遡上波中の流れ構造とせん断力分布の遷移

Transitional velocity and shear distributions in a runup wave

渡部靖憲¹・堀井正輝²

Yasunori WATANABE and Masaki HORII

Fundamental features of transitional distributions of velocity and shear in a run-up wave have been experimentally identified in this paper. In the run-up front, vertically uniform shore-ward velocity is predominant, while typical free-surface shearing flow with a bottom boundary layer is formed behind the front. Depending on local surface gradients and fluid acceleration, reverse streaming occurs within the boundary layer despite the shore-ward flow still dominates above the layer. In the later stage, another shear layer has also been formed beneath the surface.

1. はじめに

波浪の遡上にかかる工学的問題は多岐にわたる。2011東北地方太平洋沖地震津波では、次々と倒壊され瓦礫化した家屋が遡上先端部に捕捉され対流しながら遡上を継続する映像が報道された。また海浜においては、swash zoneで発達する局所的な前浜侵食など、遡上波内部の流体力が支配する現象について十分に理解されていない。遡上波については古くから遡上高を実験的に決定するための研究や水深積分型波動方程式による理論的あるいは計算による水面形遷移の調査分析が行われてきた (Synolakis 1987) 一方、遡上波先端部の流体域が非常に薄く、計器の導入に制限があり、また波の遡上前後で計器が水中から露出することに起因する実験的な困難から一連の遡上過程における詳細な流体運動は未だ理解されていない。

本研究は、遡上波下のせん断力遷移の数値モデル化並びに理論的に特異点となる気固液が接触する先端部の力学的バランス (所謂moving contact line問題) に実験的回答を与えること、また底質及び物質を駆動し輸送するメカニズムを明らかにすることを最終目的とし、高解像Particle Imaging Velocimetry (PIV) により得られた詳細な流速分布から一連の遡上過程の流れ構造の時空間変化に関する新たな知見を表わすものである。

2. 実験方法

図-1に示す延長200cm、幅10cm、高さ15cmの全面透明アクリル製小型造波水槽中において斜面を遡上する孤立波下に混入された蛍光中立粒子の移動を水槽側方から高速ビデオカメラ (解像度1280×1024, フレームレート500 fps, シャッタースピード 1/2000) で撮影する。水槽一端に設置されたリニアサーボモーターで90mm/sの一定

図-1 実験装置と計測領域の概略図

速度で岸沖方向へ駆動するパドルにより、水深40mmの水平底面区間において入射波高10mmの波が造波される。波長532nmのYAGレーザーシートが水槽底部から照射され、水平-鉛直平面上を照明する。水中に混入した粒径約50-100 μ mの蛍光粒子はレーザー波長で励起し、ピーク波長約630nmの蛍光を発する。高速ビデオカメラには600nm以上を透過するローパスフィルターが設置され、レーザーの水面からの反射の影響を排除し、粒子からの蛍光のみが撮影される。遡上波先端の薄い鉛直流体域 (約10mm) 中の流れを解像するため、カメラにはマクロズームレンズが取り付けられ、30×30mmの撮影領域で解像度約23 μ m/pixelの高解像画像計測を行った。斜面勾配1/10及び1/15の2ケースに対して、汀線位置-30mmから遡上限界までの水平区間を30mm間隔でトラバースし、一連の遡上過程における流速分布を取得した (図-1参照)。各計測地点において20回の試行計測を行い、流速のアンサンブル統計量を解析した。アンサンブル平均流速の鉛直方向差分により流速勾配並びにせん断力を評価した。なお、汀線を原点とし岸向きを正とする座標系に対して入射波が汀線を通過する時刻を $t=0$ sと定義した。両底面勾配とも、遡上過程を通して碎波の発生は観測されなかった。

1 正会員 博 (工) 北海道大学准教授大学院工学研究院
2 学生員 北海道大学大学院工学研究院

図-2 遡上波の水面形の時間遷移；1/15斜面勾配（上）：それぞれ水面形は沖側から時刻 $t = -0.056s$ (A1), $0s$ (A2), $0.068s$ (A3), $0.162s$ (A4), $0.27s$ (A5), $0.462s$ (A6), $1.09s$ (A7) のもの。1/10斜面勾配（下）：沖側から時刻 $t = -0.094s$ (B1), $0s$ (B2), $0.06s$ (B3), $0.12s$ (B4), $0.21s$ (B5), $0.422s$ (B6), $0.916s$ (B7) の水面形を表わす。

3. 結果

(1) 遡上過程

遡上過程は、汀線近傍で急峻化した非線形波下に生じる強い水平圧力勾配が支配する初期の遡上フロントの放出，線形長波として近似し得る重力波の分散関係に従う伝達，そして汀線における波面の急峻化に起因する表面張力波の伝達の3つの代表速度によって特徴化できる。

急峻化した波が汀線へ入射した直後，その非線形水面が急な水平圧力勾配を与えるため数mm程度の薄い流体層が放出され遡上フロントとして先行する（図-2, A2, B2, B3）。この初期段階の代表速度は波の非線形性に依存するため，入射波の非線形性が高い勾配1/10の方が1/15より高速で進行する。その後，このフィルム状のフロントは重力波の分散関係に従う波速 $(c_1 = (gh)^{1/2})$ ，ここで g 重力加速度， h 水深）で進行する。

一方，汀線における入射波の水面形の高曲率化は表面張力波を生成する。この表面張力波は，遡上初期に高速で放出され先行するフィルム状フロントを追いかけ，1/15勾配上では波浪の汀線通過後約 $0.068s$ （図-2, A3），また1/10勾配上では， $0.21-0.42s$ の間（図-2, B5-B6）に追いつき，その後遡上波を駆動して進行する。これは，表面張力波の分散関係 $\sigma^2 = \gamma/\rho k^3 \tanh kh$ （ここで， σ 角周波数， γ 表面張力， ρ 密度， k 波数）から得られる長波近似された波速 $c_2 = (\gamma/\rho \sigma^2 h)^{1/4}$ より，波の進行を通した h の低下に対する波速の低下率が重力波速 c_1 より相対的に低く，遡上途中で逆転することが原因と考えられる。この表面張力波の合流後，遡上波は薄いフィルム状の形状から典型的な丸みを帯びた先端形状へと変化する（図-2, B5-B7）。これら一連の遡上過程は，流体内の流速及びせん断力分布に大きな影響を与える。

(2) 流速分布

図-3は，1/10勾配斜面に入射する波が $x = -30mm$ 及び

図-3 汀線から3cm沖側（上）と汀線位置（下）における入射波下の流速分布と水面形（1/10勾配）。

$x = 0mm$ （汀線位置）へ到達した位相の流速分布を表わしたものである。汀線に達する前は，入射波の直下のみ水平流速が卓越した分布をもち，岸側前方の流体は有意に移動していないが，汀線でさらに急峻化した波の下にはたらく動圧力により2mm程度の厚さを持つフィルム状流体層が加速され遡上が進行しているのがわかる。

表面張力波が初期フィルム状フロントに合流後，フロント部では，底面近傍を含め全域に渡って同等の水平流速が存在し，有意な鉛直変化のない流速分布が特徴となる（図-4上参照）。即ち，遡上フロント直下では境界層が十分に発達しておらず，底面の極近傍でのみ強いせん断力が発生しているものと考えられる。一方，遡上の進行に伴い境界層厚が増大し，遡上波フロントの背後では，水平流速が放物線分布で記述できる様な典型的な自由水面

図-4 遡上流体の流速分布と水面形 (1/15 勾配)；遡上フロント部 (上, $t = 0.27\text{s}$), 自由水面せん断流となる領域 (中, $t = 0.462\text{s}$), 逆流が発生する領域 (下, $t = 1.09\text{s}$). 黒色ベクトルは遡上方向, 赤色太線ベクトルは冲向き流速ベクトルを表す。

せん断流へと遷移する (図-4中及び図-5上参照)。その後, 流体域上層では依然遡上方向に流れるにもかかわらず, 底層において逆流が発生することが明らかになった (図-4下参照)。この遡上波独特の逆流は, 底層のみならず, 時間の経過と共に水面近傍の表層においても出現する (図-4下及び図-5下参照)。即ち明確に水平流速分布の異なる底層, 中層, 表層の3層に分かれた流れ構造が形成される。さらに時間が経過すると, 逆流する鉛直領域が拡大し, 流体全域に渡って逆流が現れる。

(3) せん断力分布

図-6は, フロント背後で発達する自由水面せん断流, 及び逆流発生領域における水平せん断力鉛直分布を表わしており, それぞれ図-5の流況に対応する。両斜面勾配共, 前者は強い正の底面せん断力と境界層内に発達するせん断層の形成によって特徴付けることができる。一方, 後者において, 底面せん断力は前者と符号が逆転し, 底面から逆流境界層内で発達する正のせん断力ピークに至るまで薄い層内で鉛直方向に大きくせん断力が変化する。また, 前述した表層部に発生する逆流に起因する負のせん断層が水面下に現れ, 二つのせん断層をもつ極めて独特なせん断力分布が形成される。

図-5 同一時刻における水平流速の鉛直分布の岸沖変化；上段は自由水面せん断流となる領域 (左上: 1/15 勾配, $t = 0.462\text{s}$, 右上: 1/10 勾配, $t = 0.422\text{s}$), 下段は逆流が発生する領域 (左下: 1/15 勾配, $t = 1.09\text{s}$, 右下: 1/10 勾配, $t = 0.916\text{s}$)。

図-6 同一時刻における水平せん断力の鉛直分布の岸沖変化 (それぞれの図の時刻場所は図-5と対応する)。

4. 遡上波の力学

上述した遡上波せん断流の時空間変化の特徴から流れの力学機構を解説する。

図-7は, 遡上波のフロント位置 (赤●), 底面境界層において逆流が発生し始める位置 (緑*), そして全層が逆流を開始する位置 (青▲) を $x-t$ 座標にプロットし, 双曲型方程式の特性曲線の様にまとめたものである。

図中の赤と緑プロットで囲まれる領域Aは流体域全体が遡上方向へ向かう位相, 緑と青プロットで囲まれる領域Bは逆流する底層と遡上流れとなる上層の2層以上の構

図-7 遡上波の特性曲線 (1/15 勾配)；赤●：遡上時のフロント位置，黒×：引き波時フロント位置，緑*：底層が逆流を開始する位置，青▲：全流体域が逆流を開始する位置．領域Aでは全流体域が遡上方向へ流れる．領域Bでは底面境界層内のみ逆流し上層では遡上方向へ流れる．領域Cでは全流体域が逆流する．

造となる位相，そして青プロットと遡上波フロントの後退する位置を表わす黒×プロットで囲まれる領域Cは流体全体が逆流する位相を表わす．

この図は，遡上域全域に渡って，時間と共に空間の流れ構造が変化していることを表わしている．同一時刻Iではフロントからネックに至る遡上全域が領域Aに含まれ，遡上方向流れのみが形成されている一方，時刻IIにおいて，フロント近傍が領域Aに位置し遡上を継続しているにもかかわらず，その背後では底面での逆流が発生する（領域B）．即ち，フロント部は流体域全域が岸向き（順流）のせん断流速，その背後では底面近傍に逆流れが生じるため，同一時刻の遡上域内で底面せん断力の方向が反転する特異点が発生する極めて独特な流況が形成されることが明らかになった．さらに遡上限界となる時刻IIIでは，3つの全ての異なる流況パターンが遡上域に渡って同時に発生し，極めて独特な力学機構のもとに遡上過程が成立していることがわかる．

図-8は，全流体域が遡上する領域Aと底層が逆流する領域Bの流況の境界となる時刻II， $x=12\text{cm}$ 周辺の流速分布を表わす． $x=11.5\text{cm}$ の境界層内部の底面極近傍から逆流が発生し，沖向きに逆流れが鉛直方向に拡大していく．この逆流流速は境界層内の底面近傍が最も速く，この位置を境に底面せん断力は正から負へ逆転する（即ち歪率の方向も反転する）力学的に不安定な状態となる（図-9参照）．この明らかになった力学的特徴は，前浜侵食のメカニズムを説明する上で極めて重要なものと考えられる．

次に，勾配の異なる流況の比較から，初期遡上フィルムを放出する慣性力，境界層内にはたらくせん断力そして水面勾配と対応する圧力勾配による力学的バランスから流況の変化を説明する．図-10に示す特性曲線において，1/15勾配と大きく異なる特徴の一つは，領域Aが相対的に

図-8 $t=0.83\text{s}$ (時刻II)における流速ベクトル分布と水面形 (1/15 勾配)．

図-9 $t=0.83\text{s}$ (時刻II)における水平流速の鉛直分布 (左)と水平せん断力の鉛直分布の岸沖変化 (1/15 勾配)．

広く，領域Bが狭いことである．これは，加速して遡上方向へ流れる境界層流れと水面の勾配から決定される圧力勾配の力学的関係から逆流の発生を記述することで，説明することできる．遡上フロント部では，流体全域がほぼ一様な運動量変化（加速度）と正の圧力勾配 ($\partial p / \partial x > 0$) がバランスし，またその背後において圧力勾配，せん断力そして流れの加速に伴う慣性力がバランスする安定した自由水面せん断流が形成される．一方，境界層がフルに発達し境界層流れが準定常状態となると，発達した境界層内外で水平運動量に差が生じ，加速が継続される上層と運動量の増加率の低い境界層内では圧力勾配とのバランスが崩壊し，沖方向へ向かう逆流が発生する．1/10勾配ではその非線形性により，遡上する流体の加速度が流体全域で高く安定したせん断流が継続して発達し相対的に領域Aが占める時間帯が長くなる．一方，この安定状態は前述した波浪の汀線近傍での急峻化に伴って発生した表面張力波の合流によって大きく変化する（図-10緑プロットを参照）．

図-11は，表面張力波が先行する初期フィルム状遡上フロントに追い付き流体内部の流れパターンが急変する時刻IIにおける流速分布の空間変化を表わしている． $x > 11.0\text{cm}$ の領域では全流体域が遡上方向に流れるせん断流，それより沖側では1/15勾配で確認されたと同様に底面近傍から逆流が発生し（図-11上），数mmに渡る境界層全域に渡る逆流層が形成されているのがわかる（図-11中）．この逆流が発生する（せん断力の方向が逆転する）地点 ($x \sim 11.0\text{cm}$) では，水位勾配が逆転し，沖側では正の水位勾配，即ち沖側へ傾斜する正の圧力勾配が現れていることが観察できる．この沖向きの圧力勾配は流体

図-10 遡上波の特性曲線 (1/10 勾配); それぞれのプロット, 領域は図-7を参照.

域全体に一樣に作用するが, 相対的に慣性力の小さい (運動量変化の小さい) 境界層内で沖へ向かう流れが誘発される. 同等の水面勾配となるその背後域ではさらに逆流は発達するが (図-11中), 水面勾配が低下する $x \sim 5.0 - 6.0$ cm では逆流がなくなり再度全域が遡上方向へ向かうせん断流へと回復する (図-11下). つまり, この地点で再度底面せん断力及び底面近傍の歪率の向きが逆転する特異点が発生することになる (図-12).

海岸の前浜や津波の遡上で観察される局所侵食は, 薄い遡上流体中にもかかわらず発達する強いせん断力だけでなく, 境界層の発達と水面の局所変動に敏感に応答して発生し, 流体の引っ張り及び収縮を伴う力学的に不安定な特異点の出現により促進されている可能性がある.

5. 結論

一連の遡上過程において, 遡上波下の流況は時空間的に大きく変動する. 汀線近傍で急峻化した波面はその圧力勾配によって放出され斜面遡上を開始すると同時に, 高曲率となった波頂において表面張力波が形成される. 遡上波フロントは表面張力波より高速で進行し先行して遡上する. フロント直下では, 底面近傍においても相対的に速い水平流速をもち, 流速鉛直勾配が小さい特徴をもつ. 即ち, この領域では境界層が十分に発達しておらず, 底面の極近傍でのみ強いせん断力が発生する. 遡上の進行に伴い境界層厚が増大し, 典型的な自由水面せん断流へと遷移し, 底面から 1-2mm の位置に明確なせん断層が発生する.

遡上波の背後で境界層を通じた遡上波独特の逆流が発生することが明らかになった. 遡上波下では逆流する鉛直領域が冲向きに増加し, さらに背後では流体域全層に渡って逆流が現れる. 即ち, フロント部は流体域全域が岸向きのせん断流速, その背後では底面近傍に逆流域が生じ, さらに背後では流体全域に渡る戻り流れとなり, 遡

図-11 $t = 0.66$ s (時刻II) における流速ベクトル分布と水面形 (1/10 勾配); 上, 中, 下は沖へ向かう連続した空間分布示す.

図-12 $t = 0.66$ s (時刻II) における水平流速の鉛直分布 (左) と水平せん断力の鉛直分布の岸沖変化 (1/10 勾配).

上域内で底面せん断力の方向が反転する. さらに境界層内の逆流が進行するに従い, 水面表層にも逆流層が出現し, 底面及び水面近傍に2つのせん断層が形成される極めて独特な流況となる.

この逆流は, 局所水面勾配と境界層内の慣性力の低下に起因することを本論文で結論付ける. 即ち, 遡上波先端から離れた領域では, 発達した境界層内外で水平運動量に差が生じ, 加速が継続される上層と運動量の増加率の低い境界層内では局所圧力勾配とのバランスが崩壊し, 沖方向へ向かう逆流並びに底面せん断力の方向が逆転する特異点が発生する.

参考文献

Synolakis C. M. (1987): The runup of solitary waves, J. Fluid Mech., 185, pp. 523-545.