房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境

——黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に*——

中 嶋 輝 允**

Sedimentary environment of flysch sediments in the Boso Peninsula, Japan

——Relationship between flysch and its marginal facies
of the Kiwada, Kurotaki and Anno Formations*——

Terumasa NAKAJIMA**

Abstract The Kiwada, Kurotaki and Anno Formations (Pliocene to Pleistocene) in the Boso Peninsula, Japan, are composed of flysch and its marginal sediments. The marginal sediments are divided into four facies on the basis of their texture, sedimentary structures and fossils; facies I : shallow water sandstone and conglomerate, facies II : muddy sandstone, facies III : sandy mudstone and facies IV : mudstone.

Detailed tracing of the successions between two marker beds reveals a lateral facies change from the flysch basin toward the marginal area. Flysch facies (facies V) decreases in thickness toward the marginal area with the decrease of sandstone thickness, and passes into facies IV. The sandstone layers come to extinction in facies IV and the mudstone layers of facies V are traced into it. Facies IV changes laterally through facies III into facies II with an increase in the sand content. Facies II joins facies I which shows often large-scale cross-stratifications.

In general, the thickness of the marginal sediments tends to decrease rapidly from facies IV to facies III, but it is almost invariable in facies II and III.

Facies V can be subdivided into three subfacies, V₁, V₂ and V₃, by based on the sand/mud ratio. Subfacies V₁ (sand/mud ratio: 0.1 to 0.5) includes thin turbidite sandstones with base cut-out BOUMA's sequences, subfacies V₂ (sand/mud ratio: 0.5 to 2.5) thick and thin ones with base cut-out or complete BOUMA's sequence and subfacies V₃ (sand/mud ratio >2.5) thick ones with BOUMA's Ta/c/e, Tab/de and Ta/e sequences.

In geologic cross sections, except for the one through submarine canyons, subfacies V₃ occurs in the central thickest part and changes laterally through subfacies V₂ and V₁ into facies IV.

As compared with the occurrence of recent submarine sediments, sedimentary structures and benthonic fauna, it is assumed that the lateral facies change from facies I to IV corresponds to the change of sediments from coast to offshore on the continental shelf, and facies IV and V are identified with sediments on the continental slope and slope basins (submarine fans).

はじめに

世界各地の造山帯にみられるフリッシュの堆積環境に

1977 年 11 月 5 日 受理

* 日本地質学会第79年学術大会で一部講演。

** 地質調査所鉱床部, Mineral Deposits Department, Geological Survey of Japan, Shinjuku, Tokyo, 162 Japan.

ついでにの考えは、研究者によって異なり、また時代とともに変わってきた。たとえば、19世紀から20世紀初頭のアメリカの造山運動の研究者は (JAMES HALL, J. D. DANA など)、フリッシュを含め、全ての地向斜堆積物を浅海性と考えていたが、ヨーロッパアルプスの研究者は (T. FUCHS, M. BERTRAND, E. HAUG, G. STEINMANN,

E. SUSS, A. HEIM, D. PANTANELLI など), それを比較
的深い海の堆積物とみなす人が多かった (DOTT, 1974).

一方, KUENEN & MIGLIORINI (1950) によって, 深
海砂の堆積機構についての乱泥流の仮説が出されると,
フレッシュ堆積物は, 一般に深い海の堆積物と認められ
るようになった. とくに, 近年においては, 北アメリカ
大陸周囲のコンチネンタル・ライズや大洋底の海底扇状
地についての知識が増大するにともない, フレッシュ堆
積物は海底扇状地の観点から論じられるようになった
(WALKER & MUTTI, 1973; NORMARK, 1974; MUTTI,
1974; NELSON & NILSEN, 1974; RICCI-LUCCHI, 1975;
NELSON *et al.*, 1975).

わが国においても, 房総半島に分布するフレッシュ堆
積物の堆積学的研究に基づき, それを構成する単層の拡
がりや堆積構造の側方変化, 古流系などが明らかにさ
れ, その堆積物は海底扇状地に形成されたものと考えら
れている (徳橋, 1976; HIRAYAMA & NAKAJIMA, 1977).

フレッシュ堆積物の堆積環境を研究する時, その岩相
の側方変化を明らかにすることは重要である. 現在ま
で, フレッシュ堆積物の岩相変化には, おおきくみて2
通りの変化が知られている. そのひとつは, フレッシュ
堆積物を構成するタービダイト砂岩の供給源のある海底
谷から海底扇状地の末端の方向に追跡した時の岩相変化
で, フレッシュ堆積物は, 厚い砂質フレッシュから次第
に薄い泥質フレッシュへと変化してゆく (RADOMSKI,
1961; EINSELE, 1963; DZULYNSKI & SMITH, 1964;
WALKER, 1967).

他のひとつは, 堆積盆の縁辺部から, 海底谷を通らな
いで, 海底扇状地を斜めに横切って堆積盆の中心部に向
かう方向の岩相変化である. この場合には, 縁辺部の浅
海性堆積物が, 泥岩・シルト岩あるいは頁岩からなる泥
質堆積物をへて, フレッシュ堆積物へと変化する (KOS-
ZARSKI & ZYTKO, 1959; KELLING, 1964; WALKER,
1966).

一般に, 前者の岩相変化から, タービダイト砂岩の堆
積作用や海底扇状地の形成機構が研究され, 後者の岩相
変化からは, 浅海から深海にわたる堆積盆全体における
フレッシュ堆積物の堆積環境が研究されてきた. しか
し, WALKER (1966) も述べているように, 後者につい
ての研究は意外に少なく, フレッシュ堆積物とその縁辺
相の関係は, 詳しく明らかにされていない. そこで, 筆
者は, 房総半島に分布する地層の中から, フレッシュ相
と縁辺相の両方を含む黄和田層・黒滝層・安野層をとり
あげ, 両岩相の関係を中心にフレッシュ堆積物の堆積環

境の研究を行った.

本論文を草するにあたり, 東北大学名誉教授故畑井小
虎博士, 同大学北村 信教授には, 種々有益な御教示を
賜った. ここに厚く感謝の意を表する.

筆者の房総半島のフレッシュ堆積物の研究は, 地質調
査所平山次郎博士の積極的な啓発と御助力によるところ
が大きい. ここに深く感謝の意を表する.

野外調査にあたっては, 細川 誠・松本 茂・徳橋秀
一・石井恒利の各氏に精力的な御協力を賜った. これ
らの方々に厚く御礼申し上げる.

地 質 概 説

房総半島中部における層序区分を第1図に示す. この
うち, 安房層群は小池・西川 (1955) の安房層群を拡大
し, 再定義したもので, 彼らの豊岡累層と安房層群を合
わせたものである. また, 小池 (1949) の豊岡累層群と佐
久間層群を合わせたものにも相当する. 小池らの豊岡累
層 (亜層群) と安房層群 (=佐久間層群) の境をなす千
畑不整合は, 部分的不整合で, 房総半島東部では整合とな
る. 同様の部分的不整合は天津層の中にもいくつか認め
られるので, 煩雑さを避けるため, ここでは黒滝不整合
と大崩不整合の間を安房層群としてひとつにまとめた.

上総層群と安房層群は, 主にタービダイト砂岩と泥岩

第1図 房総半島中部の層序.

Fm : Formation, Mbr : Member.

の互層からなる厚いフリッシュ堆積物と、その縁辺相をなす浅海性の砂岩・礫岩および泥質砂岩・砂質泥岩・泥岩からなる。また、その中には種々の凝灰岩層がはさまれている。フリッシュ堆積物は砂質フリッシュと泥質フリッシュの繰返しからなり、それぞれの主な部分が累層として区別される(第1図)。

上総層群と安房層群には、全体として大きく3回の堆積サイクルが認められる(中嶋, 1973)。この堆積サイクルは、下部の浅海性砂岩・礫岩にはじまり、泥質砂岩・砂質泥岩・泥岩をへて、中部の厚いフリッシュ堆積物となり、上部では逆に泥岩・砂質泥岩・泥質砂岩をへて、再び浅海性砂岩・礫岩に至るというもので、堆積サイクルの境は不整合となっていることもある。上総層群に1サイクル、安房層群に2サイクル認められ(第1図)、保田・嶺岡両層群にもおそらく同様の堆積サイクルがあると考えられる。

上総層群では、上部の笠森層から黄和田層上部までの間が、房総半島中部でもっとも厚く、東と西に向かって薄くなるのに対して(三梨ほか, 1961)、上総層群下部の黄和田層下部から勝浦層の間は、房総半島東海岸でもっとも厚く、西に向かって薄くなるとともに、この間の各層は西側に分布する黒滝層と指交している。一方、安房層群は房総半島中部でもっとも厚く、東と西に向かって薄くなるが、安野層と清澄層では、とくに西側において著しく薄くなる。

両層群ともに、層厚の大きくなる地域にフリッシュ堆積物が発達し、東あるいは西へ層厚が減少するにつれ、フリッシュ堆積物を構成するタービダイト砂岩は次第に薄くなり、ついには消滅して泥岩を主とする岩相に変わる。上総層群の各層および安房層群の安野層・天津層の一部は、房総半島西部において、この泥岩相の西方で、さらに砂質泥岩・泥質砂岩へと変化する。とくに、堆積サイクルの上限や下限に近いところでは、西側でさらに浅海性砂岩・礫岩からなる岩相まで変化している。また、安野層上部と天津層の一部は、東海岸に向かっても泥岩相をへて砂質泥岩・泥質砂岩に変化する。

フリッシュ堆積物を構成するタービダイト砂岩は、その流痕から推定すると、上総層群大田代層ではおよそ西から東に向かって供給されており(平山・中嶋, 1977)、安房層群安野層では、上部のものはほぼ北から南に扇形に拡がるように供給されている。しかし、安野層下部では、主に北西から南東への流向が卓越している(徳橋・岩脇, 1975)。清澄層についてはその中部の流向が詳しく調べられており、それは北から南へ拡がる扇形の古流系

をもつ(徳橋, 1976)。安野層群下部の金東層のタービダイト砂岩についてはよく調べられていないが、いくつかの露頭の観察では、東西方向の流痕が多く認められ、その中のあるものは東から西への向きを示している。

フリッシュ堆積物から縁辺相への岩相変化

1. 岩相変化の概要

ここでは、主に黄和田層・黒滝層・安野層を対象として、フリッシュ堆積物から縁辺相への岩相変化について述べる。第2図に調査層準の層序・岩相・鍵層を、第3図に安野層の分布を示す。この層準は、黒滝不整合をはさんで、上総層群と安房層群の2つの堆積サイクルにまたがり、フリッシュ相とその縁辺相を含んでいるので、両岩相の関係をみることができる。

黄和田層は泥岩を主とする岩相を示し、凝灰岩薄層をはさんでいる。凝灰岩層はとくに下部に多い。また、黄和田層最下部は、房総半島中部および西部では、砂質泥岩や泥質砂岩をへて黒滝層の砂岩に漸移的に変わる(第4図の Locs. 8~20)。房総半島東部(Loc. 23 以東)では、黄和田層の泥岩の中にタービダイト砂岩がはさまれ、フリッシュ相となる部分があり、また厚いスランプ堆積物が存在する。泥岩の中には、pebbly mudstone もしばしばはさまれている。

黒滝層は主に中粒~粗粒砂岩と礫岩からなる。砂岩は場所によって凝灰質あるいは石灰質で、しばしばその中に斜層理が発達する。礫岩は、主に中・古生層の砂岩・粘板岩・チャート等の小円礫と安房層群各層の泥岩垂角礫からなる。黒滝層とは、このような粗粒堆積物からなる岩相に対して名付けられたもので、その中のある部分の鍵層を東方に追跡してゆくと、次第に細粒な堆積物からなる岩相に移り変わり(第4図の Oj tuff 層準など)、前述のように、黄和田層下部・大原層・浪花層・勝浦層などと指交する。

安野層は安房層群上半の堆積サイクルの上・中部を代表するもので、その典型的な垂直方向の岩相変化は湊川上流の豊岡付近(Loc. 5)で観察される。そこでは、大きくみて下から上にフリッシュ堆積物→泥岩→砂質泥岩→泥質砂岩→斜層理のある粗粒砂岩の変化がみられる(第2図)。しかし、他の地域(Locs. 8, 11, 12, 20 など)では、黒滝不整合直下の安野層上部は黒滝時階の削剝作用によって欠如していて、堆積サイクル上部がみられないことが多い(第4図)。

安野層下半部のフリッシュ堆積物は、房総半島中部では泥質フリッシュと砂質フリッシュの繰返しからなり、

第2図 房総半島中部における調査層準の層序、岩相と主な鍵層。
Ho・Ta slump はスランプ堆積物。括弧の範囲は岩相解析を行った層準。

とくに Loc. 10 と Loc. 12 の間の Tw—Fm 層準には、厚さ 2～8 m の厚層砂岩を含む砂質フリッシュが発達する。しかし、Loc. 5 以西では、タービダイト砂岩は次第に尖滅して泥岩を主とする岩相に変わる。また、東方に向

かってタービダイト砂岩は薄くなり、泥岩や砂質泥岩を主とする岩相に変わる。しかし、安野層下部の Br—Sa 層準のフリッシュ堆積物はやや東に寄って発達し、Loc. 23 付近を中心に厚い砂質フリッシュがみられる。安野

第3図 柱状図の作製地点。黒色部は安野層の分布を示す。

層には凝灰岩層が多く含まれ、pebbly mudstone やスランプ堆積物もしばしば含まれている。

2. 岩相の分類

黄和田層から安野層にかけての各層には、上述のようにフリッシュ相から縁辺相への規則的な岩相変化が認められる。そこで、その様子を詳しく調べるためにその中から完全な柱状図の得られる次の6層準（第2図および第4図参照）を選び、岩相解析を行った*。

1	Ho—Sp 層準 (厚さ 10~27m)	……黄和田層
2	Kd38—Oj (4~17m) 層準	……黄和田層・黒滝層
3	Ze—Ni 層準 (5~40m)	} ……安野層
4	Fb—Kg 層準 (5~32m)	
5	Ak—Zu 層準 (3~20m)	
6	Br—Mo 層準 (1~21m)	

これらの各層準に含まれる岩相は、粒度組成や堆積構造等によって次のⅠ～Ⅴ相に分類できる。これは、上総層群から安房層群の他の地層についても当てはまる。

Ⅰ相：中粒～粗粒砂岩・礫岩を主とし、ほかに泥質砂岩・砂質泥岩・凝灰岩をはさむ。タービダイト砂岩は含まれない。この岩相の砂岩・礫岩には、しばしば planar cross-bedding, trough cross-bedding などの斜層理や、

flaser bedding, wavy bedding がみられる。凝灰質あるいは石灰質であることが多い。黒滝層がこの岩相の典型で、ほかに万田野層・長浜層・市宿層・天津層の千畑礫岩部層・金束層の大崩礫岩部層や下総層群の各層がこの岩相に当たる(図版Ⅰ—1, 2)。

Ⅱ相：泥質砂岩を主とし、ほかに砂岩・礫岩・砂質泥岩・凝灰岩をはさむ。層理面は明瞭でなく、泥質砂岩・砂質泥岩には、しばしば lenticular bedding や砂岩の薄いはさみ・レンズがみられる(図版Ⅰ—3)。この岩相は通常タービダイト砂岩を含まないが、まれに厚いタービダイト砂岩からなるチャンネル状堆積物が存在することがある(東日笠層がその例)。Ⅱ相の代表としては、黄和田層下部・安野層上部のほかに、笠森層と柿ノ木台層の一部、小櫃川以西の国本層の一部が挙げられる。

Ⅲ相：砂質泥岩を主とし、ほかに泥質砂岩・泥岩・凝灰岩をはさむ。タービダイト砂岩は少ない。層理は比較的明瞭で、砂質泥岩や泥質砂岩には、しばしば lenticular bedding や砂岩の薄いはさみ・レンズがみられる。黄和田層下部・安野層上部のほかに、笠森層と柿ノ木台層の一部、小櫃川以西の国本層の一部が代表的なものである(図版Ⅰ—4)。

Ⅳ相：細粒～粗粒の泥岩を主とし、砂質泥岩・凝灰岩・turbiditic mudstone・pebbly mudstone スランプ堆積物をはさむ。タービダイト砂岩は少ない。泥岩は塊状で、

* 岩相解析は 10 分 1 の柱状図に基づいて行った。また、粒度はあらかじめ粒度のわかっている標準サンプルを携帯し、それとの比較によって決めた。なお、一部は後述のように粒度分析を行って確認した。

第4図 黄和田層下部から安野層上部の柱状図。

堆積構造をもたず、ほぼ均質である。凝灰岩のはさみのある場合には、泥岩との境界をなす層理面は明瞭である。黄和田層上～中部・安野層上部のほかは、天津層・木ノ根層が代表的なものである（図版Ⅰ—5）。

V相：タービダイト砂岩と泥岩の互層からなり（図版Ⅰ—6）、ほかに凝灰岩・turbiditic mudstone・pebbly mudstone・スランプ堆積物をはさむ、泥岩はⅣ相の泥岩と同様に塊状均質であるが、タービダイト砂岩は級化層理・斜交葉理・平行葉理・convolute lamination・泥岩偽礫などタービダイトに特徴的な堆積構造をもっている。房総半島中部の長南層～大田代層・東部の大原層～勝浦層・安野層中部～清澄層・金束層などが代表的なものである。なお、これらのうちⅠ～Ⅳ相が縁辺相、Ⅴ相がフリッシュ相である。

次に、定量的な岩相解析をもとにこれらの岩相の相互関係について述べる。岩相解析の方法にはいろいろあるが、岩相を構成する岩石種がこの例のように多くなるとその方法はかなりむずかしくなる*。いま縁辺相についてみるならば、例えば泥岩は、鍵層を使って同時面に沿って追跡してゆくと、側方へ砂質泥岩や、さらに泥質砂岩へと漸移的に変わり、碎屑岩の粒度変化が岩相の側方変化のひとつの特徴となっている。そこで、例えば碎屑岩の含砂率（岩石試料中に含まれる砂の重量比）のような粒度組成を用いることによって、岩相の側方変化を比較的簡単に表わすことができよう。

多数の地層の重なりからなるある層準全体については、全体にわたる粒度分析がむずかしいので、その中のある種の粗粒碎屑岩の割合（逆に細粒碎屑岩の割合でもよい）などによって岩相の特徴を表わすことができる。この場合、粗粒碎屑岩として何をとりかによって、いくつかの量が考えられるが、ここでは以下のように3つの量が考えられる。

$$C_1 = h_1/h \times 100$$

$$C_2 = (h_1 + h_2)/h \times 100$$

$$C_3 = (h_1 + h_2 + h_3)/h \times 100$$

$$(h = h_1 + h_2 + h_3 + h_4)$$

ここに、 h_1 ：砂岩・礫岩層厚の和、 h_2 ：泥質砂岩層厚の和、 h_3 ：砂質泥岩層厚の和、 h_4 ：泥岩層厚の和である。 C_1 はもっとも粗粒な碎屑岩だけの割合、 C_2 はそれに泥質砂岩を加えたものの割合、 C_3 はさらに砂質泥岩を加えたものの割合で、 C_1 から C_3 へ順次より細粒な碎屑岩が付け加わる。これらのうちどれを使うかは、対象となる岩相によって異なるが、もし全てをグラフ上に示す

と、第8図のように C_1 、 C_2 、 C_3 曲線のそれぞれの曲線の間の縦の長さが各成分の割合となるので、3つの量をとともに示した方が都合がよい。

ここで注意すべきことは、 C_1 、 C_2 、 C_3 の値はある層準全体の粗さを見積ることのできる量であるが、それはあくまで地層の層厚の比率に関するものであって、岩石試料中の粒度組成を表わすものではないことである。両者の関係については、第5図によってその1例を示す。ここには、安野層 Tw 層準の厚さ約 10m の地層についての C_3 の値と、その中の Tw7 泥岩の含砂率の側方変化を示してある。 C_3 と含砂率は必ずしも正比例の関

第5図 安野層 Tw7 層準の C_3 の値と Tw7 泥岩の含砂率 (sand content) の側方変化。上部の柱状図は、Tw 層準の単層の層厚変化を示す（アラビア数字は単層の番号、×印は含砂率の測定位置）。a：タービダイト砂岩層、b：泥岩層、c：スコリア質凝灰岩層、d：軽石粒、e：スコリア粒、f：粗粒軽石粒、g：スコリア質火山礫凝灰岩層、h：酸性ガラス質凝灰岩レンズ。グラフ左端の縦軸の右側は岩石試料の含砂率にしたがった碎屑物の分類を示す。

* Krumbein & Sloss (1951) p. 450~492 を参照。

係にはないが、一般的な変化の傾向はよく合っているで、この場合 C_3 の値によって層準全体の粗さをおおまかに見積ってよいであろう。

タービダイト砂岩の現われるV相については(タービダイト砂岩を含む場合はⅢ・Ⅳ相についても)、従来の方法では sand/mud ratio (以下砂泥比とする)を用いるのが普通なので、ここでもこの量を用いる。これは一連の地層の重なりの中のタービダイト砂岩層厚の総和と泥岩層厚の総和の比であり、これによってタービダイト砂岩の分布の中心や分布状態を知ることができる。

以上の諸量を用いて前述の岩相間の境界を定量的に定めるならば、およそ次のような関係となる。

I 相…… $C_1 \geq 50\%$

II 相…… $C_1 < 50\%$, $C_2 \geq 50\%$

III 相…… $C_2 < 50\%$, $C_3 \geq 50\%$, 砂泥比 < 0.1

IV 相…… $C_3 < 50\%$, 砂泥比 < 0.1

V 相……砂泥比 ≥ 0.1

3. 各層準の岩相変化

次に鍵層 Ho~Mo 間の各層準について岩相の側方変化をみてみよう。第6図は、各層準の総厚、各層準には含まれるタービダイト砂岩層の累積層厚、およびタービダイト砂岩層と凝灰岩層の枚数の側方変化を示したものである。第7図は、スコリア質凝灰岩層と酸性凝灰岩層が各層準の総厚に対して占める割合の側方変化、また、第8図には C_1 , C_2 , C_3 および砂泥比等の前述の諸量の側方変化を層準別に示している。

Ho—Sp 層準の総厚は、25 km 地点より西はほぼ一定で、25 km 地点以東で急に増大する。この層準にはタービダイト砂岩はほとんど含まれない。凝灰岩層の数は25 km 地点以西は60枚前後であるが、それ以東ではやや増える。この傾向は総厚の変化と調和している(第6図)。

凝灰岩は、おおきくスコリア質凝灰岩と酸性凝灰岩(pumice tuff, biotite-hornblende pumice tuff*, acidic vitric tuff など)に分けられる。この層準では、スコリア質凝灰岩の割合は酸性凝灰岩の割合より多く、25 km 地点より西は25%前後であるが、それ以東では減少する。これに対して、酸性凝灰岩の割合は、全体を通じてほぼ一定で、3%前後の値を保つ(第7図)。この層準全体の層厚は、25 km 地点以東で2倍以上に増加し、酸性凝灰岩の層厚も2倍近くに増えている。

* 通称ゴマシオタフ。清澄層の Hk tuff は、その代表的なもの。biotite に富むものから hornblende に富むものまで、その鉱物組成はかなり変化がある。

第6図 Ho—Sp 層準～Br—Mo 層準の総厚、タービダイト砂岩層の累積層厚およびタービダイト砂岩層と凝灰岩層の枚数の側方変化。

この層準の C_2 は西から東に向かって徐々に減少し、24 km 地点以東では0になる(第8図)。 C_3 は24 km 地点まではほぼ100%に近くて変化なく、24 km 地点と25 km 地点の間で急に減少して0になる。したがって、この層準の岩相変化は西から東にⅡ相→Ⅲ相→Ⅳ相となる。 C_3 の急減と総厚の急増は一致している。言い換えれば、総厚はⅢ相とⅣ相の間で急変する。これとは対照的に、 C_3 が100%の区間では層厚変化は小さい(第8図)。

Kd 38—Oj 層準の総厚は、20.5~22.5 km 地点間でもっとも小さいが、層厚変化は一般に小さい。この層準にはタービダイト砂岩は含まれない。凝灰岩層の数は20.5~22.5 km 地点間では少なく、その両側で増加す

第7図 Ho—Sp 層準～Ak—Zu 層準のスコリア質凝灰岩層および酸性凝灰岩層の層厚比の側方変化。

する点で、総厚の変化と調和的である。

スコリア質凝灰岩の割合は、あまり大きな変化を示さないが、酸性凝灰岩の割合は、20.5～22.5 km 地点間から東と西に向かってやや急激に増加し、スコリア質凝灰岩の割合とはほぼ逆相関を示す。この層準では、20.5～22.5 km 地点間は主に中粒～粗粒砂岩や礫岩からなり、 C_1 は 41～87 % に達する。 C_2 は 25 km 地点以西では 90 % 前後であるが、25 km 地点の東側では急減する。 C_3 は全体を通じ 100 % に近い値を示す。したがって、この層準の岩相変化は、西から東にⅡ相→Ⅰ相→Ⅱ相→Ⅲ相となる。

Ze—Ni 層準の総厚は中部でもっとも大きく、その両側で急減する。しかし、23.5 km 地点以東ではほぼ一定の値となる。タービダイト砂岩は中部に少し含まれている。凝灰岩層の数は、16.5 km 地点でもっとも多く、それより東と西に向かって減少する。酸性凝灰岩の割合は

第8図 Ho—Sp 層準～Br—Mo 層準の C_1 , C_2 , C_3 および砂泥比の側方変化。

1: 浅海性砂岩・礫岩, 2: 泥質砂岩,
3: 砂質泥岩, 4: 泥岩。

中部で大きく、東西に減少し、総厚の変化とはほぼ調和的に変化するが、スコリア質凝灰岩は逆に中部では減少する傾向がある。

この層準の C_2 は西側で 100 % であるが、東に向かって急減し、10.5 km 以東は 0 % となる。 C_3 は中部で 0 %, その東と西で急増して 100 % となる。砂泥比は中部で 0.1 に達するが、その他は 0.1 以下である(第8図)。この層準の岩相変化は、西から東にⅡ相→Ⅲ相→Ⅳ相→Ⅴ相→Ⅳ相→Ⅲ相となる。総厚の変化は C_3 が 100 % のところでは小さく、 C_3 の急減にともなう層厚が急増する。層厚が急変するのはここでもⅢ相とⅣ相の間である。総厚・凝灰岩層の数および酸性凝灰岩の割合は、岩相がⅢ相→Ⅳ相→Ⅴ相と移るにつれて増加する。

Fb—Kg 層準の総厚は中部で大きく、その両側で減少

する。タービダイト砂岩層の数は中部で 50 枚前後、東と西に向かって減少し、両端では 10 枚以下になる。凝灰岩層の数は全体を通じほぼ一定で 40~50 枚であるが、西端では 10 数枚に減少する。タービダイト砂岩層の数と累積層厚は、総厚とほぼ調和的に変化する。酸性凝灰岩の割合は総厚の変化と調和的に変わるが、スコリア質凝灰岩は逆の変化を示す。

この層準の C_2 は西端付近で 60~80 %, それ以東では 0 %。 C_3 は東西両端で 90~100 %, 中部に向かって減少し、0 % になる。砂泥比は中部で広く 0.25~0.5 を保ち、東西両端で 0.1 以下に減少する。砂泥比と C_3 はほぼ逆相関の関係にある。この層準の岩相は、西から東へⅡ相→Ⅲ相→Ⅴ相→Ⅲ相の順に変わる。総厚の変化は、 C_3 が 50 % の前後、すなわちⅢ相とⅤ相の間でもっとも大きい。総厚・タービダイト砂岩層の数および酸性凝灰岩の割合は、Ⅱ相→Ⅲ相→Ⅴ相の順に増加する。ここでは、凝灰岩層の数はⅡ相とⅢ相の間で増加し、Ⅴ相の中ではほぼ一定している。

Ak—Zu 層準の総厚は中部よりやや東寄り大きく、東と西に向かって減少する。10.5 km 地点以西と 30.5 km 地点以東ではほぼ一定している。タービダイト砂岩層の数は、中部よりやや東寄りの広い範囲でほぼ一定の 30~40 枚、東と西の端では 10 数枚以下に減少する。凝灰岩層の数は全体を通じ 5~9 枚である。タービダイト砂岩層の数と累積層厚は総厚と調和的に変化する (第 6 図)。酸性凝灰岩の割合は、西側の一部の大きな値を除くと、総厚の変化と調和的に変わる傾向があるがその相関は明瞭でない。スコリア質凝灰岩は総厚とはほぼ逆の変化を示す (第 7 図)。

この層準の C_2 は西端で 75~80 %, 他の地域では 0 % である。 C_3 は西側で 100 % に近い値をとり、東側では 0 % まで減少する。砂泥比は広い範囲にわたり 2 前後であるが、東と西の端では 0.2~0.5 まで減少する (第 8 図)。この層準の岩相は西から東へⅡ相→Ⅲ相→Ⅴ相と変わる。総厚の急変は、 C_3 が 50 % の付近と砂泥比の急変する付近にみられる。総厚・タービダイト砂岩層の数および酸性凝灰岩の割合は岩相がⅡ相→Ⅲ相→Ⅴ相と移るにつれて増加するが、総厚は、上述のようにⅤ相の中では砂泥比と調和的に変化する。

Br—Mo 層準の総厚は、東側の 28 km 地点付近を中心に大きく、そこから東と西に向かって減少する。この層準の東側は砂質フレッシュで、amalgamation がしばしばみられるため、タービダイト砂岩層の正確な数は不明である。また、凝灰岩層は少ない。タービダイト砂岩

の累積層厚は総厚とよく調和して変化する (第 6 図)。

この層準では、 C_2 は全域にわたり 0 % である。 C_3 は西端で 100 %, 東に向かって減少し、10.5 km 地点以東は 0 % になる。砂泥比は全体的に 1~4 の高い値を示し、東側ではとくに高く、4 を越える (第 8 図)。この層準はⅤ相のみからなり、総厚はほぼ砂泥比と調和的に変化する。ただし、 C_3 の大きくなる西端付近では、総厚の変化と砂泥比の変化は一致しない。 C_3 の増加に伴ってタービダイト砂岩と互層する泥岩の層厚が急減して、相対的に砂泥比が大きくなるためと考えられる。

以上の岩相変化をまとめると次のようになる。

1) 総厚・タービダイト砂岩層の数および酸性凝灰岩の割合は、岩相がⅠ相→Ⅱ相→Ⅲ相→Ⅳ相→Ⅴ相と変化するにつれて増加する。スコリア質凝灰岩の割合は、これと全く逆の経過をたどる。

2) C_3 が 100 % に近いⅡ相とⅢ相では、総厚の変化は小さい。

3) C_3 が 50 % 前後のⅢ相とⅣ相 (またはⅤ相) の境付近で、総厚は大きく変化する。また、Ⅴ相中では、砂泥比が急変するところでも総厚の変化は大きい。

4) 6 層準は、西から東へ、それぞれ次のような岩相配列を示す。

Ho—Sp 層準：—Ⅱ相—Ⅲ相—Ⅳ相—

Kd38—Oj 層準：—Ⅱ相—Ⅰ相—Ⅱ相—Ⅲ相—

Ze—Ni 層準：—Ⅱ相—Ⅲ相—Ⅳ相—Ⅴ相—Ⅳ相—Ⅲ相—

Fb—Kg 層準：—Ⅱ相—Ⅲ相—Ⅴ相—Ⅲ相—

Ak—Zu 層準：—Ⅱ相—Ⅲ相—Ⅴ相—

Br—Mo 層準：—Ⅴ相—

これら 6 層準のさらに東西の延長の岩相変化をみると、黄和田層下部は房総半島西部から三浦半島にかけては泥質砂岩や凝灰質砂岩からなり、ほぼⅡ相の岩相を示す (三梨ほか, 1961; 三梨・矢崎 1968)。また、さらに多摩丘陵以北の関東山地東縁部に至ると、上総層群はいずれも海岸に近い場所に堆積したと考えられる砂礫層に変わるので (河井, 1961), Ho—Sp 層準と Kd38—Oj 層準は、北西の関東山地東縁に向ってⅠ相まで変化すると考えられる。一方、房総半島東部では、黄和田層下部は泥岩を主とするが、一部にフレッシュ堆積物をはさむので (三梨ほか, 1961), これらの層準の一部はⅣ相からⅤ相まで変わる。

安野層上部の Ze—Ni 層準・Fb—Kg 層準・Ak—Zu 層準は、房総半島西海岸ではⅡ相からなることが野外調査で確かめられる。また、そこでは Br—Mo 層準はⅢ相からなる。さらに西方の三浦半島東岸では、安野層に対

比される池子層の大部分が凝灰質砂岩からなるので(三梨・矢崎, 1968), 安野層の各層準はⅠ相まで変化すると推定される。これらのことを考慮して岩相変化の一般的様式を求めると, 黄和田層下部では, およそ西から東へ, Ⅰ相—Ⅱ相—Ⅲ相—Ⅳ相—Ⅴ相となり, 安野層ではⅠ相—Ⅱ相—Ⅲ相—(Ⅳ相)—Ⅴ相—(Ⅳ相)—Ⅲ相—Ⅰ相となる。

4. 岩相と層厚の関係

前項のまとめ1)~3)の事実から, 岩相と層厚の間に, とくに C_3 の値と総厚の間に, ある程度の関連性のあることがわかる。 C_3 と総厚の関係については, グラフ上にそれぞれを横軸と縦軸にとり, 各層準の各地点における2つの値をプロットしてみればよい。ただし, 総厚は異なる層準のものを比較することができないので, ある層準のなかで規準となる地点の総厚を選び, その値で各地点の総厚を割った値を用いる。規準値としては全層準に共通の性質を持ったものでなければならない。この場合には, Ⅱ・Ⅲ相の岩相における層厚変化が幸いにもどの層準でも小さいので, Ⅱ・Ⅲ相における平均総厚を規準値にとり, ある層準の各地点の総厚をその層準のⅡ・Ⅲ相の平均総厚で割った値 K を縦軸にとる。言い換えれば, K はある層準の各地点の総厚がⅡ・Ⅲ相における総厚の何倍に増大しているかを示す。

グラフを見ると C_3 が 100% に近づくにしたがい, K は 1 に収れんしてゆくの, Ⅱ・Ⅲ相内では総厚の変化が小さくなる傾向がこれからもわかる(第9図)。プロットした点は, 全体としてグラフに示した破線内にほぼお

さまり, C_3 の減少に伴い K は増大する。また, C_3 が 50% の付近では K はやや急激に変化する傾向が表われており, $C_3 = 0\%$ に至ると K は 3~4.5 の値まで増大する。すなわち, 各層準の総厚は C_3 が 100% から 0% まで減少する間に 3~4.5 倍に増大し, その変化は $C_3 = 50\%$ 付近でもっとも大きいということになる。

グラフ上の黒点は, 一部に砂泥比 1 以下のⅤ相のものを含むが, 大部分はタービダイト砂岩を含まない縁辺相(Ⅰ相をのぞく)のものである。一方, 白点は砂泥比 1 以上のⅤ相のものであり, グラフ上の K が 5 以上のものがこれに当る。このグラフでは K が 7 以上の値は省略してあるが, それらは全て砂泥比 1 以上のⅤ相のもので, 例えば Br—Mo 層準の砂質フリッシュでは $C_3 = 0\%$ で K は 10~15 の値に達する。

第9図の C_3 と K の関係は, $K > 5$ の範囲を除くと主に縁辺相(Ⅰ相をのぞく)についてのものといえる。フリッシュ相(Ⅴ相)になると総厚は Ak—Zu 層準や Br—Mo 層準にみられるように, むしろタービダイト砂岩累積層厚に密接に関係して変化するようになる(第6図)。同様の傾向は, 上総層群大田代層にもみられ(平山・中嶋, 1977), フリッシュ相中では泥岩の層厚変化はタービダイト砂岩のそれに比べてごく小さく, その結果, 総厚はタービダイト砂岩累積層厚に強く影響されて変化している。

フリッシュ堆積物の岩相変化

黄和田層下部から安野層までのいくつかの層準の岩相および層厚変化を第10図に示す。図には, フリッシュ堆積物(Ⅴ相)内部の岩相変化とフリッシュ堆積物から縁辺相への岩相変化をともに表わしている。ここでは, フリッシュ堆積物の岩相を便宜的に砂泥比によって次のように分けている。

Ⅴ相	V_1 相(泥質フリッシュ).....	$0.1 \leq \text{砂泥比} < 0.5$
	V_2 相(等量フリッシュ).....	$0.5 \leq \text{砂泥比} < 2.5$
	V_3 相(砂質フリッシュ).....	$2.5 \leq \text{砂泥比}$

V_1 相は厚さ 0.5~30 cm の極細粒~中粒砂岩をはさみ, しかも砂岩の堆積構造は“Bouma sequence”(Bouma, 1962)の base cut-out タイプが多い。主な“Bouma sequence”は, Tbcde・Tbc/e・Tcde・Tc/e・Tde・Te など, 安野層の砂岩は一般に d ないし e division の発達がよい。砂岩全体に平行葉理の発達する Tb/de も少なからず認められる。

V_2 相は厚さ 0.5~100cm の極細粒~粗粒砂岩をはさむ。安野層では, 厚い砂岩でも基底部が中粒砂からな

第9図 C_3 と K の関係。

黒点は主にⅡ・Ⅲ・Ⅳ相のもので砂泥比は 1 未満。
白点(左端上部)はⅤ相のもので砂泥比は 1 以上。

ることが多い。比較的厚い砂岩は Tabcde・Tabc/e・Tab/de などの sequence をもち、薄い砂岩は V₁ 相と同様の sequence をもっている。また、Ta/c/e や Tb/de もしばしば認められる。

V₃ 相は厚さ 1~800 cm の極細粒~粗粒砂岩を主とする。100~200 cm の厚さの砂岩と 5~20 cm の泥岩の互層が一般に多く見られる。薄い砂岩には V₁ 相と同じ“BOUMA sequence”が多く、厚い砂岩には Ta/c/e・Tab/de・Ta/e などの sequence が多い。厚い砂岩には amalgamation や dish structure がしばしばみられ、また全体にわたって不明瞭な葉理の発達することもある。

V₁ および V₂ 相の一部は、WALKER (1966, 1967) のいわゆる distal turbidites に、また V₂ 相の一部と V₃ 相は proximal turbidites に相当する。海底扇状地をモデルにした岩相区分とは、ほぼ次のような対応となる。

IV 相		Facies G	{ WALKER & MUTTI (1973) }
V ₁ 相	...	Facies D, Facies E	
V ₂ 相	...	Facies C, Facies D	
V ₃ 相	...	Facies B, Facies C	

第 10 図のフリッシュ堆積物の岩相変化をみると、Ak—Zu 層準および Fk—Nk 層準では断面のもっとも厚い部分に V₃ 相があり、層厚の減少にしたがって、側方に V₃ 相→V₂ 相→V₁ 相と変化している。Ze—Ni 層準と Fb—Kg 層準ではもっとも厚い部分は V₁ 相で、側方に V₁ 相→(IV 相)→III 相と変化している。

前章で述べたように、V 相の層厚変化は主にタービダイト砂岩の層厚変化によっているので、結局、層厚の減少にともなう基本的な岩相変化は V₃ 相→V₂ 相→V₁ 相→IV 相となる。ここで注意すべきことは、房総半島における例では、レンズ状断面の両側に岩相が対称的に配列している場合の多いことである。すなわち、もっともそろった時には IV 相→V₁ 相→V₂ 相→V₃ 相→V₂ 相→V₁ 相→IV 相の配列となる。

安野層の下部から上部へと、堆積サイクルの上部に向かっていけば、はじめ断面の中心を占めていた V₃ 相や V₁ 相は次第に失われてゆき、終わりには V 相そのものが断面から姿を消す。黒滝不整合の上の堆積サイクルに入ると、黄和田層下部の各層準には、第 10 図の断面の範囲では V 相はみられず、縁辺相が卓越している。しかし、上に向かって堆積サイクルの中心に進むと、断面の中に V 相が現われてくる。V 相を代表する大田代層の岩相変化は、上に述べたものとはほぼ同じである (平山・中嶋, 1977)。

第 10 図 Ho—Sp 層準～Fk—Nk 層準の岩相および層厚変化。

フリッシュ相の堆積環境

1. 岩相と化石相の関係

古生物学上の資料、とくに底棲生物に関するものは堆積環境について有用な情報を与える。上総層群については、貝類・底棲有孔虫化石の研究が多いので、前章で示した各岩相がいかなる堆積環境に形成されたのか、かなり詳しく分かる。それによると、上総層群最上部の笠森層上部 (II 相) は陸棚上部の貝化石群集を多く含み、その下位の笠森層下部 (III 相)～長南層 (V 相) は、陸棚上の生物群集を主に含むが、その中でも陸棚下部から大陸斜面上部の要素が多い (大山, 1959; ISHIWADA, 1964; AOKI, 1968)。笠森層中部には含まれる万田野層は典型的な I 相で、その含有貝化石は潮間帯や汽水性のものも含み、海岸から陸棚上部の環境を示す (大山, 1959)。

柿ノ木台層は房総半島中部の養老川以東では、主にⅢ相からなり陸棚下部または、それに大陸斜面の要素を加えた生物群集を含むが、養老川の西の小櫃川付近では岩相がⅡ相に変わり、含有化石も陸棚上のより浅いものが主となる(大山, 1959; ISHIWADA, 1964; AOKI, 1968). また、さらに西方では、柿ノ木台層は陸棚上部のより浅海性の群集を混える市宿層(Ⅰ相)と指交する。

国本層(Ⅳ相・Ⅴ相)の大半は陸棚下部の群集からなり、それに大陸斜面上部の群集を含み、梅ヶ瀬層から勝浦層までのフリッシュ相(Ⅴ相)の泥岩は、さらに深い大陸斜面上部ないし一部は下部の群集を含んでいる(大山, 1959; ISHIWADA, 1964; AOKI, 1968). 梅ヶ瀬層は房総半島西部では、Ⅲ相をへてⅡ相まで変化したが、それとともに底棲有孔虫群集も陸棚上のものに変わる(KITAZATO, 1977).

黄和田層は、房総半島中部では主にⅣ相からなり、東部でその中にⅤ相を少し含むが、どちらの岩相の底棲生物化石も大陸斜面上部のものを主とする(大山, 1959; ISHIWADA, 1964; AOKI, 1968). しかし、養老川以西では、黄和田層は次第に陸棚の底棲有孔虫群集を多く含むようになり、房総半島西部でⅡ相やⅢ相に岩相が変わるところでは陸棚の群集を主とするようになる(AOKI, 1968). 房総半島中部では、前章で述べたように黄和田層の下部は、下に向かってⅣ相→Ⅲ相→Ⅱ相→Ⅰ相と変化し、黒滝層(Ⅰ相)に変わるが、その変化に伴って生物群集は陸棚上のものが増し、黒滝層に至って陸棚上部の浅海種を主とするようになる(小池ほか, 1956; 大山, 1959; ISHIWADA, 1964; AOKI, 1968; 大原・高橋, 1975).

安房層群に関しては、化石の資料は非常に少ない。それでも、Ⅰ相からなる千畑礫岩部層(天津層)や大崩礫岩部層(金東層)からは浅海性の化石群集が知られ、天津層のⅣ相からは陸棚泥帯の底棲生物の化石が知られている(小池・西川, 1955; 小池ほか, 1956; 大森, 1967). また、清澄層(Ⅴ相)に含まれる底棲有孔虫は、大陸斜面下部の環境を示すと考えられている(AOKI, 1964, 1968).

化石に関する以上の資料から、岩相と化石相の間にはある程度の対応関係のあることが分かる。すなわち、Ⅰ相は陸棚上部の沿岸に棲息する生物群集に富み、Ⅱ相・Ⅲ相は陸棚上部～下部の群集を主とし、Ⅳ相・Ⅴ相は陸棚下部～大陸斜面上部の群集を主とする。中でもⅤ相は、房総半島では大陸斜面上部の群集を含む場合が多く、一部は陸棚上のものや、より深い大陸斜面下部と思われるものを含むこともある。

2. 縁辺相と現世堆積物の比較

現世堆積物において、海岸が砂礫からなる場合には、一般に沖合のある水深(泥線)から海岸の砂礫は陸棚の泥に移り変わる。泥線の水深は砂礫の移動限界に相当し、その深さは砂礫を運搬する主な営力である波浪・潮流・海流などの水理学的条件にしたがって変わり、場所によって異っている。泥線より海岸側に堆積した砂礫には、主に波浪や沿岸流などの働きによって、planar cross-bedding, trough cross-beddingなどの斜層理やflaser bedding, wavy beddingなどが観察される(ALLEN, 1967; REINECK & SINGH, 1973; HARMS, 1975; FRASER & HESTER, 1977)。

泥線付近では、海岸の砂礫はいきなり泥に変わるのはなく、一般に泥質砂からなる漸移帯(transition zone)をへて沖合の泥に移り変わる(佐藤, 1961; ALLEN*, 1967; CLIFTON *et al.*, 1971; REINECK & SINGH, 1973). 漸移帯付近では、海の状態が平静な時には泥質砂・砂質泥・泥などが主に堆積しているが、大嵐の時、あるいは潮流の発達するところでは、波浪や潮流によって海岸から間欠的に砂が運ばれてきてlenticular beddingや砂の薄いはさみ・レンズが、泥質砂・砂質泥・泥の中に形成される(ALLEN, 1967; REINECK & SINGH, 1973). 泥線より沖合には、海岸側より拡散してきたシルトや粘土の粒子が徐々に堆積し、生痕以外にはほとんど堆積構造のない泥層が形成される。

以上に述べたような、現世堆積物にみられる海岸から沖合にかけての底質や堆積構造の変化は、房総半島のフリッシュ堆積盆の縁辺部にみられるⅠ相からⅣ相にかけての岩相変化によく類似している。すなわち、砂岩・礫岩を主とし、planar cross-bedding, trough cross-beddingなどの斜層理がしばしばみられるⅠ相は上述の海岸付近の砂礫に対応し、また泥質砂岩・砂質泥岩を主とし、lenticular beddingや砂のはさみ・レンズをもつⅡ・Ⅲ相は漸移帯の泥質砂・砂質泥に、そして塊状な泥岩からなるⅣ相は沖合の泥にそれぞれ対応しているようにみえる。

この対応は、前項で述べた岩相と化石相の関係からみてもあまり矛盾がない。化石相や現世堆積物との比較を総合すると、Ⅰ相は陸棚上部の海岸付近に分布する砂礫、Ⅱ・Ⅲ相は陸棚上部～下部の漸移帯の泥質砂・砂質泥、Ⅳ相は陸棚下部～大陸斜面上部にわたる泥に対応するとみなすことができる。

* ALLEN は陸棚上の堆積物を、海岸から沖合へ sand facies, interbedded facies, mud facies の3相に分けている。漸移帯は彼のinterbedded facies に相当する。

3. フリッシュ相の堆積環境

房総半島のフリッシュ堆積盆における堆積物の層厚・岩相変化からみると、フリッシュ相（V相）はIV相に隣接し、堆積物のもっとも厚く発達する場所に位置する。縁辺相のI～IV相は、前述のように海岸から大陸斜面上部にわたる堆積物とみなされるので、IV相の外側に隣接するV相はさらに深い大陸斜面上部またはそれ以深の堆積物と考えられる。V相の泥岩に含まれる化石相は、前述のように一般に大陸斜面上部から下部の生物群集からなり、この考えと矛盾しない。

V相の砂岩については、その粒度組成や含有化石はむしろI相の砂岩のそれによく類似している。この砂岩はタービダイトに特徴的な種々の堆積学的性質を有するもので、乱泥流の堆積物とみなされ、浅海から泥の堆積する深い海へ運ばれてきたものと考えられる。

近年、房総半島のタービダイト砂岩の単層単元での詳細な堆積学的研究がなされるようになり、それは一種の

海底扇状地の上に堆積したものと考えられるようになった。とくに、安房層群清澄層のタービダイト砂岩については、その単層形態や古流系が詳しく調べられ、その重なりは、北側に扇頂をもち南にひらいた海底扇状地を形成することが明らかにされた（徳橋，1976）。清澄層上位の安野層も、清澄層から一連に続く海底扇状地の堆積物とみなされ、その下部はやや東側に寄って拡がり、上部は清澄層と同じかやや北寄りに分布する。

上総層群については、大田代層がよく研究されており、タービダイト砂岩単層内の堆積構造の側方変化や古流系から、房総半島西部に扇頂をもち東にひらいた形の海底扇状地が明らかにされている（HIRAYAMA & NAKAJIMA, 1977）。大田代層に重なる梅ヶ瀬～長南層のフリッシュ堆積物もその分布状態からみて、大田代層と同様の扇状地上に連続的に堆積したものと考えられる。

諸外国においても、北米大陸周囲などの大陸斜面下部のコンチネンタル・ライズに発達する海底扇状地の地形

第 11 図 1. 海岸から海底扇状地までの現世堆積物の分布概念図。ALLEN (1967), CLIFTON *et al.* (1971), REINECK & SINGH (1973), NORMARK (1974), NELSON & NILSEN (1974), HARMS (1975) 等にしたがう。
2. 房総半島における浅海相からフリッシュ相までの岩相分布の模式図。

や堆積物に関する知識が増えるとともに、陸上のフリッシュ堆積物やタービダイトを海底扇状地の堆積物とみなす例が多くなった (WALKER & MUTTI, 1973; MUTTI, 1974; RICCI-LUCCHI, 1975; NELSON *et al.*, 1975). しかし、房総半島の海底扇状地の場合は、化石に関する資料からみると、北米大陸周囲の海底扇状地のように深海底近くの深い場所に位置するのではなく、それよりはもっと浅い大陸斜面上部を中心に形成された堆積盆 (slope basin) に位置すると考えられる。

最後に、房総半島のフリッシュ堆積物から縁辺堆積物への層厚・岩相変化の様式や、その中の含有化石・堆積構造の変化をもとに、堆積盆全体の岩相変化とそれに対応する堆積環境をまとめると第 11 図のようになる。図に示した断面 B—B' は、堆積盆を斜めに横切るもっとも普通に現われる断面である。この断面では、V 相中のより砂勝ちな岩相が中心近くの厚いところに位置し、V 相まわりをⅣ相が取り囲み、そこから縁辺部に向かってⅢ相→Ⅱ相→Ⅰ相と変化してゆく。海底扇状地の扇頂や海底谷を通る断面 A—A' が地表の断面として現われる確率は、当然小さいと予想されるが、事実、房総半島ではこのような例はきわめて稀である。

文 献

- ALLEN, J. R. L., 1967: Depth indicators of clastic sequences. *Marine Geol.*, **5**, 429—446.
- AOKI, N., 1964: Upper Miocene Foraminifera from the Kiyosumi Formation, Boso Peninsula. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, [n. s.], no. 53, 163—169.
- , 1968: Benthonic foraminiferal zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Ibid.*, no. 70, 238—266.
- BOUMA, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation*. 168p., Elsevier, Amsterdam.
- CLIFTON, H. E., HUNTER, R. E. and PHILLIPS, R. L., 1971: Depositional structures and processes in the non-barred, high-energy nearshore. *Jour. Sed. Petrol.*, **41**, 651—670.
- DOTT, R. H., JR., 1974: The geosynclinal concept. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, no. 19, 1—13.
- DZULYNSKI, S. and SMITH, A. J., 1964: Flysch facies. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, **34**, 245—266.
- EINSELE, G., 1963: Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne). *Abhandl. Hess. Landesamt. Bodenforsch.*, **43**, 1—60.
- FRASER, G. and HESTER, N. C., 1977: Sediments and sedimentary structures of a beach-ridge complex, southwestern shore of Lake Michigan. *Jour. Sed. Petrol.*, **47**, 1187—1200.
- HARMS, J. C., 1975: Stratification and sequence in prograding shore line deposits. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course*, no. 2, 81—102.
- 平山次郎・中嶋輝允, 1977: 地向斜堆積物, 乱泥流の化石. *科学*, **47**, 82—90.
- HIRAYAMA, J. and NAKAJIMA, T., 1977: Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, **24**, 750—781.
- ISHIWADA, Y., 1964: Benthonic Foraminifera off the Pacific coast of Japan referred to biostratigraphy of the Kazusa Group. *Rept. Geol. Surv. Japan*, no. 205, 1—45.
- 河井興三, 1961: 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. *石技誌*, **26**, 212—266.
- KELLING, G., 1964: The turbidite concept in Britain. In BOUMA, A. H. and BROUWER, A. eds.: *Turbidites*, 75—92. Elsevier, Amsterdam.
- KITAZATO, H., 1977: Vertical and lateral distributions of benthonic foraminiferal fauna and the fluctuation of warm and cold waters in the middle Pleistocene of the Boso Peninsula, central Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rept.*, [2nd] (Geol.), **47**, 7—41.
- 小池 清, 1949: 房総半島中部の地質 (Ⅱ). 東大立地研報, no. 3, 1—6.
- ・西川 泰, 1955: 千葉県演習林内の地質. 演習林, no. 10, 1—6.
- ・成瀬 洋・佐藤任弘, 1956: あらいのこり礫岩の 1 例—いわゆる礫性堆積物の成因について—. 堆積学研究, no. 14, 10—13.
- KOSZARSKI, L. and ZYTKO, K., 1959: Remarks on the development and stratigraphy of the Jaslo Shales in the Menilitic and Krosno Series of the Middle Carpathians. *Kwart. Geol.*, **3**, 996—1015.
- KRUMBEIN, W. C. and SLOSS, L. L., 1951: *Stratigraphy and Sedimentation*. 660p., W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- KUENEN, PH. H. and MIGLIORINI, C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Jour. Geol.*, **58**, 91—127.
- 三梨 昂・矢崎清貫, 1968: 日本油田・ガス田図 6, 三浦半島. 地質調査所.
- ・———・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜男・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉, 1961: 日本油田・ガス田図 4, 富津—大多喜. 地質調査所.
- MUTTI, E., 1974: Examples of ancient deep-sea fan deposits from Circum-Mediterranean geosynclines. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, no. 19, 92—105.
- 中嶋輝允, 1973: 房総半島にみられる堆積サイクルとフリッシュ型砂泥互層. *海洋科学*, **5**, 408—413.
- NELSON, C. H. and NILSEN, T. H., 1974: Depo-

- sitional trends of modern and ancient deep-sea fans. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, no. 19, 69—91.
- , MUTTI, E. and RICCI-LUCCHI, F., 1975: Comparison of proximal and distal thin-bedded turbidites with current-winnowed deep-sea sands. *9th Int. Congr. Sedim. Nice, Preprints, theme 5*, 317—325.
- NORMARK, W. R., 1974: Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, no. 19, 56—68.
- 大原 隆・高橋裕平, 1975: 黒滝層の貝化石と安野層の火山碎屑岩 (予報). 千葉大教養部研報, B-8, 115—129.
- 大森昌衛, 1967: 中部日本第三紀後期における “*Pleurotomaria*” 海進について. 柴田教授退官記念論集, 262—271.
- 大山 桂, 1959: 千葉県養老川・小櫃川地区の化石群. 地調月報, 10, 99—102.
- RADOMSKI, A., 1961: On some sedimentological problems of the Swiss flysch series. *Eclog. Geol. Helv.*, 54, 451—459.
- REINECK, H. E. and SINGH, I. B., 1973: *Depositional sedimentary environments*. 439p., Springer-Verlag, Berlin.
- RICCI-LUCCHI, F., 1975: Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). *Jour. Sed. Petrol.*, 45, 3—43.
- 佐藤任弘, 1961: 浅海堆積物の粒度型について. 地質雑, 67, 58—65.
- 徳橋秀一, 1976: 清澄層 Hk 層準フレッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その2) —砂岩層の堆積機構と堆積環境—. 同上, 82, 757—764.
- ・岩脇丈夫, 1975: フレッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, 29, 262—274.
- WALKER, R. G., 1966: Shale grit and Grindslow shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *Jour. Sed. Petrol.*, 36, 90—114.
- , 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Ibid.*, 37, 25—43.
- and MUTTI, E., 1973: Turbidite facies and facies associations. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Sect., Short Course, Turbidites and deep-water sedimentation*, 119—157.

図 版 I

1. 斜層理を示す砂岩層 (市宿層, I 相). 君津市市宿.
2. 斜層理を示す凝灰質砂岩層 (黒滝層, I 相, Loc. 20).
3. 泥質砂岩層にみられる葉理をもつ細粒砂岩レンズ (黄和田層下部, II 相, Loc. 14).
4. 砂質泥岩層. スコリア質凝灰岩層 (暗色部) をはさむ (安野層上部, III 相, Loc. 14).
5. 泥岩層. 暗色のはさみは凝灰岩層 (黄和田層, IV 相, Loc. 14).
6. フレッシュ堆積物. 暗色部はタービダイト砂岩層, 明色部は泥岩層 (安野層下部, V 相, Loc. 14).