長周期地震動による震源遠隔地での波の発生

大平 幸一郎¹・柴山 知也²

¹正会員 中部電力株式会社 西平土木管理所 (〒501-0704岐阜県揖斐郡揖斐川町三倉字高畑5-5)
(研究当時, 早稲田大学大学院学生)
E-mail:koichiro_ohira516@yahoo.co.jp

²フェロー会員 早稲田大学教授 理工学術院社会環境工学科 (〒169-8555東京都新宿区大久保3丁目4-1)
E-mail:shibayama@waseda.jp

本研究では, 地震発生の際に長周期地震動により発生する遠隔地での高波に注目し, その発生メカニズムを検討する. 2011年3月11日に東北地方太平洋沖でモーメントマグニチュードMw9.0の地震が発生した際, 震源より約470km離れた西湖(最大水深73.2m, 面積2.12km²)において, 波高約1mの波が観測された. 本研究では西湖で発生した波浪現象を, 現地調査と数値計算を用いて再現した. さらに今後30年以内に70%の確率で発生すると予測されている東南海地震と東海地震の想定に同じ計算モデルを適用し, 震源より離れた東京湾での長周期地震動により発生する波の予測を行った. その結果, 波が不規則に発生することが分かった. 地震が発生した際に, 津波とともに注意すべき現象の一つとして, 長周期地震動により発生する波を指摘した.

Key Words : Long-period, Tohoku Earthquake, Sai-Lake, Tonankai Earthquake, Tokai Earthquake

1. 序論

長周期地震動が発生した際には, 高層ビル, 大型石油タンク, 長大橋などの大規模構造物の共振現象が防災上の考慮の対象として重要性を増してきている. また, 海域で地震発生が発生した際には, 水害として一般的に沿岸部での津波の被害が指摘されている(柴山, 大平¹⁾). 本研究では地震時における構造物の振動や津波ではなく, 現在まで十分に研究されてこなかった長周期振動による水害, 特に震源からの遠隔地で発生する波に注目し, その危険性を検討する. 2011年3月11日(JST)に東北地方太平洋沖でモーメントマグニチュード Mw9.0(気象庁)の地震が発生した際, 震源より約 470km 離れた山梨県富士五湖の一つであり, 河口湖の西側に位置する西湖(図-1 参照: 北緯 35 度 29 分 53 秒, 東経 138 度 41 分 11 秒, 最大水深 73.2m, 面積 2.12km², 震度 4)において, 波高約 1m の波が観測されていた(msn 産経ニュース²⁾)と言われている. 西湖の近くでは長周期の地震動が観測されていた(防災科学技術研究所, 2011). そこで筆者らは, 現地調査と数値計算を行い, 西湖で発生した波の現象の解明を試みた. 数値計算に関しては, 非線形の長波方程式を基礎方程式とする波の伝播計算モデルに地震波形を初期波形として入力するモデルを構築した. なお, 波の発生メカニズムは長周期地震動により湖が振動することで, 湖内の水が外力を受け, 波を発生させ

る場合を想定している. さらに, この数値計算を将来高い確率で発生すると予測されている東南海地震, 東海地震の想定に適用し, 震源より離れた東京湾での長周期による波の発生を予測する. 地震に対して, 津波とは別に, 長周期の地震動によって発生する震源より離れた地域での波の発生という, 新しい水害の可能性について検討する.

2. 西湖での現地調査の結果

現地での調査は, 地震発生から約1か月半後の2011年4月25日に山梨県西湖で行った. 各調査地点では, 波の痕跡高の計測及び近隣住民への聞き取り調査を行った. 波の痕跡は, 湖岸から数メートルの地点に波によって岸へ打ち上げられた樹木の枝が残っている場所をもとに判断した. 波の痕跡高調査地点を図-1に示す. 観測地点AとBでは水面から0.8mの高さの地表面に波の痕跡を確認した. 観測地点C, D, Eでは波の痕跡高を確認できなかった. 図-2, 図-3に観測地点A, 図-4に観測地点Bでの痕跡を示す. 観測地点Aでは, 打ち上げられた樹木の枝が約30mに渡って線状に残っており, 波の遡上高が容易に確認できた. なお, 西湖での潮汐差は1cm以下であり, また, 地震時と現地調査時の降水量は当日, 前日ともに0.0mmであることから地震時と調査時の湖面の水位差はほとんどないと考えられる.

聞き取り調査では「(東北地方太平洋沖)地震の直後に湖畔に出て、西湖を見ると岸にあったボートが流されているのが分かった。」「地震時に湖で釣りをしていた人の話では、目視で0.8mから0.9mの波が何度も発生していた」という証言が、湖畔の北側でレストランを経営する住民(老年男性)から得られた。

図-1 西湖での痕跡高調査地点

図-2 観測地点Aでの痕跡高

図-3 観測地点Aにおいて打ち上げられて線状に残る樹木の枝の痕跡

図-4 観測地点Bでの痕跡高

3. 計算方法

西湖での地震動を外力として波の伝播計算を行った。入力した地震波形は、防災科学技術研究所(NIED)の配布している波形データを用いた。変位の波形データを図-5に示す。その周期は東西方向では約20秒、南北方向では約35秒であることがわかる。使用した波形データの時間は2011年3月11日14:46~14:51(JST)であり、地震発生後5分間に相当する。地震動計測地点の中で西湖から最も近い本栖(西湖から直線距離で約6km)の地点の地震波形データを用いている。また、このデータは0.01秒毎の加速度(Gal)が与えられているが、数値計算ではこれを時間的に積分し、速度(m/s)に変換して用いている。水深データに関しては、水深図をもとに50mメッシュ格子間隔のものを作成した。そのため傾斜のある湖底は、階段上に再現されている。

図-5 本栖で観測された東北地方太平洋沖地震の地震波形(防災科学技術研究所, 2011)

図-6 沿岸部における初期波形の発生メカニズムの概念図

図-6に波の発生メカニズムの概念図を示す。南北方向・東西方向の水平方向の地震動により振動速度をもった沿岸部の地盤の側面(又は護岸)が湖内の水を押すことで波が発生する様子を表している。このとき沿岸部で発生した波の水粒子速度 V_H (m/s)は、地震動の振動速度 V_H (m/s)と同じとした。数値計算上では、初期条件として水際線付近(地形データの岸から1メッシュ分)の水域に、水平方向の地震動の振動速度 V_H (m/s)を水粒子速度として与える処理をしている。鉛直方向の揺れに関しては、湖底あるいは海底の地盤が湖全体又は湾全体を均等に押

し上げることにより波は発生しないと考え、計算上考慮していない。なお、地震速度を水域に与える際の時間の間隔は1秒である。

この入力地震動により発生した波は、初期波形が再現された後、伝播計算により算定される。伝播計算において、湖内の水の鉛直方向の速度は場所的に変動がないことを想定している。また、運動の鉛直成分は圧力分布に影響を及ぼさず圧力は静水圧分布となり、水平方向流速の鉛直分布は一樣となる。本研究での計算対象地域のように水深が外洋に比べ全体的に浅い場合には海底摩擦の影響が無視し得ない。よって海底摩擦に対して Manning の抵抗則が適用できるとしてエネルギー損失を考慮する。長波近似の下で、連続式及び運動方程式は次式ようになる。なお、水域が狭いためコリオリ力は考慮していない。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}[u(h+\eta)] + \frac{\partial}{\partial y}[v(h+\eta)] = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0 \quad (3)$$

ただし、 x, y : 水平座標, t : 時間座標, h : 静水深, η : 静水面からの水位上昇量, u, v : (x, y) 方向の流速, g : 重力加速度, $\tau_x/\rho, \tau_y/\rho$: (x, y) 方向の海底摩擦である。

次に、全水深 $D = (h + \eta)$ を用いて (x, y) 方向の流量flux (M, N) を導入すると、

$$M = u(h + \eta) = uD, \quad N = v(h + \eta) = vD \quad (4)$$

である。式の(1)~(3)を海底から水表面まで積分し、この流速flux (M, N) を用いると、鉛直方向に積分された方程式として、

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gn^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

が導かれる。この式(5)~(7)が数値計算の支配方程式となる。上記の非線型長波方程式をLeap-frog法によって差分化し計算を行った(後藤・小川⁵⁾)。水際線では、直立の岸や護岸の直立堤が多いことを考慮して波を完全反射させた。

4. 計算結果

(1) 西湖(東北地方太平洋沖地震)

図-7に西湖における地震発生7分後における水位の計算結果、図-8に観測地点Aでの水位の計算結果を示す。湖内の地点Fでは最大波高1.2mを再現し、湖内では高くても1m程度の波が発生することが確認できた。観測地点Aでの波高の計算値は、0.4m以下であり、遡上時には観測値の0.8m程度の高さまで到達すると考えられる。したがって、観測値、計算結果はそれぞれ妥当な値であるといえる。

図-7 地震発生3分後の西湖での水位の計算結果

図-8 観測地点Aでの水位の計算結果

(2) 東京湾(東南海地震・東海地震)

同じ数値計算の方法を用いて、今後30年以内に約70%の確率発生すると予測されている(中央防災会議)東南海地震と東海地震を対象に、震源から離れている東京湾での湾奥の波の予測を行った。この2つの地震は津波を伴い、前者は地震発生約2時間後に1m以下の津波、後者は地震発生約1時間後に1m以下の津波が東京湾の湾奥に襲来することが予想されている(中央防災会議⁴⁾)。しかし、ここでは上記と同様に津波とは別に、津波襲来以前の地震発生直後において発生する波に注目する。なお、この地域には防潮堤が未整備の地点があり、氾濫時に浸水することが予想される。長周期地震動の速度波形データは地震調査研究推進本部の配布している長周期地震動予測地図³⁾を使用した。具体的には、東京湾に距離が最も近い東京都庁における東南海地震、東海地震の南北・東西の水平方向の地震動の波形デ

ータを使用した。地震動の速度波形を図-9に示す。これらの地震は長周期地震と言われているが、速度波形より周期は大きいもので約10秒であることがわかる。この地震波形を入力波形として300秒間与え、地震発生後から30分間の計算を行った。図-10に東京湾での計算範囲と地震発生10分後の水位の計算結果を示す。運河や細い河川などの微小地形での再現をするため50m格子間隔（提供：内閣府中央防災会議）の地形データを用いた。その結果、それぞれの地震で波高が0.3m以下の波が無数に発生することがわかった。東南海地震で0.6m、東海地震では0.8mの最大の波峰の高さが見られたが、ほとんどの波が0.3m以下であった。この波高は東京湾での常時の波浪より大きく、台風襲来時の波浪より小さいといえる。発生する波の周期は短く、0.3m以上の比較的高い波は、波が一時的に重なり合うた

図-9 東南海地震（上図）と東海地震（下図）の速度波形（EW：東西方向，NS：南北方向）（地震調査研究推進本部³⁾）

めであり共振によるものではない。計算の対象範囲では、地震動により共振し、波が増幅される現象はみられなかった。これは、発生した波の周期に対して、対象とした水域内の運河や河川の固有振動周

期が大きいことが挙げられる。

また、陸上氾濫を予測するために、上記と同じ領域で氾濫計算を行った。基礎方程式は慣性項・摩擦項を含んだ浅水長波の運動方程式と連続式であり、4(1)と同様である。氾濫計算においても基礎方程式をLeap-frog法を用いて差分化し計算を行った。なお、地形データは建物などの人工構造物や樹木などの植生などを除去した国土地理院の配布した5mメッシュの数値地図を用いている。Manningの粗度係数は、土地利用別の値（小谷ほか⁶⁾）を用いた。また、被害が最大になるケースを再現するために、満潮時（T.P.+0.8m）の海水面が高い条件下で計算を行った。その結果、それぞれの地震においても、水位が地盤高を超えることはなく、陸上での氾濫の被害は見られなかった。したがって、沿岸部で周期の長い高波が発生し、陸上に流れ込み、氾濫を起こすには至らなかった。

図-10 東京湾における計算範囲と地震発生10分後の水位の計算結果

5. 結論

本研究では、東北地方太平洋沖地震の際に震源から離れた西湖で発生した波を、数値計算により再現した。その値は現地調査で得られた波の痕跡高と一致するものであった。なお、本研究の数値計算における波の発生メカニズムとして、長周期地震動により湖が振動することで湖内の水が外力を受け、波が発生する場合を想定している。地震時の西湖岸や湖底での斜面崩壊や湖底沈下による波の発生の可能性もあるが、2012年3月現在、その証拠は見つかっていない。なお、東北地方太平洋沖地震時の直後に奈良県吉野郡池原ダム湖、群馬県富岡市大塩湖においても西湖の同様の現象が報告されており、その原因の究明が必要である。

東南海地震と東海地震は津波を発生させ、前者は、地震発生約2時間後に1m以下の津波、後者は地震発生約1時間後に1m以下の津波が東京湾の湾奥に襲来することが予想されている（中央防災会議⁴⁾）。し

かし、津波以外の水害として、長周期地震動により無数の波が不規則に発生し、小型船舶や浮桟橋を振動させる可能性があり、利用者に注意を喚起する必要がある。今後、地震が発生した際に注意すべき水害の一つとして、長周期地震動により発生する波を挙げる必要がある。

謝辞：本研究は、日本学術振興会科学研究費補助金・基盤（B）No. 22404011（代表者：早稲田大学柴山知也）および、早稲田大学重点領域研究「東北地方太平洋沖地震津波の被災分析と復興方略」（代表者：柴山知也）による研究であることを付記する。

参考文献

1) 柴山知也，大平幸一郎：首都直下地震による東京湾

内津波の挙動と災害危険度評価に関する研究，海洋開発論文集，第26巻，pp.219-223，2010

- 2) 例えばMSN産経ニュース：“津波”水面1メートル隆起 山梨・富士河口湖町－震源地から約450キロ 3・11に共振現象－，<http://sankei.jp.msnn.com/affairs/news/110419/dst11041914210030-n1.htm>2011，2011
- 3) 地震調査研究推進本部：長周期地震動予測地図2009年版，地震調査研究推進本部のHP内，2009.
- 4) 中央防災会議：東南海，南海地震に関する報告書図表集資料2-2，pp.1-32，2003.
- 5) 後藤智明，小川由信：Leap-frog法を用いた津波の数値計算法，pp.1-52，東北大学資料，1982.
- 6) 小谷美佐，今村文彦，首藤伸夫：GISを利用した津波遡上計算と被害推定法，海岸工学論文集，第45巻，pp.356-360，1998.

THE GENERATION OF WAVES CAUSED BY LONG-PERIOD GROUND MOTION AT A REMOTE LOCATION FROM EPICENTER

Koichiro OHIRA and Tomoya SHIBAYAMA

This work aims to ascertain the wave behavior and possible damage in a lake or a bay caused by the effect of long-period ground motion using the same numerical analysis. The generation of waves which are affected by long-period ground motion is a new concept. In general, when an earthquake occurs in a marine area, tsunami disaster is of special concern as water can damage coastal regions. However, in fact, not only tsunami but also high waves caused by long-period ground motions were generated at Sai Lake in Yamanashi Prefecture about 470km far from the epicenter of the Tohoku earthquake (Mw9.0) and this phenomenon has not received sufficient attention up to now. According to the field survey, there is evidence that waves of up to 1.0m height were generated. These 1.0m height waves were accurately simulated by the numerical model, whose governing equations are the non-linear shallow water equations. Furthermore, this model was applied to Tokyo Bay against the possible future Tokai and Tonankai earthquakes which are forecasted to take place within the next 20 years. As a result, the wave height generated by the long-period ground motion is less than 1m. These waves, although they will not lead to inundation of coastal areas, are irregularly generated and can shake small boats or float bridges, and it is important for people in the area to pay attention to this following the earthquake.