

# 長野県北部，犀川中流地域に分布する新第三系の層序と構造\*1

竹内 章\*2・坂本 満\*3

## 1. まえがき

長野県北部，いわゆる中央隆起帯の北西側の地域は，西部堆積盆と呼ばれ，ここには層厚3千数百m以上，最大6kmに達すると推定される，中新世中期以降第四紀までの地層が分布する。このうちとくに新第三系は，大部分が固結した碎屑岩よりなり，種々の褶曲や断層を伴っている。この地域に露出する新第三紀層は，主な分布地域と時代および層相の差異にもとづいて，下位より，別所累層，青木累層，小川累層，柵（しがらみ）累層と呼ばれている（第1図参照）。

本間不二男（1931）は，上水内（かみみのち）郡小川村一帯に露出する海成小川層を水内相，東筑摩郡下に露出する非海成小川層を東筑相と呼んだ。水内相・東筑相は，従来の定説では，犀川中流地域で接するが，犀川沿いに破碎帯が存在することにより，両者の連絡が断たれている，とされてきた。犀川中流地域に露出する第三紀層については，1920年代より研究されているが，最近のものでは，富沢恒雄（1964），田中邦雄・平林照雄（1964），犀川団体研究グループ（1965，1966），田中邦雄・関全寿（1966），古田博雄（1967，MS），尾身正弘（1971）などがある。

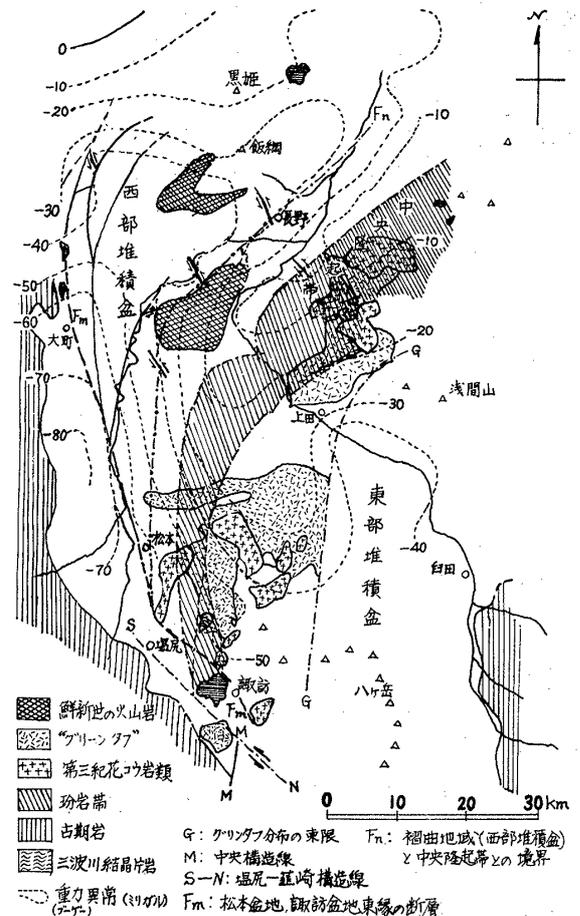
筆者らは，これまでの諸研究の成果の上立って，種々異見のある犀川中流地域の層序と構造を解明することを目的とし，犀川団体研究グループ（1966）によって犀川擾乱帯と呼ばれた地域とその周辺を調査した（生坂村上生坂から山清路，八坂村野平，大岡村川口，信州新町太田にわたる犀川沿いの地域）。この結果をここに発表し，大方の御批判と御叱正を請うものである。

なお，調査地域東部，聖高原西南麓の踏査にあたって，新潟大学理学部地質鉱物学教室の水野学氏に協力して戴いた。また，山下昇氏をはじめとする信州大学理学部地質学教室の方々には，研究上の便宜をはかって戴き，「北部フォッサ・マグナ研究グループ」の諸氏には，

しばしば，討論して戴いた。筆者らの研究の終始にわたって，金沢大学理学部地学教室の粕野義夫，小林洋二両氏には，有益な助言と批判を戴いた。これらの方々には深く感謝の意を表す。

## 2. 犀川中流地域の調査結果

筆者らは，1972年の夏から1975年秋に至る，延べ約160日間，1/1000~1/5000の精度で犀川中流域の踏査を行なった。その際，連続性のよい砂岩層を追跡するとともに，凝灰岩および凝灰質砂岩層を鍵層に，また二種の生痕化石（サンドパイプ，第6図）で特徴づけられる層準を補助的な鍵層として用いた。



第1図 長野県北部地質構造概念図

\*11975年，日本地質学会第32年学術大会において「犀川中流地域の地質」と題して講演。

\*2大阪市立大学理学部地学教室。

\*3金沢大学理学部地学教室。

（小林国夫，1968，Fig1を簡略化して引用，加筆）

筆者らの調査結果をまとめて、第1表(層序表)、第2図(地質図)、第3図(地質断面図)、第4図(構造図)および第5図(柱状図)に表現した。また、筆者らが確認した事実として、次の3点を特に強調したい。

① 調査地域に分布する地層は、炭層を頻繁に挟み、サンドパイプを多産するなどの海浜相を示す、砂岩、礫岩および泥岩からなる上位層と、砂岩および砂質泥岩の有律互層を主体とする浅海相の下位層とに、岩相上大きく二分される。この境界の層準は、二種の生痕化石を産出する特徴を有し、青木累層と小川累層との境界に相当する。この現象は、犀川中流域およびその周辺地域にわたって確認される。

② 調査地域に分布する各層は、比較的、岩相の側方変化に乏しいのが特徴であるが、小川累層上部に相当する込地層は、砂礫岩と泥質岩とが同時異相を示し、両者は信州新町付近において指交関係にある。

③ いわゆる犀川擾乱帯は、単純な一本の断層ではなく、また、ことさら複雑な破碎(擾乱)構造となっているのでもない。この帯域は、その軸部付近に逆断層を伴う、東に傾倒した背斜構造を基本としている。東筑摩郡八坂村野平付近と、上水内郡信州新町太田以北において、背斜両翼の地層は連続している。

筆者らは、上述の3点を主要な根拠として調査地域の地層を区分し、「犀川擾乱帯」の両側の地層を対比した。

なお、岩相に関する観察事実については、従来の調査資料[小林・磯見, 1950; 犀川団研グループ, 1966 など; 富沢, 1968; 田中ら, 1973 など]をとくに変更する必要を認めなかった。

### 3. 地質各説

調査地域に分布する地層を、下位から順に説明する\*:

#### 明科(あかしな)黒色泥岩層

ここに述べる明科層は、田中・平林(1964)が明科黒色泥岩層と呼んだもので、明科町明科東方を模式地とする(層厚: 800 m+)。調査地域においては、犀川背斜の南部軸部に露出しており、地表分布は池田町前田部落北方で尖滅する。明科層は、田中・関(1966)

\*4但し、犀川中流域地域に分布する第三紀層の部層名は、同一の地層についても、それぞれの研究者によって、各自の調査範囲の岩相ごとに別々の地層名が与えられたままであるので、この報告文では、命名の先取権を尊重しつつ、近年の研究で比較的正確な定義を伴う地層名を採用することにし、新称を避けた。

の白牧砂岩礫岩(調査地域では厚さ0~0.5 mの細礫岩)の基底をもってその上限とし、上位の小立野入層とは整合漸移関係にある。

#### 小立野入砂岩泥岩層

小立野入層は、生坂村小立野から小立野入までの間を模式地とし、模式地の層厚は1300 mである。岩相上、泥質な細互層からなる下部層と、砂岩優勢な砂泥互層からなる上部層とに二分される(藤本ら, 1946; 田中・平林, 1964)。

#### 下部小立野入砂岩泥岩層

調査地域では、八坂村石原東方から生坂村宇留賀西方までの金態川流域(層厚: 800 m)、生坂村中塚付近の奈良尾沢、同村上生坂の犀川河床(層厚: 950 m)などに露出する。

下部小立野入層(以下、下部層と略す)は、黒色泥岩、茶褐色シルト岩および青灰色細粒砂岩の細互層を主体とし、互層の程度により黒褐色~暗灰色を呈する。また、砂岩の厚さは平均10 cmである。下部および上部には、径が数mm~1 cmで円磨された黒色チャートの細礫を含む。互層部には層理面に沿ったすべり面が発達し、薄い粘土を伴うすべり面は、たいてい平滑な鏡肌となっている。生坂村滝部落では、砂岩岩脈が層理面に沿って変位しており、これによって単層間の差動(bedding slip)が知られる。下部層は、調査地域に分布する地層のなかでもっともスランプ構造の発達した地層で、その分布は、生坂村上生坂、梶本、中塚、宇留賀、才光寺、および八坂村満仲(まんじゅう)、滝ノ石原東方などにわたる。

下部層は、下位の明科層を整合におおって犀川背斜を構成し、犀川背斜東翼における傾斜はほとんど垂直であるが、西翼では50°以下の傾斜を示して中山山地に広く分布する(地すべりを頻発し、緩傾斜地を形成している)。

#### 上部小立野入砂岩泥岩互層

ここに言う上部小立野入層(以下上部層と略す)は、犀川背斜東翼の地域では、田中・関(1966)の上部小立野入層のうち、池沢板状砂岩層および小立野入砂質泥岩層に相当し、犀川背斜の西翼および西側の地域では、田中・平林(1964)の野平層に相当する。層厚は、犀川背斜東翼の下生坂で680 m、西翼の滝~土袋で1750 m。

上部層下部は、泥質な砂泥細互層と厚さ10 cm~数10 cmの砂岩とが互層した岩相を示し、全体としては中粒砂岩が優勢である。

上部層下部は，八坂村地捨ノ田，鳥立，一の瀬，横瀬，および小松尾では高府向斜南端の西翼を構成し，八坂村石原，菅の窪，生坂村久保，八坂村野平，舟場，および大岡村北小松尾において高府向斜東翼ないし犀川背斜西翼を構成する。犀川背斜の東翼における上部層下部は，大岡村町田から長瀬，生坂村平（たいら），宇留賀東方，大日向，下生坂，木竹，裏日岐，および池沢にわたって露出し，ほぼ南北の走向で垂直の傾斜を示す。上部層下部は，八坂村石原や生坂村久保に見る様な，南面する絶壁と，北へ30°前後傾斜する長い斜面からなるケスタを形成していることが多い。

上部層下部の砂岩は，固結がかなり進み（ハンマーで打つと火花を散らす），炭化した植物片を含む層理面に沿って板状に剝離し易い。また，顕著な堆積構造を示し，漣痕，流痕，生痕（はい跡；これは犀川背斜東翼のみ），斜交葉理および炎状構造（flame structure）などが観察される。とくに，生坂村久保の絶壁，下生坂の広津発電所対岸では，最下部の砂岩の下面に，幅30 cm，高さ10 cm，長さ50 cm程度の流痕が発達し，奇観を呈する。厚い塊状砂岩は，部分的に礫岩に変わることがある。

上部層上部は，犀川背斜の東翼では，大岡村下中山から，大田和，町田，代（だい），平，生坂村会（あい），雲根，下生坂，裏日岐にかけて，ほぼ南北方向に直立する急傾斜を示して露出する。また，犀川背斜西翼およびその西方にも広く分布して，大岡村堀之内から弘崎，安賀，八坂村上籠（あげろう），土袋，大洞（おおぼら），小菅，矢田川にかけて追跡される。

上部層上部は，塊状の泥岩を主体としているが，犀川背斜の西側地域では，連続性の良い砂岩層（一部はレンズ状の礫岩）を挟み，泥岩は，東側地域に比較して，より暗褐色，より塊状であり，玉葱状構造がみられる。一方，犀川背斜の東側地域では，シルト岩と細粒砂岩との細互層，およびシルト岩からなる。このように上部層上部は，犀川背斜をはさんで東西両側地域の間に，若干の岩相上の差異が認められる。

上部層上部には，犀川背斜の西側，八坂村大洞～地志原の沢に *Conchocele* sp. が密集して産し，また背斜の東側，生坂村の平発電所下流，平橋付近の犀川河床に，*Conchocele* sp., *Anadara* sp., および *Ostrea gigas* 等の貝化石が混在して産出するが，これらの化石は，押しつぶされたように変形している。

#### 山清路礫岩砂岩層

生坂村山清路を模式地とする山清路層（田中他，

1961）は，下位の立野入層の泥質な細互層から中粒砂岩に移過する部分を境界とし，中粒～粗粒（礫混じり）の砂岩を主体として，砂礫岩，礫岩および砂質泥岩を挟む。模式地の層厚は1040 m，中込凝灰岩層を上限とし，上位の込地層とは整合関係にある。

模式地付近の山清路層は，大型の砂管を多産し，中部にはカキの密集層を数枚挟み，また上部は，瀝青炭～亜炭を挟む。

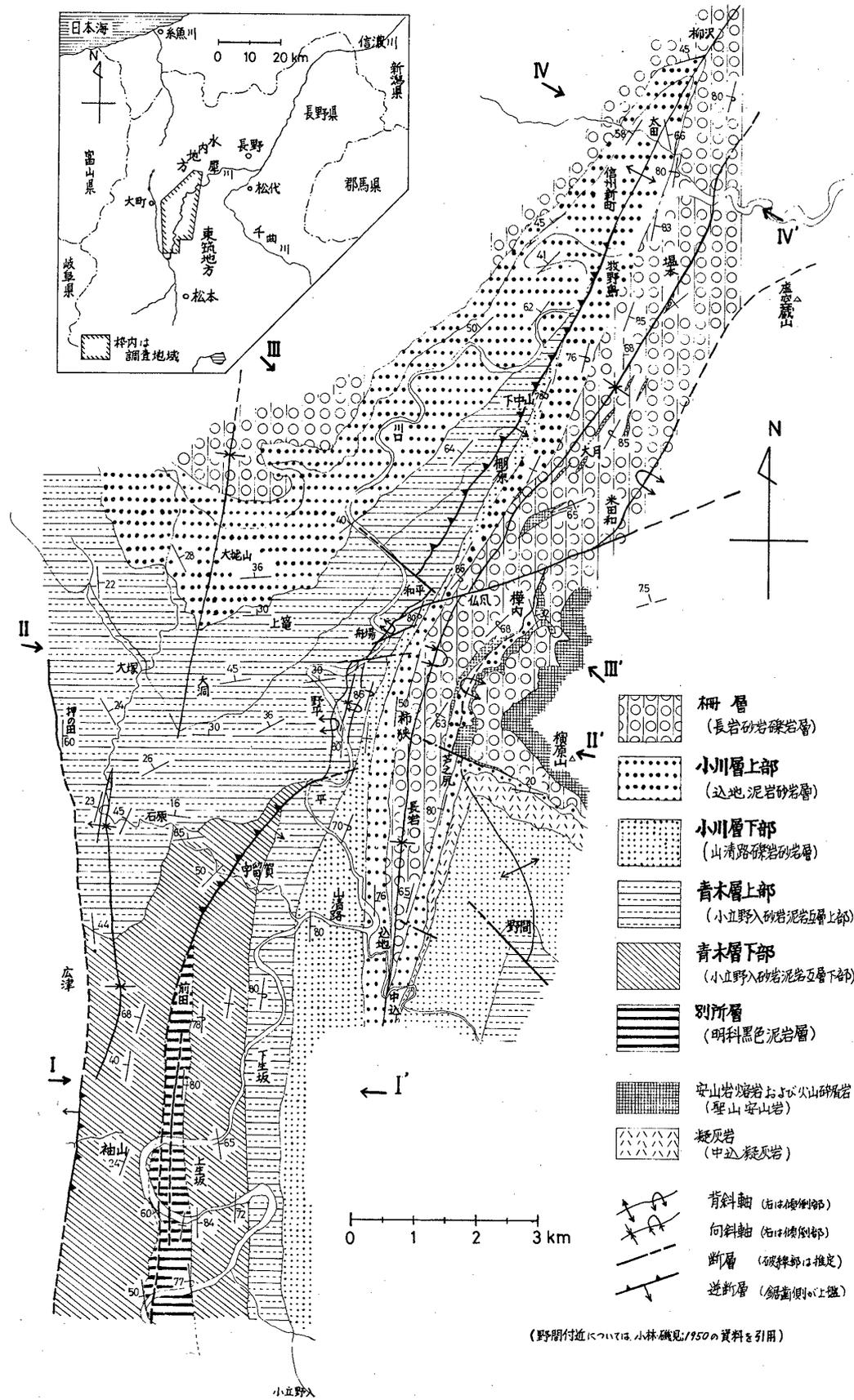
山清路層の最下部は比較的柔かく，青灰色の塊状中粒砂岩であるが，イオウによって汚染されて黒色と黄色とのまだらを呈する。山清路層と上部小立野入層との境界付近の岩相は，下位から上位に向かって，普通，細粒砂岩とシルト岩との細互層から塊状砂岩に漸移するが，やはりイオウによって表面が黄濁され，*Makiyama chitanii* に似た石灰質のパイプ（外径：1.5 mm～13 mm，第6図右）を多産するのが特徴である。また，この境界付近の塊状砂岩中には，便宜上，“サツマイモ形”と呼ぶ生痕化石（第6図左）が密集して産出する。

この現象は，生坂村会から大岡村平，瀬口，棚原，住平（以上は犀川背斜の東側地域），信州新町小峰西方，和田東方，大岡村梨木，八坂村上籠上，小菅，鹿籠（かろう），美麻村川下，境野（以上，犀川背斜の西側地域）にわたって確認され，さらに調査地域東方の青木峠付近にまで追跡された。上述の二種類の生痕化石が共存する層準を仮に時間面とみなすと，調査地域において，犀川背斜を挟んだ両側の地域の層序対比に際して有効な手段となる。

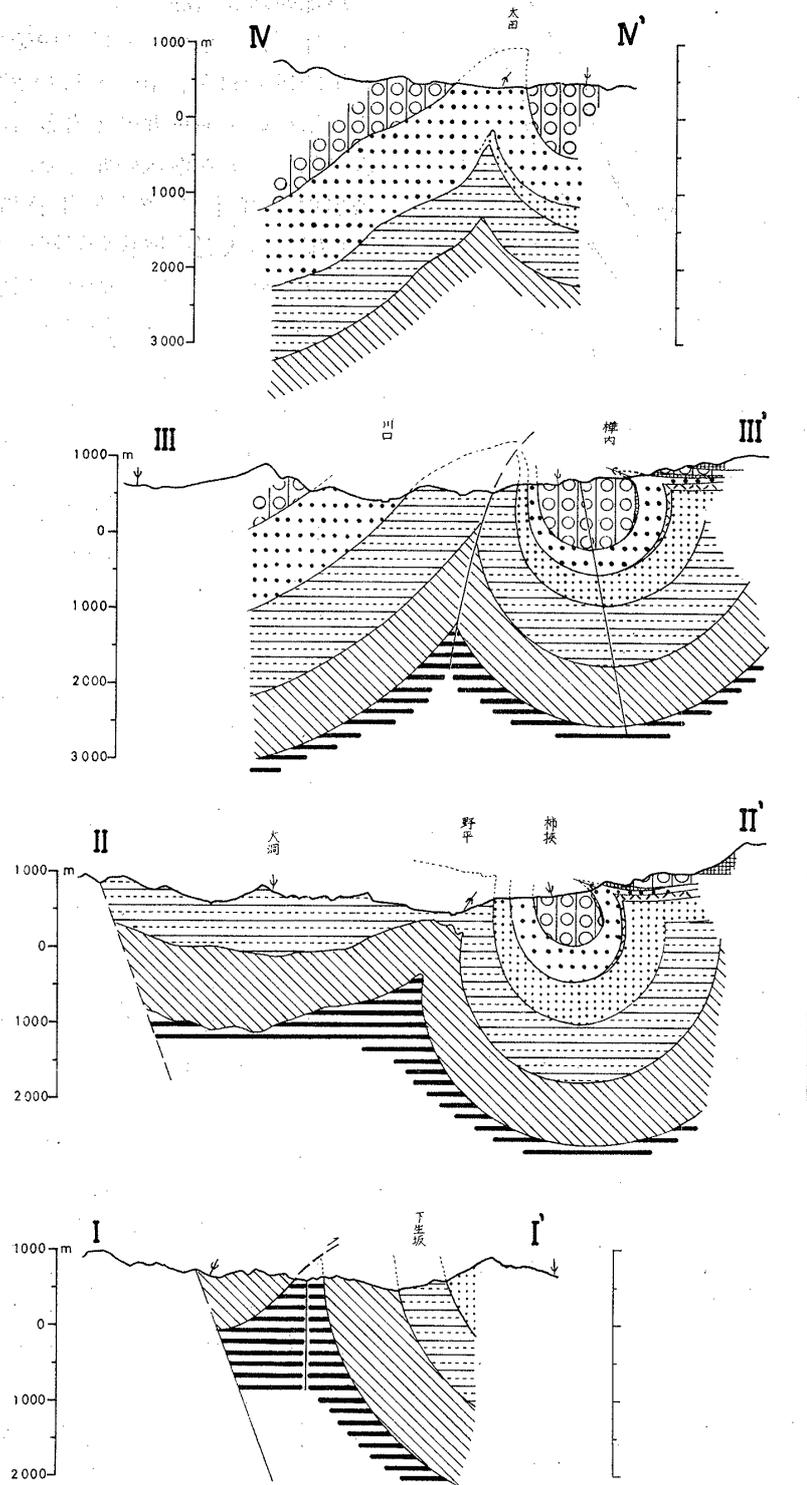
山清路層の上部は，白色細粒凝灰岩（時に軽石を含む）を挟み，この凝灰岩は，大岡村笹久南方（層厚5～10 m，小林・磯見，1950）から大岡村佃見西方，和平，さらに棚原（3 m），住平（50 cm）まで追跡される。

山清路層の上位に重なる中込凝灰岩層は，信州新町大原付近の犀川背斜軸部で尖滅し，これを犀川背斜西翼で確認することはできない。大原付近では，犀川背斜の軸部に生じた断層の変位は，150 mを越えないと推定されることから，犀川背斜の西側地域では，先に述べた生痕化石で特徴づけられる層準の直上にある凝灰質塊状砂岩（層厚50～100 m）の上限をもって，中込凝灰岩層の上限に対比し，便宜的に山清路層の上限を定めた。

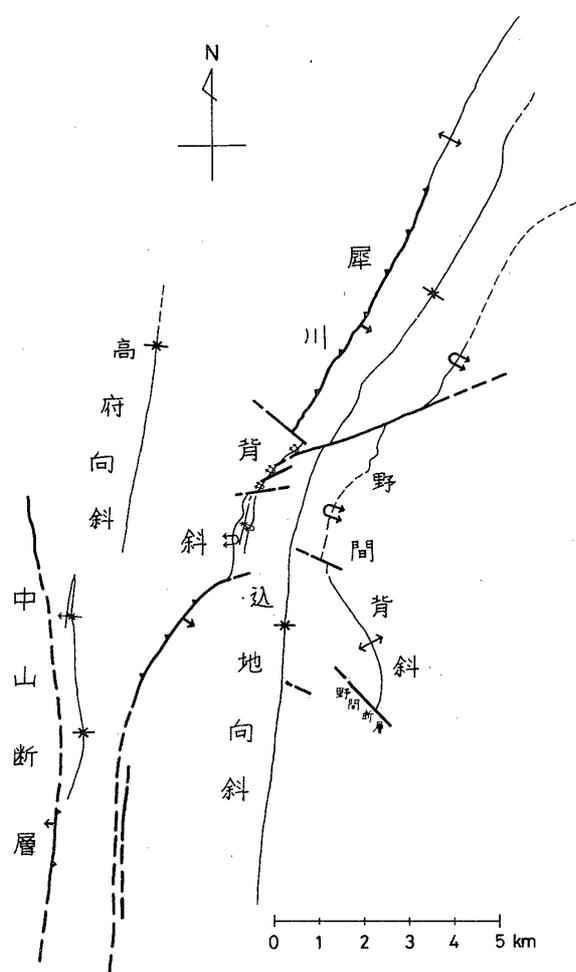
こうした見解に立つと，山清路層は，込地向斜西翼ないし犀川背斜東翼において北方に漸次層厚を減じ，大岡村柿挾（かきばさみ）付近で約600 m，棚原およ



第 2 図 地 質 図



第 3 図 地質断面図



第4図 地質構造図

び住平付近では約 200 m となり、犀川背斜西翼ではたかだか 100 m の層厚となる。

#### 中込 (なかごみ) 凝灰岩層

田中・関 (1966) の中込凝灰岩層の模式地は坂北村中込である。調査地域における分布は、犀川背斜の東側地域に限られ、野間背斜西翼の笹久から込地向斜東翼の中込、込地向斜西翼の越中 (こしなか) 川、佃見、栗尾 (くりょう) 西方および小峰にわたって追跡される。栗尾以北の分布は、これまで確かでなかったが、中込凝灰岩と、その下位 200 m にある白色細粒凝灰岩層とが互いに平行して追跡される。

上述の分布の順に、層厚が次第に減じ、笹久では約 400 m (小林・磯見, 1950)、模式地の中込で 100 m、越中川付近で 10 m、栗尾西方では数 m になる。

この凝灰岩は、高温型自形の石英と、自形の黒雲母を含み、全体として暗灰色～白色を呈する。層厚の減少とともに、岩相は塊状凝灰岩から砂質凝灰岩、凝灰

質砂岩となる。

#### 込地砂岩泥岩層

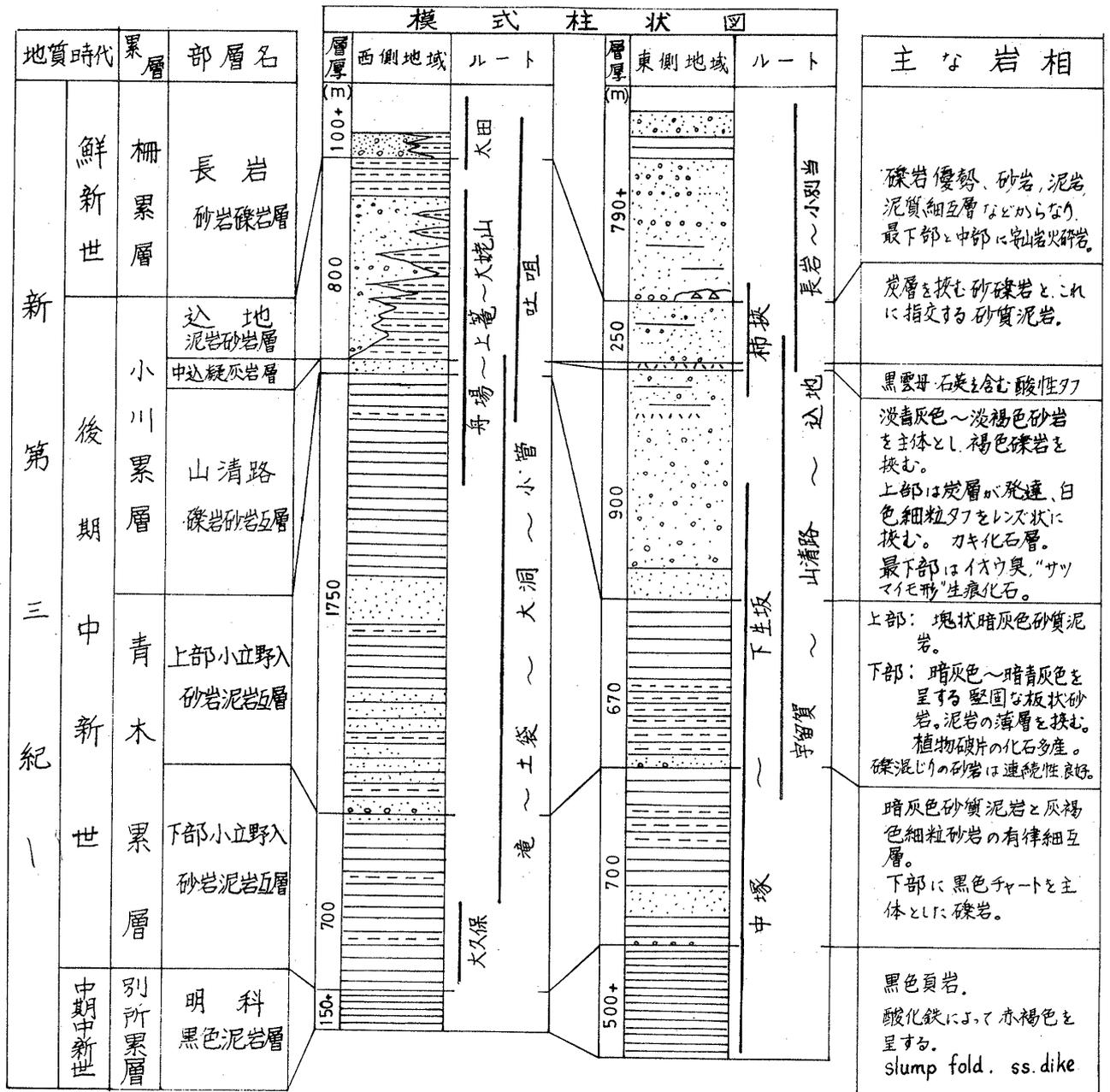
込地層は、小林・磯見 (1950)、田中ほか (1961)、犀川団研 (1965)、田中・関 (1966) によって、麻績 (おみ) 川沿い込地付近の礫岩砂岩泥岩層を模式として定義された。調査地域の北部では、富沢 (1964) の南牧砂岩層に相当し、また犀川背斜西翼では、犀川団研 (1965) の大姥山塊状砂岩層の上部、およびこの地層と指交関係にある西平砂質泥岩層に相当する。下位の山清路層および上位の長岩層とは、それぞれ整合関係にある。

込地層は、犀川背斜、込地向斜および野間背斜の各構造に参加し、大姥山、信州新町、同町南牧、生坂村込地、大岡村樺内などに露出する。層厚は、模式地の込地付近で 300 m、込地向斜北部の南牧で 600 m、込地向斜中部東翼の芦之尻西方では 200 m である。犀川背斜西翼の大原では 1100 m、さらに西方の大姥山付近では約 500 m となり、調査地域全体としては、東方に厚さを減じ、北方に厚さを増す傾向にある。

込地層の岩相は、調査地域の南部から北部へ向かって砂質岩から泥質岩へと変化し、両者は指交関係にある (第 7 図)。従来の報告では、この岩相変化に対応していくつかの地層名が与えられていたが、それぞれは同時異相ではなく、上下関係にあるとされていた。犀川背斜西翼における大姥山塊状砂岩層と西平砂質泥岩層 (ともに犀川団研, 1965) とは互いに指交関係にあり、この関係は、犀川沿いの川口から和田にかけて確認される。次に地域ごとの岩相を記す。

調査地域南部、込地付近では、込地層下部は黄褐色～淡灰色の塊状砂岩が優勢であるが、上部に向かって次第に泥質となり、砂質泥岩と砂岩との互層となり、炭層を挟む。調査地域中部、南牧付近では、主に中粒～粗粒の砂岩からなり、泥岩および礫岩を挟む。砂岩は普通、灰色塊状で、その風化面は褐色を呈する。礫質な部分では斜交葉理が観察される。また、南牧～一倉田和 (いちのくらたわ) のルートではダイアステムが数ヶ所で観察される。調査地域西部の大姥山付近は、塊状砂岩で、南牧付近の岩相と類似するが、より淘汰が良く、炭層は挟まれない。調査地域北部の大原では、込地層は、下位の小立野入層によく似た砂質泥岩に側方変化をみせ、層理面に沿うすべりを伴う。大原における込地層中部には、砂質泥岩の角礫が密集した、厚さ数 m の砂質泥岩や、砂質泥岩を 2 m 以上削り込んでいる砂礫岩が観察される。調査地域東部の樺内付近で

第1表 層序表および模式柱状図



は、聖山安山岩熔岩の直下に、砂岩、泥岩および炭層からなり、野間背斜の東翼を構成する緩傾斜の地層が露出している。この地域の泥質岩は、あまり固結が進んでいない。

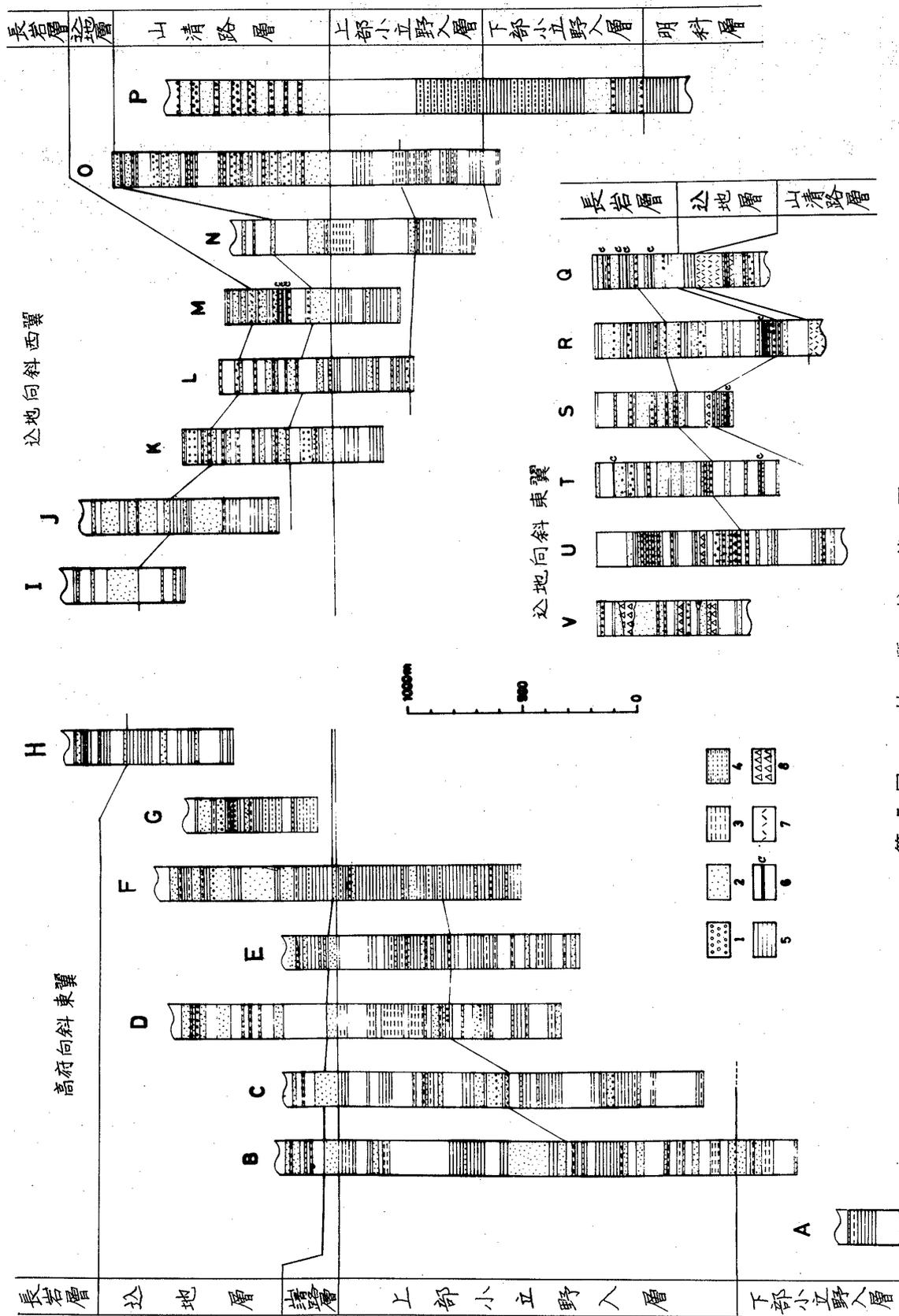
長岩砂岩礫岩層

長岩層は、聖高原西南麓、大岡村佃見～長岩の間および同村石津付近のルートに模式地とし、聖高原西麓の安山岩熔岩および火山碎屑岩を長岩層の下限とする。上限は不明。調査地域では、下位の込地層と整合し、高府向斜中部における権田礫岩層（田中，1955）

に相当する。

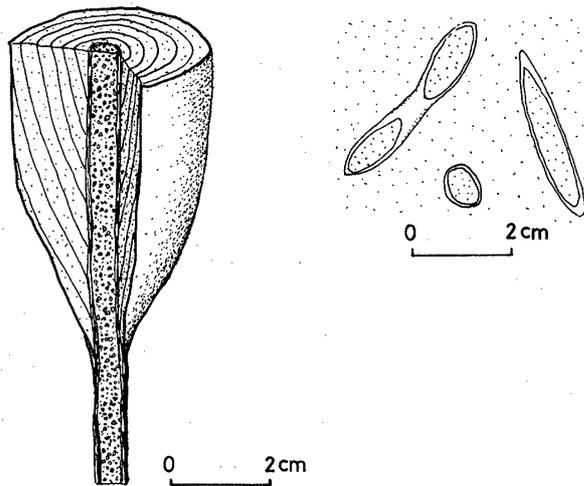
長岩層は、礫岩、砂岩、泥岩および炭層などからなり、込地向斜中部および北部において、麻績川以北に向斜軸に沿って露出し、 $NEE-SSW$  の走向、急傾斜（聖高原西麓では逆転する）を示す。込地向斜東翼に位置する模式地の層厚は 380 m～790 m 以上、込地向斜西翼の大月付近では約 200 m、信州新町付近で約 900 m の露出をみるが、層厚は一定しない。

聖高原山麓は第三紀層の露出状況が悪く、地表踏査では正確な資料が不足するが、野間背斜の東翼を構成



第5図 地質柱状図

(ル一ト) A: 大久保 B: 滝~土袋 C: 池の平~大姥山 D: 舟場~上籠 E: 和井~安賀 F: 吐咀 G: 下市場 H: 太田  
 I: 新町 J: 牧野島 K: 一倉田和 L: 太田和 M: 柿挾 N: 平 O: 山清路 P: 大日向 Q: 白井沢 R: 長岩~小別当  
 S: 花尾 T: 樺内 U: 栗尾~米田和 V: 中牧  
 (岩相区分) 1: 礫岩 2: 砂岩 3: 砂質泥岩 4: 砂質砂岩泥岩互層 5: 砂岩泥岩互層 6: 炭層 7: 凝灰岩 8: 安山岩質  
 火砕岩



第6図 山清路層（小川累層下部）基底を特徴づける二種類の生痕化石のスケッチ  
左：“サツマイモ形”生痕  
右：石灰質のパイプ

する長岩層が水平に分布するものと推測される。

#### 聖山安山岩類

聖山（標高 1447 m）を中心として分布する聖山安山岩類は，野間背斜を介して，その一部が込地向斜地域の長岩層中に分布し，熔岩，凝灰角礫岩，火山角礫岩などの産状を示す。岩質は主に複輝石安山岩で，多少緑泥石化を受けている。

この安山岩は長岩層中において大きく二層準に分かれて挟在する。大岡村芦之尻東方および花尾から，樺内にかけては，長岩層の基底となり，西に傾倒した野間背斜の形態をよく表わしている。信州新町大月付近一帯では，長岩層中部の碎屑岩に調和して挟在し，この安山岩は，斉藤（1962）の久米路火砕岩類に相当する。また，この層準は，野間背斜東方の横原山（たらやま）の安山岩熔岩に相当すると推定される。

#### 4. 地質構造

##### 概説

調査地域の地質構造は，波長 1～4 km，軸長 20 km 以上で，大略 NNE-SSW 方向に平行する褶曲に代表され，別所累層から柵累層に相当する，厚さ約 4000 m の第三紀層がこれに参加している。現在みられる褶曲構造は，以下に記す通り，東西性水平方向の圧縮条件下で形成された構造である。

この褶曲構造のうち，とくに犀川背斜および野間背斜の背斜軸は，青木累層上部および小川累層の層厚が

急激に変化する部位に形成されていることで特徴づけられる（第3図）。

犀川背斜（藤本ら，1946；富沢，1962，1964）

犀川背斜は，軸面が東に傾倒し，60°前後の西傾斜を示す非対称褶曲である。西翼の傾斜は，平均 40°前後であるが，東翼は 70°以上の急傾斜を示し，一部は逆転する。軸跡は，信州新町下川から太田，牧之島，下中山，大岡村，大田和，八坂村舟場および野平を経て，生坂村宇留賀，池田町前田，生坂村白日を通過し，N15°E ないし N-S の走向を示す。

犀川背斜は，八坂村野平付近および信州新町において，それぞれ上部小立野入層下部，込地層が背斜両翼で連続している。他の部分では，軸面が断層に移過しているが，この断層の傾斜方向の変位は，300 m 以下であることが推定される。

背斜軸部は，信州新町太田，牧野島，下中山，大岡村町田，八坂村舟場，大岡村下大岡において露出する（第8図に一例を示した）。下大岡における軸部とその周辺では，層理面に沿って断層粘土を伴うすべり面が無数に発達し，相隣るすべり面間には，層理面に低角（15°～30°）をなす逆断層型の小断層が発達する。これらの小断層の走向は，すべて背斜軸の方向とほとんど一致する。

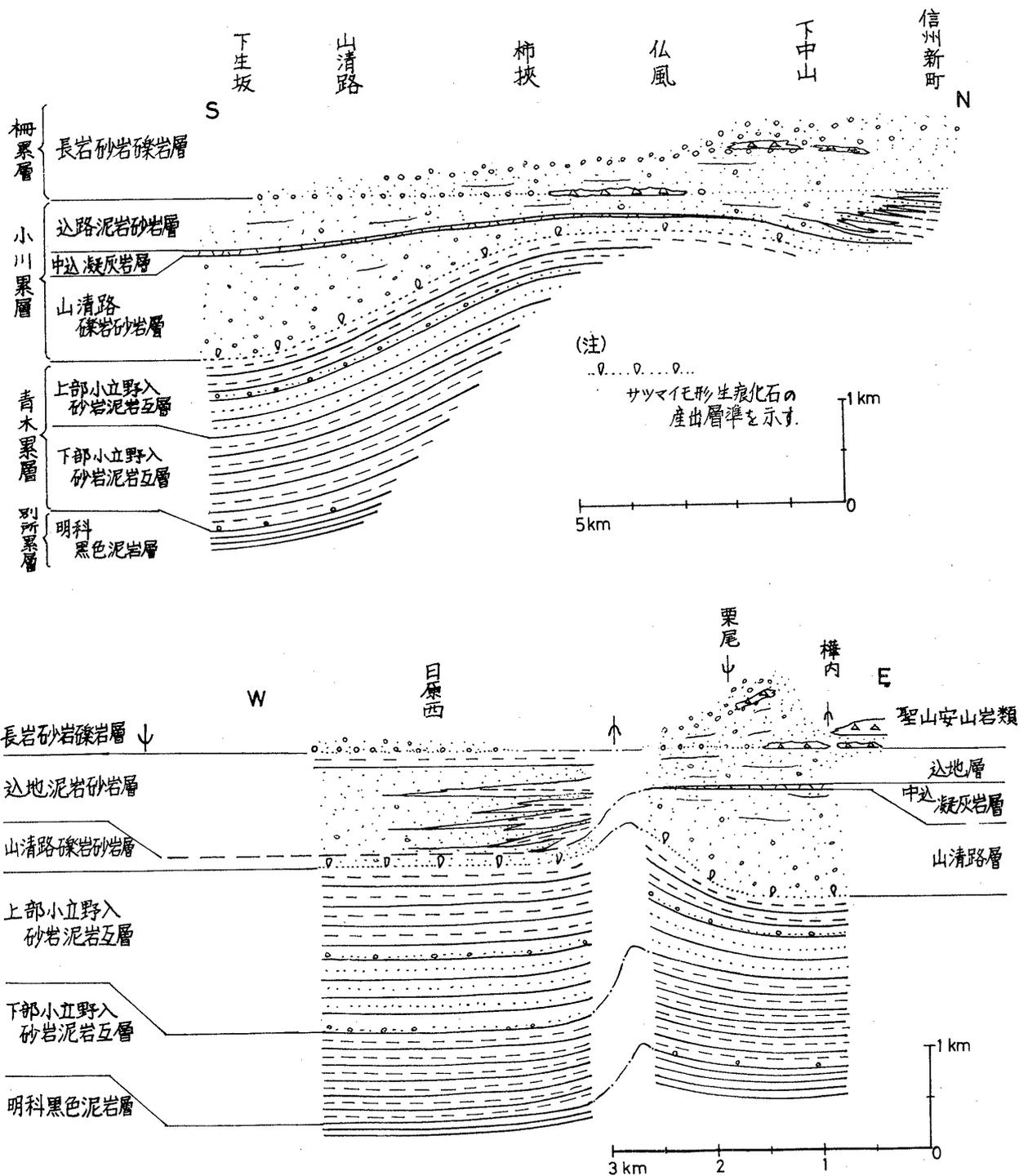
八坂村舟場北東の犀川右岸においては，傾斜の緩い背斜西翼の上部小立野入層中に，砂岩の挫屈による屈曲および破断と，泥質岩の流動した状態が観察される。また，信州新町里穂刈，大原東方，堀之内，八坂村野平対岸などでは，犀川背斜軸部の泥質岩中にドラッグ褶曲がみられる。これらは，犀川背斜の随伴構造であり，造構時において，この部位の地層が側方圧縮を受け，層面間で差動（bedding slip）したことを示す。

##### 込地向斜（小林・磯見，1950）

込地向斜は，犀川背斜の東側，野間背斜の西側に隣り，軸長は 30 km 以上で，ほぼ南北方向に伸びる閉じた褶曲である。調査地域にはこの向斜の中部および北部が露出している。

調査地域における込地向斜は，その西翼が犀川背斜の東翼をなし，また向斜東翼が野間背斜の西翼をなして，明瞭な変曲点を示さぬまま，両隣りの背斜に移過する。この向斜両翼は 70°～90°の急傾斜を示し，とくに聖高原西麓に位置する向斜中部は，その両翼が逆転するという特異な形態を示す。

調査地域では，主に，小川累層および柵累層に相当する山清路層から長岩層までの地層が，すべて調和的



第 7 図 模式層序断面図

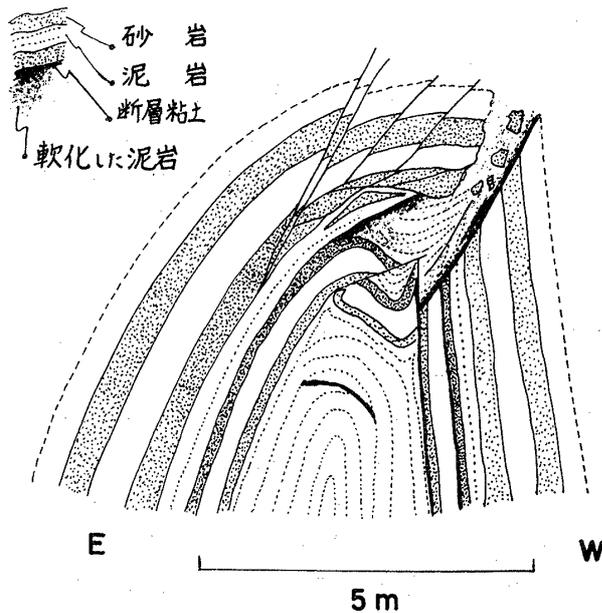
にこの向斜構造に参加している\*5。

野間背斜

聖高原西麓の大岡村芦之尻から花尾，門増（もんぞ

\*5込地向斜中部～南部の形態の特徴については，本論集の水野学の報告を参照されたい。

う)，樺内を結ぶ県道の西側には，込地向斜中部の東翼を構成する長岩層下部の砂岩および火砕岩が露出し，東落ち 60°前後の逆転層となっている。一方，この県道の東側には，ほぼ水平ないし北落ち 20°の傾斜を示す聖山安山岩の最下部と込地層最上部が分布する。したがって，込地向斜中部の東側には，芦之尻一樺内をそ



第8図 犀川背斜軸部のスケッチ  
(大岡村下大岡犀川右岸)

の軸跡とする西に傾倒した非対称の背斜構造が存在する。

小林・磯見(1950)は、聖高原南麓において、野間から芦之尻に軸を有する野間背斜を報告した。込地向斜の東に隣る背斜であるという位置上の共通性および芦之尻付近における軸跡の連続性から、上述の背斜は野間背斜と一連の構造であると考えられる。

なお、今回の調査により、この背斜構造は、さらに北方の米田和、虚空蔵山方面への延長が推定されたが、露頭条件の制約から、詳細は不明である。この報告では、これらを一連の構造としてあつかい、野間背斜と呼ぶ。

#### 水平ずれ断層の共役セット

調査地域中部には、NE-SWないしENE-WSW方向の水平右ずれ断層と、NW-SE方向の水平左ずれ断層が顕著である。とくに、舟場から仏風を通る右ずれ断層は、犀川背斜、込地向斜、野間背斜の軸を切り、それぞれを50 m、250 m、900 mずつ変位させている。空中写真の観察によれば、これを北東に延長する線構造が明瞭である。一方、左ずれ断層では、野間断層(小林・磯見, 1950; 小林, 1968)の水平変位が約500 m、中込凝灰岩を切る白井沢の断層(水野学, 1975)の水平変位は約200 mである。また、込地向斜中部の東翼は、芦之尻付近以南では、傾斜70°前後の順層であるが、芦之尻一花尾以北では、傾斜60°からとき

に30°の逆転を示し、その境界は比較的直線性があるので、NW-SE方向の水平左ずれ断層を推定した。

これら二系統の水平ずれ断層は、どちらも長岩層までの地層を変位させており、生成時期の同時性を示唆すると同時に、互いに鋭角をなす領域が圧縮されるセンスの変位を示すことから、その共役性が認められる。したがって、これらの水平ずれ断層は、生成時における調査地域中部の東西性水平圧縮の応力条件を示す。

また、調査地域中部においては、込地向斜の両翼が逆転して過褶曲を示す区域と、水平ずれ断層の共役セットが示す圧縮領域とは、ほとんど一致する。これは、断層生成と褶曲がほぼ同時期(長岩層堆積以降)であり、褶曲度と断層変位とが密接に関連し合っている、と説明される。

#### 5. 累層区分と層厚変化

##### 小川累層の再定義

3節で述べた部層単位の層序にもとづいて、従来の累層区分を検討した結果、次の諸点が明らかになった。

① 明科層は、従来から、その岩相の特徴により別所累層に属するとされている。ただし、正谷・市村(1970)は、化石有孔虫群集が、模式地の別所層と調査地域の明科層とではかなり異なることを報告し、両者を対比することに多少の疑問を投げかけている。

② 本間(1931)は、それまでの青木累層から小川累層を区分し、それぞれの模式地を小県(ちいさがた)郡青木村入田沢付近、上水内郡小川村神楽岡一落合間に選ぶとともに、青木層の模式地では、粗粒堆積物が突然優勢になる部分を境界として、下位の青木累層上部は砂質泥岩であるのに対し、上位の小川累層は砂岩および礫岩が優勢である、とした。

犀川背斜以東の小立野入層が、模式地の青木層に相当することは、すでに確認されている(田中・平林, 1964など)。一方、犀川背斜以西では、上部小立野入層は、模式地の小川累層下部とされる千見砂岩層に連続することが、筆者らを含む「北部フォッサ・マグナ研究グループ」により確認された。したがって、犀川背斜以西の地域においては、青木累層上部に属すべき地層が、従来の層序区分では小川累層下部とされていたことになる。

③ 最近の研究では、高府向斜中部の高府層(斉藤, 1961)を柵累層に属させることで、ほぼ一致している(長野県地質図および説明書, 1962; 森下, 1975)。高府層は、高府向斜中部の泥岩と、南部の礫岩とが指交

するが、調査地域の長岩礫岩砂岩層に相当する。

④ 込地向斜地域の込地層は、1962年に20万分の1長野県地質図が改訂されて以来、長岩層とともに柵累層に一括されてきた。しかし、③の事情によって長岩層は柵累層に、また山清路層と込地層は小川累層に属させるべきである。

上の4点の中で、筆者らは特に②に述べた状況からの帰結として、小川村付近における累層区分を改訂し、小川累層は、調査地域に関する限り、次のように再定義するべきであると考えます。

〔小川累層〕 Ogawa Formation (上部中新統上部) 定義:

小川累層は、長野県北部に分布し、下位の青木累層とは、一部整合(東筑地方)、一部不整合または非整合(それぞれ長野盆地、水内地方)に重なる。小川累層は、岩相およびその分布地域の差異により、大きく二つの層相に区分される。東筑地方においては塊状砂岩および礫岩を主体として炭層およびカキ化石層を挟在し、中部に中性~酸性凝灰岩を挟む("東筑相")。水内地方では、泥質岩を主体とし、青木累層の岩相と酷似する("水内相")。東筑相と水内相とは信州新町付近で南北方向に指交し、同時異相の関係にある。

小川累層は、二種類の生痕化石で特徴づけられる細粒~中粒塊状砂岩を下限とし、上限は、安山岩の活動で特徴づけられる柵累層基底の火山碎屑岩により明瞭

に区別される。

模式地:

水内相; 土尻川上流, 美麻村初引付近. 境ノ宮泥岩層に代表され, 層厚 700 m.

東筑相; 麻績川下流, 坂北村差切付近. 山清路礫岩砂岩層および込地砂岩泥岩層に代表され, 層厚 1600 m.

分布:

小川累層は、長野県北部に広く分布し、犀川流域に代表される褶曲構造に参加している。高府向斜西翼および日影向斜では、境ノ宮層、十二平層、柳沢層などと呼ばれる泥質岩であるが、小川累層下部(山清路層)がほとんど欠層となるため、この地域では青木累層と非整合関係にある。小川累層下部に相当する山清路層は、麻績盆地とその周辺および込地向斜地域に分布し、込地向斜西翼北部では、ほとんど尖滅する。

この再定義は、犀川中流地域の層序にもとづき、主要な層序模式地の踏査を行なって、小川累層の区分について検討した際の暫定的なものである。ここで筆者らは、本間(1931)の青木村における累層区分を尊重する立場にある。この再定義は、さらに改訂していく必要があるが、とくに生層序学的に小川累層を位置づける研究が重要である。

第2表に長野県北部新第三系の比較表を掲げる(第1表の模式柱状図参照)。

第2表 長野県北部新第三系層序比較表

地質系統	日影向斜	高府向斜					野間背斜	長野盆地西縁	化石有孔虫層序
		福花川上流地域	土尻川流域	中山山地	生坂山地	麻績盆地			
第四系 更新統	豊野累層	岩戸山守山岩塊岩	飯綱ローム層						N. F.
	柵累層	日影凝灰礫砂岩礫岩層	豊野砂岩泥岩層 飯綱砂岩泥岩層						
新第三系	鉢泉泥岩層	狭久保砂岩	高府泥岩層	長岩層 (砂岩礫岩層)	長岩層 (砂岩礫岩層)	(未詳)	狭久保砂岩泥岩層	Uvigerina akiaensis	
	東山集塊岩層	荒倉凝灰礫岩層		長岩層 (砂岩礫岩層)	長岩層 (砂岩礫岩層)	聖山安山岩類	小鍋火砂岩層	Epistominella pulchella	
	興西山泥岩層	町砂質泥岩層		長岩層 (砂岩礫岩層)	長岩層 (砂岩礫岩層)		大久保砂岩泥岩層	Globorotalia scabra	
	柳沢砂岩泥岩層	十二平互層	境ノ宮泥岩層	込地層 (砂岩礫岩層)	込地層 (砂岩礫岩層)		論地泥岩層	Cribrostomoides sp.	
上部中新統	欠層	欠層	欠層	山清路礫岩砂岩層	山清路礫岩砂岩層	重夾炭層 差切砂岩礫岩層	福花凝灰岩層	Trochammina sp.	
青木累層	入平砂岩層	矢萩砂岩層	千見砂岩層 (中山断層)	上部小立野入層	上部小立野入砂岩泥岩層	赤松泥岩砂岩互層	浅川泥岩層	Martinottiella communis	
中部中新統	中込頁岩層	西京泥岩層		下部小立野入層	下部小立野入砂岩泥岩層			Dorothia sp.	
列所累層	黒色泥岩 (小谷断層)	黒色泥岩 (持来断層)		(犀川背斜)	明料黒色泥岩層			Haplophragmoides sp.	
摘要	堀江昭二(1955)	高沢恒雄(1958)	千地万造(1955) 八木健三(1958)	本調査 [ ] 平林照雄(1965)	小林・磯見(1950) 斎藤・豊(1955) 森下晶地(1957)	斎藤・豊(1965) 正谷・市村(1970)	正谷清市村隆三(1970)	Cassidulina necrossi Epistominella sp.	

### 犀川背斜両翼における層厚変化

犀川背斜の東西両翼における東西方向の層厚変化について検討した結果、犀川背斜の軸部を境界にして各時代の層厚が急激に側方変化する事実が明らかになった(第7図参照)。すなわち、青木累層下部堆積時には、背斜東翼の方が西翼に比して厚い傾向にあるが、青木累層上部堆積時には、背斜西翼の層厚は東翼の約2倍になっている。小川累層下部堆積時に入るとこの関係は逆転し、背斜東翼において南部で約1000 m(小林・磯見, 1950)の安定した層厚を示す山清路層が北部では500~200 mに減少し、背斜西翼においては100 m以下となって尖滅する。小川累層上部堆積時になると再びこの関係が反転し、背斜西翼の層厚は東翼の約3倍となり、東翼が炭層を挟む海浜相を示すのに対し西翼はやや深い浅海相を示して層相の差異が大きくなる。

青木累層の層相は、背斜の東西両翼における差異がほとんどみられない。また、青木累層の砂岩には漣痕や斜交葉理が発達するが、泥質岩は安定した平行葉理や級化成層を示し、全体として青木累層は安定した平行層理からなる有律互層である。しかし、別所累層および青木累層は、犀川背斜の軸部付近において数層準に層内褶曲や乱堆積構造の発達することに特徴があり、犀川背斜を主要構造とする調査地域が擾乱帯と呼ばれたのも、ここに由来する(犀川団研, 1966; 尾身, 1970)。

### 6. まとめの議論

犀川中流地域の層序と構造については、以下の3点にまとめられる。

① 筆者らは、調査地域およびその周辺で小川累層と呼ぶべき地層の定義を改め、水内地方に分布する小川累層は境ノ宮層相当層のみであり、これが東筑地方の小川累層上部に対比されると結論した。

長野市北方の小川累層基底が、青木累層上部を欠く平行不整合である可能性(正谷・市村, 1970)とともに、小川累層下部堆積時には、東筑地方の一部(込地向斜、麻績盆地など)を除いて長野県北西部の大部分の地域が削剝され、あるいは無堆積の状況にあったと推察されることは、日本海沿岸地域の上部中新統に共通した現象であると予想され、興味深い問題である。

② 筆者らは、現段階で、調査地域の褶曲過程の大すじを次の様に跡づけた。すなわち、犀川中流地域は、青木期から小川期にかけて、東西方向に顕著な層厚変

化を示す堆積運動があったが、柵期末にはこの層厚の急変する部位に背斜軸が形成され、第三紀層が急傾斜を示す褶曲帯となった。

浅海性~海浜性の碎屑岩が局地的に厚く生成される堆積現象は、一般に、積成岩体の圧密には一定の限度があることから、堆積盆の積成岩体を支える基盤の沈降運動によって説明される。犀川中流地域にみるような急激な層厚変化をもたらす堆積現象は、堆積盆の基盤の沈降速度の分布に不連続が存在することを意味し、これを、沈降しつつある堆積盆の基盤における断層運動の影響(垂直成分の表現)であると説明することができる。基盤の断層運動は、その被覆層である積成岩体を変形させる。したがって、犀川中流地域では、小川累層堆積時の積成岩体中には、封圧下での「横曲げ」によって撓曲ないし背斜構造が層厚の急変部に累積していったものと推察される。この時、被覆層は、撓曲(背斜)軸に直角な東西方向に展張する応力状態であったに違いない。

しかし、4節で述べた様に、犀川中流地域で現在みられる構造は、東西性水平圧縮の応力条件下で形成された形跡が多い。また、込地向斜に代表される閉じた褶曲構造は、単なる「横曲げ」による機構では形成され得ない。したがって、現在みられる厚い積成岩体の褶曲構造は、層厚4000 m内外の被覆層自体が側方圧縮の応力状態となり、岩体中に累積した局所的な構造を初生偏倚(initial deflection)とした内部挫屈(internal buckling)により形成されたと考えられる。

またこの構造形成の過程を通じて、犀川中流地域の第三系に普遍的にみられる層面すべり(bedding slip, interfacial lubricance)が、機構的に大きな役割を演じたものと考えられる。

③ 筆者らは、長野県北西部の新第三紀以降の地史において、少なくとも青木期から継続していた造構運動の様式が、柵期以降は別の新しい様式に変わったことを重視する。

青木期からひき続いてきた中央隆起帯の形成と西部堆積盆の沈降という対立的な傾向は小川期末までにほとんど終結し、また中央隆起帯において盛んだった火成活動は、小川期に流紋岩~石英安山岩が活動した後、熱水活動をもって終了(歌田, 1973)した。柵期に入ると、それまで顕著な火成活動はみられなかった西部堆積盆にも火山活動が生起する。この火山活動は、苦鉄質安山岩に始まり、複輝石安山岩を主体とする(八木貞助・八木健三, 1958)。更に、西部堆積盆の地域に

現在みられる褶曲構造は、これに柵累層下部が調和的に参加していることから、柵累層中部堆積時以降に形成されたと考えられる。

このような後期中新世末から鮮新世初頭にかけての造構様式の変化と、②で述べた褶曲過程とを対応させた場合、この時期に長野県北部一帯の造構性応力場(とくに主応力方位)の変化が予想される。

## 7. むすび

長野県北西部犀川中流地域に分布する新第三系についての層位学および構造地質学的研究によって得られた成果は、次のような意義をもつ。

◎この研究報告は、いわゆる犀川擾乱帯における層序を改訂したことにより、久しく議論の続いた小川累層の層位を岩相層序として明確にしたものであり、北部フォッサ・マグナ地域に分布する新第三系の標準的層序が確立される見通しを与えるものである。1927年までの長野県における地質学的研究を総括した本間(1931)の研究以来、すでに半世紀を経ようという今日、北部フォッサ・マグナ地域に関する資料は、多くの研究者の努力によって集積し、かなりの量に達する。この地域の地質学的研究は、これらの資料が、標準的層序にもとづいて統一的に再検討され、活用されれば、かなり具体的な地史や造構過程を跡づけることが十分可能な段階にある。

◎長野県北西部における新第三系の褶曲機構に関する研究では、これを主として縦曲げとする考え方(小松, 1967; 小林, 1968; 加藤, 1970; 植村, 1971)と、その諸説に対する批判(鈴木・三梨, 1974; 植村, 1974)がある。

犀川背斜は、その構造に参加する地層の層厚が急変する部位に形成されていることで特徴づけられる。その形成過程は、層厚の急変部が帯状に形成されるような堆積運動によって、積成層が横曲げにより撓曲する第1の時期と、その後この積成層が縦曲げにより挫屈し過褶曲となる第2の時期とに区別される。この場合、一連の褶曲過程において対照的な二つの形成機構が時期を異にして作動していたことになる。この点が、従来の研究では見落されていたものと思われる。

なお、犀川背斜に代表される長野県北西部における中新世以降の造構性応力場と褶曲過程およびその機構については、稿をあらためて報告する予定である。

## 文 献

- 藤本治義, 他 5 名, 1946: 長野油田の地質. 地質雑, 52, 48—55.
- FURUTA, H., 1967: Geological structure of vicinity of Shinshu-Shinmachi, Nagano Prefecture. 名大理学部卒論. (MS)
- 本間不二男, 1931: 信濃中部地質誌. 古今書院.
- 加藤碩一, 1970: 長野県麻績川・金熊川流域の後期中新世の褶曲について一褶曲構造の解析(I). 地質雑, 76, 579—590.
- 小林 勇・磯見 博, 1950: 長野県長野炭田東筑摩更級地区調査報告. 地調報告, no. 135.
- 小林国夫, 1968: フォッサ・マグナ地域内陸部の第四紀地殻運動. 地質学論集, no. 2, 33—38.
- 小松直幹, 1967: 松本盆地周縁の第三系の地質構造について一つの提案一. 地球科学, 21, 19—20.
- 正谷 清・市村隆三, 1970: フォッサマグナ地域北部の石油地質. 石油技術協会誌, 35, 1—12.
- 水野 学, 1976: 長野県東筑摩地方北部の新第三系一特に込地向斜および野間背斜について一. 地質学論集, 本号.
- 森下 晶, 1975: 長野県下の新第三系. 日本地方地質誌中部日本(改訂版), 175—199, 朝倉書店.
- 長野県地学会, 1962: 20万分の一長野県地質図および同説明書.
- 尾身正弘, 1971: 犀川流域地質(特に犀川断層)について. 構造地質研究会誌, no. 10, 10—12.
- 犀川団体研究グループ, 1965: 犀川流域の地質. (手記)
- , 1966: 犀川流域の地質構造一犀川流域の地質(その4)一. 地団研専報, no. 12, 95—102.
- SAITO, Y., 1961: Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (Part 1). *Jour. Fac. Educ., Shinshu Univ.*, no. 11, 179—200.
- , 1962: Geology of the Northern Part of the Fossa Magna (Part 2). *Jour. Fac. Educ., Shinshu Univ.*, no. 13, 22—54.
- 鈴木尉元・三梨 昂, 1974: 信越堆積盆地の地質構造区分一地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地調報告, no. 250—2.
- 田中邦雄, 1953: 長野県中部の第三紀層の諸問題. 信州大学教育学部研究論集, no. 3, 237—244.
- , 1955: 大町地方の地質. 長野県資源調査研究会地質調査報告書, 237—240, 信濃教育会.
- ・他 5 名, 1961: 犀川流域の地質(その1). 槇山次郎教授記念論文集, 97—106.
- ・平林照雄, 1964: 犀川流域の地質(その2). 信州大学教育学部研究論集, no. 15, 21—36.

- ・関 全寿, 1966: 松本市北方の第三紀層. 信州大学教育学部研究論集, no. 18, 139—163.
- ・他4名, 1973: 北部フォッサ・マグナ地域の第三紀層にみられる堆積構造についての研究. 信州大学教養部紀要自然科学, no. 7, 49—90.
- 富沢恒雄, 1962: 長野県篠ノ井市茶臼山付近の新第三系について. 地質雑, 68, 53—64.
- , 1964: 長野県犀川中流地域における第三系の地質構造. 地質雑, 70, 586—595.
- , 1968: フォッサ・マグナ北部地域の第三紀の諸問題—とくに長野市周辺地域—. "フォッサ・マグナ", 日本地質学会, 25—30.
- 八木貞助・八木健三, 1958: 上水内郡地質誌. 長野県上水内教育会刊.
- 植村 武, 1971: グリーンタフ地域の地質構造, とくに褶曲について. グリーンタフ総研連絡紙, no. 3, 17—18.
- , 1974: 第三系の変形機構に関する研究. 東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究(総合研究A)昭和48年度報告, 75—79.
- 歌田 実, 1973: 北部フォッサ・マグナ地域とくに中央隆起帯にみられる変質作用. 地質学論集, no. 9, 215—226.

### Stratigraphy and Geologic Structure of the Neogene System in the Midstream Drainage of the River Sai-kawa, Nagano Prefecture, Central Japan

Akira TAKEUCHI and Mitsuru SAKAMOTO

(Abstract)

The Cenozoic strata, Middle Miocene to early Quaternary in age, are widely distributed in the northwest side of the "Central Uplift Zone" in Nagano region, Central Japan. The Neogene strata are very thick(4,000 m) and intensely deformed (folded and faulted). They are stratigraphically classified, in descending order, as follows :

Pliocene.....Shigarami F. ....Nagaiwa sandstone and conglomerate Member  
(lower)

Late Miocene .....	{	Ogawa F. ....	Komiji mudstone and sandstone Member
			Nakagomi tuff bed
			Sanseiji conglomerate and sandstone Member
	{	Aoki F. ....	Otachinoiri sandstone and mudstone alternation Member (Upper and Lower Member)

Middle Miocene.....Bessho F. .... Akashina Black-mudstone Member

The geologic structure of the Neogene system in the surveyed area is characterized by two overturned anticlinal structures, that is the Sai-kawa Anticline and the Noma Anticline. Between them there is a closed syncline, namely the Komiji Syncline with reversed limbs. There are remarkable differences in the thickness of the Upper Miocene strata between the west and east limbs of the Sai-kawa Anticline.

The authors concluded that the zone of the Sai-kawa Anticline was situated upon a boundary between two basins subsiding at different rates during the Late Miocene time, and that the strata in this zone acquired an anticlinal structure as a result of sedimentation which gave rise to "thickness-difference". However, the overturned Sai-kawa Anticline as now seen in this zone has not been formed until Pliocene time when this district has been under the stress condition of horizontal (E-W) compression.