山中地溝帯東半部に分布する白亜系の層序と地質構造*

小 泉 潔**

Stratigraphy and geologic structure of the Cretaceous System in the eastern half of the Sanchu Graben, Kanto Mountains, central Japan*

Kiyoshi Koizumi**

Abstract The Sanchu Graben, which trends WNW to ESE in the Chichibu terrain of the Kanto Mountains, occupies the important geological position in order to elucidate the geologic history of the Outer Zone of the Southwest and Central Japan to which the Chichibu terrain belongs. The present writer investigated the Cretaceous System in the eastern half of the Sanchu Graben from the viewpoint of stratigraphy and structural geology, and obtained the following conclusion.

1. The Cretaceous System is stratigraphically divided into the Lower Cretaceous Ishido, Sebayashi and Hashizume Formations and the Upper Cretaceous Ishigami and San-yama Formations in ascending order.

2. The Cretaceous formations essentially form an asymmetrical syncline (the major synclinal structure). The axial surface inclines to the north. Namely, the strata in the northern limb of this synclinal structure are vertical or overturned. To the contrary, the southern limb gently dips to the north. Many minor folds are developed especially in the southern limb of the major synclinal structure.

The strata are divided into many blocks by many transverse faults. The structural level of the trough of the major synclinal structure is the shallowest near the Shigasaka Pass.

3. Near the Shigasaka Pass the boundary between the Cretaceous System and the Chichibu Group to the north is represented by the vertical normal fault with southward dip. But in the area where the trough of the major synclinal structure is relatively deep, it is the reverse fault with northward dip.

The schematic form of the major synclinal structure is shown in Text fig. 6. It is considered that the major synclinal structure was formed by the thrust movement of the Northern Zone of the Chichibu terrain onto the Cretaceous System. The analogous movement is considered in another Cretaceous basin which occupies the same tectonic situation within the Chichibu terrain.

4. The transverse faults are grouped into type I and type II; the former extends from NE to SW and the latter extends from N to S. The Cretaceous System suffered two stages of block movement during and after the Miocene. At the first stage the Cretaceous System was divided into many minor blocks by the transverse faults of type I. By this block movement the southeastern blocks were inclined to southeast. This block movement is attributed to the differential vertical movement of the basement.

1991年1月19日受付, 1991年6月17日受理.

* 日本地質学会第83年学術大会で一部講演.

** 東京都立武蔵村山高等学校, Musashimurayama High School, Musashimurayama-shi, Tokyo 208, Japan.

Key words : Sanchu Graben, geologic structure, Cretaceous System, Kanto Mountains, Ishido Formation, Sebayashi Formation, Hashizume Formation, Ishigami Formation, San-yama Formation, Chichibu terrain, fold, fault, synclinal structure, block movement, transverse fault

はじめに

西南日本外帯は、北から三波川帯・秩父帯・四万十帯に区分され、秩父帯はさらに北より北・中・南の3支帯に区分されている。秩父帯中には九州から関東山地に至るまで、白亜系が断続的に分布している。これらの白亜系は、一般に秩父帯中に狭長に分布しており、しばしば複向斜構造をなし、さまざまな層準で秩父帯の中・古生界を顕著な傾斜不整合で覆っている。この白亜系は、秩父帯における白亜紀、あるいはそれ以降の構造運動の性格を解明する上で重要な位置を占めている。山中地溝帯は、関東山地におけるこのような白亜系の分布地域の1つである。

山中地溝帯は、秩父盆地の北西隅から西北西に、長野県南佐久郡佐久町大日向まで幅2~4 kmで、約40 kmにわたって連続する狭長な白亜系の分布地域である。

この白亜系の層序については、古くから多くの研究がなされてきている。最近のものとしては、武井(1963)、Takei(1985)、大久保・堀口(1969)、Inoue(1974)、武井ほか(1977)、松川(1977, 1979)、Matsukawa(1983)等の研究がある。

武井(1963)以前の研究は、主に地溝帯西半部を対象とし、東半部のとくに埼玉県側については、層序区分がなされず、詳細は不明であった。武井(1963)は、東半部地域の白亜系の層序を研究し、白亜系を下位より石堂層(有田統)・瀬林層(宮古統)・三山層(ギリヤーク統)の3累層に区分した。それに基づいて白亜紀の地史や白亜系堆積時の構造運動の性格などにも言及している(武井, 1964 b, 1965)。

武井ほか(1977)は、武井(1963)の東半部での層序区分と地質構造が西方へも連続すると報告している。さらにTakei(1985)は、山中地溝帯全域について、堆積学的な検討も加えてまとめを行っている。

また、松川(1977, 1979)、Matsukawa(1983)は産出化石を記載し、層序については石堂層の下位の地層として白井層(高知統)を認定し、武井(1963)とは若干異なる見解を報告した。とくに、Matsukawa(1983)は地溝帯全域の層序を報告するとともに、産出化石に基づいて堆積環境にも言及している。

白亜系の地質構造について、古くは藤本(1936)は“ramp”とし、井尻(1938)は小規模な“複向斜構造”として、おおまかに論じた。武井(1963)、武井ほか(1977)は層序を記載する中で地質構造に触れ、山中地溝帯の地層は地溝帯方向の断層により、北・中・南の3列に区分され、北列は南上位の単斜構造、中列はいくつかの雁行状に配列した向斜構造としている。Inoue(1974)は、関東山地全体の地体構造を論じる中で白亜系の構造をおおまかに論じ、白亜系は東西性の軸をもつ閉じた褶曲を繰り返した複向斜構造をなし、それに基盤の秩父層群のなす規模の大きい南北性の褶曲が重なっているとした。坂・小泉(1977)は、地溝帯東部において三山層の古流系を復元する上に無視することのできない褶曲構造を小褶曲も含めて記載し、大局的には東南方に沈下する軸をもつ向斜構造としている。

また、山中地溝帯白亜系の堆積盆地は基盤の右ずれ運動に伴って発生したとのアイデアを、Sekiyama *et al.* (1984)は報告している。

筆者は、1973年以来、地溝帯東半部地域において、白亜系の地質構造や堆積構造の記載と白亜紀あるいはそれ以降の造構史を解明することを目的に野外調査を行ってきた。野外調査に際しては、堆積構造による地層の上下判定や、小構造を詳しく検討した。その結果、地質構造について従来と異なった見解を得、層序についても従来の研究とは異なった見解を得たので報告し、諸賢のご批判をおおきたい。

なお、堆積学的な検討は、その一部をすでに報告した(坂・小泉, 1977)。

謝辞 この研究をすすめるにあたり、早稲田大学教育学部の坂 幸恭教授、新潟大学理学部の植村 武教授には、終始懇切な御指導をいただき、また粗稿の校閲をしていただいた。埼玉県立秩父高校の上村康夫氏には野外調査に際していろいろ便宜をはかっていただいた。また、早稲田大学教育学部地学教室卒業生の市川静男、南波鑑四郎、岩井孝行、田中秀実の諸氏には野外調査や資料のまとめに協力していただいた。以上の方々に心よりお礼を申し上げる。

第1表. 従来の層序区分との比較(地層の認定に基づく).

年代	本論	武井 (1963)	Matsukawa (1983)
ギリヤーク統	三山層	“中列” 三山層	三山層の一部 瀬林層上部層と下部層の一部
	石上層	“中列” 瀬林層	瀬林層下部層の一部 三山層の一部
宮古統	橋詰層	“中列” 石堂層 —— 断層 —— “北列” 三山層	三山層の大部分 瀬林層上部層の一部
	瀬林層	“北列” 瀬林層	瀬林層下部層と上部層の一部
有田統	石堂層	“北列” 石堂層	石堂層の一部
高知統	南列の地層 (?)	“南列” 瀬林層 “南列” 石堂層	石堂層 白井層

第2表. 従来の層序区分との比較(地質年代に基づく).

地質年代			本論	武井 (1963)	Matsukawa (1983)
白 垂 紀	後 期	ギリヤーク世	三山層	三山層	三山層
		石上層			
	前 期	宮古世	橋詰層	瀬林層	瀬林層
			瀬林層		
		有田世	石堂層	石堂層	石堂層
	期	高知世	？ 南列の 地層 (？)		白井層
先白亜紀		秩父層群			

地 質 概 説

関東山地北西部は、北より三波川帯・秩父帯北帯・山中地溝帯・秩父帯南帯・四万十帯に分けられている。それらは、西北西-東南東方向に帯状配列し、互いに断層で境されている。また、秩父盆地にはそれらとは非調和的に新第三系が分布している(第1図)。

秩父帯北帯: 主に粘板岩・緑色岩・チャート・砂岩・石

第1図. 調査地域周辺の地質と調査地域の位置.

灰岩からなる秩父層群(武井, 1986)が分布している。従来古生界とされていたが、最近の放散虫化石の検討から秩父層群の上部(上吉田層)は、ジュラ紀におよぶ(指田ほか, 1982)ことが判明した。地質構造から、主部と南縁部に分けられている(大久保・堀口, 1969)。主部はほぼ西北西-東南東の軸をもった緩いドーム・ベースン構造で、山中地溝帯の白亜系と接する南縁部の地層は直立し、破碎帯状を呈している(大久保・堀口, 1969)。

秩父帯南帯: 北帯と同様な岩相の秩父層群よりなり、ジュラ紀を示す放散虫化石の産出も報告されている(久田, 1984)。地層はほぼ西北西-東南東の走向を示し、北方に急傾斜している(大久保・堀口, 1969)。

山中地溝帯: 秩父帯の北帯と南帯の間にあって、それらの構造方向とほぼ調和的に細長く白亜系が分布している地域である。白亜系は、主に頁岩・砂岩・礫岩よりなり、下位より石堂層・瀬林層・橋詰層(以上、下部白亜系)、石上層・三山層(以上、上部白亜系)の5累層および南列の地層に区分される。なお、武井(1963)は石堂層・瀬林層・三山層の3累層に、Matsukawa(1983)は白井層・石堂層・瀬林層・三山層の4累層に区分している。

秩父盆地: 礫岩・砂岩・泥岩からなる中新世の地層が分布している。この中新統は、北縁と西縁で顕著な傾斜不整合で先新第三系を覆い、南縁と東縁では断層で先新第三系と接している。地層は、大局的に南東方へ40°~50°前後傾斜し、南東方へ将棋倒し構造(藤田, 1953)を示している(大久保・堀口, 1969; 山内, 1977)。

白亜系の層序と層相

山中地溝帯東半部の白亜系は、地溝帯方向の断層によって、主列*と南列に分かれて分布する。主列は、下位より石堂層・瀬林層・橋詰層(以上、下部白亜系)、石上層・三山層(以上、上部白亜系)の5累層に区分できる(第1表、第2図、第3図)。南列の地層は、後述するように、主列の石堂層あるいはそれより下位の地層に対比されるとみられるが、本論では南列の地層として記載する。

a. 石堂層

〈模式地〉本層は、Yabe *et al.* (1926)によって西域の長野県佐久町石堂を模式地として定義されたものであるが、武井(1963)と同様に、調査地域での模式地は群馬県多野郡中里村間物沢入口より南へ1.5~2 kmの間の間物沢沿いとする。

〈分布および下位層との関係〉野栗北方から坂本北方まで地溝帯の北縁に狭長に分布する。

現在ではほとんどの部分で、秩父帯北帯の秩父層群と断層で接しているが、もともとは秩父層群を顕著な傾斜不整合で覆っていたものとみられる。一部に不整合面に沿って本層が若干滑動した程度とみられる露頭が観察される。

この関係について、武井(1963)は断層関係、松川(1977)は傾斜不整合としている。

〈層厚〉下限は断層で切られているが、間物沢では不整合面に沿ってやや滑動した程度のものとみられ、この解釈が正しければ本層の層厚は約250 mである。東西に薄くなる。

〈対比〉武井(1963)の“北列”石堂層に、松川(1977)の石堂層の一部に相当する。

武井(1963)は“北列”の石堂層分布域、松川(1977)は主に間物沢沿いの石堂層からの産出化石より、有田統に対比している。また、松本ほか(1982)、Obata *et al.* (1976)、Obata *et al.* (1984)もアンモナイト等の産出化石に基づいて、本層の年代を後期オーテリーブ~前期パーレム期としている。

〈層相〉本層は、主に黒色泥質砂岩層よりなり、下部に基底礫岩層を伴う。

基底礫岩層：明家から日向にかけての地溝帯北縁に分布し、それ以外は地溝帯北縁の断層によって切られ露出し

ない。淘汰の悪い中~大礫岩である。最大径2 mに達する礫もみられる。礫は、主に秩父層群由来のチャート・緑色岩・粘板岩・砂岩の亜角~亜円礫で、マトリックスは泥質砂岩である。基底礫岩層は、上方に向かって細礫岩、粗粒砂岩をへて、黒色泥質砂岩に漸移する。黒岩泥質砂岩層：本層の主体をなすもので、黒~暗灰色の泥質砂岩である。砂質頁岩を挟むことがある。上位の瀬林層に比べると層理面は不明瞭である。領石型動物化石(Yabe *et al.*, 1926)や植物片を多産する。

b. 瀬林層

〈模式地〉群馬県多野郡中里村間物沢入口より南へ2~3 kmの間の間物沢沿い。武井(1963)の設定した模式地とはほぼ同様であるが、筆者の場合は、武井が“北列”三山層の基底礫岩層とした地層も含めている。

〈分布および下位層との関係〉石堂層分布域の南側および坂本北方以東と野栗北方から勝山の地域では地溝帯北縁に秩父帯北帯に直接断層で接して分布する。石堂層に整合に重なる。

後述する理由で、野栗から勝山の地域では、本層がもともと秩父層群を直接不整合で覆っていた可能性がある。

〈層厚〉間物沢で最も厚く、約800 mである。東西に薄くなる。

〈対比〉武井(1963)の“北列”の瀬林層に、松川(1977)の瀬林層下・上部層の一部に相当する。

武井(1963)は“北列”の瀬林層分布域、松川(1977)は主に間物沢沿いの瀬林層からの産出化石より、本層を宮古統に対比している。とくに、松川(1977)は、本層を宮古統下~中部に対比している。上位の橋詰層の時代を考慮すると、この対比が妥当であろう。

〈層相〉本層は、厚さ1 m前後で比較的良く成層した淡褐色中粒砂岩よりなる。砂岩の単層間に10 cm前後の厚さの砂質頁岩層を挟むことがある。砂岩層の単層上面にはまれにリップルマークが認められる。間物沢付近では本層の上部にかなり厚く黒色頁岩ないし頁岩勝ち砂岩頁岩互層が発達する。最上位付近には下位の砂岩層および頁岩層から漸移して礫岩層が分布することがある。この礫岩の礫は、大~中礫大の秩父層群由来のチャート・砂岩・緑色岩の亜角~亜円礫と花崗岩・アプライト・流紋岩の円礫からなる。

c. 橋詰層(新称)

〈模式地〉埼玉県秩父郡小鹿野町橋詰付近。

〈分布および下位層との関係〉瀬林層分布域の南側に狭長に分布する。勝山以西では地溝帯北縁に秩父帯北帯と直接断層で接して分布する。下位の瀬林層に整合に重なる

* 武井ほか(1977)が公表した地質図によると、筆者のいう南列が西方に分布の幅を広げ、主列の幅が狭まると推定される。ゆえに、“北列”としたほうが妥当とも思われるが、武井(1963)のいう“北列”と紛らわしくなること、調査地域ではこの部分が幅広く分布するので、“主列”としておく。

る。

西方に向かって構造的に深い部分が地表に現れ(後述), 西方ほど下位の層準が露出するものと推定されるにもかかわらず, 野栗以西の北縁では下位の石堂層が欠如し, 瀬林層が, さらに勝山以西では橋詰層が, 直接秩父帯北帯に接している。このことから, 野栗以西では瀬林層が, 勝山以西では橋詰層がもともと秩父層群を直接不整合に覆っていた可能性がある。

〈層準〉500 m 前後である。橋詰付近で最も厚く, 850 m ある。

〈対比〉武井(1963)の“北列”の三山層と“中列”の石堂層に, 松川(1977)の三山層のかかなりの部分と瀬林層上部層の一部に相当する。

最近, 調査地域西方の塩の沢の地溝帯の北縁に近いところから, 上川ほか(1988)はオーブ期後期を示す放散虫と有孔虫化石の産出を報告した。この部分は, 武井ほか(1977), Takei (1985)では“北列”の三山層, Matsukawa(1983)では石堂層とされているが, 岩相的特徴や構造的な位置から筆者の橋詰層に対比できることは明らかである。このことは, 橋詰層は宮古統上部に対比されることを示している。

一方, 石井・田口(1983)は, 橋詰北方の枝沢の本層分布域から石灰藻および有孔虫化石を検出し, その年代をアプト〜オーブ期としている。この年代の上限をとれば, 上川ほか(1988)と矛盾はしない。

〈層相〉主にやや青緑色がかった暗灰色〜黒色の砂質頁岩よりなる。頁岩は一般にもろく, 板状あるいは剣尖状(Nagahama *et al.*, 1966)に割れる。一部に石灰質な部分がある。頁岩には2つの異なった岩相が認められる。厚さ数cm〜10数cmごとに2〜5mmの極細粒砂岩を挟むものと黒色砂質頁岩でほとんど砂岩層を挟まないものとである。前者は下位に, 後者は上位に多く認められる。また, 比較的下位には, 頁岩勝ち砂岩頁岩互層の部分もある。

中位にはしばしば粗粒砂岩〜中礫礫岩層が挟まれる。これらの粗粒砂岩層と上下の黒色頁岩層との境界は明瞭である。この粗粒砂岩層は東方ほど厚くなる。礫にはチャートが多く, 粘板岩・緑色岩も認められる。また, 級化成層がしばしば観察され, 単層底面にはまれに流痕がみられる。

本層の上部に厚さ1〜3mの石灰岩礫を特徴的に含む含礫泥岩層が挟まれていることがある。

また, 上限には厚さ30〜100cmの白色泥質凝灰岩層があり, よく連続する。

d. 石上層(新称)

〈模式地〉埼玉県秩父郡小鹿野町石上付近。

〈分布および下位層との関係〉橋詰層分布域の南側に狭長に分布する。橋詰層に整合に重なる。

〈層厚〉一般に200〜300mで, 石上付近で最も厚くなり, 800mある。

〈対比〉武井(1963)の“中列”の瀬林層に, 松川(1977)の瀬林層下部層の一部と三山層の一部に相当する。

下位の橋詰層と上位の三山層の時代からギリヤーク統の下部に対比されるとみられる。

〈層相〉岩相上, 下位より, 下部頁岩勝ち互層(最大層厚100m)・下部成層砂岩部層(同700m)・上部頁岩勝ち互層(同220m)・上部成層砂岩部層(同160m)の4部層に区分される。

下部頁岩勝ち互層: 下位の橋詰層に類似した黒色砂質頁岩層中にほぼ1mごとに厚さ50〜100cmの砂岩層が挟まれ互層状になったフリッシュ相である。東方に互層を構成する頁岩層が薄くなり, 砂岩層は厚くなって, 東端では下部成層砂岩部層に漸移する。西方に向かっては, 頁岩層が厚くなり, かつ砂岩の単層が減少し, 新羽以西では黒色頁岩層となり, 橋詰層との区分が難しくなる。

下部成層砂岩部層: 厚さ1〜2m単位で良く成層する青灰色(風化すると淡褐色)の細〜中粒砂岩からなり, 10cm前後の黒色砂質頁岩ないし泥質砂岩をしばしば挟む砂岩勝ちのフリッシュ相である。また, 数層準に厚さ2〜10mの頁岩勝ち互層および黒色頁岩層が挟まれ, 西方ほどその枚数が増す。

上部頁岩勝ち互層: 皆本〜間物にかけて分布する。厚さ3〜5cmの極細粒砂岩と5〜10cmの黒色頁岩層とが互層をなす頁岩勝ちのフリッシュ相である。中位に厚さ10〜20mの礫質砂岩ないし細〜中礫礫岩層を挟むことがある。

上部成層砂岩部層: 石上〜尾の内にかけて分布する。岩相は下部成層砂岩部層に類似するが, これよりやや粗粒である。

石上層中の砂岩の単層には, 平行ラミナ・コンボリユートラミナ・ディッシュストラクチャー・流痕などのいろいろな堆積構造が発達している。

e. 三山層

〈模式地〉武井(1963)は, 彼のいう“北列”の三山層分布域内で模式地を設定したが, 本論では, 埼玉県秩父郡小鹿野町三山南方の皆本沢を模式地とする。地溝帯東端部の薄川流域にも好露出する。

〈分布および下位層との関係〉石上層分布域と南列に挟まれて細長く分布する。

第3図. 各ブロックごとの柱状図.

皆本以東および明家以西では石上層の下部成層砂岩部層、皆本～石上および尾の内～明家では上部頁岩勝ち互層、石上～尾の内では上部成層砂岩部層と三山層の基底礫岩層とが接していることから、三山層は軽微な不整合で石上層を覆っているものとみられる。

〈層厚〉 上限は侵食によって失われているため不明であるが、大部分で 300～500 m である。東端部で最も厚くなり、1500 m+ に達する。

〈対比〉 武井(1963)の“中列”の三山層に、松川(1977)の三山層の一部と瀬林層上部層の一部および瀬林層下部層の一部に相当する。

武井(1964a)は、沼里西方の大つまり沢の本層より、*Inoceramus* cfr. *hobetsensis* の産出を報告し、本層をギリヤーク統上部としている。

しかし、松本ほか(1982)、Obata *et al.*(1984)は皆本沢の本層分布域から発見されたアンモナイト化石を *Anagaudryceras* cfr. *A. sacya* (Forbes)と同定し、その年代を後期アプト～オーブ期(若くとも前期セノマン期)としている。これが正しければ、本層は宮古統ということになる。

本論では、本層の層序的位置から本層をギリヤーク統上部としておくが、詳細は今後の課題である。

〈層相〉 基底礫岩層と主部頁岩層*に区分される(坂・小泉, 1977)。

基底礫岩層: 本層の分布域の北縁に沿って狭長に分布する。層厚は一般に 50～100 m で、300 m に達するところもある。主に礫岩よりなり、粗粒砂岩よりなる部分もある。薄い頁岩層を挟むことがある。礫岩の礫には秩父層群由来のチャート・緑色岩・砂岩が多く、石灰岩・花崗岩・玢岩の礫も目立つ。まれに、片麻岩や下位の白亜系由来の礫岩・砂岩の礫も認められる。一般に中～大礫礫岩で、淘汰は不良である。礫の円磨度は低い。マトリックスは細～中粒砂岩からなる。

主部頁岩層: 砂質物をほとんど含まない頁岩相とフリッシュ相の 2 相からなり、まれに塊状砂岩および礫岩層を挟む。

頁岩相は、層理面の比較的発達する頁岩からなり、石灰質団塊を特徴的に含む。

フリッシュ相における砂岩と頁岩の割合はさまざまであるが、両者が規則的に繰り返す、互層をなしている。これらの互層のうちには顕著に連続する成層砂岩～極砂岩勝ち互層が数層準に認められる。坂・小泉(1977)は、これらを下位より、 $S_1 \sim S_6$ および $S_w \cdot S_m$ 層と命

名し、記載した。この他に間物沢には、 S_6 層が分布する。このフリッシュ相の砂岩の単層には、流痕やラミナなどの種々の堆積構造が発達している(坂, 1974; 坂・小泉, 1977)。

f. 南列の地層

〈分布および周囲の地層との関係〉 南列は、地溝帯の南縁に細長く延びており、西方にその幅が広がる。

北側では、主列の三山層と地溝帯方向の断層で接している。南側は、秩父帯南帯の秩父層群と断層で接している。しかし、第 2 図 b の⑩、⑪、⑮の地点では、基底礫岩層とみられる礫岩層が分布し、本層が不整合面に沿って若干滑動した程度のもと思われる露頭がある。このことから、もともとは、秩父層群を不整合に覆っていたものとみられる。

なお、地溝帯南縁で秩父層群と接する部分の白亜系を武井(1963)は石堂層とし、断層関係としている。一方、松川(1977)は石堂層、さらに西方の白井地域では白井層(松川, 1979)とし、ほとんどの地域で傾斜不整合関係で秩父層群と接するとしている。

〈層厚〉 断層によって切られているため、上下限ともに不明であるが、250 m 以上である。

〈対比〉 南列の地層は、本来主列のなす主向斜構造(後述)の南翼を構成していた地層とみられるが、現在では地溝帯方向の断層によって主列と接していて、しかも岩相も大きく異なるため、主列との対比は難しい。

武井(1963)は、“南列”の地層を石堂層と瀬林層に区分しているが、その境界は明確でない。

一方、調査地域の西方の白井地域には、この南列の地層が連続している。この地域で、松川(1979, 1980)、Matsukawa(1983)は、産出化石により、石堂層(有田統)の下位の地層として白井層(高知統)を認定している。

基底礫岩層とみられる礫岩層が認められることなども考慮すると、南列には地溝帯白亜系の最下部の地層が分布しているものとみられる。それゆえ、南列の地層は石堂層あるいはそれ以下の地層(白井層)と考えられるが、本論では南列の地層として一括しておく。

〈層相〉 露出不良であるが、大局的には、礫岩層(基底礫岩層)に始まり、主に塊状の淡褐色の粗粒砂岩および礫岩よりなる地層である。時に黒色頁岩を挟み、岩相の側方変化が激しい。礫岩には、細～大礫礫岩まで種々認められ、礫径の淘汰は不良である。礫の大部分はチャートが占め、砂岩・緑色岩・石灰岩も認められる。円磨度は低い。マトリックスは中粒砂岩からなる。

* 坂・小泉(1977)は主部泥岩層としたが、本層の泥質岩は岩相的には頁岩と呼んだ方が適当と思われるので、変更した。

従来の層序・構造区分との関係について

従来, 山中地溝帯白亜系の層序と構造の区分については, 武井(1963)の提唱したものが受け入れられている。

武井(1963)は, 白亜系を下位より石堂層・瀬林層・三山層に区分している。それらの地層は地溝帯方向の断層により, 北・中・南列の3列に分かれて分布し, 北・中列には全累層が, 南列には石堂層と瀬林層が分布するとしている。地質構造については北列は南方上位の同斜構造, 中列は向斜構造, 南列は向斜構造あるいは北方上位の同斜構造を示すとした。さらに, 武井ほか(1977)はこの層序と構造は西方へも連続すると報告した。また, Matsukawa(1983)も, 石堂層の下位に白井層を認定してはいるが, それは武井(1963)の“南列”の分布している地域においてであり, “南列”を除いた部分においては, 基本的に武井(1963)の区分を踏襲している。しかし, Matsukawa(1983)では間物沢以外の部分では地層の認定が武井(1963)と大きく違っている(第1表)。

筆者は, すでに述べてきたように, 白亜系を岩相的な特徴により, 下位より石堂層・瀬林層・橋詰層・石上層・三山層の5累層に区分した。筆者の層序区分と武井(1963)の層序区分との比較を第1表, 第2表に示す。第1表は地質図に示された各累層の分布, 第2表は地質年代に基づいて比較したものである。Matsukawa(1983)の層序区分との比較も示してある。

筆者と武井(1963)の層序区分の違いは, 基本的には地質構造(とくに地溝帯方向の断層による地層の繰り返し)についての見解の違いに基づいている。両者の間で最大の相違点は, 次のようなものである。武井(1963)は, 筆者の橋詰層の中位層準に地溝帯方向の断層(“北列”と“中列”を限る断層)を想定し, その断層によって白亜系の全累層が繰り返しているとしている。それに対し, 筆者は武井(1963)が“北列”と“中列”を境とした地溝帯方向の断層は存在せず, 一連に累重しているものと判断した。

それゆえ, 筆者の石堂層と瀬林層については武井(1963)の“北列”の石堂層・瀬林層とほぼ同様である。しかし, それ以外の地層が分布している地域での, 地層の区分と構造が大きく違っている。ただし, その部分での地層の上下判定の結果は大局的には筆者と同様である。南列の地層については, 年代論については若干の相違はあるものの, 構造については筆者と武井(1963)はほぼ同様である。

筆者は, 以下の①～④の根拠により, 武井(1963)の想定した地溝帯方向の断層による地層の大きな繰り返しはなく, 白亜系は基本的には北から南に, 三山層(武井(1963)の“中列”の三山層)のなす向斜(主向斜構造)の軸部まで, 軽微な不整合はあるものの石堂層・瀬林層・橋詰層・石上層・三山層がこの順で累重しているものと判断した。

①武井(1963)が“北列”と“中列”を区分する断層とした線の両側で地層の構造に基本的に大きな違いが認められないこと(第2表, 第4図)。

②同じくその両側で, 岩相的にも大きな違いが認められず(第3図), 一連の地層と認められること。

③武井(1963)が“北列”と“南列”を境とする地溝帯方向の断層が想定される場所付近には, 地溝帯方向の断層破碎帯が観察されることはある。しかし, 上記のようにそこを境に岩相や構造に大きな違いが認められないことから, この断層が累層を繰り返させるほどの大きな変位量をもっているとは考えられない。また, その場所付近は岩質的に破碎され易い頁岩層が卓越している部分でもある。しかもその断層は北方傾斜で逆断層と判断されるものが多い。逆断層であれば, 地層の繰り返しはあり得ない。

④主に間物沢～明家にかけての石堂層・瀬林層からは大型化石の産出が良く知られており(武井, 1963; 松川, 1977; 松本ほか, 1982; Obata *et al.*, 1984), それぞれ有田統・宮古統への対比は確実であろう。しかし, それより上位の地層については, 武井(1963)の“中列”の地層も含めて年代を明確に決める化石の産出はほとんどない。Matsukawa(1983)にしても同様である。それゆえ, 間物沢～明家にかけての地域以外では, 武井(1963)とMatsukawa(1983)では各累層の認定が大きく異なり, 各累層の分布域が大きく異なっている(第1表)。

ただし, 先述したように三山層(武井(1963)の“中列”の三山層)については, 武井(1964 a)の報告から三山層はギリヤーク統上部に対比されるものとみられる。しかも上川ほか(1988)の報告より, 橋詰層の年代はオーブ期後期とみられ, 武井ほか(1977)と松川(1983)の地層の認定が一部, 正しくないことがわかった。

以上のことから, 武井(1963)のいう“北列”の南限をなす地溝帯方向の断層はなく, 地溝帯北縁から主向斜構造の軸部まで, 石堂層(武井(1963)の“北列”の石堂層)・瀬林層(“北列”の瀬林層)・橋詰層(“北列”の三山層+“中列”の石堂層)・石上層(“中列”の瀬林層)・三山層(“中列”の三山層)と重なるとしたほうが矛盾なく

層序を組み立てられる(第 1 表, 第 2 表)。

地 質 構 造

山中地溝帯の白亜系は、複雑な変形を受けているが、一部を除いて、堆積構造に基づいて、地層の上下判定が比較的容易にできる。また、三山層には小褶曲が発達し、その軸部がしばしば観察される。しかも、三山層中の成層砂岩層は良好な鍵層となる。これらをもとに、地質構造の解析を行った。

a. 褶曲構造(第 2 図 b, 第 4 図)

〈主列の褶曲構造〉

主列は多くの胴切り断層によって切られてはいるが、大局的には、地溝帯の延びの方向にほぼ平行で、かつ南側に偏在する軸をもつ向斜構造(以下、この向斜構造を主向斜構造と呼ぶ)をなす。

主向斜構造の軸は、胴切り断層によって断たれつつも、全体として地質図上で北に凸に緩く湾曲しており、南に張り出した部分は主列と南列とを境する断層によって切られている。その部分では、見かけ上北翼のみがみられ、南上位の同斜構造となる。

主向斜構造は、多くの部分では 1 向斜構造であるが、石上南方で雁行し、その部分では 2 向斜・1 背斜構造になる。すなわち、塩沢から続く向斜軸はこの部分では南側の向斜軸に連続し、石上南方で衰滅し、北側に現れた向斜軸が西方に振幅を増して連続する。このように、白亜系のなす向斜構造は一部で 2 向斜・1 背斜構造となる部分があるが、これらを合わせて主向斜構造とする。

主向斜構造の北翼の地層は直立し、大きく逆転している場合もある。一方、南翼においてはインコンピテントな頁岩層は両翼が急傾斜する小褶曲を繰り返すが、これらの褶曲波面は北方に非常に緩く傾斜するか、緩い背斜・向斜の繰り返しである。また、コンピテントな成層砂岩層は比較的緩傾斜になっている。このことは、主向斜構造は軸面が北方に急傾斜する非対称向斜であることを示している。

また、主向斜構造の底線(トラフライン)は、沼里^{ぬまざと}以東(第 5 図の a, b, c のブロック)および石上付近(第 5 図の e のブロック)では、東南方へ 20~40° の角度で大きく沈下している。他のブロックにおける底線は、ほぼ水平である。しかし、地質断面図(第 4 図)からわかるように主向斜構造の底線は西方ほど高くなっている。しかも、大局的にみると、最上位を占める三山層の分布幅は東端部で最も広く、西方に狭くなっていく。それに加えて、下位の層準が分布している南列の幅は、間物の南

方でやや狭くなるものの、西方に広がっていく。このことは、西方ほど主向斜構造の底線が浅くなっており、構造的に深い部分が地表に現れていることを示している。

〈南列の褶曲構造〉

南列は露出不良で、不明確な点が多いが、基本的には中~高角で北方に傾斜する北方上位の同斜構造である。南列は、構造的に主向斜構造の南翼部にあたり、本来その主向斜構造の一部を形成していたものである。

南列の幅が広い部分では、その北縁部に主向斜構造に調和的な方向の軸をもつ向斜が現れる。また、調査地域西端では、東西性の軸をもつ中規模な褶曲がみられる。

b. 小褶曲構造

三山層中には、しばしば半波長 0.5~10 m の小褶曲が発達している。これらの小褶曲は主向斜構造の南翼部にとくに顕著に発達している(第 2 図 b)。

小褶曲の軸の方向はばらつきが小さく、主向斜構造の軸と調和的な方向をもち、東南部で主向斜構造の軸が東南方へ大きく沈下している部分では、同様な沈下を示している(第 5 図)。

小褶曲の軸面は、一般に北方へ急傾斜するか、直立している。しかし、主列の南縁部に近いところのものには南方に急傾斜する軸面をもつものもある。

形態的には、concentric 型と chevron 型の 2 通りのものがある。主向斜構造の北翼には小褶曲の発達は少ないが、chevron 型で比較的閉じたものが多い。一方、主向斜構造の南翼のものには、向斜には concentric 型が多く、背斜には chevron 型あるいは軸部が軸跡に平行な断層で切られて露出しないようなものが多い。

c. 断層

白亜系中には種々の方向の断層が発達している。これらの断層は、次の 4 つの系統に区分される(第 2 図)。武井(1963)もほぼこれらと同様な方向の断層を報告しているが、それらの性格については、筆者と見解が違っている。

①縦走断層(N 60°~70° W)

②斜交断層(N 80°~90° W, N° 30° W)

③胴切り断層 I (N 30°~40°および 60°~70° E)

④胴切り断層 II (N-S)

〈縦走断層〉

この系統の断層は、一般に N 60°~70° W の走向をもつ。白亜系と秩父層群とを境する断層、主列と南列とを境する断層もこれに含まれる。この系統の断層には大きな破碎帯が伴われる場合が多い。

白亜系と秩父帯北帯の秩父層群との接触部は露出不良

第4図. 地質断面図. 凡例は, 第2図aと同じ. 各断面図の横線は標高 500 m を示す. 縦横のスケールは同じ.

第5図. 各ブロックでの小褶曲軸の方向と傾きおよび主向斜構造の軸の方向と傾き(円の外の線および矢印)(下半球投影).

で、断層を確認できるところは少ないが、次の4つの場合が認められる。

1) 北に傾斜した逆断層あるいは衝上断層で、破碎帯が大きく、石堂層を欠く場合(断層面の走向・傾斜: ①N 60° W 50° N, ②N 70° W 70° N. 番号は第2図bに示す場所. 以下同様).

2) 石堂層を欠き、ほぼ垂直な断層の場合(③N 50° W 90°).

3) 石堂層の基底礫岩層が認められ、ほぼ垂直な断層の場合(④N 60° W 90°).

4) 境界の断層が南に傾斜し、不整合面に沿って石堂層の基底礫岩層がやや滑動した程度のものとみられる場合(⑤N 80° W 70° S, ⑥N 60° W 80° S).

石堂層は間物沢から明家付近では分布の幅が広く、基底礫岩層を伴うが、東方に分布の幅が狭くなり、基底礫岩層も露出しなくなり、坂本北方以東では、石堂層そのものが消滅して、瀬林層が秩父層群と接している。このことから、この断層は④以東では垂直あるいは北方傾斜の逆断層であり、間物沢から明家では石堂層が不整合面に沿って滑動した程度の断層と推定される。また、先述

したように西方に主向斜構造の深い部分が地表に現われいき、野栗以西では瀬林層が、さらに勝山以西では橋詰層が秩父層群をもともと不整合に覆っていた可能性がある。その部分でこの断層は観察されないが、境界が断層であったとしても、規模は小さいものとみられる。ちなみに調査地域の西方の塩の沢では、橋詰層の基底に基底礫岩層とみられる礫岩層があり、それが秩父層群と接している。

秩父帯南帯の秩父層群との接触部も露出不良で、境界の断層が観察されるところは少ないが、第2図bの⑦～⑮の9地点で認められた。それぞれの地点での断層面の走向・傾斜は次のとおりである。⑦N 60° W 40° N, ⑧N 60° W 90°, ⑨N 50° W 90°, ⑩N 80° W 90°, ⑪N 60° W 90°, ⑫N 60° W 70° N, ⑬N 75° W 65° N, ⑭N 70° W 70° N, ⑮N 60° W 80° N。

これらの観察地点でみられるこの系統の断層は、垂直断層あるいは北方傾斜の正断層とみられる。破碎帯も小規模である。⑩, ⑪, ⑮の3地点では、南列の地層の礫岩層と秩父層群が接している。この礫岩層は基底礫岩層とみられ、これらの地点では基底礫岩層が不整合面に沿って若干滑動した程度の断層と考えられる。

主列と南列とを境する断層も露出不良であるが、時に幅4mの破碎帯を伴うこともある。第2図bの⑯～⑲の3地点で観察され、それらの地点での断層面の走向・傾斜は次のとおりである。⑯N 55° W 70° S, ⑰EW 60° S, ⑱N 60° W 90°。

観察された限りでは、この断層は垂直なところもあるが、南方に急傾斜している。しかも断層の両側で地質構造が異なり、層準も断層の南側は南列の地層(高知統?), 北側は三山層(ギリヤーク統)と大きく異なることから、大きな変位量をもった逆断層である。

この系統の断層として、これらの他に、主向斜構造の北翼の泥質岩部(とくに橋詰層)中に比較的大きな破碎帯を伴うものが観察される。これらは、一般的に北方に急傾斜(70°前後)し、一部では層序の欠如をきたしている部分があることから、逆断層とみられる。しかし、断層の両側で岩相の違いはほとんど認められず、その変位量は小さいものとみられる。

〈斜交断層〉

この系統の断層には、EW系とNNW-SSE系の2つの系統のものがあ。とくにEW系のものが良く発達している。断層面は直立し、一般に破碎帯は小さい。

EW系の断層は、常に見かけ上左横ずれを示す。断層面にまれに観察される条線は、水平あるいはやや東傾斜である。

この系統の断層は石上層(とくに薄い部分)と三山層の基底礫岩層のような粗粒碎屑岩部をサシミ状に切るようなかたちで発達する。しかし、この断層はその上下位の橋詰層や三山層の主部頁岩層のような泥質岩部には追跡されない。また、橋詰層と三山層の主部頁岩層の走向はほぼ地溝帯の延びの方向(ほぼN 70° W)と調和的であるが、この系統の断層の発達する部分の石上層と三山層の基底礫岩層の走向はやや北に振れ、N 30°～40° Wを示す。しかし、この系統の断層によって頻繁に切られ、これらの断層の左横ずれの変位により、大局的には石上層と三山層の基底礫岩層は地溝帯の延びの方向(ほぼN 70° W)に調和的に細長く分布している(第2図b)。

調査地域の西部でNNW-SSE系の小規模な断層がみられる。これらは、すべて見かけ上右横ずれである。

〈胴切り断層 I〉

この系統の断層は調査地域全域に発達する。

N 30°～40° E と N 60°～70° E の2つの系統があり、前者は東方ほど発達する。一般に幅1m前後の破碎帯をもつ。おおむね垂直か北西に80°の傾斜を示すが、地溝帯の南東部で主向斜構造の軸が南東方へ大きく沈下を示す部分では、主向斜構造のトラフの沈下に対してantitheticに北西に中程度の角度で傾斜する。ちなみに、柏沢の入口で観察されるものはN 40° E 40° Wの走向・傾斜を示す。

この系統の断層を境にして主向斜構造のトラフの位置が変位している。

〈胴切り断層 II〉

この系統の断層の走向はNSで、傾斜は90°である。地溝帯東端部の薄川で観察される白亜系と秩父盆地の新第三系とを境する断層と野栗付近を通る断層がこれにあたる。前者は、薄川で幅約5mの破碎帯をもつ。

後者は、安山岩の岩脈を伴う。その南北両側の秩父層群中にも連続し、そこでも安山岩ないし玢岩の小岩脈を伴っている(大久保・堀口, 1969)。

考 察——地質構造の形成

a. 褶曲構造

i) 褶曲構造の特徴

白亜系のなす褶曲構造の特徴をまとめると、次のようになる。

基本的には単一の向斜構造(主向斜構造)を示す。その軸は地溝帯の南側に偏在し、方向は地溝帯の延びの方向に平行か、これとやや斜交する。断面の形態は、軸面が北方に急傾斜するconcentricな非対称向斜である。南翼には小褶曲が発達する。

以上のような形態と、しばしば地層面に層面滑りがみられること。主向斜構造北翼の小褶曲は後述するようにいわゆるひきずり褶曲の特徴をもっていることなどから、白亜系のなす向斜構造は flexural slip タイプの褶曲 (Donath & Parker, 1964) と考えられる。

ii) 主向斜構造の形成機構

白亜系のなす主向斜構造は、この向斜形成後に受けたブロック運動によって、南東方ほど構造的に主向斜構造のトラフの浅い部分が露出している。主向斜構造のトラフの深い部分が現れている明家～坂本の地域(第2図bの④～⑥)では地溝帯北縁の石堂層と秩父層群との境界面は、それに沿って若干滑ってはいるものの基底礫岩層が認められ、不整合関係とみることができる。また、主向斜構造のトラフの浅い部分が現れてくる坂本以東の地溝帯北縁では、石堂層および瀬林層の分布の幅が次第に狭まり、かつ石堂層の基底礫岩層ばかりでなく石堂層も欠如するようになる。しかも、比較的大きな破碎帯をもつ北方傾斜の逆断層で秩父帯の中・古生界と接するようになり、衝上断層様の部分もある(第2図bの①)。

また、1ブロック(第5図)で、主向斜構造のトラフはほぼ水平である。このブロックの地溝帯北縁は、標高が高い尾根の部分(第2図bの②)では北方傾斜の逆断層で、標高が低い沢沿いの部分(第2図bの⑤、⑥)は南方傾斜の正断層が生じて若干滑動してはいるが、不整合関係で秩父帯の中・古生界と接している。このように、標高の違いによってその関係が異なっている。

また、主向斜構造の北翼、特に泥質岩部には北方に急傾斜する逆断層がしばしば観察される。

一方、前述したように、主列と南列とを境する断層は南方に急傾斜する逆断層で、南縁での秩父帯との境界は北傾斜の正断層である。

以上の事実から、白亜系のなす向斜構造および白亜系と秩父層群との境界は第6図に示すような断面形態をもつものと考えられる。すなわち、構造的に明家～坂本付近ではその深い部分が露出し、南東方へより浅い部分が現れていくことになる。

このような形態から、山中地溝帯白亜系の褶曲構造は、白亜系堆積後に秩父帯北帯が南帯に対して相対的に上昇するような運動に伴って形成されたものと考えられる。

この運動が白亜系堆積時にすでに進行していたかどうかという問題については、南北方向での各層の層厚変化が不明であり、明確なことはいえないが、三山層の基底礫岩層中に下位の白亜系から由来した礫を含むことから、このような上昇運動が堆積時に発生していたことも

第6図. 白亜系の褶曲の模式的な断面形態。(a)調査地域東部、(b)調査地域西部。①～⑥は、第2図bに示した北縁の断層が観察された部分のおおよその位置を示す。

考えられる。

しかし、三山層の基底の不整合の上位と下位で大きな構造的違いがなく、白亜系中の流痕の解析から求められた古流系は東南東→西北西の軸流を示す(新井・長沼, 1975; 坂・小泉, 1977)ことから、白亜系の堆積盆は現在の分布域より幅は広がったとはいえ、秩父帯の北帯と南帯との境に細長い堆積盆を形成していたものと考えられること。しかも、白亜系中にはスランプ構造などの堆積時変形構造がほとんど発達していないことなどから、白亜系の褶曲構造は白亜系堆積以降の構造運動によるところが大きかったのではないかとみられる。

武井(1965)は、三山層基底の不整合をもたらしした運動はブロック運動であったとしている。しかし、筆者とは層序と構造についての見解が異なり、筆者が明らかにした層序と構造からは、白亜系堆積時に武井(1965)のこのようなブロック運動の存在は考えられない。

山中地溝帯と同様な地体構造的にある四国の領石盆地の白亜系は、基本的には北方急傾斜の軸面をもつ向斜構造を示し、その北縁は御在所山スラストで秩父帯の中・古生界と接している。このスラストは、標高が高いところ(構造的に浅い部分)ではスラストであるが、標高が低いところ(構造的に深い部分)では白亜系は不整合で秩父帯の中・古生界を覆っている(伊熊, 1975,

1977, 1980). この領石盆地の白亜系の構造と秩父帯の中・古生界との関係は, 山中部溝帯の白亜系と秩父層群との関係に非常に良く類似している.

また, Saka(1968)は紀伊半島西部の有田川流域に分布する二川層(浦河統~ヘトナイ統下部)の地質構造を記載しているが, ここにも同様な白亜系と秩父帯の中・古生界との関係が認められる.

このように, 第6図に模式的に示したような山中部溝帯の白亜系と基盤の秩父層群と同様な関係が, 西南日本外帯のいくつかの白亜系堆積盆地で報告されている. 秩父帯北帯において, 白亜系堆積後に秩父帯が南帯に対して相対的に上昇するような運動が発生したことを示していると考えられる.

iii) 主向斜構造の形成時期

石上層と三山層とは不整合関係であるが, 著しいものではなく, 白亜系は下から上まで同様な褶曲運動を受けている. 白亜系の最上部の三山層はギリヤーク統に対比され(武井, 1963), この他の秩父帯中帯に分布する白亜系にはヘトナイ統下部までである. また, 地溝帯東端部で白亜系を傾斜不整合に覆っている秩父盆地の新第三系(最下部層は中新統下部(山内, 1977))には, 地溝帯方向の構造は認められない(大久保・堀口, 1969).

以上から, 白亜系の褶曲構造(主向斜構造)の形成時期は, 白亜紀最後期~古第三紀と考えられる.

iv) 小褶曲構造

半波長 0.5~10 m の小褶曲構造が三山層の主部頁岩層中にしばしば認められ(第2図b), これらは次のような特徴をもっている.

褶曲軸の方向のばらつきが小さく, 主向斜構造の軸と調和的である(第5図).

また, 古流向の解析からもこの小褶曲は主向斜構造と関係をもつことが推定されている(坂・小泉, 1977).

以上から, これらの小褶曲は白亜系のなす主向斜構造の形成に伴って形成されたものと考えられる.

これらの小褶曲のうち, 主向斜構造北翼のものは, 地層の一般傾斜方向に向かって向斜・背斜の順で現れ, かつ chevron 型のものが多いことから, 主向斜構造形成時における層間の差別的滑りによるひきずり褶曲とみられる.

主向斜構造南翼の小褶曲も同様なものとみられるが, 秩父帯北帯が南帯に対して相対的に上昇して主向斜構造の北翼が押し上げられて直立していく際に, 主向斜構造の軸部から南側にかけて発生した側方圧縮によって形成された座屈褶曲である可能性もある.

b. ブロック運動

白亜系は胴切り断層によって頻繁に切られ, 多くのブロックに分けられている.

胴切り断層には, タイプ I (N 30°~40°, 60°~70° E)とタイプ I を切るタイプ II (N-S)の2系統があり, それぞれ性格が異なる. 一方, これらの胴切り断層の両側で褶曲の形態や地層の基本的な分布パターンに大きな違いは認められない.

このことは, 白亜系は, 主向斜構造形成後に2回のブロック運動を受けたことを示している. すなわち, タイプ I の胴切り断層によって小ブロック化し, その後タイプ II の胴切り断層で広域的なブロック運動が生じた.

i) タイプ I の胴切り断層によるブロック化

タイプ I の胴切り断層は次のような特徴をもっている.

白亜系のなす主向斜構造の軸は地溝帯南東部において南東方に大きく沈下しているが, この部分ではこの断層は antithetic に北西方へ中角度で傾斜している. 一方, 軸がほとんど傾斜していない西部では, この断層はほぼ直立している.

一方, 1)最上位の三山層の分布の幅が, 西方ほど狭くなる(第2図). 2)主向斜構造の底線を三山層の基底礫岩層を鍵とすると, 間物南方でやや深くなるものの西方ほど浅くなっていく(第4図). 3)三山層の基底で示される主向斜構造の底線は白亜系の基底と平行しているわけではないが, 志賀坂峠付近以東では, ほぼ平行しているとみられ, 三山層の基底で示される主向斜構造の底線と白亜系の基底の傾きの方向とはほぼ平行しているとみて良いと思われる. 4)志賀坂峠以西では, 主向斜構造はみられなくなってしまうが, 地溝帯北縁で野栗以西では最下位の石堂層, さらに勝山以西では瀬林層と欠如し, その部分では上位の地層がもともと秩父層群を不整合に覆っていたものとみられる. しかも, 橋詰層・石上層の層厚はあまり変化しない. このことは, 仮に三山層の基底は浅くならないにしても, 白亜系の基底は西方にさらに浅くなっていくことを示しているものとみられる. 5)南列は主列の地層の下位あるいはそれ以下の地層よりなるが, 間物南方でいったん分布の幅が狭くなるものの, 大局的に西方に幅が広がっていく.

以上のことから, この断層によってブロック化されたブロックは間物のブロックではやや落ちているが, 西方ほど上昇しているものとみられる.

Inoue(1974)は関東山地全域の大規模褶曲構造を論じる中で, 志賀坂峠付近を通る基盤の広域的な南北方向の背斜構造の存在を指摘している. 志賀坂峠付近では, 南

列の幅がやや広くなり、間物のブロック(第5図の1ブロック)では、それまでの傾向と違ってやや落ちていると推定される。これは、Inoue(1974)のいう基盤の背斜構造を反映しているものとみられる。

タイプⅠの胴切り断層によるブロック化は、基盤の隆起運動に伴って発生したものとみられる。

一方、白亜系各累層の最大層厚部が上位層ほど東方に存在することが、第3図から認められる。このことから、以上述べた胴切り断層によるブロック運動が、白亜系の堆積時にも進行していた可能性もある。筆者のいうブロック運動と性格は異なるが、武井(1965)は三山層基底の不整合をもたらした運動がブロック運動であり、白亜系堆積時にブロック運動が進行していたものとしている。

最大層厚部が上位ほど東方に存在していることは、堆積盆地の最大沈降部の東方への移動を示している。しかし、橋詰層・石上層・三山層の3累層の古流向は東南東→西北西の軸流を示し(新井・長沼, 1975; 坂・小泉, 1977), 白亜系の堆積盆の軸は西北西方へ傾いていたものと推定される。しかも白亜系中にはスランプ構造などの堆積時変形構造がほとんどないことから、現段階では、堆積時の運動と白亜系をブロック化させた運動とはそれほど大きな関係はないものと考えている。しかし、堆積時の構造運動の性格については、今後十分に検討していく必要がある。

Ⅱ) タイプⅠの胴切り断層によるブロック化の時代

地溝帯東端部の犬木付近の河原沢川で、白亜系を秩父盆地の新第三系が顕著な傾斜不整合で覆っているのが観察される。この不整合面はほぼ南北の走向をもち、東方に50°程度傾いている。

この不整合面の走向・傾斜と新第三系のそれはほぼ一致しており、新第三系の基底礫岩層は円礫礫岩よりなることなどからいわずの高角不整合ではない。

一方、白亜系の主向斜構造の軸は地溝帯東端部では南東方に40°前後と大きな沈下を示しており、新第三系の傾斜の方向と角度にほぼ一致している。

このことは、新第三系の傾動と白亜系の主向斜構造の軸の傾動とが密接に関連して起こったことを示している。

白亜系の主向斜構造の軸を傾動させたタイプⅠの胴切り断層によるブロック運動は、新第三系の堆積時あるいは堆積後に発生したものとみられるが、新第三系は南東方への将棋倒し構造を示し(藤田, 1953), また数層準にスランプ構造が発達し(山内, 1977), 新第三系の堆積時から傾動運動が発生していたと考えられることか

ら、白亜系のタイプⅠの胴切り断層によるブロック運動は、新第三系堆積中にも進行していたとみるのが妥当であろう。

ま と め

1. 山中地溝帯の白亜系は、下位より石堂層・瀬林層・橋詰層(下部白亜系)・石上層・三山層(上部白亜系)の5累層に区分される。石上層と三山層とは軽微な不整合関係にあるが、他は整合関係である。

石堂層は、もともと秩父層群を傾斜不整合に覆っていたものとみられる。その上位の瀬林層・橋詰層も一部で秩父層群を傾斜不整合に覆っていたものと考えられる。

2. 地質構造は、基本的には地溝帯の南部に偏在する軸をもつ非対称向斜構造(主向斜構造)を示す。主向斜構造の南翼には小褶曲が発達する。また、多くの胴切り断層によって、多くのブロックに分けられている。胴切り断層にはタイプⅠとタイプⅡの2系統がある。

3. 主向斜構造は、第6図に示したような断面形態を示している。この形態から主向斜構造は秩父帯北帯の南帯への相対的上昇運動に伴って、その運動にひきずられるような形で形成されたものと考えられる。小褶曲もこの運動に伴って形成された。同様な形態の例は、秩父帯中帯に分布する他の白亜系堆積盆地にも認められる。

4. 主向斜構造形成後、中新世あるいはそれ以後に、白亜系は2回のブロック運動を受けた。第1回目のブロック運動により小ブロック化し、東端部のブロックでは大きく南東方へ傾動した。これは、西方の基盤の撓曲運動と密接に関連して形成されたものと考えられる。第2回目のブロック運動は関東山地全体のブロック化と関係したもので、その規模は大きかった。

文 献

- 新井重三・長沼幸男, 1975, 山中地溝帯東部地域における下部白亜系の堆積学的研究. 埼玉大紀要, 23, 17-32.
- Donath, F. A. and Parker, R. B., 1964, Fold and folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 75, 45-62.
- 藤本治義, 1936, 関東山地山中地溝帯地方の地質(演旨). 地質雑, 43, 487-488.
- 久田健一郎, 1984, 関東山地南部芦ヶ久保-鴨沢地域の中・古生層. 地質雑, 90, 139-156.
- 藤田至則, 1953, 地層の将棋倒し構造について. 新生代の研究, no. 18, 4-13.
- 井尻正二, 1938, 所謂山中“地溝帯”の地質構造(豫報). 地質雑, 45, 475-477.
- 伊熊俊幸, 1975, 高知県大板地域の秩父累帯中・古生界の構造—御在所山構造線について—. 構造地質, no. 18, 20-21.
- , 1977, 高知県大板地域の秩父累帯白亜系の変

- 形. 構造地質, no. 20, 34-36.
- , 1980, 高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜紀層の変形. 地質雑, **86**, 389-407.
- Inoue, M., 1974, Geologic structures of the Chichibu Terrain in the Kanto Mountainous Land, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II*, **19**, 1-25.
- 石井 醇・田口聡史, 1983, 関東山地東縁部, 埼玉県日高町の下部白亜系. 東京学芸大紀要, 4 部, 35, 117-131.
- 上川容市・岸田容司郎・海保邦夫・久田健一郎, 1988, 関東山地の山中地溝帯白亜系から放散虫化石の産出. 地質雑, **94**, 903-905.
- 松川正樹, 1977, 山中“地溝帯”東域白亜系の地質. 地質雑, **83**, 115-126.
- , 1979, 山中“地溝帯”の白亜系白井層に関する問題点. 地質雑, **85**, 1-9.
- , 1980, 山中“地溝帯”白亜系白井層より産出した *Protocardia ibukii* Nakazawa et Murata とその意義. 地質雑, **86**, 45-46.
- Matsukawa, M., 1983, Stratigraphy and sedimentary environments of the Sanchu Cretaceous, Japan. *Mem. Ehime Univ. Ser. D*, **9**, 1-50.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村 実・松川正樹・田中 均, 1982, 本邦白亜系における海成・非海成層の対比. 化石, no 31, 1-26.
- Nagahama, H., Isomi, H., Ono, C. and Sato, S., 1966, Dagger blade structure—A new method for detecting line of depositional current of siltstone—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **72**, 531-540.
- Obata, I., Matsukawa, M., Tanaka, K., Kanai, Y. and Watanabe, T., 1984, Cretaceous Cephalopods from the Sanchu area, Japan. *Bull. Natl. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C*, **10**, 9-37.
- , Tsuda, H., Futakami, M. and Ogawa, Y., 1976, Geological age of the Cretaceous Ishido formation, Japan. *Bull. Natl. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C*, **2**, 121-140.
- 大久保雅弘・堀口萬吉, 1969, 万場地域の地質. 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, 66.
- Saka, Y., 1968, Upper Cretaceous Futakawa Formation in the Shimizu-machi district, Wakayama Prefecture, Southwest Japan, with special reference to the folding structures. *Sci. Researches School Educ. Waseda Univ.*, **17**, *Geol. Rept.* no. 3, 125-147.
- 坂 幸恭, 1974, 埼玉県山中地溝帯白亜系・三山層にみられる流痕(その 1 すず川流域). 早大教育学部学術研究, 生物学・地学編, **23**, 9-26.
- ・小泉 潔, 1977, 山中地溝帯東部の白亜系, 三山層の層序と古流系—古流系復元に関する問題点—. 地質雑, **83**, 289-300.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・柴田知則・塚田邦治・西村はるみ, 1982, 関東地方のジュラ系放散虫化石について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, **5**, 51-66.
- Sekiyama, S., Sato, T., Masuda, F. and Matsukawa, M., 1984, Oblique-slip basin as an origin of the Sanchu Graben in Kanto Mountains. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, no. 10, 113-116.
- 武井峴朔, 1962, 山中地溝帯の連痕化石について. 秩父科博研報, no. 11, 23-32.
- , 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, 山中地溝帯東半部白亜系の地史. 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.
- Takei, K., 1985, Development of the Cretaceous sedimentary basin of the Sanchu Graben, Kanto Mountains, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **28**, 1-44.
- 武井峴朔, 1986, 関東山地(1)概説. 日本の地質 3 関東地方, 共立出版, 東京, 1-4.
- ・滝沢文教・竹内敏晴・藤原 肇, 1977, 山中地溝帯西域の白亜系. 地質雑, **83**, 95-113.
- 山内靖喜, 1977, 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造 その 1 形態. 地質雑, **83**, 475-489.
- Yabe, H., Nagao, I. and Shimizu, S., 1926, Cretaceous mollusca from the Sanchu Graben in the Kwanto Mountainland, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. 2nd. Ser. (Geol.)*, **19**, no 2, 33-76.

(要 旨)

小泉 潔, 1991, 山中地溝帯東半部に分布する白亜系の層序と地質構造. 地質雑, **97**, 799-815. (Koizumi, K., 1991, Stratigraphy and geologic structure of the Cretaceous System in the eastern half of the Sanchu Graben, Kanto Mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 799-815.)

関東山地の秩父帯中に西北西-東南東に延びる山中地溝帯の白亜系は, 下位より石堂層・瀬林層・橋詰層(下部白亜系)と石上層・三山層(上部白亜系)に区分される。

白亜系は, 軸面が北方に急傾斜した非対称向斜(主向斜構造)を形成している。この主向斜構造の南翼には小褶曲が発達している。

多くの胴切り断層によって多くのブロックに分けられ, 主向斜構造のトラフの構造的なレベルは, 志賀坂峠付近で最も浅くなっている。

主向斜構造の形態および南北両側の秩父層群との関係が, 第 6 図に示されている。主向斜構造は白亜系に対する相対的な秩父帯北帯の衝上運動によって形成されたと考えられる。類似した運動が, 秩父帯中帯の同様な構造的な位置を占める他の白亜系堆積盆地でも考えられる。

胴切り断層はタイプ I とタイプ II に分けられる。白亜系は中新世あるいはそれ以降に基盤の隆起運動により, 2 回のブロック運動を受けた。