

兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩類 —K-Ar年代・古地磁気・主化学組成—

先山 徹^{1)*}・松田高明²⁾・森永速男²⁾・
後藤 篤²⁾・加藤茂弘¹⁾

Pliocene to Pleistocene Volcanic rocks in Northern Hyogo Prefecture, South-west Japan. —K-Ar age, Paleomagnetism and Major Elements—

Tohru SAKIYAMA,^{1)*} Takaaki MATSUDA,²⁾ Hayao MORINAGA,²⁾ Atsushi GOTO²⁾ and Shigehiro KATO¹⁾

Petrographical data, K-Ar ages, thermoremanent magnetizations and major chemical compositions of late Neogene to Quaternary volcanic rocks have been collected in the northern part of the Hyogo prefecture. On the basis of K-Ar ages, these volcanic rocks are classified into Pliocene volcanic rocks (3.4~2.4Ma) and Pleistocene volcanic rocks (1.7~0.3Ma). The Pliocene volcanic rocks are represented by the Teragi group, Hachibuse and Hyonoson volcanic rocks composed mainly of voluminous calc-alkali andesite and subordinate monogenetic volcanoes of alkali basalt. The Pleistocene volcanic rocks are sporadically distributed throughout almost all the area. They generally form the small monogenetic volcanoes composed of alkali basalts, but the Oginosen volcano is exceptionally large in scale and made up of alkali basalt and calc-alkali andesite. Data of thermoremanent magnetization show that most of the volcanic rocks have normal-remnant magnetization but the Genbudo lava has a reverse-remnant magnetization corresponding to the Matuyama reversed chron. Major chemical compositions of the volcanic rocks show that the Pleistocene volcanic rocks are richer in TiO₂, Al₂O₃, total Fe₂O₃, Na₂O, K₂O and P₂O₅ and poorer in MgO and CaO than the Pliocene volcanic rocks.

Key words: Pliocene, Pleistocene, K-Ar age, remnant magnetization, volcanic rock, Hyogo prefecture

はじめに

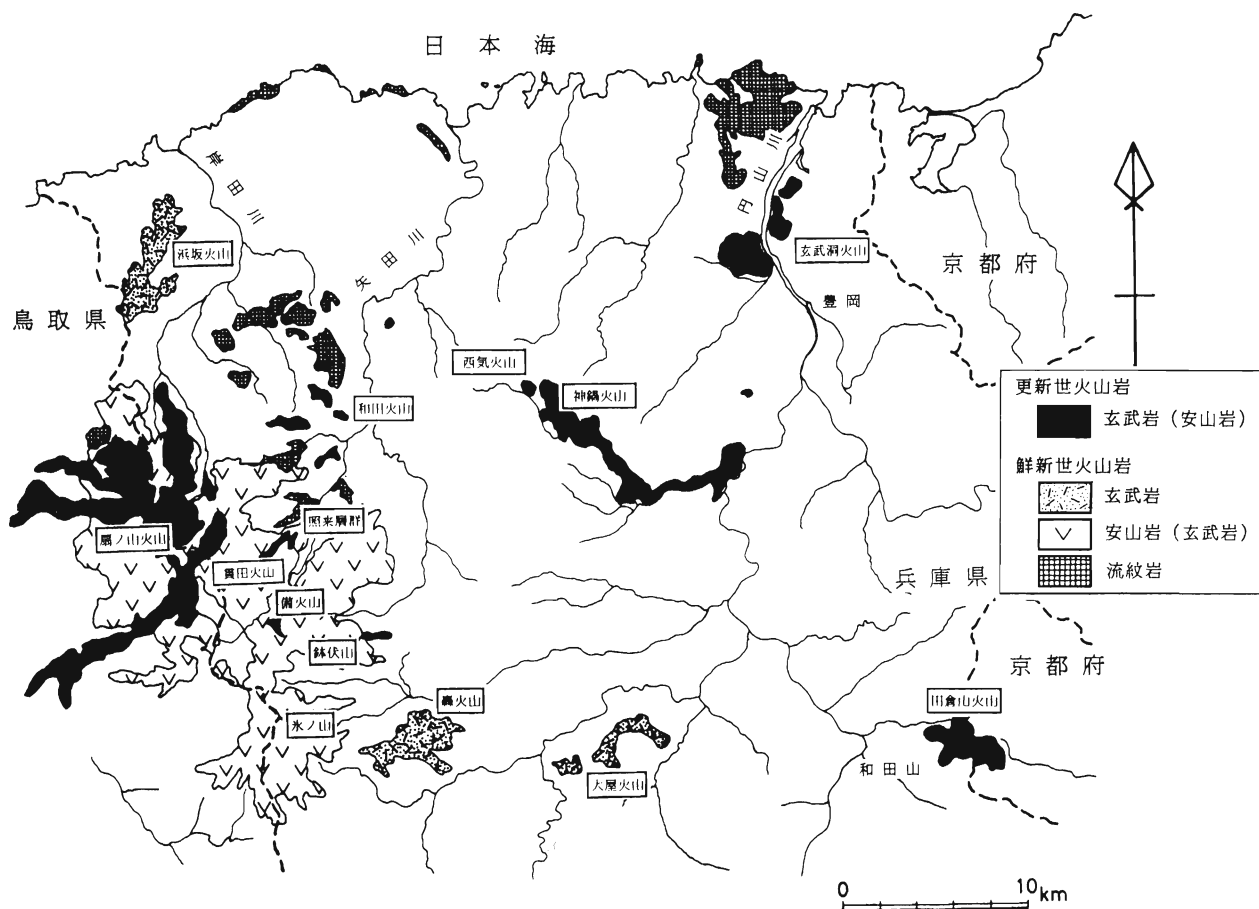
兵庫県北部に鮮新世～更新世の火山噴出物がまとまって分布する(第1図)。これらは氷ノ山・鉢伏山・扇の山などの標高1000mを越す山体を作っているほか、神鍋山や玄武洞をはじめとする比較的小規模な単成火山体としても点在する。鮮新世と考えられている照来層群から2万年前以降の神鍋火山まで火山活動が断続的に続いたこと、照来層群、鉢伏山火山岩類、氷ノ山火山岩類といった大規模なカルクアルカリ火山岩類の活動から、アルカリ玄武岩の単成火山の活動まで、多様な活動が見られることなどから、この地域の火山活動史や火山岩の岩石学的性質を明らかにしていくことは、西南日本の鮮新世～

更新世火山活動を考えるうえで大きな意味を持つ。筆者らは兵庫県北部に分布する火山岩類の露頭調査・K-Ar年代測定・古地磁気方位の測定・主成分元素の化学分析を行ってきた。本稿では、現時点でのそれらの結果をまとめることにより、今後の新生代末火山活動の研究の基礎データとする。なお、この研究は兵庫県立人と自然の博物館による、兵庫県下の自然環境情報収集事業の一環として1991年～1993年に行ったものを基礎に、その後の知見を加えてまとめたもので、各露頭の写真またはスケッチも含め、データは人と自然の博物館のデータバンクに組み込まれている。自然環境情報収集事業の詳細は小林(1995)を参照されたい。

¹⁾ 兵庫県立人と自然の博物館 地球科学研究部 Museum of Nature and Human Activities, Yayoigaoka 6, Sanda 669-13, Japan

²⁾ 姫路工業大学 理学部 Faculty of Science, Himeji Institute of Technology, Shosha, Himeji 671-22, Japan

*兼任: 姫路工業大学 自然環境科学研究所



第1図. 兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩類の分布. 兵庫県 (1961) を一部編集.

方 法

今回の調査においては、まず野外において露頭分布調査を行い、露頭及び岩石記載を行った。そのうちいくつかの火山岩類についてK-Ar年代の測定、古地磁気方位の測定及び全岩主化学組成の分析を行った。

K-Ar年代は以下の手順でおこなった。採取した試料を小指の先ほどの大きさに小割りする。この中から風化・変質した部分や節理面を取り除き、新鮮な部分を拾い上げた。これを蒸留水とキシレンを用いて超音波洗浄する。洗浄した試料をタンガロイ乳鉢で粉砕し、使い捨てのナイロンふるいで80～100メッシュの間に粒度をそろえた。これをさらに蒸留水で濁りが消えるまで超音波洗浄を繰り返した後回収し、乾燥して測定試料とした。以上の作業は姫路工業大学理学部で行った。調整した試料について、岡山理科大学蒜山研究所板谷徹丸教授に依頼して、K-Ar年代を測定した。

古地磁気測定に際しては、古地磁気測定用クリノコンパスで各地点最低5個の定方位試料を採取した。さらに実験室で直径2.5cm、長さ2.5cmの円柱試料を可能な限り多く抜き出し、測定試料とした。残留磁化測定には姫

路工業大学理学部のスピナー磁力計を用いた。また残留磁化の安定性の検討と初生磁化の分離には段階熱消磁法を採用した。消磁温度レベルは100, 200, 300, 350, 400, 450, 500, 530, 560, 590℃である。

全岩化学分析は姫路工業大学理学部の蛍光X線分析装置を用いて行った。試料調整法と分析法の詳細は後藤・巽 (1991) に従った。

結 果

火山岩類の露頭及び岩石記載

1. 鉢伏-扇ノ山地域の火山岩類

鉢伏-扇ノ山地域で記載した露頭地点を第2図および第3図に示す。兵庫・鳥取県境付近の鉢伏-扇ノ山地域には、照来層群・鉢伏火山・氷ノ山火山・扇ノ山火山群など、火山活動が集中している。これらのうち最も古いのは照来層群で、鉢伏・氷ノ山火山岩類はそれを軽微な不整合で覆っているとされる (兵庫県, 1961)。鉢伏火山岩と氷ノ山火山岩では、地形的関係から後者の方が新しいと思われる。扇ノ山火山岩類はこれらを不整合に覆って分布する。このほか、和田火山、貫田火山、備火山などのアルカリ玄武岩からなる単成火山が点在する。また、

山麓の急斜面直下には崖錐性堆積物あるいは岩屑流堆積物が分布し、始良丹沢火山灰、大山生竹軽石、大山倉吉軽石などの広域テフラが挟在する。

(1) 照来層群

照来層群は下位から高山累層、春來累層、小代累層に区分されている(弘原海ほか, 1966)。高山累層は温泉町～美方町北部に分布する歌長流紋岩、竹野町～城崎町の海岸付近に分布する宇日流紋岩、香住町の鎧の袖岩床など、流紋岩質な溶岩及び火山砕屑岩類からなる。このうち歌長流紋岩は斜長石・石英・サニディン・黒雲母・磁鉄鉱を主な構成鉱物とする凝灰岩からなり、上部凝灰岩と下部凝灰岩とに区分されている(古山・相川, 1983)。春來累層は下部の湯谷礫岩層・上部の茅野砂岩層(または春來泥岩)からなる湖成層である。小代累層は安山岩～玄武岩質の溶岩及び火山砕屑岩からなり、寺田火山岩とも呼ばれている(弘原海・松本, 1958)。本報告ではFuruyama (1989)に従い、寺田火山岩と呼ぶこととする。寺田火山岩類は兵庫県美方町南部～温泉町南部から鳥取県の国府町東部及び若桜町東部に広く分布し、Furuyama(1989)によってその詳細な層序区分と岩石記載がなされている。玄武岩～デイサイト質の溶岩および火砕岩からなり、しばしば凝灰質砂岩～礫岩を挟在する。

TSMK-45 流紋岩質溶結凝灰岩(歌長流紋岩)(第2図)

河床の全面露頭。白色の岩石で、肉眼で石英、長石が確認される。岩片としては花崗岩質岩片、泥質岩片が含まれる。

顕微鏡記載

斑晶：石英・カリ長石・斜長石

岩片：花崗岩・泥岩

基質：脱ガラス化が進み、完晶質。弱溶結。

TSMK-48 流紋岩質溶結凝灰岩(歌長流紋岩)(第2図)

要滝、三段滝などの滝を構成する。白色の岩石で、肉眼で石英、長石が確認される。岩片としては花崗岩質岩片、泥質岩片が含まれる。

OG-2 斜方輝石含有単斜輝石かんらん石玄武岩(寺田火山岩類)(第3図)

斜長石・輝石の斑晶が多い。全体にやや変質しているが、一部に新鮮な部分が残っている。塊状で気泡はほとんどない。不規則な節理が発達する。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物。斑晶は一般に他形で割れ目が多い。かんらん石は2.5mm以下で、しばしば骸晶形を呈する。自形の緑褐色～褐色スピネルを包有する。また周囲やクラックに沿って変質している。単斜輝石に不完全に取り囲まれた結晶が見られることがある。単斜輝石は1mm以下でしばしば時計皿構造を有し、累帯構造や双晶が発達する。斜方輝石は0.4mm以下で、多くは単斜輝石に完全に包有されて産するが、単独でも見られる。多色性を示す。斜長石は1.5mm以下で、単斜輝石や不透明鉱物の包有物が多い。斑晶の斜方輝石が単斜輝石に包有されることから、斜方輝石はマグマと非平衡な時期があったことがわかる。

石基：単斜輝石・斜長石・黒雲母・不透明鉱物・変質ガ

ラス。完晶質で、斜長石と輝石が間粒状組織を呈する。また、黄色で多色性を呈さない鉱物が産する(イディングサイト?)。粒間に黒雲母が産する可能性がある。変質ガラスに伴って斜方輝石様の鉱物が認められる。

HY-118 かんらん石輝石玄武岩(寺田火山岩類)(第2図)

破砕された無斑晶質玄武岩。部分的に塊状部分がある。

斑晶：斜長石・単斜輝石・かんらん石。斑晶鉱物は緑泥石化が進んでいる。

石基：斜長石・ガラス。拍子木状斜長石と黒色のガラスからなるハイアロピリティック組織を呈する。

TSMK-30 無斑晶質安山岩(寺田火山岩類)(第2図)

黒色緻密な岩石で、肉眼で確認できる斑晶としては少量の細粒な斜長石が見られるのみである。自破砕作用によりゴツゴツした見かけを呈する。幅2.5mの安山岩脈が存在する。また石英脈が多く見られる。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石。単斜輝石にはしばしば時計皿構造が発達する。また単斜輝石が斜方輝石を包有する。かんらん石は全て変質している。斜長石は累帯構造が顕著で、しばしばpatchy zoningを示し、ガラス包有物を含む。ガラス包有物の多い部分は、コアの部分を融触する。細粒の斜長石と輝石による集斑状の集合物が見られる。

石基：填間状組織。拍子木状斜長石と細粒の単斜輝石および褐色ガラスからなる。

TSMK-90 無斑晶質安山岩(寺田火山岩類)(第2図)

黒色緻密な岩石で、角礫状を呈する。角礫部、基質部ともに同質の玄武岩からなり、自破砕溶岩と考えられる。肉眼で確認できる斑晶は少量の細粒な斜長石が見られるのみである。

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石。単斜輝石にはしばしば時計皿構造が発達する。斜長石は累帯構造が顕著で、しばしばpatchy zoningを示す。また大型の斜長石は石基に融触されることが多い。斜長石と輝石による集斑状の集合物が見られる。捕獲岩として粗粒な安山岩が含まれる。

石基：填間状組織。

TSMK-50A 安山岩溶岩(寺田火山岩類)(第2図)

吉滝。滝を構成するのは輝石安山岩溶岩であるが、周囲には滝の上流域に分布するデイサイト凝灰岩の転石が多く見られる。デイサイト凝灰岩は空隙が多く、もろいため、容易に崩壊し、滝直下の水中には鱗片状の黒雲母の結晶が多く堆積している。

顕微鏡記載

安山岩溶岩

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・石英。斑晶は斜長石・単斜輝石が主で、斜方輝石はほとんどが緑泥石化している。少量の石英を含む。

石基：ピロタキシティック組織。

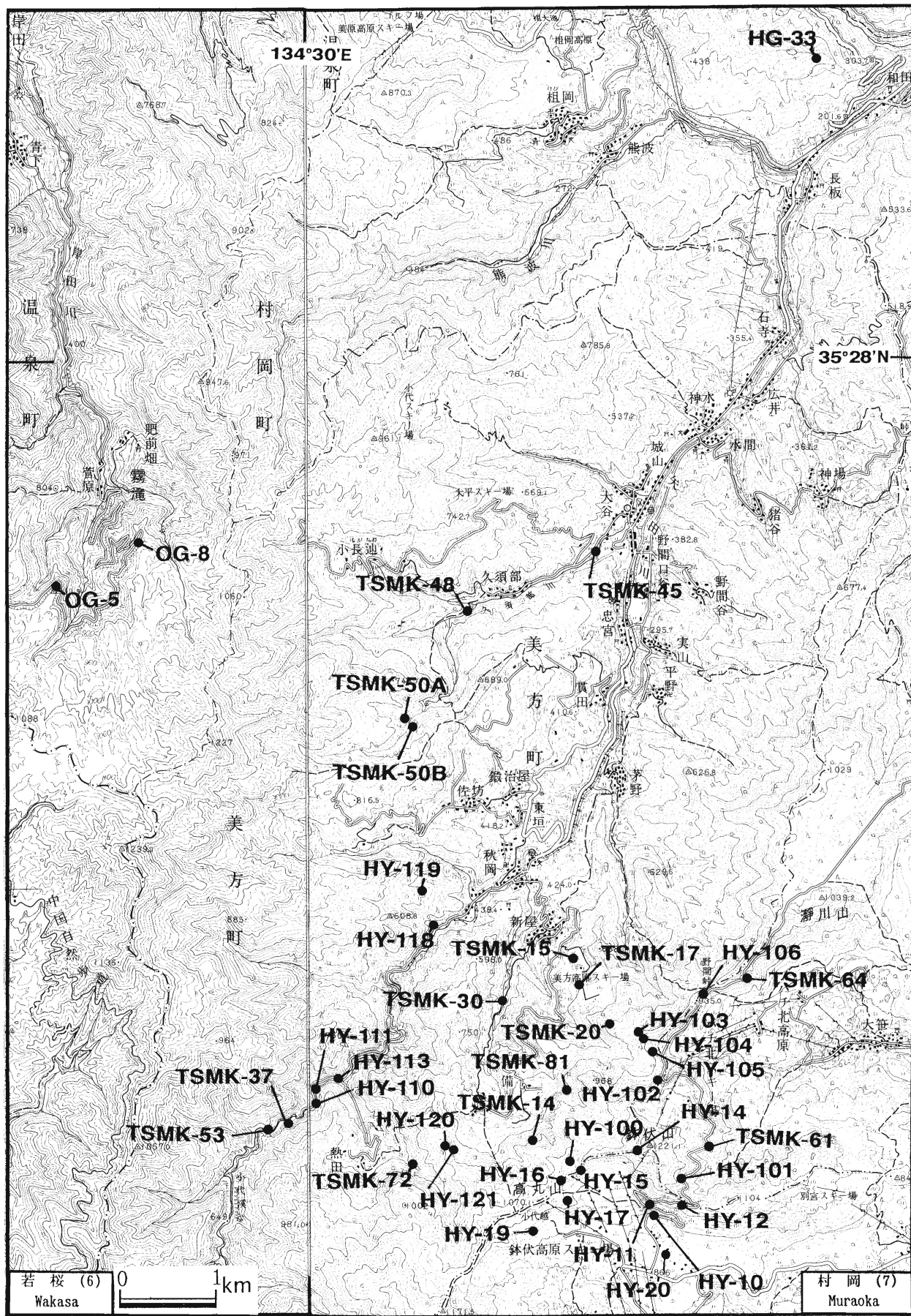
デイサイト凝灰岩

斑晶：斜長石・角閃石・黒雲母。角閃石は緑褐色～淡褐色、黒雲母は赤褐色～黄褐色を呈する。いずれも自形～半自形を示す。

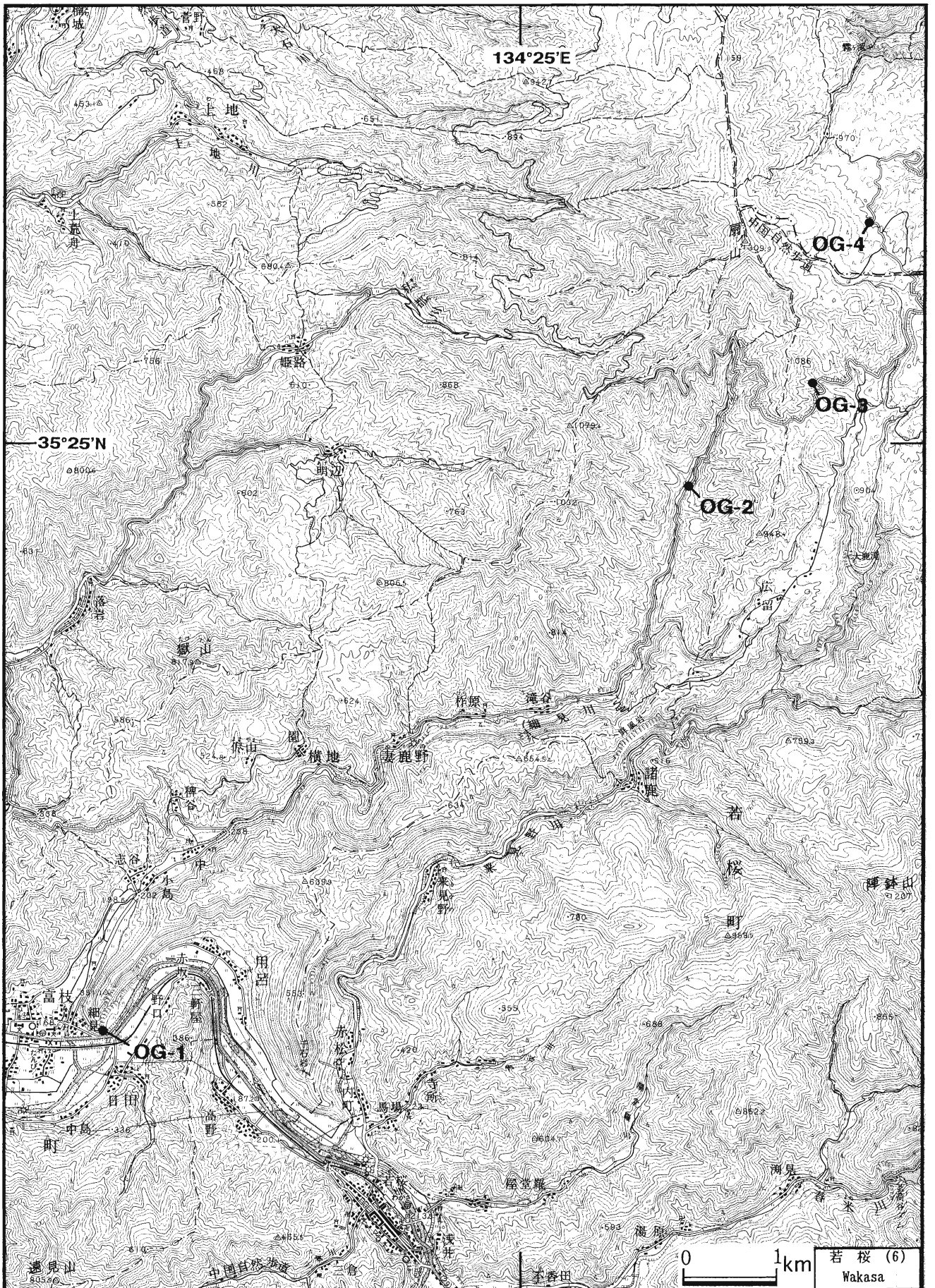
基質：ガラス質。

岩片：岩片は本質岩片であり、パーライト構造の発達したガラス質石基を持ち、斜長石・角閃石・黒雲母の斑晶を持つ。

HY-119 安山岩質火山角礫岩(寺田火山岩類)(第2図)



第2図. 美方町付近の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「村岡」・「若桜」図幅を使用.



第3図. 扇ノ山付近の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「若桜」図幅を使用.

塊状で淘汰が悪い。角礫は最大径1mで輝石安山岩が多い。基質は淡灰緑色緻密。

HY-113 破砕した安山岩溶岩または凝灰角礫岩（寺田火山岩類）（第2図）

変質が著しく、黄鉄鉱が生じている。90%以上が角礫で基質は少ない。礫種は多くが無斑晶質安山岩で、淡緑灰色・褐色・淡黄色（最も多い）のものがある。他にガラス質岩（酸性溶岩?）を含む。

HY-111 安山岩（寺田火山岩類）（第2図）

変質した安山岩溶岩で自破砕組織が顕著である。角礫は緑灰色、基質は暗紫灰色で有色鉱物は残っていない。

HY-110 安山岩（寺田火山岩類）（第2図）

斑状安山岩。塊状で不規則な節理を有する。変質を被っており、有色鉱物は残っていない。（淡緑灰色）

TSMK-37 凝灰角礫岩（寺田火山岩類）（第2図）

凝灰角礫岩に幅20cmの粘土脈が見られる。脈の走向はN55°W、傾斜は70°NE。脈は白色の粘土鉱物を主とし、黄鉄鉱の結晶を多く含み、少量の石英を伴う。以前には粘土脈の延長に坑道が掘られ、金が採掘されていた。

TSMK-53 安山岩質凝灰角礫岩および凝灰岩岩脈（寺田火山岩類）（第2図）

礫として直径10~20cmの安山岩及び花崗岩を含む凝灰角礫岩と、それを貫く幅80cmの凝灰岩岩脈からなる。岩脈は花崗岩の礫を多く含み、マトリックスにも花崗岩起源の鉱物片を多く含むため、花崗岩様の見かけを呈する。岩脈の貫入は走向E-W、垂直である。凝灰角礫岩の下位に存在する花崗岩を岩脈が捕獲岩として持ち運んだものと考えられる。

TSMK-15 凝灰角礫岩（寺田火山岩類）（第2図）

安山岩質凝灰角礫岩の間に、凝灰岩、凝灰質砂岩が挟まれる。上位に崖錐性の礫層が不整合に覆う（第4図）。凝灰岩はガラス質で、ハイアロクラスタイトの可能性もある。凝灰角礫岩の基質の部分もガラス質である。礫層は板状節理の発達した無斑晶質デイサイトの礫からなり、成層している。

顕微鏡記載

ガラス質凝灰岩（ハイアロクラスタイト?）（TSMK-15D）

斑晶：斜長石

基質：ガラス質。基質はガラス片と細粒の斜長石からなる。ガラス片は角張った破片状であることが多い。また、本質岩片と見られる部分は気泡が多く、斜長石が晶出している。

TSMK-17 凝灰角礫岩（寺田火山岩類）（第2図）

下部は砂岩・礫岩の互層、上部は凝灰角礫岩からなる。砂岩・礫岩互層は走向E-W、傾斜42°S。礫は円～亜円礫で安山岩質の岩石からなる。上部の凝灰角礫岩付近では赤色化する。凝灰角礫岩は安山岩類の角礫からなり、淘汰が悪い。砂

岩・礫岩互層及び凝灰角礫岩の両者を不整合に覆って、板状節理の発達した無斑晶質デイサイトが重なる。

TSMK-72 斑状安山岩（寺田火山岩類）（第2図）

板状節理の発達した安山岩からなる。下位に北但層群とされる砂岩・泥岩・凝灰角礫岩が分布する。両者の境界は緩く斜交する。安山岩の下底の幅約10cmの部分は褐色で、発泡したと思われる部分が白色のバッチ状を示す。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石。全体に斑晶が多いが、特に斜長石に富む。また斜長石と輝石による集斑状の集合体が多い。

石基：間粒状組織。拍子木状斜長石を主とするが、微粒の黒雲母を伴う。

TSMK-14 無斑晶質デイサイト（寺田火山岩類）（第2図）

板状節理が発達する。節理面は走向N67°E、傾斜18°SE。

顕微鏡記載

斑晶：斑晶は少なく、細粒の斜長石が流理と平行に少量産するのみである。

石基：ピロタキシティック組織。

TSMK-81 無斑晶質デイサイト（寺田火山岩類）（第2図）

八反滝を形成する。垂直方向の節理が発達する。下位に凝灰角礫岩が分布する。凝灰角礫岩の礫の直径は最大2m前後に達する。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石。斑晶に乏しく、少量の斜長石が見られるほか、微斑晶として鉍石鉱物が含まれるのみである。

石基：ピロタキシティック組織。微粒の黒雲母・鉍石鉱物を伴う。

TSMK-20 凝灰角礫岩（寺田火山岩類）（第2図）

直径1~2mの亜角礫を含む。これらの大型の礫の間を5~10cmの角礫が含んだ凝灰角礫岩が埋める。礫はガラス質～無斑晶質のデイサイトを主とする。幅10cm以下の赤色の碧玉が脈状に見られる。周囲には碧玉、黒曜岩、流紋岩などの転石が見られる。

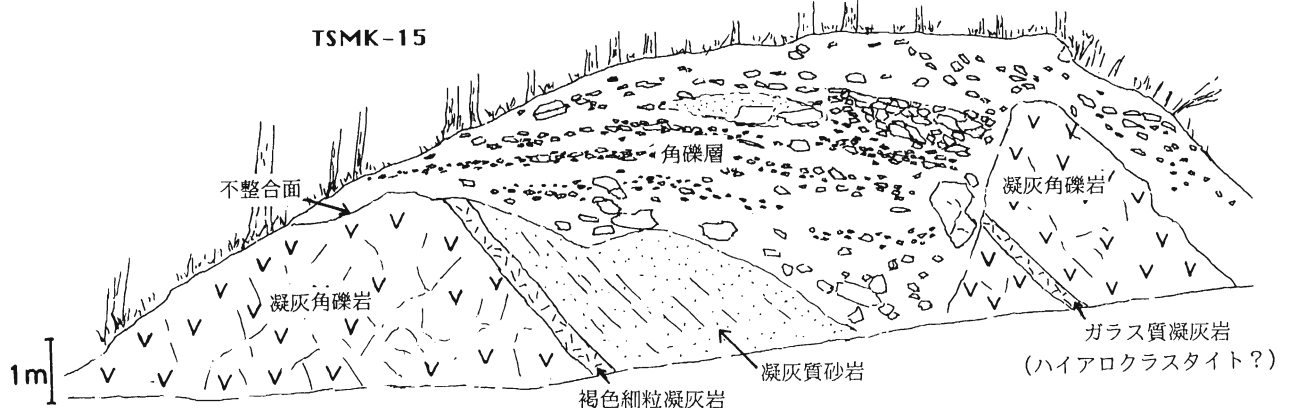
HY-104 デイサイト～流紋岩凝灰角礫岩（～火山角礫岩）（寺田火山岩類）（第2図）

塊状で淘汰悪く、火砕流堆積物または岩屑流堆積物と考えられる。軽石片不明。HY-105の安山岩溶岩の下位と考えられる。

HY-105 かんらん石輝石安山岩（寺田火山岩類）（第2図）

新鮮な部分は暗灰色を呈するが、一部変質し明灰色化している。凝灰角礫岩の上位に重なる。溶岩の上部は破砕され、20~30cmの岩塊状を呈する（第5図）。

顕微鏡記載



第4図。照来層群の凝灰角礫岩・凝灰岩・砂岩とそれを覆う礫層。露頭番号TSMK-15。

斑晶：斜長石（3mm以下のものが多い）・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石。かんらん石は少量でイディングス石化している。かんらん石の周囲には輝石の反応縁が見られる。斜長石は破片状のものが多い。

石基：ハイアロオフィティック組織を示す。

HY-102 安山岩凝灰岩及び凝灰角礫岩層（寺田火山岩類）（第2図）

露頭上部に凝灰岩，下部に凝灰角礫岩が重なる。上部の凝灰岩は，HY-100の凝灰岩と類似の岩相を示す。HY-105の安山岩溶岩の上位に位置する。地形・傾斜から判断して，この凝灰岩の上位に鉢伏山火山岩がのる。

HY-100 安山岩溶岩（寺田火山岩類）（第2図）

上位に赤色化した火山礫～細粒凝灰岩が重なる（第6図）。安山岩は塊状の輝石安山岩であるが，破碎された部分では風化が進んでいる。

HY-106 安山岩凝灰角礫岩～火山角礫岩（寺田火山岩類）（第2図）

礫は安山岩（斑状）が多く，最大径は30cmに達する。淘汰

が悪く，非溶結の火砕流堆積物または岩屑流堆積物と考えられる。

HY-10 凝灰質砂岩～礫岩からなるほぼ水平層（第2図）

細粒砂～中礫サイズで淘汰が良い。鉢伏山火山岩の下位に位置する。

HY-101 かんらん石含有輝石安山岩（寺田火山岩類）（第2図）
板状節理（ほぼ水平）が発達。塊状・均質で気泡はほとんど見られない。

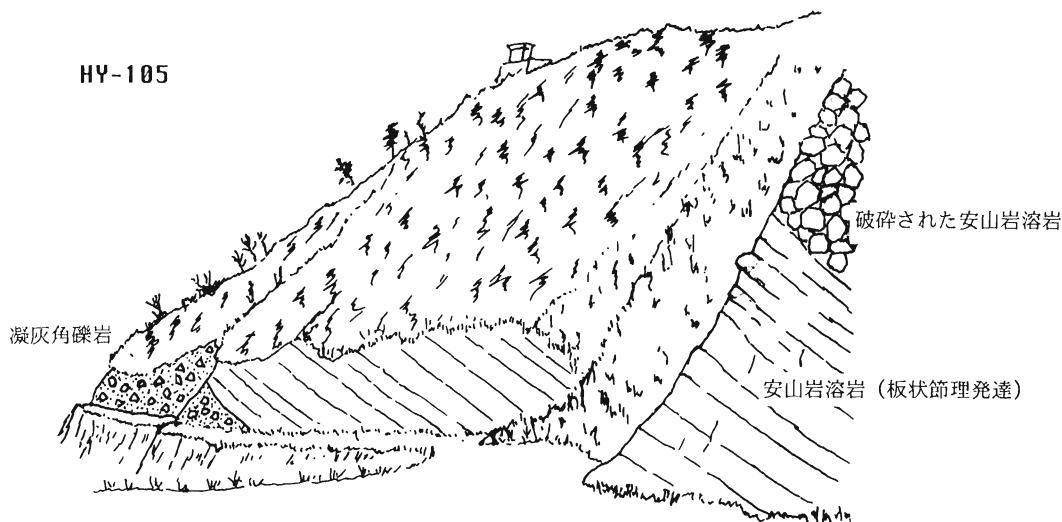
顕微鏡記載

斑晶：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・かんらん石。かんらん石は0.2mm以下で，すべて変質している。周囲に斜方輝石の反応縁が見られる。単斜輝石・斜方輝石は0.5mm以下。斜長石は2.5mm以下。不透明鉱物は0.5mm以下で，溶蝕形のものが多い。また集斑状に斜長石と輝石が集集することがある。

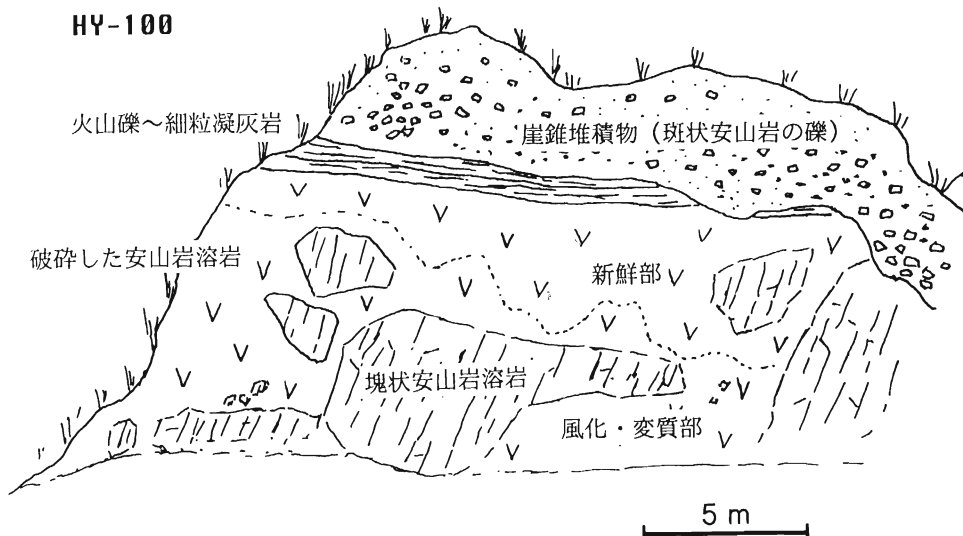
石基：填間状組織を呈する。

HY-11,12 斑状かんらん石含有輝石安山岩（寺田火山岩類）（第2図）

単斜輝石・斜方輝石・斜長石を含む。均質・塊状で気泡は



第5図. 照来層群の安山岩溶岩（HY-105）と下位の凝灰角礫岩。



第6図. 破碎された安山岩（HY-100）と，その上位に重なる火山礫凝灰岩及び細粒凝灰岩。

みられない。やや風化している。HY-12では、板状節理が発達する。節理の方向はN50°W, 10°N及びN15°W, 10°E。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物。かんらん石は0.9mm以下で、完全に変質している。単斜輝石は1mm以下。斜方輝石は2mm以下で、単斜輝石に取り囲まれつつある。長柱状の燐灰石を持つものが見られる。また、単斜輝石のラメラ様の組織を持つ場合がある。斜長石は2mm以下。粗粒結晶では細粒包有物が多い傾向にある。不透明鉱物は溶蝕形を示す。斜長石と単斜輝石、斜長石と斜方輝石からなる集斑状組織を示す部分がある。

石基：斜長石・単斜輝石・不透明鉱物。

この岩石では、かんらん石・単斜輝石は石基と平衡で、斜方輝石は非平衡である。

(2) 鉢伏山火山岩

鉢伏山^{とろかわせん}～瀨川山の標高1000m前後の尾根を構成する安山岩類。照来層群の上位に分布し、照来層群を微弱な不整合で覆うとされている(兵庫県,1961;Furuyama,1989)。鉢伏山ではかんらん石輝石安山岩を主とするが、瀨川山では角閃石安山岩が分布し、両者の関係は不明である。

TSMK-64 角閃石安山岩 (第2図)

水平～北に緩傾斜(N15°E, 25°E)の板状節理が発達する。

HY-105との関係は不明。肉眼で斜長石・角閃石の斑晶がよく観察される。

TSMK-61 斑状安山岩(鉢伏山火山岩)・凝灰角礫岩(照来層群) (第2図)

凝灰角礫岩の上に斑状安山岩溶岩が重なる。凝灰角礫岩は風化が著しく、安山岩の礫を多く含む。照来層群のメンバーと考えられる。上位の斑状安山岩は斜長石の斑晶及び斜長石と輝石による集斑状の集合体が観察される。塊状であるが、下部の凝灰角礫岩と接する付近では10～5cmの角礫状を呈するクリンカーとなっている。斑状安山岩は鉢伏山火山岩に属する。

HY-14 かんらん石含有輝石安山岩(鉢伏山火山岩) (第2図)

HY-11,12にくらべて、斑晶が大きくなる。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・斜方輝石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物。かんらん石は1mm以下。自形～半自形で、周囲を細粒の斜方輝石が取り囲むことがある。斜方輝石は1.5mm以下。周囲を単斜輝石に取り囲まれることがある。燐灰石・不透明鉱物の包有物が見られる。単斜輝石は1.2mm以下。累帯構造が見られ、包有物が同心円状に配列する。斜長石は5mm以下。斜長石と輝石からなる最大4mmの集斑状組織が見られる。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母・不透明鉱物。間粒状組織を呈する。

(3) 扇ノ山火山群

扇ノ山火山群は照来層群、鉢伏火山岩を顕著な不整合で覆う。Furuyama(1981)による詳細な研究がなされ、それによると、独立した19の単成火山群とそれらから流出した溶岩流からなる。アルカリかんらん石玄武岩、か

んらん石輝石安山岩などからなるが、量的には安山岩が最も多い(Furuyama,1981)。

OG-5 無斑晶質安山岩(畑平溶岩) (第2図)

塊状で気泡はほとんど見られない。板状節理が発達する。

顕微鏡記載

斑晶：斜方輝石・かんらん石・斜長石。斜方輝石は1.3mm。周囲には100μ以下の幅でスポンジ状の形態を示す部分が見られる。多色性を呈する。70μ以下の丸い不透明鉱物を数個含む。斜長石は1.2mm以下の卓状で、0.5mm以上の粗粒結晶の内部には、輝石や不透明鉱物からなる細粒の包有物が見られる。雁行状の割れ目が発達する。かんらん石は0.8mm以下で骸晶形を持ち、イデイングサイト化している。

石基：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物。間粒状組織を呈する。

捕獲結晶：石英。石英は約0.6mmで、溶蝕を受けている。少量の気泡を含む。

OG-8 無斑晶質玄武岩(菅原溶岩) (第2図)

新鮮な玄武岩からなる。塊状、灰白色で斑晶として斜長石・単斜輝石・斜方輝石を含み、少量のかんらん石(1mm以下)を伴う。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・斜長石・単斜輝石・斜方輝石。かんらん石は1.3mm以下で変質していない。斜方輝石を包有することがある。斜長石は1.3mm以下。卓状で0.5mm以上のものは細粒包有物を含むことが多い。

石基：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母・燐灰石・不透明鉱物

捕獲結晶：石英。石英の周りには細粒の斜長石と単斜輝石が取り囲む。

OG-1 安山岩(屏風岩溶岩) (第3図)

柱状節理が良く発達する。無斑晶質で、少量の斜長石・輝石が見られる。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・オパサイト。斜長石は3mm以下。2mm以上のものは溶蝕形を呈し、結晶全体に褐色ガラスと単斜輝石の包有物を持つ。集斑状を呈する斜長石では、褐色ガラスが結晶の境界に濃集するものが見られた。2～1mmのものではマントル状に褐色ガラスと単斜輝石の包有物が見られる。結晶内部に褐色ガラスを持つ斜長石では、周囲にガラスの少ない30～50μ程度の厚さのリムが存在する。1mm以下のものにはクリアな斜長石も見られる。クリアな斜長石では、コアの部分とマントルの部分の境界に屈折率の低い5μ程度の部分が見られる。そして、マントル部分は骸晶形を示す。輝石には数百μの単斜輝石(二粒)と斜方輝石(一粒)が見られた。オパサイトは1mm程度かそれ以下で、周囲を細粒の輝石に取り囲まれる。オパサイトの構成鉱物は、輝石・斜長石・不透明鉱物。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物。褐色ガラスが多い。

捕獲結晶：石英・不透明鉱物。石英は1～2mmの溶蝕形を呈し、周囲を50μ程度の大きさの輝石(多くは単斜輝石で斜方輝石はまれ)に取り囲まれている。輝石と石英の間には気泡を持たない褐色ガラスが

見られる。しばしば褐色ガラスと石英の間や石英の内部に、細粒の斜長石を伴う透明ガラスが見られることがある。不透明鉱物は約1.5mmの溶蝕形を呈する。不透明鉱物の周囲の単斜輝石と斜長石は石基のものよりも粗粒である。

OG-3 斑状玄武岩（広留野溶岩）（第3図）

斑晶は小さく、少ない。板状節理が発達する。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・かんらん石・単斜輝石。斜長石のうち、1～3mm程度の粗粒で溶蝕形の斜長石は細粒の包有物を持つ。包有物の構成鉱物として、輝石と不透明鉱物が確認できる。周囲には包有物の少ない30～50 μ 程度の厚さのリムが見られる。これに対して、1mm以下の粒径の斜長石ではクリアなものも見られる。矩形のものでも内部に不規則な割れ目が発達し、その割れ目に透明ガラスが見られることがある。不規則な割れ目を持つ斜長石の周囲をクリアなリムが取り囲む。かんらん石は0.6mm以下で、イディングサイト化している。骸晶形を示すことがある。単斜輝石にはしばしば時計皿構造が見られる。

石基：かんらん石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物。間粒状組織を呈する。

捕獲結晶：石英・不透明鉱物。石英は1～2mmで周囲に輝石のリムを持つ。石英内部に輝石・不透明鉱物・斜長石の細粒結晶からなる集合体が見られる。不透明鉱物は250 μ で、溶蝕され丸い。

OG-4 無斑晶質安山岩（畑平溶岩）（第3図）

塊状で気泡は見られない。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・かんらん石。斜長石は2mm以下で、粗粒の結晶ほど包有物が多く、溶蝕を受けている。包有物の多い部分の構成鉱物として確認できるのは単斜輝石と不透明鉱物である。包有物の周囲はクリアなリムに取り囲まれる。かんらん石は0.6mm以下で、骸晶形を示す場合がある。しばしば細粒の輝石（単斜輝石が多いが、まれに斜方輝石も産する）に取り囲まれる。イディングサイト化しているものも見られる。

石基：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物・ガラス間粒状組織を呈する。少量の気泡を含む。

(4)和田火山

和田火山は村岡町和田の北西方の尾根に小規模な分布をする。村岡町から美方町にかけてのこの地域には同様の玄武岩が尾根を構成して点在するが、これらがそれぞれ別の火山体であるのか、かつて連続していた溶岩が後の浸食で離れた分布をするようになったのか不明である。

HG-33 アルカリ玄武岩・礫岩層（第2図）

上位の和田火山岩はアルカリ質玄武岩、下位は礫岩層からなり、境界は不整合。礫岩層は円礫が多い。玄武岩は風化土壌中にブロック状に産し、ブロックの周囲から変質が進んで白っぽくなっている。板状節理を持つブロックが見られる。肉眼で斑晶は認められない。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石

石基：斜長石・かんらん石・単斜輝石。オフィティック

な部分と填間状組織を呈する部分とがある。斜長石は拍子木状で流状構造が顕著である。

(5)貫田火山

美方町貫田西方の北東－南西に伸びた尾根を形成する溶岩流。標高816.5mの山頂から標高550mの吉滝キャンプ場にかけての尾根部と、その南東部の標高550～600mの平坦面とに分かれて分布するが、両者は地滑りによって分断されたと考えられる。

TSMK-50B 玄武岩（第2図）

吉滝の対岸から尾根にかけて分布する。かんらん石玄武岩。柱状節理が発達する。岩石は黒灰色で発砲が著しい。肉眼でかんらん石・黒雲母が確認できる。玄武岩の見かけ下位に礫層が分布する。礫層の礫は円礫で安山岩類がほとんどであり、玄武岩礫は含まれない。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・単斜輝石・かんらん石・黒雲母。単斜輝石には時計皿構造が見られる。かんらん石は融蝕されていることが多い。黒雲母は淡褐色で半自形の微斑晶として産する。石英の捕獲結晶が見られ、その周囲は細粒の単斜輝石の反応縁が取りまく。

石基：斜長石・かんらん石。間粒状組織。

(6)備火山

備火山は美方町南部の備地区で尾根上にやや急峻な山体と、そこから北西方向に伸びる平坦面を構成している。林道沿いにスコリアと玄武岩溶岩の好露頭が見られる。斑状のかんらん石玄武岩からなる。

HY-120 スコリア（第2図）

スコリア丘堆積物（赤褐色）。スコリアは最大径40cmで淘汰が良い。顕著な層理は見られない。紡錘形火山弾を含む。また小規模（20cm～30cm幅）な玄武岩岩脈が見られる。周囲にはスコリア丘の地形・溶岩流の地形が残っている。

HY-121 かんらん石玄武岩（第2図）

玄武岩溶岩上に、スコリア丘堆積物がみかけ上重なるが、新旧関係は不明。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・かんらん石・単斜輝石。単斜輝石には時計皿構造が見られる。

石基：斜長石・単斜輝石。斜長石と単斜輝石の間粒状組織を示す。

(7)第四紀広域テフラ・岩屑流堆積物など

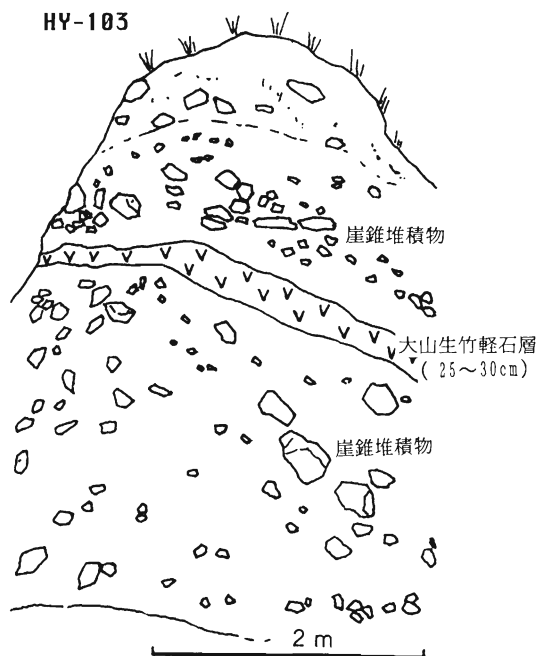
鉢伏山・氷ノ山の山麓には岩屑流堆積物が発達している。これらの堆積物中には、しばしば大山系火山灰や始良丹沢火山灰、アカホヤ火山灰などが挟まれる。

HY-103 崖錐とそれにはさまれるテフラ（第2図）

鉢伏山火山岩の角礫からなる崖錐堆積物で、層厚25～30cmの軽石層を挟む（第7図）。軽石層は肉眼で角閃石・黒雲母が観察され、大山・生竹軽石層と考えられる。

HY-16 岩屑流堆積物中の安山岩ブロック（第2図）

8m大の露頭（登山道上）で、無斑晶質の輝石安山岩からなる。一見安山岩溶岩の露頭に見えるが、周囲を岩屑流堆積物で取り囲まれ、堆積物中の巨大なブロックであると考えられる。



第7図. 崖錐性堆積物中に挟まれる大山生竹軽石層 (HY-103).

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物。かんらん石は0.6mm以下。すべて変質している。単斜輝石は1mm以下。斜方輝石は0.6mm以下。単斜輝石に取り囲まれることがある。斜長石は4.5mm以下。粗粒のものでは結晶周縁部に細粒包有物からなる汚濁帯が見られる。不透明鉱物は溶蝕形を呈する。

石基：斜長石・単斜輝石・不透明鉱物。流理構造が発達する。薄片では石基は黒っぽい部分と白っぽい部分に分けられる。

HY-15 岩屑流堆積物 (第2図)

塊状・無層理の極めて淘汰が悪い堆積物で、50cm以下の安山岩のブロックを多く持つ。基質は安山岩の破砕物で、風化が進み粘土化している。礫も数cm以下のものは粘土化。

HY-17 降下軽石堆積物 (第2図)

軽石層とその上位に重なる崖錐堆積物。軽石層は、塊状・無層理で淘汰は極めて良い。黄褐色で3~4mm大の軽石、黒雲母・緑色角閃石を含む。大山生竹軽石か？崖錐堆積物は主として安山岩ブロックからなる。

HY-19 岩屑流堆積物 (第2図)

HY-15と同じ。基質は黄色土化(風化)し、安山岩ブロックを多く含む(第8図)。含まれる安山岩ブロックは照来層群のもので、鉢伏安山岩は含まれない。安山岩には節理が発達している。新期崖錐堆積物に覆われる。

HY-20 扇状地堆積物とそれに挟まれる火山灰層 (第2図)

最大2mの安山岩ブロックを含む角礫層で、数枚の細粒砂~中礫層を挟む(第9図)。始良・丹沢火山灰が挟まれている。始良・丹沢火山灰層の下位はシルト~中礫で、泥炭質層が挟まれる。また、さらに下位には大山系火山灰と思われる降下軽石層(大山倉吉軽石層?)が見られる。N70°E, 60°S方向の小断層が見られ、始良・丹沢火山灰層が切られる。山麓部にたまった扇状地堆積物で、時々小さな池ができたと考えられる。この露頭の上部ではアカホヤ火山灰が挟まれている。

2. 氷ノ山火山岩

氷ノ山火山岩は鉢伏火山岩の地形的上位に分布し、鉢伏火山より新しいと考えられる。主としてかんらん石含有輝石安山岩からなる。

HY-2 斑状安山岩溶岩 (第10図)

赤褐色を呈する。破碎し角礫化している(最大径30cm)。この付近では登山道に沿って、塊状部と破砕部が繰り返し露出する。

HY-3 かんらん石含有複輝石安山岩 (第10図)

顕微鏡記載

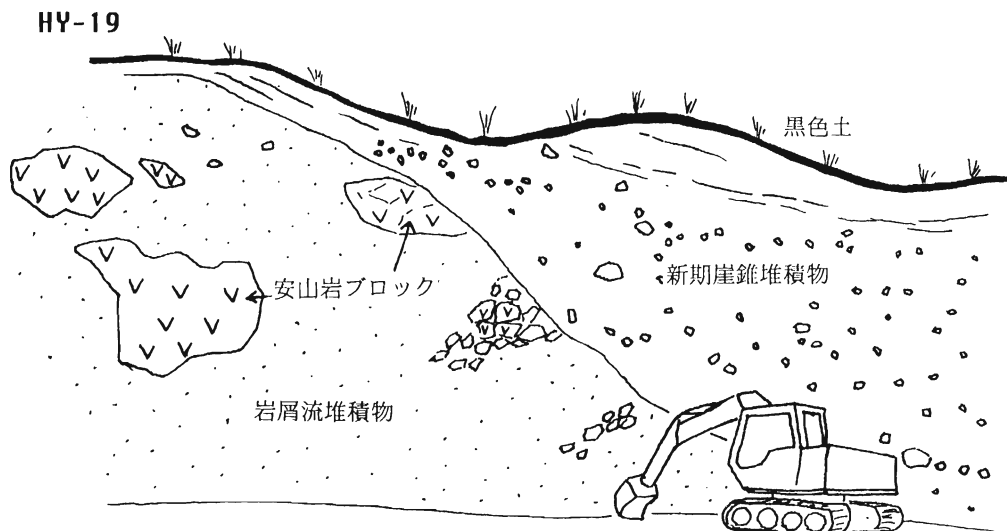
斑晶：3mm以下の短柱状斜長石、1mm前後の輝石を含む。かんらん石は少ない。

HY-5 かんらん石含有複輝石安山岩 (第10図)

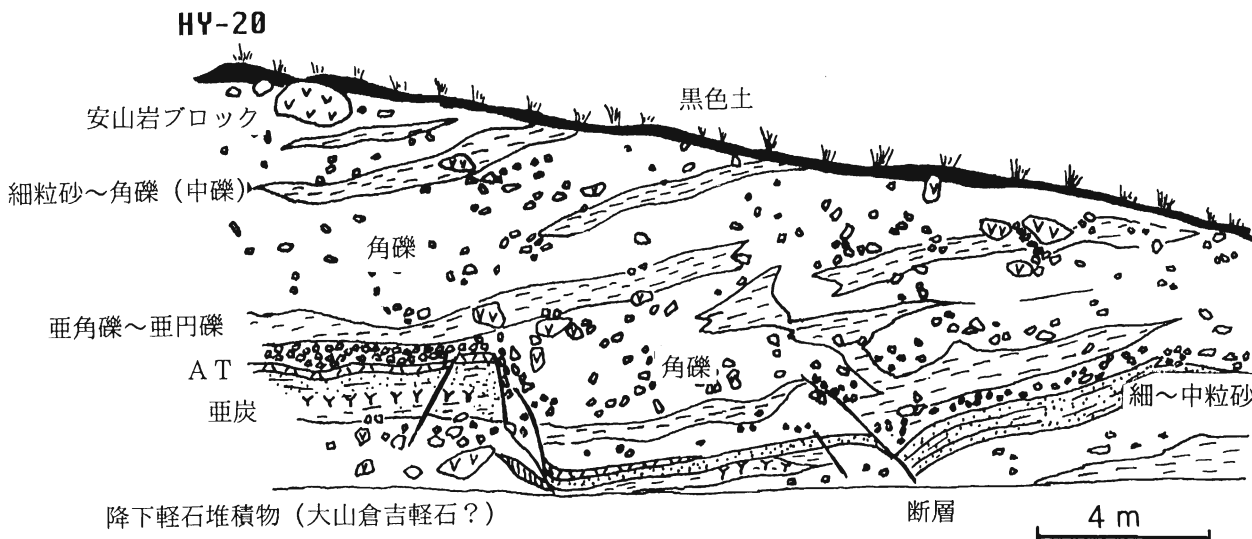
氷ノ山山頂真下(西側の尾根上)の露頭で、氷ノ山山頂を作っている溶岩流。不規則な節理が発達する。斑状かんらん石含有輝石安山岩からなる。肉眼で黒と灰色の石基を持つ部分に分けられる。

顕微鏡記載

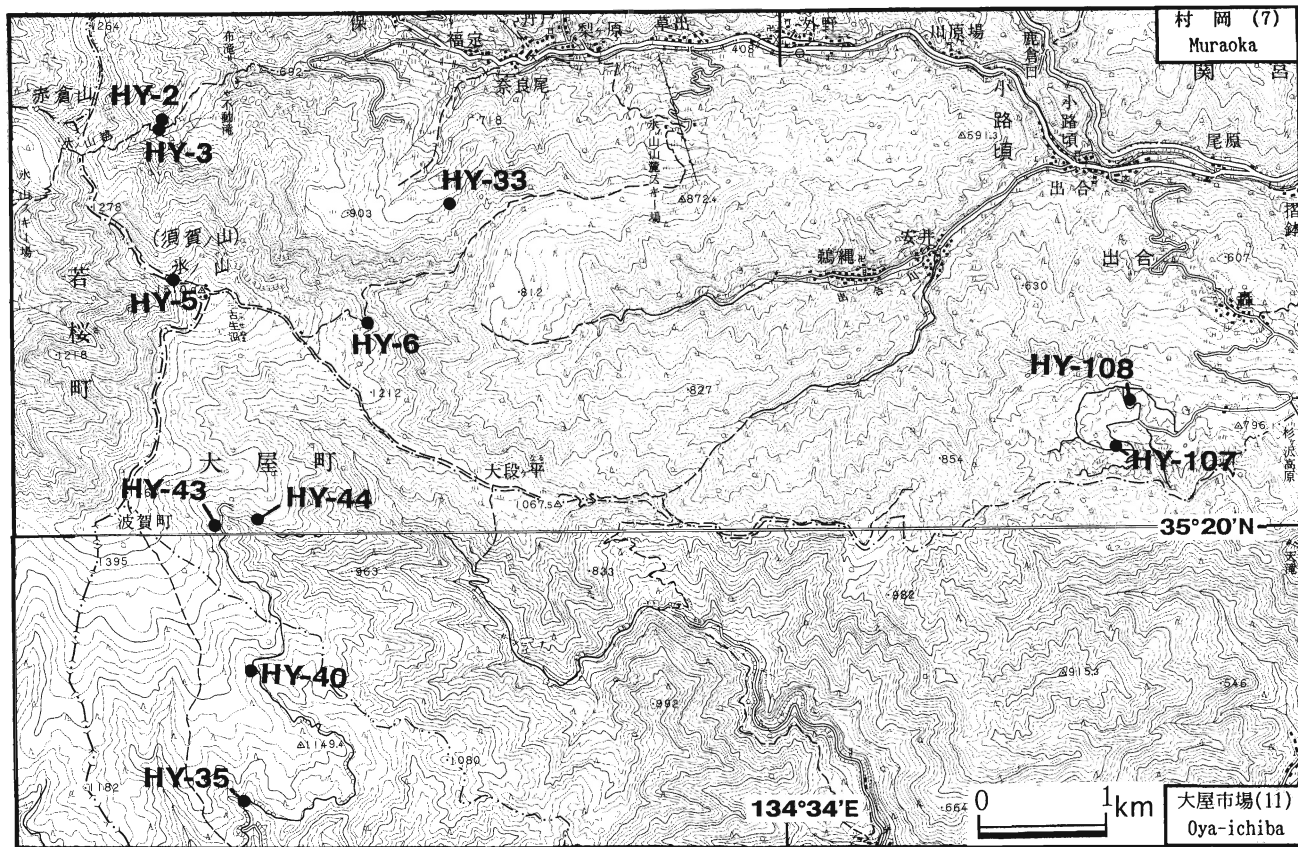
斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石。かんらん石は1.2mm以下で、細粒の斜方輝石に完全に



第8図. 岩屑流堆積物と新期崖錐性堆積物。



第9図. 扇状地堆積物とそれに挟まれる火山灰層.



第10図. 水ノ山火山岩および轟火山の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「村岡」・「大屋市場」図幅を使用.

囲まれるものや粗粒の斜方輝石結晶に全部または一部包有されるものが見られる. 石基と平衡に見えるものもある. 単斜輝石は2mm以下で, 累帯構造が見られる. 斜方輝石は1mm以下で, 多色性が見られる. 輝石は丸い穴を持ったり中空の結晶形(骸晶形?)を呈することがある. 斜長石は2mm以下. 0.5mm以上の粗粒結晶では細粒包有物を持つものが多い. 斑晶のかんらん石が斜方輝石に取

り囲まれることから, かんらん石とマグマに非平衡な時期のあったことがわかる.

石基: 斜長石・輝石・不透明鉱物

HY-6 斑状安山岩溶岩 (第10図)

肉眼で, 斑晶として斜長石(8mm以下), 輝石(4mm以下), かんらん石(5mm以下)を含む. 板状節理が発達(E-W~N70°E, 18°S)する.

HY-33 安山岩溶岩 (第10図)

塊状で、破碎した安山岩を挟む。塊状安山岩は節理の発達した斑状安山岩であるが、破碎した部分は風化が著しい。沢をはさんで流紋岩質軽石流堆積物、沢中に酸性細粒凝灰岩が露出するが、それぞれの関係は不明である。流紋岩質軽石流堆積物は塊状・無層理で、淘汰が悪く軽石に富む。石英・斜長石・黒雲母片に富み、石質岩片は見られない。

HY-35 斑状安山岩溶岩（基盤岩？）（第10図）

多孔質で上部に破碎した部分のみられることから、溶岩流のトップに近い部分と考えられる。有色鉱物は一部変質し、炭酸塩・シリカ鉱物の細脈のみられる。氷ノ山の溶岩ではなく、基盤岩の可能性もある。

顕微鏡記載

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物。斜長石は2mm以下、単斜輝石は1mm以下で自形性が強い。斜方輝石は1mm以下で、すべて緑泥石化している。細粒の石英による0.5mm前後の集合が見られる。不透明鉱物は0.5mm以下。斜長石の集合体が多く見られる。

石基：斜長石。塊間状組織。

HY-40 斑状かんらん石含有輝石安山岩（第10図）

板状節理が発達（N35°E, 15°E）する。塊状で気泡はない。肉眼で斜長石・輝石・かんらん石（少ない、5mm大、粒状）の斑晶が認められる。氷ノ山から南東になだらかな面を作る溶岩流を形成する。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物。かんらん石には自形～半自形のもののほか、最大4mmに達する集合体が見られる。いずれも斜方輝石の反応線に取り囲まれる。斜長石と集斑状のこともあるが、斜長石とかんらん石の境界には斜方輝石があるか、斜長石が分解しているように見える。単斜輝石は1.3mm以下。斜方輝石は1mm以下で、しばしば単斜輝石に包有される。また、輝石中には長柱状の燐灰石が包有されることがある。斜長石は3.5mm以下で、粗粒のものには細粒包有物が多い。不透明鉱物は溶蝕形のものが多い。集斑状の組織を示す部分がある。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母・角閃石・燐灰石・不透明鉱物。間粒状組織を呈する。

HY-43 火山角礫岩（第10図）

塊状・無層理で、淘汰が悪い。火砕流堆積物の可能性がある。石質岩片は斑状の安山岩のみからなる。

HY-44 斑状かんらん石含有輝石安山岩（第10図）

塊状、均質で板状節理が発達する（N40°E, 26°E）。気泡はない。斑晶として斜長石・輝石に富み、少量のかんらん石も見られる。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・斜長石・不透明鉱物。かんらん石は1.5mm以下で、斜方輝石との集斑状の部分に産し、斜方輝石の反応線に取り囲まれる。単斜輝石・斜方輝石は2.5mm以下。斜長石は3.5mm以下で、粗粒のものには細粒包有物が多い。不透明鉱物は溶蝕形を示す。斜長石・輝石・かんらん石からなる集斑状組織が顕著である。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母・不透明鉱物。間粒状組織を呈する。

3. 轟火山

轟火山はアルカリ玄武岩の溶岩からなり、関宮町轟か

ら大屋町にかけての杉ヶ沢高原の平坦面を作っている。

HY-107 かんらん石玄武岩（第10図）

斑状、新鮮で風化核として、30cm～3m大のブロック状の産状を示す。

HY-108 かんらん石玄武岩（第10図）

HY-107の500m北で、おなじ岩体と考えられる。風化核として新鮮な径3m以下のブロックを多く含む。

顕微鏡記載

斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜長石。単斜輝石の累帯構造が著しい。また集斑状に斜長石と単斜輝石の集合体が見られる。

石基：斜長石・単斜輝石。拍子木状の斜長石と単斜輝石の間粒状組織をなす。

4. 猿尾滝ひん岩および相当する貫入岩体

兵庫県北部には南北方向～北西－南東方向に伸びた岩脈が、北但層群及び照来層群を貫いて分布する。これらは猿尾滝ひん岩（兵庫県、1961）と呼ばれ、一般にひん岩・閃緑斑岩など中性の斑状岩を主とするが、岩体中央部では粗粒で閃緑岩質な岩相もある。照来層群の火山活動と関連して貫入したとされるが（兵庫県、1961）、その岩石学および年代学的研究はなされていない。このほか照来層群を貫く石英斑岩の岩脈が見られる。

HG-31 角閃石閃緑斑岩（第11図）

猿尾滝ひん岩の模式地で、猿尾滝を構成する。斑晶は主に5mm以下の斜長石・角閃石からなる。角閃石は多くが変質しているが、一部に新鮮なものが残っている。

KH-2 石英斑岩（第12図）

照来層群の泥岩を貫く石英斑岩。両者の境界部は破碎されている。石英斑岩の斑晶は石英に富み、黒雲母・斜長石を含む。また、泥岩にはスランプ構造が見られる。石英斑岩は、照来層群の火山活動に伴うものであろう。

KH-3 角礫岩と石英斑岩（第12図）

両者はN55°W, 70°Sの断層で境される。角礫岩は花崗岩や矢田川層群起源の流紋岩・流紋岩質凝灰岩などを含み、新しい火山岩の礫を含まない。照来層群ではなく基盤の可能性もある。石英斑岩はKH-2の連続である。

5. 浜坂火山

浜坂火山岩は浜坂町と温泉町の境界の尾根部を構成して分布する。

HG-32 無斑晶質玄武岩（第12図）

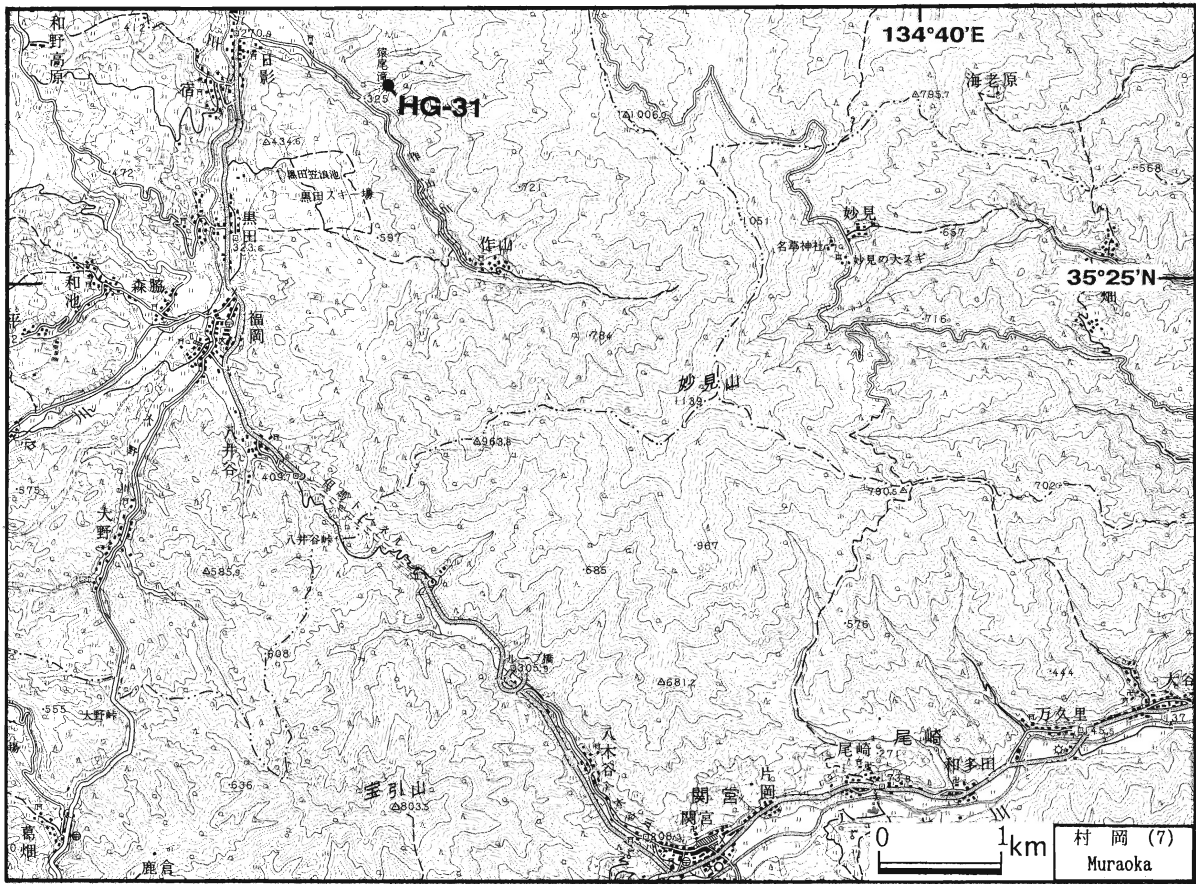
玄武岩（溶岩流と思われる）。風化土壤中にブロック状～層状に産する。新鮮な部分は灰色であるが、風化が進むと黒色～黒褐色を呈する。肉眼で斑晶は認められない。岩石は多孔質で空隙の最大径2cmであるが、充填物は見られない。

顕微鏡記載

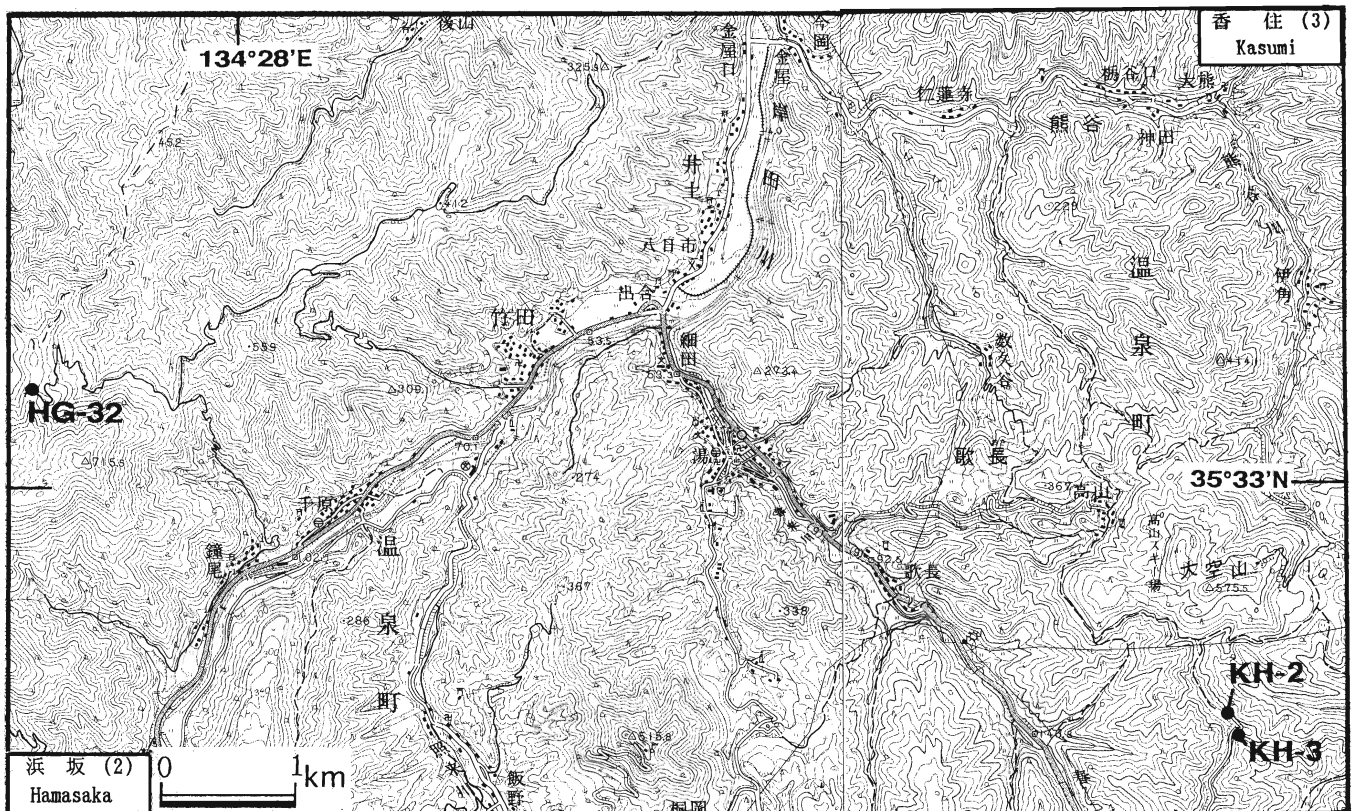
斑晶：かんらん石・斜長石。斜長石は溶蝕され、ガラス包有物を多く含む。また集斑状に斜長石とかんらん石が集合する。

石基：斜長石・かんらん石・単斜輝石・不透明鉱物。捕獲結晶：石英。溶蝕された石英が含まれ、その周囲には単斜輝石の反応線が見られる。

6. 大屋火山



第11図. 猿尾滝ひん岩の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「村岡」図幅を使用.



第12図. 猿尾滝ひん岩相当の石英斑岩および浜坂火山の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「浜坂」・「香住」図幅を使用.

大屋火山は大屋町と養父町境界の尾根に分布し、斑状輝石玄武岩からなる。

HY-139 斑状玄武岩溶岩 (第13図)

斑晶は斜長石 (7mm以下, 長柱状), 輝石 (3~4mm以下, 多く目立つ) からなる。風化核として新鮮な部分が残る。

顕微鏡記載

斑晶: 斜長石・単斜輝石・かんらん石。かんらん石は少量含まれるのみである。単斜輝石には時計皿構造が見られる。また集斑状に斜長石と単斜輝石が産する。

石基: 斜長石・単斜輝石。間粒状組織を呈する。

2mm以下。かんらん石や斜長石が集斑状を示す部分が見られた。

石基: かんらん石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物。比較的粗粒で間粒状組織を呈する。単斜輝石は充填状で、褐色~紫色を呈することがある。粒間に変質ガラス?, 長柱状の不透明鉱物が見られる。

7. 田倉山火山

田倉山火山は兵庫県和田山町・山東町と京都府夜久野町との境界にある宝山 (田倉山) 付近に分布する。田倉山団体研究グループ (1984a,b) によると, 下位から小倉溶岩, 衣摺溶岩, 田倉山溶岩の順に3枚の溶岩の流出のあと, 田倉山スコリア丘が形成されたとされる。溶岩流はいずれもかんらん石玄武岩である。

HG-16 無斑晶質玄武岩 (小倉溶岩) (第14図)

灰色を呈する玄武岩からなる。

顕微鏡記載

斑晶: かんらん石・斜長石。かんらん石は1.6mm以下で, イディングサイト化が著しい。自形の不透明鉱物 (おそらくスピネル) の包有物が多い。斜長石は1.

8. 玄武洞火山

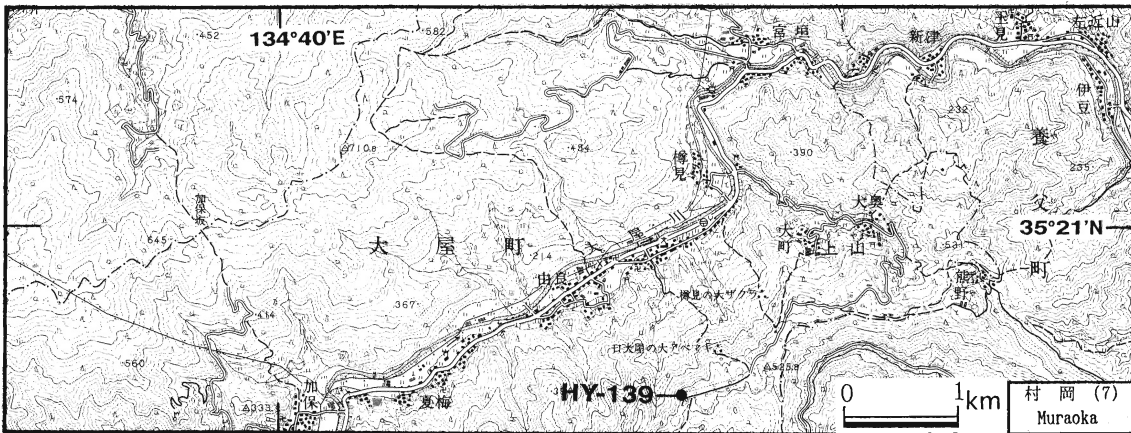
玄武洞火山は豊岡市と城崎町との境界部の, 円山川の両岸に分布する。近年, 下位の斑状かんらん石玄武岩 (玄武洞溶岩) と上位の単斜輝石玄武岩 (赤石溶岩) とからなること, そのうち赤石溶岩が著しくPに富み, SiおよびKに乏しいことが明らかにされ (Genbudo Research Group, 1989), 両者が異なる本源マグマから由来した可能性が指摘されている (加々美・玄武洞団体研究グループ, 1990; 玄武洞団体研究グループ, 1991)。また玄武洞対岸の二見山にはスコリア丘が存在するとされている (玄武洞団体研究グループ, 1991)。

HG-1 かんらん石玄武岩 (玄武洞溶岩) (第15図)

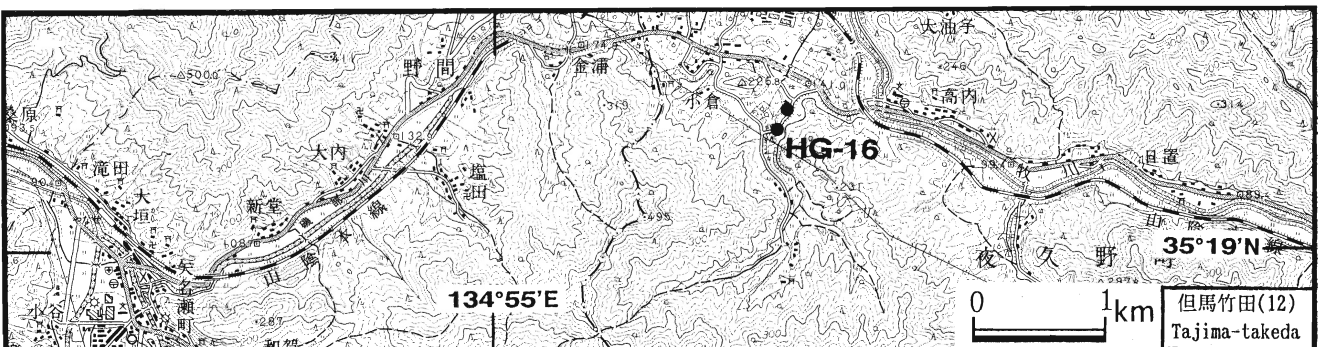
柱状節理が発達する。露頭上部と下部とで節理のパターンが異なるが, 別のフローユニットと考える根拠はない。

顕微鏡記載

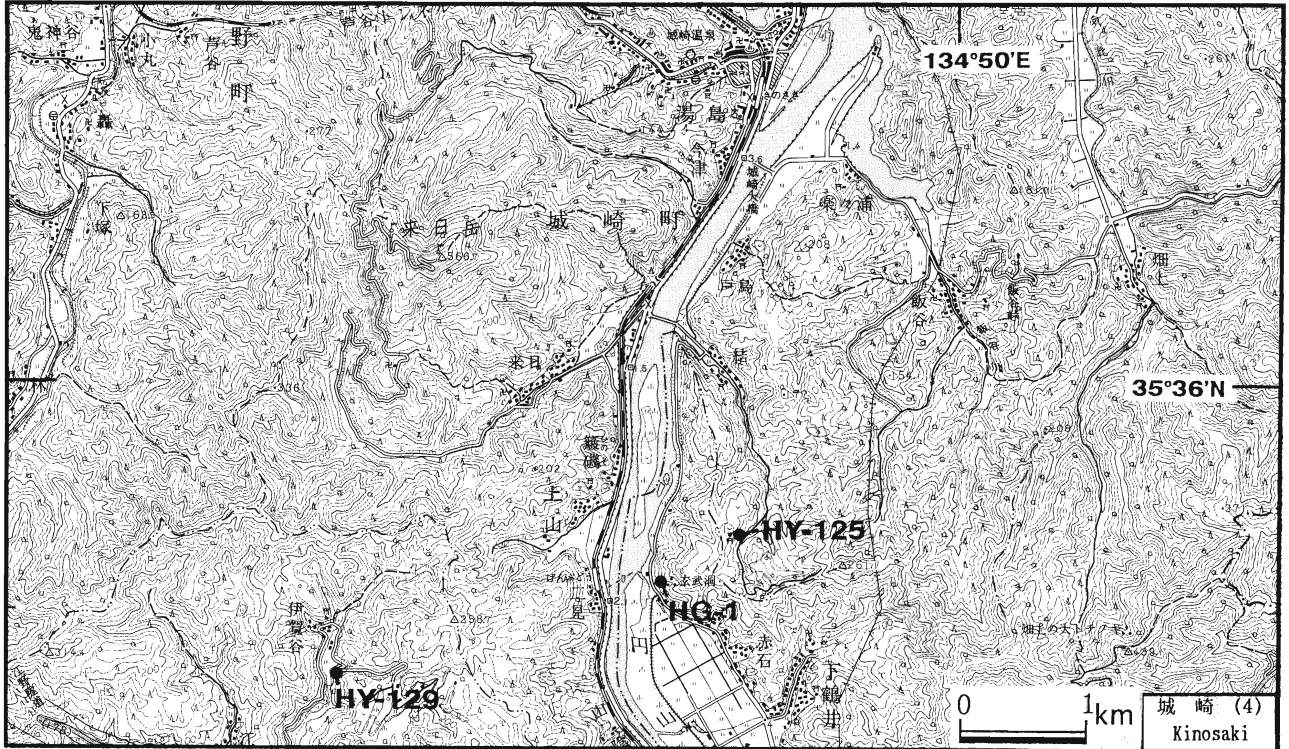
斑晶: かんらん石。かんらん石は1.3mm以下で, イディングサイト化している。骸晶形を呈するものがあ



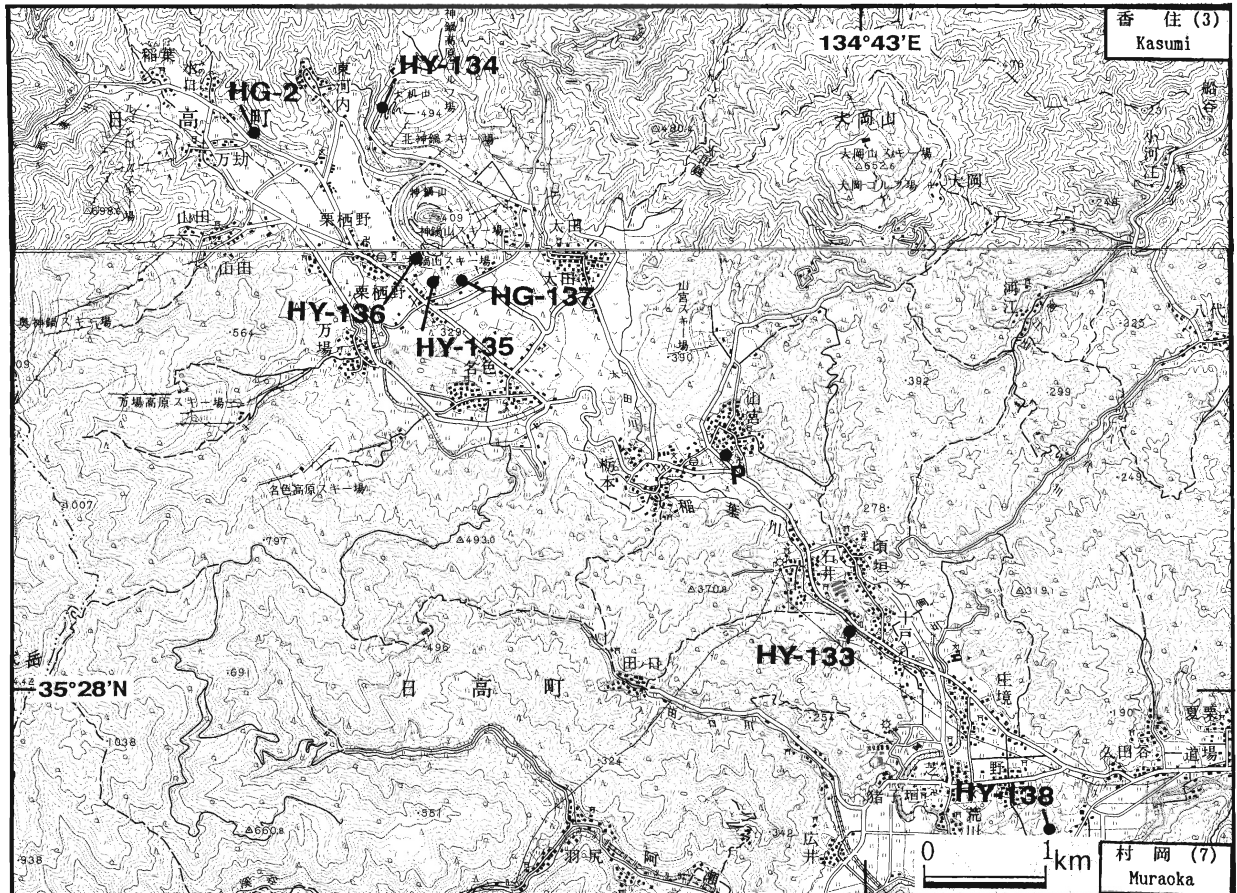
第13図. 大屋火山の露頭記載位置。国土地理院5万分の1地形図「村岡」図幅を使用。



第14図. 田倉火山の露頭記載位置。国土地理院5万分の1地形図「但馬竹田」図幅を使用。



第15図. 玄武洞火山の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「城崎」図幅を使用.



第16図. 神鍋火山の露頭記載位置. 国土地理院5万分の1地形図「香住」・「村岡」図幅を使用.

る。また、褐色自形のスピネルを含む場合がある。
 石基：かんらん石・単斜輝石・斜長石・不透明鉱物・変質ガラス。単斜輝石は100 μ 以下でしばしば褐色。自形の不透明鉱物は少ない。

HY-125 無斑晶質玄武岩溶岩（赤石溶岩）（第15図）
 気泡が多く、全体に風化している。中央部左側にやや新鮮な部分が見られる。玄武洞火山の最上位と考えられているものであるが、容易に観察できる唯一の露頭である。

顕微鏡記載
 斑晶：かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・黒雲母。単斜輝石の累帯構造が著しい。
 石基：単斜輝石。単斜輝石とガラスからなるハイアロピリティック組織を呈する。

HY-129 無斑晶質玄武岩（第15図）
 柱状節理が発達している。気泡はほとんど見られない。

顕微鏡記載
 斑晶：かんらん石
 石基：斜長石・かんらん石・単斜輝石・燐灰石。完晶質で、燐灰石を多く含む。

9. 神鍋火山群

神鍋火山群は日高町神鍋山付近のいくつかのスコリア丘と、稲葉川に沿って流下した溶岩流とからなる。神鍋火山群の活動順序については古山（1973, 1990）、川本（1990）、古山ほか（1993）などの研究があり、古い方から西気火山、大机火山、ブリ火山、太田火山、清滝火山、神鍋火山の順に活動したとされている。また太田スコリア層と神鍋スコリア層との間に始良丹沢火山灰が挟まれる（川本,1990；古山ほか,1993）。

HG-2 かんらん石玄武岩（西気火山）（第16図）
 神鍋火山群で最古の溶岩。無斑晶質玄武岩からなり、塊状で気泡がほとんど見られない。不規則な節理が発達する。

顕微鏡記載
 斑晶：かんらん石・斜長石。かんらん石は1.4mm以下で骸晶形のものが多い。斜長石は1.1mm以下で長柱状。
 石基：かんらん石・斜長石・単斜輝石・黒雲母・不透明

鉱物。完晶質で、間粒状組織を呈する。
 HY-134 スコリア・玄武岩溶岩（大机火山）（第16図）
 風化したスコリア堆積物の上位に無斑晶質玄武岩溶岩が重なる。玄武岩溶岩は多孔質で、気泡はほぼ下底面と平行にのびる。溶岩の下底面には不規則な突起が見られる。

HY-135 スコリア・玄武岩溶岩（神鍋火山）（第16図）
 最大径30cm～中粒砂サイズのスコリアからなり、露頭上部に溶岩のブロックが含まれる。溶岩を乗せたスコリア丘の一部がくずれた堆積物の可能性がある。

HY-136 スコリア・玄武岩溶岩（神鍋火山）（第16図）
 神鍋山スコリアと溶岩からなる大露頭。スコリアの堆積構造が良く観察される（第17図）。この露頭では少なくとも4時期のスコリアの噴出が確認される。上部には薄く玄武岩の溶岩流が挟まれる。スコリア層は下部のものは粗粒、上部では細粒になる。上位に黄褐色風化火山灰層が堆積し、さらに上位には角礫混じりの黒色土層が数10cm～1mの厚さで覆う。

HY-137 無斑晶質玄武岩溶岩（神鍋火山）（第16図）
 道路造成のための新しい切り割り。新鮮な無斑晶質玄武岩溶岩からなる。上部3～4mの部分は多孔質、下部3mは塊状で気泡をふくまない。

顕微鏡記載
 斑晶：かんらん石・斜長石。
 石基：かんらん石・単斜輝石・斜長石・アルカリ長石。

HY-133 無斑晶質玄武岩溶岩（神鍋火山）（第16図）
 全体に多孔質で、気泡の量・サイズは所により大きく異なる。

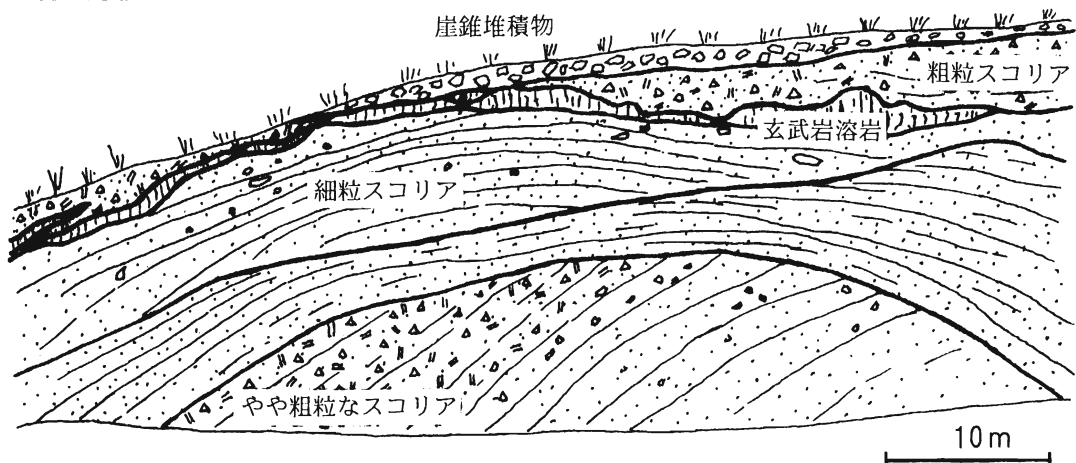
顕微鏡記載
 斑晶：かんらん石・斜長石。
 石基：斜長石・かんらん石・単斜輝石。間粒状組織を呈し、完晶質である。

HY-138 玄武岩（神鍋火山）（第16図）
 新しいパイパス沿いの小露頭。玄武岩溶岩で、下部は気泡をほとんど持たず、新鮮な岩石からなるが、上部はクリンカーで、多孔質な部分と気泡を含まない溶岩片からなる。

K-Ar年代

照来層群の安山岩類、鉢伏安山岩、扇ノ山火山岩類のほか、玄武洞をはじめとする玄武岩質の単成火山群についてK-Ar年代の測定を行った。その結果を第1表に示す。

HY-136



第17図. 神鍋火山のスコリアおよび溶岩の堆積構造 (HY-136)。

本地域の火山岩類のK-Ar年代値を見ると3.4~2.4Maの鮮新世後期の年代を示すものと、1.6Ma以降の更新世の年代を示すものとの間で、年代値にギャップが見られる。そのうち最も古い年代を示すのは浜坂火山で、3.43±0.12Maという年代値が得られた。照来層群については、従来フィッシュン・トラック法により、5~6Maの年代が得られ(弘原海,1984)、中新世後期~鮮新世中期の堆積と考えられていたが、今回照来層群中の寺田火山岩について得られたK-Ar年代は2.81Ma~2.64Maで、従来考えられていたより若く、鮮新世後期の活動であることが明らかになった。同様のK-Ar年代及びフィッシュン・トラック年代は宇都ほか(1994)によって寺田火山岩の下位に分布する歌長流紋岩についても得られている。照来層群の上位に重なる鉢伏山安山岩及び氷ノ山火山岩の噴出年代については、これまで照来層群より新しく扇ノ山火山より古いことがわかっていただけで、漠然と第四紀の活動と考えられることが多かったが、今回の年代測定で氷ノ山火山岩について2.54±0.06Ma・2.55±0.11Ma, 2.58±0.07Maの年代が得られ、鮮新世後期の活動であることが明らかになった。鉢伏山火山岩についての年代測定は行わなかったが、層的に照来層群の寺田火山岩と氷ノ山火山岩との間に位置することが確かである。照来層群と氷ノ山火山岩の年代値の差が小さいことからみて、照来層群・鉢伏山火山岩・氷ノ山火山岩の活動は、

ほぼ連続的であったと考えられる。そのほか玄武岩質単成火山では、氷ノ山火山の東方に分布する轟火山と大屋火山で、前者が2.44±0.08Ma, 後者が2.41±0.08Maという、氷ノ山の火山活動よりやや若い値が得られた。

更新世の年代を示すものとしては、1.5Ma前後にまとまった活動がある。玄武洞火山では玄武洞溶岩のかんらん石玄武岩について1.53±0.06Ma, 玄武洞対岸の伊賀谷の無斑晶質玄武岩について1.75±0.14Maという年代が得られた。和田火山については1.47±0.06Maの年代が得られた。村岡町~美方町のこの付近には玄武岩の小規模な火山が分布しているが、いずれも1.5Ma前後の年代を示すことが知られている(Furuyama *et al.*, 1994)。更新世の年代値を示した火山のなかで最も広い分布を占めるのは扇ノ山火山岩類で、屏風岩溶岩 : 1.08±0.04Ma, 広留野溶岩 : 0.92±0.05Ma, 菅原溶岩 : 0.61±0.08Ma, 畑ヶ平溶岩 : 0.41±0.04Ma・0.39±0.04Maの年代を示す。これらの年代順はFuruyama(1981)でまとめられた火山層序とほぼ一致する。ただし、Furuyama(1981)およびFuruyama *et al.* (1994)で扇ノ山火山群の中で新しい溶岩流であるとされていた広留野溶岩については、今回の測定では屏風岩溶岩と菅原溶岩の間の比較的古い年代値を示した。

備火山は0.87±0.03Ma, 西気火山は0.64±0.05Maの年代を示し、扇ノ山火山の活動時期と重なる。田倉山火

第1表. 火山岩類のK-Ar年代測定結果.

	試料番号	K (wt. %)	Rad. ⁴⁰ Ar (10 ⁻⁸ ccSTP/g)	K-Ar age (Ma)	Non Rad. Ar (%)
浜坂火山	HG-32	0.980 ±0.020	13.04 ±0.37	3.34 ±0.12	55.8
照来層群	OG-2	1.28 ±0.03	14.14 ±0.28	2.85 ±0.08	43.5
照来層群	HY-105	1.997 ±0.040	21.78 ±0.38	2.81 ±0.07	37.6
照来層群	HY-118	0.729 ±0.015	7.68 ±0.45	2.71 ±0.17	76.6
照来層群	HY-11	1.25 ±0.03	13.26 ±0.45	2.71 ±0.11	59.0
照来層群	HY-16	1.09 ±0.02	11.18 ±0.31	2.64 ±0.09	56.3
照来層群	HY-101	1.354 ±0.027	13.97 ±0.22	2.66 ±0.07	31.2
氷ノ山火山岩	HY-5	1.30 ±0.03	12.86 ±0.48	2.55 ±0.11	66.3
氷ノ山火山岩	HY-40	1.84 ±0.04	18.16 ±0.25	2.54 ±0.06	25.3
氷ノ山火山岩	HY-44	1.55 ±0.03	15.49 ±0.25	2.58 ±0.07	33.3
大屋火山	HY-139	0.944 ±0.019	8.83 ±0.24	2.41 ±0.08	55.7
轟火山	HY-108	0.837 ±0.017	7.92 ±0.19	2.44 ±0.08	50.6
玄武洞火山	HG-1	1.48 ±0.03	8.78 ±0.27	1.53 ±0.06	59.3
玄武洞火山	HY-129	1.326 ±0.027	9.03 ±0.71	1.75 ±0.14	82.3
和田火山	HG-33	1.375 ±0.028	7.85 ±0.28	1.47 ±0.06	61.6
扇ノ山火山(屏風岩溶岩)	OG-1	1.82 ±0.04	7.57 ±0.20	1.08 ±0.04	55.4
扇ノ山火山(広留野溶岩)	OG-3	1.30 ±0.03	4.59 ±0.24	0.92 ±0.05	74.1
扇ノ山火山(畑平溶岩)	OG-4	1.25 ±0.03	1.97 ±0.20	0.41 ±0.04	86.2
扇ノ山火山(畑平溶岩)	OG-5	1.28 ±0.03	1.93 ±0.19	0.39 ±0.04	84.7
扇ノ山火山(菅原溶岩)	OG-8	1.10 ±0.02	2.61 ±0.34	0.61 ±0.08	88.3
備火山	HY-121	1.519 ±0.030	5.11 ±0.16	0.87 ±0.03	57.5
西気火山	HG-2	0.95 ±0.03	2.34 ±0.17	0.64 ±0.05	81.3
田倉山火山(小倉溶岩)	HG-16	0.89 ±0.03	1.01 ±0.16	0.30 ±0.05	90.1

山の小倉溶岩は 0.30 ± 0.05 Maで、扇ノ山火山より新しい。
 兵庫県北部では、さらに新しく神鍋火山群の活動が知られているが、そのうち最も古い西気火山以外は今回測定しなかった。

古地磁気方位

16地点で得られた火山岩について残留磁化を測定した。測定結果を第2表に示す。氷ノ山の5地点での試料を除く11地点の試料について段階的熱消磁を行った。測定の結果、玄武洞溶岩の試料(HG-1,G2)のみが逆帯磁を示し、他は全て正帯磁であった。玄武洞のHG-1とG2では磁化方位に差がある。観光地ということで採取を制限されたため、どちらをより正しいとするか判断できない。とりあえず、この2岩石の方向を平均すると、偏角=-159.4°、伏角=-46.4°となり、この結果はMatuyama (1929)の明らかにした残留磁化方位(偏角=-150°、伏角=-49°)を追試した結果となった。
 測定結果を時代を追ってならべると、照来層群：偏角=-9.5°、伏角=-58.6°、鉢伏山：偏角=-10.3°、伏角=58.2°、氷ノ山：偏角=4.38°、伏角=49.32°、玄武洞：偏角=-159.4°、伏角=-46.4°、西気：偏角=-4.2°、伏角=50.6°、田倉山：偏角=-8.5°、伏角=50.8°、大机溶岩：偏角=-8.7°、伏角=40.2°、ブリ溶岩：偏角=-

-10.5°、伏角=60.8°、神鍋溶岩：偏角=8.5°、伏角=73.7°と変化している。

全岩主化学組成

蛍光X線分析装置による全岩主化学組成の分析結果を第3表に示す。また、第18図にSiO₂-酸化物図、第19図にSiO₂-(Na₂O+K₂O)図を示す。寺田火山岩は、SiO₂=50.51%の玄武岩からSiO₂=59.31%の安山岩まで広い組成範囲を示す。氷ノ山火山岩はSiO₂=57.08~58.53%で、安山岩質なものが主体になる。SiO₂-(Na₂O+K₂O)図では、寺田火山岩の玄武岩質なものでアルカリ岩の領域に入るが、それ以外は高アルミナ玄武岩の領域に入る。一方扇ノ山火山の岩石はSiO₂=50.21~58.59%で、幅広い組成を示すが、大部分がアルカリ岩の領域に入り、SiO₂が同程度の照来・氷ノ山火山岩と比べて、TiO₂・Fe₂O₃・Na₂O・K₂O・P₂O₅に富み、MgO・CaOに乏しい傾向がある(第18図)。その他の玄武岩質単成火山について見ると、いずれもアルカリ岩の領域に入るが(第19図)、浜坂・轟・大屋の鮮新世の火山は照来・氷ノ山の各岩石と同様の傾向を示すのに対し、玄武洞・和田・備・西気・田倉山の更新世の玄武岩はよりアルカリに富み、扇ノ山と同様の傾向を示す。

第2表. 火山岩類の熱残留磁気測定結果.

名 称	試料数	自然 残留磁化				熱 消 磁 後					古 地 磁 気 極	
		偏角	伏角	k	α95	偏角	伏角	k	α95	消磁温度	緯度	経度
田倉山火山												
小倉溶岩(HG-16)	6	-1.3	48.4	414.5	3.3	-8.5	50.8	357.1	3.6	300	81.9°N	18.9°E
神鍋火山群												
神鍋溶岩(HY-136)	12	4.6	68.5	706.0	1.6	8.5	73.3	531.2	2.0	350	65.8°N	347.8°E
大机溶岩(HY-134)	22	15.5	41.7	48.5	4.5	-8.7	40.2	588.0	1.2	500	75.3°N	347.8°E
ブリ溶岩P	8	4.5	64.6	439.6	2.6	-4.5	62.3	73.9	5.1	200	81.2°N	112.7°E
ブリ溶岩S	4	-29.2	50.9	76.2	10.6	-16.4	59.3	416.3	4.5	200	76.3°N	69.1°E
西気溶岩(HG-2)	32	-0.5	48.1	110.1	2.4	-4.2	50.6	133.7	2.2	300	84.5°N	355.8°E
玄武洞火山												
玄武洞溶岩(HG-1)	17	-165.0	-33.1	1517.8	0.9	-165.7	-37.2	1069.8	1.1	300	70.6°S	90.8°E
玄武洞溶岩(G2)	4	-157.5	-56.2	867.3	3.1	-153.1	-55.6	902.4	3.1	300	68.2°S	35.4°E
氷ノ山												
HY-6,A	10	3.7	54.1	95.9	5.0	未 測 定						
HY-6,B	15	11.5	52.1	73.4	4.5	未 測 定						
HY-6,C	12	-3.7	46.5	53.8	6.0	未 測 定						
HY-6,D	21	5.7	51.2	875.7	1.1	未 測 定						
HY-44,Y	12	4.7	42.7	60.8	5.6	未 測 定						
照来層群												
HY-11	19	-13.7	59.7	141.1	2.8	-10.3	58.2	112.7	3.2	300	81.1°N	80.0°E
KH-3	14	6.2	55.0	178.9	3.0	9.5	58.6	130.1	3.6	350	81.5°N	194.6°E
HY-105	19	-15.4	44.8	129.1	3.0	未 測 定						

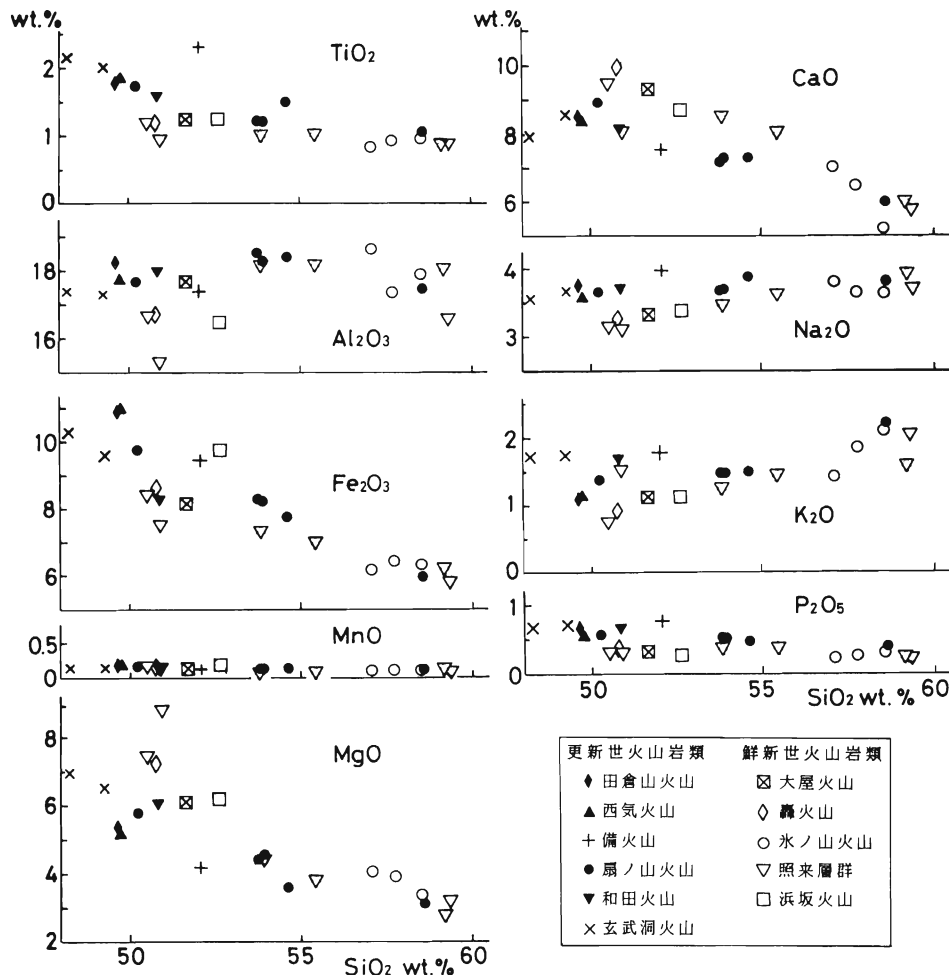
k：精密度パラメーター、α95：保証円

第3表. 火山岩類の全岩化学組成.

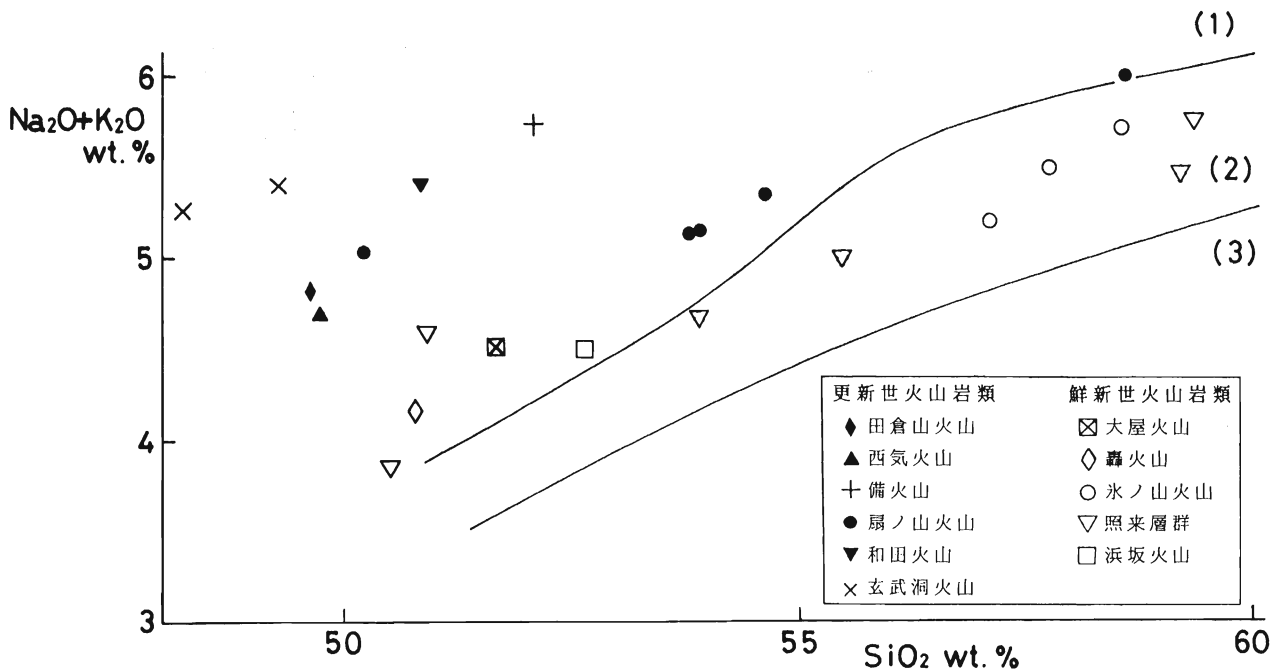
	浜坂火山	照来層群						氷ノ山火山岩			轟火山	大屋火山
	HG-32	OG-2	HY-105	HY-118	HY-11	HY-16	HY-101	HY-5	HY-40	HY-44	HY-108	HY-139
SiO ₂	52.64	50.91	59.34	50.51	55.46	53.89	59.20	57.08	58.53	57.74	50.77	51.68
TiO ₂	1.24	0.92	0.83	1.17	0.98	0.98	0.83	0.83	0.94	0.92	1.16	1.23
Al ₂ O ₃	16.47	15.28	16.54	16.60	18.07	18.11	17.96	18.61	17.86	17.36	16.69	17.67
Fe ₂ O ₃ [†]	9.72	7.47	5.80	8.40	6.96	7.29	6.08	6.16	6.32	6.41	8.61	8.14
MnO	0.16	0.12	0.1	0.16	0.12	0.12	0.10	0.1	0.11	0.11	0.15	0.14
MgO	6.20	8.96	3.24	7.43	3.79	4.43	2.73	4.06	3.19	3.92	7.26	6.09
CaO	8.68	8.03	5.75	9.46	7.96	8.46	5.93	7.01	5.2	6.46	9.95	9.31
Na ₂ O	3.38	3.08	3.72	3.13	3.59	3.43	3.91	3.82	3.64	3.64	3.26	3.38
K ₂ O	1.11	1.51	2.02	0.74	1.40	1.22	1.55	1.38	2.08	1.85	0.90	1.13
P ₂ O ₅	0.27	0.32	0.24	0.30	0.33	0.34	0.24	0.22	0.29	0.26	0.37	0.39
Total	99.87	96.60	97.58	97.90	98.66	98.27	98.53	99.27	98.16	98.67	99.12	99.16

	玄武洞火山		扇ノ山火山					和田火山	備火山	西気火山	田倉山火山
	HG-1	HY-129	OG-1	OG-3	OG-4	OG-5	OG-8	HG-33	HY-121	HG-2	HG-16
SiO ₂	49.27	48.23	58.59	54.62	53.79	53.92	50.21	50.84	52.09	49.74	49.63
TiO ₂	2.01	2.15	1.06	1.51	1.22	1.21	1.73	1.57	2.30	1.83	1.77
Al ₂ O ₃	17.27	16.86	17.45	18.37	18.50	18.25	17.68	17.98	17.39	17.74	18.24
Fe ₂ O ₃ [†]	9.59	10.26	5.94	7.72	8.29	8.22	9.75	8.30	9.49	10.95	10.88
MnO	0.15	0.15	0.11	0.12	0.14	0.14	0.16	0.14	0.13	0.17	0.18
MgO	6.51	6.96	3.13	3.58	4.43	4.55	5.78	6.07	4.19	5.13	5.34
CaO	8.52	7.92	5.97	7.30	7.15	7.27	8.91	8.13	7.51	8.38	8.46
Na ₂ O	3.67	3.55	3.80	3.87	3.67	3.68	3.66	3.71	3.97	3.57	3.74
K ₂ O	1.73	1.72	2.19	1.48	1.46	1.46	1.37	1.70	1.76	1.12	1.08
P ₂ O ₅	0.70	0.66	0.37	0.48	0.52	0.51	0.57	0.68	0.76	0.55	0.67
Total	99.42	98.46	98.61	99.05	99.17	99.21	99.82	99.12	99.59	99.18	99.99

*: total Fe as Fe₂O₃.



第18図. 火山岩類の全岩SiO₂-酸化物図.



第19図. 火山岩類の全岩SiO₂-(Na₂O+K₂O)図. 境界線はKuno(1966)による. (1): アルカリ玄武岩, (2): 高アルミナ玄武岩, (3): ソレイナイト.

考 察

火山岩類の年代について

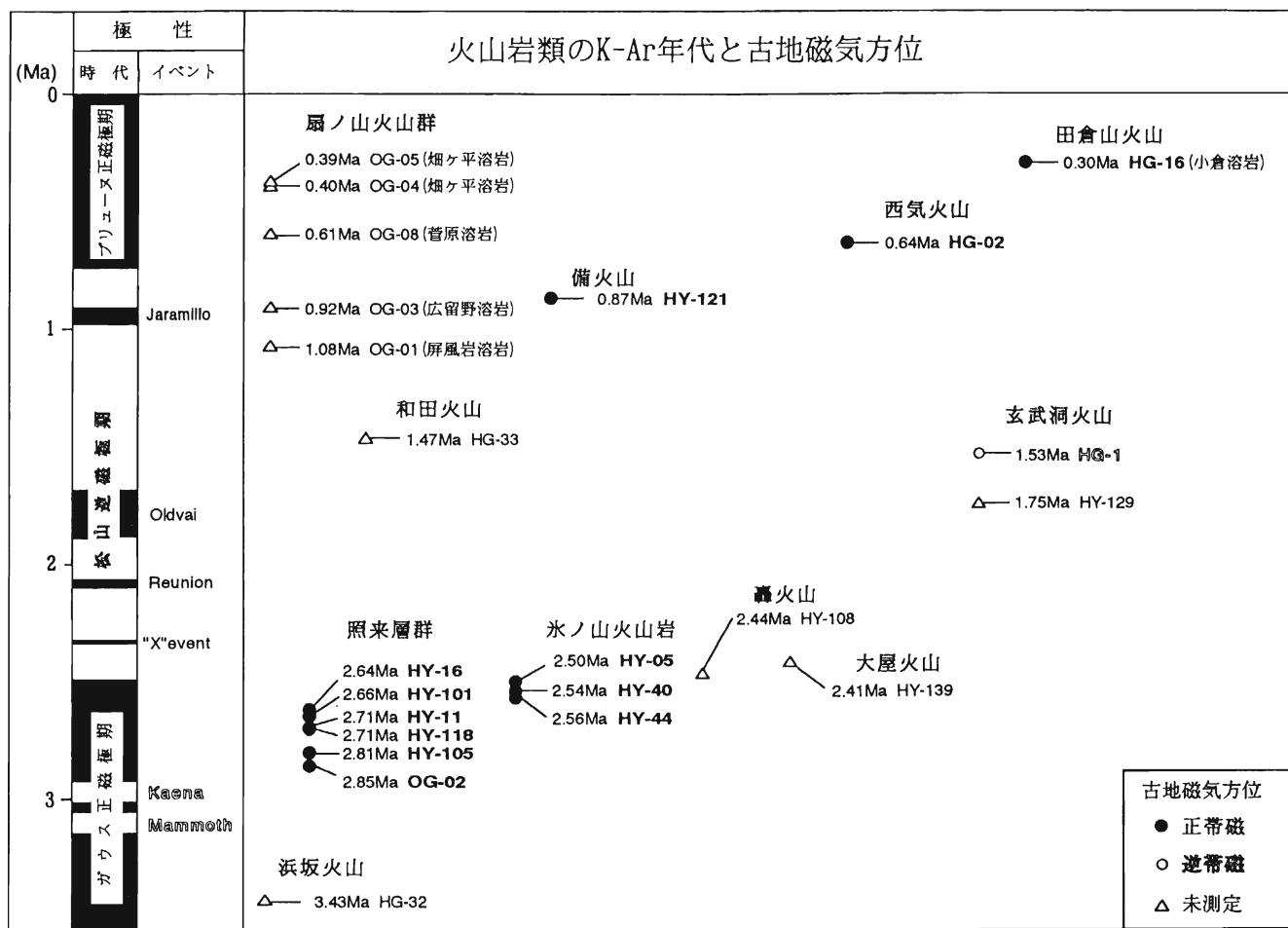
各火山について得られたK-Ar年代と古地磁気を第20図にまとめた. その結果は現在の標準的なタイムスケールを参照した場合, 互いに矛盾しない. ただし, 扇ノ山火山の岩石については古地磁気測定がなされていない. 今回年代測定を行った火山体のいくつかについては, すでに古山ほか(1993)・Furuyama *et al.* (1994)・宇都ほか(1994)などによっても年代値が公表されているが, それらについて今回得られた年代値は彼らの求めた年代と若干のずれはあるものの, 大きく異なるものではない. 今回測定された中で注目すべきデータは照来層群・鉢伏火山・氷ノ山火山の年代である. 照来層群と氷ノ山火山岩はいずれも鮮新世後期で, その値は前者が2.85~2.64Ma, 後者が2.58~2.54Maの接近した年代値を有し, その間に鉢伏山火山岩が位置する. このことは, 照来層群のうち少なくとも寺田火山岩と鉢伏火山岩との間に, 従来考えられてきたような大きな時代のギャップは存在せず, 照来層群から鉢伏・氷ノ山火山へと, 火山活動がほぼ連続して起こったことを示している. その点で, 照来層群の火山岩の活動が鉢伏・氷ノ山周辺地域にまとまって分布することや, 全岩化学組成で照来層群と氷ノ山火山岩が似た化学組成を有することは, この地域の火山活動をまとめる上で興味深い.

兵庫県北部には, 猿尾滝ひん岩と呼ばれる閃緑岩~閃緑ひん岩が分布している. Furuyama(1989)によれば,

猿尾滝ひん岩は照来層群の安山岩中に貫入し, さらに鉢伏火山岩によって不整合におおわれるとされている. 猿尾滝ひん岩の貫入深度についてのデータは得られていないが, 岩体中央部ではかなり粗粒で深成岩的な岩相を呈する(兵庫県, 1961)ことから, ある程度深所で固結したものと考えられる. したがって, 照来層群の火山活動の後, 鉢伏火山の活動までの間に, 猿尾滝ひん岩を地表に露出させるだけの削剥があったことになる. 上述のように, 照来層群と鉢伏火山岩の年代が連続することを考え合わせると, この削剥は非常に短期間に急速に起こったものと考えられる. 松田ほか(1994)は照来層群と鉢伏山火山岩との間に, 照来層群起源の大規模な岩屑流堆積物の存在を認めている(本稿のHY-15, HY-16, HY-19がこれに相当)が, これらの堆積物の存在は, この時期の急速な削剥に対応すると考えられる.

照来層群~氷ノ山火山岩の岩相について

照来層群・鉢伏山・氷ノ山の安山岩はいずれも含かんらん石輝石安山岩で, 非常に良く似た岩相を呈し, 両者を見分けるのはむづかしい. 顕微鏡下の観察によると, 照来層群の安山岩ではかんらん石の変質が著しく, また斜方輝石の周囲に単斜輝石が反応縁として晶出するのに対し, 氷ノ山の安山岩ではかんらん石の周囲に斜方輝石が反応縁として晶出することで特徴づけられる. したがって, このことによって両者を区別することは可能である. 一方, 鉢伏山安山岩の模式的な岩石(HY-14)中の輝石とかんらん石の産状は, 氷ノ山の安山岩と同様, かんらん



第20図. 各火山岩類のK-Ar年代と古地磁気極性.

石が新鮮で、周囲に斜方輝石の反応縁が見られる。それに対し、その下位に分布する安山岩では、斜方輝石の周囲に単斜輝石の反応縁が生成し、かんらん石が著しく変質していることから、本稿では照来層群として記載した (HY-11, HY-12, HY-15, HY-101)。これらはいずれも従来鉢伏火山岩に含まれてきたものである (Furuyama, 1989)。これらの火山岩を鉢伏火山岩に含めるべきか、それとも照来層群のメンバーとみるか、それによってこの地域の火山活動史や山体崩壊の歴史は大きく変わってくる。しかしながら、照来層群に始まるこれらの火山岩については、弘原海・松本 (1958), Matsumoto (1963) 以来、古山・相川 (1983) 及び Furuyama (1989) による照来層群の研究があるのみで、岩石学的性質について系統的に捉えた研究はない。今後、火山層序などの地質も含めた岩石学的研究を進め、マグマの性質の変化を明らかにしていくことが必要である。

全岩主化学組成の時代変化

K-Ar年代からみて、兵庫県北部の火山岩類は大きく

鮮新世後期のものと更新世のものに大きく分けられる。鮮新世後期の活動は寺田火山岩・鉢伏山火山岩・氷ノ山火山岩で代表されるように、安山岩質の溶岩と火砕岩類の噴出を主とする。それに加えて寺田火山岩の一部や浜坂・轟・大屋などの火山は玄武岩溶岩からなっている。一方、第四紀の火山活動は玄武洞・扇ノ山火山・神鍋火山群などの玄武岩質単成火山を主とする。これらの化学組成は第18図及び第19図で明らかのように、同じSiO₂含有量の岩石と比較して、明らかに第四紀の火山岩のほうがTiO₂・Al₂O₃・Fe₂O₃・Na₂O・K₂O・P₂O₅に富みMgO・CaOに乏しく、アルカリ岩系に属する。扇ノ山火山群では屏風岩溶岩などのカルクアリカリ岩の活動も知られているが、同程度のSiO₂成分を有する照来層群・氷ノ山火山岩と比べても、アルカリ成分に富む傾向がある。Furuyama *et al.* (1994) は玄武岩質単成火山の活動が第四紀のみではなく、鮮新世からすでに始まっていたことを示している。今回記載した浜坂・轟・大屋火山の玄武岩がこれに相当するが、同じアルカリ岩の単成火山であっても、鮮新世の玄武岩と第四紀の玄武岩ではこのよ

うに異なった化学的性質を持ち、これら全てを同一に扱うことはできない。すなわち鮮新世から更新世にかけて、玄武岩・安山岩ともに、よりアルカリ質なものに変化していったと見る事ができる。これがどのような造構的变化に対応するものかは今後の課題である。

謝 辞

データ収集にあたり、岡山理科大学の板谷徹丸教授にはK-Ar年代の測定をしていただいた。深く感謝の意を表します。

文 献

- 古山勝彦 (1973) 神鍋火山群の火山層序. 地質雑, 79, 399-406.
- Furuyama, K. (1981) Geology of the Oginosen Volcano Group, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 24, 39-47.
- Furuyama, K. (1989) Geology of the Teragi Group, Southwest Japan - with special reference to the Terada Volcanics -. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 32, 123-173.
- 古山勝彦 (1990) 近畿北部, 神鍋単成火山群に「太田火山」の発見. 地球科学, 44, 279-282.
- 古山勝彦・相川信之 (1983) 兵庫県北西部の鮮新世歌長流紋岩類. 岩鉱, 78, 295-305.
- 古山勝彦・長尾敬介・笠谷一弘・三井誠一郎 (1993) 山陰東部, 神鍋火山群及び近傍の玄武岩質単成火山のK-Ar年代. 地球科学, 47, 577-390.
- Furuyama, K., Nagao, K., Mitsui, S. and Kasatani, K. (1993) K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan. *Earth Sci.*, 47, 519-532.
- Genbudo Research Group (1989) High-P and low-Si and -K Quarternary lava from Genbudo, northern Kinki district, Japan. *Earth Sci.*, 43, 231-236.
- 玄武洞団体研究グループ (1991) 兵庫県玄武洞地域の第四紀火山の地質と岩石 - 玄武洞溶岩と赤石溶岩 -. 地球科学, 45, 131-144.
- 後藤 篤・巽 好幸 (1991) 蛍光X線分析装置による岩石試料の定量分析 (I). 理学電機ジャーナル, 22, 28-41.
- 兵庫県 (1961) 17万分の1 兵庫県地質鉱産図および同説明書. 兵庫県, 171p.
- 加々美寛雄・玄武洞団体研究グループ (1990) 玄武洞地域に分布する火山岩類のSr・Nd同位体比. 地質雑, 96, 471-474.
- 川本竜彦 (1990) 神鍋火山群の地質. 火山, 35, 41-56.
- 小林文夫 (1995) 兵庫県地質関係基礎資料 - 1990年度~1992年度収集資料 -. 人と自然, no. 5, 37-43.
- Kuno, H. (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.
- 松田高明・後藤 篤・森永速男・先山 徹 (1994) 北兵庫鮮新 - 更新世火山岩類のK-Ar年代. 岩鉱, 89, 161.
- Matsumoto, T. (1963) On the origin of the Neogene volcanic series in Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 7, 49-79.
- Matuyama, M. (1929) On the direction of magnetization of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria. *Proc. Imp. Acad. Japan.*, 5, 203-205.
- 田倉山団体研究グループ (1984a) 近畿地方北部, 田倉山火山周辺の第四紀堆積層. 地球科学, 38, 31-43.
- 田倉山団体研究グループ (1984b) 近畿地方北部, 田倉山火山の地質と岩石. 地球科学, 38, 143-160.
- 宇都浩三・田上高広・内海 茂 (1994) 山陰地方東部, 鮮新統照来層群火山岩類のK-Arおよびフィッシュトラック年代. 地質雑, 100, 787-798.
- 弘原海 清・松本 隆 (1958) 北但馬地域の新生界層序 (その1). 地質雑, 64, 625-637.
- 弘原海 清 (1984) 西南日本の基盤構造の発展. 藤田和夫編, アジアの変動帯, 257-275, 海文堂.
- 弘原海 清・池辺展生・松本 隆 (1966) 近畿北部の新第三系の対比. 松下進教授記念論文集, 105-116.

(1995年6月27日受理)