

茨城県那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層

田中 啓策*

**Upper Cretaceous Turbidite Formation of the Nakaminato Area,
Ibaraki Prefecture, Japan**

By

Keisaku TANAKA

Abstract

The Upper Cretaceous turbidite formation (Nakaminato Group) of the Nakaminato area, Ibaraki Prefecture, is represented by a thick series (at least about 1,500 m) of sandstone, siltstone and conglomerate in alternation. It is dominated by turbidite deposit, including fluxoturbidite deposit, accompanied by frequent slump beds such as folded strata and pebbly mudstone.

On the basis of the abundance and sedimentary attributes of coarse sediments the turbidite sequence is divisible into three major cycles of sedimentation and ten minor cycles (70 to 210 m thick). Typically these cycles begin with sandstone facies which, in turn, is followed by interbedded sandstone and shale facies and end with siltstone facies. On the other hand, according to the properties of fine clastics (siltstone) at least one major cycle, four intermediate cycles and six minor cycles are recognized in the turbidite formation. In these cycles the argillaceous rock (siltstone) becomes upwards finer grained and less rich in sandstone lamina and calcareous concretion. The origin of the cycles for the coarse sediments may have been fundamentally ascribed to periodic changes of the conditions (especially magnitude of uplift) of the source areas. The cycles for the fine sediments are supposed to have owed their origin largely to periodic changes of the depositional environments (depth and distance from the strandline) which were caused chiefly by tectonism (magnitude of subsidence) in the depositional areas and/or epeirogenic movements of a much wider scope. The formation of the minor cycles for the coarse clastics was, though not always, independent of periodic changes of the depositional environments, whereas the formation of the major cycles for the coarse clastics had some relation to the changes.

From the measurements of the directional-current structures, it is suggested that the coarse material derived from the western source areas was deposited from southeasterly turbidity currents probably intersecting the axis of the sedimentary basin at large angles.

The Nakaminato Group is very similar to the contemporary Izumi Group of Southwest Japan not only in the tectonic environments, lithology and fossil contents but also in the mode of cyclic sedimentation and the palaeocurrent pattern.

1. はじめに

水戸市東方那珂湊海岸に上部白亜系が確認されたのは比較的最近のことである (尾崎・斉藤, 1955)。その後、

* 地質部

この上部白亜系の層序学的・古生物学的研究は SAITO (1958, 1961-62) および OYAMA (1960-61) によって総括された。

筆者は1966-67年に地質調査所施行の5万分の1地質図幅「那珂湊」の作製にあたって、当地域の上部白亜系

を調査した。その結果、上部白亜系のうち砂岩泥質岩互層を主とする部分(平磯以北に露出)について、堆積輪廻を認別することができ、また古流系に関する知見も得られた。この報告では、とくに堆積輪廻と古流系の記述に重点をおき、さらにこの上部白亜系が種々の面で西南日本における同時代の和泉層群と類似している点にもふれる。

本稿を草するにあたって、那珂湊地域の地質に関して種々の御教示を賜わり、調査に多大の便宜を与えられた茨城大学大山年次教授ならびに斉藤登志雄助教授、さらに現地でご貴重な意見をよせられた本所磯見博・寺岡司両氏に深甚の謝意を表する。

2. 地質の概要

那珂湊海岸には上部白亜系のほかに、広く発達する第四系に覆われて新第三系の殿山層・磯崎層および阿字カ浦層(斉藤, 1956)が露出する(第1図)。

上部白亜系は従来那珂層群と呼ばれ、大洗層・那珂湊層に区分された(尾崎・斉藤, 1955)。大洗・那珂湊両層間の直接の関係は野外で認められないが、地層の分布状

態・地質構造や古生物学的資料から、大洗層是那珂湊層の下位とみなされてきた(尾崎・斉藤, 1955; OYAMA, 1960; SAITO, 1961)。いっぽう、植物化石の内容から大洗層(動物化石を産しない)の層序的位置または年代の再検討が必要だとする見解もある(松尾, 1964)。さらに、本地域周辺と同じ構造的位置にある西南日本中軸部注1)の上部白亜紀—古第三紀堆積史をも考慮した上で、大洗・那珂湊両層の上下関係を検討する必要もあろう。

那珂湊層は、後述のように和泉層群との比較から、岩相層序的には累層よりも大きい単位の地層とみなされ、主体は2累層に区分される。したがって、現段階では大洗層を含めた上部白亜系全体にたいして与えられた那珂層群の名称を用いず、従来の那珂湊層を那珂湊層群と呼ぶことにする。

大洗層は新第三系磯崎層に傾斜不整合に覆われる(尾崎・斉藤, 1955)。大洗層は第2図に示した地域の南方海岸によく露出する。本層は下限・上限ともに不明で、1,000mあまりの厚さを有し、おもに礫岩(大礫に富み、花崗岩類の礫が多い)からなり、薄い砂岩・シルト岩や炭層・植物化石層をはさむ。大洗層は従来層序的位置・植物化石(大洗植物群)から浦河統上部階に対比されてきた(OYAMA, 1960; SAITO, 1961)。

那珂湊層群は新第三系殿山層に傾斜不整合に覆われる(尾崎・斉藤, 1955)。本層群は海成層で、おもに砂岩・泥質岩とそれらの互層からなり、ときどき礫岩を伴い、アンモナイト・二枚貝(イノセラムスなど)やウニの化石を産する。本層群は大部分がヘトナイ統に対比される。下限・上限ともに不明で、厚さは少なくとも1,500m内外に達する。ここで本層群をタービダイト層と呼ぶのは後述のような堆積相を示すためである。

大洗層および那珂湊層群は見掛上単純な構造を呈し、走向NW—SEまたはWNW—ESE、傾斜30°~40°NEの同斜構造をなす。大洗層では一部に南東へ沈むゆるい向斜構造が認められる。

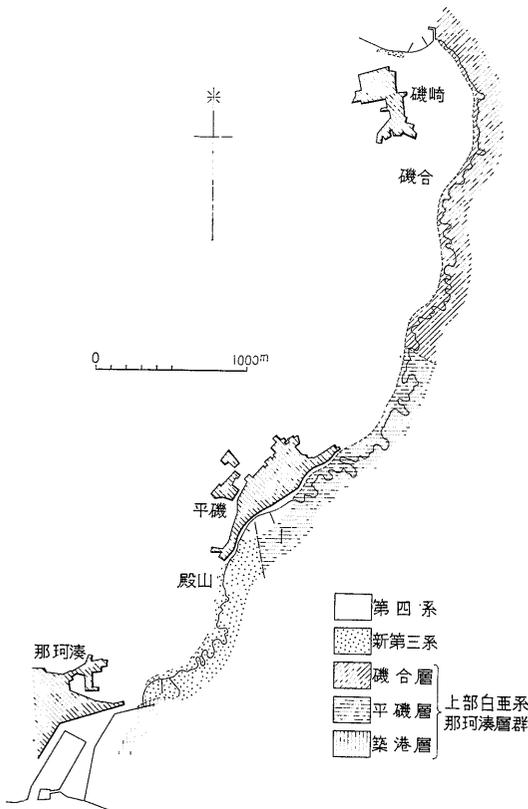
以下、本地域の上部白亜系のうち、とくにタービダイト層(那珂湊層群)について述べる。

3. 岩相

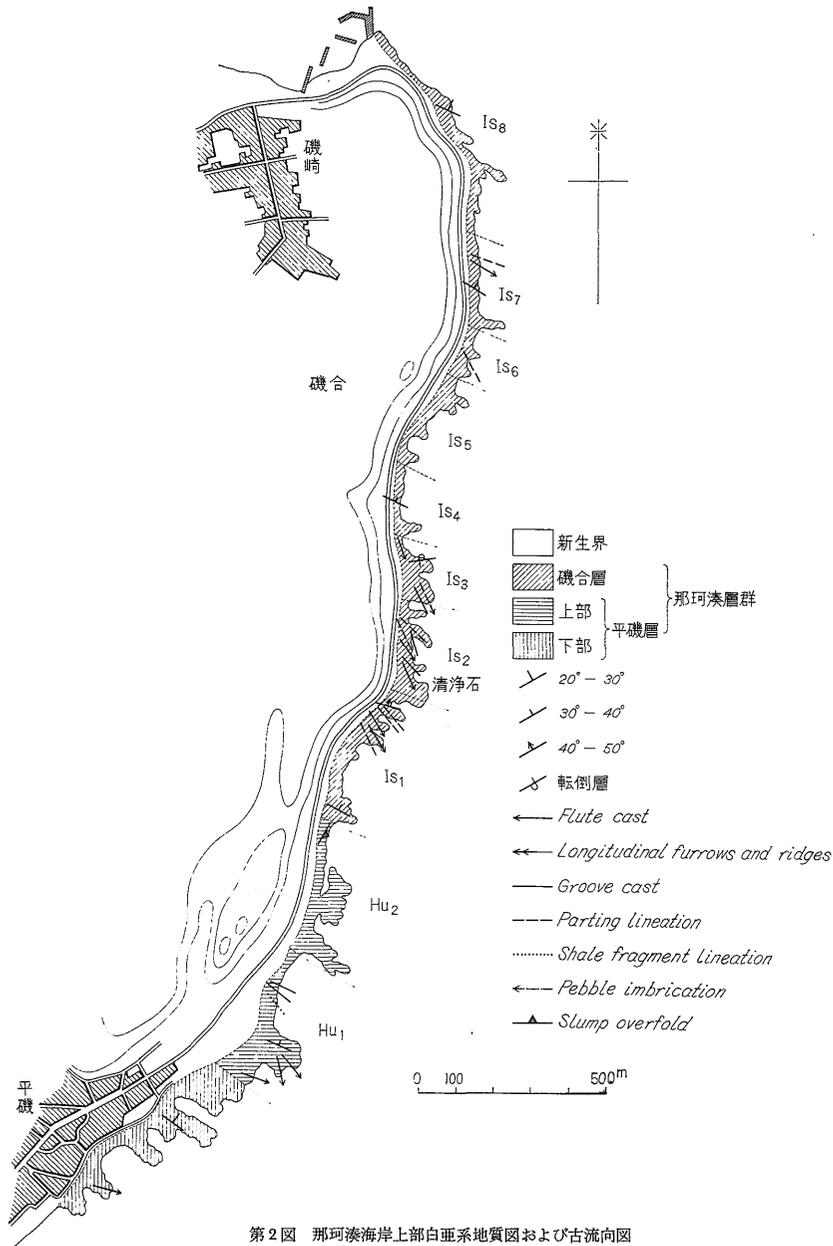
那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層を構成する地層は岩相的には比較的厚い砂岩やシルト岩、砂岩泥質岩互層・礫岩および含礫シルト岩の相に大別される。

3.1 砂岩相

注1) 西南日本においては和泉層群は領家帯の外縁部(南縁部)に発達する。堆積相の点で和泉層群に酷似する同時代の那珂湊層は、領家帯の東方延長とみなされる筑波花崗岩・領家型変成岩分布地域の外側(東側)に露出する。



第1図 那珂湊海岸地質略図



第2図 那珂湊海岸上部白亜系地質図および古流向図

砂岩は一般に灰色を呈し、ときどき暗灰・緑灰・青緑灰色を呈する。概して中・粗粒であるが、ときどき極粗粒となる。層理の発達程度、すなわち層理面の間隔(一般的な場合をカッコ内に示す)によって、無層理砂岩(3 m以上)・極厚層理砂岩(1~3 m) および厚層理砂岩(0.6~1 m) が区別される。いずれのタイプの砂岩相でも通例泥質岩のはさまはなく、たとえあったにしても数 cm 以下である。

級化層理は無層理砂岩では通常認められないが、極厚層理砂岩では多くの場合不明瞭ながらも存在し、ときどき比較的明瞭に発達することもあり、厚層理砂岩になると一般に比較的明瞭に発達する。極厚層理砂岩・厚層理砂岩ではしばしば級化層理が単層内で繰り返されている。葉理(平行葉理・クロスラミナ)は無層理砂岩・極厚層理砂岩の場合わずかにしかみられないが、厚層理砂岩ではしばしば発達している。方向性をもつ sole markings (たとえば flute cast, groove cast) は厚層理砂岩にときどきみいだされるが、極厚層理砂岩にはこのような堆積構造の代りに方向性のない load cast がしばしば発達する。砂岩はときどき泥質岩の偽礫を含む。

以上に述べた諸特徴から判断すると無層理砂岩および極厚層理砂岩は多くの場合 fluxoturbidite (DZULYNSKI, KSLAZKIEWICZ and KUENEN, 1959) または sand-flow deposits (DZULYNSKI and WALTON, 1965) であろう。厚層理砂岩は一部上記と同じような性質の堆積物、他では turbidite (KUENEN, 1964) とみなされる。

3.2 砂岩泥質岩互層相

一般に砂岩がちの互層である。極厚層理砂岩泥質岩互層(砂岩層厚約1~3 m; 泥質岩層厚 0.1 m 以下)・厚層理砂岩泥質岩互層(砂岩約 0.6~1 m; 泥質岩 0.1 m 以下)・中層理砂岩泥質岩互層(砂岩約 0.3~0.6 m; 泥質岩 0.3 m 以下) および薄層理砂岩泥質岩互層(砂岩約 0.1~0.3 m; 泥質岩 0.3 m 以下) に区別される。以上のうち、薄層理砂岩泥質岩互層がもっとも少ない。

互層を構成する砂岩は、下位の泥質岩と常に侵食面をもって接し、両者の境界は鮮明である。砂岩は前述の泥質岩をはさまない砂岩相の場合と同様の色を呈し、概して中粒、ときどき粗粒である。級化層理はよく発達し、極厚層理互層や厚層理互層の場合ではしばしば単層内に級化層理の反復が認められる。砂岩における葉理(平行葉理・クロスラミナ)の発達は極厚層理互層の場合貧弱であるが、他のタイプの互層ではしばしば顕著である。convolute lamination もときどきみられる。方向性をもつ sole markings も極厚層理互層・厚層理互層や中層理互層の砂岩にはしばしば発達している。砂岩は泥質岩の

偽礫を含むことがある。砂岩にはまれに *Ostrea* らしい二枚貝の破片が含まれるが、底棲生物の自生性遺骸はまったく包蔵されていない。以上に述べた諸特徴から判断すると、互層を構成する砂岩は turbidite とみなされる。

互層における砂岩から上位の泥質岩にいたる一連の地層(級化層, 田中, 1965) に関しては、基本的に下位より級化部・平行葉理部・クロスラミナ部(以上砂岩)・葉理部・均質部(以上泥質岩)の5単位が識別される。このような堆積構造の出現順序は BOUMA (1962) のモデルと根本的に一致する。しかし、例外的に級化部の下位にきわめて薄い平行葉理部が発達することもある。砂岩部では一般に(薄層理砂岩泥質岩互層の場合さえも)平行葉理部・クロスラミナ部の占める割合がきわめて小さい。

互層を構成する泥質岩はしばしば下位の砂岩に漸移的であり、また泥質岩自体は下部から上部へ向かって細粒になる。したがって、泥質岩の少なくとも一部(下部)は turbidity current に由来すると考えられる。

3.3 シルト岩相

シルト岩は、砂岩と互層する以外に、単独の厚層(薄くて数 m, 厚くて 100 m 以上)をなし、暗灰・黒灰色を呈する。シルト岩は砂岩葉層・石灰質 団塊(概して扁平, 径 30 cm 以下, 初生的)の量によって次の5タイプに区別される。

- (A) 砂岩葉層が少なく、団塊が多い。
- (B) 砂岩葉層が多く、団塊も多い。
- (C) 砂岩葉層が多く、団塊が少ない。
- (D) 砂岩葉層・団塊ともにまれ。
- (E) 砂岩葉層・団塊ともにまれで、他のタイプよりも細粒(シルト質粘土岩に近い)。

B・Cのタイプが優勢である。

層理はAタイプのシルト岩にあまり発達しないが、B・C両タイプのシルト岩にはよく発達する。D・E両タイプのシルト岩はしばしば無層理である。シルト岩にはときどき砂岩薄層が挟在し、とくにBタイプでは多いことがある。さらに、シルト岩はしばしばスランプ(slump)に由来する褶曲構造を示し、砂岩のねじれたブロックを含んでいる。

動物化石はいずれのタイプのシルト岩からも産し、とくにアンモナイトの *Baculites* (殻の巻きがとけて棒状となり、表面装飾が弱い)はCタイプのシルト岩から豊富に産出するが、B・D両タイプのシルト岩中にもまれながら含まれている。*Baculites* がA・B両タイプのシルト岩を主とする平磯層下部からみいだされておらず、かえってこの地層には螺旋形の *Didymoceras* がときどき産す

ることは注目すべきである。

3.4 礫岩

礫岩は泥質岩ををさまない砂岩や砂岩泥質岩互層を構成する砂岩の級化部に発達する。礫岩の厚さは数 cm ~ 数 10 cm である。一般に細・中礫大の円礫からなり、径 10 cm 以上のものはまれで、基質は砂である。しかし、スランプ構造を示す礫岩層 (基質は砂) が 1 層準 (礫合層の Is_2 下部) に挟在し、ここでは大礫が著しく多く、径 17 cm 内外に達する礫もある。

礫は大部分が火山岩類 (流紋岩・流紋石英安山岩が多く、凝灰岩も少なくない) で、ほかに古期堆積岩類 (スレート・チャート・砂岩)・ホルンフェルス・玢岩・花崗岩類 (主として花崗斑岩) もある。しかし、花崗岩類の礫はきわめてまれである。火山岩類の礫は、上部白亜紀前期と考えられている奥日光流紋岩類を構成する岩石に岩質上酷似すること、およびタービダイト層を構成する粗粒堆積物の供給源が後述のように古流系からみて西方に推定されることから、おそらく奥日光流紋岩類または現在みられないがこれに相当ない類似する火山岩類から由来したものであろう (河田・田中、未公表)。タービダイト層 (那珂湊層群) の礫岩は、花崗岩類の礫に富み火山岩類の礫に著しく乏しい大洗層の礫岩とはきわめて対照的である。

3.5 含礫シルト岩

古期岩類の礫を雑然と含む淘汰不良の無層理砂質シルト岩はタービダイト層を通じて少なくとも約 60 層準に挟在する。厚さは 3 m 以下で、外来の円礫のほかにしばしば砂岩のねじれた、または角張ったブロック (最大約 1.5 m) を含み、さらにスランプに由来する褶曲構造を示す。外来礫の最大径は約 21 cm である。含礫シルト岩層の下底にはしばしば侵食面が認められ、またこの地層内ではときどき礫径が下から上へ向かって減少する。含礫シルト岩はいわゆる pebbly mudstone (CROWELL, 1957) とみなされ、submarine mudflow に由来する。

4. 層序

那珂湊地域の上部白亜紀タービダイト層、すなわち那珂湊層群は築港層 (従来の築港部層)・平磯層 (従来の平磯町部層)・礫合層 (従来の礫合部層) に区分され、後 2 者がタービダイト層の主体をなす (第 2・3 図)。

4.1 築港層

下限・上限ともに不明で、露出する限りの厚さは約 30 m である。おもに青緑灰・灰色の無層理中粒砂岩からなる。本層の下半部では、砂岩はしばしば粗粒となり、またときどき薄い細礫質部をはさむ。

築港層は従来北東方に露出する平磯層の下位にくるとみなされたが (OYAMA, 1960; Saito, 1961), 両者の直接の関係は明らかでない。築港層と類似の地層は礫合層下部にも認められる。したがって、地層の分布・地質構造からみて、築港層は平磯層と中新統殿山層とを境する断層による礫合層最下部の繰返しである可能性もある。

4.2 平磯層

下限は不明で、580 m 内外の厚さを有する。上位の礫合層に較べてはるかに泥質岩に富む。

下部 (厚さ約 360 m) はおもに泥質岩からなり、2 枚の顕著な砂岩層 (厚さ 7 ~ 9 m) をはさむ。泥質岩は一般に砂岩葉層をひんぱんにはさむシルト岩で代表され、多数の石灰質団塊を含む。シルト岩にはスランプ性褶曲構造がひんぱんに発達し、ときどき含礫シルト岩もみられる。

上部 (厚さ約 220 m) は砂岩・砂岩泥質岩互層・シルト岩の種々の厚さの交互層からなり、泥質岩のほうが砂岩よりもむしろ優勢である。シルト岩の性状は本層下部のものほとんど同じである。本層の上部は急激な岩相変化をもって下部に重なるが、岩相全般からみると、とくに砂岩一頁岩比からみると本層の下部と上位の礫合層との漸移部にあたる。大局的には堆積輪廻^{注2)}にもとづいて下位から Hu_1 , Hu_2 の 2 層に区分することができる。 Hu_1 は Hu_2 に較べてより砂岩に富む。 Hu_1 下部のシルト岩中に浮石粒が散点し、 Hu_2 中部に帯緑灰色細粒凝灰岩の葉層が、 Hu_2 上部に厚さ約 5 cm の酸性ないし中性の灰白色細粒凝灰岩が挟在する。

4.3 礫合層

平磯層を急激な岩相変化をもって整合に覆う。上限は不明で、約 930 m の厚さをもつ。砂岩・砂岩泥質岩互層・シルト岩の種々の厚さの交互層からなり、しばしば礫岩をはさむ。堆積輪廻にもとづいて下位から Is_1 , Is_2 , Is_3 , Is_4 , Is_5 , Is_6 , Is_7 および Is_8 の 8 層に区分される。

礫岩は本層中 Is_2 においてもっともよく発達し、礫径も全体として大きい。他方、 Is_5 において礫岩がもっとも少なくなると同時に、礫径も全体として最小となる。泥質岩ををさまない砂岩は Is_8 においてよく発達し、これにたいして中層理砂岩泥質岩互層や薄層理砂岩泥質岩互層 (これらは他のタイプの互層に較べて砂岩の量比が

注2) 本稿でいう堆積輪廻は相対的に粗い堆積物に始まり、粒度を減じながら細かい堆積物に終わる一連の地層 (最上部がふたたび粗くなることもある) によって示される。

注3) Is_8 上部 - Is_4 下部は大規模なスランプ層 (那珂湊層群は例外的にこの部分において逆転する) を形成し、上下の地層と断層関係にある。しかし、断層の両側で岩相がほとんど同じであるので、このスランプ層と上下の地層との間に大きい層序的間隙がないと考えられる。

低い)は Is_1 上半部においてもっともよく発達する。また、粗い砂岩(たとえば粗粒砂岩)は Is_1 下半部に、より細かい砂岩(たとえば中粒砂岩)は Is_1 上半部においてもっとも卓越している。

シルト岩は Is_1 — Is_2 では砂岩葉層に富み、また Is_1 において石灰質団塊を多く含む。これに反して、 Is_3 — Is_8 におけるシルト岩は全体として砂岩葉層・石灰質団塊両方に乏しい。シルト岩はときどきスランプ性褶曲構造を示し、含礫シルト岩もひんぱんにみられる。 Is_4 中部に厚さ40cm前後の酸性ないし中性の灰青緑色細粒ガラス結晶質凝灰岩が、 Is_5 最上部に厚さ約10cmの灰白ないし淡灰色の凝灰質砂岩が挟在する。

4.4 対 比

那珂湊層群産の主要化石としては、平磯層から *Didymoceras awajense* (YABE), *D. nakaminatoense* (SAITO), *Praviloceras* (?) sp., *Inoceramus* cf. *balticus* BÖHM が、磯合層から *Inoceramus* cf. *shikotanensis* NAGAO and MATSUMOTO, *Baculites inornatus* MEEK, *B.* cf. *rex* ANDERSON が産する (SAITO, 1961-62)。なお、*Polyptychoceras* sp. も Is_8 からみいだされた。

上記の化石によって、平磯層は浦河統最上部亜階(?)—ヘトナイ統下部階に、磯合層はヘトナイ統下部階—同統上部階(そのうちの下部)に対比される。*Inoceramus* cf. *shikotanensis* の産出地層は *Baculites* cf. *rex* とともに Is_7 中の3枚の厚いシルト岩層のうち最下位のもの(砂岩薄層をひんぱんにはさむ)、*Baculites inornatus* の産出地層は Is_8 中の2枚の厚いシルト岩層のうち下位のもの(砂岩薄層をひんぱんにはさむ)である。したがって、ヘトナイ統の下部・上部両階間の境界は Is_6 , Is_7 間の境界あたりに求められる。

5. 堆積相の変遷

那珂湊地域の上部白亜紀タービダイト層、すなわち那珂湊層群は堆積相・層厚および年代的長さからみて、後背地の著しい隆起・堆積域の著しい沈降・それに調和して行なわれた急速な堆積に由来する産物とみなされる。

平磯層下部はスランプ性褶曲構造がしばしば発達したシルト岩を主体とし、数層準に含礫シルト岩をはさむ。平磯層下部の大部分は shelf のうち比較的沖合の部分(側斜面部 lateral slope)にも及んだような場所に堆積したと考えられる。

平磯層上部 (Hu_1 — Hu_2) になると、級化層理が発達した粗粒堆積物が増加し、さらに上位の磯合層ではこのような地層が著しく優勢になる。すなわち、turbidite (ときどき fluxoturbidite を伴う) とみなされる粗粒堆積物は

平磯層上部から磯合層に向かって卓越するようになる。含礫シルト岩およびスランプ性褶曲構造は平磯層上部から磯合層にかけて種々の層準に発達する。

したがって、磯合層は主として trough に堆積したとみなされる。しかも、本層の堆積場所は一般に trough のうちでも軸部ではなくて、比較的縁辺部(側斜面部を含む)であったと推察される。このような推論は後述の古流系によっても裏付けられる。平磯層上部の堆積環境は同層下部・磯合層の堆積環境の中間を示す。

以上に述べたことから、那珂湊層群の堆積環境は、大局的にみて shelf の比較的沖合部から trough の比較的縁辺部に移っていったと結論される。

前述のように、平磯層上部および磯合層は turbidite に富み、しばしば fluxoturbidite や含礫シルト岩を伴い、さらに種々の層準にスランプ性褶曲構造を示す。このような堆積相は、和泉山脈中部の和泉層群において trough の縁辺部に発達するような堆積相を主とした γ 相 (田中, 1965) に酷似する。平磯層上部・磯合層は一部 submarine fan の堆積物とみなされる。要するに、平磯層上部・磯合層はもちろん、平磯層下部も全体として陸地からあまり遠くなく、あまり深くない場所に堆積したと推察される。この点は磯合層を構成する turbidite 相の地層中に挟在するシルト岩層から *Baculites* が多産する(場合によってはほとんど排他的に多産する)^{注4)} ことから指摘される。上記の推論に関連して、 Is_1 最上部の1砂岩層中にサンドパイプがみられることは注目すべきである。

6. 堆積輪廻

那珂湊層群には、これと類似した堆積相を示す和泉層群 (田中, 1965) の場合と同様に、とくに砂岩—頁岩比(または砂岩の量比)・粗粒堆積物の性状の垂直的变化にもとづいて、種々の規模(少なくとも4段階)の堆積輪廻を認別し得る。このような粗粒相についてみられる堆積輪廻とは別に、細粒相(種々の層準に発達する比較的厚いシルト岩および砂岩と互層する泥質岩^{注5)}、ただし含礫シルト岩を除く)の性状の垂直的变化に注目することによって、細粒相の部分だけについても大小数段階(少なくとも4段階)の堆積輪廻を認めることが可能である。

注4) 本邦の白亜系において *Baculites* が多産する地層は、海岸から若干はなれた比較的浅海下の静かな環境に堆積したと考えられている (松本・小島, 1962)。

注5) 第3図において、シルト岩の区分を示す凡例のうち細粒としたものはシルト質粘土岩に近い。柱状図の右側に示した砂岩と互層する泥質岩の上記凡例にもとづく区分は、便宜上これらの泥質岩の比較的下部(多くは大部分)を占めるシルト質の部分について行なった。

6.1 粗粒相に認められる堆積輪廻

6.1.1 小輪廻

輪廻の認定 前述のように、那珂湊層群のうち平磯層上部は2小輪廻層(Hu₁, Hu₂)から、磯合層は8小輪廻層(Is₁~Is₈)からなる(第3図)。これらの小輪廻は第2級のものである注6)。個々の小輪廻は原則として砂岩相または砂岩に著しく富む砂岩泥質岩互層相(いずれも多くの場合礫岩を伴う)に始まり、上に向かって粗粒堆積物を減じながら、シルト岩相に終わるように認定されている。したがって、一般に各小輪廻層間の境界は明瞭であり、岩相変化も急激である(第3図)。この規模の輪廻層は層序区分の基準となり、また地質図上での図示も可能なものである。

岩相の垂直的变化 個々の小輪廻層にみられる岩相の垂直的变化は大局的にみると下から上へ向かって砂岩相→砂岩泥質岩互層相→シルト岩相のように緩慢なこともあれば、砂岩相または砂岩に著しく富む砂岩泥質岩互層相→シルト岩相のようにむしろ急激なこともある。これらの変化を総合すると、小輪廻層は下から上へ向かって次のような岩相の垂直的变化の傾向を示す。

- (1) 粗粒堆積物が減少する、すなわち砂岩一頁岩比が低下する。
- (2) 砂岩相・砂岩泥質岩互層相に関しては構成級化層の厚さが薄くなる、すなわち層理がひんぱんに発達するようになる。
- (3) 砂岩の粒度が細くなる。
- (4) 砂岩中の級化層理がひんぱんに、かつ顕著に発達するようになる注7)。
- (5) 砂岩中の葉理(とくに平行葉理)の発達がよくなる。
- (6) 礫岩が少なくなる。
- (7) 礫岩の最大層厚が薄くなる。
- (8) 礫岩中の礫(多くは火山岩、たとえば流紋岩・流紋石英安山岩)の主粒径(もっとも多くみられる大きさ)や最大径が小さくなる。

以上のような垂直的变化の傾向から、大局的にはfluxoturbiditeとみなされるような地層は小輪廻層の下部に、turbiditeとみなされるような地層は上部に優勢であるといえる。なお、スランプ性褶曲構造が小輪廻層の中部に発達しない、下部(または最下部)あるいは上部

(または最上部)に発達する傾向も認められる注8)。含礫シルト岩は小輪廻層内においてシルト岩が卓越する上部もないが、実際にはこれ以外に種々の層準にもみられる。

小輪廻層においては、含礫シルト岩中の礫(多くは前述のような火山岩)の最大径は砂岩相や砂岩泥質岩互層相における礫の最大径と同じように下から上へ向かって小さくなる傾向を示す(第3図)。しかし、多くの場合、含礫シルト岩中の礫の最大径は小輪廻層の最上部においてかえって増大し、その大きさは直上小輪廻層の最下部を占める砂岩相や砂岩泥質岩互層相における礫の最大径に近い、またはそれよりも大きいことすらある(例Hu₂, Is₂, Is₃, Is₄, Is₆ および Is₇)。このような現象は小輪廻の開始を規定する粗粒物質の著しい堆積の以前にすでに供給域の急速な隆起が行なわれていたことを示唆する。すなわち、供給域の著しい隆起の開始より少しおかれて粗粒物質の莫大な堆積がはじまり、この時期がここに述べる小輪廻の開始を画することとなる。

粗粒堆積物のもっとも優勢な部分は小輪廻層の基底部に位置しないで、それよりも少し上方にみられる場合がある(例Is₁, Is₂ および Is₄)。このことは、供給域の隆起に伴う侵食がある程度進んだ結果、粗粒物質の供給・堆積が、ここに述べる小輪廻の開始を規定する粗粒物質の著しい堆積の開始よりも少しおかれて絶頂に達したことを意味する。

型式および規模 小輪廻層は一般に上下に非対称的な層序(岩相を記号化すると、下から上へ向かってa→b→c→a)を示し、70~210m(平均約115m)の厚さをもつ。ここに述べる小輪廻層(第2級輪廻層)は和泉山脈中部の和泉層群において層序小区分の基準となる第3級輪廻層(田中, 1965)に該当する(第1表)。和泉層群の第3級輪廻層の厚さは100~400mであるが、那珂湊層群相当部、すなわち下部亜層群—中部亜層群最下部についてみると、一般に250m以下である。この数値は前記の那珂湊層群の数値に似ている。

小輪廻層を構成する細粒堆積物(シルト岩相および砂岩と互層する泥質岩)全部の厚さは一般に20~50m, 平均約30mである。含礫シルト岩を含めた場合でも上記の数値はあまり変わらない(第2表)。細粒堆積物の堆積速度は粗粒堆積物の堆積速度に較べてはるかに緩慢であり、また比較的一定しているとみなされるので、上記のような数値からみて小輪廻の形成期間の長さはほとんど一樣

注6) 粗粒相に認められる少なくとも4段階の規模の輪廻をここでは第1~4級と呼ぶ。

注7) 小輪廻層の上部に薄層理砂岩泥質岩互層が発達する場合(このような現象は実際には本地域にみられない)では、このような部分で級化層理が不明瞭になるか、またはほとんど発達しなくなることを期待される。

注8) スランプ性褶曲構造が形成されやすい比較的厚いシルト岩が小輪廻層の下部に存在しないために、このような褶曲構造が小輪廻層の下部の代りに中部に発達することもある。

第1表 那珂湊層群・和泉層群および幾春別白亜紀フリッシュ層の堆積輪廻対照表

那 珂 湊 層 群		和泉山脈中部和泉層群 (田中, 1965)	幾春別白亜紀フリッシュ層 (TANAKA, 1970)
細粒相に認められる堆積輪廻	粗粒相に認められる堆積輪廻	粗粒相に認められる堆積輪廻	
	厚さ数~10数m単位 (第4級)	厚さ数~10数m単位	Fluctuation
亜輪廻 (第4級)	亜輪廻 (第3級)	第4級輪廻	Minor epicycle
	小輪廻 (第2級)	第3級輪廻	Major epicycle
小輪廻 (第3級)	(小輪廻の数倍の周期をもつ岩相の垂直的变化)		
中輪廻 (第2級)	大輪廻 (第1級)	第2級輪廻 (累層単位)	Minor cycle
大輪廻 (第1級)		亜層群単位	
		第1級輪廻 (層群単位)	Major cycle

第2表 粗粒相に認められる小輪廻層を構成する細粒堆積物の全層厚

		シルト岩相および砂岩と互層する泥質岩の全層厚 (m)	シルト岩相・砂岩と互層する泥質岩および含礫シルト岩の全層厚 (m)
礫 合 層	Is ₈	20(+)	32(+)
	Is ₇	22	26
	Is ₆	18	22
	Is ₅	28	32
	Is ₄	12	14
	Is ₃	31	34
	Is ₂	29(?)	34(?)
平上 礫 層部	Hu ₂	53(?)	53(?)
	Hu ₁	51	52

であったといえる。

小輪廻層はより低次の亜輪廻層、すなわち第3級輪廻層(数は2~4)からなり、これらは和泉層群の第4級輪廻層(田中, 1965)に対応する(第1表)。さらに、亜輪廻層よりも規模の小さい第4級輪廻層も認められ、これらは厚さが一般に数~10数mである。亜輪廻層(第3級)・第4級輪廻層における岩相の垂直的变化の傾向はより高次の輪廻層の場合と本質的に同じである。

凝灰岩の層準 凝灰岩や凝灰質岩是那珂湊層群全体を通じてごくまれではあるが、小輪廻層の下部(例 Hu₁)、または上部ないし最上部(例 Hu₂, Is₅)、さらに亜輪廻層の最上部(例 Hu₂, Is₄ 中の亜輪廻層)にみいだされてい

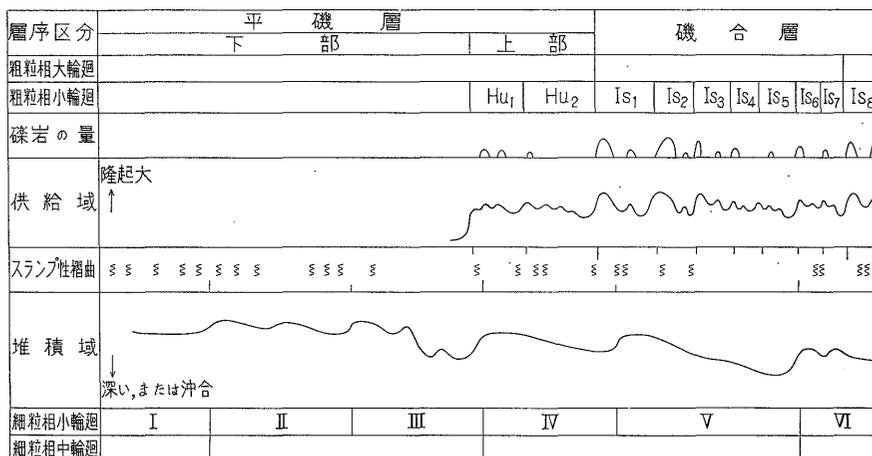
る。よりよく表現すると、凝灰岩や凝灰質岩は小輪廻または亜輪廻の初期あるいは末期に出現するといえる。凝灰岩および凝灰質岩の小輪廻層または亜輪廻層内における層準も和泉層群における対応輪廻層の場合と同じである。

6.1.2 大輪廻

輪廻の認定 粗粒相は平礫層のうち上部に発達し、礫合層では著しく優勢になる。礫合層については次記のような岩相の垂直的变化が認められる。シルト岩相は本層下部(Is₁—Is₂)よりも中部—上部(Is₅—Is₇)および最上部(Is₈)によく発達する。礫岩は本層下部に卓越するが、中部—上部では乏しくなると同時に、厚さ・礫径を減ずる。礫岩は本層最上部になると下部ほどではないがふたたび増加し、厚さ・礫径ともに大きくなる。さらに、砂岩—頁岩比が著しく高く砂岩単層の厚さが大きい極厚層理砂岩泥質岩互層は本層最下部(Is₁ 下半部)に、泥質岩をまったくはさまず層理の発達が悪い極厚層理砂岩は本層最上部においてももっとも顕著に発達している。砂岩の粒度は本層最下部でもっとも粗い。スランプ性褶曲構造は礫合層中部—上部よりも礫合層下部や最上部のほうによく発達している(第3・4注9)図)。

注9) 第4図において供給域における隆起度の変化を示す曲線は砂岩—頁岩比、砂岩の量・厚さ・粒度・堆積構造の特徴などの性状、礫岩の量・礫の大きさなどにもとづいて描いた。堆積域における深さ、または海岸からの距離の変化を示す曲線は細粒相(シルト岩相のみを扱い、砂岩と互層する泥質岩や含礫シルト岩を除外する)の性状(前述のように5タイプに区分)にもとづいて描いた。なお、砂岩と互層する泥質岩のタイプの垂直的变化もシルト岩相のタイプの垂直的变化にほとんど調和的である(第3図)。

茨城県那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層（田中啓策）



第4図 那珂湊層群に認められる堆積輪廻

第3表 那珂湊層群の粗粒相大輪廻層と和泉山脈中部和泉層群の対第2級輪廻層の対比

那珂湊層群の粗粒相大輪廻層		和泉山脈中部和泉層群の第2級輪廻層		
ヘトナイ 統上部階	礫合層最上部 (Is ₈)	C層 (岩出累層)	中部亜層群 (一部)	ヘトナイ 統上部階
	礫合層主部 (Is ₁ —Is ₇) 約800m	B層 (信達累層) 約1,300m (r相)	下部亜層群	ヘトナイ 統下部階
ヘトナイ 統下部階	平礫層 (下限不明) 600m以上	A層 (六尾累層) 約500m		

以上に述べたことから、那珂湊層群中に平礫層・礫合層主部 (Is₁—Is₇)・礫合層最上部 (Is₈) それぞれで示される3大輪廻を認めることができる注10)。

ここに述べる大輪廻層は第1級のもので、小輪廻層 (第2級) と同様に、砂岩相または砂岩に著しく富む砂岩泥質岩互層相 (いずれも礫岩をひんぱんにはさむ) に始まり、粗粒相を減じながら、シルト岩相がより多く発達する部分で終わるように認められている。平礫層・礫合層主部それぞれで示される大輪廻層間の境界は明瞭であり、岩相変化も急激である。これに反して、礫合層主部・同層最上部それぞれで示される大輪廻層間の岩相変化は著しくなく、実際に両輪廻層間の境界の決定は層序断面の詳細な観察 (第3図) によってはじめて可能となる。

岩相の垂直的变化 大輪廻層のうち、上・下限ともに

注10) 大輪廻の観点からは、礫合層最上部を個別の岩相層序単位 (たとえば1累層の下部を代表する) として礫合層主部から区別することができる。しかし、両者の間に岩相上とくに顕著な差異がないので、ここでは平礫層よりも上位の地層を礫合層として一括した。

明らかな礫合層主部を構成する大輪廻層では、岩相の垂直的变化は下から上へ向かって次のような傾向を示す。

- (1) 比較的厚い細粒堆積物 (シルト岩相) が増加する、すなわち砂岩—頁岩比が低下する。
- (2) 砂岩—頁岩比が著しく高く砂岩単層の厚さが大きいタイプの砂岩泥質岩互層は減少する。
- (3) 砂岩が細粒になる (もっとも粗粒の砂岩はこの大輪廻層の最下部に発達する)。
- (4) 礫岩が少なくなる。
- (5) 礫岩の最大層厚が薄くなる。
- (6) 礫岩中の礫の主粒径・最大径が小さくなる。
- (7) スランブ性褶曲構造の発達が衰える。

以上に述べた垂直的变化の傾向は小輪廻層の場合と根本的に調和している。

型式および規模 大輪廻層も小輪廻層と同様に本質的に非対称的な層序を示す。しかし、礫岩の頻度・層厚や礫径の垂直的变化に注目すると、上記の非対称的な層序は多少対称的な性格を帯びていることがわかる (第3・4図)。

那珂湊層群の粗粒相に認められる大輪廻 (第1級輪廻) は、規模の点では和泉山脈中部の和泉層群において層序大区分の基準となる第2級輪廻 (田中, 1965) に該当する (第1表)。那珂湊層群の大輪廻層と和泉層群の第2級輪廻層とを比較すると第3表のようになる。

礫層主部で代表される大輪廻層は7小輪廻層を含む。この大輪廻層に相当する和泉層群のB層 (信達界層, 第2級輪廻層) は、前者よりもかなり厚いにもかかわらず、8小輪廻層 (第3級輪廻層) からなる (田中, 1965)。このように大輪廻層に含まれる小輪廻層の数は那珂湊層群・和泉層群両方できわめてよく似ている。

年代的位 置 ヘトナイ統下部・上部両階間の境界是那珂湊層群では前述のように I_{S_6} , I_{S_7} 間の境界 (大輪廻層間の境界に近い) あたりに、すなわち和泉層群下部亜層群相当層の最上部内に求められる。この年代的境界は和泉層群の場合概略的にみて下部・中部両亜層群の境界 (前記大輪廻層に対応する第2級輪廻層間の境界) にあたる (第3表)。要するに、大輪廻層の時代についても両層群に共通点が認められる。

6.2 細粒相に認められる堆積輪廻

6.2.1 小輪廻

輪廻の認定 細粒相の性状、とくに粒度・砂岩葉層の量・石灰質団塊 (以下初生的) の量の垂直的变化には周期的変化が認められる。したがって、結論をさきに述べると、那珂湊層群中に6小輪廻 (I・II・III・IV・V およびVI) を認別することができる (第3図)。この小輪廻は第3級のものである注11)。細粒相にみられる岩相の垂直的变化はきわめて緩慢であるので、個々の小輪廻層間の境界を決定することは困難である。小輪廻層の境界を便宜的にはある相対的に粗粒で砂岩葉層・石灰質団塊の多い部分の中央に設定することも可能であるが、ここでは一応そのような部分とその下位にくるより細粒で砂岩葉層・石灰質団塊の少ない部分との間に設定した。このような設定の基準の意義については後で述べる。とくに砂岩葉層の量の垂直的变化には後記のような特異性がある。

岩相の垂直的变化 個々の小輪廻層が示す岩相の垂直的变化 (第3図) を総合すると、小輪廻層には基本的に下から上へ向かって次のような細粒相のタイプの変化 (非対称的な場合) が認められる。砂岩葉層が少なく石灰質団塊が多いシルト岩→砂岩葉層・団塊がともに多いシルト岩→砂岩葉層が多く団塊が少ないシルト岩→砂岩葉層・団塊がともにまれなシルト岩→砂岩葉層・団塊がともにまれなより細粒のシルト岩 (またはシルト質粘土

岩に近い) →上位の小輪廻層の最下部を占める砂岩葉層が少なく石灰質団塊が多いシルト岩。すなわち、小輪廻層における細粒相の性状にみられる垂直的变化は次のような傾向を示す。

- (1) 細粒相 (シルト岩相) は小輪廻層の下部から上部へ向かって粒度を減ずる。
- (2) 砂岩葉層は小輪廻層の最下部に少ないが、下部ではよく発達し、それから上部に向かって乏しくなる。
- (3) 石灰質団塊は小輪廻層の下部から上部へ向かって減少する。

以上に述べた細粒相の性状の垂直的变化に認められる一般的傾向は、北海道中軸帯の白亜系における標準的規模、すなわち第2級の堆積輪廻層 (主として泥相からなるもの) の場合 (TANAKA, 1963, p. 82) と根本的に調和している。したがって、このような垂直的变化は細粒相 (シルト岩相、および砂岩と互層する泥質岩の比較的下部を占めるシルト質の部分) の堆積環境、ひいてはこれらの細粒相に伴う粗粒相 (砂岩相および砂岩泥質岩互層相における砂岩) の堆積環境が、小輪廻層の下部から上部へ向かって漸次深く、または沖合となったことを示唆する (第4図)注12)。

これに関連して、小輪廻において海岸 (または供給地点、その意義については後述) からの距離、あるいは深度の増大というような堆積環境の変遷に応じて、シルト岩中における砂岩葉層の発達が初めは貧弱であったが、しだいに顕著になって絶頂に達し、その後逐次衰えていく傾向は、観点を垂直的方向から水平的方向に転じた場合、turbidite 相、とくにその粗粒堆積物がある特定の堆積条件下では供給地点からある距離、ある深度のところでもっともよく発達し、それから供給地点に遠く深い方へ向かって、また供給地点に近く浅い方へ向かって尖滅するようにレンズ状に発達するという傾向 (田中, 1965; TANAKA, 1970) と軌を一にしていると解すべきである。この場合砂岩葉層の多くは緩慢な希薄な turbidity current から堆積したものとみなすことができよう。さらに、初生的石灰質団塊は distal turbidite 相よりも proximal turbidite 相の方に多いといわれている (LOVELL, 1969)。

上記のような堆積環境の垂直的变化に関連して、スランプ性褶曲構造がより浅く、または海岸線により近い相を主とする小輪廻層 (例 I・II) にひんばんに発達し、またより深く、あるいは海岸線からより遠い相を伴う小輪廻層 (例 III・IV・V) 内でもその中部一上部に較べてより浅く、または海岸線により近い相を示す下部によく

注11) 細粒相に認められる輪廻には少なくとも第1~4級の4段階の規模のものが識別される。

注12) シルト岩相の堆積環境変遷の推定にあたっては古生物学的資料がない。今後有孔虫などの微化石からの検討が必要である。

発達していることは注目すべきである（第4図）注13）。

型式および規模 小輪廻層における層序は非対称的なこともあれば（例Ⅱ・Ⅳ）、多少対称的な性格を帯びることもある（例Ⅲ・Ⅴ）。小輪廻層を構成する細粒堆積物（シルト岩相および砂岩と互層する泥質岩）全部の厚さ注14）は100～160mである。この数値は細粒相小輪廻の時間的長さが比較的一定していることを意味する。この時間的長さは前述したような粗粒相小輪廻の時間的長さの数倍である。

細粒相小輪廻（第3級）は時間的長さからみて、また後述のような現象からみて粗粒相小輪廻（第2級）の数倍の規模をもつ（第1表）。細粒相小輪廻はより低次の亜輪廻（第4級）をいくつか含むこともある（例Ⅱ・ⅢおよびⅥ）注15）。細粒相に認められる亜輪廻の一部は、規模の上では粗粒相小輪廻（第2級）または亜輪廻（第3級）に対応する（第1表）。細粒・粗粒両相における対応輪廻の周期はほぼ一致することがある（例Ⅵの下部亜輪廻と Is_6 ）。

粗粒相に認められる輪廻との関係 細粒相に認められる小輪廻層間の境界は、粗粒相にみられる小輪廻層間の境界にほぼ一致することもあれば、かなりくいちがっていることもある。細粒相の性状の周期的変化と砂岩・礫岩の量の周期的変化との相互関係からみると、大局的には細粒相小輪廻層Ⅳは Hu_1 — Is_1 下部に、Ⅴは Is_1 上部— Is_6 に、Ⅵは Is_6 — Is_8 に対応する（第3図）。すなわち、細粒相が示す小輪廻のうち、より浅く、または海岸により近い相を示す段階の部分では、礫岩の量がより多く、または砂岩がより卓越する傾向がある（第4図）。

したがって、第4図からもわかるように、平礫層上部（ Hu_1 — Hu_2 ）から礫合層にかけては、細粒相小輪廻が示す堆積環境（深さや海岸からの距離）の周期的変化と粗粒相小輪廻が示す程度の周期をもつ後背地の隆起（その度合い）の変化とは一般に密接な関連がなく（しかしⅥの下部亜輪廻と Is_6 との間では関連がみられる）、前者は後者の数倍の周期をもつ変化と関連があったと考えられる。換言すると、粗粒相に認められる個々の小輪廻の形成にたいしては、堆積環境の周期的変化は必ずしも直接に関与していない。粗粒相にみられる周期的変化は、小

輪廻の数倍の周期をもつときに、はじめて堆積環境の周期的変化と互いに影響しあう。実際に、 Hu_1 , Is_1 — Is_2 それぞれにおいて砂岩や礫岩が急激に増加し、 Is_6 においても礫岩が急激に増加することは堆積環境の浅化と密接な関係があった（第4図）。さらに、前述のように礫合層主部（ Is_1 — Is_7 ）で代表される粗粒相大輪廻が多少対称的な性格を帯びる点も、細粒相小輪廻Ⅴ—Ⅵ下部で示される堆積環境の比較的対称的な時間的変化と密接に関連している。要するに、細粒相に認められる小輪廻は、粗粒相に認められる小輪廻の数倍の規模をもつ。

6.2.2 中輪廻

細粒相には前述の小輪廻よりも高次の中輪廻、すなわち小輪廻の場合のⅠ（下限不明）、Ⅱ—Ⅲ、Ⅳ—ⅤおよびⅥ（上限不明）で示される4輪廻が認められる（第3・4図）。

ここに述べる中輪廻層は第2級のものである。細粒相の性状の垂直的变化は本質的に小輪廻層（第3級）の場合と同じ傾向を示す。細粒相の中輪廻（第2級）は規模の点で粗粒相大輪廻（第1級）にほぼ対応するであろう（第1表）。細粒相に認められる中輪廻層間の境界と粗粒相に認められる大輪廻層間の境界とは著しくくいちがっている（第4図）。この点は両方の輪廻が共通の成因にもとづくものでないことを意味する。すなわち、細粒相輪廻の形成は根本的に堆積環境の周期的変化に、粗粒相輪廻の形成は根本的に後背地の状況（隆起・侵食の度合い）の周期的変化に支配されているといえよう。

6.2.3 大輪廻

細粒相には前述の中輪廻よりも高次の大輪廻（第1級）として、小輪廻Ⅱから少なくとも小輪廻Ⅴ、またはⅥにいたる層序的範囲で示される輪廻が認められる（第4図）。大輪廻は規模の上では和泉層群における亜層群単位の地層に近いものか、または第1級輪廻（層群単位）の一部に対応するものであろう（第1表）。

大輪廻層においては、小輪廻Ⅱから小輪廻Ⅴへ向かって大局的に堆積環境がしだいに深く、または沖合になっていった、すなわち堆積盆地の沈降がしだいに著しくなっていた（沈降が堆積をより大きく上回っていた）と推察される。このような堆積盆地の沈降の度合いの促進とは対照的に、粗粒相（turbidite 相）が平礫層下部・平礫層上部（ Hu_1 — Hu_2 ）・礫合層の順に段階的に増加していく傾向からわかるように、後背地の隆起の度合いは漸次著しくなっていたと推察される。

なお、大輪廻よりも規模が大きく、おそらく和泉層群の第1級輪廻に対応するような輪廻の存在も期待される。しかし、この規模の輪廻是那珂湊層群の露出範囲が

注13) スランプ性褶曲構造が小輪廻層の最上部に認められるのは、このような小輪廻層が本質的に非対称的な層序を示すにもかかわらず、多少対称的な性格を帯びるためである。

注14) 第3図に示した細粒相小輪廻層の厚さはこのような意味の厚さである。

注15) 砂岩と互層する泥質岩の性状をも考慮すると、小輪廻Ⅳ下部・Ⅵ上部にも規模のより小さい輪廻が認められる（第3図）。しかし、このような輪廻はシルト岩相のみについて認められる輪廻に較べて研究の現段階では精度が落ちるので、第4図にはあえて示さなかった。

限られているために認めることができない。和泉層群の場合を考慮すると、現在みられる那珂湊層群は、このような規模の輪廻の下部半輪廻(“沈降期”,あるいは“海進期”)から“氾濫期”までの間)中のかかなりの部分を示すことになるであろう。

6.3 成 因

那珂湊層群に認められる種々の規模の堆積輪廻と和泉層群における対応輪廻(田中, 1965),さらに両層群と同じくタービダイト層からなる北海道幾春別地域の白亜紀フリッシュ層に認められる堆積輪廻(TANAKA, 1970)との概略の対応関係を第1表に示す。那珂湊層群の粗粒相が示す種々の規模の輪廻の成因は、和泉層群,幾春別の白亜紀フリッシュ層における対応輪廻の成因(田中, 1965; TANAKA, 1970)と本質的に同じである。

那珂湊層群の粗粒相に認められる堆積輪廻については、小輪廻(第2級)の形成は海水準の相対的昇降運動の繰り返しもとづくのではなくて、根本的に供給域における構造運動(tectonic movements)(隆起の度合い,ひいては侵食の度合い)の周期的変化,すなわち急速な隆起の間欠的繰り返し(もちろん隆起が急に始まり,中間の時期がまったく静穏であったという意味ではない)にもとづき,場合によっては堆積域における構造運動(沈降の度合い)の周期的変化にも大なり小なり影響されたであろう。小輪廻では,時間の経過とともに根本的には供給域の隆起・侵食の度合いがしだいに弱まり,それに伴って地形起伏が低夷化し,堆積域への物質の供給量も,さらに地層の堆積速度もしだいに減少していった。亜輪廻(第3級)の成因も上記とまったく同じである。

粗粒相大輪廻(第1級)の形成には,前記小輪廻の場合に較べてより大規模の供給域における構造運動(隆起の度合い)の周期的変化と,堆積環境(堆積場所の深さ・海岸からの距離)を変化せしめるような同じくより大規模の堆積域における構造運動(沈降の度合い)の周期的変化の両方が関与した。すなわち,大輪廻は両方の周期的変化の総和が反映されたものである。これらの周期的変化は供給域の地形的起伏はもちろん,海岸線の陸地側または海側への移動や堆積盆地の一般的深度に影響を及ぼしたであろう。大輪廻では,前期から後期へ向かって小輪廻の場合と同じような上記の地質的事件の経過を辿るが,同時に礫層主部(Is_1 — Is_7)に関する限りでは大観すると前期よりも後期の方で沈降の度合いの促進に伴って,すなわち沈降速度が堆積速度をより大きく上回っていくことにもとづいて堆積場所が深くなり,また沖合となったようである。

さらに,厚さ数~10数m程度の小規模の粗粒相輪廻層

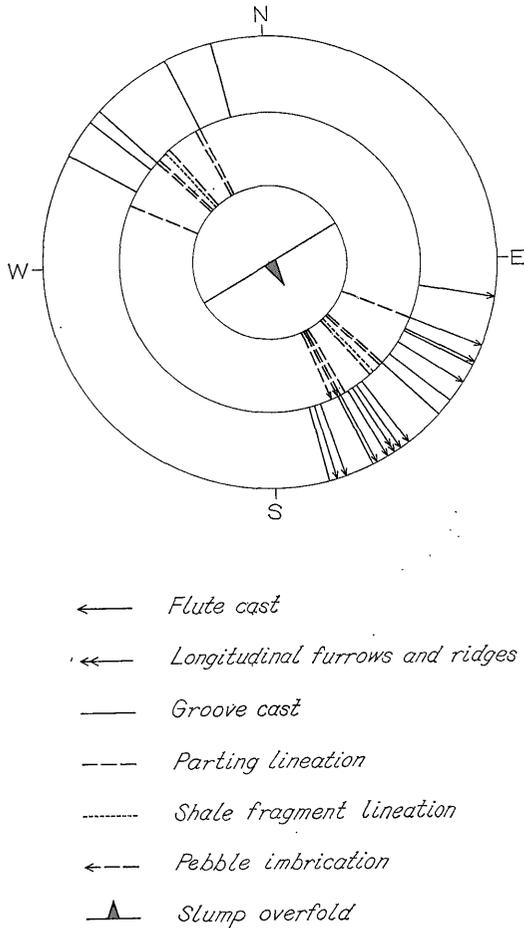
(第4級)になると,その形成は供給地点(turbidity currentのtrough)への流入地点となるsubmarine canyonの開口部)周辺から堆積場所にかけての堆積条件の周期的変化に大きく支配されたと考えられる。ここにいう堆積条件とは堆積物のtroughへの供給量,turbidity currentの最初の組成と強さ,troughにおける堆積物の運搬量,運搬距離,堆積速度などを意味する。しかし,このような輪廻の形成には,もちろん小輪廻(第2級)・亜輪廻(第3級)の形成に主役を演じた供給域(および堆積域)における構造運動がある程度影響したであろう。

那珂湊層群の細粒相に認められる小輪廻(第3級)の成因は根本的に堆積環境(深度・海岸からの距離)を変化せしめる堆積域における構造運動(沈降の度合い)の周期的変化に帰せられる。小輪廻では時間の経過とともに堆積場所の深度および(または)海岸からの距離が増した。このような変化は時間とともに沈降の度合いが著しくなったこと,すなわち沈降速度が堆積速度を上回る程度が漸次大きくなっていったことに由来する。ここに述べる小輪廻(上方細粒化を示す)の形成は那珂湊層群が細粒相大輪廻(第1級)の下部半輪廻(“沈降期”)のかかなりの部分を代表している点に規制されていることはいうまでもない。細粒相大輪廻の生成は本地域固有の沈降運動と,より広域の(和泉層群堆積地域とも関連するような)造陸運動にもとづく推察される。中輪廻(第2級)は成因的には前記2単位の輪廻の中間的である。

要するに,那珂湊地域の上部白亜紀タービダイト層(那珂湊層群)に認められる堆積の種々の周期性は,細粒相における大小数段階の規模の堆積輪廻に粗粒相における大小数段階の規模の輪廻(細粒相の場合に較べて周期が全体として短い)が重なった結果,すなわち広域の造陸運動・堆積域における構造運動・供給域における構造運動・堆積条件(前者ほど高次の,すなわち長い周期を示す広域の要因)それぞれの周期的変化が重なり合った結果生じたものとみなすことができる。

7. 古 流 系

那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層(那珂湊層群),とくに平磯層上部一磯合層の砂岩には,方向性のある種々の堆積構造がしばしば発達している。測定された堆積構造の方向の復元にあたっては,まず那珂湊層群の地質構造の基本形態が明らかでなければならない。本層群は概略北東へ傾斜する同斜構造を示している。那珂湊層群は構造的に位置・堆積相の点で同時代の和泉層群に酷似し,後者は基本的に東へ沈む向斜構造を形成している。したがって,那珂湊層群の現在露出する部分は北へ



第5図 那珂湊層群古流向図

沈む向斜構造の西翼(和泉層群の場合の北翼に対応する)を代表しているとみなすことも可能であろう。とにかく、地層の傾斜がゆるい那珂湊層群では、地層をたんに水平状態に復元したときの堆積構造の方向は元来の方向(堆積時の流向)とあまりくいちがっていないとみなしてよい(注16)。

那珂湊層群において測定された堆積構造の流向を第2および5図に示す。sole markingsが示す平均流向はほぼ $S 41^{\circ}E$ 、砂岩単層内部に発達する堆積構造が示す平均流向はほぼ $S 42^{\circ}E$ である。したがって、平磯層上部・磯合層を構成する粗粒物質の運搬には、ほぼ南東向きの流れ(turbidity current)が支配的であったと推察される。このような方向の流れは、那珂湊層群の地質構造や堆積相から判断すると、axial current(流向が堆積盆地の伸び

の方向に平行)ではなくて、むしろ lateral current(流向が堆積盆地の伸びの方向に大きく斜交)に近い流れであるとみなされる。さらに、詳しくみると lateral currentにより近い東南東向きの流れは平磯層上部や磯合層最上部(Is_7)のみに知られている。この事実は前記の地層の堆積環境(第4図)からみても当然期待されることである。那珂湊層群と酷似した堆積相を示す和泉山脈中部の和泉層群における γ 相の地層でも lateral current およびそれに近い方向の流れが卓越している(田中, 1965)。さらに、平磯層における slump overfold から推定された大略南南東向きのスランプの方向($S 61^{\circ}E$, 測定数1)は palaeoslope (trough)の側斜面の傾斜方向を推定する1つの手がかりとなる。

以上のことから、那珂湊層群を構成する粗粒物質の供給源地は同層群露出地域の西側に存在したであろうと結論される。この結論は礫岩中に多量含まれる火山岩礫の供給源が前述のように本地域のほぼ西方に推定される点からも裏付けられる。

那珂湊層群が和泉層群と同じく向斜構造をなしていると仮定すると、その向斜軸は概路北へ傾斜することになる。この場合、南東向きの主流向は向斜軸の傾斜方向と逆になる。主流向と向斜軸傾斜方向との相反する関係は実際に和泉層群の場合に明らかである(田中, 1965; 須鎗, 1966; 須鎗・他, 1968)。

なお、大洗層に発達する偽層には少なくとも東南東～東向きの流向を示すものがある。大洗層と那珂湊層群との著しい差異は堆積相にだけでなく、流向にも表現されている。

8. 結 論

以上のように、那珂湊海岸の上部白亜紀タービダイト層について、とくにその堆積輪廻・古流系に重点をおいて述べてきた。結論として、とくに下記の諸点があげられる。

(1) 那珂湊地域の上部白亜系のうち、大洗層を除いた部分を一括して那珂湊層群(ヘトナイ世)と称する。本層群は主として砂岩・シルト岩およびそれらの互層からなり、厚さは少なくとも約1,500mに達する。下位より築港層・平磯層・磯合層に区分され、後2者が本層群の主体をなす。

(2) 那珂湊層群は turbidite に富み、しばしば fluxoturbidite とみなされる地層・含礫シルト岩(いわゆる pebbly mudstone に相当する)やスランプ性褶曲層を伴う。

(3) 那珂湊層群は全体として陸地からあまり遠くなく、あまり深くない場所に堆積したと推察される。ま

注16) もし那珂湊層群が北へ沈む向斜構造をなすならば、第2および5図に示した流向は若干東へふれるであろう。

た、本層群の堆積環境は大局的にみて shelf の比較的沖合部から trough の比較的縁辺部に移っていったと考えられる。

(4) 那珂湊層群には代表的な規模の輪廻として次のようなものが認められる。粗粒相の発達状況(砂岩一頁岩比)・性状からみて10小輪廻層(厚さ70~210m)と3大輪廻層(累層単位の地層に区分する基準となる)が認められる。いっぽう、細粒相の性状からみて6小輪廻層(細粒相だけの厚さの総和は100~160m)と4中輪廻層(うち2層は1部にすぎない)が認められ、さらに大輪廻も認められる。

(5) 粗粒相にみられる輪廻の形成は根本的に供給域における構造運動(隆起の度合い)の周期的変化に、細粒相にみられる輪廻の形成は本質的に堆積環境(深さ、海岸からの距離)の周期的変化にもとづくと考えられる。粗粒相に認められる小輪廻は堆積環境の周期的変化と一般に密接な関係がなく、大輪廻になると後者とある程度関連をもつようになる。

(6) 那珂湊層群の粗粒物質は本地域西方の供給源地に由来し、南東向きの流れ(turbidity current)によって堆積した。

(7) 那珂湊層群は、構造的・位置・岩相・化石内容だけでなく、堆積輪廻・古流系の点からも同時代の和泉層群に酷似する。

(昭和44年12月稿)

文 献

- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- CROWELL, J. C. (1957): Origin of pebbly mudstones. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 68, p. 993-1010.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. and WALTON, E. K. (1967): *Cyclic Sedimentation*. Elsevier, Amsterdam, 280 p.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. and KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 70, p. 1089-1118.
- DZULYNSKI, S. and WALTON, E. K. (1965): *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. Elsevier, Amsterdam, 274 p.
- 河田清雄・田中啓策(未公表): 茨城県那珂湊・大洗海岸の上部白亜紀礫岩中の火山岩礫について(地質調査所月報投稿予定)
- KUENEN, PH. H. (1964): Deep-sea sands and ancient turbidites. In: BOUMA, A. H. and BROWNER, A. (Editors), *Turbidites*, Elsevier, Amsterdam, p. 3-33.
- LOVELL, J. P. B. (1969): Tyee Formation: A study of proximity in turbidites. *Jour. Sed. Petrolology*, vol. 39, p. 935-953.
- 松本達郎・小島郁生(1962): *Baculites facies* について, 化石, no. 3, p. 57-63
- 松尾秀邦(1964): 本邦産後期白亜紀植物群について, 金沢大教養部論集, 自然科学, vol. 1, p. 39-66
- 二階堂章信(1964): 茨城県那珂湊市海岸に露出する那珂湊層の堆積学的研究, 茨城大卒論, 手記.
- 大山年次(1956): 茨城県に於ける上部白亜紀大洗層産大洗植物群についての検討, 茨城大学文理学部紀要, 自然科学, no. 6, p. 53-73
- OYAMA, T. (1960-61): On the conclusion of the Oarai flora from the Oarai Formation in Oarai, Ibaraki Prefecture, Japan. Part 1. *Bull. Fac. Art. Sci. Ibaraki Univ., Nat. Sci.*, no. 11, p. 75-105 (1960). Part 2, *Ibid.*, no. 12, p. 61-102 (1960).
- OYAMA, T. and MATSUO, H. (1964): Notes on Palmean leaf from the Oarai flora (Upper Cretaceous), Oarai-machi, Ibaraki Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.* no. 55, p. 241-246.
- 尾崎 博・斉藤登志雄(1955): 茨城県那珂湊海岸の白亜紀層について, 茨城大学文理学部紀要, 自然科学, no. 5, p. 37-49
- 斉藤登志雄(1956): 茨城県那珂湊市付近の第三系, 茨城大学文理学部紀要, 自然科学, no. 6, p. 39-51
- SAITO, T. (1958): Notes on some Cretaceous fossils from the Nakaminato Formation, Nakaminato City, Ibaraki Prefecture, Japan. Part 1. *Bull. Fac. Art. Sci. Ibaraki Univ., Nat. Sci.*, no. 8, p. 83-94. Part 2, *Ibid.*, no. 9, p. 79-85.
- SAITO, T. (1961-62): The Upper Cretaceous System of Ibaraki and Fukushima Prefectures, Japan. Part 1. *Bull. Fac. Art. Sci. Ibaraki Univ., Nat. Sci.*, no. 12, p. 103-144 (1961).

- Part 2, *Ibid.*, no. 13, p. 51-87 (1962).
- 須鎗和巳 (1966) : 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その1), 徳島大学教養部紀要, 自然科学, vol. 1, p. 9-18
- 須鎗和巳・他10名 (1968) : 阿讃山脈東部の和泉層群の研究 (その2), 徳島大学教養部紀要, 自然科学, vol. 2, p. 7-16
- TANAKA, K. (1963): A study on the Cretaceous sedimentation in Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 197, 119 p.
- 田中啓策 (1965) : 和泉山脈中部の和泉層群, とくにその堆積相と堆積輪廻について, 地質調査所報告, no. 212, 34 p.
- TANAKA, K. (1970): Sedimentation of the Cretaceous flysch sequence in the Ikushumbetsu area, Hokkaido, Japan. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 236, 102+5 p.