

日本海東縁，上越海盆の高メタンフラックス域における メタンハイドレートの成長と崩壊

松本良¹ 奥田義久² 蛭田明宏¹
戸丸仁¹⁺ 竹内瑛一¹ 山王梨紗¹
鈴木麻希¹ 土永和博¹ 石田泰士¹
石崎理¹ 武内里香¹ 小松原純子²
Antonio Fernando FREIRE³ 町山栄章⁴
青山千春⁵ 上嶋正人² 弘松峰男⁶
Glen SNYDER⁷ 沼波秀樹⁸ 佐藤幹夫²
的場保望⁹ 中川洋¹⁰ 角和善隆¹
荻原成騎¹ 柳川勝則¹ 砂村倫成¹
後藤忠則⁴⁺⁺ 廬海龍¹¹ 小林武志¹²

Formation and Collapse of Gas Hydrate Deposits in High Methane Flux Area of the Joetsu Basin, Eastern Margin of Japan Sea

Ryo MATSUMOTO¹, Yoshihisa OKUDA², Akihiro HIRUTA¹,
Hitoshi TOMARU¹⁺, Eiichi TAKEUCHI¹, Risa SANNO¹,
Maki SUZUKI¹, Kazuhiro TSUCHINAGA¹, Yasushi ISHIDA¹,
Osamu ISHIZAKI¹, Rika TAKEUCHI¹, Junko KOMATSUBARA²,
Antonio Fernando FREIRE³, Hideaki MACHIYAMA⁴,
Chiharu AOYAMA⁵, Masato JOSHIMA², Mineo HIROMATSU⁶,
Glen SNYDER⁷, Hideki NUMANAMI⁸, Mikio SATOH²,
Yasumochi MATOBA⁹, Hiroshi NAKAGAWA¹⁰, Yoshitaka KAKUWA¹,
Shigenori OGIHARA¹, Katsunori YANAGAWA¹, Michinari SUNAMURA¹,
Tadanori GOTO⁴⁺⁺, Hailong LU¹¹ and Takeshi KOBAYASHI¹²

¹ 東京大学大学院理学系研究科

² 産業技術総合研究所

³ 東京大学大学院新領域創成科学研究科

⁴ 海洋研究開発機構

⁵ (株) 独立総合研究所

⁶ 千葉大学大学院自然科学研究科

⁷ アメリカ・ライス大学

⁸ 東京家政学院大学

⁹ 巢鴨有孔虫研究室

¹⁰ (株) ジオウインドウ

¹¹ カナダ自然科学研究所 (オタワ)

¹² 東京海洋大学海洋科学部

⁺ 現所属：北見工業大学未利用エネルギー研究センター

⁺⁺ 現所属：京都大学大学院工学研究科

Abstract

A number of extensive methane plumes and active methane seeps associated with large blocks of methane hydrates exposed on the seafloor strongly indicate extremely high methane flux and large accumulations of methane hydrate in shallow sediments of the Umitaka spur and Joetsu knoll of the Joetsu basin 30 km off Joetsu city, Niigata Prefecture. Crater-like depressions, incised valleys, and large but inactive pockmarks also indicate methane activities over the spur and knoll. These features imply strong expulsions of methane gas or methane-bearing fluids, and perhaps lifting and floating-up of large volumes of methane hydrate to the sea surface.

High heat flow, ~ 100 mK/m, deposition of organic-rich strata, ~ 1.0 to 1.5% TOC, and Pliocene-Quaternary inversion-tectonics along the eastern margin of the Japan Sea facilitate thermal maturation of organic matters, and generation and migration of light-hydrocarbons through fault conduits, and accumulation of large volumes of methane as methane hydrate in shallow sediments. Microbial methane generation has also contributed to reinforcing the methane flux of the Joetsu basin. Regional methane flux as observed by the depth of the sulfate-methane interface (SMI) is significantly high, < 1 m to 3 m, when compared to classic gas hydrate fields of Blake Ridge, 15 to 20 m, and Nankai trough, 3 to 15 m. $\delta^{13}\text{C}$ of methane hydrate and seep gases are mostly within -30 to -50% , the range of thermogenic methane, while dissolved methane of the interstitial waters a few kilometers away from seep sites are predominated by microbial with $\delta^{13}\text{C}$ of -50 to -100% .

Seismic profiles have revealed fault-related, well-developed gas chimney structures, 0.2 to 3.5 km in diameter, on the spur and knoll. The structures are essential for conveying methane from deep-seated sources to shallow depths as well as for accumulating methane hydrate (gas chimney type deposits). The depth of BSR, which represents the base of gas hydrate stability (BGHS), on the spur and knoll is generally 0.20 to 0.23 seconds in two-way-travel time, whereas the BSRs in gas chimneys occur at 0.14 to 0.18 seconds, exhibiting a sharp pull-up structure. The apparent shallow BGHS is due to the accumulation of large volumes of high-velocity methane hydrate in gas chimneys.

The depth to BGHS is estimated to be 115 m on an experimentally determined stability diagram, based on an observed thermal gradient of 100 mK/m. Then the velocity of the sediments on the Umitaka spur is calculated to be 1000 m/s, which is anomalously low compared to normal pelagic mud of 1600 – 1700 m/s. This exciting finding leads to the important implication that sediments of the Umitaka spur contain significant amounts of free gas, although the sediments are well within the stability field of methane hydrate. The reasons for the existence of free gas in the methane hydrate stability field are not fully explained, but we propose the following possible

¹ Graduate School of Science, University of Tokyo

² National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

³ Graduate School of Frontier Science, University of Tokyo

⁴ Japan Agency of Marine Science and Technology

⁵ Japan's Independent Institute Co., Ltd.

⁶ Chiba University, Graduate School of Science and Technology

⁷ Rice University, USA

⁸ Tokyo Kasei Gakuin University

⁹ Sugamo Foraminiferal Research Laboratory

¹⁰ GeoWindow Co., Ltd.

¹¹ National Research Council Canada

¹² Department of Marine Science, Tokyo University of Marine Science and Technology

⁺ Present address : New Energy Resources Research Center, Kitami Institute of Technology

⁺⁺ Present address : Kyoto University, Graduate School of Engineering

mechanisms for the unusual co-existence of methane hydrate and free-gas in clay-silt of the spur. (i) High salinity effect of residual waters, (ii) degassing from ascending fluids, (iii) bound water effect and deficiency of free-waters, and (iv) micro-pore effect of porous media. All of these processes relate to the development of gas hydrate deposits of the Umitaka spur.

Increased accumulation of methane hydrate (specific gravity $\sim 0.91 \text{ g/cm}^3$) in shallow sediments should have caused a gravity imbalance of methane hydrate bearing sediments, and eventually the methane hydrate blocks lifted and floated up to the sea surface (auto-collapse). Crater-like depressions and valleys are the heritage of such an auto-collapse process.

Dark colored, thinly laminated units with a very low abundance of benthic foraminifers occur in 27 to 18 kyrBP, approximately the period of the LGM, indicating low-oxygen, euxinic conditions. Furthermore, $\delta^{13}\text{C}$ of benthic foraminifers from the dark laminated unit exhibits sharp negative excursion toward ~ 21 kyrBP. A sea-level fall of ~ 120 m toward the LGM released the pressure of gas hydrate-bearing sediments, and presumably triggered the dissociation of subsurface methane hydrate, which, in turn, destabilized the entire gas chimney hydrate system, collapsing the gas chimney and leaving large and deep pockmarks.

Key words : eastern margin of Japan Sea, Umitaka spur, methane hydrate, thermogenic methane, methane plume, pockmark, gas chimney, Last Glacial Maximum

キーワード : 日本海東縁, 海鷹海脚, メタンハイドレート, 熱分解起源メタン, メタンブルーム, ポックマーク, ガスチムニー, 最終氷期極相期

I. はじめに

メタンハイドレートとはメタンと水からなる氷状の固体物質で, 取り込まれるメタン量はそれ自体の体積の 164 倍である。大陸や島弧縁辺域の深海底堆積物中に広く分布することが知られ, 全球的なメタン貯蔵庫としての規模は, 炭素量として全海洋の溶存炭素量 ($\sim 3 \times 10^4 \text{ Gt}$) の 3 分の 1, 大気二酸化炭素の 20 倍にも達すると見積もられている (Kvenvolden, 1988)。炭素シンクとしての規模が膨大であること, 海底下比較的浅所 (< 数百 m) に集積すること, その安定性が温度・圧力変化に敏感であることなどの性質から, 全球的規模の環境変動要因として注目され, 5500 万年前の劇的変動—暁新世・始新世境界温度極大事件 (PETM, Paleocene-Eocene Thermal Maximum)—の主要な変動要因であったとされている (Dickens *et al.*, 1995; 松本, 1995)。一方, 今後 20 年以内にも埋蔵量のピークを迎えると懸念される, 従来型の石油・天然ガス資源に変わる新しいエネルギー資源としても期待されている

(本特集号 Part II)。

海洋のメタンハイドレート調査ではメタンハイドレート分布の基底に発達する BSR (Bottom Simulating Reflector, 海底疑似反射面) が有効な探査指標となる (松本, 2009)。このため, これまでは BSR 深度に層状に分布するメタンハイドレート (“層序規制型ハイドレート”) が調査研究対象とされることが多かった (例えば国際深海掘削 DSDP (Deep Sea Drilling Project)/ODP (Ocean Drilling Program) Leg 146, Leg 164; MH21 プロジェクトなど)。しかし近年, 海洋地化学調査や潜航調査, 3 次元地震探査などにより調査海域と調査データの空間密度が増大したことにより, 局所的に高集積帯が発達することがわかってきた。ガスチムニーを通路とする強いメタンフラックスにより海底直下～浅部堆積物中に形成される塊状～脈状のメタンハイドレート鉱床 (“表層型メタンハイドレート”) はその代表的な例である (例えば, メキシコ湾, Roberts, 2001; 台湾沖, Liu *et al.*, 2006; 韓国沖, Lee *et al.*, 2005; オホーツク海, Shoji *et al.*, 2005 など)。メタンの移動・供給・

ハイドレートとしての固定が活動的かつ劇的に進行している“ガスチムニー”域での調査・観察により、海洋の“メタンハイドレート・システム”形成と進化の理解を深め、その環境インパクトと資源ポテンシャルを解明・評価することができるかと期待される。本稿で報告する日本海上越沖のメタンハイドレート賦存域は、多数のメタンシープとメタンブルームで特徴づけられ、良く発達した“表層型ハイドレート”とBSR分布で示される従来の“層序規制型ハイドレート”が共存しており、“生きたハイドレートシステム”を研究できる数少ない場である。

富山トラフの東方を占める新潟県上越沖の調査海域上越海盆(図1, 図2)は、南縁は陸棚に連なる急な斜面で限られ、斜面から北に、南北8 km, 東西2 km, 海盆底からの比高250 m, 頂部の水深850~940 mの海脚(“海鷹海脚”, Matsumoto, 2005)が伸びる。海盆を挟んで海脚の北西には頂部の水深950~1000 mの上越海丘が南西-北東に伸びる。これら海脚と海丘の海底下深部には背斜構造が発達し、油・ガス田の存在が期待される。基礎試錐のための事前調査(石油公団, 2002; 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2005)では、深部ガス貯留槽が同定されるとともに、海脚上にはガスや地層水の大規模な噴出を示唆する巨大な凹地(ポックマーク)が複数発見された。2004年春には資源エネルギー庁/石油天然ガス・金属鉱物資源機構による掘削調査(基礎試錐「佐渡沖南西」)が海鷹海脚上の2点で行われ(門澤ほか, 2006), 物理検層やスポットコアリング調査により、海底からの深度約400~2100 mについては微化石層序、有機物量やガス組成などのデータが採取されたが、メタンハイドレートの分布が予想される浅部の数百 mは当初の調査対象ではなく、掘削データ空白域として残されている。

筆者らは2004年夏、東京海洋大学の実習調査船「海鷹丸」により海洋調査を行いピストンコアで海脚中部の海底下1~2 mより塊状のメタンハイドレートを回収した。またCTDニスキン採水を行い、海域全体でのメタン高濃度異常を明らかにし、魚群探知機により海底から多数のメタン

ブルームが立ち上がっていることを確認した(Matsumoto, 2005)。2005年以降、本海域におけるメタン活動とメタンハイドレート・システムの全体像を明らかにするため、「海鷹丸」によるピストンコアリングとCTD-ニスキン採水、JAMSTEC(海洋研究開発機構)の研究船「かいよう」によるピストンコアリングと深海曳航カメラによる観察、「なつしま」のROV-ハイパードルフィンによる海底観察とサンプリングおよびSCS(Single Channel Seismic)反射法地震探査など様々な調査を実施してきた。本稿では、日本周辺ではじめて確認された熱分解起源メタンからなるメタンハイドレートの産状の特徴と生成機構を明らかにし、集積・崩壊過程のモデルを提示、最後に海洋メタンハイドレートの安定性と第四紀における環境インパクトについて考察する。

II. 地質概況

上越沖海底に熱分解起源メタンハイドレートが露出し、海底から激しくメタンが湧出することは、日本海誕生の歴史と密接に関わる。日本海は約30 Maの大陸地殻のリフティングに始まり、中新世-鮮新世を通して背弧海盆として発達し、海盆には有機物に富んだ珪藻質泥質堆積物、火山性碎屑堆積物やテフラが厚く堆積した。新潟県~秋田県の日本海沿岸域~沖合は我が国を代表する油・ガス田地域であり、中新統~鮮新統堆積物中の有機物を起源とする炭化水素鉱床が分布する。調査海域に面する新潟県上越市では中新統下部寺泊層と七谷層を根源岩として椎谷層中に頸城ガス田が発達、調査海域でも同相当層(TOC(Total Organic Carbon, 全有機炭素量)=0.5~1.5%; 基礎試錐「佐渡南西沖」, 石油天然ガス・金属鉱物資源機構, 2005)が炭化水素の根源岩と考えられる。展張場であった日本海は2~3 Ma以降、ユーラシア・プレート内のマイクロプレートであるアムール・プレートの東進を契機として圧縮場が変わった。このテクトニック・インバージョン(以下インバージョンと呼ぶ)により、日本海東縁に変形が集中し、北北東-南南西のトレンドを持つ逆断層と褶曲が発達、上越海丘、海鷹海脚、

佐渡海嶺、最上トラフなどの海嶺と小海盆が形成された (Sato, 1994; Sato *et al.*, 2004) (図 1)。海鷹海脚の西縁と上越海丘の東縁には逆断層が想定され、海脚と海丘のほぼ中央に背斜軸が走る。これら主要な構造はいずれもインバージョンに伴う数 Ma 以降の変形と考えられる。

インバージョンに伴う断層や褶曲の形成は、従来型の炭化水素鉱床に有効な構造トラップを準備するとともに、深部ガスを浅所、海底付近にまで移動させる通路として働き、浅所でのメタンハイドレート生成に基本的制約を与えている。調査海域の地温勾配はおおむね 0.095 ~ 0.105 K/m であり (町山ほか, 準備中), このように高い地温勾配が、若い根源岩の熟成を可能にしている。新第三系の日本海東縁は、有機物に富んだ堆積物、高い熱流量、炭化水素の移動とトラップ構造の発達に特徴づけられ、炭化水素鉱床の形成の好条件が揃っていたといえる。

III. 調査方法

1) 海洋調査

上越海盆の調査とサンプリングは、東京海洋大学の実習調査船「海鷹丸」による航海 (UT04, UT05, UT06, UT07, UT08), JAMSTEC の研究船「かいよう」と「なつしま」による航海 (KY05-08, NT05-09, NT06-19, NT07-20, NT08-09) によって実施した。「海鷹丸」ではピストンコアリングと CTD ニスキン採水, 「かいよう」ではピストンコアリング, 「なつしま」では無人探査機ハイパードルフィンによる海底の観察, 岩石と生物のサンプリングおよびニスキン採水を行った。すべての航海を通じて、地形データを採取し海底地形図の精密化を図り、マルチナロービーム (SEABAT8160, SEABEAM2012) と計量魚群探査機 (KFC3000-カイジョー/EK60-SIMRAD) によるメタンブルーム探査を行った。さらに、「なつしま」航海では SCS を行い海底下の構造を明らかにした。このほか、海鷹海脚の深部構造を明らかにするため、資源エネルギー庁の基礎物理探査「佐渡沖南西」で得られた 3D 地震探査データの一部を用いた (石油公団, 2002)。

「かいよう」では 12 m と 8 m, 「海鷹丸」では 8 m と 6 m のピストンコアリングを行った。これまでに通算 80 本のコア採取に成功しているが、このうち約半分は海鷹海脚, 半分は上越海丘および周辺海盆底やリファレンスとしての隠岐トラフや佐渡島西方沖などである。ピストンコアリングのうち 3 分の 1 についてはステンレスパイプに自己記録式温度計を装着して熱流量測定を行った。回収されたピストンコアは船上で 1 m のセクションに切断後、縦に半割し、作業用ハーフと保存用ハーフとした。保存用ハーフはアクリル板で蓋をして密閉包装, 船内冷蔵庫で保管した。作業用ハーフより分析用サンプルの採取や測定を行った。

「なつしま」搭載の無人探査機 (ROV) ハイパードルフィンにより、海底の観察と高感度カメラによる撮影, ニスキンと真空採水器による海水と湧水の採取, 直径 8 ~ 20 cm, 長さ 30 ~ 60 cm のアクリル製コアラによる表層堆積物の採取, マニピレーターによる炭酸塩ノジュール, 底性生物の採取, 人工堆積物セルを用いた現場硫酸還元反応実験 (実験継続中) などを行った。メタン湧水地点では、容量 1 リットルのロートによりメタンガスのバブルを捕集, 捕集したバブルの放出実験, およびメタンハイドレート分解ガスの回収を行った。

2) 試料の調整と分析

間隙水試料については、油圧式スクイザーを用い、船上で長さ 5 ~ 10 cm のコア試料から絞り出し採取した。下船後、イオンクロマトグラフ (東亜 DKK, ICA-2000) により硫酸と塩素の濃度を測定した。標準海水の測定から分析精度は相対誤差で 1.4 ~ 2.3% と見積もられた (Hiruta *et al.*, 2009)。

ガス試料については、コアを 1 m セクションに切断後速やかにコア切断面より一定量の泥試料を採取, 純水中に封入した。その後実験室で窒素ガスを用いたヘッドスペース法により溶存ガスを抽出し, 分析試料とした。コア中のガス・ギャップなど遊離したガスは直接バイアル瓶で捕集した。メタンハイドレート試料はただちに液体窒素ジュワー瓶で保存するとともに、一部はシリンジ

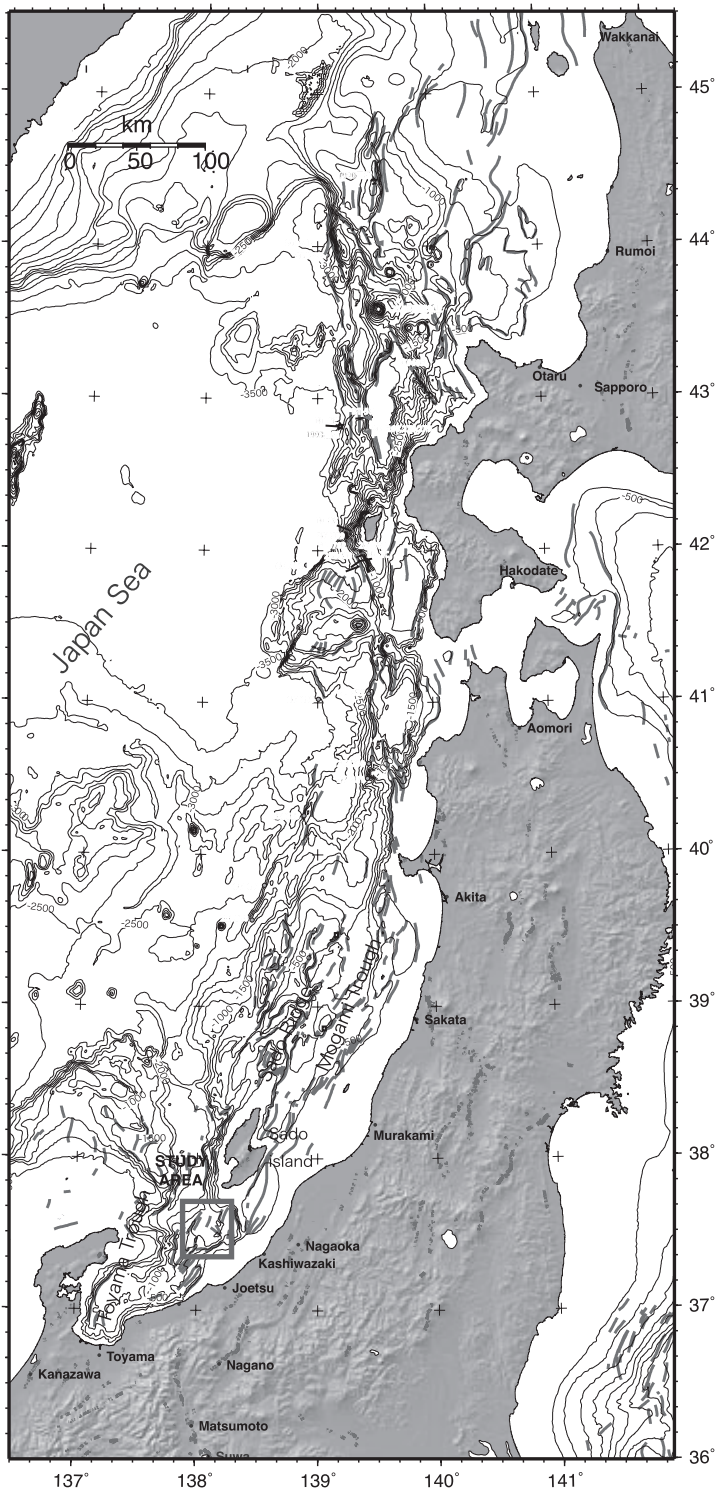


図 1 日本海東縁の構造(断層)と富山トラフの東に位置する調査海域(上越海盆, 四角で囲まれた海域)。鮮新世後期～第四紀のテクトニクスによる地殻収縮が日本海東縁に逆断層, 褶曲とそれに伴う小海嶺とトラフを発達させた。活断層研究会(1991)より編集。

Fig. 1 The study area, Joetsu basin of the Toyama Trough, shown as a square, is located along the active tectonic zone of the eastern margin of Japan Sea, where Late Pliocene to Quaternary inversion tectonics caused tight thrusting and folding, resulting in the development of a series of ridges and troughs. Compiled from Research Group for Active Faults of Japan (1991).

内で分解して成分ガスをバイアル瓶で保存した。ガス試料はいずれもガスクロマトグラフ（島津製作所 GC-14B）で測定した。繰り返し測定による再現性は測定値の4%程度、メタンの炭素同位体はガスクロマトグラフと直結した同位体質量分析計（Finnigan Delta Plus）で定量。測定の誤差（再現性）は±0.3%程度であった。メタン濃度の低い間隙水や海水、湧水試料についてはヘリウムをパージガスとするパージ・トラップ・システムで濃集して分析試料とした。

堆積物の含水率は、あらかじめ秤量したガラス瓶に5g程度を採取し、105℃乾燥の前後に秤量し、含水率を測定、孔隙率を計算した。堆積物乾燥試料を用い、XRD（PANalytical製）の粉末エックス線回折法で鉱物組成を分析、元素分析装置（Finnigan, Flash EA）で全炭素量を測定、酸処理法で無機炭素量を決定し、有機炭素量を計算で求めた。

IV. 地形と深部構造

1) ポックマークとマウンド

南北に舌状に伸びる海鷹海脚はその深部構造を反映して西斜面は急崖となって上越海盆へ落ち東斜面は緩傾斜で崩壊斜面から海底谷へと続く（図2）。水深940m以浅の海脚頂部付近には直径350～600m、深さ30～50mの円形～長円形のポックマークと直径200～450m、高さ5～30mのマウンドが発達し、これらは海脚軸にやや斜交する南南西-北北東方向に2列のポックマーク・マウンド帯をつくっているように見える（図2）。地形的に顕著な特徴は海脚北部の2連のポックマーク、海脚中部のポックマークと近接する2連のマウンド、海脚南部の長径700m、比高20mの大型マウンドである。南西斜面と北東斜面には崩壊したポックマークが谷地形をつくる。上越海丘の微地形は海鷹海脚ほどはっきりしないが、海鷹海脚よりやや小さなポックマーク、マウンドがそれぞれ10座ほど認定できる。これらは海丘軸にはほぼ平行な2列の帯状に配列する。マウンドやポックマーク、ガスチムニー構造が日本海東縁の主要な構造線方向に配列することは、

深部ガスの移動が基本的には構造規制であることを意味する。ポックマークやマウンドなどメタン活動由来の構造が、海鷹海脚と上越海丘にのみ見られることは、海脚と海丘の内部に深部断層系へ連なる開裂が発達していることを意味する。

2) 海鷹海脚の深部構造

基礎試錐「佐渡沖南西」の事前調査として実施された基礎物理探査（3D地震探査）（石油公団、2002）と本調査で取得したSCSから、海鷹海脚の深部構造の特徴が明らかとなった。図3A、Bに、海鷹海脚上ポックマーク付近で直交する2つの地震探査測線を示す。測線Dは海盆から海鷹海脚の北部を北西-南東に切る測線、測線Xは南西から北東へ海脚を胴切りにする測線である。示されている断面の深度は往復走時で約1秒、測線の長さは7.4kmである。どちらの測線も成層した堆積層が海底面にほぼ平行に褶曲しており、海鷹海脚が構造的リッジであることを示す。測線D上では海脚上にポックマークとマウンドが確認できるが、その下位では、反射が弱く音響的に透明で、海底面にほぼ垂直な帯（幅約500m）が、往復走時で少なくとも0.8秒まで達している。このように音響的に透明な相や堆積面が不明瞭なカオティックな相を本稿では“ガスチムニー”と呼ぶ。このような構造はバンクーバー沖のハイドレート・リッジ（Chapman *et al.*, 2002）やメキシコ湾（Sassen *et al.*, 2001）、オホーツク海（Shoji *et al.*, 2005）などのメタンハイドレート賦存海域でも報告されている。これら海域では海底からメタンが湧出し、ガスチムニーがメタンの移動通路と考えられている。

図4は、3D地震反射断面で認められる海鷹海脚のガスチムニー分布である。ガスチムニーは必ずしも円柱状ではなく横方向に広がったり、複数のガスチムニーが深部で繋がって一つになったりする。図4ではこれら複数のガスチムニーはガスチムニー群と一括して分布を示してある。海脚の北端の細長いポックマークから小さなマウンドを経て直径～600mと～450mの2つの大きなポックマークまで、南北～2.5km、東西～1.5kmの大きなガスチムニー群Aが発達し、中部マ

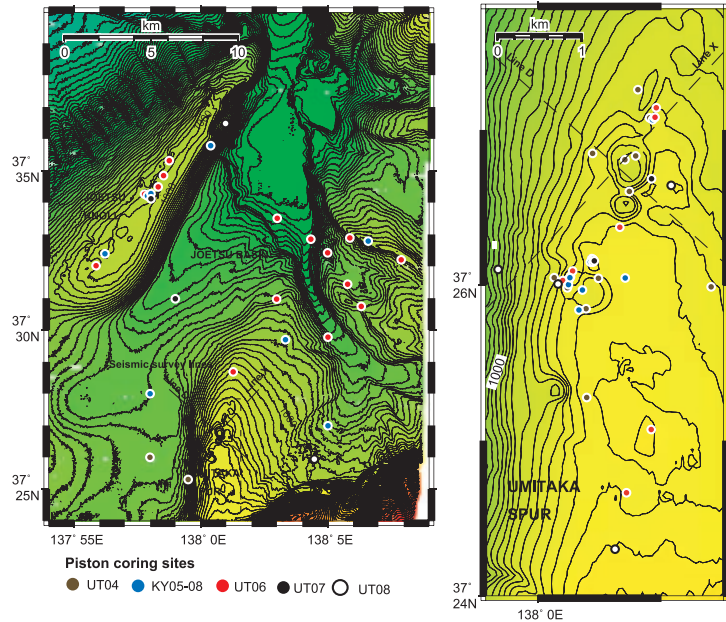


図 2 調査海域の詳細図。点は 2004 年～2008 年調査のピストンコアの位置を示す。右図は“海鷹海脚”（仮称）の詳細図（右図）。直交する破線は図 3 の地震波断面の測線位置。等深線間隔は 10 m (Hiruta *et al.*, 2009 に一部加筆)。

Fig. 2 Maps showing the locations of piston cores obtained for 2004 to 2008. Pockmarks and mounds are observed on the Umitaka Spur. Thin broken lines indicate seismic survey lines of Fig. 3. Contour interval is 10 m (modified from Hiruta *et al.*, 2009).

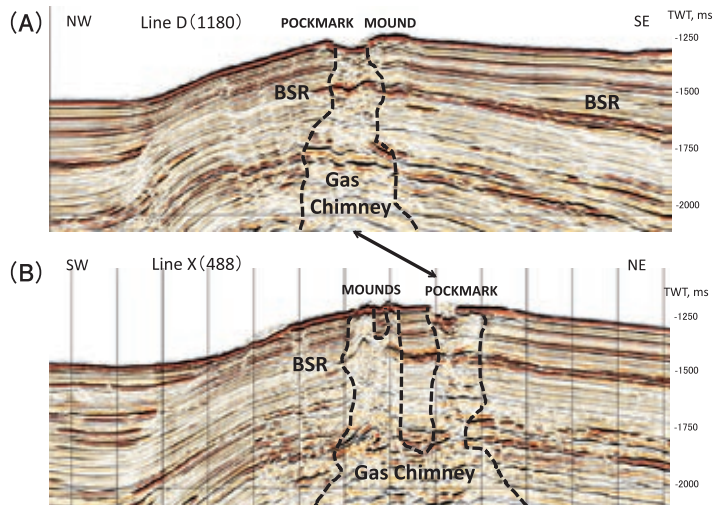


図 3 海鷹海脚上のポックマークで交わる 2 つの地震探査時間断面。図 A (上) は図 2 の測線 D, 図 B (下) は測線 X の地震波時間断面を示す。ポックマークとマウンドの下には音響的カオティック相 (ガストムニー) が発達。BSR も認められる。ガストムニー内の BSR は地形に関係せず上に凸の形状 (プルアップ構造) を示す部分がある (石油公団, 2002 に加筆)。

Fig. 3 Seismic profiles, A (above) and B (below), along lines D and X of Fig. 2. Zone with chaotic seismic character below pockmarks and mounds is called a gas chimney. BSRs within a gas chimney show a characteristic pull-up structure, which is not concordant with topography (Modified from JONC, 2002).

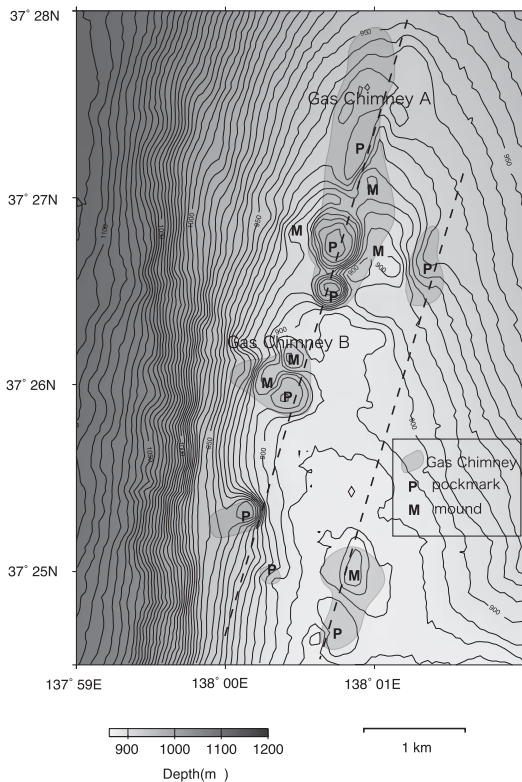


図 4 海鷹海脚上のポックマーク (P), マウンド (M), およびガスチムニー (灰色帯) の分布.

Fig. 4 Map showing the distribution of pockmarks (P), mounds (M), and gas chimney zones (gray color hatched zones).

ウンド群付近と南西斜面の崩壊ポックマークを含むガスチムニー群 B が認められる。東列では、南部のマウンド付近と北東斜面付近に径 0.5 ~ 1 km のガスチムニーが確認できた。このことは海底に観察されるポックマークとマウンド群が深部ガスチムニーの発達と密接に関係することを示唆する。

地震反射断面測線 D と測線 X には往復走時約 0.2 秒の深度に堆積面に斜交し位相が反転する反射面 BSR (Bottom Simulating Reflector, 海底疑似反射面) が認められる。地震反射断面に見られる BSR は、ガスチムニーの外では不連続ながら海底面にほぼ平行な面として発達するが、ガスチ

ムニー内では強く凹凸に波打ち、あるいは鋭く上に凸の面 (プリアップ構造) として出現する。BSR の出現から、海鷹海脚には広範囲に“層序規制型ハイドレート”が分布すること、ガスチムニー内では BSR 上位のメタンハイドレート濃集や BSR 下位のフリーガス集積が強いことが強く示唆される。上越海丘では一部にダブル BSR も認められた (図 5)。これは南海トラフやカスヤカスカディア・マージンのハイドレート・リッジの一部でも報告されている 2 枚セットの BSR である。上越海丘で 2 枚の間隔は往復走時で 0.02 秒であり、約 20 m に対応する。2 枚セットの BSR (DBSR: Double BSR) は南海トラフの一部でも報告されており、そこでは海水準変動に対応する過去の BGHS (Base of Gas Hydrate Stability) の記録であると解釈されている (Foucher *et al.*, 2002)。

V. メタンブルームとメタンシープ

1) メタンブルーム

メタンブルームはマルチナロービームや計量魚群探知機で海底からほぼ垂直に立ち上がる音響イメージとして検知することができる (図 6A, B)。計量魚探では水深 900 m の海底での直径が約 100 m となる円錐型ビームを用いるため広範囲のメタンブルーム探索では効率的だが、ブルームを検知したときの船位が必ずしもブルームの位置と一致しないためブルーム位置や数を正確に知ることはできない。そこでここでは、マルチナロービーム (SEABAT/SEABEAM) のデータのみを用いてメタンブルーム位置を集計した。図 6B の SEABAT 画面は、ブルームが船の直下と右舷側 50 m に出現したことを示す。この時の船位と船首方向がわかれば、ブルーム位置を 10 m 以内の精度で知ることができる。そのようにして決めたメタンブルーム位置を図 7 に示す。海鷹海脚では北部台地のマウンドと中部の 2 連のマウンドとその周辺にメタンブルームが集中する。前者はガスチムニー群 A のほぼ中央に位置する。2007 年、2008 年にはそれぞれ 1 カ所および 11 カ所で確認されたが、2005 年、2006 年には確認され

ていない。海脚中部，ガスチムニー群 B の上に発達する二連のマウンド上には，2005 年から 2008 年までいずれの年にも多数のメタンプルームが確認でき，2004 年にも計量魚探で複数確認している。メタンプルームの分布には定向配列は認められず直径 300 ～ 400 m の領域内に不規則

に分散する。これは，構造線と開裂群に沿って上昇した深部ガス含有流体と溶存メタンの拡散が，浅所では堆積物全体に浸透拡散してガスを過剰に含んだ堆積物をつくり，そこから不規則に湧出漏洩してメタンシープやメタンプルームを形成したと考えられる。

SEABAT/SEABEAM で確認したプルームの位置は 4 年間同じではなく，メタン湧出が 1 年以上同じ場所で継続することはなかった。一週間程度の調査期間中にも，プルームが消えることは稀ではない。海脚北東斜面域，南西斜面域および南部マウンド付近にもガスチムニーが認められたが，これらの場所では 4 年間に一つのプルームも観測されなかった。

2) メタンシープ

メタンプルームの湧出点を確認するため ROV “ハイパードルフィン” による潜航調査を行い，海鷹海脚の中部マウンド周辺では 8 カ所でメタンバブルの湧出を視認した (図 8)。メタンシープの位置とその航海中に確認したメタンプルームの位置がほぼ重なるものも 10 ～ 20 m ほど離れたものもあるが，これはハイパードルフィンの測

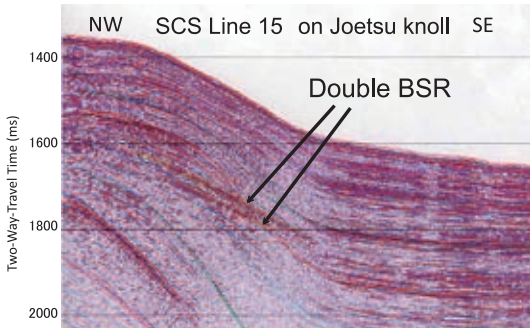


図 5 上越海丘の東斜面の地震波時間断面図に見られるダブル BSR。二枚の BSR の間隔は往復走時で約 0.02 秒で 20 m 程度と見積もられる。

Fig. 5 Double BSR identified on the eastern slope of the Joetsu knoll. The interval of the double BSRs is estimated to be approximately 20 m.

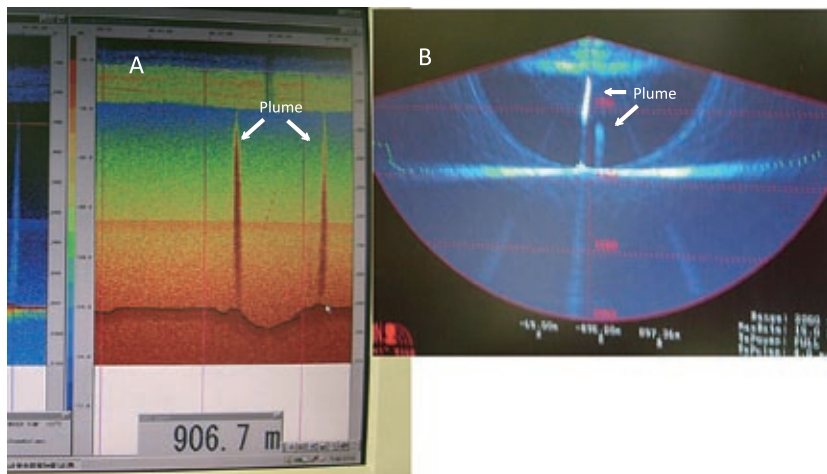


図 6 A. 計量魚探装置に出現したメタンプルーム。海底からの高さ 600 ～ 650 m。
B. マルチナロービーム (SEABAT) 画面上の海底とメタンプルーム (口絵 6 参照)。

Fig. 6 A. Methane plumes appeared on a fishery echo sounder system.
B. Seafloor and methane plumes on a multi-narrow beam (SEABAT) (See pictorial 6).

位誤差が 10 m 程度あること、および湧出現象が安定的ではないことによるものと考えられる。海鷹海脚中部マウンドの南斜面 (図 8 のサイト S) では、2007 年 10 月 2 日に 10 数 m の範囲内で約 10 本の激しいメタンシーブを視認した (図 9)。海底はパッチ状のバクテリア・マットで覆われ、炭酸塩クラストやノジュールの破片が散乱している。他のメタンシーブ・サイトで容量 1.5 リットルのアクリルロートを用いてガスの捕集を試みたところ、直径 0.5 ~ 0.8 cm の球状発砲スチロールのような粒子が捕集され、バブルはメタンハイドレートの厚い皮膜で覆われていることがわかった (図 10)。ビデオ映像によると、海底面から湧出する瞬間は明らかに気体である。海底面の小さな孔から頭を出し、変形しながら大きくなり、一定の大きさになると球状バブルとなって離脱・浮上する。この間数秒である。これらバブルを、離脱・浮上から 2 ~ 3 秒後、海底から数 10 cm の高さで捕集したときにはバブルはすべて固いメタンハイドレート皮膜に覆われていた。低層水の水温 0.2℃ と水圧 90 気圧を考えれば、海底でメタンハイドレートが生成することに驚くことはない。むしろ海底からメタンガスが噴出すること、海底下にフリーのメタンガスが存在することが異常であり、驚くに価する。この問題については後で考察する。

メタンブルームが実はメタンハイドレートブルームであったことが、メタンブルームの形状を良く説明する。これまでに観察されたメタンブルームの高さは、ほとんどの場合、海底から 600 ~ 650 m であり、水深 250 ~ 300 m で消滅している。ブルームが消滅する水深は、調査海域におけるメタンハイドレート安定領域の上限深度に対応する (図 11)。つまりこの深度でメタンハイドレート・バブルの皮膜が分解し、メタンが急速に海水に溶解してバブルが消滅、メタンブルームも消滅したと考えられる。海鷹海脚のメタンブルーム海域における海水のメタン濃度は、海水の平均メタン濃度数 nM/L と比べると 1 ~ 2 桁濃度が高い。(Ishida, 2006; Ishizaki, 2008)。特に水深 500 ~ 600 m 付近と 200 ~ 300 m 付近に高濃度

異常が認められる。水深 500 ~ 600 m の異常はメタンハイドレート・バブルの中と外の圧力差によるバブルの破裂イベントに対応し、200 ~ 300 m の異常はメタンハイドレート皮膜の分解・ブルームの消滅に対応すると考えられる。

3) 堆積相とメタンフラックス

調査海域から回収されたピストンコアは最長 8 m で、過去約 3 万年の堆積史を記録する (図 12A, B, C, D)。多くのコア試料で上部から下部へ向かって、①明灰褐色の生物擾乱泥質ユニットと、②数 mm のテフラを 1 ~ 3 枚挟在する暗灰色平行葉理泥質ユニットの順に出現し、②の下に再び①が出現する場合もある。浮遊性有孔虫の C-14 測定から最初の①と②の境界が約 15000 年とされ、最初の②がほぼ最終間氷期末期の LGM (Last Glacial Maximum) に対応することがわかった (竹内ほか, 2007)。海鷹海脚と上越海丘上でポックマークやマウンドの発達しない場所や、両リッジの間の海盆から回収されたコアの堆積速度は 15 ~ 16 cm/ka である (図 12A, B) が、ポックマーク内から回収されたコアの堆積速度は大きく、35 ~ 45 cm/ka と見積もられる (図 12C, D)。ポックマークの位置にはかつてさらに大きな深い凹地があったが、これが充填/埋め立てられ、現在のすり鉢状の凹地になったと推定される。

堆積物間隙水の硫酸濃度プロファイルを図 13 に示す。海水に由来する間隙水中の硫酸は、一般に堆積物中のメタンや有機物によって還元消費されるが、メタンフラックスの大きな堆積物中では硫酸とメタンが反応し硫化水素 (HS^-) と炭酸 (HCO_3^-) が形成される。表層堆積物中における上方へのメタンの拡散 (メタンフラックス) が大きいほど硫酸の消費ははやく、硫酸濃度がゼロになる深度 (SMI: Sulfate-Methane Interface) は浅くなることが知られている (Borowski and Ussler; 1996, Borowski *et al.*, 1999)。SMI 深度はメタンフラックスの指標として有効である。調査海域の SMI はメタンブルーム・サイト周辺では深度 1 ~ 2 m であるのに対して、ブルームサイトから離れた場所では 2 ~ 3 m と深く、海盆

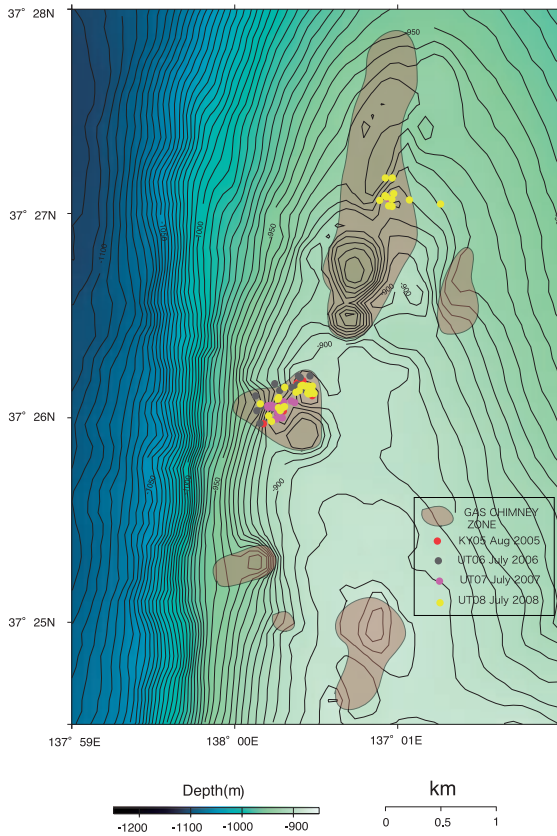


図 7 2005～2008年に確認したメタンブルームの位置。ほとんどのブルームはガスチムニーの領域内にある。

Fig. 7 Locations of methane plumes observed during 2005-2008. Almost all of the plumes were limited to within the gas chimney zone.

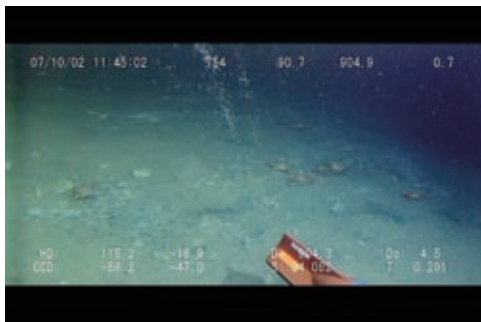


図 9 激しくメタンガスを噴出するメタンシープ・サイト。海鷹海脚中部 (図 8 の点 S) (口絵 2-図 4 参照)。

Fig. 9 Actively venting methane gas seeps at site S of Fig. 8 (See pictorial 2-Fig. 4).

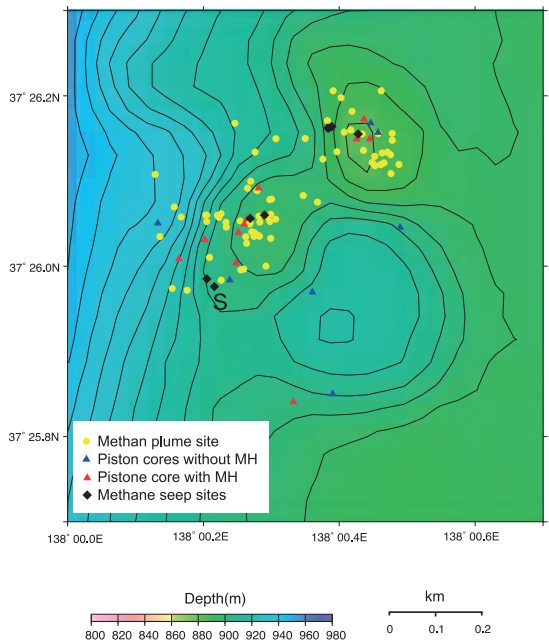


図 8 海鷹海脚中部の二連のマウンド上のメタンブルーム、ピストンコアおよび無人探査機ハイバードルフィンで視認したメタンシープの位置。

Fig. 8 Map showing the locations of methane plume, piston cores, and methane seep sites observed by the ROV "Hyper-Dolphin".

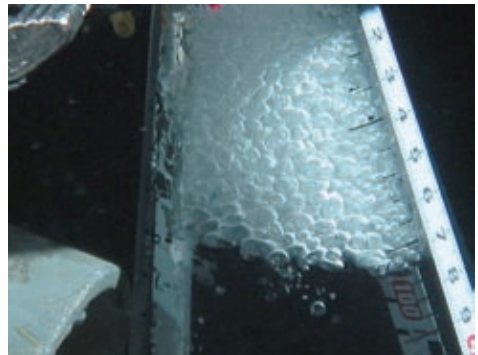


図 10 海鷹海脚中部のメタンシープ・サイトで捕集したメタンハイドレートのバブル。海底から噴出後数秒でメタンハイドレートの厚い皮膜に覆われる。スケールは cm 単位 (口絵 2-図 3 参照)。

Fig. 10 Methane hydrate bubbles trapped in a funnel just above an active seep site. Methane gas bubbles were observed to be covered by thick methane hydrate within a few seconds. Right-side scale is in unit of cm (See pictorial 2-Fig. 3).

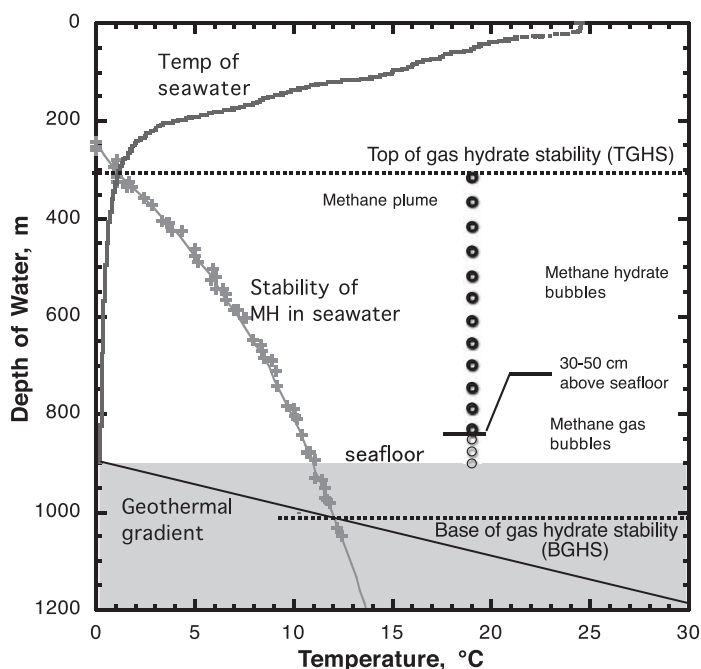


図 11 海水中のメタンハイドレートの安定領域とメタンブルームの発達と消滅を示すダイアグラム。海底に噴出したメタンガスバブルはただちにメタンハイドレートに覆われて海水中を上昇，メタンハイドレートの安定領域の上限，約 300 m 付近で消滅する。

Fig. 11 Diagram showing the stability of methane hydrate in the seawater column and the behavior of methane plume. Methane gas bubbles emitted to bottom water are immediately coated with methane hydrate and float up to the top of gas hydrate stability and are finally dissociated at about 300 m water depth.

では 4 m+ となる (図 14) (Matsumoto, 2005; Hiruta *et al.*, 2009)。SMI 深度はボックマークやマウンド，ガスチムニーの分布ではなく，現在のシープ活動と密接に関係があることが明らかである。

深部構造であるガスチムニーはメタンを運搬する通路としてのポテンシャルを持つが，メタンブルームの位置とメタンフラックスの大小から判断すると，特に活動的な場所はガスチムニー A の中央付近（海脚の北端）とガスチムニー B の一部（海脚中部の 2 連マウンド）であり，それ以外のガスチムニーではメタンシープをつくるほど活発ではないといえる。調査海域の SMI 深度はほとんどの場所で < 4 m でメタンフラックスが

強いことを示すが，他のメタンハイドレート賦存海域ではどうであろうか。国際深海掘削計画で最初のメタンハイドレート掘削のターゲットとなった西大西洋フロリダ沖のブレイクリッジ (ODP Leg164) では SMI 深度は約 20 m (Borowski *et al.*, 2000) であり，上越海盆より遥かに深くメタンフラックスは小さい。我が国のメタンハイドレート資源開発のターゲット海域である東部南海トラフでは例外的に浅い場所で ~ 3 m もあるが，多くの場所で 10 m 程度と海域としてのメタンフラックスは上越沖ほど強くはない (松本, 2003)。これらの場所と比べて，上越沖のメタンハイドレート賦存海域はメタンフラックスが極めて強いといえることができる。

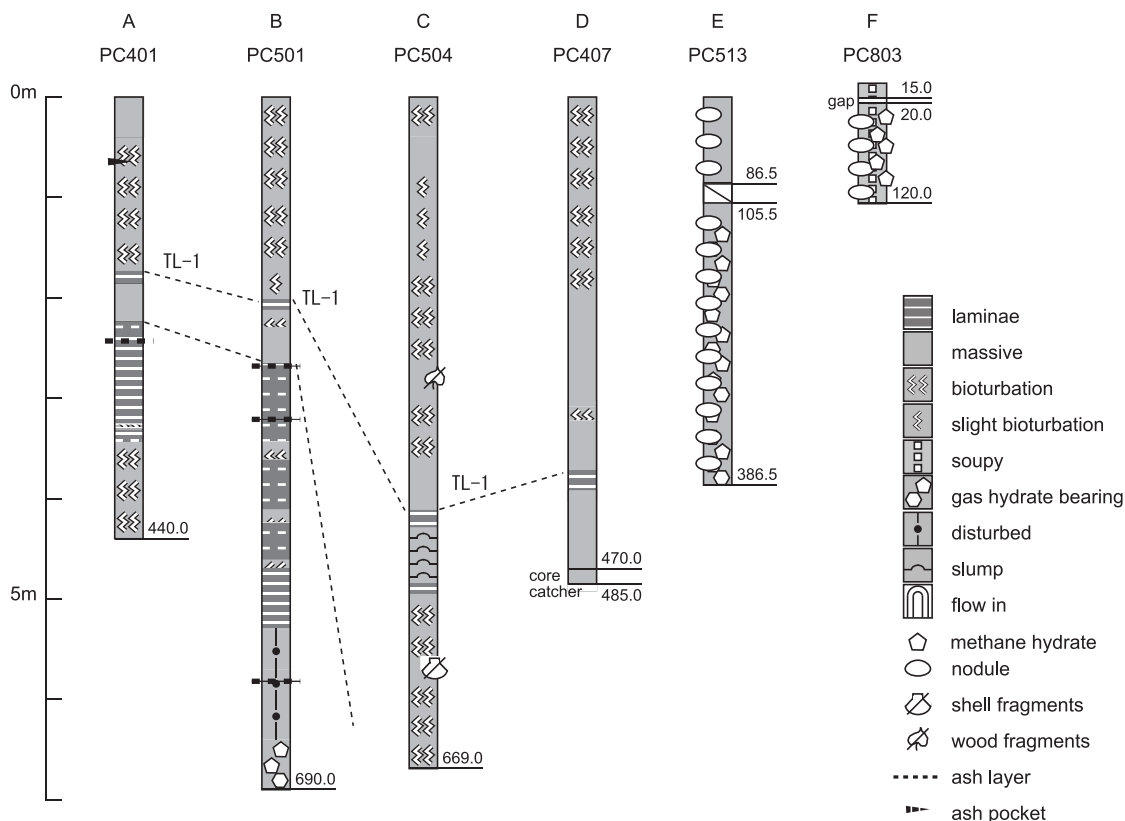


図 12 調査海域のピストンコア記載. 斜面や海盆のもの (A, B) とボックマーク (C, D) のものは常に、生物擾乱ユニットと暗灰色薄葉理層ユニットの互層からなる. 上部の厚さ 20 cm ほどの暗灰色は日本海に広域的に発達する暗色層 TL-1 に対比される. 堆積速度は後者の方がやや早い. メタンシープの近くではメタンハイドレートや炭酸塩ノジュールを多産するコア (E, F) が回収される.

Fig. 12 Visual description of piston cores. Cores recovered from slope, basin sites (A, B), and pockmarks (C, D) are characterized by light-colored, bioturbated unit, and dark colored thinly laminated unit. Upper dark colored unit is correlated with the dark bed, TL-1, which was widely distributed throughout the Japan Sea in early Holocene. Cores from the methane seep sites often yield methane hydrate and carbonate nodules (E, F).

VI. 表層型-塊状メタンハイドレートの産状と起源

1) 海底のメタンハイドレート

ハイパードルフィンによる海底探査により、海鷹海脚と上越海丘の活動的なマウンド上で海底に露出するメタンハイドレートを確認した (図 15A, B)。いずれの場合も、マウンド上に形成された崩壊地形や海底谷の壁に露出する。図 14 は海鷹海脚北端の台地状マウンドで見られたもので、この付近には数 m 規模の岩峰や凹地、崖崩

れが集中する。メタンハイドレートは 100 cm × 50 cm × 40 cm ほどの透明感のある塊状ブロックであり、崩壊してできた壁から突出し、突出部分は鋭い破断面で覆われていた。調査海域の深層水のメタン濃度は 5 ~ 20 nM/L であり、メタンシープ・サイト付近においてすらメタンに未飽和である。従って、たとえ温度圧力的には安定領域に入っているとしても、メタンハイドレート結晶の表面からメタンが溶け出し、表面は次第に滑らかになるはずである。ハイドレート表面の破断面は、このブロック状メタンハイドレートが海底に露出し

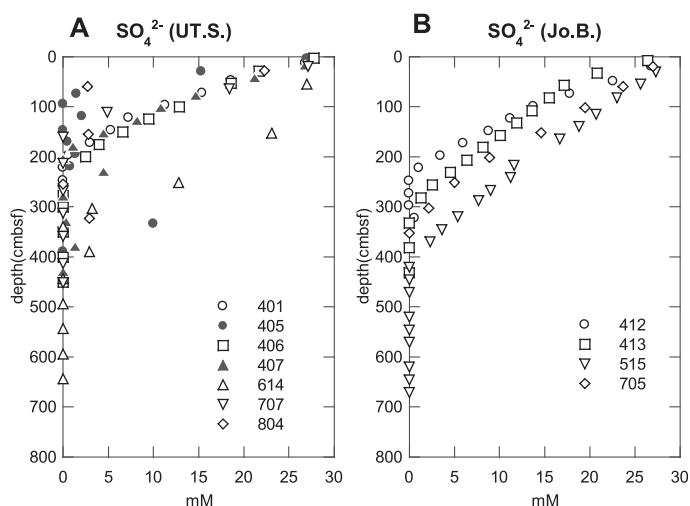


図 13 間隙水の硫酸濃度のプロファイル。海鷹海脚や上越海丘のものでは海底からの深度 2～3 m で硫酸は消滅する (A) が、海盆や斜面では 3 m を超えても硫酸が存在する (B) (Hiruta *et al.*, 2009)。深度の cmbsf は cm below sea floor のこと。

Fig. 13 Depth profiles of sulfate concentration, which diminishes at depths shallower than 2 to 3 m on the Umitaka spur and Joetsu knoll (A), while at depths deeper than 3 m on the slope and basin (B). Depth in cmbsf (= cm below sea floor).

たのは最近であることを強く示唆する。このブロックは探査機のマニピレーターで壁から剥ぎ取り強制浮上させた。約 30 分で 900 m を浮上し、海面では 10 cm 程度の破片として回収された (図 15, 口絵 1-図 6)。

崩壊跡地の壁の海底面から 0.5 m 程度より深い部分には、ほとんど常に脈状あるいは塊状のメタンハイドレートが露出していた。このことから、活動的なマウンドでは海底面から 0.5 m 以深の堆積物中にはメタンハイドレートが様々な産状で集積していることがわかる。

2) 表層型メタンハイドレートの回収

海盆底やボックマークから回収されたコアは生物擾乱層ユニットと暗灰色薄葉理層ユニットの互層からなるが、活動的なマウンドから回収されたコアにはしばしばメタンハイドレートやメタン由来炭酸塩ノジュール、炭酸塩クラストの破片が含まれる (図 12E, F)。回収されたコアはコアラ貫入時の破壊や、コア回収中のメタンハイドレート分解によりほぼ完全に乱されており堆積相の判定は困難である。多くの場合貫入深度は 2～3 m と浅く、海底下数 m の場所にコアの貫入をブロックする固いものの存在を示唆する。コアの最下部やコアキャッチャー (コアラの先端部分) に塊状のメタンハイドレートが詰まっていることが

あり (図 16, 口絵 1-図 3, 4, 5), 貫入をブロックした“固いもの”とは塊状のメタンハイドレート層である可能性が高い。このことは、ハイパードルフィンによる海底崩壊跡地での塊状メタンハイドレートの発見とも整合的である。

ピストンコア PC610, 611, 620 から回収されたメタンハイドレートの XRD 分析によると、組成や結晶構造に場所による違いはなく、いずれも構造 I (松本, 2009) であり、空隙飽和率はラージケージで 0.968～0.970, スモールケージで 0.746～0.784, 水和数は 6.23～6.24 である (Lu *et al.*, 2008)。

3) メタンの組成と起源

ピストンコアで回収したメタンハイドレートの一部は船上で 50 ml のシリンジ内で分解させ、発生した成分ガスをバイアル瓶に捕集して分析した。メタンシープのメタンは、真空耐圧捕集ポンペを装着したロート (図 17) でガスを捕集した。堆積物間隙水中の溶存メタンについては、ピストンコア回収後ただちに泥試料を採取、蒸留脱気水を満たしたバイアル瓶内でヘッドスペース法によりガスを抽出採取し、分析した。

図 18A にメタンの炭素同位体組成のすべての分析値を示す。メタンの炭素同位体組成はガスの生成過程に強く依存し、微生物による有機物分解

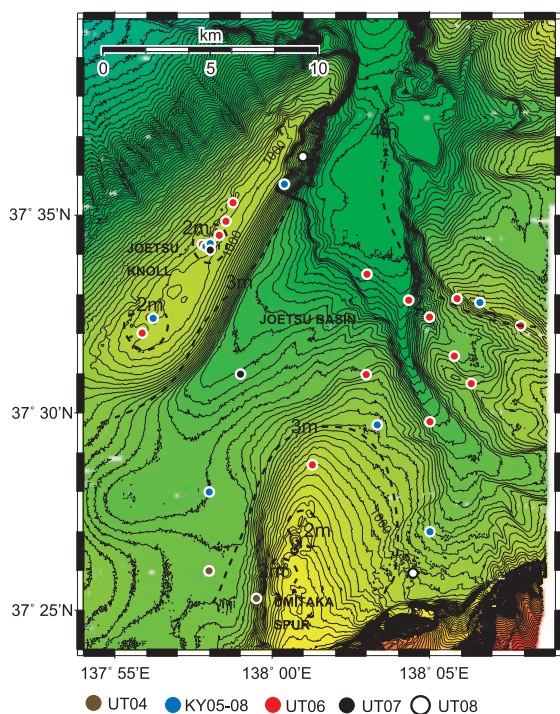


図 14 硫酸が消滅する深度(SMI)の変動. メタンブルームが顕著な海域では2mより浅く, 海脚, 海丘上では2~3m, 海盆では3~4m.

Fig. 14 The contour map of the depth of sulfate-methane interface (SMI). Active methane seep sites show that the SMI is shallower than 2 m, while it is 2 to 3 meters on the spur and knoll, and 3 to 4 meters in the basin area.

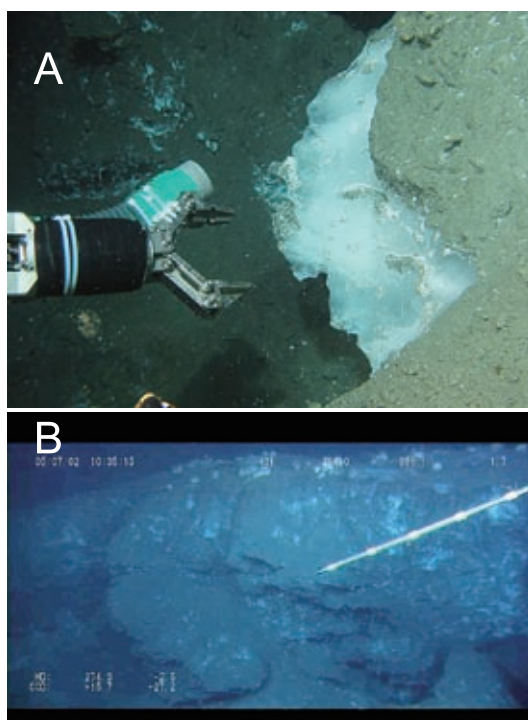


図 15 A. 海鷹海脚北部マウンド上の崩壊地形痕の壁から突出する塊状メタンハイドレート. 表面は破断面で覆われ, 露出後, 時間が経っていないことを示唆する. 水深 860 m (表紙写真参照).

B. 海鷹海脚中部マウンド上の谷地形状の崩壊痕の壁には, 全体的に脈状~塊状の白いメタンハイドレートが見られる. ボールのテープ間隔は 10 cm. 水深 860 m.

Fig. 15 A. A large methane hydrate protrusion extending from the wall of the collapsed structure in the northern part of the Umitaka spur. Surface of the hydrate is characterized by fractures, suggesting that the collapse occurred just recently. Water depth is 860 m (See cover photo).

B. Patchy concentration of veins of a large volume of methane hydrate is exposed on the wall of the collapsed canyon on the central mound of the Umitaka spur. Tape interval is 10 cm. Water depth is 860 m.

図 16 海鷹海脚中部のマウンドからピストンコアラで回収された塊状のメタンハイドレート (口絵 1 参照).

Fig. 16 Large volume of methane hydrate recovered by piston corer from the central mound of the Umitaka spur (See Pictorial 1).

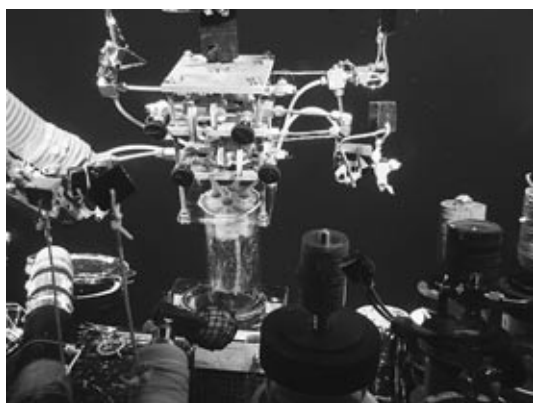


図 17 アクリル製の捕集ユニットと4本の耐圧真空ポンペからなる湧出メタンガス回収システム。ROVのマニピレーターでバルブ操作を行い、回収容器内で分解したメタンガスおよび分解水と海水の回収を行う。

Fig. 17 Methane gas sampling system composed of thick acryl collection unit and 4-vacuum chambers. The system is operated by a ROV.

に由来するメタンは C-13 に著しく欠乏 ($\delta^{13}\text{C} = -60 \sim -100\%$) するのに対し、有機物熟成の後期に熱分解で生成したメタンは炭素が比較的重い ($\delta^{13}\text{C} = -20 \sim -50\%$) (Kvenvolden and Bernard, 1983)。メタンハイドレートのメタンは $-30\% \sim -51\%$ であり大部分は熱分解起源メタンの領域に含まれる。ロートで捕集したブルームのガス (メタンハイドレート・バブル) ($-44 \sim -46\%$) も、メタンシープ・サイトで採取した湧水中の溶存メタン ($-36 \sim -40\%$) も、海底下から回収したメタンハイドレートと同じ熱分解起源であることを示す。このことはメタンハイドレートの海底露出が深部ガスチムニーと密接に関係することとも整合的である。上越海丘のメタンハイドレートは海鷹海脚のものよりやや軽く ($-51 \sim -45\%$) 微生物起源メタンの混合比が少し大きいことを示唆する。

堆積物間隙水に溶存するメタンの同位体はブルームが集中する場所から離れるほど軽くなる傾向が見られる。メタンブルーム・サイトの近傍 ($< 0.5 \text{ km}$) の堆積物では、 $-38 \sim -81\%$ であり、メタンブルーム・サイトから 4 km 以内 (ほ

ぼ海鷹海脚, 上越海丘), $4 \sim 15 \text{ km}$ (周辺の海盆地), 15 km 以上遠 (主たる調査海域の外) はそれぞれ、 $-47 \sim -89\%$, $-69 \sim -100\%$, $-82 \sim -97\%$ となる。斜面や海盆などブルームサイトから 4 km 以上離れた場所のメタンは典型的な微生物分解起源であり、 4 km より近づくと、熱分解と微生物分解の中間の値になる。

図 18B はガス組成-同位体組成の関係を示すダイアグラム (バーナード・プロット) である。一般に、熱分解起源ガスにはエタン (C2) やプロパン (C3) が含まれるのに対し微生物起源ガスはほとんどがメタン (C1) である。この性質と上に述べたメタンの炭素同位体組成を指標として天然ガスの起源を推定することができる。図 18A で微生物分解起源と判断したガスのメタンとエタン+プロパンの比 ($\text{C1}/(\text{C2} + \text{C3})$) (実際プロパンは検知できず $\text{C3}=0$) は $100 \sim 100,000+$ であり微生物起源の領域に収まるが、熱分解起源としたガスでも $\text{C1}/(\text{C2} + \text{C3})$ は大部分 $100 \sim 10,000$ で、バーナード・ダイアグラムの熱分解起源の領域に入らない。このような特徴を持つ天然ガスは、深部に熱分解起源の天然ガス・リザーバが発達し、比較的浅部にメタンハイドレート鉱床が発達するアラスカ・ノースロープやカナダ・マッケンジーデルタでも報告されている (Lorenson *et al.*, 1999)。炭素同位体組成が比較的軽く ($\delta^{13}\text{C} = -30 \sim -60\%$) エタンに欠乏 ($\text{C1}/(\text{C2} + \text{C3})$) するガスは、熱分解起源ガスが堆積物を長距離移動する間に分子量の異なるメタンとエタンの間で分別がおこり、次第に軽くて小さいメタンに富化するように変化したものと説明されている (例えば, Lorenson *et al.*, 1999)。エタンはメタンよりハイドレートをつくりやすいため、深部で“エタンハイドレート”として固定された可能性も指摘される。海鷹海脚のメタンハイドレートもこれらと同じように、深部の熱分解起源ガスが上方移動中に分別変化したものであろう。つまり、調査海域のガスは、(a) 微生物分解起源ガス、(b) 分別変化した熱分解起源ガス、(c) 微生物起源と熱分解起源の混合ガスの3つのタイプからなる、ということができる。

メタンフラックスとメタンの起源に関する以上の観察から以下のことが明らかとなった。

(i) 調査海域の広い範囲で微生物分解由来メタンの強い供給 (SMI 深度で 3 ~ 4 m) がある。

(ii) 海脚と海丘の頂部のガスチムニー帯へ向かうにつれ、微生物起源メタンに、長距離の移動によって変質した熱分解起源メタンが加わり、混合ガスのフラックスは SMI 換算で < 1 m とさらに高くなる。

(iii) 調査海域全体に広がる微生物起源および微生物 + 熱分解混合ガスの高いフラックスにより広域的に層状メタンハイドレート鉱床 (“層序規制型”) が形成され、弱く不連続的ながら広範囲に BSR が発達する。

(iv) メタンブルームの活動中心では進化した熱分解起源ガスによるフラックスが極端に大きくなり、ガスチムニー内に塊状の “表層型メタンハイドレート” を形成し、海底ではメタンシーブが活発化する。

VII. 議論：メタンハイドレート集積帯の形成と崩壊

1) メタンハイドレート安定領域のフリーガス

メタンブルームをつくるのはメタンハイドレートの皮膜で覆われたバブル、メタンハイドレート・バブルである。水深 900 m 付近のメタンシーブでは気相のバブルが噴き出し、海水中を数秒上昇する間にメタンハイドレートの厚い皮膜に覆われ固体粒子となった。この観察は、海底下の堆積物中に “フリーガス溜まり” が存在することを強く示唆する。堆積物はメタンハイドレートの生成条件を満たしていないのだろうか？

前にも述べたように調査海域の広域的な地温勾配は 0.095 ~ 0.105 K/m (町山ほか, 準備中) である。メタンハイドレートの三相平衡曲線 (図 19A) と地温勾配データから、メタンハイドレート安定領域の基底深度 (Base of Gas Hydrate Stability: BGHS) は海底下 115 m と見積もられる。一方、2D および 3D 地震探査断面によると、海鷹海脚における BSR 深度は往復走時で 0.2 ~ 0.23 秒である (図 19B)。これらの観測結果から海鷹海脚

における海底から BSR 深度までの堆積物の平均 P 波速度を計算すると、115 m / (0.1 ~ 0.115) 秒 = 1000 ~ 1150 m / 秒となり、深海泥質堆積物として異常に小さい。海水の P 波速度は約 1500 m / 秒であり、固結していない泥質堆積物は普通 1600 ~ 1700 m / 秒程度である (例えば, Wood and Gettrust, 2001)。1000 m / 秒とは “あり得ない” 低速であるが、観測されたデータセットは明らかに異常な低速を示す。佐伯ほか (2009) は 3D 地震探査データの速度解析に基づき、海鷹海脚の堆積物速度として 1300 m / 秒とやはり異常な低速を指摘している。このような低速は堆積物中にガス (気泡) が存在することによってのみ説明可能である。BSR の下位のみならず上位にもフリーガスの存在を示唆する解析結果は、シーブサイトで視認された観察事実とも調和する。海鷹海脚の BSR は塊状メタンハイドレートの集積が想定されるガスチムニー内では強いが、他の場所では不明瞭である (図 3) 事実も説明する。

海鷹海脚のマウンドでは表層堆積物中に塊状～脈状のメタンハイドレートが密集する一方、同じ堆積物中にフリーガスが存在し、海底にメタンガスを放出している。水と過剰メタン (フリーガス) が存在し、温度圧力が一定条件を満たせばメタンハイドレートが生成するはずである。そのような堆積物中でメタンハイドレートができないのは何を意味するのか？ 温度圧力条件を満たしている海鷹海脚で広範囲にフリーガス含有堆積物が存在し、その堆積物中に塊状メタンハイドレート鉱床が発達するという奇妙な共存のメカニズムとして、水の活動度とメタンの挙動に関係する次の 4 つの可能性、(a) 間隙水の塩分、(b) 溶解度変化、(c) 吸着水と水の活動度、(d) 細孔効果を挙げることができる。

(a) 間隙水の塩分濃度の上昇

メタンハイドレートの三相平衡曲線 (松本ほか, 2009; 松本, 2009) は水の鹹度により低温側にシフトし、海水組成では純水の場合より約 1°C 低温となる (Dickens and Quinby-Hunt, 1994)。これは溶液のイオン強度の上昇による水の活動度の低下として説明できる。堆積物中でのメタンハイ

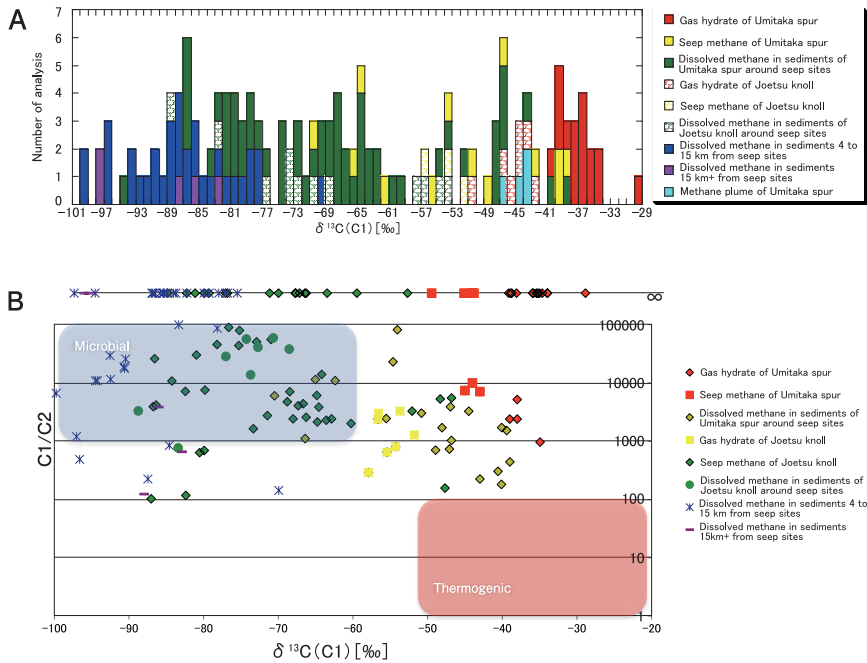


図 18 A. メタンの炭素同位体組成. メタンハイドレートとメタンブルーム中のメタンはほとんど熱分解起源と判断されるが、堆積物に溶存するメタンは微生物起源が多い。

B. ガス組成 (C1/C2) とメタンの炭素同位体組成ダイアグラム。

Fig. 18 A. Carbon isotopic composition of methane. Methane from methane hydrate and methane plumes is largely thermogenic while the sediment-gas is probably of microbial origin.

B. Whittaker's diagram showing the relation between C1/C2 and carbon isotopic composition.

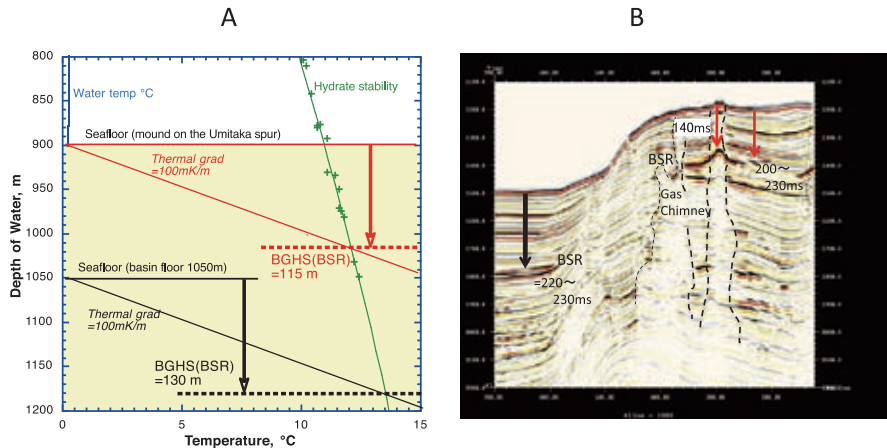


図 19 地温勾配と往復走時から堆積物速度の見積もり。

A. 海脚上 (水深 900 m) ではメタンハイドレートの安定領域基底の深度は 115 m, 海盆 (1050 m) では 130 m と計算される。

B. 地震探査時間断面. BSR 深度までの往復走時は、海脚上でも海盆でも 200 ~ 230 msec 程度。

Fig. 19 Estimation of the sediment-velocity from the thermal gradients and two-way-travel time.

A. The depth to the BSR is estimated to be 115 m on the spur and 130 m on the deep basin.

B. The depth (two-way travel time) to BSR on the seismic profiles is about 200 to 230 msec both for spur and basin.

ドレート生成が水とメタンについて開放系でおこると、メタンハイドレート生成によって塩分が排除されても間隙水の塩分が上昇することはない(例えば、Paull and Matsumoto, 2000)。しかしメタンフラックスが大きく、メタンハイドレートの生成率が大きいと周囲の間隙水の塩分濃度が急上昇することがある。海鷹海脚のメタンブルーム周辺の複数のコアでは間隙水の塩素濃度が深部に向かって1 mで最大64 mM/L上昇しており、蛭田らは海底数m～数10 mにメタンハイドレート生成の残留水としての高鹹度水プールが存在する可能性を指摘している(Hiruta *et al.*, 2009)。ODP Leg204 (カスカディア・マージン)のハイドレート・リッジの頂部付近では、メタンハイドレートの急速な生成により、表層堆積物(< 15 mbsf)の間隙水の塩素濃度が海水の2.6倍、1390 mM/Lに上昇している(Trehu *et al.*, 2003)。しかし、間隙水の鹹度が海水の3倍になったとしてもメタンハイドレート安定領域基底(BGHS)の深度の浅化はたかだか10 m程度であり、塩分効果だけで海底直下のガスや海鷹海脚堆積物中の広範囲なガス分布を説明することは難しい。

(b) メタン溶解度の変化

水のメタン溶解度は圧力に依存するため圧力減少に伴って間隙水中のメタン飽和率が高くなりついに脱ガスがおこり、間隙水中にメタンバブルが形成される。圧力減少は①間隙水の上方への移動(移流)と②海水準の低下や海底の隆起による水圧減少によって引き起こされる。前者の場合、BGHS直下のフリーガス帯でメタンに飽和した流体がガスチムニー内を上昇すると、メタン溶解度の低下によって脱ガスが起こり、周囲の堆積物にメタンガスを供給する。このようにして深部のメタンが浅所に効果的に運搬される。流体の移動がはやいと海底直下にまでメタンに過飽和な間隙水が到達し、浅所に“フリーガス溜まり”が発達するだろう。メタンシープ、メタンブルームが発達するか否かは、ガスチムニーを通路とした溶存ガス運搬の効率性に掛かっているといえよう。今後、地温勾配異常を手がかりに間隙流体の広域的

な上方移動速度を見積もる必要がある。

(c) 含水率の低下と吸着水比率の上昇

メタンフラックスが著しく大きなガスチムニー内では、上昇するメタンバブルあるいは上昇するメタン含有流体から脱ガスしたメタンが、割れ目などの流体通路内にメタンハイドレートを密集してつくと考えられる。そのため水の消費が進み、さらにメタンハイドレートから塩分が吐き出されて間隙水の鹹度が上昇するため水の活動度が低下する。水の活動度とは化学反応に関与できる“自由な水”の割合がどれほど存在するかの指標であり、イオン強度の大きな高鹹度水中では低下し、粘土に吸着する割合が大きくなる粘土岩中でも“自由水”の割合は低下する。粘土やシルトに卓越する調査海域の堆積物中では粘土粒子へ吸着する水(bound water)の割合が多くなる(川崎ほか、投稿中)が、メタンハイドレートの生成がこの傾向をさらに促進させ、ハイドレート形成に寄与する“自由水”の比率が急速に減少、メタンが過剰に供給されてもメタンハイドレートをつくることはできないという状況となる。このような“ドライ”な堆積物が拡大すると、脱ガスしたメタンによる“フリーガス溜まり”が発達し、メタンシープが発生することになる。

(d) 細孔効果

メタンハイドレートの生成温度圧力条件は、堆積物の孔隙サイズによっても変化する(Handa and Stupin, 1992)。70 Åの孔隙を持つ多孔質シリカゲル中でのメタンハイドレート生成は、オープンスペース中の場合より5～8℃も低温でなくてはならない。砂質堆積物と比較すると、一般に泥質堆積物のハイドレート含有率(孔隙飽和率)は著しく小さい。これは、(c)自由水の欠乏効果とともに、細孔効果が働いている可能性がある。メタンを溶存した間隙流体が細粒堆積物中に浸透したあと、圧力減少や地震のショックなど外的要因によりメタンの脱ガスが進行すると、非常に小さな細孔中でメタンバブルと水が共存することになる。海鷹海脚の泥質堆積物の孔隙径分布やポア・スロート径分布は明らかでないが、特に小さな細孔中で脱ガスしたメタンは、細孔効果と(c)

の水の活動度減少効果によりメタンハイドレートを形成することができない。浸透率の低い泥質堆積物中ではガスの移動は阻害され、その場に留まることになる。溶存メタンとして運搬され浅所の泥質堆積物中で脱ガスしたメタンにより海鷹海脚の広い範囲にフリーガス含有堆積物が発達した可能性がある。

2) ガスチムニー型メタンハイドレートの形成

ピストンコアによる海底下数 m からの塊状メタンハイドレートの回収、深海無人探査機による海底露出メタンハイドレートの観察、間隙水分析で明らかにされたメタンハイドレート生成に由来する高鹹度残留水などは、いずれもメタン供給ポテンシャルの高いガスチムニー帯に限られており、表層型メタンハイドレート生成は現在進行中の現象であるといえる。

ガスチムニー内では流体移動に伴うメタンフラックスが高いため、多量のメタンが溶存態として浅部に運ばれる。浅部への運搬による圧力減少により脱ガスが起こり、多量のメタンバブルが生成される。孔隙が大きいなど利用できる“自由水”が存在するところではメタンハイドレートが形成され、一部は上に述べた理由によりバブルのまま細粒堆積物中に留まると考えられる。ガスチムニーは日本海東縁の構造トレンドに沿って分布する。ガスチムニーの発達は基本的に深部の断層に支配されており、その浅部延長上に発達するものである。従って長期的-定常的な歪みによる断層-褶曲運動、地震による変位など構造運動の影響を強く受け、大小の割れ目の形成など様々な変形構造がガスチムニー内に発達すると予想される。造構的にマクロ空隙が形成されると細孔中の微小メタンバブルは割れ目へ移動し、“細孔効果”の束縛から脱してメタンハイドレートを形成する。このような過程を経て、ガスチムニー内ではメタンハイドレート集積体の形成が継続的に進行し、浅部-海底直下では、ガスチムニーに蓋をするように厚いレンズ状のメタンハイドレート集積帯が形成されると考えられる。

韓半島東方の日本海ウルルン堆積盆では 3D 地震探査によりガスチムニー頂部のマウンド内に塊

状-レンズ状の高速物質の存在が確かめられている (Riedel, 2008)。このようなメタンハイドレート集積帯は、“ハイドレート・キャップ”と呼ばれる。ハイドレート・キャップはメタンフラックスが非常に強いガスチムニーの最上部に発達するもので、チムニーやチムニー群の規模を反映して直径数 m から数 100 m まで様々なサイズがあると考えられる。

ガスチムニー内の BSR は上に凸の構造を示すことがある (プリアップ構造)。図 19B に示した例では、ガスチムニーの外の BSR 深度が往復走時で 230 ms であるのに対し、ガスチムニー内では 140 ms にまで見かけの深度が“浅く”なっている。BSR はメタンハイドレート安定領域の基底を示すものであり、地温勾配の変動に対応して海底からの深度は変化する。他方、地震波断面は真の深度断面ではなく、往復走時の時間断面である。従って、音の伝搬速度の大きな物質が存在すると、その部分では“見かけの深度 (時間深度)”が浅くなり、プリアップ構造として記録される。

一方、ガスチムニー内では深部のガス含有流体が上方に移動しているため、地温勾配が高いことが予想される。ハイパードルフィンによる地中温度測定によりメタンシープ・サイトとその近傍では $355 \sim 1830 \text{ mW/m}^2$ という高熱流量異常 (地温勾配で $0.35 \sim 1.80 \text{ K/m}$) が測定されることがある (町山ほか, 準備中)。これは広域的な地温勾配 ($\sim 0.1 \text{ K/m}$) の数倍から 18 倍である。このような高熱流量異常は極めて局所的であり、活動的なマウンド上でも大部分 0.1 K/m である。ガスチムニー内の温度構造が不明なため、温度効果による BGHS (ハイドレート安定領域基底) 深度の浅化の可能性を完全に排除することはできない。しかし、プリアップ構造を詳細に観察すると、変形している反射面は BSR だけではなく、堆積面も BSR とほぼ同程度に上に凸の構造を示す。従って“暖かい流体”の影響があるとしてもその効果は限定的であろう。このことから、プリアップ構造が“仮想 (バーチャル) 構造”であり、ガスチムニー内のメタンハイドレート集積を反映したものと推定できる。

往復走時の違いを伝搬速度の違いと見なすと、ガスチムニー外の地震波速度が 1000 ~ 1150 m/秒に対して、ガスチムニー内の地震波速度は最大 1700 m/秒となる。メタンハイドレートの集積によって速度が 600 ~ 700 m/秒上昇したことになる。メタンハイドレートの P 波速度はほぼ水と同じ 3.8 ~ 4.0 km/秒 (Whally, 1980; Pearson *et al.*, 1986) であるので、チムニー内堆積物 (孔隙率 ~ 70%) のメタンハイドレート量 (孔隙充填率; Sh) は 40 ~ 70% と計算される。海鷹海脚では海底電気探査が実施されマウンド付近で高電気抵抗異常が観測されている (Goto *et al.*, 2008)。これは海鷹海脚のメタンハイドレートが層状ではなく柱状に集積している可能性を示唆し、海洋調査や 3D 地震探査からの上記結論と整合的である。つまり、ガスチムニーではその分布域内 (図 4) に、BGHS 深度に相当する厚さ (高さ) 100 m ほどのメタンハイドレート濃集帯が形成されていることになる。海鷹海脚中部の 2 連マウンドなど、特に活動的なマウンドとその深部のガスチムニーでは“表層型”と“層序規制型”が一体となった、直径 300 ~ 400 m、厚さ 100 m の柱状/円盤状のメタンハイドレート密集帯が発達していると考えられる。これを、“ガスチムニー型ハイドレート”と呼ぶ。

ガスチムニー内で塊状メタンハイドレートがチムニーを充填するように生成・集積しているとき、ガスチムニーの外では、微生物起源メタンと微生物-熱分解混合ガスにより“層序規制型”のメタンハイドレートが BGHS 深度以浅の堆積物中に広範囲-層状に形成されている。地震波断面上では、層状~レンズ状に、土石流堆積物と思われる不明瞭~カオティックなユニットが報告されており (Freire *et al.*, 2009)、このようなユニットがメタンハイドレート集積のホストになっている可能性がある。

3) 表層型ハイドレートの自己崩壊

活動的なマウンドの堆積物は、メタンガスや高濃度鹹水にみたされた微細な孔隙と、メタンハイドレートによって硬く固結されたフレームを持つ、固結しているが力学的に脆弱な多孔質構造体とい

える。図 20A, B にマウンド上の微地形を示す。図 20A は上越海丘上のマウンドで観察された直径約 8 m 深さ 2.5 m の円形の凹地、クレーター状の崩壊地形である。クレーターの壁、海底面から 0.5 ~ 2 m 付近には塊状や薄脈状のメタンハイドレートが露出し、崩壊した部分にもかつてはメタンハイドレートの集積があったと想像される。クレーターの底からはメタンバブルが噴出し、小さなバクテリア・マットも観察された。クレーターの中や周囲には炭酸塩ノジュールやクラストの破片や泥礫が堆積する。崩壊が大規模に進むと固結した堆積物の岩峰や急崖を特徴とする急峻な地形が形成される (図 20B)。

メタンハイドレートの比重は 0.91 g/cm^3 で海水より軽いのが、海底から浮上せず堆積物中に留まっているのは、上に載る堆積物の荷重とネットワーク状のハイドレート脈によると考えられるが、模式図 (図 21) に示すように、高メタンフラックスにより海底表層付近に密集帯が発達すると、メタンハイドレート自身の浮力により重力不安定を起こしてハイドレート集積体が崩壊し、バラバラになって海底から浮上を始める。メタンバブルや小片状のメタンハイドレート塊を含んだ“メタンハイドレートプルーム”が立ち上がり、周囲に泥礫や炭酸塩ノジュールの破片をまき散らし、浮上した痕にはクレーターをつくるだろう。上越海丘の小クレーターは表層型メタンハイドレート集積体の浮上による自己崩壊で形成されたものと考えられる。海鷹海脚、上越海丘のメタンプルーム帯に発達する数 m から数 10 m 規模の凹地形や谷地形は、いずれも表層型メタンハイドレートの自己崩壊の跡である。ガスチムニー型ハイドレートの崩壊に、深部“高温”流体が関与したか否か、現在までのデータでは判断できない。現在、調査海域で起きている“現行過程”には、熱による分解=崩壊を予想させる証拠はないが、かつて、大量の温泉、熱水が噴き出したことを否定することもできない。この問題に答えるにはガスチムニーを構成する堆積物と内部構造の解明が不可欠である。

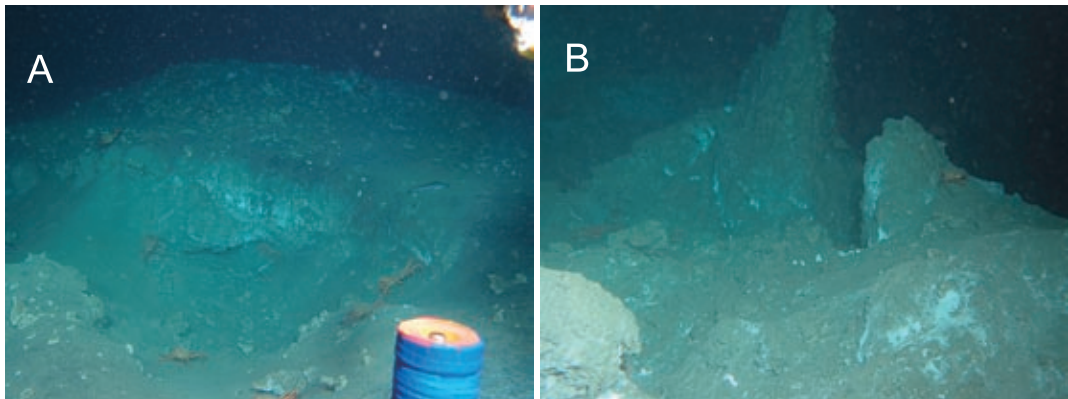


図 20 A. 表層型メタンハイドレートの自己崩壊（浮上）によってできたクレーター型の凹地。上越海丘の南部のマウンド。周辺には巻き上げられた礫などが堆積。壁には白いハイドレートが存在（口絵 2-図 5 参照）。
 B. 大きな崩壊がおこると凹みではなく、もっと広い範囲で崩壊し、硬い部分が岩の柱のように残る（口絵 2 参照）。

Fig. 20 A. Crater-like depression in the southern part of Joetsu knoll probably formed by self-collapse and floating up of methane hydrate block to the sea surface (See pictorial 2-Fig. 5).
 B. Large-scale collapse formed various features such as tower, valley, and cliff structures (See pictorial 2).

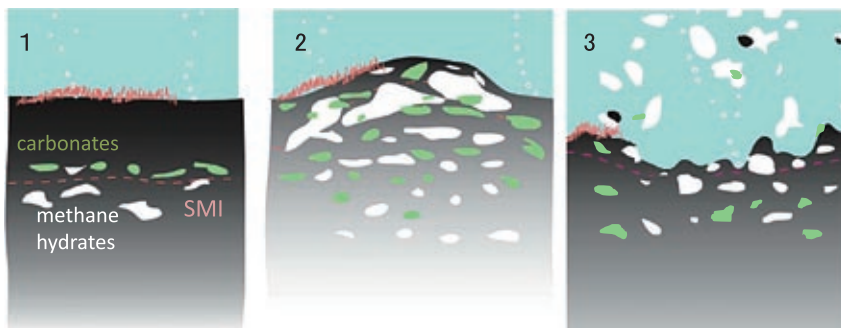


図 21 表層型メタンハイドレートの集積と自己崩壊モデル。(1) メタンの供給が継続し表層付近で集積が進むと、(2) 自己の浮力により重力的に不安定となりついに浮上が始まり、(3) 凹地が形成される。

Fig. 21 Auto-collapse model for the formation and collapse of surface-type methane hydrate accumulation. High concentration and high pore saturation in surface sediments (1) would cause floating up of methane hydrate and host sediments (2) (3).

4) ポックマークの形成とメタンハイドレートの環境インパクト

ポックマークは非活動的であり、メタンブルーム、メタンシープ、表層型メタンハイドレート、バクテリア・マット、炭酸塩ノジュールなどメタン湧出に伴う現象は何一つ観察されない。しかし

すべてのポックマークはガスチムニー帯に見られ、活動的なマウンドに隣接しており、その形成にはメタン湧出やメタンハイドレートの崩壊が関与していると推定される。マウンドとポックマークはほぼ同じサイズ（径数 100 m）であり、ともにガスチムニー帯の上に発達しており、これら

がメタン活動によってつくられた一連の産物であることを示唆する。ポックマークを充填する堆積物の堆積速度は周辺の2～3倍である。これは大きな凹地が急激な堆積作用で埋め立てられつつあることを意味する。図20Aのような小規模なクレーターが表層型ハイドレートの浮上・自己崩壊でできたとする“崩壊モデル”と同様に、活動的なマウンドとその深部ガスチムニー内のメタンハイドレート集積体(“ガスチムニー型ハイドレート”)が何らかの要因により大量に分解し大規模な凹地をつくった可能性がある。

調査海域に広く認められる暗灰色の薄葉理層ユニットは、浮遊性有孔虫のC-14年代測定データとテフラの対比(竹内ほか, 2007; Hiruta *et al.*, 2009)により、ほぼ最終氷期最寒期(LGM; 12～24 kyrBP)に堆積したものであることがわかった。この時期、日本海では水深約500 m以深の広い範囲に暗色層が発達しており、TL-2層(田中, 1984), Dark layer A (Tada *et al.*, 1992), あるいはD2層(中嶋ほか, 1996)などと呼ばれている。調査海域の暗灰色薄葉理層はこれら暗色層に対比できる。日本海では過去10万年の最終氷期の間、D2層も含め10数枚の暗色層が堆積している。D2層を除くといずれも亜間氷期(温暖期)、海水準の高い時期に堆積したものと推定され(中嶋ほか, 1996)、D2層のみ最寒冷期、海水準が最も低い時期に形成されている。D2層は、底生有孔虫の出現頻度が著しく少なく、底層水中に硫化水素を発生させるほどの強い還元環境(Tada *et al.*, 1992)を示す特異な堆積ユニットであるが、その要因や全球的環境変動との因果関係についてはよくわかっていない(中嶋ほか, 1996)。

今回のメタンハイドレート調査により、暗灰色薄葉理層(D2層)にはメタン卓越環境に特徴的とされる底生有孔虫種(*Stainforthia rotundata*)が出現することが明らかとなった(竹内ほか, 2007; 中川ほか, 準備中)。このことは、LGMには海底のメタンフラックスが現在よりも高かったことを示唆する。メタン湧出量の増大は炭素同位体組成の変動からも支持される。図22は海鷹海

脚中央マウンド周辺のコアの底生有孔虫殻の炭素同位体組成の過去約30000年の変動を示すが、約21000年前の最終氷期最寒期(LGM)に顕著な負異常が認められる(竹内ほか, 2007)。同様の負異常は最終氷期・亜間氷期のカリフォルニア沖サンタバーバラ盆地からも報告されている(Kennette *et al.*, 2000)。その起源として、海底下のメタンハイドレートが大量分解したため深層水中にメタン由来炭酸が供給され、それが有孔虫の殻に取り込まれて海洋生物としては異常にC-13に乏しい炭酸塩殻をつくったと説明される。5500万年前、暁新世/始新世境界(PETM)における絶滅を伴う激しい温暖化の時も、炭酸塩の炭素同位体組成が鋭い負異常を示している。PETM事変は、火山活動による二酸化炭素濃度の上昇が温暖化を引き起こし、その結果、大量のメタンハイドレートが分解、メタンの放出が温暖化をさらに加速して、炭素同位体の強い負異常も引き起こしたと説明されている(Dickens *et al.*, 1995; 松本, 1995)。つまり、急激な炭素同位体組成の負異常はメタンハイドレート分解の有力な指標と考えられている。

メタンハイドレートは温度と圧力に敏感であり、温度上昇でも圧力減少でも不安定になる。暁新世/始新世境界では温暖化がハイドレート分解を伴う劇的変動の引き金であった。しかし有孔虫の群集解析と同位体組成データは、第四紀の日本海では、最も寒冷な時期にメタンフラックスの増大と還元環境の拡大が起きていることを示す。最寒冷期は海水準が最も低かった時期=圧力減少期に対応しており、この事が海底下のメタンハイドレートの大量分解の引き金となったと考えられる。メタンの炭素同位体組成は-40～-90‰と小さいため、海水に放出されたメタンは海水中の硫酸を還元して硫化水素と強い負異常を持った重炭酸 HCO_3^- をつくり、これが、炭素同位体の負異常を持つ炭酸塩鉱物の起源となった。

図23に“ガスチムニー型ハイドレート”の崩壊とポックマークの生成を模式的に示す。日本海におけるLGMの120 mの海水準低下は、ハイドレート安定領域基底BGHSの深度を約20 m

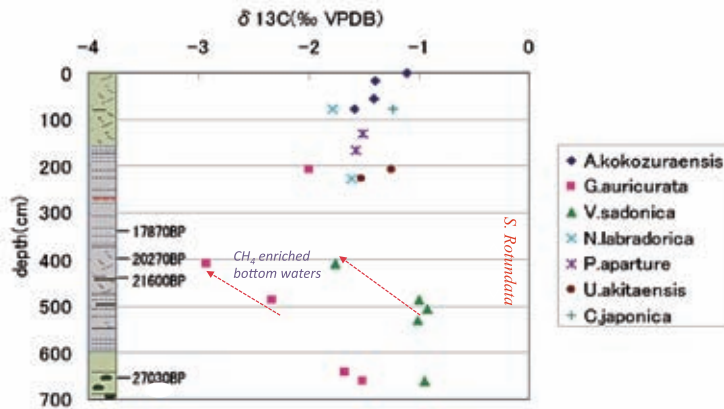


図 22 過去 27000 年の底生有孔虫の殻の炭素同位体組成変動。

Fig. 22 Variations of carbon isotopic composition of benthic foraminifera over the last 27000 years.

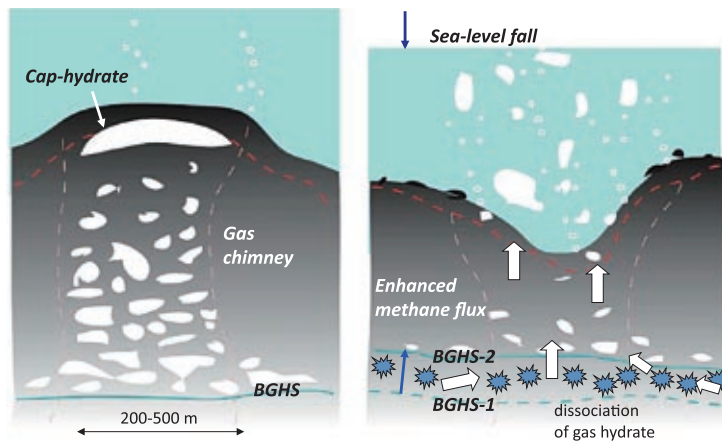


図 23 最終氷期に海面が低下し圧力が減少すると、BGHS 付近でメタンハイドレートの分解が進み、大量のガスが発生、この一部はあらたなメタンハイドレートの生成に関与するが、自由水の欠乏により堆積物中の間隙圧が増大、ついに大規模なガスの放出とガスchimney型ハイドレートの崩壊が始まる。

Fig. 23 Due to pressure release caused by sea-level fall during the LGM, methane hydrate around the depth of BGHS was dissociated, generating large volumes of methane gas, which in turn migrated upward to the sea-floor because there was insufficient free water to form hydrate in clay-silt stones. A large-scale release of methane would cause a large depression and deposition of black-dark layers.

浅化し、BGHS 深度の直上の 20 m 分のメタンハイドレートが分解しメタンを放出する。上越海丘では間隔が約 30 m のダブル BSR が認識されているが (図 5)、これは海水準低下に伴う BGHS

変動に対応する可能性が高い。海水準の低下により“ガスchimney型ハイドレート”の最下部、海底から 110 m 付近のメタンハイドレートが分解すると、分解で生じたメタンはフリーガスや溶存

ガスとしてチムニー内を上昇する。上方へのメタンの拡散も強化されるだろう。メタンフラックスの急増に対応してガスチムニー最上部のハイドレート・キャップが急成長し、海底メタンシープも活発化する。ハイドレート・キャップの“肥大”は図 20 や図 21 に示したような自己崩壊を促し、結果的に海洋へのメタン放出が促進される。最終氷期の海水準低下は何段階かのステップで起きており (Lambeck *et al.*, 2002), その都度、急激なメタン放出が進行、円柱状/円盤状の“ガスチムニー型ハイドレート”の崩壊が徐々に進行し、ついに LGM において大規模な放出と崩壊により巨大な凹地が形成されたと考えられる。これがポックマークの起源である。

海底付近では、底生有孔虫がほとんど生息しない無酸素-メタン卓越環境が拡大し、暗灰色層 (D2 層) が堆積した。完新世になり温暖化が進行-海水準が上昇すると BGHS は現在のレベルにまで深下し、巨大な凹地は次第に埋め立てられ、すり鉢型のポックマークとなった。最終氷期に継続的に分解した BGHS 付近のメタンハイドレートにより海底下約 100 m 付近にはメタンハイドレート分解水としての低鹹度水のプールが形成された。これは、深度方向に小さくなる塩素濃度プロファイルとして確認することができる (Hiruta *et al.*, 2009)。

氷床が発達せず海水準がほぼ安定であった暁新世/始新世境界におけるメタンハイドレート・モデルからの類推として、メタンハイドレートは温暖化によって分解し、フィードバック効果により温暖化が暴走するとのシナリオが広く受け入れられている。このため、氷床が存在し海水準変動が大きな第四紀におけるメタンハイドレートの挙動と環境インパクトについての理解が妨げられてきた。日本海のメタンハイドレートは温暖期ではなく、最終氷期最寒期に大量分解した可能性が高い。氷期におけるメタンハイドレートの分解とメタンフラックスの増大が、寒冷化を減速する負のフィードバックとなったとするシナリオを一つの可能性として指摘したい。地球温暖化問題が様々なところで議論されているが、メタンハイドレ-

トの挙動とその影響については十分には考慮されていない。メタンハイドレート資源開発の立場からも、長期的環境変動モデルを構築する上からも、全球メタンフラックス (松本, 2009) を過去に遡って評価し、メタンハイドレートの寄与率を知ること、とりわけ氷期/間氷期におけるメタンハイドレートの挙動を全球的に解明することが重要課題といえる。

VIII. まとめと結論

日本海東縁、上越海盆周辺メタン湧出とメタンハイドレートの調査を行い、メタンの起源、メタンハイドレート鉱床生成の地史学的背景、メタンハイドレートの集積と崩壊のメカニズム、さらに、第四紀における日本海の環境変動への影響について、以下の結論を得た。

1. 日本海の拡大により日本海東縁部に有機物に富んだ堆積物が埋積し、若い背弧海盆の高熱流量により有機物熟成が進んだ。

2. 数百万年前のテクトニック・インバージョンによる地殻の短縮に伴い、日本海東縁にリッジとトラフが形成され、逆断層に沿って深部の炭化水素が移動を始め、断層や背斜トラップに石油・天然ガス鉱床が形成された。

3. 海鷹海脚や上越海丘のようなリッジ域では、断層に沿って深部の熱分解起源メタンが浅部へ移動した。

4. 浅部では断層は不明瞭となるが、ほぼ断層方向に規制されて割れ目 (オープンフラクチャー) が発達、メタンとメタン含有流体の通路となった。

5. 有機物に富んだ堆積物中では、アーケア (古細菌) によるメタン発酵分解が微生物分解起源メタンが生成されていた。

6. 熱分解起源、微生物分解起源、およびこれらの混合ガスにより調査海域のメタンフラックスは高く維持され BGHS 深度以浅には広範囲にメタンハイドレートが集積した。

7. 海鷹海脚や上越海丘深部の、断層に規制された流体通路 (ガスチムニー) ではメタンフラックスが極めて大きくなり BGHS 直上にメタンハ

イドレートを集積するだけでなく、溶存態およびフリーガスとして上昇するメタンからメタンハイドレートが形成され、チムニー内のハイドレート集積率が増大した。この時、周囲の間隙水（残留水）の塩分濃度は著しく大きくなり、メタンハイドレート生成の阻害要因となった。

8. 溶存態として BGHS 以浅に供給されたメタンは、流体の上昇に伴う圧力減少のため脱ガスし浅所のメタンハイドレートのソースとなった。極めて小さな細孔中に脱ガスしたメタンは“多孔質効果”によりメタンハイドレートをつくることなく、フリーガスのまま浅所堆積物中に留まり、堆積物の伝搬速度を著しく小さくした。メタンハイドレートの生成により、堆積物は全体としてリジッドなフレームをつくるが、その中にはガスを含んだ無数の細孔を持つもろく崩壊しやすい構造であった。

9. 造構活動により割れ目が発達し、高鹹度水が希釈されると、細孔中のメタンは割れ目に沿って移動し新たなメタンハイドレート形成に関与した。

10. 継続的に進行するメタンハイドレート付加により、ガスチムニー内のメタンハイドレート集積率は増大した。特に最上部（海底直下付近）では塊状～脈状のハイドレートがレンズ状の濃集をつくり、濃集が進みすぎると自らの浮力により重力不安定化し、ついに浮上・崩壊した。小規模な崩壊は日常的に進行していた。

11. BGHS/BSR 深度のメタンハイドレートが自己崩壊することはないが、最終氷期の海水準の低下による BGHS の浅化により、BGHS 直上の厚さ数 10 m でメタンハイドレートの分解が起きた。分解で生じたガスはガスチムニー内に流入・移動し浅部での自己崩壊システムを加速するとともに、チムニー内の水欠乏状態を昂進し、フリーガス溜まりが発達する。

12. 最終氷期を通じた分解-生成と不安定化の進行によりついに自己崩壊システムが駆動して、大量のメタンとメタンハイドレートが放出され、あとには大きな凹地が形成された。C-14 年代と底生有孔虫殻の炭素同位体は、最終氷期最寒期 (LGM) に顕著な分解とメタン放出があり底性環

境が著しく還元的になった。この時、メタンハイドレートは寒冷化にたいする負のフィードバック機構となっている。

謝 辞

本稿で報告した日本海のメタンハイドレートの起源と地球史的意義について、短期間に集中的に調査研究を進め成果を挙げることができたのは、東京海洋大学・高井学長、松山学部長、「海鷹丸」小池船長・栗田船長をはじめとするクルーの皆さんと海洋大学の学生諸君、(独) 海洋研究開発機構「なつしま」および「かいよう」の船長をはじめとするクルーの皆さん、「ハイバードルフィン」運航チームの皆さんおよび研究支援チームの皆さんに負うところ極めて大きなものがあります。東京大学海洋研究所からはピストンコアラなどの調査道具をお借りしました。直江津港をベースとした 5 年間の調査期間中、上越市と同商工会議所の方々には種々便宜を計っていただきました。本稿の原稿は、倉本真一博士（海洋研究開発機構）、笠原順三博士（静岡大学理学部）に査読していただき貴重なコメントをいただきました。これらの方々々とグループ、組織に共同著者・共同研究者一同、心より御礼申し上げます。本論文で使用しているかいよう KY05-08, なつしま NT06-19, NT07-20, NT08-09 の海底写真は海洋研究開発機構から提供いただいたものである。重ねて御礼申し上げます。本調査研究を遂行するにあたり、学術振興会科学研究費補助金・基盤研究 (A) (16201002) (代表：松本 良) および (19204049) (代表：松本 良)、平成 19・20 年度 JOGMEC 受託研究費を使用しました。またペトロプラス共同研究経費により派遣学生研究員の教育プログラムを実施しました。日本財団および東京大学海洋アライアンスにはワークショップ開催にご支援いただきました。これらの研究費支援にたいし深く謝意を表します。

文 献

- Borowski, W.S. and Ussler W.III. (1996): Methane flux from underlying gas hydrate. *Geology*, **24**, 655-658.
- Borowski, W.S., Paull, C.K. and Ussler, W.III. (1999): Global and local variations of interstitial sulfate gradients in deep-water, continental margin sediments: Sensitivity to underlying methane and gas hydrates. *Marine Geology*, **159**, 131-154.
- Borowski, W., Hoehler, T.M., Alperin, M.J., Rodriguez, N.M. and Paull, C.K. (2000): Significance of anaerobic methane oxidation in methane-rich sediments overlying the Blake Ridge gas hydrates. in *Proceed-*

- ings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results* edited by Paull, C.K., Matsumoto, R. and Wallace, P.J., **164**, 87–99
- Chapman, N.R., Gettrust, J.F., Walia, R., Hannay, D., Spence, G.D., Wood, W.T. and Hyndman, R.D. (2002): High-resolution, deep-towed, multichannel seismic survey of gas hydrates off western Canada. *Geophysics*, **67**, 1038–1047.
- Dickens, G.R. and Quinby-Hunt, M.S. (1994): Methane hydrate stability in seawater. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2115–2118.
- Dickens, G.R., O’Neil, J.R., Rea, D.K. and Owen, R.M. (1995): Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon-isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, **10**, 965–971.
- Foucher, J.P., Nouze, H. and Henry, P. (2002): Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope. *Marine Geology*, **187**, 161–175.
- Freire, A.F.M., Satoh, M., Santos, L.A., Machiyama, H., Sugai, T. and Matsumoto, R. (2009): Single channel seismic interpretation on the Joetsu gas hydrate area, eastern margin of Japan Sea (Abst). *AAPG, Denver*.
- Goto, T., Kasaya, T., Machiyama, H., Takagi, R., Matsumoto, R., Okuda, Y., Satoh, M., Watanabe, T., Seama, N., Mikada, H., Sanada, Y. and Kinoshita, M. (2008): A marine deep-towed DC resistivity survey in a methane hydrate area, Japan Sea. *Exploration Geophysics*, **39**, 52–59.
- Handa, Y.P. and Stupin, D. (1992): Thermodynamic properties and dissociation characteristics of methane and propane hydrates in 70-angstrom-radius silica-gel pores. *Journal of Physical Chemistry*, **96**, 8599–8603.
- Hiruta, A., Snyder, G.T., Tomaru, H. and Matsumoto, R. (2009): Geochemical constraints for the formation and dissociation of gas hydrate in an area of high methane flux, eastern margin of Japan Sea. *Earth and Planetary Science Letters*. (in press)
- Ishida, Y. (2006): *High Concentration of Seawater Methane around Gas Plumes in the Eastern Margin of Japan Sea*. Master Thesis, Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, The University of Tokyo.
- Ishizaki, O. (2008): *Influence on the Marine Environment of Active Methane Plumes off Naoetsu, Eastern Margin of Japan Sea*. Master Thesis, Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, The University of Tokyo.
- 活断層研究会 (1991): 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版, 440p.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G., Hendy, I.L. and Behl, R.J. (2000): Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during Quaternary Interstadials. *Science*, **288**, 128–133.
- Kvenvolden, K.A. (1988): Methane hydrate — A major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chemical Geology*, **71**, 41–51.
- Kvenvolden, K.A. and Bernard, L.A. (1983): Gas hydrate of the Blake Outer Ridge, Site 533. in *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project* edited by Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al., **76**, 353–365.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T. (2002): Into and out of the last glacial maximum: Sea-level change during oxygen isotope stage 3 and 2. *Quaternary Science Review*, **21**, 343–360.
- Lee, J.H., Baek, Y.S., Ryu, B., Riedel, M. and Hyndman, R.D. (2005): A seismic survey to detect natural gas hydrate in the East Sea of Korea. *Marine Geophysical Researches*, **26**, 51–59.
- Liu, C.S., Schnurle, P. and Wang, Y.S. (2006): Distribution and characters of gas hydrate offshore of southwestern Taiwan. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, **17**, 615–644.
- Lorenson, T.D., Whiticar, M.J., Waseda, A., Dallimore, S.R. and Collett, T.S. (1999): Gas composition and isotopic geochemistry of cuttings, core and gas hydrate from the JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 gas hydrate research well. *Geological Survey of Canada, Bulletin*, **544**, 143–163.
- Lu, H., Moudrakovski, L., Dutrisac, R., Ripmeester, J. A. and Matsumoto, R. (2008): The characteristics of gas hydrates recovered from shallow sediments at Umitaka spur, eastern margin of the Sea of Japan (abst). *Ocean Science Session “Gas Hydrate and Methane Seep”, Fall Meeting of the American Geophysical Union, San Francisco*.
- 松本 良 (1995): 炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ 異常の要因と新しいパラダイム「ガスハイドレート仮説」. 地質学雑誌, **101**, 902–924.
- 松本 良 (2003): 南海トラフ、東海沖～熊野灘にみられるメタンフラックスの地域的変動と付加体における排水機構. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 海洋地質セッション.
- Matsumoto, R. (2005): Methane plumes over a marine gas hydrate system in the eastern margin of Japan Sea: A possible mechanism for the transportation of subsurface methane to shallow waters. *Proceedings of the 5th International Conference on Gas Hydrates, Trondheim*, 749–754.
- 松本 良 (2009): 総説メタンハイドレート—海底下に氷状の巨大炭素リザーバ発見のインパクト—. 地学雑誌, **118**, 7–42.
- 松本 良・長久保定雄・奥田義久・棚橋 学・村松康行・庄子 仁・長谷川四郎・稲崎富士・笠原順三: 特集号「メタンハイドレート (Part I): 産状, 起源と環境インパクト」—はじめに—. 地学雑誌, **118**, 1–6.
- 門澤伸昭・金子光好・大澤正博 (2006): 基礎試錐「佐渡南西沖」の掘削結果に基づいた佐渡～富山湾海域における石油システムの考察. 石油技術協会誌, **71**, 618–627.
- 中嶋 健・吉川清志・池原 研・片山 肇・木川栄一・上嶋正人・瀬戸浩二 (1996): 日本海南東部における海底堆積物と後期第四紀層序—特に暗色層の形成時

- 期に関連して一。地質学雑誌, **102**, 125-138.
- Paull, C. and Matsumoto, R. (2000): Leg 164 Overview. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* edited by Paull, C.K., Matsumoto, R. and Wallace, P.J., **164**, 3-10.
- Pearson, C., Murphy, J. and Hermes, R. (1986): Acoustic and resistivity measurements on rock samples containing tetrahydrofuran hydrates: Laboratory analogue to natural gas hydrate deposits. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 14132-14138.
- Riedel, M. (2008): Seismic data analyses for gas hydrate assessments in the Ulleung Basin, East Sea (Abst). *Session SE71: Gas Hydrate Occurrences in Asia. Asia Oceania Geosciences Society Meeting, Busan*.
- Roberts, H.H. (2001): Fluid and gas expulsion on the northern Gulf of Mexico Continental Slope: Mud-prone to mineral-prone responses. in *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection* edited by Paull, C.K. and Dillon, W.P., *Geophysical Monograph*, **124**, AGU, 145-161.
- 佐伯龍男・稲森隆穂・長久保定男・Ward, P.・浅川栄一 (2009): 佐渡南西沖のマウンド・ポックマーク群下の三次元地震波速度構造。地学雑誌, **118**, 93-110.
- Sassen, R., Sweet, S.T., Milkov, A.V., DeFreitas, D.A., Kennicutt, M.C. and Roberts, H.H. (2001): Stability of thermogenic gas hydrate in the Gulf of Mexico: Constraints on models of climatic change. in *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection* edited by Paull, C.K. and Dillon, W.P., *Geophysical Monograph*, **124**, AGU, 131-144.
- Sato, H. (1994): The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress-field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 22261-22274.
- Sato, H., Iwasaki, T. and Kawasaki, S. (2004): Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan. *Tectonophysics*, **388**, 47-58.
- 石油公団 (2002): 平成 13 年度国内石油天然ガス基礎調査基礎物理探査「佐渡沖南西」報告書 (内部資料).
- 石油天然ガス・金属鉱物資源機構 (2005): 平成 14・15 年度国内石油天然ガス基礎調査基礎試錐「佐渡沖南西」報告書 (内部資料).
- Shoji, H., Minami, H., Hachikubo, A., Sakagami, H., Hyakutake, K., Soloviev, V., Matveeva, T., Mazurenko, L., Kaulio, V., Gladysch, V., Logvina, E., Obzhirov, A., Baranov, B., Khlystov, O., Biebow, N., Poort, N., Jin, Y. K. and Kim, Y. (2005): Hydrate-bearing structures in the Sea of Okhotsk, *Eos, Transactions, AGU*, **86**(2), 13-18.
- Tada, R., Koizumi, I., Cramp, A. and Rahman, A. (1992): Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicity in the Quaternary sediments from the Japan Sea. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* edited by Pisciotto, K.A., Ingle, J.C., von Breyman, M.T., Barron, J., et al., **127/128** (Part 1), 577-601.
- 竹内瑛一・中川 洋・松本 良 (2007): 日本海東縁, 上越沖のメタンシーブ域における過去 28,000 年の底生有孔虫の群集組成と炭素・酸素同位体組成の変動。堆積学研究, **64**, 143-148.
- 田中武男 (1984): 日本海の表層堆積物—とくに有孔虫質細葉理泥層について—。日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, 245.
- Trehu, A.M., Bohmann, G., Beck, F.R., Torres, M.E., et al. (2003): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **204** [CD-ROM]. Available from: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA.
- Whally, E. (1980): Speed of longitudinal sound in chalthrate hydrates. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 2539-2542.
- Wood, W.T. and Gettrust, J.F. (2001): Deep-tow seismic investigation of methane hydrates. in *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection* edited by Paull, C.K. and Dillon, W.P., *Geophysical Monograph*, **124**, AGU, 165-178.

(2009 年 1 月 11 日受付, 2009 年 2 月 15 日受理)