シリーズ解説：最近の地質学の発展

ダイナミック地層学

——古東京湾域の堆積相解析から——

(その2 発展編)

増田 富士雄*

Dynamic stratigraphy

——Facies analysis in Paleo-Tokyo Bay area——

(Part 2)

Fujio MASUDA

1. はじめに

この論文は、古東京湾域の堆積相解析の研究成果に基づいて、ダイナミック地層学を紹介している。前号に掲載された「その1 基礎編」に続く「その2 発展編」である。「その1」に連続する論文として読んでいただきたい。「その1」では、堆積相解析法と堆積システムについて述べた。この「その2」では、地層への堆積構造の保存、形成時間の解説、地層を構成する“もの”と“かたち”について考えてみる。

2. 移動するものが地層にどうして残されたのか？

堆積構造の形成過程が説明できても、地層にどうして残されたか説明できない場合が多い。絶えず移動したり、変化したりするものが地層に残されている例を示す。

(1) 地層に残るウェーブリップル

〔ウェーブリップル〕 図-1aは、茨城県潮来町の下総層群の含礫砂層に見られる厚さ2~15cmの波状の粘土層である。粘土層の下位の砂層の形態は、ウェーブリップル(砂漣)と呼ばれる砂のうねり構造である。ウェーブリップルは波によってつくられた堆積構造である。一方向の流れでできるカレントリップル(増田, 1988, 「その1」の図-2b参照)とは、形態や内部構造で区別でき

る。ウェーブリップルは普通、対称度が良く波長に対して波高が高い。また、不規則なアーチ状の基底面、ある幅の葉理がいっしょに作られたような構造、葉理同士が峰部で交互に山型に交わる構造、葉理が峰から谷を越えて隣の翼部で収れんする構造などが、ウェーブリップルの特徴である(図-1b)、詳細は牧野・増田^{1,2)}にある。

〔リップルの変化〕 砂質の浅海底におけるウェーブリップルは、岸から沖に向かって、小起伏平行型、半月型、斜交型、不規則平行型、平行型へと変化して配列している^{3,4)}。これは波が海底堆積物に与える効果が、水深で異なる結果である。したがって、波の条件が変わると、リップル形態の配列は平行移動する。例えば、それまで平行型ができていた所に斜交型ができたりする。普通、波による海底での振動流は岸向きと沖向きで強さが違うので、砂の移動が起こりリップルが移動する。波が静かになると海底に届かず、砂が移動しなくなりリップルは動きを止め、底棲生物の活動で破壊される。

不思議なことに、このように変化するウェーブリップルが、地層に記録されているのである。

〔ウェーブリップルをおおう粘土層〕 古東京湾の堆積物に見られるウェーブリップルの産状の特徴は、ほとんどの場合、ウェーブリップルを均質な粘土層がおおっていることである²⁾。特に、波長1~1.5mにもおよぶ大型のウェーブリップル(図-1c, d)は、例外なく数十cmの粘土層でおおわれている^{2),5)}。リップルの最上部が極細

* 筑波大学地球科学系

図-1 古東京湾のウェーブリップル。a：細礫層の潮流口堆積物中に見られる細～中粒砂からなるウェーブリップル。白色部はリップルをおおった粘土層。茨城県潮来町。鎌の長さは約30cm。b：外浜の沿岸砂州堆積物中に認められる細粒砂からなるウェーブリップル。ウェーブリップルに特有な堆積構造がよく発達している。鎌の長さは約4cm。c, d：前浜付近の堆積物に見られるメガリップル。dはcのスケッチ。波長150～200cm、波高約20cmで、細礫～極粗粒砂からなり、上部は50～80cmの粘土層におおわれる。矢印はフォーセット葉理から求めたリップルの前進方向。

粒砂や粗いシルトからなる場合には、粘土層へリップル形態を示しながら漸移している。これは粘土層の堆積がリップル形成に引き続いて起こったことを示している。また、リップルの下位は連続して、より強い波でできたと考えられる平行葉理やハンモック状斜交層理（増田，1988，「その1」の図-5参照）が発達し、基底は侵食面を示す。侵食面からリップルまでの部分も、暴浪で形成された一連の堆積物，すなわちストーム堆積物である^{1),6)}。

〔暴浪と洪水流〕 ウェーブリップルをもったストー

ム堆積物と上位の粘土層の堆積は次のように説明できる。

大波に伴って発生した沖への流れで浅海底は侵食され、波がややおさまると海底の砂は振動流で大きく移動してハンモック状斜交層理をつくる。さらに波が小さくなると、表面の砂だけが移動してリップルをつくる。地層中のウェーブリップルから波浪条件（波高，周期，波長など）が推定されており⁷⁾，それからストーム後のおさまった程度の波でリップルが形成されたことが示されている。リップルが形成されていたこの時期，ストームに伴って発生した洪水流が遅れて河川から海域に流入してくる。洪水流に含まれる多量の浮遊粘土は，海に入ると急激に沈澱して粘土層となり，そこで活動的に変化していたリップルをおおって，その形態を保存したのである。粘土物質は淡水から海水に入るとイオン化して，コロイド状の大きな集合体の中性粒子となって急激に沈澱する（flocculation）。しかし，大部分の粘土は，再び波の作用で沖に浮遊していくが，いったん沈積すると表面が滑らかになるので乱れが少なくなり，その上，粒子間の結合力も増して移動しにくくなる。そこで，粘土の一部が残っているうちに，上に砂が移動してくると，粘土層としてトラップされ，その結果リップルが記録されるのである。造波水槽で，ウェーブリップルをつくり，上に粘土層を沈積させ，さらにその直後に砂層の上に堆積させて，地層で観察される現象を再現させた研究⁸⁾も，この説明を支持している。

〔ウェーブリップルが残る条件〕 数m以浅の堆積物には，粘土層におおわれないウェーブリップルがまれに残されている⁹⁾。潮汐低地のウェーブリップルはほとんど生物活動で破壊され，それらしい形跡がわかる程度であるが，粘土層におおわれたものは良く保存されている⁷⁾。粘土層が生物活動からリップルを保護している。

ウェーブリップルが地層に残るには，洪水流に由来する粘土層の沈積が必要である。それにはリップル形成時に洪水流が流れ込む必要があり，適当な河川の流域長のほか，古東京湾というやや閉鎖した海域が都合よい^{6),9)}。暴浪がおさまってリップルができて，その直後に再びストームが来たら，できたリップルが壊されて再び平滑床になってしまう。ストームがやってきて，その後しばらく静かな天気が続く必要もある。また，洪水によって多量の浮遊土砂が運び込まれるには，風化物質の生産が十分行われる期間が洪水の前に必要となろう。このようにリップルができる過程は，波の発生という日常良く見かける現象で説明できるが，ストーム堆積物に伴ってリップルが残されていることは，日常的なストームによ

図-2 沿岸砂州と移動。a：砂州海岸の地形。b：茨城県那珂海岸での内側砂州の岸側移動¹²⁾。砂州が1日に2～3 m、最高11.5 mも移動したのが観察されている。

る大波の発生だけでなく、洪水流がタイミング良く流入するという、かなり限られた気象条件や地理条件が、リップル保存に重要であったに違いない。

(2) 地層中の沿岸砂州堆積物

〔沿岸砂州〕 砂浜のすぐ沖で波が砕ける下は浅くなっている。これは海岸に平行する高さ数 m 以下の細長い高まり地形で、沿岸砂州 (Longshore bars) と呼ばれる (図-2 a)。砂州は1列か2列のことが多く、それ以上の場合もある。砂が豊富で波が大きい海岸では、砂州の規模も大きく、数も多い。砂州と海岸線との間は砂州低地とかトラフと呼ばれる細長い凹地が存在する。砂州は非対称な断面を示し、陸側に急傾斜し海側に緩傾斜する。

〔古東京湾の沿岸砂州堆積物〕 古東京湾の堆積物には、厚さ2～6 mの平行葉理やくさび状葉理の良く発達した細粒砂層 (図-3) が多く見られる。この砂層には、下位から上位に、トラフ型斜交層理部、平行層理・低角くさび状層理部、リップル葉理部からなる厚さ3 m以下、普通1～2 mのユニットが認められる (図-4)。ユ

図-3 沿岸砂州堆積物。低角くさび状斜交層理の発達した細～極細粒砂層。茨城県牛久市弘化新田。スケールはともに10 cm。a：トラフ型斜交葉理が見られる。b：下部の右下から左上の線は脱水作用に伴う構造、白色粒子はパミス粒。

ニットの基底は侵食面で、粘土礫、細礫、貝殻、パミス粒を残留底質物として含む。上部は上位のユニットにより侵食欠如することが多い。くさび状層理部は10度以上傾く葉理と、それと反対方向に数度傾く葉理からなる。構成する砂は分級が良く、中粒砂または細粒砂からなる。

この砂層は沿岸砂州堆積物の特徴^{9),10)}を示している。ユニットは砂州本体の構造に対応し、その厚さは砂州の比高を示し、比高から古水深が推定できる¹¹⁾。

〔地層に残る沿岸砂州の形態〕 茨城県牛久市では砂州の形態が地層に残っている珍しい例が見られる (図-5)。それは上に凸の楕状をした厚さ1.8 m程のひとつのユニットからなる砂州堆積物である。

〔移動する沿岸砂州〕 砂州堆積物が地層に残されていることに驚くのは、沿岸砂州が1日に10 mも動くことを知っているからである。

沿岸砂州は大波で沖に移動する。波がおさまるにつれてこんどは岸側へ移動してくる。さらに静かな波が続くと、砂州はついには海岸に着いて乗り上げる。この過程

図-4 沿岸砂州堆積物のスケッチ。下位から上位に、トラフ型斜交層理部、平行層理・低角くさび状層理部、リップル・トラフ型斜交層理部からなるユニットが認められる。ユニットの基底は侵食面で、粘土礫、細礫、貝殻、パミス粒を残留物として含む。ユニットの高さは砂州の比高の近似値となり、この値から古水深が推定できる。a：牛久市弘化新田。b：桜川村清水。c：新利根村谷中。

図-5 地層に残された沿岸砂州の形態。牛久市正直。
a：露頭写真。b：スケッチ。点部分は砂州堆積物の細～中粒砂層で、T部は砂州低地埋積物の砂泥互層。

で大波が来ると、砂州は沖側に動いてしまう。こうして岸側へ、また沖側へと砂州は絶えず移動する。砂州の岸向きの平均移動速度は(1～数m)/日であり、茨城県那珂海岸での観測例¹²⁾(図-2 b)では、1日に2～3m、最高11.5mにもなる。

古東京湾の堆積物からは2段の砂州の存在が推定されている¹¹⁾。上で述べたのは最も岸近くの砂州の動きで、な

ぜこのように早く移動する砂州が地層に残るか説明できていない。

(3) 地層がなぜ残るか

堆積相解析によって、沿岸砂州堆積物であることがわかるようになった。しかし、この堆積物からなる地層がどうして残されたのかという、地層学の本質ともいえる問題が解決できていない。蛇行河川や三角州などの堆積体システムが前進して形成されるようなオーダーでの、地層形成は説明できるが、沿岸砂州堆積物の例のような、より具体的な過程についての説明はできていない。堆積物が地層に記録される過程は、良く理解できているとはいえない。すでに述べたウェブリップルの保存過程は、具体的に説明できた数少ない例である。

地層には、私たちが日常経験できる作用で堆積したものがみられるが、それが地層に保存されるには特殊な条件が必要なのかもしれない。ストーム堆積物が沖合に多いのは、普段波が作用する場より深い場にそれが運び込まれたから残っているに違いないが、その過程はわかっていない。ほとんどがストーム堆積物からなる地層を見て、その時代はストームが激しかったという説明をする間違いを笑えない現状である。

3. 地層から読み取る形成日数

地層から形成日数を読み取れる場合があることが、最近になってわかってきた。私たちが日常経験する時間で地層をとらえることは、まさに新しい地層観につながる¹³⁾。

(1) 潮汐流がつくった斜交層理

〔不連続面をもった斜交層理〕 茨城県北浦村の下総層群には、高さ1.1m、長さ約22mの連続した斜交層理が見られる(図-6)。これはヘリンボーン構造を示す潮汐堆積物に含まれる¹⁴⁾。この斜交層理は、図-6で右から左

図-6 潮汐流によって形成された斜交層理。茨城県行方郡北浦村内宿。A：斜交層理の模式図。1～19の各部分は1回の干満で形成された部分。この高さ約1.1m、長さ約22mのひと続きの斜交層理は、およそ9日半で形成したものである。B、C：Aの一部のスケッチ（縦横等スケール）。斜交層理はフォーセットが良く発達する。Pは図-7のスケッチ位置。

図-7 上げ潮流と引き潮流の変化を記録した堆積構造。茨城県北浦村内宿の斜交層理（図-6のP）。左に傾く斜交層理のフォーセット面と反対のフォーセット面（古流向参照）をもった、リップル群からなる薄い層が挟まれる。古地理から斜交層理は上げ潮流、リップル葉理は引き潮流で形成されたことがわかる。

（東から西）へ前進したものである。全体は不連続面で19の部分に区別できる。不連続面は侵食面で、直上に、斜交層理とは逆方向に傾いたフォーセットをもったリップル葉理からなる部分がある（図-7）。これは、西への流れで発達していた斜交層理の形成が一時停止し、反対に弱い東への流れによって斜交層理の前面が侵食し、リップルが形成され、再び、西への強い流れによって斜交層理がつくられていったことを示している。東から西への流れは、当時の太平洋から古東京湾内への上げ潮流であるから、斜交層理は上げ潮時に大きく前進し、引き潮時には不連続面付近の狭い部分を形成したにすぎない。すなわち、不連続面で区切られたひとつの部分は、1回の上げ潮と引き潮（干満）を記録している。一般には干満

は約1日（24時間50分）に2回起こる（1日2回潮）から、隣り合う不連続面の間の部分は約12時間25分を記録しており、長さ22mの斜交層理全体は19回の干満（約9日間）で形成されたことになる。また、斜交層理が次第に高くなるのは、満潮位が次第に高くなる小潮から大潮にかけてつくられたことを示している¹⁴⁾。

〔マッドドレイプをもった斜交層理〕 千葉県八日市場市の下総層群には、潮汐流堆積物の示相堆積構造であるヘリンボーン構造を示す斜交層理が見られる（増田，1988，「その1」の図-4参照）。そのフォーセット面にはマッドドレイプ（Mud drape）と呼ばれる数mm以下の薄い泥層が認められる（図-8）。これは浮遊泥が多い場での潮汐堆積物に特有な構造である¹⁵⁾。斜交層理は卓越流

図-8 マッドドレイブ。千葉県八日市場市飯倉新田。フォーセット葉理をおおう薄い泥層(白色層)のマッドドレイブは、停潮時に浮遊物質が沈積したものである。隣り合うマッドドレイブの間は1回の干満を示す。増田(1988)「その1」の図-3の一部。

(この場合上げ潮流)で形成され、マッドドレイブは停潮時に浮遊泥が沈積したものである。マッドドレイブの中にごく薄い砂層や反対の古流向を示すリップルが挟まれていることがある。これは従属流によるわずかな堆積を示している。したがって、隣り合うマッドドレイブの間は、1回の干満、すなわち、およそ12時間25分で形成された部分である。

〔大潮・小潮周期〕 マッドドレイブ間隔には、周期的な変化が認められ、幅が27枚ごとに変化している^{16),17)}(図-9)。この周期を大潮・小潮(Neap-Spring)周期に対応させることができる^{15),18),19)}。大潮時は小潮時に比べて潮流のエネルギーが大きいので、相対的に多量の物質が移動する。そこで大潮時にはフォーセット葉理の数が多い幅の広い部分ができ、反対に小潮時には幅の狭い部分ができる。最も幅の狭い部分(小潮時)同士の間は、1回の大潮・小潮周期の13.6日で形成されたことになる。生物活動などで壊されてマッドドレイブ間隔が連続して測定できなくても、マッドドレイブの粗密から大潮と小潮の堆積物は識別できる。例えば、マッドドレイブの粗密から、図-10に示した高さ約20cm、長さ約2.2mのひと続きの斜交層理が、3回の大潮と2回の小潮(約1ヶ月

図-9 マッドドレイブ間隔の変動と潮汐パターン。上は1980年1～2月の銚子における潮位変化。下は八日市場市で見られる潮汐堆積物の斜交層理のマッドドレイブ間隔の変化。横軸は測定数、縦軸はマッドドレイブ間隔。間隔の広い(堆積物が多く運ばれた)部分は掃流力の大きい大潮時にあたる。測定した斜交層理は古流向から上げ潮流によって形成されたものであることがわかっている。大潮から次の大潮まで13.6日の間に約27回の上げ潮時期があり、それがマッドドレイブ間隔の変化周期に一致している。

間)の堆積物であることがわかる。

〔日潮不等の潮汐パターン〕 図-9のマッドドレイブ間隔は1枚おきに幅が狭くなっている。これは1日2回潮のうち、潮差が1回は大きく1回は小さい日潮不等(Diurnal inequality)で、潮流の流速が1回おきに小さかったからである。古東京湾の潮汐パターンは、現在の九十九里浜や鹿島灘沿岸と同じ日潮不等であったのである。

この他、潮汐流による斜交層理からは、古流速¹⁶⁾、地球回転の変化¹⁷⁾、潮位変化¹⁴⁾等を読み取ることができる。

(2) 上げ潮・引き潮時の海浜堆積物

〔海浜堆積物〕 海水準が低下すると古東京湾が縮小して、縁辺部や高まりの地域が陸化し始め、そこに海浜

図-10 ひとつの斜交層理内でのマッドドレイブ。八日市場市。マッドドレイブの密な部分は小潮時に、粗な部分は大潮時に形成された。大潮・小潮周期は約半月であるから、この高さ約20cm、長さ約2.2mのひと続きの斜交層理が1ヶ月程で形成されたことになる。

図-11 海浜の前浜堆積物。平行葉理が発達した砂鉄質の砂層が特徴。a：現世の前浜堆積物。下部に細礫層が見られる。茨城県鹿島郡大野村荒野海岸。b：更新統の前浜堆積物。現世の堆積物（a）と良く似る。スケールは5 cm。

が発達した。海浜堆積物は砂鉄質の平行葉理が発達する特徴的な岩相で（図-11），潮間帯に生息するヒメスナホリムシと呼ばれる特異な生痕化石²⁰⁾を含むので容易に認定できる。この平行葉理は海浜の地形面にほぼ平行なので，平行葉理の傾く方向を調べれば当時の海岸線の方向を知ることができる^{21)~23)}。

〔上げ潮・引き潮堆積物〕 横川・増田²⁴⁾は，現世の波打ち際の堆積物の粒子配列が上げ潮（Flow）と引き潮（Ebb）時で異なることを見出した。すなわち，上げ潮時に

図-12 地層の海浜堆積物から識別できる上げ潮と引き潮堆積物。砂粒子のインブリケーションが引き潮時には陸側に，上げ潮時には海側に多く傾き，干潮や満潮時には細粒層ができることを利用，約8 cmが2回半の干満（約32時間）で堆積したことになる。茨城県土浦市今泉。

は寄せ波に影響されて海側に傾いて並んだインブリケーション（Imbrication）を示す粒子が，引き潮時には返し波に影響されて陸側に傾いた粒子が多い層が，また，上げ始めは攪拌・分離により細粒の層が形成される。この現象を地層の海浜堆積物に適用すると，上げ潮・引き潮堆積物が識別できる。

図-12は茨城県土浦市の下総層群の海浜堆積物の粒子配列の解析例²³⁾である。厚さ約8.5cmの部分から3回の引き潮と2回の上げ潮の堆積物が識別でき，この部分が約32時間で堆積したことがわかる。茨城県玉造町の例²¹⁾では，13cmが6回の干満（約70時間）で堆積したことがわかり，その堆積物がひとつおきに厚く，日潮不等の潮汐パターンを反映していた。

4. 地層を構成する“もの”

地層を“もの”と“かたち”で認識することが重要である。“かたち”を重視した従来の研究とは異なる面を，“もの”の研究は語ってくれる。

(1) 茨城県牛堀町の下総層群の礫と砂

〔潮汐流堆積物の砂礫組成〕 茨城県牛堀町の潮汐流堆積物^{25),26)}には，中～細礫が砂層に含まれる。礫種は安山岩，流紋岩，凝灰岩などの火山岩，片岩，ホルンフェルスなどの変成岩，砂岩，頁岩，チャートなどの堆積岩である²⁷⁾（図-13）。また，砂を攪乱せず固定し²⁸⁾，薄片で分析した結果，砂は石質ワッケであった。

〔礫と砂の起源〕 起源が特定できる礫は，20%程含まれる硬く円磨度のやや良い流紋岩（溶結凝灰岩）で，

図-13 潮流口堆積物の礫分析。礫種、円磨度、礫径、球形度。茨城県行方郡牛堀町。

奥日光の白亜系に由来する。凝灰岩と流紋岩（未溶結凝灰岩）は併せて20%強含まれ、栃木県や茨城県北部の中新統のグリーンタフに由来すると思われる。8%ほど含まれる安山岩や石英安山岩は円磨度が良く、男体山や赤城山など北関東の第四紀の火山に由来すると考えられる。40%ほど含まれる円磨度の低いチャートや円磨度の良い頁岩は、足尾山地、八溝山地や関東山地などの中生界に起源を求められる。2%ほど含まれる片岩は阿武隈山地や関東山地に分布するものが考えられる。

この礫種と礫形と産出頻度からすると、日光山地から流れる鬼怒川や、足尾山地からの秋山川や渡良瀬川の現在の河床礫²⁹⁾のうち、軟らかいまたは破壊し易い砂岩や火山岩などが欠け、硬いものが選択的に残ったと考えられる（図-14）。すなわち、礫は足尾山地、日光山地、八溝山地に由来するといえる。広い範囲に分布する鬼怒川系の第三紀の堆積岩や筑波山塊の花崗岩類の礫が含まれないのは、それらがこの地域に来るまでに破壊され、礫として残らなかったからである。筑波山塊の変成岩の礫と考えられるものはごくわずかに発見されるので、そこから“もの”が供給されたことはわかる。礫を含んだ砂層には波動消光する深成岩起源と考えられる石英粒子も

図-14 茨城県牛堀町の潮流口堆積物の礫組成と関東各地の河床の礫組成²⁹⁾との比較。牛堀町の礫組成は、鬼怒川や渡良瀬川などの礫のうち、軟らかいまたは破壊し易い砂岩や火山岩などが欠け、硬いものが選択的に残ったと考えられると説明できる。

図-15 古東京湾地域の更新統の砂組成。a：堆積環境毎の砂組成。砂組成は環境ごとに違う領域を占める。特に、海浜 (Nearshore) 砂と河川 (Fluvial channel) 砂は明瞭に区別できる。b：野田・松戸地域の海浜砂と河川砂。筑波台地周辺地域 (a) は花崗岩体からの影響で、波動消光する石英粒が多く、野田・松戸地域との地域差が読み取れる。■は牛堀地域の潮流口堆積物の砂組成。Qmは単結晶石英、Fは長石、Ltは岩石片。

多い²⁷⁾。筑波山塊の花崗岩類が風化・破壊して生産された粒子は、砂として古東京湾に多く供給されたに違いない。また、牛堀地域の砂に長石がほとんど含まれない(図-15b)のは、潮汐流による淘汰の結果であろう。

この砂礫組成は、運搬・移動過程で、硬い壊れにくいものが礫に、硬くても壊れ易いものは砂になるという当然の結果を反映している。また本当の意味での堆積物の起源を調べるには、分析し易いという理由だけで礫を調べるのではなく、量的に大部分を占める砂や泥の起源を知る必要があることをこの結果は語っている。

(2) 古東京湾の砂組成

〔海浜砂と河川砂〕 堆積相解析で決定した堆積環境ごとに砂組成を調べてみた^{30)~33)}。砂組成は環境ごとにある領域を持っていることがわかる(図-15a)。特に、海浜、砂丘、沿岸砂州、潮流口などの海岸近くの砂(ここでは海浜砂と呼ぶ)と河川の流路の砂(河川砂)は、明瞭に区別できる。海浜砂は単結晶石英を多く含み、河川砂は岩石片に富むという特徴がある。図-15aで取り扱った筑波台地などは、古流系や礫組成から考えて古鬼怒川が供給した地域である³⁰⁾。一方、利根川や荒川などの影響が考えられる野田・松戸地域でも海浜砂と河川砂を調べた。その結果、この地域でも同様な違いが認められるが、筑波台地では筑波山塊の花崗岩体からの粒子の混入で、その混入の少ない野田・松戸地域より全体に単結晶石英粒の量比が多い方に移動している(図-15b)。これは供給源の違いによる地域差を表している。また、筑波台地の海浜砂の3割は花崗岩体からのものであることが、波動消光する粒子の割合から推定できる。

〔砂組成の成熟度〕 古東京湾域の砂粒子は、(a)後背地から河川で供給されたもの、(b)そこに存在していたもの、(c)両者が混合したもの、であろう。(a)は河川や河口の堆積物に多く、氷期にこの地域が陸化して河川が全域に供給したのであろう。(b)は間氷期にこの地域に古東京湾が広がり、海域ではそこにあった砂が沿岸流や波で再移動し、選択淘汰されたものであろう。この地域の砂は(c)の場合が多く、何世代もの粒子が混在しているに違いない。

こうした背景で成立してきた砂組成の環境による系統的な違いは、砂粒子に影響したエネルギーの積算、すなわち一種の“成熟度”として捉えることができる(図-16)。明瞭に区別された河川砂と海浜砂が、この端成分になる。すなわち、岩石片に富む砂から長石が増える砂に移り、最後に単結晶石英に富んだ砂になる。この過程は、①波、潮汐流、沿岸流などの運搬・淘汰による岩石片の破壊と分解、②ストーム時などに発生する沖方向の流れ(図-6)

図-16 古東京湾地域の砂組成の成熟過程。岩石片に富む河川砂(Fluvial sand)から、長石が増える沿岸砂に、さらに単結晶石英に富む海浜砂(Nearshore sand)への組成の変化は、環境から砂粒子が受けたエネルギーの積算、すなわち成熟度で説明できる。Qmは単結晶石英、Fは長石、Ltは岩石片。

による軽鉱物の選択的な運搬での長石の増加、③破壊に最も強い単結晶石英粒の残存、で説明できる。

また、古東京湾域の砂組成は我が国の特徴を良く表している。海浜砂が他の環境の砂より単結晶石英に富むことはすでに述べた。しかし、アメリカ合衆国メキシコ湾岸の安定大陸地域の海浜砂と比べると、古東京湾の海浜砂はひどく未成熟であることがわかる(図-16)。大陸地域の河川砂は古東京湾の海浜砂よりも成熟している。それは後背地がすでに成熟した堆積岩類などでできているためである。それなのに、古東京湾の砂で見られた河川砂と海浜砂の成熟過程が、安定大陸の砂でも成り立つことは、当然とはいえ自然の素晴らしさを感じさせる。

〔古東京湾の砂への進化〕 古東京湾域の砂は、Dickinson et al.³⁴⁾による後背地の地質区分では造山帯や火山島弧の領域になる(図-17)。古東京湾域の砂には古い粒子と新しい粒子が混合しているに違いない。この砂と関東地方の色々な時代の砂岩の組成^{35)~41)}とを較べてみる。私たちの方法は、未固結砂を不攪乱で固定し、“砂岩”にして薄片で検鏡分析しているので、一般の砂岩分析と同じレベルで検討できる点が有利である。

第三系の砂岩組成は、古東京湾の砂組成に近いがやや岩石片が少ない。中生界の上部白亜系の砂岩は長石質と石質ワッケが多く、特に酸性火山岩片が多いのが特徴で、古東京湾の沖合砂に近い。三疊系・ジュラ系・下部白亜系の砂岩は、分級度の高い長石質アレナイトが主で、古

図-17 古東京湾の砂への進化。a：砂組成による後背地の地質区分³⁴⁾，b：関東地方の岩石と砂の組成変遷。白亜紀以降現在まで、それまでの大陸的な砂から造山帯や島弧の特徴をもつ砂に変化してきている。古東京湾域の砂組成は典型的な火山性島弧～造山帯のものである。Qmは単結晶石英，Fは長石，Ltは岩石片。

東京湾の砂とは明らかに異なる（図-17）。これは大陸塊の砂岩組成の領域に近い。関東山地では時代とともに火山岩片が多くなる³⁵⁾。古生界の砂岩のデータは少ないが、下部中生界の組成領域に含まれるようである。

この事実は、関東地方の砂が後期白亜紀に、それまでの大陸的な性質の砂から造山帯や島弧の特徴を示す砂に変わったことを物語っている。言い換えれば、火山岩片の供給が白亜紀初期から始まり、白亜紀後期に多くなり、それが現在まで継続しているのである。白亜紀以降続いている島弧型の火山活動が、関東地方の砂組成を変化させてきたといえよう。

〔カタズナ層〕 古東京湾域でも、カタズナ層と呼ばれる火山岩片の多い灰色の特徴的な河川砂^{42),43)}（図-15 a）が、筑波台地や大宮台地などに分布している。この砂は火山からの多量の物質放出と河川の荒廃に伴うもので、日本列島などの火山島弧の砂組成には大きな意味をもつ。カタズナ層の堆積相は地域が違って同じで、河畔砂丘堆積物や放棄流路堆積物などにあたる。この砂に多く含まれる輝石類と角閃石類の化学組成をEPMAで調べた結果⁴³⁾、大宮台地と筑波台地のカタズナは堆積相は同じでも、供給源が異なる可能性が強いことがわかった。大宮台地のカタズナは、赤城山や榛名山などを起源とする利根川系に、筑波台地のそれは日光や那須の火山群を起源とする鬼怒川系によるものと考えられる。

このカタズナ層の研究例は、堆積相解析が“かたち”を重視してきたため、“もの”に関する情報にまだ欠けている現状を表している。

5. おわりに

堆積相解析がもたらした新しい地層観の一部を、古東

京湾の研究例を挙げながら具体的に述べてきた。この地層観は一口で言えば、ダイナミック地層学である。海や川あるいは実験水路で砂や礫が移動するのを見れば、静的に見える地層がいかにダイナミックに形成されたか容易に想像できよう。露頭で地層を見て、堆積した時の粒子の動きや波や流れなどの様子や環境を復元できる堆積相解析は、まさにダイナミック地層学と呼ぶに相応しい。

地層をダイナミックに見ようとする立場は、応用地質の分野でも役立つに違いない。例えば、古東京湾域の地下地質を考えてみる。氷期の河谷がひとつ前の氷期の河谷と違った位置にできる場合も多い。氷期の平野における河谷には段丘や河床の砂礫層が存在し、現在地下に埋没している。この砂礫層は扇状地性でないため、河川の流れ方向には連続するが、横方向にはあまり広がらない。またその下刻する深さは、異なった氷期でもほぼ同じであったことが酸素同位体曲線（増田，1988，「その1」の図-8参照）の谷部の高さからも想像できる。したがって、ほぼ同じ高さに異なった時期の礫層が存在することになるし、近い時期の礫層でも段丘として異なった高さに存在する結果となる。ボーリング資料によって、ほぼ同じ高さの礫層や泥層を“つなぐ”ことはできても、それが同じ時代の同じシステムのものであるかを考えて“つなぐ”ことはあまりなされていないように思える。こうした問題にダイナミック地層学を適用すべきである。

また、古東京湾の未固結の砂を攪乱させず固定して、薄片観察して砂組成を調べた話は述べた。古東京湾堆積物の砂は粒子コンタクトが少なく、空隙率が高い。同じ方法で現世の同じ環境の砂を見ると、さらに粒子コンタクトがない。第三系や中生界の砂岩と比べると、いかに堆積時にはルーズであったかがわかる。また、現世の

海浜砂には粒子間に細粒物質が含まれないのに、古東京湾の海浜砂にはかなりの細粒物質が入り込んでいる。わずか数万～数十万年間に空隙率は減少し、粒子間に細粒物質が入り込むことは驚きである。古東京湾の堆積物にもやや固結しているものがある。それは海岸砂丘堆積物が一度沈水したものと、河畔砂丘堆積物がローム層におおわれたもので、特定の堆積環境や累重関係の砂である。堆積物の固化過程はわずかな年月でもかなり進行している。こうしたごく初期段階での固化や圧密の研究は、今後応用地質の立場から重要となろう。

【謝辞】 この論文、「その1」と「その2」の内容は、1987年7月に環境・防災地質研究会で講演したものである。筑波大学名誉教授渡部景隆先生、千葉大学の新藤静夫教授をはじめ研究会の皆様にご指導、御討論頂いた。また、東洋大学の田中芳則教授には、論文投稿の機会を与えて頂いた。これらの方々に深く感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 牧野泰彦, 増田富士雄, 岡崎浩子 (1985): 茨城県に分布する下総層群中のウェーブリップル, 茨大教育紀要, No. 34, pp.35~55.
- 2) 牧野泰彦, 増田富士雄 (1986): 古東京湾堆積物中のウェーブリップルの特徴, 地学雑, Vol. 95, pp.241~253.
- 3) H.D. Clifton (1976): Wave-formed sedimentary structures—a conceptual model, in R.A. Davis and R. L. Ethington (eds.): Beach and nearshore sedimentation, SEPM Spec. Pub., No. 24, pp.126~148.
- 4) E. Matsumoto (1980): Formation of bed forms on a sandy shallow sea bottom, Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, A, Vol. 1, pp. 1~46.
- 5) 牧野泰彦, 増田富士雄 (1986): 霞ヶ浦北東岸の成田層に見られるウェーブデューン, 茨大教育紀要, No. 35, pp. 35~55.
- 6) 桂雄三, 増田富士雄, 岡崎浩子, 牧野泰彦 (1985): 筑波台地周辺の第四系中にみられるストーム堆積物の特徴, 筑波の環境研究, No. 9, pp.56~62.
- 7) 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波浪条件, 地学雑, Vol.96, pp.23~45.
- 8) 桂雄三, 砂村継夫 (1988): ストーム・ウェーブリップル・河川流出サスペンション, 月刊地球, No. 109, pp. 441~445.
- 9) R. G. D. Davidson-Arnott and B. Greenwood (1976): Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada, in R. A. Davis and R. L. Ethington (eds.): Beach and nearshore sedimentation, SEPM Spec. Pub., No. 24, pp.149~168.
- 10) H.E. Reineck and I. B. Singh (1973): Depositional sedimentary environments, Springer-Verlag, 439p.
- 11) 増田富士雄, 岡崎浩子 (1985): 筑波台地の第四系中の沿岸砂丘堆積物による古水深の推定, 筑波の環境研究, No. 9, pp.42~55.
- 12) I. Takeda (1984): Beach changes by waves, Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, A, Vol.5, pp.29~63.
- 13) 増田富士雄 (1988): 地層から読み取る年・月・日・時, 月刊地球, No. 110, pp. 531~537.
- 14) 増田富士雄, 中山尚美, 池原研 (1988): 茨城県行方郡北浦村内宿の更新流にみられる9日間の潮流によって形成された斜交層理, 筑波の環境研究, No. 11, pp.91~105.
- 15) M. J. Visser (1980): Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note, Geology, Vol. 8, pp.543~546.
- 16) 中山尚美, 増田富士雄 (1988): 潮汐堆積物中にみられるストームイベント, 月刊地球, No. 110, pp. 488~493.
- 17) 増田富士雄, 中山尚美 (1986): 『地質潮汐層解読計画』草案, 科研費(総研A)報告書, pp.17~32.
- 18) P. A. Allen and P. Homewood (1984): Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave, Sedimentology, Vol.31, pp.63~81.
- 19) C.S. Yang and S.D. Nio (1985): The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods, Sedimentology, Vol. 32, pp.41~57.
- 20) 菊地隆男 (1972): 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義, 地質雑, Vol.78, pp.137~144.
- 21) 増田富士雄, 横川美和 (1988): 地層の海浜堆積物から読み取れるもの, 月刊地球, No. 110, pp. 523~530.
- 22) 増田富士雄, 岡崎浩子 (1983): 筑波台地およびその周辺台地の第四系中にみられる方向を示す構造, 筑波の環境研究, No. 7C, pp.99~110.
- 23) 増田富士雄, 横川美和 (1988): 筑波台地の更新統の海浜堆積物, 筑波の環境研究, No. 11, pp.113~122.
- 24) 横川美和, 増田富士雄 (1988): 前浜堆積物の粒子配列—茨城県鹿島郡荒野海岸での観察例—, 月刊地球, No. 109, pp. 452~457.
- 25) 増田富士雄 (1985): 古東京湾における堆積体発達様式, 科研費(一般C)成果報告書, No. 58540502, 47p.
- 26) 牧野泰彦, 川村由香里, 増田富士雄 (1986): 古東京湾の潮流口堆積物中のウェーブリップル, 茨大教育紀要, No. 35, pp.65~72.
- 27) 増田富士雄 (1988): 古東京湾の砂の起源, 科研費(一般C)成果報告書, No. 61540566, 76p.
- 28) 増田富士雄, 須崎和俊 (1984): 未固結砂の定方位薄片作製とその堆積学的意義, 筑波大水理実験センター報告, Vol. 8, pp.17~28.
- 29) H. Tazuke (1987): On the pebbles in the Nagahama Sand and Gravel, Boso Peninsula, Japan, Prof. H. Shibata Mem. Vol., pp.278~291.
- 30) 増田富士雄, 伊藤慎 (1987): 筑波台地およびその周辺台地を構成する第四紀層の砂組成, 筑波の環境研究, No. 10, pp. 67~71.
- 31) 伊藤慎, 増田富士雄 (1986): 古東京湾の砂組成と堆積環境, 堆積学研究会会報, No. 25, pp.15~22.
- 32) M. Ito and F. Masuda (1986): Sedimentary and provenance memories in sand composition, the Late Peistocene Paleo-Tokyo Bay, Japan, Ann. Rep., Inst.

- Geosci., Univ. Tsukuba, No. 12, pp.59~63.
- 33) M. Ito and F. Masuda (1987) : Detrital mode and size-distribution of the Late Peistocene Paleo-Tokyo Bay sands, Japan, Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No.13, pp.83~86.
 - 34) W. R. Dickinson, L. S. Beard, G. R. Brakenridge, J. L. Erjavec, R. C. Ferguson, K. F. Inman, R. A. Knepp, F. A. Lindberg and P. T. Ryberg (1983) : Provenance of north American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, Geol. Soc. Am. Bull., Vol.94, pp. 222~235.
 - 35) 酒井彰 (1987) : 五日市地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅), 地質調査所, 75p.
 - 36) 坂幸恭 (1982) : 碎屑岩脈およびシルについて — 通覧と関東山地秩父累帯における例 —, 早大教育學術研究, No. 31, pp. 33~47.
 - 37) 武井硯朔 (1980) : 山中部溝帯白亜系砂岩の供給源と堆積環境, 地質雑, Vol.86, pp.755~769.
 - 38) K. Hisada (1983) : Jurassic olistostrome in the southern Kanto Mountains, central Japan, Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, B, Vol. 4, pp.99~119.
 - 39) 牧野泰彦 (1973) : 小仏層群の層序学的ならびに堆積学的研究, 地質雑, Vol.79, pp.299~308.
 - 40) Y. Ogawa, J. Naka and H. Taniguchi (1985) : Ophiolite-based forearcs : A particular type of plate boundary, in N. Nasu (ed.) : Formation of active ocean margins, TERAPUB, pp.719~746.
 - 41) K.M. Latt (1987) : The Tertiary Chichibu Basin : its genesis and evolution, Dr. thesis, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 266p.
 - 42) 増田富士雄, 新藤静夫 (1986) : 霞ヶ浦地域の地質, 地域環境要因としての地下水研究報告 (3), 「環境科学」特別研究報告集, B289-R12-2, pp.128~154.
 - 43) 伊藤慎, 増田富士雄 (1988) : 火山碎屑物を多量に含んだ土砂の流出事件 — 硬砂層の形成 —, 月刊地球, No. 109, pp. 446~451.
- (1988年6月3日受付, 1988年7月26日受理)