

地球第十九卷第二號

昭和八年二月一日

中央日本氷成堆積物の分布 (三)

小川 琢 治

七、蓼科山北麓の氷成層系 (一、鹽川層、舊河床礫及び塩母層の解釋)

御牧原及び八重原は中部信濃地質圖に依れば、鹽川層その基盤を占め、舊河床礫層は不整合(時としてはまた整合的)に之を被覆し、地臺面には塩母層が廣く分布する。鹽川層は凝灰質物、及び礫から成る下部、集塊岩の特に多い中部、(その厚さ一六〇米に達するも南部では遙かに薄い)、北部では凝灰質集塊岩が主となり南部では礫又は凝灰質物から成る上部の三部に區分し得べく、所謂舊河床礫層と鹽川層との分界は或は不整合を成し或は急激なる礫の増加により之を劃し得る。然れども舊河床礫として塗色した層の中には粘土層も含まれ、又た塩母層は最も厚い處では三十米に達し安山岩塊が含まれる場合があり、時としては石細粒の石英及び黒雲母の少量を含む粘土質砂層を夾むことがあつて、その全部を大氣中から降つて堆積したと考へられぬ。といふのが本間小山兩氏の

記載の要旨である。即ち壩母の一部が風成堆積物たる外は此の三層を河湖成生に係るものと看做した。

前稿に述べた如く全く新しい見地から此等の諸層を考察すれば別箇の層序として之を按配し得ることとなり、兩氏の見解に認められる無理な點が排除される。

我々の觀察によれば鹽川層は頗る複雑な累積で、常法的堆積の法則では解釋し難く、特に鹽川層と舊河床礫層との關係は之を氷河の消長に伴ひ起る堆積物の變化とすれば初めて容易に了解され、壩母層なるものが主として礫土表面の風化に因るものとなつてその部分的に複雑なる性質を有することは何の不思議もなくする。左に實例を擧げて此の三層の新解釋を明にする。

鹽川層の中特に注意を惹くのはその白色の土砂中に大小不同の岩塊を含むことであるが、是は後に述べる如く礫土層の特色を具備する。礫土層は一定の層序を占むるものみに非ざるも、我々は海拔六百乃至六百數十米の位置に露はれ、且つ水平に連續することが推定し得られる地層を一つの基準として之を一氷河期を代表するものと看做さんとする。此くして之を追跡した結果はこの礫土層の分布は大體中部信濃地質圖に示せる鹽川層と一致し臺地の縁邊に特に厚いことを知つた。瓜生坂ではこの地層の下部に更に他の氷河列次の堆積が考へられるが、その上方は全く無層理にして稜角の多い礫を含む地層から、やゝ層理の明かな圓礫を混ざる地層に移り、更に礫の小さく層理の分明な砂利層に移り或は又た砂礫を隔て、更に礫土層が現出することもあつて、一氷河消長の状態を暗示し、鹽川村藤原田では礫土層の外方が急激に礫ばかりの地層になつて堆石環と砂利原との關係を

示してゐる様である。この兩例から言へば鹽川層と之を蔽ふものとした舊河床礫（特に礫許りのものを言ふ）とは各地に於て一氷河複合に過ぎぬこととなる。

次に臺地表面を蔽ふ壩母層を観るに、千曲川岸その他に露出する白色礫土は風化霉爛によつて赤褐色の土壤に變化するもその中に多くの岩塊を混じてゐる。壩母層に關する本間氏の記述を見るに時に厚さ三十米に達し、安山岩塊を混ずると言ひ、小山氏も亦た臺地表面を被覆する赤褐色土壤が洗ひ去られた場合には到る處多くの礫が見られると言はれたのは此の事實を認めたものである。

此くの如く所謂壩母を礫土層の分解物なりと推定すれば壩母中に大小雜多の礫を含むこと及び壩母層の下盤を占むるかの如く見える礫の露頭も亦た自ら新しい解釋により何等怪むに足らぬことになる。即ち我々は鹽川層の上盤を成し壩母層まで續く礫土を全く一氷河列次に相伴つて出來た堆積層と見做し得るのである。

氷河堆積物の研究に當つては坂道等で低い處から順次斷片的の露頭を追つて高處に進むに際し、低處から高處までの各種の堆積物を一つの柱狀斷面に記載しては浸蝕の行はれぬ前の真相を示さぬ無意味のものとなる場合があり、又た同じ地層の反覆が甲とこの兩地に認められても、その連絡が確められる場合に限り、兩者の同一層序を代表することを考へ得るに止まり、その決定は頗る注意を要する。

八、蓼科山北麓の氷成層系（二、御牧原、八重原堆石區域の礫土の一般性質）
礫土は臺地縁邊部に最も多く露出し、白色の崖壁をなすため遠望しても直ちに認知される。

大體の性質は、

(一) 白色乃至黃白色なることで、風化すれば赤褐色となるも白つばい色は我々の目撃した礫土に共通の性質である。

(二) 大小無數の岩塊が多少固く膠結した此の灰色泥土中に極めて不規則に散在することでその岩塊には屢々搔痕が見える。

(三) 全く無層理なるも、時には薄い砂利が夾まり、全體の露出を見て層向を窺ひ得ることもある。

(四) 礫は形頗る不規則で或は稜角鋭く或は丸味がかかるも、全く圓いものは少い。

(五) 礫の種類は雑多なことで、礫の原産地を明にすることは氷河の經過した道筋を明にする上に必要で且重要な研究問題であるが、第二次的に混じたものもあり得べく、附近に産する安山岩を區別することは容易でない。

今一、二の露頭で見た例を擧ぐれば、相濱礫土中のもは斜長石斑晶多き黒色複輝石安山岩、輝石斑晶の明瞭な黒灰色安山岩、安山岩質浮石、安山岩質集塊岩大塊、玢岩、閃綠岩、細粒花崗岩、石英斑岩、粘土大塊、古生層礫、砂礫の互層から成る地層の斷片にして、川邊村宮澤礫土中にも同様の物質が含まれる。これ等の中で特に注目を惹く事實は時に數米徑の集塊岩大塊を含有することゝ直立する粘土砂の互層から成る地層の四米×二米大の斷片を有すること、粘土塊を混入することなどで礫層に堆積する際にはその境界附近に屢々レンズ状の砂を混入してゐる。

礫土に關する此等の事實は從來の如く火山營力を基調としては説明し得られぬ性質で氷成礫土と

すれば容易に了解せられるのである。

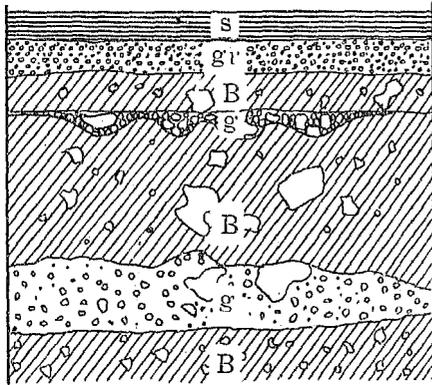
此の臺地縁邊部に露出する礫土に對し御牧原八重原全表面を蔽ふ礫土は稍趣を異にする。即ち色は一般に茶褐色、時には赤褐色で、礫を混ずることも少なく、礫も安山岩を主とし時に古生層礫の小塊を混ずる。表面は極めて粗鬆であるから、晴天の日はサラ／＼としてゐるが、雨天には泥濘となる。此く臺地表面の礫土が周邊の礫土とその岩相を異にするのは一は臺地表面が久しく風雨に曝され、風化程度の進んだ爲めと、又一は後者が廣く周邊にまで擴がつた氷河の成生物である結果、種々雑多の礫を多く混ずるに對し前者を作つた氷河は主に蓼科火山の裾野のみをその主舞臺としてゐたために安山岩及び火山灰等をのみ運搬したことに因るであらう。

礫土の高さは臺地縁邊では海拔六百乃至六百三十米をその下底とし臺地表面では海拔八百米以上に及ぶ。臺地周邊に厚く臺地内方に向つて薄くなる事實及び礫土の分布と堆石環の配置とが吻合する事實は共に、望月附近を氷舌盆地とする氷河列次の考へ方に對して有力な傍證となる。

九、蓼科山北麓の氷成層系（三、第三礫土と露頭の實例）

瓜生坂の露出では氷河の消長による礫土、砂、砂利層の交互する狀況が察知せられる。即ち瓜生峠の東方から坂道を登れば、百澤の西方で白色礫土が海拔七百米附近に露出し、布施川の東岸、牧布施附近に連なる。小諸の西南に當る千曲川西岸の宮澤村北西の礫土を最外方の堆石と看做せば、八幡北西の堆石はその内部に來るものとなり、百澤の礫土層に連續すると解せられる。是より西に向へば一旦露出を見ないが海拔七百六十米邊には粘土、砂、砂利の地層があり、瓜生峠では原層の

第四圖
礫土と其中に挟まれた砂利
(小 諸 西 南)



B : 礫土, g : 砂利
gr : 河成砂利, s : 河成細砂

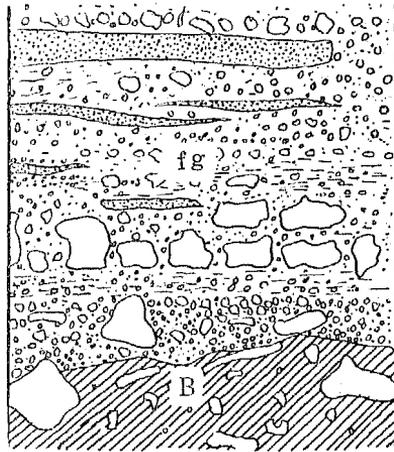
粗粒砂層がある。これ等は多分百澤礫土を蔽ふものであらうが、百澤礫土を形成した氷河が或は一
時退いた事を意味するかと想はれる。瓜生峠より丘阜の頂に沿ひ北方に進めば、石英・雲母及び長
石片を混ざる薄層の上に氷河の進出を物語る安山岩の大塊から成る礫層が露はれ、最後に廣く御牧
原全體を蔽ふ風化した礫土(所謂壩埤)に移化し、此に著しい氷河前進による堆石を知るのである。

礫土と砂利との堆移状況は鹽川村藤原田から北方に通じる道路上で確められた。藤原田東北約百
米地點に安山岩塊少許の玢岩礫、古生層礫を混ざる礫土が約二十米續いた後、粘土の少い二米徑も
の礫を混ざる雜然たる無層理の地層に堆移する。この層は時にレンズ状、波状の砂を混ざるが、その

北で直に北へ約五度傾き僞層を呈する砂、細礫の層
に移つて、約百米連なり、更に凝灰質の粘土、細礫
層を経て安山岩細礫を主とする地層に移りかはる。
而して初めて之を被覆する狀況を成して僞層ある安
山岩細礫層が来る。この一連の地層を通觀するに、
藤原田から初まる礫土は順次流水の作用を受けた砂
利、砂の地層に遷移するのであつて、全く端堆石か
ら砂利原への變遷を示してゐる。

信濃中部地質圖で舊河床礫として塗色せる中、礫
の特に厚いのは臺地周邊であつて、然も堆石環の外

第五圖
礫土と漸水層
(小諸西南)



B: 礫土
fg: 漸水層

方に向ひ礫が放出された様な狀況を示してゐる。この事は上述の藤原田に於ける觀察と相俟つて所謂舊河床礫の一部を堆石外方の砂利原の一部と見做す我々の考へを力強く支持するものと言へる。以上舉げた外に特に礫土の性質を知るに足る露頭の一は鹿曲川が北御牧村大日向附近で峡谷を作り、最外側の堆石環を切つて北流する地點であつて、此處では堆石の断面が見られる。即ち、白色

緻密の礫土が、或は角礫或は圓礫を雜然と含有して露出し、一部には現河床より約十米高の處に礫土を不整合に蔽ふ薄層の河成礫を被つてゐる。その二は小諸西南千曲川東岸の露出で、挿圖第四、第五圖に示す如く礫土と砂利の垂直的推移、及びポケット及びレンズ狀の砂利の混入する仕方が示される。その三は相濱東方の千曲川西岸懸崖であり（此は後に述べる）、その四は白田町北微東離山で、この地點では荒船火山の信州熔岩と礫土とが複雑な形式で接觸する。即ち離山は大部分は熔岩から成り東側では熔岩の表面に近い部分によく發達する板狀節理を有し、氷河作用が之を剝削せなんだ状態を推知し得るが、その西側では多くの礫及び砂利を混する礫土が之に接觸して露出する。此の種の礫土は白田町の南方にも認められた。

以上縷述せるが如く、現千曲川をその東境、北境、依田川をその西境とする礫土から御牧原八重原臺地表面までの種々の地層は望月を氷舌盆地とする一氷河列次にまとめられ、それより、その時期の氷河最大の擴がりとし消長の消息が推測せられたのである。この一氷河列次の中に含まれる礫土を第三礫土、氷期を第三氷期と假稱する。

一〇、蓼科山北麓氷成層系（四、第二礫土と、第二第三礫土中間の頁岩層）

以上は主として現今著しい地形を留めたる御牧原八重原堆石地區を舞臺とした氷河作用及び氷成層系に就て考察した。然るにこの第三礫土の下に現在地形を留めない他の氷成層が存在し、望月の東の對岸瓜生坂街道の西端にその礫土が露はれてゐる。此處では鹿山川に架した橋の東詰めに黒褐色稜角鋭き安山岩塊のみを含む集塊岩が露出しその北に接して之を蔽ふ無層理白色緻密の礫土が見られる。その厚さは十四、五米にして斜長石斑晶の多い灰色複輝石安山岩、多孔質黑色安山岩、綠簾石を含む玢岩（小縣郡武石村産のもの）を想はせる、閃綠岩、流紋岩、古生層礫を含有するが、又た安山岩塊の大塊及び粘土層の斷片をも夾有する。礫土上表面は所謂鹽川層に移化し、一層の厚さ數厘の黑色と白色の頁岩の互層が顯はれ、厚さ約五米を有し、その上に更に厚さ二米半の偽層をなす細礫、砂の層に移り、更にその上方に白色粘土、白色砂質粘土（厚さ二米半）が來り、第三礫土の下層の露出した先きに再び白色粘土と砂礫が互層して坂上の臺地表面を蔽ふ岩塊の少い礫土となる。これ等を通觀すれば瓜生坂西麓の下部礫土の第三礫土の一複合に對して占むる位置は明らかで、第三礫土に對して、鹽川層を隔てた下方の礫土即ち第二礫土として區別せねばならぬ。我々は未だ第

二氷期の堆積物に就いては此處では他の露頭に出會つてゐないが、恐らくは第三、第四の氷成層、及び火山噴出物のために埋められもし、又はは第三、第四氷河の前進する時に之を押し流されもしたと想はれる。兎に角我々は第三礫土以前の氷成層を認識し得たと確信するのである。

次に瓜生坂に於て第二礫土の上方に存在する頁岩様地層の性質、解釋、並びにこれと類似地層の發達地に就いて論を進める。上述せる如く瓜生坂海拔七百二十米邊に存在するこの地層は、一層の厚さ約數糶、黒色と白色の互層が縞狀に確められ、黒色のものは稍灰狀、白色のものは粘土質で之を氷成層のヴァルヴ(歲理)と看做し得るものである。我々は第二礫土を作つた氷河はその後退に當つて、氷河の先端から溶ける水が夏と冬で水量の變化する結果、第二礫土の上へこの黒白の互層から成る地層を累積したものと説明してよいと考へる。

同様の地層は二三ヶ處で第三礫土の下盤に之を確めた。その一は小諸の西南川邊村上ノ平の千曲川西岸で、他は相濱の東千曲川河崖である。後者の露頭は長さ約一籽、高さ二十五米の懸崖を成し下部に薄く剝離する頁岩層と、その上に不整合に被ふ第三礫土が見られる。此の下盤岩層は明瞭には黒白二色の互層を成さないが、頁岩の各層の厚さ約五糶、黒、白色部共に數十糶以上の累層を以て互層する。この薄い互層も歲理と看做し得る。第三礫土と此の下盤頁岩とは明かに不整合であるが、その中間には、安山岩の拳大の塊と砂から成る堆積物(厚さ一米半)、層理ある凝灰質白色粘土のレンズ(三米)が夾まり、偽層を呈する部分がある。又は下盤頁岩層の上部には厚さ三十糶位の間に層間褶曲が在り、又西南から東北へ向ふ低角度の逆斷層も認められ、尙著しいのは二、三枚の地

層が南から北へ捲きあがつて、丁度積み重ねた紙の一端を持つて折り返した如く翻轉したのが見られることである。此の偽層を成す砂礫層は第三礫土を運搬し來つた氷河の前驅とも言ふべきも、歳理を有する頁岩の複雑な翻轉、局部褶曲等の現象は氷河の西南から東北に向ふ運動によるもので、厚い氷層の壓力とその進行の運動で地層の擾亂が起つたものと解すればよい。

偽層を成す砂礫が第三礫土の下盤を占むることは瓜生坂、相濱共に揆を一にし、第三氷河の前進運動を暗示するから、第三氷成層の下限を此の如き砂利層の下面と考へてよい。

相濱の歳理をなす頁岩層は *Ellephas namadicus* を含む岩層の一部で、八幡でも農家の井戸中から同じ化石を産した事が知られてゐる。従つてこの邊一帶に現千曲川西岸の段丘地の下盤に頁岩層が存在すると推定される。瓜生坂の頁岩層は走向北七度西で約八度東へ傾斜し、全體として極めて緩斜するから之を延長すれば、八幡、相濱のものに連結すると考へられる。此の如く、第二、第三氷成層の間には望月附近から東方へ順次厚さを増して相濱では露頭だけでも厚さ十七、八米以上に達する頁岩層の存在が豫期せられると共に、第二氷河が後退後に舊象が棲息し得る間氷期のあつたことを想像し得るのは頗る面白いことである。

此の第三礫土層の下盤に來る間氷期の存在を推定する如く第三礫土層より新しい間氷期と氷期の存在も亦た中山道街道以南の礫土とその北に延びた八重原各地に散見する粘土層から推定し得べく左に之を一考する。

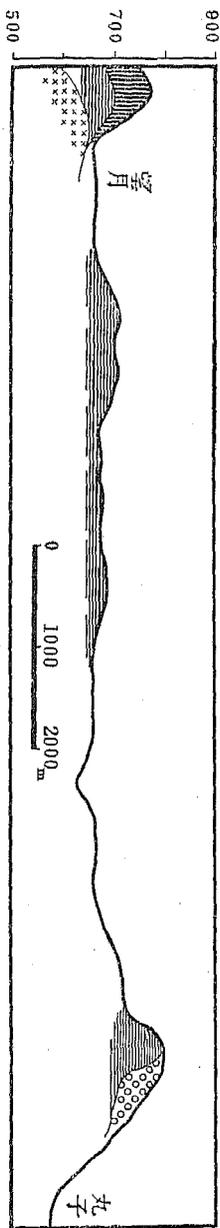
前稿地形に就いて述べた際に注意した望月以南に存在する礫土の中笠取峠西方には安山岩礫のみを含むものが露出し、礫の中には明瞭な搔痕を有するものがある。(前號圖版參照) 又望月南方二籽の片倉東方には粗鬆な褐色土壌中に多くの安山岩礫を含む礫土が露出し、その下部には黑色粘土層が見られる。第四礫土が第二、第三礫土と岩質上相異なる點は前者中に含まれる礫が主として安山岩であること、前者は膠結度が低く、後者程硬固でないことで、即ち新しい堆石程軟いといふゲーカー、ペンク等の認めた一特長が見られるのである。第四礫土を集積した氷河の擴がりは、第三よりも狭く、且つ高處を占めた事が知られ、大體の事柄は既に地形の項で述べた通りである。

茂田井、笠取峠及び八重原臺地の處々に薄い層理ある粘土層の累積があり、時に粘土中に泥炭様の炭化木及び植物化石を含有する。海拔高度は七百三十米乃至八百米で、その中の或る層は第三、第四氷期間の間氷期層と思はれる。又八重原西側には第三礫土の外側の砂利原源頭の下方に薄層の粘土が累積し、小縣郡長窪古町北微東二籽の瀧の澤では多くの植物化石が埋藏せられてゐる。我々はこの地層を第二、第三氷期間の間氷期層と看做さんとするが、これらの地層の分布を更に詳查すれば、氷期の決定が一層確實となり得ると考へてゐる。瀧の澤に産する植物化石はこの地層で代表する時代の氣候状態を明にし得る望もある。

此の第四礫土層に關しては尙ほ觀察の不充分を免れぬが、以上縷述せる處により望月を中心とする地帯に三氷期の存在を指示する氷成層の分布することは略ぼ明瞭であると信ずる。

次頁に掲げる第六圖は上述の考への下に作つた八重原斷面圖である。

第六圖 望月丸子間入重原断面圖



一二、蓼科山及八ヶ嶽東麓の氷成層

千曲川上流の沿岸の二、三ヶ處で觀察した所から蓼科八ヶ岳兩火山の東麓地區の氷成層を略述しその上述氷成層と如何なる關係を有するかを左に一言する。

第一は大石川が畑入村に至り千曲川に合流する附近の露頭である。海拔八百米の地點に蓼科山の安山岩熔岩が現はれ、之を被ひて稍層理ある安山岩礫を主として河氷成層がある。安山岩礫は徑數十糎大でやゝ丸く流水の作用をも考へねばならぬものであるが、その高度から言へば第四氷河に相當するものと想はれる。この地層が特に注目されるのは火山作用と氷成層との關係の一端を示す點で、望月附近には第二礫土の下にも火山成生物たる集塊岩があり、大石川岸にも亦た熔岩が第四氷河成層の下に存在するから本地域に於ける火山作用と氷河作用とは頗る複雑な關係を示してゐると思はれる。

第二は畑入村小學校西北、上野坂の露頭で、*Elaphas trogontherii* を産した地層である。本層に就いては八木貞助氏の精細な記述があるが、更に之に就いて一言すれば、象化石を産した堆積物は海拔七百八十米に位し、古生層礫、玢岩礫等の徑二、三十糎大のものばかりから成つて礫の形は半ば稜角あり、半ば丸く、その上方には偽層を呈する安山岩礫、砂の層があつて礫土に移る。高度から考へて第三第四氷河間の間氷期層で *E. namadicus* を産する相濱層よりも上位を占むべきものである。此の如く二つの間氷期層から各異つた象化石を産するのは、兩者の各異つた時期の地文狀況を推知する有力な材料である。

第三は白田町、野澤町西方の山地で前山村、岸野村、大澤村等の占むる地區である。地形上著しい事實は大澤村新田居を扇の要めとして、それから東北へ宛かも扇を擴げた如く谷と屋根とが放射し野澤町等の位する段丘面に没する事で地形圖上でも明瞭に現はれてゐる。遠く之を望めばその上表面は全く海拔九百數十米の一線を劃して連り、單なる火山裾野でないことは地形からも略ぼ推測せられたが、相濱西方、根岸、糠尾、小宮山、白田西南等でこの放射狀山地が段丘面に没する山端の地層を見て更に明となつた。即ちこれらの地では何處でも同じ様に、下方に徑二、三十糎の古生層礫、安山岩礫から成る地層があり、その上に徑數糎内外の安山岩小礫、安山岩粗粒砂を主とする地層があつて、偽層を呈する。この安山岩細礫を雜えた砂層は一層一糎内外、全層厚百米以上に達する場合もある。今井市郎氏の放射谷のすべてを調査した所では、何れの谷も海拔八百米まで安山岩細礫と砂とから成る地層が露はれ、大澤村大地堂の谷には植物化石を含む凝灰質白色粘土がある。

是によつて觀るに、この地域は堆石の間から放射狀に澗水の運搬した礫が作つた扇狀地であると考へられ、その後の水蝕により更に開析されて現在の放射谷を成したと想はれる。此等の地層の相濱附近の第三礫土を被覆する事實から推せば第三氷期後の作用に係るものである。

更に南に向ひ千曲川を溯れば佐久鐵道の現終點より南に八ヶ岳東麓に發達した氷成層が露はれ、その中松原諸小湖を造つたものは晩氷期に屬するものと想はれる。次稿に更に之を詳説する。

鬱陵島火山拋出物中に含まれたるケルス

ウト角閃石及びピジオン輝石に就て

春 本 篤 夫

ケルスウト角閃石 (kaersutite) はチタンを比較的多量に含有することに於て特異な玄武角閃石の一種にして⁽¹⁾ J. Lorenzen がグリーンランドのケルスウト (Kaersut) に産出するものを最初に分析し命名したものである。ピジョン輝石 (pigeonite) は光軸角の小なる點に於て特異な單斜輝石で⁽²⁾ A. N. Winchell によりミネソタ州ピジョンポイント (Pigeon point) より最初に記載され命名されたもので⁽³⁾ H. Rosenbusch の苦土透輝石 (Magnesiumdiopside) 及び⁽⁴⁾ W. Wahl の頑火普通輝石 (Enstatitaugite)