

えびの・吉松地区地震震源域付近の地質

太田良平・沢村孝之助

地質調査所

Geology of the Ebino-Yoshimatsu Earthquake Area and Its Neighboring District

By

Ryohei Ota and Konosuke Sawamura

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

Kakuto basin, the central part of the studied area, was caused by caldera depression presumably at the end of Pliocene. Eastern, northern and western steep cliffs surrounding the basin, the caldera walls, are composed of pyroxene andesite, hornblende pyroxene andesite and hornblende andesite. Kirishima Volcano, which erupted in the southern part of the caldera, is mainly composed of pyroxene andesite, and is active from the beginning of Pleistocene up to the present. Kakuto group, a lake deposit of the basin, is mainly composed of mudstone and pumiceous sediments derived from Kirishima and Aira Volcanoes. A remarkable tectonic line across Kirishima Volcano in the SE-NW direction was generated at the end of Pleistocene, resulting in the eruptions of many volcanic bodies on the line.

Ebino-Yoshimatsu Earthquake is related to the volcanic activity of Kirishima Volcano, the seismic area being located in the north-western part of the above-mentioned tectonic line within the caldera. The earthquake damage was especially severe on the hills composed of Kakuto group in the vicinity of the boundary between the towns Ebino and Yoshimatsu.

昭和43年8月下旬から10月上旬の間に、筆者ら2名は“えびの・吉松地区地震に関する特別研究”のうち広域地表地質調査を担当し、下記の地域分担により、下記の日数の間、現地の野外調査に従事した。

太田良平 沢村の受持以外の地域 40日間(往復日数を含む)

沢村孝之助 主として5万分の1地形図“霧島山”に含まれる地域 12日間(同上)

なお筆者らの作製した5万分の1地質図のうち、京町南西方の加久藤層群分布区域は鈴木泰輔が作製した精査図をほとんどそのまま採用した。また本文のうち四万十果層群の項は木野義人が執筆し、地質図のうち四万十果層群の区域は木野が作製した図をそのまま採用した。

現地の野外調査に際し、宮崎・鹿児島両県庁および、えびの・吉松両町役場から諸便宜が供与された。

1. 研究史

この調査地域でくわしい地質調査が行なわれたのは伊田一善・篠山昌市(1951)や伊田一善・本島公司・安国昇(1956)をもって初めとする。彼等は天然ガス開発の見地から加久藤盆地および東方隣接区域内に分布する地層を調査研究し、これを加久藤層群と呼んだ。加久藤層群は加久藤盆地内に模式的に発達し、水底にたい積した凝灰岩を主とし泥質岩を伴ない。下位から池牟礼層・昌明寺層・溝園層および下浦層の4層に分けることができるが、加久藤盆地の東方隣接地域では下浦層だけが分布しており、ここでは陸成相を示し泥質岩をほとんど伴わないという。そして加久藤層群の地質時代を鮮新-更新世(letter nominationのI)と考えた。

沢村孝之助および松井和典(1957)は5万分の1地質図幅“霧島山”を作製した。霧島火山の噴出物は鮮新世の安山岩類を基盤とし、下位のものから更新世に属する栗野安山岩類・白鳥安山岩類

旧期諸火山（旧期韓国群・旧期高千穂群）と現世に属する新期諸火山（新期韓国群・新期高千穂群）に4大別することができ、始良火山入戸軽石流は旧期諸火山と新期諸火山との間の時期に流出したと述べた。

有田忠雄（1957）は加久藤カルデラの存在を提唱した。これは直径約10kmのほぼ円形を示し、その形成は霧島火山の噴出以前で、形成直前に噴出した溶結凝灰岩は人吉盆地・大口盆地・霧島火山南部などカルデラ周辺に見られるという。

山本敏（1960）は熊本・鹿児島両県境にそい広く分布する第三紀の火山岩地域を肥薩火山区と呼び、地質学および岩石学的のくわしい研究を行なったが、肥薩火山区の東部を加久藤火山群・それを構成する火山岩類を加久藤火山岩類と呼んだ。

えびの・吉松地区地震がおこってから荒牧重雄と種子田定勝はこの地を踏査した。荒牧重雄（1968）によると、加久藤盆地を埋めたたい積物の大部分を加久藤層群と再定義するが、現在では地表にわずかしか露われていない。その後、更新世末期に盆地全域に浅い淡水湖ができ、そこへ軽石質火砕流が流入し細粒の火山灰質湖底たい積物を生じこれを池牟礼層（再定義）と呼ぶ。またその後間もなく始良火山入戸火砕流が盆地内に流入し再び湖成層を生じ、これを京町層と呼ぶ。その後、霧島火山の飯盛山溶岩流が南方から湖岸に達し、未固結の池牟礼・京町両層の上に載ったため、京町南方山地の両層に背斜・向斜構造を生じたという。種子田定勝（1968）は霧島火山下に想定される著しい構造線の延長に当る京町南方地区に、加久藤層群が特にじょう乱した地域や震源地などが存在し、今回の災害もこの地区でひどかったことを述べた。

2. 地 形

調査地域を地形から加久藤カルデラ外輪山・霧島火山および加久藤盆地の3区域に大別することができる。

1) 加久藤カルデラ外輪山；調査地域の中央を占める加久藤盆地の東部には比高150~200mの丘陵があり、北部から西部にかけて比高300~600mの高く険しい山地が連なり、これらは新第三紀（主として鮮新世）と考えられる加久藤安山岩類によって構成されている。これらの山頂はゆるやかに起伏して連続し、ことに高野付近・百貫山

付近・魚野越付近などに溶岩台地々形がよく保存されているが、盆地に臨む崖はかなりの急傾斜であって、この盆地内がかかってたん水していたことは湖成たい積物の存在によって明らかである。またの盆地の外側、すなわちこの調査地域内に含まれる盆地東隣区域のほか、北の人吉付近・西の大口付近および南の霧島火山南部などに始良火山噴出物よりも古い溶結凝灰岩が広く分布している。以上の諸事実によって有田忠雄（1957）は加久藤カルデラの存在を提唱した。加久藤カルデラの南部は、その後噴出した霧島火山々体で覆われているため、その範囲はあまり明らかではないが、霧島火山の谷間や山ろくに露われている新第三紀鮮新世の火山岩類や四万十果層群の存在によって推察すると、加久藤カルデラの南縁はおそらく飯岳・白鳥山・栗野岳を結ぶ線ないしはその北側に存在すると考えられる。このカルデラの北西隅の真幸^{まき}駅付近ではカルデラ壁はかなり後退しているが、これは空中写真の観察からも十分うかがわれるように断層が多く発達し、またこれら断層や岩石の節理にそい熱水変質作用がすすみ岩石は軟弱となり、侵食作用により深い谷が刻まれたためである。

2) 霧島火山；霧島火山は加久藤カルデラの南縁に生成した1大火山群で、その規模は大きく、NW-SE方向に約30kmの長軸をもつた円形の地域を占めている。その生成は長期にわたるが、大きく3期に区分できる。第1期の栗野安山岩類からなる広大なたて状火山の生成、第2期の白鳥安山岩類からなるやや規模の小さいたて状火山、次いで第3期には約20に及ぶ小規模な火丘群の生成がある。この第3期の活動はさらに新・旧2期の活動に区分でき、そのなごりは現在もなお小規模な爆発として散發している。第3期の火丘群はさまざまな形態を示しているが、その大部分は、火口が大きく（直径1kmに達するものも少なくない）比高が小さいホマーテ型、あるいは比高は大きい火口はかえって小さいコニーデ型を呈している。しかも一般にその初期には流動性の高い溶岩あるいは泥流を流出し広い台地を形成し、その上にホマーテ型、あるいはコニーデ型の山体をつくる傾向が認められる。

3) 加久藤盆地；加久藤カルデラ内は、その後霧島火山噴出物が南半の大部分を埋め厚たい積したため、現在残りの部分が盆地を形成してい

る。盆地内には、東から西へ、さらに南へと貫流する川内川の下刻作用により、沿岸には高位段丘と低位段丘とが発達している。高位段丘面は川内川が東西方向に流れる流域の南北両側に見られ、海拔290~300mの高さにあり、吉松以南で川内川が南流する流域にはみられない。この高位段丘面は調査地域北東部の柿木原付近で海拔350m付近にあり、南西ほど次第に低くなっている。高位段丘面の上にはたいていの場合、厚い砂れき層が載っているが、飯野南方の妙見原南部や大迫付近では載っていない。低位段丘面は飯野駅付近や京町東の大溝原付近によく発達し、前者では海拔260~280m、後者では海拔230~240mの高さにあるほか、京町以南の川内川沿岸にも分布し、海拔220~235mで南ほど次第に低くなっている。ここで注意をひくのは京町南の岡元付近の平坦面である。この面は海拔280~300mの高さにあり、現在では飯盛山泥流やローム層などで厚く覆われているが、この東に露われている高位段丘面がここまで連続していたと思われる。川内川下流左岸の川添では飯盛山泥流がつくった安山岩々塊の集積物中から多量の湧水があるが、この地点が高位段丘面を下刻した谷川の底に当り、この谷川や高位段丘面の大部分は飯盛山泥流や溶岩流のため覆われてしまったと解釈できる。この平坦面の北にそびえる楠辺および桃が迫付近のシラス山地(海拔373mおよび350m)はこの面よりも高い位置にある。すなわちこれらは残丘(monadnock)であって、飯盛山泥流が南からこの斜面にのり上げ、一部は乗り越えた事実を観察することができる。

川内川は南流し、やがて栗野町市街地の手前で加久藤安山岩類からなるカルデラ環壁の堅い岩石を買ぬき峡谷をつくっているが、この付近は峡谷部を除けば海拔300~360mの高さにある。これは当時、栗野付近を流れていた河川の頭部侵食により峡谷がうがたれ、やがて盆地内の水面に達したとき盆地内のたん水は南へ排出されるようになった。盆地内は比較的軟かい岩質の加久藤層群からなるため侵食作用は急激に進んだ。カルデラ東部の飯野東の丘陵もカルデラ環壁であり海拔300~400mであるが、この東方一帯に広く分布する入戸軽石流の流出以前の地形を復原して考えると、栗野北の環壁部分よりもこちらの方が低く、入戸軽石流の流出以前に溝圃層が侵食されていた当時は、盆地内の水は東へ排出されていたのではない

かと推察される。

3. 地質概説

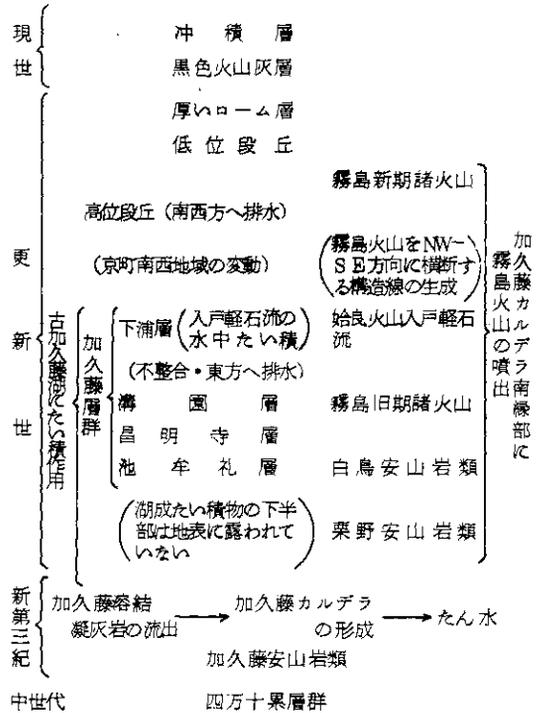


表1 加久藤カルデラ地域の地史

Table 1. Geological history of the Kakuto caldera district.

調査地域内で最も古い岩石は中生代に属する四万十果層群で主として砂岩および粘板岩からなる。この上に加久藤安山岩類が不整合に載る。これは厚い安山岩凝灰角れき岩とその上に載る各種安山岩溶岩を主とし、また溶結凝灰岩やガラス質安山岩を伴っている。この加久藤安山岩類の地質時代は新第三紀で大部分は鮮新世と考えられるが基部にある岩体は中新世に入ると思われる。次いで現在の加久藤盆地付近を中心とし大量の溶結凝灰岩を四方へ流出し、やがて陥没により加久藤カルデラができた。加久藤溶結凝灰岩の地質時代は、鹿児島湾に近い国分付近で国分層群(更新世初期と考えられているが鮮新世末という説もある)に覆われているので、恐らく鮮新世末であろうと思われる。加久藤カルデラは現在では侵食により拡大され径約15kmあり、これを埋めた湖成たい積

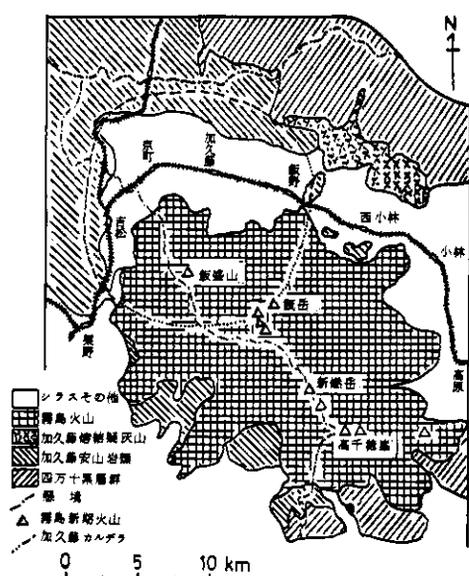


図2 調査地域付近地質概略図

Fig. 2. Simplified geological map of the surveyed area and its vicinity.

物のうち、地表に露われたものを池牟礼層・昌明寺層・溝園層および下浦層の4層に分け加久藤層群と呼んでいるが、池牟礼層の基底は地表ではみられず、湖成たい積物のおそらく下半部は地下にあるため不明である。霧島火山噴出物は栗野安山岩類・白鳥安山岩類・旧期および新期諸火山噴出物に分けることができ、最下位の栗野安山岩類は加久藤カルデラ内に流入しているもので、同火山の活動は前記カルデラの形成以後であることは明らかである。始良火山の入戸軽石流（はしら2万年以前の流出）は旧期および新期諸火山噴出の間の時期に流出したもので、これに由来する湖成たい積物を下浦層と呼んでいる。加久藤層群の池牟礼層・昌明寺層および溝園層と、霧島火山の栗野安山岩類・白鳥安山岩類および古期諸火山噴出物（韓園岳・夷守岳など）との関係については、白鳥安山岩類が溝園層の下位にあるという以外は明らかでないが、全体として指交関係にあると思われる。溝園層のたい積以後、古加久藤湖ははじめ東方へ排水されていたようであるが、入戸軽石流のためふさがれて再たん水し、前述のように下浦層をさらにたい積した。加久藤層群のうち、特に京町南

西方の区域だけはその後著しい変動をうけ、断層は発達し地層はしゅう曲しじょう乱している。古加久藤湖が南西の栗野方面へ排水されるようになってから、盆地内に高位段丘面を生じた。霧島火山の新期諸火山（飯盛山・飯岳など）の噴出物はこの高位段丘面の上を流れている。この新期諸火山は霧島火山をNW-SE方向に横断する構造線にそい噴出したもので、この構造線の生成と前記の加久藤層群の変動とほぼ同時期であったと思われる。やがて川内川の侵食基準面の低下により低位段丘面を生じた。主として霧島火山の活動による厚いロームや火山灰層は当時の地表を覆い各地に断片的に保存されている。現世に入ってから霧島火山の活動はなお続いており、また川内川の沿岸には沖積層をたい積している。

4. 四万十果層群

これは調査地域内で最も古い地層で、地域北東部の川内川上流地域に広く分布するほか、北部の久助谷にも見出され、加久藤安山岩類や加久藤帯結核灰岩に覆われている。川内川上流の本流々域に分布するものは主として黒色粘板岩により構成され、部分的に砂岩と互層する。川内川上流の支流の鉄山付近に分布するものは青灰色の堅い砂岩を主とし、粘板岩と互層する部分もみられる。見掛上の一般走向はNNE-SSWで、傾斜は一般に 40° ～ 70° Wである。しかし露頭で観察される構造は複雑で、逆転や断層破碎がしばしば認められ、また走向・傾斜は必ずしも一般的な傾向に従わない部分も認められる。このような地層のじょう乱や破碎の程度は加久藤盆地に近づくほど著しくなる傾向が見られる。

四万十果層群をつくる各岩層は一般に岩片としては堅硬であるが可塑性に乏しく、岩体として多くの破碎帯を伴っている。またその垂直分布をみると、カルデラ壁に近接した前記の鉄山付近や久助谷などで、海拔600m以上の位置まで分布しているが、カルデラ内では地表における露出は全くみられない。存在するとすれば加久藤層群および加久藤安山岩類の下位、すなわち少なくとも海水準面下数100mに位置することになる。かつカルデラ内においては、上位の厚い火山噴出物をたい積させた火山活動によって、きわめて激しく破碎されているものと推察される。

5. 加久藤安山岩類

これは加久藤カルデラの環壁をつくり、調査地域の東部・北部から西部に連らなっている。各種安山岩の累重からなり、厚さは地表で見られる部分だけでも300~500mあり、基部に厚い凝灰角れき岩があって、この上に載る諸岩は主として輝石安山岩であるが、ときにかんらん石あるいは角せん石を伴ない、ほかに角せん石安山岩溶岩や同溶結凝灰岩もみられる。加久藤安山岩類は四十果層群の上に載り、加久藤溶結凝灰岩や霧島火山栗野安山岩類によって覆われ、地質時代については明確な根拠はないが、溶岩台地々形がかなり良く保存されている点から、山頂部をつくるものは恐らく新第三紀鮮新世と考えられ、基部にある厚い凝灰角れき岩は一般に変質がすすんでいるので、山本敬(1960)が述べたように中新世に入るのであろう。とにかくかなり長期にわたるたい積物と思われる。

加久藤安山岩類の一般的な特徴として、主として輝石安山岩からなるがかんらん石輝石安山岩から角せん石安山岩までの多種にわたり、また噴下の観察ではしばしば班状集合や外来結晶や外来岩片などに富み、混成作用の影響が著しい。

また加久藤安山岩類の噴下の諸性質も機会を改めて述べることとし本文では省略する。

1) 長坂凝灰角れき岩;これは加久藤安山岩類の基部を占め調査地域の北部から西部にかけて広く地表に露われ、すこぶる厚く、主として凝灰角れき岩からなるが、これはこぶし大ないし人頭大の安山岩々塊が黄かつ色の火山れきや火山灰と共に凝結したもので、しばしば薄い安山岩溶岩流をはさんでいる。この溶岩流をつくる岩石は肉浪では多少の相違はあるが、いずれも堅ちで、ほとんど輝石安山岩であるがまれに角せん石を伴なうものがある。

2) 古期溶岩類;加久藤安山岩類は肉眼および噴下の諸性質から10数個の岩体に分類することができるが、火山地形が比較的よく保存されているもの以外を古期溶岩類とし、一括して地質図上に示す。調査地域南東部にシラス台地から突出し溶岩円頂丘と思われる形態で点在する数個の岩体はかんらん石輝石安山岩に属すが、加久藤安山岩類のうちかんらん石を含むのはこれだけである。加久藤盆地の東から北をへて西に連らなる古期溶岩類はほとんど輝石安山岩であるが時に角せん石

を伴なうものがあり、一般に板状節理が発達し堅硬である。

3) 般若溶結凝灰岩;これは調査地域西部で古期溶岩類の上に載り魚野溶岩に覆われ、魚野越から西野に通ずる道路にそい露出している。塊状であるが粗しょうでもろく溶結度は弱い。この点は後述する加久藤溶結凝灰岩と全く岩相が異なる。また全体として灰白色を呈し、その中に長さ1~1.5mmの角せん石班晶がまばらに点在しており、ほかに長さ1mm程度の斜長石の班晶も多く見出されるが、石基と同色のためあまり明らかではない。鏡下に換すると班状鉱物は斜長石および角せん石からなり、まれにしそ輝石を伴なうことがあるが、この点も加久藤溶結凝灰岩と異なる。基質はガラス質でガラス裂片構造が発達している。

4) 魚野溶岩;これは吉松から西方の菱刈(調査地域外)へ越える魚野越付近の山地を構成し、長坂凝灰角れき岩や般若溶結凝灰岩の上に載っている。堅硬ち密な岩石で、青黒色石基の中に長さ1~3mmの斜長石班晶が比較的密に散在しており、輝石班晶は肉眼ではあまり目立たないが長さ0.5~1mmである。鏡下に検すると輝石安山岩に属する。

5) 固見溶岩;調査地域北部中央で長坂凝灰角れき岩の上に載り、ほぼ平坦な溶岩台地々形がよく保存されている。堅い岩石であるが風化を受け淡色になり易く、新鮮なものは長さ1~3mm、時には5mmに及ぶ斜長石が比較的密にかつ顕著に散在し、時に流理を示し、輝石班晶は長さ0.8~1.2mmでその間に点々と見出される。鏡下に検すると角せん石輝石安山岩に属するが、角せん石の量は輝石よりも少なくほとんどオパサイト化している。

6) 七ツ段溶岩;これは調査地域南西部で古期溶岩類の上に載り見出される。堅ちな岩石で灰青色の石基中に長さ2mm以下、時には4mmに及ぶ比較的大きい斜長石班晶と長さ1.5mm以下の角せん石班晶が比較的密に散在している。鏡下に検すると角せん石安山岩に属する。

7) 日倉溶岩;これは長坂凝灰角れき岩や魚野溶岩の上に載り614m高地をつくり、原地形がかなり良く保存されている。堅硬かつち密な岩石で、濃灰色石基中に長さ1~2mmの斜長石班晶がほぼ1方向に並び顕著な流理を示し、角せん石班晶は長さ0.5~1mmであり目立たない。鏡下に

候すると角せん石ガラス質安山岩で、石基はガラス質である。

8) 滝下溶岩；これは調査地域の北西隅で長坂凝灰角れき岩や国見溶岩の上に載り、滝下山の山体をつくっている。堅硬ち密な岩石で、青黒色石基中に長さ1～3mmの比較的大きい斜長石班晶が顕著に散在しており、輝石や角せん石の班晶は長さ0.5～1mmでかつ少なくあまり目立たない。鏡下に検すると角せん石輝石安山岩に属する。角せん石は輝石に較べ少なく、全部あるいは一部オパサイト化している。

9) 高野溶岩；これは調査地域の北東部で四万十累層群・古期溶岩類および国見溶岩などの上に載り、広い溶岩台地をつくっている。堅ちな岩石で、青黒色の石基中に長さ0.7～2mmの斜長石班晶が比較的密にかつ顕著に流理を示して1方向に並んでおり、輝石班晶は長さ1mm程度で肉眼ではあまりはつきりしない。鏡下に検すると輝石安山岩に属する。

10) 茶園平溶岩；これは高野溶岩の上に載り860.8m高地を構成し、すこぶる堅硬でかつ重く、原地形はきわめて良く保存されている。この溶岩は肉眼的に特徴があり、濃青黒色の石基中に長さ0.3～1.2mmの輝石班晶が散在し、斜長石班晶は長さ0.8mm程度であまり著しくない。鏡下に検すると輝石安山岩に属し、班晶の量は石基の量に比較してすこぶる多い。

11) 真華変質帯；真幸駅付近一帯から京町の近くまでの広い面積にわたり、長坂凝灰角れき岩は著しい熱水変質作用を受けており、変質帯の中では新鮮な部分はほとんど見出し得ないほどである。変質は節理や断層にそってすこぶる、変質作用の著しいところでは脱色粘土化帯となっていて、至る所に真白に崩れた崖が露出し、所によってはかっ鉄鉱が鉱染している。変質帯の周辺で変質程度の比較的弱い部分で観察すると凝灰角れき岩の組織をうかがうことができ、その中に変質から取残された変朽安山岩化した安山岩々片をしばしば含み、また時にこの中に薄い安山岩溶岩流がはさまれ見出されることもあり、これも変朽安山岩化している。次に変質作用が行なわれた時期^{注1)}であるが、この上に載り一見新鮮のように見える旧期溶岩類や滝下溶岩でも、これらの中を走る断層線にそい脱色作用が行なわれているので、加久藤安山岩類のたい積以後であることは明らかである。またこ

の変質作用のため侵食作用がすこぶる深い谷が刻まれカルデラ壁は後退して、この谷の中に溝層や下涌層がたい積し、また変質帯の上に直接載るこれら両層は全く変質していないので、これら両層のたい積以前であったと思われる。また加久藤安山岩類中を走る多くの大断層も変質作用のおこる以前、恐らく加久藤カルデラ生成当時にできたのではあるまいか。カルデラ内では加久藤層群のたい積以後に大きい変動があったので、その当時に再動することはありうるとと思われる。前記の変朽安山岩は堅硬ち密で全体が緑色を帯び、長さ0.3mm内外の斜長石班晶が密に散在し、輝石班晶は肉眼では目立たない。鏡下では斜長石は比較的新鮮で絹雲母・緑れん石などをわずかに生じているが、輝石などの有色鉱物は結晶の縁辺やへき開・割目などから緑泥石化がかなり進んでいる。石基は緑泥石・緑れん石・方解石などの二次鉱物が多く生じ汚濁している。

注1) 鹿児島県北部一帯に分布する金銀鉱床の生成時期は国分層群のたい積以後ということが最近明らかになった。

6. 加久藤溶結凝灰岩

これは調査地域北東部に広く分布し、加久藤カルデラ形成直前に大量に流出したといわれており、加久藤安山岩類の上に載り入戸軽石流に覆われている。調査地域北東部の柿木原以北では、四万十累層群の山地に刻まれた当時の谷を埋めて進入し、現在では岩体の中にさらに谷が刻まれているが、海拔400数10mの高さに当時の表面を示す平坦面が残っている。この地質時代は明確ではないが、他地域では国分層群(更新世初期または鮮新世末)に覆われているので、新第三紀鮮新世の末期あたりと推察される。

本岩の基底に近い部分は強溶結で堅ちであり、一見輝石安山岩溶岩にきわめて酷似した外観を示すが、小豆～くるみ大の輝石安山岩角れきを多数包有し、また時に長さ2～10cmの黒色レンズが顕著に認められる。しかし普通にみられる岩体は塊状粗しょうで一般に風化し易く新鮮な資料は得難いが、新鮮なものは淡かっ色の基質中に長さ1～1.5mm程度の斜長石および輝石の班状鉱物が散在しており、弱～中溶結で時に長さ1～2cm

程度の黒色レンズが多数1方向に並んでいる。鏡下では班状鉱物は斜長石・しそ輝石および普通輝石からなり、鉄鉱を伴ない、基質はガラス質でガラス裂片構造がよく発達している。

7. 加久藤層群

伊田ら(1956)によると、加久藤層群とは加久藤盆地内に模式的に発達する地層で、これを池牟礼層・昌明寺層・溝園層および下浦層に分けた。加久藤カルデラの形成は加久藤溶結凝灰岩(新第三紀鮮新世末)の流出直後であり、また下浦層は始良火山入戸軽石流(約2万年前)の湖成たい積物と考えられているので、加久藤盆地内にはかなり長期にわたるたい積物があることになる。しかし地表地質調査では池牟礼層の基底は地表に露われておらず、これより上の3層の厚さも合計200mぐらいにしかならないが、京町における今回の試すいは約380mで基盤岩に達し、また露木ら(1967)によっても、同じく京町での温泉試すいで、深さ350~400mで加久藤層群の基底と考えられるれき層に当り、それ以下には基盤岩と考えられる変朽安山岩が続くとのことである。したがって伊田らが分けた4層は盆地たい積物全体のほぼ上半部にしかすぎず、下半部は地表に露われていない可能性が大きい。本文は地表に露われている部分の記載にとどめる。

地表で見られる加久藤層群は4層ともほとんど整合にかつほぼ水平にたい積したと考えられるが、現在の^上江駅南の田代付近以東の区域は、溝園層たい積後に当時東流していた河川により局部的に侵食されたらしい。すなわち溝園層と下浦層との間は部分的に不整合であって、この区域以外のところはおそらく平行不整合であろうと思われる。

この溝園層は泥質で岩相に特徴があり、また比較的薄く(たいいていの場合20~30m)盆地内に広く分布しているので、鍵層として追跡することができる。加久藤層群はたい積後に変動をうけ転位しているが、川内川右岸では京町対岸の岡松から下流、川内川左岸では川添から下流の区域では溝園層の表面はたい積当時から余り変位していないであろうと思われる。

川内川右岸上流の五日市付近では海拔260m前後であるが、下流の大明司付近からやゝ高くなり下位の昌明寺層が姿を見せ、加久藤付近では海拔280mになって上位の下浦層を欠くようになる。

これは高位段丘面が形成されたとき削はくされたためである。溝園層と昌明寺層との境界面を西へたどると、ほぼ同じ高さが保たれるが、京町対岸の内堅付近で池牟礼層が地表に露われ、やがて前述のたい積当時から余り動いていない区域とおそらく断層をもって接するらしい。つまりこの断層以東の部分はやゝ隆起している。

川内川左岸上流の妙見原一帯には溝園層は見出されないが、前述のように下浦層たい積以前に削はくされたのであろう。溝園層は調査地域南縁に近い白鳥付近では、溝園層の表面は海拔320mに達するが、これは溝園層を構成する材料が主として霧島火山から送られてきたためであろう。溝園付近から京町・鶴丸をへて吉松までの区域は著しくじょう乱しており、断層が発達し地層はしゅう曲し小断層に至る所にある。池牟礼層は模式地の池牟礼のほか京町西の亀沢で川内川岸にも露われているが、京町南の下浦付近の山地は下浦層からなり、この部分はしゅう曲のためかえて沈降した形となっている。吉松から川添にかけてはあまりじょう乱しておらず、川添付近で前述のたい積当時の状態に近い区域と接していると思われる。なお京町南の著しくじょう乱した区域の地質については別に精査が行なわれている。

この区域の地層が著しい変動を受けた時期は、下浦層のたい積以後である。またその原因については、前述のように荒牧(1968)は意見を述べているが、次に筆者らの意見を述べる。

この区域は霧島火山をNW-SE方向に横断する構造線上に位置し、またこの区域の等重力線が他よりも複雑な形を呈しており、とくに楠辺・桃ガ迫付近に高重力部が突出している点はきわめて注目値する。図-3は調査地域の等重力線(瀬谷ほか原図)に温泉の分布(木野原図)と空中写真の観察による断層の分布(西村原図)を記入したものであるが、この区域の外側一帯、すなわち吉松から京町にかけて多数の温泉が分布しており、また楠辺や桃ガ迫付近を中心とし放射状に大断層が延び、しゅう曲軸もおおむねこれに直交している。このように考えると、地下における潜在円頂丘の存在を推定することも可能である。

空中写真の観察では、前記の大断層の延長は飯盛山噴出物をも変位させているが、変動のときできた断層が飯盛山噴出物のたい積後に再動したものとと思われる。

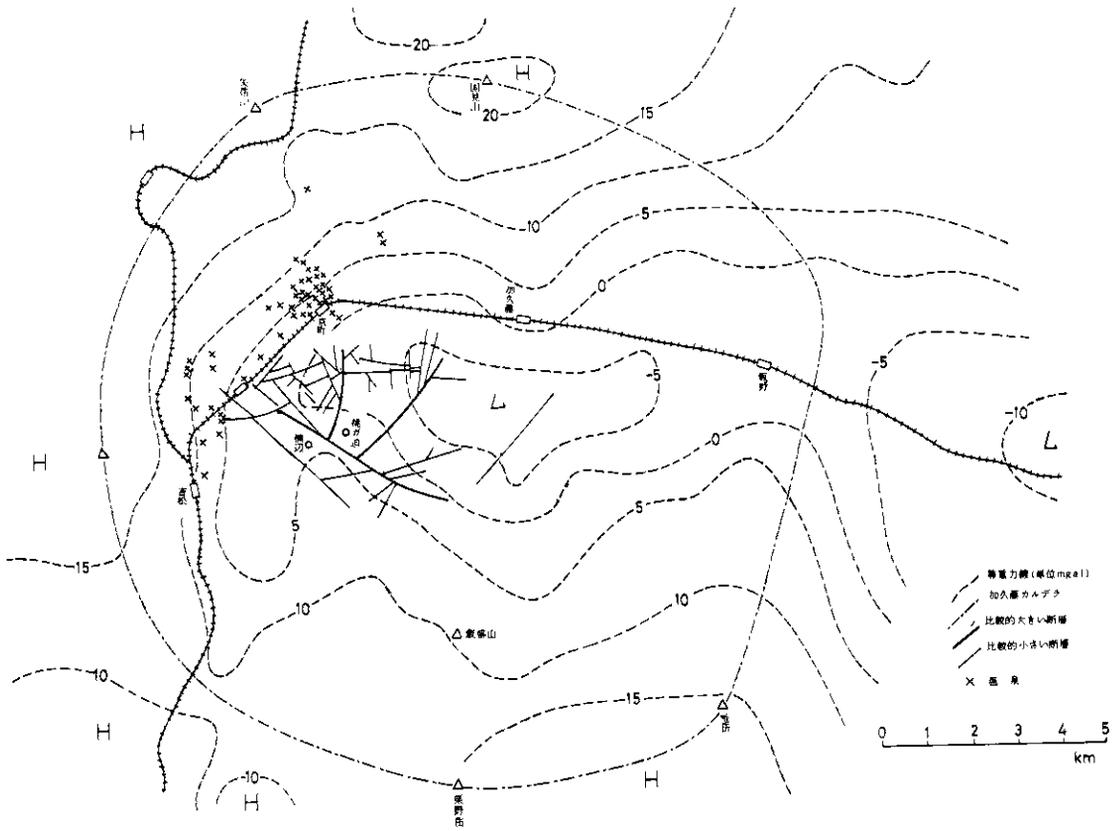


図3. 等重力線と断層および温泉の分布

Fig. 3. Map showing the relation between the gravity contours and the distribution of faults and hot springs.

荒牧の意見に従うと、^{こしき}飯岳溶岩の下位にある加久藤層群は同様の著しい変動を受けていなければならないが、そのような現象は全く認められない。

次にいわゆるシラスという語について一言しておきたい。シラスとは学術用語ではなく、南九州で広く用いられている地方的な俗語であって、厳格な定義があるわけではなく、ただ漠然と白色かつ砂質のたい積物を指しているにすぎない。シラスと呼ばれているたい積物を学術的に検討すると、成因別、層序的に、あるいは噴出源に従って多くに分類することができるが、南九州におけるシラスの大部分は軽石流の非密結部であって、量的には始良火山入戸軽石流が最も多く、ほかに種々の軽石流がある。また降下軽石の二次たい積層・凝灰岩・凝灰質砂岩など

もシラスの中に含まれており、また明りょうな層理を示すシラスは二次シラスと呼ばれている。この調査地域内の入戸軽石流は典型的なシラスであるが、池牟礼層・昌明寺層・溝園層（いずれも泥質部を除く）および下浦層もシラスであって、これらは軽石質のたい積岩であるから軽石流とは成因的に異なり、凝結度はきわめて弱く崩れ易い。

1) 池牟礼層；これは京町南方山地の池牟礼付近、京町南西の亀沢付近の川内川河岸と京町北西の内壑付近の3カ所に見出されるが、地表で見られるのは本層上部の最大20余mだけで、これより下位の部分は地表には露われていない。池牟礼付近に分布するものは表層に当る泥質部とこの下に漸移する軽石質細砂部からなり、前者の厚さは2~5m、後者のそれは10数mである。泥質部

は灰～濃灰色の泥岩・細砂岩互層からなり、顕著ではないが層理がみられ、その中にけいそう土またはけいそう土質の部分がはさまれている。かつて採掘されたことがある。伊田らは、これに含まれるけいそうは溝園層に産するけいそうとは異なる種組成を示すことを指摘している。軽石質細砂部は軽石の細片からなりほとんど無層理で、この中に軽石粒を点在することはまれであり、この細片はほとんどガラス質物質であるが、鉱物としては斜長石および石英を判別することができた。上記の亀沢および内堅付近の2カ所で見られるものは前記の泥質部に当る部分だけで、その厚さは3 m以下ではほぼ水平に成層している。

池牟礼層の軽石質細砂部は後述の昌明寺層とともに、構成物質のほとんど大部分がよくとうたされた軽石質細片からなり、比較的短期間に引続いてたい積したと思われる点から、おそらく降下軽石の水中たい積物と考えられるが、あるいは軽石流かも知れない。池牟礼層や昌明寺層をたい積した軽石はおそらく霧島火山から噴出されたものと思われるが、盆地以外での陸上たい積物はまだ知られていない。

2) 昌明寺層；これは京町の南北両側の山地に広く分布し、池牟礼層の上に整合に載り、溝園層に覆われ、盆地内の東部や南西部では地表に露われていない。本層の厚さは最大70 mで、その岩相は必ずしも一様ではないが、主体をなすものは、あわ～大豆大でよくとうたされた軽石細粒が軽石細片と共に水中でたい積したもので、灰白色を呈し塊状でほとんど層理を示さず、比較的短期間に引続いてたい積が行なわれたらしい。本層の基底部は比較的大きい形の軽石の集積からなり、表面に近い部分は一般に細砂質で前記の軽石細粒を含むことがなく、時にくるみ大以下の軽石角れきからなる団塊(こぶし～人頭大)をその中に点々と含み、最上部では粘土質のことがあるが、これらはいずれも漸積する。この団塊は昌明寺層だけにみられるもので、当時の湖面を浮遊していた軽石塊が集合して水を含み沈下したものとわれている。本層を構成する軽石の細片や軽石細粒はほとんどガラス質物質であるが、鉱物としては斜長石およびしそ輝石が最も多く見だし、普通輝石がこれらに次ぎ、角せん石や石英はほとんど含まれていない。本層はしばしばきわめて微細でサラサラした粒子からなる部分に漸積することが

あるが、この部分はほとんどすべてガラス質物質からなる。この岩相は溝園層中の夾みや池牟礼層中にも見られることがあるが、下浦層にはみられない。

3) 溝園層；これは加久藤盆地内全域にわたり広く分布し、昌明寺層の上に整合に載るが、下浦層には不整合に覆われている。溝園層が地表に露出し削はくされた時期があったと考えられ、この事実は上江駅の南方山地の谷で最もよく観察することができる。本層はこまかいしま状の層理を示す灰青～濃灰色の泥岩・細砂岩のひん互層で、ことに基底に近い部分は大きい単位で成層した厚い泥岩からなることがある。一般にほぼ水平にかつ整然とたい積しており、やゝ深い所で静かな状態のもとで長期間にわたりたい積作用が行なわれたらしい。本層の厚さは15～40 mあり、溝園の南付近が最も厚く、溝園層を構成する材料は主として霧島火山から運ばれたためと思われる、また実際に白鳥付近の本層は構成粒子が粗い。

京町南方山地の三吉付近から桃ガ迫付近をへて吉松麓に至る間に分布する本層中には、ほぼ中央に軽石質細砂層をはさんでいる。これは軽くサラサラした軽石細片からなり、境下ではほとんどガラス質物質で鉱物はきわめて少なく、わずかに斜長石・石英およびしそ輝石が認められた。これは溝園層のたい積途中でおそらく降下軽石または軽石流が局部的に沈積したものである。

4) 下浦層；これは始良火山入戸軽石流が湖底にたい積したもので、加久藤盆地内に限り分布し、溝園層の上に不整合に載り、二次シラスを隔て、高位段丘たい積層に覆われている。河川に臨み灰白色の断崖をつくり露出することが多く、軽石流よりもさらに軟弱で崩れ易い。厚さは最大90 mに達する。本層の岩相は必ずしも一様ではないが、一般にみられるものは大豆～鶏卵大でとうた不良の軽石塊が軽石質の砂や細砂とともにたい積したもので、水平の層理を示すことが多く、また層理に従い軽石塊が分級されていることがある。また本層の特徴として小豆～大豆大の安山岩角れきをかなり多く含み、また基底部にしばしば溝園層の泥質岩塊を含むことがある。しかし京町南方山地付近に分布するものは基底の2～数mは上記の岩相を示すが、それ以上は、あわ～大豆大の軽石細粒が軽石質砂や細砂とともにたい積したものに漸移し、塊状無層理のことが多く一見して昌明寺層

と誤り易い。下浦層を構成する軽石はガラス質物質を主とするが、鉱物としては斜長石・しそ輝石に次いで石英が多く、またまれに角せん石が見出されるが普通輝石は含まれていない。

なお今回の調査に際し、シラスの化学分析を5個行なったが、SiO₂の値を示せば次の通りである。

下浦層	SiO ₂	71.08および72.35
昌明寺層	SiO ₂	66.18および67.18
池牟礼層	SiO ₂	68.24

8. 霧島火山

霧島火山は加久藤カルデラ南半を構成する新第三紀の加久藤安山岩類を基盤とし、その上に生じた。その生成史は大きく3時期に分けることができる。第1期には、ほとんどの霧島火山域のほとんど全域を占めるほどの規模の大きいたて状火山を生じ、これには栗野岳・湯の谷岳（調査地域外の霧島温泉南東の985m高地付近）などの寄生火山を伴っている。これらを構成するものが栗野安山岩類である。その活動が終って侵食期に入ると、山ろくに広く高原砂れき層（地質図には省略）がたい積した。

第2期には、やや規模の小さいたて状火山が栗野安山岩類を覆って生じた。これにも蝦野岳（調査地域外の韓国岳西の1,305m高地）・獅子戸岳（調査地域外）などの寄生火山を伴っている。これらを構成するものが白鳥安山岩類で、これには少量ではあるが火山灰や砂質れき層がはさまれている。またその山体の高所には小規模な湖水が形成され、第3期の活動の直前に六観音砂れき層（地質図には省略）がたい積した。

第3期には、それ以前と全く様相を異にし、各種の形態および構造をもつ小火丘が約20個、点在して出現した。今回の調査で軽石層やローム層などの被覆関係から、霧島山図幅調査のとき推定したものと異った前後関係が明らかになったので、確認された被覆関係を縦線で示し表示する（表2）。

1) 栗野安山岩類；栗野・吉松間に分布し、加久藤カルデラの南西壁を構成する加久藤安山岩類を覆い、しかもカルデラ内に流れ込んだ分布を示している。始良火山入戸軽石流には覆われ、その間に泥層・泥質れき層および巨れきれき層がはさまれているのが栗野駅北東の綾織部落付近で見られる。厚さ20m程度の溶岩の累重からなるが、

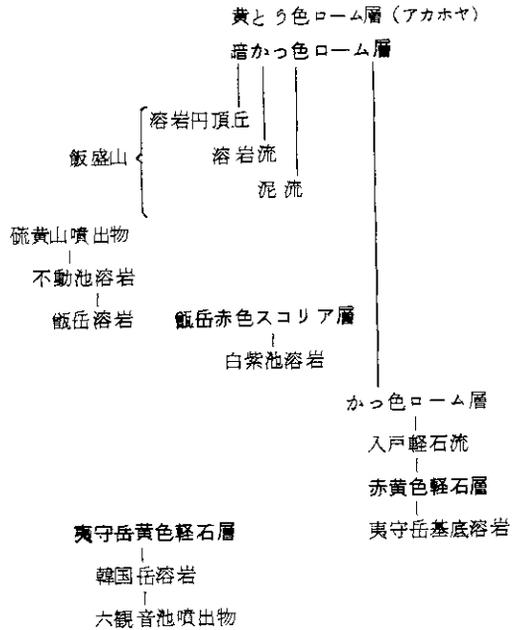


表2 霧島火山北西麓における噴出物の前後関係

Table 2. Stratigraphy of volcanic sediments at the north western foot of Kirishima Volcano

その間にほとんど火山灰がはさまれていない。現在の地表部では著しく風化が進んでいて多くの場合砂状を呈するようになり、堅硬な部分の中に団塊状に残存している。大部分はかんらん石含有輝石安山岩であるが、寄生火山と考えられる栗野岳山頂部は輝石安山岩からなり、また白鳥山の東側には角せん石輝石安山岩が現われている。

2) 白鳥安山岩類；栗野安山岩類を覆いそれよりも東に広く分布する。始良火山入戸軽石流に覆われ、また長江川の下流で溝園層がこれを追覆（overlap）している。かんらん石輝石安山岩の薄い溶岩流の累重からなり、その間に火山灰や、これに伴ない砂質れき層がしばしばはさまれている。溶岩は一般にち密で板状節理が発達するが、また著しくガラス質で節理も不規則なことがある。風化は栗野安山岩類に較べるとあまり進んでいない。

3) 古期火山体；六観音池、^{かくく}韓国岳および^{ひかり}夷守岳の各噴出物からなる。

六観音池噴出物は六観音池（六観音の南にあり、地形図上の御池）の周辺の狭い範囲に分布する。

熱雲たい積物と考えられる無層理の黒色スコリア層が約30mの厚さで存在し、数枚の輝石安山岩溶岩で覆われている。

韓国岳噴出物は霧島火山最高峰の韓国岳をつくり、調査地域内には、その初期に噴出した輝石安山岩溶岩が分布し、夷守岳の噴出した軽石で覆われている。

夷守岳噴出物は夷守岳の北麓にあるかんらん石輝石安山岩の溶岩台地と、その上にあるコニーデ型の火山体からなるが、後者は主としてよく成層したスコリア層からなり、かんらん石玄武岩および輝石含有かんらん石玄武岩の溶岩をまねてはさんでいる。スコリアたい積の初期には風化して黄色を呈する軽石状のものが噴出し、付近の白鳥安山岩類や韓国岳溶岩の上にも分布している。なお溶岩台地の形成は入戸軽石流の流出直前であって、入戸軽石流の直下に常に存在する赤黄色降下軽石層が溶岩台地を直接に覆っているところが小林市付近で観察される。

4) 白紫池溶岩；白紫池から噴出した流動性の高い輝石安山岩溶岩で、長江川そいに飯盛山の北東麓にまで到達している。飯岳の噴出した赤色スコリアに覆われる。長江川の下流では赤色スコリアの下に溶岩の表層を直接に覆って、偽層理のよく発達した青色砂層がみられる。

5) 飯岳溶岩；飯岳北麓の溶岩台地が最初に形成され、次いで赤色スコリアが北西方に向い広く噴出され、最後に小規模なホマーテ型の火丘が形成された。溶岩はかんらん石輝石安山岩である。赤色スコリアは飯岳西側の谷では著しく厚いが、それから離れるにしたがい急激に薄くなる。その特徴としてその呈する色と共に、上下2枚からなりその間に薄い粗粒かつ色火山灰をはさむ点がある。スコリアの粒度はよくそろっている。前述のように、長江川付近で白紫池溶岩を覆うが、飯盛山噴出物の上には存在しない。

6) 硫黄山および不動池噴出物；不動池噴出物は飯岳を南から包むように分布し、飯岳の活動後に生じた、輝石安山岩溶岩で、白紫池溶岩に酷似した外観を呈する。不動池湖畔では溶岩流出後の爆発活動を示す火山灰と燧灰角れき岩の互層が存在する。硫黄山は韓国岳と不動池との間にある高地（調査地域外）で、その噴出物は硫気変質帯に生じた激烈な爆発活動により生じたもので、付近にやゝ広く燧灰角れき岩を散布すると共に、パン殻

火山弾の巨塊からなる砕せつ丘を生じている。火山弾は不動池溶岩に酷似している。火口には現在もお激しい硫気活動が行なわれている。

7) 飯盛山噴出物；最初に噴出したものは泥流で北麓に流れ山地形をつくっている。これを覆い薄い溶岩流が何枚も流出し、最後に溶岩円頂丘が出現した。泥流はやゝ高温で生じたものと考えられ、自破砕溶岩に近い形状を示すが、酸化程度を異にする岩塊が雑然と積み重なっている点から泥流と判断される。その岩塊は輝石安山岩でかんらん石を含有する。岡元部落付近では、泥流が暗かっ色ローム層を隔て、黄とう色ローム層（アカホヤ）に覆われているのがみられる。

9. 始良火山入戸軽石流

始良火山は、鹿児島湾奥に位置する巨大なカルデラとその莫大な量の噴出物および特異な活動形式をもって著名である。カルデラ形成以前に軽石流を数回流出しているが、そのうち形成直前に流出した入戸軽石流が最も大規模であったといわれ、調査地域南西隅の栗野付近や東部の西小林付近一帯に広く分布するシラスがこれに当る。現在では侵食作用のため多くの台地に分断されているが、たい積原面を推察すると前者では海拔280m、後者では340mの高さまで当時の谷間をうずめて進入したと思われる。このたい積物は軽石燧灰角れき岩と呼ぶ岩質で、おゝむね大豆〜くるみ大でとうた不良の軽石塊が軽石質火山灰と共に凝結したもので、河岸にそい火白色の断崖をなし露出することが多い。なお岩体基底部の溶結現象は著しくなく、弱溶結あるいは堅く締っている程度であるが、調査地域北東隅の川内川沿岸では、しばしば基底部に高さ2〜数mの柱状節理を並べているのが認められる。これを鏡下に検すると、主要斑状鉱物は斜長石・石英・しそ輝石・角せん石などからなり、基質はガラス裂片構造がよく発達する。なお入戸軽石流の絶対年代については、 $16,350 \pm 350$ 年と $23,400 \pm 800$ 年のかなり隔った2個の値が挙げられている。

10. 段丘たい積層

1) 高位段丘たい積層；シラス台地のつくる高位段丘面の上には、たいていの場合、層理の発達した二次生成のシラス層を隔てて高位段丘たい積層が載っている。これはよく円磨されたこぶし大

以下の各種安山岩円れきからなり、時に砂層をはさむ。高位段丘たい積層の厚さは一定しないが、1～数mあり、さらにこの上をかつ色ローム層以上の火山砕せつ物（後述）が覆っている。

2) 低位段丘たい積層；これは盆地内の河岸にそいみられ、ことに飯野・上江^{うえ}両駅付近や京町駅東付近にはよく発達している。主として、くるみ～鶏卵大の各種安山岩円れきからなるが、時には砂層やシラスに由来する軽石質砂層をはさむことがある。厚さは一定しないが1～数mあり、この上に暗かつ色ローム層以上の火山砕せつ物が載っている。

11. ローム層

調査地域内に分布するローム層およびその他の火山砕せつ物層はこれまで“日向ローム層”として一括して呼ばれてきたが、これを次のように分けることができる。ただしこれは広域にわたり分布するもので、霧島火山起原のごく局部的に存在するものは除く。

黒色火山灰層	厚さ100～120cm
黄とう色ローム層	厚さ30cm内外
暗かつ色ローム層	厚さ100cm内外
かつ色ローム層	厚さ100cm内外

なお大隅半島中・北部でこの種の火山砕せつ物の研究がよく行なわれているが、同地方では最上位にある黒色火山灰層の地質時代を現世と考へ、それ以下のローム層とは切離しており、また黄とう色ローム層を俗にアカホヤと呼び更新統の最上位としている。なおこの黄とう色ローム層は霧島山図幅で“牛のすねローム”と呼んだものの上半に当り、霧島火山付近一帯から大隅半島にかけて広く地表を覆い分布するが、新燃岳や御鉢（高千穂峰西の1,186m高地）などの噴出物に覆われている。また霧島火山北麓の西部一帯に暗かつ色ローム層の下位に厚さ30cm内外のスコリア層（小豆～うずら豆大）が見出されることがあり、伊田らはこれを白鳥層と呼んだが、飯岳の噴出物らしい。下浦層の原表面よりも高い山地では、白鳥層はかつ色ローム層と暗かつ色ローム層との間に見出されるが、下浦層の原表面とほぼ等しい高さの場合には、河川たい積物のれき・砂・粘土互層をへだてて載ることがある。白鳥層はローム層中に含まれるものとして地質図には省略したが、この分布は伊田らの地質図中に示されている。なお夷守岳付近から小林

にかけてかつ色ローム層と暗かつ色ローム層との間に小林軽石層（くるみ大以下の風化軽石層）がはさまれているが、大淵池（調査地域外）の噴出物といわれており、飯岳噴出物との上下関係はまだわかっていない。

12. 沖積層

河岸にそい分布し、れき・砂・粘土などからなる。

13. 結言

今回の地震の震源域は飯盛山北麓を中心としている。これを地質学的に言えば、加久藤カルデラ内にあり、しかも霧島火山を斜めに横断しその上に新期諸火山が帯状に並ぶNW-SE方向の構造線上に位置する。震源域の中でも堅い岩質の溶岩からなる部分では、被害は比較的少ないが、その北西部で人家が多くかつ軟弱な岩質のシラス地域に多くの被害を生じた。この地区は昭和36年および大正2年などにも地震が記録されているばかりではなく、過去において激しい変動があったことは、震源域内の地層にしゅう曲や断層が多く見出され小断層は至る所にあることから明らかである。この地区は地質構造的にきわめて特異な場所である。

参考文献

- 1) 荒牧重雄（1968）：加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して。地震研究所い報，Vol. 46.
- 2) 有田忠雄（1957a）：加久藤カルデラおよび森カルデラの発見と salic front の提唱。火山，Ser. 2, Vol. 1, No. 1.
- 3) 有田忠雄（1957b）：加久藤カルデラの提唱。地質雑，Vol. 63, No. 742.
- 4) 福田理（1968）：えびの地震予察調査速報（その1）。地質ニュース，No. 165.
- 5) 福田理・木野義人・中桑純輔・黒田和男（1968）：えびの地震予察調査速報（その2）。地質ニュース，No. 169.
- 6) 伊田一善・篠山昌市（1951）：宮崎県加久藤天然ガス地質調査報告。地調月報，Vol. 2, No. 3.
- 7) 伊田一善・本島公司・安国昇（1956）：宮崎県小林市付近天然ガス調査報告。地調報告，No. 168.

- 8) 沢村孝之助・松井和典(1957) : 5万分の1霧島山図幅および同説明書. 地質調査所.
- 9) 露木利貞・鎌田政明・黒川達爾雄(1967) : 宮崎県の温泉(霧島火山北部地域の温泉) 宮崎県
- 10) 種子田定勝(1968) : えびの・吉松地域の地震と地質. 火山, Ser. 2, Vol. 13, No. 2.
- 11) 山本敬(1960) : 肥薩火山区の火山地質学的ならびに岩石学的研究.