

4. 3. 4 地震・津波による海底への影響

(1) 調査研究の目的と概要

(a) 課題名

地震・津波による海底への影響

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
独立行政法人産業技術総合研究所	グループ長	岡村行信	okamura-y@aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合研究所	副センター長	佐竹健治	kenji.satake@aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合研究所	主任研究員	片山肇	katayama-h@aist.go.jp
独立行政法人産業技術総合研究所	研究員	野田篤	a.noda@aist.go.jp
北海道立地質研究所	主任研究員	嵯峨山積	tsaga@gsh.pref.hokkaido.jp
北海道立地質研究所	研究員	菅和哉	suga@gsh.pref.hokkaido.jp
北海道立地質研究所	研究員	内田康人	ucchy@gsh.pref.hokkaido.jp

(c) 調査研究の目的

2003年十勝沖地震によって発生した津波が海底表層堆積物に与えた影響を評価するために、地震発生後の堆積物を採取し、地震前の2002年及び2003年に採取した堆積物と比較する。

(2) 調査研究の成果

(a) 調査研究の要約

2003年十勝沖地震によって発生した津波が海底表層堆積物に与える影響を明らかにするために、十勝沖海域の海底表層試料を採取し、粒度分析、堆積構造解析、海底写真撮影、珪藻・有孔虫分析を行い、地震前に堆積物を採取した試料が存在する場所では互いに比較・検討した。その結果、表層1cm程度の泥質堆積物が消失している地点(St. 4)が見られた。また、いくつかの地点で平均粒径がわずかに粗粒化していた。軟X線写真では斜交層理や平行ラミナなどの堆積構造が水深30m以浅の複数の地点で見られた。海底写真では一方向流で形成されたと考えられるリップルマークが見られ、津波の影響が推測される。しかしながら、実際の堆積物粒子の移動は、津波シミュレーション結果から推定されるほど顕著ではなかった。水深30m以浅では地震前の堆積物と比較できなかったため、津波の影響を明確にできなかったが、今後数年後に同じ地点で堆積物を再採取することによって、津波の影響を明確にできると考えられる。

(b) 調査研究の実施方法

堆積物採取は12月9日から15日までの7日間、広尾漁業協同組合所属の第68つる丸(4.9トン)を用船し、スミスマッキンタイヤー式グラブ採泥器(サンプリング面積 1/20 m²)を用いて、水深120 m以浅の大陸棚で海底の堆積物を採取した。海況には比較的恵まれ、想定していたよりも早く調査を進めることができ、十勝川河口付近から襟裳岬東方沖までの範囲で合計62点の堆積物を採取し、61点の海底写真を撮影した(図1)。そのうち13地点では地震発生前の2002-2003年に堆積物を採取している。

採取した試料はレーザー式粒度分析計を用いて粒度分析を行った。いくつかの試料については、1 cm 間隔で鉛直方向の粒度の変化を調べた。同じ地点で津波の前後に堆積物を採取した場合には、地震前の粒度分析法と同じ方法を用いた。つまり、表層1-2cmを取り分け、オープンで乾燥し、重量を測定した後、砂質部(63 μm以上)には篩振盪法(0.25 φ 間隔)を、泥質部には比重計法を適用した。得られた結果から図解法(Folk and Ward, 1957)を用い、中央粒径値、平均粒径値、淘汰度、尖度を求めた。また、堆積構造を観察するために1 cm厚の板状試料を柱状に採取し、軟X線写真撮影を行った。撮影は電圧45 kV、電流3 mAの条件下で、X線を25秒間照射して行った。

津波による生物遺骸の群集変化を調べるために、珪藻と有孔虫について群集解析を行った。珪藻、有孔虫ともに採泥直後の表層1 cmを採取し、有孔虫にはローズベンガルを加えて分析に供した。珪藻は、27地点の堆積物について、含まれている種をカウントし、淡水棲種の比を求めた。有孔虫については、採取した試料に含まれる有孔虫を顕微鏡下で観察し、底生有孔虫数、全有孔虫に対する浮遊性有孔虫の比(P/T比)、膠着質殻種やガラス状石灰質種の割合、生体種の割合などを地震前後で比較した。

(c) 調査研究の成果

1) 堆積物の粒度分析

地震前と地震後に採取した堆積物試料の粒度に違いがあるかを調べた結果、ほとんどの地点で明瞭な粒度変化が見られなかったが(図2、図3、図4)、いくつかの地点(St. 4、10、12、22、24、37、39、52、54)で平均粒径値がやや粗粒になっていることが分かった(表1)。特に十勝川河口南東沖の1点(St. 4)は地震前と比較して0.125 mmより細粒な部分が大きく減少していた(図4A)。St. 4の水深は54 mであり、通常の波浪限界よりやや深いため、今回の津波によって細粒な表層部が浸食された可能性が高い。また、庶野南東沖のSt. 65の底質は地震前には泥質だったのに対し、地震後は礫質と大きく異なっているが、その周辺は露岩帯の凹地に砂礫や泥が不規則に分布し、底質の側方変化が大きいことから、津波の影響とは考えにくい。

2) 堆積構造解析

表層堆積物の粒度に顕著な変化が見られたSt. 4の試料では、軟X線写真による堆積構造解析でも表層の泥質堆積物が消失していることが確認された(図5)。斜交層理や平行ラ

ミナなどの堆積構造は水深 30 m 以浅の地点で見られ、特に十勝川河口から広尾にかけての St. 1、7、13、19、25、26、32 及び 40 では斜交層理や鉛直方向の急激な粒度の変化が見られた。これらの堆積構造は水深の浅い海域に見られるため、津波だけでなく、暴風による波浪、十勝川の洪水などのイベントによって形成された可能性もあり、今後の検討が必要である。

3) 海底写真

海底写真観察では St. 34 と St. 42 の 2 地点のみでリップルマークが観察された(図 6)。それ以外の地点では海底面に流れの痕跡と思われる構造は見られなかった。リップルマークの規模は 2 地点とも同程度で、波長は 10-15 cm、波高は 1-1.5 cm 程度である。St. 34 のリップルマークは非対称の形状を示し、南から北への一方向の流れで形成されたと推測される(図 6A-1)。また St. 34 の軟 X 線写真では、最上部に弱いラミナが見られるが、その下に目立った堆積構造は見られない(図 6A-2)。このことから、St. 34 のリップルマークは津波のような一過性のイベントにより堆積した可能性が高い。一方、St. 42 のリップルマークは左右対称であり、周期的に前後に動く振動流により形成された可能性がある(図 6B-1)。軟 X 線写真でも表層下 5 cm にわたり、平行ラミナが形成されていることが分かる(図 6B-2)。St. 42 は津波以外の波浪や潮流などの周期的な流れの作用によって、継続的に形成された可能性がある。

活発な生物活動は、高濁度のために海底が観察できなかった地点以外のほとんどの地点で観察された。クモヒトデを含むヒトデ類は水深 30 m 以深の海底に普遍的に見られる。1 cm 以下のエビの仲間 (*amphipodas*) は水深 20-30 m に多く見られ、堆積物の表面に特徴的な巣穴を形成していた。これらの生物活動が津波によって形成された堆積構造をかき消した可能性もある。

4) 珪藻化石分析

地震前後で淡水棲種の比が増えたところと減ったところが認められた(図 7)。特に、水深 50-80 m 付近の堆積物に変化が良く見られる。珪藻遺骸は鉱物粒子より比重が小さいため、海底では流れの影響を受けやすいと考えられる。ただその増減パターンには一定の傾向が見られず、この分析結果から調査海域における津波の影響を評価するのは難しい。

5) 有孔虫分析

有孔虫の殻質ごとの係数とそれらの構成比は、St. 4 では地震前後でおよそ 30%の違いを示す(表 2)。St. 4 は粒度や堆積構造が地震前後で変化しており、有孔虫分析の結果もその変化を裏付ける。それ以外の地点では地震前後の変化は 15%以内と小さい。

6) 津波シミュレーションからの検証

津波の波長は水深に比べて非常に長いため、浅海波として扱うことができる。水深が変化しても津波の運動エネルギーが保存されると仮定すると、津波の初期水位の変化から任意の水深での津波の流速を求めることができる(例えば、Satake, 1995)。その計算により求めた調査範囲での津波の最大流速と流向とを図 8 に示す。この時、St. 1-6 と St. 32-39

の2つの深度トランゼクトについて、流速の水深による変化を求めた(図9)。シミュレーションのための津波波源モデルには Tanioka et al (2004)を用いた。図9によると St. 32-39 よりも、北側の St. 1-6の方が、海底での流速が速いことが分かる。また、各採泥点での最大流速から、海底で動き得る粒子の最大粒径を求めることができる(Drake et al., 1985; Wright, 2001)。ここでは、図9で得られた流速について、Karmen-Prandle の式

$$U_{100} = \frac{1}{\kappa} u_* \ln \frac{z}{z_0}$$

を用いて、カルマン係数 ($\kappa \approx 0.4$)、海底面からの高さ ($z=100$)、シミュレーションで求めた流速を海底から100 cm上の流速 (U_{100}) とし、粗度 (z_0) を0.3 cmと1.0 cmの場合について剪断速度 (u_*) を求めた(Manighetti and Carter, 1999)。得られた剪断速度から Miller et al. (1977)中の Yalin (1972)のグラフを用いて、粒子の密度 (ρ_s) を2.65 g/cm³、海水(5°C)の密度 (ρ) を1.03 g/cm³、動粘性係数 (ν) を0.0160 cm²/sの条件で、動き始める粒子の粒径を求めた(図10)。この計算から、今回の津波は、堆積物の平均粒径である細粒砂(0.125 mm)を水深50-80 m以浅で動かし得ることが分かる。St. 4で表層堆積物が消失していたのは津波の影響であると説明できる。St. 4以外の地点では津波の前後で粒度が目立った変化が見られなかったのは、実際の堆積物が、実験で用いられた砂粒子より移動しにくい性質を持っていることが原因かもしれない。

(d) 結論ならびに今後の課題

2003年十勝沖地震の津波は水深40 m以深の海底では泥質堆積物や珪藻化石の移動は認められるが、それらから海底での津波の挙動を推定することは困難である。一方水深30 m以浅の浅海域の海底では、津波によって海底の粒子が移動した可能性があるが、低気圧や台風などによる波浪によって生じる流れでも海底の粒子が動く可能性がある。しかし、大津漁港沖(図1)の北海道開発局による観測では、津波シミュレーションによって求めた流速を超える流速は津波発生後から調査時までの間には観測されていない。このことから、地震前後で見られた粒度や堆積構造の違いが津波によって形成された可能性は十分にある。

実際に粒度の変化が観察された水深と、シミュレーションから求めた粒子移動の水深が異なる原因として、生物活動による粘着により粒子が動きにくくなっていた可能性が考えられる。また、ごく表層の粒子が津波で動いたとしても、生物活動による堆積構造が消されてしまった可能性も考えられる。数cm程度の厚さで堆積物を浸食・堆積させなければ、堆積構造として保存されないと考えられる。ただし、今回以上の規模の津波が起こった場合は水深40 m以深の海底でも表層堆積物を移動させ、特に水深40 m以浅の浅い海域では海底堆積物の浸食や堆積が広範囲で起こる可能性が高い。

以上の結果からは、2003年十勝沖地震に伴う津波によって海底の堆積物が受けた影響は、水深40 m以深では泥質堆積物の移動が中心であったが、それ以浅では砂質堆積物も移動させ、新たな堆積物を形成したと考えられる。しかしながら、水深40 m以浅では地震前に採取した堆積物が存在しないため、地震の影響を具体的議論することはできなかった。今回観察された浅海域の斜交層理や急激な粒度変化が何度かの台風や洪水を経験する数年後まで残っていれば、それらの堆積構造が今回の津波で形成されたと考えることができる。数

年後に再度試料を採取し、検討することによって、2003年十勝沖地震の影響をより明確にできると考えられる。

(e) 引用文献

- Drake, D. E., Cacchione, D. A. and Karl, H. A., Bottom currents and sediment transport on San Pedro shelf, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 15-28.
- Folk, R. L. and Ward, W. C., 1957, Brazons River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Manighetti, B. and Carter, L., 1999, Across-shelf sediment dispersal, Hauraki Gulf, New Zealand. *Marine Geology*, 160, 271-300.
- Miller, M. C., McCave, I. N. and Komar, P. D., 1997, Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507-527.
- Satake, K. 1995, Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua Earthquake Tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 144, 455-470.
- Tanioka, Y., Hirata, K., Hino, R. and Kanazawa, T., 2004, Slip distribution of the 2003 Tokachi-oki earthquake estimated from tsunami waveform inversion. *Earth Planets space*, 56, 373-376.
- Wright, I. C., 2001, In situ modification of modern submarine hayloclastic/pyroclastic deposits by oceanic currents: an example from the Southern Kermadec arc (SW Pacific). *Marine Geology*, 172, 287-307.
- Yalin, M. S. 1972, *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, New York.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
野田篤・片山肇・嵯峨山積・内田康人・菅和哉・佐竹健治・阿部恒平・岡村行信	津波による海底表層堆積物への影響-2003年十勝沖地震津波の例-	月刊海洋号外	発表予定

図の説明

図 1 調査海域における試料採取地点。黒丸印は海底写真の撮影と海底堆積物の採取ができた地点。白抜き丸印は岩盤のため、試料採取ができなかった地点。白抜き四角印は海底写真撮影のできなかった地点。St. 1 の右の黒四角印は北海道開発局十勝港湾事務所による流速・波高の観測地点。

図 2 地震前（2002 年 8 月と 2003 年 6 月）の試料の中央粒径値による粒度分布図。白丸の地点が地震後にも試料を採取した地点。

図 3 地震後（2003 年 12 月の調査）の試料の中央粒径値による粒度分布図。白丸の地点は地震前に試料を採取している地点。

図 4 代表的な地点における地震前後の累積粒度分析の比較。(A)の St. 4 では 0.125 mm 以下の堆積物が減少している。青線が地震前、赤線が地震後の試料の累積粒度分布。

図 5 地震前 (St. 201) と地震後 (St. 4) との軟 X 線写真の比較。St. 201 の表層にあった細粒堆積物（やや色の濃い部分）は地震後の St. 4 には消失した。

図 6 海底写真により観察されるリップルマーク。(A-1) St. 34。リップルマークは非対称の形状をしており、南から北への一方向流により形成された可能性が高い。(A-2) St. 34 の軟 X 線写真。最上部に弱いラミナが見られるが、その下に目立った堆積構造は見られない。(B-1) St. 42。リップルマークは左右対称の形状を示す。(B-2) St. 42 の軟 X 線写真。表層下 5 cm にわたり、平行ラミナが形成されている。St. 34、42 ともに生物活動により堆積構造がの一部が乱されている。

図 7 各地点での海岸線からの最短距離と淡水棲種の産出率の関係。() で示した試料は 2002 年 8 月と 2003 年 6 月採取時のもの。赤三角は調査海域北端の St. 1-6 のライン。青四角は北から二列目の St. 7-12 のライン。緑三角は三列目の St. 13-18 のライン。赤矢印が淡水棲種の増加、青矢印が淡水棲種の減少が認められる地点。

図 8 津波の最大水位、最大流速と最大流速時の流向。

図 9 St. 1-6 のラインと St. 32-39 のラインの各水深における津波の流速。

図 10 各水深における津波の流速によって動き得る粒子の粒径の計算結果。

表の説明

表 1 地震前後で比較した地点についての粒度分析の結果。

表 2 底生有孔虫の分析結果。