

粒子群の運動に誘起される波の生成・伝播機構に関する基礎実験

重松孝昌*・小田一紀**・赤木統彦***

地滑り津波に代表されるような粒子群の運動に誘起される波の生成・伝播機構については、未解明な点が多い。本研究は、これらを解明することを目的として、パラメトリックに条件を変えて 2 次元水理実験を行い、得られた水面変動の時・空間分布に基づいて、その伝播特性を詳細に検討したものである。また、高速度ビデオカメラを用いて現象を撮影し、得られた画像から波の生成メカニズムの詳細を明らかにしている。

1. はじめに

地滑りや火山の崩壊に伴って発生する津波は、過去 200 年間に発生した津波の 10% 程にしかすぎない。しかし、それによる被害は甚大なものが多いのは周知のことである。1958 年にアラスカのリツヤ湾で発生した岩石なだれによる津波は湾内を伝播し、その対岸で 525 m も遡上したことは有名である。また、日本では、1792 年に島原半島の眉山が大崩壊し、約 3.4 億 m^3 もの崩壊土砂が水深 10~20 m の有明海に突入した結果、対岸の熊本に大津波が押し寄せ、14500 人以上の死者を出す大災害を引き起こしている。これらの陸上部で発生した土砂・岩石によって引き起こされる津波に対して、1998 年に発生したパプアニューギニア津波は、海底での地滑りが原因であると言われている。地滑り発生位置とそれによって発生する波浪の特性を把握することは、重要な課題のひとつである。

一方、地球温暖化に伴って集中豪雨の発生確率が高くなることも懸念され、これによってダム湖の背後斜面の土砂崩れ・地滑りが発生し易くなることも予想される。イタリアのバイオトンダムでは、1963 年に峡谷左岸で地滑りが発生し、約 2.4 億 m^3 の岩石が 30 m/s で急激に落下し、発生した波浪はダム天端を超えて下流域へと押し寄せ、その結果、2600 人の人命が奪われている。このように、下流域に及ぼす影響の甚大さから、地滑り発生危険区域の抽出と、地滑りに伴ってダム湖内で発生する波浪の特性・諸元を把握・予測することの重要性が指摘されている。

このような粒子群の運動に誘起される波浪の特性については、いくつかの研究例が見られるものの(たとえば、Watts, 1997; 今村ら, 2001; Hermann ら, 2001; Panizo ら, 2002), 未だ、十分に解明されているとは言い難い状況にある。特に、粒子量や斜面勾配、水深などの条件をパラメトリックに変えて行われた実験データはほとん

どない。したがって、計算機的能力や計算技術の進歩に伴って、粒子群の運動によって発生する波の特性を予測するために、いくつかの数値モデルが開発されている(たとえば、松本ら, 1998; 後藤ら, 2000; 重松ら, 2001)が、前述したように実験データの不足から十分な検証が行われていないのが実情である。

このような状況に鑑み、本研究は水深、斜面勾配、粒子量、初期粒子位置などをパラメトリックに変えて実験を行い、粒子群の運動によって発生する波の特性を把握するとともに、種々の数値モデルの妥当性を検証するためのデータを供することを目的とする。

2. 実験概要および実験条件

実験は、図-1 に示すような長さ 4 m、幅 0.25 m、高さ 0.5 m の 2 次元造波水槽を用いて行い、水槽の一端から 0.866 m の位置にステンレス製のゲートを設けた。斜面勾配 θ は、30, 45, 60° の角度を有する三角柱を水底に設置することで変化させ、さらに、三角柱の設置位置を変えることで、粒子群の初期位置(水面からの距離(図-1 中の h_0)), ただし、上向きを正とする)を変化させた。

ゲートにはワイヤを介して錘を取り付け、これを自由落下させることによって瞬時にゲートが開くようにした。粒子群の運動に伴う水面変動の時・空間分布を計測するため、6 台の容量式波高計を水平床部に設置し、サンプリング周波数 100 Hz で水位変動を計測した。それ

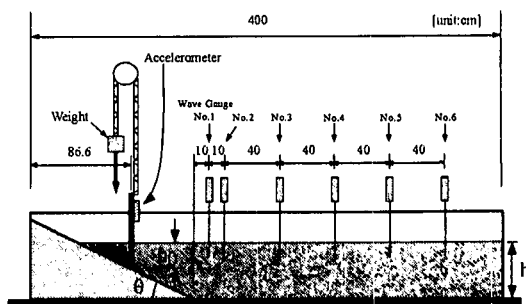


図-1 実験概要

* 大阪市立大学大学院講師 工学研究科都市系専攻

** 大阪市立大学大学院教授 工学研究科都市系専攻

*** 兵庫県警察

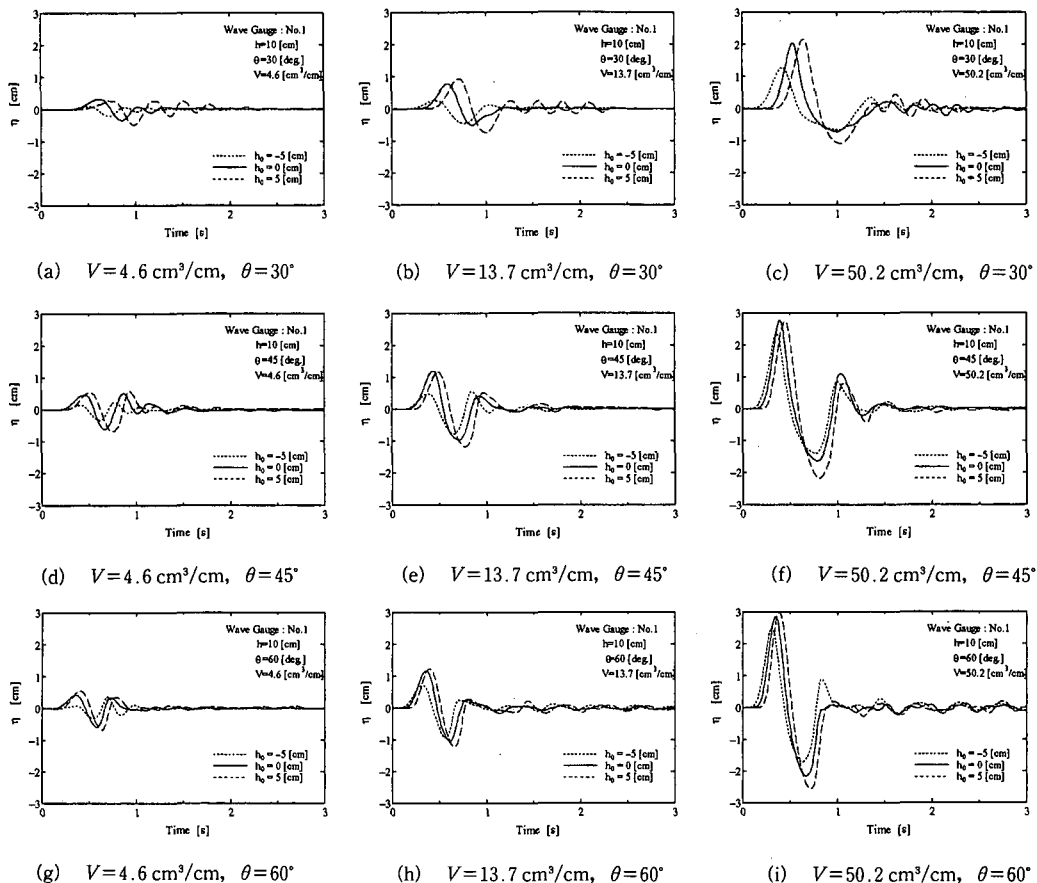


図-2 No. 1 の波高計の記録 ($h=10$ cm の場合)

それぞれの波高計の設置位置は図-1 を参照されたい。波高計による水位データの収集と同時に、ゲートに取り付けられた加速度計のデータも収集した。加速度計のデータからゲートが動き始めた時刻を決定し、これを時刻 $t=0$ としてデータを整理した。

粒子には、比重 2.49 の粒径 5 mm のガラスビーズを用いた。粒子量 V を 4.6, 13.7, 50.2 cm^3/cm と変えて実験を行った。さらに、水深を $h=10, 20, 30$ cm と 3 通りに変化させ、初期粒子位置は、 -25 cm (水中) $< h_0 < 10$ cm

の範囲で変化させて実験を行った。

3. 実験結果

(1) 発生波の特性

図-2 は、水深 $h=10$ cm の場合の、斜面に最も近い位置に設置された波高計 No. 1 による水位記録を表したものである。同図によれば、斜面勾配が同じであれば粒子量が増加すると水面変動量が大きくなることわかる。また、粒子量が同じであれば、斜面勾配が急になるほど、

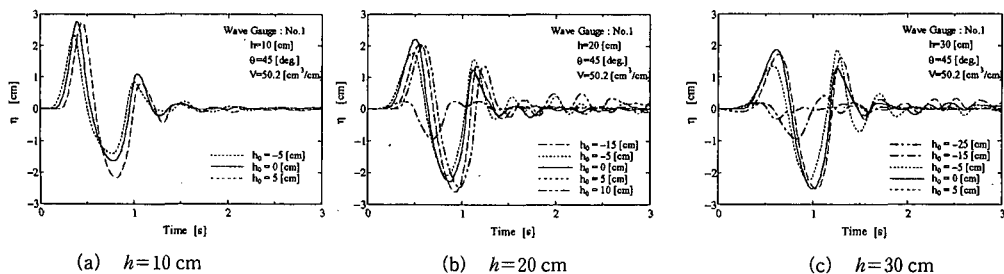


図-3 No. 1 の波高計の記録 ($V=50.2 \text{ cm}^3/\text{cm}$, $\theta=45^\circ$ の場合)

水面変動量が大きく、特に、静水面からの水面の低下量(第1番目の波の谷)が大きくなることがわかる。また、第1番目の波の峰が現れる時刻と第2波目のそれとの間隔は、斜面勾配が急になるほど短くなっている。これは、斜面勾配が急なほど、粒子群の水面への突入速度が大きくなり、水底に着底・静止するまでに要する時間が短くなるためであると考えられる。

図-3は、 $V=50.2 \text{ cm}^3/\text{cm}$ 、 $\theta=45^\circ$ の場合の、水深毎の波形記録を表したものである。同図によれば、水深が $h=10 \text{ cm}$ の場合には第1波目の水面上昇量(波の峰)が大きく、それに続く水面下降量が小さくなり、非線形性の強い波が発生していることがわかる。また、このとき、第2波目の水面上昇量は第1波目のそれよりも小さくなる傾向が見られる。これに対して、水深が $h=20$ および 30 cm となると、第1波目の水面上昇量よりもその次に現れる水面下降量の方が大きくなり、また、第2波目の水面上昇量は第1波目のそれとほぼ同じ大きさになることがわかる。粒子群の初期位置によっては、第2波目の水面上昇量の方が第1波のそれよりも大きくなる場合も見られる。

また、図-3(b)および図-3(c)を見ると、初期粒子位置が水面下にある場合($h_0 < 0$)には水面変動が小さくなる傾向が見られ、特に、水面の下降だけが顕著に表れ、水面の上昇はほとんど見られないことがわかる。すなわち、ここで得られた水位変動の特性は、初期粒子群の位置が水面よりも上にあった場合に見られる水面変動の大きな「陸上粒子群誘起型波浪特性」と、初期粒子群の位置が水面下にあつて水面上昇がほとんど見られない「水中粒子群誘起型波浪特性」とに分類することができる。ただし、粒子の初期位置が $h_0 = -5 \text{ cm}$ の場合には、粒子群の上部がほぼ水面に位置するような状態であり、この場合の波形記録は、「陸上粒子群誘起型波浪特性」を示している。

以上のように、粒子群に誘起される波の特性は水深、斜面勾配、粒子量と極めて密接な関係があることが確認された。

(2) 波の伝播特性

図-4は、水深 $h=10 \text{ cm}$ 、斜面勾配 $\theta=45^\circ$ 、粒子量 $V=50.2 \text{ cm}^3/\text{cm}$ 、 $h_0=0 \text{ cm}$ の場合に関する6台の波高計の水位記録を示したものである。前述のように、斜面に最も近い位置に設置されたNo.1の波高計の記録によれば、第1波として観測された波の峰は高く、次に観測された波峰は最初のものと比較すると小さくなっており、それ以後には大きな波形は記録されていない。このNo.1の波高計の水位記録とその他の波高計の水位記録を比較すると、以下の点が異なっている。まず、第1波の波峰の高さは波の伝播とともに徐々に減少していく傾向が

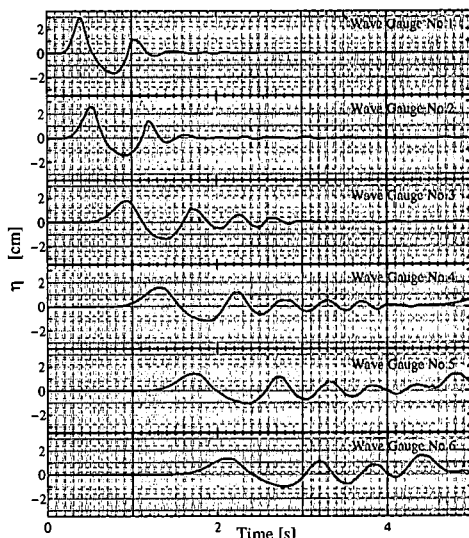


図-4 波形記録の一例

見られる。また、第1波と第2波の波峰間の時間間隔が長くなっており生成波によって波速が異なっていることがわかる。さらに、No.3～No.6の波高計では明らかに3波以上の波が記録されており、斜面上を運動する粒子群によって生成された波は、水平床上を伝播する際に複雑な伝播形態を有することがわかる(ただし、No.4～No.6の波高計の時系列データの右端には、水槽の他端からの反射波と思われるデータが見られる)。

各波高計のデータから、粒子群の運動によって誘起された波の峰と谷が通過した時間を算出し、2地点間(波高計間)を通過するのに要する時間で除することによって、波速 C の空間分布を求めた。解析結果の一例を図-5に示す。図-5は、 $h=10 \text{ cm}$ 、 $V=50.2 \text{ cm}^3/\text{cm}$ 、 $\theta=45^\circ$ 、初期粒子位置 $h_0=5 \text{ cm}$ の場合の、波速の空間分布を示したものである。水槽内の反射波の影響を考慮して、第1波目～第3波目までの波を対象として解析を行っている。同図によれば、粒子群の運動によって生成された波

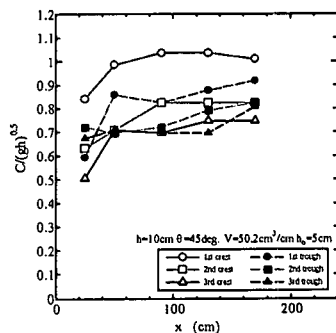
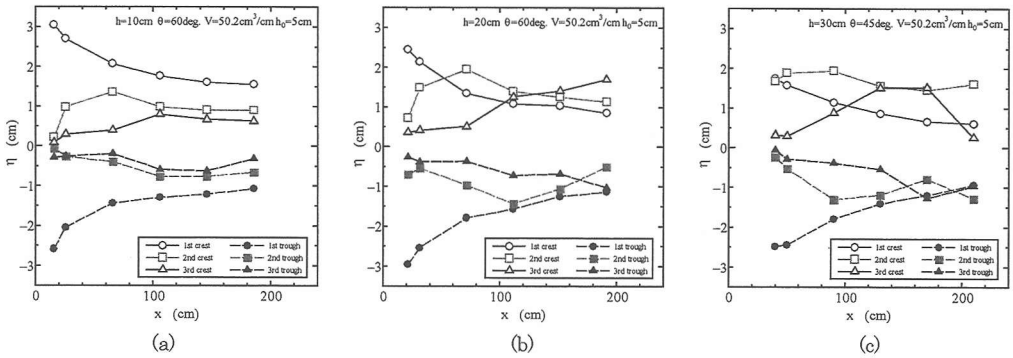


図-5 波速の空間分布



図—6 水面変動の空間分布

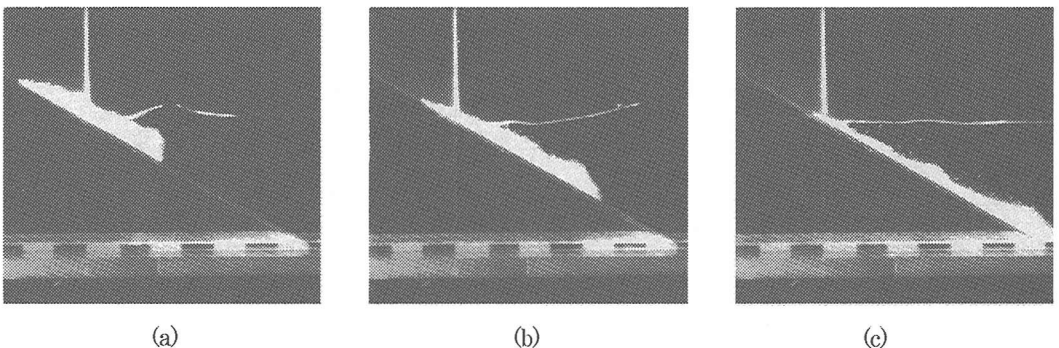
の波速 C は、斜面から遠ざかるにつれて徐々に早くなる
ことがわかる。解析によって得られた波速の中では、第
1 波目の峰の波速が最も早く、比較的早く $\sqrt{gh}$ に近づい
ている。後続の波の波速は、伝播とともに徐々に速くなっ
てはいるが、 $\sqrt{gh}$ には達していない。

図—6 は、上述のようにして求めた個々の波の峰およ
び谷の静水面からの変位量を表したものである。図—6
に示したすべての場合について、第 1 波目の峰および谷
の静水面からの変位は、伝播距離とともに単調減少して
いることがわかる。このような結果は、Leading wave の
波高が伝播距離の $4/3$ 乗に比例するという解析結果と
同様の傾向を示している (例えば、Mei, 1989)。しかし、
第 2 波、第 3 波のそれらは必ずしも単調に減少するとは
限らないことが図—6 よりわかる。なかには、第 1 波峰の
それよりも後続波のそれの方が大きくなる場合もあるこ
とがわかる。このように、粒子の運動によって生成され
る波の水位変動は、必ずしも第 1 波のものが大きいとは
限らないので、安全性の観点からは第 1 波の波浪諸元だ
けでなく、数波程度の発生波の特性を精度良く予測する
ことが必要であると考えられる。

(3) 波の生成過程

図—7 および図—8 は、波の生成過程を高速度ビデオメ
ラ ((株) フォトロン社製) で撮影したものである。図—2
で示したように、実験によれば、2 番目の波峰が出現す
る場合と出現しない場合とがある。図—7 は、 $h=20\text{ cm}$ 、
 $\theta=30^\circ$ 、 $V=50.2\text{ cm}^3/\text{cm}$ で 2 番目の波峰が出現しない
ケース、図—8 は $h=20\text{ cm}$ 、 $\theta=45^\circ$ 、 $V=50.2\text{ cm}^3/\text{cm}$ で
波峰が出現するケースである。粒子群の初期位置はいず
れも水面である。

図—7 によれば、粒子群が水中に入った直後に水面が
上昇して 1 つ目の波峰が発生していることがわかる (同
図 (a))。このとき、波峰の真下に粒子群の先端が位置し
ている。その後、粒子群が斜面上を沈降すると、粒子群
先端よりも波峰が先に進行し、斜面上ではほぼ一様に水
面が下降した状態になる (同図 (b))。その後も粒子群は
斜面上を沈降するが、水面は多少の凹凸が見られるもの
のほぼ水平な状態となっている (同図 (c))。また、水面
が凸状になっている箇所では、その直下の粒子群も凸状
をしており、斜面を沈降する粒子群の運動と水面形状と
の間には密接な関係があることがわかる。



図—7 波の生成過程 ($h=20\text{ cm}$ 、 $\theta=30^\circ$ 、 $V=50.2\text{ cm}^3/\text{cm}$)

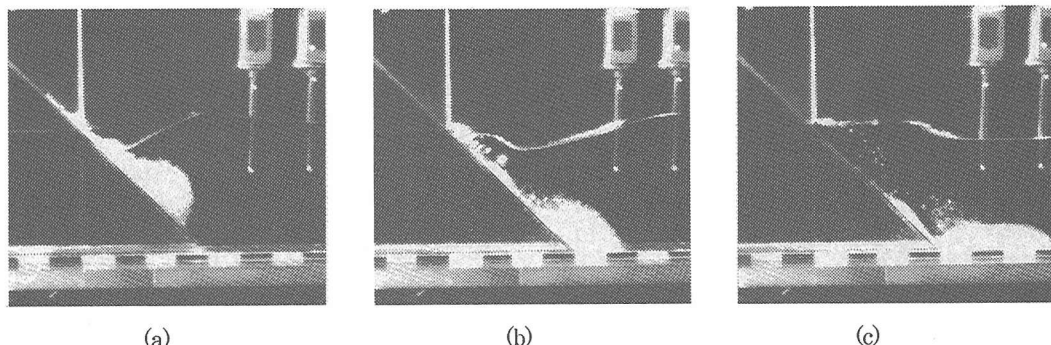


図-8 波の生成過程 ($h=20$ cm, $\theta=45^\circ$, $V=50.2$ cm³/cm)

一方、図-8によれば、図-7と同様に、粒子群が水中に入った直後に水面が上昇して1つ目の波峰が発生していることがわかる(同図(a))。しかし、粒子群が斜面上を沈降して水底に達したときには、汀線近傍では水位が上昇し始めており(同図(b))、この水位上昇が第2波として沖側に伝播し始めていることがわかる(同図(c))。すなわち、粒子群が斜面上を沈降する際の粒子・流体間相互作用の結果として、生成される波浪の特性が決定されると解釈できる。

4. ま と め

本論文は、未解明な点が残されている粒子群の運動によって誘起される波の生成・伝播過程に関する実験をパラメトリックに行い、その生成・伝播メカニズムについて検討したものである。本研究に得られた主要な結論を要約すると、以下のようである。

- (1) 粒子群によって誘起される波の波高は、斜面勾配が同じであれば粒子量が多いほど高くなり、粒子量が同じであれば斜面勾配が急になるほど大きくなる。斜面勾配が急になるとともに、水面の低下量(波の谷)が大きくなる。
- (2) 粒子群の運動に誘起される波は、必ずしも第1波目の波の水位上昇量が最も大きいとは限らず、条件によっては、第2波、第3波目のそれの方が大きい場合もある。したがって、安全・防災上の観点からは、発生波浪の数波程度までの精度の高い予測手法の確立が必要である。
- (3) 発生波浪の第1波目の峰は、 $C \approx \sqrt{gh}$ で伝播する。後続の波はそれよりも小さい速度で伝播するが、徐々に

$\sqrt{gh}$ に近づく。

(4) 第1発生波は伝播とともに減衰傾向を示す。しかし、後続の波は、第1波目と同様に減衰傾向を示すものもあれば、徐々に波高が増大して第1波目の波高よりも大きくなる場合もある。

(5) 斜面上を沈降する粒子群の運動を高速ビデオカメラで撮影した結果、粒子の運動と水面形状との間に密接な関係があることを見出し、また、第2波の生成の有無に関するメカニズムを明らかにした。

今後は、より定量的な波浪特性について検討を行いたいと考えている。

参 考 文 献

- 今村文彦・後藤大地・嶋原良典・喜多村雄一・松原隆之・高岡一章・伴 一彦 (2001): 土砂突入による津波発生機構に関する基礎検討, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 321-325.
- 後藤仁志・酒井哲郎・林 稔 (2000): 大規模斜面崩壊による水面波の発生過程のグリッドレス解析, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 56-60.
- 重松孝昌・廣瀬真由・錦織陽一・小田一紀 (2001): DEM法とVOF法を併用した3次元固液混相流解析モデルの開発とその適用例, 海岸工学論文集, 第48巻, pp. 6-10.
- 松本智裕・橋 和正・今村文彦・首藤伸夫 (1998): 土石流による津波発生・伝播モデルの開発, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 346-350.
- Panizzo, A., G. Bellotti and P. D. Girolamo (2002): Application of wavelet transform analysis to landslide generated waves, Coastal Engineering, 44, pp. 321-328.
- Hermann, M. F., W. H. Hager and H-E Minor (2001): Lituya bay case: Rockslide impact and wave run-up, pp. 2-22.
- Mei, C. C. (1989): The applied dynamics of oceans surface waves, World Scientific, pp. 44-47.
- Watts, P. (1997): Water waves generated by underwater landslides, Doctor thesis, 319 p.