

---

## 《論 文》

# 地層に記録されている時間について —タービダイト層の場合—

小 出 良 幸

---

### 要 旨

地層は、ある時代、ある場所で堆積した碎屑物からできている。過去の物質から、過去の時間を読み取ることになる。本稿では、タービダイト層に、どのような様式で時間が記録されているかを検討した。タービダイト層は短時間に堆積するので、断片的にしか時間が記録されておらず、大半の時間は地層境界に消えている。タービダイト層は、事件の記録であり、事件の順序を記録していることになる。タービダイト層を形成した事件を広範囲に系統的变化を追えば、地球規模の環境変動を読み取ることも可能になる。

キーワード：地層，タービダイト，タービダイト層，時間記録

## I はじめに

地質学の研究対象の一つである地層は、地球表層で形成されたものなので、地球の表層の環境を記録している可能性がある。もしそうなら、地層は何層も連続して形成されているものが多いので、表層環境の変遷を記録している媒体とみなせるであろう。

ところが、地層は完全な記録媒体とはいえない。過去のある時期に、ある場所で起こった地質現象によって形成された物質が、地層の起源となる。地層は、すべての時間のあらゆる場所の記録ではなく、ある時間、ある場所の記録にすぎない。だが、ある時空間が記録されているので、その時空間の地質現象を読み取る素材となりうるはずである。

地層は、海底でたまった堆積物が固い岩石に変わり、大地の営みによって陸地に持ち上げられて、調査対象になる。地層は、少なくとも、形成時から現在、海から陸へ、未固結から固化へなど、いくつもの変容を経て現在の場所に存在していることになる。地層は、形成時から現在にいたる長い時間経過の中でさまざまな変容を受け、初期の記録は、乱れ、破損、破壊を受けている。地層は、不完全な時空間の記録媒体である上に、その後の変容によって断片化しているので、解読が阻害されている。それが地質学の困難さでもある。

視点を転換すると、地層形成時の記録変容から読み取られる情報もでてくる。変容を大地の変

動の記録とみなし、解説する視点である。変容した記録の復元を通じて、地層が経てきた多様な履歴を読み取ることも可能となる。

一層の地層はある限定された時空間の記録媒体であり、連続する地層は断片的ではあるが長い時空間の記録である。大地の現在に至る複雑な履歴の時間積分の総体が、現在の地層である、と解釈できる。地層から読み取った情報の蓄積とその体系化が、地球の歴史となる。

そもそも地層に記録された時間とはどのようなものか、どの程度の時間が記録されているのか、など形成時の記録状況も必ずしも厳密に検討されているわけでない。地層の形成過程の違いによって、記録状態に大きな差ができるはずである。本稿では、地層に記録されている時間の特徴を、普遍的に見つかる地層の代表としてタービダイト層を取り上げることにする。タービダイト層において、どのような時間が記録されているのかを、整理して明らかにしていくことを目的とする。

本研究は、2013年度札幌学院大学の研究促進奨励金（個人研究）「地層に記録された地質学的時間にかんする研究―室戸岬と潮岬周辺の地層をモデルとして―」（SGU-S13-20200501）の援助を受けた成果である。

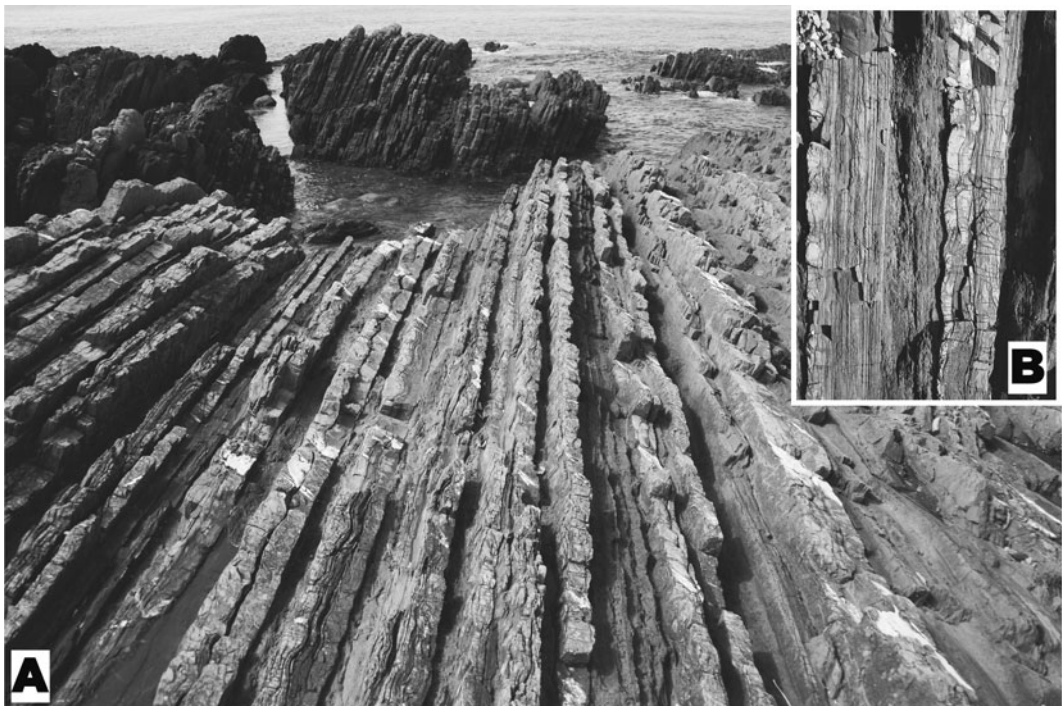


図1 地層

高知県室戸市吉良川町平尾でみられる地層。同じ地域でみられる地層は一連の堆積作用で形成されたはずだが、厚さや見かけの違った多様な地層からできている。A：海岸の地層の全景。B：Aの1つの地層（単層）を拡大したもの。

## Ⅱ 地層の記録されているもの

代表的な地層を例にして、そこに見られる特徴から、どのようなことが読み取れるかを検討していく。

### 1 地層の多様性と規則性

図1に示したような地層は、ごく一般にみられるもので、多くの人がイメージする地層でもあろう。地層は、厳密にいうと堆積岩のみを構成物としているわけではないし、層をなしていないものもある。それを認識したうえで、ここでは、碎屑性堆積物からできている層をなすものを、一般的な地層の例として考えていくことにする。

図2の露頭は、連続している地層である。連続しているということは、同じような環境で繰り返し、地層が堆積したものである。一連の堆積環境（堆積場）で、一連の堆積作用でできた地層

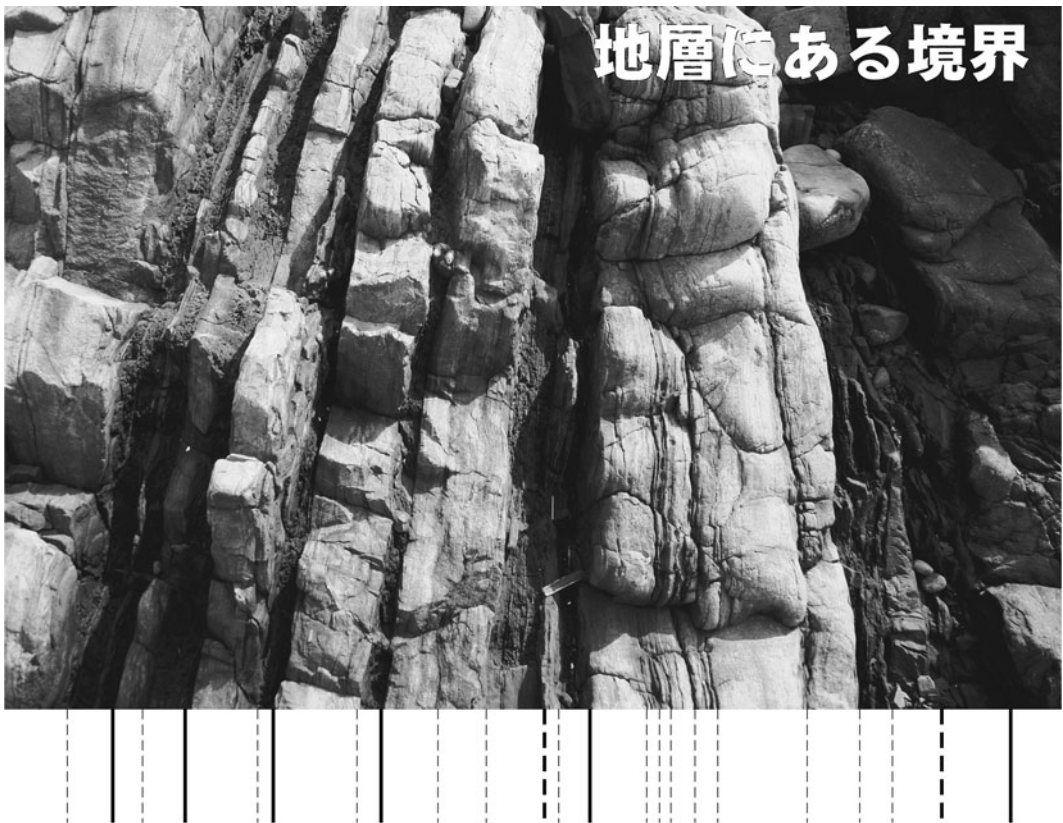


図2 地層の境界

高知県室戸市室戸岬でみられる地層。地層内に見られる境界を写真の下に各種の線で示した。連続する境界を太い線で示した。連続する境界のうち明瞭なものを太い実線で、不明瞭な境界を太い破線で示した。連続しないが明瞭な境界を太い破線で、連続しない境界を細い破線で示した。

となる。過去の空間的に、ほぼ同じ位置でたまった地層の断面を、今、見ていることになる。

個々の地層は、侵食の程度や厚さ（層厚と呼ぶ）、地層のつくりなどに違いがあり、詳細に比べると一層一層がそれぞれ違っている。一連の場と作用で形成された地層だが、多様性を生み出すメカニズムを内在していたことになる。

地層の多様性を生み出すメカニズムを解明することは、地質学的に重要な課題である。また、地層の多様性を生むメカニズムが、地層形成の時間や形成場の情報を、どの程度保存することが可能なのかも、興味深い点である。特に時間に関して、形成メカニズムの変化によって、時間記録が変化するのか、しないのか。変化するのであれば時間記録の復元が困難になり、しないのであれば容易だと推測される。地層の時間記録の様式を体系的に解明していくことが、本稿の目的である。

ひとつの露頭でも、岩石の層厚や色、風化侵食の程度は多様だが、砂岩と泥岩の繰り返し（互層と呼ぶ）が、地層に共通する特徴となっている。砂岩泥岩の互層は、日本列島ではよくみられ、地層の典型でもある。構成物の組み合わせやその量比は、同じものはない。ひとつひとつの地層は多様だが、砂岩泥岩の繰り返しという規則性がある。地層とは、多様性と規則性を合わせもったものといえる。

地層とは、大局的に見ると共通する規則性を持っているが、詳細に見ていくと個々の多様性が見えてくる。共通する規則性は共通するメカニズムで形成されるのであろう。一方、個々の多様性はそれぞれの成因に由来するのであろうか。もし、そうなら、個々の多様性ごとに成因を考えなければならない。地層の規則性と多様性の成因を知ることは重要となる。

## 2 地層の境界

地層の規則性と多様性を考えるにあたって、境界を考えていく。境界に着目していくと、地層の本質を探る方向性を見出すことができる（小出, 2006）からである。

地層とは層をなしているとしたが、「層をなす」とは、地層を構成している物質（堆積岩）に、明瞭な違いのあるものが接しているとき、境界が顕在化し、層が認識される。異なる物質が重なり境界が繰り返されることにより地層ができていることになる。

地層をつくっているのは堆積岩なので、岩石の種類の違うところに境界が形成される。図2で、でっばっているところは、明るい色の砂岩でできている。砂岩は、侵食に強いいため、でっばっている。明るい色は、砂岩の特性に由来している。くぼんでいるところは、濃い色の泥岩からなる。泥岩は、侵食に弱いいため、くぼんでいる。濃い色は、細粒の黒っぽい構成物からなるためである。

地層（図2）に見られる境界には、大きく分けて、連続するものと連続しないもの、明瞭なものとは不明瞭なものがある。2つの境界から4通りの組み合わせ（明瞭で連続、明瞭で不連続、不明瞭で連続、不明瞭で不連続）ができる（表1）。

不明瞭な境界とは、境界が定かでなく厳密に境界を決定できないものをいう。連続しない境界



表 1 地層にみられるさまざまな境界の区分と特徴

	連続な境界	不連続な境界
<b>明瞭な境界</b> 用途 例	本質的境界 基本的な地質現象の解明 地層境界、断層面、貫入面、不整合面	付随的境界 地質現象の解明 岩相境界、層内構造
<b>不明瞭な境界</b> 用途 例	付随的境界 限定された目的 岩相境界、化石帯、変成相境界	局所的境界 形成後の履歴の解明 割れ目、風化面、侵食面

は、境界が途中で消えるもので、地層を記載する時に適切な基準とはできない。連続しないものや不明瞭なものは、広く地層を見た時にぼんやりと見える付随的特徴に過ぎず、地層を特徴づける本質的な境界とはなりえない。

不連続で不明瞭な境界は、局所的なものとなり、岩石の割れ目や風化面、侵食面などがその例となる。局所的ではあるが、形成後の地質現象の解明に利用される。不明瞭だが連続する境界は、境界の位置を厳密に示すことができないもので、限定された目的で利用されることになる。漸移する岩相の境界、化石による区分（化石帯）、変成作用を受けてできるはずの鉱物の有無による変成帯の区分などが、その例となる。明瞭だが不連続な境界も付随的な境界になるが、地質現象の解明に利用される。明瞭な岩相境界や地層内にみられる平行葉理、斜交葉理、層内褶曲などが、その例となる。

明瞭で連続した境界は本質的境界となり、基本的な地質現象の解明に重要となる。地層境界もこれに相当する。地層境界以外にも、断層や貫入面、不整合面などが、このタイプの境界である。ただし、地層境界以外は、本稿の目的外となるので、ここでは言及しない。

連続する明瞭な境界が、地層を区分するには不可欠となる。連続する明瞭な地層境界が、地層を地層たらしめていることになる。よって、地層の成因は、連続する明瞭な地層境界の形成メカニズムを明らかにすれば、理解が深まると考えられる。

### 3 地層の境界から読み取る

連続する明瞭な境界で地層が区分できれば、個々の単層を認定できる。一枚の単層の特徴を調べ、その特徴の中に多様性を生み出すメカニズムが組み込まれていれば、地層の形成メカニズムを解明したことになる。また、時間の記録も単層を基準に読み解いていくことになる。

図3はある単層を示しており、直立した地層の断面が見えている。これを例にして記録されている情報を検討していく。

上下に2つある「連続する明瞭な境界」としたところが、地層の境界となるので、主に一枚の地層を示していることになる。連続する明瞭な境界の上下（下は少ししかみえていない）には、

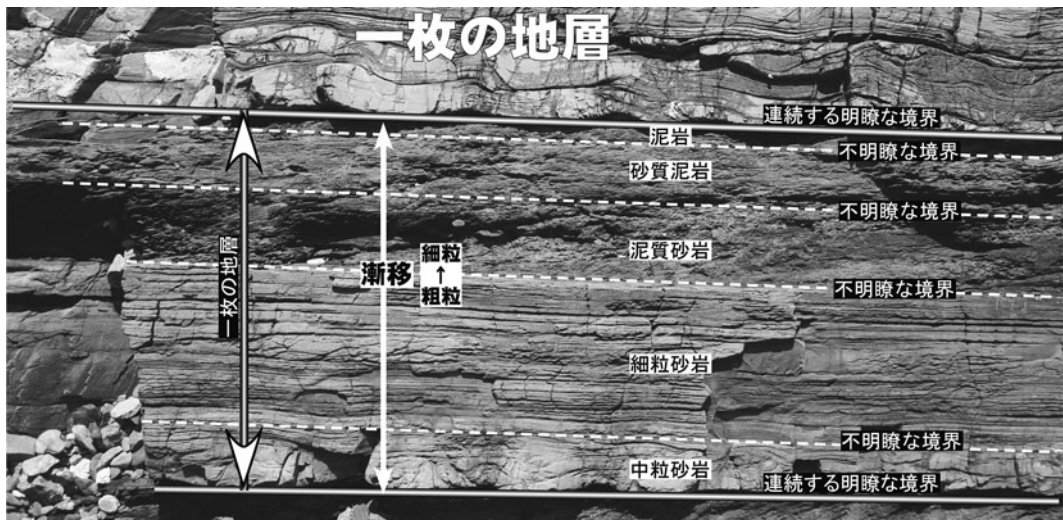


図3 一枚の地層

高知県室戸市吉良川町平尾でみられるタービダイトによって形成された一枚の地層（単層）。図1のBを拡大したもの。単層のなかに見られる各種の境界と岩石の特徴、変化を示した。この単層は典型的なブーマシーケンスを持っている。

似た特徴を持つ岩石があることがわかる。

ここで重要なことは、境界に対して対称になっていないことである。地層は、上下方向に対称性を持たない、つまり方向性があることになる。ただし、この地層の上下は写真の上下に過ぎず、形成時の上下を示しているとは限らない。

連続する明瞭な境界を認定し一枚の地層が判別でき、類似する地層が繰り返していることも認識できる。

図3の単層の内部を詳細に観察すると、不明瞭な境界が多数あることがわかる。境界となっているものには、線状構造、面上構造、色の違い、つくりの違いなど、多様なものを含む。岩石をよく見ると、不明瞭な境界は、主として岩石種の違いに由来していることがわかる。上に向かって岩石種は、中粒砂岩、細粒砂岩、泥質砂岩（泥岩質であるが砂岩成分が多い）、砂質泥岩（砂岩成分を含んでいるが泥岩成分が多い）、そして泥岩となる。

中粒砂岩は、もっとも固く堅牢で風化にも耐え、白っぽい色で、うねるような内部構造をもっている。細粒砂岩は、この地層では一番多くの部分を占めていて、比較的堅牢で風化にも耐えているが、中粒砂岩よりは風化を受けている。平行な線状構造（平行葉理と呼ばれる）をもっている。また、内部に面状の断裂があり、そこから風化が起こり、剥離性が生じている。灰白色であるが面状の風化面は褐色になっている。泥質砂岩は、両側の岩相と比べて風化に弱く、侵食を受けている。風化のため、内部構造は不明瞭となっているが、ほとんど構造のない塊状である。暗灰色を呈する。砂質泥岩は、風化をうけ褐色から茶色になっているが、両側の岩相と比べて、風

化には耐えている。弱い面状の構造がみられる。泥岩は、薄い層で暗灰色で、侵食が激しい。

ここで例示した一枚の地層は、下位が粗粒で上位が細粒になるという級化構造が認められる。級化構造は、堆積時の上下を反映しており、図の下側が地層形成時の下位になり、上側が上位に相当する。地層に認められる方向性は、形成時の重力方向を示していることになる。

この地層では、砂岩や泥岩の量比や混在程度は砂岩優勢であったが、同じ素材から構成された碎屑物であっても、泥岩優勢や両者が同程度など、さまざまな量比からなることが、図1の海岸の露頭からもわかる。構成物の量比の違いが、一つ一つの地層の個性となっている。これが、多様性を生んでいる要因であると考えられる。

#### 4 断続的な時間記録

典型的な地層の多様性は、単純な要素（岩石種）で、単純な要因（岩石種の変化）から生じていることがわかる。次に、地層に記録されている時間を考えていく。地層の時間記録には、断続的な記録と連続的な記録のされ方がありうる。いずれの記録状態も、現実の地層に対応したものが知られている。断続的な記録の地層は、「タービダイト層」と呼ばれるもので、よく見られる地層でもある。連続的な記録の典型として「層状チャート」がある。両者において、単層本体に残されている時間の記録様式には違いがある。

上述してきた地層は、タービダイト層であった。地層境界は、物質の違いという境界を意味するだけでなく、時間の記録様式の違いでもある。上下の地層に記録されている時間と境界に記録されている時間には、明瞭な様式の違いがある。地層境界には時間を隔てている異なった事件が記録されている。

本稿では、地層の典型的な例として、タービダイト層の時間記録の様式を検討していくことにする。層状チャートについては稿を改めて論じる予定である。

### Ⅲ タービダイトの認識の変遷

地質学における大地の運動のモデルは、20世紀中頃まで「地向斜造山運動」という概念（パラダイム）で説明されてきた。その後、海洋域の膨大な調査データが出てきたため、プレートテクトニクスへと運動モデルの転換が起こる。その転換によって、タービダイトに関する考え方も変わってきた。本項では、地向斜造山運動とその後のプレートテクトニクスへのパラダイム転換までを概観し、タービダイトの形成メカニズム、形成場、その解析法をみていく。

#### 1 地向斜造山運動からプレートテクトニクスへ

Hall (1859) は、アメリカのアパラチア山脈の古生層とミシシッピ川上流域の古生層を比較して、厚さは違うが岩相は同じ（石英質砂岩、石灰質頁岩、有機質石灰岩）であることを説明するため

に、浅海で沈降しながら堆積したもの（地向斜のこと）が、後に褶曲して厚くなったとし、多くの山脈でも同じメカニズムで説明できると考えた。Dana (1873) は、堆積盆地の沈降を地球の冷却にともなう収縮によるものと考え、堆積盆を「地向斜」という概念で説明した。

その後、アメリカとヨーロッパでの論争を経ながらも、19世紀末までには統一的な地向斜の概念が成立してきた。20世紀前半までに、地球表層（主には大陸地域）は、激しく変化している地域の変動帯（orogen）と、ほとんど変化していない地域の安定地域（craton）に分けられることがわかってきた。また、変動地域に形成される山脈は脊梁を軸として対称に岩石が分布していることが知られるようになった（Kober, 1933）。世界各地の造山帯で、地向斜による堆積作用と、その後に起こっている火成作用や変成作用に密接な関係があるという認識が持たれてきた。

以上のような記載事実から、地向斜を契機とする造山運動を体系化した「地向斜造山運動」というモデルが形成されてきた（Stille, 1936）。地向斜造山運動のモデル（パラダイム）が成立すると、そのモデルの個別の事例への適用が進み、モデルの精緻化、地向斜のタイプ分け、現世との比較対照などの研究が進んだ。

モデルの精緻化の例としては、地向斜は主地向斜（eugeosyncline）と副地向斜（miogeosyncline）の対からなるとしたもの（Kay, 1951）がある。地向斜のタイプ分けへの例としては、主地向斜と副地向斜のほかに正地向斜（orthogeosyncline）と準地向斜（parageosyncline）の区分（Stille, 1936）が挙げられる。現世への比較対照としては、現在の地向斜としてスンダ諸島とその海域が典型と指摘したもの（Aubouin, 1965）がある。

さらに、地向斜の堆積物には規則性とサイクルがあることが判明してきた。

地向斜の規則性とは、地向斜の軸の中心から外に向かって、基盤として片麻岩（gneiss）があり、初期堆積物の変形したもの（flysch schist）、地向斜の主体を占める堆積物のフリッシュが変形したもの（flysch gneiss）、隆起山脈の裾野にできる堆積物のモラッセ（molasse）が並ぶというものである。

地向斜のサイクルとは、形成モデルで形成の順序を示している。まず地向斜が形成され大量のフリッシュが堆積する。その後、地向斜は沈降から上昇へと転じる。火成作用や変成作用を伴う山脈を形成する大地の運動が起こり、堆積岩が激しく褶曲をしていく。最後には、隆起した山の裾野にモラッセが形成される。このような一連の地質運動を地向斜造山運動と呼び、造山サイクルとして捉えられた（Arbenz, 1919）。

日本でも20世紀中頃から地向斜の考えが導入され、地向斜の発達と造山サイクルという視点で日本の地質構造の区分や解釈が行われてきた。

小林貞一（Kobayashi, 1941; 小林, 1951）は、日本の地質構造の発達時期が、大きく3つあるとした。1つ目は、シルル紀～ペルム紀の秩父地向斜の発達からペルム紀後期～三畳紀の秋吉造山サイクルで、後に本州地向斜とも呼ばれるようになった。次いで、ジュラ紀～白亜紀初期の四万十地向斜の発達から白亜紀後期の佐川造山サイクルが起こる。この四万十地向斜と同時期に、



北海道ではジュラ紀～白亜紀末に日高地向斜が形成される。最後に、白亜紀後期中村地向斜と蝦夷地向斜の発達から第三紀、特に中新世の大八洲造山サイクルが起こったとされた。

地向斜造山論において、地向斜の軸を中心とする対称性と、堆積物を主とする一連の火成岩と変成岩の成因まで説明できるとされてきた。Matsumoto (1967) は、地向斜の対（主地向斜、副地向斜）は東アジアには適用できないことに気づいていた。また、堆積物と造山運動の成因に必然性がないという問題や、なにより沈降と隆起のメカニズムが不明であるなどの点で、否定的見解が示されるようになってきた (Dietz, 1963)。

Dietz (1963) は、地向斜モデルの問題点を、海洋底拡大と大陸棚にみられるプリズム型堆積物によって説明できることを示した。これが、プレートテクトニクスという運動モデルの誕生となる。

## 2 タービダイトの認識と概念の成立

地向斜の堆積作用を特徴付ける堆積物として、フリッシュ (flysch) とモラッセ (molasse) がある。フリッシュとは、砂岩泥岩の互層の堆積物で、非常に厚く堆積しているという特徴もっている。モラッセは、褶曲直後の山脈の麓に堆積したと考えられた淡水～汽水性の礫岩、砂岩、泥岩からなる。日本列島でみられる地層の多くは、かつて地向斜造山運動に基づき、フリッシュとモラッセに区分し研究されてきたものである。

フリッシュの起源が、タービダイト (turbidity current, 混濁流) によるものだという考えは、地向斜造山運動のころからあった。さらに、タービダイト層は、後述するような多様性を持ちながらも規則性をもった砂岩泥岩の互層であることは、地向斜造山運動の時代にも理解されていた。造山運動と比べるとタービダイトという現象は、小さいスケールなので、個別の記述としてモデルの影響を受けることなく、事実に基づいて認識されてきた。例えば、陸地の地層である北部アペニンのフリッシュが級化堆積相からなり、それがタービダイトによって形成されたという考え (Kuenen and Migliorini 1950) が、早くから示されている。

タービダイトは、Daly (1936) によって、地質現象として密度流の存在を示したのが最初と考えられている (岡田, 2002)。Daly (1936) は、深海にみられる海底渓谷は、大陸棚を流れる泥流によって形成されたものだと考え、泥流は一種の密度流だとした。その後しばらくは、海底の堆積現象の研究は、その困難もあり、あまり進むことはなかった。

タービダイトのメカニズムが判明してきたのは、20世紀中頃になってからである。海洋域のデータの増加は、タービダイトの実態解明とともに、プレートテクトニクスの考えも生み出した。それ以降は、タービダイトによる厚い互層形成が、プレートテクトニクスに基づく成因論として考えられることとなった。

河口付近の海底にたまった堆積物が、何らかのきっかけで大陸斜面を流れ下り、タービダイトを形成し、より深い海底に堆積したものをタービダイト層と呼んでいる (小出, 2012)。タービ

ダイトは、日本では乱泥流と訳されていたが、今では使われなくなり、混濁流もしくはタービダイトのまま使われている。本稿では、現象として混濁流の「タービダイト」と、タービダイトでできた地層を「タービダイト層」と区別して使用する。ただし、報告や論文では、タービダイトとその地層が区別されず、すべてタービダイトと表記されることがあるので注意が必要である。また、タービダイト以外にも、成因を反映した密度流や重力流なども用いられることもある。

もともと混濁流は、土砂を含んだ流れと、水温や塩分による密度流とを区別するために用いられた (Johnson, 1939)。かつて盛んになされていた密度流に関する実験を受けたものであった。タービダイトが級化堆積構造を示す実証実験 (Kuenen, 1937) やタービダイトの水力学的挙動の水槽実験 (Middleton, 1966a, 1966b, 1967; Allen, 1971; Komar, 1971; Edward, 1973) など、実験によるモデル検証が多数おこなわれ、現在も継続されている。

タービダイトによる地層は、地向斜として特徴的 (大量の砂岩泥岩互層) なものであるため、現在に通じる記載的な認識は古くから確立されていた。ただし、その詳細なメカニズムや現状の海底での形成過程やその分布は、プレートテクトニクスとともに発展してきた。さらに、近代的な堆積岩学の確立 (Krynine, 1942)、上述したシミュレーションやモデル実験の実施のほかに、実際の海底の堆積現象の理解、過去の地層の研究などによって、タービダイトに関する概念が発展してきた (Kuenen and Migliorini, 1950)。

### 3 形成メカニズムの解明

タービダイトとは、「河川流のような水流から地すべりやスランプのようなマスマーブメント (物質移動) に至る堆積物流動過程の一現象」 (岡田, 2002) とされている。

タービダイトを構成する堆積物は、陸上の岩石が、風化、侵食され、河川などによって海に運搬され、河口付近に大量に堆積したものである。定常的に堆積を続けている河口付近の大陸棚では、ある時点から構造的に不安定な状態になることがある。不安定な堆積物の斜面の崩壊によって、タービダイトが発生する。海底での斜面崩壊は、地震や洪水などをきっかけとして起こることが多い。斜面崩壊によるタービダイトは、一過性の短時間の現象で、単調減衰するという特徴を持っている。

また、土砂で飽和した淡水の河川流の流入 (洪水や土石流など) を契機に、タービダイトは発生することもある (岡田, 2002)。洪水によるタービダイトは、河川からの土砂の流量によって、短時間であったり、あるいは土砂の量に変動があったり、比較的長い時間安定した土砂の供給があったりする。このようなタービダイトは、ハイパーピクナル流 (hyperpycnal flow) と呼ぶことがあり、研究が進められている (Kneller and Branney, 1995; Mulder et al., 2001; 斎藤ほか, 2005)。

タービダイトを構成する液体と固体物質の割合が、流動過程を規定していることがわかってきた。固体物質の量が増えると、重力による流体流動から固体移動に変化する (Hampton, 1972)。

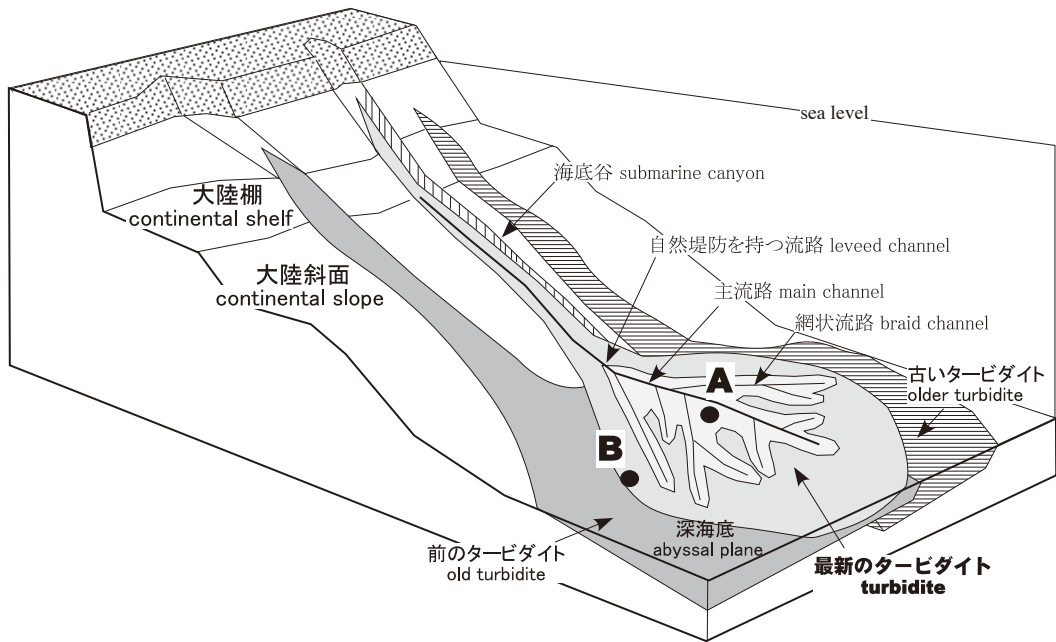


図4 タービダイト層の形成場

タービダイト層の形成場の概要。海底地形の各名称と3層のタービダイトを模式的に示した。流路の異なるタービダイトが3回発生し、重なっているものとして示した。図中の地点A、Bは本文を参照。

また、液体と固体の混合物に作用する斜面下方に向かう重力が、流れの摩擦抵抗より大きく、さらに支持するメカニズム（渦動、浮力、分散圧、間隙水の封入と移動、凝集力、摩擦など）によって粒子が沈降できないとき、流動が起こる。固体移動が起こると、まわりの液体より密度の大きい粒子が移動して、結果として水との混合物が斜面を流下することになる。これが広義のタービダイト（堆積物重力流と呼ばれる）となる（Middleton and Hampton 1973）。

タービダイトの堆積に関わる一般化した海底地形を、図4に示した。大陸棚で発生したタービダイトは、急傾斜の大陸斜面を侵食し、海底谷を形成し、流路の下面を削りこんだりする。タービダイトが緩やかな深海底にたどりつくと、陸地同様に運搬・侵食作用から堆積作用へと、メカニズムが転換していく。

流路の扇状地の出口には厚い砂層からなる舌状体（lobe）が高まりを形成する。支流となる網状流路には、流路の規模や距離によって、多様な堆積物がたまる。大規模なタービダイトは、底を削りながら流路（channel）ができ、粗粒堆積物により埋められ、やがて細粒の堆積物がたまる。一方、流路の堤に当たる部分には、細粒の碎屑物の堆積の場となり、自然堤防（levee）が形成される。これは、陸地の扇状地にみられるチャネル・レビー複合体と同じような地形となる。

一度のタービダイトで形成されるタービダイト層は、供給物の量によってさまざまな規模になりうる。しかし、大きな海底谷があり、主流路が安定していると、海底扇状地には比較的似た堆

積物が繰り返し堆積することになる。何らかの理由で、海底谷や主流路の切り替わりが起こると、今まで大量の堆積物があった場所から、あまり堆積物が供給されない場になることもある。

海底での現象として、1929年11月18日にニューファンドランド島の南の海底で起きたグランドバンクス (Grand Banks) の地震で、海底ケーブルの切断があった。この原因は、地震で発生したタービダイトによるものと判明した (Heezen and Ewing, 1952)。また、ベンガル湾の海底扇状地には膨大な堆積物 (幅1000km, 延長3000km, 厚さ12km) があることがわかり、それが地層としてのフリッシュに相当することが指摘された (Normark, 1970, 1978)。1980年代から1990年代にかけて、海底扇状地がタービダイト層の形成場と位置づける研究が多数なされてきた。近年、ハワイ諸島で発生した巨大海底地すべりは、数百kmにも広がるタービダイトが発生したことがわかってきた (Rees et al., 1993; Garcia and Hull, 1994; Kanamatsu et al., 2002)。

タービダイトの実態やタービダイト層の記載、読み取り作業は、今後も継続的に続くであろうが、過去と現在の比較対照は重要な手法となる。タービダイトの繰り返しやその変動、変遷、露頭での断面、側方変化の調査など、現在の海底では究明できない課題は、過去のタービダイト層からアプローチされている。正確な運動像は、現在の海底での現象から追求されている。現実のタービダイトとその堆積場が、過去のタービダイト層とリンクされて研究されるようになってきた。

#### 4 堆積相の解析

タービダイトは、ひとつひとつ単層の形成に関するメカニズムであるが、タービダイトの多様性と規則性の生成も、そのメカニズムに組み込まれている。多様性と規則性の系統的变化から、堆積相の概念とその解析法が生まれてきた。以下で、タービダイトの堆積相の解析に関連する研究をみていく。

堆積相 (sedimentary facies) とは、一連の地層 (層序単位と呼ばれる) が、限定された地域に、他の地層群と明らかに異なる特徴をもっているものと定義される (Moore, 1949)。

似た言葉に岩相 (lithofacies) というものがある。岩相は、堆積岩の「初生岩質や含有化石の特性を示す記載用語に限定して使用」するものである (Teichert, 1958)。岩相は、堆積物の物理・化学的性状として岩石記載をしたもので、そこには成因や機構などに関する解釈は入らない。一方、堆積相は堆積環境を示すもので、解釈された概念を含むものとなる。岩相を手がかりに、堆積相を考察していくことになる。

概念上、異なった堆積相をもった地層は、異なった堆積環境で形成されたことになる。このような考えは、ワルターの法則 (ワルターの岩相對比の法則ともいう) と呼ばれている (Walther, 1894)。たとえ地層が重なっていても、堆積相が違っていれば、上下で違う環境で堆積したことになる。例えば、堆積物の供給源 (後背地と呼ばれる) が異なったものになったり、違う水系が流入したり、あるいは急激な地殻変動で堆積場は継続しているが傾斜や深度などの条件が変わっ



たりする場合などが考えられる。また、同じ地層の水平延長であっても、異なった堆積相が出現することはありえる。例えば一つのタービダイトであっても、分岐した流路の先が異なった堆積場となっている場合である。

個々の堆積相が記載され区分されたものを、典型的な堆積相（相モデルという）と比較することにより、堆積過程と堆積環境が明らかにされていく。このような解釈の作業を相解析（facies analysis）と呼ぶ。例えば、タービダイト層の場合、一つの堆積場でのタービダイトの堆積作用を基本として、堆積過程における特定期間の堆積形式の解析を進めることになる。これにより、その地域のタービダイト層と相モデルとの共通性と差異（特徴）が明らかにされていく。相解析は、局所的な堆積相の解析から、広域へ、長期間へと解析の範囲を広げていくことになる。

堆積が長い期間に及ぶ場合や海岸付近の堆積層などでは、堆積相は変化することも多い。特に、海岸付近の堆積物は、地表付近の地殻変動を受けやすく、地殻変動がなくても海水準の変動により陸化することもある。陸化すると堆積物の侵食が起こり、沈降あるいは海進があると、再び堆積場となり、不整合が形成される。

堆積作用の変化を、不整合を重視して解釈する手法は、シーケンス層序学と呼ばれている。シーケンス層序学は、全地球の海水準変動に結びつけ統一的に体系化して説明されている（Vail, 1987）。世界各地の比較的新しい時代の堆積物が、シーケンス層序学の概念で説明されている。ただし、タービダイトは海底深部で起こる作用なので、相解析は適用できるが、シーケンス層序学が適用できないことが多い。

## 5 パラダイム転換とタービダイト層

地向斜造山運動からプレートテクトニクスへのパラダイムの変更によって、多くの地質現象の見直しがされてきた。そんな中、タービダイト（層）の存在と形成プロセスについては、局所的な堆積作用で説明できるため、基本メカニズムは大きな変化はなかった。

ただし、タービダイト層の層厚の膨大さは、地向斜の沈降によるものではなく、海洋プレートに沈み込みの伴う、タービダイト層の付加作用が重要な役割を果たしていることがわかってきた（小出, 2012; 2013）。

タービダイト層の相解析を基本として、個別記載から地域へ、さらには全地球へ、あるいは単層から長期の堆積場の変遷へという、小から大へと対象の拡大がなされてきた。一方、プレートテクトニクスから沈み込み帯の堆積場を付加体として再構築し、タービダイト層を位置づけるという、大から小への対象の局所化があった。タービダイト（層）は小として、継続的に普遍的な概念として存続してきたが、大きな地質概念（地向斜やプレートテクトニクス）は大として、パラダイム転換の影響を受けてきた。

タービダイト（層）の体系をプレートテクトニクスとして帰納する時、あるいはプレートテクトニクスの体系をタービダイトに演繹する時、パラダイム転換の影響は大きいものとなる。

#### Ⅳ タービダイト層の多様性と規則性

タービダイト層の形成メカニズムは解明されてきたが、そこで認識されてきた多様性と規則性を、以下で詳しく検討していく。

##### 1 多様性

地層は、「同じような」層が繰り返しているかに見えるが、詳細にみていくと、一層一層の厚さ(層厚)や内部の構造、砂岩泥岩の比率など、個々に違っていることがみてとれる。タービダイト層の多様性にかんする各種の研究が進められてきた。

かつてタービダイト層は、砂岩と泥岩の量が等量の互層が主たるものと考えられていた。し

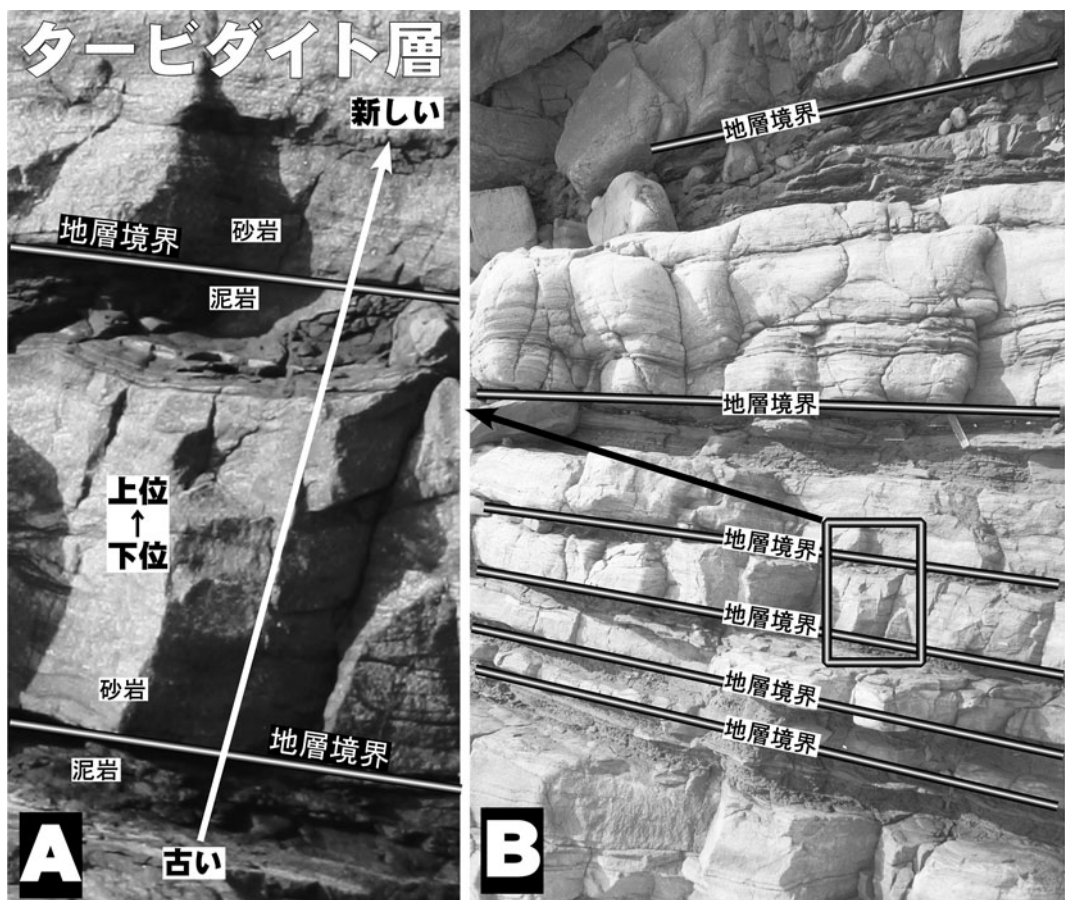


図5 一枚のタービダイト層の内部

高知県室戸市吉良川町平尾でみられるタービダイト層。地層境界に挟まれたタービダイト層は、下から砂岩から泥岩へと漸移する (A)。Bの四角の部分拡大したものがAになる。それぞれのタービダイト層は、層厚もばらばらで、層内の砂岩と泥岩の量も不揃いである (B)。

かし、研究が進むにつれて、多様な砂岩泥岩の比率があることが判明して、Walker (1978) は、タービダイト層の岩相を、砂岩泥岩が等量の互層を古典的タービダイト (classical turbidite) とし、他に塊状砂岩相、含礫砂岩相、粒子支持礫岩相、含礫泥岩相に区分した。

また、堆積重力流も、いろいろタイプがあることがわかってきた。堆積物重力流は、粒子を支持するメカニズムによって、渦動による混濁流 (turbidity current: 通常のタービダイトのこと)、上向きの粒子間の流れによる液化堆積物流 (fluidized sediment flow)、粒子衝突による粒子流 (grain flow)、基質の摩擦力や凝縮力による土石流 (debris flow) に区分されている (Middleton and Hampton, 1976)。ここでは、一般的な渦動による混濁流を扱うことにする。

タービダイト層の形成メカニズムによって、先に述べた岩石の境界の関係が説明できる。ある場所に、ひとつのタービダイトによって、水流や構成物の特徴を反映した堆積物が堆積する。堆積する地層の下面には、連続する明瞭な境界が形成される。下位に粗粒の砂岩、上位に向かって細粒化していき (漸移)、やがてタービダイトによる堆積は終了する。一度のタービダイトによって一層の地層が形成される。タービダイト層の中には、不明瞭な不連続な境界がいくつかでき、岩石種が漸移しながら変わる。

次のタービダイトが流れてくると、新たに砂岩の堆積が、前の泥岩の上に不連続に、明瞭な境界が形成される。時には下にあった泥岩を削り込むことも起こる。タービダイトの流路にあたるところは、水流も激しく (削りこむ)、流路の先端の堆積場が一番堆積物も多く、流路から離れると堆積物の量も減っていく。

一度のタービダイトという現象のなかでも、さまざまな微地形や構造が形成される。これらは流れの様子や性質によって変わってくるものである。タービダイトが同じような場所で起こっても、全く同じ流路をたどって流れるとは限らない。また、タービダイトの規模も毎回違ってくる。同じような場には、何層ものタービダイト層が形成されるが、同一地点をみると、タービダイトのさまざまな位置でできた地層が、積み重なることになる。

主流路の地点 (図4のA) では、最新のタービダイトで、典型的なタービダイト層序の地層 (後述のブーマシーケンス) がたまっているが、前に発生したタービダイトでは流路の端にあたり、細粒の堆積物がたまる場となる。一方、B地点 (図4のB) では、古いほうが主流路で典型的なタービダイト層序の地層がたまり、新しい地層では細粒の堆積物がたまることになる。

タービダイトと堆積場の条件が変化することによって、タービダイト層の多様性を生むメカニズムが生じる。

## 2 規則性：ブーマシーケンスとロウシーケンス

地角斜造山運動において、砂岩泥岩互層をフリッシュ (今ではタービダイト層) と呼び、多くの造山帯を特徴付ける地層とされた。タービダイト層が、分厚い砂岩泥岩互層からなるという特徴を共通に持っていたためである。そこには、地域や時代を越え、成因としてなんらかの規則性、

## ブーマシーケンス

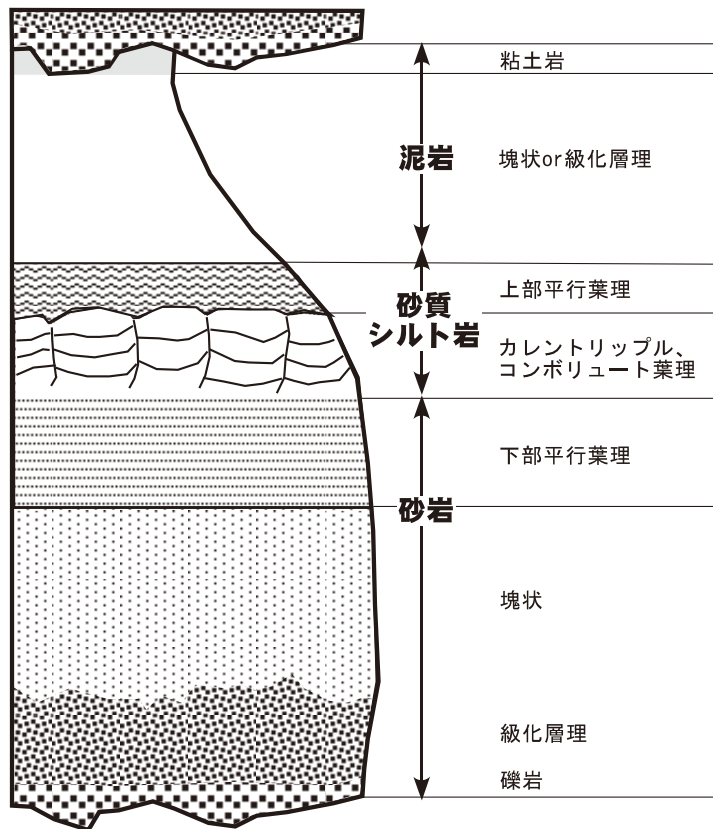


図6 ブーマシーケンス

典型的なタービダイト層の規則性を示す層序はブーマシーケンスと呼ばれる (Bouma, 1962)。

共通性があったことが推測される。

さらに、それぞれの地層内の構成も、砂岩から泥岩へ漸移という共通性だけでなく、砂岩の粒子の構成や泥岩の粒子なども似たものでできており、時には内部の構造に共通したものも認められる (図5)。

このようなタービダイト層の内部にみられる共通性は、ブーマシーケンス (Bouma sequence, 図6) と呼ばれている (Bouma, 1962)。典型的なブーマシーケンスは、下位から礫岩、砂岩、砂質シルト岩、泥岩、粘土岩へと変化していく。下から特徴を見ていく。

砂岩の級化部 (graded or massive division) は、最下部に礫岩を伴うこともある。下位の砂岩は、級化構造あるいは塊状で、下部には数cmほどの逆級化構造がみられることもある。砂岩からなる下部平行葉理部 (lower division of parallel lamination) は、下位から漸移して、平行葉理が発達してくる。砂質シルト岩からなる斜交葉理部 (division of current ripple lamination) は、



一方向の斜交葉理部やコンポリユート葉理, 固結時の排水に伴う渦巻状構造などがみられることもある。下位砂岩とは比較的明瞭な境界があったり, 漸移することもある。砂質シルト岩の上部平行葉理部 (upper division of parallel lamination) は, 細粒砂岩からシルト岩で, 平行葉理が発達することが多い。下位の砂岩とは漸移する。泥岩の泥質部 (pelitic division) は, 堆積構造が不明瞭であるが級化構造をもつことや, 生物による擾乱が見られることもある。下位とは漸移する。最上位には, 半遠洋性粘土岩や遠洋性粘土岩が堆積することもある。

一般にブーマシーケンスは, 海底扇状地の主流路では級化した粗粒砂岩が主体となり, 扇状地の先端では平行葉理の砂質シルト岩や泥岩からなり, 中央部では, 砂岩から泥岩までの多くの要素がみられる。

典型的なブーマシーケンスは, 一過性の斜面崩壊によるタービダイトではなかと考えられている。このような典型的なブーマシーケンスの要素をすべての含むタービダイト層 (完全シーケンス) はそれほど多くはなく, このいずれかの組み合わせや一部のみからなる層も多い。ブーマシーケンスの一部が欠如したものを, 不完全シーケンスという。

堆積物の重力流からできたもので, ロウシーケンス (Lowe sequence) とよばれるものがある (Lowe, 1982)。ロウシーケンスは, 通常のタービダイトと比べて, 大量の砂岩を含む重力流からできたと考えられ, 厚い砂岩層を形成する。ロウシーケンスは, 大きく3つの区分に分けられている。

下位は, 平行葉理から斜交葉理がみられる礫岩から砂岩でできている。流れによって粒子や礫や大きな破片が動いてできる構造もある。礫は, 流れの下面を横切って起こった回転やすべりによるものであることがわかる。中位には, 逆級化構造をもつ粗粒から細粒の砂岩からなる。逆級化層はトラクションカーペット (traction carpet) と呼ばれ, 粒子同士が衝突するようなプロセスにともなってできたと考えられる。上位は, 塊状から級化構造をもった粗粒から細粒の砂岩からできる。乱流による懸濁から堆積したものである。時に, 皿構造や脱水構造 (脱水によってきたパイプ状に砂がたまったもので脱水パイプとも呼ばれている) などがみられる。

ブーマシーケンスもロウシーケンスも, 堆積物の重力流の多様性の一部ととらえられる。密度の大きい重力流がロウシーケンスを形成し, 密度の小さいものがタービダイトとなりブーマシーケンスや不完全シーケンスを形成すると考えられている (Lowe 1982, 1988; 八木下, 2001)

タービダイト層は, 多様でありながら類似性や規則性があるのは, 堆積物重力流という同一のメカニズムで形成されているためであることがわかってきた。

### 3 多様性と規則性の先へ

堆積物重力流というメカニズムが, 堆積物の成分, 重力流の発生場, 堆積条件によって多様性を生む。似た構成素材と似た堆積場で同一メカニズムの堆積物重力流で生成されることが, 規則性を生むことになる。タービダイトに見られる多様性と規則性の変化を, 広域にそして長期間に

わたってみていくことにより、堆積相の変化がわかる。

現在起こっているタービダイトの形成メカニズムが理解できれば、過去のタービダイト層の解析に利用できる。過去のある一枚のタービダイト層における水平変化があれば、同時間における堆積物重力流の堆積の位置、堆積環境の違いで説明できることになる。また、タービダイト層の垂直方向の変化は、時間の前後関係、つまり同一空間における時間変化を意味する。短い時間であれば、重力流の流れる流路や河川の変化を意味し、長い時間における変化は、シーケンス層序学でいうところの全地球的海水準変動や地球環境の変化(例えば、鹿園, 2006など)へと結びつく。

タービダイト層の多様性と規則性の拡大から多くのことが読み取れるが、忘れてはいけないのは、物質と時間の違いである。タービダイト層が連続的に積み重なっているが、それは地層という物質をみているのであって、時間の連続を見ているわけではない。タービダイト層という物質に、時間がどのように記録されているのだろうか。

## V タービダイト層の時間記録の様式

長い時間の記録ならば、不連続で細切れの時間であっても、連続的であっても、変化を中心に記載している限り、時間の連続性を吟味する必要はないかもしれない。時間記録媒体としてタービダイト層をみると、全く違った観点がでてくる。地層は物質からできているので、時間は何らかの物質に置換されて記録されていることになる。以下では、地層という物質の中に時間がどのような様式で、どの程度の記録がなされているのかを検討していく。

### 1 事件の記録媒体

発生したタービダイトは、傾斜があれば遠くまで流れ下るが、緩傾斜や平面になると移動が止まり堆積をする。流動を停止したタービダイトでは、大きく重いものが先に、次いで粒径の小さいものが堆積する。細粒のものでも、数日で堆積作用は終了する。ただし、形成メカニズムで述べたように、流動の条件によっては、さまざまな構造が形成されることがある。

理科の実験でペットボトルに土砂と水を入れ、攪拌した経験があるだろう。攪拌直後は、大きな礫や砂のみが沈み、濁った泥水が残る。数日間、静かに放置すると、ほとんどの物質が沈降し、水も澄んでくる。タービダイトの堆積とは、同様の作用が大規模な流れによって起こったものである。流動が終われば、水の中に混じっていた堆積物は、短時間に沈降することになる。

タービダイトは、洪水や地震などによる斜面崩壊に起因するものなので、数十年から百年、時には千年に一度の「稀な」事件といえる。ただしそれは人類の時間感覚によるものにすぎず、地球の歴史には長い時間が流れているため、千年に一度であっても繰り返す現象であれば、「稀な」ことではなくなる。何万年も何十万年も、その事件が起こる条件が維持され、タービダイトが継続的に起これば、何層も地層が形成されることになる。そのような背景をもったものが

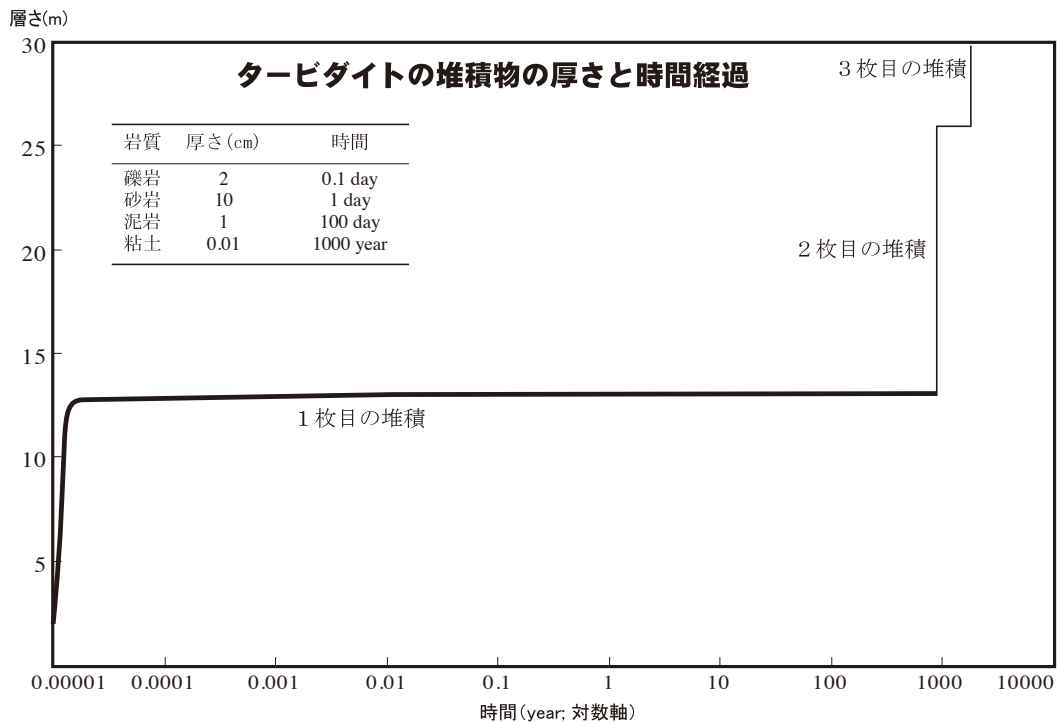


図7 タービダイト層の堆積

タービダイトが図内の表に示した条件で繰り返して堆積するとしたとき、時間とともに層厚がどう変化するかをシミュレーションしたもの。堆積物の厚さと堆積時間は、久保・足立(1982), Fritz and Moor(1988), 公文・立石(1998)などを参考にまとめた。時間はスケールの変化が大きいため対数軸とした

タービダイト層であるといえる。なぜなら、タービダイト層は、何層も厚く重なって露出しているの特徴だからである。

タービダイト層とは、過去にタービダイトが起こった記録である。タービダイトの発生は事件なので、タービダイト層とは断続的な事件の記録の集積となる。では、事件の期間以外の大半の時間は、地層のどこに、どのように記録されているのであろうか。

## 2 事件の順序記録

一回のタービダイトによる堆積作用は、短時間に終わる。ただし、流れの性質、粒径、あるいは深度（沈降する距離）によって堆積作用にかかる時間は変動する。

ある典型的なタービダイトを想定して、タービダイト層がどのように形成されるかを時間軸でみていく。砂サイズの沈降速度は100から1 mm/secのオーダー、シルトサイズでは1から0.1mm/secのオーダーとなるとされている (Fritz and Moore, 1988)。河川から海底に流れ込んできたタービダイトを想定すると、砂サイズでは数時間から10日ほどで、シルトサイズでも10日

から数ヶ月の時間で堆積（沈降）することがわかる。

モデルとして、ある地点に1000年に一度のタービダイトによって10数cmの地層がたまつたと想定する。下位から礫岩（層厚：2cm，堆積速度：0.1日），砂岩（層厚：10cm，堆積速度：10日），泥岩（層厚：1cm，堆積速度：100日），粘土と「堆積なし」（層厚：1mm，堆積速度：1000年）とした。タービダイトの現象をわかりやすくするために、時間を対数軸で示した（図7）。

タービダイトによる堆積作用は、粗粒の堆積物が短時間で沈降し、細粒の粘土も長い時間をかけて堆積するが、その量は少ない。したがって、短時間で堆積量の大部分の堆積が終われば、大半の時間はなにも堆積しない状態であることになる。

図7で、水平の線で示されているところが、粘土の堆積に相当する。ブーマシーケンスでいえば、最上位の粘土層が大部分の時間を記録する媒体となる。ほとんど物質が残されていないところ、つまり境界の間に、大半の時間が記録されていることになる。多くの時間は、ほとんど物質に置換されていないのである。時間の記録媒体の量は少なく、時には次のタービダイトによって侵食されてしまうことも多い。つまり、タービダイト層は、時間の記録媒体としては非常に不完全で、短時間の事件の記録媒体とみなすべきものである。

次に、単純なシミュレーションによって、地層の多様性がどのように生まれるかをみていく。

一つの地層の厚さと、タービダイトの発生確率（時間間隔）を乱数によって決めて、どのような地層ができるかをシミュレーションしてみた。層厚は0から1mの間で、発生確率は0年から1000年の間で、乱数を100回発生させ、その結果を図8に示した。

今回のシミュレーションでは、約5万年分のタービダイト層を形成したことになる。乱数によ

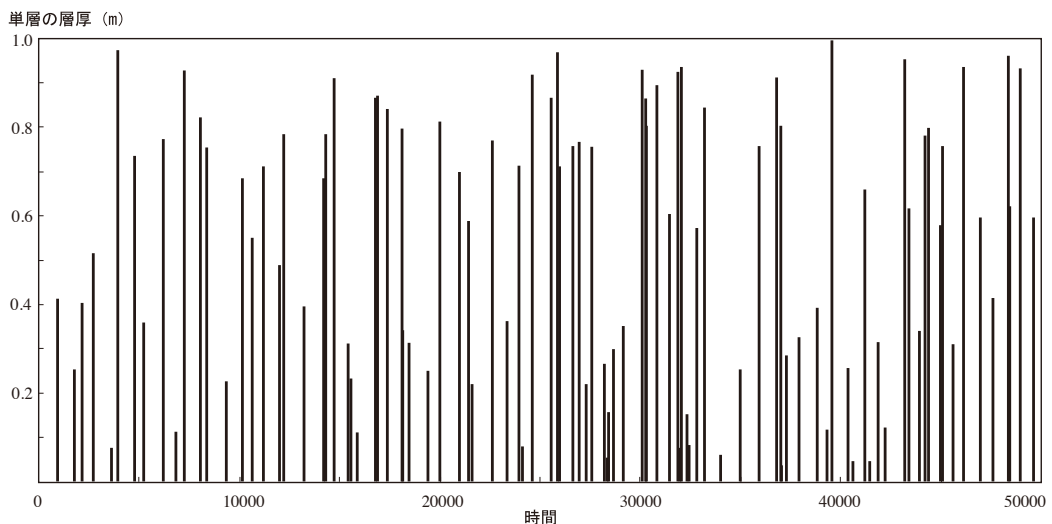


図8 タービダイト層100枚のシミュレーション

乱数を用いて100枚のタービダイト層の発生時間と層厚をシミュレーションしたもの。タービダイトの堆積条件は図7と同様とした。



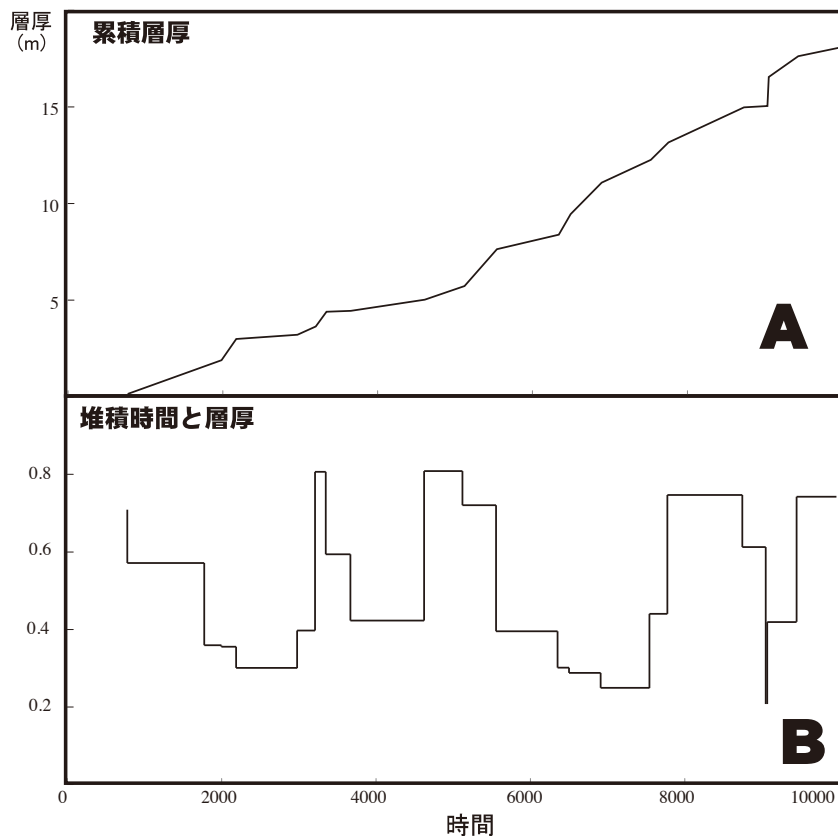


図9 20枚のタービダイト層のシミュレーション

乱数を用いて20枚のタービダイト層の形成をシミュレーションしたもの。A：20枚の地層を形成時間ごとに積算した累積層厚を示した。B：発生時間ごとに形成される単層の厚さを示した。

るシミュレーションなので、地層の厚さもタービダイトの発生間隔もばらばらになっている。図を見てもその不規則さはわかるが、多数の不揃いの層厚が並ぶと、時間間隔の不揃いが目立たなくなる。これは、図のスケールによるものであるが、図の隙間は、地層の物質がほとんどたまることがない部分に相当する。つまり、実際の地層は、この図の時間間隔をなくしたものとみなせる。隙間の不規則性は目立たなくなるとしたが、実際の地層では、時間間隔が消えた、つまり順序のみを示す層厚の違った単層が並んでいることになる。

次に、同じ条件の乱数シミュレーションで、20枚のタービダイト層を作成する(図9)。乱数なので、ばらばらの層厚のタービダイト層が、ばらばらの時間に形成されることになる。非常に単純なモデルだが、この例では、1万年ほどで20枚の多様な厚さのタービダイト層が20mほどできることを示している。

このシミュレーションは、堆積場のある一地点でのタービダイト層の断面を調べたもの、ある

いは陸上でのタービダイト層の断面が出ている露頭とみなせる。

タービダイト発生の条件や堆積場の条件が変化せず、不規則に（乱数的に）起こる場合、単調に層厚増加が起こることを示している。タービダイト層の積算した層厚を考えると、一様に増えるわけではないが、長い時間スケールでみると、近似的に線形に増加しているとみなせる（図9のA）。

タービダイト層は順序のみを見ていると前述したが、単層の年代が少なくとも2ヶ所以上わかれば、積算層厚の線形的増加から、順序だけでなく、近似的に時間間隔を復元できる可能性を示している。得られた年代値を比例配分すれば、各層の形成年代が推定ができるのである。ただし、これはタービダイトが乱数的に発生して、タービダイトの物質量（層厚として反映される）も乱数としてシミュレーションした結果である。現実のタービダイト層に反映できるかどうかは、今後の検討が必要となるが、重要な指摘となる。

現状の技術でも、これを実現できるほど精度の高い年代を求めることはなかなか難しい。化石であれば、相対年代として細かい区分ができるが、ある単層だけに化石が産することはめずらしく、何層にもわたって産出するので広がりをもった年代推定となる。さらに、化石に対する年代は、生存期間を示しているので、単層の形成年代とみなすことはできない。放射性核種による絶対年代は、時代によって精度が変わるが、さまざまな時代で数千年の違いを検出することは困難である。単層ごとの年代を決めることは可能性は残されているが、現実を実施することは困難な作業といえる。

図9のBは、時間ごとに形成される単層の厚さを示したものである。図7の単層の溜まり方は対数軸で示したが、本図では線形軸で示したものである。20回のタービダイトの繰り返しを、線形の時間軸でみたことに相当する。図では、水平に延びる部分は物質がほとんどたまらず時間のみが経過する粘土層に相当し、縦に伸びているところは、粗粒の堆積物が一気にたまる地層の厚さを示している。

モデルでは、時間軸を使って表示したが、実際の地層では時間軸は現れていない。それは、タービダイトが「稀に」しか起らず、短時間に終わってしまう現象なので、物質に置換されている時間はわずかで、物質に置換されない時間が大部分となっている。タービダイト層には、時間記録はなく、事件順序と堆積物の量を記録していることになる。

### 3 事件記録の解読

地層から過去の情報を読み取る方法を、図10にまとめた。まず、現在見えている地層を記載していく。連なる地層の状態（単層内の級化、葉理などの構造、地層境界の様子など）から、上下関係を見極め、順番の方向性が読み取られていく。年代が正確に決定できない場合でも、地層の上下関係が判別していれば、タービダイトが生じた順序は保存される。

もし年代を決定できる単層が複数（少なくとも2つ）あれば、そこから順序だけでなく、時間

軸で並べることが可能になる。ただし、タービダイト層は短時間で形成されるため、時間軸の中ではほんの少しの時間記録しかないことも留意しておく必要がある。

物質に残された証拠から、過去の個々の事件の復元をおこなうことになる。単層の堆積物は、タービダイトの粒子組成や流れの状態、堆積盆の状態を反映している。単層の記載からタービダイトの特性を推定していく。地層の上下方向の観察によって、タービダイトの時間変化を読み取ることになる。地球の時間スケール軸でみると、タービダイト層は、断続的な「瞬間」の一つの記録点にすぎない。しかし、断続だが多数のタービダイト層があれば、長期に及ぶ変化を捉えることが可能となる。

同一の条件で形成された多数のタービダイト層が、系統的に変化をすれば、条件の変化を読み取ることができる。単層が連続し地層となり、地層における岩相の系統的变化は、堆積相の変化を意味する。堆積相の解析から堆積場の変化を、さらに広範囲、長期間にわたる解析より、全地球的な環境変動などを読み取ることが可能となる。

他の露頭で同じ時代の地層（同一層準という）があれば、堆積場の水平方向における広がりや変化を捉えることになる。調査範囲が広がれば、同一時間における広範囲の変化を捉えることができる。

多数の地層の個別の記載から多様性と規則性を抽出して、堆積相から堆積盆地の特徴を導く。物質に残された系統的变化から、過去の事件の長期的広域的变化を読み取ることになる。これが、地層に残された事件記録の解釈ということになる（図10）。

#### 4 地質学の時間記録

地質学で扱う時間には、いくつかの特徴がある。他の自然科学にない不可逆で再現性のない時間という特徴をもつ。地層という物質に置換された過去の時間を読み取っている。さらに、今回扱ったタービダイト層は、ある時、ある場で起こった突発的自然現象によって形成された物質なので、断続的な事件記録で単純な時間記録とはいえない側面も持っている。

地質学の扱う時間は、物理学や化学で扱っている時間とは明らかに属性の違うものである。地層は、「時間→物質」という因果によってできたものである。物質に記録された時間を解釈することは、「物質→時間」の因果を逆にたどること、過去を復元することである。時間の流れは一方向なので、可逆性の反応や繰り返し実験できる物理現象とは違って、地層形成は不可逆な現象である。物質と時間は違うものでありながら、物質の属性から時間を読み取っていくことが、地質学の手法となっている（図10）。

過去の事象を、現在に残された不完全な物質（地層）だけから復元することは困難である。不完全なデータから導かれた仮説であれば、何らかの方法で検証しなければ、確度の低いものにならないを得ない。ところがその仮説は、過去の現象で形成された地層であるために、検証は不可能である。シミュレーションやモデル実験などの検証を行なっても、それは傍証を揃えるにすぎ

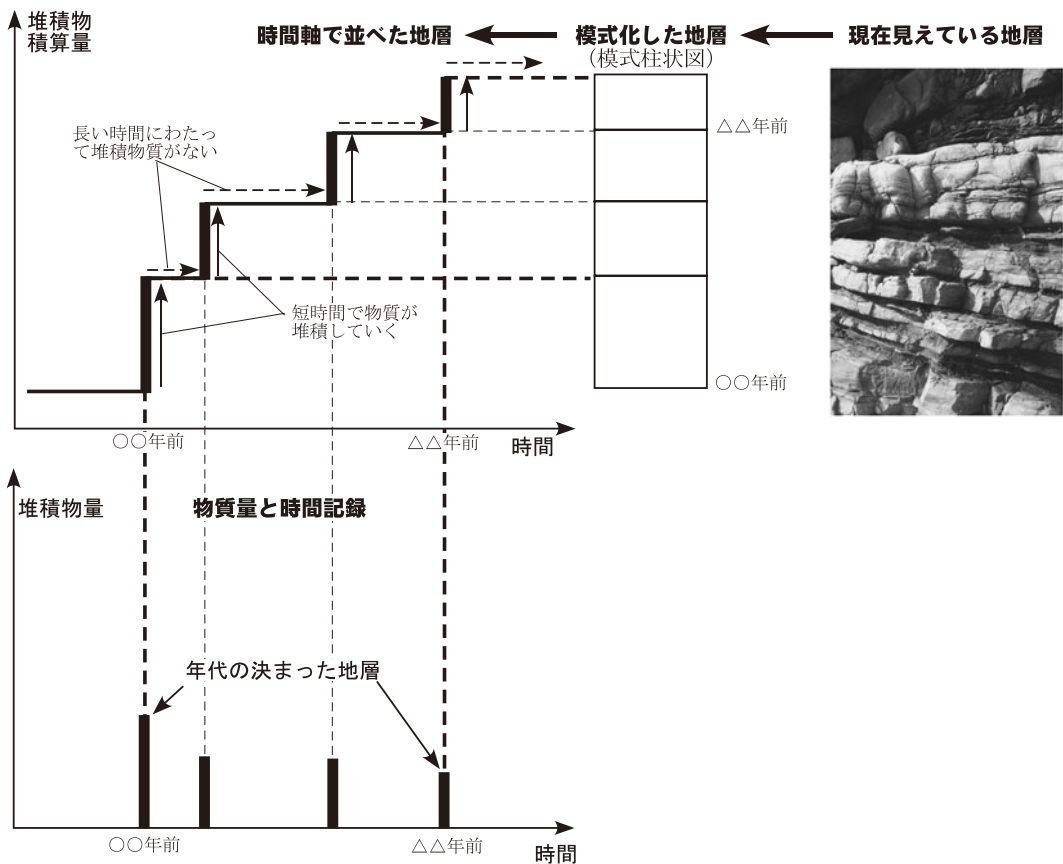


図10 地層の物質と時間

ある地層で模式柱状図がつくられる。ある単層で年代が決まれば、柱状図に年代が与えられ、地層の各単層の年代が推定できる。詳細は本文参照のこと。

ない。地質現象は、再現性のない不可逆なものなのである。

タービダイト層に記録されているのは、断続的な事件の記録であり、経過した大半の時間は、物質として記録されることはない。事件の記録であっても、繰り返し記録されているので、多数の点が直線に近似できるように、断続を連続とみなして、変化を読み取る素材としている。例えば、地球表層で形成されたものなので、その時空間の環境を記録している媒体とみなしている。

地質学は大きなハンディをもちながら、過去を復元する努力を続けている。多くの自然科学と同様に、その膨大な傍証となるデータを集積することによって、確度を高めるしかない。地質学によって構築された過去の地球の歴史は、再現性のない検証不能のものである。これは、地層から得られたデータに基づき、帰納的に求められた仮説（地球の歴史）の限界でもある。

## Ⅵ さいごに

地層記載のはじめには、地層の中にみられるさまざまな境界から、連続性と明瞭性を基準にして地層境界を見極めることになる。地層境界から、個々のタービダイト層を認識していく。地層の方向性から、過去の上下方向を知ることが可能になり、地層における時間軸の方向が定まる。

地層は、過去のある時点にある場所で形成されたものである。その時空間の記録媒体とみなされる。今回検討したタービダイト層では、その記録状況は不完全なもので、過去の時間のほんの一部しか記録していない。断片的な時間記録は、タービダイトという地質現象を反映した事件の記録となる。タービダイト層は、事件の記録媒体となる。地層の時間軸がわかるので、タービダイト層は順序のある事件記録となる。

一方、現生の海底の現象やシミュレーション、水槽実験などから、タービダイトという現象の実態が解明されてきた。タービダイト層とタービダイト現象の共通性から、現在も過去も同様の作用が働いており、タービダイトによってタービダイト層が形成されることが認識されてきた。タービダイト層の規則性と多様性は、タービダイトの形成メカニズムによって説明できる。タービダイト層の多数の単層の系統的变化から、堆積相や堆積場、あるいは地球環境の変化を読み取られるようになってきた。断片的事件記録であっても、過去と現在のリンクから、地球の歴史の解説に利用されているのである。

## 文 献

- Allen J. R. L., 1971. Mixing at turbidity current heads and its geological applications. *Sed. Petrol.*, 41, 97-113.
- Arbenz P., 1919. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Naturf. Gesell. Zurich, Vierteljahre Schrift, Jahrg.*, 64, 246-275.
- Aubouin J., 1965. *Geosynclines*. Elsevier, Amsterdam, 335 p.
- Bouma A. H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam, 161 p.
- Daly R. A., 1936. Origin of submarine "Canyons". *Amer. Jour., Sci.*, 31, 401-420.
- Dana J. D., 1873. On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the Earth's interior. *Amer. Jour. Sci.*, 5, 423-443, 474-475; 6, 6-14, 104-115, 161-172, 304, 381-382.
- Dietz R. S., 1963. Collapsing continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building. *Jour. Geol.*, 71, 314-333.
- Edwards A. R., 1973. Southwest Pacific regional unconformities encountered during Leg 21. *Init. Rep. DSDP*, 12, 641-692.
- Fritz W. J., Moore J. N., 1988. *Basic of Physical Stratigraphy and Sedimentology*. Jone Wiley & Sons, 原田憲一訳, 1999.『層状学と堆積学の基礎』愛智出版 386 p.
- Garcia M.O., Hull D.M., 1994. Turbidite from giant Hawaiian landslides: Results from Ocean Drilling Program Site 842. *Geology* 22, 159-162.
- Hall J., 1859. Description and figures of the organic remains of the lower Helderberg Group and the Oriskany Sandstone. *Natural History of New York. Part 6. Palaeontology. Geol. Survey Albany, New York*, 3, 532 p.
- Hampton M. A., 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Jour. Sed. Petrol.*, 42,



775-793.

- Heezen B. C., Ewing M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps. and the 1929 Grand Banks earthquake. *Amer. Jour. Sci.*, 250, 849-873.
- Johnson D. W., 1939. *The Origin of Submarine Canyons. A Critical Review of Hypotheses.* Columbia Univ. Press, New York, 126 p.
- Kay M., 1951. North American geosynclines. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 48, 143 p.
- Kanamatsu T., Herrero-Bervera E., McMurtry G.M., 2002. Magnetostratigraphy of deep-sea sediments from piston cores adjacent to the Hawaiian Islands: implication for ages of turbidities derived from submarine landslides. In: Takahashi E., Lipman P.W., Garcia M. O., Naka J., Aramaki S., (Eds.), *Hawaiian volcanoes: Deep Underwater Perspectives.* Geophys. Monogr. AGU, 128, 51-63.
- Kneller B., Branney M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42, 607-616.
- Kobayashi T., 1941. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, 2, 5, 7, 219-578.
- 小林貞一, 1951. 『日本地方地質誌総論 - 日本の起源と佐川輪廻 -』朝倉書店, 353 p.
- Kober L., 1933. *Die Orogentheorie.* Gebruder Borntrager, Berlin.
- 小出良幸, 2006. 「物質, 時間, 空間の視点からみた地質学的境界」『札幌学院大学人文学会紀要』80, 21-41.
- 小出良幸, 2012. 「島弧 - 海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について」『札幌学院大学人文学会紀要』92, 1-23.
- 小出良幸, 2013. 「島弧における付加体の形成と擾乱について」『札幌学院大学人文学会紀要』93, 37-58.
- Komar P. D., 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 1477-1488.
- Krynine P. D., 1942. Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle. *First Pan-Amer. Congr. Mining Eng. Geol.*, 2, pt. 1, 537-561.
- 久保田稔・足立昭平, 1982. 「鉛直振動流中での休憩粒子の沈降速度」『土木学会論文報告集』238, 149-152.
- Kuenen Ph. H., 1937. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidsche Geol. Meded.*, 8, 327-351.
- Kuenen Ph. H., Migliorini C., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geol.*, 58, 91-127.
- 公文富士夫・立石雅昭編, 1998. 『地団研双書29 新版碎屑物の研究法』地学団体研究会, 399 p.
- Lowe D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*: 52, 279-297.
- Lowe, D. R., 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of current structures. *Sedimentology*, 35, 765-776.
- Matsumoto T., 1967. Fundamental problems in the circum-Pacific orogenesis. *Tectonophysics*, 4, 4-6, 595-613.
- Middleton G. V., 1966a. Experiments on density and turbidity currents. I. The motion of the head. *Can. Jour. Earth Sci.*, 3, 627-645.
- Middleton G. V., 1966b. Experiments on density and turbidity currents. II Uniform flow of density currents. *Can. Jour. Earth Sci.*, 3, 523-545.
- Middleton G. V., 1967. Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 4, 475-505.
- Middleton G. V., Hampton M. A., 1973. Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In: Middleton G. V., Bouma A. H., (eds.), *Short Course Notes. Pacific Sec., SEPM*, 1-38.
- Middleton G. V., Hampton M. A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition of sediment gravity flows. In: Stanley D. J., Swift D. J. P., (eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management.* Wiley, New York, 197-218.

- Moore R. C., 1949. Meaning of facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 39, 1-34.
- Mulder T., Migeon S., Savoye B., Faugeres J. -C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Mar. Lett.*, 21, 86-93.
- Normark W. R., 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 54, 2170-2195.
- Normark W. R., 1978. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, 912-931.
- 岡田博有, 2002. 『堆積学 新しい地球科学の成立』古今書院 219 p.
- Rees B. A., Detrick R. S., Coalley B. J., 1993. Seismic stratigraphy of the Hawaiian flexural moat. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 105, 189-205.
- 齋藤有・田村亨・増田富士雄, 2005. 「タービダイト・パラダイムの革新的要素としてのハイパーピクナル流とその堆積物の特徴」『地学雑誌』114, 5, 687-704.
- 鹿園直建・岩井修平・石原与四郎・中野孝教・五十嵐智秋, 2006. 「タービダイトシークエンスの地球化学的研究による古海洋環境推定: 千葉県房総半島安房層群安野層の例」『地学雑誌』115, 6, 669-690.
- Stille H., 1936. Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung. *Festchr. Kaiser-Wilhelm Gesell. Ford. Wiss.*, 2, 77-97.
- Teichert C., 1958. Concept of facies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 42, 2718-2744.
- Vail P. H., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part1 Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally A. S., (ed.), *Atlas Of Seismic Stratigraphy*. 1, Amer. Assoc. Petrol. Geol., *Studies in Geology*, 27, 1-10.
- Walker R. G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, 932-966.
- Walther J., 1893. *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft*. Bd. 1. *Beobachtungen uber die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlusse*. Gustav Fischer, Jena, 196 p.
- Walther J., 1894. *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft*. Bd. 3. *Lithogenesis der Gegenwart*. Gustav Fischer, Jena, 535-1055.
- 八木下晃司, 2001. 『岩相解析および堆積構造』古今書院 212 p.

A Study of Time Recoded in Strata: In a Case of Turbidite Formations

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

Strata are made of clastic deposit at a certain time and a certain place. The past time should be decoded in the past material of strata. In this paper, it was examined how the time would be recorded on turbidite formations. Since the turbidite formations are deposited for a short time, fragmentary time was recorded and a the most part of time has disappeared on the strata boundaries. The turbidite formations could regard as archives of geological events and of event order. The broadly systematic change which was read from geological events of turbidite formations could be revealed global environmental changes.

Keywords: Strata, turbidity current, turbidite formations, time recode

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)