造山帯の層状チャートの成因

飯 島 東*

Genesis of Ribbon Cherts in Orogenic Belts

Azuma IIJIMA

I. 序 言

層状チャートの成因は古くて新しい問題である。日本列島も含まれる環太平洋造山帯をはじめ、地中海沿岸から中近東を経てヒマラヤに至る造山帯など世界の造山帯には、層状チャートが多くの場合塩基性枕状溶岩と密接して発見される。堆積岩全体に占めるチャートの割合は1.6 wt% (WOLLAST and MACKENZIE, 1983) と必ずしも多くない。しかし、その地向斜特有の岩相である故か、現代地質学の基礎が確立された19世紀末から現在に至るまで層状チャートの成因は繰り返し議論されてきた。とくに、地学研究者の地球観を一変させたと言われるプレートテクトニクス理論が展開された最近10年間の研究の進展は目覚ましい。それは、Glomar Challenger 号による深海掘削計画 (Deep Sea Drilling Project) により明らかになった大洋底地質、Tethys 地域とくに地中海地域の放散虫チャートの研究、ならびに国際地質対比計画 (IGCP) プロジェクト115「太平洋地域の珪質堆積物」(1976-1981年) の総括 (IIJIMA *et al.* 1983) などである。

層状チャートの成因は、1)チャートの起源、2)チャート——頁岩対の周期的互層の原因、3)堆積の場、4)続成変化、5)テクトニクスとの関連など多数の問題と関連し、それらを総合して初めて解決される。限られた紙数でこれらすべての問題に触れることは到底出来そうもないので、ここでは1)~3)について述べることにしたい。

II. チャートの起源

チャートはおもに (一般に 90 wt %以上) 細粒シリカ (石英とオパール) で出来ているち密で固い堆積岩である。そのシリカの由来により初生チャートと交代 (または後生) チャートに2分される。放散虫や珪藻などの生物オパールまたは鉱泉などから化学的に沈澱したオパールが再結晶し、シリカでセメントされたものを初生チャート、一方炭酸塩などシリカ以外の物質がシリカにより交代 (溶解沈澱現象) されたものを交代チャートと言う。

造山帯の層状チャートはすべて初生チャートであると言っても過言ではない。層状チャートは第1図のように、厚さ1—15cm (一般に3—10cm) のチャート層と、厚さ1cm未満の頁岩 (まれに凝灰岩、泥灰岩) の対の周期的互層から成る。層状チャート自体の層厚は数m~数十m、ときに数百mに達し、岩相層序の一単位として地質図上に描く事ができる。報告された限り、世界各地の造山帯の古生代以降の層状チャートは珪質生物殻が集積した生物オパール源である。この事は保存状態の良いチャートのエッチング破断面の走査電顕観察により証明された。チャートを構成する珪質生物は、中生代では放散虫が、第三紀では珪藻が優勢¹⁾ である。海綿骨針はどの時代にも認められ、局所的には優勢になるが、一般に少ない。

* 東京大学理学部地質学教室 Geological Institute, Faculty of Science, University of Tokyo

1) 珪藻は放散虫に比べて殻が薄く繊細であり、再結晶の際にほとんど完全に破壊される。

第1図 層状チャート露頭。アド山層（下部ジュラ～下部三畳系）。栃木県葛生町唐沢（角和善隆氏撮影）。

第1表 海水中の溶存シリカの収支
(WOLLAST and MACKENZIE
1983 による)。単位: 10^{12}gy^{-1}

附 加		消 費	
河川流入	203	珪質生物	375
海底熱水	25		-375
海底風化	10		
孔隙水	185		
	+423	収支	+ 48

メントは次のように様々な段階で起る。1)埋没の比較的初期に浅所で、2)埋没が進行した深所で、3)隆起時に地下浅所で起る。1)はカリホルニアの Monterey 層にふつうに認められる。微細な珪藻が孔隙水に溶解し、微小化学環境の変化により再沈澱する (ISAACS 1981)。とくに石灰質化石が共存すると生物オパールは溶解し易い。2)は pressure solution³⁾ が主要原因になる。中生層チャートにはその跡が縫合線

現在の河川と海の水に含まれるシリカは微量で、石英に対してすら遙かに未飽和であり、 H_4SiO_4 の形で溶存している。第1表に示すように海水に供給されるシリカは陸上風化に由来する分が最も多く、次いで海底堆積物中の孔隙水²⁾からである。海水中のシリカは、一部が粘土鉱物や沸石として(?)、また一部は風化断面から海底へ運ばれた degraded 粘土鉱物に固定され则认为られているが、大部分は珪質生物によって消費される。海水中のシリカの無機的沈澱は無視してさしつかえない。大洋底拡大が激しい時代は中央海嶺が成長して地球規模に海面が上昇し、海進が起るが、静穏な時代は逆に海面が低下して海退が起る。後者の時代には陸域が増大し、河川により流入する陸上風化起源のシリカが増加する。一方、前者の拡大時代には海底熱水活動や海底玄武岩の変質に由来するシリカが増加する (WOLLAST and MACKENZIE 1983)。第2図に示すように、低海面期の石炭紀後期～ジュラ紀前期および新第三紀に、日本列島を含む環太平洋造山帯やアルプス造山帯に層状チャートが優勢であることは興味深い。此の事は、チャートの原材料である

珪質生物殻のシリカは、おもに陸上風化に由来したものであることを暗示している。

珪質堆積物がより新しい地層に被覆されて埋没し、地温が上昇するにつれて、生物オパールは、オパールCT (α クリストバル石)から石英へと順次変化する。此のシリカ相の転移、とくに石英への変化に伴なって、チャート化——孔隙率が零に近づく——が急激に進むと従来考えられていたが、必ずしも鉱物学的変化と石化とは平行して起らない (IIJIMA and TADA 1981)。放散虫や珪藻堆積物が石化してチャートになる為には、孔隙をシリカで埋める必要がある。此のシリカセ

2) 孔隙水中のシリカは大部分生物オパールが溶解したものである。

第2図 海面の世界的変動期，海水中のシリカの起源，および環太平洋造山帯のチャートの発達の間相互関係を示す模式図。

として残されている。北日本油田地域における深掘り試錐コアの新第三紀“珪質頁岩”の孔隙率—埋没深度関係図と孔隙の大きさの分布を見ると，外部から供給されたシリカによるセメントは無視し得る程度であり，少くとも石英珪質岩の圧密は *pressure solution* による可能性が大きい (TADA and IJIMA 1983)。3)の隆起時のシリカセメントは，北日本新第三系“珪質頁岩層”に広く認められる現象である。上位の珪藻質岩中を滲透してくる地下水に含まれるシリカが，地下数百m程のところで，下位にある多孔質珪質岩の孔隙中に沈澱し，セメントしたものである (IJIMA and TADA 1981)。

層状チャートの頁岩挟みを構成する粘土鉱物は続成作用の程度によって異なる。若くて，続成の進んでいない挟みはスメクタイトが優勢であり，続成が進んだ中生層中のものは緑泥石とイライトが優勢である。此の事は，海成泥質岩の粘土鉱物組成の傾向と一致し，埋没深度つまり地温の増加によるスメクタイトの緑泥石とイライトへの変化によるものである。塩基性溶岩上に直接載るチャートの挟みとちがって，頁岩挟みの粘土鉱物は大部分陸上風化断面に由来する。

III. 層状チャートの周期的互層の成因

層状チャートの最大の特徴であるチャート—頁岩対の周期的互層の成因に関しては，粘土—シリカゲルの均質沈澱物が脱水結晶化の段階で分離したとする DAVIS (1918) の続成説をはじめ多くの説が提出されている (飯島 1982, IJIMA *et al.* 1985 参照)。造山帯のすべての層状チャートが同一の成因により形成されたものではなさそうであるが，周期的互層が初生か後生かといえ，初生の証拠が強い。それは，1)未固結時の変形——海底スランプ褶曲など——を受けた層状チャートがよく見られる事，および，2)チャートは放散虫や珪藻などの集積したものであり，化学的に沈澱したシリカゲルではない事から明らかである。

堆積時にすでに互層していたとする初生説の立場に立つ場合，まづチャート—頁岩の1対が生成する時間のオーダーを知る必要がある。それには連続的に重なっている層状チャートの地質時代から絶対年数を推定し，その中に含まれるチャート—頁岩対の総数で割ることにより1対の平均年数を求めればよい。最近10年間におけるコノドントと放散虫生層序研究の進展は著しい。前者は三疊紀以前に限られるが，両者とも層状チャートに広く含まれるので好都合である。チャート—頁岩対の表わす平均年数は $10^3 \sim 10^4$ 年の

- 3) 地下深所では，固体粒子同士の接点部により大きい圧力が加わり，孔隙水が存在すると石英や方解石は溶ける。溶けた物質は，周辺の圧力が低い孔隙へ移動して沈澱する。石英砂岩では地下2 kmの深さでこの現象が起り始める。

オーダーである。従って、厚さ数10mを越す層状チャートが形成される為には、 $10^3 \sim 10^4$ 年 オーダー間隔で規則的に起る現象が、 $10^6 \sim 10^7$ 年 オーダーの期間にわたって継続する必要がある。

このような現象として考えられているのは次の通りである。

(1) 海洋表層付近における珪質生物の生産量と保存の周期的変動。この場合、粘土は遠洋成～半遠洋成であり、堆積速度は遅く、定常的。オーストリアアルプスの上部ジュラ系など。JENKYN and WINTERER (1982) は 10^4 年オーダーの生産量変動の原因として周期的な気候変化による古海洋学的条件、とくに富栄養水を表層付近に供給する湧昇流の盛衰を考えている。

(2) 珪質生物遺骸の堆積は遅く定常的。一方、粘土は堆積速度が速く、底層流あるいは弱い乱泥流により周期的に運ばれた。カルパチヤ山脈の上部ジュラ系；根尾谷、木曽川日本ライン、葛生などの内帯ジュラ～三畳系。生層序学的方法により求められた内帯のジュラ～三畳系および四万十帯の白亜系放散虫チャートの平均堆積速度は $0.7 \sim 7.8 \text{ m}/10^6 \text{ 年}$ である。ただし、これらの数値は圧密補正⁴⁾ がなされていない。チャートが頁岩挟みよりも堆積速度が遅いことは、第3図に示すように、地化学的考察からも裏付けされている (MATSUMOTO and IJIMA 1938)。

第3図 現在の海洋堆積物の堆積速度と $\text{MnO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ 比の関係図。秩父地帯斜のジュラ～三畳系および瀬戸川帯の第三系層状チャートのチャートと頁岩挟みの $\text{MnO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ 比平均値から平均堆積速度を推定した。(MATSUMOTO and IJIMA 1983, fig.9)

(3) 斜面上部に集積した珪質遺骸が周期的に発生する混濁流により堆積盆に運ばれて堆積。すなわち、チャート層はタービダイトであり、頁岩挟みはタービダイトの頂部かまたは遠洋成～半遠洋成堆積物。アペニン山脈北部の上部ジュラ系、ギリシャの Pindos 帯下部白亜系、静岡県瀬戸川帯下部中新統と北海道北見の下部中新統など、この型の層状チャートは級化層理など、タービダイト特有の堆積構造を示す。

4) 放散虫チャートの圧密に関する資料は極めて少ない。葛生唐沢の下部ジュラ系層状チャートの場合、含まれる珪化木の差別圧密からその厚さの少くとも 0.7 倍と推定される。北日本新第三系“珪質頁岩”の場合は、孔隙率—埋没深度図と炭酸塩団塊の差別圧密から推定されるが、泥質岩の圧密に準ずるようである。

IV. 層状チャートの堆積の場合

造山帯に存在する初生放散虫層状チャートは、地向斜と呼ばれる限られた堆積盆地の深海堆積相を指示すると今世紀始めから考えられてきた (JENKYNs and WINTERER 1982)。大洋底拡大説からプレートテクトニクス説が脚光を浴びて登場した1960年代後半から70年代前半にかけて、放散虫層状チャートは随伴する塩基性溶岩とともに、過去の大洋底地殻を代表するものであり、それらは大洋プレートの移動によって大陸縁や島弧前面の沈み込み帯に達し、そこで陸源砂質タービダイトやスランプ堆積物と構造的に混ざり合ったと主張された。この主張の背景には、現在の低緯度地方の大洋底に分布する放散虫軟泥、大洋底の音響学的基盤をなすと考えられる“チャート層”、また DSDP 計画により採取された深海底チャートなどのイメージを造山帯の層状放散虫チャートに何の抵抗も感ぜずに重ね合わせた節がうかがえるのである。

最近の大洋深海底チャートに関する DSDP 資料のまとめと、造山帯チャートに関する研究結果を総合すると、両者は本質的に異なるものであることが明らかにされた (IJIMA *et al.* 1983, JENKYNs and WINTERER 1982)。決定的な差異は、大洋深海底チャートは造山帯チャートに特有の層状構造を示さないこと、つまり層状チャートではないこと、および層序単位になり得るような厚いチャート層がないことである。このことは、造山帯の層状チャートは太平洋、大西洋、印度洋のような世界的規模の大洋 (World Ocean) 底において形成されたのではないことを物語っている。造山帯の層状チャートは、ophiolite を伴う小さな海洋、背弧海盆、前弧海盆などの“小さな堆積盆地”において形成されたという点で、大方のチャート研究者の意見は一致している。現在の海洋でいうカリホルニア湾、アデン湾、日本海などに模する意見が多い。

層状チャートを形成した小さな堆積盆が、隣接する陸の影響を強く受けていた事を示唆する情況証拠は多い (IJIMA *et al.* 1985)。それらは、陸源砕屑物である頁岩挟み、石炭層の挟み、珪化木、淡水～汽水生微化石の混在、酸性凝灰岩の挟みなどである。ただ、地化学的証拠のうち最も有力と考えられていた稀土類元素 (R. E. E.) 分布パターン、とくにセリウム異常は少なくとも古地理学的証拠としては使えそうもないことが最近判明した。MATSUMOTO *et al.* (1984) によると、Ce が相対的に少ないマイナス Ce 異常は海嶺上やかたて海嶺付近で形成された、海水の大循環を伴う熱水活動に由来する堆積物に特徴的に出現する。一方、陸源砕屑物の優勢な堆積物はマイナス異常が非常に微弱かややプラスを示す。驚くべきことに、太平洋中央部に分布する、堆積速度が極めて小さい遠洋成赤色粘土も後者のタイプに属するものがある。つまり、堆積物の Ce 異常は陸からの距離や、海水と接していた時間の長さを反映するとは限らないのである。

層状チャートが形成された当時の水深については、sabkhaのような干潟説から carbonate compensation depth (CCD) 以下の深海説まで様々の説が提出されている。米国南部の novaculite のように、同一層状チャートに対してすら干潟説と深海説という相反する考えが出されたエピソードからも、水深を推定する難しさが知れよう。PISCIOTTO and GARRISON (1981) は、transcurrent 断層運動により形成された堆積盆に堆積した Monterey 層の珪質岩の堆積環境を、底生有孔虫群集、岩相層序および濃淡の平行葉理を示す珪藻質岩と溶存酸素極小帯 (現在の海洋では水深 500~1000m ぐらいのところにある) との対応に着目して、沖合バンク、盆地底および上部から下部斜面を含むと、推定した。すべての石灰質が溶けて失われる水深 (CCD) は、現在の大洋では 4.5~5.5km であるが、石灰質プランクトンの生産量に制約され、また陸に近づくときと浅くなる。従って、層状チャートを形成した小さな海盆では当然 CCD は大洋より一般に浅かったであろう。テーチス西部においては、大陸縁にある上部ジュラ系放散虫チャートを堆積させた海盆の CCD は 3.0~3.5km であり、また、Coccolithophorids が急激に増加する以前の前中期ジュラ紀の CCD は 2.1~2.5km であった (JENKYNs and WINTERER 1982)。WINTERER and BOSELLINI

(1981)によれば、その海盆は三畳紀末(192m. y.)から旧期ジュラ紀末(178m. y.)まで続いた大陸地殻の断裂に続いて海底拡大運動が始まり、新期ジュラ紀(143m. y.)に大洋地殻を有する Liguria トラフが開口して放散虫チャートが堆積した。最大時のトラフの巾は 400~2000km と推定されている。

ココリスと浮遊性有孔虫が稀だった三畳紀以前の大陸縁海の秩父地向斜においては、CCDはさらにずっと浅かったはずである。そこではまた、珪藻という競争相手がなく、陸上風化起源⁵⁾の多量の溶存シリカを独占して(第2図)、放散虫が大繁殖し、陸からの土砂の流入を妨げる古海底地形の条件も整って、大量のチャートが形成された。層状チャートの形成はジュラ紀まで続いた。これらの層状チャートが堆積した海盆のテクトニクスや地形の詳細は日本列島形成史の基本になるべき重要事であり、幾つかの説が提出されているが、まだ統一的定説はない。当時のプレート運動と古地理を復元する目的で、層状チャートの古地磁気学的手法(伏角から緯度を推定する)が使われている。しかし、元の厚さの少くとも 0.7 倍に圧密されているチャートにおいて、圧密による(場合によってはこれに構造変形による)磁性鉱物粒子の並び換えの影響が考慮の対象から除外されているのは、復元がデリケートな問題だけに不思議な感じを与える。

V. 結 語

造山帯の層状チャートの成因について、チャートの起源、チャート一頁岩対の周期的互層の成因、および層状チャートの堆積の場の3テーマに限り、世界的視野から最近の研究の進歩について述べた。

文 献

- DAVIS, E. F. (1918): The radiolarian cherts of the Franciscan group. *Univ. Calif. Publ. Bull. Dep. Geol.*, 11, 235-432.
- 飯島 東 (1982): 概説: 珪質堆積物. 月刊地球, 4, 478-484.
- IJIMA, A. and TADA, R. (1981): Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. *Sedimentology*, 28, 185-200.
- IJIMA, A., HEIN, J. R. and SIEVER, R. (editors) (1983): Siliceous deposits in the Pacific Region. Develop. in Sedimentology 36, Elsevier, Amsterdam, 472 p.
- IJIMA, A., MATSUMOTO, R. and TADA, R. (1985): Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert. *Sedim. Geology*, 41. (in press).
- ISAACS, C. M. (1981): Porosity reduction during diagenesis of the Monterey Formation, Santa Barbara Coastal Area, California. in GARRISON, R. E. *et al.* (eds.): The Monterey Formation and related siliceous rocks of California. S. E. P. M. Pacific Section, Los Angeles, 257-272.
- JENKINS, H. C. and WINTERER, E. L. (1982): Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth & Planet. Sci. Letters*, 60, 351-375.
- MATSUMOTO, R. and IJIMA, A. (1983): Chemical sedimentology of some bedded cherts in Japan. in IJIMA, A. *et al.* (eds.): Siliceous Deposits in the Pacific Region. Elsevier, Amsterdam, 175-192.
- MATSUMOTO, R., MINAI, Y. and IJIMA, A. (1984): Manganese content, cerium anomaly, and rate of sedimentation as aids of characterization and classification of deep-sea sediments. in NASU, N. *et al.* (eds.): Formation of Ocean margins. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo (in press).
- PISCIOOTTO, K. A. and GARRISON, R. E. (1981): Lithofacies and depositional environments of the Monterey Formation, California. in GARRISON, R. E. *et al.* (eds.): The Monterey Formation and related siliceous rocks of California. S. E. P. M. Pacific Section, Los Angeles, 97-122.
- TADA, R. and IJIMA, A. (1983): Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous sediments

5) 秩父地向斜の二畳系~ジュラ系チャートには熱水性層状マンガン鉱床が多数含まれるが、熱水起源のシリカがどの程度放散虫の生物オパールに寄与しているかは不明である。

- in northern Japan. *J. Sediment. Petrol.*, **53**, 911-930.
- WINTERER, E. L. and BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *A. A. P. G. Bull.*, **65**, 394-421.
- WOLLAST, R. and MACKENZIE, F. T. (1983): The global cycle of silica, in ASTON, S. R. (ed.): Silicon geochemistry and biogeochemistry, Academic Press, London, 39-76.