

《論 文》

深海底堆積物と層状チャートの成因について

小 出 良 幸

要 旨

現在の深海底には、珪質軟泥、石灰質軟泥、深海底粘土が堆積している。それぞれの堆積物の成因は違う。陸上でみられる地質時代の深海底堆積物とされるものは、層状チャートを主とし深海底粘土を少量伴っている。地質時代と現世の深海底堆積物の違いは、石灰質軟泥の溶解と深海底粘土の堆積速度によって説明可能ではあるが、すべてを説明できるわけではない。なかでも層の形成メカニズムは重要な課題となっている。

キーワード：層状チャート、珪質軟泥、石灰質軟泥、深海底粘土、深海底堆積物

はじめに

チャートは珪質物質からなる堆積岩で、地殻の主要な構成岩石ではないが、特殊で稀な岩石ではなく、日本ではよく見かける、馴染み深い岩石である。チャートは、他の岩石と比べて、色が多様で、きれいな層構造が目目を惹くことから、日本人の審美眼にかなった岩石として、庭石として古くから用いられてきた。京都では、層状チャートが周辺に分布しているため、よく利用されてきた。石庭として有名な龍安寺では、15個の石が配置されているが、そのうちのいくつかは美濃-丹波帯の層状チャートが用いられている（図1）。

層状チャートは、日本では古くから使用されてきた岩石だが、大陸地域においては普遍的な岩石ではない。ヨーロッパ、北米の大西洋岸の地域では、チャートは層状ではなく、石灰岩（チョークと呼ばれる）層の中に団塊として見られるものが、一般的な産状となっている。

地殻を構成する地質が理解されるにつれて、大陸地域は古い時代（先カンブリア紀）の岩石からなり、古期岩石類の主体となるものは火成岩や変成岩で、堆積岩も大陸を特徴付ける陸棚の堆積物が多いことが明らかになってきた。一方、造山帯（主に顕生代）では、海洋プレートの沈み込みに関連する岩石を伴っている。沈み込み帯は、付加体に特徴づけられる海洋地殻や海洋の堆積物の断片が広く分布する。付加体には、層状チャートが特徴的な構成岩石になっている。

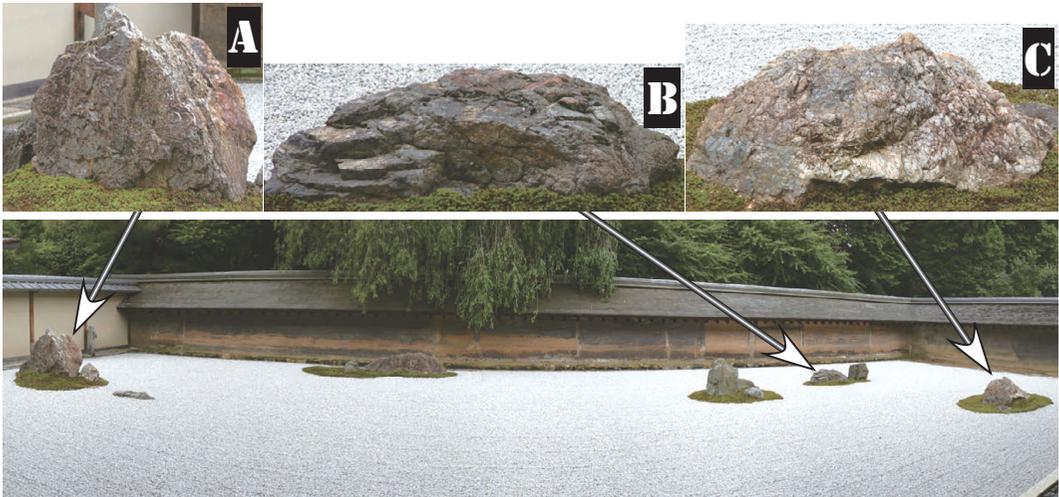


図1 龍安寺の石

龍安寺の石庭の15個の石のうち3個が層状チャートと考えられる。AとBについては層構造が明瞭で層状チャートであるのは明らかだが、Cについて層状チャートかどうかは確実ではない。

付加体は、日本列島の地質を考える上で非常に重要な要素となる。付加体の形成については小出（2012;2013）で、陸源堆積物を主体とするタービダイトについては小出（2014）で概観してきた。付加体には海洋地殻由来の岩石も特徴的にみられ、その代表として層状チャートがあることを小出（2015）はまとめている。小出（2015）では、チャートの時間記録様式に着目してまとめたため、一般的な起源として、層状チャートは生物起源とし、層の形成は絶滅説と炭酸塩の溶解と考えて議論を進めてきた。しかし、層状チャートの起源にはまだ定説はなく、多様な起源説があり、どれをとるかによって、層状チャートの地質学的意義が異なってくることになる。

小出（2015）で十分な議論がなされなかった課題として、以下のようなものがあった。

- (1) 現世の深海底珪質軟泥の層形成のメカニズムはどのようなものか
- (2) 現世の深海底珪質軟泥は地質時代の層状チャートと同じ成因か
- (3) 層状チャートの他の説による時間記録の様式の違いについて

(1)と(2)は層状チャートの重要な課題となるが、いずれも確証は得られていない。また、(3)では小出（2015）で示した説以外にもタービダイト説と衝突絶滅説のような相対立する説も提唱されている。採用する仮説によって、時間記録の様式が変わらないのか、それとも変わるのか、その検討が必要となる。いずれの仮説も、それなりの根拠が示されていて、まだ決着は見えていない。どれかの仮説が証明されたとしたら、他の仮説に基づいた議論は、再度検討が必要になる。そしてその結果は、(1)と(2)にも影響は及ぶことになる。

小出（2015）では(1)について、生物源堆積と溶解、大絶滅による層形成という成因を採用して議論を進めたが、その根拠は必ずしも明確ではなかった。(3)に示したように他の成因の

層状チャートがあるとすれば、(1)の疑問が湧いてくることになる。(2)は、層状チャートの起源が現世も過去(特にプレカンブリア紀)でも同じかという疑問になり、これは地質学の斉一性への懐疑という本源的な問題も内在していることになる。

本稿では、(1)と(2)に関連した疑問を考えていく。現世の深海底堆積物で珪質堆積物のみが堆積する海域があり、深海底堆積物として珪質堆積物と石灰質堆積物、遠洋性粘土が形成されているのだが、陸上の地質時代の深海底堆積物ではチャートが主となっている。本稿では、このような矛盾について考えていく。

本研究は、2015年度札幌学院大学の研究促進奨励金(B・個人)「層状チャートの成層構造の成因と記録されている地質情報についての考察」(SGU-BS15-202005-03)の援助を受けた成果である。

II チャートとは

本稿では、チャートの現世の形成メカニズムを考えていく。そのために基礎的な事項として、チャートの定義を確認し、海と陸に産するチャートの特徴、層状チャートの産状をまとめていくことにする。

表1 チャートと遠洋性粘土の化学組成

	JCh-1	JMS-2	chert 1	chert 2
SiO ₂	97.81	41.78	82.45	80.43
TiO ₂	0.0316	1.4	0.27	0.3
Al ₂ O ₃	0.734	14.18	5.22	5.26
Fe ₂ O ₃	0.272	10.96		
FeO	0.0867	<0.04		
MnO	0.0173	2.26	0.18	0.04
MgO	0.0754	3.24	2.18	1.8
CaO	0.0449	4.68	0.29	0.17
Na ₂ O	0.0305	5.79	0.97	0.86
K ₂ O	0.221	2.7	1.23	1.4
P ₂ O ₅	0.0167	1.26	0.08	0.08
H ₂ O+	0.356	11.26		
H ₂ O-	0.152	7.13		
CO ₂	0.055			
T-Fe ₂ O ₃	0.356	10.96	2.99	6.18
LOI			4.66	4.77

JCh-1は栃木県足利のチャートの標準試料(Imai et al., 1989)。JMS-2は南太平洋ベンリン海盆で採取された遠洋性粘土の標準試料(Terashima et al., 2002)。Chert 1, 2はPearce et al. (1999)によるチャートの全岩分析(801B 27R-1 50-53および801B 33R-1 115-11)。LOIは強熱減量(Loss on Ignition)のこと。

1 珪質堆積物

チャートは、主に赤色や白色など多様な色彩（他にも緑、青、黒色など）を呈する硬く緻密な岩石で、堆積岩に分類される。岩石としてはよく見られる種類ではあるが、堆積岩に占めている比率は1%を超えることはない (Boggs, 1992)。

チャートの成分は、二酸化珪酸 (SiO_2 ; シリカ、無水ケイ酸などと呼ばれる) が、岩石の重量比率で90%以上を占めているものをいう (表1)。それ以下の場合、堆積岩の分類名に「珪質」をつけて、珪質砂岩や珪質泥岩などとして用いられる。

チャートの構成物としては、主には細粒 (隠微晶質や繊維状となっている) の石英 (quartz)、クリストバライト (cristobalite) からなり、方解石 (calcite)、または霰石 (nepheline) などの結晶や二酸化珪素の非晶質鉱物などを含むことがある。石英は、陸源の岩石に由来している。非晶質の二酸化珪酸は、オパール (opal, 蛋白石) と呼ばれ、生物の体を構成していた材料に由来するものが多い。オパール ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 通常1~21%の含水量) は結晶度が進むと、非晶質なもの (オパールA) から、クリストバライト構造が増え (オパールCT)、やがて石英とクリストバライトへと変化していく。さらに結晶度が進むと石英の結晶が大型化していく (Seibold et al., 1986)。

類似の組成をもっている珪質岩として、石英砂岩 (orthoquartzite) や、酸性火成岩やその火山砕屑岩もある。石英砂岩は、淘汰の良い円磨された石英粒からなり、大陸で形成された堆積岩で、岩石組織が異なっている。酸性火山岩や酸性火山砕屑岩は、流紋岩質のマグマに由来し、火山岩としては流紋岩 (rhyolite, $\text{SiO}_2 \geq 70\%$)、黒曜岩 (obsidian)、ピッチストーン (pitchstone) があり、火山砕屑岩には酸性凝灰岩がチャートと似た化学組成になるものがある。しかし、斑晶や流離構造の有無、基質の組織、産状などから、堆積岩のチャートとは識別可能である。陸地のチャートの産状には、層状と団塊状が主たる産状となっている (Pettijohn, 1975)。本稿では層状チャートの起源がテーマとなるので、団塊状は対象としない。本稿でチャートといえは、海洋底の珪質軟泥が固化したものと陸上の層状チャートを意味することになる。

チャートとは、固結した岩石の名称であるため、基本的には古い時代のものに適用される。現世の堆積物は、「珪質堆積物」や「軟泥 (ooze)」と未固結のものに用いる名称で呼ばれている。現在堆積している珪質堆積物でも、その層厚が大きい場合、地層下位では固化が進行していくことになる。後述の深海底の堆積物の深部では、チャートに漸移していくことになる。未固結の堆積物と固結したチャートの境界の厳密な区分は難しい。本稿では、未固結の堆積物と岩石との漸移には言及せず、固化し岩石となっているものを「チャート」と呼び、層をなしているものを「層状チャート」とする。

2 陸と海のチャート

中央海嶺で海洋地殻が形成された後、海洋プレートとして海底を移動していくことになる。新

しい海洋地殻の上には、海洋環境に応じて海水付近に棲息しているプランクトンの遺骸が沈殿してくる。海域で死骸が供給される環境が継続する限り、海洋地殻形成された時代から現世まで、遺骸が堆積し続けることになる。古い時代に形成された海洋地殻の直上には、その時代の軟泥もしくはチャートが形成され、順次新しいものが形成されることになる。やがて、古い海洋プレートは海溝に沈み込んでいく。

現在の海洋地殻で最も古いものは、前期ジュラ紀(約1億8000万年前)のものである。したがって形成場である深海底に堆積したチャートもしくは軟泥は、最大で1億8000万年分がそろっているはずである。一方、陸上の層状チャートは、古いものから新しいものまでである。西南日本でみると、陸上の層状チャートで、古いものでは秋吉帯や美濃-丹波帯の前期石炭紀(3億6000万年~3億2000万年前)のものがあり、新しいものでは四万十北帯の後期白亜紀(約8000万年前)のものがあることが知られている(磯崎, 2010)。

チャートには、海底にあるものと陸上のもので、形成時代が重複している。両者の形成時代が重複していることは重要である。なぜなら、同時代の海洋底のチャートと層状チャートを比較することにより、各種の検証作業が可能となるからである。さらに、両者が同じ起源であることが判明すれば、現世から陸上の最古のものまで、いろいろな時代の層状チャートが揃うことになる。現代から遠い過去までを網羅した、同一の環境(海洋底)で形成された地質学的記録として重要性をもつ。陸地の層状チャートには、現在とは異なる海洋プレート、あるいは海域で形成されたものもあり、多様な海洋環境を知ることが可能となる。

本稿ではチャートの成因を検討することが目的であるが、陸上と海底に産するものを区別する必要がある時「地質時代の層状チャート」、「現世の層状チャート」、層をなさないものを「現世のチャート」として区分する。

3 層状チャートとは

海洋底のチャートや珪質軟泥の研究は、海洋調査船による掘削による試料採取が必要で、なおかつある海域のある時代のものが必要であったとしても、簡単に入手することはできない。地質時代の層状チャートは、陸地に分布するので、誰でも手軽に入手できる素材である。

顕生代に形成されたチャートの多くは層状構造をもち、造山帯に産する。大陸地域にも一部造山帯を含むが、多くは隠生代に形成された火成岩とその変成岩からなるため、層状チャートは稀なものとなる。日本列島は顕生代のいろいろな時代に形成された付加体によって構成されている造山帯なので、層状チャートがよく見られる地域である。層状チャートの研究は、日本列島に地の利がある。本稿では、西南日本に分布する地質時代の層状チャートを比較の対象にしていく。

層状チャートは、数cmから数10cmまでさまざまな層厚をもつ層構造が顕著なチャートである。層構造は、チャートを主構成岩石とし、境界部に極細粒の泥質岩や粘土岩の薄層がある。チャートが挟在薄層を伴いながら、繰り返されることによって、層構造が形成されている。境界部の泥

質岩や粘土岩（頁岩）（図2A）は量的には少ないので層状チャートといえば、チャートを主体とする岩石だが、層があるので境界に粘土岩を必ず挟在していることを意味する。堆積の条件や環境によって、挟在する粘土岩の量は変動する。典型的な層状チャートであっても、多様性があることになる。

チャートが多い（優勢）互層（図2B）から、碎屑性の堆積物の量が増えて、粘土岩とチャートが等量の互層（図2C）、粘土岩が多くチャートの量が少ない互層まで、いろいろな量比の層状チャート（互層）がある。近接した層状チャートであっても、境界の泥質物の量、チャートの色調など変化が大きいこともある（図2）。地質時代の層状チャートは、付加作用を経ているため、さらに産状は多様となっている。色調についても、生成時の環境を反映しているものや、再結晶作用時の変化もあり、複雑になっている。生成時の色は、環境を復元する上で貴重な情報を提供することになる（図2D）。

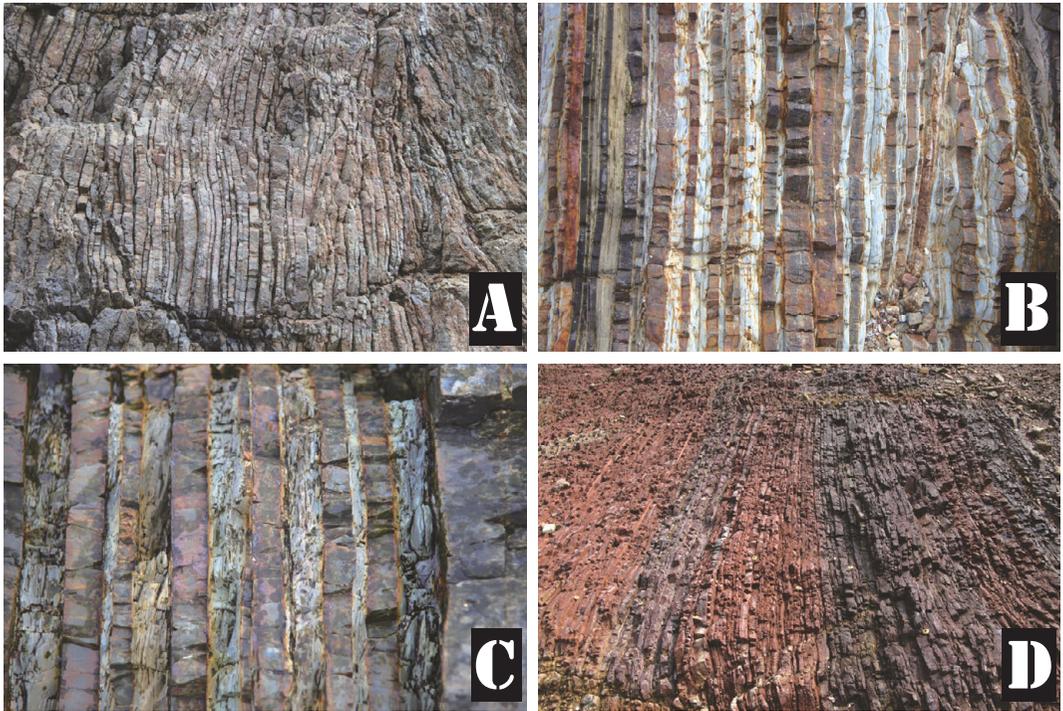


図2 層状チャートの産状

大分県津久見市四浦半島網代島周辺に分布する秩父帯（三宝山帯）の層状チャートの産状。近接した地域の層状チャートにおけるチャートの頁岩の量、チャートの色などは多様になっている。A:単調な灰色の層状チャートで境界の頁岩がほとんどない層状チャート。B:色の鮮やかな層状チャートと境界部の頁岩（淡い色）のチャートがやや優勢の互層。C:赤褐色の層状チャートと灰色頁岩の等量互層。D:チャート優勢互層だが、チャートの色が赤褐色、暗赤褐色が繰り返している。

Ⅲ 海洋底の堆積

海洋底にどのような堆積物が溜まっているのか、それらの堆積物がどのような分布をし、どのような規則性をもつのかを概観する。

堆積物は、陸域の岩石が侵食作用によって海洋域に運ばれ、河口や沿岸域に堆積した碎屑岩が圧倒的な比率を占めている。しかし、碎屑性堆積岩の分布範囲は、陸付近の海域に限定される。海洋の遠洋域ではタイプの違う堆積物が分布している。海洋底堆積物は、堆積速度が小さく堆積量が少ないが、その分布範囲は広いので、海洋域、特に深海底の長期に渡る環境を知る上で重要な情報となる。また、海洋底の堆積物は、プレートテクトニクスにより、その一部が陸に持ち上げられて容易に入手可能なので、過去の海洋域の環境復元にも重要な役割も担う。

1 海洋底とは

海洋底は字義ではすべての海域における海底を意味するが、本稿では深海底という用語を用いる。深海底は国際法上領海などを規定する意味あいがあるため、その定義は重要となり、国によって考え方が違うこともある。本稿では、海洋プレートが基盤となっている地域の海底を指す。海域を地形的にみると、大陸や島弧から海に向かって、陸から続く傾斜のゆるい大陸棚からはじまり、傾斜が急な大陸斜面があり、その先に緩やかな傾斜のコンチネンタルライズ (continental rise, 海溝斜面とも呼ばれる) になり、そして海溝に至る。海溝より先が海洋プレートを基盤としており、すべてが海洋底となる。

地質学では、陸は大陸プレートの存在する範囲、海洋は海洋プレートが分布する範囲を意味する。大陸地殻の端や、海洋プレートでも列島 (地質学では島弧と呼ばれる) が形成されているような場合は、大陸地殻の形成場でもある (Tatsumi and Stern, 2006) ので、形成中の大陸と位置づけるべきであろう。西南日本から九州、沖縄まで続く列島がユーラシアプレートの東縁で、アリューシャンから北海道、東北日本に続く列島が北米プレートの西南縁にあり、成熟した島弧になる。フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界にあたる伊豆-小笠原弧は未成熟な島弧になる。島弧は陸源物質の供給場として規模も量も小さいが、火山噴出物の供給源としては重要になる。深海底堆積物では火山灰起源のものは区別しやすく、層状チャートの上部には火山灰層が多数挟在することもある。

深海底は、水深が2200～5500mほどで、平坦で起伏があってもなだらかな勾配なので、深海平原 (abyssal plain) と呼ばれることがある。深海底の地質学的な特徴として、陸から遠く離れているため陸地の影響が少なく、環境がほとんど変化しないことが挙げられる。陸地の影響が少ないとは、碎屑性堆積物がほとんど届かないところである。タービダイト流によって海溝を超えて深海底に達した例 (Heezen and Ewing, 1952) も知られているが、深海底全域に及ぶものではなく海溝付近での作用となる。大陸近海の海底と比べて、深海底に堆積する陸源の物質の量は圧倒的に少なくなる。

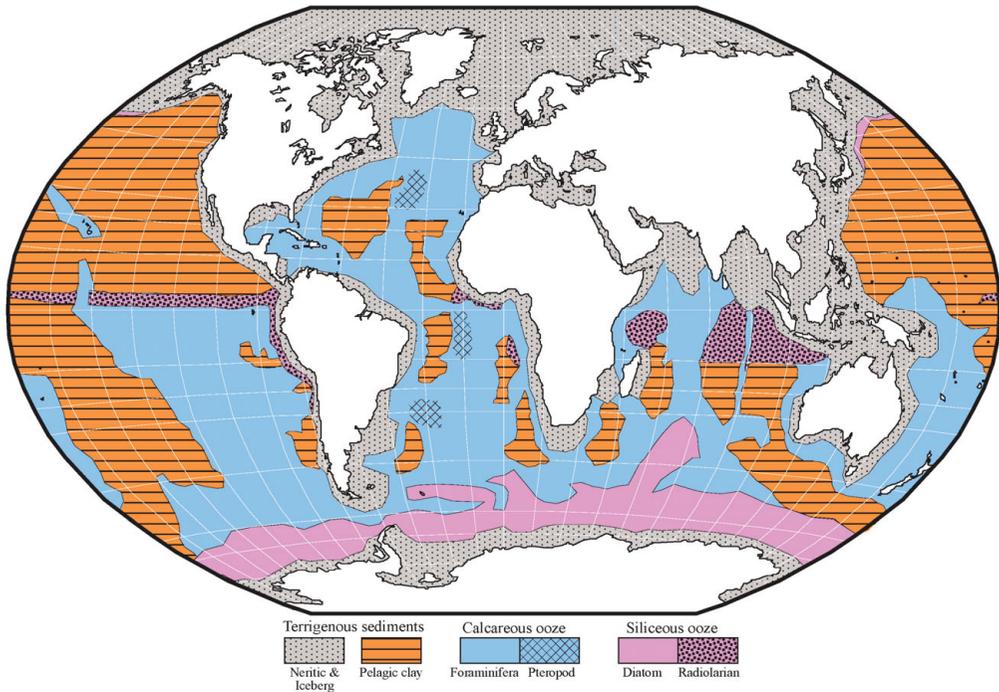


図3 海洋底堆積物の分布図

海洋底堆積物の成因別の分布を示した。海洋底の堆積物を、陸源堆積物 (Terrigenous sediments) と、石灰質軟泥 (Calcareous ooze) と珪質軟泥 (Siliceous ooze) に区分している。陸源堆積物は、沿岸堆積物 (Neritic) および氷山堆積物 (Iceberg)、深海底堆積物 (Pelagic clay) に、石灰質軟泥は有孔虫 (Foraminifera) 軟泥と翼足類 (Pteropod) 軟泥に、珪質軟泥は珪藻 (Diatom) 軟泥と放散虫 (Radiolarian) 軟泥に細分した。Chamberlin and Dickey (2007) および Jones (2015) を改変。

深海底は深層流による攪拌はあるが、その速度は海流や波浪によるものと比べれば、非常にゆっくりとしており、堆積物への変化はほとんどないと考えられる。また、低温 (4℃ほど) で生物の生息密度も小さいので生物学的擾乱も比較的少ない。深海底は変化の乏しい、つまり安定した環境が維持されている。安定した定常的な作用が起これば、微量の堆積であっても、時間効果による蓄積が可能となる。その期間は、海洋プレートが海嶺で形成され、海溝までの間 (時には1億年以上)、継続する作用となるので、それなりの堆積量が形成される。海洋プレートが大陸や島弧に近づくと、海溝を越えて碎屑性堆積物が届くようになる。海洋プレート上の堆積物を概観すると、陸の影響の少ない深海底堆積物から陸源の碎屑岩へと環境の遷移が起こることとなる。

2 海洋底の堆積物

深海底に堆積するものを起源別にみると、生物遺骸に由来するものと、陸源物質に由来するものに大別できる。生物遺骸に由来するものは、生物源堆積物 (biogenic sediment) と呼ば

れ、珪質軟泥 (siliceous ooze) と石灰質軟泥 (calcareous ooze) が主となる (図3)。陸源物質に由来するものは、遠洋性粘土 (pelagic clay) や深海底粘土 (abyssal clay), 陸源性堆積物 (terrigenous sediments), 赤色 (褐色) 粘土など, さまざまな名称がみられるが, ここでは遠洋性粘土を用いることにする。

生物源堆積物である珪質軟泥と石灰質軟泥は, 遺骸が重量で30%以上含むものをいう。軟泥には, 生物の遺骸より捕食者の排泄物, あるいはその分解物が多い場合もある。海表面付近での生物生産量 (後述) が多ければ, 餌が豊富で捕食も多くなる。生産性の高い環境では, 多くの遺骸や排泄物が海中を沈降していき, これがマリンスノーとなっていく。有機物は沈降途中や堆積後の海底でほとんどが分解される。最終的に分解されにくい珪質物質や石灰質物質が, 海洋底の堆積物として残る。軟泥は, 湧昇流海域や高緯度海域などで栄養源が多い海域の生物生産性が高くなる場所に多く形成される。

3 石灰質軟泥

石灰質軟泥は, 現生生物の有孔虫 (foraminifera) と翼足類 (pteropod) から由来するものが多い。なかでも有孔虫の占める割合は大きい。石灰質軟泥では, 有孔虫の多いものを有孔虫軟泥 (foraminiferal ooze), 翼足類の多いものを翼足類軟泥 (pteropod ooze) と区分することがある。

有孔虫は, 古生代以後現世まで存続する生物グループで, 記載されているものは3万4000種にのぼり, 現生種も約4000種になるとされている。有孔虫軟泥は, 主に浮遊性有孔虫 (グロビゲリナ, globigerina) と円石藻 (coccolithophore) からなる。グロビゲリナが大型であったため, 電子顕微鏡が普及する以前は, 主たる研究対象となっており, 有孔虫軟泥はグロビゲリナ軟泥 (globigerina ooze) と呼ばれていた。電子顕微鏡が普及してからは, 数 μ mほどの円石藻も識別でき細分可能となり, 石灰質軟泥は粗粒のグロビゲリナ軟泥と, 細粒のコッコリス軟泥 (coccolith ooze) からなることがわかってきた。それらの量比は地域によって異なっている。

翼足類は, 浮遊性の巻貝の一種で, 4~8mm, とくに20mmに達する比較的大きな殻をもつ浮遊性軟体動物で, その中に殻を持つグループがあり (有殻翼足類), 翼足類軟泥となることがある。有孔虫と翼足類の殻は炭酸カルシウムからできているが, 有孔虫は方解石から, 翼足類はアラゴナイトからと異なる鉱物でできている。

石灰質殻また石灰質軟泥は, 深海の堆積物で占める割合は, 重量で30%以上, 全海底面積の約47%を占めると見積もられている (Vinogradov, 1967) (表2)。熱帯から亜熱帯までの海底に広く分布している。

4 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 (服部, 2008)。珪質軟泥のなかでは,

放散虫と珪藻が大半を占める。放散虫の多いものを放散虫軟泥 (radiolaria ooze), 珪藻の多いものを珪藻軟泥 (diatom ooze) と呼ぶ。いずれも珪質の骨格や殻などをもつ生物である。骨や殻は、主に非晶質シリカ (以下、シリカと呼ぶ) から構成されている。ここで珪質としたものは、大陸を構成する岩石から由来した物質ではなく、海水に溶融していた珪酸成分から生物学的に合成されたものである。

珪藻軟泥は、南極大陸をとりまいて幅250~600kmにわたって特徴的に分布する。北半球では北部太平洋のみの狭い範囲に分布している。その南限と北限は年平均海水温が10℃の等温線に一致している (内尾, 1998a)。

放散虫の殻は高緯度の方が良く保存される傾向があり、放散虫軟泥は高緯度にも分布がみられる。しかし放散虫軟泥は、主には赤道付近に分布している。赤道付近の放散虫軟泥は、湧昇流が形成される場に対応している。湧昇流とは、海水が深層から表層に湧き上がる流れである。深海にある栄養を含んだ海水が、湧昇流によって表層に持ち上げられ、珪藻のような海洋の生産者である植物プランクトンが増殖しやすい条件が生まれる。その結果、食物連鎖が起こり、生物生産量全体が増えていくことになる。

5 遠洋性粘土

遠洋性粘土は陸源粒子に由来し、もっとも優勢なものは、粘土鉱物 (イライト, クロライト, スメクタイト, カオリナイト) で、次いで石英, 長石, 方解石, 岩石片や重鉱物である (青木, 2002)。生物生産性が低く、陸源物質が届きやすいところには、火山由来の遠洋性粘土が堆積している。スメクタイトは、海山, 海嶺など海底火山に由来する粘土成分もあるが、その他の粘土鉱物や鉱物は大陸由来の碎屑性物質である。

表2 深海底堆積物の比率

Sediments	%
<i>Biogenous sediments</i> (生物源堆積物)	61.9
Calcareous ooze (石灰質軟泥)	47.7
Foraminifera ooze (有孔虫軟泥)	47.1
Pteropod ooze (翼足類軟泥)	0.6
Siliceous ooze (珪質軟泥)	14.2
Diatom ooze (珪藻軟泥)	11.6
Radiolarian ooze (放散虫軟泥)	2.6
<i>Terrigenous Sediments</i> (陸源性堆積物)	38.1
Pelagic clay (深海底堆積物)	29.5
Neritic & Iceberg sediments (浅海性堆積物)	8.6

Vinogradov (1967), Bezrukov et al. (1970) のデータを元に計算。

遠洋性粘土は、陸源物質からなるが、通常の沿岸域や大陸棚にみられる碎屑性堆積物とは違うものを意味する。通常の碎屑性堆積物は、沿岸域では河川や沿岸流による運搬、あるいは洪水、土石流などによる移動、海底地すべりや重力密度流などによるタービダイトによる移動など、陸や沿岸域、大陸棚で起こる営力に基づくものである。そのため、短時間で起こり、粗粒の碎屑物を含み、量も多い。一方、遠洋性粘土は、細粒の碎屑物から構成されるものである。また、運搬も風や海流などの地球の定常的な営力による。これらの営力は、非常に細粒のものを少量しか運ばないが、分布範囲は広がる。量は少ないが定常的な供給が起こることになる。

IV 珪質軟泥からチャートへ

地質時代の深海底堆積物はチャートを主としたものになっている。深海底堆積物の量を決める要因を検討して、その中で何が重要となるのかを検討していく、最後に珪質軟泥が陸上の層状チャートになるためには、どのようなことが課題となるかをまとめていく。

1 堆積物量を決める要因

深海底堆積物は、珪質軟泥、石灰質軟泥、遠洋性粘土に区分される。どの堆積物が、どこに、どの程度生成されるかは、図4に示したような各種の要因の組み合わせによって決まる。内尾(1998b)は深海底堆積物の堆積する要因として、生物生産性と捕食割合、海中溶解割合、海底溶解割合、陸源碎屑物の堆積速度の5つを挙げた。生息環境、生物生産性と捕食割合は生物による要因になり、海中溶解割合と海底溶解割合は溶解に関する要因、陸源碎屑物の堆積速度は陸源物質に関する要因の3つに大別できる。

生物要因は、生物が生息する環境が決まれば、海表面でどのような種類の生物が優勢になるか定まり、生産量が定まり、それをエサとする捕食の程度も定まる。これらは連動しており、生物学的平衡状態に達すれば、一定量の堆積物の供給が起こる。ただし、いずれかが過剰になったり不足したりすると、平衡は破れ、時には大きな変化が起こることもある。赤潮や青潮のような極端な現象である。最終的に堆積物になっているものからみると、生態系の小さな変動は残らず、大きな環境変化というべき地球規模の現象や長周期の大変動が残され、ある堆積物が卓越するようになる。生息環境は、栄養塩類(リン酸塩、硝酸塩、亜硝酸塩、珪酸塩など)が多いと、一次生産者である植物性プランクトンの繁殖を促し生産量が増加することになる。最も多いものは珪藻で、ほかに藍藻や渦鞭毛藻などの藻類がある。上述の軟泥を構成する生物としては、珪藻が重要となる。

栄養塩が多い海水は、高緯度域と赤道域、沿岸域にある。沿岸は陸からの栄養塩の供給が定常的に起こるところである。一方、陸から離れた海洋域の高緯度域は、冬季の対流混合によるものである。冬季には海表面が冷却され、密度が大きくなり沈降し、海面の下にある栄養塩に富む下

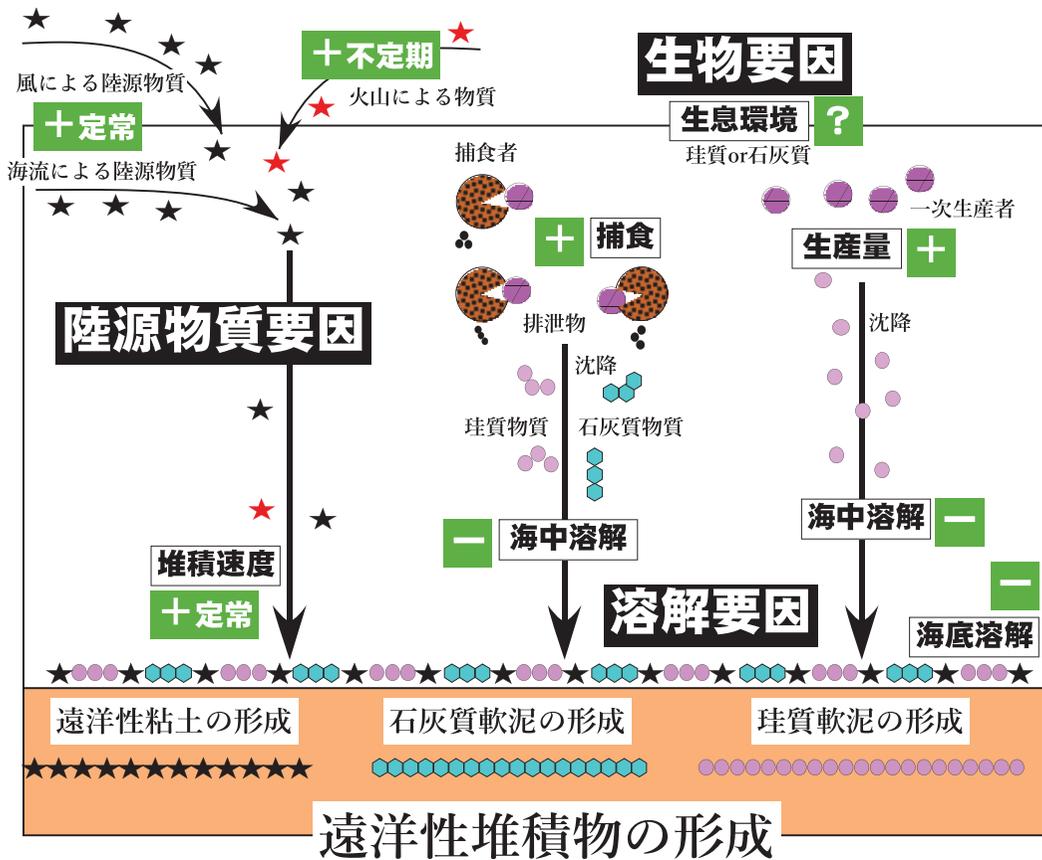


図4 遠洋性堆積物の形成要因

生物要因は生息環境，生物生産性と捕食割合，溶解要因は海中溶解と海底溶解，陸源物質要因は堆積速度に区分できる。要因と堆積物の増減（緑の白抜き文字）：生産量が増えれば堆積量も増える（+で表現），捕食が増えれば生産量を減らす。排泄物と自身の遺骸が増える（+）。溶解要因はいずれも堆積量を減らす（-）。陸源碎屑物は海流によるもの，風によるものは定常的で一定量で増えるが，火山による物質は不定期だが量は増える（+）。

層と入れ替わる。この対流混合によって，栄養塩に富んだ海水が形成される。

また，栄養塩の多い海水が，南極やグリーンランドなどで冷やされて沈降し，深層流として地球の深海底をベルトコンベアのように巡っている。このような熱塩循環があることが知られている（Broecker, 2006）。深層流が海面に上昇して湧昇流が形成されるところも，生物生産量の多い場となる。北米西岸やガラパゴス諸島，南米西岸が湧昇流の生じやすい場となっている。

栄養塩の多い海域では，生物生産量が増えていく。まず，一次生産者として，植物性プランクトンが増える。植物性プランクトンが増えると，食物連鎖の結果として動物性プランクトンの生産量も増加する。軟泥の生物では珪藻と珪質鞭毛藻以外はすべて動物性プランクトンである。一次生産者が増えれば捕食者も増えていく。捕食圧により，生産者の量が抑制される効果が生じる。

生物生産量と捕食は、相反する2つの作用が起こっていることになる。しかし堆積量としてみると、生産量が増えれば捕食者も増え、そして捕食者の死骸や排泄物も増え、総体としては堆積量が増えることになる。量は多少の増減はするだろうが、やがて平衡状態にたっし、栄養塩が増えれば堆積量が増えるという状態になる。

溶解要因は、海中での溶解と海底での溶解に分けられる。海中溶解とは、マリンスノーとして沈降する有機物の分解のことで、かなりの有機物が分解、溶解が進むことが知られている。軟泥中の有機物量は、表層で光合成された量の1%以下だとされている。表層環境の生産数と海底に達する殻の数を比べると、1%から10%にすぎず(内尾, 1998b)、表層で光合成された有機物量でみると陸棚域では2%程度、外洋域では0.02%程度になる。もし、海中での溶解割合が一定だとすると、生物生産量と捕食割合の生物要因によって、海底に達する軟泥の量が決まることになる。

深海底では、海水の条件によって堆積物の溶解度が変化している。後述の珪質と石灰質の溶解割合を大きく左右する海底条件があるので、その影響を強く受けることになる。

陸源物質要因は、堆積速度に依存するが、堆積速度とは時間あたり供給量のことである。陸源堆積物は、主に風と海流によってもたらされる。これらは、周期的変動(季節ごと、年ごと)として起こるだろうが、長期的に見れば定常的な量を供給しているとみなせる。また、供給源として火山噴火などの不定期な突発的なものも混じることがあり、その量は変動する。陸源の物質は、陸源の碎屑物由来の粘土鉱物や鉱物片、岩石片である。スメクタイトのように海底の火山活動に由来する成分もあるが、大半は大陸由来の碎屑性物質であることがわかっている。

陸源物質は、軟泥が堆積しているところにも供給されているはずだが、目立たない程度の量に過ぎない。深海底への供給は非常に少なく堆積物の堆積速度は遅い(後述)と考えられる。

現状の深海底では、珪質軟泥、石灰質軟泥、遠洋性粘土が、それぞれが優勢な分布域を持っている(図3)。どの堆積物が優勢になるかは、いろいろな要因の組み合わせやその作用の程度によるため、非常に複雑なものとなっている。しかし、海域ごとに卓越する堆積物があることから、陸源物質、珪質軟泥、あるいは石灰質軟泥が、優勢に堆積する場を形成するなんらかの主たる要因が生じていることになる。

2 石灰質軟泥の溶解

陸源堆積物の供給が多くなることは期待できないので、陸源堆積物が卓越するには生物起源の物質の供給が少なく、溶解が進むことが重要となる。一方、軟泥が堆積する条件は、生物の生産量(増加する要因)と溶解(減少する要因)が重要な要因となっている。生物生産量が大きければ、総体として珪質(一次生産者)と石灰質(捕食者)も多く堆積することになる。生産量はその海域の栄養塩類の供給量に依存している。軟泥の堆積している深海底には、珪質軟泥と石灰質軟泥の堆積場が異なっているのは、もう一つの溶解の要因が強く作用しているからである。

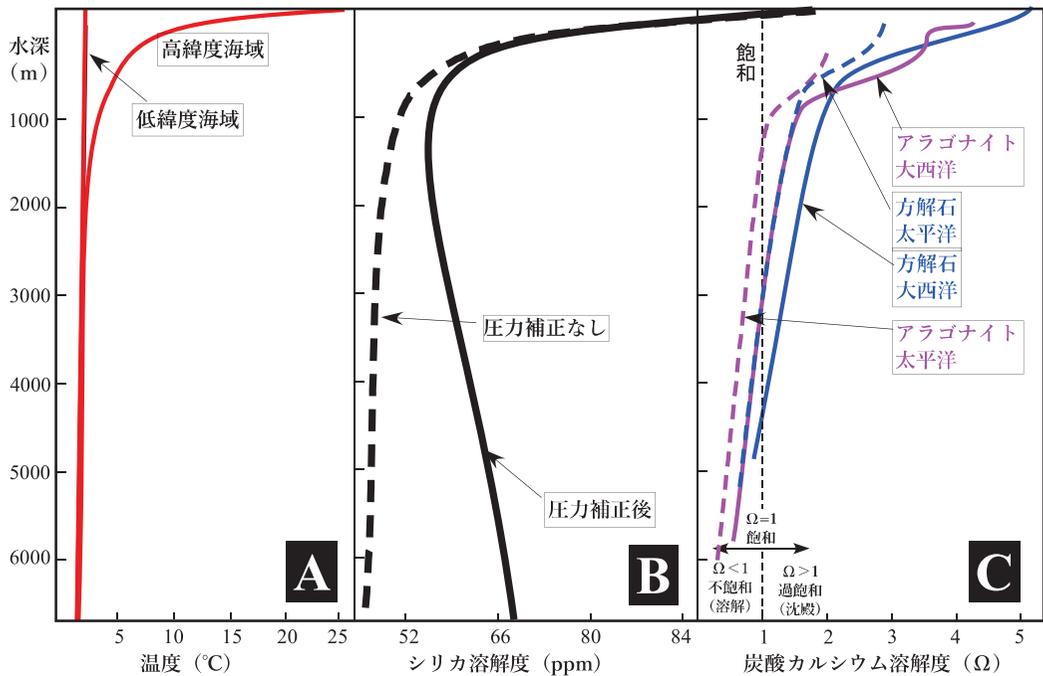


図5 水深と海水温，炭酸塩およびシリカの溶解度

海水温 (A), シリカ溶解度 (B), 炭酸カルシウム溶解度 (C) と水深の関係を示したものの。縦軸: 海洋の深度 (m)。A: 海水の温度 (°C) では、高緯度海域と低緯度海域のものを示した。B: シリカの溶解度 (ppm) では、圧力補正をしていないもの (破線) と圧力補正をしたもの (実線)。C: 炭酸カルシウムの溶解度 (Ω) を太平洋 (破線) と大西洋 (実線) 示している。方解石 (青) の値とアラゴナイト (赤) は似た傾向がある。Ω はイオン活量積と溶解度積の比、あるいは現在の濃度の飽和時の比のこと。Ω = 1 は飽和 (縦の細い破線)、Ω > 1 だと過飽和で沈殿が起こり、数値が大きくなるほど (右にいくほど) 溶けにくい。Ω < 1 だと不飽和となり溶解が起こる。服部 (2008), Mackie (2011) を改変。

石灰質殻を構成している炭酸カルシウムが沈殿する化学反応とは、



である。溶解は右から左への反応となる。この反応は、温度、圧力、イオン濃度 (pH) などに影響を受ける。水温が低温ほど、圧力が大きいほど、炭酸カルシウムの溶解度は大きくなる。海では水温が低く圧力が高くなるのは、深度が大きくなることに対応して (図5 A), つまり深海ほど溶解度が大きくなる (図5 C)。

浅海では、炭酸カルシウムは飽和している (図では Ω > 1 と表記) ので、化合物が沈殿していくことになる。沈殿物は沈降していくが、溶解条件の変化により、ある深さに達すると炭酸カルシウムは溶解しはじめる。炭酸カルシウムが溶けはじめる深度を炭酸塩飽和深度 (carbonate saturated depth) と呼ぶ。

海面付近からの沈殿量と溶解量が等しくなる水深を補償深度という。沈殿量が一定ならば、補

償深度以深では、炭酸カルシウムは溶解してしまっているはずである。しかし、沈殿量や沈殿速度が変動したり、炭酸カルシウムの殻によって溶融程度が違ったりしているため、補償深度は一義的に決まらない。

炭酸塩の溶解が急速に進行する水深が、リソクライン (lysocline) として定義されている。リソクラインは溶解躍層とも呼ばれている。リソクラインは、炭酸カルシウム殻をもつプランクトンの種数が急減する深度として識別される。この深度ではまだ炭酸塩が残っているため、補償深度より浅いが、具体的指標があるので定めやすい。

炭酸カルシウムが5%以下になる深度、あるいは炭酸塩粒子の溶解速度が堆積速度を越える深度を炭酸塩補償深度 (carbonate compensation depth, CCDと略される) と呼ぶ (図6)。CCDは炭酸塩が溶けずに沈殿・堆積できる最大の深度となり、CCDより深い海底では石灰質の物質は溶解していくことになる。その条件は海域によって異なるが、どの海域でも一定の深度になると似た現象が起こる。

CCDは、海洋によってその深度には違いがあり、赤道下の太平洋では5000m、赤道下の大西洋では約6000mとなり、太平洋より大西洋のほうが、CCDは浅くなっている。また、高緯度ほどその深度は浅くなる。中央海嶺やその周辺、海山列などで5000mより浅くなっている海底では、石灰質軟泥が溶解より沈殿速度が優り、堆積することになる。深い海洋底では、石灰質軟泥は溶けやすく、長い時間おかれれば完全に溶解することになる。

図5Cで示したカーブは、pHから推定したもので、条件や見積もり方法によって現実の飽和条件とは、ずれることがある。しかし、図で示した特徴や傾向は維持される。

生物の殻を構成している炭酸カルシウムとして、方解石とアラゴナイトの2種があるが、海洋では方解石の方が安定で、溶解度がやや小さい (Mackie, 2011) ことが知られている。これは、図5Cにおいてアラゴナイトは方解石よりやや左にずれることから支持される。アラゴナイトの殻をもつ翼足類軟泥は、熱帯から亜熱帯の1800m以浅の高まりにのみ堆積している。翼足類軟泥は斑点状に分布し、その比率は全海底面積の約0.6%程度にすぎない (表2)。より深いところでは、方解石からできている有孔虫軟泥が堆積することになる。その比率は全海域の47%を占めるほどである。

以上のことから、CCDより浅海では方解石もアラゴナイトも沈殿する環境となり、生物生産量によって堆積量がコントロールされる。アラゴナイトの殻をもつ翼足類の生産量の多い地域では翼足類軟泥、そのような地域でも深度が大きくなると有孔虫軟泥が卓越することになる。CCDより深いところでは、生産量と関係なく石灰質軟泥は堆積しても溶解することになる。

3 珪質軟泥の溶解

シリカは、



という反応で沈殿物が形成される (Carozzi, 1993)。この反応は、温度に強く依存し、圧力への依存度は小さい (図5 B) とされている。水深と温度の関係は、表面付近は低緯度海域では大気温や日射の影響で変動する。海水温が急激に変化する温度躍層 (thermocline) の存在が知られており、低緯度海域では水深200~1000m付近で、中緯度海域では夏だけ生まれ、高緯度海域では存在しない。温度躍層をはさんで上下の海水は混合することではなく、溶解度もこの層を境に変化することになる。

深度が増えるにしたがって水温は低下し、3000m以深では1.5℃という低温のまま変化しない。そのため温度依存の強いシリカの溶解度は、1000m以深からはほとんど変化がないと考えられた。炭酸塩にあった補償深度がシリカにもあり、それを珪酸塩補償深度 (silicate compensation depth, SCDと略す) と呼んだ。そして、SCDより深いところでは、溶解が進まないと考えられていた。沈殿量が多いか、沈殿速度が速く、あるいは両方かであれば、溶解量より優ることになる。SCDを通り過ぎたシリカは、深海ではそのまま堆積することになる。SCDが深海底に珪質軟泥が形成される原因だと考えられた。

ところが、シリカの溶解度の圧力依存は小さいが、昇圧により溶解度が微増することがわかってきた。深海で圧力補正をした溶解度をみると (図5 B)、深海でもシリカがある程度は溶けることになる。溶解度の最小値は水深1.5kmにあり、それより深いところでは、再度溶けやすい条件になる (図6)。したがって、SCDは存在しないと考えられるようになった (服部, 2008)。溶解度は大きくなるとはいっても、その程度は小さく、深海 (6000m以深) でも海表面の半分程度にすぎない。

現在の海表面では、シリカの濃度が低いいため化学的沈殿は起きない。シリカの形成は、生物学的作用によるものだけとなる。珪藻は少量 (0.1ppm程度) の溶存シリカであっても成長できるという水槽実験もある。適切な成長条件になると8回/日の割合で細胞分裂でき、自然状態ではシリカ濃度が1ppm以下でも1回/日の細胞分裂ができることが知られている (服部, 2008)。低濃度のシリカであっても生物は珪質殻を作り出すことが可能となる。

生物が死に遺骸として沈降すると、シリカの溶解がはじまることになる (Lewin, 1961)。シリカは、海底に到達するまでに90~99% (Hurd, 1972; 1973) が溶け、埋没までに96% (Heath, 1974) が溶けるとされ、堆積物として保存されるのは生物生産量の2% (Heath, 1974)、あるいは0.05~0.15% (Johnson, 1976) 程度と見積られている。いずれにしても、生物源の珪質物質の大半は堆積物になる前に溶けていくことになる。

放散虫は赤道域で多く、珪藻は南極海や北西太平洋に多く分布している (図3)。生物源のシリカが深海底に堆積しているということは、堆積量が溶解量に勝っていることになる。つまりSCDは現状の深海底には存在しないが、溶解するより多くのシリカの堆積量があることになる。

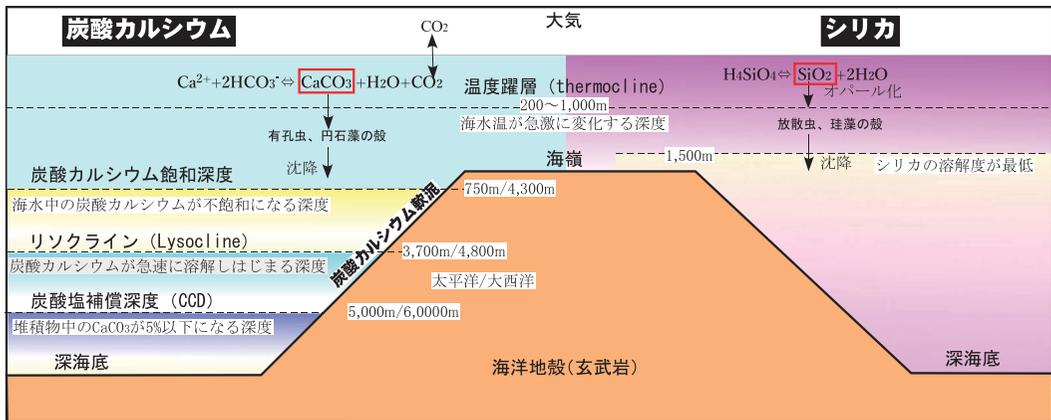


図6 炭酸カルシウムとシリカの溶融過程の模式図

炭酸カルシウム(図の左半分)とシリカ(図の右半分)の海洋での溶解過程を模式的に示した。炭酸カルシウムは、溶融の目安になる境界がある。本文参照。一定の深度より深い深海底では溶融する環境となる。シリカは、浅海では溶けやすく、シリカの溶解度が最低になる領域がある。そこから深くなると溶解度が高くなるが、海面よりは溶けにくい環境が保たれる。

4 堆積速度

深海底の堆積物の種類と量は、いくつもの要因が複雑に絡み合いながら決まっていく。なかでも、生物要因(生物生産量)と深海底の溶解条件が重要になっている。生物要因が生息環境に応じて珪質か石灰質か陸源物質かを定め供給量も規定して、溶解要因が最終的に堆積量を規定する。この要因と堆積量の関係を定量的に導くことは重要であるが、最終的な堆積量は、過去の履歴から検証することができる。一連の深海底堆積物を用いて(例えばボーリングコア)、いくつかの層準で化石による年代決定ができれば、堆積物の平均的な堆積速度を見積もることができる。地質時代の層状チャートでも同様の手法が適用できる。それらの結果を、表3に示した。

堆積物の種類が違うものは、堆積環境や要因がもともと違っているため単純な比較はできない。値の範囲は広く、値も重なっているので、比べることが困難であるが、目安にはなるはずである。

珪質軟泥では1~10mm/1000年、石灰質軟泥では0.5~60 mm/1000年、深海底粘土では0.2~60mm/1000年という堆積速度になっている(小出, 2015)。陸源堆積物がたくさん届くところでは、陸源の泥は50~2000mm/1000年程度がたまっている。このような陸源の泥は、沿岸地域の堆積物よりは遅いのだが、深海底堆積物より1桁から2桁多い。地質時代の層状チャートの堆積速度は0.3~30mm/1000年となり、他の深海底珪質軟泥と似た値となっていることから、堆積物の堆積速度のスケールはほぼ一致していると考えられる。

ただし、深海底粘土の堆積速度が遅いという推測がある。Hori et al. (1993)は、放散虫チャート(美濃帯, 中生代三畳紀からジュラ紀)の年代測定から、チャートと粘土岩のペアが、平均で数万年から数10万年で形成されており、宇宙塵の含有量から粘土岩の堆積速度はチャート

(珪質軟泥) より2桁ほど遅いという推定をした。

深海底粘土の堆積速度が遅いというHoriらの説をとれば、深海底粘土層はもともとあまり堆積量がなく、陸地に持ち上げられたものにおける量の少ないことの説明が可能となる。また、境界の粘土層の薄さは堆積期間の短さを意味するのではなく、もともと堆積量が少ないことになる。

岩石種ごとの堆積速度の違いは、層状チャートの成因をどう考えるかに、大きな影響を与えることになる。

5 珪質軟泥から層状チャートになるために

層状チャートとは、陸地に見られる固化した古い時代の岩石で、層構造を特徴的に持った地層である。珪質軟泥とは、生物起源の珪質殻を材料とする遠洋の深海底にできる堆積物である。これらの関係を解明することは重要なテーマであるが、どのようにして追求していくべきかを、以下で整理しておく。

現在の海底には珪質軟泥や石灰質軟泥を主とする堆積物、遠洋性粘土が認められる(図3)。一方、陸上にみられる遠洋の深海底起源の堆積物と比べると(表4)、遠洋性粘土や層状チャートはあるが、層状の石灰岩はほとんど見られない。この違いを説明していく必要がある。

遠洋性粘土は、海溝付近に堆積するタービダイト由来の堆積岩(半深海底堆積物と呼ばれているものも含む)とは区分している。ところが、同質の堆積岩であるタービダイト起源の細粒相と区別されず、遠洋性粘土が少ないとみなされている可能性もある。この点には注意が必要となる。また、もし区別可能であるのなら、深海底粘土層が少ないのが疑問として残ることになる。

海洋島の石灰岩は多数認められるが、深海底の石灰岩は陸地ではほとんど見られない。その原

表3 深海底堆積物の代表的堆積速度

sediments	speed	references
Recent		
siliceous ooze	1~10	Seibold(1986), Hattori(2008)
calcareous ooze	0.5~60	Hein and Karl(1983), Seibold(1986)
pelagic clay	0.2~15	Hattori(2008), Seibold(1986), Miyake(1972)

terrestrial mud	50~2000	Seibold(1986)

Geological Age		
bedded chert	0.3~30	Iijima et al.(1978), Iijima et al.(1989), Kumon et al.(1986;1997), Karl(1984)

Speed:単位はmm/1000year。値は小出(2015)のコンパイルした数値の範囲を示した。references:値を求めた基礎的な文献。

因はこれまで述べてきたように、深海の環境での石灰質軟泥の溶解のしやすさで説明可能である。現在石灰質軟泥が堆積しているところは、生物生産量が多く、浅い海洋底である。そのような場合は、CCDより浅い深度となり、生産量が溶解量を上回り、堆積が進んでいく。ところが石灰質軟泥堆積物が、陸に定置するには、沈み込み帯を経由して付加作用によって陸に持ち上げられなければならない。付加作用による付加体の形成は、冷えて重くなった（縮んだ）海洋プレートが、島弧もしくは大陸プレートの下に沈み込む場において起こる。冷却に伴って海洋プレートが縮むと、海洋底の深度が増えることになる。さらに、海溝で沈み込む時にも深度が深くなる。石灰質軟泥が陸地に付加する前には、必然的に深度が増え、CCD以深の溶解する条件を経ることになる。これらの原因により、層状石灰岩が陸上で見られないのであろう。現在の海溝につながる深海底には、深海底粘土や陸からの堆積物が分布していることが多く、石灰質軟泥の溶解が進んでいることが推定される（図3）。

次に、珪質軟泥と層状チャートの成因関係について考える。珪質軟泥も溶融条件を考えると、深海底では溶解が起こっている。しかし、その溶解速度は堆積速度より遅く、最終的に堆積量が優っていることになる。珪質軟泥が堆積していくと、続成作用が進行し、シリカは隠微晶質から微晶質の石英に、珪質殻のオパールは繊維上のクリストバライト、そして最終的に石英になっていく。深海底で形成された珪質軟泥の堆積物下部では、チャートと呼んでいいものが形成され、掘削を困難にしていることが知られている（Seibold et al., 1986）。深海底には陸上に見られるようなチャートが存在する。一方、陸上で見つかる歴史時代のチャートにも、プランクトンの化石が多数見つかっている。その種構成は、現在の海洋の生物種と類似している。そのため、現在の深海底に堆積している珪質軟泥が地質時代のチャートの起源だと考えてよさそうである（井本・斎藤, 1974; 斎藤, 1986）。

ところが、陸上でみられるチャートには明瞭な層が形成されている。いわゆる層状チャートと

表4 深海底堆積物と地質時代の堆積物

	深海底堆積物	地質時代
珪質岩	珪質軟泥 広く分布 (層構造は不明瞭)	層状チャート 主たる堆積物
石灰質岩	石灰質軟泥 広く分布	なし 熱帯域浅海の造礁性石灰岩として存在
陸源物質	深海底粘土 広く分布	粘土岩は少量、チャートと互層 層状チャートの境界に普遍的に挟在

なっている。上述した深海底で堆積している珪質軟泥には、層を形成するメカニズムは含まれていない。少なくとも必然性はない。したがって、珪質軟泥から層状チャートになるには、層形成のメカニズムが組み込まれている必要がある。

小出(2015)では、形成メカニズムとして、一般にいわれている生物の大絶滅説を採用して説明した。そのような大絶滅は、無堆積、あるいはハイエイトス(hiatus)として地層には記録されている(Edwards, 1973)。堆積がないという「無の記録」となっている。大絶滅が起こると、生物生産が長期間停止し珪質軟泥の堆積は止まる。その時には、陸源の堆積物のみが、量は少ないが深海底に由来することになる。生物相が回復するまでは陸源堆積物が堆積し、チャートの間の粘土層となり境界を形成する。これが層状チャートの形成メカニズムであるとした。

粘土は薄かったり、なかったりすることもあり、チャートの層厚もさまざまで、これらの多様性は生物の絶滅と繁栄の繰り返しを表していると考えてもよさそうである。ただし、このような生物の絶滅のメカニズムについての確証は得られていない。この点を解明することが、今後の重要な課題となる。

V さいごに：珪質軟泥から層状チャートへ

層状チャートの成因は、海洋に生息していた珪質の殻をもつプランクトンの死骸が深海底に堆積して、それが沈み込み帯で陸上に持ち上げられたものである。その根拠がいくつもあることを、本稿では示してきた。その点ではどの説も一致しているので、層状チャートは、過去の海洋や深海の環境を記録している情報源となっている。しかし、肝心の層を形成するメカニズムについては、まだ定説はなく、十分わかっていないのが現状である。これについては別稿にて論じる予定である。

珪質軟泥と層状チャートの関係を明らかにする上で、現在次のような重要な事実がわかっている。ただし、一般論なので例外はありうる。

- ・層境界は粘土層(無堆積)からなる
- ・粘土層は薄く、チャート層は厚い
- ・各層の幅は一定ではないが、何度も繰り返されている
- ・石灰質の岩石は含まない
- ・珪質軟泥やチャートの堆積速度は1 mm/1000年程度で碎屑性堆積物より1, 2桁遅い
- ・陸上の層状チャートと珪質軟泥は似た起源をもっている

これらの事実は、重複するもの、あるいは同じ事象の別の側面を見ているかもしれない。層状チャートにおける層構造は、深海底における珪質軟泥の堆積時、あるいは堆積後、付加作用中、定置後のいずれかに、なんらかのメカニズムによって形成されたはずである。それらのメカニズムによって、上記の事実が説明されていなければならない。

過去の時間の記録媒体として見た時、地層は非常に有用な素材となる。陸上の影響が強い碎屑性物のタービダイト流による地層に記録された時間はイベントの順序となっている。一方、層形成のメカニズムが大絶滅の繰り返しによるという説を採用した場合、層状チャートの時間記録は定常的で連続的な堆積の記録様式となっている。タービダイト層と層状チャートは、明らかに異なった時間記録様式となることは指摘されている (小出, 2015)。ただし、層状チャートが他のメカニズムによるとなると、その結論は変わってくることもありうる。タービダイト層の記録についての変更はないだろうが、層状チャートについては今後も課題として検討を進めていく予定である。

文 献

- 青木三郎, 2002. 「海底堆積物中の粘土鉱物 近海及び遠洋堆積物を例として」『粘土科学』4, 2, 97-102.
- Bezrukov, P. L., Petelin, V. P. and Alexina, I. A., 1970. Types of bottom sediments, their distribution and composition. In *Sedimentation in the Pacific Ocean, part I*, Nauka, Moscow, 170-236.
- Boggs, S. Jr., 1992. *Petrology of sedimentary rock*. Macmillan Publ. Co., New York, 707 p.
- Broecker, W. S., 2006. Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science*, 312, 1146-1148.
- Carozzi, A. V., 1993. *Sedimentary Petrography*. PTR Prentice Hall, Englewood Cliffs, 263 p.
- Chamberlin, S. and Dickey, T., 2007. *Exploring the World Ocean*. McGraw-Hill, 416 p.
- Edwards A.R., 1973. Southwest Pacific regional unconformities encountered during Leg 21. *Init. Rep. DSDP*, 12, 641-692.
- Froclich, P. N., Malone, P. N., Hodell, D. A., Ciesielski, 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.
- Heath, G. R., 1974. Dissolved silica and deep-sea sediments. In *Studies in paleoceanography*. SEPM Spec. Publ., 20, 70-93.
- 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, 639 p.
- Heezen B. C. and Ewing M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake. *Amer. Jour. Sci.*, 250, 849-873.
- 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.
- Hori, R.S., Cho, C.-F. and Umeda, H., 1993. Origin of cyclicity in Triassic-Jurassic radiolarian bedded cherts of the Mino accretionary complex from Japan. *The Island Arc*, 3, 170-180.
- Hurd, D. C., 1972. Factors affecting solution rate of biogenic opal in sea water. *Earth Planet. Sci., Lett.*, 15, 411-417.
- Hurd, D. C., 1973. Interactions of biogenic opal, sediment and seawater in the central equatorial Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 2257-2282.
- Iijima, A., Kakuwa, Y., Yamazaki, K. and Yanagimoto, Y., 1978. Shallow-sea, organic 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*. Springer-Verlag, New York, 151-168.

- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. 1996. Compilation of analytical data on nine GSJ geochemical reference samples, "Sedimentary rock series". *Geostandards Newsletter*, 20, 165-216.
- 井本伸広・斎藤靖二, 1974. 「層状チャートの正体」『科学』44, 180-182.
- 磯崎行雄, 丸山茂徳, 青木一勝, 中間隆晃, 宮下敦, 大藤茂, 2010. 「日本列島の地体構造区分再訪—太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義—」『地学雑誌』119, 6, 999-1053.
- Johnson, T. C., 1976. Biogenic opal preservation in pelagic sediments of a small area in the eastern tropical Pacific. *Geol., Soc., Am., Bull.*, 87, 1273-1282.
- 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. eds., *Franciscan geology of northern California*. *Pacific Sec. SEPM*, 43, 71-88.
- 小出良幸, 2012. 「島弧—海溝系における付加体の地質学的な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.
- 小出良幸, 2015. 「層状チャートに記録されている時間について」『札幌学院大学人文学会紀要』97, 43-73.
- 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.
- Lewin, J. C., 1961. The dissolution of silica from diatom walls. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 21, 182-198.
- Mackie, D., 2011. OA not OK part 16: Omega. <http://www.skepticalscience.com/print.php?n=933> (2015.10.31閲覧)
- 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.
- Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M. and Noble, S. R., 1999. Hf-Nd Element and Isotope Perspective on the Nature and Provenance of Mantle and Subduction Components in Western Pacific Arc-Basin Systems. *Jour. Petrol.*, 40, 11, 1579-1611.
- Pettijohn, F. J., 1975. *Sedimentary Rocks (3rd. Ed.)*. Harper and Row, New York, 628 p.
- 斎藤靖二, 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』シュブリンガー・フェアラーク東京, 296 p.
- Terashima, S., Imai, N., Taniguchi, M., Okai, T. and Nishimura, A. 2002. Preparation and preliminary characterization of four new GSJ geochemical reference materials: soils, JSO-1 and JSO-2 soil; and marine sediments, JMS-1 and JMS-2. *Geostandards Newsletter*, 26, 85-94.
- 内尾高保, 1998a. 「珪質軟泥」『世界大百科事典CD-ROM版』平凡社.
- 内尾高保, 1998b. 「軟泥」『世界大百科事典CD-ROM版』平凡社.
- Vinogradov, A. P., 1967. *Introduction to Geochemistry of the Ocean*. Nauka, Moscow, 213 p.

Origins of Abyssal Sediments at the Present and Bedded-chert at the Geological Age

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

Siliceous ooze, calcareous ooze, and pelagic clay deposit at the present abyssal sea. The origins of these sediments are different. The abyssal sedimentary rocks on land consist mainly of bedded-chert, and slightly abyssal clayrock. The differences of abyssal sediments between the present and geological age could be explained by dissolution of calcareous ooze and sedimentary speed of abyssal clay. All differences, however, could not be revealed. It is an important theme of the relationship of abyssal siliceous ooze and geologic bedded-chert.

Key words : bedded-chert, siliceous ooze, calcareous ooze, pelagic clay, 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)