

風成層に基づく新潟県北部, 三面川・荒川・胎内川・ 加治川の河成段丘区分と編年

藤平秀一郎*

Tephrochronology of Quaternary terraces along the middle reaches of the Miomote River, Ara River, Tainai River and Kaji River in the northern part of Niigata Prefecture, central Japan

by

Shuichiro FUJIHIRA

Abstract

A standard tephro-stratigraphy of the northern part of Niigata Prefecture was first established on the basis of heavy mineral composition of finer sediments comprising eolian loam and black soil on fluvial terraces, and chemical composition of volcanic glass shards included in eolian loam.

Finer sediments, overlying higher terraces along the Ara River and the Tainai River flowing in the northern part of Niigata Prefecture, were divided into five units, namely black soil, brown loam, light brown loam, reddish brown loam and dark reddish brown loam in descending order. Five micro marker tephra horizons were defined in the eolian loam namely G1, G2, G3, G4 and G5. Volcanic glass shards of G1 and G2 correlate with the Asama-Kusatsu Tephra(AT: 15-1614C ka) and the Aira-Tn Tephra (As-K: 26-29 14C ka), respectively.

Based on the geomorphologic configuration and the micro tephra horizons, the terraces in the middle reaches of Miomote River, Ara River, Tainai River and Kaji River were classified into five, ten, six and nine respectively. Accumulation terraces located in all rivers of the northern part of Niigata Prefecture namely Kumanobori Terrace, Ueno Terrace, Kurokawa I Terrace and Nakanakayama Terrace that formed just before the AT tephra in the last glacial stage. Erosion terraces formed after the last glacial stage were formed after the As-K tephra.

Nakahara Terrace, Omi Terrace, Kurokawa II Terrace and Akatani III Terrace were considered to be formed at latest the early stage of Jomon Period, and Hashiba Terrace, Kurokawa III Terrace and Akatani IV Terrace were considered to be formed at latest the middle stage of Jomon Period by distribution of archeological sites.

Keywords : eolian deposit, marker tephra horizons, terrace classification

キーワード : 風成層, 指標テフラ層準, 段丘面区分

はじめに

新潟県北部を流れる三面川, 荒川, 胎内川, 加治川およびその支流の中流部には河成段丘が発達している。山中・八木(1987)は, これらの河川の流域で, 比高や面の連続性に基づき段丘面を区分し, 数箇所所得られた¹⁴C年代値から段丘の形成年代を求めた。そして, 各河川に最終氷期に形成された堆積段丘が存在することを明らかにした。

しかし, 新潟県北部では, 第四紀後期のテフラ層序が確立されていない。そして, テフラ層序に基づく段丘面区分が行われていないため, 段丘面の離水時期や河川間の対比には検討の余地があった。また, 山中・八木(1987)は段丘堆積物の露頭柱状図を示

していないため, 各面を構成する段丘堆積物の詳細については不明であった。

筆者は, 荒川・胎内川の高位の段丘面を模式地として風成層の層序を確立した。そして, 新潟県北部の各河川において, 河成段丘面の再区分と段丘堆積物の記載を行った。その結果, 当地域の最終氷期以降の堆積段丘面が始良Tnテフラ(AT; 町田・新井, 2003)降下直前に離水し, 侵食段丘面が浅良・草津テフラ(As-K; 町田・新井, 2003)降下後に離水したことが明らかになった。さらに, 考古遺跡の分布から侵食段丘面の個々の離水時期が推定された。さらに, 考古遺跡の分布から侵食段丘面の個々の離水時期が推定された。

*新潟大学大学院自然科学研究科

調査地域と基盤地質

調査地域は、新潟県北部の越後平野と飯豊・朝日山地の境界に位置する丘陵部である(図-1)。朝日山地・飯豊山地にはジュラ紀～白亜紀の花崗閃緑岩、黒雲母花崗岩、頁岩、砂岩およびホルンフェルスが分布する。関川盆地北方の光兎山周辺には黒雲母花崗岩が分布する。櫛形山脈には花崗閃緑岩が分布する。河成段丘が最もよく発達する各河川の中流部には新第三系の堆積岩類が分布する(新潟県, 2000; 土谷ほか, 1999)。

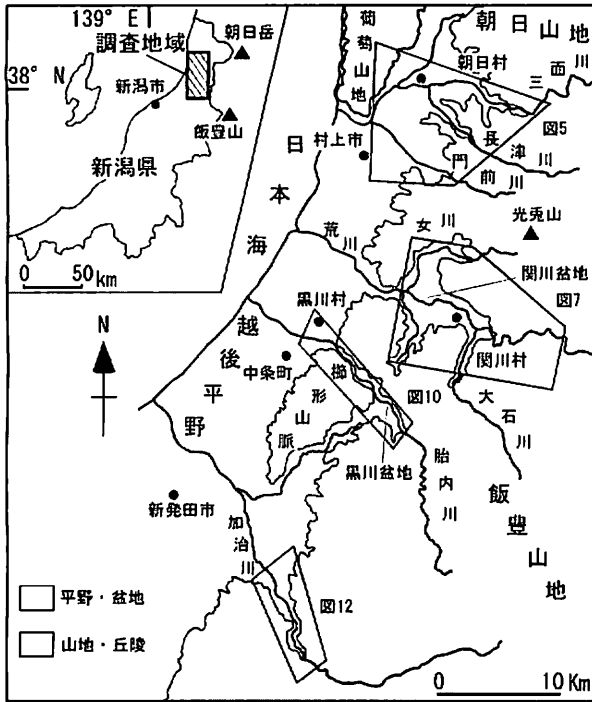


図-1 調査範囲

新潟県北部に堆積する風成層の層序

風成層の分析方法

荒川および胎内川のLoc.A1, Loc.A22, Loc.T1およびLoc.T3(図-2)において、地表面から水成層直上までの風成層(ローム層・黒土層)を5 cm間隔で採取すると同時に、色調の観察を行った。

採取した試料は、水洗・乾燥後、60-120メッシュと120-250メッシュ粒度に篩い分けをした。

まず、120-250メッシュ粒度の試料を、プレバートに封入し、偏光顕微鏡を用いて砂粒組成を計数した。同定した砂粒種は、石英、長石類、重鉱物、岩片および火山ガラスの5種類で、1試料について1000粒子以上計数した。火山ガラスの形態は吉川(1976)に従い、気泡の大小、量および突起の形状によりHa・Hb(扁平型火山ガラス)、Ca・Cb(中間型火山ガラス)およびTa・Tb(多孔質型火山ガラス)の区分に従い記載した。

次に、風成層に含まれる重鉱物の垂直方向への変化を明らかにするために120-250メッシュ粒度の試料を用いて、重鉱物組成分析を行った。水洗・乾燥処理後の試料からネオジウム・ストロンチウム磁石を用いて重鉱物を分離した後、プレバートに封入し、偏光顕微鏡(10×4倍)を用いて200粒子以上計数した。同定した重鉱物は黒雲母、紫蘇輝石、普通輝石、角閃石類および鉄鉱物の5種類である。計数した重鉱物全体の1%に満たないジルコン、アバタイトおよび風化などが原因で同定不可能なものについてはダイアグラムから省略した。

さらに、ローム層に含まれる火山ガラスの給源を特定するために、60-120メッシュ粒度の試料を用いて火山ガラスの化学組成分析を行った。化学組成は、新潟大学のJXA8600型X線マイクロアナライザー(加速電圧15KeV、試料電流 1.2×10^{-8} A、ビーム径15 μ m、ZAF法にて補正)を用いて測定した。TA1～TA5のそれぞれに含まれる火山ガラスを形態に関係なく15～20個ずつ取り出し、火山ガラス1片につき3ポイントを目安に測定した。

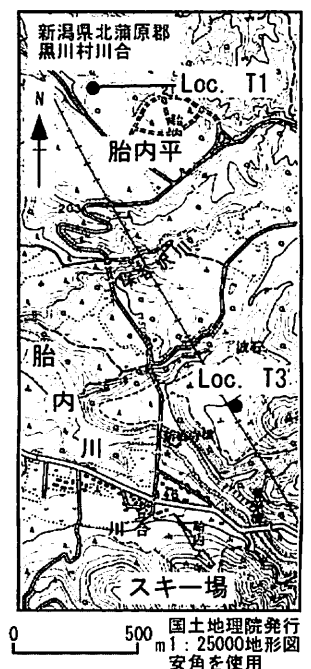
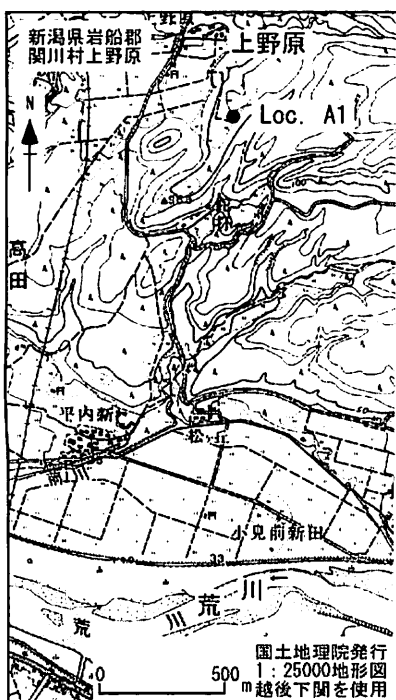


図-2 風成層の模式試料の採取地点

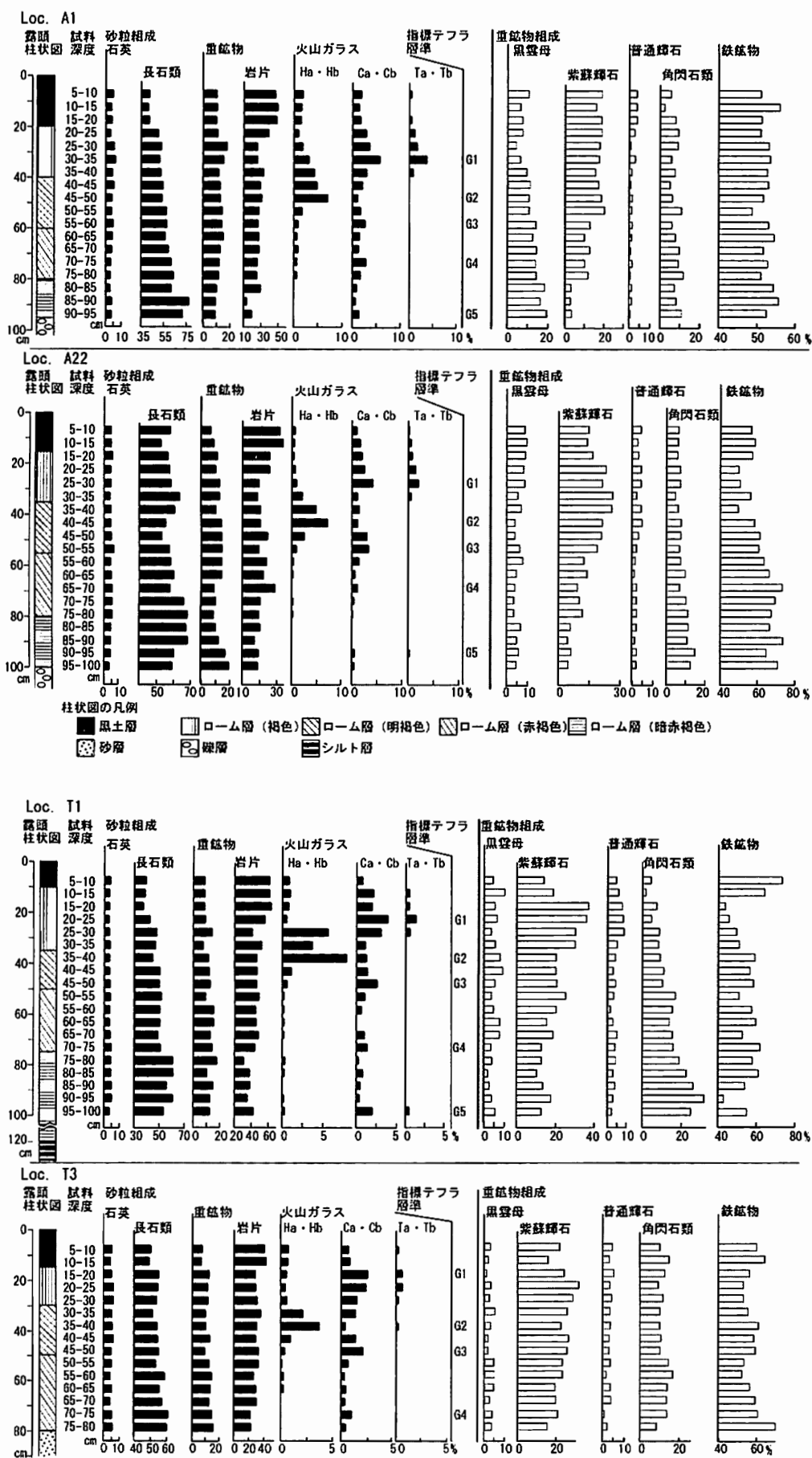


図-3 Loc. A1, Loc. A22, Loc. T1およびLoc. T3における風成層の砂粒組成と重鉱物組成

層相、砂粒組成および重鉱物組成

上記4箇所における黒土層下位のローム層は、上位から褐色(7.5 YR 5/4)、明褐色(7.5 YR 5/6)、赤褐色(5 YR 4/4)および暗赤褐色(5 YR 3/3)の順に色調が漸移する。また、下位のローム層はど固結しており、暗赤褐色のローム層にはクラックが発達する。

各露頭における風成層の色調、5 cmごとの試料に含まれる砂粒組成および重鉱物組成を図-3に示す。

褐色のローム層にはCa・CbおよびTa・Tbタイプの火山ガラスの明瞭なピークが、明褐色のローム層にはHa・Hbタイプの火山ガラスの明瞭なピークがそれぞれ観察される。また、その下位のローム層にもCa・Cbタイプの火山ガラスのわずかなピークが観察される。本研究では、火山ガラスのピークが見られる厚さ5 cmの層準を上位からG1～G5とする。

G1～G5に含まれる火山ガラスの広域対比

G1～G5に含まれる火山ガラスの化学組成を表-1に示す。

sample	G1	G2	G3	G4	G5
SiO ₂	76.65-80.49	77.85-80.99	77.16-78.91	77.00-77.99	78.46-78.21
TiO ₂	0.23-0.33	0.08-0.17	0.24-0.35	0.26-0.35	0.26-0.34
Al ₂ O ₃	11.41-12.56	11.44-12.76	11.23-12.24	11.65-12.39	11.62-12.50
FeO	1.37-1.83	1.21-1.58	1.31-1.82	1.34-1.71	1.33-1.75
MnO	0.00-0.11	0.00-0.08	0.00-0.11	0.00-0.07	0.00-0.06
MgO	0.21-0.28	0.07-0.14	0.21-0.29	0.22-0.29	0.21-0.29
CaO	1.20-1.47	1.08-1.25	1.15-1.40	1.22-1.42	1.20-1.37
Na ₂ O	2.15-3.20	2.29-3.40	3.73-4.53	4.11-4.54	4.15-4.47
KO	2.41-2.85	2.99-3.71	2.60-3.20	2.72-2.91	2.58-2.90
	n=20	n=20	n=15	n=15	n=15
	wt.%(100%換算)				

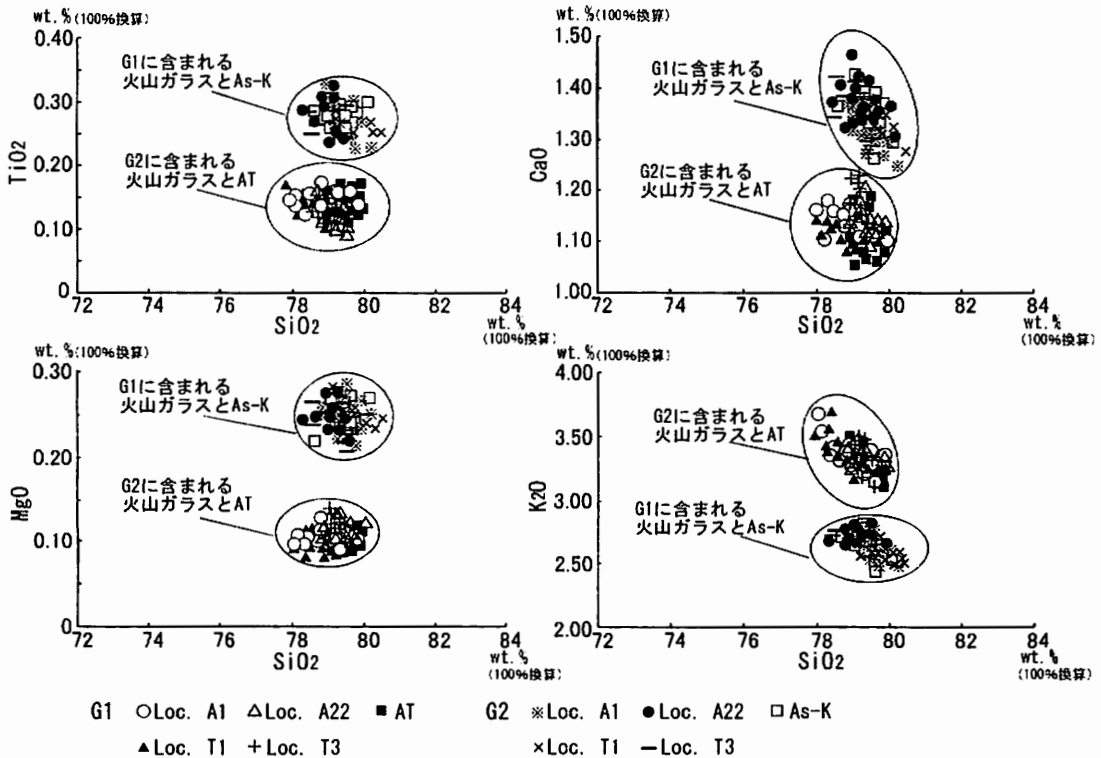


図-4 G1・G2に含まれる火山ガラスとAs-K・ATの主成分化学組成

新潟火山灰グループ(1995)によると、新潟県中南部では、黒土層直下のローム層に密集するCa・CbおよびTa・Tbタイプの火山ガラスがAs-Kに、その下位のローム層に密集するHa・Hbタイプの火山ガラスがATにそれぞれ対比されている。また、As-Kを含む層準には紫蘇輝石が多く含まれると説明している。

層序的關係、火山ガラスの形態および重鉱物組成から、G1に含まれる火山ガラスがAs-Kに、G2に含まれる火山ガラスがATにそれぞれ由来する可能性が高いと考え、既存のAs-K試料(群馬県吾妻郡長野原町の露頭;竹本,1996)およびAT試料(岡山県恵庭郡八束村の露頭;蒜山原団体研究グループ,1973)との比較分析を行った。結果を図-4(主成分のみ)に示す。

G1に含まれる火山ガラスとAs-Kの対比

G1は黒土層直下の褐色ローム層中に存在する。G1に含まれる火山ガラスの主成分化学組成はTiO₂:0.22~0.33%, MgO:0.21~0.28%, CaO:1.20~1.47%, K₂O:2.41~2.85%で、As-Kの各組成とほぼ同一の値を示す(図-4)。さらに、新潟県中部におけるAs-Kの主成分化学組成(TiO₂・MgO)(新潟火山灰グループ,1995)は、G1の火山ガラスの組成と酷似している。

また、G1付近の褐色ローム層は他の層準に比べて紫蘇輝石を多く含む(図-3)。

以上から、G1に含まれる火山ガラスはAs-Kと対比される。

G2に含まれる火山ガラスとATの対比

G2はHa・Hbタイプの火山ガラスのピークを含む層準で、褐色ローム層下位の明褐色ローム層中に存在する。

G2に含まれる火山ガラスの主成分化学組成は、TiO₂:0.08~0.17%, MgO:0.07~0.14%, CaO:1.08~1.25%, K₂O:2.99~3.71%で、ATの各組成とほぼ同一の値を示す(図-4)。また、町田・新井(2003)で示された各地のATの化学組成とほぼ等

しい。さらに、新潟県中部におけるATの主成分化学組成(TiO_2 ・ MgO) (新潟火山灰グループ, 1995)は、G 2の火山ガラスの組成と酷似している。

以上から、G 2に含まれる火山ガラスはATと対比される。

G 3～G 5に含まれる火山ガラスの給源の検討

G 3～G 5に含まれる火山ガラスの主成分化学組成はそれぞれ、 TiO_2 :0.24～0.35%, 0.26～0.35%, 0.26～0.34%、 MgO :0.21～0.29%, 0.22～0.29%, 0.21～0.29%である(表-1)。これらの値と、新潟県中部で記載(新潟火山灰グループ, 1995)されている広域テフラの阿蘇4テフラ(Aso-4)、鬼界葛原テフラ(K-Tz)、御岳第1テフラ(On-Pm1)の主成分化学組成(町田・新井, 2003)を比較した。Aso-4の主成分化学組成は、 TiO_2 :0.4～0.5%, MgO :0.2～0.5%、同様に、K-Tzは TiO_2 :0.2%, MgO :0.2～0.5%、On-Pm1は、 TiO_2 :0.1～0.2%, MgO :0.3～0.5%でいずれもG 3～G 5のそれと一致しない。

また、東北地方に広く分布する洞爺テフラ(Toya)の主成分化学組成は TiO_2 :0.0～0.1%, MgO :0.0～0.2% (町田・新井, 2003)で、これもG 3～G 5の組成と異なる。したがって、G 3～G 5に含まれる火山ガラスの広域対比は今後の検討課題である。

新潟県北部における指標テフラ層準

以上のように、荒川および胎内川において5層準の指標テフラ層準(G 1～G 5)が確認された。このうち、G 1とG 2に含まれる火山ガラスは、As-KとATにそれぞれ対比されることが明らかになった。町田・新井(2003)によりAs-Kは、15-16.5ka(^{14}C 年代および層位学的年代)が、ATは26-29ka(^{14}C 年代)がそれぞれ得られている。以下、段丘面を覆う風成層の特徴と指標テフラ層準を用いて、新潟県北部各河川の段丘面区分および編年を行う。

新潟県北部の河成段丘の分布と堆積物

まず、地表踏査と空中写真判読により段丘面の区分を行った。段丘面の現河床からの比高(以下、単に比高とする)は新発田市、黒川村、関川村および朝日村役場提供の縮尺10,000分の1および2,000分の1地形図から読み取った。また、現河床から測量可能な地点では、ハンドレベルを用いて実測した。

次に段丘堆積物について、水成層(礫層・砂層・シルト層・泥流堆積物)と風成層(ローム層・黒土層)の層相・層厚を記載した。同時に、調査地域内の81箇所の露頭において、風成層を水成層最上部まで5cm間隔で採取した。また、耕地・宅地整備により露頭が存在しない段丘面(25箇所)では、検土杖を用いて地表面から深度1mまで10cm間隔で風成層を採取した。

採取した風成層試料は、Ⅲ章で述べた方法で処理し、60-120メッシュ粒度の試料に含まれる火山ガラスや重鉍物を実体顕微鏡下(15×1倍)で観察した。実体顕微鏡で風成層試料を観察すると、火山ガラスの量が増える層準が存在することがわかる。例えば、荒川のLoc. A 1ではⅢ章で確認したG 1～G 5に対応する深度で火山ガラスの量が増えることを確認した。したがって、実体顕微鏡による簡便な方法でも、G 1～G 5の認定が可能である。

各河川の段丘面区分図をそれぞれ図-5、図-7、図-10および図-12に示す。また、段丘堆積物の柱状図をそれぞれ図-6、図-8、図-11および図-13に示す。段丘面の名称は山中・八木(1987)に従った。しかし、風成層に基づき面区分を行った結果、新

たに定義できる段丘面には新称を与えた。

以下、各河川の段丘面(沖積面を除く)と段丘堆積物について、比高の大きいものから順に記述する。

三面川・長津川・門前川の河成段丘

高平面(新称)

門前川の高平周辺に分布する比高40mの段丘面を高平面と定義する。

分布:高平の門前川右岸に分布する(図-5)。

比高:比高は高平で40mである。

水成層:水成層が露出しないため詳細は不明である。

風成層:高平面は暗赤褐色のローム層に覆われるが、露頭条件が悪いため、風成層の最下部まで確認できない。

中野面(再定義)

山中・八木(1987)は、三面川に分布する比高30～65mの段丘を中野面と定義した。しかし、本研究で中野面は面を覆うローム層の色調や層厚により2面に細分できることが明らかになった。これらの面のうち、赤褐色のローム層以上に覆われる段丘面を中野面、明褐色のローム層以上に覆われる段丘面を熊登面(後述)とする。分布:茎太の三面川左岸と、中野の三面川右岸に分布する(図-5)。

比高:比高は茎太で65m、中野で30mである。

水成層:水成層の露出箇所が少ないため詳細は不明だが、茎太のLoc. M14では層厚5m以上の礫層が確認できる。Loc. M14の礫層は、ホルンフェルス、花崗岩、砂岩および泥岩の亜角礫により構成され、礫径は平均15～20cm、最大径は35cmである。

風成層:中野面は20～25cmの黒土層と30～55cmのローム層に覆われる。Loc. M07では地表面から25～30cmにG 1が、35～40cmにG 2が、45～50cmにG 3が、65～70cmにG 4が確認できる(図-6)。

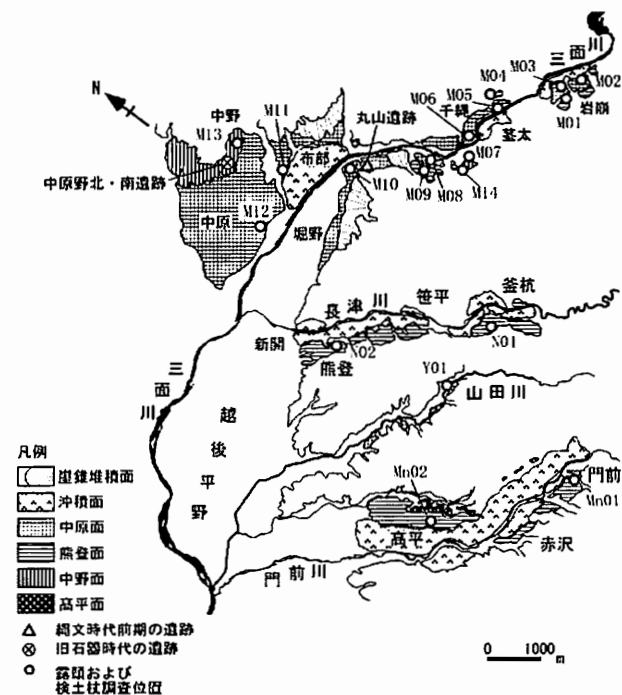
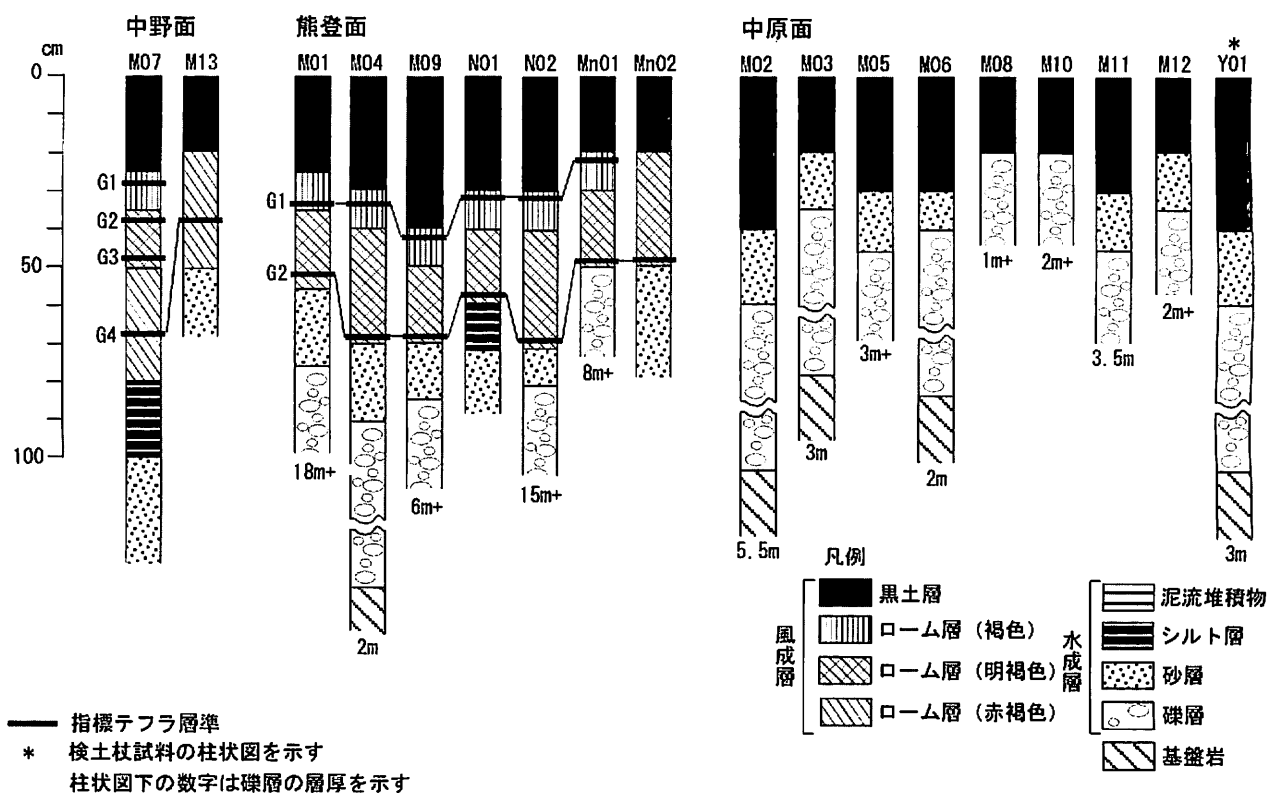


図-5 三面川、長津川および門前川の河成段丘面区分



図一六 三面川、長津川および門前川の段丘堆積物の柱状図

熊登面(新称)

分布: 岩崩の三面川左岸, 千縄の三面川右岸, 長津川左岸および門前川両岸に分布する(図-5)。

比高: 比高は, 岩崩の三面川左岸で40~55m, 長津川・門前川で15~25mである。

水成層: 水成層は礫層, 砂層およびシルト層からなる。礫層の層厚はLoc. M01で18m以上, Loc. N02で15m以上, Loc. Mn01で8m以上である(図-6)。

礫層は花崗岩類, ホルンフェルス, 泥岩および砂岩の亜角礫~円礫で構成され, 礫径は平均20~25cmで, 最大径は30cmである。礫層のマトリクスは黄褐色に風化している。

風成層: 熊登面は, 20~30cmの黒土層と30~40cmのローム層に覆われる。Loc. M01では地表から30~35cmにG1が50~55cmにG2が確認できる。また, すべての露頭において, 水成層直上の明褐色のローム層中にG2が確認できる(図-6)。

中原面(再定義)

山中・八木(1987)は, 三面川に分布する再低位の段丘面を掘野面とした。しかし, 掘野面を覆う黒土層の層相が中原面とほぼ同一であり, 地形的にも一連であるため本研究では中原面に含める。

分布: 三面川沿いに広く分布する(図-5)。

比高: 比高は岩崩で15~32m, 中原で7~15mである。

水成層: 水成層は礫層, 砂層および泥流堆積物からなる。礫層の層厚はいずれも5.5m以下である(図-6)。

礫層は花崗岩類, チャート, ホルンフェルス, 泥岩および砂岩の亜円礫~円礫により構成され, 礫径は平均10~30cmで, 最大径は40cmである。

風成層: 中原面は20~40cmの黒土層に覆われる(図-6)。黒土層は粒度が細かく弾力がある。

荒川・大石川・女川・鍛冶沢川の河成段丘

関川Ⅰ~Ⅳ面

山中・八木(1987)は, 関川盆地に分布する比高80~140mの段丘面を比高順に関川Ⅰ面, 関川Ⅱ面, 関川Ⅲ面および関川Ⅳ面に区分した。しかし, 礫層の風化具合がほぼ等しいことから各面を関川Ⅰ~Ⅳ面と一括して記載している。本研究では各面を覆う風成層の層厚や層相に明確な違いが見られなかった。また, 各面は開析が進み, 露頭条件が悪いため, 風成層による個々の分類は困難である。したがって, 本研究においても関川Ⅰ~Ⅳ面と一括して記述する。

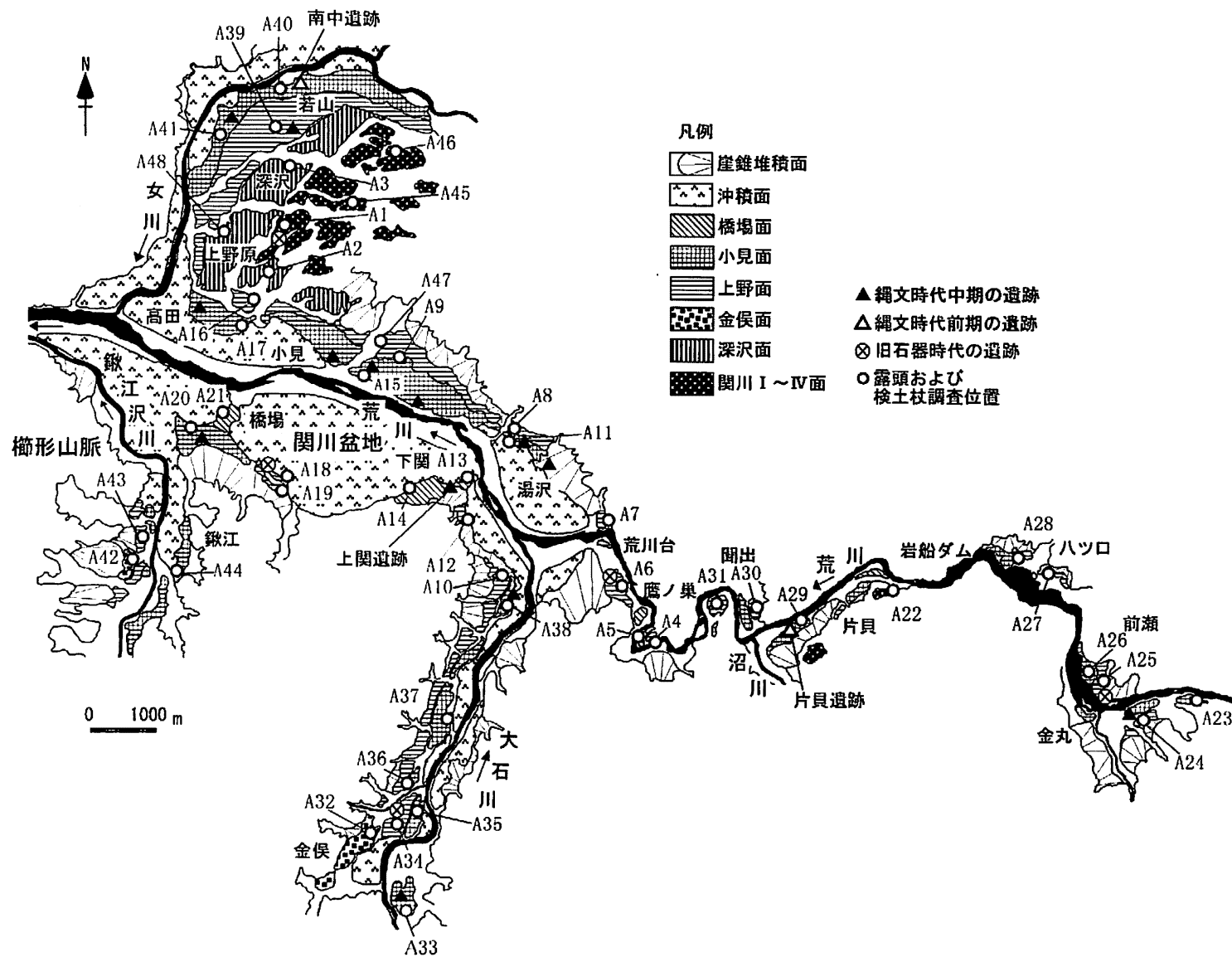
分布: 片貝の荒川左岸と, 関川盆地の荒川右岸および女川左岸に分布する(図-7)。

比高: 比高は片貝で95~100m, 関川盆地では, 関川Ⅰ面:140m, 関川Ⅱ面:120~130m, 関川Ⅲ面:110m, 関川Ⅳ面:80~90mである。

水成層: 各面の水成層は礫層, 砂層およびシルト層からなる。礫層の層厚は25m以上である。各面を構成する礫層のマトリクスは暗赤褐色に風化し, 礫はくさり礫化しているものが多い。

風成層: 各面は暗赤褐色のローム層以上に覆われる。Loc. A1では, 地表から30~35cmにG1が, 45~50cmにG2が, 55~60cmにG3が, 70~75cmにG4が, 85~90cmにG5がそれぞれ確認できる(図-8)。

図一七 荒川、大石川、女川および鍬江沢川の河成段丘面区分



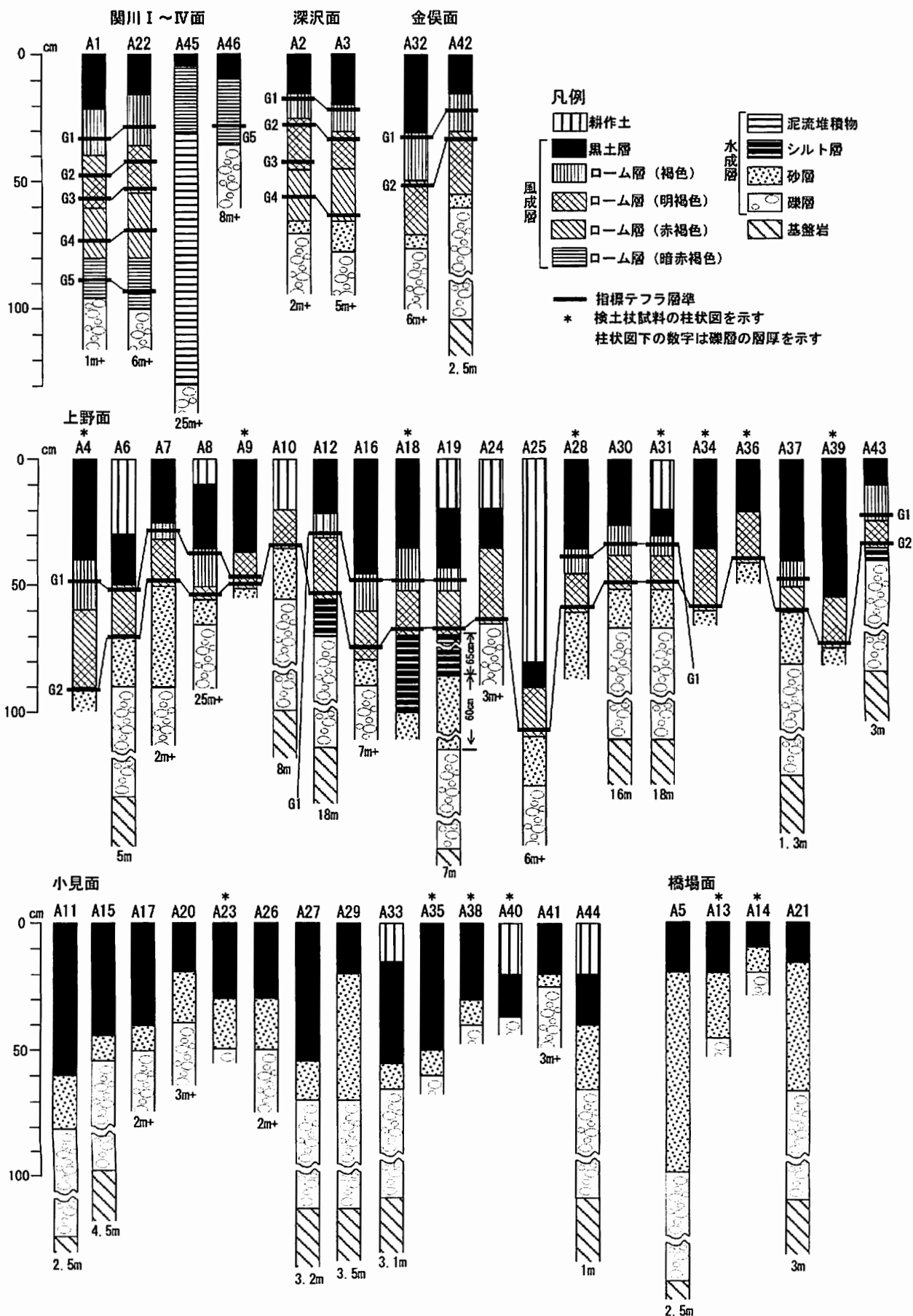


図-8 荒川、大石川、女川および鍬江沢川の段丘堆積物の柱状図

深沢面

分布:関川盆地の荒川右岸および女川左岸に分布する(図-7)。
比高:比高は45~55mである。

水成層:水成層は、礫層および砂層からなる。上野原のLoc. A48では層厚7m以上の礫層が観察できる。礫層は花崗岩礫を主体とする。礫層のマトリクスは黄褐色に風化しているが礫はくさり礫化していない。花崗岩礫は風化が進み非常に崩れやすい。

風成層:深沢面は15~20cmの黒土層と45~50cmのローム層に覆われる。Loc. A2では地表から15~20cmにG1が、25~30cmにG2が、40~45cmにG3が、55~60cmにG4がそれぞれ確認できる(図-8)。

金俣面

分布:金俣の大石川左岸および鍬江の鍬江沢川左岸に分布する(図-7)。本段丘面は、荒川本流に分布しないため山中・八木(1987)の層序対比図中(図-14)には記されていない。

比高:比高は金俣で55m、鍬江で35mである。

水成層:水成層は礫層および砂層からなる。礫層の層厚は大石川のLoc. A32付近で5m以上、鍬江沢川のLoc. A42では2.5mである。礫層は花崗岩、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜円礫~亜円礫で構成され比較的淘汰である。礫層の礫径は平均20~30cmで、最大径は50cmである。

風成層:金俣面は15~30cmの黒土層と40cmのローム層に覆われる。Loc. A32では地表から35~40cmにG1が、50~55cmにG2がそれぞれ確認できる(図-8)。

上野面

分布:荒川、大石川、女川および鍬江沢川沿いに広く分布する(図-7)。

比高:比高は、金丸~前瀬で35m、八ツ口~片貝で30~40m、関川盆地で28~40m、大石川左岸で48~55mである。

水成層:水成層は礫層、砂層およびシルト層からなる。礫層の層厚は荒川沿いのLoc. A30で16m、Loc. A31で18m、Loc. A8で25m以上(図-8)、大石川のLoc. A36付近では10m以上である。これに対して鍬江沢川のLoc. A43付近では2~3mである。金丸~荒川台の礫層は、花崗岩類、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜角礫~円礫で構成され、礫径は平均20~35cmで、最大径は55cmである。礫層のマトリクスは黄褐色に風化している。花崗岩礫は深沢面の礫よりも崩れにくい。

関川盆地のLoc. A8およびLoc. A47付近に分布する礫層は、礫径60cm以上の花崗岩礫を主体とする極めて不淘汰な礫層である。Loc. A47では、礫径が特に大きく、その最大径は115cmである。

Loc. A8の柱状図を示す(図-9)。Loc. A8では、確認できる層厚25mの全てにおいて礫の大部分が関川盆地北西の光兎山付近に分布する黒雲母花崗岩で構成され、荒川上流の飯豊山地・朝日山地からの礫がほとんど含まれない。

風成層:上野面は10~30cmの黒土層と15~50cmのローム層に覆われる。Loc. A6では地表から50~55cmにG1が、65~70cmにG2がそれぞれ確認できる。また、すべての露頭において、水成層直上の明褐色のローム層にG2が確認できる(図-8)。

小見面

分布:荒川、大石川、女川および鍬江沢川沿いに広く分布する(図-7)。

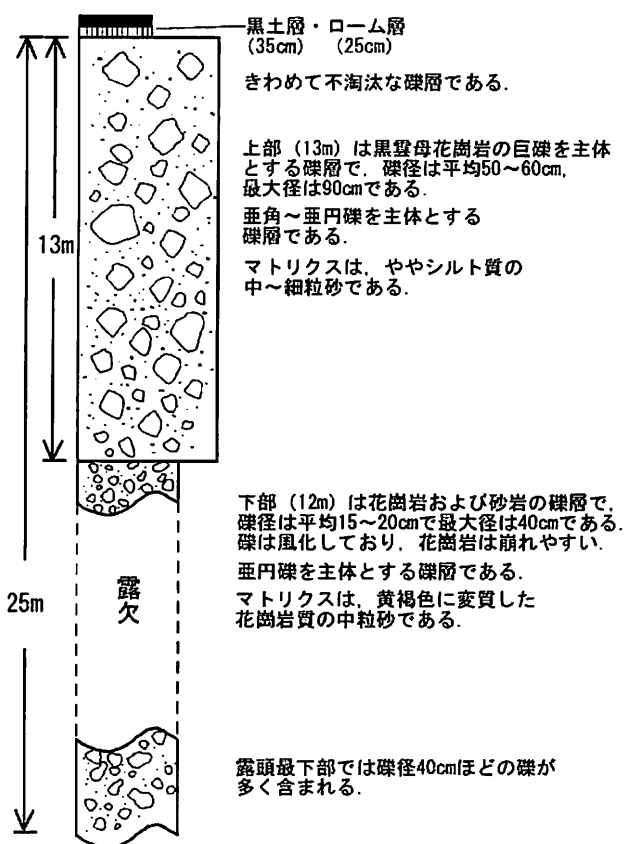


図-9 Loc. A8における上野面構成礫層の露頭柱状図

比高:比高は、八ツ口~片貝の荒川で25~30m、関川盆地内の荒川で16m、大石川左岸で28~30mである。

水成層:水成層は礫層、砂層および泥流堆積物からなる。礫層の層厚は5m以下である(図-8)。礫層は花崗岩類、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜円礫~円礫により構成され、礫径は平均10~30cmで、最大径は50cmである。礫層の淘汰はよい。

風成層:小見面は20~60cmの黒土層に覆われる(図-8)。黒土層は粒度が細かく、弾力がある。

橋場面

分布:鷹ノ巣の荒川両岸、下関の荒川左岸および橋場の荒川左岸に分布する(図-7)。

比高:比高は鷹ノ巣の荒川右岸で18m、橋場の荒川左岸で9mである。

水成層:水成層は、礫層および砂層からなる。礫層の層厚はいずれも3m以下である(図-8)。礫層は花崗岩類、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜円礫~円礫により構成され、礫径は平均10~30cmで、最大径は50cmである。礫層の淘汰はよい。

風成層:橋場面は10~20cmの黒土層に覆われる(図-8)。黒土層は粒度が粗く砂質である。

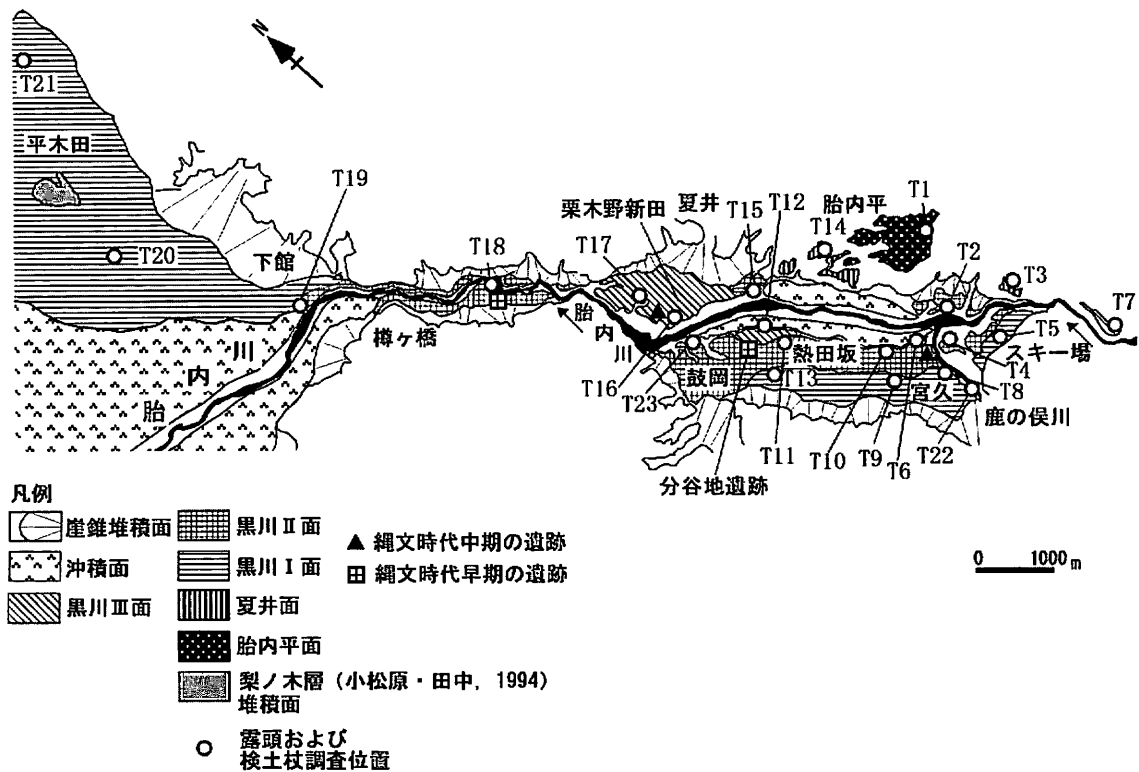
胎内川の河成段丘

胎内平面

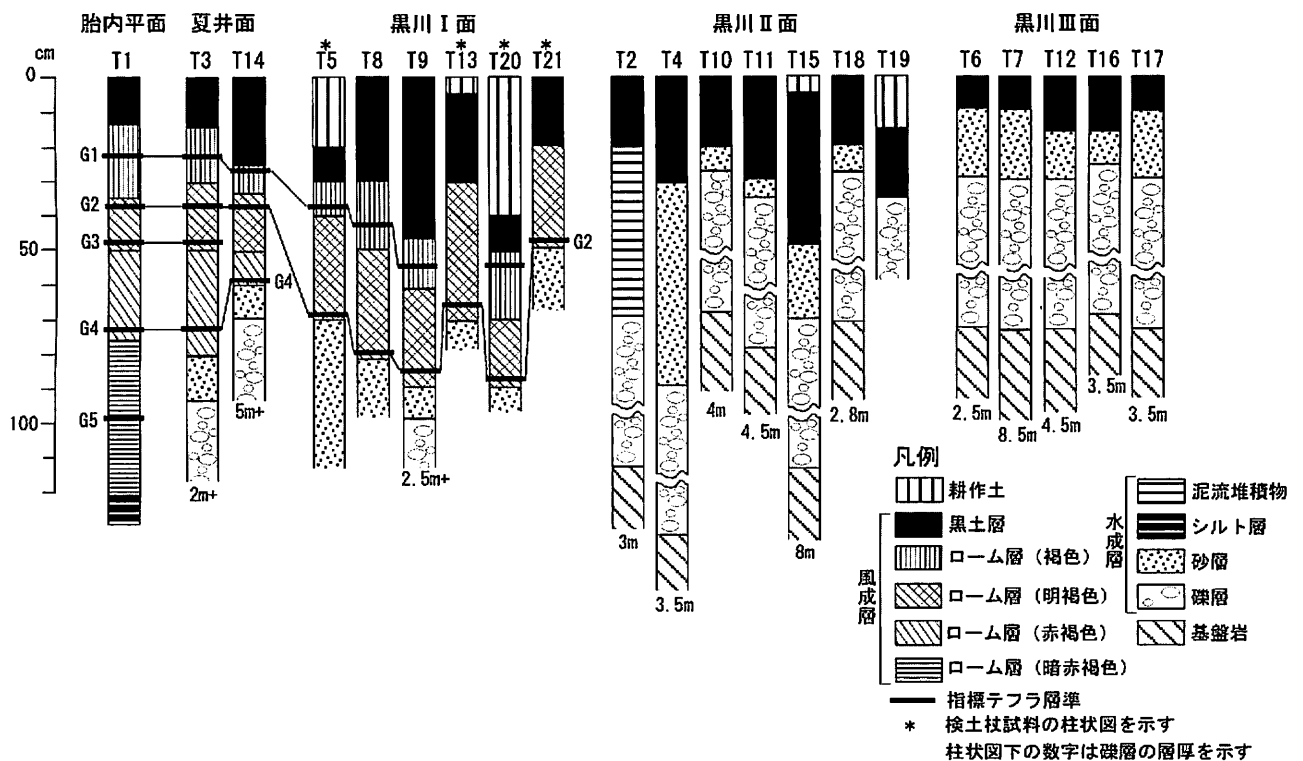
分布:胎内平の胎内川右岸に分布する(図-10)。

比高:比高は胎内平で105~120mである。

水成層:水成層は礫層およびシルト層からなる。礫層の層厚は5m以上である。礫層の礫は著しく風化が進みくさり礫化しているも



図一10 胎内川の河成段丘面区分



図一11 胎内川の段丘堆積物の柱状図

のが多い。

風成層:胎内平面は暗赤褐色のローム層に覆われる。Loc. T 1 では地表から20～25cmにG 1 が、35～40cmにG 2 が、45～50cmにG 3 が、70～7cmにG 4 が、95～100cmにG 5 がそれぞれ確認できる(図-11)。

夏井面

分布:夏井の胎内川右岸に分布する(図-10)。

比高:比高は夏井で65mである。

水成層:水成層は礫層および砂層からなる。礫層の層厚は5m以上である。礫層のマトリクスは黄褐色に風化し、礫は風化が進んでいるがくさり礫化していない。

風成層:夏井面は10～20cmの黒土層と35～55cmのローム層に覆われる。Loc. T 3 では地表から20～25cmにG 1 が、35～40cmにG 2 が、45～50cmにG 3 が、70～75cmにG 4 がそれぞれ確認できる(図-11)。

黒川Ⅰ面

分布:宮久の胎内川左岸と平木田周辺の平野部に分布する(図-10)。

比高:黒川Ⅰ面の比高は、黒川盆地で25～38m、平野部で0～15mである。

水成層:水成層は礫層および砂層からなる。礫層の露出箇所は極めて少ないが、Loc. T22では層厚22mの礫層が確認できる。また、鼓岡のLoc. T23では層厚5mの礫層が確認できるが、上位を黒川Ⅱ面の礫層に不整合関係で覆われるため、もとの層厚は不明である。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜角礫～亜円礫で構成され、礫径は平均30cmで、最大径は50cmである。礫層のマトリクスは黄褐色に風化しているが、花崗岩礫は崩れにくい。

風成層:黒川Ⅰ面は20～45cmの黒土層と30～50cmのローム層に覆われる。Loc. T 8 では地表面から40～45cmにG 1 が、75～80cmにG 2 が確認できる。そして、すべての露頭において、水成層直上の明褐色のローム層中にG 2 が確認できる(図-11)。

黒川Ⅱ面

分布:胎内川沿いに広く分布する(図-10)。

比高:比高は、黒川盆地で21～28m、櫛形山脈内で8～16mである。

水成層:水成層は、砂層、礫層および泥流堆積物からなる。礫層の層厚は8m以下である(図-11)。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜角礫～円礫により構成され、礫径は平均10～30cmで、最大径は50cmである。礫層はやや不淘汰である。

風成層:黒川Ⅱ面は20～45cmの黒土層に覆われる(図-11)。

黒川Ⅲ面

分布:スキー場上流の胎内川右岸、熱田坂の胎内川左岸および栗木野新田の胎内川右岸に分布する(図-10)。

比高:比高は、栗木野新田で16mである。

水成層:水成層は礫層および砂層からなる。礫層の層厚は飯豊山地内のLoc. T 7 で8.5m、その他では4.5m以下である(図-11)。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜角礫～円礫により構成され、礫径は平均10～30cmで、最大径は40cmである。

風成層:黒川Ⅲ面は10～20cmの黒土層に覆われる。黒土層は粒度が粗く砂質である。

加治川の河成段丘

長峰原面

分布:板山周辺の加治川右岸に分布する(図-12)。

比高:比高は板山で40～50mである。

水成層:水成層の詳細は不明である。

風成層:長峰原面は暗赤褐色のローム層に覆われる。Loc. K01では地表から25～30cmにG 1 が、40～45cmにG 2 が、50～55cmにG 3 が、80～85cmにG 4 が、90～95cmにG 5 がそれぞれ確認できる(図-13)。

車野原面

分布:上赤谷の加治川左岸と、小戸～板山の加治川右岸に分布する(図-12)。

比高:比高は上赤谷で85～90m、小戸～板山で10～55mである。

水成層:水成層は、礫層および砂層からなる。礫層の層厚は上赤谷で8.5m、小戸～板山で12m以上である。礫層のマトリクスは黄褐色に風化しているが、礫はくさり礫化していない。

風成層:車野原面は30～70cmの黒土層と85～125cmのローム層に覆われる。ローム層の下部はややシルト化している。Loc. K17では地表から35～40cmにG 1 が、60～65cmにG 2 が、80～85cmにG 3 が、120～125cmにG 4 がそれぞれ確認できる(図-13)。

山内面

山中・八木(1987)は、加治川に分布する比高40～75mの段丘を山内面と定義した。しかし、本研究で山内面は面を覆うローム層の色調や層厚により2面に細分できることが明らかになった。これらの面のうち、赤褐色のローム層以上に覆われる段丘面を山内面、明褐色のローム層以上に覆われる段丘面を中々山面(後述)とする。

分布:山内の加治川左岸に分布する(図-12)。

比高:比高は山内で75mである。

水成層:水成層は砂層および礫層からなる。礫層の層厚はLoc. K14で8m以上、Loc. K16で6.5mである。

風成層:山内面は20～30cmの黒土層と50～80cmのローム層に覆われる。Loc. K16では地表から20～25cmにG 1 が、35～40cmにG 2 が、65～70cmにG 3 が、95～100cmにG 4 がそれぞれ確認できる(図-13)。

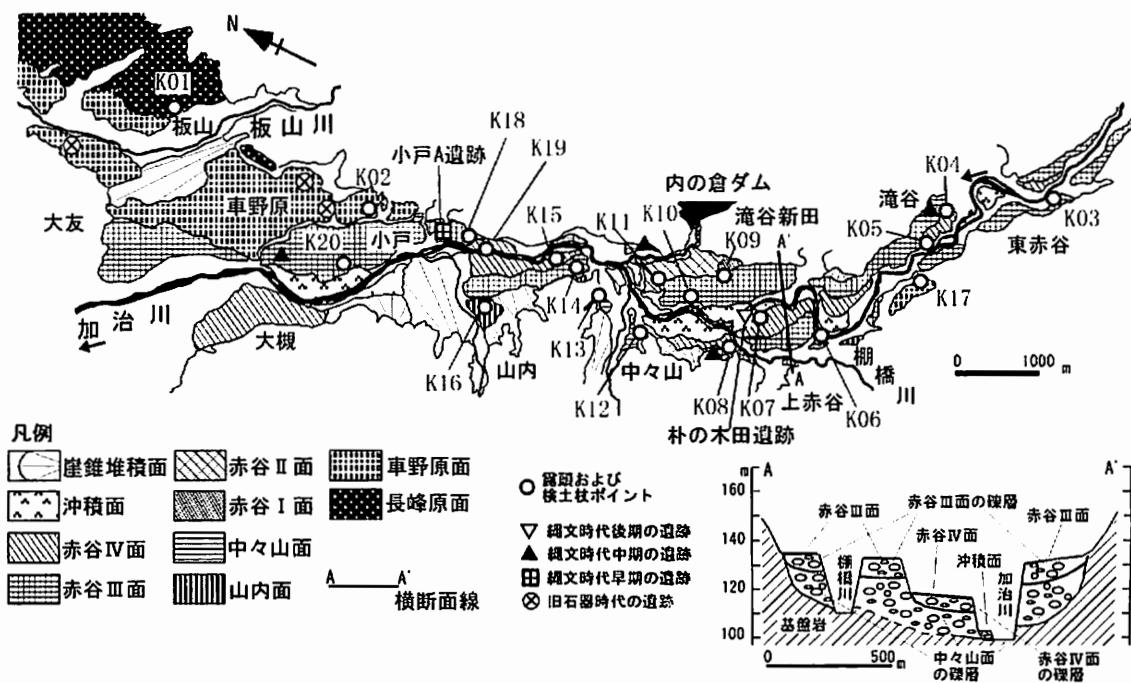
中々山面(新称)

分布:中々山の加治川左岸に分布する(図-12)。

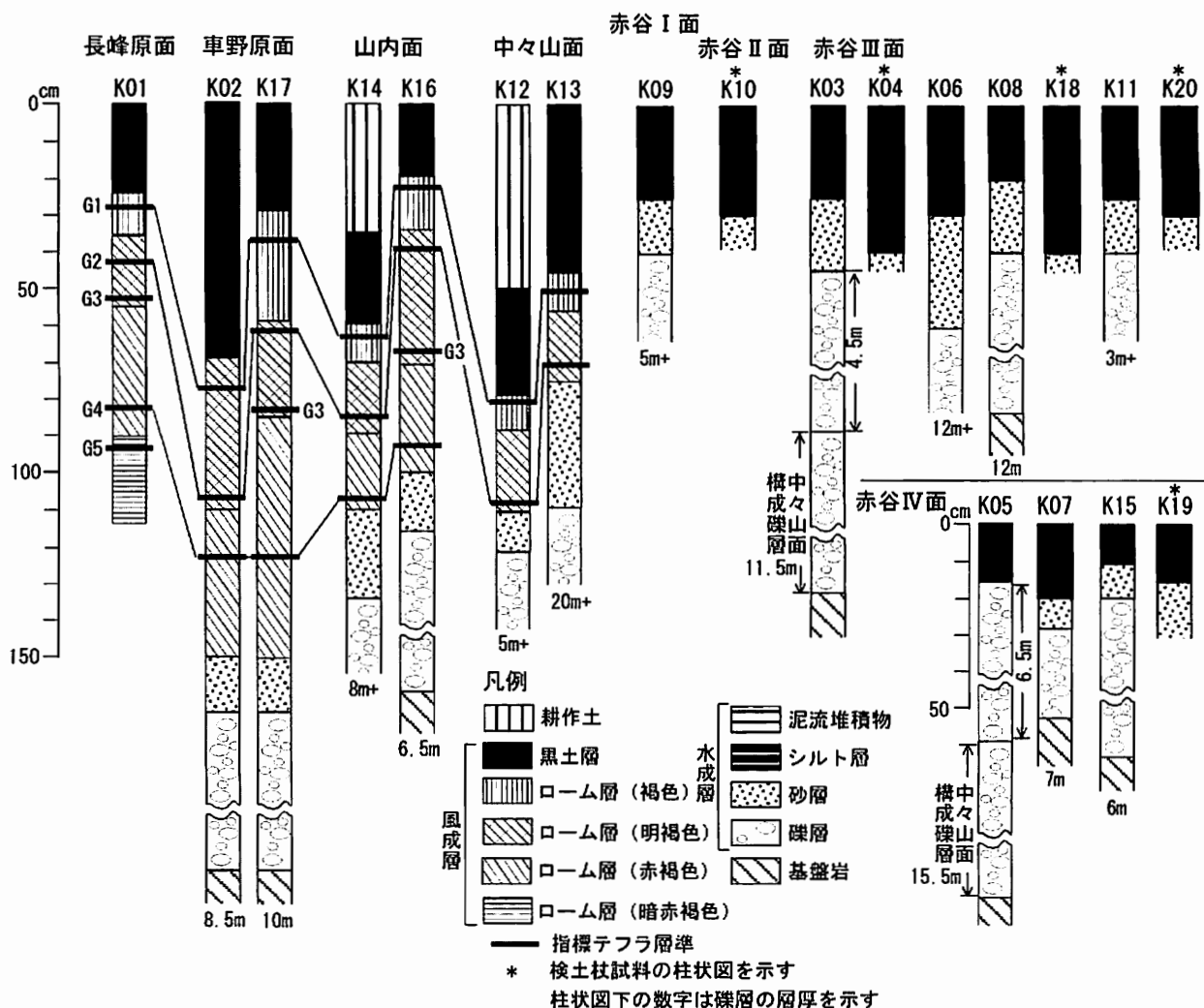
比高:比高は中々山で40mである。

水成層:水成層は礫層、砂層により構成される。礫層の層厚はLoc. K13で22m以上である(図-13)。また、中々山面を構成する礫層は、上赤谷付近に広く分布するが、後述する赤谷Ⅲ面・赤谷Ⅳ面の礫層に不整合に覆われるため、地形面を残していない(図9横断面図)。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜角礫～円礫で構成され、礫径は平均20～35cmで、最大径は55cmである。礫層のマトリクスは黄褐色に風化している。なお、中々山面の礫層と赤谷Ⅲ面・赤谷Ⅳ面の礫層はマトリクスの風化具合の差で容易に識別できる。

風成層:中々山面は30～50cmの黒土層と30cmのローム層に覆わ



図一12 加治川の河成段丘面区分と上赤谷周辺の地質横断面図



図一13 加治川の段丘堆積物の柱状図

れる。Loc. K12では地表から80～85cmにG 1 が、105～110cmにG 2 がそれぞれ観察できる(図-13)。

赤谷Ⅰ面・赤谷Ⅱ面

分布：赤谷Ⅰ面・赤谷Ⅱ面は滝谷新田の加治川右岸のみに分布する(図-12)。

比高：両面の比高はそれぞれ35m・31mである。

水成層：水成層は砂層および礫層からなる。礫層の層厚はLoc. K 09で5m以上である(図-13)。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜円礫～円礫により構成され、礫径は平均10～30cmで、最大径は40cmである。

風成層：両面は20～40cmの黒土層に覆われる(図-14)。黒土層は粒度が細かく弾力がある。

赤谷Ⅲ面

分布：加治川沿いに広く分布する(図-12)。

比高：比高は、東赤谷～上赤谷で25～48m、山内～大友で7～22mである。

水成層：水成層は砂層および礫層からなる。礫層の層厚は、Loc. K06では12mを越えるが、他の地点では12m以下である(図-13)。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、泥岩および砂岩の亜円礫～円礫により構成され、礫径は平均10～30cmで、最大径は50cmである。

風成層：赤谷Ⅰ面、赤谷Ⅱ面および赤谷Ⅲ面は20～40cmの黒土層に覆われる(図-13)。各面を覆う黒土層はいずれも粒度が細かく弾力がある。

赤谷Ⅳ面

分布：加治川沿いの広い範囲に分布する(図-12)。

比高：滝谷の加治川右岸で28m、上赤谷の加治川左岸で18mである。

水成層：水成層は砂層および礫層からなる。礫層の層厚は6.5m以下である(図-13)。礫層は花崗岩類、チャート、ホルンフェルス、

泥岩および砂岩の亜円礫～円礫により構成され、礫径は平均10～30cmで、最大径は50cmである。

風成層：赤谷Ⅳ面は10～20cmの黒土層に覆われる(図-13)。黒土層は粒度が粗く砂質である。

段丘面の対比と編年

各河川の段丘面と、風成層および火山ガラスの密集・散在層準の関係を図14に示す。また、山中・八木(1987)の段丘面区分を図14に併記する。

山中・八木(1987)が高位段丘とした段丘面はG 5 の堆積前に、中位段丘とした段丘面はG 4 の堆積前にそれぞれ離水したことが明らかになった(図-14)。そして、金俣面以下の段丘面は、G 1・G 2 により詳細な対比と編年が可能である。

金俣面以下の段丘面の対比と編年

金俣面の水成層最上部からG 2 までは20cmほどの層厚がある(図-8)。したがって、金俣面の離水からAT降下までしばらく時間があつたと考えられる。

熊登面、上野面、黒川Ⅰ面および中々山面を覆うローム層の最下部は明褐色のローム層で、すべての露頭において水成層との境界付近にG 2 が確認できる(図-6、図-8、図-11および図-13)。したがって、各面の離水はAT降下直前である。この年代は、山中・八木(1987)により上野面構成層で測定されている¹⁴C年代(34.9 ¹⁴C ka)より約10,000年新しい。

中原面、小見面、黒川Ⅱ面および赤谷Ⅰ面以下の段丘面には、黒土層のみが堆積しており、G 1 は確認されない。したがって、各面の離水はAs-K降下後である。この事実は、山中・八木(1987)により小見面構成層で測定されている¹⁴C年代(10.5-11.1 ¹⁴C ka)と矛盾しない。

中原面、小見面、黒川Ⅱ面、赤谷Ⅰ面、赤谷Ⅱ面および赤谷Ⅲ

河川 区分	三面川	荒川	胎内川	加治川
低位段丘	沖積面	沖積面	沖積面	沖積面
		橋場面		赤谷Ⅰ～Ⅳ面
	堀野面	小見面	黒川Ⅲ面	
	中原面		黒川Ⅱ面	
段中丘位	中野面	上野面	黒川Ⅰ面	
		深沢面	夏井面	山内面
段高丘位		関川Ⅰ～Ⅳ面	胎内平面	車野原面
				長峰原面

山中・八木(1987)の段丘面区分
山中・八木(1987)の層序対比図をもとに作成

河川	三面川 長津川 門前川	荒川 大石川 女川 鍛江沢川	胎内川	加治川
ローム層 黒土層と指標テフラ				
砂のみ	沖積面	沖積面	沖積面	沖積面
黒土層 (砂質)		橋場面	黒川Ⅲ面	赤谷Ⅳ面
黒土層	中原面	小見面	黒川Ⅱ面	赤谷Ⅰ～Ⅲ面
ローム層 (褐色)	G1(As-K)			
ローム層 (明褐色)	G2(AT)			
	G3	熊登面	上野面	黒川Ⅰ面
	G4	金俣面		中々山面
ローム層 (赤褐色)	中野面	深沢面	夏井面	山内面
				車野原面
ローム層 (暗赤褐色)	G5			
	高平面	関川Ⅰ～Ⅳ面	胎内平面	長峰原面

河成段丘面と風成層の関係(本研究)

図-14 段丘面と風成層および指標テフラ層準の関係

面を覆う黒土層の層相や粒度がほぼ同一であることから、各段丘面は同時期に離水した可能性が高い。同様に、砂質の黒土層に覆われる橋場面、黒川Ⅲ面および赤谷Ⅳ面も同時期に離水した可能性が高い。以下、考古遺跡の分布から黒土層のみが堆積する段丘面の離水時期についてさらに考察する。

考古遺跡の分布からみたAs-K降下後の段丘面の離水時期

旧石器時代～縄文時代の遺跡の分布を段丘面区分図上(図-5、図-7、図-10および図-12)に示す。遺跡の分布は、新潟県教育委員会(1980)をもとに、新潟県教育庁文化行政課所蔵の市町村別遺跡地図のデータを補足し作成した。なお、考古年代は田中・佐原(2002)から引用した。以下、河川ごとに遺跡と段丘面の関係について述べる。

三面川、長津川および門前川

旧石器時代(13 $^{\circ}\text{C ka}$ 以前)の遺跡は中野面上に分布する中原野北・南遺跡のみである。

中原面上で最も古い遺跡は縄文時代前期(6.5-5 $^{\circ}\text{C ka}$)の丸山遺跡である。したがって、中原面は縄文時代前期には離水していたと考えられる。

荒川

旧石器時代の遺跡は上野面よりも低位の段丘面上には分布しない。

小見面で最も古い遺跡は片貝遺跡と南中遺跡で、ともに縄文時代前期の遺跡である。また、橋場面上で最も古い遺跡は、上関遺跡で縄文時代中期の遺跡である。小見面は縄文時代前期に、橋場面は縄文時代中期にはそれぞれ離水していたと考えられる。

胎内川

黒川Ⅱ面上で最も古い遺跡は縄文時代早期の分谷地遺跡である。分谷地遺跡は黒川Ⅱ面と黒川Ⅲ面の両面に分布するものの、縄文時代早期の土器は黒川Ⅱ面上のみから、縄文時代中期以降の土器は両方の面からそれぞれ出土する(黒川村教育委員会、2001)。これは、黒川Ⅱ面と黒川Ⅲ面の離水が、それぞれ縄文時代早期以前と、縄文時代中期以前であることを示す。

加治川

赤谷Ⅰ面・赤谷Ⅱ面上には時代が明らかな遺跡が分布しない。赤谷Ⅲ面上で最も古い遺跡は小戸A遺跡で縄文時代早期の遺跡である。赤谷Ⅲ面は縄文時代早期には離水していたと考えられる。

赤谷Ⅳ面上には遺跡が分布していないが、新発田市上赤谷において、赤谷Ⅳ面よりも若い沖積面上に縄文時代後期の林の木田遺跡が分布することから、赤谷Ⅳ面の離水は縄文時代後期以前であるといえる。

まとめ

本研究をまとめると以下ようになる。

1. 荒川・胎内川に分布する高位の段丘面上の風成層に、5層の火山ガラスの密集・散在層準(G1～G5)を見出した。このう

ち、G1とG2に含まれる火山ガラスはそれぞれAs-KとATに対比された。

2. 新潟県北部各河川に分布する河成段丘を地表踏査と空中写真判読で区分し、段丘堆積物の記載を行った。
3. 熊登面、上野面、黒川Ⅰ面および中々山面がAT降下直前に離水したこと、これらより下位の段丘面がAs-K降下後に離水したことが明らかになった。また、考古遺跡の分布から黒川Ⅱ面、赤谷Ⅰ面、赤谷Ⅱ面および赤谷Ⅲ面が縄文時代早期に、中原面および小見面が縄文時代前期に離水し、橋場面、黒川Ⅲ面および赤谷Ⅳ面が縄文時代中期に離水していたことが明らかになった。

謝辞

本研究をまとめるにあたり多くの方にお世話になった。新潟大学積雪地域災害研究センターの高濱信行教授・ト部厚志助教授・片丘香子助教授には終始暖かくご指導いただいた。また、新潟基礎工学研究所の安井賢博士には特別なご指導をいただいた。信州大学大学院の高橋康氏、新潟大学大学院自然科学研究科の福井静人氏、内藤信明氏、石原祐氏、荻原剛氏、元新潟大学大学院自然科学研究科の矢部英生氏、森川篤平氏、佐藤充氏、元信州大学大学院農学研究科の長澤将男氏には研究上の様々なアドバイスをいただいた。黒川村教育委員会の伊東崇氏には考古学上のアドバイスをいただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

文 献

- 蒜山原団体研究グループ(1973):岡山県北部・蒜山原における泥炭層の年代-日本の第四紀層の ^{14}C 年代(87)-。地球科学, 27, 210-211。
- 小松原 琢・田中 保(1994):新潟県北東縁部の第四系と地殻変動。地球科学, 48, 31-50。
- 黒川村教育委員会(2001):分谷地A遺跡平成12年度概要報告書。17 p, 黒川村教育委員会。
- 町田 洋・新井房夫(2003):新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺]。336p, 東京大学出版会。
- 新潟火山灰グループ(1995):新潟県下のローム層, そのⅡ-信濃川ローム層の層序-。地球科学, 49, 188-202。
- 新潟県(2000):20万分の1新潟県地質図(2000年版)および同説明書。
- 新潟県教育委員会(1980):昭和54年度版新潟県遺跡地図。新潟県教育庁文化行政課。
- 竹本弘幸(1996):浅間火山応答岩屑なだれ堆積物とこれを覆う仏岩・前掛期のテフラ層。第四紀露頭集-日本のテフラ 日本第四紀学会40周年特別企画, 182p。
- 田中 琢・佐原 真(2002):日本考古学事典。992p, 三省堂。
- 土谷信之・高橋 浩・柳沢幸夫・山元孝広・久保和也・駒沢正夫・広島俊男・内藤一樹(1999):20万分の1地質図幅「村上」。地質調査所。
- 山中英二・八木浩司(1987):最終氷期における飯豊山地および朝日山地周辺の堆積段丘の形成。東北地理, 39, 283-301。
- 吉川周作(1976):大阪層群の火山灰層について。地質学雑誌, 82, 497-515。