

# 海底熱水系地下生物圏への地球物理学的アプローチ —地下生物圏の構造をどのように把握するか—

島 伸和<sup>1)</sup>・田中 明子<sup>2)</sup>

## 1. はじめに

みなさんは、海底熱水系といえば、どのようなイメージをお持ちでしょうか？ テレビの特集番組などで、「海底のチムニーからブラックスモーカーがもくもくと噴き上がり、その周りにエビや貝がたくさんいる」、そのような光景を、ご覧になった方も多くおられることと思う。このような海底の新たな世界が、1977年に有人潜水艇アルビンによって発見されて以来、地球上の中央海嶺(海底にある火山山脈：海底が新たに生まれるところ)の拡大軸を観察/観測するために訪れた数多くの潜水艇などにより、明らかになってきた。本号で取り上げられている、海底熱水系地下生物圏に関する知見もその一部である。私達のグループ<sup>注)</sup>は、「海底熱水系」を地球物理学的アプローチから探ろうとしている。ここでは、私達が水曜海山の海底熱水系において行っている研究について紹介する。

## 2. 海底下の構造

海底熱水系の発見から早25年の歳月が経ったが、海底熱水系の海底下の構造は、地球物理学にはどの程度わかっているのだろうか？ 口絵1のような海底熱水系の概念図がしばしば描かれていて、すでによくわかっているかのような印象を与える。だが、本当によくわかっているのだろうか？

口絵1をよく見てみよう。海底面からは、熱水が噴出しているところが描かれている。熱水が噴出しているのは、潜水艇で実際に観測されているから、これはまぎれない事実である。熱水の温度は実際に測られていて、200～400℃程度が典型的なもの

と考えられている。次に海底下には、必ずといってよいほど、マグマが描かれている。これは実際の姿をあらわしているのであろうか？ 実はこの存在が、はっきりとはしていない。

中央海嶺の下にあるマグマだまりは、東太平洋中央海膨(チリ沖の中央海嶺)の直下にあることが、1990年に初めて確認された。潜水艇などで実際に観察することができるのは、海底面上だけである。観察することができないものをどのようにして確認したのだろうか？ この原理について最初に説明する。山に登って、「ヤッホー」と叫ぶと、その音が周りの山々に当たってはね返ってくるが、調査にはこの「やまびこ」と同じ原理を使う。つまり、音(音波)の反射を使って、海底下の構造を観察するのである。ところで音波は、どのようなところで反射をするのだろうか？ 音波は、伝わるもの(媒質)によりその速さが異なる。その速さと媒質の密度をかけたものを音響インピーダンスと呼ぶ。その値が変わるところで音波が反射する。また、その値の変化が大きい程、音波の反射する割合が高くなる。この性質を用いて、海底下の構造を知ることができる。観測船を使った実際の音波探査では、海面直下の海水中で音を出し、さまざまところから反射して返ってくる音を海面近くの水の中マイクで聞いて、音を出してから戻ってくるまでの時間差を求める。東太平洋中央海膨直上の海面で音を出すと、最初に海底からの反射音が聞こえる。海底は、海水と地殻との境であり、音響インピーダンスの変化が最も大きいところであるため、ほとんどの音波はここで反射してしまう。この反射音を使って海底の深さを測っている。さらに、この反射音の1秒弱後に次の反射音が返ってくる。これを、マグマだま

1) 神戸大学 内海域環境教育研究センター  
2) 産総研 地質情報研究部門

キーワード：海底熱水系, 地下生物圏, 地球物理的手法, 深海曳航式測器, 潮汐

りからの反射であると解釈している。海洋地殻上部での音波の速さが4~6km/sであることが別の調査よりわかっており、音波が往復するのに1秒弱かかっていることから、海底面から深さ2km程度のところに、マグマだまりがあるということになる。ところでなぜ、その反射がマグマだまりからのものと結論づけることができるのだろうか？境界における波の反射には、反射波と入射波が逆の向きの変位を示す固定端と、同じ向きの変位を示す自由端の二種類がある。ある物質を伝わっている音波が、それより硬いもの(速さが速いもの)で反射する場合は固定端的に、逆により柔らかいもの(速さが遅いもの)で反射する場合は自由端的に反射し、それぞれの場合で返ってくる波は、振幅の正負の向きがちょうど逆になる。地球の場合、地表下では地下に向かって深くなるほど圧力が高くなり、一般的には物質も硬くなっていくので、ほとんどの場合反射波は固定端的で、自由端的なものは特別な場合に限定されている。東太平洋中央海膨で観測された二番目に返ってくる反射波は、この特別な場合であり、深いところに柔らかいものがある、これをマグマだまりだと結論づけたわけである。その後、マグマだまりのような液体では、横波が伝わらないという性質も利用して、その存在は確実なものとしてされている。

東太平洋中央海膨の直下では、マグマだまりの存在が確認されているにも関わらず、海底下のマグマの存在ははっきりしないと先程書いたのはなぜか？それは、東太平洋中央海膨のように拡大速度の速いところや、中程度のところ(50mm/yr程度以上)では、マグマだまりが確認されているが、それより遅い速度で拡大をしているところでは、見つからないからである。現在の一般的な考えとしては、遅い拡大軸においては、数百万年程度という長い時間の間の極短い期間においてのみ、マグマだまりが存在すると考えられている。実際に、遅い拡大速度を持つ大西洋中央海嶺では、融けることなく上昇してきたマントル物質であるカンラン岩が海底に現れている。このような場である大西洋中央海嶺にも、多くの海底熱水系が発見されているが、このような場合、概念図にマグマを描くことは正確ではない。

概念図に示されるその他の構造については、地

球物理学的には、何もわかっていないといっても過言ではない。結局、概念図の中で、熱水が噴き出ていること、およびある条件の下ではマグマだまりが存在すること以外は、単なる想像図にすぎない。もちろん、化学的には、噴出している熱水の分析により、海底下でどのような化学反応が起こっているのかが推定されている。また、地質学的には、過去の海洋性地殻が地上に上がったとされるオフィオライトの研究から、海底熱水系の地質学的な構造についての知見が得られている。地球物理学的には、「海底熱水系」では、深いところに何か熱いものがある、その熱源を冷やすために水が動いている、ということには間違いはない。しかし、この水は海底のどのあたりからどれくらい供給され、どれくらいの深さまで浸透し、どれくらい暖められ熱水として噴き出していくのか、すなわち熱水循環している対流セルの大きさ、のような基本的なことすら何もわかっていないのが現状である。

### 3. 何を知りたいのか？

私達のグループでは、1) 海底熱水系の規模(海底下の構造および熱水の循環している対流セルの大きさやそのパターン)、2) 海底熱水系の潮汐に対応する変動、の2つを主に解明したいと考えている。1)の海底熱水系の規模を調べるために、海底熱水系の構造を100mの分解能でイメージングを行う観測を計画した。陸上における観測の場合には、この分解能でのイメージングはさほど困難ではない。しかし、海底熱水系を対象にした場合には、観測地点である海上から海底までの距離がキロメートルのスケール(私達のターゲットである水曜海山の場合は1.3km)で離れていることもあり、容易に達成される目標ではない。そもそも観測に用いる船の大きさは100m程度もあり、さまざまな工夫が必要である。この観測については次節で詳しく説明する。

もう一つの目標は、海底熱水系の活動が潮汐によって変動しているのかどうかを調べるということである。地球上に生活している上で、もっとも顕著に時間変化すると感じられるものの一つに、太陽高度や潮汐があげられる。太陽光の届かない深海底では、太陽による日変化の影響は考えにくい、



写真1 熱水の流速・温度測定装置。

熱水の流速や温度等の観測(写真1)では半日周期変動がみられることが明らかになってきた。つまり、熱水活動は潮汐に対応して変化する可能性があるということがわかってきたのである。潮汐は、太陽と月の引力による現象であるが、重力には $10^{-5}$ %程度の変化、海面の高さには数10cm程度の変化しか与えない。そのような微量な変化にもかかわらず、海底熱水系の変動に影響しているというのだから興味深い。私達の計画では、海底熱水系において、流速や温度等を長期間計測して、潮汐との関係を定量化したいと考えている。海岸沿いで、潮の満ち引き(これも潮汐による)が起こると、その潮間帯には、多くの生物を観察することができる。潮汐により潮の満ち引きのような現象が深海底の海底熱水系にも起こっていて、そのおかげでより多くの種の生物が海底熱水系に存在する、そういう可能性を想像しただけで夢が膨らむ。現在は、海底熱水系の温度が潮汐に対応して変化しているようであるということが明らかになった段階であるが、私達は潮汐の影響でどういう現象が起こっているのかについて、もう少し踏み込んでみたいと思っている。

#### 4. イメージング

どのようにすれば、海底熱水系の構造を100mの分解能でイメージングすることができるのだろうか？ここではもう少し、具体的に述べよう。ターゲットが小さく高い分解能を必要とする場合、どのようにすれば良いだろうか？望遠鏡のような高倍率のもので遠くから観測するか、それともターゲット

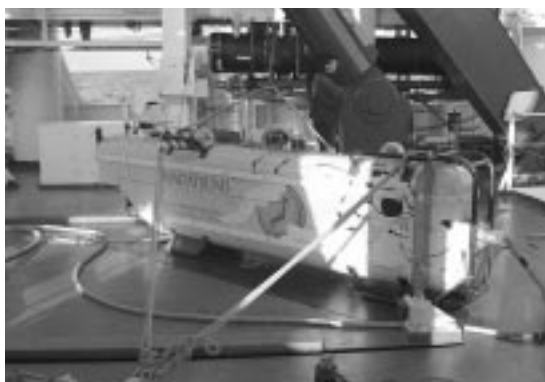


写真2 深海曳航式サイドスキャンソナー「わだつみ」。

に近づいて観測するか、二通りのアプローチがある。海中では光は100m程度しか通らないこと、また観測船は波・うねりにより常に揺れていることなどにより、望遠鏡のようなものを作るのは意外と難しい。逆に、海底に近づくためには、10m毎に1気圧(大気圧)の圧力増加に耐える機器が必要である。技術的にはこの方法のほうが、より進んでいる。観測機器を耐圧容器に入れて、それを深海底近くまで降ろし、その付近でゆっくりと引っぱりながら観測する、深海曳航式測器である。我々は、「深海曳航式サイドスキャンソナー「わだつみ」(東京大学海洋研究所所有)」、「深海曳航式地震波探査装置(産業技術総合研究所所有)」、「深海曳航式三成分磁力計(千葉大学所有)」を、ターゲットである水曜海山において、海底熱水系調査に使った(写真2-4)。それぞれの機器を解説しながら、海底に近づいた方がなぜ分解能が上がるかについても説明する。

#### 4.1 サイドスキャンソナー

サイドスキャンソナー(写真2)は、音波の散乱強度分布として海底画像を出力することにより、海底面を白黒写真のようなイメージでとらえることができる。白黒写真との違いは、光ではなく音波を使ってイメージを得るということである。曳航体の発信部から左舷94.737kHz、右舷105.882kHzの周波数の音波を、曳航方向に向かって横方向の斜め下に扇形に発信する。その音波が海底に到達して散乱し、その一部が再び曳航体の受信部に戻ってくる。この散乱波の強さを各地点について測定することにより、曳航体の横方向の情報が得られる。



写真3 深海曳航式地震波探査装置。



写真4 深海曳航式三成分磁力計。

曳航しながら、この操作を繰り返すことで、面的な散乱強度図、すなわち白黒写真のようなイメージができあがる。分解能は、使う音波の周波数によって変わる。その音波の波長より細かいものは識別できないからである。たとえば、周波数が100kHzの音波を使う場合、海水での音速を1.5km/sとすると、波長は15mmとなるので、これが分解能の限界ということになる。周波数を上げると分解能は上がるが、その一方で音波の減衰は大きくなる。つまり、対象までの距離が近くなければ、高い周波数を使うことができない。実際に、深海で曳航するサイドスキャンソナーは、海面近くで曳航するものと比べると、10倍程度高い周波数を使っており、周波数に起因する面での分解能を上げている。曳航方向の水平分解能は、使う音波のビームの幅とビームの送信間隔に依存する。ビーム幅は、絞り込むのが難しく、通常角度で2度である。これは、100m離れたところでは3.5mの幅を、250m離れば8.8mの幅を持つことになる。すなわち、距離が離れば離れる程、ビームの幅が広がる。ビームの幅内のどの部分で散乱したかについては区別がつかないので、このビームの幅で分解能に制限ができる。ただし、ビームの送信間隔により、曳航方向の水平分解能は改善される。たとえば水曜海山において私達が行った調査の場合、ビームの送信間隔は0.5秒、曳航速度は2ノット(約1m/s)であったので、0.5m 間隔のデータが連続的に取得されている。このため、ビームの幅による制限も、ある程度は改善することができる。つまり、深海曳航式サイドスキャンソナーは、海底面の熱水帯の分布をとらえることができるメートルのスケール程度の分解能

で、海底面の散乱強度のマッピングに使うことができる。

#### 4.2 地震波探査装置

深海曳航式地震波探査装置(写真3)は、海底下の微細な反射面をとらえることができる。海面に音源(主にエアガン)があり、そこから出た音波の海底からの反射波を、海底近くで曳航している水中マイク( hidroフォン)で受信する。海底下の調査では、海底下においても音波の減衰量が少ない低周波数の波を使うため、音源に指向性を持たせるのは難しい。このため、海面の音源は、あらゆる方向に広がっていく。この音波の反射波を受信した時、音波の半波長以下の時間差が区別できないために、ある面上のどこから反射しているのかを原理的に区別できなくなる範囲ができる。この範囲をフレネルゾーンと呼んでいる。フレネルゾーンは、反射面と受信点の距離に大きく依存し、この距離が近いと狭くなる。フレネルゾーンが狭くなると、水平分解能もあがる。このため、海底近くで曳航する hidroフォンで受信の方が、海面で受信する場合に比べて、水平分解能が大きく改善される。このシステムにより、海底下の反射層を数10mの分解能で判別することが可能となる。前述したように、音波の反射は、音響インピーダンスの変化によって起こるので、このシステムは、海底下の熱水性堆積層や帯水層などのイメージングを行う際に有効である。

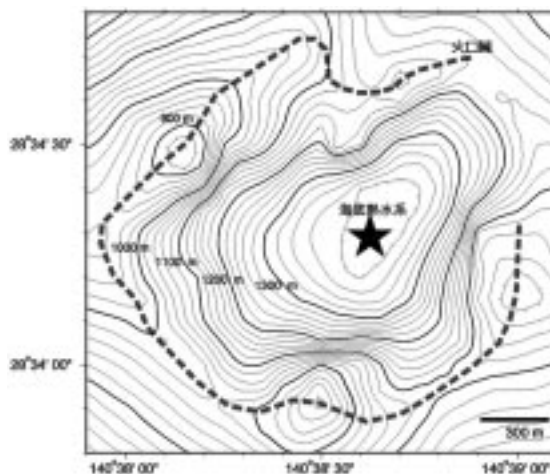
#### 4.3 三成分磁力計

深海曳航式三成分磁力計(写真4)は、海底から200m程度の高度で曳航しながら、地磁気の三成分

分を測定することができる。実際には、曳航体が動揺するので、曳航体の姿勢を精密に測定すると同時にその時の磁場三成分を測定し、計算で地球座標における地磁気の三成分を求める。精密な磁場測定のために、磁力計は、フレームなどの付属物も含めてすべて、磁化していない(つまり、磁石として働かない)材料でできている。分解能は、磁場がポテンシャルであるため、原因物体からの鉛直距離を $z$ 、その波数(波長の逆数に $2\pi$ を掛けたもの)を $k$ としたとき、磁場振幅が $e^{-kz}$ に比例して減衰することにより決まる。このことは、海底面からの高度 $h$ で測定している場合、 $2\pi h$ の波長をもつ磁場成分が、海底面での測定に比べて $1/e$ に減衰していることを意味する。もっとも海底面に近づける(したがって分解能が高くなる)潜水船を利用した場合は、原理的には潜水船の動きを制御できるレベルと同程度まで、分解能が上がる(これは通常1m程度である)。実際に、潜水船搭載の磁力計による海嶺における地磁気測定の結果では、潜水艇がわずか50mあまり航行する間に数千nTにもおよぶ磁場変化が観測されており、数10m程度の分解能の微細な磁化構造調査に役立つことがわかる。単純に波長400m、振幅5,000nTの磁場変化が海底面にあると仮定すると、曳航体のように海底面からの高度(約200m)において測定した場合は、約200nTの磁場変化となり、観測可能な値となる。しかし、海面(水曜海山では約1,300m)において測定した場合は1nT以下の磁場変化となり、観測することはほぼ不可能である。このように、対象物に近づく利点は明白である。深海曳航式三成分磁力計で得られた地磁気の分布から、グローバルな影響を取り除くことにより(これを地磁気異常と呼んでいる)、海底下の磁化構造を推定することができる。中央海嶺や海山は、火山岩でできているため、それが生成した時に強い磁化を獲得している。しかし、その後の海底熱水系による岩石の変成作用により、この強い磁化が弱められる。つまり、磁化の弱まり具合から、岩石の変成度、すなわち海底熱水系の活動度や活動域が推定できる。

#### 4.4 データ取得

私達は、曳航式観測機器による調査を、海洋科学技術センターの研究調査船「かいらい」のKR01-



第1図 水曜海山の火口付近の海底地形図。曲線は20m毎の水深のコンターで、点線が火口縁のおおよその位置を示す。

15次航海(首席研究員:石橋純一郎)で行った。第1図は、私達のターゲットである水曜海山の火口付近の海底地形図である。海底熱水系はこの火口内にある。火口の径は最大約1.7km、火口内の平らな部分は800m程度しかない。一方、火口のリムの高まりと火口内の平らな部分の高度差は500m近くある。日本でもっとも有名な火山の一つである阿蘇の場合、カルデラの大きさは、東西18km、南北25km、カルデラ壁は300~600mの比高を持つ。これと比べても、水曜海山の小ささと急峻さが明らかである。このような場所において、海底から100~200m程度の一定高度を保って、観測機器を安定して曳航するのは、容易なことではない。深海曳航調査は、1~2ノット(時速3km程度)の非常にゆっくりとした船速で機器を曳航する必要がある。曳航ケーブルは海水に対して動くが、ケーブルが長いためにその抵抗力は無視できない。船速を上げると、この抵抗力で曳航体が浮いてくる。高度の調整は、船速とワイヤー長を調整することで決まる。しかし、船速は非常に低速であるため、微調整は困難である。ワイヤー長の調整は、比較的柔軟に行うことができるが、それによって曳航体の高度が変化するまでには時間差が生じる。このため、音響測位等により曳航体の位置を常時決めることが重要な要素となる。また、ワイヤー長の調整は、曳航体の姿勢にも影響を与える。実際、水曜海山の急峻な地形に対応するようにワイヤー長の調整を多

く行ったために、曳航姿勢が精度に直結するサイドスキャンソナーのデータは、当初の予想に比べてあまり良いものではなかった。調査を行った期間を通じて、水曜海山付近には、北東方向からの潮流が1~3ノットであったために、南西方向から北東方向に曳航して調査を行った。航跡を制御するためには、潮流の下流側から上流側に向かって進む方が好都合であるからである。この航海では、サイドスキャンソナーによる調査で5測線、深海曳航式地震波探査装置による調査で1測線、深海曳航式三成分磁力計による調査で8測線のデータを得ることができた。これらのデータは、現在も解析中であり、近いうちによりはっきりした成果を示すことができるだろう。

## 5. おわりに

「海底熱水系」の規模や形態については、ほとんど何もわかっていない。ここで紹介したようなさまざまな観測機器を駆使することにより、まだまだ漠然とはしているが、少しずつ「海底熱水系」の姿が明らかになりつつあると感じている。また、「海底熱水系」の時間変化についても、温度などの変動の周期性がようやくとらえられたにすぎず、今後潮汐などの影響でどのような現象が起こっているかについて、研究をすすめていきたいと思っている。これらに加えて、得られたイメージを定量的に理解するために、数値シミュレーションも行っている。これ

らを統合的にとらえれば、必ず「海底熱水系」の姿が明らかになると考えている。

付記：アーキアンパーク計画の全体については、wwwサイト、<http://www.gsj.go.jp/~marumo/>や、2003年に公表されたDVD“生命の源：海底熱水系の地下を探る”を参照のこと(インターネットでも、<http://www.lib.kobe-u.ac.jp/products/seimei/>で公開している)。また、下記の学会などにおいて特別セッションが組まれ、研究成果が発表されている。

- ・地球惑星科学関連学会2001-2004年合同大会、「アーキアンパーク計画：海底熱水系における地圏・生物圏相互作用」(<http://www.epsu.jp/>)
- ・AGU 2002 Ocean Sciences Meeting, "Physical, Chemical, and Biological Processes Associated With Active Submarine Volcanism in the Pacific" (<http://www.agu.org/meetings/os02top.html>)
- ・AGU 2002 Fall Meeting, "Linking Chemistry and Microbiology in Seafloor Hydrothermal Systems" (<http://www.agu.org/meetings/fm02/>)

注) 科学技術振興調整費総合研究課題「海底熱水系における生物・地質相互作用の解明に関する国際共同研究(アーキアンパーク計画)」第I期地球物理グループ(島 伸和・西澤あずさ・西村清和・木下正高・田中明子・伊勢崎修弘・浦辺徹郎・谷口真人・徳山英一・吉田茂生)

---

SEAMA Nobukazu and TANAKA Akiko (2004) : Geophysical Approach to Sub-Vent Biosphere.

<受付：2002年2月1日>