後立山連峰、鹿島槍ヶ岳、大冷沢流域における氷河地形と氷河前進期

伊藤 真人*・正木 智幸**

北アルプスにおける最終氷期前半以前の氷河前進期の年代と氷河の分布範囲については不明な点が多く、具体的な報告も少ない。そこで、古い氷河地形が残存している可能性のある鹿島川大冷沢流域を調査地域とし、トレンチ調査を含む現地調査を行なったところ、以下の事実が判明した。1)大冷沢上流域、北股谷の谷頭部には布引沢カールが、その下流側にはU字谷が、さらに西股合から大谷原にかけても氷食谷が発達する。また、上流側より布引沢モレーン、北股モレーン、大谷原モレーンが認められ、氷河最大拡張期の氷河の末端は、標高約1,200m付近にまで達していたと考えられる。2)上記の氷食谷の形態やモレーンの位置、さらにアウトウォッシュ段丘(鹿島川第2段丘~第4段丘)の分布から、少なくとも3回の氷河前進期、すなわち古いほうから、大谷原期、北股期、布引沢期の存在が指摘できた。またターミナルモレーンこそ発見できなかったものの、大谷原期と北股期との間には、氷河前進期と考えられる西股期が存在する可能性がある。なお、これらの氷河地形の分布から復元される各氷河前進期の氷河は、氷河最大拡張期の氷河以降、徐々に上流側に縮小したかたちで分布していたことが推定される。3)大谷原モレーンのトレンチ調査や下流側の段丘の形成時期から、西股期を含め上記4回の氷河前進期の年代について検討した結果、大谷原期は少なくとも10万 y. B. P. より以前、西股期は6万 y. B. P. より少し前、北股期は2万 y. B. P. 前後、布引沢期は北股期以降とそれぞれ考えられる。したがって大谷原期は、ヴェルム氷期(最終氷期)よりむしろリス氷期に対比されるであろう。

I はじめに

北アルプスにおける第四紀更新世の氷河前進期の年代が具体的に提示された地域は、立山室堂平(深井, 1974; 町田・新井, 1979; Machida, 1980; Ono, 1980, 1982; Horie *et al.*, 1981), 白馬松川北股入(小嶋ほか, 1974; 清水ほか, 1974; 町田, 1979 a), 朝日岳北方(小嶋・岡沢, 1983), 蝶ヶ岳東方(伊藤, 1983)の4地域にすぎない。従来、数多くの氷河地形が報告された槍・穂高連峰においてさえ、他地域との氷河前進期の対比を試みた例(Kobayashi, 1958; 五百沢, 1962, 1966, 1979 b; Shiki, 1969; 伊藤, 1982 a, b; Ito and Vorndran 1983)はあっても、氷河前進期の具体的な年代を示した研究はない。さらに、上記の報告のなかで、最終氷期前半以前(7万 y. B. P. より以前)の氷河前進期の年代が提示されているのは蝶ヶ岳東方のものに限られている。

このように、最終氷期前半以前の氷河前進期の年代の提示は地域的に限られており、北アルプス全体

の氷河前進期の対比を行なうには限界がある。そこで筆者の1人は、最近トレンチ調査により、白馬松川北股入流域で最も古い氷河前進期とされていた霞原期ターミナルモレーン(小嶋ほか, 1974)の直上から阿蘇4火山灰(阿蘇火山起源: 町田ほか, 1985)以上の示標テフラ層を発見し、最終氷期前半以前の氷河前進期の存在を明らかにした(伊藤・清水, 1987)。さらに筆者らは、最終氷期前半以前の氷河前進期の年代と、それ以降の氷河の消長の様子をより明確にするため、古い氷河地形が残存している可能性のある後立山連峰、鹿島川大冷沢流域(第1図, 第2図)においてトレンチ調査を含む現地調査を行なった結果、氷河地形の分布と氷河前進期を明らかにし得たのでここに報告する。

II 調査地域の概要

後立山連峰南部の主稜は、標高約2,500mの定高性を有する稜線部と、部分的に標高の高い2,600~2,900mの岩峰から構成されている。本研究地域の鹿島槍ヶ岳から爺ヶ岳に至る稜線部は、東側が急で、

* 気象庁高層気象台 ** 東京学芸大学附属高等学校

第1図 調査地域位置図

1. 標高2,000m以上 2. 標高1,000m以上2,000m未満
3. 標高1,000m未満
As: 朝日岳(2,418m) Sr: 白馬岳(2,933m) Kr: 唐松岳(2,696m) Gr: 五龍岳(2,814m) Ks: 鹿島槍ヶ岳(2,890m) Ji: 爺ヶ岳(2,670m) Hr: 針ノ木岳(2,821m) Ng: 野口五郎岳(2,924m) Tr: 剣岳(2,998m) Tt: 立山(3,015m) Yk: 薬師岳(2,926m) Gk: 餓鬼岳(2,647m) Tb: 燕岳(2,763m) Ot: 大天井岳(2,922m) Jn: 常念岳(2,857m) Ch: 蝶ヶ岳(2,664m)

Fig. 1 Study area

- altitude: 1. 2,000~3,200m 2. 1,000~2,000m
3. 0~1,000m

西側が比較的緩やかな非対称山稜を呈する(第2図)。

主稜線東側の鹿島川大冷沢上流部の支谷、北股谷や西股谷は、背後に急峻な岩壁を有するU字谷状の地形を呈し、五百沢(1979b)により雪崩涵養型の氷河(トルキスタン型氷河)によって形成された氷食谷と考えられた。北股谷上流部の布引沢谷頭部には、

東西方向に延びたカール状地形が存在する。標高約1,100mの大谷原から上流部には、これらの地形に付随してモレーンやアウトウォッシュ段丘¹⁾と思われる堆積地形が数多く分布しており、その位置的な関係だけからみても複数の氷河前進期の存在が指摘できる。本地域の森林限界高度は場所によって異なるが、一般に2,400m前後を示す。しかし、北股谷流域では標高1,750m付近にもハイマツ群落が分布する。現在の越年性雪溪の下限高度も北股本谷・中岩沢ともに標高約1,650mまで下がり、これらの谷では氷期に氷河が形成されやすい諸条件が備わっていたと予想される。また、北股谷では急峻な裸岩の谷壁も広く分布し、現在でも凍結破碎作用が著しい。

大冷沢は、小冷沢や大川沢と合流する上記の大谷原付近まではほぼ東流するが(第5図)、その位置からは鹿島川本川となり、標高約820mの大町温泉郷付近まで直線状に南流する(第15図)。このような約90°の河川の屈曲は、南北に走る鹿島・満願寺断層(辻村, 1929, 1935; 平林, 1971, 1984; 松本砂防工事事務所, 1976; 松本盆地団体研究グループ, 1977; 町田, 1979a; 清水・東郷, 1980²⁾; 石川, 1982)の影響と考えられる。大谷原から爺ヶ岳スキー場付近に至る地域には、矢沢からのおし出し地形(町田, 1979a)が発達する。大町温泉郷から下流の大町市街地にかけては扇状地が形成されており、これは笹川扇状地や高瀬川扇状地との合流扇状地の形状を示す。また、段丘地形は分布が断続的で発達が悪い。

大冷沢流域の地質は、大冷沢から北股谷にかけての地域に花崗岩類が、また爺ヶ岳および西股谷には安山岩や流紋岩などの火山岩類が、それぞれ分布している(平林, 1971, 1984; 松本砂防工事事務所, 1976; 石川, 1982: 第3図)。

III 氷河地形の分布とその特徴

1) 北股谷の氷河地形

大冷沢は、標高約1,320m付近の西股出合で北股

第2図 大冷沢流域地形図

国土地理院発行1/25,000地形図「神城」と「十字峡」を使用。

Fig.2 Topographic map of the Ohtsumetazawa drainage basin

谷と西股谷に分岐し、北股谷はさらに標高約1,600 m付近で中岩沢、布引沢、北股本谷、三ノ沢に分岐する。第4図に北股谷の帯状投射断面図を、また第5図に現地調査、空中写真判読および堆積物の分析結果から判断した大冷沢流域全体の地形分類図を示す。

大冷沢最上流部の布引沢上流部には、主稜線の標高2,750m付近から南東方に派生する尾根と、同じ主稜線の布引山(2,683m)から東南東方に派生する尾根に囲まれたカル状地形が存在する(第4図、第5図)。このカル状地形は、幅約350m、長さ約1,200mと細長く、ほぼ南東に開いた馬蹄形を呈する。カル底状地の標高は、最も低いところで約1,960mを示す。カル底状地開口端には、布引沢を閉塞するように、長さ約50m、内側(上流側)での比高が約1mの主にダケカンバで覆われたターミナ

ルモレーン状の堆積地形が発達する。ただし、左岸部(北東部)では、この地形は上流部で発生したと考えられる土石流によって切られている。

一般にプロテラスランパート(崖錐前縁堤)がカル壁基部の残雪の先端付近で発達するのに対し、この堆積地形はカル底状地開口端に発達する。この堆積地形を構成する物質は、露頭がないため明確でないが、地表に散在する礫を観察したところ上部よりも下部で礫径が小さい。a地点では³⁾粘土質なマトリックスも認められ、後述する粒度分析や石英砂粒の観察結果からもこの堆積物はティル(堆石)と判断できる。以上より、この堆積地形をプロテラスランパートよりはむしろモレーンと考えたほうがよいと判断した。したがって、この堆積物の上部はアブレイションティル(ablation till)、下部はロッ

第3図 大冷沢流域地質図

1. 第四系 2. 白沢天狗流紋岩 3. 猿すべり文象斑岩 4, 5. 針ノ木-白沢火山岩類(4. 流紋岩質-流紋デイスイト質溶結凝灰岩 5. 流紋岩質-流紋デイスイト質火山角礫岩-凝灰角礫岩)
6. 金沢花崗岩 7, 8. 爺ヶ岳火山岩類(7. 安山岩-デイスイト質火砕岩 8. 安山岩溶岩) 9. 有明花崗岩 10. 大川沢花崗岩 11. 大合沢花崗岩 12. 先上部白亜系基盤岩類(中・古生層)
13. 断層 Ks: 鹿島槍ヶ岳 Ji: 爺ヶ岳 Mr: 丸山 Ot: 大谷原
a ~ u の地点名は第5図を参照. (石川, 1982により作成).

Fig. 3 Geological map of the Ohtsumetazawa valley

1. Quaternary system 2. Shirasawatengu rhyorite 3. Sarusuberi granophyre 4 and 5. Harinoki-Shirasawa volcanics 6. Kanazawa granite 7 and 8. Jigatake volcanics
9. Ariake granite 10. Ohkawazawa granite 11. Daigosawa granite 12. Pre-upper Cretaceous rocks (Mesozoic-Paleozoic) 13. fault (based on Ishikawa, 1982).

ジメント ティル(lodgement till)と推定される。一方カル状地形の底部には、幅5～10mと狭いものの凹地や平坦地が発達する。凹地や平坦地の幅(奥行)が狭いのは、背後斜面からの崖錐やプロテラスランパートが底部に堆積しているからである。

カル壁状斜面は、最も傾斜の急なところで60°以上、全体に急傾斜で、周辺のガリーやアバランシュ・シュート(雪崩道)(下川, 1980 a, b, 1982)と異なって数m以上のオーダーで水平方向にも垂直方向にも滑らかな形状を示している。とくにカル状地形開口端の左岸側の谷壁には、形の整った磨擦割れ目(friction crack)や氷食溝(groove)こそ発見できなかったが、氷河研磨面(glacial polish)が下流側に向かって長く連続する。この方向は、カル状地形から想定できる当時の氷河流動の方向と矛盾しない。上述の地形的特徴は、氷河作用を裏付ける十分な証

拠とされている(今村, 1940)。そこで上記のカル状地形を布引沢カル、またターミナルモレーン状地形を布引沢モレーンと仮称することにする。

北股谷の北股本谷, 中岩沢, 三ノ沢には、比高100m以上、45°～80°の急傾斜な切断山脚の谷壁が発達する。これらの谷壁の横断形は、第4図に示すとおり北股本谷と中岩沢合流部で約300mの谷幅を有するU字谷の形態を示す。谷壁には右岸側で標高1,720～1,760m, 左岸側で1,720～1,800mの位置に明瞭な傾斜変換部が存在し、その位置より上側は比較的緩傾斜な斜面、下側は急傾斜なU字谷壁となっている。したがって、この傾斜変換部がU字谷のトラフエッジ(trough edge, 谷壁上端)であり、それより上側の地形はトラフショルダー(trough shoulder, 肩地形)に相当することになる。トラフエッジは高度的に連続し、上流部ほどより高い標高に位置する。

第4図 北股谷帯状投射断面図

ほぼ東西方向の断面を示す。断面の間隔は100 mとした。点線は、前面の地形によって隠れたところを示す。トラフエッジの位置は▼で示した。国土地理院発行1/25,000地形図を拡大し、基図として用いた。

Fig. 4 Projected profiles of the Kitamata valley

Showing the profile of nearly E—W direction, each interval of the profile; 100 m dotted; hidden topography black triangular; trough edge

中岩沢右岸から北股谷右岸にかけて連続するU字谷壁は、比高100~200m、傾斜約70°を有し、長さ約700mにわたり氷河研磨面の裸岩斜面となっている。この谷壁の位置は、滑走斜面側に相当する。このように、氷河研磨面が滑走斜面側に水平方向に長く発達することは、可塑性流動体による侵食作用が働いた証拠で、氷食谷の地形的特徴の1つでもある。

上に述べたU字谷壁は、地形的には前述したような氷河研磨面のスムーズな斜面形を呈してはいるものの、数cm~数mの単位では凹凸の激しい節理面が現われているところが多い。これらの場所では積雪期には雪崩が頻発し、また積雪期以外の時期でも落石・岩石落下(rock fall)の現象が認められることから、凍結・融解による基盤岩石の風化・削剥、雨水・雪崩による侵食・流出などの結果、本来の氷食面がこわされたものと考えられる。一方、これらのU字谷壁を垂直方向に切って発達するのが、新鮮な

アバランシュ・シュートやV字状に切れ込んだガリーである。したがってこのU字谷壁の形成時期は、現成のそれより古く、現在の地形形成環境下で発達したものとは考えにくい。

このように北股谷は、急傾斜な切断山脚を有するU字状の形状を示すこと、トラフエッジが明瞭なこと、滑走斜面側にも水平方向にスムーズな氷河研磨面状の斜面が発達すること、現在とは異なった地形形成環境下で形成されたと推定されること、さらに後述するように、谷の内部や下流側にモレーンやアウトウォッシュ段丘が分布していることなどから、明らかに氷食谷として形成されたと判断できる。

布引沢カールの下流側、北股本谷、中岩沢、三ノ沢の合流部、標高1,600~1,800m付近には、五百沢(1979a)の報告した比高約40mの堆積段丘状の地形が分布する(第5図のc~f地点付近、第6図、第7図)。五百沢(1979a)は、この堆積物をd地点において、最上部、上部、下部の3層に区別し、最上部層は巨礫混じりの無層理な層、上部層は全体に細礫で巨礫の薄層を挟み、やや成層した崖錐ないしは流水堆積物、下部層は巨礫を含む無層理な層と区分し、さらにそれより下流側のf地点の湧水地における堆積物をその層相からティルと判断している。

北股本谷右岸側、d地点付近の層相を第6図に示す。河床に基盤が認められないため、この堆積物の相厚は最大50m以上と考えられる。筆者らも五百沢(1979a)の指摘どおり、最上部層、上部層、下部層のほぼ3層に区別する。最上部層は礫径1m以下の角礫層で、砂をマトリックスとするがその充填率は低く、がさがさしている。層厚は約5mであるが、上流側ほど薄くなる。上部層は層厚約15m、礫径50cm以下の礫層と、礫径3m以下の巨礫を含む礫層が互層となっており、層理が比較的明瞭な角礫~亜角礫層である。ただし、その成層状態は一様ではなく、巨礫を含む層が下流部で下方に沈み込む場合が認められる。マトリックスはシルトないし砂で、一

第5図 大冷沢流域地形分類図

1. 山稜および山地急斜面 2. 岩屑匍行斜面(ソリフラクション・ロウプを含む) 3. 急崖地形(崩壊地および断層を含む) 4. 羊背岩(氷食された尾根を含む) 5. 残雪域(1978.10.1現在) 6. 氷食された比較的平坦な地形 7. 崖錐および沖積錐 8. 土石流地形 9. 氾濫原および河道 10. 大谷原モレーン 11. 北股モレーンおよび布引沢モレーン 12. 鹿島川第2段丘面 13. 鹿島川第3段丘面 14. 鹿島川第4段丘面 15. 鹿島川第5段丘面 16. 地形境界(同じ地形単位中の線は、副次的な境界線を示す)

[地点名とその標高] a: 布引沢モレーン(1,955m) b: 布引沢ソリフラクション・ロウプ(1,830m) c: 北股モレーン・中岩沢左岸(1,690m) d: 北股モレーン・北股本谷右岸(1,750m) e: 北股モレーン・北股本谷左岸(1,680m) f: 北股モレーン・北股本谷右岸(1,630m) g: 北股本谷現河床(1,590m) h: 北股本谷左岸・第4段丘(1,570m) i: 北股本谷右岸・第4段丘(1,440m) j: 北股本谷右岸・第3段丘(1,385m) k: 西股出合堆積物(1,335m) l: 西股出合現河床(1,320m) m: 大冷沢左岸・第3段丘(1,250m) n: 大谷原モレーン・リセッショナルモレーン(1,210m) o: 大冷沢現河床(1,180m) p: 大谷原モレーン・ターミナルモレーン(1,190m) p': 大谷原ターミナルモレーン・頂部(1,250m) q: 大谷原モレーン対岸のリッジ(1,170m) r: 大谷原現河床(1,085m) s: 大谷原・第3段丘(1,095m) t: 大谷原・第2段丘トレンチ地点(1,145m) u: 大谷原・第3段丘(1,075m)

Fig. 5 Landform classification map of the Ohtsumetazawa valley

1. mountain ridge and steep slope 2. scree slope and solifluction lobe 3. escarpment 4. roches moutonnées and glaciated ridge 5. perennial snow patch 6. gentle or flat glaciated slope 7. talus and alluvial cone 8. debris flow tongue 9. flood plain and river bed 10. Ohtanihara moraine 11. Kitamata and Nunobikisawa moraines 12. Terrace II 13. Terrace III 14. Terrace IV 15. Terrace V 16. boundary of landform units

第6図 北股モレーンのスケッチ

1. 最上部層(崖錐ないしは土石流堆積物) 2. 上部層中の黒褐色帯 3. 上部層(ablation till)
4. 下部層(lodgement till) 5. 崩落土 6. 植生

Fig.6 Sketch of the Kitamata moraine

1. talus or debris flow deposits 2. dark brown band 3. ablation till
4. lodgement till 5. fallen deposits 6. vegetation cover

第7図 北股谷投影縦断面図

1. 布引沢モレーンのティル 2. 北股モレーンのティル下部層(lodgement till) 3. 北股モレーンのティル上部層(ablation till) 4. 北股モレーンを覆う最上部層(崖錐, 土石流堆積物, ソリフラクション・ロウプ) 5. アウトウォッシュ(第4段丘) 6. 布引沢カール内の崖錐 7. 基盤(ただし, 基盤と堆積物の境界は未確認)

図中の地点の位置は, 第5図を参照.

Fig.7 Longitudinal profile of river bed, moraines and terraces in the Kitamata valley

1. Nunobikisawa moraine(till) 2. Kitamata moraine(lodgement till) 3. Kitamata moraine(ablation till) 4. talus, debris flow deposits and solifluction lobe covering the Kitamata moraine 5. outwash(Terrace IV) 6. talus scree 7. basement

部粘土質なところもある。また上部層の上部には、黒褐色帯が1枚、ところによって2枚認められる。下部層は層厚約10m以上と推定され、d地点では上方からの崩れによって下部層の上部しか認められないが、この層準は下流側のf地点に連続するようである。ただし、f地点の層厚は15m以上と厚くなる。f地点の下部層は、灰色粘土を多く含むシルトや砂をマトリックスとし、礫径1m以上の巨礫を含む無淘汰、無層理の雑然とした角礫～亜角礫層からなり、固結度も他の2つの礫層に比べはるかに高い。

このように3つに区分した礫層のなかで、最上部層は崖錐ないしは土石流堆積物と判断できる。第5図のb地点付近からfおよびc地点付近にかけての地表は、布引沢から供給された崖錐ないしは土石流堆積物が厚く分布しており、b地点付近でも新鮮な崖錐や形の整ったソリフラクション・ロウプの発達が見られる。最上部層がd～f地点付近で上流側ほど薄く堆積していることは、上記の崖錐ないしは土石流堆積物が、b地点からf地点の方向を主軸として堆積したからである。下部層の層相はティル特有の層相(Flint, 1971; Price, 1973; 小嶋ほか, 1974; Embleton and King, 1975)と一致する。一方上部層では、層理が比較的明瞭に発達している。この層相は、同じ堆積物の反対側に位置する中岩沢左岸のc地点においても同様に認められる。したがって、この堆積物を水成堆積物と判断できなくもないが、この層相はラテラルモレーンのティル(側堆石)の層相とも一致する。下部層のティルとこの上部層との関係は、不整合というよりもむしろ漸移している。下部層は、前述のように下流側のf地点で厚く、上流へ向かって薄くなっていることから、f地点付近ではターミナルモレーン、それより上流側ではラテラルモレーン(側堆石堤)のロジメントティルとして形成されたものであろう(第7図)。したがって上部層は、水成堆積物というよりはラテラルモレーンのアブレクションティルと考えたほうがよさそう

である。また、成層状態が一様に地形面と平行していないことも、氷河が小規模な前進・後退を繰り返していたことを暗示する事実であろう。そこで、これら一連の堆積地形を北股モレーンと呼ぶことにする。

北股モレーンより下流側には、数段の段丘群が分布する(第5図)。この段丘群のなかで、北股本谷と中岩沢が合流する標高約1,600mから下流側には後述する鹿島川第4段丘が発達する。第4段丘はhやi地点において河床との比高約35mを有し、上流側で北股モレーンと直接接してはいないが高度的に連続する(第7図)。段丘面は部分的に崖錐性堆積物などで覆われているが、面の平坦性や連続性が比較的良好である。hやi地点付近の露頭では層厚25m以上の段丘礫層が観察される。この礫層は部分的にシルトを含む砂をマトリックスとし、最大礫径約85cm、平均礫径約20cmの亜角礫層である。また、北股モレーンのティルに比べマトリックス中の粘土の含有率は低く、最大礫径も小さく、層理やインプリケーションも比較的発達がよい。さらに、hやi地点付近の土石流堆積物や沖積段丘堆積物などが凹凸の激しい地形面をつくっているのに対し、当地点の第4段丘の地形面は平坦性にとんでいる。比較的平坦性にとむ堆積地形としては、グランドモレーン(底堆石)があげられる。しかしグランドモレーンの場合には、起伏の小さな凹凸地形、すなわち底堆石原(ground moraine field)を有し、粘土質でコンパクトな層相を示すロジメントティルと、その上部の巨礫を含むアブレクションティルとで構成されているのが一般的である。この第4段丘については、これらの地形や層相は認められない。以上の地形や層相、モレーンとの位置関係、また後述する堆積物の分析結果から総合的に判断すると、第4段丘はアウトウォッシュ段丘として形成されたものと考えられる。

西股出合上流側の標高約1,400mより下流側では、鹿島川第3段丘が谷壁に付着するように発達し(第5図)、その段丘面は第4段丘面より10～15m高い

(第16図)．段丘礫層の層厚は、j 地点で30m以上、大冷沢m地点では10m以上と推定される．礫層の堆積相については、礫径やインプリケーションの出現率、マトリックスの充填率や固結度など基本的に第4段丘の礫層の層相と変わらない．この段丘は地形面の平坦性も認められ、段丘地形の特徴を備えている．また段丘礫層は、後述する堆積物の分析結果から、現河床堆積物が形成されたような河川営力によるとは考えにくい．したがって、第3段丘も第4段丘と同様にアウトウォッシュ段丘として形成された可能性がある．j やm地点では、マトリックス中の粘土の含有率が高くなる傾向が認められるが、このことは両地点が氷河の末端近くに位置していたことを示しているのかもしれない．ただしこの段丘を後述する大谷原モレーン形成期のグランドモレーンとするには、この段丘面が大谷原モレーンを挟んでその上流側だけではなく下流側にも連続すること、前述したようなグランドモレーンとしての地形や層相を有しないことなどから考えにくい．また、この段丘礫層は下流側の大谷原付近のs やu 地点では砂やシルトをマトリックスとし、最大礫径約1m、平均礫径約20cmの花崗岩や安山岩の垂平礫層に移行する．

北股谷は、標高約1,350mの西股出合で西股谷と合流して大冷沢となるが、その北股谷の西股出合付近は谷幅100～150mの狭窄部となっている．前述した上流側の北股谷のU字谷は、この西股出合付近まで連続して発達する(第4図)．しかし、この狭窄部付近のU字谷壁は、急傾斜な裸岩となっているところもあるが、前述した標高約1,550mより上流側のU字谷壁に比べ植被もより密であり、谷壁を垂直方向に切るV字谷やアバランシュ・シュートの発達も顕著であるなどの特徴が認められる．前者の特徴は、土壌層が厚く、土壌が比較的成熟していることを推定させる．また後者の特徴は、氷河後退後(解氷後)に河川侵食や崩壊などによる谷壁の開析が進んだことを示すものであろう．いいかえれば、下流側のU

字谷壁の形成年代は、上流側のU字谷壁の形成年代よりも古い可能性があるといえる．

2) 西股谷の氷河地形

西股谷は、爺ヶ岳北峰から派生する冷尾根と冷池南方から派生する赤岩尾根とに囲まれ、西股出合付近に谷幅の狭い開口部をもつ細長い馬蹄形の谷である(第5図)．第8図に北北西—南南東方向に切った帯状投射断面図を示す．第8図に示されるとおり、谷の横断形は下流部でU字状を、上流部ではお椀状ないしは皿状の形態を示す．谷壁の下部には小規模な切断山脚が発達し、谷底との比高100～200mの位置にはトラフ エッジも認められる．

谷底は、砂やシルトをマトリックスとする角礫層で埋積され、谷の縦断形は傾斜変換点のないスムーズな形状を示す．しかし、西股出合付近の下刻の始まっているところでは基盤が認められ、基盤と堆積物の位置関係から、西股谷下流部では堆積物の層厚は10m程度と推定される．したがって、前述した谷地形は下流部に限って言えば、ほぼ基盤の形状を示しているものと判断できる．谷を埋積するこの角礫

第8図 西股谷帯状投射断面図
ほぼ北北西—南南東方向の断面を示す。
説明は第4図と同じ。

Fig. 8 Projected profiles of the Nishimata valley

層は、層理の発達が悪く、マトリックスの充填率も低い。また、マトリックス中に粘土もほとんど認められなかった。このような層相から、この堆積物は氷河成や河成というよりはむしろ周氷河成、雪崩成の堆積物、あるいは崖錐のいずれかと推定される。

一方、西股谷の谷幅は、標高2,000m付近で550m、標高1,650m付近で400m、標高1,450m付近で250mと下流部ほど狭くなる。ところが下流に向かって谷幅が狭くなる率は一様ではなく、標高1,850m、標高1,600mおよび西股出合の標高1,400m付近では、局部的に兩岸の切断山脚によって狭窄部が形成されている。とくに1,850m以上の最上流部はカール状を示し(第8図)、その平面形は、谷幅350~600mの上流側に開いた扇形を呈する。このように氷食谷特有の侵食形態を示すこと、後述するように西股出合より下流側にも氷河地形が認められることから、西股谷は氷食谷として形成されたものと判断できよう。

3) 大冷沢(西股出合~大谷原)の氷河地形

北股谷と西股谷は合流して大冷沢となるが、この西股出合より下流側の標高約1,150mの大谷原付近にまで氷河地形を認めることができる(第5図)。

第9図に大冷沢を南北方向に切った带状投射断面図を示す。大冷沢の谷は、前述した北股谷や西股谷よりも比較的傾斜が緩やかな谷壁をもち、その横断面形はU字形よりもむしろお椀状ないしは御猪口状を呈する。トラフエッジの発達は、北股谷や西股谷に比べそれほどシャープではないが、河床との比高120~180m付近に認められる。この位置は氷河の存在を想定した場合の上限に相当し、後述する大谷原モレーンの地形面が河床との比高約120mであることと矛盾しない。これらのトラフエッジは、左岸側、右岸側ともに高度的に連続して発達し、河川が約60°屈曲する位置の滑走斜面においても認められる。また前述したトラフエッジを含む谷の横断面形の特徴は、後述する大谷原モレーンより下流側では認められない。下流側の谷は比較的直線状に発達し、

第9図 大冷沢(西股出合~大谷原)
带状投射断面図

ほぼ南北方向の断面を示す。説明は第4図と同じ。

Fig. 9 Projected profiles of the Ohtsumetazawa valley

谷壁はいたって急傾斜な平滑斜面となっている。これに対し、この地域の谷は幅が狭いにもかかわらず弧を描くように屈曲し、谷壁も前述したように比較的緩やかな凹型の横断面形を示す。以上述べたように、谷の横断面形やトラフエッジの位置、下流側の谷壁との比較、さらに後述するモレーンの分布などから、この地域にも氷河が進出していたと判断した。

大冷沢の谷壁は、トラフエッジ下側の切断山脚を含めた河床との比高約150~200mの下部の斜面がササを林床にもつブナ帯となっており、それより上部の斜面ではオオシラビソなどを主体とした針葉樹林帯となっている。この違いは標高の差とも考えられるが、おそらく土壌の発達や堆積物の有無も原因になっているであろう。また上部斜面は比較的凹凸のある斜面形態を示し、下部斜面は垂直方向にも水平方向にもスムーズな斜面形態を示す。これらのことは、上部斜面で斜面堆積物が薄く、下部斜面で斜面堆積物が厚い周氷河斜面(岩田, 1981)の存在を予想させる。一方、この周氷河斜面を切って崩壊地やガリーの形成が認められる。したがって、氷食後、周氷河作用を受け、その後雨水や流水による斜面侵

第10図 大谷原モレーン付近横断面図

断面の位置(A-A')は第5図を参照.

Fig. 10 Cross-profile of the area around Ohtanihara moraine

Location of the profile A-A' is shown in Fig. 5.

食作用が働いたことが推定される.

大谷原の上流側, 小冷沢出合の標高1,150~1,250 mの左岸側には, 2列のリッジをもつモレーン状の堆積地形が存在する(第5図および第10図のpとp'地点付近). リッジは北西-南東方向に発達するが, いくぶん下流側でターミナルモレーン状の弧を描く. 河床側(南西側)のリッジ地形は, 長さ約60m, 幅約20mで, 河床から約120mの比高をもつ. 堆積物の層厚はP地点より上流側の林道沿いで花崗岩の基盤が認められることから, 最大で80m, 平均ではおそらく50m程度であろう. この堆積物は, P地点において一部亜円礫が分布するところもあるが, 全体的には亜角礫層で構成される. 礫径は最大210cm, 平均でも約30cmと比較的大きく, マトリックスは砂やシルトであるが, 部分的に灰色粘土を多く含むところが認められる. 層相は一部にインブリケーションや巨礫の層が発達するところもあるが, 一般に無層理, 無淘汰のティルの特徴を示す. 礫は第11図に示すように, 安山岩, 流紋岩, 凝灰角礫岩など, 上流側の北股谷や西股谷に分布する岩石で構成され, 給源が背後の花崗岩で構成される斜面でないことは明らかである. しかしP地点より上部では, 一見基盤

と間違ふほどの大きな花崗岩の角礫が入っているところもある. さらに, 後述する堆積物の分析結果からもこの堆積物をティルと判断できた. また前述した弧を描くようなリッジの形態から推して, このモレーンがラテラルモレーンからターミナルモレーンに移行する部分に相当し, モレーン形成当初にはその延長部が大冷沢の谷を閉塞していたと推察される.

P地点の約40m上流側で左岸のn地点にも, P地点と同様の層相をもつ層厚約50mの堆積物が花崗岩の基盤上に存在する. この堆積物も西北西-東南東の谷の方向に対し, ほぼ南北方向に延びるターミナルモレーン状の地形を呈する. この高まりと河床との比高は, 前述したモレーンの場合とほぼ同じ約100mである. これらのことからn地点の堆積物もティルの可能性があり, 位置的にリセッショナルモレーン(後退堆石堤)の堆積物と判断してよいであろう. そこでこれら左岸側(Pおよびn地点付近)のモレーン群を大谷原モレーンと称することにする.

一方, 右岸側のq地点付近にもターミナルモレーン状の地形が存在する(第5図). 第10図にA-A'(第5図)の横断面図を示す. この高まりは1本のリッジ地形を呈し, 大冷沢河床より約40m高く, 大谷原

モレーンより約70m低い。堆積物は、基盤の位置から考えて約15mの層厚をもつ。露頭がないためリッジ上のq地点でトレンチを掘った。その結果、地表より深さ約15cmまでは黒～黒褐色土壌、15～35cmまでは亜角礫を含む火山灰層、深さ35cm以上はアルコース質砂をマトリックスとする亜角礫層となっていた。この亜角礫層を構成する礫はリッジ地形の側面でも認められ、安山岩や流紋岩が非常に多く、大谷原モレーンのそれとは異なっている(第11図)。また後述する各分析値からも、ティルであるという積極的な証跡は認められない。したがって、この右岸側の地形の成因はいまのところ不明であるが、礫種の違いから考えて小冷沢から運ばれた河成堆積物が侵食されてモレーン状の形態を呈したものと考えるならば、面の高度から第3段丘に対比される可能性がある。

IV 堆積物の分析結果

1) 礫種組成・礫径・円磨度測定結果

大冷沢流域に分布する堆積物a～s(第5図)の礫種組成、礫径、円磨度の測定結果を第11図に示す。測定は、その堆積物の特徴を最もよく表わしていると判断した地点において3m×3mのメッシュをかけ、最も大きい礫から50個を選んで行なった。礫径は、長軸、中軸、短軸をそれぞれについて測定し、平均値を図に示した。礫種組成については、礫のおおよその給源を推定するために第3図の地質図の区分とは若干異なる岩種区分を用いた。またその礫種組成の割合は、上記の中軸平均値での割合とした。円磨度測定はKrumbeinのチャートを用い、上記50個の平均値で示した。以下、結果について評価を行なう。

a地点における上記の測定は、カール底のターミナルモレーン上部で行なった。その結果、礫径が大きく円磨度も低い値となり、前述したようにこの部分をアブレイション・ティルと考えても矛盾しない。b地点はソリフラクション・ロウプであるが、aの

ティルよりもいくぶん礫径も小さく円磨度も高く、近距離ではあるが地表を流動してきたことを考えれば矛盾しない。c, d, e, f地点は北股モレーンに相当するが、礫種組成は4地点とも似ている。また、d地点とf地点の礫径、円磨度をみると、d地点のほうが礫径が大きく、円磨度も低いことがわかる。このことは、前述したようにd地点が北股モレーン上部層に、f地点が北股モレーン下部層に相当し、上部層がアブレイション・ティル、下部層がロジメン・ティルという考えを裏付ける結果となっている。

現河床のg地点の測定結果は、下流側の現河床である他のl, o, r地点の結果とともに、その現河床付近のティルや段丘堆積物と比べ一般に礫種は花崗岩類が多くなり、礫径は大きく円磨度も高いという傾向が表われている。

h地点は、fおよびg地点と近距離に接しているが、礫種、礫径、円磨度ともにモレーンのf地点の値と現河床のg地点との中間値を示す。このことは、h地点の堆積物がティルと現在の流水堆積物との中間的堆積物、すなわち融氷河川作用(fluvio-glacial process)によるアウトウォッシュとして形成されたことを示すものであろう。i地点はh地点と同じアウトウォッシュ段丘(第4段丘)であるが、下流側のi地点は上流側のh地点よりも礫径は小さいものの、円磨度はいくぶん低くなる。礫径については当然の結果と考えられる。円磨度の違いについては原因が明らかではないが、h地点が左岸側、i地点が右岸側という違いから生じたのではなからうか。

一方、j地点はアウトウォッシュ段丘(第3段丘)と判断した地点であるが、近接するi地点と比べ礫種組成も異なり、礫径もいくぶん大きくなる。この結果は、i地点が第4段丘にあるのに対し、j地点が第3段丘にあることから生じたものであろう。

k地点は西股出合の露頭である。図の分析結果からは、この堆積物を第3段丘礫層と考えてもよさそうである。しかし露頭では扇状地堆積物のような傾

第11図 大冷沢流域に分布する堆積物の礫種組成・礫径・円磨度測定結果

地点は第5図を参照。測定方法などは本文参照。

(1) 礫種組成 G: 花崗岩 Gd: 花崗閃緑岩 R: 流紋岩 A: 安山岩 B: 火山角礫岩 H: ホルンフェルス b~f 地点ではRとAを区別していない。

(2) 礫径測定結果 1, 1': 短軸平均値 2, 2': 中軸平均値 3, 3': 長軸平均値 1, 2, 3は現河床以外の堆積物。1', 2', 3'は現河床の堆積物。

(3) 円磨度測定結果 Krumbeinのチャートによる。i'はi地点付近の崖錐堆積物の測定結果を示す。4は現河床以外の堆積物。4'は現河床堆積物。

Fig. 11 Lithologic composition, diameter and roundness of gravel

(1) Lithology G: granite Gd: granodiorite R: rhyolite A: andesite B: volcanic breccia H: hornfels

(2) Diameter (mean value) 1 and 1': diameter of the shortest axis 2 and 2': diameter of medium axis 3 and 3': diameter of longest axis 1, 2, 3: till, outwash and protalus rampart. 1', 2', 3': river bed.

(3) Roundness (Krumbein's chart) 4: till, outwash and protalus rampart 4': river bed

斜した層理が認められ、この堆積物が西股谷から供給されたものと判断できること、また比較的新鮮な層相を示すことから、おそらく第3段丘の下部に付着するように堆積した新しい堆積物であろう。

m地点は第3段丘に相当するが、上流のj地点の第3段丘礫層に比べ花崗岩類の礫が少なく、また、位置的にm地点のほうが下流側であるのに礫径が大きくなる。この原因は、安山岩や流紋岩が多く分布している西股谷からの礫の供給が、m地点において多かったことを示すものであろう。

nおよびp地点は、大谷原モレーンに相当する。礫種は安山岩や流紋岩が多く、凝灰角礫岩も含まれることから、北股谷および西股谷から多くの礫が供給されたことがわかる。円磨度は両地点とも現河床よりかなり低い値をとり、ティルと現河床礫との違いがでていると考えられる。しかし、礫径についてはp地点がn地点と比べかなり大きい値を示す。これは、ロジメント ティルの巨礫密集部を測定したためではなかろうかと解釈した。

q地点については、前述したようにその形成要因がわかっていない。礫種からみると、現河床よりはる大谷原モレーンに近く、礫径は現河床のそれに近い値を示し、円磨度はその中間値を示す。今後、さらに検討の余地がある。

s地点は、後述するようにアウトウォッシュ段丘(第3段丘)に相当すると考えられる。礫種、礫径、円磨度ともにモレーンと現河床との中間の値を示し、アウトウォッシュ段丘と考えて矛盾しない。

このように礫種組成、礫径、円磨度の測定は、ティルを判断する場合に相当有効と考えられるが、沖積段丘やアウトウォッシュ段丘ではない河成段丘との違いについても今後検討する必要がある。

2) 粒度分析結果

a, d~g, h~m, p~sの15地点の堆積物について、JIS 1204に基づく粒度分析(土質工学会, 1983)を行った。結果を第12図に示す。ティルの同定にマ

リックスの粒度分析が有効なことは Flint(1971)が指摘し、日本では小疇ほか(1974)や小野・平川(1974)がその方法を用いた。しかし、日本山岳地域のサンプルを用いた分析結果は、上記報告の10数個に満たない。そこで当地域の15サンプルのほかに同じJISの方法を適用した檜・穂高連峰の結果(14サンプル)も参考のためつけ加えた。

Flint(1971)の結果から、小疇ほか(1974)は堆積物をティルと判断する基準として①粘土10%以上、②粘土+シルトが40%以上、③採取した堆積物がコンパクトである、の3つを設定している。それを当地域の分析結果に適用すると、①および②のいずれかを満たしている地点は図の暗部にはいる地点で、当地域ではa, d, e, f, i, j, m, p, q, sの10地点となる。このなかで、地形および層相からティルと判断されている地点は、a, d, e, f, pの5地点であり、アウトウォッシュと判断されている地点がqを除く残りのi, j, m, sである。また同じ北股モレーンであるd地点とf地点を比べると、dよりfのほうが粘土とシルトの含有量が多い。この結果からも、前述のようにd地点は上部層(ablation till)であり、fは下部層(lodgement till)であることが指摘できる。また、形成要因がいまのところ不明であるq地点も、他のティルに比べシルトの含有量は少ないが、一応ティルとしての条件を満たしている。

一方、上記の①あるいは②の条件を満たさない地点は、現河床のg, l, r地点、アウトウォッシュのh地点、形成要因のわからないk地点の5地点である。現河床の値は当然の値といえる。また、アウトウォッシュのサンプルのなかで、i, j, m, s地点は条件を満たし、h地点は条件を満たしていない。しかし、h地点は粘土分10%以下ではあるもののその値は10%に近く、同じ段丘のi地点ともほぼ同様の含有率を示していることがわかる。

ここで上記の判断基準を離れ、当流域での判断基準を設けることを試みる。すなわち、当流域にお

第12図 堆積物中のマトリックスの粒度分析結果
a, d~m, p~sの地点は第5図を参照。1~14は槍・穂高連峰における結果で、下に地点名と標高を記す。
分析は JIS1204 の規格に従った。粘土、シルト、砂の粒度区分は、ウェントウォースの区分に従ったほうがよいが、ここでは JIS に基づいた。暗部は、小嶋ほか(1974)が判断したティルの範囲を示す。実線B-B'は、当地域の分析結果から想定されるティルとそれ以外の堆積物の境界線を示す。
1. 大槍モレーン(2,620 m) 2. 大喰岳カール底モレーン(2,850 m) 3. 槍沢(中岳)モレーン(2,290 m) 4. 槍沢左岸アウトウォッシュ段丘(2,230 m) 5. 天狗原カール内モレーン(2,550 m) 6. 天狗原下流槍沢左岸(上流側)モレーン(2,240 m) 7. 天狗原下流槍沢左岸(下流側)モレーン(2,210 m) 8. 槍沢右岸アウトウォッシュ段丘(2,120 m) 9. ニノ俣モレーン(1,770 m) 10. 横尾本谷出合右岸モレーン・ablation till(1,930 m) 11. 横尾本谷出合右岸モレーン・lodgement till(1,910 m) 12. 横尾本谷出合左岸モレーン(1,880 m) 13. 横尾モレーン(1,680 m) 14. 横尾アウトウォッシュ段丘(1,770 m)

Fig. 12 Grain-size distribution

Locs. a, d~m, p~s are indicated in Fig. 5. Locs. 1~14 are situated around the Yari-Hotaka Mountain range.

る地形や層相をもとにしてティルとアウトウォッシュの分析値に境界線を引くと、第12図のB-B'の破線ようになる。破線の右上がティルであり、左下がアウトウォッシュや現河床の堆積物ということになる。これをみると、アウトウォッシュのm地点とj地点だけが条件を満たさない。m地点の値は誤差範囲と考えることもできるが、j地点はアウトウォッシュではあるものの粘土とシルトの含有量が非常に大きい。この値だけから判断すると、j地点はティルなのかもしれない。

槍・穂高連峰の場合は、4, 8の2地点はアウトウォッシュであり、それ以外の12地点はティルである。当地域の分析値と比べると、ティルに関しては一般的に槍・穂高連峰の値のほうが粘土の含有率が少ないという結果を得た。この結果は、ティルの粒度組成、とくに粘土の含有率は、地域に分布する岩種の違いによって異なってくることを裏付けている。

3) 走査型電子顕微鏡による石英砂粒表面組織の観察結果

走査型電子顕微鏡による堆積物中の石英砂粒表面組織の観察法の有効性は、Krinsley and Doornkamp (1973)ほかによって確立されている。ここでは小嶋ほか(1974, 1978)、清水(1975)、に基づき試料の作製や観察・認定を行なった。ただしこの観察は主観的にならざるを得ないため、1つのサンプルについて数ヶ月の観察休止期間を挟み2~3回実施し、最も適当な値を採用した。また後述するように、アウトウォッシュの石英砂粒表面組織の特徴の摘出も試みた。それらの結果を第1表に示す。

小嶋ほか(1974)や清水(1975, 1980)によって確立された認定方法、すなわち1地点について20個以上の石英砂粒中、50%以上のものに氷河起源の痕跡が認められる場合その堆積物をティルと判断できるという方法を、当地域のサンプルにも採用した。その結果、その条件を満たした地点はd, e, f, h, i, j, p, sの8地点である。このなかで、地形と層相からティルと判断したものはd, e, f, pの4地点であり、アウトウォッシュと判断したものはh, i, j, sの4地点である。このようにアウトウォッシュと判断した上記4地点の値が50%を超えたのは、ティルとこれらのアウトウォッシュとが距離的に接近しているためであろう。r地点は現河床で、非常に低い値を示すことも当然の結果といえる。一方、a地点は布引沢カール底のターミナルモレーンのティルであるが48%の値となり、条件の50%に満たなかった。このことは伊藤(1982a)が報告したように、a地点の

第1表 走査型電子顕微鏡による石英粒表面組織の観察結果
Tabel 1 Surface texture of quartz sand grains observed by S. E. M.

Loc. [altitude(m)]	total	glacial (%)	outwash (%)	fluvial (%)	name of locality
a. [1955]	27	13 (48)	4 (15)	8 (30)	Nunobikisawa moraine
d. [1730]	20	11 (55)	8 (40)	4 (20)	Kitamata moraine
e. [1680]	23	10 (61)	10 (43)	1 (4)	Kitamata moraine
f. [1630]	24	12 (50)	12 (50)	5 (21)	Kitamata moraine
h. [1565]	26	13 (50)	8 (31)	10 (38)	Kitamata outwash terrace
i. [1450]	25	14 (56)	15 (60)	5 (20)	Kitamata outwash terrace
j. [1380]	24	12 (50)	11 (46)	8 (33)	Kitamata outwash terrace
k. [1350]	21	8 (36)	6 (27)	11 (52)	Nishimata deai terrace
m. [1255]	26	4 (15)	11 (42)	6 (23)	Ohtsumetazawa outwash terrace
p. [1200]	22	12 (55)	12 (55)	3 (14)	Ohtanihara moraine (left)
q. [1165]	23	5 (22)	9 (39)	13 (57)	Ohtanihara moraine (right)
r. [1090]	23	5 (22)	5 (22)	17 (74)	Ohtanihara river bed
s. [1100]	20	10 (50)	13 (65)	6 (30)	Ohtanihara outwash terrace

a, d~f, h~k, m, p~s の各地点は第5図を参照。
The locations are indicated in Fig. 5.

ティルが氷河流動によって運搬される距離が短かったためと考えられる。また、m地点はアウトウォッシュと判断した地点であるが、他のアウトウォッシュの地点に比べ、かなり低い値を示す。この原因についてはわかっていない。地形や層相から堆積物の成因がわからなかったk地点やq地点の結果は50%をはるかに下回り、この方法で判断する限りティルやアウトウォッシュの可能性が薄い。

次にアウトウォッシュの石英砂粒表面組織の特徴の摘出を試みた。この特徴は、鋭角的なりッジに鋸歯状の小さなギザギザがはいっていること、氷河性の特徴を表す貝殻状破断面等がその後の侵食で削られシャープな形状を示さないこと、氷河性砂粒が全体的に丸みを帯び化学的沈澱作用を受けていることと考えられる。すなわち、これらの特徴は氷河性の傷をもつ砂粒の表面がその後の流水による運搬で新しい傷をつけられたり、磨耗されて形成されたものと判断したからである。したがって、これらのアウトウォッシュの特徴を備える氷河性砂粒も存在するので、第1表では氷河性砂粒の割合とアウトウォッシュ性砂粒の割合との合計が100%以上となる場合もでてくる。アウトウォッシュ性砂粒の割合が比較的高い値を示す地点は、d, e, f, i, j, m, p, sな

ど地形と層相からアウトウォッシュ段丘やモレーンと判断された地点であり、矛盾のない結果となった。

一方、流水によって形成された石英砂粒の表面組織の観察も、アウトウォッシュ性砂粒の観察と同時に行なった。その結果、現河床のr地点は74%と高い値を示すほか、k地点やq地点の堆積物も河川によって運搬されてきた可能性が指摘できる。

V 考 察

1) 氷河前進期の区分と氷河の消長

第三章で記載したティルやアウトウォッシュは、第四章の分析によってほぼ矛盾のない結果が得られ、それぞれ確認することができた。そこで次に、大冷沢流域に認められたモレーン、アウトウォッシュ段丘、氷食壁の分布状況をまとめ、氷河前進期の区分を試みる。

モレーンは、上流側から標高約1,950mの布引沢モレーン、標高約1,700mの北股モレーン、標高約1,200mの大谷原モレーンの3つが、ターミナルモレーンあるいはターミナルモレーンに続くラテラルモレーンと認められた。したがって、布引沢モレーン形成期、北股モレーン形成期、大谷原モレーン形成期の少なくとも3回の氷河前進期の存在が確実に

第13図 各氷河前進期における氷河復元図

A : 大谷原期 B : 西股期 C : 北股期 D : 布引沢期
 Ks : 鹿島槍ヶ岳南峰 Kn : 鹿島槍ヶ岳北峰 Nb : 布引山 Nd : 西股出合 Jn : 爺ヶ岳北峰 Ot : 大谷原
 谷幅 100m 以下の谷を埋積する埋積法によって作成した切峰面図上に、各氷河前進期の氷河(暗部)を復元した。

Fig. 13 Reconstructed glaciers in four glacial stades

A : Ohtanihara stade B : Nishimata stade C : Kitamata stade D : Nunobikisawa stade

ある。この区分は、氷食壁の形態からも矛盾しない。そこでこれらの形成期を古いほうから、大谷原期、北股期、布引沢期と呼ぶことにする。

アウトウォッシュ段丘については、鹿島川第4段丘と第3段丘がアウトウォッシュとして認められ、第4段丘は北股モレーンと高度的に連続する。鹿島川第2段丘については後述するが、この段丘は大谷原モレーンと直接接していないが高度的に連続する(第16図)。一方、アウトウォッシュ段丘として認められた第3段丘と、高度的に連続するモレーンの分布は認められない。しかし、第3段丘の分布が西股出合付近より下流側に限られること、氷食壁の形態の特徴が西股出合付近を境にその上流側と下流側と

では異なることなどから、上記3回以外に、この第3段丘を形成した時期も氷河前進期ではないかと推定される。第3段丘は、大谷原付近で比較的大きな氷河の進出が想定され、顕著なターミナルモレーンが残存していてもよいはずである。しかしそれが認められないのは、ターミナルモレーンが形成されていた地点が峡谷部に位置し、河川によってそれが侵食されたか、あるいは谷壁に付着するモレーンが崖錐や雪崩堆積物で覆われてしまっていることが考えられる。また第Ⅲ章で述べたように、この第3段丘が大谷原モレーンよりも上流側に分布することから、第3段丘が第2段丘の砂礫侵食面(fillstrath)段丘で

あるとは考えにくい。これらのことは第IV章で述べたように、第3段丘最上流部のj地点の堆積物が、ティルに近いアウトウオッシュの特徴をもっていることから裏付けられる。したがってこの氷河前進期を西股期と呼ぶならば、古いほうから大谷原期、西股期、北股期、布引沢期の4回の氷河前進期の存在が指摘できる。しかし、ここでは明確なモレーンが発見されていない以上、西股期については存在の可能性を指摘するにとどめておきたい。

そこで、西股期を含むこれら4回の氷河前進期における氷河分布の復元を第13図に試みた。氷河分布の復元には、モレーンの位置とその地形面の標高、切断山脚の分布状態、とくにトラフ エッジの位置を確認し、氷河の上限を想定しながら行なった。この図のように、当流域の氷河の末端は新しい時期ほど標高の高い位置にあったものと推定される。

2) 大谷原モレーンを覆う示標テフラ層と大谷原モレーンの形成時期

当流域の氷河最大拡張期に形成された大谷原モレーンでは、その頂部近くに露頭がないため、頂部でトレンチ調査を行なった。その結果、ティルを覆う立山火山起源のDPm 軽石層とEPm 軽石層、大山火山起源の大山倉吉軽石層(DKP)の3つの示標テフラ層を発見することができた。その地点は、大谷原ターミナルモレーンのリッジ中央部、標高1,250m地点(第5図および第10図のp'地点)である。トレンチは幅約1m、長さ約4m、深さ約4mである。その柱状図を第14図のp'に示す。

テフラ層は、ティルを覆って約350cmの層厚で堆積する。ティル直上には、層厚10cmの褐色(7.5YR4/6)火山灰層を挟み、層厚35cmのDPmが堆積する。このDPmの地表面からの深さは304~339cmである。DPmは、上部の層厚約25cmのODScと下部の層厚約10cmのUDPmとにわけられる(中谷, 1972)。DPmを覆って層厚約80cmの褐色(7.5YR4/6)火山灰層が連続するが、その上位には層厚約6cm

第14図 テフラおよび堆積物柱状図

地点は第15図を参照。

1. 腐植質土壌 2. 火山灰 3. 軽石 4. スコリア
5. 火山砂 6. 火山礫 7. 粘土質火山灰 8. 砂
9. 角礫 10. ティル 11. 段丘礫層

なお、w地点のCScとBScについては露頭の状態が悪く、小崎ほか(1974)の柱状図を参考にし、付け加えた。

Fig. 14 Columnar sections

The locations are indicated in Fig. 5.

1. A₀~A horizon 2. volcanic ash 3. pumice
4. scoria 5. volcanic sand 6. lapilli 7. weathered clayey volcanic sand
8. sand 9. angular gravel 10. till 11. terrace gravel

のにぶい黄褐色(10YR5/4)の粘土質火山灰層を挟み、層厚約22cmのEPmが堆積する。EPmの地表面からの深さは196~218cmである。EPmの上位には、層厚約31cmの黄褐色(10YR5/6)の火山灰層、そして層厚約60cmの明褐色(7.5YR5/6)火山灰層が連続する。DKPは、その後者の火山灰層上部、地表面より深さ110cm付近に層厚2~3cmでレンズ状にはいる。また、DKPを含む火山灰層の上位には、約65cmの層厚で黄褐色(10YR5/6)火山灰層、

第2表 大谷原モレーン(p'地点)のトレンチ調査によって発見された示標テフラ分析結果
Table 2 Mineral composition, purity and refractive index of the marker-tephras covering the Ohtanihara moraine(Loc. p' in Fig. 5)

Name of Tephra	Mineral composition	Purity	Refractive Index Range (mean range)	Notes
DKP	hy ÷ ho > mt (bi)	C	[hy] $\gamma=1.702\sim1.707$ [ho] $n_2=1.673\sim1.680$	
EPm	hy > ho > mt (au, bi)	B	[hy] $\gamma=1.716\sim1.722$ [ho] $n_2=1.678\sim1.684$	
DPm (ODSc)	hy > ho $\geq$ au > mt (bi rich) qt ⁺	C	[hy] $\gamma=1.711\sim1.718$ [ho] $n_2=1.679\sim1.689$	yellow~brown pm+ brown~gray scoria
DPm	hy > au > mt (bi, ho ⁺) qt ⁺	B	[hy] $\gamma=1.711\sim1.718$ [ho] $n_2=1.679\sim1.690$	mid.~up. unit

hy: 紫蘇輝石 ho: 角閃石 mt: 磁鉄鉱 bi: 黒雲母 au: 普通輝石 qt: 石英
Purity (純度) A: 本質物質の純化がほぼ完全に可能なもの B: AとCの中間 C: 細粒または粘土化のため若干の異質物の混入が予想されるもの (新井房夫氏測定による).
hy: hypersthene ho: hornblende mt: magnetite bi: biotite au: augite qt: quartz
(Analyzed by Fusao Arai).

層厚約15cmの明褐色(7.5YR4/6)火山灰層,そして層厚約25cmの腐植質土壌が連続する。

上記 DPm および EPm の層相は, 模式地である大町スキー場での層相(中谷, 1972)と酷似する。ただし, 両テフラ層中の軽石や火山礫などの粒径は大町スキー場のものより 0.5~1.0cm 大きく, この地点が両テフラ層の給源に近いことを裏付けている。DKP の層相も, 接近する大町市居谷里の露頭のものの(町田・新井, 1979)と一致する。これら3つの示標テフラ層の岩石学的・鉱物学的記載については, すでに中谷(1972), Machida(1976, 1980), 町田(1979a), 町田・新井(1979), 新井・町田(1980)の報告がある。第2表に, 当地域の3つの示標テフラ層の諸特徴を示す。この表のように, 重鉱物組成, および角閃石や紫蘇輝石の屈折率(新井房夫氏測定)は, すべてこれまでに報告された値と一致した。

一方, 上記3つの示標テフラ層の降下年代については, 町田・新井(1979), Machida(1980), 町田ほか(1985)によって, DPm が 9.0~10.0 万 y. B. P., EPm が約 6.0 万 y. B. P., DKP が 4.5~4.7 万 y. B. P.⁴⁾とそれぞれ報告されている。したがってこれらの年代値に基づけば, 大谷原モレーンのティルの

堆積は DPm 降下以前, すなわち少なくとも 10 万 y. B. P. よりは以前に終了していたものと判断される。また, ティルと DPm との間には, 白馬松川北股入の例(伊藤・清水, 1987)のような顕著な風化層を挟んではいない。しかし, この DPm の最下位に LDPm(中谷, 1972)が認められないことから, 上記の風化層や LDPm が流失してしまった可能性もある。したがって風化層や LDPm が流失したと考えるならば, 大谷原モレーン形成期は, ヴェルム氷期よりもむしろリス氷期に対比される可能性もでてくる。

3) 段丘地形の分布とその形成期

大冷沢流域および下流側の大谷原から大町市街地に至る鹿島川流域には, 複数の段丘群が分布する。段丘面の発達はずしも良好ではなく, 露頭も数少ないため正確な段丘面の対比には問題もある。そこで, 詳細な空中写真判読と測量による段丘面高度の確認を行なった結果, 段丘面を覆う示標テフラ層と段丘面高度の違いによって, 古いほうから, 鹿島川第1段丘~第6段丘の6つの段丘に区分することができた(第15図, 第16図)。ただし, 爺ヶ岳スキー場付近の矢沢流域に分布するおし出し地形(町田, 1979a)については詳しい調査が行なえなかった

ため、土石流扇状地として一括して表示した。また、段丘面の対比には、第二章で述べた鹿島・満願寺断層の影響はないものと考えた。これは、清水・東郷(1980)がその活動度をC級と判断したように、当地域では段丘面の断層変位や撓曲変位などが認められないので、少なくとも数万年オーダーで地形発達史を論ずる場合には、鹿島・満願寺断層の活動の影響は考慮しなくてもよいと判断したからである。

鹿島川第1段丘は、面の高度の違いにより高いほうを1a段丘、低いほうを1b段丘とした。段丘面と河床との比高は、爺ヶ岳スキー場付近で1a段丘が約100m、1b段丘が約70mとなっている(第16図)。平林(1984)が下流部で報告した上原付近のなかやま面は、この1a、1b段丘両者を含有したものに相当し、上原付近の大町有料道路w地点では、少なくとも立山起源とされているBSc以上の示標テフラ層で覆われている(小嶋ほか, 1974)。ただし、段丘礫層についてはわかっていない。

鹿島川第2段丘の分布は、大谷原モレーンより下流側に限られる。第16図に示すとおり、この面と河床との比高は上原遺跡付近で約30m、爺ヶ岳スキー

第15図 鹿島川流域地形学図

1. 鹿島川第1a段丘面 2. 鹿島川第1b段丘面 3. 鹿島川第2段丘面 4. 鹿島川第3段丘面 5. 鹿島川第4段丘面 6. 鹿島川第5段丘面 7. 鹿島川第6段丘面 8. 現河床 9. 崖錐および土石流扇状地面 10. 大谷原モレーン 11. 未区分地形面

同じ地形単位中の線は、副次的な境界線を示す。

〔地点名とその標高〕 P: 大谷原モレーン・ターミナルモレーン(1,190m) p': 大谷原ターミナルモレーン・頂部(1,250m) q: 大谷原モレーン対岸のリッジ(1,170m) r: 大谷原現河床(1,085m) s: 大谷原・第3段丘(1,095m) t: 大谷原・第2段丘トレンチ地点(1,145m) u: 大谷原・第3段丘(1,075m) v: 爺ヶ岳スキー場・第2段丘(950m) w: 大町有料道路・第1段丘(855m) x: 上原・第2段丘(820m) y: 鹿島槍国際スキー場(1,130m) z: 小熊山南方林道(1,070m)

Fig. 15 Geomorphological map of the Kashima valley

1. Terrace Ia 2. Terrace Ib 3. Terrace II 4. Terrace III 5. Terrace IV 6. Terrace V 7. Terrace VI 8. present river bed 9. talus and alluvial fan 10. Ohtanihara moraine 11. unclassified

第16図 鹿島川流域段丘面高度分布図

1. 鹿島川第1a段丘面 2. 鹿島川第1b段丘面 3. 鹿島川第2段丘面 4. 鹿島川第3段丘面
5. 鹿島川第4段丘面 6. 大谷原モレーン 7. 北股モレーン
なお、鹿島川第5段丘面と第6段丘面は、河床との比高が低いため省略した。地点は第5図、第15図を参照。

Fig. 16 Longitudinal profile of the river bed and terraces of the Kashima valley

1. Terrace Ia 2. Terrace Ib 3. Terrace II 4. Terrace III 5. Terrace IV
6. Ohtanihara moraine 7. Kitamata moraine

場付近で約50m、大谷原付近で約80mと上流側に向かって高くなる傾向にあり、大谷原モレーンと高度的に連続する。上原遺跡付近のx地点では、礫径20cm平均の花崗岩を主とした亜円礫層が確認できる。また、この礫層を覆うテフラ層はDPm以上のテフラ層で、第14図に示すとおりトレンチを掘った大谷原モレーン(p'地点)、爺ヶ岳スキー場(v地点)、上原遺跡(x地点)で確認できる。一方、爺ヶ岳スキー場のv地点は町田(1979a)が報告したように、矢沢からの土石流堆積物よりも高位に位置し、主に西側山地斜面から供給された流紋岩質の礫径10~50cmの亜角礫~亜円礫層で構成され、巨大な崖錐地形を呈する。したがって、その礫層の給源は他の第

2段丘の礫層の給源とは異なる。しかし、この礫層を覆ってDPm以上の5mに近い厚いテフラ層が堆積していること、v地点は5~10°と傾斜が緩く崖錐地形の末端部に相当すると考えられ、第16図に示されるとおり、そのv地点の高度は他の第2段丘の高度と良好に連続することなどから、この礫層は他の第2段丘礫層とはほぼ同時に形成されたものと判断した。またこの第2段丘については、露頭不良のため大谷原のt地点でトレンチ調査を実施した。しかし結果は、地表面より、礫径10cm以下の角礫を介する火山灰層が約140cm、その下部に礫径最大15cm、平均1cmの崖錐性の砂礫層が続くことがわかっただけで、段丘礫層にまでは達しなかった。このよう

に、第2段丘についてはとくに礫層の堆積状態について不明な点が多いが、大谷原モレーンと高度的に連続することからアウトウォッシュ段丘として形成された可能性がある。また、前述した上原遺跡付近の露頭でも基盤は認められず、段丘礫層上部においても砂礫侵食面段丘のように複数の礫層の不整合な堆積は認められない。この第2段丘は、下流部で平林(1984)が報告した上原面に相当する。平林(1984)は、この上原面を高瀬川の盆地への出口の数十mの厚い礫層をもつ堆積段丘と対比している。また第1段丘がBS_c以上のテフラをのせ、この第2段丘がDP_m以上のテフラをのせていることから、両段丘の形成期は数万年以上離れていることになる。したがってこれらの事実、第2段丘が第1段丘の砂礫侵食面段丘というよりは、むしろ砂礫堆積面(filltop)段丘として形成されたことを示すのではなかろうか。

鹿島川第3段丘は第Ⅲ、Ⅳ章で述べたとおり、アウトウォッシュ段丘として認められ、西股出合付近より下流側に発達する。段丘面と河床との比高は上原付近で約30m、大谷原で約40m、西股出合で約50mとなっており、段丘面の傾斜は第2段丘面のそれより緩い。層相については前に述べたので省略するが、段丘礫層には、どの露頭においても砂礫侵食面段丘の礫層に発達するような礫層間の不整合面は認められなかった。また大谷原のu地点では、亜円礫を主とする段丘礫層を少なくとも層厚1m以上の崖錐性の砂礫層が覆い、その上位には砂礫混じりのテフラ層が約1mの層厚で堆積する⁵⁾。したがってこの地点でも、この段丘を砂礫侵食面段丘よりも砂礫堆積面段丘と考えたほうがよいであろう。上記のテフラ層は第14図に示すように2分することができ、層厚40cmの下部層には層厚2～3cmのEP_mがレンズ状に介在する。このような堆積相から、このEP_mは二次的に堆積したものと判断されるが、下部層中の砂礫の含有量が下位の崖錐性砂礫層のようには多くないので、数十mのオーダーで移動してきた

ものとは考えにくい。したがって、第3段丘礫層の堆積はEP_m降下時には終了していたものと考えてよさそうである。

鹿島川第4段丘も第Ⅲ、Ⅳ章で述べたとおり、アウトウォッシュ段丘として認められ、高度的にも北股モレーンと連続する。分布は北股モレーンより下流側に限られるが、大谷原から下流側では断片的である。段丘面と河床との比高は、上原付近で約5m、大谷原で約20m、北股谷で約35mである。この第4段丘を覆うテフラについてはわかっていないが、少なくとも大谷原付近と北股谷の第4段丘、および北股モレーン上にはテフラ層は認められなかった。このことから考えると、第4段丘礫層の堆積時期は2万y. B. P. 前後ではなかろうか。

鹿島川第5段丘および第6段丘は現河床沿いに発達する河床との比高10m以下の段丘で、両者ともテフラをのせず、とくに第6段丘は土壌の発達が悪く明らかに沖積段丘である。下流部の上原付近における平林(1984)の大町面は第5段丘に、大出面は第6段丘にほぼ相当する。

4) 氷河前進期の時期と問題点

大冷沢流域には、氷河地形の分布から、存在をフローティングさせた西股期を含め、古いほうより大谷原期、西股期、北股期、布引沢期の4回の氷河前進期が認められた。またこれら4時期の氷河は、新しい時期ほどより上流側に縮小したことがわかった。

大谷原期は、大谷原モレーンが形成された氷河最大拡張期であり、その下流側の鹿島川第2段丘礫層が供給された時期でもある。また大谷原モレーンのティル直上、および第2段丘礫層直上にはDP_mが堆積しており、その降下年代から、大谷原期は少なくとも10万y. B. P. より古いと判断される。大谷原期から西股期にかけては、後述する第3段丘が、少なくとも大谷原より上流側において砂礫堆積面段丘として形成された可能性があることから、大冷沢の谷では河川による下刻作用が働いていたことになる。

西股期は、その時期に形成されたと考えられるターミナルモレーンは発見されていないが、アウトウォッシュ的性格をもつ第3段丘礫層が供給された時期である。したがって、第3段丘礫層の供給がEPm降下以前に終了していたことから、西股期は6万y. B. P. より少し前ということになる。

北股期は、北股モレーンとそれに連続するアウトウォッシュ段丘の第4段丘が形成された時期であり、また、北股期と西股期の氷河地形や段丘地形の位置関係から、北股期が西股期より新しいことは確実である。また、北股モレーンや第4段丘上ではテフラ層が発見されていないことから、北股期はおそらく最終氷期末期の2万y. B. P. 前後ではなかろうか。

布引沢期は、最上流部の布引沢カール底の布引沢モレーンが形成された時期である。布引沢モレーンはその下流側に北股モレーンが分布するため、高度的に下流部の段丘と対比させることは不可能である。しかし布引沢モレーンは、少なくとも北股モレーンよりは上流部に位置するので、布引沢期は北股期以降と考えることができよう。

ところで、これらの段丘のなかで鹿島川第2段丘～第4段丘はアウトウォッシュ段丘と判断したものであるから、当然これら3つの段丘は砂礫堆積面段丘として形成された。しかし、大谷原より下流側では段丘礫層の露頭の分布が悪く、下流側での段丘の詳細な形成過程については、砂礫堆積面段丘であるか否かの問題点も含め今後検討を要する。

一方、当地域でも、氷期における周氷河作用による岩屑の供給は著しかったものと推定される。町田(1979b)は、北アルプス周辺の複数の河川でほぼ同時期に段丘礫層の供給が行なわれたこと、またそのような堆積段丘形成が何度か存在したことを報告した。伊藤(1983)や伊藤・正木(1984)も、北アルプスの多くの河川流域でアウトウォッシュだけではなく、周氷河作用によって多くの岩屑が複数のほぼ同時期に供給されたことを報告している。したがって当流

域においても、段丘礫層の供給には氷食作用だけではなく、流域の山地斜面における周氷河作用が深く関与していたものと推定される。

VI ま と め

本研究結果は、以下のようにまとめられる。

①鹿島川大冷沢流域では、北股谷の谷頭部に布引沢カールが、その下流側ではU字谷が、さらに西股出合から大谷原にかけても氷食谷が発達する。また、ターミナルモレーンおよびターミナルモレーンに連続するラテラルモレーンとして、上流側より布引沢モレーン、北股モレーン、大谷原モレーンが認められ、氷河最大拡張期の氷河の末端は標高約1,200mにまで達していたと考えられる。

②上記の氷食谷の形態やモレーンの位置、さらにアウトウォッシュ段丘(鹿島川第2段丘～第4段丘)の分布から、少なくとも3回の氷河前進期、すなわち古いほうから、大谷原期、北股期、布引沢期の存在が指摘できた。またターミナルモレーンこそ発見できなかったものの、大谷原期と北股期との間には氷河前進期と考えられる西股期が存在する可能性がある。なお、これらの氷河地形の分布から復元される各氷河前進期の氷河は、氷河最大拡張期の大谷原期以降、徐々に上流側に縮小したかたちで分布していたことが推定される。

③大谷原モレーンのトレンチ調査や下流側の段丘の形成時期から、西股期を含めた上記4回の氷河前進期の時期について検討した結果、大谷原期は少なくとも10万y. B. P. より以前、西股期は6万y. B. P. より少し前、北股期は2万y. B. P. 前後、布引沢期は北股期以降とそれぞれ考えられる。したがって、大谷原期はヴェルム氷期(最終氷期)よりもむしろリス氷期に、西股期、北股期、布引沢期はヴェルム氷期にそれぞれ対比されるであろう。

本稿作成に際し、お茶の水女子大学地理学教室式正英教授、群馬大学地学教室新井房夫教授、北海道大学環

境科学研究科小野有五助教授、東京大学地理学教室大森博雄助教授、五百沢地理研究所五百沢智也氏、国立防災科学技術センター清水文健主任研究官、北陽建設平林照雄顧問、東京大学地理学教室松本 淳助手にお世話になった。特に小野有五助教授、大森博雄助教授には、本稿を詳細に読んでいただき御助言を賜わった。また、新井房夫教授には、示標テフラの同定をしていただいた。以上の方々に対し、厚く御礼申し上げます。

(投稿 1987年1月10日)

(受理 1987年4月11日)

注

- 1) 氷河地形に関する用語の使用方法については、堆積物をさすのか地形をさすのか議論があり(吉川, 1968), ここでは便宜上、氷河堆積物をティール、その地形をモレーン(堆石堤)、融氷流水堆積物をアウトウォッシュ、その段丘状になった地形をアウトウォッシュ段丘と呼ぶことにする。
- 2) 清水・東郷(1980)は、鹿島川沿いの断層をとくに「鹿島川沿い断層」と命名した。
- 3) a地点における堆積物の分析は、a地点上部アブレクション ティールで礫種組成、礫径、円磨度の測定を行ない、a地点下部(ロジメント ティール)ではマトリックスを採取し、粒度分析や石英砂粒の観察を行なった。
- 4) 最近、竹本ほか(1986)は、DKPの降下年代を48,000 y. B. P. と若干古く考えている。
- 5) 町田(1979a)は、この段丘を始良 Tn 火山灰(AT; 始良カルデラ起源: 町田・新井, 1976)が覆っていることから、約2万 y. B. P. より少し前に形成されたものと考えた。

文 献

- 新井房夫・町田 洋(1980): 日本のテフラ・カタログ I——西日本～東北地方の第四紀後期示標テフラの岩石記載的研究——. 軽石学雑誌, 6, 65～76.
- 五百沢智也(1962): 槍・穂高連峰付近の最低位堆石堤について. 地理評, 35, 652～653.
- 五百沢智也(1966): 日本の氷河地形. 地理, 11-3, 24～30.
- 五百沢智也(1979a): 鹿島槍ヶ岳山歩. 岳人, No. 389, 137～144.
- 五百沢智也(1979b): 『鳥瞰図譜 日本アルプス』講談社, 190ページ.
- 石川一吉(1982): 北アルプス鹿島槍ヶ岳～鳥帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑誌, 88, 215～230.
- 伊藤真人(1982a): 北アルプス南部、蒲田川右俣谷の氷河地形. 地学雑誌, 91, 88～103.
- 伊藤真人(1982b): 槍・穂高連峰の氷河地形. 地理, 27-4, 62～63.
- 伊藤真人(1983): 北アルプス南東部、蝶ヶ岳付近の氷河地形と堆積段丘. 地理評, 56, 35～49.
- 伊藤真人・正木智幸(1984): 北アルプス、乳川流域における更新世の岩屑供給期. 地理評, 57(Ser. A), 282～292.
- 伊藤真人・清水文健(1987): 北アルプス、白馬岳東方、松川北股入のモレーンを覆う示標テフラ層の発見とその意義. 地学雑誌, 96, 32～40.
- 今村学郎(1940): 『日本アルプスの氷期と氷河』岩波書店, 162ページ.
- 岩田修二(1981): 周氷河斜面. 町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五編: 『地形学辞典』二宮書店, 259.
- 小野有五・平川一臣: (1974): ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理評, 48, 1～26.
- 小崎 尚・岡沢修一(1983): 後立山連峰、朝日岳北部の完新世プッシュモレーン. 第四紀学会講演要旨集, 13, 110～111.
- 小崎 尚・杉原重夫・清水文健・下川和夫(1978): 氷河堆積物中の石英砂粒表面組織. 明治大学人文科学研究所紀要, 17, 1～10.
- 小崎 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一(1974): 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, 35, 1～86.
- 清水文健(1975): 白馬岳松川谷における氷河堆積物中の石英砂粒表面組織. 式 正英編: 『日本の氷期の諸問題』古今書院, 72～87.
- 清水文健(1980): 氷河堆積物に含まれる石英砂粒の化学的作用による表面組織. 国立防災センター防災科学技術研究資料, 50, 1～29.
- 清水文健・東郷正美(1980): 陸上活断層と資料, A 64-高山. 活断層研究会編: 『日本の活断層』東京大学出版会, 182～185.
- 清水文健・岡沢修一・小崎 尚(1974): 白馬岳東面松川北股入の角礫層および泥炭層の¹⁴C年代. 地球科学, 28, 259～260.
- 下川和夫(1980a): 只見川上流域の雪崩地形. 地理評, 53, 171～188.
- 下川和夫(1980b): 積雪の作用に関する諸研究. 駿台史学, 50, 296～318.
- 下川和夫(1982): 雪崩のつくる地形. 地理, 27-4, 37～43.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦(1986): 御嶽テフラと周辺地域の編年の再検討. 地理予,

- 29, 62~63.
- 辻村太郎(1929):『日本地形誌』古今書院, 455ページ.
- 辻村太郎(1935): 鹿島槍岳附近の地形に就いて. 地理評, **11**, 858~871.
- 土質工学会(1983): 粒度試験. 土質工学会編:『土の試験実習書——第一回改訂版——』43~54.
- 中谷 進(1972): 大町テフラとテフロクロロジー. 第四紀, **11**, 305~317.
- 平林照雄(1971): 北安曇誌 地形地質. 北安曇誌編集委員会編:『北安曇誌第1巻 自然』25~247.
- 平林照雄(1984): 大町市の地形地質. 大町市史編集委員会編:『大町市史』3~332.
- 深井三郎(1974): 立山付近の氷河地形とその形成期. 富山大教紀要, **22**, 119~133.
- 町田 洋(1979a): 信濃川上流と姫川の自然と歴史. 松本砂防工事々務所編:『松本砂防工事々務所のあゆみ』建設省, 1~76.
- 町田 洋(1979b): 日本アルプスにおける氷河前進期. 地理予, **17**, 224~225.
- 町田 洋・新井房夫(1976): 広域に分布する火山灰——始良 Tn 火山灰の発見とその意義——. 科学, **46**, 339~347.
- 町田 洋・新井房夫(1979): 大山倉吉軽石層——分布の広域性と第四紀編年上の意義——. 地学雑, **88**, 313~330.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢(1985): 阿蘇4火山灰——分布の広域性と後期更新世示標層としての意義——火山第2集, **30**, 49~70.
- 松本砂防工事々務所(1976):『高瀬川流域地質図』(5万分の1地質図及び同説明書).
- 松本盆地団体研究グループ(1977): 松本盆地の第四紀地質——松本盆地の形成過程に関する研究(3)——. 地質学論集, **14**, 93~102.
- 吉川虎雄(1968): 氷成堆積物とその地形に関する述語について. 第四紀, **7**, 59~60.
- Embleton C. and King C.A.(1975): *Glacial Geomorphology*. Arnold, London, 573 p.
- Flint, R.F.(1971): *Glacial and Quaternary geology*. Wiley, New York, 892 p.
- Horie, S., Heubeger, H. and C. Schluchter (1981): *Guidebook of Excursion (I) for Eighth Session of the IGCP Project 73/1/24 "Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere"*, ed. S. Horie. 22 p.
- Ito, M. and Vorndran, G.(1983): Glacial geomorphology and snow-lines of younger Quaternary around the Yari-Hotaka Mountain Range, Northern Aps, Central Japan. *Polarforschung*, **53**, 75~89.
- Kobayashi, K (1958): Quaternary glaciation of the Japan Alps. *Shinshu Univ. Jour. Fac. Liberal Arts and Sci.*, **8**, 13~67.
- Krinsley, D.H. and Doornkamp, J.C.(1973): *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge University Press, 91 p.
- Machida, H.(1976): Stratigraphy and chronology of late Quaternary marker-tephras in Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, **11**, 109~132.
- Machida, H.(1980): Tephra and its implications with regard to the Japanese Quaternary period. Assoc. Japanese Geogr. ed.: *Geography of Japan*, 29~53.
- Ono, Y.(1980): Glacial and periglacial geomorphology in Japan. *Progress Phys. Geogr.*, **4**, 149~160.
- Ono, Y (1982): Quaternary glaciation in the Japanese high mountains: morphological and chronological problems. Horie, S. ed.: *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, **10**, 266~285.
- Price, R. T.(1973): *Glacial and Fluvialglacial Landforms*. Longman, 242 p.
- Shiki, M.(1969): Recent Alpine Geomorphological Studies in Japan. *Ochanomizu Univ. Studies in Arts and Culture*, **22-3**, 69~81.

GLACIAL LANDFORMS AND PLEISTOCENE GLACIATION IN THE
OHTSUMETAZAWA VALLEY, SOUTHEASTERN PART OF THE
MT. KASHIMAYARI, USHIRO-TATEYAMA MOUNTAIN
RANGE, NORTHERN JAPANESE ALPS

Mahito ITO* and Tomoyuki MASAKI**

The authors investigated in detail the glacial landforms in the Ohtsumetazawa Valley, south-eastern area of Mt. Kashimayari (2,889.7 m) through field surveys and aerophoto-interpretation. In the estimation for the location of terminal moraines and corresponding outwash terraces (Fig. 5), and for the difference of dissection of glacial landforms, three glacial stades were recognized. They are named according to the old age, Ohtanihara, Kitamata and Nunobikisawa stades respectively. On the other hand, the existence of Nishimata stade is possibly recognized between the Ohtanihara and the Kitamata stades by the estimation of the distribution and the facies of the outwash terrace (Terrace III), though the terminal moraine in this stade is not discovered yet. Fig. 3 shows the glacier distribution at each stade.

By trenching the top ridge of the Ohtanihara terminal moraine, which was formed in the Ohtanihara stade, the authors discovered three marker-tephras: the DPm and EPm pumices of the Tateyama Volcano and the DKP pumice of the Daisen Volcano (Fig. 14). They were identified by the examination of their petrographic characteristics (Table 2). According to their inferred age (Machida and Arai, 1979; Machida, 1980; Machida *et al.*, 1985), the age of the Ohtanihara stade is, at least, before 100,000 y. B. P. Therefore the authors interpreted the Ohtanihara stade as the penultimate glacial (Riss Glacial).

Along the middle to lower reaches of the Kashima River, the terraces developed. They are tephrochronologically classified into Terrace I to IV (Figs. 15 and 16). The topographical relation between the glacial landforms and these terraces indicate that the accumulation periods of several terrace gravel coincide with the glacial stades as follows: A) Ohtanihara stade: Terrace II, B) Nishimata stade: Terrace III, C) Kitamata stade: Terrace IV. The Terrace II is covered with the DPm, and the Terrace III is covered with the EPm, while the Terrace IV is not covered with any tephra. On the basis of the presumed age of these pumices, the ages of four glacial stades are estimated as follows: 1) Ohtanihara stade: older than 100,000 y. B. P.; 2) Nishimata stade: older than 60,000 y. B. P.; 3) Kitamata stade: about 20,000 y. B. P. and 4) Nunobikisawa stade: after 20,000 y. B. P.

(Key words: glacial landform, glacial stade, Northern Japanese Alps, tephrochronology, trenching)