

# 日本海における海洋環境の変遷と 炭化水素ポテンシャル

多田 隆 治<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

近年の海洋学や有機地球化学, 堆積化学などの急速な進歩により, 堆積物中への有機物の濃集を制御する諸要因が次第に明らかになってきた。重要な要因としては, 表層における生物生産性, 水深, 堆積速度, 底層水の酸化還元度および大陸棚からの有機物の側方輸送などがあり, これらの要因は海洋環境およびテクトニックな環境により規定されている(多田, 1995)。こうした新しい視点からわが国の石油根源岩の成因を見直す必要性については次第に認識されつつあり, 1994年度の石油技術協会地質探鉱部門のシンポジウムのテーマとしても取り上げられた。一方, わが国の主要石油根源岩の堆積時期である中新世およびそれ以降の日本海における古海洋環境やテクトニックな背景とその変遷についても, 1989年夏に行われた国際深海掘削計画[ODP]日本海航海の成果などをもとに, より具体的に議論できるようになってきた。

そこで, ここではODPの成果などを踏まえて中新世以降の日本海における古海洋環境の変遷を概説し, それがわが国の石油根源岩の成因にどう係わるか検討する事にする。但し, 紙面の都合上で詳しい説明を省略せざるを得ない箇所もある。その場合, 日本海の古海洋環境の変遷についてはTada(1994b)を, 古海洋環境と石油根源岩の成因との関係については多田(1995)を参照して頂きたい。

## 2. 日本海及びその東縁域の新第三系層序

ODP日本海航海の重要な成果の一つに, 日本海形成時期の特定と層序の確立がある。日本海堆積物

の岩相層序については, 当初ODP Initial Reports (Tamaki, et al., 1990)に記載されたが, 基準が統一されなかったため, 岩相層序区分や対比が著しく混乱していた。著者は, 船上で独自に行った岩相記述と, 航海終了後行った主要岩相の鉱物・化学分析の結果を考慮して岩相層序の再検討を行い, その結果は既に報告した(Tada and Iijima, 1992; 多田・玉木, 1992)。更に, その後新たに報告された生層序, 古地磁気層序, 放射年代測定などの資料を基に, 岩相境界がほぼ同時代面をなす事を示し, 層序

年代	ユニット	岩相
2	1	a 明灰色塊状粘土と黒灰色で平行葉理をもつシルト-粘土の不規則互層。
		b
4	2	灰色で生物擾乱が著しい塊状珪藻質軟泥。
6		
8	3	明灰色で生物擾乱が著しい泥岩と暗灰色で生痕のほとんどない珪質泥岩の規則的互層。
10		
12	4	灰色~暗灰色で生物擾乱に乏しく部分的に平行用理の発達した珪質頁岩~チャート。基底部に海緑石を伴う。
14		
16	5	暗灰色, やや石炭質で僅かに生物擾乱を受けた非珪質泥岩。苦灰岩~燐灰石葉理を伴う。
18		
20	6	明灰色砂岩, 帯赤灰色シルト岩, 暗灰色泥岩の有律互層。

第1図 ODP日本海掘削結果を基にした日本海堆積物の岩相層序と時代区分(多田, 1994)。

1) 東京大学理学部: 〒113 東京都文京区本郷7-3-1

キーワード: 日本海, 古海洋環境, ODP, 炭化水素ポテンシャル

の時代区分を行った(Tada, 1994b). それらの結果をまとめたものが第1図である. 図からも明らかなように, 日本海堆積物は岩相に基づいて6つのユニットに区分され, それらは上位よりユニット1から6と名付けられている(Tada and Iijima, 1992).

ユニット6は, 大和海盆の音響基盤をなす玄武岩岩床(および溶岩)の間に断片的に見られ, 堆積構造に富み, しばしば級化層理を示す砂岩と半遠洋性泥岩の有律互層で特徴付けられる地層で(口絵2, 3), 20 Ma頃の大和海盆開口初期に, リフトの斜面～底部に堆積した地層と考えられる. このユニットは, 恐らく海盆の縁辺部にのみ分布するものと推定される.

ユニット5は, 黒灰色で不連続な葉理や層理に平行な生痕が発達する泥岩からなるが, その下半部は玄武岩の貫入を著しく受けており, その特徴が十分には把握出来ない. 一方, 上半部には石灰質微化石を頻繁に産し, しばしば苦灰岩質あるいは燐灰石質の葉理や微小団塊を挟んでいる(口絵4). また, 全岩化学組成から推定される生物源シリカ量は20%以下と少なく, 有機炭素量は1~2%とやや高い. ODP Initial Reports(Tamaki et al., 1990)に報告されたRockEvalの結果によれば, 本ユニットの有機物のタイプは掘削地点により異なり, 794地点ではタイプⅢに近く, 797地点ではタイプⅠからⅢにまたがり, 795地点ではタイプⅠないしⅡである(第2図). 本ユニットの堆積年代は, およそ20 Maから15.5 Maと推定され, 岩相の特徴とあわせると, 秋田油田地域の西黒沢層に対比される. ただし, 下半部が堆積した年代には, 秋田・新潟油田地域はまだリフティングの初期で, 海は侵入していなかった(Iijima and Tada, 1990). 一方, 北海道北部の日本海側地域において, この時代の浅海相堆積物の存在が最近明らかにされている(栗田ほか, 1992).

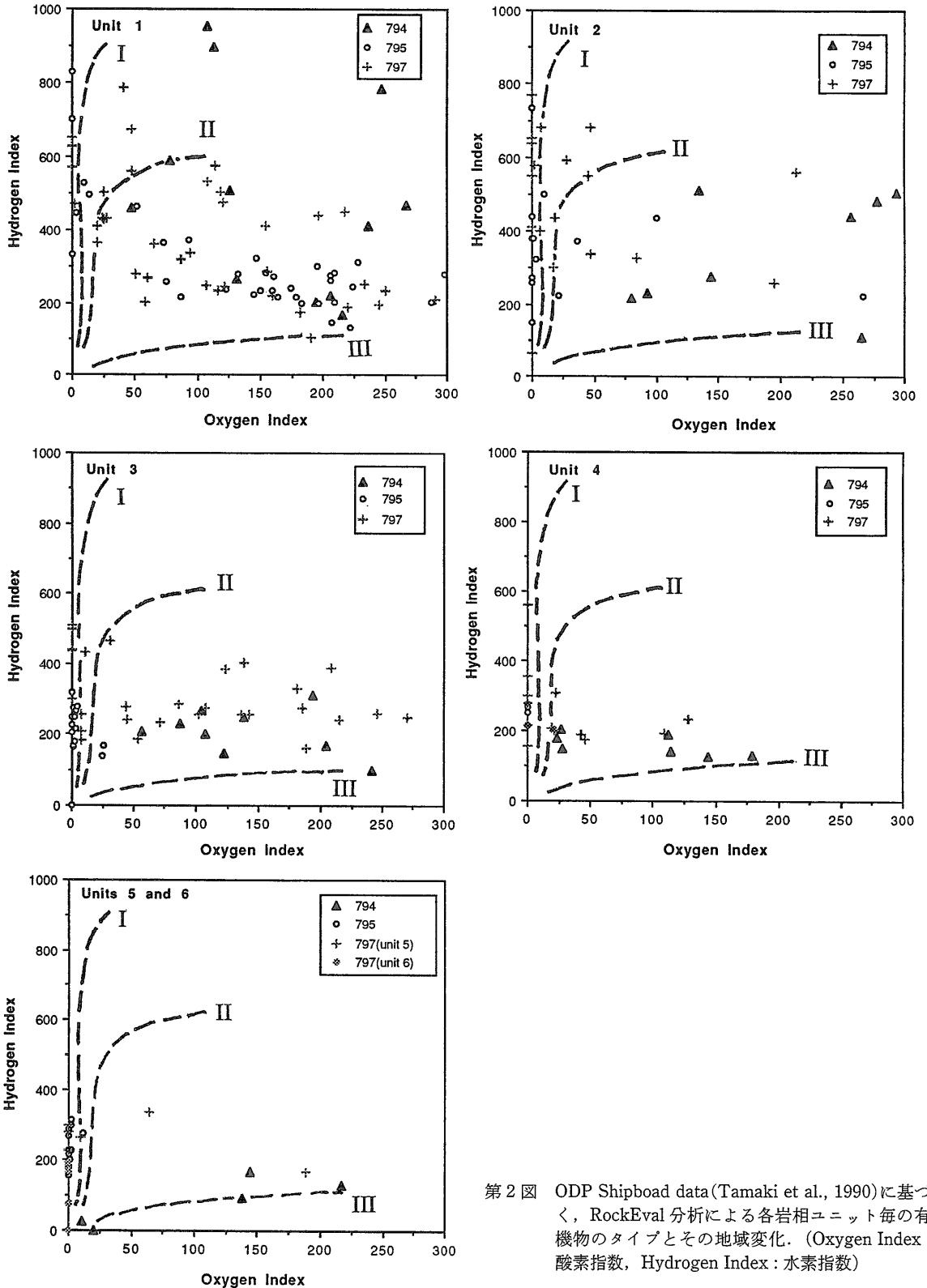
ユニット4は, 珪質岩で特徴付けられる地層で, ユニット5から漸移する. 珪質岩が石灰質であるか否かにより, 更に下位よりサブユニット4Bと4Aに細分される. サブユニット4Bは, 基底部に海緑石砂岩層を持ち(口絵5), しばしば平行葉理を持つ灰色～明灰色の珪質泥岩からなり(口絵5), 炭酸塩岩層や団塊を伴う. 一方, サブユニット4A

は, 生物擾乱に乏しい黒灰色のチャートや暗灰色のポーセラナイトと生物擾乱のより顕著な灰色～明灰色の珪質泥岩の有律互層で特徴付けられる. 本ユニットの珪質岩における生物源シリカ含有量は40~80%と高いが, 有機炭素量は1%前後と余り高くない. ODPのRockEvalの結果によれば, 本ユニットの有機物のタイプも地点によって異なり, その傾向はユニット5と同様である. 但し, ユニット5と比較してややタイプⅠ・Ⅱ側に寄る傾向がある(第2図). 本ユニットの堆積年代は, およそ15.5 Maから10.5 Maと推定され, サブユニット4B/4Aの境の年代はおよそ14 Maである. その岩相及び堆積年代から, ユニット4は秋田油田地域の女川層に対比される.

ユニット3は, 黒灰色でほとんど生物擾乱を受けていない珪藻質泥岩(あるいはそれが続成変化した珪質泥岩)と明灰色で生物擾乱の著しいシルト質泥岩の有律互層からなり(口絵7), 下半部に頻繁に菱マンガン鉱の層を挟む. 生物源シリカ含有量は20%以下と少なく, 有機炭素量は0.5~6%と変化に富み, 下部で高い. RockEvalの結果によれば, 本ユニットの有機物は, ユニット4, 5に比べてよりタイプⅡ寄りであり, その傾向は特に794, 797地点において著しい(第2図). 本ユニットの堆積年代はおよそ10.5 Maから6 Maであり, その岩相を考えあわせると概ね秋田油田地域の船川層に対比が可能だろう.

ユニット2は, 帯緑灰色で著しく生物擾乱を受けた均質な珪藻軟泥～珪藻質粘土からなり(口絵8), 795地点では中～上部の複数の層準にドロップストーンを挟む. また, 上部には, 頻繁に火山灰層を挟む. 生物源シリカ含有量は20~60%と比較的高いが, 有機炭素含有量は0.3~1%と低い. ODPのRockEvalの結果によれば, 本ユニットの有機物はタイプⅠないしⅡに近いものが多く, 海洋プランクトンの寄与が相対的に増加した事を示している(第2図). 本ユニットの堆積年代はおよそ6 Maから2.5 Maであるが, 生物源シリカ含有量はおよそ3.5 Maを境に急減する. 年代からは秋田油田地域の天徳寺層に対比され得るが, 天徳寺層は粗粒碎屑物を頻繁に挟み, 泥岩もよりシルト質である.

ユニット1は, 黒灰色で平行葉理を持つシルト質軟泥と明灰色で生物擾乱の著しい軟泥ないしシル



第2図 ODP Shipboard data (Tamaki et al., 1990)に基づく、RockEval 分析による各岩相ユニット毎の有機物のタイプとその地域変化。(Oxygen Index: 酸素指数, Hydrogen Index: 水素指数)

ト質軟泥の複雑なリズムの互層(明暗互層と呼ぶ)で特徴付けられ(口絵 9, 10), それらはしばしば珪藻質あるいは石灰質である。また, 頻繁に火山灰薄層を挟み, 795, 796地点では幾つかの層準にドロップストーンが見られる。本ユニットは, 明暗互層が明瞭かつ頻繁になる層準を境に下位のサブユニット 1B, 上位のサブユニット 1A に細分される。生物源シリカ含有量は20%以下と低く, 有機物含有量は0.3~7%まで大きく変動する。ODP の RockEval の結果によれば, 本ユニットの有機物のタイプは I から III まで幅広く変化し(第 2 図), 有機物含有量が大きいほどタイプ III に近付く傾向がある。本ユニットの堆積年代は 2.5 Ma から現在に至り, サブユニット 1B/1A の境はおよそ 1.2 Ma である。時代的には秋田油田地域の笹岡層~瀧西層に対比され得るが, それらはより粗粒であり, 明暗互層も認められない。

### 3. 堆積盆の形態とその変遷

日本海の様な縁海における古海洋環境の変遷とそれに伴う堆積物中への有機物の濃集度の変化を論じる上で, 縁海の形態や水深, そして海峡の位置や水深(敷居深度)を知る事は極めて重要である。そこで, ここでは先ず, 現在の東北日本日本海側地域を含む日本海海域の古地形とその変遷について, 概略を述べる事にする。

東北地方日本海側の平野部や沿岸海域には, 女川層や寺泊層の名で知られる中部中新統細粒珪質岩類が広く分布する。これらの地層は, 日本における主要石油根源岩であり, 中新世前期に現在の北海道南部から新潟地域にかけて形成されたリフト起源の堆積盆に堆積したものである。この堆積盆を, Iijima and Tada(1990)は東北トラフと呼び, その東縁は島弧性の陸地により, 西縁はリフティングの際に島弧より切り離された“大陸”地殻断片よりなるバンク(ここでは仮に佐渡バンクと呼ぶ)により境されていたと考えた。また, 同様の堆積盆は, 山陰沖にも形成され, 彼らはそれを山陰トラフと呼んだ。

東北トラフは, 当時の日本海の東縁部に位置し, その西側には大和海盆が既に存在していた。東北トラフや大和海盆など当時の日本海東部海域については, 堆積相や古生物学的データに基づきその古水深

分布とその変遷が復元されている(例えば, Iijima and Tada, 1990; Ingle, 1992)。

(1) **20~15.5 Ma** : 20 Ma 頃には, 既に日本海盆では海洋性地殻が形成され, かなりの広さと水深を持った海盆となっていた可能性が高い(Tamaki et al., 1992)。一方, 大和海盆はリフティング初期で, 海は既に侵入していたもののその幅は狭く, 水深も浅かったらしい。大和海盆は, その後拡大を続け, 18 Ma 頃までに急速に沈降したと考えられる。また, 東北トラフは, 17.5 Ma 頃にリフティングを開始し, 16 Ma 頃までに急速に沈降した。こうして 15 Ma 頃までには, 大和海盆の水深は 2000 m 前後に, 東北トラフの水深は 1500 m 前後に達しただろう(Iijima and Tada, 1990; Ingle, 1992)。当時の日本海は, 現在の対馬海峡付近に位置する浅い(<150 m)海峡(南の海峡)を通じて, 外洋とつながっていたと考えられる。また, 16~15 Ma 頃にかけて, 現在のフォッサマグナ地域付近に比較的深い(500~1500 m)海峡(東の海峡)が存在した可能性もある(Iijima and Tada, 1990)。

(2) **15.5~10.5 Ma** : 15 Ma 頃までには, 東北トラフを含む日本海は深海化し, 14 Ma 頃までに拡大も終了した。一方, 当時の東北日本~北海道南部にかけては多島海化し, 日本海は南の浅い海峡に加えて, その東から北に多数の浅い海峡を持つ事になった。そのうち現在のフォッサマグナ地域付近(東の海峡)と現在の津軽海峡付近(北の海峡)に存在した海峡が最も深く, その敷居深度は 500 m 程度であったと考えられる(Iijima and Tada, 1990; Tada, 1991, 1994b)。また, 大和海盆と東北トラフを仕切る佐渡リッジの水深も概して浅かったが, 佐渡島南西方に比較的深い水路が存在したと考えられる。

(3) **10.5~6 Ma** : 10.5 Ma から 6 Ma 頃にかけて, 東北トラフや山陰トラフは日本列島から供給される碎屑物により埋積されて, 次第に水深を浅くして行く。一方, 日本列島起源の碎屑物は, その大部分が東北トラフや山陰トラフにトラップされるため大和海盆や日本海盆には余り供給されず, 地殻の熱的沈降が埋積による浅化を上回って, 水深は僅かながら増加し続けたと考えられる(Ingle, 1992)。この時期に, 南の海峡は閉じ, 東の海峡も狭まると共に浅海化(<150 m)して, 日本海は, 150~500 m 程度の水深の, 比較的広い海峡を持ち北に開いた構造を

持つようになった(Iijima and Tada, 1990).

(4) **6~3 Ma**: 7~6 Ma 頃から、東北日本では応力場は東西圧縮傾向となり(Jolivet and Tamaki, 1992), 隆起・侵食作用も強まった. そして, 3 Ma 頃までに, 東北トラフや山陰トラフは, ほぼ埋積されて浅海化した. 一方, 大和海盆や日本海盆においては, その東縁部において隆起活動が活発化した, 中心部での水深の変化は顕著でなかったと考えられている(Ingle, 1992). この時期に, 南の海峡は閉じたままで, 東の海峡も東北日本弧の隆起に伴って閉鎖し, 現在の津軽海峡付近に, 水深150 m 前後の海峡が存在するのみとなった.

(5) **3~0 Ma**: 3 Ma 頃までに, 東北トラフはほぼ陸化し, 日本列島起源の碎屑物は富山チャンネルを通じて直接大和海盆に流入するようになる. しかし, 大和海盆や日本海盆の水深が著しく減少するほど埋積が進むには至らず, 現在の水深(2000~3000 m)に至っている. 3 Ma 頃までには, 日本列島は, ほぼ現在の形に近付いており, 対馬海峡も再び開いたと考えられる(Tada, 1994b). 海峡の深度もほぼ現在の値に近付いただろう.

以上のようにして推定された日本海と海峡の位置および水深の時代変化を, 第3図 e, f に模式的に示す. また, 日本海および周辺域におけるテクトニックな状況の変化も第3図に示す.

#### 4. 海洋環境の変遷

Tada(1994b)は, ODP 日本海掘削の成果を基に, 日本海の海洋環境の変化をまとめた. 彼は, 報告された浮遊性微化石の種類を基に表層水環境を, 底生有孔虫の群集組成や生物擾乱の程度, 黄鉄鉱化度や有機炭素/硫黄比を基に底層水の酸化還元度を, 石灰質化石の保存度や炭酸塩鉱物の含有量を基に CCD を, 生物源シリカの堆積速度を基に表層水における生物生産性を復元した. 以下にその概略を述べる.

(1) **表層水環境**: ユニット5の中部から下部にかけては, 熱水変質の影響で微化石が溶解したため, 表層水に関する直接的情報は無い. しかし, 花粉化石から, 20から18 Ma にかけては日本列島には冷涼な気候が広がっていたと考えられる(Yamanoi, 1992). 一方, ユニット5の上部からは温暖な表層

水環境を示す浮遊性有孔虫や石灰質ナノ化石を比較的多く産し, 16.5~15.5 Ma にかけて暖流が日本海北部にまで流入した事を示している(Brunner, 1992; Rahman, 1992). これは, 東北日本における台島期の温暖気候に良く対応する(Chinzei, 1991; Ogasawara, 1994).

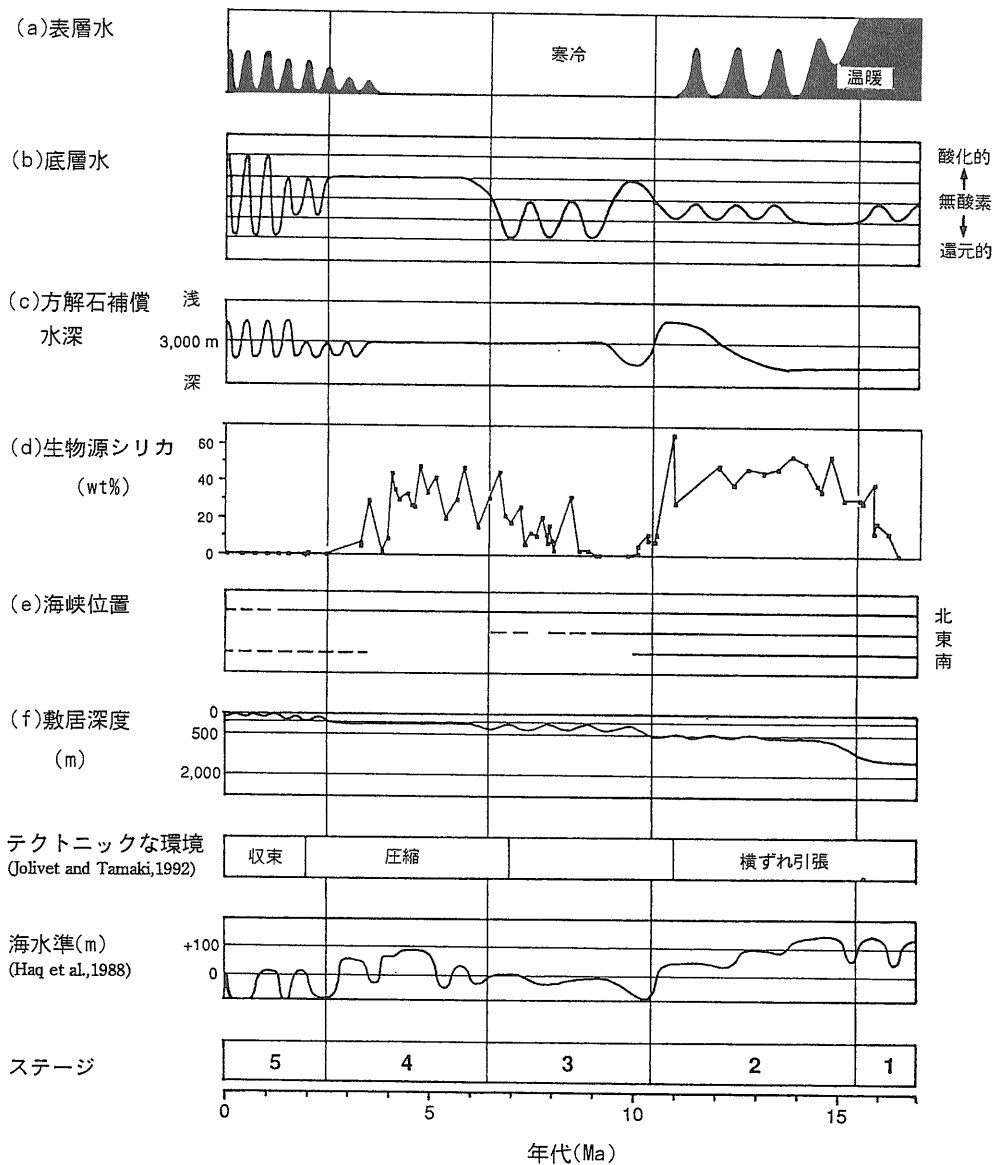
温暖な表層水環境を示す石灰質微化石の産出はサブユニット4Bの堆積期(15.5~14 Ma)にも続くが, 同時に生物源シリカ含有量も急激に増加する. この時期は, 南極氷床の拡大に伴う汎世界的な寒冷化期に当たり(多田, 1991), そうした寒冷化に伴う亜極前線の南下を反映していると考えられる. Koizumi(1990)も, 東北日本においておよそ14 Ma に珪藻化石群集が温暖種から寒冷種へと入れ替わった事を報告している.

サブユニット4Aの堆積期(14~10.5 Ma)は, 珪藻質堆積物およびそれが続成変化した層状珪質岩で特徴付けられ, 概して寒流系が支配したと考えられるが, 散点的ながら温暖な表層水環境を示す石灰質ナノ化石を産する(Rahman, 1992). また, 山本ほか(1994)は, 東北トラフに女川期に形成された海山の頂部から11.5~10.5 Ma の年代を示す暖温性有孔虫を報告している. こうした事から, この時期の日本海は, 寒流系が支配したものの, 間欠的に暖流の流入があったものと思われる.

ユニット3からユニット2の下半の堆積期(10.5~3.5 Ma)にかけては, 日本海に暖流が流入した証拠は得られていない. 暖流の影響が見られなくなったおよそ10 Ma(10.5 Ma から9 Ma の間)という時期は, 汎世界的海水準が急激に低下した時期(Haq et al., 1988)に対応し, また, 古地理の復元から南の海峡が閉じた時期にも対応する. あるいは, 西南日本の隆起に伴い次第に浅海化した対馬海峡周辺が, 汎世界的海水準の低下によって完全に陸化したのではないかと考えられる.

日本海に暖流の影響が再び現れるのは, およそ3.5 Ma からである. この時期は, 世界的に温暖化した時期に対応し(Dowsett et al., 1992), 日本海においても3.5~2.5 Ma にかけて生物源シリカの堆積量が低下し, 石灰質ナノ化石も再び頻繁に見られるようになった.

およそ2 Ma 以降, 日本海に流入した暖流は北海道沖まで達するようになり, 氷河性海水準変動に同



第3図 日本海海洋環境の変遷。(a)表層水環境, (b)底層水環境, (c)CCD, (d)生物源シリカ量, (e)海峡位置, (f)敷居深度, など。Tada (1994b)より引用。図中のステージ番号は, 第1図の岩相ユニット番号と逆順になっていることに注意。

調して周期的に消長を繰り返した。間氷期の高海水準期には, 対馬暖流が流入し, 氷期の低海水準期には, 日本海は極めて閉鎖的な海となって表層水の塩分が低下し(大場, 1984), 北部では海水が形成された(Tada et al., 1992)。

以上のような, 日本海表層水環境の変遷を第3図aに示す。

(2) 底層水環境: 底生有孔虫化石によれば, ユニッ

ト5からユニット3下部堆積期(18~7 Ma)の日本海底層水は酸素に乏しく, 特にサブユニット4Aの堆積期(14~10.5 Ma)にかけては, 底生有孔虫は少なくとも大和海盆からは姿を消した(Brunner, 1992; Nomura, 1992)。酸化的な底層水環境はユニット3の上部堆積期(7 Ma頃)に出現し, サブユニット1Bの下部(1.5 Ma頃)まで続く。サブユニット1Bの中部で, 下部半深海に生息する底生有孔虫

化石群集が、突然姿を消す(Matoba, 1984; Brunner, 1992). この事は、日本海深部において、底生有孔虫群集が絶滅するような環境異変(恐らく無酸素環境の発生)が起り、その後太平洋から再び侵入出来なかった事を意味する。

平行葉理の保存度や生痕化石の形態および頻度からも底層水環境を推定する事が可能である(例えば, Savrda and Bottjer, 1986; Tada, 1991). その手法に基づくと、ユニット5堆積期には酸素に乏しい底層水環境が卓越し、サブユニット4Bになると無酸素環境が卓越するようになったと解釈される。サブユニット4A～ユニット3には、酸化環境と無酸素環境が短い(2～4万年)周期で繰り返したと考えられる。ほぼ同時代の堆積物である女川層においても無酸素環境が～2万年周期で繰り返した事が報告されている(Tada, 1991). ユニット2堆積期には底層水は非常に酸化になったが、ユニット1になると、再び酸化環境と無酸素環境が短い周期で繰り返した。特に、サブユニット1Aでは、繰り返しの周期が短く、数千年間隔であった。

鉱物・化学組成から底層水の酸化還元度を推定する試みも数多くなされている。Tada(1994b)は、有機炭素/硫黄比および黄鉄鉱化度[Degree of Pyritization; DOP(Raiswell and Berner, 1986)]によって日本海底層水の酸化還元度の復元を試みた。Berner and Raiswell(1983)によると、有機炭素/硫黄比(より厳密には有機炭素-硫黄プロット)は深層水中に $H_2S$ が発生するほどの著しい還元環境(euxinic condition)を識別するのに有効である。一方、DOPは、底層水の溶存酸素濃度以外の堆積条件によっても左右されるが、そうした堆積条件が一定の場合には、底層水の溶存酸素濃度の変化を反映してその値を連続的に変化させる。Tada(1994b)の結果によると、euxinicな底層水環境はユニット3主部およびサブユニット1Aにおいて間欠的に発達し、一方、ユニット3基部、ユニット2およびサブユニット1B下部においては酸化的底層水環境であった。また、ユニット5および4においては、底層水は比較的酸素に乏しかったがeuxinicになるまでには至らなかったと考えられる。

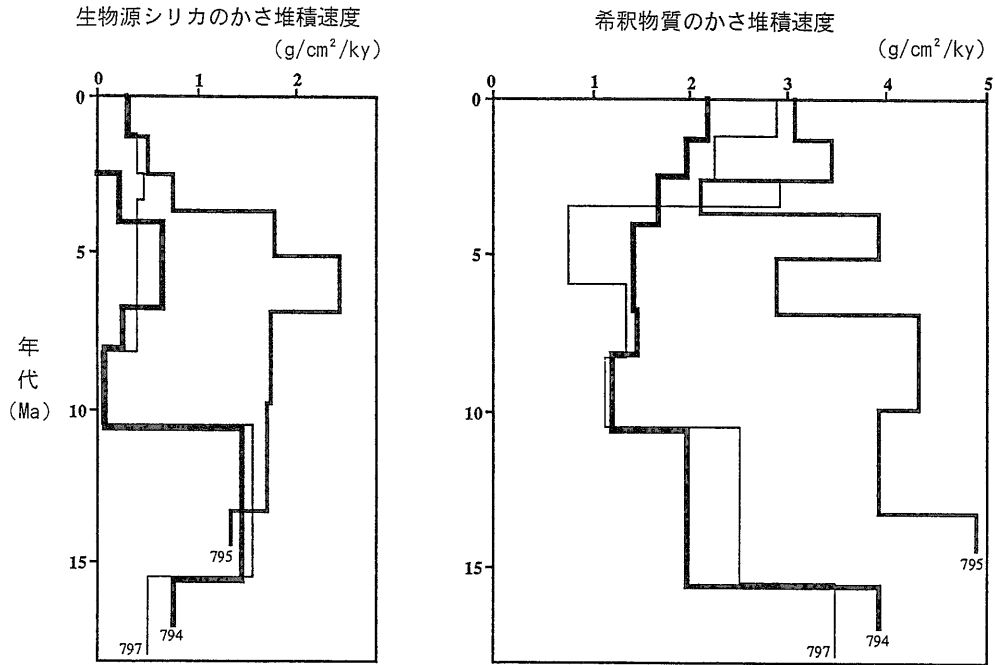
以上に述べた様々な手法による日本海底層水の酸化還元度変化の推定結果は、概ね調和的である。これらの結果を総合的に検討して復元した日本海底層

水の酸化還元度の変化を第3図bに示す。

(3) CCD: 日本海におけるODP掘削地点のうち基盤まで到達している地点(794, 795, 797)の水深が2811～3300mと深い水深に限られているため、CCDとその変化を復元するには資料が十分でないのが現状である。しかし、上に述べた3地点においては、地殻の沈降に伴う古水深の変化はそれほど大きくないと考えられるので(Ingle, 1992), 大まかに水深3000m前後の海盆底を基準にして、CCDが海底に達したかどうかを論じる事は可能である。Tada(1994b)は、上記の3地点における各層準の炭酸塩炭素含有量および石灰質微化石産出の記録(Rahman, 1992; Brunner, 1992; Nomura, 1992)を検討し、CCDの変動を論じた。その結果によると、石灰質微化石は、ユニット5からサブユニット4Bにかけては普遍的に産するが、サブユニット4A上半部からユニット3の下半部にかけて全く産出せず、ユニット3の上半部からユニット2にかけても産出は希である。また、ユニット1においては、石灰質微化石は間欠的に産出する。炭酸塩炭素含有量も、サブユニット4Aからユニット2にかけて概して低い値を取るが、サブユニット4A最上部からユニット3基部にかけてMnに富む炭酸塩岩層が頻繁に挟在される。これらの炭酸塩岩層は続成過程で形成されたもので、石灰質微化石は見出せないが、もともとは石灰質微化石を含んでいたと考えられる。以上の結果を総合すると、CCDは14Maまでは海盆底(およそ3000m)よりも深かったが、14Ma頃から上昇し、12～10Maにかけては海盆底よりも浅くなった。その後10～9Maにかけて一時的にCCDが下降した可能性があるものの、およそ3.5Ma頃までは海盆底すれすれかやや浅い深度にあったと推定される。3.5Ma以降は、CCDは海盆底の水深を挟んで大きく振動したと考えられる。

この様にして推定された日本海におけるCCDの変化を第3図cに示す。

(4) 表層における生物生産性: 海洋表層における生物生産性を堆積記録から推定する試みは、色々行われているが、決定打が出ていないのが現状である。そうした中で比較的良く用いられるのが、有機物の埋積速度を利用する方法(例えば, Stein, 1991; Sarnthein et al., 1992)と、生物源シリカの埋積速度を利用する方法(Broecker and Peng, 1982; Lisitzin,



第4図 ODP794, 795, 797地点における生物源シリカおよびそれを希釈する物質(主に陸源物質)の質量堆積速度の時代変化(Tada, 1994a).

1985)である。

Tada(1994a)は、794, 795, 797地点について生物源シリカの埋積速度の時代変化を計算した(第4図)。それによれば、生物源シリカの堆積速度はおよそ15~10 Maにかけてと7~3.5 Maにかけて高く、15 Ma以前、10~7 Ma, 3.5 Ma以降に低い傾向が顕著である。しかし、その値を見た場合、最大値でも2.5 g/cm<sup>2</sup>/kyであり、現在の生物生産性が高い海域における埋積速度15~45 g/cm<sup>2</sup>/kyの10分の1程度に過ぎない。Tada(1994a)はこの点に関して考察し、海底面に到達した生物源シリカのうちのかなりの量が海底面下数10 cm 以内で溶解し、その溶解の程度は堆積速度に強く依存する事を示唆した。即ち、生物源シリカの埋積速度は、生物生産性以外に生物源シリカを希釈する物質の堆積速度にも影響されると考えられる。こうした影響を考慮して、Tada(1994a)は、15~10 Ma と7~3.5 Ma にかけて珪藻の生産性が高く、15 Ma 以前と10~7 Ma にかけては中程度で、3.5 Ma 以降は低かったと結論した。更にTada(1994a)は、日本海における生物源シリカの埋積速度の変化を太平洋側と比較し、10~7 Ma と3.5 Ma 以降における生物生産性

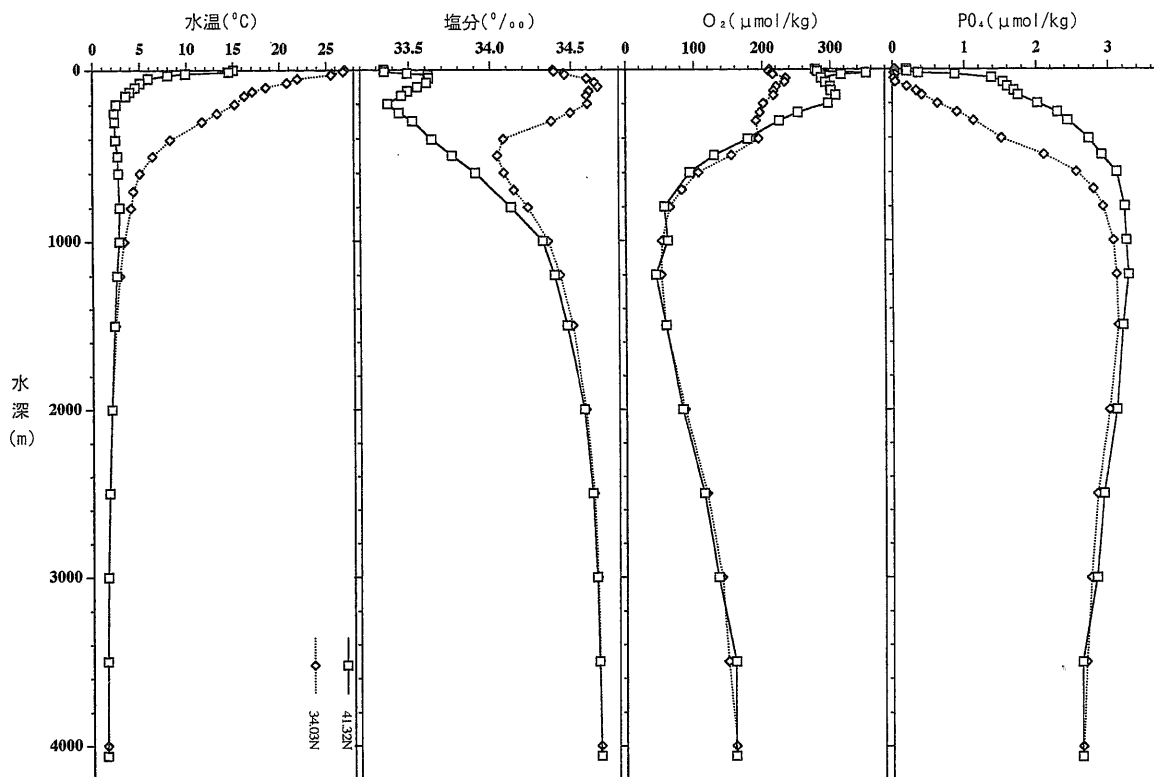
の低下は、日本海においてより顕著であると結論している。

### 5. 日本海古海洋と炭化水素ポテンシャル

以上に述べてきた堆積盆の形態および海洋環境の変遷を総合的に検討する事によって、日本海における古海洋循環を復元する事が出来る。その際、日本海のような縁海における海洋環境は、そこに流入する表層水や深層水の起源および敷居深度に大きく影響をうける事を認識する必要がある。

海洋は、表層水が深層水より低い密度を持つ事により成層構造を維持している。一般に亜極前線より低緯度側の海域では、蒸発量が降水量を上回るため、塩分が高く水温も高い表層水が形成され、一方、亜極前線より高緯度側の海域では、降水量が蒸発量を上回るため、塩分が低く水温も低い表層水が形成される傾向がある。現在の海洋においては、亜極前線より南に位置する四国沖では、表層300 m 付近までは水温が高く塩分も高い黒潮起源の表層水が存在し、その下に水温も塩分も低い親潮起源の北太平洋中層水[North Pacific Intermediate Water-





第5図 四国沖(34.03N 144.00E)および北海道沖(41.32N 146.57E)における水温、塩分、溶存酸素濃度、 $PO_4$ 濃度の鉛直構造。気象庁(1993)に基づく。

=NPIW]が入り込んで、水深500 m 辺りで塩分が極小となっている(第5図)。そしておよそ500 m 以深では、水深の増加に従って塩分が徐々に増加し、水温は低いが塩分は高い太平洋深層水に移行する。一方、溶存酸素量は400 m 付近から急激に減少し、1000 m 付近で最小値を取っている。

亜極前線より北に位置する北海道沖では、表層から水深1000 m までを水温も塩分も低い親潮水塊が占めている。そして、北緯41度付近の親潮水塊内では、塩分は水深300 m 付近まではほぼ一定で、それ以深で一方的に増加しており、溶存酸素量はおよそ300 m から1000 m にかけて急速に減少している(第5図)。このような海洋成層構造は、高緯度海域での冷却により生成される深層水の循環によりグローバルな海洋循環が駆動されはじめたおよそ15 Ma 以降概ね成り立っていた可能性が高い。一方、15 Ma 以前の海洋においては、低緯度海域で形成された高塩分で水温の高い深層水[Warm Saline Deep Water=WSDW]が存在していたらしく

(Woodruff and Savin, 1989)、高緯度域・低緯度域を問わず、表層水の塩分が深層水に比べて低い事が、密度成層の原因だったと考えられる。

日本海のように閉じた縁海において、縁海内がそれと接する外洋と同じ海洋構造を持つかどうかは、外洋の深層水がその縁海に流入できるかどうかによって依存する。日本海内に太平洋深層水が流入する場合は、日本海においても太平洋と同様の成層構造は保たれる。しかし、敷居によりその流入が妨げられた場合、日本海内で独自の深層水循環が生ずる可能性がある。その場合、日本海は中～高緯度に位置するため、表層水の塩分が上昇して深層水が形成された可能性は低く、深層水が形成されるとすれば、冷却作用による筈である。

こうした事を念頭において、日本海成立以来の海洋環境の変遷とそのメカニズムを考えてゆく事にしよう。

(1) 20 Ma 頃：この時期、日本海盆は既にかかなりの広さ・深さを持っていたものの、大和海盆はまだ

リフティング初期に当たり、幅も狭く、周辺の陸地から粗粒碎屑物や陸源の有機物が供給されていた。大和海盆は、南および東の海峡を通じて太平洋と連絡していた可能性が高いが、当時の周辺陸域の気候は冷涼で、暖流が侵入した形跡は無い。一方、北海道北部日本海側では、この時期に珪藻質堆積物が堆積していた事から、日本海盆においては既に半遠洋性の珪質堆積物が広く堆積していた可能性がある。しかし、1989年の日本海掘削では、この時代の堆積物は日本海盆からは回収されなかったため、その実態は不明である。石油探鉱の見地から言えば、根源岩となり得る堆積物が存在する可能性もあり、今後、その実態を明らかにする必要がある。

(2) **20~15.5 Ma** : この時期は大和海盆及び東北トラフの沈降拡大期にあたり、半遠洋性細粒堆積物の堆積が開始された。20~18 Ma の堆積物については、回収率が悪く、その実態は必ずしも明確ではないが、表層水は寒流の影響を受けていたらしい。一方、18 Ma~15.5 Ma にかけて、日本海は暖流の影響下にあり、深層水は溶存酸素に乏しかった。この時期の日本海は、南および東の海峡で太平洋と通じ、東の海峡は500~1500 m の比較的深い敷居深度を持っていたと考えられる。

既に多田(1991)にもレビューしたように、古第三紀には低緯度海域—おそらくテチス海—においてWSDWが形成されていたと考えられ、その形成は、消長を繰り返しながらも中新世前期まで続いた可能性が高い。深層水形成時の溶存酸素量は水温の上昇に連れて減少するため、WSDWは低温の深層水に比べて貧酸素状態に成りやすく、また、成層構造を安定させる効果を持つ。18~15.5 Ma にかけては、東の海峡を通じて、こうしたWSDWが日本海に侵入したのだろう。このWSDWは溶存酸素に乏しかったが、供給源から近かったため栄養塩にも乏しかったものと思われる(多田, 1995)。日本海へのWSDWの流入はまた、安定した成層構造をもたらして湧昇流を抑制した。深層水の栄養塩濃度があまり高くなかったらう事を考え合わせると、表層における生物生産性は余り高くなかったらう。

(3) **15.5~10.5 Ma** : WSDWは15 Ma頃までには消滅し、それに代わって、北大西洋で冷却作用により形成された深層水が大西洋を南下し、南極海を経て太平洋やインド洋を北上する、現在のグローバル

な深層水循環様式へと10 Ma頃までかかって徐々に移行した(多田, 1995)。WSDWの消滅とほぼ時を同じくして南極氷床の拡大・安定化が起こり、汎世界的な寒冷化に対応して北西太平洋においても亜極前線が銚子沖まで南下した(Chinzei, 1991)。

この時期の日本海表層水は、恐らくミランコビッチ・サイクルに対応する振動を繰返しながら次第に暖流の影響下から寒流の影響下に移行して行ったが、これは、恐らく上に述べた汎世界的な寒冷化とそれに伴う亜極前線の南下を反映している。一方、底層水も表層水の変動に対応して、酸化的環境と無酸素環境の間を揺れ動いた。

Tada(1991)は、当時の日本海の敷居深度が500 m前後であった事に着目し、これを氷河性海水準変動に伴う間欠的な太平洋深層水の流入と結び付けて説明した。この時期の最も深い海峡は東の海峡だったと考えられ、当時の亜極前線より僅かに南に位置する。また、北の海峡も存在した(Iijima and Tada, 1990)。当時の日本海表層においては寒流系が支配的だった事を考えると、表層水は北の海峡から流入していた可能性が高い。一方、より深い東の海峡からは、NPIWが流入していた可能性がある。当時、既にNPIWが存在していたとすると、敷居深度がNPIW中軸部(現在の水深では~500 m)より深くなれば、塩分がより高く、溶存酸素に乏しく、栄養塩に富んだNPIW下部が日本海に侵入出来たらう。その結果、成層構造は保たれ、溶存酸素に乏しい底層水環境が生じたと考えられる。この場合、NPIW下部起源の深層水は栄養塩に富んでいたため弱い湧昇でも比較的高い生物生産性は保たれたらう(多田, 1995)。一方、敷居深度がNPIW中軸深度より浅くなれば、NPIWの上部のみが流入する事になる。この場合、下層に、NPIW上部、上層に親潮が流れ込む事になり、成層構造は弱まったと考えられる。溶存酸素に富み栄養塩に乏しいNPIW上部のみが日本海深層に流入すれば、例え鉛直混合が活発化しても表層における生物生産性はそれほど高くはならなかったらう。

もし、当時まだNPIWが存在しなかったとしても、NPIW下部を太平洋深層水上部に置き換えて考えれば、上の議論に大きな影響はない。Tada(1991)は、ここで言うNPIW下部あるいは太平洋深層水上部の日本海への間欠的な流入の原因を

海水準変動に求めたが、NPIWの強度やその中軸の深度が変化した場合も同様の結果が得られる事にここに付記しておく。

この時期にはまた、日本海内に何回か暖流が侵入した事が知られている。これは、秋田・新潟油田地域の女川層およびその相当層における石灰質微化石多産層準に対応すると考えられる。暖流の流入がグローバルな温暖化に対応したものであるとすると、その時期は高海水準期に対応し、東の海峡から塩分の高い暖流が流入し、かつそれより塩分の低いNPIW下部が日本海に入り込んだ可能性が高い。その場合、日本海には溶存酸素に乏しく栄養塩に富むNPIW下部水が供給された上、鉛直混合が起りやすい状況が生じて、表層における高い生物生産性を生み出したであろう。

暖流域で生物生産性が上昇した場合、珪藻以外の基礎生産者の割合が高くなった可能性がある。珪藻のみが基礎生産者である場合には生物源シリカが堆積物中の有機物を希釈してしまう事、当時のCCDが浅く、少なくとも海盆部では石灰質殻は海底で溶解したであろう事、底層水が還元的であった事などを考え合わせると、特に暖流流入時に海盆部において堆積物中への有機物の濃集に最も適した環境が生じた可能性が高い。

(4) **10.5~6 Ma** : およそ10 Ma頃には南の海峡は閉じ、東の海峡も著しく浅海化して6 Ma頃までには閉じてしまった。その結果、日本海は北に開いた大きな湾となり、北の海峡のみで太平洋と通じる事になった。また、その敷居深度は500 m弱で、恐らくその前の時代より僅かに浅い程度だったろう。

500 m弱の水深があれば、親潮域の水深500 mまでに存在する成層構造を日本海内にも持ち込めた筈である。また、比較的栄養塩に富み溶存酸素に乏しいNPIW下部が間欠的に流入する事も可能だったと考えられる。一方、日本海南部は湾の奥に位置する事になり、塩分の低い沿岸水が発達した可能性も考えられる。こうした条件が特に日本海南部における成層構造を強化し、一時的にはeuxinicな底層水環境まで生み出したのかもしれない。

この時期の堆積物は、特に南の2地点(797および794)において有機炭素量が多く、陸源有機物の寄与が大きい。また、生物源シリカ量も南の地点ほど少ないが、これも、北にだけ開いた海の状態を反

映しているのかもしれない。大和海盆の2地点で有機物含有量の高い堆積物が堆積した理由としては、還元的な底層水環境、陸源有機物の寄与と並んで、堆積速度の低下(Tada, 1994a)が考えられる。これは、この時期に佐渡リッジが浅化して、島弧起源の碎屑物を東北トラフがより効率的にトラップするようになったためと解釈される。実際、この時期の東北トラフでは、碎屑物の堆積速度が増加し、堆積盆の埋積が進んだ(Tada et al., 1986)。

およそ10 Ma以降、日本海を含む北太平洋において湧昇が活発化した事が、最近指摘されている(Koizumi, 1990; 渡邊, 1994)。これは、北大西洋深層水が本格的に形成され始め、現在のグローバルな深層水循環様式が成立した時期と期を同じくしている。こうした湧昇の活発化とそれに伴う生物生産の増大は、日本海内では、北の海峡に近い日本海北部や東北トラフで特に顕著だったろう。

以上をまとめると、大和海盆には陸源有機物の寄与が大きく、有機物に富んだ堆積層が広く分布する可能性がある。一方、日本海北部~東北トラフにかけては、親潮の影響で比較的生物生産性が高かったと考えられ、この地域において堆積速度が比較的遅く、水深も浅い(500~1000 m)という条件が満たされれば、高い炭化水素ポテンシャルが期待できるだろう(多田, 1995)。

(5) **6~3 Ma** : この時期も引続き、日本海は北に開いた海であった。敷居深度は更に浅くなり(~150 m)、その結果、日本海には溶存酸素に富み、栄養塩に乏しい(但し、表層水としては栄養塩に富んでいる)親潮起源の表層水のみが侵入し得たであろう。従って、日本海は親潮上部起源の水で満たされたと考えられる。ODP795地点からは、4 Maころからドロップストーンが見られるようになり、日本海北部で海水が形成され始めた事を暗示する。海水の形成は、現在見られるような日本海固有の深層水の形成を引き起こし、その結果日本海底層が著しく酸化的になったと考えられる。

この時期の日本海堆積物は、珪藻質だが有機物含有量が低い事で特徴付けられており、それは栄養塩に乏しい深層水の激しい湧昇の結果形成されたものだろう。多田(1995)にも記したように、海洋表層で生産された有機物の大部分は沈降過程で分解し、栄養塩を再び深層水に戻す。その割合(リサイクル

率)は、深層水が酸化的である程、そして堆積速度が遅いほど高くなると考えられる。一方、生物源シリカは有機物に比べ溶解しにくく、相対的に堆積物に濃集する事になる。従って、外からの栄養塩の供給が少なくとも、縁海内でのリサイクル率が高ければ、ある程度の生物生産性を保つ事が出来、生物源シリカに富み、有機物に乏しい堆積物を堆積させる事が出来る。

こうした状況は、この時期の日本海で広く生じていたと考えられる。従って、この時期の堆積物に高い炭化水素ポテンシャルを期待する事は難しいだろう。

(6) 3~0 Ma: この時期になると、東北日本の隆起に対応して北の海峡は更に浅くなった。一方、3 Ma 頃に対馬海峡は再び開き、日本海に暖流が流入するようになった。2.5 Ma 頃には、北半球に大陸氷床が出来、およそ50 m 規模の氷河性海水準変動が起り始め、1.2 Ma 頃にはその規模はおよそ100 m に増大した。100 m 規模の海水準変動は、日本海の海洋循環様式を大きく変動させた。その詳細は多田(1994)などで既に報告しているのでここでは省略するが、間氷期の高海水準時には、高温で高塩分の対馬暖流が日本海に流入し、それが冬期に冷却されて深層水を形成して日本海底層を酸化的にした。深層水の形成は同時に湧昇を引き起こし、表層での生物生産性を維持して、珪藻質だが有機物含有量の低い層を堆積させた。中程度の海水準時には、やや塩分の低い東シナ海沿岸水が流入したため、日本海には弱い成層構造が発達し、湧昇と停滞を繰り返す事により、間欠的に有機物に富んだ層を堆積させた。氷期の低海水準時には、日本海は孤立化して表層水の塩分が低下し、成層構造が強化されて、euxinic な底層水環境が成立した。しかし、表層での生物生産性は低下したため、堆積物の有機炭素含有量は1.5~2%程度に留まった。

この様な第四紀の日本海における海洋循環ダイナミックスは、石油根源岩の堆積機構を知る上で極めて有益な情報を与えてくれるが、これらの堆積物は、未だ十分に埋没しておらず、石油探鉱の対象とはならない。

## 6. おわりに

以上に述べてきたように、日本海に限らず、堆積層の炭化水素ポテンシャルを評価する上で重要なパラメータである、表層における生物生産量や底層水の酸化還元度、更には堆積速度などを知る上で、古海洋学的情報は極めて重要である。また、様々な古海洋学的情報を有機的に組み合わせる事により、海洋循環のダイナミックスを理解する事が出来る。ここで紹介した日本海の例は、まだ、古海洋学的データが不十分であり、今後改定して行く必要があるが、こうした海洋循環ダイナミックスやそれとグローバルな気候変動との関係についての検討は、未知の地域における炭化水素ポテンシャルの評価を行う上で、極めて有用であると思われる。

## 文 献

- Berner, R. A. and Raiswell, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 855-862.
- Broecker, W. S. and Peng, T.-H. (1982): *Tracers in The Sea*. Eldigio Press, Palisades, N. Y., 690 pp.
- Brunner, C. A. (1992): Paleoenvironment and biostratigraphy of foraminifers at Sites 794, 795, 796, and 797 in the Japan Sea. In: K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman, J. Barron, et al. (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 1*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 187-224.
- Chinzei, K. (1991): Late Cenozoic zoogeography of the Sea of Japan area. *Episodes*, **14**, 231-235.
- Dowsett, H. J., Cronin, T. M., Poore, R. Z., Thompson, R. S., Whatley, R. C., and Wood, A. M. (1992): Micropaleontological evidence for increased meridional heat transport in the North Atlantic Ocean during the Pliocene. *Science*, **258**, 1133-1135.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C. K., et al., (Editors), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. *SEPM Spec. Pbl.*, **42**, 71-108.
- Iijima, A. and Tada, R. (1990): Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo Sec. II*, **22**, 121-171.
- Ingle, J. C., Jr. (1992): Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. In: K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams, et al. (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 2*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 1197-1218.
- Jolivet, L. and Tamaki, K. (1992): Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc. In: K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams, et

- al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 2, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 1311-1331.
- 気象庁(1993): 気象庁海洋観測資料. 83, 297p.
- Koizumi, I. (1990): Successional changes of middle Miocene diatom assemblages in the northwestern Pacific. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **77**, 181-193.
- 栗田祐司・一関鉄郎・平松 力(1992): 北海道羽幌地域の三毛別層と羽幌層の地質年代. *地質学雑誌*, **98**, 259-266.
- Lisitzin, A. P. (1985): The silica cycle during the last ice age. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **50**, 241-270.
- Matoba, Y. (1984): Paleoenvironment of the Sea of Japan. In: H. J. Oertli (Editor), *Benthos '83: Proc. 2nd Int. Conf. Benthic Foraminifera* (Pau, April 1983), pp. 409-414.
- Nomura, R. (1992): Miocene benthic foraminifers at Sites 794, 795, and 797 in the Sea of Japan with reference to Foram Sharp Line in the Honshu arc. In: K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman, J. Barron, et al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 1, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 493-540.
- Ogasawara, K. (1994): Neogene paleogeography and marine climate of the Japanese Islands based on shallow-marine molluscs. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **108**, 335-351.
- 大場忠道(1984): 酸素・炭素同位体比—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして—. *月刊地球*, **6**, 558-566.
- Rahman, A. (1992): Calcareous nannofossil biostratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea. In: K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman, J. Barron, et al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 1, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 171-186.
- Raiswell, R. and Berner, R. A. (1985): Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *Am. Jour. Sci.*, **285**, 710-724.
- Sarnthein, M., Pflaumann, U., Ross, R., Tiedemann, R. and Winn, K. (1992): Transfer functions to reconstruct ocean paleoproductivity: a comparison. In: Summerhayes, C. P., et al. (eds.), *Upwelling Systems: Evolution Since the Early Miocene*. Geol. Soc. Spec. Publ., **64**, 519 p.
- Savrdra, C. E. and Bottjer, D. J. (1986): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, **14**, 3-6.
- Stein, R. (1991): Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments. *Lecture Notes in Earth Sciences 34*, Springer-Verlag, 217p.
- 多田隆治(1991): 新生代における表層環境変化. *地学雑誌*, **100**, 937-950.
- Tada, R. (1991): Origin of rhythmical bedding in middle Miocene siliceous rocks of the Onnagawa Formation, northern Japan. *Jour. Sedim. Petrol.*, **61**, 1123-1145.
- 多田隆治(1994): 石油探鉱における堆積リズム解析の可能性—第四紀日本海海洋循環ダイナミックスの復元を例として—. *石油技術協会誌*, **59**, 54-62.
- Tada, R. (1994a): What controls the deposition of bio-siliceous sediments in the Japan Sea? In Iijima et al., eds. *Siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the Tertiary and Mesozoic*, Proceeding of the 29th IGC, Part C, VSP, Utrecht, 17-30.
- Tada, R. (1994b): Paleoceanographic evolution of the Japan Sea. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **108**, 487-508.
- 多田隆治(1995): 我が国における石油根源岩堆積環境の再検討. *石油技術協会誌*, **60**, 5-14.
- Tada, R. and Iijima, A. (1992): Lithostratigraphy and compositional variation of Neogene hemipelagic sediments in the Japan Sea. In: K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams, et al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 2, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 1229-1260.
- Tada, R., Koizumi, I., Cramp, A., and Rahman, A. (1992): Correlation of dark and light layers, and the origin of their cyclicality in the Quaternary sediments from the Japan Sea. In: K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman, J. Barron, et al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 1, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 577-601.
- 多田隆治・玉木賢策(1992): 日本海深海掘削の成果とその層序学的意義. *石油技術協会誌*, **57**, 103-111.
- Tada, R., Watanabe, Y. and Iijima, A. (1986): Accumulation of laminated and bioturbated Neogene siliceous deposits in Aijigasawa and Goshogawara areas, Aomori Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**: 139-167.
- Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J., et al. (1990): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 844p.
- Tamaki, K., Suehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C., Jr., and Pisciotto, K. A. (1992): Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. In: K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan, M. McWilliams, et al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 2, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 1333-1348.
- 渡邊真人(1994): 後期中新世の submarine hiatus の形成過程. *地調月報*, **45**, 471-475.
- Woodruff, F. and Savin, S. M. (1989): Miocene deepwater oceanography. *Paleoceanography*, **4**, 87-140.
- 山本信治・入野智久・多田隆治・飯島 東(1994): 秋田県藤里地域中新世海山の復元と“女川層”珪質頁岩の堆積深度. *地質学雑誌*, **100**, 557-574.
- Yamanoi, M. (1992): Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of Northeast Japan. In: K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman, J. Barron, et al. (Editors), Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt. 1, College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 471-492.
- TADA Ryuji(1995): Paleoceanographic evolution of the Japan Sea and its implication to the hydrocarbon potential evaluation.

〈受付: 1994年12月5日〉