

存するものと推定される。又鞍子山を作るものは多分七頂山統であつて、走向より判斷すれば荒砦子の七頂山統と反覆するものと考へられる。従つて鞍子山の西を長島に平行に北西—南東に走る、北東側落の斷層が考へられる。之は七頂山部落、于島子を通るものの延長である。尙ほ長島を造る地層と對岸なる王家灘、周家隈子方面の地層との間には喰違があつて、長島側が北東にずれて居る。従つて長島と西嘴子との間にも斷層(恐らく東北東)が走るものであらう。

引用文献

- (一) 松下 進 關東州金州附近ノ地質ニ就キテ、旅順工科大学報告第一卷第一號、昭和五年。
- (二) Susumu Matsushita, On the Mesozoic and Tertiary Crustal Movements in the Kuan-tung Province, South Manchuria, Proc. Imp. Academy, Vol. VII, No. 7, 1931.
- (三) 小林貞一 南滿北鮮に發達する奥陶紀層に就いて、地質學雜誌、四三五—四三八號、昭和四—五年。
- 小林貞一 北支那及び滿鮮の奥陶紀層(同氏著奥陶紀第七章)、岩波講座、昭和六年。

姫川上流沿岸の地質概報 (一) (圖版第四付)

笹 倉 正 夫

序

ナウマンが日本全島を南北の兩半に分つものとして、フオッサマグナの名稱を與へた地體の地質
姫川上流沿岸の地質概報

構造に關しては、ナウマン、原田兩博士の討論、小川博士、矢部教授の檢覆、ジウスの見解等が發表せられ、古くから日本群島地質構造論の好題目となつてゐる。近年には本間助教授の中部信濃第三紀層の詳細且創見的な研究があつて、此の地體の性質、成生、發展の機巧等が論じられた。姫川はこの地體の西北邊を信州青木湖に發して北流し越後糸魚川町で日本海に朝する暖流で、その溪谷は糸魚川静岡地構線の北部を代表するものとして既に廣く紹介せられてゐる。然し沿岸の地質に附いては僅に二十萬分の一富山圖幅及び同説明書(大塚專一氏)東北帝國大學黒田偉夫學士の卒業論文等を知るのみである。筆者は昭和四年夏秋の候姫川上流部沿岸を踏査し、その結果を昭和五年一月京都帝國大學地質教室へ卒業論文として提出したが、本文はその概報である。

地域は主に姫川上流部即ち北小谷村來馬以南の地で、(一)西は大蓮華山連の下、東は小谷斷層(第三紀層中を一直線に切る大斷層で、神城村堀の内附近から起つて、北三拾度東を指し、南小谷村穴當を經、小谷溫泉附近に達する延長二十五軒のもので、その性質は後述する)の間に挟まれた姫川盆地、(二)小谷斷層の東に同斷層に平行せる山嶺を連ねる東山山脈の二地形區から成り、第三紀層がその主部を占める。更に下流地域に付いては昭和五年秋、筆者は之を調査するの期を得たが、後日章を更めて報告したい。

本地域の研究に當つては、小川、本間兩先生の懇切な御指導を受け、又本間先生の中部信濃地質研究からは有益な暗示と啓發を得たのであつて、兩先生に對しこゝに深甚の感謝を捧げる。尙筆者の作製した地質圖とその概畧は既に本間先生の近著中部信濃地質誌上に轉載せられてゐることを附

記する。(主地域は五萬分の一地形圖白馬岳に含まれるが小瀧大町池田等も参照せられたい)

一、層序と岩相

(イ)第三紀以前の地層 北小谷村來馬以北に分布する。所謂糸魚川靜岡地構線による古期山地と第三紀層山地との完全な分割は姫川中流以下では不分明となる。即ち小谷村來馬附近に分布する侏羅紀層は姫川東岸に於て第三紀下部集塊岩帶によつて不整合に被覆せられる。この侏羅紀層は八木貞助氏大石學士等によつて紹介せられてゐる地層で植物化石を含有する頁岩及び砂岩と少量の礫岩質砂岩を主として、時に石炭質頁岩を挟み、東微北の走向を持つ。第三紀層に接する附近に於いては東へ 20° 乃至 30° の緩斜をなすが、來馬より二軒以南浦川に沿ふ處では直角に近い急斜を示す。蛇紋岩古生層等は更に以北に層狀に分布する。

(ロ)第三紀層 (下部より順次列記する)

(I)下部集塊岩帶。

次の二分布區域を有し、主として姫川沿岸に露出する。東に傾斜し、走向は南北、或は北 20° 東である。(1)南小谷村下り瀬から北小谷村深原附近まで、(2)北城村野平、通から南小谷村千國崎附近まで。第一露出地の中世層を不整合に被覆する微晶質變朽安山岩(更に風化せるものは一見中世層砂岩と見誤られ易い岩相を持つ)の百米内外の熔岩から始る。直に之に續く厚層の複輝石安山岩の集塊岩は、やゝ綠色の凝灰質集塊岩、又は岱赫色角礫岩を混じて廣く分布し、熔岩の量は極め

て僅かである。

集塊岩は著しく固着せる淡緑灰色凝灰質物中に大小種々の角礫斜長石の斑晶を持つ複輝石安山岩)を有し、時に方解石脈を持つてゐて、東微南に傾斜する状況を觀察することが出来る。

中土村白岩の西南中谷川南岸の道路上及び中谷川との會合點附近に於いては、この集塊岩は幅五厘の頁岩を挟む。この岩層は決してスリッケンサイドやその他の物ではなく、純粹の頁岩で、その走向傾斜共に集塊岩帶のそれと一致してゐるから、この集塊岩帶が陸上火山でないことを物語る一例證とするに足る。

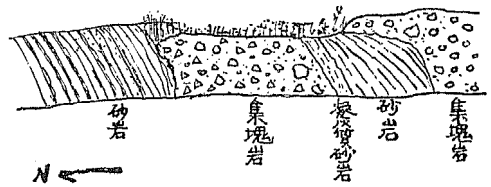
中土村の立山は角閃石紫蘇輝石安山岩より成り、これと同時に噴出にかゝる岩首であらう。

第二露出地のものは大部分集塊岩より成り、處々に斑晶質複輝石安山岩の熔岩を挟む。この集塊岩は斜長石を混ぜる凝灰質物中に固く膠着せられた複輝石安山岩角礫を多量に有し、遠望する時は一見變岩と間違ひ易い岩相を持つてゐる。

北城村通の下、姫川河床に於いて、集塊岩が整合的に砂岩に推移する好露出が見られ(第一圖參照)同様の状況は同村青鬼の下の谷にても觀察せらる。而してこの砂岩は泥岩を経て海捷化石を含有する砂岩に推移するから、この集塊岩は海底火山の成生物と考へられる。

第一露出地と第二露出地との中間即ち南小谷村千國崎から同村下り瀬迄の間は第四紀火山岩及同岩屑の蔽ふ處であるから、兩者の連結肯否は定められないが、共にその上部に砂岩泥岩が整合的に續くから同一期層と見做してよい。但し第一露出地のものは第二露出地のものより、若しく腐朽し

第一圖



てゐるから岩相のみ見れば宛も前者は後者より舊期の感を與へる。尙地層は著しい騒亂を受け、姫川沿岸を除いては露出が不完全であるから集塊岩熔岩の各々の分布や厚さを正確に定められないが、全部の厚さは兩露出地とも七百米内外であらう。

(II) 泥岩砂岩帶

下部安山岩を整合に被覆する。主として泥岩から成り薄層の砂岩を挟む。

南方に於いては厚さは著しくないが北するに従ひ増加し、中土村で最厚八百米を超える。砂岩は淡綠色又は淡褐色、中粒或は細粒で、一層の幅數米以上の厚層と一層數層の薄層の疊疊とがある。下部の砂岩は海捷介化石 (Pecten, Cardium, Area) の不完全な印象を有し、南小谷村雨中、中土村長崎、松本等に露出する。泥岩は泥黑色、軟弱な層理のない岩石で、時に頁岩に移化し砂質頁岩細粒頁岩を挟んで砂岩に推移する。

(III) 礫岩帶

泥岩砂岩帶は十米内外の礫岩泥岩砂岩の薄層の互層を経て礫岩になる（北小谷村細具の下及屋太郎南方の谷）。泥岩から礫岩への連續狀況はこれ等の地點では一時的な不整合が示され、又全體の地質圖にも局部的な不整合が見られる。

礫岩の主露出は岩戸山の北部姫川東部の山地小谷斷層の西部で、南小谷村雨中、黒川、坪澤の東

に急壁を持つて聳つ山はこれより成り、東山山連から派出する山脚上二三ヶ處にも露出する。泥岩砂岩帯との境界附近は差分侵蝕の結果、宛も斷層崖の存在を疑はしめる様な狀況を呈してゐるから、地形上には注意を要する。

此の帯は殆んど總て礫岩であつて、下部に近く、一枚の粗粒砂岩層と上部に近く一二枚の砂岩（共に數米）を挟むのみである。礫岩を構成する礫は直徑十糎以内の古生層岩石の圓礫（白色又は黑色の珪質岩）を主とし小量の閃綠岩、蛇紋岩、花崗岩等の圓礫をまじへる。圓礫は石英砂やその他の小礫と共に固く膠着し、下部に近いものは圓礫も砂も著しく赤褐色を呈して、長く空氣に曝された後に沈積したことを示すが、上部のものでは、その様な狀況が認められない。現在の踏査區域ではこれより上部に直接の被覆層を見ないためこの帶の上限を知る事は出来ないが、現在露出せるものに付て斷面圖から推定せる厚さは最大八百米であつて、(II)とは反對に南方に厚く北方に薄くなる。

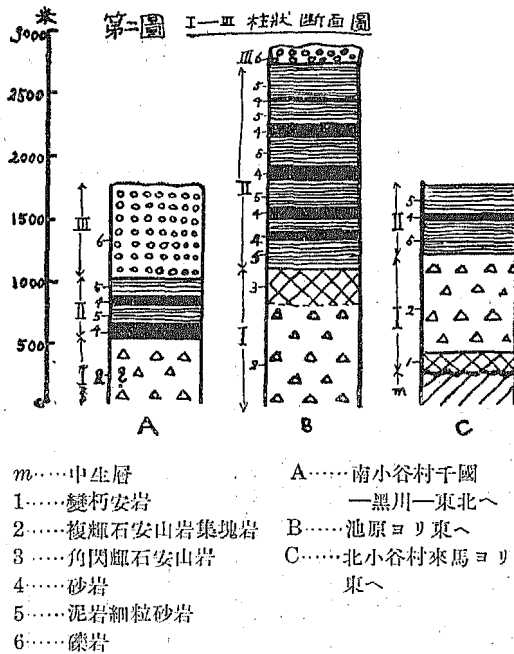
(I) (III)の堆積狀況。

(I)から(II)に至る地層は一連の海成層である。その眞の厚さは斷層その他の騷亂のため正確に定めることは出来ないが、見かけ上の總層厚二千五百米を下らない。

上述せる如く第三紀層は鹽基性火山の海底に於ける活動を以て初る。集塊岩と小量の熔岩は七百米以上の厚さをなした後に海成泥岩砂岩を沈積する。此くの如く、火山活動を以て初り海成層の續くことは御坂道志等にも見られる事で、小川博士は小笠原諸島に同様の例を求められ、海底火山噴出物が堆積して海を淺くしそこに海成水成岩を沈積する場所を作ると説かれ、これを地背斜と呼

ばれた中部信州に於て本間助教の研究せられた守屋層内村層等にも、鹽基性火山岩を以て第三紀層の初まることが知られてゐる。

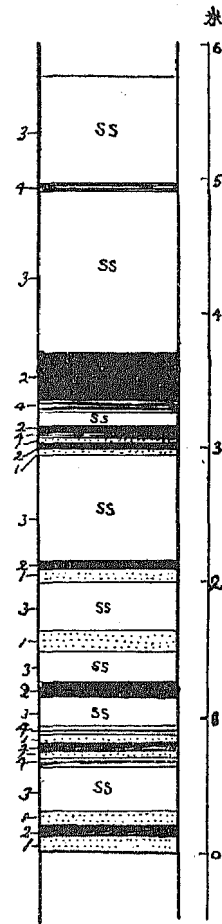
純水成岩はその岩質から判斷して淺海性の堆積物である。泥岩砂岩帯が突然に礫岩に推移する事實は當時の海岸に近く、急に山地が現出した事を物語るものであり、又泥岩砂岩が南方に薄く東北に厚く礫岩がその反對であることは、東北部程當時の海岸から遠距離にあつた事を示すのであらう。



(IV) 砂岩泥岩互層帶 本帶の主分地域は小谷斷層東部で、東山山脈の主部を形成する泥岩は泥質黒色のものと黒色で剝理性、オニオンクラックに富むものとがあり、岩質は軟弱である。砂岩は中粒、綠色で風化せるものは淡褐色、一層は數米乃至十米の厚層をなし時に粗粒砂岩を挟む。砂岩、頁岩は細粒砂岩砂質泥岩の數層内外の薄層を挟んで相互に推移する(その狀況は第三圖に

示す) 一般に南方では砂岩が多く北方に砂岩を増し、又南方では東方に向つて砂岩を増す。

第三圖



1. 細粒砂岩
2. 泥岩
3. 厚層ヲナス砂岩
4. 薄層ヲナス砂岩

この互層帯は北三十度乃至四十度東の走向を持ち東山山脈の方向と全然一致してゐる。従て地質圖に於ては整然とした排列を示して、帶狀に並ぶ。南方ではすべて東南に傾斜し、小谷斷層附近では七十度内外の急斜をなすが、東に向ふに従つて緩斜となる。北方に於ては二つの小向斜を作り、西翼は七十度内外の急斜であるに反し東翼は四十度以内の緩斜を示す。

西邊は小谷斷層によつて截斷せられてゐるため、(III)との直接關係を知ることが出来ない。然し(III)より下層位のものでない事は歴然明瞭であつて、次の様な四つの場合が考へられる。

- (一) 砂岩泥岩互層帯は礫岩帶の直に上位に來ること。
- (二) 砂岩泥岩互層帯と礫岩帶との間に現在斷層で隠された若干の中位層が存在すること。
- (三) 砂岩泥岩互層帯を沈積する間、礫岩から下層の水成岩を沈積した海が陸化してゐたこと。
- (四) 砂岩泥岩互層帯と礫岩帶とは同期層であるが、岩相を異にすること。

この何れが最も妥當な考案であるかは、積極な證據がないから斷定出来ない。

(V) 上部複輝石安山岩集塊岩 岩戸山高、戸山及び、郷土峯の基部を占める。北城村幸田附近に於ては礫岩砂岩（南方より續く本間助教の小川層）を被覆し、礫岩又は砂岩を捕獲してゐる。熔岩と集塊岩は明瞭に成層しや、西へ傾く。集塊岩は下部集塊岩帯より膠着度悪く、新火山岩よりは岩石の風化度が強い。層序上からは下部集塊岩より續く泥岩砂岩帯礫岩帯を不整合に被ふから、下部集塊岩帯の集塊岩と同一視出来ぬは勿論である。又岩戸山高戸山等は火山形を具へた山形を持つてゐるが山脚の配置や山麓の刻み方ははるかに進んだ侵蝕を示し、又小谷斷層（新火山より古い成生）によつて切られるから、第四紀新火山と同一視出来ない。又高戸山も岩戸山も火山地形を具へ、下部集塊岩帯の様に、海底火山を證すべき何物もないから、この火山岩は第三紀末葉の陸上火山成生物と推定できる。

(ハ) 河床礫 北城村落倉、松澤附近に廣く分布するものは蓮華火山の火山岩屑に蔽はれ、北城村藏平、野平、立間、南小谷村梨平、瀧ノ平、川ノ内、黒川、伊折、蟲尾、池原等のものは何れも姫川の兩岸に現在の河床より六十米許り高い箇處に小さい段丘片をなして存在する。礫は大小種々の古生層岩、花崗岩等を始め、黒雲母安山岩、複輝石安山岩、第三紀砂岩の圓礫を混じてゐる。

幅と廣がりとは小さく厚さも二、三十米以下の薄いものであるが、特徴ある地形を作り、姫川の急壁の處々に、平坦な土地を與へ、人家がこゝに集つて特有な人文狀況を呈する。部落にも「平」の名がある處が多い。地形圖でも明瞭に指示できるが、この附近には山崩れによる崖屑も同様の地形を

與へてゐるから區別せねばならない。

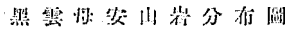
(三)火山岩の層序上の位置　輝石玢岩。―小岩脈、最大幅百米以内で長さ二百米から六百米位のものである。その最も大きいのは郷土峯東部のものである。主として東徽北乃至北西を指し、(I)から(V)迄の第三紀層を貫き褶曲斷層によつて切られてゐる。その數は小谷斷層東部には二ヶを算するのみで、小谷斷層西部即姫川盆地内には十數個が數へられる。本間助教が中部信州に於て同種の脈岩を記述せられ、第三紀層褶曲前に進入せるものとされたのと同期のものであらう。

黒雲母安山岩。―この安山岩は第四紀最初の酸性の火山岩であつて、第三紀層のすべてを蔽ふか或は之を貫き、第三紀層褶曲軸、第三紀末葉の準平原面を蔽うてゐる。然し火山地形を保存し第四紀の斷層には切斷せられる。主分布區域は、糸魚川靜岡地構線の東方に、南北に長く擴がり、池田町、大町、青木湖の東方に、大峯熔岩臺地、權現山、靈松寺山等のトロイデ群を起す。姫川盆地に於ける分布は、神城村堀の内から北城村藤平附近への郷土峯(上部複輝石安山岩及び集塊岩を蔽ふ熔岩臺地)と、北城村立ノ間北方の淺間山(下部集塊岩帶を貫く圓錐形の山)で、その他は何れも幅數十米、長さ數百米の小岩脈である。姫川盆地内のみ存在し、又上述の地構線に沿つて分布することは構造地質上重要な事實である。(第四圖參照)

流紋岩。―南小谷村池原の北部に岩首狀に露出する斑晶質流紋岩で、下部集塊岩と中生層を貫く以外に層序的の位置を求める手掛りがない。たゞ第三紀噴出にかゝることは明である。

蓮華火山群　第四紀新火山群で大蓮華の北方にある乗鞍嶽、その裾下の赤倉、鴨ヶ峯、稗田山等を

姫川上流沿岸の地質概報



起し姫川の西部に廣く分布し、火山岩層は南小谷村親ノ原千國の西部に美しい扇狀地を作り若い谷が之を穿つ。泥流、集塊岩がその基部を占め複輝石安山岩熔岩を處々に露出する。地形も若い火山形で岩石も新鮮であるから第三紀集塊岩帶と判然區別できる。

大渚山火山 小谷温泉の西部に一千五百米の標高を持つ山で、妙高火山彙の一脈

雨飾山の支脈、岩石は黒雲母輝石安山岩、第四紀新火山に屬する。

中 部 信 州
舊河床礫
玢 岩
棚 層
小川層
小川層下部(青木層)
別所層
内村層又は守屋層

(木)中部信州との
對比 下部集塊

岩帶は本地域第三紀層最下底を代表する事、中部信州第三紀層最下部内村層守屋層にも同

	姬川沿岸	中部信州
第四紀	新火山 河床礫…………… 黑雲母安山岩	舊河床礫
第三紀	(流紋岩) 玢岩…………… 上部集塊岩帶…………… 砂岩泥岩互層帶…………… 礫岩帶…………… 泥岩砂岩帶…………… 下部集塊岩帶……………	玢岩 棚層 小川層 小川層下部(青木層) 別所層 内村層又は守屋層
	侏羅紀層	

様の鹽基性火山岩を見る事から、之を守屋又は内村層に對比すべく、之に續く泥岩砂岩帶は岩質と層序上の位置から内村層に續く別所層に對比せられる。泥岩砂岩帶の上位に來る礫岩帶は別所層に續く青木層に比すべきか、又は小川層下部礫岩に比すべきかは疑問である。泥岩砂岩互層帶はその堆積狀況及び南方への連結狀況から小川層に、又上部安山岩集塊岩層は第三紀末鹽基性火山岩である事から棚層に對比したい。尙泥岩砂岩層は南方の小川層下部に連續するもので、大峯、權現山等の基底に廣く擴がる石英安山岩質凝灰岩は本地域に之を見ない。

以上のすべてを中部信州と比較して表示すれば右表の如し。(未完)

北海道旭川附近の屯田兵開墾聚落到就いて

島 之 夫

一、上川盆地開發の略史

明治十八年に屯田本部長陸軍少將永山武四郎外多數の隨員は、初めて神居古潭を過ぎて石狩川を溯り上川地方を探検した。此時永山少將は近文臺(旭川市の北に當る)より上川盆地を俯瞰してその地形の良好を認め、上川地方開發の意

圖を抱くに至つたものの如くである。而してかゝる大原野の開拓には先づ屯田兵に依つて強制的に基礎を作り逐次殖民を謀るべきことが考へられた。

翌十九年此地に至る假道が開鑿され、二十一年には第二次の巡察が行はれ、二十二年には忠