報 告

タービダイト砂岩分布予測のための堆積学的・岩石学的・
数理学的研究—新潟および房総における解析例*

徳橋 秀一**・クリストファー M. アギンギー***・宮田雄一郎***・

石原与四郎****・三田 勲*****

(Received September 4, 2000; accepted November 17, 2000)

**Sedimentological, petrographical, and mathematical researches for the estimation
of the distribution of turbidite sandstone reservoirs: Case studies in Neogene to
Quaternary Niigata and Boso sedimentary basins, central Japan**

Shuichi Tokuhashi, Christopher M. Agyingi, Yuichiro Miyata,
Yoshiro Ishihara and Isao Mita

Abstract: The controlling factors and principles which govern the spatial and chronological distribution of turbidite sandstones have been investigated based on the results of sedimentological, petrographical, and mathematical analyses on the Neogene and Quaternary turbidite sandstones in the forearc and backarc basins, central Japan. Main conclusions are as follows:

1) The sedimentological research revealed that the three-dimensional forms of individual turbidite sandstone beds, which are part of a depositional lobe of submarine fan system and regionally correlated bed by bed by using many useful tuff key beds, are similar to each other. The similarity continues vertically within the interval of a single depositional lobe or of a certain stratigraphic unit. Their thickness and distribution area reflect the magnitude of turbidity currents, while their form greatly depends on the grain size distribution of the sediments.

2) The petrographical research proved that the heavy mineral composition can be used as a good indicator to recognize turbidite sandstone bodies which share a single source area, and are useful to check the original relationship of turbidite sandstone bodies isolated each other.

3) The mathematical research led to the conclusion that the development of turbidite sandstones is controlled by the global changes such as the eustatic sea level changes, because the periodicity in an order same as the Milankovitch's cycles was recognized in the vertical change of number and total thickness of turbidite sandstone beds within an interval delineated by a certain accumulated thickness of hemipelagite in several turbidite successions.

Key words: turbidite sandstone, turbidite succession, bed-by-bed correlation, heavy mineral analysis, time-series analysis, Niigata sedimentary basin, Boso Peninsula, Japan

*平成12年5月24日, 平成12年度石油技術協会春季講演会地質・探鉱部門シンポジウム「石油探鉱・開発における貯留岩性状の予測技術」で講演 This paper was presented at the 2000 JAPT Geology and Exploration Symposium entitled "Technology for prediction of reservoir distribution and property in petroleum exploration and development" held in Niigata, Japan, May 24, 2000.

** 地質調査所 Geological Survey of Japan.

*** ブエ大学(カメルーン) Univ. of Buea, Cameroon

**** 山口大学 Yamaguchi Univ.

***** 日本天然ガス(株) Nihon Tennen Gas Co., Ltd.

1. はじめに

メキシコ湾, 南米, アフリカおよびヨーロッパ大陸大西洋岸など, 世界の探鉱フロンティアが大水深化するにつれ, 世界の貯留岩中に占める重力流堆積物, 特にタービダイト砂岩の割合と重要性が増大するとともに, 限られた情報から, いかに効率よくタービダイト砂岩 (貯留岩) の分布を予測するか, ということが重要な課題となっている (Stow and Mike, 2000; Bouma, 2000)。

こうしたタービダイト砂岩の分布を予測するためには, 個々の油・ガス田のタービダイト砂岩貯留岩の分布を個別に明らかにする一方, その発達や分布を規制する要因としてどのようなものがあるのか, また規制によって, その発達や分布がどのような影響を受けるのかといった, タービダイト砂岩の発達や分布に共通する一般的な規則性の解明も重要である。

タービダイト砂岩の発達を規制する要因としては, 少なくとも, 堆積場の規制要因 (堆積環境・堆積機構など), 供給場の規制要因 (供給源の岩石種・供給ポテンシャルなど), 年代的・時代的あるいは地球規模の規制要因 (海水準変動や気候変動など) の3者が考えられ, 規制要因やその結果生じる規則性の解明には, それぞれ, 堆積学的研究法 (単層解析, 堆積相解析, 古流向解析など), 岩石学的研究法 (重鉱物分析, 主要鉱物分析など), 数理学的研究法 (時系列解析, スペクトル解析など) などの適用が考えられる (Fig. 1)。

本報告では, 筆者らが地表のタービダイト砂岩を対象に行ってきた詳細な解析結果を基に, そこにみられるタービダイト砂岩の分布や発達に共通する一般性や規則性とその背後にあるこれらの規制要因について, 検討する。

Fig. 1 Main factors controlling the lithofacies and distribution of turbidite sandstone reservoirs.

2. 堆積場の規制要因の解明 (堆積学的研究)

ここでは, 房総半島に分布する新第三系前弧堆積盆堆積物中のタービダイト砂岩を対象に行った堆積学的研究から堆積場の規制要因を検討する。ここで取り扱う主な内容は, タービダイト砂岩単層の連続性と形態, タービダイト砂岩単層の形態とそれを含む層序单元 (単層の集合体で, 岩相や層厚分布の上で共通の特徴を有する層序上のユニット。以下では単にユニットと略称する) の形態との関係, およびタービダイト砂岩単層の形態を規制する要因についてである。一般に震探断面図では, タービダイト砂岩単層を識別することは不可能であっても, その集合体である震探層序单元 (ここでは近接する反射面と反射面に囲まれたユニットという意味で使用。上記の層序单元にはほぼ対応すると考えられる) の識別は可能である。したがって, ここの検討結果は, 以下で述べるのと同じような堆積システム下で形成されたと考えられる場合, 震探層序单元の形態から, そこに含まれるタービダイト砂岩単層の形態, 賦存状況, 堆積物の特性 (堆積相) 等を予測する上で役に立つことが期待される。

2.1 タービダイト砂岩単層の連続性と形態

房総半島では, 嶺岡層群が分布する嶺岡山地の周辺から清澄山系にかけて, 中部中新統から下部鮮新統の安房層群が広く分布する (中嶋ほか, 1981)。特に, 清澄山系には, 下位より天津層, 清澄層, 安野層から成る安房層群上部が広く分布し, 房総半島の脊梁を形成している (Fig. 2; 徳橋, 1997 a)。この安房層群上部の3果層には, 多種多様な特徴を有する多数の凝灰岩が挟在し, その多くが凝灰岩鍵層として活用されている。また, タービダイト砂岩を主な構成物とする清澄層や安野層では,

Fig. 2 Geologic sketch map of the middle part of the Boso Peninsula. 1. Kazusa Group, 2-4. Upper part of Awa G. (2. Anno Formation, 3. Kiyosumi F., 4. Amatsu F.), 5. Lower part of Awa G., 6. Mineoka G.

これらの凝灰岩を利用して、タービダイト砂岩単層群の対比が広い範囲で行われるなど、タービダイト砂岩の実態と堆積機構解明のために高い精度の研究が行われてきた(徳橋・岩脇, 1975; 徳橋, 1976a, b, 1985b, 1988, 1997a)。

ここでは、清澄層の2層準において行われたタービダイト砂岩単層の広域対比による単層の連続性と形態、およびそれらのタービダイト砂岩単層群を含有するユニットとの関係について言及する。

2.1.1 清澄層

清澄層は、主に厚層理タービダイト砂岩を主体とする砂岩優勢なフリッシュ型砂岩泥岩互層から成り、その最大層厚は850m前後である(Tokuhashi, 1979)。ほぼ東西に伸びた一對の背斜と向斜により、清澄層は、半島中央部では東西に伸びたS字型をなして分布する(Fig. 2)。清澄層は、全体として砂岩優勢な互層から成るが、いくつかの層準に、層厚はほぼ10m以下と薄いながらも泥岩が優勢な互層部が挟在し、この泥岩優勢互層を境にその上下でしばしば岩相や層厚の分布様式が異なることが知られている(Tokuhashi, 1979)。そこでここでは、上下に隣接する泥岩優勢互層に挟まれた地層(砂岩優勢な互層)をひとつのユニットとして取り扱うことにする。

清澄層に挟在する薄い泥岩優勢互層中に挟在する主要な凝灰岩鍵層(下位よりKy8, Ky12, Ky21, Ky26)、清澄層直下の主に泥岩から成る天津層最上位付近の凝灰岩鍵層(Am98)、および清澄層直上の主に泥岩優勢なタービダイト砂岩泥岩互層から成る安野層最下位の凝灰岩鍵層(An1)によって、清澄層を5つのユニットに区切った場合の層厚・岩相変化をFig. 3に示す。

この図から明らかなように、清澄層は、半島中央部では砂岩優勢な互層から成るが、半島西部では、泥岩優勢な互層から成り、その層厚も半島中央部に比べて薄い。半島中央部の南北方向での層厚変化に注目すると、下位のユニットほど層厚変化が顕著で、南方に厚くなるという変化がみられる。特に最下部のユニットの場合は、南側の向斜南翼で300m前後の砂岩優勢互層であるが、北側の背斜両翼部では、厚さ10m以下の泥岩層から成るという極端な層厚・岩相変化がみられる。一方、上位のユニットほど南北での岩相・層厚変化は緩やかとなり、最上部のユニットでは、北方に厚くなる。

さまざまな堆積学的データを基に、各ユニットの堆積様式を復元したのがFig. 4である(Tokuhashi, 1979; 徳橋, 1983a, 1983b, 1997a)。各ユニットは、主に、堆積物を運搬する通路となった供給通路の堆積物(供給通路堆積物: feeder channel deposits)と供給通路の下

Fig. 3 Regional variation of thickness and lithofacies of five units of the Kiyosumi Formation. 1. Pebbly sandstone (feeder-channel deposits), 2. Sandstone-dominated alternation (depositional-lobe deposits), 3. Mudstone-dominated alternation (lower-fan to basin-floor deposits). Modified from Tokuhashi (1979).

流側に形成された堆積葉状体の堆積物(堆積葉状体堆積物: depositional lobe deposits)から構成されている。前者は、大小の泥岩偽礫を多数含有する粗粒堆積物(砂質礫岩および礫質砂岩)から主に構成され、その基底付近では谷状の浸食地形が認められるのに対して、後者は、広い範囲に分布する厚い砂岩優勢互層から成り、その基底部での浸食はほとんど認められない。後者のさらに下流域には、泥岩優勢な互層が分布するが、その厚さはより薄くまた基底付近での浸食もほとんど認められない。

供給通路堆積物の位置は、ユニットが異なると移動していることから、清澄層は、ときどき供給通路とその下流側の堆積葉状体の位置を変えながら、それらの堆積物が累積していくチャンネル・ローブ(channel-lobe)シス

Fig. 4 Inferred depositional process of five units of the Kiyosumi Formation. Modified from Tokuhashi (1983b).

テムで形成された砂質海底扇状地堆積物 (Bouma, 2000) と考えられる。以下に述べるタービダイト砂岩単層は、このような堆積システムのもとで、堆積葉状体とその周辺部で堆積したものについて論じたものであるが、チャンネル=レビー (channel-levee) システムの卓越する泥質海底扇状地 (Bouma, 2000) にみられるシート・サンド・ローブ (sheet sand lobes) 中のタービダイト砂岩にも適用できる可能性は高いと考えられる。

2.1.2 清澄層 Ky21 (Hk tuff) サクセッションのタービダイト砂岩単層

本サクセッションの堆積学的研究は、徳橋 (1976a, b) によってなされた。このサクセッションは、Fig. 3 の5つのユニットのうちの中間のユニット (Ky12-Ky21 ユニット) の上半部を占める。このユニットは、半島の中央部では比較的厚い砂岩優勢互層から構成されるのに対して、半島の西部と東部では、比較的薄い泥岩優勢互層から構成される。全体としては比較的ゆるやかに南方に厚くなり、最下部の Am98-Ky8 ユニットにみられるような南北方向での極端な層厚・岩相変化はみられない。

半島中央部での本サクセッションの柱状図の一例を

Fig. 5 に示す。また、そこに含まれるタービダイト砂岩単層の形態の一部の例を Fig. 6 に示す。本サクセッションのタービダイト砂岩には、層厚が 1m 以上の厚層理タービダイト砂岩が多数含まれる一方、最大層厚が 10cm に満たない極薄層理タービダイト砂岩も多数挟在する。

一般に半島中央部で比較的厚い砂岩単層の場合には、半島中央部で厚く、東部と西部の周辺部で薄くなるという共通した形態的特徴を有する。また、厚い砂岩単層の場合 (例えば、Fig. 6 の D4, D5 砂岩) は、南方に厚く

Fig. 5 Lithologic column of Ky 21 (Hk tuff) succession at locality r. The point of locality r is shown in Fig. 6. 1. Mudstone, 2. Turbidite sandstone, 3-7. Various kinds of tuffs, 8. Granule grains and small shell fragments, 9. Lapilli scoria grains, 10. Pumice grains. Alphabets, left of the column, indicate the main key tuff beds, and codes, right of the columns, corresponds to the individual turbidite sandstone beds in the succession. Modified from Tokuhashi (1976a).

Fig. 6 Forms of some individual turbidite sandstone beds D1 to D5a in the Ky 21 (Hk tuff) succession, Kiyosumi Formation. Triangles show the erosion of the beds by overlying turbidite sandstone beds. Modified from Tokuhashi (1976a).

なる傾向があるのに対して、層厚が減るとともに南方に薄くなる傾向が明瞭に読み取れる。一方、半島中央部で薄い砂岩層の場合（例えば、Fig. 6のD1a, D3a, D3b砂岩など）は、その分布域が半島中央部に限られる。このように本サクセッションのタービダイト砂岩単層は、中央厚層部と周辺薄層部から成るという共通した特徴を有するとともに、特に薄い砂岩単層の場合は、分域が限

られるとともに、中央厚層部そのものが認められない。このような現象は、Fig. 6に示していない他のタービダイト砂岩にも共通した特徴である（徳橋, 1976a, b）。

これは、Ky 21 サクセッションを含む Ky 12-Ky 21 ユニット形成時には、タービダイトの堆積物供給通路の出口が半島中央部の北方にあり（Fig. 4）、ここから流路が急速に広がったためにこの周辺に主に粗粒な塊状砂岩から成る厚層理タービダイト砂岩（中央厚層部）が形成され、その下流側にあたる半島の東部や西部域では、細粒の葉理砂岩から成る薄層理タービダイト砂岩（周辺薄層部）が形成されたためである（徳橋, 1976a, b）。タービダイト砂岩の層厚と中央厚層部の広がりとはそれをもたらしたタービディティー・カーレントの規模の反映であり、その規模が縮小するにつれ、層厚と中央厚層部の広がりも縮小し、ついには、中央厚層部そのものが地層の露出範囲ではみられないほど北方に後退したと考えられる。

このように本サクセッションのタービダイト砂岩単層には、厚さの変動が大きいかかわらず、共通するひとつの基本形態が認められる。こうした Ky 21 サクセッションのタービダイト砂岩単層の形態は、それを含む Ky 12-Ky 21 ユニットの形態（Fig. 3）と比較するとよく一致していることが指摘され、ユニット全体の岩相分布および形態の特徴は、個々のタービダイト砂岩単層の形態の反映であることが強く示唆される。

2.1.3 清澄層 Ky 4 サクセッションのタービダイト砂岩単層

清澄層の Ky 4 サクセッション（ここでは、凝灰岩鍵層 Ky 4 とその下位の Ky 3 の間に挟まれる地層として定義）は、Fig. 4 で最下部の Am 98-Ky 8 ユニットに属し、ほぼその中間の層準に位置する。このユニットは、前述したように南北での層厚および岩相変化が極端なユニットであり、そのユニットでのタービダイト砂岩単層の対比は容易ではないが、Ky 4 とその下位の Ky 3 との間の層準では、凝灰岩薄層が上下に比較的密集して挟在することから、タービダイト砂岩単層の広域対比が可能である。Ky 4 サクセッションの柱状図を Fig. 7 に示す。また、柱状図作成地点、Ky 4 サクセッションの岩相・層厚変化、Am 98-Ky 8 ユニットの岩相・層厚変化図を Fig. 8 の A, B, C にそれぞれ示す。次にこの Ky 4 サクセッション中のタービダイト砂岩単層の形態を Fig. 9 に示す。

まず Fig. 8 の B と C を比較した場合、層厚は一桁違うにもかかわらず、お互いの形態は酷似し、相互に相似関係にあることが分かる。すなわち、ユニット全体の特徴が、そのごく一部のサクセッションの特徴と一致する

Fig. 7 Lithologic columns of Ky 4 succession in the Am 98-Ky 8 unit, Kiyosumi Formation. The number beside the columns corresponds to each sandstone bed in the succession. Modified from Tokuhashi (1979).

ことが指摘される。次に、Fig. 9 の各砂岩単層の形態に注目した場合、層厚の極大値の位置は、一定の範囲内でのばらつきはあるものの、その分布域は共通し、厚いタービダイト砂岩単層ほど、分布域がより広がる傾向が指摘される。

このことから、一定のばらつきはあるものの、タービダイト砂岩単層相互には形態上および分布上、共通した類似性が認められるといえる。この形態的特徴は Fig. 8 の B に示した Ky 4 サクセッションの形態的特徴と類似・共通するものであり、したがって、C に示した Am 98-Ky 8 ユニットの形態的特徴と類似・共通する。すなわち、Am 98-Ky 8 ユニットの全体の特徴は、Ky 4 サクセッションのタービダイト砂岩単層の形態的特徴の反映（結果）である可能性が極めて高いことが指摘される。

2.2 堆積学的研究のまとめ

清澄層や安野層（徳橋，1985b，1988，1997a）のタービダイト砂岩を対象に、多数の凝灰岩鍵層を使って、

Fig. 8 Basic data for Ky 4 succession. A : Localities of the lithologic columns in Fig. 7. B : Regional change of thickness and lithofacies of the Ky 4 succession. C : Regional change of thickness and lithofacies of Am 98-Ky 8 unit, Kiyosumi Formation. Modified from Tokuhashi (1979).

Fig. 9 Forms of individual turbidite sandstone beds of the Ky 4 succession, Kiyosumi Formation. The number of each sandstone corresponds to the number beside the columns in Fig. 7. Modified from Tokuhashi (1979).

タービダイト砂岩単層を広域的に対比し、それらの連続性や形態を検討した結果、次のようなことが指摘される。

いずれの層準のサクセッションでも、タービダイト砂岩単層の層厚の変動が大きいこと（どの層準でも、厚いタービダイト砂岩もあれば薄いタービダイト砂岩もあること）、タービダイト砂岩単層の連続性（広がり大きさ）は、タービダイト砂岩単層の厚さと正の相関があること（厚いタービダイト砂岩単層ほど分布域がより大きいこと）、同一層準のサクセッションのタービダイト砂岩単層には共通する基本形が認められ、その最大層厚部はほぼ同じ位置にあること、この共通した基本形態は、それを含むユニットの形態や岩相分布を規制していること、などである。

これらのことから、タービダイト砂岩を運搬・堆積したタービディティー・カーレントの規模の変動はいつの時代でも大きいこと、規模の大きいタービディティー・カーレントほど広い範囲を流下し、広い範囲にタービダイト砂岩をより厚く堆積したこと、その際の流下様式を最も規制する供給チャンネルの位置は、一定の期間安定（固定）しており、その結果、同一形態を有するタービダイト砂岩単層の累積から成る、したがって、個々のタービダイト砂岩単層と類似した形態を有するユニットが形成されるに至ったことが指摘される。

一方、タービダイト砂岩単層の形態は、砂岩層内部の粒度や堆積構造と密接に関係していることが、清澄層のKy21層準のタービダイト砂岩の研究から明らかになっている（Fig. 10 A）。すなわち、タービダイト砂岩単層の厚層部は、その大部分が粗粒な塊状砂岩から構成されているのに対して、その下流側に位置する薄層部は、葉理の発達した細粒砂岩から構成されており、両者の間の運搬堆積機構の間に基本的な相違があったことが指摘される。このことから、タービダイト砂岩単層の広がりや厚さを規制する要因がタービディティー・カーレントの規模であるとすれば、その形態的特徴は、それに含まれる堆積物全体の粒度組成、したがってまた、供給源の岩石特性などと密接に関係していることが指摘される。

タービダイト砂岩単層とユニットとの間の関係を簡略化して表現したのが Fig. 10 である。

3. 供給場の規制要因の解明（岩石学的研究）

ここではタービダイト砂岩の物質的な側面、特に砂岩中の重鉱物組成に注目する。すなわち、重鉱物分析とその結果明らかになる重鉱物組成が、タービダイト砂岩の分布を予測する上でどのような役割を果たし得るかにについて、新潟堆積盆の新第三紀タービダイト砂岩を対象に行った研究例をもとに紹介する。なお、本研究の詳細については、本誌ですでに紹介していることから（徳橋, 1997b）、ここでは主な結論のみを紹介する。

Fig. 10 Simplified model for the lateral change of lithofacies along the current direction. A. Lateral profile change of sedimentary structures in a single turbidite sandstone layer. B. Profile and plane figures showing the lateral change and areal distribution of lithofacies in a single unit respectively. Modified from Tokuhashi (1979).

3.1 重鉱物分析が堆積学的解釈に与える影響

先に徳橋（1992）は、新潟堆積盆東縁部の東山南部地域に分布する新第三系について、多数の凝灰岩鍵層の設定と追跡による詳細な層序学的研究成果の上に（徳橋, 1985a；柳沢ほか, 1986）、南北方向に伸びる複数の褶曲構造に規制されながら、東西に広く分布する鮮新統川口層中のタービダイト砂岩について、詳細な堆積学的研究と重鉱物分析を行った。その結果、古流向解析の結果からは、これらの砂岩はいずれも東方の脊梁地域から供給されていることが明らかになった。一方、重鉱物分析の結果からは、東部域のタービダイト砂岩と西部域のそれとでは、重鉱物組成が基本的に異なっていることが明らかになった。

このことから、川口層のタービダイト砂岩が堆積していた時期には、東西で供給源と堆積環境を異にする2つのタービダイト砂岩、すなわち、東部地域の浅海性陸棚タービダイト砂岩と、西部域の半深海性海底扇状地タービダイト砂岩が形成されていたことが明らかになった（Fig. 11）。また、これまでひとつのタービダイト砂岩体が褶曲構造によって東西に何列かに分かれて分布する

Fig. 11 Inferred paleoenvironments at the eastern margin of Niigata sedimentary basin during the deposition of the upper part of the Pliocene Kawaguchi Formation. A: Plane view, B: Profile view. Ar: Araya Formation, Kl: Lower part of Kawaguchi F., Ku1 & Ku2: Upper part of Kawaguchi F., S: Shiroyiwa F., W: Wanazu F. Modified from Tokuhashi (1992).

と考えられていた川口層は、実際には、東西に分離した2つのタービダイト砂岩体から構成されていることが明らかになった (Fig. 12)。このように重鉱物分析の導入は、タービダイト砂岩の堆積作用と堆積環境の解釈にも全く新しい知見をもたらすことができることを示している。また、重鉱物分析は、タービダイト砂岩体そのものの解釈にも基本的な変更をもたらすことができることを示唆している (徳橋, 1994, 1997a; Tokuhashi, 1993)。

3.2 タービダイト砂岩体同定指標としての重鉱物組成の役割

3.1で、重鉱物組成がタービダイト砂岩体そのものの解釈にも基本的な変更をもたらすことができることを指摘したが、このことは、重鉱物組成が、ある一定の空間を占めているタービダイト砂岩体の安定した指標鉱物と成り得る可能性を示している。このことを検証するためには、より多くのタービダイト砂岩体について、より詳細に検討する必要がある。そこで、Agyingi and Tokuhashi (1995) および Tokuhashi and Agyingi (1995) は、新潟堆積盆中部域に分布する多くの新第三系タービダイト砂岩体 (累層や部層に対応) を対象に詳細な重鉱

Interpretation before Heavy Mineral Analysis

Interpretation after Heavy Mineral Analysis

Fig. 12 Comparison of interpretation of lithofacies of the Kawaguchi Formation in the east-west profile between before and after the introduction of heavy mineral analysis. Modified from Tokuhashi (1994).

物分析を行った。その結果、個々の露頭オーダーの分析結果からは、次のようなことが明らかになった。

- 1) 個々の露頭 (層厚で5m~20mぐらい) で産出する同一砂岩体中のタービダイト砂岩は、いずれも同じような重鉱物組成を有しており、一般化した特定の重鉱物組成で表現することが可能である。
- 2) タービダイト砂岩単層の厚さや単層中の採取層準の違いや粒度が、タービダイト砂岩の重鉱物組成の基本的特徴に与える影響は小さく、このことが1)の結論に基本的な影響を与えることはない。
- 3) タービダイト砂岩とともに挟在する凝灰岩や砂質凝灰岩の重鉱物組成は、上下のタービダイト砂岩のそれと比較的よく似ている場合と全く異なる場合がある。

次に、各地点のタービダイト砂岩体の分析結果を統合すると、以下のようなことが指摘される。

1) 不透明鉱物、ホルンブレンド、ハイパーシン、オーゾイトといった量的に主要な割合を占め、かつ鑑定に間違いの少ないポピュラーな重鉱物の産出割合、組合せによって、本地域に分布するタービダイト砂岩体の重鉱物組成を分類すると、東山南部で見い出された4つのタイプ(Type I, Type I-II, Type II, Type III)に、さらに2つのタイプ(Type IV, Type V)を加えた6つのタイプに分類することが可能である(Tokuhashi and Agying, 1995; Fig. 13, Fig. 14)。

2) 累層や部層名のついた個々のタービダイト砂岩体は、一般にひとつないし相互に関連の深い2つの重鉱物組成のタイプで表現できる。個々の露頭オーダー(通常5~20mのオーダーか)で上下に産出するタービダイト砂岩の場合には、ほぼ同じ重鉱物組成を有していることを述べたが、このことが部層や累層オーダー(通常数10m~数100mのオーダー)でも、ほぼ同じように言えることが指摘される。

3) 上下および側方に隣接していても、異なった砂岩体(異なった累層や部層)の場合には、しばしば異なった重鉱物組成のタイプから構成されている。

このような事実から、重鉱物組成が、累層や部層といったオーダーで一定の空間を占めるタービダイト砂岩体の安定した指標となりうることが指摘される。また、累層や部層が異なる場合に、しばしば重鉱物組成も異なったタイプに変化することが明らかになったが、このことは、累層や部層のように岩相が基本的に異なる場合は、供給源の移動や同一供給源での何らかの地質的変動と結びついている可能性があることを物語っている。

TYPE	Opaque Minerals	Horn-blende	Hypersthene	Augite
I	◎	× -	× -	× -
I - II	◎	○△	× -	× -
II	○△	◎	× -	× -
III	○△	○△	○△	○△
IV	○△	○△	○△	× -
V	○△	× -	○△	○△

Fig. 13 Classification of heavy mineral composition in the Neogene turbidite sandstones in the Niigata sedimentary basin. ◎: Dominant, ○: Abundant, △: Rare, -: Very rare, ×: None. Modified from Tokuhashi and Agying (1995).

Fig. 14 Distribution of types of heavy mineral composition at each locality shown on the geologic sketch map. Td: Teradomari Formation, Sy: Shiiya F., Hm: Hamatsuda Alternation Member, In: Inagawa Sandstone M., Ny: Nishiyama F., T/G: Takadateyama F./Gomadoyama F., Kn: Kanatsu F., Ti: Taira F., Sr: Sarukuradake F., Hy: Higashiyama Sandstone M., Ar: Araya F., Us: Ushigakubi F., Kw(L): Lower Kawaguchi F., Kw(U): Upper Kawaguchi F. Modified from Tokuhashi and Agying (1995).

一方、このようなタービダイト砂岩体の同定指標としての重鉱物組成の役割は、全く異なる地質時代に全く異なったテクトニックセッティングの下で形成されたタービダイト砂岩体の場合にも適用可能なことが、紀伊半島四万十累帯白亜系日高川層群のタービダイト砂岩を対象にした初めての系統的な重鉱物分析結果からも明らかになっている(別所, 1997, 2000)。また、北九州の炭田地域では、古第三紀の陸成ないし浅海成砂岩の重鉱物組成やそれに基づいたタイプ分けが、地層相互の対比に広

く使われてきたことから(加藤, 1960; 小原, 1962; Sato, 1969), 重鉱物組成の砂岩体の同定指標としての役割は, タービダイト砂岩体に限らず, さまざまの砂岩体に適用できる可能性が高い。また, それぞれの場合によって, タイプ分けや砂岩体同定の際のキーとして着目される重鉱物の種類や特徴は, 全く異なることが重要である。すなわち, 何らかの重鉱物鉱物の種類や特徴に注目すれば, 個々の砂岩体の同定指標として利用できる可能性が極めて高いことが指摘される。

3.3 岩石学的研究のまとめ

以上のことから, 重鉱物分析・重鉱物組成の役割をまとめると次のようになる。

- 1) 重鉱物分析は, タービダイト砂岩の堆積過程そのものの解析にも, 層序学的・堆積学的手法のみでは得られない重要な情報や新しい解釈をもたらすことがある。
- 2) 重鉱物は, 含有量が少ないにも関わらず, その組成は個々のタービダイト砂岩体を特徴づける有効な同定指標として利用できる可能性が高い。また, キーとなる重鉱物の有無や特徴, あるいは, いくつかのキーとなる重鉱物の組み合わせによって, 個々のタービダイト砂岩体をタイプ分けすることが可能である。どのような重鉱物がキーとなるかは, 個々のケースによって異なる。
- 3) タービダイト砂岩体の同定指標としての重鉱物組成の役割は, 全く異なった地質学的セッティングの下で形成されたタービダイト砂岩体にもあてはまる可能性が高い。また, 単にタービダイト砂岩体のみならず, 他の堆積環境・堆積様式で形成された砂岩体についても適用可能である可能性が高い。
- 4) これらのことから, 試掘によって得られるコアやカッティングズ(掘屑)の重鉱物分析によって, 砂岩貯留岩の地下での分布状況や三次元的形態の解析, それらの形成様式の解明といった探鉱や油層工学上の課題解決にも, ひとつの有用な手法として応用できる可能性が高い。

4. 地球規模の規制要因の解明(数理学的解析)

タービダイトの発生やその規模が, 氷河性海水準変動といった地球規模の変動と密接に関連している可能性は, タービディティー・カーレントやタービダイト仮説の誕生時以来議論されているが(Daly, 1936; Kuenen and Migliorini, 1950), 最近, 第四紀の氷河性海水準変動のサイクルが, 地球の公転に伴って生じるいわゆるミランコビッチサイクルに対応していることも明らかになっている(Hays *et al.*, 1976; Williams *et al.*, 1988;

Berger *et al.*, 1994)。ミランコビッチサイクルは, 地球軌道要素の変動がもたらす太陽から地球への日射量の変動に起因して起こる周期で, 41万年, 10万年, 4.1万年, 1.9万年などの周期が知られている(Milankovitch, 1941)。

4.1 タービダイト・サクセッションの時系列解析

もし, 過去の地質時代のタービディティー・カーレントの発生やその規模が海水準変動といった地球規模の変動の影響を受けているのであれば, タービダイト砂岩を多数挟在する砂岩泥岩互層(タービダイト・サクセッション)の連続柱状図を作成し, それをもとに一定の時間(一定の厚さの非タービダイト泥岩=半遠洋性泥岩の堆積する時間)のタービダイト砂岩の規模(厚さ)や頻度を数理学的に解析することによって, このようなサイクルが認められる可能性が大いといえる。通常このような場合, 半遠洋性泥岩を一方の軸(縦軸)に, 一定層厚(単位層厚)の半遠洋性泥岩中に含まれるタービダイト砂岩の枚数や積算層厚を他方の軸(横軸)にとって時系列化し, それらの変動パターンを解析する時系列解析という手法を用いる場合が多い。また, 変動パターンに認められる周期(卓越周期)は, 縦軸の半遠洋性泥岩の累積時間と横軸の時系列変動パターンに認められる周期のピークの数から定性的にもとめる場合(徳橋ほか, 1999)とスペクトル解析によって定量的にもとめる場合(石原ほか, 1997)がある。しかしいずれの場合も, 周期の精度は, 縦軸の時間(地質年代)の精度に依存するため, 周期の精度には限界がある場合も多い。ここでは, 新潟堆積盆および房総半島に分布するいくつかの累層を対象に行った時系列解析の結果を紹介する。

4.2 新潟堆積盆椎谷層の時系列解析

岩石学的研究で紹介しているように, 新潟堆積盆には新第三系のタービダイト砂岩体が多数分布し, いろいろな累層や部層名がつけられている。これらのタービダイト砂岩と氷河性海水準変動や堆積環境との関係については, 堆積学的手法やシーケンス層序学的観点から, Takano (1996MS) によってまとめられているが, タービダイト・サクセッションの時系列解析などの数理学的解析は行われていない。徳橋ほか(1999)は, 新潟県西山油帯の郷本川沿いに連続的に露出するタービダイト・サクセッション(椎谷層の全層準とその上位の浜忠砂岩泥岩互層部層の最下部)を対象に, 新潟のタービダイト・サクセッションとしては, 初めて時系列解析を試みた。

椎谷層は, 主に黒色泥岩が優勢な砂岩泥岩互層から成る寺泊層の上位に整合に重なり, 主に砂岩優勢な砂岩泥岩互層から構成されている。古流向や岩相から, 南から

ほぼ南北に伸びた海底チャネルに沿って形成された自然堤防堆積物と考えられている (Takano, 1996MS)。

タービダイト・サクセッションの柱状図を作成した郷本川のセクションでも、水中土石流堆積物と考えられる含偽礫泥岩層が多数挟在していることから、自然堤防付近の不安定な堆積環境の存在が示唆され、この解釈に整合的である。一方、浜忠部層は、泥岩優勢な砂岩泥岩互層で、椎谷層の上位に整合に重なる。このタービダイト・サクセッションの時系列解析結果を Fig.15 に示す。

この図では、縦軸は半遠洋性泥岩の累積層厚で時間軸を表し、横軸は半遠洋性泥岩が一定の層厚 (2m) に達する間に形成されたタービダイトの積算層厚と積算枚数を示す。この図から、タービダイト砂岩の枚数 (頻度) と積算層厚の時間的な変動には一定の周期が存在するとともに、両者の周期はほぼ同調していることが指摘され

る。周期の大きさは、微化石などの年代値から、10万年前後と算出されている (徳橋ほか, 1999)。

4.3 房総半島安房層群清澄層の時系列解析

房総半島の安房層群に含まれる清澄層は、第2章で指摘しているように、主にタービダイト砂岩が優勢な砂岩泥岩互層からなる。このタービダイト・サクセッションの時系列解析結果を Fig.16 に示す (石原, 2000MS)。この場合も、単位層厚の半遠洋性泥岩中に挟在する砂岩の積算層厚の変動曲線と砂岩の積算枚数の曲線に同じ周期の変動が認められ、かつ両者のピークはほぼ一致する。前述のように、ユニットのオーダーで供給通路の位置はほぼ同じ位置にあり、タービダイト単層は相互に相似形を保っている。したがって、このような周期的な変動は、堆積葉状体の位置のシフトというより、タービダイト堆積の量と頻度の時間的な変動を表しているともみなすことができる。最近の凝灰岩の放射年代値 (徳橋ほか,

Fig. 15 Time-series fluctuations of cumulated thickness and number of turbidite sandstone beds in a unit hemipelagite (2m) in the Pliocene Shiya Formation in Niigata sedimentary basin. Modified from Tokuhashi *et al.* (1999).

Fig. 16 Time-series fluctuations of cumulated thickness and number of turbidite sandstone beds in a unit hemipelagite (2m) in the Pliocene Kiyosumi Formation, Awa Group.

2000) などから推定される泥岩の堆積速度に基づくと、主要な卓越周期は、5～6万年前後と9万年前後とが算出される(石原, 2000MS)。なお、清澄層の上位に整合に重なり、主に泥岩優勢な砂岩泥岩互層から成る安野層の時系列解析からは、10万年前後と3万年前後の卓越周期が認められる(石原, 2000MS)。

4.4 房総半島上総層群梅ヶ瀬層、大田代層、黄和田層の時系列解析

上総層群の梅ヶ瀬層、大田代層、黄和田層のタービダイト砂層は、水溶性天然ガスや水溶性ヨウ素鉱床の主要な貯留層となっていることもあり(明石・楡井, 1997; 徳橋, 1998), これらの累層を含む上総層群については、早くから詳細な層序学的研究がなされている(伊藤, 1997 参照)。また、これらの累層のタービダイト砂岩の発達と海水準変動との関係については、増田ほか(1989)や Ito and Katsura (1992) によって、詳細な岩相柱状図の解析、深海域の酸素同位体曲線との対比やシーケンス層序学的解析に基づいた先駆的な研究がなされている。また、Pickering *et al.* (1999) や辻ほか(1999)は、上総層群の半遠洋性泥岩中の有孔虫化石の酸素同位体の解析によって得られた同位体曲線と岩相との関係から、タービダイト砂岩の発達と海水準変動との間に肯定的な関係があることを、初めて直接的証拠から明らかにした。また、三田(2000MS)は、辻ほか(1999)で解析した同じ試料中の石灰質ナノ化石を分析した結果、石灰質ナノ化石の生産性についても、有孔虫化石の酸素同位体曲線と同じような周期が認められ、氷河性海水準変動の影響が示唆されるとしている。しかし、先に椎谷層や清澄層のタービダイト・サクセッションで行ったような数理学的な時系列解析は、まだ上総層群のタービダイト・サクセッションに対しては行われていない。

これらの累層のタービダイト・サクセッションの時系列解析結果を Fig. 17 に示す。梅ヶ瀬層は主に厚層理なタービダイト砂岩が主体の互層から構成されるのに対して、大田代層は、砂岩優勢な互層と泥岩優勢な互層との複互層からなる。一方、黄和田層は、泥岩が全体に優勢であり、タービダイト砂岩は薄層理のものが多く、層準によっては、比較的厚層理なタービダイト砂岩が挟在している。堆積環境としては、黄和田層は深海平坦面の、また大田代層と梅ヶ瀬層は海底扇状地の堆積物と考えられている(Katsura, 1982MS; 渡部ほか, 1987)。

時系列解析の結果からは、半遠洋性泥岩が一定の層厚堆積する期間に含まれるタービダイト砂岩の枚数の変動には、梅ヶ瀬層から黄和田層を通して一定の周期が認められるのに対して、砂岩の積算層厚の変動の場合は、厚い砂岩の発達している砂岩優勢な砂岩泥岩互層では、

Fig. 17 Time-series fluctuations of cumulated thickness and number of turbidite sandstone beds in a unit hemipelagite (5m) in the early Pleistocene Kiwada, Otadai and Umegase Formations, Kazusa Group.

同じような周期が認められるが、泥岩が卓越する砂岩泥岩互層の層準では、そうした周期性が認められないという両者のコントラストが明瞭に認められる。このことは、タービダイト砂岩の枚数(頻度)のほうが、周期性をより敏感に記録している可能性が高いことを示唆している。凝灰岩の放射年代や微化石年代から、これらの3累層のタービダイト・サクセッションには、数万年(1万年から4万年程度)と10万年前後の2つのオーダーの卓越周期が認められる(石原, 2000MS)。

4.5 数理学的研究のまとめ

背弧堆積盆および前弧堆積盆に分布する新第三紀から第四紀のいくつかのタービダイト・サクセッションについて、時系列解析を行ったが、その結果、いずれのタービダイト・サクセッションにおいても、オーダーとしてミランコビッチサイクルに相当する数万年～10数万年の

周期が認められることが確認された。このことは、タービダイト砂岩の発達、堆積環境や堆積様式といった堆積場の規制要因および源岩特性や供給ポテンシャルといった供給場の規制要因の影響のみならず、海水準変動といった地球規模の変動の影響を受けていること、地球規模の規制要因にも支配されていることを強く示唆しているといえる。

5. ま と め

以上、タービダイト砂岩の分布や発達にどのような規制要因があるのか、またそれらにどのような規則性が見いだされるのかについて、3つの主な規制要因に対して、著者らの研究成果をもとに報告した。このような規制要因と規則性を見いだすことは、タービダイト砂岩の空間的分布を支配する規則性の一端を明らかにすることであり、そのための研究方法は、裏をかえせば、予測するための解析手法を提供しているにほかならない。

今回、研究方法ごとに報告した研究成果を総合的に検討すると、次のような結論が得られよう。

- 1) 海底扇状地の供給通路の下流域に発達する堆積葉状体や堆積盆底では、個々のタービダイト砂岩単層は、供給通路の下流側にシート状に広く連続する。特に規模の大きいタービディティー・カーレントは、分布範囲も広くまた厚層理のタービダイト砂岩単層を形成する。供給通路は一定期間固定しており、その結果、ほぼ同じ地域に最大層厚部を有し同じような形態を共有するタービダイト砂岩単層が累積し、ひとつのユニット（震探層序単元にほぼ相当）が形成される。個々のタービダイト砂岩単層の形態は、堆積物の粒度組成によって大きく左右される。タービディティー・カーレントの活動の休止期ないし静穏期を経て、再びその活動が活発化すると、しばしば供給チャネルの位置が大きく移動し、そこから別のユニットの形成が始まる。
- 2) タービダイト砂岩中の重鉱物は、タービディティー・カーレントによって運搬中に十分攪拌され、広い範囲に同じような重鉱物組成を保持する。その結果、タービダイト砂岩の重鉱物組成は、タービダイト砂岩体の同定指標としての特性を有し、複数のタービダイト砂岩体の同一性・連続性や異質性・非連続性をチェックするうえで有用である。
- 3) ひとつの累層や部層中のタービダイト・サクセッションにみられる層厚数 m から数10 m オーダー（数万年～10数万年オーダー）の周期は、海水準変動といった地球規模の気候変動を反映している可能性が大きい。

- 4) しかし、層厚が数10 m から数100 m といった累層や部層のオーダーで現れる岩相の基本的な変化、急激な変化は、重鉱物組成の基本的な変化を伴うこともあることから、供給源の移動や供給源での地質学的現象の基本的な変化に対応している可能性も大きい。

岩相の変化の原因が供給場の地質学的要因によるのか、それとも、地球規模の海水準変動の影響によるのかを最終的に決めるには、時系列解析などの数理的な解析による周期性の検討とともに、古流向解析や堆積相解析といった堆積学的検討、重鉱物分析や主要鉱物分析といった岩石学的検討も加えた総合的な解析を行うことが望ましい。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり、本シンポジウム世話人のかたがたに、大変お世話になった。さらに、査読者からは、多数の有益なご意見を賜った。また、図面等の作成では、地質調査所非常勤職員の久保紀子氏にご協力いただいた。末筆ながらこれらのかたがたに厚くお礼を申し上げます。

引用文献

- Agyingi, C. M. and Tokuhashi, S., 1995: Heavy mineral composition of the Neogene turbidite sandstones in the middle part of the Niigata backarc oil basin, central Japan-Part I: Western ("Nishiyama") and Central ("Chuo") oil belts. *Bull., Geol. Surv. Japan*, **46**, 61-101.
- 明石 護・楡井 久, 1997: 天然ガス資源 (第5章第1節). 千葉県自然誌, 本編2, 千葉県の大地 (千葉県史41), 616-639.
- 別所孝範, 1997: 紀伊半島中西部四十帯上部白亜系の重鉱物組成—とくに、美山・竜神・丹生ノ川累層について—. *地質雑*, **103**, 377-390.
- 別所孝範, 2000: 紀伊半島四十帯累帯白亜系砂岩の重鉱物組成とその時代的变化. *地質学論集*, no. 57, 195-210.
- Berger, W. H., Yasuda, M. K., Bickert, T., Wefer, G. and Takayama, T., 1994: Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, **22**, 463-467.
- Bouma, A. H., 2000: Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 137-143.
- Daly, R. A., 1936: Origin of submarine "canyons". *Am. Jour. Sci.*, **31**, 401-420.
- Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J., 1976: Variation in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Ito, M. and Katsura, Y., 1992: Inferred glacio-eustatic control for high-frequency depositional sequences

- of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, a forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sedim. Geol.*, **80**, 67-75.
- 石原与四郎, 2000 MS: タービダイトシーケンスの時系列変動と海底扇状地堆積体の形成様式. 山口大学理工学研究科学位論文, 149 p.
- 石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一, 1997: 房総半島安房層群上部のタービダイトシーケンスの時系列解析. 地質雑, **103**, 579-589.
- 加藤和幸, 1960: 重鉱物による筑豊炭田古第三系の研究. 九州鉱山学会誌, **28**, 453-474.
- Katsura, Y., 1982: Depositional environments of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. Ph. D. dissertation, Univ. of Tsukuba, 265 p.
- Kuenen, P. H. and Migliorini, C. I., 1950: Turbidity Currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geol.*, **58**, 91-127.
- 増田富士雄・桂 雄三・渡辺幸一・吉野 隆・伊藤 慎, 1989: タービダイト層に残されたミランコヴィッチ周期: 房総半島の鮮新-更新統上総層群. 堆積学研究, no. 31, 43-48.
- Milankovitch, M., 1941: 「気候変動の天文学理論と氷河時代」(柏谷健二・山本淳之・大村 誠・福山薫・安成哲三訳, 1991), 526 p., 古今書院.
- 三田 勲, 2000 MS: 房総半島上部新生界の石灰質ナンノ化石層序および更新世古海洋環境変動. 秋田大学学位論文, 66 p.
- 中嶋輝久・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981: 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所, 107 p.
- Stow, D. A. V. and Mayall, M., 2000: Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 125-135.
- 小原浄之介, 1962: 重鉱物による北九州諸炭田の地質学的研究. 九州大学理学部研究報告, 地質学, **6**, 33-76.
- Pickering, K. T., Souter, C., Oba, T., Taira, A., Schaaf, M. and Platzman, E., 1999, Glacio-eustatic control on deep-marine forearc sedimentation, Pliocene-mid-pleistocene (c. 1180-600 ka) Kazusa Group, SE Japan. *Jour. Geol. Soc., London*, **156**, 125-136.
- Sato, Y., 1969: Geological significance of zircon-garnet-tourmaline ratio of the Paleogene sandstones of Northwestern Kyushu, Japan. *GSJ Report*, no. 235, 46 p., Geol. Surv. Japan.
- Takano, O., 1996 MS: Depositional systems and control factors on sedimentation in the Northern Fossa Magna Basin, central Japan. Ph. D. dissertation, Niigata Univ., 230 p.
- 徳橋秀一, 1976 a: 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その1) —砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態—. 地質雑, **82**, 729-738.
- 徳橋秀一, 1976 b: 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その2) —砂岩層の堆積構造と堆積環境—. 地質雑, **82**, 757-764.
- Tokuhashi, S., 1979: Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, **46**, 1-60.
- 徳橋秀一, 1983 a: タービダイトの話(3) 古海底扇状地堆積物を斬る (I. 実態編). 地質ニュース, no. 342, 40-52.
- 徳橋秀一, 1983 b: タービダイトの話(4) 古海底扇状地堆積物を斬る (II. 成因編). 地質ニュース, no. 345, 54-62.
- 徳橋秀一, 1985 a: 新潟県東山油帯南部に分布するタービダイト砂岩の予察的研究. 地調月報, **36**, 611-635.
- 徳橋秀一, 1985 b: タービダイトの話(6) タービダイト砂岩単層の形態を探る. 地質ニュース, no. 376, 6-23.
- 徳橋秀一, 1988: 古海底扇状地堆積物におけるタービダイト砂岩単層の広がり形態—層位トラップ探鉱へ向けての地質学的基礎研究—. 石油学会誌, **31**, 12-29.
- 徳橋秀一, 1992: 新潟県東山油帯南部に分布する砂岩の堆積学的・鉱物学的研究—海底扇状地タービダイト砂岩と陸棚タービダイト砂岩の堆積学的関係—. 地質雑, **98**, 355-372.
- Tokuhashi, S., 1993: Sedimentological and mineralogical analysis of the Neogene turbidite sandstone beds at the eastern margin of the Niigata backarc oil basin, central Japan. *Geol. Soc. Malaysia, Bull.*, **33**, 181-194.
- 徳橋秀一, 1994: 重鉱物分析の堆積学的研究への適用による新しい展開—新潟堆積盆東縁部の前期鮮新世タービダイト砂岩への適用—. 地調月報, **45**, 355-372.
- 徳橋秀一, 1997 a: 清澄山系の地質 (第2章第4節). 千葉県自然誌, 本編2, 千葉県の大地 (千葉県史41), 163-200.
- 徳橋秀一, 1997 b: 砂岩貯留岩解析において重鉱物分析に期待される新しい役割—新潟合油堆積盆タービダイト砂岩の解析例から—. 石技誌, **62**, 151-164.
- 徳橋秀一, 1998: ヨウ素及びヨウ素鉱床: その2. 千葉県下の水溶性ヨウ素鉱床, ヨウ素, **1**, 25-30.
- Tokuhashi, S. and Agyingi, C. M., 1995: Heavy mineral composition of the Neogene turbidite sandstones in the middle part of the Niigata backarc oil basin, central Japan—Part II: Eastern ("Higashiyama") oil belt and summary of the whole study area. *Bull., Geol. Surv. Japan*, **46**, 121-151.
- 徳橋秀一・檀原 徹・岩野英樹, 2000: 房総半島安房層群上部の8凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **106**, 560-573.
- 徳橋秀一・石原与四郎・宮田雄一郎, 1999: 新潟堆積盆西山油帯郷本川沿いの新第三系タービダイト・サクセッションの堆積学的・数理学解析. 地調月報, **50**, 27-48.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫, 1975: フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, **29**, 262-274.
- 辻 隆司・宮田雄一郎・中水 勝, 1999: 堆積物中に残された周期性を利用した年代層序の可能性. 石技誌, **64**, 94-106.
- 渡部景隆・増田富士雄・桂 雄三・岡崎浩子, 1987: 関東地方の移り変わり(2). 地学教育, **40**, 79-90.
- Williams, D. F., Thunell, R. C., Tappa, E. and Rio, D., 1988: Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y.B.P., *Paleogeogr. Paleoclimatol., Paleocool.*, **64**, 221-240.
- 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤硯一, 1986: 小千谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 177 p.