1983年日本海中部地震震源域でのタービダイトによる 地震発生間隔の推定

地質調査所海洋地質部* 中 嶋 健
地質調査所地殻化学部** 金 井 豊

Recurrence Intervals of Earthquakes Inferred from Turbidites near the Epicentral Area of the 1983 Japan Sea Earthquake

Takeshi NAKAJIMA

Marine Geology Department, Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

Yutaka KANAI

Geochemistry Department, Geological Survey of Japan, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan

(Received August 3, 1994; Accepted April 17, 1995)

One gravity core, GH93-816, was recovered from the southeastern margin of the Japan Basin. This 4-m-long core was collected from a location close to the aftershock area of the 1983 Japan Sea Earthquake (M 7.7). Sedimentological results show that intercalated turbiditic layers are contained at five stratigraphic levels in the top 68 cm of the column. Due to the occurrence of the B-Tm tephra at the depth spanning from 68 to 71 cm, it follows that these turbidite layers were developed during the last 1,000 years. The high ^{137}Cs concentration in the top 20 cm of the core suggests that the uppermost turbidite layer is younger than 1954. We suggest that the uppermost turbidite layer was initiated by a submarine slope failure triggered by the 1983 Japan Sea Earthquake with seismic intensity VI (JMA Scale). The cyclicity of turbidite occurrence infers that earthquakes having intensity VI or more took place at 160–330 years intervals in the Japan Sea region of northeast Japan.

Key words: 1983 Japan Sea Earthquake, Recurrence intervals, Turbidites, Japan Basin.

§1. はじめに

東北日本沖の日本海東縁海域は、日本海東縁帯 [松田 (1990)], 東北日本内帯海域 [垣見 (1991)] と呼ばれる最大地震規模 $7\frac{3}{4}$ [垣見・他 (1994)] の地震地帯に区分されている。この海域では1983年に日本海中部地震 (M 7.7), 1993年に北海道南西沖地震 (M 7.8) が発生し、大きな被害が出た。これらの地震で大きな被害が出た原因のひとつとして、この地域での歴史地震の記録が不十分で、地震および津波に対する警戒が足りなかったことが指摘できる。地震発生の予測などに重要な歴史地震の発生間隔は古文書等の解析によるほか、地層に記録された地震の痕跡を見いだすことによっても明らかにできる。地震断層を直接調査することのできない深海域では

地震の発生間隔は地震による崩落をきっかけとして生じたタービダイト [ADAMS (1990)] や沿岸湖沼に堆積した津波堆積物 [MINOURA and NAKAYA (1990)] を使った方法によって推定されている。

日本海中部地震の震源域では、「しんかい6500」による潜航調査により、海底表層にタービダイトが確認されている [中嶋 (1993)]。本報告では日本海盆南東縁から採取したコアから、1983年の日本海中部地震に起因するタービダイトが確認されたことと、タービダイトから推定された当地域の過去1,000年間の地震の発生間隔について述べる。

§2. 試料および分析結果

2.1 試料採取位置

試料 (GH93-816; コア長 392 cm) は日本海中部地震

* ** 〒305 茨城県つくば市東 1-1-3

Fig. 1. Bathymetric map in and around the aftershock area of the 1983 Japan Sea Earthquake with the localities of core GH93-816 and GH92-724. Dotted area represents the aftershock area after UMINO *et al.* (1985). A large open arrow represents the inferred path of the youngest turbidite. An open star in the open arrow represents the dive point of submersible Shinkai 6500 (Dive138) [NAKAJIMA (1993)].

の余震域に近い日本海盆南東縁の北緯 40°47.734′, 東経 139°02.721′, 水深 3282 m の平坦な海底から採取された (Fig. 1). この海盆の東側には奥尻海嶺があり, その東からの陸源の粗粒堆積物は海嶺東側の海盆にトラップされ, 日本海盆に到達できない (Fig. 1). また, 南側の最上トラフには最上深海長谷があるが, この谷地形は連続性が悪く, 現在は日本海盆まで粗粒堆積物を運んでいない [池原・他 (1994)]. このことから試料を採取した地点では本州沿岸からの粗粒堆積物の供給の可能性は低く, 可能性があるのは久六島を含む奥尻海嶺およびその南側延長の海底斜面と松前海台である.

2.2 堆積物の記載

採取したコアは, 全体を通じて主に数 cm から 20 cm の厚さの級化構造を示す堆積物からなる (Fig. 2). コアの 68–71 cm の深度には灰色で, シルトサイズのガラス質の火山灰が挟在する (Fig. 2). この火山灰は, ガラスの特徴^{注1}と日本海で明らかになった第四紀後期の火山灰層の分布域 [吉川 (1990)] から約 1,000 年前に朝鮮半島の白頭山の噴火によってもたらされた白頭山苦小牧火山灰 (B-Tm) [町田・新井 (1992)] に同定される. この火山灰層より上の部分について岩相, 色, 堆積構造, 含砂率, 含水比および細粒砂粒径 (125–250 μ m) の砂粒組成, レーザー式粒度分析器 (Cilas1064) による粒度分布の詳細な検討を行った.

結果: 厚さ数 cm から 20 cm の 5 枚の級化を示す砂～粘土質シルトの堆積物が識別された (Fig. 2). 級化を示す砂～粘土質シルトは緑灰色 (7.5GY5/1) から暗緑灰色 (10GY3/1) を呈し, 軟 X 線写真で平行葉理や斜交葉理などの堆積構造が認められる. 基底面は明瞭で, 1 cm 刻みで分析を行った含砂率では基底部から上部に向け一度急増してピークを示した後, 急激に, ついで緩やかに減少する. 含水比は含砂率とほぼ逆の減少～増大を示すが, 上部ではよりゆるやかに増大する. 中央粒径値は, 3.84 ϕ から 7.39 ϕ の範囲で, 含砂率に対応した上方への細粒化が認められる. 含砂率で上方へ増加する基底部の部分は, 中央粒径値では変化の見られないパターンと, 変動を伴って粗粒化するパターンが認められる. 粒径分布は, 級化構造の下部では, 粗粒側にモードを持ち細粒部に尾を持つが, 中部ではバイモーダルな分布へと変化し (Fig. 3), 下部から中部へ淘汰が悪くなる. 砂粒組成は, パミスおよび火山ガラスが 30–83% を占め, 他に放散虫, 珪藻および有孔虫の浮遊性生物遺骸が 1–62%, 鉱物および岩片が 3–32%, 植物片が 0–25% である. その他に希釈した過酸化水素水によっても分解されなかった泥塊が 0–38% 含まれる. 一般的に浮遊性生物遺骸は下部で多く上部へ減少し, 植物片は下部で少なく上部へ増加する傾向がある. 泥塊は基底部には認められず, 上部へ増加する.

以上の緑灰色から暗緑灰色の堆積物の間には, 厚さ 1–2 cm の黒褐色 (10YR2/2), 暗褐色 (10YR3/3) および暗オリーブ灰色 (2.5GY4/1) を呈するシルト質粘土が挟在している. 含砂率は 0.5–1.2% と低く, 含水比は 141–191% と比較的高い. 中央粒径値は, 6.75 ϕ –7.34 ϕ の範囲でほぼ一定しており, 分布はユニモーダルで広く, 級化を示す堆積物に比べて淘汰が悪い. 砂粒組成はパミスおよび火山ガラスが 19–73%, 放散虫と珪藻の遺骸が 1–60%, 鉱物および岩片が 5–30%, 泥塊が 5–

^{注1} 火山ガラスの形状は軽石型ガラスが優勢し, バブル型ガラスを一部含む. ガラスの屈折率は 1.509–1.522 (平均値 1.515) と極めて広い値の範囲を示し, 1.510–1.512 と 1.518–1.521 にモードをもつ.

Fig. 2. Description of core GH93-816 with downward variations of sand content, water content, ^{137}Cs activity, composition of sand fraction and median grain size. Sedimentary structures are based on observation of soft X-ray radiographs. Color codes are in the JIS notation (Munsell notation). The sand content is weight percent of the fraction coarser than $44\mu\text{m}$. The water content is calculated by (wet weight - dry weight) $\times 100$ / dry weight of sediments. Error bars in ^{137}Cs column represent one σ . Composition of sand fraction is calculated from raw point-count data of grains in $125\text{--}250\mu\text{m}$ diameter. Plankton consists of radiolarians, diatoms and planktonic foraminifers. Median grain size is in phi (ϕ) scale ($\phi = -\log_2 d$, d : grain size in mm scale). The grain size analysis is done using a laser particle analyzer (Cilas 1064). I, II and III represent sampling points of grain size data shown in Fig. 3. Italic numbers represent turbidite numbers of the core in descending order.

53% 含まれ、植物片は 2% 未満と少なく、浮遊性有孔虫は含まれない。

解釈: これら二種類の堆積物の特徴をまとめたのが Table 1 である。級化構造を示す堆積物は、下面が明瞭で全体に生物擾乱が認められず、堆積構造が明瞭に残っていること、炭酸塩補償深度 (CCD) 以深^{註2}にもかかわらず浮遊性有孔虫遺骸を含んでいること、植物片を比較的多く含むこと、などからタービダイトと考えられる。含砂率に見られる最下部の上方への増加は、これらの堆積物が、バミスや生物遺骸などの低比重の砂粒子に富んでいるためと考えられる。

一方黒褐色、暗褐色、暗オリーブ灰色を示す堆積物は、現在日本海の深海底表層に広く見られる褐色系の色調 [ICHIKURA and UJIE (1976)] を呈すること、構成粒子が陸起源粒子が比較的少なく、それに比べて生物起源粒子が多いこと、炭酸塩からなる生物遺骸を含まないこと、

生物擾乱を強く受けて均質な堆積構造を示すこと、などから半遠洋性の堆積物と考えられる。

Fig. 2 の各種分析結果に示した網模様は半遠洋性堆積物の層準を示し、その他はタービダイトの層準を示す。

2.3 ^{137}Cs の分析

^{137}Cs の分析用の試料は、火山灰層より上の 15 層準から 0.3–1.0 cm の幅で分取し、乾燥した後、めのう乳鉢で微粉碎して使用した。ナルゲン社製のスクリーキャップ付き遠沈管に粉末試料約 2–4 g を採取し、オルテック社製井戸型ゲルマニウム半導体検出器 (GWL-140230-S) 付スペクトラムマスター 92X を用いて γ 線放射能を測定した。 γ 線スペクトルから、662 keV のピークを解析・定量して ^{137}Cs の含有量を求めた。試料量によって検出効率が増加するので、測定試料の厚みを計測して効率補正を行った [金井 (1993)]。

^{137}Cs の含有量は、表層から 20 cm までは高い濃度 ($3.6\text{--}8.6 \times 10^{-3} \text{ Bq/g}$) で、20–21 cm の黒褐色粘土質シルト層内で急激に 0 になる (Fig. 2)。さらに下位では ^{137}Cs の検出下限 ($3\sigma: 0.002 \text{ Bq/g}$) 以下であり有意の値

^{註2} 日本海の CCD は約 2,000 m と推定されている [ICHIKURA and UJIE (1976)]。

ではない。¹³⁷Csは人工放射性核種で原子炉や核実験によって生じ、堆積物に含まれる¹³⁷Csは1954年以降に検出される [PEIRSON (1971)]. このことから¹³⁷Cs濃度が有意の値を示す 21 cm 以浅の層準は1954年以降の年代を示す。

Fig. 3. Typical three types of grain-size distributions. I, II and III are typical examples of hemipelagite, the upper part and the lower part of turbidites, respectively. These sampling points are shown in Fig. 2.

§ 3. 議 論

3.1 タービダイトの成因

タービダイトを堆積させる乱泥流は、1) 洪水時の河川からの高濁度水の流入、2) 暴風時に沿岸で発生する冲向きの流れ、3) 堆積物からなる斜面の崩壊、により発生することが知られている [NORMARK and PIPER (1991)]. しかし、採取した地点には直接陸上河川や沿岸域から粗粒堆積物が供給される経路がないことから1) および2)の可能性はない。3)には堆積物の供給過大によるもの [PRIOR *et al.* (1986)] と地震によるもの [HEEZEN and EWING (1952)] があるが、堆積物の供給過大による崩壊は三角州前面のような急速な堆積がおこる場所からのみ報告されており、この海域にはあてはまらない。一方、音波探査の記録から、久六島周辺とその南方延長の海底斜面には地滑り堆積物が広く分布し、斜面下の最上トラフ北縁から日本海盆にかけてタービダイトを含むコアが採取されている [中嶋・他 (1992)]. またタービダイトに多く含まれているパミスや火山ガラスに富む堆積物はこれらの地滑り堆積物の分布する斜面域に広く分布している [井内・他 (1979), 海上保安庁水路部 (1992), 池原・他 (1994)]. 以上によりこの海域では地震による海底斜面の崩壊で乱泥流が生じ、タービダイトが堆積したと考えられる。

3.2 1983 年日本海中部地震の崩壊に起因したタービダイト

この海域では、久六島北側の海底斜面を供給源としたタービダイトが久六島西方斜面の海底谷を通じて日本海盆南東縁まで海底表層に分布している [中嶋 (1993)] (Fig. 1). 今回のコアはこのタービダイトの分布域に当たり、コアの最上位のタービダイトも一連のものと考えら

Table 1. Characteristics of hemipelagites and turbidites.

	Hemipelagite	Turbidite
Color	dark brown~dark olive gray	greenish gray~dark greenish gray
Sedimentary structure	homogeneous	parallel lamination, cross lamination or homogeneous
Sand content	0.5-1.2%	0.5-56%
Water content	141-191%	64-184%
Grain size distribution	6.75-7.34 ϕ unimodal, broad distribution	3.84-7.39 ϕ bimodal (upper part) coarse mode, fine tail (lower part)
Composition of sand fraction	poor in plant debris (0-2%) lack of planktonic foraminifera	abundant in plant debris (0-25%) abundant in vitric (30-83%)

れる。コアの ^{137}Cs の含有量が初めて検出限界を越える 20–21 cm の層準は最上位のタービダイト直下の半遠洋性堆積物に相当することから、このタービダイトは 1954 年以降に堆積したことになる。

この海域における 1954 年以降の巨大地震は 1964 年 5 月の M 6.9 の地震、同年 12 月の M 6.3 の地震および 1983 年の M 7.7 の地震（日本海中部地震）の 3 つで、これらの地震はほぼ同じ場所を震央として発生した [宇佐美 (1987)]。コアの最上位のタービダイトはこれら 3 つの地震のうちのどれかひとつだけに起因して堆積したことになる。

最上位のタービダイトの供給源と考えられる久六島北側の海底斜面でのこれら 3 つの地震の震度を村松 (1969) の経験式から推定した。

$$\log S_v = M - 3.2$$

$$\log S_m = 1.36M - 6.66$$

ここで S_v 及び S_m (km^2) はそれぞれ気象庁震度 5 及び 6 以上の震度の地域の面積である。それらの地域を円形と仮定すると、震度 5 および 6 以上の地域の半径 r_v 及び r_m (km) は、以下のようになる。

$$\log r_v = 0.5M - 1.8$$

$$\log r_m = 0.68M - 3.58$$

この経験式により震央から約 40 km 離れた久六島北側海底斜面での 3 つの地震による震度は、1964 年 5 月の地震が震度 5、12 月の地震が震度 4 以下、1983 年の地震が震度 6 となる。地震により斜面崩壊が発生しタービダイトの堆積が起こるのは、地震による震度（加速度）が一定値以上に達したときと考えられる [KASTENS (1984), 井内・他 (1993)]。したがって、最上位のタービダイトは震度が最大の 1983 年の地震に由来するもので 1964 年の両地震では斜面崩壊が起こらなかったか、起こっても日本海盆に達し、数 cm 以上の厚さのタービダイトを堆積させる規模の乱泥流は発生しなかったと推定される。このことから当地域の日本海盆南東縁にタービダイトの堆積が起こるのは震度 6 に達する地震の発生時であることが予想される。

3.3 タービダイトによる地震の発生間隔の推定

最上位のタービダイト以外の 4 枚のタービダイトについても陸域近くからの供給は考えられず、久六島を含む奥尻海嶺とその南方延長の海底斜面および松前海台南側の海底斜面が供給源として考えられる (Fig. 1)。つまりこれらの斜面域で過去 1,000 年間に 5 回の震度 6 に達する地震が発生し、地震に起因するタービダイトが堆積したと推定される。半遠洋性堆積物の堆積速度が過去 1,000 年間一定であると仮定して、タービダイトの間の半遠洋性堆積物の厚さ（上位から 2 cm, 2 cm, 1 cm,

1 cm）と B-Tm 火山灰による年代値からタービダイトの堆積年代を換算すると、上位から西暦 1983 年、1650 年、1320 年、1160 年、1000 年ごろとなり、タービダイトの堆積間隔は 160–330 年（平均 250 年）となる。タービダイトの基底部は直下の半遠洋性堆積物を侵食することがあるが、このコアに近い日本海盆南東縁の高まりの上から採取したコア GH82-724 (Fig. 1) は、B-Tm 火山灰の上に 6–7 cm の半遠洋性堆積物のみが堆積しており、両地点の半遠洋性堆積物の堆積速度がほぼ同じであることからタービダイトによる侵食の影響は小さいと考えた。タービダイトの推定年代の誤差は半遠洋性堆積物の厚さと火山灰年代の誤差から ± 100 年内であろう。この付近では 1741 年（寛保元年の渡島大島津波）と 1341 年（興国二年の青森県西方沖の津波）に大津波の記録があり [渡辺 (1985)]、これらは上記のタービダイトの推定年代に誤差の範囲で一致する。これらの津波を引き起こした地震にコアのタービダイトが対応している可能性が高い。またこれらの津波以前の地震・津波の記録はほとんど残されていないが、今回の分析結果から西暦 1160 年および 1000 年頃にも地震が発生した可能性が高い。

MINOURA and NAKAYA (1990) は同海域の東方に位置する津軽十三湖 (Fig. 1) の津波堆積物を調べ、歴史津波との比較を試みている。彼らは 1741 年や 1341 年の津波のような湖沼環境に変化を及ぼす程の大きなイベントから小さなイベントまで含めて約 50 年に一度の歴史津波の痕跡を解読している。これらはこの海域で発生した近地地震の津波と遠地地震の津波とをあわせた結果である。これに対して海底のタービダイトから得られた結果はこの海域固有の地震を記録していると考えられ、今回のコアの結果と陸上の津波堆積物とを比較することにより、この海域で発生した地震による津波と遠地起源津波とを識別することが可能である。今回の結果から 1983 年、1741 年、1341 年のイベントがこの海域で発生した地震によるもので、のこりがこの間の遠地地震起源の津波と考えられる。

§4. おわりに

今回用いたコアの火山灰層より下位も数多くのタービダイトを挟在しており、コアの年代が判明すれば、さらに遡ってこの海域の地震の記録を明らかにすることができ、発生間隔をより詳細に解析することができる。このように歴史地震の記録が乏しい地域でも海域に堆積したタービダイトの解析によって地震発生間隔についての情報を得ることが可能である。またより広域に陸と海の地震に起因する堆積物を対比・解析することにより、日本

海東縁の地震および津波災害のポテンシャルを歴史的に明らかにしていくことが可能であろう。

謝 辞

本研究は1993年6-7月に行われた白嶺丸のGH93航海で採取した試料により行われた。調査では海老原直美船長をはじめとする白嶺丸乗組員の方々および岡村行信博士、片山 肇氏をはじめとする地質調査所海洋地質部の乗船研究者にお世話になった。海洋地質部の西村昭課長、岡村行信、斎藤文紀両博士には原稿を読んでいただいた。地質調査所燃料資源部の徳橋秀一課長とカナダ Memorial University of Newfoundland の R. N. Hiscott 教授にはタービダイトに関して有益な議論をしていただいた。査読者の平 朝彦教授および箕浦幸治助教授には貴重なコメントを戴き原稿が大幅に改善された。火山灰の鑑定は(株)京都フィッシュントラックに依頼した。以上の方々に感謝いたします。本研究は工業技術院特別研究「日本海中部東縁部大陸棚周辺海域の海洋地質学的研究」および科学技術振興調整費「日本海東縁部における地震発生ポテンシャル評価に関する総合研究」により行なわれた。

文 献

- ADAMS, J., 1990, Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, **9**, 569-583.
- HEEZEN, B. C. and M. EWING, 1952, Turbidity currents and submarine slumps, and the Grand Banks earthquake, *Am. J. Sci.*, **250**, 849-873.
- ICHIKURA, M. and H. UJIE, 1976, Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores, *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C*, **2**, 151-177.
- 池原 研・中嶋 健・片山 肇, 1994, 秋田西方表層堆積図および同説明書, 海洋地質図, no. 41, 地質調査所, 58 pp.
- 井内美郎・木下泰正・村上文敏, 1979, 西津軽海盆表層堆積図, 海洋地質図, no. 12, 地質調査所.
- 井内美郎・衣笠善博・公文富士夫・安松貞夫・中野聡志・志岐常正, 1993, 古地震の震度指示者としての琵琶湖タービダイト, 地質学論集, no. 39, 61-70.
- 海上保安庁水路部, 1992, 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「久六島」海底地形地質調査報告, 1-40.
- 垣見俊弘, 1991, 地形・地質学からみた地震地帯構造, 荻原尊禮(編)日本列島の地震, 地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会, 145-175.
- 垣見俊弘・岡田篤正・衣笠善博・松田時彦・米倉伸之, 1994, 日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模, 地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 302.
- 金井 豊, 1993, 微量環境試料測定用井戸型 Ge 検出器の効率特性, *Radioisotopes*, **42**, 169-172.
- KASTENS, K. A., 1984, Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge, *Mar. Geol.*, **55**, 13-33.
- 吉川清志, 1990, ICP 発光分析を用いたテフラの同定法とその応用, 地学雑誌, **99**, 743-758.
- 町田 洋・新井房夫, 1992, 火山灰アトラス, 東京大学出版会, 276 pp.
- 松田時彦, 1990, 最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 地震研纂報, **65**, 289-319.
- MINOURA, K. and S. Nakaya, 1990, Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from Northeast Japan, *J. Geol.*, **99**, 265-287.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, **4**, 168-176.
- 中嶋 健, 1993, 日本海久六島西方斜面でのタービダイトの海底観察, 第9回しんかいシンポジウム報告書, 海洋科学技術センター, 65-75.
- 中嶋 健・岡村行信・片山 肇・池原 研・佐藤幹夫・吉川清志, 1992, 大規模斜面崩壊に由来するタービダイトシステム—最上トラフ北部〜日本海盆東南縁の例一, 日本地質学会第99年学術大会講演要旨集, 387.
- NORMARK, W. R. and D. J. W. PIPER, 1991, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record, in "From Shoreline to Abyss: Contribution to Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard", ed. by R. H. Osborne, *SEPM Spec. Publ.*, no. 46, 207-230.
- PEIRSON, D. H., 1971, Worldwide deposition of long-lived fission products from nuclear explosions, *Nature*, **234**, 79-80.
- PRIOR, D. B., B. D. BORNHOLD and M. W. JOHNS, 1986, Active sand transport along a fjord-bottom channel, Bute Inlet, British Columbia, *Geology*, **14**, 581-584.
- 海野徳仁・長谷川 昭・小原一成・松沢 暢・清水 洋・高木章雄・田中和夫・小菅正裕, 1985, 1983 年日本海中部地震の前震と余震の震源分布, 地震 **2**, 38, 399-410.
- 宇佐見龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 435 pp.
- 渡辺偉夫, 1985, 日本被害津波総覧, 東京大学出版会, 206 pp.