

# 数理計画法の適用による 津波波源域同定法について

辻原 治<sup>1</sup>・辻田 徳雄<sup>2</sup>・澤田 勉<sup>3</sup>

<sup>1</sup>正会員 博士(工学) 和歌山工業高等専門学校助教授 環境都市工学科 (〒644-0023 和歌山県御坊市名田町野島77)

<sup>2</sup>和歌山工業高等専門学校 環境都市工学科 (〒644-0023 和歌山県御坊市名田町野島77)

<sup>3</sup>正会員 工博 徳島大学教授 工学部建設工学科 (〒770-8506 徳島市南常三島町2-1)

津波伝播時間解析に最短経路探索を導入した方法を取り入れ、また、いくつかの点への津波初動到達時間を既知として、楕円形波源の同定問題を定式化し、数理計画法を用いて解く方法を提示した。そして、数値計算を行い、また過去の地震津波の波源域同定に提案した方法を適用し、逆伝播図を利用して推定された結果と比較した。

**Key Words** : tsunami, traveling time, source area, identification

## 1. はじめに

地震発生後、津波発生の可能性がある場合には、津波の波源域を早期に推定することが、被害の軽減や被害規模の予測に役立つ。

気象庁では、平成11年度より量的津波予報の運用を開始し<sup>1)</sup>、津波の到達予想時刻や予想される津波の高さを発表している。これは、日本の近傍に多くの地震断層を想定し、それぞれの地震断層によって津波が発生した場合の津波伝播時間や波高の数値計算結果をデータベース化しておき、津波発生の際、対応する数値を引き出したり、また内挿したりして予報を行うものである。津波の伝播解析を事前に行っているため、予測に必要な時間の大幅な短縮に結びついている。一方、対象としている津波の波源の同定がなされていないため、精度面に問題を残している。津波の予報が、生命や財産を守るために発表されるものであることを考えれば、多少精度に問題があっても、迅速かつ安全側の見地から予報を出すことは重要であり、この意味から現行の量的津波予報は第一近似として期待されるところが大きい。

しかし、そのつぎの段階として、津波の波源域を同定し、これをより精度の高い予報に利用することを考えることも重要である。近年、津波の観測や監視を目的として、沿岸や海底に津波計を設置する試みもなされており<sup>2)</sup>、そのような観測体制あるいは監視体

制が充実しオンライン化されれば、津波の波源域を同定し、これをリアルタイムで予報に応用することは十分に可能である。

従来、津波波源域の決定には、津波の逆伝播図を利用した方法が用いられている<sup>3)~6)</sup>。この方法は、津波の到達点を波源として、そこから津波伝播に要した時間だけ波面をさかのぼって津波発生点の軌跡を描き、それらの包絡線によって波源を決定する方法である。

この方法では、事前に検潮所等を出発点とする津波の逆伝播図を必要とする。また、任意形状の波源域推定が可能である反面、利用可能な津波発生点の軌跡の数が少ない場合や、津波発生点の軌跡に誤差を含む場合等、波源域の決定に種々の判断を要し、リアルタイムの予報には利用しづらい面がある。

著者らは、津波の波源域の同定問題を任意点への津波初動到達時間および周辺の海底地形を既知とする最適化問題に置き換え、これに数理計画法を適用する簡便な津波波源推定法を提案した<sup>7)8)</sup>。この方法によれば、波源域の初期値を与えるだけで、津波初動到達時間の計測値と計算値との誤差を最小にするような波源域が自動的に決定される。しかし、その中で、波源域から津波到達点まで津波が直線的に伝わることを仮定していたため、波の屈折や回折が評価できず精度面で問題があり、また波源と津波到達点を結ぶ直線上に陸部が存在すると不都合が生じるという問題もあった。

本研究では、著者らが提案した方法を改良し、津波

の伝播解析に最短経路探索の方法を導入して<sup>9)</sup>、上述の問題を解決するとともに、解析精度と安定性を向上させた。そして提案した手法を、1946年の南海地震津波、1854年の安政南海地震津波および1944年の東南海地震津波の波源域の同定に適用し、妥当な結果が得られるかどうかの検討を行った。

## 2. 津波の波源域の同定問題

### (1) 津波の伝播解析

津波の伝播速度は水深によって変化する。水深が一定であれば、任意の2点間を伝わる津波の伝播時間は、2点間の直線距離と津波の伝播速度から求めることができる。津波の伝播速度 $v$ は長波理論によれば次式で表される。

$$v = \sqrt{gH} \quad (1)$$

ここに、 $g$ 、 $H$ はそれぞれ重力加速度と水深である。しかし、実際には海底地形は複雑であり、図-1に示すように点Aを出た波は点Bまで直線的に伝播するよりも、水深の深いところを経由した方が早く到達する場合がある。

津波の伝播解析は、一般に線形長波理論に基づく波動方程式を、差分法や有限要素法などを用いて解く。このような解法によれば、津波の伝播時間と波高を共に求めることができるが、計算時間、境界条件の設定、計算安定性等の問題があり、簡便な方法とは言い難い面がある。ここに提案する津波波源域の同定法はリアルタイム津波予警報への応用を前提にしており、解析の精度も重要であるが、むしろ計算時間や簡便性に重点が置かれるべきであると考えられる。提案手法は、津波の波高は必要とせず、任意の2点間を津波が伝播するために要する時間のみが必要であることから、津波の伝播解析には、最短経路探索問題を導入した津波の伝播時間解析法<sup>9)</sup>を用いることとした。以下に、その概要を述べる。

この方法は、ある点まで伝播した波が、それぞれの点を新たな波源として、波の進む速さと等しい速度で広がるとするホイヘンスの原理に基づいている。図-1において、点Aを波源とした波が任意点Bに到達するのに、他の格子点を経由すると考えたとき、最も早く伝わる波がどのような経路をたどるかを求め、それにかかる時間を計算する。ただし、それぞれの格子点においては、水深のデータが与えられているものとする。実際には、点Aを出た波は四方八方に広がるため、点Aを出発点とする波線の数は無数であり、必ずしも格子点（以下ではノードとよぶ）を経由するとは

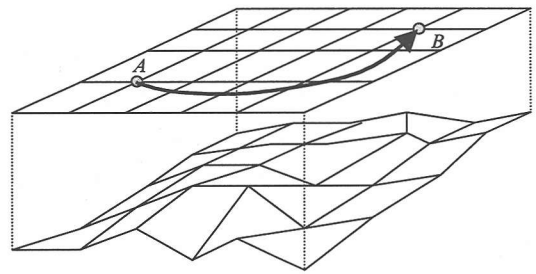


図-1 点Aから点Bまでの津波の波源の最短時間経路

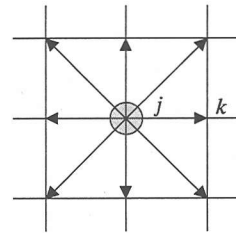


図-2 ノードjで発生した波の伝播方向(8リンクの場合)

限らないが、図-2に示すように有限本の波線（以下ではリンクとよぶ）を設定し、隣接する格子点までの経路に要する時間を計算しておき、点Bまで伝わる最短時間経路とその経路を通過するのに要する時間（伝播時間）を求める。このとき、ノードjからkまでの波の伝播時間は、2つのノードの平均水深を用いて、次式で計算することとする。

$$t_{jk} = \frac{D_{jk}}{\sqrt{g(H_j + H_k)/2}} \quad (2)$$

ここに、 $D_{jk}$ はリンクjkの距離を表し、式(3)で近似できる。 $H_j$ と $H_k$ はそれぞれノードj、kの水深を表す。

$$D_{jk} = \sqrt{\xi^2 + \eta^2}$$

$$\xi = \pi R \cos\left(\frac{N_j + N_k}{2}\right) (E_k - E_j) / 180 \quad (3)$$

$$\eta = \pi R (N_k - N_j) / 180$$

上式の $(E_j, N_j)$ 、 $(E_k, N_k)$ は点j、kの経度および緯度を表す。また、Rは地球の半径を表す。しかし、図-2に示すように一つのノードからのリンクを他の隣接するノードまでに限定すると精度面で問題があり、図-3

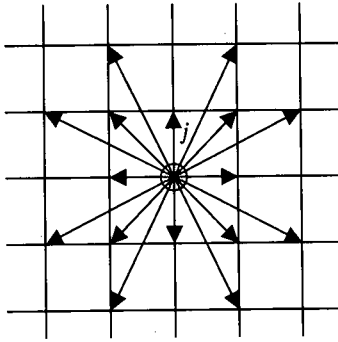


図-3 ノード  $j$  で発生した波の伝播方向(16リンクの場合)

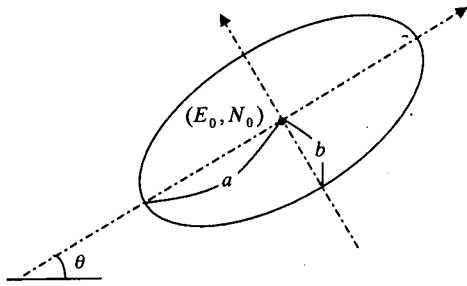


図-4 楕円波源と形状を決定する未知変数

に示すように一つのノードからのリンクの数を隣接する格子点以外にも設定することが考えられる。このとき、隣接するノードを結ぶリンクについては、式(2)で所要津波伝播時間が求められる。それ以外のリンクは格子線によって分割されるので、分割された線分についてそれぞれ所要津波伝播時間を求め、それらを足し合わせる。ただし、解析領域の境界部分あるいは境界に近いノードからは、所定の本数のリンクが取れない場合がある。波線の数と津波伝播時間の解析精度の関係については、文献 9) で検討されており、詳細についてはこれを参照されたい。各リンクに対する所要津波伝播時間が割り当てられれば、あるノードを通過した波が別のノードへ到達するときの最短時間経路を探索することになるが、本研究では Dijkstra 法<sup>10)</sup>を用いる。

## (2) 波源域の同定法

津波の波源域は一般に楕円形状とされている<sup>9)</sup>。以下では、楕円波源の同定問題を定式化する。

津波の波源域を図-4に示すような楕円とすると、波源域の同定問題は、楕円の中心の経度と緯度( $E_0, N_0$ )、長軸の径( $a$ )、短軸の径( $b$ )および軸の傾き( $\theta$ )の5つの変数を決定する問題として扱うことができる。波源域として必ずしも楕円に限定する必要はないが、あらかじめ形状をある関数として仮定しなければならない。

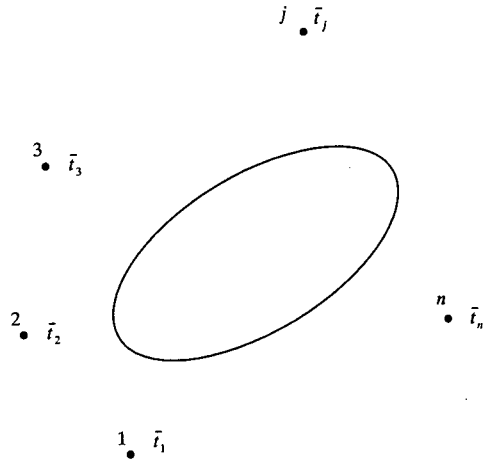


図-5  $n$  個の点での津波初動到達時間の記録

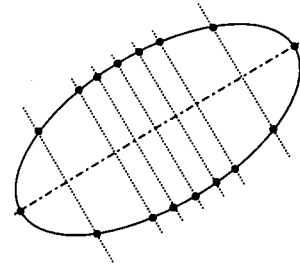


図-6 点波源と見なす楕円周上の分割点

いま、図-5に示すように、 $n$  個の点で津波初動到達時間( $\bar{t}_1, \bar{t}_2, \bar{t}_3, \dots, \bar{t}_j, \dots, \bar{t}_n$ )が得られているものとする。原理的には未知変数の数、すなわち5個以上の観測点が必要となる。一方、波源である楕円は当然未知であり、したがって、前述の5つの変数も未知数であるが、それらに初期値を与えた場合、波源から観測点  $j$  までの津波の初動到達時間は最短経路探索法によって求めることができる。これを  $t_j(\mathbf{x})$  とする。ここに、 $\mathbf{x} = \{x_1, x_2, x_3, x_4, x_5\}^T = \{E_0, N_0, a, b, \theta\}^T$  は未知変数ベクトルを表し、 $t_j(\mathbf{x})$  は  $\mathbf{x}$  の関数となる。このとき、未知変数ベクトルの同定問題をつぎに示す最適化問題に置き換えることができる。

$$S(\mathbf{x}) = \sum_{j=1}^n \{t_j(\mathbf{x}) - \bar{t}_j\}^2 \rightarrow \min \quad (4)$$

ただし、数値計算においては、図-6に示すように、長軸の等間隔な分割線と楕円周との交点を点波源とし、すべての点波源から観測点  $j$  までの津波伝播時間を求め、それらの中で最小の値を楕円波源から観測点  $j$  までの津波の初動到達時間  $t_j(\mathbf{x})$  とする。楕円周上の点波源の経緯度を  $E'_j, N'_j$  とすると、それらは次式で得られる(図-7参照)。

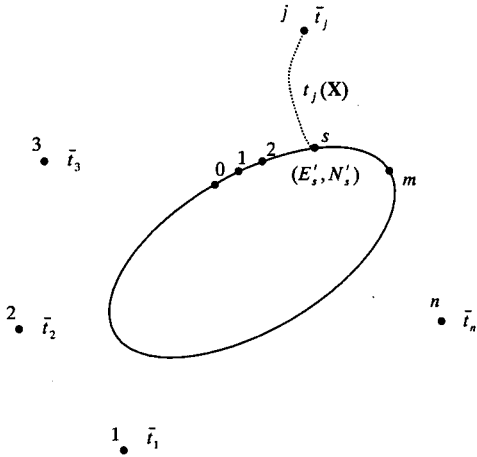


図-7 波源から観測点  $j$  までの最短津波伝播時間と経路

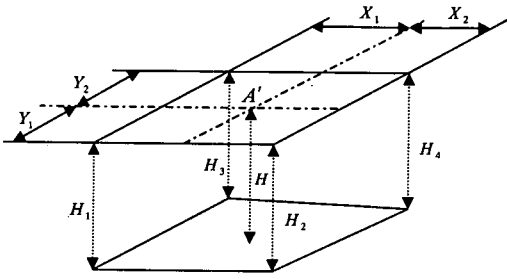


図-8 波源上の点あるいは観測点がノードと一致しない場合

$$\begin{cases} E'_s = a \frac{s}{m} \cos \theta \mp b \sqrt{1 - \left(\frac{s}{m}\right)^2} \sin \theta + E_0 \\ N'_s = a \frac{s}{m} \sin \theta \pm b \sqrt{1 - \left(\frac{s}{m}\right)^2} \cos \theta + N_0 \end{cases} \quad (5)$$

$s = 0, 1, \dots, m$

ここに、 $m$  は軸の分割数を表す。

ところで、楕円周上の分割点  $s$  から観測点  $j$  までの津波の初動到達時間  $t_j(\mathbf{x})$  が、前述の最短時間経路探索法で計算することができるのは、 $s$  と  $j$  が共にノードと一致するときのみである。しかし、これらの点がノードと一致するという保証はない。このような場合は次の方法により津波初動到達時間を求めることとする。

図-8において点  $A'$  を図-7の点  $s$  または  $j$  とすると、点  $A'$  は一般に、同図のように4つのノードに囲まれた領域に存在する。これらの4つのノードについては水深が与えられているので、点  $A'$  の水深は内挿して次式で求められる。

$$H = \frac{H_1 X_2 Y_2 + H_2 X_1 Y_2 + H_3 X_2 Y_1 + H_4 X_1 Y_1}{(X_1 + X_2)(Y_1 + Y_2)} \quad (6)$$

このとき、点  $A'$  からこれを囲む4つのノードまでの津波伝播時間は、2点間の平均水深に従う伝播速度と2点間の距離から求められる。そこで、任意点から点  $A'$  までの津波初動到達時間は、点  $A'$  を囲む4つのノードまでの津波初動到達時間と各ノードから点  $A'$  までの津波伝播時間の合計のうち、最小のものを用いることで近似することとした。

このようにして式(4)の  $t_j(\mathbf{x})$  を求めることができるので、同式を最小化することにより未知変数ベクトル  $\mathbf{x}$  を推定することができる。なお、式(4)の最小化には種々の数値計画法を適用することができるが、本研究では、感度の異なる未知変数が含まれていても安定した結果が得られる改良SLP法<sup>11)</sup>を適用した。

以下では、改良SLP法の概要を述べる。

### (3) 改良SLP法の概要

改良 SLP 法は、非線形最適化手法の SLP 法<sup>12)</sup>の持つ簡便性、安定性といった長所を生かしつつ、短所である最適解近傍における収束性を、目的関数の2次微係数を導入することにより改善した方法である。以下にその概要を述べる。

式(4)を反復過程の第  $r$  段階において、未知変数の値  $\mathbf{x}^{(r)}$  のまわりでテーラー展開し、2次の項までで近似すると次式が得られる。

$$\begin{aligned} S(\mathbf{x}) &\approx S(\mathbf{x}^{(r)}) + \sum_{k=1}^p \left( \frac{\partial S(\mathbf{x})}{\partial x_k} \right)^{(r)} \Delta x_k^{(r)} \\ &+ \frac{1}{2} \sum_{k=1}^p \sum_{l=1}^p \left( \frac{\partial^2 S(\mathbf{x})}{\partial x_k \partial x_l} \right)^{(r)} \Delta x_k^{(r)} \Delta x_l^{(r)} \end{aligned} \quad (7)$$

ここに、 $p$  は未知変数の数を表す。上式は  $\Delta \mathbf{x}^{(r)}$  に関して非線形であるので、これを変数とみなして SLP 法を適用する。すなわち、 $\Delta \mathbf{x}^{(r)}$  を新たな変数ベクトル  $\mathbf{y}$  として書き直すと次のように表すことができる。

$$F = \sum_{k=1}^p q_k y_k + \frac{1}{2} \sum_{k=1}^p \sum_{l=1}^p Q_{kl} y_k y_l \quad (8)$$

$$-y_{ku} \leq y_k \leq y_{ku} \quad (9)$$

ただし、 $S(\mathbf{x})^{(r)}$  は定数であるから式(8)から省いている。

式(9)は  $y_k$  のムープリミットを表し、 $y_{ku}$  は次式で与えられる。

$$y_{ku} = \xi \cdot x_k^{(r)} \quad (10)$$

$\xi$  はムープリミットを決定する微小な係数（正值）であり、 $\xi = 0.01 \sim 0.2$  程度の値が用いられる。この  $\xi$  は、SLP 法による解の収束性に影響し、小さすぎると反復計算回数が多大となり、収束性が悪くなる。

式(8)をさらに  $y$  の初期値まわりでテーラー展開して線形化すると、次式が得られる。

$$F \cong F^{(0)} + \sum_{k=1}^p \left( \frac{\partial F}{\partial y_k} \right)^{(0)} \Delta y_k^{(0)} \rightarrow \min \quad (11)$$

上式の  $\partial F / \partial y_k$  は次式で表される。

$$\frac{\partial F}{\partial y_k} = q_k + \sum_{i=1}^n Q_{ki} y_i \quad (12)$$

また  $q_k$ ,  $Q_{ki}$  はそれぞれ  $\partial S(x) / \partial x_k$ ,  $\partial^2 S(x) / \partial x_k \partial x_i$  の  $x^{(r)}$  における値であり、次式で表される。

$$q_k = 2 \sum_{j=1}^n \{ t_j(x) - \bar{t}_j \} \frac{\partial t_j(x)}{\partial x_k} \quad (13)$$

$$Q_{ki} = 2 \sum_{j=1}^n \left[ \frac{\partial t_j(x)}{\partial x_k} \frac{\partial t_j(x)}{\partial x_i} + \{ t_j(x) - \bar{t}_j \} \frac{\partial^2 t_j(x)}{\partial x_k \partial x_i} \right] \quad (14)$$

最適解の近傍において、 $\{ t_j(x) - \bar{t}_j \}$  が無視できるほど小さいと仮定すれば、 $Q_{ki}$  も  $t_j(x)$  の一次微係数から次式で近似できる。

$$Q_{ki} \cong 2 \sum_{j=1}^n \frac{\partial t_j(x)}{\partial x_k} \frac{\partial t_j(x)}{\partial x_i} \quad (15)$$

$t_j(x)$  の一次微係数は数値微分で求める。

ところで、式(11)の最小化は、 $\Delta y$  に次のようなムープリミットを設定することによって、LP 問題に置き換えることができる。

$$-\zeta \cdot y_{ku} \leq \Delta y_k \leq \zeta \cdot y_{ku} \quad (16)$$

ここで、 $\zeta$  はムープリミットを決定する係数（正值）であり、反復計算の過程で解が振動しはじめたら、その値を低減する。

上述の LP 問題を解く際に、制約条件が式(16)のムープリミットのみであることを考慮すると、増分量  $\Delta y_k$  は以下のように簡単に求められる。

$$\left. \begin{aligned} \text{if } \left( \frac{\partial F}{\partial y_k} \right) \geq 0 \quad \text{then } \Delta y_k = -\zeta \cdot y_{ku} \\ \text{if } \left( \frac{\partial F}{\partial y_k} \right) < 0 \quad \text{then } \Delta y_k = \zeta \cdot y_{ku} \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

以上のような改良 SLP 法を用いて計算する手順を述べると、次のようになる。

- 1) 反復過程の第  $r$  段階における未知変数の値  $x^{(r)}$  について  $q_k$  および  $Q_{ki}$  を計算する。
- 2)  $y_k$  の初期値  $y_k^{(0)} = 0$ ,  $k=1, 2, \dots, p$  における  $(\partial F / \partial y_k)^{(0)}$  の値を式(11)により計算する。
- 3) 式(17)より、 $y_k$  の増分量  $\Delta y_k^{(0)}$  を求め、 $y_k^{(1)} = y_k^{(0)} + \Delta y_k^{(0)}$  により計算する。
- 4) 2), 3) を所定の回数繰り返して、得られた  $y_k$  を  $\Delta x^{(r)}$  とおく。
- 5) 未知変数を  $x^{(r+1)} = x^{(r)} + \Delta x^{(r)}$  のように更新し、収束判定基準が満足されない場合は 1) に戻る。

### 3. 数値シミュレーション

前章で述べた波源域の同定法により数値シミュレーションを行った。以下に解析の条件を示す。

紀伊半島沖および四国沖の海底地形<sup>13)</sup>を用いることとし、水深は1分(1/60度)間隔の格子線の交点で与えた。地震発生から津波の初動が到達するまでの時間の記録については、予め設定した波源から観測点までの津波伝播時間を計算して用いた(図-9参照)。このときの波源域を真値とし、同定の際のターゲットとする。図-9の黒丸は観測点である。また、括弧内の数値が予め設定した波源域から観測点までの津波伝播時間であり、津波初動到達時間の模擬観測記録となる。解析には、一つのノードからのリンクを40本とするモデル<sup>9)</sup>を用いた。また、式(5)における分割数  $m$  は60とした。

つぎに、解析結果について述べる。波源域を未知として、図-9に示すような初期値を与えて、同定を行った。表-1に未知変数の真値、初期値および収束値を示しており、未知変数はほぼ真値に収束している。図-10に反復過程における津波到達時間の誤差(絶対値)の総和を示す。図より、13回程程度の繰り返し計算で、誤差がほぼ零になっていることがわかる。図-11には波源域の収束状況を示す。

このように、波源域を想定した数値シミュレーションでは、ターゲットを精度よく同定することができることを確認した。

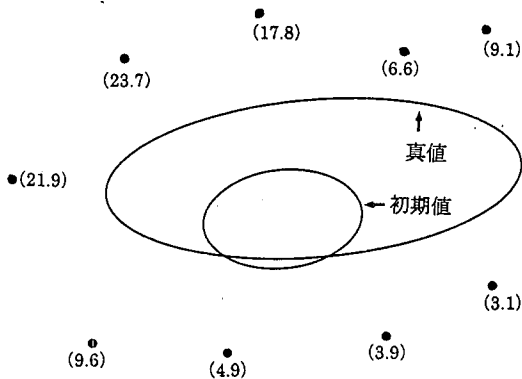


図-9 楕円波源の真値，初期値および観測点と津波初動到達時間（分）

表-1 波源域の真値，初期値および収束値

	$E_0$ (度)	$N_0$ (度)	$2b$ (km)	$2a$ (km)	$\theta$ (度)
真 値	134.900	33.900	89	240	2.400
初期値	134.700	32.700	56	94	3.000
収束値	134.900	33.900	89	240	2.418

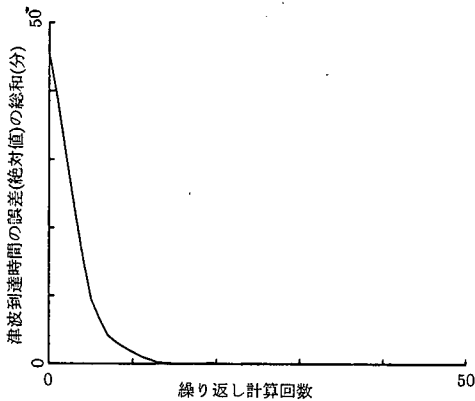


図-10 津波到達時間の推定誤差

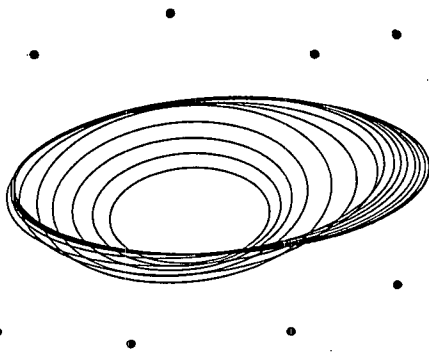


図-11 楕円波源の収束状況

#### 4. 歴史地震津波の波源域同定による実問題への適用性の検討

本手法を1946年南海地震，1944年東南海地震および1854年安政南海地震の各津波に対する波源域同定に適用した。解析に用いた海底地形の鳥瞰図を図-12に示す。

以下では，各津波の波源域の同定結果について述べる。

##### (1) 1946年南海地震津波への適用

同津波においては，和歌山県の勝浦，周参見，徳島県の日和佐，高知県の手結，下田への津波伝播時間の実記録<sup>3)</sup>を用いる。この津波に関しては逆伝播図法によって波源域が推定されており，文献<sup>3)</sup>を参考に，観測点から波源域への津波逆伝播時間と実記録との誤差が比較的小さい地点を選んで，その記録を用いることとした。

図-13に観測点，波源域の初期値および収束値を示す。同図には，同定された波源域から各観測点までの最短時間経路も示す。また，比較のため逆伝播図法による波源域の推定値を示す。表-2に波源域として同定された楕円の収束値および初期値のパラメータを示す。図-14は楕円波源の収束状況であり，図-15に反復過程における津波到達時間の誤差（絶対値）の総和を表す。表-3は波源域の収束値から計算した各観測点までの津波初動到達時間と観測値との比較を表している。これらの誤差はすべて1分以内である。

図-13より，同定された波源域と逆伝播図法によって推定された波源域との対応は良好である。

なお，一般に非線形最適化問題に付随する初期値の問題はここでも存在するが，地震発生後に発表される点震源の位置等の情報をもとにいくつかの初期値を設定して解析を行い，誤差が最小になるものを採用する等の対応は必要である。

##### (2) 1944年東南海地震津波への適用

津波初動到達時間の実記録<sup>3)</sup>は，和歌山県の下津，天満，三重県の新鹿，尾鷲および吉津へのもを用いた。その他に，伊良湖，天竜川については，羽鳥によって逆伝播図法を用いて推定された波源域<sup>3)</sup>から著者らが津波初動到達時間を計算し，これを記録の代わりに用いている。文献<sup>3)</sup>には，伊勢湾および三河湾のいくつかの点で津波初動到達時間が掲載されているが，本研究では同湾内を解析対象領域としなかったため，それらの記録を使用していない。

図-16に観測点，波源域の初期値と収束値および同定された波源域から各観測点までの最短時間経路を示

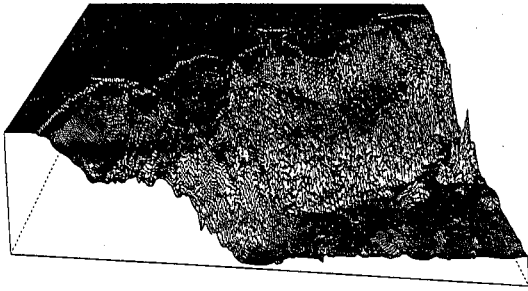


図-12 解析対象領域の海底地形の鳥瞰図

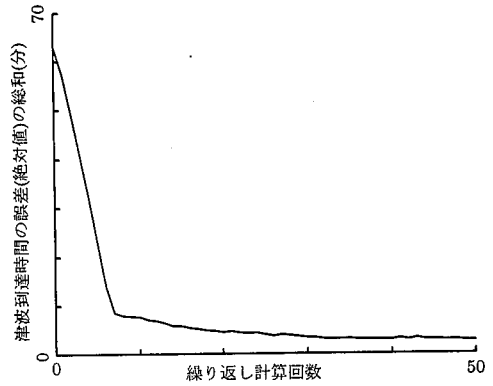


図-15 1946年南海地震津波の波源域同定における津波到達時間の誤差

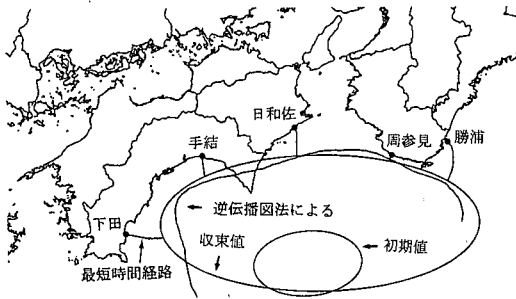


図-13 1946年南海地震津波における波源域の初期値、収束値、逆伝播図法による推定値<sup>3)</sup>および津波初動到達時間の観測点位置

表-2 楕円として同定された1946年南海地震津波の波源域のパラメータ

	初期値	収束値
中心の東経 $E_0$ (度)	134.700	134.813
中心の北緯 $N_0$ (度)	32.700	33.010
長軸の長さ $2a$ (km)	94	276
短軸の長さ $2b$ (km)	56	117
軸の傾き $\theta$ (度)	3.000	0.207

表-3 1946年南海地震津波の初動到達時間

	記録 (分)	推定値 (分)
勝浦	10	10.49
周参見	4	3.00
日和佐	15	14.80
手結	15	15.61
下田	20	19.70

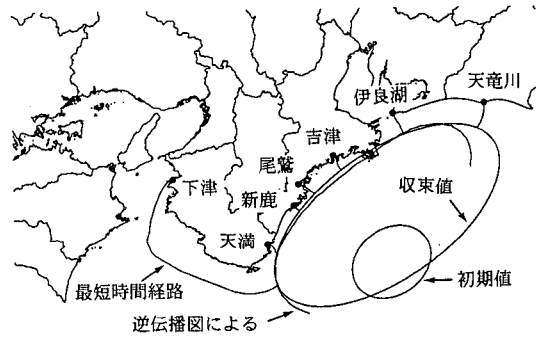


図-16 1944年東南海地震津波における波源域の初期値、収束値、逆伝播図法による推定値<sup>3)</sup>および津波初動到達時間の観測点位置

表-4 楕円として同定された1944年東南海地震津波の波源域のパラメータ

	初期値	収束値
中心の東経 $E_0$ (度)	137.000	136.967
中心の北緯 $N_0$ (度)	33.500	33.838
長軸の長さ $2a$ (km)	66	207
短軸の長さ $2b$ (km)	55	104
軸の傾き $\theta$ (度)	20.000	27.559

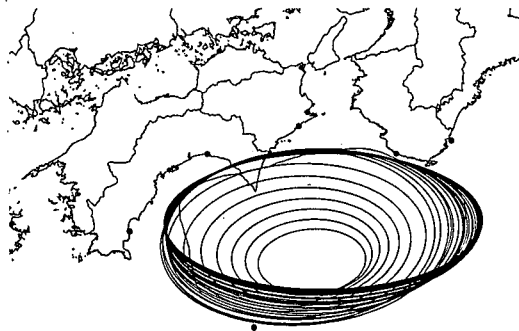


図-14 反復過程における1946年南海地震津波の波源域の収束状況

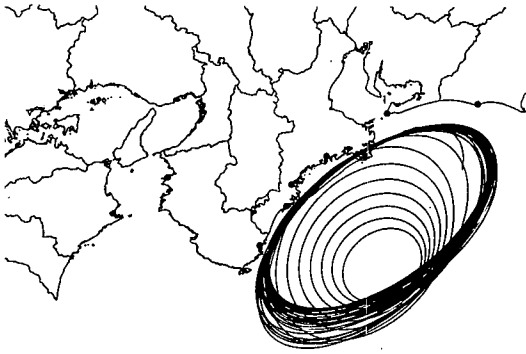


図-17 反復過程における1944年東南海地震津波の波源域の収束状況

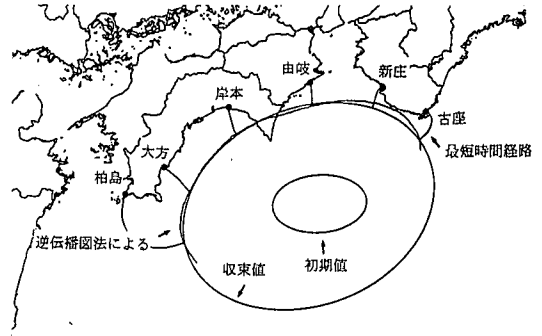


図-19 1854年安政南海地震津波における波源域の初期値、収束値、逆伝播図法による推定値<sup>3)</sup>および津波初動到達時間の観測点位置

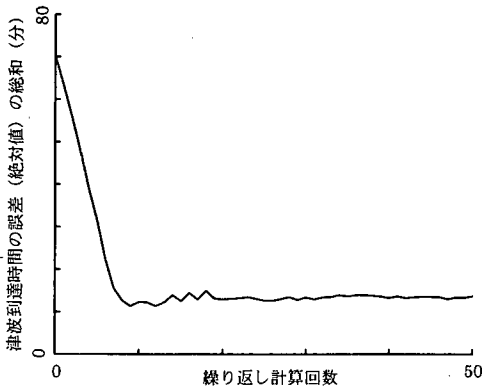


図-18 1944年東南海地震津波の波源域同定における津波到達時間の誤差

表-5 1944年東南海地震津波の初動到達時間

	記録(分)	推定値(分)
下津	52	53.25
天満	10	8.83
新鹿	5	4.53
尾鷲	10	13.80
吉津	15	10.40
伊良湖	20	21.26
天竜川	10	8.86

す。また、比較のため逆伝播図法による波源域の推定値を示しているが、同定された波源域との対応は良好である。表-4 に波源域として同定された楕円の収束値および初期値のパラメータを示す。図-17 は楕円波源の収束状況であり、図-18 に反復過程における津波到達時間の誤差(絶対値)の総和を表す。表-5 は波源域の収束値から計算した各観測点までの津波初動到達時間と観測値との比較を表している。伊良湖と天竜川での記録と推定値との差を比較すると、天竜川の方

表-6 楕円として同定された1854年安政南海地震津波の波源域のパラメータ

	初期値	収束値
中心の東経 $E_0$ (度)	134.700	134.588
中心の北緯 $N_0$ (度)	32.700	32.673
長軸の長さ $2a$ (km)	94	257
短軸の長さ $2b$ (km)	56	192
軸の傾き $\theta$ (度)	3.000	13.187

が小さくなっているが、これは海底地形と、両地点の記録をシミュレートする際、他の地点と同様に数値を整数にしたことが原因と考えられる。

### (3) 1854年安政南海地震津波への適用

津波初動到達時間の実記録<sup>3)</sup>は、和歌山県の古座、新庄、徳島県の由岐、高知県の岸本、大方および柏島へのものを用いた。

図-19 に観測点、波源域の初期値と収束値および同定された波源域から各観測点までの最短時間経路を示す。また、比較のため逆伝播図法による波源域の推定値を示しているが、同定された波源域との対応は良好である。表-6 に波源域として同定された楕円の収束値および初期値のパラメータを示す。図-20 は楕円波源の収束状況であり、図-21 に反復過程における津波到達時間の誤差(絶対値)の総和を表す。表-7 は波源域の収束値から計算した各観測点までの津波初動到達時間と観測値との比較を表している。

以上のように、過去の地震津波の波源域の同定に本研究で提案した手法を適用したところ、逆伝播図法で推定された波源域<sup>3)</sup>と対応する結果が得られた。文献<sup>3)</sup>で用いられた海底地形データの精度と今回用いたもの<sup>13)</sup>の精度には違いがあると考えられるので、同文献で推定された波源域と提案した方法によって得られ



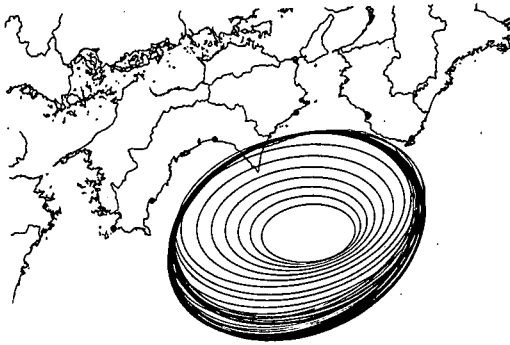


図-20 反復過程における1854年安政南海地震津波の波源域の収束状況

た波源域が対応したからといって、妥当な結果が出たとは言い切れない部分もあるが、実際の問題への適用について、その可能性を示すことができたと思われる。

なお、コンピュータによる数値計算では、各ノード間の津波伝播時間を予め計算し、データベース化しておく、解析に要する時間を短縮することができる。上述の3つの実地震津波の波源域を同定するために50回の繰り返し計算を行わせたが、これに要した時間は、それぞれ20秒程度であった。ただし、使用したコンピュータのCPUはIntel Pentium II 450MHzである。

## 5. まとめ

津波伝播時間解析に最短経路探索を導入した方法を取り入れ、また、いくつかの点への津波初動到達時間を既知として、楕円形波源の同定問題を定式化し、改良SLP法を用いて解く方法を示した。そして、数値計算および過去の地震津波の波源域同定を行った。

以下に、本研究で得られた結果を述べる。

- 1) 波源域とする楕円形の中心の座標、長軸および短軸の径、軸の傾きの合計5個の未知変数を同定するシミュレーションを行い、10回程度の繰り返し計算で波源域はほぼ真値に収束した。
- 2) 1946年南海地震、1944年東南海地震および1854年安政南海地震の各津波の波源域同定に提案した方法を適用したところ、逆伝播図法によって推定された波源域と対応する結果が得られた。
- 3) 水深が与えられる各ノード間の津波伝播時間を予め求めてデータベース化しておけば、津波波源域の同定に要する時間を大幅に短縮することができ、このときパーソナルコンピュータで20秒程度の計算時間で処理ができるため、津波のリアルタイム予警報にも十分対応できると考えられる。

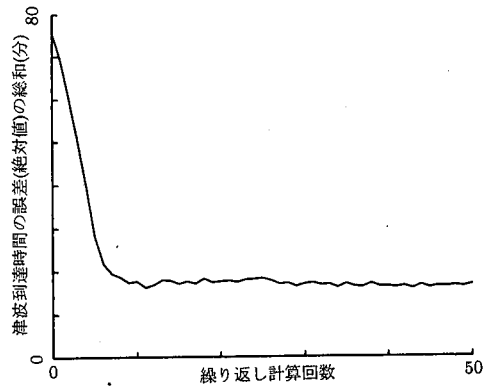


図-21 1854年安政南海地震津波の波源域同定における津波到達時間の誤差

表-7 1854年安政南海地震津波の初動到達時間

	記録(分)	推定値(分)
古座	10	10.79
新庄	10	13.29
由岐	15	11.38
岸本	15	19.44
大方	20	17.21
柏島	20	21.87

本研究では、逆伝播図法による結果との比較を行うために、過去の地震津波の波源域同定を行った。その際、海岸線での津波初動到達時間を観測記録として用いたが、提案した方法を津波のリアルタイム予警報に応用することを考えた場合、津波計などの津波を検知する計器を海上に設置し、その記録を用いて津波が陸に到達する前に波源域を同定して、これより海岸線への正確な津波到達時間を計算することが望まれる。しかし、本研究で提案した波源域の同定法は、波源域に観測点がある場合や偏った観測点配置からは正確な波源域の同定ができないという短所がある。これは、逆伝播図を用いた方法にも共通する課題である。したがって、津波計などの設置に際しては、ターゲットとする津波を想定して、波源域の同定が可能なように計器の配置をしておくことが重要である。また、計器の最適配置の問題や水深データの分解能と同定の精度の関係、初期値の問題について今後検討する必要がある。

## 参考文献

- 1) 関田康雄：津波の量的予報に向けて、土木学会誌、1996年5月号、pp.46-48、1996。
- 2) 今村文彦：津波監視システムの現状と広域ネットワーク

- クの提案, 自然災害科学, Vol.16, No.2, pp.143-151, 1997.
- 3) 羽鳥徳太郎: 東海・南海道沖における大津波の波源, 地震2, 第27巻, pp.10-24, 1974.
  - 4) 宇津徳治総編集: 地震の辞典 (第8刷), 朝倉書店, pp.280-281, 1995.
  - 5) 渡辺偉夫: 日本被害津波総覧 (第2刷), 東京大学出版会, pp.9-11, 1995.
  - 6) 石田祐介, 今中剛, 今村文彦: 三陸沖での新しい監視方法による津波情報提供の可能性, 海岸工学論文集, 第45巻, pp.386-390, 1998.
  - 7) 辻原治: 津波波源域同定への数理計画法適用の試み, 第52回土木学会年次学術講演会講演概要集, II -20, 1997.
  - 8) 辻原治, 沢田勉: 津波波源域推定への非線形最適化手法の適用, 応用力学論文集, Vol.1, 1998.
  - 9) 辻原治, 辻田徳雄, 澤田勉: 簡単な津波伝播時間解析法の開発と精度の評価について, 土木学会論文集, No.684/II-56, pp.155-160, 2001.
  - 10) 山下清明: 土木情報処理の基礎~FORTRAN 77 に即して~, 技報堂, pp.231-236, 1988.
  - 11) 沢田勉, 辻原治, 平尾潔, 山本英史: 地盤のS波速度およびQ値の同定問題におけるSLP法の改良とその適用, 土木学会論文集, No.446/I-19, pp.205-213, 1992.
  - 12) Gallagher, R.H. and Zienkiewicz, O.C. (川井・戸川訳) 最適構造設計-基礎と応用-, 培風館, pp.121-124, 1977.
  - 13) 海上保安庁刊行, 大陸棚の海の基本図 (例えばNo.6602号 東海・紀伊沖), 1993.

(2000.8.10 受付)

## A METHOD OF IDENTIFICATION OF SOURCE AREA OF TSUNAMIS BY APPLYING MATHEMATICAL PROGRAMMING

Osamu TSUJIHARA, Norio TSUJITA and Tsutomu SAWADA

A method to identify the source area of tsunamis is presented assuming that the source area is elliptical in shape. The traveling time of the first arriving wave of a tsunami is solved as the shortest route problem in which the submarine topography is given. Some numerical experiments have been carried out to discuss the validity of the proposed method. Sequentially, it has been applied to identify the source area of the tsunamis accompanied by some historical earthquakes, compared with the results by the inverse refraction diagram.