

# 津波の市街地氾濫による人的被害に関する一評価法 ——米国シアトルウォーターフロントにおけるケーススタディ——

越 村 俊 一\*・Harold Mofjeld\*\*・片 田 敏 孝\*\*\*・河 田 恵 昭\*\*\*\*

簡便な人体のモデルを仮定して、津波の市街地氾濫により発生する人的被害に関する評価法を提案する。人的被害有無の判定には、モリソン式により求められる流体力と歩行面に作用する摩擦力との釣り合い式を用いる。本評価手法を米国シアトルウォーターフロントに適用した。既往最大であるマグニチュード 7.6 の活断層地震により発生しうる津波により、ウォーターフロント北部で 6 m 以上、南部では 3 m 以上の浸水が発生し得ることが分かった。また、この津波による人的被害は、地震発生後 3 分から 16 分後に発生することが分かった。

## 1. はじめに

津波の数値解析手法の発展と地理情報システムの実用化に伴い、市街地における津波氾濫流による被害想定の高制度化・多様化が期待されている。とりわけ、津波浸水域のみを表示する既往のハザードマップに、どういった情報を付加すれば、住民に対して効果的に受け入れられるかといった問題は、今後の津波防災にとり大きな課題であろう。たとえば、想定津波の氾濫域に居を構える住民に対して、避難が遅れたり避難しなかった場合に発生し得る人的被害（津波に巻き込まれるか否か）の可能性を示すことは住民の防災意識を高める効果をもつであろうことは容易に想像できる。

ところで、住民避難中に発生し得る人的被害の予測はどのように行っているのだろうか。河田 (1997) は、過去の津波災害と死亡率の関係を求め、沿岸津波高さが 2 m を越えると人的被害が発生することを明らかにした。この結果はいわば、過去の事例に基づいた、人的被害のマクロな予測手法と位置づけられる。一方、島田ら (1999) は、住民の避難行動を考慮した人的被害予測に関する考察を行っている。彼らの手法は、GIS のデータと津波氾濫解析手法を駆使して、できるだけ詳細な津波の氾濫解析を行い、その結果と住民の避難行動を考慮しながら人的被害予測を行うものである。その際の人的被害発生基準は、津波の浸水域において浸水深 50 cm 以上となることと定義している。その理由として、50 cm 以上の浸水深は避難行動が困難となることを挙げている。確かに、日本海中部地震津波の際には、70 cm の浸水深をもつ津波の流れにより人が死亡しており、この 50 cm という基準は妥当であろう。しかし、空間的な解像度が数メートルで得られる今日の津波氾濫解析技術に対して、人的被害発生基準は上述のように依然マクロなものにとどまっている。本来、人的被害の発生は、浸水深だけではなく、避難経路上の局所的な流速場や避難者自身の特性

(身長や体重等) を考慮する必要がある。

そこで本研究では、簡便な人体のモデルを仮定し、避難中の人体に作用する流体力を考慮した人的被害の発生条件およびその評価法を提案する。本研究のケーススタディの対象は、米国シアトルウォーターフロントの市街地とした。ここでは地下に活断層が走っており、最近の地殻活動の活発化によりマグニチュード 7 以上の地震の発生が懸念されている。防潮堤等のハード面での津波対策が行われていないうえに、観光客が多数訪れる場所であり、詳細な人的被害評価が必要であるという社会的要請が大きい。本研究ではまず、シアトルにおける活断層の構造から既往最大イベントを決定し、想定津波災害のシナリオを設定する。設定したシナリオに基づき、ウォーターフロントにおける津波の氾濫解析を行い、そこで発生し得る人的被害の評価法を提案する。

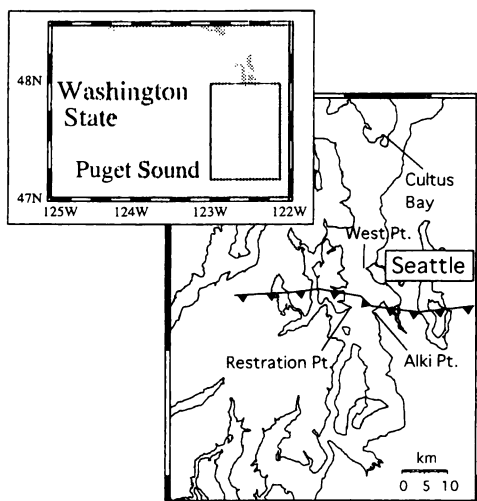
## 2. シアトル断層による活断層地震

### 2.1 シアトル断層と津波

シアトルは、氷河によって削られたフィヨルド地形である Puget Sound の入り江の奥に位置する、米国北西部ワシントン州最大の都市である (図-1)。米国建国以来、シアトルはマグニチュード 7 以上の地震を 1 度しか経験しておらず、いわば地震慣れしていない都市であったが、最近地殻活動の活発化が認められるようになった。近い将来地震を引き起こすであろうと評価されている活断層の一つがシアトル断層である。シアトル断層は、シアトルの中心部であるダウンタウンの真下を東西に走る活断層であり、Bucknam ら (1992) は 1100 年前にマグニチュード 7 以上の地震が同断層上で発生していたことを報告している。彼らの調査結果によれば、1100 年前のイベントにより 7 m の地盤隆起が Restriction Point (図-1 参照) で、4 m の隆起が Alki Point で、1 m の沈降が West Point で発生した。

一方、この地震により津波が発生したことも Atwater・Moore (1992) により明らかにされた。彼らはシアトルから 40 km 北方にある Cultus Bay の湿地帯でこの地震津波による津波堆積物を発見した。この堆積物

\* 正 会 員 博(工) 人と防災未来センター  
\*\* Ph.D. 米国海洋大気局  
\*\*\* 正 会 員 工 博 群馬大学助教授 工学部建設工学科  
\*\*\*\* フェロー 工 博 京都大学教授 防災研究所



図一 シアトル断層の水平構造

は、現在の平均海面から 1.9 m の高さで発見され、津波は少なくともこの高さまで遡上したことが明らかになった。

## 2.2 シアトル断層地震のメカニズム

本研究では、1100 年前のシアトル断層地震のメカニズムとして、Pratt ら (1997) と Johnsson ら (1999) の反射法探査に基づく解析結果を考慮して以下のように決定した。詳細については Koshimura ら (2002) を参照されたい。

(1) Johnsson ら (1999) の結果に従い、シアトル断層の水平構造を図一のように設定した。また、Johnsson ら (1999) の水平構造に沿って、断層面を 12 個のセグメント (副断層) に分割して表現した。

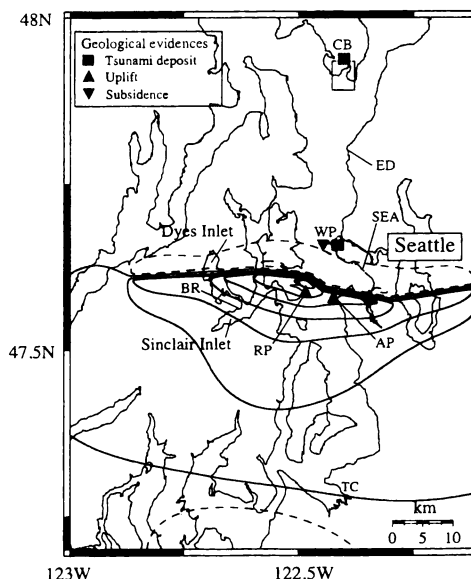
(2) 断層の鉛直構造については Pratt ら (1997) の研究を参考にした。すなわち、深さ 5 km 以深の低角逆断層 (断層傾斜角 25 度) と深さ 5 km 以浅の高角逆断層 (断層傾斜角 60 度) で表現した。

(3) 断層面は、長さ 60 km、幅 44 km とし、想定マグニチュードは Pratt ら (1997) に倣い  $M_w = 7.6$  とした。

(4) 1100 年前のイベントの地盤変動に関する地質学的資料との矛盾が生じないように、思考錯誤的に断層滑り量を決定した。ただし、その際には式 (1) に示すマグニチュードと地表の地盤変動量に関する経験則を用いて決定した [Wells・Coppersmith, 1994]。ここで、 $D_m$  は地表面上の最大隆起量、 $D_a$  は地表面上の平均隆起量、 $M_w$  はモーメントマグニチュードである。

$$\begin{aligned} \log D_m &= -5.46 + 0.82 M_w \\ \log D_a &= -4.80 + 0.69 M_w \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ただし、断層面上の滑り量は、上式で得られた値に 1.32 を乗じて求めた [Wells・Coppersmith, 1994]。上式から、



図二 シアトル断層の想定地震による地盤変動

求められる断層面上の最大滑り量は 7.8 m、断層面上の平均滑り量は 3.7 m となる。表一に本研究で設定したシナリオの断層パラメータを示す。一方で、表一のパラメータから求められる地震モーメントは  $2.91 \times 10^{20} \text{ Nm}$  であり、これから求められる断層面の平均滑り量は 3.67 m であるから、経験則との整合性は良好であるといえる。

以上のシナリオに基づき、断層運動による地盤変動量を計算する。計算には Okada (1985) の理論を用いた。図二に、求められた地盤変動のコンター図を示す。実線は正の地盤変動を表し、コンター間隔は 1 m である。点線は負の地盤変動のコンターで 25 cm 間隔で表示している。図中では地名を以下のように省略して表示している。CB=Cultus Bay, ED=Edmonds, SEA=Seattle, WP=West Point, W=Winslow, AP=Alki Point, RP=

表一 シアトル断層地震の想定断層パラメータ

深さ < 5.5 km				深さ > 5.5 km			
n	L (km)	W (km)	D (m)	n	L (km)	W (km)	D (m)
1	15.2	6.0	4.0	1	15.2	38.0	2.0
2	6.3	6.0	6.0	2	6.3	38.0	4.0
3	8.9	6.0	8.0	3	8.9	38.0	6.0
4	3.2	6.0	8.0	4	3.2	38.0	6.0
5	11.5	6.0	6.0	5	11.5	38.0	4.0
6	14.9	6.0	4.0	6	14.9	38.0	2.0

Restration Point. 計算された地盤変動量は RP で 5.3 m, AP で 4.2 m, WP で -0.22 m (地質学的資料ではそれぞれ 7 m, 4 m, -1 m) である。計算結果は Bucknam ら (1992) の調査結果に比して若干過小評価であるが、調和的であると考える。

### 2.3 津波の数値解析とデータセット

津波の数値解析には、非線形長波理論をリープフロッグ法で差分化したモデルを使用する。まず、1100 年前のイベント (既往最大) を考慮したシナリオの妥当性を検証するために、Cultus Bay における津波氾濫解析を行い、Atwater・Moore (1992) によって報告された津波堆積物位置と計算された津波氾濫域との比較を行う。計算領域は、図-2 に示した領域とする。計算格子間隔は全域で 90 m とした。ただし、シナリオの検証を行う Cultus Bay と詳細な津波氾濫計算を行うシアトルウォーターフロントにおいては計算格子間隔を 30 m とした。計算に用いる海底・陸上地形のデータセットは米国ワシントン大学から提供を受けた [Finlayson ら, 2001]。

1100 年前のイベントの再現には、現在の地形特性から得られた海底・陸上地形のデータを補正する必要がある。Eronen ら (1987) は、Puget Sound 北部で収集した地盤のコアサンプルから、Puget Sound の過去 6000 年間の海面上昇を調べた結果、Puget Sound 北部の海面は 10 年間で 1 cm 上昇していることが分かった。本研究ではこの結果を考慮して、1100 年前の平均海面は現在の海面から 1 m 下方にあったと仮定し、データセットを作成した。また、Puget Sound の潮位差はおおよそ 3 m あるため、イベント発生時期のシナリオとして平均海面および満潮時 (平均海面の 1.3 m 上方) を考慮して 2 通りのデータセットを作成した。

### 3. 1100 年前のイベントの検証計算

図-3 は Cultus Bay における津波氾濫解析の結果である。上図は最大浸水深分布であり、1100 年前の平均海面時 (左) と満潮時 (右) に関してそれぞれ求めている。下図は、Cultus Bay 湾奥 (上図▲) で出力した水位変化の時系列である。図のコンターは地盤の高さを表しており、両図とも平均海面時がゼロとなっている。図中の四角が Atwater・Moore (1992) により報告された津波堆積物の位置である。平均海面時には津波は堆積物のある地点まで到達できないことがわかる。一方で、1100 年前の満潮時 (平均海面の 1.2 m 上方) には津波の浸水域は津波堆積物の地点まで延びている。このことから、1100 年前の津波の発生時期は満潮時であった可能性が高いことが示された。

## 4. シアトルウォーターフロントの津波氾濫解析

### 4.1 シアトルウォーターフロントの津波浸水高

前章の検討結果に基づき、満潮時を仮定して想定イベントによるシアトルウォーターフロントの津波氾濫解析を行った。図-4 にウォーターフロントにおける最大津

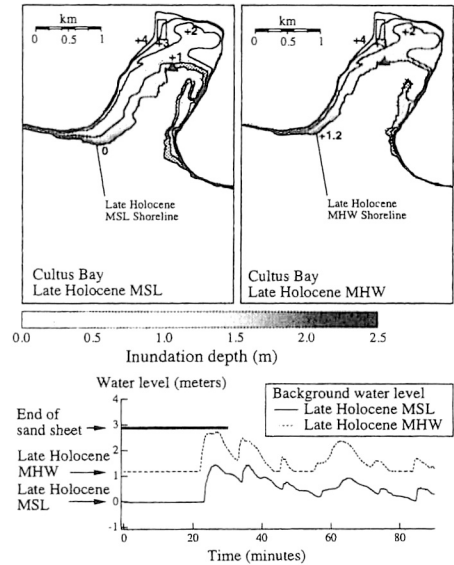


図-3 Cultus Bay における津波氾濫解析結果

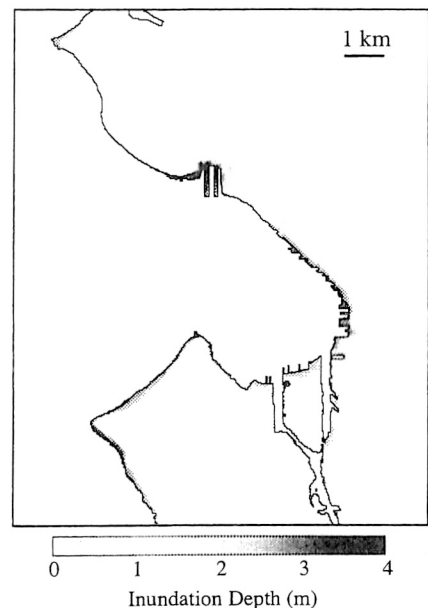


図-4 ウォーターフロントにおける津波浸水深分布

波浸水深分布を示す。ウォーターフロント北部では6 m以上、南部では3 m以上の浸水が発生し、浸水域は1 km以上陸側にまで達することがわかる。

#### 4.2 津波氾濫流による人的被害予測

津波氾濫流による人的被害評価には、人体の各部分(脚、腕、胴、頭部)を円柱で近似した人体モデルを採用する。歩行者は身体に作用する流体力に対して歩行面の摩擦力により抵抗すると仮定する。人的被害の発生を、氾濫流により自立が困難になる場合と定義し、その条件を式(2)に示す。

$$f(mg-w) \leq \alpha \int 0.5 \rho C_D u^2 dS + \int \rho C_M \frac{\partial u}{\partial t} dV \quad \cdots (2)$$

左辺は歩行面の摩擦力であり、右辺はモリソン式に基づく流体力である。 $C_D$ ,  $C_M$ はそれぞれ抗力係数、付加質量係数であり、ここでは水理公式集を参考に $C_D=1.0$ ,  $C_M=2.0$ とした。 $f$ は歩行面における静止摩擦係数(0.7),  $m$ は考慮する人体の質量,  $w$ は流水中の人体に作用する浮力,  $dS$ ,  $dV$ は人体モデルの流れに対する微小投影面積, 浸水した人体部分の体積要素である。 $\alpha$ は、歩行者の体力、流れに対する感じ方を考慮した係数である。須賀ら(1995)は流水中の避難・歩行実験を行い、 $\alpha=2$ 以下になると歩行者は歩行が困難であると感じ始めるとした。本研究ではこの結果に倣って $\alpha=2$ とした。 $u$ は津波氾濫解析から求められる各時間ステップ毎の計算グリッド上の平均流速である。

上記評価式をウォーターフロントにおける津波氾濫解析結果に適用した例を図-5に示す。ここで、人体モデルの身長は170 cm, 体重は70 kgとした。静止摩擦係数 $f$ は0.5とした。図にプロットしてあるのは、ウォーターフロント全域の氾濫解析で求められる流速場で、式(2)を満足する場合に求めた、無次元化した浸水深とフルー

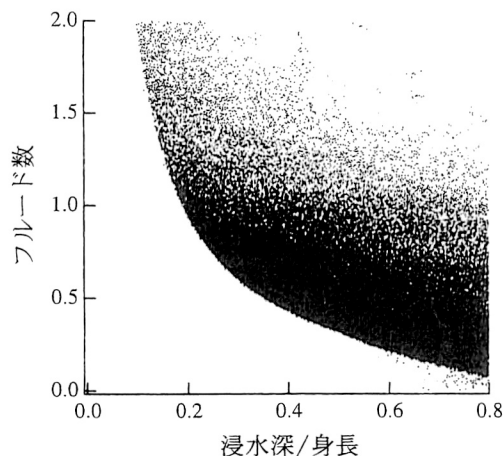


図-5 津波氾濫流による人的被害推定基準

ド数の関係である。この図から簡便に人的被害発生の評価を行うことができる。たとえば、浸水深が70 cmの場合には、フルード数0.5以上、すなわち流速1.3 m/s以上で人的被害が発生し始めることが分かる。

図-6は、式(2)を判定基準とした人的被害発生箇所の空間分布を地震発生3分後から5分間隔で示したものである。図の黒い部分が式(2)を満たす流れ場が発生している場所であり、すなわち人的被害が発生し得ることを示している。津波の氾濫流による人的被害は、地震発生3分後から16分後まで継続することが分かった。

次に、津波氾濫域における人的被害発生頻度を表す指

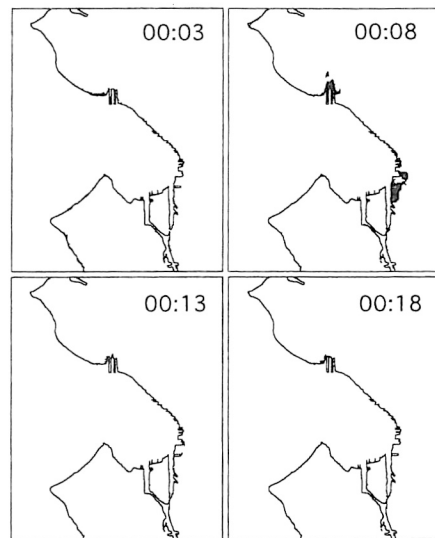


図-6 ウォーターフロントの人的被害発生の状況

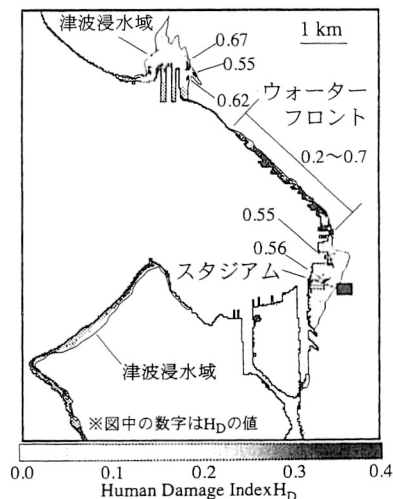


図-7 人的被害インデックスの分布

標として、人的被害インデックス  $H_D$  を次式のように定義する。

$$H_D = T_D/T_I \cdots \cdots (3)$$

これは、ウォーターフロントの各計算グリッドにおける津波氾濫総時間  $T_I$  に対する、人的被害が見込まれる時間  $T_D$  の日で表され、浸水域内において相対的に人的被害を引き起こす危険度の高い領域を示している。図-7 に人的被害インデックス  $H_D$  の空間分布を示す。浸水域には野球場への連絡通路が含まれる。満潮時 (22:30) は試合後の帰宅時にあたり、多くの人的被害を引き起こす可能性がある。

## 5. おわりに

本研究で得られた主要な結論を以下に列挙する。

(1) 津波の数値計算結果と地質学的資料による検討から、既往最大地震のマグニチュードは7.6、津波は満潮時に発生したことが分かった。シアトルウォーターフロント北部では6m以上、南部では3m以上の浸水が発生し、浸水域は最長で1km以上陸側にまで達することが分かった。

(2) 本研究で提案した人的被害評価法により、地震発生から3分後にウォーターフロント北部で人的被害が発生し始め、16分後まで続くことが分かった。ウォーターフロントにいる住民・観光客は地震発生直後に避難を開始する必要があるが、現地には津波からの避難を促す標識がなく、多くの犠牲者が発生し得ることがわかった。

(3) 人的被害インデックス  $H_D$  を導入することにより、浸水域内において相対的に人的被害を引き起こす危険度の高い領域を示すことができた。浸水域には野球場への連絡通路が含まれる。満潮時 (22:30) は試合後の帰宅時にあたり、多くの人的被害を引き起こす可能性があることが分かった。

(4) 本研究で提案した人的被害評価法は、数値計算中の各時間ステップにおける浸水深、流速データを用い

るため、津波の数値計算法を問わず適用が可能である。

## 参 考 文 献

- 河田恵昭 (1997): 大規模地震災害による人的被害の予測, 自然災害科学, 16-1, pp. 3-13.
- 島田富美男・村上仁士・上月康則・杉本卓司・西川幸治 (1999): 津波による人的被害予測に関する一考察, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 361-365.
- 須賀堯三・上阪恒雄・吉田高樹・浜口憲一郎・陳志軒 (1995): 水害時の安全避難行動 (水中歩行) に関する検討, 水工学論文集, 第39巻, pp. 879-882.
- Atwater, B. F. and A. L. Moore (1992): A Tsunami about 1000 Years Ago in Puget Sound, Washington, Science, 258, pp. 1614-1617.
- Bucknam, R. C., E. Hemphill-Haley and E. B. Leopold (1992): Abrupt Uplift within the Past 1700 Years at Southern Puget Sound, Washington, Science, 258, pp. 1611-1614.
- Eronen, M., T. Kankainen and M. Tsukada (1987): Late Holocene Sea-level Record in a Core from the Puget Lowland, Washington, Quat. Res., 27, pp. 147-159.
- Finlayson, D. P., R. Haugerud and R. Greenberg (2001): Building a seamless digital elevation model of the Puget Sound basin, Puget Sound Regional Research 2001: Abstracts and biographies, Puget Sound Water Quality Action Team, Olympia, WA.
- Johnson, S. Y., S. V. Dadisman, J. R. Childs and W. D. Stanley (1999): Active Tectonics of the Seattle Fault and Central Puget Sound, Washington—Implications for Earthquake Hazards, GSA Bulletin, 111 (7), pp. 1042-1053.
- Koshimura, S., H. O. Mofjeld, and A. Moore (2002): Modeling the 1100 bp paloetsunami in Puget Sound, Washington, Geophysical Research Letters, in press.
- Okada, Y. (1985): Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-space, Bulletin of the Seismological Society of America, 75 (4), pp. 1135-1154.
- Pratt, T. L., S. Johnson, C. Potter, W. Stephenson and C. Finn (1997): Seismic Reflection Images beneath Puget Sound, Western Washington State: The Puget Lowland Thrust Sheet Hypothesis, J. Geophys. Res., 102, pp. 27469-27489.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, 84 (4), pp. 974-1002.