

大井川上流域（井川湖～畑薙湖）に分布する四万十帯の地質

徳嶺庄一郎*・久田健一郎*

Geology of the Shimanto Belt in the area of the Ikawa Lake to the Hatanagi Lake,
upperstream region of the Oi River, Shizuoka Prefecture, central Japan

Shoichiro TOKUMINE* and Ken-ichiro HISADA*

目 次

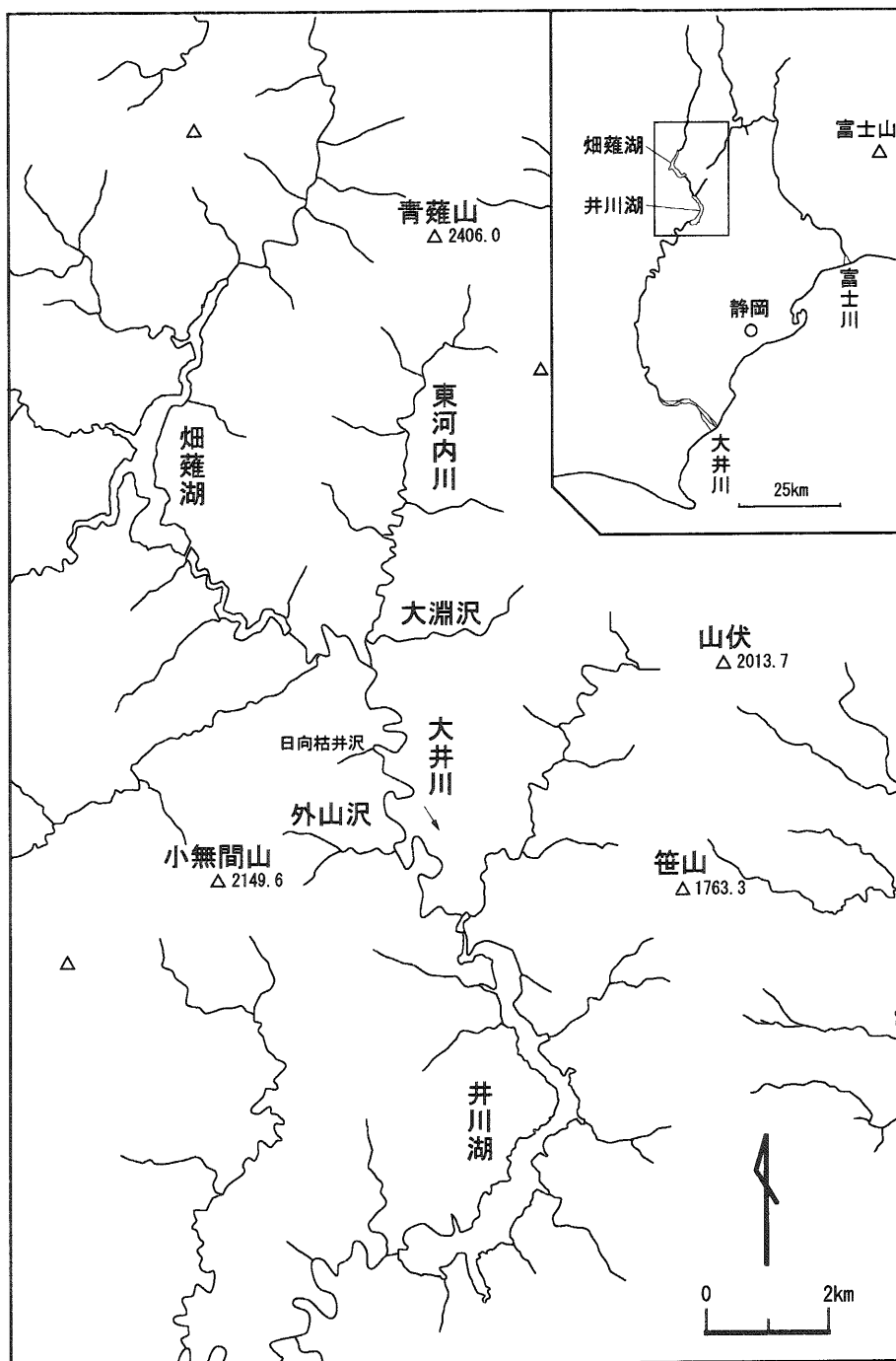
1. まえがき	33
2. 地質概説	35
3. 地質構造および岩相	36
4. まとめ	42
5. あとがき	42
引用文献	42
Summary	43

1. まえがき

赤石山地は本邦でも隆起・侵食運動が著しい地域で、急峻な地形を呈する代表的な地域である（壇原，1970；大森，2001）。本論で扱う赤石山地南東部に位置する井川湖及び畑薙湖周辺も急峻な地形を呈する。井川湖・畑薙湖は静岡県中部地方を南北に流れる大井川の流域に建設されたダム湖で、大井川の上流域に位置する。これらの湖は北に青薙山(2406m)、西に小無間山(2150m)、東は山伏(2014m)に囲まれる（第1図）。なお、本学の演習林は東河内川の上流域に位置する。

井川湖から畑薙湖にかけての地域は四万十帯とよばれる砂岩・頁岩などの碎屑岩を主体とした地質帯に対応している。四万十帯は西南日本外帯に帯状に広く連続し、西は南西諸島から東は房総半島に至る長さ約1800km、最大幅約100kmに及び、海洋プレートの沈み込みによって海溝充填堆積物が剥ぎ取られて形成された付加体や前弧海盆の堆積物が広く分布する。また、局所的に泥質基質中に海洋プレート物質が混在する混在岩（メランジュ）が分布する。四万十帯の堆積岩地

*筑波大学生命環境科学研究科地球進化科学専攻



第1図 井川湖・畑薙湖の位置図

域の構造は一般的には北西に急傾斜する覆瓦状構造をなしており、地層の年代は海側に向かって若くなる。近年、九州や四国四万十帯の層序・構造に関する多くの研究により、その詳細が明らかにされつつあるが、赤石山地四万十帯に関する情報は他の地域と比較して十分ではない。なお、井川湖北岸・畑薙湖東岸には、大規模岩盤クリープが発達する(Shindou & Hisada, 1981; Chigira & Kihō, 1994)。岩盤クリープとは、山体の自重によって岩盤が徐々に変形・破壊する現象である。岩盤クリープの発達した山体斜面は地震等が誘因となって、大規模崩壊に至る場合があり、崩壊の素因となっている。しかしクリープの発達場所・規模の予測が困難なことが問題となっている(横山, 1995)。岩盤クリープの変形・発達様式は、岩相や地質構造に強く規制されるため、岩盤クリープの発達域周辺の地質情報は特に重要だといえる。

このような背景から、筆者らは、大井川上流域の地質調査に着手した。そこで小論では、地質調査の結果から得られた地質構造・岩相について報告を行う。なお、岩盤クリープについては別に報告する予定である。

本研究を進めるにあたり筑波大学農林技術センターの大坪輝夫先生、遠藤徹氏、遠藤好和氏、滝浪明氏をはじめ、センター職員の方々には貴重なご助言をいただいた。筑波大学生命環境科学研究科の菊池芳文先生には文章校正等に関し貴重なご意見をいただいた。また、産業技術総合研究所地質情報研究部門の原英俊博士には本研究をまとめるにあたり有益なご意見をいただいた。ここに深く感謝の意を表する。

2. 地質概説

井川湖、畑薙湖の位置する赤石山地には、その北域に三波川帯、秩父帯、中・南域に四万十帯の地質帯構造区が配列している。ここでは赤石山地の四万十帯、および井川湖から畑薙湖にかけての大井川流域の四万十帯の地質を概説する。

赤石山地四万十帯は、西に赤石裂線、東に糸魚川-静岡構造線、北西に仏像構造線により囲まれたくさび状の地域に分布し、南は第四紀の地層が不整合に覆っている。一般に西から東に明石裂線と光明断層に挟まれる光明層群の分布する地帯、光明断層と笹山構造線の間の狭義の四万十帯とされた地帯、および笹山構造線と糸魚川-静岡構造線の間の瀬戸川帯とされた地帯に大きく3区分されている(土ほか, 1973など)。狭義の四万十帯については、地帯の分布にほぼ平行に走る数本の断層によって、北西から赤石層群、白根層群、寸又川層群、犬居層群、三倉層群に区分され、北東から南西方向に帯状分布をなす(Kano & Matsushima, 1988)。四国や九州地方の四万十帯は主に東北東-西南西の一般走向を有するのに対し、この山地の四万十帯は、その南部で北東-南西、北部で南北の一般走向を有する。本地域の狭義の四万十帯とされた地帯の地層は大部分が白亜系で、一部古第三系よりなるとされる(Kano & Matsushima, 1988)。光明層群の地層は上部ジュラ系から最上部白亜系(狩野, 1984)、瀬戸川帯の地層は中部始新統から下部中新統(杉山・下川, 1990; 八木ほか, 1996)により構成されている。

井川湖から畑薙湖にかけての大井川沿いの地質は、齋藤・木野(1953)、平野(1983)によって

報告されている。齋藤・木野（1953）は粘板岩、砂岩およびこれらの互層からなる地帯で、局所的にチャートが粘板岩に含まれることを示した。平野（1983）も同様に砂岩（寸又砂岩層）と泥岩（湯山泥岩層）の分布を示した。また、畑薙湖より北方は建設省土木研究所（1962）によって、東河内川流域内は赤岩（1967）、久田（1990）、さらに小河内川流域は Shindou & Hisada（1981）によって地質図が示されている。本地域全域にわたる地質図は広川ほか（1976）、狩野ほか（1986）および Kano & Matsushima（1988）によって示された。広川ほか（1976）は本地域には犬居層群が分布するとし、その後、狩野ほか（1986）および Kano & Matsushima（1988）は広川ほか（1976）の犬居層群を2つに区分し、三倉層群の北縁をより北方に移動させ、本地域内には寸又川層群、犬居層群、三倉層群が分布するとした。さらに、寸又川層群は村松（1990）によって、北西側に分布する逆河内川累層と南東側に分布する蕎麦粒山累層に区分された。寸又川層群逆河内川累層は砂岩泥岩互層を主体とし泥岩を挟む。犬居層群はレンズ状砂岩を含む混在岩を主体とし珪長質凝灰岩、緑色岩および赤色泥岩を含む。三倉層群は砂岩泥岩互層と緑～黒色泥岩を主体とし、北西部では海底地すべり堆積物が分布する（Kano & Matsushima, 1988；植村・山田（編），1988）。

また、堆積年代は寸又川層群の泥岩、酸性凝灰岩から産する放散虫化石群集より Campanian-Maastrichian、犬居層群の泥岩から産する放散虫化石群集より Maastrichian-Paleogene? と推定されている（村松，1986）。また三倉層群は南部の泥岩より Miocene を示す放散虫化石が報告されている（渡辺，1988）。本地域内においては、大井川と東河内川の合流地点付近において upper Campanian-Maastrichian を示す放散虫化石群集が、井川湖北西岸付近において upper Maastrichian-Paleogene? を示す放散虫化石群集が報告されている（村松，1986）。また、野田ほか（1994）は東河内川中流域において貝類化石の *Inoceramus* sp. を報告した。

3. 地質構造および岩相

井川湖から畑薙湖にかけて地質調査を行った結果、本地域に分布する寸又川層群、犬居層群、三倉層群は岩相上の特徴に基づき5つに区分されることが判明した（表1）。寸又川層群逆河内川累層はユニット Su-A、ユニット Su-B の2つに区分され、犬居層群はユニット In-A、ユニット In-B の2つに区分された。三倉層群はその北域の一部のみの調査であったため、区分せずに単一

表1 本地域の層序区分

広川ほか，1976	Kano & Matsushima，1988	本研究
犬居層群	三倉層群	ユニット Mi
	犬居層群	ユニット In-B
		ユニット In-A
	寸又川層群逆河内川累層	ユニット Su-B
		ユニット Su-A

の岩相ユニット、ユニット Mi とした。ユニット Su-A、ユニット Su-B は寸又川層群逆河内川累層を、またユニット In-A、ユニット In-B は犬居層群を細分した“層”クラスに対応すると考えられるが、本研究では岩盤クリープと地質との関係を見出すことを主題とし、地質調査を行ったため、“層”の設定行わず、便宜上のユニット区分を使用した。ユニット Su-A は砂岩優勢な砂岩頁岩互層の整然層、ユニット Su-B は頁岩優勢な砂岩頁岩互層の整然層、ユニット In-A は泥質岩を基質とした混在岩、ユニット In-B は砂岩頁岩互層の破断層、ユニット Mi は頁岩優勢砂岩頁岩互層および粘板岩質な頁岩で特徴付けられる。ユニット Su-A とユニット Su-B の境界には岩相の変化から断層の存在が、それ以外のユニットの境界はユニットの分布状況と岩相の走向の斜交関係からいずれも断層で境されるものと推定される。Kano & Matsushima (1988) で示された井川-大唐松山断層は本調査では認められなかった。本地域の地質は堆積構造などから、砂岩頁岩互層には一部逆転が認められるものの、大局的には北西に $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$ で傾斜した北西上位の同斜構造であることが判明した。そこで本地域の地質図を第 2 図に、地質断面図を第 3 図に示し、以下に各岩相ユニットの記載をする。

[ユニット Su-A]

ユニット Su-A は畑薙湖付近に分布する。見かけの層厚は4000m 以上である。

本ユニットは砂岩優勢砂岩頁岩互層の整然層、砂岩、頁岩、稀に珪長質凝灰岩および礫岩が発達する。砂岩頁岩互層の砂岩層単層の厚さ 5 cm \sim 30cm であり、頁岩層は厚さ数 cm 以下である。岩相の連続性がよく、走向方向につながる。また砂岩頁岩互層中の砂岩には平行葉理が発達しており、砂岩層と頁岩層の境界部にスリッケンラインが認められることもある(写真-1)。稀に翼間隔の閉じた褶曲が発達する。礫岩は基質が粗粒砂岩で垂角礫状の頁岩や、白色珪長質凝灰岩片を含む。

[ユニット Su-B]

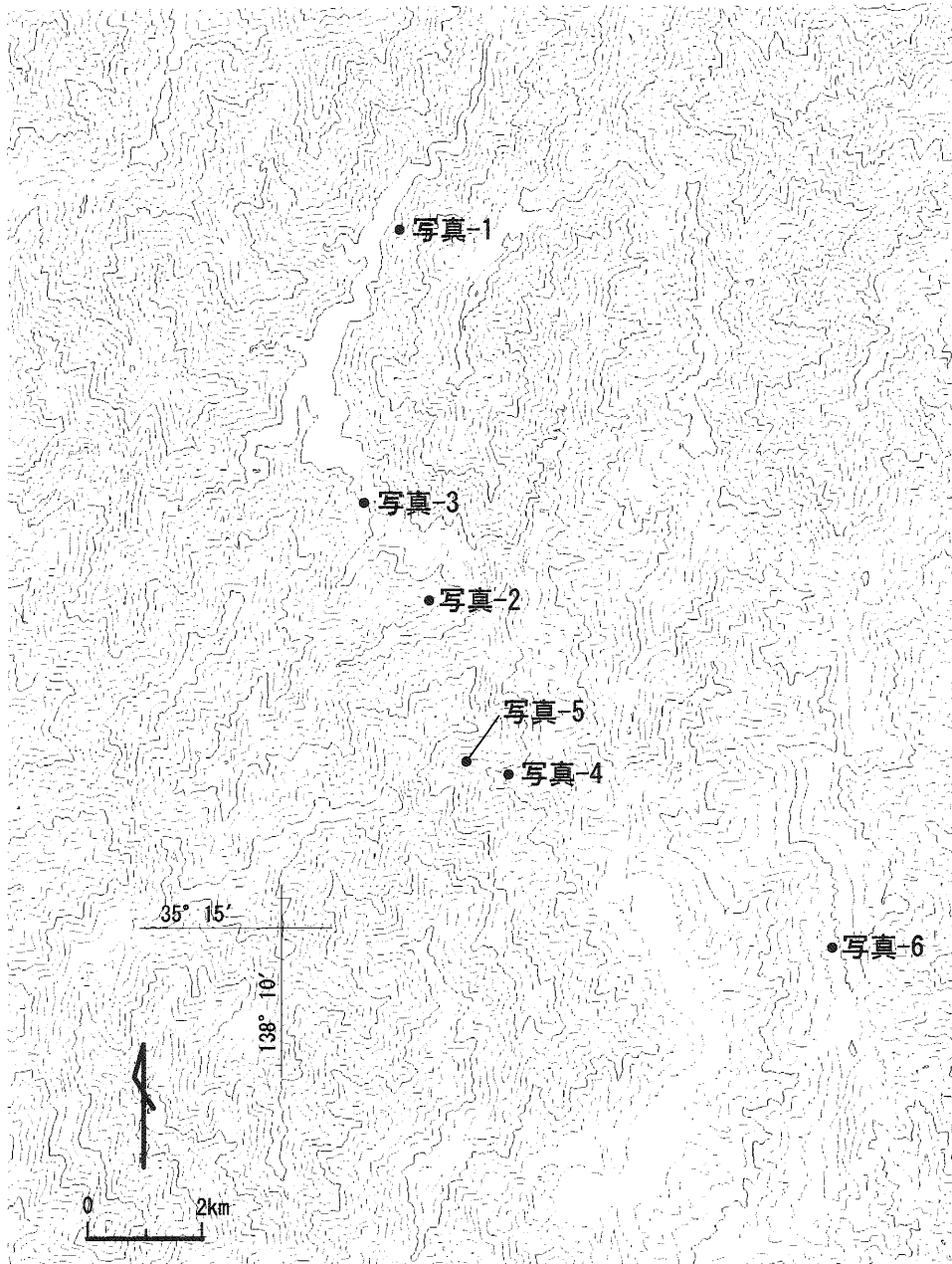
畑薙湖の南縁から東河内川上流に分布する。層厚はおよそ4000m である。

本ユニットは頁岩優勢砂岩頁岩互層の整然層で特徴付けられる。また、局所的に灰色珪長質凝灰岩層が頁岩に互層状に挟まれる。なお、灰色珪長質凝灰岩の産出量はユニット Su-A に比べ、ユニット Su-B が卓越する。ユニット Su-A と同様に砂岩には平行葉理が見られる(写真-2)。ユニット Su-B の地層面のほとんどは北西傾斜を示す。稀に翼間隔の閉じた褶曲が認められる。砂岩優勢砂岩頁岩互層中には稀に duplex 構造が認められ、上盤が左ずれを示す(写真-3)。

[ユニット In-A]

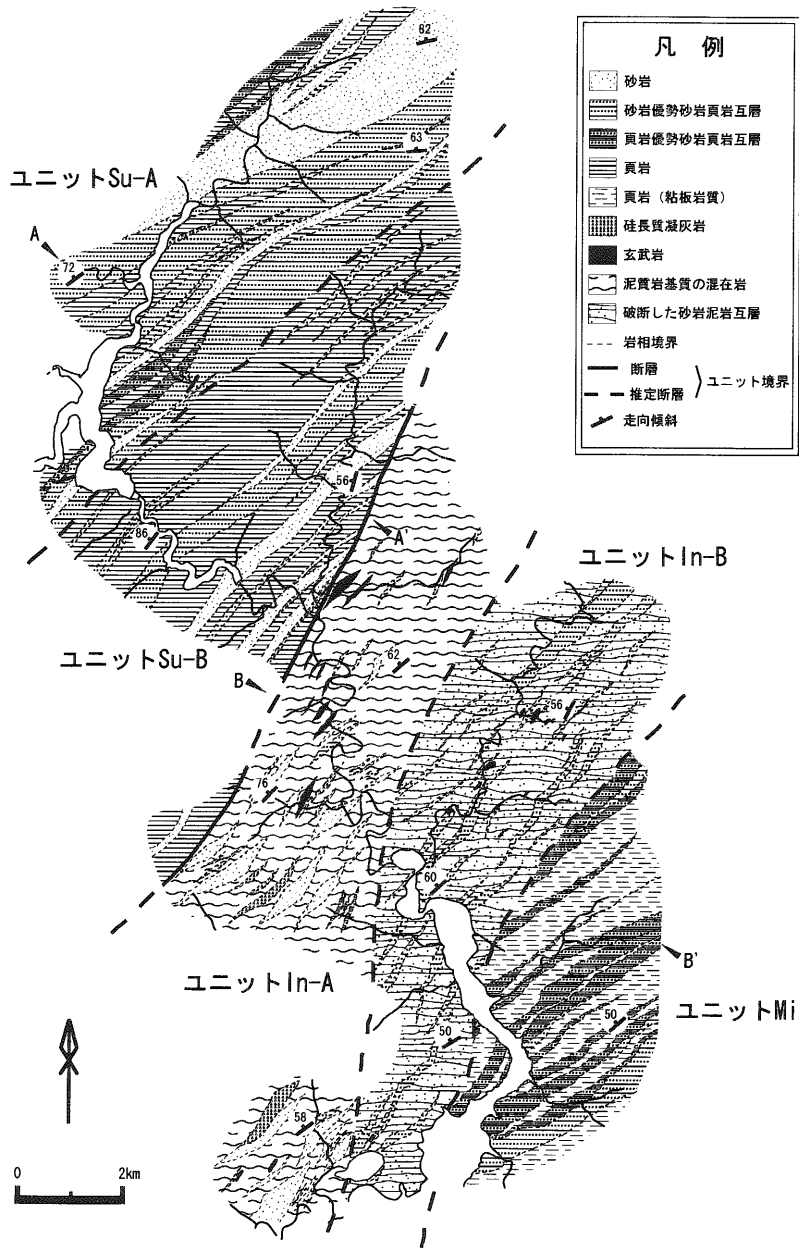
田代-小無限山間の登山道から東河内川流域の大淵沢にかけて分布する。層厚はおよそ5000m である。

本ユニットは泥質岩が主体で、砂岩、砂岩頁岩互層、珪長質凝灰岩、緑色・暗緑色・暗赤色を呈する玄武岩、ハイアロクラスタイトおよび赤色頁岩が発達する。部分的に泥質岩は明灰色珪長



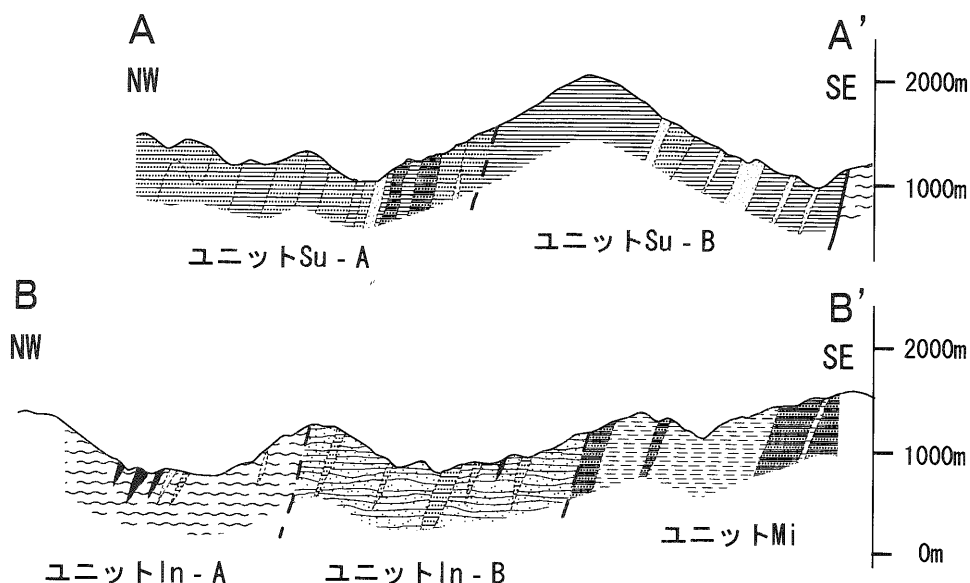
第2図 地質図

質凝灰岩、淡緑色凝灰岩を含み、しばし互層状を呈することもある。特に外山沢では黒色頁岩と淡緑色珪長質凝灰岩の互層(写真-4)、および灰色珪長質凝灰岩が顕著にみられる。また、泥質岩中に砂岩がレンズ状に取り込まれている混在岩も見られる(写真-5)。本ユニットに見られる岩相は走向方向への連続性が極めて乏しい。大淵沢付近で見られる層厚約200mの玄武岩はその約



第3図 地質断面図（凡例は第2図に同じ）

700m 北側の沢ではほぼ消失し、南側の大井川沿いには分布が認められない。また、日向枯井沢付近に分布する玄武岩はその走向延長の約1200m 東の山道、および約1500m 南の外山沢上流域では観察されず、消失しているものと考えられる。さらに、外山沢下流に産する層厚100m の玄武岩も、その約3000m 南の小無間山登山道では観察されず連続性に乏しい。露頭規模で混在岩が認められ



第4図 露頭写真撮影地点

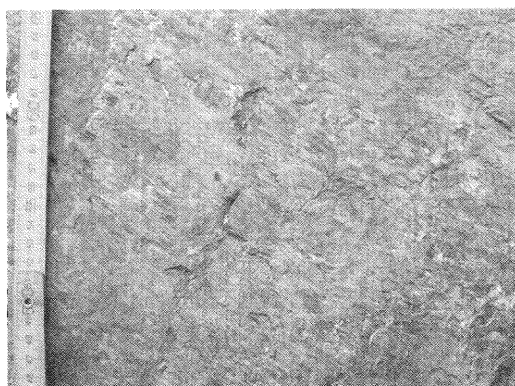


写真-1：ユニット Su-A の砂岩頁岩互層の砂岩層と頁岩層の境界部に見られるスリッケンライン



写真-2：ユニット Su-B の砂岩に見られる平行葉理（スケールはハンマー）

図版1 露頭写真撮影地点を第4図に示す

ること、玄武岩の不連続な分布などから、本ユニットは全体として泥質岩を基質とする長径数 km 規模の岩塊を含む、大規模な混在岩ユニットである。なお、明灰色珪長質凝灰岩は砂岩に遷移的である。黒色頁岩から稀に 3～5 mm 程度の炭質物が産出する。

[ユニット In-B]

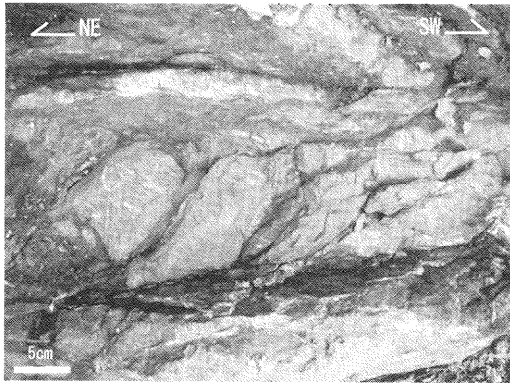


写真-3：ユニット Su-B に見られる duplex 構造

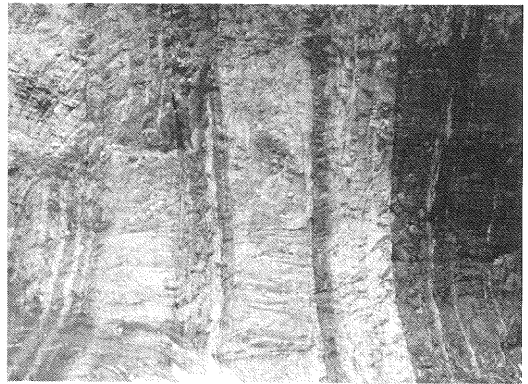


写真-4：ユニット In-A に見られる珪長質凝灰岩（白色部）と頁岩の互層（写真中央部で単層約 1m）

図版 2 露頭写真撮影地点を第 4 図に示す



写真-5：ユニット In-B に見られる砂岩レンズを含む混在岩（スケールはハンマー）

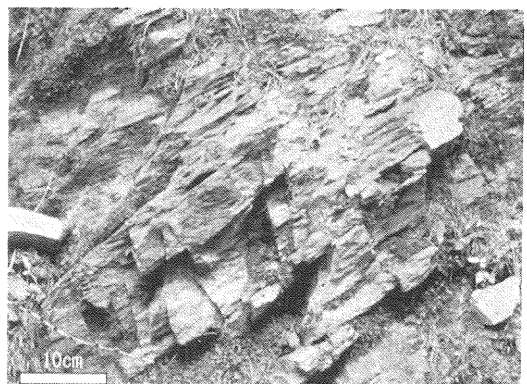


写真-6：ユニット Mi の粘板岩質な頁岩

図版 3 写真撮影地点を第 4 図に示す。

演習林事務所裏の下中山沢付近から小河内川流域にかけて分布する。層厚は下中山沢付近で薄くおよそ 1000m、小河内川流域では厚くおよそ 3000m である。

本ユニットは砂岩頁岩互層および玄武岩が分布する。本ユニットの砂岩頁岩互層は砂岩優勢から等量であり、砂岩は泥岩層に挟まれレンズ状に認められることが多く、破断相を呈する。したがってユニット In-B と同様に、混在岩で特徴付けられる。局所で数 m 規模の玄武岩が認められるが、周囲の砂岩頁岩互層との構造関係は不明である。小河内川下流の林道沿いに石灰岩の転石がみられる。本ユニットの西側では地層面に斜交する低角な断層が数本認められ、それによって、砂岩泥岩互層の繰り返しが発達している。

[ユニット Mi]

井川大橋付近から井川湖東岸に分布し、層厚は3500m以上である。

本ユニットは頁岩優勢砂岩頁岩互層および頁岩の存在で特徴付けられる。砂岩泥岩互層は変形が進んでおり、局所で砂岩のブーディングが認められる。頁岩は粘板岩質（写真一6）であり、稀に細粒な砂岩を薄く挟む場合がある。さらにキンクバンドが発達することもある。

4. まとめ

- (1) 井川湖から畑薙湖にかけて分布する四万十帯の碎屑岩層（寸又川層群・犬居層群・三倉層群）は岩相上の特徴から5つに区分される。
- (2) 寸又川層群はユニット Su-A・ユニット Su-B に、犬居層群はユニット In-A・ユニット In-B に、三倉層群はユニット Mi に区分される。
- (3) ユニットを大きく区分すると、整然層の分布する地域（ユニット Su-A・Su-B）と変形の進んだ地層の分布する地域（ユニット In-A・In-B・Mi）に区分される。
- (4) 各ユニットは次のような特徴を呈する。ユニット Su-A は砂岩優勢な砂岩頁岩互層、ユニット Su-B は頁岩と砂岩頁岩互層の整然層が卓越する。ユニット In-A は大規模な岩塊を含む泥質岩基質の、ユニット In-B は砂岩頁岩互層主体の混在岩である。ユニット Mi は粘板岩質な頁岩と砂岩頁岩互層からなる。
- (5) いずれのユニットも大局的には北西に急傾斜する地質構造を有する。

5. あとがき

本研究は主に岩相に着目し、地質大構造について報告した。本地域の構造発達史を述べるためには、今後、より詳細な地質構造の記載や化石による堆積年代の解明が極めて重要であると考えらる。

引用文献

- (1) 赤岩興一, 1967MS, 井川演習林の地質について. (東京教育大学卒論手記).
- (2) Chigira, M. and Kiho, K. 1994, Deep seated rockslide avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. Engineering Geology, 38, 221-230.
- (3) 壇原 毅, 1970, 日本における過去70年間の総括的上下変動. 測地学会誌, 17, 100-108.
- (4) 平野 勇, 1983, 2万5千分の1大井川長島ダム広域地質図. 建設省中部地方建設局長島ダム工事事務所.
- (5) 久田健一郎, 1990, 井川演習林内の地質（予察）. 筑大演報, 6, 23-43.
- (6) 広川 治・今井 功・坂本 亨・奥村公男, 1976, 20万分の1地質図「静岡・御前崎」. 地質

調査所.

- (7) 狩野健一, 1984, 光明層群—赤石山地最南部の四万十帯白亜系—. 静大地球科学研報, 10, 55-85.
- (8) 狩野健一, 村松 武, 廣田 豊, 1986, 四万十帯の変形様式—赤石山地南部の上部白亜系に見られる例—. 静大地球科学研報, 12, 89-114.
- (9) Kano, K. and Matsushima, N., 1988, The Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern part of Southwest Japan. Modern Geol., 12, 97-126.
- (10) 建設省土木研究所, 1962, 国土開発縦貫自動車道中央自動車道（東京・小牧間）地質調査報告書.
- (11) 村松 武, 1986, 赤石山地南部の四万十帯（北帯）から発見された白亜紀後期～古第三紀最初期？放散虫化石. 地質雑, 92, 311-313.
- (12) 村松 武, 1990, 赤石山地南部の上部白亜系四万十帯累層群中の岩相・古流向解析. 飯田市美術博物館研究紀要, 1, 1-28.
- (13) 野田浩司・久田健一郎・菊池芳文・唐田幸彦, 1994, 井川演習林内から産出した生痕化石と *Inoceramus* sp.との共産. 筑大演報, 10, 107-115.
- (14) 大森博雄, 2001, 日本島山地における隆起と侵食のダイナミックス. 地球/号外, 32, 14-21.
- (14) 齋藤正次・木野義人, 1953, 静岡県大井川畑薙水力発電地域地質調査報告. 地調月報, 4, 483-490.
- (15) Shindou, S. and Hisada, K. 1981, Bedrock creep in the Akaishi Mountains. Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, 7, 60-62.
- (16) 杉山雄一・下川浩一, 1990, 清水地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 103p.
- (17) 土 隆一・鮫島輝彦・岩橋 徹・徳山 明・伊藤通玄・黒田 直・藤吉 瞭・池谷仙之（編）, 1973, 20万分の1静岡県地質図. 静岡県.
- (18) 植村 武・山田哲雄（編）, 1988, 日本の地質4—中部地方I—. 共立出版社, 332p.
- (19) 渡辺芳夫, 1988, 静岡県中央部倉真・湯日地域の地質—瀬戸川帯の西南延長として—. 地質雑, 94, 207-219.
- (20) 八木信幸・竹谷陽二郎・久田健一郎, 1996, 瀬戸川帯口坂本産出の放散虫化石. 筑大演報, 12, 149-158.
- (21) 横山俊治, 1995, 和泉山地の和泉層群の斜面変動：岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて. 地質雑, 101, 134-147.

Summary

The Shimanto Supergroup is distributed in the circumference of the area of the Ikawa

Lake to the Hatanagi Lake, upperstream region of the Oi River, Shizuoka Prefecture, central Japan. The Shimanto Supergroup in this area is classified into following five lithofacies units; Su-A, Su-B, In-A, In-B, and Mi. The units Su-A and In-B consist mainly of alternation of sandstone and mudstone. Units Su-B, In-A and Mi are characterized by mudstone dominant lithofacies. These strata also consist of two different lithofacies in general. One is coherent sequence of units Su-A and Su-B, and the other is broken beds of units In-A, In-B, and Mi. The broken beds include blocks of sandstone, felsic tuff, basaltic lava and hyaloclastite. These five units are in fault contact with each other. These strata strike NE-SW to NNE-SSW and dip steeply toward NW as a whole. They are characterized by homoclinal structure facing to NW with the exception of some small-scale overturned beds.

(2005 年 1 月 13 日 受理)