

波と流れが複合した場に行けるリップル

大阪大学理学部 増田富士雄・横川美和

単一の営力のみが作用した場合とそれらが複合して作用の場合では、産み出される形がまるで異なってしまうという例を示そう。

自然界での水流を、河川での流れのような一方向流と、波のような振動流とに分けることがある。流れや波が発生すると川底や海底が砂である場合、その表面に規則正しい小型のうねり地形ができる。その地形はリップル（リップル・マーク、漣痕、砂漣）と呼ばれる。一方向流でつくられたものがカレント・リップルで、振動流でつくられたものがウェーブ・リップルである。両者はその形態や内部構造が異なることから区別されてきた。リップルが地層に記録されていることは多い（増田・牧野、1987）。これまで、地層に残されたリップルの痕跡は形態からどちらかに区別されてきた。

最近になって、水深数10mより浅い海底では嵐の時に大きな波が発生すると同時に、海底付近では沖に向かう流れが発生することが地層の研究から期待されるようになった。そのような場では波と流れが複合した流れ、複合流（combined-flow）が発生すると考えられる。暴浪時に沖向の流れを実際に観測した例はまだない。それは浅海での暴浪時の観測が非常に困難であることによる。また、複合流は一方向流である潮流と波浪が複合するような場でも発生する。こうした複合流がつくるリップル（複合流リップル）はその形態や内部構造の特徴などが詳しく記述されることもなかったため、これまではウェーブ・リップルと混同され、一括されてきた。

複合流リップルを実験でつくったのはHarms(1969)であった。その実験装置は長さ61m、幅2.44m、深さ1.22mの循環水路に、大型の送風装置で上流側から下流側の水面に波をおこしている。その後、Arnott and Southard(1990)は長さ15m、幅40cm、深さ26cmのU字型の閉鎖管で、複合流リップルをつくっている。Harms(1969)の実験は嵐の時の浅海底や潮汐流が波と複合する場などでの複合流の設定と異なっているし、Arnott and Southard(1990)の閉鎖管での実験は、その目的が高エネルギー領域でのベッドフォームの形成にあり、水粒子の円運動から発生する真の意味での振動流ではない。そこで、増田・横川(1993)、Masuda and Yokokawa(1993)は新しく製作した造波装置付き循環水路で、一方向流と波を互いに反対方向あるいは同じ方向から与えて複合流リップルをつくった。ここではこの実験でつくられた複合流リップルの形態の特徴と、その形成過程（Yokokawa et al., 1995）を述べ、地層にも過去の複合流リップルが多くみられることを示す。

実験装置は、大阪大学理学部宇宙地球科学科につくられたもので、長さ10m、幅20cm、深さ50cmの水路で、循環装置とプランジャー型の造波装置がついており、底面に敷いた砂床形の変化を側面のガラス窓から観察できる。実験は水平にならした砂床の状態から始め、ほぼ定常的になったと考えられる状態で、砂床中央部でのベッドフォームの形態や水理条件を観察・測定した。振動流の流速は、観測した波の周期・波高・波長と水深

から計算して求めた。また、一方向流は底面からおおよそ数cm上の流速を、水とほぼ同じ比重のポリエチレン粒子をトレーサーとして測った結果から求めた。砂は粒径0.06mm（粗粒シルト）、0.18mm（細粒砂）、0.29mm（中粒砂）を用いた。

リップルの形態には振動流と一方向流の流速の違いがどのように影響するかを、細粒砂での実験結果で示そう（図1）。純粋な振動流によるいわゆるウェーブ・リップルでは、一方向流によるカレント・リップルよりも対称性がよく、波長／波高比が小さいことはよく知られている（Reineck and Sign, 1980）。この実験でもウェーブ・リップルは対称度が高い。また、その谷部は丸みをおび、斜面部はわずかながら下に凸で、峰は尖っている（図1a）。一方、カレント・リップルは非対称性が強く、上流側の斜面の長さは下流側の3倍以上になる（図1e）。下流側のフォーセット面は直線的である。一方向流速が振動流速よりも小さい場合にできる複合流リップルの形は、ウェーブ・リップルと似ておりほとんど区別ができないものが多いが、両側の斜面の形がやや上に凸のものが現われる（図1b）。一方向流速が振動流速を上まわると、複合流リップルは特有の形態を示すようになる。その顕著な特徴とは、複合流リップルの上流側の斜面も下流側の斜面も上に凸で、峰が丸いことである（図1c）。また、リップルの谷部はウェーブリップルと同じように下に凸の丸い形態を示し、対称度もよい。一方向流速がさらに大きくなると、複合流リップルの形態はカレント・リップルに近くなって非対称的となるが、形態が丸いという特徴は変わらずに現われる（図1d）。一般に、複合流リップルの丸さは振動流の流速が減少すると大きくなり、リップルの対称度は一方向流速が増加すると悪くなり、形が非対称となる。

粒径を変えた実験でも、以上述べた流速に対する複合流リップルの形態変化は同じ傾向を示す。中粒砂の複合流リップルとカレント・リップルの波長は、細粒砂のものの約2.5倍と大きい。一方、粗粒シルトの複合流リップルの波長は、細粒砂のものの90%程度と、やや小さい。また、リップルがつくられるまでの時間は、中粒砂の実験では細粒砂の場合の3倍程度の長さが必要である。

振動流の伝播方向と一方向流の流向が正反対の場合の実験であったが、同じ方向からの実験でも、ほぼ同じ結論であった。この場合のリップルの断面形態では上流側の斜面がやや長くなり、非対称性が強くなる傾向がある。

重要なことは、水理条件や構成物質の粒径が違っても、複合流リップルの波長／波高比や対称度などは変わるが、リップルの峰部が丸いという特徴は変わらないということである。

複合流リップル形成時での砂粒子の動きを観察すると、図2のような過程を繰り返すことがわかった（Yokokawa et al., 1995）。

(1) 振動流と一方向流が同時に作用することによって、リップルのリーサイド側にだけ渦が生じ、複合流リップルの特徴である丸い形ができる。

(2) この渦はトラフ部および下流側の砂を侵食して巻き上げる。ここまではウェーブ・リップルの場合と同じである。しかし、巻き上げられた後の砂の動きはウェーブ・

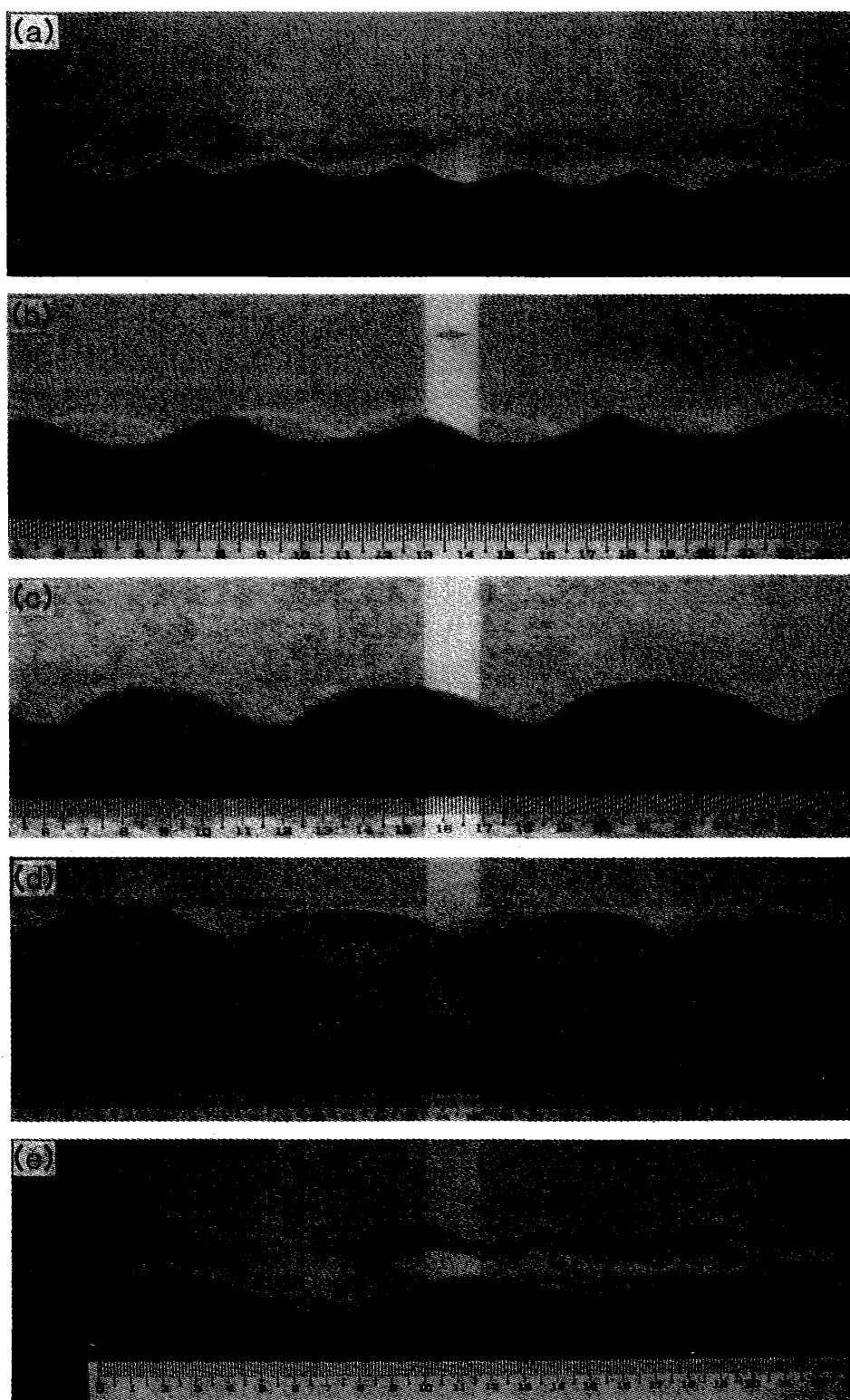


図1 一方向流と振動流の流速による断面形の違い. (a)はウェーブ・リップル, (b)(c)(d)は複合流リップル, (e)はカレント・リップル. U_o は振動流速, U_u は一方向流速. (a) $U_o=26.1$ cm/s, (b) $U_o=19.0$ cm/s and $U_u=7.45$ cm/s, (c) $U_o=7.7$ cm/s and $U_u=19.2$ cm/s, (d) $U_o=8.3$ cm/s and $U_u=23.7$ cm/s, (e) $U_u=28.2$ cm/s. 砂の粒径は0.18mm. 一方向流の方向は右から左, 振動流の伝播方向は左から右.

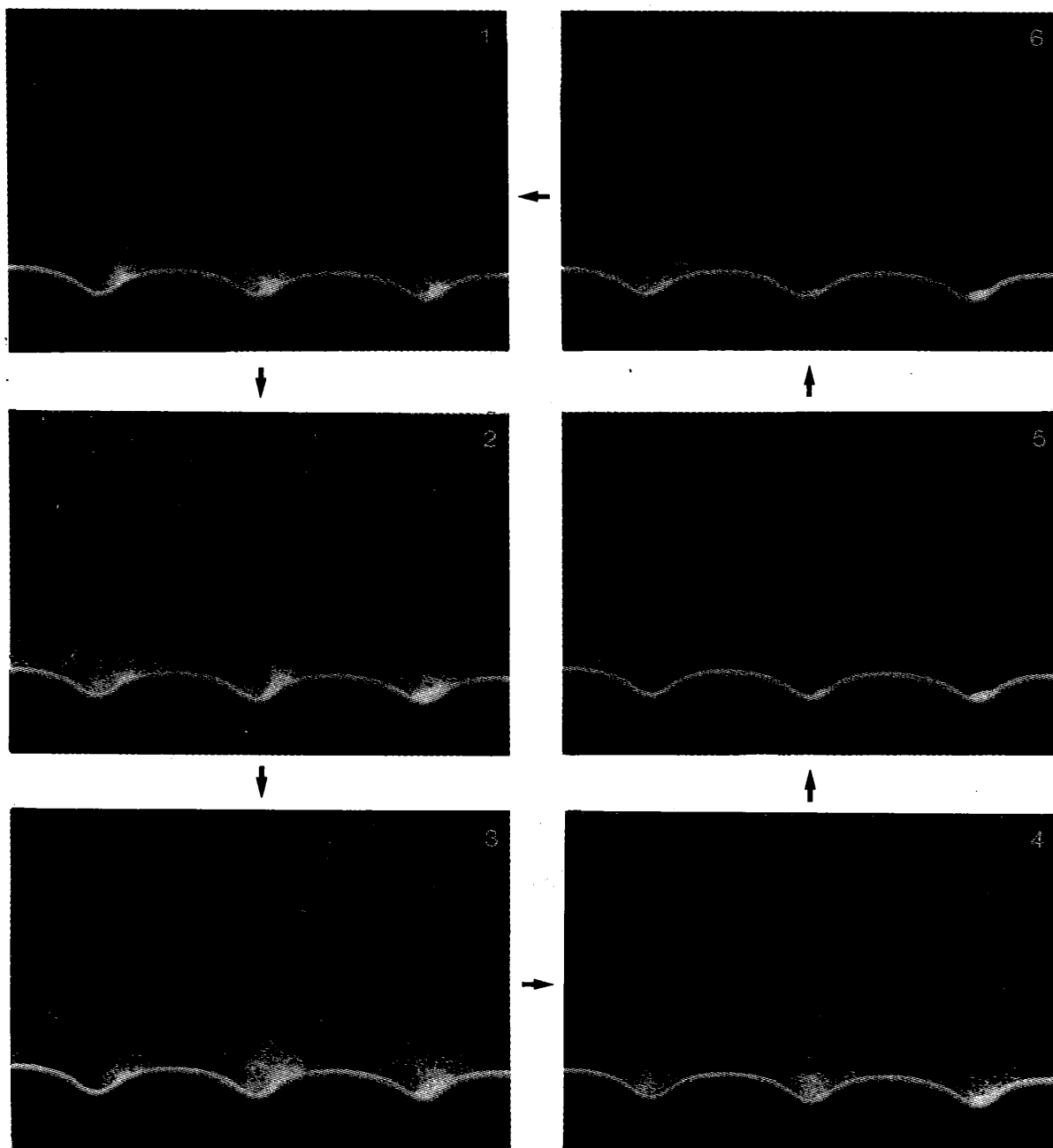


図2 複合流リップル形成時における砂の動き（振動流成分の1周期分）。細い矢印は、水の動きを示し、矢印の長さは相対的な流速を表す。写真の横幅は20cm。

リップルの場合と異なり、斜面の下部から上部へと順次落下して堆積するので、下流側斜面が上に凸の丸い形になる。特にその斜面上部では、渦が一方向流に押し戻されて壊れるので、大部分の砂がそこに落下する（図2-1～3）。

（3）峰部から剥離した流れは、トラフ上で振動流による次の渦に巻き込まれる（図2-4）ので、カレント・リップルのように下流側のリップルの上流側斜面に衝突してそこを侵食することがない。このためその斜面も上に凸の丸い形のまま残る。

（4）振動流速が一方向流速に対して相対的に大きくなると、渦が峰部を越えてから押し戻されるので、下流側斜面の上部は渦によって侵食されたまま残される。この場合、峰は比較的尖った形になる。

（5）複合流リップルの形は、振動流と一方向流の流速の違いによって変わることはすでに述べた。特に、丸さの程度は、振動流速によって決まる。このことは上の（4）によって説明できる。

（6）振動流の伝播方向と一方向流の流下方向が同じ場合も逆の場合も、上に述べた砂の動きは基本的に同じである。

地層でこれまでウェーブ・リップルと報告されているものをチェックし直してみると、実験でつくった複合流リップルと同じ丸い形態のものが数多くみられることがわかった。例えば、図3aは茨城県出島村崎浜の約12万年前の内湾底堆積物にみられるリップル、図3bは京都府相楽郡精華町の約100万年前の潮下帯における潮汐堆積物にみられるリップルで、いずれも、複合流リップルの特徴的な形態を示している。地層で複合流リップルが識別できると、その地層がどのような環境で堆積したかを推定したり、嵐の時に堆積した地層を特定できることになる。そして、なによりも、地層のリップルから古水理条件を推定する研究（例えば、Komar, 1974; Clifton and Dingler, 1984; 増田・牧野, 1987; 増田・中山, 1988; 横川ほか, 1992）では、その識別なくしては誤った結果を求めてしまうことになる。

文献

- ARNOTT, R. W. and SOUTHARD, J. B., 1990: Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Jour. Sed. Petrol.*, 60, 211-219.
- CLIFTON, H. E. and DINGLER, J. R., 1984: Wave-formed structures and paleoenvironmental reconstruction. *Mar. Geol.*, 60, 165-198.
- HARMS, J. C., 1969: Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 80, 363-396.
- KOMAR, P. D., 1974: Oscillatory ripple marks and the evaluation of ancient wave conditions and environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 44, 169-180.
- 増田富士雄・牧野泰彦, 1987: 古東京湾のウェーブリップル形成の古波浪条件. 地学雑, 96, 23-45.
- 増田富士雄・中山尚美, 1988: 古潮流速の算定. 堆積学会研究会報, 24, 1-8.

MASUDA, F. and YOKOKAWA, M., 1993 : Combined-flow ripples produced by flume experiments. *Sci. Repts, College of General Educ., Osaka Univ.*, 41, 1-13.

REINECK, H. E. and SINGH, I. B., 1980 : *Depositional Sedimentary Environments*, 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin, 549p.

TANNER, W. F., 1967 : Ripplemark indices and their uses. *Sedimentology*, 9, 89-104.

横川美和・増田富士雄・坂本隆彦, 1992 : 大阪層群のウェーブリップルから推定した波浪条件. 堆積学会報, 37, 43-52.

YOKOKAWA, M., MASUDA, F. and ENDO, N., 1995 : Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Jour. Sedimentary Research*, 65 (in-press).

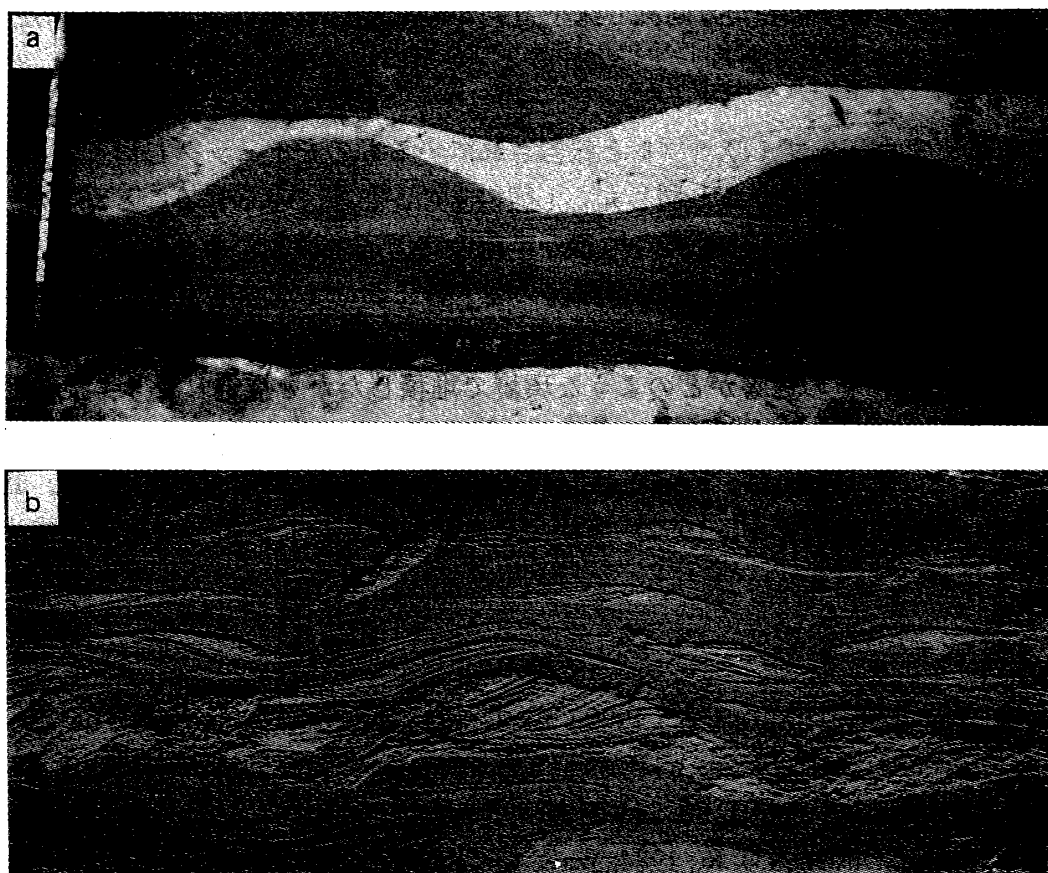


図3 地層にみられる複合流リップル. aは茨城県出島村崎浜の約12万年前の内湾底堆積物にみられる細粒砂のリップルで, 粘土層(白色部)におおわれる. スケールは鉛筆(長さ約15cm). bは京都府相楽郡精華町の約100万年前の潮汐堆積物にみられる極細粒砂のリップルで, 粘土層に挟まれる. 写真右下のピンは直径8mm.