

長野県白馬盆地の伝行山小丘列

——埋め立て掘り出し過程について——

山下 昇・小坂共栄

信州大学理学部地質学教室

(1985年4月22日 受理)

はじめに

長野県北安曇郡(きたあずみぐん)白馬村(はくばむら)の中心は、東西1~2.5km, 南北10kmの細長い盆地である。その北縁を限って、西から東へ楠川が流れている。その下流南岸に、奇妙な小丘が並んでいる。東から順に、北林(またはホーソ山)・伝行山(でんぎょうやま)・西伝行山の三つである。その成因を追究していく中で、「埋め立て掘り出し過程」というものを考えた。山間の谷や盆地が、土砂で埋め立てられ、その後洗い出されて、再び元の谷や盆地が姿を現してくる、ということなのだから、何でもないことのようなのであるが、この過程の進行の仕方次第では、奇妙な地形を造り出すことがある、という点で重要な意味をもっている、と筆者らは考えている。

野外調査と地形判読には、2万5千分の1の地形図*のほか、5千分の1の白馬村森林基本図(昭和44年測図, 長野県)ならびに空中写真を用いた。

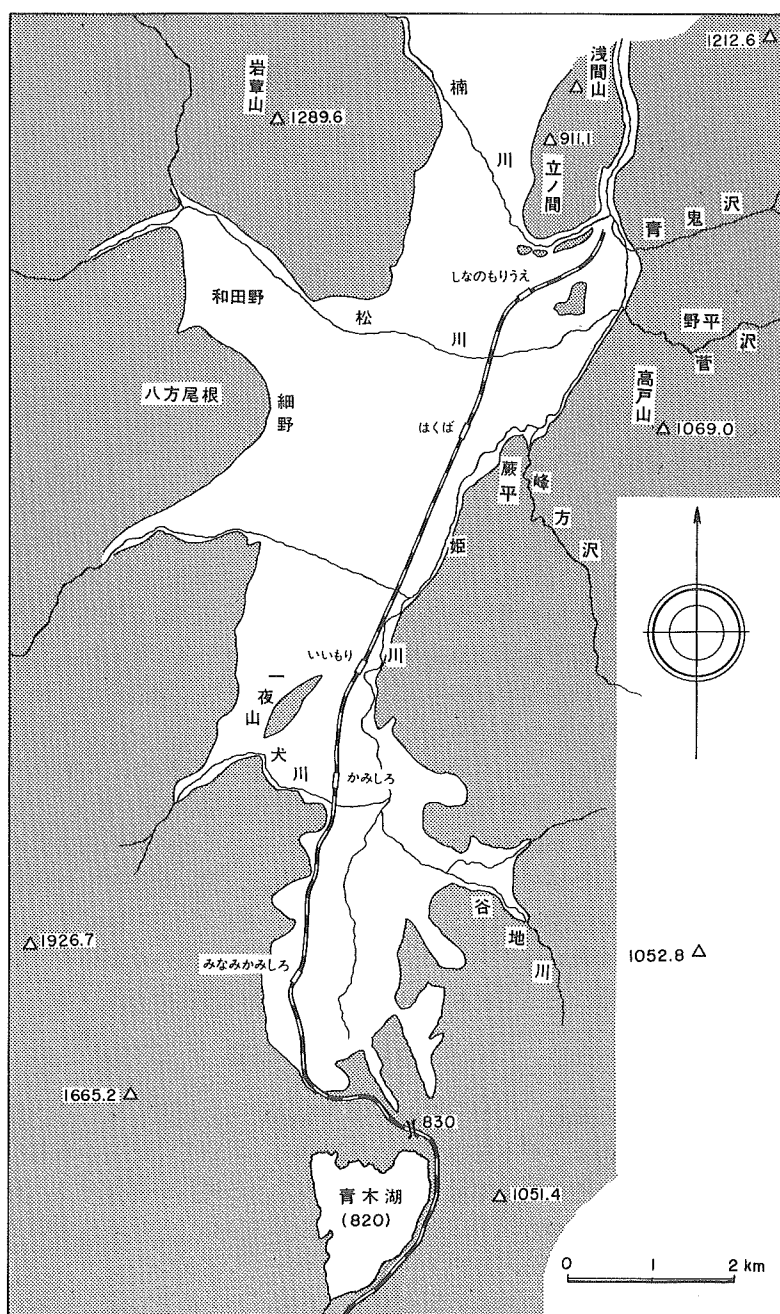
伝行山その他いくつかの地名について、白馬村教育長の長沢武氏の御教示を得た。切久保北方の火山灰層については、信州大学理学部の酒井潤一助教授を代表者とする松本盆地団体研究グループの未公表資料を使用させていただいた。空中からの写真3枚は、すべて、大洋航空株式会社と株式会社中部カラーから提供していただいた。学生山本博和君は野外調査の一部を手つだってくれた。これらの各位にお礼申し上げる。

白馬盆地の概要

長野県大町市の北部に、仁科三湖と呼ばれる湖が南北に並んでいる。南から、木崎湖・中綱湖・青木湖である。青木湖の北は分水嶺になっていて、そこから北へ姫川が流れ、やがて日本海に注ぐ。その姫川の最上流部を占めて、白馬村が存在する。村の中心はこの姫川に沿う盆地で、古くから四ヶ庄平(しかじょうだいら)と呼ばれている。ただし現在では、白馬盆地という方が分かりやすい。

白馬盆地は、ほぼ中央の飯森の辺りを境として、北と南に二分される。南半の神城地域では、盆地の幅は1kmほどである。この部分では、ほぼ南北方向である。高度は、飯森付近で海拔約720m, 5km上流の佐野で740mであるから、平均勾配は1,000分の4程度であり、極めて緩い。

* 2万5千分の1地形図「塩島」(昭和50年9月30日発行)には、三つの小丘のうち、真ん中の伝行山が描かれていない。



第1図 白馬盆地の概要

北半の地域では、盆地の方向がN30°Eとなり、幅は2.5kmほどに広がる。東縁は著しく直線的で、断層を思わせる。西縁では、姫川の支流である松川と平川の谷が、西方の山地に向かって深く大きく入り込み、盆地の輪郭を複雑にしている。盆地底の高度は、北

端の姫川第二ダムの辺りで640mほどである。これは飯森の720mより80m低い。その間の距離が6.5kmであるから、平均勾配は1,000分の12.3となる。これは、南半の勾配に比べて、かなり急である。

盆地の北限は楠川の谷で示される。この谷は、初め北西の方からS30°Eの方向で、直線的に流れて来るが、最下流に来て80度ほど曲がり、N70°Eの方向に向かう。この谷の北側は浅間山（せんげんやま）～立ノ間（たてのま：三角点911.1m）の山地——以下立ノ間山地と呼ぶ——で、姫川は、その東側に峡谷をなして流れ出る。他方、この山地の西側には、白馬岳連峰との間に、落倉～親の原の平坦面があるので、地形図を一見しただけでは、白馬盆地は楠川を越えて更に北方へ延びているようにも見える。ただし、北側の落倉の面は、南側の切久保の面より50mほど高い。

盆地の東側は、北部フォッサ・マグナの新第三系～下部第四系の山地であり、盆地に接する部分は、その中の大峰帯（小坂共栄，1979）に属する。この山地の高度は、南部で1,050m、北部で1,500mぐらいである。

盆地の西側は、白馬岳（2,933m）を初めとする北アルプス北部の山地で、準片岩～非変成古生層（茅原一也・小松正幸，1982）・超塩基性岩類・花崗岩類・珪長岩類・下部ジュラ系来馬層群などから成る。楠川から北では、これらを覆って第四紀後期の白馬乗鞍岳の火山岩類が広がっている。

盆地を挟んでの、このような違いから分かるように、この盆地はまた、糸魚川―静岡構造線の通る谷でもある。しかし、盆地の北の立ノ間山地は新第三系の大峰累層から成り、西側の岩葦山や矢崎山もまた大峰累層から成っている。このため、糸魚川―静岡構造線がどこを通るか、厳密なことは未解決である。

盆地に流入する主要な河川は、西側山地から犬川・平川・松川・楠川の四つ、東側山地からは谷地川・峰方沢・菅沢・青鬼沢（あおにぎわ）の四つである。このうち、北西から来る楠川は、盆地の北東端で姫川に合流するもので、少なくとも現状では、砂礫をこの盆地に供給していない。また、東側山地からの河川は貧弱で、砂礫の供給はあまり多くないように見える。これに比べると、平川と松川は著しい扇状地を張り出させ、姫川本流を盆地の東縁に押しつけている。

伝行山小丘列の地形と地質

問題の小丘列、すなわち北林・伝行山・西伝行山は、白馬盆地の北縁にあつて、楠川の南岸に、ほぼ東西に、線状に並んでいる。三つを合わせると、東西約970m、幅最大150mくらいである。これらの小丘の形態、特に平面形を記述するための基準となるのは、南側に接する段丘面——S2面、後述——である。この面の高度は、西伝行山の辺りで海拔約695m、北林の東端で約665mである*。この面と丘陵の斜面との境界は明瞭で、景観の点から見ても、段丘面の水田と丘陵斜面の雑木林と、はっきり違っている。

丘陵の北斜面は、その下を流れる楠川の河床まで連続する急斜面をなしている。この河床の高度は、西端で約670m、東端で約635mである。したがって、楠川の河床とS2面

* これらの高度は、5千分の1の森林基本図の等高線（10m間隔）および独立標高点などから読みとったものである。

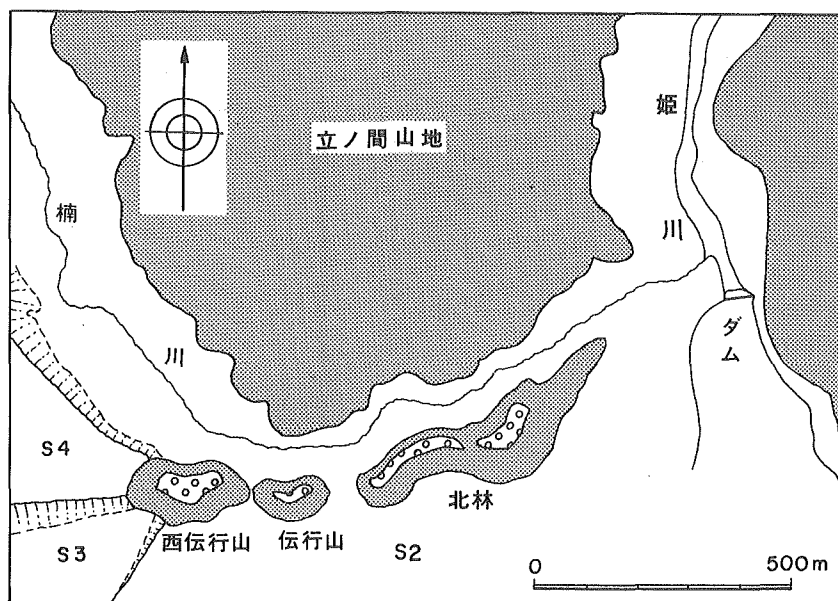
との間には、25～30mの高度差がある。この高度差は、丘陵群の高度に比べて著しく大きい。別の表現をすると、丘陵の比高が、段丘面S2を基準にするのと、楠川の河床を基準にするのとで、二倍近くも異なる。これでは、丘陵の平面形を記述するのが困難である。そこで、段丘面S2を北へ拡張し、その面まで楠川を埋め立てたと仮定し、その面を基準として、丘陵の平面形を記述する。

平面形 上述のように拡張したS2面を基準にとると、丘陵の平面形は次のとおりである。

三つの小丘のうち、北林はやや不規則に曲がった長楕円形で、幅最大150m、長さ550mである。この小丘は、更に東部・中部・西部の三つに分けられる。東部は50m×170m、中部は150m×150m、西部は80m×230mである。東部と中部の境界では高さが急に変わり、中部と西部との間には浅い鞍部がある。

伝行山は南に凸、北にやや凹の楕円形あるいは半円形で、幅80m、長さ150mである。西伝行山は110m×230mで、やや不規則な楕円形である。西伝行山と伝行山は接しているが、伝行山と北林との間は40mほど離れている。したがって、この部分では、段丘面S2が、楠川に面する段丘崖に直接に臨んでいる。

斜面形 丘陵の南斜面は傾斜が緩く、北斜面は急である。このことは、2万5千分の1の地形図にも、5千分の1の森林基本図にも、あまり明瞭には表現されていない。しかし、現地を踏査すると、極めて明白な非対称山稜をなしていることが分かる。もっと具体的にいうと、南斜面には岩石の露出がなく、落葉の季節には道のない雑木林の中を容易に上り下りできる。これに対して、北斜面はおおむね崖、一部では絶壁になっていて、登ることはほとんど不可能である。



第2図 S2面を拡張して埋め立てた場合の伝行山小丘列

丘陵の高度は、森林基本図によると、北林が706m（中部）と703m（西部）、伝行山が708m、西伝行山が735mである。S 2面からの比高は、北林の東部で10~20m、中部で35m、西部で30mである。伝行山の比高は20m、西伝行山で40mである。

地質 丘陵の地質は安山岩質の熔岩・凝灰岩・角礫凝灰岩などが主である。一部では、東西に近い走向と高角の傾斜が観察され、また断層も認められる。しかし、全体の構造はよく分からない。最もよい露頭があるのは伝行山の北斜面で、南方からの道が北林と伝行山の間を通り、西へ曲がって斜めに楠川の谷底へ下る所である。この岩相から見て、大峰累層と判断される。

西端の西伝行山の西半分は礫層から成っている。これは、上述の道が楠川を渡る辺りから遠望して分かることで、大きな崩落崖が全部礫岩から成っている。ただし、この露頭には近づくことができなかったのもので、詳細は分からない。かつてこの地域で卒業研究を行った中島豊志（1977、手記）によると、この礫層は、大峰累層を著しい不整合で覆う第四系更新統中部の楠川礫層（MS）で、その東縁がまくれ上がっている部分である。

この礫層とは別に、これらの小丘の頂部には薄い礫層が乗っている。これが最も明瞭に観察できるのは北林の中部および西部である。この礫層は、厚さ2~3m、礫は亜円礫~亜角礫で、径10~30cmのものが多いが、最大70cmのものも認められる。岩石は超塩基性岩・緑色岩・チャートなどである。北林の東部では、尾根の上に極めて少量の礫が散在していて、かつては礫層が覆っていたことを暗示している。

伝行山の頂上でも、礫層としての存在は確認できないが、やはり礫が散在している。ただし、注意を要するのは、山頂に小さいほころがあつて、その基礎工事のためであろうか、小砂利が人の手で運び上げられた形跡があることである。しかし、この種の小砂利は直径が小さく（多くは10cm以下）、新鮮である。これに対して、礫層から供給されたと推定される礫は大きく（40cm前後）、凹凸が目立ち、汚れて黒ずんでいる。

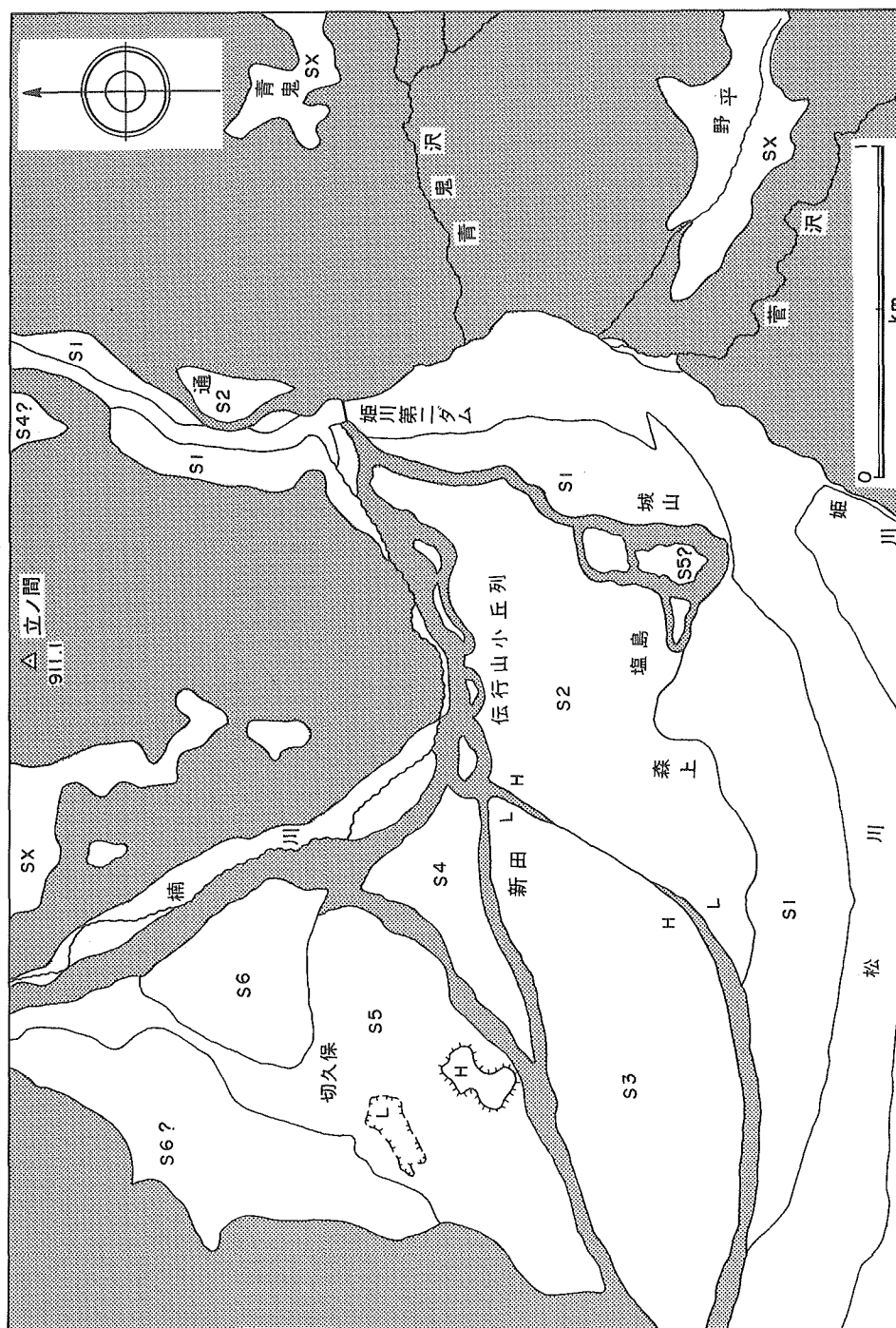
西伝行山では、山頂部も途中の石段の小径も植生等に覆われていて、露出が極めて悪い。その上、先に述べたように、山体そのものが礫層（楠川礫層）から成っているのも、それより若いベニヤ型の礫層があるのかどうか、よく分からない。山麓には、登拝口から西に水路があつて、その底と山側に巨礫を含む礫層が露出している。しかし、いずれの礫層に属するものか、判定は困難である。

なお、周辺の段丘と比較すると、これらの小丘の表面には火山灰層が存在することが期待される。しかし、確認できなかった。

松川~楠川間の段丘と礫層

上に述べたように、伝行山小丘群の表面は礫層に覆われている。そこで、この礫層に対比される可能性のある礫層が、周辺地域に、どのように存在しているか調べてみた。

なお、この地域の段丘と礫層については、古く川田三郎（1942）の研究があり、最近では、宇都宮二郎（1974）、清水文健（1974）、杉原重夫（1974）、中島豊志（1977、手記）の研究がある。しかし、筆者らの今回の調査は、白馬盆地内の松川と楠川に挟まれる部分に限られている。この範囲だけについても、筆者らの段丘区分と先人の区分とは、完全には一致しない。そこで、この論文では、低位のものから順に、S 1面、S 2面、S 3面



第3図 白马盆地北部，松川～楢川間の地形面区分

S1～S6：段丘面 SX：対比不明確な段丘面

灰色の部分：急斜面，すなわち山地と段丘崖

……と、仮の名をもって呼ぶこととした。また、それぞれの段丘を構成する礫層を、S1 礫層、S2 礫層、S3 礫層……と呼ぶこととした。

S1面 これは、松川の北に接して広がる面と、城山の東から北東にかけて姫川の西に広がる面とである。前者は長さ東西約2km、幅最大400m、後者は長さ南北1km、東西300mほどである。高度は、前者の西端（上流端）で海拔約725m、東端で約665m、後者の南端（上流端）で海拔約655m、北端で約640mである。前者の場合、平均勾配は1,000分の30である。

隣接する松川～姫川の河床からの比高は、森林基本図の等高線によると、松川沿いの上流部で5m以内、その下流部から姫川沿いの部分では0mである。ただし、北東端の姫川第二ダムが1933年に築造された後、「2.6km上流の大糸線松川橋鉄橋下でさえ10年間に3.2mも河床が上昇した」（平林照雄，1971，220ページ）ということであるから、ダム築造前の自然状態では、松川下流～姫川沿いの部分でも、やはり5m前後の比高があったものであろう。この面は、松川～姫川の現在の氾濫原と判断される。

この面を構成するものという意味で、国道148号線の松川橋の下で、現在の河床礫を観察した。礫は最大径1mくらいで、大小不ぞろいであり、砂が少ない。形は亜角形～亜円形で円礫と呼べるものはほとんどない。岩石の種類としては、超塩基性岩と緑色岩が圧倒的に多い。ここで緑色岩と呼ぶのは、一見いわゆる御荷鉾緑色岩あるいはいわゆる輝緑凝灰岩と呼ばれるものに似ていて、おそらく塩基性火山噴出物が弱変成を受けたと推定されるものである。次いで、緑色または灰～灰黒色の結晶片岩類・チャート・花崗岩類・珪長岩が認められる。花崗岩類には中～粗粒のものと細粒のものがある。花崗岩類と珪長岩とは、河原ではよく目立つが、量はあまり多くない。このほか、量は少ないが、いわゆる中生代型火山岩類も存在する。この地点から2.5kmほど上流には、下部ジュラ系の来馬層群の砂岩・粘板岩、第三系大峰累層の熔結凝灰岩類などが分布しているが、河原の礫としては、これらの岩石は確認できなかった。

この面は、川田（1942）が第Ⅲ段丘と呼んだもの、また宇都宮（1974）が森上面と呼んだものに相当する。

S2面 これは、信濃森上駅から、その北方、東方、ならびに北東に広がる面で、東北東から西南西への長さ約2km、幅最大600mほどである。北縁では、先に記述した伝行山小丘列に接している。東縁の北部5分の3は極めて明瞭な段丘崖をなして、S1面の姫川沿いの部分に臨み、南部の5分の2は城山——後述——に接している。S1面に臨む段丘崖は比高約20～25mである。

南縁は松川沿いのS1面と接しているが、その境界は分かりにくい。その理由の一つは、丁度この部分に塩島～森上の集落が広がっていて、地形を分かりにくくしていることである。もう一つの理由は、この面そのものが南へ傾いていて、S1面との間に明確な段丘崖を成していないことである。

この面の西縁は次に記述するS3面と接するが、その境界はN32°E方向で、直線的である。その北東端は西伝行山に突き当たり、西側のS3面の方が少し低い。南西端では、

反対に、西側の S 3 面の方が 3m (?) ほど高い。この高度差は中央に向かって小さくなり、中間地域では高度差がなくなる。いいかえると、この境界線は、あたかも蝶番断層であって、S 2 面が南へ傾いたかのようにも見える。

段丘の表面は、集落の部分を除いて、階段状の水田になっている。つまり、人為的変形が加わっている。そのことを考慮にいれてもなお、起伏が不規則である。また、全体としての面の最大傾斜の方向は南東方向である。

この段丘を構成する礫層は、東縁の中央付近で用水路が滝になっている所、北東端の楠川に面する崖、伝行山と北林の間の楠川に臨む崖などに露出している。礫層の内容を詳しく観察するのに適当な露頭はないが、北東端の崖で見ると、最大径 1m の亜円礫～亜角礫から成っている。礫の種類は、超塩基性岩・緑色岩・花崗岩など、つまり上述の松川橋下の現河床のものと同様である。この礫層の下にある基盤岩（大峰累層）は、伝行山小丘列、その東の延長部、東縁中央部の用水路下部などに露出している。基盤岩の表面の形は不明であるが、露出がとぎれとぎれであることから見ると、かなり起伏があるものと推定される。

この面は、宇都宮（1974）が塩島Ⅱ面と呼んだものの東半分にあたる。ただし、宇都宮が「礫層上部 1m に火山灰混り礫を有し」といっているのは確認できなかった。

S 3 面 これは、上述の S 2 面の西に接し、その平面形は、東西 2km、南北の幅最大 600m のレンズ形を示す。南縁は、西部で 10m、東部で 5～7m の段丘崖をなし、西部では松川の河床に直接に臨み、中～東部では S 1 面に臨む。北縁は、東半では後述の S 4 面と、中～西部では S 5 面と接し、西端では岩葦山の山地に直接する。北縁の段丘崖は、南部で 20m（S 5 との間）、東部で 5～10m（S 4 との間）である。高度は、西端で 755m、東端で 695m くらいで、比較的単調に東へ傾いている。平均勾配は 1,000 分の 34 になる。この勾配は S 1 面の勾配（1,000 分の 30）および現在の松川の勾配（1,000 分の 31）に近い。等高線の形から見ても、この面を、かつての松川の氾濫原と解釈してもおかしくない。

礫層の内容は、南縁の段丘崖の東部で見ると、松川橋下の現河床のものとよく似ている。ただし、珪長岩がやや多く、また大峰累層型の熔結凝灰岩が少量含まれている。また、一部には、径 5～10cm の円礫の密集した部分が挟まれている。この面は、宇都宮の塩島Ⅱ面の西半分にあたる。表面の大部分は水田に利用され、北東の隅に新田の集落が乗っている。

S 4 面 これは新田の北にある小さい面である。東西 800m、南北 350m、西に向かって狭くなる細長い三角形をなす。南縁は、上述の S 3 面との間に 5～10m の段丘崖をつくっている。北西縁では、次に紹介する S 5 面との間に 10m ほどの段差があるが、これは崖というよりは、やや急な斜面という方がよい。面の高度は、西端で 740m、東端で 705m である。なお、この面の中央部で、道路が斜めに横切る付近は、段丘崖とはいえないにしても、傾斜がいくらか大きく、これを境として、東半と西半を分けることもできよう。

この面を構成する礫層は、南縁の段丘崖で観察することができる。礫の直径は最大 1.2m、亜角形～亜円形である。礫の種類には、超塩基性岩と緑色岩とが圧倒的に多い。その他、結晶片岩類・花崗岩類・チャート・大峰累層型の熔結凝灰岩・中生代型の火山岩類・珪長岩などがある。なお、段丘面上に、最大径 1.6m の大峰累層型熔結凝灰岩が数個存在するが、これは自然のものかどうか疑わしい。

この礫層はまた、北東縁の楠川に面する崖縁で、一部をかいま見ることができる。ここでは、最上部に厚さ 80cm の褐色火山灰層がある。また、この崖縁から斜めに楠川に下る小径には、崖の下まで礫層が認められる。しかし、既に西伝行山について述べたのと同じ事情により、この礫層のうち、どこまでが S 4 面に個有のものか、よく分からない。

この面は、宇都宮が塩島 I 面と呼んだものに一致する。

S 5 面 これは、S 3 面、S 4 面の北西にあつて、切久保の集落を乗せている面である。北部では、後述の S 6 面の三角形の丘陵と西側山麓の緩傾斜地との間を、狭い廊下状に通りぬけて、楠川の谷に達している。西縁は、南の 3 分の 1 では、岩葦山の山地に直接する。しかし、中～北部の 3 分の 2 では、この面と山地との間に、S 6 面らしい緩傾斜地が介在している。南北の長さ約 2km、幅最大 700m である。

平坦な地形面としては、この地域——楠川～松川間——の最高位の面である。大観すると、南西端の 760m 強および北端の 760m 強から、中央東縁の 740m 弱に向かって低くなる。そのうち、南西端に近い部分では、等高線の形と分布が、旧松川の氾濫原であったとしてもおかしくない状態を示している。しかし、中央西寄りには 745m 弱の凹地が、東寄りには 750m 強の微高地があるなど、面の傾きは単純でない。

この面を構成する礫層は南縁の段丘崖と北端の楠川へ向かって下りになる所の路傍で観察することができる。その内容は、これまで S 1～S 4 礫層について述べたのとはほとんど違いがない。北端の路傍の露頭では、中生代型の火山岩と大峰累層型の熔結凝灰岩と安山岩がやや多く、礫の大きさがやや小さい。南縁近くの運動場の傍では、礫層を覆って 30～50cm の火山灰が存在するのが観察される。

この面は、宇都宮の切久保面に一致し、また川田の第 I 段丘面にほぼ相当する。

S 6 面 これは、切久保の北東にあつて、一辺 500～600m の正三角形に近い地域である。表面は平坦ではなく、緩やかで不規則な起伏の緩傾斜地をなし、最高点は 781m である。この表面には二・三の運動場が開かれ、その切り取り面に角礫層とそれを覆う火山灰層が露出している。角礫は、大部分が大峰累層型の熔結凝灰岩で、直径 1m に達する。その他、露頭の下部には超塩基性岩・緑色岩・チャートの亜角礫が散点しているが、切り取りがあまり深くないので、それより下位のことは分からない。

火山灰層は、酒井潤一ら（未公表）によると、大町スキー場の火山灰層序のうちの Dpm と Epm とを含んでいる。したがって、この火山灰層は大町スキー場の層序の上部層に相当する。同様な見解は、既に、宇都宮（1974）と杉原重夫（1974）によっても表明されている。

この三角地の西側には、上述の廊下状の S 5 面を隔てて、S 6 面に似た、不規則な起伏

の緩傾斜地があり、同様に火山灰層に覆われている。ただし、その南半の部分は、地形から見て、断層によって山地が低下したものかもしれない。

城山の地形と地質 城山（じょうやま）は白馬盆地の北部に孤立した小さい丘で、信濃森上駅の東 600m ほどの所にある。かつて塩島城のあった所で、現在は遊歩道などが設けられている。2 万 5 千分の 1 の地形図や 5 千分の 1 の森林基本図で見ると、南北 450m、東西 200～230m の長方形に近い平面形をなしている。ただし、これらの地図ではよく分からないが、南端の部分から西へ向かって、低い台地が半島状に突き出ている。

地形図の等高線だけでは分かりにくいですが、踏査によると、この丘陵には三つの平坦面が識別できる。最も低いもの——仮りに下段と呼ぶ——は、南部で西へ突き出ている台地で、その北～北西側の段丘面 S 2 からの比高は 3～5m（目測）である。表面は畑になっている。

次の中段は丘陵の北部を占め、高度は海拔 690m 前後、北方へ緩く傾いている。S 2 面からの比高は 10～15m くらいである。上段は丘陵の南部を占め、高度は 700～715m、北へ緩く傾いている。S 2 面からの比高は 30m 前後である。城山の東および南は S 1 面、すなわち松川～姫川の氾濫原になっている。したがって、こちら側では段丘崖が高く、最大 50m に達する。比高から判断すると、中段は S 4 面に、上段は S 5 面に対比される可能性が強い。

城山の上面や周縁部を踏査してみると、この丘陵は大部分が礫層から成っている。しかし、上・中・下の 3 段の面に対応して、礫層にどのような違いがあるかは、よく分からない。礫は最大径 1m に達する亜角礫～亜円礫で、岩石の種類は、上述の S 1～S 5 の礫層のものと違わない。丘陵の北西端では、国道に面して長さ 50m、高さ 6～8m の切り取りがあり、礫層がよく露出している。この丘陵の上面にも火山灰層が期待されるが、確認できなかった。

この丘陵の南縁と北西の切り取りの北寄りの部分には基盤岩が露出している。南縁のものはやや風化した安山岩・含角礫泥質岩など、北西端のものは破碎された帯緑色安山岩である。その岩相から見て、これらもまた、大峰累層に属すると判断される。

伝行山小丘列の形成過程

はじめに、伝行山小丘列について「奇妙な小丘が並んでいる」と述べたが、その“奇妙な”とはどういうことか、奇妙さの内容を具体的に整理しておく。

まず第一に、この小丘列は細長い。数量として表現するなら、長さ 970m に対して幅は最大 150m であるから、6.5 : 1 である。しかし、幅が 0 という部分もあるから、平均すると 100m 前後であろう。そうすると 10 : 1 である。この数字から見て、山地の平面形としては「著しく細長い」といってよいであろう。なお、この細長い小丘列の平面形は弱くうねっている。

第二に、楠川の流路は小丘列とおおよそ平行で、大観すると、小丘列のうねりと平行してうねっている。少し違ったとらえ方をするなら、楠川の流路は、S 2 面を基準として見た小丘列北縁から、ほぼ一定の距離にある。これはまた、小丘の北斜面の急な傾斜が、全長

にわたってほぼ一定であることを意味している。

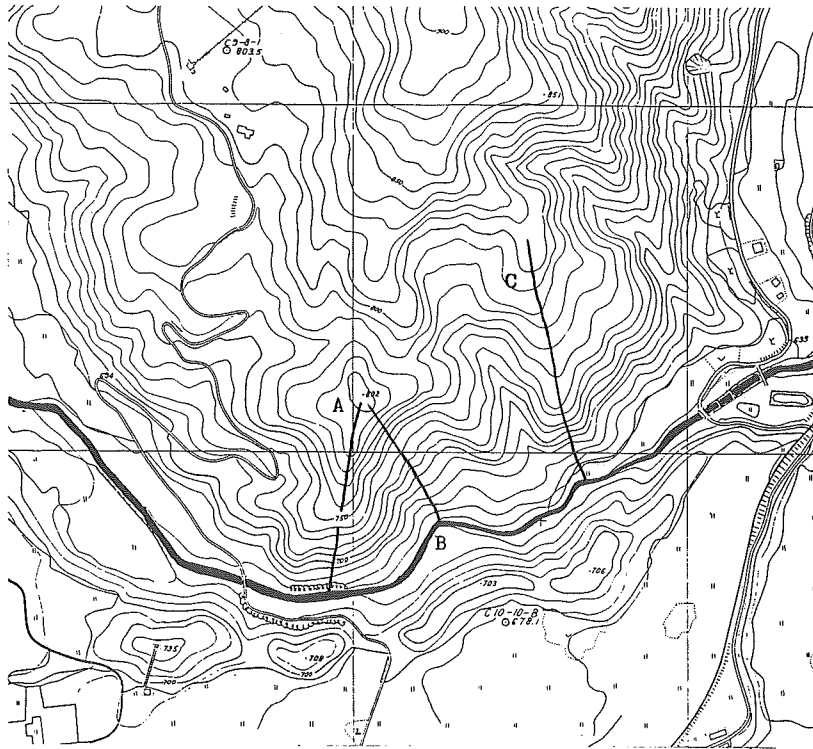
第三に、立ノ間山地の南縁は、拡張したS2面との境界としてとらえてみると、大局的に、小丘列ならびに楠川の流路と平行になっていて、これもまた、小丘列や楠川のうねりに対応してうねっている。

次に、斜面の特徴について検討してみるが、これは、大きく見た場合と細かく見た場合とを、区別する必要がある。

まず、小丘列について、先に、北斜面が急で南斜面が緩であることを指摘しておいたが、これは大きく見た場合に当たる。すなわち、縦走方向（稜線方向）の起伏を無視し、横断方向だけを問題にしている。さらに別の表現をするなら、谷埋め方式で接峰面図を描くときのように、小丘と小丘を隔てている鞍部を、両側の山稜部まで埋め立て盛り土した、と見なすのである。そういう立場に立って、繰り返して強調すると、小丘列の北斜面は急で、南斜面は緩である。

同様に大きく見た場合、立ノ間山地の南斜面は、下部が急で、上部が緩である。ただし、急傾斜部と緩傾斜部との境界の位置は所によって高さが異なる。すなわち、第4図のA線沿いでは高さ750m、B線沿いでは800m、C線沿いでは740mの辺りが境になっている。

このような斜面の状態を、全体として見ると、楠川の南岸と、北岸の下部は傾斜が急



第4図 立ノ間山地の南斜面（白馬村森林基本図を一部修正）
図の中の方眼の1マスの1辺の長さが500m。上方が北。

で、両々あいまってV字谷の峡谷をなしている。かつ、谷底には、沖積地がほとんど、あるいは全く形成されていない。これは、楠川が、最近の時代に、主として下刻を続けて来たことを意味する、と判断される。

これに対して、立ノ間山地南斜面の高所を占める緩傾斜部は、最新期の下刻がまだ及んでいない部分、と解釈される。そういう見方をするなら、小丘列の南斜面もまた、北側の急斜面を削り出した最新期の下刻作用がまだ及んでいない部分、と解釈される。

斜面の特徴を細かく見た場合は、小丘列が完全に一続きなのではなくて、三つに分かれている、ということが問題になる。ただし、この問題については、後で検討する。

なお、奇妙さとは別問題であるが、この小丘群は大部分が大峰累層の岩石から成っている。この岩石は、S2～S5段丘の、若い、ほとんど固結していない礫層に比べて、侵蝕作用に対する抵抗力はるかに大きい、と考えて差し支えあるまい。以下の議論には、この考えが前提の一つになっている。

また、この地域には「切久保面を切る断層地形」(宇都宮, 1974) が報告されているほか、上記のS2面とS3面との境界も断層である可能性がある。さらに、北東に近接する姫川の河床～河岸には、完新統を切る断層も発見されている(山下昇・小坂共栄・山本博和, 1985)。したがって、段丘面を詳細に議論する場合には、これらの新しい断層の影響を考慮に入れる必要がある。しかし、これらの断層の多くは、推定の範囲を出ないものであり、かつ確認されたものについて見ると、落差1m以内である。そのうえ、本論文の主要な目的は、個々の段丘面の細かな形態論ではなくて、小丘列の形成過程という機構の点にあるので、この問題に深入りすることを避けて先に進むことにする。

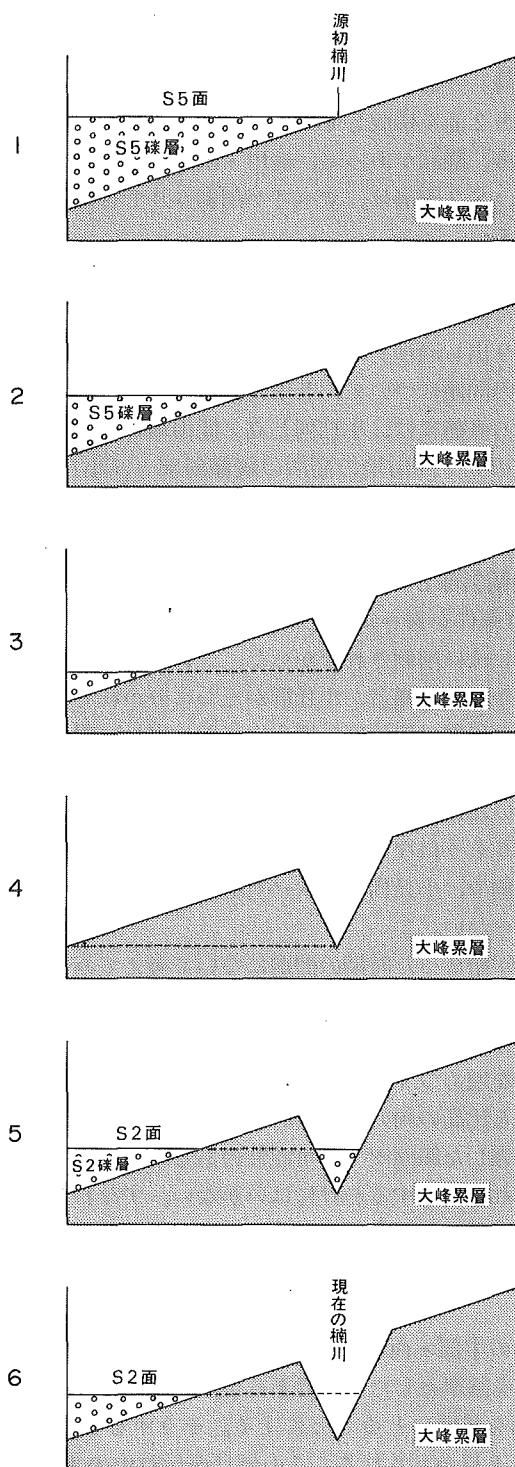
さて、伝行山小丘列の上述のような地形ができるについては、次のような過程、すなわち筆者らが「埋め立て掘り出し過程」と呼ぶものが進行したに違いない。この過程は、行きつ戻りつ、繰り返したり、これに副次的な作用が重なったりして、複雑なかたちで進行した可能性がある。しかし、最も本質的な部分を取り出して単純化すると、次のようになる。

(1) 過去のある時期に、伝行山小丘列を埋めつくす厚い礫層が堆積した。もちろん、この礫層は、白馬盆地のこの辺り一帯を、広く一様に埋めた。その時期には、小丘列と立ノ間山地とは連統一体の山地を成していて、両者を隔てる谷は無かった。

(2) 当時の楠川は、この礫層の表面を流れていたが、次の過程が始まる直前の時期には、その位置は現在の流路の真上——鉛直上方——にあった。しかも、その位置は、おおよそ、当時の立ノ間山地の山麓に接していた。

(3) 次に、この地域が隆起した——あるいは侵蝕の基準面が低下した。それに応じて、楠川は、平面的な位置をそのままに保ちながら、下刻によって河床を低下させた。この下刻は、初めの瞬間、あるいは初めの短期間、礫層を掘り下げたが、やがて基盤岩の水準に達した。その後は、平面的には元の位置を保ちながら、基盤岩を下刻し、現在に近い所まで達した。

(4) この間、盆地を埋めていた礫層は削剥されていった。礫層は現在の河床の水準(S1面)まで削剥されて、ほとんど無くなった。ただし、小丘列の頂部や切久保のS5面地



第5図 伝行山小丘列の形成過程

域、城山の上段などの地域には、削剝をまぬがれたものが残った。

(5) 次に、地域の沈降——あるいは侵蝕基準面上昇——があつて、新しい礫層が堆積した。これが、現在のS2面を構成している礫層である。

(6) その後、もう一度、隆起があつて、楠川・松川・姫川の河床は、改めて現在の水準まで低下した。しかし、S2礫層は、すべてが削剝されてしまったわけではなく、現在見られる範囲で残っている。

なお、ここに至るまでに、S4面、S3面に対応して、同様なことが繰り返されたと考えられるが、本質的には同じ過程の単なる繰り返しであるから、省略する。

以上が「埋め立て掘り出し過程」の最も本質的な部分の最も単純な場合である。次に、副次的な問題や、時代の問題について、若干の考察を加える。

(1) この過程が始まる直前には、小丘列と立ノ間山地とは、連統一体の山地を成していた、といったが、現在の立ノ間山地の高所の緩傾斜部と、小丘列の南斜面とが、近似的に、当時の山地の南斜面を表わしている。その間に、両者を隔てる谷は無かった、ということ、南に傾く二つの緩斜面が、一連のものとして続いていたという意味である。もちろん、残存している緩傾斜部といえども、全く侵蝕を受けなかったとは考えられないので、「近似的に」という条件を書き加えたが、楠川のV字谷の部分が急速に下刻されたのに比べれば、あまり激しくは削剝されなかった、という意味である。

(2) 斜面の特徴を細かく見た場合、小丘群が三つに分かれていることが問題になる、といったが、それは、この程度の起伏は、埋め立て掘り出し過程が始まった時には、既に存在していた、と考えられることである。その理由は、小丘列が、立ノ間山地から切り離された段階では連続していたのに、その後の侵蝕で三つに切り分けられた、というような侵蝕作用は、ほとんどありそうにないからである。

なお、立ノ間山地の側で、小丘列の起伏に対応する細かな起伏がどうなっているか、はっきりしたことは分らない。

(3) 次に、この過程が始まった時期の問題について考えてみよう。まず、S6面は、それを構成する堆積物の性質が小丘群の上に残っている礫層の性質と全く異なるので、同時性を考えることができない。

さて、かつて小丘列を埋めつくした礫層の表面は、小丘列の頂上より高くなければならぬ。これを絶対高度と比高の両方から検討すると、S1面～S4面は失格である。残るS5面は、筆者らが調査した範囲内で、可能性のある唯一の面である。しかし、次に述べるように、無条件でこれと断定するわけにはいかない。すなわち、次のとおりである。

S5面の絶対高度は、南西端と北端が最高で760m強、最低は東縁の740m弱である。これに比べて、小丘列の最高点は西伝行山の735mである。したがって、S5面は辛うじて合格である。

一方、比高は、北林の中部・西部・伝行山・西伝行山の順で、35m、30m、20m、40mである。これはS2面を基準としたものであるが、S5面とS2面とは離れているので、S2面に近似のS3面を基準にとることにする。そうすると、S5面の比高は、西部で20m、東部で30～35mと見つめられる。この値は西伝行山の40mに比べて少し不足である。

しかし、既に述べたように、S3面が、表面形態や平均勾配の点で、S1面ならびに松川の現河床に似ているのに対して、S5面は、凹地や微高地をもっているなど、その起伏の性質が下位のものと異なっている。したがって、S5面が、東方の延長部で、比高40mあるいはそれ以上になる、ということはある得ることである。

以上のような判断のほか、筆者らの調査範囲内では、これ以外の面（とその礫層）は可能性がほとんどない、という消極的な理由も合わせて、S5面の礫層がこの盆地を埋めた時に、問題の「埋め立て掘り出し過程」が始まった、という結論に達する。筆者らの調査結果に、先人があげた成果を合わせてみると、それは更新世の末近い時期のことと考えられる。

なお、この「埋め立て掘り出し過程」は、氷河地域に見られる、ある種の奇妙な谷地形の形成過程に似た点がある。すなわち、Flint, R.F. (1971) によると、氷河地域に *hillside channels* (228~232ページ) と呼ばれるものがある。これは、谷氷河の消耗域において、氷体と岩盤とが接触する境界に沿って流れる融氷水が、岩盤上に浅い谷を刻むものである。それが現に形成されつつある状態を見れば、分かりやすい現象であるが、その氷が融け去った後、山腹を横切って走る谷——それも、上流側も下流側も途切れている谷——だけを見たのでは、その成因は大変分かりにくいものだろう、といっている。

ここに紹介した伝行山小丘列の場合には、氷体のかわりに、礫層がよく似た役割を果たしたわけである。ただし、谷氷河の場合、消耗域では横断面が凸形になっているので、氷体と岩盤との接触部が凹形になり、そこを、融氷水が流れるということは、必然的なことといえる。これに対して、礫層の場合、その表面が凸形になるということは、必ずしも必然的とはいえない。だから、楠川が立ノ間山地に接触していたという状態に対しては、何か別の説明が必要になるであろう。今のところ、これに対して、確定的な答えをもっているわけではないが、ありそうな状況として次の二つが考えられる。

一つは、現在と似たような形で、当時の松川も大量の砂礫を盆地に運びこんでいたので、姫川本流を盆地東縁に押しつけるとともに、楠川を北縁に押しつけた、と考えることである。

これに関連して次のことが気になる。すなわち、松川の南に和田野の段丘があつて、川田 (1942) も宇都宮 (1974) も、これを切欠保面すなわち筆者らのS5面に対比している。この段丘は八方尾根の北東の山麓に接しているが、この山地と和田野の段丘との間には浅い谷がある。これも普通の段丘にはあまり見られない奇妙な地形である。この浅い谷——上流部は新しい押し出しによって埋積されているようであるが——が、もしかすると、楠川の初めの姿を示しているのかもしれない。なお、この和田野の面は、清水文健 (1974) によって、松川I面と呼ばれ、後期更新世の「岩岳期」の氷河の *outwash plain* と解釈されている。

もう一つの場合は、この地域が全体として北へ傾動し、そのために楠川が盆地の北縁に押しつけられた、と考えるのである。

この地域においては、いずれもありそうなことで、今の段階では、いずれとも決められない。

お わ り に

信州の山を歩いていると、思いがけない所で、古い川の流路跡や堆積物の断片に出会うことがある。そういうものを数多く見ているうちに、「現在の地形は、一度埋め立てられていたものが、再び洗い出されたものである」と考えるようになった。この考えが伝行山に結びついたとき、「埋め立て掘り出し過程」は思いのほか普遍的に重要な意味をもっていることに気づいた。段丘面や段丘崖の計測、ならびに各種の堆積物の調査は、大変不十分であるが、それはさておいて、まず論文にしたのは、そう考えたからである。

文 献

- 茅原一也・小松正幸 (1982) : 飛驒外縁帯 (特に青海一れん華帯) 及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, 21号, 101-116.
- Flint, R. F. (1971) : *Glacial and Quaternary Geology*. 892p., Wiley, New York.
- 平林照雄 (1971) : 「北安曇誌」第一巻, 第1編, 地形地質, 25-247.
- 川田三郎 (1942) : 姫川支流松川の河岸段丘. 地理学評論, 18巻, 3号, 258-263.
- 小嶋尚ほか (1974) : 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, 35号, 01-086, 3-5.
- 小坂共栄 (1979) : 北信第三系の帯状構造——高府帯と荒倉帯—— 島弧変動総研研究報告, 1号, 41-50.
- 中島豊志 (1977) : 姫川流域の第四系. 信州大学理学部地質学科卒業論文, 88, 1-78. (手記)
- 清水文健 (1974) : 松川北股入の氷河堆積物と地形. 「白馬岳の地形学的研究」(小嶋尚ほか), 033-051.
- 杉原重夫 (1974) : 北城盆地の大町テフラ層とその地史的意義. 「白馬岳の地形学的研究」(小嶋尚ほか), 068-080.
- 宇都宮陽二郎 (1974) : 北城盆地周辺の断層地形. 「白馬岳の地形学的研究」(小嶋尚ほか), 058-068.
- 山下昇・小坂共栄・山本博和 (1985) : 長野県姫川上流の完新世礫層を切るなまなましい断層と正徳4年の大町組地震. 信州大学理学部紀要, 19巻, 2号, 143-161.

The Dengyoyama Hillocks of the Hakuba Basin, Nagano Prefecture

— On Reclamation-Excavation Process —

N. YAMASHITA and T. KOSAKA

Department of Geology, Faculty of Science,
Shinshu University

(Received April 22, 1985)

There are small but strange hillocks, Kitabayashi, Dengyoyama and Nishidengyoyama from east to west, at the northern end of the Hakuba Basin, northwestern Nagano Prefecture. They stand in a row 970 m long and 150 m wide at the maximum. The row is a little sinuous longitudinally. The hillocks are just on the northern rim of the terrace surface S 2, which is limited on the north by the V-shaped valley of the Kusakawa (the River Kusu). They are 10 to 40 m high above the terrace surface, while the valley is 25 to 30 m deep below the same surface.

The hillocks are asymmetrical in cross section, namely the southern slope is gentle against the very steep northern slope. To the north, there are the Tatenoma Mountains, of which the lower slope is very steep down to the valley floor of the Kusakawa. The hillocks and the Tatenoma Mountains are composed mainly of andesitic lavas, tuffites and tuff breccias of the late Tertiary Ohmine Formation. A thin veneer of gravel bed is found on the summits of the hillocks.

Six geomorphic surfaces are distinguished in this area, and are named tentatively the S 1, S 2, S 3, S 4, S 5 and S 6 Surfaces. The S 1 Surface is the lowest of the six, and is the flood plain of the present streams of the Himekawa (the River Hime) and the Matsukawa (the River Matsu). The S 2 Surface extends to the south of the hillocks.

The process of formation of the hillocks and the Kusakawa valley must have been as follows.

(1) A thick gravel bed accumulated in this area, and reclaimed the basin to cover the hillocks entirely. At that time, the hillocks and the Tatenoma Mountains together formed one and continuous mountain mass. In other words, they were not separated from each other by the valley of the Kusakawa.

(2) The stream of the Kusakawa, at that time, was on the surface of the gravel bed, and was just above the present course of the Kusakawa. Also it was in contact with the southern foot of the Tatenoma Mountains.

(3) A general upheaval of the area opened the next stage. The Kusakawa began to cut the river bed downward. At first the stream dug the gravel bed, but it soon reached the hard rocks of the Ohmine Formation. Continual down-cutting of the Kusakawa dug out deeper and deeper the V-shaped valley.

(4) The gravel bed that had once reclaimed the basin suffered also from denudation according to fall of the base level, that reached ultimately the horizon of the present S 1 Surface. Parts of the gravel bed were left on the summits of the hillocks and more extensively in the area of the present S 5 Terrace.

(5) Then a new gravel bed accumulated to form the S 2 Surface. But it was eroded out again from most of the area except the present S 2 Terrace.

Similar deposition and erosion of gravel beds must have occurred again and again. It is suggested by such terraces and gravel beds as those of S 3 and S 4. Processes of accumulation and denudation of gravel beds certainly have produced the strange hillocks that are now separated from the main mountain mass by a stream. The similar process will produce various kinds of unusual land forms. The writers call it "reclamation-excavation process". It reminds us of the digging process of hillside channels along some of the lower courses of valley glaciers.

写真図版 I 伝行山小丘列と楠川

楠川—姫川合流点（姫川第二ダム）のあたりの上空から楠川の上流方向（西南西方向）を眺めたところ。写真の右下は、国道148号が楠川を渡るところ。楠川の左（南）に並んでいるのが、手前から、北林・伝行山・西伝行山。右（北）が立ノ間山地。丘陵と山地は樹林に覆われているので、斜面形の詳細は分かりにくい、が、楠川がV字谷をなしているのは分かるであろう。左下は国道148号と国鉄大糸線。国道の下は段丘崖で、その下にS 1面がわずかにのぞいている。写真左辺の大部分はS 2面。上辺の集落は新田。右上隅がS 4面。

写真図版 II

上：白馬盆地の北部

写真の中央よりやや下に、左右に並んでいるのが伝行山小丘列。その向こうの塊状の山が立ノ間山地。楠川は、写真の左寄りの彼方からこちらへ流れて来て、右へ曲がり、小丘列のすぐ向こう、立ノ間山地のこちらの麓を右へ流れ、右手に見える姫川第二ダムのすぐ向こうで、姫川に合流する。下辺左半の集落は塩島～森上。道路は国道148号。その向こうが国鉄大糸線。その左端近くに信濃森上駅のブリッジが見える。ダム湖の左がS 1面。その左に明瞭な段丘崖があってS 2面が広がっている。左辺の中央より少し下が新田、その向こう（上）が切久保の集落を乗せるS 5面。新田の右上がS 4面。立ノ間山地のはるか彼方にかすんでいるのが樺池高原。

下：南東上空から見た伝行山小丘列・楠川・立ノ間山地

小丘列の左がS 2面。その左下隅に国道148号と国鉄大糸線。左上が新田の集落。その右がS 4面。

写真はすべて、大洋航空株式会社と株式会社中部カラーの提供による。



写真図版 I



写真図版Ⅱ