

地球環境の変遷と石油天然ガス根源岩の形成

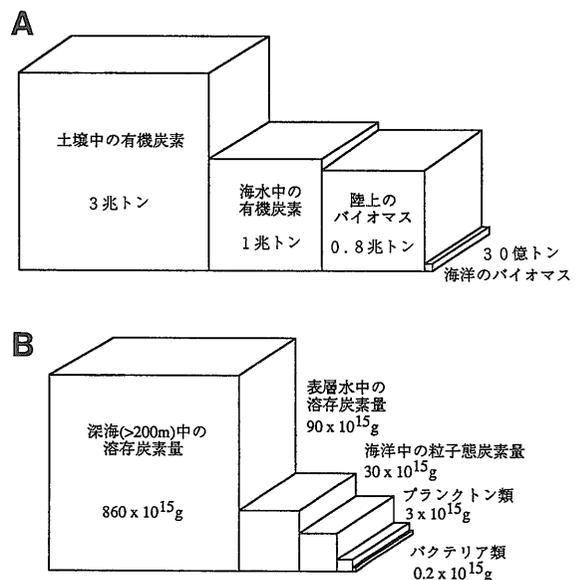
渡部 芳夫¹⁾・山本 正伸¹⁾

1. はじめに

世界の多くの石油天然ガス鉱床では、炭化水素の起源となった根源岩は有機物に富んだ海成の堆積物である。これらの堆積物が形成された時には、海洋の物理学的・化学的・生物学的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一定の条件を満たしている必要がある。その結果、ある最小限を越える量の有機物が堆積物中に保存されると、根源岩が形成される。この有機物の組成に基づいて石油・ガスのどちらが主に生成されるかが決定されることになるが、本稿では初めに有機物が堆積物に固定されるまでのプロセスを振り返ってみよう。

地球上の有機炭素総量は、およそ5兆トンにのぼると考えられるが、そのうち大洋中には1兆トン、すなわち地球上の有機炭素の5分の1が存在しているとされている(第1図)。さらに、海中に生存している生物の生態系中(現在生存している生物の生体中に存在する物質の総量; バイオマスと称する)には30億トン、つまり海洋全体のほんの0.3パーセントしか含まれていないことになる。従って、大洋中の炭素の大部分は、海水に溶けた溶存態ないしは海水中にただよう粒子態で存在していることになる。一方、大洋の表層水に供給される有機炭素のほぼ4分の1は、大洋の全面積の5パーセント以下しか占めていない大陸棚を通じて供給されている。河川から流れ込む粒子状物質は、河口部やデルタなどの沿岸海域で大部分が沈降してしまい、ほとんど外洋域へは移動しない。つまり、沿岸大陸棚海域は、今日有機炭素の重要な堆積場となっているのである。従って、大陸棚より深い海域での有機物の固定には、別のメカニズムが重要であることになる。

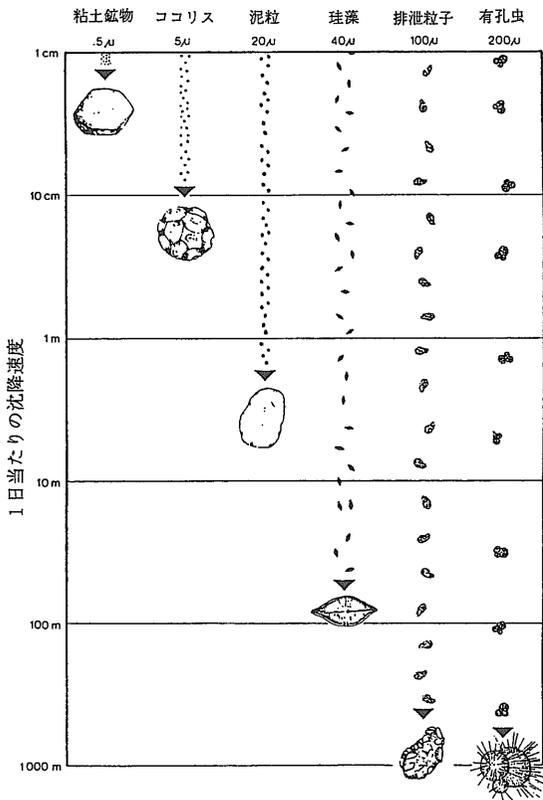
海水中にただよう浮遊性プランクトン類は、排泄物粒子や体液で粘着された粒子の塊を海底に向かって放出するが、これらは1日に数百m程度の速さで沈降していく(第2図)。これらの粒子には、有機物や微粒鉱物片が濃縮されており、外洋海域において海底面への物質運搬の重要な役割を担っていることが明らかになってきた(Karl et al., 1988; Honjo & Doherty, 1988)。深度の大きい海域では、沈降中に長時間海水と反応する。もし、沈降中の粒子の有機化学的組成を調べることができれば、沈降中にどの種の有機物がどの程度分解してしまうかを定性的に知ることができる。その際、地質学的時間で考えるために、汎世界的な浮遊性生物群の群集の変化と個々の堆積盆海域の地域差を区別しなければならないが、基本的にはこれらはどちらも底層水(海底付近の海水)の性質とこれらの粒子が含まれる堆積物の組成により強く規制されている。



第1図 地球表層全域(A)および海洋中(B)の有機炭素量分布 (Degens & Ittekkot, 1987)

1) 地質調査所 燃料資源部

キーワード: 石油根源岩, 地環境変遷, 古海洋学, 有機炭素



第2図 海洋中における代表的粒子状物質の沈降速度 (De-gens & Ittekkot, 1987)

2. 海底での堆積作用と海洋環境との関係

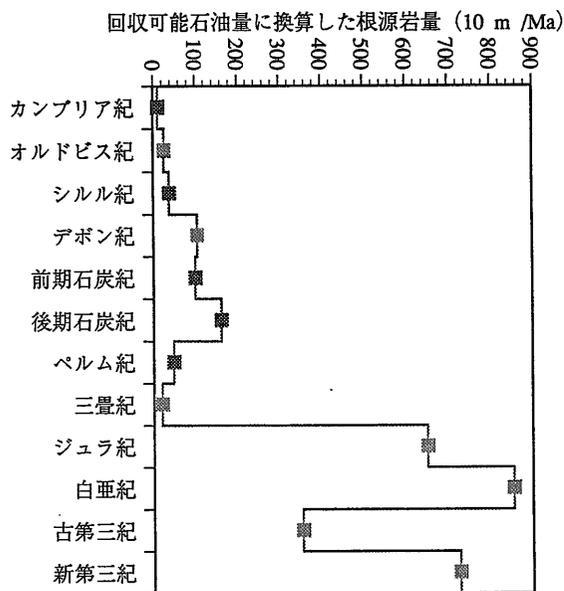
それでは、海底堆積物中の有機物量、言いかえると、有機物の底質での保存度はどのような要因で決まるのであろうか。これには、次の互いに密接に関連し合った因子が重要な役割を持っていると考えられている。第1は“第一次生産量”，次に“堆積速度”と“深度”，そして“底層水中の溶存酸素量”である。

表層海水における第一次生産量は、藻類や独立栄養細菌などにより生成される生体有機物総量を示し、これはそもそもの起源有機物自体の生産量に相当する。実際には、第一次生産量が堆積物中の有機物量をコントロールしている場合もいくつかあるが、同じ生産性のもとでも海底堆積物中の有機物量にはかなりの開きが認められる。これは、生産された有機物が海底まで沈降し、海底に堆積し、最後に岩石中に保存されるまでには多様なメカニズムが関与していることを示している。

海底に到達した後の有機物の保存については、多くの場合堆積物全体の堆積速度と関連づけられる。有機物がすぐに埋没してしまう環境では、海底堆積物の表層付近で活動するバクテリアの分解活動や底生生物による摂食からすばやく逃れられ、失われてしまう有機物の量はより少なくなる。こうした堆積速度と堆積物中の有機物含有量との相関は、多くの研究者らにより指摘されてきた。一般的経験則では、堆積速度が10倍になると有機物含有量は2倍になると言われている。しかし、堆積速度が速い場合には、有機物はその他の粒子によって希釈されてしまい、鉱物粒子との混合比が変化する。その結果、堆積速度が遅い細粒の粘土相はシルト相に比べ平均2倍の有機物を含み、シルト相は細粒砂相のさらに2倍を含むと経験的に考えられている。これに対して、有機物含有量と堆積速度との間には、単純な相関は成立し得ないという主張もあり (Pellet, 1983)、有機物・無機物粒子の供給と海底の生物が堆積物に与える変質とは独立のプロセスではないと考えるのが正しいのかも知れない。

海底深度も第一次生産により生成された有機物のどれだけが海底に到達し得るかを決定する重要な因子である。生物の生産速度が一定の時、沈降して行く有機物は途中で分解され、深度400 m では約10パーセントに、4,000 m ではたった1パーセントに減少してしまう (Calvert, 1987)。

最後に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 (例えば Demaison & Moore, 1980; Savdra & Bot-tjer, 1986; Wignall, 1989など)。第一次生産量は、この溶存酸素量を規制するひとつの要因でもある。表層海水からの有機物の供給が多ければ、底層水中では活発に有機物が分解され、それにより消費される酸素量も増加する。一方、底層水中に溶存している酸素は、酸素が多く溶けている表層海域や他の場所から流入する深層水により供給されるので、底層での酸素溶存量は、表層海水中の溶存量・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という、実に多くの要素により決まることになる。海洋の表層から海底への海水の循環・供給は、性質の異なった海水層が安定して中深度に形成されてしまうと、その深度を横切っていけなくなる。これを深度成層



第3図 地質時代ごとにみた根源岩量(Bois et al., 1980). 回収可能な炭化水素資源量の石油量換算値が, 各時代ごとに単位時間当たりの形成量として表示されている.

構造と呼び, ある深度に一定の水温や塩分濃度を持つ海水が存在すると, 上下の海水との間に安定した密度差が生じてしまうために起こる. この深度成層構造が形成される原因はいくつかあげられるが, ここで重要なのは, 底層水の溶存酸素量を基本的にコントロールしているのが第一次生産量と海水循環のメカニズムだということである. (ここでは詳しく述べないが, 実は, 第一次生産量自体も海水循環により供給される栄養塩類により支えられているので, 厳密には海水循環が最も重要な要因と言えるかも知れない.)

第一次生産量が増大し, 同時に海水に深度成層構造が形成されたために生じる底層水の溶存酸素量の減少は, ときとして“アノキシア(anoxia: 海水中にほとんど酸素が溶存しない環境)”と呼ばれる様な事件となる. この様な環境は, 根源岩相が堆積するために最も好ましいもののひとつと考えられる.

一般に, 酸素に乏しい底層水が根源岩の堆積につながる海洋環境は, 次の3つに分類されている(Demaison & Moore, 1980). 第1には盆地状の海底地形に満たされた海水がおしなべて酸素に乏しい海域(silled basin: 閉鎖堆積盆), 第2に深海から湧きあがる栄養塩に富んだ海流により生物が大繁殖す

る海域(Upwelling region: 湧昇流海域), そして大洋中の一定深度に普遍的に存在する溶存酸素量が最小の海水層(Oxygen Minimum Zone: 酸素極小帯海水)である. 近年, 必ずしも現世の溶存酸素に乏しい堆積盆すべてで有機物が濃集しているわけではないこと, 今日酸素極小帯は必ずしも堆積した有機物の保存に好都合ではないこと, そして現世の海洋で最も有機物の生成量及び堆積量が多いのは大陸棚付近の湧昇流によるものであることなどが明らかになってきた(Calvert, 1987).

この湧昇流海域は, 著しく高い第一次生産量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の一例であるが, そこでも個々の地域的要素, 例えば海流系の違い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ことが解っている(Suess, 1980). 実際, 過去の湧昇流海域内でも根源岩相の分布は一様ではなく, 非常に複雑な場合が多い(Suess & Thiede, 1983).

このように, 湧昇流海域の例についてみても, 必ずしも全ての湧昇流海域に有機物に富んだ堆積物が堆積したわけではない事がわかっており, 全ての根源岩相が湧昇流により堆積したわけではないことなどを考慮すると, 地質時代の根源岩相の堆積環境の復元は, 必ずしも唯一の解が得られる問題とは限らない. 以下には, これらの難問について種々の手法を用いた研究により, 徐々に明らかとなってきた過去の地質時代の根源岩層の堆積環境について述べる.

3. 地質時代の海成根源岩分布

石油・天然ガスの根源岩は, 地域的にも時代的にも均一に分布しているわけではない(第3図). 従って, 我々は過去の汎地球的環境, 特に海洋環境の変化に注目しなくてはならない. 過去の海洋の循環系と海水の化学組成は, 概ね寒冷だった鮮新世~完新世や, 時として著しく温暖だった中期三畳紀と後期ジュラ紀から始新世などに代表されるような汎地球的气候を強く反映している. また, 古地理, 特に大陸の分布も海洋の物理化学的性質を規制した大きな要因だったと考えられる. 海水準が高く温暖な時期は, 海域が広がることにより比較的浅い新しい海

域が形成された時期ということが出来る。この時期には、広い大陸棚が形成され、有機物の堆積場が拡大した上、多くの地形的に閉ざされた堆積盆も形成されたため、海水の循環が阻害された結果、多量の有機物に富んだ海成堆積物が保存されたものと思われる (Tissot, 1979)。このような、海進期に広がった浅い海域で堆積した根源岩の代表には、中東地域の油田のものがあげられる。これらの浅海域では、活発な蒸発活動により、暖かく塩分濃度の高い海水が形成されていた。今日の大洋の深層水は、南氷洋や北極海などの高緯度地域の冷たい表層水を起源とし、非常に多量の溶存酸素と栄養塩類を含んでいる。ところが、過去の地質時代の深層水は、先に述べたような中緯度ないし低緯度地域に広がった新しい海洋の沿岸海域からもたらされた、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ていたと考えられている (Brass et al., 1982)。つまり、新しい海域・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。白亜期には、海水中の溶存酸素量が極端に減少した時期が認められ、海洋貧酸素化事件 (oceanic anoxic event) と呼ばれている。これは、上に述べたような原因により、汎世界的に大洋水循環が低下したために起こったものとする説がある (Schlanger & Jenkyns, 1976)。その他にも、初期トーション (Jenkyns, 1980) やオールドビス・シルル・デボン紀 (Berry & Wilde, 1978) などに、世界各地で認められる有機物に富んだ黒色の頁岩層の堆積も、そのような原因による可能性が大きいと考えられている。以下に地質時代を追った根源岩相の堆積環境について概説する。

(1) 古生代

古生代初期は、その後現在に至る全ての時代を通じて、有機物に富んだ堆積物が最も厚かつ広範囲に堆積した時であることが判っている。当時の大陸は、 Gondwana・Pangea・Gondwana などの大陸からなり、これらの断片は現在のポルトガルから中欧及びウラル周辺地域に分布している (Leggett, 1980)。このような古い時代の地層から当時の堆積環境を復元するのは、新生代・中世代に比べて非常

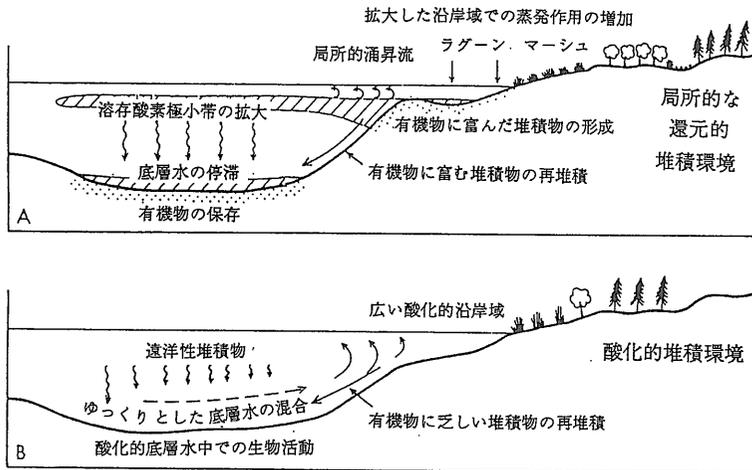
に困難であるが、それでも当時これらの大陸周辺では、3回の黒色頁岩相の堆積イベントが起こったことがわかっている。スカンジナビア半島に広がる中上部カンブリア系では、浅い海域に堆積した有機物に富む堆積物が発達しているが、これらは海水中の溶存酸素が乏しい海洋環境を示している。もし当時の根源岩相の堆積メカニズムが新生代・中生代における場合と大差無かったとすれば、高海水準・温暖気候・そして大気中の酸素が低濃度だったことが根源岩層堆積の主要な要因だったと考えられる。これに対し、古生代、特にオールドビス紀の海洋はそれ以後に比べて非常に温度が高く塩分濃度の高い組成を持った深層水が形成され、表層水との混合が乏しかったとする意見もある (Berry & Wilde, 1978)。

デボン紀と石炭紀の炭化水素根源岩としては、特にカナダ西部のデボン系 (アルベルタ盆地; Deroo et al., 1977) や米国東部のデボン系・ミシシッピ一統の黒色頁岩 (Ettensohm & Barron, 1982) をしてペンシルバニア統の燐酸塩・黒色頁岩相 (Heckel, 1977) などが有名である。これらについては、多くの研究が知られているので、紙面の関係で本稿では触れないことにする。

その後の古生代後期については、現在の北海からポーランド、ドイツ北部に広がっていた二疊紀の浅海域が重要である。この様な閉ざされた海域では、海水が蒸発し徐々に濃縮して行くが、その過程の始まりとして海水中に深度成層構造が形成される。その結果、底層水中の溶存酸素はほとんど失われ、有機物が濃集して行く。現在東欧～中欧地域に見られるマール・クーフェルシーファー銅鉱床と呼ばれる堆積物は、このような過程で形成されたもので、有機物と金属元素に富む特殊な鉱床となっている (Bechtel & Puttmann, 1991)。ただし、石油資源の観点からみると、これらの層準は最大 2 m 程度の厚さしかないため、根源岩としての石油生成量はごく限られていたものと思われる。

(2) 中生代

中生代は、石油指向の根源岩層が堆積した重要な時代である。この時期については豊富な地質試料が得られるため、堆積物の地理的・時間的分布が詳細に研究されてきている。中でも、後期ジュラ紀 (キンメリジアン・ネオトニアン) と中期白亜紀 (アプチア



第4図

白亜紀中期の南大西洋における、有機物に富む堆積物が形成される環境(A)と有機物に乏しい堆積物が卓越する環境(B)が繰り返す堆積サイクルモデル(Stow & Dean, 1984)

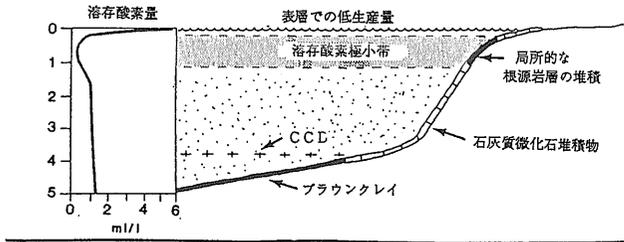
ノーチャーロニアン)の堆積物には、顕著な有機物濃集が知られている(Hallam, 1987). そのほか、三疊紀のリアス統とジュラ紀のカロビアン統にも根源岩層が認められている. Demaison & Moore (1980)の提起した3つの富有機物堆積環境因子(前述)は、どれもこれらのほとんどに当てはまるように見える。つまり、もしこれらの時期に汎世界的に海水準が上昇したとすれば、新しい浅い海域が拡大することによって有機物の第一次生産性が増加する。その後の海域の拡大により、沿海域の深度は相対的に増加し、その結果底層水の無酸素化が進んだことにより有機物に富む堆積物が形成されたと考えるわけである。しかし、中生代の有機物に富んだ堆積物には、頻繁な堆積サイクルが認められる。このことは、これらの堆積物全てを海水準や地殻の変動等の地質構造運動現象だけでは説明できるわけではないことを示している。もっと短期間に起こった気候変動などが、海洋中の深度成層構造の形成に影響を与えた事などを考慮に入れるべきだろう。第4図には、Stow & Dean (1984)による堆積サイクルのモデルを示した。ここでは、沿岸域に浅海環境が広がる場合(A)は有機物の供給量が増大し、結果的に海底での有機物の保存量が増えること、酸化的な沿岸域の場合(B)は海水循環が相対的に促進され有機物の保存には不都合であることが示されている。

中世代には、沿岸海域だけではなく大洋底にも種々の富有機物堆積物が存在する事が、以前に大西洋で行われたDSDP(国際深海底掘削プロジェクト)により明らかになった。これらの堆積物が形成され

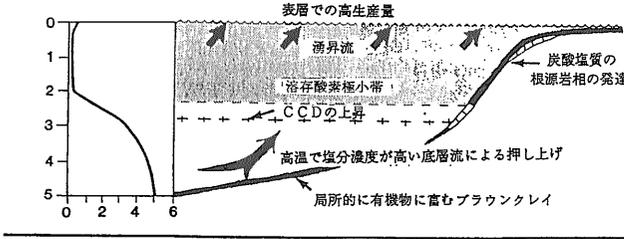
た原因について数多くのモデルが提出されているが、基本的には保存モデル(海底に到達した有機物が保存されやすい環境が存在したというモデル)と生産モデル(第一次生物生産量が直接保存量に反映されるような高生産性モデル)に区分できる。南大西洋の白亜系の場合には、周囲の大洋から相対的に孤立した海域が形成されたため海水循環が阻害され、定常的に貧酸素(時として無酸素)な海水が形成されたらしい。このため比較的生物生産性は低かったにもかかわらず有機物が濃集されたと考えられる(Bralower & Thiersterin, 1984). 細かく見てみると、海性プランクトンと陸上の植物の両者を起源とする有機物が濃集する地層は、ほぼ2万年~14万年間隔の不定期な間隔で有機物に乏しい層準と互層している。また、これらの地層にはスランプ・タービダイト・半遠洋性堆積物・遠洋性堆積物・生物擾乱等の種々の堆積構造が観察されるので、その堆積の場は浅海から深海底におよぶ広い範囲に渡っていたと考えられる。こうした特徴を考慮すると、これらの有機物に富む堆積物は、底層水の溶存酸素量・有機物の供給量・そして堆積速度の微妙なバランスがとれた時に、当時の海域のいろいろな場所で形成されたと考えられる(Stow, 1987).

これに対し北部大西洋の場合には、全域で3回(バラングニアン・バレミアン、アプチアン・セノマニアン、チャーロニアン・サントニアン)の有機物に富む堆積物が発達した時期が認められている。これらは、次の4つの因子により規制されていたようである。それは、陸上植物と海成プランクトン

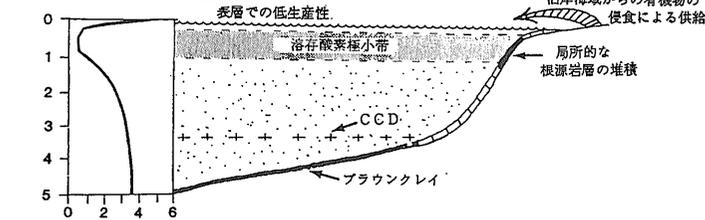
セノマニアン中期 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3} = +2\text{‰}$)



セノマニアン/チューロニアン境界 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3} = +4\text{‰}$)



チューロニアン中期 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3} = +2\text{‰}$)



第5図

セノマニアン・チューロニアン境界付近における堆積環境の変化(Arthur et al., 1987). 前後の時期に比べて炭酸塩鉱物中の炭素同位体比が ^{12}C に富み、生物起源の炭酸塩や有機物が堆積物中に保存される割合が高かったと考えられる。根本的原因是、温かく塩分濃度の高い底層水が大西洋に流入することにより湧昇流が発生し、表層での生産量が激増したためと考えられる(本文参照)。

起源の有機物の割合、海底における有機物の埋没速度、底層水中の溶存酸素量、そして当時の大西洋の古地理である。海成有機物の供給量はセノマニアン時代以外にはほぼ一定で、セノマニアンの時期にだけ湧昇流に起因する北西大西洋の生物生産性の増加が認められている。これに対し、当時の湿潤気候下の大陸地域では植物が著しく繁茂していたことを反映して、陸源有機物の供給量は非常に多く、海域への流入量が増加すればその分堆積物への有機物の保存量も増える条件が揃っていたらしい。東北大西洋では、セノマニアン以降にも生物生産量の増加が認められる。この原因の方は、当時南大西洋から流入し始めた塩分濃度の高い重い深層水にあるとする説が有力である(Summerhayes, 1987)。この深層水は密度が高いため海底の底層水として流れ込み、前面に位置する栄養分に富んだ北部大西洋の底層水を海水表層部に押し上げたため、プランクトンの繁茂に起因する第一次生産量が増加したとするものである(第5図の中段)。

これらの白亜期半ばの有機物に富んだ堆積物の成

因について、もっと汎世界的な要因を考慮に入れた堆積学的・地球化学的研究も行われている。例えば、個々の海域での有機物保存割合は、原理的には海水表層での有機物生産量と海底面での有機炭素堆積速度との相関関係を求めることにより計算できる。ところが実際には、有機炭素堆積速度を算出するためには、生層序学的時間情報・化学組成・密度や比重などの物性データが必要だが、これらを定量的に得ることは必ずしも容易ではない。また、表層での有機物生産量を復元するには、海水中を沈降している間に分解される割合がわからなければならないが、これを直接算出することは非常に難しく、改善の策として間接的に堆積物中の有機炭素以外の成分、例えば金属元素などの堆積速度と堆積環境との関係を検討するなどの手段を取らざるを得ない。

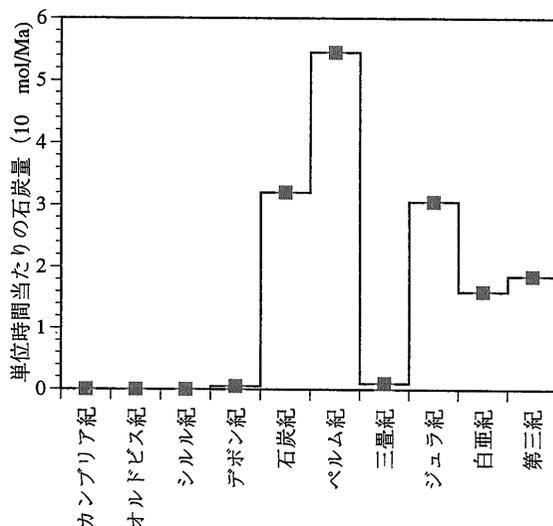
このような制約はあるものの、堆積学的データとこれらの因子を総合する事により、以下のような事実が徐々に明らかになってきた。まず全体としてみると、白亜期半ばの海洋の第一次生産量は、たとえ湧昇流海域であっても第四紀に比べて決して多くな

かったらしい(Bralower & Thierstein, 1984). 一方, セノマニアン・チューロニアン境界付近の時代には, 100万年以下という短い期間に海成有機物に富んだ堆積物が急速に形成された. この層準に含まれている炭酸塩鉱物の炭素同位体組成を調べると, この期間に ^{12}C が海水からどんどん取り除かれたことがわかる. 一般に ^{12}C は光合成による生合成作用により選択的に生物の殻に固定されると考えられるため, 最終的に堆積物中に保存された ^{12}C が増加したことは, 生物起源物質の保存量の増加, つまり, 現在より小さい有機物の分解割合のもとで, 海水から海底の堆積物に保存されて取り除かれた有機炭素量が当時の海洋では多かったことを示すと考えられる(Arthur et al., 1987). また, 有機物の濃集層準がほぼ同一の層準であることから, 汎世界的に大洋中の酸素極小帯(OMZ)が拡大したことが原因であったとする説も提案されている(Schlanger & Jenkyns, 1976).

(3) 第三紀

第三紀のなかば以降には, 高緯度・極地域が寒冷化し, それにより低緯度・高緯度両地域間の気温差が拡大した. 寒冷化の最大の原因は第三紀に活発化したプレート運動に求められる. 大陸プレートが移動することによって低緯度表層海水は相互に循環しづらくなり, 逆にそれまで北上しにくかった南極大陸周辺の海水が循環し始めたと考えられている. この結果, 大洋の深部を流れる栄養塩類に富む冷たい深層水の循環経路が変化して, 温暖な海中では不安定な生物源オパールを主体とする珪藻質堆積物が保存されやすくなった. 日本の主要な石油根源岩として有名な秋田県の女川層もこの一例である. こうした第三紀における海洋と気候の変化は, 新たな湧昇流海域を形成し, 珪藻を主体とするシリカの第1次生物生産性が地域的に大きくばらつくこととなった事が分かっている(Barron & Baldauf, 1989).

第三紀の後期暁新世と中期中新世には, 白亜紀と同様の炭素同位体の変化が認められており, 海洋からの大量の炭素の除去が予想されている(Shackleton, 1987). しかしながら, 白亜紀とは違って, この時期には大規模な有機物に富んだ堆積物, たとえば黒色頁岩層などは知られていない. 従って, 地球上のどこかに別の形で有機物が保存された事にな



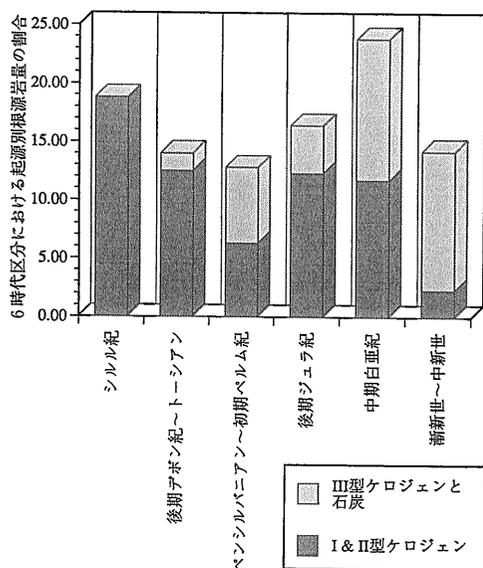
第6図 単位時間当たりの石炭埋蔵量の時的分布(Berner & Raiswell, 1983). 探鉱済みの石炭資源量を, 100万年当たりの形成量として表示した.

る. その答は, 次に述べる陸上植物のバイオマスから得られようである.

4. 陸上植物のバイオマスの拡大と炭化水素生成能力の向上

地質時代におけるバイオマスの組成は, 地球環境の変遷や生物及び生態系の進化と密接な関わりを持ち, 時代とともに大きく変化してきた. とりわけ最も大きなバイオマスの変化は, 古生代の中頃と白亜紀の中頃に, 陸上植物の進化によりもたらされたものである.

シルル紀以前では, 海洋に生息するバクテリア, 藻類などがバイオマスを代表していた. シルル紀に入ると, 陸上植物が出現した. この原始陸上植物は根が未発達で, 湖沼や湿地で生育していた. そのバイオマスは小さく, それほど重要なものではなかった. 続くデボン紀から石炭紀にかけて, 陸上植物が急速な進化と多様化を遂げ, 巨木な大森林が沿海地域に現れることとなった. 続く石炭紀から二畳紀にかけては, 莫大な量の樹木が埋積し石炭となった(第6図). この時期に大規模な石炭が形成された理由としては, 高等植物のバイオマスの増加に加え, 植物遺骸の保存される割合が現在よりも高かつ



第7図 根源岩の種類別に見た石油天然ガス埋蔵量の時代的分布 (Klemme & Ulmishek, 1991). 図に表記した6つの時代区分に形成された根源岩総量にたいする割合が、海成生物起源 (I & II型ケロジェン) と陸上生物起源 (Ⅲ型ケロジェンと石炭) のものごとに表示されている。

たことが挙げられている (服部, 1978; Berner & Raiswell, 1983). 現在では、樹木は埋没後、バクテリアによって速やかに分解されるが、この時期には樹木を構成するリグニンを分解するバクテリアが未発達であったため、樹木の保存される割合が現在よりも高かったと推定されるためである。

二度目のバイオマス組成の変化は白亜紀の中頃に訪れた。この時期に急激に進んだ被子植物の進化と多様化によって、陸上の広大な地域が植物に覆われるようになった。特に草本類の出現により、それまで不毛の砂漠であった地域に草原が形成されていったことが重要である。さらに豆科植物が出現し、根粒菌との共生が発展し、窒素成分に欠ける地域でも効率の良い窒素固定が行われるようになり、ますます植物が繁茂した (服部, 1978)。これにより、陸上植物のバイオマスはさらに大きくなったのである。

以上のようなバイオマスの変化は、油・ガスの根源有機物の組成に良く反映されている (第7図)。大量の石炭が埋積した石炭紀～二畳紀、ジュラ～第三紀においては、高等植物を起源とするⅢ型ケロジェンと呼ばれる物質や石炭に由来する石油・天然ガ

スが、藻類を起源とするI, II型ケロジェンと呼ばれる物質に由来するもの比べて相対的に高い割合を持っている。従って石炭紀以降の根源岩の形成に関しては、陸上植物に由来する有機物の存在が重要な要素の一つと言える。

陸上植物を構成する組織のうち大部分を占める材組織は、天然ガスを生成しやすい成分であるが、石油を生成しやすいレジンをワックスなどの成分も含まれている (Powell, 1988)。オーストラリアの二畳系から第三系の石炭について、石油・天然ガスの生成能力の違いについて調べた Thomas (1982) は、中生界と第三系の石炭は二畳系の石炭に比べて水素に富み、石油生成能力が高いことを示した。これは、レジンに富む針葉樹などが中生代になって初めて出現したことによるためと解釈されている。また中生代から第三紀にかけて、植物が乾燥気候に適應できるように体内のワックス分の割合を増加させたこと (Klemme & Ulmishek, 1991) が想像できるので、こうしたことも陸上植物を起源とする根源岩の石油生成能力が高まった一因となったと考えられている。

陸域では、こうした高等植物に由来する石炭や根源岩の他に、I型ケロジェンに富んだ湖や沼に堆積した石油根源岩も形成されている。白亜紀及び第三紀の中国北部においては、このような湖沼成石油根源岩が大量に形成され、世界でも有数の油田を形成している (Fleet & Brooks, 1987)。湖沼成のI型ケロジェンに富む堆積物の成因に関しては、(1)脂質分に富むある種の藻類に由来するとする説、(2)陸上植物がバクテリアによって強い変質を受けたことによる説 (Powell, 1986)、(3)脂質分が堆積直後の初期続成作用の過程で選択的に保存されることによる説 (Lewan, 1986)、(4)バクテリア組織の特定の部分に由来するとする説、そして(5)藻類中に含まれる抵抗性生物巨大高分子 (registant biomacromolecule) と呼ばれる物質に由来するという説 (Largeau et al., 1986; Tegelaar et al., 1989) など様々な成因説が提案されているが、現在まだ多くの疑問が残されている。このような疑問の他に、なぜ白亜紀以降に中国周辺において大規模な湖沼成石油根源岩やオイルシェールが形成されたのかという点も興味深い問題である。これについては、さらに古気候・古植生・古生態・地形などの観点から検討する

ことが重要であろう。

このような陸上での有機物の埋積は、炭素及び硫黄のマスバランスや大気中の酸素濃度変化を引き起こし、海洋中での堆積物への有機物の保存割合に大きな影響を与えたと考えられる。Berner & Canfield (1989)は、石炭紀に起こった莫大な量の石炭の形成によって、二酸化炭素から離れた大量の遊離酸素が発生し、大気中の酸素濃度が倍増したと推定している。このような大気中の酸素濃度の増加は、海水中の酸素濃度も高めるため、底層水環境をより酸化的なものに変えたと推測される。前にも述べたように、石油根源岩の堆積環境はデボン紀～石炭紀を境に大きく変化した。有機物が海底堆積物に濃集しにくいと思われるような海水循環の可能な開かれた海域においても、デボン紀以前では石油根源岩が形成されていたのに対して、石炭紀以降にはそのような場では石油根源岩が形成されにくくなったのである(Klemme & Ulmishkek, 1991)。大気中の酸素濃度の変化が、有機物の堆積物への保存割合に対して与えた影響を定量的に議論することは、現在のところ非常に難しいが、石炭の形成とそれを原因とする大気中の酸素濃度の増加が、底層水中の溶存酸素濃度の上昇を引き起こし、その結果開いた海域では有機物が酸化・分解されやすくなったものと考えられる。

5. おわりに

石油・天然ガスは、現在のところ我々の日常生活にとって欠かすことのできないエネルギー資源である。化石燃料資源の名前が示すとおり、これらは過去の地質時代に生産された有機物が地球表層環境での循環系から取り除かれ、地層中に保存されたものである。現在、資源が形成されている石油・天然ガス貯留層についての探査・研究は活発であるが、資源地質学の立場からはむしろ資源の起源となった根源岩の形成メカニズムとそのポテンシャル評価が重要であると考えられる。このテーマは、有機物の生物生産性とその保存メカニズムという、多くの場合独立の2つの要素が関与しており、前者については海洋生物学・海洋化学、後者については堆積学・地球化学・鉱物学などの分野からの協力が求められている。さらに重要なのは、これらの因子が基

本的には汎地球的環境変動にコントロールされていたことで、この点から見れば、本テーマは地球環境の変遷を間接的に解明するものとも言えよう。

地質調査所では、工業技術院特別研究「島弧型炭化水素ポテンシャルの形成機構と予測手法に関する研究」を平成5年度より行っており、対象を日本周辺のような縁辺海の島弧地域にしぼって、上記のテーマを種々の分野から検討している。化石年代が比較的整備されている日本の第三紀を対象とすることにより、最終的には汎地球的な環境変動の解明にも繋がることを期待している。なお、本論では最も精度が高い議論が行われている第四紀については触れなかったが、この点については本誌1994年3月号の特集「海洋環境の変遷」に詳しいので、御興味のある読者はぜひ参照されたい。

参考文献

- Arthur, M. A., S. O. Schlanger and H. C. Jenkyns (1987): The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: Brooks, J. and A. J. Fleet (eds.) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 401-420.
- Barron, J. A. and J. G. Baldauf (1989): Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments. In: Berger, W. et al. (eds.) *Productivity of the Ocean: Present and Past*, John Wiley and Sons, 341-354.
- Bechtel, A. and W. Puttmann (1991): The origin of the Kupferschiefer-type mineralization in the Richelsdorf Hills, Germany, as deduced from stable isotope and organic geochemical studies. *Chem. Geol.*, 91, 1-18.
- Berner, R. A. and D. E. Canfield (1989): A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Amer. J. Sci.*, 289, 333-361.
- Berner, R. A. and R. Raiswell (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 855-862.
- Berry, W. B. N. and P. Wilde (1978): Progressive ventilation of the oceans - an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales. *Am. J. Sci.*, 278, 257-275.
- Bois, C., P. Bouche, and R. Pelet (1980): Histoire geologique et repartition des reserves d'hydrocarbures dans le monde. *Rev. Inst. fr. pet. Paris*, 35, 273-298.
- Bralower, T. J. and H. R. Thierstein (1984): Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans. *Geology*, 12, 614-618.
- Brass, G. W., J. R. Southam and W. H. Peterson (1982): Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296, 620-623.
- Calvert, S. E. (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., 26, 137-151.

- 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., 26, 121-135.
- Demaison, G. S. and G. T. Moore (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **64**, 1179-1209.
- Deroo, G., T. G. Powell, B. Tissot and R. G. McCrossan (1977): The origin and migration of petroleum in the western Canadian sedimentary basin, Alberta; a geochemical and thermal maturity study. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 262.
- Ettensohm, F. R. and L. S. Barron (1982): A tectonic-climatic approach to the deposition of the Devonian-Mississippian black-shale sequence of North America. 1982 Eastern oil shale symposium, Kentucky Dept. of Energy and Univ. of Kentucky, Lexington, 5-37.
- Fleet, J. and A. J. Brooks (1987): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 26.
- Hallam, A. (1987): Mesozoic marine organic-rich shales. In: *Marine Petroleum source Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 251-261.
- 服部 勉(1978): 微生物生態入門. 東京大学出版会, 東京.
- Heckel, P. H. (1977): Origin of phosphatic black shale facies in Pennsylvanian cyclothems of mid-continent North America. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **61**, 1045-1068.
- Honjo, S. and K. W. Donerty (1988): Large aperture time-series oceanic sediment traps; design objectives, construction and application. *Deep-Sea Res.*, **35**, 133-149.
- Jenkyns, H. C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, **137**, 177-188.
- Karl, D. M., G. A. Knauer and J. H. Martin (1988): Downward flux of particulate organic matter in the ocean: a particle decomposition paradox. *Nature*, **332**, 438-441.
- Klemme, H. D. and G. F. Ulmishek (1991): Effective petroleum source rocks of the world: Stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, **75**, 1809-1851.
- Largeau, C., S. Derenne, E. Casadevall, A. Kadouri and N. Sellier (1986): Pyrolysis of immature torbanite and of the resistant biopolymer (PRB A) isolated from the extant alga *Botryococcus braunii*. Mechanism for the formation and structure of torbanite. In: Leythausen, D. and J. Rullkotter (eds.) *Advances in Organic Geochemistry 1985*. *Org. Geochem.*, **10**, 1023-1032.
- Leggett, J. K. (1980): Oceanic sediments from the Ordovician of the southern Uplands. In: Hawis, A. L., C. H. Holland and B. E. Leake (eds.) *The Caledonides of the British Isles-reviewed*. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, **8**, 495-498.
- Lewan, M. D. (1986): Stable carbon isotopes of amorphous kero-gens from Phanerozoic sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1583-1591.
- Pelet, R. (1983): Preservation and alteration of present-day sedimentary organic matter. In: Bjoroy, M. (ed.) *Advances in Geochemistry 1981*. John Wiley, 241-250.
- Powell, T. G. (1988): Developments in concepts of hydrocarbon generation from terrestrial organic matter. In: Wagner, H. C., et al. (eds.) *Petroleum Resources of China and related subjects*. Houston, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science, Series vol. 10, 807-824.
- Savdri, C. E. and D. J. Bottjer (1986): Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 3-6.
- Schlanger, S. O. and H. C. Jenkyns (1976): Cretaceous anoxic events: causes and consequences. *Geol. Mijnbouws*, **55**, 179-184.
- Shackleton, N. J. (1987): The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. In: Brooks, J. and A. J. Fleet (eds.) *Marine petroleum source rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 423-434.
- Stein, R. (1991): Accumulation of organic carbon in marine sediments. Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program (DSDP/ODP). Springer-Verlag. p. 217.
- Stow, D. A. V. and W. E. Dean (1984): Middle Cretaceous black shales at site 530 in the southeastern Angola Basin. In: Hay, W. W. et al. (eds.) *Init. Rep. DSDP, 75*, U. S. Govt. Print. Off., Washington, D. C., 809-818.
- Stow, D. A. V. (1987): South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposits. In: Brooks J. and A. J. Fleet (eds.) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ. 26, 287-299.
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the oceans: surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- Suess, E. and J. Thiede (1983): Coastal upwelling : Its sediment record, A: Responses of the sedimentary regime to coastal upwelling, NATO conf. Ser. IV, IOA, Plenum Press, New York, 608p.
- Summerhayes, C. P. (1987): Organic-rich Cretaceous sediments from the North Atlantic. In: Brooks, J. and A. J. Fleet (eds.) *Marine petroleum source rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 301-316.
- Tegelaar, E. W., J. W. de Leeuw, S. Derenne and C. Largeau (1989): A reappraisal of kerogen formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 3103-3106.
- Thomas, B. M. (1982): Land plant source rocks for oil and their significance in Australia. *Petr. Expl. Assoc. J.*, **22**, 164-178.
- Tissot, B. P. (1979): Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes. *Nature*, **277**, 463-5.
- Wignall, P. B. and K. J. Myers (1988): Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, **16**, 452-455.

WATANABE Yoshio and YAMAMOTO Masanobu (1995):
Global changes and deposition of petroleum source
rocks.

〈受付 : 1994年10月 5日〉