

津波はどこまで解明されているか

How well do we understand tsunamis ?

首藤伸夫 (岩手県立大 総合政策)

Nobuo SHUTO

Faculty of Policy Studies, Iwate Prefectural University, Iwate 010-0193, Japan

The state-of-the-arts of tsunami science and engineering is briefly reviewed. The linear Boussinesq equation including the Coriolis force, described in the spherical coordinates, yields a good estimate for far-field tsunamis travelling over the ocean. For near-field tsunamis, the linear long-wave theory is applicable up to the water depth of about 200 meters. In the shallower region including land, the shallow-water theory with the bottom friction included gives practically sufficient results, as long as tsunami run-up height concerns. In several cases, the computed tsunami heights do not agree well with the measured data. The major cause of disagreement is in the estimation of initial profiles. Another cause is the fact that the vertical acceleration is poorly approximated in the long wave theory. Other properties such as current velocity, wave profile, wave pressure and so on are required for the detailed analysis of tsunami disasters and disaster prevention works. The measurement in the deep sea in the neighborhood of tsunami generation is the key for the development in the near future.

1. はじめに

最近、大きな津波があると、3 日としないうちに、津波のアニメーションがテレビで流されるようになった。これから津波の調査に入るといって、あれだけ判っているのに何故これから調査が必要なのかと怪訝な顔をされる。

実は、大きな骨格は推定が可能になったが、詳細な、その津波特有の個性は矢張り現地調査からしか判らない。そして、人の生命財産に関わるのは、推定精度の低い局所的な津波像なのである。

ここでは、この 30 年ほどの間に、津波について何が判ったのか、どこに問題が残って居るのか、解決のためには何をしなければならぬかを概観する。また、そうした知識が津波防災にどのように役立てられているか、そこに残って居る問題は何かについても触れることとする。

2. 津波の発生原因

2. 1 海底地震

津波を発生させる原因はいくつもあるが、最も多いのが海底地震である。

日本近海の巨大津波を発生させる断層運動を想像するには、長さ $L = 100\text{km}$ から 200km 程度、幅 B はその $1/2$ から $1/3$ で、ずれの大きさ D が 10m 強の縦ずれ断層で、割れ目が海底面に表れるものを考えれば良い。

海の深さは、太平洋の平均で 4.2km 、日本海溝の深い所で 8km 位しかない。断層運動の結果として、幅数 10km 、長さ 100km 強の海底面が、 100 秒程度の時間内に鉛直に 10m 程度変位する時、この面上の海水は横に逃れる余裕はなく、海底面と同じ鉛直変位をする。これが津波初期波形である。

模式的に云うと、この鉛直変位は一山一谷の一波長である。波長は水深に比べて数十倍であるので、長波理論が適用される。波高は波長や水深に比べて極端に小さいから、非線形性は無視できる。したがって、発生から沿岸近くまで(概念的には、水深 200m 位まで)は線形長波理論が適用できる。

2. 2 火山噴火

1883 年、インドネシア・ジャワ島とスマトラ島の間のスンダ海峡にあるクラカタウ火山が噴火して、場所によっては 35m 以上にも這い上がる大津波が発生した。昼間ではあったが、何しろ降灰で真っ暗な中での発生であったため、目前に襲来して始めて津波と判ったのである。36,000 人も

の犠牲者が出た。

爆発前後を比べると、クラカタウ山の約 $2/3$ が吹き飛ばされ、径 10km 、深さ 200m の地形変化が起っている。①この山体が一旦空中に吹き飛び、落下して津波を発生させた、②海中大爆発、③カルデラの大陥没が発生し、その中へ周囲の水を引き込んで津波を発生させた¹⁾、等の緒論があり、③がもっともらしいと思うが、定説はない。

その上、こうした現象を扱うには、非線形性をどの程度まで取り入れた計算を行うべきかも、まだ確定されていない。また、初期変位がかなり大きいから、水粒子の鉛直加速度が無視できないであろう。そもそも長波近似が成り立たないかも知れない。

2. 3 山体崩壊・地滑り

1792 年、雲仙の前山が崩壊して海中へ突入し、津波が発生した。「島原大変肥後迷惑」と云われるように、対岸の肥後でも大被害が生じた。死者約 15,000 人と云われる。崩壊土が海面に顔を出している所は九十九島と呼ばれている。

最近の 1998 年バブアニューギニア津波では、地震で誘発された海底地滑りが津波を発生させたとの疑いも持たれている。

こうした問題では、移動する土砂群の寸法と突入した海域の水深との関係が、長波理論の適用を妥当とするかどうかについて詳細な検討をすることから始める必要がある。その上、土砂群を固体として扱うのか、比重の異なる流体として扱うのかも、まだ結論は出ていない。後者とする、2 層流として扱うこととなる。

3. 地震による津波の初期波形

3. 1 断層パラメタからの推定

断層運動の特性は、その結果としての地震波を解析することによって求められる。海底面の鉛直変位は、断層運動の幾何学的パラメタがあれば、海底面を半無限の広がりをもつ弾性体であると仮定して求めることができる。

断層運動の運動学的パラメタは最終的な鉛直変位には関係ない。ただ、最近になって、動的特性をも考慮する動きが出てきており、現在の津波推定値と津波実測値との差の一部を説明するかもしれないと思われる。

実は、上の手法で求められた津波初期波形が本当に正解であるのかを実証した例はない。初期波形の実測が普通は出来ないからである。断層運動による海底面の鉛直変位を

実測した例は1例あるのみである。1964年のアラスカ大地震による変位は、島や浅海での変化を実測して得られている。図1²⁾にこれを示す。下図はA-A'線に沿った断面形状である。波長450km程の変位の頂近くに幅30kmほど、高さ5mほどの変位がある。これは、断層運動総エネルギーから見ると取るに足らないものだが、津波から見ると決定的に重要である。これは副断層によるものであると説明されているけれども、現在の知識では全く推定出来ない。

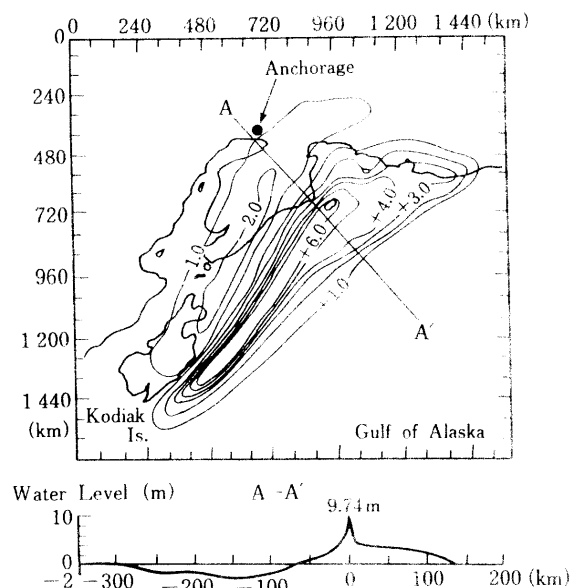


Fig.1 Measured displacement of the 1964 Alaska earthquake

3. 2 逆算法

断層パラメタから計算する手法では、想定する断層面での局地的なバラツキを求め得ない。これを求めるための工夫が逆算法³⁾である。

まず、波源と想定される対象とされる海底面を幾つかに分割する。分割された部分海底面の夫々に単位鉛直変位を与え、これによる津波を計算し、沿岸での潮位計位置での津波の時間的変化を求めておく。これを、グリーン関数として採用する。現実記録された津波波形を、このグリーン関数を使用して逆変換すれば、各部分海底面での鉛直変位量が決定できる。

この方法の精度は、三つの事で左右される。まず、この変換は線型過程を仮定しているが、岸近くの津波では非線形性が無視できない。第二に、潮位計の数の少なさである。第三に、潮位計の濾波特性の為、短周期成分波はかなり小さくしか記録されていないことがある。こうした点の検討が必要であろう。

3. 3 繰り返し法

断層パラメタから海底面鉛直変位を計算しても、沿岸の津波を説明できないことが多い。地震と津波との両者、場合によっては測定される陸上での地盤変位をも加えた三者を満たすように努めることが広く行われている。

この時の問題点は、比較対象としての津波記録をどう解釈するかにある。津波時間波形記録は、上にも述べた通り、数多くない。数多いものとしては津波痕跡値がある。所が、この痕跡値は、「津波の化石」であって、それがどのようにして生じたかの情報は殆ど無い。しかも、非線形性の強いもの、弱いものの区別も出来ていない。こうした記録を旨く説明する初期波形とは一体何なのか、定義できない。

便宜的な方法として相田⁴⁾が提案したのは、線形計算で

事が済む水深200mでの計算津波高の空間分布と沿岸での津波痕跡高のそれとを比較することである。この形状が似ており、その高さの比が1:2～1:3程度であれば良しとする。津波打ち上げ高比が水理実験的にこの程度であるという事実を利用したものである。

最近では、計算機容量も増え、数値計算技術も向上してきたので、陸上遡上まで計算し、この結果と痕跡高が一致するか否かを確かめる。その一致度は、計算値と痕跡値の比を対象として、相田⁴⁾の提案した幾何平均値 K 、および幾何分散 κ によって表現される。通常、 $K \approx 1$ 、 $\kappa < 1.4$ なら満足できる結果と見なされている。

3. 4 津波地震

1986年6月、三陸地方を襲った大津波は、一瞬の間に22,000人もの犠牲者を出した。その原因は、先立つ地震が極めて弱かった為、誰も津波が来るとは思わず、避難を怠ったからである。

これを普通の地震計情報から断層パラメタを計算すると、海底変位は津波を全く説明できない。長周期地震波を記録する地震計からしか、これに対する断層パラメタを決めることが出来ない。そのための地震計の配置はまだ十分ではなく、しかも実測例・適用例は日本では乏しい。

何故津波地震が起るのかという機構については、最近説明が可能となりつつある。

4. 津波の大洋伝播

深海での津波は前述したように、伝播距離がそれほど長くなければ線形長波理論で取り扱って差し支えない。水粒子の運動に伴う鉛直加速度は重力の加速度に比べて無視できるのである。したがって、水が動こうとも、水圧分布は静水圧分布をしている。

線形であるということは、水位が変化してその分だけ水圧が変化しても、静水位から変位した部分の寄与は微小として無視するということでもある。

この時、津波の波速及び津波エネルギーの伝達速度は静水深 h と重力の加速度 g の積の平方根 $(gh)^{1/2}$ で与えられる。これが波速の第一近似であり、非線形性が強くなると有限振幅の効果が、波頂曲率が大きくなると分散効果が無視できなくなり、補正をする必要が出てくる。

伝播距離が長くなると、線形ではあっても波頂曲率に起因する修正を無視できなくなる。初期波形は様々な周期の成分波から構成されている。各成分波の波速は、一次近似の波速とは、極めて小さいながら違っている。この差のお陰で、長い距離を伝播すると、僅かずつずれて、波形に変化が起る。この時、特に先端部での波数分散が顕著になる。

この判断のためには、伝播距離、その方向に測った波源のスケール、水深を使った梶浦の Pa 値⁵⁾を使う。 Pa 値が4を超えると、緯度経度座標を使い、コリオリの力を取り入れ、線形分散項を使った、線形ブーシネスク方程式を使用しなくてはならない。

差分化による誤差第一項が物理的な分散項と形式が似ていることを利用して、線形長波理論を解いても殆ど似た答えを得る事が出来る。このためには、物理的波速と差分化による波速の比であるクーラント数 $K=C_0/(\Delta x/\Delta t)$ を使い、 $(1-K^2)^{1/2} \Delta x/2h$ で与えられる今村数が1に近い値になるように空間格子の大きさを決めれば良い⁶⁾。

5. 浅海及び陸上の津波

5. 1 線形でも説明できる津波の増幅

津波波速や津波エネルギー伝播速度の第一近似が静水深に依存していることから判るように、深い場所では速く進

み、岸近くに来ると遅くなる。先端が岸に来て速度が落ちても、後端は深い海に居り（波長が数 km、数十 km と長いから）追いついてくる。この間のエネルギーが保存されるためには、津波の背が高くならざるを得ない。これを浅水効果という。

広い湾口から入った津波が、狭い湾奥へと押込んでくると、矢張りエネルギーが連続するためには、背が高くなる。これが集中効果である。集中は、屈折によっても生ずる。リアス式海岸のような陸上の地形から判定できる場所だけではなく、海底の地形が津波を集中させることがある。

容器に入って居る水には、容器の寸法と水深とで決まる揺れ易さがあり、固有振動と呼ばれる。勿論湾も例外ではない。ちょっとした刺激で揺れ、副振動、セーシュなどと呼ばれる。この固有振動周期と似た周期の津波が来襲すると、湾の水は共振して揺れ、湾奥ほど大揺れする。津波の場合、3 波ほど入射すると共振は完成する⁷⁾。長さの長い湾は長周期成分の卓越する遠地津波に共振し、様々な成分が共存する近地津波の場合、短い湾ほど良く揺れる。

5. 2 非線形性の無視できない津波

浅くなると浅水効果で背が高くなる。津波による水位変化 a が静水深 h に比べ無視できない大きになると、波速が水位によって影響を受ける。簡単のためには、水深 h の代わりに全水深 $D(=h+a)$ を考えれば良い。高い所ほど速く進む。

こういう状態を表現するには、浅水理論を使えば良い。もっとも浅海では海底との摩擦が無視できないので、これを入れておく必要がある。

高い所ほど速く進むから、次第に波の山の前面は切り立ち、背後は傾斜が緩やかになってくる。

近地津波の場合において、岸近くでどのような振る舞いをするかを過去の文書から取りまとめると表 1 のようになる。ここで、津波強度とは津波高 (m) を 2 を底とする対数で表わしたものである。津波高は、静水面上の波の山の高さであり、波高ではない。

津波高が 2m 以下と大きくなければ、速い潮汐と認識される程度の海水の満ち引きに終わることが多い。

Table 1 Tsunami intensity, phenomena and disasters^{8,9)}

津波強度	0	1	2	3	4	5
津波高(m)	1	2	4	8	16	32
津波形態	緩斜面 急斜面	岸で盛上がる 速い潮流	沖でも水の壁 第二波津波 速い	先端に 津波を伴う ものが増える。	第一波でも 巻き波津波を 起こす。	
音	前面津波による連続音 (海鳴り、暴風雨)					
響	浜での巻き波津波による大音響 (雷鳴。遠方では認識されない)					
	崖に衝突する大音響 (落雷、発破、かなり速くまで聞こえる)					
木造家屋	部分的破壊		全面破壊			
石造家屋	持ちこたえる		(資料無し)	全面破壊		
鉄・コンクリ	持ちこたえる		(資料無し)	全面破壊		
漁船	被害発生		被害率50%	被害率100%		
防潮林被害 防潮林効果	被害軽減 津波軽減		漂流物阻止	部分的被害 漂流物阻止	全面的被害 無効果	
養殖筏	被害発生					
沿岸集落	被害発生		被害率50%	被害率100%		
打上高(m)	2		4	8	16	32

それよりも高い山を持つ近地津波では、先端が鉛直に切り立ってきて、前面が崩れ落ちる砕波段波になる。一波長数 km、数 10km もあるから、砕波するフロントの背後はほぼ水平か、あるいは次第に高くなる形状をしている。通常の風波なら、砕波すると一気に波高が減少するが、津波は、いつまでも波高が減少せず、前面の砕波が継続する。津波高が 3m にも達すると、この連続音は沿岸の住民に広く感知される。「海鳴りが近づいてくる」、「暴風雨が近づいてくる」、「沢山のダンパーカーが近づいてくる」、「蒸気機関車が近づいてくる」などと、洋の東西を問わず、表現される。

砕波段波が岸沿いに走るものをエッジ・ボアという。日本海中部地震津波で存在が確認された。水理実験によると、これが添って走っている境界の条件が僅か変わっただけで、波形に大きな変化が起る。浸水位には大差がなくとも、波力には大きな違いが出てくることが予想される。ところが、エッジ・ボアに適用できる方程式は未だ存在しない。

5. 3 非線形分散波

前面が切り立ってきても、条件が揃えば砕波せず、波状段波が発生することがある。水深が一樣であっても、波状段波は自分で背を伸ばし、元々の津波高の倍の高さまで及ぶソリトン波列が成長する。こうなると、水粒子が運動することによる加速度が大きくなり、重力の加速度に比べて無視することが出来なくなる。

分散効果の入った、ブーシネスクの方程式、ペレグリンの方程式、更に波高が高い浅海の津波には後藤の式を採用する必要が出てくる。一次元なら計算は出来るが、平面的な広がりを持つ場合には、計算量が大量になることもあって、まだ実用にはなっていない。

ソリトン波列でなくとも、先行する波の戻り流れと出会う津波先端では、巻き波型の砕波が起ることが多くなり、波高が 8 m を越え、第一波でも巻き波型砕波を起こす。こうした形式の波でも分散効果が無視できない。

次いでソリトン波列が砕波を始めると、その後の経過については MAC 法などに移行していかななくてはならないが、これを実用に供した例はない。

5. 4 陸上の津波

津波対策で一番問題になるのは、浅海及び陸上の津波である。陸上への津波の昇降を空間座標系の方程式で解くのは難しい。移動する津波先端に座標原点を取り直すなどの工夫が要る。しかし、これらは実用的ではない。物質座標系ならこの問題を容易に解決できるが、実はこれも実用にはならない。這い上がり高の高い所へ水粒子が集中し、その他の所の精度が落ちてしまうからである。

結局、数値計算では、移動境界条件として使いやすいのを導入して処理することとなる。①最先端の、これから水の乗る空間格子への流量を堰の公式から推定する方法、②既に水の存在する格子での水位と、まだ水のない格子の底面とを結び、これによって水が入っていくとする方法、③これでは誤差が生ずるから、繰り返し水位を仮定し、それによる流入量による水位変化を求めて修正していく方法、などが考案されているが、最近では浅水理論と②の方法とを組み合わせることが実用的に用いられている。

これは、あくまで便宜的なものであるから、精度を確保するための特別な条件が必要となってくる。

5. 5 地形効果による鉛直加速度

津波が大きくなると、水粒子の速度も大きくなる。速い水平流速で鉛直変化の大きい地形に衝突するように入ってくると、海水は急速に上向きに曲げられ、上昇する。この時生ずる鉛直加速度を入れて計算するには、最早長波理論の高次近似では間に合わなくなる。

こうした急激な変化を扱うに便利な実用的方法は、現在開発途上にある。

6. 数値計算法

6.1 波形と空間格子

線形長波理論も浅水理論も、更に高次の方程式も皆、波動を対象としているから、計算時に生ずる人工的な波速を物理現象としての波速より大きく設定するという CFL 条件が満たされなくてはならない。

それだけでは不十分である。答えが出たとしても精度が悪ければ実用にはならない。「解ける」というのではなく、「必要な精度を満たして解ける」事が必要である。それ故、数値誤差の見積もりが重要である。この点の検討が進んでいるのは、リープフロッグ法による差分化である。

この結果を簡単に表現すると、「一波長の中に空間格子点が 20 個以上、出来れば 30 個以上含まれるように格子間隔を定める」ことになる。津波波速は水深で定まるから、浅いほど細かな格子を必要とする。

仮想的な移動境界条件を導入した陸上での先端では、斜面の勾配、津波の周期に関連して、安定で精度の落ちない計算をする条件が決まる。これも簡単に云えば、「津波先端の局所的波長にくらべ、空間格子寸法が 1/50 以下である」こととなる。

6.2 地形と空間格子

津波の波長は数 10km と、4km 程度の水深に比べ極めて長い。海底地形の変化に敏感に反応する。したがって、地形の表現精度によって津波の集中する場所が異なってくる。海底地形は多様であり、一筋縄ではいかない。

今の所、斜面勾配が一樣な場合、海中に孤立している島の場合、直線的な大陸棚や海嶺の場合、に対して、地形の寸法と関連して空間格子寸法をどう設定すべきかが検討された。これだけでは十分と云えず、近い将来の重要な検討事項の一つとなっている。

しかし、測定されている地形そのものの精度が津波の場所的な違いを出すのに十分であるかにも実は疑問がある。図 2¹⁰⁾は、1933 年昭和三陸大津波時に測定された津波痕跡高の分布である。僅か 100m も離れると 2.3m 異なることがある。この差を出そうとすると空間格子を 10m 以下に押さえなくてはなるまい。それだけの精度を持った深浅図が存在するであろうか。殆ど見込みがない。

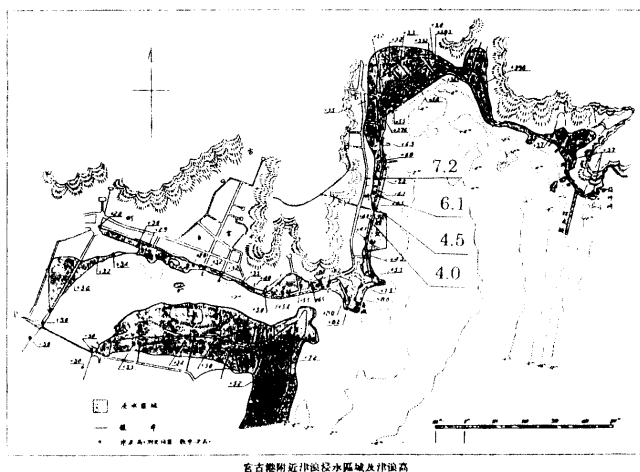


Fig.2 Measured heights of the 1933 tsunami at Miyako Harbor¹⁰⁾

6.3 計算結果の精度

計算できただけでは実用にならない。その精度の検討が

必要である。極く局所的な現象ならば、大型水理実験の結果と比べても良い。

しかし、現実には発生した津波を水理実験で再現し、その結果と数値計算結果を比べるのは非現実的である。なんといっても、縮尺を小さくしなくてはならず、小さくすると表面張力などの影響が出てきてしまう。この影響を無視できるようにと縦横の縮尺比率を変えた歪み模型が使われたが、フルード則とレイノルズ則とを同時に満たすことが出来かねる。

結局、過去の津波の再現に関しては、潮位計記録、津波痕跡値と比べるしか、方法がない。

潮位計は元来潮汐を測るためにある。10 秒単位で昇降を繰り返す風波の影響を受けないようにと、短周期成分を濾波して記録しない構造になっている。5 分～10 分の周期成分が卓越する近地津波も、この影響を受けてしまう。

図 3¹¹⁾が、その一例である。日本海中部地震津波の岩船地点で得られた記録が太線であるが、検討の結果細線のようにでなくてはならないことが結論された。最高水位は潮位記録の倍以上でなくてはならず、しかも発生時刻まで大きく相違している。近地津波に対しては、潮位記録はこのように当てにならないうえに、数が少なすぎる。

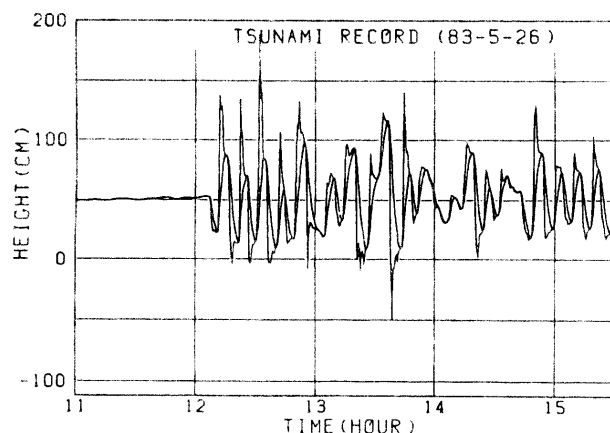


Fig.3 Measured (bold line) and estimated (thin line) 1983 tsunami at Fukaura

とすると、数多くある津波痕跡を比較対象にするしかない。これにも問題がある。最近でこそ、高い値、低い値を万遍無く測定するようになってきたが、過去のものではどちらかという大きいものに重点が置かれている。また、転写するときに誤りが生じ、それが訂正されずに伝わっているものもある。更に、「津波の化石」という性質があり、計算結果を動的に検討するには、極めて不十分である。だが、これ以外には比較対象がない。

6.4 数値計算の収束性

一般に、計算格子を小さくして行けば、計算結果は真値に近づいて行くと思われている。図 4¹²⁾は、必ずしも期待通りには行かない例である。1854 年の安政東海津波を下田を対象として計算した。左図は空間格子を 800m とした。斜線部が計算による浸水域、点線が記録から復元された浸水域末端である。下田でも、その南の吉佐美でも、差がある。今度は格子を 400m に小さくして得られたのが中央の図である。差が殆ど無くなった。ところが、更に 100m の格子とした所が、吉佐美では良いのだが、下田ではまた差が開いた。この原因は何処にあるのか、全く不明である。

格子を小さくするにつれ、真値に一樣に収束するという保証はないのである。また、真値と見なされている痕跡値自体にも、当時の地形と同じなのか、復元時に誤差は入っ

ていないのか、等の疑問がついてまわる。

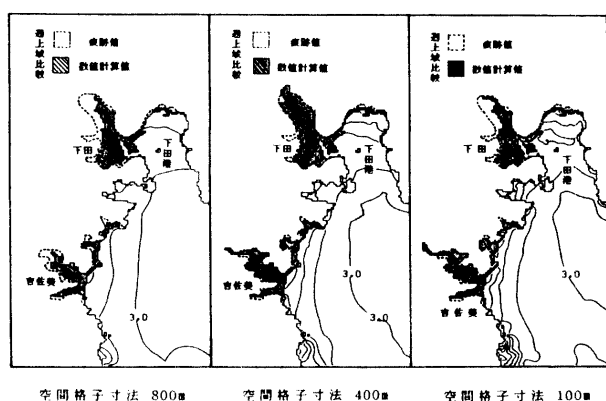


Fig4 Comparison of the computed (shadowed area) and the measured (dotted line) of the 1854 Ansei Tokai tsunami.

7. 幾つかの実例

7. 1 1983年日本海中部地震津波

1983年5月、日本海秋田県の沖合で地震があり、津波が発生した。この頃から余震観測なども充実して行われるようになった。それにより断層面の傾きなどが決められ、断層パラメタも求められた。また、津波直後の痕跡調査も詳しく行われた。無風晴天下の津波であり、写真に加え、普及し始めたビデオによる記録も多く、動いている津波の実態が明らかになった。

地震より求められた海底面変位、すなわち津波初期波形が図5¹³⁾である。ところが、これが津波の全エネルギーを反映しないことが確認された。それを満たすものとして、図6¹⁴⁾が得られた。このように、最も高い変位は、地震からは1.5m程度と与えられたのに比べ、津波を満たすためには4m、すなわち2.7倍する必要があったのである。

更に、津波到達時間を説明するためには、最大変位は西側でなく東側に存在しなくてはならないとの結論が得られ、余震分布から推定される断層形状とは矛盾するものとなった。

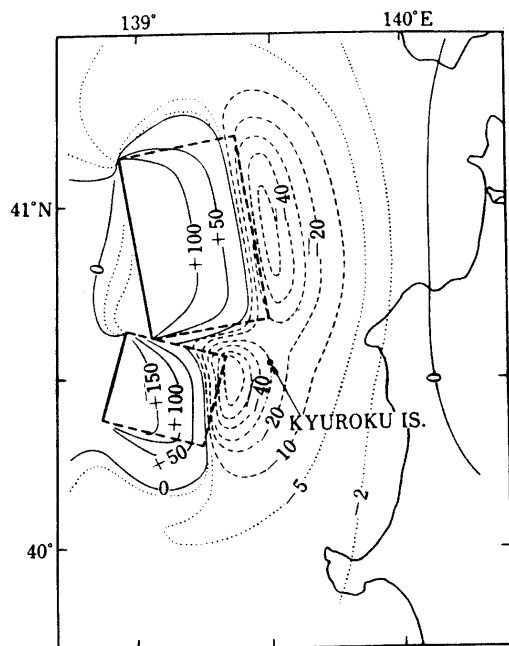


Fig.5 Initial profile of the 1983 tsunami estimated from fault parameters (Tanaka et al., 1983)

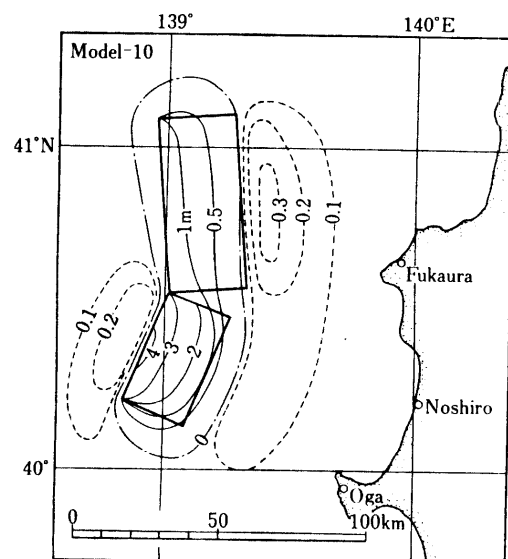


Fig.6 Initial profile of the 1983 tsunami to satisfy the measured tsunami heights along the coast (Aida, 1983)

7. 2 1992年ニカラグア津波

この年9月、久しぶりに環太平洋地震帯で津波が発生した。当時米国では津波研究を再開しなくてはならないとの動きがあり、日本から調査団を送るならば同行したいとの連絡が、普及し始めた電子メールを使って入ってきた。

まず、速報された断層パラメタに基づき津波を計算し、現地からの情報と比べてみると、余りにも差がありすぎた。図7の下方の曲線が計算値¹⁵⁾である。それが、上方の曲線である。ひょっとすると津波地震かもしれないと判断し、スペイン語のアンケートでは、震度を浮き上がらせるための準備を入念に行った。

もう一つの疑問は、計算値では El Transit で最高値が得られたのに、現地からは何の情報も入ってこなかったことである。そこで、調査団には何としてもここでの津波高を測るようにと頼み込んだ。そして彼等が測ったのが、図7の値であり、最初の予測値(10倍したもの)と良く一致した。何故、この津波が報道されなかったのか。余りにも道路状況が悪く、現地のマスコミさえ敬遠したというのが実情であった。

この時以来、環太平洋で発生した津波の現地調査では、国際調査団(ITST)が自発的に組織され、それへ東北大学が求めた数値結果が参考のため配布されるのが普通となった。この推定値との差にこそ、その津波の個性があると見なすのが常識となったのである。

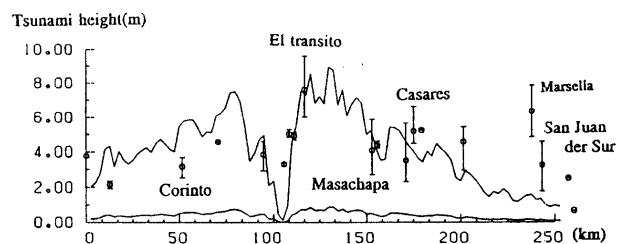


Fig.7 The 1993 Nicaragua tsunami. Lower line:estimated tsunami heights based upon fault parameters, upper line:estimated tsunami heights made 10 times the lower line, marks and bars: measured tsunami heights.

7. 3 1993年北海道南西沖津波

この地震に対して様々な断層パラメタが、多数の研究機関・研究者によって提案された。それらのうち代表的なものを図8¹⁶⁾に示す。ハーバード大学のCMT解(左図)は断層一枚、菊池の解(中央図)は断層3枚を想定している。

この二つは地震波から求められたが、異なった記録計のデータを使ったために、このように結果が違ったのである。所が、これらから出発して津波を計算すると、沿岸で測定された津波痕跡を旨く説明してくれなかった。そこで、地震、地盤変位、津波痕跡の3者をそれぞれ満足するようにと、決定されたのがDCRC17a(右図)である。

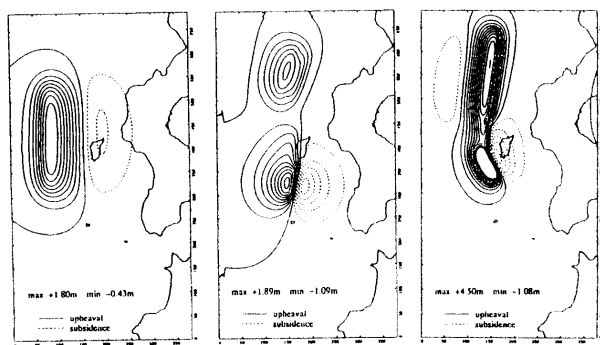


Fig.8 Estimated initial profiles of the 1993 tsunami.

では、津波測定値と一致するというのは、どの程度の話なのだろうか。ハーバードの解(点線)、DCRC17aによる解(実線)と、津波痕跡測定値(×印)を比較したのが、図9¹⁶⁾である。全体的にDCRC17aの方が良い一致を示すが、それにしてもまだ差がある。特に、左側の差は大きく、これ程異なっても良い合致度だとは、と判断根拠を疑われても仕方が無いほど異なっている。しかも、最も痕跡の大きい所で説明できていない。

この場所は次のような地形をしていた。入口の幅が約50mの狭い谷で、入口での痕跡高は23m、それから約50m入った谷奥で32mの高さとなっていた。こうした所では、前述の通り、鉛直加速度を十分に考慮しなくてはならない。

いずれにしても、この津波の場合、現地調査入りの前に行われた計算はハーバード大学CMT解に基づいて行われており、それとの差が出る場所を入念に調査し、しかも島廻りの津波の特徴が予想できる場所の痕跡を見逃さないようにした。その結果、この調査結果の精度は信頼され、津波数値計算精度を競うコンペに使われたのである。

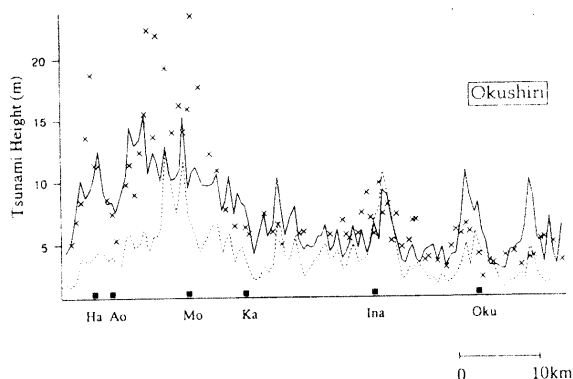


Fig9 Comparison of the measured and computed 1993 tsunami

7. 4 遠地津波—1960年チリ津波—

チリ津波に対して断層パラメタが決められたのは1974年と、かなり後になってからではある。それに基づいて求められた津波初期波形を図10¹⁷⁾に示す。これを出発点とし、コリオリ力を入れた球座標系での線形ブーシネスク方程式で大洋伝播を解き、日本近海では浅水理論を使って得られたものを、潮位計記録と比較したものが図11¹⁸⁾である。極めて良く一致する。

良く一致するには、二つの理由がある。

第一は、もし初期波形に含まれる短周期成分は、日本に到達するまでの間に、海山や島嶼に捕捉、あるいは分散されて、系統的な波運動としては生き残らない為である。

第二は、潮位計は、短周期成分には水理的濾波がかかるような構造になっているが、長周期成分は忠実に記録するからである。

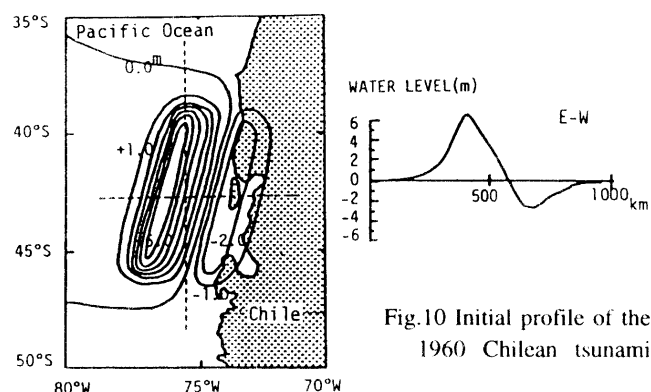


Fig.10 Initial profile of the 1960 Chilean tsunami

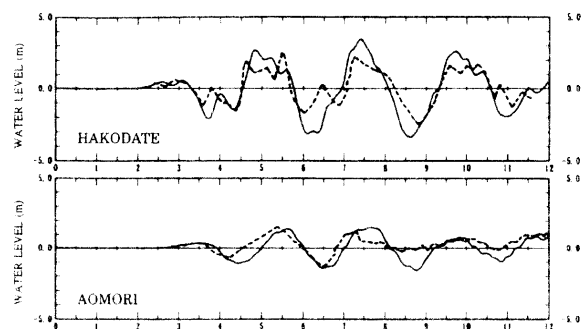


Fig.11 Computed and measured Chilean tsunami of 1960

8. アニメーションの利用

津波を発生から沿岸まで計算すると、大量の数値が生まれる。その最後の結果、陸上での高い上がり高だけが、久しい間重視され、使われてきた。全部を使えないかと考え、



Fig.12 Wave generation at the wall of a building, found by an animation

昭和 50 年前半から動画化することに努めた。

その最初の例が、図 12 である。空間格子長 5m という計算で、ビル一つ一つがきちんと表現されている。注目に値するのは、中央のビルの壁で新たな波が発生していることである。当たり前のことであるが、両脇の道路上では津波は反射されずに通り過ぎ、壁面では反射されるから、こうした波が出るのである。動画で見たからこそ、発見できた。水理実験の代用として使えるのである。

チリ津波の再現にあたって、一つの発見があった。図 10 で示したように、この津波は日本に向けて出発した時、山が先頭であった。しかし、日本では大きな引潮から始まったことが知られており、計算結果もその通りであった。何故こうなるのかを調べる為、やはり動画を観察することとした。3 次元表現よりは、高い所は赤、低い所は青色とした 2 次元表現の方が判りやすかった。ハワイを通り過ぎる頃、先頭の入替わりが起る。この近くでの方程式の各項を調べた所、コリオリ力起源の分散項が原因であることが判明した。計算内容の検討に役立ったのである。

9. 津波高以外の現象

9. 1 流速

津波災害を起こすのは、津波による水位や水深だけではない。津波で生ずる流速が原因のことがある。

養殖筏は、流速が 1m/s を超えると被害が出始める。

複雑な流れの為、港湾内の船舶は制御が出来なくなる。係留策さえ切れ、漂流し始める。

状況次第では、動き回る流れに乗って貯蔵タンクから漏れ出した可燃物が火のついた状態で運ばれ、大きな二次災害を引き起こす。

今までに実際の津波に対して流速計算値の精度を比較した例¹⁹⁾はひとつだけである。チリ津波の際に撮られた航空写真から流速の平面的分布を求め、これと比較されたが、計算値の方が 1/3 程度と小さい部分が多いことが発見された。この原因はまだ分っていない。

9. 2 波力

家屋を破壊するのは、流速による形状抵抗、浸水による浮力、津波や漂流物による衝突力と、様々である。これに抵抗するには、鉄筋コンクリート造の建築物が有効で、耐浪建築と呼ばれ、これを並べる地区を防浪地区と云い、日常生活との矛盾の少ない津波対策の一つである。防災構造物の殆どない米国では、建築規準に耐浪性を取り入れたのであるが、設計外力をどう決めれば良いのか、全く判らず困っている。

様々な被害につき、その程度を津波強度で表現したのが前述の表 1 である。これは国内外の被災例を取りまとめたものである。過去の例から判断する限り、鉄筋コンクリート造の建物は、5m まで水没しても生き残り、背後の弱小木造家屋を守っている。

しかし、現実に関心した力がいくらだったのか見積もった例は殆どない。形状抵抗であったとすると、これくらいであったろうという推測例があるのみである。

数値計算結果と結び付けて外力推定をしようとしても、果たして波形や流速の精度がどの位かを見極める手法が不完全である。こうした問題では水理実験が可能であり、近い将来の研究テーマである。

9. 3 漂流物の衝突力

沿岸地帯に大量に貯蔵されている木材は、津波で流されると強大な破壊力となる。木材が流れ出して家屋を壊し、壊された家屋が次の破壊力となるドミノ現象が、過去の調査報告では常に言及されており、その処理や流出防止柵の

設置が推奨されている。この時、防止柵設計の為の外力をどうやって推定すれば良いのか、やっと研究が始まったばかりである。²⁰⁾

更に、わが国の沿岸には漁船数が増加している。管理が行き届かず廃船となって放置されるものも数多い。これらが津波時に危険な破壊力に転化しないようにする必要がある。

9. 4 石油と火事

これからの津波で最も恐ろしいのは、沿岸地帯の可燃物タンクが何らかの原因で破壊され、中味が流出し、それに火が点いて、津波で運ばれることであろう。アラスカに 3 例、米国西海岸に 1 例、日本に 1 例ある。特にアラスカの 3 例は、3 つの町を夫々半分焼尽した。

これを解くには、津波の方程式と油の方程式を連立で計算すれば良く、一応計算できるようにはなっている²¹⁾。海面に浮かんだ石油の拡散を解くためには、石油の層厚の変化に伴い、石油の広がり支配する法則を、重力慣性力領域から重力粘性力領域と変えていかなくてはならない。これに引き続いて表面張力粘性力領域が続くのであるが、火が点くと、この最後の領域には入らないで終わる。

9. 5 大規模土砂移動

津波によって洗掘又は堆積が生ずる。洗掘は激しい流速のために生ずることもあり、今までの例では、1960 年チリ津波によって宮城県気仙沼の大川河口の導流堤が倒壊したのがある。この時の洗掘深は 10m であった。

港の岸壁で起りやすい洗掘は次の通りである。引き波時に岸壁前の水深が小さくなった所へ、陸上からの戻り水が落下して深掘れを起こし、結果として岸壁が倒壊する。1960 年の八戸港中野魚市場の新しい岸壁はこうして崩れた。

津波の去った後に砂が残される例には事欠かない。事後の田畑の復旧上の問題となる。どの位の堆積が起るかを推定する方法は、まだ確立していない。8m もの高い丘を形成した大堆積例もある。こうした現象を説明し、また再現するためには、流速数値計算の精度を向上すると共に、非定常流下での流砂法則の確立が先決である。

10. 津波対策への適用

10. 1 現在の津波対策

我が国の津波対策で優先されてきたのは、津波を防ぐ防潮堤などの建設と、津波予報の充実であった。しかし、これでは巨大津波への対策が不十分であるとの認識から検討が行われ、平成 9 年に一応の結論が出た。それが関連 7 省庁で合意した「地域防災計画における津波対策強化の手引き」である。ハード、ソフトの対策全てを網羅している。

その特徴は二つある。

第一は、計画対象津波の選び方である。過去に発生した最大の津波で、しかも信頼できるデータがかなりの量入手できるものを一つの候補とする。もう一つは、最近の地震地体構造論などから推定される最大地震に対応する津波である。この両者のうち、大きいものを計画対象津波とする。

第二の特徴は、防災構造物、津波に強いまちづくり、防災体制の三つの組み合わせで対策を行うとした事である。防潮堤であらゆる津波を防ぐことを目的としない。すなわち、構造物を津波が乗り越えることがあり得ると認めて、それでも人命を守り切り、財産への影響を最小に止めることを目的としている。

こうした条件下で、津波技術を生かして行く上での緊急の課題は次の通りである。

10. 2 防災構造物の設計法

海岸に行くと海岸堤防などの防潮堤が目につく。だが、

実はこれらの設計法は、高さを決める基準以外には存在していない。安定計算はなされておらず、従来の堤防に習って作られているだけである。恐らく、重量構造物が殆どのため、津波波力や漂流物衝突力には耐えるであろうと期待しての事であろう。ただし、一旦津波が防潮堤を越え、背後の地盤を強く叩くようになった時、この洗掘力に耐えるにはどう設計すれば良いのかが判っていない。

1 0. 3 津波予報

日本の津波予報は世界でも飛びぬけて優秀である。始まりは経験的なものであった。全国を 18 の予報海域に分割し、夫々の予報海域当りの大まかな状況を予報していた。これでは不十分だという声に答えて、平成 11 年 4 月から新しい予報が始まった。予報区を 66 区に細分化した。地形的に複雑な所を除き、各県一予報区の程度となった。

予報の準備として、数値計算が行われた。津波発生位置を日本近海に 4 千ヶ所ほど想定し、夫々の場所に断層の深さ 4 種類、地震マグニチュードを 6 種類与え、数値計算した。総計 10 万ケースという膨大な量である。その沿岸での結果をデータベースとして貯め込んである。

地震が発生し、その位置、深さ、マグニチュードが決まると、このデータベースを使い、数秒とかからずに、必要あれば内挿によって、沿岸の津波高を決定する。

こうして得られた津波高は、各予報海区での平均値である。津波は局所的な地形で大きく変わるから、気象庁予報値と各地点とを繋ぐ必要があり、そのための手法は内閣府（防災部門）が、津波災害予測マニュアルとして備えている。

また、予報発令時の漁船行動の判定のためには、各管区海上保安本部が用意している手法によれば良い。

1 0. 4 ハザードマップ

津波に備える最善策は、津波の来ない所に住むことであり、次善策は津波襲来時に安全な場所に早めに避難することである。

では、安全な場所とは何処か。一つの考えは、過去の津波による浸水域の外である。しかし、それを上回る津波は来ないのか、来たとしたら何処まで浸水するのか。これを決めるために数値計算が使われるようになってきた。代表例は、東海地震に備えた静岡県沿岸である。

1 1. 今後の問題

1 1. 1 深海での津波観測

津波科学技術を進展させるために最も欠かせないのは、津波発生源近くでの津波の実測である。生まれ立てで、地形などによる変形を受けていない、初期波形に近いものを測定し、発生源の問題を解決しない限り、今後の進歩は望めない。

深海津波計は日本及び米国が所有している。共に圧力変化を感知する形式である。日本のものは数 100km 沖のセンサーとケーブルでつながれている。米国のものはブイ式で、海底で感知した圧力変化をブイへ揚げ、そこから衛星を使って地上局へ伝達する。前者は初期投資額が巨大であり、後者は維持管理が難しい。

最近では海上のブイの運動を GPS で測定し、数値フィルターをかけて津波を検出しようとする形式が実験されている。

1 1. 2 沿岸近くでの津波観測

潮位計には水理フィルターがかかっている為、短周期成分が消えてしまうという問題があった。これの解決の為、風波用の波高計の利用が考えられ、実用になっている。超音波型波高計は、多くが水深 50m 程度の場所に据え付けられて居り、浅水効果が効き非線形性が無視できなくなった

津波を記録できる。ただ、運用に工夫が要る。

岸辺又は陸上の津波の観測・記録については、潮位計の場所に超音波水位計を併設するなどの処置が幾らか行われているようである。また、市町村によっては独自の測定装置を配置する所も出てきた。その目的は、津波監視である。ただ、多くのものが水位が高くなると水没して機能停止に陥る型で、大きな波形を測定するには向いていない。

1 1. 3 津波防災教育

津波研究の最終目的は、津波被害を最小に食い止めることである。ここで最大の問題は人間の忘れやすさである。30 年もすれば世代が入れ替わるから、過去の体験が継承されない。いくら耳で聞いても、その凄さが実感できない。津波警報が出ても、反って海岸に見物に出かける人が増えつつある。避難勧告が出ても、これに従う人は 10 % に満たないのが現状である。

こうした状況を改善するには、中学校以下での教育が最も効果的であろう。この時、津波を実感させる方法が必要である。ここで、数値計算結果を使ったバーチャル・リアリティなど、新しい手法を開発し、小さいうちからどう行動するかを教え込みたいものである。

1 1. 4 考古堆積学との連携

津波が運んだ海底土砂の存在から、古津波の存在を証明するのが一般的に行われるようになってきた。単に存在の確認に止まらず、その堆積様式や堆積物内の細かな特性から、その津波の運動形式や規模を知ることは出来ないであろうか。

古い過去のものについて知ることは難しいので、最近発生した津波による堆積物を調べることで、中味を知ろうとする研究が始まっている。例えば、平均粒径、淘汰係数の平面分布や鉛直分布から、津波の移動方向やそれをもたらしたのが激しい乱流状態であったか、静止寸前の状態であったか判別しようとする試み²²⁾などである。

まだ、始まったばかりで何処へ行くか分らない研究ではあるが、室内実験なども始まってはいる。

引用文献

- 1) 川俣ほか：海岸工学論文集，19(1992)226.
- 2) G. Plafker: Science 148(1965)1675.
- 3) K. Satake: JGR, 94(1989)5627.
- 4) I. Aida: J. Phys. Earth, 26(1978)57.
- 5) K. Kajiura, Bull. E. R. I., 48 (1970)835.
- 6) F. Imamura et al.: Proc. Inter. Symp. Computational Fluid Dynamics, (1989)390.
- 7) 梶浦：地震研究所彙報，41(1963)403.
- 8) N. Shuto: Advances in Nat.&Tech.Hazards Res.,9(1997)157.
- 9) N. Shuto: Advances in Nat.&Tech.Hazards Res.,1(1993)197.
- 10) 松尾：土木試験所報告，24(1933)83.
- 11) 阿部ほか：科研費報告書，A-63-1(1988)57.
- 12) 佐山ほか：海岸工学講演会論文集，33(1986)204.
- 13) 田中ほか：科研費報告書，58022002 (1984) 39.
- 14) 相田：地震研究所彙報，59 (1984) 235.
- 15) F. Imamura et al.: Phys. Res. Letters, 20(1993)1515.
- 16) T. Takahashi et al.: PAGEOPH, 144(1995)747.
- 17) O. Nagano et al.: Natural Hazards, 4(1991)235.
- 18) 高岡ほか：津波工学研究報告，18 (2001) 113.
- 19) 高橋ほか：海岸工学論文集，38(1991)161.
- 20) 松富：土木学会論文集，621/II-47(1999)111.
- 21) 後藤：土木学会論文集，357/II-3(1985)217.
- 22) S. Shi et al. PAFEOHP, 144(1995)525.