

12-13 日本海東縁の古津波堆積物

Field Evidence of Unusual Tsunami Sediments along the Eastern Margin of Japan Sea

平川一臣 (北海道大学)

HIRAKAWA, Kazuomi. (Hokkaido Univ.)

まえがき

日本海東縁のいわゆる歪み集中帯について、1983年の日本海中部地震、1993年の北海道南西沖地震以降、調査・研究への関心が高まり、近年は重点的調査観測・研究プロジェクトが実施された。日本海中部地震、北海道南西沖地震は奥尻島や渡島半島、津軽～男鹿半島の周辺沿岸域に大津波をもたらした。奥尻島では南西沖地震による津波の遡上は局所的には10m～20m、最大30m以上に達した¹⁾。このような地震・巨大津波が過去にも発生してきたなら、その履歴は津波堆積物として沿岸陸上にも残されているにちがいないと考え、まず奥尻島において、ついで日本海中部地震・津波に関わる西津軽沿岸から男鹿半島、1833年の天保出羽沖地震(庄内沖地震)に関わる飛島、さらに佐渡島において、沿岸の標高5～10m程度の完新世段丘ならびに丘陵緩斜面～小谷底とそれらを侵食する海食崖(標高5～10m、崖の比高2～7m)の地形を手がかりとして一連の現地調査を実施した。その観察結果と目下の解釈・課題について概要を記載する。

各地の津波堆積物(表1参照)

奥尻島

奥尻島、青苗西方段丘化した小谷底。海食崖を伴う。標高8～9m。

6層の津波堆積物(上位からTs1, Ts2, … Ts6)が段丘の表層ないし上部層に挟まれる。周辺の段丘面上には1993年北海道南西沖津波による海浜砂礫層が分布する。いずれも現海浜砂礫と同じ性質(組成、粒径など)を示す。Ts1～Ts3堆積物は黒ボク土壌が発達している地形環境(段丘面上)への、Ts4, 5は小谷の湿地性谷底への津波の浸水、遡上を示す。Ts6については津波堆積物の可能性があるとするにとどめる。

表1に示す津波(堆積物)の年代は、C-14年代(北海道地質研究所による)、駒ヶ岳起源のテフラ、タービダイト年代などからの目下の解釈・推定である。これらのうち、AD1640噴火の駒ヶ岳dテフラ直上のTs1はAD1741渡島大島山体崩壊津波²⁾によると判断する。Ts2の年代は、直上、直下の黒ボク土壌のC-14年代では13～15世紀に編年されるが堆積速度が遅い土壌のバルク試料の年代である。隣接海底のタービダイト年代³⁾1.0ka(すなわち、10世紀ころ)も併せて考慮すべきである。Ts3(AD/BC頃)は駒ヶ岳fテフラおよび上下の土壌のC-14年代に基づく。第1表の括弧は、タービダイト年代に依拠したTs4, Ts5, Ts6の推定年代である。

以上の津波堆積物に基づけば、1993年の北海道南西沖地震・津波と同規模の地震・津波の発生間隔は600ないし700年(C-14年代)～1000年程度となり、くり返し(周期性)性、規則性があると判断される。1993年南西沖地震はMw7.8で、津波浸水・遡上高が顕著に大きかったのは奥尻島南西部の狭い範囲(十数km程度の区間)に限られた。最も重要な点は、同じ地形的位置に津波堆積物として数千年間の巨大津波履歴が記録されている事実である。津波間の堆積物(黒ボク土壌)にも注目

すべきで、小谷の泥質谷底から黒ボク土壌の形成環境への急激な変化は、Ts3 をもたらした地震によって隆起が生じたことを示唆する。地形的な意義に関しては、標高 5m、比高 2~3 m 程度であっても、垂直近く切り立った海食崖では、数百年~1000 年程度の間隔でしか海浜砂礫は地層として残されていないという事実が重要であろう。高潮や荒天時の高波では、これらの堆積物の年代、時間間隔は説明不可能である。

なお、渡島半島南西端に近い松前半島において、Ts3 に対比される津波堆積物が標高 12m の位置で認められ（北海道地質研究所からの私信）、1993 北海道南西沖地震あるいは 1833 日本海中部地震による津波の挙動では説明不可能であることを付記しておく。

西津軽：津軽半島西岸(小泊村・弁天崎)、白神山地西岸(深浦町・椿山)

日本海中部地震・津波の領域にあたる沿岸である。津軽半島西岸の小泊では標高 7 m、比高 5m 程度の海食崖に 3 層の津波堆積物(Ts1, 2, 3)が露出している。いずれも、礫径 10cm までの礫を含む海浜砂礫層である。Ts1 は化学繊維の紐（漁網の一部）などが含まれ、1983 年日本海中部地震の津波砂礫層であろう。Ts2, Ts3 はいずれも AD1400~1600 年の範囲の C-14 年代を示すが、現生植物の細根が密に達している泥炭質粘土の年代である。すなわち、この年代に抛って、1983 年以前にこの地形的条件に堆積物を運んだ Ts2 と Ts2 の年代と編年を検討するのは適切ではないだろう。海食崖を伴う地形的位置に 1983 年津波と類似の堆積物が 2 層あるという事実が重要である。

白神山地西岸の深浦町・椿山では、標高 5~6 m、比高 1~2 m の低海食崖が、海岸の緩斜面を侵食して形成されている。現在も冬の荒天時には遡上波が達し、後浜域が直接海食崖下にまで及んでいる。ここでは、2 層の津波堆積物が低海食崖に露出している。いずれも、現在の海浜礫と同じ粗大礫を主とする砂礫層である。Ts1 は大量の人工物（発砲スチロール、ビニール、漁具片など）を含み、わずかに腐植質土壌の被覆があることから 1983 年日本海中部地震による津波堆積物であろう。Ts2 の砂礫層表面には焼土が残されるとともに、素焼きの土器片が含まれる。この土器片は、9 世紀中葉の製塩土器と鑑定された（東北歴史博物館の相原淳一主任研究員私信）。Ts2 の下位は、Ts1/Ts2 間と同程度の発達の腐植土壌を介して、海浜砂礫層が基盤岩石を直接覆っている。この砂礫層は、過去の前浜~後浜の砂礫と考えられ、その後の隆起によって、海岸緩斜面がやや段丘化し、Ts1, Ts2 のみを残す地形条件になったと判断した。白神山地西岸付近にこの隆起をもたらした地震の時期、範囲などは今後調査・検討すべき課題である。

男鹿半島（船川港双六）

男鹿半島では、低海食崖で露出を確認している津波堆積物は、今のところ半島南東縁の船川港双六の一地点のみである。ここでは、緩斜面~小谷が海食され、低海食崖（標高 5 m 前後）をなす。斜面堆積物中に、2 層の海浜砂礫層が挟まれている。Ts1 は覆っている土壌の発達からは、1983 年日本海中部地震の津波によるとは考え難い。Ts1 には炭片の密集部があることに加えて直下に有機質古土壌が、Ts2 にはやや下位層準に発達のよい埋没古土壌が挟まれるので、今後得られる C-14 年代に基づいて両津波の発生時期の検討が可能である。

ここでは、上記白神山地西岸と同様に、Ts2 の時期に先立って隆起し、隆起ベンチの海岸地形も明瞭である。その時期の特定も重要な課題である。いっぽう、男鹿半島の南岸の東端の地理的位置は、次項の山形県庄内沖を波源とする津波を同等に考慮すべきことを示唆する。すなわち、Ts1 は

上記の産状から、次項（飛島）で認められる 1833 年天保出羽沖（庄内沖）地震の津波による可能性を指摘しておく。

飛島（山形県庄内沖）

山形県の庄内沖、約 40km に位置する飛島では、北西側の海岸には標高 5～10 m 以下、比高 1.5～7m 程度の完新世海成段丘面が連続する。この低海食崖ではほぼ連続的に津波堆積物が挟在することを確認できる。標高が 5 m 以下の海食崖が低いところでは、確実に津波堆積物と認定できるのは 2 層である（限られた場所の地表面直下に海浜砂礫が認められることがあり、1983 年日本海中部地震の津波堆積物の可能性がある）。Ts1 は、表層有機質土壌の発達程度から 1833 年天保出羽沖地震（あるいは庄内沖地震）による津波堆積物であろう。Ts2 は大量の須恵器、土師器の土器片を含み、製塩土器を産するとともに、生活面も認められ（東北歴史博物館の相原淳一主任研究員との共同での現地調査）、9 世紀中葉の津波によって破壊された製塩集落遺跡と考えられる。津波をもたらした歴史地震として、嘉祥 3（AD850）年「出羽国庄内嘉祥地震」⁴⁾ の可能性がある。Ts2 は、人為的に著しく影響を受けているが、場所によっては 2 層の津波堆積物からなるようにも見える。考古遺物の層序・編年からは、9 世紀代に二つの津波が想定されるという。飛島の南東側海岸には、標高 5 m 付近にテキ穴と呼ばれる、人間が定住した洞穴遺跡があり、9 世紀中葉 10 世紀代に二度壊滅したことが知られている。これらは津波の襲来による可能性、すなわち Ts2 のもうひとつの津波を想定する根拠としての検討課題として残しておく。さらに Ts2 の下位には泥炭質粘土層を介して海浜砂礫が基盤岩石を直接覆っており、隆起ベンチ～隆起ビーチ起源であることを示す。この隆起をもたらした地震とその時期ならびに津波堆積物の有無、震源は重要な検討課題である。同様に、1833 年天保出羽（庄内沖）地震の震源問題についても、やはり隆起ベンチ、ビーチの検討によって解決の糸口が見つかる可能性を強調しておきたい。

海食崖の標高が 7～8 m 以上、隆起ビーチの基底高度が 6m 程度のやや高い完新世段丘の海食崖では、2.7ka の C-14 年代の古土壌を覆う津波砂礫層（表 1 の Ts4）までを記載している。このように飛島北西沿岸の完新世段丘は複数回の隆起によって形成されてきたこと、隆起の時期に応じて津波堆積物層の数が異なることを示している。飛島では、完新世段丘面を縦断方向に系統的に調査を行なうことによって、数千年間の津波履歴を明らかにすることができるかもしれない。

佐渡島（大佐渡西岸、北東端近くの大野亀）、（大佐渡西岸・南西端近くの間川町春日崎）

佐渡島では、大佐渡西岸（いわゆる外海府）の北端に近い大野亀と南西端付近の間川・春日崎の低海食崖にそれぞれ複数の津波堆積物が露出している。

春日崎では、標高 5 m、比高 1.5m 程度の低海食崖に 3 層の海浜砂礫層が有機質土壌化層準を含む湿地性堆積物中に挟まる。最下位の Ts3、中位の Ts2 の直上、直下の C-14 年代はそれぞれ 8～9 世紀および 10～11 世紀を示す（新潟大・ト部准教授私信）。また 9 世紀～10 世紀の平底製塩土器片、須恵器片（東北歴史博物館・相原淳一主任研究員鑑定、私信）が散在する。Ts1 堆積物はこれらに比べて薄く、粒径も小さい。被覆する土壌の発達から、集落（大佐渡北東部）の流亡、高台移転の歴史記録がある 1762 年佐渡沖地震・津波ないしは 1833 年天保出羽（庄内）沖地震・津波と考えられる。大野亀の標高 5 m、比高 1.5～2 m 程度の低海食崖では、完新世海進を示す基底礫層以降の斜面～湿地性堆積物中に少なくとも 5 層（6 層かもしれない）の海浜砂礫層が挟まる。これらのうち、Ts1 と

Ts2 はそれぞれ上記春日崎と同様の, Ts3 は 2.3~2.4 ka の C-14 年代を示す. Ts4, 5, 6?の年代は今後の課題として残される.

まとめとコメント

1. 現在後退中の海食崖は, 標高 5~<10 m, 比高 2~5 m 程度と小規模でも, 有機質土壌および河川の影響を受けない斜面プロセスが地形を形成してきた地形発達史的条件下であれば, それらの陸成堆積物中に数百年~千年の間隔で挟在する海浜砂礫層は, 津波起源以外に可能性はない. すなわち, このような長期の時間間隔で発生する極低頻度の高潮, 高波は考えがたいということでもある. さらに巨大津波のみが達し, 堆積物を残し得る適切な地形プロセス・土壌形成環境の“場“があるという視点が重要である.

2. 日本海東縁の大地震は 1964 新潟地震, 1983 日本海中部地震, 1993 北海道南西沖, さらに 1940 積丹沖と 20 世紀の数十年間に連発した. さらに 1833 年の庄内沖の天保出羽沖地震を加えれば, 過去 150 年ほどの期間に北海道の積丹沖から新潟地震を起こした栗島周辺まで, 地震の震源域はほとんど連続してしまう. わずかに秋田沖など狭い範囲が震源域から外れているにすぎない.

津波堆積物に基づけば, これらの地震領域ではいずれにおいても, 9 世紀中葉ころを中心に 10~11 世紀頃にかけて, 同様の地震・津波が頻発・連続していた可能性が高い. しかし, 佐渡北方沖では津波堆積物が示す巨大地震・津波は最近 (19~20 世紀以降) 発生していないことには注意を要する.

3. ただし, 佐渡島では 1833 年庄内沖を波源とする津波も津波堆積物を海食崖上に運搬した. 同様に, 10~11 世紀頃の佐渡北方沖を波源とすると想定できる津波は, 飛島でも海食崖を越えて堆積物を残したと考えられる.

4. 紀元前後ころにも, 同様に地震・津波が集中した可能性がある. 日本海東縁では, 系統的な津波堆積物に基づいて, さらに遡る数千年間についても, 1000 年程度の再来間隔で, 100~150 年程度の期間内に巨大地震が頻発・連発してきた時期について検討できると思われる.

参考文献

- 1) 都司嘉宜ほか(1995):月刊海洋, 号外 7, 110~122.
- 2) 佐竹健治・加藤幸弘(2002):月刊海洋, 号外, 28, 150~160 .
- 3) 下川浩一・池原研(2002):『日本海東縁の活断層と地震テクトニクス』大竹政和・太田陽子(編), 東大出版会, 95~110.
- 4) 松浦律子ほか(2011):歴史地震,第 26 号, 94.

表 1 日本海東縁各地の津波堆積物

Tsunami sediments layers on the low coastal cliff at the key sites along the eastern margin of the Japan Sea

奥尻島の括弧内は，奥尻海盆のタービダイト年代．津波堆積物の番号は各地点ごとに上位から与えてあり，地点間相互の対比，対応を示すものではない．

奥尻島	西津軽(小泊)	西津軽(椿山)	男鹿半島	飛島	佐渡
1993 北海道南西沖	1983 日本海中部	1983 日本海中部		1833 庄内沖	(1833 庄内沖)
Ts1 1741 渡島大島	Ts1		Ts1	Ts 1 10C.?	(1762 佐渡沖)
Ts 2 13~14C?,(1.0ka?)	Ts2	Ts 1 9C.?	Ts2	Ts 2 850 AD?	Ts 1 10~11C.?
Ts 3 AD/BC				Ts 3	Ts 2 9C.?
Ts 4 (2.9 ka ?)				Ts 4 2.8 ka	Ts 3
Ts 5 (3.5 ka ?)				?	Ts 4
Ts 6 ? (5.0 ka ?)				?	Ts 5