

Note

열수 플룸 검출을 위한 CTD Cast와 CTD Tow-yo 방법 비교

손주원 · 주종민 · 함동진 · 양승진 · 김종욱*

한국해양과학기술원 심해저자원연구부
(426-744) 경기도 안산시 상록구 해안로 787

Comparison of CTD Cast and CTD Tow-yo Methods for Detecting Hydrothermal Plume

Juwon Son, Jongmin Joo, Dong Jin Ham, Seungjin Yang, and Jonguk Kim*

*Deep-sea and Seabed Resources Research Division, KIOST
Ansan 426-744, Korea*

Abstract : Directly searching for undiscovered hydrothermal vent sites is inefficient due to the practical difficulty of comprehensively imaging vent fields. Thus, most searches for hydrothermal vent sites rely on the detection of hydrothermal plumes from water column observation. Detecting and measuring the hydrothermal plumes are the most efficient way to infer the presence and distribution of hydrothermal vents. Both the array of vertical casting and lateral towing are the most common methods to discover hydrothermal plumes. In this study, we compared results of cast and tow-yo operations along the same section of a spreading center with a distance of 20.5 km in the North Fiji Basin for mapping hydrothermal plumes. Operation of CTD tow-yo provides a detailed pattern of plumes which enable us to locate the hydrothermal vents. On the other hand, identification of hydrothermal activity can be determined effectively by CTD cast with additional analysis of geochemical tracers. Reduction in the operating time is another advantage of CTD cast operation, especially for regional-scale survey. Our results show that the combination of CTD cast and tow-yo would improve the efficiency of the hydrothermal plume survey to locate new hydrothermal vent sites.

Key words : hydrothermal plume, tow-yo, miniature autonomous plume recorder, North Fiji Basin

1. 서 론

1977년 동태평양해령(East Pacific Rise)에서 ‘black smoker’ 형태의 열수 활동이 발견된 이후(Spiess et al. 1980), 많은 연구를 통해 해저 열수 환경이 지각과 맨틀로부터 해양으로 물질과 열 에너지를 전달하는 중요한 역할을 하는 것으로 인식되어 왔다(Pelayo et al. 1994; Elderfield and Schultz 1996; Mottl 2003). 또한 해수와 해양 지각과의 상호 작용에 의한 열수 변질은 해양 지각과 해수의 조

성을 변형시키는 주요 기작이며, 열수 분출의 결과 금속 성분이 풍부한 침전물(열수광상 및 다금속 퇴적물)이 형성된다(Tivey 2007). 해저 열수 활동은 범 지구적으로 약 70,000 km의 길이를 갖는 중앙 해령(Mid Ocean Ridge, MOR)을 따라 주로 발생하며(Haymon 2005; German and Von Damm 2006), 약 22,000 km 길이의 섭입대(subduction zone) 지역의 열도 화산대(arc volcano)나 후열도 확장대(back-arc spreading center)에서도 빈번하게 나타나는 것으로 알려져 있다(de Ronde et al. 2003; Leat and Larter 2003; Baker et al. 2008).

해저면에 분포하는 열수 분출구(hydrothermal vents)는

*Corresponding author. E-mail : jukim@kiost.ac

그 크기가 주로 소규모로 존재해 이를 직접적으로 감지하기에는 어려움이 있지만 저층수에 비해 상대적으로 부유입자 농도가 높고 수층 내에서 부력성을 갖는 열수 플룸(hydrothermal plumes)을 발생시키는 특징이 있다(Mottl et al. 1995). 이러한 플룸은 많은 수의 분출구를 통해 누적되는 효과가 있으며, 밀도가 주변 해수와 평형을 이룰 때까지 상승한 후 혼합과 해류에 의해 수평적으로 이동하게 된다(Speer et al. 2003; German and Von Damm 2006). 따라서 열수 플룸은 분출구 자체보다도 우선적으로 관측 대상이 되며, 물리·화학적 특성으로 이러한 플룸을 감지하고 측정하는 것은 열수 분출의 강도와 분포를 파악하는 가장 효과적인 방법이 된다(Mottl et al. 1995; Walker et al. 2007).

새로운 열수 분출지(hydrothermal vent fields)는 여러 방법에 의해 발견되었지만 2000년대에 들어서는 수층에 대한 현장 조사와 카메라 예인 방법이 가장 체계적이며 보편적인 접근 방식으로 선택되었다(Von Damm 2001). 특히 Baker and Milburn (1997)에 의해 처음으로 소개된 Miniature Autonomous Plume Recorder(MAPR, NOAA)는 1998년 인도양 남동해령 조사를 시작으로 현재까지도 전세계 많은 연구자들이 다양한 해저 열수 환경을 대상으로 분출구 위치를 파악하는데 이용하고 있는 장비이다(Scheirer et al. 1998; Baker et al. 2008; Marbler et al. 2010; Ray et al. 2012). MAPR은 부유입자 농도가 높을수록 증가하는 후방 산란광(light-backscattering, LBS) 값과 H_2S 나 Fe^{2+} 와 같은 환원된 형태의 화학종 농도가 높을수록 감소하는 산화-환원 전위(oxidation-reduction potential, ORP) 값으로 열수 플룸의 특성을 기록한다(Baker and Milburn 1997; Walker et al. 2007). 이러한 MAPR은 CTD tow-yo, deep-sea camera, side-scan sonar와 같은 예인 장비나 rock cores, dredge 등과 같은 시료 채취 장비에 장착되어 활용된다(German et al. 1998; Tolstoy et al. 2006; Ray et al. 2012).

국내에서도 한국해양과학기술원에서 수행한 일련의 해저열수광상 탐사를 통해 열수 플룸 조사와 열수 분출지역에 대한 연구가 수행되었다. 1999년 남서태평양 마누스 분지(Manus Basin)에서 열수 플룸 조사를 시작으로 2000년도 중반까지는 주로 CTD cast를 통해 부유물질량을 지시해 주는 투과도(beam transmission) 값의 변화로부터 수층 내 열수 플룸의 분포를 파악하였고(손 등 2000; 해양수산부 2006), 2006년도 말에 CTD tow-yo system을 제작, 2009년도부터 MAPR 장비와 같이 활용해 오고 있다(Kim et al. 2009). 본 연구에서는 후열도 분지(back-arc basin)에 존재하는 열수 환경에서 열수 분출 근원지 위치를 추적하기 위해 우선적으로 조사하는 수층 내 열수 플룸의 분포를 MAPR을 이용한 CTD cast와 CTD tow-yo 방법을 통

해 알아보려고 하며, 각각의 장·단점을 비교하고 효과적인 활용 방법에 대해 논의하고자 한다.

2. 연구지역 및 방법

연구 지역인 남서태평양 북피지 분지(North Fiji Basin)는 태평양판과 인도-호주판 사이의 수렴 경계에 위치한 활동성 후열도 분지로 10-12 Ma 전에 발생한 후열도 확장에 의해 형성되기 시작하여, 복잡하고 다양한 여러 단계의 확장 시기를 거쳐 형성되었다(Ishibashi et al. 1994). 분지 중앙에는 중앙 해령 시스템과 유사한 특성을 갖는 약 800 km 길이의 중앙확장해령(Central Spreading Ridge, $\sim 14.5^{\circ}$ - 22° S)이 분포한다. 중앙확장해령은 크게 4개의 확장구간(segment)으로 구분되고, 약 $16^{\circ}50'S$ 지점에는 세계의 확장축이 만나는 삼중합점(triple junction)이 위치한다(Auzende et al. 1994). 중앙확장해령 지역은 1989년과 1991년 STARMER project와 1998년 HYFIFLUX II project 등의 연구를 통해 활동성 및 비활동성 열수 지역이 보고되었으며(Nojiri et al. 1989; Gràcia et al. 1994; Ishibashi et al. 1994; Halbach et al. 1999; Koschinsky et al. 2002), 우리나라가 해저열수광상 개발을 위해 탐사권을 획득한 3개의 광구지역(KF-1, -2, -3) 또한 이 지역에 위치한다.

현장 조사는 2012년 12월 R/V 온누리호를 이용하여 북피지 분지 중앙확장해령 중 남북확장구간(North-South segment)에 위치하는 KF-3 지역($18^{\circ}54'S$ 이남 해역)을 대상으로 수행하였으며(Fig. 1), CTD cast 조사 후 tow-yo 조사를 진행하였다(Table 1). CTD cast 조사는 확장축을 따라 평균 약 3.1 km의 간격으로(최소 2.3 km, 최대 4.5 km) 6 정점을 선정해 해저면까지 관측을 수행하였다(CTD의 고도계를 이용, 해저면으로부터 10 m 유지). CTD tow-yo 조사는 남쪽에서 북쪽으로 연구선 예인 속도 약 1-1.5 knot로 13시간에 걸쳐 수행하였으며(측선거리 20.5 km), tow-yo 관측선은 CTD cast 정점 위치를 지나가도록 운영하였다. Cast 및 tow-yo에 사용된 CTD system은 Sea-Bird사의 911 plus 모델이며, MAPR은 CTD 프레임과 tow-yo 본체 프레임 바로 위 케이블에 장착하였다(Fig. 1).

MAPR은 수심, 수온, 탁도(turbidity) 및 산화-환원 전위(ORP) 자료를 연속적인 시간 간격(12 data/min.) 순으로 기록하며, 탁도 측정은 부유물질에 의한 후방 산란광(LBS) 정도를 전압 값으로 감지한다. 측정된 전압 값은 nephelometric turbidity units(NTUs)와 동등한 값으로 입자 농도와 높은 상관성을 갖는다(APHA 1985; Baker et al. 2001). 현장에서 획득한 자료는 무작위 잡신호를 제거하기 위해 순차적으로 25초간의 자료를 중앙값 필터

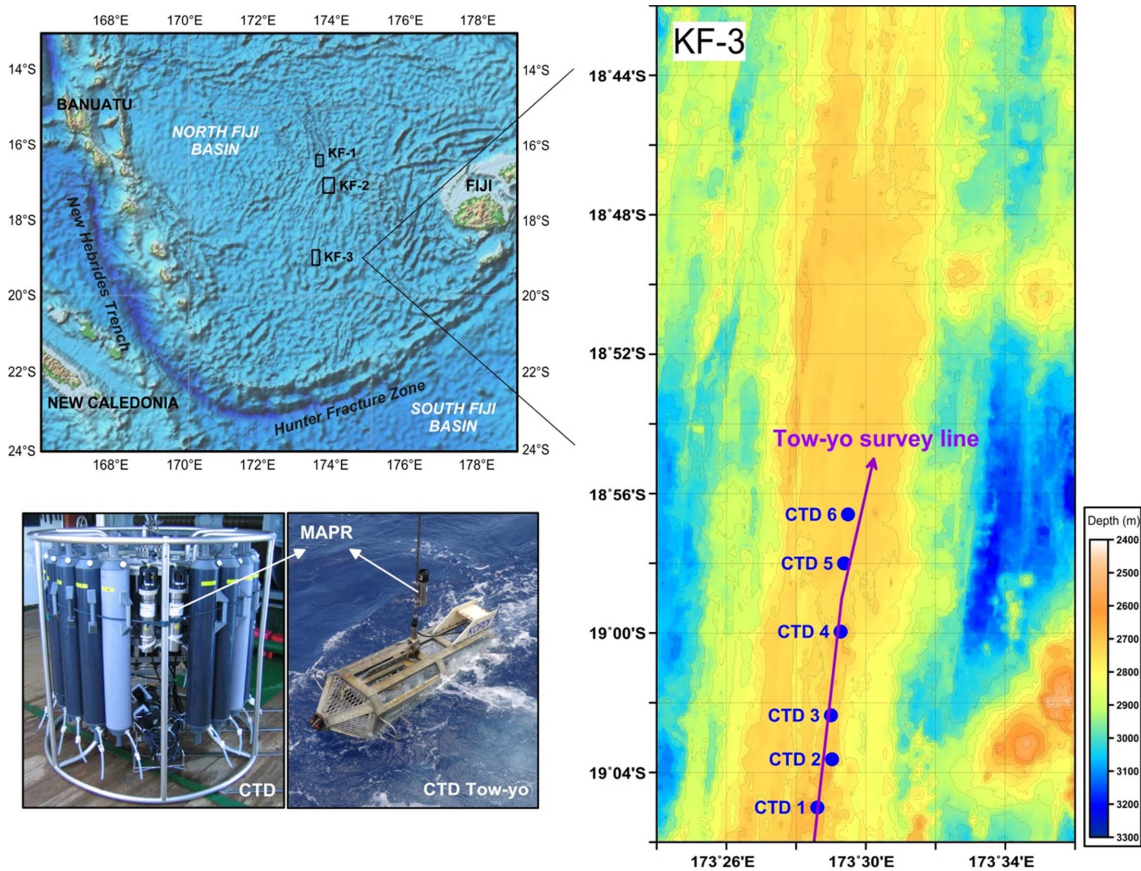


Fig. 1. Map of the study area with CTD cast stations and tow-yo survey line. Study area (KF-3) is located on southern Central Spreading Ridge of the North Fiji Basin. Photographs show the miniature autonomous plume recorder (MAPR) attached on the frame and optical cable of CTD and CTD tow-yo system, respectively (index map is modified from ETOPO1 data)

(median filter) 방법으로 처리하였으며, 처리된 자료 중 95% 신뢰구간을 벗어나는 값은 제외하였다. 최종적으로 LBS 값은 열수 플룸의 영향이 없는 수심에서의 값을 배경으로 탁도 아노말리(ΔNTU_s) 값으로 표준화 시켰으며, ORP 값은 시간에 따른 변화율(dEh/dt)로 파악하였다 (Nakamura et al. 2000).

3. CTD cast 관측 결과

KF-3 남쪽 해역에서 수행된 CTD cast 수행결과, 탁도 아노말리(ΔNTU) 0.01 이상의 값을 갖는 뚜렷한 열수 플룸은 CTD 3 정점의 수심 2,468-2,525 m(최대 $\Delta NTU = 0.029$)와 2,558-2,588 m(최대 $\Delta NTU = 0.011$)에서 그리고 북쪽으로 약 8 km 떨어진 CTD 5 정점의 수심 2,538-2,557 m(최대 $\Delta NTU = 0.014$)에서 관측된다(Fig. 2a). 열수 플룸에 대한 식별은 후방 산란에 의해 감지된 비부력성(non-buoyant) 플룸의 피크 형태, 강도, 두께, 해저면으로부터의 상승 높이 등을 근거로 판단되며(Baker et al.

2006; German et al. 2006), 이러한 플룸 특징과 더불어 특정한 값을 기준으로 열수 플룸을 결정하기도 한다. 이 연구에서 열수 플룸의 판단 기준으로 설정한 ΔNTU 값은 0.01로, 이는 Martinez et al. (2006)이 북피지 분지의 동쪽에 위치하는 라우 분지(Lau Basin) 내 Eastern Lau Spreading Center(ELSC)에서 deep-tow sonar 조사 시 MAPR로부터 획득한 ΔNTU 결과에 적용한 값과 동일하며, German et al. (2006)은 Northeast Lau Spreading Center(NELSC)에서 열수 플룸의 영향이 없는 배경 값으로 ΔNTU 0.004 이하의 값을 제시하기도 하였다.

열수 플룸 내 잔류 시간이 짧은 환원된 형태의 화합물(e.g., Fe^{2+} , Mn^{2+} , H_2S , H_2)에 대해 높은 감도를 갖는 ORP 값은 환원된 형태의 화합물을 감지했을 때 급격히 감소하는 특성을 가진다(Nakamura et al. 2000; Walker et al. 2007). 입자에 의한 플룸은 관측 장비를 운영하는 과정에서 해저면과의 충돌로부터 발생하는 퇴적물 재부유 현상에 의해 형성될 수 있지만 ORP 변화는 주로 열수로부터 기원된 화합물에 반응해 열수 플룸의 직접적인 증거가

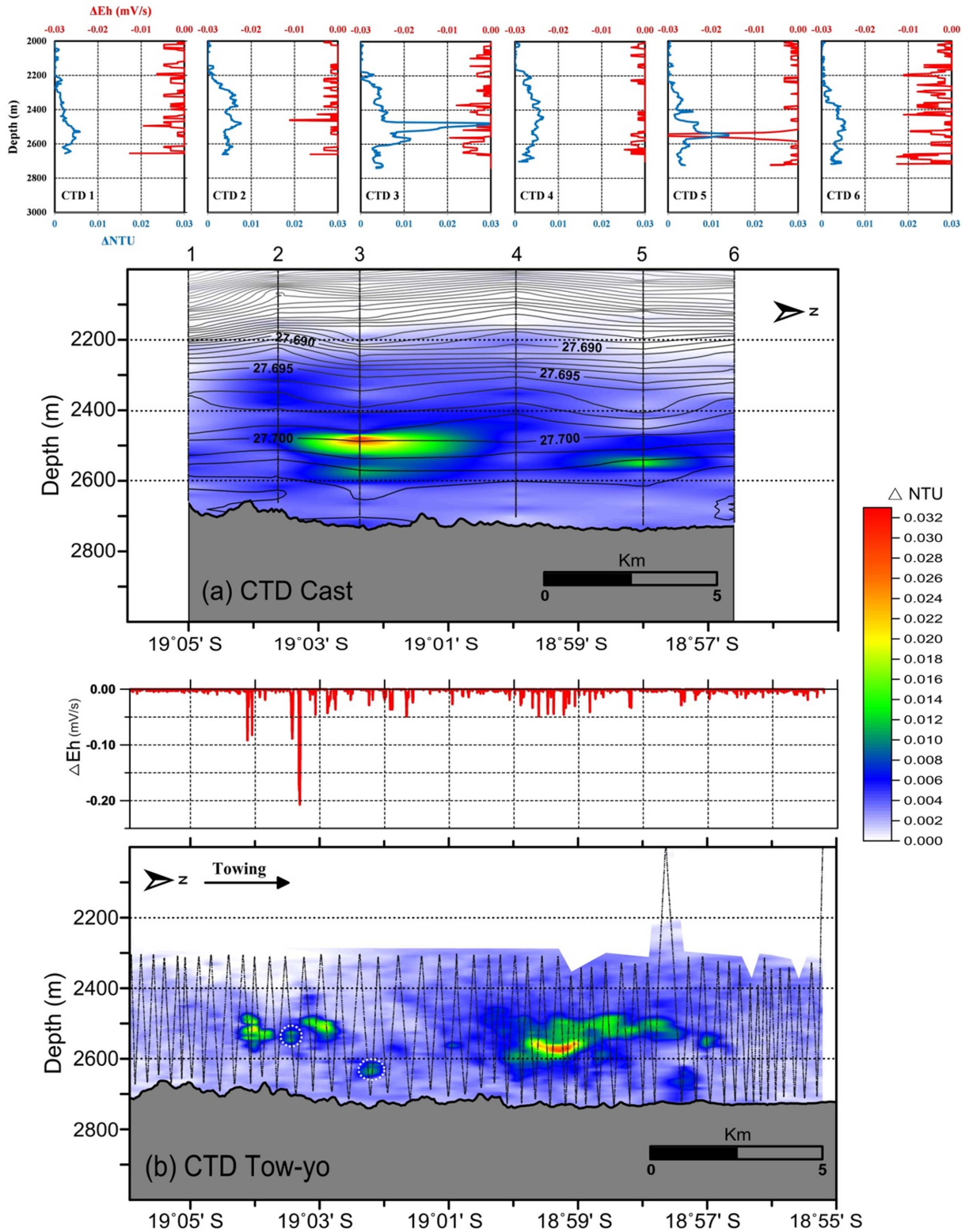


Fig. 2. Vertical profiles and contour plots showing oxidation-reduction potential anomalies (ΔEh) and optical backscattering anomalies (ΔNTU) detected by MAPR deployed together with the CTD (a) and CTD tow-yo system (b). Significant anomalies of ΔNTU and ΔEh are observed at two distinct regions within the depth range of $\sim 2,400$ to $2,600$ m (solid lines in the CTD Cast (a) represent a isopycnics (σ_{θ} , kg/m^3) with 0.001 interval, and white-dotted circles in the CTD Tow-yo (b) show a small-scale anomalies)

된다. 뚜렷한 ORP 변화는 비록 지역적인 해류 속도에 의해 영향을 받지만 통상적으로 활동적인 열수 분출 근원지로부터 약 1 km 반경 내에서 관측되는 것으로 알려져 있다(Walker et al. 2007; German et al. 2008b). CTD cast 결과에서 ORP 변화(ΔEh)는 CTD 5 정점의 ΔNTU 증가를 보인 수심대에서 -0.03 mV/s 이상의 값이 관측되며, 나머지 정점들에서는 두드러진 변화가 나타나지 않는다(Fig. 2a). 특히 앞서 ΔNTU 증가가 관측된 CTD 3 정점에서도 ORP 변화가 감지되지 않는데 이는 부유물질에 비해 환원된 형태의 화합물이 분출구로부터 멀어질수록 쉽게 산화되기 때문인 것으로 여겨진다.

CTD 관측을 통해 파악된 열수 플룸의 이동성 상태를 알아보기 위해 수층의 밀도(σ_t) 분포를 살펴본 결과, 열수 플룸이 감지된 CTD 3 정점과 CTD 5 정점의 수심 2,300 m 이하에서는 다른 정점들에 비해 밀도가 낮아진 변화가 관측된다(Fig. 2a). 특히 수심 2,600 m 이하에서 CTD 3 정점은 CTD 5 정점보다 등밀도선 변화가 상대적으로 크게 나타나 열수에 의한 영향이 두드러지며, 낮아진 밀도 변화는 분출구를 통해 발생한 열수 플룸이 상승중일 가능성을 시사한다. 한편 CTD 3 정점의 수심 2,558-2,588 m와 CTD 5 정점의 수심 2,538-2,557 m에서 관측된 비교적 유사한 ΔNTU 값을 갖는 열수 플룸은 동일한 밀도($\sigma_t = 27.702$ kg/m³) 선상에 위치하는 결과를 나타내 수층의 밀도에 따라 그 분포가 결정됨이 확인된다.

4. CTD tow-yo 관측 결과

연구 해역(18°55'~19°06'S)의 수심 2,300 m 이하에서 해저면까지(고도계 5 m 유지) 수행한 CTD tow-yo 관측 결과에서는 크게 두 지역에서 뚜렷한 열수 플룸이 확인된다(Fig. 2b). 상대적으로 남쪽에 위치한 19°02.8'-19°04.2'S 사이 수심 약 2,500 m 내외에서 ΔNTU 0.01 이상의 값을 갖는 열수 플룸은 남-북 방향으로 약 2.7 km에 걸쳐 분포한다. 분포 형태는 비교적 일정한 범위 안에 모여 있는 양상을 나타내며 약 0.9 km의 거리를 두고 두 지점으로 구분된다. 두 지점에서 파악된 ΔNTU 최대 값은 약 0.02로 서로 유사하며 앞서 CTD 3 정점에서 관측된 값에 비해서는 다소 낮은 결과이다. 두 지점 사이에 그리고 북쪽으로 보다 깊은 수심(2,630 m)에서도 상대적으로 작은 규모의 플룸이 관측된다. 한편 이 지역에서는 ΔNTU 변화와 함께 높은 ORP 변화가 감지된다. 열수 플룸이 관측된 두 지점 중 상대적으로 남쪽에 위치한 지점(19°04.1'S)에서는 약 -0.1 mV/s의 ORP 변화를, 북쪽에 위치한 지점(19°03.3'S)에서는 -0.2 mV/s 이상의 변화를 나타내 tow-yo 운영 과정에서 열수 분출구에 매우 근접했음을 지시한다. 연구 해역에서 tow-yo 조사를 통해 관측된 ORP 최대 변화는

Baker et al. (2006)이 라우 분지 내 ELSC의 확장측 및 확장측 사면을 대상으로 side-scan sonar 조사를 통해 파악한 최대 변화 값(약 -0.1 mV/s)과 비교해 높은 결과이며, 남서태평양 마리아나 열도(Mariana arc) 지역 내 원추(cone) 형태를 갖는 'DAIKOKU' 해저 화산 정상부에서 MAPR로 측정된 ORP 변화(약 -0.2 mV/s)와 유사한 수준이다(Baker et al. 2008).

연구 해역에서 상대적으로 북쪽에 위치한 18°57.6'-19°00'S의 수심 2,500-2,600 m 사이에서 관측된 열수 플룸은 앞선 남쪽 지역에서 관측된 양상과 다르게 tow-yo 진행 방향인 남-북으로 약 4.5 km에 걸쳐 더 큰 규모로 분포한다(Fig. 2b). 최대 ΔNTU 는 18°59'S 지점 수심 2,570 m에서 0.031의 값을 보여 남쪽 지역에 비해 약 1.5배 높은 부유물질 강도를 나타낸다. 이 지점 이후 열수 플룸 분포는 수심 약 2,500 m에서 60 m 정도의 두께를 가지며 tow-yo 예인 방향인 북쪽으로 갈수록 ΔNTU 값이 점차 감소하는 형태를 보인다. 한편 ΔNTU 최대 값이 관측된 지점에서의 ORP 변화는 -0.05 mV/s로 남쪽 지역에 비해 상대적으로 낮지만 동일 해역의 CTD 5 정점에서 감지된 최대 변화치(-0.03 mV/s)에 비해서는 더 큰 값을 보이며 일정 거리 동안 유지되는 모습이 관측된다.

5. 열수 활동 파악을 위한 CTD cast와 tow-yo 결과 비교 및 활용 방안

해저 열수 환경에서 열수 분출구로부터 형성되는 플룸의 확장 정도와 구조는 수온, 배출된 유체와 입자의 물질 플럭스, 저층 해류의 강도와 방향, 해저 지형 등에 영향을 받는 것으로 알려져 있다(German and Von Damm 2006). 이러한 열수 플룸을 고해상도로 추적하기 위해 최근에 많은 연구자들이 일반적으로 활용하고 있는 두 가지 탐사 방법은 수직 프로파일(cast) 방식과 예인(tow-yo) 방식이다(Massoth et al. 2007; Lupton et al. 2012; Ray et al. 2012). Cast 방식은, 비록 정점 간 간격보다 좁은 범위 내에 열수 플룸이 분포하면 감지하기에 한계가 있지만, 일정한 간격(통상적으로 약 10 km 이내)의 수직 분포를 배열해 수온이나 밀도 변화 감지 등 열수 환경 전반에 대한 연속적인 3차원 조사가 가능하고(Edmonds et al. 2003), 광역 조사를 통해 비교적 알려지지 않은 열수 지역에 대해 현장 조사 효율성을 높일 수 있다. 또한 해수 시료로부터 열수 플룸의 지화학 성분(e.g., methane, metals) 분석은 열수 활동의 특성 및 거동을 파악할 수 있는 정보를 제공한다(Mottl et al. 1995; Kawagucci et al. 2008). 한편 일정한 수심 범위내에서 'see-saw' 형태로 왕복하는 tow-yo 방식은 장비 운용 시간이 cast에 비해 오래 걸리고 전체 수심이나 특정 구간에서(e.g., axial valley wall of MOR)

자료 획득에 어려움이 있지만 열수 플룸 형태를 정확하게 파악할 수 있고 열수 플룸의 근원지 즉, 열수 분출구 위치를 보다 구체적으로 추적할 수 있으며, 저층의 해류 방향을 간접적으로 가늠할 수 있다.

북극지 분지에 위치한 연구 해역에서 CTD cast와 CTD tow-yo 운영을 통해 파악된 열수 활동은 크게 두 지역에서 확인되며, 플룸의 분포 형태 및 관측된 수심 그리고 지형 특성 등을 고려할 때 서로 독립적인 열수 분출구에서 기인된 것으로 판단된다. 동일 해역 내 두 지역의 뚜렷한 열수 플룸 분포는 두 탐사 방법에서 모두 잘 확인된다 (Fig. 2). 하지만 cast와 tow-yo 운영을 통해 파악할 수 있는 열수 플룸 정보는 차이가 있다. Fig. 2에서 확인되듯이 cast 방법을 통한 열수 플룸의 분포 파악은 tow-yo에 비해 상대적으로 위치 정확도가 낮은 한계를 갖는다. CTD cast 운영을 통해 확인된 ΔNTU 는 tow-yo 관측 결과와 비교해 다소 북쪽으로 치우쳐 감지되며, ΔEh 는 남쪽 플룸에서 뚜렷한 변화가 나타나지 않고 북쪽 플룸에서만 CTD 5 정점을 통해 관측된다. 이러한 결과는 남쪽 지역의 열수 플룸이 좁은 범주 내에 분포하고 북쪽 지역은 비교적 넓은 범위에 걸쳐 분포하는 공간적인 분포 형태 차이에 의한 가능성과 동적 위치유지(dynamic positioning, DP) 시스템이 없는 연구선에서 CTD cast 수행 시 바람이나 해류에 의해 유발된 연구선 밀립 현상의 영향으로 여겨진다. 반면에 tow-yo 관측 결과는 보다 정밀한 열수 플룸 분포 자료를 제공하며, 특히 거리에 민감한 ORP 변화가 뚜렷하여 열수 분출구 추적에도 더 유용하다.

ΔNTU 와 ΔEh 와 같이 관측 센서를 통해 얻는 자료는 cast에 비해 tow-yo가 고해상도 자료 제공이라는 뚜렷한 장점이 있는 반면, cast의 경우에는 해수 시료 채취를 병행할 수 있다는 특징이 있다. 즉, 채취된 해수를 대상으로 다양한 지화학 추적자 분석을 통한 열수 활동 여부의 판별, 서로 다른 지역의 열수 조성 비교, 열수 생성 환경 파악 등은 CTD cast 운영의 장점이다. 이는 관측 지점이 열수 분출구에서 다소 떨어져 ORP 센서를 통한 열수 확인이 어려운 경우 더 유용하다. 또한 퇴적물의 재부유와 같이 열수 활동과 관련 없는 탁도 이상치가 관측될 경우 지화학 추적자 분석을 통한 열수 활동 판별의 중요성은 더 커지게 된다. 한편 효율적인 장비 운영을 통해 주어진 탐사시간 내 더 많은 자료를 획득하는 것은 연구자들이 탐사 계획단계부터 현장 운영까지 중점적으로 고려하는 요소 중 하나이다. 연구 해역의 동일 구간에서 cast와 tow-yo 운영 시간을 비교해 보면 cast(13.8시간)가 tow-yo(17.7시간)에 비해 약 4시간 정도 단축되었는데(Table 1), 이는 약 22%의 탐사 효율 차이로 조사대상 지역이 넓은 경우 cast 조사의 탐사시간 단축 효과는 더 커진다. 물론 연구 해역보다 수심이 깊은 지역을 대상으로 cast 조사를

Table 1. Summary of CTD locations and in situ operating time in the study area

CTD		Longitude (E)	Latitude (S)	Depth (m)	Operating time (hr)
Cast	1	173° 28.61'	19° 05.00'	2687	2.0
	2	173° 29.03'	19° 03.62'	2690	2.0
	3	173° 29.00'	19° 02.36'	2714	2.2
	4	173° 29.28'	18° 59.96'	2685	1.9
	5	173° 29.38'	18° 58.00'	2723	2.0
	6	173° 29.49'	18° 56.60'	2718	1.9
		(whole transits)			(1.8)
				Total	13.8
Tow-yo	SOL ^a	173° 28.50'	19° 06.00'	2705	13.0
	EOL ^b	173° 30.20'	18° 55.00'	2718	
			(deploy & recovery)		(4.7)
				Total	17.7

a: start of line, b: end of line

수행할 경우에는 tow-yo 조사에 비해 시간 단축 효과를 단정할 수는 없다. 하지만 기존에 전세계 중앙 해령과 후열도 분지 지역을 대상으로 파악된 열수 활동의 발생 빈도는 대부분 수심 200-4,300 m 사이에 분포하며, 그 중 78% 정도가 수심 2,800 m 이내에서 발생하고, 특히 수심 2,200-2,800 m 사이에서 가장 높은 빈도를 나타내는 것으로 알려져 있다(Baker and German 2004). 따라서 본 연구에서 제시한 cast 조사 방법의 시간 단축 효과는 일부 제한적인 측면이 있겠지만 열수 환경을 대상으로 적용하기에 무리가 없는 것으로 여겨진다. 아울러 느린 확장 속도 (<55 mm/yr (full rate))를 갖는 중앙해령은 열수 활동 범위가 횡적으로(off-axis) 확장되는 경향이 있는데 광범위하게 확장축(on-axis) 위주로 tow-yo 조사가 수행될 경우에는 사면(e.g., axial valley wall 또는 flank) 지역의 열수 활동을 감지하지 못할 가능성이 있다는 점도 인식해야 한다(German et al. 2008a; Son et al. 2014).

중앙해령, 후열도 분지, 열도 화산대를 대상으로 새로운 열수 활동 지역을 파악하기 위해서는 마그마 활동이 집중되는 확장축이나 비변환 단층(non-transform discontinuity) 구역, 해저산의 분화구를 중심으로 수층 조사 지역을 선정하여 관측을 수행하게 된다. 이 연구의 사례에서 제시된 것과 같이 CTD cast는 열수 분출구 위치 파악에 대한 정확도는 떨어지지만 열수 활동 여부를 판별하기 위한 열수 플룸을 검출하는 효율성의 차이는 크지 않다. 또한 운영 시간이 절감되어 제한된 탐사시간 내에 더 넓은 지역에 걸쳐 플룸 조사를 수행할 수 있는 장점이 있으며, 추가적

으로 음향 도플러 유속계(ADCP)를 장착해 운영하면 열수 플룸 및 주변 해수의 흐름을 파악하는게 가능하다 (Thomson et al. 1989; Walter et al. 2010). 따라서 신규 열수 분출 지역을 탐사할 경우 초기 탐사단계에서 CTD cast 운영을 통한 열수 활동 판별을 먼저 수행하고, 확인된 열수 활동 지역을 대상으로 CTD tow-yo 수행을 통해 정밀하게 플룸 분포를 관측하고 근원지를 추적하는 것이 신규 열수 분출 지역에 대한 탐사의 효율을 높이는 방안이 될 것이다. 아울러 플룸 검출 연구를 통해 활동적인 분출 지역과 그것의 위치를 감지하고 난 이후의 탐사단계에서는 실제적인 분출구 위치 및 정밀 지형 자료, 열수 활동과 연관된 생물 군집 등에 관한 정보를 얻기 위해 유·무인 잠수정과 같은 특별한 해저면 탐사 장비의 활용이 수반되어야 할 것이다.

사 사

이 연구는 해양수산부 R&D 연구 과제인 ‘남서태평양 및 인도양 해양광물자원 개발(PM58080)’ 사업의 지원을 받아 수행되었습니다. 북피지 분지 탐사 현장에서 CTD 및 Tow-yo 장비 운영에 많은 도움을 주신 정창현 기술원님께 감사의 말씀 드립니다. 또한 본 논문에 대한 세심한 검토와 조언을 주신 익명의 심사위원님께 감사드립니다.

참고문헌

- 손승규, 이경용, 박용철 (2000) 남서태평양 마누스분지 해역의 열수 plume 증거: 투명도 및 황화수소 분포. 한국해양학회지 「바다」 5(4):363-373
- 해양수산부 (2006) 2005년 남서태평양 광물자원(해저열수광상, 망간각) 개발사업 보고서. 한국해양연구원, CRPM 36000-1799-5, 101-138 p
- APHA (1985) Standard methods for the examination of water and wastewater: 16th Edition. American Publish Health Association, Washington D.C., 1268 p
- Auzende JM, Pelletier B, Lafoy Y (1994) Twin active spreading in the North Fiji Basin (Southwest Pacific). *Geology* 22(1):63-66
- Baker ET, Embley RW, Walker SL, Resing JA, Lupton JE, Nakamura K, de Ronde CEJ, Massoth GJ (2008) Hydrothermal activity and volcano distribution along the Mariana arc. *J Geophys Res* 113:1-16
- Baker ET, German CR (2004) On the global distribution of hydrothermal vent fields, in Mid-Ocean Ridge. In: German CR, Lin J, Parson LM (eds) Hydrothermal Interactions Between the Lithosphere and Ocean. Geophysical Momograph Series, Vol. 148, AGU, Washinton D.C., pp 245-266
- Baker ET, Milburn HB (1997) MAPR: A new instrument for hydrothermal plume mapping. In: 1997 Ridge Events 8(1), University of New Hampshire, Durham, Jan 1997, pp 23-25
- Baker ET, Resing JA, Walker SL, Martinez F, Taylor B, Nakamura K (2006) Abundance hydrothermal venting along melt-rich melt-free ridge segments in the Lau back-arc basin. *Geophys Res Lett* 33:L07308. doi:10.1029/2005GL02583
- Baker ET, Tennant DA, Feely RA, Lebon GT, Walker SL (2001) Field and laboratory studies on the effect of particle size and composition on optical backscattering measurements in hydrothermal plumes. *Deep-Sea Res Pt I* 48:593-604
- de Ronde CEJ, Massoth GJ, Baker ET, Lupton JE (2003) Submarine hydrothermal venting related to volcanic arcs. In: Simmons SF, Graham IJ (eds) Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth, Society of Economic Geologists. Special publication, Littleton, Cololado, pp 91-110
- Edmonds HN, Michael PJ, Baker ET, Connelly DP, Snow JE, Langmuir CH, Dick HJB, Mühe R, German CR, Graham DW (2003) Discovery of abundant hydrothermal venting on the ultraslow-spreading Gakkel ridge in the Arctic Ocean. *Nature* 421:252-256
- Elderfield H, Schultz A (1996) Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annu Rev Earth Pl Sc* 24:191-224
- German CR, Baker ET, Connelly DP, Lupton JE, Resing J, Prien RD, Walker SL, Edmonds HN, Langmuir CH (2006) Hydrothermal exploration of the Fonualei Rift and Spreading Center and the Lau Spreading Center. *Geochem Geophy Geosy* 7(11):Q11022. doi:10.1029/2006GC001324
- German CR, Baker ET, Mevel C, Tamaki K, FUJI Scientific Team (1998) Hydrothermal activity along the southeast Indian Ridge. *Nature* 395(6701):490-493
- German CR, Bennett SA, Connelly DP, Evans AJ, Murton BJ, Parson LM, Prien RD, Ramirez-Llodra E, Jakuba M, Shank TM, Yoerger DR, Baker ET, Walker SL, Nakamura K (2008a) Hydrothermal activity on the southern Mid-Atlantic Ridge: Tectonically- and volcanically-controlled venting at 4-5°S. *Earth Planet Sc Lett* 273:332-344
- German CR, Von Damm KL (2006) Hydrothermal processes. In: Elderfield H (ed) The oceans and marine geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp 181-222
- German CR, Yoerger DR, Jakuba M, Shank TM, Langmuir CH, Nakamura K (2008b) Hydrothermal exploration

- with the Autonomous benthic Explorer. Deep-Sea Res Pt I **55**:203-219
- Gràcia E, Ondréas H, Bendel V, STARMER Group (1994) Multiscale morphologic variability of the North Fiji Basin ridge (Southwest Pacific). *Mar Geol* **116**:133-151
- Halbach P, Rahders E, Halbach M (1999) Basalt-hosted massive sulfide deposits at the North Fiji Basin, NFB: results from the SO 134 cruise in August 1998. In: Stanley CJ (ed) *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam, pp 511-514
- Haymon RM (2005) Hydrothermal vents at mid-ocean ridges. In: Selley RC (ed) *Encyclopedia of Geology: Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp 388-395
- Ishibashi J, Grimaud D, Nojiri Y, Auzende JM, Urabe T (1994) Fluctuation of chemical compositions of the phase-separated hydrothermal fluid from the North Fiji Basin Ridge. *Mar Geol* **116**:215-226
- Kawagucci S, Okamura K, Kiyota K, Tsunogai U, Sani Y, Tamaki K, Gamo T (2008) Methane, manganese, and helium-3 in newly discovered hydrothermal plumes over the Central Indian Ridge, 18°-20°S. *Geochem Geophys Geosy* **9**:Q10002. doi:10.1029/2008GC002082
- Kim J, Son SK, Son JW, Kim KH, Shim WJ, Kim CH, Lee KY (2009) Venting sites along the Fonualei and Northeast Lau Spreading Centers and evidence of hydrothermal activity at an off-axis caldera in the northeastern Lau Basin. *Geochem J* **43**:1-13
- Koschinsky A, Seifert R, Halbach P, Bau M, Brasse S, de Carvalho LM, Fonseca NM (2002) Geochemistry of diffuse low-temperature hydrothermal fluids in the North Fiji Basin. *Geochim Cosmochim Acta* **66**:1409-1427
- Leat PT, Larter RD (2003) Intra-oceanic subduction system: introduction. In: Larter RD (ed) *Intra-oceanic subduction systems: tectonic and magmatic processes*. Vol 219, Geology Society of London, Special Publications, London, pp 1-17
- Lupton JE, Arculus RJ, Resing J, Massoth GJ, Greene RR, Evans LJ, Buck N (2012) Hydrothermal activity in the Northwest Lau Backarc Basin: Evidence from water column measurements. *Geochem Geophys Geosy* **13**:Q0AF04. doi:10.1029/2011GC003891
- Marbler H, Koschinsky A, Pape T, Seifert R, Weber S, Baker ET, de Carvalho LM, Schmidt K (2010) Geochemical and physical structure of the hydrothermal plume at the ultramafic-hosted Logatchev hydrothermal field at 14°45'N on the Mid-Atlantic Ridge. *Mar Geol* **271**(3-4):187-197
- Martinez F, Taylor B, Baker ET, Resing JA, Walker SL (2006) Opposing trends in crustal thickness and spreading rate along the back-arc Eastern Lau Spreading Center: Implications for controls on ridge morphology, faulting, and hydrothermal activity. *Earth Planet Sc Lett* **245**:655-672
- Massoth G, Baker ET, Worthington T, Lupton J, de Ronde C, Arculus R, Walker S, Nakamura K, Ishibashi J, Stoffers P, Resing J, Greene R, Lebon G (2007) Multiple hydrothermal sources along the south Tonga arc and Valu Fa Ridge. *Geochem Geophys Geosy* **8**(11):Q11008. doi:10.1029/2007GC001675
- Mottl MJ (2003) Partitioning of heat and mass fluxes between mid-ocean ridge axes and flanks at high and low temperature. In: Halbach P (ed) *Dahlem Workshop Report on Energy and Mass Transfer in Marine Hydrothermal Systems*. Dahlem University Press, Berlin, pp 271-286
- Mottl MJ, Sansone FJ, Wheat CG, Resing JA, Baker ET, Lupton JE (1995) Manganese and methane in hydrothermal plumes along the East Pacific Rise, 8°40' to 11°50'N. *Geochim Cosmochim Acta* **59**(20):4147-4165
- Nakamura K, Veirs S, Sarason CP, McDuff RE, Stahr F, Yoerger DR, Bradley AM (2000) Electrochemical signals in rising buoyant plumes and tidally oscillating plumes at the main Endeavour vent field, Juan de Fuca Ridge. In: *Abstracts of the 2000 AGU Fall Meeting*, San Francisco, California, 15-19 Dec 2000
- Nojiri Y, Ishibashi J, Kawai T, Otsuki A, Sakai H (1989) Hydrothermal plumes along the North-Fiji Basin spreading axis. *Nature* **342**(6250):667-670
- Pelayo AM, Stein S, Stein CA (1994) Estimation of oceanic hydrothermal heat flux from heat flow and depths of mid-ocean ridge seismicity and magma chambers. *Geophys Res Lett* **21**:713-716
- Ray D, Raju KAK, Baker ET, Rao AS, Mudholkar AV, Lupton JE, Prakash LS, Gawas RB, Kumar TV (2012) Hydrothermal plumes over the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. *Geochem Geophys Geosy* **13**(1):Q01009. doi:10.1029/2011GC003888
- Scheirer DS, Baker ET, Johnson KTM (1998) Detection of hydrothermal plumes along the southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau. *Geophys Res Lett* **25**(1):97-100
- Son J, Pak SJ, Kim J, Baker ET, You OR, Son SK, Moon JW (2014) Tectonic and magmatic control of hydrothermal activity along the slow-spreading Central Indian Ridge, 8°S-17°S. *Geochem Geophys Geosy* **15**. doi:10.1002/2013GC005206
- Speier K, Maltrud M, Thurnherr A (2003) A global view of dispersion above the mid-ocean ridge. In: Halbach P,

- Tunnicliffe V, Hein J (eds) Energy and Mass Transfer an Marine Hydrothermal Systems. Vol 89, Dahlem Workshop Report, Dahlem University Press, Berlin
- Spiess FN, Macdonald KC, Atwater T, Ballard R, Carranza A, Cordoba D, Cox C, Garcia VM, Francheteau J, Guerrero J, Hawkins J, Haymon R, Hessler R, Juteau T, Kastner M, Larson R, Luyendyk B, Macdougall JD, Miller S, Normark W, Orcutt J, Rangin C (1980) East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. *Science* **207**:1421-1433
- Thomson R, Gordon RL, Dymond J (1989) Acoustic Doppler current profiler observations of a mid-ocean ridge hydrothermal plume. *J Geophys Res* **94**(C4):4709-4720
- Tivey MK (2007) Generation of seafloor hydrothermal vent fluids and associated mineral deposits. *Oceanogr* **20**(1): 50-65
- Tolstoy M, Cowen JP, Baker ET, Fornari DJ, Rubin KH, Shank TM, Waldhauser F, Bohnenstiehl DR, Forsyth DW, Holmes RC, Love B, Perfit MR, Weekly RT, Soule SA, Glazer B (2006) A seafloor spreading event captured by seismometers. *Science* **314**(5807):1920-1922
- Von Damm KL (2001) Hydrothermal vent fluids, chemistry of. In: Steele JH (ed) *Encyclopedia of ocean science*. Elsevier, Amsterdam, pp 164-171
- Walker SL, Baker ET, Resing JA, Nakamura K, McLain PD (2007) A new tool for detecting hydrothermal plumes: An ORP Sensor for the PMEL MAPR. In: Abstracts of the 2007 AGU Fall Meeting, Sanfrancisco, 10-14 Dec 2007
- Walter M, Mertens C, Stöber U, German CR, Yoerger DR, Stülfenfuß J, Rhein M, Melchert B, Baker ET (2010) Rapid dispersal of a hydrothermal plume by turbulent mixing. *Deep-Sea Res Pt I* **57**:931-945
- 국문 참고자료의 영어 표기**
English translation / Romanization of references originally written in Korean
- Son SK, Lee KY, Park YC (2000) Evidence for Hydrothermal Plume in Manus Basin, SW Pacific: Distribution of Transparency and Hydrogen Sulfide. *J Korean Soc Oceanogr* **5**(4):363-373 (in Korean)
- Ministry of Maritime Affairs and Fisheries (2006) The report on '05 mineral resources (seafloor hydrothermal deposits and Fe-Mn crusts) development in the south-western Pacific Ocean. Korea Ocean Research and Development Institute, CRPM 36000-1799-5, 101-138 p (in Korean)

Received Jan. 13, 2014

Revised May 13, 2014

Accepted Jun. 12, 2014