

能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔

池原 研^{1)*}・井上卓彦¹⁾・村上文敏¹⁾・岡村行信²⁾

¹⁾産業技術総合研究所地質情報研究部門・²⁾産業技術総合研究所活断層研究センター

Sedimentology, Holocene Sedimentation Rates, and Activity of Submarine Active Fault at West of Noto Peninsula

Ken Ikehara^{1)*}, Takahiko Inoue¹⁾, Fumitoshi Murakami¹⁾ and Yukinobu Okamura²⁾

¹⁾Institute of Geology and Geoinformation, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, ²⁾Active Fault Research Center, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

Abstract

Five sediment cores were collected from the shelf west of Noto Peninsula where the submarine active fault that generated the 2007 Noto-hanto earthquake is located, to clarify the activity of the fault. A total of 32 radiocarbon age determinations using molluscan and echinoderm shells suggested that the average sedimentation rate during the Holocene in the study area was around 200 cm/ky. Judging from the sedimentation rate and sediment thickness above a ravinement surface, the age of the surface was calculated to be 11.6–15.8 ka. This shows that the surface was formed according to the postglacial transgression after the last glacial maximum. Using the sedimentation rate, the fault activities recorded in the seismic reflection profiles occurred at around 2–3 ky intervals in Holocene. Precise age determination allows us to estimate the ages of reflectors in the seismic reflection profiles and give us information on submarine fault activities.

Key words: sedimentation rate, ravinement surface, active fault, radiocarbon age determination, 2007 Noto-hanto Earthquake

1. はじめに

海底の断層が活動して地震が発生すると、その地震動により海底においても斜面崩壊や岩石崩落、液状化や跳石など、陸上と同様な現象が発生することが知られている(例えば、下川・池原, 2002)。また堆積速度が十分に速い場所では、断層の変位によって生ずる海底の凹凸はその後の堆積粒子の沈積によって平滑化される(例えば、岡村ほか, 1992)。海底の平滑化は海底の微小な凹凸の凹地にはより多くの粒子が堆積することで達成されるので、断層付近の堆積速度の地理的分布は断層運動の履歴に関係すると考えられる。さらに、断層周辺から得られた海底堆積物コアの堆積速度は、反射法音波探査記録

の反射面の年代を推定する基礎データとなり得る。また、断層運動により変位している反射面の年代を決定することで断層の活動年代や活動間隔に関する情報を得ることもできる(例えば、荒井ほか, 2006)。

2007年3月25日に発生した能登半島地震では、その震源は海底下にあり、主に海底に存在する活断層が活動した。活動したと考えられる活断層の存在は、すでに片川ほか(2005)や岡村(2007)によって図示されているが、その位置や連続性、活動度については見解が異なったり、不明のままであった。このため、産業技術総合研究所で開発されたショートマルチチャンネル反射法音波探査装置による海底構造の調査が実施された(井上ほ

*e-mail: k-ikehara@aist.go.jp (〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第7)

か, 2007). この調査では, 既存の調査結果よりも詳細な海底下の構造が把握され, この地震によると考えられる海底面の変位やより海底下深い位置でのより大きな地層の変位が確認された. これらの変位の発生した時期については, 反射面の形状や堆積層の堆積様式から, 完新世であることは間違いないと考えられるものの, その詳細については音波探査記録からは特定できていない. また, 片山・池原 (2001) や片川ほか (2005) によりこの海域から表層堆積物試料は採取されているものの, その堆積速度に関する情報はない.

この変位の発生時期の推定のため, 能登半島地震で活動した活断層の近傍で 5 本のピストンコア試料が採取された. 本報告では, これらのコア試料の特徴と放射性炭素年代測定値から推定される堆積速度を報告し, 音波探査記録で認められる反射面や堆積層の堆積時期について検討する.

2. 試料と方法

分析に供した 5 本の海底堆積物コアは, 能登半島輪島市門前町沖の陸棚域において作業台船から長さ 4-6 m のピストンコアラー (Fig. 1) によって採取された. 試料採取地点の選定は, 事前に行われた高分解能ショートマルチチャンネル反射法音波探査のニアトレース記録を参考にし, 断層による変位が明瞭な Line 5 と 7 の二本の測線上で断層を挟んだ両側 (コア A, B とコア D, E) と Line 5 上で断層から離れた地点 (コア C) で試料採取を



Fig. 1. Photograph of a piston corer used for sediment sampling.

行った. 測位はディファレンシャル GPS により, また水深は作業台船の側面にトランスジューサーを取り付けて測定した. 各地点では, 良好な試料が採取されるまで, 一地点において数回の採泥作業を行った. 採取地点の位置は Fig. 2 及び Table 1 に示した.

得られた海底堆積物コアは作業台船上で 1 m 毎に分割され, 輸送時の変形のないように梱包した後, 陸上の実験室に持ち込んだ. 持ち込まれたコアは半割し, 肉眼記載と写真撮影の後, ワーキングハーフから軟 X 線写真撮影用スラブと年代測定用試料を採取した. 年代測定用試料としては, 表層水中に生息する浮遊性有孔虫などのプランクトン遺骸がもっとも好ましいが, 肉眼観察によれば今回採取されたコアには浮遊性有孔虫はほとんど含まれていなかった. このため, 堆積物中に含まれる二枚貝, 巻貝やウニ殻を測定試料とした. 超音波洗浄されたこれらの試料は, (株)地球科学研究所を通して Beta

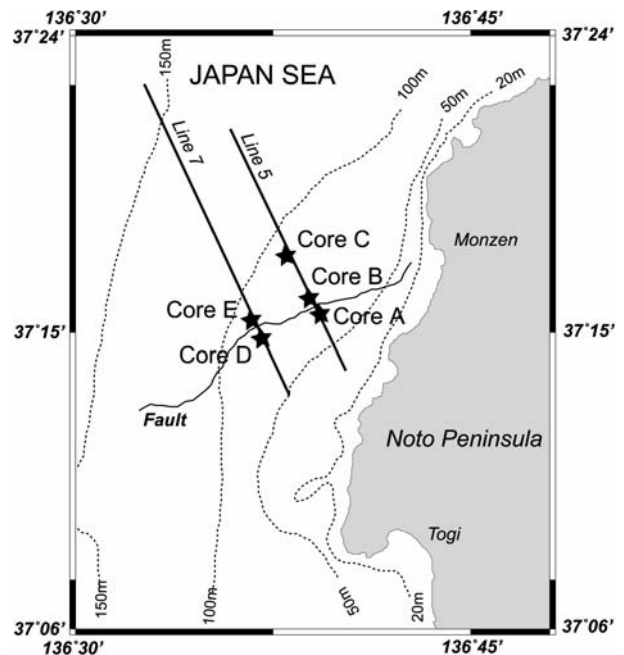


Fig. 2. Location of piston coring and seismic survey line shown in Fig. 4 by Inoue *et al.*

Table 1. Position and water depth of the coring sites

Core	Latitude	Longitude	Water Depth
A	37° 15.33'	136° 39.12'	67
B	37° 15.51'	136° 39.00'	73
C	37° 17.19'	136° 38.08'	92
D	37° 14.56'	136° 37.07'	79
E	37° 15.13'	136° 36.59'	85

Analytic 社において、酸でエッチングした後、加速器質量分析法により放射性炭素年代測定を行った。測定結果は、INTCAL04 データセット (Hughen *et al.*, 2004) を用いて、Calib 5.0.2 キャリブレーションプログラム (Stuiver and Reimer, 1993) により、暦年代に変換した。なお、海洋レザバーの ΔR 値は 0 年として計算した。

3. 結果

3.1. 堆積相と堆積構造

得られた海底堆積物コアはすべて、オリーブ黒色の比較的淘汰のよいシルトからなり、コアを通じての粒度変化や火山灰や砂層などの挟在は認められない。コアラー回収時に流動・変形してしまうコア最上部を除けば、堆積物の変形は認められない。このため、地震に伴うイベント堆積物の存在は認定されない。堆積物はほとんど碎屑性粒子からなり、わずかに翼足虫の遺骸が産する以外では、プランクトン遺骸に乏しい。底生生物遺骸では、二枚貝、巻貝、ツノガイのほか、ウニ殻の破片が産する。二枚貝の一部は合弁であるが、多くは離弁で、破片化しているものも多い。肉眼観察や軟 X 線写真では、物理的堆積構造は認められず、生痕が場所によってわずかに認められる程度である。以上のように今回得られた 5 本のコアは均質な堆積物からなる。

3.2. 堆積年代と堆積速度

堆積物中の二枚貝、巻貝、ツノガイ、ウニ殻を用いた合計 32 個の放射性炭素年代測定結果は、Table 2 のようにまとめられる。これによれば、今回得られた堆積物のすべては約 3000 年前以降の堆積物である。年代をコア深度に対してプロットしたものを Fig. 3 に示す。今回年代測定に使用した底生生物遺骸は死後の再移動があったり、ウニのようにもともと堆積物中に生息するものもあるので、深度に対する年代値はばらつく。これらを考慮し、深度に対して年代が逆転している場合、上位の古い年代を削除して、平均的な堆積速度を求めた。その結果、コア A については、年代測定数が少ないため、堆積速度を決めることはできないが、そのほかのコアの平均堆積速度は、コア B では 193 cm/千年、コア C では 182 cm/千年、コア D では 346 cm/千年、コア E では 65 cm/千年が得られる。しかし、Fig. 3 で分かるように、コア B, C, D では直線の傾きに有意な差はなく、堆積速度はコア B, C の値とほぼ同じおよそ 200 cm/千年が得られる。コア E では深度 1 m ほどまではほかのコアの傾きとほぼ同じであるが、それ以深では明瞭に堆積速度が低下し、およそ 36 cm/千年の値を持つ。なおコア C のように、Fig. 3 のプロットをコア採取年まで延長すると見か

け上深度がマイナスになるコアがある。この原因はコア採取時に表層が採取されなかったこと、採取時から処理時までにはコア最表層が流動変形した可能性などが考えられる。このため、最上部の年代測定値・深度とコア採取年を深度 0 cm として結んだ直線の傾きには誤差が大きい。

4. 考察

この海域の完新世後期の堆積速度は 200 cm/千年と外洋陸棚域においては非常に大きい値を持つ。この値は外洋域では堆積速度の大きいオホーツク海 (およそ 100 cm/千年程度; 例えば、嶋田ほか, 2000) の二倍あり内湾域を除けば、堆積速度の大きい場所の一つである。例えば本海域の西方沖合の北陸沖縁辺台地の堆積速度は、海底堆積物中の年代既知の火山灰の深度からはおよそ 15 cm/千年程度の値にとどまる (片山・池原, 2001)。また、今回得られた堆積速度は、日本海側では大きな河川である信濃川や阿賀野川の河口を持つ新潟沖陸棚域や雄物川の河口を持つ秋田沖陸棚域 (Ikehara *et al.*, 1996) に匹敵する。一方、この海域の堆積物は生物源粒子に乏しく、ほとんどが陸源碎屑物粒子からなる。能登半島には大きな河川はなく、多量の碎屑粒子を供給できない。能登半島西方から石川県沖の表層堆積物分布を示した片山ほか (2000) や片山・池原 (2001) を参考にすれば、この海域の陸棚上の表層堆積物は南西から北東に向かって細粒化し、この方向は陸源粒子の輸送方向を示していると考えられる。すなわち、この海域に堆積している完新世のシルトの起源は、本海域より南西に河口を持つ手取川などの河川である可能性が高い。なお、今井ほか (1997) や Ohta *et al.* (2004) による北陸沖表層堆積物の化学分析結果では、金沢沖から能登半島西方沖の陸棚上で特定の河川から粒子が供給されているような元素濃度の地理的分布パターンは見えない。ただし、手取川下流の陸域でやや濃度の高い亜鉛が能登半島西方陸棚上で高めの値をとることは、手取川からの粒子供給で説明可能かもしれない。北陸沖日本海の陸棚上では、対馬海流第一分岐が南西から北東に向かって流れている (例えば、長沼, 1985)。陸棚上に達するような河川からの土砂供給は一般には洪水時に行われると考えられるので、北陸沖海域におけるこのような南西から北東方向への堆積物輸送は洪水時に河川から陸棚上に供給された細粒粒子が、沖合の海流系である対馬海流によってさらに輸送されたものである可能性が高い。

井上ほか (2007) による本海域のマルチチャンネル音波探査記録には、凹凸に富む侵食面の上に、その凹凸を

Table 2. Results of radiocarbon age determination

Sample ID	Core	Depth (cm)	Conventional Radiocarbon Age	Calendar Age ¹⁾	Material	Accession No.
A3-61E	A	40	1010±40	1360	Echinoidea	Beta-234764
A2-95.5G	A	174.5	910±40	1431	Gastropoda	Beta-234763
B5-70S	B	47	490±40	1844	Bivalvia	Beta-234769
B4-10S	B	87	610±40	1695	Bivalvia	Beta-235751
B4-25E	B	102	820±40	1492	Echinoidea	Beta-234768
B4-100S	B	177	1230±40	1179	Bivalvia	Beta-235752
B3-7E	B	184	1260±40	1144	Echinoidea	Beta-234766
B3-18E	B	195	1330±40	1079	Echinoidea	Beta-234767
B1-27.5E	B	400.7	900±40	1438	Echinoidea	Beta-234765
C4-13.5S	C	9.5	610±40	1695	Bivalvia	Beta-235753
C4-40.5S	C	36.5	540±40	1777	Bivalvia	Beta-234777
C4-72S	C	68	620±40	1683	Bivalvia	Beta-234778
C4-96E	C	92	1190±40	1220	Echinoidea	Beta-234779
C3-3E	C	105.3	1120±40	1275	Echinoidea	Beta-234774
C3-19E	C	121.3	960±40	1392	Echinoidea	Beta-234775
C3-30S	C	132.3	1350±40	1055	Scaphopoda	Beta-235754
C3-32S	C	134.3	1450±40	954	Scaphopoda	Beta-234776
C2-69E	C	280.3	2060±40	319	Echinoidea	Beta-235755
C2-70E	C	281.3	2050±40	330	Echinoidea	Beta-234773
C1-10G	C	321.3	2230±40	117	Gastropoda	Beta-234770
C1-55E	C	366.3	2520±40	-247	Echinoidea	Beta-234771
C1-80E	C	391.3	2470±40	-175	Echinoidea	Beta-234772
D3-39S	D	27	680±40	1617	Bivalvia	Beta-236996
D3-79S	D	67	560±40	1759	Bivalvia	Beta-234783
D2-12E	D	106	940±50	1409	Echinoidea	Beta-234780
D2-23E1	D	117	860±40	1464	Echinoidea	Beta-234781
D2-23E2	D	117	650±40	1651	Echinoidea	Beta-235756
D2-28S	D	122	700±40	1600	Scaphopoda	Beta-234782
E3-42S	E	42	550±40	1768	Scaphopoda	Beta-234786
E2-13S	E	108	990±40	1371	Bivalvia	Beta-234784
E2-18S	E	113	1160±40	1245	Bivalvia	Beta-235757
E2-62.5E	E	157.5	2340±40	-9	Echinoidea	Beta-234785

1) +; AD, -; BC

埋積・平坦化する堆積体が認められ、さらに平坦化した面にダウンラップする堆積体が覆う (Fig. 4)。今回の表層堆積物採取結果や表層堆積物分布 (片山・池原, 2001) から、最上位のダウンラップする堆積体は完新世の高海水準期堆積体 (A 層) と考えられる。これから推測すると、このダウンラップ面が海進面 (ラビンメント面: Ra 面)、その下位の凹地を埋積・平坦化する堆積体は海水準上昇期堆積体 (B 層)、そして、凹凸に富む侵食面 (Rb 面) は最終氷期最盛期の低海水準期に形成された侵食面と推定される。

5 本のコア採取地点における Ra 面と Rb 面の海底下

の深度は Table 3 のようである。ここで深度は反射記録断面の往復走時から堆積層中の音速を 1500 m/秒と仮定して求めた。今回得られたコア B, C, D 採取地点における平均堆積速度 (200 cm/千年) から Ra 面の年代を外挿で求めると、15800 年前, 11600 年前, 14000 年前となり、Ra 面が海進面であること、その上位の A 層が高海水準期堆積体であることを指示する。Ra 面の海面からの深度は、コア A, B, C, D, E の各地点でそれぞれ、93 m, 104 m, 115 m, 107 m, 111 m となる。この海進面が形成された古水深を現在の日本海で波浪が効いて淘汰のよい砂が分布する限界水深である 35 m (例えば、池原ほか、

1994) 以浅と見なせば、それぞれの地点における海進面の形成終了時の海水準は、-58 m, -69 m, -80 m, -72 m, -76 m となる。藤井・藤 (1982) による北陸地方の後

氷期以降の海水準曲線によれば、富山湾周辺では放射性炭素年代で約1万年前の海水準は-40 m とされる。また、Fujii and Fuji (1967) による日本列島の最終氷期以降の海水準変動曲線によれば、海水準が-60~80 m の時期は放射性炭素年代で13000~15000 年前に相当する。いずれも後氷期にあたり、上記の年代値とそう大きな違いはない。一方コア E の堆積速度 (最上部1 m が200 cm/千年, それ以下が36 cm/千年) からは、Ra 面の年代としておよそ70000 年前の値が得られる。この値はほかの地点の値と大きく異なり、堆積体の堆積様式などを考慮すれば、コア E の下部の堆積速度の推定が間違っている可能性がある。

このようにピストンコアから得られた A 層の平均堆積速度が大きく間違っていないとすると、今回得られた堆積速度をもとに A 層中の反射面を変位させる断層運動の時期を特定することが可能である。A 層中のある反射面の変位量の不連続が生じている層準の海底からの深度は反射法音波探査記録から見積もることができる。井上ほか (2007) は A 層中に変位量の不連続が複数あるこ

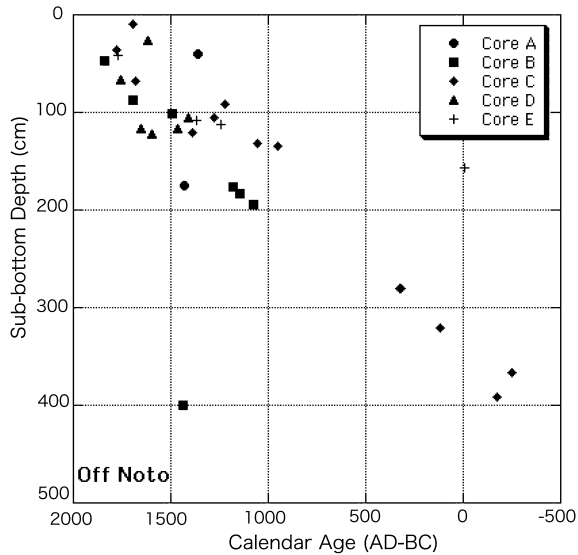


Fig. 3. Sedimentation rate of each core.

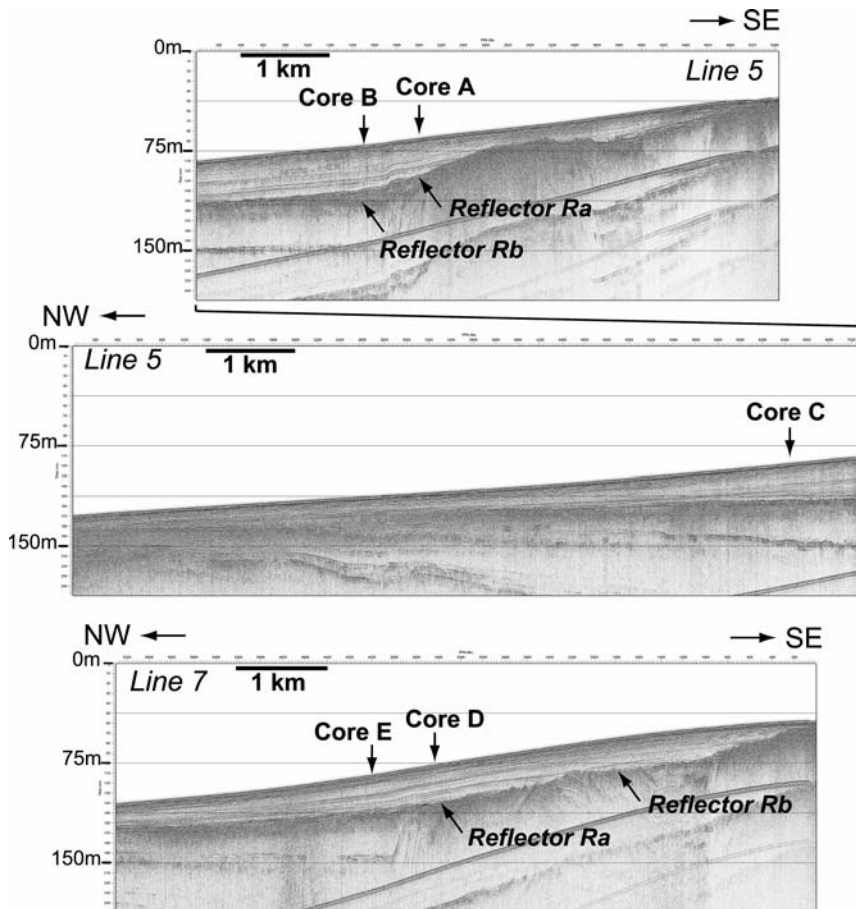


Fig. 4. Seismic reflection profiles crossing the coring sites.

Table 3. Sub-bottom depths of the characteristic reflectors found in seismic reflection profiles at the coring sites

Reflector/ Horizon	Core A		Core B		Core C		Core D		Core E	
	Depth (m)	Calc. Age	Depth (m)	Calc. Age	Depth (m)	Calc. Age	Depth (m)	Calc. Age	Depth (m)	Calc. Age
Horizon A	11	5270	11	6190						
Horizon B	15	7420	17	9120			26	13200	14	6910
Horizon C	20	9760	23	11900			27	13700	20	10200
Reflector Ra	26	12900	31	15800	23	11600	28	14000	26	12900
Reflector Rb	33	16600	39	20100	28	13900	30	15200	30	14900

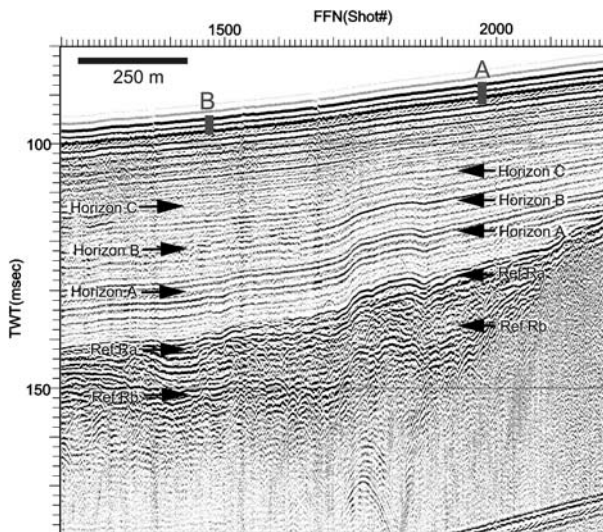


Fig. 5. Seismic reflection profile crossing the coring site A and B showing the characteristic reflectors.

とを示している。例えば断層を挟むコア A と B の採取地点の音波探査反射記録断面には、A 層中に断層を挟んだ変位量が変わる層準が 3 つ認められる (Fig. 5; 層準 A, B, C)。反射断面記録から、断層近傍のコア A, B, D, E の採取地点における Rb 面, Ra 面, 層準 A, B, C の海底下の深度は Table 3 のように計算できる。この深度の年代を上記の堆積速度をもとに推定すると、コア A, B の採取地点を横切る Line 5 では、変位量の変化はおおよそ 2000-3000 年程度の間隔で発生していることが推定される。一方、コア D, E の採取地点を横切る Line 7 では、変位量の変化が小さく、Line 5 に比べて、古い時期に短い時間間隔で変位量の不連続が発生したと計算される。二つの測線間での不連続の発生時期や発生間隔は大きく異なるので、測線間の変位の不連続層準の対比についてはさらに検討を要する。

荒井ほか (2006) は浜松沖上部陸棚の正断層系の活動年代を音波探査記録と海底堆積物柱状試料の堆積年代・

堆積速度から議論した。今回の研究結果は、これと同様な海底活断層研究として位置づけることができる。すなわち、今回の結果のみから音波探査記録から特定できるすべての場所の変位年代の特定は不可能であるが、海底堆積物採取とその堆積年代決定、堆積速度決定が海底活断層の変位 (地震活動) 発生時期の特定に有効であることは示されたと考えられる。

一方、B 層の内部反射パターンは A 層のそれと異なり、A 層と堆積物・堆積様式が異なる可能性を示す。コア B, C, D の採取地点における A 層と B 層の層厚の和と得られた平均堆積速度から、侵食面 Rb 面の形成年代を単純に計算すると 20100 年前, 13900 年前, 15200 年前となる。侵食面である Rb 面は凹凸に富み、時空間的に堆積速度の変化が大きいと推定されるが、これを最終氷期最盛期に形成されたものと考えれば、B 層の堆積速度は A 層のそれよりも大きかったと考えられる。

5. まとめ

能登半島西方沖から採取された 5 本のピストンコア試料について可能な限り多くの年代測定を行った結果、200 cm/千年という速い平均堆積速度が得られた。この堆積速度を外挿して反射法音波探査記録の海進面と考えられる面の形成年代を推定すると、後氷期にあたるおおよそ妥当な年代値が得られた。これらのコアには、海底活断層の活動に伴うイベント堆積物は認定されない。また、今回のコアは短いため、反射法音波探査で認められる変位量の不連続点 (断層活動時期) の層準まで達していないが、Line 5 の音波探査記録から推定すると 2000-3000 年程度の活動間隔が推定できる。このことは、今回のような短いコアであっても、複数のコアについて多数の年代測定により正確な堆積速度を求めることで、反射法音波探査記録の反射面の年代推定に有益なデータが得られることが確認された。海域の活断層の活動度評価においては、海底堆積物コアの解析は一つの重要な項目と

してあげられる。

謝 辞

ピストンコア試料の採取は、総合地質(株)によって行われた。試料採取現場においては、長 貴浩氏、丸山かおる氏をはじめとする総合地質(株)の皆様及び南高丸船員の皆様が大変お世話になった。記して、謝意を表す。この研究は、科学技術振興調整費緊急研究「平成19年能登半島地震に関する緊急調査研究」の一環として行われた。

文 献

- 荒井晃作・岡村行信・池原 研・芦寿一郎・徐 垣・木下正高, 2006, 浜松沖前弧斜面上部に発達する活断層とテクトニクス, 地質雑, **112**, 749-759.
- Fujii, S. and N. Fuji, 1967, Postglacial sea level in the Japanese Islands, *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **10**, 43-51.
- 藤井昭二・藤 則雄, 1982, 北陸における後氷期以降の海水準変動, 第四紀研究, **21**, 183-193.
- Hughen, K.A., M.G.L. Baillie, E. Bard, J.W. Beck, C. Bertrand, P.G. Blackwell, C.E. Buck, G. Burr, K.B. Cutler, P.E. Damon, R.L. Edwards, R.G. Fairbanks, M. Friedrich, T.P. Guilderson, B. Kromer, F.G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, P.J. Reimer, R.W. Reimer, S. Remmele, J.R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F.W. Taylor, J. van der Plicht and C.E. Weyhenmeyer, 2004, MARINE04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP, *Radiocarbon*, **46**, 1059-1086.
- Ikehara, K., H. Katayama and T. Nakajima, 1996, Mode of mud deposition on shelf to basin area off Akita, north-east Japan Sea, *La mer*, **34**, 137-151.
- 池原 研・片山 肇・中嶋 健, 1994, 粟島周辺表層堆積図及び同説明書, 海洋地質図, no. 42, 56p.
- 今井 登・寺島 滋・片山 肇・中嶋 健・池原 研・谷口政

- 碩, 1997, 日本海東部沿岸域海底表層堆積物中の重金属等の地球化学的挙動, 地調月報, **48**, 511-529.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原 研, 2007, 2007年能登半島地震震源域の海底活断層, 地震研究所彙報, **82**, 301-312.
- 片川秀基・浜田昌明・吉田 進・廉澤 宏・三橋 明・河野芳輝・衣笠善博, 2005, 能登半島西方海域の新第三紀～第四紀地質構造形成, 地学雑, **114**, 791-810.
- 片山 肇・池原 研, 2001, 能登半島西方表層堆積図及び同説明書, 海洋地質図, no. 57, 48p.
- 片山 肇・佐藤幹夫・池原 研, 2000, ゲンタツ瀬表層堆積図及び同説明書, 海洋地質図, no. 53, 41p.
- 長沼光亮, 1985, 日本海における漁況と海況, 海と空, **60**, 89-103.
- Ohta, A., N. Imai, S. Terashima, Y. Tachibana, K. Ikehara and T. Nakajima, 2004, Geochemical mapping in Hokuriku, Japan: influence of surface geology, mineral occurrences and mass movement from terrestrial to marine environments, *Applied Geochem.*, **19**, 1453-1469.
- 岡村 眞・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・宮武 隆・前全英明・堤 浩之・中村俊夫・山口智香・小川光明, 1992, 別府湾北西部の海底活断層—浅海底活断層調査の手法とその成果—, 地質論, no. 40, 65-74.
- 岡村行信, 2007, 能登半島西方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no. 61 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 嶋田智恵子・村山雅史・青木かおり・中村俊夫・長谷川四郎・大場忠道, 2000, 珪藻分析に基づく南西オホーツク海の完新世古海洋環境復元, 第四紀研究, **39**, 439-449.
- 下川浩一・池原 研, 2002, 堆積物に残された古地震, 大竹政和・平 朝彦・太田陽子編「日本海東縁海域の活断層と地震テクトニクス」: 95-108, 東京大学出版会.
- Stuiver, M. and P.J. Reimer, 1993, Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program, *Radiocarbon*, **35**, 215-230.

(Received February 7, 2008)

(Accepted March 4, 2008)