에서 표충퇴적물 입도가 대부분 3에 해당할 때, 측정되는 후방산란 음압은 평균적으로 -33 dB에 가까운 값을 보임을 지시한다. 또한, 이러한 세립사에 소량의 패각편, mud ball, 자갈 등이 포함되었을 경우, 입도와 표면 거칠기가 증가하여 음압의 변화폭이 매우 넓게 나타나며 음압은 -28 dB에 가까운 값을 보임을 지시한다.

Fig. 12는 각 정점주변에서 측정된 30개의 핑에 대한 음압의 변화를 보여주고 있다. 세립사로 덮여 있는

사퇴구간에 해당되는 정점(S11~S19)들에서 음압의 수평적 변화는 대부분 매우 유사한 형태를 보인다. 반면에 동쪽의 거친 해저평지 구간에 해당하는 정점 S10, S09에서의 수평적 음압 변화는 사퇴구간의 수평적 음압변화와 매우 다른 형태를 갖는다. 먼저 자갈과 mud ball이 포함되어 있고 종사가 우세한 정점 S10의 수평적 음압 값은 직하방과 입사각 30° 사이에서 -28 dB 내외의 값을 보인 후 급격히 감소한다. 이러한 형태의 변화는 단단한 물질로 덮여 있는 해저면에서 쉽게 볼 수 있다(Clarke *et al.*, 1997). 정점 S10은 직하방을 제외한 대부분의 입사각에서 음압은 매우 좁은 폭의 변화를 보이는데(Fig. 12) 이는 정점 S10부근의 표충퇴적물의 분급도가 매우 좋은 조립한 퇴적물로 구성되었음을 지시한다.

패각편이 포함된 세립사가 우세한 정점 S09에서의 음압은 사퇴구간에 위치한 정점들과 유사한 형태를 보인다. 그러나 음압은 -32 dB내외(직하방 제외)로 상대적으로 높은 값을 갖는다. 앞에서 설명한 바와 같이, 같은 세립사로 구성되었지만 음압 값이 상대적으로 높게 나타나는 것은 패각편이 평균입도뿐만 아니라 표면 거칠기를 왜곡시켜 산란을 증가시켰기 때문이다.

후방산란 음압이 표충퇴적물의 물리적 특성에 영향을 받지만(Goff *et al.*, 2000; Briggs *et al.*, 2002), 동일한 매질로 덮여 있는 해저면이 평탄하고 매끄러울 경우, 후방산란 음압의 변동 폭은 매우 좁게 형성되고, 반면에 해저면이 불규칙하고 유통불통한 경우, 음압의 변동폭은 매우 넓게 형성된다. 또한 퇴적물의 분급도가 불량할수록 후방산란 음압의 변동 폭은 넓어진다(Collier and Brown, 2005). 따라서 정점 S09의 음압 변동 폭이 다른 정점에 비해 다소 넓게 나타나는 것은 패각편의 영향으로 표면 거칠기가 증가되고 분급도가 불량해졌기 때문인 것으로 볼 수 있다.

Fig. 13c)의 모래 채취 웅덩이에서의 불규칙한 음압의 변화곡선 및 변동 폭은 입사각, 입도, 해저면 거칠기와 관련이 있다. 해저면으로부터 웅덩이 깊이는 약 10 m에 이른다. 이는 탄성파 자료에서 나타나는 6~10 m 두께의 현생 빨충(Unit II)을 통과하여 하부의 고하천 모래층(Unit III)까지 노출되었다(Fig. 5). 따라서 웅덩이 구간에서 음압의 변동 폭이 넓게 나타나는 것은 아마도 하부의 조립한 고하천 모래층과 경사가 가파른 해저지형에 의해 더 많은 산란이 야기되었기 때문인 것으로 생각된다. 미세지형 변화는 표면산란을 야기시키는 주요한 원인이 되며(Stanton, 1984), 불규칙으로 유통불통한 해저지형은 입사각을 변형시키기 때문

에 결과적으로 입사각에 따른 후방산란 음압을 왜곡시킬 수 있다(Bell *et al.*, 1999).

## 6. 결 론

1. 조사해역 중앙에 홀로세 해침이후 강한 조류의 영향 하에서 높이 18 m, 폭 7.7 km, 길이 약 80 km인 NE-SW 방향의 사퇴가 발달하고 있다. 사퇴의 동쪽 사면을 따라 NNW-SSE 방향의 높이 0.5~1 m, 폭 40~80 m, 길이 1.5~2.4 km의 모래파가 넓게 분포하고 있다. 조사해역 동쪽은 대부분 지형의 변화가 크지 않지만 특징적으로, 해사 채취로 인해 파인 깊이 8 m, 넓이 300 m, 깊이 600 m의 용덩이 형태의 지형이 동북쪽에 나타난다.

2. 서쪽의 사퇴지역에서 표층 퇴적물은 대부분 패각을 포함하지 않는 분급이 양호한 3 내외의 세립사로 구성되어 있다. 한편, 사퇴가 없는 동쪽의 해저평지 지역은 사퇴지역에 비해 분급이 불량하고, 패각편과 자갈을 포함하는 2~3φ 사이의 조립한 중사로 구성되어 있다.

3. 4φ 이하의 조립한 퇴적물의 입도 분포를 영상 분석기법을 통하여 분석하여 기존의 체질 방법과 비교한 결과, 분급이 양호한 사퇴지역에서는 서로 유사한 분포형태를 보이나 분급이 비교적 불량한 동쪽지역에서는 다소 차이를 보인다. 영상 분석에 의한 입도분석 방법은 체질 방법에 비해 2φ 이상에서 더 세립한 결과를 보였다. 영상 분석을 통한 입도에 따른 상변화는 1~4φ의 조립질 퇴적물에서 2 내외의 안정된 값을 보이나 4φ 이하의 세립질 구간에서 4~11사이의 높은 값을 갖는다.

4. 분급이 양호한 세립사로 구성된 사퇴구간에서 후방산란 음압은 모래파의 영향에도 불구하고 -36~30 dB (avg. -33 dB)사이의 안정된 단모드 분포를 보인다. 해저면이 불규칙하고, 분급이 불량하며 역과 패각편을 포함한 조립한 퇴적물로 구성되어 있는 동쪽지역에서 음압은 사퇴지역에 비해 상대적으로 높은 값(-34~-26 dB)과 높은 음압 변동폭을 보인다.

## 사 사

본 논문에 대하여 세심한 수정과 여러 가지 문제점을 지적해주신 익명의 두 심사위원님께 깊은 감사를 드립니다. 본 연구는 한국과학재단 특정기초(R01-2005-000-10182-0) 사업의 지원으로 수행되었으며, 본 연구

를 위하여 수고 해주신 골재자원 정밀조사 사업 참여자 분들에게 감사드립니다.

## 참고문헌

- 한국지질자원연구원 (2005) 골재자원 정밀조사 보고서. p. 98-99.
- 박요섭 (2004) 멀티빔음향소해탐사시스템 자료의 오차 분석 및 처리기술 연구. 박사학위논문, 인하대학교. p. 20-35.
- Bell, J.M., Chantler, M.J. and Wittig, T. (1999) Sidescan sonar: a directional filter of seabed texture? IEEE Proc., Radar Sonar Navig, v. 146, p. 65-72.
- Blondel, P. and Murton, B.J. (1997) Handbook of seafloor sonar imagery. Praxis-Wiley and Sons, West Sussex, England, p. 314.
- Briggs, K.B., Williams, K.L., Jackson, D.R., Jones, C.D., Ivakin, A.N. and Orsi, T.H. (2002) Fine-scale sedimentary structure: Implications for acoustic remote sensing, Marine Geology, v. 182, p. 141-159.
- Buchanan, L. (2005) Surveying in Fluid Mud. Hydro International, vol. 9, no. 6, p. 27.
- Chotiros, N.P. and Boehme, H. (1986) High-frequency environmental acoustics bottom backscattering analysis. Applied Research Laboratories, University of Texas at Austin ARL-TR-86-27.
- Clarke, J.E.H., Danforth, B.W. and Valentine, P. (1997) Areal seabed classification using backscatter angular response at 95 kHz. NATO SACLANT Undersea research centre, p. 1-8.
- Collier, J.S. and Brown, C.J. (2005) Correlation of side-scan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. Marine Geology, v. 214, p. 431-449.
- Cutter Jr., G.R., Rzhanov, Y. and Mayer, L.A. (2003) Automated segmentation of seafloor bathymetry from multibeam echosounder data using local Fourier histogram textures features, J. Experim. Mar. Bio. Ecol., v. 285-286, p. 355-370.
- Davis, K.S., Slowey, N.C., Stender, I.H., Fiedler, H., Bryant, W.R. and Fechner, G. (1996) Acoustic backscatter and sediment textural properties of inner shelf sands, northeastern Gulf of Mexico. Geo-Marine Letters, v. 16, p. 273-278.
- Edwards, B.D., Dartnell, P. and Chezar, H. (2003) Characterizing benthic substrates of Santa Monica Bay with seafloor photography and multibeam sonar imagery. Marine Environmental Research, v. 56, p. 47-66.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. and Lewis, D.W. (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. J. of Geology and Geophysics, v. 13, p. 937-968.
- Fonseca, L., Mayer, L., Orange, D. and Driscoll, N. (2002) The high-frequency backscattering angular response of gassy sediments: model/data comparison from the Eel River Margin, California. J. of Acoustical Society of America, v. 111, p. 2621-2631.
- Gardner, J.V., Field, M.E. and Lee, H. (1991) Ground-truthing 6.5 kHz side scan sonographs: what are we really imaging? J. of Geophysics Research, v. 96, p. 5955-5974.

- Goff, J.A., Olson, H.C. and Duncan, C.S. (2000) Correlation of sidescan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. *Geo-Marine Letters*, v. 20, p. 43-49.
- Gonidec, Y.L., Lamarche, G. and Wright, I.C. (2003). Inhomogeneous substrate analysis using EM300 backscatter imagery. *Marine Geophysical Research*, v. 24, p. 311-327.
- Hammerstad, E. (2000) Simrad EM technical note. p. 1-3.
- Jackson, D.R., Baird, A.M., Crisp, J.J. and Thomson, P.A.G. (1986) High-frequency bottom backscatter measurements in shallow water. *J. of Acoust. Soc. Am.*, v. 80 p. 1188-1199.
- Jackson, D.R. and Briggs, K.B. (1992) High-frequency bottom backscattering: Roughness versus sediment volume scattering. *J. of Acoustical Society of America*, v. 92(2), p. 962-977.
- Jung, W.Y., Suk, B.C., Min, G.H. and Lee, Y.K. (1998) Sedimentary structure and origin of a mud-cored pseudo-tidal sand ridge, eastern Yellow Sea, Korea. *Marine Geology*, v. 151, p. 73-88.
- Keeton, J.A. and Searle, R.C. (1996) Analysis of Simrad EM12 Multibeam bathymetry and Acoustic Backscatter Data for Seafloor Mapping, Exemplified at the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. *Marine Geophysical Researches*, v. 18, p. 663-688.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H. and Johnson, M.A. (1981) Offshore tidal sand banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. In: Nio, S.D., Shuttenhelm, R.T.E., van Weering, T.C.E., (Eds.), Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin. Int Assoc. Sedimentol., Spec. Publ. v. 5, p. 257-268.
- Knebel, H.J., Signell, R.P., Rendigs, R., Poppe, L.J. and List, J.H. (1999) Seafloor environments in the Long Island Sound estuarine system. *Marine Geology*, v. 155, p. 277-305.
- Manik, H.M., Furusawa, M. and Arnakasu, K. (2006) Measurement of sea bottom surface backscattering strength by quantitative echo sounder. *Fisheries Science*, v. 72 p. 503-512.
- Mayer, L.A. (2000) Oceanographic and seabed geology concept, Lecture 3, Y2K coastal multibeam sonar training course, Burlington, Ontario. p. 20-24.
- Mitchell, N.C. (1993) A model for attenuation of backscatter due to sediment accumulations and its application to determine sediment thickness with GLORIA sidescan sonar. *J. of Geophysics Research*, v. 98(B12), p. 22477-22493.
- Park, S.C., Lee, B.H., Han, H.S., Yoo, D.G. and Lee, C.W. (2006) Late Quaternary stratigraphy and development of tidal sand ridges in the eastern Yellow Sea. *J. of Sedimentary Research*, v. 76, p. 0-0 (in press).
- Ryan, W.B.F. and Flood, R.D. (1996) Side-looking sonar backscatter response at dual frequencies. *Marine Geophysics Research*, v. 18, p. 689-705.
- Simrad (1998) Instruction manual of Simrad Triton seabed classification.
- Stanic S, Briggs, K.B., Fleischer, P., Ray, R.I. and Sawyer, W.B. (1988) Shallow-water high-frequency bottom scattering off Panama City, Florida. *J. of Acoustical Society of America*, v. 83, p. 2134-2144.
- Stanton, T.K. (1984) Sonar estimates of seafloor microroughness. *J. of Acoustical Society of America*, v. 75, p. 809-818.
- Sternberg, R.W., Larsen, L.H. and Miao, Y.T. (1985) Tidally driven sediment transport on the East China Sea continental shelf. *Continental Shelf Research*, v. 4, p. 105-120.
- Tang, Q., Zhou, X., Liu, Z. and Du, D. (2005) Processing multibeam backscatter data. *Marine Geodesy*, v. 28, p. 251-258.
- Urgeles, R., Locat, J., Schmitt, T. and Clarke, J.E.H. (2002) The July 1996 flood deposit in the Saguenay Fjord, Quebec, Canada: implications for sources of spatial and temporal backscatter variations. *Marine Geology*, v. 184, p. 41-60.
- Urick, R.J. (1967) Principles of underwater sound for engineers. McGraw-Hill Book.
- Urick, R.J. (1983) Principles of underwater sound. McGraw-Hill, p. 422.
- Wille, P.C. (2005) Sound images of the ocean in research and monitoring. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 446.
- Williams, K.L., Jackson, D.R., Thorsos, E.I., Tang, D. and Briggs, K.B. (2002) Acoustic backscattering experiments in a well characterized sand sediment: data/model comparisons using sediment fluid and Biot models. *IEEE J. Oceanic Eng.*, v. 27, p. 376-387.