

津波堆積物の分析に基づく津波氾濫流の時空間構造の推定

Deduction of Tsunami Flooding Flow based on Spatial Distributions of Tsunami Deposits

田島芳満¹・佐藤慎司²・工藤寛之³・Thisara Welhena⁴
Chandana Siriwardena⁵・Saman Smarawickrama⁶

Yoshimitsu TAJIMA, Shinji SATO, Hiroyuki KUDO, Thisara WELHENA
Chandana SIRIWARDENA and Saman SMARAWICKRAMA

This study investigates relationship between tsunami flooding flow and spatial distribution of tsunami deposits observed after the December 2004 Indian Ocean Tsunami. Authors first carried out field survey on the south-east coast of Sri Lanka and measured the thickness of tsunami deposits at various sampling locations in the tsunami run-up area. While obtained spatial distributions of sand deposits showed some correlation with well-known parameters such as distance from the shoreline, some of the data clearly did not support these features. Based on the numerical analysis, we showed that tsunami back-rushing flow, which locally concentrates on lower ground area, has different flow pattern from the on-rushing flow and well explained the observed spatial distributions of tsunami deposits.

1. はじめに

最適な津波防災対策を講ずるためには、想定する津波広域的な被害予測に加え、津波氾濫流の三次元性や押し波および引き波時の流れ場の非対称な時間変化特性などを考慮したより詳細な予測も重要となる。しかしながら、津波氾濫流のリアルタイム観測は困難であり、その実態把握には被災後の痕跡や漂流物や堆積物の観察に基づく間接的な推定に頼らざるを得ない。

津波堆積物に焦点をあてた既往の研究としては、堆積層の異なる組成や粒径分布から歴史津波の推定を試みたもの (Atwater, 1987) や、津波堆積層粒径の鉛直分布から氾濫流の時間変化の推定を試みたもの (Jaffe ら, 2003)、汀線からの距離や標高と津波堆積物層厚との関係を一次的に取り扱ったもの (Sato ら, 1995) などが挙げられる。しかしながら、津波堆積物から氾濫流の局所的な時空間構造を推定しようとする試みはほとんどなされていない。そこで本研究では、津波堆積物の分析から津波氾濫流を逆推定する手法を確立することを最終目標に掲げ、特に本論文では現地観測を通じて津波堆積物の空間分布と津波氾濫流との関係を明らかにすることを目的とする。

本論文では、まずスリランカ南東岸で実施した 2004 年インド洋津波に伴う津波堆積物の現地調査結果を整理し、津波堆積物の層厚と関係因子との比較を行う。次に

漂砂移動とそれに伴う地形変化を考慮した津波伝播・遡上解析を実施し、対象地点における氾濫解析結果と観測した津波堆積物の平面分布との比較を行う。

2. 現地調査

現地調査結果に基づく津波外力場のデータが豊富で、かつ津波堆積物の存在が報告されているスリランカ南東岸での 2004 年スマトラ沖地震津波による被災を対象とし、以下に整理する津波堆積物調査を実施した。

(1) 調査地点および調査手法の概要

調査地点はスリランカ南東岸の Yala 国立公園内に位置する Patanangala と Mahaseelawa を選定した。Yala 国立公園の位置と Mahaseelawa 周辺地形を図-1 に示す。図中白破線で囲った領域は Mahaseelawa の調査地点を表し、Patanangala は Mahaseelawa の北東約 8.6km の海岸線上に位置する。これらの地点は立ち入り制限のある自然保護区域であり、津波来襲後の状態がほぼ保存されていたと考えられる。さらに両地点とも被災前には水域を有し、

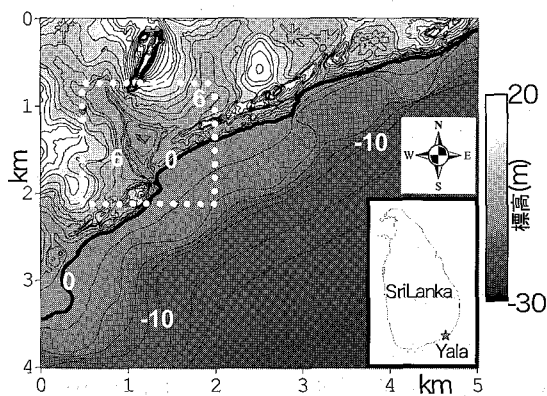


図-1 Yala の位置と Mahaseelawa 周辺地形

- | | | |
|--------|-------|---|
| 1 正会員 | Ph.D. | 東京大学准教授大学院工学系研究科社会基盤学専攻 |
| 2 フェロー | 工博 | 東京大学教授大学院工学系研究科社会基盤学専攻 |
| 3 学生会員 | | 東京大学工学系研究科社会基盤学専攻 |
| 4 | 修(工) | Lecturer, University of Moratuwa |
| 5 | | Master student, University of Moratuwa |
| 6 | Ph.D. | Senior lecturer, University of Moratuwa |

表層に海浜砂は堆積していなかったことが国立公園ガイドの証言から明らかとなっている。以上より、これらの地点は津波堆積物の観測に適していると考えられる。

現地調査は津波来襲から約2年後の2006年11月初旬に実施し、以下の作業を行った。まず Handy Geoslicer (高田ら, 1998) を用いて数地点で堆積層を抽出し、表層部に隣接海岸のそれと同じ色、粒径を有する砂の堆積層があることを確認した (写真-1)。次に筒状のポリカーボネード管を用いてコアサンプリングを行い、Mahaseelawa および Patanangala の両地点でそれぞれ約40箇所の表層部砂層厚を計測した。さらに、GPSを用いてサンプリング地点や対象地点の地形を調査した。以下にそれぞれの地点における観測結果を整理する。

(2) Patanangala

写真-2 (a) に津波来襲から約2ヵ月後の2005年2月27日に撮影した Patanangala の鳥瞰写真を示す。ここで破線で囲んだ領域は被災前にあった貯水池の水域を表わす。写真の AB 線上には盛土による堤防があったが、津波氾濫流によって地点 C 周辺が破堤した。写真-2 (b) は現地調査を実施した2006年11月に写真-2 (a) の D から矢印の方向に撮影した破堤部分の様子を示す。C 地点には延長約36mの堤防が崩壊して開口部ができ、そこから海岸線に向けて水みちが形成されているのが分かる。貯水池内においても、地点 C から海岸線にはほぼ直交する方向に水みちが形成されている。また現地調査の実施時期は写真-2 (a) の約2年後であったが、調査時の Patanangala 周辺は写真と比べても植生を除けばほぼ同じ状態であり、この地点では被災直後の保存状態が概ね良好であったと考えられる。

図-2 に対象地点の標高および津波堆積層の平面分布を示す。標高は貯水池周辺で計測した56点の標高データから内挿して推定した。貯水池内の標高は中央の水みち周辺で最も低く、南北両側に向かってほぼ対称に高くなっている。一方、堆積層厚に着目すると、顕著な堆積は水みちの北側に集中している。また図に示した白数字1~4で堆積砂の粒度分布を調べたところ、中央粒径は地点1では $D_{50} \sim 0.4 \text{ mm}$ で、他の2~4での $D_{50} \sim 0.8 \text{ mm}$ よりも小さかった。これは遡上距離が長くなる

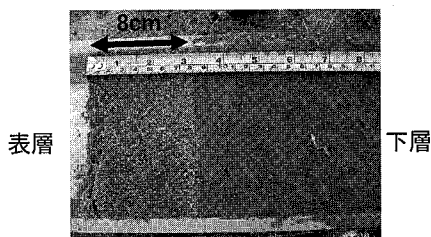


写真-1 Handy Geoslicer による津波堆積層(8cm)の抽出例

ほど堆積物が細粒化するという既往研究に基づく知見に反している。

図-3 には津波堆積層厚と汀線からの距離および標高との相関関係を示す。図中の堆積層厚は貯水池内の水みちを境に北側と南側で区別した。図に見られるように、貯水池内の北側と南側では堆積層の分布に明確な違いが見られ、堆積層厚と汀線からの距離については貯水池の北側と南側で異なる相関関係があるように見える。一方、堆積層厚と標高との相関は汀線からの距離とのそれに比

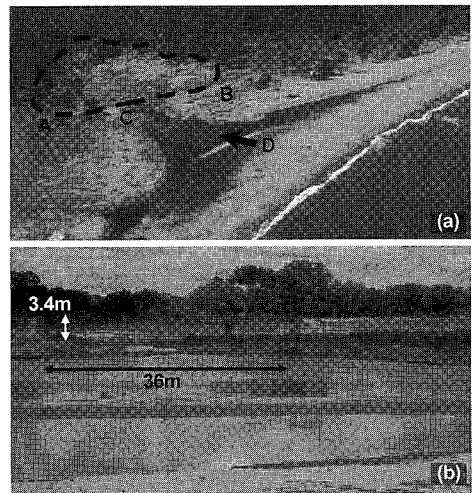


写真-2 Patanangala の鳥瞰写真 (2005年2月, (a)), および破堤位置 (2006年11月, (b))。

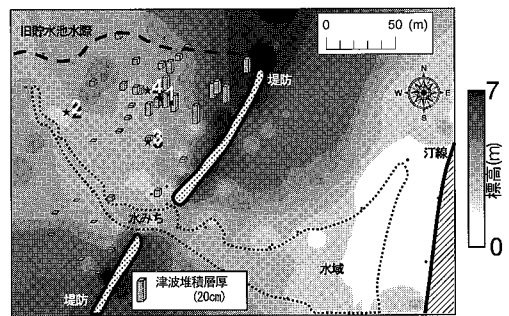


図-2 Patanangala の地形と堆積層厚分布

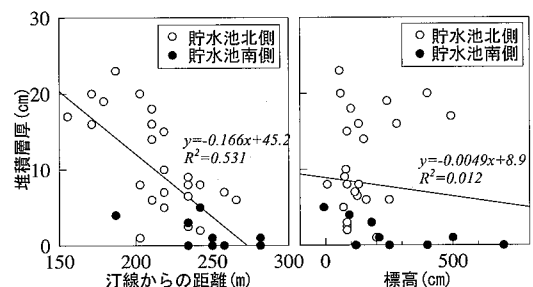


図-3 汀線からの距離および標高と堆積層厚との関係(1)

べて低く、標高が低い水みち周辺の流れによる影響が出ていと考えられる。

以上の結果より、Patanangala 貯水池周辺における津波氾濫流とそれに伴う漂砂移動は次のような特徴を有していたと推察される。(i)津波氾濫流は貯水池の北東側から流入し、(ii)貯水池流入直後に流速が低減して浮遊砂が沈降・堆積した。(iii)引き波時には破堤した開口部を通る水みちに沿った流れが形成され、細粒砂成分は再び海へ運ばれた。特に津波の来襲方向については、津波が北東方向から来襲してきたという現地目撃者証言と符合する。

(3) Mahaseelawa

写真-3に2005年2月27日に撮影した Mahaseelawa の鳥瞰写真、図-4に観測した津波堆積層厚の平面分布、図-5に周辺地形図、さらに、図-6には観測した津波堆積層厚と汀線からの距離および標高との関係をそれぞれ示す。

Mahaseelawa では海岸線に沿って砂堆が発達している。周辺領域で唯一の砂堆の切れ目である陸水域の開口部では、その両側が岩で覆われており、逆に開口部位置はこれらの露岩領域の分布によって規定されたと考えられる。現地調査時における陸水域の水深は数10cm～1m程度で流速は無視できるほど小さく、水域内には津波による堆積砂層は見られなかった。水域北東側境界と樹林帯の間には中洲状の砂の堆積域が見られた。写真-1は、この地点で抽出した堆積層分布を示しているが、表層の津波による堆積砂層と下層の粘性土を含む堆積層には明確な違いが見られた。一方、水域南西側の陸域では勾配が大きく(図-5)、表層が礫で覆われており、津波堆積砂は見られなかった。

被災から2ヵ月後に撮影した写真-3と約2年後のGPSデータに基づいて作成した図-4を比較すると、両者の潮位差による違いは定かではないものの、写真-3の方が陸水域開口部から汀線までの砂浜幅が広く見える。また写真-3の汀線際の表層には内陸表層と同様の赤褐色の堆積物が見られた。以上より、押し波で陸に運ばれた漂砂の一部は、引き波によって内陸の表層堆積物と一緒に開口部周辺から海域へと流出して再び海域に堆積したことが推察される。さらに、開口部周辺では東方向への流跡が見られ、引き波時には流れが開口部に集中して砂州を切断し、通常よりも幅広い流路を有していたことが推察できる。また、これらの状況は被災2年後の現地観測時には見られず、開口部周辺では被災後の通常波浪の影響で地形環境が大きく変化したと推測される。しかしながら、内陸側では水域の流速も小さく、被災後の状況は比較的そのまま保存されていると考えられる。

図-4の津波堆積層厚の分布に着目すると、陸側水域の両岸で明確な違いが見られ、水域の北東側でのみ顕著な堆積が見られた。その結果として堆積層厚と汀線から

の距離や標高などの説明因子との間には有意な相関が見られなかった(図-6)。また図-4に黒星印で示した3地

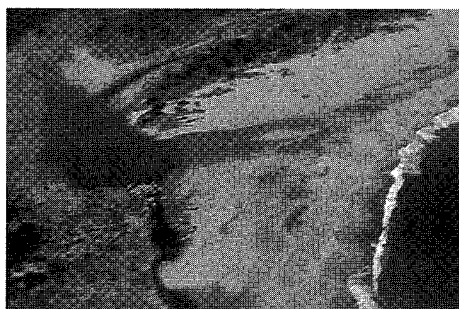


写真-3 Mahaseelawa における鳥瞰写真 (2005年2月)

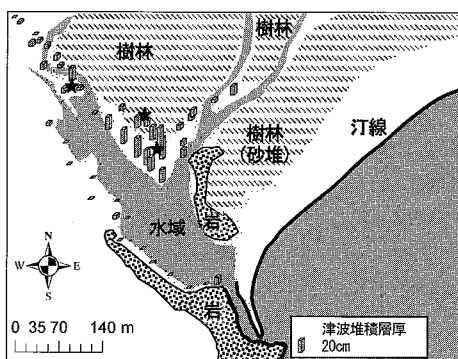


図-4 Mahaseelawa における津波堆積層厚の平面分布

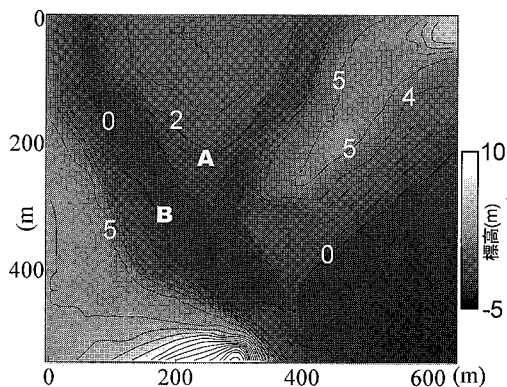


図-5 Mahaseelawa 周辺地形

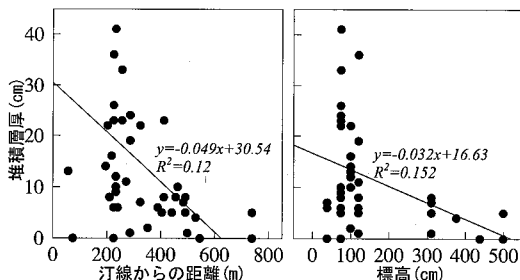


図-6 汀線からの距離および標高と堆積層厚との関係(2)

点における中央粒径は樹林帯内の1地点でのみ $D_{50} = 0.45 \text{ mm}$ であり、それ以外の2地点での $D_{50} \sim 0.6 \text{ mm}$ に比べて小さかった。これは細粒成分が樹林帯内で捕捉されたためであると考えられるが、樹林帯内における津波堆積層厚はその前面の中洲に比べて小さかった。

3. 数値モデルによる検証

(1) 数値モデルの概要

津波の伝播計算は著者らの開発した手法(西畑ら, 2005)を援用した。すなわち、震源と対象地点を含む計算領域を計算格子間隔の異なる5つの計算領域に分割し、それぞれの境界で連続式を満たすように接続した。ただし、初期水位については、スリランカにおける到達波形のより良い再現性が確認されている富田・本多(2006)のモデルを用いた。格子間隔 10 m の最小計算領域(図-1)では、非線形長波理論と後述する漂砂モデルを用いて津波の遡上計算と地形変化を同時に計算した。また連続式には水深の時間変化項を付加し、激しい津波外力下で水位と同等の時間スケールで変動する地形の影響を考慮した。

漂砂・地形変化モデルについても西畑ら(2005)のモデルと同様に次式で水深 h の時間変化を算定する。

$$-(1-n) \frac{\partial h}{\partial t} = -(1-n) \nabla \bar{q}_{SB} - p + w_f C_b \cdots (1)$$

ここで、 n : 空隙率、 $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ 、 $\bar{q}_{SB}$: 掃流砂量ベクトル (Madsen, 1991)、 w_f : 沈降速度である。巻上げ率 p および底面剪断応力 τ_b の算定に用いるシートフロー条件での底面相当粗度の算定には Herrmann・Madsen (2007) の定常流条件に対するモデルを用いた。また、 C_b は底面浮遊砂濃度であり、次式で算定する。

$$C_b = \frac{Chw_f/v_s}{1 - \exp\{-w_f(h - z_b)/v_s\}} \cdots (2)$$

この式は渦動拡散係数 v_s が鉛直方向に一様であるとした仮定のもとに成り立ち、本研究ではカルマン定数 $\kappa = 0.4$ 、流体密度 ρ を用いて $v_s = \kappa \sqrt{\tau_b/\rho h/2}$ とした。また C は水深平均浮遊砂濃度であり、以下の断面平均した移流拡散方程式から求める。

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \bar{U} \nabla (Ch) = p - w_f C_b + \nabla (v_s h \nabla C) \cdots (3)$$

さらに本研究では、津波によって内陸に運ばれる海浜砂の挙動に着目しているため、次の手順で海浜砂と内陸砂の堆積層厚 δ_c および δ_L を算定する。まず津波来襲前の初期条件から計算領域を表層に海浜砂が十分にあった領域(海浜砂域)とそれ以外の領域(陸上域)に区分する。次に既知の δ_c とシートフローの移動層厚 δ_s (浅野ら, 1992) を比較し、対象地点が陸上域でかつ $\delta_c < \delta_s$ なら移動層中の海浜砂の含有率 r_c を $r_c = \delta_c/\delta_s$ とし、それ以外の条件では $r_c = 1$ とする。次に式(1)に r_c を考

慮した次式で、新しい時間ステップにおける海浜砂の堆積層厚 δ_c を計算する。

$$(1-n) \frac{\partial \delta_c}{\partial t} = -r_c((1-n) \nabla \bar{q}_{SB} + p) + w_f C_{b,c} \quad (4)$$

ただし δ_c は堆積層厚なので計算値が負なら $\delta_c = 0$ とする。また、 $C_{b,c}$ は海浜砂の底面浮遊砂濃度で、式(3)の p に r_c を乗じて求めた海浜浮遊砂の水深平均濃度 C_s を(2)式に C に代入して算定する。ここで用いた r_c の算定方法では、海浜砂と内陸表層成分とは混合せず、堆積した海浜砂は表層で常に優先的に浮遊・掃流移動すると仮定しているが、これは海浜砂が常に表層に堆積していた観測結果に基づいている。また、本研究では $r_c < 1$ の条件では陸上域の表層成分もその含有率に応じて海浜砂と同じ挙動をすると仮定した。また、露岩域および樹林帯内では表層に砂が堆積していない場合には巻き上げ率および掃流砂量をゼロとした。樹林帯においては底面粗度の増加や巻き上げ率の低減などの改良も考えられるが、本研究ではそれらの影響を考慮していない。

(2) 計算結果

図-7には図-5に示したAおよびB地点における水位 η 、底面高さ z_b 、北および東向き流速成分 V_N 、 V_E 、さらに海浜砂および陸上砂の堆積層厚 δ_c 、 δ_L の時間変化を示す。図中横軸の時間 t は津波発生後の経過時間を表す。底質粒径条件は、観測した津波堆積層の代表的な中央粒径として $D = 0.65 \text{ mm}$ を単一粒径として与えた。また粒径による堆積分布特性を検証するため、 $D = 0.3 \text{ mm}$ とした場合の堆積層厚の計算結果も比較した。図より、A地点とB地点では、引き波時の沖向き流速の継続時間が大きく異なり、これが両地点における堆積層厚の差異に大きな影響を及ぼしていることが分かる。ここで図の(A)と(B)では堆積層厚のスケールが異なるので注意が必要である。また粒径を 0.3 mm とした場合の計算結果と比較すると、 $D = 0.3 \text{ mm}$ とした条件では

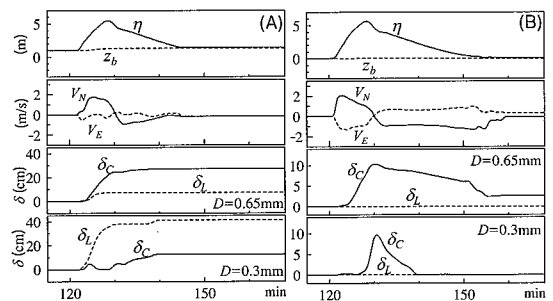


図-7 AおよびB地点における水位 η 、底面高さ z_b 、北・東向流速成分 V_N 、 V_E 、海浜砂・陸上砂の堆積層厚 δ_c 、 δ_L の時間変化 ($D = 0.65 \text{ mm}$ 。ただし、堆積層厚は $D = 0.3 \text{ mm}$ の場合の計算結果とも比較している)

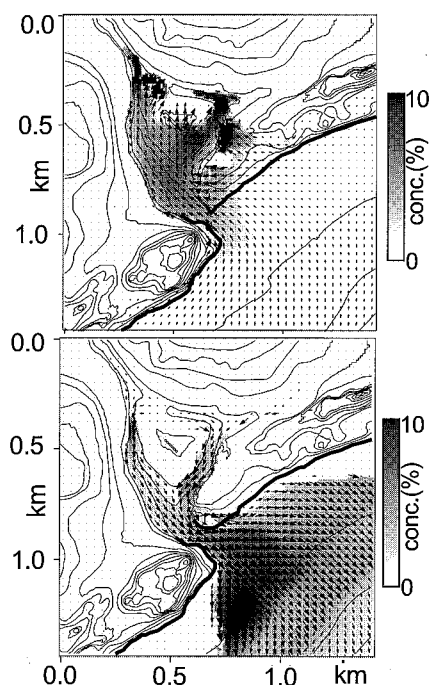


図-8 Mahaseelawa 周辺における押し波時 ($t=122\text{min}$) および引き波時 ($t=141\text{min}$) の流況と浮遊砂濃度の計算結果

沈降フラックスが相対的に小さくなることにより、A 地点ではより多くの陸上砂が、B 地点では堆積した海浜砂の海域への流出に伴う堆積砂層の消失が起こっている。

図-8 には、押し波および引き波時 ($t=122$ および 141min) における Mahaseelawa 周辺の流れ場と水深平均浮遊砂濃度 C を表す。図より、押し波時には砂堆を越流して広い範囲から陸上に氾濫流が押し寄せているのに対して、引き波時には流れが開口部に集中していることが分かる。また図-8 に示した浮遊砂濃度に着目すると、押し波時には水深が浅く底面剪断応力が大きい氾濫流先端付近で浮遊砂濃度が大きく、引き波時には流速が大きな開口部の下流側での浮遊砂濃度が大きい。

最後に図-9 には数値計算時の底質粒径を 0.3mm とした場合と 0.65mm とした場合に対する $t=160\text{min}$ での海浜砂堆積層厚の分布を示す。粒径を 0.3mm としたケースでは 0.65mm とした計算結果に比べて内陸域での堆積層厚が大きく、逆に開口部周辺では堆積層厚が小さくなっていることがわかる。これは粒径の減少に伴い相対的な浮遊砂濃度が増加し、押し波時の内陸向き漂砂量と引き波時の沖向き漂砂量の両者が増加したことを示唆している。

4. おわりに

スリランカ南東岸の Mahaseelawa および Patanangala

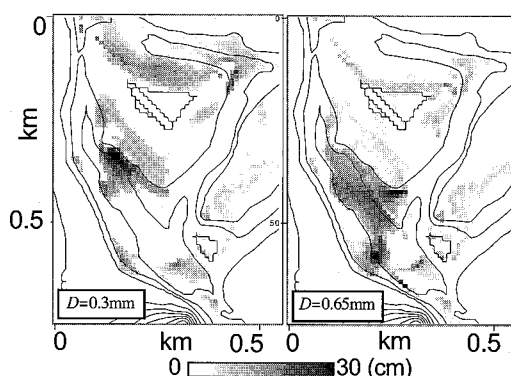


図-9 異なる粒径条件 ($D=0.65\text{mm}$, 0.3mm) における海浜砂堆積層厚の平面分布 ($t=160\text{min}$)。

において現地調査を実施し、沿岸方向に偏った分布をもつ津波堆積層分布を観測した。さらに現地での目撃者証言や周辺地形、粒径、さらに数値解析に基づき、津波氾濫流の時空間構造と堆積層厚分布の因果関係の解明を試みた。この結果、押し波時と引き波時における非対称な流れ場が観測対象地点における津波堆積層厚の分布特性に重要な影響を及ぼしていることが示唆された。本研究で実施した現地調査では五洋建設株式会社からご支援いただきました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 浅野敏之・中村和夫・中野康弘・高沢俊満(1992): シートフロー状態の底質移動に関する実験的研究, 海工論文集, 第39巻, pp. 295-299.
- 高田圭太・中田高・宮城豊彦・原口強・西谷義数(1998): 沖積層調査のための小型ジオスライサー (Handy Geoslicer) の開発, 地質ニュース, 579, pp. 12-18.
- 富田孝史・本多和彦(2006): スリランカにおけるインド洋津波の数値計算による再現に向けて, 海工論文集, 第53巻, pp. 251-255.
- 西畑剛・田島芳満・森屋陽一(2005): 津波による地形変化の検証-2004年スマトラ沖地震津波スリランカ・キリング港-, 海工論文集, 第52巻, pp. 1386-1390.
- Atwater, B.F. (1987): Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State, Science, 236, pp. 942-944.
- Herrmann, M. and O.S. Madsen (2007): Effect of stratification due to suspended sand on velocity and concentration distribution in unidirectional flows, J. Geophys. Res., vol.112, C02006, 13p.
- Jaffe, B., Gelfenbaum, G., Rubin, D.M., Peters, R., Anima, R., Swenson, M., Olcese, D., Anticono, L.B., Gomez, J.C. and P. C. Riega (2003): Identification and interretation of tsunami deposits from the June 23, 2001 Peru tsunami, Proc. Int. Conf. on Coast. Sed. 2003, CD-ROM, ISBN 981-238-422-7.
- Madsen, O.S. (1991): Mechanics of cohesionless sediment transport in coastal waters, Proc. Coastal Sediments' 91, pp. 15-17.
- Sato, H., Shimamoto, T., Tsutsumi, A. and E. Kawamoto (1995): Onshore tsunami deposits caused by the 1993 Southwest Hokkaido and 1983 Japan Sea earthquakes, Pure and Applied Geophysics, 144, pp. 693-717.