

## 層状チャートに記録されている時間について

小 出 良 幸

---

### 要 旨

地球史において多数の種の絶滅事件は、稀なものではなく、たびたび起こる出来事である。層状チャートは、珪質物質からなる本体部と、境界にhiatus（無堆積期間）として粘土物質が少量挟在する。層状チャートの地質学的位置づけや特徴と現世の堆積環境を比較し、層状チャートの形成過程を復元していく。層状チャートの珪質部や粘土部に記録されている時間が、どのような特性を持っているかを検討していく。

キーワード：層状チャート、珪質軟泥、hiatus、深海底堆積物

### I はじめに

地球の歴史は45億年にも及ぶことが知られている（たとえば小出, 1997; 1995など）。地球の歴史を知るためには、過去の記録が必要不可欠である。先史時代の記録は、自然界に残されたものから探ることになる。自然界の物質で古くからあるものとして長寿の植物などの生物を用いる方法があるが、生物には寿命があり、それ以前の記録はその個体からは知り得ない。長い歴史を読み解くには、その時代を記録している「昔に形成された岩石」が重要な意味をもたらす。

「昔」の記録における事件を定量化するために、岩石の中の時間記録を読み取ればよい。時間記録を読み取るためには、年代決定の技術が不可欠で、その技術は年々向上している。放射性核種を用いた年代測定、過去の地磁気（古地磁気）、安定同位体の記録、示準化石など多様な方法が用いられるようになってきた。年代が判明した岩石は、「定量化された過去」の物質となる。「定量化された過去」の物質として岩石は、過去の記録媒体として重要な意義を持つようになる（小出, 2006）。

著者は、近年、岩石のうち「地層」に記録されている時間の保存様式を検討するという研究テーマに取り組んでいる（小出, 2010など）。小出（2014）では、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た。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ることが判明してきた。本稿では、地層に記録されている時間の特徴を、長時間の時空間記録媒

体の代表として層状チャートを取り上げる。層状チャートには、どのような時空間が記録されているかを整理していくことを目的とする。

本研究は、2014年度札幌学院大学の研究促進奨励金 (A)「層状チャートの時間記録とその復元方法にかんする研究—高知県西部の岩体を例にして—」(SGU-SA14-202005-05)の援助を受けた成果である。

## II チャートとは

本論文では、時間の記録媒体としてチャートという岩石を対象とする。議論を進めていくにあたり、チャートの定義、岩石学的特徴、代表的産状を以下にまとめておく。

### 1 定義

チャート (chert) は、岩石の名称で学術用語である。ところが、西洋ではチャートは、玉髓 (chalcedony) や燧石 (フリント, flintとも呼ばれる) と混乱して使われることがあった。チャートは岩石名称であるのに対し、玉髓は石英 (quartz) の微結晶が集合したもので、鉱物名でもなく岩石名でもなく、物質名のような使われ方をしている。玉髓はメノウ (agate) の一種とされることがあるが、メノウも形状の特徴をもったものに対する物質名として使われている。玉髓は、石英を主成分とすることから、チャートの一種ともみなせるが、本稿では区分する。

燧石は、固い物質で、ぶつけると火花を発生することから火打ち石として利用できるので、その特徴をもって日本名とされている。燧石は、石英を主成分とすることから、チャートの多様性の一種とも考えられる。チョーク (chalk) や石灰岩の中の団塊 (ノジュール, noduleとも呼ばれる) として見つかることが多く、産状にも特徴があるので、本稿では団塊状チャートとして扱う。

玉髓や団塊状チャートは少なく、チャートと呼ばれる岩石の多くは層状のチャートとなっている。日本でも、産出量は圧倒的に層状チャートが多い。

チャートは、二酸化珪酸 (シリカ, 無水ケイ酸などと呼ばれる) を主とする岩石である。二酸化珪酸は、結晶質のものと非晶質のものがある。いずれもシリカと総称されることもあるが、結晶質シリカは、鉱物の石英 ( $\text{SiO}_2$ ) のことで、陸源の岩石に由来し、非晶質シリカ (オパール質シリカとも呼ばれる) は、生物体を構成することが多く、水分子を含む ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) が、その量はさまざまである。

二酸化珪酸は化学式が  $\text{SiO}_2$  で、大半の岩石、多くの鉱物の主成分となっているが、比率が特に多いものがチャートとなる。化学組成に基づいた定義では、 $\text{SiO}_2$  が重量比率で 90wt% (以下%と略す) 以上の堆積岩をチャートとしている。

現実には、野外調査で 90% という値が計測できることはなく、区分は曖昧になる。二酸化珪素を多く含むが、90% 以下のものを、珪質堆積岩、あるいは珪質泥岩 (珪質頁岩) と呼んでいる (保

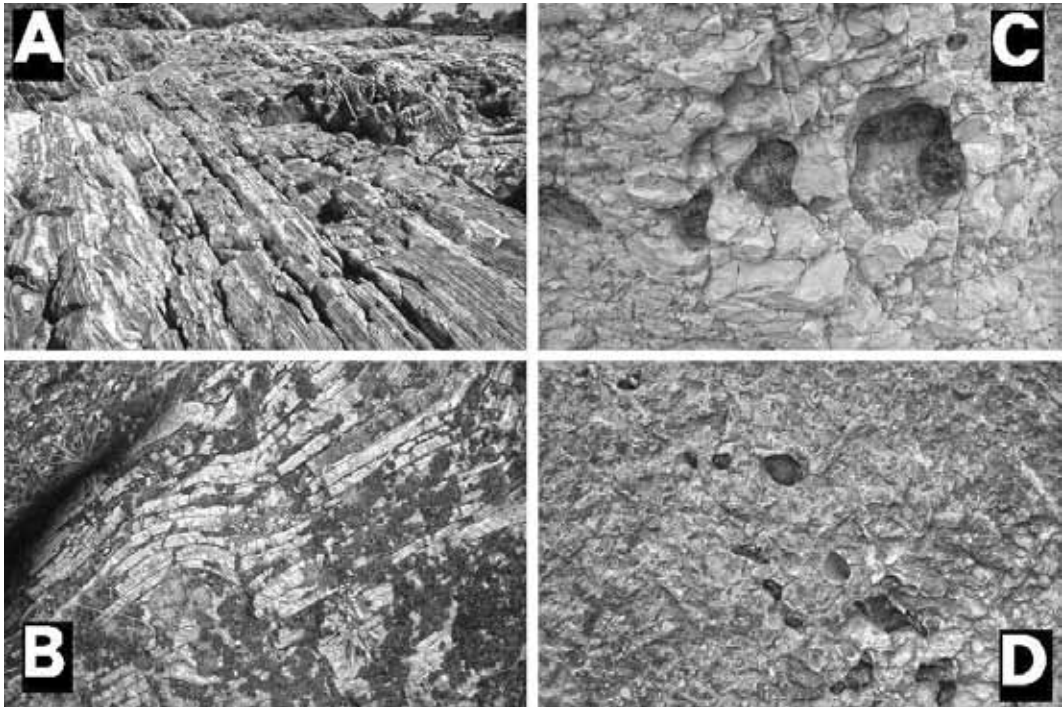


図1 チャートの産状

A：層状チャート。赤色と白色のチャートが不規則に繰り返しているが、層構造は整然としている。約35億年前に深海底で形成されたもの。オーストラリア、西オーストラリア、マーブルバー。B：層状チャート。岐阜県郡上市の美濃層群中にある付加体のチャートのブロックでゆるい褶曲が見られる。C：団塊状チャート。柔らかいチョークの層の中に団塊が形成されている。デンマーク、Hojerup, Stevns Klint 海岸。D：団塊状チャート。硬い石灰岩（チョークが硬くなったもの）の中に地層面にそって形成されている。イギリス、北アイルランド、Antrim, Glenarm。

柳ほか, 2004)。その岩相の変化は漸移的で、厳密には化学分析をするまでは区分は定まらない。

チャートは、堆積岩の一種で、化学組成や構成物質による定義にて定められた岩石となる。堆積岩という限定があるために、マグマ作用で形成される石英脈などとは区分される。チャートは堆積岩とされているが、詳細にみると、いくつかの成因のものが含まれているが、それは後述する。

## 2 岩石学的特徴

二酸化珪素からできているチャートであるが、詳細に調べていくと、多様性と共通性があることがわかる。

チャートは、二酸化珪素が多いため、硬く緻密な岩石になる。割れ口は、光沢をもった貝殻状になることが多い。岩石の色は多様で、緑、青、赤、黒、白などを呈することがある。これらの色は、少量含まれている元素や物質に由来している。例えば、粘土鉱物、鉄の酸化状態や炭素の量などによって色調は変わっていく。

チャートを構成する鉱物は、主には細粒（隠微晶質や繊維状となっている）の石英だが、クリ

ストバライト (cristobalite), 方解石 (calcite) または霏石 (nepheline, 炭酸カルシウムを主成分とした鉱物の集合体のことが多い) などの結晶や二酸化珪素の非晶質鉱物を含むことがある。

二酸化珪素の非晶質物質は, 結晶化していないもの (非晶質シリカ) や, オパール (蛋白石, opal) と呼ばれる非晶質ないし, それに近い含水の二酸化珪素の鉱物になっていることもある。オパールは,  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  の化学式なので, 通常 1 ~ 21% の範囲で水を含んでいる。オパールは結晶度によって, オパール A とオパール CT に区分されている。オパール A は完全に非晶質な状態のオパールで, オパール CT はクリストバライト構造が多くなったオパールである。結晶水がなくなって  $\text{SiO}_2$  だけの成分となったものが石英とクリストバライトとなる。

続成作用 (埋没による温度や圧力の上昇) によって, 非晶質物質はオパール A からオパール CT あるいはクリストバライト, そして最終的には石英と結晶構造が変化していく。その違いは, 粉末試料による X 線回折法によって詳しく調べることができる (保柳ほか, 2004)。さらに変成作用や変質作用が進むと, 石英が再結晶化して大型化していくこともある。

### 3 産状

チャートは, いろいろな地域でよく見られる堆積岩である。しかし, チャートが堆積岩で占めている比率は, 1% を超えることはない (Boggs, 1992) とされている。

北アメリカのチャートの産状を, Murchey et al. (1983) は, オフィオライトに伴われるもの, 枕状玄武岩と互層するもの, 珪質火山に伴うもの, 炭酸塩岩に伴うもの, 碎屑岩に含まれるもの, メランジュ中のものに区分した。日本では, 火山碎屑性堆積物に伴うもの, 特殊な湖水での沈殿によるもの (マガデイ型チャートと呼ばれる), 上下が断層で切られて上限の関係が不明な層状チャートに区分されている (服部, 2008)。これらの区分は, 産状によるものや成因によるものが混在しているので, 有用な区分とはいえない。

チャートの産状には, 大きく分けて, 層状と団塊状という 2 種が主となっている (Pettijohn, 1975)。層状チャートの産状の多様性として, Murchey et al. (1983) のオフィオライトに伴われるもの, 枕状玄武岩と互層するもの, メランジュ中のもの, 服部 (2008) の上下が断層で切られているものがある。団塊状チャートとしては, 炭酸塩岩に伴うものが主である。他に特異な環境で形成された珪質火山に伴うもの, 碎屑岩に含まれるもの, 沈殿によるものが少量産出する。

以下では, 主たる産状である層状チャートと団塊状チャートをみていく。

#### i 層状チャート

チャートが層状に繰り返している構造を持つものを「層状チャート」と呼ぶ。チャート層は, 数 cm から数 10 cm までさまざまな厚さのものがあるが, 層の境界部にはごく細粒の泥質岩や粘土岩, 火山灰などの薄層を挟在することも多い。この薄層とチャート層が繰り返されることによって, 層構造が形成されていることになる。

後述の団塊状チャートに伴って産出する層状チャートもあるので区別される必要がある。大陸棚の海底に形成されるチョーク層の間に、チャート層が堆積することがある。チャートの量が増えてくると、石灰岩層を挟在する層状チャートというべきものが形成されることになる。チャート層が優勢で繰り返して規則的に出現しているところは、層状チャートと呼べる。このような産状の層状チャートは、団塊状チャートを含む石灰岩と共存している場合が多い。チョーク層に伴う層状チャートは、本稿でいう「層状チャート」とは区分する。

本稿で扱う層状チャートは、境界には少量の粘土岩を挟在するのみで、他の堆積岩を伴わず、チャートのみから構成され層構造をもっているものとする。

層状チャートは日本列島のような付加体においては、各所で大小さまざまな規模で頻繁に産出している。変形や褶曲、断層などによる繰り返し、重複が起こっていることも多く、露頭レベルで大きな層厚があるように見えても、繰り返しによる見かけの厚さであって、本質的な厚さではないことも多い。それでも連続して数m～数10m程度の厚さをもっていることは珍しくはない。

チャートには時に小さな化石を大量に含んでいるものもあり、堆積環境や堆積時代を推定することが可能となる。すべての層状チャートから化石が見つかるわけではないが、貴重な地質情報を与えてくれる。

層状チャートは、通常の互層をもつ碎屑性の地層（例えばタービダイトなど）と似た堆積構造をもっているが、堆積や形成のメカニズムが違っていることがわかってきた（小出, 2014）。他の地層と比較しながら、チャートの層構造の形成メカニズムの特徴を時間の流れで解析することが本稿の目的となる。

## ii 団塊状チャート

団塊状のチャートは、堆積岩中にみられるもので異質な成分や硬度をもった結核した産状をもっている。団塊状チャートは、直径2～5cmの小さいものから長さ20～30cmの大きなものである。形状は円盤状や筒状になっているものや、不定形ものも多い。複数の団塊が癒着して連続し厚さ数mの不規則な波状層になることや、ある特定の地層に沿って団塊状チャートが密集していることもある。

チャートの団塊は、チョーク層や石灰質堆積物中に形成されているものが多い。団塊状チャートを伴うチョークは、固結した岩石や時に未固結の堆積物の場合もある。チョークの構成物は、浮遊性藻類を主としている。場所によって、アンモナイト、ベレムナイト、二枚貝、ウニなどの化石を含むこともある（保柳ほか, 2004）。堆積環境は、陸地からの砂泥の供給がほとんどない浅海（大陸棚）で堆積したと考えられる（Fritz and Moore, 1988）。大西洋岸に広く分布する白亜紀のチョーク層の中には、団塊状チャートが多数認められ、石器の素材として利用されていた。

団塊状チャートの内部は微晶質シリカの緻密な岩石となる。団塊は、石灰質堆積物の中の異物を核として、珪質の生物遺骸から溶け出した珪質分が移動して沈積、成長したものだと考えられ

ている。

本稿では、層状チャートの対象とするので、団塊状チャートは以下では深く議論しない。

### Ⅲ 深海底堆積物とチャート

現在、層状チャートはある種の深海底堆積物が起源だと考えられるようになってきた。その根拠となったチャートの形成場の探求と、対比される現世の深海底堆積物の概要をみていく。

#### 1 チャートの形成場の探求

層状チャートは、珪質物質以外の碎屑物をほとんど含まない特異な岩石ではあるが、明瞭な堆積構造を持つことから、堆積岩であることは明らかである。堆積岩は、ある時代のある場に堆積し、固まってできた岩石である。チャートも堆積岩として同様の過程を経て形成されたはずである。陸地にあるチャートが、どこで（堆積場）、どのように形成され（成因）、固まり（続成作用による固化）、どのようにして現在の場に至った（移動から定置への過程）のか、つまり形成から定置までの全プロセスを理解することが目的となる。まずは、現在の地球で、チャート形成に対応する堆積場を見つけ、その実態を明らかにすることが、チャートの研究の第一歩となる。

1960年代から海洋底の学術掘削がすすめられてきた。1968年からアメリカ合衆国のDSDP (Deep Sea Drilling Project) がスタートして、国際的な学術掘削として1975年からIPOD (International Phase of Ocean Drilling) が、その後2003年からIODP (Integrated Ocean Drilling Program) が現在まで継続して深海底の学術調査がなされている。多数の航海 (Leg) で複数の掘削場所 (Site) での海洋底の調査がおこなわれ、試料が得られてきた。その結果、現世の深海底には、珪質軟泥 (siliceous ooze) とよばれる生物の遺骸を大量に含む (重量の30%以上) 堆積物や石灰質軟泥 (calcareous ooze) が、広く分布していることがわかってきた。その基盤として火山岩類 (海洋プレートの最上部) があることも明らかになってきた。

現世の深海底に堆積する珪質軟泥の実態が明らかになるにしたがって、層状チャートとの類似性も明らかになってきた。陸上の地質時代の層状チャートから見つかる化石の種類や組み合わせ、堆積構造などの産状から、深海底でたまった珪質堆積物が固化したものであると考えられるようになってきた (井本・斎藤, 1974)。ただし、深海底の珪質軟泥層のみが、なぜ陸域に多数分布しているのかは、別の視点での検討が必要になってきたことは後述する。

#### 2 深海底堆積物

海洋生物学では、深海は一般には水深200m以下とされている。水深200mは、光合成に必要な光が届く限界であり、それ以深では生物環境や生態系が大きく異なるために定められたものである。その定義に基づけば、深海底とは水深200mより深い海底すべてとなる。一方、海底資源や

領土と関連して、沿岸国の管轄権にある大陸棚より外側の海底区域（海底とその地下）を深海底としているようだが、大陸棚の定義やその範囲は議論が多く、明確な定義とはならない。

地形学では、深海底は水深5000mほどで平坦なところで、中央海嶺から大陸縁辺部（海溝あるいは大陸棚）の間に位置している場である。深海底は、深海平原とも呼ばれる平坦で堆積物がたまっているところである。深海平原の中には、時に海洋島、海山や海山列、海丘などの高まりを持った地形がみられることもある。

地質学では、厳密な定義で使われることはなく、海嶺で形成された海洋プレートが海溝に沈み込むまでの範囲の海洋底で、なおかつ大陸の影響をあまり受けていない海底（碎屑性堆積物がほとんど来ないところ）という意味で使われていることが多い。大陸棚には陸から堆積物がかなりの量の流れこむが、深海底は海溝によって地形的、地質学的に区分されているため、陸からの堆積物はほとんど届かない。

深海底は、非常に広い面積を占める環境である。堆積場としてとらえると、深海底に流入する堆積物の供給は非常に少ない環境となる。少ないながらも陸から届く堆積物は、海流による運搬、大気を経由する堆積物（風塵、火山噴出物など）の供給などによる堆積作用となる。その量は陸周辺と比べて極端に少ない。深海底は、非常に広いにもかかわらず、陸から隔離された非常に特異な環境といえる。

深海の調査が進むにつれて、実測されてきた堆積スピードは陸域と比べると極端に遅いことが確認されてきた。しかし、海嶺や海山などの新しく形成された場を除けば、すべての深海底には堆積物が分布していることもわかってきた（岡田, 2002）。深海底堆積物を構成しているものは、陸由来の物質と海洋生物由来に分けることができ、生物由来のものは成分から、珪質と石灰質に区分されている（三宅, 1972）。

海流や風による陸源物質も陸上生物源の堆積物も、微量ではあるが定常的に海洋底に堆積していることもわかってきた。生物の起源は、海面付近に生息しているプランクトンである。海表面において、光合成をする植物性プランクトンを動物性プランクトンが食べ、それを小動物が食べるという食物連鎖が成立している。その食物連鎖の残渣というべき糞や死骸が、海表面に飛来した風成の粘土鉱物を核にして集まり固まっていき、糞粒体とよばれるものになる（平, 2004）。大きくなった粒子は海中を沈降して、マリンスノーと呼ばれるものになる。

海中で実際に沈降する粒子を調べるセディメント・トラップ実験で、沈降しているマリンスノーの大部分は、糞粒体であることが判明した。さらに糞粒体は、カイアシ類（copepod）などの動物性プランクトンやオキアミ（krill）などの小動物が、植物プランクトンを食べた後の排泄物であることも判明してきた（平, 2004）。糞粒体は、深度が大きくなるにつれて、粒子は急速に分解していく。海表付近から沈降する粒子の量（粒子フラックスと呼ぶ）は、海底では著しく減少し、海表層200mほどで生産されるマリンスノーの1%以下しか堆積しない（平, 2004）。糞粒体の主体は植物性プランクトンで、その生産性が反映されるため、季節変化や年毎の変動が大き

いことも観測されてきた。

最終的に深海底に堆積している物質的特徴により、珪質のものと石灰質ものに区分できる。それらの堆積物は、深海底では微粒の泥が未固結であるために軟泥となり、珪質軟泥と石灰質軟泥と呼ばれている。

量的には少ないが、褐色の深海性の粘土がある。遠洋性粘土 (pelagic clay) は、陸起源の岩石や陸の生物に由来する有機物が含まれていることもある。火山灰や、岩石片や鉱物片の塵、土壤に含まれている腐食物や木材の破片、あるいは陸生植物の葉に由来するワックス類など分解されにくい物質がある。それらは、海流や風に乗って運搬され、沈殿したと考えられている。

以下では、深海底堆積物をチャートの母体となった、珪質軟泥、石灰質軟泥、そして遠洋性粘土の順にみていく。

### 3 珪質軟泥

珪質軟泥を構成している現世生物は、放射虫 (radiolaria) と珪藻 (diatom) が多く、ついでカイメン (sponge) や珪質鞭毛藻 (dictyochales) となる。主とする生物種によって、放射虫軟泥や珪藻軟泥などと区分がなされることもある (服部, 2008)。

放射虫は、海生の原生動物で骨格あるいは殻を持ち浮遊生活をする。骨格や殻は、透明な非晶質の二酸化珪素で形成されることが多いが、有機物や硫酸ストロンチウムで形成されることもある。骨格の形態は非常に多様で、種ごとの変化が著しい。微晶質の放射虫の殻が堆積し、二酸化珪素で埋め込まれたもの (セメント) が、比較的硬質で細粒の放射虫軟泥となる。ミクライト質石灰灰岩などを伴うこともある。

珪藻は、単細胞性の藻類の仲間である。海洋域では、一次生産者として重要な役割を果たしている。二酸化珪素の殻を持つことが特徴で、放射状や対称状の形態をしている。淡水から海水まで、強酸性から強アルカリ性まで、高塩濃度、強腐性、流水下の極低温などの極限環境でも生育しているものがあり、非常に生息域の広い生物である。珪藻質軟泥は、オパールAでできていた珪藻が珪質のセメント物質で埋め込まれたものである。セメント物質や珪藻部分が、固化、再結晶化したものがチャートとなる。

カイメンは、原始的な無脊椎動物で、主に浅海で岩石などに付着して生活している。海綿質繊維からできた柔らかい体で、大きさも形態もさまざまで、骨片をもっているものもある。骨片は、微小なものから1mに達する長さのものもある。骨片は、炭酸カルシウムか二酸化珪素あるいは両方から構成されている。カイメンなどの骨針からなる珪質骨針堆積物が固結すると、骨針岩や骨針チャートとなる。

珪質鞭毛藻は、二酸化珪素の内骨格を持つ藻類や原生動物の総称である。形態的特徴は、珪質の基環 (basal ring) と呼ばれる構造をもっていることで、白亜紀前期に出現し、新生代から化石として頻繁に産出し、現世でも生息しているが、その形態の変化が小さいことが知られている。



これら珪質部をもった海洋の微生物が、食物連鎖をしながら糞粒体となり、最終的に一部の珪質部が深海底に堆積し、珪質軟泥が形成されていく。

ただし、固体の二酸化珪素である非晶質シリカやオパールは、海水中では水温が高いほど、あるいはpHが高いほど溶解しやすいという化学的特徴がある。珪藻の殻は非常に薄く、放散虫の殻より溶解しやすいなど、生物の種類や大きさなどにより異なる。二酸化珪素の殻は、水深1000mまでで溶けるものが多い。このような珪酸塩類が溶ける深度を、珪酸塩補償深度 (SCD: Silicate Compensation Depth) と呼んでいる。海洋の温度は、深海ほど下がっていくので、二酸化珪素は深海底では安定して存在することになる。

表1 深海底堆積物の堆積速度

sediments	Locality	Speed (mm/1000 year)	reference
<b>Recent</b>			
siliceous ooze	compilation	1~10	Hattori (2008)
siliceous ooze	equator Pacific	2~5	Seibold (1986)
siliceous ooze	Antarctic	2~10	Seibold (1986)
siliceous ooze	north to equator Atlantic	2~7	Seibold (1986)
siliceous+calcareous ooze	south Atlantic	20~30	Froelich et al. (1991)
calcareous ooze	DSDP Leg 62, North Central Pacific	0.5~58	Hein and Karl (1983)
calcareous ooze	DSDP Leg 69, Costa Rica Rift	50~60	Hein and Karl (1983)
calcareous ooze	north Atlantic (40~50° N)	35~60	Seibold (1986)
calcareous ooze	north Atlantic (5~20° N)	14~40	Seibold (1986)
calcareous ooze	equator Atlantic	5~18	Seibold (1986)
calcareous ooze	Caribbean	~28	Seibold (1986)
calcareous ooze	equator Pacific	~30	Seibold (1986)
calcareous ooze	east Pacific rise (0~20° S)	20~40	Seibold (1986)
calcareous ooze	east Pacific rise (~30° S)	3~10	Seibold (1986)
calcareous ooze	east Pacific rise (40~50° S)	10~60	Seibold (1986)
pelagic clay	south Atlantic	2~3	Hattori (2008)
pelagic clay	north of north Pacific	10~15	Seibold (1986)
pelagic clay	center of north Pacific	1~23	Seibold (1986)
pelagic clay	equator of north Pacific	0~1	Seibold (1986)
pelagic clay	compilation	0.2~6	Miyake (1972)
terrestrial mud	California	50-2000	Seibold (1986)
terrestrial mud	Ceara abyssal plane	200	Seibold (1986)
<b>Geological Age</b>			
bedded chert	shallow sea, Triassic, Japan	30	Iijima et al. (1978)
chert	Asio Belt, Japan	2.1	Iijima et al. (1989)
siliceous rock	Tanba Belt, Japan	5	Iwao (1976)
bedded chert	Mino-Tanba Belt, Japan	5	Iwao (1976)
bedded chert	Shimanto Belt, Japan	0.3	Kumon et al. (1986; 1997)
bedded chert	Franciscan, San Francisco	0.8	Karl (1984)

海表面の生物の生産性とSCDより上での溶解の関係で、深海底での珪質物質の堆積量が決まってくる。単位時間当たりの堆積量を表す単位として、単位面積 ( $1\text{ cm}^2$ )、単位時間 (100万年) 当たりの質量 ( $\text{g}/\text{cm}^2/\text{my}$ ) や、単位時間 (1000年) 当たりの堆積物の厚さ ( $\text{mm}/1000\text{years}$ ) として示す方法などがある。本稿ではデータ表示として多い  $\text{mm}/1000\text{years}$  を用いることにする。

珪質軟泥の堆積速度は、海域によって違っている (表1) ようで、遅いところでは  $1\sim 5\text{ mm}/1000\text{years}$  程度で、速いところでは  $2\sim 10\text{ mm}/1000\text{years}$  程度とされている (例えば, Seibold, 1986など)。

珪質軟泥は、湧昇流海域や高緯度海域などの珪藻が生産性の高い海域で多くなる。少量でも堆積する環境が存在すれば、海洋プレートは長い時間をかけて深海底を移動するので、時間とともに珪質堆積物が厚く堆積することになる。

#### 4 石灰質軟泥

深海の堆積物には、石灰質の殻をもった生物の遺骸からなる石灰質軟泥がある。堆積物の重量の30%以上が石灰質で、生物由来の構成物によるものをいう。熱帯から亜熱帯の海底に広く分布し、全海底面積の約47%を占めると見積もられている (Vinogradov, 1967)。

石灰質軟泥の生物の種類は、石灰質の殻をもつ有孔虫 (foraminifera) や円石藻 (coccolithophore)、翼足類 (pteropoda) となる。色は褐色がかった灰白色を呈し、軟らかく、粒度は珪質軟泥よりは粗い。

有孔虫は石灰質軟泥の中ではもっとも普遍的な単細胞動物となっている。海洋に広く生息しているが、一部は淡水域にもみられる。有孔虫は原形質があり、外に殻を持っている。殻には孔(口孔, aperture) や小さな穴がたくさんあることから有孔虫と呼ばれている。大きさは  $1\text{ mm}$  以下のものが多いが、 $5\text{ cm}$  程度になるものや、化石種では  $19\text{ cm}$  に達するものも見つかっている。現生種は底生(海底)の生活をしているものが多く、一部が浮遊性である。底生有孔虫は、海底堆積物の表面や表層数  $\text{cm}$  で生活しているが、その生活域は潮間帯から深海底までの深度、極域から熱帯までの緯度など、広範囲で多様な種が暮らしている。ただし、熱帯域の多様化が大きい。浮遊性有孔虫の分布範囲も深度範囲も広いが、 $50\text{ m}$  より浅いところを生息域とするものが多い。

海洋底に堆積する石灰質軟泥には、浮遊性有孔虫 (globigerina) が圧倒的に多く、古くからグロビゲリナ軟泥 (globigerina ooze) と呼ばれている。浮遊性有孔虫は炭酸カルシウムの殻を50~80%も含む。同様の特徴は化石でもみられ、地質時代の石灰質軟泥由来の石灰岩では、浮遊性有孔虫が大半を占めている。カンブリア紀から現世の海成層まで長期に渡って産出し、石灰質軟泥岩の代表的生物や化石となっている。有孔虫は、現生種でも化石種でも多くの種類が知られており、示準化石や示相化石として利用されている。

円石藻は、直径は  $5\sim 100\text{ }\mu\text{m}$  程度の小さい浮遊性の黄緑色の藻類である。淡水域には生息せず、すべて海生で海域全域に広く分布している。細胞内に葉緑体をもっている独立栄養生物で、海洋

域での一次生産者となっている。細胞の表面に炭酸カルシウムの鱗片である円石と呼ばれる円盤型の構造をもっていることが特徴である。生物名もその形態に由来している。円石藻が死ぬと海水中を沈降していくが、大部分の円石は溶解してしまう。海底の堆積物になるのは、動物性プランクトンに捕食され、糞の固まりとして堆積した糞粒体である。

現在でも、円石藻は多数の種(60属以上)が知られているが、三畳紀から現在まで各時代で円石藻が生息しているが、K-T境界の異変で激減した。大西洋沿岸に産するチョークは、ジュラ紀から白亜紀にかけて繁栄していた円石藻を主成分としている。年代決定のための示準化石として利用されている。

翼足類は、表層から中層水に生息している4~8mm程度(ときに20mmに達する)の浮遊性軟体動物である。北緯35度から南緯35度にかけての熱帯から亜熱帯の海域に生息している。大型プランクトンや幼魚までをエサとしている捕食者である。翼足類の殻はアラゴナイトからなり、通常の石灰質の殻(方解石)より深海底では溶融しやすく、石灰質軟泥に占める割合は少ない(Vinogradov, 1967)。

古い時代の石灰岩からは、コノドント(conodont)と呼ばれている化石が見つかる。「円錐状の歯」という意味でコノドントと命名されたが、カンブリア紀から三畳紀までの地層から発見される1mmほど微小な化石である。化石では多産するのだが、現世生物では対応するものがない。リン酸カルシウム( $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ )を主成分とし、海生動物のいずれかの器官と推定されていたが、どのような生物の何かであったかは、長い間不明であった(猪郷, 1979)。種類は不明であるが、時代ごとの形態変化が大きいので示準化石として利用されてきた。石炭紀の地層から、1970年からコノドントもった動物の本体化石が、相次いで発見され(Melton and Scott, 1970)、今ではヤツメウナギに近いクリダグナサス(clydagnathus)など無顎類の一種の歯であると考えられている(Benton and Harper, 2009)。

石灰質軟泥の堆積速度は、小さいところでは珪質軟泥と似た3~10mm/1000years(Seibold, 1986)程度であるが、50~60mm/1000years(Hein and Karl, 1983)とかなり大きいところもある(表1)。また、珪質軟泥と石灰質軟泥の混合物が、20~30mm/1000years(Froelich et al., 1991)とちょうど中間的な値となっている。これらから、一般的に石灰質軟泥の堆積速度は、珪質軟泥より大きいと見なせるであろう。

石灰質の殻は主に方解石(炭酸カルシウム,  $\text{CaCO}_3$ )からできていて、炭酸カルシウムは海水中では水温が低いほど、圧力が高いほど溶解しやすいという性質がある。水深4500~5000m以深になると、殻は完全に溶解する条件となる。炭酸カルシウムが溶解する深度は、炭酸塩補償深度(CCD: Carbonate Compensation Depth)、あるいはリソクライン(lysocline)と呼ばれる。

深海域ではCCDが存在することから、石灰質軟泥が陸地にもたらされるためには、比較的浅い海底で石灰質軟泥が堆積していた場合のみとなる。低緯度のCCDより浅い環境では、有孔虫や円石藻などからできた軟泥が形成されやすく、大西洋岸に広く分布しているチョーク層が典型

的な例となる。深海底の石灰質軟泥は、現在堆積物として存在したとしても、CCD以深であれば時間経過とともにほとんど溶けていくと考えられる。

## 5 遠洋性粘土：褐色粘土・赤色頁岩

大きな海洋の深海底では、量は少ないが陸源堆積物が定常的にもたらされている。ただし、その量は大気循環や大陸配置などに左右される。陸地が近い海域の堆積物は、赤色だけでなく、青色や緑色を呈することもある。遠洋性粘土は褐色や赤色を呈することから、褐色粘土あるいは赤色粘土などと呼ばれる。深層水は酸素を含んでいるので、堆積物は酸化され褐色から赤色を呈するとされている。粘土が固まったものは粘土岩、さらに固まり剥離性があるものを頁岩と呼ぶ。地質時代の粘土岩は赤色頁岩と呼ばれることが多い。

陸源物質は、生物起源の殻と比べてその量は少ないので、珪質軟泥や石灰質軟泥が堆積しているときは、ほとんど目立たない存在となる。しかし、生物の生産が長期にわたって低下もしくは停止した場合、あるいは生物源の殻が溶けやすい場（CCD以深からSCD以浅）では、陸源物質の堆積が目立つようになる。4000mより深い海底では石灰質殻の堆積が主の環境であっても、石灰分が消失し、陸源堆積物からなる粘土が見つかる。

陸源粒子で、もっとも優勢なものは、粘土鉱物（イライト、カオリナイト、クロライト、スメクタイト）で、次いで石英、長石、岩石片や重鉱物、さらには陸源有機物などとなる。

粘土鉱物は海底風化による産物が多く、海底の熱水噴出に伴う硫化鉄（パイライト、硫酸還元による）などもある。岩石片には、火山性粒子があり、さまざまな組成の火山灰（火山ガラス）、時には軽石なども含まれる。石英、長石は大陸を構成していた岩石が微粒子となって風に運ばれたものである。

遠洋性粘土の堆積速度は、海域によってその値はさまざまで、北太平洋で比べると（Seibold, 1986）、北部が10～15mm/1000years、中央が1～23mm/1000years、赤道付近では0～1mm/1000yearsとなる。これは、陸源の堆積物の運搬メカニズムの差によるものと考えられる。一般には、珪質軟泥と同程度かやや遅く0.2～6mm/1000years程度の速度である（三宅, 1972）。現在の大陸配置では、南半球は北半球に比べて陸源物質の供給は少ない。

## IV 層状チャートの形成

ここまで現世の深海底堆積物をみてきたが、次に層状チャートの形成の過程を考えいく。形成過程を考えていくに当たり、露頭や一枚のチャート層から読み取れる情報を、成因への束縛条件を整理し、深海底堆積物と層状チャートの成因関係を明らかにし、層を構成する境界と無堆積（hiatus）の意味、堆積速度と層形成期間をまとめ、形成から定置までの過程を考えていく。

## 1 層状チャートの露頭から

層状チャートは、数cmから十数cmほどの厚さのチャートが、明瞭な境界を挟んで繰り返している地層（互層と呼ぶ）である。層状チャートの重要な特徴は、チャートという岩石の均質性と層をなして繰り返しているという2点である。成因では、この特徴が説明されなければならない。

まず、層状チャートの典型的な露頭を見ていき、読み取れることを整理していくことにする。

図2は、典型的なチャートの露頭を、遠景から接近までのいくつかのスケールでみたものである。まず間近で見ると、層状チャートは、10cmから数cmオーダーのチャート層が整然と堆積していることがわかる（図2D）。チャートの厚さはさまざまだが、明瞭な境界をもって同質のチャートが繰り返すという規則性が見て取れる。

少し離れてメートルオーダーにスケールを広げ見ると、整然としているように見えたチャート層にも、両側や上下には、境界がまっすぐではなく地層に乱れやうねるような褶曲があることがわかる（図2C）。

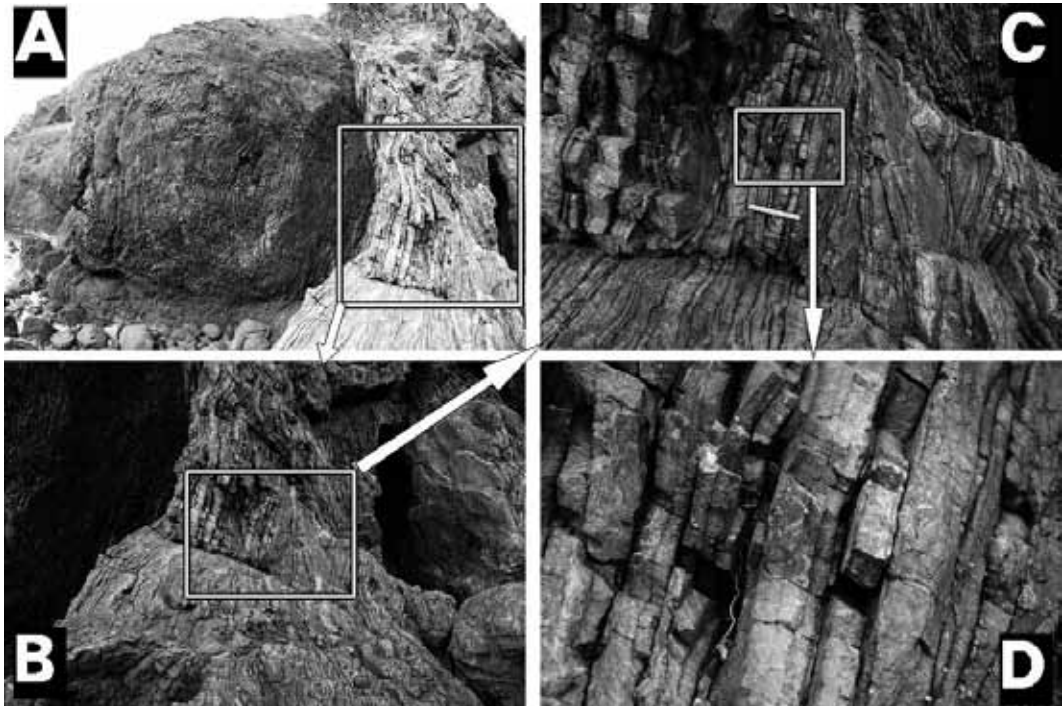


図2 層状チャートの露頭

典型的なチャートの露頭。高知県土佐市宇佐町竜の横浪メランジュ中の層状チャートブロック。A：上位（左側）に向かって層状チャートに赤色頁岩を挟むが増えていく。細かい褶曲が見える。四角で囲った部分がBの撮影範囲。B：層状チャートの部分。赤色頁岩を挟む上位とは断層で区切られている。上部にはゆるい褶曲が見られる。四角で囲った部分がCの撮影範囲。C：整然と成層している層状チャートだが、周辺には弱い褶曲や構造に乱れが認められる。黄色いスケールは20cmの長さ。四角で囲った部分がDの撮影範囲。D：典型的な層状チャートの部分。

さらにスケールを広げると、褶曲はあるが整然とした互層をもった層状チャートの両側には、断層が存在(図2 B)し、断層を越えるとより複雑な構造に変わり、他の岩石を挟在しながら漸移している(図2 A左方向の赤い部分)ことがわかる。層状チャートの整然とした互層は限定されたブロック内のことであり、ブロックごとの関係は断層などの整合関係ではない複雑で不連続な構造を持つことがわかる。

スケールを変えて露頭をみると、層状チャートの整然さだけでなく、擾乱がさまざまなレベルで起こっていることがわかる。層状チャートの産状には、堆積時の構造から形成後に固結するまでの作用(続成作用)だけでなく、固化したのちに現在の場所まで持ってこられるまでの過程(定置)が非常に複雑なものになっている。

層状チャートは、明瞭な境界をもっていることが基本的属性だが、基本の層状構造が形成された後に層構造を擾乱する褶曲や断層などが起こっている。層状チャートにおける堆積作用から続成作用にいたる過程の全貌を解明することが、地質学のテーマとなるであろう。堆積作用の解明は、層状チャートの形成に重要な束縛条件を与える。層状チャートの擾乱は形成後の変容となり、定置過程は断層や褶曲などの解析が重要な情報となる。

層状チャートの形成や成因を探る上で、考慮されるべき束縛条件として、層の形成、つまりチャート物質の堆積作用が繰り返し発生する条件である。珪質物質のみを主たる堆積物とする時期と、境界部の粘土物質のみを堆積する時期が繰り返し出現しなければならない。

## 2 一枚のチャート層から：層形成のメカニズム

上で示した束縛条件に基づき、チャートの層形成のメカニズムを解明していく必要がある。典型的なチャートを選び、詳しくみていく。図3は、図2 Dで示した部分をさらに拡大したもので、典型的な層状チャートの中のごく一般的なチャート層である。この一枚のチャート層を例にして、岩石の特徴をみていく。

チャート層の上下には明瞭な境界がある。その境界には薄い褐色の粘土層がみられる。粘土層は、チャート層と比べて軟らかく侵食を受けやすいため、境界部の奥まったところにかろうじて観察されることが多い。本層では上部にも下部にも、薄い粘土層を挟在している。また、その外側にも、薄いチャート層があり、そこにも粘土層が見えている。

中央部のチャート本体は、均質に見えるが、注意深く見るといくつかの明瞭な構造が認められる。一番目立つものは、中央部に地層面に並行な二筋の境界である。ここには明瞭な粘土層は見られないが、両境界とも連続性がよく、特に下側のものは、チャート内で割れ目を形成している。これは、粘土層を挟在していないが、重要な境界であると考えられる。これと同様に、粘土層を伴わないが明瞭な境界となっているものが、周辺のチャート層にも多数見られる。

またチャート本体の上部と下部の縁の部分に、中央部とは色の異なる部分がみえる。さらに連続性のあまりない細い筋模様(葉理, laminaeと呼ばれる)が上半部にある。細部の構造は、チ

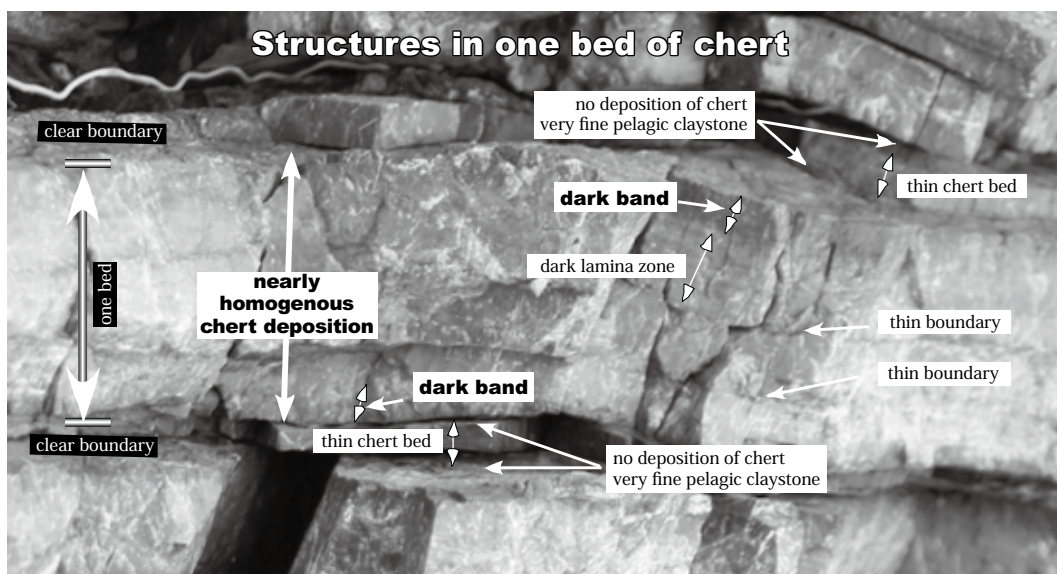


図3 一枚のチャート層

図2 Dの一層の典型的な層状チャートの部分を拡大したもの。チャート層の両側には薄い赤色から褐色の粘土層を挟む明瞭な境界がある。チャート内は、化学的には均質だが、上下にやや色の濃い部分、地層面に並行で細かいバンド、葉理などの構造がみえる。

チャートに含まれる微量成分の違いであるが、その成分が堆積時に形成されたものなのか、それとも堆積後の続成作用、あるいは再結晶作用によるものなのかは不明である。これらは地層ごとに判別される必要がある。

次に、チャート本体である珪質物質の堆積過程について考えていくことにする。かつて層状チャートの成因として、シリカ沈澱説、火山灰説、生物起源説などがあった(保柳ほか, 2004)。

シリカ沈澱説とは、化学的沈澱として海中の珪酸成分が析出したものである。珪酸成分が多く流入したり、溶解したりしている海域では、流入・溶解に周期性があれば、層が形成されることになる。このような条件があれば、生物が大量にいない時代や海域でも、層状チャートが形成されることになる。

水溶液の化学組成、pH、Eh、温度、気候などの沈澱形成の条件が、シリカ沈澱説の重要な要因となる。一般に化学的沈澱が起こる環境として、蒸発の激しい(熱帯、乾燥地、極地など)内陸部や内湾、時には深海などで形成されることが多い。乾燥地域の閉じた堆積盆で、水の流入よりも蒸発のほうが多いところでは、大量の沈澱堆積物が形成される。化学的沈澱による堆積作用は、水溶液から沈澱した物質の鉱物名で示される。よく見られる沈澱岩として、層状石膏、硬石膏(anhydrite)、岩塩(halite)、硼酸塩(borate)、トラバーチン(travertine)、温泉華(tufa)、炭酸質湯の花(calcareous sinter)などがある。沈澱物が二酸化珪素の場合、珪質湯の花(siliceous sinter)と呼ばれることがある(Fritz et al., 1999)。化学的沈澱によるチャートの存在はよく知

られているもので、チャートの成因のひとつともなっている。

最古の化石は、西オーストラリアの35億年前の「層状チャート」から見つかったものとされていたが (Schopf and Packer, 1987) が、その化石自体が化学的作用で形成されたとして否定されたこともあった (Brasier, 2002; Ueno et al., 2006)。これは、層状チャートに見える構造が無機的に形成されうるという例となる。生物が進化していない時代にも、層状チャートが形成されているのであれば、生物の繁栄している時代であっても、条件が整えば起こりうる成因となる。化学的沈殿による成因は、常に考慮すべきものである。

火山灰説とは、酸性火山灰 (珪酸成分が多い) が堆積したもので、再結晶作用で火山灰の構造が消えてしまったと考えるものである。周期的な火山活動はよく起こるものなので、火山灰層の互層はよく観察される。ただし、二酸化珪素 (鉱物では石英) だけからできる火山灰はない。一方、チャートは90%以上が二酸化珪素なので、層状チャートの同等のものを火山灰で形成するには、知られていない特別な火山活動、あるいは形成後の成分移動などを想定しなければならない。この説は、野外での見分けが困難であったため生まれたこともあり、今では採用されることはない。

生物起源説は、浮遊性の珪質殻をもった微生物の遺骸が堆積して続成作用でチャートとなったと考えるものである。生物起源説が今では主流で、付加体の層状チャートは生物遺骸の集積だと考えられている。この成因は、現在の海洋には大量の珪質の殻をもつ浮遊性プランクトンがいること、それらの遺骸からなる珪質軟泥が深海底の各所から発見されていること、地質時代の層状チャートからも類似の化石が見いだされることなどからも支持されている。

生物起源説における課題は、層の形成プロセスである。層状チャートにおける層の形成が、生物の生産性の変化であるならば、それは季節変化のような短期的なものではなく、もっと長期におよぶ変化となるはずである。現世の深海堆積物は、有機物の分解や、二酸化珪素の珪酸塩補償深度以浅での溶解などにより、海表層200mほどで生産されるマリンスノーの1%以下しか堆積しない (平, 2004) ことがわかっている。さらに堆積後には、続成作用による脱水作用があり、地層の厚さは減少していく。現世の深海堆積物との対比で考えると、数cmのチャート層が形成されるには、数万年にもおよぶ長い期間が必要になる。つまり、生物起源説では、長期に及ぶ生物の生産と長期に及ぶ中断が、層状チャートの形成メカニズムとなっている。

層状チャートの起源には、他にも続成作用の過程で珪酸成分が沈殿あるいは濃集する分結結晶 (segregation) 説や、すでに存在していた鉱物・岩石が珪酸成分に置き換わっていく置換起源説 (服部, 2008)、深海底に堆積した珪質物の再堆積 (タービダイト説) などもある (保柳ほか, 2004)。

いずれの起源もそれなりに根拠があり、存在するとすると、すべての層状チャートが、ひとつの成因で説明できないことになる。例えば、すべての層状チャートが生物起源だとすると、生物が発生していない時代、大量に微生物が発生できない海域では、層状チャートは形成されないことになる。「最古の化石」とされた層状チャートが無機的にも形成されたように、層状チャートは生物起源でないものも存在する。



層状チャートの成因を検討することは本稿の目的ではなく、別の稿で検討する予定である。今回の対象は、付加体内に取り込まれている大きなブロック状の層状チャートである。その成因に限定して考えていく。それらの多くは顕生代に形成されたものである。

### 3 深海底堆積物と珪質堆積物

図2や図3で示した層状チャートは、四国の付加体内で見つかった白亜紀前期のものである(岡村・宇都, 1983)。図3で示したチャートの部分は、比較的再結晶作用が進んでいるが、再結晶作用や変成作用をあまり受けていないチャートには、生物の痕跡(化石)が残されている。チャートから発見される化石は、珪質物質からなる微小な生物の殻や骨格である。化石の多くは浮遊性プランクトンであることが知られている(岡村・宇都, 1982)。

一般に付加体内の層状チャートを構成している生物種としては、放散虫が主で、他にも珪藻や珪質鞭毛藻、カイメンの骨針などに富むチャートもある。このような生物種は、前述したように、現世の深海底の珪質軟泥を構成している微生物群に対比される。今回対象としている付加体内の層状チャートは、化学組成の類似性、化石の類似性から、深海底で形成された珪質軟泥から由来したものであると考えられる(斎藤, 1986)。

層状チャートはチャートのみであるが、深海底堆積物には珪質軟泥の他に大量の石灰質軟泥もあることはすでに述べた。深海底堆積物として石灰質軟泥が多数の地点でみつまっているのに、陸地に持ち上げられた深海底堆積物には、層状チャートばかりで層状石灰岩と呼ぶべきものは存在しない。なぜであろうか。それは深海底の堆積環境に由来するからだと考えられる。

石灰質軟泥は、炭酸塩補償深度(CCD)である水深4500~5000m以深では溶解する。一方、珪質軟泥は、珪酸塩補償深度(SCD)により1000m以浅では溶融するが、それより深い深海底では保存される条件となる。海洋プレートによって形成されている深海底の多くは、SCD以深、CCD以深という条件となり、海溝に沈み込むまで長い時間をその条件が維持されることになる。時間とともに大量にあった石灰質軟泥も溶融し、珪質軟泥だけが堆積物として保存されることになる。

このようなメカニズムによって珪質物質だけの層状チャートを形成していると考えられる(斎藤, 1986)。チャート層のさまざまな構造は、そのような履歴を反映しているかもしれないが、詳細はそれぞれのチャートで検討する必要がある。以下では、チャート層とその境界の形成過程を考えていく。

### 4 境界の形成: hiatus

チャートが生物起源だとすると、本体部は微生物の遺骸の珪質部が集積したものである。境界は、表面付近のプランクトンの生産が長期に渡って停止したため形成されたと考えられる。深海底は、量は微量だが、粘土を堆積する環境である。生物生産が長い期間にわたって停止すれば、少

量の供給量であっても粘土層は形成されることになる。

生物の生産量が多い時代（顕生代）に限定すれば、現世との深海底堆積物との対比を踏まえ、チャートにおける層の形成は、生物の生産性の変化（生物の繁栄と絶滅）を反映していると考えられる。その検証はどのようになされてきたのであろうか。それは、深海底堆積物でのプランクトン遺骸の長期におよぶ堆積の停止期間の発見と、さらには地質時代の層状チャートの年代決定に基づくチャートの堆積速度が根拠となる。

生物生産の長期にわたる停止については、多数の深海堆積物の研究からわかってきた（例えば Edwards, 1973; Borch, 1978など）。遠洋性粘土の堆積がない環境では、生物生産が復活すると同質の珪質軟泥が継続して堆積していくので、境界はあったとしても一連の堆積物にみえるであろう。微生物の堆積停止は、その期間が化石による年代決定ができるほど長期間に渡った場合のみ検出できる。堆積の停止の現象は、hiatus（無堆積）と呼ばれている。深海底堆積物での生物遺骸における詳細な年代決定により、hiatusは各所で発見されてきた。また地質時代の層状チャートでも発見され、時には2000万年を超えるほどのhiatusがあることが判明してきた（堀, 1993）。

数cmのチャートはプランクトンが繁栄し珪質軟泥が堆積していた時期が数万年に渡っていたことを示し、境界の粘土層や堆積のない明瞭な境界は、期間は不明だが長期の絶滅が継続していたことを示す。Hiatusで長期間の生物生産が停止すると、何も堆積しないか、微量ではあるが定常的に陸からもたらされた粘土だけが深海底に堆積することになる。ただし、深海底粘土の堆積速度はチャートよりも小さい可能性はすでに指摘した。

粘土層の挟在はhiatusの存在を示唆するが、粘土層があるだけではhiatusとは認定できない。無堆積期間が確認されるまでhiatusと呼べない。実際のhiatusの認定はなかなか難しく、両側の層で年代測定がなされ、無堆積期間があることが判明しなければならない。すべての地層で年代決定ができればいいのが、現状ではほとんど不可能なので、本稿ではhiatusを、仮想的ではあるが次のように定義して使用することにする。粘土層を伴い、絶滅現象が継続していることが判明したものとする。さらに、絶滅現象が通常的地層境界で見られる間隙より明らかに長いものとする。

## 5 堆積速度と層形成の期間

チャートの微化石を用いた年代決定の例として、紀伊半島の四万十層群の白亜紀の地層に用いたもの（Kumon et al., 1986; 1997）を示す。

Kumonらの報告で、放散虫化石を用いて上下二つの地層で年代が決定された。下側の年代は1億2500万年前、上側が9000万年前という値が求まり、その間に約10mのチャート層があった。一様な速度での層状チャートの形成がされたとすると、6500万年間で10m、つまり平均すると1000年で0.3mmという堆積速度が得られた。

他にも地質時代の層状チャートの堆積速度が求められている（表1）。三畳紀の層状チャート

では30mm/1000years (Iijima et al., 1978) という値があるが、これは縁海や大陸棚付近のデータなので深海と対比できないので除くことにする。地質時代の深海底堆積物として形成された層状チャートの値として、丹波帯の赤白珪石と美濃・丹波帝の層状チャートでは5mm/1000years (岩生, 1976), 足尾帯では2.1mm/1000years (Karl, 1984), 四万十帯では0.3mm/1000years (Kumon et al., 1986; 1997), サンフランシスコのフランシスカンでは0.8mm/1000years (Karl, 1984) などの値がある。現世の珪質軟泥の堆積速度の1mm~10mm/1000years (Seibold, 1986) と比べて、層状チャートは同程度か、小さな値となっている。この差は本質的なものか不明である。

深海底の珪質軟泥は未固結堆積物を含むデータもあるので、岩石との対比には注意が必要になる。地質時代の層状チャートは固化に伴う圧密での層厚の短縮化が起こっている可能性がある。もしこの効果が大きければ、地質時代の堆積速度はすべて小さめに算出されることになる。地質時代の層状チャートを扱う時は、時代に応じた値を用いて検討を進める必要があることになる。

あるいは、地質時代と現在の生物の生産性に違いがあったため差が生じたのかもしれない。これは時代ごとの海生生物の生産性の関係が明らかにされなければ解決できない問題である。

もしくは、層状チャートや珪質軟泥の堆積速度には、かなりの多様性、幅があるのかもしれない。そうであれば、誤差の大きな値として堆積速度を考えておく必要がある。また、深海性のチャートは、付加体に発達する層状チャートとは似ていない (Hein and Karl, 1983) という指摘もある。これは、今後の課題である。

いずれにしても深海底における珪質軟泥 (チャート) の堆積速度は小さいものであるために、数cmのチャートであっても、数万年の時間をかけて堆積していくことになる。固結による圧縮を考えると、その数倍の時間を要している可能性もある。チャートという岩石は、非常に時間をかけて堆積したものなのである。

## 6 層状チャート形成から定置までのシナリオ

以上の検討から、層状チャートの形成は、次のようなシナリオになると考えられる。

海の表層を浮遊しているプランクトンの遺骸が、マリンスノーとして深海に向かって沈んでいく。SCD (水深1000m以浅) までは珪質成分が溶解し、有機物も分解され、石灰成分でできた遺骸はそのまま沈降していく。マリンスノーの大部分の構成物は溶解・分解するが、一部 (1%ほど) の珪質成分、有機物、石灰成分は深海底まで達する。

深海底堆積物は、海洋プレートの上にゆっくりとだが長期間にわたって堆積していく。海洋プレートの形成場である海嶺は、水深2500m程度で、CCDより浅いため石灰質軟泥が堆積し、SCDより深いので珪質軟泥も堆積する環境である。海嶺から遠ざかるとともに海海底は沈降していく。やがて、CCDより深い深海底になると、石灰質軟泥は溶融し、珪質軟泥のみが残り、珪質遺骸のみが降り積もる環境となる。長期間、深海底に置かれた深海底堆積物は、最終的に石灰成分がすべて溶融して珪質軟泥だけが残ることになる。

ある時、地球表層の環境変化より、海表面付近のプランクトンの絶滅が起こる。それは、数万年、数十万年に一度のほどの頻度で起こるものである。絶滅期間が長くなると、陸源の粘土成分だけしか深海底にたどり着かず、遠洋性粘土の層が形成される。深海底粘土が届かない環境あるいは絶滅期間がそれほど長くない場合は、粘土層もない境界だけが形成されることになる。やがて表層の環境が回復し生物生産が開始されると、再び珪質軟泥が堆積する環境が出現する。このような生物の生産と絶滅の繰り返しと深海底の堆積条件（SCD, CCD以深）が層状チャートを形成していくことになる。

積み重なる堆積物の下部では、圧密、脱水などの続成作用がおこり、珪質軟泥の石化が起こる。石化では、珪質の殻の成分であるオパールAや二酸化珪素の非晶質物質が、脱水作用によりオパールCTになり、さらに脱水が進むとクリストバライトや石英となり、最終的には石英のみになっていく。こうしてチャートが形成されていく。

海洋プレートの移動にともなって大陸に近づくと、火山噴出物や陸源堆積物が海底に届くようになる。それが半遠洋性泥（hemipelagic mud）や半遠洋性堆積物と呼ばれるものになる（岡田, 2002）。半遠洋性泥は、変質した火山灰や粘土の量で、多様な色合い（緑灰色、赤褐色など）となり、固結して多色頁岩となる。

さらに大陸に近づき海溝付近までくると、陸から大陸斜面を流れてきた砂や泥もタービダイトとして達するようになる（小出, 2014）。このような海洋地殻とその上の層状チャート、半遠洋性泥、そしてタービダイトという一連の堆積物は海洋プレート層序と呼ばれる。

沈み込み帯で、多くの堆積物は海洋プレートと共に沈み込むが、海洋プレート層序の一部は、付加作用によって島弧側に付け加わることがある。海洋プレート層序の深海底の珪質軟泥の部分が、層状チャートのブロックとして付加していく。付加作用が継続すると、古い付加体は陸地に押し上げられ、上部の岩石類が侵食を受けて、次々と深部の岩石が地表に露出することになる（小出, 2012; 2013）。その一部が層状チャートとして現在見られるものとなっている。

## V 層状チャートにおける時間の記録様式

層状チャート内部に記録されている時間と物質の関係を読み取るために、モデルを設定して考えていく。まず層状チャートの単純な形成モデルを考え、次に現実に近いモデルを考えていく。

### 1 チャート形成のモデル

層状チャートの単純な堆積モデルを考えていくことにする。そのためにいくつかの条件を設定する必要がある。まず、チャートの堆積速度のみを設定した場合を考えていく。チャートの堆積速度は平均1 mm/1000yearsとする。

実際の層状チャートの層厚はさまざまだが、単純化したモデルで考えるので、Model Aでは、

堆積期間は1万年とした。そして絶滅事件が1万年毎に起こることになる。絶滅の期間は不明なので、単純化して絶滅の期間を、0年、1万年、3万年とする。0年を設けたのは、チャート中に見られる、遠洋性粘土層を伴わない明瞭な境界があったものを表すためである。絶滅が起こったが、生物の回復の期間が短い場合、明瞭な粘土層が形成されることなく、境界だけが形成されることが起こるのではないかという推定に基づいたものである。その他の絶滅期間には、陸源の堆積物のみが堆積するのだが、陸源堆積物は薄いので層状チャートの累計の厚さには加えないことにする。

以上の条件のもと、12万年間に6層のチャートの堆積と5回の絶滅があり、そのうち最初の絶滅は陸源堆積物がたまらない短時間の場合を想定する。このような条件で堆積物の積算の厚さと時間経過をシミュレーションすると、図4 Model A (下軸と左軸) のようになる。

さらにこのモデルで2ヶ所の示準化石によって年代決定(図中の星印)ができたとする。6cmの厚さのチャートには、12万年の堆積時間が費やされていることになる。このモデルでは、無堆積期間を設定したため、実際に設定した堆積速度が1mm/1000yearsであったが、見かけ上

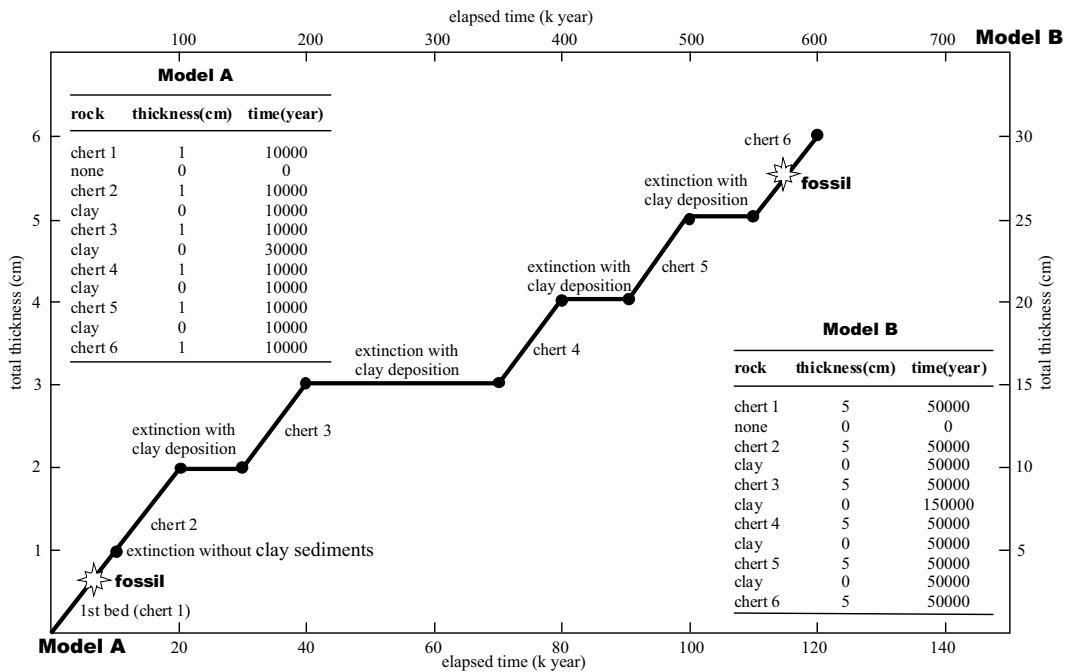


図4 チャートの堆積モデル

チャートの堆積モデルとして、2つのものを設定した。堆積速度はいずれも1mm/1000yearsとしている。Model A (下軸:時間, 左軸:積算層厚)はチャートの堆積うち1万年ごとに絶滅事件が起こるとした。絶滅事件の期間は0年、1万年、3万年とした。0年はチャート中に見られる遠洋性粘土層を伴わない明瞭な境界を形成するためのもの。Model B (上軸:時間, 右軸:積算層厚)は5倍の間隔と期間をかけて絶滅事件が起こると設定した。チャートの堆積が5万年、絶滅事件の期間は0年、5万年、15万年とした。いずれも見かけ上の堆積速度は0.5mm/1000年となっている。これらのモデルでは遠洋性粘土層の層厚は考慮に入れていない。

の堆積速度が0.5mm/1000yearsとなっていることが注目すべき点となる。

もうひとつ別の条件でのモデルを考える。チャートの堆積速度は平均的に1mm/1000yearsと同じにして、5倍の時間を要して堆積と絶滅事件が起こると設定した。つまり堆積期間は5万年、絶滅の期間を0年、5万年、15万年とした。このモデル (Model B) では、60万年間に6層のチャートの堆積と5回の絶滅が起こることになる。軸に別の目盛り (上軸と右軸) をつけて図4に示したものである。Model Bでも遠洋性粘土層の層厚は考慮に入れていない。このモデルでは、30cm厚さのチャートには、60万年の堆積時間が費やされていることになる。このモデルでも、見かけ上の堆積速度が0.5mm/1000yearsとなっている。

チャートは時間とともに堆積量を増やし、絶滅が起こると堆積がストップして、時間だけが経過するというパターンとなる。Model AとModel Bで軸は違っているが、グラフの形状は同一に表現できることを示している。堆積速度や絶滅期間の違いによって、軸の数値の変更があっても、基本的なチャートの堆積パターンは似たものになることを意味する。

ここで示した条件における典型的な層状チャートの形成プロセスがシミュレーションできたことになる。

## 2 層厚を考慮した形成モデル

Model Aは12万年で6cmの層状チャート、Model Bは60万年で30cmの層状チャートが堆積するというモデルであった。層状チャートは、断層による切断、褶曲による繰り返しなどにより、連続したものはそれほど厚くはない。層状チャートは、少なくとも数mから10mの連続した厚さの堆積が認められる (図2)。また深海底の珪質軟泥の厚さは、10m以上あることが知られている (金谷・井上, 1972)。断層があったとしても隙間なく接していて、不連続な境界があるのだが露頭では判別できず、年代決定で判明することもあるので注意が必要となる。

前述した層状チャートの例では、10mの厚さのチャートの堆積に要した時間は3500万年 (保柳ほか, 2004) であった。10mが平均層厚5cmのチャートからなるとすると、200枚のチャート層から形成されていることになる。図4で考えたモデルは数層のチャート形成モデルだったが、現実のチャートはもっと厚い連続性をもっていたと考えられる。より現実に近い層状チャートのモデルを考えていく。

さきほどの2つのモデルを、現実の層状チャートに層厚や時間スケールを合わせるために、20倍したものを考えることにする。図5のModel Aでは、図4のModel Aの20倍なので240万年で120層、1.2mの層状チャートを堆積することになる。Model Bでは、1200万年で120層、6mの層状チャートを堆積していることになる。このような堆積時間や堆積量は、現実の層状チャートに類似したものとなっている。

図5を見ると、堆積条件で多少のばらつきを生じるように設定していたが、長い期間をシミュレーションすると、堆積のない期間の影響は少ないことがわかる。一様な堆積が継続しているよ

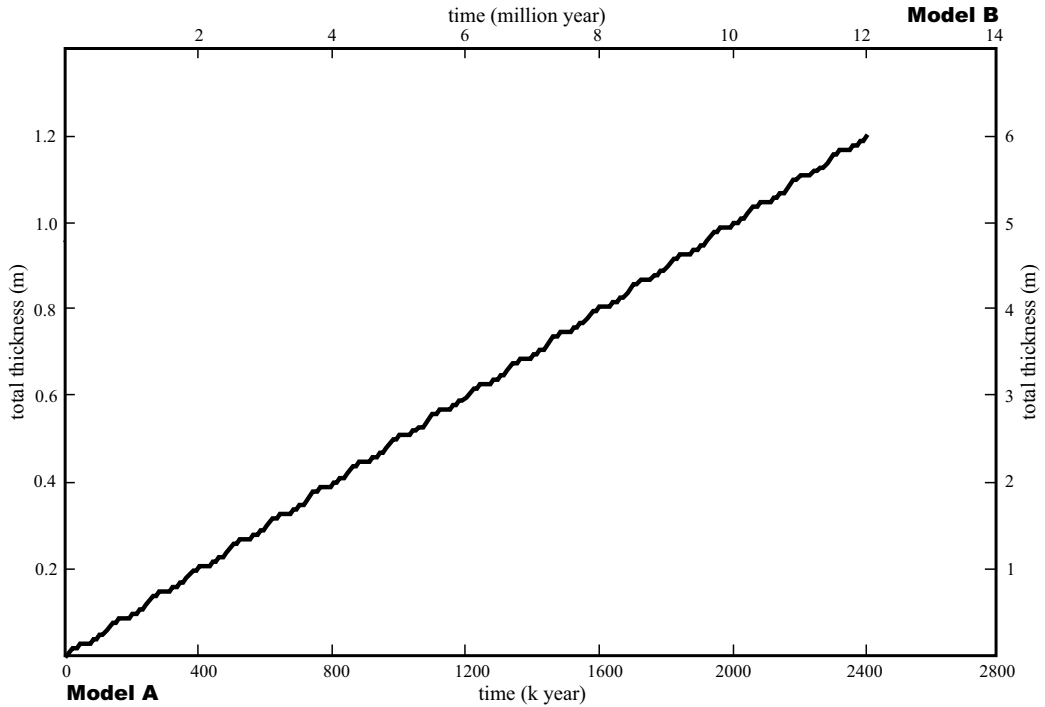


図5 チャートの長期堆積モデル

図4の堆積モデルを実際の露頭で観察される層状チャートに合わせるために層厚および時間を20倍にしたもの。堆積速度は1 mm/1000yearsだが、見かけ上の堆積速度は0.5mm/1000年。遠洋性粘土層の層厚は考慮に入っていない。Model A (下軸:時間, 左軸:積算層厚)では、240万年で120層、1.2mの層状チャートの堆積を想定。Model B (上軸:時間, 右軸:積算層厚)では、1200万年で120層、6mの層状チャートの堆積を想定。

うに見えてくる。つまり、層状チャートは、非常に多くの時間が珪質物質に置き換えられていることになる。時間記録としては非常に欠落の少ない媒体といえる。

### 3 hiatusの影響

ここまで述べてきたことは、現実の地層にサイズや時間スケールを合わせてきたが、単純化したモデルであった。チャートの堆積において重要となる要素として堆積速度が考えられるが、単純化したモデルでは一定として考えてきた。堆積速度は、時間と堆積量によって決まっていくことから、時間の見積りと堆積場の設定に大きな影響を受けることになる。

時間の見積りへの不確かさは、年代決定の誤差とhiatusを含む場合の平均化による不確かさが混在している。

深海底の堆積物では、示準化石による年代決定の他に、古地磁気データのデータや放射性核種による年代測定などが併用されて決められている。それらから求められた堆積速度に、大きな差が見られないことから、年代決定の不確かさはあまり大きくなく、それなりの信頼性があると判断できる。

一方、地質時代の層状チャートの例では、年代の境界として重要な箇所を示準化石によって決定をして、境界で囲まれた地層の層厚を年代で割ったものを平均的な堆積速度として見積もっている（例えばKumon et al., 1986; 1997など）。地質時代の層状チャートにおける示準化石による年代決定は、相対年代を用いていることになる。化石が多産するところでは、細分された時代は決まるが、定量的な年代値が決まるわけではない。定量的な年代測定を併用しない化石による相対年代は、その年代に幅があり不確かさが生じることになる。

さらに、長い期間の地層を対象にすると、その間に何度も大絶滅を含んでいる可能性がある。絶滅は層状チャートの境界になり、粘土層が堆積することになる。粘土層の堆積期間を見積もるのは難しいので、その期間の不確かさを取り除くことができない。

現世の深海底の珪質軟泥で得られる2mm～10mm/1000years (Seibold, 1986) と比べて、地質時代の層状チャートの堆積速度は0.3～5mm/1000yearsと、やや小さい値となっている。この層状チャートの堆積速度はやや遅いという結果は、地質時代の堆積速度の見積もりに上述の不確かさがあるので、比較や評価が困難となる。

一般に地質時代の堆積速度の見積もりは長い期間を対象としている。もし検討している層状チャートの中に多くのhiatusが存在していれば、堆積速度の見積りに影響している可能性がある。現在の深海底堆積物から見積もられた堆積スピードが過去のものに適用できるという保証がないことになる。

そこでhiatusによる不確かさを考察するために、長いhiatusを形成した絶滅事件があったというモデルで考えてみる（図6）。ここでいうhiatusとは、上述した粘土層を伴い、長期間の絶滅現象が継続していることが判明したものとする。

Hiatusの期間は、特別な場合を除いて定量化することは難しいが、モデルでは90万年とした（図6 Model C）。図4のModel Bでは15万年としたが、ここでの長いhiatusのモデルでは、6倍の90万年を想定する。粘土層がないものは短い期間（0年）で、粘土層を伴うものは5万年、hiatusは90万年とする。Model Cでは、140万年の全堆積期間のうち、hiatusが6割以上を占めるモデルとなる。

この90万年というhiatusは、チャートの堆積時間より長いものを想定している。実際にはhiatusとしてはもっと長い期間に及ぶものも見つかっている（堀, 1993）ので、100万年程度のhiatusはよくあるものの一つとしてとらえられるであろう。

このモデルでは、もともとのチャートの堆積速度は1mm/1000yearsと設定していたが、平均した堆積速度は約0.2mm/1000yearsとなる。つまりhiatusが多数おこり、あるいは長期になると、見かけの堆積速度は小さくなる。地質時代の年代測定による方法で長期に及ぶ堆積速度を求める時、同じような効果が起こっていることがあり得る。

以上の検討から、hiatusの存在は、チャートの堆積速度に大きな影響を与えることがわかる。



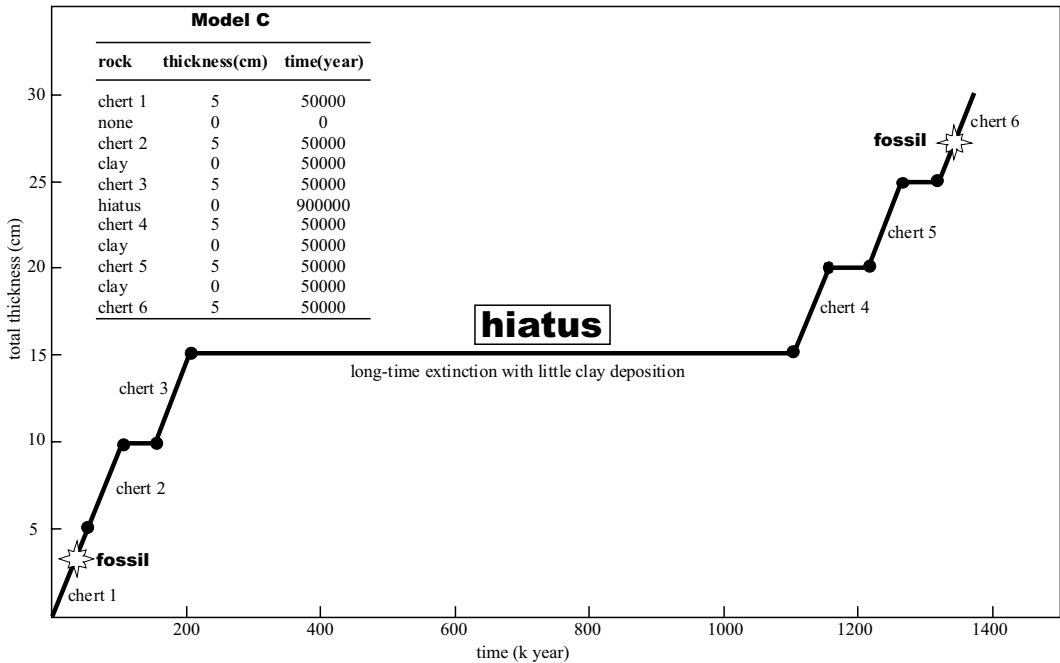


図6 hiatusを考慮したモデル

Hiatusを考慮するために、図4の堆積モデルでひとつの絶滅事件をModel Bでは15万年としたが、Model Cでは6倍の90万年とした。140万年の全期間のうちhiatusが6割以上を占めるモデルとなる。見かけ上の堆積速度は、約0.2mm/1000年まで遅くなっている。

#### 4 チャートの時間記録の解釈の意義

Hiatusが、チャートの堆積作用に及ぼす効果、つまりチャートという物質に記録される時間に与える影響を考えていくことにする。

実際の野外調査をもとにした堆積速度の見積りは、チャート層のいくつかの層準で化石による年代決定をおこない、その間の層厚を測定し、平均化するという手順を踏むことになる。図6では、時間経過にともなうチャートの堆積量を積算して考えていた。これは野外調査との対応をわかりやすくして、堆積時間と堆積総量を把握することを重視した図とみなせる。

ある野外調査の例を考えていく。層状チャートを調べたとき、層状チャートには欠落もなく、図7Aのような層序 (columnar strata) を持つ露頭を記録したとしよう。層状チャートの上下の地層から化石が見つかり、その化石は年代が決定できる示準化石であったとする。両年代には長い期間があり、層厚との関係から堆積速度を求めることにする。ただし、粘土物質の堆積量は考慮に入れない。

図7B (total deposition on time-line) は、時間軸と積算堆積量を示したもので、地層として観察できるモデルである。一方、図7C (material and time record) は、堆積環境を考慮したモデルである。図7Cの横軸は図7Bと同じ時間スケールだが、縦軸は時間ごとの珪質軟泥の量

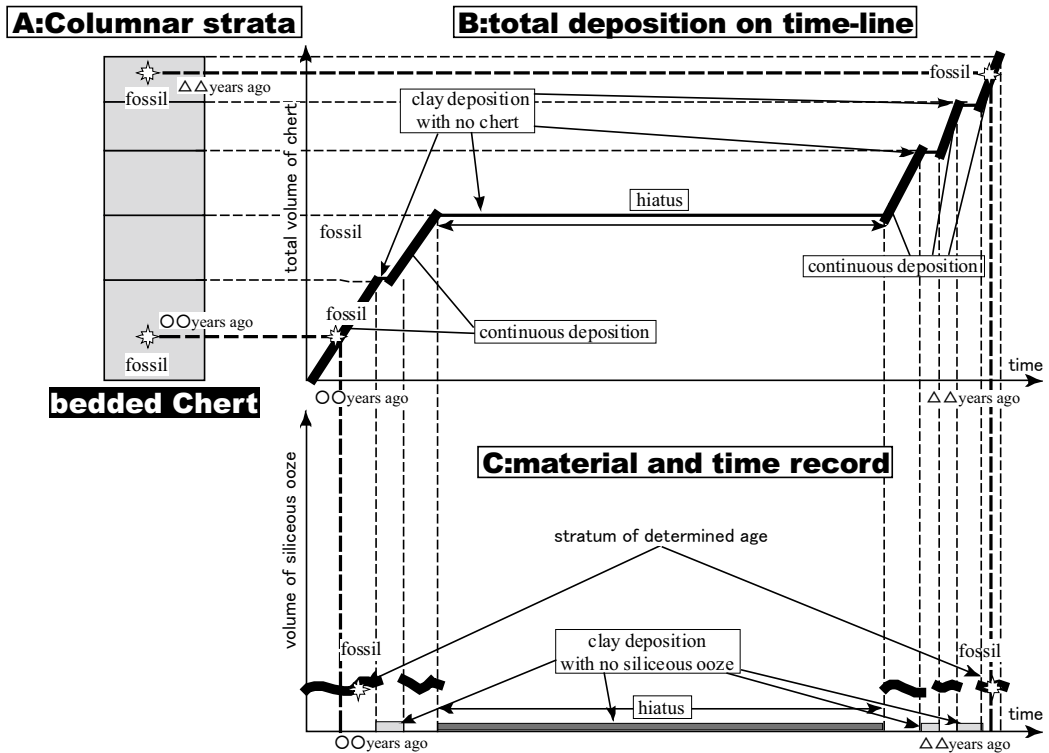


図7 チャートの堆積と時間記録

野外調査での記録 (A : Columnar strata) とそこから得られた示準化石 (fossil) と年代 ( $\circ\circ$  years ago,  $\Delta\Delta$  years ago と表記) を示した。B (total deposition on time-line) では、縦軸に積算堆積量、横軸に時間を示し、チャートの堆積量と絶滅、hiatusを想定した。C (material and time record) では、縦軸に珪質軟泥の時間ごとの堆積量 (堆積速度)、横軸に時間を示したもの。時間が逐次物質に置き換えられて記録されていることになる。ほぼ一定の堆積速度があるが、堆積を中断 (hiatus) で見かけの堆積速度が遅くなる。絶滅、hiatusは堆積なしとみなした。

を示したものである。Cの縦軸はチャートの堆積速度に相当することになる。実際の堆積速度は不明だが、平均的な値を持ちながらも、多少の変動をしているとみなして表現した。これは、ほぼ一定量の珪質物質の堆積が定期的に行われている、という現世の深海底の状態を想定している。

図7 B, Cを見ると、想定しているチャートの堆積速度は一定でも、平均化することによって、hiatusの影響で堆積速度が小さくなることが理解できる。地質時代の層状チャートのように示準化石による年代決定は、長期間に及ぶものでなされるのが一般である。厚い層状チャートでの堆積速度を見積るときには、hiatusによって堆積速度が小さくなるという効果が必然的に働くことになる。

次に、単純な堆積モデルでおこなったように、現実の層状チャートで見られる多数のチャート層と長い時間を想定するモデルを考えていく。

長い期間にhiatusが何度も起こっていると想定する。これは、図6で用いた全堆積期間は140万年の条件で、堆積速度が1 mm/1000years、5万年の堆積が継続し、0年、5万年と、hiatus

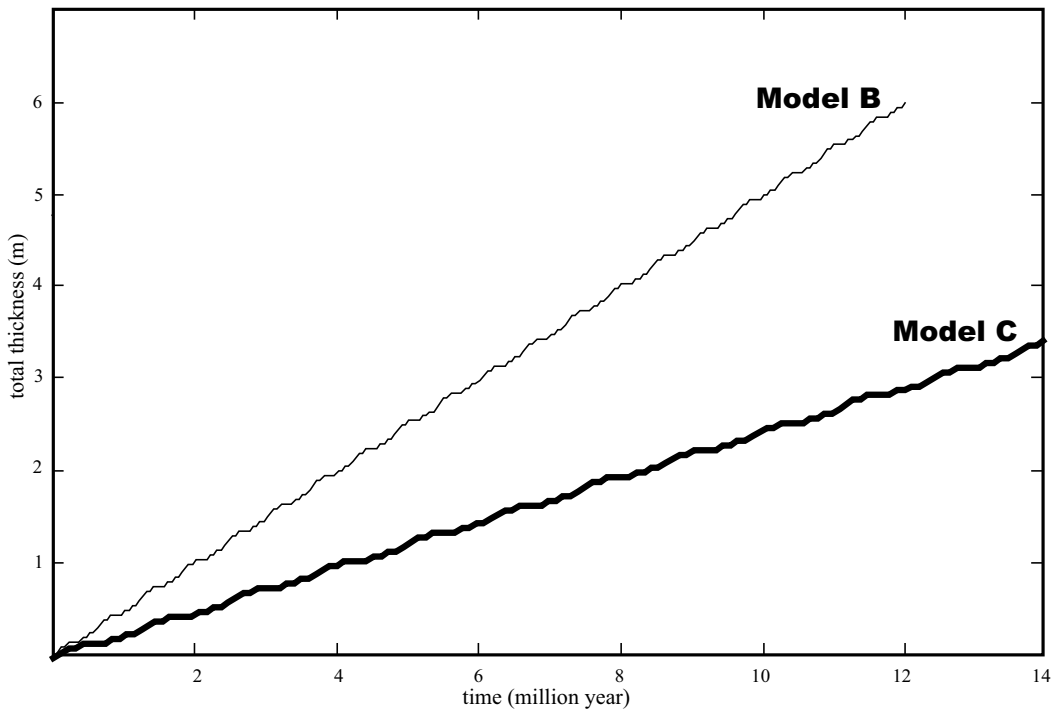


図8 hiatusを考慮した長期モデル

全堆積期間140万年、堆積速度1 mm/1000years、5万年の珪質物質の堆積が継続し、0年、5万年とhiatusを伴う90万年の絶滅があったとする。この堆積条件が20回繰り返して起こっているモデル (Model C)。Model Bは図5と同じもの。2800万年間で120層のチャート層が形成されるが、Model C図ではModel Cの半分しか示していない。

を伴う90万年の絶滅期間があったとする。このような状況が繰り返し起こっているというモデルを考える (図8)。最終的に2800万年間で120層のチャート層が形成されることになる。ただし図7では、図5と軸のスケールを合しているため、半分しか示していない。

このモデルをみると、堆積量でみると長いhiatusが起こっていてもその影響は見えにくくなっているが、グラフの傾きを小さくするという効果として現れている。現実の露頭で層状チャートは、堆積した珪質物質に記録された時間だけを取り出して見ていることになる。図8のモデルからわかるように、hiatusの影響は堆積量の傾きに反映され、経過した多くの時間は珪質物質やチャートとして残されていることになり、層状チャートは非常に良質の過去の記録媒体となっている。また、境界に挟在されている粘土層も非常の遅いスピードであるが時間記録の媒体である。

Hiatusの頻度が多く起こる、あるいはhiatusの期間が長くなるに従って、グラフの傾きが緩くなり、見かけの堆積速度は遅くなっていくことがわかる。つまり個々のhiatusの期間を求めていかなない限り、正確な堆積速度は見積もれないことになる。hiatusは重要な地質現象ではあるが、期間を定量化できないことが、層状チャートの時間記録の復元において大きな課題となっている。これが現在の地質学の現状であり限界でもある。

現在の深海底での珪質軟泥の堆積速度には、ばらつきがあることが明らかである(表1)。もしチャートの何らかの物理的か化学的特性から、堆積速度を決定するパラメーターを決めることができれば、地質時代の見かけ上の堆積速度の低下から、hiatusの総時間を推定することが可能となる。そうなれば、本来は長い時間が物質に置換されることなく消えているが、その消えた量は、堆積速度に低下から算出されることになる。

将来、年代測定技術が向上していけば、やがてはhiatusの個々の期間が決められるかもしれない。あるいは粘土層の年代や堆積速度も計測できるかもしれない。

## VI さいごに

顕生代の層状チャートの成因は、浮遊性のプランクトンの珪質殻が深海底に堆積し、珪質軟泥となり、続成作用により固化したものであると考えられる。プランクトンの絶滅が起き、珪質軟泥の堆積が長く停止したとき境界部に粘土層が形成される。この繰り返しが生物起源に基づく層状チャートの形成のシナリオとなる。

層状チャートの珪質部は、海表面の生物活動により定常的に堆積したもので、経過した大半の時間が珪質物として保存されていることになる。チャート層は、海面付近の日常的生物活動が遺骸として反映されているものである。また深海底で層状チャートが形成されるためには、深海底堆積物の石灰質の溶融や有機物の分解、固化などの作用が継続的に起こる深海底という堆積場における続成作用の過程も反映しているはずである。層状チャートには複雑な過去の地球の日常が記録されている可能性もある。もしその時間記録が何らかの物質、成分に記録されており、それを読み取る技術が確立されれば、非常に有用な記録媒体となり得るであろう。

層状チャートの境界部にも地質学的重要性がある。チャートが供給されない絶滅が不規則に起こる事件が繰り返し起こっている。絶滅期間が長期になると、チャートに明瞭な境界(hiatus)が形成される。この境界は、絶滅事件が起こった境界であり、珪質物質の供給がストップしていたことを記録している。チャートの記録が喪失している部分である。層の境界に形成される遠洋性粘土は、そのような異変時期に堆積したものである。Hiatusの期間は、それぞれの境界ごとで決定されるべきであるが、現在は測定技術がない。粘土層は、量も少なく、長い時間経過にもかかわらず物質量もわずかなものである。しかし粘土は少ないながらも継続的に堆積している。そこには、数十万から百万年におよぶかもしれないhiatusという事件の様子が記録されている可能性がある。

大陸各地で色々な時代の付加体の中から層状チャートが多数分布しているということは、地球の海洋や深海底の連続記録が残されていることになる。どう読み取るか、何を読み取るかは今後の課題である。

## 文 献

- Benton, M. J., and Harper, D. A. T., 2009. Introduction to paleobiology and the fossil record. Wiley-Blackwell, 608 p.
- Boggs, S. Jr., 1992. Petrology of sedimentary rock. Macmillan Publ. Co., New York, 707p.
- Borch, B., 1978. Synthesis of deep-sea drilling results in the Indian Ocean. Elsevier Oceanography Ser21, 174 p.
- Brasier, M. D., Green, O.R., Jephcoat, A. P., Klepe, A. K., Van Kranendonk, M. J., Lindsay, J. F., Steele, A. and Grassineau, N. V., 2002. Questioning the evidence for Earth's oldest fossils. Nature 416, 76-81.
- 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.
- Frolich, P. N., Malone, P. N., Hodell, D. A., Ciesielsk, P. F., Wamke, D. A., Westall, F., Hawitwood, E. A., Nobes, D. C., Fenner, J., Mienert, J., Mwenifumbo, C. J., and Muller, D. W., 1991. Biogenic opal and carbonate accumulation rates in the subantarctic South Atlantic: the late Neogene of Meteor Rise Site 704. Proc. ODP Sci. Res. 114, 515-550.
- 服部 勇, 2008. 『チャート・珪質堆積物 - その堆積作用と続成作用 - 』近未来社, 639p.
- Hein, J. R. and Karl, S. M., 1983. Comparisons between open-ocean and continental margin chert sequences. In: Iijima, A., Hein, J. R., and Siever, R. eds., Siliceous deposits in the Pacific Region. Developments in Sedimentology. 36, Elsevier, Amsterdam, 25-43.
- 堀 利栄, 1993. 「深海堆積物中のToarcian海洋事件」『地質調査所月報』44, 9, 555-570.
- 保柳康一, 公文富士夫, 松田博貴, 2004. 『フィールドジオロジー3 堆積物と堆積岩』共立出版, 191 p.
- 猪郷久義, 1979. 「古生物コノドント 四億年を刻む化石」日本放送出版協会, 222p.
- Iijima, A., Kakuwa, Y., Yamazaki, K. and Yanagimoto, Y., 1978. Shallow-sea, orogenic origin of the Triassic bedded chert in central Japan. Jour. Fac. Univ. Tokyo, Ser. II, 59, 369-400.
- Iijima, A., Kakuwa, Y. and Matsuda, H., 1989. Silicified wood from the Adoyama chert, Kozuh, central Honshu, and its bearing on compaction and depositional environment of radiolarian bedded chert. In Hein, J. R. and Obradovic, J., eds., Siliceous deposits of Tethys and Pacific Regions. Springers-Verlag, New York, 151-168.
- 井本伸広・斎藤靖二, 1974. 「層状チャートの正体」『科学』44, 180-182.
- 岩生 周, 1976. 「赤白珪石鉱床の生成に要した年数の推定」『鉱山地質』26, 1-11.
- Karl, S. M., 1984. Sedimentologic, diagenetic, and geochemical analysis of upper Mesozoic ribbon cherts from the Franciscan assemblage at the Marin Headlands, California. In: Blake, M. C., Jr. ed., Franciscan geology of northern California. Pacific Sec. SEPM, 43, 71-88.
- 金谷太郎・井上雅夫, 1972. 「深海堆積物」三宅泰雄編 『海洋科学基礎講座12 堆積物の化学』東海大学出版会, 337-528.
- 小出良幸, 1994. 「総説: 地球形成の場にまつわるモデルとその束縛条件」『神奈川県立博物館研究報告(自然科学)』23, 51-86.
- 小出良幸, 1995. 「地球前史 - 地球形成場の素描 - 」『月刊地球』17, 203-209.
- 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, 2010. 「地層の多様性と地球環境」『札幌学院大学人文学会紀要』88, 1-22.
- 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.
- 小出良幸, 2014. 「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 - 」『札幌学院大学人文学会紀要』95, 25-52.
- Kumon, F., Matsuyama, H. and Musashino, M., 1997. An oceanic fragment in the Upper Cretaceous Miyama

- Formation of the Shimanto Belt, Kii Peninsula, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 48, 100-109.
- Kumon, F., Matsuyama, H. and Nakajo, K., 1986. Revised latest Jurassic to Cretaceous radiolarian assemblages from the Hidakagawa Group in the Shimanto Belt, Kii Peninsula. *Fossils*, 41, 17-27.
- 保柳康一・公文富士夫・松田博貴, 2004. 『フィールドジオロジー3 堆積物と堆積岩』共立出版, 171 p.
- Melton, W. G., and Scott, H. W., 1970. A progress report on the study of the conodont-bearing animals: *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, Pt. 6, 395.
- 三宅泰雄, 1972 『海洋科学基礎講座12 1堆積物の化学』東海大学出版会, 571 p.
- Murchev, B. L., Jones, D. L. and Holdsworth, B. K., 1983. Distribution, age, and depositional environments of radiolarian chert in western North America. In: Iijima, A., Hein, J. R., and Siever R., eds., *Siliceous deposits in the Pacific Region*. Elsevier, Amsterdam, 109-125.
- 岡田博有, 2002. 『堆積学 新しい地球科学の成立』古今書院, 219 p.
- 岡村 真・宇都秀幸, 1982 「高知県横浪半島に分布する下部白亜系チャート岩体中の放射虫の層位的分布-予察-」『高知大学学術研究報告 自然科学編』高知大学, 31, 87-94.
- Pettijohn, F. J., 1975. *Sedimentary Rocks* (3rd. Ed.), Harper and Row, New York, 628 p.
- 斎藤精二, 1986. 「日本列島をつくった深海ケイ質堆積物」『科学』56. 141-145.
- Seibold, E., Wolfgang, H., Berger, W. H., and 新妻信明, 1986. *The sea floor : an introduction to marine geology* 『海洋地質学入門』シュプリンガー・フェアラーク東京, 296 p.
- Schopf, J. W and Packer, B. M., 1987. Early Archean (3.3-billion to 3.5-billion-year-old) microfossils from Warrawoona Group, Australia. *Science*, 237, 70-73.
- 平 朝彦, 2004. 『地質学2 地層の解説』岩波書店, 441p.
- Ueno, Y., Isozaki, Y. and McNamara, L. J., 2006. Coccoid-like microstructures in a 3.0 Ga chert from Western Australia. *Intern. Geological Review*, 48, 78-88.

A Study of Time Recorded in Bedded Chert

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

In the Earth's history, the large extinction should be occurred not rare, but frequently. Bedded chert consisted of mainly siliceous rock and thin claystone layer at the boundary. Comparing geological feature of bedded chert with recent semimetal environment, the formation process of bedded chert is restored. It is revealed what characteristic the time recorded in the siliceous and clay part of bedded chert has.

Keywords: bedded chert, siliceous ooze, hiatus, pelagic sediments

(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)