the present-day shore of Lake Nojiri. Considering from the altitudes of the ancient outlet, of the old shoreline and of the peat deposits, in that age the level of "Palaeo-lake Madarao" might have been about 665 meters. After that time the "Palaeo-lake Madarao" might have been separated into two parts at Kumagura by the Nagahara lava flow. One of them became the "Furuma (Fossil) Lake", the level of which then rose and overflowed as the River Torii, and another became the "Palaeo-lake Nojiri" that changed its outlet as the River Ikejiri in a later stage (Fig. 4).

Therefore, present-day Lake Nojiri may be considered as a remnant of both lakes of "Palaeo-Madarao" and "Palaeo-Nojiri".

常願寺川上流地域の地形発達史*

深 井 三 郎

1. 序言 常願寺川は立山に源を発して、富山湾に注ぐ急流河川である。その流域は早月川流域と共に、地形編年の研究に重要な地域であると考えられる理由は、立山に氷蝕地形があり、その直下に立山火山があり、その熔岩台地末端から扇状地基部に至る約15kmの谷間に、幾段も段丘が発達しているからであつて、この点はすでに述べた第四紀地形編年上の観点⁽¹⁾からすれば、タイプ地域の一つと考えて差支えないと思われる。常願寺川扇状地基部の地形発達史については、すでに市川渡⁽²⁾の論述がある。ここで論ずるのは、その上流地域で、熔岩台地末端栗巣野附近の地質については、その概要はすでに報告した⁽³⁾。この研究は越中における地形発達史の一部をなすものである。

2. 弥陀ガ原熔岩台地 立山火山の熔岩流によつて形成された台地面は、弥陀ガ原と総称されている。この熔岩流は5～6回の流出期が考えられるが、大きく3区分し、下位面より、ブナ美女平熔岩流・追分弘法平熔岩流・室堂天狗平熔岩流とよぶ。これらの安山岩及び泥流は、立山直下の飛騨変成岩類の凹所を埋めて堆積したもので、下部より集塊質凝灰岩・泥流・含

* この研究は日本地理学会1952年春の大会に発表したものを、文部省自然科学助成研究費(1953)の一部を使用して再調査補筆したものである。

- 1) 深井三郎(1954): 黒部峡谷の地形発達史, 富山大学教育学部紀要3, 49～60.
- 2) 深井三郎(1951): 常願寺川流域の手取統, 日本地質学会関西支部北陸部会報, 2.
- 3) 市川渡(1931): 常願寺川扇状地基部の地形発達史, 地評, 7, 26～41.

第1図 弥陀ガ原の地質断面図

- 1: 玢岩, 2, 3: 注入片麻岩, 4: 眼球状片麻岩, 5: 花崗岩質片麻岩
6: 花崗閃緑岩質片麻岩

雲母複輝石安山岩・複輝石安山岩・含角閃石複輝石安山岩で構成されている。五色原を形成した熔岩流は、室堂天狗平を形成した熔岩流とほぼ同時期のものと思われる。

弥陀ガ原の地形面は、美女平・ブナ平・小平・弘法平・追分平・天狗平・室堂平などの面に区分され、天狗平熔岩流はその末期の国見岳を被覆する安山岩熔岩と共に、美松坂を形成し約 400m の比高で追分面と天狗面とを区分している。追分平は一の谷の幼年谷によつて鏡岩面を分離し、弘法面は称名の侵蝕谷によつて大日平を分離している。なお、称名川は熔岩流と花崗閃緑岩の接触地帯を流れ、侵蝕の復活に伴つて称名滝を形成している。この立山火山全体の形態を石井逸太郎⁽⁴⁾はアスピーテと考えた。

かつて、立山火山を研究した佐伯謙吉⁽⁵⁾の論文は今日訂正すべき点が多いが、その形成時期については“Quaternary Period”とのみ記載され、その編年には言及していない。日本の火山及び火山岩の研究は最近著しく発展したが⁽⁶⁾⁽⁷⁾、火山活動の時期を決定することは容易でない。

立山火山の旧火口を中心とした活動期は、美女平熔岩流に始まり、室堂

- 4) 石井逸太郎 (1940): 富山県新誌, 日本書院, 32.
5) K. SAIKI (1923): Geological Report of the Tateyama Volcano, 東大卒論.
6) 久野久 (1950): 日本の火山及び火山岩に関する研究, 地質雑, 56, 226~231,
7) 久野久 (1954): 火山及び火山岩, 岩波書店.

平を形成した熔岩流で終つている。その後、火口壁は崩壊と侵襲によつて拡大し、その西壁は湯川谷の頭部侵蝕で破壊されている。さらにその後にミクリガ池の爆発火口が形成され、地獄谷は最後の余勢活動を示すものである。立山火山の最盛活動期は、あとに述べる点から考えると、リス氷期に相当する時期か、あるいはそれ以前になるようであつて、小林国夫⁽⁸⁾の研究した美ヶ原の熔岩台地の形成期に対比される可能性がある。

3. 氷期と火山活動との関係 日本中央山岳の氷期については、大塚弥之助⁽⁹⁾は dl_2 、すなわちヨーロッパアルプスのミンデル氷期に相当する時期でないかと考えた。その後、鹿間時夫・小林国夫⁽¹⁰⁾らは造構造運動上 du_1 、すなわちリス氷期に相当するものと判断した。しかし、多くの地形学者は、はやくよりそれよりも新しい時期のものではないかと考えていたようである。

今村学郎⁽¹¹⁾は立山の氷蝕地形を研究した際に、山崎圈谷下において、堆石が熔岩流の上につけているのを観察した。これは室堂平が形成された後に、氷期が訪ずれたことを示すものと解される。筆者は御山谷氷蝕谷を精査した際に、その堆石堤の中段において、角閃閃緑岩より成る堆石中に、外見上茶褐色をした複輝石安山岩の噴出岩礫が混在しているのを確認したが、末端の下部堆石堤では発見できなかつた。このことは、室堂平形成後の火山活動を示すもので、噴出礫の分布上から、ミクリガ池の爆発火口形成期のものと考えられる。したがつて立山の氷期は、その最盛期以後において、立山火山大活動期終了後、すなわち旧火口とは別の、余勢活動を示すミクリガ池の爆発火口形成期を包括するものである。この点から見て、立山氷期（飛驒氷期）はウルム氷期に相当する時期と考えられ、さらに立山連峯の圈谷壁が侵蝕が進まず、新鮮さを保っていることもこれを示すものと思われる。

4. 栗巢野段丘と芦峯寺段丘 栗巢野台地は弥陀ヶ原熔岩流の末端に位置し、現在標高620m、河床より100mの高位段丘面を形成している。礫

8) 小林国夫 (1948) : 美ヶ原近傍における侵蝕面の性質について、地評, **21**, 172~173.

9) 大塚弥之助 (1931) : 第四紀, 岩波講座 地質学及び古生物学, p. 80.

10) 鹿間時夫・小林国夫 (1949) : 日本中央山地の氷期の時代について、地質雑, **55**, 65~71.

11) 今村学郎 (1938) : 日本アルプス氷期の氷河 岩波書店, p. 80.

第2図 常願寺川上流, 栗巢野, 千垣付近の地形学図

1, 低位段丘. 2, 中位段丘. 3, 高位段丘. 4, 段丘崖. 5, 山地および斜面. 6, 断層

Aw: 栗巢野, H: 本宮, T: 千垣, S: 千文ガ原, AS: 芦峠寺, O: 小見, Yo: 横江, Y: 与四兵衛山.

A—B, C—D, E—F, G—H, I—J, は第3, 第4図の断面を示す

層の厚さは80m 土に達し、礫層の下部では径2m に及ぶ巨大な角礫を交えているが、一般に35cm 土の礫をもつた砂礫層と、20cm 以下の礫をもつた砂礫層が、交互に1m 土の厚さで成層状態を示している。台地末端附近では、礫層の厚さはやや薄くなると同時に、顕著な成層状態を示さないが、礫がやや大きくなる傾向がある。現河床礫と比較すると、一般に小さい。この礫層の成層状態と礫層の厚さは、越中の河谷内の他の段丘で見られない特色を示すものである。この段丘礫層の表面に、1~2m の赤土層がある。

栗巢野段丘の礫質について、川田三郎⁽¹²⁾は“この礫は、主として片麻岩と花崗岩で安山岩のないのが特色である”と記載している。また佐伯謙吉⁽⁵⁾も与四兵衛山の安山岩は栗巢野礫層の上にのつた弥陀ガ原熔岩流の延

第1表 栗巢野礫層の礫の種類とその百分比

礫層	礫種	変成岩類	閃緑岩・花崗岩	安山岩類	礫岩・砂岩
表面	礫層	31		4	65
礫層	上部	80	3	17	
礫層	中部	61	2	37	
礫層	下部	43		57	
現河床	礫	49	5	46	

12) 川田三郎 (1942): 常願寺川の河岸段丘, 地評, 18, 351~355.

長であると考えた。しかし、筆者の調査によれば、栗巢野礫層の礫質は、花崗岩質片麻岩・花崗閃緑岩質片麻岩・黒雲母片麻岩・眼球状片麻岩などの、いわゆる飛驒変成岩類のほかは、ほとんど複輝石安山岩・含雲母複輝石安山岩などの、立山火山熔岩流の安山岩類である。さらにそれらの礫種の堆積状態を見るために、最下部より台地面に至るまで、成層状態を示す崖において礫質のサンプリングを行つた。その結果は第1表に示す通りである。

第1表によれば、礫層の下部ほど安山岩のパーセントが大きく、礫層の上部に行くに従つて減少する。これと反対に、飛驒変成岩類は、礫層の下部より上部層にゆくに従つて、増大する傾向がある。立山火山のカルデラ壁の東側のザラ峠から、鷲岳及び鳶岳の斜面に分布する閃緑岩・花崗岩が、中部層・上部層に僅かに混じている。礫岩や砂岩礫が台地上にのみ存在するのは、第3図でもわかるように、栗巢野礫層台地の南縁山地にある中生代手取統の岩石が侵蝕されて、台地上に扇状地を形成しているためである。

第3図 栗巢野芹峠段丘の段面図

1: 侵入片麻岩, 2: 砂岩・礫岩, 3: 礫岩,
4: 安山岩質集塊岩, 5: 断層

特に礫層の下部には、美女平斜面材木坂で見られる柱状節理を示す複輝石安山岩の角礫も見出され、また凝灰質安山岩礫も見られた。常願寺川の本流が深く飛驒変成岩地域を侵蝕している割に、現河床の安山岩礫のパーセントが大きいのは、崩壊転落したものを運搬したためと思われる。

以上の事実は、栗巢野礫層は立山火山が弥陀ガ原熔岩台地を形成した後に、堆積したことを意味し、

おそらく火口壁が破壊されて、湯川谷が生長した頃の堆積礫層と考えられる。与四兵衛山を構成する安山岩は、栗巢野礫層の上に熔岩流が流れたものでなく、飛驒変成岩類と手取統の基盤が侵蝕された凹所に、美女平の安山岩熔岩及び泥流が堆積し、その後に侵蝕されたものである。そのあとへ栗巢野礫層が堆積してこれを埋め、常願寺川本流の転流後に、段丘礫層が与四兵衛山の北側にも堆積したものであつて、これらの関係は与四兵衛山の南側で観察される。栗巢野台地面の開析状態と、与四兵衛山の侵蝕状態の差も、このことを示している。

芦峠寺段丘の標高は410mで、河床との比高は60~50mの高位段丘面を形成している。この段丘面は、栗巢野段丘面末端の高度440mから、常願寺川を挟んで連続する位置を示している。礫層の厚さは部落中央部の崖で45m±で、その下部には第三系の集塊岩層(岩稻累層)が見えている。礫質は飛驒変成岩類と安山岩類で、観察した限りでは、手取統の礫は認められなかつた。礫の大きさは45cm±で、中には1m以上の円礫を含んでいる。現河床の礫よりはるかに大きい、現河床礫は本宮堰堤による堆積礫¹³⁾であるから、比較はできない。

5. 千垣段丘と横江段丘 千垣附近には3段丘面がある。最上位の面は標高310mで、狭長な面であるが、その下位の標高約300mの面は、河床

第4図 千垣、横江段丘の断面図
1: 凝灰岩・集塊岩, 2: 砂岩・泥岩
1, 2ともに第三系

との比高30m±の岩石砂礫段丘で、安山岩質凝灰岩、集塊岩層(岩稻累層)の上に、約17mの礫層がのつている。この面に長径1.8mの花崗岩質片麻岩の亜円礫があり、礫層中にも60m±のものが多く、中には1.2m大の安山岩・片山岩礫を含んでいる。この面は、対岸の岩稻層よりなる断層地塊上の礫層面に対比される。さらにその下位の段丘面は、水準点284mで示される面で、河床との比高は10m±で、ほとんど砂礫で構

13) 三井嘉都夫(1955): 常願寺川に於ける堰堤の堆砂と河床の変化について, 資源研彙報, 37, 28~38.

成されている。この段丘は小見の低位段丘に対比されるが、小見段丘の基盤は断層のために高低があり、礫の厚さも一様ではない。小見駅附近の低位段丘面には、1.8m~2mに及ぶ複輝石安山岩の巨礫があるが、これは堆積した原位置を示すものか、上位面の礫が侵蝕で残された2次的なものか不明である。

横江段丘は現河床との比高約25mで、砂質泥岩層の上に約15m位の礫層がのつている。この礫層も1mあるいはそれ以上の巨大礫を含んでいる。この下位に千垣下位段丘面に断続する段丘面があり、巨大な礫層で構成されている。横江の対岸岡田の上流には注入片麻岩の巨大礫(5m×3.5m×3m)が岩相層を基盤とする段丘にのつている。横江段丘面は千垣段丘面と共に、栗巣野駅附近の小段丘面から、与四兵衛山下の小段丘面及びその対岸の段丘面に断続する。この千垣—横江の比高30m—25mの段丘面は、現河床礫よりも大きく、この点では、芦峠寺段丘末端附近のものに似ているが、芦峠寺段丘面の末端は急傾斜を示し、千垣面との比高は60m土に及び両者は全く不連続性を示している。小見には今村外治⁽¹⁴⁾の薄波—河戸断層があり、小見—栗巣野断層と斜交しているが、これら断層の影響を考慮しても、芦峠寺礫層堆積後の断層運動の結果とは思われないので、芦峠寺面と千垣面は形成期を異にする礫層面と考えられる。

堆積礫の大きさを決定するものは河床の勾配で、水量は2次的であると⁽¹⁵⁾⁽¹⁶⁾考えられている。今かりに、水量が同一であつたとし、この附近の段丘面は、すべて堆積当時の勾配を示すものとすれば、上位段丘ほど大きな礫が存在すべき筈である。然るに巨大礫を含む段丘礫層は、むしろ栗巣野—芦峠寺面の下位の千垣—横江段丘礫層であることは、当然、水量の増大によるものと考えなければならない。さらにこの地域の縦断面によつて、栗巣野—芦峠寺段丘面と千垣—横江段丘面の関係を比較して見ると、栗巣野—芦峠寺段丘面形成後の隆起運動は、千垣—横江段丘面を形成した隆起運動量より大きく、かつ増傾斜的であつたことがうかがわれる。そして、栗巣野—芦峠寺段丘面の勾配の延長と、千垣—横江段丘面との比高は、下流部に行くほど小さく、また横江段丘面は宮路の南方で、下段隆起扇状地

14) 今村外治 (1932): 神通川流域の地質に就いて, 富高博物同会誌, 第3号, 9.

15) 谷津栄寿 (1951): 関東地方における河川堆積物の予察的研究, 地評, 24, 144~147.

16) 中山正民 (1952): 河川礫の大きさに関する研究, 地評, 25, 401~407.

第5図 栗巣野、横江付近における常願寺川の段丘の縦断面図

を形成した段丘面に切られている。このことは、増傾斜的隆起運動の結果と考えてよいと思われる。従つて、これら段丘面を連続して考えられる面の勾配は、堆積当時の河床勾配に、増傾斜的隆起による勾配の増加を加えた結果である。千垣—横江段丘面をつらねた勾配と、現在の河床勾配との差は、約3%であるから、巨大礫の層を堆積したのは、水量の増大に関係があると思われる。この増水期は、氷期あるいはその解氷期との関係において理解さなければならぬ。このことは、上市川の極楽寺段丘⁽¹⁷⁾に比較して考えても、不当なものとは思われない。この意味で千垣—横江段丘の礫層は注目すべきものである。

6. 地形発達史 以上、常願寺川上流地域の地形と地質について調査し、それぞれの地形面相互の関係について述べたのであるが、なお若干の点では疑問があるけれども、だいたい第2表のように編年される。その結果、この地域の地形発達史は、大要、次の如く説明さされる。

1) 立山山地には、第三紀の造構造運動後の隆起と侵蝕によつて、2～3の侵蝕面が形成された。

2) 立山火山の活動が開始され、飛驒変成岩類の侵蝕面の凹所に安山岩熔岩及び泥流が流出し、美女平から与四兵衛山にまで達した。このような大規模な熔岩流出期は、少なくとも5～6回にわたり、弥陀ガ原熔岩台地が形成された。

3) その後、火口壁が崩壊し、その西壁はさらに湯川谷の生長により侵蝕破壊され、湯川は真川とともに常願寺川の本流を形成して、安山岩熔岩と変成岩類との接触地帯を流れ、熔岩台地の末端附近では、与四兵衛山の南側を侵蝕し、扇状地状砂礫層を堆積して栗巣野礫層を形成した。さらに、この流路は与四兵衛山の西端を曲流して、芦峠寺礫層を形成した。この礫

17) 深井三郎 (1956)：立山山麓の隆起扇状地，地評，29，218—231。

第2表 常願寺川上流地域の編年表

火 山 活 動	氷 期	地 形 発 達
余動 { 地 獄 谷 勢期 { ミクリガ池爆発火口 活 { カルデラ (火口壁の破壊) 立山火山活動期 { 室堂, 天狗平熔岩流 { 追分, 弘法平熔岩流 { ブナ, 美女平熔岩流	立氷山期 { 上位圏谷 { 氷蝕谷・下位堆石 ↓ ?	下位段丘層 千垣, 横江段丘礫層 与四兵衛山の環流丘陵化 ~~~~~断層運動~~~~~ 栗巣野, 芦峠寺段丘礫層 室堂平面 天狗平面 追分平面 弘法平面 小平面 ブナ平面 美女平面 } 弥陀ガ原面 ~~~~~断層運動~~~~~ 弥陀ガ原熔岩流基盤侵蝕面 大日, 上ノ岳侵蝕面 別山, 浄土侵蝕面と残丘

層形成期は古く考えればリス氷期相当期頃に、新しいと考えればウルム氷期相当期前半頃かと思われる。そのいずれであるか、編年上の時期は、今のところ決定できないが、一応、前者の時期としておきたい。

4) その後、辻村太郎⁽¹⁸⁾⁽¹⁹⁾の早乙女岳断層崖にのびるかと思われる小見一栗巣野断層運動があり、また、地盤の隆起に伴って侵蝕の復活が行われ、常願寺川本流は美女平末端、千丈ガ原を中心として転流し、称名川を併せ流れ、与四兵衛山を環流丘陵化し、栗巣野面と芦峠寺面を分離し段丘化した。この頃の隆起運動の性質は増傾斜的であり、その量は以後の段丘形成期のものより大きかつた。

5) この頃、またはこの前後に、山地の隆起と気候の寒冷化に伴って雪線が下降し、立山連峯の山頂附近に氷河が形成された。この氷期(ウルム氷期)の後半頃に、ミクリガ池の爆発火口が形成された。この氷期の前半頃に千垣横江の段丘礫層の堆積が行われ、その後半頃か、あるいはその解

18) 辻村太郎 (1932): 東北日本の断層盆地, 地評, 8, 988.

19) 辻村太郎 (1942): 断層地形論考, 古今書院. 186—281.

氷期に、これら段丘層に対比される堆積面の段丘化が行われ、下流部の下段段丘扇状⁽¹⁷⁾が形成された。この間に、河道が谷中を曲流したことは、段丘面の不連続、あるいは同時期に形成されたと思われる段丘面の非対称的配列によつてうかがわれる。

6) これらの段丘面より下位の千丈ガ原及び千垣・横江の低位段丘の形成は、後氷期から今日にかけて行われたもので、栗巢野台地上の扇状地も、その開析状態からすれば、この頃のものかと思われる。

7. 結言 立山火山による弥陀ガ原の形成期と、その余勢活動と、立山氷期との関係、及び栗巢野礫層と熔岩流との関係について明らかにし、千垣・横江段丘と栗巢野・芦峯寺段丘との関係を考察し、千垣・横江段丘礫層の堆積環境に言及した。その結果考えられる常願寺川上流地域の地形発達史の概要を述べた。

思うに、日本における氷期、間氷期の堆積と侵蝕の状態、すなわち気候変化に伴う堆積及び侵蝕に関する智識はいまだ不十分である。のみならず、地盤運動が激しかつたとの理由の下に、氷期以降の隆起と現在の河床との比高について、推測を行つてもその決定は出来ない。氷期と段丘との対比編年については、直接の資料が得難い以上は、広く各河川の段丘について吟味する必要がある。黒部川・早月川・常願寺川の各河谷内の段丘が、ほぼ同じタイプを示すことは、今までの調査⁽¹⁾⁽²⁰⁾でわかっている。また上市川極楽寺段丘の赤土層に、旧石器時代の遺物を含んでいたことも、手掛りになるであろう。これらのことについては、将来、早月川の段丘について比較して論ずるつもりである。

(1956年2月3日受理、同年5月1日改訂受理)

GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE AREA ALONG THE UPPER STREAM OF THE JŌGANJI RIVER

Saburo FUKAI

The writer has surveyed the glacial topography of the Tateyama Range in the northwestern part of the Hida Mountains, the lava plateau of Tateyama Volcano (Fig. 1) and the river terraces (Fig. 2) along the upper stream of

20) 深井三郎 (1953): 早月川の河岸段丘, (要旨) 日本地理学会春季大会, 26, 別冊, 1.

the Jōganji River. The results may be summarized as follows.

(1) The gravel beds of Awasuno and Ashikuraji terraces (Fig. 3) were deposited After Midagahara lava plateau had been formed (Table 1) and the western side of the crater wall had been almost destroyed by breakdown and erosion.

(2) The explosion of the Mikurigaikake took place after Midagahara lava plateau had been formed, was an event in the latter half of Tateyama ice age(=Hida ice age) which may be correlated to Würm ice age.

(3) In the gravel beds of Chigaki and Yokoe terraces (Fig. 4) huge boulders can be found, while in those of higher and older ones of Awasuno and Ashikuraji they can't. Comparing the gradient of the present river-flow with those terraces, it may be said that those gravel beds were deposited by the increase of the river-water. The writer has concluded, therefore, it was probably at ice age or its melt-water stage that these gravel beds were deposited.

Basing upon the facts as stated above, the writer has made the chronological table of the geomorphological development of the area treated (Table 2).

短 報

島根半島付近に認める沖積世初期海水準

井 関 弘 太 郎

1. まえがき 筆者はさきに濃尾平野・浜松平野・越後平野・仙台平野および瀬戸内海沿岸の若干の平野における沖積統基底面と、付近海底地形との関係から、沖積世初期の海水準を考察したが⁽¹⁾、さらに簸川平野の沖積統基底面とその付近の陸棚との関係も既報の考察を裏付けることが明らかになったので、資料の一つとして報告することにした。

2. 簸川平野の沖積層基盤 簸川平野の地質については、天然ガス調査のために、第1図に示す3地点に於て試錐が行われており、この成果を基準にして考察を進めることが可能である。これらの試錐点は、同平野において最もガス兆候の顕著な部分に選定されたと共に、試錐と併行して行れた地質調査所・島根県商工課による既存深井戸の地質断面聴取調査の結果⁽²⁾⁽³⁾からみても、上記の試錐点は、同平野の

1) 拙稿 (1956) : 日本周辺の陸棚と沖積統基底面との関係について, 名古屋大学文学部研究論集, 14, 85~102.

2) 島根県瀬戸商工課資料: 島根県簸川平野天然ガス調査成果表.

3) 同上資料: 出雲市北東部天然ガス調査報告.