

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

金沢 (10) 第 46 号

NJ-53-6-3

## 松 本 地 域 の 地 質

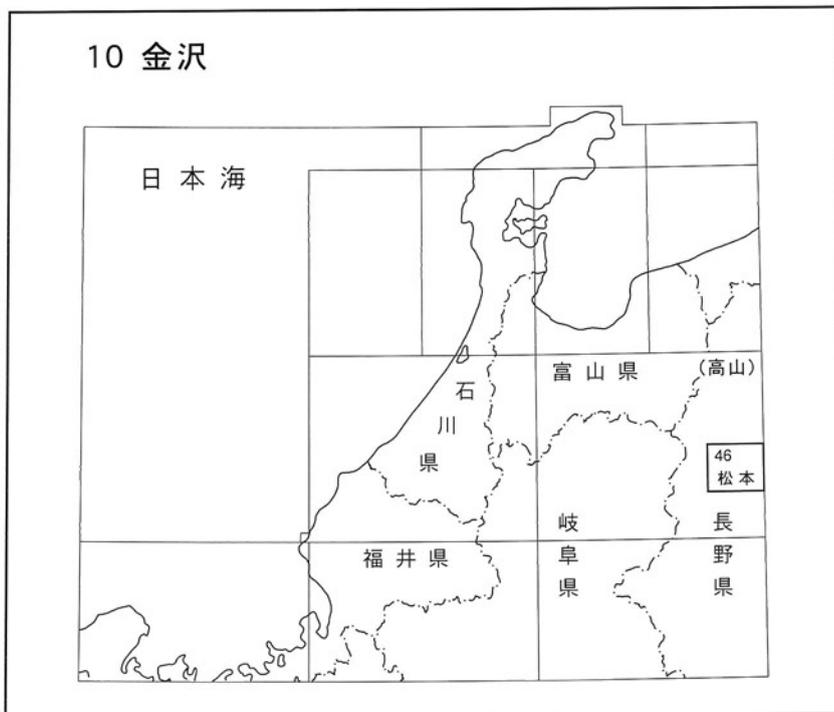
原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫

平 成 21 年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

<p>10-37 槍ヶ岳 Yari-ga-Take NJ-53-6-6 (1991)</p>	<p>10-38 信濃池田 Shinano-Ikeda NJ-53-6-2 (1983)</p>	<p>8-1 坂城 Sakaki NJ-54-36-14 (1980)</p>
<p>10-45 上高地 Kamikōchi NJ-53-6-7 (1985)</p>	<p>10-46 松本 Matsumoto NJ-53-6-3 (2009)</p>	<p>8-12 和田 Wada NJ-54-36-15 (未刊行, unpublished)</p>
<p>10-53 乗鞍岳 Norikura Dake NI-53-6-8 (1995)</p>	<p>10-54 塩尻 Shiojiri NI-53-6-4 (1964)</p>	<p>8-23 諏訪 Suwa NI-54-36-16 (1954)</p>

# 松本地域の地質

原山 智\*・大塚 勉\*\*・酒井潤一\*\*\*・小坂共栄\*・駒澤正夫†

「松本」地域の調査研究は、2002年から2006年（平成14年から平成18年度）に行われた。調査・執筆にあたっては、原山が地質概説、後期白亜紀-古第三紀初期及び新第三紀の火成岩類、新第三系と第四系及び活断層の一部、資源地質を、大塚が美濃帯付加体及び活断層を、酒井が第四系と活断層を、小坂が新第三系と第四系の堆積岩類を、駒澤が重力異常と密度構造をそれぞれ担当した。本研究報告全体の調整と、とりまとめは原山が行った。岩石薄片は柏原英雄氏（信州大学理学部）の製作による。

本研究にあたり多くのご協力を得た。特に、塚原弘昭信州大学教授には、温泉分析の未公表データを参照させていただいた。山田郁子氏には新第三系の堆積岩のとりまとめ時に種々ご教示いただいた。株式会社サクセンからは松本市内の温泉掘削の際の記録を参照させて頂き、併せて掘削スライムを提供して頂いた。記して感謝を表す。

なお以下の本文（研究報告）では、図幅の範囲としての「松本」地域について、一般的な地域名との混乱を避けるため松本図幅と称することとする。

またフォッサマグナ地域の新第三系貫入岩の名称として、しばしば使われてきたひん岩（玢岩）は国際地質科学連合「火成岩分類小委員会」の推奨用語ではないので（Maitre *et al.*, 1989）、本研究報告では同委員会の推奨している用語「Porphyry [斑岩]」を使い、閃緑斑岩と呼ぶことにする。これは閃緑岩質の斑岩であり、細粒なため肉眼では石基の構成鉱物を識別できないことを示す。類似用語である斑状閃緑岩は、斑状結晶の基質部の構成鉱物が肉眼でも識別できる場合にこれを使用することで、閃緑斑岩と区別する。花崗岩質斑岩の場合は、同様に対応する花崗岩の名称で形容した花崗斑岩の名称を用いることとする。

（平成21年稿）

---

## 所 属

\* 信州大学理学部地質科学科

\*\* 信州大学全学教育機構

\*\*\* 信州大学名誉教授

† 地質情報研究部門

Keywords: regional geology, geologic map, 1:50,000, Matsumoto, Shinano, Azumino, Matsumoto Basin, Japan Alps, Saigawa, Azusagawa, Naraigawa, Kurosawayama, Nabekamuriyama, Nagamineyama, Mino Accretionary Complex, Misogawa Complex, Shimashima Complex, Sawando Complex, Triassic, Jurassic, Ichinosawa Granite, Tsumetazawa Granodiorite, Nishimata Granite, Ariake Granite, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Miocene, Pliocene, Uchimura Formation, Bessho Formation, Aoki Formation, diorite porphyry, felsic intrusive rocks, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Omine Formation, Nyukawa Pyroclastic Flow Deposit, Kataoka Gravel, Akagiyama Gravel, Hata Gravel, Moriguchi Gravel, terrace deposits, fan deposits, flood plane deposits, present river deposits, active faults, Azusagawa Faults, Shinanozaka Fault, Ninosawa Fault, Kashima-Manganji Fault, The Eastern Margin Fault of Matsumoto Basin, Gofukuji Fault, Matsumoto Fault, Fossa Magna, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line

## 目 次

第 1 章 地 形	1
第 2 章 地質概説	3
第 3 章 美濃帯付加体	6
3. 1 研究史	6
3. 2 概 要	6
3. 3 沢渡コンプレックス	6
3. 4 島々コンプレックス	11
3. 5 味噌川コンプレックス	14
第 4 章 後期白亜紀-古第三紀初期火成岩類	16
4. 1 概要と研究史	16
4. 2 一ノ沢花崗岩	16
4. 3 冷沢花崗閃緑岩	17
4. 4 西俣花崗岩	18
4. 5 有明花崗岩	19
4. 5. 1 主岩相	19
4. 5. 2 周縁岩相	19
4. 6 金勝寺花崗岩	19
4. 7 熱変成作用	20
第 5 章 新第三系	21
5. 1 概要・研究史	21
5. 2 内村層	21
5. 2. 1 下部（藤井砂岩泥岩相）	21
5. 2. 2 中部（山田砂岩礫岩相）	23
5. 2. 3 中部（浅間峠砂岩泥岩相）	24
5. 2. 4 上部（一の瀬砂岩礫岩相）	24
5. 2. 5 上部（細尾の滝火山岩相）	26
5. 2. 6 上部（刈谷原砂岩泥岩相）	27
5. 3 別所層	27
5. 3. 1 田沢黒色泥岩部層	27
5. 4 青木層	28
5. 4. 1 白牧砂岩礫岩部層	28
5. 4. 2 北山泥岩砂岩部層	29
5. 5 未区分新第三系	29
第 6 章 新第三紀貫入岩類	33
6. 1 珪長質貫入岩	33
6. 2 閃緑斑岩	33

第 7 章 第四系	34
7. 1 概 要	34
7. 2 大峰層	34
7. 3 丹生川火砕流堆積物	34
7. 4 塩倉礫層	36
7. 5 片丘礫層	37
7. 6 段丘堆積物	38
7. 6. 1 赤木山礫層	38
7. 6. 2 波田礫層	38
7. 6. 3 森口礫層	38
7. 6. 4 低位Ⅱ段丘堆積物	39
7. 6. 5 低位Ⅲ段丘堆積物	39
7. 7 崖錐及び崩積堆積物	39
7. 8 扇状地堆積物	39
7. 9 氾濫原堆積物	39
7. 10 未区分礫及び砂	39
7. 11 現河床堆積物	40
7. 12 松本盆地の地下地質	40
第 8 章 重力異常と密度構造	41
8. 1 重力データの編集	41
8. 2 重力データの処理	41
8. 3 重力異常の概要	41
8. 4 表層密度推定と密度マッピング	42
8. 5 残差重力図	44
8. 6 重力基盤図	44
第 9 章 資源地質	47
9. 1 マンガン	47
9. 2 その他の地下資源	47
9. 3 温 泉	47
9. 4 地下水	48
第 10 章 活断層	49
10. 1 松本幅西部地域の活断層	49
10. 2 松本盆地東縁の活断層	51
10. 3 松本盆地内の推定断層	54
10. 4 松本盆地中部東縁の地下構造と地形形成史	55
文 献	58
Abstract	61

## 図・表目次

第 1. 1 図	アルプス公園展望台から望む松本盆地と飛騨山脈	1
第 1. 2 図	松本図幅の地形区分図	2
第 2. 1 図	松本図幅の地質概略図	3
第 2. 2 図	松本図幅の地史総括図	4
第 3. 1 図	美濃帯東部における付加コンプレックスの区分	7
第 3. 2 図	美濃帯東部の各コンプレックスの岩相と年代の概要	8
第 3. 3 図	沢渡コンプレックスと島々コンプレックスとの境界断層	8
第 3. 4 図	沢渡コンプレックスにおけるチャート碎屑岩シーケンス	9
第 3. 5 図	沢渡コンプレックスのチャートの産状	9
第 3. 6 図	沢渡コンプレックスの砂岩泥岩互層	10
第 3. 7 図	沢渡コンプレックスの泥岩層	10
第 3. 8 図	島々コンプレックスの混在岩の露頭	11
第 3. 9 図	混在岩の基質とブロックの境界	11
第 3.10 図	チャートの岩片を含む混在岩	11
第 3.11 図	混在岩中のチャートの褶曲	12
第 3.12 図	変形した放散虫化石を含む珪質泥岩	12
第 3.13 図	砂岩のブロックを含む混在岩	12
第 3.14 図	島々コンプレックスの砂岩	12
第 3.15 図	島々コンプレックスの砂岩泥岩互層	13
第 3.16 図	島々コンプレックスの混在岩の構造	13
第 3.17 図	島々コンプレックスの混在岩の複合面構造	13
第 3.18 図	島々コンプレックスの混在岩	14
第 3.19 図	梓川地区に露出するチャートの岩体「火打岩」	14
第 3.20 図	梓川河床における味噌川コンプレックスの露頭	15
第 3.21 図	味噌川コンプレックスの破断した砂岩泥岩互層	15
第 4. 1 図	沢渡コンプレックスの砂岩中に貫入した花崗岩脈	16
第 4. 2 図	一ノ沢花崗岩 (Gi; 中粒黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真	17
第 4. 3 図	一ノ沢花崗岩 (Gi; 粗粒白雲母・黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真	17
第 4. 4 図	冷沢花崗閃緑岩 (Gts; 中粒黒雲母花崗閃緑岩) の偏光顕微鏡写真	18
第 4. 5 図	西俣花崗岩 (Gn; 角閃石黒雲母花崗斑岩) の偏光顕微鏡写真	18
第 4. 6 図	有明花崗岩 (Gab; 粗粒黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真	19
第 4. 7 図	有明花崗岩 (Gac; 細粒黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真	20
第 4. 8 図	金松寺花崗岩 (Gk; 斑状黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真	20
第 4. 9 図	堇青石ホルンフェルスの偏光顕微鏡写真	20
第 5. 1 図	北部フォッサマグナ新第三系の地帯構造区分	22
第 5. 2 図	松本図幅と東方地域の内村層が同時異相の関係にあることを示す模式層序図	23
第 5. 3 図	藤井砂岩泥岩部層の泥岩砂岩互層	23
第 5. 4 図	松本図幅及び東方地域の内村層の柱状対比図	25

第 5. 5 図	稲倉峠付近のルート図	26
第 5. 6 図	犀川沿いに露出する別所層	29
第 5. 7 図	安曇野市田沢, 上ノ山林道沿いのルート図	30
第 6. 1 図	珪長質貫入岩 (F) の偏光顕微鏡写真	33
第 6. 2 図	閃緑斑岩 (Dp) の偏光顕微鏡写真	33
第 7. 1 図	中部電力犀川取水口付近での大峰層と青木層の露出状態	35
第 7. 2 図	犀川光橋付近の河床に露出する大峰層	36
第 7. 3 図	旧小倉小学校の石垣に使用された丹生川火砕流堆積物	36
第 7. 4 図	松本市岡田下岡田道路沿いに露出した塩倉礫層	37
第 7. 5 図	片丘礫層の産状	37
第 7. 6 図	赤木山礫層上に風成でのる小坂田ローム層	38
第 7. 7 図	女鳥羽川河床に露出する泥炭質シルト層	39
第 8. 1 図	5 万分の 1「松本」図幅の重力異常図	42
第 8. 2 図	上方接続残差比較 (CVUR) 法による密度推定	43
第 8. 3 図	上方接続残差の比較による面的な表層密度分布図	43
第 8. 4 図	上方接続残差図	44
第 8. 5 図	5 万分の 1「松本」図幅の重力基盤図	45
第10. 1 図	味噌川コンプレックスと河床礫を変位させる橋場断層	49
第10. 2 図	野沢の土砂崩落跡地	49
第10. 3 図	梓川河床の断層破砕帯	50
第10. 4 図	信濃坂断層	51
第10. 5 図	二ノ沢断層の露頭	51
第10. 6 図	松本盆地東縁の断層と盆地内の推定断層	52
第10. 7 図	大久保山付近の東西模式断面図	53
第10. 8 図	大久保山付近の地質図	54
第10. 9 図	牛伏寺断層②の断層崖	55
第10.10 図	松本カントリークラブにおける東西模式断面図	55
第10.11 図	崖ノ湯付近における松本断層の傾斜	55
第10.12 図	崖ノ湯における断層破砕帯	55
第10.13 図	松本盆地内のボーリング柱状図	56
第 4. 1 表	花崗岩類のK-Ar年代値	16
第 5. 1 表	内村層中部山田砂岩礫岩相から産出した有孔虫化石	24
第 5. 2 表	内村層中部浅間峠砂岩泥岩相から産出した浮遊性有孔虫化石	26
第 5. 3 表	内山層上部刈谷砂岩泥岩相から産出した有孔虫化石	28
第 5. 4 表	本地域の別所層の下部から産出した底生有孔虫化石	31
第 5. 5 表	本地域の別所層の下部から産出した浮遊性有孔虫化石	32
第 5. 6 表	光城山南東部に分布する青木層北山砂岩層から報告された軟体動物化石	32
Fig. 1	Summary of geology in the Matsumoto district	62



## 第1章 地 形

(酒井潤一)

松本図幅中央には、幅8～14km、長さ約50kmの松本盆地が南北方向に分布し、盆地西側と東側の山地とは、地形的に著しく異なった景観を呈する。盆地に流入する河川のうち、松本図幅内の主なものとしては、西側から烏川、黒沢川、梓川、南側から鎮川、奈良井川、田川、牛伏川、東側から薄川、女鳥羽川がある。奈良井川は盆地東縁で梓川と合流して犀川となり、本図幅北方の明科付近から山間地を蛇行する先行河川として峡谷をなし、長野盆地へ向かって流出する。松本盆地の標高は、松本図幅では明科で最低を示しほぼ525m、最高は波田町で、ほぼ710mである。一般的には、安曇野市など北半部では550～600m、松本市など南半部では590～650mで、盆地東縁に向かって低くなり、河川も東縁に向かって集中している。

梓川、鎮川、奈良井川沿いでは河岸段丘が形成されて

おり、段丘面は上位から波田面、森口面、上海渡-丸田面などに区分され、前二者は新期御岳火山灰層におおわれる。盆地北半分の烏川、黒沢川沿いには、勾配の大きな扇状地が形成されているが、南半分の対応する段丘よりも離水期が遅れる。奈良井、梓川や犀川沿いでは、更新統を覆って完新統が広く平坦な地形を形成し、数段の低位段丘や氾濫原(岩岡-押出面)を形成している(第1.1図、第1.2図)。

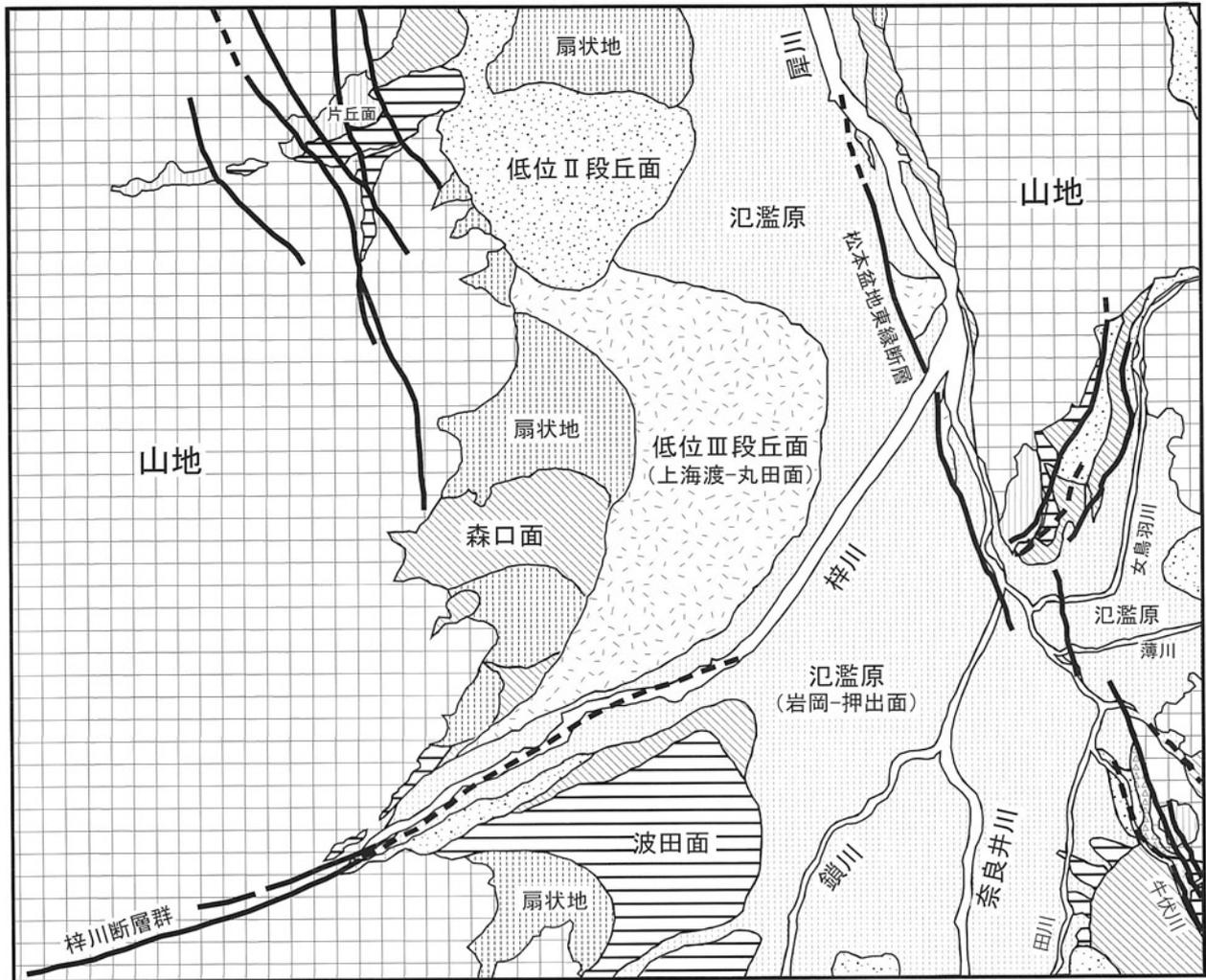
盆地西側と東側には山地が広がる。盆地西側は、鍋冠山(2,194.2m)や、黒沢山(2,051.3m)などの北アルプスの前山で、主に、美濃帯付加体と後期白亜紀-古第三紀初期花崗岩類が分布する。

盆地東側には、標高1,000m以下の山地が広がり、新生界が分布する。この新生界は、松本図幅より東側で分布高度を増し、美ヶ原にかけてほぼ2,000mの山地を形



第1.1図 アルプス公園展望台から望む松本盆地と飛騨山脈

アルプス公園展望台から西北西方向を撮影。手前の河川が奈良井川で、中景の橋のある河川が梓川。あと1kmほどで奈良井川と合流し、犀川となる。遠景のピラミッド型の山頂が常念岳で、その右へ横通岳、大天井岳と常念山脈の山並みが続く。手前の集落は平瀬川西地区で、低位Ⅲ段丘面上にある。



第 1. 2 図 松本図幅の地形区分図

成する。

西側山地と東側山地の境界が糸魚川-静岡構造線であ

るが、松本盆地の厚い第四系に被われており、その正確な位置や活動については不明な点が多い。

## 第2章 地質概説

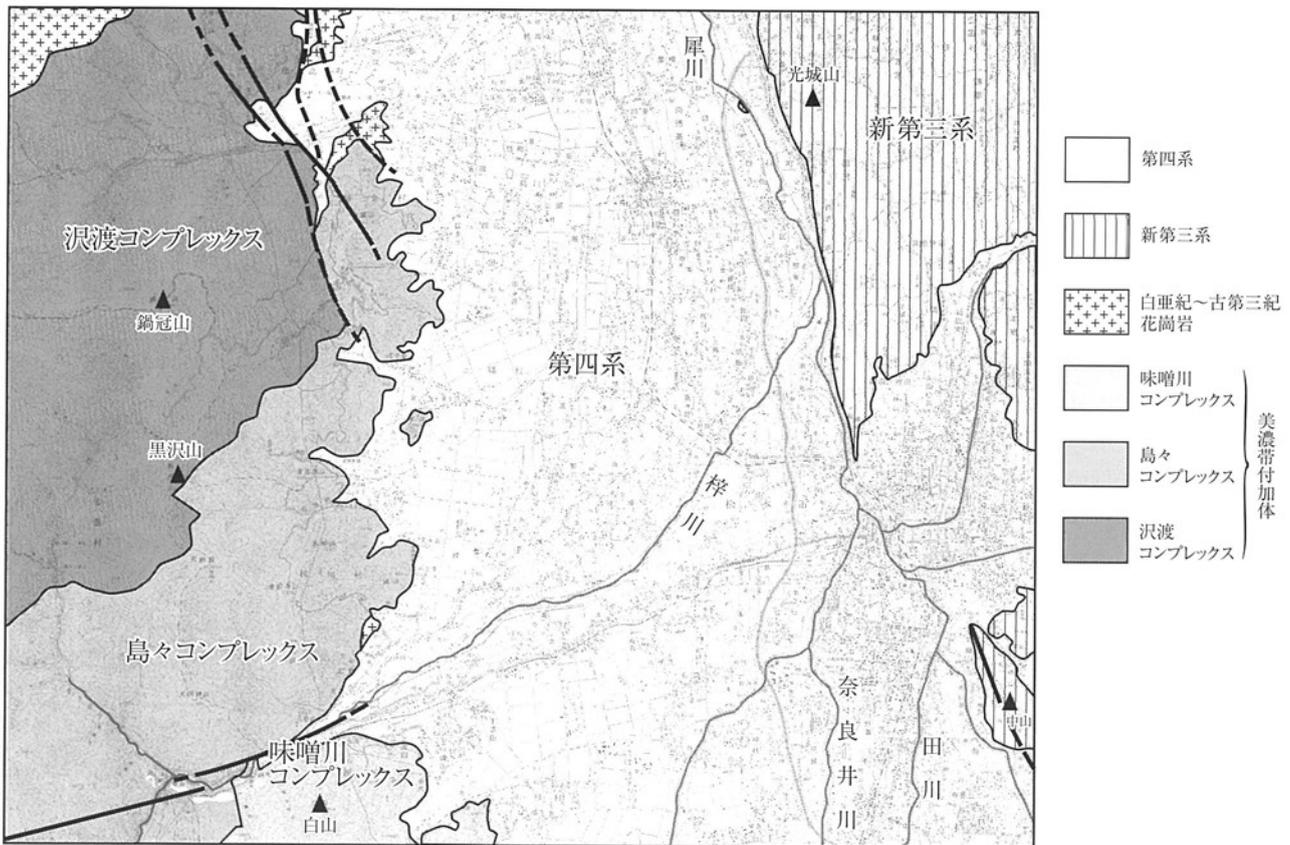
(原山 智)

松本図幅は、南北に近い方向の糸魚川-静岡構造線を挟んで、西南日本内帯と北部フォッサマグナ地域の境界部に位置している。主要な地質単元はこの境界に沿った南北方向の境をなして配列しており、西側に美濃帯付加体、中央部に第四系、東側にフォッサマグナ地域の新第三系が分布している。松本図幅の地質概略図を第2.1図に、地質総括図を第2.2図に示す。

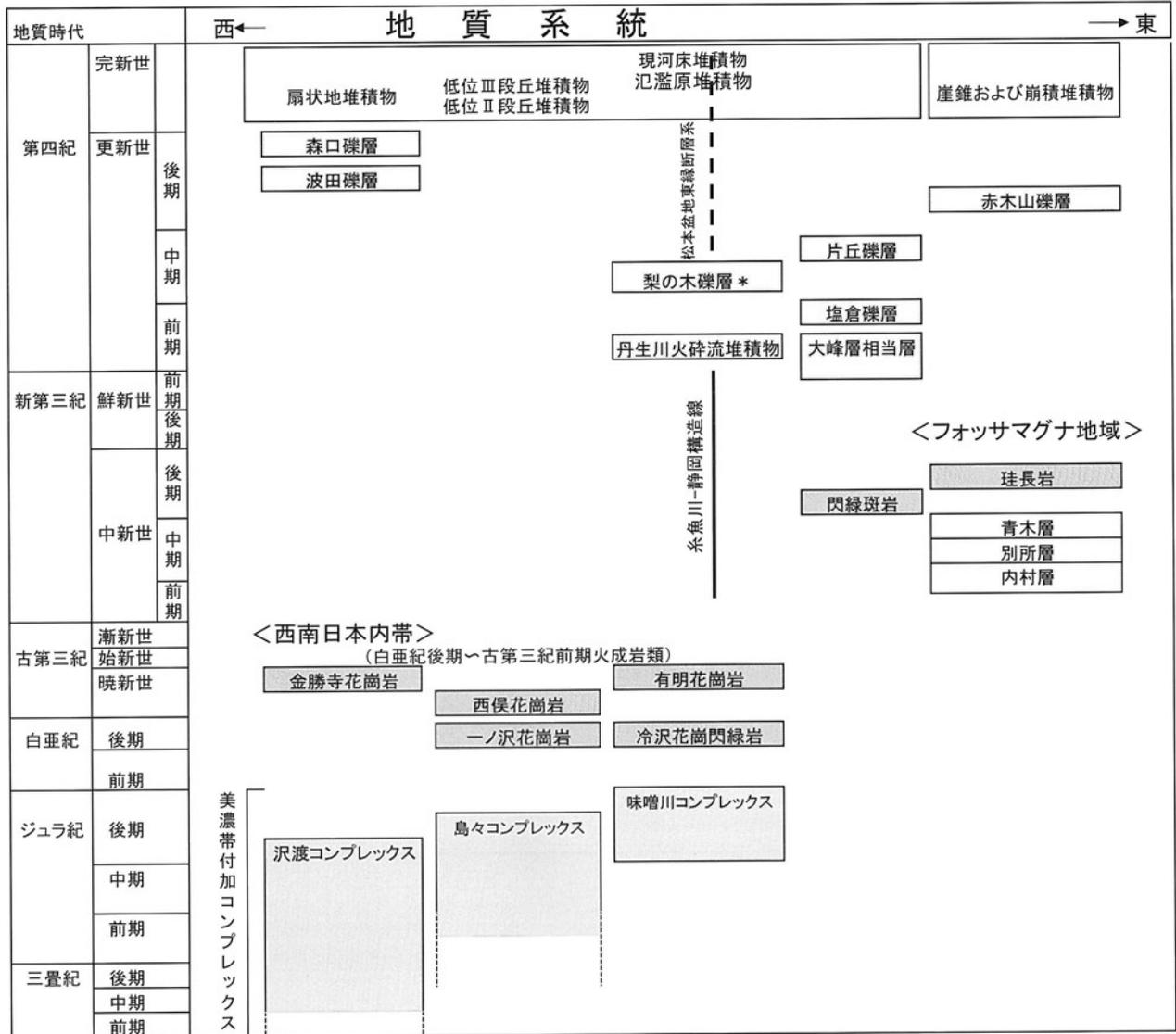
**美濃帯付加体** 西南日本の骨格をなすジュラ紀付加コンプレックスの一員であり、松本図幅はその分布域の東端に位置している。松本図幅内では構造的上位より沢渡コンプレックス・島々コンプレックス・味噌川コンプレックスに細分される(大塚, 1989)。これらのコンプレックスは、後期ジュラ紀のユーラシア大陸東縁にあった海洋プレートの沈み込み帯で形成されたもので、様々な程度に変形している。含まれる放射虫化石の研究により、構造的低位のコンプレックスほど上限年代が若いことが判明しており、各コンプレックスは断層関係で接し、構

造的低位ほど付加した時期がより新しいことを示している。

**後期白亜紀-古第三紀初期火成岩類** 松本図幅北西部の烏川流域を中心に分布し、美濃帯付加体中に貫入して熱変成作用を与えている。これらの火成岩は飛騨山脈に広く分布する白亜紀-古第三紀火成岩類の分布の南端部に位置している。火成岩類は花崗岩質岩を主体とし、一ノ沢花崗岩、冷沢花崗閃緑岩、西俣花崗岩、有明花崗岩の4つの貫入ユニットに区分できる。このうち西俣花崗岩は分布域のほぼ全域で斑状組織が顕著であり、岩体中には流紋岩質溶結凝灰岩や砂岩・チャートなど捕獲岩を多量に包有する特異な性質を示す。今回行ったK-Ar年代測定では、一ノ沢花崗岩から62-64Maの2つの値が、有明花崗岩からは64Maの値がそれぞれ得られた。西俣花崗岩から報告されている65Ma(加藤・佐藤, 1983)と併せると、白亜紀最末期から古第三紀初頭に活動したことが確実にされた。



第2.1図 松本図幅の地質概略図



第2.2図 松本図幅の地史総括図

\* 松本盆地形成初期の地層. 図幅内では地表に分布していない.

**新第三系** 北部フォッサマグナの海成層からなり、松本図幅の東端の山地に分布を示す。北部フォッサマグナの新第三系は、日本海の形成（-1500万年前）に伴って生じた本州中央部の大断裂帯（フォッサマグナ）に海が進入し、そこに堆積した堆積岩類から構成される。松本図幅は、北部フォッサマグナの西縁部に位置し、下位から内村層（下部・中部・上部）、別所層、青木層に区分される。内村層は東方の和田図幅で、変質した火山岩（いわゆるグリーンタフ）の優勢な層相を示すが、松本図幅では、火山岩が卓越した岩相から砂岩・泥岩などの碎屑岩に卓越した岩相に移行する部分にあっている。別所層は還元的環境の深海底に堆積した黒色泥岩を主体としている。青木層は、フォッサマグナの海が埋積されて北方の新潟方向に退いていく初期段階の堆積物で、周囲の山地から供給された砂礫や泥が固結した碎屑岩から構成

されている。安曇野市田沢付近の青木層中には数 m 径に達する花崗岩や閃緑斑岩の巨礫が含まれており（仁科，1991），最近の研究では南方の山地からの供給が推定されている。

**第四系** 北部フォッサマグナの西縁では、上述の新第三系（海成層）と断層関係で接する大峰帯の陸成層（基底のみ海成層）が知られている（小坂ほか，1992）。大峰層及び相当層である丹生川火砕流堆積物は、松本図幅内では広い分布は示さないものの、松本盆地西-南縁や犀川河床など盆地東縁に沿って点在しており、松本盆地の地下には広く分布していると考えられる。

第四系のうち、更新世中期から完新世の堆積物は松本図幅の中央部に最大の分布を示しており、下位より片丘礫層、赤木山礫層、波田礫層、森口礫層、低位Ⅱ段丘堆積物、低位Ⅲ段丘堆積物、扇状地堆積物、氾濫原堆積物、

現河床堆積物などから構成されている。これらの堆積物は、いずれも未固結の砂礫層を主体としているが、松本市街地などの一部にはシルトに富んだ泥質堆積物が分布し、いわゆる軟弱地盤の原因となっている。第四系は表層の新期堆積物により覆われているため、その全貌は明らかでない。いくつかの掘削データや地震波解析や重力データに基づき、その層厚は少なくとも400mを超え、1,000mを超える部分もあると推定される。

**重力データ** 松本盆地の東縁に向かって第四系が厚くなることを示しており、東側の新第三系とは東傾斜の逆断層関係であることが推定される。

**活断層** 松本図幅内には多数の活断層が知られている。それらの多くが山地と盆地の境界部や河川に沿って

走っており、これらの地形発達史に大きな役割を果たしてきたことを示している。松本盆地の西側山地には北北西-南南東方向に走る信濃坂断層と、梓川方向（東北東-西南西）の梓川断層群が活断層であることが判明している。盆地の東縁には松本盆地東縁断層（活断層）が知られており、最近報告された松本市街地の活断層（松本断層）や牛伏寺断層などとともに北北西-南南東の雁行状の配列をなし、松本市街地でプルアパート構造を示しているとの指摘もある（Kondo *et al.*, 2008）。市街地の北の城山山地の東側にも併走する数本の活断層が知られており、上述の松本断層などとの関係は不明な点が残されている。

## 第3章 美濃帯付加体

(大塚 勉)

### 3.1 研究史

松本図幅の美濃帯付加体は、田中ほか(1952)によって層序区分が初めて試みられ、下位より、砂岩泥岩互層からなる島々累層、チャート及び泥岩層からなる二俣累層、砂岩泥岩互層からなる徳本峠累層に区分され、全体で10kmに及ぶ、一連の厚い地層をなすものと解釈された。次いで、亀井(1956)によって、一部が松本図幅に含まれる梓川流域の岩相分布に関する知見が示されている。

コノドント化石による年代決定法の導入後、狩野(1975)は、松本図幅を含む美濃帯東部において、初めて中生界が分布することを明らかにしたほか、層序と構造の再検討を行った。その研究の中で、松本図幅には、三疊系葦原層とその上位に重なる味噌川層が分布し、それらが褶曲で繰り返し現れる構造をなすものとして解釈した。

大塚(1985)は、松本図幅を含む梓川流域において、放散虫化石に基づき、ジュラ系が広く分布することを明らかにした上で、岩相と地質構造に基づいて地質帯区分を行った。その研究の中で、チャートとその上位の碎屑岩相が整合関係を保つ部分と、破断された岩石からなる部分が存在することを明らかにした。次いで、大塚(1986)は、美濃帯東部の中・古生界を岩相と変形構造の特徴に基づいて地帯区分が可能であることを示した。その上でOtsuka(1988)は、美濃帯東部の中・古生界を、コンプレックスの単位に区分し、付加作用に基づく形成作用を論じた。

その後、隣接の上高地図幅では原山(1990)によって、松本図幅の南西側に位置する乗鞍岳図幅では大塚・足立(1995)によって、中生界の岩相分布と構造が記載された。松本図幅の一部を含む旧安曇村地域では、大塚(1997)及び大塚・木舟(1997)によって岩相分布が記載されている。更に小林・大塚(2003)及び永吉・大塚(2003)によって、松本図幅内の中生界の地質の詳細が明らかにされた。最近では、大塚(2004)及び大塚・木舟(2004)によって、松本図幅に含まれる旧三郷村地域の中生界の岩相分布と構造が報告されている。

### 3.2 概要

美濃帯の中生代堆積岩類は、松本図幅西側の山地の大部分を占めて露出している。中生界は、珪質粘土岩・チ

ャート・凝灰質シルト岩・珪質泥岩・泥岩・砂岩・礫岩などによって構成されており、それらからなる地層が破壊された結果、混在岩となる場合も多い。かつては、これらの岩石は、松本図幅南西側に位置する乗鞍岳図幅内の白骨温泉付近の石灰岩などから見いだされた紡錘虫化石の示す年代に基づいて、全体がペルム系と考えられていたが、現在では、コノドントや放散虫化石が示す年代に基づいて三疊系及びジュラ系が主体をなすことが明らかにされている。一般に岩石の変形が著しいことや、地質体全体が海洋プレートの沈み込みの結果形成されたものとして解釈されているため(Otsuka, 1988など)、「美濃帯付加体」と呼ばれている。

ここでは、付加体の区分単位として、従来用いられてきている「コンプレックス」を用いる。これは、美濃帯西部でWakita(1988)などが用いた区分単位である「ユニット」と、区分基準や規模においてほぼ同一である。

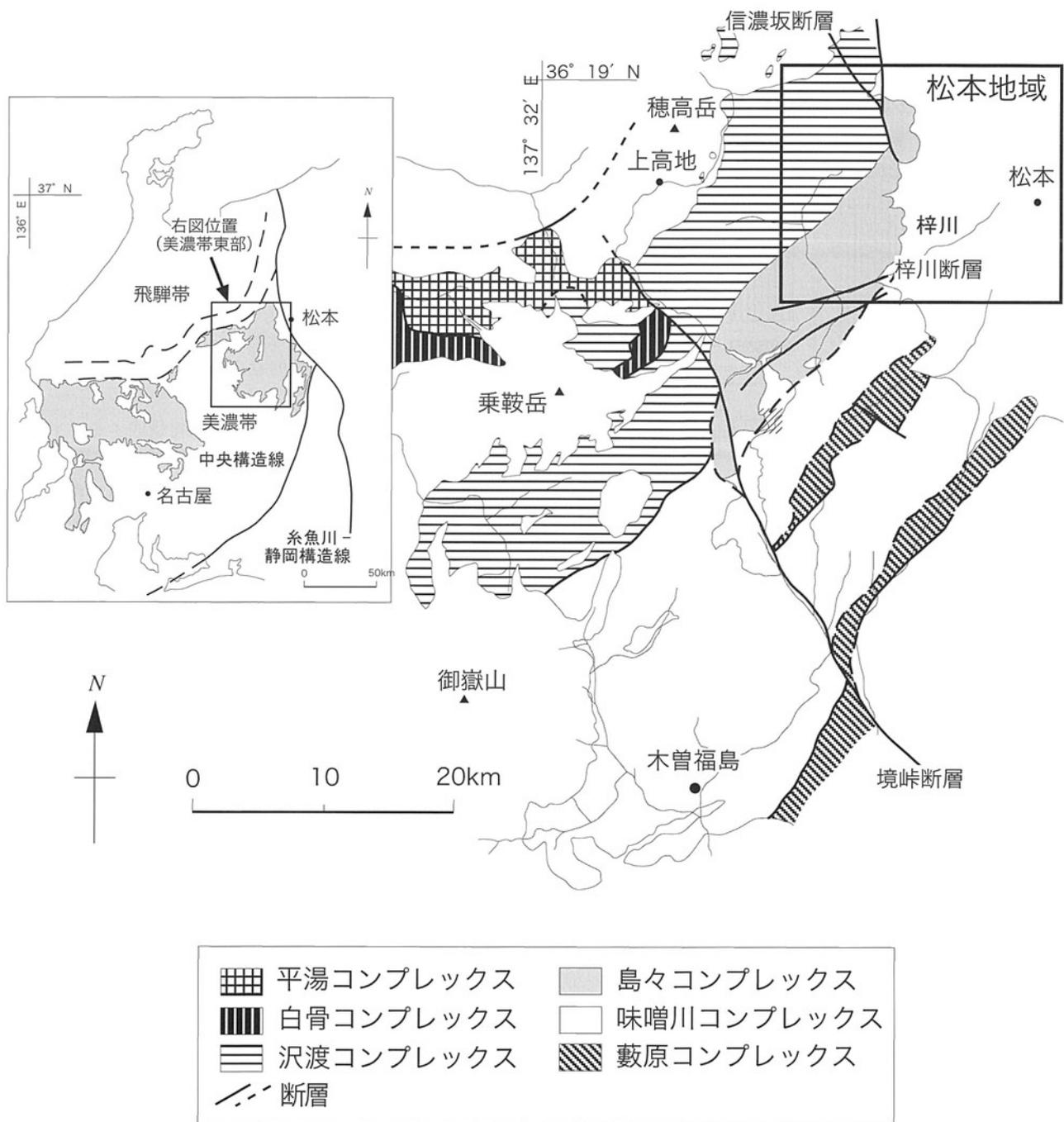
濃飛流紋岩類の露出地域以東の美濃帯東部の付加体は、岩相及び地質構造によって、いくつかのコンプレックスに区分されている。例えば、首藤・大塚(2004)によると、構造的上位である北西側から南西側に向けて、平湯コンプレックス・湯川コンプレックス・白骨コンプレックス・沢渡コンプレックス・島々コンプレックス・味噌川コンプレックス・葦原コンプレックスに区分されている(第3.1図)。美濃帯東部の各コンプレックスの岩相と年代の概要は第3.2図のとおりである。

これらのうち、松本図幅内には、沢渡・島々・味噌川の各コンプレックスが露出している。沢渡コンプレックスは、層序や堆積構造が比較的良く保存されたチャートと陸源碎屑岩類によって構成される地質体である。島々コンプレックスは、強く変形した泥岩及び珪質泥岩の基質中に、珪質粘土岩及びチャートなどの大小様々な規模のシート状岩塊や岩片が含まれる混在岩からなる地質体である。味噌川コンプレックスは、大部分が砂岩及び泥岩によって占められる地質体である。

### 3.3 沢渡コンプレックス(Wy,Wc,Wt,Wm,Ws,Wg)

**命名と定義** Otsuka(1988)によって記載・命名された。本地域北西部から乗鞍岳図幅中央部にかけて分布する。乗鞍岳図幅及び上高地図幅にまたがる沢渡地域に模式的に分布する(Otsuka, 1988)。

**分布と相互関係** 松本図幅北西部の広い範囲を占めて露出し、島々谷川北沢上流部及び黒沢支流山越沢において



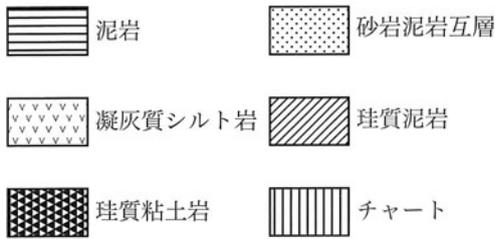
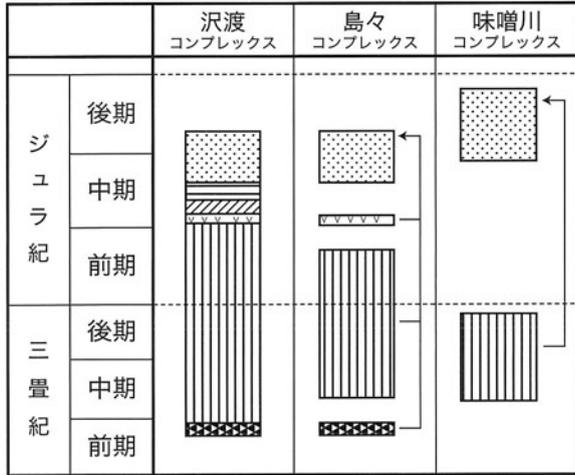
第3.1図 美濃帯東部における付加コンプレックスの区分

模式的な露頭がみられる。

沢渡コンプレックスの南西側に分布し、構造的下位に位置する島々コンプレックスとの境界は、一般に漸移的で不明瞭である（例えば大塚，1985）。松本図幅においても両コンプレックスの境界は不明瞭である。ここでは三郷地区の黒沢支流山越沢（第3.3図）における、混在岩とその上位のチャート砕屑岩シーケンス最下部の珪質粘土岩の間の断層をコンプレックス境界とみなす。ただ

し、沢渡コンプレックス内にも混在岩が、また島々コンプレックス内にも部分的にチャート砕屑岩シーケンスの一部が見いだされることから、両コンプレックスは互いに漸移的であるといわざるを得ない。

図幅西部の黒沢山と島々谷川北沢に挟まれた比較的高所の山腹には、島々コンプレックス分布域に張り出すように、沢渡コンプレックスの砂岩及び泥岩が分布している。この地域には、島々コンプレックスを特徴づけるチ



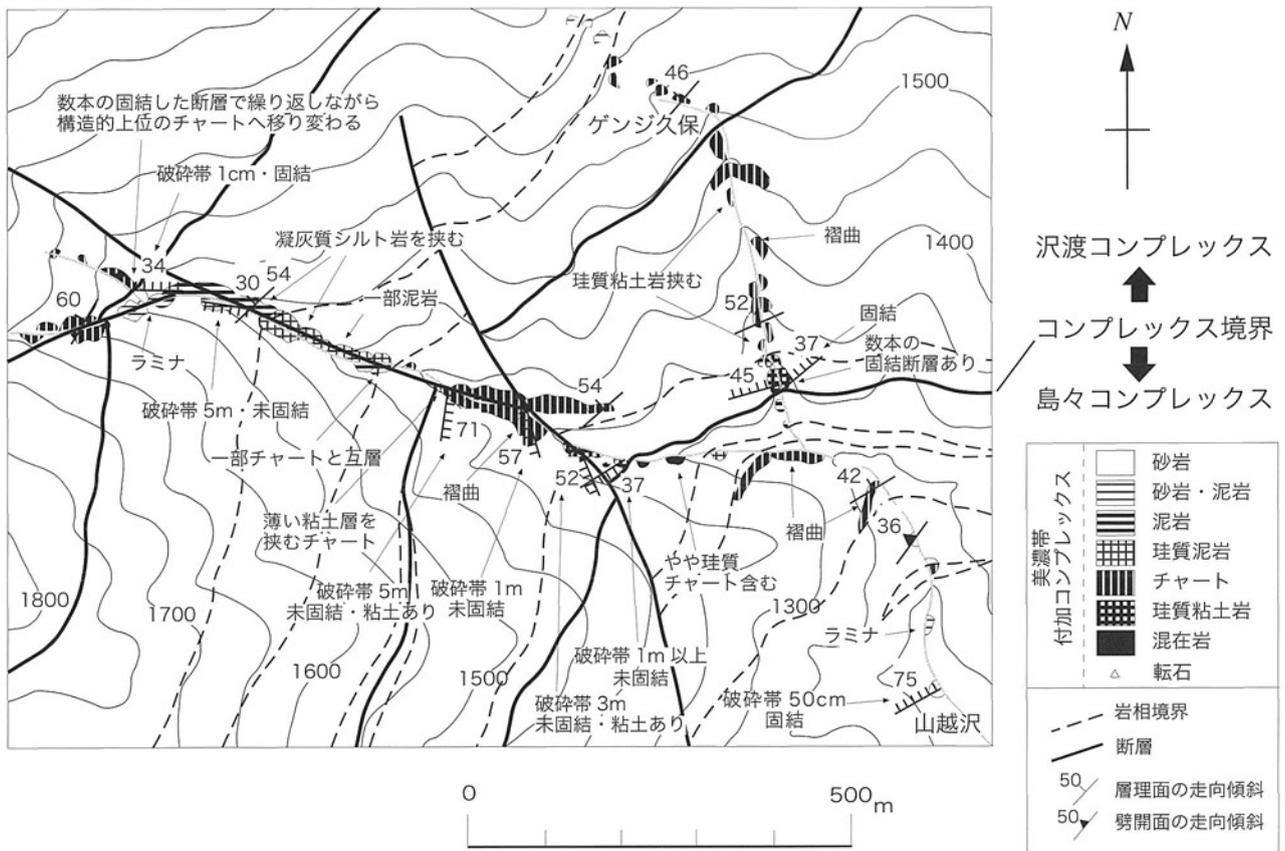
第3.2図 美濃帯東部の各コンプレックスの岩相と年代の概要  
松本図幅内の美濃帯付加体の岩相と年代

チャートや混在岩などの露出はみられず、沢渡コンプレックスの構成岩と考えられる北西方向に急傾斜した砂岩泥岩層が散点的に露出している。砂岩及び泥岩の分布域の輪郭から判断して、沢渡コンプレックスの一部が、低角の逆断層で島々コンプレックスに衝上しているものと考えられる。

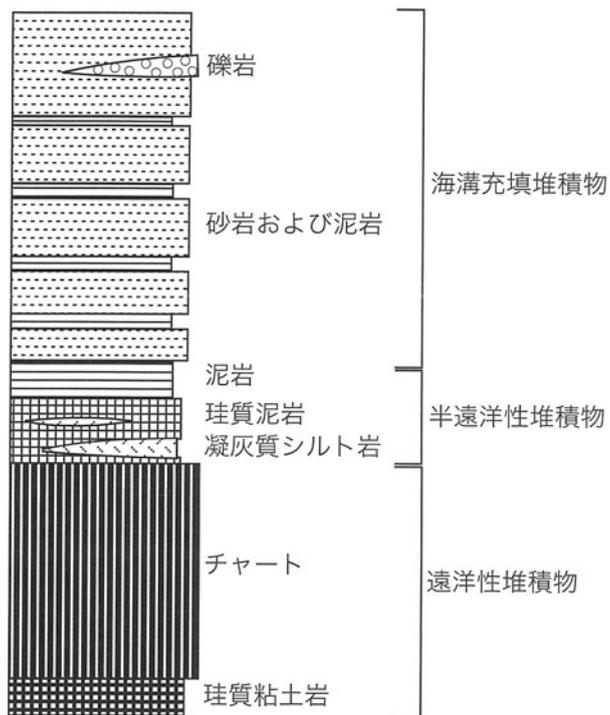
岩相 分布面積の広いものから、砂岩及び泥岩 (Ws), チャート (Wc), 珪質泥岩 (Wm), 珪質粘土岩 (Wy), 凝灰質シルト岩 (Wt), 礫岩などによって構成される。松本図幅において、コンプレックスの構造的下部が露出する南東部ではチャート・珪質粘土岩・珪質泥岩が優勢である。それに対して、北部では砂岩及び泥岩が圧倒的に優勢で、チャートや珪質粘土岩などの分布は極めて限定されている。

沢渡コンプレックスの構造的下部を構成するチャートが優勢な部分では、珪質粘土岩に始まり、チャート・凝灰質シルト岩・珪質泥岩・泥岩及び砂岩の順に重なるチャート碎屑岩シーケンス (第3.4図) が見いだされる。松本図幅内では、安曇野市小倉の山越沢において、もっとも連続性のよいシーケンスが観察される。

珪質粘土岩 (Wy) 「砥石型頁岩」(Imoto, 1984) とよばれる岩石に相当する。灰褐色、灰色ないし黒色を呈し、色調の異なる厚さ数 mm から数 cm 層が縞模様を呈する



第3.3図 沢渡コンプレックスと島々コンプレックスとの境界断層  
安曇野市三郷，黒沢支流山越沢。



第3.4図 沢渡コンプレックスにおけるチャート碎屑岩シーケンスの模式柱状図

ことがある。黒色部には、長径数 cm 以下の黄鉄鉱あるいは磁硫鉄鉱が晶出していることがある。一般に層理面に平行な割れ目が発達していることが多い。上方のチャートへ漸移し、境界部付近ではチャートと同様の、幅数 cm 単位の層理面が発達することが多い。鏡下では、微細な石英と一面に晶出したイライトを主成分とし、方形を呈する不透明鉱物や放射虫の球状の骨格が含まれている。イライトには、一定の方向で消光する傾向が顕著である。

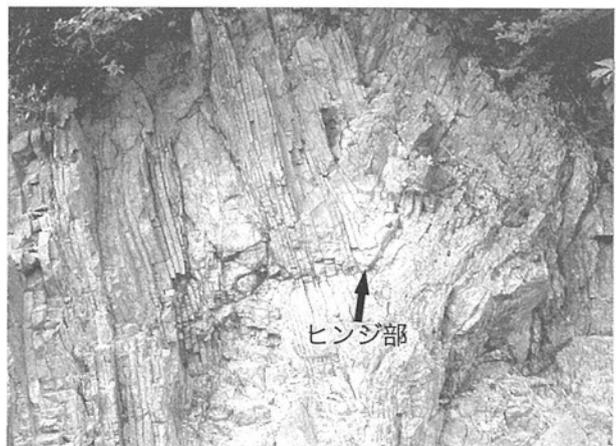
**チャート (Wc)** 一般に幅数 cm 単位の珪質層と、幅数 mm 以下の泥質層の互層からなり、両者が繰り返すことにより明瞭な層理をなすことが多い。チャートは、淡灰色-暗灰色・青灰色・緑灰色・赤褐色・黒色など多様な色調を示すが、灰色ないし青灰色の場合が一般的である。沢渡コンプレックスの構造的下部（本図幅内に分布する沢渡コンプレックスの南東部）では、チャートは見かけの厚さが最大数 100m 規模の厚層をなし、側方に数 km にわたって連続する。チャート層の内部には、層理面にはほぼ平行な断層が普通に認められることから、断層による地層の重複が生じていることが予想される。チャートの見かけの層厚は、構造的上部の北西側に向かって減少する。また同時に、走向方向の北東に向かって同様の傾向を示し、尖滅することが多い。チャートには、波長数 10cm から数 m の褶曲が認められる。この褶曲は、ヒンジ部が丸みを帯びたシェブロン褶曲に近い形態を示

すことが多い（第3.5図）。鏡下では、石英の再結晶がやや進行しており、石英粒子の成長や石英脈の発達が認められることが多い。

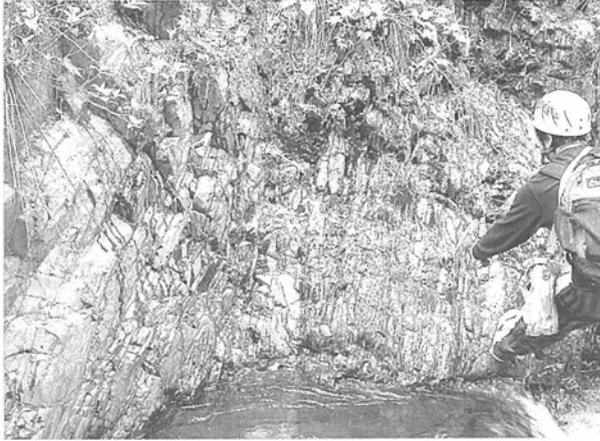
**凝灰質シルト岩 (Wt)・珪質泥岩 (Wm)** 層序関係が確認され得る場合には、チャートの上位に、凝灰質シルト岩または珪質泥岩が整合関係で重なることが多い。凝灰質シルト岩は、淡緑灰色を呈し、平行なラミナが観察される。松本図幅内では、凝灰質シルト岩の分布は限られており、層厚も数 m 以下であるが、西側に隣接する上高地地域では、厚さが最大 70m に達する例がある（原山, 1990）。鏡下では、細粒な石英・斜長石などのほかに、黒雲母・ジルコン・火成岩片・放射虫の骨格などが見いだされる。この凝灰質シルト岩は、岐阜県上麻生地域で足立 (1977) によって記載されている「緑灰色層状凝灰質シルト岩」に相当する。

チャートとその上位に重なる珪質泥岩の関係は漸移的である。珪質泥岩は、淡灰色から暗灰色を呈する。チャートから移化する部分では、比較的珪質な部分と泥質な部分が互層を形成する。鏡下では、細粒な石英・長石類・雲母類の粒子のほか、多量の放射虫の骨格が認められることが多い。珪質泥岩は、凝灰質シルト岩のレンズ状岩片を含むことがある。

**砂岩及び泥岩 (Ws)** 珪質泥岩の上位には、泥岩が整合的に重なり、更に砂岩・泥岩互層からなる地層が整合関係で重なる。泥岩は黒色ないし暗灰色を呈し、細粒な砂岩のラミナを伴うこともある。泥岩には、厚さ数 cm から数 10cm 単位で砂岩との互層をなす場合（第3.6図）と、泥岩が単独で数 m 以上の厚さの地層をなす場合（第3.7図）がある。泥岩中には生痕 (*Helminthopsis* isp.) が見られることがある。砂岩には、泥岩と互層をなすものと、一見塊状の厚い層をなすものが見いだされる。一般に細粒ないし中粒で、泥岩と互層をなすものには級化構造が観察される。砂岩及び泥岩層には、明瞭な層理が保存されているものから、砂岩がブーダン化したもの



第3.5図 沢渡コンプレックスのチャートの産状。幅は約 3m。松本市安曇、鍋冠山南東。



第3.6図 沢渡コンプレックスの砂岩泥岩互層  
鳥川二ノ沢。



第3.7図 沢渡コンプレックスの泥岩層  
鳥川一ノ沢

まで、さまざまな段階の変形を示す。泥岩は、珪質泥岩の上位に整合的に重なる厚さ数m以上の地層を構成する場合、砂岩と互層をなす厚さおよそ1m以下の地層を構成する場合がある。黒色から暗灰色を呈し、細粒な砂岩のラミナを伴うことがある。鏡下では、碎屑性の石英・長石類・雲母類のほか、二次的に晶出したイライトとみなされる鉱物が認められる。

**礫岩 (Wg)** 本図幅北西部を流れる浅川の砂岩中に、厚さ約2mの礫岩層が露出する。礫岩には、最大径10cmの花崗岩類・砂岩などの円-亜円礫が含まれる。弱い接触変成作用を受けており、詳細は不明である。

**チャート碎屑岩シーケンス** 沢渡コンプレックスの一部では、下位より、珪質粘土岩・チャート・凝灰質シルト岩・珪質泥岩・泥岩・砂岩泥岩互層の順に整合に重なる層序-チャート碎屑岩シーケンスが見いだされる(第3.4図)。図幅内の安曇野市三郷地区の黒沢支流山越沢では、チャート碎屑岩シーケンスを示す露出が見られる(第3.3図)。ここでは、下部を断層によって切られた珪質粘土

岩から始まり、チャート・凝灰質シルト岩を挟む珪質泥岩・泥岩・砂岩及び泥岩の順に、一部露頭欠如部分を伴って重なっている。

この層序は、上高地図幅内の沢渡コンプレックスにおいて、大塚(1985)によって記載された「チャート碎屑岩ユニット」に相当する。チャート碎屑岩シーケンスの岩相変化は、付加体を形成した海洋プレートの移動に伴い、堆積環境が遠洋域から海溝へ変化したことを示すものと解釈されている(Otsuka, 1988など)。

**化石・地質年代** 図幅内の沢渡コンプレックスのチャートや珪質泥岩には、鏡下での薄片観察によると放射虫化石が普通に含まれているが、ほとんどの場合、再結晶のために化石の保存はよくない。三郷地区において、珪質泥岩から *Striatojaponocapsa plicarum*, *Stichocapsa cf. japonica*, *Eucyrtidiellum sp.* などの放射虫化石が産出する(大塚, 2004)。これらの放射虫化石は、中期-後期ジュラ紀の年代を示すものであるが、年代の詳細は不明である。なお、上高地図幅及び乗鞍岳図幅の沢渡コンプレックスからは、中期ペルム紀から後期ジュラ紀までの放射虫化石が得られている(大塚, 1985; Otsuka, 1988; 竹田・大塚, 2009など)。

なお、松本図幅に隣接する上高地図幅内のチャートからは、*Gondolella excelsa*, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella polygnathyformis*, *Epigondolella primitiva*, *E. abneptis* などの、中期-後期三畳紀を示すコノドントの産出が報告されている(大塚, 1985及びOtsuka, 1988)。

**構造** 沢渡コンプレックスを構成する地層は、一般に北東-南西方向の走向を有し、多くの場合北西に50~80°傾斜する。確認できた限りでは、北西側が地層の上位である。チャートには小褶曲が発達するが、付加体構成岩としては岩石の変形は強いとはいえない。しかし、場合によっては泥岩中に砂岩のブーダンが見いだされるほか、弱いキンクバンドが発達することがある。

沢渡コンプレックス内では、構造的位置によって大きく岩相が異なる。コンプレックスの構造的低位の部分が露出する南東部では、チャートや珪質泥岩が優勢で、砂岩の量は多くない。一方、コンプレックスの構造的高位が露出する北西部では砂岩と泥岩が圧倒的に優勢となり、含まれるチャートの量はわずかである。付加体形成の際、チャートが底付け作用によって付加すると考えると、南東部ほど、付加体の深部が露出しているものと解釈される。

**対比** 沢渡コンプレックスは、大塚(1985)のD帯の構成岩類に相当し、田中ほか(1952)の徳本峠累層を含む。高山図幅内の髭田山層及び大西層(山田ほか, 1985)は、この沢渡コンプレックスの西方延長である。更に、美濃帯西部の上麻生ユニット(Wakita, 1988)は、岩相及び年代から判断して、沢渡コンプレックスに対比される。

乗鞍地域には岩相上類似している湯川コンプレックス (Otsuka, 1988) が分布しているが、構造的な位置と年代に相違点があることから、ここでは異なるコンプレックスとみなす。

### 3. 4 島々コンプレックス (Sy, Sc, Sm, Ss, Sx)

**命名と定義** Otsuka (1988) によって記載・命名された。奈川渡-島々間の梓川流域に露出し、チャートや砂岩のさまざまな大きさのブロックを含む混在岩を主体とするメランジュを島々コンプレックスと呼ぶ。本図幅内の島々谷川に模式的に露出する (Otsuka, 1988)。

**分布と相互関係** 松本図幅の西部から南西部の山地を占めて露出している。島々谷川・釜ノ沢・黒沢などにおいて模式的に露出する。

構造的な上位の沢渡コンプレックスとは、島々谷川流域では、明瞭な断層が見いだされず、岩相変化も漸移的である。島々谷川左岸の山地では、岩相分布から見て、北西傾斜の断層で接すると考えられる。ここでは、三郷地区の黒沢支流山越沢 (第3.3図) における、混在岩とその上位のチャート碎屑岩シーケンス最下部の珪質粘土岩の間の断層をコンプレックス境界とみなす。

島々コンプレックスの南に隣接する味噌川コンプレックスとは、本図幅内では、第四紀にも活動した証拠を有する東北東-西南西走向の梓川断層を介して接する。この境界は、松本市梓川地区八景山と波田町赤松の境をなす梓川の河床に、粘土を伴う断層として露出している (中島・大塚, 2007)。梓川右岸 (南側) の山中においては、コンプレックス境界は確認されていないが、島々コンプレックスを特徴づけるチャートや混在岩の露頭の分布位置と、梓川右岸の味噌川コンプレックス中に南北走向の断層が存在することから、断層関係であると推定した。

**岩相** 島々コンプレックスの主体をなす混在岩は、劈開が発達した珪質泥岩 (第3.8図) 及び泥岩からなる基質

中に、チャート・砂岩・珪質粘土岩・珪質泥岩のブロックを含む混在岩を主体とする。混在岩中には、堆積構造を比較的良好に保存した砂岩泥岩互層からなる部分を挟む。この部分の幅は、最大の島々谷川下流部において約1.5kmであるが、走向方向の北東にむかって急速に薄くなり、松本盆地に達する付近で尖滅する。

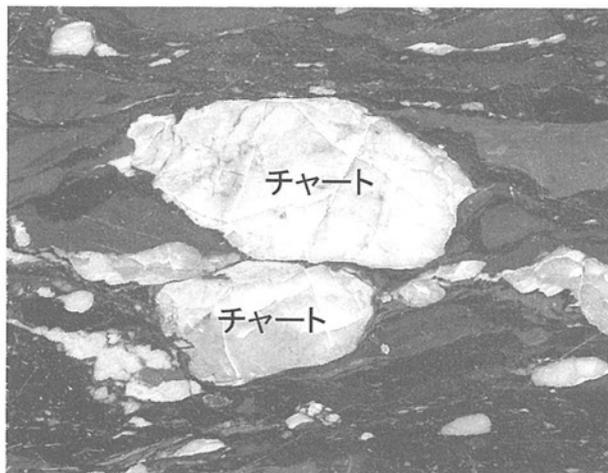
**混在岩 (Sx)** 島々コンプレックスの主体をなす。泥岩及び珪質泥岩の基質と、その中に含まれる珪質粘土岩・チャート・珪質泥岩・砂岩のブロックによって構成される。ブロックには、露頭規模以上のものから (第3.9図)、切断面で観察されるもの (第3.10図)、更に薄片下で初めて観察される小規模な岩片状のものまで、さまざまな規模のものが見いだされる。最大規模のチャートブロックは長さが4kmを超え、厚さが500mに達する。ブロックの外形は、観察可能な規模のものでは、レンズ状を示すことが多い。混在岩の切断面では、伸長したブロックの小褶曲を含む延性変形のほか、基質には、粒子の配列による縞状構造や、それを切る明瞭で直線的な剪断面が観察される。



第3.9図 混在岩の基質とブロックの境界  
松本市安曇, 矢嵩沢



第3.8図 島々コンプレックスの混在岩の露頭  
松本市安曇, 島々谷川



第3.10図 チャートの岩片を含む混在岩  
切断面. 幅は約9cm. 松本市安曇, 島々谷川

**珪質粘土岩 (Sy)** 混在岩中のブロックとして含まれる。チャートと一体のブロックを構成し、チャートの下位に整合関係で接する場合も見いだされる。一般に灰色から青灰色を呈し、黒色層と厚さ数 cm の単位で繰り返す互層を構成することもある。混在岩中に含まれる小規模な珪質粘土岩のブロックは、著しく伸長したレンズ状を呈することが多い。

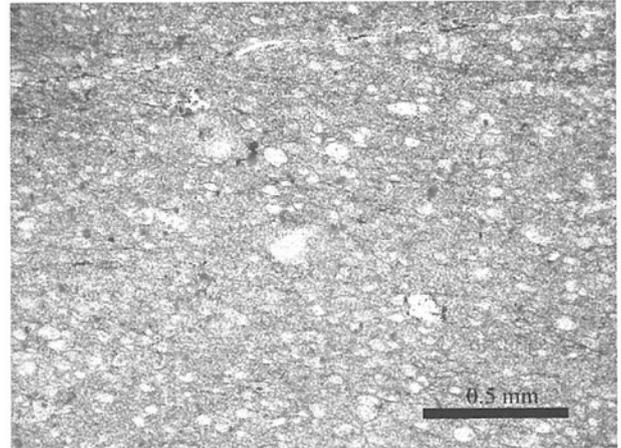
**チャート (Sc)** 混在岩中にブロックとして含まれる。幅1～5cmの層理をなし、珪質粘土岩の薄層を挟む。一般に灰色-暗灰色・青灰色・淡緑灰色を呈することが多く、赤褐色は示さない。チャートには、波長数10cmから2～3mの褶曲が普通に見いだされる。褶曲の冠部では、相似褶曲に近い形態を示すことが多いが、層間に挟まれる珪質粘土岩は、褶曲の冠部において延性変形の結果、著しく厚くなることが多い(第3.11図)。

**珪質泥岩 (Sm)** 珪質泥岩には、混在岩の基質をなす場合と、ブロックをなす場合がある。ともに灰色-明灰色を呈し、著しい延性変形を示す。とくにブロックをなす珪質泥岩は、変形の結果、不規則な輪郭を示し、基質との区別が判然としない場合も多い。切断面では、珪質泥岩の小褶曲が見いだされることがある。鏡下では、多量の変形した放射虫化石を含むことが多い(第3.12図)。

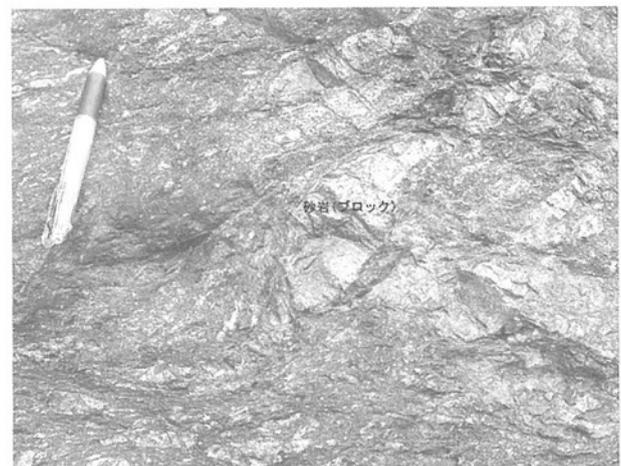
**砂岩 (Ss)** 砂岩には、混在岩のブロックとして含まれる場合と、泥岩と互層をなし、側方によく連続する岩体を構成する場合とがある。

砂岩のブロックは、チャートに次いで多く混在岩中に含まれる。チャートのブロックほど大規模のものは見いだされず、サイズは露頭規模以下の場合が多い。レンズ状の外形を呈するものも見いだされるが、チャートに比較すると角ばった外形を示すことが多い(第3.13図)。砂岩は、多くの場合中粒ないし細粒で、灰色から暗灰色を呈する。砂岩はアレナイトであるが、鏡下では、砂岩中に弱い劈開面のほか、粒子の破壊や扁平化が観察される(第3.14図)。

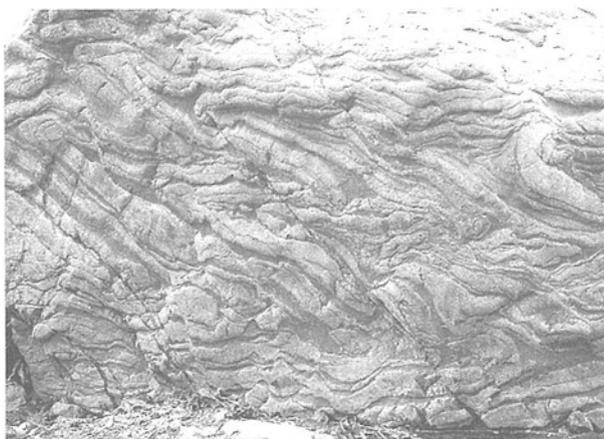
砂岩のうち、泥岩と互層をなすものは細粒砂岩であることが多く、地層は級化構造を示すことが多い(第3.15図)。しばしば砂岩と泥岩の互層は破断され、激しく褶曲することもある。



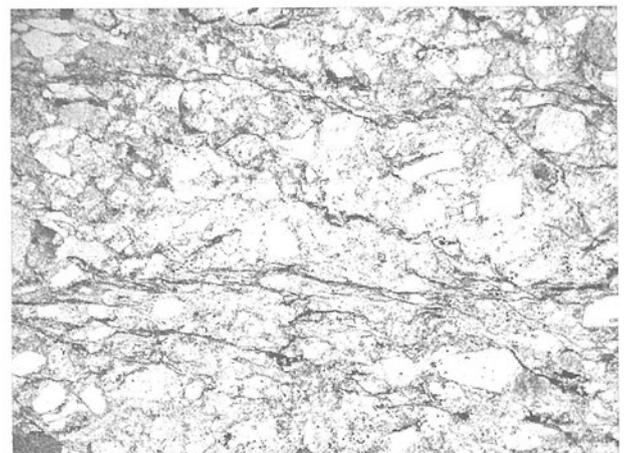
第3.12図 変形した放射虫化石を含む珪質泥岩  
楕円形で透明に近い物体が放射虫化石。下方ボーラー



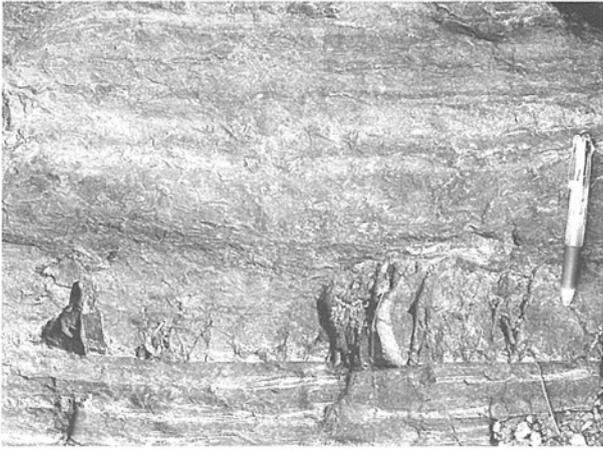
第3.13図 砂岩のブロックを含む混在岩



第3.11図 混在岩中のチャートの褶曲  
転石、幅は約1.8m。松本市安曇、島々谷川



第3.14図 島々コンプレックスの砂岩  
偏光顕微鏡写真(下方ボーラー)。幅は約2.5mm



第3. 15図 島々コンプレックスの砂岩泥岩互層  
松本市安曇

**化石・地質年代** 本図幅内に露出する島々コンプレックスのチャートからは、狩野 (1975) によって *Epiondolella primitive*, *Gondolella polygnathiformis* などの後期三畳紀を示すコノドントの産出が報告されている。また、大塚 (1985) によって、*Gondolella excelsa*, *G. polygnathiformis*, *Epigondolella nodosa*, *E. abneptis*, *E. bidentata*, *Misikella hernsteini*, *M. posthernsteini* などの、中期-後期三畳紀を示すコノドントが得られている。

図幅内の安曇地区では、珪質泥岩に多くの放射虫化石が薄片下で見いだされるが、保存はよくない。限られた地点から、*Stylocapsa catenarum*, *Williriedellum* sp., *Eucyrtidium* sp. などの中期-後期ジュラ紀を示す放射虫が得られている (大塚, 1985)。

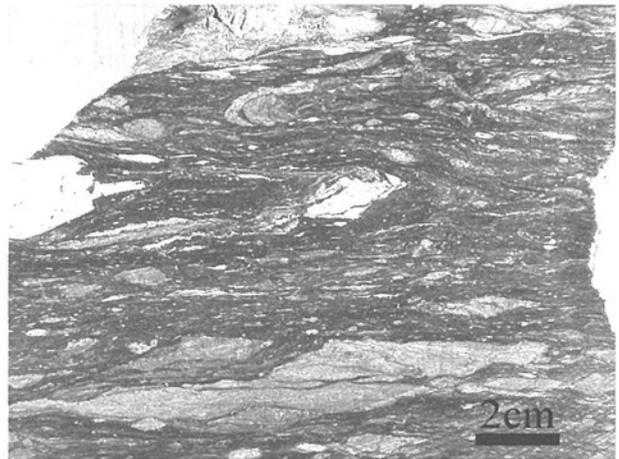
三郷地区においては、混在岩のブロックをなすチャートから、三畳紀を示す *Striatojaponocapsa* sp. が得られている。また、珪質泥岩からは、*Stichocapsa japonica*, *Striatojaponocapsa* sp., *Eucyrtidiellum* sp. *Hsuum* sp. ほかのジュラ紀を示す放射虫が得られているが (大塚・木舟, 2004), いずれも保存は良くない。黒沢ダム付近の珪質泥岩中の炭酸マンガ層からは、*Stichocapsa* aff. *robusta*, *Striatojaponocapsa* sp., *Stichocapsa* sp., *Amphipyndax durisaeptum*, *Williriedellum* sp., *Eucyrtidiellum* sp. ほかの、比較的保存良好な放射虫化石が得られている (大塚・木舟, 2004)。これらは、中期ジュラ紀後期を示しているものと考えられる。

**構造** 島々コンプレックスを構成するチャートや砂岩泥岩互層の層理面は、一般に北東-南西方向の走向を示し、多くの場合北西へ50～80°傾斜する。チャートはしばしば激しく褶曲する。チャートの褶曲の規模は、沢渡コンプレックスのものに類似するが、一部に、地層の境界が凹凸に富む不規則な流れ褶曲が見いだされる (第3. 11 図)。

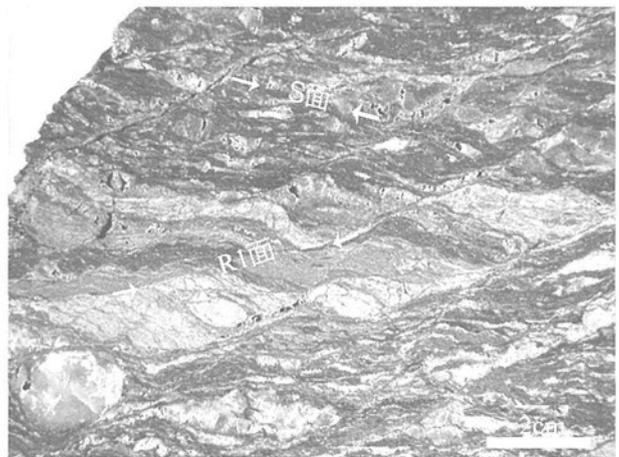
混在岩には、凹凸を伴う劈開面が発達する。新鮮な劈開面にはイライトと考えられる微細な鉱物が晶出し、鈍

い光沢を有することが多い。切断面では、小規模なブロックの延性変形や小褶曲 (第3. 16 図), S 面及び R1 面によって構成される複合面構造 (第3. 17 図) が見いだされる。ブロックや面構造に S 字状の引きずりを与える剪断面や S 面が認められる。この構造は、狩野ほか (1991) が示した混在岩の変形構造に対比される。劈開面上には、S 面と R1 面の交線である不鮮明な線構造が見いだされる。Otsuka (1988) は、標本サイズ及び薄片サイズでの混在岩の非対称構造から、この変形が、北西側が南東側に衝上する単純剪断変形作用の結果であることを論じている。鏡下では、泥質岩中に、粒子の伸長や晶出したイライトの配列によって形成された明瞭な劈開面が観察される (第3. 18 図)。

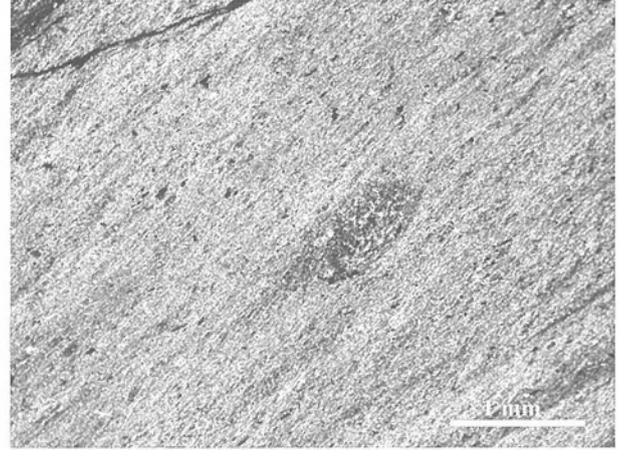
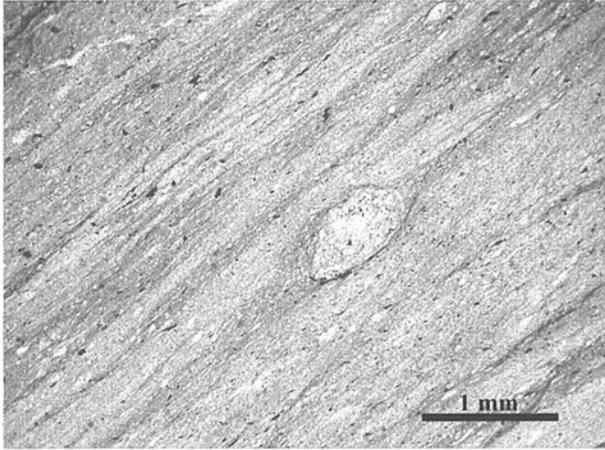
**対比** 松本図幅の島々コンプレックスは、構造的な中位に砂岩泥岩互層からなるユニットが存在し、それを挟むようにして構造的な上位と下位に混在岩が存在する。これらのユニットのうち、最も南東側に位置する混在岩ユニットは、A 帯 (大塚, 1985) の構成岩類に、中位の砂岩泥岩ユニットは島々層 (田中ほか, 1952) 及び B 帯 (大塚,



第3. 16図 島々コンプレックスの混在岩の構造  
切断面, 幅15cm. 松本市安曇, 島々谷



第3. 17図 島々コンプレックスの混在岩の複合面構造  
切断面, 松本市安曇, 釜ノ沢.



第3. 18図 島々コンプレックスの混在岩  
松本市安曇, 釜ノ沢.  
(a) 偏光顕微鏡写真 (下方ポーラー) 写真長片は4.5mm  
(b) 偏光顕微鏡写真 (直交ポーラー)

1985) の構成岩類に, 北西側の混在岩ユニットは二俣層 (田中ほか, 1952) 及びC帯 (大塚, 1985) の構成岩類に対比される。

島々コンプレックスは松本図幅内から, 走向方向である南西方向に伸長し, 上高地図幅及び乗鞍岳図幅内に分布が見られる (第3. 1図). しかし, 境峠断層の南西側には, 強く変形した混在岩によって特徴づけられ, 島々コンプレックスに明らかに対比される地質体は見いだされない。ただし, 木曽福島図幅において味噌川コンプレックスとされている地質体のうち, 北西部の沢渡コンプレックスに隣接する部分では混在岩が卓越する部分が存在する。その部分が島々コンプレックスに帰属する可能性がある。

濃飛流紋岩類の分布地以西の美濃帯付加コンプレックスのうち, 沢渡コンプレックスに対比される上麻生ユニットの構造的下位には, 明らかに島々コンプレックスに対比される地質体は報告されていない。

第四系が広く分布する松本盆地の中央部, 松本市梓川南大妻の南に位置する岩岡神社には, 「火打岩」とよばれる径約7mの規模のチャートが露出する (第3. 19図). このチャートは, 三畳紀のコノドントを含む (山下, 1995). 梓川村誌編さん委員会 (1994) は, 岩体の規模から, 基盤岩の地形的な高まりであると推定した。萩原ほか (1986) は, 重力調査の結果に基づいて, この小岩体は第四系の基盤をなす島々コンプレックスの地形的な高まりであると結論づけた。

### 3. 5 味噌川コンプレックス (Ms)

**命名と定義** Otsuka (1988) によって命名された。松本盆地南西部から木曽地方の広い範囲にわたり分布する, 砂岩・泥岩を主体とし, チャートを含む混在岩などから



第3. 19図 梓川地区に露出するチャートの岩体「火打岩」  
松本市梓川, 南大妻

なる地質体である。木曽川上流の味噌川及び西野川流域に模式的に露出する (Otsuka, 1988)。

**分布と相互関係** 味噌川コンプレックスは, 松本図幅南西部の限られた地域に露出している。島々コンプレックスとは梓川断層を介して接する。中島・大塚 (2007) によって, 梓川河床におけるコンプレックス境界の断層が記載されている。ここでは, 東北東-西南西方向の活断層である梓川断層が両コンプレックスの境界となっている。中島・大塚によると, 堅硬な砂岩のブロックを含む, 幅数10m以上の規模の破碎帯が, 主として味噌川コンプレックス側に形成されている。断層ガウジの解析から, 断層の最近の運動は, 南側の味噌川コンプレックスの上昇を伴う右横ずれ運動であることが推定されている。なお, 梓川右岸においては, 断片的な露頭の分布から, 南北走向の断層で接するものと推定される。

**岩相** 松本図幅の味噌川コンプレックスは, 砂岩及び泥岩によって構成される。一般に強い風化によって露出が

限られるが、梓川河床には新鮮な岩石の露出が見られる(第3. 20図)。砂岩と泥岩は互層を形成することが多く、場合によっては砂岩の膨縮構造や破断が認められる(第3. 21図)。砂岩泥岩互層中には、葉理や級化構造がしばしば認められる。砂岩は、灰色-暗灰色を呈し、中粒-細粒である。泥岩は、新鮮な場合には黒色である。島々コンプレックスの泥岩のような劈開面の発達は認められない。

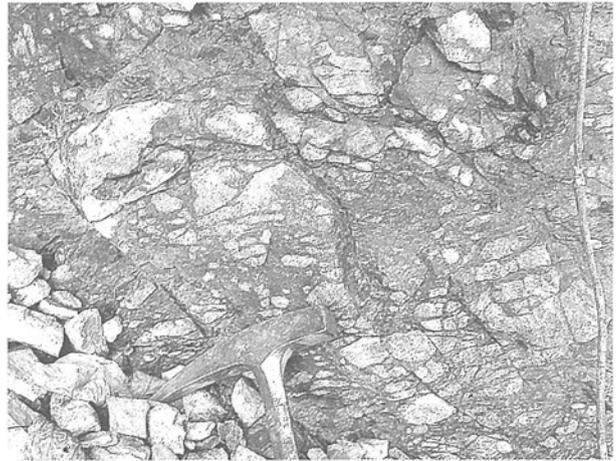
**構造** 地層の層理面は東北東-西南西方向の走向を示し、北北西に急傾斜している。松本図幅内の味噌川コンプレックスは、一部の例を除いて、断層による破砕のために露出が限られ、構造の把握が困難な場合が多い。松本図幅の南西側の「乗鞍岳」地域では、砂岩及び泥岩が広く露出しているが、詳細な構造は明らかになっていない。

**化石・地質年代** 本地域の南西にあたる、境峠西方(「乗鞍岳」図幅など)の味噌川コンプレックス(碎屑岩)からは保存のよいジュラ紀放散虫化石(*Striatojaponocapsa plicarum*, *Loopus primitivus* など)が得られており(大塚, 1986)、中期-後期ジュラ紀の時代を示す。

**対比** 片田・礒見(1964)の波田層に相当する。味噌川コンプレックスは、南に隣接する塩尻図幅内の広い範囲のほか、境峠断層の西側にも広く露出する。なお、首藤・大塚(2004)は、Otsuka(1988)によって定義された味噌川コンプレックスのうち、玄武岩・石灰岩・チャート・珪質粘土岩によって特徴づけられる藪原層(片田・礒見, 1962)と針尾層(片田・礒見, 1964)を藪原コンプレックスとして区別したうえで、新たに味噌川コンプレックスを設定している。



第3. 20図 梓川河床における味噌川コンプレックスの露頭  
松本市梓川



第3. 21図 味噌川コンプレックスの破断した砂岩泥岩互層  
波田町

## 第4章 後期白亜紀-古第三紀初期火成岩類

(原山 智)

### 4.1 概要と研究史

松本図幅には、飛騨山脈に広く分布する後期白亜紀-古第三紀火成岩類の南東縁に位置しており、烏川支流の一ノ沢と二ノ沢上流部に複数の花崗岩体が露出するほか、松本盆地の西縁にあたる安曇野市穂高の満願寺周辺や烏川中流の須砂渡-古城山一帯にややまとまった花崗岩体が露出し、更に松本図幅南部の梓川田屋の金松寺付近にも花崗岩の小岩体が露出している。

松本図幅を含む飛騨山脈東麓の花崗岩類についての本格的な調査・研究は、Asakawa and Yamada (1980)、佐藤 (1983)、加藤・佐藤 (1983) によって行われた。この結果、3つの貫入時期に区分できること、放射年代は白亜期末から古第三紀初頭を示すことが明らかにされた。これらのうち、松本図幅には第1期の一ノ沢花崗岩及び冷沢花崗閃緑岩、第2期の西股花崗岩及び有明花崗岩が分布している。

### 4.2 一ノ沢花崗岩 (Gi)

**命名** 佐藤 (1983)、加藤・佐藤 (1983) による。

**対比** 「上高地」図幅内の奥又白花崗岩 (原山, 1990) に対比される。

**模式地** 烏川支流一ノ沢、左岸枝沢 (標高1,360m)。

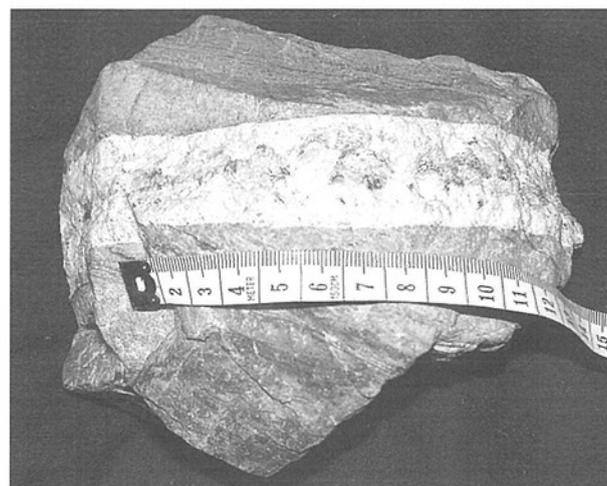
**分布** 松本図幅の北西端、烏川一ノ沢及び二ノ沢の上流域に分布し、西方の「上高地」図幅内の常念岳周辺及び一ノ俣谷へと連なる。

**貫入関係** 模式地付近で沢渡コンプレックス (美濃帯付加体) に貫入し、熱変成作用を与えている。貫入境界

から1kmの範囲の沢渡コンプレックス中にはペグマタイト、アプライトや細粒花崗岩の脈 (幅数-数十cm) が観察される (第4.1図)。

**岩相** 優白質塊状の中-粗粒黒雲母花崗岩を主体とし、二ノ沢では中-粗粒白雲母・黒雲母花崗岩が見出される。また、一ノ沢上流部右岸では径1~2mmの赤色ザクロ石を含む岩相が見出された。上述した沢渡コンプレックス中の脈では、ほぼ例外なく白雲母を含み、ペグマタイトの一部には径1cmに達する結晶が観察できる。

**地質時代** 一ノ沢右岸枝沢の黒雲母花崗岩中の黒雲母と、模式地付近のペグマタイト脈中の白雲母についてK-Ar年代測定を行い、 $63.6 \pm 1.0\text{Ma}$  と  $62.0 \pm 1.0\text{Ma}$  の測定値を得た (第4.1表)。



第4.1図 沢渡コンプレックスの砂岩中に貫入した花崗岩脈  
安曇野市穂高、一ノ沢 (標高1,400m)。

第4.1表 花崗岩類のK-Ar年代値

試料 No.	K (wt. %)	rad. $^{40}\text{Ar}$ ( $10^{-8}\text{cc STP/g}$ )	K-Ar 年代 (Ma)	non-rad. $^{40}\text{Ar}$ (%)	K-Ar 年代(平均値) (Ma)
041023-1 (白雲母)	$8.682 \pm 0.174$	$2124 \pm 25$	$62.0 \pm 1.4$	3.6	$62.0 \pm 1.0$
		$2124 \pm 25$	$62.0 \pm 1.4$	3.7	
041106-3 (黒雲母)	$7.381 \pm 0.148$	$1854 \pm 22$	$63.6 \pm 1.4$	2.5	$63.6 \pm 1.0$
		$1850 \pm 22$	$63.5 \pm 1.4$	2.2	
041129-2 (黒雲母)	$7.327 \pm 0.147$	$1860 \pm 22$	$64.3 \pm 1.5$	2.0	$64.4 \pm 1.1$
		$1865 \pm 22$	$64.4 \pm 1.5$	1.8	

壊変定数は、Steiger & Jager (1977)の  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{year}$ 、 $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{year}$ 、 $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ を使用した。測定機関：蒜山地質年代学研究所

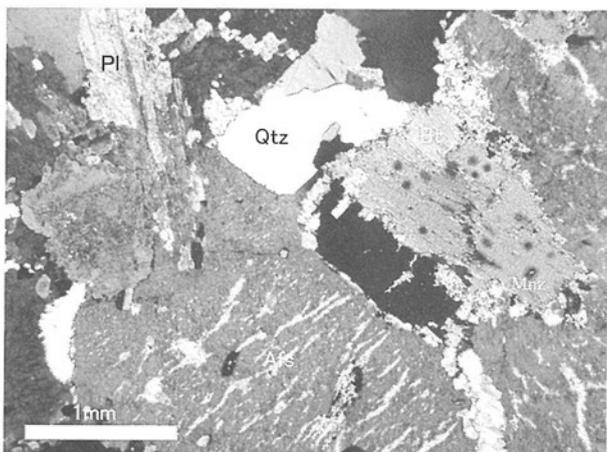
## 岩石記載

中粒黒雲母花崗岩 (GSJ R88460/041106-3) : 鳥川一ノ沢右岸枝沢 (標高1,700m) 第4.1表の no.041106-3 (年代測定試料).

[主成分鉱物] アルカリ長石>石英>斜長石>>黒雲母>不透明鉱物

[副成分鉱物] アパタイト・モナズ石

肉眼では、白色を呈する粗粒他形アルカリ長石 (径-13mm) とやや粒状を示す粗粒石英 (径-10mm) が観察される。鏡下では、これら粗粒結晶の粒間を、他形の石英・アルカリ長石 (径-5mm)、半自形斜長石 (径2~5mm)、単独半自形を示す黒雲母 (径1~2mm) が、充填する組織を示す (第4.2図)。アルカリ長石はやや汚濁しており、ひも状のパーサイト構造が発達し、もやもやとした消光を示す。粗粒石英は1~2mm 径のサブグレインの集合体となっている。斜長石は、オリゴクラス組成で、弱い累帯構造を示す。黒雲母は新鮮で、包有するモナズ石により顕著な多色性ハローを示す。



第4.2図 一ノ沢花崗岩 (Gi ; 中粒黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真

安曇野市穂高, 一ノ沢右岸枝沢 (標高1,500m). 直交ポーラー. 直交ポーラー. 鉱物略号: 石英 (Qtz), Afs (アルカリ長石), Pl (斜長石), Bt (黒雲母)

粗粒白雲母・黒雲母花崗岩 (GSJ R88458/031101-1) : 鳥川二ノ沢 (標高1,750m)

[主成分鉱物] アルカリ長石>石英>斜長石>>黒雲母>>白雲母>不透明鉱物

[副成分鉱物] アパタイト・モナズ石

[変質鉱物] 白雲母・スフェーン

美濃帯付加体との貫入境界から50m 岩体内に入った地点の試料であり、肉眼的には白色を呈する粗粒アルカリ長石 (径-13mm) と粗粒石英 (径-7mm) の目立つ岩石である。鏡下では、アルカリ長石・石英の他、2~5mm 径の半自形斜長石、黒雲母 (径-2mm)、白雲母 (径-1mm) を含む。アルカリ長石は汚濁し、ひも状もしくは棒状のパーサイト

構造を示し、顕著なマイクロクリン構造を示す (第4.3図)。石英は亜粒化し、1~2mm 径の結晶集合体となっている。斜長石は、アルパイト組成で汚濁しており、微細な白雲母がコア部を中心に多数生じている。黒雲母は周縁やへき開に沿って部分的に変質しており、微細なスフェーンや白雲母の集合体に変化している。またモナズ石包有結晶の周囲には顕著な多色性ハローが発達している。白雲母は、斜長石や黒雲母を置換した微細な集合状結晶の他、黒雲母の周囲や長石・石英の粒間や内部に成長した、やや粒度の大きな単独結晶が見出される。



第4.3図 一ノ沢花崗岩 (Gi ; 粗粒白雲母・黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真

安曇野市堀金, 二ノ沢 (標高1,760m). 直交ポーラー. Mc (マイクロクリン), その他の略号は第4.2図に同じ。

## 4.3 冷沢花崗閃緑岩 (Gts)

命名 佐藤 (1983), 加藤・佐藤 (1983) による。

模式地 北隣, 「信濃池田」 図幅の有明川支流の冷沢中流部が模式地である。松本図幅内では、一ノ沢左岸の枝沢 (通称, 王滝沢), 標高1,650m 地点で、典型的な岩相を観察できる。

分布 一ノ沢左岸, 標高1,600~1,650m の限られた地域にのみ露出する。

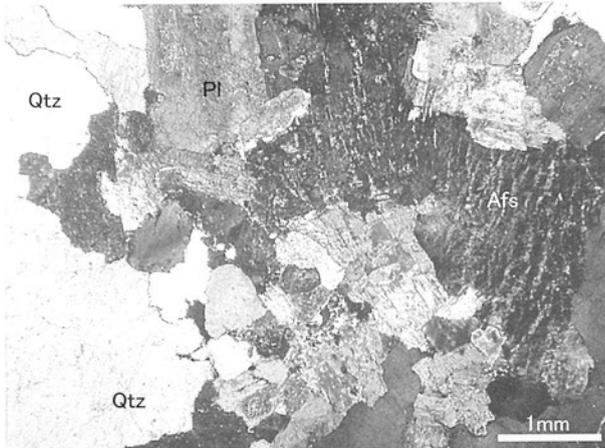
貫入関係 南側に分布する一ノ沢花崗岩とは一ノ沢沿いの破碎帯を挟んでの断層関係, 周囲は西股花崗岩に囲まれており捕獲された関係にある。

岩相 ほぼ等粒状の中-粗粒黒雲母花崗閃緑岩-花崗岩である。角閃石を含むこともある。

地質時代 「槍ヶ岳」 図幅内の試料について、加藤・佐藤 (1983) により黒雲母 K-Ar 年代が測定されているが、 $4.7 \pm 0.2$  Ma と若い年代値を示し、鮮新世花崗岩類による若返り年代であると解釈されている。松本図幅内では熱変成による再結晶組織が顕著なため、放射年代の測定はしていない。

**岩石記載** 中粒黒雲母花崗閃緑岩 (GSJ R88469/041121-3) : 烏川一ノ沢左岸枝沢 (標高1,700m)  
 [主成分鉱物] 石英>アルカリ長石>斜長石>>黒雲母  
 [副成分鉱物] アパタイト・ジルコン・褐れん石

肉眼ではやや桃色を帯びた白色のアルカリ長石 (径10mm 前後) と、灰色透明粒状の石英 (径-10mm) を含み、黒雲母は細粒結晶が集合体をなしつつ石英の周囲を取り巻く産状を示す。鏡下では、他形でやや粗粒の石英・アルカリ長石 (径-10mm)、半自形の斜長石 (径-4mm)、他形の黒雲母結晶 (径-2mm) が確認される (第4.4図)。石英は波動消光を示し、一部で亜粒化している。アルカリ長石は汚濁し、棒状のパーサイト組織とマイクロクリン組織を示す。斜長石 (オリゴクレーヌ組成) は弱い累帯組織を示し、コアの一部が汚濁化し微細な白雲母集合体に置換されている。黒雲母 (径-1mm) は石英の周辺で集合体組織を示し、一部が緑泥石化している。しばしばジルコンを包有し、周囲に多色性ハローを生じている。



第4.4図 冷沢花崗閃緑岩 (Gts ; 中粒黒雲母花崗閃緑岩) の偏光顕微鏡写真  
 安曇野市穂高, 一ノ沢左岸枝沢 (標高1,640m). 直交ポーラー.

#### 4.4 西俣花崗岩 (Gn)

**命名** 佐藤 (1983), 加藤・佐藤 (1983) による。

**模式地** 北隣, 「信濃池田」図幅の有明川支流の冷沢の枝沢, 西俣が模式地である。松本図幅内では, 一ノ沢左岸の枝沢 (通称, 王滝沢), 標高1,650m 地点で, 典型的な岩相を観察できる。

**分布** 一ノ沢, 標高1,530m 以上の左岸に露出し, 「上高地」「槍ヶ岳」「信濃池田」図幅に連続する。

**貫入関係** 美濃帯付加体起源のチャート・砂岩や花崗斑岩, 流紋岩溶結凝灰岩, 細粒トータル岩の捕獲岩を頻繁に含んでおり, そのサイズは数 cm から数百 m に達するものまで観察される。このほか, 粗粒花崗岩の捕獲岩

がまれに見出され, 岩相的には冷沢花崗閃緑岩に類似する。前節で述べた一ノ沢左岸の冷沢花崗閃緑岩も, 本岩中のゼノブロックである可能性が高い。

**岩相** 灰色もしくは桃灰色の色調で, 様々な程度に斑状を示す角閃石黒雲母花崗岩である。隣接する「信濃池田」図幅の, 美濃帯付加体との貫入境界部 (岩体東縁) では, 暗灰色石基の花崗斑岩の岩相を示す。分布域全域で, 高温型石英として晶出したことを示す粒状の石英斑状結晶を含む特徴を示す。

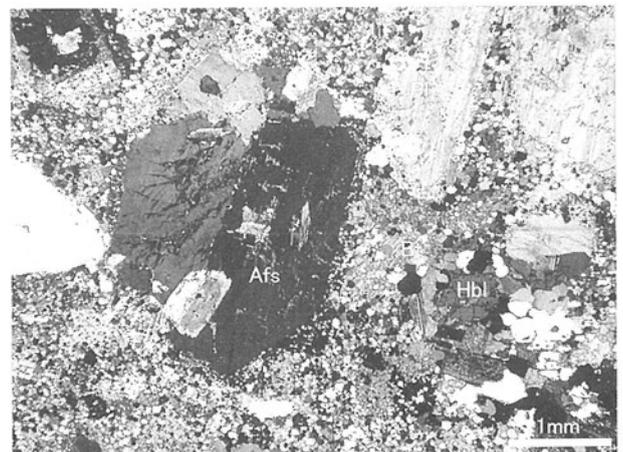
**地質時代** 加藤・佐藤 (1983) は, 一ノ沢左岸枝沢の試料について  $65.0 \pm 3.3\text{Ma}$  の黒雲母 K-Ar 年代値を報告した。

**岩石記載** 角閃石黒雲母花崗斑岩 (GSJ R88472/041121-5) : 烏川一ノ沢左岸枝沢 (通称烏帽子沢, 標高1,800m)

[主成分鉱物] 石英>アルカリ長石>斜長石>>黒雲母>角閃石

[副成分鉱物] 褐れん石・ジルコン・アパタイト

斑状組織の明瞭な花崗斑岩で, 0.02mm 前後の細粒石基中に, 石英 (2~3mm 径)・アルカリ長石 (2~4mm 径)・斜長石 (2~3mm 径)・黒雲母 (0.5~1mm 径)・角閃石 (0.5~1mm 径) の斑晶を多量に含む (第4.5図)。石英斑晶は粒状でしばしば融食した形状を示し, 高温型石英として晶出したことを示す。アルカリ長石は棒状-ひも状のパーサイト組織とマイクロクリン組織を示す。斑晶の外形に沿った弱い累帯組織が観察されることがある。斜長石はオリゴクレーヌ組成で, 弱い累帯組織を示す。黒雲母は, 暗褐色の軸色 (Y=Z) を示し, 吸収が大きい。角閃石は青緑色の軸色 (Z) を示す。



第4.5図 西俣花崗岩 (Gn ; 角閃石黒雲母花崗斑岩) の偏光顕微鏡写真  
 安曇野市穂高, 一ノ沢左岸枝沢 (標高1,640m). 直交ポーラー. Hbl(ホルンブレンド), その他の略号は第4.2図に同じ。

#### 4. 5 有明花崗岩 (Gab, Gac)

**命名** 石沢 (1982) により、分布域内の有明山にちなんで、命名された。

**分布** 飛騨山脈に分布する後期白亜紀-古第三紀初頭の火成岩類のうちで、最大の分布面積を示す岩体である。南西部の高瀬川上流部、南東部の鳥川下流域から燕岳・有明山一帯、高瀬川横谷部、鹿島川流域、松川流域を経て、北部の八方尾根・唐松岳・天狗岳に至る、南北45km、東西最大18kmに達するバソリス状岩体である。

**研究史と岩相区分** 高瀬川流域の花崗岩類を調査研究した平林 (1965) により北葛型花崗岩として区分された。鹿島川-高瀬川横谷部及び燕岳にかけての広い範囲の火成岩類を研究した石沢 (1982) は、同地域の火山岩類や花崗岩類との貫入関係を明らかにし、火成活動史を論じている。佐藤 (1983) や加藤・佐藤 (1983) では有明花崗岩類とよび、A・B・Cの3岩型に区分している。

**地質時代** 加藤・佐藤 (1983) は、 $62.3 \pm 3.1$  Ma の黒雲母 K-Ar 年代を報告している。本研究では、鳥川下流域の試料について黒雲母を分離し、K-Ar 年代測定を行った結果、 $64.4 \pm 1.1$  Ma の年代値を得た (第4.1表)。

##### 4. 5. 1 主岩相 (有明 B 型, Gab)

**模式地** 松本図幅内では、安曇野市須砂渡、鳥川標高700m付近にある取水口一帯の河川敷で、主岩相の粗粒黒雲母花崗岩が観察できる。

**分布** 鳥川下流部の須砂渡一帯と、須砂渡ダム南方の道路沿い及び土砂採取場に分布する。

**貫入関係** 松本図幅では、周囲の母岩との貫入関係は見出していない。

**岩相** 粗粒等粒状の黒雲母花崗岩で、アルカリ長石は白色を示す。河床の露頭を除き、マサ化が進行している。

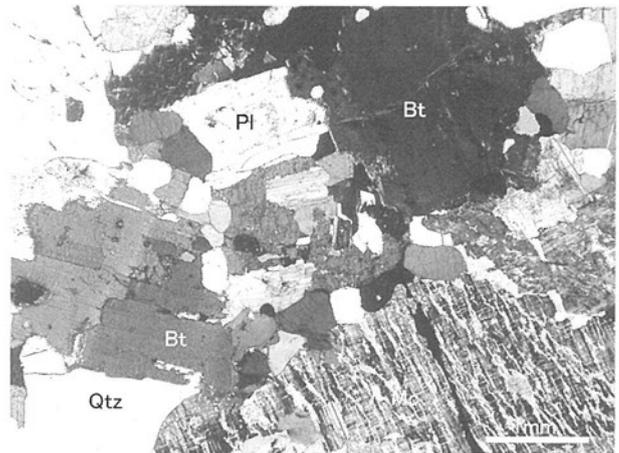
**岩石記載** 粗粒黒雲母花崗岩 (GSJ R88480/041129-2) : 須砂渡ダム南方の土砂採取場、標高870m。第4.1表の no.041129-2

[主成分鉱物] アルカリ長石≒石英≒斜長石>>黒雲母

[副成分鉱物] ジルコン・モナズ石・アパタイト

粗粒白色の黒雲母花崗岩で、露頭では1cm前後の黒雲母・アルカリ長石が集合しペグマタイト質となる岩相が観察できる。鏡下では、アルカリ長石は石英・斜長石の粒間を充填した産状を示す。典型的なマイクロクリン組織が観察され、ひも状-数珠状のパーサイト組織が発達している (第4.6図)。石英には、弱い波動消光が認められる。斜長石は、オリゴクレーヌ組成で、コアの一部では汚濁化し微細な白雲母を生じていることがあるもの、おおむね新鮮である。黒雲母は緑泥石化しておらず、極めて新鮮で、暗褐色の軸色 (Y=Z) を示すが、結晶の外縁部の一部には緑色の軸色を示すことがある。モナズ石やジルコンを包有し、その周

圍には顕著な多色性ハローを生じている。石英や斜長石中には、まれに白雲母結晶が含まれることがある。



第4.6図 有明花崗岩 (Gab ; 粗粒黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真

安曇野市堀金、鳥川右岸の採土場跡 (標高850m)。直交ポーラー。

##### 4. 5. 2 周縁岩相 (有明 C 型, Gac)

**模式地** 安曇野市、満願寺近傍の北沢沿いの林道。

**分布** 川窪沢川上流の北沢及び浅川沿いと、北沢より東側の山地一帯。須砂渡では、古城山付近で美濃帯付加体と接する部分に沿って、本岩相が露出する。

**貫入関係** 安曇野市堀金、須砂渡では主岩相に近接しているが、明瞭な境界は見出せなかった。

**岩相** 中-細粒の黒雲母花崗岩で、石英やアルカリ長石が斑状を示すことがある。

**岩石記載** 細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R88482/041129-4) : 安曇野市、川窪沢川支流北沢、林道沿い露頭。標高865m。

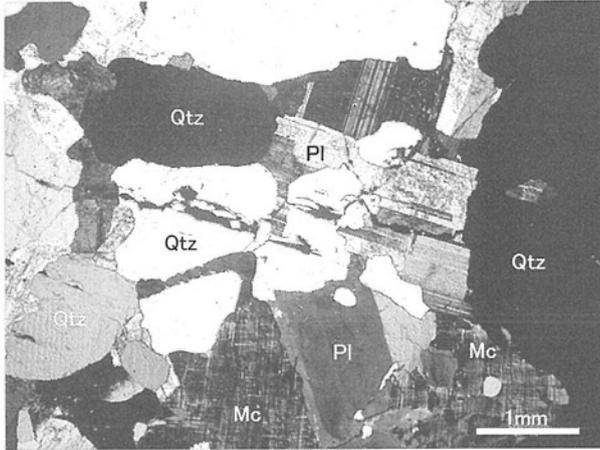
[主成分鉱物] 石英≒斜長石≒アルカリ長石>黒雲母

[副成分鉱物] ジルコン・モナズ石・アパタイト

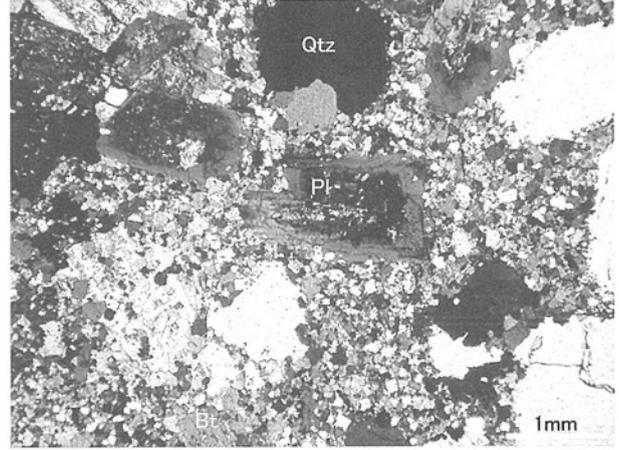
肉眼では、5mm 径ほどの灰色の石英斑状結晶が、1~2mm 径の長石・石英・黒雲母からなる細粒基質中に含まれている。鏡下では、石英斑状結晶は弱い波動消光を示すものの、基質部の石英は波動消光を示さない (第4.7図)。斜長石はオリゴクレーヌ組成で、一部が汚濁化し微細な白雲母を生じている。アルカリ長石は汚濁しており、間隙充填状の産状を示し、ひも-数珠状のパーサイト組織ともややとした消光が観察される。黒雲母はほぼ新鮮で、褐色の軸色 (Y=Z) を示し、モナズ石やジルコンを包有する場合には周囲に多色性ハローを生じている。

#### 4. 6 金松寺花崗岩 (Gk)

**命名・模式地** 新称。松本市梓川田屋、金松寺南西の



第4.7図 有明花崗岩 (Gac; 細粒黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真  
安曇野市穂高, 川窪沢川(標高850m). 直交ポーラー.



第4.8図 金松寺花崗岩 (Gk; 斑状黒雲母花崗岩) の偏光顕微鏡写真  
松本市梓, 田屋. 直交ポーラー.

山裾に露出する岩株状小岩体を, 金松寺花崗岩と呼ぶ.

**分布** 模式地付近に限定されて露出.

**貫入関係** 美濃帯付加体の島々コンプレックス中に貫入しているが, 熱変成作用は数十mの狭い範囲に限定されている.

**岩相** 斑状黒雲母花崗岩からなり, 有明C型の岩相に類似している.

**地質時代** 放射年代値の報告はないが, 有明花崗岩類の岩相を示し, 古第三紀初頭の岩体であろう.

**岩石記載** 斑状細粒黒雲母花崗岩 (GSJ R88484/MH-1): 松本市梓川, 田屋西方山腹の露頭. 標高860m.

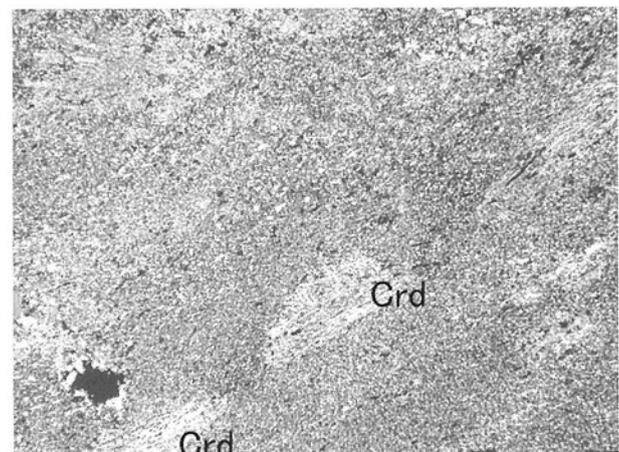
[主成分鉱物] 石英≒斜長石≒アルカリ長石>黒雲母

[副成分鉱物] ジルコン・アパタイト・モナズ石

顕著な斑状組織を示す黒雲母花崗岩で, 0.05~0.1mm径の石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母からなる細粒基質中に, 石英(1~4mm径)・アルカリ長石(1~4mm径)・斜長石(1~4mm径)・黒雲母(1~3mm径)の斑状結晶を含む(第4.8図). アルカリ長石は, 基質中の結晶も斑状結晶もマイクロクリン組織を示す. 斜長石斑状結晶はオリゴクレス組成を示し, 弱い累帯組織を示す. 中心部は汚濁し, 0.1mm前後の白雲母を生じている. 黒雲母は累帯組織を示す斑状結晶が多数含まれ, 軸色(Y=Z)が赤褐色を示す中心部から淡緑色を示す外縁部へと明瞭な変化を示す. 副成分鉱物としてアパタイトとモナズ石を含み, ともに黒雲母中の包有結晶として見出されることが多い. 後者は, 黒雲母に対し顕著な多色性ハローを与えている.

#### 4.7 熱変成作用

花崗岩類の母岩である美濃帯付加体には, 2km近い幅の熱変成帯が形成されている. こうした熱変成領域は, 一ノ沢, 二ノ沢など烏川左岸一帯, 川窪沢流域, 烏川右岸の古城山周辺に確認される. これらの地域では, 泥質岩で黒雲母や堇青石(第4.9図)などの変成鉱物が, 砂質岩で黒雲母のデカッセイト組織が, チャートでは石英の再結晶組織が観察できる. 地質図では, 熱変成に伴うこうした変化が確認できた領域(金赤色での縦線領域)を示すととともに, 泥質岩で堇青石が出現する地点を堇青石アイソグラッドとして線で表示した. 堇青石アイソグラッドは, 一ノ沢花崗岩の周囲では接触境界から300~600mの距離に出現し, 安曇野市穂高の満願寺付近では, 有明花崗岩から600mの距離に出現するが, 後者は活断層などの変移により接触面からの正確な距離を求めることは困難である.



第4.9図 堇青石ホルンフェルスの偏光顕微鏡写真  
安曇野市穂高, 一ノ沢. 直交ポーラー. Crd(堇青石).

## 第5章 新 第 三 系

(小坂共栄・原山 智・大塚 勉)

### 5. 1 概要・研究史

北部フォッサマグナの新第三系-第四系は下位から内村、別所、青木、小川、柵、猿丸の6層に区分される。それらは、地質構造の特徴から西頸城帯、水内帯、高井-美ヶ原帯、小諸陥没盆地、大峰帯に区分されている(小坂ほか, 1992; 第5.1図)。松本図幅に分布する新第三系の大部分は、地質構造的には水内帯(小坂ほか, 1992)に属し、その南端部に位置している。また、図幅東縁部は、内村層分布域の中-西部にあたり、地質構造上は高井-美ヶ原帯に属する。水内帯は褶曲帯とも呼ばれ、別所層から猿丸層までの碎屑岩類を主体とする地層が南北~北北東-南南西方向の軸をもった褶曲構造をとって広く分布している。松本図幅内の水内帯に属する地層に関する序学的な研究としては、田中・関(1966)があり、内村層、別所層、青木層に相当する地層が分布する。高井-美ヶ原帯の中核をなして分布する内村層やその相当層は、岩相的には主に火砕岩及び溶岩からなる中-東部と、主に礫岩、砂岩、泥岩などの碎屑岩類からなる西部におおよそ分けられ、両岩相は同時異相の関係にある(内村団体研究グループ, 1953; 歌代ほか, 1958, 佐藤・小坂, 1993, 山田ほか, 2004; 第5.2図)。これらの地層はおおよそ北北西-南南東走向で北へ傾斜し、北が上位の構造を示している。佐藤・小坂(1993)は、内村地域中部における火砕岩及び溶岩と堆積岩類との指交関係の詳細や地質構造について明らかにした。内村地域中-西部の碎屑岩類については、山田ほか(2004)が層序学的な特徴を明らかにした。松本図幅の北東端には水内帯の別所・青木層に相当する碎屑岩類が、内村層の上位層として開いた褶曲構造をとって分布する。

### 5. 2 内村層(Uf, Uy, Ua, Ui, Uh, Uk)

**命名** 本間(1927)が、本図幅東方の和田図幅内の上田市西内-鹿教湯温泉(旧丸子町)にかけての内村川沿いからその南方の内村山地に分布する火山岩、堆積岩主体の地層に対して命名。内村層は、山地内東部では緑色変質した火山岩類、西部では正常碎屑岩類が分布し、両者が大規模な同時異相の関係にあることが知られている(内村団体研究グループ, 1953; 歌代ほか, 1958)。本図幅は西部地域にあたっており、主として礫岩・砂岩・泥岩が分布している。松本図幅の内村層について、山田ほか(2004)は下位から藤井砂岩泥岩部層、山田砂岩礫岩

部層、浅間峠砂岩泥岩部層、一の瀬砂岩礫岩部層、細尾の滝火山岩部層、刈谷原砂岩泥岩部層の各部層に区分したが、相互に指交する関係が多い。今回の報告書では層序区分を岩相の特徴に沿って見直した結果、内村層を下部・中部・上部の3つに区分整理し、従来の各部層については岩相ユニットして扱うことにした(第5.2図)。

北西縁部には北北東-南南西方向の軸を持つ閉じた形態の背斜構造(伊深背斜: 田中・関, 1966)が、また北部では北東に緩く開いた向斜構造がみられる。内村層の地質年代に関しては、小坂ほか(1989)、中山(1998)によって浮遊性有孔虫化石の報告があり、本層最上部の刈谷原砂岩泥岩相の年代がBlow(1969)のN8とされている。また、Kosaka *et al.*(1998)が本層中部(山田砂岩礫岩相)の凝灰岩のフィッシュトラック年代を15.8±1.3Maと報告している。

#### 5. 2. 1 下部 藤井砂岩泥岩相(Uf)

**命名・模式地** 小坂・山岸(1988)の藤井砂岩泥岩部層を山田ほか(2004)が再定義したものに相当する。田中(1951)の藤井砂岩頁岩互層、歌代ほか(1958)の本郷層の下部に相当する。模式地は松本市浅間温泉周辺。

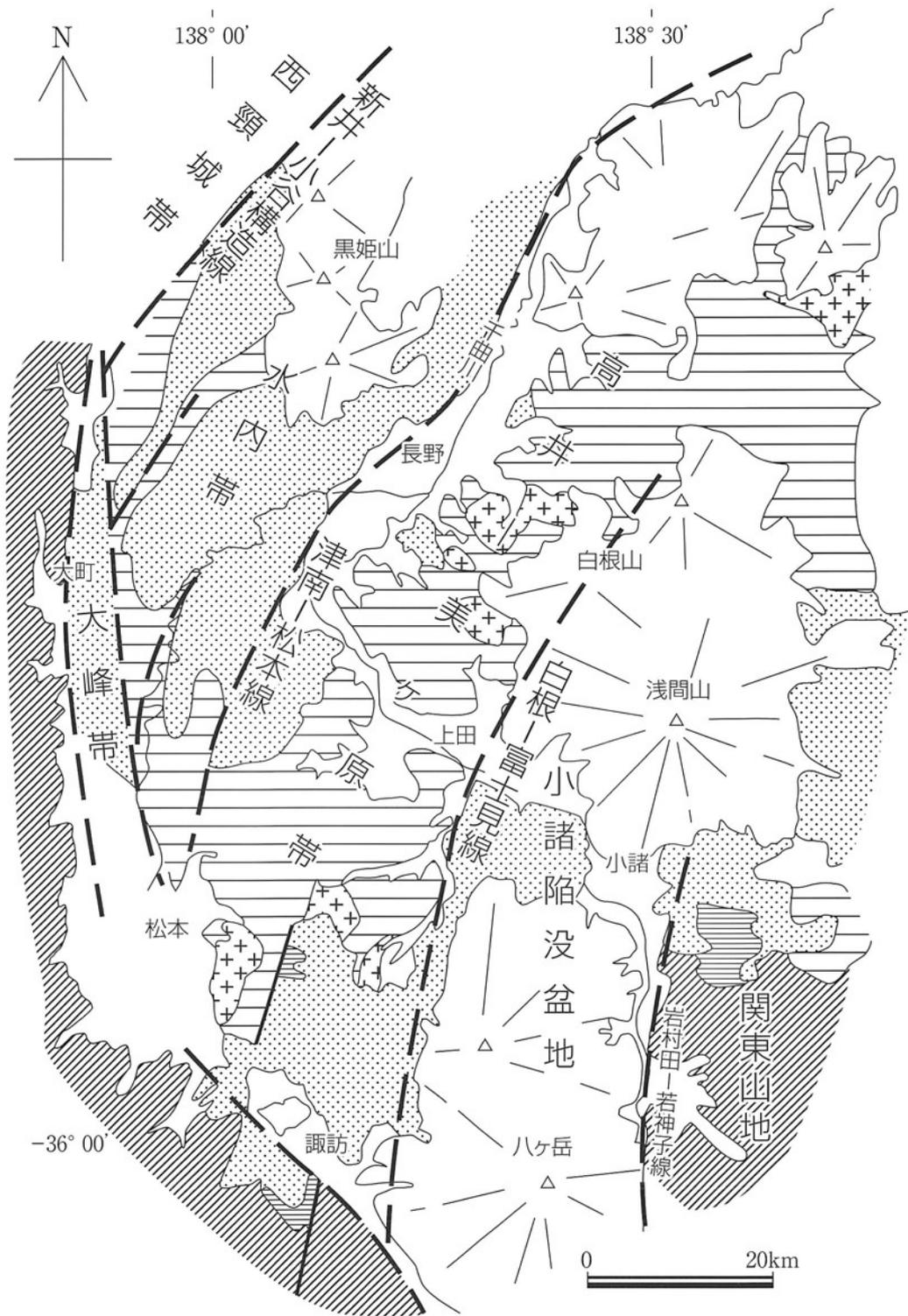
**分布・層厚** 松本市伊深から浅間温泉、東側に隣接する和田図幅の藤井にかけて広く分布する。更に東方の足浦沢上流から袴越山北麓にかけても帯状に分布する。下限は不明だが、浅間温泉周辺で最も厚く約350m以上。南東部ほど薄くなる傾向にある。

**岩相** 主に黒色泥岩、砂岩泥岩互層からなる。模式地付近では下位から黒色泥岩、茶-暗灰色の砂質泥岩、泥岩優勢砂岩泥岩互層、砂岩優勢砂岩泥岩互層(第5.3図)へと累重する。泥岩は一般に黒色塊状で、部分的に茶-暗灰色を呈する砂質泥岩層や厚さ数mmの細粒砂岩が挟まれ、まれに生痕化石が認められる。砂岩は細-極細粒で、泥岩の上位に明瞭な基底面をもって累重する。

**対比・層序関係** 松本図幅内では下限不明。和田図幅内の船ヶ沢や中の沢では、本相の礫質砂岩や塊状砂岩中にあやし沢火砕岩部層(山田ほか, 2004)の溶岩及び火砕岩層が挟在し、内村地域中-東部の火山岩層とは指交関係にある。また、山田砂岩礫岩相に整合に覆われる。

**化石・年代** 本岩相から以下のような有孔虫化石が産出する(第5.1表)。しかし明確な年代を指示するものはない。

**地質構造** 伊深背斜に規制され、その両翼部を構成する。

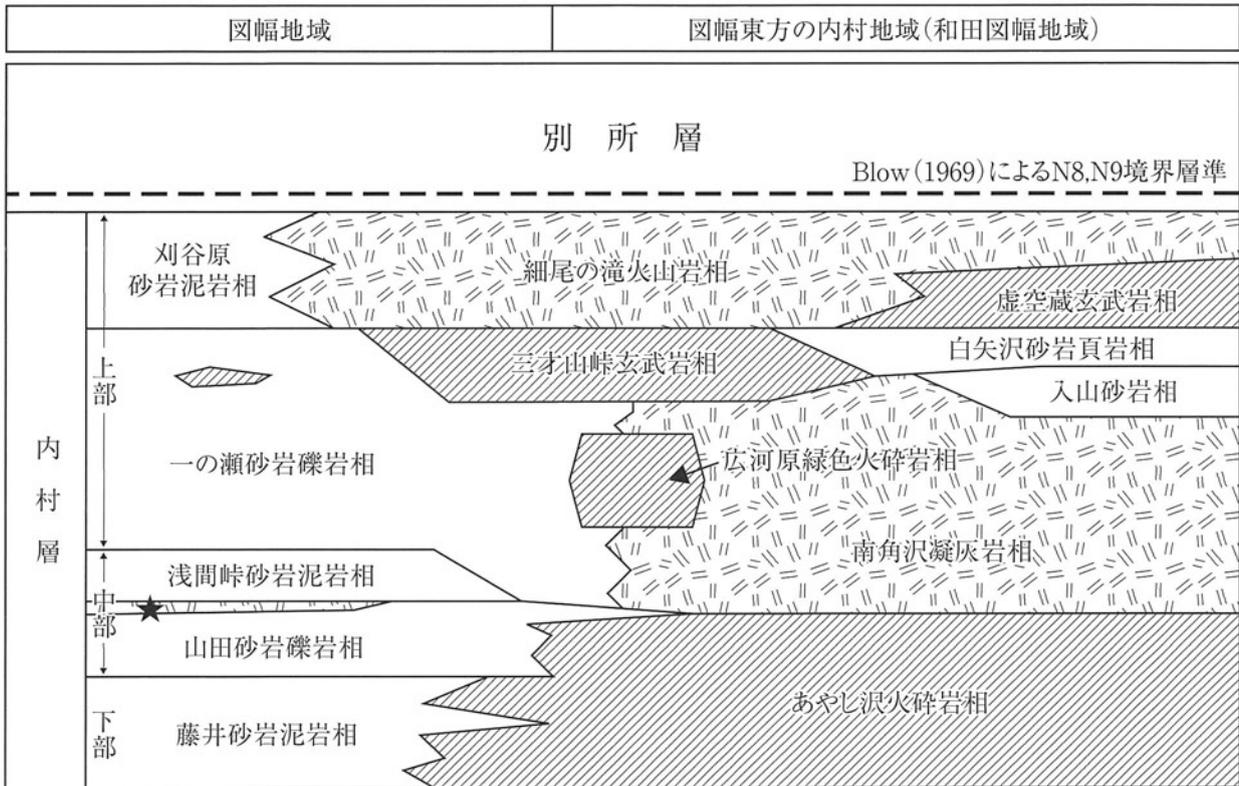


凡例		完新統		第四紀火山		鮮新～下部更新統		中新世花崗岩類
		中～上部中新統		下部中新統		古期岩類		

第5.1図 北部フォッサマグナ新第三系の地帯構造区分  
小坂ほか (1992) に基づく。

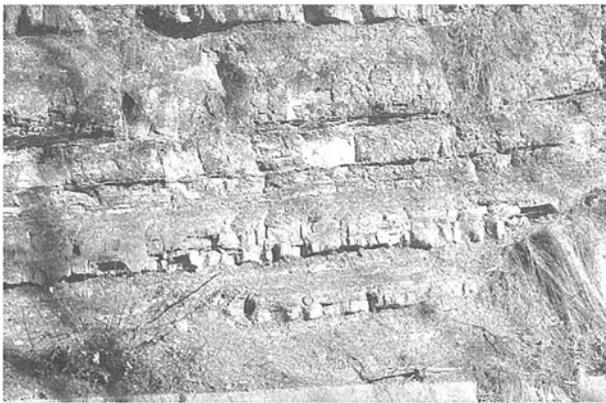
West

East



★15.8±1.3Ma (FT)

第5.2図 松本図幅と東方地域の内村層が同時異相の関係にあることを示す模式層序図  
山田ほか (2004) に加筆修正.



第5.3図 藤井砂岩泥岩部層の泥岩砂岩互層  
浅間温泉北方の県道沿い.

### 5.2.2 中部 山田砂岩礫岩相 (Uy)

**命名・模式地** 小坂・山岸 (1988) が定義し, 山田ほか (2004) が再定義した山田砂岩礫岩部層に相当するが, 松本図幅では内村層中部の岩相ユニットとして扱う. 歌代ほか (1958) の本郷層の中部に相当する. 模式地は, 松本市浅間温泉山田付近.

**分布・層厚** 浅間温泉北方の北洞から, 稲倉付近にかけて南北方向で分布するほか, 松本市中山から下和泉, 千

鹿頭山にかけても分布する. また, 隣接する和田図幅内の船ヶ沢, 中の沢にも広く分布する. 本相は断層で寸断されることが多く, 正確な層厚は不明だが, 山田付近では約250m, 船ヶ沢では約400mとなる.

**岩相** 細-中礫からなる礫岩, 砂岩及び岩泥岩互層からなる. 最上部層準に白色の珪長質凝灰岩を挟在する. 本相は松本図幅西部から東部に向かって細粒化する傾向がある.

礫岩は亜円-円礫を主体とする基質支持礫岩である. 一般に淘汰は良い. 砂岩は粗-中粒で凝灰質なものが多い. これらにはトラフ型斜交層理や平行葉理が発達する. 礫岩から砂岩へ上方細粒化 (厚さ1~4m) を示すことが多い. 砂岩泥岩互層は泥岩優勢で, 基底部に泥質偽礫を含む礫岩を伴うことが多い. この礫岩層は側方への連続性が悪い. また, 炭質薄片を多く含み, 非常に保存の悪い植物化石が層理面, 葉理面上に産する. 珪長質凝灰岩は, 最大層厚20mで淡緑から灰色を呈す. 径1cmほどの火山礫や長石, 石英粒子を含み, 非常に固結度の高い部分もある.

**層序関係** 隣接する和田図幅内の船ヶ沢 (第5.4図の柱状番号15), 中の沢 (第5.4図の柱状番号17) では, 本相の礫質砂岩や塊状砂岩中にあやし沢火砕岩相の溶岩及

底生有孔虫

*Ammodiscus incertus* (d'Orbigny)  
*Cribrostmoides* sp.  
*Cyclammina* sp.  
*Dorothia* sp.  
*Fronicularia* sp.  
*Goesella* sp.  
*Haplophragmoides* spp.  
*Martinottiella* sp.  
*Signoilopsis* sp.  
*Textularia* spp.  
*Trochammina* sp.

*Ammonia takanabensis* (Ishizaki)  
*Ammonia* sp.  
*Bulimina striata* d'Orbigny  
*Cibicides* sp.  
*Dentalina* sp.  
*Fissurina* sp.  
*Globo. bulimina* sp.  
*Nonion?* sp.  
*Pullenia bulloides* (d'Orbigny)  
*Valvulinella nipponica* Ishizaki

浮遊性有孔虫

*Globigerina praebulloides* Blow  
*Gg. falconensis* Blow  
*Globigerinoides? sicanus* De Stefani  
*Gs. immaturus* Leroy  
*Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina* (Schwager)  
*Globigerinita glutinata* (Egger)

び火砕岩層が挟在され、両者は指交関係にある。また、浅間峠砂岩泥岩相に整合に覆われる。

**化石・年代** 化石の産出報告はない。Kosaka *et al.* (1998) は、浅間温泉付近の本相中の珪長質凝灰岩から 15.8 ± 1.3Ma のフィッシュントラック年代を報告している。

**地質構造** 伊深背斜に規制され、その両翼部を構成する。東翼部の本層は 10° 程度の緩傾斜であるが、西翼部は 50° 以上の急傾斜を示す。図幅南部の中山地域では南北走向で東側に緩く傾く構造をとる。

5.2.3 中部 浅間峠砂岩泥岩相 (Ua)

**命名・模式地** 小坂・山岸 (1988) や山田ほか (2004) の浅間峠砂岩泥岩部層に相当するが、松本図幅では岩相ユニットとして扱う。歌代ほか (1958) の本郷層の中部に相当する。模式地は東隣の和田図幅内の松本市浅間温泉東部の浅間峠付近。

**分布・層厚** 松本市<sup>しなぐら</sup>稲倉から、隣接する和田図幅内の浅間峠・船ヶ沢・中の沢にかけて分布する。層厚は、稲倉付近で約 400m 東隣の和田図幅に向かって薄くなる傾向にある。

**岩相** 主に泥岩及び砂岩泥岩互層からなり、東部では細粒の珪長質凝灰岩の薄層を挟在する。砂岩は主に細-中礫を含む細-中粒砂からなり、平行葉理、斜交葉理が発達し、基底面にはしばしば底痕がみられる。泥岩にはわずかに生痕化石が認められ、まれに細粒砂岩の薄層が挟まれる。

**層序関係** 本岩相は山田砂岩礫岩相の上位に整合的に重

なり、一の瀬砂岩礫岩相に整合に覆われる。

**化石** 小坂ほか (1989) は、本相から第5.2表に示した浮遊性有孔虫化石を報告したが、年代は不明としている。

**地質構造** 伊深背斜に規制され、その両翼部を構成する。下位層と同様に東翼部が緩傾斜、西翼部が急傾斜の非対称背斜の形態を示す。

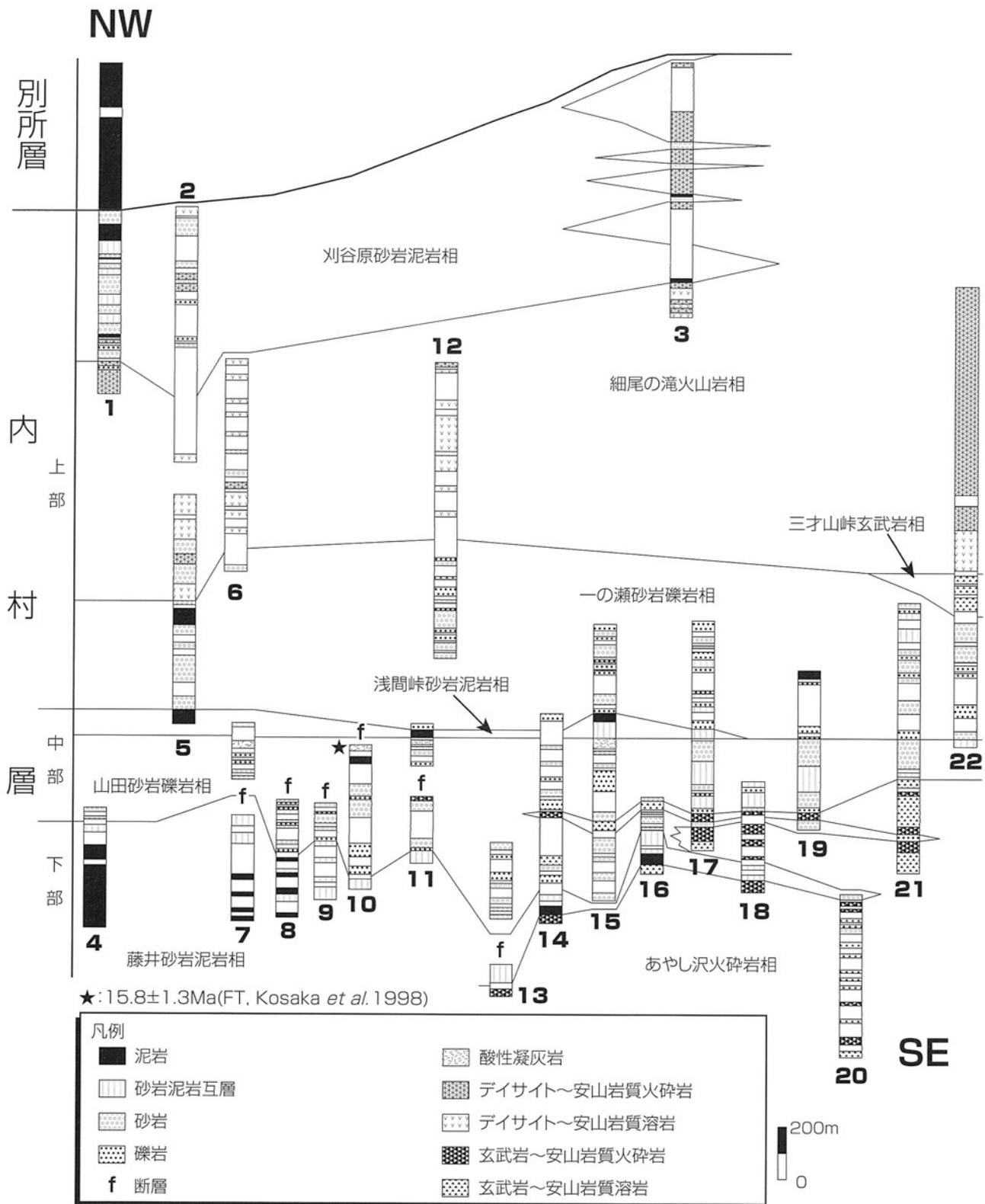
5.2.4 上部 一の瀬砂岩礫岩相 (Ui)

**命名・模式地** 小坂・山岸 (1988) や山田ほか (2004) が定義した一の瀬砂岩礫岩部層に相当するが、松本図幅では内村相中部層の岩相ユニットとして扱う。歌代ほか (1958) の本郷層の上部に相当する。模式地は<sup>しなじょう</sup>隣接する和田図幅内の船ヶ沢下流域から一の瀬、及び品庄<sup>しなじょう</sup>にかけて。

**分布・層厚** 伊深<sup>じょうやま</sup>城山、稲倉峠、更に隣接する和田図幅内の三才山峠にかけて広く分布する。稲倉付近では約 400m である。

**岩相** 主に大-中礫を主体とする礫岩と砂岩、泥岩からなる。模式地では、下位から礫岩層、含礫泥岩層を挟在する礫岩層、塊状砂岩層の累重がみられる。

下部の礫岩は厚さ 0.2 ~ 0.5m ほどで亜円-超円礫からなり淘汰が良い。覆瓦構造がしばしば認められ、基底部に逆級化構造が発達する。本相の中部にはしばしば含礫泥岩層が挟在される。含礫泥岩中の礫の特徴は礫岩層中のそれと同様であるが、明瞭な堆積構造は示さず塊状である。層厚は 1 ~ 5m ほどである。本相上部の塊状砂岩は厚さ 0.8 ~ 1m ほどで中-細粒砂からなる。基底部



第5.4図 松本図幅及び東方地域の内村層の柱状対比図  
山田ほか (2004) に加筆修正

第5.2表 内村層中部 浅間峠砂岩泥岩相から産出した浮遊性有孔虫化石 (小坂ほか, 1989).

*Globigerina angustiumbilitata* Bolli  
*Gg. bulloides* d'Orbigny  
*Gg. druryi* Aker  
*Gg. eamesi* Blow  
*Gg. falconensis* Blow  
*Gg. praebulloides* Blow  
*Gg. sp.*  
*Globorotalia archeomanardii* Bolli  
*Gr. panda* Jenkins  
*Gr. praescitula* Blow  
*Gr. scitula* (Brady)  
*Gr. sp.*

*Globoquadrina dehiscens*  
 (Chapman, Parr and Collins)  
*Gq. baroemoenensis* Leroy  
*Gq. venezuelana* (Hedberg)  
*Gq. sp.*  
*Dentoglobigerina altispira altispira*  
 (Cushman and Jenkins)  
*Globigerinella obesa* (Bolli)  
*Gg. sp.*  
*Globigerinita glutinata* (Egger)  
*Sphaeroidinellopsis disjuncta* (Finlay)  
*Ss. seminulina* (Schwager)  
*Orbulina bilobata* (d'Orbigny)

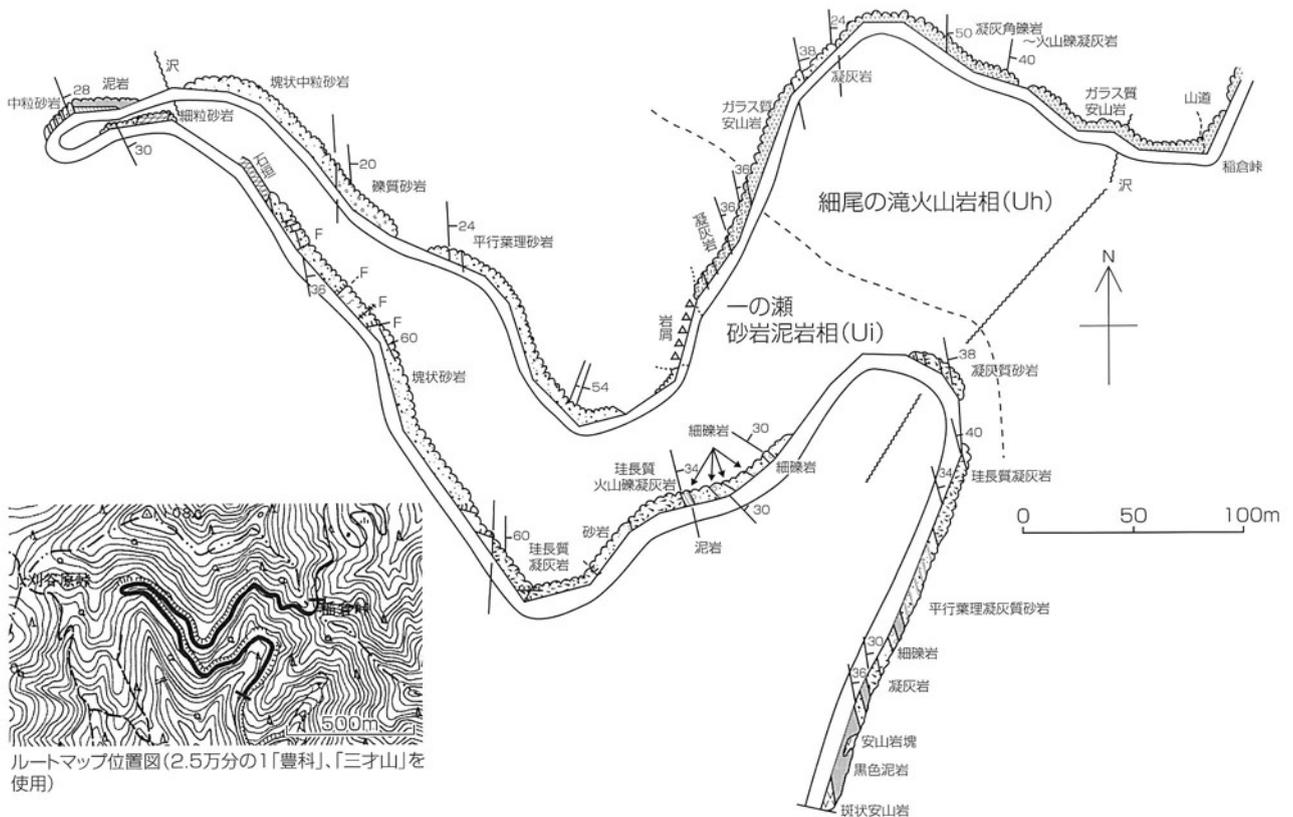
には細礫や泥質偽礫を含み、まれに級化構造が認められる。炭質物に富み、巢穴化石が発達する部分もある。本相最上部は全体的に凝灰質となり(第5.5図)、しばしばトラフ型斜交層理が観察される。

**層序関係** 本岩相は、浅間峠砂岩泥岩相の上位に整合に重なり、細尾の滝火山岩相に整合に覆われる。

**地質構造** 伊深背斜に規制され、その両翼部を構成する。下位層と同様に東翼部が緩傾斜、西翼部が急傾斜の非対称背斜の形態を示す。

### 5.2.5 上部 細尾の滝火山岩相(Uh)

**命名・模式地** 佐藤・小坂(1993)が定義した細尾の滝火山岩部層に相当するが、本研究報告では指交関係の多い内村層の層序関係を整理し、刈谷原砂岩泥岩相とともに内村層上部層の岩相ユニットとして扱う。杉山ほか(1973)の細尾の滝安山岩層を山田ほか(2004)が再定義したものに相当する。歌代ほか(1958)の富士山層の上部、田中・関(1966)の稲倉峠ガラス質安山岩層に相当する。模式地は、東隣和田図幅内の細尾の滝周辺。



第5.5図 稲倉峠付近のルート図

**分布・層厚** 細尾の滝周辺から三才山峠、戸谷峰、稲倉峠にかけて連続的に分布し、更に松本図幅内ではやや層厚を減じながら伊深城山から芥子望主山にかけて分布する。第5.5図に稲倉峠付近でのルート図を示す。

層厚は模式地から三才山峠にかけてが最も厚く1,400～1,100mで、松本図幅内では100～200mで、東部ほど厚くなる傾向を示す。2006年に松本市街地で掘削された温泉ボーリング〔梓の湯〕では、地下682～1,050mにかけて本相に相当する変質火山岩や凝灰質岩が見いだされた（向井ほか、未公表）。

**岩相** 淡緑色を呈した安山岩-デイサイト質の溶岩及び同質の火砕岩からなる。

溶岩は変質して淡緑色を呈する部分が多いが、黒色ガラス質溶岩がしばしばみられる。火山礫凝灰岩、凝灰質砂岩も産し、これらに含まれる火山岩片は一般に複輝石安山岩からなり、まれにデイサイト質溶岩が認められる。黒色ガラス質安山岩は、鏡下においてシソ輝石、普通輝石が斑晶として認められ、石基は均質でガラス質である。野外で灰色を呈し斜長石の目立つ火山岩は、鏡下では初生的な有色鉱物はほとんどなく緑泥石などの変質鉱物が認められる。

**層序関係・対比** 一の瀬砂岩礫岩相の上位ある刈谷原砂岩泥岩相に整合に覆われるが、松本図幅では本相の溶岩、火砕岩中に刈谷原砂岩泥岩相の凝灰質砂岩、礫岩を挟在し、東方の和田図幅では両岩相は指交関係にある（第5.4図の柱状番号3）。

### 5.2.6 上部 刈谷原砂岩泥岩相 (Uk)

**命名・模式地** 田中・関（1966）が刈谷原凝灰質砂岩砂質泥岩互層と命名し、その後山田ほか（2004）が刈谷原砂岩泥岩部層と再定義した。本研究報告では、指交関係の多い内村層の層序関係を整理し、本相を細尾の滝火山岩相とともに内村層最上部の岩相ユニットとして扱う。模式地は松本図幅の北東端に位置する、稲倉峠西方の沢。

**分布・層厚** 稲倉峠、伊深城山など松本図幅北東部に分布。層厚は模式地で最も厚く最大450m。

**岩相** 主に凝灰質砂岩、砂質泥岩、泥岩からなる。凝灰質砂岩には級化構造、カレントリップルなどが発達する。また、泥岩偽礫を含むこともあり、底面はしばしば下位層を削り込む。砂質泥岩には平行葉理が発達し、ごくまれに生物擾乱が認められる。泥岩は炭質物片を含みやや凝灰質で、まれに平行葉理が認められる。岩相が凝灰質砂岩から砂質泥岩、泥岩に漸移することもあり、しばしばブーマシーケンス (Bouma, 1962) の Ta, Tb, Td に相当する岩相が認められるタービダイトである。局所的にスランプ構造が認められる。

**対比・層序関係** 本岩相は細尾の滝火山岩相を整合に覆うが、松本図幅東部において一部指交関係にある。また、別所層に整合に覆われる。

**化石・年代** 中山（1998MS）は、本相中から第5.3表のような有孔虫化石を発見、報告している。年代は、*Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *Praeorbulina glomerosa circularis* などが産出することから N8 としている。

**地質構造** 伊深背斜に規制されているが、その程度は下位層に比べて弱い。しかし、背斜の軸部付近の本層は80°～90°の急傾斜を示し、一部逆転する部分もある。西方では白牧向斜の東翼部を構成し、北東-南西走向で30°～50°程度の北西傾斜の構造を取っている。

## 5.3 別所層 (Bt)

**命名・模式地** 本間（1927）によって、上田市別所付近を中心に分布する黒色泥岩からなる地層に対し命名された。本来の模式地は、上田市別所の別所温泉付近である。

長野県東部・中部・北部地域にかけてほぼ同一の岩相で広く分布する。各地域ごとに異なった地層名が与えられていることが多い。本図幅内では、田中・関（1966）によって田沢黒色泥岩層と一括され詳しく記載された。

### 5.3.1 田沢黒色泥岩部層 (Bt)

**命名** 田中・関（1966）が命名。松本図幅内では、安曇野市田沢の大口沢で模式的な露出が観察できる。

**分布・層厚** 安曇野市田沢から中川手にかけての山地西縁部及び濁沢中流部から松本市錦部にかけて分布。松本市新橋の河床や、平瀬川西の清掃工場（ラーラ松本）に沿った奈良井川兩岸、更に下流の梓川合流点を過ぎた犀川兩岸にも類似層が点々と露出する（第5.6a, b 図）。このほか、安曇野市熊倉宮下の段丘崖にも薄い未固結礫層に覆われた別所層が確認され（第5.6c 図）、松本市新橋から安曇野市熊倉にかけての現河床沿いの南北に延びた領域には地下浅所に広く別所層が分布していることを示している。層厚は、田沢付近で400m、錦部付近で650mと東に向かって厚くなる傾向が認められる。

**岩相** 塊状で層理や葉理のみられない単調な泥岩が特徴である。一般に非常に固結度が高く、鋭角な断面を持った小片に割れる。新鮮な状態では黒色を呈するが、風化するにつれて白色化し、小片に砕ける。模式地の大口沢では、層厚10cm前後の弱い葉理の見られる細粒砂岩層がまれに挟まれる。安曇野市白牧西方から田沢にかけての本層最上部では、黒色泥岩中に細-中粒砂岩がしばしばはさまれており、上位の青木層白牧砂岩礫岩部層に整合漸移している（第5.7図）。

**層序関係** 内村層の上部相とは整合関係で、上位に重なる。

**化石** 安曇野市塔ノ原の東方では *Adulomya uchimuraensis* KURODA, *Volsella akanudaensis* (KURODA) などの軟体動物化石を産出する（田中・関、1966）。また、中

底生有孔虫

*Haplophragmoides* sp.  
*Angulogerina* sp.  
*Anomalinoidea* sp.  
*Cibicides tani* Iwasa and Kikuchi  
*Cibicidoides asanoi* (Matsunaga)  
*C. mediocris* (Finlay)  
*C.* sp.  
*Criboelphidium yabei* (Asano)  
*Dentalina decepta* (Bagg)  
*Elphidium sendaiense* Takayanagi  
*Epistominella pulchella* Husezuma and Maruhasi  
*Fissurina* sp.  
*Glandulina laevigata* (d'Orbigny)  
*Globobulimina pupoides* (d'Orbigny)  
*G.* sp.  
*Gyroidina* sp.

*Hanzawaia tagaensis* Asano  
*Melonis pompilioides* (Fichtel and Moll)  
*Nonion* cf. *nakosoensis* Asano  
*N.* sp.  
*Nonionellina* sp.  
*Nonionella miocenica* Cushman  
*Quadriformina laevigata* (Phleger and Parker)  
*Quinqueloculina* cf. *seminulum* (Linne)  
*Rutherfordoides mexicana* (Cushman)  
*R.* sp.  
*Sphaeroidina japonica* Asano  
*S.* sp.  
*Stainforthia* sp.  
*Uvigerina proboscidea* Schwager  
*Valvulineria nipponica* Ishizaki

浮遊性有孔虫

*Globigerina eamesi* Blow  
*Gg. praebulloides* Blow  
*Gg. falconensis* Blow  
*Gg. woodi* Jenkins  
*Gg.* sp.  
*Globigerinoides obliquus* Bolli  
*Gs. triloba* (Reuss)  
*Gs. sicanus* De Stefani  
*Gs. quadrilobatus* (d'Orbigny)  
*Gs.* sp.

*Praeorbulina glomerosa glomerosa* (Blow)  
*Pr. glomerosa circularis* (Blow)  
*Globorotalia peripheroronda* Blow and Banner  
*Sphaeroidinellopsis disjuncta* (Finlay)  
*Ss. seminulina seminulina* (Schwager)  
*Globigerinina glutinata* (Egger)  
*Globigerinella obesa* (Bolli)

山 (1998MS) は、松本図幅の別所層の下部層準から第5.4表のような有孔虫化石を発見、報告している。別所層の下部層準において、N8を最終出現とされる *Globorotalia bella*, *Globorotalia zealandica* などが産出するとともに、N8の特徴種である *Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Pr. glomerosa glomerosa*, *Pr. glomerosa circularis* などが内村層刈谷原砂岩泥岩相に引き続き産出する。更にその上位からはN9を初出とする *Orbulina suturalis* が産出し始めることから、本層の下部層準中にN8とN9境界が存在すると考えられる (中山, 1998MS)。奈良井川沿いの露頭からは、今回の調査で二枚貝化石を見いだしている (第5.6b図)。

**地質構造** 分布の西半部は南北方向をとる閉じた形態の白牧向斜に規制され、東西両翼ともに70°～80°の急傾斜部分が多い。東半部では次第に緩傾斜となり、走向も南北から東西方向へ次第に変化する傾向を示す。また、図幅北東部の錦部付近では北北東方向の軸をもつ開いた向斜構造が見られる。

5.4 青木層 (Ah, Ak)

**命名** 本間 (1927) が、長野県小県郡青木村付近に分布する砂岩、泥岩及びその互層を主体とする地層に対し命名した。本図幅内では、田中・関 (1966) が岩相にもとづいて白牧砂岩礫岩部層、北山泥岩砂岩部層に区分した。

**模式地** 本来の模式地は、北東に位置する坂城図幅内の青木村木戸付近から修那羅峠に至る県道沿い。

5.4.1 白牧砂岩礫岩部層 (Ah)

**命名・模式地** 田中・関 (1966) が命名。安曇野市白牧を模式地とする。

**分布・層厚** 松本市下田付近から安曇野市光城山・白牧にかけての山地中腹部と、安曇野とよしなゴルフ場付近から大口沢・高萩にかけて分布 (第5.7図)。層厚は模式地付近で350m。

**層序関係・対比** 下位の田沢黒色泥岩層を整合に覆い、上位の北山泥岩砂岩部層に整合に覆われる (第5.7図)。

**層相** 模式地付近では、炭質物や細礫を含む層厚80cmの細-中粒砂岩層や、層厚10cmほどの細粒砂岩と泥岩



第5.6図 犀川沿いに露出する別所層

(a) 犀川沿いに露出した別所層の黒色泥岩

平成19年度に行われた河川改修工事の際に、右岸の河床砂礫層（厚さ1.5m）の下に黒色泥岩が露出した。左岸側では河床から約2mの位置に同様な泥岩層が露出した（2007年12月14日撮影）。

(b) 犀川沿いの別所層黒色泥岩中の二枚貝化石

二枚貝化石の長さは約10cm.

(c) 安曇野市熊倉の段丘崖に露出する別所層

の互層からなる。安曇野市大口沢では、こぶし大のチャート亜円礫からなる礫岩層、塊状細粒砂岩層、礫まじり泥岩層などからなり、側方への岩相変化が激しい。

**化石** 産出の報告はない。

**構造** 模式地から松本市下田にかけての白牧向斜西翼では、 $N10^{\circ} \sim 30^{\circ} W$ の走向で $60^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ の急傾斜を示す。大口沢から下田にかけての向斜東翼部では $N10^{\circ} \sim 30^{\circ} E$ 走向で、 $40^{\circ} \sim 80^{\circ} W$ 傾斜を示す。

#### 5.4.2 北山泥岩砂岩部層 (Ak)

**命名・模式地** 田中・関（1966）が命名。模式地は松本図幅外の安曇野市北山に設定されているが、本図幅内では安曇野市田沢付近（高松沢）に良く露出する。

**分布・層厚** 安曇野市矢沢・麻生・子ノ神・五常など白牧向斜東西両翼部にひろく分布する。この地域での層厚は550m。北方に層厚を増す傾向にある。

**層序関係・対比** 下位の白牧砂岩礫岩層を整合に覆う。

**岩相** 本部層は、主に径数cmのチャート亜円礫を多量に含む礫まじり砂質泥岩からなる。層厚数mの細-中粒砂岩層をはさむ。本部層にはスランプ褶曲や碎屑岩脈が多い。仁科（1991）によれば、白牧向斜軸部付近の本部層最下部には礫まじり泥岩中に花崗岩、ヒン岩、硬砂岩、石灰質泥岩、ホルンフェルスなど各種の巨礫が含まれ、中には径が2mを超えるものもある。新妻ほか（2006）では、これら巨礫は諏訪湖南方の守屋山一帯から供給さ

れたと推定している。白牧南東方では変質した石英安山岩礫のみを含む礫岩層が見られる。

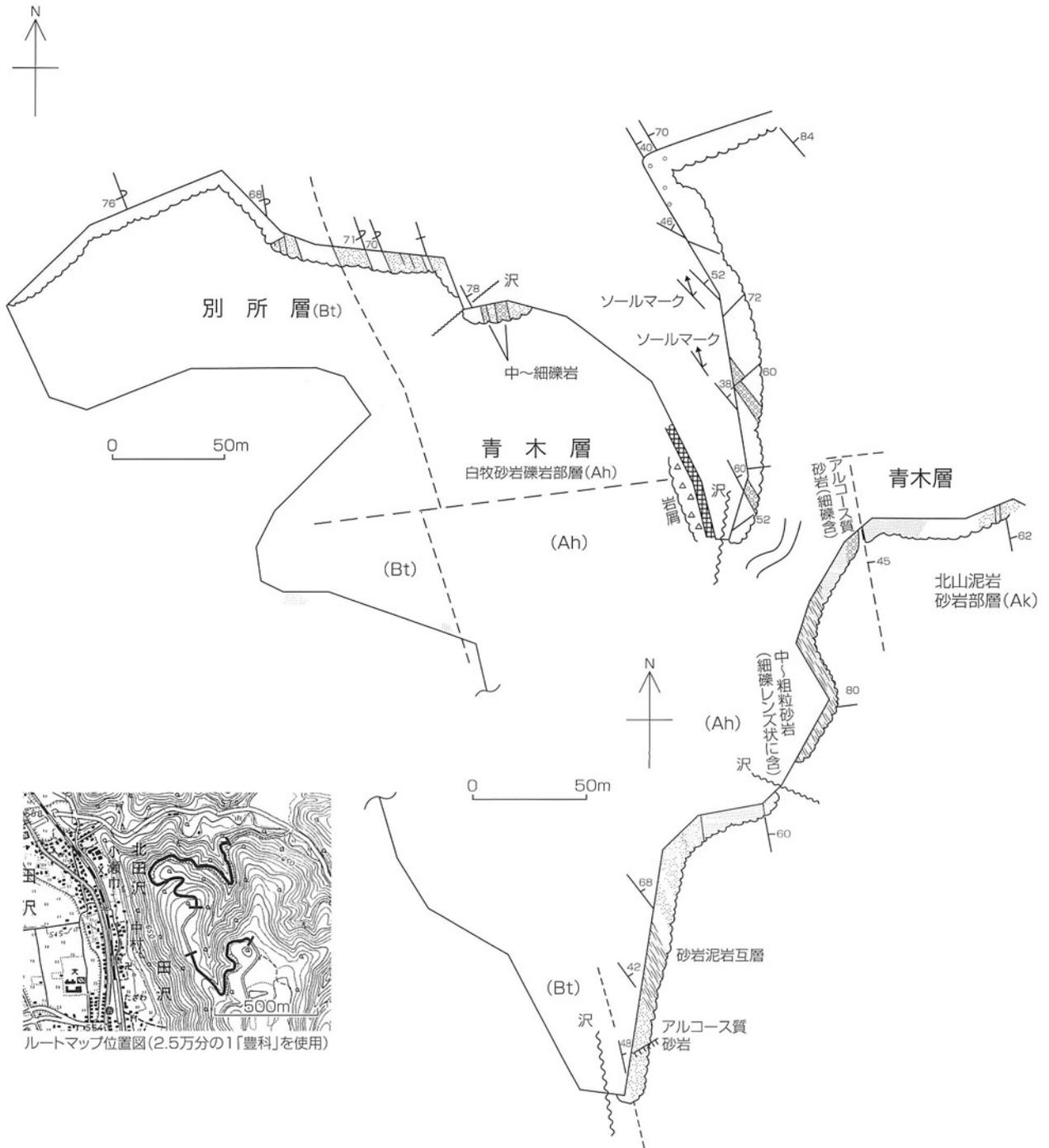
**化石・年代** 松本市麻生から、アシカ科哺乳動物である *Allodesmus kernensis* Kellog が産出している（Nagao, 1941）。光城南南東部では、第5.6表に示した軟体動物化石が産出する（田中・関, 1966）。

青木層からは明確な地質年代を指示する化石や放射年代等の報告はない。しかし、別所層や上位の小川層の年代学的な資料からみて、本層が中期中新世の地層であることは明らかである。

**地質構造** 松本市上ノ山付近の白牧向斜南部では、南北に近い走向で両翼とも $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ の急傾斜構造である。白牧向斜の東翼部にあたる安曇野市田沢から松本市五常にかけての本部層内では、軸が南北方向で振幅数百m程度の小規模な褶曲構造が認められる。

#### 5.5 未区分新第三系 (Tu)

地質断面図 (F-G) において示された松本市街地でのボーリング (スライム) において、地下577 ~ 1,201m に出現した泥岩、変質火山岩類 (凝灰角礫岩・溶岩など)、珪長質凝灰岩を未区分新第三系として表現する。泥岩は別所層もしくは内村層藤井砂岩・泥岩相に、変質火山岩類は内村層に対比される可能性があるが、確定的ではなく詳細は今後の研究に委ねたい。



第5.7図 安曇野市田沢, 上ノ山林道沿いのルート図

<i>Alveolophragmium</i> cf. <i>scitulum</i> (Brady)	<i>Globobulimina</i> cf. <i>affinis</i> (d'Orbigny)
<i>Cyclamina</i> cf. <i>pacifica</i> Beck	<i>G. pupoides</i> (d'Orbigny)
<i>C.</i> sp.	<i>G.</i> sp.
<i>Haplophragmoides</i> sp.	<i>Globocassidulina</i> cf. <i>subglobosa</i> (Brady)
<i>Spiroplectammina</i> sp.	<i>G.</i> sp.
<i>Textularia</i> cf. <i>andenensis</i> Asano	<i>Gyroidina soldanii</i> d'Orbigny
<i>Ammonia hatatensis</i> (Takayanagi)	<i>G.</i> sp., <i>Gyroidinoides</i> sp.
<i>A.</i> sp.	<i>Hanzawaia nipponica</i> Asano
<i>Amphicoryna fukushimaensis</i> (Asano)	<i>Heterolepa</i> sp.
<i>A. scalaris</i> (Batsch)	<i>Lagena lievis</i> (Montagu)
<i>Angulogerina hughesi</i> (Galloway and Wissler)	<i>L. striata</i> (d'Orbigny)
<i>A. kokozuraensis</i> Asano	<i>L.</i> spp.
<i>A.</i> sp.	<i>Melonis nicobarensis</i> (Cushman)
<i>Anomalinoides</i> sp.	<i>M. pompilioides</i> (Fichtel and Moll)
<i>Bolivina</i> cf. <i>dilatata</i> Reuss	<i>M.</i> sp.
<i>B. striatula</i> Cushman	<i>Nodosaria koina</i>
<i>B.</i> sp.	<i>Nonion japonicum</i> Asano
<i>Buccellatanaii</i> (Uchio)	<i>N. nakosoensis</i> Asano
<i>B.</i> sp.	<i>Nonionellina</i> sp.
<i>Bulimina striata</i> d'Orbigny	<i>Nonionella stella</i> Cushman
<i>B.</i> sp.	<i>N. miocenica</i> Cushman
<i>Bulizalina</i> sp.	<i>N.</i> sp.
<i>Cassidella</i> sp.	<i>Oolina melo</i> d'Orbigny
<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri	<i>O.</i> sp.
<i>C.</i> sp.	<i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss)
<i>Chilostomella</i> sp.	<i>O.</i> sp.
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker and Jacob)	<i>Pseudononion subcustata</i>
<i>C. tani</i> Isawa and Kikuchi	<i>P.</i> sp.
<i>C. efulgens</i> (Montfort)	<i>P.</i> sp.
<i>C.</i> sp.	<i>Pseudoparrella</i> sp.
<i>Cibicidoides asanoi</i> (Matsunaga)	<i>Pseudopolymorphina</i> sp.
<i>C. mediocris</i> (Finlay)	<i>Pullenia bulloides</i> (d'Orbigny)
<i>C.</i> sp.	<i>Pyrgo</i> sp. A
<i>Dentalina decepta</i> (Bagg)	<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>seminulum</i> (Linnaeus)
<i>D. subraphana</i> (Asano)	<i>Q.</i> sp.
<i>Dorothia</i> sp.,	<i>Recurvoides</i> sp.
<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)	<i>Rosalina</i> sp.
<i>E.</i> cf. <i>advenum</i> (Cushman)	<i>Rutherfordoides</i> cf. <i>mexicana</i> (Cushman)
<i>E.</i> cf. <i>excavatum</i> (Terquem)	<i>R.</i> sp.
<i>E. sendaiense</i> Takayanag	<i>Sphaeroidina</i> sp.
<i>E.</i> sp.	<i>Stainforthia</i> sp.
<i>Epistominella</i> cf. <i>pulchella</i>	<i>Stilostomella</i> cf. <i>lepidula</i> (Schwager)
Husezima and Maruhasi	<i>S.</i> sp.
<i>Fissurina</i> sp.	<i>Uvigerina akitaensis</i> Asano
<i>Fursenkoina</i> sp.	<i>U. proboscidea</i> Schwager
<i>Gavelinopsis</i> sp.	<i>U. sinboi</i> , <i>U.</i> sp.
<i>Glabratella opercularis</i> (d'Orbigny)	<i>Valvulineria nipponica</i> Ishizaki
<i>Glandulina laevigata</i> (d'Orbigny)	<i>V.</i> sp.

第5.5表 本地域の別所層の下部から産出した浮遊性有孔虫化石 (中山, 1998MS).

*Globigerina angustiumbilicata* Bolli  
*Gg. eamesi* Blow  
*Gg. praebulloides* Blow  
*Gg. falconensis* Blow  
*Gg. woodi* Jenkins  
*Gg. sp.*  
*Globigerinoides obliquus* Bolli  
*Gs. triloba* (Reuss)  
*Gs. sicanus* De Stefani  
*Gs. immaturus* LeRoy  
*Gs. quadrilobatus* (d'Orbigny)  
*Gs. saccurifer* (Brady)  
*Gs. subquadratus* Bronnimann  
*Gs. sp.*  
*Praeorbulina glomerosa curva* (Blow)  
*Pr. glomerosa glomerosa* (Blow)  
*Pr. glomerosa circularis* (Blow)  
*Orbulina suturalis* Bronnimann

*Globorotalia peripheroronda* Blow and Banner  
*Gr. zealandica* Hornibrook  
*Gr. quinifalcata* Saito  
*Gr. bella* Jenkins  
*Gr. mayeri* Cushman and Ellisor  
*Gr. sp.*  
*Globoquadrina dehiscens*  
 (Chapman, Parr, and Collins)  
*Gq. baroemoenensis* (LeRoy)  
*Dentoglobigerina altispira altispira*  
 (Cushman and Jarvis)  
*Neogloboquadrina continua* (Blow)  
*Sphaeroidinellopsis disjuncta* (Finlay)  
*Ss. seminulina seminulina* (Schwager)  
*Globigerinita glutinata* (Egger)  
*Globigerinella obesa* (Bolli)  
*Ge. praesiphonifera* (Blow)

第5.6表 光城山南東部に分布する青木層北山泥岩砂岩部層から報告された軟体動物化石 (田中・関, 1966).

*Acila divaricata* Otuka  
*A. submirabilis* Makiyama  
*Saccella confuse kongiensis* (Otuka)  
*S. omori* Tanaka  
*Anadara (s. s.) makiyamai* Hatai and Nisiyama  
*A. (s. s.) watanabei* (Kanehara)  
*A. (s. s.) amicula tazawensis* Tanaka  
*A. (s. s.) kurodai* Tanaka  
*Glycymeris k. suzukii* Oinomikado  
*Patinopecten sp.*  
*Ostrea sp.*,  
*Felaniella usta* Gould,  
*Lucinoma acutilineata* (Conrad),  
*Trachycardium shiobarensis* (Yokoyama),  
*Callista sp.*,

*Dosinia chikuzenensis* Nagao,  
*D. (Kaneharaia)* Yokoyama,  
*Mercenaria y. iizukai* (Kanehara),  
*Panope japonica* (A. Adams),  
*Dentalium fisidentalium yokoyamai* Makiyama,  
*Tectura cf. asmiiformis* (Yokoyama),  
*Tectonatica janthostomoides*  
 Kuroda and Habe  
*Neverita fissuratus* (Kuroda)  
*N. didyma* (Roding),  
*Fusitriton sp.*,  
*Siphonaria sp.*,  
*Nassarius nakamurai* Kuroda,  
*Fusinus sp.*,  
*Coptothyris grayi* (Davidson)

など

## 第6章 新第三紀貫入岩類

(原山 智)

### 6.1 珪長質貫入岩 (F)

**定義** 新第三紀層中に貫入する流紋岩・珪長岩岩脈，文象斑岩岩株をまとめて珪長質貫入岩とする。なお北部フォッサマグナ地域には多数の花崗岩体が分布しているが，松本図幅には花崗岩類は露出していない。

**分布** 松本市中山西山腹，下和泉生姜池西，千鹿頭山に分布する。調査地域内で見られる岩体は岩株状を示している。

**岩相** 斜長石斑晶を含み，石基は細粒で灰-暗灰色の岩相を示す。鏡下では，石基は主に石英と長石から構成され，細粒完晶質のものから隠微晶質のものまで変化に富み，一部微文象構造を示す（第6.1図）。石基部分には有色鉱物が少量含まれるが，変質作用により原鉱物の同定が困難である。二次的な鉱物としては緑レン石，緑泥石が認められる。

**貫入関係** 内村層，山田砂岩礫岩相中に貫入している。

**地質時代** 年代測定値はない。



第6.1図 珪長質貫入岩 (F) の偏光顕微鏡写真  
石基は微文象組織を示す。

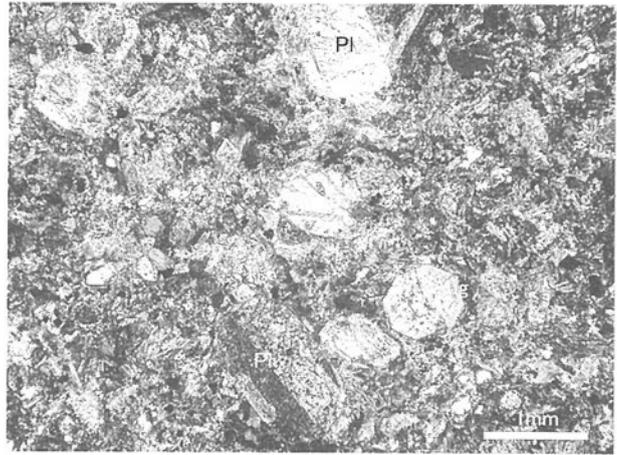
### 6.2 閃緑斑岩 (Dp)

**分布** 松本市浅間温泉一帯から東の第三紀層中の貫入岩として点々と産する。ほとんどが岩床・岩株状である。

**岩相** 一般的に青灰-緑灰色を呈す。鏡下では，斑状組織を示し，石基は完晶質である。鉱物としては，最大径5mmに達する斜長石，普通輝石，角閃石が認められる（第6.2図）。様々な程度に変質が進んでおり，原鉱物の同定が困難なことが多い。

**貫入関係** 内村層藤井砂岩泥岩相中に貫入している。

**地質時代** 年代測定値はない。



第6.2図 閃緑斑岩 (Dp) の偏光顕微鏡写真  
斑晶として斜長石・斜方輝石・普通輝石を含むが，斜方輝石は緑泥石などに変質している。

## 第7章 第四系

(酒井潤一・原山 智・小坂共栄)

### 7.1 概要

松本図幅の第四系は、主に、松本盆地に分布する。その他に、盆地西側及び東側山地の河川沿いに、河岸段丘堆積物が小規模に分布する。

上部鮮新-下部更新統の大峰層は、松本盆地地下に広く伏在するものと推定されるが、地表では犀川沿いに礫層や、小倉室山周辺などで同時期の火砕流堆積物の小分布が確認されるのみである。

松本盆地内の中部更新統は、梨ノ木礫層と片丘礫層である。梨ノ木礫層は、松本盆地最初の堆積物であり、盆地の地下に広く伏在するものと推定されるが、松本図幅では、確認されていない。片丘礫層は、松本盆地を埋積する堆積物では分布・層厚とも最大規模を示し、松本図幅では主に、盆地東縁に露出するが、盆地内では上位の堆積物に被われる。

上部更新統は、松本盆地内で段丘を形成しており、下位より赤木山礫層、波田礫層、森口礫層に区分される。赤木山礫層は、盆地東縁に露出し、盆地内では波田礫層に被われる。波田礫層は盆地内に広く、波田段丘面を形成して分布する。森口礫層は、河川沿いに、波田礫層を削り込んで分布し、層厚は薄い。

完新統は、低位段丘堆積物、扇状地堆積物、氾濫原堆積物、現河床堆積物からなる。低位段丘堆積物は犀川や奈良井川沿いに見いだされ(鈴木ほか, 2006)、広い上海渡-丸田面を作る段丘堆積物も同時期の堆積物からなる。扇状地堆積物は、烏川・黒川の下流域に広い分布を示すほか、波田町唐沢にもややまとまった分布が確認された。氾濫原堆積物は奈良井川、薄川、女鳥羽川、梓川、犀川などに沿って広い分布を示し、現河床堆積物とは堤防によって境されている。

### 7.2 大峰層 (Om)

**命名** 姫川団研グループ (1958)。大峰層は、松本図幅北の池田町から大町市を経て白馬村にいたる松本盆地東側の中山-大峰山地に分布する。

**分布** 松本図幅では安曇野市田沢や光橋西側の犀川河床で、礫層の分布が確認された。

**層相** 田沢の犀川河床では、凝灰質砂礫層で、礫はチャートや砂岩からなり、少量の花崗岩を含む。南北走向で、傾斜はほぼ垂直に近い(山下昇ほか, 1982)。光橋一帯の犀川沿いでは、細-中礫混じり砂層が大規模に河

床に露出していたことがあり、南北走向で東に70~80°の急傾斜を示す。含まれる礫は、チャート・砂岩などからなり、少量の花崗岩質岩を含む。この河床では、東側にある中部電力犀川取水口にかけて、青木層(砂岩・シルト岩)が露出していたことが報告されており、大峰層との境界には、N6°W方向の断層が推定されている(織田, 1978MS; 山下ほか, 1982; 第7.1図)。同地域の光橋下流側左岸に露出する大峰層は攪乱された緑色粘土基質からなり、円礫が破碎されていることから(第7.2図)、近傍を走る断層の破碎帯に位置していると考えられる。

### 7.3 丹生川火砕流堆積物 (Ny)

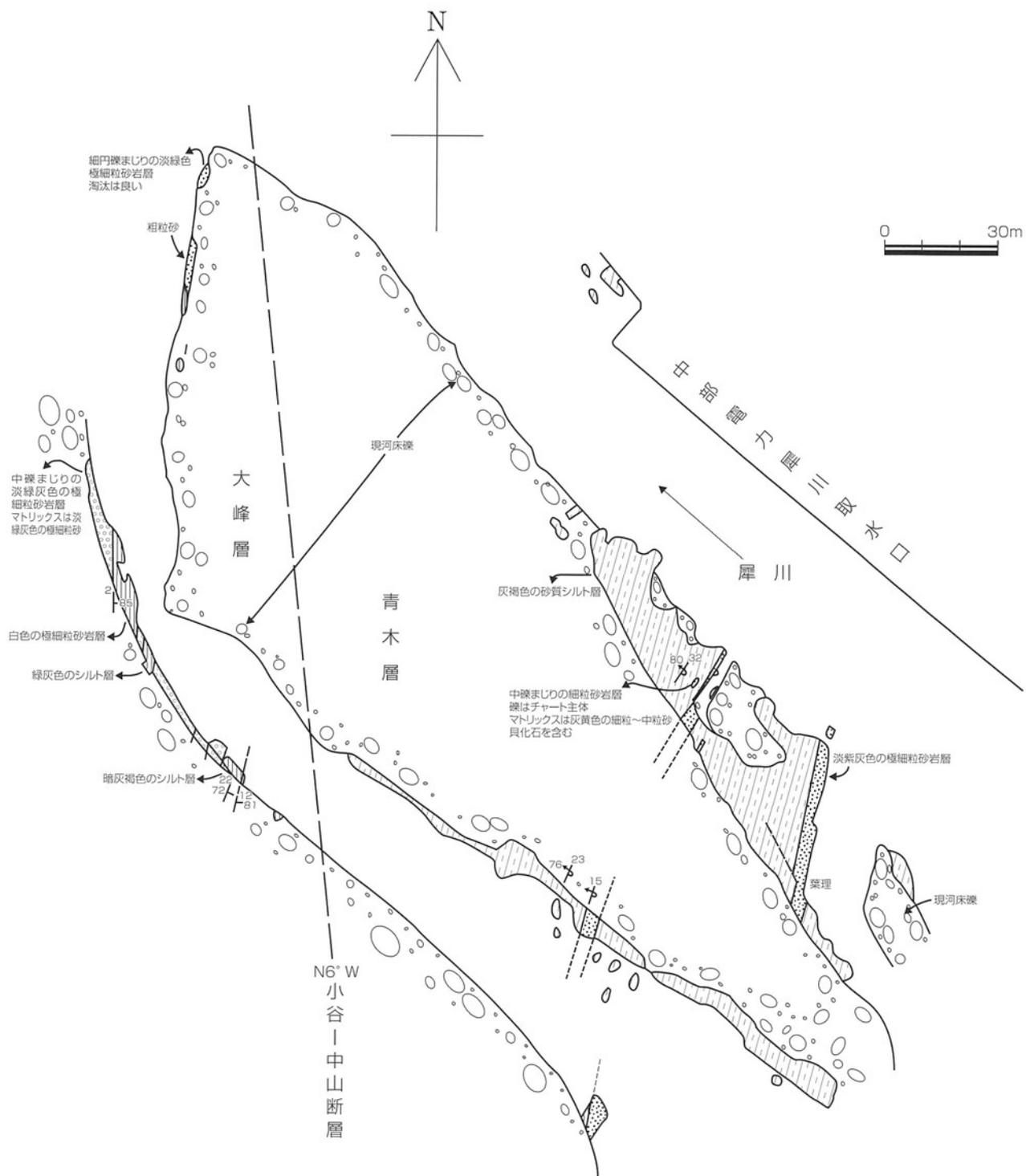
**命名** 金子ほか (1976)。槍穂高連峰にあったカルデラ火山から供給された大規模火砕流堆積物で(原山ほか, 2003)、岐阜県高山方面から松本盆地まで広範囲に分布が確認されている。

**分布** 松本盆地の西縁に当たる、安曇野市三郷地区小倉の旧小倉小学校の石垣(第7.3図)はすべて溶結した本堆積物からできている。言い伝えによれば現地にあった岩石を石材として加工したとのことであり、少なくとも数100m<sup>2</sup>にわたる露出があったと判断される。このほか、三郷地区の室山北西端や北東側の丘陵地でも本堆積物(溶結)の破片や風化によりマサ化したものが確認できた。室山の北西端では水路工事の際に、本堆積物の露頭が出現したと言いつたられている。

**岩相** 軟質でザラザラとした印象を与えるデイサイト質溶結凝灰岩で、斜長石・輝石結晶片に富む。岩片として、最大径数cmの美濃帯起源の砂岩・チャートを含み、まれに本質岩片(長径-3cm)が確認できる。

**対比** 槍・穂高火山(日本の第四紀火山カタログ編集委員会, 2000)を給源とする、第四紀初頭の火砕流堆積物である。飛驒山脈西方の高山盆地や御嶽山北麓には、本堆積物が広く残存している。広域テフラとしては、穂高-Kd39との名称で呼ばれ、房総半島の黄和田層中に見出されている。黄和田層中のKd39は、オールドバイサブクロン(正帯磁:-1.77Ma)の直上にあり、一方上位には石灰質ナンノ化石(*Geophyrocapsa caribbeanica*)の出現層準(約1.72Ma)が発見されているので、ほぼ1.76Maの時期に相当すると推定されている(長橋ほか, 2000)。

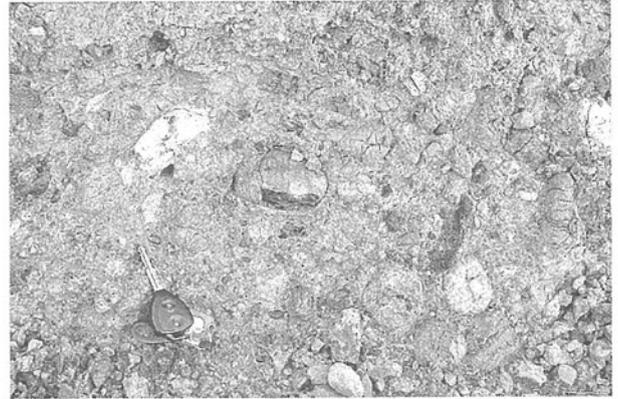
松本盆地周辺では、南隣の「塩尻」図幅内の奈良井川河床(洗馬地区)や、「信濃池田」や「大町」図幅の大



第7.1図 中部電力犀川取水口付近での大峰層と青木層の露出状態  
 織田 (1978MS) ; 山下ほか, (1982) に基づき簡略化.



(a)



(b)

第7.2図 犀川光橋付近の河床に露出する大峰層

(a) 礫層の露頭写真

緑色シルト質基質の中に砂岩などの円礫が含まれる。

(b) 基質が攪乱され、円礫が破碎された大峰帯の礫層

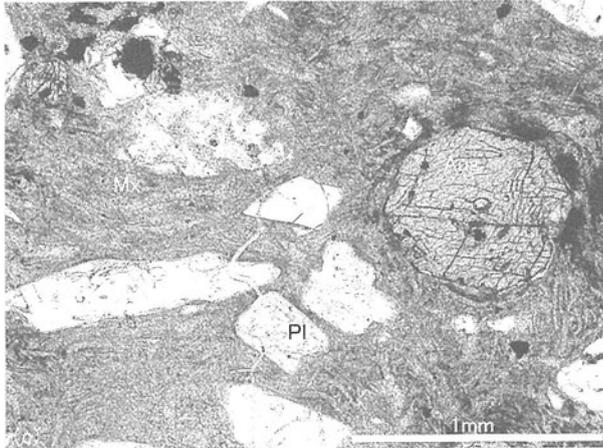
左下鍵の長さは約9cm.



(a)



(b)



第7.3図 旧小倉小学校の石垣に使用された丹生川火砕流堆積物

(a) 旧小倉小学校の石垣. ほぼ全ての積み石が丹生川火砕流堆積物からなる.

(b) 石垣の近接写真. 結晶に富み、石質岩片を含む

(c) 偏光顕微鏡写真 (下方ボーラー) 溶結構造が観察できる. Mx (基質).

峰層中に本堆積物の分布が確認されるが、ともに溶結はしていない。

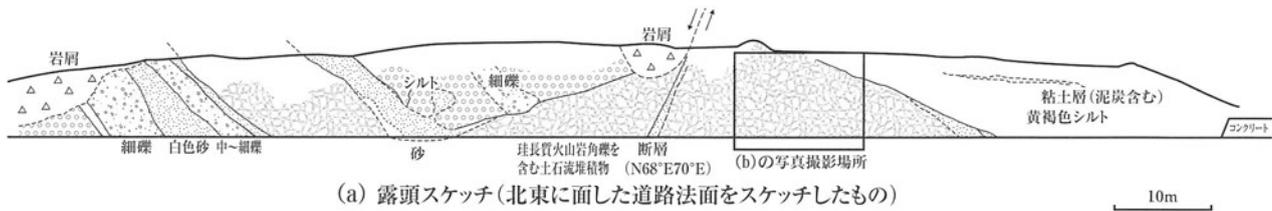
#### 7.4 塩倉礫層 (Sk)

**命名・分布** 新称, 松本市岡田の塩倉池西方の道路拡幅工事中の法面に、角礫層を挟む未固結砂礫層が出現した。ほぼ同標高の塩倉池北側にも未固結礫層が露出して

おり、同時期の堆積物と判断した。

**層相** 淘汰不良の礫層・シルト層で、角-亜角の白色化した珩長質火山岩巨礫を含む土石流堆積物がみられ、チャート・砂岩などの北アルプス起源の小円礫からなる礫層・砂層の間に挟まれている (第7.4図)。層厚は20m(+)で、上限、下部とも不明。新第三系内村層に不整合で重なるものと推定される。

**対比** 未固結であるが、ややしまった礫層は大峰層の礫



第7.4図 松本市岡田下岡田の道路沿いに露出した塩倉礫層  
 (a) 松本市岡田下岡田付近の道路沿いの露頭スケッチ  
 (b) 珪長質火山岩巨礫を含む部分の露頭写真

層に類似し、同じく北アルプス起源の礫を含む点で共通するため、同時期の堆積物と判断した。

にも広く分布する。  
 構造 どこでも、盆地側に10°前後傾斜している。

### 7.5 片丘礫層 (Ka)

命名 松本盆地地研グループ (1977)

分布 模式地は松本図幅南方の塩尻市長畝で、高ボッチ西麓に広く分布する。松本図幅では、南東部の中山霊園(層厚不明)、松本市街地北の城山公園(同 30~40m)、松本盆地の西、安曇野市穂高の安曇野ゴルフ場(同 30m+)などに分布する。松本盆地形成過程中最大規模の堆積物である。

層相 巨礫-大礫が多い淘汰不良の亜角-亜円礫層(第7.5図)。後背地の地質を反映し、松本盆地の東側に位置する中山霊園では、ほとんど新第三系の閃緑岩巨礫、城山公園では新第三系の堆積岩類や閃緑斑岩からなる。穂高カントリークラブでは北アルプスの花崗岩巨礫が多い。この時期の北アルプスと新第三系山地の大きな隆起を反映しているものと推測される。

鍵層 本層は、北アルプス起源の中期更新世テフラ(大町 APm, クリスタルアッシュとも呼称される)を3層狭在する。3層ともに、黒雲母を多く含む火山灰層で(松本盆地地研グループ, 1977)、八ヶ岳周辺や群馬県など



第7.5図 片丘礫層の産状  
 塩尻市片丘南内田, アスティ・かたおかの北約400m(標高980m)。

## 7. 6 段丘堆積物

### 7. 6. 1 赤木山礫層 (Ak)

**命名** 松本盆地地研グループ (1972).

**分布** 模式地は松本図幅南方の松本市赤木山. 松本図幅では, 盆地東縁の松本市中山の牛伏川右岸や中山霊園, 城山公園に分布する. 盆地西側では, 安曇野市烏川中流の大平原付近では河岸段丘を形成し, 伊藤 (1983) によれば, 層厚80mを超える.

**層相** 中山霊園 (層厚15m+) や大久保山西方の牛伏川右岸 (同20m+) では, 主に, 閃緑岩類の角-亜角礫よりなり, 淘汰不良で巨礫を含む. 中山霊園などでは, 下半部に泥炭層を伴う. 松本市城山 (層厚10m+) では, シルト-細砂よりなり, 白色軽石粒を含む. 大平原では, 花崗岩, 砂岩, 泥岩の角-亜角の巨礫-大礫からなる. (伊藤, 1983).

**鍵層** 牛伏川右岸では, Dpm 軽石 (中谷, 1973) を水成で含み, 御岳第一軽石 Pm-1; 小林国夫, 1961または Pm-1A; 酒井・下野, 1972) に風成でおおわれる. 烏川中流の大平原では, Dpm を水成で含む (伊藤, 1983). 一般に, 小坂田ローム層 (第7. 6図) を風成でのせる.

伊藤 (1983) は, 大平原付近の本層を更に上流のアウトウォッシュ堆積物, 蝶ヶ岳カールのモレーンに対比できるとし, 10万年以上前の氷期の堆積物としている. しかし, モレーンやアウトウォッシュ堆積物との認定に科学的根拠を欠く. また, Dpm 軽石を含むことから, 本層の堆積時期は最終間氷期の可能性が高く, 氷期の堆積物とすることには疑問点が多い. 赤木山礫層は, その分布, 産状, 淘汰度, 構造運動などから, 北アルプスと新第三系山地の隆起運動の産物である可能性が高い.

**構造** 盆地側へ10°前後傾いて堆積している. 松本図幅の南, 塩尻市崖の湯付近では, ほぼ南北性の松本断層により, 30m以上の垂直変位を受けている (松本盆地地研, 未公表).

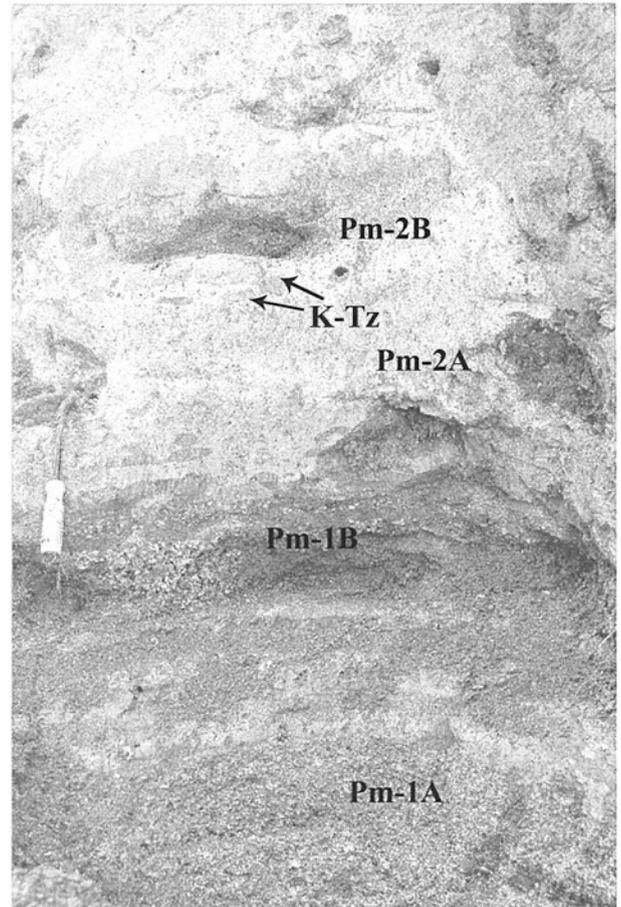
### 7. 6. 2 波田礫層 (Ha)

**命名** Kobayashi (1951)

**分布** 模式地は, 松本図幅南隣, 塩尻図幅内の松本市今井の鎖川左岸. 松本図幅では, 波田町の梓川右岸で波田段丘面を構成する淘汰の良い円礫層, 松本盆地東側, 中山の棚峰団地一帯では亜角-亜円礫が分布する.

**層相** 梓川水系の波田町では, 北アルプス起源の花崗岩, 美濃帯付加体の堆積岩類, 焼岳・乗鞍火山のデイサイトなどの円礫が多く, 淘汰は良い. 松本市中山では, 新第三系の閃緑岩類の多い亜角-亜円礫層である.

波田礫層は, 中山では Pm-3C 軽石 (酒井・下野, 1972) 以上の小坂田ローム層と波田ローム層に風成で被われる. 一方, 波田町の模式的な波田礫層堆積面 (波田面)



第7. 6図 赤木山礫層上に風成でのる小坂田ローム層  
塩尻市洗馬梨ノ木の林道沿い. Pm: 御岳火山起源の火山灰 K-Tz: 鬼界葛原テフラ

では, 小坂田ローム層を欠き, 波田ローム層のみが風成である. したがって, 中山地区では離水期が早く, 松本断層の影響を受けた可能性が大きい.

**構造** 波田礫層堆積末期に, 松本盆地東縁では, 構造運動の影響を受け, Pm-3C 軽石の時期に離水し, 盆地内では, 小坂田ローム層最末期まで堆積が継続し, 盆地内で最も分布の広い堆積面を残す波田段丘面を形成した.

### 7. 6. 3 森口礫層 (Mo)

**命名** Kobayashi (1951)

**分布** 模式地は波田町森口の梓川右岸で, 波田段丘の縁に幅せまい浸食段丘を形成している. 安曇野市烏川右岸や黒沢川では, 扇状地をつくる.

**対比** 塩尻市郷原の奈良井川兩岸の郷原段丘や松本市今井の鎖川右岸の段丘礫層に対比される.

**層相** 層厚10m以下の円-亜円礫層. 中礫が多く, 淘汰は良い. 梓川や烏川流域では, 花崗岩や美濃帯付加体の堆積岩類が多く, 奈良井川流域では, 美濃帯付加体の堆積岩類が多い.

森口礫層は波田ローム層上部-最上部（層厚1～2.9m）を風成でのせる。波田ローム層最上部には、2.6～2.9万年前のAT火山灰（町田・新井，2003）を挟在する（浅間温泉東方，塩尻市片丘など）ので，森口礫層の離水期は，ほぼ3万年前頃と推定される。

#### 7.6.4 低位Ⅱ段丘堆積物（L<sub>2</sub>）

鳥川兩岸に発達する段丘面を作る礫層で，右岸の安曇野市岩原，倉田，下堀地区，左岸の南田地区などに分布する。礫層は，主に美濃帯の砂岩と花崗岩円礫から構成される。後述する低位Ⅲ段丘堆積物と安曇野市三田付近で接するものの，両者の関係は不明である。段丘面の勾配は低位Ⅱ段丘のほうがやや大きい。

#### 7.6.5 低位Ⅲ段丘堆積物（L<sub>3</sub>）

梓川から犀川沿いには，氾濫原とは数m以内の比高の段丘崖で境される低位Ⅲの段丘面があり，特に左岸側の松本市梓，丸田から安曇野市明盛，真々部，下鳥羽にかけて広く発達している。これら梓川沿いの低位段丘は，円-亜円礫層からなり，美濃帯付加体の堆積岩や奈川花崗岩のほか，穂高安山岩類（デイサイト溶結凝灰岩）の礫を含み，氾濫原及び現河床礫と礫種は類似しているが，穂高安山岩類など上流部由来の礫にやや富んでいる。

このほか低位Ⅲの段丘礫層は，松本盆地東縁断層に近接する安曇野市熊倉，中曽根-寺所，徳治郎などにも分布し，一部は同断層により変位している（鈴木ほか，2006）。

### 7.7 崖錐及び崩積堆積物（at）

松本盆地をとりまく山地の斜面には，基盤岩の角礫からなる淘汰不良の堆積物が分布することが多い。多くの場合，その形成時期を特定することは困難であるが，まれに，波田ローム層最上部中またはその再堆積物を含む崖錐堆積物が形成されている例を見かける。このことから，松本盆地をとりまく山地は標高1,000mを越えているので，更新世最末期の寒冷気候下でのマスムーブメントの産物である可能性が大きい。

### 7.8 扇状地堆積物（f）

鳥川下流の安曇野市穂高，安曇野市三郷，松本市梓川上野原，波田町唐沢などにはほとんど開析されていない扇状地が発達している。これらの扇状地をかたちづくるのは主に礫層であり，礫種構成からみて，背後の山地から供給されたことを示す。

### 7.9 氾濫原堆積物（p）

松本市-安曇野市にかけての主要河川沿いの低平地には低位段丘段丘堆積物をおおって，氾濫原堆積物が広く分布している。梓川では，岩岡-押出面と称される現河床に隣接した低平地が，これにあたる。深井戸の資料からは，その層厚を決めることは困難である。松本空港付近の土木工事現場では，風成の波田ローム層をのせた低位Ⅱ段丘堆積物が，氾濫原堆積物（礫層）におおわれ始め，盆地中央部に向かって，10°前後の傾斜でその深度増し，沖積層は厚さを増していく様子が観察された。

松本市街地とその地下には，本堆積物に属す泥炭質シルト層や砂層などの厚い細粒堆積物が確認され，これらは軟弱地盤分布域に対応している（酒井・松本平地盤図作成委員会編，2000）。松本市街地の女鳥羽河床（桜橋-元町橋間）では泥炭質シルト層が露出しており，縄文後期-晩期の土器，哺乳動物化石，植物化石を含む（長野県松本市教育委員会，1972；第7.7図）。



第7.7図 女鳥羽川河床に露出する泥炭質シルト層  
この部分の河道は松本城築城時に人為的に変更されており，かつての女鳥羽川の氾濫原にあたる。シルト層中からは縄文時代の遺跡が発見されている。

### 7.10 未区分礫及び砂（g）

断面図（D-E：F-G）における時代未詳の砂礫層を，未区分礫及び砂として表現した。松本盆地の地下には厚い未固結砂礫層があるとの推定は，重力測定（萩原ほか，1986）や人工地震波の解析（額綱ほか，2007）からなされてきたが，その実態はほとんどわかっていない。松本盆地内では松本盆地東縁に向かって，その厚さを増すことが推定されており，こうした傾向は盆地東縁の断層群が松本盆地の相対的沈下に大きな役割を果たしていることを示している。

2006年に掘削された松本市中心部での温泉ボーリングのスライムを観察した結果では，地下577mまでが未固結砂礫層であり，礫種は現在の女鳥羽川や薄川の河床

礫に類似した変質火山岩や美ヶ原の第四紀火山が主体を占めている（向井ほか、未公表）。

#### 7. 11 現河床堆積物 (a)

松本図幅内の主要な河川は、堤防によって流路が規制されている。現河床堆積物は、こうした流路内に分布しており、その主体は礫及び砂である。礫は、各河川の上流部の地質体から供給されており、それを反映した礫種構成となっているが、昭和30年代以降に建設された発電及び利水用のダムのために、それらダムより上流部からの礫が供給されなくなっている。礫などの供給量減少による顕著な河床低下は知られていないが、梓川などでは周囲の低位段丘堆積物に比べ上高地一帯からの穂高安山岩や滝谷花崗閃緑岩などが減少し、観察困難になりつつある。

#### 7. 12 松本盆地の地下地質

松本盆地の堆積物は、下位から梨ノ木礫層、片丘礫層、赤木山礫層、波田礫層、森口礫層、沖積層であるが、その全体の厚さに関しては資料は少ない。

山田哲雄（1968）は、地震探査により、安曇野市豊科では、地下360～320mに糸魚川-静岡構造線の断裂帯があり、それより東側には新第三系が、西側には風化のすすんだ花崗岩あるいは古生層が分布するとしている。そして、第四系の厚さは360～320mとしている。

信濃毎日新聞社編集局編（1998）では、松本市南部の深度1,600m温泉ボーリングについて、地表から深度400mまでが第四系の砂礫層；それ以深1,600mまで、第三系の砂岩、泥岩、礫岩、火山砕屑岩などであるとしている。ここでは、第四系の厚さは400mということになる。ただし、スライムの観察結果によれば400～640mは大峰層の可能性があり、確実な中新統は640m以深ということになる。

酒井・松本平地盤図作成委員会編（2000）によれば、塩尻図幅内の山形村下竹田では地表から深度160mまで砂礫層、安曇野市堀金では190mまで砂礫層、同市梓川沿いの長野道梓川橋西では200mまで砂礫層、松本市の梓川倭橋西側では200mまで砂礫層、塩尻図幅の塩尻市広丘吉田のエプソン付近で220mまで砂礫層で、いずれも新第三系や美濃帯付加体などの基盤岩には達していない。

以上の資料から、松本盆地を埋積している梨ノ木礫層以上の堆積物の厚さは、400m以上と考えるのが妥当である。こうした堆積物の基底面直下の基盤岩としては、安曇野市の犀川田沢橋付近に大峰層が分布する（山下昇ほか、1982）こと、また、同市三郷の小倉室山付近に同時代の丹生川火砕流堆積物が分布することなどから、松本図幅の北半分では、地下に広く大峰層相当層が分布するものとみられる。南半分の松本市域でも、塩尻市洗馬の奈良井川右岸に丹生川火砕流堆積物に対比される白色凝灰岩層が分布する（長橋ほか、1996）ことから、大峰層相当層が広く分布している可能性が大きい。

## 第8章 重力異常と密度構造

(駒澤正夫)

### 8.1 重力データの編集

松本図幅の範囲の重力異常図は、駒澤ほか(1987)による縮尺100万の1の全国重力図、西南日本重力編集グループ(1994)による縮尺70万分の1によるブーゲー異常図、萩原ほか(1986)等により主として盆地内での概略は示されてはいるが、盆地周辺の急峻な地形を呈している部分では必ずしも測点密度が十分な条件で描かれたものではない。そこで、松本図幅の研究の一環として平成18年度に新たに30点ほどの重力測定を行い地質構造の抽出につとめた。主な調査ルートは、鍋冠山-八丁ダルミ手前に至る登山道、その南の冷沢沿いの登山道、図幅南西部の梓川沿い、豊科周辺、松本市街南西部などである。重力測定には、ラコストG-型重力計(シリアル番号:G-304)を用いた。測位にはAshtech社製GPS ProMark2を用い、デファレンシャル測位により位置と標高を決めた。デファレンシャル測位については、十数分程度の測定でも標高値も含め数cm~数10cm以内の精度が保証され、重力のデータ処理には十分な精度である。

松本図幅の編集に使用したデータは、つぎのとおりである。Yamamoto *et al.* (1982)による名古屋大学の中部山岳地域の公表データ、萩原ほか(1986)による東京大学地震研究所による盆地内の測定データ、新エネルギー・産業技術総合開発機構(2000)による昭和59年度全国地熱資源総合調査「中部山岳地域」の測定データ及び国土交通省国土地理院の閲覧資料である。

測定重力値は、国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網1975(JGSN75)(鈴木, 1976)に準拠させた絶対重力値に変換した。ブーゲー異常を決定するには表層の密度を仮定せねばならないが、松本図幅は基盤の露出が見られることなどから、地質図には $2.67\text{g/cm}^3$ の密度を仮定して表示した。なお、地質図に重ねて示されている重力のコンター間隔は1mgalである。

### 8.2 重力データの処理

データ処理の概要は以下のとおりである。地形補正については、地形を地球の曲率が考慮された仮想扇形の集合体に近似する方法(駒澤, 1988)で実施した。

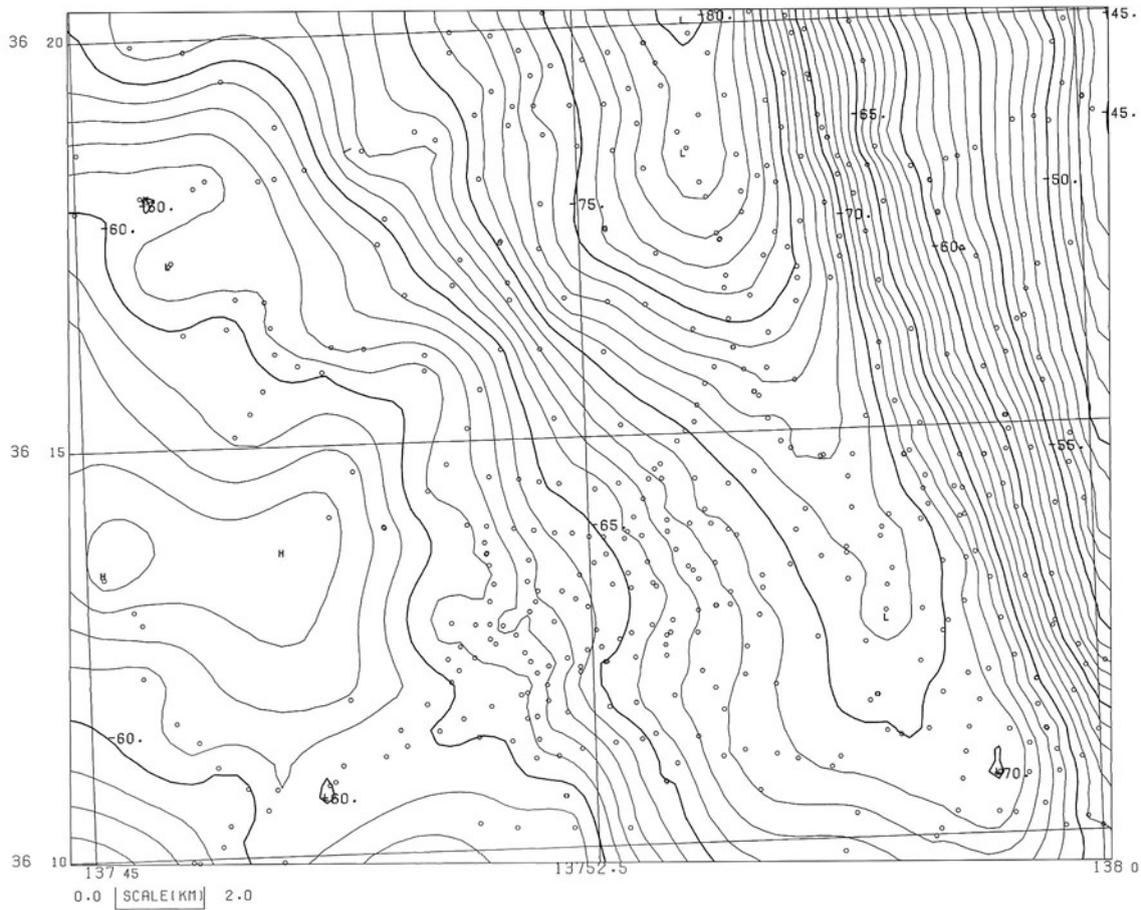
地形補正に用いた地形データは、以下のDEMを元に作成した。測点の極近傍域(500mまで)を補正するために精度とメッシュ間隔の小さいものが必要であること

から、国土地理院による50mメッシュの数値地図データ(50m DEM)を用いた。測点から離れた近傍域(500m~4km)、中間域(4~16km)、遠方域(16~60km)については、NASA(<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>)の作製による公開データSRTM(Shuttle Radar Topography Mission)の3"メッシュ(約90m)を再構成して利用した。海域については調査船白嶺丸による測深データと海上保安庁海洋情報部によるJEGG500の500m DEMを編集・再構成したものを用いた。なお、再構成し作成したDEMは、200m(近傍用:7.5"×7.5")、800m(中間用:30"×30")及び3.2km(遠方用:2'×2')のメッシュデータで、世界測地系(WGS84)に対応したものである。ブーゲー補正については地形の急峻な所では不適切な偽の異常を作るのを避けるため地形補正と同じ範囲である60kmの弧長の球殻(球帽)による方法によった(駒澤, 1988)。この処理により地形効果が厳密に除去でき、独立峰や尾根部の見掛けの低重力異常がなくなり地質構造が忠実に反映する重力図になった。

ブーゲー異常(重力異常)の算出には地形補正とブーゲー補正のための表層の密度を仮定する必要があるが、松本図幅の山岳部では広範に基盤が露出していることを考慮して $2.67\text{g/cm}^3$ を採用した。重力異常は概ね表層地質構造を反映している。第8.1図に、ブーゲー異常図を示す。図化には重力測定点の緯経度をUTM座標(x座標, y座標)に変換し、その座標系の基で重み付きの二次曲面を局所領域に適合させ、測点から離れた点については水平方向の2次微分までが滑らかに連続する条件を付加させる計算法によってグリッド値を計算した。測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報は規制されるが、ここではグリッド間隔をx座標, y座標とも250mとした。なお、第8.1図には情報の精度を示すために測点を表示し、情報の抽出向上のためコンター間隔は1mgalとしている。なお、地質図に併記されている縮尺1/5万の重力コンター間隔も1mgalである。

### 8.3 重力異常の概要

本図幅中央部よりやや東寄りに北北西-南南東方向に盆地床に沿って低重力異常域が伸びているのが一番の特徴である。その低重力帯は盆地内堆積物の低密度物質が厚いことを示している。低密度帯の東側には重力差30mgal程度の重力勾配の大きい構造を経て新第三紀の基盤岩類の露出している山地に至っている。大きな重



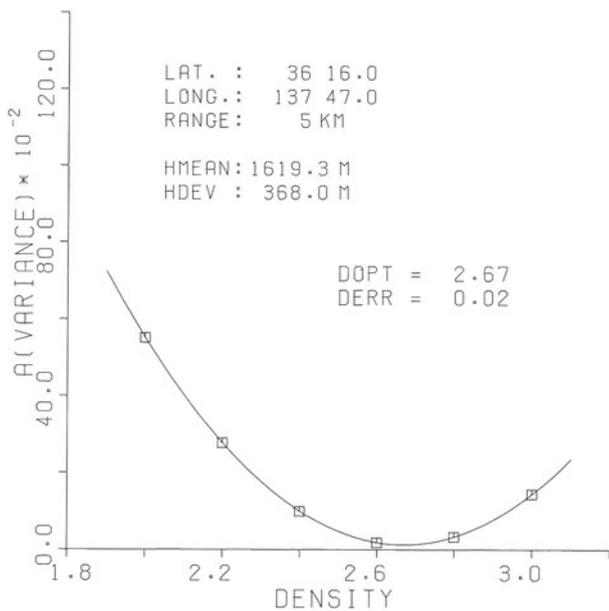
第8.1図 5万分の1「松本」図幅の重力異常図  
 ブーゲー異常: 仮定密度  $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ , コンター間隔: 1 mgal. H: 重力異常値極大域, L: 重力異常値極小域.  
 ○: 重力測定点.

力勾配の解釈としては、単に落差の大きい断層構造の反映だけではなく松本図幅の北側の町付付近に見られるような低密度層が東側の山地の下に深く潜り込む（もしくは、折り込まれた）構造の可能性がある（Komazawa, 2004）。一方、低密度帯の西側は重力差10～20mgal程度の緩やかな重力勾配を呈して美濃帯付加体の基盤岩類の露出が見られる山地に連なっている。盆地を挟んだ東と西の山地のブーゲー異常値を比較すると、年代的には新しい地質であるにもかかわらず東側で大きく単に圧密での解釈には限界があることが判る。つまり、組成まで含めた岩質が反映や広域的な傾向面の考慮が必要と考えられる。

#### 8.4 表層密度推定と密度マッピング

本報告では、「上方接続残差分散比較法（Comparison of Variance of Upward Residual: CVUR法）」（Komazawa, 1995）で行った密度推定の結果を示す。その方法を以下に簡単に述べる。構造的には地形が第1層目に当たり、重力効果として最も短波長の成分を発生すると考えられ

る。仮定密度が、地形を作っている表層密度に一致すれば、第1層目は密度的に透明になって地形による短波長の重力成分は消失する。つまり、仮定密度と表層密度が一致した場合、短波長成分の比率が深い構造が原因の長波長成分に比べ最も少なくなると考えられる。ここでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを掛けて、その残差重力異常の分散量（ランダム性）が一番小さくなる仮定密度が最適な表層密度であると考えられる。具体的な方法としては、2つの異なる高さの接続面を仮定した上方接続フィルターを組み合わせて作成したバンドパス・フィルターを用いるのが簡潔で、多項式を用いたトレンド除去に比べると定量的な意味も明瞭である。また、この方法は、各仮定密度のブーゲー異常値を算出するには標高データが使われており地形との相関が考慮されている。当然、解析結果は測点間での標高差が大きければそれだけ精度が上がる。本手法はパラメータである仮定する接続面の高度やサンプリング半径を変えれば、表層密度だけでなく山塊や山脈・山地全体の平均密度のようなやや深い場所の密度推定にも利用できる。ただ、サンプリング半径を大きく取り過ぎると表層密度の異なった

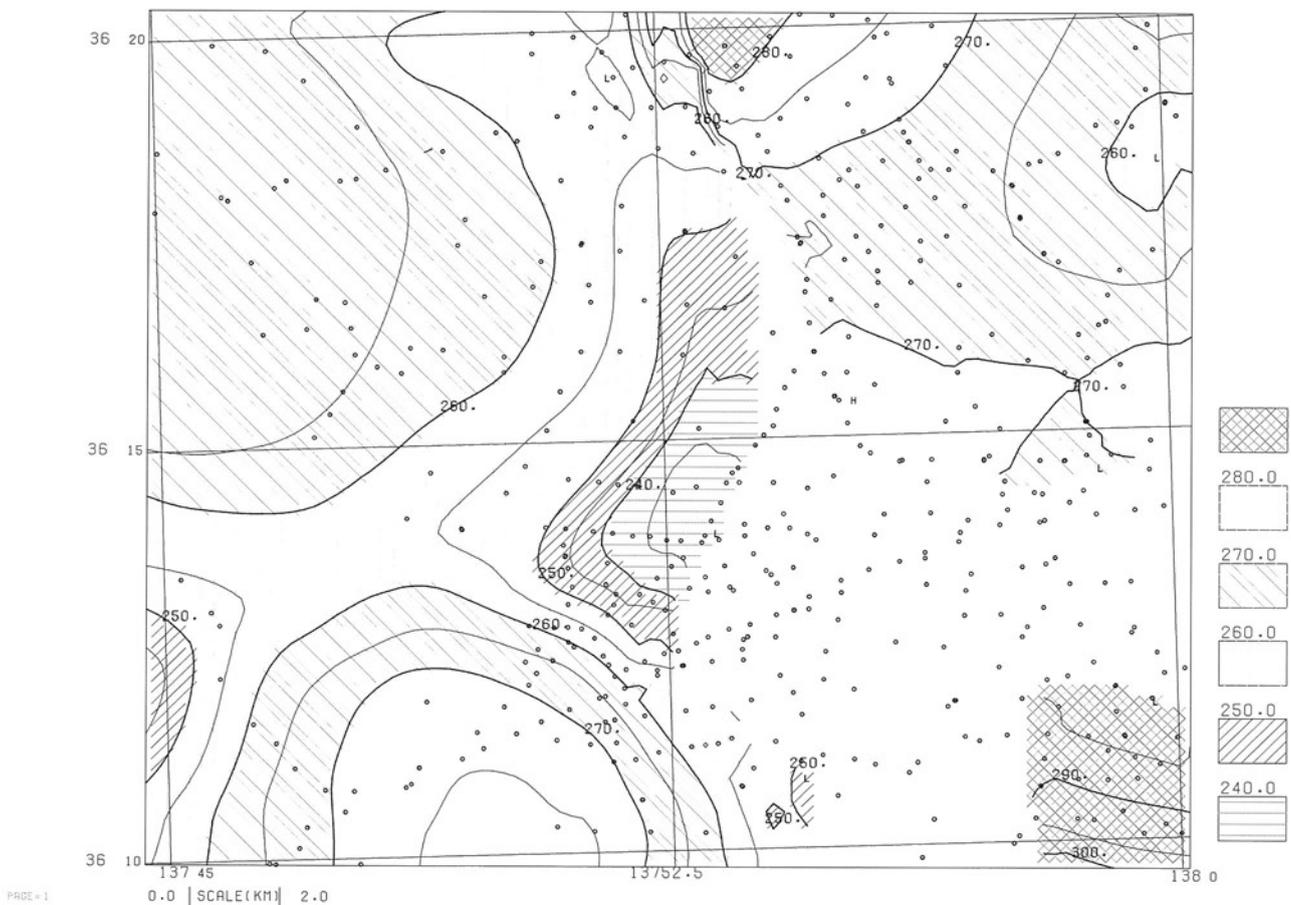


第8.2図 上方接続残差比較 (CVUR) 法による密度推定  
残差重力は上方接続125mをトレンドとして除去した。

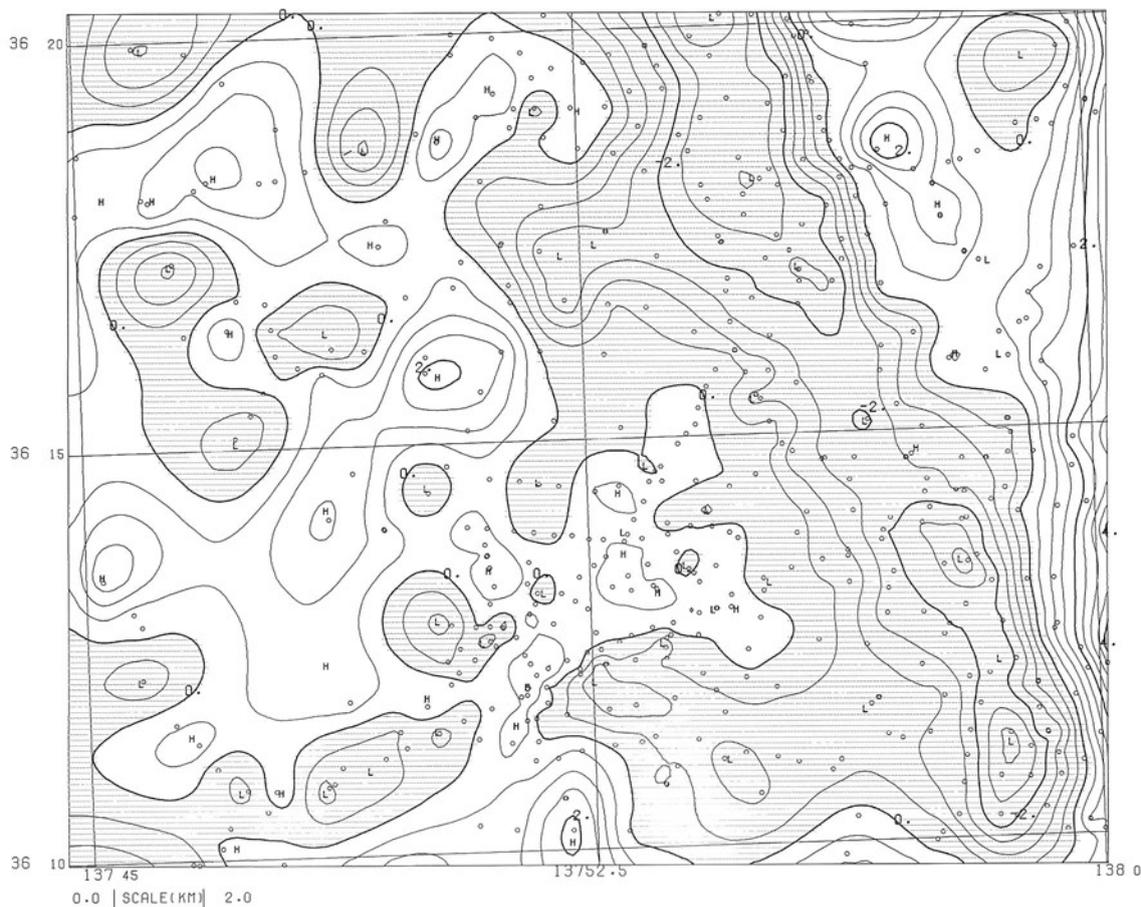
領域のデータが含まれることになり、結果の信頼性が低下することにも注意する必要がある。

第8.2図に、鍋冠山を中心とした半径5kmのサンプリング半径で解析した例を示す。解析された密度は $2.67\text{g/cm}^3$ となり、この周辺に分布する美濃帯ジュラ系の基盤岩類の密度としては適当と考えられる。比較的浅部についても破碎度は低く高密度の結果が解析されたことを示している。なお、第8.2図の例は、指定した固定点での推定であるが、解析位置をずらしながらスキャンさせれば、面的な密度分布が得られる。そうして得られた結果を第8.3図に示す。但し、密度の推定は地形の起伏が小さいところでは誤差が大きくなるので盆地床部は除外した。また、本測定データの測点密度は $0.95$ 点/ $\text{km}^2$ 程度で、精密な密度推定を行うには充分でない部分も存在している。

第8.3図を見ると、盆地西部の山地について北側の鍋冠山周辺で $2.6\text{g/cm}^3$ を越え、南側の梓川沿いで $2.7\text{g/cm}^3$ を超えやや大きく解析されたが、地表面に高密度を示す岩石は見出されていない。盆地西部の山地の麓では解析された $2.4\text{g/cm}^3$ より密度が小さくなり盆地床に分布す



第8.3図 上方接続残差の比較による面的な表層密度分布図  
コンター値は、密度値を100倍して表示。○: 重力測定点。



第8.4図 上方接続残差図 上方接続2kmを広域傾向面として差し引いたもの。  
 仮定密度 $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ , コンター間隔: 0.5mgal, H: 重力異常値極大域, L: 重力異常値極小域. ○: 重力測定点.

る沖積層の低密度域に整合的につながる。盆地東部の北側の山地の密度は $2.6 \sim 2.7 \text{ g/cm}^3$ と西部と大きな変化はないことが判る。あと、松本市街地の南部に $2.8 \text{ g/cm}^3$ を越える大きな密度が解析されたが、ここの領域は地形的な起伏は小さく解析精度が低いと考えられるので、ここでは議論しない。

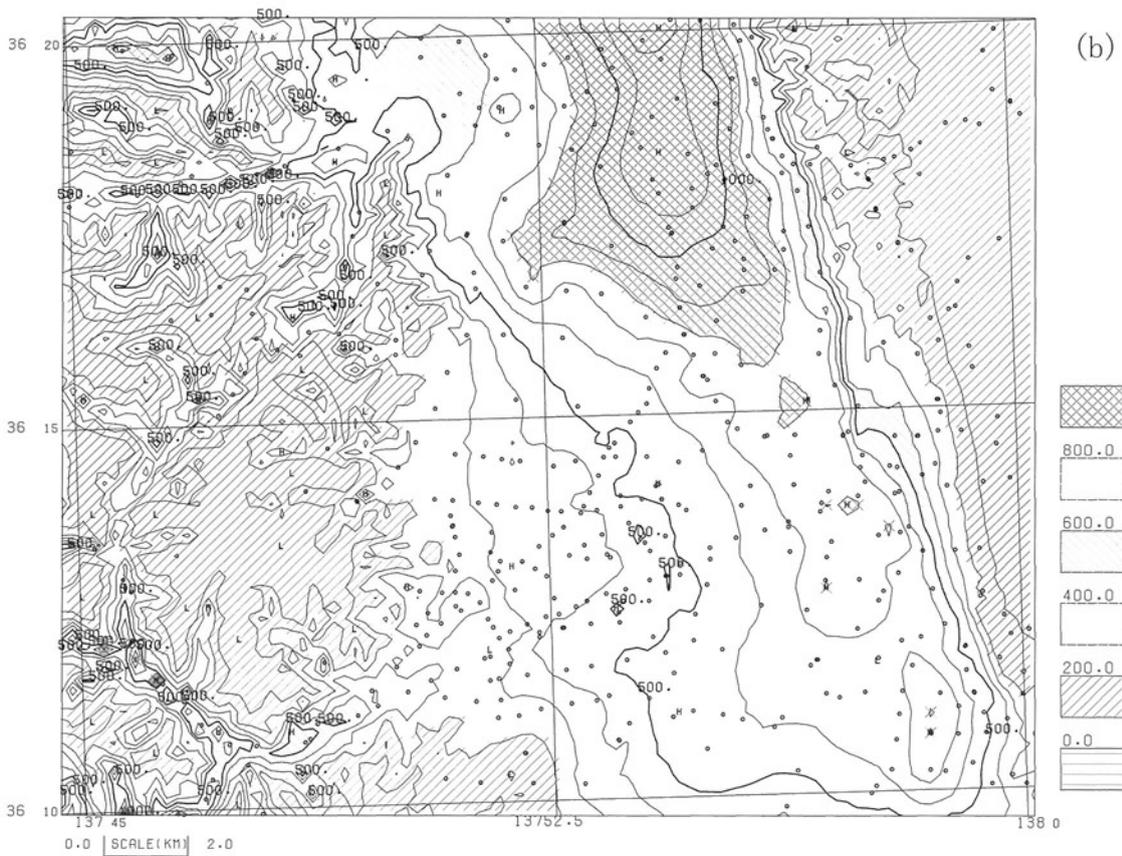
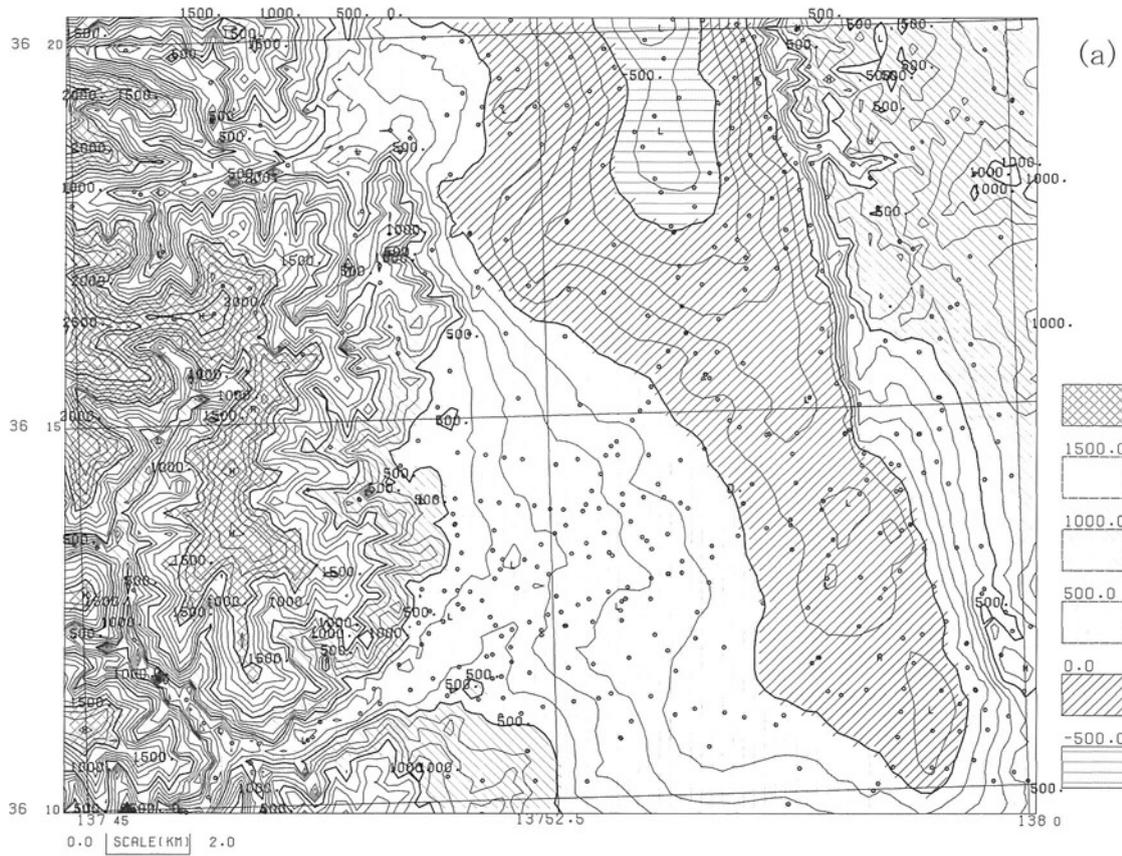
### 8.5 残差重力図

第8.1図に示した重力図は、広域の傾向面や数km以上の深い構造に起因する重力異常を含むので、比較的深度の浅い地質構造との対比という点で適当とは言いがたい。ここでは、深部構造による広域傾向面を上方接続値と考えて分離し、地表付近(数kmより浅い)の重力異常を抽出する。具体的には、ここでは上方接続2kmのものを広域傾向面とした。地表付近の微細な不均質構造や位置や標高値の不確実性によるノイズ成分は、測点間隔が2km程度と大きいため重力図には含まれないと考えられるので、特にハイカット処理は施さなかった。結果を第8.4図に示す。なお、仮定密度は、ブーゲー異常と同じ $2.67 \text{ g/cm}^3$ である。

第8.4図は、負値に横線の陰を付けて表示した。負値の領域、言い換えれば低重力異常域が、盆地低平部(標高の最も低くなっている領域)の東に沿った盆地東側の山地の麓と対応する北北西-南南東方向に伸びるように見られる。つまり低重力帯は盆地の東側に寄って存在していることがわかる。これらの事実は、盆地内の低密度物質と同じものが東側の山地の下に潜り込んで存在していることをうかがわせる。また、正負の境界部は断層等の地質境界を示しており、盆地東側の山地の麓には断層構造が想定できる。それは地質的には松本東縁断層に相当する。

### 8.6 重力基盤図

ここでは未固結砂礫層の下位にある、新第三紀以前の地質体を重力基盤として扱う。重力基盤を100m間隔の等値線で示し、標高については500m毎の段階表示(第8.5図(a))、深度については200m毎の段階表示(第8.5図(b))で各々示した。ここでは、重力基盤(先新第三系及び最下部中新統に相当)とその上位の堆積層との密度差は、一様に $0.5 \text{ g/cm}^3$ と仮定した。重力基盤解



第8.5図 5万分の1「松本」図幅の重力基盤図(標高)

(a) 標高による表示 (b) 深度による表示

密度差は、 $0.5\text{g/cm}^3$ 。コンター間隔は、100m。H:重力基盤凸域。L:重力基盤凹域。L:重力異常値極小域。○:重力測定点。

析は、地表下数 km の構造を抽出するため上方接続 5km のものを深部構造による広域傾向面として除去した残差重力データについて行った。実際の基盤構造と整合させるためのコントロールポイントとして、基盤の露出している点と松本市内での坑井による基盤の着岩深度の結果を用いた。解析結果については、実際の構造が多層構造となっている等、モデルと異なってくれば、実際の基盤の深さも異なってくることになる。また、今回使用した重力データは 250m という格子間隔であるが、山間部には重力測点が少なく急激な構造変化やローカルな地質構造の拾い上げが充分とは言えず、得られた構造は全体に平滑化されている。実際には基盤及び堆積層とも密度は一樣でないため本図に示した基盤深度は実際の先新第三系の地質的な基盤と一致しない部分もあり得るが、基盤の落差や基盤の概略的な起伏を把握するには充分有効と考えられる。また、基盤構造の急激な落差域には構造

境界、大きな断層構造などと整合する。

重力基盤の主な特徴として、いくつか指摘できる。

- (1) 豊科から松本に至る盆地低平部の重力基盤は海水準より低く、特に豊科付近では海拔下 600m を超える（深度は 1,000m を超す）深い構造を呈している。
- (2) 盆地東部から東部の山地に至る部分には、標高差 700 ~ 1,000m の大きな落差を呈しており、逆断層もしくは低密度物質の山地下への折り込み構造を示している。
- (3) 盆地東部から西部の山地に向かって重力基盤は緩やかに浅くなっており明瞭な断層構造は見られない。梓川沿いにも地形と調和するように海拔 500m 程度（深度で 500m を越す）の重力基盤が深くなっている構造が見られる。

## 第9章 資源地質

(原山 智)

### 9.1 マンガン

松本図幅内の美濃帯付加体中には、小規模なマンガン鉱床が知られており、そのほとんどがチャート層中に産する。第二次大戦前から昭和30年代にかけて安曇野市堀金角蔵山、松本市梓川中塔、金松寺、八景山、松本市安曇橋場、明ヶ平、矢嵩沢、東筑摩郡波田町竜島などで試掘や採掘が行われた。

このうちもっとも生産量が多かったのは竜島鉱山で、Mn30%含有の鉱石1,203トン、Mn38%鉱石3,000トンを産出している(吉村, 1969)。主として菱マンガン鉱からなり、酸化帯では硬マンガン鉱、軟マンガン鉱を伴う。八景山、矢嵩沢などでは初生帯にバラ輝石を含むことが知られている(南安曇郡誌, 1956)。

### 9.2 その他の地下資源

南安曇郡誌によれば、安曇野市堀金の大水沢左岸の古生層粘板岩中(美濃帯付加体の砂岩・泥岩に相当)の黄銅鉱・鉛鉱部に含まれる銀を対象に元禄年間に採掘・精錬が行われた記録がある。同誌によれば、安曇野市堀金の烏川支流小水沢(大水沢合流点より下流)の左岸に石灰岩の露頭があり、慶応年間から明治初期にかけて採掘し、石灰釜で焼成したとの記録があるが、現地を確認することはできなかった。

梓川沿いの低位段丘などでは、旧河床礫が骨材資源として採掘されてきた。採掘跡地には、主として東部山地で採取された新第三系の泥質岩(安曇野市田沢)や大峰帯の火砕岩(池田町大峰)の採石や土砂が充填されているようである。

### 9.3 温泉

松本図幅には、東部山地の山麓や飛騨山脈の山麓沿いを中心に多数の温泉が分布している。浅間温泉と田沢温泉を除き、いずれも1990年代以降に行われたボーリング掘削により湧出した温泉である。

これらは、美濃帯付加体中の断層帯から湧出する温泉と新第三系中の断層帯から湧出する温泉に区分される。前者はアルカリ性単純泉が多く、後者はナトリウム-炭酸水素塩泉やナトリウム-硫酸塩泉が卓越する。

以下に主要な温泉について記述するが、これ以外にも松本市梓川の「梓温泉」の報告や、波田町中波田の

「洪の湯」(波田町誌自然民族編;波田町誌編纂委員会, 1983)の存在が知られているものの、泉質などの詳細は不明である。

**浅間温泉** 松本市浅間地区にあり、平安時代から知られている古くからの温泉である。源泉として坂本の湯、栄の湯、HOTプラザがあり、泉温は40～53℃で、湧出総量は1,134ℓ/分、pH8.7前後のナトリウム-硫酸塩泉である。

**新浅間温泉(横田温泉)** 松本市大村、横田にあり、泉温は51℃で、湧出量は不明。泉質は、浅間温泉に類似したナトリウム-硫酸塩泉である。

**松本温泉(信州会館)** 松本市大手にあり、泉温は25℃以下。湧出量は120ℓ/分、泉質は不明。

**松本温泉遊覧(美鈴レジャーセンター温泉)** 松本市芳川平田で1996年に1,600m深まで掘削した結果湧出した。泉温52.8℃、湧出量は毎分54ℓで、pH8.2の弱アルカリ性ナトリウム塩化物・硫酸塩泉である。

**梓の湯温泉** 松本市中心街の深志二丁目にて2006年に1,201m深まで掘削され、深度1,195mから828mにかけて設置されたスリットスクリーン型のストレーナーから流入した温泉を475m深から揚湯している。主として第三系の内村層から湧出している。泉温25.4～27.3℃、湧出量は毎分13.9～54.2ℓで、弱アルカリ性ナトリウム-塩化物炭酸水素塩泉である。

**安曇野温泉** 安曇野市豊科田沢地区にあり、新第三系の別所層中の亀裂より自然湧出する。湧出量は極少量。泉質はpH7.8の単純硫黄泉で、泉温は15℃前後である。明治年間より利用されており、現在は宿泊施設の田沢荘で利用されている。

**豊科温泉** 安曇野市豊科田沢で1992年に深度760mまで掘削された井戸から自噴する。豊科湯多里山の神として知られている温泉入浴施設で利用されている。湧出量は270ℓ/分。泉温は32.9℃で、pH8.0のナトリウム-塩化物炭酸水素塩泉であり、相当量のメタンガスと少量のCO<sub>2</sub>を伴う。

**明科温泉** 東筑摩郡明科町長峰荘付近で掘削した1,700mボーリングからエアリフトにより揚湯されていたが、現在は利用されていない。泉温は31.3℃で、湧出量は不明。泉質は、pH8.4のナトリウム-塩化物強塩泉で、Naイオンは6.5g/ℓ、Clイオンは11.1g/ℓに達する(早川, 1998MS)。

**蝶ヶ岳温泉** 1号源泉は安曇野市堀金、小野沢右岸の山腹(美濃帯付加体中)に位置する。1989年に1,200m

の掘削の結果自噴（360ℓ/分）したが、現在では動力揚湯されている（383ℓ/分）。泉温は13.7℃、泉質はpH7.9、わずかに硫化水素臭を示す。ラドン含有量が41.3～26.9×10<sup>-10</sup>キューリー/kgの弱放射能泉である。2号源泉は、小野沢下流左岸の段丘面上にあり（砂礫層）、2007年に50mの掘削により湧出した。動力により揚湯されている（391ℓ/分）。泉温は13.9℃、泉質はpH6.0の単純弱放射能冷鉱泉であり、ラドン含有量は123.7×10<sup>-10</sup>キューリー/kgである。いずれも入浴施設「ほりて～ゆ～四季の郷」に供給されている。

**安曇野みさと温泉** 安曇野市三郷小倉の室山麓で、1996年に掘削された深度1,701mの掘削井から動力揚湯している。大塚・木船（2004）によれば、深度70mまでが砂礫及び粘土層、深度280mまでが礫岩であり、それより深部1,701mまでは美濃帯付加体の砂岩・黒色頁岩で、その途中の深度1,200mから1,360m付近まで緑色チャート層が挟まる。泉質はわずかに硫化水素臭を示すpH8.5のアルカリ性単純温泉で、泉温は38.6℃、湧出量は毎分298ℓである。温泉は室山山頂にある温泉施設、ファインビュー室山に供給されている。

**竜島温泉せせらぎの湯** 南安曇郡波田町竜島にある。1997年に美濃帯付加体中に掘削した1,336.5mのボーリングの結果湧出（78ℓ/分）した。温泉の水位は-420m

で、動力により揚湯されている。泉温は40.2～41.3℃、泉質はpH9.1～9.2のアルカリ性単純温泉である。

**島々妙鉱温泉** 南安曇郡波田町新島々（新島々駅前）にあり宿泊・入浴施設として利用されてきたが、現在は福祉保養施設内でのみ利用されている。金原（1992）によれば泉温5.6℃で、湧出量は20ℓ/分の単純鉄泉とされているが、現地での聞き取りでは、昭和43年に掘削（深度40m）し動力揚湯（30ℓ/分程度）しており、泉温12.5℃でpH8.7の弱アルカリ性単純泉とのことである。

#### 9.4 地下水

松本盆地の地下には未固結の砂礫層が数百mの厚さで堆積しているため、地下水は豊富である。松本鑿泉工業株式会社（1993）によれば、梓川から南部だけで地下水の総量は40億トンに達し、これは琵琶湖の貯水量の約1/6に相当する。松本市今井地区での観測によれば地下水位は地下20～40mにあり、季節により10～20mもの大きな変動を示すことが知られている。地下水は盆地周辺の扇頂部から供給され、田川、奈良井川、犀川沿いなどで湧出していると推定されている（小宮ほか、2003）。

## 第10章 活断層

(大塚 勉・酒井潤一・原山 智)

松本図幅内では、梓川断層群・信濃坂断層・鹿島-満願寺断層・牛伏寺断層において、活断層としての地質学的証拠が得られている。また、都市活断層図「松本」(2000)・活断層詳細デジタルマップ(2002, 中田・今泉編)などには、主として第四系分布地域の変動地形学的特徴に基づいて、活断層や撓曲などの位置が明らかにされている。

### 10.1 松本図幅西部地域の活断層

ジュラ紀付加コンプレックスが広く露出している松本図幅西部には、多数の断層が存在する。見いだされる断層には、付加コンプレックス形成作用に関わる断層のほか、古期の構造に変位を与える多くの断層が存在する。新期の断層のうちのあるものは第四系に変位を与えている。第四紀に活動した記録を有する断層には、北東-南西走向を示すもの、北西-南東走向を示すもの、南北走向を示すものがある。これらの断層群のうち、ここでは、実際に第四系を変位させる露頭が見いだされた梓川断層群・信濃坂断層・二ノ沢断層・鹿島-満願寺断層について記述する。

#### 梓川断層群

梓川断層群は、松本図幅南西部の梓川に平行に走る、東北東-西南西の走向を示す複数の断層の総称である。仁科(1983)によって、主として地形の特徴に基づいて命名された。仁科(1983)は、松本市梓川地区の大宮熱田神社付近の露頭において、梓川断層群を構成する断層が第四系を切ることから、梓川断層群が活断層であることを最初に指摘した。

その後、大塚ほか(2002)によって、国道158号の新淵橋の橋脚の基礎部分において、梓川断層群を構成する断層-橋場断層が、味噌川コンプレックスの砂岩・泥岩と、その上位に不整合で重なる河床の砂礫層を変位させている事実が報告された(第10.1図)。その上で、大塚ほか(2002)は、梓川断層は、複数の断層の集合体であり、入山断層と橋場断層が存在することを明らかにした。なお、地質図中では、梓川断層群の中で活断層としての証拠が露頭で得られている入山断層に沿って梓川断層群と表記した。

これらのうち、入山断層は、島々の南方(南に隣接する塩尻地域内)で梓川支流の黒川の流路を約1,000m右横ずれ方向に変位させている。1945年10月9日には、6



第10.1図 味噌川コンプレックスと河床礫を変位させる橋場断層  
矢印の方向が断層。松本市安曇大野田。



第10.2図 野沢の土砂崩落跡地  
松本市安曇大野田

名の犠牲者を出す土砂崩落が、大野田野沢斜面の「たかつなぎ」(第10.2図)において発生した。これは、梓川断層群を構成する断層の大規模な破砕帯が崩壊したものである。更に、1991年10月18日に発生した国道158号の崩壊事故(渡辺ほか, 1992)は、梓川断層群を構成する橋場断層の破砕帯が崩壊したものである(大塚ほか, 2002)。

梓川断層群を構成する、幅数10m以上の規模の破砕帯を伴う断層が、松本市梓川地区八景山南方の梓川河床において観察される(第10.3図; 中島・大塚, 2007)。この断層は、島々コンプレックスと味噌川コンプレックスの境界を構成している。中島・大塚は、断層ガウジの



第10.3図 梓川河床の断層破碎帯  
松本市梓川八景山. 矢印の間が断層破碎帯.

解析から、断層の最近の運動は、南側の味噌川コンプレックスの上昇を伴う右横ずれ運動であることを論じている。大塚・赤羽（2008）は、前述した1945年9月に発生した土砂崩落は、梓川断層を構成する断層の破碎帯の存在が重要な要因であったことを明らかにした。大塚・赤羽は、この断層を竜島断層とよび、ガウジの構造から、断層運動が南側の上昇を伴う右横ずれ運動であることを論じた。この竜島断層は、中島・大塚（2007）が記載したコンプレックス境界の断層に連続する。

松本市梓川南大妻の南に位置する岩岡神社には、チャートの小岩体が露出し（第3.19図）、中生界からなる基盤岩が第四系の下の浅所に位置していることを示している。地震波反射法探査の結果（額額ほか、2007）によれば、このチャートの小岩体の約1km南の側線において、基盤岩の深度が東北東方向へ急激に増加している。また、萩原ほか（1986）及び本報告8.4図の重力調査結果は、松本盆地の梓川流路の南側に、負の短波長ブーゲー異常を示す領域が広がっていることを示している。これらのことから、梓川の流路に沿って、北側の浅い基盤深度の領域と、南側の北北東に向かって急激に基盤深度が増す領域との間に、構造的境界が存在していることが予想される。この位置は梓川断層群の東北東延長線上にあたり、同断層群を構成する断層の存在が推定される。

### 信濃坂断層

信濃坂断層は、松本図幅北西部において、北西-南東方向の走向を示す断層である。松本図幅北西部の浅山川付近から安曇野市須砂渡で鹿島-満願寺断層と合流し、南北方向に近い走向となり、安曇野市小倉に至る。仁科（1983）によって命名され、中房温泉付近で段丘礫層を変位させていることから、活断層であることが最初に明

らかにされた。その後、仁科ほか（1985）によって、確実度I、活動度Aの活断層とされている。

安曇野市須砂渡の碎石場跡地において、信濃坂断層は、沢渡コンプレックスに幅200m以上の断層ガウジ及び角礫帯を形成している（第10.4a, b図）。更にこの沢渡コンプレックス起源の断層ガウジが、 $N12^{\circ}W, 47^{\circ}W$ の断層面を介して、有明花崗岩及び段丘礫層と接している。ここでは、有明花崗岩は著しく破碎され、ガウジ化あるいはマサ化している。花崗岩と沢渡コンプレックス起源のガウジの間には厚さ1～5cmの黒色粘土が形成されている。花崗岩起源のガウジ中には、左横ずれを伴う西落ち正断層の変位を示す明瞭な複合面構造が形成されている。この露頭において、沢渡コンプレックス及び花崗岩起源のガウジは、最大径2mに達する花崗岩や美濃帯中生界の亜円礫を含む礫層とも断層で接している。松本盆地団体研究会（1972）によると、この礫層は2.7～4万年前に堆積した波田礫層に対比されている。断層面の姿勢は $N16^{\circ}W, 52^{\circ}W$ で、幅約5cmの暗緑灰色の断層粘土が形成されている。須砂渡と浅山川の間の地域では、沢渡コンプレックス中に形成された信濃坂断層のガウジの露頭が点在する。

### 二ノ沢断層

鳥川支流の二の沢下流部では、ジュラ紀付加コンプレックスの砂岩と、赤木山礫層に対比される段丘礫層が断層で接している（第10.5図）。断層面の姿勢は $N28^{\circ}W, 85^{\circ}SW$ で、砂岩の断層面は平滑である。垂直隔離は不明であるが、山腹の急斜面上に、標高差50m以上にわたり、地表の岩屑によって高角度な境界が追跡される。砂岩は塊状で新鮮である。断層の影響による変形や破碎はほとんど認められない。礫層は、花崗岩類と砂岩・泥



第10.4図(b)



第10.4図 信濃坂断層

(a) 露頭の遠景

安曇野市堀金 旧土砂取り場. 矢印で示した境界が断層の位置を示す.

(b) 断層粘土を介して接する礫層(上盤)と中生界(下盤)

安曇野市堀金. 撮影場所を(a)に示す.



第10.5図 ニノ沢断層の露頭

沢渡コンプレックスの砂岩と段丘礫層が断層(矢印の位置)で接している。断層面の姿勢は $N28^{\circ}W$ ,  $85^{\circ}SW$ .

岩などの最大径30cmの亜円礫ないし亜角礫を含む。断層面に接する部分では、礫の長軸が断層面に平行となることがある。断層面付近では、泥岩の礫の葉理面に沿って密な亀裂が生じ、礫は細片となる。基質は砂であるが、断層面近傍では黄褐色のシルトとなる。複合面構造などの運動方向を示す構造は認められないが、河川の屈曲から左横ずれ運動を読み取ることができる。

#### 鹿島-満願寺断層

鹿島-満願寺断層は、辻村(1926)によって常念岳断

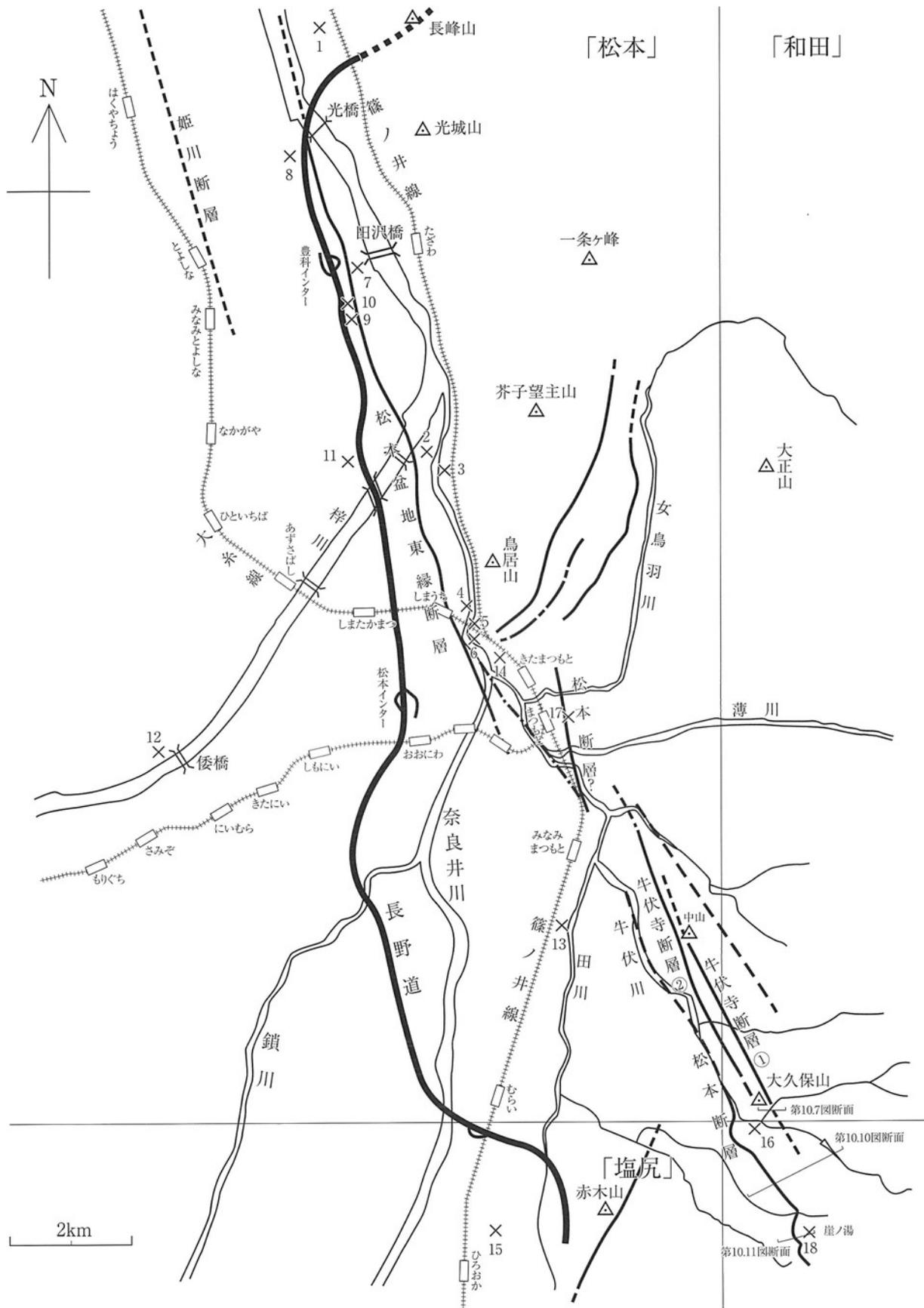
層崖として初めて記載された後、小林(1967)によって鹿島-満願寺断層と呼ばれるようになった。仁科(1983)は、須砂渡付近でローム層が本断層によって切られていることから、活断層であることを指摘した。その後、仁科ほか(1985)によって、確実度II、活動度B~Cの活断層とされている。

安曇野市須砂渡の碎石場跡地では、信濃坂断層とともに、ほぼ南北の走向を示す鹿島-満願寺断層の露頭が観察される。鹿島-満願寺断層は、沢渡コンプレックスに幅20m以上の断層ガウジを形成している。更にこの沢渡コンプレックス起源の断層ガウジが、 $N15^{\circ}W$ ,  $50^{\circ}W$ の断層面を介して、年代不明の礫層と接している。沢渡コンプレックス起源のガウジと礫層の間には、シルトないし砂質のガウジが存在する。その複合面構造は、右横ずれを伴う東落ち逆断層であることを示唆している。

信濃坂断層と鹿島-満願寺断層は、須砂渡の採石場跡地付近でトレースがほぼ一致するようになり、南方の安曇野市小倉付近まで連続する。南方延長部の安曇野市小倉では、第四系が作る地形面上に撓曲が見いだされている(中田・今泉, 2002)。

## 10.2 松本盆地東縁の活断層

松本盆地東縁の松本市中山から片丘に分布する活断層は、松本断層(酒井・松本盆地団体研究グループ, 2002)、牛伏寺断層(小林, 1967)であるが(第10.6図)、このほかにも未確認の断層が存在する可能性が高い。例



第10.6図 松本盆地東縁の断層と盆地内の推定断層  
 短い破線は伏在断層を、長い破線は推定断層を示す。  
 数字を付した×は第10.13図のボーリングの位置を示す。

例えば、2002年10月に、松本市中山において群発地震が観測されたが、震源は浅く、牛伏寺断層より東へ750～900m離れていることから、未知の断層が伏在する可能性が高い。

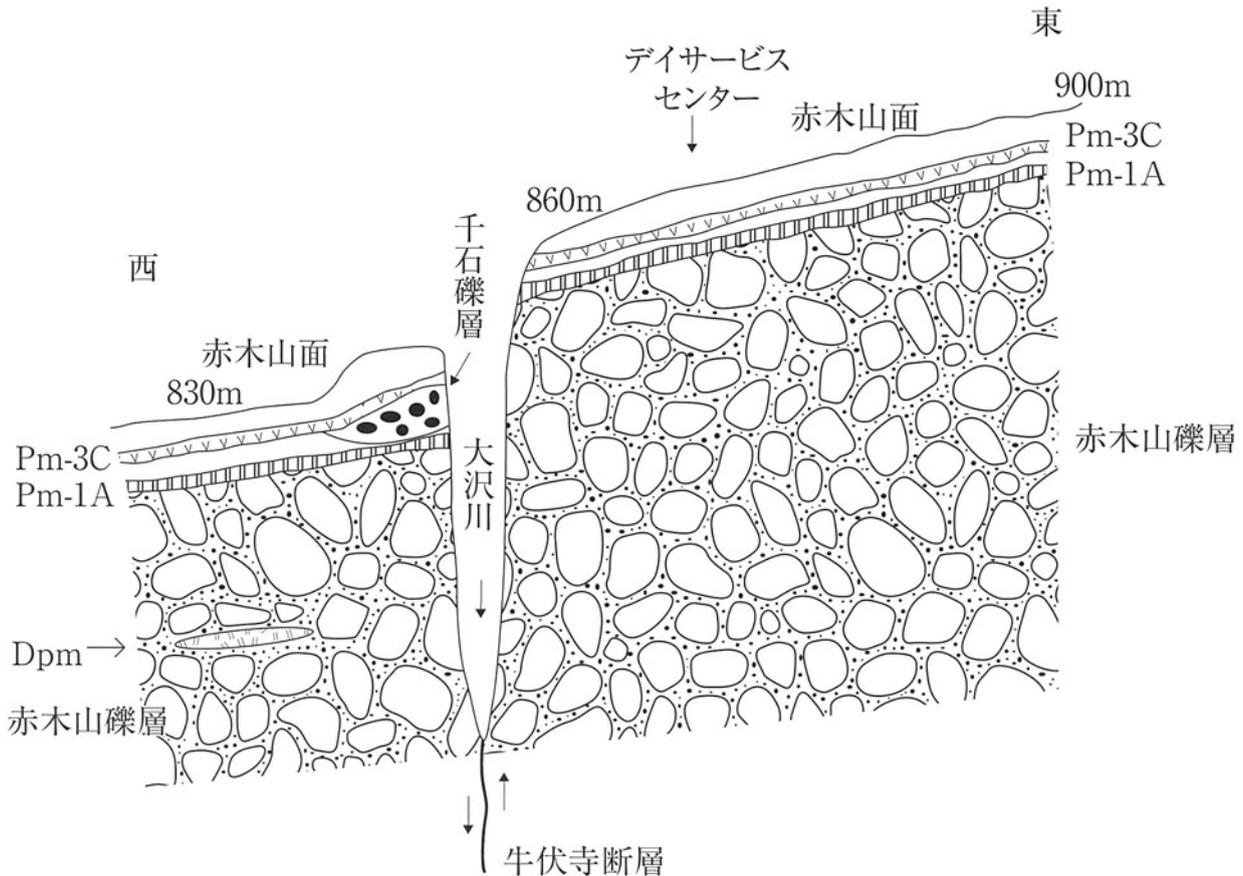
牛伏寺断層は、近接する平行な二つの断層からなり、ほぼN15°～20°Wの走向をもつ。東側の牛伏寺断層①は、和田図幅内の牛伏寺川右岸で赤木山礫層堆積面を、垂直方向にほぼ30m変位させている(西側低下)。地形・地質からみて、横ずれの規模は小さい(第10.7図、第10.8図)。一方、Ikeda and Yonekura (1986)は、55,000年の間に475mの左横ずれがあり、8.6±1.0mm/年の平均変位速度をもつとしている。牛伏寺断層②は同①の西方約100mにあり、中山台の東側に鮮明な断層崖を残している(第10.9図)、東側低下を示す。

松本断層は、松本盆地団研により確認され命名された(酒井・松本盆地団体研究グループ、2002)。松本断層は、糸静線方向とほぼ同じN15°～20°Wであり、松本カントリークラブから崖の湯にかけては地形に現われ、松本カントリークラブでは片丘礫層堆積面を垂直方向に100m以上変位(西側低下)させている(第10.10図)。崖ノ湯で行われたボーリングのデータ(第10.12図、

10.13図の地点18)と地表における推定位置(ボーリング地点の西)から求めた松本断層の形状は、東傾斜26度となり、少くとも地表付近では低角の逆断層であると推定される(第10.11図)。

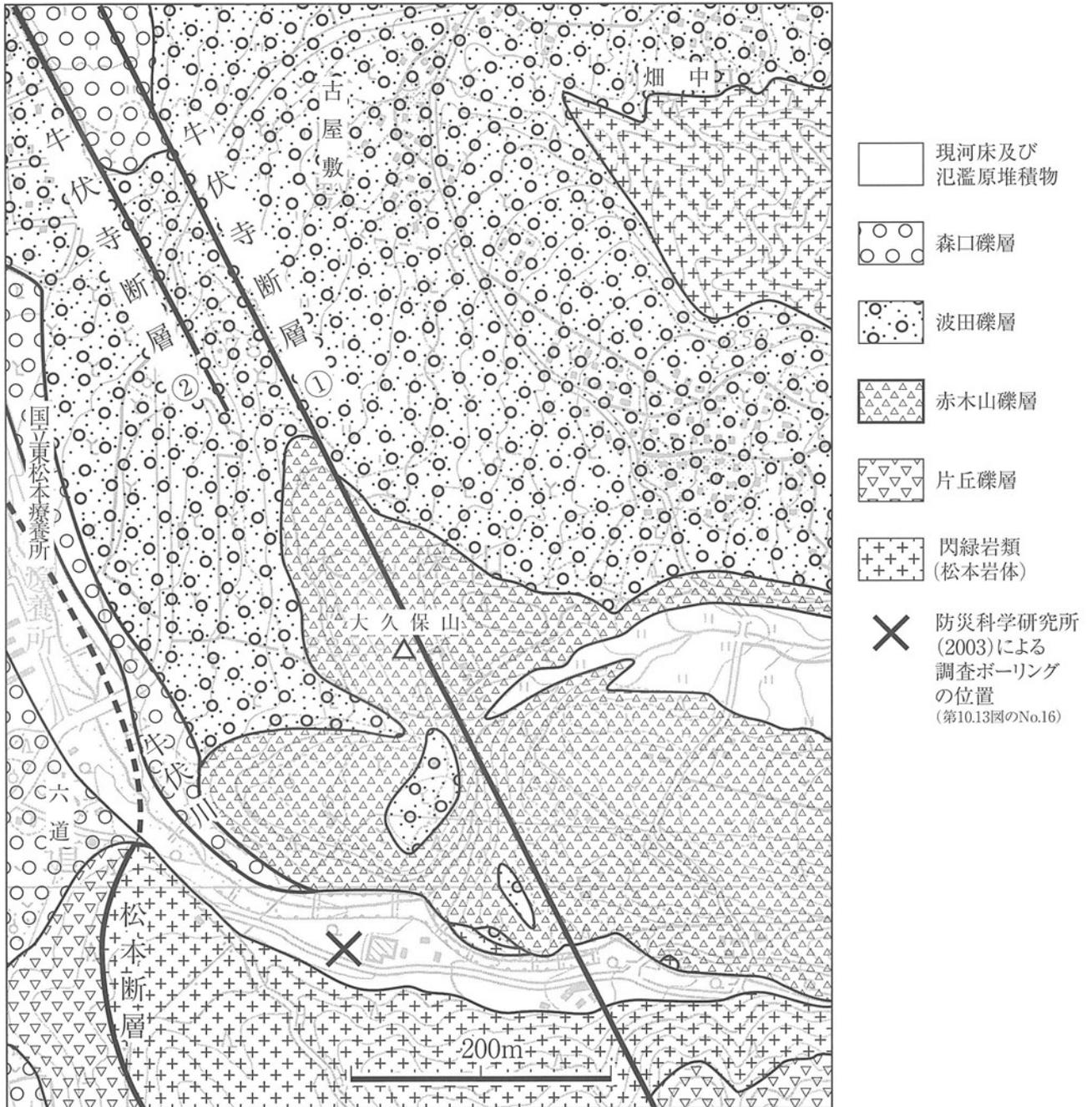
松本断層は、中山付近では丘陵や山地と沖積低地面との境界をなし、その北方延長である松本市街地では並柳から松本駅にかけて、上部更新統-完新統の厚い細粒堆積物におおわれている。

このほか、崖の湯南の駐車場では北東-南西走向の大規模な断層破碎帯が露出し(第10.12図)、ここでは松本断層が低地面との境界をなしている。その北方延長である松本市街地では、並柳から松本駅にかけて上部更新統-完新統の厚い細粒堆積物の堆積域となって地形面の変位は明瞭ではないと思われてきた。しかし最近の近藤ほか(2006)やKondo *et al.* (2008)の研究によれば、松本市街中心部にNNW-SSE方向で東側が垂直変位1.3～1.8mを示す活断層が走ると報告されており、この活断層が松本断層に連なる可能性が高い。第10.14図の柱状図17で示された温泉ボーリング地点は、上述の市街地を走る断層の東側10～50mの位置にあり、577mに及ぶ厚い未固結砂礫層が見いだされている。同断層が松



第10.7図 大久保山付近の東西模式断面図

松本市大久保山(和田図幅内)。断面の位置を第10.6図に示した。Pm-3c(約7.5万前)の降灰直前に崩落性の千石礫層が堆積しており、この時期に牛伏寺断層の変位(東側上昇)があった可能性を示す。



第10.8図 大久保山付近の地質図

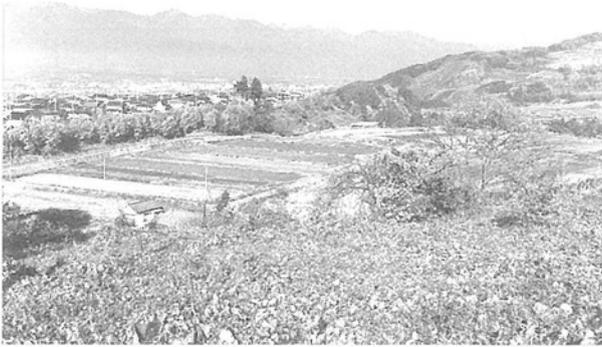
松本市大久保山（和田図幅内）．波田礫層堆積以後に，牛伏寺断層には大きな左横ずれが無いことを示す．

本断層と同様に東傾斜の低角逆断層であると，ボーリングは東側表層の砂礫層に続き地下浅所で断層面を通過し，西側（下盤側）の未固結砂礫層を掘削したこととなり，厚い未固結砂礫層の存在を合理的に説明することができる．

### 10.3 松本盆地内の推定断層

第10.6図及び第10.13図に，松本盆地東部で掘削さ

れたボーリング地点及びその柱状図を示す．1～12，14，15は酒井ほか（2000）により，13は信濃毎日新聞社編集局編（1998），16は防災科学技術研究所（2003），17は向井ほか（未公表），18はジオサイエンス（1995）による．1～6は，地表面下10m以浅まで新第三紀堆積岩類が分布し，小谷-中山断層（小坂，1991）より東側の地域に属することを示している．7には，大峰層が分布する．なお，地点7のすぐ東側の犀川河床でも大峰層が確認されている（山下ほか，1982）．したがって，地

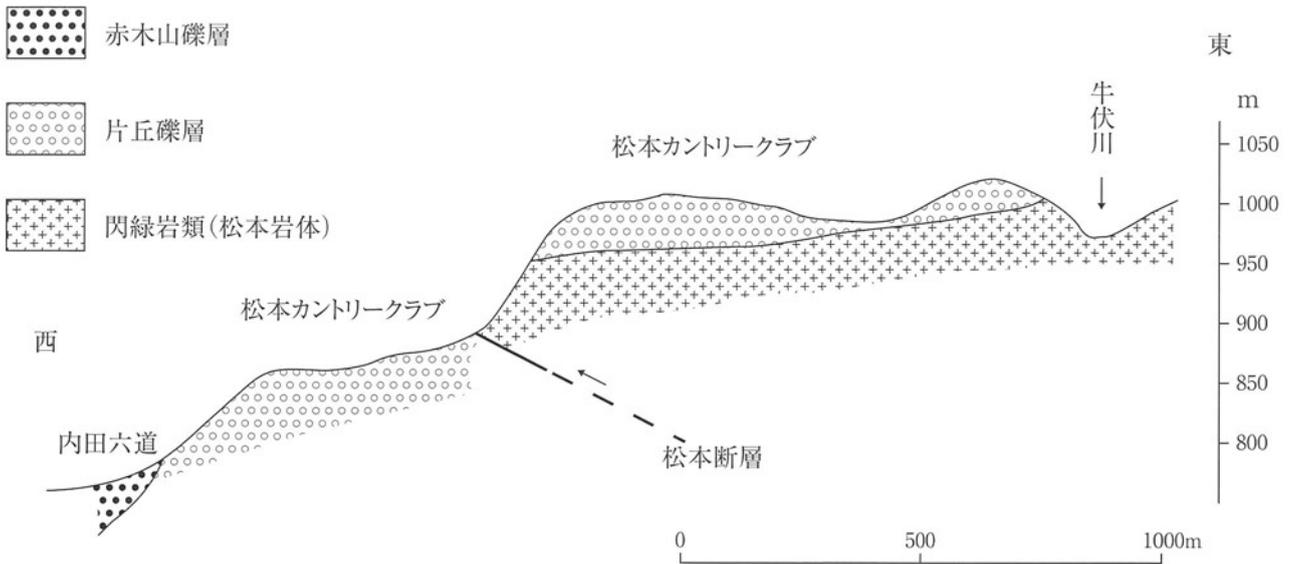


第10.9図 牛伏寺断層②の断層崖  
松本市中山の中山台。中央左の広葉樹が生えている崖。

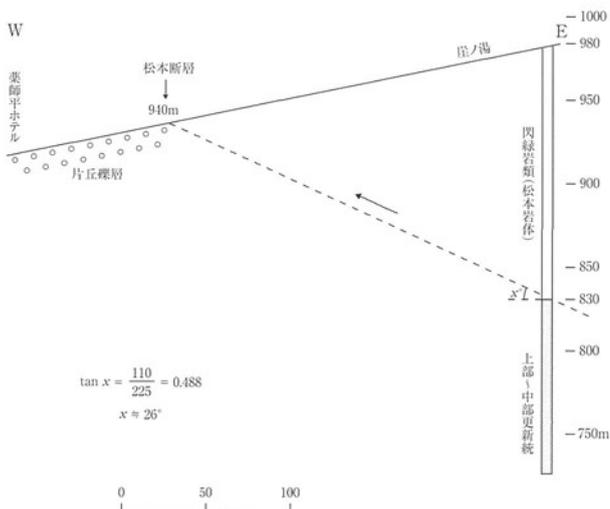
点7は小谷-中山断層の西に位置する大峰帯に属する。8～15では、第四系の礫層が厚い。このうち8, 9, 10では、大峰層が地下浅所に存在する7に近接しているにもかかわらず、著しく厚い礫層が堆積していることから、大峰層との間に西側低下の大きな断層が推定される。この断層は大峰帯中にあり、松本盆地東縁断層（下川ほか、1995）に相当する。この断層は、南に向かっては梓川付近で小谷-中山断層に収斂する。

#### 10.4 松本盆地中部東縁の地下構造と地形形成史

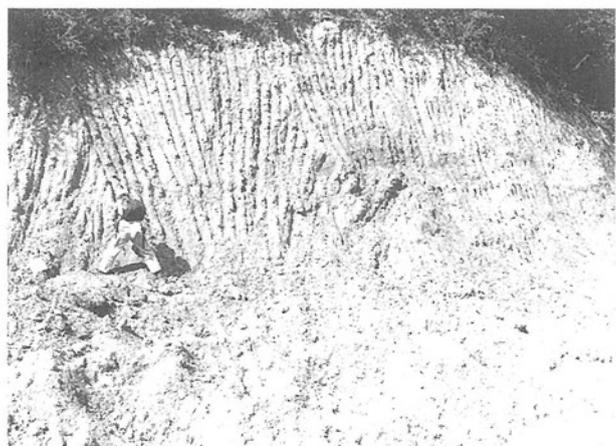
第10.13図の16, 17地点は、ともに松本断層より東側に位置し（第10.6図）、地表近くに新第三系の分布が推



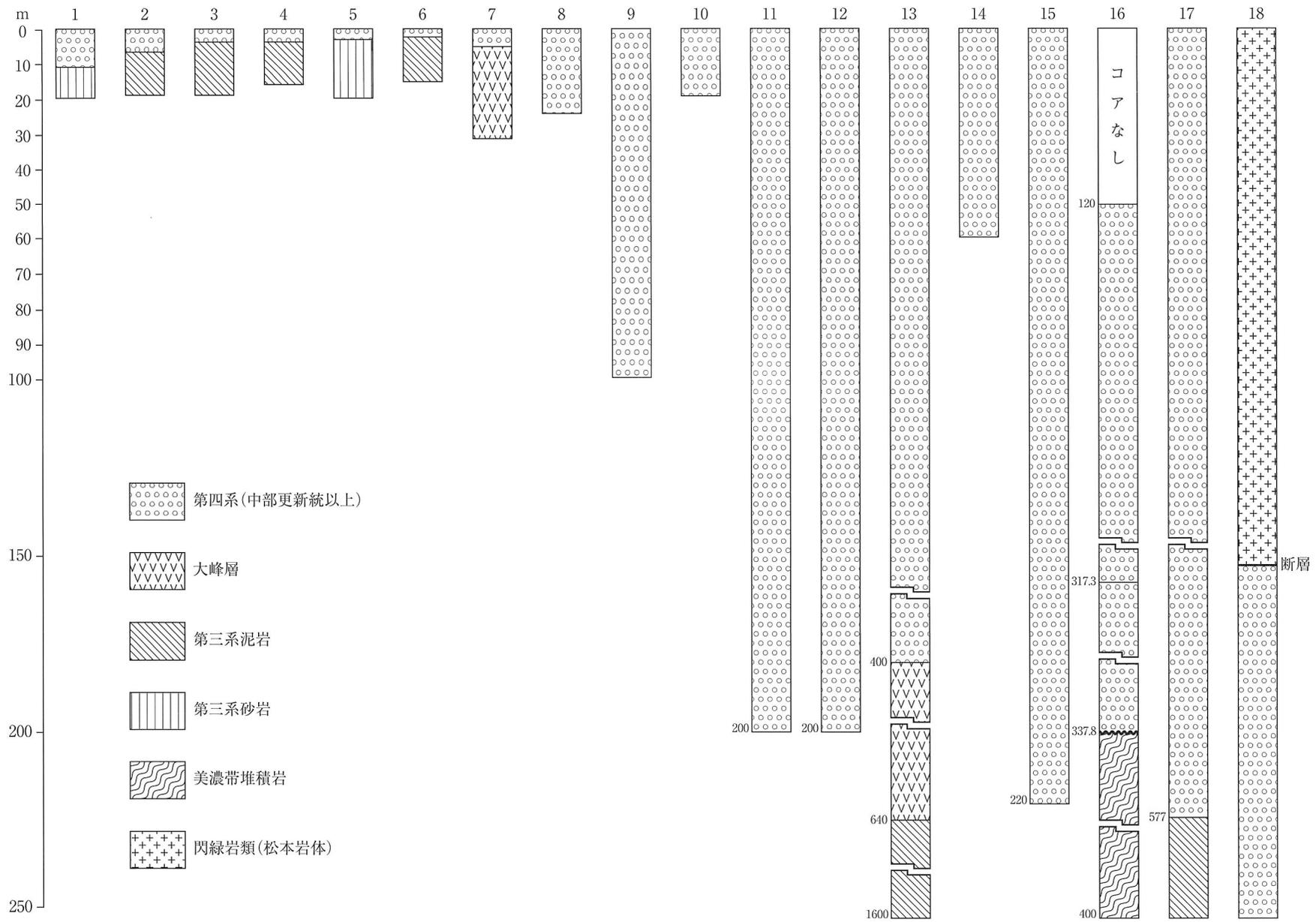
第10.10図 松本カントリークラブにおける東西模式断面図  
松本市内田。断面位置を第10.6図に示した。水平：垂直=1：2.5。片丘礫層堆積面が、ほぼ130m西側低下。



第10.11図 崖ノ湯付近における松本断層の傾斜  
塩尻市崖ノ湯付近の東西断面。諏訪図幅内。第10.6図の地点 18。



第10.12図 崖ノ湯における断層破碎帯  
塩尻市崖ノ湯の駐車場。諏訪図幅内。閃緑岩類(松本岩体)中に形成された破碎帯。



第10.13図 松本盆地内のボーリング柱状図

定される地域である。しかし、16地点では地下337.8mまで厚い礫層である。同礫層下部には、中期更新世初期に属する古期御岳火山の軽石が含まれる（防災科学技術研究所，2003；竹下ほか2007）。従って、同層準は梨ノ木礫層に相当する。地点16の約100m東側の河床には閃緑岩類（松本岩体）が露出する（第10.8図）。17地点（梓の湯）では、地下ほぼ580mまで厚い礫層が続く。地点16を含む牛伏川右岸地域には赤木山礫層と波田礫層が分布し、それら礫層の分布高度は南側の松本カントリークラブ、北側の中山霊園よりも低い。地形的に高位の松本カントリークラブ、中山霊園には片丘礫層が分布する。中山霊園北方の低地が17地点を含む松本市街地であり、完新統を含む礫層が厚い。松本市街地の北方には、地形的に高位の城山公園があり、片丘礫層が分布する。すなわち、地形的に高位の松本カントリークラブ、中山霊園、松本市城山公園には中部更新統の片丘礫層が分布し、低い牛伏川右岸-中山台団地、薄川沿いの松本市街地には赤木山礫層以新の上部更新統・完新統が分布している。これらの地形・地質構造は、片丘礫層堆積後-赤木山礫層堆積前に、松本断層が大きく活動し、断層東側が低角

で盆地側の片丘礫層に乗り上げ後、牛伏川など河川沿いでは、片丘礫層を含め基盤岩に達するほどの浸食を受けた。この浸食谷に、赤木山礫層以後の上部更新統や完新統が堆積し、現地形を形成したものである。

松本断層の変位量に関しては資料が少ない。松本カントリークラブでは、片丘礫層堆積面を垂直方向にほぼ120～130m変位させている（西側低下；第10.10図）。同断層は、26度前後の低角逆断層と推定されることから、東西方向の変位量は、垂直方向よりはるかに大きいものと推測される。松本断層による赤木山礫層以後の堆積物に対する変位量は不明であるが、牛伏寺断層が赤木山礫層を垂直方向で30m変位（西側低下）させている（第10.8図）。この活動は、小坂田ローム層のPm-3C軽石降灰期であり、松本断層も同時期に活動したものと推測される。片丘礫層以前における松本断層の活動については、直接の証拠は得られていないが、梨ノ木礫層の堆積から松本盆地の形成が始まっていることから、同断層の活動も中期更新世初頭から活発になってきたものと推定される。

## 文 献

- 足立 守 (1977) 美濃帯の中生代タービダイト砂岩中の碎屑性クロリトイドとその地質学的意義. 地質雑, vol. 83, p. 341-352.
- Asakawa, Y. and Yamada, T. (1980) Alkaline rocks from the northeast of Mt. Jonen-dake, Japan Alps, Central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 75, p.281-299.
- 梓川村誌編さん委員会 (1993) 梓川村誌, 第一章 地形・地質. P. 7-54.
- Bouma, A.H. (1962) *Sedimentology of some flysch deposits.* Elsevier, Amsterdam, 168p.
- Blow, W.H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceeding First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, vol. 1, p. 199-421.
- 防災科学技術研究所 (2003) 牛伏寺断層構造調査報告書 [住鉦コンサルタント (株)]
- 萩原幸男・山下 昇・小坂共栄・矢野賢治・安井俊夫 (1986) 糸魚川-静岡構造線の重力調査 (I). 松本盆地中央部のブーゲー異常と構造解析. 地震研究所彙報, vol. 61, p. 537-550.
- 原山 智 (1990) 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 175p.
- 原山 智・大藪圭一郎・深山裕永・足立英彦・宿輪隆太 (2003) 飛騨山脈東半部における前期更新世後半からの傾動・隆起運動. 第四紀研究, vol. 42, p. 1-14.
- 波田町誌編纂委員会 (1983) 第 1 章地形地質, p. 1-114. 自然編, 波田町誌自然民族編, 703p.
- 早川 崇 (1998MS) 松本盆地東縁部周辺における温泉水成分の特徴及び時間変化. 信州大学理学部地質学科 1997 年度卒業論文, 68p.
- 姫川団研グループ (1958) 糸魚川-静岡線にそう地帯の第三紀層. 地質雑, vol. 64, p. 431-444.
- 平林照雄 (1965) 松本盆地西側の花崗岩の節理系と断層系. 地質雑, vol. 71, p. 18-31.
- 本間不二男 (1927) 長野県中部地方の地質構造 (概報), 地質雑, vol. 34, p. 132-153.
- Ikeda, Y. and Yonekura, N. (1986) Determination of Late Quaternary rates of net slip on two major fault zone in central Japan. *Bull. Geogr. Univ. Tokyo*, vol. 18, 49-63.
- Imoto, N. (1984) Late Pleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan (part 1). *Bull. Kyoto Univ. Educ. Ser.B*, no. 65, p. 15-40.
- 石沢一吉 (1982) 北アルプス鹿島槍ヶ岳-烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, vol. 88, p. 215-230.
- 伊藤真人 (1983) 北アルプス南東部蝶ヶ岳付近の氷河地形と堆積段丘. 地理評, vol. 56, p. 35-49.
- ジオサイエンス (株) (1995) 崖ノ湯温泉新規温泉井開発調査報告書, 崖ノ湯温泉組合, 24p.
- 亀井節夫 (1956) 南安曇郡の古生層. 安曇郡誌改訂版, p. 45-81. 安曇郡誌改訂編纂会.
- 金子智幸・山崎正男・佐藤博明 (1976) 飛騨山地に分布する高原川火砕流堆積物について (演旨). 火山, 第 2 集, vol. 21, p. 127-128.
- 狩野謙一 (1975) 長野県, 北部木曾-梓川地域の上部古-中生層の層序. 地質学雑誌, vol. 81, p. 285-300.
- 狩野謙一・竹内真司・中路正弥 (1991) メランジ中の非対称変形組織. 静岡大学地球科学研究報告, vol. 17, p. 63-85.
- 片田正人・磯見 博 (1962) 5 万分の 1 地質図幅「伊那」及び同説明書. 地質調査所, 28p.
- 片田正人・磯見 博 (1964) 5 万分の 1 地質図幅「塩尻」及び同説明書. 地質調査所, 52p.
- 加藤碩一・佐藤岱生 (1983) 信濃池田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 93p.
- Kobayashi, K. (1951) Quaternary chronology of the western part of the Fossa Magna. *Journal of Faculty of Livial Arts, Shinshu University*, vol. 1, p. 9-25.
- 小林国夫 (1961) いわゆる“信州ローム”. 地質雑, vol. 67, p. 32-47.
- 小林国夫 (1967) 松本平ができるまで. 松本と安曇の話, 3. 33, 安筑郷土資料刊行会.
- 小林伸隆・大塚 勉 (2003) イライト結晶度からみた美濃帯東部島々・沢渡コンプレックスの地質構造. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 261.
- 小林祐哉・大塚 勉 (2002) 変形構造とイライト結晶度からみた美濃帯左門岳ユニットの形成過程. 地質学雑誌, 第 108 巻, 第 1 号, 59-73.
- 小坂共栄・山岸猪久馬 (1988) 3. 2. 6. 内村一諏訪地域. 植村 武・山田哲雄編, 日本の地質「中部地方 I」, 共立出版, 東京, p. 81-84.
- 駒澤正夫 (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol. 34, p. 11-23.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation, *J. Geod. Soc. Japan*, vol. 41, p. 17-45.
- Komazawa, M. (2004) Density structure inferred from gravity anomalies in the eastern area of the Itoigawa Shizuoka Tectonic Line, central Japan. *Earth Planets Space*, 56, p. 1309-1314.
- 駒澤正夫・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二 (1987) 全国重力図 (ブーゲー異常図). 新エネルギー総合開発機構.
- 小宮洋行・中屋真司・益田晴恵・日下部 実 (2003) 酸素および水素の同位体と水質から見た長野県松本盆地中・南

- 部地域の広域地下水流動系. 地下水学会誌, vol. 45, p. 145-168.
- 近藤久雄・遠田晋次・奥村晃史・高田圭太 (2006) 糸魚川-静岡構造線活断層系・松本盆地東縁断層南部に沿う左横ずれ変位地形. 地学雑誌, vol. 115, p. 208-220.
- Kondo, H., Toda, S., Okumura, K., Takada, K. and Chiba, T. (2008) A fault scarp in an urban area identified by LiDAR survey: A Case study on the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, central Japan. *Geomorphology*, vol. 101, p. 731-739.
- 小坂共栄 (1991) 大峰帯の地質とそのフォッサマグナ発達史における意義. 信州大学理学部紀要, 26, 75-140.
- 小坂共栄・緑 鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩 (1992) 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷. 地質学論集, no. 37, p. 71-83.
- Kosaka T, Nakayama C, Koshimizu S, Shiba M, Bizen N and Isomura T (1998) The geological age of the middle Miocene formations in the Northern Fossa Magna region, central Japan —The foraminiferal and fission-track ages of the Uchimura and Bessho Formations—. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, vol. 52, p. 502-507.
- 小坂共栄・久保田正史・大塚 繁・備前信之 (1989) 北部フォッサマグナの新第三系内村層から産出した浮遊性有孔虫. 信州大学理学部紀要, vol. 24, p. 27-34.
- 藤原一・古村孝志・三宅弘恵・泉谷恭男・山中浩明 (2007) 3.5 強振動評価高精度化の為の強震観測・地下構造調査. p. 79-99. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測. 平成 18 年度成果報告書, 文部科学省・国土交通省・東京大学地震研究所, 130p.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dedeck, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. R.W. Le Maitre edited, Blackwell Scientific Publications, London. 193p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス. 336p. 東京大学出版会.
- 松多信尚・池田安隆・東郷正美・今泉俊文・澤 祥 (1999) 都市圏活断層図「松本」国土地理院.
- 松本盆地地研グループ (1972) 松本盆地の第四紀地質の概観. 地質学論集, no. 7, p. 297-304.
- 松本盆地地研グループ (1977) 松本盆地の第四紀地質. 地質学論集, no. 14, p. 93-102.
- 松本磐泉工業株式会社 (1993) 平成 4 年度松本市地下水調査委託報告書その 1. p. 1-10.
- 南安曇郡誌改訂編纂会 (1956) 南安曇郡誌. 第一巻, 1,030p.
- 長橋良隆・小坂共栄・日比伸子 (1996) 岐阜・長野県に分布する後期鮮新世の大規模火砕流堆積物とその対比-丹生川火砕流堆積物・恵比寿峠火砕流堆積物とその相当層の例-. 地球科学, vol. 50, p. 29-42.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質雑, vol. 106, p. 51-69.
- 長野県松本市教育委員会 (1972) 長野県松本市女鳥羽川遺跡緊急発掘調査報告書. 長野県奈良井川改良工事事務所, p. 89.
- Nagao, T. (1941) An occurrence of a fossil sea lion in the Miocene deposits of Sinano, Japan. *Hokkaido Univ. Fac. Sci. Jour.*, ser. 4, v. 6, no. 2, 75-84.
- 永吉哲也・大塚 勉 (2003) 北アルプス南部, 梓川流域の活断層群の運動像. 日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨, 261.
- 中島由記子・大塚 勉 (2007) 松本盆地西方の梓川河床に露出する断層破砕帯. 信州大学環境科学年報, vol. 29, p. 47-54.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 60p.
- 中谷 進 (1973) 大町テフラ層とテフロクロロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-317.
- 中山智香子 (1998MS) 北部フォッサマグナ地域, 新第三系の微化石層位学的研究. 信州大学大学院理学研究科修士学位論文. 110p.
- 日本の第四紀火山カタログ編集委員会 (2000) 日本の第四紀火山カタログ. 日本火山学会.
- 新妻祥子・小林祐一・原山 智 (2006) 13.3 青木層のダービダイト. 北部フォッサマグナ-飛騨山脈, 日本地質学会編, 日本地方地質誌 4 中部地方. p. 320-321, 朝倉書店, 東京.
- 仁科良夫 (1983) 梓川断層群について. 長野県地学研究報告集, no. 3, p. 26-30.
- 仁科良夫ほか (1985) 長野県の活断層. 信州大学理学部紀要, vol. 20, p. 171-198.
- 仁科良夫 (1991) 松本盆地東方, 田沢~大口沢の巨大礫の起源. 地質学雑誌, vol. 97, p. 729-741.
- 織田聡子 (1978MS) 長野県明科-松本間の山麓の地質と地形. 信州大学理学部地質学科昭和 52 年度卒業論文. 80p. (図版 7).
- 奥村晃史・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉 (1994) 糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動. 牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ発掘調査. 地震, 第 2 輯, vol. 46, p. 425-438.
- 大塚 勉 (1985) 長野県美濃帯東北部の中・古生界. 地質学雑誌, 第 91 巻, 第 9 号, p. 583-598.
- 大塚 勉 (1986) 長野県美濃帯および領家帯弱変成部の変形様式. 大阪微化石研究会誌特別号, No. 7, p. 187-196.
- Otsuka (1988) Otsuka, T., 1988, Paleozoic-Mesozoic Sedimentary Complex in the Eastern Mino Terrane, Central Japan and its Jurassic Tectonism. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, Vol. 31, Art. 4, 63-122.
- 大塚 勉 (1989) 美濃帯付加コンプレックスとその形成. 構造地質, 第 34 号, p. 37-46.
- 大塚 勉 (1997) 中・古生界. 安曇村誌 第 1 巻 自然 (安曇村誌編纂委員会編), p. 117-172.

- 大塚 勉 (2004) 三郷村の基盤岩類. 三郷村誌Ⅱ 第1巻 自然編 第2章 地形・地質 (三郷村誌編纂委員会編), p. 13-49
- 大塚 勉・足立 守 (1995) III. 美濃帯堆積岩コンプレックス. P. 10-36. 乗鞍岳地域の地質, 地域地質研究 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 139p.
- 大塚 勉・赤羽由起夫 (2008) 松本市安曇, 野沢で発生した崩壊(1945年)と梓川断層群の破碎帯. 信州大学環境科学年報, 30号, p. 82-89.
- 大塚 勉・木舟 清 (1997) 安曇村地質図. 安曇村教育委員会.
- 大塚 勉・木舟 清 (2004) 三郷村地質図. 三郷村誌Ⅱ 第1巻 自然編 (三郷村誌編纂委員会編) 付図.
- 大塚 勉・永吉哲也・酒井 順 (2002) 松本盆地西方の山間生活圏における梓川断層群と崩壊. 信州大学環境科学年報, vol. 24, p. 79-86.
- 酒井潤一・松本盆地団体研究グループ (2002) 第4章 松本盆地の生い立ちと牛伏寺断層, 地震と防災, 塚原弘昭編, 信濃毎日新聞社, p. 69-87.
- 酒井潤一・松本平地盤図作成委員会編 (2000) 松本平地盤図 2000. (社)長野県建築士事務所協会松筑支部, 208p.
- 酒井潤一・下野正博 (1972) 松本盆地南部と伊那谷における小坂田ローム層中の浮石層. 信州大学理学部紀要, vol. 7, p. 123-141.
- 佐藤岱生 (1983) 餓鬼岳-常念岳-有明山地域の花崗岩類. MAGMA, no. 67, p. 37-44.
- 佐藤友紀・小坂共栄 (1993) フォッサマグナ中央部, 内村累層の層序と地質構造. 地球科学, vol. 47, p. 533-547.
- 西南日本重力研究グループ (1994) 日本列島中央部の重力異常図. 地調報告, no. 280, p. 29-36.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄 (1995) 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ. 地質調査所.
- 信濃毎日新聞社編集局編 (1998) 信州の活断層を歩く. 信濃毎日新聞社, 190p.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 重力測定データ. 日本重力CD-ROM, 数値地質図, p. 2.
- 首藤拓郎・大塚 勉 (2004) 美濃帯東部に分布するジュラ紀新世-白亜紀古世付加体: 味噌川コンプレックスにおける放散虫化石年代と覆瓦構造. 地質学雑誌, 第110号, 第2号, p. 67-84.
- 杉山隆二・渡辺晃二・矢口良一・小野和行 (1973) 長野県鹿教湯温泉周辺の第三系と変質作用. 地質学論集, no. 9, p. 203-213.
- 鈴木弘道 (1976) 国際重力基準網1971と日本重力基準網1975. 測地学会誌, vol. 22, p. 112-129.
- 鈴木康弘・渡辺満久・澤 祥・廣内大助・隈元 崇・谷口 薫・松多信尚・杉戸信彦 (2006) 3.4 地震時断層挙動 (活動区間・変位量分布) の予測精度向上に向けた変動地形調査. p. 63-78. 糸魚川-静岡構造線断層帯における重点的な調査観測. 平成18年度成果報告書, 文部科学省・国土交通省・東京大学地震研究所, 130p.
- 竹田知久・大塚 勉 (2009) 美濃帯東部-長野県開田地域における沢渡コンプレックスから得られたジュラ紀放散虫化石. 大阪化石研究会誌, 特別号, 第14号, p. 511-526.
- 竹下欣宏・三宅康幸・酒井潤一 (2007) 中部日本, 古期御岳火山起源の中期更新世テフラと松本盆地南縁部のテフラとの対比. 第四紀研究, 46, 2, 131-146.
- 田中邦雄 (1951) 松本市付近の第三系層について. 信大教育学部研究論集, vol. 1, p. 13-25.
- 田中邦雄・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, vol. 18, p. 139-159.
- 田中邦雄・小林国夫・亀井節夫, (1952) 沢渡礫岩の層位的位置. 信州大学教育学部研究論集第二, p. 54-62.
- 辻村太郎 (1926) 複断層崖の発達. 地質雑, vol. 33, p. 75-89.
- 歌代 勤・稲葉 明・林 等・山岸猪久馬 (1958) 日本の新生代の堆積区とその変遷 (7) - フォッサマグナ帯におけるうち村地域の堆積作用と造構運動. 新生代の研究, vol. 26, p. 16-23.
- 内村団体研究グループ (1953) フォッサマグナ, 内村地域の団体研究. 地球科学, vol. 14, p. 3-8.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39, p. 675-757.
- 渡辺正幸・中村良光・笹原克夫 (1992) 国道158号猿なぎ洞門の岩盤崩壊について. 土木技術資料, 第34巻, 第5号, p. 68-73.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊遙秋 (1985) 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島俊男・駒沢正夫 (1989) 20 万分の1 地質図幅「高山」. 地質調査所.
- 山田哲雄 (1968) 松本市北方の地震探査によって探られた糸魚川-静岡線. フォッサマグナ, p. 41-44.
- 山田郁子・備前信之・小坂共栄・磯村智香子 (2004) 北部フォッサマグナ, 下部-中部中新統内村層の地質学的研究. 地球科学, vol. 58, p. 1-16.
- Yamamoto, A., Nozaki, K., Fukao, Y., Furumoto, M., Shichi, R. and Ezaki, T. (1982) Gravity survey in the Central Ranges, Honshu, Japan. *Jour. Phys. Earth*. vol. 30, p. 201-243.
- 山下 昇 (1995) フォッサマグナ. 山下昇編著, 東海大学出版会, 310p.
- 山下 昇・小坂共栄・森田聡子 (1982) 松本盆地東縁, 明科-田沢間の山麓の地質と地形. 地団研専報, no. 24, p. 253-266.
- 吉村豊文 (1969) 日本のマンガン鉱床補遺 後編 日本のマンガン鉱山. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, vol. 9, 特別号-2, p. 1-1004.

## Geology of the Matsumoto District

By

Satoru HARAYAMA\*, Tsutomu OTSUKA\*\*, Junichi SAKAI\*\*\*, Tomoyoshi KOSAKA\*, Masao KOMAZAWA†

(Written in 2009)

(ABSTRACT)

The Matsumoto district is situated in central Honshu, and occupies an area between longitude 137°45'E and 138°E and between latitude 36°10'N and 36°20'N (137°44'49.0"E and 137°59'48.9"E, 36°10'11.3"N and 36°20'11.2"N, referred to the International Terrestrial Reference Frame, ITRF). The western part of the district is in the Hida Mountain Range (Japan Alps) and geologically belongs to the Mino Terrane. Jurassic sedimentary rocks and Late Cretaceous to Paleogene granitic rocks occupy most of the western part. The Matsumoto Basin in the central wide area of the district, Quaternary terrace and flood plane deposits are distributed widely. The eastern part of the district belongs to the Fossa Magna Region. Miocene strata are distributed there. The western and eastern parts are separated by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line including the active Eastern Margin Fault of Matsumoto Basin. However, the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line as boundary fault of the Mino Terrane and Fossa Magna Region can not be observed because of thick covering deposits of the Quaternary. The geology of the district is summarized in Fig.1.

### Jurassic sedimentary complex of the Mino Terrane

The sedimentary complex of the Mino Terrane consists of the Shimashima, Sawando and Misogawa Complexes in structurally descending order. The upper part of the Sawando Complex shows monotonous lithofacies occupied by mudstone and sandstone. The lower part of the complex is characterized by tectonically repeated chert-clastics sequences composed of siliceous claystone, chert, tuffaceous siltstone, siliceous mudstone, mudstone and sandstone in ascending order. The Shimashima Complex is a strongly sheared melange composed of mudstone and siliceous mudstone including various size of blocks of chert and sandstone. The Misogawa Complex is composed of mudstone and sandstone and the complex occupies the small area in this geological map. Some siliceous mudstone and Mn-carbonate nodules yield Jurassic radiolarians.

### Late Cretaceous to Early Paleogene Igneous Rocks

The Late Cretaceous to Early Paleogene granitoids are widely distributed in the Hida Mountain Range. This district is the southeasternmost distribution of them. The granitoids in the district, are divided into five units; the Ichinosawa Granite, the Tsumetazawa Granodiorite, the Nishimata Granite, the Ariake Granite and the Kinshouji Granite. The K-Ar ages of muscovite and biotite from the Ichinosawa Granite are 62.3 ±1.0 Ma and 63.6±1.0 Ma, respectively. The K-Ar biotite from Nishimata Granite and Ariake Granite are 65.0±3.0 Ma and 64.4±1.1 Ma, respectively. All of these isotopic ages indicate them to be latest Late Cretaceous to earliest Early Paleogene in age.

### Neogene sediments

The late Early to late Middle Miocene sedimentary and volcanic rocks are distributed in the eastern part of the district. In the area, there are three formations, namely, the Uchimura, Bessho, Ogawa Formations in ascending order. The Uchimura Formation is distributed around the Asama Hot Spa, Okada and Inakura, and lithologically sub-divided into lower, middle and upper parts. In the upper part of the Uchimura Formation, there are three lithological units, namely, Ichinose sandstone and conglomerate facies, Hosoonotaki volcanic facies and Kariyahara sandstone and mudstone facies. The later two facies, Hosoonotaki and Kariyahara facies have an interfingering relationship in the Matsumoto district. The Uchimura Formation consists of the Ibuka Anticline in the district.

---

\* Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University

\*\* School of General Education, Shinshu University

\*\*\* Emeritus Professor, Shinshu University

† Institute of Geology and Geoinformation

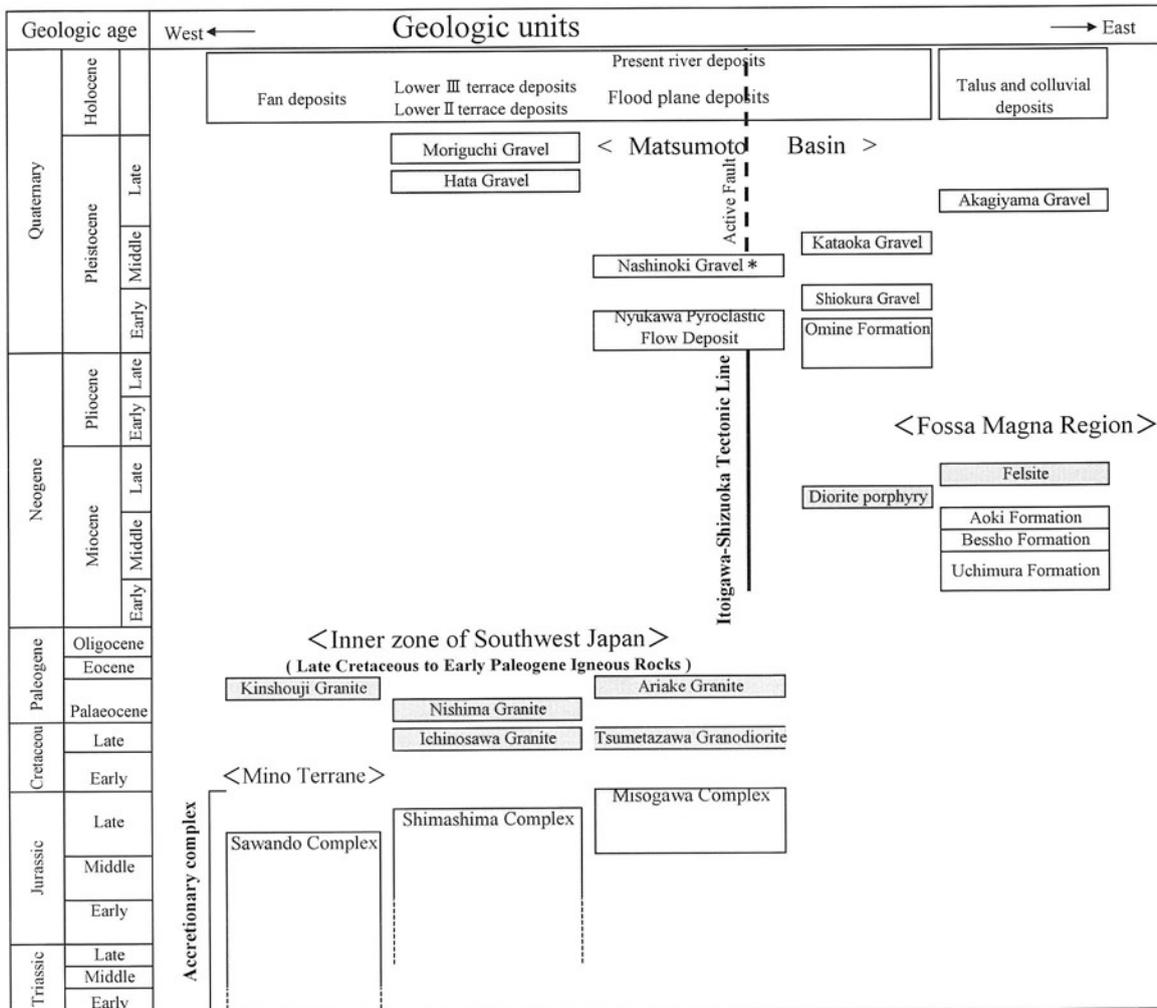


Fig. 1 Summary of geology in the Matsumoto district

The Bessho Formation is distributed around Tazawa and Nishikibe, and composed of monotonous black mud stone. The Aoki Formation consists of the Hakumaki andstone and conglomerate member and Kitayama mudstone and sandstone member in ascending order. The Bessho and Aoki Formations consist of syncline (Hakumaki Syncline) with nothery trending axis.

**Neogene intrusive rocks**

The Miocene felsite and diorite pophry are exposed in easternend of the district. The felsite and diorite pophry intruded into the Uchimura Formation as stocks and dikes.

**Quaternary**

Quaternary deposits widely distributed in the N-S trending Matsumoto Basin in the central part of the district. They consist of Late Pliocene to Early Pleistcene Omine Formation, Middle Pleistocene Kataoka Gravels, Late Pleistocene fluvial terrace deposits, and Holocene lower fluvial terrace deposits, fan deposits, talus deposits, flood plain deposits and present river deposits. These deposits are mostly composed of gravel and minor amounts of sand and silt. These Quaternary deposits thicken to the east and north in the Matsumoto Basin, and the total thickness attains a maximum of more than 1,000 meters.

**Gravity anomalies and Density structure**

The features of Bouguer anomalies are characterized by a low anomaly in Matsumoto Basin and high anomalies in the eastern and western high land of the basin. The surface density of high land around Matsumoto basin is estimated to be 2.6 to 2.7g/cm<sup>3</sup>

according to the result of the surface density analysis, CVUR method. And its result appears to be reasonable compared to the basements of Permian to middle Mesozoic which distributes around Nabekamuriyama. A three-dimensional gravity basement was analyzed assuming a two-layer model composed of a surface layer with a density of  $2.2\text{g}/\text{cm}^3$  and a basement with a density of  $2.7\text{g}/\text{cm}^3$ . The low anomaly shows that the thickness of sedimentary layer is more than 1km in the central of the basin.

### **Economic Geology**

In the Matsumoto district, there were some manganese mines in the Shimashima Complex of the Accretionary complex of the Mino Terrane, however there are no working mines. Mudstone of the Aoki Formation is quarried for reclaiming materials. There are eight hot spring and four mineral spring in the Matsumoto District. Especially, the Asama Hot spring is famous as an old hot-spring resort.

### **Active Fault**

The Gofukuji, Azusagawa and some other faults have been active during the Late Pleistocene. The Ninosawa Fault, Shinanozaka Fault and Kasima-Manganji Fault at the northwestern margin of the district are active fault with northwest and north trend. The Eastern Margin Fault of Matsumoto Basin is a major active fault of NNW trending in this district. There are same trending active fault in the southeastern part of the Matsumoto district, namely, the Gofukuji Fault and Matsumoto Fault. There are also NNE trending active fault to the north of urban area of Matsumoto City.

執筆分担

第 1 章 地形	酒井潤一
第 2 章 地質概説	原山 智
第 3 章 美濃帯付加体	大塚 勉
第 4 章 後期白亜紀-古第三紀初期火成岩類	原山 智
第 5 章 新第三系	小坂共栄・原山 智・大塚 勉
第 6 章 新第三紀貫入岩類	原山 智
第 7 章 第四系	酒井潤一・原山 智・小坂共栄
第 8 章 重力異常と密度構造	駒澤正夫
第 9 章 資源地質	原山 智
第 10 章 活断層	大塚 勉・酒井潤一・原山 智

文献引用例

原山 智・大塚 勉・酒井潤一・小坂共栄・駒澤正夫 (2009) 松本地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 63 p.

章単位での引用例

酒井 潤一 (2009) 松本地域の地質, 第 1 章 地形. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p.1 - 2.

Bibliographic reference

Harayama S., Otsuka T., Sakai J., Kosaka T., Komazawa M. (2009) Geology of the Matsumoto District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 63p. (in Japanese with English abstract 3p.)

Bibliographic reference of each chapter

Sakai J. (2009) Geology of the Matsumoto District, 1. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p.1-2. (in Japanese).

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 松本地域の地質  
平成 21 年 9 月 29 日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7  
TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

印刷所 谷田部印刷株式会社