大分県龍神池の堆積物に記録された「巨大南海地震」の 津波シミュレーションによる検討

東京大学地震研究所* 原 田 智 也
石 橋 克 彦†

Examination of “Giant Nankai, Japan, Earthquakes” Suggested
by Tsunami Deposits in the Ryujin-ike Lagoon in Oita
Prefecture, Kyushu, by Means of Tsunami Simulation

Tomoya HARADA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo,
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Katsuhiko ISHIBASHI

2-28-26 Yokowo, Suma-ku, Kobe 654-0131, Japan
(Received October 30, 2009; Accepted August 3, 2010)

Along the Nankai-Suruga trough, where the Philippine Sea plate is being subducted beneath southwest Japan, nine series of great Tokai and Nankai earthquakes have recurred every 100–200 years during historical times since 684 A.D., and brought about significant tsunamis. Recently, geologists investigated tsunami deposits in the Ryujin-ike lagoon in Oita Prefecture and found 40 sand layers during the past 3,300 years including eight remarkable thick layers. They inferred that the uppermost three thick layers had been deposited by large tsunamis due to the “giant Nankai earthquakes” in 684, 1361, and 1707 A.D. which ruptured the Tokai and Nankai source regions simultaneously, and that “giant Nankai earthquakes” had recurred every about 450 years. In order to examine these inferences, we carried out numerical tsunami simulation at the Ryujin-ike lagoon assuming various static fault models based on existing models of the 1707 Ho’ei, 1854 Ansei-Nankai, and 1946 Showa-Nankai earthquakes. As the results, it has been revealed that the tsunami waveform and its maximum height near the Ryujin-ike lagoon depend strongly on the southwesternmost fault slip of the “giant Nankai earthquake” and insensitive to faulting in the Tokai region. Therefore, we conclude that the large tsunamis near the Ryujin-ike lagoon suggested by thick tsunami deposits cannot show the occurrence of “giant Nankai earthquakes” which ruptured the Tokai and Nankai sources simultaneously. Moreover, for a large tsunami near the Ryujin-ike lagoon, the location and the slip amount of the southwesternmost fault plane of the Nankai earthquake have a trade-off relationship between each other, which makes it impossible to infer correctly the causal fault of the large tsunami by means of the Ryujin-ike data alone. In addition, there is disagreement between the “giant Nankai earthquakes” inferred by the thick sand layers in the Ryujin-ike lagoon and those inferred by the study of historiographical seismology. In conclusion, the eight remarkable sand layers in the Ryujin-ike lagoon cannot be regarded as the traces of the “giant Nankai earthquakes.”

Key words: Giant Nankai earthquake, Tsunami deposits, Ryujin-ike lagoon, Numerical simulation of tsunami

* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

† 〒654-0131 神戸市須磨区横尾 2-28-26

§1. はじめに

フィリピン海プレートが西南日本の下に沈み込む駿河トラフ・南海トラフ (Figs. 1, 2) に沿っては、 $M8$ クラスのプレート間巨大地震である東海地震と南海地震がペアをなして繰り返し発生しており、史料に記録されているものでは、現在のところ 684 年以降 9 回のシリーズが知られている (Fig. 2) (この地域のプレート間巨大地震について最近では東海・東南海・南海地震という呼称がよく用いられるが、本論文の議論では後述からわかるように前二者を分ける必要がないので、東海・南海地震という旧来の二分法を用いる)。

石橋 (2002) は、これらのうち 1096/99 年, 1361 年, 1854 年, 1944/46 年の 4 回のシリーズでは東海地震が南海地震に先行し, 887 年, 1498 年, 1707 年の 3 回は東海地震と南海地震がほぼ同時に発生したと推定している。後者の 1707 年宝永地震のようないわゆる「連動型」は最近注目を集めており、プレート間巨大地震の発生機構の詳細を解明するうえで、連動型とそうでないタイプの発生履歴を明らかにすることはきわめて重要である。

岡村・他 (2006), 中野・他 (2006), 松岡・他 (2007) は、九州東岸の日向灘に面した大分県佐伯市の龍神池 (Figs. 1, 4) において津波堆積物の調査を行い、過去約 3,300 年間の湖底堆積物の中に顕著な厚い砂層 8 枚を含む約 40 枚の砂層を確認した。そして、顕著な砂層のうち上位 3 枚は、1707 年宝永地震, 1361 年康安 (正平) 地震, 684 年白鳳 (天武) 地震によって引き起こされた龍神池付近での大津波により堆積したと推定した。岡

Fig. 2. Space-time distribution of great interplate Nankai and Tokai earthquakes along the Nankai-Suruga trough [reproduced from Ishibashi's (2002) Fig. 1 with slight modification]. Roman and italic numerals indicate earthquake occurrence years and time intervals between two successive series, respectively. Thick solid, thick broken, and thin broken lines show certain, probable, and possible rupture zones, respectively. Thin dotted lines mean unknown.

Fig. 1. Index map of the Ryujin-ike lagoon and the area where numerical tsunami simulation is performed. Submarine topography is shown roughly by gray-scale based on the Japan Oceanographic Data Center's J-EGG500. In the inset, PAC and PHS denote the Pacific plate and the Philippine Sea plate, respectively.

村・他(2006)は、九州東岸域における津波の大きさが必ずしも南海地震全体の規模を反映するわけではないとしながらも、宝永地震が東海・南海連動型であり、南海トラフ西端部も震源域になったことから、白鳳および康安地震も宝永地震と同様な地震で、そのような「巨大南海地震」が350~700年程度の間隔で発生したことが示唆されると述べている。

この「巨大南海地震」という言葉がやや曖昧であるが、東海・南海連動型を意味していると解される。しかしながら、一連の研究では、龍神池に顕著な砂層を堆積させた大津波の波源に関する検討がなされていないために、龍神池の湖底堆積物から東海・南海連動型地震を確認できるのかどうか疑問が残る。そこで本論文では、津波の数値シミュレーションを行ってこの問題を検討する。

§ 2. 研究の方法

「巨大南海地震」が東海・南海連動型地震であるか否かを、龍神池付近の大津波によって識別することができるかどうか確かめるために、1707年宝永地震、1854年安政南海地震、1946年昭和南海地震の既存の静的震源断層モデルを使って津波の数値シミュレーションを行う。

断層モデルは、Fig. 3に示すように、Ando (1975, 1982)のもの(1707年, 1854年, 1946年の断層モデルに対して、それぞれ1707Ando, 1854Ando, 1946Andoと呼ぶ)と相田(1981a, b)のもの(同じく、1707Aida, 1854Aida, 1946Aidaと呼ぶ)を使用する。昭和南海地震については、新しい断層モデルがいくつか発表されているが[例えば、Baba *et al.* (2006)], 本研究の目的は津波の相対的な比較を行うことなので、宝永地震、安政南海地震と同様の手法で求められた上記のモデルを使用する。なお、断層パラメータについては佐藤(1989)を参照されたい。

津波の数値シミュレーションを行っていくうえの基本的な前提として、宝永地震による龍神池付近の津波が、安政南海地震、昭和南海地震による津波と比べて有意に大きくなることが、津波の数値シミュレーションからも確認できなければならない。そこで、まずそれを確認するために、龍神池付近において、1707Ando, 1854Ando, 1946Andoによって計算された津波波形の比較、および1707Aida, 1854Aida, 1946Aidaによって計算された津波波形の比較を行った。

次に、宝永地震が連動型地震であったために龍神池付近の津波が大きくなったのかどうかを確かめるため、1707Andoと1707Aidaをそれぞれ南西端、南海側、東海側の断層セグメントに分けて、両モデルについて、南

海+東海、南西端、南海、東海の4種類の断層モデルに対して龍神池付近の津波を計算し、比較を行った。

最後に、南海地震の南西端断層面の位置・すべり量と龍神池付近の津波の関係を考察するために、1854Andoの断層面を南西側に伸ばし、延長部のすべり量を変えた4種類の断層モデルを設定して、それらによる龍神池付近の津波がどのように振る舞うかを検討した。

津波のシミュレーションにおいては、Okada (1992)の地殻変動プログラムで海底の上下変動を計算し、それを初期水位とした。津波の伝播計算は、極座標系における非線形長波式[例えば、Satake (1995)]をstaggered leap-frog法で差分化して解いた。計算領域は東経130.0~140.0°, 北緯31.0~36.0°で、海底地形データは、日本海洋データセンターの500 mメッシュ水深データ(J-EGG500)を格子間隔15秒(約450 m)に補間したものを用いた。Fig. 1に計算領域の海底地形を示す。計算時間ステップは、差分の安定化条件を満たすために1.0秒とした。海底摩擦は、マンニングの粗度係数を $0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ として与えた。海岸での津波の遡上は考慮せず、外海境界では流出するとした。

以上の条件で、龍神池に最も近い格子点(水深7 m)での津波波形を計算した。Fig. 4に、津波計算に用いた龍神池付近の海底地形と波形を計算した格子点(以下では「龍神池格子点」と呼ぶ)を示す。格子間隔がやや大きいため、計算された津波の後続波は地形の影響を十分反映しきれないで精度が落ちると思われるが、大局的な傾向を相互比較するうえでは問題ないと考えられる。

§ 3. 龍神池付近の津波の数値シミュレーション

3.1 1707年宝永地震による津波

千田・他(2004)、千田・中上(2006)は、龍神池が存在する大分県佐伯市の旧米水津(よのうづ)村の古記録によって、この村の色利浦(いろりうら、Fig. 4)で、1707年宝永地震の津波が海拔10 m付近の高さまで侵入したこと、1854年安政南海地震の津波は海拔4 m付近まで襲来したこと、したがってこの地点での宝永地震の津波が安政南海地震のそれと比べて有意に高かったことを示した(近隣でやや異なる高さもあるが、この有意に高いという傾向は同じであり、地点ごとの絶対高さは本論文にとって本質的ではないので、色利浦に限る)。そこで、本題に入る前に、龍神池付近でも、宝永地震による津波が安政南海地震、昭和南海地震による津波よりも有意に高くなることを、津波の数値シミュレーションによって確認する。

なお、千田・他(2004)が紹介している古記録によれば、色利浦をはじめとする米水津村の集落においては

Fig. 3. Static fault models of the 1707 Ho'ei, 1854 Ansei-Nankai, and 1946 Showa-Nankai earthquakes used in the present tsunami simulation; 1707Ando is after Ando (1975), 1707Aida, after Aida (1981 a, b), 1854Ando, after Ando (1975), 1854Aida, after Aida (1981b), 1946Ando, after Ando (1982), and 1946Aida, after Aida (1981b). Rectangles represent horizontal projection of fault planes. Slip amounts of fault planes are shown on the lower side of each frame. Solid and broken contour lines indicate calculated ground uplift and subsidence, respectively, of every 50 cm. Solid triangle shows the Ryujin-ike lagoon. Dotted line represents the Nankai-Suruga trough axis.

1707 年も 1854 年も第 1 波がいちばん高かったようであり、1854 年は 7 ないし 12~13 回の満ち引きを繰り返したが順次低くなっていったという。すなわち、米水津~龍神池付近では、1854 年の津波に関しては第 1 波から何時間でもして遠方からの反射波などが最大津波高をもたらしたということはないと考えられるので、

1707 年の津波についてもそうに考え、津波の計算は地震発生後 2 時間までとする。

Fig. 5(a) は、龍神池格子点における、1707 Ando, 1854Ando, 1946Ando を用いて計算した津波波形の比較である。Fig. 5(b) は、同じく、1707Aida, 1854Aida, 1946Aida を用いて計算した津波波形の比較である。両

Fig. 4. (a) Map showing the Ryujin-ike lagoon (solid triangle). Bathymetric contours every 10 m are also shown. Cross indicates the Irori-ura village where the large tsunamis due to the 1707 Ho'e and 1854 Ansei-Nankai earthquakes were recorded in historical documents. (b) The 15 second (about 450 m) gridded bathymetric contours around the Ryujin-ike lagoon in the area within the frame in (a). Gray areas are land. Solid triangle indicates the nearest grid point to the Ryujin-ike lagoon, where the tsunami waveforms are compared. Cross shows the nearest grid point to Irori-ura.

図とも、地震発生後2時間以内の1707年津波は(初動の弱い引き波は別として)第1波がいちばん高い。

Fig. 5(a)において、1707Andoによる最大津波高は176 cmで、1854Andoによる93 cmの約1.9倍、1946Andoによる67 cmの約2.6倍である。Fig. 5(b)では、1707Aidaによる最大津波高は270 cmで、1854Aidaによる97 cmの約2.8倍、1946Aidaによる81 cmの約3.3倍である。したがって、1707年宝永地震による龍神池付近の最大津波高は、1854年安政および1946年昭和の南海地震のそれよりも2~3倍程度大きくなるこ

Fig. 5. Comparisons of tsunami waveforms computed at the nearest grid point to the Ryujin-ike lagoon (see Fig. 4(b)) from the fault models of 1707Ando, 1854Ando, and 1946Ando (a) and from those of 1707Aida, 1854Aida, and 1946Aida (b).

とが、数値シミュレーションによって確かめられた。

なお、龍神池格子点で計算された最大津波高は、宝永地震についても安政南海地震についても色利浦の古記録が示す高さよりかなり低い。試みに色利浦付近の格子点(水深5 m, Fig. 4(b))でも計算してみたところ、1707Andoで233 cm, 1707Aidaで226 cm, 1854Andoで127 cm, 1854Aidaで132 cmと古記録よりもかなり低かった。これは、古記録による高さが遡上高であるうに推定誤差が大きいことにもよるだろうが、格子間隔の粗い本研究のシミュレーションの精度などにも原因があると思われる。しかしながら、色利浦付近の格子点における津波高も、宝永地震のものが安政南海地震の2倍近くになることが確かめられたので、津波高の相対比較を行う以下の議論には問題ないと考えられる。

3.2 連動型地震が大津波をもたらすのか？

次に、1707年宝永地震が東海・南海連動型であった

Fig. 6. Comparisons of tsunami waveforms computed at the nearest grid point to the Ryujin-ike lagoon (see Fig. 4(b)) from the fault models of 1707Ando, 1707Ando-A, 1707Ando-AB, and 1707Ando-C (a) and from those of 1707Aida, 1707Aida-A, 1707Aida-ABC, and 1707Aida-DE (b). As for each fault models, see text.

ために龍神池付近の津波が大きくなったのかどうかを、津波の数値シミュレーションで確かめる。

1707Andoと1707Aidaに関して、龍神池に最も近い南西端の断層セグメントだけからなる断層モデルを、Fig. 3の断層面を示す記号を用いて、それぞれ1707Ando-A, 1707Aida-Aと呼ぶことにする。同様に、南海地震に対応する断層セグメントだけからなる断層モデルを、それぞれ1707Ando-AB, 1707Aida-ABC, 東海地震に対応する断層セグメントだけからなる断層モデルを、それぞれ1707Ando-C, 1707Aida-DEと呼ぶ。そして、龍神池格子点において、1707Ando, 1707Ando-A, 1707Ando-AB, 1707Ando-Cによる本震発生後2時間以内の津波波形を計算し、比較した(Fig. 6(a)). 同様に、1707Aida, 1707Aida-A, 1707Aida-ABC, 1707Aida-DEによる津波波形を比較した(Fig. 6(b)).

Fig. 6(a)において、初動から最大津波高を経て津波高が0に戻るあたりまで(これを「第1波」と呼ぶ)の波形は1707Ando, 1707Ando-A, 1707Ando-ABによるものがほとんど同じである。その後は、1707Ando-Aによる波形が多少ずれていくが、1707Andoと1707Ando-ABとはほぼ同じである。すなわち、1707Andoによる第1波の波形は、ほぼ1707Ando-Aによるものと言える。また、1707Ando-Cによる津波は、1時間以上遅れて到着して最大津波高が非常に小さく(49 cm), 1707Andoの波形にほとんど影響を与えていない。したがって、龍神池付近の津波が大きくなる要因は、宝永地震の断層面が南海側から東海側にまで及んでいた(宝永地震が「連動型」であった)からではなく、龍神池に最も近い断層セグメントAのすべり量が12.0 mと大きかったからだと結論できる。

Fig. 6(b)においても同様に、1707Aida, 1707Aida-A, 1707Aida-ABCによる津波波形がほぼ同じである。また、1707Aida-DEによる津波は、1時間以上遅れて到着して最大津波高が非常に小さく(28 cm), 1707Aidaの波形にほとんど影響を与えていない。したがって、龍神池付近の津波が大きくなる要因は、宝永地震の断層面が南海側から東海側にまで及んでいた(宝永地震が「連動型」であった)からではなく、龍神池に最も近い断層セグメントAのすべり量が13.9 mと大きかったからである。さらに、1707Aidaによる最大津波高が、1707Andoによるそれよりも94 cm高いのは、1707Aida-Aが1707Ando-Aに比べて龍神池に近く、すべり量も大きいためだと言える(Fig. 3)。

以上の数値シミュレーションから、龍神池における宝永地震の大津波の主因は、この地震の南西端の断層面上のすべりであり、Fig. 6(b)において1707Aida, 1707Aida-A, 1707Aida-ABCによる第1波の波形がほぼ同じであることから、土佐湾沖以東の断層運動はほとんど影響しないことが分かった。したがって、龍神池の大津波から、それをもたらした地震が連動型地震だったかどうかを認識することは不可能であることが確かめられた。

3.3 南西端断層面の位置・すべり量の影響

最後に、南海地震の南西端断層面の位置・すべり量と龍神池付近の津波の関係を考察するために、1854Andoの断層面を南西側に伸ばし、延長部のすべり量を変えた4種類の断層モデルを仮定して、それらと1707Ando, 1707Aida, 1854Andoによる龍神池格子点における地震発生後2時間以内の津波波形を計算し、比較する。

4種類の断層モデル(Fig. 7)は、1854Andoの南西側の断層を同じすべり量(6.0 m)のままで日向灘地震の震源域の北東端まで30 km 延ばしたモデル(ELONG1と

Fig. 7. Four static fault models assumed to examine the effect of the location and slip amount of the southwesternmost fault plane of the Nankai earthquake on the tsunami height at the Ryujin-ike lagoon. In ELONG1 and ELONG2, the fault plane A' is added to 1854Ando with different slip amounts. In ELONG3 and ELONG4, the fault plane H is further added to ELONG1 with different slip amounts. For further details, see text. The way of illustration is the same as Fig. 3.

Table 1. Parameters of fault segments constituting fault models ELONG1, ELONG2, ELONG3, and ELONG4 shown in Fig. 7.

Fault segment	Lat. (°N)	Long. (°E)	Depth (km)	Strike (deg)	Dip (deg)	Rake (deg)	Length (km)	Width (km)
A	32.68	134.74	0.0	250.0	20.0	117.0	150.0	120.0
B	33.13	136.25	0.0	250.0	25.0	117.0	150.0	70.0
A'	32.22	133.25	0.0	235.0	20.0	117.0	30.0	120.0
H	32.33	132.86	12.0	227.0	12.0	102.0	64.0	48.0

Parameters for A and B are after Sato (1989). The notation of fault parameters including the location of the reference point (Lat., Long., and Depth) follows Figure 1-1 (p. 47) of Sato (1989). Slip amounts vary with the model as shown in Fig. 7.

呼ぶ), ELONG1 の延長部分のすべり量を 10.0 m に大きくしたモデル (ELONG2 と呼ぶ), ELONG1 の断層面をさらに日向灘地震の震源域まで延長したモデル (延長部分のすべり量は 2.2 m; ELONG3 と呼ぶ), ELONG3 の延長部分のすべり量を 4.0 m に大きくしたモデル (ELONG4 と呼ぶ) である。ELONG3, ELONG4 の日向灘における断層面は, 八木・他 (1998) の 1968 年日向灘地震の断層モデルを参考に設定した。なお, それらの断層面だけからなる断層モデルを, Fig. 7 の記号を用いて ELONG3-H, ELONG4-H と呼ぶことにする。以上の断層モデルを構成する断層セグメントのパラメータを

Table 1 に示す。

Fig. 8(a) は, ELONG1, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aida によって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG1 による最大津波高は 144 cm で, 1854Ando の最大津波高 (93 cm) と比べると 51 cm 高くなったが, 1707Ando, 1707Aida による最大津波高 (176 cm, 270 cm) と比べると 32 cm, 126 cm 低い。したがって, 南海地震の断層面が南西側に伸びただけでは, 龍神池付近の津波が宝永津波程度まで高くなることはない。

Fig. 8(b) は, ELONG2, 1854Ando, 1707Ando,

Fig. 8. Comparisons of tsunami waveforms computed at the nearest grid point to the Ryujin-ike lagoon (see Fig. 4(b)) from various fault models shown on the lower side of each frame of (a) to (d).

1707Aidaによって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG2による最大津波高(245 cm)は、1707Andoの約1.4倍、1707Aidaの約91%になっている。つまり、南海地震の断層面が日向灘地震の震源域の北東端まで伸び、かつ延長部分のすべり量が大きな場合、龍神池付近の津波は宝永津波と同程度に高くなる。なお、ELONG2は1707Aidaに近い断層モデルである。

Fig. 8(c)は、ELONG3, ELONG3-H, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aidaによって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG3-Hによる津波波形は、1968年日向灘地震の津波にほぼ相当すると考えられるが、最大津波高は大きくない(130 cm)。しかしながら、ELONG3による津波の最大津波高(217 cm)は、1707Andoの約1.2倍、1707Aidaの約80%と高くなる。したがって、南海地震の断層面が日向灘にまで及ぶと、日向灘の断層セグメントのすべり量が比較的小さい(2.2 m)にもかかわらず龍神池付近の津波は、宝永津波

に匹敵するほど高くなる。

Fig. 8(d)は、ELONG4, ELONG4-H, 1854Ando, 1707Ando, 1707Aidaによって計算された龍神池格子点の津波波形の比較である。ELONG4-Hのすべり量はELONG3-Hの約1.8倍なので、ELONG4-Hによる最大津波高もELONG3-Hに比べて約1.7倍高くなり(224 cm)、1707Andoの約1.3倍になるが、1707Aidaと比べると46 cm低い。しかしながら、ELONG4による最大津波高(305 cm)は、ELONG4-Hの約1.4倍、1707Aidaの約1.1倍となり、最も高くなる。したがって、日向灘におけるすべり量が增大すると、それが4 m程度であっても、龍神池付近の津波は宝永津波よりも高くなる。

以上の数値シミュレーションから、安政南海地震の断層面を日向灘地震の震源域の北東端まで延ばしても、龍神池付近の津波は高くならないが、延長部のすべり量を大きくすると、宝永津波に匹敵するほど高くなることが確かめられた。さらに、日向灘地震の震源域まで断層を延長すると、足摺岬南西沖、日向灘の断層セグメントの

すべり量が比較的小さくても (2.2 m), 龍神池付近の津波は宝永津波に匹敵するほど高くなり, 日向灘の断層セグメントのすべり量を約 2 倍 (4.0 m) にすると, 宝永津波よりも高くなることが確かめられた。したがって, 龍神池における大津波の原因については, 南海地震の南西端の断層面のすべり量の大きさと日向灘への延伸との間にトレード・オフが存在し, 龍神池付近の大津波の原因がどちらであるのか, 龍神池付近の大津波のみからは決めることができないと考えられる。

§ 4. 議 論

§ 3 によって, 龍神池を襲う大津波の原因は, 「巨大南海地震」(断層面が東海側まで延びている東海・南海連動型) ではなくて, 基本的に, 南西端の断層面の大きなすべり量であることが確かめられた。したがって, 津波堆積物の調査・研究によって過去の東海, 南海地震の発生履歴や, それらの地震が連動型だったかどうかを精度よく推定するには, 少数の局所的な記録だけではなく, 複数の広域的な記録が必要であろう。また, 本稿における簡単な津波の数値シミュレーションによっても多くの重要な情報が得られるので, 津波堆積物の調査と同時に数値シミュレーションによる研究が併せて行われることが望ましい。

ただし, もし東海・南海連動型地震のときだけに南西端の断層面の南西側への延伸・すべり量の増加が起こるといのであれば, 間接的ではあるが, 龍神池の大津波から「巨大南海地震」の繰り返し間隔を推定できるかもしれない。そこで, 過去の東海・南海地震について, この点を検討してみる。

歴史地震学の研究によれば, 龍神池の 3 枚の顕著な砂層に対応するとされる「巨大南海地震」(684, 1361, 1707 年) 以外にも, 宝永タイプの地震が発生していることが指摘されている (Fig. 2)。887 年仁和地震について, 石橋 (1999, 2000) は, 信頼できる史料において地震被害を受けた国が 30 余より多かったと読めることを指摘し, 「五畿内七道諸国」という表現は誇張でないだろうとした。また, 京都での震動時間が非常に長かったようであることや, 東海地震が同時に発生して八ヶ岳が山体崩壊した可能性があることも議論して, この地震が宝永タイプの連動型巨大地震である可能性を示した。1498 年明応地震についても, 石橋 (2002) が宝永タイプの地震であった可能性を指摘している。1605 年慶長地震は東海・南海を震源域とする巨大な津波地震で, 津波は遠州灘沿岸から足摺岬まで被害をおよぼし, 鹿児島湾奥でも大波による被害があった [例えば, 石橋 (1983), 山本・萩原 (1995)]。

一方, 龍神池の津波堆積物から宝永型とされた 1361 年 7 月 26 日 (康安元年六月廿四日) の康安 (正平) 地震については, 石橋 (1998, 2002) が第一級の史料等の詳細な検討から “通常の” 南海地震だとし, 1361 年 7 月 24 日 (康安元年六月廿二日) 6 時頃の地震が, それに先行して発生した東海地震であると結論した。

すなわち, 龍神池の調査結果では堆積物の欠損等は見られないこと [松岡・他 (2007)] を考慮すると, 歴史地震研究から宝永タイプと考えられる 887 年仁和地震, 1498 年明応地震, 1605 年慶長地震では顕著な津波堆積物が存在せず, 通常の南海地震と推定される 1361 年康安 (正平) 地震では津波堆積物があることになる (684 年白鳳地震が宝永タイプだったか否かは歴史地震学的には未確定という [石橋 (1999, 2002)])。したがって, 東海・南海連動型地震のときだけに南西端の断層面の南西側への延伸・すべり量の増加が起こるとは言えず, 龍神池における大津波の痕跡が, 約 350~700 年ごとの「巨大南海地震」の発生を示唆しているとする岡村・他 (2006) の見解は疑問である。

なお, 本論文では, 上盤内の枝分かれ断層の活動による津波の発生は取り扱わなかったが, それを考慮すればなお一層, 龍神池付近の大津波が連動型「巨大南海地震」を示すとは言えなくなる。

最後に, 南海地震の断層面が日向灘まで延びる (南海地震と日向灘地震が連動する) 可能性に関して, 若干の議論を加えておく。古村・今井 (2009) は 1707 年宝永地震について, 龍神池周辺が地震時地殻変動で数 10 cm 沈降したとして, 日向灘の断層運動が連動したというモデルを提案した。日向灘の断層セグメントによって龍神池周辺の津波は高くなり, ここでの断層運動が九州の震度 6 の強震動と周期数秒以上の長周期強震動をもたらすという。

南海地震と日向灘地震の連動がありうるのか, 宝永地震がその例であったのかは重要で興味深い問題であり, 3.3 のシミュレーション結果も, この日向灘連動説と調和的な面を含んでいる。しかしながら, 龍神池の大津波の (相対比較ではなくて) 具体的な原因という点では, 例えば上盤内の枝分かれ断層のようなものも検討しなければならないし, 龍神池周辺の 1707 年やそれ以前の地震時沈降もまだ証拠があるわけではない。今後, 日向灘の連動破壊の可能性に関して, プレート境界面の形状やアスペリティ・バリアの分布, 豊後水道沿岸域の第四紀後期の地震性地殻変動 (測地測量データを含む), 歴史地震・津波のさらなる調査, 連動 (遅れ破壊を含む) に関する理論的研究など多岐にわたって, 総合的な検討を行う必要がある。したがって本稿では, 南海地震と日向灘

地震の連動に関して早急な結論は避け、その可能性の言及のみにとどめる。

§5. ま と め

岡村・他(2006), 中野・他(2006), 松岡・他(2007)は, 九州東岸の龍神池(大分県佐伯市)の過去約3,300年間の連続した池底堆積物の中に顕著な厚い砂層8枚を確認し, そのうちの上位3枚が, 1707年, 1361年, 684年の南海地震による津波堆積物だと考えた。そして, 1707年宝永地震が東海・南海連動型の「巨大南海地震」であることから, 684年と1361年の地震も同じタイプだったと推定して, そのような「巨大南海地震」が350~700年程度の間隔で発生したことが示唆されるとした。

しかしながら, 津波の数値シミュレーションによって, 龍神池の大津波は「巨大南海地震」の東海側の断層面の影響をほとんど受けず, 南海地震の南西端の断層面のすべり量だけに大きく依存することが確かめられた。したがって, 龍神池付近の大津波のみから, 宝永タイプの連動型の「巨大南海地震」を確認することはできないと結論される。さらに, 南西端の断層面の南西側への延伸とすべり量の増大との間にはトレード・オフが存在することが分かった。したがって, 龍神池の大津波のみからは, 「巨大南海地震」の南西端の断層面の位置とすべり量を推定することも不可能である。

また, 東海・南海地震に関する歴史地震学の研究によれば, 龍神池の堆積物から推定された大津波と宝永タイプの歴史的東海・南海地震とは必ずしも対応していない。したがって, 約350~700年間隔で龍神池を襲った大津波が宝永タイプの東海・南海連動型巨大地震だったと結論することはできない。

謝 辞

津波の計算プログラムは佐竹健治氏のものを使用させていただきました。査読者の馬場俊孝氏と高橋智幸氏, 編集担当委員の行谷佑一氏は原稿を丁寧に読んでくださり, 本稿を改善するためのたいへん貴重なご指摘をいただきました。また, 佐竹健治氏の日頃のご教示も有益でした。これらの方々に深く感謝いたします。本稿の図の作成にあたっては, Wessel and Smith (1991)のGMT 4.5.0を用いました。

文 献

相田 勇, 1981a, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 地震研究所彙報, **56**, 367-390.
相田 勇, 1981b, 南海道沖の津波の数値実験, 地震研

究所彙報, **56**, 713-730.

- Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
Ando, M., 1982, A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **28**, 320-336.
Baba, T., P. R. Cummins, T. Hori, and Y. Kaneda, 2006, High precision slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake inferred from tsunami waveforms: Possible slip on a splay fault, *Tectonophysics*, **426**, 119-134.
千田 昇・中上二美, 2006, 大分県佐伯市米水津村とその周辺地域における宝永4年, 安政元年の南海地震と津波の分析, 大分大学教育福祉科学部研究紀要, **29**, 69-80.
千田 昇・高宮昭夫・浜田平士・富松俊夫・御手洗進, 2004, 大分県南海部郡米水津村における宝永四年十月四日(1707年10月28日), 安政元年十一月五日(1854年12月24日)の地震による津波の記録, 大分大学教育福祉科学部研究紀要, **26**, 129-144.
古村孝志・今井健太郎, 2009, 南海・東南海・東海地震の連動発生による強震動と津波—1707年宝永地震の震源モデルの再評価—, 日本地震学会講演予稿集2009年度秋季大会, 7.
石橋克彦, 1983, 1605(慶長9)年東海・南海津波地震の地学的意義, 地震学会講演予稿集, No. 1, 96.
石橋克彦, 1998, 1361年正平南海地震に対応する東海地震の推定, 日本地震学会講演予稿集1998年度秋季大会, P125.
石橋克彦, 1999, 文献史料からみた東海・巨大南海地震—1.14世紀前半までのまとめ—, 地学雑誌, **108**, 399-423.
石橋克彦, 2000, 887年仁和地震が東海・巨大南海地震であったことの確からしさ, 地球惑星科学関連学会2000年合同大会予稿集(CD-ROM), SI-017.
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・巨大南海地震—史料地震学による概要—, 京都大学防災研究所研究集会13 K-7 報告書, 1-9.
松岡裕美・岡村 眞・岡本直也・中野大智・千田 昇・島崎邦彦, 2007, 津波堆積物に記録された南海地震の繰返し間隔, 日本地球惑星科学連合2007年大会予稿集(CD-ROM), S141-P037.
中野大智・松岡裕美・岡村 眞・千田 昇・島崎邦彦, 2006, 大分県南部龍神池の大規模南海地震イベント, 日本地質学会第113年学術大会講演要旨集, 282.
Okada, Y., 1992, Initial deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
岡村 眞・松岡裕美・千田 昇・島崎邦彦, 2006, 見えてきた巨大南海地震の再来周期, 日本地震学会講演予稿集2006年度秋季大会, 16.
Satake, K., 1995, Linear and nonlinear computations of the 1992 Nicaragua earthquake tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, **144**, 455-470.

- 佐藤良輔（編著），1989，日本の地震断層パラメーター・ハンドブック，鹿島出版会，390 pp.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1991, Free software helps map and display data, EOS Trans. AGU, **72**, 441, 445-446.
- 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子，1998, 1968年4月1日，日向灘地震 ($M_{JMA}7.5$) の震源過程とその後の地震活動との比較，地震 2, **51**, 139-148.
- 山本武夫・萩原尊禮，1995，慶長九年（一六〇五）十二月十六日地震について—東海・南海沖の津波地震か，萩原尊禮（編）「古地震探求—海洋地震へのアプローチ」，東京大学出版会，160-251.