山 中 地 溝 帯 西 域 の 白 亜 系

武井 暁朔*・滝沢 文教**・竹内 敏晴***・藤原 肇****

(1976 年 7 月 19 日 受理)

I. ま え が き

関東山地山中地溝帯は、本邦白亜系の代表的フィールドの 1 つとして、明治以来、層序学的及び古生物学的に多くの研究がなされている。最近、筆者の 1 人武井によって地溝帯東域の研究が行なわれ、幾つかの新しい見解が示されたが(武井, 1963, 1969), その際、西域の白亜系の従来の知識は、東域の新しい知識と照らし合わせた場合、再検討を要する点が少なくないことが指摘された。一方、筆者らは、1961 年以来地溝帯西域の野外調査を行なってきた。その結果、白亜系の層序と構造に関して、地溝帯の西域と東域はよく一致すること(白亜系の基底は有田統とみなされること、上部白亜系が存在することなど)、また、西域において従来白亜系とされていたものの一部が第三系であることが確認されたこと、などの新しい知見が得られた。研究成果の一部はすでに簡単に報告したことがある(竹内ほか, 1969)。筆者らは、その後も、地質図をより完全にするために野外調査を続けてきた。化石による地質年代の決定が全ての場合に完全というわけではないなど、今後に残された問題も少なくないが、ここにこれまでの研究結果の一部を発表して、御批判を得たい。

この研究を行うに際しては、多くの方々をわずらわせた。山下 昇・大久保雅弘・木崎喜雄・大場忠道・平野英雄・角田史雄の諸氏には、研究上何かと便宜をはかっていただいたり、有益な御助言をいただいたりした。矢部之男氏には、山中地溝帯西域に関する未発表の地質図を参照させていただいた。住鉦コンサルタントにも地質図を参照させていただいた。大森昌衛・大久保雅弘・鈴木敬治の諸氏には、第三紀層の化石を鑑定していただいた。北条 操・市丸 浩・稲垣伸治・井上良次・村田浩三・中畑智文・野々村誠・小江昌史・坂上孝夫・田中章友・戸塚重治・山口袈裟太郎の諸氏、及び大日向小学校

・玉田屋旅館・坂上館・坂下旅館には、野外調査・化石採集などに際して、色々と御援助いただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

II. 研究史と問題点

関東山地の秩父帯中に見られる狭長な白亜系分布地域に対する「山中地溝帯」という名称は、OTUKA(1887MS)の研究をもとにして HARADA(1890)によって最初に使用された****。これらの研究はもとより、その他の同地溝帯に関する研究も、当初は、その中部ないし東部地域に関するものが多かった。その後、YABE *et al.*(1926)によって、山中地溝帯、特に、その西域の長野県大日向を中心とした地域の白亜系の化石が詳細に報告され、山中地溝帯は本邦下部白亜系の標式地の 1 つとされてきた(YABE, 1927; MATSUMOTO, ed., 1954)。その後も、同地域の化石を中心とした研究は数多く見られる(SHIMIZU, 1931; 藤本, 1939; EGUCHI, 1951; 矢部, 1956; NAKANO, 1957, 1960; TANAKA & SHIBATA, 1961; TANAKA, 1965; HAYAMI, 1965~66)。また、矢部ほか(1955)、藤本ほか(1957)によって、白亜系の分布地域が追加された。

YABE *et al.*(1926)は山中地溝帯の層序区分を試み、上部ジュラ系から下部白亜系にわたる 5 つの累層が識別できるとした。ところが、小林ほか(1943)は、YABE *et al.*(1926)が上部ジュラ系と考えた地層のかなりの部分が下部白亜系物部川統に対比しようという意見を発表した。この見解は、岩井(1947)、杉山(1947)の研究にも引きつがれている。しかし、同地溝帯中に鳥の巢式石灰岩が認められることなどから、上部ジュラ系の存在も主張されている(岩井, 1947; 藤本, 1938, 1939; 藤本, 編, 1958)。これに関しては、EGUCHI(1951)が検討の余地があることを示唆している。

地溝帯の地質構造に関しては、藤本(1932, 1936)が、

* 佼成学園高等学校

** 地質調査所

*** 埼玉県立春日部高等学校

**** Petrofina Canada Ltd.

**** この白亜系は、神流川上流地域を中心にして分布しているが、
おにし
鬼石よりも奥の神流川すじは、古来、「山中」とよびならわされてきた。

両側の古生層が衝上した ramp であり、中・古生層の鱗覆構造の一部であると主張した。一方、井尻 (1938) は、白亜系が基本的に向斜構造であり、古生層と白亜系との関係は現在断層であるが、本来不整合であるとみなした。杉山 (1947)、矢部 (1955) は、井尻の見解を支持した上、基本的には正断層地溝であるとした。

その後、筆者の一人武井は、山中地溝帯東域の地質について報告した際 (武井, 1963)、地溝帯西部の大日向地域にもふれ、YABE *et al.* (1926) が上部ジュラ系とした地層を含む都沢～大野沢付近における従来の層序は上下位が逆に考えられていたこと、及びその一部が上部白亜系である可能性を指摘した。

以上のような事情からして、当地域の地質図を新たに作製し、白亜系の層序や構造を再検討する必要がある。

野外調査に際しては、筆者らは原則として 1/2,500 の踏査図の作製を目標とした。野外資料は、石堂以西は藤原 (1963MS)、石堂～十石峠間は滝沢 (1964MS)、十石峠～白坂山間は竹内 (1967MS)、白坂山以东は武井による調査がそれぞれ基本になっている。これらの資料を武井が全域にわたって総括し、主要路線、残された問題、及び調査者による意見の不一致点については、武井・滝沢・竹内の 3 者で現地で検討した。調査延日数は約 290 日である。岩石薄片は、砂岩・礫岩など各種合計約 400 枚作製し、検鏡は主として武井が行なった。また、白亜系の化石は武井が鑑定した。

III. 地 質 概 説

ここで言う山中地溝帯西域とは同地溝帯のほぼ西半部にあたり、大部分が 5 万分の 1 地形図「十石峠」図幅に属し、十石峠をはさんで群馬県と長野県にまたがる地域である。ただし、西縁は長野県佐久町大日向都沢まで*とする。山中地溝帯とよばれる地域は、一般に、南北両側を断層で境された、地形的に低い、狭長な (幅 2～4 km、延長約 40 km) 白亜系分布地域である。ただし、こうした地形的特徴は、本論で扱う地域については、東部の神流川沿いの地域で認められるが、中部の群馬・長野県境地域や、西部の大日向を中心とした地域では、必ずしも明瞭ではない。白亜系の分布状態には、地溝帯の延長方向に沿う断層でへだてられて、北列、中列、及び南列が区別される (第 1, 2, 7 図)。

地溝帯の南北両側には、いわゆる秩父古生層が広く発

達する。また、古生層は、白亜系地域にも、各列の境界などに断層ではさみこまれてしばしば認められる。白亜系の基盤はおおまかに秩父累帯北帯の古生層であると考えられているが (山下ほか, 1955; 大久保・堀口, 編, 1969)、白亜系中にはさまれている古生層 (緑色岩・チャート・石灰岩など) が、岩質的には、地溝帯北側の古生層よりもむしろ南側の古生層に類似している点は注目に価する。白亜系は、西北側では第三紀層に不整合に覆われている。

当地域には火成岩がかなり存在する。白亜系を覆う四方原安山岩 (藤本, 編, 1958)、第三紀層にのる板石山安山岩類 (藤本, 編, 1958) のほか、白亜系中にも安山岩類の小岩脈がしばしば認められる。黒川地域では白亜系中に閃緑岩が貫入しており、周囲の岩石は顕著な熱変成を被っていることが多い。そのため、閃緑岩体周辺の白亜系については地質図作製がしばしば困難である。また、白亜系各列の境界や、白亜系と南縁の古生層の境界の断層に沿っては、しばしば蛇紋岩が認められる。

(付記) 第三紀層について

従来知られていた白亜系を不整合に覆う第三紀層は、内山層 (中新統下部) に対比されている (藤本, 編, 1958)。一方、筆者らの調査により、第三紀層の分布は更に広く、従来白亜系とされていた地域の一部 (白石～大野沢中流部) にまで及ぶことが判明した**。この地域の第三紀層は、黒色頁岩を主とし砂岩・礫岩を伴うが、堆積物はよく膠結しており、地層はしばしば急傾斜を示すなど、白亜系と見誤りやすい。しかし、礫岩中にはしばしば白亜系と推定される礫が含まれている。頁岩中からは、あちこちでウニ・貝・植物などの化石を産するが、化石群からみると古第三系の可能性があり、従来内山層に対比されてきた周囲の地層との関係究明がのぞまれる。地質図では第三紀層はすべて一括して示してある。産出化石は次の通りである。

Nuculana sp., *Acila* (s.s.) sp., *Yoldia* (s.s.) *laudabilis* YOKOYAMA, *Y.* (s.s.) *biremis* UOZUMI, *Y.* (s.s.) *akaensis* UOZUMI, *Y.* (*Tepidolena*) *sorbina* TAKEDA, *Portlandia* (*Portlandella*) aff. *tokunagai* YOKOYAMA, *P.* (*P.*) *thraciaeformis* (STORER), *P.* (*Megayoldia*) *ovata* TAKEDA, *Neilonella* *poronaica* (YOKOYAMA), *Amussium* (*Propeamusium*) cf. *kusiroensis* TAKEDA, *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami* (GABB), *Lucinoma* *columbiana* CLARK, *L.* cf. *hannibali* (CLARK), *Macoma* *optiva* YOKOYAMA, *Clemen-*

* 山中地溝帯白亜系の西方延長と思われる地層は、都沢以西約 6 km の大日向本郷の抜井川中の露出までたどることができる。しかし、この間の岩石は、ほとんどが熱変成作用を強く受けており、露出も断片的で、地質図を作製することはきわめて困難である。

** 矢部之男の未公表の地質図には、その一部が描かれている。

第1図 地質図 (A-A' その他は、地質断面図 (第2図) の位置を示す).

第2図 地質断面図

左右の水平線は海拔 1000m を示す。

tia cf. *hanzawai* HATAI & NISHIYAMA, *Spisula* (*Mactrometis*) cf. *sorachiensis* YOKOYAMA, *Callista* (?) sp., "*Paphia*" *muroei* YOKOYAMA, *Turritella* cf. *tokunagai* YOKOYAMA, *Epitonium* sp., *Linthia* cf. *yessoensis* MIZUNO, *Carpiniophyllum grandis* GOEPPERT.

IV. 白亜系の層序

当地域の白亜系は次のように3層に区分されるが、この層序区分は、武井 (1963, 1969) の地溝帯東域における区分と基本的に同じである。

第三紀層 (内山層, その他?)

不整合
 三山層 (ギリアーク統)
 不整合
 白亜系 { 瀬林層 (宮古統)
 石堂層 (有田統)
 不整合

秩父古生層

これら各層は、地溝帯東域と同様に、北列、中列、及び南列で層相・層厚・発達状態などに相違がある。一般

第3図 地名図および化石産地図

本文中の大日向は抜井川流域に相当。

に、中列の地層は発達状態が良好で、層厚は大きく、水平方向の層相変化が少ない。北列や南列の地層はより粗粒な碎屑物に富む傾向がある。南列の地層は発達が悪く、瀬林層と三山層は知られていない。

1. 石堂層 (有田統)

(定義) YABE *et al.* (1926) の石堂層とほぼ同義であり、武井 (1963) は「基底礫岩にはじまり、主として砂質頁岩より構成される地層」と定義した。標式地の石堂付近に好露出があり、ここでは化石を多産する。当地域の石堂層には、中列において2堆積輪廻が認められる場合が少なくない。岩井 (1947) や杉山 (1947) の中部層 (物部川統下部階に対比) に相当し、下部層 (鳥の巣統及び領石統に対比) の一部をも含む。また、矢部 (1955, 1956) の砥根平層 (有田統)、藤本・白倉 (藤本, 編, 1958) の石堂層にほぼ相当する。本層は山中地溝帯白亜系の基底層であり、古生層とは一般に断層で接するが、古生層を不整合に被うと思われる場合もある。

(分布と層厚) 北列においてはその北縁部に分布し、オカグラ沢から砥沢本谷・大仁田川上流・黒川の北方にかけて認められ、それ以东では欠如する。北側の古生層とは断層で接する。層厚は 300m 以下。

中列では分布が広い。黒川以西では向斜の南北両翼に分布し、黒川以东では中列の北縁部にのみ分布する。中列の本層の北縁は、断層で北列の白亜系 (三山層) と接する。中列の南縁は多くの場合、古生層や蛇紋岩と断層

で接しているが、一部では、古生層を不整合に覆っている可能性が高い。即ち、棒目木沢の入口より南に約 250 m の地点の左岸では、石堂層基底の礫岩は沢底から尾根筋まで斜めにゆるくはいのぼるように分布し、その下位に古生層の緑色岩が露出する。両者の境界面は直接は観察できないが、30° 位の北傾斜である。上位の礫岩の地層面は N20°W・30°E の走向・傾斜を示し、この境界面と平行的であるが、下位の緑色岩は急傾斜の地層面を有する。この境界面は断層であるかもしれないが、もし断層だとしても、本来の不整合面がすべった程度のもと考えられる。層厚は中列の北側で最も厚く 600m、それより南側で約 300m である。

南列の地層は、都沢の奥、棒目木沢奥〜新三郎沢奥、更に、群馬県側の十石峠街道沿いなどに分布する。以上のほか、四方原山南側* 及びその東方尾根沿いにも、本層相当層が分布する。南列の地層は、白井以东では北側の中列の白亜系 (三山層) と断層で接し、南側は蛇紋岩と断層で接する。一方、白井よりも西方では、南北両側とも古生層あるいは蛇紋岩と断層で接することが多い。発達が断片的であったり、露出が不良であったりするため不確実ではあるが、層厚は 200~300m 程度と思われる。

(層相) 北列 砥沢本谷に好露出があり、上から下へ

* 従来知られていなかった分布地域であるが、住鉄コンサルタントの地図には描かれている。

第4図 柱状図 (1) (中列：抜井川向斜)

柱状図および化石産地の番号は第3図を参照。白色部は露出不良部。

次のように分けられる (各層の細分を表わした記号中の () 内の文字は、地溝帯中の各列を示す。(n) : 北列, (m) : 中列, (s) : 南列)。

- {Is(n)2, 砂質頁岩層 (270m)
- {Is(n)1, 砂岩・礫岩層 (30m)

Is(n)1 は暗青灰色の粗粒砂岩及び礫岩より構成され、礫岩の方が多い。砂岩*は一般に石質～長石質ワッケで、岩片砂粒としてはチャート片が多い。礫岩の礫は亜角礫～亜円礫で淘汰不良であり、径は 2～10 cm であるが、5 cm 前後のことが多い。礫種はチャート・砂岩・粘板岩などで、基質はかなり泥質な砂岩である。

Is(n)2 のいわゆる砂質頁岩は、石堂層の主体をなすもので、特徴的な暗紫灰色で泥質の細～極細粒砂岩である。しばしば、暗灰色の中粒砂岩や、頁岩と砂岩の各

10 cm 前後の単位の互層も認められる。その発達状態には、中粒砂岩→泥質細粒砂岩→砂岩頁岩互層といった輪廻の順序が往々認められる。化石としては *Pterotrigonia pocilliformis* その他の二枚貝・アンモナイト・ウニなどがしばしば認められるほか、小さな植物片が一般的である。

水平方向の層相変化はかなり激しく、例えば柱状図にも見られるように、大仁田川奥では基底部はほとんど砂岩で代表される。

中列 本層の標式地石堂付近では、上から下に次のように区分され、上部層と下部層に分けることができる。

- { Is(m)4, 頁岩層 (100m)
- { Is(m)3, 砂岩・礫岩層 (50m) } 上部層
- { Is(m)2, 砂質頁岩層 (100m)
- { Is(m)1, 砂岩・礫岩層 (50m) } 下部層

Is(m)1 は下半が礫岩、上半は暗灰色の細～粗粒砂岩

* 本稿において使用する砂岩の名称は、岡田 (1968, 1971) にもとづく。

第5図 柱状図 (2) (中列: 黒川向斜および塩の沢向斜)

で構成され、ときどき頁岩を挟在する。砂岩は一般に石質ワッケで、岩片砂粒としてはチャートが目立つ。礫岩の礫は歪角礫～歪円礫、淘汰不良で、径 1~3 cm, 最大 10 cm ほどである。礫種はチャートと砂岩が多いが、ほかに粘板岩・酸性凝灰岩・花崗斑岩・弱片状緑色岩などが認められる。基質はかなり泥質な砂岩で量が多い。また、本部層の砂岩からは、パンペリー石碎屑粒が報告されている (SEKI & TAKIZAWA, 1965)。

Is(m)2 は暗灰色の砂質頁岩ないし極細粒砂岩より構成される。一般に塊状であるが、ときどき 数10 cm~1

m 単位で成層する。また、径 1~10 cm 程度の石灰質団塊がしばしば認められるほか、ときどき細粒砂岩の薄層をはさむ。なお、植物片が一般的に認められる。石堂の河縁の崖に大規模に露出する部分は、*Nanonavis yokoyamai*, *Pterotrigonia pocilliformis*, *Astarte subsenecta* その他の貝化石を多産することで古くから知られている。

Is(m)3 は青灰色中～粗粒の砂岩と礫岩で構成される。砂岩中には *Gervillaria haradae*, *Gervillia forbesiana*, *Nipponitrigonia kikuchiana* その他の貝化石や *Pulchellia ishidoensis* などが含まれる。礫岩は一般に下部に

第6図 柱状図(3)(北列)

よく発達する。礫岩の礫は径 1~5 cm, 最大 20 cm に及び、淘汰不良で、亜角礫~亜円礫である。礫種はチャートが圧倒的に多く、砂岩・粘板岩などを伴う。新三郎沢では、礫岩層の最下部 1 m 位の部分に限り花崗斑岩の礫が認められた。

Is(m)4 は暗灰色の頁岩ないし極細粒砂岩で構成される。頁岩は一般に塊状であるが、1 cm 以下の砂質部がときどき認められる。比較的上部には、厚さ 数 10 cm~数 m に達する粗~細粒砂岩をはさむことがあり、粗粒砂岩はしばしば石灰質で、貝化石片を多数含有することがある。本層最上部付近には泥質石灰岩を挟在することがあり、同石灰岩中には、サンゴ・ストロマトポラなどの化石が多数見受けられる。従来、檜の木平をはじめ地溝帯の各地から知られている鳥の巣式石灰岩は、しばしば、上部ジュラ系に対比されてきたが、実は石堂層に属し、しかも、中列の場合この層準に認められる。

中列の石堂層は、大日向地域では、上述のような礫岩

・砂岩→頁岩に示される 2 堆積輪廻が明瞭であるが、東方の群馬県地域では、それが不明瞭である。同地域では主に上部層がよく発達し、下部層が貧弱なためと思われる。

水平方向の層相変化は、上部層基底の礫岩が場所によって砂岩に移化するほかは、一般に北列の場合に比してそれほど顕著でない。

南列 白井付近では次のように区分される。

- { Is(s)3, 頁岩層 (100m+) }
- { Is(s)2, 頁岩・砂岩層 (50m) }
- { Is(s)1, 礫岩層 (20m) }

Is(s)1 は淘汰不良の礫岩で、礫径 10 cm 以下のものが多いが、最大 30 cm に達する。礫形は亜角礫~亜円礫で、岩種はチャート・砂岩・粘板岩などである。基質は砂岩であるが量が多く、往々泥質である。

Is(s)2 は暗色の頁岩ないし極細粒砂岩で、いわゆる砂質頁岩と同じようなものである。砂岩は石質ワッケ

で、チャート片が砂粒として目立つ。ときどき礫岩を伴う。

Is(s)3 は暗灰色ないし黒色の頁岩を主とするが、ときどき砂質～礫質になる。また、径 1 cm 程度のチャート礫が圧倒的に多い礫岩層が往々発達し、その厚さは数 m 以上に達することがある。頁岩中には、しばしば *Neomiodon otsukai* などのいわゆる領石型貝化石を産する。また、*Nanonavis yokoyamai*, *Pterotrigonia pocilliformis* などの貝化石が白井付近で報告されている (YABE *et al.*, 1926 ; 大石, 1928MS)。

南列の石堂層は発達が不完全ではあるが、水平方向の層相変化は非常に激しいと思われる。とくに、頁岩・砂岩・礫岩などが同層中で占める割合は、数 100m 程度の距離でも顕著な差の認められることが多い。また、南列の本層中にも鳥の巣式石灰岩を伴うことがある。

(化石と年代) 本層では化石産地も多く、従来の産出報告も多い。そこで、貝化石について、筆者らの採集したものと、従来の報告 (YABE *et al.*, 1926 ; 矢部, 1956 ; MAEDA, 1962 ; NAKANO, 1957 ; KOBAYASHI & NAKANO, 1958 ; HAYAMI, 1965~1966) とをまとめて示すと、第 1 表の通りである。藤本 (1939), EGUCHI (1951) の公表したサンゴやストロマトポラは、本層中の鳥の巣式石灰岩から得られたものである。また、アンモナイトの産出も報告されており (YABE *et al.*, 1926), 筆者らも *Pulchellia ishidoensis* その他を採集し、検討中である*。ほかに、各地からウニを産出する (TANAKA & SHIBATA, 1961 ; TANAKA, 1965)。

これらの化石群にもとずいて、本層は有田統に対比される。

(付記) 白井層の問題 : YABE *et al.* (1926) は、群馬県上野村白井付近の領石型動物化石群を含む地層をもとにして白井層 (高知統) を提唱した。YABE *et al.* (1926) や大石 (1928MS) は、白井付近で、領石型動物化石群を含む地層より上位と思われる砂質頁岩中から、*Nanonavis yokoyamai*, *Pterotrigonia pocilliformis*, *Neitheia cf. atavus* などの貝化石を採集報告している。筆者らは、これらの化石を産出したと思われる地点から同定可能な貝化石をまだ得てないが、同地点の地層と下位の領石型動物化石を含む地層との間には、層相の急激な変化が認められないばかりか、両者の層相が著しく異なっているというわけでもない。また、領石型貝化石を含む層準より下位にも、上位の、かつて *Nanonavis* などを産したと同様な砂質頁岩が白井付近でも認められる。白井以西の各

地の踏査でも、砂質頁岩層と頁岩層とは一般に上下に交互に現われ、両者を異なる累層構成員として区分することはできない。従って、白井付近において、石堂層の下位に独立した累層として白井層を区別することは困難であり、“白井層”は石堂層の一部とみなされる。このようなわけで、筆者らは、石堂層の直接下位にくる白亜系を山中地溝帯においては確認していない。領石型動物群を産する、地溝帯本体から離れている南列の地層 (例えば棒目木沢奥など) に関しても、周囲の白亜系との関係が十分明らかでないものの、層相から判断して、石堂層に属するものとみなされる。

2. 瀬林層 (宮古統)

(定義) 武井 (1963) によって、地溝帯東域の間物沢、瀬林付近を模式地として提唱された名称である。それによると「石堂層に整合に重なる地層で、下位は主として砂岩、上位は主として頁岩よりなる。」本層の砂岩は石堂層の砂岩よりも色調が明るく、またよく成層する。化石は一般に少なく、含まれる場合は汽水性の貝化石や陸上植物化石が目立つ。

YABE *et al.* (1926) の大野沢層 (鳥の巣統に対比) はほぼ本層に相当し、河原沢層 (物部川統上部階に対比) の一部も本層に属する。本層はまた、岩井 (1947) や杉山 (1947) の上部層 (物部川統上部階)、矢部 (1956) の明ヶ沢層 (宮古統)、藤本・白倉 (藤本, 編, 1958) の石堂層の、それぞれ一部に相当する。

(分布と層厚) 北列においては、石堂層の南側に、西はオカグラ沢から東は大仁田川上流域まで、東西に連続的に分布する。ほかに、本地域西端部の腰越沢～大野沢地域にも認められる。層厚は約 400m である。

中列では、十石峠付近から黒川までは、南北 2 つの向斜の軸部に石堂層にはさまれて分布する。黒川より東では、石堂層に接してその南側に、塩ノ沢地域・檜沢地域とに分布する。層厚は、400~500m 程度である。

南列では本層は未確認である。

(層相) 北列 砥沢本谷において、上位より下位に次のように区分される。

- {Sc(n)2, 頁岩層 (100m)
- {Sc(n)1, 砂岩層 (120m)

Sc(n)1 は、青灰色 (風化して帯緑～帯黄色) の中～細粒の長石質アレナイトを主とする。砂岩は 1 m 前後の単位で成層し、泥質砂岩ないし頁岩の薄層をはさむ。一般に級化層理は発達せず、部分的に斜交葉理 (セットの厚さ数~10cm) が見られる。砂岩中には石灰質部がレンズ状または団塊状に入る場合がある。砂岩層の基底部

* アンモナイト化石については、別に詳細な報告を準備中である。

第1表 石 堂 層 産 貝 化 石

	Southern subbelt							Middle subbelt							Northern subbelt						
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13	16	17	18	22	23	39	40	42	46
○ Present study																					
+ Previous studies																					
? Doubtful identification																					
<i>Nuculopsis(Palaeonucula) ishidoensis</i> (YABE and NAGAO)							+			⊕											
<i>Nuculana</i> (?) <i>sanchuensis</i> YABE and NAGAO							+			⊕											
<i>Nanonavis(Nanonavis) yokoyamai</i> YABE and NAGAO	○						+			⊕	+	⊕		○							
<i>Trigonarca obsoleta</i> YABE and NAGAO										⊕											
<i>Arca shinanoensis</i> YABE and NAGAO				+		+															
<i>Amygdalum ishidoense</i> (YABE and NAGAO)										+	+										
<i>Gervillaria haradae</i> (YOKOYAMA)	○								○	+									○		
<i>Bakevella shinanoensis</i> (YABE and NAGAO)				+																	
<i>Gervillia(Gervillia) forbesiana</i> D'ORBIGNY									○	○	○				○						
<i>Isognomon(Melina) ichikawai</i> HAYAMI											+										
<i>Pirna</i> cf. <i>robinaldina</i> D'ORBIGNY											+										
<i>Neithea(Neithea)</i> sp.																		+			
<i>Neithea(Neithella)</i> cf. <i>atava</i> (RÖMER)							+			+	+										
<i>Entolium sanchuensis</i> HAYAMI										○											
<i>Spondylus</i> sp.				+		+															
<i>Limatula ishidoensis</i> (YABE and NAGAO)										○											
<i>Monia pseudotruncata</i> (YABE and NAGAO)										+											
<i>Lopha(Arctostrea) carinata</i> (LAMARCK)													○								
" <i>Ostrea</i> " sp.												○	○								
<i>Nipponitrigonia kikuchiana</i> (YOKOYAMA)													○			○					
<i>Nipponitrigonia plicata</i> KOBAYASHI and NAKANO											⊕										
<i>Rutitrigonia sanchuensis</i> (NAKANO)											+										
<i>Pterotrigonia pocilliformis</i> (YOKOYAMA)	○							+	○	○	⊕	+						○	○	○	
<i>Pterotrigonia yokoyamai</i> (YEHARA)											+										
" <i>Trigonia</i> " sp.					○														○		
<i>Astarte(Astarte) subsenecta</i> YABE and NAGAO				○						⊕	+				○				○		
<i>Astarte(Yabea) shinanoensis</i> YABE and NAGAO										+	?										
<i>Eriphyla(Eriphyla) minima</i> HAYAMI										○											
<i>Laevicardium</i> (?) <i>ishidoensis</i> (YABE and NAGAO)							+			⊕											
<i>Costocyrena radiatostriata</i> (YABE and NAGAO)				○		+															
<i>Protoocyprina</i> sp.	○	○	⊕	⊕	⊕																
<i>Neomiodon otsukai</i> (YABE and NAGAO)	○	○	⊕	⊕	⊕																
<i>Tetoria(Paracorbicula) sanchuensis</i> (YABE and NAGAO)	○		○	+		+															
<i>Pharella</i> (?) sp.				+		+															
<i>Panopea(Myopsis) plicata</i> (SOWERBY)						+				⊕										○	
<i>Homomya</i> (?) <i>dubia</i> YABE and NAGAO						+															
<i>Myopholas</i> cf. <i>semicostata</i> (AGASSIZ)				+																	
<i>Natica sanchuensis</i> YABE and NAGAO				+		⊕															
<i>Surcula</i> sp.			○			+				+	?										
<i>Craginia</i> sp.			○																		
<i>Cerithium sanchuensis</i> YABE and NAGAO										⊕											
<i>Cerithium</i> sp.			○	○		+	○														
<i>Melania cancellata</i> YABE and NAGAO				+		⊕															
<i>Melania</i> sp.												○	○								

数字は産地番号 (第3図参照)

には、しばしば礫径 1cm 前後の細粒礫岩が見い出される。なお、本層には、ときどき、極細粒砂岩と頁岩との各 10cm 前後の単位の互層が発達し、頁岩中からは *Costocyrena radiatostriata* などの貝化石や植物片を産することがある。

Se(n)2 では、黒色頁岩のほかに、頁岩と極細粒砂岩との各 10cm 前後の単位の互層部も多い。*Costocyrena radiatostriata* などの領石型動物群に属する化石を産する。

北列の本層では、地域により構成岩石の割合にかなりの変化が認められる。とくに、西方の大日向地域では砂岩が多く、また礫岩が存在する。礫岩の礫は径 2~3cm 以下で、比較的円磨度が良く、礫種はチャートや砂岩を主とする。

中列 十石峠北方の黒川の枝沢に好露出があり、上から下に次のように区分される。

- {Se(m)2, 頁岩層 (150m)
- {Se(m)1, 砂岩層 (300m)

Se(m)1 は主として青灰色の中〜細粒の長石質ワッケで構成され、数 10cm 単位で成層し、薄い頁岩層をはさむ。ときどき級化層理が認められる。最下位には厚さ約 30cm 単位の砂岩頁岩互層が発達する。

Se(m)2 は黒色頁岩と極細粒砂岩との各 10cm 前後の単位の互層である。

中列の瀬林層は、北東側の黒川から塩ノ沢にかけて分布するものと、南東側の十石峠付近のものとは、砂岩の発達状態に明瞭な差異がある。即ち、前者では砂岩が厚く、約 300m に及び（その中では東部ほど粗粒）、級化層理は認められるもののそれほど良好ではないのに対し、後者では砂岩は 100m 以下で、頁岩とよく互層して、級化層理が良好に発達する。また、前者では植物破片に富み、頁岩は後者より粗い。また、中列の本層は、北列のものに比較すると級化層理の存在が特徴であり、砂岩層底面には、flute cast・groove cast などの底痕がしばしば認められる。

(化石と年代) 本層からは、次のような化石を産する(カッコ内は化石産地番号である)。

腰越沢 (24) *Costocyrena radiatostriata* (YABE & NAGAO)

腰越沢 (25) *Trigonia* (s.l.) sp., *Ostrea* sp., *Costocyrena radiatostriata* (YABE & NAGAO), *Tetoria* (*Paracorbicula*) *sanchuensis* (YABE & NAGAO), *Glauconia* (?) sp., *Washitaster* (?) sp.

腰越沢 (26) *Trigonia* (s.l.) sp., *Costocyrena radiato-*

striata (YABE & NAGAO)

大野沢 (36) *Lopha* (*Arctostrea*) *carinata* (LAMARCK), *Costocyrena radiatostriata* (YABE & NAGAO), *Tetoria* (*Paracorbicula*) *sanchuensis* (YABE & NAGAO), *Pterotrigonia pocilliformis* (YOKOYAMA)

大仁田川 (47) *Costocyrena radiatostriata* (YABE & NAGAO), *Protocyprina* sp., *Gladophlebis exiliformis* (GEYLER), *Onychiopsis* cf. *elongata* (GEYLER)

これらの化石群と本層の層序的位置を考慮すると、本層は宮古統に対比することができる。

3. 三山層 (ギリアーク統)

(定義) 「基底礫岩にはじまり、頁岩の優勢な地層である」(武井, 1963)。上部層と下部層に分けられる。下部層では、基底礫岩以外に礫岩や粗粒砂岩の発達が生じ、しばしば顕著である。上部層では、基底に粗粒砂岩(ときに礫岩)があり、それ以外の砂岩・礫岩の発達はむしろ稀である。礫としては、花崗岩類・花崗斑岩・酸性凝灰岩などの、かなり大きな礫を普遍的に含むことが特徴である。

本層は YABE *et al.* (1926) の都沢層(鳥の巣統に対比)に相当すると同時に、河原沢層(物部川統上部階に対比)の一部にも相当する。岩井 (1947)、杉山 (1947) の区分でも、下部層(鳥の巣統〜領石統)や、上部層(物部川統上部階)に含められた。また、矢部 (1956) の明ヶ沢層(宮古統)、藤本・白倉(藤本, 編, 1958) の古谷層(鳥の巣統に対比)の下部層に相当する。

本層と下位の瀬林層との接触部が直接観察された場合はないが、両層の関係は不整合であると思われる。それは、後者から前者への層相の移行が急激であって、両者の層相の差異が顕著であること、下部白亜系のものに酷似した砂岩礫を含むこと、及び地溝帯東部では、両層が平行不整合関係にあること(武井, 1963, 1965)などにもとづいている。

(分布と層厚) 北列では、西端の都沢から東方 2 km 位までの地域、及び大野沢上流部から東方へ群馬県大仁田川上流地域にかけて、瀬林層の南側に分布する。更に東方では、塩ノ沢・檜沢の上流地域に、北側の古生層に直接断層で接して分布する。層厚は下部層が 550~1000 m, 上部層が 350m 以上である。

中列では東方の塩ノ沢〜檜沢地域にのみ分布し、その北側には瀬林層が分布する。南側は南列の石堂層と断層で接する。層厚は下部層が 500m 以上、上部層が 200m 前後である。

南列では、本層は未確認である。

(層相) 北列 腰越沢入口から都沢にかけて露出する本層は、上から下に次のように区分される。

Sa(n)6, 頁岩層 (250m)	上部層
Sa(n)5, 砂岩・礫岩層 (50m)	
Sa(n)4, 頁岩層 (160m)	
Sa(n)3, 砂岩・礫岩層 (50m)	下部層
Sa(n)2, 頁岩層 (250m)	
Sa(n)1, 砂岩・礫岩層 (150m)	

Sa(n)1 の礫岩は径 1~10cm, ときに 40cm, 最大 1m に及ぶ礫を含み, 淘汰不良である。チャート・砂岩・粘板岩・花崗岩・花崗斑岩・玢岩・安山岩・酸性凝灰岩などの礫を含む。しばしば貝化石片を含むが保存不良である。砂岩は青灰色で, 塊状の長石質アレナイト~ワッケであり, 黒雲母片が目立つ。また, 砂岩はしばしば礫質になり, ときに径 30cm に及ぶ礫を含む。とくにチャート礫が目立つ。砂岩・礫岩層の最上部には, 数 10cm 単位で成層し薄い頁岩を伴う中~細粒砂岩が発達する。

Sa(n)2 は黒色頁岩と極細粒砂岩との各 10cm 前後の単位の互層である。

Sa(n)3 の砂岩は帯緑灰色で, 中~粗粒の長石質アレナイト~ワッケであり, ときにチャート礫を含む。50~100cm 単位で成層し, 薄い頁岩をはさむ。往々級化層理が発達し, 砂岩層底面には flute cast などの底痕が認められることもある。礫岩は径 1~15cm の亜角礫~亜円礫より構成され, 淘汰は良くない。礫種としてチャート・砂岩・粘板岩・花崗斑岩などが認められる。基質は砂岩で, ときに量が多い。

Sa(n)4 は, 黒色頁岩と極細粒砂岩との各 10cm 前後の単位の互層を主とする。最下位には, ときどき 10~20cm の厚さの灰色砂岩をはさむ。

Sa(n)5 は三山層上部層の基底のもので, 青灰色の砂岩と礫岩で構成される。砂岩は中粒の長石質ワッケで, 20~30cm 単位で成層 (しばしば級化層理が発達) し, 頁岩の薄層をはさむ。礫岩は径 1~20cm の亜角礫~亜円礫で構成され, 淘汰は良くない。礫種はチャート・砂岩・花崗岩・花崗閃緑岩・アプライト・玢岩などである。砂岩礫には, 下位の白亜系の砂岩と思われるものもある。基質は砂岩で, ときに多量であり, また化石片を含むことがある。

Sa(n)6 は, 砂質物の混入や砂岩の挟みの少ない黒色頁岩を特徴とするが, ほかに, 頁岩と極細粒砂岩との 10cm 前後の単位の互層が往々認められる。一般に, 前者は上部, 後者は下部を占める。頁岩中には, しばしば winding type の生痕 (這いあと) が認められる。また, 往々薄い泥質石灰岩, ときには団塊状の石灰質砂岩を含

む。

本層の砂岩や礫岩は一般に層厚変化が著しい。また, 礫岩が頁岩中に発達することも稀ではない。このような層相の変化は, 東方の群馬県地域においてとくに顕著である。なお, 北列の砂岩層に級化層理の見られることは, 同じ北列の石堂・瀬林両層と大きく異なる点である。

中列 塩ノ沢などに露出するものは, 上から下に次のように区分される。北列の場合に比べて, 礫岩や砂岩の発達が劣る傾向がある。

Sa(m)6, 頁岩層 (180m)	上部層
Sa(m)5, 砂岩層 (20m)	
Sa(m)4, 頁岩層 (250m)	
Sa(m)3, 砂岩層 (50m)	下部層
Sa(m)2, 頁岩層 (250m)	
Sa(m)1, 砂岩・礫岩層 (100m)	

Sa(m)1 は, 塩ノ沢では断層で断たれて認められないが, 東方の橋沢や中村の沢 (柱状図番号 33) などでは良く発達している。砂岩は青灰色で塊状の長石質ワッケで, 一般に粗粒である。礫岩は亜角礫~亜円礫で, 礫径 1~10cm, 往々 30cm に及び, 淘汰不良である。礫種はチャート・砂岩・粘板岩・花崗岩・玢岩・酸性凝灰岩のほか, ときに黒雲母片岩・片麻岩などが認められる。

Sa(m)2 は, 黒色頁岩と極細粒砂岩との各 5~15cm 単位の互層を主とする。

Sa(m)3 は青灰色中~粗粒の長石質ワッケを主とし, 1m 前後の単位で成層し, 薄い頁岩をはさむ。しばしば級化層理が発達する。

Sa(m)4 は, 黒色頁岩及び 10cm 前後の単位の頁岩と極細粒砂岩の互層から構成される。比較的上部に石灰質団塊の多い部分がある。

Sa(m)5 は上部層の基底をなすもので, 長石質ワッケからなる。数 10cm 単位で成層し, 薄い頁岩をはさみ, しばしば級化層理が発達する。

Sa(m)6 は, 下部は頁岩と極細粒砂岩との各 5~15cm 単位の互層からなるが, 上部は塊状の黒色頁岩で占められる。

本層の中列における層相の側方変化は, 北列の場合ほどではない。また, 北列の場合に比べて礫岩層が少ない。しかし, 石堂・瀬林両層に比べると, 北列と中列の層相は類似性が強い。

(化石と年代) 本層からは化石の産出はきわめて少ない。

都沢 (30) *Lucinoma* (?) sp., *Dentalium* sp., *Ammonoid*, *Echinoid*

第7図 白亜系の構造区分図

大野沢奥 (38) *Ammonoid**

大仁田川 (48) *Lucinoma* sp.

上記の化石群, 本層の層序的位置及び地溝帯東域の知識(*Inoceramus* cf. *hobetsensis*などを産する, 武井, 1964a)などを考慮すると, 本層はギリアーキ統に対比してよいと考えられる。

V. 地質構造

1. 褶曲構造 白亜系は, 全体として山中地溝帯の延長方向と平行的な軸をもつ複向斜構造を呈する。褶曲構造には, 各層ごとの差異は認められないが, 北・中・南の各列による差異は存在する。地層の走向は一般にNW~EWであるが, 向斜の末端部にあたる部分では, しばしば南北に近い構造を示す。

北列の地層は一般に南上位の単斜構造を呈し, 南に70~80°と急傾斜していることが多い。しかし, 地層が直立したり, 逆転して北に急傾斜することもある。都沢とその周辺地域ではむしろ一般的であり, 大野沢奥や砥沢本谷などでも同様である。

中列では, 基本的に3つの向斜(南西より抜井川向斜・黒川向斜・塩ノ沢向斜(第7図)と命名する)が認められ, これらの向斜は雁行する。相接する向斜間で背斜を期待し得るような部分には, 走向方向の断層が存在する。各向斜は幅1~1.5km, 長さ8~10km程度である。向斜軸は東落ちで, 向斜軸面は南に倒れる傾向が認めら

れる。

最も南西側の抜井川向斜は, 石堂付近から抜井川に沿って, 十石峠を越えて白坂山北方に到る。北翼は逆転して北傾斜を示すか, 垂直~南落ちの急傾斜を呈する。これに対し, 南翼は北に30~40°と比較的緩傾斜である。従って, 向斜軸面は60~70°の北傾斜である。向斜軸は大観して東方に沈下するようで, 石堂層下部層は西側によく発達する。十石峠付近にのみ瀬林層が分布するのは, その付近が地形的に高いことも関係していると思われる。

黒川向斜は抜井川向斜の北側に接しており, 向斜の東西端はともに, 抜井川向斜よりも2~3km東にずれている。すなわち, 西端はオクタン(1446.2m)あたりで, 東方に延びて黒川部落付近を通り, 神流川沿いの中越あたりまで達する。北翼は一般に南に急傾斜~垂直で, ときに地層は逆転して北傾斜を示しており, 向斜軸面は垂直~北に急傾斜する。向斜軸部は東側ほどより上位の地層に占められるので, 向斜軸は東に沈下すると思われる。

最東部の塩ノ沢向斜は黒川向斜の北側に接しており, 西端は黒川向斜の中央よりやや東寄りの地域にあり, 塩ノ沢部落付近から東方に延びて調査地域外にいたる。北翼は一般に垂直, あるいは逆転して北に70~80°の傾斜を示す。南翼は塩ノ沢付近では北に50°前後の傾斜であるが, 更に東方では北に急傾斜あるいは垂直になり, 同時に発達が悪くなる。向斜軸部には西側では瀬林層, 東側では三山層が分布するので, 向斜軸は東に沈下していると考えられる。

南列においては地層の発達があまり良くないので, 構

* 小島郁夫博士(国立科博)によれば, 幼殻ではあるが, *Collingnoiceras* cf. *woolgari*の可能性があり, そうだとすればチューロン階中部を指示するという。詳しくは別に報告の予定である。

造が常に明瞭なわけではないが、しばしば幅せまい向斜構造が認められる。その場合、北翼も南翼も $30\sim 50^\circ$ の比較的緩傾斜を示すことが少なくない。また、白井北方では、南列中の北縁部に背斜構造があって、西方地域での中列・南列間に存在する古生層や蛇紋岩の地帯の東方延長に相当するような位置を占めており、注目に価する。

以上の規模の大きい褶曲のほかに、規模の小さい褶曲も見られる。小褶曲は、本地域では三山層の細互層部によく発達するが、石堂層上部や瀬林層の同様な層相を呈する部分にもときに認められる。小褶曲の波長は、2~3 m から 20 m 位まで変化に富む。褶曲軸面はほとんど垂直または南か北に急傾斜していることが多いが、北列では、ときに $30\sim 40^\circ$ の北傾斜の転倒褶曲も見られる。小褶曲軸の方向は大構造にほぼ平行とみられ、軸は東に向かって沈下する場合が多いと推察される。

褶曲の形態は、砂岩の多い部分では、翼部が比較的まっすぐで頂部は角ばって（閉じて）おり、chevron 型あるいは concertina type (DE SITTER, 1958) に類似するが、頁岩勝ちの部分では、より翼が閉じて頂部が丸味をもった褶曲であったりする。軸部付近での著しい層厚変化はそれ程認められず、parallel folds (flexural-slip folds) に近い。また、スレート劈開の発達は極めて弱い。

2. 断層 白亜系の褶曲構造はさまざまな方向の断層で切られている。方向性に注目すると、大よそ次のようなグループが認められる。(1) NW~WNW 方向（縦走断層）、(2) ENE 方向、(3) NNE 方向（横断断層）、(4) NS~NNW 方向。それぞれの断層は特定の時期にだけ活動したとは限らず、何度も活動したと思われる。しかし、一般的には、上記の番号順に形成時期が新しくなるとみることができるようであり、武井 (1963) が地溝帯東域で述べた断層形成順序と、対応関係が見られる。これらの断層には、地質図に見られるように蛇紋岩・玢岩などを伴うことがある。

(1) NW~WNW 方向の断層（縦走断層）：地層の一般走向に近い方向を示す断層である。この種の断層としては、古生層と白亜系との境界断層、及び白亜系中の断層が区別できる。前者が露頭で見られることは稀であるが、白亜系や古生層の分布状態などから推して、大部分が急角度の正断層であると判断される。境界付近では、白亜系はあまり破碎されていないが古生層は一般に破碎が著しく、白亜系の分布に平行的なすべり面がしばしば顕著である。砥沢本谷では境界の断層が認められた

が、この場合は走向・傾斜、 $N75^\circ W \cdot 73^\circ N$ の逆断層であった。白亜系分布地域の南縁部やその付近では、白亜系と古生層の境界に沿ってしばしば蛇紋岩が認められる。

白亜系中のこの方向の断層には、(a) 北・中・南各列の境界の断層（しばしば蛇紋岩を伴う）、(b) 各層の境界となっている断層、及び (c) 両側で地層の構造が異なる断層、などがある。(a) の場合、白亜系の破碎は他の 2 者に比して顕著である。(b) は急傾斜の正断層のことが多く、向斜軸側またはより上位の地層の分布する側が落ち込んでいる場合が一般的である。この種の断層は地層の境界部とは限らず、図示した以外にもしばしば見受けられる。(c) の場合は、本来、向斜軸や背斜軸を期待し得るような場所を占めるものが多い。

(2) ENE 方向の断層：この種の断層は野外でしばしば観察されるが、一般に両側での地層のずれは、地質図に記入できる程大きくはない。地質図に記入した白坂山の南東から黒川付近を通り、塩ノ沢に向かうものも、両側での白亜系のずれは小さいが、断層沿いに各地で、基盤の古生層（チャートや緑色岩）が数 m~数 10 m の幅で認められる。

(3) NNE 方向の断層：横断断層あるいは胴切り断層と言われるもので、断層面の傾斜はほぼ垂直のことが多い。野外では、図示したものよりも多数観察される。地質図にあるような両側での地層のずれの大きいものは、一般に数 100~1000 m の間隔で認められ、一般に左ずれの走向移動断層の性格が強いと言えよう。

(4) NS~NNW 方向の断層：しばしば認められるが、延長の短いものが多い。しかし、顕著なものが 2 つあり、1 つは釜掛^{かきかけ}付近、もう 1 つは黒川付近を通る南北性の推定断層である。前者が白亜系を大きく南北にずらしているのに対して、後者では断層の東側のブロックが落ちている。

VI. 堆積盆地の変遷及び地質構造に関する若干の問題

山中地溝帯白亜系のうち、確認できる最古期の地層は石堂層（有田統）である。石堂層と周辺部の古生層とは一般に断層関係にあるが、石堂層の基底部に相当する礫岩が普遍的に認められることや、同層の分布状態などから見て、石堂層は本来、古生層を不整合に覆っていたと考えられる。地溝帯南縁部の棒目木沢では、石堂層が古生層を不整合に覆うと推察される露頭さえ認められることはすでに述べた。従って、本地域の堆積盆地は石堂層の堆積を以て始まったと考えられる。白亜系に比し古生層

第8図 層相変化図

は変形が著しいので、白亜系堆積以前に強く変形を受けていたと判断される。

白亜系は、現在の地溝帯を中心とした海中の狭長な沈降帯に堆積したものである。下部白亜系堆積期には、中列地域に最大層厚部が認められる（第8図）。下部白亜系は、中列では化石に乏しい場合が多いが、北列では汽水性あるいはそれに近い化石を産するようになり、かつ地層が薄くなる。こうしたことから、北側には陸地が存在したと推定される。下部白亜系でも、石堂層では中列南縁の地層から浅海性の化石を産することがあり（石堂など）、南列ではしばしば汽水性の化石を産する。従って、石堂層堆積期には南側にも陸地が存在したと思われる。上部白亜系の三山層は、地質図に見られるように下部白亜系と必ずしも伴わないこと、中列では全く欠如する場合があることなど、下部白亜系の分布状態とやや異なっている。また、上部白亜系は北列においても非常に厚く堆積している場合があつて（第8図）、下部白亜系と異なる。下部白亜系と上部白亜系とでは堆積盆地の状

態に顕著な変化があつたと推察され、このような変遷の傾向は、地溝帯東部の場合（武井，1964b，1965）とよく一致する。

碎屑物の供給源についてみると、礫岩の礫種によく表われているように、初期には堆積岩地域に由来するものが多かった。チャート礫がとくに多く、更に白亜系の砂岩中にもチャート片が多いので、南北両側の古生層からの供給が考えられる。その後、花崗岩やその他の火成岩地域からの供給量が増大したことが、やはり礫種から推定される。白亜系砂岩の構成粒子についてみても、花崗岩片、及びカリ長石や黒雲母の含有量が後期の砂岩では増大している。こうした花崗岩類などの供給源としては武井（1975）が述べたように内帯地域を考えることが可能であろう。

次に、碎屑物の堆積盆地内での移動を示す古流向について検討してみよう。資料は多くはないが、観察・測定された限りでは次のようなことが指摘される。

石堂層は底痕を伴うような砂岩に乏しいが、瀬林層で

第9図 古 流 向 図

番号は計測地点. T : 第三系, V : 新生代火山岩類, ? : 地層分布不明.

は、中列の砂岩に底痕 (flute cast, groove cast, longitudinal ridge cast, frondose mark など) が往々認められる。とくに、級化層理の良好な場合によく発達する。三山層では、厚い粗粒砂岩が発達する場合に底痕がよく認められるが、北列 (都沢・大野沢など) にも見られることは注目される。底痕のほかに、数は多くないが、波長 10cm 前後の直線状の水流漣痕が各層から見つっている。測定結果を第9図に示す。

瀬林層では、おおむね SE→NW ないし ESE→WNW の流れが優勢であるが、これにほぼ直交する NE→SW の流向が、十石峠西方約 1km 付近の瀬林層中に見られる。三山層では流向は SSE→NNW ないし SE→NW で、瀬林層の場合より若干時計回りに回転した方向を示す。上記流向のうち、SE→NW の流向は地溝帯の伸びの方向とほぼ平行的であり、いわゆる中軸流に相当する。一方、NE→SW の流向は上記中軸流に直交し、側方流を示すが、この流向が碎屑物の側方供給を示すかどうかは、今のところ明らかでない。瀬林層の場合、むしろ砂岩が厚く優勢に発達し、級化層理も良好でなく、channel 状構造や炭質物に富み、側方供給の期待される地域に側方流が見られないのに、砂岩が全体として薄く、級化が良好の部分 (十石峠付近) に側方流の見られることは意外である。山中部溝帯東域の場合 (坂, 1974; 新

井・長沼, 1975) に比較して全体的に底痕の発達は良くない。

地質構造については、すでに述べたように向斜構造が中列と南列に見られ、とくに中列に顕著であるが、北列の地層は単斜構造を呈するにすぎない。こうした構造の形成には、白亜系の層相や層厚の各列ごとの相違も影響しているであろうが、基本的には、基盤の動き (おそらくブロック化) が大きな役割を果たしていると推察される。各列の境界部の断層に沿って往々古生層が存在することや、白板山の古生層の東方延長に相当する部分に白亜系の背斜構造が認められることなどは、基盤の動きの影響の現われと見ることができよう。

なお、白亜系の地質構造については、最近、INOUE (1974) の研究が公表された。INOUE の層序区分と筆者らのそれとの間には、大きな差異はないようであるが、地質図を比較すると、各層の分布状態に関して非常に異なる結果が得られており、地層の上下判定に關しても筆者らの判断と異なる場合が少なくなく、断層の認定については大きく食い違っている。従って、白亜系の地質構造の解釈は筆者らの見解と全く異なるという結果になっている。構造の認識の相違について 2, 3 述べると、次の通りである。まず、筆者らはすでに述べたように、白亜系の基本的な構造单元に北列、中列及び南列を区分し

ているが、INOUE は白亜系の南北方向での構造の差異を問題にしていない。次に、INOUE は東西性の軸をもつ褶曲が何 10km にもわたって続くように描いているが、褶曲軸はこれほど長く連続するものではなく、延長 10km 程度のものが雁行的に発達するものであることは既述の通りである。最後に、INOUE は南北性の軸をもつ褶曲を描いているが、このような褶曲は認められない。

VII. ま と め

山中部溝帯西域の白亜系について本論で述べたことは、次のようにまとめられる。

(1) 地溝帯東域の場合と同様、白亜系は下位より石堂層(有田統)・瀬林層(宮古統)・三山層(ギリアーク統)に3分される。これらの地層は、北列・中列・南列の3列に分かれて発達し、各列で層相・層厚・構造などに差異が認められる。

(2) 石堂層は古生層と断層で接している場合が多いが、傾斜不整合で古生層上に載っていると思われる場合もあり、白亜系の基底層である。瀬林層と三山層とは不整合関係にあると思われるが、両層間に構造の顕著な差は認められない。

(3) 白亜系の堆積盆地は、現在の山中部溝帯を中心とした狭長なものであった。中列の地層は一般に最も層厚が大きい。石堂層では、北列と南列の地層は堆積盆地の縁辺部の陸に近い堆積相を示す。瀬林層と三山層は、北側ほど陸に近く、南側ほど沖合の堆積相を示す。しかし三山層では、北列でも非帯に厚く地層が堆積した地域があり、分布状態も下位の石堂層や瀬林層とはやや異なるなど、堆積盆地の状態に顕著な変化があったことがうかがわれる。

(4) 後背地としては、石堂層堆積期(有田世)には古生層地域が主要なものであった。その後、次第に花崗岩地域からの供給量が増大し、三山層堆積期(ギリアーク世)には花崗岩地域(おそらく内帯の)が主要な役割をもつようになった。

(5) 堆積盆地内での物質の移動を示す古流向については、中軸流、一部に側方流の両者が認められるが、両者の関係や層相の側方変化との関係は現在のところ明確ではない。

(6) 白亜系は大観して複向斜構造を呈し、構造は、北・中・南の各列によって異なる。北列では南上位の単斜構造を示す。中列にはいくつかの向斜が雁行状に発達している。南列の地層は、中列とは古生層や蛇紋岩で代えられる場合が多く、分布幅は一般にせまいが、その

中で向斜構造を呈する場合がしばしば認められる。白亜系の構造の形成には、基盤の動きが大きく関与していると推察される。

文 献

- 新井重三・長沼幸男, 1975: 山中部溝帯東部地域における下部白亜系の堆積学的研究. 埼大紀要, 教育学部(数学・自然科学), **23**, 17—32.
- DE SITTER, L. U., 1958: Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mij.*, **20**, 277—286.
- EGUCHI, M., 1951: Mesozoic corals of Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.* [2], **24**.
- 藤本治義, 1932: 関東の地質. 278p., 中興館. 東京.
- , 1936: 関東山地山中部溝帯地方の地質(演旨). 地質雑, **43**, 487—488.
- , 1938: 関東山地の鳥の巣統に就て. 同上, **45**, 478—480.
- , 1939: 関東山地の鳥の巣統に就て. 矢部教授還暦記念論文集, **I**, 457—479.
- , 編, 1958: 南佐久郡地質誌. 314p., 長野県南佐久教育会.
- ・渡部景隆・赤木三郎・飯島 弘・金子史郎・高野 淳・松崎 尚, 1957: 関東山地北西部の地質について. 秩父科博研報, no. 7, 17—28.
- 藤原 肇, 1963 MS: 山中部溝帯大日向地域の層序と構造. 埼大卒論.
- HARADA, T., 1890: *Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Übersicht*. 126p., Kais. Japan. Geol. Reichsanstalt, Tokyo.
- HAYAMI, I., 1965—66: Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan. Parts I—III. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, [D], **15**, 221—349; **17**, 73—150, 151—249.
- 井尻正二, 1938: 所謂山中部溝帯の地質構造(予報). 地質雑, **45**, 475—476.
- INOUE, M., 1974: Geologic structures of the Chichibu terrain in the Kanto mountainous land, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **19**, 1—25.
- 岩井四郎, 1947: 山中部溝帯東域の地質. 東京科博研報, no. 19, 1—18.
- 小林貞一・昭和17年度東大地質学科中期生一同, 1943: 関東山地数地の地質に就いて. 地質雑, **50**, 229—241.
- KOBAYASHI, T. and NAKANO, M., 1958: The lower and middle Cretaceous Trigonians in Wakayama, Oita and Kumamoto prefectures, West Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 139—152.
- MAEDA, S., 1962: On some *Nipponitrigonia* in Japan. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, **3**, 503—514.
- MATSUMOTO, T., ed., 1954: *The Cretaceous system in the Japanese Islands*. 324 p., Japan. Soc. Promotion Sci. Res., Tokyo.
- NAKANO, M., 1957: On the occurrence of *Psilotrigo-*

- nia in the Cretaceous of the Kwantō mountainous land, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.* [C], **2**.
- , 1960: Stratigraphic occurrence of the Cretaceous Trigoniids in the Japanese Islands and their faunal significances. *Ibid.*, **3**, 215—280.
- 大石三郎, 1928 MS: 関東山地山中地溝帯中生層層位. 東北大卒論.
- 岡田博有, 1968: 砂岩の分類と命名. 地質雑, **74**, 371—384.
- , 1971: 再び砂岩の分類と命名について. 同上, **77**, 395—396.
- 大久保雅弘・堀口萬吉, 編, 1969: 万場地域の地質 (5万分の1地質図幅). 66 p. 地質調査所.
- OTUKA, S., 1887MS: On the geology of the mountain district in Chichibu and Kanra. *Graduation thesis, Imp. Univ. Tokyo*.
- 坂 幸恭, 1974: 埼玉県山中地溝帯の白亜系・三山層にみられる流痕 (その 1, すずき川流域). 早大教育学部学術研究 (生物学・地学編), no. 23, 9—26.
- SEKI, Y. and TAKIZAWA, H., 1965: Finding of pebbles of lawsonite- and pumpellyite-bearing rocks in a lower Cretaceous formation of the Kanto mountains, central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **36**, 81—87.
- SHIMIZU, S., 1931: The marine lower Cretaceous deposits of Japan, with special reference to the Ammonites bearing zones. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], **15**, 1—40.
- 杉山隆二, 1947: 山中地溝帯西縁地域の地質略記. 東京科博研報, no. 19, 19—25.
- 武井峴朗, 1963: 山中地溝帯東部白亜系の層序と構造, 地質雑, **69**, 130—146.
- , 1964 a: 山中地溝帯白亜系から *Inoceramus* の発見. 地質雑, **70**, 351—352.
- , 1964 b: 山中地溝帯東部白亜系の地史. 秩父科博研報, no. 12, 17—27.
- , 1965: 西南日本外帯にみられる白亜紀中頃の地殻変動の性格. 地質雑, **71**, 297—310.
- , 1969: 中生界 (山中地溝帯白亜系). 大久保雅弘・堀口萬吉 (編), 「万場地域の地質」 (5万分の1図幅, 地質調査所), 20—26.
- , 1975: 山中地溝帯白亜系中の火成岩礫, 変成岩礫, および酸性凝灰岩礫. 地質雑, **81**, 247—254.
- 竹内敏晴, 1967 MS: 群馬・長野県境十石峠付近における山中地溝帯の地質について. 埼大卒論.
- ・滝沢文教・藤原 肇・武井峴朗, 1969: 山中地溝帯西域の白亜系 (演旨). 地質雑, **75**, 90.
- 滝沢文教, 1964 MS: 山中地溝帯十石峠付近における層序と構造. 埼大卒論.
- TANAKA, K., 1965: Cretaceous Echinoids from the Sanchu graben, central Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N. S.*, no. 59, 126—142.
- and SHIBATA, M., 1961: A new species of *Aphelaster* from the lower Cretaceous of Japan. *Ibid.*, no. 42, 68—72.
- YABE, H., 1927: Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], **11**, 27—100.
- , NAGAO, T. and SHIMIZU, S., 1926: Cretaceous mollusca from the Sanchu graben in the Kwantō mountain-land, Japan. *Ibid.*, **9**, 33—76.
- 矢部之男, 1955: 群馬県多野郡上野村近傍の地質. 地質巡検案内書. 8 p.
- , 1956: 山中地溝帯西域の層序と化石動物群の内容. 綜研「日本の後期中生代の研究」連絡紙, no. 3, 41—43.
- ・金子史郎・赤木三郎, 1955: 山中地溝帯北西部の下部白亜系にかんする 2, 3 の事実. 地質雑, **61**, 503—505.
- 山下 昇・関根良弘・小池 清・森本良平・牛来正夫・大森昌衛, 1955: 30万分の1関東地方地質図. 同説明書. 52 p., 内外地図.

Cretaceous system in the western part of the Sanchu graben, Kanto mountains

Kensaku TAKEI, Fuminori TAKIZAWA, Toshiharu TAKEUCHI and Hajime FUJIWARA

(Abstract)

The Cretaceous system of the Sanchu graben, Kanto mountains, has been studied by many geologists since the end of the last century. In this paper, on the basis of the present authors' detailed study, stratigraphy and geologic structure of the Cretaceous formations are described, together with some remarks on sedimentary environment. The results are summarized as follows:

(1) The Cretaceous system in the studied area is divided into the following three formations.

Tertiary system

~~~~~unconformity~~~~~

Cretaceous system	{	Sanyama formation (Gylia- kian): shale with sandstone and conglomerate (700— 1400m)
		~~unconformity~~~~~
		Sebayashi formation (Miya- koan): sandstone with sha- le (200—500m)
		Ishido formation (Aritan): sandy shale with sandstone and conglomerate (200— 600m)

~~~~~unconformity~~~~~

Chichibu Paleozoic group

(2) The Cretaceous formations are distributed in three subbelts, the northern, the middle and the southern, adjacent to each other. Lithofacies and thickness vary with subbelts. Thickness of the formations is in

general greater in the middle subbelt than in the others. The formations in the northern and the southern subbelts often yield brackish molluscan fossils and sometimes well-preserved fossil plant leaves, so that they can be considered as near-shore, basin-margin deposits. The formations in the middle subbelt, containing only marine fossils except plant fragments, are assigned to off-shore deposits.

(3) Sources of the conglomerate as well as of the sandstone changed during the Cretaceous period. Fragments of chert, sandstone and slate, probably derived from the Paleozoic terrain of the Outer Zone of Southwest Japan, are the dominant clastic materials in the Ishido formation. Fragments of igneous rocks, especially of granitic plutonic rocks probably derived from the Inner Zone of Southwest Japan, are abundant in the Sanyama formation. Paleocurrents are chiefly longitudinal from east to west.

(4) The Cretaceous formations have a synclinal structure as a whole, although they show complicated folding with occasionally overturned limbs. In the northern subbelt the formations show a homoclinal structure. In the middle subbelt, there are three subordinate synclines arranged *en échelon*. In the southern subbelt, synclinal structures of lower order are often recognized.

(5) The conclusions mentioned above are consistent with those of TAKEI (1963, 1964b) reached in the eastern part of the graben.