

GSJ 地質ニュース

GSJ CHISHITSU NEWS

～地球をよく知り、地球と共生する～

2013

7

Vol. 2 No.7

特集：第 21 回 GSJ シンポジウム
古地震・古津波から想定する南海トラフの巨大地震



特集：第 21 回 GSJ シンポジウム 古地震・古津波から想定する南海トラフの巨大地震

新しい南海トラフの地震活動の長期評価について	吉田康宏	193~196
地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（東海地域の例）	藤原 治	197~200
地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（南海地域の例）	穴倉正展	201~204
地震考古学から見た南海トラフの巨大地震	寒川 旭	205~207
1707 年宝永地震による浜名湖北部の沈降と大坂の被害数	矢田俊文	208~211
南海トラフ三連動型地震・M9 はあり得るか？	瀬野徹三	212~214
現代地震発生物理学に基づく海溝型古地震研究の新展開	安藤亮輔	215~219
第 21 回地質調査総合センターシンポジウム ポスター発表（要旨集）		220~221

誕生石の鉱物科学 — 7 月 ルビー —	奥山康子	222~223
コラム / 編集後記	澤井祐紀	224

表紙説明

高知県土佐清水市落窪の海岸で見られる隆起波食棚

過去の南海トラフ沿いの地震に伴って隆起，離水したと考えられる波食棚．通常は平均海面付近で形成される平坦面が，現在は標高約 1.0 ~ 1.2 m の高さに分布している．この地域は 1946 年昭和南海地震の際にも隆起しているが，この写真の隆起波食棚がいつ離水したのかは今のところ不明である．基盤は新第三系三崎層群の砂岩泥岩互層からなり，生痕化石や化石蓮痕なども観察される．（写真・文：穴倉正展¹⁾ 1) 産総研 活断層・地震研究センター）

Cover Page

Uplifted wave-cut-bench in the coast of Ochikubo, Tosashimizu City, Kochi Prefecture .

(Photograph and Caption by Masanobu Shishikura).

新しい南海トラフの地震活動の長期評価について

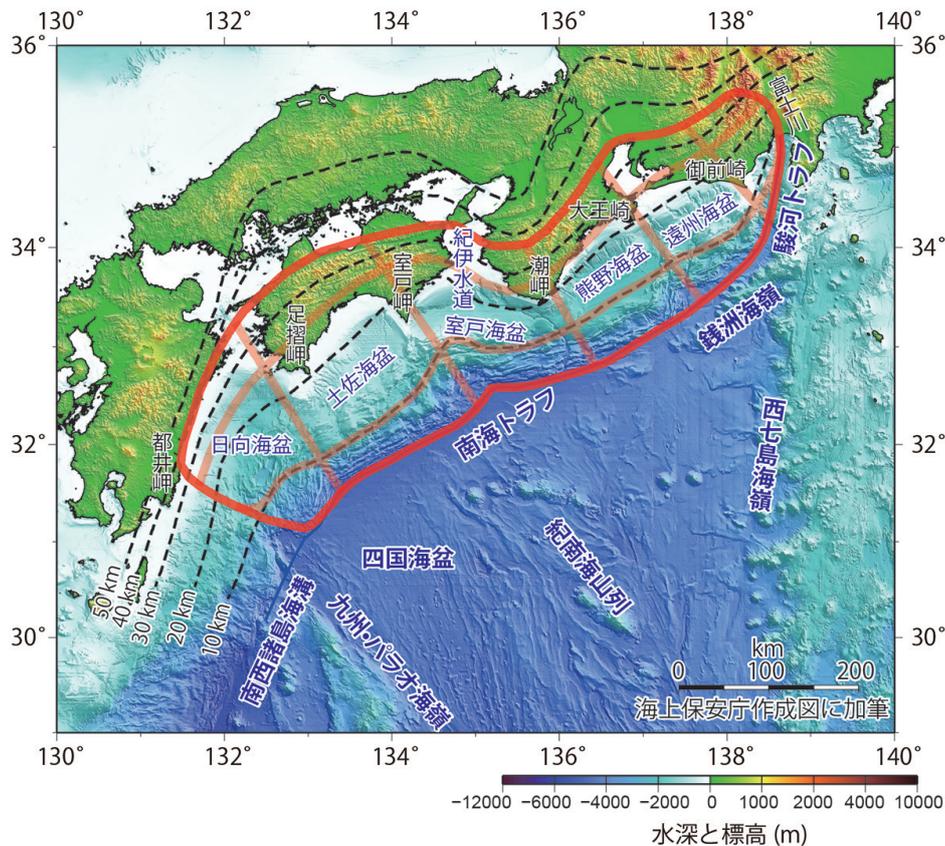
吉田康宏¹⁾

1. はじめに

政府の特別の機関である地震調査研究推進本部（以下、地震本部）では、これまで内陸の活断層で発生する地震や海溝型地震（沈み込む海のプレートと陸のプレートの間で発生する地震）の長期評価を実施してきた。南海トラフの地震活動の長期評価については平成 13 年（2001 年）に公表している。しかし近年、2011 年東北地方太平洋沖地震のような巨大地震を評価できなかったことをはじめ、長期評価の問題点が明らかとなってきた。そこで地震調査委員会をはじめ地震本部における関係委員会では、海溝型地震の長期評価手法の見直しを検討している。南海トラフでは、ひとたび大地震が起これば九州から関東に至る広範囲

で大きな被害が懸念されるため、早急な防災対策が必要である。そこで今回、評価手法の見直し作業の途中ではあるが、南海トラフについて、これまでに得られた新しい調査観測・研究の成果を取り入れ、長期評価を暫定的に改訂することとした。改訂にあたって留意した点は大きく以下の 3 つである。①固有地震モデルではなく、発生しうる地震の多様性を考慮した評価を試みる、②不確実性が大きなデータでも防災に有用な情報は科学的知見の限界を述べ、評価に活用する、③データの解釈について議論の分かれるものは両論併記とする、である。

評価文は主文と説明文で構成される。主文は得られた科学的知見を基に、対象とする地震活動をどのように評価したかをなるべく平易な表現を用いて述べている。説明文



第 1 図 南海トラフの評価対象領域とその区分け。
 ・赤線は最大クラスの地震の震源域を示す。
 ・薄い赤線は震源域を類型化するために用いた領域分けの境界線を示す。
 ・破線は本評価で用いたフィリピン海プレート上面の等深線を示す。

1) 文部科学省 研究開発局地震・防災研究課

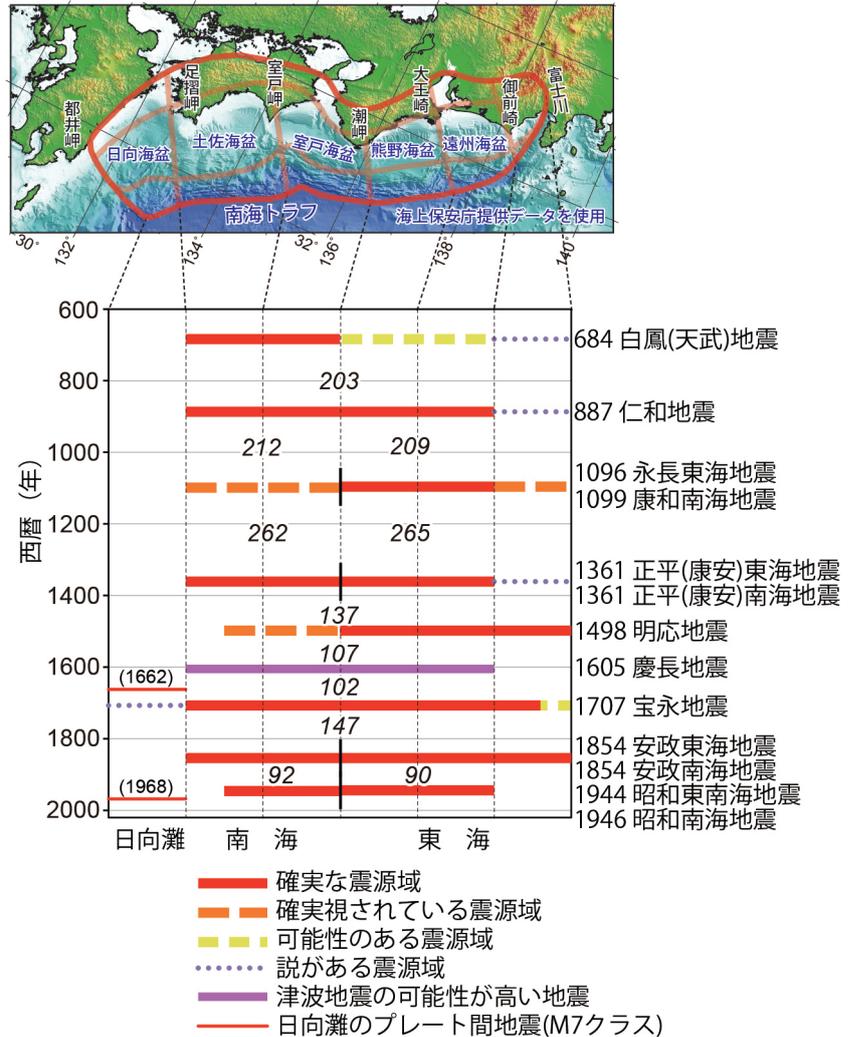
キーワード：南海トラフ、長期評価、地震調査研究推進本部、発生領域、多様性、時間予測モデル

は評価に至った背景も含めて詳しく述べている。このため、内容には専門的な要素も含まれており、科学的知見によってわかった事を用いて、その不確実性も含めてきちんと述べた上で、地震の評価を試みている。データの解釈に幾つかの説がある場合は、両論併記をした。本稿ではおもに主文について、その概要を説明する。

2. 評価対象領域について

南海トラフ沿いで起こる地震の評価対象領域は、地形・地殻構造の特徴、力学条件の変化、既往最大地震の震源域、現在の地震活動を考慮して決めた(第1図)。東端は、駿河トラフのトラフ軸から富士川河口断層帯の北端付近を結ぶ線とした。遠州灘～銭州海嶺付近～新島・神津島付近～相模トラフのどこかにも巨大地震の震源域に含まれる領域が存在する可能性があるが、今のところ科学的知見の収集・整理が不十分であることから、今回の評価対象地域から除いている。西端は日向灘の九州・パラオ海嶺が沈み込む地点とした。これはフィリピン海プレートの構造がこの周辺で大きく変化していることによる。それより南西側は長期評価に必要な科学的知見の収集・整理が不十分であることから、今回の評価対象地域から除いている。南端は南海トラフ軸とした。これは東北地方太平洋沖地震において海溝軸付近で大きなすべりがあった事実と、南海トラフのプレート境界浅部において高速すべりを示唆する研究結果があることに基づく。北端に関しては、プレート境界の深部で深部低周波微動が発生していることや、深部低周波微動発生域で短期的スロースリップが起きていること、短期的スロースリップによってすべてのひずみが解放されているわけではないことなどから、海溝沿いの巨大地震の際に深部も引きずられて破壊する可能性がある。したがって深部低周波微動が起きている領域の北端までを評価対象領域とした。

以上の領域内で震源域を類型化すると、まず東西方向で



第2図 南海トラフで過去に起きた大地震の震源域の時空間分布(石橋, 2002 をもとに編集).
 ・白鳳(天武)地震(684年)以降の地震を示している。
 ・図中イタリック体で表した数字は、地震の発生間隔(年)を示す。
 ・震源域は地形の境界(都井岬, 足摺岬, 室戸岬, 潮岬, 大王崎, 御前崎, 富士川)で東西方向に区切っている。
 ・黒の縦棒は、南海と東海の地震が時間差(数年以内)をおいて発生したことを示す。

は、地震の破壊の開始点あるいは終点は地形境界に対応する機会が多いことから、西から都井岬, 足摺岬, 室戸岬, 潮岬, 大王崎, 御前崎, 富士川をそれぞれ地形の境界として6領域に分割した(第1図)。南北方向では、プレートの沈み込む方向にプレート境界の振る舞いを類型化し、浅部から深部まで次の3領域に分割した。プレート境界の浅部ですべりが生じると大きい津波が発生する可能性のある領域、従来から大地震の震源域になると評価されてきた領域(固着が強い領域)、従来の震源域の深部から深部低周波地震の発生領域である。これらの分割したそれぞれの領域は、個別に、あるいは複数が一体となって地震を発生させる可能性がある。なお、今回の評価対象領域には、中央防災会議が想定した「想定東海地震」の震源域も含まれて

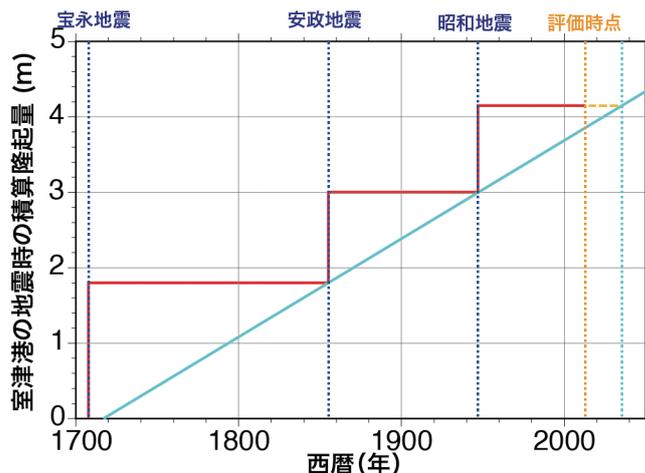
いる。

なおこれらの領域全体がすべることで発生する地震が、本評価で想定する南海トラフの「最大クラスの地震」である。仮にこのタイプの地震が発生すれば、震源域の広がりから推定される地震の規模はM9クラスとなる。

3. 南海トラフで発生する地震の多様性について

近年の古地震、古津波の研究から、南海トラフで発生する地震には多様性があることがわかってきた。まず歴史記録から見ると、684年白鳳（天武）地震から現在まで約1,400年間の地震の記録があり、特に1361年正平（康安）地震以降は記録の見落としとはないと考えられる（第2図）。その中で南海地域（潮岬より西の領域）と東海地域（潮岬より東の領域）とで、若干の時間差（数年以内）をおいてそれぞれ地震が発生する場合（たとえば1944年昭和東南海地震と1946年昭和南海地震）、両者で同時に発生する場合（たとえば1707年宝永地震）がある。また東海地域の地震では、御前崎より東側まで断層のすべりが広がらなかった場合（1944年）や駿河湾奥まですべりが広がった場合（1854年安政東海地震）がある。また1707年、1854年、1944/1946年の3つの時期の地震は、震度分布や津波高分布の特徴がそれぞれの地震で異なっている。このほか1605年慶長地震は、揺れが小さいが大きな津波が記録されている特異な地震であり、1896年明治三陸地震のような津波地震であった可能性が高いとされる。

次に津波堆積物や海底堆積物など地質学的な記録については、前回（平成13年）の長期評価以来、地震履歴に関する調査が進み、多くの知見が得られている。地層に残された地震の痕跡は、約5,000年前まで遡ることができ、歴



第3図 室津港（高知県）における南海地震時の隆起量と地震発生間隔との関係。
階段状の赤線の縦軸が地震によって隆起した量を示す。水色の線は地震時の積算隆起量の平均隆起速度。このモデル（時間予測モデル）によると、次回の南海トラフで発生する大地震は昭和の地震の後、約90年後に発生することになる。

史記録に残る684年白鳳地震より前にも、南海トラフで大地震が繰り返し起きていたことがわかった。また、津波堆積物の痕跡が残る1707年宝永地震クラスの大地震は、300～600年間隔で発生していることが明らかとなった。しかし津波堆積物から推定される地震の発生時期は、年代範囲が幅広いため、異なる地点の津波堆積物の対応関係を明らかにし、先史地震の震源域の広がりを正確に把握することは現状では困難である。

このように南海トラフで発生する大地震は、前回の長期評価で仮定されたような「地震はほぼ同じ領域で、周期的に発生する」という固有地震モデルでは理解できず、多種多様なパターンの地震が起きていることがわかってきた。したがって南海トラフで起きる大地震としては、全体がす

第1表 南海トラフで発生する地震の確率（時間予測モデル）。
※次に発生する可能性のある地震の中に最大クラスの地震も含まれるが、その発生頻度は100～200年の間隔で繰り返し起きている大地震に比べ、一桁以上低いと考えられる。

項目	将来の地震発生確率等	備考
今後10年以内の発生確率	20%程度	時間予測モデルによる「前回から次回までの標準的な発生間隔」88.2年及び発生間隔のばらつき $\alpha=0.24$ と 0.20 をBPT分布モデルに適用して発生確率を算出（評価時点は2013年1月1日現在）
今後20年以内の発生確率	40～50%	
今後30年以内の発生確率	60～70%	
今後40年以内の発生確率	80%程度	
今後50年以内の発生確率	90%程度以上	
地震後経過率	0.76	経過時間67.0年を発生間隔88.2年で除した値
次の地震の規模	M8～9クラス	震源域の面積と地震の規模の関係式より推定した値を用いた

べる場合、一部だけがすべる場合など、様々なパターンの地震が発生し得ると評価した。

4. 南海トラフで次に発生する地震について

南海トラフで発生する地震は多様性に富むため、次の地震の震源域の広がりや正確に予測することは、現時点の科学的知見では困難である。南海地域、東海地域で同時に発生する地震と、時間をおいて発生する地震があるが、後者の場合でも、その時間差は数年以内であり、両領域はほぼ同時に活動していると見なせる。そこで南海トラフ全体を一つの領域と考えると、大局的には100～200年間隔で繰り返し大地震が発生している(第2図)。歴史記録で見落としのない1361年平正地震以降の地震に限ってみると、発生間隔は約90～150年となり、これまで最短で約90年で再来していることになる。さらに最近3回の地震では、既往最大と言われる1707年の地震の後、147年置いてそれより規模の小さい地震が1854年に起こり、約90年置いて次の地震が1944/1946年に生じている。したがってこれらの地震の間では、次の大地震が発生するまでの期間が前の地震の規模に比例するという「時間予測モデル」が成立している可能性がある。高知県室津港での地震時の隆起量に時間予測モデルを当てはめて次の地震までの発生間隔を求めると、88.2年となる(第3図)。1944/1946年の地震から、現時点ですでに約70年経過していることを考えると、次の大地震発生切迫性が高まっていると言える。ただし時間予測モデルには様々な問題点があることが指摘されており、今後も検討が必要である。

次に発生確率についてであるが、今回の長期評価では、南海トラフ全域で多様な震源パターンを考慮したものの、発生確率の評価手法には多様性を説明するモデルが確立されていないため、従来の時間予測モデルを適用し、南海トラフ全域を一体として発生確率を評価した。その結果、今後30年以内の発生確率は60～70%と推定される(第1表)。

なお、第2章で説明した最大クラスの地震については、過去数千年間に発生したことを示す記録はこれまでのところ見つかっていない。そのため、定量的な評価は困難であ

るが、地震の規模別頻度分布から推定すると、その発生頻度は100～200年の間隔で繰り返し起きている大地震に比べ、一桁以上低いと考えられる。

5. 今後に向けて

これまで述べてきたように、南海トラフで発生する地震は、最近の調査観測・研究によって、震源域や発生間隔が多様であることが明らかになってきた。このため今回の長期評価では、従来の固有地震モデルに基づいた評価を改訂し、震源域の多様性について考慮した。しかし次に発生する地震の評価については、多様性を説明するモデルが確立されていないことから、従来の手法を踏襲した。将来的にはこのような多様性を説明する地震の発生モデルを検討し、それに基づいた長期評価を行わなければならない。そこで今後は、以下に示すような調査研究を推進していく必要がある。

①過去の地震の痕跡データ(津波堆積物、歴史記録等)の網羅的な収集を行い、シミュレーションとの比較による古地震、古津波の復元といった過去に起きた地震像を明らかにするための調査研究の推進、②地下構造や海底の変動地形の特徴の空間変化の把握のための調査など、大地震の震源となりうる領域を規定するための調査研究の推進、③海底の地殻変動観測の充実や観測データを用いたプレート間固着状況の把握といった現在のプレート境界におけるひずみ蓄積状況をモニターするための調査研究の推進、である。

以上の調査研究に基づいて、地震の多様性を考慮したひずみの蓄積と地震の発生を結びつける物理的なモデルを構築し、長期評価の信頼性の向上を目指していかなければならない。

文 献

石橋克彦(2002) フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震—史料地震学による概要—。京都大学防災研究所研究集会13K-7報告書, 1-9.

YOSHIDA Yasuhiro (2013) Renewed long term evaluation for earthquakes along the Nankai Trough.

(受付:2013年5月24日)

地形・地質記録から見た南海トラフの 巨大地震・津波（東海地域の例）

藤原 治¹⁾

1. はじめに

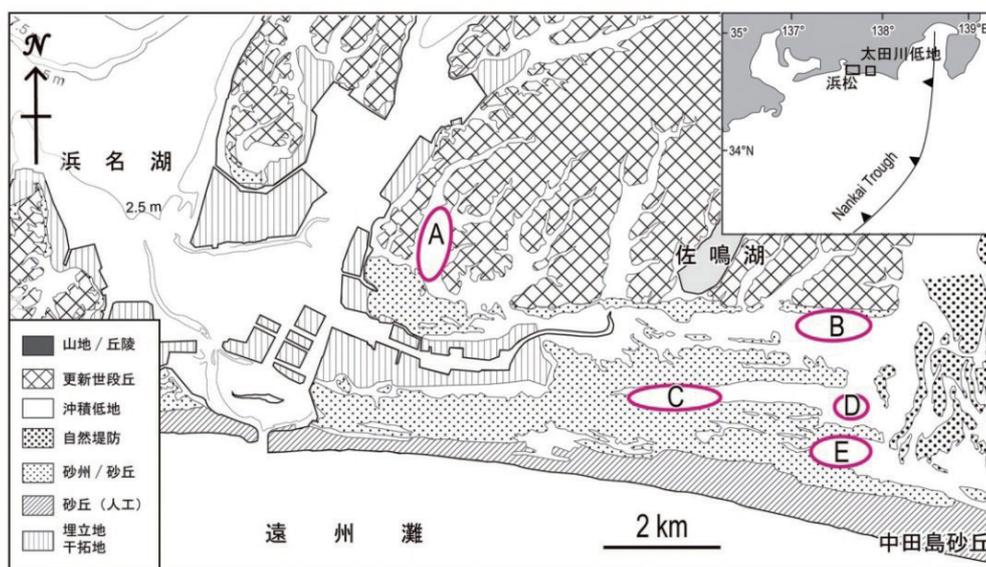
地層中から津波堆積物を認定する研究は 20 年あまりの歴史があり、海溝型地震や津波の履歴解明に貢献してきた。南海トラフ沿岸での津波堆積物の研究は、海岸の湖沼や砂丘の後背湿地を主対象に行われ（Komatsubara and Fujiwara, 2007 のレビューや岡村・松岡, 2012 参照）、過去数千年間の津波の発生時期に関する情報が蓄積されつつある。しかし、個々の地震や津波の規模、破壊域の広がり等の解明にはまだ情報が少ない。これには津波堆積物を他の堆積層とどう識別するかと言う問題に加え、堆積物から津波の規模（遡上距離など）を復元する方法の構築が課題となっている。

遡上距離の推定には、津波堆積物の内陸側への広がりを追跡する必要があるが、南海トラフ沿岸の低地は一般に規模が小さい上に農耕や市街地化などのため、調査の適地が少ない。古津波の遡上距離の推定を試みた例は、志摩半島

（藤野ほか, 2008; 藤野, 2013）や浜名湖東岸（藤原ほか, 2013）があるが、それらは小規模な谷地形に沿った調査である。静岡県浜松平野と太田川低地（第 1 図）は平野部での遡上距離の調査が可能な稀な例であり、現在重点的に調査を進めている。その現状と課題を紹介する。

2. 津波堆積物の識別

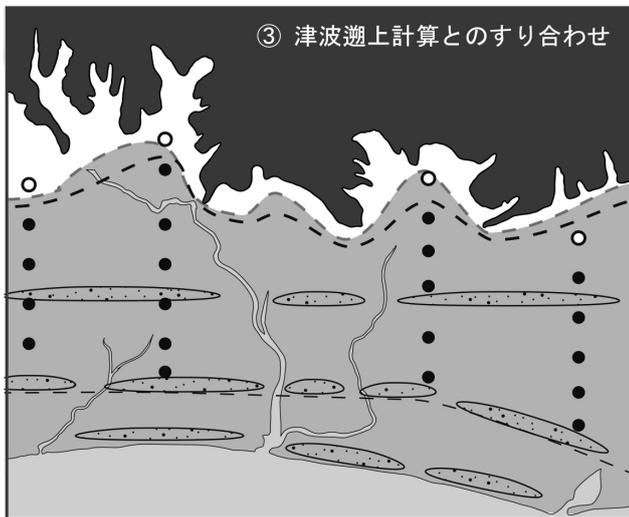
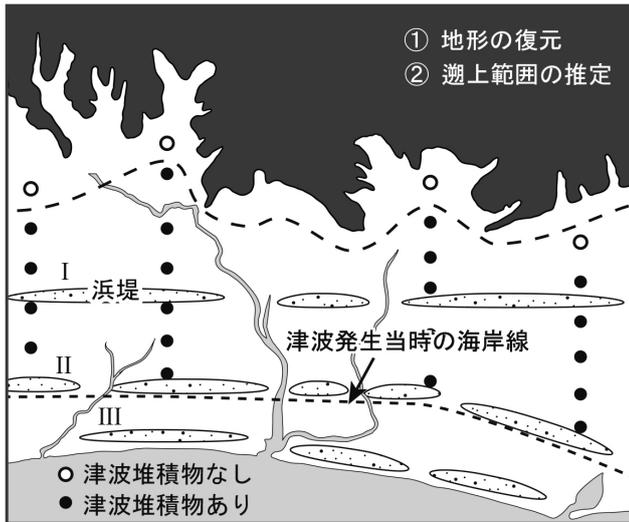
通常とは異なる突発的に発生した現象で堆積した地層を「イベント堆積物」と呼ぶ。イベント堆積物が津波堆積物かどうかを識別する決定的な方法はなく、その判断には地層の全体的な広がりや内部構造などの特徴を総合する必要がある。実際には、1) どのような場所で堆積したか、2) どこから流れ込んだか（海から遡上してきたか、川から溢れてきたか）、3) 高潮で説明できないほど内陸奥深くまで遡上しているか、などの情報を総合して判断している。4) 堆積構造などの特徴から、一過性の洪水イベントか、



第 1 図 調査位置図および浜松平野の地形分類図 地形分類は佐藤ほか (2011) を引用。
A ~ E は調査地点。

1) 産総研 活断層・地震研究センター

キーワード：古津波、津波堆積物、浸水域、南海トラフ、静岡



第2図 津波堆積物からの津波規模の推定.

何度も波が遡上と戻り流れを繰り返す津波か、を判別することもある。さらに、地震性地殻変動との同時性が示されれば、この識別はより確実になる。こうした課題に関しては、藤原ほか編 (2004)、藤原 (2007)、澤井 (2012) などのレビュー論文も参考にされたい。

3. 津波の規模の復元

津波の大きさの指標としては、津波が打ち上がった高さ(遡上高)と、津波が内陸奥深くへ浸入した距離(遡上距離)とがある。ここでは東海地域で主に行っている遡上距離の調査を取りあげる。第2図に津波堆積物を使って津波の規模を推定し、その津波を起こした地震の断層モデルを構築するまでの作業の流れを模式的に示した。北海道にお

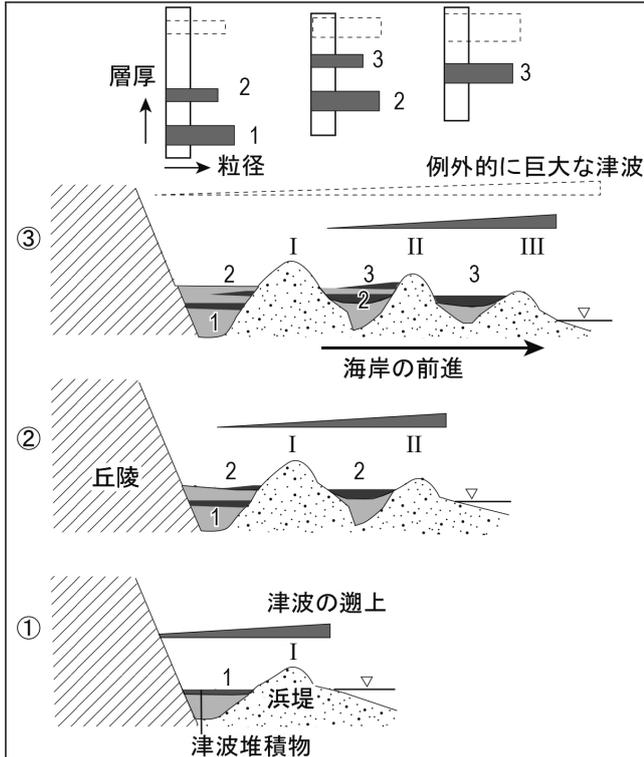
ける連動型地震の解明 (Nanayama *et al.*, 2003) や、仙台平野における869年貞観津波の浸水域や断層モデルの研究 (Sawai *et al.*, 2012) も、同様の方法で行われた。まず、地形は時代によって異なるので、遡上距離の推定は①のように津波が起きた当時の地形を基準に行う必要がある。次に、②のように海岸から内陸へ測線を設け、掘削調査などによって津波堆積物を追跡し、遡上の先端を探索していく。幾つもの測線で調査を行うことで、平野内での浸水範囲が復元される。最後に、津波遡上計算を行って、浸水範囲を説明できる断層モデルを探索する (③)。①と②は地形学や地質学を主とする部分、③は地球物理学などと連携する部分である。このような調査地を増やしていくことで、より正確な津波の規模や断層モデルの復元につながる。

4. 地形の復元がなぜ重要か

第3図は、第2図に示した低地を海-陸方向で横切る断面である。海岸低地には^{ひんてい}浜堤や砂丘が作る高まりと、その間の低湿地(堤間湿地)が繰り返し分布することが多い。浜堤や砂丘から、かつての海岸線の位置をおおよそ推定できる。浜堤列は堆積物で海が埋め立てられて平野が広がる過程でできたもので、内陸側のものほど古く、海側へ順次新しくなる。浜松平野や太田川低地も、過去7千年程度の間形成された浜堤列が良く発達する。各砂丘や浜堤が示す海岸線の年代推定は、地層の年代測定結果、遺跡の時代と分布、あるいは古絵図などを手掛かりにしている。

第3図には地形の発達と関連して、津波堆積物が保存される様子を示した。①は平野が広がる前で、浜堤が一列しかなかった時代である。右から左へ薄くなる^{くさび}楔は、津波の浸水深やエネルギーの変化を示している。津波は狭い平野を満たして丘陵の麓まで浸水し、津波堆積物1を形成した。海底にも津波堆積物は形成されるが、波浪などの作用で崩され地層には残りにくい。②は時間が経って浜堤列が2列になった時代である。前回と同じ規模の津波が起こった(楔の幅は①と同じ)とすると、浜堤IとIIは冠水するが丘陵までは届かない。津波堆積物は内陸へ薄くなりつつ浜堤Iの直ぐ陸側まで形成された。③は浜堤が3列に増えた時代である。津波の規模が同程度であれば、浜堤Iの麓までしか浸水せず、津波堆積物は浜堤IとIIの間の低地までしか残らない。

第3図の最上部には、3つの堤間湿地で得られる柱状図を描いた。一番内陸側の堤間湿地では、古い2つの津波堆積物だけが見られ、一番新しい津波堆積物は認められな



第3図 浜堤列平野の地形発達と津波堆積物の保存。

い。中央の堤間湿地では新しい方の2つだけが認められる。一番海側の堤間湿地では最新の津波堆積物だけが認められる。もう一つ重要なことは、複数の津波堆積物が認められる堤間湿地では、新しい（上位の）津波堆積物の方が薄く細粒になることである。これらの現象は、時代とともに低地（つまり自然の防波堤）が広がり、調査地点がより内陸に位置するようになった結果である。津波の規模が時代によって顕著には変わらないならば、新しい時代ほど津波堆積物の分布は海側に寄り、同じ地点で見ると新しい津波堆積物ほど薄く細粒になるはずである。

5. 東海地域の事例

5.1 浜松平野

浜松平野では第1図に示す堤間湿地などA～E地点で掘削調査を行った。その結果、過去約4000年間に關しては、第3図の仮定を満たす結果が得られている。平野の内陸縁にある開析谷（A地点）や堤間湿地（B地点）では、津波堆積物と考えられる砂層はカワゴ平火山灰（約3200年前）より古い地層にのみ認められる。海側のC地点では津波堆積物と考えられる砂層は9世紀ころまで認められるが、上位のものほど薄く細粒になる（藤原・佐藤，2012）。もし、他の津波より極端に大きな津波が起きていたならば、第3

図の上図に点線で書いたような広い分布を持つ津波堆積物が形成されたはずだが、そのような痕跡は今のところ未確認である。

一つの例外はE地点（17世紀の絵図に描かれた池の跡）である。ここでは粘土層中に津波堆積物と考えられる砂層が複数枚挟まるが、一番上位の砂層が例外的に厚い（年代は測定中）。この堤間湿地は中田島砂丘の背後を流れる河川に近い位置にある。砂丘の広がり時代によって大きく変化する。川岸にまで砂丘が広がっていれば、津波で砂が流され、厚い津波堆積物ができやすくなる。津波堆積物の供給源の変化も考慮しないと津波の規模を正しく推定できない。そのための調査を進める予定である。

5.2 太田川低地

太田川河畔の工事現場や遺跡発掘現場からは、684年白鳳地震、887年仁和地震、1096年永長地震、1498年明応地震に対応すると考えられる津波堆積物が報告されている（藤原ほか，2012a, b）。この露頭を起点に、各津波堆積物が平野の何処まで奥深く分布するかを掘削調査により追跡している。

これまでに60地点でコア試料を採取し、一部について分析を行った。その結果によれば、各津波堆積物は海から陸側へと細粒化・薄層化するだけでなく、堤間湿地内では地形的低まりである河川の主流路に近いところで厚く粗粒で、そこから離れるにつれて薄く細粒になる。このことから、津波は浜堤を越流したのではなく、川沿いを遡上して自然の堤防などが低いところや破堤したところから堤間湿地に溢れ、そこから低地内へ浸水したと考えられる。また、地形を考慮した津波堆積物の分布からは、4つの歴史津波のうちでは明応津波が最も遡上範囲が広がったようである。

一方で、1707年宝永地震と1854年安政東海地震による津波堆積物は確認できていない。古文書の記録によれば、この地域では宝永地震の揺れに關しては詳しい記述があるが、津波が平野に浸水したことを示す記述は無い。また、安政津波は太田川を遡り海岸部では低地に浸水したとされる。現在の太田川は、小規模な河川を17世紀初頭に人工的に合流させ河道を固定したものである。また、17世紀後半には大洪水の被害を受けて集落を守る堤防が築かれた。近世の津波堆積物は耕作などで失われた可能性もあるが、むしろ治水工事の効果により、津波は低地への浸水が限られ、明瞭な津波堆積物は残らなかったのかもしれない。

6. より正確な津波規模の復元に向けて

津波堆積物は陸側へ細粒かつ薄層になるが、砂などの粗粒物が運ばれなくなってもシルトや粘土粒子はさらに内陸へ流されて泥質の津波堆積物を残す。津波の遡上限界付近には浮遊してきた植物片などが集積して「デブリ層」を形成する。このように、実際の津波の遡上限界は目視で分かる砂質津波堆積物の分布限界よりも内陸まで広がっている。2011年東北沖地震の後に仙台平野で行われた調査の例では、目視で認識できる津波堆積物が形成される内陸側の限界は、実際の津波遡上距離の6割から7割程度というデータもある (Goto *et al.*, 2011; 穴倉ほか, 2012など)。

これまで津波堆積物として認定されたものは、沿岸低地の粘土層や泥炭層中に挟まる砂や礫などの粗粒堆積層が主である。しかし、津波規模の推定と言う観点からは、泥質の津波堆積物も注視していく必要がある。例えば、沿岸低地の粘土層やシルト層を主体とする地層には、色などの異なる粘土層や植物片が集積した層が稀に認められる。こうした堆積層に対して従来は“洪水粘土”などと漠然とした解釈を下してきた。しかし、仙台平野の例を見れば、これらの一部は津波起源かもしれない。

津波の遡上範囲をより正確に把握するには、砂質堆積物の陸側に続く泥質の津波堆積物やデブリ層を地層から認定する技術の構築が必要である。例えば、2011年東北沖地震の例では、津波堆積物に海水成分が集積していることが示された (Chagué-Goff *et al.*, 2012)。こうした成分が津波後どれ程の期間保持されるかは未確認であるが、化学成分の分析を泥質津波堆積物の識別に取り入れることは有効であろう。微化石など他の指標も組み合わせることで、識別の信頼性が上がると期待される。

太田川低地の例では、津波が浜堤列を乗り越えずに浜堤列に沿って堤間湿地を流れたことが示唆される。浜堤列とその周辺で掘削地点の密度を高め、どの程度の高さの浜堤であれば津波が乗り越えたか、あるいは乗り越えられなかったかを復元できれば、遡上高を推定する手がかりになるだろう。さらに地殻変動などの補正を加え、津波発生当時の浜堤列の高さを復元することで、津波の高さの復元がより正確なものになると考えられる。

7. まとめ

浜松平野と太田川低地での調査では、浜堤列平野の地形を利用して、津波の遡上距離、侵入ルート、遡上高の推定を試みている。その結果、南海トラフ沿岸では初めて堆積物から津波の規模が復元されつつある。東海地域では過去4000年程度について見ると、他の津波より極端に規模が大きな津波の痕跡は見つかっていない。また、歴史津波に関しては、1498年明応津波が相対的に規模が大きかったと考えられる。

文 献

- Chagué-Goff, C. *et al.* (2012) *Sediment. Geol.*, **282**, 175–187.
- 藤野滋弘 (2013) 日本地球惑星科学連合2013年大会講演要旨, MIS25-08.
- 藤野滋弘ほか (2008) 活断層・古地震研究報告, no.8, 255–265.
- 藤原 治 (2007) 第四紀研究, **46**, 451–462.
- 藤原 治ほか編 (2004) 地質学論集, no. 58, 169p.
- 藤原 治・佐藤善輝 (2012) 日本地震学会講演予稿集 2012年度秋季大会, 206.
- 藤原 治ほか (2012a) 日本第四紀学会講演要旨集, 42, 46–77.
- 藤原 治ほか (2012b) 第29回歴史地震研究会講演要旨集, 3.
- 藤原 治ほか (2013) 地学雑誌, **122**, 308–322.
- Goto, K. *et al.* (2011) *Mar. Geol.*, **290**, 46–50.
- Komatsubara, J. and Fujiwara, O. (2007) *Pure Appl. Geophys.*, **164**, 493–507.
- Nanayama, F. *et al.* (2003) *Nature*, **424**, 660–663.
- 岡村 眞・松岡裕美 (2012) 科学, **82**, 182–191.
- 佐藤善輝ほか (2011) 地理学評論, **84**, 258–273.
- 澤井祐紀 (2012) 地質学雑誌, **118**, 535–558.
- Sawai, Y. *et al.* (2012) *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L21309, doi:10.1029/2012GL053692.
- 穴倉正展ほか (2012) 活断層・古地震研究, no.12, 45–61.

FUJIWARA Osamu (2013) Earthquake and tsunamis along the Nankai Trough, inferred from geology and geomorphology —examples in Tokai region—.

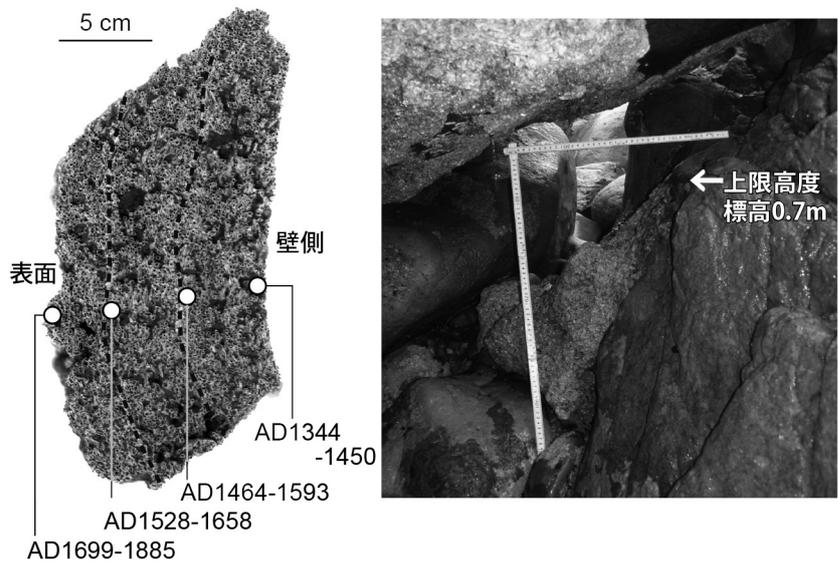
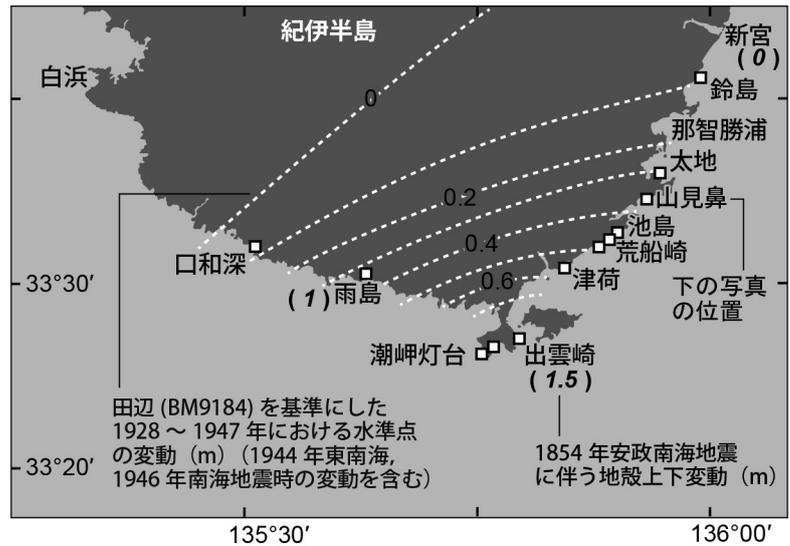
(受付:2013年5月24日)

地形・地質記録から見た南海トラフの 巨大地震・津波(南海地域の例)

宍倉正展¹⁾

1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震は、869年貞観地震の再来である可能性が早くから指摘され、過去の地震、津波を探る研究が注目を集めるようになった。2011年9月に内閣府中央防災会議の専門調査会から出された提言にも、今後の地震、津波の想定における古地震、古津波情報の活用が促されている(内閣府, 2011a)。一方で想定外をなくすことを目的に、過去の記録に基づかない最大クラスの地震、津波の想定も関係行政機関等から示されるようになった。このため、古地震、古津波を研究する立場からは、そのような現象が過去に実際にあったのかどうか、また具体的に過去の津波規模の上限はどれくらいか、などを検証しなければならなくなってきた。これらのうち、より正確な浸水規模の復元のための検討については、本シンポジウムで藤原(2013a)が津波堆積物から説明している。さらに震源域の評価などにおいては地震サイクルに関する検討も重要であり、本シンポジウムで安藤(2013)がプレートの固着の状況など地球物理学的なデータと合わせた今後の展開を紹介している。そこで本報告では、南海地域を中心に過去の地震、津波の履歴に関するこれまでの研究をまとめ、東海地域との比較の中から、南海トラフで起こる地震のサイクルなどについて検討する。なお、ここでは便宜上、南海地域を和歌山県より西側、東海地域を三重県より東側と定義して説明する。



第 1 図 紀伊半島南部における隆起生物遺骸群集の調査地点と歴史地震に関連した地殻上下変動(上)および那智勝浦町山見鼻で観察された多層構造をなす生物遺骸群集(下)。宍倉ほか(2008b)に基づく。

2. 南海地域における過去の地殻変動

南海トラフ沿いで起こる地震では、御前崎、潮岬、室戸岬、足摺岬といった岬部の隆起を伴うことが知られてお

1) 産総研 活断層・地震研究センター

キーワード：南海トラフ、津波堆積物、隆起痕跡、履歴、地震サイクル



写真1 和歌山県串本町橋杭岩周辺の波食棚上に散らばる津波石。

り、古くから海岸段丘を対象にした地殻変動に関する研究が行われている（吉川ほか，1964など）。そして1980年代頃からは隆起痕跡の¹⁴C年代を用いてより具体的に過去の地震による地殻変動が議論されるようになった（前杵，1988など）。たとえば室戸岬周辺では，過去6,000年間に1,000～2,000年に1回の割合で2～4 m前後の隆起が生じている。これは陸地に近い海底活断層が同時に活動したものと推定されている（前杵，2001）。

産業技術総合研究所（以下，産総研）では，2006年より紀伊半島南部沿岸において隆起痕跡に関する地形・地質学的な調査を行っており，これまでに1707年宝永地震によると推定される隆起痕跡を報告し（宍倉ほか，2008a），さらに過去5,500年間の隆起痕跡についてまとめた（宍倉ほか，2008b）。紀伊半島南部沿岸では，平均海面の指標として有効なヤッコカンザシ（*Pomatoleios kraussii*）からおもに構成される隆起生物遺骸群集が，複数のレベルに分布している。それらのうち，厚く発達した群集について詳しく分析すると，3～4層の層構造をなしていることがわかり，100～150年毎に1層ずつ形成され，全体として400～600年かけて群集が形成されていることが明らかになった（第1図）。これは1層ずつが，南海トラフでくり返し起こる地震時の急激な隆起と地震間の沈降のサイクルを示し，400～600年に1回の割合で通常より大きな隆起を生じて全体が離水していると解釈されている（宍倉ほか，2008b）。この大きな隆起の最新イベントは1707年宝永地震である。

こうした紀伊半島の調査結果は，前杵（1988）などが示した室戸岬の隆起イベントとは必ずしも一致しない。室戸岬の場合は海底活断層の影響が指摘されているが，潮岬

周辺の場合は東南海地震と南海地震とのセグメント境界に位置していることから，宝永地震のようなセグメントを超えた破壊の際に，通常とは異なる現象を生じている可能性がある。

3. 南海地域における津波堆積物

南海地域の津波堆積物については，四国沿岸を中心として高知大学のグループによる湖沼の調査が1990年代から行われてきた。たとえば高知県のただす池や蟹ヶ池，大分県の龍神池では，過去数千年間における津波堆積物が確認され，1707年宝永地震の津波と同程度の大規模な津波が300～700年程度の間隔で発生していると推定されている（岡村・松岡，2012）。

産総研では2005年に紀伊半島沿岸で津波堆積物に関する概査を実施した（小松原ほか，2006）。その後，広島大学との共同研究として潮岬の近くにある和歌山県串本町の橋杭岩において，津波石の調査を行い，過去の津波の規模と年代の解明を目指している（行谷ほか，2011など）。橋杭岩とは石英斑岩からなる岩脈が，周囲の頁岩との差別侵食によって直線の壁状に突出した岩列である。周囲の波食棚上には直径数mを超える石英斑岩からなる漂礫が多数散らばっている（写真1）。これらは直径1mを下回る小さな漂礫を除き，台風時の高潮などではほとんど移動していない。また聞き取り調査等から1946年昭和南海地震時の津波でも大きな変化は確認されていないため，ほとんどの漂礫は昭和の津波よりも大きな規模の津波によって運ばれたと考えている。いくつかの漂礫にはヤッコカンザシ等の生物遺骸が固着しており，その¹⁴C年代から漂礫の移動時期を推定したところ，12～14世紀と17～18世紀の2つの時期であることが明らかになった（宍倉ほか，2011）。両者の間隔は400～600年で，特に後者は1707年宝永地震に対比できる。すなわち漂礫は宝永地震クラスの津波時に移動し，それは400～600年間隔である可能性が指摘できる。

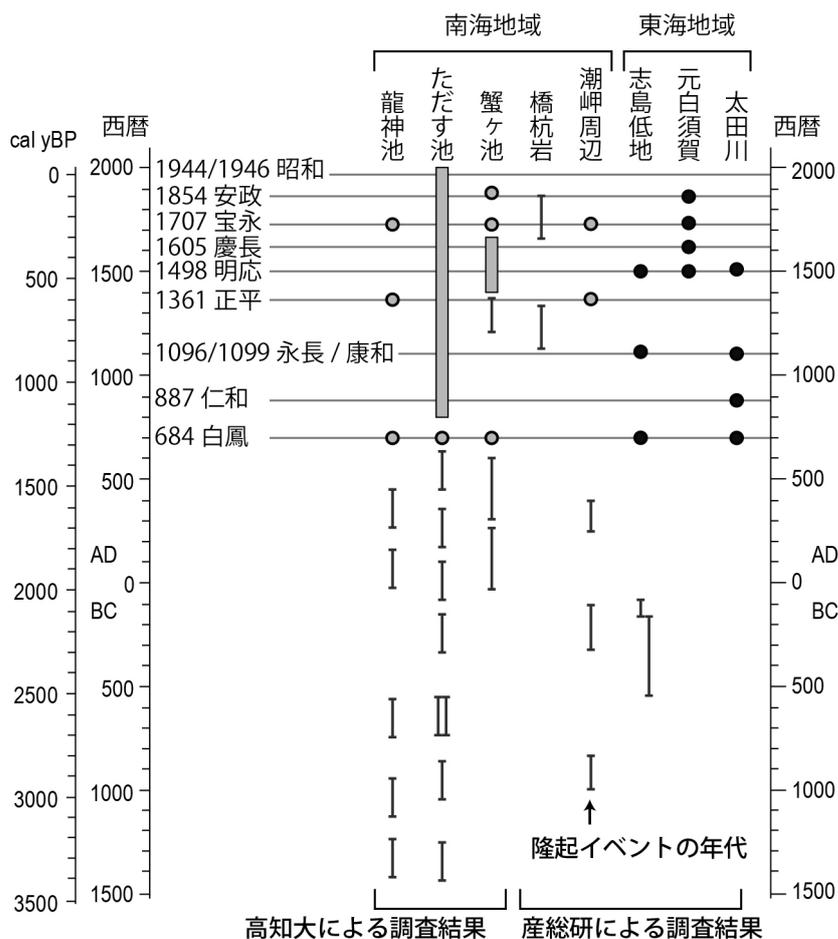
平成23年度第三次補正予算を使用した地質調査では，橋杭岩に近い串本町内でボーリング掘削調査を実施し，約8,000年前までの地層が採取され，湿地堆積物中に複数枚のイベント砂層を確認した。これらの年代測定の結果，平均的な再来間隔は400～600年程度であり，イベントのいくつかは前節で説明した隆起生物遺骸群集から推定されたイベント時期とも重なることから，イベント砂層が地震に伴う津波堆積物である可能性が高い（宍倉ほか，2013）。

4. 東海地域との比較からみえる地震サイクル

これまで紹介したように、南海地域では1707年宝永地震の規模が他の歴史地震と比べて大きく、地形、地質に残る大きな津波や地殻変動を伴っていたと考えられる。また隆起や津波の痕跡からみると、1707年宝永地震と同様の地震が紀伊半島南部から四国にかけて300～700年（平均で400～500年程度）の間隔で生じていた可能性が高い（第2図）。

一方、東海地域では、歴史記録に関する報告を見ると必ずしも1707年宝永地震時の諸現象が突出して大きい規模であったとは限らず、1498年明応地震の規模も大きい（飯田，1985など）。津波堆積物の記録から見ても、藤原（2013b）による静岡県太田川の報告では、684年白鳳地震、887年仁和地震、1096年永長地震、1498年明応地震の津波がそれぞれ認識されている。また産総研が三重県志島低地で実施したボーリング調査結果からは、約4,500年前から約500年前までの4,000年間の泥層、泥炭層中に9枚の砂層が検出され、上位の砂層は684年白鳳地震、1096年永長地震、1498年明応地震にそれぞれ対比される可能性が指摘されている（藤野，2013）。このように南海地域では顕著ではない1498年明応地震の痕跡が、東海地域では津波堆積物に記録されている。これらの地質記録の再来間隔は平均400～500年程度であり、南海地域で指摘された宝永クラスのイベントの再来間隔と一致するが、個々のイベントのタイミングは、東海地域と南海地域とで異なる可能性がある。

ところで本シンポジウムで瀬野（2013）により紹介されている瀬野（2012）のモデルによれば、南海トラフ沿いの地震は安政型と宝永型に分類でき、それぞれが平均400年程度の間隔で生じていると考えられている。これは上記の地形、地質に記録された地震履歴の再来間隔と地域間のタイミングの違いを上手く説明できる可能性があり、非常に興味深い。



第2図 南海トラフ沿いでこれまでに明らかになっている津波堆積物や隆起痕跡から復元された各地の地震履歴の一部。内閣府（2011b）の資料に基づき、藤原（2013b）の結果を加えて作成。

5. 今後に向けて

南海トラフは将来の地震発生確率が高い地域であることから、古地震、古津波に関しても今後重点的に調査を進める必要がある。本シンポジウムで吉田（2013）が紹介する地震調査研究推進本部の長期評価（2013年5月公表）の中にもその旨が明示されている。しかし地形、地質に残された過去の記録は不完全であり、過去の地震、津波の規模やサイクルを復元する上では、津波堆積物や隆起痕跡だけでなく、あらゆる記録を逃さず読み取る努力が必要である。特に本シンポジウムで寒川（2013）が紹介した考古記録と合わせた液状化などの揺れの痕跡や、同じく本シンポジウムで矢田（2013）が紹介したような詳細な歴史記録のデータと合わせ、時間的にも空間的にもより高い解像度を目指して調査、研究を進めることが重要である。その中から瀬野（2012）のモデルの検証や安藤（2013）の示

す地震サイクルシミュレーションへの貢献につながっていると期待される。

文 献

- 安藤亮輔（2013）現代地震発生物理学に基づく海溝型古地震研究の新展開。GSJ地質ニュース，2，no. 7，215-219.
- 藤野滋弘（2013）東南海地域における約4,000年間の津波記録と南海トラフにおける古地震研究の今後の課題。日本地球惑星科学連合2013年大会講演要旨，MIS25-08.
- 藤原 治（2013a）地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（東海地域の例）。GSJ地質ニュース，2，no. 7，197-200.
- 藤原 治（2013b）津波災害と津波痕跡の認定法について。静岡県考古学会2012年度シンポジウム考古学からみた静岡の自然災害と復興，12-19.
- 飯田淑事（1985）東北地方地震・津波災害誌。飯田淑事教授論文選集，800p.
- 小松原純子・岡村行信・澤井祐紀・穴倉正展・吉見雅行・竿本英貴（2007）紀伊半島沿岸の津波堆積物調査。活断層・古地震研究，7，219-230.
- 前杵英明（1988）室戸半島の完新世地殻変動。地理学評論，61A，747-769.
- 前杵英明（2001）隆起付着生物のAMS-14C年代からみた室戸岬の地震性隆起に関する再検討。地学雑誌，110，479-490.
- 内閣府（2011a）東北地方太平洋沖地震を教訓とした地震・津波対策に関する専門調査会報告。47p.
- 内閣府（2011b）南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ 参考資料。58p.
- 行谷佑一・前杵英明・穴倉正展・越後智雄・永井亜沙香（2011）和歌山県串本町橋杭岩周辺の漂礫分布の形成要因。日本地球惑星科学連合2011年大会講演要旨，SSS035-12.
- 岡村 眞・松岡裕美（2012）津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し。科学，82，no. 2，182-191.
- 寒川 旭（2013）地震考古学から見た南海トラフの巨大地震。GSJ地質ニュース，2，no. 7，205-207.
- 瀬野徹三（2012）南海トラフ巨大地震—その破壊の様態とシリーズについての新たな考え—。地震第2輯，64，97-116.
- 瀬野徹三（2013）南海トラフ三連動型地震・M9はあり得るか？。GSJ地質ニュース，2，no. 7，212-214.
- 穴倉正展・越後智雄・前杵英明・石山達也・永井亜沙香（2008a）南海トラフ沿いに起きた歴史地震に伴う隆起を記録した紀伊半島南部沿岸の生物遺骸群集。歴史地震，23，21-26.
- 穴倉正展・越後智雄・前杵英明・石山達也（2008b）紀伊半島南部沿岸に分布する隆起生物遺骸群集の高度と年代—南海トラフ沿いの連動型地震の履歴復元—。活断層・古地震研究，8，267-280.
- 穴倉正展・前杵英明・越後智雄・行谷佑一・永井亜沙香（2011）潮岬周辺の津波石と隆起痕跡から推定される南海トラフの連動型地震履歴。日本地球惑星科学連合2011年大会講演要旨，SSS035-13.
- 穴倉正展（2013）南海トラフ沿いの和歌山県串本町で検出された完新世イベント堆積物。日本地球惑星科学連合2013年大会講演要旨，SSS031-35.
- 矢田俊文（2013）1707年宝永地震による浜名湖北部の沈降と大坂の被害数。GSJ地質ニュース，2，no. 7，208-211.
- 吉田康宏（2013）新しい南海トラフの地震活動の長期評価について。GSJ地質ニュース，2，no. 7，193-196.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子（1964）土佐湾北東岸の海成段丘と地殻変動。地理学評論，37，627-648.

SHISHIKURA Masanobu (2013) Earthquake and tsunamis along the Nankai Trough, inferred from geology and geomorphology —examples in Nankai region—.

(受付:2013年5月24日)

地震考古学から見た南海トラフの巨大地震

寒川 旭¹⁾

1. はじめに

南海トラフから発生する巨大地震については、『日本書紀』をはじめとして、多くの文献史料から発生の年月日が把握されている。しかし、近世より前の史料の少ない時代においては、地震が存在しても文字記録として残っていない場合がある。

史料の記述を裏付けて、記録の空白を埋めるには、地形・地質学や考古学の資料が必要である。最近では、津波痕跡の研究が著しい進展を示しており、津波という視点から海溝型地震発生の履歴が解明されつつある。

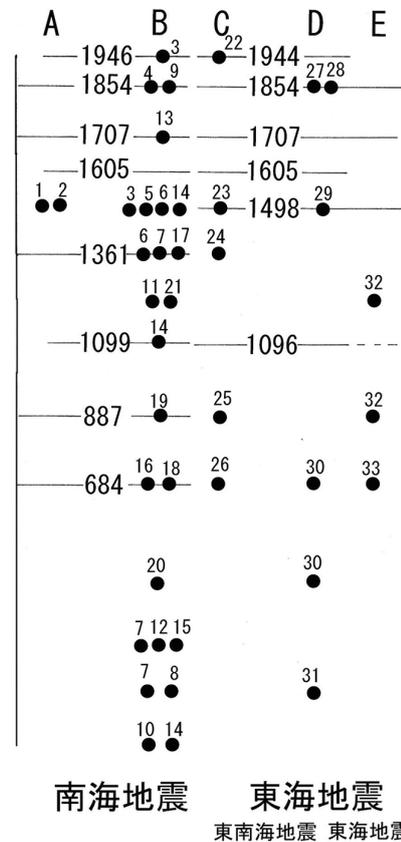
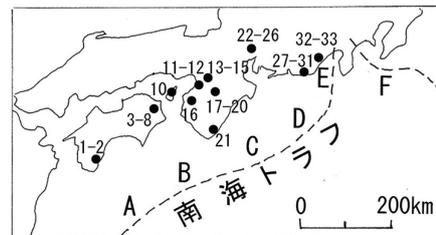
一方では、考古学の遺跡調査現場で、過去に発生した地震の痕跡が数多く発見されている。ほとんどが激しい揺れによって生じたもので、南海トラフの巨大地震による痕跡も少なくない。

著者は、1980年代後半以降、遺跡の地震痕跡を調べる「地震考古学」の研究を続けており、これまでに得られた成果から、南海トラフの巨大地震の歴史を考察したい。

2. 歴史時代に発生した南海トラフの巨大地震

南海トラフの巨大地震について、文字記録から求められた年代を、第1図に西暦年で示している。江戸時代以降では、南海トラフの東半分と西半分から同時、あるいは連続して発生しているが、史料の激減する中世以前では、トラフの片側だけでしか地震の存在が把握されていない場合がある。

1498年には明応東海地震の史料があるものの、南海地震が発生したことを明確に示す記録は無かった。しかし、1989年に高知県四万十市のアゾノ遺跡で、この頃の液状化跡が発見され、文字記録の空白を埋める巨大地震の存在が浮上した。この遺跡では、11～15世紀の生活の痕跡を埋蔵した地層を砂脈が引き裂いており、砂脈の最上部から流れ出した噴砂が15世紀末の生活面を覆っていた。そして、この地震の後にアゾノ集落には誰も住まなくなっている(第2図)。

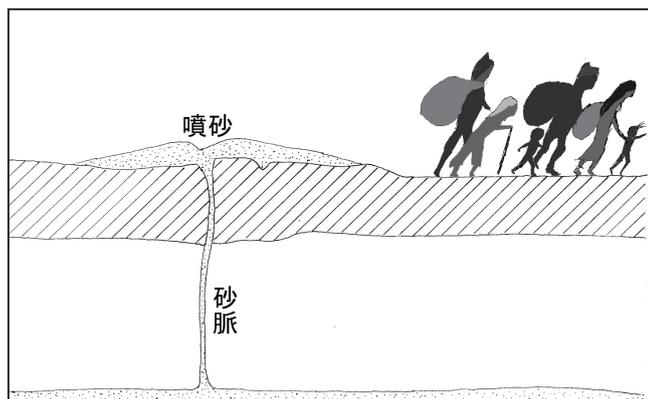


第1図 南海トラフからの巨大地震年表(寒川, 2013より)。西暦は文献史料から求めた地震の発生前年。数字は遺跡で見つかった地震痕跡で、上の図の●は遺跡の位置、下の図の●は地震痕跡の年代を示す。

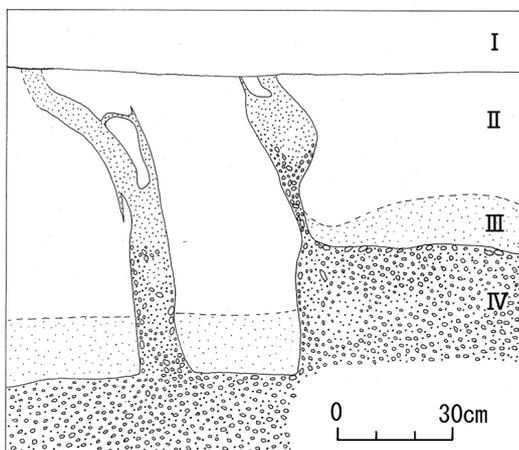
- 1 アゾノ 2 船戸 3 宮ノ前 4 神宅 5 古城 6 中島田
- 7 黒谷川宮ノ前 8 黒谷川郡頭 9 志筑廃寺 10 下内膳
- 11 石津太神社 12 下田 13 池島・福万寺 14 瓜生堂 15 志紀
- 16 川辺 17 カツマヤマ古墳 18 酒船石 19 平城京大極殿回廊跡
- 20 赤土山古墳 21 川関 22 東畑廃寺 23 尾張国府跡
- 24 門間沼 25 地藏越 26 田所 27 御殿二之宮
- 28 袋井宿 29 元島 30 坂尻 31 鶴松 32 上土 33 川合(1～33は遺跡名)。

1) 産総研 活断層・地震研究センター

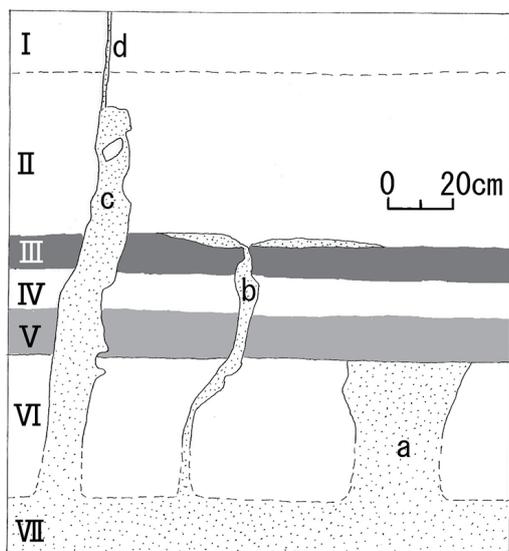
キーワード：南海トラフ、遺跡、文献史料、地震痕跡、液状化跡、古墳、地滑り跡



第2図 アズノ遺跡のイラスト(寒川, 2011bより).
斜線で示したのは11世紀から15世紀末までの間に堆積した地層, 地震で住民は移転した.



第3図 坂尻遺跡の液状化跡(寒川, 2011aより).
I : 8世紀初頭以降の地層, II : 7世紀中頃以前の地層,
III : 細粒砂層, IV層(砂礫層)で液状化現象が発生した.



第4図 黒谷川宮ノ前遺跡の液状化跡(寒川, 2013より).
a~eは4時期の砂脈. I層は6世紀以降, III層は新しい水田耕作土, V層は古い水田耕作土, II・IV・VI層は粘土, VII層は砂層.

さらに、徳島県の宮ノ前遺跡(板野町), 東大阪市の瓜生堂遺跡などで、15世紀末頃の液状化跡が見つかり、明応東海地震に対応する南海地震の存在が推定された。

一方、『日本書紀』の記述から684年に白鳳南海地震が発生したことがわかるが、東海地震については不明だった。しかし、静岡市の川合遺跡、袋井市の坂尻遺跡(第3図)、愛知県一宮市の田所遺跡などで、7世紀末頃の液状化跡が発見され、白鳳南海地震に対応する東海地震の存在を示している。特に、袋井市教育委員会によって発掘された坂尻遺跡では、7世紀中頃の建物群が地震の被害で廃絶し、8世紀に入って公的な建物(郡衙)として再建されている。

『日本三代実録』には887年の仁和南海地震の被害が書かれており、地蔵越遺跡(愛知県一宮市)や上土遺跡(静岡市)でこの頃の地震痕跡が見つまっている。さらに、この地震の日に長野県の八ヶ岳で地震の揺れによると見られる大規模な崩壊があり、翌年に決壊して洪水を起こした記録(『扶桑略記』『日本紀略』)があり、これらが考古学的に検証されていることから、東海地震も同時に発生した可能性が高い。

文献史料に記載されている巨大地震についても、地震痕跡が見つまっている。例えば、1707年宝永地震の液状化跡が東大阪市の池島・福万寺遺跡で、1854年の安政東海地震の液状化跡が袋井宿本陣跡などで、安政南海地震の液状化跡が徳島県の神宅遺跡などでそれぞれ発見された。これらは、記録を裏付け、地盤災害を具体的に示している。

一方、各地の古墳にも、地震の爪痕が刻まれている。奈良盆地南部の明日香村で、丘陵斜面にあるカヅマヤマ古墳は、地滑りによって墳丘の南側が滑り落ちていた(写真1)。その前後に盗掘があり、盗掘の年代はそれぞれ14世紀はじめ頃と15世紀なので、1361年の正平南海(東海)地震が原因と考えられる。

南海トラフから発生した巨大地震について、文字記録と遺跡の地震痕跡を組み合わせると(第1図)、ある程度規則的な間隔で発生したことがわかる。近世以降の地震についても、1707年はトラフから一つの地震として、1854年は東海地震と南海地震が連続、1944・1946年は規模の小さな地震などと、タイプは異なっている。次に南海トラフから発生する巨大地震について、タイプは不明ではあるが、今世紀に発生する可能性が高い。

3. 歴史時代以前の南海トラフの巨大地震

文字記録の無い時代についても、考古学の遺跡から、南



写真1 カツヤマ古墳の地滑り跡（寒川，2001bより）。
明日香村教育委員会が発掘。寒川撮影。

海トラフの巨大地震の産物と見られる地震痕跡が見つかった（第1図）。

弥生時代Ⅲ期末からⅣ期初頭（紀元前1世紀頃）には、淡路島洲本市の下内膳遺跡^{しもないぜん}で、方形周溝墓の周辺に液状化現象の痕跡が刻まれた。ちなみに、弥生時代の前期はⅠ期、中期はⅡ～Ⅳ期、後期はⅤ期と区分される。

徳島県を流れる吉野川下流の黒谷川宮ノ前遺跡^{くろだにがわみやのまえ}（板野町）では、同じ砂層から少なくとも4回の液状化現象が発生したことがわかった（第4図）。図には新旧2層の水田があり、古い水田に削られる砂脈aは弥生時代Ⅴ期中頃（1世紀末～2世紀前半）である。砂脈bの最上部で噴砂が古墳時代初頭（3世紀中頃）の水田面に広がり、水田が廃絶している。砂脈cは古墳時代、砂脈dは14世紀に生じた。

隣接する黒谷川郡頭遺跡^{くろだにがわこうず}では、弥生時代Ⅴ期中頃の液状化跡が見つかり、砂脈aに対応する。また、静岡県袋井市の鶴松遺跡^{つるまつ}でも同じ年代の砂脈が見つかっており、この時期に東海地域も激しく揺れたことがわかる。

堺市の下田遺跡^{しもだ}では、黒谷川宮ノ前遺跡の砂脈bに対応する年代の砂脈が見つまっている。この年代は庄内式併行期といわれる古墳時代の始まりの時期で、女王卑弥呼が邪馬台国を統治した頃でもある。

奈良盆地南東部の丘陵に築かれた天理市の赤土山古墳^{あかつちやま}では、墳丘に地滑り跡が認められた。大型埴輪列がまだ新鮮な状態で滑り落ちて埋まったので、古墳の築造直後の地変で、年代は古墳時代前期末（4世紀末）頃になる。奈良盆地南部に築造されていた前方後円墳が、この後は奈良盆地北部に築かれ、大阪平野には巨大な前方後円墳が登場する。大阪平野東部にある八尾市の久宝寺遺跡^{きゅうほうじ}、さらに、袋井市の坂尻遺跡でも古墳時代前期末の地震痕跡が見つまっている。

このように、古墳時代以前でも、南海トラフからの巨大地震の可能性が高い地震痕跡が見つまっている。

4. 考察

2年前の東日本大震災。これに匹敵する津波をともなった巨大地震が869年に発生したことが『日本三代実録』に書かれ、地質調査で津波が検証されている。

貞観地震に先立つ地震活動を見ると、818年頃から東日本で内陸地震が多く発生し、827年頃から西日本でも地震が起きている。そして、貞観地震の後、878年に関東南部で大きな地震、887年に南海トラフから仁和南海（東海）地震が発生した。現在の地震活動を見ると、1964年頃から東日本で地震が多くなり、1995年以降は西日本でも地震が増えており、貞観地震の前と共通点が多く、参考にするべき時代である。

地震はプレート境界や活断層から繰り返し発生する物理現象だが、被害はその時代の暮らしを反映している。例として、江戸時代に低地から高台（段丘面）に移った名古屋の城下町と、同じ頃に上町台地の西の海岸に広がる低地に拡大した大坂の市街地。宝永・安政の巨大地震では、前者の被害は軽く、後者は激しい揺れと水路を遡った津波で大きな打撃を受けた。

やがて来る南海トラフの巨大地震を考える上で、過去の歴史に学ぶという視点が重要である。

文 献

- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編（1996）発掘された地震痕跡。埋文関係救援連絡会議，825p。
寒川 旭（2011a）地震の日本史増補版。中公新書，中央公論社，東京，276p。
寒川 旭（2011b）日本人はどんな大地震を経験してきたのか。平凡社新書，平凡社，東京，259p。
寒川 旭（2013）歴史から探る21世紀の巨大地震。朝日新書，朝日新聞出版，東京，283p。
宇佐美龍夫（2003）最新版日本被害地震総覧 416-2001。東京大学出版会，605p。

SANGAWA Akira (2013) History of great earthquakes in the Nankai Trough studied by earthquake archeology.

（受付：2013年5月24日）

に作成された気賀伊目村の村明細帳の写（史料2，気賀伊目村白柳家文書，静岡県立中央図書館歴史文化情報センター蔵写真帳）を検討する。

史料2により気賀伊目村の村高の内のそれぞれの引高の割合を検討すると，村高の約80パーセントが田方海成荒地となっていることがわかる（第1表）。

第1表の田方海成荒地とはどういうものなのであろうか。

第1表 宝暦六年（1756年）遠江国引佐郡気賀伊目村差出明細帳。

項目	石高(石)	石高割合(%)	引高項目
石高	94.25500	100.00000	
引高	78.50369		
	0.29633	0.31439	前々田方堤敷永引
	0.49400	0.52411	前々田方川欠永引
	1.21866	1.29294	前々田方堀代永引
	0.27300	0.28964	前々畑方堤敷永引
	0.56500	0.59944	前々畑方川欠永引
	0.49600	0.52623	前々畑方堀代同断
	75.16070	79.74187	田方海成荒地
残高	15.75131	16.71138	

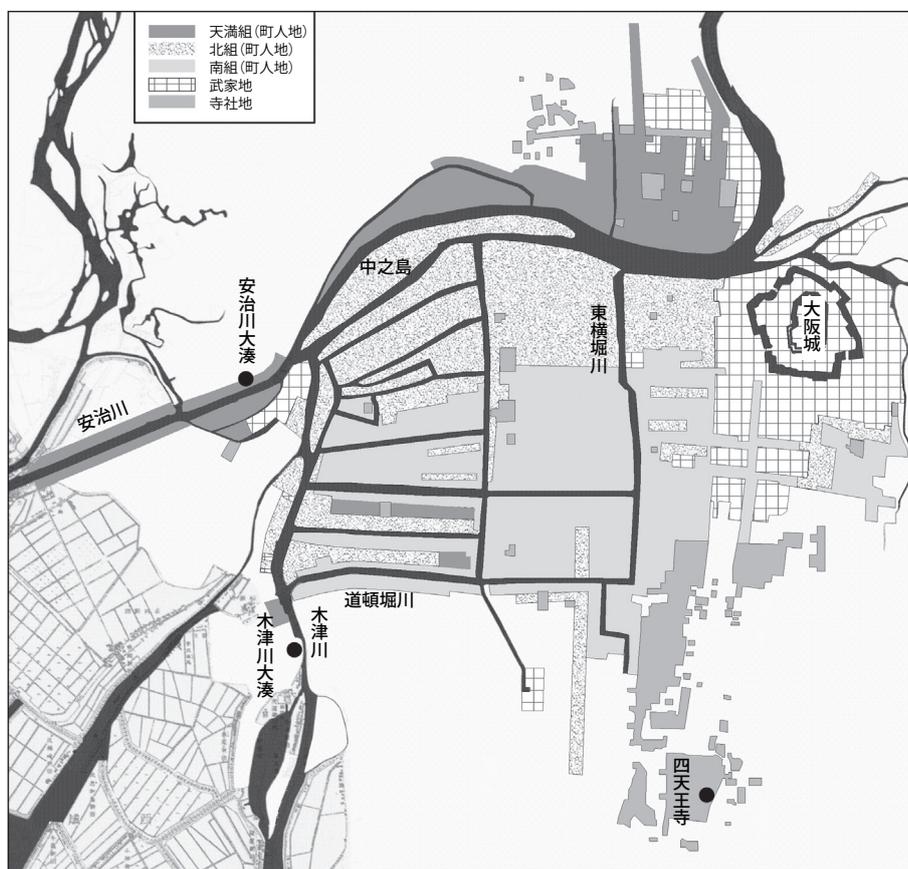
典拠) 気賀伊目村白柳家文書

史料2の田方海成荒地について記された箇所には，宝永四年十月の地震で浜名湖の水下になり，その後も高潮の時には水下となってしまう，耕作ができない田地であると記されている。

すでに史料1によって，気賀村が1707年宝永地震によって土地が沈降し，田地が浜名湖の水面下になってしまったことを確認している。宝永地震から50年後に作成された気賀伊目村明細帳（史料2）により，沈降した土地はいままでもとに戻らず，村高の約80パーセントの田地が高潮の際には浜名湖の水面下になってしまうことがわかる。史料1と史料2によって，浜名湖北部の気賀村地域が1707年宝永地震によって土地が沈降したことが確認できる（矢田，2013a）。

3. 大坂三郷の被害数

3. では，宝永地震による大坂三郷の被害数を明らかにする。宝永地震による津波は大阪湾に押し寄せ，低地に広がる大坂三郷（第2図）は大きな被害を被った。大坂三郷の人口は，元禄十二年（1699年）時点で36万4154人と推定されている（大阪市参事会，1913）。



第2図 大坂三郷（天保年間，大阪歴史博物館，2013を改変）。

宝永地震による大坂三郷の被害数を確実な史料を用いて論じている論文はほとんどない。確実な史料のみで宝永地震による大坂の被害を推定した研究には、西山昭仁ほかによる研究がある(西山ほか, 2009)。しかし西山ほか(2009)を含め、これまでの大坂三郷の被害数について言及した論文は、幕府への被害報告書等を検討して被害数を求めたものではない。そこで3では、さまざまな幕府への被害報告の文書を検討することによって、宝永地震による大坂三郷の被害数を確定する。

信頼できる史料である尾張藩士朝日重章の日記「鸚鵡籠中記」^{おうむろうちゅうき}所収の文書と幕府への被害報告書を記した「楽只堂年録」^{らくしどうねんろく}によれば、地震の翌日の十月五日に把握された大坂町中の被害数は、建物被害(崩家・納屋・土蔵)約900軒、死人約260人、橋の被害(破損・落橋)約35,6カ所であった。

「鸚鵡籠中記」には、十月五日よりも後の十月十日迄の被害報告書(史料3)が記されている。

(史料3)

- ・町方竈数一万六千余潰○落橋二十六ヶ所
 - 廻船川内にて破損 三百二十二艘 但八百石以下の小船不知数
 - ・地震にて圧死 三千六百三十人
 - ・高浪にて溺死 一万二千百人余
- 是は地震後、浜近所の輩又地震あらん事を恐れ、皆々船に乗り、及金銀財宝を積入罷在候処に、申半刻高浪来りて、川口にかけ置たる大船、高浪に乗して矢の如くに来る、此船の下へ人の乗たる小船皆入て押し溺死する也、或は地震の節、橋等渡りかゝりて死するもあり、
- 右は今月十日迄之書上也、此外船に大分死人有之、一々不違数之、十日の評定には二万人の余と云々、

史料3によると大坂の被害は、竈数(世帯数)^{かまどかず}16,000軒余、圧死者3,630人、溺死者12,100人余、落橋26カ所であった。

被害数は十月五日に把握された大坂町中の被害数では、建物被害(崩家・納屋・土蔵)約900軒、死者約260人、橋の被害(破損・落橋)約35,6カ所であったものが、史料3(十月十日迄)では竈数16,000軒余、圧死者3,630人、溺死者12,100人余、落橋26カ所となっている。数字が大幅に増えている。落橋の箇所は減っているものの、死者数は死者約260人から圧死者3,630人、溺死者12,100人余と、実に約60倍も増えている。

史料3には、竈数(世帯数)も記載され、死者は圧死者と溺死者に区別されて書き上げられ、記載が詳細になっている。これは5日間の被害調査の結果、詳細な情報が把握されたものと考えられる。

尾張藩士が記録した宝永地震の大坂の被害記録には、堀貞儀^{さだのり}が記した『朝林』^{ちやうりん}(史料4、名古屋市蓬左文庫所蔵)がある。史料4には、「右十月十日迄、公儀御帳面之写のよし」とあることから、幕府の被害報告書を写したものであると思われる。さらに被害報告は十月十日迄のものであることがわかる。史料4から大坂三郷の被害数は、竈数3,537、軒数(町役・役家)653軒、圧死者5,351人、溺死者16,371人であったことがわかる。

史料3と4の被害数を比べると、圧死者・溺死者については極端な違いがなくいずれも史料4の方が多い。史料3と4の圧死者・溺死者の数の違いは把握した日の違いであると思われ、史料3よりも史料4の方が後日に把握した被害数であると考えられる。以上のことから、宝永四年十月四日(1707年10月28日)に起った宝永地震による大坂三郷の被害は、竈数3,537、軒数653軒、圧死者5,351人、溺死者16,371人以上であったとすることができる。

「楽只堂年録」からは、各藩が地震直後に幕府へ提出した被害報告書を後日新しい情報に修正して報告していることが読み取れる。たとえば「楽只堂年録」所収の三河吉田藩牧野大学から幕府宛の十月二十日の届書をみると、「最前書上候潰家千八百三拾六軒と合、三千八百拾五軒 潰家」と記し、先に幕府に報告した潰家数1,836軒を3,815軒に修正している。

三河吉田藩と同様に大坂の被害数の新しい状況が町奉行衆や幕府へ報告されたと思うが、現在残存する史料ではそのことが確認できない。最終的に確定された宝永地震による被害数は史料が存在しないので不明である。よって、宝永地震による大坂三郷の被害は、竈数3,537、軒数653軒、圧死者5,351人、溺死者16,371人以上とするのが正確である(矢田, 2013b)。

4. おわりに

以上、南海トラフ周辺で起った1707年の宝永地震による浜名湖北部の地形変化と大坂三郷の被害数について検討した。本稿で明らかにしたことは、次の3点である。

- ①浜名湖北部地域気賀伊目村の約80パーセントの田地在1707年の宝永地震によって沈降した。

- ②沈降した気賀伊目村地域は、宝永地震から50年後の1756年になっても高潮の際には浜名湖の水面下になるなど、地震前の地形に戻っていない。
- ③宝永地震による大坂三郷の被害数は、竈数3,537、軒数653軒、圧死者5,351人、溺死者16,371人以上であった。

文 献

- 藤原 治・小野英介・矢田俊文・海津正倫・岡村行信・佐竹健治・佐藤善輝・澤井祐紀・Than Tin Aung (2009) 歴史と地層記録から確認された1707年宝永地震による遠州灘沿岸の隆起. 月刊地球, 31, 203-210.
- 西山昭仁・小松原琢 (2009) 宝永地震(1707)における大坂での地震被害とその地理的要因. 京都歴史災害研究, no. 10, 13-25.

- 大阪歴史博物館 (2013) 特別展 天下の城下町 大坂と江戸. 大阪歴史博物館, 1-143.
- 大阪市参事会 (1913) 大阪市史 第一. 大阪市参事会, 479-493.
- 矢田俊文 (2005) 既刊地震史料集の校訂の諸問題. 月刊地球, 27, 825-829.
- 矢田俊文 (2010) 地震と中世の流通. 高志書院, 東京, 1-227.
- 矢田俊文 (2012) 中世後期の地震と年代記. 東北中世史研究会会報, no. 22, 1-8.
- 矢田俊文 (2013a) 一七〇七年宝永地震と浜名湖北部地域の沈降. 資料学研究, no. 10, 1-14.
- 矢田俊文 (2013b) 1707年宝永地震と大坂の被害数. 災害・復興と資料, no. 2, 118-122.

YATA Toshifumi (2013) The 1707 Hōei Earthquake: coseismic subsidence in the northern area of Lake Hamana and damages in three districts of Osaka City.

(受付:2013年5月24日)

南海トラフ三連動型地震・M9 はあり得るか？

瀬野徹三¹⁾

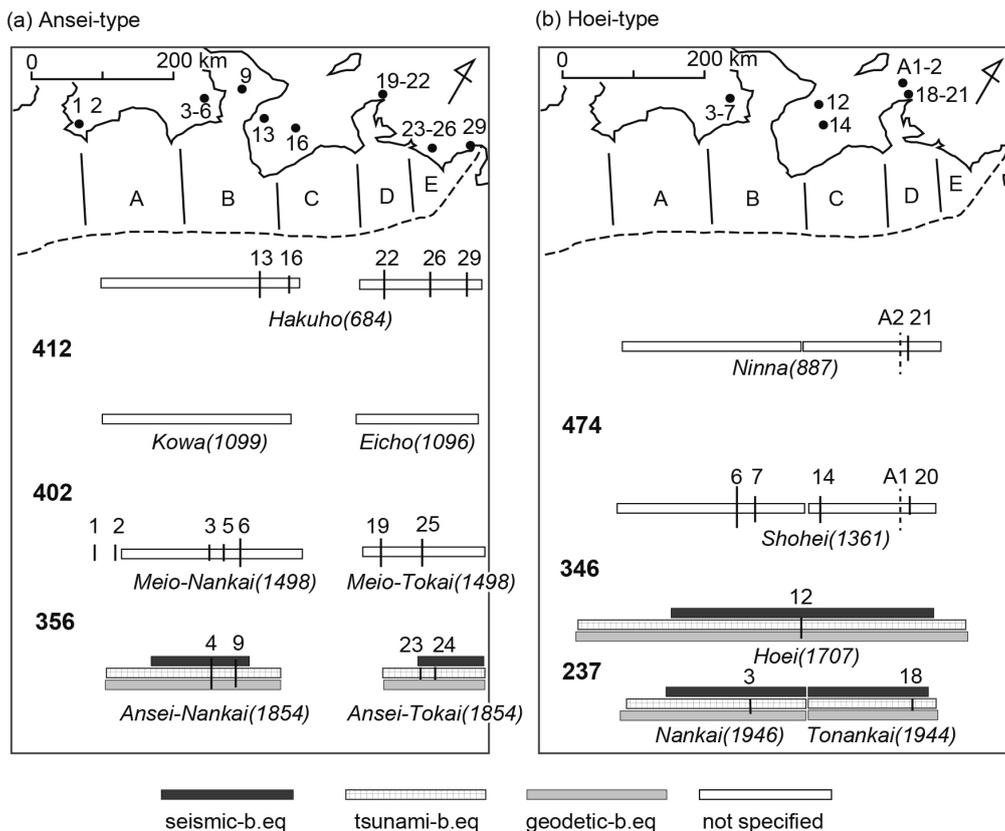
1. はじめに

中央防災会議による“南海トラフM9地震”の震源や被害の想定以来、最近南海トラフで三連動型地震が起こること、起こった場合それはM9.1となるということをマスコミのみならず、研究者ですら口にするようになった。三連動型地震・M9の現実性と可能性を正しく認識しておくことは、それらに対する防災対策を考える上でも大変重要である。ここでは、南海トラフでの巨大地震発生予測について、過去の歴史地震や地震発生の物理を踏まえて、何が言えるのか考えてみたい。

2. 東南海・南海・東海三連動型地震はあり得るか？

これら3つの巨大地震の断層面が連なって存在する以上、形式的にそれらすべてが同時に破壊することは possible である。宝永地震がそのような地震であると言われていたが、駿河湾を破壊していない可能性が大きく(瀬野, 2012), この地震をその確かな例とすることはできない。他の歴史地震でも三連動型地震であった証拠が確かなものはない。

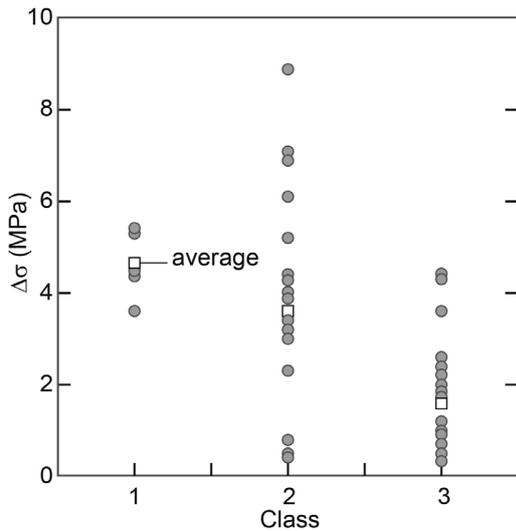
1854年安政地震から160年経過し、「東海地震は次の東南海地震・南海地震が起こるまで起こらないのではない



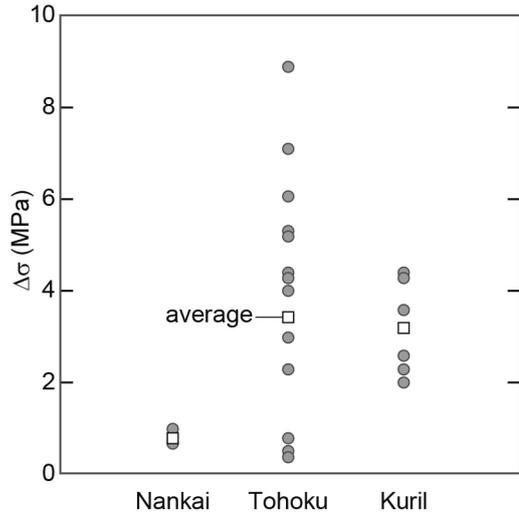
第1図 南海トラフに沿った巨大歴史地震のシリーズ(瀬野, 2012に基づく)。
 (a) 安政型地震, (b) 宝永型地震. seismic-b.eq: 地震波を放出する震源領域, tsunami-b.eq: 津波を励起する震源領域, geodetic-b.eq: 地殻変動を引き起こす震源領域(瀬野, 2012参照). 古い地震はこれらの違いを区別することができず, 震源領域を (not specified) で示す. 数字付黒丸と小縦線は寒川(2007)による地震考古学資料の存在点.

1) 東京大学 地震研究所

キーワード: 南海トラフ, 安政型地震, 宝永型地震, 応力降下



第2図 Class 1：M ≥ 9地震，Class 2：M ≥ 9が起こった沈み込み帯で，M9より小さい地震，Class 3：M ≥ 9が知られていない沈み込み帯で起こった地震．これらの各Classの地震の応力降下を赤丸，その平均値を青四角で示す(Seno, 2013)．応力降下がM ≥ 9が起こった沈み込み帯では，起こらない沈み込み帯の数倍高くなっている．



第3図 南海－相模トラフ，東北沖，北海道－千島沖の各地域における地震の応力降下を丸，平均値を四角で示す．(Seno, 2013)に基づく．

か」，さらに「もし起こったら，それは三連動型地震となるだろう」といつの頃からか言われ始めた．これは，南海トラフ巨大地震がA, B, C, D, Eの固有断層面を持ち，安政東海・南海地震ではすべての断層面を破壊したが，東南海・南海地震ではA+B+C+Dしか破壊しなかったため，Eがすべり残されているという考えに基づいている．これに反して瀬野(2012)は，安政東海地震はCを破壊しておらず，東南海地震とは相補的であり，上の考えは成り立たないとした．

瀬野(2012)が提唱したこのモデルの場合，東海地震の発生と東南海地震の発生は直接関係がなくてもよい．南海地震に関しては，昭和南海地震と安政南海地震は同じ断層面A+Bを破壊したとされてきたが，破壊領域はオーバーラップはしているが異なっている．この場合もやはり安政南海地震の発生と昭和南海地震の発生は直接には関係しなくてもよい．

宝永地震は東南海+南海地震に近く，瀬野(2012)は，南海トラフ巨大地震の断層面が宝永地震に似た地震を“宝永型地震”，安政東海・南海地震に似た地震を“安政型地震”と呼んで区別し，歴史地震をこの2つの型に分類した(第1図)．この図では，これらの地震は400年程度の繰り返しで交互に起こっており，前に述べたように，次の東南海・南海地震の後に東海地震，あるいは東海地震の後に東南海・南海地震が起こる必然性はない．南海トラフ巨大地震が100～150年の繰り返し周期を持つのは見かけの

ので，宝永型地震と安政型地震を区別しないためということになる．

次に起こる地震は，東南海・南海地震が1944・1946年にすでに起こっていること，安政地震から現在160年経っていること，2つの型の地震は交互に起こってきたこと，などを考えると，東海地震が，南海地震をも伴いつつ，現在から200年以上先に起こることが予想される．しかし，繰り返し周期のばらつきを考えると，次回の地震の際に，2つの型の地震が同期して起こる可能性も，歴史上の例がないとは言え，全くは否定できない．

3. M9はあり得るか？

仮に安政型地震と宝永型地震が同期して起こった場合，断層面が駿河トラフにまで，あるいは銭洲海嶺や伊豆東方線方向へ延びて断層長Lが大きくなる可能性がある(この場合，日向灘を入れるとL = 665 kmくらいになる)．Seno(2013)に基づいて，そのような場合にどの程度の最大のMになるか考察してみる．

Seno(2013)は，世界で18世紀以降知られている8個のM ≥ 9地震をClass 1，M ≥ 9が起こった沈み込み帯で，M9より小さい地震をClass 2，M9が知られていない沈み込み帯で起こった地震をClass 3とし，これらの各Classの地震の応力降下を求めている．ここでの対象はM7以上の地震で，断層面上のすべり分布が地震波，地殻変動，津波

などの逆解析で精度よく決まっているものとしている（全54個）。この結果、それぞれのClassの応力降下の平均値は4.6, 3.6, 1.6 MPaと求められた（第2図）。これは、 $M \geq 9$ 地震と、それらが起こったところのM9未満の地震の応力降下は、M9が起こっていないところの地震の応力降下より数倍高いことを意味している。日本付近では、応力降下の平均値は南海-相模トラフ0.8 MPa, 東北沖3.6 MPa, 北海道-千島3.2 MPaとなった（第3図）。北海道-千島は、第2図ではClass 3に入っているが、6個の地震の応力降下が一番大きいところにプロットされており、他のClass 3の地震より明らかに高くなっていて、実際はClass 2なのかもしれない（もしそうなら南千島で巨大津波を起こす地震が将来起こる場合、M9を超える可能性もある）。東北沖は、ばらつきは大きいですが、3.11東北日本沖地震が6 MPa程度、宮城沖から福島沖にかけての地震は平均5 MPa程度、とそれぞれに高い値を示している。これらに比べて南海トラフ（1944年東南海・1946年南海地震）の応力降下は非常に低く、相模トラフ（1923年関東地震）も同じく低い。Class 1～2における応力降下を見る限り、南海トラフで $M \geq 9$ 地震が起こる可能性は低いと考えられる。

Seno (2013) はまた、応力降下量の違いで規格化した $\log L$ と $\log M_0$ のスケーリング則を求めているが、それを用いると南海トラフから駿河トラフ、あるいは銭州-新島の南までを破壊するとした $L=665$ km に対し、 $M=8.8$ と求められる。琉球弧も同時に破壊すればM9に到達するが、九州-パラオ海嶺、大東、沖大東海嶺という浮揚性地殻の沈み込みによる構造的不均質があるので、全体が一つの地震として破壊することは考えにくい。従って最大でも $M=8.8$ と考えられるが、 L が665 kmに達する程の大きな連動型地震が歴史上起こったことはない。このスケーリング則には、南海トラフの地震の応力降下が1MPa以下と小

さいことが組み込まれており、これがM9に達しない原因である（単にLのみで決まっているのではないことは、東北日本沖地震の $L=350 \sim 450$ km よりも L が大きいことからわかる）。応力降下が小さいことは、アスペリティの初期破壊エネルギーが小さく、断層全体にわたった破壊のすべり量が増えないことを意味している。

4. まとめ

南海トラフでは、宝永型地震と安政型地震が、約400年の間隔で相補的に繰り返し起こって来たと考えられるので、東南海・南海・東海地震の三連動型地震が起こる必然性はない。宝永型と安政型の地震がたまたま同期して起こった場合でも、世界のM9地震が起こった地域、M9が起こっていない地域の地震の応力降下の分布から推察すると、南海トラフの低応力降下は、巨大地震がM9に達する可能性は低いこと示す。仮に、日向灘-南海トラフから駿河トラフ、あるいは銭洲海嶺にまで断層が延びて断層長 $L=665$ km となった場合、 $M=8.8$ となる。

文献

- 寒川 旭 (2007) 地震の日本史. 中公新書, 東京, 268p.
 瀬野徹三 (2012) 南海トラフ巨大地震—その破壊の形態とシリーズについての新たな考え—. 地震, 64, 97-116.
 Seno, T. (2013) Stress drop as a criterion for M9 earthquake generation. (to be submitted)

SENO Tetsuzo (2013) Are "three successive earthquakes" or M9 earthquakes are possible in the Nankai Trough?

(受付:2013年5月24日)

現代地震発生物理学に基づく 海溝型古地震研究の新展開

安藤亮輔^{1) 2)}

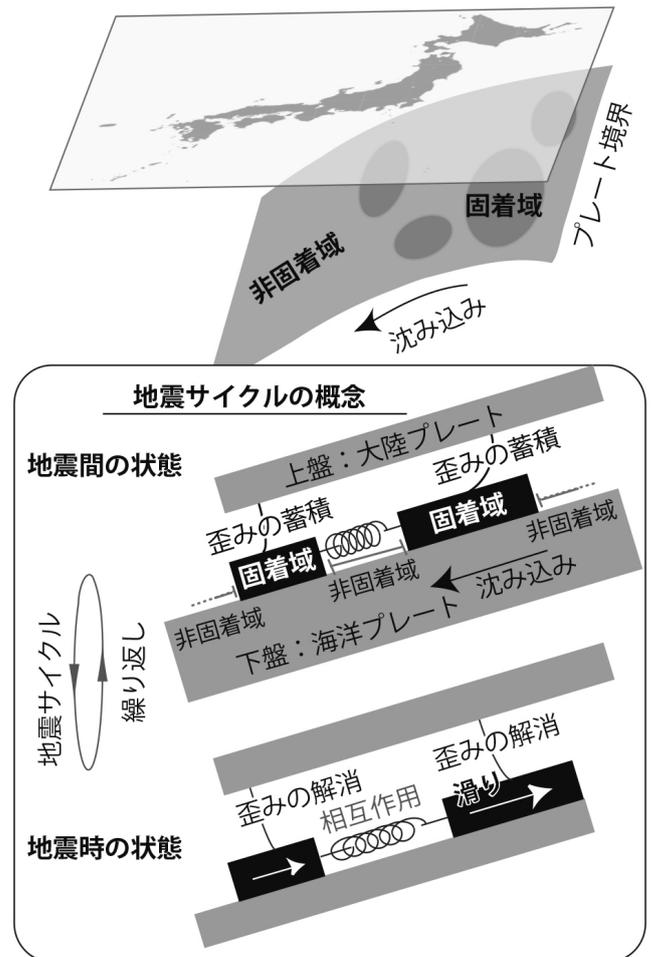
1. はじめに

次の巨大地震がいつ、どこで、どの程度の規模で発生するかは、防災上きわめて重要なテーマである。2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) はわが国の観測史上最大の地震であった。この地震に伴い、非常に大きな津波が発生し、東日本の沿岸に甚大な被害をもたらした。この地震の発生と同時に注目されたのが869年貞観地震 (Mw8.4以上: Sawai *et al.*, 2012) であった。なぜなら、貞観地震による津波は、2011年地震津波と同様に宮城県石巻・仙台平野で大きな浸水をもたらしており、歴史学的・地質学的には必ずしも想定外ではなかったからである。本シンポジウムのテーマである南海トラフ沿岸でも、過去に巨大地震津波が繰り返し来襲したことがわかっており、南海トラフ沿いにおける過去の地震を正しく解明することが、将来に発生する地震を予測する上で重要なカギである。

南海トラフにおける地震学・古地震学研究

南海トラフにおいて過去に発生した地震に関する研究、1498年明応地震や1707年宝永地震、1854年安政地震、1944年・1946年昭和地震など、個々の地震のモデルを個別に構築する研究に特化されてきた。すなわち、これらの地震については、主として歴史記録から推定された震度分布や津波高さ分布をデータとして考慮し、それらを再現するような断層モデルが検討されている。さらに、そのようにして推定された個々の地震の規模や、それぞれの地震の発生間隔に基づき、次に発生が予測される地震の発生領域や規模が推定されてきた。しかしながら、これらの検討は過去の地震それぞれについて推定された断層滑り量と破壊域のみで決まる手法であり、断層の摩擦特性やプレート運動等の物理的な条件を考慮した検討とは言えない。

一方で、「地震発生物理学」と総称される地球物理学的手法を用いた地震の起こり方の研究が発展している。近年の地震学や測地学などの観測で、プレート境界断層の摩擦

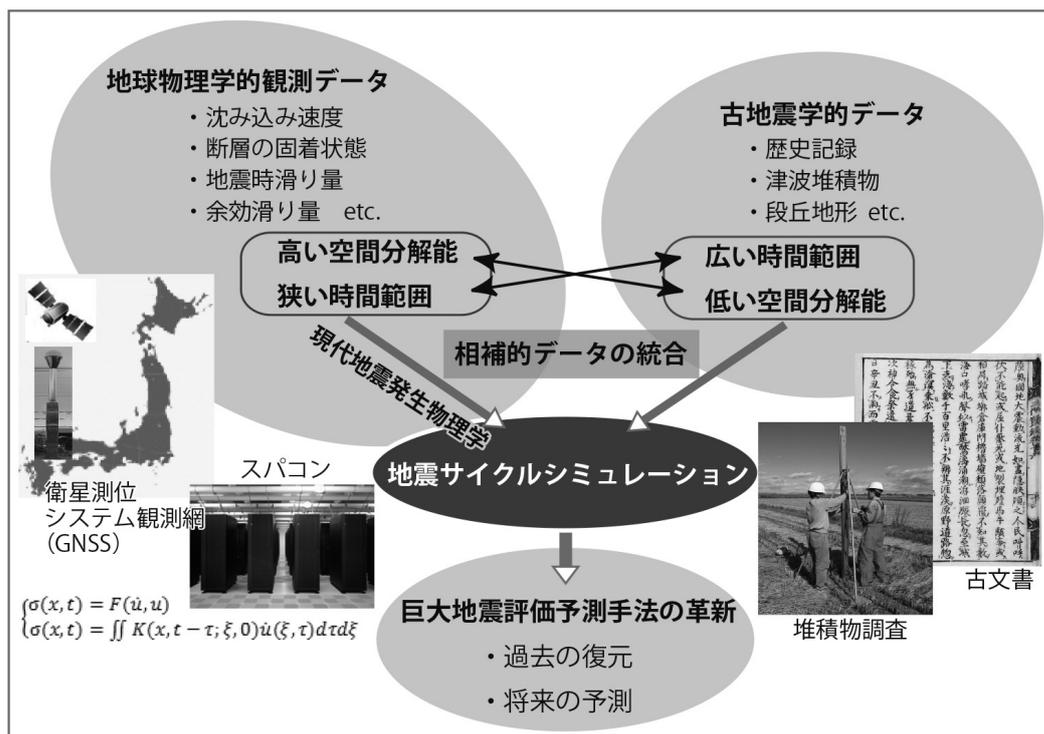


第1図 プレート境界の摩擦特性と地震サイクルの概念。

特性の不均質な構造や地域特性が徐々に明らかになってきた (例えば, Uchida *et al.*, 2009; Loveless and Meade, 2011). それによると、プレート境界には普段は強固に固着して地震時に高速に滑る領域 (固着域) と、普段から定常的に滑るとともに地震後には余効滑りとしてゆっくり滑るような領域 (非固着域) に大局的には区別され (当然その遷移領域も存在するが)、それらが相補的に分布している (第1図). さらに、大規模な計算機による「地震サイクルシミュレーション」に、そのような摩擦特性を考慮す

1) 産総研 地質分野研究企画室
2) 産総研 活断層・地震研究センター

キーワード: 地震発生物理学, 古地震学, 東北地方太平洋沖地震, 貞観地震, 南海トラフ



第2図 新しい研究の特徴と流れ。
地球物理学的観測データと古地震学的データという相補的特徴を持つデータを地震サイクルシミュレーションという共通のプラットフォーム上で統合するのが最大の特徴。

ること実際の地震の起こり方が再現されている(例えば, Tse and Rice, 1986; Hori *et al.*, 2004; Ando and Okuyama, 2010). この地震サイクルシミュレーションでは, 地震時の滑りだけでなく, 地震後の余効滑りや地震間のプレート運動も含まれている。

2. 地震サイクルシミュレーションと地球物理学的観測

第1図(下)に示すように, プレート境界における地震の繰り返しとは, プレート運動によりプレートの歪みが蓄積され, それが地震時に解消され, またプレートの運動によって歪みが蓄積されるという, 一連の現象の繰り返しである。これを物理的に考察すると, 基本的には以下の3つの構成要素に分解される。実際にはもっと複雑であるが, この図のようなブロックとバネから構成される物理モデルを考えると分かりやすい。要素の一つ目は, 下盤の運動で表されるプレートの沈み込み運動であり, これがシステムを駆動する力となる。二つ目は, バネで表されるプレートの弾性媒質としての性質である。これにより, プレートが運動するとプレート内部に弾性歪みと応力が蓄積される。三つ目は, ブロックと下盤の境界面で表される, プレート

の境界面, すなわち断層面の摩擦力の特性である。地震を起こす固着域の性質を再現するためには, 高速に滑るほど摩擦力が減少するという滑り速度弱化特性を持つ必要があり, 定常滑りや余効滑りを起こす非固着域の性質を再現するためには, 高速に滑るほど摩擦力が増加するという滑り速度強化特性を持つ必要があることが, 地震サイクルシミュレーションによって分かっている(例えば, Tse and Rice, 1986; Hori, 2006)。

これらの要素は, それぞれ, プレート相対運動速度, 弾性係数や摩擦強度, 固着域の位置というようなモデルパラメータによって表現され, それらは観測によって求められるべき量である。それらに, ブロックのある時点での位置(断層のずれ量)を観測で求めて初期条件として与えれば, 天文学において惑星の運動がモデルと精密な観測でよく正確に予測できるように, 原理的にはそれ以降の地震の起こり方について予測できることになる。しかし, そうは問屋が卸さないのが, 地震現象の難しいところである。現代的な観測を精密に行っても, プレート運動速度, 弾性係数と固着域の位置の情報は得られるものの, 摩擦強度の大きさそのものと, 初期条件の情報を得ることが容易ではないのである。

3. 地球物理学・古地震学のデータ統合の重要性

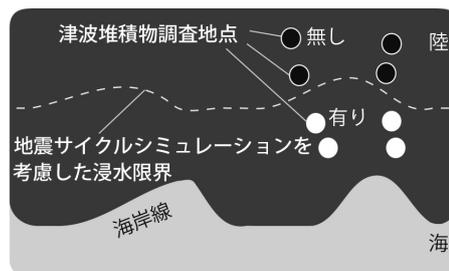
その難しさを乗り越えるカギが、地球物理学と古地震学の観測データを統合的に考慮することであると筆者は考えている。現代的な地球物理観測は、特に日本での最近の地震計観測網とGNSS (GPS) 観測網の整備の結果、前述の通りプレートの固着域分布については、相当程度高い解像度で推定することが可能になってきた。ところが、これらのデータは基本的には最近数十年以内の情報しか持ち得ない。一方で、古地震学的データは、歴史資料は千年程度、地形学的データは数千年、地質学的データは数万年以上遡ることも可能である。しかしながら、古地震学的データからは、直接的に地震時の地震波形、地殻変動量、津波の波形を復元することはできず、解析者の解釈が多かれ少なかれ関与する。また、古地震の痕跡が残される場所が限られており空間解像度や網羅性が低い。このように、両者のデータはそれぞれ異なる本質的な限界を持っているが、逆に言えば相補的である (第2図)。

従来、それぞれの分野の研究はそれぞれ独自に遂行される傾向が大変に強かった。例えば、地震サイクルシミュレーションにおいて、古地震学的データとその解釈そのものに立ち返った検討はあまり行われていない。地震のサイクルにおいては、過去の地震が将来の地震の初期条件となり、その推定次第で将来予測は変化する。また、摩擦特性として固着域の範囲は現代的観測で推定されるものの、そこでの摩擦力の大きさは過去の滑りの発生間隔に基づいて推定するのが最も確実な方法である。過去の地震の情報は、古地震学的データによって与えられるにも関わらず、そこに十分なメスが入っていないことになる。

これまでの研究史が物語るように、異なる学問分野で得られたデータを比較検討することは容易ではない。そこで本研究では、地震サイクルシミュレーションという共通のプラットフォームを構築し、その上に現代的な観測データと古地震学的データを統合することを試みる (第2図)。

4. 古地震の復元

現在取り組んでいる、地震サイクルシミュレーションを古地震象の復元に活用する筆者らの研究の一例 (Namegaya *et al.*, 2013) を紹介する。2011年東北地方太平洋沖地震の発生領域は、プレート境界断層の海溝軸付近のごく浅い所から深さ数十kmまで広がっている。第4図に示すように、特に浅部における滑り量は顕著であった (例えば, Fujii *et*



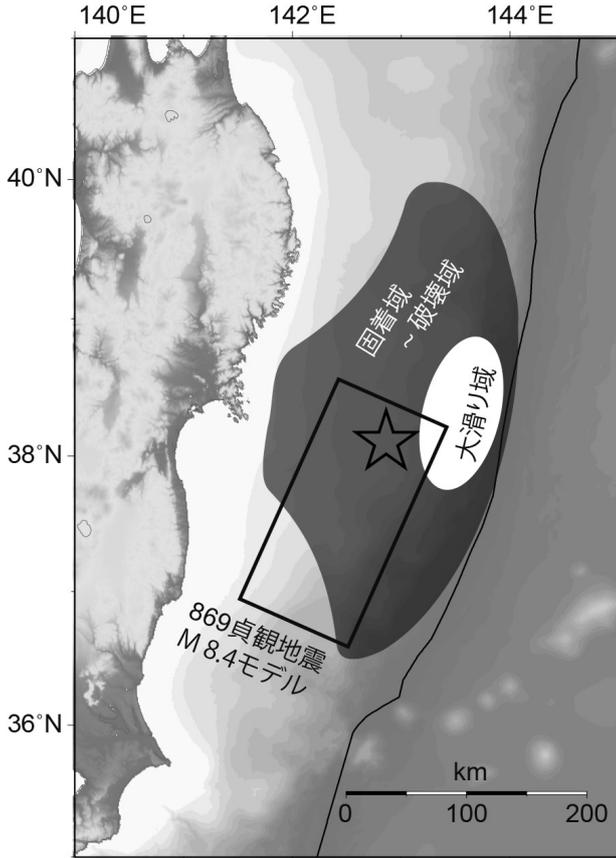
第3図 地震サイクルシミュレーションの結果と津波堆積物の測定データの直接比較。

al., 2011). 一方で、この領域では過去に1896年明治三陸地震が発生している (例えば, Tanioka and Satake, 1996). この地震は浅部のみが破壊した「津波地震」と呼ばれるもので (Kanamori, 1972), 強い揺れは生じなかったものの巨大な津波が三陸沿岸を襲った。869年貞観地震の震源域として、深部領域が必須であることはすでに報告されているが (Satake *et al.*, 2013), 貞観地震が2011年地震と同様に浅部にまで破壊が及んだかどうかは明らかになっていない。浅部まで破壊したかどうかを知らなければ、この領域でどのように地震が繰り返しているのかを明らかにすることはできず、将来の予測すらもままならない。

そこで、貞観地震では浅部領域が破壊しなかったと仮定し、貞観地震時の滑った断層面上の応力の変化量は2011年の場合と等しくなるというモデルを仮定した。これは地震サイクルシミュレーションによく用いられる、「断層面上の摩擦特性は空間的に非一様であり、地震数サイクル分では大きく変化しない」というモデルに相当する。このモデルを用いて宮城県石巻・仙台平野、および福島県小高・請戸低地における貞観地震の津波堆積物分布域周辺での浸水計算を行った。その結果、浅部領域が破壊しない場合には、一部の津波堆積物の位置まで浸水しない結果となった。このことは、貞観地震時も浅部にまで破壊が及んだ可能性があることを示しており、従来手法による推定では明らかにできなかった限界を、この新たな手法が乗り越えられる可能性があることを意味している。

5. まとめと今後の展望

貞観地震のモデル推定の研究が示すように、いったん同じ領域で生じた大地震が現代観測により捕らえられれば、古地震モデルの推定が飛躍的に高精度化する可能性がある。一方、まだ大地震が現代的に観測されていない場合でも、地震間の観測データにより推定される、固着域・非



第4図 異なるデータに基づく震源像の比較。
津波堆積物分布に基づいた869年貞観地震モデル、測地学的観測等により得られた固着域と2011年東北地方太平洋沖地震において数十mの滑りを観測した領域を大まかに示す。ここでの固着域と2011年イベントの破壊域には比較的良好な対応関係が見られる (Loveless and Meade, 2011)。

固着域のコントラストとプレート相対運動速度の空間分布は、地震の規模を制約するのに極めて重要な情報を含む。このような相互作用が有機的に働けば、現代観測の分野にとっても新たな刺激となるだろう。

従来古地震データの不足によって解明の進んでいないイベントについても、地球物理データ・モデルと古地震データを融合させることによって、新たな知見を与えることが可能となるかもしれない。例えば、歴代の東海（東南海）地震に着目すると、1944年昭和地震のように駿河湾内に破壊が及ばなかった地震や、1854年安政地震のように同湾内に破壊が及んだ地震が知られているが、そのひとつ前の1707年宝永地震では破壊したか（例えば、相田, 1981）否か（例えば、Ando, 1975）について意見が分かれている。駿河・南海トラフから富士川河口断層帯までを考慮した地震サイクルシミュレーションに駿河湾奥での隆起・沈降に関する地質学的データを加えると、東海地震発生領域における活動の履歴がよ

りよく理解されるようになると期待される。

このような方向での研究は、地震サイクルシミュレーションにおいてモデルパラメータと将来予測のための初期条件を推定することの高精度化につながるだろう。南海トラフには様々な古地震データが存在するが、既出の古地震モデルは、個々の古地震データにのみ依存しており地球物理学的な検討が十分とは言えない。情報量の限られる個別の古地震データの解析に現代地震発生物理学の手法を適用して、過去の地震象の再現能力を高め、将来の地震像の予測能力を高めていきたい。

文献

- 相田 勇 (1981) 東海道沖におこった歴史津波の数値実験. 東京大学地震研究所彙報, 56, 367-390.
- Ando, M. (1975) Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, 27, 119-140.
- Ando, R. and Okuyama, S. (2010) Deep roots of upper plate faults and earthquake generation illuminated by volcanism. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10308.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M. and Kanazawa, T. (2011) Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 815-820.
- Hori, T., Kato, N., Hirahara, K., Baba, T. and Kaneda, Y. (2006) A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in fictional property due to the slab geometry controls the nucleation position. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 215-226.
- Kanamori, H. (1972) Mechanism of tsunami earthquakes. *PEPI*, 6, 346-359.
- Loveless, J. P. and Meade, B. J. (2011) Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 MW = 9.0 Tohoku-oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2011GL048561.
- Namegaya, Y., Ando, R. and Satake, K. (2013) Constructing Fault Model of the 869 Jogan Earthquake on the basis of fault physics and modern observations. *AOGS Annual meeting, Brisbane*, SE04-A017.
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T. and Namegaya, Y. (2013) Time and space distribution of coseismic slip of the

- 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**, doi:10.1785/0120120122.
- Sawai, Y., Namegaya, Y., Okamura, Y., Satake, K. and Shishikura, M. (2012) Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, doi10.1029/2012gl053692.
- Tanioka, Y. and Satake, K. (1996) Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1549–1552.
- Tse, S. and Rice, J. R. (1986) Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9452–9472.
- Uchida, N., Nakajima, J., Hasegawa, A. and Matsuzawa, T. (2009) What controls interplate coupling?: evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **283**, 111–121.
-
- ANDO Ryosuke (2013) New development of paleoseismology based on modern physics of earthquakes.
-

(受付:2013年5月24日)

1. 詳細 DEM と第四系層序を用いた上町断層帯の平均変位速度分布

近藤久雄 (産総研), 関口春子 (京都大学), 加瀬祐子・竿本英貴 (産総研)

第四紀後期更新世以降の地形/地層を変位基準として, より正確な平均変位速度分布を求めるため, 上町断層帯主部に沿って広く分布する段丘面を変位基準として平均変位速度分布の算出を試みた. その際, 段丘地形については, 2 mメッシュの詳細数値標高モデル (DEM) を利用して, 任意性ができるだけ低くなるように変位量を求めた. さらに, 上町断層帯の特に北部においては, 大阪堆積盆の長波長の沈降速度が断層帯近傍の短波長の隆起速度を上回るため, 断層帯低下側を埋積する大阪層群および上部更新統・完新統の層序や層厚を活用して, より正確な累積変位量分布を復元した. これらの結果, 第四紀後期における上町断層帯の平均変位速度は約 0.6 mm/yr に及び, 上町断層帯主部では概ね一様な分布であることが明らかになった.

2. 糸魚川-静岡構造線活断層系・岡谷断層における最近 4 回の活動

近藤久雄・谷口 薫 (産総研)

2011 年東北地方太平洋沖超巨大地震は, 東北地方から関東および中部地方の内陸活断層へも広く影響を及ぼし, 同年 6 月には長野県松本付近で M5.5 の誘発地震が発生した. 糸魚川-静岡構造線活断層系は, 1980 年代以降の古地震学的調査に基づき, 近い将来に内陸大地震を生じる可能性が指摘され, 松本付近を延びる牛伏寺断層とその連動区間を予測することが重要な課題となっている. そこで, 著者らは牛伏寺断層の南東延長に位置する岡谷断層において古地震学な調査を実施し, 同断層における最近 4 回の活動履歴と最新活動時期, 大地震発生間隔を明らかにした.

3. 浅部から深部にわたる応力場評価の研究

木口 努・今西和俊・桑原保人・佐藤隆司 (産総研)

地殻の浅部から深部にわたる応力場は, 地震発生予測精度向上のために不可欠な情報である. 産総研は, 地殻浅部において, 岩盤の粘性の効果を利用した掘削孔井の孔径変化の測定による応力方位推定の手法の開発や, 水圧破壊法やボアホールブレイクアウトを利用した方法による応力の測定などに取り組んできた. また, 深部の応力場を推定するために, 日常的に多数発生している微小地震を用いた手

法の開発も行っている. これら手法と活断層周辺や南海トラフ沿い等で適用した結果を紹介する.

4. 内陸地震発生予測シミュレータの開発

長 郁夫・桑原保人 (産総研)

我々は, 物理モデルに基づいて内陸大地震の発生予測シミュレータを開発している. シミュレータの基礎となる地殻構造のモデル化方針の妥当性を検証するために, 列島規模の粘弾性地殻モデルを構築して東西圧縮による地殻変形をシミュレーションしたところ, いわゆる新潟-神戸歪集中帯が再現された. 現在, この粘弾性地殻モデルに地震調査研究推進本部の長期評価対象とする活断層を埋め込み, さらに伊豆の衝突の影響も考慮に入れ, 地震発生を繰り返すモデルを構築中である.

5. 南海掘削試料を用いた堆積岩の力学特性

高橋美紀・北島弘子 (産総研)

産業技術総合研究所 活断層・地震研究センターでは, 岩石実験による手法を用いて IODP 南海掘削により得られた堆積物の水理特性・強度や摩擦特性を調べ, 分岐断層やプレート境界断層における地下応力場の推定や地震時の断層挙動について推定するための研究を実施している. 本発表では今までに得られた成果について報告する. 堆積物の強度・摩擦速度依存性から, 堆積物中の粘土鉱物の含有量が多いほど低強度・安定滑りを示すことがわかった. また様々な応力状態での P 波速度・間隙率を測定し, 地震波反射法で得られた P 波速度構造と組み合わせることにより, プレート境界断層・分岐断層近傍では間隙水圧が高く, 強度が低いことがわかった.

6. 応力の微小変動と地震活動に関する実験的研究

佐藤隆司・雷 興林 (産総研)

地球潮汐などの微小な応力変動が地震活動に影響を与えることがあることが知られている. いくつかの海溝型巨大地震では, 本震発生の 10 年ほど前から地震活動と地球潮汐の相関が強くなったとの報告もある. 我々はこのような現象を実験的に解明するための研究を行っている. 封圧に微小な周期的変動を与えた三軸圧縮破壊実験を行い, 発生する AE (アコースティック・エミッション) の波形を岩石試料に取り付けた多数のセンサで計測し, 封圧変動と AE 活動の相関について調べた.

7. 短期的ゆっくりすべりの高精度なモニタリング

板場智史・松本則夫（産総研），木村武志（防災科研）

東海・東南海・南海地震の震源域の深部側（陸側）では、数日かけて数mmから数cmすべる、短期的ゆっくりすべりが規則的に発生している。この現象を精度良く検出することは、同地震の予測精度向上に有用であるので、産総研および防災科研、気象庁の歪・傾斜・地下水データを統合的に解析する手法と、客観的にゆっくりすべりを検出する手法を開発した。ゆっくりすべりの発生状況、プレート沈み込みとの関係について紹介する。

8. 東海地域での短期的ゆっくりすべりの空間分布の特性

北川有一・武田直人・今西和俊・板場智史（産総研）

西南日本の南海トラフ沿いのプレート境界では深部低周波微動と短期的ゆっくりすべりが繰り返し同時に発生しているが、空間的には一様に分布せず、伊勢湾周辺は主要な活動ギャップの一つである。我々はエンベロープ相関法よりも高感度なセンブランス解析により検出した小規模な微動活動を利用して、東海地域での短期的ゆっくりすべりを2.5年間で11回推定した。東海地域の短期的ゆっくりすべりのマグニチュードの空間分布は、プレート形状（湾曲）、特にプレート境界の等深線とフィリピン海プレートの沈み込み方向との間の角度と関連があることが示唆された。

9. 和歌山県串本町橋杭岩周辺の漂礫分布からみえる過去の巨大津波

行谷佑一・宍倉正展（産総研）・前李英明（法政大学）・越後智雄（地域地盤環境研究所）

和歌山県串本町の橋杭岩周辺の波食棚上には、同岩から分離した漂礫が多数分布している。これらの漂礫は津波や高潮といった何らかの外力によって現在の位置まで運ばれたと考えられている。2012年9月に同地を通過した台風17号（過去60年で最大級の高潮を伴った）の前後で地上レーザースキャンによる詳細測量を行った結果、長径0.7m以下の小さな漂礫のみが動いたことが確認された。一方、漂礫に固着した生物遺骸の14C年代や津波の浸水計算によると、長径数m以上の大きな漂礫は過去の巨大津波によって動いた可能性が高い。

10. 青森県太平洋岸における津波堆積物調査

谷川晃一郎・澤井祐紀・宍倉正展・藤原 治・行谷佑一・松本 弾（産総研）

青森県東通村、六ヶ所村、三沢市の沿岸低地で掘削調査を行った。東通村では泥層および泥炭層中に、連続的に分布するイベント砂層を5層検出した。上位の4つの砂層はその上下にはほとんど見られない汽水生珪藻を含み、海浜からもたらされたことを示唆する。また、上方細粒化や下限の侵食的境界など津波堆積物によく報告される特徴を持つ。西暦1450年以降に堆積した最上位の砂層は、現海岸線から1km以上内陸まで分布することから、津波によってもたらされた可能性が高い。

11. 関東平野北西縁断層帯を対象とした反射法地震探査

堀川晴央・山口和雄・横倉隆伸・伊藤 忍・阿部信太郎（産総研）

関東地域最大の活断層である関東平野北西縁断層帯を対象に、断層の存否および断層の浅部構造を調べることを目的として、埼玉県内にて反射法地震探査を実施した。測線は3本設定し、探査目標深度は1km程度である。さいたま市見沼区から大宮区にかけての測線では変形が認められないなど、得られた結果は、同断層帯に対するこれまでの見解を大きく変えるものではない。しかし、熊谷市の測線は、同断層帯の浅部構造に関する示唆に富んでいると思われる。

12. 水勢を減衰させるための樹木の最適配置について

竿本英貴（産総研）

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震をうけて、津波に対する防潮林の効果（例えば首藤，1985）に関する知見や研究がますます重要となってきた。津波の水勢を防潮林が減衰させる効果については、これまでに研究されてきてはいるものの、樹木群を通過する水の流れ場を定量的に把握した上で、樹木を効果的に配置するという段階にはいたっていない。今回の発表では、遺伝的アルゴリズムと格子ボルツマン法に基づく流体解析コードを連結したシステムを用いて、水勢を減衰させるための効果的な樹木配置について検討した事例を報告する。

誕生石の鉱物科学

— 7月 ルビー —

奥山康子¹⁾

宝石の魅力が光のきらめきにあるならば、三原色の一つ赤い色の宝石は不可欠です。赤く透明な宝石の中でも最も高貴なものが、今月の誕生石ルビーでしょう(第1図)。ルビーは、鮮やかな赤が特徴のコランダム Al_2O_3 を指します。コランダムは、化学組成からわかるように本来無色です。無色あるいはごく淡い色のコランダムは、高温条件でできたアルミニウムに富む変成岩に普通に産出します(第2図)。三方晶系の鉱物で、六角形の板状ないしは短柱状の結晶になります。しばしば柱の中ほどが膨らんで、特徴あるピア樽のような結晶になります。硬い鉱物で、モース硬度はダイヤモンドに次ぐ「9」です。

無色鉱物によくあるようにコランダムも、いろいろな微量成分が混在することで様々な発色しますが、その中で鮮やかな赤色の物のみがルビーという特別な宝石名で呼ばれます。そのほかの色はどれほど美しくても十把一絡げに「サファイア」と呼ばれます。9月の誕生石ブルー・サファイアは、それじゃあまりにかわいそうと思われたのか、ブルーという色の名を冠して別格扱いされますが。

高い評価を受けるルビーの色は、絵の具の赤というよりも三原色のマゼンタに少し近いものです。ルビーの赤色は、七色をなす可視光から中～短波長成分を選択吸収することだけによるものではありません(白水・青木, 1989)。短

波長成分の光を吸収したうえで、赤い蛍光を発して積極的に赤色をなすことが確かめられています。このため、短波長成分に富む蛍光灯や白色LEDの光のもとでも、たとえば赤いガーネットのようにくすむことはありません。青白い照明でもそれを逆手に取るかような光学的なレスポンス一さすがというしかありません。こうしたルビー特有の発色は、およそ1%程度混入する Cr_2O_3 の働きによります。しかし、 Cr_2O_3 が数%も存在すると、色が濃くなるのを通り越して灰色がかかった汚い色に変わってしまいます。自然のなす微妙なさじ加減には、驚きを覚えます。

さて、高価で美しい宝石にはつねに「ニセモノ」が存在します。魅力的な色石ルビーも、例外ではありません。そこで今月の鉱物科学的テーマを、「イミテーション」としましょう。

宝石のイミテーションには、大きく3つのカテゴリーを設けることができるでしょう。第1は同じような見かけの別の天然鉱物、第2は同じような見かけで化学的には縁のない人工の無機物です。両者とも、物質としては本家の宝石と別物です。第3には、本家の宝石と同じ人工物を挙げたいと思います。合成宝石をイミテーションにあげるのはちょっと酷かもしれませんが、ここでは宝石を天然自然の過酷な条件をのりこえて(?) 私たちのもとに届いた美の



第1図 オーヴァル・ブリリアントカットのルビー。産地不明。0.88カラット。



第2図 角閃岩中のコランダム(ルビー)斑状変晶。三方晶系らしい六角板状の結晶。ルビーの径約1.5 cm。ロシア、ウラル産。

1) 産総研 地圏資源環境研究部門

キーワード: 宝石, 誕生石, ルビー, コランダム, イミテーション, 合成宝石, ベルヌーイ法, スピネル



第3図 人工ルビー（中央上）と、同じくカットストーン。
人工ルビーは約6 cm長。カットストーンは、宝石用カット見本として加工されたもの。



第4図 赤いスピネルの正八面体結晶。大きさは6~8 mm。ミャンマー、Mogok産。この産地は上質のルビーの産地でもある。

使用者と見立てたい心から、あえてそういう取り上げ方をしたいと思います。

まず第3のカテゴリーである人工ルビーを見てみましょう。人工ルビーは、1%程度の Cr_2O_3 を混ぜたアルミナ(Al_2O_3)粉末を、酸水素炎炉で加熱して溶かしつつ、炉の底に置いたコランダム種結晶の上に滴下させて製造します。原理的には、フランス人ベルヌーイが初めて人工ルビーを作った方法と同じです。人工ルビーに限らず工業用のコランダムは、開発者の名をとりベルヌーイ法とよばれるこの方法で現在も合成されています。できあがった人工ルビーは、第3図の中央やや上のように、成長面のある頂部が丸みを帯びて平たくなった円柱状の物体となります。単純極まりないこの方法で合成された人工ルビーを宝石的にカットすると、クリアで欠陥のないあっけらかんとした表情のカットストーンを得ることができます(第3図)。宝石鑑別で「欠陥のないきれいすぎる石が人工ルビー」とささやかれるほどです。うーん、つまらない。過ぎたるは及ばざるがごとしと思いませんか？

次に第2のカテゴリーである化学的に無縁の人工物ですが、色石の場合はすべて「色ガラス」が代表です。これには深入りはしません。ルビーの場合は、第1カテゴリーの別種鉱物が時にモンドアイとなります。これは、赤くて透明で硬度の高い鉱物が、ルビー以外にも存在することを意味します。そこで第4図をご覧ください。赤くて透明そうで、カットしたらルビーみたいになりそうだが、結晶の形の違う鉱物が並んでいますね。赤色の宝石質スピネル MgAl_2O_4 です。

スピネルも化学組成からわかるように、本来無色透明の鉱物ですが、コランダム同様に微量成分の働きで赤、ピンク、紫、青と多彩な色を示します。モース硬度8.5で、コ

ランダム並みに非常に硬い鉱物といえます。天然での産状も似ていて、高温の変成作用を受けたアルミニウムに富む変成岩に広く産出します。というわけで、赤いコランダム(ルビー)とスピネルは、古来、混同されがちでした。赤くて透明なきれいな石で、同じ場所からとれるんだからと、変成岩でコランダムとスピネルは、しばしば共存します！

赤いスピネルが「ルビー」として堂々とまかり通ってきた一番有名な例が、イギリスの第1位公式王冠の真正面についている「黒太子ルビー」でしょう。140カラットあり、親指と人差し指で作る輪よりも大きい赤い透明な宝石は、14世紀に黒太子エドワードが入手し、以来、イギリス王室を代表する宝石でした。それがスピネルだったなんて、あんまりな…と、科学の力が真実を明らかにした時に誰もが思ったことでしょう。しかし、昔の人を責めるのは酷というもの。18世紀に入って鉱物学が科学として系統立つ前には、いやその後もしばらくは、赤い宝石はルビーもスピネルもガーネットでさえも同一視されていたのですから。現在でもカットストーンになってしまうと、ルビーと赤いスピネルは素人には大変に識別困難であることに変わりありません。天然のままの結晶の形なら、間違えようがないはずですがね。

文 献

白水晴雄・青木義和(1989) 宝石の話。技報堂出版、東京、190p.

OKUYAMA Yasuko (2013) Mineralogical science of birthstones—July; Ruby—.

(受付：2013年5月9日)

世界各地の津波堆積物ータイ王国ー

澤井祐紀（産総研 地質標本館）

2004年12月26日にインドネシアのスマトラ島沖で発生した地震は、タイを含めたインド洋沿岸の国々に大きな被害をもたらしました。この地震以前のインド洋では過去200年間において津波による大災害を経験していなかったため、津波に対する備えが十分でなかったことが原因の一つです。この経験から、2004年以降、インド洋における巨大津波の長期予測を行うため、津波堆積物を調べる調査が行われるようになりました。

私は、タイ・チュラロンコーン大学、米国地質調査所、豪州地質調査所などとの合同調査チームの一員として、タイ南部にあるPhra Thong（プラトン）島という場所で調査をする機会を得ました。ここでは、京都大学のグループが予備的な調査を行っており、その結果2004年のインド洋津波やそれよりも前の津波堆積物を見つけていました。私たちの研究グループは、さらに調査地域を広げ、島の全域で掘削調査を行いました。

熱帯地方での調査は大変過酷でした。地下水位が高い場所に津波堆積物があると予想されたので、水位が最も下がる乾季から暑季に移行する時期に調査を行いました。この季節は、日中の最高気温が40℃を超える日があります。そうした気温の中、研究者と現地の方々が協力し、人力の掘削が続けられました（写真1）。

調査の結果、過去約2500年間の地層中から過去の津波堆積物を4層発見しました（写真2）。堆積物の一番上にあるのが、2004年スマトラ沖地震によるものです。2004年より前の津波堆積物の年代を推定するために放射性炭素（C14）年代測定を行ったところ、2004年のひとつまえの巨大津波は、およそ500年前に襲来していたことがわかりました。つまり、この地域を浸水させるような巨大な津波は数百年スケールの再来間隔を持っており、2004年の津波が近年の観測や歴史記録だけでは予測できないものであったことを意味しています。一方で、2004年の津波が地質学的には想定外のものではなく、2004年以前から古地震学的研究を行っていれば予測できたかもしれないということも示しています。

文献

澤井祐紀（2009）タイ南部沿岸の堆積物に記録された過去の巨大津波。産総研 TODAY, 9, no. 2, 19.

澤井祐紀・近藤久雄（2012）最新の地震研究。産業技術総合研究所、きちんとわかる巨大地震（増補第二版）、白日社、東京、273-312.



写真1 現地調査の様子。



写真2 プラトン島で観察された津波堆積物。
□で示した層が2004年の津波堆積物。
○で示した層が2004年より前の津波堆積物。

◆ 編集後記 ◆

今月号は第21回GSJシンポジウム「古地震・古津波から想定する南海トラフの巨大地震」の特集号で、記事の一部は7月10日のシンポジウムで配布される講演要旨集も兼ねています。奥山さんの連載記事「誕生石の鉱物科学」ではルビーとその偽物について紹介されています。最後には、タイで発見された津波堆積物の紹介記事もあります。イベントスケジュールは省略です。

今月号は、私にとって初めての編集担当であると同時に、講演要旨集そのものを掲載するというGSJ地質ニュースとして初めての試みでもありました。シンポジウム当日までに印刷が間に合うように通常よりも早い編集スケジュールにしたり、決まったページ数におさめるために図の大きさを工夫したり、試行錯誤しつつ何とか入稿まで行き着くことができました。ご協力いただいた皆様にお礼申し上げます。

（7月号編集担当：澤井祐紀）

GSJ 地質ニュース編集委員会

委員長 利光誠一
副委員長 金井 豊
委員 北川有一
杉原光彦
中嶋 健
七山 太
森尻理恵
山本浩万
渡辺真人
宮内 涉
デザイン
レイアウト 菅家亜希子

事務局
独立行政法人 産業技術総合研究所
地質標本館
TEL : 029-861-3687
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

<http://www.gsj.jp/publications/gcn/index.html>

GSJ 地質ニュース 第2巻 第7号
平成25年7月15日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター
〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1
つくば中央第7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 朝日印刷株式会社

GSJ Chishitsu News Editorial Board

Chief Editor: Seiichi Toshimitsu
Deputy Chief Editor: Yutaka Kanai
Editors: Yuichi Kitagawa
Mituhiko Sugihara
Takeshi Nakajima
Futoshi Nanayama
Rie Morijiri
Hirokazu Yamamoto
Mahito Watanabe
Wataru Miyauchi
Design &
Layout Akiko Kanke

Secretariat
National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
Geological Museum
Tel : +81-29-861-3687
E-mail : g-news-ml@aist.go.jp

GSJ Chishitsu News Vol.2 No.7
Jul. 15, 2013

National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology
Geological Survey of Japan
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

All rights reserved

Asahi Printing Co., Ltd

