물리탐사 Mulli-Tamsa
Vol. 11, No. 3, 2008, p. 167~176

해양 지구물리 탐사를 이용한 해저열수광상 부존지역 탐지 방법

김현섭[1]* · 정미숙[1] · 김창환[2] · 김종욱[1] · 이경용[1]

[1]한국해양연구원 심해 · 해저자원연구부, [2]한국해양연구원 동해특성연구부

The Exploration Methodology of Seafloor Massive Sulfide Deposit by Use of Marine Geophysical Investigation

Hyun Sub Kim[1]*, Mee-Sook Jung[1], Chang Hwan Kim[2], Jonguk Kim[1] and Kyeong-Yong Lee[1]

[1]Deep-sea and Marine Georesources Research Department, Korea Ocean Research and Development Institute
[2]East Sea Environment Research Department, Korea Ocean Research and Development Institute

요 약: 태평양 해양 지각판과 인도-호주 대륙 지각판간 섭입작용에 의해 형성된 남태평양 라우분지는 활동성 후열도분지로서 해저열수광상이 부존할 가능성이 매우 높은 지역이다. 한국해양연구원은 라우분지를 대상으로 다중음향측심장비(EM120)을 이용하여 정밀지형조사를 실시하여 열수활동이 활발할 것으로 예측되는 해저 지각 확장축 주변지역 (FRSC)과 해저화산 지역(MTJ)을 선별하였다. 또한, 표층 및 심해견인 자력탐사결과를 토대로 저 자기이상 현상을 나타내는 열수광체 지역을 선정하였다. 표층 및 심해 견인 자력탐사 결과 해령에서 주로 나타나는 Central Anomaly Magnetization High(CAMH)가 FRSC-2 지역에서 관측되었으며, MTJ-1 지역에서는 열수분출작용으로 추정되는 저자화이상이 발견되었다. CTD 시스템을 이용하여 열수 플룸 추적자인 투명도, 수소이온(pH), 미생물생체량(ATP), 메탄(CH_4) 농도를 실시간으로 측정한 결과 FRSC-2와 MTJ-1 지역은 현재 매우 활발한 화산 활동이 진행되고 있음을 알 수 있었다. 이 지역에서 채취한 열수분출공과 기반암 시료는 이 지역에서 열수활동이 진행되었거나 진행되고 있으며, 실제로 열수 광체가 부존하고 있음을 확인할 수 있었다. 첨단 해저면 영상장비를 사용하지 않고도, 전통적인 해양 지구물리탐사 방법이 해저열수광상의 탐지에 비용 효과적인 탐사방법임을 알 수 있었다.

주요어: 해저열수광상, 정밀지형조사, 자력탐사, 열수 플룸

Abstract: Lau basin of the south Pacific, as an active back arc basin, is promising area bearing seafloor massive hydrothermal deposit that is located in a subduction zone between the Pacific ocean plate and Indo-Australian continental plate. We performed multi-beam bathymetry survey in the Lau basin using EM120, to find out high hydrothermal activity zone. Fonualei Rift and Spreading Center (FRSC) and Mangatolou Triple Junction (MTJ) area were selected for precise site survey through seafloor morphology investigation. The result of surface and deep-tow magnetometer survey showed that Central Anomaly Magnetization High (CAMH) recorded which is associated with active ridge in FRSC-2 and revealed very low magnetic anomalies that can be connected to past or present high hydrothermal activity in MTJ-1 seamount area. Moreover, the physical and chemical tracers of hydrothermal vent flume, i.e., transmission, hydrogen ion concentration (pH), adenosine triphosphate (ATP), methane (CH4) by use of CTD system, showed significant anomalies in those areas. From positive vent flume results, we could conclude that these areas were or are experiencing very active volcanic activities. The acquired chimney and hydrothermal altered bed rock samples gave us confidence of the existence of massive hydrothermal deposit. Even though not to use visual exploration equipment such as ROV, DTSSS, etc., traditional marine geophysical investigation approach might be a truly cost-effective tool for exploring seafloor hydrothermal massive deposit.

Keywords: seafloor hydrothermal deposit, multi-beam, magnetic anomaly, vent flume

2008년 4월 1일 접수; 2008년 7월 18일 채택
*Corresponding author
E-mail: hyskim@kordi.re.kr
Address: Deep-sea Resources Research Division,
Korea Ocean Research and Development Institute,
1270, Sa-dong, Ansan

서 론

열수 활동이 처음으로 발견된 이래로(Corliss *et al.*, 1978) 지난 약 30년 동안의 열수 분출공의 존재와 그 위치에 대한 체계적인 탐사는 전 세계적으로 분포하는 65,000 km 해령 가운데 10% 정도만 수행되었다(Baker and German, 2004). 전체 해령 중 후열도 확장축(back arc spreading centers)은 대략 7,000 km에 달한다(Bird, 2003). 후열도 확장대의 열수활동은 중앙해령지역과 달리 기반암과 휘발성 유체와 같은 다른 요인들에 의해 다양한 조성을 갖는 열수활동들이 보고됨에 따라 많은 관심을 받고 있다(German and Von Damm, 2004).

자원개발 관점에서 해저열수광상은 얕은 부존 수심, 육지와의 근접성, 황화물 형태의 금속결합, 단위면적당 높은 금속함량(금, 은, 구리, 아연, 납), 등 개발에 유리한 여러 가지 장점을 갖추고 있어 가장 먼저 개발될 심해저 광물자원으로 부각되고 있다. 해저열수광상의 부존 가능성이 높고, 실질적으로도 많이 발견되는 지역으로는 크게 해양지각이 형성되는 중앙해령(Mid Ocean Ridge, MOR)과 해양지각이 소멸되는 섭입대로 구분할 수 있다(Kennett, 1982). 남서태평양 지역은 해양지각이 소멸되는 장소로 지각판의 섭입과 관련된 화산활동이 발생하며, 호상열도 및 배호분지가 특징적으로 발달되어 있으며 대부분이 남서태평양 도서국들의 배타적 경제수역(Exclusive Economic Zone, EEZ)에 속한다. 이 지역은 중앙해령에 비해 퇴적물에서 공급된 많은 양의 물이 마그마 형성에 참여하기 때문에 경제성 높은 해저열수광상 형성에 좋은 환경을 제공하며 실제로 중앙해령에 비해 금속함량이 높은 특성을 갖고 있다.

전 세계 후열도분지(back arc basin)의 75%가 서태평양지역에 있으며, 이 가운데 마리아나 해구(Mariana Trough), 안다만해(Andaman Sea), 마누스 분지(Manus Basin), 우드락 분지(Woodlark Basin), 북피지 분지(North Fiji Basin), 라우 분지(Lau Basin) 등 6개 지역은 후열도확장축을 가지고 있다. 이들 후열도분지는 후 백악기 이래로 태평양 판의 경계부에 유착되어 보존되어 왔으며(Kroenke, 1984; Honza, 1991; Tamaki and Honza, 1992), 후열도확장축은 중앙해령에 견줄 수 있는 해저화산활동의 가장 중요한 위치이다. 특히, 연구대상지역을 포함하는 라우분지(Fig. 1)는 전 세계적으로 지구조, 지화학, 지구물리 연구가 가장 잘 진행되어온 후열도 확장대에 속하기 때문에 열수활동의 다양성을 연구하기에 매우 유리한 지역 중 하나이다(Turner and Hawkesworth, 1998; Zellmer and Taylor, 2001).

우리가 해저열수광상의 대상지역으로 관심을 갖고 있는 후열도확장축과 관련된 후열도분지는 대부분 남태평양 도서국가의 EEZ 내에 위치하고 있다. 이 지역은 중앙해령에 비해 퇴적물에서 공급된 많은 양의 물이 마그마 형성에 참여하기 때문에 경제성 높은 해저열수광상 형성에 좋은 환경을 제공한다.

경제성 있는 해저열수광상을 탐지하기 위해 실시된 KODOS 05-H 탐사에서는 정밀 및 광역음향측심기, 중력계, 해상자력계, 천부지층탐사기 등의 운영을 통해 수심, 해저지형 및 지구조 등을 조사하였으며, 열수광체, 기반암, 퇴적물, 해수 등의 시료채취를 위해 드렛지, 다중주상시료채취기, CTD (Conductivity Temperature and Depth) 등의 장비를 운영하였다.

해저열수광상 탐사 선진국들은 무인잠수정(ROV), 심해견인음향측심기(DTSSS), 심해저카메라 등을 이용하여 광체를 추적하고 있으나, 첨단 장비가 확보되지 않은 우리의 상황을 타개하고자 기존의 탐사방법을 조합하여 직접적으로 열수광체를 확인할 수 있는 탐사방법 이전에 열수 광체를 확인할 수 있는 적합한 방법을 고안하고 이를 적용하여 보았다.

열수분출이 가능한 지역은 중앙해령의 해저확장축 주변, 활동성 후열도 분지내의 해저확장축 주변 및 해저화산이 주요 대상이 되며, 열수분출대에서 해양지각을 통과하는 열수유체는 높은 온도와 함께 부식성이 있으므로 자성광물들이 파괴되거나 낮은 자성을 가지는 광물로 변질시켜 국지적인 저자화대를 만들고 해령의 축은 젊은 용암(lava)에서 강하게 자화된 강자성광물의 존재에 의해 주변보다 상대적으로 높은 자화값을 가진다(Tivey *et al.*, 1993; Schouten *et al.*, 1999). 이를 바탕으로 전통적인 지구물리 탐사방법인 광역정밀수심 탐사와 자력탐사를 수행하여 라우 분지 열수광체 추적에 사용하였다. 실해역탐사를 통해 획득한 탐사자료를 실시간으로 처리 · 분석하였고 이를 토대로 선택한 시료채취 정점에서의 시료분석 결과가 지구물리 탐사 결과와 부합하는지 비교하였다. 이를 통해 첨단 영상장비를 사용하지 않고도, 지구물리탐사 방법을 이용하여 열수 광체를 탐지할 수 있는 대안을 제시하고자 하였다. 또한, 국내에서는 처음 시도된 심해견인자력계(Deep Tow Magnetometer)를 이용한 지구자기장 분포 특성을 통해 해저열수광상의 유무를 확인하고자 하였다.

통가해역의 지질환경

라우 분지는 태평양 지각판과 인도-호주 지각판이 섭입하는 경계에 위치하며 수심이 2,000 ~ 3,000 m로 심해평원에 비해 비교적 얕은 활동성 후열도분지이다(Fig. 1). 이 분지는 피지의 남동쪽과 통가의 서쪽에 위치하고 있으며 남위 15 ~ 25° 그리고 서경 174 ~ 179° 걸쳐 동쪽으로 통가 해령(Tonga Ridge)과 토푸아 열도(Tofua Arc), 서쪽으로 잔호(remanant arc)인 라우 해령(Lau Ridge)을 경계로 하여 쐐기 모양(wedge shape)으로 자리 잡고 있다(Karig, 1970; Hawkins, 1974; Isacks and Barazangi, 1977; Bevis *et al.*, 1995, Fig. 1). 북쪽 끝은 그 폭이 약 500 km에 이르며 남쪽으로 가면서 좁아져 하브르 해구(Havre Trough)와 합쳐지는 곳에서는 약 200 km 이다. 라우 해령과 토푸아 열도 사이의 평탄한 지역인 라우 분지는 판이 수렴해 들어가는 섭입대, 활발한 활동을 보이는 화산열도, 지

지층, 그리고 잔여 열도와 함께 상부섭입대(suprasubduction zone, SSZ)로 이루어져 있다(Isacks and Barazangi, 1977). 상부섭입대에서는 맨틀에서 기인된 용융물질이 호상 열도를 형성하며, 후열도지역에서는 지각의 확장에 의해 분지가 생성된다. 상부섭입대의 열도와 후열도분지는 경사진 지진대(seismic zone)위에 위치한다(Billington, 1980; Giardani and Woodhouse, 1984; Hawkins, 1995).

연구지역인 라우분지 안에는 해양지각이 분포하고 있으며, 분지의 중앙부근에는 Eastern Lau Spreading Center (ELSC)와 Central Lau Spreading Center (CLSC)가 남북방향으로 길게 발달되어 있다. 연장이 19°20'S부터 21°S까지 약 180 km에 달하는 ELSC는 분지의 폭이 좁아지는 남쪽 끝에서 발루파 해령(Valu Fa Ridge, VFR)과 합쳐진다. 분지의 동쪽 경계부인 토푸아 열도 북쪽에는 Fonualei Rift and Spreading Center (FRSC)가 남북방향으로 발달해 있다.

라우 분지의 열수 분출공은 발루파 해령에서 처음 발견되었으며(Giardani and Woodhouse, 1986), 최근 체계적인 열수 탐사가 VFR과 ELSC 전체에서 수행됨에 따라 라우 분지의 남부지역에서 광역적인 열수 활동에 대한 증거가 새로이 발견되었다(Pelletier and Louat, 1989; Parson *et al.*, 1990, 1992a, 1992b). 이들 연구에 따르면 중앙 해령 지역에서 관찰된 것과 마찬가지로 ELSC의 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 확장속도가 증가하면서 열수 활동의 빈도가 점진적으로 증가하였다(Fig. 1).

탐사가 수행된 라우분지 북동부에 위치하는 후열도 확장대인 FRSC는 1996년 처음으로 상세한 지형조사가 이루어졌으며, 통가 지각판과 Niuafo'ou 미지각판(microplate)의 경계를 구분하는 것으로 파악되었다. 탄성파 및 지자기 자료를 통해 계산된 FRSC의 확장속도는 최남단부에서 47 mm/yr이며, 최북단부에서는 85 mm/yr로 계산되어 북쪽으로 갈수록 증가한다(Hawkins, 1974). 이러한 확장속도의 변화에 따라 FRSC의 확장축과 인접한 통가 열도 사이의 거리는 최남단인 18°S에서 약 25 km이며, 확장축을 따라 220 km 떨어진 최북단인 16°S에서는 약 75 km로 증가한다. 이러한 확장속도 및 지형의 변화는 VFR과 ELSC에서 관찰된 것과 유사한 것인데, VFR과 ELSC 역시 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 확장속도가 40 mm/yr에서 90 mm/yr로 증가하며, 열도와 확장축의 거리 역시 40 km에서 120 km로 증가한다(Zellmer and Taylor, 2001). FRSC와 VFR/ELSC의 차이점은 VFR/ELSC의 경우 이러한 변화가 FRSC의 약 두 배에 해당되는 23°S에서 19°S에 걸쳐 보다 점진적으로 일어나는 점이다.

최근의 조사 결과에서는 FRSC의 북쪽 확장대를 NELSC (Northeast Lau Spreading Center)로 구분하였다(Fig. 1). NELSC는 MTJ (Mangatolou Triple Junction)의 북동쪽에 위치하며 통가 해구 최북단부까지 연장된다. NELSC는 라우분지 서쪽의 FSC (Futuna Spreading Center)와 NWLSC (Northwest Lau Spreading Center)와 함께 라우분지 북쪽에서 관찰되는 세 개의 주요한 확장축 중 하나이다. 위성위치시스템(GPS)에 의해 알려진 바로는 NELSC의 주향에 수직으로 확장되는 인도호주 지각판과 통가 지각판의 분리 속도는 157 mm/yr이고, 이중 MTJ의 확장속도는 94 mm/yr로 FRSC의 북부와 유사하다(Hawkins, 1974). NELSC는 MTJ의 북동쪽 확장대로 평행하게 위치하는데, 이와 유사한 다른 지역의 사례로부터 NELSC의 확장속도 역시 94 mm/yr로 유추할 수 있다(Zellmer and Taylor, 2001). NELSC 지역은 북쪽의 사모아 열점에 인접해 있기 때문에 화산활동 및 열수활동이 열점의 영향을 받았을 가능성이 있다. 또한 태평양의 헬륨분포 조사를 통해 동태평양 해령과, 하와이, 그리고 피지-통가의 세 지역에서 광역 헬륨이상치가 발견된바 있는데(Hawkins *et al.*, 1994; Parson and Hawkins, 1994), 이들 문헌들은 NELSC 지역의 열수활동이 남서태평양 피지-통가 지역의 광역 플룸의 근원지가 될 수 있음을 제시하였다.

연구 방법 및 자료처리

연구 지역

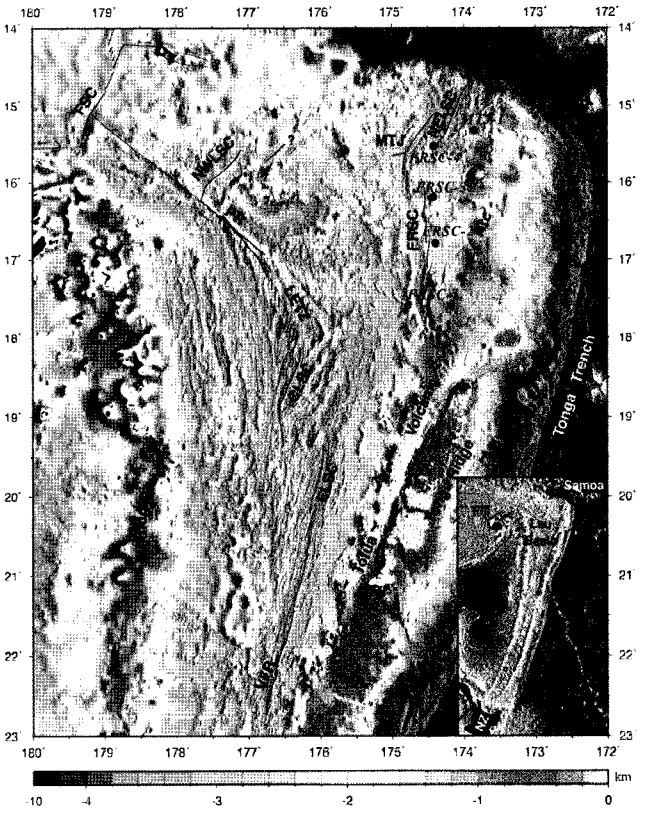

Fig. 1. Regional bathymetry map and tectonic setting of the Lau Basin, from Zellmer and Taylor (2001). Plate boundaries are labeled as follows: FSC, Futuna Spreading Center; NWLSC, Northwest Lau Spreading Center; PR, Peggi Ridge Transform Fault; LETZ, Lau Extensional Transform Zone; CLSC, Central Lau Spreading Center; VFR, Valu Fa Ridge; MTJ, Mangatolou Triple Junction; NELSC, Northeast Lau Spreading Center; FRSC, Fonualei Rift and Spreading Center.

열수 분출 후보지역을 조사하기 위해 FRSC 지역의 해저 확장축을 중심으로 4개 지역을 선정하였으며, 이들을 각각 FRSC-1, -2, -3, -4로 명명하였다. 또한, MTJ 지역에서는 전형적인 칼데라 구조를 가진 해저산 지역을 MTJ-1로 명칭을 부여하고 집중적인 탐사활동을 수행하였다. 위 후보지역 중에서 지구물리 탐사결과 및 시료채취 결과에서 뚜렷한 이상 증후를 발견한 FRSC-2 및 MTJ-1 해저산에서의 탐사 결과를 중심으로 열수광체 추적 방법을 소개하고자 한다.

정밀 지형 조사

한국해양연구원의 연구선 온누리호 선저에 장착된 Kongsberg Maritime사의 단일빔음향측심기(single beam echo sounder, EA500)과 다중빔음향측심기(multi beam echo sounder, EM120)을 사용하여 연구지역의 수심과 지형자료를 획득하였다. 두 장비는 모두 12 kHz의 주파수를 사용한다.

EM120은 좌 · 우현 모두 65°의 빔 주사각도를 선택하였으며 이때 최대 탐지 대역폭은 평균 수심 2,000 m를 상정할 때 이론적으로는 좌우 각각 6 km 까지 가능하다. 하지만, 실제 대역폭은 지형기복에 따라 약 3 ~ 5 km로 다양한 양상을 보였다. EM120 수심측정 측선은 4 해리(약 7.4 km) 간격을 유지하였다. 자료획득시 최외곽 빔에서 일어날 수 있는 지형 왜곡 현상을 최소화하기위해 측선간 자료 중첩율은 약 30%를 유지하였으며, 연구선의 선속은 9.5 ~ 11 knot로 운용하였다.

다중빔 음향탐사자료의 정확도, 특히 외각 빔들에 의한 왜곡 현상을 유발하는 가장 큰 요인은 수층 음파 진행 속도의 부정확성에 기인한다(Wille, 2005). 이를 방지하기 위하여 탐사 시작 직전 수층별 음파 속도 측정을 SVP (sound velocity profiler)를 사용하여 실시하였다. 탐사 진행 중에는 선저 수심 5 m에 설치된 실시간 음파속도 측정기를 통하여 정점에서의 기관측치와 차이를 비교하였다. 탐사 도중 최고 2 m/s의 속도차가 나타났으나, 재측정 요구 수준인 5 m/s에 미치지 못하는 값으로 자료 정확도에 영향을 미치지 못하는 것으로 판단하였다(Kongsberg maritime AS, 2003). 측선 종료 후 SVP를 다시 측정하였으며 탐사전 관측 자료와 거의 동일한 음파 속도 단면을 얻었다.

EM120 자료처리는 전문프로그램(*Neptune*)에서 필터링한 수심자료를 ascii 형태 (x, y, z)로 저장하여 범용 다중빔 자료처리 소프트웨어인 *GMT*와 *MB-system* (Caress and Chayes, 1996)을 이용하여 수심도를 작성하였고 그 결과를 Fig. 2와 3에 도시하였다.

해상 지자기 탐사

연구선 온누리호와 심해견인 자력계(SeaSPY)를 이용하여 표층 자력탐사와 심해견인 자력탐사를 병행하여 지자기자료를 획득하였다. 사용된 심해견인 자력계인 SeaSPY는 오버하우져형의 총성분 측정 자력계로서 5000 m 신호케이블과 센서, 컴퓨터 인터페이스 및 신호제어용 컴퓨터, logging S/W 등을 이용하여 기존의 자력계로는 획득하기 어려웠던 심해 근접 자력자료를 획득할 수 있었다. 본 조사에서 표층 자력탐사의 경우 온누리호(전장 60 m) 선체에 의한 영향을 최소화하기 위해 자력센서를 선체의 길이보다 약 세 배 이상 긴 200 m 후미에서 5 ~ 6 knot의 속도로 예인하였으며 이때 자력센서는 수면에서 평균 10 ~ 15 m 깊이에 위치하였다. 심해 자력탐사는 5000 m 신호케이블을 이용하여 해저면에서 약 500 m 고도를 유지하며 2 ~ 3 knot의 속도로 견인하였다. 1초 간격으로 신호를 측정 · 기록하며, 획득한 자료는 관측시의 시간, 위치, 지자장 측정치 및 예인심도 등이다.

측정한 지자기자료는 온누리호 후미에서 예인된 센서에서 얻은 것이므로 DGPS 안테나가 설치된 지점까지의 위치를 보정해 주어야 한다. 이를 위해서 선미에서 센서까지와 선미로부터 DGPS 안테나까지의 거리를 합하고 센서의 수심을 고려하여 실제 지자기 측정위치를 결정하였다. 위치보정이 끝난 자력치로부터 불량자료들을 편집 · 삭제하고 고주파 잡음을 제거하기 위한 노이즈 필터를 적용하였다. 측정 자력치에는 해저지질구조와 관계없는 자기장의 시간적 변화량이 포함되어 있으므로 이를 측정치에서 소거해야 한다. 일반적으로 이를 위해 탐사지역에 근접한 육상고정관측점에서 측정한 지자기자료에서 시간적 변화량을 산출하여 보정하여야하나, 탐사지역이 대양심해역으로 육지와 멀리 떨어져 있고 자기폭풍과 같은 큰 자기장 교란이 없다는 가정하에 일변화 보정을 생략하였다. 지구자기장의 시간적 변화량 외에도 측정 자기장에는 지구심부 근원의 전 지구적 주기를 갖는 주지자기장 성분이 90%를 넘게 차지한다. 따라서 지구를 균일하게 자화된 회전 타원체로 가정하고 자기장을 구면조화함수로 표시한 국제참고지자기장(IGRF2005)을 산출하여 측정 자료에서 소거하였다. 광역주기성분을 분리함으로써 지각 내 분포하는 지질 암상이나 구조의 변화에 의한 자력치만을 얻을 수 있다.

열수 플룸(Flume) 추적

현재 우리가 보유한 장비 중 실시간 열수 분출수를 확인할 수 있는 장비는 CTD (Sea-Bird, 911 Plus) 시스템에 부착된 탁도계(transmissometer)이다. 따라서 부유물질의 이상농도가 확인된 수심은 열수 분출수에 의한 영향여부를 확인하기 위하여 선상에서 수소이온(pH), 미생물생체량(ATP), 메탄(CH_4) 등을 분석하였으며, 무기영양염 및 망간 등의 분석시료는 전처리과정을 통하여 실험실에서 분석하였다(해양수산부, 2006). 이러한 방식은 많은 국가에서 열수분출구를 확인하는 방법으로 가장 널리 사용하고 있으며, 그 외 Gamo *et al.* (1993) 이후 Okamura *et al.* (2001)에 의하여 개발된 현장분석시스템인 GAMOS (Geochemical Anomaly Monitoring System)가 활발히 활용되고 있다. 이 장치는 망간 이외에도 철, 황화수소, CO_2 등을 추가로 해수 중에서 연속 측정 할 수 있도록 개발된

것으로 알려져 있다.

이 론

해양지각의 자화 특성

마그마가 해령의 축에서 분출된 후 해수에 의해 급격히 식게 되면 상부지각층은 당시의 지자기장 방향으로 자화된다. 지하 40 km 깊이의 부분 용융된 상부 마그마는 압력에 의해 해령 하부 2~10 km 깊이로 스며들어 마그마 챔버(magma chamber)를 형성한다. 마그마 챔버 밑은 반려암층까지 3,500 m 두께로 복잡한 유동 유체들이 존재하며, 마그마 챔버 위에는 해령까지 암맥상(~1,400 m)이 넓은 균열사이로 관입된다. 저온의 해수는 해저면으로 스며들면서 베개용암과 암맥상을 큐리온도 아래로 급격히 냉각시킨다. 냉각된 자성 광물은 외부자기장에 의해 강하고도 안정된 잔류 자기를 얻게 되는데 이를 열잔류자화(Thermo-Remanent Magnetization)라 한다(Takesi, 1961). 화성암에서 나타나는 잔류 자기는 이에 속하며, 잔류 자기의 강도는 화성암이나 열변성 작용을 받은 변성암류에서 높고 퇴적암류에서는 낮다. 대부분의 열잔류자화는 큐리온도로부터 100°C 내지 150°C 정도 냉각되는 동안에 획득되며, 평상 온도로 냉각되면서 얻어지는 약한 잔류 자기를 부분열잔류자기라고 한다. 큐리온도 이하의 온도에서 획득된 열잔류자기는 외부자기장을 제거해도 자기를 잃지 않고 열잔류자기에 의해 자화된 암석을 외부자기장이 없는 공간에서 특정 온도까지 가열 후 냉각시키면 특정온도 이하에서 획득된 부분열잔류자기만 잃어버리므로 지구자기장의 강도 등의 연구에 적용된다(민경덕 등, 1987).

자화된 암석은 한 방향으로 정렬되어진 자철석, 적철석 등의 자성광물을 포함하고 있다. 암석의 총 자기는 열잔류자기 M_{TRM}과 현재의 쌍극자장 M_I로부터 유도된 자기 두 가지 성분을 가진다.

$$M = M_{TRM} + M_I \quad (1)$$

Königsberger비 Q는 유도자기에 대한 잔류자기의 비이다. 암석이 생성 당시에 얻은 원래의 자연잔류자기는 시간이 경과하면서 점성잔류자화나 화학잔류자화와 같은 여러 가지 자화현상에 의하여 약화되기 때문에 같은 종류의 암석일지라도 오래된 암석이 젊은 암석보다 일반적으로 Q값이 작다. 화산암의 경우 Q값은 약 10이며, 물속에서 급냉한 해양의 현무암은 약 30~50 정도이다(Blakely, 1996).

지자기 자료를 이용한 열수분출대 탐사

자기 이상이 매우 불규칙한 육지에 반하여, 해양에서는 자기 이상이 일정한 형태를 가지며, 특히 해저 상부지각층은 풍부한 자성 광물을 포함하여 전형적으로 강한 자기이상을 나타낸다. 그러나 열수분출대에서 해양지각을 통과하는 열수유체는 자성을 잃게 되는 큐리온도 이상의 높은 온도를 가지며 자성광물을 부식시키는 특징이 있기 때문에, 열수유체가 자성광물과 접촉하는 경우 자성광물들이 자성을 잃거나 혹은 낮은 자성을 가진 광물로 변질된다. 따라서 해양지각에서는 열수유체를 따라 국지적으로 낮은 자화강도이상이 나타나게 되고, 이를 이용한 자력탐사는 열수분출지역 탐사에 효과적으로 수행될 수 있다. 또한 해령의 확장축을 중심으로 높은 자화(Central Anomaly Magnetization High, CAMH)가 나타나는데 이는 젊은 베개용암에서 초기에 강하게 자화된 자성광물의 존재에 기인한다. 분출 후 자성광물은 시간에 따라 풍화를 받음으로서 베개용암의 자화를 급격히 감쇠시키는 요인이 되며(Schouten *et al.*, 1999), 따라서 해령의 축은 주변보다 상대적으로 높은 자화값을 나타내게 된다.

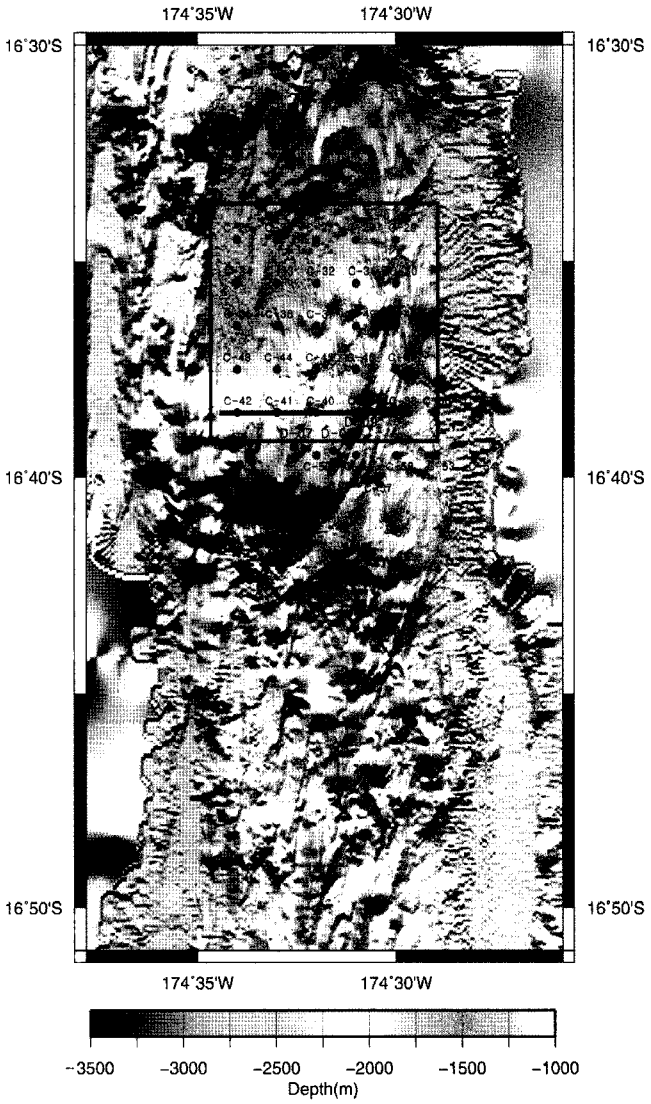

Fig. 2. Detailed bathymetry map of the FRSC-2 area. Black box shows block of surface-tow magnetic survey in Fig. 5 and solid line inside denotes survey track (F1 line) of deep-tow magnetometer in Fig. 6. The sampling points of CTD and dredge are represented as red circle and black circles, respectively.

결과 및 고찰

광역지형

FRSC는 라우 분지의 북동쪽에 위치해 있으며, MTJ 삼중합점의 남쪽 확장중심의 연장이며, 하와이 대학이 주도한 MW9603 탐사에 의해 처음으로 지형조사가 이루어졌다(Zellmer and Taylor, 2001). MW9603 탐사를 통하여 확장축의 측면(rift flank) 깊이는 1,000 m 이하로 얕지만, 지구대(graben floor)는 평균 3,500 m의 깊이를 갖는 것으로 확인되었다. FRSC의 가장 남쪽 끝단부터 18°11'S에서 발생한 지진자료는 FRSC가 정단층 구조를 가진 활동성 확장이 일어나고 있음을 보여준다(Zellmer and Taylor, 2001). 이중 FRSC-2 (Fig. 2) 지역의 수심범위는 1,100 ~ 2,600 m으로 주변지역에 비해 상대적으로 얕게 분포하며 북쪽은 수심이 깊고 매우 평탄한 분지를 형성하는 반면, 남쪽에서 서쪽으로 이어지는 해저산의 능에 의해 특징지어진다. 이 능은 남쪽의 선형 해저산들과는 달리 남쪽에서 북쪽으로 갈수록 수심이 깊어져 분지와 연결되고, 방향은 N-S방향에 가깝게 분포한다. FRSC-2에 분포하는 해저산도 주변의 다른 해저산과 마찬가지로 확장축 중심에서 솟아올라 형성된 것이다.

MTJ-1 해저산 지역은 토푸아 열도의 북쪽에 위치해 있으며, MTJ의 북동쪽 구조 연장선 부근 지역으로(Fig. 3) 환형으로 발달한 해저산이 특징이고, 수심 분포는 1,200 ~ 2,700 m이다. 지형상 해저산의 중앙부가 함몰되어 형성된 칼데라의 특징을 보이고 있다. 중심부와 이를 둘러싸는 환형과의 수심의 차이는 약 500 m로 큰 차이를 보인다. 해저산의 남쪽도 함몰되어 해저산의 중앙과 외부 분지가 직접 만나고 있다.

Fig. 4는 MTJ-1 지역을 중심으로 획득한 후방산란강도를 나

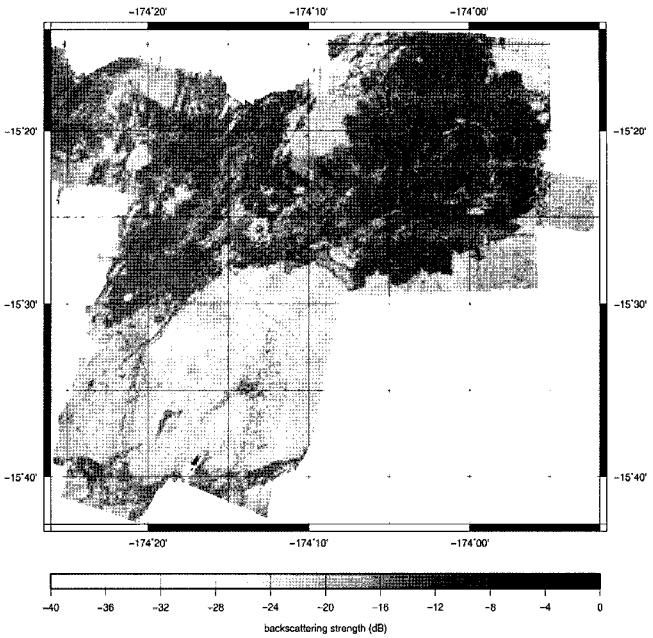

Fig. 4. Multibeam(EM120) back-scattering acoustic imagery map of FRSC-4 and MTJ-1 seamount area.

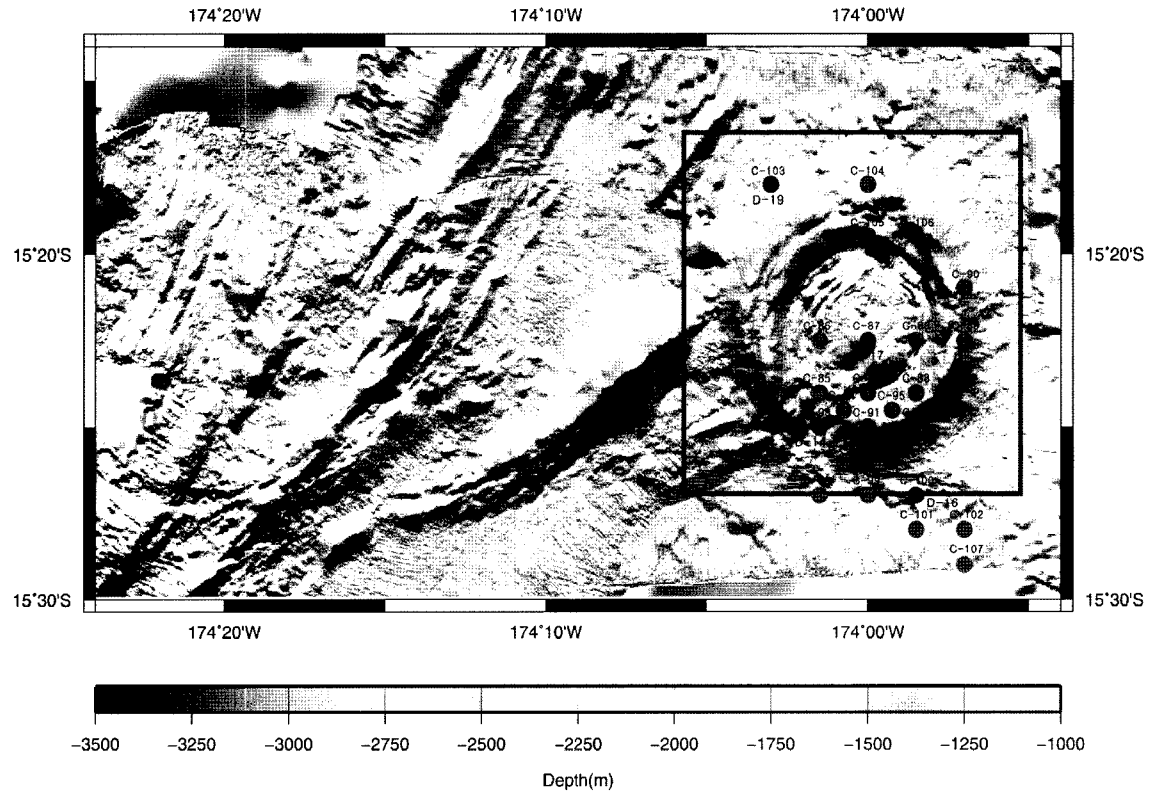

Fig. 3. Detailed bathymetry map of the FRSC-4 and MTJ-1 seamount area. Solid rectangle shows block of surface towing magnetic survey in Fig. 7. The sampling points of CTD and dredge are represented as red circle and black circles, respectively.

타내는 그림이다. MTJ-1 지역의 칼데라(caldera)는 태평양판이 동쪽에서 섭입되는 영향 이외에도 북쪽에서의 섭입에 의한 영향을 받을 수 있는 지역에 위치해 있으며, 또한 FRSC의 연장선과도 가깝게 위치하고 있는 구조적으로 매우 복잡한 지역이다(Fig. 1 참조). 해저면의 음향임피던스(acoustic impedance) 차이에 따라 후방산란강도는 음파전달속도와 밀도가 높은 매질의 경우 높은 값을, 부드러운 매질은 작은 값을 보인다. 따라서, 그림의 후방산란 강도는 MTJ-1 해저산 주변이 화산 쇄설물들로 덮여 있는 것으로 해석할 수 있으며, FRSC-4의 확장 중심축까지 연결되어 있음을 알 수 있다. 그림에서 남위 15°30' 이하 지역은 탐사이동 기간에 획득한 자료를 첨가하여 도시하였는데, FRSC-4의 남쪽 지역은 국부적으로 고밀도 암반들이 돌출되어 있으나, 전반적으로 퇴적물의 부존이 예상된다. 따라서, 해저열수광상의 부존환경으로 적합하지 않을 것으로 사료되어 시료채취 대상에서 남쪽지역은 제외하고 정밀탐사를 수행하였다.

지자기이상

연구 지역의 지자기 분포특성은 총자력과 자기이상분포 모두 전반적으로 해저지형분포를 잘 반영하지 못하며 장주기 특성을 보여준다. FRSC-2 구역의 표층자력탐사에 의한 자기이상은 편평한 북서쪽지역에서는 넓은 저이상대가 나타나고, 남쪽 마운드를 중심으로 높은 자기 이상이 분포한다(Fig. 5). 심해견인 자력탐사 측선인 DTMM 05H-07(F1) 측선의 단면도에서는 측선 F1의 중앙(174°32.6'W)에서 해령에 주로 나타나는 CAMH가 관측되었는데, 이는 이 지역이 활발한 화산활동이 일어나는 확장축일 가능성을 지시한다(Fig. 6). 또한, 측선 F1에서는 열수광상에서 나타나는 저자화이상이 관측(174°35.1' W)되었다. 하지만 단면적으로 나타나는 저자화이상은 정단층에 의해 베개용암층 밑의 반려암층이나 암맥들이 해저면에 노출 되었거나 국지적으로 퇴적층이 존재할 경우에도 관측이 가능하므로(Tivey and Schouten, 2003), 해저면 영상관찰과 암석채취를 통해 확인 할 필요가 있다.

MTJ-1 구역은 MTJ의 북동쪽 연장선에 위치한 칼데라로써 분화구의 중앙부에는 후기 분출에 의한 콘이 형성되어 있다. 이 지역은 남쪽에 완만한 저 이상대가 존재하지만 분화구를 중심으로 북쪽에는 전형적인 쌍극자 이상이 나타난다(Fig. 7). 칼데라 구조를 중심으로 중앙에 칼데라 함몰에 의한 저이상이 나타나고 반면 북쪽으로 높은 자기이상이 나타난다. 이 지역의 자화분포를 파악하기 위해 가로측선 자료만을 사용하여 자화를 산출한 결과, 칼데라의 양 벽을 따라서 높은 자화이상이 관측되었는데, 이는 칼데라를 중심으로 주변보다 강자성광물이 많이 분포하고 있을 가능성을 의미한다(해양수산부, 2007). 그리고 칼데라의 남남서쪽부터 중심부까지 해령에서 주로 관측할 수 있는 CAMH가 관측되었는데, 이를 통해 칼데라의 중심부를 지나는 확장대가 존재 하는 것으로 유추할 수 있다. CAMH의 방향은 칼데라의 남남서 및 북북동 함몰대의 방향 및 주변의 NELSC 방향과도 일치하고 있으므로, 칼데라의 중심부에 존재 할 것으로 생각되는 확장대는 NELSC에서 파생된 것으로 판단된다(곽준영 외, 2008).

일반적으로 열수분출대는 해령주변에서 잘 발달하기 때문에

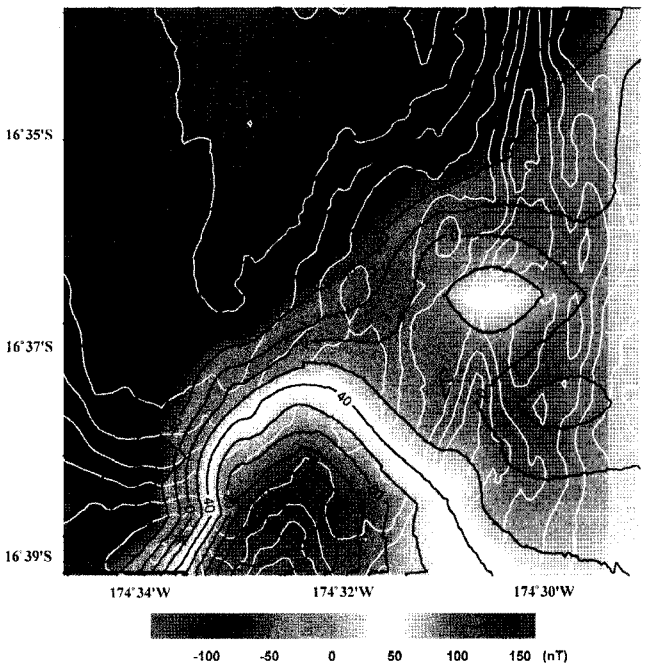

Fig. 5. Magnetic anomaly map of FRSC-2 area with contour interval is 20 nT. Overlaid white contour lines are bathymetry. Depth Star denotes the sampling location of hydrothermal chimney and black filled circle is point of detecting vent flume.

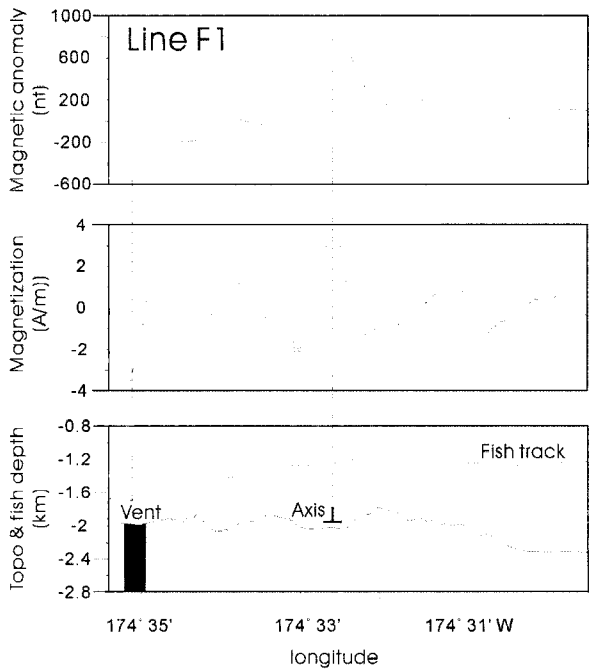

Fig. 6. Profiles of magnetic anomaly (top), magnetization (middle) and tow fish's track in the water column (bottom) of F1 survey line at FRSC-2 area.

해령의 존재 및 방향성을 정확히 파악하는 것은 열수광상 탐사에서 매우 중요하며, 지자기 특성을 이용한 자력탐사는 열수분출대 탐사에 효율적으로 수행될 수 있다. 하지만 수심이 깊은 대양에서의 표층자력탐사는 관측되는 총 자기장 값이 고주파 필터링되는 효과 때문에 천부 해양지각의 지자기 특성을 명확히 반영하지 못한다. 따라서 정밀한 탐사를 위해서는 심해견인 자력계를 해저면에 최대한 밀착시켜 조사하는 것이 필수적으로 수행되어야 하며, 심해견인 자력계와 연구선 DGPS의 위치오차 문제도 해결해야 할 사항이다. 열수탐사 시 나타나는 저자화이상은 반경이 100 m 내외로 매우 좁은 편이지만 심해견인 자력탐사 시 조류에 의한 케이블의 횡적인 변동이 심하여 연구선과 자력계의 위치는 최소 수 백 m 이상 이격되어 있을 것으로 추측되며, 이는 열수분출대 위치를 파악하는데 문제점으로 작용한다. 그러므로 열수분출대의 정확한 위치를 산출하기 위해서는 현재의 무게추를 보강하여 횡적인 변동을 저감시켜야 한다. 또한 지구물리 탐사 결과와 물리, 지화학, 생물, 암석샘플 자료들과의 비교를 통해 해저 열수광상의 정확한 위치를 파악하여야 할 것이다.

열수플룸 탐지지역과의 비교

CTD 시스템에 장착된 탁도계는 수층의 부유물 농도를 %로 전환하여 실시간으로 알 수 있다. 따라서 열수 분출구 탐사에서 1차적으로 분출수를 확인할 수 있는 가장 중요한 측정 항목 중 하나이다. 표층에서 부터 수심 500 m 이내의 수층에서 나타나는 이상농도는 형광자료에 의해 플랑크톤 등 부유생물에 의한 것으로 확인되었다. FRSC-2 구역에서는 일부 정점의 저층수에서 이상농도가 확인되었고, 주변의 농도보다 0.7% 정도 낮은 이상농도를 보인 정점은 4정점으로 수심 1600 ~ 1800 m 사이의 수층이였다 MTJ-1지역에서는 10개 정점의 저층에서 이상농도가 확인되었다(해양수산부, 2006). 특히 05H-96 정점에서는 최저값이 81.91%로서 주변보다 12% 낮은 값을 보였다(Fig. 8). 이러한 결과는 열수 분출공의 정확한 위치는 파악할 수 없지만 이지역이 다른 지역에 비교하여 현재 매우 활발한 화산 활동이 진행되고 있음을 시사한다.

Fig. 7. Magnetic anomaly map of MTJ-1 area with contour interval is 40 nT. Overlaid white contour lines are bathymetry. Star denote the sampling location of hydrothermally altered bed rocks and black filled circles are points of detecting vent flume.

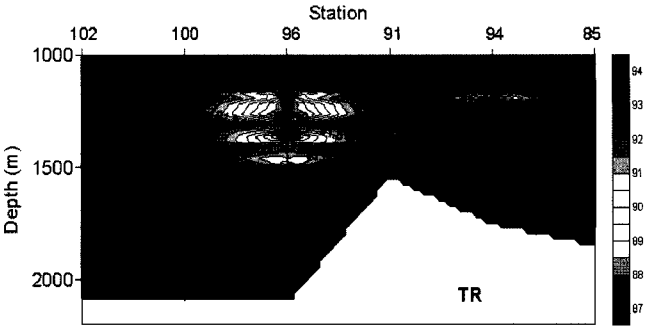

Fig. 8. Vertical profiles of transmission concentration at MTJ-1 area.

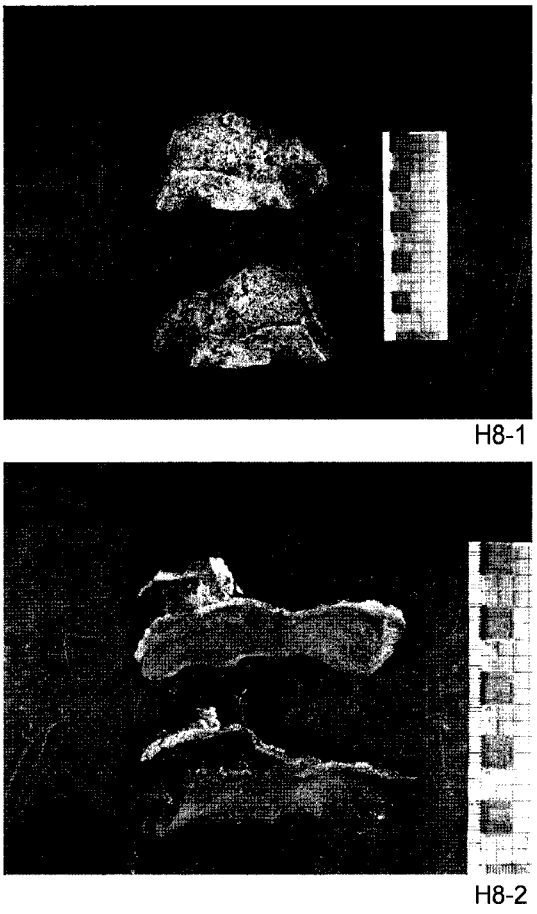

Fig. 9. Photographs of sulfate rich (upper) and sphalerite rich (lower) chimneys sampled from the FRSC-2 area.

열수 분출수의 영향을 받는 수층은 투명도가 감소하고 메탄, ATP, 망간, 철, 암모니아의 농도가 증가하며 무기양염 중 질산염의 농도는 감소하는 경향을 보인다(Hessler and Kaharl, 1995). ATP, 투광도 그리고 메탄의 결과가 서로 부합되는 정점들은 FRSC-2 지역에서 2정점, MTJ-1지역에서 15개 정점으로 나타났다(해양수산부, 2006). 이들 정점들은 열수 플룸의 영향을 받고 있으며 그중 MTJ-1 지역이 가장 크고 광범위하게 열수분출수의 영향권에 있을 것으로 판단된다. 한편, FRSC-2 지역의 이상농도의 변화가 크지 않으며 일부 정점에서만 출연하는 것으로 판단할 때, 이 지역은 이미 해저열수활동이 성장기를 지나 감소하거나, 열수 분출량이 미약한 것으로 사료된다.

열수변질 암석 채취 결과

지금까지 기술한 지구물리 탐사방법에 의한 결과와 CTD에 의한 열수 플룸 추적 결과를 토대로 예측한 해저면에서 열수광상 암석시료의 채취를 시도하였다. 원형 드렛지(dredge)를 이용하여 연구지역에 분포하는 열수 분출공(chimney) 및 기반암 시료를 채취하였다. 총 33회의 드렛지 중 FRSC-2 지역에서 수행된 드렛지에서 기반암과 함께 열수 침니 시료(Fig. 9)가 획득되었다(해양수산부, 2006). Valu Fa ridge 지역과 FRSC 지역에서 드렛지를 통해 획득한 시료는 대부분이 기반암을 구성하고 있는 현무암들이다. MTJ-1 칼데라에서는 현무암질 기반암 외에 열수변질 작용을 받은 암석들이 함께 채취되었다.

두 열수 분출구 시료에서 금의 함량은 12.9 ppm (H8-1)과 18.1 ppm (H8-2)으로 매우 높으며, 은의 함량 역시 63 ppm (H8-1)과 93.8 ppm (H8-2)으로 높은 편이다. 한편, MTJ-1 칼데라에서는 열수 침니가 채취되지는 않았으나, 변질받은 화산암이 채취되었다(Fig. 10). MTJ-1의 수층에서 열수 플룸을 지시하는 추적자가 검출된 점을 감안한다면, 이들 시료는 열수활동에 의한 기반암의 변질 산물로 파악된다. MTJ-1 지역의 경우 칼데라 형성 이후 최근에 화산활동이 재동되는 과정에서 화산 분화구를 따라 SO_2의 분출을 동반한 열수활동이 일어나고 있을 가능성이 높으며, 이들 열수활동에 의한 열수분출구가 형성되어 있을 가능성이 높은 것으로 판단된다.

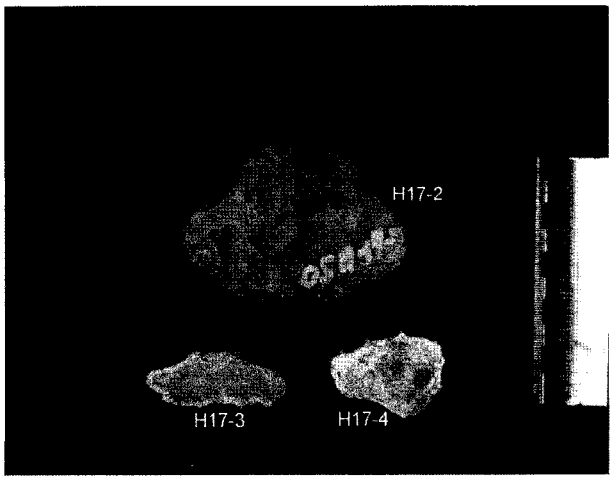

Fig. 10. Photograph of hydrothermally altered bed rocks, containing alunite and clay minerals as altered products, sampled from the MTJ-1 area.

결 론

활동성 후열도분지가 발달된 남태평양 라우 분지를 해저열수광상 탐사지역으로 선정하여 정밀수심측정장비인 EM120으로 지형을 평가하였다. 열수활동이 활발할 것으로 예측되는 해저 지각 확장축 주변지역(FRSC)과 해저화산 지역(MTJ)을 선별하였고, 첨단 영상탐사 장비를 사용하지 않고도 표층 및 심해견인 자력탐사결과를 토대로 저 자기이상 현상을 나타내는 열수광체 지역을 선정하였다. 열수 플룸 추적 결과 FRSC-2와 MTJ-1 지역은 현재 매우 활발한 화산 활동이 진행되고 있음을 알 수 있었으며, 채취한 열수분출공과 기반암 시료는 열수광체가 부존하고 있음을 확인할 수 있었다. 따라서, 해양 지구물리탐사 방법은 해저열수광상의 탐지에 간접적인 방법이지만 비용대비 효과적인 탐사방법임을 알 수 있다.

사 사

본 연구는 국토해양부가 지원하는 "남태평양 광물자원 개발(PM45601, PM45602)"의 일환으로 수행되었다. 연구수행에 많은 도움을 주신 한국해양연구원 심해연구사업단 연구원 여러분에게 감사드립니다. 아울러, 심사와 교정에 많은 시간을 내주신 심사위원께 감사드립니다.

참고문헌

곽준영, 원중선, 박찬홍, 김창환, 고영탁, 2008, 심해 및 표층 지자기 자료를 이용한 라우분지 북동부의 열수 분출구 및 해저 지각구조 연구, 자원환경지질, **41**(1), 81-92.

민경덕, 서정희, 권병두, 1987, 응용지구물리학, 우성문화사, 165-168.

해양수산부, 2006, 남서태평양 광물자원(해저열수광상 · 망간각) 개발 2005년 보고서, I. 탐사분야, 379pp.

해양수산부, 2007, 남서태평양 광물자원(해저열수광상 · 망간각) 개발 2006년 보고서, I. 탐사분야, 289pp.

Baker, E. T., and German, C. R., 2004, On the global distribution of mid-ocean ridge hydrothermal vent-fields, in The Thermal Structure of the Oceanic Crust and the Dynamics of Seafloor Hydrothermal Circulation, C. R. German, J. Lin and L. M. Parson, Ed., *Geophys. Monogr. Ser.*, **148**, AGU Washington D. C., 245-266.

Bevis, M., Taylor, F. W., Schutz, B. E., Recy, J., Isacks, B. L., Helu, S., Singh, R., Kendrick, E., Stowell, J., Taylor, B., and Calmant, S., 1995, Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc, *Nature*,

374, 249-251.

Billington, S., 1980, The morphology and tectonics of the subducted lithosphere in the Tonga-Kermadec-Fiji region from seismicity and focal mechanism solutions, Ph.D. thesis, Cornell Univ., Ithaca, NY.

Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**, 1027.

Blakely, R. J., 1996, *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press, 441pp.

Caress, D. W., and Chayes, D. N., 1996, Improved processing of hydrosweep DS multibeam data on the R/V Maurice Ewing, *Mar. Geophy. Res.*, **18**, 631-650.

Corliss, J. B., Lyle, M., and Dymond, J., 1978, The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos rift, *Earth Planet Sci. Lett.*, **40**, 12-24.

Gamo, T., Sakai, H., Ishibashi, J., Nakayama, E., Isshiki, K., Matsuura, H., Shitashima, K., Takeuchi, K., and Ohta, S., 1993, Hydrothermal plumes in the eastern Manus Basin, Bismarck Sea: CH4, Mn, Al and pH anomalies, *Deep-Sea Res.*, **40**, 2335-2349.

German, C. R., and Von Damm, K. L., 2004, Hydrothermal Processes, in *Treatise on Geochemistry*, **6**, Holland, H. D and Turekian, K. K., Eds., Elsevier, New York, 181-222.

Giardani, D., and Woodhouse, J. H., 1984, Deep seismicity and modes of deformation in Tonga subduction zone, *Nature*, **307**, 505-509.

Giardani, D., and Woodhouse, J. H., 1986, Horizontal shear flow in the mantle beneath the Tonga Arc, *Nature*, **319**, 551-555.

Hawkins, J. W., 1974, Geology of the Lau Basin, a marginal sea behind the Tonga Arc, in *the Geology of Continental Margins*, Burk, C. A. and Drake C. L., Eds., Springer-Verlag, New York.

Hawkins, J. W., 1995, Evolution of the Lau Basin - Insights from ODP Leg 135, in *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, Taylor, B. and Natland, J., Eds., Am. Geophys. *Union Geophysical Monograph*, **88**, 125-173.

Hawkins, J. W., Parson, L. M., Allan, J. F. *et al.*, 1994, *Proc. ODP, Sci. Results*, **135**, 975pp, Ocean Drilling Program, College Station, TX.

Hessler, R. R., and Kaharl, V. A., 1995, The deep-sea hydrothermal vent community: An overview, in *Seafloor Hydrothermal system*, Humphris, S. E., Zierenberg, R. A., Mullineaux, L. S. and Thomson, R. E. Eds., American Geophysical Union, 72-84.

Honza, E., 1991. The Tertiary arc chain in the western Pacific, *Tectonophysics*, **187**, 285-303.

Isacks, B. L., and Barazangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back Arc Basins*, Talwani M., and Pitman, W. C., Eds., 94-114, Maurice Ewing Series, 1, AGU, Washington D. C.

Karig, D. E., 1970, Ridges and basins of the Tonga-Kermadec Isalnd arc system, *J. Geophys. Res.*, **75**, 239-254.

Kennett, J., 1982, *Marine Geology*, Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall.

Kongsberg maritime AS, 2003, *EM120 Multibeam Echo Sounder Product Description, 855-160930/G*, 38pp.

Kroenke, L. W., 1984, Cenozoic tectonic development of the Southwest Pacific, *U. N. ESCAP, CCOP.SOPAC Tech. Bull.* 6.

Okamura, K., Kimoto, H., Saeki, K., Ishibashi, J., Obata, H., Maruo, M., Gamo, T., Nakayama, E., and Nozaki, Y., 2001, Development of a deep-sea in situ Mn analyzer and its application for hydrothermal plume observation, *Mar. Chem.*, **76**, 17-26.

Parson, L. M., and Hawkins, J. W., 1994, Two-stage ridge propagation and the geological history of the Lau backarc basin. In *Proc. ODP, Sci. Results*, **135**, 819-828.

Parson, L. M., Pearce, J. A., Murton, B. J., and RRS Charles Darwin Scientific Party, 1990, Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau back-arc basin, SW Pacific, *Geology*, **18**, 470-473.

Parson, L. M., Hawkins, J. W., and Allan, J. F., 1992a, *Proc. ODP Init. Repts.*, **135**, 1230pp, Ocean Drilling Program, College Station, TX.

Parson, L. M., Hawkins, J. W., and Hunter, P. M., 1992b, Morphotectonics of the Lau Basin seafloor - implications for the opening history of the backarc basins, *Proc. ODP Init. Repts.*, **135**, 81-82.

Pelletier, B., and Louat, R., 1989, Seismotectonics and present day relative plate motions in the Tonga-Lau and Kermadec-Havre region, *Tectonophysics*, **165**, 237-250.

Schouten, H., Tivey, M. A., Fornari, D. J., and Cochran, J. R., 1999, Central anomaly magnetization high: constraints on the volcanic construction and architecture of seismic layer 2A at a fast-spreading mid-ocean ridge, the EPR at 9°30'-50'N, *Earth Planet Sci. Lett.*, **169**, 37-50.

Takesi, N., 1961, Rock Magnetism, Maruzen, Tokyo, 352pp.

Tamaki, K., and Honza, E., 1992, Global tectonics and formation of marginal basins: Role of the western Pacific, *Episodes*, **14**, 224-230.

Tivey, M., Rona, P. A., and Schouten, H., 1993, Reduced crustal magnetization beneath the active sulfide mound, TAG hydrothemal field, Mid-Atlantic Ridge 26°N: *Earth Planet Sci. Lett.*, **115**, 101-115.

Tivey, M., and Schouten, H., 2003, A near-bottom magnetic survey of the Mid-Atlantic Ridge axis at 26°N: Implications for the tectonic evolution of the TAG segment, *J. Geophys. Res.*, 108, **B5**, 2277.

Turner, S., and Hawkesworth, C., 1998, Using geochemistry to map mantle flow beneath the Lau Basin, *Geology*, **26**, 1019-1022.

Wille, P. C., 2005, *Sound images of the ocean in research and monitoring*, Springer Verlag, Berlin.

Zellmer, K. E., and Taylor, B., 2001, A three-plate kinematic model for Lau Basin opening, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **2**(5).