

## 24. 富士火山の地質學的並びに岩石學的的研究 (III)

### 3. 富士山の南西麓、大宮町周域の地質

地震研究所 津屋弘達

(昭和 15 年 4 月 18 日發表—昭和 15 年 6 月 20 日受理)

#### 緒言

富士山の南西麓に當たる静岡県富士郡大宮町の周域には、同火山の活動の舊期に噴出した多數の熔岩流の他に、嘗て故平林博士<sup>1)</sup>に依つて集塊質泥流と名付けられた一種の火山碎屑物の厚層が廣く分布してゐる。本文に於いて、筆者は同地域の地質を述べ、特にこの所謂集塊質泥流が富士山の構造發達史上の如何なる地位を占むるものであるかを論じたいと思ふ。この研究は筆者が數年來續行してゐる富士火山の地質學的並びに岩石學的研究の一部であり、同研究の一部は日本學術振興會からの援助補助及び文部省科學研究費に依つて遂行されたものである。

#### 大宮町周域の地形

本文中に於いて主として取扱はれる地域は富士身延線芝川驛以南の富士川下流と同驛附近に於いてこれに合流する芝川との流路の東側で、大宮町を略中心として東西及び南北に夫々約 10 km 及び 15 km に互る範圍である。同地域から北及び東方に續く富士山地内の研究結果に就いては、筆者は別の機會に逐次發表する豫定であり、また富士川及び芝川以西の山地に就いては、大塚博士<sup>2)</sup>、井尻學士<sup>3)</sup>等に依つて既に研究されてゐる。

本地域は大宮町の西端を経て北から南東方向に流れる潤井川の谷に依つて、地形上、北東部と南西部とに分かたれる。北東部は現在の富士山自體の南西山麓部であり、南西部は潤井川と芝川及び富士川下流との間に狭まれてゐる丘陵地域である。

**富士山麓** 富士山の南西麓斜面は本地域の北東隅に當たる元村山附近に於いて海拔約 600 m の高度を有し、約 7° 内外の緩傾斜を以て南西方向に漸次低下し、應岡村入山瀨以北に於いては潤井川の谷に終るが、それ以南に於いては更に南西方向に低下し、潤井川及び富士川の河口附近の海岸平地に續いてゐる。

この富士山麓斜面上には、大宮町の北西方に當たる澁澤に於いて潤井川に合する青澤、大宮町東端の阿幸地を南方に走る市兵衛澤、本地域の東端に當たる大淵村地内を南

1) 平林 武 震災豫防調査會報告 24 (明治 32 年), 39.

2) 大塚彌之助 地震研究所彙報 16 (昭和 13 年), 415.

3) 井尻正二 前同 地震研究所彙報 18 (昭和 15 年), 340.

西方に流れる砂澤，不動澤，其他多くの放射谷が在る．是等の谷の中には，例へば市兵衛澤の如く，富士山の中腹以上の高處に源を有するものが在るが，大多數はそれより遙かに下方の山腹に發し，且つ主として相隣接する別種の熔岩流の境界に沿つて走つてゐる．即ち後に述べる様に，本地域の富士山麓斜面には一帯に火山灰或は火山砂



第 1 圖 富士山南西麓，大宮町周域地形圖。

礫層が分布してゐるが，是等の地層は一般に比較的薄く，その下に埋もれてゐる種々の熔岩流の原地形が殆どそのまま地表の凹凸に現れてゐるのであつて，帶狀に細長く流下した熔岩流の尾根，或は扇狀に擴がつた熔岩流の平潤な斜面等の境界に沿つて澤が發達してゐるのである。

本地域の富士山麓上の放射谷は，他の地域の同山麓上のそれと同様に，多くは平時に於いては殆ど空澤であるが，元村山附近に發し，下栗倉，神成等を経て，大宮町附近に於いて市兵衛澤に合する數條の谷は常時流水を有する．後に述べる様に，是等の常時流水を有する谷は所謂集塊質泥流に依つて構成されてゐる地域に發達してゐるのであつて，斯る地域はそれに隣接する熔岩分布區域に對して不連続的に一層多くの浸蝕を受けたと考へられる地形を示してゐる。

**羽鮒及び星山丘陵地域** 潤井川と芝川及び富士川下流との間に挟まれる丘陵地域は約 3km の幅を以て北西から南東方向に連なり、富士身延線が同丘陵地を越える處、即ち大宮町と沼久保との間の同鐵道線路附近を境として、その北西側の比較的高い丘陵と南東側の比較的低い丘陵とから成つてゐる。井上學士<sup>4</sup>に従つて、この兩丘陵は夫々羽鮒丘陵及び星山丘陵と呼ばれる。

羽鮒丘陵はその東縁に沿つて最高海拔 330m 餘の脊陵を有し、この脊陵から東方には約 30° の急斜面を以て潤井川の谷及び星山丘陵の北西縁に臨み、西方には約 10° 内外の緩傾斜を以て芝川の谷に徐々に下つてゐる。同丘陵は北方に次第に狭まり、第 1 圖に示されてゐる同丘陵地域の北端から約 1km 北方の上野村下條に於いて富士熔岩流の下に没してゐるが、後に述べる様に、地質的にそれと同一の大小の丘陵は更に北方の人穴村猪ノ頭迄の間に點々と見出され、種々の富士熔岩流に取圍まれた島狀地を形成してゐる。

羽鮒丘陵の南西部、即ち芝富村羽鮒背後の 320.9m 山一帯は地質的に富士川下流西側の山地の連続であつて、同丘陵の殘餘の地域に見られる如き平闊な緩傾斜の地形を示さない。

星山丘陵は羽鮒丘陵より約 100m 低く、最高海拔 230m 餘である。その北東縁は潤井川の谷に臨んで約 25° 内外の急斜面を成し、羽鮒丘陵東縁の急斜面の南東延長に當たつてゐる。またその南東縁は岩松村岩本の低地に臨んで約 25° 内外の急斜面を成し、入山瀬に於いて同丘陵北東縁の急斜面と殆ど直角狀に交つてゐる。

星山丘陵は北東—南西方向に走る數條の谷に依つて刻まれてゐるが、その谷の間の尾根に略平坦な面を残してゐる。この平坦面は井上學士<sup>5</sup>に依つて一つの浸蝕面であると解釋された。然し筆者の見るところでは、同面は勿論浸蝕作用に因つて可成り變形し、且つ地塊運動に因つて多少變位してゐるには相違ないが、同丘陵の上部を構成する物質の元來の堆積面を略そのまま表してゐるものゝ様である。即ち後に述べる様に、同丘陵南西部に稍突起する明星山 (225m) 及び 192m 山は地質的に富士川下流西側山地の連続であるが、殘餘の平坦部は羽鮒丘陵の大部分と共に所謂集塊質泥流に依つて構成されてゐるのであつて、この物質に依つて代表される一火山體の山麓面の一部に相當するものと考へられるのである。

羽鮒、星山兩丘陵の約 100m に達する高度差を表はしてゐる羽鮒丘陵南部東側の斷崖、兩丘陵の東側を劃し富士山を中心とする一つの圓弧を畫く急斜面、及び星山丘陵南東縁を劃する急斜面は何れもその崖下に斷層の存在する事を想起させる地形であつて、筆者はそれを夫々安居山斷層、大宮斷層、及び入山瀬斷層と呼ぶ。是等の斷層に就いては後に地質の項で述べる。

**段丘** 羽鮒、星山兩丘陵とその兩側の山地との間を流れる芝川下流及び富士川下流の谷には、是等の川の現河岸のみならず、その兩側の山地及び丘陵に接して明瞭な段丘が發達してゐる。後に述べる様に、この段丘には、芝川及び富士川の谷に流込んだ

4) 井上春雄 地學雜誌 46 (昭和 9 年), 26.

5) 前掲.

富士熔岩流の噴出時代より舊期の洪積期段丘と同時代より新期の沖積期段丘とが區別される。前者の代表的のものは芝川驛東側の平野の臺地及び橋場（芝川驛の北西約1km）背後の楠金の臺地を形成する3段の段丘で、芝川と富士川との合流點附近の現河床から夫々約100m, 70m及び50mの高さに達してゐる。後者は現在の芝川及び富士川の河岸に接し、同河床から5m内外の高さを有する砂礫段丘と15~20mの高さを有する熔岩段丘である。

星山丘陵を刻む北東—南西方向の數條の谷、特にその中の主なる星山谷及び貫戸谷にも亦明瞭なる3段の段丘が發達してゐる。例へば、星山谷の北西側に見られる3段の段丘は同谷の現在の底（海拔約70m）から夫々約40m, 30m, 及び25mの高さに在り、また同谷と富士川の谷との合する地點の現河床からは夫々約80m, 70m及び65mの高さに在る。是等の段丘は芝川驛附近に發達する3段の洪積期段丘に對比されるものであらう。

羽鮒、星山兩丘陵の東縁を劃する急斜面には崖錐の他に、局部的に小段丘が認められる。例へば、入山瀬に面する星山丘陵東斜面には、潤井川の谷底から約65m及び40mの高さを有する明瞭な2段の段丘が在り、また高さ約10mの小段丘は大宮町西端から北方の羽鮒丘陵東側斜面にも局部的に附着してゐる。富士熔岩流との接觸關係から察すれば、是等も洪積期段丘であり、入山瀬段丘は星山丘陵地の段丘に對比されるものと思はれるが、羽鮒丘陵東斜面下の小段丘はそれより多少後の時代のものかも知れない。

潤井川の谷の低地には、段丘は發達してゐない。同川の河岸平地は東方に漸次高まり、富士山麓斜面上の放射谷の出口から下方に擴がつてゐる一續きの扇狀地の斜面に續いてゐる。富士山麓斜面上にも、熔岩臺地以外の段丘は認められず、放射谷が集塊泥流地域及び火山砂礫層に厚く蔽はれた地域に於いて特に深いU字狀の澤を形成してゐるのみである。この様に潤井川の谷及びその東側の富士山麓斜面に續く地域に河成段丘が發達してゐない事實は、潤井川の谷が形成されて後に、その谷底及び富士山麓が河成段丘を生ずる様な急激の隆起性地殻運動を受けず、反つて羽鮒、星山兩丘陵地域に相對的に多少沈降してゐるものとすれば説明されるが、富士山麓上の放射谷に常時の流水が殆ど無く、また潤井川にも平時の流水は極めて少なく、従つてこの川に依る段丘の形成作用が行はれ難い事にも關聯してゐるものゝ様である。潤井川は大宮町の淺間神社境内及び同町西端の大中里附近に於いて富士熔岩流の下から湧出する地下水と元村山方面の集塊質泥流地域を下る僅かの地表流水とに依つて主に涵養されてゐるのであつて、その水量は大宮町より更に上流に於いて芝川から取入れられる灌漑及び發電用水の落水を加へても極めて僅少に過ぎない。

## 地 質

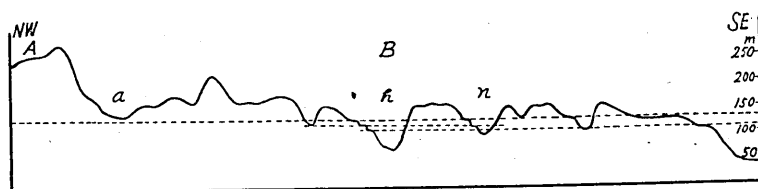
大宮町周域の地質は層序及び岩種の上から次表の如く分けられる。

次に是等の地層の分布、構造、相互の層位的關係等に就いて舊期の地層から順次説明する。

地質時代		地層	構成岩石
沖積世	後期	沖積層	砂礫
	前期	富士火山噴出物	火山灰, 火山砂礫層, 及び玄武岩熔岩類
洪積世	後期	洪積期段丘礫層	砂礫及び粘土
		集塊質泥流層	玄武岩塊及び火山灰泥
	前期	別所礫層	粘土及び砂礫
		岩淵火山群噴出物	安山岩集塊岩及び熔岩
鮮新世		濱石岳礫岩層	礫岩

**濱石岳礫岩層** 本層は井上學士の所謂富士川層<sup>6)</sup>の一部に当たり、大塚博士<sup>7)</sup>に依つて新たに命名され、鮮新統と考へられてゐる地層である。同博士に據ると、本層は静岡縣庵原郡由比川溪谷の西側の濱石岳山稜を構成し、更にこの山稜から北方に續き、芝川驛附近の富士川沿岸の山地に擴がつてゐる。筆者が茲に取扱つてゐる地域内の濱石岳礫岩層は即ちこの芝川驛附近に露出するもののみに限られてゐるが、同層は富士川を横切り、芝川溪谷西側の山地に延び、更に北方の天子ヶ嶽東麓附近<sup>8)</sup>に至る迄の一帯に分布してゐるものゝ様である。

芝川驛附近に於いて、濱石岳礫岩層は芝川及び富士川溪谷内の現河床に露出し、また河岸の段丘礫層或は富士熔岩流(芝川熔岩)の下盤をなしてゐる。而して、同層は芝川驛から東方に約 1 km 距たる古田の東邊に於いて羽鮒部落背後の 321 m 山を構成



第 3 圖 星山丘陵中央部の北西—南東方向の地形断面圖。

A 羽鮒丘陵, B 星山丘陵, a 安居山, h 星山, n 貫戸, 點線は 3 段の洪積期段丘の高度を示す (高さは水平距離の 3 倍)。

する岩淵火山群噴出物(集塊岩)に接し、古田以東の富士川溪谷内及びその沿岸地域には全く見られない。大塚博士に據ると、濱石岳礫岩層は富士川下流西側の山地を構成する同博士の所謂蒲原礫岩層、岩淵安山岩體集塊岩、鶯ノ田礫層等に對して衝上斷層(入山衝上斷層)の關係を以て接してゐる。即ち同斷層は略由比川溪谷に沿つて南

6) 前掲。

7) 前掲。

8) 天子ヶ嶽附近から北方の山地の少くとも富士山麓に接する東側斜面は恐らく御坂層の一部に對比されるものと考へられる主として凝灰角礫岩に依つて構成されてゐる。

北に走り、富士川に近附くに従つて北東方に彎曲し、同川を横切つて古田の東邊に達し、同處に於いて濱石岳礫岩層と岩淵火山群噴出物との境界を成してゐる。筆者が調査した限りでは、古田以北の羽鮒丘陵地域内には、濱石岳礫岩層は全く見られず、岩淵火山群集塊岩及びそれより新しい地層のみが分布してゐて、その間に入山衝上斷層の北方延長と考へられる斷層は認められない。

芝川と富士川との合流點から北方に約 1.5 km の間の芝川溪谷内に於いては、濱石岳礫岩層は同川西側の段丘礫層及び芝川熔岩より成る斷崖の下底に露出するのみならず同川の河床及び東側斷崖の下部にも露出する。然るに、それより北方の芝川溪谷に於いては、既に述べた如く、同層は谷の西側の山地に廣く分布してゐるが、芝川の現河床及び東岸地域には全く見られない。即ち、芝川及び富士川の谷の東側に於ける濱石岳礫岩層の露出地域は芝川、月代、古田、羽鮒等の部落に圍まれてゐる平野の段丘臺地の周邊のみである。故に芝川溪谷に沿つて、その西側の山地を構成する濱石岳礫岩層と東側の富士火山噴出物、段丘礫層等の下位に在る新期の地層とを劃する斷層線（井上學士の所謂 KO 線の北翼）が存在するとすれば、同斷層線は羽鮒部落西邊に於いて芝川溪谷の東側に出で、平野の段丘礫層下を南東方向に走り、古田に於いて入山衝上斷層線に連なるか、或は同處から富士川溪谷に沿つて更に南東方向に延びるものと考へられる。

濱石岳礫岩層は局部的に角礫岩狀を呈し、また砂岩、泥岩等を挟み、大塚博士に據ると、凝灰岩及び安山岩を伴ふ部分をも有するが、同層の大部分は暗灰色乃至暗綠色の礫岩で、多少風化した部分では屢々玉葱狀の構造を示し、變質安山岩類、綠色凝灰岩、砂岩、珪岩、閃綠岩、石英斑岩等の直徑約 50 cm 以下の圓礫と粘土質、砂質、或は凝灰質の膠結物とに依つて構成されてゐる。この礫岩は一般に極めて堅硬でそれを構成する礫と膠結物とは分離し難く、従つて同岩の切割或は節理面では、礫の多くは切斷されてゐる。

富士山の山體下には、小富士、寶永火口等の爆發拋出物中に見出される異質岩片や富士山南側の大淵村地内に於ける試錐<sup>9)</sup>に依つて得られた錐心から判斷すれば、御坂層類似の地層は疑ひなく存在するものと考へられるが、濱石岳礫岩層に相當する地層が果して存在するか否かは未だ確められないのであつて、少くとも大淵村の試錐地點に於いては存在しない。たゞ注意すべき一つの事實は、後に述べる所謂集塊質泥流中に第三紀層から來たと考へられる水蝕を受けた極めて圓い礫が見出される事である。この事實は富士山の直接の基盤の少くとも一部分にこの様な礫を有する礫層又は礫岩層の存在する事を示すものと考へられる。然し、礫岩は御坂層中にも在り、また濱石岳礫岩層より新しい地層の一部にも在るので、富士山體下に推定されるこの様な礫岩が何の時代に屬するかは茲に斷定し難い。

**岩淵火山群噴出物** 故平林博士は富士川河口近くの岩淵の西側に位する山地に複輝

9) この試錐は大淵村曾比奈から富士御料林二番官宅への登路の中途の海拔約 700 m の地點に在り、岩倉鑛山と呼ばれ、昭和 13~14 年に石油試掘と稱して掘鑿されたもので、地表下 1000 m 近くの深さに達してゐると云ふ。同試掘工事に關與された稻垣誠二學士の御好意に依り、筆者は種々の深さの所から得られた 17 種の錐心を検べ得た。茲に誌して同學士に深く感謝する次第である。

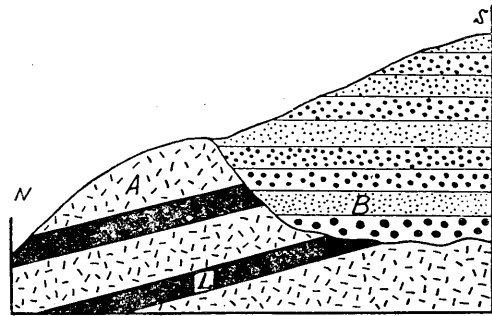
石安山岩の集塊泥流及び熔岩より成る一連の圓錐形小火山を認め、これを岩淵群火山と總稱した。同博士の記載してゐる様な地形上明かな數個の小火山が其處に果して存在するか否かは尙今後の調査に依つて確められねばならないが、岩淵背後の金丸山(530 m)及びその周域に安山岩質集塊岩及び熔岩が廣く分布してゐる事は大塚博士の調査に依つて明かにされてゐる。即ちこの火山噴出物は同博士の所謂岩淵安山岩體であり、また井上學士の所謂岩淵集塊岩層の一部に相當するものであつて、茲では岩淵火山群噴出物と呼ばれる。

筆者の調査地域内に於ける岩淵火山群噴出物は主として富士川下流の北東沿岸に分布するものである。即ち同噴出物は星山丘陵南西部の明星山及びその南東隣の 192 m 山を構成し、また羽鮒丘陵南西部の羽鮒部落背後の 320 m 山を構成してゐる。

明星山及びその南東隣の 192 m 山は、地形的並びに地質的に、富士川を距て、その西方に聳ゆる富士川町背後の山地の延長と見られる部分で、安山岩質集塊岩及び熔岩に依つて構成されてゐる。即ち、明星山北西側の富士川に臨む斷崖に於いては、厚さ 2~3 m の安山岩熔岩と同岩質の集塊岩との互層が北東方向に僅かに傾斜し、また同山西側には、この互層の下位に當たる安山岩質の緻密熔岩、集塊質熔岩、凝灰集塊岩等が不規則に入雜つて露出してゐる。明星山の頂上部は主として安山岩質の緻密熔岩である。また同山南東隣の 192 m 山は、その西側の富士川に臨む斷崖の露出に見られる限りでは、大部分集塊岩に依つて構成されてゐる。

羽鮒背後の 320 m 山は、地形的並びに地質的に、富士川を距て、その南西側に相對してゐる北松野西側の山地の北東延長と見られ、古田東方の富士川に臨む斷崖に於いて觀察される様に、主として安山岩質集塊岩に依つて構成されてゐる。

井上學士は羽鮒、星山兩丘陵の大部分を同學士の所謂岩淵集塊岩層より成るものと考へたが、筆者の調査結果では、上述の羽鮒背後の 320 m 山と明星山及びその南東隣の 192 m 山とのみが富士川西側の山地に分布する岩淵火山群噴出物と同一の物質に依つて構成され、兩丘陵内の殘餘の地域の大部分は同噴出物とは全く岩質の異なる集塊質泥流に依つて占められてゐるのである。また同學士は故平林博士の所謂岩淵群火山を岩淵集塊岩層上に噴出した火山とし、同様の意味で上述の明星山を同集塊岩層より成る星山丘陵の浸蝕平坦面上に噴出した一つの火山と考へたが、若し岩淵群火山なるものがあるとすれば、その噴出物は岩淵集塊岩層と別物ではないのであつて、是等は何れも大塚博士の所謂岩淵安山岩體或は筆者が茲に述べてゐる岩淵火山群噴出物に包括され得るものである。尙、井上學士は羽鮒丘陵内の 320 m 山の北方に在る森山(260 m)と芝川の谷を距て、その西方に在る 487 m 山の頂上部とを何れも岩淵群火山に對



第 4 圖 明星山北西側に於ける岩淵火山群噴出物 (A-集塊岩, L-熔岩) と別所層との不整合を示す模式的斷面圖。

比し得られる安山岩體であるとしてゐる。筆者が調査した限りでは、森山は多少變質した含普通輝石・橄欖石玄武岩に依つて構成され、岩淵火山群噴出物よりも舊期に屬するものと考へられるが、時代未詳である。

岩淵火山群噴出物は次に述べる別所礫層に依つて不整合的に蔽はれてゐる。兩者の不整合關係は明星山北西側の富士川に臨む斷崖に於いて明かに認められる。また羽鮒背後の 320 m の東側、即ち安居山と水沼との間の鐵道線路附近に於いて同様の關係が見られる。後に述べる様に、別所礫層は井上學士の所謂久保山礫層或は大塚博士の所謂鷲ノ田礫層に對比されるもので、兩氏等に據ると、是等の地層は富士川下流西側の山地に於いて岩淵安山岩體（或は岩淵集塊岩層）を不整合的に蔽ひ、又は斷層を以てこれに接してゐる。また同山地に於いて、岩淵火山群噴出物は上部鮮新統或は鮮新洪積統と考へられてゐる大塚博士、井上學士等の所謂蒲原礫岩層を不整合的に蔽つてゐる。従つて、岩淵火山群噴出物は層位的に別所礫層と蒲原礫岩層との間に挟まり、洪積世初期に屬するものと考へられる。

岩淵火山群噴出物の岩石學的性質は未だ十分研究されてゐないが、筆者の調査地域内の同噴出物に屬する熔岩及び集塊岩は淡灰色乃至暗灰色の新鮮な複輝石安山岩、含橄欖石複輝石安山岩等である。その集塊岩には、熔岩塊が同質の熔岩物質に依つて膠結されてゐるものと凝灰物質に依つて膠結されてゐるものがあり、何れも極めて堅硬で且つその中に含まれる熔岩塊は殆ど凡べて均質である。この集塊岩は期様な特徴に依つて後に述べる集塊質泥流とは明かに區別されるものである。井上學士は所謂岩淵集塊岩層を水成層と考へたが、同層の一部を含む岩淵火山群噴出物は筆者の觀察範圍内に於いては陸上堆積物であり、洪積世初期の陸上火山の噴出物と考へられる。

**別所礫層** 本層は別所と水沼との間の鐵道線路の西側、即ち羽鮒丘陵南部の東縁を劃する急斜面に標式的に露出する礫と砂との粗鬆な互層である。これと同一の地層は羽鮒丘陵地域内に於いては、森山南側及び古田部落内に露出し、また星山丘陵地域内に於いては、前に述べた明星山北西側の富士川に臨む斷崖の他に、明星山南東隣の 192 m 山の北部、星山部落内の段丘崖下、沼久保東側の臺地等に露出してゐる。

井上學士は別所附近に分布する礫層を岩淵集塊岩層に依つて蔽はれてゐるものと考へ、蒲原礫岩層の一部と見做したが、同所の礫層を蔽つてゐるものは岩淵集塊岩層（筆者の所謂岩淵火山群噴出物）ではなく、次に述べる集塊質泥流である。即ち既に述べた様に、別所礫層は岩淵火山群噴出物を不整合的に蔽ひ、集塊質泥流には不整合的に蔽はれてゐるものであつて、井上學士の所謂久保山礫層或は大塚博士の鷲ノ田礫層に對比され、恐らく洪積世前期末の淡水堆積物であらう<sup>10)</sup>。

別所部落西側の羽鮒丘陵急斜面に於いては、別所礫層は略北 60° 西の走向と北東又は南西に 30~50° の傾斜とを示し、鐵道線路附近から同丘陵の殆ど頂上近く迄に連續露出し、頂上附近一帯の集塊質泥流の下位を占めてゐる。羽鮒丘陵東側急斜面に沿つて

10) 天子ヶ嶽の南東方に尾根續きをなす 825 m 山の東側（柚野村坂林附近）には、濱石岳礫岩層より確に新しい礫岩層が分布してゐるが、同層が蒲原礫岩層及び別所礫層の何れに對比されるものであるかは未だ確められてゐない。



北方に行くに従つて、この礫層の露出は次第に低下し、大宮町の西端から同丘陵を横断する自動車道路附近に於いては既に見られない。森山南側に於いては、別所礫層は羽鮒丘陵の東部から西方に下つて芝川に合する2條の澤の出口附近に於いて集塊質泥流及び段丘礫層の下に僅に露出し、略北 $20^{\circ}$ 東の走向と北西に約 $30^{\circ}$ の傾斜とを示してゐる。従つて、同礫層は羽鮒丘陵の集塊質泥流下に廣く分布してゐるに相違ないが、兩者の境界面は同丘陵の南東部、即ち別所西側に於いて最も高く、北方及び北西方に次第に低下してゐるものと考へられる。

別所南方の安居山と水沼との間に於いて、別所礫層は東又は南東に約 $60^{\circ}$ の傾斜を示し、羽鮒背後の320m山を構成する岩淵火山群集塊岩に接してゐる。兩者の接觸關係は十分に確められてゐないが、前者の急傾斜の山腹に不整合的關係を以て接するものと推定される。水沼の芝川熔岩臺地の下に在る別所礫層は、同臺地南側の富士川に臨む斷崖の下部に見られる如く、岩淵火山群集塊岩に接してゐる。大塚博士に據ると、この接觸部は殆ど垂直に近い斷層（水沼斷層）であるが、これが確に斷層であるとしても、その山方延長は水沼と安居山との間に於ける別所礫層と岩淵火山群集塊岩との境界には當たつてゐない。

古田部落内に見られる礫層は別所附近のものと同じく井上學士に依つて蒲原礫岩層の一部と考へられてゐるが、これも亦別所礫層の一部で、西方に約 $30^{\circ}$ 傾斜し、段丘礫層に不整合的に蔽はれてゐる。同層と古田の南の富士川沿岸に露出する濱石岳礫岩層及び古田の東方に分布する岩淵火山群集塊岩との接觸關係は明かでない。

星山丘陵地域内に於いても、別所礫層は集塊質泥流の下位に廣く分布するものゝ様である。即ち、同地域内の沼久保東側に於いて南北に延びる臺地の北部に別所礫層が露出し、また星山部落北端の路傍に於いては、同礫層が段丘礫層の下に僅に露出し、東方に約 $35^{\circ}$ の傾斜を示してゐる。明星山北西側の富士川に臨む斷崖に於いて、岩淵火山群噴出物の上に不整合的に載る別所礫層は見掛上東方に僅に傾斜してゐる。明星山の東麓及びその南東隣の192m山の北部に分布する同層の走向及び傾斜は明かでない。

以上に述べた如く、別所礫層は羽鮒、星山兩丘陵地域の各處に斷片的に露出してゐるのみであるが、兩丘陵の大部分を蔽ふ集塊質泥流の下には廣く分布してゐるものと考へられる。而して、別所礫層全般の詳細な構造は判明しないが、羽鮒丘陵地域内の同層と星山丘陵地域内のそれとを比較すると、前者は別所西側に於いて海拔250mの高位に達し、 $50\sim 60^{\circ}$ の急傾斜を示してゐるに對し、後者は海拔150m以下の低位のみに在り、 $30^{\circ}$ 内外の傾斜を示すに止まつてゐる。従つて、兩地域の別所礫層は斷層を境として相對的に變位してゐるものと考へられるのであつて、この斷層は恐らく大塚博士の所謂水沼斷層の北方延長に當たり、水沼の富士川東岸から安居山、別所等を経て北方に走り、地形的には羽鮒丘陵南部の東縁を劃する急斜面に依つて代表されるものであらう。即ち、この斷層は既に地形の項で述べた安居山斷層であつて、著しく高度の異なる羽鮒、星山丘陵の境界に當たつてゐる。大塚博士は水沼の富士川に臨む臺地を形成する芝川熔岩がその下を通る水沼斷層に因る撓曲を示すものと考へたが、筆者が觀察した限りでは、同熔岩は斯る撓曲を受けた證據を示さず、また羽鮒、星山兩丘陵の境界上に在る大宮熔岩、沼久保熔岩等も水沼斷層或はその延長に當たる安居山

斷層に因つて何等の變位をも受けてゐない様である。従つて、水沼斷層或は安居山斷層は芝川熔岩、沼久保熔岩、大宮熔岩等の富士熔岩類が流下する前に既に生成されてゐたものと考へられる。即ち、芝川熔岩は芝川方面から流下したものであるが、大宮熔岩、沼久保熔岩等は安居山斷層に因つて羽鮒、星山兩丘陵の境界に形成された谷に沿つて大宮方面から南下したのである。

大塚博士に據ると、富士川下流西側の山地に分布する鷺ノ田礫層は殆ど水平に近い層理を保つてゐるのであるが、上に述べた様に、別所礫層は  $30\sim 60^\circ$  の傾斜を示してゐる。故に兩層の對比が正しいとすれば、是等の地層に關する限り、羽鮒、星山兩丘陵地域は富士川下流西側の山地に比較して一層激しい地殻變動を受けたと推定される。

別所礫層を構成する礫は一般に直徑約 10 cm 以下で、極めてよく蝕磨されたと考へられる丸味を帯び、砂粒と共に密に集合してゐるか、或は砂層の間に挟まれて一列に横はつてゐる。礫の岩質は多種多様であつて、黒雲母花崗岩、角閃石閃綠岩、綠色岩、砂岩、珪岩、粘板岩等の礫が屢々多量に見出される。

**集塊質泥流層** この火山噴出物は故平林博士の所謂集塊質泥流に依つて代表される地層で、羽鮒、星山兩丘陵地域の大部分の上部を構成するのみならず、潤井川東側の富士山麓上に於いて、元村山から下方の斜面の一部を占め、また羽鮒丘陵から北方の白絲村猪ノ頭に至る間の富士山西麓一帯に亘つて種々の富士熔岩流の間に島の如く殘された丘陵をなし、或は芝川溪谷西側の第三紀層山地に接する段丘をなして分布してゐる。

この火山噴出物は局部的に火山灰砂層を挟んで層理を示すが、一般には主として玄武岩質の種々雜多の熔岩塊と火山灰泥との不規則な混合堆積物で岩淵火山群噴出物中に見られる如き均質の安山岩熔岩塊から成る集塊岩とは明瞭に區別される。故に筆者は茲では故平林博士に従つてこれを集塊質泥流と云ふ名稱の下に記載するが、同泥流を古富士火山噴出物と稱する理由に就いては後に項を更めて詳述する事とする。

羽鮒、星山兩丘陵に於いて、集塊質泥流は岩淵火山群噴出物及び別所礫層を不整合的に蔽ひ、洪積期段丘礫層、火山灰及び富士熔岩流に依つて不整合的に蔽はれてゐる。潤井川東側の富士山麓斜面上に於いても、集塊質泥流は富士山から噴出した最舊期のどの熔岩流よりも下位に在る。この關係は茲に取扱はれてゐる地域の北方に續く富士山西麓一帯に於いても全く同様である。一般に富士熔岩流が透水性であるに反し、集塊質泥流は著しく不透水性であり、従つて両者が上下に相重なり、崖又は急斜面に依つて切られてゐる所に於いては、兩者の境界面から豊富な地下水が湧出する。大宮淺間神社境内の湧泉、大宮町西端の大中里附近に在る湧泉、元村山附近の井水及び溪流の水源、大宮町から東方に約 3 km 距たる杉田の不動ノ瀧、上井出村白絲ノ瀧の一部、猪ノ頭の鱒養殖池の水源等は何れもその例である。

上述の事實に據つて、集塊質泥流は別所礫層が堆積し且つ多少の變位を受けて後、洪積期段丘層が堆積する前或は堆積しつつある途中<sup>11)</sup>、従つてまた最舊期の富士熔岩類が流下する前に生成されたものと考へられる。従つて同泥流は恐らく洪積世後半期

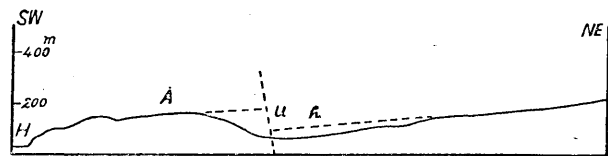
11) 後に述べる様に、洪積期段丘の一部が集塊質泥流に依つて形成されてゐる所がある。

に屬するものであらう。

集塊質泥流は安居山斷層、大宮斷層、入山瀬斷層等に因つて變位せしめられてゐる。是等の斷層は實際の露出に就いては確められないが、既に述べた羽鮒星山兩丘陵の地形的特徴並びに集塊質泥流の分布状態から判断すると、當然存在するものと考へられる。即ち既に述べた如く、安居山斷層は大塚博士に依つて確められた水沼斷層の北方延長に恐らく相當し、羽鮒、星山兩丘陵の境界に沿つて南北に走るものである。兩丘陵上の集塊質泥流は堆積當時には恐らく高度の略等しい一續きの地表面を形成してゐたものであらうが、安居山斷層の出現に因つて、同泥流下に在る別所礫層と共に變位し、著しく高度の異なる兩丘陵に分たれたと考へられる。

大宮斷層は羽鮒、星山兩丘陵に於ける集塊質泥流分布地域の地表面と潤井川東側の富士山麓上に於ける同泥流分布地域の地表面とが著しく不連続である事實に依つて推定され、既に述べた如く

地形的には羽鮒、星山兩丘陵の北東縁を劃する急斜面に依つて代表されるもので、入山瀬から北西に走り、大宮町西端附近に於いて北に轉じ、その北方延長は上井出村上井



第5圖 富士山麓上の集塊質泥流斜面と星山丘陵上の同泥流の平坦面との潤井川溪谷に於ける不連続を示す断面圖。A 星山丘陵、H 富士川、u 潤井川、h 富士根驛。

出方面に迄及んでゐるものと考へられる。即ち、同斷層線は富士山を中心とする圓弧を畫いてゐる。潤井川東側の富士山麓上に分布する集塊質泥流の地表面が大宮斷層の出現前に星山丘陵上の平坦面に續いてゐたものとすれば、同斷層を境として前者は後者に対して相對的に約 250m 低下してゐるものと推定される。

入山瀬斷層は地形的には星山丘陵南東縁の急斜面に依つて代表され、同斜面に沿つて南西から北東方向に走り、入山瀬に於いて大宮斷層に略直角に相會してゐるが、その北東延長は入山瀬北東方の富士山麓上に於いて集塊質泥流が地表に露出する地域と然らざる地域との境界に略當たつてゐる<sup>12)</sup>。即ち、集塊質泥流は入山瀬斷層線の北西側の廣域に露出してゐるが、同線の南東側には地表に全く露出せず、後に述べる如く、たゞ大淵村地内の試錐に於いて地表から 150m 以上の深さの所に存在する事が確められたのみである。故に集塊質泥流に關する限り、入山瀬斷層の南東側は北西側に對して相對的に低下してゐるものと推定される。

羽鮒、星山兩丘陵地域には尙他にも小斷層が存在するかも知れないが、上述の3線が主なるもので、何れも集塊質泥流堆積後の地殻運動に因つて生じたものに相違ない。然し、是等の斷層は富士熔岩流の何れにも認め得べき變位を起してゐない。即ち、安

12) この斷層の北東延長線上に略當たる位置に寶永山が在る。同山は寶永4年の噴出物に蔽はれてはゐるが、大部分黄灰色の火山角礫層から成る。この層は多數の小斷層に依つて截られ、大宮附近の集塊質泥流中に含まれる玄武岩塊に類似する岩塊を含んでゐるので、若しかすると同泥流に對比されるものかも知れない。筆者は今後更に十分研究した上でこの對比が正しいか否かを確かめるつもりである。

居山斷層線上に分布する大宮熔岩、沼久保熔岩、芝川熔岩等に就いては既に述べた通りであるが、其他に入山瀬熔岩は入山瀬まで流下し、星山丘陵東隅の急斜面に衝突して停止したものであり、同様に萬野風穴熔岩、大石寺熔岩等の末端は羽鮒丘陵東側の急斜面に乗上がつて終つてゐる。故に集塊質泥流を變位せしめた上述の斷層は富士熔岩流の噴出前に起つた地殻變動に因つて生じたものと考へなければならぬ。

集塊質泥流は羽鮒、星山兩丘陵に於いては海拔 150~300 m の丘陵面を形成し、略 50~150 m の厚さを有するものと推定されるが、潤井川東側の富士山麓上に於いては恐らくこれより一層大なる厚さを有するものと考へられ、富士山頂に向つて漸次高まり、元村山附近に於いて既に海拔 500 m に達してゐる。同泥流を構成する岩塊は一般に多角状で、直徑約 2 m 及びそれ以下の種々の大いさを有し、主として橄欖石玄武岩、複輝石・橄欖岩玄武岩、普通輝石・橄欖石玄武岩等であるが、安山岩を雜へ、また稀には第三紀の岩石と考へられる圓礫をも伴つてゐる。玄武岩塊は外觀及び顯微鏡的構造の上から見て多くの富士熔岩類と多少異なり、特に大宮附近に分布する最舊期の富士熔岩類とは明かに識別される。安山岩塊の中には小御嶽火山<sup>13)</sup>、愛鷹火山等に見られる安山岩熔岩に極めてよく類似するものが少なくない。尙同泥流中には稀に木片或はその痕跡と考へられる圓筒状の空隙が見出される。

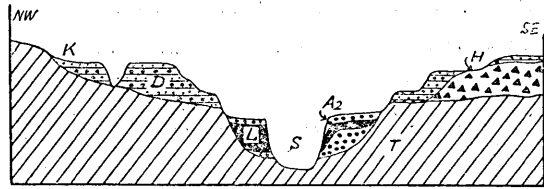
**洪積期段丘礫層** 既に地形の項で述べた様に、星山丘陵内の數條の谷と芝川驛附近の芝川及び富士川沿岸には、現在の谷底から約 25 m 或はそれ以上の高さに明瞭な 3 段の段丘が發達してゐる。是等の段丘は一般に主として礫層に依つて形成されてゐるのであるが、この段丘砂層は分布地域と含有する礫の岩質の相違とによつて星山段丘礫層、平野段丘礫層、楠金段丘礫層等に分かたれる。

星山段丘礫層は星山丘陵内の段丘を形成し、星山谷及び貫戸谷に特によく發達してゐる。同礫層は岩淵火山群噴出物、別所礫層、集塊質泥流等を不整合的に蔽ひ、星山谷に於いては、少くも 40 m の厚さを有する。その大部分は礫に依つて構成されてゐるが、上部に薄い粘土層及び砂層が挟まれてゐる。礫は多角状で、屢々直徑 1 m にも達する。その大多數は集塊質泥流を構成する玄武岩塊に類似してゐて、富士熔岩に類する礫を雜へてゐない。従つて、星山段丘礫層は集塊質泥流の噴出後、富士熔岩流の噴出前に堆積したものであらう。星山段丘礫層の堆積と安居山斷層、大宮斷層等の生成との前後關係は未だ明かでないが、羽鮒、星山兩丘陵の北東側急斜面に局部的に分布してゐる段丘礫層が星山段丘礫層に對比されるものとすれば、是等の礫層は大宮斷層の出現後に堆積したものと考へられる。また星山段丘礫層は星山丘陵内には廣く發達してゐるが、羽鮒丘陵上の集塊質泥流地域には同様の段丘礫層が殆ど見られないのであつて、この事實は兩丘陵が安居山斷層に因つて地形的に分離されて後に星山丘陵地域のみが特に段丘礫層の發達に好都合な状態に置かれたとすれば説明されるかも知れない。安居山斷層線の通過する水沼附近に於いて、大宮熔岩、芝川熔岩等の下位に見られる段丘礫層は同斷層線に沿つて生じた南北方向の谷に堆積したものと考へられる。但し、同礫層は星山段丘礫層と異なつて、別所礫層中に見られる様な圓礫と砂と

13) 津屋弘達 地震研究所彙報 16 (昭和 13 年), 452.

の互層である。

平野段丘礫層は芝川驛東側の平野から羽鮒北方に互つて發達してゐる段丘の上部を構成するもので、同段丘の下部を構成する集塊質泥流を直接蔽ひ、別所礫層、岩淵火山群噴出物、濱石岳礫岩層等の上に直接或は間接に載り、多くも數十米の厚さを有するに過ぎない。即ち、同段丘礫層は羽鮒東側の 320 m 山の北端と森山との間を通つて芝川の谷に押出した集塊質泥流に依つて形成された段丘状臺地の上に堆積したものである<sup>14)</sup>。同段丘礫層は主として集塊質泥流中の玄武岩礫に類似する礫と砂とに依つて構成されてゐるが、羽鮒部落附近及びその北方の段丘に於ては古期岩石の圓礫及び粘土層を伴つてゐる。



第 6 圖 芝川驛附近に發達せる洪積期段丘礫層を示す模式的斷面圖。A<sub>2</sub> 沖積層、L 芝川熔岩、D 洪積期段丘礫層、H 集塊質泥流、T 濱石岳礫岩層、S 芝川、K 楠金

楠金段丘礫層は芝川驛北西方の楠金段丘を形成するもので、濱石岳礫岩層上に載り、粘土、砂、礫等より成り、全體として約 50 m の厚さに達してゐる。即ち、同層の下半部に青色粘土、褐色粘土、及び砂層が下から順次重なり、上半部には粘土及び砂層を挟む礫層が發達し、最上部に段丘の表面を蔽ふ黒土層が在る。而して、是等の累層は段丘の表面と同様に南方に僅かに傾斜してゐる。礫層を構成する礫は凡べて富士川上流の第三紀及びそれ以前の地層より成る山地より運ばれたと考へられるもので、一般によく蝕磨され、段丘の表面に近い部分に於いては、直徑 50 cm 以上に達するものを少からず含んでゐる。

洪積期段丘礫層は上述の如く分布地域の異なるに従つて構成物質を異にしてゐるが、その地形及び同礫層と他の新舊地層との層位關係の上から見れば、何れの地域のものも略同時代で、集塊質泥流の噴出當時から引續いた時代の堆積物と考へられ、最舊期富士熔岩流より古いものである。而して、最舊期富士熔岩流に屬する芝川熔岩其他はこの礫層の段丘面の上に直接載らず、後者を深く穿つた谷の中に流込んでゐる。従つて、同段丘礫層は最舊期富士熔岩類の流出以前に既に堆積し、且つ隆起して段丘を形成してゐるに相違ない。

上記の段丘礫層は富士山北東麓の柱川溪谷に發達する同様の地層の一部に對比されるものゝ様である。花井學士<sup>15)</sup>に依つて既に記載されてゐる如く、同溪谷内には主なる 3 段の段丘が發達してゐる。その中の第二段丘の上半部は山梨縣南都留郡東柱村夏狩から猿橋東方の烏澤に至る間に於いて、後に述べる如く、前記の集塊質泥流に極めてよく類似する集塊質火山物質に依つて構成され、また同段丘を深く穿つた谷の中に最舊期富士熔岩流の一種なる猿橋熔岩<sup>16)</sup>が流込んで藤崎に達してゐる。即ち、柱川第二段丘と最舊期富士熔岩流との關係は芝川及び富士川下流に於ける洪積期段丘と最舊

14) 芝川上流の自絲村半野から猪ノ頭に至る間に於いては、集塊質泥流が第三紀層山地の谷の出口附近を埋めて斯様な段丘状臺地を形成してゐる。

15) 花井重次 地理學評論 3 (昭和 2 年), 173.

期富士熔岩流との関係に同様である。花井學士に據れば、柱川第二段丘は鳥澤より下流に於いては火山砂礫層（集塊質泥流）を漸次失ひ、上野原附近に至れば大部分河成砂礫層に依つて代表され、同様の構造を以つて上野原より更に下流に引續いて發達し、相模野臺地に連なつてゐる。従つて芝川及び富士川下流の洪積期段丘礫層が柱川第二段丘砂礫層に正しく對比され得るとすれば、後者と同様に、前者も亦相模野や武藏野の臺地面を形成する段丘堆積物と略同時代のもの<sup>17)</sup>、洪積世の新期に屬するものと推定される<sup>18)</sup>。

**富士火山噴出物** 大宮町周域の富士火山噴出物は潤井川東側の富士山麓の大部分を構成するのみならず、羽鮒、星山兩丘陵上の一部を蔽ひ、更に芝川及び富士川下流の溪谷内にも分布してゐるのであつて、熔岩流、火山砂礫層、及び火山灰層に區別される。

本地域に分布する富士熔岩流は故平林博士の所謂“三島大宮熔岩、”或は石原學士<sup>19)</sup>の所謂“基底熔岩”の一部に相當するものであるが、同時に噴出した唯一種類の熔岩ではなくて、相次いで噴出した多種多様の熔岩が夫々の熔岩流を構成してゐるのである。即ち、本地域内に分布する熔岩には次の 15 種が識別される。

- (1) 岩淵熔岩（複輝石・橄欖石玄武岩—A 型）
- (2) 今泉熔岩（無斑晶玄武岩）。
- (3) 入山瀬熔岩（橄欖石玄武岩—A 型）
- (4) 神成熔岩（橄欖石玄武岩—B 型）
- (5) 元村山熔岩（含普通輝石玄武岩—A 型）
- (6) 大峯熔岩（普通輝石玄武岩）
- (7) 大宮熔岩（橄欖石玄武岩—C 型）
- (8) 萬野風穴熔岩（橄欖石玄武岩—D 型）
- (9) 沼久保熔岩（橄欖石玄武岩—E 型）
- (10) 大石寺熔岩（橄欖石玄武岩—F 型）
- (11) 中井出熔岩（含普通輝石玄武岩—B 型）
- (12) 宮内熔岩（橄欖石玄武岩—G 型）
- (13) 芝川熔岩（複輝石・橄欖石玄武岩—B 型）
- (14) 小森熔岩（橄欖石玄武岩—H 型）

16) 猿橋熔岩は富士山の延暦 18 年（西暦 800 年）の噴火の際の噴出物であると云はれてゐた事もあるらしいが（平林 武，前掲）斯る新期のものではなく、最舊期熔岩流の一種である。即ち、同熔岩は西桂村小沼附近に於いて他の後期噴出の熔岩類の下から地表に露はれ始め、同地から猿橋東方の藤崎までの桂川溪谷内に殆ど連続的に露出してゐるものであつて、富士山南西麓の静岡縣富士郡柚野村附近の芝川溪谷に見られる柚野熔岩と岩石學的に殆ど同一である。尙、猿橋熔岩は小沼より更に上流の忍野村忍野鏡泉附近に於いて桂川の谷底に局部的に露出してゐるのであつて、恐らくその南東方に擴がる梨ヶ原平地を形成する熔岩流から續いてゐるものであらう。

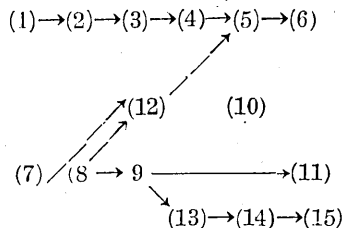
17) この考へが正しいとすれば、相模野や武藏野の臺地を蔽ふ所謂“關東ローム”は大宮町周域に分布する集塊質泥流の噴出期と同時代か或はその直後に堆積したものと見做される。然し大宮町周域には關東ローム類似の地層は全く認められない。

18) 大塚彌之助 地震研究所彙報 15（昭和 12 年），974。

19) 石原初太郎 富士の地理と地質（昭和 3 年），191。

## (15) 柚野熔岩 (含普通輝石・橄欖石玄武岩—C 型)

上掲の熔岩の中には、相距たる區域に分布してゐるために、各熔岩相互の噴出の新舊關係が明かでないものがあるが、直接或は關接に確められた噴出順序は次の通りである。



(矢印の示す方向の熔岩が順次上位に在る)

是等の熔岩の中には、今泉熔岩の如き無斑晶玄武岩が見出されるが、他のものは一般に直径 5mm 内外、時には直径 10mm 以上に達する亞灰長石斑晶<sup>20)</sup>を含むのを一つの著しい特徴とし、富士山中腹以上に分布する熔岩類とは肉眼的にも容易に識別される。而して、斯る特徴を有する熔岩は大宮方面の富士山麓のみならず、他の方面の同山麓に於いても無斑晶熔岩と共に廣く分布してゐるが<sup>21)</sup>、同山の中腹以上の斜面上には全く見出されず、海拔約 2000~2300 m の山腹に於いては深い放射谷の谷底近くに最下位の熔岩層として局部的に露出するのみである。また第 8 圖の地質圖に示されてゐる如く、上掲の熔岩の多くは、少くとも一部分、集塊質泥流上に直接或は洪積期段丘礫層を距て、載つてゐる。故に是等の熔岩は凡べて富士山の最舊期活動時代に相次いで噴出したものであり、その噴出時代は沖積期の初期と考へられる。各熔岩の分布、産出状態、岩質等に就いては筆者は他日詳細に記載する豫定であるから、茲では富士山噴出物とその基盤層との構造關係を確める上に役立つてゐる (1), (3), (7), (8), (9), 及び (13) の各熔岩の主として分布及び他の地層に對する層位關係を概括的に述べよう。

岩淵熔岩 (1) 此熔岩は直径 10mm 以上に達する亞灰長石斑晶を有し、他の熔岩から肉眼的に容易に區別される複輝石・橄欖石玄武岩で、茲に取扱はれてゐる地域の南東部に分布してゐる。即ち、同熔岩は鷹岡村入山瀬の東端からその東方の傳法村に至る間の幅約 2km に亘る略平坦な緩斜面を形成するもので、入山瀬から傳法村に至る道路附近に於いては厚さ 15m 内外の火山砂礫層に蔽はれ、傳法橋下の澤と入山瀬曾我寺の裏の澤に露出するのみであるが、それより上方の鷹岡村の北東部からその北東隣の大淵村穴ヶ原に亘る一帯には緩傾斜の地表面に點々と露出してゐる。而して、大淵村下原 (海拔 380m) 附近から上方に於いては、同熔岩は今泉熔岩 (2)、大峯熔岩 (6)、其他に蔽はれて地表に全く露出せず、更に上方の所謂石油試掘井に於いては、地表下約 70~150m の深さの所に潜在するのみである。

20) 此斑晶は或熔岩では外觀白色であるが、他の熔岩では外觀石基と殆ど同じ暗灰色であり、また時には白色部と暗灰色部との帶狀構造を示す。

21) 猿橋熔岩が柚野熔岩 (15) に類似する事は既に述べた。富士山南東麓の黄瀬川の谷に露出する三島熔岩も亦柚野熔岩に類似する。前者は同溪谷に於いて箱根外輪山の噴出物上に載つてゐる (H. Tsuchi, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 15 (1937), 276).

入山瀬から吉原町方面に通ずる自動車道路附近から南西方に擴がる潤井川下流兩岸の沖積地には富士熔岩流の露出は見出されないが、富士川鐵橋に近い岩淵の水神に僅かに露出する熔岩は上述の熔岩と全く同一である。故に此熔岩は大淵村方面から南西方向に流下し、星山丘陵南東側の低地に擴がり、少くとも岩淵の富士川河岸附近に迄達してゐるに相違ない。

岩淵熔岩の一支流は鷹岡村北隣の富士根村瀧ノ上附近の山腹（海拔約 200 m）から約 500 m の幅を以て南西方向に下り、先端に於いては幅約 50 m に狭まり、鷹岡村天間に達してゐる。此支流と岩淵方面に流下した本流とは瀧ノ上と大淵村千貫松との間に分布する今泉熔岩、入山瀬熔岩、及び大峯熔岩の下底に於いて相連絡してゐるものと考へられる。

岩淵熔岩は瀧ノ上方面の支流に於いては約 5 m の厚さを有し、集塊質泥流上に直接載つてゐる。瀧ノ上の不動ノ瀧は兩者の境界面より湧出する地下水である。岩淵方面に流下した同熔岩は數枚相重なり、恐らく全體として數十米の厚さを有し、その基盤層を何處にも露出せしめてゐないが、大淵村の試掘井の錐心から判斷すれば、集塊質泥流上に直接載つてゐるものと考へられる。而して、岩淵熔岩はそれに接する他の凡べての熔岩よりも層位的に下位に在る。従つて、同熔岩は最舊期富士熔岩類中でも最も古い熔岩の一つである。

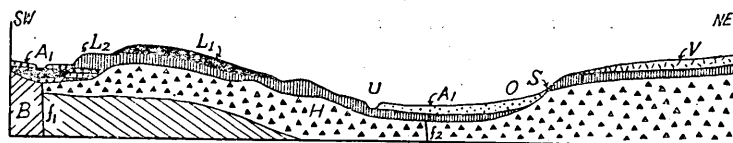
入山瀬熔岩 (3) 此熔岩は直徑約 5 mm の亞灰長石の白色斑晶を比較的少量有する橄欖石玄武岩で、富士根と大淵村との境界附近から鷹岡村の一部に互つて分布してゐる。即ち、同熔岩は富士根村神成東端を北東—南西に走る澤の東側の山腹を北東から南西方向に流下してゐるもので、神成の東方に約 2 km 距たる高島開墾附近（海拔約 450 m）に於いては大部分大峯熔岩に蔽はれて幅約 1 km の斜面に露出するに過ぎないが、神成東隣の叔母ヶ懐と瀧ノ上北東方の鳥追窪との間（海拔約 300 m）に於いては幅約 3 km の斜面の地表一帯に分布する。更に同熔岩流は 0.5~1.5 km の幅を以つて鳥追窪から南西方向に流下し、瀧ノ上と千貫松との間を経て入山瀬に達し、星山丘陵東縁の急斜面に遮られて止まつてゐる。また一つの小支流は叔母ヶ懐から南西方向に約 0.5 km の幅を以て下り、富士根村出水と新梨との中間（海拔約 190 m）に於いて幅約 100 m に狭まつて終つてゐる。

入山瀬熔岩は厚さ 10 m 内外で、岩淵熔岩及び今泉熔岩より明かに上位に在るが、大峯熔岩及び神成熔岩よりは下位に在る。また叔母ヶ懐から南西方向に分岐してゐる小支流の末端部に見られる如く、同熔岩の一部は集塊質泥流上に直接載つてゐる。

大宮熔岩 (7) 此熔岩は直徑 10~15 mm の亞灰長石斑晶を有し、外觀岩淵熔岩に似てゐるが、輝石斑晶を含まない橄欖石玄武岩で、大宮町方面に廣く分布してゐる。即ち、同熔岩は大宮町から北東方の山宮に至る富士登山道兩側に擴がつてゐる幅約 3 km の扇狀地形を示す平坦地を形成するもので、厚さ十數米の火山砂礫層に依つて大部分蔽はれてゐるが、同平坦地の東西兩縁近くを流れる市兵衛澤と宮澤との澤底の一部、山宮東方の登山道附近（海拔約 450 m）、及び大宮町淺間神社附近に露出してゐる。また同熔岩の連続は星山丘陵地域内にも見られるのであつて、大宮町からその南方の野中部落に至る途中に於いて、潤井川の河岸及び道路西側の小臺地に露出し、また別



所から安居山及び水沼を経て沼久保に於いて富士川に合する澤の東側に沿つて、幅約 500 m の細長い地帯に分布し、沼久保の東邊に於いて約 100 m の幅を以て富士川の河岸平地に臨んで終つてゐる。即ち、山宮方面から南西方向に流下して大宮町附近に

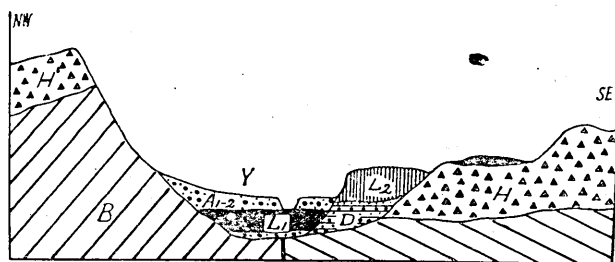


第 7 圖 大宮方面より潤井川の谷を横切つて流下せる大宮熔岩及び沼久保熔岩を示す模式的断面圖。A<sub>1</sub> 沖積層, V 火山砂礫層, L<sub>1</sub> 沼久保熔岩, L<sub>2</sub> 大宮熔岩, H 集塊質泥流, B 別所層, f<sub>1</sub> 安居山斷層, f<sub>2</sub> 大宮斷層, u 潤井川, O 大宮, S 大宮淺間神社の湧泉。

擴がつた大宮熔岩の一部は更に潤井川の谷を横切り、その一部は野中部落の北西端に於いて星山丘陵の急斜面に遮られて止まつたが、他の一部は羽鮒、星山兩丘陵の境を成す谷に沿つて南下し、沼久保に於いて富士川に達したのである。

水沼附近の露出で見ると、大宮熔岩は厚さ 10 m 内外の 1 枚の熔岩流である。而して、同熔岩は沼久保熔岩、萬野風穴熔岩等よりも下位に在つて、集塊質泥流上に直接載つてゐるから、最舊期富士熔岩類の中でも最も古いものゝ一つである。然し同熔岩と岩淵熔岩との前後關係は確められない。

萬野風穴熔岩 (8). 此熔岩は直径 5 mm 内外の亞灰長石斑晶を含む橄欖石玄武岩で北山村上蒲澤の南方 (天母山の南西麓) に廣く分布し、俗に萬野風穴と呼ばれる熔岩墜洞を有するものである。それと同一の熔岩は大宮町西端に於いて羽鮒丘陵東側の急斜面の下部に露出し、また茲に取扱はれてゐる地域外の大宮登山道二合目附近にも露出してゐる。故に、同熔岩は大宮登山道二合目方面を経て、大宮熔岩分布區域の北側を南西方向に流下し、潤井川の谷に達し、羽鮒丘陵東側の急斜面に遮られて止まつたものと考へられる。此急斜面に接する同熔岩の表面には斜面の下方に向つて凸出する一種の繩狀褶曲が發達し、流動當時の同熔岩が斜面に乗掛つて後に自身の重みで多少すり落ちた事を示してゐる。



第 8 圖 別所附近に於ける沖積層 (A<sub>1-2</sub>), 沼久保熔岩 (L<sub>1</sub>), 大宮熔岩 (L<sub>2</sub>), 洪積期段丘礫層 (D), 集塊質泥流 (H), 及び別所層 (B) を示す模式的断面圖。

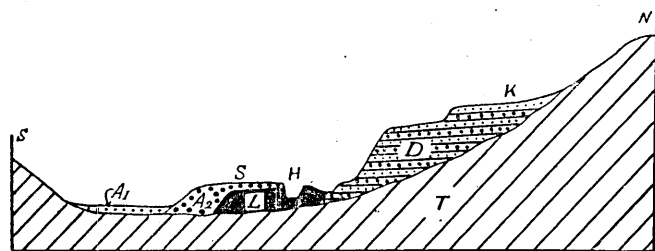
萬野風穴の露出で見ると、萬野風穴熔岩は數枚の同質の緻密熔岩と集塊岩とから成り、全體として 15 m 或は夫以上の厚さを有する。而して、同熔岩は大宮熔岩よりは上位に在るが、沼久保熔岩其他よりは下位に在つて、最舊期富士熔岩類中でも比較的古いものゝ一つと考へられる。

沼久保熔岩 (9)<sup>22)</sup>. 此熔岩は入山瀬熔岩に外觀の多少似てゐる橄欖石玄武岩で、大宮町北方の富丘村澁澤附近と大宮町西端から別所及び安居山を経て沼久保に至る間に分布してゐる。即ち、同熔岩は富丘村外神方面から南方に約 1 km を幅を以つて流下し、大宮町西端に於いて潤井川の谷を横切り、更に羽鮒、星山兩丘陵の境に當たる谷に沿つて南下し、沼久保に於いて富士川に達したものである。而して、同熔岩は澁澤の南方に於いては潤井川沿岸の沖積層に蔽はれて露出してゐないが、大宮町西端に於いては潤井川の河岸に低い段丘を成してゐる。また同熔岩は大宮町西端の潤井川南西岸から別所東方の星山丘陵に亘つて幅約 500 m の地域に分布し、別所以南に於ては安居山及び水沼附近の澤底に僅かに露出するのみであるが、沼久保から北松野に至る渡船場附近の富士川の南北兩岸には廣く露出してゐる。即ち、大宮町西端に於いて潤井川の谷を横切つた沼久保熔岩流の一部分は別所東方の丘陵上に擴がつて止まつたが、他の一部は別所から大宮熔岩西側の谷に沿つて南下し、沼久保に於いて富士川の底に擴がり、更にその谷を僅に溯つて松野村北松野大北に達したのである。

沼久保西方の富士川南岸の斷崖で見ると、沼久保熔岩は柱狀節理の發達した厚さ 10~15 m の 1 枚の熔岩で、富士川の舊河床礫層 (沖積期段丘礫層) に蔽はれてゐる。また同熔岩は別所附近に於いて見られる如く、大宮熔岩及び萬野風穴熔岩の上に載つてゐるが、次に述べる芝川熔岩に依つて明かに蔽はれてゐる。

芝川熔岩 (13). 此熔岩は直径 6 mm 内外に達する亞灰長石の白色斑晶を可成り多量に有する複輝石・橄欖石玄武岩で、芝川下流及び富士川溪谷の一部に分布してゐる。即ち、同熔岩は茲に取扱はれてゐる地域の北西隅に近い柚野村烏並の發電所附近から約 2.5 km 南方の芝富村芝川橋に至る間に於いて芝川の川底に斷片的に露出し、芝川橋から芝川驛附近に至る約 2.5 km の間に於いては芝川流路の西側に沿つて連続的の熔岩段丘を形成し、また芝川驛附近から松野村南松野の依石に至る間の富士川の兩岸に斷片的の熔岩段丘として分布してゐる。

芝川熔岩は柱狀節理の發達した厚さ 10~15 m の 1 枚の熔岩である。芝川驛北方の芝川西側に斷崖を成してゐる同熔岩は濱石岳礫岩層の上に直接或は礫層を



第 9 圖 芝川驛の北西方、瀬戸島附近に於ける芝川熔岩 (L)、洪積期段丘礫層 (D)、沖積層 (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>) 及び濱石岳礫岩層を示す模式的斷面圖。

距てゝ載り、更に礫層に蔽はれてゐる、同様の關係は芝川驛からその東方の月代に至る間に於いても認められる。

22) 大塚博士は芝川、沼久保、岩淵等に分布する富士熔岩を凡べて同一の流れと考へて沼久保富士熔岩と呼んでゐるが、筆者の沼久保熔岩は岩淵熔岩、大宮熔岩、芝川熔岩等とは全く異なるものである。

芝川熔岩は芝川西方の橋場の富士川河岸とその對岸の瀬戸島とも見出され、同處に於いても濱石岳礫岩層上に直接或は礫層を距て、載り、厚さ 2 m 内外の礫層に蔽はれてゐる。

月代の南の富士川に臨む斷崖には、濱石岳礫岩層及びそれを蔽ふ厚さ約 1 m の礫層の上に芝川熔岩が載り、兩者の境界面に高さ約 15 m の段違ひが見られる。即ち、芝川熔岩の基底面は同斷崖の東半部に於いては富士川の底から約 20 m の高さに在るが、西半部に於いては約 5 m 及びそれ以下の高さに在る。大塚博士は此段違ひを略南北に走り、西側の落ちた斷層に因るものと解釋した。然し筆者が觀察した限りでは、此段違ひは斷層に因るものではなく、芝川熔岩が流下する前から同處に發達してゐた段丘地形に因るものと考

へられる。即ち、芝川熔岩の流下前に月代附近の富士川北岸に濱石岳礫岩層を基盤とする礫層の段丘が在り、芝川熔岩の一部は同段丘の表面を蔽ひ他の一部は同段丘の斷崖を下つて當時の富士川の河底に流落ちたために、斯る段違ひが生じた

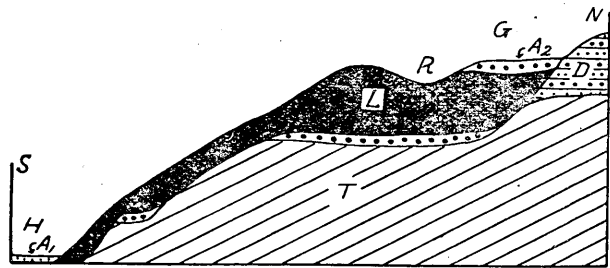
ものと考へられる。同様の構造は芝川驛の北方に於いても認められる。

月代と古田との間の富士川北岸には芝川熔岩は見られないが、その對岸の岩淵火山群集塊岩より成る山地の北斜面中腹に段丘を形成してゐる。此熔岩段丘の表面は西部に於いて富士川の谷底から約 80 m の高さに在るが、東方に次第に低下し、北松野大北部落の西端に於いては約 60 m となる。

北松野大北の富士川南岸に露出する熔岩は前述の沼久保熔岩であつて、芝川熔岩は大北西端に於いて一度中斷されるか、或は大北の沼久保熔岩の臺地と南方の岩淵火山群集塊岩山地との間の沖積層下を経て、北松野清水から東方に露出する芝川熔岩に連絡してゐるものと考へられる。清水から東方の俵石に至る約 1.5 km の間に於いて、芝川熔岩は幅約 0.5 km の低平なる臺地に分布し、富士川南岸に沿つて、柱狀節理の發達した高さ約 10 m の熔岩崖を形成してゐる。

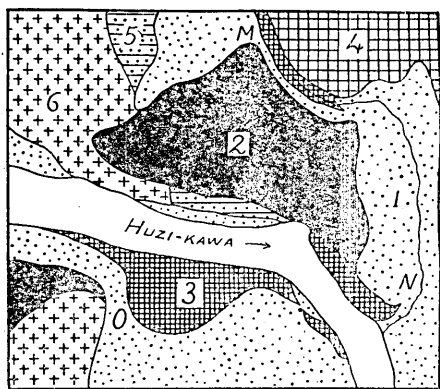
沼久保西方の富士川北岸の臺地には芝川熔岩が載つてゐる。即ち、同臺地西半の下部は岩淵火山群集塊岩及びそれに水沼斷層を以つて接する鷺ノ田礫層（別所礫層）であり、同臺地東半の下部は沼久保熔岩であつて、芝川熔岩は夫等を蔽ひ、臺地西部に於いては富士川の谷底から約 70 m の高さに達してゐるが、東方に次第に低下して、沼久保の渡船場近くに於いては約 15 m の高さとなつてゐる。

以上に述べた分布から知られる如く、芝川熔岩は芝川溪谷に沿つて南下し、芝川部落附近に於いて富士川溪谷に入り、更に同溪谷内を南東方向に流れ、少くも南松野の俵石迄には達した。而して、俵石より下流の富士川溪谷に於いて富士熔岩は岩淵に露



第 10 圖 芝川驛の東方月代に於ける芝川熔岩の流下状態を示す模式的断面圖。A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> 沖積層, D 洪積期段丘礫層, L 芝川熔岩, T 濱石岳礫岩層, G 月代, H 富士川, R 富士身延線鐵道路面。

出するのみであり、同熔岩は芝川熔岩とは全く別種のものである。従つて、芝川熔岩は俵石附近まで流下して略止まつたものに相違ない。



第 11 圖 沼久保附近地質略圖。1 沖積層，2 芝川熔岩，3 沼久保熔岩，4 大宮熔岩，5 別所層，6 岩淵火山群集塊岩。M 水沼，N 沼久保，O 北松野大北。

芝川熔岩の表面は上流より下流に至るに従つて大體に於いて次第に低下してゐる。たゞ谷の屈曲の特に著しい部分に於いては、同熔岩はその屈曲部の谷の内側よりも外側の方に比較的厚く、且つ比較的高い位置に達してゐる。即ち、芝川熔岩は月代附近よりもその對岸に於いて、また北松野大北よりもその對岸の沼久保西方の臺地に於いて、夫々比較的厚層をなし、且つ高位置を占めてゐる。此事實は同熔岩の流れが富士川溪谷の屈曲部を通過する際その流勢を以て谷の屈曲部の内側より外側の方に一層乗上げたたとすれば容易に説明される。

芝川熔岩は沼久保熔岩より明かに新しいが、柚野熔岩及び小森熔岩よりは古いのであつて、柚野村鳥並附近より上流の芝川溪谷に於いては後者に蔽はれて殆ど露出してゐない。従つて、芝川熔岩は最舊期富士熔岩類中の一種であり、流出當時には芝川溪谷のみならず、橋場と南松野俵石との間の富士川溪谷内に連続的に分布してゐたに相違ないが、その後の富士川及び芝川の浸蝕作用に因つて、現在見られる如き斷片的の段丘として残されるに至つたと考へられる。

大宮町周域に分布する富士火山噴出物としては、上述の種々の熔岩の他に、火山砂礫層と火山灰層とが在る。

本地域の火山砂礫層は主として潤井川北東側の岩淵熔岩及び大宮熔岩を 10 m 以上の厚さを以て蔽つてゐるが、入山瀬熔岩其他の如き比較的高い尾根を形成する熔岩上には分布してゐない。而して、同層は所謂集塊質泥流と異り、砂礫及び岩塊の互層を成し、富士山の中腹以上に分布する比較的新期の熔岩の岩塊を含んでゐる。従つて、同層は火山抛出物の一次的堆積物でなく、富士山北東麓の吉田登山道馬返以下の平地、その東方の梨ヶ原平地等に分布する火山砂礫層と同様に、岩淵熔岩、大宮熔岩等の如き最舊期富士熔岩流の比較的低い山麓斜面上のみに二次的に堆積した一種の扇狀地堆積物又は“outwash”である。

火山灰層は潤井川東側の富士山麓斜面のみならず、羽藪、星山兩丘陵にも分布してゐるが、一般に約 1 m 或はそれ以下の厚さを有するに過ぎない。従つて、上述の火山砂礫層や沖積層に蔽はれてゐる部分以外に於いては、最舊期富士熔岩類が山麓斜面上に直接露出する所が多い。

**沖積層** 沖積層は潤井川、芝川、及び富士川の各沿岸に分布し、主として砂及び礫に依つて構成されてゐる。

潤井川沿岸の沖積層は主として富士山噴出物及び集塊質泥流に由來する砂礫より成

り、その一部分は同川の本流自身に依つて上流地域から運ばれて來たものと考へられるが、大部分は羽鮒、星山兩丘陵東縁の急斜面及び富士山麓に發達した扇狀地堆積物である。

大宮町以北の潤井川沿岸の沖積層は大宮熔岩、萬野風穴熔岩、沼久保熔岩、大石寺熔岩等の一部分を蔽ひ、同川の東西兩側に分布する是等の熔岩の連絡を不明瞭ならしめてゐる。然し、大宮町西端に於いては潤井川の河岸に大宮熔岩及び沼久保熔岩が露出してゐるから、その附近の沖積層は十數米以上の厚さには達しないものと考へられる。

大宮町の南東部から入山瀬に至る間の沖積層は大宮町東方の富士根村地内の集塊質泥流地域を流れる數條の澤の出口に發達した扇狀地堆積物と同扇狀地の下方に續く潤井川兩側の平地を形成した河岸堆積物である。是等の沖積層の厚さは明かでないが、潤井川の河岸及び扇狀地を截る澤の斷崖に露出する砂礫層のみで 10~15 m に達してゐる。同沖積層の基盤の大部分は恐らく集塊質泥流であつて、富士熔岩流は此區域では潤井川近くの沖積層下までは達してゐないものと考へられる。然し、たゞ入山瀬熔岩のみは入山瀬に於いて星山丘陵東側の急斜面に乗上げて止まつてゐる。故に、同熔岩はその噴出當時潤井川の谷を堰止め、一時的の堰止湖を形成したと想像される。現在の潤井川は星山丘陵東側の急斜面の直下に於いて入山瀬熔岩上に深さ 10 m 内外の峽谷を穿つてゐる。

入山瀬南方の潤井川沿岸の沖積層は入山瀬と傳法村との間の扇狀地を蔽ふ火山砂礫層の連續で、少くとも岩淵までの同沖積層の下に岩淵熔岩が分布してゐる事は既に述べた通りである。

芝川及び富士川沿岸に發達する沖積層は集塊質泥流地域及び富士山から運ばれた砂礫と是等の川の西側山地から運ばれた砂礫との堆積物で、現在の河床及び河岸平地に分布し、また河床面からの高さ 5~10 m の河岸段丘を構成してゐるのみならず、富士熔岩流の段丘上にも載つてゐる。

柚野村地内の芝川の西側には現河床から約 20 m の高さの柚野熔岩の段丘が發達し、その上に砂礫層が載つてゐる。柚野村鳥並南方の發電所附近から芝富村大久保に至る間の芝川の現河床は芝川熔岩の表面に略一致するか或はそれを僅に 1~2 m 掘下げてゐるに過ぎない。従つて、同區間に於いては芝川沿岸の沖積層は芝川熔岩を蔽つて河岸平地及び高さ 1~2 m の河岸段丘を形成してゐる。大久保より下流の芝川は芝川熔岩を深く穿つてゐるのであつて、その西側に發達する同熔岩の段丘上に砂礫層が見出される。此段丘上の沖積層の北方延長は大久保より上流の芝川西側の山地(久保附近)に接する高さ約 10 m の段丘として残されてゐる。その對岸の芝富村蒲澤及び西山附近に於いて羽鮒丘陵に接して發達する段丘も亦地形的に同沖積層の連續と考へられる。

瀬戸島の芝川熔岩は既に述べた如く、厚さ約 2 m の砂礫層に依つて蔽はれてゐる。芝川驛と月代との間に於いても、同熔岩の段丘上に厚さ 2~5 m の砂礫層が在る。北松野大北の沼久保熔岩及び沼久保東部の大宮熔岩も亦砂礫層に蔽はれてゐる。

以上に述べた事實から、芝川及び富士川は柚野熔岩、芝川熔岩、沼久保熔岩、大宮熔岩等の流出直後には是等の熔岩流の表面を流れ、砂礫を堆積せしめ、その後の浸蝕

作用に因つて現在の河床に達したものと考へられる。北松野大北の西方及び沼久保西方の芝川熔岩臺地が比較的高い位置に在るのが地殻運動に因る局部的の隆起の結果とすれば、是等の臺地の上にも舊河床の堆積物なる砂礫層が存在し得るはずであるが、斯る層は其處には見出されない。故に前に述べた如く、是等の臺地の芝川熔岩は富士川の特に屈曲せる部分を流下する際の流勢に因つて比較的高く乗上つたものとすれば、當時の富士川の河床は是等の臺地の熔岩面にまでは達せず、従つてその上に砂礫層を堆積せしめなかつたと考へられる。

沖積層は星山丘陵地域内の谷にも發達してゐる。特に別所から安居山及び水沼を経て沼久保に通ずる南北の谷には沼久保熔岩上に厚さ約5~10 mの砂礫層が堆積してゐる。同層の大部分はこの谷の西側の羽鮒丘陵急斜面の下に發達した扇狀地堆積物である。

### 古富士火山の設定

大宮町周域からその北方の上井出村及び白絲村に亘る富士山南西麓には、既に述べた如く、富士熔岩類に蔽はれ或はこれに取圍まれて集塊質泥流が分布してゐる。層位並に岩質の上から見て此泥流に相當すると考へられる地層は富士山の他の方面の山麓にも見出されるのであつて、その主要なる分布地域は次の通りである。

富士山北東麓の山梨縣南都留郡東柱村夏狩から猿橋東方の烏澤附近に至る迄の間には、柱川に沿つて花井學士<sup>23)</sup>の所謂第二段丘の上部に無層理の厚い火山砂礫層が發達してゐる。即ち、谷村町附近の柱川に臨む段丘崖の露出を觀察すると、この段丘の最上部に厚さ1 m内外の火山灰砂層が在り、その下に厚さ10~15 mの火山砂礫層<sup>24)</sup>が發達してゐる。而して、此火山砂礫層の最下部の厚さ2~3 mの間は火山砂層と砂質火山角礫層との累層であるが、その残部は直經約1 m以下の多角狀の種々岩質の異なる玄武岩塊と火山泥砂とから成る無層理の厚い堆積物で、固く膠結されて不透水性を示し、富士山南西麓に分布する集塊質泥流に極めてよく類似し、同様に此名稱を以て呼ばれ得るものである。柱川溪谷に見出される富士熔岩流の中で最も古い猿橋熔岩は舊柱川が第二段丘を開鑿して生じた谷を流下したものであつて、同熔岩が第二段丘の火山砂礫層即ち集塊質泥流上に載つてゐる所に於いては、兩者の境界に湧泉が發達してゐる、既に述べた如く、猿橋熔岩は富士山南西麓の柚野熔岩に類似し、最舊期富士熔岩流の一つと考へられるものであるから、それより下位に在る柱川集塊質泥流は富士熔岩流の噴出以前の堆積物であり、大宮町附近の類似層と略同期の堆積物である。

23) 花井重次 前掲。

24) 此火山砂礫層と上位の火山灰層との間には局部的に厚さ1~2 mの礫層が介在する。同礫層は火山砂礫層の堆積直後にその上を流れてゐた舊柱川の河床を代表するものと考へられる。また火山砂礫層の下には、第二段丘の下部を構成する河成砂礫及び粘土層が在る。是等の河成層は柱川溪谷兩側の山地に由來すると考へられる物質(花崗岩礫及び黒雲母片を多量に含む)から成り、洪積期後の火山物質を全く含まない。また同層とその上位の火山砂礫層との間には、直徑50 cmにも達する炭化した樹幹が見出される。故に柱川溪谷内では此火山砂礫層が洪積期の最初の火山活動を代表するものと考へられる。

富士山南東麓の須走から大御神及び小山町方面に至る間の地域には、玄武岩の集塊質泥流と見做される地層が所謂流れ山 (flow-mound) に類似する多数の小丘及び河岸段丘の一部を成して分布してゐる。筆者は未だ此方面を精査してゐないので、同層の周囲の地層に対する層位的關係に就いては茲に明言し得ないが、少くともその一部は大宮町方面の集塊質泥流に對比されるものと豫想してゐる。

上述の二つの方面以外の富士山麓に於いては大宮町附近の集塊質泥流に相當すると考へられる地層は少くとも地表には露出してゐない<sup>25)</sup>。然し富士山南腹には、富士熔岩流の下に斯る地層の存在する事が推定される二つの地域がある。即ち、その一つは既に述べた大淵村地内の試錐地であり、他は大宮登山道二合目附近である。

大淵村地内の試錐に依つて得られた錐心の中で、地表から約 150 m の深さに至る間に於いて得られたものは同地附近の地表に分布してゐる富士熔岩類に類似し、特に深さ 70~150 m に於いて得られたものは同地から南西方に約 5.5 km 下つた所の

大淵村會比奈 (海拔約 300 m) から下方に廣く分布し、岩淵に達してゐる岩淵熔岩と全く同一である。然るに、深さ 330~350 m に於いて得られた錐心は大宮町方面の集塊質泥流中に見出される岩片に極めてよく類似する玄武岩である。且つ試錐の柱狀地質断面圖に據れば、此深さ附近の岩石は大部分集塊岩層<sup>26)</sup> として存在するものゝ様で



第 12 圖 富士山南西麓に於ける集塊質泥流の分布を示す地質略圖。1 沖積層, 2 狭義の富士火山噴出物, 3 集塊質泥流, 4 小御殿火山噴出物, 5 愛鷹山噴出物, 6 基盤層, F 富士山頂, E 寶永山, T 大宮登山道二合目, M 元村山, C 大淵村試錐地, N 猪ノ頭, O 大宮, H 芝川, R 入山瀬, I 入山瀬斷層, II 大宮斷層, III 安居山斷層, IV 入山街上斷層 (大塚)。

25) 故平林博士の富士山地質圖には、同火山南麓の愛鷹山寄りの一部 (今泉村地内) に集塊質泥流の分布區域が畫かれてゐるが、筆者が調査した結果では、同地には斯る泥流は露出せず、今泉熔岩其他の富士熔岩流がその一帯を蔽つてゐる。

26) 此集塊岩層は同岩質の熔岩層をも多少挟み、全體として厚さ約 200 m 内外に達するものと推定される。同層の下方には深さ 420~480 m 附近に愛鷹山の噴出物と推定される安山岩集塊岩及び熔岩が在り、更にその下方には、深さ 620 m 以下に厚さ約 10 m の風化土層に蔽はれた變質安山岩の厚層が在る。此變質安山岩は御坂層中に屢々見出されるものに類似する。

ある。即ち、此試錐地の地下に於ける岩淵熔岩とその下位の集塊岩層とは杉田の不動ノ瀧附近の地表に於いて確められた同熔岩と集塊質泥流との層位関係と同様の関係を有し、従つて此試錐地の岩淵熔岩下に在る集塊岩層は大宮町附近の集塊質泥流に對比されるものと推定される。

大宮登山道二合目休泊所（海拔 600 m）の裏を流れる市兵衛澤の北側には粗鬆な火山灰砂のみに蔽はれ、熔岩には全く蔽はれてゐないと認められる小區域が在る。新舊種々の熔岩流は同區域を取圍んで流下してゐるのであつて、その中の最も古い熔岩は二合目休泊所前の路傍及びそれより下方の市兵衛澤南側に崖を成して露出するものである。同熔岩は巨大な亞灰長石斑晶を有する橄欖石玄武岩で、萬野風穴熔岩と殆ど同一の顯微鏡的性質を示し、恐らく後者と一続きの熔岩流を成すものであらう。従つて、二合目休泊所北方の小區域を構成する物質は、その地表を蔽ふ粒鬆な火山灰砂を除けば、最舊期富士熔岩の一種なる萬野風穴熔岩よりも古いものである。此物質が何であるかは未だ實地の露出に就いては確められてゐないが、二合目休泊所裏の市兵衛澤北側に僅に露出する赤褐色土狀の火山角礫層がその一部であるとすれば、同層は層位及び岩質の上から大宮附近の集塊質泥流に對比されるものと推定される。

大宮登山道二合目休泊所附近には中腹以上の富士山體上に於ける唯一の豊富な湧水が在る。その泉源は未だ確められてゐないが、同休泊所北方の問題の小區域内に在るに相違ない。即ち、同區域内の火山灰砂の下に埋もれてゐる火山角礫層が不透水性であり、それに接する萬野風穴熔岩又は其他の熔岩が透水性であつて、兩者の境界面から地下水が湧出するものと考へられる。若しそれが事實であるとすれば、此湧水は大宮方面に於いて集塊質泥流と富士熔岩流との境界に見られる湧水と同様の起源のものである。従つてまた、若し富士山地域内に於いて不透水性の大なる地層が集塊質泥流以外に存在しないとすれば、大宮登山道二合目休泊所の北方の小區域内には同泥流に類似する地層が地表近くに存在するものと推定される。此地點は集塊質泥流が地表に露出してゐる元村山の北東方に當たつてゐて、後者より約 1100 m 高い位置に在るが、直線距離にして約 6 km 距たつてゐるのみである。

大宮町附近の集塊質泥流及びそれに對比される上述の諸地域の集塊質泥流、集塊岩、火山角礫層等は、その分布状態から察せられる如く、明かに現在の富士山の中心附近を中心とする火山噴出場である<sup>27)</sup>。而して、集塊質泥流は羽鮒、星山兩丘陵上に於いては厚さ 50~150 m で、海拔約 150~300 m の略平坦な丘陵面を形成してゐるが、潤井川東側の富士山麓地域内に於いては同山の中心に向つて漸次高まり、元村山に於いて海拔 500 m、大宮登山道二合目附近に於いて海拔約 1600 m に達してゐるのである。故に同泥流又はそれに相當する火山噴出物は富士山の中心に向つて厚さを増してゐるに相違ない。且つ同泥流は富士山の最舊期熔岩類の何れよりも下位に在るから、故平林博士が述べてゐる如く、前者は“富士の心骨をなせるもの”に相違ない。

然し既に述べた様に、大宮町附近の集塊質泥流は洪積期段丘礫層の堆積時代より新

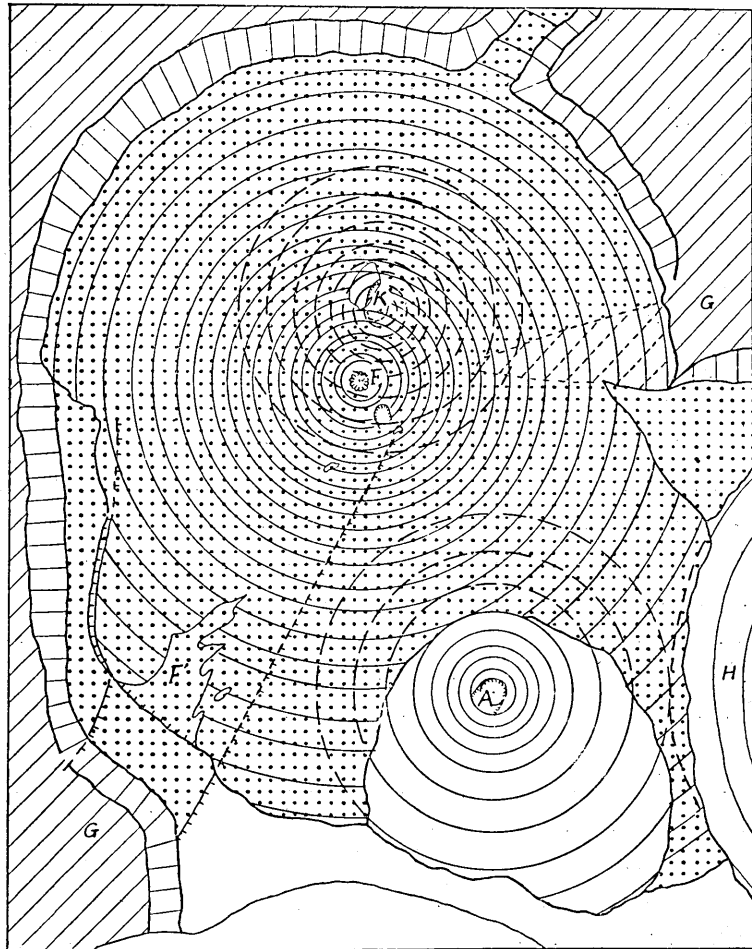
27) 故平林博士に據れば、集塊質泥流は愛鷹山にも多量に見出される。然し大宮町附近の集塊質泥流が同火山の噴出物でない事はその岩質及び分布の上から見て明かである。



しくなく最舊期富士熔岩類が噴出する前に既に著しい浸蝕作用を受け、また地殻運動に因つて變位してゐる。従つて、集塊質泥流と最舊期富士熔岩類との各噴出時代の間には斯る浸蝕作用及び地殻運動が行はれるに足る時代的間隔があつたものと認められる。故に筆者は同泥流及びそれに相當する火山噴出物に依つて代表される火山を“古富士火山”と呼ぶこととする。

### 富士火山の三部構造

大宮町附近の集塊質泥流及びそれに相當する火山噴出物に依つて代表され火山を上記の如く古富士火山と呼び、それを富士山の他の部分より區別するとすれば、同山の



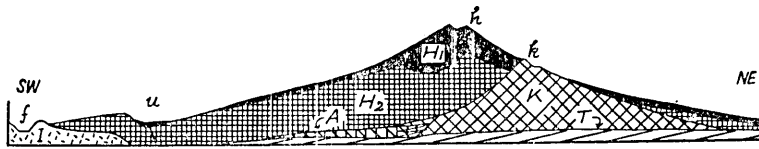
第 13 圖 富士山の構造概念圖。F 狹義の富士火山，F' 古富士火山の一部，  
K 小御嶽火山，A 愛鷹山，H 箱根山，G 基盤山地。

全山體は構造上 3 部に分たれる。即ち、富士山は小御嶽火山、古富士火山、及び狹義の富士火山の 3 部から成立つてゐる。

小御嶽火山が愛鷹山と略同時代で、洪積期前期に形成されたものとするれば、古富士火山は小御嶽よりも新しい火山である。兩火山は現在の富士山の山體下に埋まつて相接觸してゐるものと想像されるが、相互の構造關係は確められない。

富士山の南西側に於いて集塊質泥流に相當する地層が海拔約 1600 m に達してゐる事から判斷すると、古富士火山の山體は現在に於いても少くとも此高度までの富士山體下には埋まつてゐるものと考へられる。故に古富士火山自體は一つの圓錐形火山であつて、その中心附近には泥流のみならず集塊岩、熔岩等をも有するに相違ない。然し、同火山の中心附近は火山爆裂に因つて大いに破壊され、現在山麓に見られる集塊質泥流の一部は此爆裂の際に押出したものかも知れない。

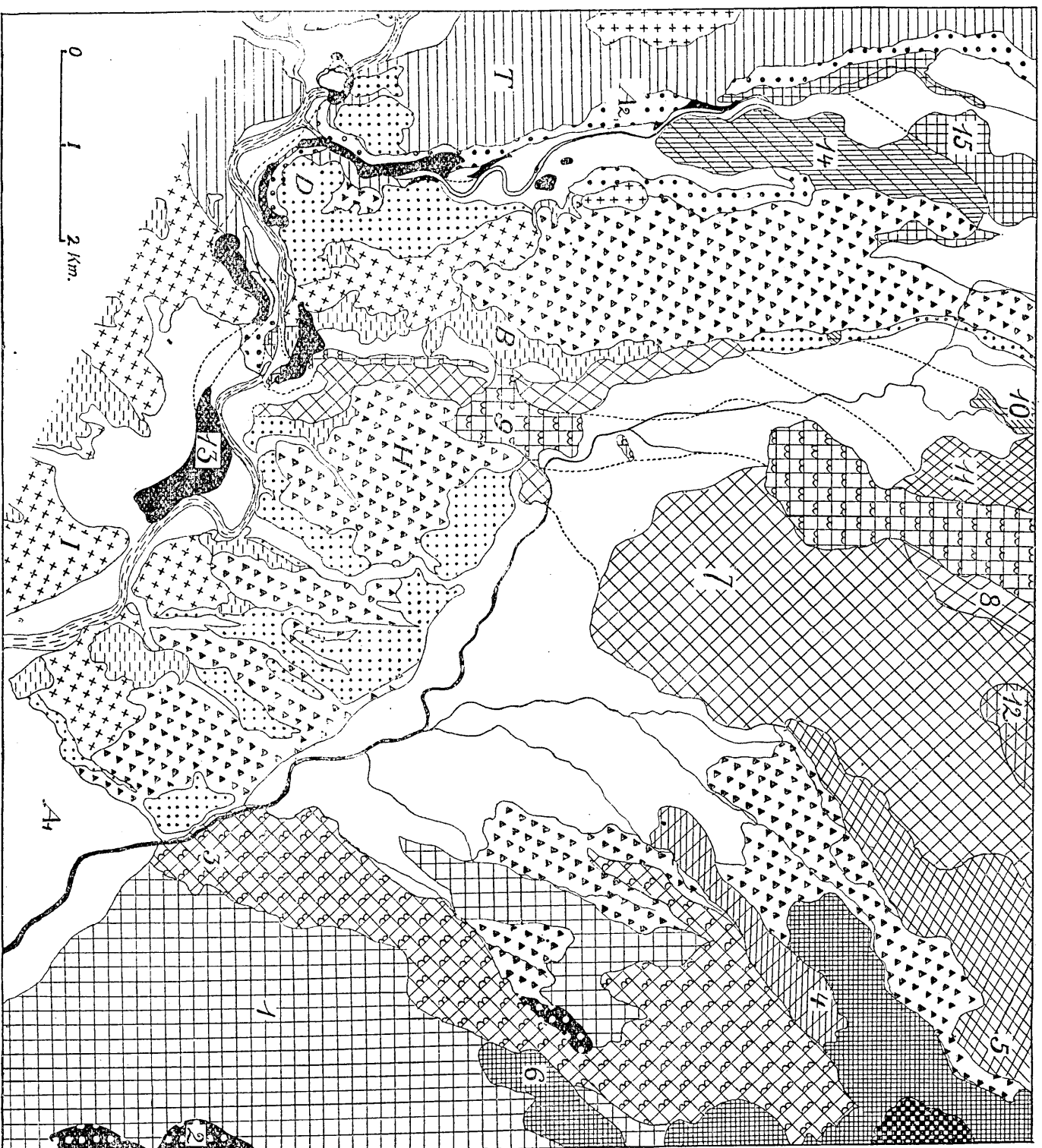
狹義の富士火山の最舊期熔岩類は古富士火山の集塊質泥流上に載り、その中の若干は現在の富士山體の海拔 2000 m 以上の山腹にまで露出してゐる。故に同熔岩類は富士山體の少くも中腹以下に於いては古富士火山の山體上を比較的薄く蔽つてゐるのみであつて、石原學士が想像した如く富士山の基底熔岩としてその山體下に厚い臺地を形成してゐるものとは考へられない。



第 14 圖 富士山の三部構造を示す模式的斷面圖。H<sub>1</sub> 狹義の富士火山，H<sub>2</sub> 古富士火山，K 小御嶽火山，I 岩淵火山群噴出物，T 第三紀層，h 富士山頂，k 小御嶽，u 澗井川，f 富士川。

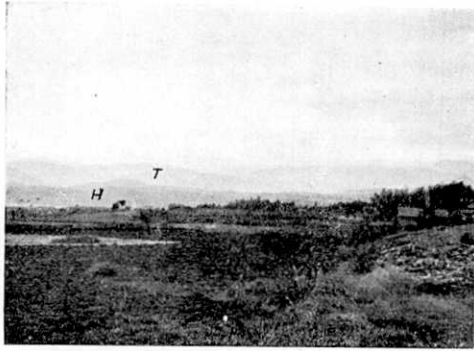
富士山の火山活動は、狹義の富士火山のみを考へれば、沖積期の初期に始まつたに相違ない。然しそれに古富士火山を合せ考へれば、同活動は洪積期末に既に始まり、しかも集塊質泥流に依つて夫々代表される初期の火山活動と其後の活動との間には相當の活動沈靜時代があつたこととなる。更に小御嶽をも富士火山に合せ考へれば、同火山の活動開始時代は洪積期前半で、且つその活動の中心は 2 回の沈靜時代を挟んで多少移動したこととなる。然し、活動時代及び噴出物の岩質の上から愛鷹山に略對比される小御嶽火山のみは少くとも富士火山の活動史からは除外される方が適當と考へられる。

大淵村地内の試錐に依つて確められた如く、同地點に於いては狹義の富士火山、古富士火山、愛鷹山の各噴出物、及び御坂層類似の變質安山岩が上部から下部に相重なつてゐる。而して御坂層類似の岩石の上部約 10 m は風化土であり、それと上の愛鷹山噴出物との間には何等の海成層も介在してゐない。従つて、是等の火山は何れも最初から陸上火山として發育したものであつて、駿河灣は少くとも洪積期の前半の中程には現在よりも著しく北方へ入込んでゐなかつたと考へられる。



- 富士熔岩流
- 15 柳野熔岩
  - 14 小森熔岩
  - 13 芝川熔岩
  - 12 富内熔岩
  - 11 中井出熔岩
  - 10 大石寺熔岩
  - 9 沼久保熔岩
  - 8 武野風穴熔岩
  - 7 大宮熔岩
  - 6 大峯熔岩
  - 5 元村山熔岩
  - 4 神成熔岩
  - 3 入山瀨熔岩
  - 2 今泉熔岩
  - 1 岩淵熔岩
- 沖積層
- A<sub>1</sub>
  - A<sub>2</sub>
  - B
  - H
  - I
  - T
- 集塊質泥流  
別所礫層  
岩淵火山靜噴出物  
濱石岳礫岩層

第 2 圖 富士山南西麓，大宮町周縁地質圖。



第 15 圖 大淵村千貫松附近より南西方に星山丘陵 (H) 及び第三紀層山地 (T) を望む。



第 16 圖 星山丘陵上より富士山を望む。右方の突起は寶永山。



第 17a 圖 羽鮒丘陵上より富士山を望む。



第 17b 圖 大宮町東方の集塊質泥流よりなる丘陵と沖積地。



第 18a 圖 水沼南側の芝川熔岩臺地上より南東方に星山丘陵の一部を望む。



第 18b 圖 岩淵火山群噴出物 (L-熔岩, A-集塊岩) と別所層との不整合。



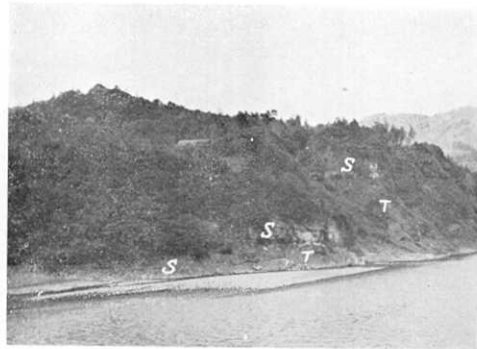
第 19 圖 星山丘陵上の集塊質泥流の露出.



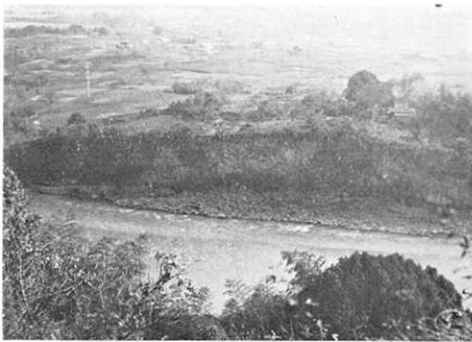
第 20 圖 大宮町東方の丘陵に於ける集塊質泥流の露出.



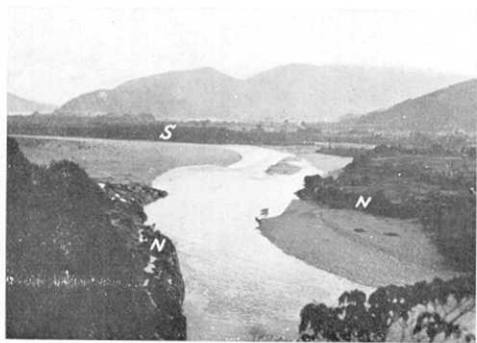
第 21 圖 上井出村白糸瀧下流の谷壁に露出する集塊質泥流.



第 22 圖 月代南側の富士川北岸に露出する芝川熔岩 (S) と濱石岳礫岩層 (T).



第 23 圖 水沼南側の芝川熔岩臺地上より富士川南側の沼久保熔岩の斷崖を望む.



第 24 圖 前同地より富士川下流の沼久保熔岩 (N) 及び芝川熔岩の臺地を望む.

24. *Geological and Petrological Studies of  
Volcano Huzi (Fuji), III.*

3. *Geology of the southwestern foot of Volcano Huzi.*

By Hiromichi TSUYA,

Earthquake Research Institute.

In this paper the writer describes the geology of a quadrangular area (about 132 sq. km.) including Omiya-mati and the district adjoining it at the southwestern foot of Volcano Huzi. The area which is bounded on its west by the lower course of the Huzi-kawa and its largest tributary, the Siba-kawa, is divided topographically into two parts by the Urui-gawa that runs in a NW.-SE. direction through the central part of the area. The western part which is respectively bounded on the west and east by the rivers just mentioned, is a flat-topped hill-land, about 150-300 m above the sea, while the eastern part, which rises very gradually northeastward from the floor of the Urui-gawa, forms a part of the gently-sloping skirt of Volcano Huzi. This area, which is formed of both sedimentary and volcanic rocks, has been shown by the present study to be separable from older to younger into the following seven formations.

- |   |       |                          |
|---|-------|--------------------------|
| 1. Hamaisi-dake conglomerate bed                      | ..... | Lower Pliocene.          |
| 2. Ejecta of the Iwabuti volcanoes                    | }     | ..... Lower Pleistocene. |
| 3. Bessyo gravel bed                                  |       |                          |
| 4. Agglomeratic mud-flows (Ejecta of Volcano Ko-Huzi) | }     | ... Upper Pleistocene.   |
| 5. Diluvial terrace gravel beds                       |       |                          |
| 6. Ejecta of Volcano Huzi proper                      | }     | ..... Holocene.          |
| 7. Alluvial deposits                                  |       |                          |

Of the seven formations listed above, 4 and 6 are the most important in connection with the volcanic history and structure of Volcano Huzi. From studies of these formations, as also from studies reported elsewhere (Bull. Earthq. Res. Inst., 16, 1933, pp. 452-469), it is inferred that Volcano Huzi is structurely composed of three parts, Volcano Ko-mitake (K), Volcano Ko-Huzi (old Huzi, H<sub>2</sub>), and Volcano Huzi proper (H<sub>1</sub>), which are arranged as shown in Figs. 13, 14.