

第2章 チリ地震津波の発生から日本到達まで

第1節 地震の発生機構とマグニチュード

1960（昭和35）年チリ地震は、5月21日10:02ごろの強い地震から始まり、22日19:11（GMT）ごろの最大の地震により観測史上最大規模となった。地震は南米プレートの下にナスカプレートが年間8.4cmの速度で沈み込むチリ海溝で発生し（図2-1）、本震の震央は米国地質調査所により（38°S, 73.5°W）と報告され、後に（41°S, 73.5°W）と訂正された（気象庁, 1961）。地震のマグニチュードは、当時気象庁松代地震観測所によれば8.75、米国カリフォルニア州Pasadenaの地震研究所によれば8.25から8.5、また、米国カリフォルニア州Berkeleyのカリフォルニア大学によれば8.5として報告されていた。図2-2に既往地震の震央と1960（昭和35）年のイベントにおける前震・本震・余震の震央分布を示す。図中のコンターはKanamori and Cipar（1974）による断層モデルに基づいて計算した本震の地盤変動分布である（コンター間隔は1m）。震源域はチリ中南部の南北約1,000kmに広がっており、典型的なプレート境界型の低角逆断層であったことがわかっている（Plafker, 1972 ; Kanamori and Cipar, 1974）。断層運動による地盤変動を詳細に調査したのはPlafkerらで、地震前後の海岸線の変化に着目して地盤の上下動の変化を見積もった。彼らの調査結果は、地震時には海溝に近い沖合の島々が隆起し、大陸沿岸部は沈降したことを示唆している。

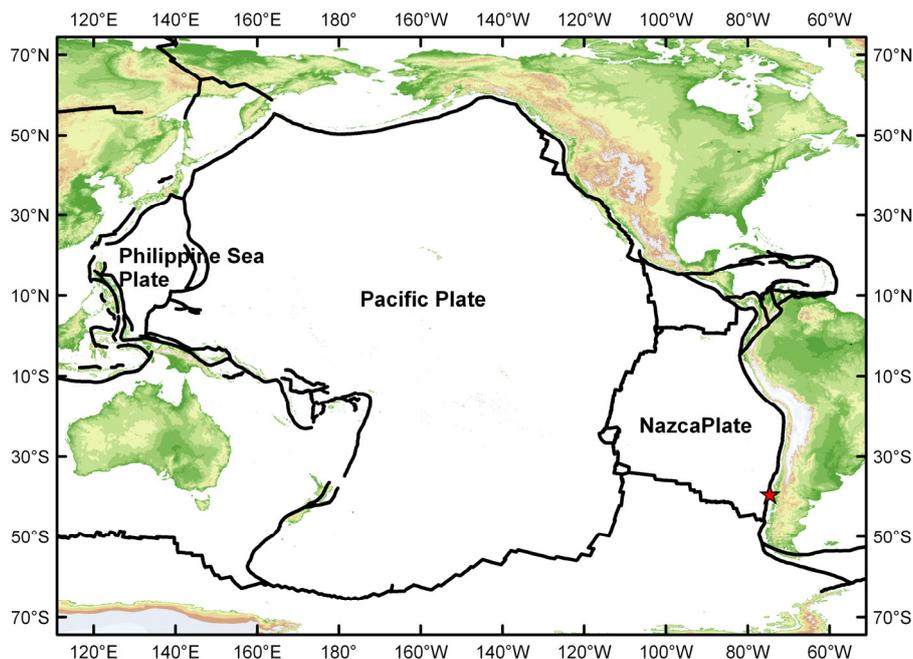


図2-1 太平洋のプレート境界

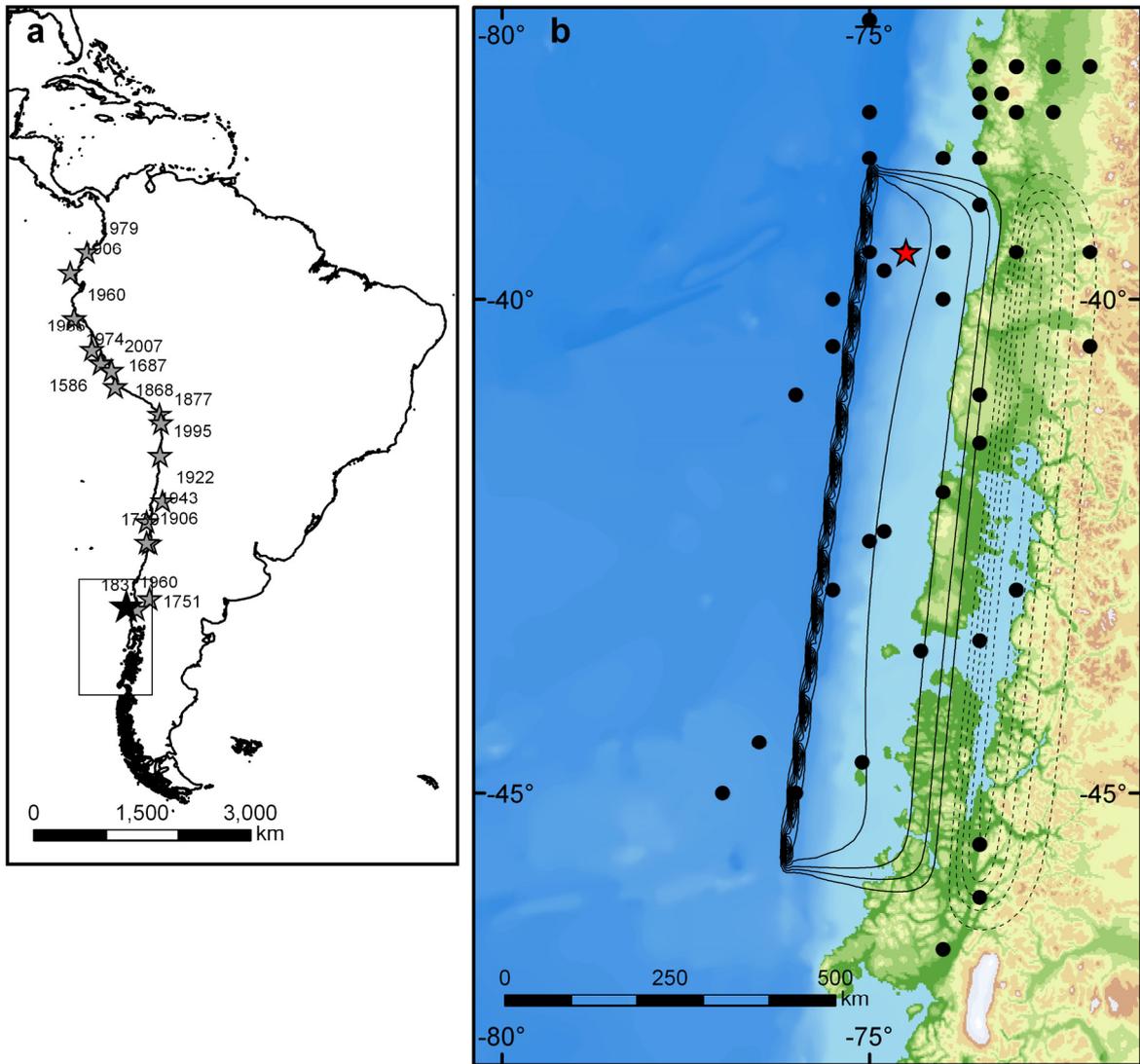


図 2-2 1960年チリ地震津波の前震・本震・余震の震央分布と本震による地盤変動
 注：実線は隆起、点線は沈降

ところで、地震の規模を表す尺度はマグニチュードを用いるのが一般的だが、マグニチュードは各地の地震計によって得られた地震波の最大振幅の対数を取り、それに震源からの距離の補正を行い、適切な定数を加えて決定する。現在、地震の規模を決定するマグニチュードには、実体波マグニチュード、表面波マグニチュード、気象庁マグニチュード、モーメントマグニチュードなどがある。それぞれマグニチュードの値を決定する際に参考とする地震波の周波数成分が異なるために、同じ地震でも得られるマグニチュードの値には差が出てくる。実体波マグニチュードは、特性が周期1秒の実体波（P波とS波）に着目して求めたもの、表面波マグニチュードは周期20秒程度の地表面を伝わる表面波に着目したもの、気象庁マグニチュードは周期5秒前後の地震波に着目したものである。

以上のマグニチュードの決定法では、限られた周波数帯の地震波に着目して決定するために、特に長周期の地震波を放出する巨大地震の規模の決定には限界があった。地震の規模を見積も

るには、その地震が波動エネルギーの主要部分を放出した周波数帯の地震波を調べる必要があるからである。1960年チリ地震では、表面波マグニチュードは8.3とされた。しかし、チリ地震の余震域(断層面)の長さは約800kmである。このときの震源時間は約200秒であり、エネルギーの主要部分は周期約400秒前後の周波数帯で放出された。周期20秒程度の地震波に着目した表面波マグニチュードでは、この地震の規模を正確に見積もることができなかったのである。

上記の問題点を解決すべく、Kanamori (1977) は地震モーメントから直接マグニチュードを決定するモーメントマグニチュードを提案した。モーメントマグニチュードは、断層の滑り量、断層の面積、断層付近の岩盤の性質などから計算される地震モーメントからマグニチュードを決定する方法である。断層運動の規模から直接計算するので、決定に時間がかかるものの、地震波の周波数帯の違いによるマグニチュードの頭打ちが発生しないのが利点である。チリ地震のモーメントマグニチュードは9.5であり、観測史上最大の規模であることがわかっている。

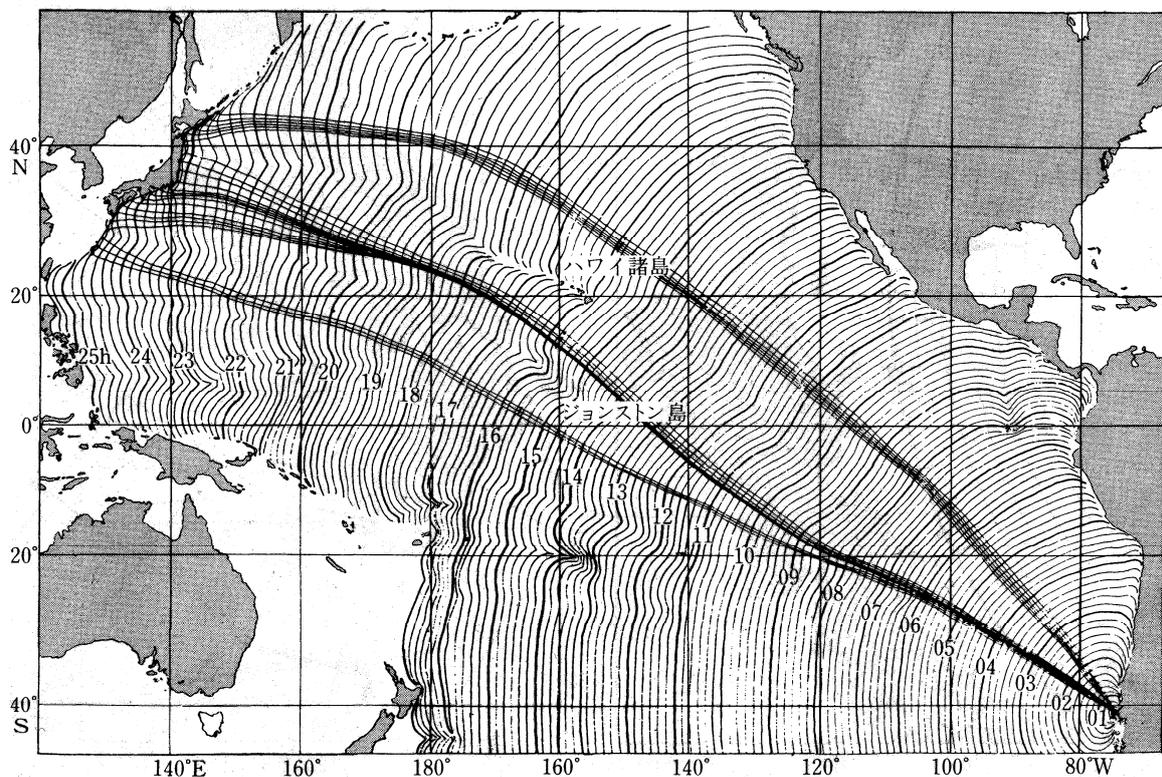


図 2-3 チリから我が国への津波の走時と波向線 (渡邊, 1985)

第2節 太平洋上での津波伝播

1 伝播の概況

図2-3にチリ地震津波の走時を示す。震源域から太平洋を横断し、ハワイに到達したのが本震から15時間後である。ハワイでの津波第1波は真夜中過ぎに到達し、数フィートという高さであった。しかし、大洋を伝播する津波が有する波数分散性（後述）により、小さな初動の約1時間後に最大波が到達しハワイ諸島で61名の死者を出した。また、米国西海岸においても津波は猛威を奮い、カリフォルニア州Crescent Cityでは3万ドル、Los Angelesでは50万から100万ドルの経済的被害をもたらし、数隻の船舶が津波により転覆した。その後津波が我が国に到達したのは5月24日の夜中から早朝にかけてで、伊豆諸島が最も早く、房総半島、北海道東部と続き、西に行くにつれ遅くなった。津波は北海道から沖縄までの太平洋岸に広く被害を及ぼしたが、特に被害が甚大であったのは北海道、三陸沿岸、志摩半島などであった。

ここでは、太平洋を横断して伝播したチリ地震津波の伝播特性について、その重要な特性に絞って概説する。我が国沿岸での津波の来襲特性については次章以降を参照されたい。

2 外洋における津波の分散

遠地津波の伝播途上において現れる重要な物理現象の一つに波数分散性が挙げられる。波数分散性とは、不規則な波を構成する成分波の波速がそれぞれの周期（波長）に応じて異なることに起因する高次の物理現象である。津波の伝播過程において短周期成分の伝播を遅らせ、卓越周期を長くする効果を持つ。

近地で発生する波源域から沿岸部までの伝播距離が短い津波に対しては、高角断層の地盤変動により初期波形に高周波成分が含まれるような特別な場合を除き（岩瀬・後藤, 1998）、波数分散効果を考慮する必要性はさほどない。

しかし上述の理由で、遠地津波の伝播においては無視できない重要な現象である。チリ地震津波では、断層の西側が隆起、東側が沈降という初期波形であったから、太平洋上の島々の観測点では押し波の初動が観測された。ところが、太平洋を横断した後に我が国で観測された当津波は、実際にはわずかな押しが先行したが、ほぼ引き初動と言える程引き波が卓越していた。この原因は、今村ら（1987）により解明されている。波源付近では第1波（押し波）よりもその後方の引き波の方が波長が長く、長距離にわたる伝播過程において波数分散効果が作用し、押しと引きの入れ替わりが発生したというのが彼らの数値解析から得られた結論であった。

どれほどの距離を伝播すれば波数分散効果が顕著に現れるかについての定量的な評価は

Kajiura (1970) が実施している。KajiuraはGreen関数を用いた理論解析結果に基づき、波数分散性が津波波形に及ぼす影響を検討し、例えば、水深を4,000m、波源の空間スケールを80kmとした場合、伝播距離が3,200km以内ならば波数分散性を無視できると結論づけている。

3 外洋における津波の散乱

津波は長波としての性質を有するため、その伝播過程において外洋部における様々な海底地形の影響を受ける。例えば、島弧、海山、海膨は、入射した津波に対して散乱波を励起する特徴を有する。都司(1977)は、2次元正規分布形で表現される海山・海膨により励起される散乱波の解を理論的に求め、1960年チリ地震津波の第1波が波源から日本に到達するまでに、そのエネルギーの約4割が太平洋上の約40個の海山・海膨により励起される散乱波のエネルギーに変換されたことを示した。太平洋上に発生する散乱波の問題は、Mofjeld *et al.* (2000) による最近の研究でも扱われている。彼らは、津波が理想化した海底崖、海嶺、海山等の地形に入射した際に発生する反射・透過波の振幅を理論的に求め、Scattering Indexなる指標を導入した。この指標を太平洋の海底地形に適用し、相対的に散乱波の発生しやすい場所を検討した結果、南米沖のEaster Islands Fracture zoneから北太平洋の天皇海山列(Emperor Seamount Chain)にかけて強い散乱波の発生帯が存在することが明らかになった。また、越村ら(2007)は、2006年千島列島沖地震津波の数値解析を通じて、我が国に到達する津波の最大波のエネルギーのうち57%は天皇海山列からの散乱波によるものであったことを確認している。

4 海底地形による津波の捕捉・導波作用

津波が海底地形の影響を受けるもう一つの例として、大陸棚斜面、海嶺、島弧による津波の捕捉現象、導波作用が挙げられる。いずれも急激な水深の変化に伴う津波の屈折現象が主因である。これらの地形上に捕らえられた津波は、その伝播の指向性を変化させたり、局地的な地形上における共振を励起する場合がある。

大陸棚斜面や海嶺上における津波の捕捉・増幅特性は、例えばKoshimura *et al.* (1999a, 1999b) が調べている。西太平洋に存在する南本州海嶺が、インドネシア太平洋岸で発生する津波に対して導波管(Waveguide)の役割を果たし、我が国へ向かう津波のエネルギー指向性を高めることがわかっている。一方、島周りにおいても津波は捕捉されることがわかっており、その捕捉・増幅特性は、島の裾野の空間スケール、周辺の水深、入射波の波長の関係に依存した極めて複雑なものである。例えば、藤間ら(1995)は円錐形を仮定した島に捕捉された津波の増幅特性を理論的に解析し、伊豆・小笠原諸島で周期5分から10分の中小規模の津波が共振現

象により著しく増幅され得ることを示した。津波の捕捉・導波現象による波高増幅は、その効果が顕著に現れる場所において予想外の被害を与え得る。その例として、1993（平成5）年北海道南西沖地震津波の奥尻島における打ち上げ高や、父島において観測された1996（平成8）年イリアン・ジャヤ地震津波の南本州海嶺による捕捉波としての波動が挙げられよう。

5 ハワイ諸島のレンズ効果と日本への津波の収斂

南米で発生した津波が太平洋を横断して、なぜ我が国で甚大の被害をもたらしたかは、南米チリと日本との地理的な関係によるところが大きい。図2-3に描いた波向線（波面に直交するように、波の進行方向を示した線）を見ると、我が国へはハワイ諸島の北側と南側の経路を経て到達していたことが理解できる。波源から放射された津波は、対極に向かって収束していくことになるが、波源から見て対極に日本が位置していたこと、ハワイからミッドウェイに至るハワイアンリッジを回り込むように収斂し、ハワイ諸島がいわゆるレンズ効果として作用したことが報告された。また、口絵1及び2に示した数値計算結果においても、ハワイ諸島を両側から回り込んだ津波が日本の前で収斂していることが確認できる。

第3節 数値解析によるチリ地震津波の再現

ここでは、数値計算によってチリ地震津波の再現を試み、特に太平洋を伝播して我が国に到達する津波に着目して、現代の数値計算技術からみた津波の再現精度について論ずる。

1 計算条件、支配方程式

一般的に、津波の数値解析における支配方程式と座標系の選択は、解析対象範囲のスケール（又は、計算しようとする津波の伝播距離）により異なる。解析範囲が比較的狭い近地津波の場合には直交座標系の非線形長波理論を選択し、解析範囲の広がる遠地津波の場合には、地球座標系を選択する。その目安は、津波の伝播距離で考えると1,000kmといわれている。

ここでは、チリから太平洋を横断して我が国に到達するまでの津波を再現するための計算支配方程式として、地球座標系によるコリオリ力を考慮した線形長波理論を採用し、これをLeap-frog法により差分化して用いる。

伝播距離が長くなる遠地津波には波数分散性が無視できなくなり、Boussinesq式など分散項をもつ方程式を選ぶのが望ましいが、ここでは今村ら(1989, 1990)が提案したLeap-frog差分法の打ち切り誤差を分散項に代用する手法を採用する。

我が国の沿岸部においては直交座標系の非線形長波理論による計算とし、外洋から沿岸にかけて段階的に計算の分解能を上げて接続する。表 2-1 に計算の諸元を、図 2-4 に計算領域を示す。図中に示した点において計算波形を出力することにした。

表 2-1 1960年チリ地震津波の再現計算の諸元

領域	空間格子間隔	支配方程式
1	5 min.	線形長波理論 (地球座標系)
2	1.67 min.	線形長波理論 (地球座標系)
3	1028 m	非線形長波理論 (直交座標系)
4	343 m	非線形長波理論 (直交座標系)

2 津波波源モデル

地震は断層運動であり、地殻内の断層運動を、(1)断層上端の位置・深さ、(2)走向、(3)傾斜角、(4)滑り角、(5)滑り量、(6)断層の幅・長さの6つのパラメータセットで規定する。ここでは、表 2-2 に示す断層パラメータにより、Mansinha and Smylie (1971)の理論を用いて海底面・地表面の変動を計算した。その結果は図 2-2 に示してある。海底面及び地表面の変動のうち、津波の発生に寄与する(海面変動を及ぼす)のは、海底面の鉛直方向の変動成分が支配的であると仮定し、その隆起・沈降のパターンを初期条件として津波計算を実施する。

表 2-2 チリ地震の断層パラメータ

パラメータ	諸元
地震モーメント M_0	2.7×10^{30} dyn cm
断層長さ L	800 km
断層幅 W	200 km
滑り量 D	24 m
走向 θ	10°
傾斜角 δ	10°
滑り角 λ	90°

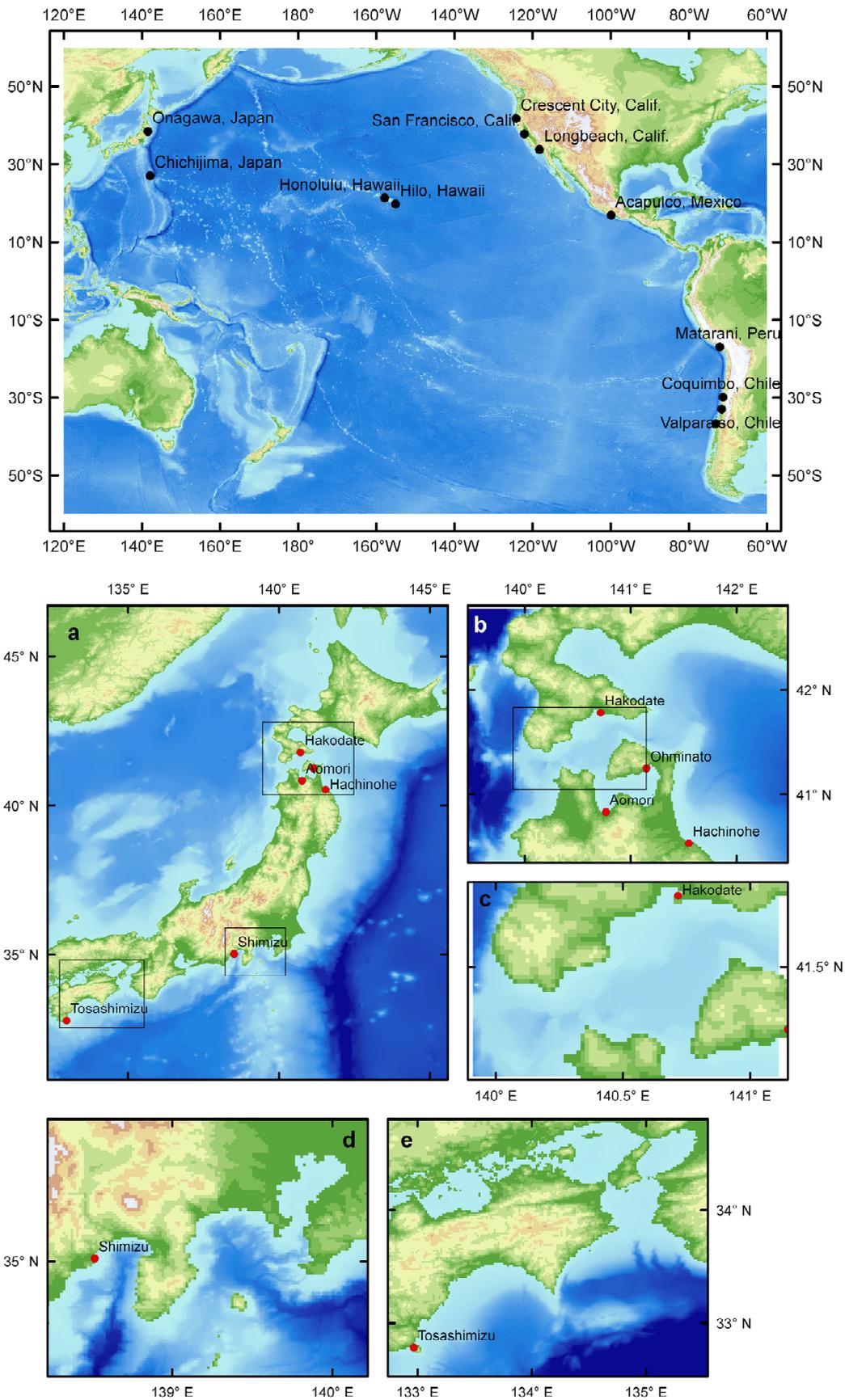


図 2 - 4 1960年チリ地震津波の再現計算の領域 (上: 太平洋全体, 下: 日本周辺)

3 太平洋の津波伝播

口絵 1 及び 2 に、太平洋を伝播して我が国に到達する津波のシミュレーション結果を示す。これは地震発生から 2 時間ごとに出力したシミュレーション結果（海面変動量）を可視化したものである。波源から同心円状に放射された津波は地震発生から 14 時間後にハワイ島を通過し、22 時間かけて我が国太平洋岸に到達した。

ここで、チリと日本の地理的な関係について考えてみる。図 2-5 は、電子的に表示した地球儀の海洋部を透過して表示したものである。日本とチリが重なって見えるのは、チリと日本の位置が地球のちょうど反対側にあるためであることがよくわかる。すなわち、波源からいったん四方に伝播した津波は、太平洋を伝播し、我が国に到達する際に再度集まってきたのである。これが、太平洋を横断した津波が我が国に甚大な被害をもたらした最大の理由であろう。

ところで、太平洋上で観測されたチリ地震津波は、1 時間以上という非常に長い周期であることがわかっている。すなわち、波源から我が国に到達するまでの時間を考えると、津波はわずか 20 数回の振動しか経験していない。Mw9.5 という世界最大規模の地震により発生した津波が（たった）20 数回の振動で減衰するわけではなく、津波そのものの規模もまた我が国への甚大な被害の要因として考えられよう。

太平洋全体に波及した津波は、我が国への来襲後も長時間にわたり振動を繰り返した。その様子は口絵 1 及び 2 の 28 時間以降のシミュレーション結果からもうかがえる。32 時間、36 時間のシミュレーション結果は、太平洋全域に津波が波及した後も残響のような振動が続いていることが理解できる。

図 2-6 は、太平洋沿岸での津波の計算波形を図 2-4 に示した観測点中 10 地点で示したものである。例えば、波源に近い Talcahuano と Valparaiso の 2 点では、地震発生直後に津波が到達しているが、その後 48 時間後においてもその振動は収まっていない。特に、Valparaiso では 35 時間以降にも第 1 波よりも高い津波が到達しているのは興味深い。また、Coquimbo（チリ）や Crescent City（米国カリフォルニア州）においても波形にうなりのような水面変動が見られ、40 時間前後で比較的高い津波が来襲している。女川（日本）への津波到達は約 22 時間であるから、太平洋全体の津波の残響に乗って、我が国周辺からの反射波が再び北米・南米に戻っていった可能性も考えられる。ただし、線形理論に基づいた計算であることや長い時間ステップの計算に起因した誤差の集積が少なからずあるため、津波の波高そのものについて議論することはできない。

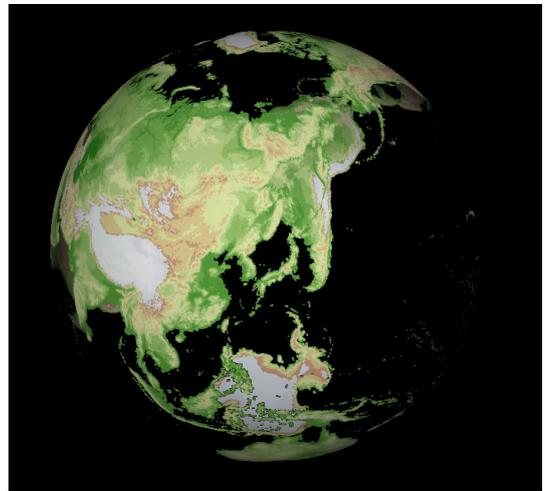


図 2-5 チリと日本の地理的な関係
(電子地球儀の海域を透過表示したもの)

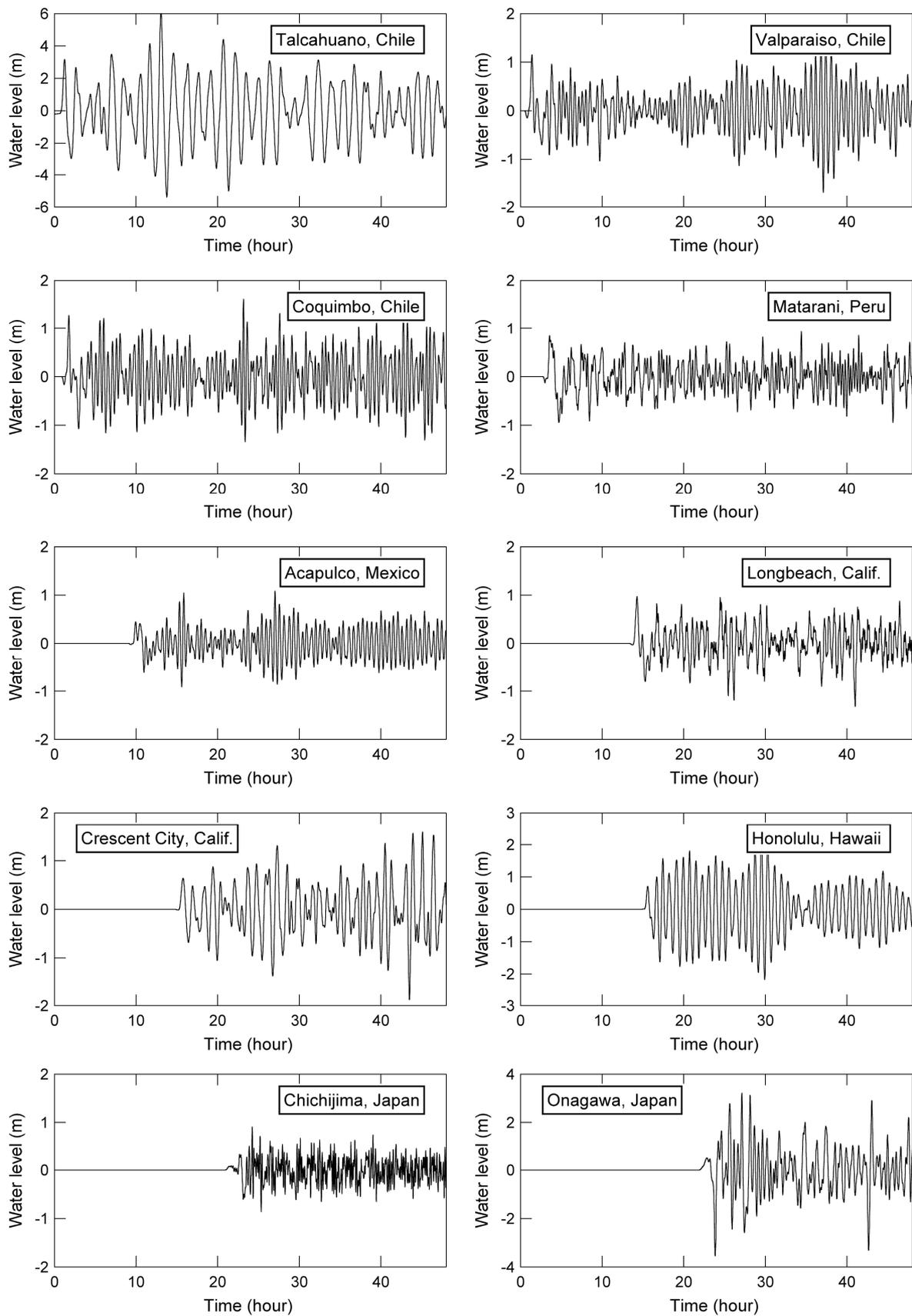


図 2 - 6 太平洋沿岸各地の計算津波波形

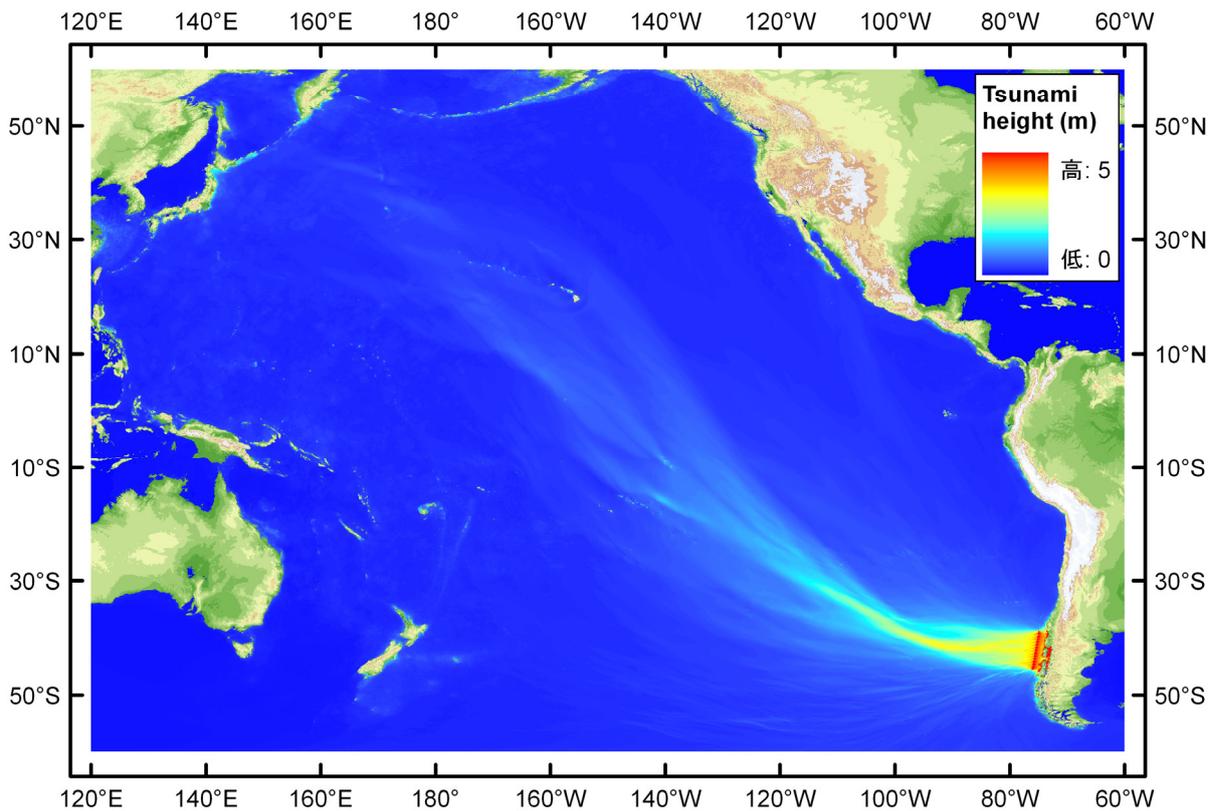


図 2-7 太平洋における最大津波高の分布

4 津波の再現精度

一方、我が国に来襲した津波について、数値計算の再現精度はどの程度であったかを、当時得られた津波観測波形を用いて検証する。近年では海底水圧計やGPS、音波を用いた津波観測施設が整備されているが、1960年当時に得られた津波の記録は検潮儀によるものだけであった。検潮儀とは、港に設置した検潮井戸(写真2-1)又はパイプ内の水位変動をフロート(浮き)の動きにより検出し、それを記録紙に又は電氣的に記録する装置である。海水は、導水管を通して検潮井戸に導かれ、井戸内のフロートが波浪などによって動揺するのを防ぐようになっている。導水管への海藻や貝殻の付着、砂などの堆積によりその応答特性が変化することがあるため、特に短周期の津波に対してはその応答が鈍くなることが問題となる。

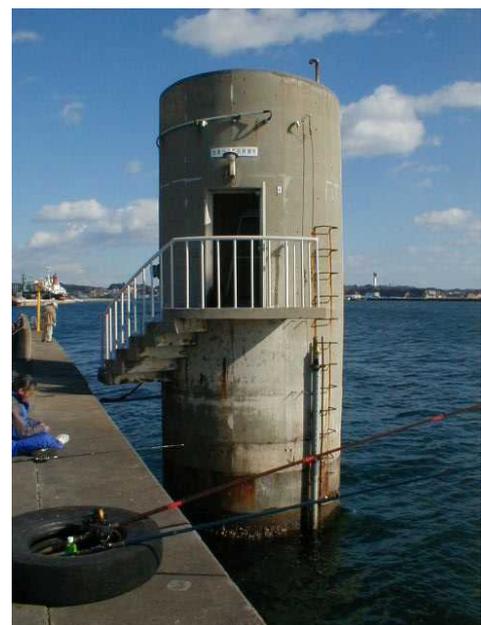


写真 2-1 港湾内の検潮井戸 (気象庁)

図2-8に示すのは、我が国太平洋岸の検潮儀6地点における観測波形と計算波形の比較である。計算結果は観測波形に対して非常によく一致していることがわかる。一般に、津波の良好な再現には、(i) 津波発生時の初期水位分布(波源モデル)の推定、(ii) 適切な支配方程式の選定、(iii) 伝播途上の海底地形の表現精度、(iv) 検潮井戸の水理特性の除去といった課題をすべて解決する必要がある。チリ地震津波のケースでは、津波の卓越周期がもともと長く1時間を超えていたこと、津波波源の局所的な水位変動成分は大洋を伝播する間に散逸してしまったことなどが、良好な計算結果を得た要因であろう。また、長周期成分が卓越していたため、検潮井戸の水理フィルタという不確実な要因を除去できたために検潮記録との比較がしやすかったことも一因として挙げられる。しかし、これよりも短周期の津波(近地津波など)の数値計算の再現性の評価を、検潮記録を用いて行う場合には、依然、上に挙げたような問題がある。

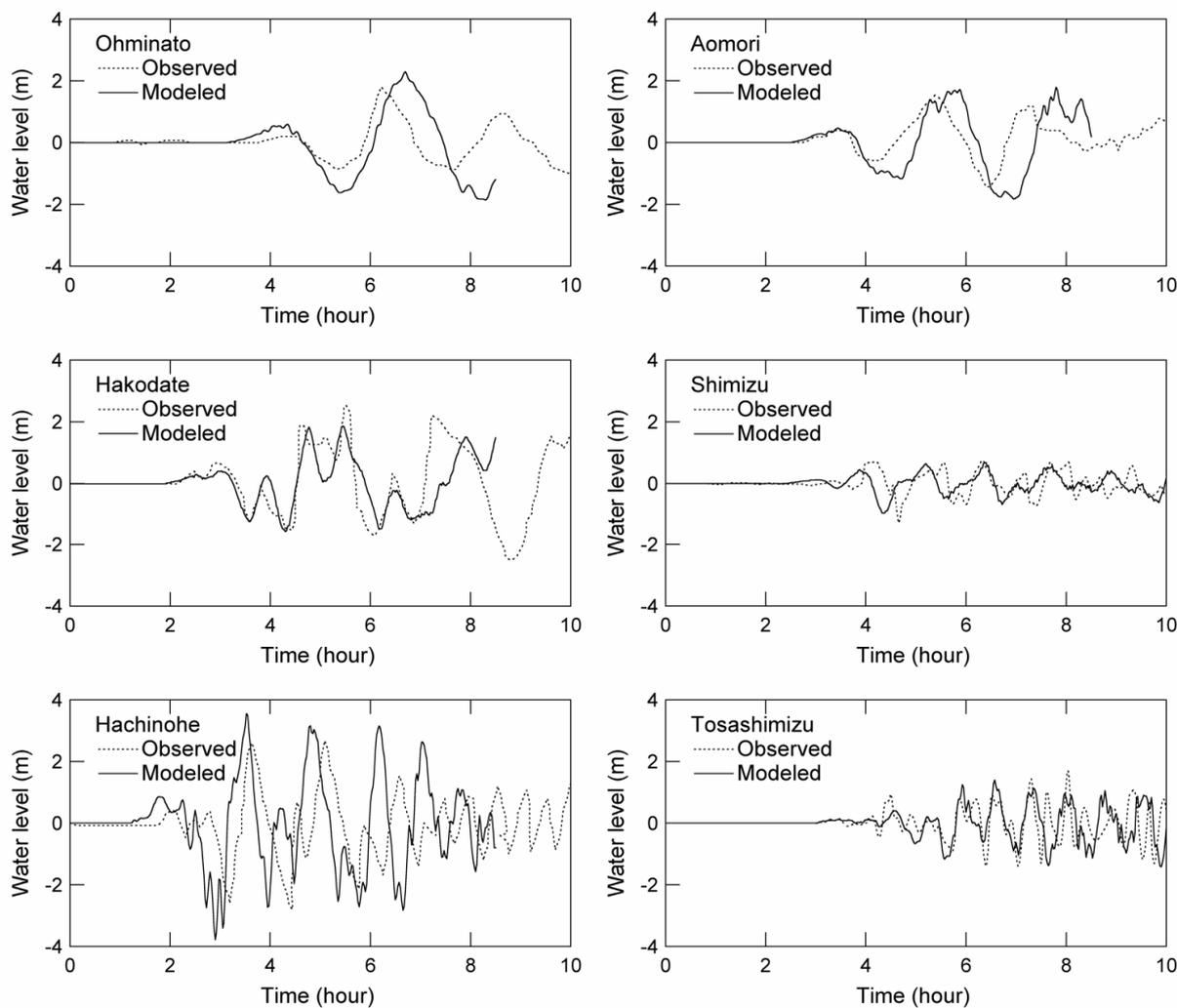


図2-8 我が国太平洋岸の計算津波波形と観測波形の比較

ところで、我が国で観測された津波の特性について特筆すべきことが2点ある。一つは、Nakamura and Watanabe (1961) が指摘したForerunner (前駆波) であり、もう一つはTakahashi and Hatori (1961) が報告した我が国太平洋岸の津波の周波数特性である。

Nakamura and Watanabe (1961) は、我が国沿岸部のチリ地震津波の検潮記録を詳細に調べ、主に太平洋岸の外海に面した湾で比較的短周期の波 (波形全体の卓越周期に比べて) が前駆的に来襲していることを発見し、これをForerunnerと名付けた。Forerunnerが顕著に見られた観測地点として、花咲、八戸、宮古、江ノ島 (宮城県)、小名浜、鳥羽、串本、土佐清水、油津の9地点を挙げている (その他にも28地点ほどが挙げられているが詳細は不明、原著論文を参照)。遠地津波は、大洋を横断する過程における波数分散効果により、波源域から遠く離れるほど波長の長い成分が早く到達する。しかし、Forerunnerが認められた観測地点においては、比較的短周期の水面変動が数波繰り返した後に大振幅の長周期の津波が来襲していることが共通点として挙げられている。筆者らが実施したシミュレーション結果 (図2-8) を見ると、八戸と土佐清水 (Nakamura and WatanabeがForerunnerの発現を報告した地点) においては、Forerunnerも含めて波形を良好に再現できている。

Nakamura and Watanabeは、Forerunnerの発生原因について、湾や大陸棚の地形及びその空間的広がり起因したセイシュであると結論づけているが、そのメカニズムについてはいまだ明らかにされていない。少なくとも、Forerunnerの予測には、海底地形情報を詳細に考慮した計算が必要であろう。

次に、我が国沿岸で観測された津波の周波数特性について議論する。図2-9に示すのは、我が国で観測された津波波形のスペクトルである。北日本・東日本 (例えば、八戸、江ノ島) は60分以上の周期帯でスペクトルのピークが見られるのに対し、南日本・西日本 (高知、土佐清水、油津) では約40分の周期帯にピークが集まっている。我が国の北と南 (又

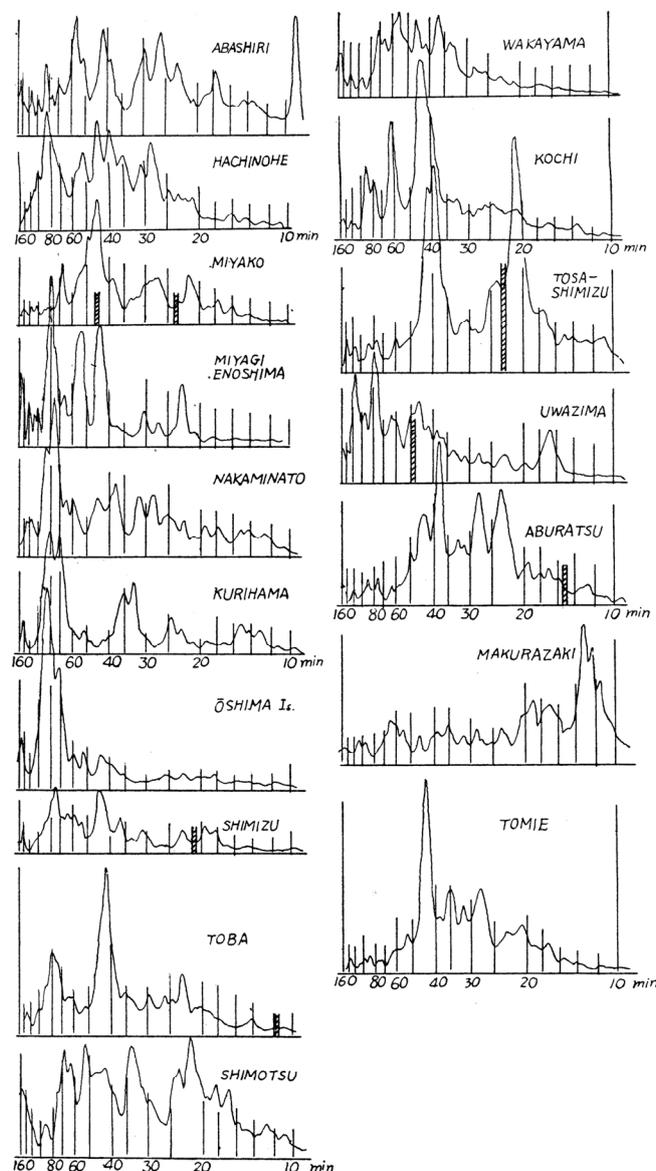


図2-9 我が国太平洋岸の津波波形のスペクトル
(Takahashi and Hatori, 1961)

は、東と西) でなぜ周波数特性に違いが見られるのか、Takahashi and Hatori (1961) はKajiura (1961) の論文を引用し、マリアナ諸島から伊豆までの海嶺 (図 2-10) が長周期成分を反射したために卓越周期の違いが生じたと説明している。Kajiura (1961) は、1次元の長波の伝播問題において、海嶺の地形効果を議論した。海嶺に入射した津波の反射率は、海嶺上の水深が浅いほど、海嶺の幅に比べて入射する津波の波長が長いほど、高くなる傾向があると結論づけている。しかし、越村ら (1999) で指摘されているように、海嶺に対して斜め入射する津波の透過・反射の特性は、海嶺の地形条件 (水深や幅) に加え、津波の入射角に大きく依存する。すなわち、Kajiura (1961) の結論は、海嶺に対して斜めに入射する津波については一概には当てはまらない。そこで宗本 (2009)

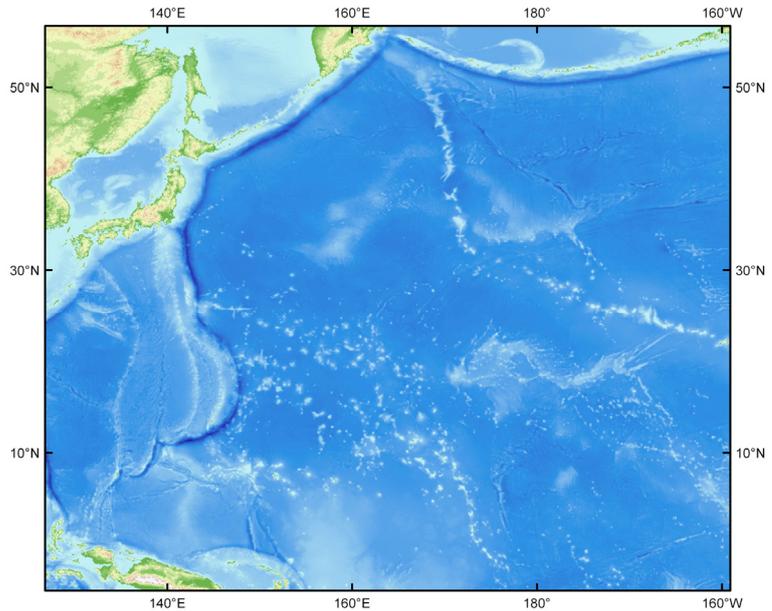


図 2-10 西太平洋の海底地形

は、マリアナー伊豆の海嶺の存在が我が国の津波来襲特性に与える影響について、海底地形データからマリアナー伊豆の海嶺を除いて水平床 (水深4,000m) として実施した数値解析結果に基づき考察した。図 2-11に示すのは、御前崎と土佐清水において出力した津波波形とそのスペクトルである。仮に海嶺が長周期成分を反射しているならば、海嶺の有無により計算波形及びスペクトルには明確な差異が表れるはずである。しかし、図を見る限りその差異は非常に小さく、海嶺だけが我が国に来襲する津波の周波数特性を変えたとは言いきれない。

一方、チリ地震津波の波向線 (図 2-3) を見ると、チリから日本への津波の伝播経路はハワイ諸島を挟んで北の経路と南の経路が考えられる。我が国の特に東北地方への津波の増幅は、北回りと南周りの経路を経て来襲した津波が収斂した結果によるものであるが、図 2-10と図 2-3を交互に見ると、北回りに対して南周りの経路上には無数の海山・島嶼が存在し、むしろ我が国の東西の津波の周波数特性の相違は、これらの地形によって励起された散乱波が影響した可能性が高いであろう。いずれにせよ、遠地津波の高精度な予測には、沿岸だけではなく伝播計路上 (外洋域) の海底地形の表現精度も適切に与える必要がある。

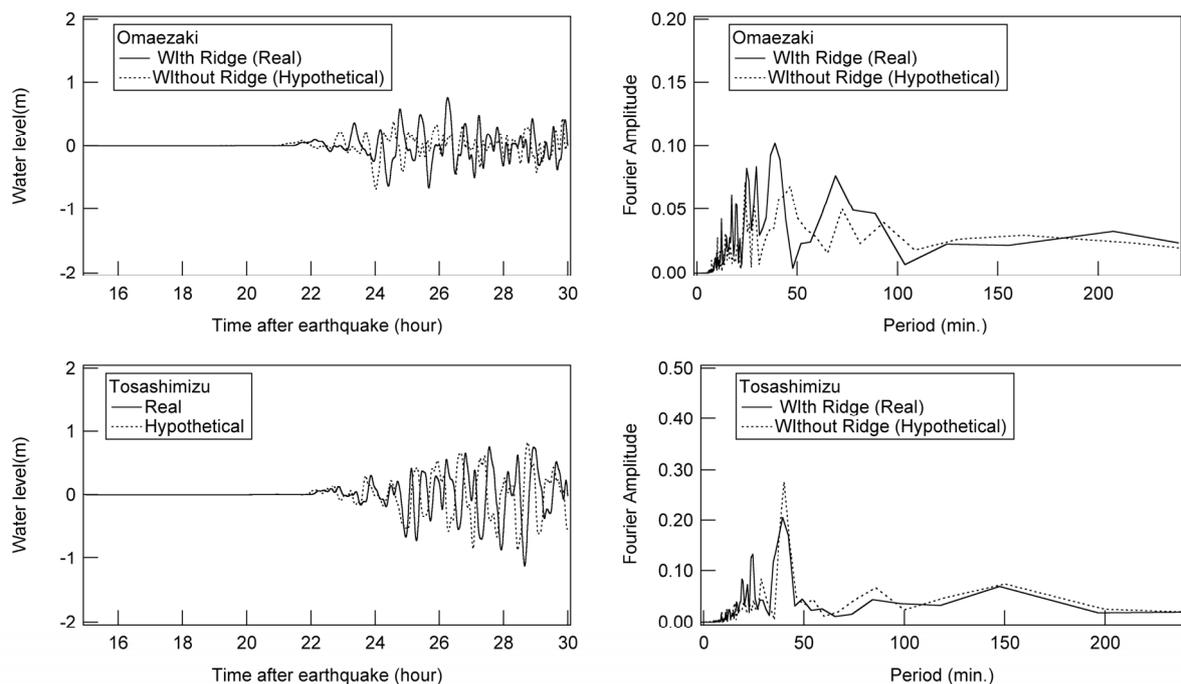


図 2-11 海嶺の有無による津波波形の比較 (宗本, 2009)

5 遠地津波の予測は可能になったか？

近年の地震学の発展、計算機性能と数値計算技術の向上を背景として、津波という現象の再現・予測の可能性も大幅に向上した。本章で報告したように、正確な津波波源モデルの予測、適切な支配方程式・計算法の選択、伝播途上の津波の経路も考慮した計算格子（海底地形表現の分解能）の設定を要件として、1960年チリ地震津波の再現はほぼ可能であるといつてよいであろう。特に遠地津波の場合、我が国への到達に時間的猶予が見込まれるため、地震発生後に得られる断層モデルを用いてリアルタイムで計算を実施して予報値とすることも技術的には可能であり、近い将来実用化されると考えて間違いない。

一方、数値計算の結果を見てもいまだ説明のつかない現象もある。前述したForerunner（前駆波）がその一例であるが、その発生メカニズムは特定されていない。また、海嶺による津波の導波、海山列による散乱、陸棚による捕捉現象、大洋洋全域に津波が波及した後の残響など、様々な経路を経て到達する後続波の予測は、現在の数値計算技術であっても精度低下は避けられない。数値計算による津波予報を実用化するには、特に津波減衰の予測、予報解除の基準を策定する上で重要な課題となるであろう。

なお、チリ地震津波の数値解析や予報可能性についての議論は、例えば今村ら(1987)、高岡ら(2001)、自然災害学会(2000)に詳しい。併せて参照されたい。