

津波移動モデルの適用性と再現性の検討

高橋 智幸*・今村 文彦**・首藤 伸夫***

1. はじめに

津波を対象とした移動床計算法が、防災上も学術的にも必要とされている。土砂移動が構造物倒壊や港湾機能障害の原因となり、また遡上に伴い陸上へ堆積した海砂は歴史津波の物的証拠となるためである。

著者ら(1992)は、狭窄部を持つ水路を対象とした数値実験より、津波移動床計算法の開発を試みた。しかし、実測で認められた侵食卓越現象の数値モデル化や遡上に伴う陸海境界への適用などに問題が残っていた。本研究では、こうした問題点を検討し、同計算法の適用性を高めると共に、そのモデルを実際に測定されたデータと比較することにより実条件での再現性を検討する。

特に、津波移動床モデルでの侵食卓越現象に対する浮遊砂の取扱い方法においては、著者ら(1992)が提案した係数 α の検討を行う。また、底質の条件が海岸部と陸上部で異なることが多く、それは限界掃流力を変化させるだけでは処理できない。よって、海を起源とするか、陸を起源とするかで砂を2種類に区別したモデルを検討する。最後に、同モデルを1960年チリ津波における気仙沼湾に適用し、海底変動や流速に関する実測資料との比較により再現性の検討を行う。

2. 侵食卓越現象に関する数値モデル

2.1 侵食卓越の数値モデル

気仙沼湾ではチリ津波の前後で海底地形が実測されており(Kawamuraら, 1961), 津波による海底変動が得られている(図-1)。侵食量が260万 m^3 に対して堆積量は80万 m^3 であり、侵食が卓越していることが分かる。このような侵食卓越現象が津波来襲時において一般に生じる訳ではなく、次の様な条件の下で起こると考えられる。

津波の流速が数 m/s のオーダーと大きく、それに伴う乱れ強度が浮遊砂の沈降速度に比べ著しく大きくなる。この時、一旦浮遊された砂は流れに保持され、底面に戻らない砂が生じる。この浮遊砂量分だけ、堆積量が侵食

量に比べ少なくなる。もちろん、沖合いなどに輸送され、乱れ強度の低下と共に浮遊砂は沈降していくが、沿岸での砂移動にもはや関与しなくなる。気仙沼湾でのケースは、このような条件で生じたものであろう。

そこで、著者ら(1992)は全流砂量に占める堆積に寄与しない浮遊砂量の割合を α と置き、侵食卓越現象を再現するモデルを提案した。このモデルでは、流砂の連続関係が侵食に働くのか堆積に働くのかで、砂の連続式を区別している。概念図を図-2に示す。

本計算法では、流砂量公式としてBrownの式を用いているため、求める流砂量は掃流砂量と浮遊砂量を合わせた全流砂量である。このように移動形態を区別しないで流砂量を求めているため、堆積し難さを再現するに当たり砂に関する連続式に次に述べるような手法を導入す

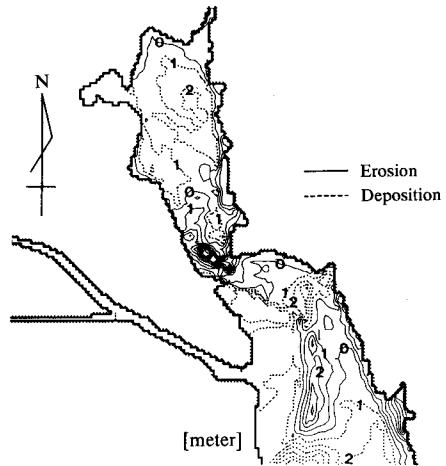


図-1 実測による海底変動

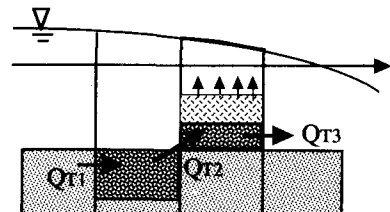


図-2 侵食卓越数値モデルの概念図

* 学正会員 工修 東北大学大学院 土木工学専攻
 ** 正会員 工博 東北大学助教授 工学部災害制御研究センター
 *** 正会員 工博 東北大学教授 工学部災害制御研究センター

る。

侵食を生じる場合は、浮遊砂も同様に底面変化に対し働くため全流砂量を考える。しかし、堆積が生じる場合は、浮遊砂は、流れに保持され底面変化には働かないため、流体層の浮遊砂濃度の増加に働かせる。

これらを表現するには、砂の連続式を次の様に場合分けをして使用する。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial Q_T}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial C}{\partial t} &= 0 \\ \frac{\partial z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} (1-\alpha) \frac{\partial Q_T}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{1}{D} \alpha \frac{\partial Q_T}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \right\} \begin{aligned} \frac{\partial Q_T}{\partial x} &> 0 \\ & \\ \frac{\partial Q_T}{\partial x} &\leq 0 \end{aligned} \quad \dots\dots (1)$$

ただし、 z_B は基準面からの底面高さ、 Q_T は全流砂量、 λ は底質の空隙率、 C は流体の浮遊砂濃度、 D は全水深である。座標系を図-3に示す。

侵食、すなわち流砂量の空間方向微分が正になる位置では、土砂が他の場所に移動するため、そこでの土砂量は減少する。ただし、浮遊砂濃度の変化はない。

また、堆積、すなわち流砂量の空間方向微分が負になる位置では、土砂が他の場所から移動して来るため、そこでの土砂量は増加する。しかし、その増加が全て底面上昇に働くのではなく、一部は浮遊状態となり流体層に供給され、浮遊砂濃度を増加させる。この底面変化に働く流砂層と流体層に供給される流砂量の比を α とする。

2.2 数値モデルの問題点

このモデルでは、 α の決定法が重要となる。浮遊砂と掃流砂の比は、芦田ら (1982) の実験が示す通り、粒径や掃流力により変化する値である。したがって、本来ならば、津波による流速と各粒径の砂粒子の沈降速度の関係から、浮遊砂の堆積に対する寄与率の算定を行うべきである。しかし、底質の粒度曲線・その場所的な分布が不明であるため、過去の津波例に適用することは不可能である。従って、 α は実測された侵食量と堆積量との比に関係するため、以下のような便宜的な決定を行った。

$$\alpha = (\text{侵食量} - \text{堆積量}) / \text{侵食量} \quad \dots\dots (2)$$

気仙沼湾では、 $\alpha = 0.72$ を得ている。

ところで、本来、掃流砂に対する浮遊砂の比が α であり、最終的な堆積量と侵食量の比に等しいとは限らない。この事を、図-4の水路(気仙沼湾を単純化したもの)を用い、周期1時間、振幅1.5mの正弦波を入力した数値実験結果を図-5に示す。ここで、縦軸は各時間ステップでの計算領域全体の累積堆積侵食量比である。初期に想定した α は、 $\alpha_0 = 0.2, 0.4, 0.6, 0.8$ の4つである。いずれの場合も、砂が動き始めると次第に侵食量が卓越す

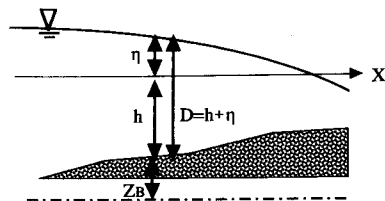


図-3 座標系

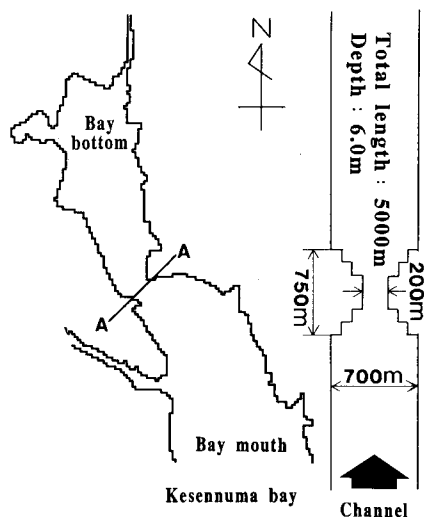


図-4 α モデルに関する数値実験に用いた水路

るようになり、20分頃の地形では想定した α_0 とほぼ等しい α になる。ところが、ある時間(40分後)以降では、その比が一様に低下していく。この事を詳細にみるために、図-6に各時間ステップ当たりの全領域での堆積量と侵食量の関係を示した。各ステップ毎の比は、当然ながら想定した α_0 に一致しているが、累積値として生じた地形については、この値からずれて来ることとなる。これは、侵食と堆積を繰り返すことにより、領域全体での累積堆積侵食比 $(1-\alpha)$ が次式になるためである。

$$1-\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n \{(1-\alpha) \sum_{j=1}^{T_{ie}} \Delta Q_{id} - \sum_{j=1}^{T_{ie}} \Delta Q_{ie}\}}{\sum_{i=1}^n \{(1-\alpha) \sum_{j=1}^{T_{ie}} \Delta Q_{ie} - \sum_{j=1}^{T_{ie}} \Delta Q_{ie}\}}, \quad \Delta Q = \left| \frac{\partial Q_T}{\partial x} \right| \Delta x \quad \dots\dots (3)$$

ただし、 Ω は現在堆積している領域、 $\bar{\Omega}$ は侵食している領域、 T はある地点で粒砂が堆積に働いている時間、 $\bar{T}$ は侵食に働いている時間、添え字 id は現在堆積している地点、ie は侵食している地点、 Δx は単位長さである。

2.3 累積海底変化量と α との関係

図-7に、外力である波動の条件(波高や周期)を変化させた場合での、最終的な堆積侵食量比 $(1-\alpha_e)$ と初期に想定した $(1-\alpha_0)$ の関係を示す。図より入力波高の条

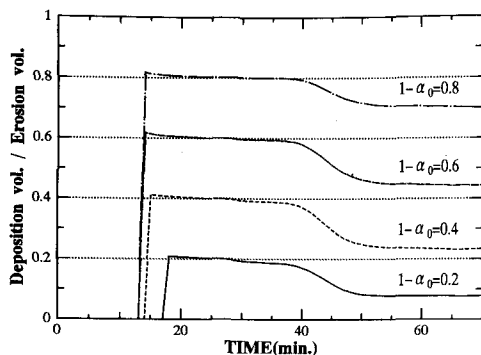
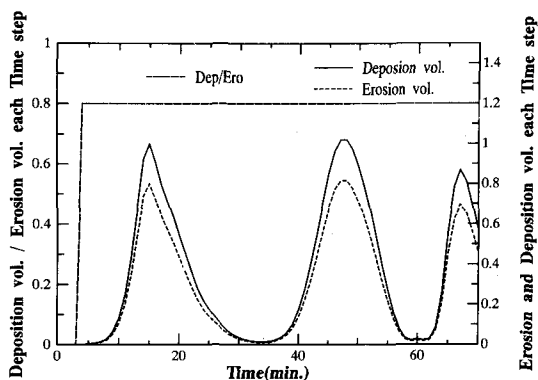


図-5 累積堆積侵食量の経時変化

図-6 各時間ステップ侵食量、堆積量および堆積侵食量の経時変化 ($\alpha_0=0.5$)

件を変えても α_e と α_0 とには一定の関係があることが分かる。本実験結果より、次の回帰式を得た。

$$1-\alpha_e = 1.05(1-\alpha_0) - 0.15 \quad \text{..... (4)}$$

以上より、 α_e と α_0 の関係は、(3)式で示される侵食と堆積の繰り返しパターンにより左右される。現実問題では、地形条件や波の非対称性が影響するものと思われるが、対象地域が限定され(4)式のような関係が得られれば、最終的に必要なまたは再現したい α_e より計算に用いる α_0 を決定することが出来る。(4)式から、気仙沼湾で実測された $\alpha_e=0.72$ を再現するためには、 $\alpha_0=0.59$ となる。

3. 陸上への砂移動に関する数値モデル

3.1 引き波時の数値不安定性について

水深が急変する場合に生じる移動床計算法での不安定性の要因について説明する。図-8のように水深が h_s から h_l に急変する場合、それぞれ的水深でのせん断力の比は、連続の式と Manning 則から、次式で表される。

$$\tau_l/\tau_s = (h_s/h_l)^{7/3} \quad \text{..... (5)}$$

また、Brown の式では、流砂量はせん断力の 2.5 乗となるから、水深 h_s と h_l での流砂量の比は、

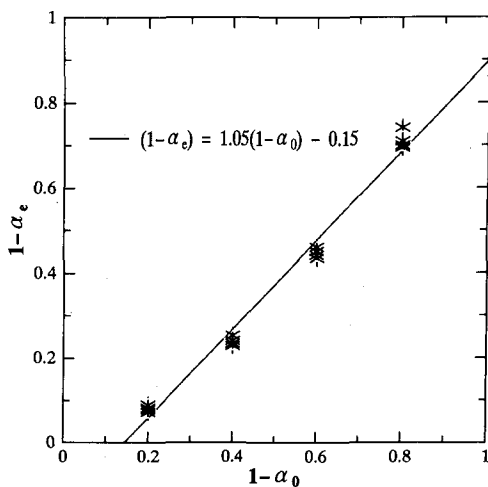
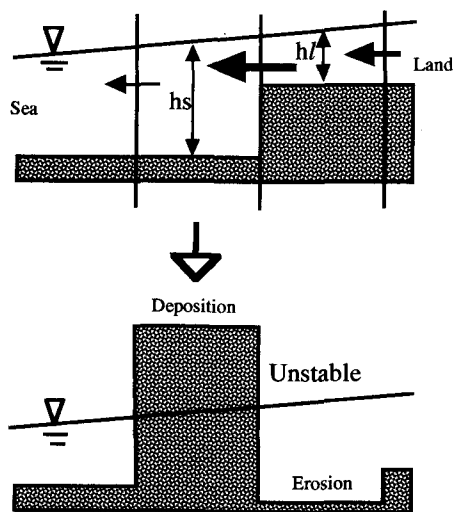
図-7 各外力条件での α_0 と α_e の関係

図-8 水深急変による不安定性の概念図

$$Q_l/Q_s = (h_s/h_l)^{7/3 \cdot 2.5} = (h_s/h_l)^{5.8} \quad \text{..... (6)}$$

となる。従って、水深が h_s から h_l に急変することにより、流砂量は $(h_s/h_l)^{5.8}$ 倍になる。これが、段差のある陸海境界での計算不安定性の原因である。

3.2 砂起源区別モデルの提案

津波により陸に移動した海砂が堆積し、痕跡として残る。それを物的証拠とする地質学的解析のために、陸上への砂移動は必要である。例えば図-9のような過程で、海砂が陸上に堆積し、そこに残留する事がある。この移動を表現するには、次のような条件が新たに必要となる。

陸上での砂移動は、陸砂と海砂の限界掃流力を区別する。これは、その時の砂の位置ではなく、本来どこにあったかで判断する必要がある。従って、海砂と陸砂を別に扱い、砂起源を区別したモデルをたてる。実現象では、

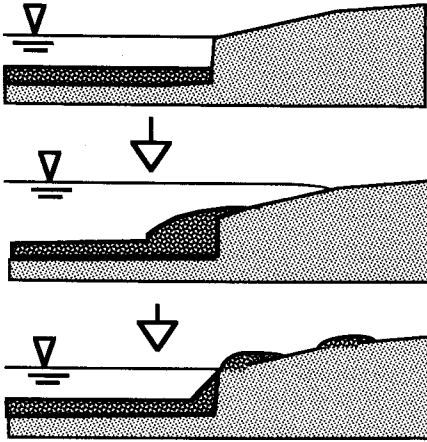


図-9 陸上への海砂の堆積

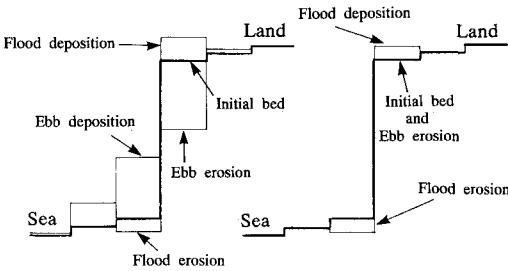


図-10 計算による陸海境界での底面変化

条件によっては海砂と陸砂が混在するが、このような場合については、津波痕跡としては残らないことに注意されたい。限界掃流力は粒径の違いにより決定できるとし、海砂と陸砂の流砂量を区別して、新たな変数を設ける。計算容量は多く必要となるが、簡単にモデル化できる。

図-10には、通常の計算と砂起源区別モデルでの計算による底面変化を示す。通常の計算では、引き波により陸が大きく侵食され、海側で堆積する。計算が進むと、この底面変化が増幅され発散に至る。一方、砂起源区別モデルでは、陸砂の限界掃流力が大きいため、引き波後も陸上での侵食は起こらず、計算は安定である。

このモデルにより、海砂のみを自由に移動させることが可能となり、海から陸への運搬堆積過程が再現できた。

4. チリ津波時の気仙沼湾への適用

4.1 実測と計算による海底変動の比較

$\alpha_0=0.59$ とした場合の計算による海底変動を図-11に示す。実測による海底変動(図-1)では、湾奥から湾口へ向けて侵食と堆積が交互に現れており、計算でも同様の傾向がみられる。しかし、計算では、実測に比べ間隔が狭く、また狭窄部周辺のみ集中している。

最大侵食は、計算・実測とも狭窄部に現れており、計

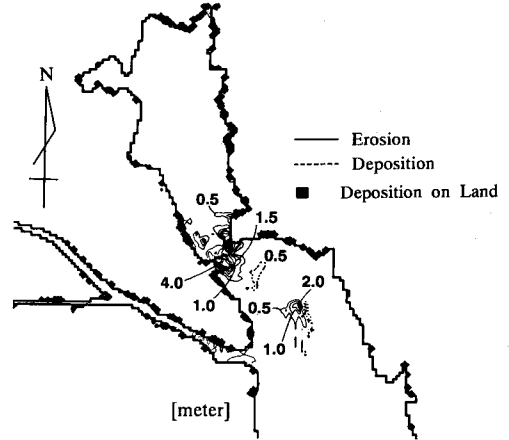


図-11 $\alpha_0=0.59$ とした場合の計算による海底変動

算では4.6 mであった。実測では、局所的には最大9.9 m掘られているが、計算格子(25 mの正方格子)内で平均すると4.3 mとなり、計算値とよく対応を示す。ただし、狭窄部以外では、全体として計算値が過小であった。

また、最終的な計算地形から求まる $\alpha_e=0.83$ は、再現したい値($\alpha_e=0.72$)に比べると依然大きい。これは、数値実験で与えた外力は正弦波であるが、実津波では押し波と引き波で継続時間や振幅が異なり、流況が複雑になっているためである。

陸上部の堆積状況を図-11中に黒く塗って示す。陸上部堆積厚さは、最大38 cmであった。堆積の分布をみると、陸海境界の周辺に限られている。これは、遡上後の流速低下により、もたらされたものである。

しかし、Dawsonら(1991)が述べているような、浮遊流体が底面に浸透し、浮遊で運ばれてきた砂を堆積させるような事例は、本モデルでは再現できない。

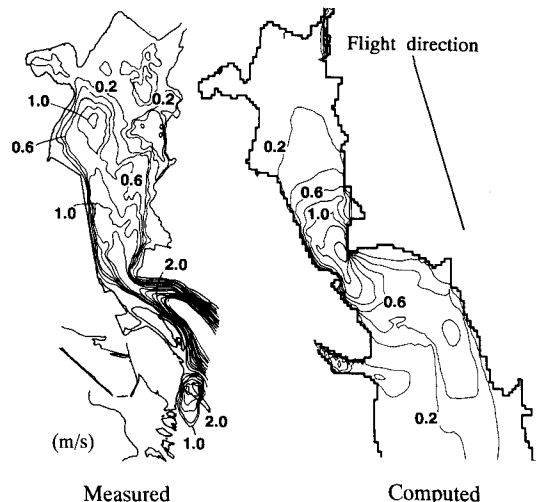


図-12 実測と計算による等流速線図の比較

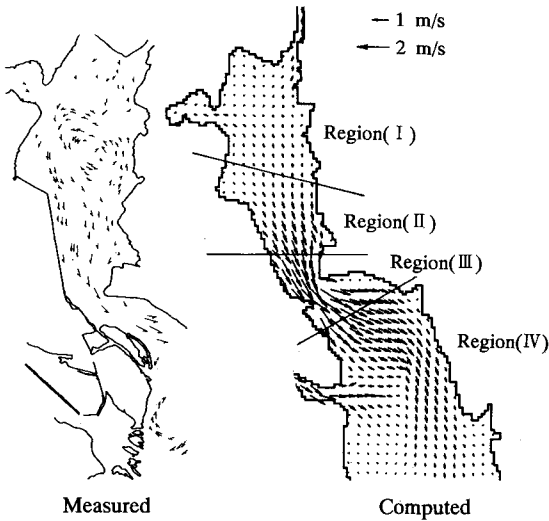


図-13 実測と計算による流速ベクトル図の比較

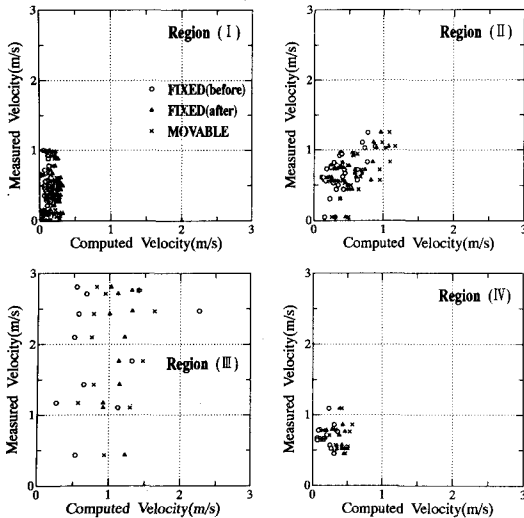


図-14 実測と計算による流速値の比較

4.2 実測と計算による流速の比較

気仙沼湾ではチリ津波来襲時に航空写真が撮影されており、これらから等流速線図と流速ベクトル図が得られている。計算による流速との比較を図-12および図-13に示す。ただし、等流速線図は、カメロン効果より求めているため、流速は撮影機の進行方向成分となる。

狭窄部では、実測値と計算値はよい対応を示している。しかし、実測値では、湾奥の東西に流速の大きい場所が存在し、中央部に渦が生じているが、計算ではこのような局所的な流況は再現されていない。これが、湾奥での

海底変動が再現されていない事的主要原因と思われる。

図-14で、湾を分割した4領域(図-13参照)に、実測と計算による流速を定量的に比較している。

湾奥である領域Iでは、どの条件下でも、流速の再現は極めて悪い。その他の領域では、流速は、湾全体としては、(津波前地形を用いた固定床計算) < (津波後地形を用いた固定床計算) < (移動床計算)の順に大きくなり、実測値との適合も良好である。このことから、移動床計算法が実際に近い状態を再現したものと言えよう。

特に、狭窄部周辺では、移動床計算法が固定床計算法に比べ、実測値とよい対応を示している。これは、狭窄部周辺は最も流れに対する抵抗が大きい場所であり、移動床ではこの抵抗が小さくなるように地形が変形していること、また、固定床計算に用いた地形は航空写真の撮影時刻のものでないためである。

5. おわりに

侵食卓越現象に関する数値実験では、外力として正弦波を用いており、押し波と引き波が等しくなる。しかし、実際の津波では、押し波と引き波は、振幅および時間ともに対象ではない。そのため、湾奥へ向かう流れと湾口へ向かう流れに違いが生じ、数値実験から得られた α_e と α_0 の関係がそのまま実地形計算に現れていないものと思われる。また、 α は粒度分布や掃流力により決定される値であり、時間的場所的に変化するはずである。

陸上での海砂の移動を再現できたが、それは掃流砂的な扱いに留まっており、歴史津波の検証には十分ではない。今後は、遡上した流体の底面浸透に伴う浮遊砂の堆積を導入したモデルの開発が望まれる。

謝辞: 本論文の公表にあたり小川記念基金の補助を受けた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 芦田和男・岡部健士・藤田正治 (1982): 粒子の浮遊限界と浮遊砂量に関する研究, 京大防災研年報, 第25号B-2, pp. 401-416.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫: 土砂移動を伴う津波計算法の開発, 海岸工学論文集, 第39巻, pp. 231-235.
- Dawson, A. G., I. D. Foster, S. Shi, D. E. Smith and Long (1991): The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences, *Science of Tsunami Hazards*, Vol. 9, No. 1, pp. 73-82.
- Kawamura, B. and T. Mogi (1961): On the deformation of the sea bottom in some harbours in the Sanriku coast due to the Chile Tsunami, 1960年5月24日チリ津波に関する論文及び報告, チリ津波合同調査班, 丸善(株), pp. 57-66.