

## 富山県上市地域および立山地域に分布する 手取層群赤岩亜層群の土壌性堆積物と堆積相による古環境解析

茂野 潤<sup>1</sup>・次重克敏<sup>2</sup>・藤田将人<sup>3</sup>・東 洋一<sup>4</sup>・後藤道治<sup>4</sup>・狩野彰宏<sup>1</sup>・  
地下まゆみ<sup>1</sup>・柴田正輝<sup>5</sup>・川合達也<sup>1</sup>

<sup>1</sup>広島大学大学院理学研究科地球惑星システム学専攻 広島県東広島市鏡山1-3-1

<sup>2</sup>三原市立第五中学校 広島県三原市沼田東町片島532

<sup>3</sup>大山町教育委員会 富山県上新川郡大山町上滝523

<sup>4</sup>福井県立恐竜博物館 福井県勝山市村岡町寺尾51-11

<sup>5</sup>Montana State University, Bozeman, MT 59717-3480, USA

### 要 旨

富山県東部の上市, 立山地域に分布する手取層群赤岩亜層群(前期白亜紀)の跡津川累層和佐府互層および白岩川累層から認められた, 異なる特徴を示す土壌性堆積物と, それらを含む地層の堆積相解析から, 赤岩亜層群の古環境について考察を行った。

土壌性堆積物が和佐府互層と白岩川累層から, 恐竜足印化石が白岩川累層から新たに認められた。堆積相解析の結果, これらを含む地層の堆積環境は, 和佐府互層では砂質河川の主流付近および主流から離れた氾濫原, 白岩川累層では流路の位置がより安定した礫質河川であることが分かった。また, 土壌性堆積物を産出する層準は, いずれも河川流路堆積物の介入の少ない氾濫原堆積物中に含まれる。和佐府互層に認められる土壌性堆積物は, シデライトノジュールを含み, 湿潤・還元環境を示すのに対し, 白岩川累層ではカルクリートノジュールや赤色層を含み, 含有する鉄鉱物も針鉄鉱や赤鉄鉱を主とすることから, より乾燥・高温(酸化的)環境を示す。この環境変化は赤岩亜層群において, 気候がより温暖・乾燥化する傾向にあったことを示している。

キーワード: 手取層群, 赤岩亜層群, 跡津川累層, 白岩川累層, 和佐府互層, 古環境, 古土壌, カリーチ, カルクリート, シデライト, 炭素酸素同位体比, 堆積相, 河川成堆積物, 恐竜足印化石

SHIGENO, Jun, Katsutoshi JIJU, Masato FUJITA, Yoichi AZUMA, Michiharu GOTO, Akihiro KANO, Mayumi JIGE, Masateru SHIBATA and Tatsuya KAWAI (2004) Paleoenvironment of the Akaiwa Subgroup of the Tetori Group based on pedogenic sediments and sedimentary facies in the Kamiichi and Tateyama area, Toyama Prefecture. Mem. Fukui Pref. Dinosaur Mus. 3: 1–22.

Paleoenvironment of the Akaiwa Subgroup (Early Cretaceous) of the Tetori Group is analyzed from the different types of pedogenic sediments and the sedimentary facies in the Wasabu Alternation of the Atotsugawa Formation and the Shiroiwagawa Formation in the Kamiichi and Tateyama area, Toyama Prefecture.

Pedogenic sediments are newly found from the Wasabu Alternation and the Shiroiwagawa Formation, and dinosaur footprints are also found from the Shiroiwagawa Formation. Sedimentary environments of the Wasabu Alternation and the Shiroiwagawa Formation are interpreted as a proximal channel area and distal floodplain of a sand-bed river, and a gravel-bed river with high stability channels, respectively, based on sedimentary facies analysis. It seems that the pedogenic sediments from the Akaiwa Subgroup were formed in the floodplain deposit with little intercalation of channel deposit. Pedogenic sediments found from the Wasabu Alternation contain siderite nodules, and suggest a humid and reducing condition. On the other hand, the Shiroiwagawa Formation has calcrete nodules and red beds and contains goethite and hematite as iron minerals, all of which suggest the higher temperature (oxidizing) and lower humidity (arid), as compared with the pedogenic sediments in the Wasabu Alternation. It seems that the climate became warmer in association with lowering humidity during the sedimentation of the Akaiwa Subgroup.

Corresponding authors

—Jun SHIGENO

E-mail: js@hiroshima-u.ac.jp (\*を半角@に変えてご入力ください)

—Katsutoshi JIJU

E-mail: jiju-k@s6.dion.ne.jp (\*を半角@に変えてご入力ください)

1. はじめに

北陸地方の山間部に分布するジュラ～白亜系手取層群には土壌性堆積物が産出する。土壌性堆積物は様々な気候、地形、水はけ等の条件での土壌生成作用により形成される。これらは古土壌として堆積物中に保存されることがあり、古気候、古植生など古環境の重要な指示者となる (Lee and Hisada, 1999)。

手取層群は下位より九頭竜亜層群、石徹白亜層群、赤岩亜層群に区分される (前田, 1961)。このうち土壌性堆積物は非海成の赤岩亜層群から報告されている。例えば Fujita (1998) は石川県白峰地域の赤岩亜層群からカルクリートノジュールを報告し、これらを含む地層は乾燥した気候下で堆積したとしている。後藤ほか (2002) は福井県

勝山市北谷の赤岩亜層群から石灰質ノジュールの産出を報告した。これを含む地層について久保田 (2003) は土壌堆積物の特徴を認め、堆積環境と古気候について議論を行っている。これに対し森清・佐藤 (2002) は赤岩亜層群明谷層の土壌性とは異なる炭酸塩ノジュールの同位体比を測定し、初期続成過程について議論している。

本研究では富山県東部の立山地域、上市地域の手取層群赤岩亜層群から新たに発見した土壌性堆積物について記載を行なう。またこれらを含む地層について堆積相の解析を行ない、赤岩亜層群の古環境について考察する。

2. 地質の概説

研究対象地域は富山県中新川郡立山町中央部の白岩川上

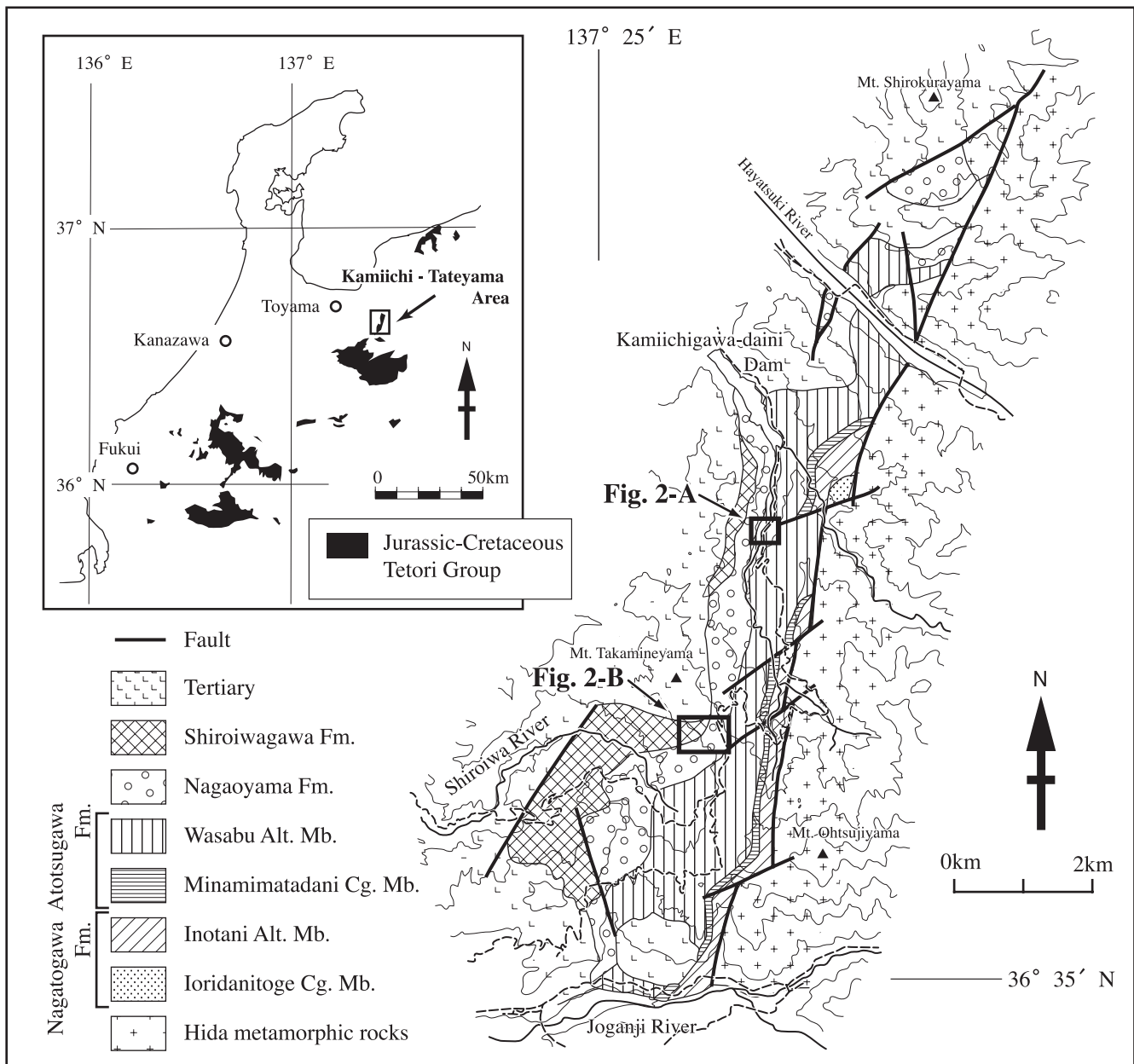


FIGURE 1. Geological map of the Kamiichi and Tateyama area (modified from Okamoto, 1985 in Yamada, 1988).

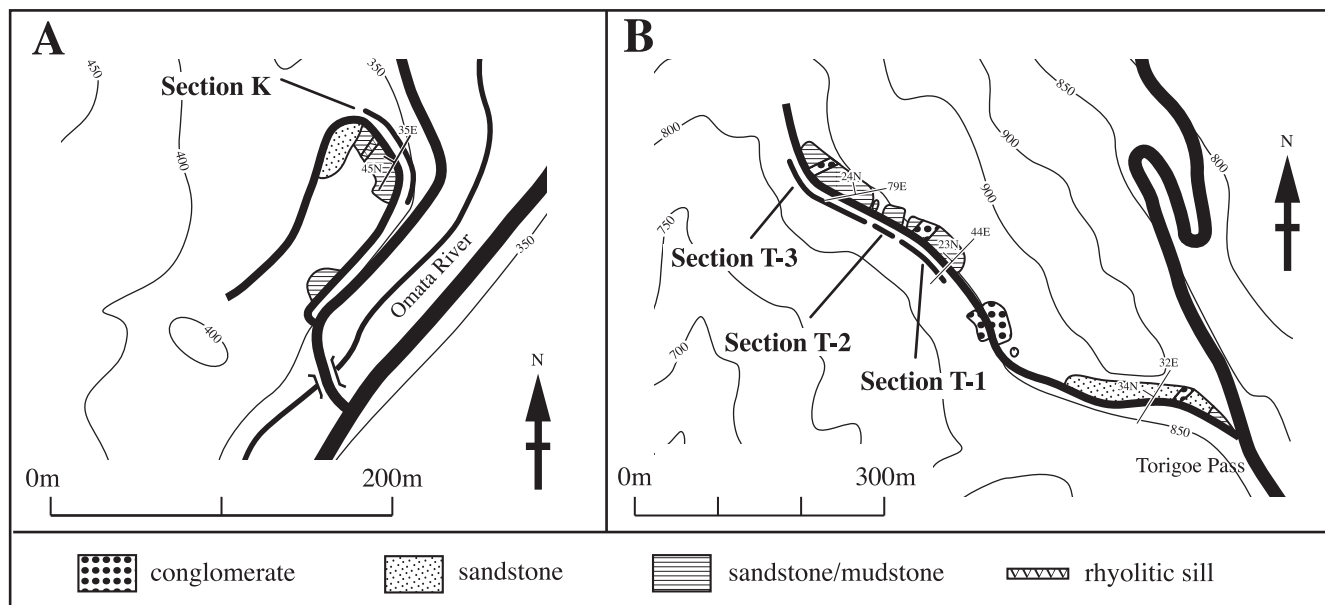


FIGURE 2. Route maps of the Kamiichi and Tateyama area. Each location is shown in Fig. 1. **A**, Southern part of the Kamiichigawa-daini Dam in the Kamiichi region. **B**, Upper stream area of the Shiroiwa River in the Tateyama region.

流域（立山地域）と、上市町南東部の上市川第二ダム南部地域（上市地域）の二か所である。これらの地域にはジュラ～白亜系手取層群が分布し、土壌性堆積物を産する。調査地付近の手取層群は南北に細長く分布し、東側で基盤の飛騨片麻岩類と断層または不整合で接する。また西側では第三系に不整合に覆われる（前田, 1956, 1958; 野沢・坂本, 1960; 山田, 1988; 富山県, 1992）(Fig. 1)。

調査地付近の手取層群は下位より長棟川累層、跡津川累層、長尾山累層、白岩川累層に区分される（山田, 1988; 富山県, 1992）。このうち長棟川累層は後期ジュラ～前期白亜紀の石徹白亜層群に対比され、下位より庵谷峠礫岩層、猪谷互層に区分される。また跡津川累層と長尾山累層、白岩川累層は前期白亜紀の赤岩亜層群に対比され、跡津川累層は下位より南俣谷礫岩層、和佐府互層に細分される。これらは全て整合関係である（前田, 1956, 1958; 河合, 野沢, 1958; 山田, 1988; 富山県, 1992）。上市、立山地域周辺の手取層群からは動物化石の産出報告はなく、保存の悪い植物化石、珪化木、恐竜足印化石が発見されている（前田, 1956; 山田, 1988; 富山県教育委員会, 2003）。

本論文で報告する土壌性ノジュールは上市川第二ダム南部の上市地域（Fig. 2-A）と白岩川上流部の立山地域（Fig. 2-B）から産出する。このうち上市地域（Fig. 2-A）には和佐府互層が分布し、立山地域（Fig. 2-B）には南東部で長尾山累層、北西部で白岩川累層が分布する。

和佐府互層（河合, 野沢, 1958）の模式地は岐阜県北部の和佐府である。本層は岐阜県北部から富山県南東部にかけて広く分布し層厚は500m以上とされている（山田, 1988; 富山県, 1992）。本層は調査地付近では上市川上流地域に南北に細長く分布する（Fig. 1）。岩相は砂岩、泥岩の互層からなり、しばしば細礫を含む。富山県南部地域の本層

は蛇行河川の堆積物からなるとされており、亀の甲羅、魚類の鱗、貝などの淡水棲動物化石、恐竜歯化石、恐竜および鳥類足印化石が発見されている（Shigeno, 2003; 富山県教育委員会, 2003など）。

長尾山累層（前田, 1956）の模式地は白岩川上流地域である。本層は模式地周辺から早月川流域にかけて南北に帯状に分布し（Fig. 1）、層厚は最大300mである（山田, 1988）。岩相は主として礫岩、粗粒の砂岩からなり、泥岩をともなう。また最下部には赤から緑色の凝灰質泥岩が分布する（山田, 1988）。

白岩川累層（前田, 1956）の模式地は白岩川上流地域である。本層は模式地周辺と上市川上流地域に分布し（Fig. 1）、層厚は約200mである（山田, 1988）。岩相は礫岩、砂岩、泥岩から構成され、赤色、緑色の凝灰岩、凝灰質泥岩をともなう（前田, 1956, 1958; 山田, 1988）。なお山田（1988）によると本層の岩質や礫種の構成は長尾山累層のものと同様であるが、全体として頁岩が多く、礫岩が少ない点が異なるとされている。

### 3. 岩相の記載

調査地のルートマップと柱状図をそれぞれ Figure 2 と 3 に示す。以下に各地域の調査セクションについて記載を行なう。

#### 調査セクションK（上市地域; Fig. 2-A, Fig. 3）

本セクションは上市川第二ダム南部の林道骨原線沿い約100mの区間に露出し、和佐府互層の上部、厚さ約40mの地層から構成される（Fig. 3）。地層の走向は北北東-南南西で、西北西に約30度で傾斜する。



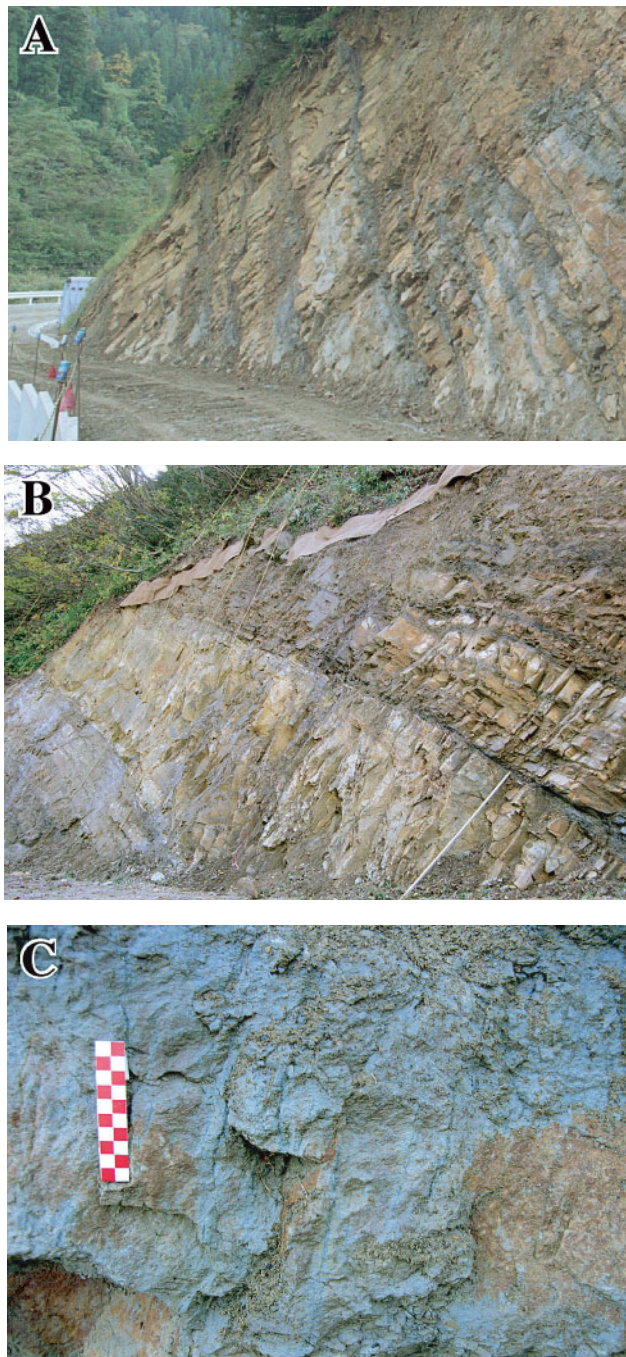


FIGURE 4. Outcrop photographs of the Wasabu Alternation in the Kamiichi region. **A**, Alternation of sandstone and mudstone (Facies II and III) in the lower part of the Section K. **B**, Intercalation of the rhyolite sill (Yellowish horizon around the scale bar) in the upper part of the Section K. Scale bar is 2 m. **C**, Rootlets of the Facies III in the Section K. Scale bar is 10 cm

セクションKの岩相は主として砂岩と泥岩の互層から構成される (Fig. 4-A). このセクションの上部付近には厚さ約4mの流紋岩質シート状岩脈(シル)が砂岩泥岩互層

中に挟まれている (Fig. 4-B). このようなシルは富山県南部地域の手取層群中にしばしばみとめられ、フィッシュン・トラック年代は88~98Ma前後とされている (富山県教育委員会, 2003).

砂岩は粗粒から細粒で、粗粒砂岩中には細礫岩が含まれることがある。砂岩の単層厚は数十cm~約2.5mで、上方細粒化を示すことがある。本セクション下部には厚い粗粒砂岩が発達する。これらは下位の地層を侵食し、弱い凹凸を示すことが多く、基底部には泥岩の偽礫が含まれることがある。中粒から細粒の砂岩は本セクションの中部から上部に多く発達し、これらの中には植物の根の痕跡が認められることがある。本セクション中部の中粒砂岩層にはトラフ型斜交葉理が認められたが、一般に砂岩中には明瞭な堆積構造は保存されていない。

泥岩の単層厚は数cm~1m以下である。これらの泥岩は明灰色または暗灰色を呈する。このうち明灰色のものには植物の根の痕跡がしばしば認められる (Fig. 4-C). また本セクション中部および上部付近では明灰色泥岩中にシデライトノジュールが含まれる (Fig. 6). 暗灰色の泥岩は炭質で、保存の悪い植物化石片が含まれている。またしばしば砂質物を含む淘汰の悪い泥岩が認められる。

調査セクションT-1, T-2, T-3 (立山地域; Fig. 2-B, Fig. 3)

セクションT-1, T-2, T-3は高峰山南部に位置する林道長倉線沿いの約250mの区間に露出する。3つのセクションのうちT-1は最も下位に位置し、北西に向かって上位のT-2, T-3が露出する。一般的な地層の走向は北東-南西で、北西に約30度で傾斜する。これらの地層は砂岩と泥岩(赤色のものを含む)、礫岩で構成される (Fig. 5-A). 泥岩、細粒砂岩には土壌性ノジュールや恐竜足印化石がしばしば認められる (Fig. 3). 山田 (1988) の区分にしたがうと、セクションT-1, T-2, T-3は赤色の泥岩(山田; 1988では凝灰岩とされる)をしばしばはさみ、また全体的に泥岩の割合が多いことから白岩川累層に含まれると考えられる。このため本地域の地質境界に関しては山田(1988)の図2.18を修正してFig. 1に示してある。

礫岩はセクションT-1中部から上部とセクションT-3の中部に分布し、セクションT-2の中部にもわずかに分布する。これらは礫支持で、礫径は最大で約10cmである。淘汰はやや悪い (Fig. 5-B). 礫は角礫から亜円礫で構成され、礫種には花崗岩、流紋岩、チャート、珪質泥岩、砂岩、オーソコーツァイト等が含まれる。礫岩層の基底部には下位の地層を大きく削り込むチャンネル構造がみとめられる (Fig. 5-C). 礫岩内部には堆積構造、インブリケーション等は認められない。

砂岩は一般に中粒から細粒であるが、下位の地層をわずかに侵食する粗粒の砂岩層も認められることがある。砂岩の単層厚は数cm~約1.5mで、一般に上方細粒化を示す。細粒砂岩にはしばしば植物の根の痕跡が発達する。またセクションT-1の下部では細粒砂岩中に土壌性ノジュールが含まれる (Fig. 7). 一般に砂岩層には明瞭な堆積構造は保存されていない。

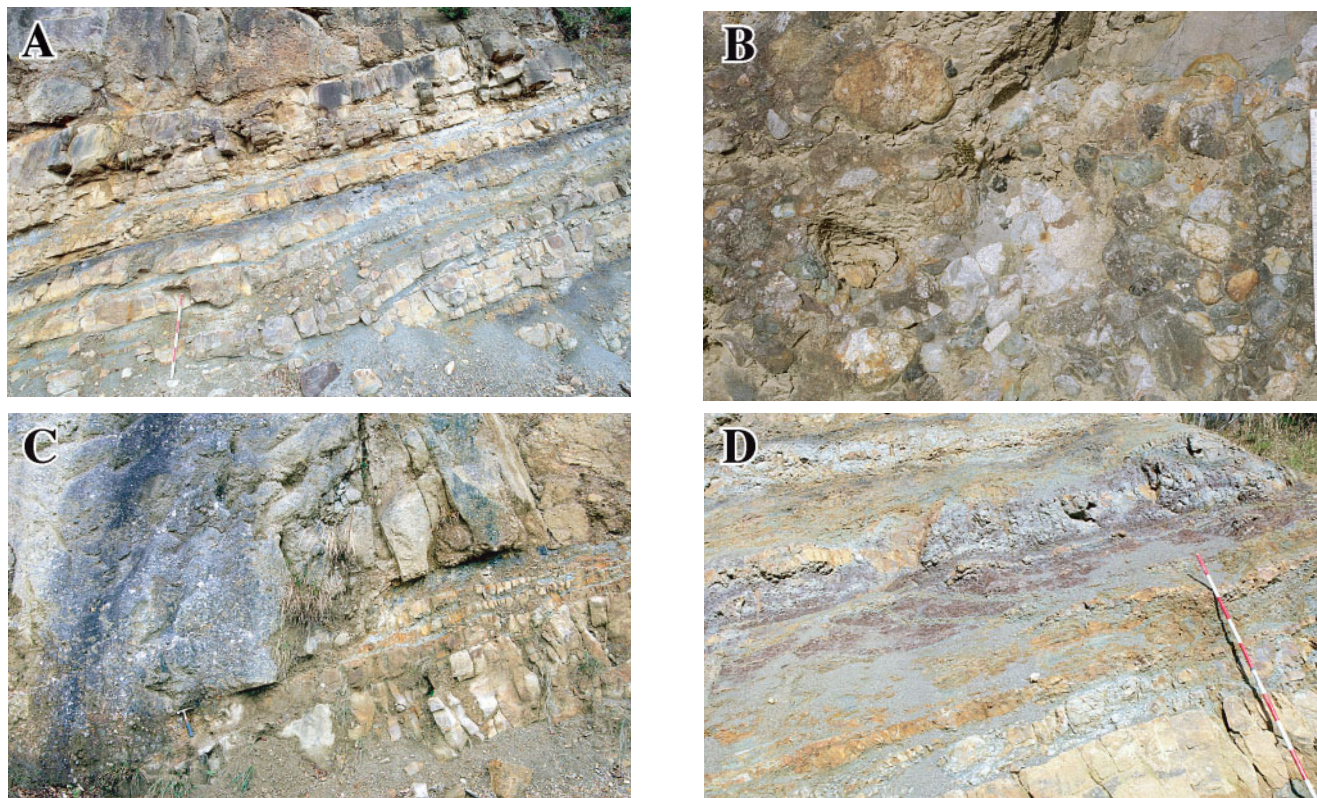


FIGURE 5. Outcrop photographs of the Shiroiwagawa Formation in the Tateyama region. **A**, Alternation of sandstone and mudstone (Facies III) in the Section T-1. Scale bar is 120 cm. **B**, Pebbly to cobbly conglomerate of the Facies I in the Section T-1. Scale bar is 15 cm. **C**, Channel structure of the Facies I in the Section T-1. Hammer length is 30 cm. **D**, Reddish mudstone of the Facies III in the Section T-3. Scale bar is 2 m.

泥岩の単層厚は数cm～約1mで、明灰色、赤色、暗灰色を呈するものが認められる。このうち明灰色、暗灰色の泥岩は各セクション中に一般的に認められ、赤色泥岩はセクションT-2の中部、セクションT-3の下部 (Fig. 5-D) にわずかに認められる。暗灰色の泥岩は炭質で、保存の悪い植物化石片を含む。また明灰色、赤色の泥岩中には土壌性ノジュール、植物根の痕跡が含まれる。

#### 4. 調査地域の土壌性堆積物について

調査地域では土壌性ノジュールや赤色層などの明らかに古土壌の特徴を示す堆積物がいくつか確認された。

今回、古環境を知る上で注目したものの一つに、鉄鉱物がある。鉄は土壌化に伴い堆積物中の有色鉄物が風化し、粘土鉄物などに変化するときに放出されるが、酸化還元状態によってその溶解度は異なり、またどのような鉄物になって沈殿するかも大きく異なる。特に鉄の酸化鉄物は幾種類か知られており、炭酸塩鉄物や硫化鉄物とともに、古環境を知る上で重要である。Schwertmann (1993) によると例えば針鉄鉱 (goethite) は様々な気候環境で形成される。例えば温帯の酸性土壌の多くのcambic horizonや、熱帯の黄色のサプロライトおよび崩れやすい黄色の土壌表層には典型的な均質な針鉄鉱の色が現れるが、ferricretes や

コンクリーション、帯状あるいはパイプ状の茶色の針鉄鉱の集積物は特定の気候帯はあらかわさない。これに対し、赤鉄鉱 (hematite) が形成される最も重要な要因としてより高温でより水の活動度が低いことが挙げられる (Schwertmann, 1993; Tardy and Nahon, 1985)。

一方で鉄の炭酸塩鉄物であるシデライト (菱鉄鉱, siderite) は沼地や湿地、湖、潮汐平底など様々な堆積環境でみられるが通常は還元的な環境に伴って産出し (Landuydt, 1990), 酸化電位が低く、重炭酸濃度が高く、硫黄濃度が低いときのみ沈殿するとされている (Garrels and Christ 1965; Hem, 1985)。土壌では、浸水した土壌の貧酸素条件においてグライ化作用が進行するときに、浸水グライ土の上部層の還元環境においてシデライトノジュールおよびセメントが形成されることがある (Collinson, 1996)。また、シデライトはしばしば放射状の結晶をなし sphaerosiderite とよばれる球状の形態をとることがあり、その直径は1～2mmの小さなもの (Retallack, 1997) から20～200mmの比較的大きなもの (Ludvigson et al., 1998) までである。またこのようなグライ土は、堆積物の供給が乏しく、常に高い水位にあって、間隙水が移動に乏しいために還元的な環境で発達する (Duchaufour, 1982) が、このような条件は氾濫原では地形的に最も低いところが考えられる (Collinson, 1996)。

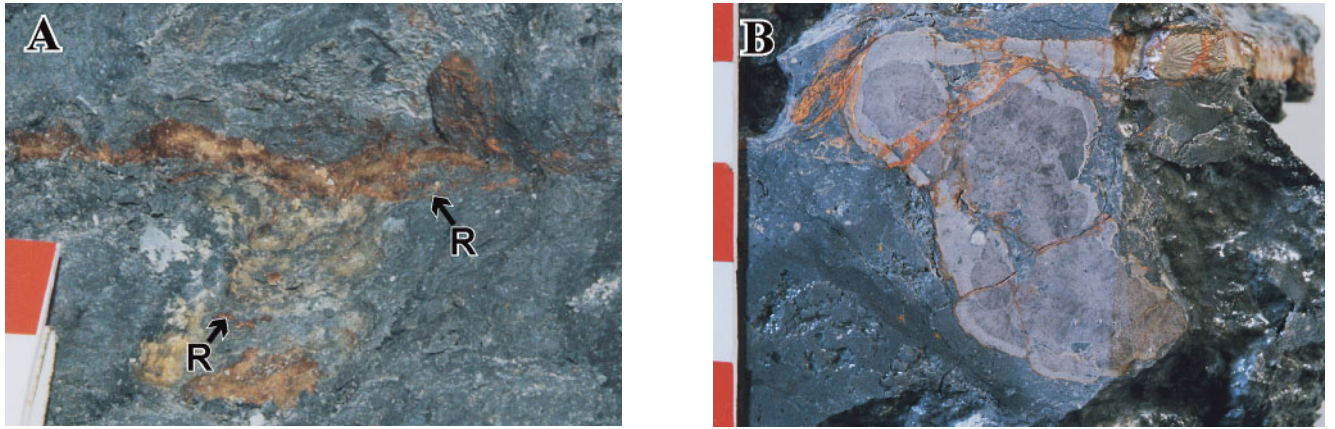


FIGURE 6. Siderite nodule in PN-1. Scales are in centimeters. **A**, Outcrop cross-section of a siderite nodule whose upper part continues to a siderite vein. Light brown coloured tiny rhizoliths (R) are commonly included around the nodule and the vein. **B**, Polished surface of the nodule. There are light-brown coloured goethite accumulates in cracks and surfaces of the siderite nodule and vein.



FIGURE 7. Pedogenic sediments in the PN-2 of the Section T in Tateyama Region. The sketch is shown in Fig. 8. A hammer at right side is 30 cm long.

鉄鉱物の同定は、XRDなどの分析を用いて行うことができるが、特に鉄の酸化鉱物の含有量が少ない場合などにはサンプルを選択的に溶解させるなどの工夫が必要である (Schulze, 1981)。より簡便で、野外でも鑑定可能な方法として、土壌の色の記載がある (Schwertmann, 1993)。土壌の色は結晶の粒度などによっても多少の変化が現れるが、鉄の酸化物の種類によって特徴がある (Schwertmann, 1993)。例えば様々な土壌で観察できる針鉄鉱は10YR~7.5YRの色相を持ち、粒度が小さくなる

につれやや赤くなり (7.5YR)、明度・彩度共に下がる (Schwertmann, 1993)。これに対し、土壌中、または実験室にて土壌中と同じ100°C以下の条件で合成された赤鉄鉱は5YR~5Rの色をもつ (Schwertmann and Lentze, 1966) が、粒度が上がるにつれてさらに紫がかり、RPの色相をしめすこともある (Schwertmann, 1993)。赤鉄鉱はふつう針鉄鉱と共存し、赤鉄鉱の含有量が上がるにしたがって赤みが増すことが知られている (Bigham et al., 1978; Childs et al., 1979)。したがって7.5~5YRないし、より赤

い土壌は赤鉄鉱の存在を示し、世界中の土壌がこの法則に従っている (Schwertmann, 1993). ただし、このような色は炭質物やマンガン酸化物などの暗色 (黒色) 物質の濃度とともに隠されてしまうことが知られている (Schwertmann, 1993; Stott, 1993).

本論では野外観察とXRD分析により鉄鉱物の分類を行った。XRD分析にあたって、試料を粉末にしたのち、一部PN-2aについては水ひ処理により2 $\mu\text{m}$ 以下の粒子のみを採集した試料もあわせて準備し、不定方位試料を作成した。それを福井県立恐竜博物館の理学電気株式会社 Multi Flexおよび広島大学理学部地球惑星システム学科のMAC Science社M18XHFを用い、測定を行った。測定条件は前者がCu-K $\alpha$ : 40KV, 30mA, 後者がCu-K $\alpha$ : 40KV, 100mAである。

#### PN-1 (上市地域, セクションK; Fig. 3)

本セクションの泥岩層からはかなりの頻度で根の痕跡が観察された (Fig. 4C). 根が炭質物として残っていることがほとんどで、たいてい層理面に対して深く垂直に伸びている。

本セクションの泥岩層から少なくとも2層準の含ノジュール層が発見されたが (Fig. 3), そのうち典型的な1層準PN-1 (Fig. 6) について詳細に観察した。PN-1では灰色 (7.5Y5/1) の泥岩中に走る水平な割れ目に沿うように脈状に炭酸塩鉱物が沈殿し、そこにぶら下がるように直径3cm程度の楕円形ノジュールが発達している。またその周りには、縮れた形態の根の跡 (rizolith) が発達している (Fig. 6-A). ノジュール自体の割れ目や泥岩との間、根の跡は明褐色 (7.5YR5/6) の針鉄鉱と思われる鉱物で埋められている (Fig. 6-B). 薄片を鏡下で観察すると、ノジュールおよびその上面に発達する脈状の炭酸塩鉱物として針状放射状結晶の集合体の特徴的にみられる (Fig. 10-A, 10-B). 針状放射状結晶はノジュール中央部よりもその周囲や上面の脈中のほうが典型的であった。この結晶の集合体はXRDの分析によるとシデライトからなっていることが明らかとなった。XRDによると、ノジュールのうち灰色の中央部はカルサイト等の不純物が多く見受けられたが、その上部に発達する明灰色の部分はカルサイトよりもはるかに強いシデライトのピークが観察された。また脈状部の上面および下面には赤褐色のミクライト質の物質があり、ネットワーク状の不規則な構造が観察される (Fig. 10-C).

#### PN-2 (立山地域, セクションT-1; Fig. 3)

本層準付近は調査地域において最も大規模に土壌性ノジュールが発達する。露頭の全体写真をFigure 7に、そのスケッチをFigure 8に示す。全体的に非常に小さな根の跡がたくさん観察される (Fig. 8). 根の跡は炭質物と思われる黒色に変化していることもあるが、たいていは明褐色の粘土質物質によって埋められている。

ノジュールに注目するとPN-2aから下位に特に発達がよく、層厚3~4mにわたり直径1~20cm程度のもので分布する (Fig. 9-A). 形状は楕円形をしているが、これ

ら直径数cmのものが融合してしばしば不規則な形状をし、縦に伸びることが多い。最も発達しているのは層準PN-2aより下位1m程度であり、下位にいくに従って密度は低くなる。ノジュールの分布はPN-2aより下位では、縦方向に密集部が連続しているように見える (Fig. 8). このことは、一連の土壌化作用の中で、上下方向の間隙水の移動とノジュールの形成に関係があることを示している可能性がある。このノジュールは基本的に粘土質であり、明黄褐色 (10YR6/8) を呈する。またノジュールの全岩XRD分析の結果、石英・長石にまじって針鉄鉱が検出されたが、これは露頭観察による色相 (10YR) と一致する。ノジュール内のマトリクスの部分では針鉄鉱を含む部分がネットワーク状に発達している (Fig. 10-E). また、水ひを行いXRD分析を行うと、針鉄鉱のほか粘土鉱物としてイライト/スメクタイト混合層が検出され、結晶度がよくないと思われる微小石英もみられた。ノジュールは固結度が一般的に低く、XRD分析でも炭酸塩は検出されなかった。ただし固化している場所もあり、そこでは、塩酸による発泡がみられた。ノジュール内部には細かなネットワーク状の構造が観察される (Fig. 9-B). 薄片観察 (Fig. 10-F) やSEM観察 (Fig. 11-A) によると、この構造はPN-2bにもみられる clay coating に覆われており、非常に小さな根の跡であると考えられる。層準PN-2aより上位は急激にノジュールの密度が下がる。

層準PN-2bには、層状に古土壌の粘土濃集層と思われる粘土層が観察される。この粘土層は顕微鏡観察によると、褐色を帯びた不透明鉱物の集合体が散在している (Fig. 10-G). またスラブの観察によるとこの粘土層は褐色 (10YR4/6) であり、数mm程度の固結した明黄褐色 (10YR6/8) の塊が多数含まれる (Fig. 9-C右). さらに、同心円状の不規則な割目を粘土鉱物が覆う clay coating がみられる (Fig. 9-C左). また clay coating は空隙 (Fig. 10-H) のほか、多数みられる根の跡の空隙表面 (Fig. 10-I) を覆っている。FitzPatrick (1993) によれば clay coating は空隙や土壌塊、鉱物粒子の表面に粘土サイズ (< 2 $\mu\text{m}$ ) の粒子が累進的に堆積して出来る構造であり、土壌化のプロセスのひとつである粘土の縦方向の移動と集積が起こったときに形成される。このことから、降水時などに縦方向の比較的活発な間隙水の移動があったことが考えられる。この層準は波打ち、側方に連続しない場所もある。そのような場所では褐色ないし明黄褐色のノジュール状の粘土が散在している。

層準PN-2cではノジュールは石灰質で灰色を呈し (Fig. 9-D), 下位層準のものとは異なっている。鏡下の観察では基本的にミクライト質であり、不規則な空隙がみられる (Fig. 10-J). SEMの観察では針状結晶が観察され、中央に縦にすじがみられ、もともとは2本の棒状結晶が対になって構成されていたように見える (Fig. 11-B). このような特徴は、菌類のバイオミネラルゼーションによってできる needle-fibre calcite の一つによく似ている (Verrecchia and Verrecchia, 1994). Needle-fibre calcite はカルクリートの組織の一つとしてよく観察され (Wright and Tucker, 1991など), 層準PN-2cもカルクリート形成に関





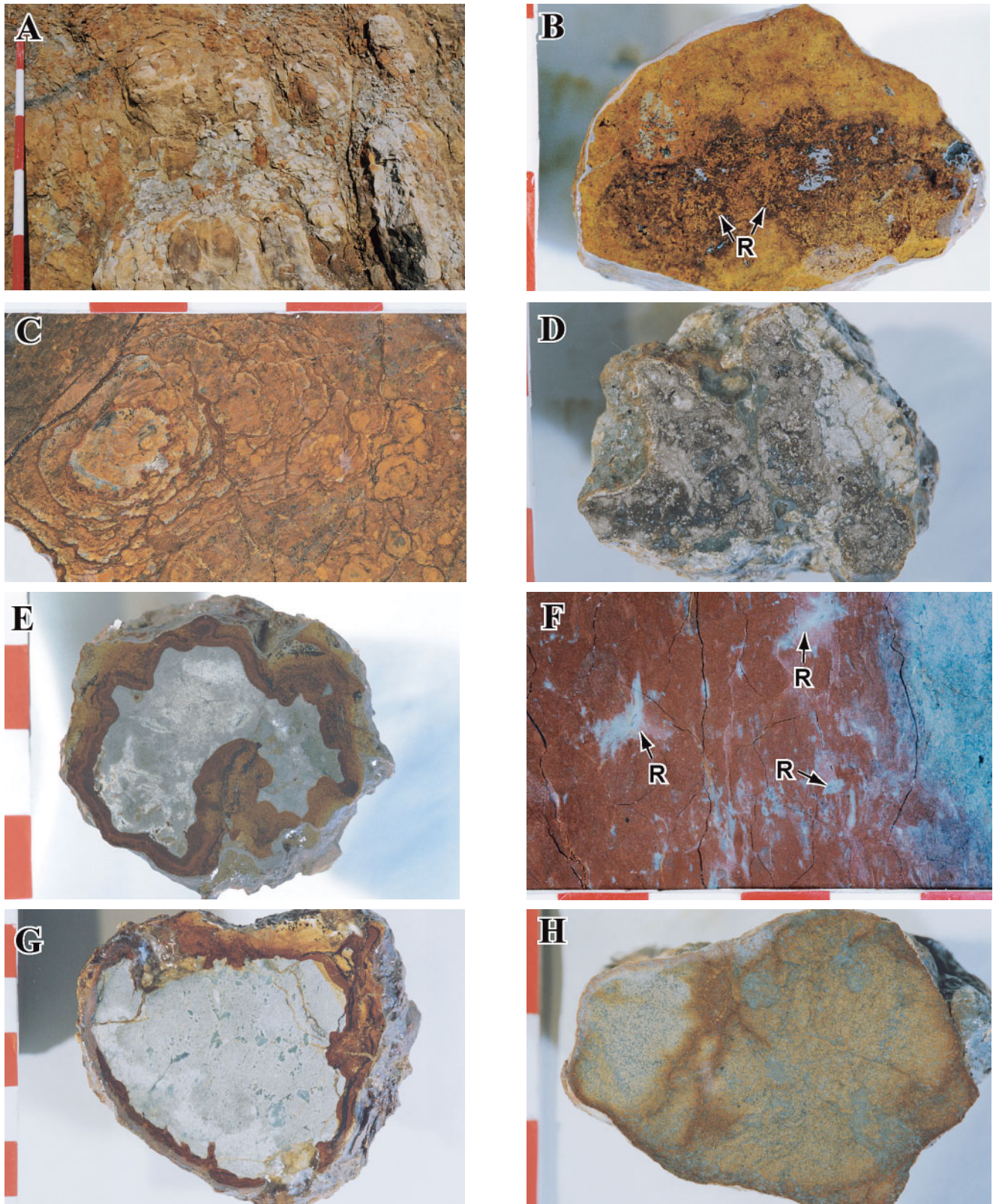


FIGURE 9. Various pedogenic features including an outcrop cross-section which has argillic nodules (A) and polished samples of argillic nodule and material (B, C), siderite nodule (D), calcitic nodules (E, G, H), and red bed (F) in Section T (Tateyama region). Yielding horizons are shown in Fig. 3. Scale bars are in 20 cm in A and in a cm in B to H. **A**, Nodular feature of PN-2 a horizon. Each nodule is 1–20 cm in diameter. **B**, Nodule of PN-2 a. Note that the rather yellowish colour of goethite. Meshwork texture indicates tiny rhizoliths (R), which corresponds the texture of paleosol. **C**, Brownish claystone of PN-2b probably of paleosol, containing many bright yellow brown (10YR6/8) grabules(right)and circum granular cracking filled with brown (10YR4/6) clay coating (left). **D**, Nodule of PN-2c. Note that the grey colour which is different from PN-3. **E**, Nodule of PN-3. The grey coloured concretion is covered with layered iron oxide and clay. **F**, Red bed sample of PN-4,whose outcrop is shown in Fig. 5-D. Right is upper side. Note the reddish colour, typical indication of hematite. Drab-haloes root traces (R) are also common. **G**, Nodule of PN-4. Light grey coloured grabule is coated by brownish iron oxide and clay, which is similar to **E**. **H**, Nodule of PN-5.

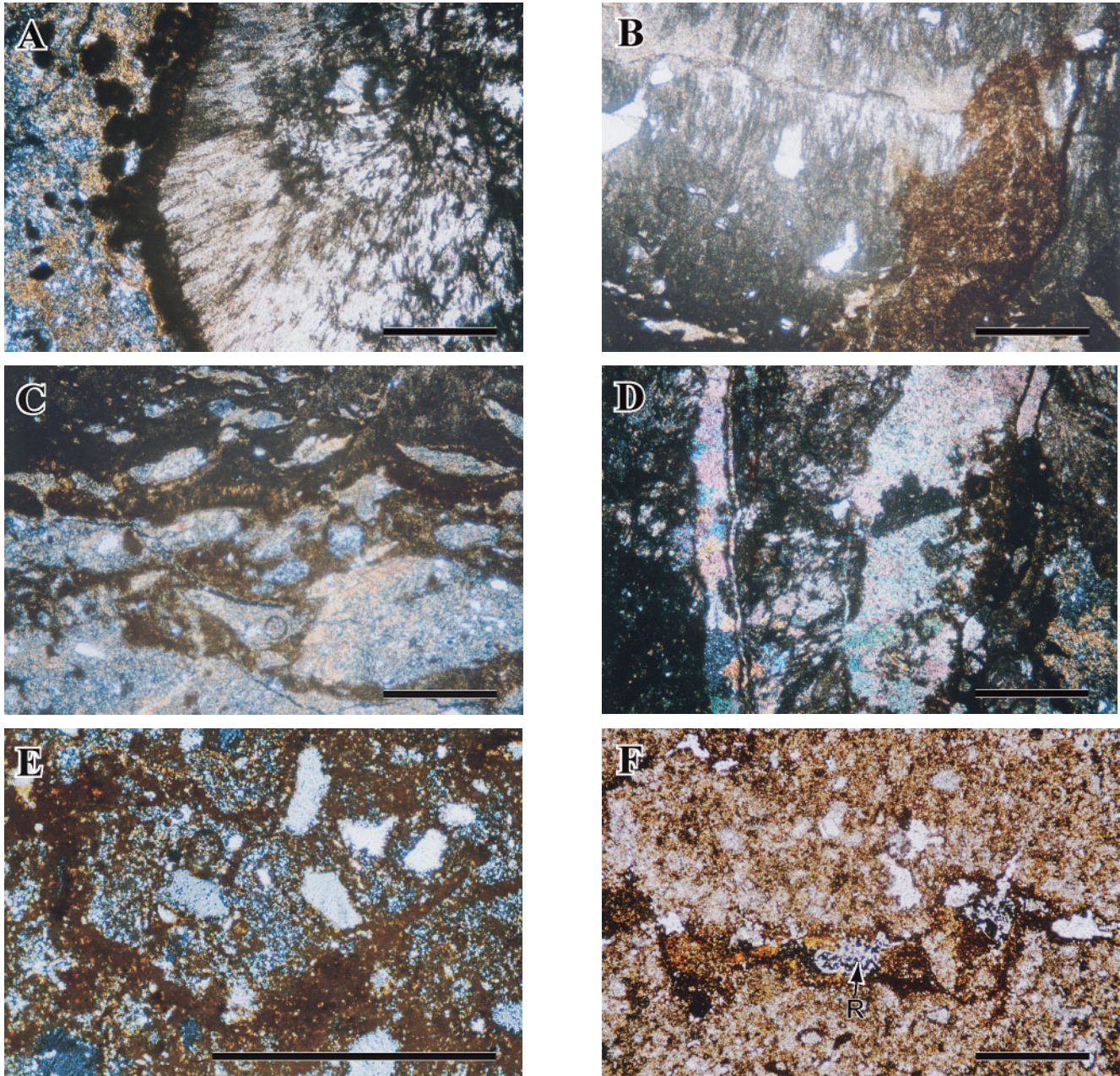


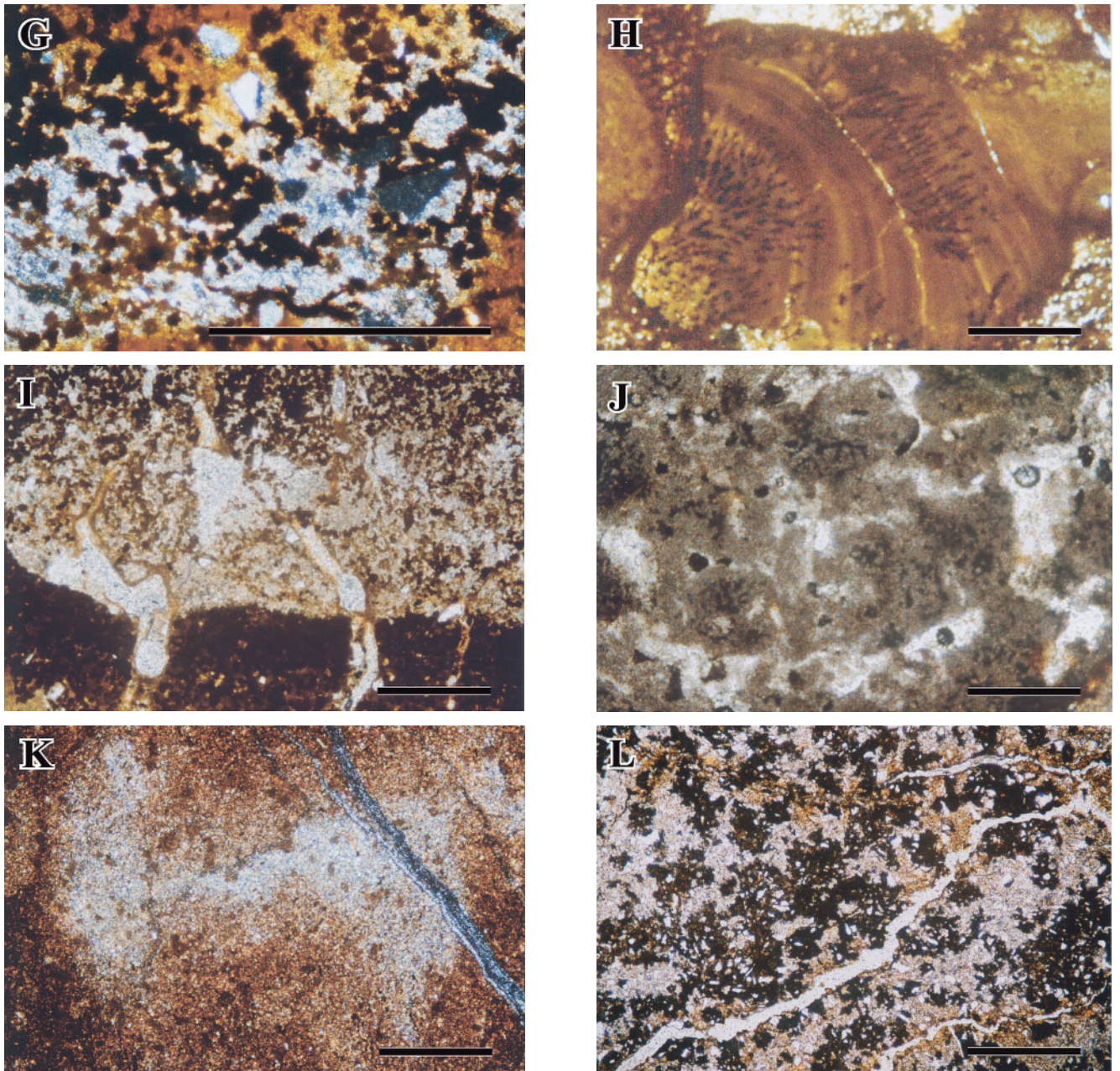
FIGURE 10. Photographs of thin-sectioned pedogenic materials. Scale bars are 0.5 mm. PPL=in plane-polarized light, XPL=in cross-polarized light. **A**, Siderite nodule of PN-1. The siderite crystal has an acicular radial characteristic. XPL. **B**, Siderite vein of PN-1, developed on upper surface of the nodule. The vein is also composed of acicular crystals. XPL. **C**, Micritic fabric under the siderite vein, which has irregular voids and resembles alveolar septal texture. PN-1. XPL. **D**, Sparite cement in the siderite nodule of PN-1. XPL. **E**, PN-2a nodule. The matrix has dark brownish goethite, which resembles alveolar septal texture. XPL. **F**, Root molds coated by brown clay material (R) in a nodule of PN-2a nodule. PPL.

係していると思われる。

#### PN-3 (立山地域, セクションT-1 ; Fig. 3)

本地点では灰色のカルクリートのなノジュールを、明褐色の粘土または酸化鉄が覆っている構造が観察された (Fig. 9-E)。同様の皮膜構造は PN-4 にもみられる。Retallack (1997) は ferric concretion の例を記載し、モ

ンスーン気候下において雨季に移動した鉄が酸化されて不透明な鉄のコンクリーションが成長し、乾季にはミクライト質またはスプライト質の方解石が沈殿する例を挙げている。本試料の場合、この皮膜は層構造に乏しく、また中央の灰色部には鉄酸化物の色が全く観察されないため、モンスーン気候というより、ある時点で半乾燥的な環境から間隙水の比較的活発な環境に移ったと考えられる。



**G**, Mottling of dark brown iron oxide in a nodule of PN-2b. XPL. **H**, Clay coating in a mudstone of PN-2b. XPL. **I**, Root molds coated by brown clay material in a nodule of PN-2b. PPL. **J**, Irregular cemented voids are developed in the micritic matrix, forming circum granular cracking. PN-2c. PPL. **K**, Drab halo texture in mudstone of PN-4. Right side is upper. XPL. **L**, Nodule of PN-5. Iron oxide mottling and matrix cementation are characteristic features. PPL.

#### PN-4 (立山地域, セクションT-2 ; Fig. 3)

本地点ではいわゆる赤色層 (red bed) の発達がみられる。灰赤色 (7.5R4/2) の泥岩が特徴的に発達し (Fig. 5-D), 色相から鉄鉱物としては赤鉄鉱を多く含んでいると考えられる。根の跡がたくさん残されていることから, 古土壌堆積物と推察されるが, 赤鉄鉱の存在からどちらかというところ乾燥・高温の古気候が考えられる。また根の痕跡のまわり

はしばしば色が抜けたようになり, 緑灰色 (10G6/1) を示している (Figs. 9-F, 10-K)。このような色の変化は drab halo と呼ばれ, しばしば古土壌の中で観察される。このような drab halo のできかたについて Retallack (1997) は初期続成作用の時に有機物質が微生物の関与で嫌氣的に分解されるときに還元がおこったと考えられる例について述べている。また drab halo は割れ目にもよく生じていて,

続成作用の際に還元的な地下水の関与があったと考えられる。なお PN-3 と同様に灰色のノジュールも含まれているが、粘土・鉄酸化物で覆われていて (Fig. 9-G), 灰色ノジュール形成後に間隙水の動きがより活発になったと考えられる。

#### PN-5 (立山地域, セクションT-2 ; Fig. 3)

本地点では、直径 3 cm ほどの土壌性ノジュールが観察される (Fig. 9-H)。薄片観察によると、割れ目が発達するほか、不透明な鉄鉱物の集合体が散在し、そのほかの部分は方解石と思われる透明鉱物でセメントされている (Fig. 10-L)。SEM の観察では、needle-fibre calcite と思われる針状結晶の集合体がマトリクスの一部に観察された (Figs. 11-C, 11-D)。ただし、形態が PN-2c のものにくらべると少し曲がった形をしているが、おそらく Verrecchia and Verrecchia (1994) にもあるような、ひねられた形の needle-fibre calcite にセメント物質が沈着しているためではないか、と考えられる。また、現世のカルクリートであれば、needle-fibre calcite がマトリクス全体にメッシュ状に広がっている様子が観察できる (次重, 1995 など) が、PN-2c も含めてマトリクスの一部にしか観察されない理由として、needle-fibre calcite が小さいことから続成作用の影響を受けると形態をあまりとどめないことが考えられる。

#### 土壌堆積物中のノジュールの形成時期

ノジュールは土壌化が進行している極めて初期の続成作用でも形成されるが、その種類によっては後の埋没続成時にも形成し得るので、その形成時期を明らかにすることは古環境の復元を考える上で重要である。しかし一口にノジュールといってもこれまで述べただけでも様々なものが存在し、それぞれ個別に特徴を考えなければ、それらの形成時期を明らかにすることは難しい。本地域の場合、シデライトノジュール (PN-1 ; Fig. 6-B), 粘土鉱物・針鉄鉱ノジュール (PN-2a ; Fig. 9-B), 粘土鉱物・針鉄鉱被覆ノジュール (PN-3, 5 ; Figs. 9-E, G), カルクリートノジュール (PN-2c, 5 ; Figs. 9-D, H) の 4 つに区分し、それぞれについて形成時期を考える。

シデライトノジュールは、埋没続成においても還元的な水が関与し、埋没グライ化 (burial gleization) が起こるような環境では形成し得る (Retallack, 1997)。本層の場合もその可能性は否定できないが、本層ではシデライトノジュールは極めて限られた範囲の層準で観察され、その層準に根の発達が著しい (Fig. 6-A) ことを考えると、還元環境下でのグライ土壌の発達と共に形成された可能性が高い。土壌形成時に還元的な環境下にあったことは、セクション K がセクション T と比べると全般にわたり炭質物の保存がよく、赤鉄鉱やカルクリートなど、より高温・乾燥を示す土壌堆積物がみつからないことから示される。

粘土鉱物・針鉄鉱ノジュールの場合、その内部に発達する細かなネットワーク状の構造 (Fig. 10-E) が発達する。これは例えば粘土鉱物や酸化的な鉄鉱物が地下水に運ばれて、母岩によりろ過されたものではないかと考えられる。

このような粘土鉱物等がノジュール内へ移動したことは root mold 中の clay coating の存在からも明らかである (Fig. 10-F)。この沈積作用が初次的な空隙に目づまりを起こし、その部分がノジュールとして発達したのではないかと推測している。なぜノジュールとしての形態を示すのかは必ずしも明らかではないが、ノジュールの周辺部に割れ目が発達する場合もあることから、粘土鉱物濃集部では降水の有無による膨縮が発生し、乾燥時に出来た隙間に雨水が浸透しさらに粘土鉱物などが沈積していった可能性がある。埋没続成作用ではごく近傍に粘土鉱物や酸化的な鉄鉱物の供給源がない限り、地下水はすでにろ過された状態で関与すると考えられる。また前述のようにノジュールが縦方向に発達することから (Fig. 8), 地下水面より上での重力による上下方向の水の流れが存在したことが推定される。従ってこのようなノジュールは土壌形成時に形成されたものであると考えられる。粘土鉱物・針鉄鉱被覆ノジュールも、被覆部については同様の形成プロセスが考えられ、土壌形成当時のものであると考えられる。

また、カルクリートノジュールについては、菌類が関与したと考えられる needle-fibre calcite (Fig. 11-B~11-D) など、カルクリートに特徴的な組織が認められるため、これも土壌形成時に形成されたと考えられる。

#### 5. PN-1 (セクションK) シデライトノジュールの酸素・炭素同位体

PN-1 (セクションK) のシデライトノジュールについて酸素・炭素同位体を測定した。測定を行った部分は薄片観察により、保存のよかった脈状のシデライトの部分 (Ksid ; Fig. 10-B) および、ノジュール中の割れ目を埋めるスパライトセメントの部分 (Kspa ; Fig. 10-D) である。スパライトセメントはノジュールの割れ目に発達し、ノジュールよりやや形成時期が遅いと考えられる。それぞれ数 mg を針で削り取り、安定同位体測定を広島大学地球惑星システム学科の質量分析計 Finnigan Mat Delta Plus と自動前処理装置 Finnigan Gas Bench により行った。試料は 1 気圧の He を封入したバイアル瓶の中で、リン酸と 72°C で約 3 時間反応させる。生成した二酸化炭素は He キャリアガスとともにガスクロマトグラフに送られ、分離された後に質量分析計へ導入される。測定は一試料につき 9 回行った。試料が少なかったことから測定値の標準偏差は  $\delta 13\text{C}$ ,  $\delta 18\text{O}$  の順に Ksid で 0.17‰ および 0.42‰, Kspa で 0.09‰ および 0.17‰ である。測定値を Table. 1 に示す。なお、PN-2a についても測定を試みたが炭酸塩鉱物の濃度が低いために、有意な値は得られなかった。

シデライトの炭素・酸素同位体組成は過去の陸地の古水理・古気候環境の指示者となりうるということが知られている (Ludvigson et al., 1998 ; Choi et al., 2003)。シデライトが優れている点として、不安定な他形結晶をもたず、通常の続成条件では再結晶がおこらないことが挙げられる (Curtis and Coleman, 1986 ; Wilkinson et al., 2000)。さらに、カルクリートなど古気候・古水理を示す初期続成鉱物が形成されにくいような湿潤環境についてのデータが得られるというメリットがある。

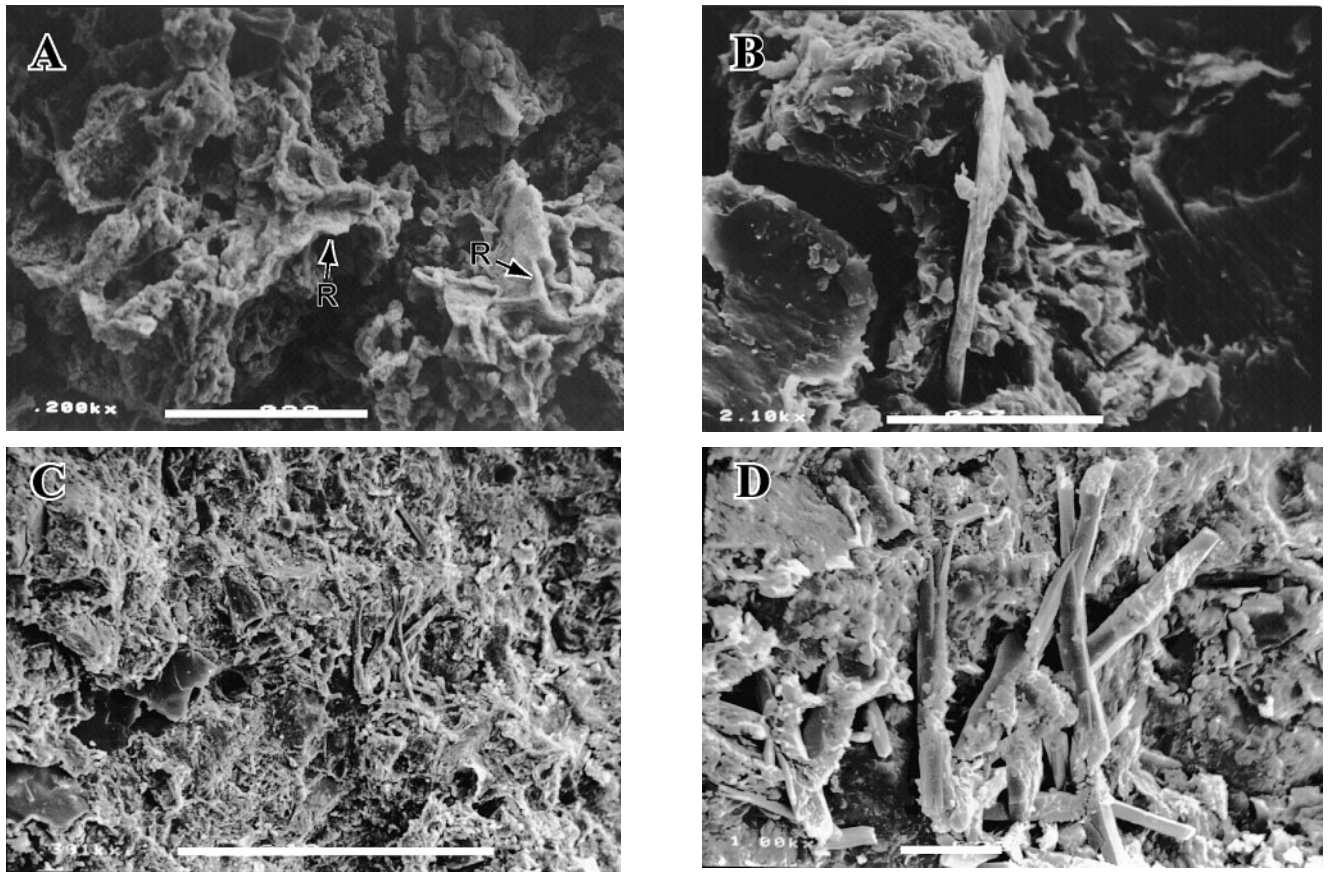


FIGURE 11. SEM photographs of pedogenic nodule from Tateyama region. Yielding horizons are shown in Fig. 3. **A**, Root molds (R) within a nodule of PN-2a of Figs. 9-B and 10-F. Scale bar is 100  $\mu\text{m}$ . **B**, Needle-fibre crystals of nodule in PN-2c. Note that the crystal seems to be composed of coupled rods of calcite, which indicates fungal biomineralization (Verrecchia and Verrecchia, 1994). Scale bar is 10  $\mu\text{m}$ . **C**, Nodule of PN-5, which may indicate needle-fibre crystal network in the matrix. Scale bar is 100  $\mu\text{m}$ . **D**, Enlarged photograph of Needle-fibre crystals of C. Scale bar is 10  $\mu\text{m}$ .

TABLE 1. Oxygen isotopic data on a siderite nodule from PN-1 of Section K (Kamichi region). Ksid: siderite vein on a siderite nodule; Kspa: sparite cement vein in the siderite nodule. Fractionation factor is calculated from equation of Carothers et al. (1988) for siderite and Clayton et al. (1975) for calcite, and are used to assign the pore water  $\delta^{18}\text{O}$ .

Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )	Fractionation Factor for siderite	Ksid $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (PDB)	Ksid $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)	Ksid pore water $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)	Kspa $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (PDB)	Kspa $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)	Ksid pore water $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW)
30	1.031065	-8.4	22.2	-8.60	-20.0	10.2	-16.97
25	1.032255	-8.4	22.2	-9.74	-20.0	10.2	-17.98
22	1.032999	-8.4	22.2	-10.45	-20.0	10.2	-18.61
20	1.033509	-8.4	22.2	-10.94	-20.0	10.2	-19.04
15	1.034829	-8.4	22.2	-12.20	-20.0	10.2	-20.17

### 炭素同位体

炭素同位体は、脈状に発達するシデライトの部分は $-4.9\%$  (PDB) を示す一方で、カルサイトセメントは $-4.2\%$  (PDB) を示し、ほぼ同様の値が得られた。異なる鉱物種の炭素同位体比が同様の値をとったことは、この値が炭酸塩鉱物の沈殿をもたらした間隙水の溶存炭酸の値に由来することを示唆する。これまでも土壌性カルサイトの酸素同位体値は続成により大きく変化する一方、炭素同位体値は変化しないという多くの例が知られている (Cerling, 1991; Mora et al., 1996; Lee and Hisada, 1999など)。

Mozley and Wersin (1992) はシデライトの酸素・炭素同位体についてこれまでに報告されたデータをまとめ、海洋起源のものと陸上起源のものに分けて論じているが、陸上起源の炭素同位体について、全体的に $-8\%$ より大きく、正の値を示すものが多いと指摘している。正の値を示す原因として、大量の有機物がメタン生成細菌によって分解され、質量数の軽い炭素がメタンとして散逸する場合をあげている。これに対し負の炭素同位体比は、有機物の微生物による分解からもたらされた炭素が水に溶解した後に炭酸塩として沈殿したことを示している (Mozley and Carothers, 1990)。負の値を示す場合としては、亜酸化帯での微生物による3価の鉄の還元や、硫酸の還元 (Mozley and Carothers, 1990など) による有機物の酸化、または硫酸還元帯の基底部近くでのメタンの酸化が考えられている。

本層の $-4.9\%$ ~ $-4.2\%$ は負の値を示し、メタン生成細菌が関与した溶存炭酸の値としては低すぎる。また、メタンの酸化は淡水の場合、堆積物または地下水の酸化帯で起こる (Whiticar et al., 1986) ことから、このプロセスも除外してよい。PN-1層準では黄鉄鉱の生成が少なく、さらに淡水は一般的に海水に比べ硫酸濃度がいちじるしく低いことを考えると、硫酸還元の可能性も低い。シデライトやカルサイトの沈殿をもたらした溶存炭酸濃度の増加のメカニズムとしては、二価の鉄濃度の増加を引き起こす、亜酸化帯での微生物による三価の鉄の還元がもっともありそうである。

### 酸素同位体

Cerling (1984) によれば、土壌炭酸塩の酸素同位体は、局所的な天水の組成とよく対応するとされる。前期白亜紀の日本列島は朝鮮半島の東側に位置していたと考えられ (Matsukawa et al., 1997ほか)、当時の天水の酸素同位体組成も現在の朝鮮半島東部とほぼ同じ値 ( $-8\%$ ~ $-6\%$ ; SMOW) であったと考えられている (Mizota and Kusakabe, 1994; Kim and Nakai, 1988; Lee and Hisada, 1999)。本地域におけるシデライトノジュールの酸素同位体は、脈状に発達するシデライトの部分は $-8.4\%$  (PDB) を示す一方で、スパライトセメントは $-20.0\%$  (PDB) を示した。前者をCarothers et al. (1988) の式  $1000\ln\alpha = 3.13 \times 10^6 T^{-2} - 3.50$  から各気温におけるシデライトと水の間 fractionation factor を求め、それに対応する間隙水を計算し、後者をClayton et al. (1975) の式からカルサイトと水の間について同様にそれぞれ計算すると、Table 1の

ようになる。手取層群赤岩亜層群の植物相からみると、基本的には手取植物群に属し、領石植物群ほど温暖ではないが、温暖で適度な湿度のある環境が考えられている (Kimura, 2000)。また動物相からみると、ワニが生息していたことから (Kobayashi, 1998; Azuma, 2003) 適度な気温があったことが伺える。仮に現在の屋久島付近と同じ年間平均気温 $20^\circ\text{C}$ とすると、fractionation factorは1.033509となり、当時の地下水の値はそれぞれ $-10.9\%$ および $-19.0\%$  (SMOW) となる。後者のスパライトセメントの値はあまりに低く、後の埋没続成の時点での値を示していると考えられる。これに対して前者のシデライトの値は現在の朝鮮半島東部の値よりはやや低いものの、ほぼ同様のレベルになっていて、シデライトノジュール形成時の値を保存している可能性がある。

最近の報告では、微生物が関与して出来たシデライトの場合、微生物の活動により酸素同位体が間隙水と平衡状態にならずにシデライトが沈積し、Carothers et al. (1988) の式より測定値が低めにずれる場合がある (Mortimer and Coleman, 1997)。しかし酸素同位体にばらつきがない場合は微生物による効果はそれほど重要ではないとされている (Ludvigson et al., 1998; Choi et al., 2003)。

今回は1サンプルのみの測定であったので、厳密な議論ができないが、多数のシデライトノジュールを測定することにより、続成作用に弱いカルサイトノジュールには記録されなかった古環境についての情報を得ることができるようになると考えられる。

## 6. 立山町産恐竜足印化石

平成15年10月23日、立山地域のセクションT-1とT-3 (白岩川累層) において、4層準から恐竜の足印化石を発見した (Fig. 3)。層準FP-4では、砂岩泥岩互層の粗粒砂岩層の下面に足跡化石が保存されている (Fig. 12)。三指性の恐竜のものと考えられるが、指の1つがほとんど欠落し、第III指(?)の遠位部も欠落し、足底部の大部分が不明瞭な凸型標本である。第III指と側指の間の凹部 (ハイペックス) には下位層の暗灰色泥岩が付着し、岩石の風化によって形成されたものではないことを示している。計測できる足印の大きさは、足印長37cm、足印幅40cm、第III指の長さ15cm+、最大幅15cm、側指の長さ13cm、最大幅12cmである。印跡動物の分類については、判断が極めて困難であるが、指の幅が広いことや、獣脚類に見られるような鋭い爪痕が認められないことから、鳥脚類と考えられるが、獣脚類の可能性も捨てきれない。

層準FP-1, FP-2, FP-3では露頭断面において砂岩層と泥岩層の境界に足印化石(?)が産出し、足印化石のすぐ下位のラミナが足跡の輪郭に沿って褶曲、変形している (Fig. 13)。

## 7. 堆積相

本研究ではセクションT-1, T-2, T-3 (いずれも白岩川累層)、K (和佐府互層の上部) に認められる岩相、地

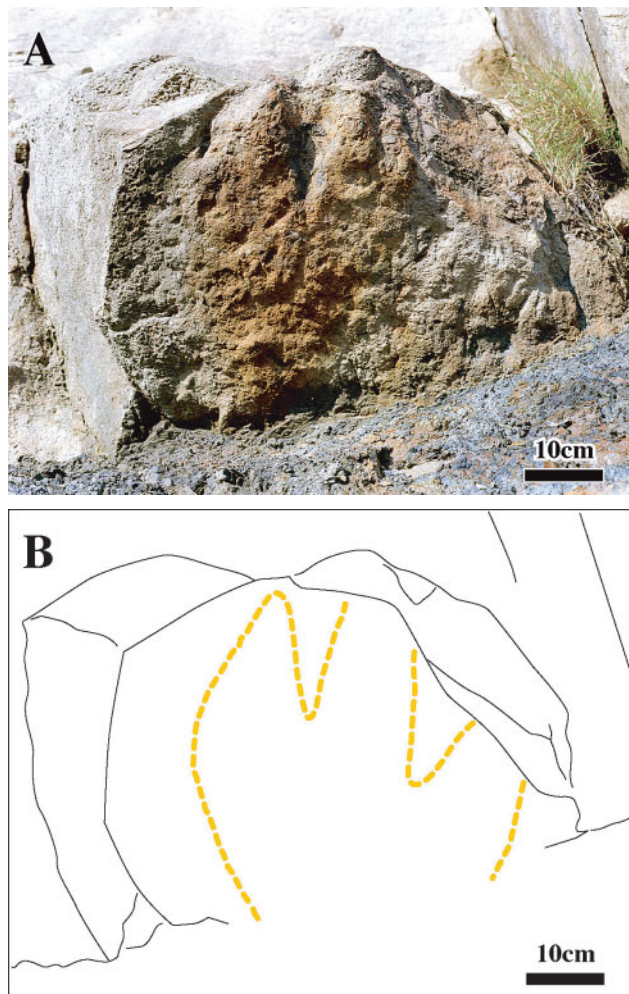


FIGURE 12. Natural cast of the dinosaur footprint found from the lower surface of a sandstone bed of FP-4. **A**, Photograph of the dinosaur footprint. **B**, Outline of the dinosaur footprint.

層面の形態から3つの堆積相Ⅰ、Ⅱ、Ⅲを識別した。以下にそれぞれの堆積相の定義と特徴を記す。

#### 堆積相Ⅰ

主として礫支持の中礫、大礫岩からなり、レンズ状または層状の粗粒砂岩、細礫岩をともなう堆積相である。堆積相の最下部では下位の地層を大きくけずり込むチャンネル構造が認められ、泥岩、細粒砂岩の偽礫を含んでいる。

礫は亜円礫から亜角礫から構成され、礫の淘汰度はやや悪い (Fig. 5-B)。礫岩の単層厚は数十cm～数mで、しばしば上方に細粒化する。細礫岩層、粗粒砂岩層は礫岩層中に数十cm～約1mの厚さで挟まれ、内部には直径約3cmの礫を含むことがある。チャンネル構造による下位の侵食は数十cm～数mにおよぶ (Fig. 5-C)。

堆積相ⅠはセクションT-1の中部から上部、T-2の中部、T-3の中部に発達する。堆積相の厚さはセクションT-1で約10m、セクションT-2で約2m、セクションT-3で約4mである (Fig. 3)。



FIGURE 13. Outcrop showing a cross section of a dinosaur footprint (?) of FP-3 in the Shirowagawa Formation. Scale bar is 10 cm.

#### 堆積相Ⅱ

下位の地層を削り込む侵食構造をともなう粗粒砂岩、細礫岩からなる堆積相である (Fig. 4-A)。

粗粒砂岩、細礫岩の淘汰度は普通から不良で、しばしば中礫サイズの礫が含まれる。一般に下部ほど粗粒で淘汰不良となり、泥岩の偽礫を含むことがある。堆積相の厚さは数十cm～約3mである。トラフ型斜交葉理が認められることがある。本堆積相の基底面は侵食構造のため弱い凹凸を呈する。

堆積相ⅡはセクションKの下部で顕著に発達し、厚さは2m以上に達する。セクションKの上部では本堆積相は減少し、またセクションT-1、T-2、T-3ではほとんど発達しない (Fig. 3)。

#### 堆積相Ⅲ

泥岩または砂岩と泥岩の互層からなる堆積相である (Fig. 5-A)。

泥岩の淘汰は良から不良と様々であり、粗粒砂の混じりきわめて淘汰不良のものもある。淘汰の良いものには平行葉理が認められることがある。泥岩の単層厚は1.5m以下であるが、数層が重なることで2m以上に発達することがある。泥岩の色は明灰色、暗灰色、灰赤色 (Fig. 5-D) のものが認められる。このうち明灰色、灰赤色の泥岩には土壌性ノジュールや植物の根の痕跡 (Fig. 4-C) が含まれることがある。暗灰色の泥岩は炭質で、植物化石片を含むことがある。また明灰色の泥岩層とその上位の砂岩層の境界面には恐竜足印化石が認められることがある。

砂岩は細粒から粗粒で淘汰は良く、上方細粒化を示すことが多い。単層の厚さは1m以下である。粗粒砂岩は堆積相Ⅱの粗粒砂岩とは異なり、下位を削り込む侵食構造は持たない。

堆積相ⅢはセクションK、T-1、T-2、T-3を通して一般的に認められる。特にセクションKの上部、T-1、T-2、T-3では厚く発達する (Fig. 3)。



### 堆積相のサイクル

セクションK, T-1, T-2, T-3を構成する地層には小規模の堆積サイクルが認められる。これらのサイクルは下位の地層を侵食する堆積相ⅠまたはⅡから始まり、その上部に細粒の堆積相Ⅲが重なるといえるものである。(Fig. 3)

セクションKでは堆積相Ⅱから始まり、その上部に堆積相Ⅲが重なるといえるサイクルが認められる。本セクションの下部では個々の堆積サイクルは1m~3.5mの厚さを持ち、このうち堆積相Ⅱの占める厚さは数十cm~約2mとなっている。また本セクションの上部では堆積サイクルは3m~5m以上の厚さとなり、個々のサイクルにおいて堆積相Ⅲの占める厚さが大きくなる。

セクションT-1, T-2, T-3では堆積相Ⅰに始まり、その上部に堆積相Ⅲが重なるといえるサイクルが認められる。露頭が欠如しているため、完全な堆積サイクルを観察することはできないが、約15m~20m以上の厚さをもつようである。またサイクル最下部に発達する堆積相Ⅰの厚さは約2m~約10mで、その上部に重なる堆積相Ⅲは数m~10m以上の厚さをもつ。セクションT-1, T-2, T-3を通して、堆積サイクル中に堆積相Ⅲが占める割合が大きい。

## 8. 考察

### 土壌性堆積物からみた環境の変化

上市地域の層準PN-1は土壌性シデライトノジュールを含むことで特徴付けられることから常に水につかっているような環境が考えられる。シデライト(菱鉄鉱)についてはこれまで石川県教育委員会(1978)が、手取層群堆積岩中の散点状集合体、あるいは割目充填堆積物として桑島層・赤岩層・明谷層から報告し、白峰地域には還元的環境下の堆積物が層的に広く分布することを述べている。森清・佐藤(2002)は明谷層産石灰質ノジュールの染色実験を行い、染色された方解石と染色されない自形ないし球状のシデライトの存在を確認した。今回の調査では層準PN-1でのみ薄片観察でシデライトノジュールに特徴的な針状-放射状結晶が確認された(Fig. 10-A, 10-B)。ただしXRD分析は、PN-1およびPN-2aの軟質部しか行っていないので、今後の調査により、上市地域以外にも新たにシデライトノジュールが発見される可能性は否定できない。

一方、立山地域のPN-2aでは針鉄鉱と粘土鉱物を多く含む土壌性ノジュールが発達している。XRD分析結果から判断すると、今のところシデライトが観察されず、鉄鉱物は主に針鉄鉱から構成されていると考えられる。このことからPN-2aは、PN-1にくらべると酸化環境であると推測される。ただし、粘土鉱物を多く含むノジュールの分布が縦方向に連なり、PN-2bでclay coatingが観察されることから、粘土鉱物の縦方向の移動を引き起こす程度の降水はあったと推測される。さらに上位のPN-4では赤色層が観察でき、色から判断して赤鉄鉱が関係していると考えられることから、この時点ではより高温・乾燥の条件にあったことが考えられる。PN-5ではカルクリートに特徴的なneedle-fibre calciteが多くみられる。カルクリートは様々な環境でみられる(Strong et al., 1992など)が、基本

的には乾燥から半乾燥気候で観察されることが多い(Goudie, 1973など)。立山地域においても全体的に暗色の有機物に富んだ還元的であったと思われる泥岩を所々に挟んでいることから(Fig. 3)、洪水の時などには湿潤になったと考えられるが、上位にゆくに従い、全体的に堆積場は次第に高温、乾燥に移っていったことが考えられる。

### 堆積環境について

調査地域周辺の手取層群赤岩亜層群は扇状地成から河川成の堆積物であることが知られている。例えば竹内・滝沢(1991)は富山県薬師岳地域の手取層群について堆積相解析を行ない、赤岩亜層群の堆積が扇状地、湖沼、蛇行河川、扇状地と推移したとしている。また富山県南部に分布する赤岩亜層群からは恐竜歯化石、直立樹幹化石、植物根の痕跡、恐竜および鳥類足印化石が見つかり、堆積時の環境として河道周辺の後背湿地などが考えられている(富山県恐竜化石調査団, 2002)。またShigeno(2003)は富山県南部の手取層群について堆積相解析を行ない、その地域の赤岩亜層群の堆積環境が網状河川から蛇行河川であったとしている。

本研究地域の和佐府互層、白岩川累層に認められる堆積相Ⅲは植物の根の痕跡、恐竜足印化石、土壌性ノジュールを含んでいる。また調査地の地層は侵食面の上に堆積相Ⅰ、Ⅱが重なり、さらにその上に堆積相Ⅲが重なるといえる堆積サイクルの繰り返しを示す。以上の諸点から、堆積相Ⅰ、Ⅱは河川の流路堆積物(channel deposit)、Ⅲは後背湿地堆積物(back swamp deposit)や堤防決壊堆積物(crevasse splay deposit)からなる氾濫原堆積物(floodplain deposit)であると考えられ、堆積サイクルの繰り返しは流路がしばしば位置を変えることにより流路堆積物と氾濫原堆積物が互層し形成されたと考えられる。また八木下(2001)によると一般に流路の規模が大きいほど堆積物の粒径は大きく、また流路の主流が堆積するところでは流路堆積物の層厚は大きく、堆積物の粒度も大きいと考えられている。これらの点を考慮にいれ、各セクションの堆積環境を推定する。

セクションK下部に見られる堆積相Ⅱはセクション上部のものより厚く粗粒であることから、より大規模で主流に近い河川流路で堆積したことが考えられる。このような流路はしばしば位置を変え堆積場は氾濫原へと変化した。しかしながらセクションKの下部では堆積サイクルにおいて堆積相Ⅱの流路堆積物の割合が大きいことから、氾濫原堆積物の発達には制限されていたと考えられる。セクションKの上部に発達する薄い堆積相Ⅱは主流から離れた、破堤流路などの小規模な支流により形成されたことが考えられる。またその上に重なる堆積相Ⅲの氾濫原堆積物は比較的厚く発達し、より長期間にわたり氾濫原環境が持続したと考えられる。以上の点からセクションKの堆積環境は砂質の河床堆積物.bed deposit)をもつ河川(砂質河川;sand-bed river)であり、下部でより主流に近く、上部では主流から離れた氾濫原に変化したことが考えられる(Fig. 14-A)。

セクションT-1, T-2, T-3は堆積相Ⅲを主とする非

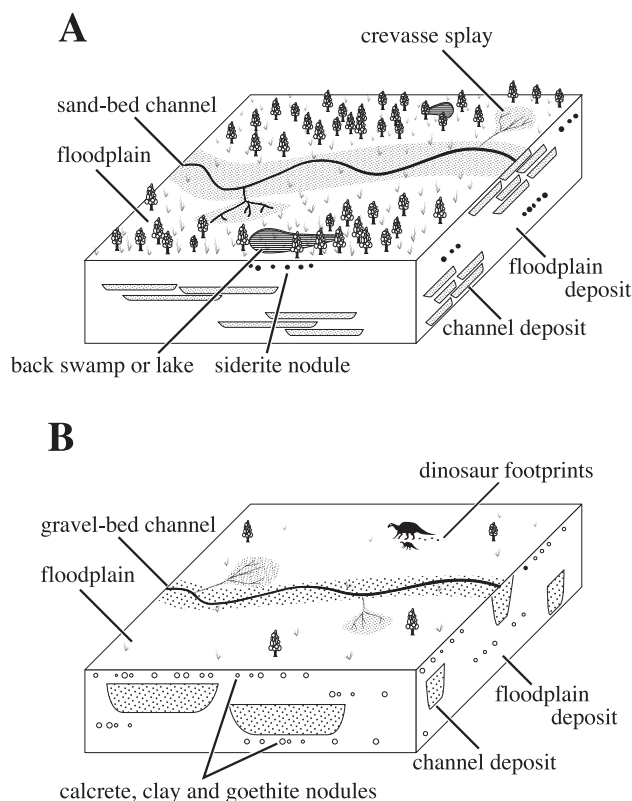


FIGURE 14. Reconstructed models of the depositional environments of the Wasabu Alternation and the Shirowagawa Formation in the study area. Not to scale. **A**, Sand-bed river environment of the Wasabu Alternation **B**, Gravel-bed river with stable channel of the Shirowagawa Formation.

常に厚い堆積サイクルを示すことから、氾濫原環境が長期間持続し、堆積場において河川流路の出現が比較的少なかったことが考えられる。またセクションT-1上部に含まれる比較的厚い堆積相Ⅰは河川流路の位置が比較的安定しており、流路堆積物が厚く積み重なることで形成されたと考えられる。これらの点からセクションT-1, T-2, T-3は礫質の河床堆積物をもつ河川（礫質河川；gravel-bed river）環境で形成され、その流路の位置は比較的安定していたと考えられる（Fig. 14B）。

土壌性ノジュールはセクションKの上部およびセクションT-1, T-2, T-3の堆積相Ⅲの数層準に分布する。これらの土壌性ノジュールはセクションK上部では主流部から離れた砂質河川の氾濫原堆積物に含まれ、セクションT-1, T-2, T-3では流路の位置の比較的安定した礫質河川の氾濫原堆積物に含まれる。これらの形成環境は主要な河川流路の出現が少なく、氾濫原環境が長期間持続する場所であるという点で共通する（Fig. 14）。このような環境では河川流路による侵食や急激な堆積が生じることがなく、氾濫原堆積物に土壌生成作用が生じたのであろう。

#### 赤岩亜層群の古環境について

調査地域において和佐府互層で湿潤条件にあった堆積場

が白岩川累層では高温、乾燥条件の堆積場に変化したことを先に述べた。赤岩亜層群におけるこのような条件変化の原因として、広域的な気候変化や氾濫原における堪水環境の変化が考えられる。

もし白岩川累層の氾濫原が常に堪水した状況であれば、気候が高温、乾燥であったとしてもそのような特徴を示す土壌性堆積物は形成されなかったであろう。このことから白岩川累層の堆積時には氾濫原はしばしば大気下に露出したと考えられる。

一方、和佐府互層はシデライトノジュールの存在から少なくとも局所的に常に帯水条件にあったことがいえる。河川氾濫原におけるそのような環境としては湖や湿地などが考えられる（Fig. 14A）。また今のところ和佐府互層に赤色層やカルクリートノジュールのような、より高温、乾燥条件を示す証拠は全く見つかっておらず、全体としても和佐府互層堆積時の気候は白岩川累層よりも湿潤であった可能性が高い。

以上のことから、上市、立山地域の赤岩亜層群は堆積期間中に湿潤から乾燥、高温への気候変化を経たと考えることができる。Yabe et al. (2003) は手取植物群における植物化石群の変化から、赤岩亜層群の堆積時には気候が高温、乾燥化したとしている。本研究で考察した赤岩亜層群における気候変化は、この傾向とほぼ調和的である。

#### 9. まとめ

1. 今回富山県の手取層群赤岩亜層群和佐府互層から初めてシデライトノジュールが発見された。シデライトノジュールはこれまで単にカルクリート、カーチ、石灰質ノジュールなどとして記載されてきた可能性がある。土壌性ノジュールを後の埋没続成作用によるノジュールと区別した上で、半乾燥気候に多いカルクリートと水没した土壤に多いシデライトノジュールを区分することは、古環境復元に非常に有効であると考えられる。
2. シデライトノジュールのうち、スパライトセメントの酸素同位体は埋没時の続成作用を反映しているが、脈状に発達するシデライトは初成値を残している可能性がある。シデライトは続成に対して比較的安定な鉱物であることから、シデライトノジュールの測定によりいままで得られなかった古気候についての情報が得られる可能性がある。
3. 上市地域の和佐府互層から認められたシデライトノジュールは、湿潤（還元）な環境で形成されたことを示している。また立山地域の白岩川累層から認められた赤色層、カルクリートノジュールは、より乾燥、高温（酸化）の環境で形成されたことを示している。
4. 調査地の地層は3つの堆積相Ⅰ, Ⅱ, Ⅲに区分できる。また土壌性ノジュールや植物根の痕跡の存在、堆積相のサイクルから、堆積相Ⅰ, Ⅱは河川の流路堆積物、

堆積相Ⅲは氾濫原堆積物であると考えられる。調査を行った立山、上市地域の各セクションにおける堆積物のサイクルとその特徴から和佐府互層の堆積環境は砂質河川の主流部付近および主流部から離れた氾濫原であり、白岩川累層の堆積環境は流路の位置の安定した礫質河川であったと考えられる。また土壌性ノジュールは河川流路堆積物の介入が少ない氾濫原堆積物中に分布するという点で共通している。

5. 和佐府互層には高温、乾燥を示す土壌性堆積物が認められず、白岩川累層には高温・乾燥を示す土壌性堆積物が認められることから、調査地域の赤岩垂層群に示唆される乾燥・湿潤の環境変化は氾濫原の堪水条件によるものではなく、気候の変化によると考えられる。すなわち前期白亜紀の和佐府互層と白岩川累層の堆積時の間に、より湿潤な気候から、より乾燥・高温な気候への変化が生じたことが考えられる。

#### 謝 辞

本研究をすすめるにあたり広島大学先端物質科学研究科の吉富健一博士には貴重な議論をしていただいた。広島大学大学院理学研究科の高岡由紀氏には試料製作にあたり、有益な助言をいただいた。また査読者の方々には多くのご教示をいただき、本稿は大きく改善された。さらに板坂知美氏には資料や写真等の整理で御協力をいただいた。また山菜・キノコ料理くろ川の村山英美子氏をはじめ、従業員の方々には多くの便宜をはかっていただいた。以上の方々には厚くお礼を申し上げる。

#### 引用文献

- Azuma, Y. 2003. Early Cretaceous vertebrate remains from Katsuyama City, Fukui Prefecture, Japan. *Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum* 2: 17–21.
- Bigham, J. M., D. C. Golden, S. W. Buol, S. B. Weed and L. H. Bowen. 1978. Iron oxide mineralogy of well drained Ultisols and Oxisols: II. Influence on color, surface area, and phosphate retention. *Soil Science Society of America Journal* 42: 825–830.
- Carothers, W. W., L. H. Adami and R. J. Rosenbaur. 1988. Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO<sub>2</sub>-siderite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 2445–2450.
- Cerling, T. E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship with climate. *Earth and Planetary Science Letters* 71: 229–240.
- Cerling, T. E. 1991. Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *American Journal of Science* 291: 377–400.
- Childs, C. W., B. A. Goodman and G. J. Churchman. 1979. Application of Mössbauer spectroscopy to the study of iron oxides in some red and yellow/brown soil samples from New Zealand; pp. 555–565 in M. M. Mortland and V. C. Farmaer (eds), *Proceedings of the International Clay Conference*, Oxford. Elsevier Science Publication, Amsterdam.
- Choi, K. S., B. K. Khim and K. S. Woo. 2003. Spherulitic siderites in the Holocene coastal deposits of Korea (eastern Yellow Sea): elemental and isotopic composition and depositional environment. *Marine Geology* 202: 17–31.
- Clayton, R. N., Goldsmith, J. R., Karel, K. J., Mayeda, T. K. and Newton, R. P. 1975. Limits on the effect of pressure in isotopic fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 1197–1201.
- Collinson, J. D. 1996. Alluvial Sediments; pp. 37–82 in H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition. Blackwell Science, Oxford.
- Curtis, C. D., and M. L. Coleman. 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences; pp. 23–33 in D. L. Bautier (ed.), *Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 38.
- Duchaufour, P. 1982. *Pedology*. Gorge Allen & Unwin, London. 449 pp.
- FitzPatrick, E. A. 1993. *Soil Microscopy and Micromorphology*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 304 pp.
- Fujita, M. 1998. Sedimentary Facies of the Tetori Group in the Shiramine, Ishikawa Prefecture. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, 11: 101–111.
- Garrels, R. M. and C. L. Christ. 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*: Harper and Row, New York. 450 pp.
- 後藤道治・矢部淳・佐野晋一. 2002. 平成13年度福井県恐竜化石試掘調査報告. 福井県立博物館紀要 1:102–118.\*\*
- Goudie, A. S. 1973. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes* Clarendon Press, Oxford. 174 pp.
- Hem, J. D. 1985. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. U. S. Geological Survey Water Supply Paper No. 2254. 263 pp.
- 石川県教育委員会. 1978. 手取川流域の手取統珉化木産地調査報告書. 石川県教育委員会. 301 pp.\*
- 次重克敏, 1995, 炭酸塩岩の地表露出組織の特徴について—オーストラリアと琉球列島—. *月刊地球* 17:569–572.\*
- 河合正虎・野沢保. 1958. 5万分の1地質図幅「東茂住」および同説明書. 地質調査所. 86 pp.\*\*
- Kim, K. H., and N. Nakai. 1988. Isotopic compositions of precipitations and groundwaters in South Korea. *Journal of Geological Society of Korea* 24: 37–46.\*\*\*
- Kimura, T. 2000. Early Cretaceous climatic provinces in Japan and adjacent regions on the basis of fossil land

- plants; pp. 155–161 in H. Okada and N. H. Mateer (eds.), *Cretaceous Environments of Asia*. Elsevier Science B. V.
- Kobayashi, Y. 1998. A new goniopholidid from the Early Cretaceous Kitadani Formation. Fukui Prefecture Japan. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18 (supplement to 3): 56A.
- 久保田克博. 2003. 福井県勝山市北谷地域に分布する手取層群北谷層の堆積環境と古土壌. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨: 75.\*
- Landuydt, C. J. 1990. Micromorphology of iron minerals from bog ores of the Belgian Campine area; pp. 289–294 in L. A. Douglas (ed.), *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science*. Developments in Soil Science 19, Elsevier, Amsterdam.
- Lee, Y. I., and K. Hisada. 1999. Stable isotopic composition of pedogenic carbonates of the Early Cretaceous Shimonoseki Subgroup, Western Honshu, Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153: 127–138.
- Ludvigson, G. A., L. A. Gonzalez, R. A. Metzger, B. J. Witzke, T. L. Brenner, A. P. Murillo and T. S. Whiter. 1998. Meteoric sphaerosiderite lines and their use for paleohydrology and paleoclimatology. *Geology* 26: 1039–1042.
- 前田四郎. 1956. 富山県常願寺川流域の手取層群の層序と構造. 千葉大学文理学部紀要(自然科学) 2 : 44–49.\*\*
- 前田四郎. 1958. 富山県数地の手取層群. 藤本治義教授還暦記念論文集. 124–134.\*\*
- 前田四郎. 1961. 手取層群の地史学的研究. 千葉大学文理学部紀要(自然科学) 3 : 369–426.\*\*
- Matsukawa, M., O. Takahashi, K. Hayashi, M. Ito and V. P. Kononov. 1997. Early Cretaceous paleogeography of Japan, based on tectonic and faunal data. *Geological Society of Japan Memoir* 48: 29–42.
- Mizota, C. and M. Kusakabe. 1994. Spatial distribution of  $\delta D$ – $\delta^{18}O$  values of surface and shallow ground waters from Japan, south Korea and east China. *Geochemical Journal* 28: 387–410.
- Mora, C. I., S. G. Driese and L. A. Colarusso. 1996. Middle to late Paleozoic atmospheric  $CO_2$  levels from soil carbonate and organic matter. *Science* 271: 1105–1107.
- 森清寿郎・佐藤智徳. 2002. 白亜系手取層群の砂岩・泥岩に含まれる炭酸塩鉱物の炭素・酸素同位体比. 地球科学 56 : 49–54.\*\*
- Mortimer, R. J. G., and M. L. Coleman. 1997. Microbial influence on the oxygen isotopic composition of diagenetic siderite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 1705–1711.
- Mozley, P. S., and W. W. Carothers. 1990. Elemental and isotopic composition of siderite in the Kuparuk Formation, Alaska: effect of microbial activity and water/sediment interaction on early pore-water chemistry. *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 681–692.
- Mozley P., and P. Wersin. 1992. Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment. *Geology* 20: 817–820
- 野沢保・坂本亮. 1960. 5万分の1地質図幅「五百石」および同説明書. 地質調査所. 68 pp.\*\*
- Okamoto, K. 1985. Sedimentary environments of the Tetori Group in the southeastern part of the Toyama Prefecture. Master of Science Thesis, Department of Earth Science. Kanazawa University.
- Retallack, G. J. 1997. *A Colour Guide to Paleosols*: John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 175 pp.
- Schulze, D. G. 1981. Identification of soil iron oxide minerals by differential X-ray Diffraction. *Soil Science Society of America Journal* 45: 437–440.
- Schwertmann, U. 1993. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation; pp. 51–69 in J. M. Bigham and E. J. Ciolkosz (eds.), *Soil Color*. SSSA Special Publication 31.
- Schwertmann, U., and W. Lentze. 1966. Bodenfarbe und Eisenoxidform. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung & Bodenkunde*. 155: 209–214.
- Shigeno J. 2003. Sedimentary environment of the Jurassic-Cretaceous Tetori Group of Nagato River area, southern Toyama Prefecture. *Journal of Science of the Hiroshima University, Series C*, 11: 133–154.
- Stott, D. E. 1993. Significance of organic matter in determining soil colors; pp. 71–90 in J. M. Bigham and E. J. Ciolkosz (eds.), *Soil Color*. SSSA Special Publication 31.
- Strong, G. E., J. R. A. Giles and V. P. Wright. 1992. A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implications for interpreting palaeoclimates using calcretes. *Sedimentology* 39: 333–347.
- 竹内誠・滝沢文教. 1991. 飛騨山地薬師岳地域の手取層群の堆積環境と後背地解析. 地質調査所月報 42: 439–472.\*\*
- Tardy, Y. and D. Nahon. 1985. Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and  $Fe^{3+}$  kaolinite in bauxites and ferricretes: An approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Science* 285: 865–903.
- 富山県. 1992. 10万分の1富山県地質図および同説明書. 富山県: 201 pp.\*
- 富山県教育委員会. 2003. 富山県の手取層群—手取層群調査事業基礎調査成果資料集一. 富山県教育委員会: 109 pp.\*
- 富山県恐竜化石調査団. 2002. 富山県恐竜化石試掘調査報告書. 富山県: 60 pp.\*\*
- Verrecchia, E. P., and K. E. Verrecchia. 1994. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *Journal of Sedimentary Research A* 64: 650–664.
- Whiticar, M. J., E. Faber and M. Shoell. 1986. Biogenic methane formation in marine and freshwater

- environments: CO<sub>2</sub> reduction vs. acetate fermentation-isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50: 693–709.
- Wilkinson, M., R. S. Haszeldine, A. E. Fallick and M. J. Osborne. 2000. Siderite zonation with the Brent Group: Microbial influence or aquifer flow? *Clay Minerals* 35: 107–117.
- Wright, V. P., and M. E. Tucker. 1991. Calcretes—introduction; pp. 1–22 *in* V. P. Wright and M. E. Tucker (eds.), *Calcretes*. Reprint Series Volume 2 of International Association of Sedimentologists.
- Yabe, A., K. Terada and S. Sekido. 2003. The Tetori flora, revisited: A review. *Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum* 2: 23–42.
- 八木下晃司. 2001. 岩相解析および堆積構造. 古今書院, 東京, 222 pp. \*
- 山田一雄. 1988. 手取層群; pp. 26–37, 山下昇・紺野義夫・糸魚川淳二 (編), *日本の地質 5 中部地方 II*, 共立出版. 東京. \*
- \* : in Japanese
- \*\* : in Japanese with English abstract
- \*\*\* : in Korean with English abstract