

9. 山梨縣鳳凰山・地藏ヶ岳附近の地質

地震研究所 大塚 彌之助

(昭和15年12月19日發表——昭和15年12月20日受理)

目 次

緒 論	b. 巨摩玢岩體
1. 地形上の問題	c. 櫛形山層
2. 層序上の問題	d. 桃ノ木層
3. 地質構造上の問題	3. 新第三系以前 (桃ノ木層堆積以前)
4. 深成火成岩の地質構造上の問題	a. 鳳凰山深成岩體, 附. 蓑ノ河原深成岩
地 形	b. 燒地藏深成岩體
地 質	c. 所謂秩父古生層
1. 第四系	地 質 構 造
a. 沖 積 統	a. 表皮的な地層・岩石の構造
b. 段 丘 礫 層	b. 基盤岩石の地質構造
c. 中山輝石安山岩體	c. 鹽尻―静岡地質構造線
2. 新第三系	結 語
a. 圓井酸性深成岩體	

緒 論

筆者は數年來日本本洲島の中部を横斷すると言はれてゐる、日本の第三紀造構造帯の一つである、フオツサ・マグナのその西南縁の地質構造を闡明することに努力してゐる。今春も筆者は井尻正二理學士・岩井四郎・藤城新一君等の協力を得て、その地域に該當する山梨縣中巨摩郡・北巨摩郡の地質調査を行つたが、二三從來より新しい知識を得たので此處にそれらの概略を記して先輩の御批判を得やうと思ふ。こゝに御協力を得た三君に深く謝意を表する。

この地域は山梨縣西部の山地の一部で山梨縣中巨摩郡蘆安村・北巨摩郡清哲村・駒城村を含む地域で、海拔 2500 m 以上の高度を持つ鳳凰山・地藏ヶ岳等の花崗岩山地を含んでゐる。

この地域は地質調査所 20 萬分之一地質圖幅及び説明書に於いて鈴木敏博士¹⁾が極めて詳細に調査されてをられる上に、近年には田中元之進技師²⁾が調査され、この附近に發達する第三系を細分されてをられる。又地形學的觀點に立つては辻村太郎先

1) 鈴木敏, 1/20 萬 甲府圖幅説明書。

2) 田中元之進, 小川博士選曆記念論文集地學論叢, 549~576.

生³⁾・田中啓爾教授⁴⁾・岡山俊雄氏⁵⁾の御研究・調査もあり、筆者等の研究結果は誠に屋上屋を重ねるの嫌がないでもない。

鈴木博士に依れば本地方は古生界・所謂御坂層の火山碎屑岩を含む水成岩層と之等を貫く花崗岩・玢岩等よりなり、古生界は輝岩・チャート・含ラディオリアススレート・凝灰質岩・緑色珪質スレート・石灰岩・角岩・砂岩・頁岩等からなり、岩相上古生界上部層とされてゐる。

所謂御坂層は主として火山碎屑岩層であるが、外に水成岩層の部分もかなりあつたが當時は未だ化石が発見されてゐなかつた。

之等の地質系統を貫く花崗岩類は二種に分たれ、一つは小武川―御勅使川間の山麓部を占め主として正長石・斜長石・長石・石英を含む外に黒雲母を交えた黒雲母花崗岩で前述の所謂御坂層を貫くもので、一つは鳳凰山・地藏ヶ岳を作り角閃石をも混する閃雲花崗岩とからなつてゐるとの事である。閃雲花崗岩はその質粗狀で長石の巨晶を含むと。

玢岩は御坂層・古生界を貫き種々な特徴を持ち色彩その他も多様である。

古生界と御坂層又は御坂層を貫く玢岩との境界は明瞭な斷層である事も指摘されてゐる。

その後田中技師の詳細な研究で所謂御坂層は中山層・楯形山層・靜川層に分たれたが、筆者⁶⁾は更に西八代統と曙礫層とを設け層序を下部から上部へ向けて中山層・楯形山層・西八代統・靜川層・曙礫層となし、靜川層及び曙礫層を古生物學上の資料から鮮新統とした。

今回調査した區域には西八代統以上の新第三系は發達してゐない。

田中啓爾教授は之等の地域に斷層地形の存在を指摘され、岡山學士は所謂御坂層の西縁の地質構造上の性質に就いて地形上の觀點から得た推論を、困難な野外調査によつて確め、その西縁が斷層である事を主張された。

辻村先生もこの山地の斷層地形に就いて詳細な記載をされてをられる。

以上の様に地學的には研究がかなり進められてゐて、殆ど記述の要もない程であるが、構造地質學的に之等の知識を検討する時は更に興味ある諸問題の横はつてゐるのに氣付くのである。筆者等は重複の嫌はあつたが、こゝに筆者等の調査した結果を記し、之と共にこの地域の地質構造上の諸問題に就き簡単な論述をしようと思ふ。

3) 辻村太郎，地理學評論，2，205～216.

4) 田中啓爾，地理學評論，1，925～945.

5) 岡山俊雄，地理學評論，5，949～960；6，479～499

6) 大塚彌之助，地理學評論，14，969～984.

1. 地形上の問題

岡山氏は“中央日本山地の切峯面及び區分に就いて”の題下に赤石山地の切峰面に於いて、その山地の東縁に就いて論じ、その東縁を代表する地形區分の境界である甲斐駒ヶ岳東側の急斜面が韮崎町方面へ延長するものの他に、この急斜面から分岐して地藏ヶ岳・鳳凰山下の石室川・小武川の上流より辻山・千頭星山間を経て略ぼ早川に沿ひ、次いで青蘆山・大無間山・板取山等の南東を限る様に略々南5°~10°西へ向つて延長するものもある事を指摘してゐる。之等の大地形上の特長が地質構造と如何なる程度の調和が見られるかが一つの問題であつた。之等切峯面に現はれた急斜面が果して斷層に基く地形上の特色であるか否かはかの矢部博士の言はれた糸魚川——静岡地質構造線の一部である韮崎——静岡地質構造線が元來この地形上の特長に一部基いて推定されてゐるのに又他の一部は第三系御坂層の西縁の斷層に基いて推定されてゐる一地質構造線である點から見て興味ある問題である。

2. 層序上の問題

筆者は嘗て日本の第三系の層序を論じた際に、御坂層の火山碎屑岩の豊富な部分を以て淺貝・幌内時代末期の堆積物とし、*Lepidocyclina japonica* 等を含む地層を寧ろ淺貝・幌内時代の暖流系動物群とした。

今回筆者等の調査した地域には所謂御坂層が發達してゐて、田中技師によつて火山碎屑岩が殆ど稀で主として黒色の泥岩・砂岩及び礫岩からなる厚い地質系統を中山層として下部に、火山碎屑岩及びその沈積岩の豊富な部分を楕形山層として上部に分たれた。併しながら之等からは何等時代を決定することのできる化石類が發見されず、岩相だけで富士火山の周圍に露出してゐる御坂層に對比されてゐた。そして火山碎屑岩の少い下部の地質系統は第三系より更に古いものではあるまいかの疑をさへ抱かれてゐる。若し筆者が推論した如くであるならば、この火山碎屑岩層の下の中山層は *Lepidocyclina* 類を含む幌内時代の堆積物である疑が起る。果してさうであらうか之は層序上興味ある問題である。

3. 地質構造上の問題

本地域が日本群島本州島の中央部を横ぎる一つの大きな地質構造上の境界部に該當する事は既に讀者の知らるる所であり、矢部博士の糸魚川——駿東・糸魚川——静岡（之は今日では大町——静岡と呼ぶべきであらう）なる夫々形成の地質時代の異つた二つの地質構造線の相重つた部分であることも何等説明を要せぬ所である。併しながら假に糸魚川——駿東地質構造線は後期の地殻變形によつて明でないとしても、糸魚川——静岡地質構造線とは何かと言ふ問題は上に述べた地形上の問題からみても考究す

る必要のある問題である。

矢部長克博士⁷⁾の記事に従へば糸魚川—静岡地質構造線は糸魚川—鹽尻・鹽尻—韭崎・韭崎—静岡の三部分に分たれてゐる。今筆者等の調査區域には後二者のみが含まれてゐるので、こゝでは北部は論ぜぬこととする。鹽尻—韭崎の線は、之は、明に地形學上の特長によられたものと考へられる。然るに韭崎より静岡へのこの地質構造上の意義を包含する線は韭崎以南に於いて何處を通過するか全く不明であつた。

又一方矢部博士の記事をみるとこの地質構造線は第三系と西南日本の外帯をなす中生界・古生界との間の境界の斷層線であるかの如くにも思惟せられるのである。若しさうであるならば、その斷層線或は境界線は既に鈴木敏博士が調査せられたる 20 萬分の 1 地質圖幅「甲府」に示されたる御坂層分布區域の西縁としなければならぬ。若しこの線を以て糸魚川—静岡地質構造線の一部とするならば、それは韭崎町から遙か西方 10 km を南北に走り北は諏訪に達し、南は静岡附近に達し韭崎は全く通過してゐない。この意味に於いて之等の鹽尻—韭崎・韭崎—静岡兩地質構造線の性質をより明確にする事は一つの重要な問題である。

4. 深成火成岩の地質構造上の問題

今上に記したやうに地質構造線の問題に言及して更に気付いた問題は鈴木敏博士の 20 萬分の 1 地質圖幅「甲府」に於いて、中生界・古生界と新生界との境界に沿つて鳳凰山・地藏ヶ岳を構成する花崗岩が横つてゐる事である。之等の花崗岩は前記境界線の形成された後に生じたものか又は形成されぬ前に貫入したものか又は同時に貫入したものか明でない。即ち田中技師は所謂御坂層に變質を與へてゐると述べ、岡山氏は斷層説を主張してゐる。之等を解決するために今回は多少この花崗岩塊の構造に就いても調査を試みた。

御勅使川—小武川間の山地の東麓部に發達する花崗岩と前記花崗岩類と如何なる關係にあるのか、之亦興味ある一問題である。之等の解決によつて斷層成生の時代・機巧等に何等かの手懸りを得られるのではあるまいか。

次に本地方の地質の概略を記して之等の諸問題に關して 2, 3 の解釋を試みよう。

地 形

本地域は高度分布の上から南北に並んだ次の 4 つの地形區に分けられる。即ち 1 甲府盆地底の西部、2 巨摩山地東麓の 750~1000 m 内外の高度の前山山地、3 巨摩山地、及び 4 赤石山地の東北端部に分たれる。

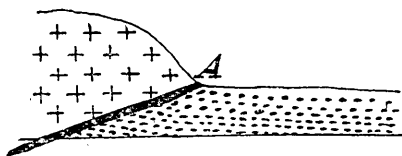
1. 甲府盆地底西部は更に詳細に調べると西部山地から流下する各溪谷が多量の碎屑を盆地底に擴げてゐるために多數の扇狀地形の集合からなつてゐる。一方釜無川そ

7) 矢部長克、現代之科學, 6, (3), 1~4.

の他の河流がそれらの東縁部を略ぼ南北に侵蝕してゐるために現在の河原と二段以上の段丘とから形成されてゐる。之等の扇狀地形の内御勅使川のは極めて大きいために釜無川はこの扇狀地を避けるやうその流路を東へと迂回させてゐる。

この扇狀地の集合したものからなる甲府盆地西部は略ぼ南北に近い山麓線によつて境され、第2區の巨摩山地東麓の急斜面に接してゐる。この南北の山麓線に沿つて古い扇狀地の殘部が處々に分布してゐるが、これらの古い扇狀地の殘部がその分布の東縁をこの南北の山麓線で了へてゐることは興味ある事實である。例へば大武川溪谷下流の北巨摩郡新富村の“原”段丘、黒澤段丘、新奥段丘の如きは清哲村青木・折居・圓野村入戸野・下圓井等を結ぶ山麓線の延長上に於いてその分布を限つてゐる。又御勅使川の溪谷の出口に當る源村築山・福路の古い扇狀地形の殘物である段丘にしても曲輪田・有野・上條南割等を結ぶ山麓線の西で終つてゐて、この南北の山麓線を明なものにしてゐる。この特異な地形上の特長は之等の殘された古い扇狀地形が形作られてから現在見られるやうな新しい扇狀地形が形作られる間にかなりな地殻の變位のあつた事を示してゐる。

北巨摩郡圓野村下圓井は上記山麓線に接した一部落であるが、こゝから西南へ入込む澤の出口の北側の崖（第1圖右A地點）には第1圖左のやうな露出が見られる。この露出はこの附近に發達してゐる圓井深成岩（後に述べる）と釜無川沿岸に發達する段丘粗砂礫層とからなり、この段丘粗砂礫層は傾角約20°の西へ傾く斷層面によつて前者と境されて

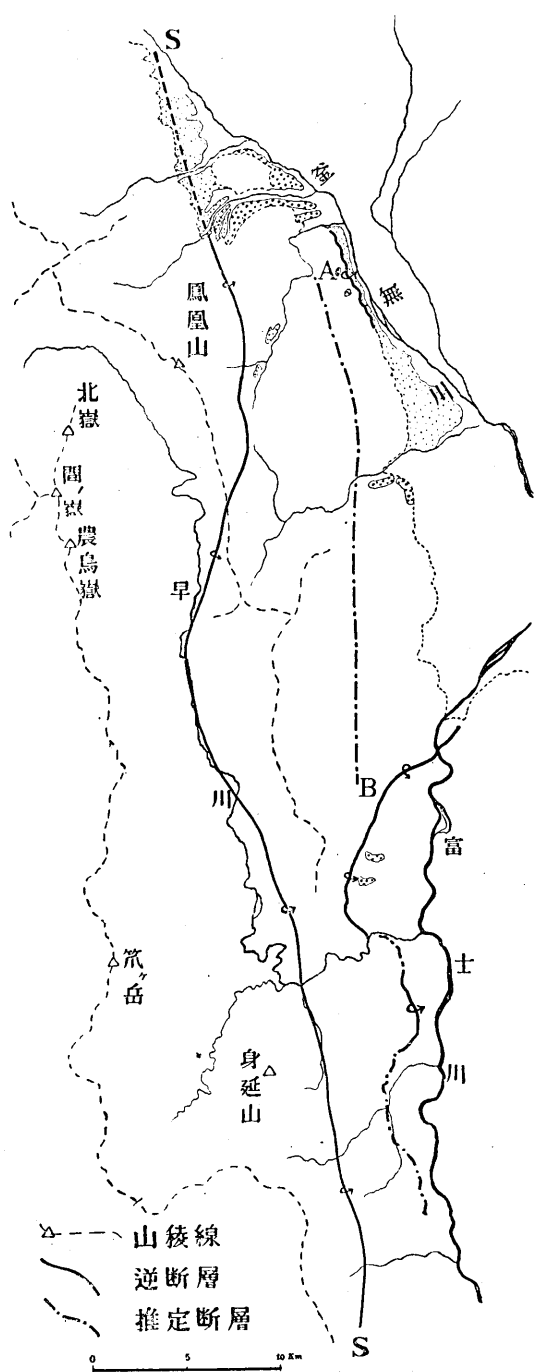


第1圖 下圓井附近地質圖

p

前者の下に横はつてゐる。且つこの推し被せ斷層面の延長は地形上の山麓部（第1圖p）と一致してゐる。この重要な地質學上の一事實は上記の特異な地形が斷層に基く形態であらうことを示してゐる。筆者等の觀察はこの山麓部に於ける斯の如き推し被せ構造を他の箇處に於て充分に確める迄に至つてゐないから、こゝでは地形上の特異性とその一部に推し被せ斷層構造のある點とを指摘するに止めておく。

第2區巨摩山地東麓前山山地帯は嘗て筆者が平須面と呼んだものに少々類似する低い山地で、巨摩山地の東に前山をなし、高度は750~1000m内外を示してゐる。こ



第2圖 鳳凰山附近の主要断層分布圖

の東麓山地の東縁は前記境界線で代表されるが、西縁は巨摩山地との間の急斜面の麓と考へられ中山・鷹ノ田・樫池・穂見神社・向川・泊平・清水等の部落を結ぶ線がそれを代表してゐる。この西縁は第2圖 AB に示す様に略ぼ南北の直線状の境界をなし、断層に起因した如き地形を想起させる。この地形は既に辻村先生によつて詳しく記載されたものである。

筆者等が大柳川溪谷に於いて地質調査をした限に於いてはこの境界部に近き位置に大きな断層を認めることができた。併しこの急斜面の地質學的意義の解決には今後更に充分な調査をなす迄未決にして置きたい。

巨摩山地は 2000 m 前後の山地からなり、御所山・千頭星山・櫛形山・高谷山・丸山・源氏山等からなり、西縁は深く野呂川(早川の上流)の溪谷で深く刻まれ 1 km² で比高約 800 m に達する部分さへある。この山地中を深く刻む大きな河流は北から大武川・小武川・御勅使川・戸川・大柳川等があり、何れも下流は地質構造上の走向を横ぎる東西の走向の横谷をなし

てゐるが上流は地質構造上の特長に従ひ南北の流路をとるものが多い。

第4區赤石山地との境界部は殆ど地形圖上からは不明瞭であるが、切断面にするとかなり明瞭に表はされる。それによるとこの境界線は甲斐駒ヶ岳の東麓から略南北に大武川の支流である石室川に沿ひ小武川の上流の溪谷へと出で、千頭星山と辻山との間の大ナジカ峠を経て大崖頭山を経て早川の溪谷に出る。この境界線は後述する様に斷層線と一部は一致するが全くは一致しない。假に之を境界とするならば白根三山即ち豊島岳・間ノ岳・北岳の他に甲斐駒ヶ岳もこの地域に含まれてゐる譯である。

地 質 (第24圖 地質圖参照)

1. 第 四 系

a. 沖積統 沖積統は富士川・釜無川及びそれらの支流の沿岸に廣く分布し、主として砂礫層からなつてゐる。小武川・大武川等溪谷底には巨大な花崗岩塊の河礫を多量にみるが、御勅使用では集塊岩質礫岩の大礫を多量にみる。沖積統は山地では比較的狭い面積を占めるが下流部(前記第1地形區)ではその大部がこの砂礫層堆積面からなつてゐる。

b. 段丘礫層 も沖積統と同様に釜無川沿岸に分布してゐる。この段丘礫層は高度により大きく2分することができ、高位と低位とに分たれ、低位は大武川の中流口大坊附近、垂崎町の南西方に廣く分布してゐる。主として砂泥り礫層からなり、表面は緩斜するが比較的平坦である。第2圖中にその分布を示してある。

高位段丘は大體低位段丘の分布範圍と等しい分布を示してゐるが、堆積物の粒形は大きく且つその表面には輕石を含んだ赤土が堆積してゐる。

北部の高位段丘中には河礫と安山岩角礫との互層をした部分があり、この安山岩角礫層は八ヶ岳火山に起源を持つものである。

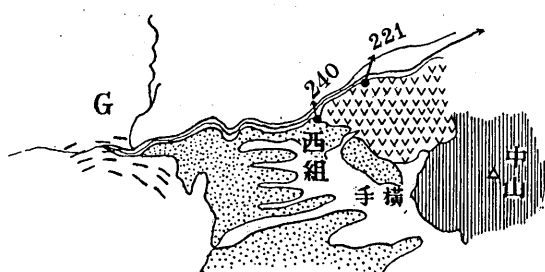
地表のこの輕石は本地域の北部の高位段丘の地表に特に多く、中村慶三郎理學士が八ヶ岳火山よりの噴出物であるとされてゐるものである。

c. 中山輝石安山岩體

本地域の北部にある中山山地の西部には輝石安山岩質集塊岩及びその熔岩流等の火山噴出物からなる一地質系統が分布してゐる。略ぼ中山峠以西の海拔 770 m 以内の高度の山體を作つてゐる。この山地の北側では板狀節理を示した熔岩流と集塊岩とが相重つてゐる様が觀察できる。(第3圖 Loc. 221)。この中山安山岩體は菅原村横手・西組附近で前述した低位段丘層で不整合に被はれてゐる。(第3圖 Loc. 240)。

熔岩流は暗灰色緻密な孔隙のある含輝石・紫蘇輝石・安山岩で八ヶ岳地方のものと類似し、八ヶ岳の或る時代の裾野が菅で當地域に迄延長してゐたことを想像し得る。

この中山安山岩體の分布の上端は海拔約 770 m であるが、釜無川の北岸八ヶ岳の



第3圖 駒城村横手附近の地質圖。Gは花崗岩，平行線は桃ノ木層，V模様は安山岩體，點模様は低位段丘。

兩事實は一見互に相反し興味ある問題を提供してゐる。今後の調査研究に俟つこととする。

2. 新第三系

本地域に發達する第三系は主として中新統及びそれ以下のものである。本地域には化石上鮮新世初期掛川時代に堆積したと考へられる靜川統の發達は見られない。靜川統中には次に述べる圓井酸性深成岩體から由來したと思はれる多數の圓礫をみた點から圓井酸性深成岩體が地下深處に進入して後隆起し、著しき剝削作用を受けて地表に露出したものと推定できる。故に次に述べる圓井深成岩體の進入は鮮新世以前の一時期と考ふことを得る。故に本地域に發達する第三系は中新統以下の諸層のみとなつた。

a. 圓井酸性深成岩體

この地方に發達する酸性深成岩類は之を時代的に4種に區別することが可能である。ここに述べる圓井深成岩體は20萬分の一地質圖幅に於て角閃石を稀に含む黒雲母花崗岩とされたもので薄片を檢鏡した結果含紫蘇輝石石英閃綠岩であることが明となつた。(第14圖はこの閃綠岩の薄片の顯微鏡寫眞で多少曹長石化作用を受けてゐる。)

この深成岩體は略ぼ $N 20^{\circ} \sim 15^{\circ} W$ の走向に約15 kmの長さに延長し、東西の幅さは約2 km以内の細長の形態をなして、第2地形區中の東縁を劃してゐる。

この岩石體の北縁をなす圓野村上圓井附近で觀察した結果によればこの深成岩は曹長石化作用を受けた石英閃綠岩で捕獲岩は比較的稀である。(岩石相は甲府盆地の東北縁・御坂山地等にある石英閃綠岩と類似する)。

この深成岩體の東縁は前に一寸述べた様に一部は推し被せ斷層で境されてゐるが西縁は次に述べる玢岩體に貫入關係で接觸してゐる。鈴木博士は鹽の上附近で所謂御坂層の泥岩に變質を與へてゐるところの露出を觀察してゐる。

裾野の表面は同様774 m前後で、これらの高度の間に著しい差異のないことは注目すべきことである。この事實は中山山地と八ヶ岳斜面との間に何等相對的な高度變化がなかつたかの如き觀を與へ、前に地形の項で言及した下圓井の第四紀推し被せ斷層の露出と共に考へ合はすと

以上の點から察して、この深成岩體は所謂御坂層及びそれを貫く玢岩體が固化した後に貫入し、その後地殻變動のために變位して地表に露はされるに至つたものである。この深成岩體は恐らく丹澤山地の石英閃綠岩體と略ぼ類似な地質時代に貫入したものと思はれる。

b. 巨摩半深成岩體

巨摩半深成岩體は次に述べる第三系橢形山・桃ノ木兩層を岩脈或は岩床 (sheet) として貫くところのプロピライト化した粗粒安山岩質の岩石から石英粗面岩その他玢岩狀に至る諸種の半深成岩類を總稱する。

本火成岩體の一部は固井酸性深成岩體に貫かれ、明に後者より前に噴出したものと考へられてゐる。その一般的分布は附圖地質圖に示すやうに西部では略ぼ南北に走り約五帶以上の岩脈又は貫入岩體として横はり、東部では東西に近い走向を有する岩脈が多い。特にその西縁部のは黄鐵鑛等を胚胎し、プロピライト化作用・曹長石化作用を受けてゐる。第 13 圖は曹長石化作用を受けた玢岩を示す薄片。茂倉・湯島・奈良田・蘆安・金山澤・元青木湯・御座石湯等には鑛床の露頭があり、之等の鑛床は何れもこの半深成岩體中に及びその周縁の桃ノ木泥岩・砂岩中にも胚胎してゐる。之等の鑛床露頭の分布をみると殆ど玢岩の延長に平行分布してゐて、半深成岩體の各岩石の侵入後の鑛化作用を思はせる。

詳細は更に研究を行つた上説明しやう。ただ本鑛床胚胎の成因に就いて次に述べんとする鳳凰山深成岩體の熱變成によつて生じたものとされる學者もあるが、筆者等は次に述べる理由からこの説に賛成したくない。

c. 橢形山層

橢形山層は田中技師の命名されたものである。この地層の分布區域である中巨摩郡の橢形山 (2051.7 m) の名稱をとつてかく名付けられたものである。橢形山層は主として巨摩山地の東半及び東麓前山山地を占めてゐる。主として綠色安山岩質集塊岩・凝灰岩・安山岩等からなつてゐる。その層理は不規則で、層位も一定してゐないが、大體南北の走向をとるものらしい。之も今後の研究に俟つところのものである。

この地層の上限は本域では明でない。

d. 桃ノ木層

田中技師が命名されたものの内に橢形山層の下位を占める地質系統として中山層と呼ぶものがある。之は本地域の北部中山の山體を作る地質系統で斯く命名された譯であるが、中山層なる名稱は常磐炭田地方で既に使用されてゐて、而も略ぼ近い時代の地質系統であるから、名稱の混亂を防ぐ意味で本地域の中山層を桃ノ木層と呼んだ。

桃ノ木層は主として暗灰色の泥岩層、細砂岩層からなり、1 mm 前後の大きさの角礫片を含んでゐる。又火成岩・黒色の頁岩又は泥岩の小礫を含んだ礫質砂岩及び礫岩を介在する。礫岩層は湯島仙城澤附近では比較的厚く分布してゐるが、北方へ至るに従ひ厚さは減少する。又礫岩層は一般に西部に多い。灰色砂岩は御座石湯北西の尾根から N 30° E: W 60° の層位で分布してゐるものが特に目立つ。

本層は従来地質時代を決定するに足る化石が発見されなかつたので、或は中生界、或は古第三系と考へられたが、今回筆者等は暗灰色砂質泥岩中の石灰質分の豊富な部分から次の様な化石有孔虫を採集した。(第 15・16・17 圖参照)

Lepidocyclus (Amphilepidina) japonica YABE, *Miogyopsina ozawai*

HANZAWA, *Cyclolypus* sp.

上掲の化石有孔虫が群馬縣中小坂地方・宮城縣地方の *Lepidocyclus* を含む地層に略ぼ近い時代なことを確め得た。本層は極めて火山碎屑岩に乏しい地層で而も化石も乏しい。本地域の南方の本層から、中野岳三學士は *Globigerina* のみを含む泥岩を採集された。之に依て本層は先に層序上の問題の項に於いて述べた如く、火山碎屑岩層である橢形山層の下に横はり、且つ *Lepidocyclus japonica* を含み、幌内時代の暖流系の堆積物と考へて差支えないこととなつた。

本層の層位は玢岩・石英粗面岩・(プロビライト化した)安山岩等によつて後に貫かれてゐる他、その西縁に於いては大斷層が之を境してゐる等で未解決の部分も少くはない。特に斷層に接した約 1 km 程の間は泥岩も千枚岩狀に變質し、砂岩は珪岩又はホルンフェルス化してゐて、一見古期岩層の如き觀を呈してゐる。又この部分の地層の層理は殆ど西縁の大斷層に平行して壓し潰され南北上下にレンズ狀に延び連續してゐない。

本層と橢形山層との境界は大抵の場合火成岩の侵入體で境されてゐるために明瞭を缺くが、桃ノ木層中には橢形山層に見られる様な火成岩塊を含まないし、本層から橢形山層へ向つて泥岩を matrix とした集塊岩質礫岩から徐々に集塊岩相に變化して行く狀態が觀察でき、橢形山層中に桃ノ木層の泥岩が礫となつて含まれてゐる事等から桃ノ木層から橢形山層へ向つて深い海の狀態から次第に淺くなつて火山活動の激しい狀態に移過して行つた様子がうかがはれる。

3. 新第三系以前

a. 鳳凰山深成岩體。附。賽ノ河原半深成岩體

鳳凰山深成岩體は甲斐駒ヶ岳・鳳凰山に主として露出する粗粒の閃雲花崗岩體で幅 10 km 以上長さ 50 km に達する南北に長い深成岩體である。この東縁はその北部

では急に高度を低めて第四系に被はれるが、大武川溪谷以南では前述した第三系桃ノ木層と斷層を隔てゝ接してゐる。

西南縁は御室澤附近から辻山の東の南御室小舎附近へ延び更に藥師ヶ岳の西斜面を縫つて地藏ヶ岳と高嶺との間の鞍部に出る。この高嶺鞍部では周縁の壁岩 (wall rock) に Li-pa-Li 侵入をしてゐる。

北縁に就いては未だ調査を進めてゐないが大武川ヒョングリ瀧附近、尼白川不動瀧附近の觀察に依れば同様閃雲花崗岩が露出してゐる。鈴木博士の説明書から判斷して恐らく甲斐駒ヶ岳もこの花崗岩からなるものと思はれる。(本花崗岩に類似な岩相を示すものとしてこゝに、山梨縣北部の昇仙峽及び金峯山の花崗岩をあげることが出来る。岩石相の類似を以て地質時代の對比を行ふことは避くべきことではあるが、之等の花崗岩類は野外の層位關係に於いて同一地質時代の貫入と見做すことができるので、筆者は大膽ではあつたが三者を同時代侵入と見做した)。

本花崗岩中には水成岩から由來したと考へられた捕獲岩 (xenolith) が多く含まれてゐて、捕獲岩の一部は明にこの深成岩體の壁岩 (wall rock) である古生界の雲母片岩と類似な見掛を呈してゐる。之等の捕獲岩は一つの露頭では何れもその長軸を平行におき流狀構造を暗示してゐる。故に筆者は之等の捕獲岩及び黑色斑晶、Schlieren 等により、この花崗岩の流狀構造を肉眼的に測定決定した。

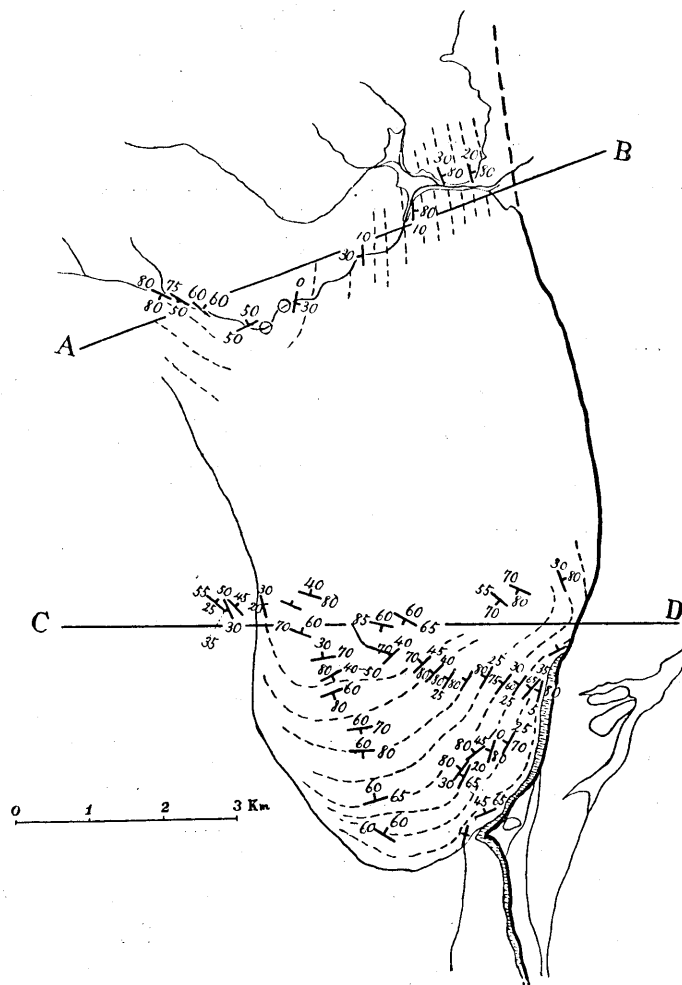
第4圖はその測定結果を示してあるが、この花崗岩體は少くとも、その南部に於いては、その壁に對して調和した流狀構造をとり、Cloos 等の謂ふ所の “conformable structure” 即ち調和流狀構造のもので、外側の地層の構造に對しては不整合流狀構造をとつてゐるものと云へる。

即ちこの流狀構造は大體に於てこの花崗岩體の侵入凝固の際に生じた一次的流狀構造と見做せる。故に後に述べる様に所謂古生界が略ぼ今日の構造をとつてから後に噴出・固結したものと見做せるのである。又その流狀構造は中心部に於いては流線・流層が水平に近く、その周縁部に於いてはその走向を周縁境界線に平行にし、傾斜を急にするので、一種のドーム狀流狀構造を作つてゐることを知ることができた。故にこの深成岩體は下方より上方へ侵入したものであらうと推定した。又この深成岩體中には何等著しい斷層構造を見なかつた。故にこの深成岩體が侵入固結してから後は著しい横轉運動や深成岩體を東西に横斷する様な水平移動はなかつたかに見える。

この深成岩體の東縁に就いては、斷層であることを述べたが、この斷層に接近した部分の花崗岩の流狀構造はその東縁に平行な構造を示してゐるが、詳細に各鑛物の結晶をみると少々變形を受けてゐる。併しこの變形は次に述べる如き燒地藏深成岩體の

構造に壓碎 (mylonitize) されてゐない。故にこの花崗岩侵入時に既にその東縁に南北の走向を持つた直線的な地質構造上の境界があり、その影響により流狀構造が南北の走向を選んだかに見える。

又變形を受けたその斑晶 (長石類・石英) は裂罅面に沿つて僅づいづれ、その割れ目は壓碎粒狀構造となつてゐる。第 18 圖はその粒狀壓碎構造を示した。この侵入運動中にも斷層運動の影響があつたかに見える。

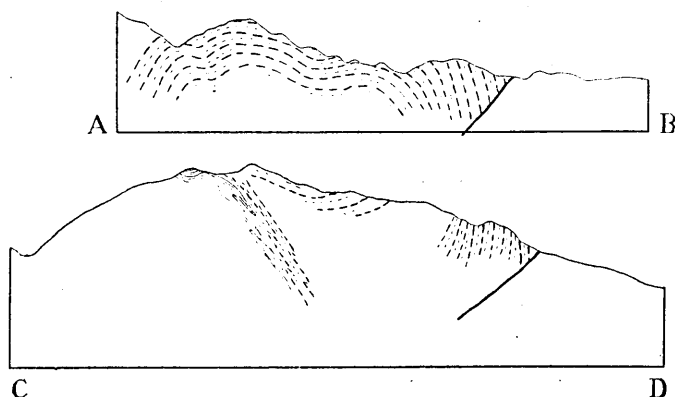


第 4 圖 A. 鳳凰山花崗岩體の流狀構造。

この花崗岩體の周圍への影響に就いてはこの壁岩である周圍の所謂古生界を接觸變成せしめて雲母片岩・石墨千枚岩等に變へてゐることを擧げることができる。

從來此の花崗岩東縁地區の桃ノ木層及び巨摩半深成岩體に胚胎してゐる鑛床をこの

花崗岩の變成作用として説明してみた。この様な鑛床は御座石・千丈瀧・青木・舊青木鑛泉等花崗岩體の東に接した區域の他、金山澤・ドノコヤ・西山・湯島・茂倉等花崗岩體の發達しない地方の新第三系中にも存在するので、筆者は之等の鑛床を花崗岩



第 4 圖 B.

體の侵入の影響と見做さず、桃ノ木層・楯形山層を貫いた巨摩半深成岩體成生後の鑛化作用の影響と見做したい。

賽ノ河原半深成岩體

この岩石は鳳凰山麓の地藏ヶ岳の頂上5丈5尺の岩中に厚さ約1mの岩脈として露出するもので次に述べる鳳凰山花崗岩より斑晶細密で、且つ鳳凰山花崗岩を貫いてゐる。この様な岩脈岩は更に次の様な状態の岩脈として散見することができた。

白 絲 の 瀧 層向 N 30° E 傾斜 W 65° 厚さ 30 cm.

地 藏 ヶ 岳 頂 上 層向 N 80° E 傾斜 S 50° 厚さ 100 cm.

賽ノ河原の西南 層向 N 30° E 傾斜 SE 55° 厚さ 100 cm.
2740 m 標高の南

観音岳北方の突起 層向 N 45° E 傾斜 N 57° 厚さ 10 cm.

藥 師 ヶ 岳 層向 N 75° W 傾斜 N 30° 厚さ 5 cm.

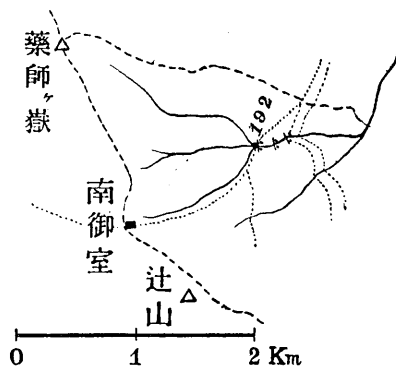
この岩石は半花崗岩質で矢張黒雲母・稀に角閃石等を含んでゐる。之等の岩脈群の走向・傾斜等からは何等具體的な構造上の結論は得られなかつた。

b. 燒地藏深成岩體

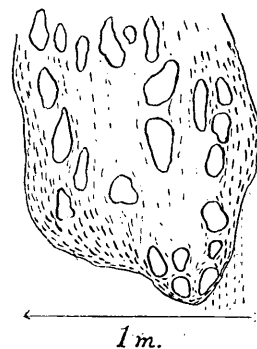
この深成岩體は小武川の源流地方によく露出し、辻山の東麓を占め、略ぼ南北に長さ4km、東西に幅1km程の小露出をなす深成岩體である。辻山の西北方800mの南御室小舎から東東北へ向ふ御室澤では、元青木湯(1543m)附近から西へ向つて數10mの間桃ノ木層の礫岩が層向 N 10°~20° W 傾斜 W 20°~30° で横はり、次に鑛脈の胚胎した玢岩を約30mの幅に横へ、一斷層を経て層向 N 50° W、傾斜 WS

30° で整然と相重る桃ノ木層の黑色砂岩・頁岩が約 500 m 程に露出してゐる。次に明瞭な斷層（走向 N 20° W 傾斜約 45° W）を境として白色のヘレフリンタ（hällflinta）状岩石に變じ、之は 20 m 内外の厚さで終はり、焼地藏深成岩となり、見掛上桃ノ木層の上に横はつてゐる。ヘレフリンタ状岩石と焼地藏深成岩體との境界は澤となり露出なく明でない。

この御室澤と藥師ヶ岳から東南へ向つて發する澤即ち藥師澤との合流點附近（第 5 圖 Loc. 192）には鳳凰山花崗岩體と焼地藏花崗岩體とが接觸してゐる部分が露出してゐる。その境界面は少々不規則な境界をなし、焼地藏深成岩中に第 6 圖の如き鳳



第 5 圖



第 6 圖

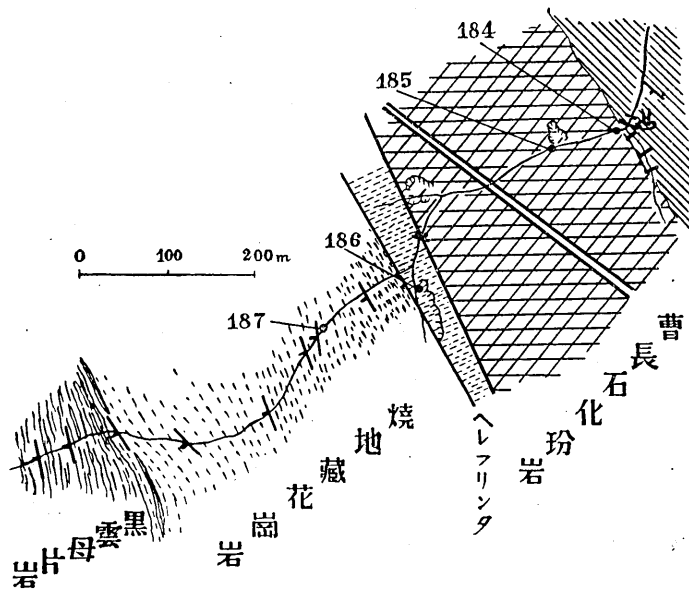
凰山火成岩體の支脈と思はれるものが見られる。この支脈をみると多數の捕獲岩を含んでゐて、雲母・角閃石の配列はその外壁に對して調和した流狀構造を示してゐて、外部の焼地藏の流狀構造に對しては非調和の状態にある。又捕獲岩は周縁に一つも接してゐず、必ず壁と捕獲岩との間には閃雲花崗岩體の一部が介在してゐる。故にこの露出から判斷すると鳳凰山火成岩體は焼地藏火成岩體より後成のものと考へることができる。

辻山から東北へと走る小武川では舊青木鑛泉の湯元附近（第 7 圖 Loc. 185）には黄鐵鑛等を含んだ綠色の曹長石化作用を受けた玢岩が横はるが、それより西へ向つて斷層數面を横へ、ヘレフリンタ狀の白色岩石が露出し、それより 0.5 m 程の厚さの斷層ネバからなる破碎された帶を経て焼地藏深成岩體となる。更に上流へ溯るとこの火成岩體は略ぼ N 30°~0° W の走向、70°~80° W の片理を持つた構造を示し最後に雲母片岩と接觸して、雲母片岩の片理に第 7 圖に示す様に進入してゐる。同様の關係は青木から南小室への登山路の途中にも觀察できたしオホナジカ峠の西側のガレにもヘレフリンタ狀の岩石と共に轉石を見ることからその境界の存在を推定することができた。

辻山の東南約 1 km 餘の焼地藏附近にはこの岩石がよく露出してゐるのでこの火成岩體の名稱としたが、そこでは上述した様な片理を示してゐない。

上の様にこの火成岩は小さな細長い形をした侵入岩體である。

この火成岩は外見鳳凰山花崗岩體より少々褐色を帯びヘイスチングスを含んだ角閃石花崗岩で鳳凰山花崗岩と明に肉眼的に區別できる。



第 7 圖 御室澤地質調査圖

併しながらその東縁は肉眼的には流狀構造の如く見えるが實はさうでなく、顯微鏡でみると壓碎された mylonite 狀岩石で、ヘイスチングスは壓碎粒狀化した石英・斜長石の粒間を占め、殆ど壓碎化されてゐないので、恐らくこの苦鐵礦物の結晶作用は壓碎化作用を起した造構運動 (tectonic movement) の後の結晶作用と考へられる。

第 19 圖は壓碎化されない焼地藏附近の含黒雲母ヘイスチングス花崗岩で、第 20・21 圖は壓碎化された含黒雲母・ヘイスチングス花崗岩とそれを十字ニコルを通して寫したものとである。この mylonite 狀岩石の片理は略ぼ南北で、この火成岩體の東縁の斷層に平行してゐる。又壓碎化の程度は東する程小さくなり、西する程原構造がよく保存されてゐる。之等の點から見て、この壓碎化作用はこの焼地藏火成岩體の東縁にあつた斷層構造に關係したものと考へられる。

ヘレフリンタ狀の白色岩石がこの東縁の斷層に接して分布してゐることは地質圖に示す通である。この岩石を顯微鏡下に觀察すると同様に壓碎粒狀構造の岩石で mylo-

nite と稱しても差支えない程であつた。

オホナジカ峠の西北のガレから採集したこのヘレフリンタ状岩石も亦 mylonite と稱しても差支えないもので、顯微鏡でみるとこの粒狀構造は弱い片理狀の配列をなし、この片理狀の間隙に黒雲母が結晶してゐる。第 22・23 圖参照。

上述した事により、焼地蔵深成岩體は所謂古生界に進入してから、その東縁部を斷層運動の影響を受けて壓碎され、その後に鳳凰山火成岩體の貫入を受けて、その北部延長を限られ且つヘイスチングスの晶出を見たものと解釋することができる。この解釋に従へば焼地蔵火成岩體は明にその東縁の斷層構造が作られる以前に進入したものと考へることができる。

c. 所謂秩父古生層

本地域に於て最も古い地層は所謂秩父古生層と呼ばれるものである。筆者等の調査區域では主として早川（又は野呂川）の流域以西に分布してゐる。岩石は硬砂岩・千枚岩・スレート等からなり、稀にチャート、絹雲母片岩を介在してゐる。之等の岩層は北方辻山附近から高嶺・アサヨ峰附近では黒雲母片岩・石墨片岩等に移過してゐるが南部では主としてスレート、硬砂岩等となり、變質の程度小さく、玄武岩岩脈等を挟んでゐる。

之等の變成の程度がその北部で大なる事は鳳凰山及び焼地蔵深成岩體の影響による熱變成の結果と見做せる。

又一方井尻學士が農鳥岳東麓大門澤附近で採集した石墨千枚岩に就いて、杉山學士は壓碎された千枚岩、phyllonite と稱すべきもの、であることを筆者に傳へられた。若し上の如くであるならば、この地方の所謂古生界は既に上述した二深成岩體の影響から遠い産地でも壓碎されてゐる事實から、兩深成岩體進入前に既に壓碎構造をとつたものと解釋しなければならなくなつた。

この地層は何等決定的な化石が發見されてゐないが、全般的に見て一先づ秩父古生層に對比しておいた。

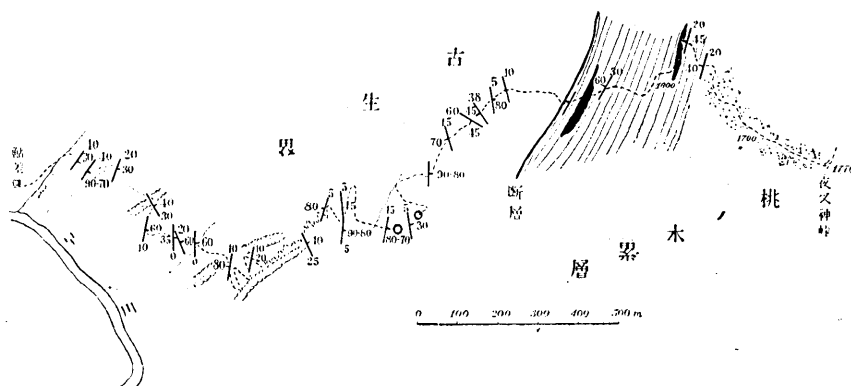
この古生層は一般に層向南北のもの多く、複雑に皺曲してゐる。例へば高嶺附近では黒雲母片岩で層向 N 10° W: 傾斜 W 45°; 層向 N 55° W: 傾斜 N 25° 等で緩であるが、夜叉神峠一鮎差間では主としてスレート・硬砂岩等で次表（第 1 表）の様な層向・傾斜である（第 8 圖参照）。

小武川の上流では層向 N 10° W: 傾斜 W 80° を示してゐる。

この様な構造は所謂西南日本の帶狀構造の一部をなせるものと解釋でき、赤石山地では白雲系の瀬戸川統もこの帶狀構造を示してゐるので、少くともこの瀬戸川時代以

後に完成したものと言へやう。

この古生界の東縁は南部では斷層で桃ノ木層に接してゐる。この斷層に就いては後に述べよう。



第 8 圖 夜叉神峠・鮎差間の地質調査圖

第 1 表 古生層の層向・傾斜

層 向	傾 斜	層 向	斜 傾
N 40° E	E 30°	N 15° E	E 80°
N 40° E	E 90°~70°	N 5° W	E 45°
N 20° E	E 30°	N 20° E	E 90°~80°
N 30° W	E 40°	N 15° E	E 80°~70°
N 10° E	E 60°	N 5° W	E 30°
NS	E 35°	NS	E 90°~80°
N 20° W	E 60°	N 15° W	W 70°
N 20° E	E 60°	N 60° W	S 45°
NS	E 60°	N 60° W	S 45°
N 10° E	W 80°	N 38° W	W 45°
N 10° E	E 20°	N 5° W	E 80°
N 25° W	E 10°	N 10° W	90°

地 質 構 造

上に述べたやうに本地方に發達してゐる諸岩石を時代順序に並べると上部から下部へ次の様に配列できる。

第四系	沖 積 統		〔下圓井推し被せ斷層〕				
	段 丘 礫 層						
	中山輝石安山岩體 (八ヶ岳地方よりの噴出?)						
圓井酸性深成岩體 (石英閃綠岩)							
巨摩半深成岩 (玢岩・石英粗面岩・安山岩)							
櫛形山層 (火山碎屑岩)							
桃ノ木黑色泥岩層 (<i>Lepidocyclina japonica</i> を含む)							
鳳凰山深成岩體 (閃雲花崗岩)							
燒地藏深成岩體 (黑雲母・ヘイステングス花崗岩)							
所謂秩父古生層							

a. 表皮的地層・岩石の構造

上表の岩石・地層の内中山輝石安山岩體までのものは最近地質時代の表皮岩石で、殆ど皺曲構造を示してゐない。沖積統は現在の溪谷底に主として河礫として發達し、尙侵蝕を進めてゐる。而もそれらの河谷の沿岸には二段以上の河岸段丘が現河床上 20~30 m・80 m 以上等の高度に發達し、之等は大部分礫層からなつてゐる。故にこの地方の侵蝕基準は甚しい速さで低下しつつあるものと考へられるのである。

地形の項で述べた様に下圓井推し被せ斷層に沿つて、圓井深成岩體はこの河岸段丘礫層の上に横はる如き構造を示してゐるので、洪積世にも尙逆斷層運動がこの地方に行はれたことを知つた。

この逆斷層は地形の項でも述べた様に巨摩山地東麓の前山山地と甲府盆地底の西部との境界部に該當し、前山山地の東縁の急斜面が推し被せ斷層に起因したものであることを暗示してゐる。又前山山地が根無地塊の疑さへ起る。

井尻理學士は北巨摩郡新富村山高の西南 300 m の地點に於いて段丘礫を低角度に截る斷層面を發見してゐるのでこの疑を更に深める。

中山輝石安山岩は前記の段丘より海拔高度高く段丘の下部から頭を出した火山碎屑岩で、八ヶ岳泥流の表面の高度と略ぼその高度を一致させてゐる。併し兩者の間には前記の下圓井推し被せ斷層が走つてゐるものと考へられるので兩者には高度上の差異が豫想されるのに兩者が類似の高度をとることは假に兩者が八ヶ岳系統の起源としても時代を異にするものと考へられる。

中山輝石安山岩體は第三系桃ノ木層からなる中山 (海拔 887 m) の西北麓の海拔約 700 m 以下を占め、殆ど皺曲してゐない。故に中山安山岩までを陸成の表皮的地層として、この地方の基盤地質構造の構成要素から除外することができる。今之等の表皮的地層の地質構造上の特長として、時代の古い岩石・地層程海拔高度の高い位置

にその分布があると言ふことで、この地方の侵蝕作用と地盤運動とが激しい争をしてゐるのが理解できる。

b. 基盤岩石の地質構造

基盤岩石の地質構造は極めて複雑で一々こゝに記すのは困難な程であるし、未だ研究が漸く緒についた程度であるからその詳細は後日に譲ることとして大略を記して行く事とする。

先づ第三系の發達區域に就いて岩相上の問題から述べることにする。

この地方の第三系は前述した様に中新統のみであるが、桃ノ木層はその下部に礫岩を介在するが一般には泥質で角礫砂粒を含み、化石は極めて稀で、その上部に完外洋性高等有孔虫を含んでゐる他著しい化石類を含んでゐない點からみて、かなり深い海の泥帶の堆積物であつた疑がある。特に最近中野嶽三學士は桃ノ木層の南方延長の一地點から *Globigerina* 屬の有孔蟲のみを含む泥岩を採集されてゐる點から考へ併せて桃ノ木層は 2000 米以深の深い海の堆積物とさへ考へられる。

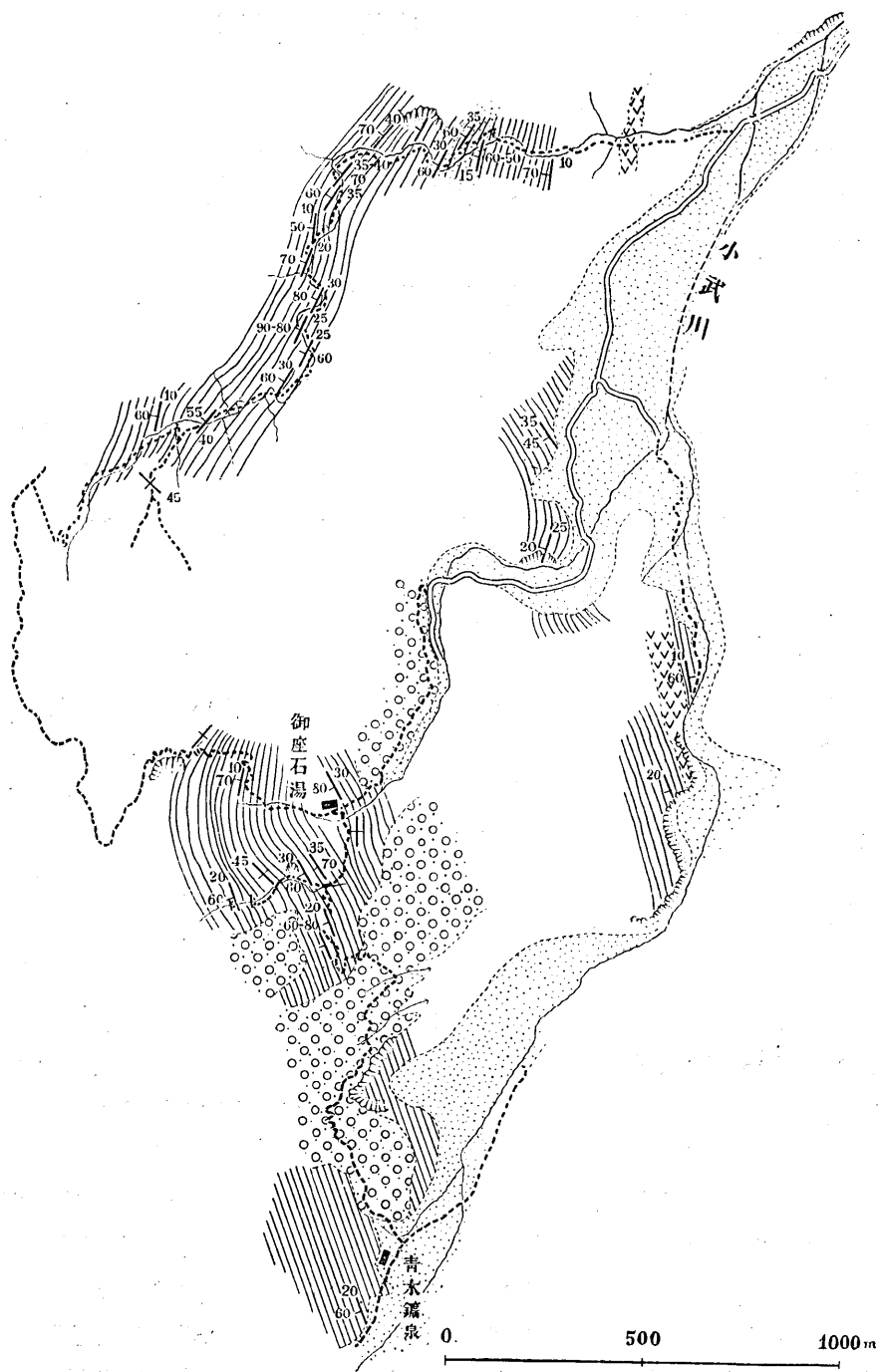
然るに楕形山層は圓礫を含み、又集塊岩・凝灰岩等の火山碎屑岩を含み、その相は一見淺く、深い相とは考へられない。之等の點からみて楕形山層堆積時代には桃ノ木層時代の様な靜穩な状態ではなく、かなり淺く火山活動の激しい状態であつたものと考へられるのである。

第 9 圖に示す如く構造的にみれば桃ノ木層の層向・傾斜は N 30°~0° E のものが極めて多く傾斜は東 60°~70° に急斜するものが多い。

然るに楕形山層はその層向・傾斜は桃ノ木層程一定してゐない。之等の點からみて兩層堆積期間の間には著しい地殻變動があつたのではあるまいか。

巨摩火成岩體の侵入は兩層が略ぼ上掲の如き構造を選んでからの侵入と考へることができる。即ち岩床 (sheet) 狀に侵入して之が横轉して層向に略ぼ平行に露出してゐるのではないらしい。即ち之等の侵入岩體は一見桃ノ木層の走向に平行に侵入してゐるが、詳細に見ると桃ノ木層の層向に無關係に斜斷して連續して分布してゐるので、南北走向の地質構造上の特長が完成してからの侵入、即ち intrusion post tectonic disturbance と考へられる。この巨摩火成岩體は一種の岩脈で、その兩側の構造が異なる場合があることからみて略ぼ南北に走る斷層線を利用した侵入體と考へられる。

然るに圓井酸性深成岩體は之等の岩石・地層を貫いて生じたものなので、この地方では少くとも次の様な地史が推定できる。即ち桃ノ木時代の深い海は地殻運動を経て楕形山時代の火山活動時代に入り、兩者が南北の走向に變形した後、巨摩半深成岩體の侵入、圓井深成岩體の貫入があつた。之等は地殻運動で多少變形したが略ぼ現在の



第 9 圖 小武川上流青木嶺泉附近地質圖。平行線は桃ノ木層，圓・點模様は高位段丘，點模様は沖積統，∨模様は互層半深成岩體。

分布形態を取つた後に隆起し著しい削剝を受け深成岩體その他が地表に露出するに至つた。

この地史は第三系の發達地域のものであるが、次に古生界發達地域の地史を述べよう。

古生界發達區域の地史は先づ古生界の南北に走る所謂帶狀皺曲構造の形成運動から開始される。この帶狀皺曲構造の完成したのは千谷技師の静岡圖幅中にある瀬戸川統と稱せられる中生代後期の地層堆積以後であるから中生代末から古第三紀へかけた地質時代のものと考へられる。

鳳凰山深成岩體はこの帶狀皺曲構造に無關係な進入構造を示してゐるので、鳳凰山深成岩體は早くとも中生代末の進入で、恐らく古第三紀前半の進入ではあるまいか。

焼地藏深成岩體は之に反してこの帶狀構造に平行な構造組織を持つてゐるので、この構造形成時代に進入したと解釋することも可能である。

之等の事實からみると古生界が白堊紀末——古第三紀前半間に帶狀皺曲構造を完成しつつある間に焼地藏が先づ進入して次ぎに鳳凰山深成岩體が進入した。そして焼地藏深成岩の進入は恐らく漸新世後半より以前であつたと考へ得る。

鳳凰山深成岩體を假に昇仙峽・金峯山の花崗岩類と同時代に考へるならば兩露出地域の間に第三紀諸岩石が分布し、第三紀諸岩石分布地域には鳳凰山系の深成岩類が露出してゐないので、鳳凰山深成岩體も亦この地方の第三紀諸岩石の成生される以前に貫入固化したものと見做さぬ譯に行かない。

扱てこゝに第三系發達區域と古生界發達區域との地質構造上の特性を述べたから更に兩者の境界に就いて一應考察し様。

c. 鹽尻——静岡地質構造線

この地質構造線は極めて大規模な構造線で鹽尻峠附近から諏訪湖の西部を経て甲斐駒ヶ岳の東麓に延びてゐる。

甲斐駒ヶ岳の東麓では濁川・尾白川・大武川等の西から東へ展開する大きな扇狀地の堆積物の下に隠されて明でないが、藪ノ湯に至つて初めて地表にその露出を示し出す。藪ノ湯附近の斷層分布は第 24 圖地質圖に示す如くで、岡山學士によつて詳しく記載されてゐる。即ち「藪の湯新湯の直前に、丸山と呼ばれる——小圓丘がある。この丸山の東側に於て、筆者は初めて所謂御坂層岩石（筆者註 桃ノ木泥岩層）の露頭を目撃した。丸山は形態的にはケルンバツト狀をなし、ケルンコルの部分は、所謂御坂層（桃ノ木層）と花崗岩との境界にあたる。この兩者の境界は藪の湯元湯のほぼ N 35° W の小澤が表示するも、その接觸面は見ることができない。」（地形圖の溫泉

記號は新湯を示す)。

又「藪の湯元湯の小澤を登り切つて反對側に下れば極めて小さい澤に出る。その兩岸は黑色片岩狀の所謂御坂層(桃ノ木層)岩石なるにも拘らず、谷底には花崗岩砂を認め、就いて登れば傾斜 40° に及ぶテラスの上端に、甚しくもめた花崗岩の露出がある。併しこゝでも兩岩の接觸面は見出されない。

石空川が 740 m 及 760 m の曲線を切る中間に於て左岸より注ぐ小澤がある。便宜上今之を下わさび澤と呼ぶことにする。この澤の兩岸には黑色片岩狀の岩石を見、傾斜甚だ急であつて 80° 度東或は垂直に達する。廻ることしばらくにして下わさび澤は三つ股に岐れる。但し北の股は澤と言ひ得るも、中及南の股はむしろ雨裂の狀をなしてゐる。而して花崗岩と所謂御坂層との接觸面は、南の股の谷頭、南の股、中の股中間の小山嘴上及び北の股右岸に比較的容易に見出し得る。それ等三ヶ所に於ける走向傾斜はほぼ近似の價を示し、第 2 表の如くである。即ち接觸面は何れも西に傾き所謂

第 2 表 (岡山氏に依る。)

	走 向	傾 斜
南 の 股 谷 頭	N 30° W	60° W
	N 20° W	50° W
南の股・中の股 中間の山嘴上	N 22° W	48° W
	N 22° W	52° W
北 の 股 右 岸	N 10° W	38° W
	N 20° W	60° W
平 均	N 21° W	51° W

御坂層上に花崗岩(鳳凰山)の乗り上げたる態を呈し、平均走向 N 21° W は、御座石湯西方及び石空川左岸に見るケルンホル狀のものを連ねる一線とほぼ近似である。

御座石湯の西方で確められた斷層附近では鳳凰山深成岩體は直接に砂岩・泥岩からなる桃ノ木層に接してゐる。そして之等兩岩層の間には厚さ約 30 cm 内外に達する斷層ネバを挟んでゐる。この斷層に接した部分の鳳凰山花崗岩體は斷層に略ぼ平行した長軸面を持つ

レンズ狀に塊裂してゐて、各塊裂面の境は平滑で壓碎岩化し、且つその表面には條線を持つてゐる。

青木鑛泉元湯の西北に露出してゐる大きな崖は燕岩と呼ばれてゐるが、この燕岩に就いて觀察した結果は次の如きものである。即ち青木鑛泉元湯附近に於いては鐵銹色に汚れた砂岩・泥岩であるが、斷層を境としてヘレフリンク狀の白色岩石となり、之は更に N 35° ~ 60° E: W 50° の斷層で鳳凰山花崗岩と接してゐる。この部分の鳳凰山花崗岩の流狀組織は斷層の走向に對して東へ偏してゐるが、それでも N 45° E: W 50° ; N 50° E: E 80° ; N 35° E: W 70° ; N 70° E: N 50° 等にして略ぼ平行してゐるとも言へる。

ドンドコ澤本流に於ける前記斷層の露頭に就いては岡山理學士の詳細な觀察があ

る。岡山氏によれば、

「ドンドコ澤本流が花崗岩と所謂御坂層との境界を過る地點は 1360 m 附近である。その接觸面は右岸に於て第 3 表の如く、下わさび澤の場合と等しく西に傾くも、走向は却つて東に偏し、花崗岩に接する岩石は蛇紋岩様の變質を蒙り、下わさび澤或は藪の湯附近に見たる如き片岩狀を呈さない。尙その少しく下流の谷底には小室大の花崗岩の塊横はり、それはドンドコ澤を通じてこの部分にのみ見られる現象である。即ち流水により運搬せられたものではなく、明に所謂御坂層（桃ノ木層）に乗り上げた如き位置を占める花崗岩主體より轉落したものである。」と。

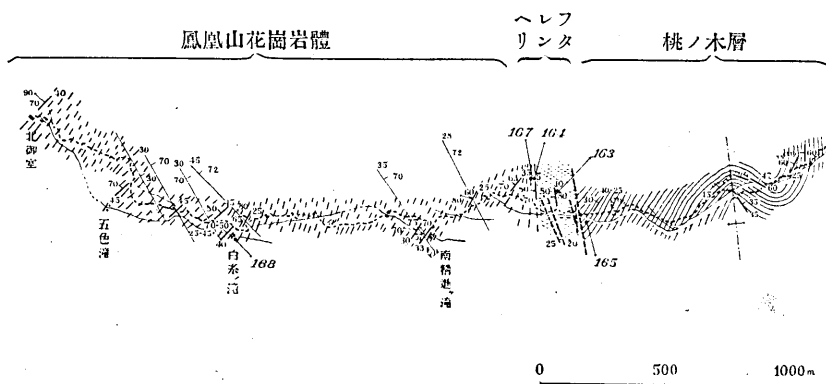
筆者がこゝに於いて觀察したところでは第 11 圖の如く Loc. 165 と Loc. 164 との間

第 3 表（岡山氏に依る。）

	走 向	傾 斜
花 崗 岩 と 御 坂 層 の 接 觸 面	N 28° E	70° W
	N 25° E	60° W
平 均	N 26° E	65° W

に白色のヘレフリント狀岩石が斷層を境としてその西側に横はり、Loc. 165 附近は厚さ 50 m 程の斷層ネバを露出し、その東方には

層向 N 40°~25° E、傾斜 30° W の砂岩が露出してゐる。ヘレフリント狀岩石の帯は 300 m 以内の厚さを有し、その帯の中には前記の N 20°~23° E（之は前掲の第 2 表のものより 5° 許り東に偏してゐる。）の



第 11 圖 ドンドコ澤本流に沿ふ地質圖。

走向の斷層に平行した多數の小斷層が混在してゐる。花崗岩とヘレフリント狀岩石との境界は不規則な境界を示し明瞭な斷層狀の境界は見られない。岡山氏が觀察した斷層はヘレフリント狀岩石の東縁を劃するものであつた。

この特長はドンドコ澤の支谷岩井澤でも兩者の間にヘレフリント狀岩石を介在して見られた。

小武川の上流御室澤では約 1760 m の御室の段瀧附近に燒地藏深成岩體と桃ノ木層

との間にヘレフリント状の岩石を見、鳳凰山花崗岩體は 1850 m 附近の段瀧上部の三叉 (第 5 圖 Loc. 192) で燒地藏火成岩體と不規則な境界で單なる接觸關係を示してゐる。

千頭星山の西方にある標高 1880m 餘の峠、オホナジカ峠、の西のガレに就いて調査した結果この地域にもヘレフリント状の mylonite 岩が露出し、更にその南方の金山澤に就いても同様にヘレフリント状の mylonite 岩及び燒地藏深成岩の露出及び轉石を確めたので、今迄追跡して來た斷層がオホナジカ峠の西側の斜面の中腹を通過してゐることを確めることができた。

大崖頭山附近の觀察を次に記すと、夜叉神峠の尾根では桃ノ木層の砂岩・泥岩及び之を貫く玢岩が露出し、砂岩は珪質になつてゐるが層向 N 25° E, N 20° E, N 35° E, N 40° E 等を示し、傾斜は急である。玢岩は N 25° E の走向の岩脈として露出し、傾斜は急である。併し大崖頭山の西から西南へ走る溪谷を境として、桃ノ木層は消え、全く綠泥・石墨千枚岩と化し、之等の千枚岩の走向は N 10° E: W 60°~70°; N 15° E: 90°; N 10° E: W 80°; N 20° W: WN 60° 等で、この境界部は大崖頭山の三角點の東 300 m の位置を通つて、金山澤の上源へと延びてゐる。

夜叉神峠の西斜面に就いては、夜叉神峠から 1700 m 附近迄は珪化した砂岩層が N 20° E: W 40°~45° 程の層位で分布するが、それ以下は千枚岩に變化し、兩者の境は西へ急に傾く斷層で、この間には金山澤から青木鑛泉迄に露出した様なヘレフリント状の岩石を伴つてゐない。

この様な性質の境界は更に樺澤口へ到る途の途中 (第 12 圖 Loc. 63), 1744-8 m の西斜面 loc. 51, loc. 52, loc. 53, loc. 42, loc. 67, loc. 68, loc. 70 (第 12 圖参照) 等に於いてもその分布を確めることができた。併しこゝには前記した様な白色のヘレフリント状の岩石は見られなかつた。

この境界は次第に早川邊に沿つて奈良田部落西山温泉の西の河底等に分布してゐる。こゝに於いても黑色の斷層ネバ状の岩石をみることはできたが、前記の様な白色のヘレフリント状の岩石は見られなかつた。

この様にこの斷層は諏訪湖附近より蘆ノ湯・御座石湯の西、青木湯の西を経て、オホナジカ峠・大崖頭山を越して早川谷邊へと通ずる極めて大なる斷層である。

上述した様に此の大きな斷層の兩側の岩石・地層の構造は極めてこの斷層と密接な關係を持つてゐる。

古生界の片岩化した岩石中にはこの斷層からかなり離れた位置の千枚岩でも壓碎化されてゐる。

先づ最初に進入した燒地藏深成岩體はこの斷層に近づく程壓碎化してゐる。この深成岩體中のヘイスチングスは石英・斜長石等の壓碎化した粒狀間隙を占めて壓碎化を殆ど受けてゐないので、壓碎化後の成生と考へられる（第 20・21 圖参照）。

白色のヘレフリント狀岩石は燒地藏深成岩體の東縁にのみ分布し、他には見られなかつた。この岩石は粒狀の壓碎構造を有してゐる。オホナジカ峠の西側のものに就いても同様な特長を持つてゐるが、之には片理の走向に平行に配列された壓碎化されてゐない黒雲母がある。

本岩と桃ノ木層及び之を貫く玢岩と燒地藏深成岩體とは互に斷層の關係にある。

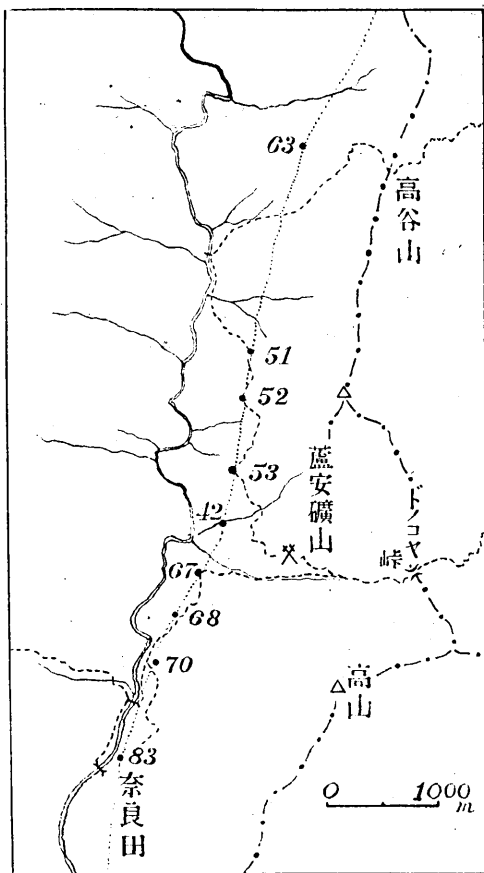
鳳凰山深成岩體は斷層に接した部分に於いて壓碎化してゐる。この花崗岩と白色ヘレフリント樣岩石との境界は接觸的關係にある。

桃ノ木層を貫く玢岩類は現在見られる斷層分布と略ぼ平行してゐるが、玢岩は曹長石化作用を受けてゐる玢岩ではあるが、殆ど壓碎化されてゐない。

上記の事實からみて筆者は次の如くこの大きな斷層とその兩側の構造との關係を解釋した。即ち、

現在見られるこの斷層線（之を假に諏訪——鹽尻地質構造線又は SS 斷層と呼ぶ。）の成生される以前にこの SS 斷層の前身の斷層（之を鳳凰山——安倍川又は HA 地質構造線と呼ぶ。）が既に存在してゐて、その成立時に古生界を壓碎變成させてゐた。（この斷層成生運動の時期は恐らく關東山地・赤石楔狀體が現在見られると略ぼ類似的な構造上の配置を完成した時期と見做せる。）

燒地藏深成岩體はこの時期の後期に進入し HA 構造線に接した部分は壓碎化された。斯して生じた斷層構造は更に活動をつけ、遂に白色ヘレフリント狀岩石をその



第 12 圖

HA 地質構造線に沿つて生ずるに至つた。

鳳凰山花崗岩體はこのヘレフリンクタ状岩石の成生の後に貫入し、古生界を變成せしめ、焼地藏深成岩體の壓碎構造にヘイスチングスを結晶せしめ、ヘレフリンクタ状岩石の一部に接觸し、又一部には黒雲母を結晶せしめた。

之等の過程が桃ノ木層堆積以前に行はれたことは桃ノ木層以上の地層が之等の火成岩の影響を受けてゐないこと、又壓碎構造を殆ど持つてゐないことで判定した。

この HA 地質構造線を中心とした構造が作られた後この斷層の東側が西側に對して相對的に沈む傾向を示し、こゝに桃ノ木層の深い海、橢形山層の火山活動の時代が続いた。

これらの堆積物は南北の皺曲構造をとつた。この南北の皺曲構造の作られた時期は勿論 HA 地質構造線の作られた時期の後であつて、この時にも恐らく HA 地質構造線は再活動したかも知れぬが、その位置に就いては HA 地質構造線と同様その分布が今日見られる SS 斷層と略ぼ平行した一線であつたらうと考へるより他に推定の道はない。この時の推定地質構造線を後桃ノ木構造線と呼ぼうと思ふ。

巨摩玢岩はこの桃ノ木・橢形山の地層の皺曲構造が成生してから後の進入體で、この地方の構造上の一般走向に平行して長大な岩脈として分布し、大部分はプロピライト化及び曹長石化作用を受けてゐる。

圓井深成岩體はこの最後の時期に進入したものである。斯して生じた構造に第三次

第 4 表 鹽尻-静岡地質構造線成生史

古中生代	古 生 界 瀬 戸 川 統		〔西南日本外帯の帶狀に配列した構造の完成〕	
古第三紀	〔赤石楔狀體の獨立〕 燒地藏深成岩體の進入 ヘレフリンクタ狀壓碎岩 成生 鳳凰山花崗岩體の進入	II 造 A 線 地 質 成 構 生	〔關東山地の基礎の成生〕	
			昇仙峽・金峯山花崗岩の進入	
新第三紀		後構 桃 造 木 線	桃ノ木層堆積	〔關東山地の完成へ向ふ〕
			橢形山火山碎屑岩層の堆積	
			巨摩玢岩の進入	
			圓井石英閃綠岩の進入	石英閃綠岩の進入
		SSの 斷 成 層 生		

の斷層運動として HA 及び後桃ノ木地質構造線に略ぼ近い位置に沿うて SS 斷層の形成をみた。之によつて桃ノ木層及びそれ以後に生じた岩石・地層と基盤岩石との對照が今日みられる様に極めて明となつた。

この斷層は古い地質構造線の再活動的意義を有するため、桃ノ木層堆積以後の地層・岩石に對しては著しい熱變成も造構的 (tectonic) 變成作用をも與へず済み、之等の岩石中には壓碎構造も大規模に與へず終つたと解釋できる。

以上の如く考察するとこの地方の SS 斷層の兩側の地質構造發達史は第 4 表の如く表示できる。

結 語

斯してこゝに再び本論文の冒頭に述べた諸問題に就いて検討を試みてみよう。先づ

1. 地形上の問題である。岡山氏は切峯面の研究から甲斐駒ヶ岳東側の急斜面が韭崎町方面へ続く事を指摘したが、筆者は少くともその急斜面の麓の一部に麓の段丘を推し被せてゐる低角度の斷層が存在することを發見することができた。即ちこの急斜面は推し被せ斷層等の地質構造上の原因に基くもので單なる侵蝕崖でないことが明となつた。矢部博士の鹽尻——韭崎線の少くともその南半は斯の如き低角度の斷層に基く地形に據られたものではあるまいか。

又岡山氏の研究により明な如く數の湯より千頭星山・辻山間を経て早川に沿う大地形上の一線は明に前記鹽尻——静岡斷層線に沿う線と一致することが確められた。併しこの一致も南方に至れば地形上の線は地質上のこの斷層線から離れてゐる。

2. 層序上の問題に就いては既に述べた通、*Lepidocyclus japonica* を含んだ黑色の泥岩が火山碎屑岩からなる櫛形山層の下に横つてゐる。之は筆者が *Lepidocyclus* を含む地層を梶内時代の堆積物とした推論に一つの資料を加へたこととなつた。

3. 地質構造上の問題。糸魚川——駿東地質構造線の問題は別として、鹽尻——静岡線の位置を決定し、鹽尻——韭崎の線から區別することができた。又鹽尻——静岡線成立以前の地質構造線が存在を推定し、之を後桃ノ木及び鳳凰山——安倍川の兩構造線に分けて説明した。又之等の三構造線の兩側に於ける地質構造上の發達史を推定した。

4. 深成火成岩は国井石英閃綠岩・鳳凰山花崗岩・燒地藏深成岩に分たれ、鳳凰山・燒地藏兩深成岩體は斷層線の西側の地域に屬することが明かとなつた。

本稿を草するに當つて種々の御批判を得た津屋弘達博士、又地質學會講演會にて本稿を發表した時に熱心に御討議下さつた久野久助教授、小出博學士に深く謝意を表す。

久野・小出兩氏は燒地藏深成岩を一種の migmatite にして、之を貫く鳳凰山花崗岩の vein を aplitic vein にあらずやと述べられたが、小出氏は筆者の標本・薄片により親切な多くの教示を示されつゝ筆者の説に賛成された。

杉山學士は井尻學士を通じて、種々壓碎岩石に就いて教示され、燒地藏深成岩體は氏がよく研究されてゐる鹿鹽片麻岩と類似の條件の下に出来た岩石であらうと述べられた。

野外調査に協力された井尻學士は筆者と全く別な深成岩の構造發達史を考へてをられる。即ち桃ノ木層堆積時代より古く鳳凰山花崗岩體の侵入を考へられ、次に桃ノ木層堆積後に巨摩玢岩の侵入があり、この玢岩からヘレフリンクが生じ、最後に燒地藏花崗岩の噴出があつたと解してをられる。之も亦極めて興味ある一解釋であるのでここに記して後の批判に待つこととした。この説の重要な點は玢岩がヘレフリンク狀岩石に變じたとする解釋に出發してゐる點で、その重要な露頭を筆者は遺憾ながら未だ見てゐない。筆者は玢岩類が凝固結晶作用の最後の狀態である熱水作用による曹長石化作用及びプロピライト化作用を受けてはゐても壓碎作用の證が殆どないこととヘレフリンク狀岩石の分布・野外の觀察等上述した諸事實から本論に記載した如き結論に達したものであることをこゝに附記しておく。深く討議された諸氏に御禮をする。

本研究は文部省科學研究費及び日本學術振興會の援助に依りて行つたものであることを述べてこゝに深く謝意を表する。

9. *Geology of Mt. Zizô and Hôô, Yamanashi Prefecture, Japan.*

By Yanosuke OTUKA,

Earthquake Research Institute.

In this paper, the writer describes the geology of Mt. Zizô and Hôô, in the western part of Yamanashi prefecture. Because the Omati-Sizuoka (formerly Itoigawa-Sizuoka) tectonic line, which transversely divides the island of Honsyû into two parts, runs along the eastern foot of these mountains, a study of the geologic structure of this district is of tectonical interest.

The strata and igneous rocks of this region in descending order are as follows:

1. The Quaternary.
 - a. The Alluvium.
 - b. The gravel beds of terraces.
 - c. The Nakayama pyroxene andesite mass.
2. The Neogene.
 - a. The Tuburai acidic plutonic mass (Quartz diorite).
 - b. The Koma igneous mass (Porphyrite and other hypabyssal igneous rocks).



第 13 圖 曹長石化作用を受けた石英珸岩。
(薄片 c. 63. 第 11 圖 Loc. 165 の北 250 m.)



第 15 圖 *Miogypsina ozawai* HANZAWA.



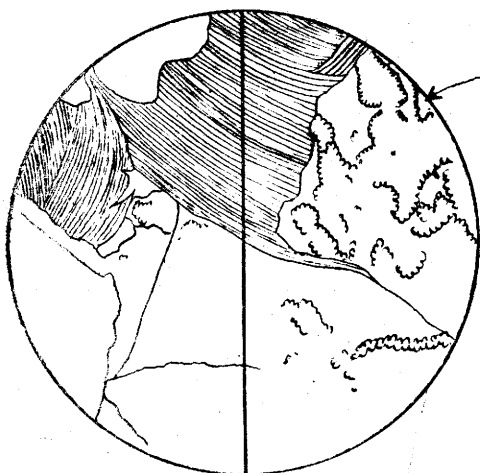
第 16 圖 *Lepidocyclus japonica* YABE.



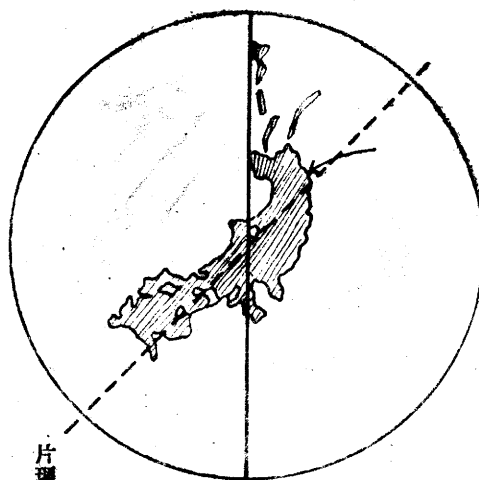
第 14 圖 圓井石英閃綠岩。多少曹長石化作用
を受けてゐる。
(薄片 c. 48. 上圓井)



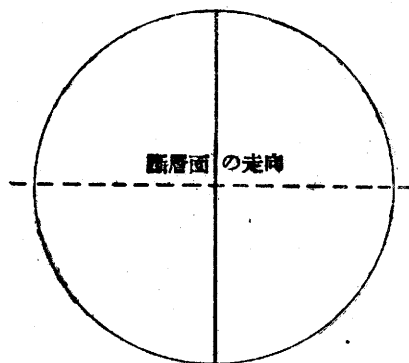
第 17 圖 *Cyrtolypus* sp.



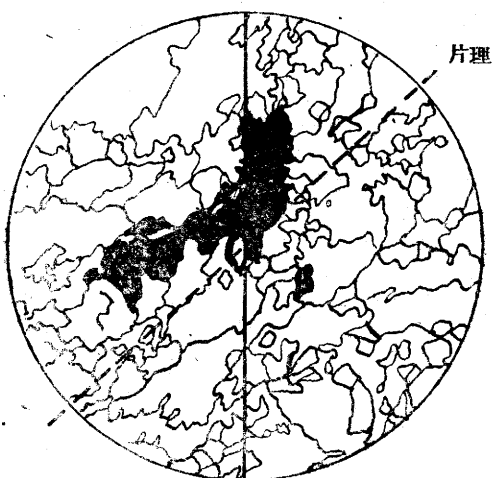
壓碎粒狀構造



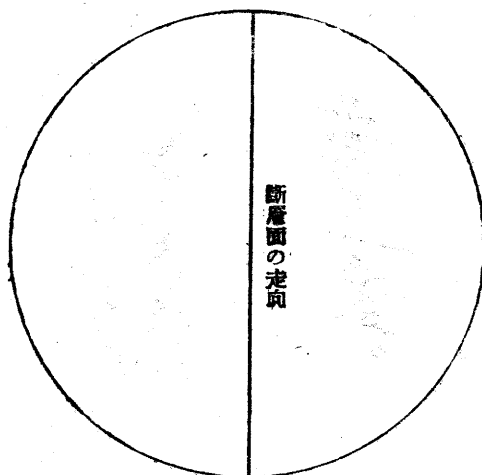
片理



断層面の走向



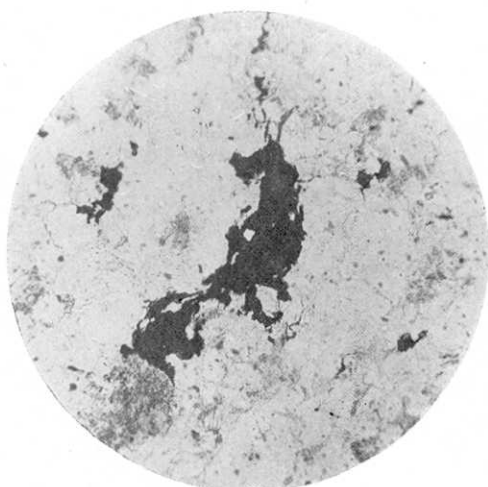
片理



断層面の走向



第 18 圖 鳳凰山花崗岩の壓碎化を示す。
(薄片 c. 66. 第 11 圖 Loc. 167, ドンドコ澤.)



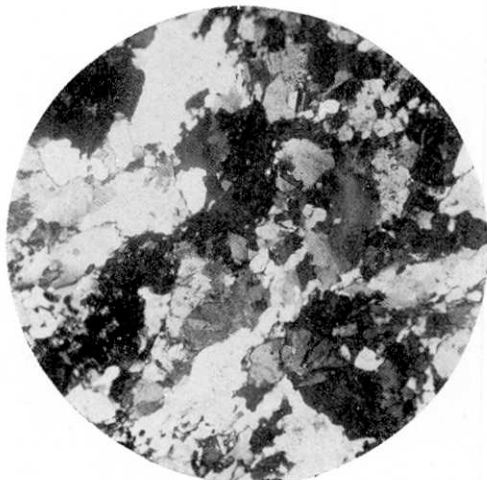
第 21 圖 第 19 圖に同じ。ヘイスチングスは
粒間を占め壓碎されてゐない。



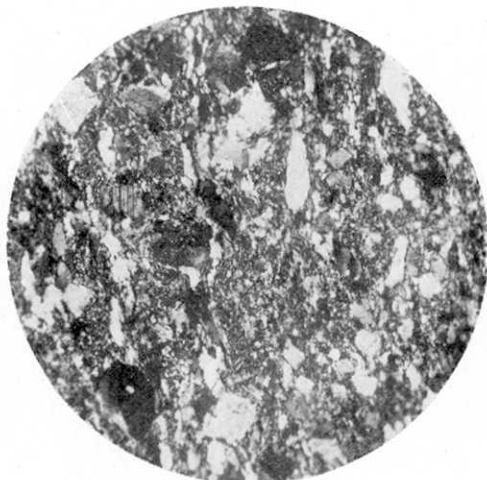
第 19 圖 含雲母ヘイスチングス花崗岩。
(薄片 c. 45. 辻山焼地蔵附近.)



第 22 圖 ヘレフリンタ様壓碎岩。
(薄片 c. 67. 第 7 圖 Loc. 186.)



第 20 圖 壓碎化した含雲母ヘイスチングス花崗岩。
(薄片 c. 67. 第 7 圖 Loc. 187 御室澤.)



第 23 圖 ヘレフリンタ様壓碎岩。
(薄片 c. 78. オホナジカ峠西北のガレ.)

- c. The Kusigatayama pyroclastic formation.
- d. The Momonoki sandy mudstone formation (containing *Lepidocyclina japonica*).
- 3. Pre-Neogene (or Pre-Momonoki formations).
 - a. The Hôdôzan plutonic mass (Hornblende biotite granite).
 - b. The Yakezizô plutonic mass (Biotite hastingsite granite).
 - c. The so-called Titibu Palaeozoic formations.

The conclusion is that there are, at least, three main tectonic activities along this Ômati-Sizuoka tectonic line.

The relations of these tectonic disturbances to the deformation of the strata and intrusion of the igneous rocks that are exposed on each side of this tectonic line are given below.

Recent tectonic division	Akaiisi "Sphenoid "		"Fossa Magna "	Kantô mountainland
Neogene		Tertiary activities [Formation of SS tec- tonic line]		
			Intrusion of quartz diorite	Intrusion of quartz diorite
		Secondary activities [Formation of Post-Momonoki tectonic line]	Intrusion of Koma p rphyrite etc.	
			Deposition of Kusi-gatayama forma- tion	
			Deposition of Momonoki for- mation	
Palaeogene	Intrusion of Hôdôzan plutonic mass	Primary activities [Formation of HA tec- tonic line]	Intrusion of Syôsenkyô and Kinpusan plu- tonic mass	
	Formation of "Halleflinta"-like mylonite			
	Intrusion of Yake-zizô plutonic mass			
	(Separation of Aka- isi sphenoid)		(Completion of basal structure of Kanto mountainland)	
Mesozoic & Palaeozoic	(Completion of zonal arrangement of the Outer zone of S.W. Japan)			
	Setogawa series (of Y. Chitani) Palaeozoic formation			