南部北上山地のシルル系奥火の土層と先シルル紀花崗岩体*

川 村 信 人**

The Silurian Okuhinotsuchi Formation and pre-Silurian granite
mass in the southern Kitakami Mountains, northeast Japan*

Makoto KAWAMURA**

Abstract The Silurian Okuhinotsuchi Formation (KAWAMURA, 1977, 1980) is narrowly distributed in the Setamai Subbelt of the Southern Kitakami Belt. The Formation is lithologically divided into two members. The lower member is an alternation of tuffaceous slate, impure limestone, arkose sandstone, and vitric tuffs. At the basal part of this member, a thin layer of pelitic rock rests unconformably on the Okuhinotsuchi granite mass, which is lithologically correlatable with the Hikami granitic rocks. A bed of dacitic-rhyodacitic welded tuff is observed in the lower part of the member, which includes a "lithic or pebbly part" with the clasts of acidic volcanic rock and granite. The upper member is composed of dark grey fossiliferous limestone which yields some halysitid corals. The upper member is correlatable with the G 2 Member (Upper Llandoveryan-Lower Wenlockian) of the Yokokurayama limestone of Shikoku, S. W. Japan, on the basis of the common occurrence of *Falsicatenipora shikokuensis* NODA et HAMADA between the two. As a whole the geologic age of the Okuhinotsuchi Formation is considered to be Early to Middle Silurian. Total thickness of the Okuhinotsuchi Formation measures only 90 m, its upper limit being unknown owing to the fault contact with the Lower Carboniferous Formation. The Okuhinotsuchi Formation is different in lithological as well as faunal aspects from the Wenlockian-Ludlovian Kawauchi Formation in the Hikoroichi Subbelt.

Chemical composition of the basal pelitic rock has high contents of Al_2O_3 , Fe_2O_3 and K_2O . This composition shows the character of residual clay derived from weathered granite. Beneath the unconformity, the granite of Okuhinotsuchi mass suffered decomposition represented by the disintegration of constituent minerals and the formation of clayey matrix. This part grades irregularly into the part having the character of "residual arkose" of PETTIJOHN *et al.* (1972). Such decomposition of granite must have been the result of paleoweathering before the deposition of the Okuhinotsuchi Formation.

Arkose sandstone of the lower member has the intercalation of a thin layer of pebbly material. This pebbly layer includes clasts of predepositionally metamorphosed and/or deformed sedimentary rocks such as cleaved pelite, acidic crystal tuff, felsic hornfels, and cherty rocks. These clasts as well as granitic clasts are considered to have been derived from the pre-Silurian basement complex.

The Okuhinotsuchi granite mass, which is one of the small masses of the Hikami granitic rocks, is concluded to be pre-Silurian in age. Geological age of the Hikami granitic rocks has recently been much disputed. However, it is clear that at least a part of the Hikami granitic rocks was formed in pre-Silurian time.

1982 年 3 月 11 日受理

* 日本地質学会第 85 年学術大会(清水)にて一部講演。

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, University of Hokkaido, Sapporo, 060 Japan.

は じ め に

南部北上山地は、日本列島における古生層の標式的なフィールドのひとつとして、古くから研究の対象となってきた。しかし、この地域に分布するシルル系からペルム系にわたる古生層が、どのような基盤コンプレックス上の堆積物であるのかを直接に示す層位的なデータは、最近になるまで得られなかった。

“氷上花崗岩”^{ひのかみ}は、南部北上山地における先白亜紀花崗岩として古くから注目されてきたものである(渡辺, 1950; 鈴木, 1952 など)。その時代については、古生層に対する“貫入関係”がいくつか報告され、後期古生代～前期中生代のものとするのが一般的な考えであった(加納, 1954; SEKI, 1957; ISHII *et al.*, 1960 など)。これに対して、村田ほか(1974)・OKAMI & MURATA(1975)は、シルル系と氷上花崗岩との不整合関係をはじめて主張し、これが南部北上山地の先シルル紀基盤問題における新たな展開の端緒となった。しかし、氷上花崗岩がシルル・デボン系、またはより新期の古生層に対して貫入関係にあるとする意見は、村田らの主張以後も依然として存在し(SHIBATA, 1974; 野沢ほか, 1975; 許, 1976; MINATO *et al.*, 1979 など)、この問題は決着を見ていない。

岩質および周囲の地質条件の類似によって氷上花崗岩に対比される花崗岩質小岩体は、南部北上山地のいくつかの地域に分布している(Fig. 1)。これらの小岩体と氷上花崗岩体に対して、“氷上花崗岩類”の総称が与えられている(村田, 1979; 川村・北上古生層研究グループ, 1981)。小岩体には、白亜紀花崗岩による捕獲上昇岩体と考えられる平沢・大畑両岩体を除けば、いずれもシルル・デボン系堆積岩類が伴っている。このような随伴関係は既に山下(1957)によって指摘されており、後の加納(1975)による“氷上構造帯”提唱の背景となった。これらの氷上花崗岩類小岩体とそれに伴うシルル系あるいはより新期の地層がどのような関係にあるのかは、氷上花崗岩類の時代論にとって重要な問題である。しかしそれに関しては、SEKI(1957)による記載があるのみで、これまであまり検討されてはいなかった。筆者はこの点について、他の研究者と共同して調査・研究を進めてきたが、二、三の小岩体では、シルル系との間に不整合関係が見られることが明らかになってきた(川村, 1978; KAWAMURA, 1980; 川村・北上古生層研究グループ, 1981; 北上古生層研究グループ, 1982)。本論文では、奥火の土岩体とそれに伴うシルル系奥火の土層の層序、

およびその基底の不整合について記述する。

地 質 概 説

下有住地域^{しもありす}は、岩手県気仙郡住田町^{すみた}の北西部を占める地域である。南部北上山地の地質構造区分の試案(川村・川村, 1981)では、同地域の大部分は南部北上帯世田米亜帯^{せたまい}に属している(Fig. 1)。世田米亜帯は、火山砕屑岩相の卓越した厚い下部石炭系によって主に特徴づけられている。下部石炭系は断層によって転位し複雑な分布を示すが、全体としてひとつの複背斜構造を成している。南部北上帯では、石炭系より下位の地層の分布は、小貫(1937)による日本での最初のシルル系の発見以来、日頃市亜帯に限られていた。川村(1977)によって報告された下有住地域のシルル系は、現在のところ世田米亜帯では唯一のものである。以下に、このシルル系分布地周辺(住田町横川～奥火の土～下柏里～小股)の世田米亜帯の地質を簡単に述べる。

シルル系および氷上花崗岩類奥火の土岩体は、住田町奥火の土西方約 1 km の付近に、下部石炭系中の断層で囲まれた小さなブロックとして分布している(Fig. 2)。シルル系分布地の南方約 1 km の地点周辺には、岩相上デボン系とみなし得る細粒酸性凝灰岩を主体とする地層(層厚 300 m 以上)が、下部石炭系基底礫岩に不整合におおわれて分布している。この部分が、前述の複背斜構造の軸部にあたっている。シルル系の分布地は、この軸と、加納(1975)によって先シルル紀基盤の隆起帯として設定された“氷上構造帯”の西方延長(小友一小松線; 小貫, 1938)とが交差する場所に相当している。シルル系とデボン系との層位関係は不明である。

下部石炭系は、下位から尻高沢層^{しつたかざわ}(川村・川村, 1981)および有住層が分布している。尻高沢層は層厚約 950 m 以上、最下部に基底礫岩があり、全体として酸性凝灰岩の挟在によって特徴づけられている。有住層は層厚 500 m 以上、玄武岩質火砕岩の卓越を特徴とする。尻高沢層に整合に重なり、上限は断層あるいは下部ペルム系の不整合被覆による欠除のため不明である。

上部石炭系長岩層と考えられる地層は、淡灰色石灰岩とそれに挟在する安山岩～玄武岩質火砕岩から成っている。この地層は他の地層とはすべて断層関係で接しており、有効な化石を産出しないためその層位的位置は確実ではない。

下部ペルム系坂本沢層は、砂岩・礫岩・粘板岩の互層と、その上位の厚い含 fusulinids 灰色石灰岩から成り、全層厚は 600 m 以上である。下位層の尻高沢層お

Fig. 1. Distribution of the Siluro-Devonian Formations and the Hikami granitic rocks in the Southern Kitakami Belt.

a : Carboniferous-Cretaceous deposits, b : Devonian, c : Silurian, d : Hikami granitic rocks (1 : Hikami mass, 2 : Komatsu-tōge mass, 3 : Shiraishi-tōge mass, 4 : Yōkamachi mass, 5 : Ezo mass, 6 : Hirasawa mass, 7 : Ōhata mass, 8 : Okuhinotsuchi mass), e : Tsubonosawa Metamorphics, f : Cretaceous granitic rocks.

R : Rokkoushi Subbelt, H : Hikoroichi Subbelt, S : Setamai Subbelt, O : Ōmata Subbelt. T-S : Tsuchibuchi-Sakari tectonic line, T-T : Tono-Takada tectonic line, K : Komata fault. Of : Ōfunato, Ta : Rikuzen-Takada, Se : Setamai, Ok : Okuhinotsuchi. Dotted line shows the location of Fig. 2. -- after KITAKAMI PALEOZOIC RESEARCH GROUP (1982), modified.

よび有住層とは顕著な不整合関係にある。基底部付近の粘板岩などには、弱変成作用によってクロリトイドを晶出しているものが多い。坂本沢層の上限は断層のため不明であり、中～上部ベルム系の分布は見られない。

上記の古生層および奥火の土岩体を貫く脈岩類として、輝緑岩・斜長石玢岩・ランプロファイア質角閃石玢岩・石英斑岩が認められる。

シルル系奥火の土層の層序と化石

奥火の土層は、下有住地域から見いだされたシルル系に対して与えられた地層名である (KAWAMURA, 1980)。

これは、日頃市亜帯のシルル系^{かわうち}川内層 (小貫, 1937; YABE & SUGIYAMA, 1937 再定義) とは、その産出化石および岩相によって区別される。奥火の土層は、住田町奥火の土西方約 1 km の火の土川沿いの斜面に、約 500 × 750 m² の範囲にわたって露出している。露出の主要な部分は約 240 × 270 m² の範囲を持ち、以下に記載する層序・化石などに関するデータのほとんどはこの部分から得られた (Fig. 3)。奥火の土層は岩相上、凝灰質岩に富む下部層と、主に石灰岩から成る上部層とに区分される (Fig. 4)。奥火の土層の下位には、氷上花崗岩類奥火の土岩体が露出し、両者の関係は不整合である (後

述)。

1. 層序

下部層 層厚 40 m 以上, 基底部には奥火の土岩体を不整合におおひ厚さ 1 m 以下の泥質岩がある。その上位には, 厚さ約 5 m の中性～酸性熔結凝灰岩が重なる。熔結凝灰岩の下底部には, 流紋岩・花崗岩などの岩片～礫を含む“石質～礫質部”^{*}が認められる。熔結凝灰岩の上位は低角(20～30° 南落ち)の断層によって切られ, そのため下部層基底部の露出は限られている。Loc. E, G (Fig. 3) では, 花崗岩と下部層互層部(後述)とがこの低角の断層をはさんで接している露頭が観察される (Fig. 5)。この断層による欠層の程度は正確には見積もることができないが, 地質図および柱状図から判断した見かけの欠層は少なくとも 10～20 m である。Loc. E における断層面に沿った破碎の幅は軽微なもの(5～10 cm)であり, 断層粘土の形成はほとんど観察されない。この断層による欠層をはさんで上位には, 厚さ 10 m 以上のアルコース砂岩(礫質部を挟在する)が認められる。更に上位には, 淡緑色凝灰質粘板岩・淡灰～淡緑色石灰岩(一部凝灰質角礫状)・灰緑色中性～酸性凝灰岩の互層(厚さ約 25 m)が整合に重なっている。アルコース砂岩の礫質部には, *Favosites*? sp. の破片が含まれている。また互層部からもいくつかの海生動物化石が産出する (Fig. 4; Table 1) ので, アルコース砂岩から上位は海成層である。これに対して, 基底部の泥質岩と熔結凝灰岩は陸成層と考えられる(111 ページ参照)。

上部層 層厚 50 m 以上, 下部層に整合に重なり, 主に含化石暗灰色板状石灰岩から成る。下底から約 25 m 上位には, 酸性火山岩～熔結凝灰岩の細～中礫を含む礫質石灰岩が見られる。またこの部分には, 同様な火山性碎屑物から成る“凝灰質”砂岩の薄層も挟在している。なお上部層としたものの中には, 白色塊状結晶質石灰岩が存在する (Fig. 3) が, 暗灰色板状石灰岩との関係は明瞭ではなく, 地質図・柱状図では一括した。上部

層の上限は, 下部石炭系との断層関係のため不明である。

2. 産出化石と対比

奥火の土層から産出した化石を Table 1 に示す。この中で時代対比にある程度有効と思われるものは *halysitids* である。奥火の土層産の *halysitids* に関する詳細は KAWAMURA (1980) で述べたので, ここではその概略を以下に述べる。

奥火の土層の *halysitid* ファウナで特徴的なことは, 日頃市垂帯のシルル系川内層の *halysitid* ファウナ (SUGIYAMA, 1940; HAMADA, 1958; 中井ほか, 1980) との間に共通種が無いことである。また, 川内層から産出する *halysitids* は現在のところ, subfamily *Schedohalysitinae* に属するもののみ^{*}であるが, 奥火の土層のものは subfamily *Halysitinae* に属するものが主体になっている。これに対して, 奥火の土層 *halysitid* ファウナは, 西南日本外帯黒瀬川構造帯のシルル系 G 2 部層の *halysitid* ファウナ (HAMADA, 1958; NAKAI, 1981) との共通性を持っている。特に *Falsicatenipora shikokuensis* NODA et HAMADA の産出によって, 奥火の土層上部層中部 (hor. 4, Table 1; Fig. 4) と G 2 上部とはほぼ対比できる。G 2 は桑野 (1976) によってそのコノドント化石から, 上部ランドベリー～下部ウエンロック統に対比されている。このことなどから, 奥火の土層下部層は下～中部ランドベリー統に, 上部層は上部ランドベリー～ウエンロック統に対比される。川内層の中～上部はラドロウ統, 下部はウエンロック統にこれまで対比されている (HAMADA, 1958; MURATA, 1977; KATO et al., 1980)。そのため, 奥火の土層上部層の上部と川内層の下部とが対比される可能性がある。しかし, 全体として奥火の土層が川内層に対してより下位の層準のものであることはほぼ確実である。ただし最近になって, 吉田・原子内・青木 (1981), 原子内 (1981) によって, 大船渡市行人沢

^{*} 火砕流ユニットのメンバーであるかどうかは明らかでないため, 仮にこのように呼ぶ (川村, 1982)。

^{*} SUGIYAMA (1940) の “*Halysites*” sp. と, 中井ほか (1980) の *Halysites*? sp. を除く。また, 小貫 (1981) によって川内層産化石リストに入れられた *Halysites labyrinthicus*, *H. sp.* (KATO, 1979 a) は, 奥火の土層産のものである。

Fig. 2. Geologic map of the upper course of the Hinotsuchi River.

1: alluvial deposits, 2—3: Sakamotozawa Formation (2: sandstone and slate, 3: conglomerate), 4: Nagaiwa Formation, 5—6: Shittakazawa Formation (5: alternation of tuffaceous rocks, 6: conglomerate), 7: upper member of the Okuhinotsuchi Formation, 8—11: lower member of the Okuhinotsuchi Formation (8: tuffaceous rocks and limestone, 9: arkose sandstone, 10: welded tuff, 11: conglomeratic rocks), 12: granite of the Okuhinotsuchi mass (shaded part shows paleoweathered part and residual arkose), 13: green rocks of unknown age, 14: dyke rocks, 15: faults, 16: unconformity, 17: dip-strike of bedding plane. Arrows indicate the stream of the Hinotsuchi River.

Fig. 3. (Left. P. 104) : Route map of the Okuhinotsuchi Formation and the Okuhinotsuchi granite mass in the main area of their distributions.

1 : tuffaceous rocks of the Shittakazawa Formation, 2—11 : Okuhinotsuchi Formation (2 : dark grey limestone, 3 : pebbly limestone, 4 : pale green-grey limestone, 5 : crystalline limestone, 6 : tuffaceous slate, 7 : basal pelitic rock, 8 : sandstone, 9 : conglomeratic rocks, 10 : non-welded tuff, 11 : welded tuff), 12 : granite of the Okuhinotsuchi mass, 13 : ditto (paleoweathered part and residual arkose), 14 : green rocks of unknown age, 15 : dyke rocks, 16 : quartz vein, 17 : occurrence of fossils, 18 : dip-strike of bedding plane, 19 : dip-strike of shear plane, 20 : unconformity, 21 : faults, 22 : contour line and altitude.

A-G : localities of the outcrops mentioned in the text. Arrows indicate the stream of the Hinotsuchi River.

Fig. 4. (Right) Schematic geologic column of the Okuhinotsuchi Formation.

a : tuffaceous rocks of the Shittakazawa Formation, b-k : Okuhinotsuchi Formation (b : grey-dark grey limestone, c : pebbly limestone, d : pale green limestone, e : tuffaceous slate, f : arkose sandstone, g : "tuffaceous" sandstone, h : conglomeratic rocks, i : calcareous nodule, j : non-welded tuff, k : welded tuff), l : granite of the Okuhinotsuchi mass, m : ditto (paleoweathered part and residual arkose), n : horizon of fossil occurrences (see Table 1).

"f." and wavy line in the column mean fault and unconformable relationship, respectively.

付近の川内層から、ランドベリー世を示準する可能性のあるコノドント化石が報告された。この層準は、MURATA (1977) によってウエンロック世を示準するものとして報告された *Phaulactis* (*Lykophyllum*) *onukii* の産出層準とほぼ一致している。KATO (1979b), KATO *et al.* (1980) はこの "*Phaulactis*" がゴトランドのラドロウ統から産出する "*Neocystiphyllum*" に類似することを指摘した。行人沢における川内層と氷上花崗岩体との関係も含めて、今後の課題であろう。

岩相の点では、前述したように、奥火の土層下部層に

Table 1. List of fossils from the Okuhinotsuchi Formation.

Middle part of Upper Member (horizon 4)

Falsicatenipora shikokuensis NODA et HAMADA

Lower part of Upper Member (horizon 3)

Falsicatenipora sp.*Halysites labyrinthicus* (GOLDFUSS)*Halysites arisuensis* KAWAMURA*Halysites* sp.A*Favosites* sp.*Multisolenia* sp.*Heliolites* sp.*Alveolites?* sp.*Pseudamplexus* sp.*Tryplasma* sp.*Rhizophyllum* sp.*Rugose coral* gen.et sp.indet.*Stromatoporoidea* gen.et sp.indet.

Upper part of Lower Member (horizon 2)

Halysites cfr. *cratus* ETHERIDGE*Halysites* sp.B*Favosites* sp.*Alveolites* sp.*Amsdenoides* sp.*Pseudamplexus* sp.*Stromatoporoidea* gen.et sp.indet.

Lower part of Lower Member (horizon 1)

Favosites sp.*Encrinurus* sp.

--- after KAWAMURA (1980)

は中性～酸性凝灰岩が見られ、細粒堆積岩もすべて凝灰質であることが特徴的である。川内層にはこのような凝灰岩はほとんど無く、細粒堆積岩は非凝灰質な黒色粘板岩である(村田ほか, 1974; 村田, 1979; KATO *et al.*, 1979 など)。奥火の土層下部層を特徴づける火砕岩相、特に熔結凝灰岩は、むしろ黒瀬川構造帯のシルル系G1～G2部層(吉倉・佐藤, 1976)との共通性を持ち、halysitid 化石による対比と良い調和を示している。

奥火の土層の凝灰岩類

前章で述べたように、奥火の土層下部層では、凝灰質岩の存在が特徴的である。その岩質は、i) 熔結凝灰岩、ii) 非熔結ガラス質凝灰岩、およびiii) 凝灰質粘板

岩で、いずれも中性～酸性のものである。その量比はiii) がもっとも多く、柱状図における層厚では下部層の30% 近くを占めている。i), ii) はいずれも層厚5 m程度のものが一枚ずつ挟在している(Fig. 4)。これらの凝灰質岩の岩石記載・化学組成などは別の論文(川村, 1982)に述べたが、ほぼ SiO_2 : 66—70 wt%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 6—7 wt% の全岩化学組成を示す。デイサイト～流紋デイサイト質のものであると考えられる。

なお、大上ほか(1981)によって“奥火の土火砕流堆積物”と呼ばれ、この地域のシルル系基底の“熔結凝灰岩”とされたものは、彼らの柱状図などから判断すると、本論文で奥火の土層下部の中部付近に挟在する非熔結凝灰岩としたもの(Loc. G, Fig. 3; Figs. 4, 5 b)に対応するように思われる。すなわち、筆者と大上らとでは、奥火の土層の層序に対する解釈が異なっていることになる。Loc. G の凝灰岩は、鏡下では定向性の微弱な vitroclastic 組織を示し、熔結組織は認められない。

奥火の土層のアルコース質堆積物

奥火の土層下部層には、互層部の下位に、主に花崗岩質碎屑物から成るアルコース砂岩* が認められる。また、基底直下の花崗岩の中には“原地性アルコース”*と云うべきものが存在するが、これについては次章で述べる。そのほかにも、基底泥質岩や熔結凝灰岩下底の“石質～礫質部”に花崗岩質碎屑物が含まれている。これらの花崗岩質碎屑物は、先シルル紀花崗岩体の存在を明示している。

互層部の下位に見られるアルコース砂岩は、層厚約 10 m、上位の凝灰質粘板岩とは互層漸移関係にある(Fig. 4)。肉眼的には灰白色中粒～粗粒で、しばしば粒度差による不明瞭なラミナが観察される(Plate I-6)。鏡下では、基質は細粒で、径 0.02 mm 以下の絹雲母**・珪長質鉱物および少量の緑泥石の集合から成る。碎屑粒は、径 0.1～1.5 mm、外形は subangular-subrounded で、弱い分級淘汰を受けている。碎屑粒はそのほとんどが花崗質岩に由来するもので、石英・アルカリ長石・斜長石および少量の黒雲母である(Plate III-5)。異質岩片として少量の玄武岩質岩・酸性火山岩も含まれる。アルカリ長石は正長石および“chequer albite”(109 ページ参照)で、奥火の土岩体花崗岩に見られるものと鏡下では良く類似している。

アルコース砂岩中には、厚さ 1～2 m の礫質アルコー

* 川村(1977)では、これらを“花崗岩マイロナイト”あるいは“坂本沢層基底礫岩”と誤認したので訂正する。

** 細粒の無色雲母鉱物を表現する記載用語として使用する。

Fig. 5. Sketch of the outcrops showing the low-angle fault contact between the Okuhinotsuchi Formation and the Okuhinotsuchi granite mass.

1—3 : Okuhinotsuchi Formation (1 : non-welded tuff, 2 : limestone, 3 : tuffaceous slate), 4 : paleoweathered part of the granite and residual arkose, 5 : granite, 6 : dyke rock, f. : faults.

a : Loc. E, b : Loc. G (see Fig. 3 and the text). NS and EW indicate the approximate direction of outcrops.

Table 2 Lithology of the clasts included in pebbly arkose sandstone of the lower member of Okuhinotsuchi Formation.

Granitic rocks

granite^{°*}, aplitic granite, granophyre, granite mylonite^{*}

Acidic volcanic rocks

rhyodacite-rhyolite[°], vitric tuff[°], welded tuff, quartz porphyry, felsitic rock

Others

basalt[°], basaltic tuff, trachytic rock, felsic hornfels^{*}, chert-quartzite^{*}, quartzofeldspathic sandstone-acidic crystal tuff^{*}, cleaved pelitic rock^{*}, silicified rock, limestone

° — clasts showing common occurrences.

* — clasts suffered predepositional metamorphism and/or deformation.

Fig. 6. QFR mode diagram of the arkosic rocks of the Okuhinotsuchi Formation and residual arkose.

1 : arkose sandstone and pebbly arkose sandstone, 2 : basal pelitic rock, 3 : residual arkose. Qz : quartz, Kf : alkali feldspar (including "chequer albite", see the text), Pl : plagioclase, Rf : rock fragment.

Fig. 7. Mode diagrams of the arkosic rocks of the Okuhinotsuchi Formation and residual arkose.

Mx : matrix. For other abbreviations, see Fig. 6.

Fig. 8. Relationship between the matrix and Qz·Kf·Pl grains in modal composition of the arkosic rocks of the Okuhinotsuchi Formation and residual arkose.

For the abbreviations, see Fig. 6.

ス砂岩が挟在している。同様な礫質岩は、奥火の土層の主要な露出から南方に約 500 m 離れたところに存在するシルル系ブロックの中にも見られる (Fig. 2)。これらの礫質岩は、アルコース質(一部石灰質)基質中に、径 30 mm 以下の礫(外形 subangular-rounded)を含んでいるものである (Plate I-7, II-4, III-6, 7)。その礫種を Table 2 に示す。石灰岩礫は再結晶しているが、すくなくともその一部は *Favosites*? sp. の破片である。石灰岩および酸性火山岩の礫は同時礫と考えられる。一方、珪長質ホルンフェルスなど、礫岩堆積以前に弱変成(変形)作用*を受けた岩石の碎屑粒は、花崗岩質なものとともに先シルル紀基盤に由来するものと考えられる。花崗岩質なものにも、礫岩堆積以前の構造的破碎作用*が見られ、変形～再結晶組織を示す石英 (Plate III-8) や花崗岩マイロナイトの碎屑粒が観察される。

アルコース砂岩および礫質アルコース砂岩のモード組成を Figs. 6, 7, 8 に示す。礫質アルコース砂岩については、ほぼ細礫サイズ以下の粒径を示す部分で測定を行った。基質のモード比は一般に 15—35% である。Qz—(Kf+Pl)—Rf(略号は Figs. 説明文参照)三成分ダイアグラムでは、OKADA (1971) の長石質ワッケの Rf に乏しい領域のものが多いが、礫質なものでは石質ワッケの領域に入るものがある。礫質なものを除けば、FOLK (1965) の “arkose” にほぼ相当する組成を示している。Qz—Pl—Kf 三成分ダイアグラムではほぼ、Qz 50—80%, Pl 20% 以下, Kf 15—30% の組成範囲を持ってい

* 礫質岩の基質自体も弱い変成作用のため絹雲母などの微細な再結晶鉱物を生じているが、碎屑粒の被っている変成作用とは区別できる。また、基質が片状を呈するような礫質岩の中の碎屑粒はこの検討から除外した。

Fig. 9. Modal compositions of the granite of the Okuhinotsuchi mass.

Mf: mafic minerals. For other abbreviations, see Fig. 6. Open circle: Okuhinotsuchi mass, solid circle: granite pebble in the basal pelitic rock of the Okuhinotsuchi Formation. Dotted line indicate the range of modal compositions of the granite mass A in the Hikami mass (Hoe, 1976).

る。Qz/(Kf+Pl)比はほぼ 1.0—3.0, $\log(Kf/Pl)$ 値はほぼ 0—0.8 である (Fig. 8)。これは、供給源とみなし得る奥火の土岩体花崗岩の $Qz/(Kf+Pl)=0.3—0.7$, $\log(Kf/Pl)=-0.2—0.6$ に比べて Qz に富み, Kf もいくぶん多い組成傾向を示している。この傾向は、斜長石が石英・カリ長石に比べて一般に風化作用に対する抵抗性に乏しい (例えば GOLDICH, 1938; PETTIJOHN *et al.*, 1972) ことに起因するものと考えられる。

奥火の土層と氷上花崗岩類

奥火の土岩体との不整合関係

1. 奥火の土岩体の岩石記載

奥火の土岩体は、シルル系奥火の土層の下位に分布する、露出範囲約 $600 \times 150 \text{ m}^2$ の花崗岩小岩体である。この露出の南方約 500 m および 1 km の 2 地点でも、断層に囲まれた小露出として花崗岩 (および アルコース砂岩?) が見いだされるが、強い構造的破碎作用のため詳細は不明である。

奥火の土岩体の岩質は粗粒優白質花崗岩で、粗粒石英のプール状集合体の伸長方向が弱い方向性を示している (Plate I-2)。氷上花崗岩体の岩相区分との対比では、許 (1976) の A 岩体 subfacies I に相当するものである。奥火の土岩体の花崗岩のモード組成を Fig. 9 に示す。すべて IUGS SUBCOMMISSION (1973) の分類による花崗岩の組成を示し、色指数も小さく、氷上花崗岩類の中でもっとも優白質なもののひとつである。鏡下では粗粒完晶質等粒状組織を示すが、一部には微文象状の部

分も認められる。主要構成鉱物は石英・アルカリ長石・斜長石および有色鉱物で、有色鉱物のモード比はほぼ 1—3% である。石英は他形、径 1.5—4.5 (最大 8.0) mm で、波動消光を一般に示し、アルカリ長石と微文象状連晶するものもある。アルカリ長石は他形~interstitial で径 2.0—3.5 (最大 10) mm、パーサイト構造を示す正長石・マイクロクリン、および微細な葉片状アルバイト双晶を示すいわゆる “chequer albite” (BATTEY, 1955) である (Plate II-6)。斜長石は半自形短柱状、径 1.0—2.5 (最大 3.5) mm、アルバイト双晶を示し、果帯構造は観察されない。著しく汚濁・絹雲母化しているものもある。光学的にはいずれも $2V_x=100^\circ$ 前後の低温型アルバイトで、後生的なアルバイト化を被っているものと考えられる。有色鉱物は、緑泥石・不透明鉱物で置換された仮像を示すものと、白雲母とがある。前者は外形および残存した劈開構造から、その大部分は黒雲母であったと判断される。

奥火の土岩体は全体に、中程度の構造的破碎作用を被っている。それは鏡下では、石英の著しい波動消光、斜長石双晶ラメラの歪み~ずれ、各鉱物の粒状化 (granulation)・破断、ネットワーク状の絹雲母の生成などによって示される破碎面の発達、等の現象で表現されている (Plate II-7)。また、特に破碎の著しい部分では、モザイク状 (径 0.02 mm 程度) の珪長質鉱物と絹雲母から成る幅 1—2 cm のカタクラサイト脈の形成が観察される。このような構造的破碎現象は、氷上花崗岩類において普遍的なものとされている (加納, 1954; ISHII *et*

al., 1960; 許, 1976 など).

2. 奥火の土層と奥火の土岩体との間に見られる現象

a) 奥火の土層基底と奥火の土岩体との接触関係 奥火の土層の最下部には、厚さ約1 mの泥質岩が存在するが、それが下位の奥火の土岩体花崗岩(以下、単に“花崗岩”と略記)と直接している露頭が三ヶ所で観察される(Fig. 3). 以下では、その中で露頭状況の良い Loc. Dの露頭(Plate I-1)について記載する.

Loc. D では、泥質岩と花崗岩との接触面は数 cm 程度の凹凸を持つが、全体としてはほぼ平坦な面を成している。両者は密着しており、その間には構造的転位は認められない(Plate I-1, 3; Plate II-1, 2). ただし泥質岩には、雲母鉱物の定向配列によって示される、接触面にはほぼ平行した弱い片理が鏡下では認められる(Plate II-2). また、Loc. C では両者の接触面は数十 cm の起伏を持ち、すべり面の発達が認められる部分もある。花崗岩には、接触面に直交もしくは高角度で斜交するクラックが多数認められる(Plate I-3; Plate II-1, 2). その多くは泥質岩には及んでいないが、両者を切って発達しているものも認められる。花崗岩には、泥質岩に対する貫入形態や周縁相の存在は認められない。泥質岩には鏡下では絹雲母などの弱変成鉱物が認められるが、この地域は白亜紀遠野花崗閃緑岩体の接触変成域の最外側部にあたっており(加納, 1958), 奥火の土岩体自身にも同様な再結晶鉱物が生じていることから、それを奥火の土岩体花崗岩による接触影響と考えることはできない。これに対して泥質岩には、花崗岩々片および花崗岩に由来する石英・長石類の結晶片が散点しているのが肉眼的に認められる(Plate I-5). また、径約7 cmの花崗岩礫も観察される(Plate I-1). また、泥質岩とその上位の熔結凝灰岩との間の“石質～礫質部”には花崗岩礫が普通に含まれている(川村, 1982). このようなことは、泥質岩の花崗岩に対する不整合関係を強く示唆している.

次に、花崗岩の接触面に近い部分の鏡下特徴を述べる。接触面から一般に1~3 cm 以内の部分では、各構成鉱物の破断・分離・粘土鉱物化が見られ、その間は泥質岩と同じ組織・組成を持つ泥質基質で充填されている(Plate II-8). 長石類、特に斜長石は、結晶縁・劈開・クラックに沿って絹雲母化し、ほとんどもとの外形を残さない。石英には貝殻状断口を伴った破断を示すものが認められる(Plate II-8). 有色鉱物(おそらく黒雲母またはパーミキュライト?)は緑泥石で置換され、劈開に沿ってフレーク状に分離している(Plate II-8).

このような“破砕—変質作用”には定向性が無く、破砕面の発達や構成鉱物の粒状化、ポーフィロクラストの存在など、構造的応力による破砕作用を示唆する現象は見られない。また、泥質岩の花崗岩との接触部には、径1~2.5 mm の変質火山岩(?)片がまったく変形を被っていない状態で含まれている(Plate III-1, 2). このことから、接触部付近の花崗岩に観察される“破砕現象”は、カタクラスティックなものとは考えられない。むしろこのような花崗岩の組織は、風化花崗岩の組織(例えば、小田・吉中, 1979; 写真 1.1 参照)に良く似たものである。花崗質岩の地質時代における風化現象の例としては、WILLIAMS(1968, 1969)によって記載されたスコットランドの Torridonian 基底不整合面下の Lewisian 花崗質片麻岩の古風化がある。この古風化部の鏡下記載・鏡下写真(WILLIAMS, 1968; Plate 3, figs. 1, 2)は、奥火の土岩体花崗岩の泥質岩との接触部付近の鏡下特徴と非常に良く類似している.

以上のことから、奥火の土層基底泥質岩と花崗岩とは、不整合関係にあると結論せざるを得ない。花崗岩最上部の現象は、不整合面直下の古風化部を示しているものと考えられる。これらのことは、次に述べる泥質岩の化学組成および“原地性アルコース”の存在からも支持される.

b) 奥火の土層基底泥質岩 この泥質岩は、肉眼的には(Plate I-5)ほぼ塊状で、ラミナ・級化などの明らかな堆積構造を欠く。やや緑色を帯びた暗褐色を呈し、石英・長石類の破片が散点している。色調差による不規則で弱い面構造が、花崗岩との接触面にはほぼ平行して存在するが、それが堆積構造を示すかどうかは明らかでない.

鏡下では、フレーク状の絹雲母・緑泥石および褐鉄鉱(?)とモザイク状珪長質鉱物の微細な集合から成り、フレーク状鉱物は弱い再結晶定向配列組織を示している(Plate II-3). その中に散点する碎屑粒は angular-subangular で、径0.2~1.7(最大3.0) mm である。その種類は、花崗岩片および同源の石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母(緑泥石化)の結晶片、それに絹雲母—緑泥石化した火山岩片と思われるものである。その他に、鉱物組成・粒度が基質といくぶん異なり、時に伸長した不規則な外形を持つ泥質破片(?)も認められる.

泥質岩の全岩化学組成を Table 3 に示す。分析試料における結晶片・岩片の量は、薄片でのモード比でそれぞれ5% を越えず、岩片は基質とそれほど差のない鉱物組成を示すので、それらが全岩化学組成に与える影響

Table 3. Bulk chemical compositions of the basal pelitic rock of the Okuhinotsuchi Formation.

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	49.21	53.00	56.6
TiO ₂	0.87	1.25	0.48
Al ₂ O ₃	21.39	19.18	21.1
Fe ₂ O ₃	7.51	8.39	2.8
FeO	2.35	2.44	1.7
MnO	0.06	0.07	0.05
MgO	2.82	2.06	-
CaO	0.10	0.16	0.78
Na ₂ O	0.43	0.18	2.9
K ₂ O	8.93	8.02	7.1
P ₂ O ₅	0.10	0.30	0.19
H ₂ O ⁺	4.58	3.76	-
H ₂ O ⁻	0.30	0.52	-
Rest	1.06	0.97	-
total	99.71	100.30	(93.70)

Rest = ignition loss - total H₂O

(1), (2) -- basal pelitic rock of the Okuhinotsuchi Formation. (1): Loc. D, (2): Loc. C. Analyst: M. KAWAMURA.

(3) -- "clay-silt fraction" of the paleoweathered part of the Lewisian granitic gneiss (WILLIAMS, 1968), see the text.

は以下の議論のレベルでは無視できる。泥質岩の全岩化学組成は、Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, H₂O⁺ に富み, CaO, Na₂O に乏しいという特徴を示している。TiO₂ もやや多い傾向にある。このような特徴, 特に Al₂O₃, Fe₂O₃ の高い含有量は, ラテライト質堆積物などの陸成風化残留堆積物, またはその二次堆積物の化学組成上の特徴 (例えば, GOLDICH, 1938; PETTIJOHN, 1975, 280 p.; IWAO, 1973, 1978) に対比することができる。SiO₂-Fe oxides-Al₂O₃ 比で見れば, 奥火の土層基底泥質岩は IWAO (1978) の "(ferruginous) kaolin clay" の領域に落ちる組成を持っている。K₂O は 8—9 wt% と, 上にあげたいくつかの例に比べて非常に高い値を示している。これは, 風化母岩とみなし得る奥火の土岩体花崗岩が, カリ長石に富んでいることと関連しているのかもしれない。a) であげた Lewisian 花崗質片麻岩の例 (WILLIAMS, 1968) では, その古風化部の "clay-silt fraction" の化学組成 (特に SiO₂, Al₂O₃, K₂O) に奥火の土層基底泥質岩との類似が見られる (Table 3)。この例では, Fe₂O₃ の値がかなり低いが, "sandy residue"

には比較的 Fe₂O₃ の濃集が認められるようである。

以上のことから, 奥火の土層基底泥質岩は, 花崗岩の風化—侵蝕面上の陸成風化残留堆積物 (residual clay) としての性格を持つことが導かれる。これは, Loc. C (Fig. 3) においてこの上位に "石質—礫質部" をはさんで熔結凝灰岩がのってくることと調和的である。それはさらに, a) で述べた奥火の土層と花崗岩との不整合関係を支持するものである。

c) 原地性アルコース 奥火の土層基底とその下位の花崗岩との間には, a) で述べた花崗岩の古風化部のほかに, その風化産物がほとんど *in situ* に堆積したと考えられる "原地性アルコース" が存在する。これは, PETTIJOHN *et al.* (1972; 181 p.) の "residual arkose"* に相当するものである。原地性アルコースは, 肉眼的には花崗岩質碎屑物の乱雑な集合から成り, ラミナなどの堆積構造を示さない (Plate I-4)。まれにアプライト・脈石英の中礫が含まれている。原地性アルコースは, 奥火の土層基底泥質岩から最大で数 m 下位まで認められるが, それを横に追跡すると花崗岩あるいはその古風化部に移行し, その境界は明らかにできない。おそらく古風化面の起伏に従ってポケット状に存在しているものと推測される。そのため, Figs. 2, 3, 4, 5a においては, 花崗岩の古風化部と原地性アルコースは区別せず一括して示した。

鏡下では, 碎屑粒の外形は angular, 径 0.05—3.0 (最大 12) mm, 円磨・淘汰作用を受けた形跡が無く, 乱雑な組織を示している (Plate III-3, 4)。碎屑粒は大部分が花崗岩に由来した石英・アルカリ長石 ("chequer albite" を含む)・斜長石および黒雲母だが, アプライト・脈石英・酸性火山岩 (?) の岩片を時に多く含むものも認められる。石英には, 卵形 (Plate III-4) および湾入—融蝕状外形を示すものや, 貝殻状断口を持ったもの (Plate III-3) が観察される。前者は (部分的) 包有関係にあった長石類が古風化によって取り去られたものと考えられる。また, 当時の表層水による溶蝕作用に由来するもの (CROOK, 1968) もあるのかもしれない。貝殻状断口を示すものは, おそらく物理的風化による破断を受けたものと考えられる。碎屑粒の間をうめる基質は, 微粒の絹雲母と珪長質鉱物から成っている。

原地性アルコースのモード組成を Figs. 6, 7, 8 に示す。一般に基質量は 20—65% と多く, 砂岩としての熟

* 直訳すれば "残留アルコース" であるが, このような堆積物には風化残留の要素よりも, PETTIJOHN *et al.* (1972) の指摘にあるように "in situ disintegration" の要素が大きいため, ここでは "原地性アルコース" の語を使用する。

成度が低いことを示している。 $Qz/(Kf+Pl)=0.7-1.2$, $\log(Kf/Pl)=0.5-2.2$ で、奥火の土岩体花崗岩に比べて Qz , Kf に富み、上位層準のアルコース砂岩と同様な傾向を示している。ただし、アルコース砂岩に比べれば $Qz/(Kf+Pl)$ 比はいくぶん低く、 $\log(Kf/Pl)$ 値はさらに高い値を示し、熟成度の低さを示している。なお、Fig. 6 では Rf に富んだ組成のものがいくつかあるが、これは石英・長石量の傾向を知るために岩片の多い部分で作成した薄片についても測定を行なったため、原地性アルコースの全体的な特徴を示すものではない。

このような原地性アルコースに類似したものは、日頃市亜帯のシルル系川内層基底からすでに報告されている (OKAMI & MURATA, 1975; 大上ほか, 1981)。このような岩石は花崗岩カタクラサイトと解釈される場合 (許, 1976; 川村, 1977; MINATO *et al.*, 1979) があり、氷上花崗岩類とシルル系との関係を取り扱う際に問題点のひとつとなるものである。しかし、i) 破碎面の発達・構成鉱物の変形破断などカタクラサイトを一般に特徴づける組織を示さない、ii) 酸性火山岩・アプライトなどの異質碎屑物を時に含む、iii) 花崗岩質碎屑物を含む基底泥質岩と同様な泥質基質を持ち、組織・組成 (Fig. 7) において移化する、の 3 点から花崗岩カタクラサイトとは解釈できない。花崗岩の風化分解生成物がほとんど運搬淘汰作用を受けない状態で固結した原地性アルコースとみなすのが妥当である。

3. 奥火の土岩体と時代未詳緑色岩

奥火の土岩体の北端部および東端部には、時代未詳の緑色岩が見られ (Fig. 2)、それが奥火の土岩体によって貫入されているように見える露頭がいくつか観察される。奥火の土岩体北端部の露頭 (Loc. A, Fig. 3) では、弱い片理を示す緑色岩中に幅約 2 m の破碎・珪化した花崗岩“脈”が観察される (Fig. 10)。この露頭の南方約 35 m の Loc. B (Fig. 3) では、花崗岩と緑色岩との境界および緑色岩中に多数の石英脈 (幅 10~50 cm) が貫入しているのが観察される。更に火の土川に沿って約 250 m 下流の露頭 (Loc. F) では、花崗岩と緑色岩は大部分断層をはさんで接しているが、一部には密着した貫入状形態を示す関係が見られる。この周辺では、破碎された花崗岩中に、片状緑色岩の“ゼノブロック” (径 0.3×1 m 程度) がいくつか認められる。緑色岩は、鏡下観察によれば、径 0.06×0.15 mm 程度のアルバイト化した長〜短柱状斜長石と、その間をうめる緑泥石・方解石および絹雲母から成る変玄武岩質岩である。また、弱片状で

Fig. 10. “Intrusive” relationship between the Okuhinotsuchi granite mass and the green rock of unknown age.

1 : granite of the Okuhinotsuchi mass, 2 : green rock of unknown age, 3 : dip-strike of foliation, 4 : dip-strike of quartz veinlets. For explanation, see the text.

火成岩組織の認められない緑泥石—アルバイト準片岩も認められる。

これらの緑色岩は、上に述べた産状から、花崗岩によって貫入されたものの可能性がある。これは、吉田・野沢・片田 (1981) がこの地域で観察した“氷上花崗岩が安山岩およびデイサイトを貫き、その一部を捕獲している関係”に相当するものと思われる。ただし、これらの接触部における花崗岩はいずれも破碎・珪化が著しく、緑色岩に対する接触影響は明らかではない。また、両者の接触部における現象を鏡下で観察することはできなかった。この付近に見られる石英脈・珪化作用の意義も明らかではない。そのため両者の関係について確実なことは言えない。しかし、奥火の土層下部層に挟在する礫質アルコース砂岩 (108 ページ参照) には、緑色を呈する玄武岩の礫が比較的多く含まれており、その供給源と上記の時代未詳緑色岩との関連を想定することも不可能ではない。この緑色岩の時代については今後の問題として保留しておきたい。

おわりに

前章までに述べてきたことから、氷上花崗岩類の小岩体のひとつである奥火の土岩体は、中〜下部シルル系奥火の土層によって不整合におおわれており、先シルル紀火成岩体であると結論される。氷上花崗岩類の時代論の現状については北上古生層研究グループ (1982) で述べたが、解決されるべき問題がなお多く存在している。しかし、上記の結論からは、そのすくなくとも一部が先シル

ル紀のものであることは明らかである。氷上山花崗岩類の時代論に関する相反したデータをいかに統一的に解釈していくかが今後の課題であろう。

北上古生層研究グループ(1982)は、南部北上山地の基盤問題に関する総括を行ない、同地域の先シルル紀造構環境が“海洋的”であることを示唆した。しかし、その具体的な検討にはデータがあまりに不足であり、氷上山花崗岩類の造構史的意義も明らかではない。最近、海溝に近接した場での中性～酸性深成活動の存在が認識され、その意義が論じられつつある(MARSHAK & KARIG, 1977; HUDSON *et al.*, 1979; HILL *et al.*, 1981; 久富・三宅, 1981)。氷上山花崗岩類の一部がそのようなものに相当する可能性もひとつの作業仮説として想定できるであろう。この問題も含めて南部北上山地の先シルル紀基盤に関する検討を今後進めていきたい。

ま と め

(1) 南部北上帯世田米亜帯のシルル系奥火の土層は、層厚 90m 以上、中性～酸性凝灰質岩を特徴とする下部層と、主に石灰岩から成る上部層とに区分される。上部層の中部から産出する *Falsicatenipora shikokuensis* NODA *et* HAMADA による西南日本シルル系との対比から、奥火の土層下部層と上部層の下部は、下部シルル系ランドベリー統に属すると考えられる。

(2) 奥火の土層の最下部には熔結凝灰岩および基底泥質岩が存在し、下位の氷上山花崗岩類奥火の土岩体を不整合におおっている。基底泥質岩は、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O に富み、風化残留堆積物の性格を有している。熔結凝灰岩とともに、不整合面直上の陸成堆積物を示している。

(3) 奥火の土岩体の岩質は粗粒優白質花崗岩で、氷上山花崗岩類の岩相区分では許(1976)の A 岩体 subfacies I に相当する。不整合面直下の奥火の土岩体には、シルル系堆積以前の古風化現象が認められる。また、その風化分解生成物がほとんど運搬淘汰を受けない状態で固結した原地性アルコースと考えられる部分も観察される。

(4) 奥火の土層下部層の礫質アルコース砂岩には、その堆積以前に弱い変成(変形)作用を被った珪質岩などの碎屑粒が認められる。これは、花崗岩質碎屑粒とともに、先シルル紀基盤コンプレックスに由来するものと考えられる。

(5) 氷上山花崗岩類の時代論については解決されるべき問題が依然として多いが、上記のことから、すくな

くともその一部が先シルル紀のものであることは明らかである。

謝辞 本研究のはじめには、湊 正雄北海道大学名誉教授に御指導を賜わった。北海道大学加藤 誠教授には、終始御指導・御助言を受け、本稿を校閲していただいた。

加納 博秋田大学名誉教授には有益な御討論をしていただき、また本稿の閲読を御願ひした。熊本大学村田正文教授、地質調査所吉田 尚、野沢 保両博士、岩手大学大上和良博士には、現地討論を含めていろいろな御討論・御批判をいただいた。北上古生層研究グループのメンバーからは日頃の御討論・御援助をいただき、特に麻布大学中井 均氏にはフィールド調査において協力していただいた。

上記の方々に記して深く謝意を表したい。

文 献

- BATTEY, M. H., 1955: Alkali metasomatism and the petrology of some keratophyres. *Geol. Mag.*, **92**, 104—126.
- CROOK, K. A. W., 1968: Weathering and roundness of quartz sand grains. *Sedimentology*, **11**, 171—182.
- FOLK, R. L., 1965: *Petrology of Sedimentary Rocks*. 159 p., Hemphill's, Austin.
- GOLDICH, S. S., 1938: A Study in rock weathering. *Jour. Geol.*, **46**, 17—58.
- HAMADA, T., 1958: Japanese Halysitidae. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. II, **11**, 91—114.
- 原子内貢, 1981: 大船渡市日頃市町行人沢付近からのシルル紀コノドントの発見. 地質雑, **87**, 841—843.
- HILL, M., MORRIS, J. and WHELAN, J., 1981: Hybrid granodiorites intruding the accretionary prism, Kodiak, Shumagin, and Sanak Islands, southwest Alaska. *Jour. Geophys. Res.*, **86**, 10569—10590.
- 久富邦彦・三宅康幸, 1981: 紀伊半島・潮岬地域の隆起運動と火成活動. 地質雑, **87**, 629—639.
- 許 成基, 1976: 氷上山花崗複合岩体. 地球科学, **30**, 39—53.
- HUDSON, T., PLAFKER, G. and PETERMAN, Z. E., 1979: Paleogene anatexis along the Gulf Alaska margin. *Geology*, **7**, 573—577.
- ISHII, K., SENDO, T., UEDA, Y. and YAMASHITA, Y., 1960: Granitic rocks of the Hinokami-yama District, northeastern Kitakami Massif. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, [3], **6**, 439—485.
- IUGS SUBCOMMISSION, 1973: Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, **18**, 26—30.
- IWAO, S., 1973: Chemical compositions of aluminous metamorphic rocks from the Kitakami Mountains,

- northeast Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sec. 2, **18**, 455—474.
- , 1978: Re-interpretation of the chloritoid-, staurolite- and emery-like rocks in Japan—chemical compoition, occurrence and genesis. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **84**, 49—67.
- 加納 博, 1954: 北上中軸帯における花崗岩類と堆積岩類の構造的関係(I)(花崗岩類の構造解析). 地質雑, **60**, 241—255.
- , 1958: 北上山地の接触変成岩——とくに接触変成帯と花崗岩類の相互関係について——. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, 53—73.
- , 1975: 礫からみた先シルル地向斜基盤. 地団研専報, no. 19, 115—130.
- KATO, M., 1979 a: Silurian, palaeontology. In MINATO, M., HUNAHASHI, M., WATANABE, J. and KATO, M. eds.: *The Abean Orogeny*, 60—61, Tokai Univ. Press, Tokyo.
- , 1979 b: Silurian, correlations. *Ibid.*, 61.
- , HAGA, S. and KAWAMURA, M., 1979: Silurian, stratigraphy. *Ibid.*, 56—59.
- , MINATO, M., NIKAWA, I., KAWAMURA, M., NAKAI, H. and HAGA, S., 1980: Silurian and Devonian corals of Japan. *Acta Palaeont. Polonica*, **25**, 557—566.
- 川村信人, 1977: 世田米地域より発見されたシルリア系について. 総研連絡紙「北日本古生代の造山運動」, no. 3, 17—23.
- , 1978: 南部北上山地, 火の土川流域のシルリア系. 日本地質学会第 85 年学術大会講演要旨. 147.
- KAWAMURA, M., 1980: Silurian halysitids from the Shimoarisu District, Iwate Prefecture, Northeast Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, [4], **19**, 273—303.
- 川村信人, 1982: 南部北上帯シルル系奥火の土層の凝灰岩類. 地球科学, **36**, 261—271.
- ・川村寿郎, 1981: 南部北上帯下部石炭系層序の再検討. 構造地質研究会誌, no. 26, 31—41.
- ・北上古生層研究グループ, 1981: 南部北上帯の先シルル紀花崗岩類. 総研研究報告「日本列島および周辺地域における下部古生界～上部原生界についての地質学的岩石学的諸問題」, 63—67.
- 北上古生層研究グループ, 1982: 南部北上帯の先シルル紀基盤. 地質学論集, no. 21, 261—281.
- 桑野幸夫, 1976: 黒瀬川構造帯におけるシルル紀コノドントの産出. 国立科博専報, no. 9, 17—22.
- MARSHAK, R. S. and KARIG, D. E., 1977: Triple junctions as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc. *Geology*, **5**, 233—236.
- MINATO, M., HUNAHASHI, M., KATO, M., HAGA, S., KAWAMURA, M. and IWABUCHI, Y., 1979: Relationship between the Higami granite and the Silurian Kawauchi Formation. In MINATO, M., HUNAHASHI, M., WATANABE, J. and KATO, M. eds.: *The Abean Orogeny*, 59—60, Tokai Univ. Press, Tokyo.
- MURATA, M., 1977: *Phaulactis (Lykophyllum) onukii*, a new Silurian species of Rugosa from the Kitakami Massif, Northeast Honshu, Japan. *Kumamoto Jour. Sci., Geology*, **10**, no. 2, 27—35.
- 村田正文, 1979: 北上山地の基盤. 加納 博教授記念論文集「日本列島の基盤」, 579—599.
- ・蟹沢聡史・植田良夫・武田信徳, 1974: 北上山地シルル系基底と先シルル系花崗岩体. 地質雑, **80**, 475—486.
- NAKAI, H., 1981: Silurian corals from the Yokokura-yama Formation in the Mt. Yokokura Region, Kochi Prefecture, Southwest Japan—part I Halysitidae—. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*. N. S., no. 123, 139—158.
- 中井 均・田近 淳・川村信人・永田秀尚・川村寿郎, 1980: 南部北上山地, 八日町—小松崎地域のシルル—デボン紀化石新産地. 地質雑, **86**, 356—358.
- 野沢 保・吉田 尚・片田正人・柴田 賢, 1975: デボン系をつらぬく氷上花崗岩. 地質雑, **81**, 581—583.
- 小田国寛・吉中龍之進, 1979: 花崗岩の風化. 土質工学会編「風化花崗岩とまき土の工学的性質とその応用」, 3—15.
- OKADA, H., 1971: Classification of sandstone: analysis and proposal. *Jour. Geol.*, **79**, 509—525.
- OKAMI, K. and MURATA, M., 1975: Basal sandstone of the Silurian Kawauchi Formation in the Kitakami Massif, Northeast Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **81**, 339—348.
- 大上和良・村田正文・蟹沢聡史・永広昌之, 1981: 氷上花崗岩類に関するその後の進展. 総研研究報告「日本列島及び周辺地域における下部古生界～上部原生界についての地質学的岩石学的諸問題」, 69—72.
- 小貫義男, 1937: 北上山地, 岩手県気仙郡地方に於けるゴトランド紀層の新発見並びに古生層の層序に就いて. 地質雑, **44**, 600—604.
- , 1938: 北上山地岩手県気仙郡地方の秩父系について. 地質雑, **45**, 48—78.
- , 1981: 北上山地. 北上川流域地質図説明書, 5—223, 長谷地質調査事務所.
- PETTIJOHN, F. J., 1975: *Sedimentary Rocks*, 3rd edition. 628 p., Harper & Row Publ., New York.
- , POTTER, P. E. and SIEVER, R., 1972: *Sand and Sandstone*. 618 p., Springer-Verlag, Berlin.
- SEKI, Y., 1957: Petrological study of hornfelses in the central part of the Median Zone of the Kitakami Mountainland, Iwate Prefecture. *Sci. Rep. Saitama Univ.*, [B], **2**, 307—361.
- SHIBATA K., 1974: Rb-Sr geochronology of the Hikami granite, Kitakami Mountains, Japan. *Geochem. Jour.*, **8**, 193—207.
- SUGIYAMA, T., 1940: Stratigraphical and palaeontological studies of the Gotlandian deposits of the

- Kitakami Mountainland. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, [2], **21**, 81—146.
- 鈴木淑夫, 1952: 北上山地南部高田町付近の花崗閃緑岩の構造について. 地質雑, **58**, 1—16.
- 渡辺万次郎, 1950: 北上山地の火成活動. 地団研専報, no. 4, 23 p.
- WILLIAMS, G. E., 1968: Torridonian weathering, and its bearing on Torridonian palaeoclimate and source. *Scott. Jour. Geol.*, **4**, 164—184.
- , 1969: Characteristics and origin of a Precambrian pediment. *Jour. Geol.* **77**, 183—207.
- YABE, H. and SUGIYAMA, T., 1937: Preliminary report on the fossiliferous Gotlandian and Devonian deposits newly discovered in the Kitakami Mountainland. *Proc. Imp. Acad.*, **13**, 417—420.
- 山下 昇, 1957: 黒瀬川型の構造線と気仙沼型の構造線. 地球科学, no. 31, 1—15.
- 吉田 尚・原子内貢・青木ちえ, 1981: 大船渡市行人沢からのシルル紀コノドント. 日本地質学会第 88 年学術大会講演要旨, 262.
- ・野沢 保・片田正人, 1981: 氷上花崗岩と古生層との関係. 総研研究報告「日本列島及び周辺地域における下部古生界～上部原生界についての地質学的岩石学的諸問題」, 73—78.
- 吉倉紳一・佐藤浩一, 1976: 高知県横倉山周辺の黒瀬川構造帯に関する 2, 3 の新事実. 総研連絡誌「島弧基盤」, no. 3, 53—56.

Explanation of Plate

Plate I. Photographs of the outcrop and hand specimens of the Okuhinotsuchi granite mass and the clastic rocks of the Okuhinotsuchi Formation.

1. Outcrop showing the unconformable relationship between the Okuhinotsuchi Formation and the granite. Scale : 5 cm diam. Loc. D.
 2. Granite of the Okuhinotsuchi mass.
 3. A hand specimen of the part of the unconformable contact between the basal pelitic rock of the Okuhinotsuchi Formation and the granite. Light-coloured spots in the pelitic rock are rock fragments of altered volcanic ? rocks. Loc. D.
 4. Residual arkose. Loc. C.
 5. Basal pelitic rock of the Okuhinotsuchi Formation, carrying the granitic clasts(light-coloured spots). Loc. D.
 6. Arkose sandstone of the lower member of the Okuhinotsuchi Formation.
 7. Pebbly arkose sandstone of the lower member of the Okuhinotsuchi Formation.
- Ab : "chequer albite", At : acidic tuff, Ba : basalt, Bi : chloritized biotite, Gc : granitic clast, G. P. : granite pebble, Gr : granite, Hf : hornfels, Kf : potash feldspar, Ls : limestone, Mx : matrix, Pe : basal pelitic rock, Pl : plagioclase, Qz : quartz, Rf : rock fragment of volcanic? rock, U. P. : unconformity plane, W. G. : paleoweathered part of the granite.

Plate II. Photomicrographs of the granite of the Okuhinotsuchi mass and the clastic rocks of the Okuhinotsuchi Formation.

1. Boundary part between the basal pelitic rock and the granite. One nicol. Loc. D.
 2. Ditto. Crossed nicols.
 3. Basal pelitic rock of the Okuhinotsuchi Formation. Loc. D.
 4. Pebbly arkose sandstone of the lower member of the Okuhinotsuchi Formation.
 5. Granite of the Okuhinotsuchi mass.
 6. Ditto.
 7. Cataclastic part of the granite.
 8. Paleoweathered part of the granite. Loc. D.
- 3-8 : Crossed nicols. Scales : 1-4 1 cm, 5-8 2 mm. For abbreviations, see the explanation of Plate I.

Plate III. Photomicrographs of the clastic rocks of the Okuhinotsuchi Formation and residual arkose.

1. Contact between the basal pelitic rock and the paleoweathered part of the granite. Loc. D.
 2. Ditto.
 3. Residual arkose. Loc. C.
 4. Ditto.
 5. Arkose sandstone of the lower member.
 6. Pebbly arkose sandstone of the lower member.
 7. Ditto.
 8. Ditto. Quartz clast shows predepositional deformation and recrystallized texture.
- 1-2 : one nicol, 3-8 : crossed nicols. Scales : 1-6 2 mm, 7-8 1 mm. For abbreviations, see the explanation of Plate I.