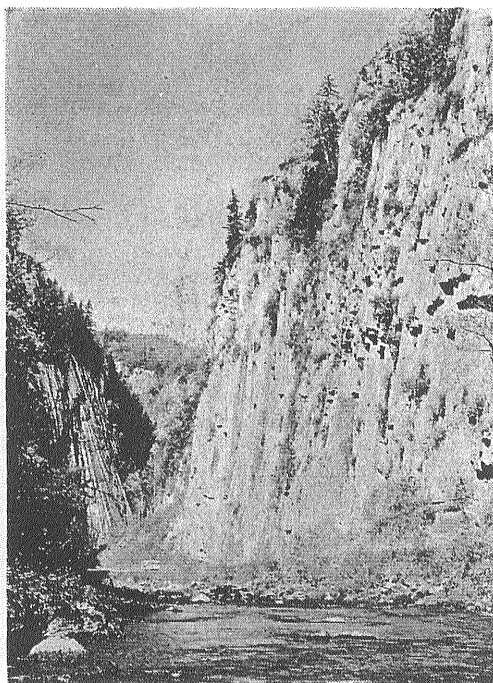


大 雪 火 山

国府谷盛明・小林武彦

大雪山は北海道の屋根と呼ばれ 道内の人はいちもより多くの人々に親しまれている。大雪山は美しい成層火山 旭岳を主峯として お鉢平火口をとりまく北海岳 北鎮岳 ドーム状の白雲岳 トムラウシ山 溶岩流台地の化雲岳-忠別岳-高根ヶ原など 火山として変化にとんでいくと共に 北海道でもつとも高い2000m前後の高度は 北緯44°に近い位置にあるため 本州の3000mをこえる山岳地帯に匹敵する気候条件下にあり 高山地特有の地形がよく発達している点にも特徴がある。

大雪山への一般的登山コースは 層雲峡温泉を起点として ロープウェイで黒岳へ バスで銀泉台か高原温泉まで登り そこから山へとりつくコースと もうひとつは湧別温泉からロープウェイで旭岳の姿見の池に至るものがある。ここでは前者のルートにそって説明しよう。〔()内は5万分の1地形図〕



第1図 層雲峡小函(神削壁)付近の層雲峡溶結凝灰岩

旭川から層雲峡へ (上川 大雪山 上支湧別)

旭川から上川へ向かう列車の右前方に 夏でも雪をいただいた大雪山から十勝岳までの大雪-十勝火山群の全貌が遠く望まれる。大雪-十勝火山群は北北東から南南西に連なり 10数座の火山からなっており北海道の背骨 日高帯に斜交している。北海道の米どころ 上川盆地もやがてつきようとする上川駅の手前で 右側の車窓に 柱状節理の発達した層雲峡溶結凝灰岩の壁がみられる。いよいよ大雪山の噴出物との出会いである。

上川駅からバスに乗りかえ 石狩川に沿って層雲峡に向かう。右側の車窓には層雲峡溶結凝灰岩と河岸段丘がみられ 左手には大雪山火山の基盤となっている日高累層の粘板岩がみられる。この左手の山稜付近には 大まかな柱状節理の発達したチカルベツ溶結凝灰岩(鮮新世)がみられて平坦な山稜となり ニセイカムウシュッペ山へと続いている。やがて両側から層雲峡溶結凝灰岩の崖がせまり いよいよ大雪山国立公園へと入る。

層雲峡溶結凝灰岩の崖には それぞれ屏風岩 胡蝶岩 七賢峯などと名がつけられている。残月峯が左手にみえると間もなく層雲峡温泉である。残月峯はチカルベツ溶結凝灰岩などと共にニセイカムウシュッペ山を作る鮮新世の朝陽山集塊岩でできている。温泉の入口 神泉橋付近には 日高累層の粘板岩の崖が立ちはだかるように迫ってくる。バスの右手前に谷が開け 谷のつきあたりに黒岳がそそり立っている。大雪山への登山口 層雲峡温泉である。層雲峡温泉でバスをのりつぎ大函へ向かおう。層雲橋を渡ると 左手車窓に見える赤く焼けた岩壁は 残月峯と同じ朝陽山集塊岩である。河原にあるヒサゴ岩 不老岩などもこの集塊岩の転石である。層雲峡の代表ともいわれる流星 銀河の滝は 雄滝 雌滝とも呼ばれ いずれも層雲峡溶結凝灰岩にかかる滝である。滝につづいて やはり層雲峡溶結凝灰岩の壁が 新大函 天城岩 神削壁と続く。神削壁では 柱状節理がみごとに発達しており 一辺が40~60cmの六角柱となり 150mに近い岩壁を作り真直にそそり立っている。

神削壁を過ぎてしばらく行くと右手にライマンの滝—それは今までの滝とはうって変わり 粘板岩にかかる小さなゆるい滝—北海道の地質に初めて科学的なメスを入れた1人 ライマンの名がこのにぎにぎしい景観の中に ひっそりと秘められ 流星 銀河の景観に圧倒された観光客に印象づけられることもなく車窓を過ぎ やがて大函に着く。大函は層雲峡溶結凝灰岩で作られる特異な景観のとどめともなっている。大函の停留場のすぐ手



第2図 大雪山(石狩川上流から) 右側の平たい山は忠別岳 左側の低地が白楊平

前のトンネル出口上には 層雲峡溶結凝灰岩の基底部が露出しており その下位には この溶結凝灰岩のすぐ前に噴出した降下軽石が認められる。

ここから先には層雲峡溶結凝灰岩は分布していない。層雲峡溶結凝灰岩でおし狭められていた峡谷も ここから上流では広い川幅となっている。日高累層の粘板岩類をおおって 葉理の発達したシルト 細粒砂からなる白楊平層と呼ぶ湖成層が発達している。石狩川の本流から赤岳へのバスの別れ道付近では みごとな層間褶曲をした露出が道路の切り割りに認められる。

白楊平層はかつて鮮新世の三国層 白滝層などに対比された地層であるが

- 1) 大函より上流にだけ分布している
- 2) 大雪山の基盤を作る岩石を侵食した 新しい河谷に沿ってだけ分布している
- 3) この層の堆積面は他の河岸段丘面にくらべて広く 面の傾斜は少なく、その高度は小函付近の層雲峡溶結凝灰岩の堆積面とほぼ一致する
- 4) この面の開析はあまり進んでいない
- 5) 堆積物の岩相は 層雲峡溶結凝灰岩の分布地に近い部分では細粒物が多く 石狩川の上流にむかって 粗粒物が多くなる。同一地点では上部に向かい細粒物に富んでくる

以上のような特徴から 白楊平層は層雲峡溶結凝灰岩のせき止めによる堆積物と考えられる。

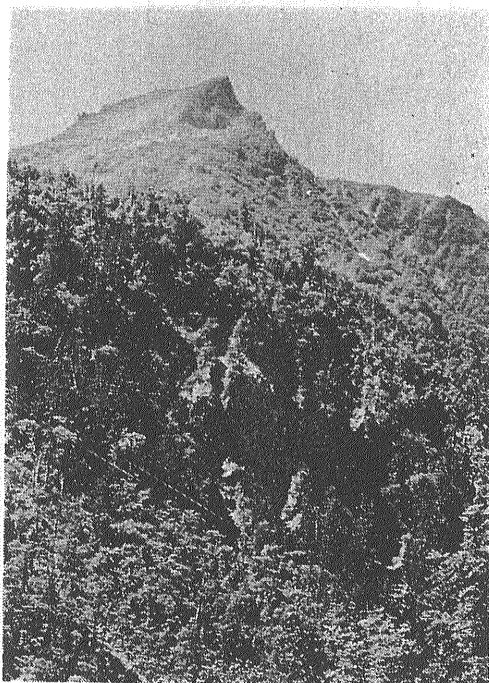
さあ層雲峡温泉にもどり いよいよ大雪山に登ろう。

大雪山へ (大雪山)

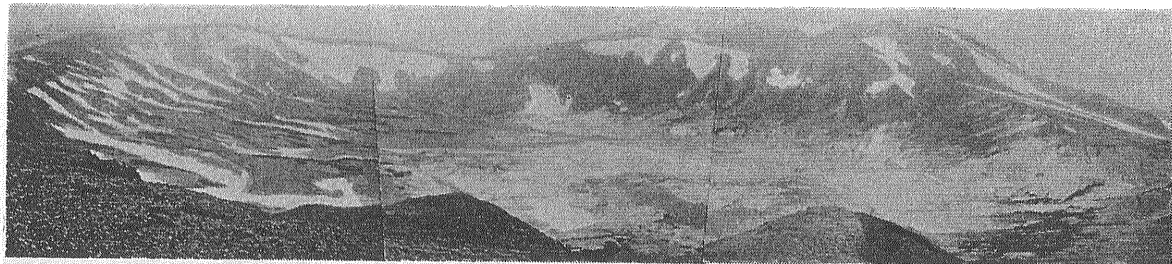
層雲峡温泉から黒岳への旧登山道は 最近までは3合目まで基盤の粘板岩の急崖をつづら折りに登って黒岳からのびる山体斜面に達していたが 今では5合目までロープウェイで一気に登ってしまう。ロープウェイから見下すと 石狩川によって刻まれた急峻な谷を埋めて流れ下ったであろう層雲峡溶結凝灰岩が 急な斜面にまつわりつくように堆積面を作っているのがみられ その向こうに鮮新-更新世の火山岩でできたニセイカムウシュ

ツペの山なみが望まれる。5合目の展望台付近のトドマツ エゾアカマツの原生林も 6合目を過ぎてダケカンパの樹林に変わり 7合目から8合目にかけてナナカマド ハイマツが現われ やがてお花畑になる。黒岳の山頂に立つと急に眺望が開ける。南西を望むと 左から赤くやけた烏帽子岳 ズングリとした白雲岳 などで肩の北海岳 ドーム状の北鎮岳・凌雲岳が一望の下にみられる。また これらの峰にかこまれた直径約2kmの凹地 お鉢平も大きく開いている。ここで大雪山の地質の概要について説明することとしよう。

大雪山地域の基盤を構成しているおもな地層は 日高累層と新第三紀中新世の火山岩類である。すでにみてきたように この地域の日高累層は大部分が粘板岩で



第3図 層雲峡温泉からみた黒岳(大場与志男撮影)



第4図 お鉢平火口(北海岳から)火口の向こうに右側から北鎮岳・比布岳—永山岳 左端にかすかに旭岳がみえる

一部は閃緑岩類に貫ぬかれている。新第三紀中新世の地層は ヤンベタツ層 カウンナイプロピライトと呼ばれ 前者は変質した溶結凝灰岩 後者はわずかに泥岩や砂礫層をはさむプロピライトである。 これらを基盤としてできた大雪山の火山活動は

- I) 大雪火山群の基底溶岩の形成期
- II) 古大雪火山の形成期
- III) 新大雪火山の形成期
- IV) 旭岳および熊岳火山の形成期

の4期に分けられる。I期は更新世前期に IIおよびIII期は更新世後期 IV期はほぼ現世にあたると思われる。

I期の噴出物は 高根ヶ原 忠別岳 化雲岳 黄金ヶ原 五色原 沼の原などの台地をつくる輝石安山岩溶岩である

II期に属するものは 黒岳 北鎮岳 赤岳 白雲岳などをつくる古大雪溶岩(角閃石輝石安山岩)である

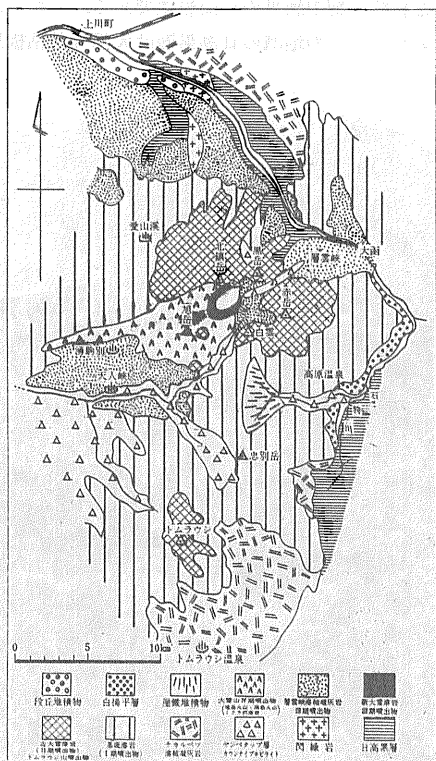
III期に含まれるのは 古大雪火山の中央にできたカルデラを埋めて堆積している新大雪溶岩(輝石安山岩) 同質の層雲峡溶結凝灰岩などである

IV期には旭岳火山 熊ヶ岳火山を形成する噴出物(おもに輝石安山岩)とミクラ沢溶岩(角閃石含有輝石安山岩)が噴出した

黒岳をつくる岩石は角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩で粗粒な角閃石斑晶をもっているのが特徴である。赤岳 烏帽子岳 白雲岳 北鎮岳 凌雲岳 永山岳などはいずれも同じ岩質の古大雪溶岩からできているが 噴出時期により2つに分けられる。赤岳 烏帽子岳 永山岳などをつくるより古いものと 凌雲岳 北鎮岳 白雲岳などをつくる新しいもののグループである。後者の峰々はドームの様な地形を示しているが いずれも溶岩流の地形につながっている。古大雪火山の形成後カルデラ陥没がおこったと考えられる。

新大雪火山はお鉢平を火口とする成層火山である。

黒岳から北鎮岳へつづく雲居平 北海岳から白雲岳への北海平などの平坦な面は お鉢平の火口から噴出した層雲峡溶結凝灰岩と その先駆をなす降下軽石が堆積してできたものである。北海岳の北側の崖にひっかかるように溶結凝灰岩が見られる通り お鉢平から噴出した熱雲は古大雪火山のカルデラを埋め カルデラ壁の低くなった所から溢流し おもに2方向に流下した。そのひとつは黒岳のすぐ南を通り石狩川の峡谷に流れ込み ここで2手に分かれ 一方は石狩川を下って安足間付近まで流れ 他の一方は逆行して大函まで達している。そのため大函一神削壁付近でもっとも厚い。この付近ではこの溶結凝灰岩の堆積面は 標高1,000~900mであるが 石狩川に沿って連続的に高度を下げ 安足間付近で



第5図 大雪山周辺の地質



第6図 北海平付近 溶結凝灰岩の台地(白雲岳付近から)

は約500mの高さの面をつくっている。第2の流れは忠別川に沿って流下し、天人峡に至っている。羽衣の滝もこの層雲峡溶結凝灰岩にかかっている。

層雲峡溶結凝灰岩は石狩川などの河川が作った谷を埋めて堆積しており、チカルベツ溶結凝灰岩などの古期のもものが開析されて現在は稜線などを作って分布しているのと対照的である。このことは層雲峡溶結凝灰岩がごく新しい時期に噴出したものであることを示している。一方、上川市街地の南では層雲峡溶結凝灰岩は河岸段丘にきられている。この段丘は白滝付近の第5段丘に対比される。これらの点から層雲峡溶結凝灰岩は第四紀更新世末のものと考えられる。したがって層雲峡溶結凝灰岩におおわれる古大雪溶岩、新大雪火山は更新世末にはすでに形成されていたことになる。

黒岳の山頂から烏帽子岳を、あるいは白雲岳から烏帽子岳を望むと、露岩の累々とした堤状の地形がみられる。これがミクラ沢溶岩の作る地形で、北海岳の山腹から北方に約8kmもつづいている。この溶岩は新大雪火山の山腹の裂かから噴出したもので、層雲峡溶結凝灰岩を不整合におおっている。溶岩流の上に登ってみると、その両縁は30~40mの堤防状の高まりがあり、内側はくぼんでいるが、流動方向に直交して不規則な階段状をしているきわめて新しい溶岩流の地形である。

黒岳石室からミクラ沢溶岩の傍を通り、北海岳からお鉢平の縁を廻ると熊ヶ岳の分岐点にくる。熊ヶ岳の火口を右にみて進むと、大雪山、いや北海道の最高点の旭岳である。旭岳火山も層雲峡溶結凝灰岩を不整合におおって生長した成層火山で、西側には馬蹄形に開いた火口を持ち、裾野を西方に大きく広げている。裾野は深い原生林におおわれているが、はつきりした溶岩流を残す部分もある。山頂付近には紡錘形の火山弾も認められる。

高根ヶ原-トムラウシ山 (旭岳)

白雲岳から南には広い平坦な台地がつづき、忠別岳ごとに古城を思わせる風格のトムラウシ山が望まれる。

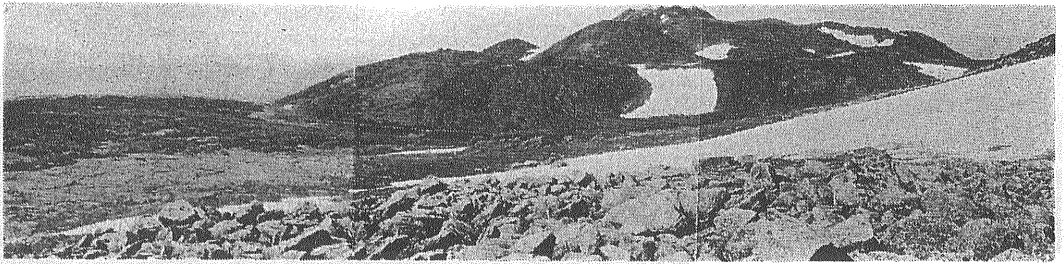
トムラウシ山へとつづくこの台地は、I期の基底溶岩によって作られた溶岩台地である。このような台地は高根ヶ原-忠別岳-五色ヶ原-化雲岳の地域以外にも、旭岳の西北麓の沼の平、トムラウシ山の西側の黄金ヶ原などに発達している。これらの台地を作る溶岩はいずれも板状節理がよく発達している。

高根ヶ原で特徴的なのは、台地の東端に急崖が発達していることである。この断崖は南北性の断層に沿って起こった崩壊性地すべりで作られたものである。この崖下のヤンベタツ川と忠別沢にはさまれた地域は階段状にすべっており、すべったブロックの後背地に滞水して、多くの沼が出来ている。トムラウシ山は基底溶岩の作る1,700m前後の台地の上に生じた火山で、噴出物は古大雪溶岩によく似た粗粒な斑晶にとむ角閃石輝石安山岩である。この溶岩は3期に分けられる(地質図では一括して示した)。

もっとも古い第1溶岩は、トムラウシ山の中央部を占



第7図 忠別岳・化雲岳・トムラウシ山・十勝火山列
(石狩川上流の上空から) 勝井義雄撮影



第8図 トムラウシ山(化雲岳付近から) 左手前にヒサゴ沼がみえる

めており 山腹斜面は急傾斜をなすが上面は比較的平坦である。中央部には直径約2kmの凹地 旧火口をもっている。ついで噴出した第2溶岩は 第1溶岩の北側に分布している。第3溶岩は第1溶岩の上に重さり トムラウシ山の本峰を作っているもので 白雲岳などと同様に 一見ドーム状の地形を呈しているが舌状の溶岩流として流下している。頂部には馬蹄形に近い形の火口がみられる。地形的特徴から大雪山の活動と対比させれば 第1第2溶岩は共に古大雪溶岩に 第3溶岩は新大雪溶岩または旭岳火山の時代にあたと推定される。

大雪山の氷蝕および周氷河地形

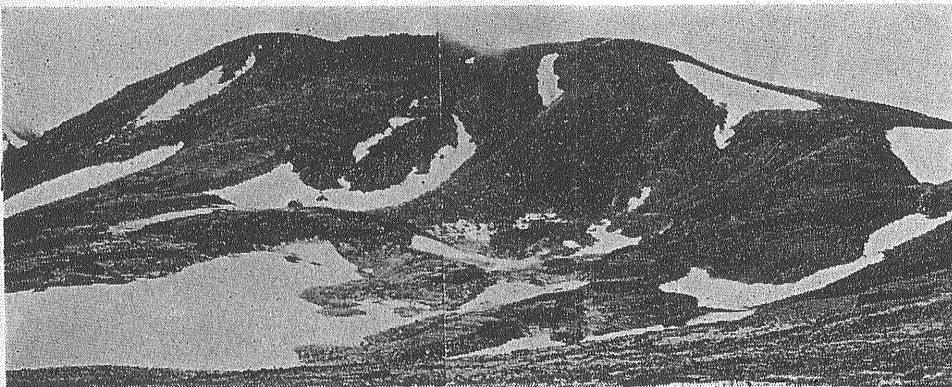
すでに述べてきたように 大雪山の大部分が更新世末には2000m前後の山体を作っていた。したがって 寒冷期には氷蝕作用 周氷河作用が大雪山にもおよんだと考えられる。また 現在の森林限界高度 北海道各地の高層気象観測資料によれば 現在でも大雪山の山頂部付近は ほぼ周氷河気候の下にあるとみなされる。

大雪山の氷蝕地形や周氷河地形について 今まであまり注目されなかったのは 大雪山が火山であって地形が比較的崩壊しやすく その上馬蹄形の凹地地形が安易に爆裂火口として扱われてきたこともあるが 火山自体が現世になって形成されたという考え方にとらわれていた面もあろう。

氷蝕地形

氷蝕地形としてはカール地形がある。きれいな地形が現在みられるのは 大雪山のI期とII期の山体で 白水川谷頭 白雲岳 忠別岳 凡忠別岳 黄金ヶ原などに発達がよい。白水川谷頭のは凌雲岳と桂月岳の間に北東に向けた馬蹄形の凹地を作っている。カール壁は70m前後の高さで半円形をなし カール底の標高は1750m前後で北にゆるく傾き 岩屑でおおわれている。この中を白水川が貫流しているが この川に沿って比高2m前後の高さで黄褐色砂質粘土を伴う角礫層が堤状にカールを2分している。カール底前端付近の側方山腹には 比高約8mの黄褐色砂質粘土を伴う角礫層がたまっている。同様な堆積物はカール底前端部にも小丘をなしている。これらの堆積物からなる堤または小丘には ハイマツなどの植生がみられる。

黄金ヶ原付近のものは稜線の南に東南方に口を開いた馬蹄形をなしている。カール壁の高さは 60~80m カール底は標高1650m前後で 大きく3群に分かれる堆積物が小丘を作っている。第1群の丘はカール壁とカール底の境付近に雁行状にならぶもので 大きな岩塊からなっている。この堆積物はカール形成後の崩壊物かも知れない。背後には小さな沼がある。第2群は第1群の下方に数mの高さで丘を作っている。丘のカー



第9図 白雲岳(緑岳から)

ル壁側の斜面は急傾斜で 前面側はゆるい傾斜になっており 全体としてカールの周辺部から中心に向かい 舌状にのびた分布を示す。第3群は第2群よりさらに前方にのびているもので 中央部は舌状にのび小河川によって2分されている。第2・第3群丘の後背地も湿地や沼になっている部分が多い。

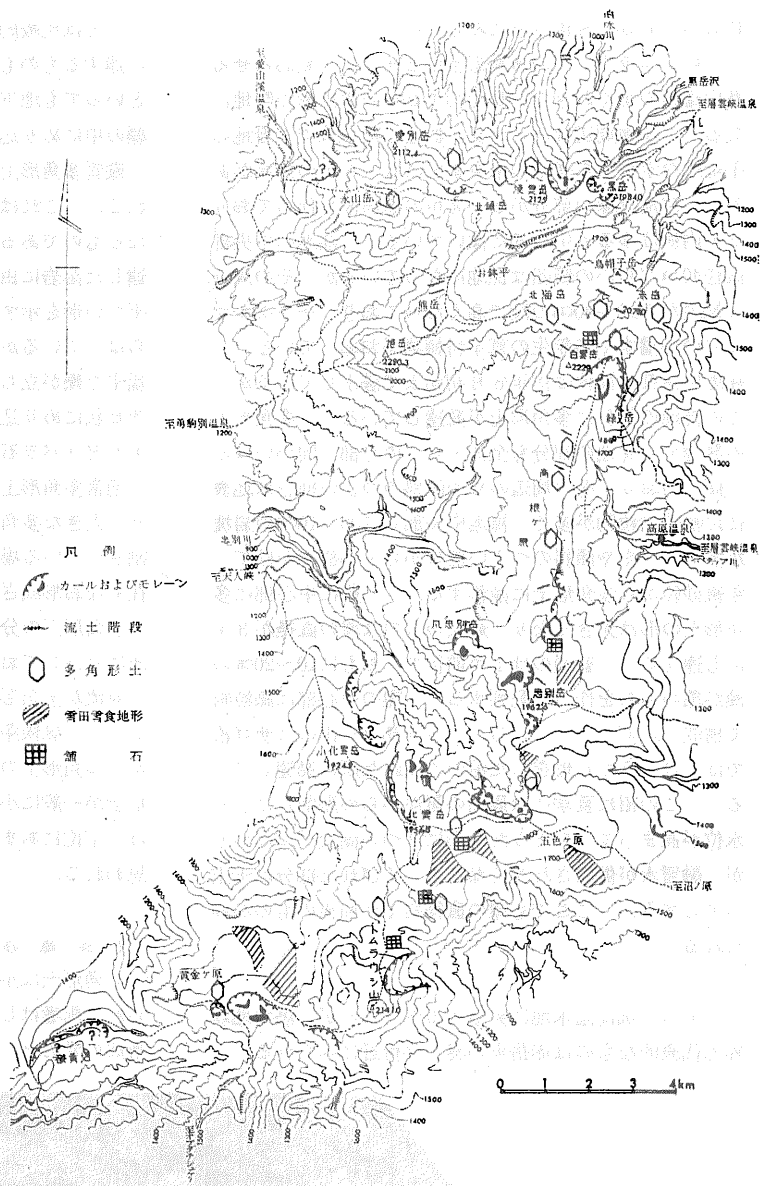
白雲岳のものはカール壁がいちぢるしく崩壊しているが 南東に開いている。堆積物は2段に分かれており 白雲岳石室の建っている丘は 前面にふくらんだ三日月型である。この下方にヤンベタツ川源流部に向かい 長く舌状にのびるもうひとつの堆積物がある。カール壁と小屋の建っている丘の間はすでに埋積され平坦になっており 初夏にわずかに湛水する。

この他 化雲岳の東1,940m 峯の北側のものでは カール壁は2段に分かれて発達している。

周氷河地形

周氷河気候下で形成された地形のうちには すでに化石化されたものと 現在も形成されつつあるものがあると考えられる。この両者の区別が十分にできる段階まで至っていない。しかし 現在の大雪山は多雪地帯であるため 冬季の地中の凍結はあまり深部に達しないと思われるし 夏期には相当多量の降雨と融雪水があることを考えると 今では凍結などの作用よりも 流水による侵食作用の方が地形形成の営力として支配的であると考えられる。また 周氷河地形の分布は標高1,600m 以上に限られており 高層気象観測の資料からみて現在の周氷河気候にあたる高さは約2,000m ぐらいと考えられるので 大雪山にみられる周氷河地形は その多くが化石化したものであろう。現在もなお継続的に形成されつつあるものは 雪による削剝作用や凍結・融解にともなうものなどごく表層におけるものに限られる。

表層の周氷河地形に関する発生論的な分類は まだ十



第10図 氷蝕地形および周氷河地形分布図

分になされておらず 名称も不統一である。したがってここでは形態から分類する。

特定の幾何学的形態を示すものとして 多角形土(いわゆる構造土または環状砂礫)・条線砂礫などがあり 幾何学的形態を示さない無定形土としては 鋪石・碎石原・小塚土などがある。また斜面に発達する地形として 流土階段と芝草階段 ゆるい斜面地形として 雪田雪蝕地形 急な斜面に生ずる雪蝕カールなどがある。

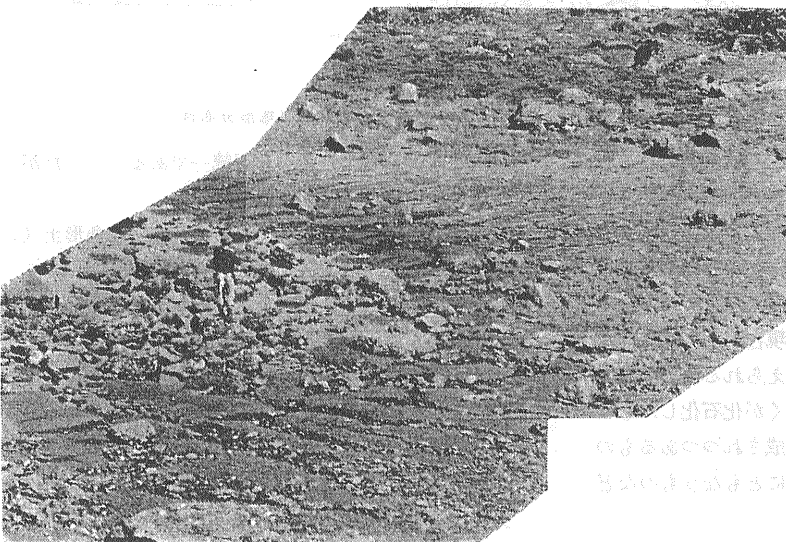
① 多角形土

大雪山では通常多角形土 礫質多角形土が多い。通常多角形土の代表的なものは トムラウシ山のヒサゴ沼

西方の1,818m 独標付近にみられる。

このトムラウシ山の多角形土はヒサゴ沼が見おろせる登山道路のすぐわきの長径約100mの楕円形の窪地にある。窪地周辺はハイマツが群生した台地で台地の平均的な水準から窪地の中央までは5~6mの比高がある。窪地は縁の部分に3~4mの急斜面を作っておりその内側はゆるく中心部に傾いている。窪地の中央部直径40mぐらいの範囲は裸地になっているがその周りは裸地から10~20cmの段で高くなっておりチングルマなどの小灌木や多年生の草本科植物がおおっている。窪地中央部の裸地は例年8月初旬まで湛水しているがこの裸地の部分に多角形土が発達している。多角形土の発達する裸地の部分も全体として中心部に向かいゆるく傾いておりその周辺のやや傾斜のつよい部分は地表に比較的細粒物が多く裸地中央部は100~10cmの岩塊が多い。やや傾斜のつよい部分から中心部にかけて条線砂礫から多角形土に漸移する。一般に中心部に多角形土の形は大きくなり最大のものは環の直径が3mにも達する。普通のは1m前後でおもに10~20cmの礫が環のふちを作って配列する。環の中心部は細粒物で構成され盛り上っている。トムラウシ山のヒサゴ沼ではひょうたん形をした沼のくびれた所に発達している。この沼は夏季には周囲の雪溪からの融雪水により水位が高まってひょうたん形に2つの湖盆がつながるが融雪水が供給されなくなるとくびれた部分は干上ってしまう。ここでも環の直径約1m前後のものがみられる。

以上の2例は湛水地に発達する例であるが湛水地以外で代表的なものは赤岳東の奥の平付付近にみられる。



第11図 トムラウシ山の多角形土

ここでは比較的細粒な岩片しかないが環の直径は2mに達するものもみられる。もっとも湛水していないといっても地下水位は高く細粒物の上を歩くと足が砂礫の中にめり込むような状態になっている。

礫質多角形土は高根ヶ原の平ヶ岳南方などによくみられる。これは多角形を作る物質がほとんど礫のみからなるものである。高根ヶ原では地表が板状節理の発達した溶岩に由来する礫でおおわれており礫はうすく平たい形を示す。多角形土の中心部では礫は水平に散らばっているが周辺の環を作る部分に近づくとつれて扁平な礫が立ちはじめしまいいは垂直に近くなりクサビ状にめり込む。多角形土の6角の環の接点ではちようど「バラ石」のような形を示す。

通常多角形土の中にはワタリ石によって分割されたり大きな多角形土の中に小さな多角形土ができて再分割されている場合もある。このような小型のものは現在もお形成されつつあると考えられる。

多角形土の分布をみるといずれも比較的湿じゅんな所に発達しており水の凍結とそれに伴って生ずる水の対流が多角形土を形成する要因と考えられる。したがって気候条件と水を保有するような細粒物質の厚さが多角形土の発達を規定すると思われる。礫質多角形土が一般に小型なのは礫質多角形土の生じる地域では下位にあまり細粒物が発達していないことによると思われる。

② 条線砂礫

多角形土は平坦地に発達するが条線砂礫は斜面にみられ両者はしばしば漸移する。条線砂礫は多角形土形成の営力と斜面における重力の作用が加わって形成されるものであろう。高根ヶ原には広く分布がみられる。

③ 流土階段

斜面の傾斜に直角にのびる平坦面と急崖によって作られた階段状地形である。崖の高さは通常20~100cm平坦面の幅は1~3mで表面はふつう細粒物からなっている。崖の部分はミネズオウやツガザクラなどの小灌木におおわれているが平坦部には植生がないことが多い。しばしば平坦部には小さな多角形土が発達している。斜面の傾斜がゆるい場合には崖の落差は小さくなり平

坦面の幅が広がる。高根ヶ原 忠別岳 トムラウシ山 白雲岳 北海平などに発達している。

④ 舗石

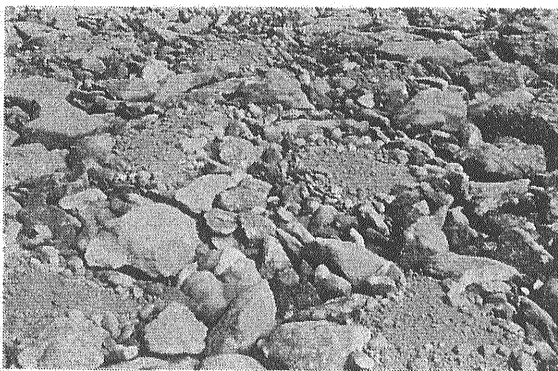
これは大小の礫がその大きさにかかわらず 頂部の高さを揃えてしきつめられた様に配列しているもので 礫と礫の間は細粒物質が充填している。舗石の発達する場所は沢状の窪地が多く 8月頃まで残雪がみられることから 一種の雪蝕地形と考えられる。おそらく積雪の圧力とその移動により コロイド状になった細粒物質に礫が埋められ 上面の高さが一定にならされたものと考えられる。ところによっては 形成後の流水によって細粒物質が洗い出されたと思われるように 礫と礫との間に間隙を生じている場合もある。トムラウシ山 白雲岳付近などに発達している。

⑤ 雪田雪蝕地形

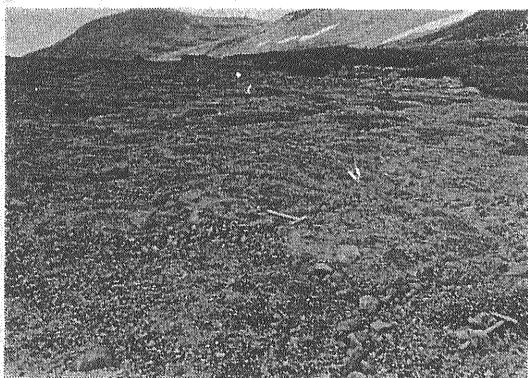
大雪山ではI期の基底溶岩などの上が ゆるい斜面になっている。これらの斜面の一部には 浅くえぐられたようなスプーン状のコンベックスカープをえがく 浅く広い凹地がある。この凹地はゆるく台地の縁へ向かって傾いているが 上限部はやや急傾斜となり 台地表

面の斜面に接する。この傾斜不連続部は明瞭な崖を作るようなものではないが 半月状の弧をなしており 両端に行くにしたがって台地表面との境が不明瞭になり漸移する。したがって 台地の傾斜が急であるほど不連続部ははっきりする。この凹地の中はほとんど小沢が発達せず したがって普通の水の営力で作られたものとは考えられない。多くの場合 これらの場所には夏に厚い残雪が広く残っており そのような雪田の作用によって形成された地形と考えられる。しかし この凹地内は融雪と同時にイワブキ キンボウゲ リュウキンカなどの多年性草本の植生におおわれてしまうので 現在では雪田によるこのような地形の形成作用はほとんどおこっていないと考えられる。この凹地の原形ができたのは多分過去のもっと寒冷な時期だったのであろう。

この地形と類似した形のものとして 雪蝕カールがある。雪蝕カールは急斜面に発達しており 残雪の融けた部分はあまり植生は深くない。大雪山では高根ヶ原東側の断崖によく発達して モレーン状堆積物は比較的発達しているが 残雪の消えたあとの地形をみると ほとんどけずり込みはできていない。モレーン状の堆積物を作る岩塊は 大部分断崖上部から落下してきたもの



第12図 ヒサゴ沼の多角形土



第13図 赤岳島の平の多角形土



第14図 高根ヶ原の礫質多角形土



第15図 高根ヶ原の条線砂礫

が 雪渓の前面に集積したにすぎないようである。

雪田雪蝕地形は 黄金ヶ原 化雲岳東南部 忠別岳東部などによくみられ 黄金ヶ原北部のものには凹地上部の崖が2段みられる。

以上述べてきて氷蝕および周氷河地形は その分布が基盤になっている火山の生成にはっきり支配されている。雪田雪蝕地形は大雪山 I 期の基底溶岩の地域のみでありカール 舗石などの分布は II 期以前の噴出物の地域に限られる。多角形土の大型のものもほぼ同様の地域に限られている。一方 条線砂礫 流土階段は III 期の層雲峡溶結凝灰岩の地域にも認められるが 旭岳には認められていない。

このような地質による分布の差異は ある種の高山植

物の分布にも認められるとのことであり(林業試験場道支所 鮫島淳一郎氏のご教示による) 氷期と後氷期のみごとな対応をみせてくれる。

(筆者らは北海道立地下資源調査所および北海道大学理学部)。

文 献

- 石川俊夫(1958)：大雪山および層雲峡 日本地質学会地質見学案内書
- 勝井義雄・高橋俊正(1960)：大雪山—十勝火山列の溶岩の化学成分 岩鉱 vol. 44
- 国府谷盛明(1961)：大雪山の生い立ち 上川町層雲峡観光協会
- 国府谷盛明・小林武彦他 2名(1968)：5万分の1地質図幅「旭岳」北海道開発庁
- 国府谷盛明・松井公平他 2名(1966)：5万分の1地質図幅「大雪山」北海道開発庁
- 酒匂純俊・河内晋平他 4名(1958)：トムラウシ山のみごとな構造土をめぐって 地球科学 no. 36

道北の自然を尋ねて サロベツ原野①

北川 芳 男

旭川から宗谷本線に入り 列車が塩狩峠の美しいドイトウヒの防雪林にさしかかると どこからともなく北国の匂が漂ってくる。けれども ここはまだ序の口峠を下ると名寄盆地の水田風景がしばらく続く。水稻の北限地帯である。日本人の米への執着をまざまざと感じているうち 美深もすぎ ふと気が付くと 車窓には山地が近づき 狭い沖積地や河岸段丘にはひなびた島

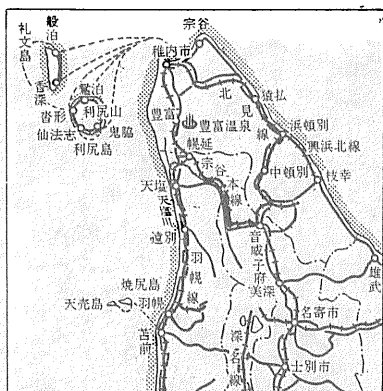
と草地在り展開されるようになる。

咲来 ^{さつくる おとこ} 音威子府など耳なれない駅を通りすぎる頃はなんとなく足下から寒さがそっと忍び込んでくるような感じがする。人影もまばらな駅の貯木場には冬山から運びこまれた木材が山と積まれ 静かに出荷を待っている。この辺の森林は北部北海道を代表する気候的安定林型の針広混交林で トドマツ エゾマツにまじって大きなナラ ダケカンバ イタヤ センノキ ヤチダモなどの広葉樹がみられ 森林王国の名にはじない林相が展開されている。^{あさしまし} 釧路 ^{あさしまし} 神路 ^{あさしまし} 佐久…ふと下車してみたくなるような小さな駅の下には 白亜紀の頁岩を削り続けた天塩川が悠々と流れている。いわば道北の入口である。

道北——堅くいえば北海道北部のことである——この音韻は旅する人々をして いろいろな想いに走らせる響をもっている。それは荒涼とした自然 流氷の海 最北端の旅愁 北へのあこがれ といった人々の期待と旅情をとりこにする響なのである。たしかに道北とはそんなところである。谷と川と森林の重苦しい景観をすぎると 左車窓には未開のウブシ原野 続いてサロベツ大湿原とその背景に利尻岳の秀峯が顔をのぞかせ 荒涼とした自然に魅せられる頃 列車は豊富の駅に到着する。私たちは ひとまずここで下車して サロベツ原野の自然を探ることにしよう。

豊富温泉 (豊富)

豊富に下車すると 駅舎が意外に近代的なのに驚く。つい2・3年前改築したばかりなのである。市街も活



第1図 道北地域