

Lecture

海底地すべり

Submarine slides

池原 研／産業技術総合研究所地質情報研究部門
Ken IKEHARA／Institute of Geology and Geoinformation, AIST

キーワード：海底地すべり，海底地形，音響的層相，地震，環境

Key words：submarine slide, bathymetry, acoustic facies, earthquake, environmental impact

1. 海底地すべりとその調査方法

現在の海底には多数の地すべりが存在する。近年の海底調査研究の進展に伴って、その存在数のみならず個々の地滑りの大きさや形態などの詳細も明らかになってきている。しかし、広大な海底に対して、詳細に調査されている海域はまだ小さく、海底地すべりの全体が把握されているとはいえない。本論では、国内外の報告例から海底地すべりについてその形態学的特徴や発生メカニズムなどを概観する。

通常、海底調査では、専用の調査船が用いられる。調査船と対象である海底との間には“水”が存在する。このため、陸上の調査とはかなり異なった方法が使われる。海底は浅海域の波浪や流れの影響を受ける場を除けば、その多くは堆積域であり、風化や生物活動の影響も小さいことから、一旦形成された崩落地形は陸上よりも保存されやすい。したがって調査研究においては、海底地形の把握がもっとも基本となる。水は光を通しにくいので、水深を含め水底の様子を捉えるには通常音が用いられる。水深は、以前は調査船から錘を降ろして測っていたが、その後調査船から真下に向けて音を発射し、発射してから海底で反射してきた音が戻ってくるまでの時間と水中での音速から水深を測定するようになった。これにより、“点”での測深が“線”へと進化した。さらに近年では、多数の指向性を高めた音を角度を変えて発射し、水深の数倍の幅の水深を一度に測定するようになった。これにより、“線”が“面”へと進化した。海底地すべりや崩壊地形の詳細もこのような測深技術の進歩に伴って明らかになってきた。海底・湖底の表面構造の詳細は、音を扇状に発射し、その反射強度の強弱を面的に捉える装置（サイドスキャンソナー）によっても、明らかにされている。この装置では、海底地形のみならず、海底表面に分布する堆積物の特徴も明らかにできる。測深では10kHz程度、サイドスキャンソナーでは数～100kHz程度というほぼ海底面ですべてが反射してくるような周波数の音を使用するが、海底下の構造を明らかにするためには、数kHzから100Hz程度の低い音が使われる。低い音は波長が長いので、把握できる構造の分解能は悪くなる

が、エネルギーロスが少ないため、海底下深部までの探査が可能となる。数kHz程度の音を用いた音波探査によると、未固結堆積物の条件の良い場所では表層の100m程度までの構造を高い分解能で把握できる。音響的層相（音波探査記録における海底面や反射面での反射強度や透過深度、内部反射の有無、反射面の形状などの違いで区分される層相）やその組み合わせは、堆積物の種類や堆積・変形構造を反映しており、そのためこれらは堆積過程の推定によく利用される。海底地すべり・斜面崩壊の研究においては、このような高分解能の音波探査記録は必須の道具といえる。このように、さまざまな周波数の音を使用することによって海底表面から海底下の構造を把握できる。さらに微細な海底表面の構造を調べるには、深海カメラや深海曳航式テレビ、潜水調査船などが使われる。実際に海底がどのような堆積物で構成されているかは、さまざまな種類の道具を用いて堆積物や岩石を採取して調べる。海底地すべりの発生時期の特定は堆積物中に挟在する斜面崩壊イベントによって形成される堆積物（水中土石流堆積物やタービダイトなど）から決めることができる場合がある。

2. 海底地すべり・斜面崩壊の特徴

海底地すべりの特徴はまず、その規模が大きいことである。陸上の地すべりでは地すべり土塊の体積は大きいものでも数十km³程度であるのに対して、海底地すべりでは数千～数万km³のものもあり、移動距離も数十～数百kmに及ぶものもある。表-1にHampton *et al.* (1996)によってまとめられた海底地すべりの規模を示す。ただし、同じ海底地すべりについても研究者によって異なる見積もりがなされているなど、調査方法やその精度の違い、規模の決定における定義付けの問題などが残されている。次に、海底地すべりの起こる斜面は必ずしも急斜面であるとは限らない。一般的な海底の傾斜は、堆積物の水中安息角を越えておらず、傾斜角が大きすぎることによる崩壊は起こりにくい。例えばカリフォルニア沖では、0.1°の陸棚上で地滑りが生じているほか、アラスカ湾陸棚上の0.5°、カリフォルニア三角州の0.25°、メキ

表一 海底地すべりの規模 (Hampton et al., 1996より抜粋)

Location	Slope Steepness	Runout Length (km)	Height (m)	Volume (m ³)	Reference
Grand Banks	3.5	110	365	7.6 x 10 ¹⁰	Prior and Coleman (1979)
Hawaii	6	160	2000		Prior and Coleman (1979)
Rockall	2	160	330	3 x 10 ¹¹	Prior and Coleman (1979)
Copper River Delta	1	18	115		Prior and Coleman (1979)
Mississippi River Delta	0.5		20	4 x 10 ⁷	Edgers and Karlsrud (1982)
Sagami Wan	11			7 x 10 ¹⁰	Edgers and Karlsrud (1982)
Helsinki		0.4	11	6 x 10 ³	Edgers and Karlsrud (1982)
Storegga		160	1700	8 x 10 ¹¹	Edgers and Karlsrud (1982)
Seward	25	3	200	2.7 x 10 ⁶	Hampton et al. (1993)
Sur	0.5	70	750	1 x 10 ¹⁰	Gutmacher and Normark (1993)
Santa Barbara	4.8	2.3	120	2 x 10 ⁷	Edwards et al. (1993)
Alika-2		95	4800	3 x 10 ¹¹	Normark et al. (1993)
Nuuanu		230	5000	5 x 10 ¹²	Normark et al. (1993)
Tristan de Cunha		50	3750	1.5 x 10 ¹¹	Holcomb and Searle (1991)

シコ湾ミシシッピ川三角州の0.01°、ニュージーランド沖陸棚斜面の1~数°以下など、傾斜数°に満たない斜面でも地すべりは生じている。このような崩壊規模や移動距離の大きさや斜面傾斜角の小ささは、水に飽和した海底という環境要素が関係していると考えられる。また、ハワイ諸島やカナリー諸島などの海洋火山島では、海面上の火山島自体の崩壊に起因した大規模な海底地すべりが認められる。日本でも、北海道渡島大島北側斜面には火山の山体崩壊に伴う崩壊堆積物が分布している。海底地すべりの形態は図-1のように模式的に示される。

このような緩斜面における海底地すべり・斜面崩壊の発生には、堆積物中の間隙水圧の上昇が関係しているとされる。間隙水圧を上昇させ、堆積層を崩壊させる原因としては、以下のものがあげられる。1) 地震、2) 構造運動、3) 暴風時の波浪、4) 潮位変動、5) 津波、6) 海水準変動、7) 堆積物の供給過大、8) ガスハイドレートの分解、9) 火山活動、10) 海底地盤内浸透流、などが上げられる。しかし、ある場所で見られる海底地すべり・斜面崩壊の発生原因をその形態などのみから断定することは困難な場合が多い。

海底地すべり・斜面崩壊はさまざまな環境で発生しているが、フィヨルド、河口三角州、河川などからの堆積物供給量の多い陸棚域、陸棚斜面上部、海底谷、海底火山周辺などで多く見られる。底質としては、未固結泥質斜面、未固結砂質斜面のほか、岩石斜面が崩壊する場合もある。崩壊地では、音波探査記録で堆積層を切るすべり面が明瞭に認められ、すべり面で区切られた堆積層中にはほとんど変形の認められないものから、大小さまざまな崩壊土塊の集合からなるもの、水中土石流堆積物から高密度・低密度混濁流堆積物まで、斜面上部から基部、さらに海盆底に向かって異なる地形・堆積過程を持つ堆積物が分布する。測深記録では単純な一つの斜面とみられる崩落崖も、潜水調査船で潜ってみると岩石や堆積層

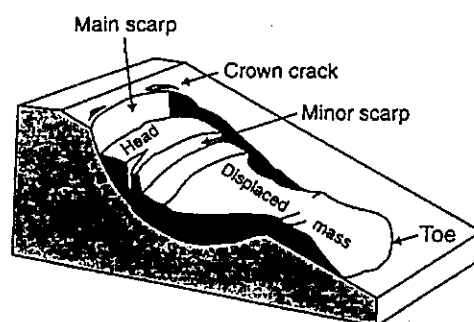


図-1 海底地すべりの模式図 (Varnes, 1978を改変した Hampton et al., 1996による)

の露出する急崖とその崩落物が構成する緩斜面の繰り返して構成されていることが多い。どのような崩壊が起き、結果としてどのような崩壊堆積物が形成されるかは、斜面の規模や傾斜・形態、斜面を構成する岩層の種類と堆積層の厚さ、堆積速度、海底地すべりや斜面崩壊の発生原因の発生間隔やこれらの組み合わせによる。

3. 日本周辺海域における海底地すべりの例

規模の大小を別にすれば、海底斜面崩壊はこの海底斜面でも認められる。近年の高度化された海底測深技術を用いた調査結果から多数の海底地すべり・海底斜面崩壊を示す地形が確認されている。

図-2は北海道沖日本海に位置する海洋海山付近の海底地形図である(池原ほか, 2004)。海山の西側斜面には多数の馬蹄形の崖が認められ、斜面崩壊の存在を示している。「しんかい2000」による上部斜面の潜航調査によれば、大規模な崩落崖は認められないものの、玄武岩の露出する急崖と緩斜面が繰り返す地形が観察されている。この斜面の下部には崩落物、その沖合には崩壊物が混濁流となって堆積したことを示す音響的層相が認められている。ここでは、崩落崖から海盆底までの水深差が

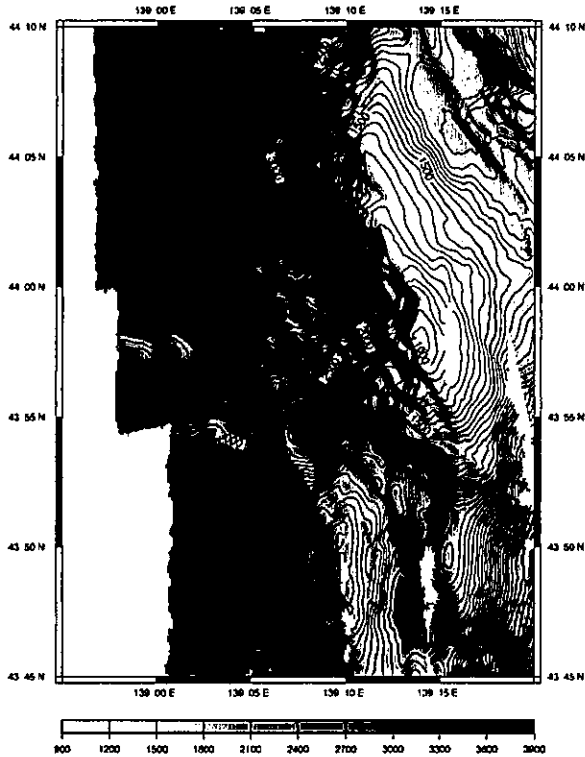


図-2 北海道沖日本海東縁海洋海山周辺の海底地形 (池原ほか, 2004を一部改変)。海山の西側斜面には多数の馬蹄形崩壊地形が認められる。斜面の基部には海盆底より傾斜の大きい面があり、斜面からの崩壊物が堆積しているものと考えられる

大きいこと、海山斜面が急で通常時の泥(半遠洋性泥)が堆積しづらいことなどから、崩落物の多くは海山斜面の基部に堆積してテラスを形成し、その一部が混濁流によって海盆側に運ばれていると推察される。

山陰から北陸沖の陸棚斜面にも海底地形や音響的層相から多数の斜面崩壊や海底地すべりの存在が報告されており(図-3;池原ほか,1990)、典型的な斜面崩壊起源の海盆埋積システム(slope and base-of-slope system: Nardin *et al.*, 1979)の一例である。斜面崩壊起源のシステムは、点源である海底谷を通じて混濁流で斜面上部から海盆底に土砂が供給され海盆が埋積されていく海底谷-海底扇状地-海盆底のシステム(canyon-fan-basin floor system)とは異なり、斜面がある幅を持って崩壊してその斜面基部から海盆底を埋積していく、線状に堆積物供給源を持つ埋積システムである。山陰から北陸沖海域の海底堆積物は未固結のシルト質粘土からなり、斜面崩壊は海底下に存在する基盤の高まりの沖側斜面に発達する。基盤の高まりの陸側には泥質堆積物が厚く堆積し、平坦面を形成している。図-4に隠岐トラフ南西部における代表的な地層探査記録の例を示す。ここでは、平坦面の成層した泥質堆積物が斜面上部において重力的に滑り落ち、堆積層中の反射面とすべり面とで形作るブロック状の構造が認められる。その下位には明瞭な崩落崖が存在し、斜面中部から下部には滑り落ちた堆積層が

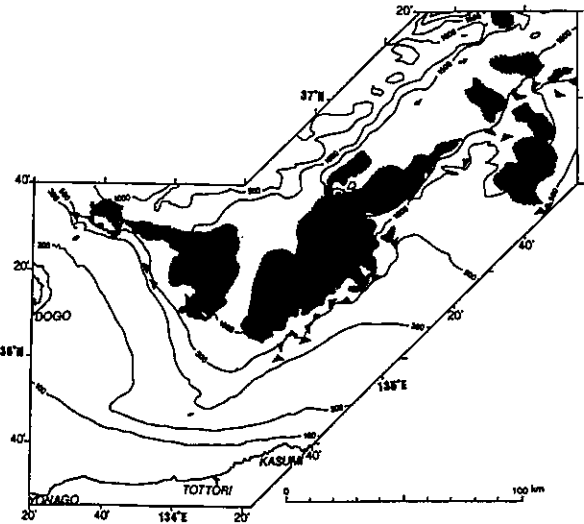


図-3 山陰沖における斜面崩壊と水中土石流堆積物の分布(池原ほか, 1990による)。三角が崩落崖の位置を示し、三角の頂点は崖の向きをあらわす。ハッチ部は水中土石流堆積物の分布域をあらわす

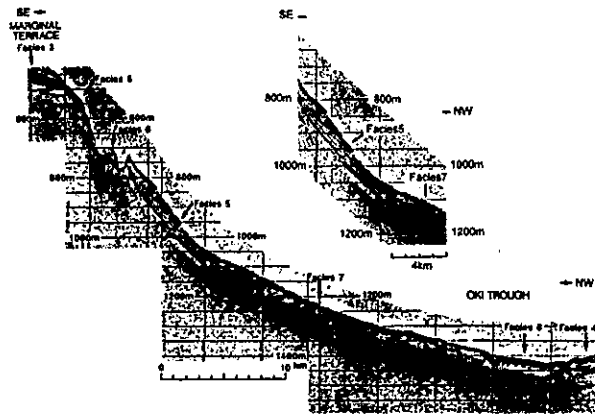


図-4 山陰沖隠岐トラフ南西部における代表的な地層探査記録(池原ほか, 1990による)。音響的層相の特徴などから、Facies 3, 4は半遠洋成泥(一部はタービダイト)、Facies 5は海底地滑り(スライド)堆積物、Facies 6はスランプ堆積物、Facies 7, 8は水中土石流堆積物と推定される。右上は斜面中部の海底地すべり部分の拡大図

作る凹凸に富んだ地形が、さらに斜面基部には崩落の際に海水を巻き込んで生じた水中土石流からの堆積物が、そしてさらに斜面から離れた海盆底には水中土石流から派生した混濁流からの堆積物が分布する。水中土石流堆積物は比較的明瞭な末端部を有しており、場所によっては複数の土石流のユニットの累重が確認できる。隠岐トラフ南西部の海底から採取されたいくつかの海底堆積物柱状試料には明瞭な水中土石流堆積物が挟在している。この堆積時期はおそらくは3万年程度より前、少なくとも完新世以前である。このような斜面崩壊に由来する堆積物は隠岐トラフだけでなく、対馬海盆南部や西部、大和海盆南西部にも認められ、日本海南部の海盆の普遍的

な埋積過程であるといえる。この一連の斜面崩壊堆積物のうち、北陸金沢沖の崩壊地（図-5）では、潜水調査船による潜航調査が行われた。この斜面崩壊地は図-1に示した模式的な海底地すべりによく似るが、崩壊場所が斜面上部であるため、押し出された堆積物が流動化し、斜面基部の海盆底に水中土石流堆積物として堆積している点が異なっている。この潜航調査による海底観察の結果から、音響的層相から推定されたのと同様、崩壊地の上部の崩落崖の直下では数~数十m規模の大きな堆積物

ブロックからなる海底が発達していることが確認された（図-6）。しかし、音響的な調査手法から把握される大地形から、潜水船で観察できる微細地形まで、そして構成する堆積物の状況までを把握したような研究例は現在のところ知られていない。

東海沖伊良湖水道南方の第2渥美海丘の北西側斜面にも明瞭な斜面崩壊地形が認められる（東海沖海底活断層研究会編，1999）。第2渥美海丘はフィリピンプレートの沈み込みによって形成された外縁隆起帯の地形的高ま

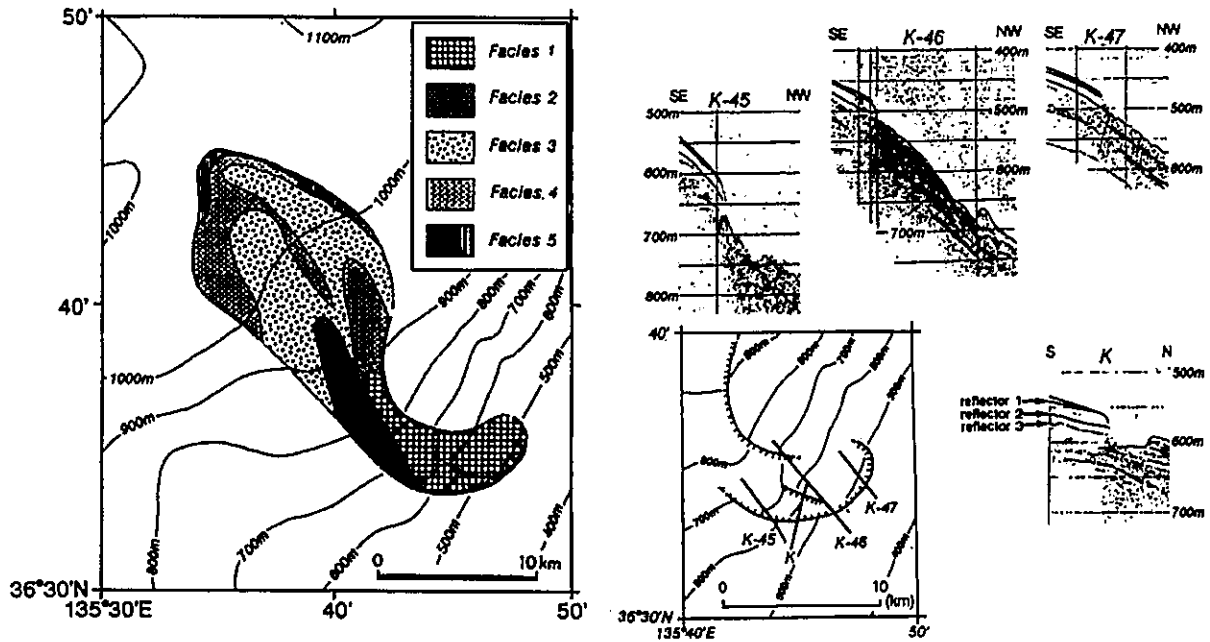


図-5 福井沖海底地すべり内の音響的層相分布（左；山本，1991による）と地すべり上部の地層探査記録（右；池原・片山，1992による）

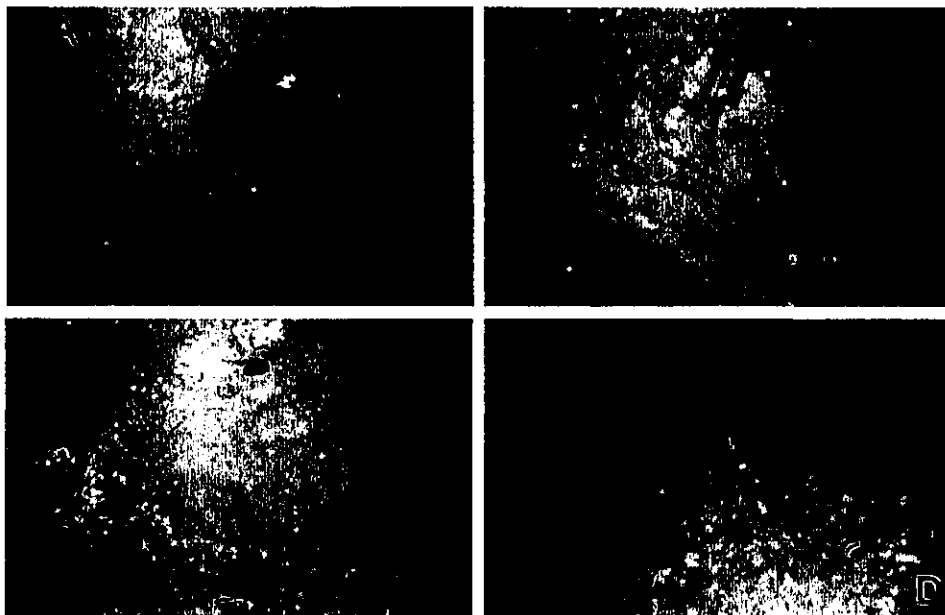


図-6 福井沖海底地すべり地の海底写真。A, B；崩壊地前面の数~数十m規模の凹凸部，C, D；数十~数cm規模の崩壊物とそれを薄く覆う泥

りのひとつであるが、この付近の地震探査記録には、海底下にメタンハイドレート（ガス分子と水分子とからなる固体結晶のうち、メタンガスからなるもの。温度-圧力条件により海底下で安定に存在するが、温度-圧力条件の変化により液体（水）と気体（メタンガス）に変化する。結晶構造のすべてのかご状格子（ケージ）中にガス分子が含まれるとハイドレートの体積の200倍ものガスが含有されるとされる）の存在指標のひとつである擬似海底反射面（Bottom Simulating Reflector; BSR; 音波探査記録で海底下の堆積層の構造に斜交し、海底面からはほぼ同じ深度（=同じ圧力）に認められる反射面。メタンハイドレートの存在やオパール（温度-圧力条件の変化に伴う結晶構造の変化などを反映する）が認められるほか、海底からの高いメタンフラックスを反映して形成されたと考えられる炭酸塩岩やシロウリ貝などの化学合成生物群集も確認されており、メタンハイドレートが海底下に存在する可能性が高い。温度上昇や圧力低下による固体のメタンハイドレートの分解（液体化）と分解によるフリーガスの生成は堆積物の間隙水圧を上昇させる（Ashi, 1999）。第2渥美海丘北西部の斜面崩壊がこのようなメタンハイドレートの分解によるものかは不明であるが、その可能性は否定できない。

以上は、深海域の例であるが、日本海栗島の沿岸部などの浅海域や琵琶湖西岸や洞爺湖、中海などの湖沼でも水中地すべりが発生している。栗島では冬の低気圧の大波による浅海底の流動が沿岸陸域までおよんだもとを考えられている。また、琵琶湖西岸では安曇川三角州の前面が地震時に崩壊したものと解釈されている。中海では飯梨川からの急激な堆積物供給のため、三角州前面が円弧すべりを起こして湖底を押し上げ、底置層の泥からなる小島（マッドランプ; 密度の小さい三角州の底置層の泥層が荷重によって変形・上昇して形成する泥の塊。ダイアピルの一種）を形成した。

4. 海底地すべり・斜面崩壊研究の重要性

以上のように海底地すべりや斜面崩壊は必ずしも珍しい現象ではない。しかし、その発生原因は多岐にわたること、調査方法が特殊で誰でも解析に十分なデータを取得したり、データにアクセスすることが困難なこと、海洋地質関係の研究者が少ないことなどから、その研究が十分に行われているとは言いがたい。一方で、海底地すべりに関係した研究に対する期待は小さくない。例えば、地震によって海底斜面の崩壊が起きるような場所では、斜面崩壊起源の堆積物を認定し、その堆積年代を決定することにより、過去の地震の発生時期と発生間隔を知ることができる可能性がある（池原, 2000）。さらに最近では、海底斜面崩壊による津波の発生も防災上の大きな問題とされており（Bardet *et al.* (eds.), 2003）、地震の

震源パラメータなどからの津波シミュレーションでは説明のできない規模の津波を“未知の”海底地すべり・斜面崩壊に求めようとする傾向すらある。これに対してメタンハイドレートが海底近傍まで存在するような場所では、温度-圧力条件の変化によるハイドレートの分解はガス排出に伴う体積膨張によって海底斜面を崩壊させる可能性がある。また一方で、海底斜面崩壊による海底下の圧力の急激な減少はハイドレートを分解させる方向に働く。地震などによる斜面崩壊は、多量のメタンガスを海底から大気中へ放出させる原因の一つとして注目されている。メタンガスは二酸化炭素よりも強い温室効果ガスであるので、急激かつ大量のメタンガスの大気中への放出は地球温暖化に大きく貢献した可能性がある。アメリカ西岸のサンタバーバラ海盆では、このようなメタンガスの放出が数千年スケールの汎世界的な地球環境変動に同調して起きていたことが指摘されている（Kennett *et al.*, 2003）。最後に、海底地すべりや斜面崩壊の研究もこのように、地球環境問題から地震・防災問題まで幅広い波及分野を持っていることを指摘しておきたい。

参考文献

- Ashi, J. (1999): Large submarine landslides associated with decomposition of gas hydrate. *Landslide News*, No. 12, pp. 17-20.
- Bardet, J.-P., Synolakis, C.E., Davies, H.L., Imamura, F. and Okal, E.A. (edited) (2003): *Landslide Tsunamis: Recent findings and research directions*. *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 160, Nos. 10-11, pp. 1793-2221.
- Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J. (1996): Submarine landslide. *Rev. Geophys.*, Vol. 34, No. 1, pp. 33-59.
- 池原 研 (2000): 地震性堆積物を用いた地震発生年代と発生間隔の解析, *地質調査所月報*, Vol. 51, Nos. 2-3, pp. 89-102.
- 池原 研・片山 肇 (1992): 日本海南部, 北陸ゲンタツ瀬北方沖の海底斜面崩壊地の潜航調査, 第8回しんかいシンポジウム報告書, pp. 47-53.
- 池原 研・片山 肇・辻野 匠・荒井見作・板本拓也・保柳康一 (2004): 深海底タービダイトを用いた地震発生間隔推定における堆積作用理解の重要性-北海道沖日本海東縁海洋海山周辺の例, *地質学論集*, No. 58, pp. 111-122.
- 池原 研・佐藤幹夫・山本博文 (1990): 高分解能音波探査記録からみた隠岐トラフの堆積作用, *地質学雑誌*, Vol. 96, No. 1, pp. 37-49.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G., Hendy, L.L. and Behl, R.J. (2003): Methane hydrates in Quaternary climate change. The clathrate gun hypothesis. *AGU*, 216p.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. and Edwards, B.D. (1979): A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In *Geology of Continental Slopes* (Doyle, L.J. and Pilkey, O.H., eds.), *SEPM Spec. Publ.*, No. 27, pp. 61-73.
- 東海沖海底活断層研究会編 (1999): 東海沖の海底活断層, 東京大学出版会, 151p.
- 山本博文 (1991): 福井沖大陸斜面の海底地すべり, *地質調査所月報*, Vol. 43, pp. 221-232.
- (原稿受付2004年8月16日, 原稿受理2004年10月8日)