

堆積盆モデル評価による炭化水素資源ポテンシャル —新第三系女川根源岩相の堆積環境—

渡部芳夫*・山本正伸*・今井 登**

WATANABE Yoshio, YAMAMOTO Masanobu and IMAI Noboru (1994) Preliminary assessment for hydrocarbon potential by sedimentary basin modeling; Case study on the sedimentary environment of the Neogene Onnagawa source rock facies. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 45 (8/9), p.509-525, 9figs., 2tables.

Abstract : In order to construct three dimensional sedimentary basin modelings for the hydrocarbon resources assessment, contour maps of several factors for the deposition of source rock facies were created based on the geochemical features of the Middle Miocene (12-10Ma) Onnagawa diatomaceous sediments in Northeast Japan. Three factors optimal for the good source rock generation, i.e., primary biogenic productivity, less dilution effect by detrital materials, and anaerobic bottom water condition, were extracted by multivariate statistical analyses on the chemical composition, which were then displayed as two dimensional contour maps. Although the procedure presented here comprises only one time slice of the three dimensional reconstruction of the sedimentary basin, its time-sequential application will greatly contribute to the modeling with the time sequence as the third dimension.

要 旨

炭化水素資源評価のための堆積盆モデルの三次元手法のひとつとして、ある時間面での堆積因子分布の二次元表示を試みた。東北日本石油・天然ガスの根源岩相の一つと考えられている新第三系女川層およびその相当層を対象として、主として化学組成に基づいて、良好な根源岩相の堆積のための因子を検討し、生物生産性・有機物希釈割合・底層水環境の三大因子の定量化を行い、その結果は中新世中期(12-10Ma)の古地理図上でのコンターマップとして表現した。良好な根源岩は、高い生物生産性に支えられて有機物の供給量が多く、碎屑物等による希釈が少なく、かつ底層水が還元的で有機物の保存が良好な堆積盆の環境のもとで形成される。今回の結果では、秋田県中西部から南部にかけての日本海沿岸地域を中心とした地域でこの条件が満たされており、古地理上、南北方向に延びる堆積盆中央部の深部に相当する。

したがって少なくとも12-10Maの間は堆積盆深部には還元的底層環境が発達したことが明らかになった。

1. はじめに

資源評価のためのモデリングには、堆積盆の構造発達と鉱床の形成タイミングを正確に復元することが重要である。特に炭化水素資源の起源とその集積である鉱床に関する情報は、堆積学・層序学・地化学等の立場からモデリングに与えられる拘束条件として不可欠のものである。現実の産油・ガスフィールドを対象としたモデルでは、一般に根源岩が特定されている場合が多い。これらの根源岩層は炭化水素資源の起源となった有機物に富み、カタジェネシス期に生成された流体炭化水素が貯留岩へ移動して鉱床を形成する。有機地化学的検討によれば、石油・天然ガスと根源岩の直接の対比も可能となってきた。つまり、炭化水素そのものを対象とする手法は、

* 燃料資源部
** 地殻化学部

Keywords : hydrocarbon potential, basin modeling, sedimentary environment, Neogene, Northeast Japan, Onnagawa Formation

従来根源岩層の堆積および初期続成以後のプロセスに焦点を当て、成果を挙げてきた。これに対し、炭化水素根源岩の堆積環境は、ある時代面での堆積盆の形態や周辺陸域からの影響、そして当時の海域の性格等の復元に非常に有効な情報である。

一方、堆積岩から直接得られる種々の情報は、堆積モデルに対する実データによる規制という役割を負っている。例えば、孔隙率・粒子組成・自成鉱物組成等は、現在の層厚から堆積時の層厚を復元する際に必要なパラメータであり、古環境を直接指示する化石群集等も、堆積時の堆積面水深を与える重要な資料である。また、初生的堆積構造のあるものからは、堆積機構の推定による堆積場の復元に寄与する場合がある。ところが、現実の乏しい露頭状況や抗井の実試料に基づくデータからのみでは、時間層的变化は得られても、平面的広がり解析するには不十分な場合が予想される。したがって、堆積盆モデル構築のためには、同一時間面での堆積因子の抽出とそれに基づく二次元的解析を行わなければならない。本報告では、工業技術院特別研究「資源評価のための三次元モデリング手法に関する研究」において東北日本新第三系女川層を対象として行った、地球化学的手法を中心とした根源岩堆積因子解析結果について、炭化水素根源岩層の堆積因子の概念、抽出方法と解釈、そして各因子の二次元分布解析結果について報告する。

2. 堆積因子の概念とその指標

大多数の油ガス田の根源岩は、有機物に富んだ海成堆積物であり、その形成を規制する要因には、海洋の物理的・化学的・生物学そして堆積学的なシステムと、それらの地質時代を通じての変化があげられる。そもそも炭化水素根源岩となるためには、ある最小限の有機物が堆積物中に含有されていなくてはならない。海洋底質中の有機物量、正確には有機物の底質での保存度は、“一次生産性”、“碎屑性有機物供給量”、“深度”、“有機物希釈度”、そして“底層水中の溶存酸素量”に規制されている。

2.1 有機物供給量

大洋中には地球上の有機炭素の4分の1の量が存在しているが、海中に生存している生態系中には僅か0.3%程度しか含まれていない。つまり、大洋中の炭素の大部分は溶存態ないしは粒子態で存在していることになる(Degens and Ittekkot, 1987)。大洋表層水への有機炭素のほぼ4分の1は、大洋の全面積の5%以下に過ぎない大陸棚を通じて供給されている。河川からの粒子状物質のほとんどは、河口部及びデルタでトラップされ外洋域への寄与は少ない。したがって、大陸棚海域は、今日有

機炭素の重要な堆積場となっている。完新統堆積物の例では、有機炭素保存度(表層水で生産された有機炭素の底質への固定割合)は、1000m以浅の海域では1-25%であるのに対し、深海域ではおしなべて0.5%以下であることが判明している(Berner, 1982)。

一方、海洋での現地性有機物の起源となる浮遊性のプランクトン類は、日に数百m程度の速さで沈降する排泄物粒や体液で粘着された粒子を放出し、これらの中に濃縮された有機物や微粒鉱物片が海底面へ供給している。この沈降プロセスにおいてどの種の有機物がどの程度分解されるかは、基本的には底層水の性質と他の堆積物組成により強く規制されている。

有機物量、あるいはその起源となる生物生産性の指標としては、女川根源岩層の場合は生物源(珪藻起源)シリカと有機炭素量に分けて検討すべきであろう。珪藻殻オパールと生体有機物の両者の堆積物中への保存度は異なる事が予想されるが、一般的には海生プランクトンの生産量を代表するシリカと碎屑性(陸成)有機物の寄与も含めた有機炭素量を別個に扱う意義は大きい。生物源シリカ量については堆積物中のシリカ量から碎屑物起源のシリカ量を差し引くことにより求められる(Tada *et al.*, 1986)。したがって、その際には碎屑物の平均化学組成を事前に得る必要があり、別途検討しなければならない。有機炭素量は、全炭素量から炭酸塩炭素量を差し引いた値により代表される。

一方、堆積物中の有機物の根源物質としては、前述のように海生プランクトンと碎屑物として混入した陸生植物の二つが挙げられる。これらの寄与の割合を検討するには、特定のバイオマーカーを検知する方法が有効である。例えば、海生藻類の多くはC₂₇ステロイドに富み、陸上高等生物はC₂₉ステロイドに著しく富むため(Huang and Meinschein, 1979)、C₂₇/C₂₉ステラン比が高ければ有機物の根源物質として海生藻類の寄与の高かったこと、すなわち陸域からの碎屑性有機物の混入が少なかったことが予想される。また、より一般的なRock Evalによる有機物のタイプ分析で得られる、藻質-繊維質-木質の割合に基づいて、現地性/碎屑性の有機物量を定性的に判定する事も可能である。

2.2 深度

深度は、一次生産生成物である有機物の海底への到達割合を決定する重要な因子である。生産速度が一定の時、沈降する有機物は深度400mで約10%に、4000mでは1%程度に減少する(Calvert, 1987)。

女川堆積盆の場合は、Iijima *et al.* (1988)やIijima and Tada (1990)らの研究の様に、古水深を直接指示する現

地性の底生有孔虫化石群集情報を用いることが有効であろう。ただし、続成の進んだ女川層堆積物からは化石産出が乏しく、また比較的深度の大きい環境下ではその解像力も粗いことから、実際の情報量は少ない。典型的な女川根源岩層から報告されている底生有孔虫化石群集は、上部漸深海を指示することが報告されているが、それ以上の解像力はない。したがって、本研究では直接古水深を反映する因子の抽出は行わず、議論は行わない。

2.3 有機物希釈割合

海底に達した有機物の保存度は、堆積物全体の堆積速度に規制される。有機物がすぐに埋没する環境では、底質酸化帯付近におけるバクテリア分解や底生生物による摂食の影響が少なく、保存度は高いことになる。一般的底質堆積物では、堆積速度が10倍になると有機物含有量は2倍になる。しかし、堆積速度が速い場合には有機物は他の碎屑物により希釈され、鉱物粒子との混合比が変化する。粘土質堆積物はシルト相に比べ2倍の有機物を含み、シルト相は細粒砂相のさらに2倍を含む(Trask, 1932)。また、根源岩相の堆積という観点からすれば、様々な有機化合物ごとの堆積速度を定量化しなければならない(Aller and Mackin, 1984)。しかしながらこのような観点で全ての試料についての堆積速度を算出することは、現実には不可能である。最大の原因としては、堆積速度算出の根拠となる生層序等の時間情報が個々の試料の精度では得られないことが挙げられる。Tada *et al.* (1986)により報告されている青森県下の女川層の全岩堆積速度は、女川層相当層全体の平均堆積速度として算出されており、その値は110mm/1000Yearである。もし生層序学的にはこれ以上の精度での年代情報が得られず、個々の試料ごとの堆積速度が算出できなければ、碎屑物等による有機物の希釈割合を求めることを次善の手段とせざるを得ない。各試料の全岩堆積速度が大きく異なる前提では、有機物と他の碎屑物の混合割合は、定性的にはそれぞれの堆積速度を反映するからである。

堆積物中の構成物を判別する手段としては、顕微鏡観察による定量法(ポイントカウント)や粉末X線回折による鉱物定量法などがあげられるが、何れも、粗粒鉱物粒子の含有量が少なく細粒基質に富む本試料では完全ではない。一方、化学組成に基づく手法としては、十分な試料数のもとで行う因子分析法(主成分分析法)が有効であることが報告されてきた(Shankar *et al.*, 1987; Schrader and Sorknes, 1991)。ここではWatanabe *et al.*(1993)による結果に基づき、バリマックス法による因子分析を採用する。すなわち、試料中の構成物を生物源物質とその他の希釈物に二分したとき、最も寄与の大きい希釈物が

碎屑物であるかどうかを検討し、その平均組成を求める。この組成で各試料の組成を規格化することにより、碎屑物の希釈効果を取り除いた各試料の組成が求められる。この組成に対して因子分析を行うことにより、碎屑物以外の希釈物が判別される。しかしながらこれらの一連の手法では、個々の構成物(因子)の仮想的な組成と、試料間での相対的な含有割合が求められるが、個々の試料内での絶対的な量比は直接求めることができない欠点を持つ。したがって、その解析結果はある程度の試料数の平均値として地域ごとあるいは時代別の比較を行うに適している。

2.4 底層水の溶存酸素量

底層水の溶存酸素量については、根源岩形成のための最大の因子として取り上げられてきた(Demaison and Moor, 1980; Aigner, 1980; Kauffman, 1981; Savdra and Bottjer, 1986; Wignall and Myers, 1988; Sageman, 1989; Wignall, 1989)。一次生産量は溶存酸素量を規制する要因のひとつである。表層水塊からの有機物の供給が多ければ、底層水中での有機物の分解により消費される酸素量も増加する。底層水中の溶存酸素は表層域もしくは流入する深層水からもたらされるので、底層での溶存酸素量は、表層での溶存量・表層からの海水の供給速度・その循環中における酸素消費量・流入する深層水の溶存酸素量と流入速度により決定される。表層からの供給は、安定した深度成層構造が形成されるにつれて減少して行く。つまり、基本的に底層水の酸化度は一次生産性と海水循環により規制されていることになる。

溶存酸素量を最も良く反映する堆積学的指標としては、底層水中に生存していた生物の活動痕跡が挙げられる。炭化水素根源岩のような細粒堆積物には、何らかの堆積の周期性を反映した堆積構造が初生的に形成される場合が多い。これらの粒度や組成の違いは、葉理構造や層理境界面として形成されるが、堆積時あるいはその後の時期に、底層水中の溶存酸素量に規制された生物活動による攪乱を受け、いわゆる生物攪乱として認識される。溶存酸素量自体の絶対量の推定はむずかしい場合が多いが、現実の堆積盆のデータによる例によれば、生物攪乱を受けていない平行葉理構造の存在は、底層水中の酸素量0.1ml/l以下に相当し、部分的に堆積構造が保存されている場合は、溶存酸素量がこの値を境に揺れ動いたことを示すと考えられている(Savdra and Pottjer, 1986; Tyson, 1987)。これは、生物活動に必要な最小溶存酸素量との経験的な対応であるが、溶存酸素量がこれを越えた場合には、生物攪乱の多様性と密度を基に相対量を推

定することになる。溶存酸素量の減少と共に生存する生物種も限られてくるのは良く知られており、これは生痕から判定される底生生物の種類とShannon-Weaver指数を用いて定量化される(Rhoads and Morse, 1971)。一方生物擾乱の密度は、堆積構造の保存の程度のような定性的な指標よりも、生痕化石の単位面積当たりの数および個々の生痕の大きさ(断面積の最大値)などの定量的な指標を用いるべきであろう(Rhoads and Morse, 1971; Thompson et al., 1985; Savdra and Pottjer, 1986; 1987)。

堆積物の化学組成から底層水の溶存酸素量・酸化還元環境を復元するには、特定の元素挙動がある環境のみを反映するアノマリーを何らかの手段により抽出しなければならない。近年の海水中の微量元素組成とその挙動に関する精度の高い研究により、比較的信頼性の高いアノマリーの認められる元素として、UとMoが挙げられる。通常の細粒堆積物では、UはK, Thと共に碎屑物中の粘土粒子中に含まれ、これらの含有量には良い相関が見られる場合が多い(Myers and Eignall, 1987)。一方Uは他者と異なり、海水中にもウラニル炭酸コンプレックスとして溶存しており、還元環境では堆積物へ沈殿することが知られている(Langmuir, 1978)。酸化的環境で全てのUが碎屑物に由来する場合、泥岩のTh/U比の最小値は3.0であり、熱水活動等によるU付加の影響の認められない場合は、Thの1/3を越えるUの含有量(U過剰値)は、底層水の還元環境にある程度比例すると考えられる(Savdra and Pottjer, 1988)。ただし、一部のUが有機物に吸着している可能性も指摘されている(Durham, 1987)ので、有機炭素量の多い試料ではU過剰値が有機物に起因するものかどうかを、有機炭素量との相関により事前に検討する必要がある。本研究試料の有機炭素含有量の多い試料(TOC>0.5%)では、有意な相関が認められなかった。

Moの挙動についても、Uと同様の特徴が認められ、貧酸素・還元環境での堆積物ほど含有量が多く(Calvert, 1976; Brumsack and Thurow, 1986)、堆積物へは硫化鉄とともに共沈する場合が多い。ただし、青森県下女川層試料ではX線回折による硫化鉄量との相関が明確には認められておらず(多田・渡部, 1988; 渡部・多田, 1988)、硫化鉄鉱物粒子への直接的な元素分析手法によらなければ、試料中のMoの存在形態は明確には判定できないと考えられる。

これらの元素(あるいは元素過剰値)に基づいて想定される酸化還元環境は、有機物の供給量(正確には供給速度)と何らかの相関をもつ場合が多い。すなわち、有機

物の供給速度が早く、碎屑物による希釈が穏やかならば底層環境はより還元的になり、その結果相対的に保存される有機物量比も増加すると予想される。このような環境は、炭化水素根源岩の形成にとって、非常に好都合であることはいうまでもない。

また、有機地化学的指標としてのバイオマーカーも重要である。女川珪質堆積物の堆積環境指標としてのバイオマーカーについては、すでにYamamoto and Watanabe (1994)により詳しく述べられているが、特に酸化還元環境指標としては、ホモホパンインデックスあるいはC₃₅ホパン量が挙げられる(Peters and Moldowan, 1991)。また、C₃₅ホパンとガンマセランの間に比較的良好な相関が認められる場合は、ガンマセランを還元環境に棲息する原生動物に由来するバイオマーカーと考えて良い(Caspi et al., 1968)ことが知られている。

2.5 古海洋環境

過去の海洋の循環系と海水組成は汎地球的気候を強く反映している。高海水準期には、多くの地形的に閉鎖的な堆積盆が形成され、海水の循環を阻害し有機物に富んだ堆積物が保存されてきた(Tissot, 1979)。現在の大洋深層水は高緯度地域の冷温表層水を起源としているが、過去の地質時代の深層水は、時として中緯度ないし低緯度地域の沿海からもたらされた、塩分濃度が高く、高温で溶存酸素に乏しい海水を起源とした(Brass et al., 1982)。つまり、閉鎖的・高海水準・広い沿海域・低い溶存酸素量の海水という組み合わせが、もし汎地球規模の温暖気候の時期に成立すれば、有機物に富んだ堆積物の保存に適切な海洋環境が海洋全体に形成されたことになる。新第三紀の北太平洋縁辺海域には、膨大な量の珪藻質岩が堆積しており、カリフォルニアのモンテレー層、カムチャッカ、サハリンの中新統、そして本報告で扱う東北日本の女川層などの堆積物が北環太平洋の広い範囲にわたってほぼ同時期に形成された。これらの堆積盆はまさに上記の条件を満たしており、さらにこの時代の特異性として、南極氷冠の形成に対応した大気海洋循環の強化とそれに伴う中高緯度における珪藻類の繁茂が付け加わったものである。

一次生産性の増大と海水の深度成層により形成される貧酸素(および無酸素)底層水環境は、根源岩相堆積のための主要因子の一つと考えられる。このような酸素に乏しい(anoxic)底層水が根源岩の堆積につながる海洋環境には、貧酸素閉鎖堆積盆(silled basin)、湧昇流により形成された貧酸素海水層、そして公海性の貧酸素海水層(OMZ; いわゆる酸素極小帯)に大別される(Demaison and Moor, 1980)。女川堆積盆の堆積環境についても、

まさにこれらの海洋環境に対応するモデルが提出されている。

Iijima *et al.* (1988)とIijima and Tada (1990)は、女川層とその相当層の堆積した新第三紀海盆の古水深図をコンパイルし、この海盆が上部半深海(-150--500m)のシルによって境いされた閉鎖型海盆であることを示し、女川層堆積盆への碎屑物の供給と底層水の酸化還元環境は、基本的にこのシルにより閉鎖されていた海底地形が大きな役割を果たしたことを示した。さらにTada (1991)は女川堆積物中に珪質生物源物質と底層水の酸化還元環境の変化を伴う陸源碎屑物の周期的供給量変化を認め、この天体周期に対応した生物源シリカと碎屑物の堆積速度の周期的変化に基づいて、海水準上昇に起因する太平洋酸素極小帯水のシルを通じての閉鎖型海盆への侵入によって還元的な底層水が形成されるというモデルを提案した。

一方、著しく高い一次生産性と有機物に富んだ堆積物の形成とが、非常に明瞭に対応している環境に、沿岸性湧昇流海域がある。しかしながら、そこでも個々の地域的要素、例えば海流系や構造発達史に密接に関連する海底地形などが堆積物のタイプを規制している(Suess, 1980)。福沢(1992)は、新第三紀天北海盆内における堆積相、珪藻化石群集の多様性、有機炭素量の空間的分布に基づいて、現在のカリフォルニア湾でみられるような季節風による局所的湧昇流モデルを提出した。比較的深度の浅い海域では、堆積物は常に沿海性海流により移動しており、有機物の大半は硫酸還元作用により分解されやすく、炭酸塩質泥岩が形成されるが、大陸斜面上部や沿海中央部などの比較的深い海域では、海流の影響は少ないため堆積速度が大きくなり、比較的有機物に富んだ堆積物が形成される(Wilson *et al.*, 1985)。

これらのモデルの検証自体は本研究の目的ではないが、有機物の濃集をもたらした海洋古環境にも最終的に触れたい。

3. 試料と分析手法

女川堆積盆は、22-15Maの間の古日本海の開口に引き続き、沈降リフト系の一つに相当すると考えられている(Sato and Amano, 1991)。典型的な珪質堆積物は、北北東-南南西方向の狭い堆積域に発達し、東北日本から北海道中部に連なる脊梁山脈の西側に位置していた。中軸部は中部半深海に達し、少なくとも能登半島周辺から南部北海道まで連続していたと考えられる(Iijima *et al.*, 1988)。中軸部の東側には比較的広い浅海域が広がり、これは北上・阿武隈地塊に限られていたと考えられる。

一方西側にも一部陸化した狭い浅海域が存在し、女川堆積盆は西側の日本海盆本体と限られた“女川海”として独立していた可能性が高い(Iijima *et al.*, 1988 ; Iijima and Tada, 1990)。女川層の堆積開始時期は地域により異なり、基底部に海緑石層の認められる場合が多い。しかしながら均一な珪質堆積物相の発達にはほぼ13Maから10Maの層準に集中する(Iijima *et al.*, 1988 ; Iijima and Tada, 1990; 白石・的場, 1992)。その珪藻質の岩相(主として珪藻岩、ポーセラナイト、チャート)は上位に向かい次第に泥質になり、船川層やその上位の天徳寺へと移行する。女川層が既存石油・天然ガスの根源岩として重視されるのみならず、そのケロジェンが異常に重い炭素同位体組成を示すこと(早稲田・重川, 1990)や、燐酸塩ノジュール(荻原・田口, 1986)、マグネサイト(Matsumoto, 1992)、24-ノルコレスタン(Yamamoto and Watanabe, 1994)といった通常の見られない鉱物学的、有機地化学的知見が女川層から得られていることは、女川層の沈積環境がかなり特殊なものであったことを強く示唆する。したがって、堆積環境の二次元解析という観点からも、典型的な岩相の発達する特定の時間面に揃った試料を対象とする必要がある。

本研究で扱う試料は、秋田県下の5地域の岩石試料と、公表済みの青森県下2地域(鱈ヶ沢及び五所川原地域)のもので、主要な分析値については、Watanabe *et al.* (1994)、Yamamoto and Watanabe (1994)を参照された。これら7地域は、女川海の中北部全域をほぼカバーしている。すなわち、Iijima *et al.* (1988)の古地理図に基づく、鱈ヶ沢・能代・男鹿は女川海の西縁部を、五所川原・鷹ノ巣・五城ノ目地域は中央部を、そして八島地域は東側に発達していたと考えられるバンク縁辺部の斜面域に相当する(Fig. 1)。

これらの地域の女川層の年代については、続成作用の影響で必ずしも明確な生層序学的データが得られているわけではないが、基底部についての岩相対比は比較的有効である。これに対し上限の層準については、地域によって徐々に珪藻質頁岩から泥岩に移り変わる層準が異なるため、(相当層を含む)女川層の年代は矢島(8.4Ma)や太平山地域(10.7-9.7Ma)に比較して男鹿半島では5.8Maといった違いが認められる(辻ほか, 1991; 小泉・的場, 1989)。したがって、本研究では、同時代性を確保するために、各地域の女川層基底部から泥質岩相の最初の出現層準までの間を対象とした。鱈ヶ沢地域での大童子層主部と五所川原地域の馬ノ神山層はほぼ12-10Maに相当する(Tada *et al.*, 1986 ; 秋葉・平松, 1988 ; 相田・的場, 1988) 鷹ノ巣地域の女川層は珪藻化石により12.8-

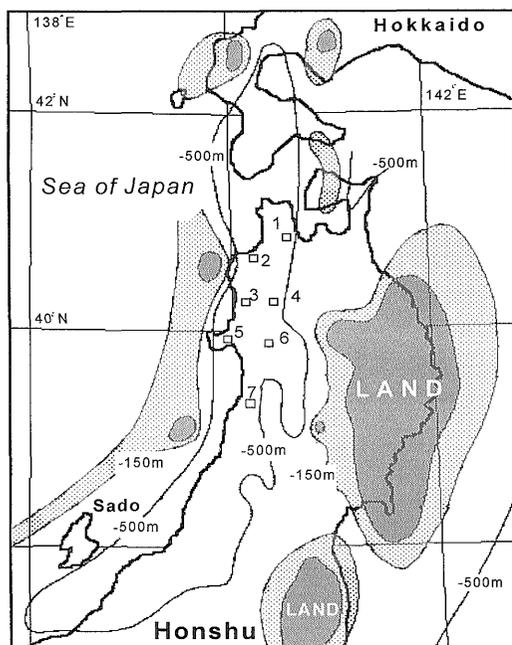


Fig. 1 Paleogeographical map of Northeast Japan during middle to late Miocene after Iijima *et al.* (1988). The Onnagawa diatomaceous sediments were deposited in the central part of the N-S trending basin at an approximate bathymetrical depth of more than 500m. Both sides of the basin were limited with shallow marine (lightly dotted) and land (Heavily dotted) areas. The seven locales in this study are ; 1 : Goshogawara, 2 : Aijigasawa, 3 : Noshiro, 4 : Takanosu, 5 : Oga, 6 : Gojonome, and 7 : Yashima.

9.0Maに相当する(佐藤, 1985)。能代及び五城ノ目地域では生層序学的データは得られていないが、比較的隣接する鷹ノ巣地域との岩相対比によりほぼ13-10Maと考えられる層準(Tada, 1991)を対象とした。男鹿半島地域では、珪藻化石により女川層はほぼ12.9-5.8Maとされている(白石・的場, 1992)が、試料は、半島中央部に発達する真山珪藻土層(女川層上部)以下の層準を対象としたため、他地域試料に比較してやや若い時代に相当する可能性がある。矢島地域では、13-8Maとされている(小泉・的場, 1989)女川層相当層の内10.2Maを示す層準(辻ほか, 1991)以下を対象とした。以上のように、本研究で扱った58試料及び青森県内の2地域資料は、若干若い可能性のある男鹿地域のものを除くと、全て12-10Maの層準を代表すると考えられる。

本研究で用いた分析方法は、蛍光X線分析(Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P ; Ogasawara, 1987), 誘導

結合プラズマ発光分析(Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, P, Cu, V, Zn ; 今井, 1987), 誘導結合プラズマ質量分析(Ba, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, P, Sr, V, Zn, Zr ; Imai, 1990), 原子吸光分析(Na, K ; Terashima *et al.*, 1984)である。有機炭素量, 全硫黄量及び全窒素量は燃焼法により測定した(Yamamoto and Watanabe, 1994)。有機炭素量の測定に際しては、炭酸塩除去のために3N塩酸処理を行った。堆積岩岩石学的観察と葉理構造の保存度の決定はTada *et al.* (1986)によった。なお、凝灰岩質・炭酸塩質の試料は対象から除いた。

4. 碎屑物の仮想的化学組成

女川層珪質頁岩は、第一義的には珪質及び石灰質生物源物質・陸源碎屑物・有機物・磷酸塩鉱物・その他の続成鉱物などの多様な物質の混合物である(Tada, 1991 ; Tada *et al.*, 1986 ; 渡部・多田, 1988 ; 辻他, 1991 ; Watanabe *et al.*, 1993)。その中でも主要な要素は陸源碎屑物と珪質生物源物質との希釈であると考えられる。これは、 SiO_2 と Al_2O_3 の良好な負の相関(Fig. 2)に現れており、前者が珪質生物源物質を、後者が陸源碎屑物を代表しているものと考えられる。もし、珪質生物源物質がAlを全く含まないと仮定すると、試料中のAl量は碎屑物起源に近似される。

対象試料の陸源碎屑物の平均化学組成は、碎屑物中の SiO_2 と Al_2O_3 の平均組成を基に算出される。本州北部の中新統女川珪質頁岩中の碎屑物の平均 Al_2O_3 含有量は16% (Tada *et al.*, 1986), 碎屑物の平均 SiO_2 含有量は67.5%

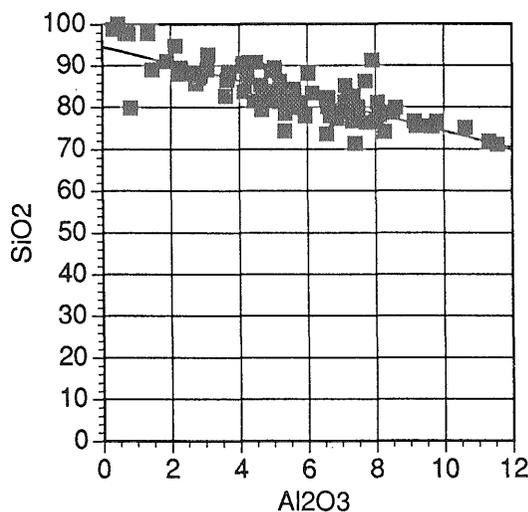


Fig. 2 Relationship between Al_2O_3 and SiO_2 in the Onnagawa diatomaceous sediments.

(Tada *et al.*, 1986)および61.4%(Watanabe *et al.*, 1994)と報告されている。試料中のSi, Al以外の元素の含有量は、碎屑物とそれ以外の構成物からの寄与の合計であると考えられるので、それぞれの元素含有量とDET値との分散図では、個々の試料のプロットは碎屑物からの寄与を示す検量線から上方に分散すると考えられる。一方、堆積後の続成過程において試料中から移動した量は、検量線から下方への分散をもたらす。もしその元素が碎屑物からの寄与のみによっている場合は強い正の相関を示すので、分散図におけるプロットが原点を通る直線を下限とする散らばりを示している場合は、その直線が碎屑物との検量線にほぼ相当すると考えられる。また、続成過程における移動減少が著しい試料ではこの検量線から下方にはずれる異常値となろう。このようにして設定される検量線のDET値100%の切片は、各元素の碎屑物組成に相当する。

以上の検討を測定各元素について行った結果、3群の元素グループが判別される。第1のグループは、TiO₂ (Fig. 3), K₂O, Zrからなり、DETとの間に非常に強い正の相関(相関係数0.8以上)が認められる。これらの元素は、碎屑物からの寄与が主体で、なおかつ堆積後の移動が少なかった元素と結論される。

第2のグループは、Fe₂O₃(Fig. 4), MgO, Na₂O, K₂O, Co, Cu, Ni, Sr, V, Znからなる。これらに共通して認められる点は、いくつかの異常値を除外すると仮想検量線が認められ、なおかつプロット全体は比較的広く検量線の上方に散らばることである。したがって、これらの元素は碎屑物からの寄与を主体とするものの、それ以外

の構成物からの寄与も無視できないことを示す。Mg, Fe, Srは微細な炭酸塩鉱物としての濃集、FeとCu, Ni, Co, V, Znは硫化鉄等の硫化物としての濃集、Cu, Ni, Vは金属有機化合物としての存在、そしてFe, Co, Cu, Ni, Znは熱水からの沈殿物への濃集が知られており、碎屑物検量線からの増加傾向はこれらの形態での存在を示唆する。

第3のグループは残りの元素、すなわちCaO (Fig. 5), MnO₂, P₂O₅, TOC, S, Baからなり、分散図上の散らばりが著しく検量線が仮想出来ない元素である。これらの元素に共通して認められる特徴は、高いDET値のもとでも非常に微量しか含有されていない場合が認められる点で、堆積後の元素移動、特に減少が著しかったものと考えられる。実際これらの元素は続成時の移動が顕著なものとして知られており、Caは続成炭酸塩鉱物、Pは磷酸塩鉱物、Baはバライトとしての沈殿、Mnは酸化還元環境の変化に敏感な溶脱・沈殿作用、そして有機炭素は嫌気性細菌による分解とそれによる硫黄の固定が想定される。

以上の検討を踏まえて、第3の元素グループを除いた元素について、仮想された検量線の切片から各元素の碎屑物含有量を求めた(Table 1)。この組成から判断すると、平均碎屑物は石英安山岩—安山岩質火成岩、泥質堆積岩、及び粘土鉱物の混合組成に近く、この組み合わせは顕微鏡観察によるシルト粒子組成やX線回折分析結果(Tada *et al.*, 1986)と矛盾しない。また、現世背弧堆積盆泥岩の平均的組成(Maynard *et al.*, 1987)に比較して、高いFeO/MgO比及びK₂O/Na₂O比は、よりFeO/MgO

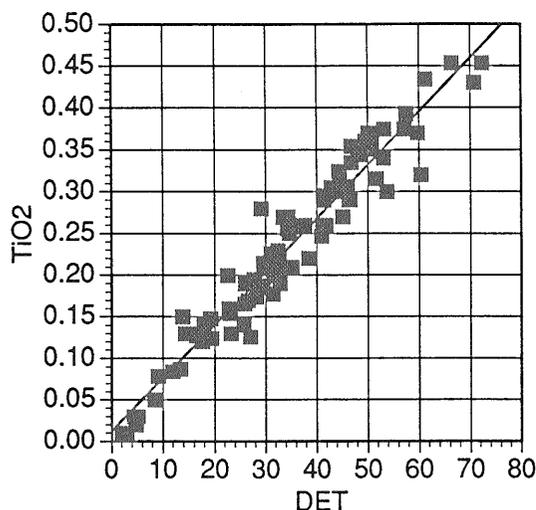


Fig. 3 Scatter plot of TiO₂ against DET value.

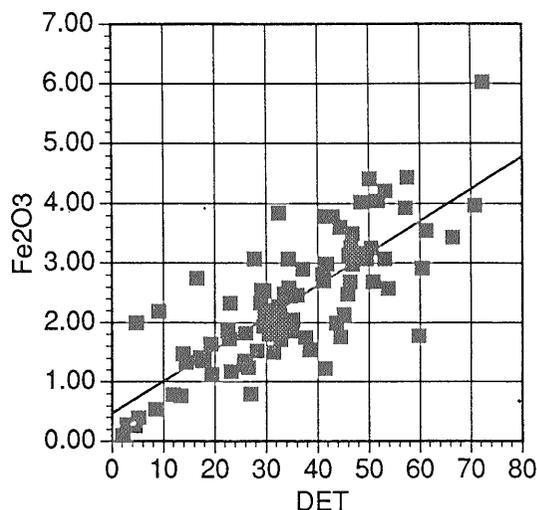


Fig. 4 Scatter plot of Fe₂O₃ against DET value.

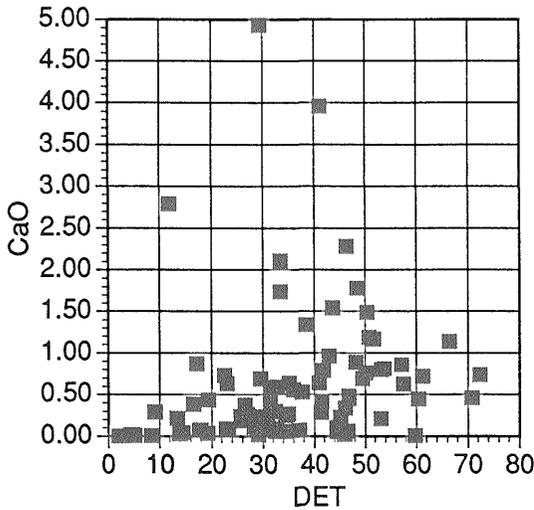


Fig. 5 Scatter plot of CaO against DET value.

比の高いソレアイト質石英安山岩質火成岩やKに富んだ粘土鉱物(イライト-スメクタイト混合層)の混入により説明されよう。実際に、女川海の東部-北東部では中新世後半の安山岩-流紋岩質海底火山活動が知られており(Iijima *et al.*, 1988; Iijima and Tada, 1990), 東方の北上"島"地域ではK-粘土鉱物を供給したであろう古期変成岩・花崗岩が露出していたと考えられる。

5. 有機物の供給形態

海成堆積物における有機炭素量は、先に述べたように供給量と保存割合によりコントロールされている。もし有機物が全て碎屑性のものであると仮定すると、碎屑物の供給量増加は(1)堆積物への有機物の供給量の増加, (2)埋積速度が早いことによる底層水との反応時間の減少に起因する有機物分解量の減少, (3)バクテリア活動を阻害する粘土鉱物(Huc, 1980)の増加による有機物のバクテリア分解量の減少に通じ、結果として有機炭素の保存割合の増加につながる。反対に有機物の供給が碎屑物とは無関係であるとする、碎屑物の増加は堆積物中の有機物量を希釈減少させることになる。Fig. 6に示すように、女川層試料における有機炭素量と碎屑物量(DET)と

の間には弱い($r = -0.42$)負の相関が認められ、逆に生物源シリカ量と弱い正の相関を持っている。したがって、碎屑物の供給は基本的には有機物を希釈する効果を持っており、大部分の有機物は生物源シリカと挙動を共にしていたことを示す。これは、堆積物中の有機物が珪質生物を起源とする現地性のものを主体とすることを意味する。

6. 因子分析による堆積物組成

これまで述べたように、女川珪質堆積物の主要構成物は生物源シリカと碎屑物であり、かつこれらの寄与が非常に大きかったことが明らかである。したがって、それ以外の構成物を半定量的に明らかにするためには、何らかの統計学的検討が必要である。すでにWatanabe *et al.* (1994)では、試料中の全岩組成と碎屑物含有量で規格化した組成の2組のデータセットにたいしてQモード因子分析を行い、碎屑物、珪質生物源物質、硫化金属、炭酸塩鉱物、 磷酸塩鉱物等の堆積(沈殿)速度因子を識別した。本報告ではこれらに加えて、各試料中の碎屑物組成を除去した組成についての因子分析結果を報告する。その際、分析対象組成は、各試料中の碎屑物含有割合を仮想的碎屑物平均化学組成に乗じた値をそれぞれの組成から差し引くことにより求めた。

因子分析はバリマックス回転法により行い、上位9因子を抽出し検討を加えた。さらに、生物源シリカ量及び碎屑物組成を算出できなかったTOC, S, その他の微量元素と各因子の関係を明らかにするために、それぞれの因子分析結果ごとに各因子得点と外変数であるこれらの元素含有量との相関分析を行った。これらの結果はTable 2及びFig. 7に一括して示した。全分散の94.8%を累積で説明する上位6因子は以下のものである。

第1因子は全体の分散の35.4%を説明するもので、Fe₂O₃, Ni, Co, Cu, Znに富み、SiO₂, S, そしてTOCと正の相関を持つ。この組み合わせは重金属類を含んだ硫化鉄鉱物を示すと考えられる。実際、有機物に比較的富んだ黑色頁岩や油母頁岩中の硫化鉄鉱物には、Cu, Ni, Mn, Mo, Zn等の元素が一定量含まれていることが報告されている(Brumsack and Thurow, 1986; Patterson

Table 1 Hypothetical chemical composition of the average terrigenous detritus in the Late Miocene Onnagawa Formation (Watanabe *et al.* 1994)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	(%)	
61.4	0.59	16.0	4.6	1.4	1.2	2.2		
B a	Co	Cu	Ni	Sr	V	Zn	Zr	(ppm)
620	14	58	62	74	80	116	137	

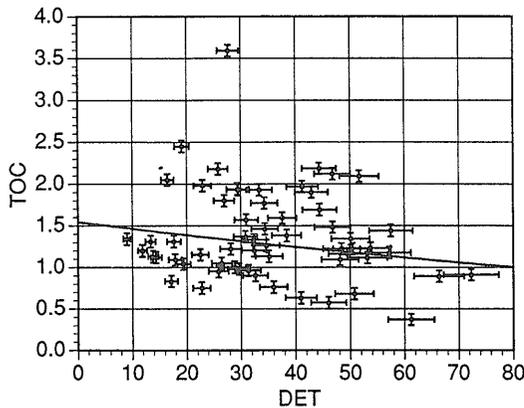


Fig. 6 Scatter plot of TOC (Total Organic Carbon) against DET value.

et al., 1988 ; Brumsack, 1989). 有機炭素含有量との相関が一義的に硫化鉄との共存を示しているかどうかは明確ではなく、また挙動をともにする金属類も有機物起源であるのかまたは硫化物形成にともなって固定されたものかどうかはこの段階では判定できない。硫化鉄に固定されている鉄の起源については基本的には碎屑物起源の反応性に富む鉄イオンであると考えられるので、碎屑物因子と独立の硫化物因子に鉄が寄与していることは碎屑物含有量とは無関係な堆積後の鉄の移動を示している。

したがって、その他の金属類についても、碎屑物とは無関係の起源を持つかあるいは碎屑物からの堆積後の移動によるものと考えられる。

第2因子(21.9%)は炭酸塩鉱物の組み合わせ、すなわちCaO、炭酸塩炭素、MnO₂、MgO、Sr、V、Baからなる。これは、苦灰質炭酸塩鉱物が女川層中から報告されていることと調和的である(松本・松田, 1988)。

第3因子(16.1%)はMnO₂の負荷が高く、MgO、Fe₂O₃、P₂O₅からの若干の寄与が認められる。海成堆積物中でのMnの濃集要因としては、次の2つが考えられる。Mnの大部分は、底層水環境が還元的でない場合は水酸化物の形で堆積物中に固定される(Bostrom *et al.*, 1973)。したがって、高いMn含有量は堆積速度の遅い酸化的な底層水環境を指示するとされる場合があり、Co、Ni等も海水からの自生沈殿物の主要元素である(Calvert and Price, 1977 ; Lyle *et al.*, 1977)。一方、海底熱水堆積物の主要構成物も基本的には鉄マンガン質の水酸化物で、Ni、Cu、Zn等の濃集も知られている(Landing and Feely, 1977)。中期中新世の東北日本には、先に述べた流紋岩-安山岩質海底火山活動が知られており、実際、津軽地域にはいくつかの熱水成マンガン鉱床が女川層下部の層準に発達している(大沢ほか, 1984)。第6因子の因子得点は鱈ヶ沢及び五所川原地域の資料においてのみ高い正の値を示し、鉱床の分布との一致を考慮すると本

Table 2 Varimax-rotated factor patterns and the correlation coefficients between each factor scores and the external variables indicated by italics. The largest six factors are displayed according to which approximately 95 % of total variance of the samples are explained.

	Sulfides	Carbonate	Hydroth.	Biogeneous	Phosphate	Detritus
SiO ₂	0.26	-0.69	0.12	0.52	-0.09	-0.38
TiO ₂	0.26	0.20	-0.38	-0.26	0.09	0.26
Fe ₂ O ₃	0.38	0.75	0.21	-0.03	-0.49	0.01
MgO	-0.12	0.38	0.33	-0.15	-0.13	-0.33
Na ₂ O	-0.29	0.26	-0.57	0.20	0.16	-0.12
K ₂ O	0.23	-0.73	0.15	-0.13	-0.09	0.37
Cu	0.47	-0.09	-0.73	0.03	-0.09	0.14
V	-0.51	-0.11	-0.01	0.21	-0.05	0.28
Zn	0.57	-0.09	0.09	-0.27	0.25	-0.17
Ba	-0.32	-0.02	-0.18	0.07	0.26	0.06
Ni	0.53	-0.20	-0.11	-0.09	0.11	-0.17
Co	0.50	0.03	0.18	-0.10	0.11	-0.07
Sr	-0.53	0.18	0.03	-0.04	-0.04	0.10
Zr	-0.74	-0.39	0.12	0.01	0.10	0.22
S	0.74	0.00	-0.48	0.04	0.00	0.01
TOC	0.68	0.01	-0.19	0.32	-0.34	0.60
Ccarb	0.71	0.29	0.27	0.15	0.34	0.17
MnO ₂	-0.03	0.49	0.57	0.19	-0.09	0.21
CaO	-0.43	0.63	-0.25	-0.20	0.20	0.01
P ₂ O ₅	0.41	0.29	0.37	0.19	0.34	0.17
Variance explained	35.35	21.89	16.08	8.30	6.91	6.22

因子は海底熱水沈殿物を示すものと結論される。

第4因子(8.3%)はSiO₂, V, TOCを主とする。因子得点が各試料の生物源シリカ量と強い正の相関を示すことから、本因子は珪質生物殻物質とそれに伴われるVに富む有機物(V Porphyrin等)の供給を示すものと考えられる。

第5因子(6.9%)は基本的にはP₂O₅, 炭酸塩炭素そしてMnO₂を主体とする。これは磷酸塩鉱物, 多分Tada(1991)が示したcarbonate fluorapatiteと考えられる。

第6因子(6.2%)はK₂O, TiO₂, Zrを特徴とする。この因子は砕屑物組成の平均値からの変動, 例えば火砕岩起源の砕屑物を示すものと考えられる。

7. 堆積環境因子の解釈と二次元分布

上記の統計的手法により得られた堆積物組成因子は、統成作用を経た現在の組成に基づいたものであり、堆積当初の環境を直接反映するものばかりではない。Watanabe *et al.* (1993)では、これらの堆積物組成因子を直接古地理図に投影したコンターマップを用いて堆積環境を議論したが、ここでは上記の6因子から堆積当時の環境因子を抽出し、さらに一部の試料のみから得られている堆積学的情報・微量元素組成・バイオマーカーなどの関係を検討して文頭で述べた堆積環境因子を抽出する。

7.1 有機物供給量(生物生産性)

Yamamoto and Watanabe (1994)が示したように、

本地域の有機物の根源物質は海生藻類を主体としており、砕屑性の有機物の寄与は相対的に低かったと考えられる。したがって、生物生産性及び有機物の供給量は、珪藻類を起源とする分解の影響の少ない“生物源シリカ”と高い有機炭素量の下での“金属硫化鉱物”の固定量の両者に反映されると考えてよからう。また、“磷酸塩鉱物”も基本的には高い生物生産性を反映すると考えられる。堆積物中での磷酸塩鉱物の形成は基本的には初期統成時に間隙水からの沈殿の形で行われることを考慮すると(Ingall and Cappellen, 1990), その保存には底層水や底質の環境が大きくかかわっている。しかしながら高い“磷酸塩鉱物”因子が認められる場合には基本的には生物生産性が高かったと解釈される。

珪質生物源物質因子(第4因子)は、堆積盆の両側で低い傾向があり、高い得点は能代・五城ノ目両地域から得られている。これはWatanabe *et al.*(1993)で得られた結果と調和的で、これら2地域は比較的砕屑物の供給が少なく、純粋な珪質岩の堆積には好都合であったと推定されるが、絶対的な生物源物質の供給速度が高かったかどうかは明確ではない。

一方磷酸塩鉱物因子(第5因子)の高い地域は、概して生物源シリカ組成が多い地域に調和的だが、東南部の八島地域にも認められる。堆積盆北西部地域での磷酸塩の沈殿は、後に述べる底層水の還元環境に対応しているが、Yamamoto and Watanabe(1994)が示したように、矢島地域では比較的酸化的な底層水のもとでの生物源物質の

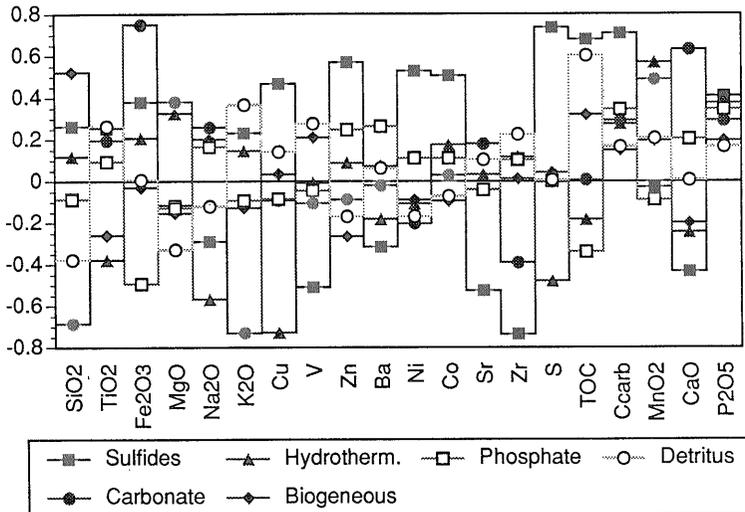


Fig. 7 Factor matrix against the elements and the correlation coefficients between the factor scores and the external variables, based on the varimax factor analysis of the Onnagawa diatomaceous sediments.

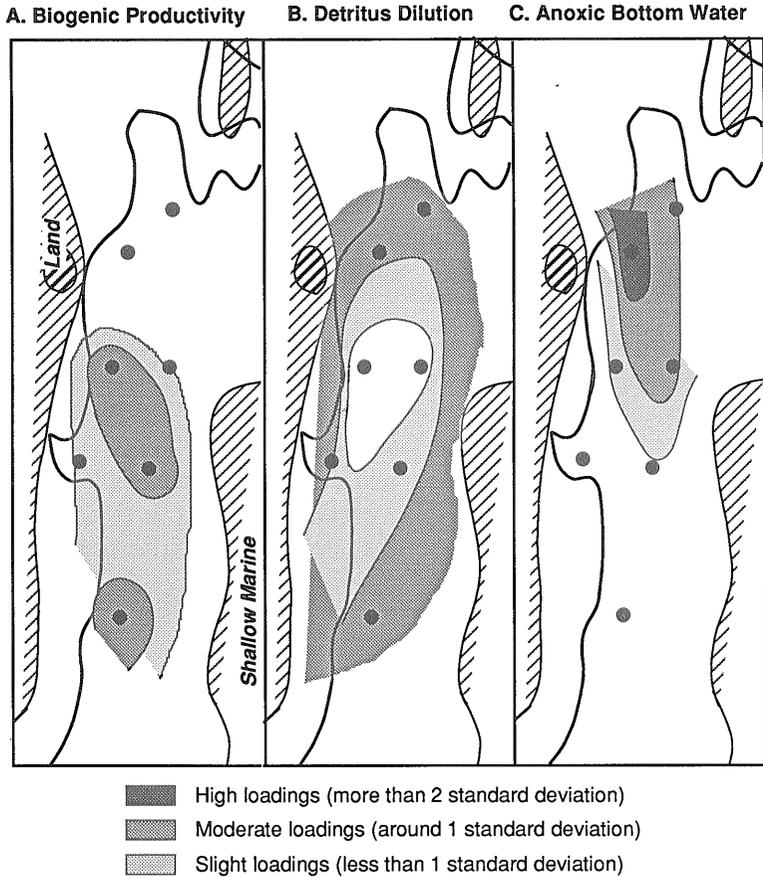


Fig. 8 Isovalue maps of the sedimentary environment factors for the hydrocarbon source rock deposition. A: Biogenic productivity factor based on the siliceous organogenic and phosphate factors, B: Detritus dilution factor based on the detritus factors reported in Watanabe *et al.* (1993), C: Anoxic bottom water factors based on the siliceous biogenous and metal sulfides factors.

供給増加が局地的に認められている。この点で、矢島地域での磷酸塩鉱物の増加は、一般に認められている貧酸素状態での硫化鉄との共産(Garison *et al.*, 1987)とは異なる産状を示している。これら底層水の環境に差異はあっても、磷酸塩鉱物因子の顕著な地域は、高い生物生産性が期待される。生物源シリカと協調的な地域は、主として珪藻質の、矢島地域はその他の藻類の生産性を反映しているものと考えられる。

以上のように、珪質生物源物質と磷酸塩鉱物因子が大きい場合には生物生産性が大きかったと解釈されるため、生物生産性因子は、珪質生物源物質因子と磷酸塩鉱物因子の和^{注1}で表現する。この合成因子の得点の地域別平均値を古地理図上に表現すると、能代・五城ノ目地

域を中心として堆積盆に添った南北方向の高まりが認められ、東方の陸域から比較的離れた海域での生物生産性が高かったものと考えられる(Fig. 8A)。

7.2 有機物希釈割合(陸源碎屑物の供給)

Watanabe *et al.* (1994)により、碎屑物因子は能代・鷹ノ巣両地域で顕著に低く、北側に向かって漸増することが報告されている。主要な碎屑物供給源として考えられる北上地塊は堆積盆の東方に位置するが、ここで認められる北部での碎屑物因子の増加は、下北半島付近に推

注1 各試料について計算した因子得点の平均値と標準偏差で標準化した値の和を求め、各地域ごとに平均値と標準偏差を求めた。

定される浅海域(多田ほか, 1988)または西津軽一男鹿半島西方に分布していた南北性の隆起域(Iijima *et al.*, 1988)からの寄与が大きかったこと予想されている。碎屑物組成のばらつきについては、比較的碎屑物量の少ない能城・五城ノ目地域で顕著であり、これらの地域は K_2O 、 TiO_2 、 Zr が多く、 Na 、 Ca の少ない組成を特徴とする(Fig. 8B)。この組成のみから判断すれば、比較的后背地から遠隔であったと考えられるこれら両地域には、斜長石等が少なく(Na 、 Ca に乏しい)相対的に重鉱物等風化に強い塩基性鉱物が濃集した(K_2O 、 TiO_2 、 Zr に富む)碎屑物組成を反映すると考えられる。

7.3 底層水の溶存酸素量(底層水環境)

女川層主部の葉理珪質岩は、概して酸素に乏しい底層水中に堆積したものと考えられている(Tada, 1991, Tada *et al.*, 1986, 佐々木・山本, 1986; 坂本, 1992)。五城ノ目地域でのTada (1991)による研究によれば、底層水の酸化還元状態の細かい変動が女川層主部に数メートル程度のオーダーで認められる一方で、全体的傾向としての女川層上部-船川層にかけての底層水の富酸素化がほぼ9-6Maの期間に認められる。

前述のように、女川層試料では陸源碎屑物は基本的には有機物を希釈する傾向が認められ、さらに金属硫化物因子(第1因子)得点は生物源シリカ及び有機炭素量と正の相関を持つ。もし、試料中の硫黄の全てが硫化鉄として存在すると仮定すると、硫黄量は、硫酸イオン・有機炭素・反応的鉄イオンの存在量に依存することになる(Raiswell and Berner, 1986)。海成層の女川層の場合、硫酸イオンは海水から十分に供給されたと思われる。反応的鉄イオンは主として碎屑物からもたらされたと考えられる。堆積速度がそれほど早くなければ、極度に還元的な底層環境での硫化鉄の生成量は、有機炭素量よりも碎屑物からもたらされる反応的鉄イオン量により強く規制され、一方酸化的底層環境では有機物の反応度が硫酸還元反応と硫化鉄の生成を規制する事が知られている(Berner, 1984)。つまり、酸化的環境下では、硫化鉄生成度(全鉄に対する硫化物の鉄比)は有機物の供給速度の上昇とともに高くなる。

Watanabe *et al.* (1994)は、本試料の全鉄/硫黄比と生物源シリカ量の関係を検討し、生物源シリカ量の少ない(およそ50%以下の)領域では硫化鉄生成度は生物源シリカと負の相関を示し($r = -0.67$)、一方生物源シリカの多い領域では硫化鉄生成度はほぼ硫化鉄に近い値をとっていることを明らかにした。この特徴は生物源シリカ量の少ない環境では有機物供給量が硫化鉄の生成を規制しており、一方生物源シリカが多い場合はほとんどの反応

生鉄イオンは硫化物に固定されていた非常に還元的な環境であったことを示唆する。したがって、碎屑物の希釈量が少ない地域において、生物源シリカと金属硫化物の因子が高い場合は、底層水環境は還元的であったと考えられ、生物源シリカと金属硫化物因子得点の積^{注2}を底層水の還元環境因子とする。この因子の得点分布は、主として堆積盆中西部の能城から五城ノ目地域について高く(Fig. 8C)、個々の試料の葉理保存度もおしなべて高い地域に一致する。

さらに、これらの因子から還元的底層環境と考えられる地域の試料の金属硫化物因子はFig. 9に示す様に、 Th/U とは負の、 Mo とは正の相関を有意に持ち、基本的には金属硫化物因子が還元環境を反映している事が認められる。

また、統成時の炭酸塩鉱物因子も、能代地域を中心として堆積盆にやや斜交したNNE/SSW方向の地域に高い値を示す。松本・松田(1988)は鱈ヶ沢および五所川原地域の炭酸塩ノジュールが深度100m以下の比較的浅い埋没深度で形成されたことを示した。これらの苦灰質の初期統成炭酸塩鉱物の形成は、多くの場合十分な有機物の存在下での嫌気性バクテリア活動と密接に関連しており、間接的に鱈ヶ沢-能代地域の還元的底層環境を指示する。

以上に述べた還元的底層水環境が認められる地域分布は、古地理図上の堆積盆深部中心にほぼ相当し、堆積盆深部全域が貧酸素化するスタグナントモデルを指示している。一方、磷酸塩鉱物因子やYamamoto and Watanabe (1994)が示したバイオマーカーにより八島地域で認められる酸化的環境下での高い生産性は、局地的な湧昇流活動の活発化を示しているものと考えられており(Yamamoto and Watanabe, 1994; 渡邊, 1994)、ほぼ堆積盆全体が静穏であったのは9-10Ma頃までで、それ以後堆積盆の各地では局所的な生物生産性や底層水環境の変化が生じたものと考えられる。これらの事は、Iijima *et al.* (1988)やTada (1991)のモデルに示されるような堆積盆あるいは古女川海全体の古地形が根源岩相の形成を規制していた時期は8-10Maであり、9-10Ma以降は、古海洋水循環の活発化・複雑化(渡邊, 1994)や表層水栄養塩濃度の変化(山本ほか, 1994)に起因する堆積相の局地化が起り、根源岩の形成はむしろ福沢(1992)らの堆積盆モデルに近い形で行われたことを示唆する。

注2 各試料の因子得点を平均値と標準偏差で標準化した値の積を計算し、地域ごとに平均値と標準偏差を求め図示した。

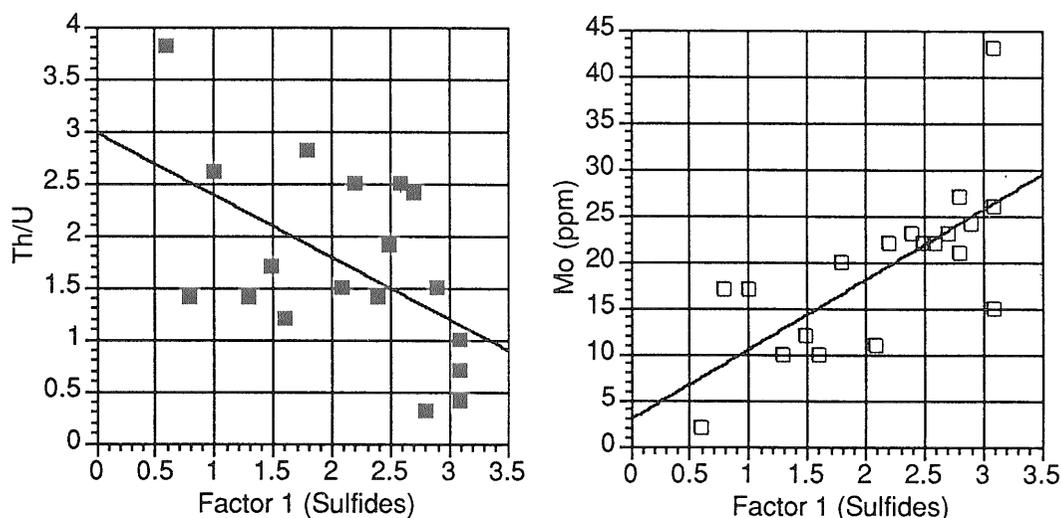


Fig. 9 Relationship between the factor 1 (metal sulfides factor) and the concentrations of Th/U and Mo. Higher factor 1 occurs with lower Th/U ratio, or higher U concentration, while Mo is contained in higher amount in the samples with higher factor 1 scores.

8. おわりに

女川層をモデルとして行った、炭化水素根源岩層の堆積因子の解析とその二次元表示についての成果を述べた。堆積環境因子は、生物生産性を反映する有機物供給量、砕屑物による希釈量、底層水の酸化還元環境の三者に注目し、化学組成に主として基づいて検討を加えた。結果はFig. 8に二次元分布として表現された。これらの堆積因子の半定量化は、12-10Maという時間間隔に限って行ったものであるが、この時間スライスをさらに前後に設定して解析を行えば、理論的には各環境因子の二次元分布の時間変化を得ることができる。堆積盆モデル評価の三次元化(例えば小玉, 1993など)が、もし深度軸(層厚方向)を時間軸に置き換えることを含むならば、本手法で得られる時間面ごとの二次元情報の積み重ねがモデルの三次元化に大きく貢献するものと考えられる。

なお、本論では石油(ガス)根源岩としての堆積環境因子に重点をおいて議論したため堆積岩としての組成因子についてはあまり触れなかったが、同様の手法により砕屑岩の組成解析も可能であると考えられる。

謝辞: 地質調査所小玉喜三郎首席研究官、徳橋秀一燃料資源課長にはプロジェクトの実行に関して、地質調査所渡邊真人氏、東京大学理学部多田隆治助教授、石油資源開発(株) 隆司博士(現在、石油公団石油開発技術センター)には有益な議論と未公表資料の使用について、地

質調査所寺島美南子博士には原稿についての助言を、地質調査所寺島 滋、富樫茂子両博士には分析機器の使用に際してそれぞれお世話になった。ここに記して感謝する。

文 献

- 相田吉昭・的場保望(1988) 青森県鱈ヶ沢・五所川原地域及び下北半島の新第三系放射虫化石、第三紀珪質頁岩層の総合研究, p.63-80.
- Aigner, T. (1980) Biofacies and stratigraphy of the Lower Kimmeridge Clay (U. Jurassic, Dorset, England). *N. Jb. Palaeontol. Abh.*, vol.159, p.83-93.
- 秋葉文雄・平松 力(1988) 青森県川原及び下北地域の第三系珪質藻化石層序。第三紀珪質頁岩層の総合研究, p.35-52.
- Aller, R.C. and J.E. Mackin (1984) Preservation rates of reactive organic matter in marine sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.70.
- Berner, R.A. (1982) Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean : its geochemical and environmental significance. *Amer. Jour. Sci.*, vol.282, p.451-473.
- (1984) Sedimentary pyrite formation :

- An update. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.48, p.605-615.
- Bostrom, K., T. Kraemer and S. Gartner (1973) Provenance and accumulation rates of biogenic silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediment. *Chem. Geol.*, vol.11, p.123-148.
- Brass, G.W., J.R. Southam and W.H. Peterson (1982) Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, no.6, p.620-623.
- Brumsack, H.-J. (1989) Geochemistry of Recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau*, vol.78, p.851-882.
- and J. Thurow (1986) The geochemical facies of black shales from the Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE). *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, vol.60, p.242-265.
- Calvert, S.E. (1976) The mineralogy and geochemistry of near-shore sediments. in : J. R. Riley and R. Chester (eds.) *Chemical Oceanography*, vol.9, p.112-131.
- (1987) Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. in : Brooks, J. and A.J. Fleet (eds.) *Marine petroleum source rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., no.26, p.137-151.
- and N. Price (1977) Geochemical variation in ferromanganese nodules and associated sediments from the Pacific Ocean, *Mar. Chem.*, vol.5, p.43-74.
- Caspi, E., J.M. Zander, J.B. Greig, F.B. Mallory, R.L. Conner and J.R. Landrey (1968) Evidence for nonoxidative cyclization of squalene in the biosynthesis of tetrahymanol. *Jour. Amer. Chem. Soc.*, vol.90, p.3563-3564.
- Degens, E.T. and V. Ittekkot (1987) The carbon cycle-tracking the path of organic particles from sea to sediment. in : Brooks, J. and A.J. Fleet (eds.) *Marine petroleum source rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., vol.26, p.121-135.
- Demaison, G.S. and G.T. Moore (1980) Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol.64, p.1179-1209.
- Durham, D.L. (1987) Uranium in the Monterey Formation of California. *U.S. Geol. Surv., Bull.*, 1581-A, 29p.
- 福沢仁之 (1992) 新第三紀源生物源珪質頁岩の堆積作用と古海洋環境の関係について (予報). *地質学論集*, no.37, p.219-226.
- Garison, R.E., M. Kastner and Y. Kolodny (1987) Phosphorites and phosphatic rocks in the Monterey Formation and related Miocene units, coastal California, In : R.G. Douglas *et al.* (eds) *Cenozoic basin development of coastal California, Tubey Volume VI*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, p.348-381.
- Huang, W.Y. and W.G. Meinschein (1979) Sterols as ecological indicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.43, p.739-745.
- Huc, A.Y. (1980) Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen, In : B. Durand (Ed.), *Kerogen*, 445-474, Technip, Paris.
- Iijima, A. and R. Tada (1990) Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea, *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, II*, vol.22, p.121-171.
- , ——— and Y. Watanabe (1988) Developments of Neogene sedimentary basins in the northeastern Honshu Arc with emphasis on Miocene siliceous deposits. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, II*, no.21, p.417-446.
- 今井 登 (1987) 誘導結合プラズマ発光分析法による河川たい積物の分析, *分析化学*, no.36, T41-45.
- Imai, N. (1990) Multielement analysis of rocks with the use of geological certified reference material by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Anal. Sci.*, vol.6, p.389-396.

- Ingall, E.D. and P.V. Cappellen (1990) Relation between sedimentation rate and burial of organic phosphorus and organic carbon in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.54, p.373-386.
- Kauffman, E.G. (1981) Ecological reappraisal of the German Posidonienschiefer (Toacian) and the stagnant basin model. : in Gray, J. *et al.* (eds.), *Communities of the past*. Hutchinson Ross, Strousburg, p.311-381.
- 小玉喜三郎(1994) 深部貯留構造評価のための BATSシステムの開発と応用。地調月報, (投稿中)。
- 小泉 格・的場保望(1989) 西黒沢階の上限について。地質学論集, no.32, p.187-195.
- Landing, W.M. and R.A. Feely (1977) The chemistry and vertical flux of particles in the northeastern Gulf of Alaska, *Deep-Sea Res.*, vol.28A, p.19-37.
- Langmuir, D. (1978) Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.42, p.547-569.
- Lyle, M. *et al.* (1977) Copper-nickel-enriched ferromanganese nodules and associated crusts from the Bauer Basin, northwest Nazca Plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol.35, p.55-64.
- Matsumoto, R. (1992) Diagenetic dolomite, calcite, rhodochrosite, magnesite, and lansfordite from Site 799, Japan Sea - implications for depositional environments and the diagenesis of organic-rich sediments. in : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 127/128, p.75-98.
- 松本 良・松田博貴(1988) 青森県鱒ヶ沢, 五所川原, 下北地域の第三系珪質堆積物中に分布する炭酸塩コンクリーションの産状, 化学組成及び同位体組成. 第三紀珪質頁岩層の総合研究, p.163-176.
- Myers, K.J. and P.B. Eignall (1987) Understanding Jurassic organic-rich mudrocks - New concept using gamma ray spectrometry and palaeoecology : Examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. in : J.K. Legget (Ed.) *Marine clastic environments : Concepts and case studies*. p.175-192.
- Mynard, J.B. *et al.* (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, no. 10, pp.551.
- Ogasawara, M. (1987) Trace element analysis of rock samples by x-ray fluorescence spectrometry, using Rh anode tube. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.38, p.57-68.
- 荻原成騎・田口一雄(1986) 本邦産磷酸塩ノジュールについて - 東北日本第三系からの磷酸塩ノジュールの発見. 岩鉱, vol.81, p.155-156.
- 大沢 穰・池辺 穰・平山次郎・栗田泰夫・高安泰助(1984) 能城地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91p.
- Patterson, J.H., A.R. Ramsden and L.S. Dale (1988) Geochemistry and mineralogical residences of trace elements in oil shales from the Condor deposits, Queensland, Australia. *Chem. Geol.*, vol.67, p.327-340.
- Peters, K.E. and J.M. Moldowan (1991) Effect of source, thermal maturity, and biodegradation of the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum. *Org. Geochem.*, vol.17, p.47-61.
- Raiswell, R. and R.A. Berner (1986) Pyrite and organic matter in Phanerozoic normal marine shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.50, p.1967-1976.
- Rhoads, D.C. and I.W. Morse (1971) Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, vol.4, p. 413-428.
- Sageman, B.B. (1989) The benthic boundary biofacies model: Hartland Shale Member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western Interior, North America.

- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, vol.74, p.87-110.
- Said, R. (1981) *The geological evolution of the River Nile*. Supringer-Ferlag, New York, 151pp.
- 坂本竜彦(1992) 佐渡島の堆積リズム. 地質雑. vol.98, p.611-633.
- 佐々木清隆・山本正伸(1986) 青森県鯉ヶ沢町中村川地域の地質と大童子層泥質岩中の有機物—特に, C₂₅にピークを持つノルマルアルカン分布パターンについて—. 田口一雄教授退官記念論文集「石油鉱床学の諸問題」, p.223-239.
- 佐藤雅之(1985) 秋田油田女川層およびその相当層の珪藻化石層序. 秋田大学鉱山地質修士論文(MS).
- Sato, H. and K. Amano (1991) Relationship between tectonics, volcanism, desimentation and basin development, Late Cenozoic, central part of Northern Honshu, Japan. *Sed. Geol.*, vol.74, P.323-343.
- Savdre, C.E. and D.J. Boddier(1986) Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, vol.14, p.3-6.
- and ————— (1987) The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, no.327, p.54-56.
- and ————— (1988) Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: A new approach. *Geology*, vol.16, p.452-455.
- Schrader H. and R. Sorknes (1991) Peruvian coastal upwelling : Late Quaternary productivity changes revealed by diatoms. *Mar. Geol.*, vol.97, p.233-249.
- Shankar, R., K.V. Subbarao and V. Kolla (1987) Geochemistry of surface sediments from the Arabian Sea. *Mar. Geol.*, vol.76, p.253-279.
- 白石建雄・的場保望(1992) 秋田・山形地域における新第三系の層序と古地理・古環境. 地質学論集, no.37, p.39-51.
- Suess, E. (1980) Particulate organic carbon flux in the oceans : surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, no.288, p.260-263.
- Tada, R. (1991) Origin of rhythmical bedding in middle Miocene siliceous rocks of the Onnagawa Formation, northern Japan, *Jour. Sed. Petrol.*, vol.61, p.1123-1145.
- , Y. Watanabe and A. Iijima (1986) Accumulation of laminated and bioturbated Neogene siliceous deposits in Ajigasawa and Goshogawara areas, Aomori Prefecture, Northeast Japan, *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo II*, no.21, p.139-167.
- 多田隆治・渡部芳夫(1988) 青森県鯉ヶ沢・五所川原・下北地域新第三系珪質岩の堆積速度と堆積環境. 第三紀珪質頁岩層の総合研究, p.109-128.
- ・水野達也・飯島 東(1988) 青森県下北半島北東部新第三系の地質とシリカ・沸石続成作用. 地質雑, vol.94, p.855-867.
- Terashima, S., T. Yamashige and A. Ando (1984) Determination of major and minor elements on the six GSJ rock reference samples. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.35, p.171-177.
- Thompson, J.B., T.H. Mulins, C.R. Newton and T.L. Vercoutere (1985) Alternative biofacies model for dysaerobic communities. *Lithaia*, vol.18, p.167-179.
- Tissot, B.P. (1979) Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, no. 277, p.463-465.
- Trask, P.D. (1932) Origin and environment of source sediment of petroleum. *Amer. Petrol. Inst.*, 323pp.
- 辻 隆司・増井泰裕・早稲田 周・井上洋子・栗田裕司・甲斐邦男(1991) 秋田県八島町周辺の女川層の岩相区分と堆積環境, およびその根源岩特性. 石油資源開研究報告no.7, p.45-99.
- Tyson, R.V. (1987) The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. in : J.R.V. Brooks and A.J. Fleet (eds), *Marine petroleum*

- source rocks.*, Geol. Soc. London Spec. Publ., no.24, p.47-68.
- 早稲田 周・重川 守(1990) 由利原油・ガス田における炭化水素の生成・移動・集積. 石油技協誌, vol.55, p.233-244.
- 渡辺真人(1994) 日本海周辺域にみられる後期中新世のsubmarine hiatusの形成過程に関する一考察, 地調月報, vol.45, p.471-475.
- 渡部芳夫・多田隆治(1988) 青森県下新第三紀珪質堆積物の化学組成. 第三紀珪質頁岩層の総合研究, p.129-148.
- Watanabe, Y., M. Yamamoto and N. Imai (1994) Sedimentary environment in the Onnagawa Sea : middle Miocene Japanese backarc trough. in : Iijima, A., R.E. Garrison and A.M. Abed (Eds.) *Siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the Tertiary and Mesozoic*. VSP Scientific Publication, Zeist, p.32-51.
- Wignall, P.B. (1989) Sedimentary dynamics of the Kimmerridge Clay : tempestites and earthquakes. *J. Geol. Soc., London*, no.145, p.273-284.
- and K.J. Myers (1988) Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks : a new approach. *Geology*, vol.16, p.452-455.
- Wilson, T.R.S, J. Thomson, S. Colley, D.J. Hydes, N.C. Higgs, and J. Sorensen (1985) Oxidation fronts in pelagic sediments : diagenetic formation of metal-rich layers. *Science*, no.232, p.972-975.
- Yamamoto, M. and Y. Watanabe (1994) Biomarker geochemistry and paleoceanography of Miocene Onnagawa diatomaceous sediments, northern Honshu, Japan. in : Iijima, A., R.E. Garrison and A.M. Abed (Eds.) *Siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the Tertiary and Mesozoic*. VSP Scientific Publication, Zeist, p.53-74.
- 山本正伸・渡部芳夫・渡辺真人(1994) 中新統女川層珪藻質岩中のダイノステランと表層水栄養塩環境. 地調月報, vol.45, p.527-530.

(受付：1993年10月21日；受理：1994年3月7日)