HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	音波探査で海底を見る ： 海底地形に記録された地球環境変動
Author(s)	藤井, 昌和; 野木, 義史
Citation	低温科学, 76, 269-284
Issue Date	2018-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.76.269
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70340
Type	departmental bulletin paper
File Information	25_Lowtemsci76_P269-284.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 76 （2018） 269–284
doi: 10.14943/lowtemsci. 76. 269

音波探査で海底を見る：海底地形に記録された地球環境変動

藤井　昌和[1, 2)]，野木　義史[1, 2)]

海洋底は地球表面の７割を占めるが，観測の難しさゆえにまだ探査されていない領域が大半である．海底には分裂する超大陸や拡大する海洋底のダイナミクスの真相が隠れていることに加え，氷河に削られた記録や海底のマグマ活動の痕跡といった地球環境変動に関わる記録も残されている．本稿では，海底探査技術の中でも特に欠かせない音響測深技術について概観し，海底地形観測の発展の歴史をレビューする．また，今後の展開が期待される無人水中探査技術については，海氷・棚氷下において高分解能海底地形を観測した例を紹介する．さらに，南極大陸をとり囲む中央海嶺のマグマ活動や海底熱水循環の重要性に触れ，地球環境との関連について今後の探査展望を述べる．

Acoustic mapping of the seafloor features: Implication for global environmental change

Masakazu Fujii[1, 2] and Yoshifumi Nogi[1, 2]

The seafloor covers more than 70 percent of the solid-earth surface, however most parts have not been explored because of observation difficulty. Significant records of paleo glacial erosion and submarine volcanism as well as continental breakup and seafloor spreading are preserved in the seafloor. Here, we review the progressive development of the acoustic ranging for understanding the Earth seafloor bathymetry and its application examples in the polar oceans. In addition, we mention the importance of high-resolution acoustic mapping under sea ice and ice shelf, by introducing the Antarctic studies, which utilized unmanned underwater vehicles. Finally, we take notice of the circum-Antarctic mid-ocean ridges, where submarine volcanism releases much heat and materials through magma eruption and hydrothermal circulation, and discuss future exploration plans for revealing their linkage to global environmental change.

キーワード：海底地形，音響測深，氷河地形，海底マグマ活動，地球環境変動
Seafloor bathymetry, Acoustic ranging, Submarine glacial landform, Submarine volcanism, Global environmental change

1．はじめに

地球は，表面の７割が海水で覆われる惑星である．もしも地球に宇宙人がやってきたら，まず地球を覆う大量の水の存在に驚くであろうが，その下に何が広がっているかについて彼らはすぐに分からない．その理由は，可視光が海中のごく浅い場所にしか届かないため，空中写真や衛星画像を用いた観察手段が海洋底に適用できないからである．一般に，惑星探査では複数の波長の電磁波が利用されているが，これらの大半は周波数が高く，海水中ではすぐに減衰してしまう．実際に，全地球規模の海洋底の地形については未探査の場所が大半で，金星や火星，月の表面地形よりも理解されていない．海洋底の大規模構造を知るには，人工衛星の高度計で計測された

連絡先
藤井　昌和
国立極地研究所　地圏研究グループ
〒190–8518　東京都立川市緑町 10–3
Tel. 042–512–0925
e-mail：fujii.masakazu@nipr.ac.jp

１）国立極地研究所　地圏研究グループ
Geoscience Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan
２）総合研究大学院大学　複合科学研究科
School of Multidisciplinary Sciences, The Graduate University for Advanced Studies, Tachikawa, Japan

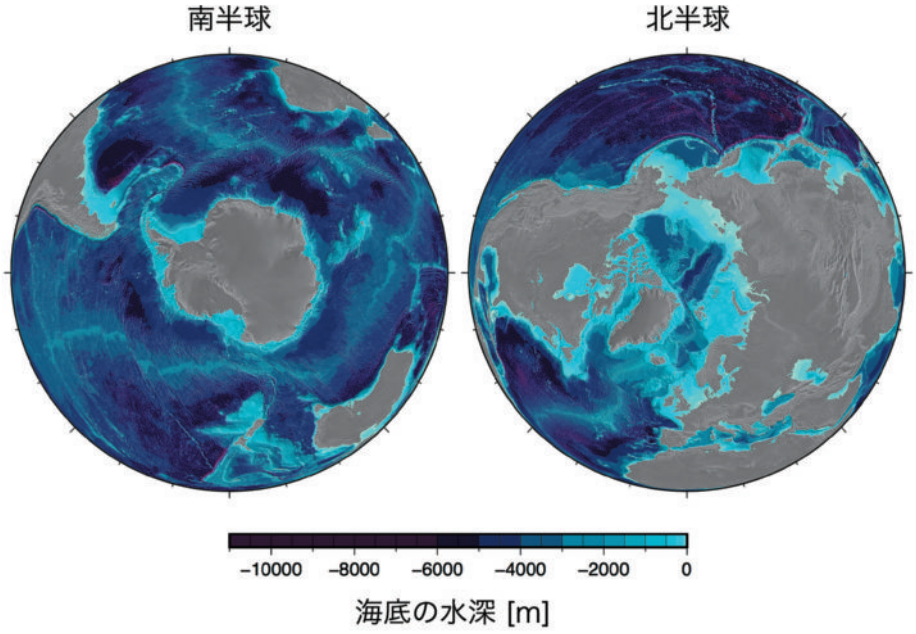


図 1：地球の水深分布．地形データは，ETOPO1（Amante and Eakins, 2009）に基づく．

重力データを元に推定した地形を観察する方法があり（例えば Smith and Sandwell, 1997; Sandwell et al., 2014），このような手法で海底地形を補完したグローバル地形起伏モデル ETOPO1 が公開されている（図 1）（Amante and Eakins, 2009）．しかしながら，この ETOPO1 で観察できる海底地形は実際に水深を測定して得られたものではない上に，空間分解能も今のところ約 2.0 km 四方であるため，大局的な地形しか知ることができない．海洋地質学者や地球物理学者は地球の全海水を抜き去って海底の形や構造を精細に観察してみたいと切望するわけであるが，詳細な観察を可能にする唯一の方法が船舶と音波を用いた探査技術である．本稿では，海洋底の最も基礎的な情報である海底地形に的を絞って音波探査技術の概要を紹介する．2 章では音波探査について開発の経費や測深機の種類を概観し，3 章では観測プラットフォームについて解説する．4 章では地球環境変動における海底地形観測の重要性を紹介する．

地形とは，地表の高低や起伏の形を指す形態的な情報であるとともに，その場所において発生した全ての内外的プロセスの積分情報である．したがって，地形に矛盾するシナリオを想定することは不可能であり，裏を返せばプロセスを考えるための強い境界条件を地形から得ることができる．20 世紀の海洋底科学では，分裂する大陸や拡大する海洋底の現象を理解するために，中央海嶺や海溝，海山，大陸棚といった長期間のプロセスを反映する大規模構造を捉える海底地形観測が広く行われてきた［海洋底の大構造については中西・沖野（2016）を参照］．21 世紀の海洋底科学では，水中探査機を用いた高分解能の探査が必要な現象が扱われ，さらに詳細な時間軸が組み込まれたプロセス解明への議論が行われることが期待されている．その対象の一つが，新学術領域研究「南極の海と氷床」が取り組む研究課題である南大洋の環境変動である．そのためには，海底に保存される氷河の削剥の記録や高密度水に起因する底層流が作る海底地形などの詳細な海底地形観測，さらに地形観測から推定される海底マグマ活動の盛衰の解明などが重要となる．本稿を通して探査技術や海底地形について理解を深めて頂き，海底探査の切り拓くサイエンスに興味を持ってもらえると本望である．音波探査の基礎的な内容については，海洋音響学会（2004），日本地質学会「海洋底科学の基礎」編集委員会（2016），Jones (1999), Wille (2005), Lurton (2010) などの教科書を必要に応じて参照されたい．海洋底地球科学の基礎として，それぞれの用語や背景知識についてもっと知りたい読者には，地学辞典（地学団体研究会，1996）や日本語／英語の百科事典（ネット上の wikipedia などを含む）を参考までに利用されることをお薦めする．

2．音波探査

2.1　音響測深（Echo sounding）

かつては，海面から海底までの深さ（水深）を知るには，錘を付けたロープを海底まで垂らしてその長さを測定する方法が使われていた．しかし，この方法では航行中に錘が水流で斜めになるため正確な水深値が得られな

いうえに，空間的な水深分布，すなわち海底地形を把握することもできなかった．現代では，海中を伝播する音波を用いて海中･海底の物体に関する情報を得る装置「ソナー」を用いて海底地形を測定するのが主流である．水中音響を利用する現代的な探査手法は，「音の伝わり方は，空気や水といった媒質が異なるとどのように変わるのか」を調べた大昔の研究が基礎となっている．こうした初期研究には実用的な目的はなく，むしろ自身を取り囲む自然現象の根幹を理解したいという好奇心が原動力になっていた．

音が空気中より水中の方が速く伝わることは，古くから人類に知られていた．1490 年，レオナルド・ダ・ヴィンチ（Leonardo da Vinci）は，小船から長い管の先端を水中に入れると遠くのガレオン船の水中音を聞くことできたと書き残している．1687 年，アイザック・ニュートン（Sir Isaac Newton）は著書の「プリンキピア（Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica）」の中で，音の伝播に関する初の数学的理論を公表した．17〜18 世紀になると，フランスのレマン湖やスイスのジュネーブ湖で水中音速の実地試験が行われ，音響理論との照合が進んだ．水中を伝わる音の速さが精度よく測定されたのは 1826 年になってからである．スイス人のコラドン（Daniel Colladon）とフランス人のスチュルム（Charles Sturm）は，水温が 1.8℃の場合に秒速 1,435 m であることを明らかにし，液体の水が音の優れた媒体であり，空気より約 5 倍も速く音を伝えることを突き止めた．19 世紀には電気から音響へのエネルギー変換を扱う電気音響工学が発展し，強磁性体の磁歪効果（1840 年代，ジェームズ・プレスコット・ジュール：James Prescott Joule）や水晶の圧電効果（1880 年，ピエール・キュリー：Pierre Curie とジャック・キュリー：Paul-Jacques Curie）が発見され，水中における音波の送受波に用いる圧電材料のルーツが生まれた．1877 年と 1878 年には，イギリスのレイリー卿（John William Strutt, third Baron Rayleigh）が「音の理論（The Theory of Sound）」を出版し，音波の数学的方程式による記述がなされた．

20 世紀の初頭，1912 年に起きたタイタニック号沈没の悲劇を受けて，強力な可聴音を海中に放射して氷山の海中部分からの反射波によってその存在を知るための装置の開発が進んだ．音響パルスを発信し，それが物体に反射してはね帰ってくる“こだま（Echo：エコー，音の反響）”を聞き取ることによって，遠く離れた物体を検知する技術である．この時に実施された海域試験において，氷山からのエコーと思われる信号の他に，ある一定距離の場所からのエコーが必ずあることが確認された．このエコーは目的である氷山の分布特定を難しくする要因であった．しかし，まもなくこのエコーが海底における音波の反射を示していることが判り，図らずも音響測深機が発明された瞬間となった．

1914 年に始まった第一次世界大戦においては，ドイツが展開した潜水艦を探知するために，アメリカやフランス，イギリスが協力して潜水艦の音響探知装置を開発した．1916 年，フランスのポール・ランジュバン（Paul Langevin）が，水晶の圧電効果を利用して音波の受波に初めて成功した．これは上述のキュリー兄弟による圧電効果発見から 36 年経過してのことであった．ランジュバン型の振動子は共鳴周波数 100 kHz 程度，直径 20 cm 程の送受波器として実用化され，約 1,500 m 離れた潜水艦のエコーを探知することができた．

第一次世界大戦後も，各国の海軍，大学，研究所では，基礎的な海中音響技術の研究に加えて，海洋の諸現象と音波伝搬の関連についての研究も強化された．なかでも，「昼過ぎの効果」として知られた現象の原因究明は，海洋科学においても有益な発見をもたらした．この現象は，午後の早い時間になるとソナーの性能が決まって悪化し，潜水艦のスクリュー音や潜水艦ではね返ってくる音の検出の信頼性が低くなるというものであった．この謎解きには，1937 年にウッズホール海洋研究所とマサチューセッツ工科大学に所属していたスピルハウス（Athelstan Spilhaus）によって発明された深海自記温度計（Bathythermograph; BT）が用いられた．この装置は，細長い小型の筒のような形で温度と水圧変化を計測するセンサーを搭載しており，船から海に投下され海中を沈んでいきながら温度と圧力の変化を記録する．この装置を用いた現場観測の結果，海の表層が太陽光によって暖められることで，午後の早い時間には深い部分よりも 1–2℃高くなっていることが明らかとなった．水中の音速は温度が高いほど速いため（ただし 74℃で極大になる），船体のソナー信号が表層の暖水層を素早く伝わり，その下の冷たい水にぶつかると急激に遅くなる．異なる音響特性を持つ層を通過する際に音波が屈折するため，屈折により音響的に見えにくくなる場所が作られ，暖水と冷水を分ける境界のすぐ下に位置する潜水艦のソナーでは検知できなくなっていたのである．この BT が潜水艦や駆潜艇に標準装備されたことで鉛直方向の海洋温度分布データが蓄積され，戦後に発展する音響海洋学の土台が作られた．

1939 年に勃発した第二次世界大戦でも，潜水艦探知と海底の特徴を捉えるためにソナー技術の研究開発が進んだ．ソナーと呼ばれるようになったのもこの時期であ

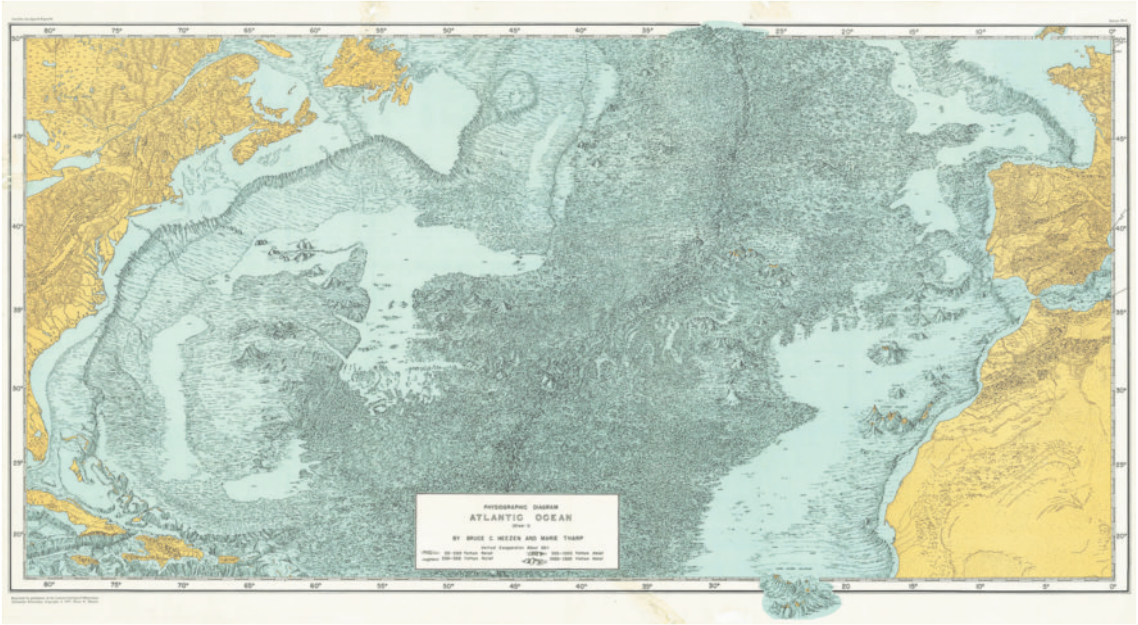


図 2：1959 年に Heezen らによって公開された大西洋の海底地形図（図は Heezen et al., 1959 より引用）.

り，アメリカで SONAR（SOund Navigation And Ranging）という名詞が考案された．これは電磁波領域のレーダー（RADAR; RAdio Detecting And Ranging）に対応する言葉として広く知れわたった．第二次世界大戦後は，科学者や軍人向けに水深を知るための標準装備として精密音響測深機 PDR (Precision Depth Recorder) が開発された．これは海底に向かって音波を発信し，海底で反射・散乱した音波を受信する機器である．この装置では音波の送受信にかかる往復時間を計測し，その時間の半分（片道分）に海水中での音波伝搬速度（約 1,500 m/s）を乗じることにより距離，すなわち海底の水深を求める．このシングルビーム音響測深機は連続的に海底地形を知るための画期的な発明となり，1959 年には Heezen et al. (1959) らによる大西洋の海底地形図が公表され（図 2），プレートテクトニクス理論確立の根幹をなす証拠をもたらした．1977 年には大西洋に引き続き，Bruce Charles Heezen が一緒に仕事をしていた Marie Tharp 達と共に全球の海底地形図を完成させた．一方で，船体に搭載されたトランスデューサーから発信される音響ビームの幅はまだ広く，当時のシステムの持つ水平分解能は水深約 3,000 m の海底に対して数 100 m であったため，測深値は対象範囲の平均的な海底水深を反映するものであった．さらに，船の直下の水深を計測していると仮定しているものの，実際には音波がどこで跳ね返ってきたのかは分からないことも問題点であった．このような不都合を解消するために開発されたのが次に説明するマルチビーム音響測深機である．

2.2　マルチビーム音響測深機

マルチビーム音響測深機（Multibeam echo sounder; MBES）は，指向性を絞った音響ビームを複数合成することにより，広範囲に渡る多数の水深データを一度に得ることが出来る海底地形調査の主流測器である．利用されている分野も科学研究にとどまらず，海図作成，海底資源調査，水産資源調査，物理探査，港湾調査，海底ケーブル敷設調査，海底パイプライン搭載，ダムの貯水維持管理，河川調査など多岐に渡る．必要なコンピュータ計算や音響の技術は第二次世界大戦後にアメリカ海軍と米国 General Instruments 社（後の SeaBeam Instruments 社であり，現在の Wärtsilä ELAC Nautik 社）の協力により開発され，当時このマルチビーム音響測深機は SASS (Sonar Array Bathymetry Survey System) と呼ばれた．この SASS で得られた海底地形データは 1970 年代の海洋底科学研究に大きく貢献し，大西洋で行われた研究航海である FAMOUS（French-American mid-Ocean Undersea Study; Ballard and Van Andel, 1977）や有人潜水調査船 *Alvin* の最初の潜航調査，海底熱水噴出孔が初めて発見されたガラパゴスリフトでの航海（Corliss et al., 1979）などに利用された．1980 年代になると科学者にも普通に知られるようになり，東太平洋海膨の海底地形調査に初めて適用された（Macdonald et al., 1992）.

日本では，1983 年，初めて商業用に転用された SeaBeam と呼ばれるマルチビーム測深機が海上保安庁の測量船「拓洋」に搭載された．1985 年には海洋科学技

術センターの海洋調査船「かいよう」，1988 年には東京大学海洋研究所の学術研究船「白鳳丸」にもこの機器が搭載された．現在の日本では多くの研究調査船にマルチビーム測深機が標準搭載され，日本近海の海底火山探査（例えば Sato et al., 2014）や海溝斜面などの地形変動調査（例えば Fujiwara et al., 2011）などに加えて，インド洋の中央海嶺のダイナミクス（例えば Okino et al., 2015）を理解する研究などにも役立てられている．

開発当初には 12 本しかなかった音響ビームは，現在では 200 本以上も扱えるようになり，用いる周波数も調査海域の水深に応じて多様化した．周波数が高いほど分解能は高いが，海水中での減衰は大きくなるため，測深可能な水深は浅くに限られる．一方で，周波数が低いと分解能は低くなるが，測深可能な水深は増大する．おおむね，400 kHz のマルチビーム音響測深機は水深 100 m までを計測し，200 kHz は水深 300 m まで，50 kHz は水深 3,000 m まで，12 kHz は水深 11,000 m までを測深可能である．

マルチビーム音響測深機は，送波器を複数並べることによって指向性を絞った音響ビームを発信する．音源が 1 つである場合は点源から等方的に波が広がってしまうが，音源が 2 つになるとそれぞれの音源から出た波が干渉し，それぞれの音源からの距離と使用する波の波長に応じて振幅を強め合う場所と弱め合う場所ができる．この振幅分布は音源となる送波器列からの方位に依存するため，音源の数や間隔を調整することで複数の合成ビームを作成することができる．実際には，船底に数多くの送波器（例えば SeaBeam2112 測深機では 10〜14 個）を船首–船尾方向に一直線に並べ，この送波アレイに直交する幅を狭く絞った扇型の合成ビームを作成する．このアレイが大きくなるほど指向性に優れた幅の狭いビームを作成することができ，海底のより限定的な地点の水深が計測可能となる．海底からの反射波を捉える受波器も同様に複数器を並べ，受波ビームを合成する処理を行っている．この時，特定の時間差を考慮することで任意の角度から入射する波だけを強め合わせて検知する工夫を施している．受波アレイは送波アレイに直交するように，すなわち右舷–左舷方向に並べる．これらの装置により，送波ビームと受波ビームが重なった狭い範囲（フットプリント）の海底と測深機との距離を測ることが可能となり，反射点の位置とその場所の水深を得ることができる．フットプリントは 1 本のビームの照射範囲にあたる．船の進行に伴って帯状に測深データが取得できることから，このような測深は一般にスワス測深（swath：草刈り，帯状のもの）と呼び，実際に水深データの得られる範囲のことをスワス幅と呼ぶ．現在用いられている深海用のマルチビーム音響測深機は，120–150°のスワス幅，1°×1°〜2°×2°のフットプリントのものが主流である．スワス幅を広げることでより広域を調査でき，ビーム幅を狭めてビーム数を増やすことでより高分解能な調査が可能となる．ただし，ビーム幅を狭くするほど船が動揺した時の影響が大きくなるため，船の動揺の情報を正確に測定して信号処理に組み込むことも良好なデータ取得に必要である．現在は，GPS（global positioning system）を用いた船の動揺計測などが実際に活用されている．南極観測船「しらせ」には Wärtsilä ELAC Nautik 社の深海用マルチビーム音響測深機 SeaBeam3020 型が搭載されており，20 kHz の音響信号により合成される 2°× 2° ビーム 205 本を用いて南大洋の海底地形マッピングが行われている．

マルチビーム音響測深機を用いて正確な水深を得るためには，測位や船体動揺を正確に計測することの他に，正確な音速度を知ることも重要である．音速度は，水深（圧力）と温度，塩分（一般に電気伝導度より換算）の関数で表現できることが経験的に知られている．その中でも，温度の影響が最も大きいため，上述の BT などにより鉛直方向の海洋温度分布データを取得することが重要となる．現在では投棄型の BT センサー（XBT: eXpendable BathyThermograph）などが流通している他，水深と温度の他に電気伝導度も計測する XCTD（eXpendable Conductivity Temperature Depth meter）も実用されている．ただし，これらの投棄型センサーは測定可能な水深が最大約 2,000 m に限られているため，さらに深層を知る場合はアーマードケーブルで制御された CTD による観測や過去の統計データ（例えばアルゴ計画でフロート観測によって取得されたデータ）などを利用する必要がある．

2.3 サイドスキャンソナー

マルチビーム音響測深機が鉛直水深値の定量的な測定を可能にするのに対して，サイドスキャンソナーは海底表面の“質感”をモザイク画像のように捉えることができる．この可視化法は後方散乱（backscatter）イメージングと呼ばれており，地形斜面や海底面の種類に依存する音波の散乱度を反映する．音波の散乱は，底質（砂泥か溶岩かなど）や微地形（ゴツゴツしているのかスムースなのか）に敏感であるため，サイドスキャンソナーを用いると，海底の地形的特徴を単純な地形測深よりも詳細に抽出することが可能となる．そのため，海底地質調査だけでなく，飛行機が墜落して水中に沈んだ時の機体位

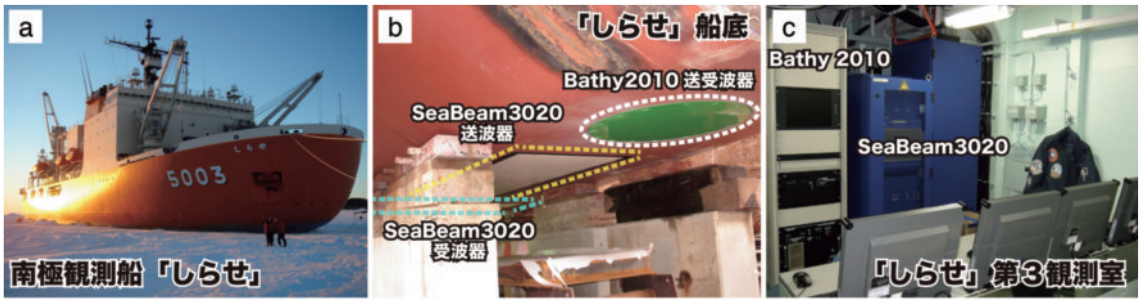


図 3：南極調査船「しらせ」に搭載されたマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020（周波数 20 kHz）とサブボトムプロファイラ Bathy2010（2.8 kHz から 6.8 kHz のチャープ波）．
（a）南極調査船「しらせ」の外観写真．
（b）「しらせ」船底に取り付けられたマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020 の送波器と受波器，サブボトムプロファイラ Bathy2010 の送受波器．
（c）「しらせ」第 3 観測室に設置された Seabeam3020 と Bathy2010 の制御システム．

置を特定する場合などにもサイドスキャンソナーが利用される．最初に実験が行われたのは古い難破船の発見のためであり，米国 EG & G 社が 1963 年に当時のサブボトムプロファイラの音響ビームを横方向に向けられるように改良して実用化に成功した．サイドスキャンソナーは，船舶や水中探査機の船底に取り付ける他，母船から曳航する場合もある．探知できる距離はマルチビーム測深機と同様に使用する周波数に依存し，一般に 1,000 kHz で片側 50 m の探査範囲で数 mm 以上の分解能，100 kHz で片側 500 m の探査範囲で数 cm 以上の分解能，10 kHz で片側 10 km の探査範囲で 10 数 cm 以上の分解能である．最近のマルチビーム音響測深機でも，水深値の他に海底からの後方散乱強度も記録している．この後方散乱強度データには 2 種類あり，受波ビームごとの信号強度を収録している場合と，受波ビーム合成プロセスとは別に，より高解像度のサンプリングを実施した音響画像を収録する場合がある．後方散乱イメージングに特化しているサイドスキャンソナーと比べてデータの質は劣るものの，1 度の調査で海底地形図と後方散乱図の両方が得られる点で，マルチビーム測深機の利用価値は高い．

2.4　地層探査

音波を利用した海洋調査で最も基本的なものは上述のソナーによる音響測深である．地層探査では，海底面だけでなく海底下の地層境界から反射してくる音響信号も捉えることで，連続的な地層境界の変化を調べようとするものである．調査したい分解能や目的深度に応じて，海底面より捉える音波より低周波の 3 Hz から 10 kHz の周波数や動作原理の異なる音源を使い分けている．このような地層探査は，堆積物の掘削時の基礎情報としても活用される．発展の経緯のため弾性波による地層探査技術は地震探査法とも呼ばれているが，海洋で用いられる地震波（P 波）は低い周波数の粗密波であるため低周波の音波と同じである．一般に低周波（100 Hz 程度以下）を用いる場合は反射法地震探査，高周波を用いる場合は音波探査と呼ばれる．本稿では，研究船舶で広く装備され，海中無人探査機にも搭載可能な海底下浅部の探査手法を紹介する．

表層音波探査装置（サブボトムプロファイラ：sub-bottom profiler）は，海底下数 10 m の地層を捉えることができる．科学研究目的以外にも，海底鉱物資源調査，海底土木工事のための基礎調査，海底ケーブル敷設調査，海底パイプラインの施設ルート調査などにも利用されている．音源には，マルチビーム音響測深機と同じ圧電振動子や磁歪振動子を利用し，使用する周波数は 1 kHz から 10 kHz 程度である．一般には船内固定型であるが，送受波器も含めて可搬型のものもある．音響信号には，チャープ方式またはパラメリック方式が一般に採用されている．チャープ方式では，周波数を時間とともに連続的に変化させた波（チャープ波）を音響信号として送信し，その送信波形と受信波形との相互相関処理によりノイズの影響を減らすことで，反射波形に記録される信号を精度よく取得している．パラメトリック方式では，1 つの送波器から周波数の異なる 2 つの音波を放射し，それらの音波の非線形相互作用によって生じた差周波数成分（差音）を利用する．2 つの周波数を接近させれば差音の周波数が低くなるため，音波の減衰が小さく遠方まで伝播することが可能となる．南極観測船「しらせ」には米国 Syqwest 社製 Bathy2010 型が搭載されており，周波数 2.8 kHz から 6.8 kHz のチャープ波を用いて最浅だと 2.5 m，最深だと 6,000 m の地層探査が可能である（図 3）．

3．観測プラットフォーム

マルチビーム音響測深機などの海底地形探査のための測器は，船底に取り付けられるのが最も一般的である．1960 年代初頭にアメリカ海軍の船にマルチビーム音響測深機が搭載されて以来，一般企業によるマルチビーム音響測深機も開発され，オーストラリア，フランス，アメリカの政府の船舶にも搭載された．その後，SeaBeam 社のマルチビーム音響測深機が，アメリカのスクリプス海洋研究所の研究船に科学調査目的で初めて搭載された．今では，Kongsberg 社，Atlas 社，Reson 社など複数のメーカーがマルチビーム音響測深機を製造しており，小型ボートも含めて 100 を超える船舶に搭載され，世界中で利用されている．砕氷能力を備え極域においても運用できる船舶はまだ限られるが，スウェーデンの「*Oden*」，ドイツの「*Polarstern*」，アメリカの「*Healy*」，イギリスの「*James Clark Ross*」，韓国の「*Araon*」，最近のロシアの観測船など，そして日本の「しらせ」が運用されており，これらの砕氷船にもマルチビーム音響測深機が搭載されている．しかし，海面が氷に覆われた場所では，単にアクセスが難しいだけでなく，砕氷の際に発生する音響ノイズが音響測深データの品質を下げるため，効率的な探査を実施するのは容易ではない．近年では，2 隻体制での地形調査が実施される例もあり，1 隻は砕氷，もう 1 隻はマルチビーム音響測深に注力するという工夫がなされている．また，1 隻だけで海面の氷環境を克服する方法として，リモートセンシングの活用もなされており，アムンゼン海（Amundsen Sea）ではポリニヤ内における海底地形観測が氷の状況を見計らって短期間で実施された（Larter et al., 2009, 2012）．今後このようなオペレーションを効率的に実施するためにも，母国にオペレーション施設を設置し，衛星通信を介して陸上から乗船研究者に指示を送れるような技術の発達が望まれる．

船舶によるマルチビーム音響測深機を用いた海上観測では，海底地形の水平分解能は水深にもよるが数 10 m である．最近では，有人あるいは無人の水中探査機を用いることにより，1 m 以下の地形変化を検出可能な高分解能海底地形観測が可能となった．ケーブルで繋がれ遠隔操作できる無人水中探査機は Remotely Operated Vehicle（ROV）と呼ばれ，電源供給やデータ伝送はケーブルを介して行われ，リアルタイムでの通信や観測が可能となる．一方で，事前にプログラムされ自律航行が可能な水中無人探査機は Autonomous Underwater Vehicle（AUV）と呼ばれ，船体と海中間における投入・揚収さえうまくいけば，バッテリーの許す限り観測を続けることが出来る（AUV については本巻の巻・吉田を参照のこと）．これらを用いた観測は海底近傍における音波探査を実現し，より高周波数の音波を用いたより高分解能の海底地形や地層の探査を可能にする．海氷や棚氷に海面が覆われた場所では，ROV や AUV を用いた無人探査が特に有効である．このような環境においては，マルチビーム音響測深機は下方向に向けて海底地形を探るだけではなく，上方向に向けて氷の下面を捉え海氷や棚氷の形を把握する観測にも用いることができる（Dutrieux et al., 2016; Wilkinson and Wadhams, 2016）．

海底近傍における海底探査で問題となるのは，ソナーの位置を精度よく決定することである．船舶による調査では DGPS（differential global positioning system）を利用して正確に位置を決定できるが，深海では GPS を利用することができないため，音響測位あるいは慣性航法を利用する．音響測位でよく使用するのは SSBL（super short baseline）測位と呼ばれる方法で，水中探査機がその母船からどの方角にどの位の距離の位置にいるか音響的に求めるものである．この方法による位置の精度は一般に距離の 0.5％と言われており，例えば 3,000 m の水深では 15 m の確度であり，詳細な地形測量には不十分と言わざるをえない．慣性航法（inertial navigation）は，探査開始時の初期位置を GPS などで決定し，移動する際の船体の速度情報を時々刻々と積み重ねることで位置を追跡する方法である．間欠的に位置を測る音響測位に対して，位置の変化を詳細に追うことができる点が慣性航法の強みであるが，時間が経つと誤差が累積し，系統的に位置が真の値からずれることがある．現状では，音響測位と慣性航法で得られる位置データの特性を見極め，両者のデータを統合あるいは取捨選択するなどして位置の推定を行っている．また，隣り合う測線間で特徴的な地形が捉えられた場合には，共通の地形パターンに合うように測線の位置を修正するなどして精度の向上を図っている．近年では，海底に設置した音響灯台を基準点として，慣性航法で蓄積した誤差を修正しながら水中探査機の位置を決定する手法も実用化され，複数の観測で用いられている．

4．地球環境変動を探るための海底地形研究

南極大陸は周囲を海に囲まれており，最も近い南米大陸との間でも約 1,000 km，オーストラリア大陸やアフリカ大陸とは 3,000 km 以上も離れている．このような現在の南極大陸と海洋の配置は約 2 億年前に始まったゴ

ンドワナ大陸の分裂に由来しており，現在も拡大を続ける中央海嶺で形成された海洋性地殻が水深 3,000 m 級の深海底を占めている（南大洋の形成については本巻の佐藤他を参照）．南極大陸そのものは表面の約 97％が氷に覆われており，氷の厚さは平均で約 2,500 m，最も厚いところでは 4,000 m を超える．現在，氷床と呼ばれるものは南極とグリーンランドに存在しているが，南極氷床は地球全体における氷の約 90％を蓄えており，この氷が全て融けた場合，現在の海面を大きく上昇させる．すなわち，南極氷床は地球規模の熱・水・物質の循環に大きな影響を与える主な要因であり，地球の過去・現在・未来の気候変動を解明するには南極における氷床変動の理解を欠かすことはできない．

氷河は，流動することによって氷下や側面の岩盤を侵食する他，削剥によって岩屑を作り堆積物の形成を促すため，特徴のある地形を生み出す．氷河の融解によって生じる水の流れも河川として地形に残される．そのため，氷床の消失後でも過去の氷河の存在範囲や進退についての履歴を地形は記録しており，氷期の時代決定などにも利用される．

音響測深技術の発展により，海底地形マッピングの精度や分解能は向上してきたものの，詳細に探査される範囲が研究船を有している国の周辺に限られていることに加えて，氷に覆われた高緯度域は通常の観測船によるデータがまだ少なく，衛星高度計すら利用できないのが現状である．北極海においてマルチビーム音響測深機で実測された海底地形は，最新の IBCAO（International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean）がまとめられた 2012 年の時点でも，北極海海底面積のせいぜい 11％に限られている（Jakobsson et al., 2012）．南緯 60°以南の南大洋では，IBCSO（International Bathymetric Chart of the Southern Ocean）がまとめられた 2013 年の時点で，15％の海底地形が調査されている（Arndt et al., 2013）．2015 年にまとめられ，全海洋底の約 18％の海洋底が既に測深されたと報告している最新の大洋水深総図 GEBCO（General Bathymetric Chart of the Oceans, Weatherall et al., 2015）からも，砕氷船や水中探査機を用いた極域観測の歴史がまだまだ浅いことが見て取れる．

海底の氷河地形を知るための観測は，ラモント・ドハティ地質研究所（Lamont-Doherty Earth Observatory）によって開発されたシングルビーム音響測深機（周波数 1.8 kHz）を用いて 1959 年に初めて北極海で実施された（Hunkins et al., 1962）．北極海の Chukchi Cap における観測を報告しており，5–30 m の地形変化を氷山による引っかき痕であると解釈している（図 4a と図 4b）．ただし，このような観測で得られるのは 1 次元的な地形変化に限られるため，擦痕の長さや走向などの面的な情報を知ることはできなかった．1960–1970 年代には，サブボトムプロファイラや反射法地震探査によって地層の堆積物の層準が捉えられ，氷河による削剥や海水準変動に伴う堆積層の変化が議論された（例えば，Sellevoll and Sundvor, 1974）．その後，サイドスキャンソナーの発達によって海底表面の面的な特徴が捉えられるようになった．1976–77 年に南極大陸のウェッデル海（Weddell Sea）において実施されたノルウェー夏隊の観測では，詳細なサイドスキャンソナーマッピングによって“washboard pattern”と名付けられた氷山の擦痕と考えられる構造が捉えられた（図 4c と図 4d，Lien et al., 1981）．

氷河プロセスと関連する海底の特徴を捉える上で，地形の起伏を定量的かつ面的に捉えるにはマルチビーム音響測深による調査が必須となるが，このような観測は Loncarevic (1994) によりカナダのハリファックスの東側で世界に先駆けて実施された．彼らは初期の Simrad EM100 を使用して 1,000 km^2 の領域の海底地形図を作成し，モレーンやドラムリンなどのいくつかの氷河地形を特定した．南極大陸縁辺で広範囲に渡って大規模な海底地形調査が実施されたのは 1996 年から 1997 年にかけての夏が最初であり，Simrad EM12S を用いて南極半島の北部で実施された（Canals et al., 2000）．両極での観測は後に実施され，西南極の Pine Island Bay（Jakobsson et al., 2011）と北極海の Svalbard の北部（Dowdeswell and Hogan, 2016）において特徴的な氷河地形が捉えられた．マルチビーム音響測深機によって捉えられる“corrugation ridges”と呼ばれる畝状構造が（図 5），氷山が潮汐によって変動することにより作られていると指摘された（Jakobsson et al., 2011）．この corrugation ridges の振幅は，Pine Island Glacier 縁辺における，せいぜい数 m しかない地形変化であったため（図 5），過去に実施した海底地形観測では捉えられることができず，最新のマルチビーム音響測深機が Kongsberg EM122（周波数 12 kHz）を搭載したスウェーデンの砕氷船「*Oden*」によってようやく捉えられた経緯がある（Jakobsson et al., 2011）．Pine Island Bay では，棚氷下の詳細な海底地形を捉えるための AUV 観測が，2009 年にアメリカの砕氷船「*Nathaniel B Palmer*」の航海（NBP09–01 航海）で実施された（図 6a：Davies et al., 2017）．観測には Kongsberg EM2000（周波数 200 kHz）を搭載した AUV「*Autosub3*」（Dowdeswell et al., 2008）が利用され，水平分解能 2 m の海底地形図が描かれた（Graham et al.,

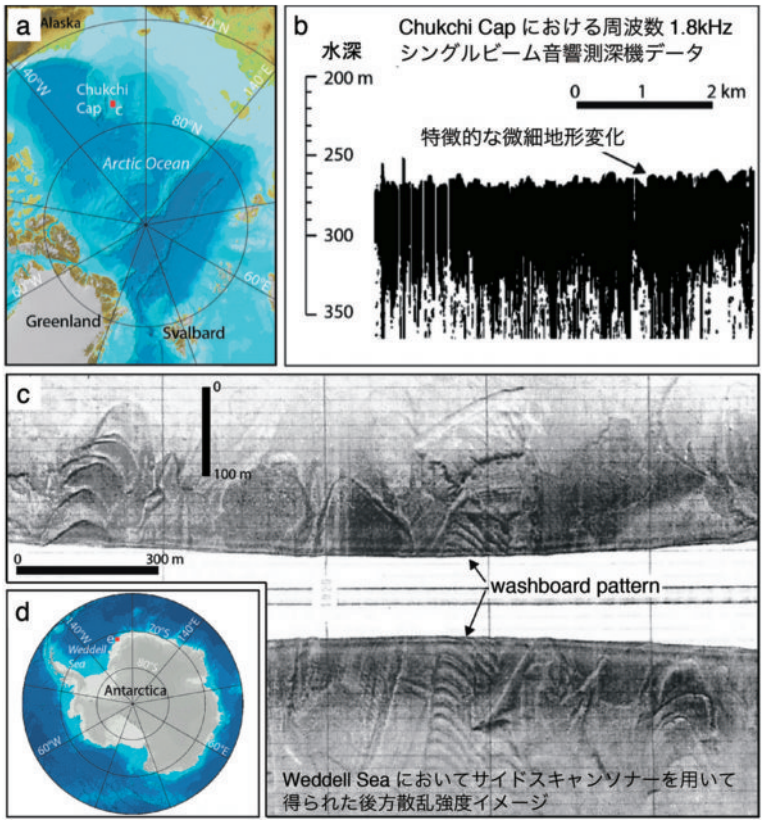


図 4：氷河地形を記録した海洋底の観測例（図は Jakobsson et al., 2016 より一部修正）．
(a) 北極海 Chukchi Cap の場所を示す北極海の海底地形図．データは IBCAO v. 3.0 に基づく．
(b) Chukchi Cap において取得されたシングルビーム音響測深機（周波数 1.8 kHz）のデータプロファイル．データは Hunkins et al. (1962) に基づく．
(c) サイドスキャンソナー（周波数 100 kHz）用いてウィルクスランド沖のウェッデル海で得られた後方散乱（backscatter）イメージ．データは Lien (1981) に基づく．
(d) 南極大陸のウェッデル海（Weddell Sea）の場所を示す南極大陸周辺の海底地形図．データは IBCSO v. 1.0 に基づく．

2013）．詳細な地形解析により，底層流のチャネルや数 m 振幅の氷擦痕，高さ 5 m×幅 10 m 程度の巨礫マウンドといった構造が鮮明になったことに加えて，船上マルチビーム音響測深で捉えられる大規模な氷擦痕（波長 200–400 m，振幅 6–8 m，mega-scale glacial lineations: MSGL とも呼ばれる）の中には，さらに小規模の線形構造（波長数 10 m，振幅 1–2 m）が存在していることも明らかとなった（図 6b と図 6c）（Davies et al., 2017）．続く 2014 年には，堆積層の層序を捉えるために，サブボトムプロファイラ Edgetech 2200（周波数 2–16 kHz のチャープ波）を用いた観測が実施された（図 6a：Davies et al., 2017）．同様の高分解能地形・地層観測は南極半島のマルグリット湾でも実施されており，イギリスの極地調査船「*James Clark Ross*」の JR-157 航海において，ROV「*Isis*」に搭載された Kongsberg MS-2000（周波数 200 kHz）を用いて水平分解能 0.5 m 以下の海底地形図が作成された（García et al., 2016）．今後も，欧米チームによる AUV や ROV を用いた海底の高分解能マッピングが，特に西南極において継続して実施されるはずである．

南極大陸における日本による海底の測深調査は，航路開拓を目的として南極観測事業の第 1 次隊（1956–57 年）から実施された．第 2 次隊（1957–58 年）では，南極大陸縁の大陸棚が他の大陸の陸棚より深いことが見出されており，その要因として氷河重量による地殻の沈降（詳細は本巻の奥野を参照），あるいは氷河による侵食が指摘された（庄司・佐藤，1959）．第 9 次（1967–68 年），14 次（1972–73 年），15 次（1973–74 年），18 次（1976–77 年），22 次（1980–81 年）では，越冬時に氷にドリルで穴を開けて音響測深機を海中へ吊す方法などによる氷上からの音響測深が実施され，昭和基地を中心としたリュツォホルム湾沿岸部の海底地形が調査された（例えば

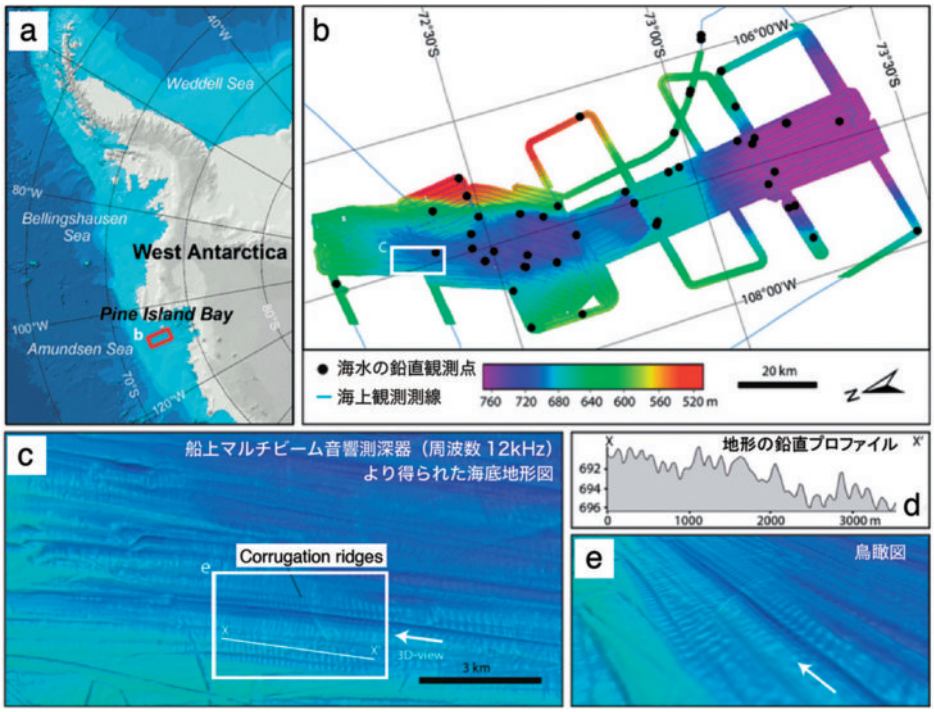


図 5：西南極の Pine Island Glacier 縁辺部で取得された氷河プロセスを記録した海底地形（図は Jakobsson et al., 2016 より一部修正）．
（a）Pine Island Bay における調査範囲を示す海底地形図．データは IBCAO v. 3.0 に基づく．
（b）スウェーデンの砕氷船「*Oden*」によるマルチビーム音響測深機 Kongsberg EM122（周波数 12 kHz）の観測測線（青色）と CTD，XCTD，XBT，XSV による海水の鉛直観測点（黒丸）．カラー図で水深値を示す．
（c）“corrugation ridges”のパターンを示す詳細な海底地形図．データは Jakobsson et al. (2011) に基づく．
（d）図（c）における X–X’ 線上の海底地形断面図．
（e）“corrugation ridges”のパターンを示す海底地形の鳥瞰図．

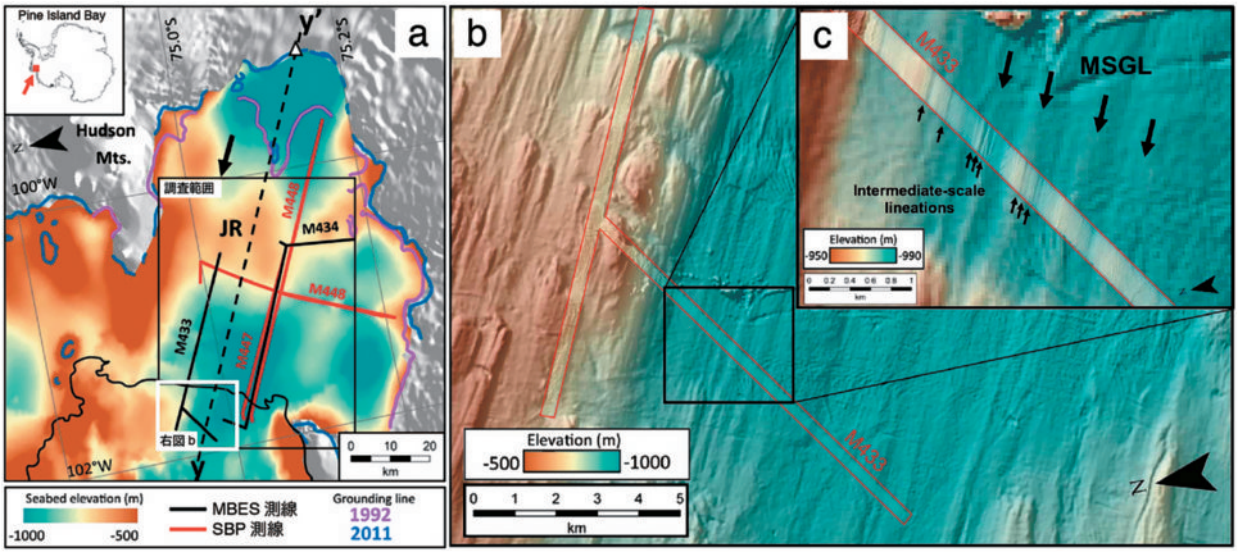


図 6：南極大陸縁辺 Pine Island Bay における高分解能海底地形図（図は Davies et al., 2017 より一部修正）．
（a）Pine Island Bay における AUV「*Autosub3*」の調査範囲を示す海底地形図．黒線でマルチビーム音響測深機 Kongsberg EM2000（周波数 200 kHz）の観測，赤線でサブボトムプロファイラ Edgetech 2200（周波数 2–16 kHz のチャープ波）の観測の測線を示す．海底地形は，重力異常から推定されたデータに基づく（手法は Dutrieux et al., 2014 を参照）．
（b）海上マルチビーム音響測深で取得された海底地形図（分解能 35 m）の上に，AUV「*Autosub3*」の Kongsberg EM2000 で取得された海底地形図（分解能 2 m）．Nitsche et al. (2013) に基づく．
（c）海底地形図の拡大図．MSGL (mega-scale glacial lineations) と呼ばれる大規模な氷擦痕（波長 200–400 m，振幅 6–8 m）と，AUV による海底地形図でしか捉えられない小規模の線形構造（波長数 10 m，振幅 1–2 m）を示す．

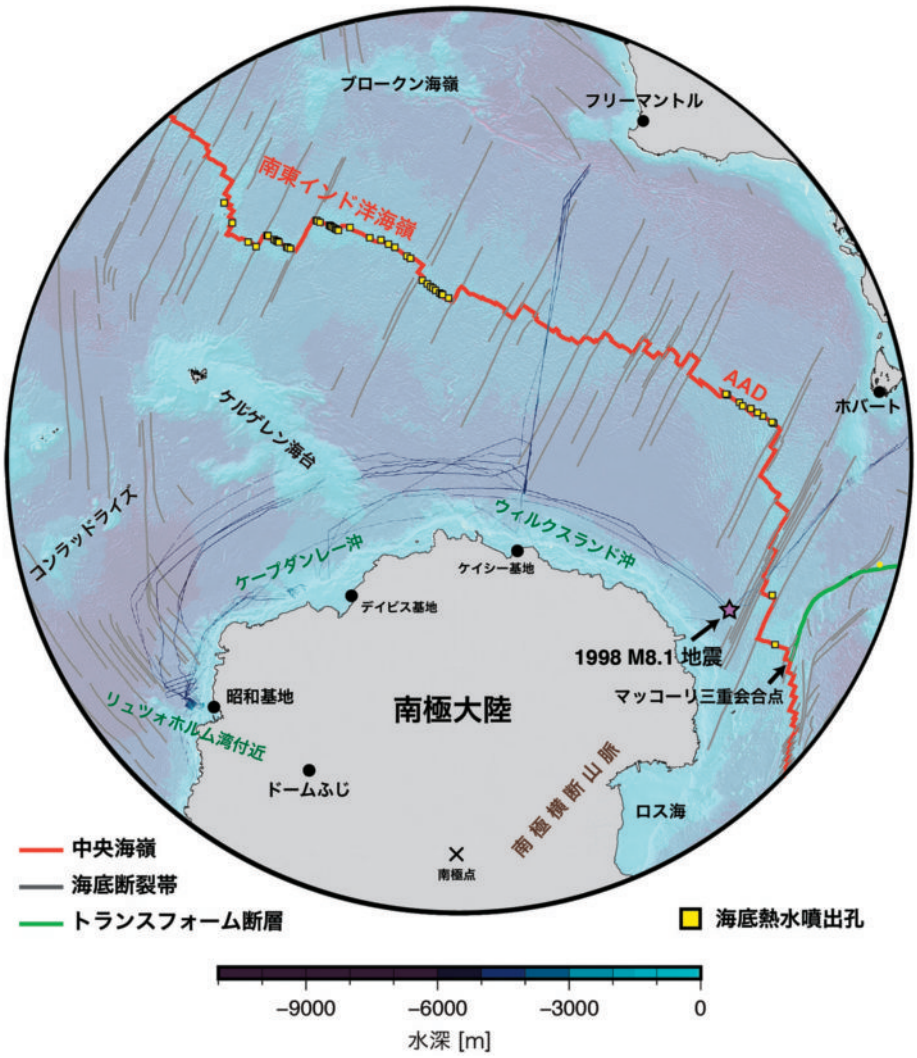


図 7：南極観測船「しらせ」によって得られた海底地形図．カラーバーに示す濃い色付きの部分がマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020（周波数 20 kHz）で取得された水深値を示し，背景の半透明の地形図は ETOPO1（Amante and Eakins, 2009）による水深値を示す．赤線で中央海嶺軸，緑線でトランスフォーム断層，灰色線で海底断裂帯（データは Wessel et al., 2015 に基づく），黄四角で海底熱水噴出孔（データは InterRidge Vents Database Ver. 3.4 に基づく）を示す．AAD：Australian-Antarctic Discordance（オーストラリア–南極不連続）．

Moriwaki and Yoshida, 1983）．1987 年に出発した第 29 次隊からは，昭和基地周辺の海域基本図の整備を目的とした海上保安庁水路部（現在の海洋情報部）による本格的な水深測量が行われた．第 33 次（1991–92 年），34 次（1992–93 年），37 次（1995–96 年），39 次（1997–98 年），41 次（1999–2000 年），42 次（2000–01 年），44–48 次（2002–07 年）においては，シングルビーム音響測深機（海洋電子工業製「深海用精密音響測深儀　改 1」）を用いた探査が行われた（泉，2010）．この期間，日本の石油公団による南極大陸縁辺の調査も 1980 年から 2000 年までの 20 年間に渡って実施されており，主に石油・天然ガス賦存の可能性を調査する目的で南極大陸を一周するように海底地形が取得された（村上ほか，2001）．マルチビーム音響測深機は，第 51 次（2009–10 年）の南極観測航海から新しくなった「新しらせ」に導入された．第 51 次から第 55 次（2009–14 年）の南極観測航海の期間，SeaBeam3020（周波数 20 kHz）用いた海底地形の観測が実施された（図 7）．2014 年 2 月 16 日に発生した座礁の際に船底に取り付けた送受波器のアレイが破損したため，2018 年 1 月現在，復旧準備中である．東南極の大陸棚縁辺では，リュツォホルム湾やケープダンレー沖，ウィルクスランド沖で海底地形が取得された．今後も，高密度水によってもたらされる底層流と地形との関連や大陸棚斜面の特徴を探る上で，継続的な海上からの地形調査が不可欠である．さらに，AUV などの水中探査船を用いた棚氷や海氷の下における高分解能探査を通して，

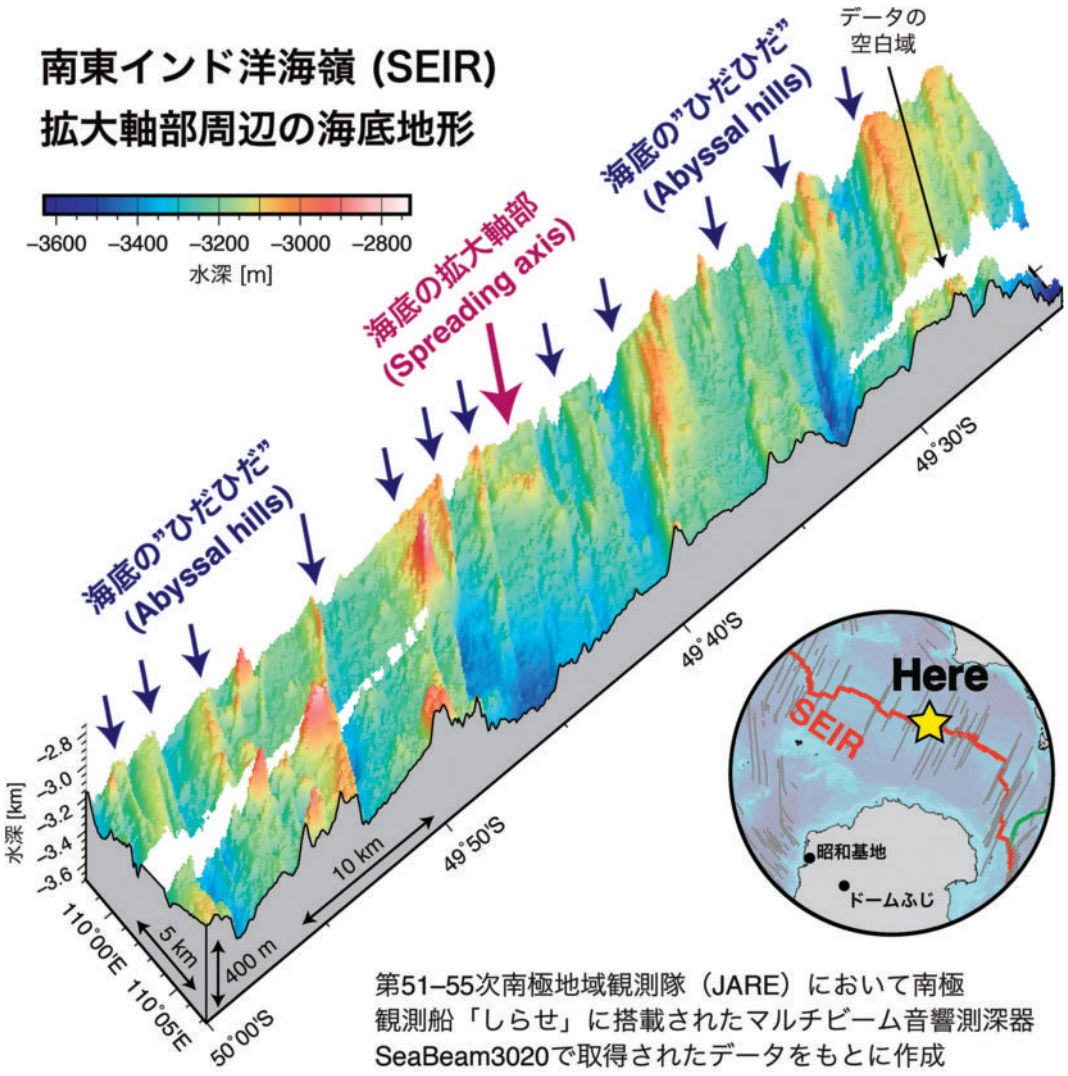


図 8：南東インド洋海嶺（Southeast Indian Ridge：SEIR）における海底拡大軸周辺の海底地形図．データは，2009–2014 年に実施された第 51–55 次南極地域観測隊（Japanese Antarctic Research Expedition: JARE）において，南極観測船「しらせ」に搭載されたマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020（周波数 20 kHz）で取得された水深値に基づく．

氷–海洋–堆積物／地殻の境界領域を面的に理解することが必要とされる．

日本の観測船によって捉えられる南極大陸周辺の海底地形には，氷河プロセスが関与する大陸縁辺のもの以外にも，海底マグマ活動や構造運動などによって作られる中央海嶺の地形も存在する．中央海嶺における火成活動は，地球上におけるマグマ生産量の 3 分の 2 以上を占め，固体地球から熱と CO_2 などの物質を海洋へ供給する重要なプロセスであり，潜在的に全球の気候変動にも影響を与えている．南極観測船「しらせ」が南極大陸の昭和基地に向かう途中の海底には，インド・オーストラリアプレートと南極プレートの発散境界にあたる南東インド洋海嶺（Southeast Indian Ridge: SEIR）の海底拡大軸が存在する（図 7）．この海嶺軸の片側拡大速度は，35–50 km/ 百万年である．この拡大軸近傍では，海底の"ひだひだ"が観測されており，波長数 km，振幅 100–400 m の短波長地形変動が確認された（図 8）．このような中央海嶺の海底地形は，構造運動とマグマ供給量のバランスで決定されると考えられるが，この海底地形の短波長変動にミランコビッチ・サイクル（地球の公転軌道の離心率の周期的変化，自転軸の傾きの周期的変化，自転軸の歳差運動という 3 つの要因により日射量が変動する周期）があることが近年指摘されている（Crowley et al., 2015; Tolstoy, 2015）．この結果は，ミランコビッチ・サイクルと密接な関係がある海水準変動に伴う海底下での荷重変動により，マグマ溜まりから海底面へのマグマ輸送が制御されている可能性を示唆している．もし海水準変動に伴う間欠的な海底マグマ噴出現象が正しければ，中央海

嶺からの一時的な CO_2 放出量はアイスコアや海底堆積物から復元される数 100 ppm の大気中 CO_2 濃度の変動と比較しても無視できないほど大きくなる可能性がある．しかしながら，これまでの古気候復元や将来予測では中央海嶺火成活動の寄与は全く考慮されてこなかった．現場観測に基づいた中央海嶺からの定量的な CO_2 放出量の証拠の提示が今後の課題と言える．特に，中央海嶺軸の総延長のうち 60–70％は南極大陸を囲むように分布しているため，南大洋・インド洋・南太平洋での理解が重要である．

中央海嶺から海洋への熱･物質の輸送経路については，海底マグマ噴出に伴う海洋への直接的な放出の他に，海底熱水循環に伴う輸送も考える必要がある（例えば Elderfield and Schultz, 1996）．中央海嶺拡大軸上で生成された海洋地殻の熱流量は，熱伝導とマグマ固化の際の潜熱による冷却だけでは説明できず，海嶺軸から離れた翼部に位置する海洋性地殻も流体を駆動する熱源になり，それらの熱量は 11 TW（テラワット）に及ぶと現在認識されており，地球の熱散逸の約 20％を占める（例えば Stein and Stein, 1992）．したがって，全球的な熱収支，特に地殻－海洋の熱収支を考える上では，海嶺軸部から翼部までの広範囲に渡る熱水循環フラックスと，その時間変化を考慮して議論する必要がある．また，海水や地殻内の流体が地球内部の熱源で駆動される際には網目状に水－岩石反応が起こると期待されるが，熱水システムにおいて例えばどの程度の CO_2 が鉱物として貯蔵され，どのくらい海洋へ直接輸送されるのかについての全体像はまだ不鮮明である．1977 年のガラパゴスリフトにおける熱水噴出孔発見（Corliss et al., 1979）から 40 年が経とうとする現在，InterRidge Vents Database Ver. 3.4 によると，600 を超える海底熱水活動の存在が発見または示唆されており，中央海嶺だけでなく背弧海盆や島弧を含む沈み込み帯，ホットスポットなどでの多様な熱水循環システムが知られるようになった．しかしながら，北極海や南大洋における探査は決定的に不十分であり，系統的なプルーム探査や基礎的な海底地形調査などが今後必要とされる．図 7 に示す南東インド洋海嶺の領域においては，米国，中国，韓国，フランスのプルーム探査によって 50 サイトの存在が示唆されている（Scheirer et al., 1998; Wang et al., 2011; Park, 2012; Baker et al., 2014; Boulart et al., 2017）．海底熱水循環の出口となる噴出孔の空間スケールは数 10 m から 200–300 m と小さいため（例えば Fujii et al., 2015），約 3,000 m 海底から離れた海面からの観測だけではなく，海底近傍での探査も必要となる．また，熱水噴出孔近傍では，磁性鉱物の破壊・形成に伴う磁化コントラストや，密度コントラストが水–岩石反応を伴う熱水変質によってできるため（例えば Fujii et al., 2016），海底地形だけでなく磁気・重力を組み合わせた探査も効率的なマッピングのための鍵となる．今後は，観測を拡大軸の未探査領域へ拡大するとともに，水中探査機を用いてのマッピング，噴出孔の視認およびサンプル採取を実施し，海底下熱水循環の時空間スケールの解明や地球部内部の熱源以外の駆動力（例えば海水準変動）に関する理解が進むことが期待される．

これまで中央海嶺の多様性は，その拡大速度によって特徴づけられてきたが，複雑な様相を示す場所が南東インド洋海嶺の東側に存在する．Australian-Antarctic Discordance（AAD）と呼ばれる場所（図 7）には，ムリオン構造（亀の甲のようなドーム状に盛り上がった丘）と呼ばれる“カオス”地形が確認されている（Okino et al., 2004）．この奇妙な地形と非マグマ的な海底拡大との関係を調べるための研究観測が学術調査船「白鳳丸」によって行われ，ムリオンのあるところで地殻が薄く，特徴的な磁化パターンを示すことが明らかにされた（Okino et al., 2004）．

この他に，プレート内の固体地球ダイナミクスにおける研究でも海底地形観測は実施されている．1998 年 3 月 25 日に発生した南極プレート内の巨大地震（図 7）について，震源の周辺海域における地球物理観測が学術調査船「白鳳丸」を用いて実施され，地形・磁気・重力観測で捉えられる海山や断層などの地殻構造と，プレート内地震の原因に関する考察がなされた（Nogi, 2013）．さらに，南大洋・インド洋の海域では，ケルゲレン海台やコンラッドライズといった巨大火成岩岩石区の存在が知られるが，周辺海域でのデータはまだ少ない（図 7）．これらの火成岩分布範囲は大陸と比較しうるほどの広大な面積であり，その生成に伴うマグマの噴出物は膨大な熱・物質フラックスを生むため，地球の気候変動に影響を与えたと考えられている．海底地形などの地球物理観測を継続して実施することを通して，これらの成因や周辺環境への影響に関する理解が進むことが望まれる．

5. おわりに

本稿では音波探査技術の発展の歴史とそれらを駆使して捉えられる海底地形の研究，さらに地球環境変動の解明における海底地形の役割について概観した．1910 年代に始まった音波を用いた海底測深の歴史は今日で約 100 年が経た．20 世紀後半には海底地形を面的に捉える技術が進展し，現在では多くの研究調査船にマルチビー

ム音響測深機が標準搭載されるようになった．しかしながら，地球の海洋底は未だ探査されてない場所が大半であり，現在計画されている研究観測航海や，船舶や水中探査機といったプラットフォームの発達を考えても，バッテリーの劇的な性能向上などがない限り，21 世紀に進めうる基礎的な海底探査として限界に至るのは明白である．一方で，現代の気候変動や古気候を扱う地球環境変動の学問分野から見れば，海底に残された古環境の断片はかけがえのない記録であるし，地殻と氷あるいは地殻と海水の境界条件として海底地形が制約できる情報は重要である．このようなことからも，南極大陸縁辺や北極海，中央海嶺系における海底地形の実態把握への要望は大きい．これまで考えられていたような地形学や海洋地質学といった側面を超えた学際的な研究の一分野としての進展が期待される．

海底近傍における高分解能探査の可能性や重要性については既に述べたとおりであるが，こうして得られる詳細な地形データを最大限に活かし，地球科学的に意味のある情報を引き出すためには，他の観測結果との結合が何よりも重要である．例えば，海底地形から得られる起伏の情報と海洋の塩分・水温データを組み合わせることによって底層流に関する面的な情報を得ることができ，さらにそれは陸の氷床変動データとも有意な相関を示すはずである．海水と氷床の融解水が入り交じる場所では，低塩・低温の水塊あるいは水流が存在し，通常の海水とは異なる音波伝搬が発生することも考えられるため，海底地形の音響測深を行うにあたって，実測に基づく音波速度の導出がいっそう期待される．氷床の進退と海底に残される記録のリンクについては様々なシナリオが考えられるであろうが，多種の観測データを説明する気候–海洋–氷床モデルや水・物質循環のモデルとの比較を進めることが今後の重要な研究課題であろう．数値モデリングの解像度や精度を向上させる上でも，高分解能地形データの取得が重要である．日本は多数の研究調査船を保有しており，実際に南極観測船「しらせ」，学術調査船「白鳳丸」，研究調査船「海鷹丸」が南大洋における研究観測を展開させており，現場観測を通したデータ取得が現時点で我が国が国際的に貢献しうる重要な役割の一つであると言える．

我々は現在，東南極で AUV を駆使して海氷と棚氷の下にマルチビーム音響測深機や水温塩分計などの測器を投入することを計画しており，氷–海–堆積物–地殻の相互作用が今まさに起こっている現場を捉えようとしている（詳細は本巻の巻・吉田を参照）．中央海嶺においても世界に先駆けた地形・深海磁場観測を提案しており，海底マグマ活動と地球内部からの熱・物質供給量を定量的に把握する計画である．現代の科学者と技術者であれば，これらの課題には十分立ち向うことができ，学問の枠を超えたやりがいに溢れる面白い研究ができると確信している．

参考文献

Amante, C. and B. W. Eakins (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M.

Arndt, J. E., H. W. Schenke, M. Jakobsson, F. O. Nitsche, G. Buys, B. Goleby, M. Rebesco, F. Bohoyo, J. Hong, J. Black, R. Greku, G. Udintsev, F. Barrios, W. Reynoso-Peralta, M. Taisei and R. Wigley (2013) The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0 ── A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 3111–3117.

Baker, E. T., C. Hémond, A. Briais, M. Maia, D. S. Scheirer, S. L. Walker, T. Wang and Y. J. Chen (2014) Correlated patterns in hydrothermal plume distribution and apparent magmatic budget along 2500 km of the Southeast Indian Ridge. *Geochem. Geophy. Geosy.*, **15**, 3198–3211.

Ballard, R. D. and T. H. Van Andel (1977) Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36° 50′ N on the Mid-Atlantic Ridge. *GSA Bull.*, **88**, 507–530.

Boulart, C., A. Briai, V. Chavagnac, S. Révillon, G. Ceuleneer, J.-P. Donval, V. Guyader, F. Barrere, N. Ferreira, B. Hanan, C. Hémond, S. Macleod, M. Maia, A. Maillard, S. Merkuryev, S.-H. Park, E. Ruellan, A. Schohn, S. Watson and Y.-S. Yang (2017) Contrasted hydrothermal activity along the South-East Indian Ridge (130° E-140° E): From crustal to ultra-mafic circulation. *Geochem. Geophy. Geosy.*, **8**, 2446–2458.

Canals, M., R. Urgeles and A. M. Calafat (2000) Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, **28**, 31–34.

地学団体研究会（1996）新版　地学辞典．平凡社，東京．

Corliss, J. B., J. Dymond, L. I. Gordon, J. M. Edmond, R. P. von Herzen, R. D. Ballard, K. Green, D. Williams, A. Bainbridge, K. Crane and T. H. van Andel (1979) Submarine Thermal Springs on the Galápagos Rift. *Science*, **203**, 1073–1083.

Crowley, J. W., R. F. Katz, P. Huybers, C. H. Langmuir and S.-H. Park (2015) Glacial cycles drive variations in the production of oceanic crust. *Science*, **347**, 1237–1240.

Davies, D., R. G. Bingham, A. G. C. Graham, M. Spagnolo, P. Dutrieux, D. G. Vaughan, A. Jenkins and F. O. Nitsche (2017) High-resolution sub-ice-shelf seafloor records of twentieth century ungrounding and retreat of Pine Island Glacier, West Antarctica. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **122**, 1698–1714.

Dowdeswell, J. A., J. Evans, R. Mugford, G. Griffiths, S. McPhail, N. Millard, P. Stevenson, M. A. Brandon, C. Banks, K. J. Heywood, M. R. Price, P. A. Dodd, A. Jenkins, K. W. Nicholls, D. Hayes, E. P. Abrahamsen, P. Tyler, B. Bett, D. Jones, P. Wadhams, J. P. Wilkinson, K. Stansfield and S. Ackley (2008) Autonomous underwater vehicles (AUVs) and investigations of the ice-ocean interface in Antarctic and Arctic waters. *J. Glaciol.*, **54**, 661–672.

Dowdeswell, J. A. and K. A. Hogan (2016) Huge iceberg ploughmarksand associated corrugation ridges on the northern Svalbard shelf. In: Dowdeswell, J. A. et al. (eds.) *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*, Memoirs, **46**, 269–270. Geological Society, London.

Dutrieux, P., J. De Rydt, A. Jenkins, P. R. Holland, H. K. Ha, S. H. Lee, E. J. Steig, Q. Ding, E. P. Abrahamsen and M. Schröder (2014) Strong Sensitivity of Pine Island Ice-Shelf Melting to Climatic Variability. *Science*, **343**, 174–178.

Dutrieux, P., A. Jenkins and K. W. Nicholls (2016) Ice-shelf basal morphology from an upward-looking multibeam system deployed from an autonomous underwater vehicle. In: Dowdeswell, J. A. et al. (eds.) *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*, Memoirs, **46**, 219–220. Geological Society, London.

Elderfield, H. and A. Schultz (1996) Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **24**, 191–224.

Fujii, M., K. Okino, C. Honsho, J. Dyment, F. Szitkar, N. Mochizuki and M. Asada (2015) High-resolution magnetic signature of active hydrothermal systems in the back-arc spreading region of the southern Mariana Trough. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **120**, 2821–2837.

Fujii, M., K. Okino, T. Sato, H. Sato and K. Nakamura (2016) Origin of magnetic highs at ultramafic hosted hydrothermal systems: Insights from the Yokoniwa site of Central Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **441**, 26–37.

Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda (2011) The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis. *Science*, **334**, 1240.

García, M., J. A. Dowdeswell, R. Noormets, K. A. Hogan, J. Evans, C. Ó Cofaigh and R. D. Larter (2016) Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behaviour since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **153**, 122–138.

Graham, A. G. C., P. Dutrieux, D. G. Vaughan, F. O. Nitsche, R. Gyllencreutz, S. L. Greenwood, R. D. Larter and A. Jenkins (2013) Seabed corrugations beneath an Antarctic ice shelf revealed by autonomous underwater vehicle survey: Origin and implications for the history of Pine Island Glacier. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, **118**, 1356–1366.

Heezen, B. C., M. Tharp and M. Ewing (1959) *The Floors of the Oceans: I. The North Atlantic*, **65**. Geological Society of America, New York.

Hunkins, K., T. Herron, H. Kutschale and G. Peter (1962) Geophys- ical studies of the Chukchi Cap, Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **67**, 235–247.

泉紀明（2010）南極観測におけるマルチビーム測深の開始. 海洋情報部研究報告第 46 号，62–68.

Jones, E. J. W. (1999) *Marine Geophysics*. Wiley, Chichester, UK.

Jakobsson, M., J. B. Anderson, F. O. Nitsche, J. A. Dowdeswell, R. Gyllencreutz, N. Kirchner, R. Mohammad, M. O'Regan, R. B. Alley, S. Anandakrishna, B. Eriksson, A. Kirshner, R. Fernandez, T. Stolldorf, R. Minzoni and W. Majewski (2011) Geological record of ice shelf break-up and grounding line retreat, Pine Island Bay, West Antarctica. *Geology*, **39**, 691–694.

Jakobsson, M., L. Mayer, B. Coakley, J. A. Dowdeswell, S. Forbes, B. Fridman, H. Hodnesdal, R. Noormets, R. Pedersen, M. Rebesco, H. W. Schenke, Y. Zarayskaya, D. Accettella, A. Armstron, R. M. Anderson, P. Bienhoff, A. Camerlenghi, I. Church, M. Edwards, J. V. Gardner, J. K. Hall, B. Hell, O. Hestvik, Y. Kristoffersen, C. Marcussen, R. Mohammad, D. Mosher, S. V. Nghiem, M. T. Pedrosa, P. G. Travaglini and P. Weatherall (2012) The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, doi:10.1029/2012GL052219.

Jakobsson, M., R. Gyllencreutz, L. A. Mayer, J. A. Dowdeswell, M. Canals, B. J. Todd, E. K. Dowdeswell, K. A. Hogan and R. D. Larter (2016) Mapping submarine glacial landforms using acoustic methods. *Geol. Soc. London, Mem.*, **46**, 17–40.

海洋音響学会（2004）海洋音響の基礎と応用．成山堂書店，東京.

Larter, R. D., A. G. C. Graham, K. Gohl, G. Kuhn, C.-D. Hillenbrand, J. A. Smith, T. J. Deen, R. A. Livermore and H.-W. Schenke (2009) Subglacial bedforms reveal complex basal regime in a zone of paleo-ice stream convergence, Amundsen Sea embayment, West Antarctica. *Geology*, **37**, 411–414.

Larter, R. D., A. G. C. Graham, C.-D. Hillenbrand, J. A. Smith and J. A. Gales (2012) Late Quaternary grounded ice extent in the Filchner Trough, Weddell Sea, Antarctica: new marine geophysical evidence. *Quat. Sci. Rev.*, **53**, 111–122.

Lien, R. L. (1981) Seabed features in the Blaaenga area, Weddell Sea, Antarctica, POAC 81. *Proceedings of the Sixth International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*, 27–31 July, Quebec, Canada, 706–716.

Loncarevic, B. D., R. C. Courtney, G. B. J. Fader, P. S. Giles, D. J. W. Piper, G. Costello, J. E. H. Clarke and R. R. Stea (1994) Sonography of a glaciated continental shelf. *Geology*, **22**, 747–750.

Lurton, X. (2010) *An Introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications, 2nd edn*. Springer Science & Business Media, Heidelberg

Macdonald, K. C., P. J. Fox, S. Miller, S. Carbotte, M. H. Edwards, M. Eisen, D. J. Fornari, L. Perram, R. Pockalny, D. Scheirer, S. Tighe, C. Weiland and D. Wilson (1992) The East Pacific Rise and its flanks 8–18° N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies. *Mar. Geophys. Res.*, **14**, 299–344.

Moriwaki, K. and Y. Yoshida (1983) Submarine topography of Lutzow-Holm Bay, Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. issue*, **28**, 247–258.

村上文敏，西村昭，上嶋正人（2001）南極周辺海域の地質調査 ── 白嶺丸による 20 年間の成果 ──．月刊地球号外，**35**，172–179.

中西正男，沖野郷子（2016）海洋底地球科学．東京大学出版会，東京.

日本地質学会「海洋底科学の基礎」編集委員会（2016）海洋底科学の基礎．共立出版，東京.

Nitsche, F. O., K. Gohl, R. D. Larter, C.-D. Hillenbrand, G. Kuhn, J. A. Smith, S. Jacobs, J. B. Anderson and M. Jakobsson (2013) Paleo ice flow and subglacial meltwater dynamics in Pine Island Bay, West Antarctica. *Cryosph.*, **7**, 249–262.

Nogi, Y. (2013) Seafloor structure near the epicenter of the great 25 March 1998 Antarctic Plate earthquake. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 13–21.

Okino, K., K. Matsuda, D. M. Christie, Y. Nogi and K. Koizumi (2004) Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance. *Geochem. Geophy. Geosy.*, **5**, Q12012.

Okino, K., K. Nakamura and H. Sato (2015) Tectonic Background of Four Hydrothermal Fields Along the Central Indian Ridge. In: Ishibashi, J., K. Okino and M. Sunamura (eds.) *Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems*, 133–146. Springer, Tokyo.

Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia and R. Francis (2014) New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, **346**, 65–67.

Sato, T., H. Oda, O. Ishizuka and K. Arai (2014) Detailed bathymetry and magnetic anomaly in the Central Ryukyu Arc, Japan: implications for a westward shift of the volcanic front after approximately 2.1 Ma. *Earth, Planets Space*, **66**: 68, doi:10.1186/1880-5981-66-68.

Scheirer, D. S., E. T. Baker and K. T. M. Johnson (1998) Detection of hydrothermal plumes along the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 97–100.

Sellevoll, M. A. and E. Sundvor (1974) The Origin of the Norwegian Channel ── A Discussion based on Seismic Measurements. Can. *J. Earth Sci.*, **11**, 224–231, doi: 10.1139/e74-020.

庄司大太郎，佐藤任弘（1959）南極の底質 ── その粒度分析 ──．南極資料，**7**，39–49.

Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell (1997) Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, **277**, 1956–1962.

Stein, C. A. and S. Stein (1992) A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123–129.

Park, S.-H. (2012) *InterRidge News*. **21**, pp 41, InterRidge, Southampton, UK. https: //www. interridge. org/files/interridge/InterRidge%20News%202012-sm.pdf.

Tolstoy, M. (2015) Mid-ocean ridge eruptions as a climate valve. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1346–1351.

Wang, T., Y. J. Chen and C. Tao (2011) Revisit the K-segment of the Southeast Indian Ridge for new evidence of hydrothermal plumes. *Chinese Sci. Bull.*, **56**, 3605–3609.

Weatherall, P., K. M. Marks, M. Jakobsson, T. Schmitt, S. Tani, J. E. Arndt, M. Rovere, D. Chayes, V. Ferrini and R. Wigley (2015) A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth Sp. Sci.*, **2**, 331–345.

Wessel, P., K. J. Matthews, R. D. Müller, A. Mazzoni, J. M. Whittaker, R. Myhill and M. T. Chandler (2015) Semiautomatic fracture zone tracking. *Geochem. Geophy. Geosy.*, **16**, 2462–2472.

Wilkinson, J. P. and P. Wadhams (2016) The three-dimensional shape of sea ice revealed by multibeam sonar. In: Dowdeswell, J.A. et al. (eds.) *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*, Memoirs, **46**, 303–304. Geological Society, London.

Wille, P. (2005) *Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring*. Springer, Heidelberg.