

津波遡上に伴う陸域での堆積物形成に関する水理実験

長谷川史朗*・高橋 智 幸**・上 畑 善 行***

1. はじめに

津波防災を行う上で既往津波に関するデータ収集は必要不可欠である。しかし、津波は地震や高潮などと比較して発生頻度が低く、観測体制の整備が進んだのもごく最近である。そのため、歴史津波に関する資料は、散在している古文書や供養碑、言い伝えなどに頼っているのが現状であり、それらの資料が存在しない場合も多い。

このような状況から、歴史津波の新たな解析手法が求められているが、その一つとして津波堆積物が注目されている (例えば、箕浦ら, 1990; Dawson ら, 1991)。津波堆積物とは津波の遡上にともない陸域へ運ばれて堆積した海砂などのことで、津波来襲の物的証拠となる。この堆積物の規模や分布を堆積学的手法で解析することにより、歴史津波の発生頻度や来襲状況を知ることが可能となる。

しかし、津波堆積物に関する研究は、現地調査が中心であり (例えば、今村ら, 1996)、堆積物が形成される過程や分布傾向に関しての定量的な評価はこれまで行われていなかった。そこで本研究では、水理実験により津波堆積物形成の再現を試み、津波遡上に伴う土砂の移動および陸域での堆積過程の解明を目的とした。

2. 実験方法

両面一部ガラス張りの全長 25.0 m, 幅 0.5 m, 深さ 0.6 m の鋼製二次元水槽を用いた。水深は 27.5 cm として、水槽の一端にピストン型造波装置、他端には 1/20 勾配の斜面を設置した。水槽の一樣斜面付近の詳細を図-1 に示す。汀線より水域側にあたる斜線部分には豊浦標準砂を敷き詰めて移動床とした。汀線より陸側には豊浦標準砂を粗度として貼り付けた不透水性固定床を設置した。

津波を想定した孤立波を入射させて、移動床から運ばれた砂の陸域での堆砂量を調べた。実津波との相似則にはシールズ数を用いた。実津波で発生しているシールズ数に関する観測値はほとんど無いが、1960 年チリ津波来

襲時には一時的ではあるが 10 を越えていたと推定されている (高橋ら, 1991)。よって、本実験ではシールズ数を 1 以上とすることを目標とし、2.76 を実現した。

実験条件は後述の 6 ケースで、それぞれ各 5 回ずつ測定を行った。測定には 20 cm 間隔で 15 区間に区切った長さ 300 cm のはしご状の木枠を用いた。汀線を原点として 20 cm 間隔毎に斜面上方へ堆積した砂量を測定して、堆砂量の空間分布を求めた (写真-1)。さらに、蛍光砂を用いることにより、津波来襲時の砂の移動特性を定性的に把握することも試みた。

流況の測定にはプロベラ式流速計と容量式波高計を用いた。プロベラ式流速計は汀線から沖側へ 1.5 m 地点に、容量式波高計は汀線より沖側へ 1.5 m と 5.0 m 地点に設置した。なお、土砂移動に大きく影響を与えると思われる底面流速を測定するため、プロベラ式流速計は底面より 1 cm 上方に設置した。

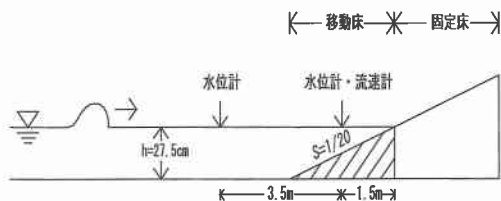


図-1 実験水槽 (斜面部拡大)

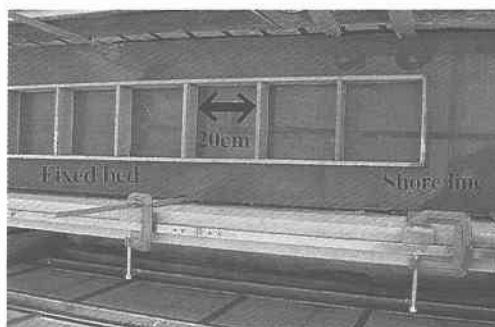


写真-1 堆砂量の測定

* 正会員 修(工) 兵庫県庁
** 正会員 博(工) 京都大学助手 防災研究所巨大災害研究センター
*** 関西大学員外研究者

3. 実験条件

3.1 一波入射 (戻り流れ無し)

押し波によって陸域へ運ばれた砂が、引き波で再び水域へ戻されることのない条件での堆砂量を測定した。測定方法は次の通りである。遡上波の先端が最大遡上点に到達した瞬間に手動で木枠を陸域にかぶせて、木枠内の各区分に残っている砂を採取した。炉乾燥後の質量を測定し、汀線から 20 cm 間隔に斜面上方へ堆積した砂量の分布を調べた。この条件では、遡上した水が完全に浸透し、運ばれてきた砂の全てが堆積することになる。よって、勾配の小さい砂地盤に津波が来襲する場合などに近い条件である。

3.2 一波入射 (戻り流れ有り)

押し波によって陸域へ運ばれた砂の一部が、引き波で再び水域へ戻される条件での堆砂量を測定した。測定方法は次の通りである。陸域へ遡上した津波が、戻り流れとなり完全に水域へ引き去り、水槽内の水が静穏になった後、陸域における堆砂量を測定した。堆砂量の測定には前述の木枠を用いて、3.1 と同様に行った。この条件では、遡上した水の全てが水域へ戻るため、戻り流れの影響が最も大きい状態となる。よって、勾配の大きい人工的な地盤に津波が来襲する場合などに近い条件である。

3.3 複数波入射 (波は全て同規模)

実際の津波の多くは複数波来襲し、異なる経路を伝播してくることにより第 2 波以降も大きくなる場合がある。よって、同規模の波を 3 波、5 波、10 波と継続して入射した条件での堆砂量を測定した。測定方法は次の通りである。第一の遡上波が戻り流れとなって完全に引き去り、水槽内の水が静穏になったことを確認して、次の波を入射した。全ての波を入射後、3.1 と同様の方法で堆砂量の分布を測定した。ただし、固定床と移動床の境界付近は局所的な洗掘が生じるため、各波の入射後に整形して連続性を維持した。

3.4 複数波入射 (波高が減少していく 3 波)

波源から直接的に來襲する津波の場合、第 2 波以降は徐々に小さくなっていく。よって、波高が減少していく 3 波を入射した条件での堆砂量を測定した。第 1 波の最大遡上距離は汀線から 271 cm、第 2 波目では 222 cm、第 3 波では 168 cm とした。なお、第 1 波と第 2 波の入射後、3.3 と同様に移動床と固定床の境界付近を整形した。

3.5 蛍光砂を用いた砂移動特性の把握

既に堆積している砂が後続の波によりどのように移動するかを調べるため、各波で運ばれる砂の色を変更した。第 1 波入射時の移動床には豊浦標準砂を用いた。第 1 波が完全に引き去り水槽内の水が静穏になった後、汀線から沖側へ 70 cm の移動床部の表層に赤い蛍光砂を敷き

詰めた。第 2 波を入射後、同様に黄色い蛍光砂を敷き詰めて、第 3 波を入射させた。

3 色の砂を分別して測定するのは困難であったため、各砂の移動の様子を写真撮影およびビデオ録画し、津波来襲時の土砂移動のメカニズムを定性的に把握することを試みた。

4. 実験結果および考察

4.1 流 況

3.4 以外の条件で用いている入射波の代表的な流速および水位の時間的変化を図 2~4 に示す。汀線から沖側へ 1.5 m 地点における流速の最大値は 74.4 cm/s であった。造波装置では孤立波を発生させているが、造波板の停止速度が大きいため、小さい波が連続的に発生している。ただし、これらの波によって新たな砂の移動が生じていないことは目視により確認した。汀線から沖側へ 5.0 m と 1.5 m 地点における最大水位は 9.8 cm および 10.4 cm であった。水位上昇は小さいが、汀線に近づくにつれて波の前傾化が生じている。なお、この波による最大遡上距離の平均値は約 273 cm であった。

次に、水槽の側面からの写真撮影およびビデオ録画によって碎波の様子を観察した。汀線から沖側へ 120 cm 付近で波頂部が前方へ崩れ出すが、その時点での水位は約 13 cm であった。これが本入射波の最大水位上昇である。その後、50 cm 地点で巻き碎波に近い形態で波は完全に砕けていた。

入射波の再現性は比較的良好であるが、完全にばらつ

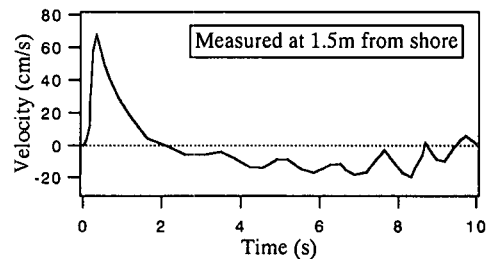


図 2 流速の時間的変化

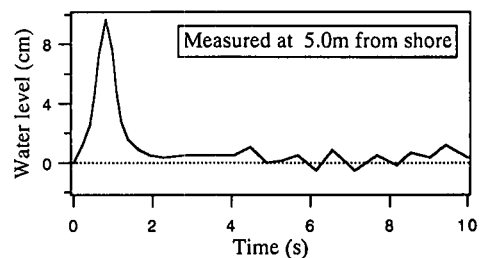


図 3 水位の時間的変化 (沖側)

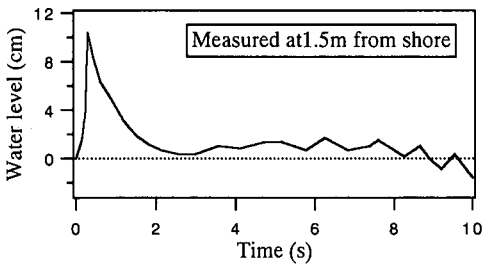


図-4 水位の時間的変化（岸側）

きを除去することは不可能である。よって、堆砂量の分布については、各実験条件でそれぞれ5回ずつ測定を行い、それらの平均値をデータとして採用している。

4.2 一波入射（戻り流れ無し）

汀線から斜面に沿って20 cm間隔ごとに採取した陸域での堆砂量の空間分布を図-5に示す。また、津波遡上時の陸域における水位の最大上昇高を図-6に示す。最大遡上点付近まで堆積が生じており、全堆砂量は253 gであった。堆積物の分布傾向は、汀線付近で多く、斜面上方に向けて少なくなるクサビ状となった。クサビ状の堆積物は、堆積学において津波起源であることの判定基準として用いられており、本実験においてもこの傾向を再現することができた。また、全堆砂量の約50%は汀線から最大遡上距離の約20%以内で生じており、遡上開始に伴う流速の低下に対して、流砂が敏感に反応して停止し始めることが示されている。

本実験条件は、透水性の非常に高い砂地盤の地域に津波が来襲し、戻り流れが発生する前に遡上した水が全て地盤に浸透する場合に相当している。ロシアのカムチャツカ半島の勾配の緩い大平原などで明瞭なクサビ状の津波堆積物が発見されている（箕浦, 1995）が、これはこのような条件で生じたものと考えられる。

4.3 一波入射（戻り流れ有り）

汀線から斜面に沿って20 cm間隔ごとに採取した陸域での堆砂量の空間分布を図-7に示す。戻り流れ無しの条件と同様にほぼ全遡上域で堆砂が生じている。しかし、全堆砂量は約105 gであり、戻り流れ無しの約40%となっている。これは押し波によって形成された津波堆積物が引き波により破壊され、再び水域に運ばれるためである。両条件での堆砂量の差の空間分布を図-8に示す。戻り流速は汀線に近い程大きくなることから、堆砂量の減少も汀線付近程顕著となっている。したがって、戻り流れ有りの条件では、クサビ状堆積物が汀線から80 cm以降においてのみ形成されており、その規模も小さい。

本実験条件は、アスファルトやコンクリートなどの透水性の低い固定床地盤で覆われている地域に津波が来襲

した場合に相当しており、日本の沿岸地域などでよくみられる。このような地域に津波が来襲すると、汀線付近ではクサビ状堆積物は形成されず、ある程度陸側へ入った地点から最大遡上点付近までに小規模に形成され则认为られる。

また、砂地盤でも勾配が大きい場合には汀線付近で戻り流速が大きくなるため、同様にクサビ状堆積物は形成され難くなる。現地調査において、汀線から離れた場所で津波堆積物が発見されている（今村ら, 1997）のはこの性質に起因していると考えられる。

4.4 複数波入射（波は全て同規模）

汀線から斜面に沿って20 cm間隔ごとに採取した陸域での堆砂量の空間分布を図-9に示す。同規模の津波を3波、5波、10波入射させた何れの条件でも、汀線から120 cmまでは少なくかつ空間的変化も小さい。120 cm以後は増大し、180 cmで最大となる。続いて減少していき、260 cmまで堆砂がみられる。したがって、クサビ状堆積物は180 cmから最大遡上点付近まで生じてことになる。また、津波の来襲数の増加に伴い陸域での堆砂量は増加している。しかし、全領域で均等に増えるのではなく、180 cmを最大とする山の部分にのみ集中している。よって、クサビ状堆積物も来襲数の増加に伴い、より明瞭に形成されることになる。汀線から120 cmの範囲における堆砂量は津波の来襲数に依存せずほとんど一定であった。これは全て同規模の波を入射しているため戻り流れも同様に生じ、堆積物を再輸送するのに必要な掃流力が発生する地点も一致しているためと考えられ

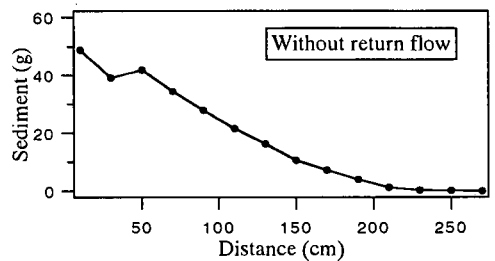


図-5 一波入射（戻り流れ無し）時の堆砂量の空間分布

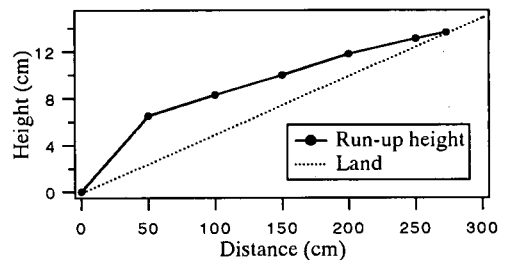


図-6 遡上波の最大水位分布

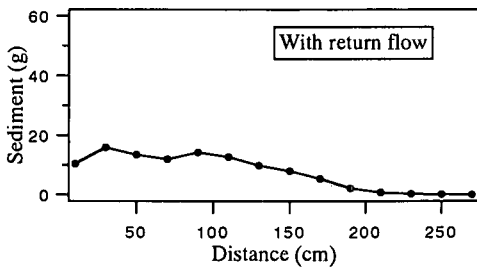


図-7 一波入射（戻り流れ有り）時の堆砂量の空間分布

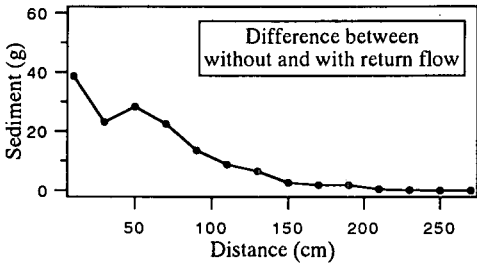


図-8 戻り流れによる流砂量の空間分布

る。

また、第2波および第3波の来襲により、堆積範囲は斜面上方に延長されていった。しかし、図-9に示したように第4波以降は変化がなく、範囲については平衡状態に達すると考えられる。

このように同規模の津波が複数来襲した場合、来襲数の増加に伴い堆砂量は増大するが、その分布型はほぼ等しくなる。すなわち、クサビ状堆積物の形成地点は、入射波の規模と高い相関を持つ。この関係を定量的に評価することができれば、現地調査で発見された津波堆積物の位置から歴史津波の規模を推定することが可能となる。

4.5 複数波入射（波高が減少していく3波）

汀線から斜面に沿って20 cm間隔ごとに採取した陸域での堆砂量の空間分布を図-10に示す。比較のため、4.4の条件での実験結果もプロットしてある。堆砂の最大は100 cmで現れ、続いて200 cmまでの範囲にクサビ状堆積物が形成されていた。よって、同規模の津波を複数入射させた場合と比較して、津波堆積物の形成はより汀線付近から開始され、かつ広範囲に渡っていることになる。これはクサビ状堆積物の形成地点が入射波規模と高い相関を有することに起因している。初期の大規模な津波によって斜面上方に形成されたクサビ状堆積物は、後続の小規模な津波により汀線側に延長されるためである。

また、同規模の津波を3波入射させた場合には、クサビ状堆積物を形成していた砂の割合は全堆砂量に対して

約34%であったが、本実験条件では約60%となった。すなわち、陸域に堆積した砂の多くがクサビ状堆積物の形成に寄与したことになる。

このように波高が徐々に減少していく津波が複数来襲した場合、広範囲に渡るクサビ状堆積物がより効率的に形成されることになる。

4.6 蛍光砂を用いた砂移動特性の把握

第1波来襲後の陸域における堆砂傾向は4.3の結果とほぼ同様であった。第2波来襲後は次のような堆砂傾向を示した。汀線から100 cmまでの範囲には、第2波により新たに水域から運ばれてきた赤い蛍光砂が堆積した。100 cmから200 cmの範囲は2層に別れ、上層は赤い蛍光砂で覆われ、下層には第1波により運ばれてきた砂が堆積した。200 cm以降には第1波で運ばれてきた砂が堆積した。続く第3波来襲後は次のような堆砂傾向を示した。汀線から100 cmまでの範囲には、第3波により新たに水域から運ばれてきた黄色い蛍光砂が堆積した。100 cmから200 cmの範囲は2層に別れ、上層は黄色い蛍光砂で覆われ、下層には第1波により運ばれてきた砂と第2波により運ばれてきた赤い蛍光砂が混在して堆積した。200 cm以降には第1波と第2波で運ばれてきた砂が堆積した。

このように汀線から遡上域の中間点付近までの範囲には、新たに運ばれてきた砂のみが堆積し、それ以前にその範囲に堆積していた砂は斜面上方へとさらに運搬される。遡上域中間点付近から最大堆砂地点までの範囲には、新たに運ばれてきた砂も堆積するが、既存の堆積物とは

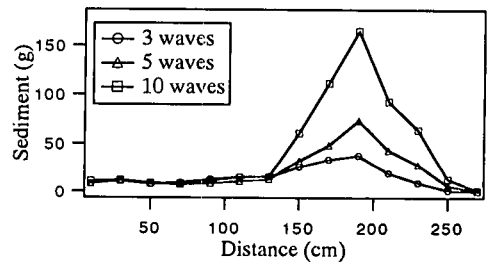


図-9 同規模の複数波入射時の堆砂量の空間分布の比較

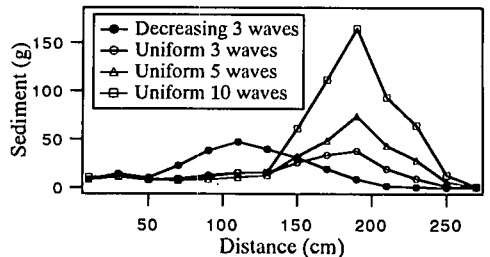


図-10 減衰する複数波入射時の堆砂量の空間分布の比較

別の層を形成する。したがって、この範囲においては最後に来襲した波とそれ以前に来襲した波によるに堆積物を判別することが可能である。ただし、3波以上来襲した場合は、最後の波によりそれ以前の堆積層は破壊されるため3層以上を判別することは出来ない。また、本実験では陸域が平坦であるため戻り流れは層流になるが、現地では起伏や凹凸があるため乱流に遷移しやすく、独立な層が形成される場合は少ないと考えられる。さらに最大堆砂地点以降のクサビ状堆積物には、最後の波によって運ばれてきた砂ではなく、それ以前の波で運ばれていた砂が混在している。

なお、戻り流れによって再び水域に運ばれた砂は、汀線から沖側へ約200 cmの範囲に達しており、これは最大遡上距離の約70%に相当する。その際に運ばれた砂は、同じ波の押し波時に陸域へ運ばれた砂だけであり、それ以前の波で運ばれた堆積物は再び水域へ戻されることは無かった。

5. おわりに

津波遡上に伴う土砂移動および陸域での堆積過程を解明するために水理実験を実施し、以下の結果を得た。

(a)堆積学において津波起源の判定基準として用いられるクサビ状堆積物が再現された。(b)戻り流れにより、遡上時堆砂量の約60%が再び水域へ運ばれた。特に戻り流速の大きくなる汀線付近でこの傾向が強かった。(c)同規模の津波を複数入射させた場合、来襲数の増加に伴い堆砂量は増大するが分布型はほぼ一致した。これはクサ

ビ状堆積物の形成地点が入射波規模と高い相関を持つためである。(d)波高を徐々に減少させた津波を3波入射させた場合、広範囲に渡るクサビ状堆積物が効率的に形成された。これは後続の小さい遡上波が先に形成されたクサビ状堆積物を汀線方向に延長したためである。(e)蛍光砂を用いた実験から、後続の遡上波によって堆積域が拡大することが判明した。

なお、本実験の遂行にあたり関西大学工学部土木工学科海岸工学研究室の井上雅夫教授、島田広昭講師のご指導および学生諸氏の協力を頂いた。また、本研究の一部は岩手県学術研究振興財団の補助(研究代表者:首藤伸夫)を受けて実施した。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1996): 1992年フローレス島地震津波による堆積作用に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 686-690.
- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1997): エーゲ海における歴史津波堆積物に関する現地調査, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 321-325.
- 高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫 (1991): 津波による流れと海底変動に関する研究—1960年チリ津波の気仙沼湾での場合—, 海岸工学論文集, 第38巻, pp. 161-165.
- 箕浦幸治・中谷 周 (1990): 津軽十三湖及び周辺湖沼の成り立ち, 地質学論集, 第36号, pp. 71-87.
- 箕浦幸治 (1995): 津波堆積物, 月刊地球, Vol. 17, No. 9, pp. 541-547.
- Dawson, A. G, I. D. L. Foster, S. Shi, D. E. Smith and D. Long (1991): The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences, Science of Tsunami Hazards, Vol. 9, No. 1, pp. 73-82.