

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

福岡(14)第65号

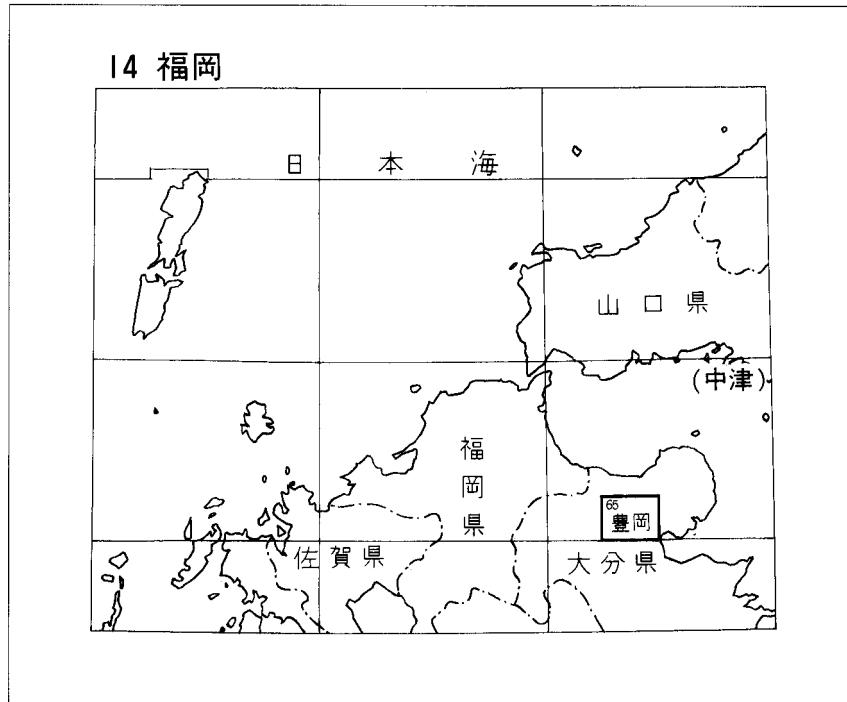
豊岡地域の地質

星住英夫・森下祐一

平成5年

地質調査所

位置図



()は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	(星住英夫) 1
II. 地質概説	(星住英夫) 6
II. 1 地質の概要	6
II. 2 研究史	11
III. 白亜紀花崗岩類	(星住英夫) 13
IV. 新第三系	(星住英夫) 16
IV. 1 宇佐火山岩類	16
IV. 2 津房川層	22
IV. 3 人見岳火山岩類	23
V. 第四系下部更新統	(星住英夫) 29
V. 1 高陣ヶ尾安山岩	29
V. 2 耶馬溪火砕流堆積物	30
V. 3 今市火砕流堆積物	31
VI. 第四系中部更新統	(星住英夫) 33
VI. 1 松本火砕流堆積物	33
VI. 2 檜本層	35
VI. 3 鎌戸山安山岩	35
VI. 4 鹿鳴越火山	36
VI. 4. 1 鹿鳴越溶岩	37
VI. 4. 2 浄土寺岩屑なだれ堆積物	38
VI. 4. 3 古火山麓扇状地堆積物	38
VI. 5 西ノ台流紋岩	40
VI. 6 六郎丸火砕流堆積物	40
VI. 7 高平山火山	42
VI. 7. 1 高平山溶岩	42
VI. 7. 2 十文字原岩屑なだれ堆積物	43
VII. 第四系上部更新統 - 完新統	(星住英夫) 43
VII. 1 阿蘇火山噴出物	43
VII. 1. 1 阿蘇-3火砕流堆積物	43
VII. 1. 2 阿蘇-4火砕流堆積物	44
VII. 2 南畑火砕流堆積物	46
VII. 3 段丘堆積物	47
VII. 4 扇状地堆積物	47

VII. 5 地すべり堆積物	47
VII. 6 沖積層	47
VII. 7 埋立地	47
VIII. 活構造・重力	(星住英夫) 48
VIII. 1 活構造	48
VIII. 2 重力	49
IX. 応用地質	(森下祐一・星住英夫) 50
IX.1 金鉱床	50
IX. 1. 1 馬上鉱山	53
IX. 1. 2 馬上鉱床区	56
IX. 1. 3 宇佐-麻生鉱沫区	61
IX. 2 垂炭	63
IX. 3 温泉	63
IX. 4 採石	64
文 献	64
Abstract	72

図・表・付表目次

第 1 図 豊岡地域の行政区区分図	2
第 2 図 豊岡地域の埋谷面図と地形区分	3
第 3 図 西ノ台流紋岩の溶岩台地	4
第 4 図 安心院盆地を構成する丘陵地と沖積平野	4
第 5 図 宇佐火山岩類の溶岩台地	5
第 6 図 宇佐火山岩類の溶岩ドーム	5
第 7 図 宇佐火山岩類の凝灰角礫岩が形作る“耶馬溪式景観”	6
第 8 図 A 中部九州火山岩地域の地質概略図	7
第 8 図 B 中部九州のブーゲー異常図	7
第 9 図 中部九州火山岩地域東部の火山岩年代値	8
第 10 図 豊岡地域の地質概略図	9
第 11 図 鶴花崗岩に貫入するアプライト脈と暗色包有物	15
第 12 図 牛屋敷花崗岩と宇佐火山岩類の不整合面	17
第 13 図 プロピライト化した宇佐火山岩類の凝灰角礫岩	18
第 14 図 宇佐火山岩類中の風化土壌	19
第 15 図 宇佐火山岩類の火砕岩	19
第 16 図 宇佐の溶岩	21

第 17 図	津房川層の岩相区分図	24
第 18 図	安心院-院内付近の地質図	25
第 19 図	津房川層の岩相	26
第 20 図	津房川層中のスランプ構造	27
第 21 図	津房川層を覆う人見岳火山岩類の火砕岩	27
第 22 図	人見岳火山岩類の溶岩が作る滝	28
第 23 図	耶馬溪火砕流堆積物の強溶結部	31
第 24 図	今市火砕流堆積物と基底部の降下軽石層	33
第 25 図	松本火砕流堆積物の水成堆積相	35
第 26 図	鹿鳴越火山の溶岩に発達する柱状節理	37
第 27 図	鹿鳴越火山の火砕流堆積物の本質岩塊	38
第 28 図	浄土寺岩屑なだれ堆積物の岩相	39
第 29 図	浄土寺岩屑なだれ堆積物中の引き延ばされた土壌片	39
第 30 図	上部が溶結した六郎丸火砕流堆積物	41
第 31 図	十文字原岩屑なだれ堆積物の内部構造	42
第 32 図	阿蘇-3 B 火砕流堆積物を覆う阿蘇-4 A 火砕流堆積物	44
第 33 図	南畑火砕流堆積物	46
第 34 図	豊岡地域及びその周辺の活断層と地震	48
第 35 図	豊岡地域のプーゲー異常図	49
第 36 図	豊岡図幅地域の金鉱床と変質帯	51
第 37 図	馬上鉱山坑内図	52
第 38 図	馬上鉱山操業中の第 1 斜坑口	54
第 39 図	馬上鉱床桜断東西断面図	54
第 40 図	馬上鉱床の含金銀石英脈露頭(光盛断分岐脈)	56
第 41 図	山浦鉱床の平行脈露頭	59
第 1 表	豊岡地域の地質総括表	10
第 2 表	馬上鉱床の鉱脈系	53
第 3 表	馬上鉱床における鉱石試料の化学分析値	55
第 4 表 a	馬上鉱山生産量(推計 A)	57
第 4 表 b	馬上鉱山生産量(推計 B)	57
第 5 表	馬上鉱床区における鉱石試料の化学分析値	60
第 6 表	宇佐鉱山生産量	63
付表 A -1	豊岡地域の年代測定値	70
Table 1	Summary of the geology of the Toyooka district	73

豊岡地域の地質

星住英夫*・森下祐一**

豊岡地域の地質研究は、地震予知のための特定観測地域「伊予灘及び日向灘周辺」の地質調査研究の一環として平成元-3年度に実施された。本図幅地域全体の現地野外調査及び研究報告のとりまとめは、星住が担当した。金鉱先については、森下が平成3年度に現地野外調査を実施しとりまとめた。報告書の執筆は、.1金鉱床を森下が分担し、それ以外の項目は星住が担当した。本調査研究を遂行するに当たり、山香町役場には、町内の金鉱床関連の資料を提供して頂いた。また、京都大学附属地球物理学研究施設の北岡豪一助教授には、温泉の源泉位置を教えて頂いた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。本研究に用いた岩石薄片は、九州地域地質センター青山秀喜技官及び北海道支所佐藤卓見技官によって作製された。

I. 地 形

(星住英夫)

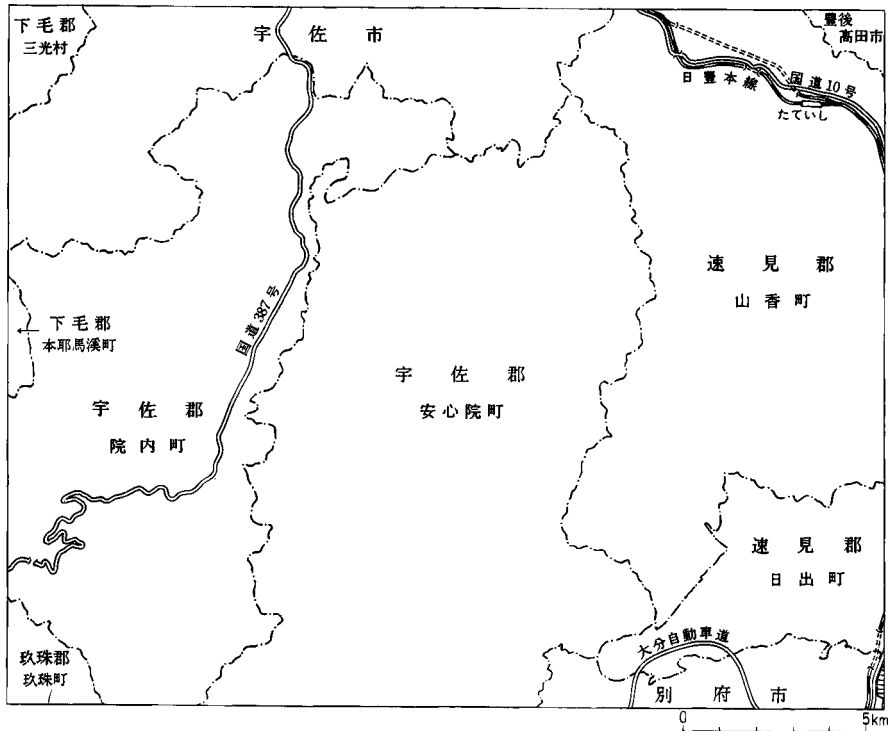
豊岡地域¹⁾は、東経131°15' - 131°30' , 北緯33°20' - 33°30' の範囲に位置する。行政的には大分県宇佐郡安心院町・院内町、速見郡山香町・日出町の大部分を含み、別府市、豊後高田市、下毛郡三光村・本耶馬溪町、玖珠郡玖珠町の一部を含んでいる。5万分の1図幅名の「豊岡」は、別府湾に面する旧豊岡町²⁾に由来する。

*地質部, **鉱物資産部

¹⁾ 5万分の1「豊岡」図幅地域のことを本報告では単に豊岡地域あるいは本地域と呼ぶ。また同様に、別府地域、耶馬溪地域などという便宜方をとする。

²⁾ 昭和29年に町村合併して速見郡日出町の一部となった。現存、日出町大字豊岡。

Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Toyooka, Oita Prefecture, Kyushu, Hohi volcanic zone, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Cretaceous granites, Usa Volcanic Rocks, Tsubusagawa Formation, Hitomidake Volcanic Rocks, Takajiligao Andesite, Yabakei Pyroclastic Flow Deposit, Imaichi Pyroclastic Flow Deposit, Matsumoto Pyroclastic Flow Deposit, Naramoto Formation, Hinadoyama Andesite, Kanagoe Volcano, Nishinodai Rhyolite, Rokuromaru Pyroclastic Flow Deposit, Takahirayama Volcano, Aso Pyroclastic Flow Deposit, Minamihata Pyroclastic Flow Deposit, Bajo Mine, gold deposits.



第1図 豊岡地域の行政区分図

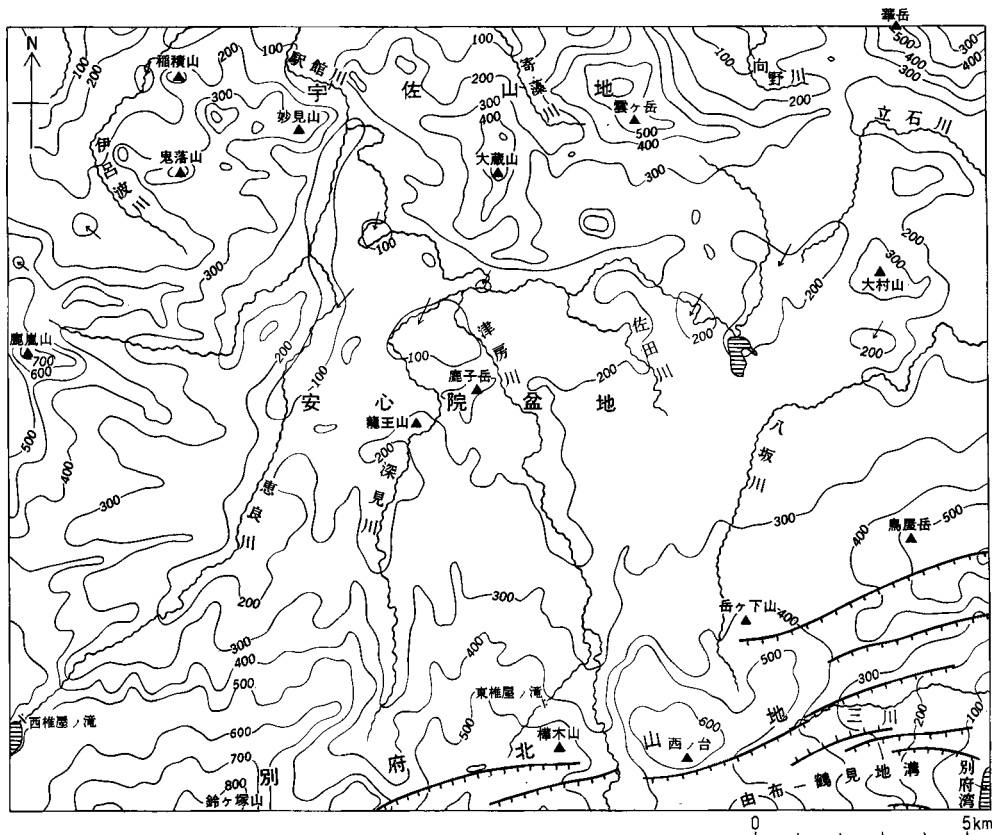
本地域は、南東部のごく一部に海域(別府湾西端部)があるほかは、陸域である。本地域を構成する主な地形単元は南から、由布-鶴見地溝・別府北山地・安心院盆地・宇佐山地である(第2図)。この他に、西隣の耶馬溪地域へと連続する耶馬溪火砕流台地の東端部が、本地域西縁の南部に分布している。

由布-鶴見地溝

別府市の別府湾岸部から湯布院町北部にかけて、南北の幅5-7km、ほぼ東西に20km延びる由布-鶴見地溝³⁾がある。由布-鶴見地溝は、南縁と北縁を東西性の正断層(群)によって区切られ、地溝内にも東西性の正断層が発達している。これらの断層は第四系を変位させているという意味での活断層である。由布-鶴見地溝内には、後期更新世-完新世の由布-鶴見火山群や、高平山火山をはじめとする中期更新世のやや古い火山体が位置する。地溝内の活断層は、地域的な偏りがあるものの古い山体ほど大きく変位させている。

この由布-鶴見地溝の東部の北半部が、本地域の南東隅に位置する。由布-鶴見地溝の東部は、鶴見岳火山や高平山火山の噴出物や扇状地からなる暖斜面であり、東へ低下して海岸に達する。地溝の北端を限る別府北断層(村井・金子, 1975)は、由布-鶴見地溝東部では平行する断層群に分かれて、階段状

³⁾星住ほか(1988)の命名による。別の呼び方として速見地溝(池田, 1979)、別府東地溝・別府西地溝(千田, 1979)がある。しかし地溝内部のほとんどは速見郡ではないこと、松本(1979)が定義した別府-島原地溝の別府地溝の部分は、南縁が大分平野まで含む広い部分であり、千田の別府東地溝などは範朗が一致せず混乱のもととなるので、これらの名称は用いない。



第2図 豊岡地域の埋谷面図と地形区分
500m谷埋めて作製。断層は主なものを記し、推定部分を含む

になっている（第2図）。階段状の部分は、中期更新統の鹿鳴越^{かなごえ}火山や西ノ台流紋岩からなる。由布 - 鶴見地溝内の三川^{さんかわ}などの河川は、いずれも短く急であり東方の別府湾へ注いでいる。

別府北山地

由布 - 鶴見地溝に北接する、東北東 - 西南西方向に延びる標高500-800mの山地を別府北山地と呼ぶ。別府北山地の頂部にほ東から、唐木山(599.7m)、鳥屋岳(590.1m)、岳ヶ下山(484.6m)、西ノ台(565.1m)、樺木山(585.3m)、寒水台^{そつす}(663.0m)、鈴ヶ塚山(890m：本地域内最高点)などの山々が並び、北へ緩く傾いた溶岩台地を形成している。別府北山地の東部から中央部は、中部更新統の鹿鳴越火山及び難戸山安山岩の輝石安山岩溶岩台地と西ノ台流紋岩の流紋岩溶岩台地からなる（第3図）。溶岩台地頂部は別府北断層に平行な南落ちの正断層により変位し、断層と平行なりニアメントがいくつも認められる。西部の鈴ヶ塚山は、鮮新統の人見岳火山岩類の輝石安山岩溶岩台地から構成されている。別府北山地の南端部は、南落ちの別府北断層により断層岸となっているのに対して、山地の北側は、緩斜面となって徐々に高度を下げ北側の安心院盆地へとつながっている。

安心院盆地

別府北山地の北側に位置する安心院盆地は、東側を除く3方を山地に囲まれたおよそ南北10km、東

西 20km の盆地で、標高 100-300m の丘陵からなっている。安心院盆地西部の院内町 - 安心院町域では、恵良川、深見川、津房川^{つぶさ}、佐田川^{やっかん}などの駅館川の支流が別府北山地に源を發し、北へ向かってほぼ南北方向に流れている。これらの河川の間にはさらに小規模な河川があつて、その間に比高 100-150 m 程度の南北に延びた丘陵が分布している(第 4 図)。これらの丘陵は、主に鮮新統の津房川層からなり、それを下部更新統の耶馬溪火砕流堆積物、今市火砕流堆積物や中部更新統の松本火砕流堆積物、六郎丸火砕流堆積物が次々に覆っている。安心院盆地東部の山香町地域では、別府北山地に源を發した八坂川とその支流が南北から徐々に東へ向きを変えて別府湾へ向けて流下している。安心院盆地東部においても八坂川をはじめとする河川の間には丘陵が細長く延びている。丘陵は、今市火砕流堆積物、松本火砕流堆積物と鹿鳴越火山起源の岩屑なだれ堆積物やその再堆積物から構成されている。安心院盆地内には、断層地形や顕著なりニアメントは認められない。



第 3 図 西ノ台流紋岩の溶岩台地(安心院町西ノ台)
安心院町籬戸山(別府地域)から北東方向を望む。右端に鹿鳴越火山の輝石安山岩溶岩台地が見える



第 4 図 安心院盆地を構成する丘陵地と沖積平野(安心院町下市北方から南を望む)
平野のすぐ向こう側は、龍王山・鹿子岳などの宇佐火山岩類の火山岩からなる山体。頂部が溶岩で、下部は火砕岩からなっている。遠景は、右から由布岳・鶴見岳・伽藍岳の各火山(別府地域)

宇佐山地

安心院盆地の北側には標高200-500mの山地があって、宇佐山地と呼ぶ。宇佐山地の北側は、周防灘に面した中津平野の南縁部にあたる。宇佐山地は、雲ヶ岳(653.9m)、大蔵山(543.4m)、妙見山(444m)、稻横山(406m)、鬼落山(576m)などの数多くの孤立した山々からなる。これらの山は台地状(第5図)あるいはドーム状や円錐状(第6図)の形をしていて、溶岩から構成されている。それに対し山々の基部



第5図 宇佐火山岩類の溶岩台地(宇佐市鬼落山より南東を望む)
最高峰が鹿嵐山(758.1m)。そのすぐ手前の緩く左へ傾いた台地が仙岩山(572m)



第6図 宇佐火山岩類の溶岩ドーム(宇佐市灘より北を望む)
中央右寄りのドーム状の山体が鬼落山(576m)。左端の円錐状の山体が高山(480m)



第7図 宇佐火山岩類の凝灰角礫岩が形作る“耶馬溪式景観”
(安心院町龍王山南側の県道より西を望む)

や谷底部は、火砕岩⁴⁾を主として溶岩を伴っている。火砕岩はしばしば切り立った崖地形をなし、特異な景観を形作っている(第7図)。宇佐山地では、断層地形や顕著なりニアメントは認められない。

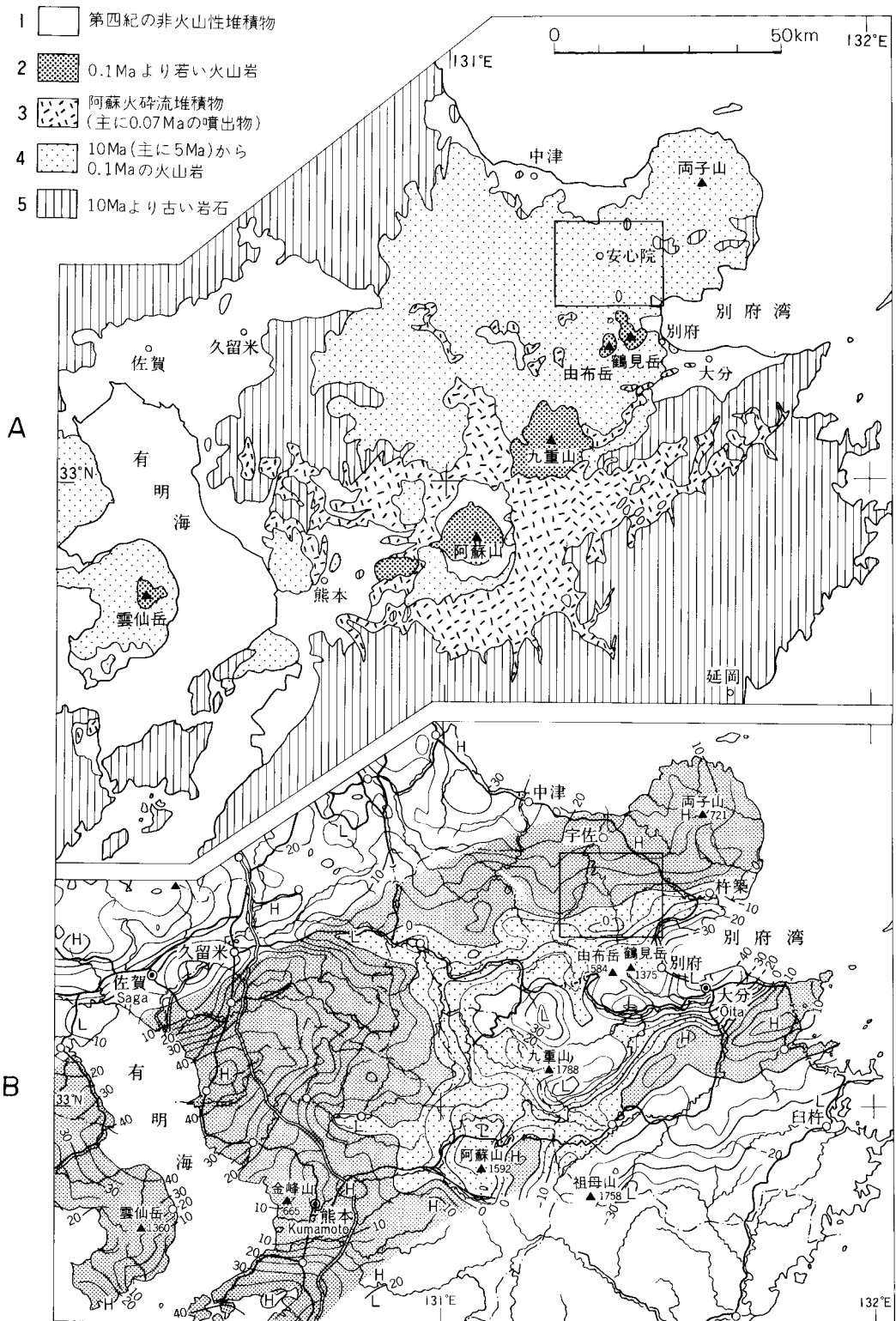
． 地 質 概 説

(星住英夫)

． 1 地質の概要

中部九州を東北東 - 西南西に横断する地域、すなわち別府汚から島原半島にかけて、新第三紀以降に噴出した火山岩が広く分布する。この中部九州火山岩地域は、重力の低異常域に一致し、別府 - 島原地

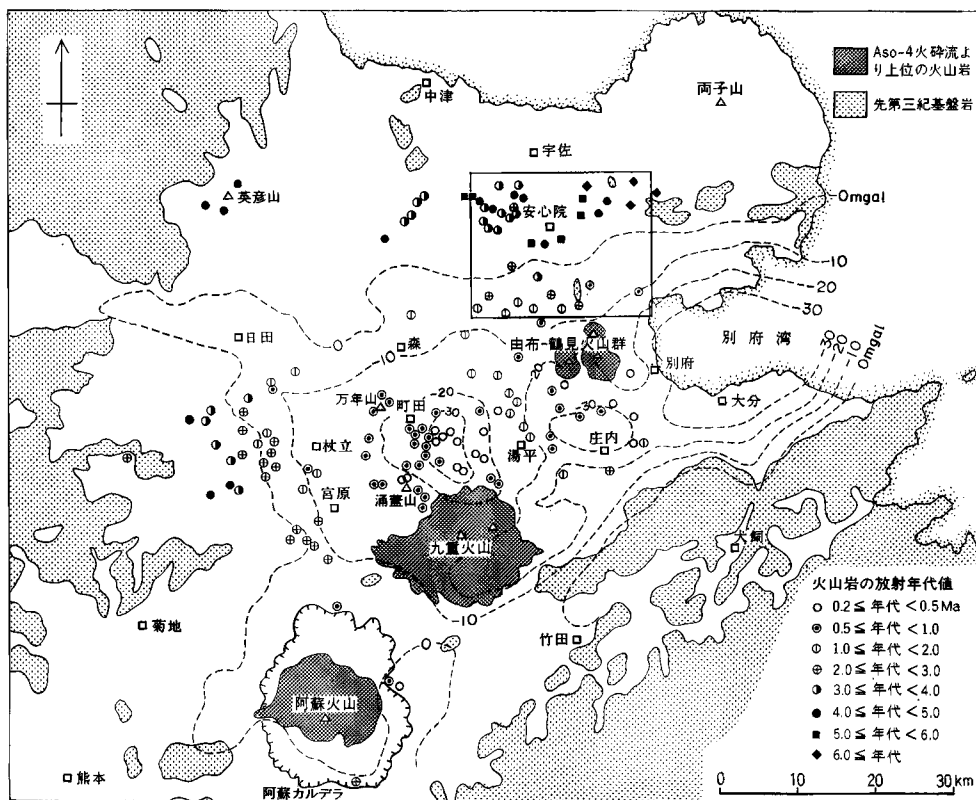
⁴⁾本報告では、火砕岩という用語を pyroclastic rocks ではなく volcaniclastic rocks の意味で用いる。すなわち、火山性物質から構成されている砕屑岩をその成因を問わず広く指す。



第8図A：中部九州火山岩地域の地質概略図 図中の四角は豊岡地域
 第8図B：中部九州のブーゲー異常図(駒澤ほか, 1987による)

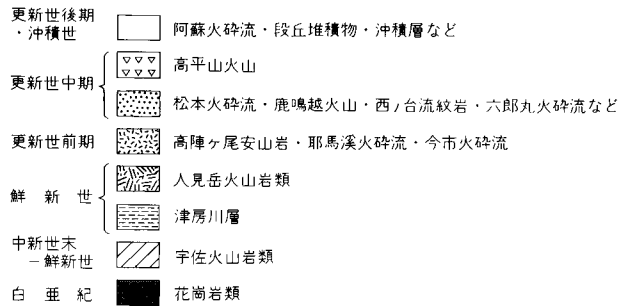
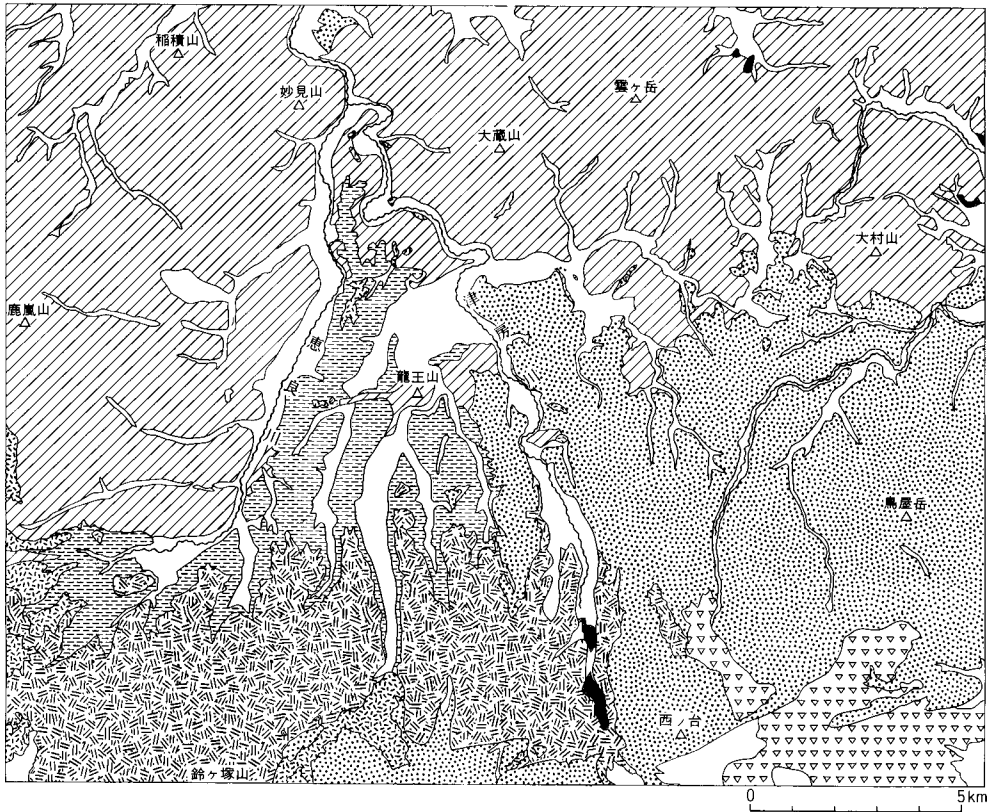
溝(松本徑夫, 1979; 久保寺ほか, 1976)と呼ばれた(第8図)。九州中央部の阿蘇カルデラ付近から別府湾にかけての中部九州火山岩地域東部では, 火山岩類は若いものほど中心部に, 古いものほど縁辺部に分布している(豊肥火山地域 [Hoho volcanic zone]: 鎌田, 1985; Kamata, 1989)(第9図)。

豊岡地域は別府湾の北西側に位置し, 鎌田(1985)の豊肥火山地域の北縁部に当たる。木地域内では, 南から北へ向かってより古い火山岩が分布する帯状配列を示し(第9図), 豊肥火山地域での火山岩の帯状配列と調和的である。すなわち木地域北部には, 木地域で最も下位の宇佐火山岩類(鮮新統, 一部上部中新統)が広がりその南側に津房川層(鮮新統)が分布する。南部には, 人見岳火山岩類(上部鮮新統)の溶岩台地がある。さらに南隣の別府地域との境界付近には, 高陣ヶ尾安山岩(下部更新統), 雛戸山安山岩, 鹿鳴越火山, 西ノ台流紋岩, 高平山火山⁵⁾(以上中部更新統)が位置している(第10図)。本地域内に分布する主な火砕流堆積物は南方の地域外に噴出源があり, この火山岩の帯状配列とは無関係に分布する。また, 先第三系の基盤岩は, 白亜紀の花崗岩類からなる。豊岡地域の地質総括表を第1表に示す。



第9図 中部九州火山岩地域東部の火山岩年代値(鎌田, 1985を簡略化, 一部補筆した)

⁵⁾ 本研究での地層岩体名は, 以下のような基準を定めて命名した。中部九州火山岩地域では, 更新世中期よりも若い火山はよく火山地形が保存されているが, 史新世中期以前の火山は浸食や断層活動により元の火山地形の大部分が失われている場合が多い。そこで, “火山”の名称を与えるのは火山地形がよく保存されている中部更新統以降のものに限り, それ以外のものは安山岩のように岩石名で命名する。また, 種々の岩質の火山岩の集まりや碎屑岩類の占める割合の高い火山岩体を火山岩類と呼ぶ。火砕流堆積物は, 溶結度にかかわらず火砕流堆積物と呼ぶ。一方, 層という名称は堆積岩を主体とする地層に限って使用する。溶岩という名称は, より小さな地層単位として, 例えば火山溶岩といった使い方をする。



第10図 豊岡地域の地質概略図

基盤岩類（先第三系）

本地域での先第三系基盤岩として、白亜紀の花崗岩類が狭い地域にはあるが分布している。本地域北東部の山香町藤田・鶴成付近には牛屋敷花崗岩が、山香町日野地には日野地花崗岩が宇佐火山岩類の下位に露出している。また、安心院町南部の津房川沿いでは鶴花崗岩と丸田花崗閃緑岩が、人見岳火山岩類の火砕岩に覆われて露出している。これらの岩石は、領家帯に属するとされている(笹田, 1987)。以上のほかにもボーリングにより安心院町中心部や北西部の宇佐市下麻生^{あまう}付近の深度約500-600m(標高-400 ~ -500m)で花崗岩類が見つかっている(北岡ほか, 1989)。

第1表 豊岡地域の地質総括表

時 代		地 層・岩 体 名	主 岩 相(岩 質)	年代値(Ma)
第 四 紀	完 新 世 更 新 世 後 期	沖積層・地すべり堆積物	礫・砂・シルト	
		扇状地堆積物・段丘堆積物	礫・砂・火山灰	
		南畑火砕流堆積物	非溶結火砕流堆積物(角閃石安山岩)	
		阿蘇-3, 4 火砕流堆積物 N	溶結-非溶結火砕流堆積物	0.12/0.09
	更 新 世 中 期	高平山火山 N	溶岩・火砕岩(角閃石安山岩)	0.55
		六郎丸火砕流堆積物 N	非難結-溶結火砕流堆積物(角閃石デイサイト)	
		西ノ台流紋岩 N	溶岩(角閃石流紋岩)	0.39
		籬戸山安山岩・鹿鳴越火山 N	溶岩(輝石安山岩)	0.71-0.72
		檜 本 層	礫・砂・シルト	
		松本火砕流堆積物	非溶結火砕流堆積物(黒雲母流紋岩)	0.37-0.62
	更 新 世 前 期	今市火砕流堆積物 R	溶結火砕流堆積物(輝石デイサイト)	0.76-0.94
		耶馬溪火砕流堆積物 N	溶結火砕流堆積物(角閃石デイサイト)	0.96-1.03
		高陣ヶ尾安山岩 R	溶岩(かんらん石輝石安山岩)	1.22-1.3
新 第 三 紀	鮮 新 世	人見岳火山岩類 NR	溶岩・凝灰角礫岩・凝灰岩(輝石安山岩)	1.92-2.4
		津房川層	凝灰岩・砂岩・シルト岩	3.2-5.6
	宇佐火山岩類 NR	溶岩・火砕岩 (輝石安山岩・角閃石安山岩-デイサイト)	2.9-7.6	
中 新 世 後 期				
白 亜 紀	花崗岩類	花崗岩・花崗閃緑岩	77-88	

年代値は中央値の範囲を示した。付表を参照のこと。N:正帯磁, R:逆帯磁

新第三系

本地域を含む中部九州火山岩地域の北縁部には、新第三系の火山岩(一部堆積岩)が広がっている。個々の火山岩体は側方への連続性が悪く、また鍵層になるような大規模な火砕流堆積物を欠くために、互いの層序関係ははっきりしない。さらに、金鉱床を伴う変質帯が地層と斜交しており、研究史の項(2)で述べるように、この時期の地層は、研究者ごとに異なる地層区分がされ混乱の元となってきた。本研究では、層序関係及び多数の年代測定値を再検討し、本地域の新第三系を鮮新統(一部、上部中新統)の宇佐火山岩類、鮮新統の津房川層及び人見岳火山岩類に区分した。

宇佐火山岩類は、本地域北部に広がる安山岩(一部デイサイト)の溶岩・火砕岩からなる陸成の地層である。層厚は最大で1,000mに及ぶ。溶岩及び火砕岩はいずれも側方への連続性が良くない上に、火砕岩は無層理の部分が多く、鍵層になる地層もほとんどない。宇佐火山岩類は約3Maまでの鮮新世に噴出した。しかし、山香町立石付近では中新世後期の年代値が得られており、宇佐火山岩類の活動の開始は中新世にまで遡ることが今回明らかとなった。

津房川層は、本地域中央部に広がる碎屑岩を主とする湖成堆積物で植物化石を多産する。砂岩、泥岩、軽石凝灰岩からなり、最上部に礫岩・粗粒砂岩を伴っている。泥岩中には、しばしば炭灰層が挟在する。宇佐火山岩類と津房川層の層序関係は津房川層の岩相変化及び年代測定値から判断すると、鮮新世の5-3Ma頃には同時異層であり、陸域に宇佐火山岩類、湖に津房川層が堆積した。その後宇佐火山岩類は活動を終了し、津房川層を堆積した湖は埋没した。

津房川層を不整合で覆う人見岳火山岩類は、5 杖以上の安山岩溶岩とその間の火砕岩及び砕屑岩からなり、本地域南部で溶岩台地地形を形成している。溶岩が南から北へと高度を下げることで、北ほど火砕岩及び砕屑岩が卓越することから噴出源は南方とみられる。

第四系下部更新統

高陣ヶ尾安山岩はかんらん石を含む輝石安山岩で、木地域内最初の第四紀火山岩である。人見岳火山岩類同様に南方から流下している。耶馬溪火砕流堆積物は、角閃石デイサイト質の大規模な火砕流堆積物で、約 1Ma⁶⁾ のハラミヨ・イベントに九重火北方から噴出した。今市火砕流堆積物は輝石デイサイト質の火砕流堆積物で、約 0.8Ma の逆磁極期に噴出した。

第四系中部更新統

松本火砕流堆積物は、黒雲母流紋岩質の非溶結の軽石流堆積物で本地域南部から東部まで広がっている。松本火砕流堆積物の上位に砂礫層からなる檜本層がある。檜本層を覆って鹿鳴越火山の山体崩壊堆積物(浄土寺岩屑なだれ堆積物)が覆っている。鹿鳴越火山は別府湾北側に位置する輝石安山岩火山で、噴出中心は別府湾あるいは別府湾西方にあったと考えられる。難戸山安山岩は、鹿鳴越火山西方に位置する同時期の輝石安山岩溶岩の岩体である。西ノ台流紋岩は、鹿鳴越火山を覆う角閃石流紋岩で溶岩台地を形成している。六郎丸火砕流堆積物は、角閃石デイサイト質の軽石流堆積物で他の火砕流と同様に南方より流下してきた。高平山火山は、由布 - 鶴見地溝東部に位置する比較的若い火山である。角閃石安山岩 - デイサイトの溶岩・火砕岩からなる、火山体から北へ向かって十字原岩屑なだれ堆積物が流れ下っている。

第四系上部更新統 - 完新統

更新世後期の、12ka⁷⁾ 頃に阿蘇カルデラから阿蘇 - 3 火砕流堆積物(安山岩スコリ 7 流堆積物)が、9 ka には阿蘇 - 4 火砕流堆積物(角閃石デイサイト軽石流堆積物)が到達した。その後、角閃石安山岩質の小規模な火砕流堆積物(南畑火砕流堆積物)が南部地域に堆積した。段丘堆積物は駅館川水系を中心に発達している。扇状地堆積物は、高平山火山の周囲に見られる。地すべり堆積物は、院内町上船木に大規模なものがある。沖積層は安心院町中心部の他は、河川沿いの狭い地域に発達している。

2 研究史

本地域を含む大分県北部から福岡県東部にかけた地域には、新第三紀から第四紀の火山岩類が広く分布している。この地域では、平坦面を形成する溶岩や溶結火砕流堆積物、ドーム状の溶岩、これらに覆われたり指交あるいはアバットする火砕岩が複雑にからみ合っている。火砕岩は側方への岩相変化が激しい上に、変質帯が地層や岩体の境界と斜交しており、層序の解明を困難にしてきた。

本地域の西側に当たる耶馬溪・英彦山地方を調査した加藤(1918)は、重要な地質構成単位として、“古期台地溶岩”(輝石安山岩溶岩)及び“新时期台地溶岩”(耶馬溪火砕流堆積物)と、これらの下位の“成層集塊岩類累層”(凝灰岩などの火砕岩)を認識した。今野(1948)は、豊岡地域中央部の安心院盆地周辺に

⁶⁾ Ma = 100 万年前

⁷⁾ ka = 1000 年前

分布する亜炭を含む湖成堆積物を駅館川層と命名した。駅館川層の下部は角閃石安山岩質の角礫層からなる陸成層，中部は礫岩と亜炭を含む細粒砕屑岩からなる湖成層，上部は砂岩・泥岩と礫岩からなる湖成層であるとした、ただし、これは学会発表の演旨であり、地質図などの詳細なデータはない。首藤(1953)は、加藤(1918)の“成層集塊岩類累層”を耶馬溪成層集塊岩と呼び、本地域北東部の立石付近に分布する変質安山岩とそれに伴う“角礫凝灰岩”を宇佐層群(宇佐安山岩類)と呼んだ。宇佐層群の呼称はこれが初めてであるが、詳しい記載はない。さらに首藤(1953)は、今野の駅館川層と“耶馬溪成層集塊岩”は、一連の堆積物であるとし、駅館川層を再定義し、明治亜層(細粒層)と院内亜層(粗粒層)に区分した。その後、首藤(1962)は、“耶馬溪成層集塊岩”を耶馬溪層と呼び、岩相から上下2部層に区分した。耶馬溪層下部層は、角閃石安山岩質の“角礫凝灰岩”を主とし泥岩や“層灰岩”、溶岩を伴う。耶馬溪層上部層は、ほとんど“層灰岩”を含まず単層がはっきりしない輝石安山岩質の角礫凝灰岩を主としている。松本(1973, 1987など)は宇佐層群を変質度から中新統のグリーンタフに対比した。

宮久(1971, 72)は、20万分の1大分県地質図で県北地域を宇佐層群、瀬戸内系火山噴出物(以上中新統)、耶馬溪層下部層・駅館川層、耶馬溪層下部層、筑紫溶岩(以上、上部鮮新統-下部更新統)に区分した。巽ほか(1980)は、宮久の地質図で中新統瀬戸内系とされた西隣の耶馬溪地域のドーム状輝石安山岩体である木ノ子岳から 3.2 ± 0.2 MaのK-Ar年代値を得て、いわゆる中新統瀬戸内系のこの地域での存在を否定した。

松本ほか(1984)は、従来、この地域の溶岩・火砕岩は変質の著しい部分が宇佐層群、変質の弱い地域が耶馬溪層として区分され、両者の境界は不鮮明で、両者は漸移関係にあり地質単元と成り得ないことを指摘した。そして、宇佐層群・耶馬溪層・駅館川層下部を一括して宇佐層として再定義した。また、駅館川層中部に当たる部分は宇佐層を不整合で覆うと考え、津房川層と命名した。岩内・長谷(1986)は、津房川層産の植物化石を検討し、当時の植生と古環境を復元した。

松原ほか(1989)は、豊岡地域南西部に当たるを心院町南部から院内町南東部の地質を下位から、宇佐層群、駅館川累層、東椎屋層、耶馬溪溶結凝灰岩、松本火砕流堆積物、阿蘇火砕流堆積物に区分した。彼らの駅館川累層は、首藤(1953)の駅館川層にあたる。

近年この地域の火山岩の放射年代が多数報告された。鎌田・村岡(1984)及び鎌田(1985)は、宇佐火山岩類の安山岩類から $4.0-5.3$ MaのK-Ar年代値を得て(年代値一覧は付表A-1参照, p.70)、この地域の火山活動の開始は鮮新世であるとした。また通商産業省資源エネルギー庁(1990, 91)は、本地域北西部の宇佐火山岩類の年代値がおよそ3-4Maに集中するとしている。一方林ほか(1983)は、山香町瀬口(豊後杵築地域、本地域との境界より東へ5km)の弱変質安山岩から 12.1 ± 0.9 MaのFT年代値⁸⁾を得ている。しかし、鎌田・渡辺(1985)は、これと同じ試料から 5.7 ± 0.3 MaのK-Ar年代値を得て、この値が宇佐火山岩類の他の年代測定値と調和的であることと、FT年代測定のアニール補正に問題があることを指摘し、噴出年代としてK-Ar年代値を採用した。

⁸⁾フィッシュン・トラック年代値。以下FT年代値と略記する。また同様にFT年代測定、FT法というように省略した表記を用いる。

白亜紀花崗岩類

(星住英夫)

本地域の先第三系基盤岩類として、白亜紀の花崗岩類が北東部の山香町藤田及び日野地付近や、南部の津房川上流域に狭小ではあるが露出している。本地域を含む国東半島から九重、阿蘇地域にかけての花崗岩類は、産状、主化学組成、年代測定値から領家帯に属すると考えられている(笹田, 1987)。

本地域北東部の山香町藤田及び鶴成の花崗岩体は、杵築地域の牛屋敷・柚ノ迫付近にまで続き、牛屋敷両雲母花崗岩(正尾ほか, 1990)と呼ばれている。本報告では牛屋敷花崗岩と呼ぶ。山香町日野地には、白雲母花崗岩が露出している。地理的には牛屋敷花崗岩に近いが、黒雲母をほとんど含まないなど岩相が異なるので、ここでは日野地花崗岩と仮称する。津房川上流域では、安心院町鶴及び丸田に露出があり、それぞれ鶴花崗岩・丸田花崗閃緑岩と呼ばれている(笠間, 1953)。

以上の地域以外には花崗岩は地表に露出していないが、ボーリング試料によって広く本地域の基盤岩をなすことがわかっている。北西部の宇佐市下林生では地下485m以深に、本地域中央部の安心院妻垣で地下580m以深に、六郎丸で地下569m以深にそれぞれ花崗岩が伏在している(北岡ほか, 1989)。また、北東部の山香町大月や荒平では地下50-160mに、白雲母花崗岩や白雲母黒雲母花崗閃緑岩が地下に伏在していることがわかっている(山香鉾山社内資料)。

牛屋敷花崗岩 (Gu)

東隣の豊後杵築地域内に分布の主体がある牛屋敷花崗岩は、塊状細粒の黒雲母花崗岩を主として、片状細粒の黒雲母花崗岩、アプライト質 - ペグマタイト質花崗岩などを伴う(森山ほか, 1983)。本岩体の放射年代値として、88Ma(K-Ar法: 松本・成重, 1985), 76.5 ± 3.8 Ma(FT法, 但し鉾化作用により変質を受けている: 星住ほか, 未公表)が得られている。本地域内での牛屋敷花崗岩は細粒 - 中粒の黒雲母花崗岩からなる。しばしば幅数cm程度のアプライト脈や石英脈に貫かれている。本地域内の大部分は、鉾化作用のため変質が進み、真砂状になっている部分が多い。岩体の西方延長は宇佐火山岩類に覆われて地中へ没し、岩体上面が徐々に西へ高度を下げるのが、馬上鉾山の坑道で確認されている(IX. 1参照)。

細粒黒雲母花崗岩 GSJ R60101(TY3956)

産地: 山香町鶴成。

構成鉱物: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母。

副成分鉱物: 鉄鉾。

日野地花崗岩(Gh)

本地域北東部の山香町日野地には、大きさ 2-4mm の白雲母を含む中粒等粒状の白雲母花崗岩が分布している。露出は良くなく、真砂化が進んでいる。森山ほか(1983)によれば、部分的に黒雲母を含むものがあるとされているが、本調査では確認できなかった。

中粒白雲母花崗岩 GSJ R60102(TY2194)

産地：山香町日野地。

構成鉱物：石英・カリ長石・斜長石・白雲母。

副成分鉱物：鉄鉱。

鶴花崗岩(Gt)

本地域南部の安心院町鶴では、津房川に沿って花崗岩が露出している。人見岳火山岩類基底の火砕岩に覆われる。岩石は細粒 - 中粒等粒状で、大きさ 2-4mm 程度の黒雲母を含む。しばしば大きさ 1mm 以下の暗色包有物を含んでいる。暗色包有物は、スフェーンを多量に含む角閃石黒雲母花崗閃緑岩や角閃石黒雲母片岩などである。また、幅数 cm 程度のアブライトやペグマタイトがごく普通に見られる(第 11 図)。丸田花崗閃緑岩との関係は、人見岳火山岩類に覆われているために不明である。

黒雲母花崗岩 GSJ R60103(8b-94)

産地：安心院町鶴。

構成鉱物：石英・カリ長石・斜長石・黒雲母。

副成分鉱物：鉄鉱。

丸田花崗閃緑岩(Gm)

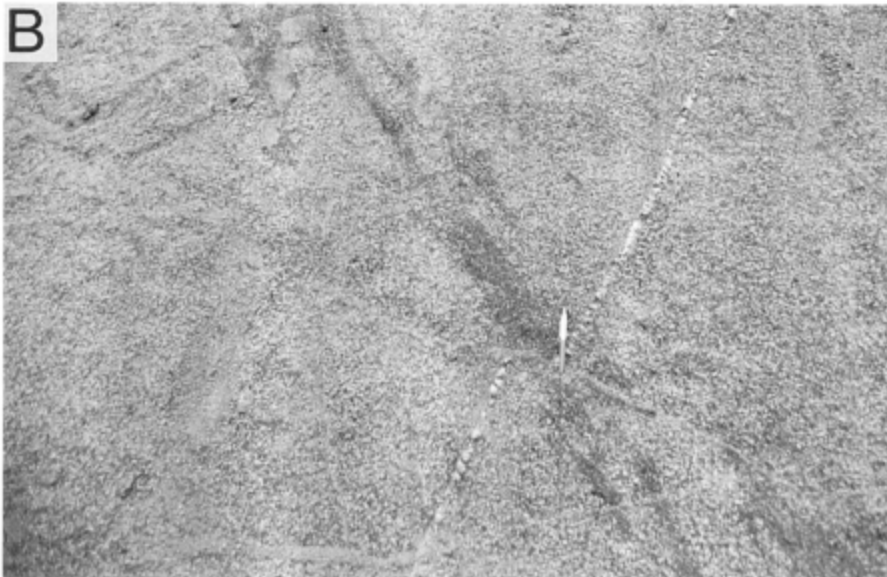
鶴花崗岩の南方の安心院町丸田南方から大成にかけて花崗閃緑岩が露出する。中粒 - 粗粒の花崗閃緑岩で、片状構造が見られる部分がある。大きさ 4-8mm 程度の角閃石と 2-5mm 程度の黒雲母を含んでいる。黒雲母の K-Ar 年代値として、 78.2 ± 3.9 Ma が得られている(笹田, 1987)。丸田花崗岩分布域の南方約 10km にある由布岳及び鶴見岳の角閃石安山岩溶岩には、花崗岩類の捕獲岩塊が特徴的に含まれている。この花崗岩類捕獲岩塊は、ジルコンの晶癖から丸田花崗閃緑岩と見なせる(Tomita and Karakida, 1958)ことから、丸田花崗閃緑岩の延長部は由布 - 鶴見火山群付近に及んでいることになる。

黒雲母角閃石花崗閃緑岩 GSJ R60104(8b-92)

産地：安心院町大成。

構成鉱物：石英・斜長石・カリ長石・角閃石・黒雲母。

副成分鉱物：鉄鉱。



第11図 鶴花崗岩に貫入するアブライト脈と暗色包有物(安心院町鶴の県道沿い)
A : 人物の左側や右上に斜めに延びた暗色包有物がある。また、幅数cm以下のアブライト脈が縦横に走っている
B : クローズアップ。スケール(ペン)の長さは14cm

．新 第 三 系

(星住英夫)

豊岡地域を含む中部九州火山岩地域の北縁部には、新第三系の火山岩や一部に堆積岩が広がっている。個々の火山岩体は側方への連続性が悪く、また鍵層となるような大規模な火砕流堆積物を欠くために、互いの層序関係がはっきりしない。研究史の項(．2)で述べたように、この時期の地層は、研究者ごとに異なる地層区分がされ混乱の元となってきた。

本研究では、層序関係及び多数の年代測定値を再検討し、本地域の新第三系を中新統後期 - 鮮新統の宇佐火山岩類、鮮新統の津房川層及び人見岳火山岩類に区分した。宇佐火山岩類の一部は上部中新統であるが、大部分は鮮新統(- 3Ma)である。宇佐火山岩類と津房川層の層序関係は津房川層の岩相変化及び年代測定値から判断すると、少なくとも一部は同時異層と見られる(後述)。人見岳火山岩類は、鮮新統(2Ma 前後)の噴出物である。

．1 宇佐火山岩類(U, Up, Uh)

定義: 宇佐市及び宇佐郡とその周辺に広がる、安山岩を主とする陸成の溶岩及び火砕岩を宇佐火山岩類と呼ぶ(新称)。従来この地域の火山岩類は、変質の進んだ部分が宇佐層群(首藤, 1953)、未変質あるいは変質の弱い部分が耶馬溪層(首藤, 1962)と呼ばれ、それぞれ中新統、鮮新統と考えられてきた。しかし変質度は地層境界と斜交する上に、変質・未変質の両地域から中新世後期 - 鮮新世の年代値が得られた(後述)。すなわち変質度を主体とした地層区分は再検討を要する。本報告ではこれらの地層を一括して扱うのが適切と考え、宇佐火山岩類を定義した。

層序: 宇佐火山岩類ほ、山香町藤田及び鶴成で牛屋敷花崗岩を、日野地で日野地花崗岩を不整合で覆っている。基底部は、一部に花崗岩質の砂に富む部分があるものの基底礫岩は認められず、凝灰角礫岩などの火砕岩が直接花崗岩を覆っている(第 12 図)。松本ほか(1984)は、稲積山・鬼落山をはじめとする角閃石安山岩質のドーム状の孤立峰をなす岩体群を、独立の部層としている。しかし、稲積山と同質の角閃石安山岩が宇佐火山岩類の凝灰角礫岩中にごく普通に見られることや、稲積山の年代値と同時期ないしより若い年代値が宇佐火山岩類の火山岩から得られている(付表 A-1 参照)、本報告では稲積山などのドーム状角閃石安山岩岩体も宇佐火山岩類の一部とする。上位の津房川層との関係については、津房川層の項で述べる。

年代: 宇佐火山岩類からは、従来 5.3-2.9Ma の K-Ar 年代測定値が得られ鮮新世の活動の産物とみ



第12図 牛屋敷花崗岩と宇佐火山岩類の不整合面(山香町六太郎, 豊後杵築地域)
矢印が不整合面。下半部の白色部が真砂化した花崗岩, 上半部が白色変質した凝灰角礫岩。スケールは1m

なされてきた(鎌田・村岡, 1984; 鎌田, 1985; 通商産業省資源エネルギー庁, 1990; など)。一方 FT 年代値では, 12Ma などの中新世の値が報告されたが(林ほか, 1983), FT 年代値の算出方法(アニーリング補正)に誤りがあるとされ, K-Ar 年代値が採用されてきた(鎌田・渡辺, 1985)。

しかし, 星住ほか(未公表)は, 山香町立石付近の変質一未変質の溶岩・火砕岩から 6.9-7.6Ma のアニーリング補正をしていない FT 年代値を得た。よって, 宇佐火山岩類の火山活動の開始は中新世後期の可能性が高い。

層厚: 花崗岩を覆っている本地域東北部の立石地区で 500m 余りである。北西部では地表に露出している部分だけで 500m あって, 宇佐市下麻生の温泉ボーリングで地下約 485m で花崗岩に達している(北岡ほか, 1989)ので, 宇佐火山岩類の層厚はおよそ 1,000m となる。

岩相: 宇佐火山岩類は凝灰角礫岩・砂質凝灰岩などの火砕岩を主とし, 溶岩を伴っている。宇佐火山岩類の溶岩は, 輝石安山岩から黒雲母角閃石デイサイトにわたる様々な組成の岩石からなる。本地域内では玄武岩及び流紋岩は見つかっていない⁹⁾。木地域の宇佐火山岩類を岩相から, 凝灰角礫岩・凝灰岩などの火砕岩(U), 輝石安山岩溶岩(U_p, 普通角閃石を伴う場合がある), 角閃石安山岩 - デイサイト(U_h, 輝石及び黒雲母を伴う場合がある)に区分する。この3者は岩相区分であり, 上下関係ではない。

立石地区や麻生地区などでは, プロピライト化作用が進んでおりその一部には馬上鉱山をはじめとする金鉱床が発達している(XI.1 参照)。そのような地域では, 原岩の構造がはっきりしない場合も多い(第13図)。

⁹⁾本地域内西隣の耶馬溪地域の山国川河床では, 玄武岩(鮎鼎玄武岩)が見つかっている(首藤, 1962)



第13図 プロビライト化した宇佐火山岩類の凝灰角礫岩(山香町速内)
大きさ数cm-1mの角礫-亜角礫を含み、全体に青白色化している。スケールは1m

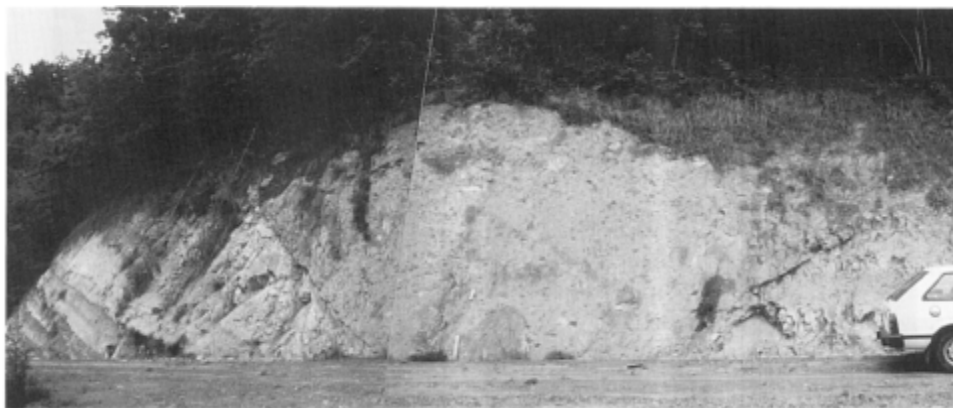
堆積環境は全体に陸成とみなせる。一部に、細かく成層したり細粒物に乏しい砂質の基質からなる凝灰角礫岩など水によって運ばれた岩相を示す部分があるが、側方への連続性に乏しい。溶岩には水冷破砕構造は見られず、上下に陸上の溶岩流と同様なクリンカーを伴っている。また、地層の間に風化土壌をしばしば挟んでいる(第14図)ことなどから、堆積環境は基本的に陸地であったといえる。

凝灰角礫岩・凝灰岩などの火砕岩(U)は、大小様々な安山岩角礫と同質の凝灰質砂岩・凝灰岩の基質からなる。塊状あるいは、数m程度の平行層理を示すことがある。数m程度で成層している場合、各層は塊状で各層の間に薄い砂層や成層した細粒凝灰岩を挟む。堆積物はしばしば切り立った露岩となり“耶馬溪式景観”と呼ばれる(第7図)。

産状としては、熱雲タイプの火砕流堆積物(Block-and-ash flow deposit; Fisher and Heiken, 1982)、破砕した溶岩、火砕流堆積物や溶岩の二次堆積物などからなり、これらのうち二次堆積物が最も多い。また、一部には岩屑なだれ堆積物も確認されている。堆積物は種々の産状のものが複雑に重なり合っており、地域的な差異は認められない。火砕流堆積物は、発泡度の低い単源の角礫と同質の基質からなる(第15図A)。本質岩塊の岩質は角閃石安山岩、一部角閃石デイサイトである。本質岩塊の表面には、数cm間隔の冷却節理が入ることがある。基質は細粒物に富んでおりしばしば高温酸化により赤紫灰色となっているが、非溶結である。破砕した溶岩は、単源の角礫と同質の基質からなり、一部に自破砕構造が認められる場合がある。二次堆積物は、土石流あるいは泥流により運ばれた厚い塊状の凝灰角礫岩のユニットをもつもの(第15図B)や、比較的静かな環境で流水によって運ばれたよく成層した凝灰角礫岩・凝灰質砂岩(第15図C)などがある。この他に、しばしば厚さ数10cm程度の軽石凝灰岩層を挟むことがある。軽石は白色-淡黄色で、ほとんどの場合角閃石デイサイトである。基質は細粒

物に乏しい砂質凝灰岩なので、火砕流ではなく水成の堆積物である。軽石が凝灰角礫岩の基質に含まれる場合も多い。

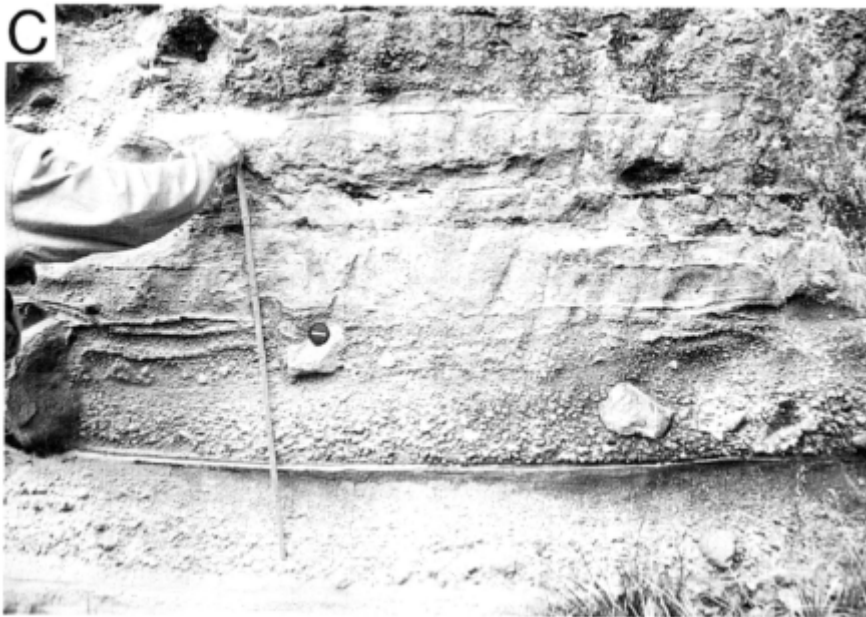
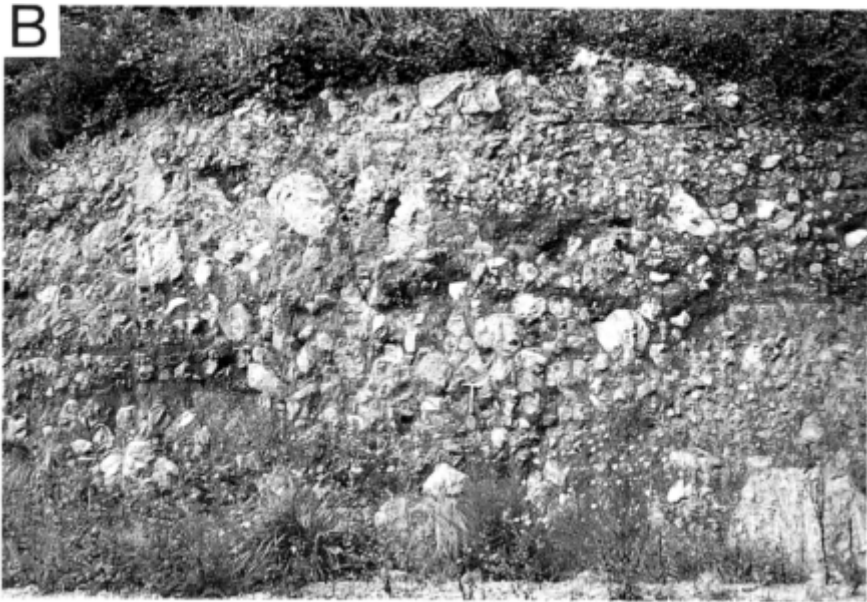
輝石安山岩(Up)は、最大長さ数 km に及ぶ溶岩流や溶岩台地を形成する。本地域東部から中部地域に何枚もの溶岩が地層中に挟在し、御許山・雲ヶ岳では厚い溶岩からなる小規模な溶岩台地を作っている。



第14図 宇佐火山岩類中の風化土壌(院内町日岳北東の林道)
成層した凝灰岩-凝灰質砂岩を厚さ1-2mの土壌を挟んで無層理の凝灰角礫岩が覆っている



第15図 宇佐火山岩類の火砕岩
A：火砕流堆積物(院内町大蔵山西南西1kmの林道)



第15図 宇佐火山岩類の火砕岩
 B：土石流堆積物(院内町櫛野の国道沿い)
 C：凝灰質砂岩-凝灰角礫岩(院内町野尻)

る．西部では，院内町内畑西方や宇佐市神ノ木に輝石安山岩の溶岩流がある東部の山香町立石付近では，地質図に表現してあるもの以外にも何枚もの小規模な輝石安山岩溶岩が見られる．立石付近をはじめプロピライト化が進んだ地域では，溶岩・火砕岩とも一見塊状の堅固な岩石となり，産状の区別が困

難なことが多い．このため小規模な薄い溶岩は追跡が困難であり，地質図には追跡可能な溶岩を表現している．岩石は灰黒色 - 青黒色緻密でしばしば柱状節理や板状節理が発達している．

角閃石安山岩(Uh)の岩体は，稲積山や鬼落山などのドーム状の岩体や仙岩山のような溶岩流(第16図A)をなしている．また，宇佐市山口，院内町溝下や宇佐市熊などでは，小規模な溶岩や貫入岩の集



第16図 宇佐火山岩類の溶岩

A：柱状節理が発達する溶岩(院内町新洞の津房川沿い)

B：破碎した溶岩とその中の小規模な貫入岩(院内町溝下の採石場)

合体となっている(第16図B)。岩石は、主に輝石普通角閃石安山岩で、普通角閃石輝石安山岩や黒雲母普通角閃石安山岩などからなり一部はデイサイトとなっている。

斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R60105(TY3865)

産地・産状：宇佐市御許山・溶岩。

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。

石基：斜長石・シリカ鉱物・斜方輝石・鉄鉱。填間状組織を示す。

単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石安山岩 GSJ R60106(TY1886a)

産地・産状：宇佐市谷山・溶岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石(オバサイト化)斜方輝石・単斜輝石。

石基：斜長石・シリカ鉱物・斜方輝石・鉄鉱・黒雲母。填間状組織を示す。

斜方輝石含有黒雲母普通角閃石デイサイト GSJ R60107(TY3968)

産地・産状：山香町西谷西方・溶岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石(オバサイト化)石英・黒雲母・斜方輝石・鉄鉱。

石基：斜長石・シリカ鉱物・斜方輝石・鉄鉱。填間状組織を示す。

2 津房川層(T)

定義：松本ほか(1984)は、宇佐火山岩類を不整合で覆う細粒碎屑物を主とする湖沼性の堆積物を津房川層と呼んだ。本層は、今野(1948)の駅館川層上部、首藤(1953)の駅館川層田の口部層 - 広建部層の一部に相当する。また、松原ほか(1989)の駅館川層のうちの大村泥岩砂岩層と中山砂岩泥岩層にあたる。

分布：安心院町から院内町にかけての津房川と恵良川の間挟まれた区域に広がり、稜線の標高が150-250mの丘陵地をなしている。

層序：松本ほか(1984)は、津房川層は宇佐火山岩類を不整合に覆うとした。岩内・長谷(1986)は、津房川層は宇佐火山岩類にアバットの関係にあると述べている。一方、松原ほか(1989)は、宇佐火山岩類の一部に当たる彼らの飯塚火砕岩層と津房川層に当たる彼らの碎屑岩相が、砂岩や軽石擬灰岩の追跡により、両者が同時異層であるとしている。

本研究では、宇佐火山岩類と津房川層の関係を確定することができなかった。しかし、津房川層はその縁辺部で凝灰角礫岩が徐々に増加し、宇佐火山岩類の岩相へ移り変わるように見える部分がある。また、宇佐火山岩類と同時期の年代値(3.2-5.6Ma; FT年代：竹村ほか、未公表)が津房川層から得られている。以上のことと後述する津房川層の岩相変化から判断すると、鮮新世初め頃の宇佐火山岩類活動中には潮が生成していたらしい。その後、5-3Maにかけて陸域には宇佐火山岩類が、湖には津房川層が堆積した。津房川層最上部には火山物質が乏しいことから、宇佐火山岩類活動終了後に、津房川層を堆積した湖は埋積が進んでいった、とみられる。

年代: 放射年代値として本層下部の流紋岩軽石層から $5.6 \pm 0.5\text{Ma}$ 、本層上部の流紋岩火山灰層から $3.2 \pm 0.2\text{Ma}$ が得られている(竹村ほか, 未公表)。また, 中島ほか(1991) は本層からコイ科魚類の咽頭歯化石を多数採取同定した。それによると, 当時の化石コイ科魚類相は, フナ属が独占してクセノキブリス亜科魚類が続くという, 典型的な鮮新世後期から更新世中期の魚類相を示している。以上のことと, 上位の人見岳火山岩摸の年代値の下限が鮮新世後期の約 2.4Ma である(付表 A-1 参照)ことから, 津房川層の堆積年代は鮮新世となる。

層厚: 下限が露出しておらず不明であるが, 地表に露出する部分で 300 m 以上である(松原ほか, 1989)。

岩相: 岩内・長谷(1986) は, 津房川層を岩相から下部・中部・上部に区分した(第 17, 18 図)が, 岩相の側方変化のためにそれぞれの境界を厳密に示すことは難しいと述べている。松原ほか(1989) は, 本層を下部(大村泥岩砂岩層)と上部(中山砂岩泥岩層)に細分した。松原ほか(1989)の上部は, 岩内・長谷(1986)の中部-上部に相当している。ここでは, 岩内・長谷(1986)にならい下部・中部・上部の3つに区分する。

下部は, 砂岩及び凝灰質泥岩を主とし軽石層を伴い, しばしば泥岩中に亜炭層を挟有している。中部は, 凝灰質泥岩を主とし塊状でたまかな層理が認められる(第 19 図 A)。また中部層では, スランプ構造が見られることがある(第 20 図)。上部は礫岩優勢の礫岩・砂岩互層(第 19 図 B)からなり, 凝灰岩・軽石質凝灰岩層を挟む。最上部は礫岩・粗粒砂岩と凝灰角礫岩からなっている。

また, 津房川層からは大型植物化石が産出する。Miki and Kokawa(1962) は安心院町恒松で得られた多数の植物化石を報告している。岩内・長内(1986) は花粉化石と大型植物化石の検討から, 当時の植生は温帯下部に属する落葉広葉樹林であったと推定している。

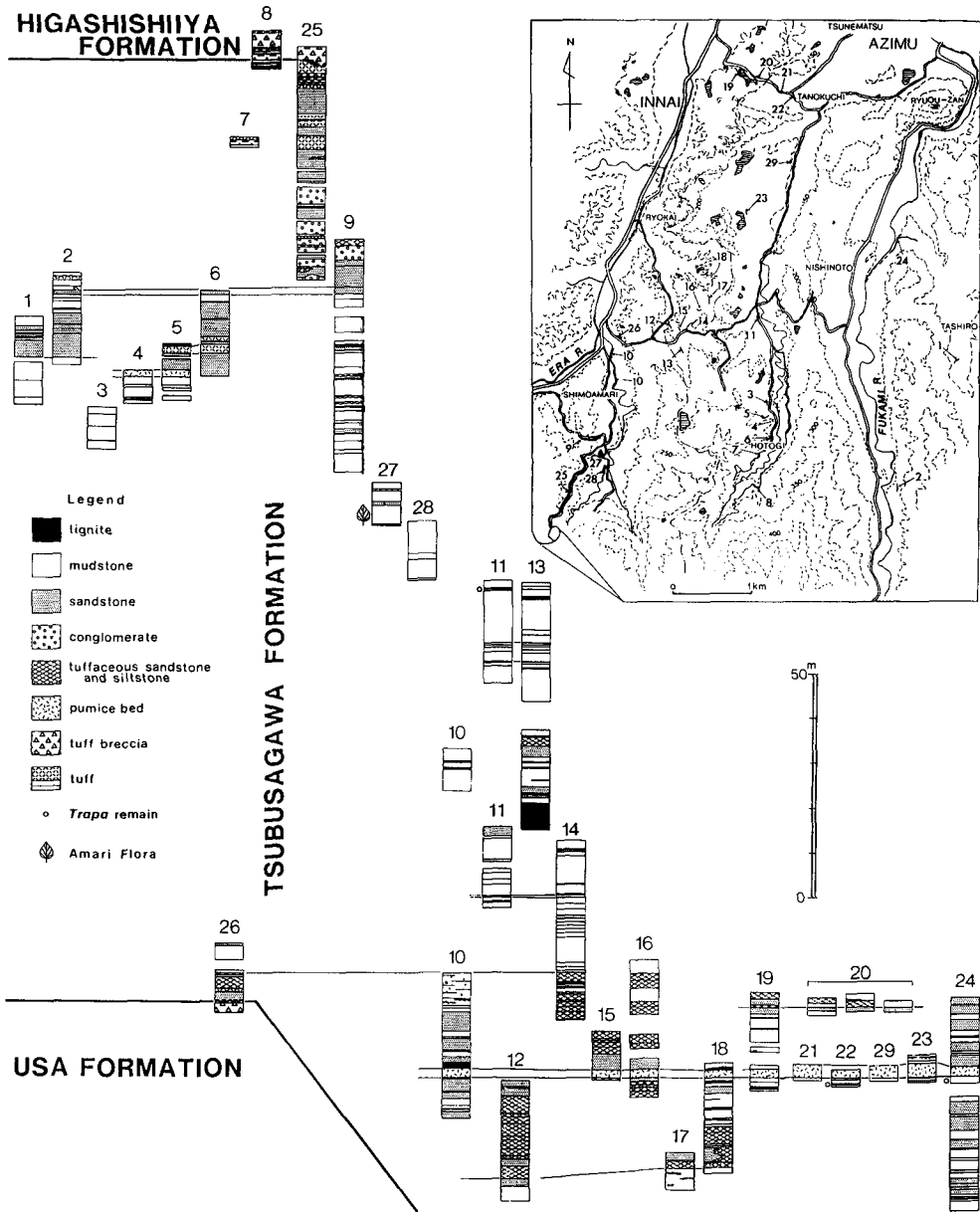
津房川層の堆積環境について岩内・長谷(1986) は, 下部は亜炭層に富むことから湿地帯が多く, 中部は凝灰質泥岩が多いことから湖は深くなって, 下部では徐々に埋積が進んで浅くなっていった, と述べている。

3 人見岳火山岩類(H)

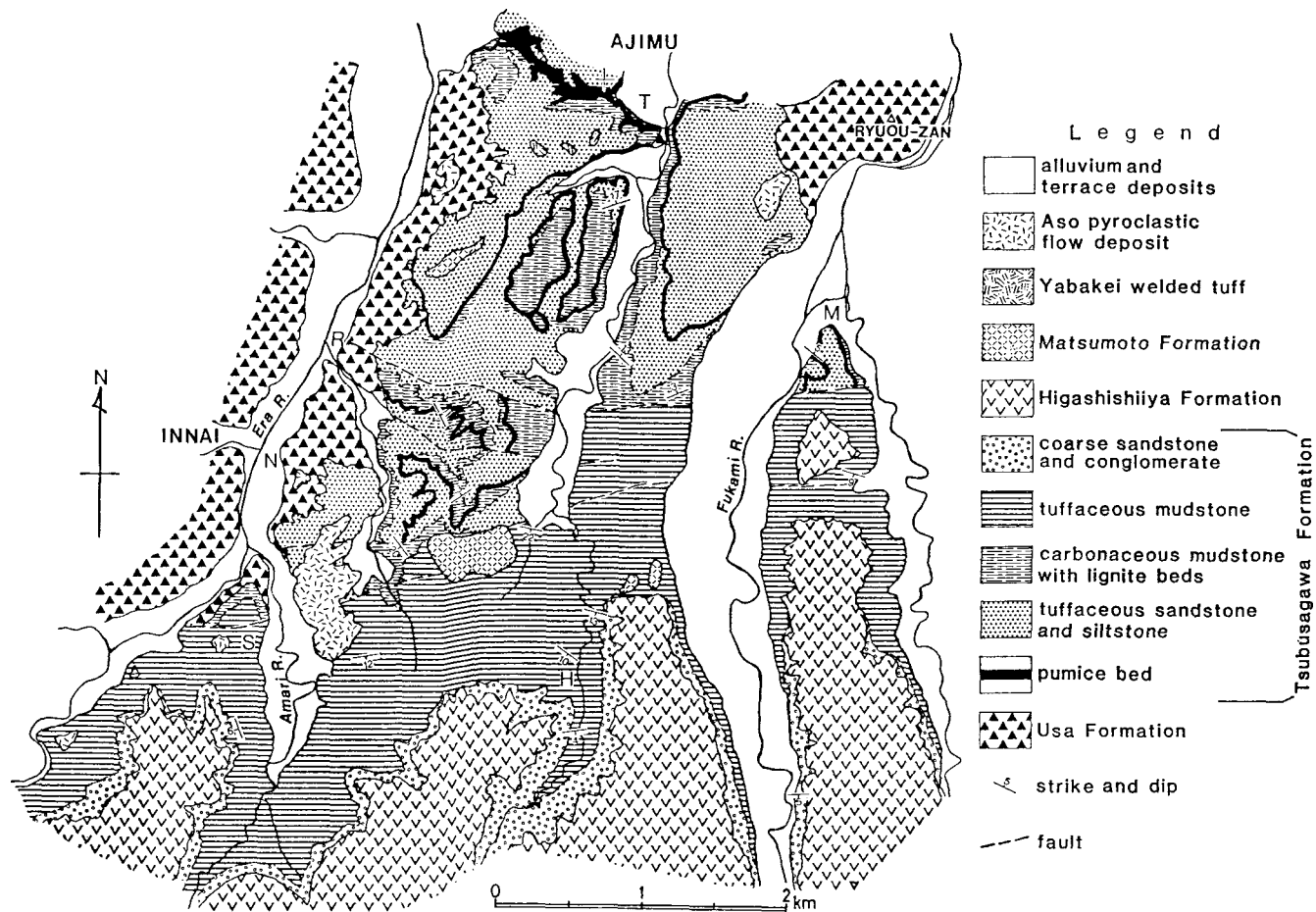
定義: 星住ほか(1988) は, 南隣の別府地域の人見岳(877m) 付近から北方に分布する大型の斜長石斑晶を持つ輝石安山岩溶岩を人見岳安山岩と定義した。この人見岳安山岩の下位には須藤(1985b)の羽馬^{はば}礼^れ溶岩やさらに下位に別の溶岩流があって, 溶岩と火砕岩・砕屑岩からなる台地状の岩体をなしている。これらを一括して人見岳火山岩類として, 再定義する。松本ほか(1984)の東椎屋層, 松原ほか(1989)の東椎屋累層に相当する。

分布: 本地域南部の西ノ台北側の山香町大内原から, 東椎屋^{しや}ノ滝を経て西椎屋ノ滝付近にまで分布し, 別府地域及び耶馬溪地域に及び南端は別府北断層で区切られて地溝内に没している。溶岩台地は北へ緩く傾いていることから, 噴出源は別府北断層より南側にあったのであろう。

層序: 人見岳火山岩類は各地で, 津房川層を覆っている(第 21 図)。下位の津房川層との関係について, 松本ほか(1986) は不整合, 岩内・長谷(1986) は, 削剥は局部的で小規模であり整合, と判断してい

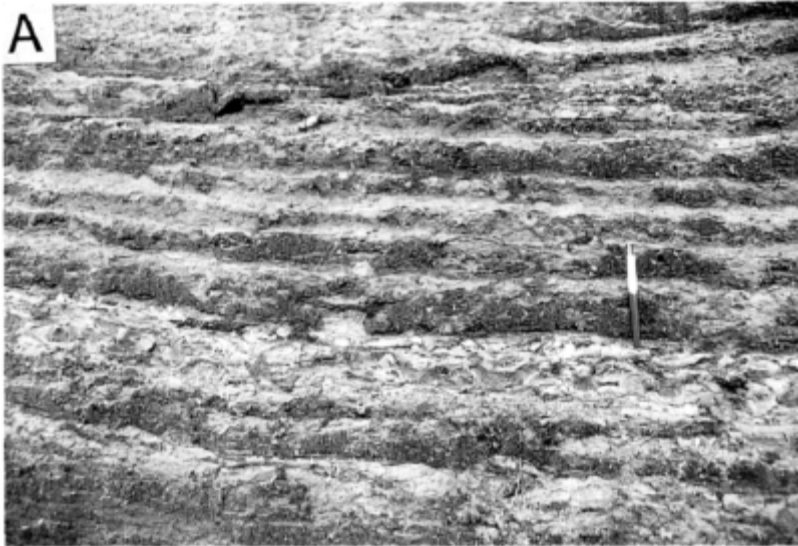


第17図 津房川層の岩相区分図(岩内・長谷, 1986を簡略化)



第18図 安心院 - 院内付近の地質図(岩内・長谷, 1986)

H: 佛木, M: 森, N: 納持, R: 了戒, S: 下余, T: 田ノ口



第19図 津房川層の岩相
 A：成層した泥岩-凝灰質泥岩(安心院町大佛)
 B：レンズ状に砂岩を挟む礫岩(院内町下余)

る．松原ほか(1989)は，少なくとも120m以上の津房川層が削剥された部分があるとし両者が不整合であることを示した．

年代：鎌田・村岡(1984)，須藤(1985b)，新エネルギー総合開発機構(1988b)により，およそ2.4-1.9Maの値が得られている(付表A-1参照)．樺木山付近を除いて，自然残留磁化方位は逆である．噴出年代は鮮新世後期である．人見岳火山岩類は，溶岩と溶岩の間に火砕岩・碎屑岩や薄い土壌を挟むな



第20図 津房川層中のスランプ構造(院内町下余)



第21図 津房川層を覆う人見岳火山岩類の火砕岩(院内町萩迫)
人見岳火山岩類の凝灰角礫岩(H)が津房川層の凝灰岩(T)を削り込んで覆っている。矢印が両者の境界面

ど、一連の火山活動による産物ではないが、何枚もの溶岩が整然と累重しているので、大きな時間間隙はないのであろう。

層厚：層厚は、北から南へ行くほど厚くなり、鈴ヶ塚山付近では基底が露出せず400m以上である。

岩相：人見岳火山岩類は、少なくとも4枚の輝石安山岩溶岩からなり、基底部や溶岩と溶岩の間に、凝灰角礫岩・凝灰岩などを挟む。岩体南部では溶岩が卓越するが、北部では火砕岩優勢となり、最北部では凝灰角礫岩・凝灰岩・凝灰質砂岩・泥岩・軽石凝灰岩などの火砕岩や碎屑岩のみからなる。

鈴ヶ塚山から西椎屋ノ滝にかけての岩体西部で標準的な層序が見られる。最下部に、やや厚い凝灰角

礫岩・凝灰岩・擬灰質砂岩などがあって、その上に4枚の輝石安山岩溶岩が重なる。溶岩は厚さ10-15mで、径0.3-1mの柱状節理が発達する(第22図)。溶岩と溶岩の間には、凝灰角礫岩など火砕岩などを挟む。また、各層の上面がやや土壌化している場合がある。松本ほか(1984)も4枚の溶岩からなることを指摘しているが、それと本報告の区分とは一致しない。最下部の溶岩は院内町西推屋や栗山東方に見られる。大きさ4mm程度の斑晶を含む斜方輝石単斜輝石安山岩で、少量のかんらん石伴うことがある。下から2枚目の溶岩は、西椎屋ノ滝から羽馬礼北方や栗山南方にあって、顕著な連続した断崖を形成する。岩石は、大きさ4-6mm程度の斑晶を含む斜方輝石単斜輝石安山岩で、かんらん石を含む場合がある、須藤(1985b)の羽馬礼溶岩にあたる。下から3枚目の溶岩は、鈴ヶ塚山から北方2kmにかけてのみ分布する。斑晶量の少ない灰黒色の緻密な岩石で、大きさ3mm程度の斑晶を少量含む単斜輝石斜方輝石安山岩ないし斜方輝石単斜輝石安山岩である。最上部の溶岩は人見岳から羽馬礼南方、鈴ヶ塚山にある、大きな6-8mm程度の斑晶を含む斜方輝石単斜輝石安山岩でかんらん石を伴う場合がある。



第22図 人見岳火山岩類の溶岩が作る滝(安心院町東椎屋ノ滝)
滝の高さは約80m

斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R60108(TY4062)

産地・産状：院内町西推屋南西 500m．最下部の溶岩．
斑晶：斜長石・単斜輝石・斜長輝石・鉄鉱．
石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・シリカ鉱物．填間状組織を示す．

かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R60109(TY4117)

産地・産状：安心院町，鈴ヶ塚山．下から 4 枚目の溶岩．
斑晶：単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・鉄鉱．
石基：斜長石・シリカ鉱物・斜方輝石・鉄鉱．填間状組織を示す．

． 第四系下部更新統

(星住英夫)

本地域での第四系下部更新統は，高陣ヶ尾安山岩，耶馬溪火砕流堆積物及び今市火砕流堆積物からなる．

． 1 高陣ヶ尾安山岩(Bt)

定義・分布：星住ほか(1988)は，玖珠町高陣ヶ尾(763.7m，別府地域)から北方に分布する大きさ 2-4mm の斑晶を持つ輝石安山岩溶岩を高陣ヶ尾安山岩と呼んだ．高陣ヶ尾安山岩は，高陣ヶ尾を最高点として北へ高度を下げて安心院町^{ふきの}福貴野に達している．福貴野では，落差およそ 50m の福貴野の滝をなしている．南端は別府北断層により切られており，噴出源はさらに南方にあったのであろう．星住ほか(1988)は，寒水南方の台地から別府市天間付近にいたる輝石安山岩を岩相の類似から高陣ヶ尾安山岩の一部に含めていた．しかし，この部分は高陣ヶ尾安山岩ではなく雑戸山安山岩の一部であることがわかった(後述)．

層序・年代：松本火砕流堆積物に福貴野で覆われる．また，耶馬溪火砕流堆積物と直接の関係は露頭では確認できなかったが，分布からみて耶馬溪火砕流堆積物に覆われている．星住ほか(1988)は人見岳安山岩に覆われるとしたが，今回の調査で人見岳安山岩に覆われていたのは人見岳火山岩類中の別の溶岩であり，高陣ヶ尾安山岩は人見岳火山岩類にアバットしていることがわかったので訂正する．本岩の K-Ar 年代値として， $1.3 \pm 0.2\text{Ma}$ (須藤，1985b)， $1.23 \pm 0.04\text{Ma}^{10)}$ (新エネルギー総合開発機構，

¹⁰⁾新エネルギー総合開発機構(1988b)及び新エネルギー・産業技術総合開発機構(1988)の年代値は再計算したものをを用いている．詳しくは付表 A-1 を参照のこと．

1988b) が得られている．自然残留磁化方位は逆である．

層厚：下限は露出していない．厚さは最大 150m 以上である．

岩相：岩石は青灰色 - 灰色緻密な安山岩で，大きさ 2-4mm 程度の斜長石・単斜輝石・斜方輝石と大きさ 2mm 以下のかんらん石を少量含んでいる．

かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R60110(TY2295)

産地・産状：安心院町福貴野，福貴野の滝．溶岩．

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・かんらん石

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱．

2 耶馬溪火砕流堆積物(Yb)

定義：加藤(1918)は，耶馬溪火砕流堆積物の部分を“舊期阿蘇熔岩臺地”と呼び，“阿蘇熔岩”(阿蘇火砕流堆積物)と初めて区別した．松本(1933)，赤木(1933)はこれを“耶馬溪熔岩”と命名した．石井ほか(1956)は，初めて“耶馬溪熔岩”が溶結した火砕流であることを明らかにした．以後，耶馬溪火砕流堆積物の名称で呼ばれている¹¹⁾(古賀，1981；星住ほか，1988；など)．

分布：耶馬溪火砕流堆積物は，熊本県から大分県にまたがる広大な地域に広がり，中部九州で最大規模の火砕流の 1 つである，豊岡地域内では，南内部の玖珠町和田平付近で台地地形をなすほか，安心院町奉水付近，院内町田ノ口，安心院町東恵良付近に分布している．松本(1933)は本地域内での耶馬溪火砕流堆積物の分布を，一部に六郎丸火砕流堆積物(後述)との混同があるもののほぼ正確に述べている．

噴出源：現在，噴出源に対応する火口やカルデラ地形は地表では見つかっていない．Kamata(1989a)は，耶馬溪火砕流堆積物の分布・高度や試錐資料，重力異常から九重火山北方^{しむた}の猪牟田付近(南西隣の森地域)に猪牟田カルデラを想定し，耶馬溪火砕流の噴出源と考えた．

層序・年代：本地域内では，宇佐火山岩類・津房川層・人見岳火山岩類を覆い，今市火砕流堆積物・松本火砕流堆積物に覆われる．年代値として，0.40Ma(松本ほか，1977)，0.32 ± 0.19Ma(玉生・糟谷，1983)の FT 年代が得られていた．しかし，K-Ar 法で，0.96-1.03Ma の値が得られており(付表 A-1 参照)，両者は一致しない．耶馬溪火砕流堆積物は正帯磁であり，連帯磁の火砕流堆積物(今市火砕流)に覆われることから，ハラミヨ・イベント(0.99-1.07Ma：Shackleton *et al.*, 1990)の噴出となる(宇都・須藤，1985；星住ほか，1988)．

層厚：本地域内では最大 100m 程度である．

岩相：本火砕流堆積物は，溶結部と非溶結部からなる．非溶結部は火砕流の基底部と上部をしめる．層厚が薄い部分では全体が非溶結部からなる．堆積物は大きさ 1-3mm 程度の多量の斜長石・普通角閃石・斜方輝石の結晶片を大量に含むのが特徴的である．非溶結部は，灰褐色火山灰基質中に少量の淡褐色軽石を含む．軽石は，大きさ数 cm 以下でまれに 20cm に達し，細かい長孔状の気泡を持つ．溶結部では，径 0.5-4m の柱状節理が発達する(第 23 図)．岩石は暗灰色基質中に長さ数 cm 以下，時に 10

¹¹⁾耶馬溪溶結凝灰岩の名称が使われることがあるが，溶結部だけではなく非溶結の部分も少なからずあるのでふさわしくない。



第23図 耶馬溪火砕流堆積物の強溶結部(院内町西桂屋の北東500m)
柱状節理が発達する。人物のあたりは暗色ガラス質で基底部に近い。この部分では柱状節理の径は30-50cmだが、写真上部では径1-3mに達する。また、上部ほど脱ガラス化作用により明色になっている。

cm以上の黒色ガラスレンズを含む。しかし、大部分の地域では堆積後の脱ガラス化作用により、全体に灰色となり基質とレンズの区別が難しくなる。

耶馬溪火砕流堆積物の基底にほ降下火山灰層の存在が知られている(星住ほか, 1988)。安心院町福貴野北西では、最下部に厚さ5cmの降下火山灰層があって内部に径5-10mmの火山豆石を含む。南方の日出生台(別府地域)では、降下火山灰層の厚さはさらに厚く50-60cmに達する(星住ほか, 1988)。

単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R60111(TY2047)

産地・産状：院内町西桂屋北東500mの国道沿い。強溶結の火砕流堆積物。

結晶：斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱。

石基：ガラス片、本質ガラスレンズ及び細かい結晶片や岩片からなる。ガラス破片は偏平化し互いに密着している。

3 今市火砕流堆積物(I)

定義：小野(1963)は、主に久住地域に分布する大部分が強溶結の火砕流堆積物を今市火山砕屑流と呼び定義した。小野の今市火砕流堆積物の延長部は、竹田地域(小野ほか, 1977)、別府地域(星住ほか, 1988)、犬飼地域(寺岡ほか, 1991)、三重町地域(酒井ほか, 1993)などに達している。この他に、今市火砕流堆積物に岩相が酷似する火砕流堆積物が、中部九州に点在している(日出生台火砕流堆積物、柚ノ木火砕流堆積物：星住ほか, 1988；花平溶結凝灰岩：須藤, 1985a；など)。これらは、いずれも今市火砕流堆積物と同様に連帯磁し、耶馬溪火砕流堆積物を覆っているなど今市火砕流堆積物と共通の特

徴を示す。鎌田ほか(1992)は、今市火砕流と類似火砕流の堆積物中のガラス火山灰・斜方輝石・単斜輝石などの屈折率を測定し、これらが同一の火砕流であることを示した。本地域内には、星住ほか(1988)の日出生台火砕流堆積物の北方延長部が分布するが、鎌田ほか(1992)に従い今市火砕流堆積物とする。

分布：本地域内では安心院町寒水付近、血野の南西方から院内町小坂にかけてと安心院町笹ヶ平、山香町園ノ木・石河野に分布する。堆積物の上面高度は南から北へ向かって低くなる。すなわち本地域南縁部の寒水で最も高く400m、北部の小坂で最も低く100mである。

噴出源：従来、堆積物の分布や表面高度から九重火山東方の阿蘇野盆地と推定されていた(小野ほか、1977；鎌田、1985)。鎌田ほか(1992)は、今市火砕流堆積物全体の分布が、九重火山北方の猪牟田カルデラを囲むように広がることや、堆積物の分布高度や古い火山岩の分布を検討し、今市火砕流の噴出源を猪牟田カルデラ内の重力の負異常に求めた。

層序・年代：寒水では耶馬溪火砕流堆積物を覆い、それ以外の地域では宇佐火山岩類や津房川層を覆っている。寒水で松本火砕流堆積物に覆われる。自然残留磁化方位は逆である、K-Ar年代値として、0.76-0.96Maが得られている(付表A-1参照)。年代値及び磁化方位から、松山逆磁極期最後の逆磁極期(0.78-0.99Ma；Shackleton *et al.*, 1990)に噴出したといえる。

層厚：全地域にわたって薄く、10-30m程度である。

岩相：堆積物の大部分は、強溶結部からなる、非溶結部は堆積物の基底に認められる。火砕流堆積物の主部をなす強溶結部は、厚さ1-2cm長さ4-10cmの偏平な本質レンズを大量に含んでいる。本質レンズが、脱ガラス化作用により結晶化して脱落しやすくなっているのが特徴的である。しかし、北方に分布するものほど本質レンズが脱ガラス化せずガラスを残す傾向が高い。これは、下流ほど冷却して到着したために堆積後の冷却が早く脱ガラス化作用が十分には進まなかったためであろう。

堆積物の基底部に非溶結部が見られる。堆積物は灰色-暗灰色ガラス火山灰基質中に、少量の1-2cm程度の淡褐色-白色軽石を含む。非溶結部の厚さは1-数m程度で、基底の非溶結部から強溶結部へは急速に漸移し、弱溶結部は厚さ数10cm程度である。久住地域では、堆積物の最上部に暗褐色のスコリアを含む火砕流堆積物がある(小野、1963)が、本地域では上部の非溶結部は確認できなかった。

今市火砕流堆積物の基底には降下軽石層の存在が知られており(寺岡ほか、1992)、本地域においてもこれを確認した(第24図)。層厚は、寒水で120cm、小坂で50cm以上である。軽石は大きさ1-2cm、灰白色-淡桃色でやや角ばっている。軽石の他に少量の黒色ガラス質の小岩片を伴っている。

普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R60112(TY2971)

産地・産状：院内町小坂。強溶結の火砕流堆積物。

斑晶：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・普通角閃石。

石基：ガラス片、本質ガラスレンズ及び細かい結晶片や岩片からなる。ガラス破片は偏平化し互いに密着している。



第24図 今市火砕流堆積物と基底部の降下軽石層(安心院町寒水の道路工事現場)
スケール(中央左下より)は、長さ1m。スケールのあたりが降下軽石層で、
その上の火砕流堆積物基底部に成層構造が見える

． 第四系中部更新統

(星住英夫)

本地域の中部更新統は、松本火砕流堆積物、檜本層、難戸山安山岩、鹿鳴越火山、西ノ台流紋岩、六郎丸火砕流堆積物及び高平山火山から構成される、

． 1 松本火砕流堆積物(M)

定義：松本ほか(1984)が定義した松本層の主体をなす黒雲母流紋岩軽石流堆積物を松本火砕流堆積物として再定義する。彼らが松本層と呼んだ部分には、砂礫層や角閃石デイサイト火砕流堆積物が含まれており、それぞれの間には時間間隙がある。本報告では砂礫層の部分を檜本層、角閃石デイサイト軽石流堆積物の部分を六郎丸火砕流堆積物と呼ぶ。松原ほか(1989)の松本火砕流堆積物は単に松本ほか(1984)の松本層を呼び変えたもので、本報告の松本火砕流堆積物とは異なる。

星住ほか(1988)は、安心院町寒水南方に位置する黒雲母流紋岩軽石流堆積物を高陣ヶ尾安山岩の下位と考え、下部更新統寒水火砕流堆積物として定義した。しかし寒水火砕流堆積物と呼んだ部分は、高陣ヶ尾安山岩の上位にあり、中部更新統の松本火砕流堆積物の一部であることがわかった。

分布: 安心院町南部の黒床並から寒水、萱籠にかけてと、木地域中央部の安心院盆地東部、さらに東方の山香町山浦付近にまで広がっている。駅館川に沿って下流へ流れ下り、北隣の宇佐地域に広く分布している。本地域南西隅の院内町和田平の南にも離れて小さな分布がある。

層序: 宇佐火山岩類、津房川層、人見岳火山岩類及び高陣ヶ尾安山岩を覆い、檜本層、浄土寺岩屑なだれ堆積物(鹿鳴越火山)及び六郎丸火砕流堆積物に覆われる。耶馬溪火砕流堆積物との直接の関係は不明だが、安心院町御筆で弱溶結の耶馬溪火砕流堆積物を岩塊として含んでいるので、耶馬溪火砕流堆積物よりも上位になる。

年代: 松本火砕流堆積物の FT 年代値として、 $0.62 \pm 0.07\text{Ma}$ 、 $0.37 \pm 0.05\text{Ma}$ が得られており(新エネルギー総合開発機構, 1988b)、誤差の範囲を越えてばらつきがある。松本火砕流堆積物の上位の鹿鳴越火山の溶岩から $0.72 \pm 0.05\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が得られている(鎌田, 1986)ので、松本火砕流の噴出年代はおよそ 0.6-0.7Ma 頃なのであろう。

対比: 本地域北方の中津市から豊前高田市にかけての中津平野には、水平な礫層と凝灰質砂層からなる(豊前)中津層がある(首藤, 1962)。この中津層中の^{えきせん}駒川軽石流堆積物(坂本・長谷, 1972)は、黒雲母流紋岩であることや軽石の形態的特徴が松本火砕流堆積物と一致し、分布もほぼ連続することから松本火砕流堆積物の下流延長部とみなせる。

また、松本火砕流堆積物と同時期同岩質の火砕流堆積物として、由布川火砕流堆積物(小野, 1963; 星住ほか, 1988)がある。由布川火砕流堆積物は、大分川流域に分布する黒雲母流紋岩の大規模火砕流堆積物で、0.6Ma に噴出した(豊住・鎌田, 1991)。松本火砕流堆積物と由布川火砕流堆積物は、由布-鶴見地溝を挟んで南北に分かれて対称的に分布しており、噴出年代も同じ、岩質も酷似するなど同一火砕流の可能性がある。しかし、軽石の形態的特徴や斑晶量比に違いが認められる、すなわち、松本火砕流の軽石は白色でガラス質光沢を示し金色の黒雲母を含むのに対して、由布川火砕流の軽石は、淡桃色で絹糸光沢を示し黒色の黒雲母を含んでいる。また、松本火砕流堆積物は含む有色鉱物の量が少なく、黒雲母以外の有色鉱物をほとんど含まない場合が多いなど、由布川火砕流堆積物と異なる特徴を示し今後の検討を要する。

層厚: 寒水付近で最も厚く、120m 程度である。

岩相: 堆積物は寒水付近でやや固くしまっている部分があるものの、全体に非溶結の火砕流堆積物である。堆積物は桃灰色のガラス火山灰基質中に、大きさ 1-8cm 程度まれには 20cm に達する軽石を含む。軽石は、白色-淡桃色で、ガラス質光沢があって長孔状の気泡を持つ。斑晶として大きさ 2mm 程度の斜長石・黒雲母をまれに普通角閃石を含んでいる。

堆積物は全体に塊状であるが下流にあたる安心院町御筆や矢津では、火砕流堆積物の底部や上部に成層部を伴うことがあり(第 25 図)、また塊状部分でも基質が細粒物に乏しいなど水成の岩相を示す部分がある。これらのことから、当時安心院盆地の少なくとも一部地域に水域があり、そこへ火砕流が流入したのかも知れない。



第25図 松本火砕流堆積物の水成堆積相(安心院町御筆)
最上部の礫層は橋本層. スケールは1m

黒雲母流紋岩軽石 GSJ R60113(TY315)

産地・産状：安心院町寒水・非溶結軽石流堆積物中の軽石。

斑晶：斜長石・黒雲母。

石基：ガラス・細かく長孔状に発泡している。

. 2 檜本層(n)

安心院町檜本付近で松本火砕流堆積物を覆う砂礫層や凝灰質砂層を檜本層と呼ぶ(新称)。松本ほか(1984)の松本層の一部にあたる。安心院町久井田から檜本付近にかけて津房川層や松本火砕流堆積物を覆って分布する。浄土寺岩屑なだれ堆積物、六郎丸火砕流堆積物に覆われる。また、星住ほか(1988)が、高陣ヶ尾安山岩の下位と考えていた寒水川層は、高陣ヶ尾安山岩より上位であり、本層に当たる。

堆積物は厚さ10-20m程度で、砂礫層を主として、凝灰質砂層を伴う。礫層の礫は、径4-30cm程度の円礫・亜円礫で、鹿鳴越火山や雛戸山安山岩由来と見られる輝石安山岩のものが多く。

. 3 雛戸山安山岩(Hh)

定義：星住ほか(1988)は、別府地域の雛戸山(830.8m)から北方に広がる、普通角閃石輝石安山岩の溶岩流からなる岩体を雛戸山安山岩と呼んだ。また、直下の輝石安山岩溶岩を下部更新統の高陣ヶ尾安山岩の一部と見ていた。しかし、この部分は正常磁であり、松本火砕流堆積物(0.7Ma ごろ)を覆う

ことから、噴出は更新世の初めごろとなり、難戸山安山岩と層位的・岩質的に近く地理的にも連続するので、この部分を含めて、難戸山安山岩として再定義する。

分布：木地域内の安心院町寒水南方の663.0m 台地(寒水台)とその東側と崩ヶ追付近(くえ)にあつて南方へ連続し、南端を別府北断層に区切られている、分布高度は、南から北へ緩やかに下がっている。人見岳火山岩類や高陣ヶ尾安山岩と同様に、噴出源は南方にあるのだろう。

層序・年代：松本火砕流堆積物を砂礫層(檜本層)を挟んで覆うのが、寒水川上流部(別府地域)で観察できる。K-Ar年代値として、 $0.7 \pm 0.4\text{Ma}$ (須藤, 1985a)、 $0.72 \pm 0.09\text{Ma}$ (鎌田, 1986)が得られている。自然残留磁化方位は正である。帯磁方向及び年代値から難戸山安山岩の噴出は、更新世中期初め頃となる。

層厚：木地域内では、150m 程度である。別府地域の難戸山付近で最も厚く、300m 以上である。

岩相：難戸山では数枚の溶岩流からなるのが観察できる。寒水台を構成する部分は、青灰色の緻密な厚い安山岩溶岩で、斑晶として斜長石・輝石を含みかんらん石を伴う。難戸山では、暗青灰色緻密な安山岩で、斑晶として斜長石・輝石を含み普通角閃石を伴っている。

普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R60114(TY1662)

産地・産状：安心院町崩ヶ追。溶岩。

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・普通角閃石。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石。

4 鹿鳴越火山(Kl, Kd, Kf)

本地域の南東部の岳ヶ下山から鳥屋岳・唐木山をへて鹿鳴越付近に分布する輝石安山岩の火山体を鹿鳴越火山と呼ぶ。笠間(1953)の鹿鳴越火山岩にあたる。火山体の南側は、由布-鶴見地溝北縁を限る別府北断層とそれに平行する断層群によって限られ、急崖をなして溶岩が露出している。北側は緩傾斜の溶岩の上に、火砕流堆積物や岩屑なだれ堆積物、さらに土石流堆積物などが重なっている。これらの特徴は鹿鳴越火山が、断層により切断された成層火山体であることを示している。火山体のうち、溶岩を主体として火砕流を伴う部分を鹿鳴越溶岩、岩屑なだれ堆積物を浄土寺岩屑なだれ堆積物、最上位の土石流堆積物などを古火山麓扇状地堆積物と呼ぶ。

鹿鳴越火山は、松本火砕流堆積物を覆い、西ノ台流紋岩・六郎丸火砕流堆積物に覆われる。鹿鳴越溶岩から $0.71 \pm 0.09\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られている(鎌田, 1986)。自然残留磁化方位は正であり、ブリュヌ正磁極期(0.73Ma-現代)の噴出と考えられる。

鹿鳴越火山と同様に由布-鶴見地溝によって切断された火山が地溝の南側にもある。別府地域の小鹿山火山は、地溝を挟んで鹿鳴越火山の向かい側に位置する輝石安山岩質の火山で、噴出中心は由布-鶴見地溝内にあつたと考えられている(星住ほか, 1988)。小鹿山火山は、輝石安山岩溶岩を主体として、普通角閃石含有輝石安山岩質の火砕流堆積物や岩屑なだれ堆積物を伴っており、鹿鳴越火山と同様の産状・岩質を示す。以上のことから両者はもともと1つの火山であつたものが、断層活動により山体中央部が沈降し分断された可能性がある。

4.1 鹿鳴越溶岩(K1)

鹿鳴越火山の主火山体をなす部分を鹿鳴越溶岩と呼ぶ。大部分は溶岩からなるが、溶岩と溶岩の間などに、凝灰角礫岩や火砕流堆積物を伴うことがある。溶岩には柱状節理が発達することがある(第26図)。分布は岳ヶ下山から東へ尼蔵岳・鳥屋岳・唐木山などをへて鹿鳴越(豊後杵築地域)に及び、高さ400-500mの山地を構成している。層厚は最大で400m以上である。岩石は、青灰色緻密な安山岩で大きさ4mm以下の斜長石・輝石を含む。大部分では、輝石安山岩だが、立岩では普通角閃石かんらん石輝石安山岩である。

火砕流堆積物は、山香町の元河内南方や大内原に良好な露出がある。大内原では、0.5-2m毎のフローユニットが何枚もあって、50cm以下の単源の角礫と同質火山灰から構成され非溶結である。フローユニットの間には、成層した砂質火山灰を挟むことがある。本質岩塊は青灰色の安山岩で、表面には冷却節理が入っている(第27図)。火砕流堆積物の本質岩塊には、輝石の他にごく少量の普通角閃石を含むのが特徴である。

斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R60115(TY2156)

産地・産状：日出町一ノ坂，採石場跡，溶岩。

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。

普通角閃石含有単斜輝石斜方輝石安山岩 GSJ R60116(TY2465)

産地・産状：山香町大内原，火砕流堆積物中の本質岩塊。

斑晶：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・普通角閃石。

石基：斜長石・鉄鉱・輝石。



第26図 鹿鳴越火山の溶岩に発達する柱状節理(日出町一ノ坂北の県道沿い)



第27図 鹿鳴越火山の火砕流堆積物の本質岩塊(山香町大内原)

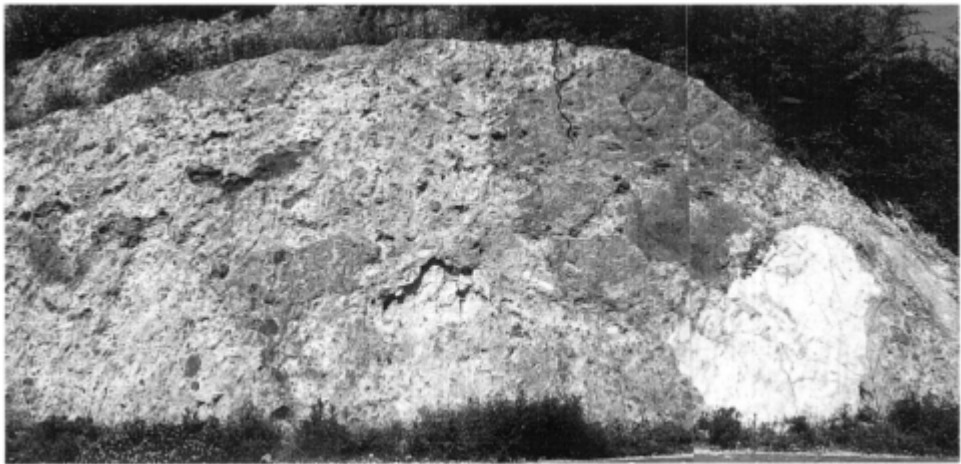
4.2 浄土寺岩屑なだれ堆積物(Kd)

鹿鳴越火山北麓一帯に分布する岩屑なだれ堆積物を浄土寺岩屑なだれ堆積物と呼ぶ(新称)。本堆積物は鹿鳴越火山の山麓に位置し上面高度が南から北へ低下することと、構成物に鹿鳴越溶岩の輝石安山岩塊を大量に含むことから、鹿鳴越火山の一部とした。堆積物の分布は本地域の安心院町上ノ原から山香町浄土寺付近をへて東へ延び豊後杵築地域にも達している。上ノ原や八坂川沿いでは台地をなして層厚は50-80m程度である。山香町浄土寺では、松本火砕流堆積物を覆う様子が確認できた。また、六郎丸火砕流堆積物に覆われている。

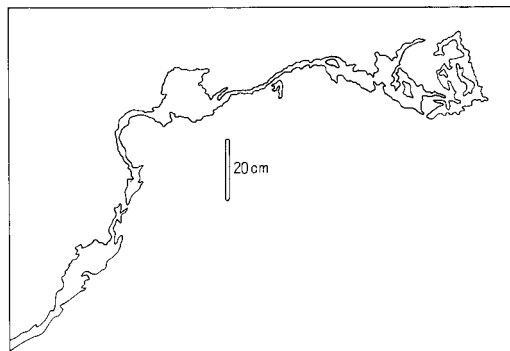
堆積物は、溶岩や火砕流堆積物・火山砂層・凝灰角礫岩などの大小さまざまなブロックを含んでおり、無層理・無淘汰である(第28図)。溶岩は、青灰色緻密な輝石安山岩で鹿鳴越溶岩のものと同じである。松本火砕流堆積物由来の黒雲母流紋岩火砕流堆積物のブロックをよく含んでいる。大きさは数10cmから数10mに及ぶことがある。その他にさまざまな火砕岩のブロックを含んでいる。基質はさまざまな小岩片や細粒物の混合物であり、風化火山灰土壌片を含んでいる(第29図)。

4.3 古火山麓扇状地堆積物(Kf)

鹿鳴越火山の北側には、土石流堆積物などからなる緩斜面が発達している。この緩斜面は火山麓扇状地をなしていたもので、開析が進み段丘化している。これを古火山麓扇状地堆積物と呼ぶ。堆積物は鳥屋岳・唐木山の北側から浄土寺岩屑なだれ堆積物を覆って北方へ流下し、石河野付近では直接松本火砕流堆積物を覆う。層厚は10-40m程度である。この他にも上ノ原でも同様な土石流堆積物が台地面を覆っている(地質図には表現していない)。



第28図 浄土寺岩屑なだれ堆積物の岩相(安心院町大見尾)
 右寄りの明色の塊は松本火砕流堆積物を取り込まれたもの、他にも大きさ1-数mの
 暗色のブロックがいくつも見える。スケールは1m



第29図 浄土寺岩屑なだれ堆積物中の引き延ばされた土壌片(山香町口ノ尾南方)

堆積物は亜角礫 - 亜円礫の種々雑多な火山岩と凝灰質の砂・泥からなる基質から構成される土石流堆積物を主体とする。厚さ 1-5m 程度の塊状のユニットからなり、成層した火山砂層を伴うことがある。基質は粘土化が進み、含まれる礫も‘くさり礫’となっている場合が多い。

. 5 西ノ台流紋岩 (Hn)

定義: 本地域南部の西ノ台付近で溶岩台地を形成する流紋岩と基底部の火砕岩を西ノ台流紋岩と呼ぶ(星住ほか, 1988)。笠間(1953)の西台火山岩類, 松本ほか(1984)の西ノ台火山岩類にあたる。

分布: 西ノ台の台地を構成する他に, 安心院町六郎丸の南にやや離れた分布がある。また, 南方延長は別府地域の天間付近に及んでいる。

層序: 人見岳火山岩類・鹿鳴越火山を覆っている。六郎丸火砕流堆積物が, 西ノ台流紋岩の礫を含む風化火山灰土壌を覆うので, 六郎丸火砕流堆積物よりも下位になる。K-Ar 年代値として 0.38 ± 0.04 Ma が得られている(新エネルギー総合開発機構, 1988b)。自然残留磁化方位は正である。

層厚: 西ノ台では 200m 程度であり北へ向かって薄くなる。

岩相: 溶岩は, 流理構造が顕著な黒色 - 灰黒色 - 灰桃色の流紋岩で, 全くガラス質の部分から細かく発泡した部分, 石質の部分, スフェルライトに富む部分など様々で, これらが流理により混在している部分もある。斑晶として, 斜長石・普通角閃石を含んでいる。

基底部には, 同質の白色軽石と流紋岩角礫を含む火砕流堆積物やその再堆積物がある(星住ほか, 1988)が, 本地域では確認されていない。

斜方輝石含有普通角閃石流紋岩 GSJ R60117(TY3886)

産地・産状: 安心院町鶴の南東・溶岩。

斑晶: 斜長石・普通角閃石・斜方輝石。

石基: ガラス・斜長石・ガラス基流品質組織を示す。

. 6 六郎丸火砕流堆積物 (Rp)

定義: 安心院町の津房川流域に分布する角閃石デイサイトの軽石流堆積物を六郎丸火砕流堆積物と呼ぶ(新称)。安心院町六郎丸東方に模式的な露出がある。

分布: 安心院町大口田, 六郎丸東方, 小内原, 崩ヶ追付近に分布している。分布高度は南から北へ低下しており, 由布 - 鶴見地溝付近から流下したのであろう。噴出源は不明であるが, 類似の岩質の火山岩として, 大津留火砕流堆積物や立石山火山の立石山火砕流堆積物, 水口山火山の城島火砕流堆積物などがあげられる。これらは, いずれも普通角閃石デイサイトの火砕流で噴出年代は更新世中期の中頃である(星住ほか, 1988)が, 現時点ではいずれに対応するのか, またはいずれとも異なる別の火砕流堆積物なのかは不明である。

層序: 松本火砕流堆積物・檜本層を覆う。また, 六郎丸東方で火砕流直下の風化火山灰土壌中に西ノ台流紋岩の岩塊が含まれているので, 西ノ台流紋岩よりも上位となる。本火砕流から年代値は得られて

いない．自然残留磁化方位は正である，

層厚：10-50m である．

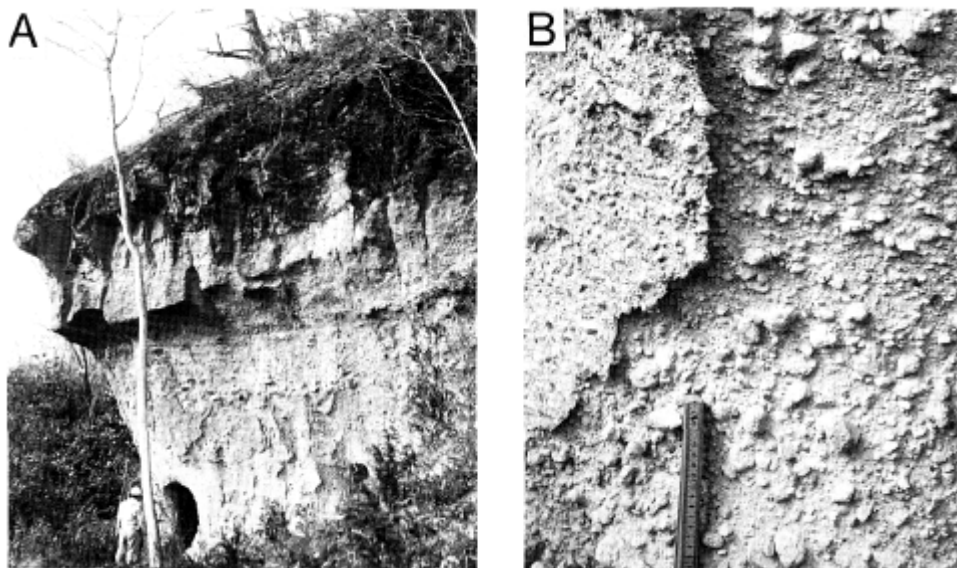
岩相：堆積物は大部分が非溶結であり，六郎丸東方でのみ弱溶結部が存在する．非溶結部では，細粒ガラス火山灰基質中に大きさ1-20cmの白色軽石を含む．軽石は斑晶として，大きさ2-3mm程度の斜長石・普通角閃石と少量の輝石を含む．異質岩片として輝石安山岩などを含む．1枚のフローユニットは，厚さ1-10m程度である．安心院町大口田では露出が良好で，厚さ1-3mの少なくとも5枚のフローユニットからなっている様子が観察できる．六郎丸での弱溶結部は堆積物の最上部にある（第30図）．弱溶結部では径1m以下の柱状節理が発達し，基質は青紫灰色で軽石は偏平化しつぶれているがガラスレンズとはなっていない．

斜方輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R60118(TY2603)

産地・産状：安心院町六郎九鬼万（第30図の地点）．

斑晶：斜長石・普通角閃石・斜方輝石・鉄鉱．

石基：ガラス．



第30図 上部が溶結した六郎丸火砕流堆積物(安心院町六郎丸東方)

A：上部の張り出した部分は弱溶結しており幅0.5-1m間隔の柱状節理が入る

B：下部の非溶結部の拡大．基質は砂サイズの軽石や結晶片に富んでいる

. 7 高平山火山 (Mt,Md)

別府地域，由布 - 鶴見地溝内の高平山 (810m) を中心とする角閃石安山岩質の火山である．笠間 (1953) の高平山火山岩と御越山火山岩の一部にあたる．高平山火山は溶岩と岩屑なだれ堆積物から構成される．地形的にみて西ノ台流紋岩を覆っている，本地域には，高平山溶岩と十文字原岩屑なだれ堆積物が分布する．K-Ar 年代値として $0.55 \pm 0.04\text{Ma}$ が得られている (新エネルギー総合開発機構，1988b) が，下位の西ノ台流紋岩の値と矛盾している．実際はおよそ 0-3Ma 頃の噴出なのであろう．

. 7 . 1 高平山溶岩 (Mt)

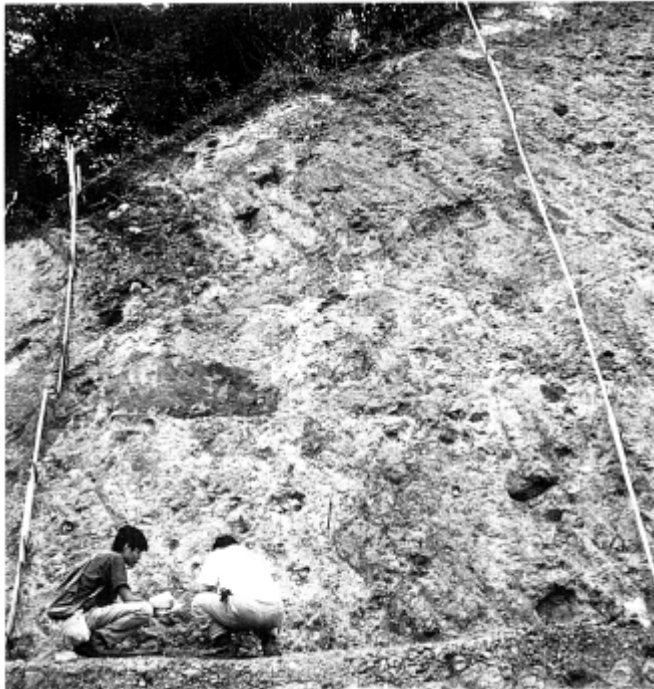
本地域内では，猫ヶ岩山付近と温海付近に別府地域からの延長部がある．猫ヶ岩山では，岩石は青灰色 - 赤紫灰色 - 灰白色の安山岩 - デイサイトで，斑晶として大きさ 2-8mm 程度の斜長石・普通角閃石・輝石を含む．また，大きさ 2-8cm 程度のオートリスを含むのが特徴的である．

斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩 GSJ R60119 (TY2746)

産地・産状：別府市小畑の南西．溶岩．

斑晶：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱．

石基：斜長石・鉄鉱．



第31図 十文字原岩屑なだれ堆積物の内部構造(日出町小布倉)

．7．2 十文字原岩屑なだれ堆積物 (Md)

高平山北東側の十文字原演習場付近一帯から北へ広がる岩屑なだれ堆積物を十文字原岩屑なだれ堆積物と呼ぶ．分布は，十文字原演習場から北東へ延びて日出町小布倉へ，また十文字原から北北西へ延び別府北断層を越えて西ノ台と岳ヶ下山の間の谷沿いに達している．岩屑なだれが堆積後に断層が変位したのか，断層崖を駆け登ったのかは不明である．岩屑なだれの供給源となった崩壊地形は残存していない．

堆積物は，溶岩や火砕岩の大きささまざまなブロックを含んでおり，無層理・無淘汰である（第31図）．溶岩は，青灰色・赤紫色などの角閃石安山岩を主としており，浄土寺岩屑なだれ堆積物とは，構成物が異なっている．その他にさまざまな火砕岩のブロックを含んでいる．基質はさまざまな小岩片や細粒物の混合物であり，風化火山灰土壌片を含んでいる．

． 第四系上部更新統-完新統

（星住英夫）

本地域の第四紀更新世後期 - 完新世の堆積物は，阿蘇火山から流下してきた阿蘇 - 3，4 火砕流堆積物，由布 - 鶴見火山群由来と見られる南畑火砕流堆積物，火山斜面の扇状地堆積物，河川沿いに発達する段丘堆積物や沖積層からなる．この他に，別府湾沿岸に埋立地が近年造成された．

． 1 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山は九州中央部に位置し，直径20kmの大型のカルデラと中央火口丘群を持つ複成火山である．その中心は，本地域南西端から南西方約50kmに位置する．阿蘇カルデラを給源とする大規模な火砕流を含む噴火サイクル（一輪廻の噴火活動）が4回あり，これを古い方から，阿蘇 - 1，阿蘇 - 2，阿蘇 - 3，阿蘇 - 4 と呼ぶ．阿蘇 - 2，- 3，- 4 の各サイクルはいくつかのサブユニットに分けられる．また，4回の大規模な噴火サイクルの間にはそれぞれ数万年程度の時間間隔があり，主に降下火砕物からなる小規模な噴火サイクルを間に挟む（小野ほか，1977）．

本地域には，阿蘇 - 3 サイクルの火砕流堆積物，阿蘇 - 4 サイクルの火砕流堆積物が到達している．

． 1 . 1 阿蘇 - 3 火砕流堆積物 (A₃)

阿蘇 - 3 サイクルの噴出物は下位から，3W 降下軽石層，3A 火砕流，3B 火砕流，3C 火砕流のサブユニットから構成される（小野ほか，1977）．3W 降下軽石層は白色 - 灰白色の流紋岩軽石層，3A 火砕

流は流紋岩質の軽石流堆積物，3B 火砕流は無斑品質安山岩質のスコリア流，3C 火砕流は多斑晶の発泡度の低いスコリアを本質岩塊とする安山岩質の火砕流である．このうち，阿蘇 - 3 サイクル中で最も規模が大きい3B 火砕流のみが，本地域に到達している．

阿蘇 - 3 火砕流の噴出年代として， 100 ± 40 ka 年の FT 年代（本質ガラスレンズ）が報告されている（岡口，1978）．また，松本ほか（1991）は，阿蘇 - 3 火砕流堆積物の本質レンズから， 123 ± 6 ka の K-Ar 年代値を得た．本火砕流は，およそ 12 万年前頃に噴出したのであろう．

阿蘇 - 3B 火砕流堆積物 (A_3)

本地域での阿蘇 - 3B 火砕流堆積物は，恵良川沿いの院内町南部の上納持と院内町北部の内畑に分布している．どちらの地域でも非溶結であり溶結部はない．上納持では，阿蘇 - 4A 火砕流堆積物に風化火山灰土壌を挟んで覆われている（第 32 図）．堆積物は灰褐色ガラス質細粒火山灰基質とスコリアからなり少量の軽石を伴う．スコリアは安山岩質，軽石は流紋岩質であるが，どちらも斑晶はごく少量の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石を含むのみで，無斑晶に近い．スコリアは大きさ 8cm 以下で栗色 - 暗褐灰色を呈し，不均質なスポンジ状に発泡する．軽石は大きさ 10cm 以下の淡褐灰色で，よく発泡し細管状の気泡により絹糸状光沢を示す．本質あるいは類質岩片として，緻密な黒色のガラス質岩片を少量含む．異質岩片は少量であり安山岩を主としている．以上のような岩相の特徴は，別府地域（星住ほか，1988）・犬飼地域（寺岡ほか，1992）での特徴とよく一致する．

1.2 阿蘇 - 4 火砕流堆積物 (A_4 , A_{4W} , A_{4T})

阿蘇 - 4 サイクルの噴出物は，火砕流のみが知られている．阿蘇 - 4 火砕流堆積物は，阿蘇火山の噴出物中で最も規模が大きく，最も遠方まで流走している．阿蘇 - 4 火砕流堆積物は岩相・岩質からいく



第32図 阿蘇 - 3B 火砕流堆積物を覆う阿蘇 - 4A 火砕流堆積物(院内町上納持)
3: 阿蘇 - 3B 火砕流堆積物，L: 風化火山灰土壌，4: 阿蘇 - 4A 火砕流堆積物

つかのサブユニットに区分される。竹田地域では4A, 4Bの2つのサブユニットに(小野ほか, 1977), 阿蘇カルデラ西側で8つのサブユニットに(Watanabe, 1978), そして大分県東部地域の別府・犬飼・三重町・佐伯地域で4A, 4Tの2つのサブユニットに(星住ほか, 1988; 寺岡ほか, 1992; 酒井ほか, 1993; 寺岡ほか, 1990)分けられた。4AはWatanabe(1978)のYame pumice-flow(八女軽石流)に, 4TはWatanabe(1978)のTosu orange pumice-flow(鳥栖オレンジ軽石流)にあたる。本地域での阿蘇-4火砕流堆積物は, 4A, 4Tの2つのサブユニットからなる。Watanabe(1978)の残りの6つのサブユニットはカルデラ西側に, 小野ほか(1977)の4Bはカルデラ東側にあつて, 本地域には及んでいない。

阿蘇-4火砕流の噴出年代として, 玉生(1978)は, 本質ガラスレンズのFT年代を測り, $84 \pm 25\text{ka}$ を得た。町田ほか(1985)は, 日本周辺海域を含む広域テフラ層序から7万年前とした。大村ほか(1988)は, ^{238}U - ^{230}Th 年代測定法により $80 \pm 2\text{ka}$ を報告している。また, 松本ほか(1991)は, 気相再結晶部を用いて $89 \pm 7\text{ka}$ のK-Ar年代値を報告している。以上から阿蘇-4火砕流の噴出はおよそ8-9万年前と考えられる。

阿蘇-4A 火砕流堆積物 (A_4, A_{4W})

堆積物は非溶結部と溶結部からなる。通常, 非溶結部は堆積物の底部のごく薄い部分と上半部を占め, 溶結部は堆積物の下部を占める。火砕流堆積物全体が薄い時には非溶結部のみからなる。また, 逆に浸食などにより非溶結部が失われて溶結部のみからなる場合もある。

非溶結部 (A_4) は, 灰白色火山灰基質中に多量の軽石を含む。軽石は, 灰色-白色で大きさ2-20cm, 時に40cmに達し, 粗い長孔状の気泡を持つ。基質は, 細粒ガラス火山灰と大きさ1-4mmの結晶片からなる。軽石中の斑晶及び結晶片は主に短柱-長柱状の斜長石・普通角閃石であり, 微量の紫蘇輝石を含む。

溶結部 (A_{4W}) は, 弱溶結部及び強溶結部からなる。弱溶結部では灰色-暗灰色基質中に灰白色の偏平化した軽石を含む。強溶結部との境界付近では灰白色の偏平化した軽石と, 黒色のガラスレンズが共存する。強溶結部では, 暗灰色基質中に黒色ガラスレンズを含む, 堅固な岩石である。溶結部では径1-2mの柱状節理が発達する。

阿蘇-4T 火砕流堆積物 (A_{4T})

阿蘇-4T火砕流堆積物(鳥栖オレンジ軽石流)は, 堆積物が極めて薄くかつ広い分布をする特徴を持った拡散型大規模火砕流である(Watanabe, 1978; 渡辺, 1986)。堆積物は基本的に非溶結で, 橙灰色の基質に黄橙色-赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴的である。本地域でも厚さが1-2m程度と薄く, 橙灰色基質中に大きさ1-8cmの橙色軽石を含む。軽石中の斑晶として, 斜長石・普通角閃石と微量の紫蘇輝石を含む。本地域での分布は, 南西部の玖珠町日出生本村や和田乎付近に限られる。断片的にしか本火砕流が認められないのは, 堆積物が薄いため容易に浸食されて失われたためであろう。

. 2 南畑火砕流堆積物 (Mp)

本地域南部の安心院町と日出町境界部に小尾根に分布する火砕流堆積物を南畑火砕流堆積物と呼ぶ(新称)。南畑西方の尾根に沿うほか、別府市天間東方、安心院町萱籠、寒水東方、烏帽子山の西に点在する。いずれの地点でも堆積物は薄く、1m程度である。堆積物は、大きさ1-4cmの単源の青灰色角閃石安山岩角礫を含み、同質の火山灰基質からなる(第33図)。炭化木片を伴っており、高温の火砕流



第33図 南畑火砕流堆積物(別府市天間東方の県道沿い)
A : 風化火山灰土壌中に挟まれる南畑火砕流堆積物。スケールは1 m
B : クローズアップ。スケールは20 cm

だったことがわかる。十文字原岩屑なだれ堆積物を厚い風化土壌を挟んで覆っており、高平山火山よりも新しい由布 - 鶴見火山群から由来したものであろう。阿蘇 - 3, 4 火砕流との関係はわかっていない。

. 3 段丘堆積物 (t)

本地域内の主要河川沿いや、本地域北端の中津平野縁辺部にあたる地域には、段丘面が発達している。河川沿いでは、院内町の恵良川や安心院町の津房川とその支流の大部分の地域では、平坦な段丘面があって河川は箱状の峡谷の底を流れている。堆積物は礫・砂及び泥からなる。

. 4 扇状地堆積物 (f)

木地域南東部の高平山火山の北縁部、猫ヶ岩山の周囲に扇状地堆積物が分布する。堆積物は、礫及び砂からなり火山灰を伴っている。

. 5 地すべり堆積物 (1d)

院内町上船木に、大規模な地すべり地形が発達する (羽田野・吉松, 1982)。この地域は宇佐鉾山に近い位置にあって、変質した凝灰角礫岩や凝灰岩からなる。この変質した火山岩類が地すべりを起こしている。この他に古い地すべり地形が、宇佐市灘、院内町山城、西椎屋、安心院町平ヶ倉などにある (千田・岡田, 1989)。地質図には、上船木の大規模な地すべりのみを表現してある。

. 6 沖積層 (a)

本地域内では、駅館川水系の主要河川が段丘化しているため分布は広くない。安心院町の安心院盆地中央部が最も広い分布である。また東部地域の河川、立石川・八坂川・山倉川・佐田川などにそって分布している。堆積物は、礫・砂及び泥からなる。

. 7 埋立地 (r)

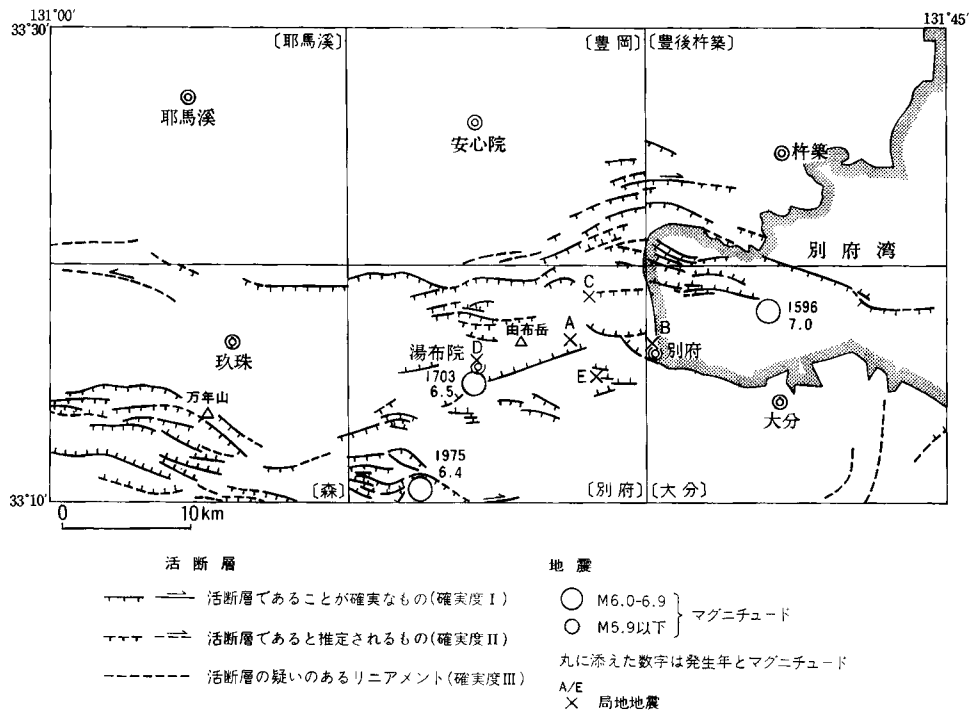
本地域南東隅の別府湾沿岸の別府市古市において、近年埋立地が造成された。この埋立地は 1979 年測量の国土地理院の地形図にはないので、1979 - 1984 年の間に埋め立てられたようである。

活構造・重力

(星住英夫)

1 活構造

福岡地域南部を含む中部九州の火山岩地域には東西性の正断層が密に発達している。地質図及び第34図の中の断層は、池田(1979)及び九州満構造研究会(1989)を参考にして、著者の空中写真判読と現



第34図 豊岡地域及びその周辺の活断層と地震(星住ほか, 1988を改変)

活断層は活断層研究会(1991)を簡略化した。ただし、本地域内の活断層は本報告及び九州活構造研究会(1989)による。地震は、活断層研究会(1991)をもとにしたが、一部を下記のように変更した

1. 大分県中部地震(1975, M6.4)の震央を山科・村井(1975)の求めた位置に変更した
 2. 局地地震のうち、A-Dは気象庁地震課・地震活動検測センター(1975)、Eは須藤(1987)によった。これらの震央位置は、その概略を示した
- A: 鶴見岳付近の地震(1916-1917), B: 別府付近の地震(1926, 1930, 1973), C: 明誓付近の地震(1927),
D: 湯布院付近の地震(1941), E: 志高湖付近の地震(1986)

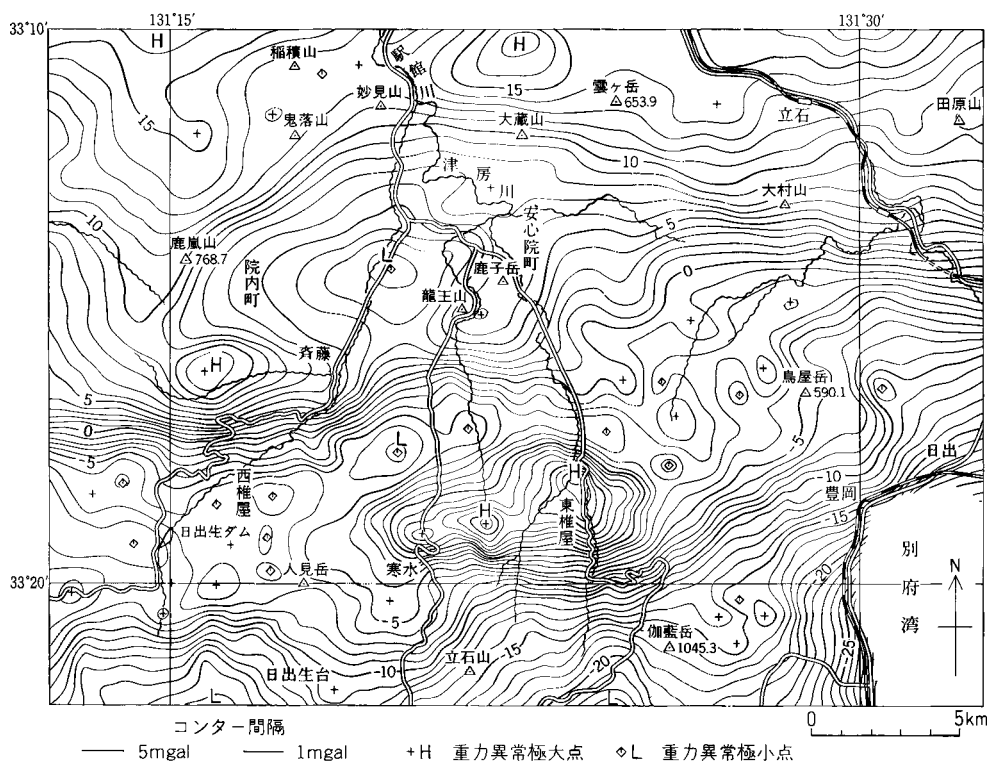
地調査に基づき作製した。

本地域内の断層地形は南東部に偏って分布している。この断層群は、由布 - 鶴見地溝の北縁を限る別府北断層とそれに平行する付随断層であり、南の別府地域及び東の豊後杵築地域へ連続する。この断層群は明瞭な地形表現を持ち、第四系を切っているので、第四紀に少なくとも一度は活動したという意味での活断層である。ほとんどの断層は断層露頭を欠くが、別府市の十文字原演習場内で九重第1軽石(30-35ka)を変位させている露頭が見つかった(九州活構造研究会, 1989)。

. 2 重 力

本地域は中部九州の火山岩地域に沿って別府湾から長崎県の島原半島にまで延びる低重力域(久保寺ほか, 1976)東部の北翼部に当たる。地質図上の等重力線及び第35図は、新エネルギー総合開発機構の報告書による1ミリガル間隔の等重力異常線である(新エネルギー総合開発機構, 1988a)。南隣別府地域の地質図上の等重力線とは細部が繋がらないが、これは測点が増えたためである。

木地域の重力異常は大きく見ると北で高く、南で低い。特に南縁部では急傾斜し、別府 - 島原地溝のあるいは豊肥火山岩地域の低重力域へ落ち込んでいく。細かくみるといくつかの構造が認められる。南部の東椎屋付近の東西に延びる高重力異常部(東椎屋高重力異常域)は、基盤岩(白亜紀花崗岩類)の高ま



第35図 豊岡地域のブーゲー異常図(新エネルギー総合開発機構, 1988aによる)

りを反映している．その北側の東西に延びる低重力異常部（深耶馬溪低重力域）と、そのさらに北側の安心院町から院内町にかけての緩傾斜の低重力異常部は、津房川層の分布域とほぼ一致している．

． 応 用 地 質

（森下祐一・星住英夫）

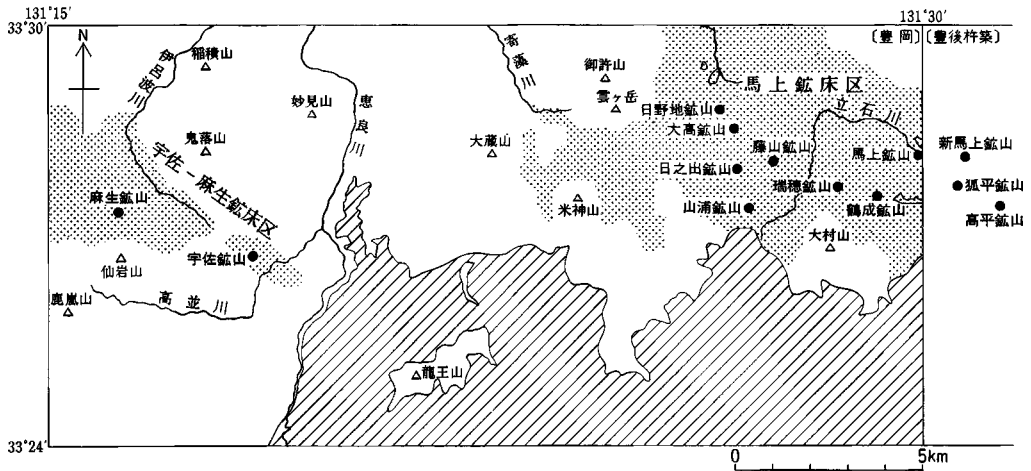
． 1 金 鉱 床

豊岡岡幅地域には、浅熱水性鉱脈型金鉱床が多数存在する．これらの鉱山はかつて盛大に稼行されたことがあるが、現在はすべて廃山となっている．鉱床群は本地域の北半分に分布し、このうち最も大規模な鉱床である馬上鉱床は、その東端に位置する．本地域の金鉱床は、金の他に銀、アンチモン、硫化鉄等を普遍的に随伴し、特にアンチモンは局所的に濃集する．一部の金鉱床では、これらの元素を目的としてアンチモン鉱床あるいは硫化鉄鉱床として稼行されたこともあるが、鉱床タイプは同一であるため、金鉱床として一括した．

馬上鉱床は、白亜紀花崗岩及びそれを覆う新第三紀の安山岩類中に胚胎する．鉱脈は、金、銀の他にアンチモン、砒素を含む石英脈である．生産量は金量で10トンを越える、わが国の代表的な鉱床の一つである．馬上鉱床の周辺には小規模な金鉱床が多数分布しているが、これらの鉱床が分布する範囲を「馬上鉱床区」と呼称する（第36図）．馬上鉱床区の東端は豊後杵築岡幅に入るが、一連の鉱化作用により生成した同種の鉱床群であると考えられるので、それらも含めて記載する．

豊岡岡幅地域西北部には宇佐鉱床と麻生鉱床があり、両者を含む広い範囲の火山岩類が熱水変質している．この地区を「宇佐 - 杯生鉱床区」と呼称する（第36図）．宇佐鉱床及び麻生鉱床は、新第三紀の安山岩及び同質凝灰角礫岩を母岩とする含金銀石英脈鉱床である．

馬上鉱床区、宇佐 - 麻生鉱床区のいずれも、熱水変質した宇佐火山岩類が広い範囲に分布している．馬上鉱床区では、馬上鉱床やその他の金鉱床を含む広い地域の安山岩類がプロピライト化作用を受けている．宇佐 - 麻生鉱床区ではプロピライトの分布は鉱床の近傍に限られるが、その周辺には熱水変質帯が形成されている．宮久（1960）や宮久（1971, 1972）は、“宇佐層群”を中新世中期、それを覆う未変質の“耶馬溪層”を鮮新世後期 - 更新世前期の活動によるものとした．また、本州のいわゆるグリーンタフ活動との類推から、宇佐地域で中新世前期には火山活動が始まっていたという主張もなされた（例えば、松本徑夫, 1979）．これに対し、 . 2 で述べたように、巽ほか（1980）に続いて鎌田・村岡（1984）は安心院地域において角閃石安山岩の放射年代を測定し、宇佐火山岩類の年代として $4.8 \pm 0.4\text{Ma}$ 及び $5.1 \pm 0.4\text{Ma}$ の値を得た．また、通商産業省（1984）も宇佐火山岩類について、 $4.6\text{-}5.3\text{Ma}$ の放射年代値を得て



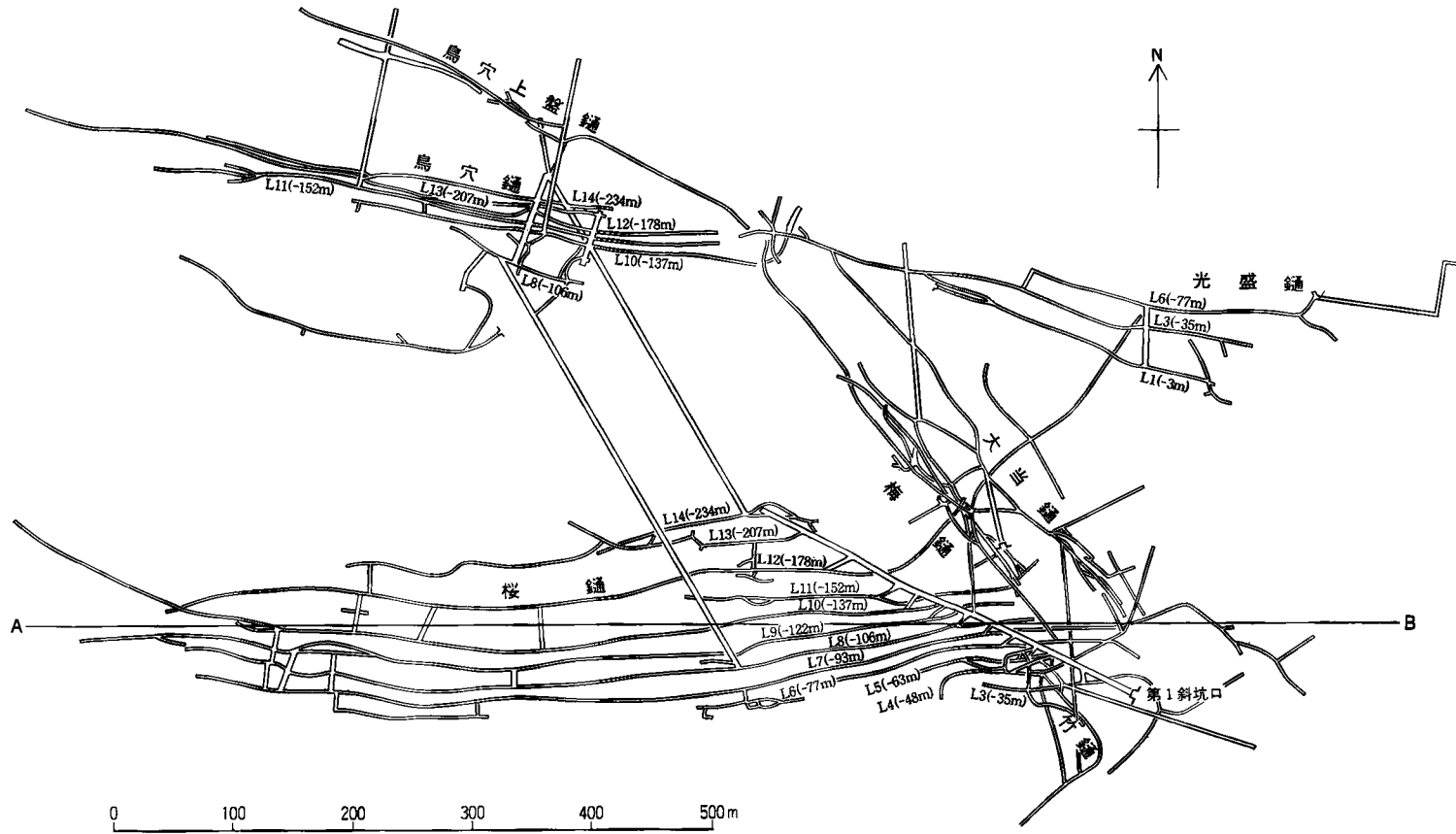
第36図 豊岡図幅地域の金鉱床と変質帯

アミの部分は変質帯、斜線部は宇佐火山岩類よりも上位の地層の分布域を示す。馬上鉱床区及び宇佐-麻生鉱床区では熱水変質帯が広がっており、その中に金鉱床が胚胎している(鉱山名は稼行されていた当時のものであり、現在はすべて廃山となっている)。変質帯の区分は、X線回折結果を一部参考にし、岩石の肉眼観察に基づいて行った。判断基準は、斑晶鉱物が変質しており岩石の色調が緑色または白色に変化しているものとした。これは概ね、モンモリロナイトを生ずる程度以上の変質に対応する

いる。

プロピライトは浅熱水性鉱床の母岩として重要なことから、従来この種の鉱床地域では、安山岩類の変質の有無で便宜的に地層を区分することが一般的であった。宇佐地域においても、安山岩質-デイサイト質の溶岩-凝灰角礫岩が著しく熱水変質しているものを“宇佐層群”、弱変質-未変質のものを“耶馬溪層”、として取り扱われてきたが、“宇佐層群”と“耶馬溪層”とでは、変質の程度以外の違いは認められない(松本幡郎ほか, 1984)。また、同一層準であっても岩質の差により熱水変質の程度が変化することから、変質の違いで層序を区分することができないことがわかる。これらの点を踏まえ、本報告では両者を一括して宇佐火山岩類とした(.1 参照)。通商産業省資源エネルギー庁(1991)も野外調査により、変質岩から未変質岩への変化は上下ではなく、側方に移り変ることを認め、この変質は鉱化作用により形成されたと指摘した。プロピライト帯を含んだ熱水変質帯は鉱床群の周辺に局所的に分布しており、プロピライト化作用と金の鉱化作用は一連の熱水活動によって生じたと考えられる。

通商産業省資源エネルギー庁(1990)は熱水変質帯を把握する目的で、豊岡図幅地域を含む広い範囲で空中電磁法調査を行った。低比抵抗分布域は、安心院周辺から立石周辺にかけて広範囲に分布している。このうち、安心院周辺の顕著な低比抵抗帯は津房川層の分布と類似しており、泥岩の低比抵抗を反映していると考えられる。馬上鉱床区の低比抵抗帯は、モンモリロナイト化等の熱水変質を指示すると考えられる。特に、日野地、大高、日之出及び藤山の各鉱床は、低比抵抗帯に囲まれた局所的な高磁気異常かつ高比抵抗帯の縁に分布する。宇佐-麻生鉱床区には、中-高磁気異常分布域中の相対的低磁気異常帯と低比抵抗帯が分布する。



第37図 馬上鉾山坑内図

主な坑道を同一平面上に投影した平面図である。坑道は第1斜坑口(標高100m)を基準(0mL)として第1坑道(L1, -3mL)から第14坑道(L14, -234mL)まで開発された。鉱脈名を示した坑道は錫押し坑道であり、概ね鉱脈の形態を示していると考えてよい。それらの坑道をいくつかの斜坑がつないでいる。馬上鉾山坑内図(1949, 未公表資料)による

1.1 馬上鉱山

馬上鉱床は大分県速見郡山香町にあり、日豊本線立石駅と中山香駅の間地点に位置する。鉱床は主に花崗岩中に胚胎する浅熱水性鉱脈型金銀鉱床で、花崗岩を覆う安山岩質凝灰角礫岩中では細脈化し、網状に劣化する(都甲, 1915)。主脈である桜通は、立石川、日豊本線及び国道10号の下を横切っている。

馬上鉱床は古くから開発されていたため、発足時の詳細は不明である。都甲(1915)は「豊後遺事」を引用し、馬上鉱床は寛永6年(1629)に砂金から発見されたと述べた。山香町誌編集委員会(1982)の記述も同様だが、「豊後立石史談」の文章を紹介し、口碑によれば元龜(1570-1573)、天正(1573-1592)時代には砂金採取が既に行われていた、としている。金鉱発足後はたびたび採掘され、高品位鉱石もしばしば得られていたが、湧水のために困難をきたしていた。大規模な開発が行われたのは明治40年(1907)に成清博愛が鉱区を取得してからである。彼は排水を重視し、慎重な調査に基づいて揚水機の設置等の基盤整備を行った後、明治43年(1910)に開坑した。都甲(1915)によると、大正4年当時の採鉱量は月産1,500トンであった。日立鉱山に売鉱した塊鉱の金品位は自然金の見える上鉱を除いて20-200g/t(一番塊鉱及び二番塊鉱)であり、最下級の二番塊鉱でも8g/t以上であった。

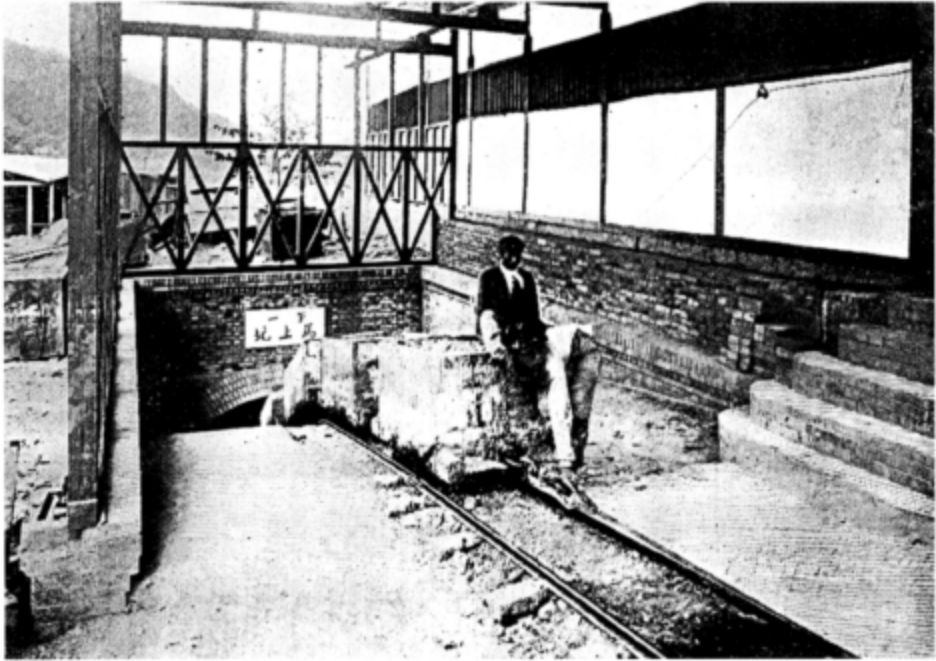
鉱床は、主脈の桜通のほか第37図、第2表に示す鉱脈から成る。坑道は第一馬上坑の斜坑口(第38図)を基準(0mL)として第1坑道から第14坑道(L14)まで開発された。L3(-35mL)が成清時代以降の最上部の坑道であり、そこからほぼ15mおきにL14(-234mL)まで坑道が切られた。桜通の傾斜は坑内図から読み取ると約50°であるが、これより緩傾斜の部分もある。松鍾はL6とL5の間で桜通より上部へ向け分岐した小支脈である。梅鍾は桜通と斜交しており、桜通との交点以南の通先を竹鍾と称していた。脈の交差部は一般に富鉱部を成していた。

桜通は花崗岩を覆う安山岩類中では劣化するため、花崗岩と安山岩類の境界面(緩やかな傾斜で西へ深くなっている)が鉱脈の上限を規制している(第39図)。この境界面の直下では一般に金品位が高く、特に鉱脈東部に富鉱部が分布していた。富鉱部はL3(-35mL)からL10(-137mL)の上下100m、東西延長250mの範囲で、トジ金(肉眼で見える金)をしばしば産した。馬上鉱山の産金量が多かった大正年間に、鉱石のほとんどが桜通上部の富鉱部から産出した。

第2表 馬上鉱床の鉱脈系

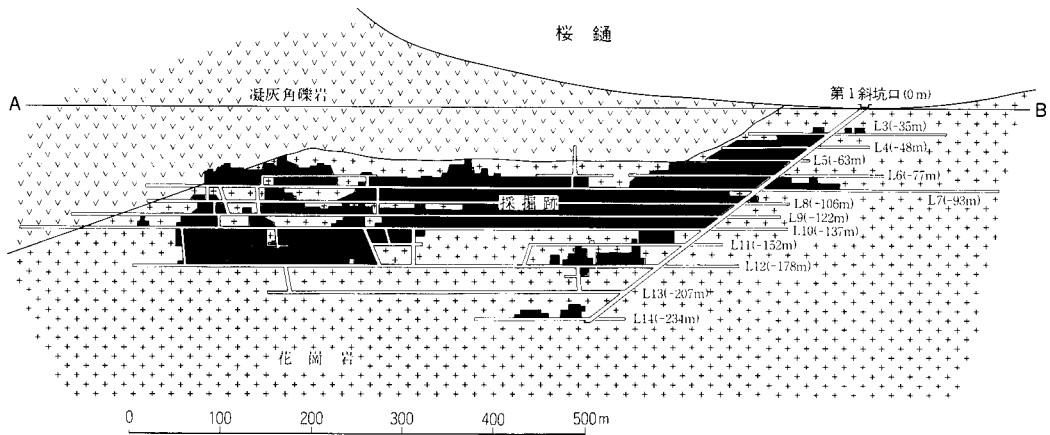
鉱脈名	走向	傾斜	走向延長(m)	傾斜延長(m)	脈幅(cm)
桜 鍾	N85° W	45 - 60° N	920	240	30 - 300
松 鍾	N85° W	45° N	60	90	10 - 100
竹 鍾	N30 - 40° W	70 - 80° NE	90	180	10 - 240
梅 鍾	N45° W	80° NE	240	180	10 - 240
大当鍾	N50° W	70 - 80° SW	360	120	10 - 270
鳥穴鍾	N80° W	70° N	600	210	20 - 100
鳥穴上盤鍾	N70° W	80° S	420	120	50 - 300
光盛鍾	N70 - 80° W	70° N	420	137	20 - 180

都甲(1915)、曾我(1919)、和田・木下(1947)、馬上鉱山坑内図(1949、未公表資料)、大分県(1951)及び磯部(未公表資料)、資源・素材学会(1989)より作成



第38図 馬上鉱山操業中の第1斜坑口(都甲, 1915)

坑内からの鉱石の運搬や物資の搬入は、主にこの斜坑を通して行われた。斜坑口を含め、馬上鉱山のすべての坑口は塞がれており、現在見ることはできない。



第39図 馬上鉱床按鐘東西断面図

鐘押し坑道を第37図のA-B面に投影した図。第1斜坑口(標高100m)を基準(0mL)としてL3(-35m)からL14(-234m)まで開発された。黒色で塗りつぶした部分は、鉱石を採掘した跡であるが、鉱脈の上限が花崗岩と凝灰角礫岩の境界に規制されていることが明瞭に読み取れる。馬上鉱山坑内図(1949, 未公表資料)による

桜鑛の北に広がる大当鑛，光盛鑛，鳥穴鑛及び鳥穴上盤鑛は第2斜坑や鳥穴坑から開発された．大当鑛は梅鑛と同様の走向傾斜を持ち，両者は下部で合流する．光盛鑛は，鳥穴鑛及び鳥穴上盤鑛の東方延長にあり，これらの鉱脈は桜鑛の平行脈である（第37図，第2表）．大当鑛や光盛鑛では採掘中に炭酸ガスが噴出した所もあった（曾我，1919）．

鑛の内構造は，鉱脈中に花崗岩の中山をしばしば含み，盤際には黒色粘土，鼠色粘土，茶褐色粘土，白色粘土を伴うことが多い．合金銀石英脈は淡黒色で硫化物を含み，白色不透明の後期不毛石英脈とは容易に識別される（曾我，1919）．石英脈中には，濃紅銀鉱，脆安銀鉱，及び微量の輝銀鉱，自然金を含み，輝安鉱，黄銅鉱，四面銅鉱，黄鉄鉱，及び硫砒鉄鉱を伴う（曾我，1919）．この他に報告されている鉱物は，ベルチエ鉱（berthierite），ミアジル鉱（miargyrite），淡紅銀鉱，斑銅鉱，自鉄鉱，方解石，自然砒（自然砒素），カオリナイト，絹雲母である．富鉱部の鉱石は自然金に濃紅銀鉱，黄銅鉱，黄鉄鉱及び硫砒鉄鉱を伴う（曾我，1919）．濃紅銀鉱は四面銅鉱と共生して多量の硫砒鉄鉱と共に石英中に散在するが，自然砒の同心円構造に平行に成長しているものも見られる（松隈，1951）．輝安鉱は鉱脈下部では少なくなる．

鉱石の化学分析値は，金，銀の平均品位以外は報告されていない．馬上鉱床内外から採取した石英脈試料について，金鉱化作用関連元素の化学分析を行い，第3表に示した．馬上鉱床桜鑛のL3（-35 mL）とL13（-207 mL）からの鉱石（第3表，No.1，2）は，それぞれ1947年，1946年に採取されたものである．No.1は灰黒色石英脈で，多量の硫化鉄を含み，アンチモン，砒素及び水銀も高濃度である．鉱脈の下部（No.2）では，いずれの元素も含有量が低下する．馬上鉱山のズリ場から採取した試料（No.3，4）は，黒灰色銀黒縞を含む灰白色石英脈で，銀濃度が特に高いほか，アンチモン，砒素濃度も高い．光盛脈西端什近の露頭で採取した試料（No.6）は，花崗岩中の乳白色半透明石英脈である（第40図）．肉眼では有色鉱物は認められず，金銀濃度以外は低い値を示す．

馬上鉱山は佐賀製錬所へ銅製錬用の珪酸鉱を送っていたため，1943年の金山整備令以降も操業を続け，1950年に閉山した．馬上鉱山は古くから開発されたため，成清時代以前の生産量に関する記録はほとんど残っていない．馬上鉱山では一部の鉱石は白山で製錬していたが，残りは1911-1917年は

第3表 馬上鉱床における鉱石試料の化学分析値

No.	Locality	Rock type	Au(ppm)	Ag(ppm)	Fe(%)	Sb(ppm)	As(ppm)	Hg(ppm)	Sample No.
1	桜鑛3坑道(L3)	石英脈	22.4 ⁽¹⁾	296	20.3 ⁽²⁾	1900	11700	2.37	92051505
2	桜鑛13坑道(L13)	石英脈	18.3 ⁽¹⁾	230	1.7 ⁽²⁾	805	2040	0.43	92051508
3	斜坑口裏ズリ場(磨石)	石英脈	9.5	1575	1.2	2150	4400	0.28	92011405
4	斜坑口裏ズリ場(磨石)	石英脈	19.7 ⁽¹⁾	1937	1.6	2750	3520	0.29	92011505
5	馬上八幡神社境内(磨石)	石英脈	7.4	168	1.3	6350	1310	1.38	92011502
6	光盛脈西端付近の露頭*	石英脈	9.1	302	0.5	161	303	0.09	92011407

東京大学理学部の島崎英彦教授及び東京大学総合研究資料館の清水正明博士には，No.1及びNo.2の試料を提供して頂いた．No.3-6は本報告の調査で採取した．*：山香町金山で見られる石英脈露頭（第40図参照）．分析手法は以下の通りである．

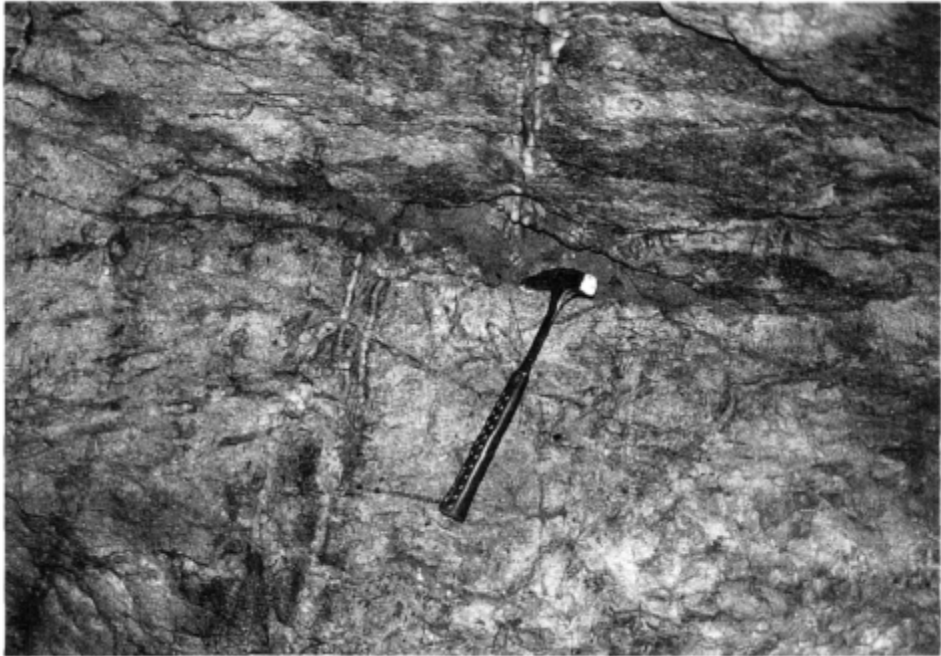
Auは中性子放射化分析法（分析者：Chemex社），⁽¹⁾はプラズマ発光分光分析(ICP)法（分析者：森下祐一）による．

Agは原子吸光(AA)法（分析者：大手開発機）による．

Feは，AA法（分析者：Chemex社），⁽²⁾はICP法（分析者：大手開発機）による．

Sb, Asは，ICP法（分析者：大手開発機）による．

Hgは，還元気化AA法（分析者：大手開発機）による．



第40図 馬上鉱床の含金銀石英脈露頭(光盛鍾分岐脈)
幅6 cmの含金銀石英脈(Au: 9.1 ppm, Ag: 302 ppm)で、地表から5 m程度水平に錘押しした引込の写真である。小さな断層で天盤の石英脈は、ずれている。脈の走向傾斜はN30° W70° NEで、光盛鍾の走向とは異なる。馬上鉱床では、大きな鉱脈露頭は見い出せない。

日立鉱山へ、1917年以降は佐賀閔製錬所へ売鉱していた。売鉱量等に関する統計が一部欠落しているため、総生産量は推計値を交えて計算されている(第4表a)。斎藤(1967)及び磯部(未公表試料)、資源・素材学会(1989)は総生産量を金量13トンとしている(第4表b)。いずれの資料も、馬上鉱床が金量で10トンを越す規模の鉱床であることを示している。

1.2 馬上鉱床区

馬上鉱床区には多くの休廃止鉱山が知られており(第36図)、それらは大分県山香町の北半分に収まっている。東西8km、南北5kmの範囲に旧坑が分布しており、山香町が確認したものだけでも計110箇所の水平坑、斜坑、及び立坑が存在する(山香町誌編集委員会、1982)。

馬上鉱床区の鉱床は、N60° -90° Wの一般走向を持ち、鉱床の性質も類似している。いずれも浅熱水性鉱脈型金鉱床で、銀、アンチモン、硫化鉄、砒素等を普遍的に随伴するが、局所的にアンチモンや硫化鉄が濃集する。

馬上鉱床の東側で地表に露出する基盤の花崗岩類は、馬上鉱床から西の地域では、広い範囲で熱水変質した宇佐火山岩類に覆われる。両者の境界は馬上鉱床内では西へ傾斜しているが(第39図)、日野地では花崗岩の露頭が見られる。日野地鉱床周辺で行われた試錐では地表下200mで花崗岩を捕捉し、花崗岩上面の深度は日野地の露頭へ向けて浅くなる。馬上鉱床と日野地の間にある荒平(標高150m)で

第4表a 馬上鉱山生産量(推計A)

西暦(年)	採掘量(t)	金品位(g/t)	金量(kg)	銀品位(g/t)	銀量(kg)	文献
1911	978	30	29	242	237	曾我(1919)
1912	4716	64	302	137	645	〃
1913	4333	86	372	127	549	〃
1914	8941	103	922	252	2250	〃
1915	12257	46	566	569	6980	〃
1916	17363	55	954	678	11773	〃
1917	22608	58	1304	448	10127	〃
1918-1923	105853	42*	4485	-	-	宮久(1978)
1924	13086	-	-	-	-	本邦鉱業の趨勢†
1925-1929	44605	13**	570	138**	6162	地質調査所(1955)
1930-1934	31133	9**	287	86**	2687	〃
1935-1940	70387	6**	402	89**	6282	〃
1941-1945	103858	3	303	51	5277	本邦鉱業の趨勢†
1946-1950	14856	4	65	38	558	本邦鉱業の趨勢†
計	454974		10561***		53527***	

1918年以降の採掘量は「本邦鉱業の趨勢」による。*：「本邦鉱業の趨勢」と宮久(1978)のデータから計算で求めた値；
：「本邦鉱業の趨勢」と地質調査所(1955)のデータから計算で求めた値；*：日本鉱業(1957)によると、1923-1950年の
生産量は鉱量222,606t、金1,564kg、銀19,050kgである。この値を使うと、総生産量は、金10,498kg、銀51,611kgとなる。
ただし、最盛期の1918-1923年の値が欠けている銀量は、過小評価となっている。†：本統計は、農商務省鉱山局、商工省
鉱山局、資源庁長官官房、通産省大臣官房により、ほぼ毎年発行されてきている。

第4表b 馬上鉱山生産量(推計B)

西暦(年)	採掘量(t)	金品位(g/t)	金量(kg)	銀品位(g/t)	銀量(kg)
1912-1917	20545	142	2926	704	14464
1917-1923	71223	121	8632	515	36680
1923-1950	222606	7	1564	86	19050
計	314374	42	13122	223	70194

磯部(未公表資料)、資源・素材学会(1989)による。銀品位(計)は、原典では228g/tとなっている。

は、地表下200m以深には花崗岩が分布することが確認されている。これらのことから、馬上鉱床区では馬上鉱床以西にも花崗岩類が浅く潜在する可能性が高い。

馬上鉱床より東方にある鉱床(第36図の新馬上、狐平、高平の各鉱床)は、花崗岩及び黒雲母片岩を母岩とする。鉱脈は一般にアンチモンに富み、アンチモン鉱床として稼行されたことがある。馬上鉱床以西では宇佐火山岩類中にいくつかの鉱床が胚胎するが(第36図)、地表においてもN70°-90°Wの走向を持つ石英脈露頭が数多く見られる。鶴成、瑞穂鉱床では、局所的に硫化鉄が濃集する。

日野地鉱山(向野鉱山)

鉱床は山香町日野地の南方にあり、プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。鉱床の北方で基盤の花崗岩が露出するほか、鉱床近傍の試錐において浅部で花崗岩を捕捉している。川島(1936)、木下(1961)及び磯部(未公表資料)、資源・素材学会(1989)によると、鉱脈はN60°W、60°-75°Sの1号錐と2号錐をN50°Eのドリ錐がつないでいる。1号錐と2号錐の走向延長は250m、脈幅最

大2mである。露頭ではN75°W, 80°Sの石英脈が見られる。石英脈中に黄鉄鉱, 輝安鉱, 濃紅銀鉱, 方解石, 自然金のほか鉱脈中央部の晶洞には葡萄状集合体の自然砒を産する。鉱脈は一般にアンチモンに富んでいるが, 露頭付近の浅部で多産する輝安鉱は下部で消滅し, 金銀鉱となる。

大高鉱山

鉱床は日野地鉱床の南東に隣接し, プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。磯部(未公表資料), 資源・素材学会(1989)によると, 大黒坑の鉱脈が主脈で, 走向東西(延長530m), 傾斜60°-70°S(延長100m)で, 最大脈幅1.5mである。鉱石は氷長石を伴う石英脈中に濃紅銀鉱, 輝銀鉱, 輝安鉱, 四面銅鉱, 黄鉄鉱, 硫砒鉄鉱, 自然金及び自然砒を含む, 1936年に鉱石170トンを産した記録があるが, 1943年に閉山した。

日之出鉱山

鉱床は大高鉱床の南方, 山香町定野尾にあり, プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。大分県(1951)及び木下(1961)によると, 鉱脈はN40°-70°W, 70°Sである。石英脈は, 黄鉄鉱, 粘土, 自然金を含み, 最大脈幅は1.3mである。約100mの錐押しと若干の掘下がりを行った。

山浦鉱山

鉱床は日之出鉱床の南方, 山香町山浦にあり, プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。磯部(未公表資料), 資源・素材学会(1989)によると, 鉱脈は石英, 黄鉄鉱, 粘土, 自然金からなる。山神坑, 第2坑, 第3坑における鉱脈はN50°-80°W, 60°-85°NEで, 最大脈幅2mである。この他多数の旧坑があるが, 1917年に稼行された野稻坑の鉱脈はN85°E, 70°Sで, 最大脈幅7mである。残鉱中にAu:3g/t, Ag:70-100g/tが認められた。

山浦鉱床の南端付近の山浦で, 道路工事により現れた全面露頭の切割りに, 粘土脈が見られる。幅1mの粘土脈は幅10cmの石英脈を伴い, プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する(第41図)。この石英脈及び粘土脈の化学分析値を第5表に示す。石英脈(第5表, No.2)は灰色塊状で, 金を1.7ppm含有する。粘土脈(No.1)は帯緑白色で, セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物と黄鉄鉱を含む。金, 銀とも石英脈と同様の値だが, 水銀の値は粘土脈では特に高い。脈の走向(N65°W)は山浦鉱床のものと同様で, 同鉱床の平行脈であると考えられる。

藤山鉱山

鉱床は日之出鉱床の東方, 山香町出河内にあり, プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。磯部(未公表資料), 資源・素材学会(1989)によると, 明和年間(1764-1772)以来しばしば採掘されてきた鉱床で, トジ金を産したこともある。鉱脈は, 走向東西(延長180m)でほぼ垂直, 脈幅0.6mである。品位は, Au:2-9g/t, Ag:30-60g/tである。

鶴成鉱山

鉱床は馬上鉱床の南西, 鶴成にある。仲佐(1908)及び山香町誌編集委員会(1982)によると, 鶴成鉱床は馬上鉱床と同時期に発見され, 1907-1914年, 1940-1942年に稼行された。木下(1961)によると, 鉱脈はN70°W, N60°-70°で, プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。石英脈は, 黄鉄鉱, 濃紅銀鉱, 自然金を含有する。地表付近には輝安鉱が濃集した。

鶴成鉱床周辺には灰白色の熱水変質岩が露出しているが, 石英の他にセリサイト/モンモリロナイト



第41図 山浦鉍床の平行脈露頭(山香町山浦の道路工事現場)
 プロピライト化作用を受けた火山礫凝灰岩の中に、幅1mの粘土脈が幅10cmの石英脈(脈の右側)を伴ってN62°W70°SWの方向に胚胎する。プロピライトの表面は酸化鉄で褐色を呈する。石英脈は膨縮が著しい。粘土脈の下部は崩れて扇状になっている。

混合層鉍物、カオリナイト、黄鉄鉍、白鉄鉍を含んでいる(富樫幸雄, 未公表資料)。この変質岩には、硫化鉄の濃集した部分がレンズ状・塊状に含まれる。これらの化学分析値を第5表に示す。硫化鉄の濃集した部分(第5表, No.3)は帯緑黒色で、高い金・銀品位を示すほか、鉄、水銀濃度も高い。一方、灰白色部(No.4)では、これらの元素の濃度は低い。

瑞穂鉍山(金万鉍山, 山香鉍山)

鉍床は鶴成鉍床の西方に隣接し、プロピライト化作用を受けた宇佐火山岩類中に胚胎する。大分県(1951)及び木下(1961)によれば、鉍脈はN70°-80°W, 急傾斜の含金銀石英脈で、自鉄鉍、黄鉄鉍を伴う。硫化鉄鉍床として稼行されたこともあり、産出高は1938年に9トン(S:30%), 1940年に646トン(S:47%), 1949年に37トン(S:40%)と記録されている。

第5表 馬上鉱床区における鉱石試料の化学分析値

No.	Locality	Rock type	Au (ppm)	Ag (ppm)	Fe (%)	Sb (ppm)	As (ppm)	Hg (ppm)	Sample No.
1	山浦 (山浦鉱山南方*)	Clay vein	0.45	3.0	1.6	36	340	85.00	92010909
2	山浦 (山浦鉱山南方*)	Quartz vein	1.72	0.9	1.5	64	2050	0.55	92010910
3	内河野 (鶴成鉱山西方)	Clay (black)	6.11	39.0	33.5 [Ⓜ]	34	480	6.50	92010903
4	内河野 (鶴成鉱山西方)	Clay (white)	0.03	<0.2	1.2	11	32	0.13	92010905
5	新馬上鉱山八郎瀬坑 (礫石)	Antimony ore	3.99	31.0	3.3	127000 [Ⓜ]	3480	0.50	92011014
6	新馬上鉱山八郎瀬坑 (礫石)	Quartz vein	0.15	125.5 [Ⓜ]	0.1	160	32	1.40	92011106
7	高平鉱山旧坑	Quartz vein	0.20	1.0	5.8	19	10	0.08	92011206

*: 山香町山浦の道路工事現場で見られる山浦鉱床平行脈 (第41図参照). 分析手法は以下の通りである. Au は中性子放射化分析法 (分析者: Chemex 社) による.

Ag は原子吸光 (AA) 法による. 分析者は Chemex 社. [Ⓜ] は大手開発 (株).

Fe, Sb, As は AA 法 (分析者: Chemex 社). [Ⓜ] はプラズマ発光分光分析 (ICP) 法 (分析者: 大手開発 (株)) による.

Hg は還元酸化 AA 法 (分析者: 大手開発 (株)) による.

新馬上鉱山 (国徳鉱山)

鉱床は馬上鉱床の東方に隣接する. 大分県 (1951) によると, 1907 年以降金鉱山として稼行されたが, アンチモン鉱も出鉱された. 鉱床胚胎母岩は黒雲母花崗岩及び黒雲母片岩である. 産出鉱物は馬上鉱床とほぼ同じで, 石英脈中に自然金, 輝安鉱, ベルチエ鉱, 黄銅鉱, 四面銅鉱, 毛鉱, 方解石を含むが, 輝安鉱やベルチエ鉱が特に濃集する. アンチモン鉱の品位は, Sb: 13.8% (1942年, 出鉱量: 192.6t), Sb: 15% (1945年, 出鉱量: 199t) である. 木下 (1961) 及び磯部 (未公表資料), 資源・素材学会 (1989) によると, 輝安鉱は上部に多く, 下部では輝安鉱を減ずるに従って黄銅鉱が増加する. 1942-1945 年に 800 トン (Sb: 14-15%), 1955-1956 年に 150 トン (Au: 33g/t, Ag: 920g/t, Sb: 25%) の鉱石を産出した.

鉱床は, 北部の国徳 (山之口) 鉱床と南部の八郎瀬鉱床に二分される. 北部の山之口鉱床は馬上鉱床光盛鉱の東方延長部に当たり, N80° E, 65° N, 走向延長 450m, 最大脈幅 1m である. 南部の八郎瀬鉱床は N25° -40° W, 走向延長 270m, 最大脈幅 0.5m である. 八郎瀬通旧坑内のズリから採取した, 灰白色石英脈と黒灰色アンチモン鉱の化学分析値を第5表に示す. 石英脈 (第5表, No. 6) は銀, 水銀濃度は高いが, アンチモン, 砒素は低い. アンチモン鉱 (No. 5) は非常に高いアンチモン含有量を示し, 金, 鉄, 砒素濃度, 銀, 水銀は逆に低い値を示す.

狐平鉱山

狐平鉱床は新馬上床の南方に隣接し, 花崗岩及び黒雲母片岩中に胚胎する. 鉱脈は走向東西, 傾斜 50° N の石英脈で, 最大脈幅 1.6m の狐平1号脈等からなる. 石英脈中に自然金, 濃紅銀鉱, 脆安銀鉱 (stephanite), 輝安鉱を含有する. 平均品位は Au: 5g/t, Ag: 50g/t で, しばしば濃紅銀鉱に富む (木下, 1936; 宮久, 1978).

高平鉱山

山香町倉成の高平には旧坑口がいくつか見られるが, 昭和の初期に開坑され, 金, アンチモン鉱を産出したと伝えられている (山香町誌編集委員会, 1982). 鉱床胚胎母岩は花崗岩及び黒雲母片岩で, 石英脈を含む粘土脈を押しした旧坑や, 石英脈のズリが見られる. 旧坑内で採取した石英脈試料の化学分析値を第5表, No. 7 に示す. 鉱脈は花崗岩と黒雲母片岩の境界付近に N80° W, ほぼ垂直に走る灰白色粘

土脈で、脈の一部は石英脈で占められている。試料 No. 7 は灰色石英脈で、肉眼で認められる硫化鉄を反映して鉄の含量が高い。

馬上鉱床群の生成年代

馬上鉱床及びその東方にある鉱床は白亜紀花崗岩類及び宇佐火山岩類中に胚胎しており、馬上鉱床区その他の鉱床は宇佐火山岩類を胚胎母岩としている。本地域における宇佐火山岩類の K-Ar 年代は、日之出鉱床と大高鉱床に近い山香町定野尾では 4.9 ± 1.1 Ma が得られている（付表 A-1 参照）。岩石はプロピライト化作用を受けた凝灰角礫岩（原著では溶岩、付表 A-1 参照）で、礫も著しく変質している。宇佐市熊と安心院町大久保では、それぞれ 5.3 ± 0.3 Ma と 4.8 ± 0.4 Ma の値が得られているが、これらはプロピライト変質帯の西縁にあり、弱変質 - 未変質である。馬上鉱床区東縁の山香町瀬口（今畑）では、従来耶馬嶺層下部層とされた安山岩溶岩で 5.7 ± 0.3 Ma の放射年代値が得られた。この岩石試料では、紫蘇輝石斑晶の割れ目沿いに緑泥石等の変質鉱物が生成し、石基のガラスにはセリサイト様の粘土鉱物が生成している（鎌田・渡辺, 1985）。馬上鉱床区及びその周辺の宇佐火山岩類について、変質岩と未変質 - 弱変質岩の K-Ar 年代値がいずれも 5Ma 前後の値を示すことから、鎌田・渡辺（1985）は溶岩の噴出と変質の時代が 5Ma 前後であると考えた。しかし、火山岩類の噴出と変質の時代が異なっていたとすれば、5Ma 前後の K-Ar 年代を与える変質岩の噴出年代が 5Ma より古い可能性を否定できない（例えば、 7.6 Ma の FT 年代値が得られている、. 1 参照）。一方、熱水変質が K-Ar 年代値に与える影響については、現在のところ十分に検討されているとは言えない。変質岩の K-Ar 年代は、変質の程度により火山岩類の噴出年代と変質年代を両端とする範囲の任意の値を取り得ると考えられるが、弱変質岩の K-Ar 年代が強変質岩のそれより噴出年代に近いという保証はない（例えば、柴田 1973）。このため、弱変質岩の K-Ar 年代値が熱水変質年代を示している可能性も否定できない。しかし、先に述べた 5Ma 前後の K-Ar 年代が噴出年代、変質年代またはその中間のいずれを示すにせよ、熱水変質年代及び鉱床生成年代の下限を示していると考えて良い。

1.3 宇佐 - 麻生鉱床区

本地区では宇佐火山岩類が広く熱水変質しており、特に宇佐鉱床、麻生鉱床周辺ではプロピライト化や珪化が認められる。通商産業省資源エネルギー庁（1991）は本地域における熱水変質の広がりを把握するため、125 個の全岩試料について粉末 繰回折試験を行った。カオリナイト、緑泥石、セリサイト、セリサイト / モンモリロナイト混合層鉱物等の変質鉱物は、宇佐鉱床と麻生鉱床を中心としてそれぞれ西北西 - 東南東のトレンドをもって出現する。モンモリロナイト変質はこれらを取り巻いている。

通商産業省資源エネルギー庁（1991）は本地域において岩石地化学探査を実施し、237 個の岩石試料について金、銀、アンチモン、砒素及び水銀の化学分析を行った。宇佐鉱床と麻生鉱床の周辺では、これらすべての元素の濃度が高く、外側に向けて濃度が低下する。全体として見ると、この 5 元素が高濃度を示す地域は西北西 - 東南東の方向に伸びており、先に述べた熱水変質帯の範囲とほぼ一致する。

通商産業省資源エネルギー庁（1991）は本地区に分布する火山岩類から 10 試料を選び、K-Ar 法により全岩放射年代を測定した。測定試料は安山岩質 - デイサイト質の溶岩及び凝灰角礫岩で、凝灰角礫岩では礫部を分析した（内藤 耕, 私信）。得られた年代値は、 $2.9 - 3.9$ Ma の範囲に入る（付表 A-1 参照）。

宇佐 - 麻生鉱床区の縁辺部では、通商産業省（1984）、鎌田（1985）が安山岩 - デイサイトの年代測定を行い、4.0-5.3Ma（5試料）の値を得た（付表A-1参照）。この中には変質した試料も含まれているが、新鮮なものと年代値の差異はなかった。

宇佐鉱床と麻生鉱床を中心とした前述の変質帯と平行に、含黒雲母角閃石デイサイトが貫入している。この貫入岩体は宇佐市岳ノ首の高まりを含み、西北西 - 東南東の方向に1km強伸びている。本地質図幅では宇佐火山岩類の安山岩とデイサイトを区分していないため、この貫入岩体は普通角閃石安山岩（Uh）として一括されている。同岩体の年代は 2.72 ± 0.14 Ma（住友金属鉱山内部資料）であるが、試料はモンモリロナイトを生じる変質をしている。通商産業省資源エネルギー庁（1990, 1991）によると、この貫入岩体は西北西へ1kmの宇佐市高並屋敷でも頭を出しており、新鮮なデイサイトの年代として 3.45 ± 0.13 Maが得られている。貫入岩体と変質帯との関係から、熱水活動の年代は3Ma前後であると考えられる。通商産業省資源エネルギー庁（1990）によると、宇佐鉱山東方約5kmの安心院町血野で津房川層の基底部にあたる礫岩が熱水性粘土化変質を受けており、熱水活動が津房川層にまで及んでいた可能性が高い。

宇佐鉱山

鉱床は大分県宇佐郡院内町高並にあり、宇佐火山岩類の安山岩及び同質凝灰角礫岩中に胚胎する。益富（1941a）、大分県（1951）及び磯部（未公表資料）、資源・素材学会（1989）によると、1902年以降1943年まで稼行された。十数条ある鉱脈の一般走向は $N70^\circ W$ 、傾斜は $65^\circ - 80^\circ NE$ である。主脈は1号鍾及び2号鍾である。石英脈中の金属鉱物は自然金、濃紅銀鉱、輝安鉱、黄鉄鉱、白鉄鉱で、玉随質石英、方解石、氷長石、カオリン、明礬石を含む。益富（1941b）によると、鉱石は鏡下で石英の他にカオリナイト化しつつある氷長石や方解石が認められた。

1号鍾は脈幅1.2m、延長90mの露頭があり、この下24mに立入坑道（1番坑）がある。1番坑における鉱石の平均品位は $Au : 5.72g/t$ 、 $Ag : 59.6g/t$ であり、下部で若干品位の上がるレベルがある。最下底の5番坑は1番坑より60m下方にあるが、鉱石の平均品位は $Au : 2.95g/t$ 、 $Ag : 178g/t$ であり、脈幅は1.8mある。2号鍾も1号鍾と同規模の鉱脈であり、下部で比較的品位の高い部分がみられた。いずれのレベルでも銀/金比は概ね10以上である。産出量は第6表の通りである。

宇佐鉱床周辺で採取した石英脈中の石英について、流体包有物の均質化温度を測定した結果、180-230（4試料）の値を得た（通商産業省資源エネルギー庁、1991）。流体包有物中の塩濃度は、すべて1%未満であった。

麻生鉱山

鉱床は大分県宇佐市上麻生にあり、宇佐火山岩類の安山岩及び同質凝灰角礫岩中に胚胎する。鉱脈は含金銀石英脈であり、輝安鉱及び黄鉄鉱を伴う。磯部（未公表資料）、資源・素材学会（1989）によると、本通の走向は東西（延長180m）、傾斜は $70^\circ N$ で、富鉱部の脈幅は最大2.2mある、1908年頃から断続的に稼行され、1934-1937年の間に金銀鉱約410トン（品位 $Au : 1.7g/t$ 、 $Ag : 530g/t$ ）の生産があったが、1943年に閉山した。

麻生鉱山の貯鉱から採取した石英脈中の石英について、流体包有物の均質化温度は265と報告されている（通商産業省資源エネルギー庁、1991）。

第6表 宇佐鉱山生産量

西暦(年)	採掘量(t)	金品位(g/t)	金量(g)	銀品位(g/t)	銀量(kg)
1936	691	4.7	3248	57	39.4
1937	375	6.9	2588	79	29.6
1938	75	4.8	360	62	4.7
1939	95	5.0	475	30	2.9
1940	157	5.6	879	76	11.9
1941	288	7.0	2016	111	32.0
1942	129	5.7	735	68	8.8
計	1810	5.7	10301	71	129.3

大分県(1951)による。

2 亜炭

本地域中央部を占める津房川層中には亜炭層が挟在し、かつて採掘されていた。安心院町田ノ口の豊前炭鉱¹²⁾は、大正2年頃から昭和25年に休山するまで断続的に採掘された。出炭量は昭和22年220トン、昭和23年375トンであった。院内町上副の宇佐炭鉱は、昭和15-26年の間稼行していた。出炭量は昭和22年5,207トン、昭和23年6,327トンであった。院内町落狩倉の豊州炭鉱は、昭和22-24年の間稼行していた。出炭量は昭和22年509トン、昭和23年2,769トンであった。同じく院内町落狩倉の高田炭鉱は、昭和22-23年に採掘されていた。出炭量は昭和22年205トンであった。このほかに、昭和16-17年頃に安心院町檜本で、昭和18年頃に安心院町田ノ口から中山にかけて川の右岸で、亜炭が採掘されていたようである。(以上、古川、1958による)

このほかの非金属資源として珪藻土がある。西村(1954, 55)によれば、山香町(旧山浦村)本篠・楠原において大正時代から採掘されていたようであるが、詳細は不明である。

3 温泉

本地域内の温泉は、すべて近年になってから掘削により開発されたものである。掘り当てられた温泉は、安心院町において6孔、院内町で1孔、宇佐市南西部で1孔、三光村で1孔、山香町北西部で1孔である。このうち安心院町・院内町・宇佐市の源泉は、白噴井でほなく、600-700mの深度にまで掘削されたものである。三光村及び山香町の源泉は、深さ数10mであり低温である。(以上、北岡ほか、1989, 1990による)

¹²⁾ 昭和15年頃までは宇佐炭鉱と呼ばれた。

. 4 採 石

宇佐市稲積山及び内山袋で宇佐火山岩類中のドーム状角閃石安山岩溶岩を採石している。また、宇佐市谷山においても同じく宇佐火山岩類中の角閃石安山岩溶岩を採石している。この他に採石場跡として、宇佐市和尚山^{かしょうざん}南西で宇佐火山岩類の輝石安山岩溶岩が、安心院町倉ヶ谷西方で角閃石安山岩が、山香町石河野で今市火砕流堆積物の強溶結部が、日出町一ノ坂で鹿鳴越火山の輝石安山岩が採石されていた跡がある。

文 献

- 赤木 健 (1933) 7万5千分の1地質図幅「山鹿」及び同説明書。地質調査所, 54p.
- 千田 昇 (1979) 中部九州の新規地殻変動 - とくに第四紀火山岩分布地域における活断層について - . 岩手大学教育学部研究年報, vol .39, p .97-135 .
- ・岡田篤正 (1989) 豊岡。九州の活構造, 九州活構造研究会編, 東京大学出版会, P .144-147 .
- 地質調査所 (1955) 主として金属原料となる鉱石 - 金・銀その他 - . 日本鉱産誌, B1-a, 253p .
- 檀原 徹・鎌田浩毅・山下 透 (1992) 大阪層群のピンク火山灰と中部九州の耶馬溪火砕流堆積物との対比。火山学会講演予稿集, 1992, no .2, p .108 .
- Fisher, R. . and Heiken, G. (1982) Mt. Pelee, Martinique: May 8 and 20, 1902 pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol .13, p 339-371 .
- 古川俊太郎 (1955) 亜炭資料蒐集調査報告 (千歳・安心院・飯田)。地質調査所九州地域地質センター研究資料, 30p (手記) .
- 羽田野誠一・吉松弘行 (1982) 九州地方の地すべりと地質地域区分 (予報)。地すべり, vol .18, p .54-64 .
- 林 正雄・藤井 誠・渡辺公一郎 (1983) 北部九州のプロピライトのフィッション・トラック年代とアニーリング補正 (演旨)。火山, 第2集, vol .28, p .201-202 .
- 星住英夫・鎌田浩毅 (1991) 由布川火砕流の噴出年代。火山, vol .36, p .393-401 .
- ・小野晃司・三村弘二・野田徹郎 (1988) 別府地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 131p .
- 池田安隆 (1979) 大分県中部火山地域の活断層系。地理学評論, vol .52, p .10-29 .
- 石井清彦・谷田勝俊・青木謙一郎 (1956) 耶馬溪 welded tuff について (予報)。岩鉱, Vol .40, P .131-136 .
- 磯部 清 (未公表資料) 日本の金鉱床。(本資料は合同資源産業株式会社磯部 清氏による記載であり, これを若干簡略化した内容が, 資源・素材学会 (1989) 日本金山誌, 第一編 九州, 144p .として出版されている)
- 岩内明子・長谷義隆 (1986) 中・北部九州後期新生代の植生と環境 - その2 安心院 - 院内地域 (上部

- 鮮新統) - . 地質雑, Vol .92, p .591-958 .
- 鎌田浩毅 (1985) 九州中北部における火山活動の推移と地質構造 . 地調報告, no.264, p .33-64 .
- (1986) 九州中部地熱地帯における火山岩の噴出量と化学組成の時間変化 . 昭和 59・60 年度
サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 国土地熱資源評価技術に関する研究, 地質調査所,
p .113-124 .
- Kamata, H.(1989a) Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the
Hohi volcanic zone, Japan . *Bull Volcanol.*, vol .51, p .42-50 .
- (1989b) Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, Central Kyushu, Japan .
Bull Volcanol., vol .51, p .315-332 .
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・竹村恵二・星住英夫 (1992) 中部九州の今市火砕流堆積物の給源カル
デラの推定, 及び大阪層群アズキ火山灰と今市火砕流堆積物との対比 . 火山学会講演予稿集,
1992, no .2, p .109-110 .
- ・村岡洋文 (1984) 大分県安心院の安山岩溶岩の K-Ar 年代 . 地質雑, Vol .90, p .125-128 .
- ・渡辺公一郎 (1985) 九州中北部に分布する火山岩の K-Ar 年代とフィッシュン・トラック年
代の比較検討 - 火山構造性陥没地の形成開始年代 - . 岩鉱, vol .80, P .263-271 .
- 笠間太郎 (1953) 速見火山区の地質 - 新生代火山活動史を中心に - . 地質雑, vol .59, P .161-172 .
- 加藤武夫 (1918) 耶馬溪及び英彦山地方地質調査報分 . 震災予防調査会報告, no .85, 49p .
- 活断層研究会編 (1991) [新編] 日本の活断層 - 分布図と試料 . 東京大学出版会, 437p .
- 川島康一 (1936) 大分県向野鉱山の自然砒 . 我らの鉱物, vol .5, p .180 .
- 木下亀城 (1936) 大分県狐平鉱山の濃紅銀鉱 . 我らの鉱物, vol .5, p .90 .
- 編 (1961) 九州地方 . 日本地方鉱床誌, vol .9, 朝倉書店, 695p .
- 気象庁地震課・地震活動検測センター (1975) 1975年4月21日の大分県中部地震について . 地震予知連
絡会会報, vol .14, p .115-118 .
- 北岡豪一・川野田実夫・葛城啓子・大石郁朗・由佐悠紀 (1989) 県北地域 (下毛郡, 宇佐郡, 宇佐市) の
温泉調査 . 大分県温泉調査研究会報告, no .40, p .1-14 .
- ・由佐悠紀・川野田実夫 (1990) 国東半島の温泉調査 . 大分県温泉調査研究会報告, no 41, p .
1-6 .
- 古賀修一郎 (1981) 大分県日田市東部の耶馬溪火砕流堆積物の記載, 岩石学的研究 . 岩鉱, vol .76, p .
161-172 .
- 駒澤正夫・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二 (編) (1987) 全国重力図 (ブーゲー異常圏) (100
万分の1) . 新エネルギー総合開発機構 .
- 今野圓蔵 (1948) 山形及大分兩縣下の亞炭と含亞炭層 (演旨) . 地質雑, vol .54, p .134-135 .
- 久保寺章・三波俊夫・里村幹夫・井上光吉 (1976) 中部九州地区における重力測定値の収集と精密重力
異常図の作製 . 自然災害資料開析 vol .3, p .45-53 .
- 九州活構造研究会編 (1989) 九州の活構造 . 東京大学出版会, 553p .
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 頁 (1985) 阿蘇4火山灰 - 分布の広域性と後期更新世示標層としての意義

- . 火山, 第2集, vol .30, p .49-70 .
- Mankinen, E. A. and Dalrymple, G. B. (1979) Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5m . y . B . P . J. *Geophys. Res.*, vol .84, B2, p .615-626 .
- 正尾 敏・山田康裕・加々美寛雄 (1990) 大分県国東半島における花崗岩類・変成岩類 . 地質学会第97年学術大会講演要旨, p .445 .
- 益富寿之助 (1941a) 大分県宇佐金鉱床に就て (一) . 我らの鉱物, vol .10, p .133-140 .
- (1941b) 大分県宇佐金鉱床に就て (二) . 我らの鉱物, vol .10, p .165-178 .
- 松原則昭・矢野孝雄・松本徑夫 (1989) 別府 - 島原地溝に北接する地域における西衲撓曲の形成過程 . 地団研専報, no .36, p .175-190 .
- 松隈寿紀 (1951) 馬上鉱山産自然砒について . 我らの鉱物, vol .19, p .1-4 .
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火砕流のK-Ar年代 . 地球化学会年会講演要旨集, 1991, p .111 .
- 松本幡郎・村田正文・今中啓喜 (1984) 大分県北部の上部新生界の火山層序, . 宇佐・耶馬溪地域 . 熊本大学理学部紀要 (地学), vol .13, p .1-24 .
- ・成重欽也 (1985) 大分県国東半島の火山地質 . 熊本大学教養部紀要, 自然科学, no .20, P .61 - 76 .
- ・寺井邦久 (1984) 大分県大分郡庄内町・狭間町地域の火山地質 . 熊本大学教養部紀要, 自然科学, no .19, p .55-71 .
- 松本唯一 (1933) 似而非阿蘇熔岩類 (その二) . 火山, vol .1, no .4, p .1-20 .
- 松本徑夫 (1973) 北中部九州におけるグリーンタフ活動 . 地質学論集, no .9, p .183-193 .
- (1979) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題 . 地質学論集, no .16, p .127-139 .
- (1987) 北中部九州における後期新生代の火山系列 . 地団研専報, no .33, p .235-249 .
- ・板井秀典・二木 彰 (1992) 大分県耶馬溪地域産安山岩類のフィッション・トラック年代 . 松本徑夫教授記念論文集, p .151-157 .
- ・西村 進・田島俊彦 (1977) 九州の新生代火山岩の fission-track 年代 . 長崎大学教養部紀要, 自然科学, vol .17, p .63-75 .
- Miki, S. and Kokawa, S (1962) Late Cenozoic Floras of Kyushu, Japan . *Jour. Biol., Osaka City Univ.*, vol .13, p .65-86 .
- 宮久三千年 (1960) 九州の新生代金属鉱床生成期試論 . 九州鉱山学会誌, vol .28, p .127-140 .
- (1971) 20万分の1大分県地質図 . 大分県 .
- (1972) 大分県の地質 . 新版20万分の1大分県地質図説明書, 大分県, 140p .
- (1978) 馬上・鯛生両金山小史 [上] . 地学研究, vol .29, p .129-140 .
- 森山善蔵・日高 稔・堀 五郎・津崎俊幸 (1983) 国東半島の地質 . 国東半島一自然・社会・教育 - 大分大学教育学部, p .29-62 .
- 村井 勇・金子史朗 (1975) 1975年大分県中部地震の被害調査報告 - とくに被害・地変と活断層との関係について - . 地震研究所彙報, vol .50, P .303-327 .

- 中島経夫・松岡敬二・北林栄一(1991) 大分県院内町産コイ科魚類咽頭歯化石．地球科学，vol. 45，p. 191-202．
- 仲佐貞次郎(1908) 九州に於ける金銀鉱山の状況．地質調査所報告，no. 9，p. 1-86．
- 日本鉱業(1957) 五十年史．日本鉱業株式会社，741p．
- 西村吉男(1954) 大分県産珪藻土の産地及化学成分並2～3の性質．人分県工業試験場年報，P. 56-90．
- (1955) 大分県産珪藻土の産地及2～3の性質(続報)．大分県工業試験場年報，p. 9-66．
- 大分県総務部企画調査課(1951) 大分県の地質と地下資源，大分県，p. 2-88．
- 岡口雅子(1978) 阿蘇火砕流堆積物中の黒曜石のフィッション・トラック年代．火山，第2集，vol. 23，p. 231-240．
- 小野晃司(1963) 5万分の1地質図幅「久住」及び同説明書．地質調査所，124p．
- ・松本徭夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 竹田地域の地質．地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，145p．
- 斎藤平吉(1967) 明治100年，本邦非鉄金属鉱山の諸相と大黒天．日本鉱業会誌，vol. 83，p. 83-125．
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸確(1993) 三重町地域の地質．地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，115p．
- 坂本 亨・長谷紘和(1972) 大分県北部，中津平野の第四系．地調月報，vol. 23，p. 539-544．
- 笹田政克(1987) 豊肥地域の先第三紀基盤岩類，地調月報，vol. 38，p. 385-422．
- Shackleton, N. J., Berger, S. and Peltier, W. R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene time scale based on ODP Site 677. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, vol. 81, P. 251-261
- 柴田 賢(1973) 北陸層群中の火山岩類のK-Ar年代．地質学論集，no. 8，p. 143-149．
- 資源・素材学会(1989) 九州．日本金山誌，第一編，144p．
- 新エネルギー総合開発機構(NEDO)(1988a) 昭和62年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査，鶴見岳地域，精密重力調査報告書要旨 69p．
- (1988b) 昭和62年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査，鶴見岳地域，火山岩分布・年代調査報告書要旨・82p．
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)(1989) 昭和63年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査，鶴見岳地域，火山岩・分布・年代調査報告書要旨 133p．
- (1990) 平成元年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査，鶴見岳地域，火山岩分布・年代調査報告書要旨．164p．
- 首藤次男(1953) 豊州累層群の地史學的研究() ()．地質雜，vol. 59，p. 225-240，p. 372-384
- (1962) 九州の最新統諸層の吟味 - 対比の基礎(九州の最新統の地史學的研究 -)．地質雜，vol. 68，p. 301-312．
- 曾我祐祐(1919) 大分県速見郡馬上金山調査報文．地調報告，no. 75，p. 43-90．
- 須藤靖明(1987) 鶴見岳火山及びその周辺の地震活動．火山，第2集，vol. 32，p. 304-305．

- 須藤 茂 (1985a) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代と古地磁気. 地調月報, vol .36, p .119-136 .
- (1985b) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代と古地磁気 - その2 - . 地調報告, no .264 ,
p .87-112 .
- 玉生志郎 (1978) ガラスによるフィッシュン・トラック年代測定. 地質学会第85年学術大会講演要旨,
P .310 .
- ・槽谷正雄 (1983) 豊肥地熱地域のポーリング・コアのフィッシュン・トラック年代 (その
1). 地調月報, vol .34, p .455-469 .
- 巽 好事・鳥居雅之・石坂恭一 (1980) 瀬戸内火山岩類の火山活動時期および分布範囲について - 瀬戸
内火山岩類の年代測定, その5 - . 火山, 第2集, vol .25, p .171-179 .
- 寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司 (1992) 犬飼地域の地質. 地域地質研
究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129p .
- ・奥村公男・村田明広・星住英夫 (1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地
質図幅), 地質調査所, 78p .
- 都甲貞雄 (1915) 馬上金山志. 博文館, 71p .
- Tomita, T. and Karakida, Y. (1958) Source identification of some granitic xenoliths in volcanic
rocks. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser D, Geology*, vol .8, p .25-34 .
- 通商産業省 (1984) 昭和58年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 (豊肥地域), 地質構造
及び火山岩熱源調査. 191p .
- 通商産業省資源エネルギー庁 (1990) 平成元年度広域地質構造調査報告書, 九州中部地域. 286p .
- (1991) 平成2年度広域地質構造調査報告書, 九州中部地域. 293p .
- 内海 茂・宇都浩三・柴田 賢 (1990) K-Ar年代測定結果 - 3, 一地質調査所未公表資料 - . 地調月
報, vol .41, p .567-575 .
- 宇都浩三・須藤 茂 (1985) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代. 地調報告, no .264, p .67-83 .
- 和田利雄・木下 章 (1947) 九州地方合金珪酸鋇山現況調査報告 (其の二). 地下資源調査所福岡出張
所資料 .
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso
Caldera, Southwest Japan, : *Geology. Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ.*, no 27, Nat .
Sci ., p .97-120 .
- 渡辺一徳 (1986) 阿蘇カルデラ起源, 鳥栖オレンジ軽石流堆積物の粒度組成. 火山学会講演予稿集,
1986, no .2, p .76 .
- 山香町誌編集委員会 (1982) 山香町誌, 大分県速見郡山香町役場, 1166p .
- 山科健一郎・村井 勇 (1975) 1975年大分県中部地震・阿蘇北部地震のメカニズムについて, とくに
活断層との関係. 地震研究所彙報, vol .50, p .295-302 .

付 表

付表A-1 豊岡地域の年代測定値

No	地層岩体名	年代値	帯磁方向	手法	岩石名	測定対象	産地	文献	原著試料番号	原著地層岩体名	
	〈白亜系〉										
1	牛屋敷花崗岩	88		K-Ar	白雲母黒雲母花崗岩	bi	山香町倉成 [豊後杵築]	松本・成重(1985)		領家花崗岩類	
2	◇	80.5 ± 7.4		FT	黒雲母花崗岩	zir	山香町妙善坊 [◇]	星住ほか(未公表)	BK4190		
3	◇	76.5 ± 3.8		◇	花崗岩(強変質)	◇	山香町六太郎 [◇]	◇	BK3952a		
4	丸田花崗閃緑岩 〈新第三系〉	78.2 ± 3.9		K-Ar	黒雲母花崗閃緑岩	bi	安心院町丸田	笹田(1987)	7820301		
	宇佐火山岩類										
5	宇佐火山岩類	12.1 ± 0.9		FT	輝石角閃石安山岩(弱変質)	◇	山香町瀬口 [豊後杵築]	林ほか(1983)	FP5		
6	◇	5.7 ± 0.3		K-Ar	◇	WR	◇(同一試料)	鎌田・渡辺(1985)	FP5K		
7	◇	10.0 ± 0.6		FT	デイサイト(強変質)	zir	山香町六太郎 [豊後杵築]	星住ほか(未公表)	BK3952b		
8	◇	7.3 ± 0.6		◇	輝石安山岩(弱変質)	◇	山香町舟	◇	TY3873		
9	◇	6.25 ± 0.11		K-Ar	◇	grn	◇(同一試料)	◇	◇		
10	◇	7.6 ± 0.6		FT	凝灰角礫岩の基質(強変質)	zir	山香町速内	◇	TY4094		
11	◇	4.9 ± 1.1		K-Ar	角閃石輝石安山岩(強変質)	WR	山香町定野尾	鎌田(1985)	D-K1303		
12	◇	6.9 ± 0.6		FT	斜方輝石単斜輝石安山岩	zir	宇佐市御許山	星住ほか(未公表)	TY3865		
13	◇	5.85 ± 0.50		◇	黒雲母角閃石安山岩(弱変質)	◇	山香町内川野	林ほか(1983)	W-40		
14	◇	5.3 ± 0.3	R	K-Ar	黒雲母普通輝石含有紫蘇輝石角閃石安山岩	WR	宇佐市熊の東方500m	鎌田(1985)	D-K1302		
15	◇	4.8 ± 0.4		N	普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩	◇	安心院町大久保	◇	D-K1301		
17	◇	5.1 ± 0.4		◇	紫蘇輝石含有黒雲母角閃石安山岩	◇	安心院町鹿子岳南西	鎌田・村岡(1984)	K8108007		
18	◇	4.8 ± 0.4		◇	◇	◇	安心院町龍王山	◇	K8108008		
19	◇	4.0 ± 0.3	R	◇	黒雲母石英普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩	◇	院内町溝下西方300m	鎌田(1985)	D-K1305		
20	◇	3.87 ± 0.09 ²⁾		◇	輝石安山岩	◇	宇佐市鷹栖南方	通商産業省資源エネルギー庁(1990)	KA-4		
21	◇	4.3 ± 0.4	R	◇	普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩	◇	院内町溝下西方1.3km	鎌田(1985)	D-K1304		
22	◇	3.54 ± 0.78		FT	普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩	zir	宇佐市稻積山	松本ほか(1992)	YUHH-1		
23	◇	3.7 ± 0.2		K-Ar	斜方輝石普通角閃石安山岩	WR	◇	須藤(1985a)	1734		
24	◇	3.81 ± 0.14		◇	角閃石安山岩	◇	◇	内海ほか(1990)	KA No.833		
25	◇	4.4 ± 0.4	R	◇	黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩	◇	宇佐市中麻生	鎌田(1985)	D-K1403		
26	◇	4.6 ± 0.4		◇	黒雲母石英角閃石アイサイト	◇	宇佐市乙村北方700m	◇	D-K1617		
27	◇	5.3 ± 0.5		◇	紫蘇輝石角閃石安山岩	◇	宇佐市山口	◇	D-K1613		
28	◇	3.87 ± 0.15 ²⁾		◇	安山岩-アイサイト	◇	宇佐市松原	通商産業省資源エネルギー庁(1991)	T-12		
29	◇	3.45 ± 0.13 ²⁾		◇	黒雲母角閃石アイサイト	◇	宇佐市辻	◇	u-05		
30	◇	3.80 ± 0.10 ²⁾		◇	黒雲母角閃石安山岩	◇	宇佐市高並屋敷	◇	K-40		
31	◇	3.63 ± 0.13 ²⁾		◇	角閃石安山岩	◇	宇佐市岳ノ首の東	◇	N-32		
32	◇	3.64 ± 0.10 ²⁾		◇	角閃石安山岩	◇	宇佐市仙岩山	◇	Q-24		
33	◇	3.30 ± 0.10 ²⁾		◇	安山岩-アイサイト	◇	院内町小野川内の西	◇	L-23		
34	◇	3.09 ± 0.08 ²⁾		◇	アイサイト	◇	院内町小野川内	◇	L-22		
35	◇	3.14 ± 0.11 ²⁾		◇	角閃石アイサイト	◇	院内町高並の北西	◇	S-17		
36	◇	2.90 ± 0.37 ²⁾		◇	輝石安山岩	◇	院内町畑の南西	◇	S-19		

37	◇	3.67 ± 0.10 ²⁾	◇	角閃石アイサイト	3) 5)	◇	院内町内畑の南西	◇	S-01	
38	◇	(6.01 ± 0.72) ²⁶⁾	◇	角閃石アイサイト凝灰岩		hor ⁷⁾	◇	◇	S-20	
39	◇	2.72 ± 0.14	◇	黒雲母角閃石アイサイト		WR	宇佐市岳ノ首 ⁸⁾	◇		
40	◇	2.9 ± 0.8	◇	紫蘇輝石普通輝石普通角閃石安山岩		◇	院内町飯塚	松原ほか(1989)	EK85110511	飯塚火砕岩層
41	津房川層	5.6 ± 0.5	FT	流紋岩軽石層		zir	安心院町田ノ口	竹村ほか(未公表)		
42	◇	3.2 ± 0.2	◇	流紋岩火山灰層		◇	安心院町赤松南	◇	TY4186	
43	人見岳火山岩類	2.4 ± 0.5	K-Ar	紫蘇輝石普通輝石安山岩		WR	安心院町須崎の北北東	鎌田・村岡(1984)	K81080804	筑紫溶岩
44	◇	1.90 ± 0.09 ⁹⁾	N	輝石安山岩		◇	安心院町萱籠	NEDO(1988b)	D-9	羽馬礼安山岩
45	◇	2.25 ± 0.04 ⁹⁾	R	◇		◇	安心院町烏帽子山の西	◇	D-4	◇
46	◇	1.90 ± 0.04 ⁹⁾	R	玄武岩質輝石安山岩		◇	院内町滝貞の南	◇	D-2	◇
47	◇	1.96 ± 0.04 ⁹⁾	R	輝石安山岩		◇	院内町鈴ヶ塚山	◇	D-10	◇
48	◇	2.3 ± 0.3	R	単斜輝石斜方輝石安山岩		◇	院内町羽馬礼	須藤(1985b)	HM68B	羽馬礼溶岩
49	◇	1.96 ± 0.03 ⁹⁾	R	玄武岩質輝石安山岩		◇	玖珠町後追	NEDO(1988b)	D-5	羽馬礼安山岩
50	◇	0.70 ± 0.15	◇	複輝石安山岩		◇	安心院町東椎屋ノ滝	内海ほか(1990)	KANo.840	東椎屋層
<第四系>										
51	高陣ヶ尾安山岩	1.22 ± 0.03 ⁹⁾	R	輝石安山岩		◇	安心院町寒水	NEDO(1988b)	D-6	
52	◇	1.3 ± 0.2	R	かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩		◇	玖珠町高陣ヶ尾 [別府]	須藤(1985b)	HM67B	
53	耶馬溪火砕流堆積物	0.96 ± 0.02 ⁹⁾	N	デイサイト質溶結凝灰岩		◇	院内町西椎屋	NEDO(1988b)	D-1	
54	◇	0.99 ± 0.03	N	単斜輝石斜方輝石普通角閃石アイサイト溶結火砕流堆積物		◇	大山町木六 [日田]	宇都・須藤(1985)	1728	
55	◇	1.03 ± 0.02 ⁹⁾	N	デイサイト質溶結凝灰岩		◇	日田市上請留町 [◇]	NEDO(1989)	63D-1	
56	今市火砕流堆積物	0.85 ± 0.02 ⁹⁾	R	◇		◇	安心院町寒水	NEDO(1988b)	D-7	寒水火砕流堆積物
57	◇	0.96 ± 0.03 ⁹⁾	R	安山岩質溶結凝灰岩		◇	朝地町梨小志屋 [久住]	NEDO(1989)	63D-26	
58	◇	0.84 ± 0.02 ⁹⁾	R	◇		WR-L	直入町下田北塩手 [◇]	◇	63D-27	
59	◇	0.94 ± 0.02 ⁹⁾	R	◇		WR	庄内町北大津留 [別府]	◇	63D-28	袖ノ木火砕流堆積物
60	◇	0.76 ± 0.17	R	普通角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩溶結火砕流堆積物		◇	大山町花平 [日田]	宇都・須藤(1985)	HM43	花平溶結凝灰岩
61	松本火砕流堆積物	0.62 ± 0.07	FT	デイサイト質火山礫凝灰岩		zir	安心院町寒水 [別府]	NEDO(1989)	D-12	福貴野火砕流堆積物
62	◇	0.37 ± 0.05	◇	◇		◇	安心院町萱籠	◇	D-8	◇
63	鎌戸山安山岩	0.7 ± 0.4	K-Ar	かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩		WR	安心院町寒水 [別府]	須藤(1985a)	1737	筑紫溶岩
64	◇	0.72 ± 0.09	◇	普通角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩		◇	安心院町鎌戸山東 [◇]	鎌田(1986)	8b-99	
65	鹿鳴越火山	0.71 ± 0.09	N	輝石安山岩		◇	日出町一ノ坂	◇	W52	
66	西ノ台流紋岩	0.39 ± 0.02 ⁹⁾	N	角閃石流紋岩		◇	安心院町南畑	NEDO(1988b)	D-3	南畑流紋岩
67	高平山火山	0.55 ± 0.02 ⁹⁾	N	輝石含有角閃石安山岩		◇	別府市明礬綱山 [別府]	◇	D-13	高平山安山岩

豊岡地域の火成岩の年代値をまとめた。但し重要な値については地域外のものも含めた。岩石名は原著による。産地名は原著を一部修正した。[]内は5万分の1図幅名(豊岡地域以外)。N:正帯磁。R:逆帯磁。FT:フィッシュ・トラック法。zir:ジルコン。bi:黒雲母。hor:普通角閃石。WR:全岩。gm:石基。WR-L:全岩(本質レンズ)

¹⁾ 原著では変質安山岩溶岩となっているが、試料採取地点の岩石は変質が進んだことにより一見無構造に見える凝灰角礫岩であり、これを溶岩と誤認した可能性が高い。

²⁾ 原著では、1試料の2回測定により2つの年代値が述べられているのみで平均値が報告されていない。ここでは以下の式を用いて相加平均し平均年代値と平均誤差を求めた。

$$T_m = \frac{\sum_{i=1}^n (T_i \sigma_i^2)}{\sum_{i=1}^n (1/\sigma_i^2)} \quad E_m = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (\sigma_i^2)}{n-2} \right]^{1/2} \cdot T_m / 2 \quad (T_i: \text{年代値}, E_i: \text{誤差}, E_i = T_i \cdot \sigma_i, T_m: \text{平均年代値}, E_m: \text{平均誤差})$$

³⁾ 測定は凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩中の礫で行われた。岩石名は礫の野外での岩石記載である(金属鉱業事業団内部資料)。

⁴⁾ セリサイト/モンモリロナイト混合層鉱物が生成している。 ⁵⁾ モンモリロナイトが生成している。 ⁶⁾ 原著によると、この測定値はK₂Owt%が極めて低く信頼できない。

⁷⁾ 原著によれば測定対象は全岩であるが、これは誤りで普通角閃石(内麻、私信)。

⁸⁾ 通商産業省資源エネルギー庁(1991)に引用されている住友金属鉱山株式会社社内資料。

⁹⁾ 原著での平均年代値の求め方に統一性がなく、他の年代データとの比較において問題がある。ここでは上記の式を用いて平均年代値を求めた。

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Fukuoka (14) No.65



GEOLOGY OF THE TOYOOKA DISTRICT

By

Hideo HOSHIZUMI and Yuichi MORISHITA

(Written in 1992)

ABSTRACT

The Toyooka district is situated in the easternmost part of the central Kyushu volcanic rock belt, which traverses Kyushu Island and trends in an ENE-WSW direction. This belt is largely occupied by Cenozoic volcanic rocks making a marked contrast with areas of pre-Cenozoic rocks to the north and south of the belt and is called the Beppu-Shimabara Graben.

The geology of the Toyooka district is summarized in Table 1. Most geological units in this district are volcanic rocks, with small amount of sediments of Cenozoic age. Pre-Cenozoic basement of Cretaceous granitic rocks are exposed narrow areas.

CRETACEOUS GRANITIC ROCKS

Four units of granitic rocks of Cretaceous are separately distributed in the Toyooka district. The Ushiyashiki Granite and the Tsuru Granite are fine- to medium-grained biotite granite. The Hinoji Granite is medium-grained muscovite granite. The Maruta Granodiorite is medium- to coarse-grained biotite-hornblende granodiorite.

Table 1 Summary of the geology of the Toyooka district.

Geologic Age		Stratigraphy	Main Facies	Dating(Ma)
Quaternary	Holocene	Alluvium, Landslide D.	Gravel, sand and silt	
		Fan, Terrace D.	Gravel, sand and ash	
	Late Pleistocene	Minamihata PFD.	Non-welded PFD.(hor an)	
		Aso- 3 , 4 PFD.	N Welded to non-welded PFD.(px/hor da)	0.12/0.09
	Middle Pleistocene	Takahirayama V.	N Lava and pyroclastic rocks(hor an)	0.55
		Rokuromaru PFD.	N Non-welded to welded PFD.(hor da)	
		Nishinodai Rh.	N Lava(hor rh)	0.39
		Hinadoyama An., Kanagoe V.	N Lava(px an)	0.71-0.72
		Naramoto F.	Gravel, sand and silt	
		Matsumoto PFD.	Non-welded PFD.(bi rh)	0.37-0.62
	Upper Pleistocene	Imaichi PFD.	R Welded PFD.(px da)	0.76-0.94
		Yabakei PFD.	N Welded PFD.(hor da)	0.96-1.03
Takajingao An.		R Lava(ol-px an)	1.22-1.3	
Neogene	Pliocene	Hitomidake VR.	NR Lava and pyroclastic rocks(px an)	1.92-2.4
		Tsubusagawa F.	Tuff, sandstone and siltstone	3.2-5.6
		Usa VR.	NR Lava and pyroclastic rocks	2.9-7.6
	Late Miocene		(px an, hor an-da)	
Cretaceous	Granitic Rocks	Granite and granodiorite	77-88	

NEOGENE

The Neogene comprise the Usa Volcanic Rocks, the Tsubusagawa Formation and the Hitomidake Volcanic Rocks.

The Usa Volcanic Rocks distributed in the northern part of the district is piles of lavas and pyroclastic rocks are from pyroxene andesite, hornblende andesite and biotite-hornblende dacite. The Usa Volcanic Rocks gives isotopic ages of 2.9-7.6 Ma. The Tsubusagawa Formation is a lacustrine deposit of the Pliocene. The formation consists of mudstone with lignite bed, sandstone, pumice tuff and conglomerate. The Pliocene Hitomidake Volcanic Rocks are piles of gently north-dipping pyroxene andesite lava flows with intercalated pyroclastic rocks and sediments. The eruption center of these lavas are thought to be located to the south and lost by fault movement.

LOWER PLEISTOCENE

The Takajingao Andesite is of a pyroxene andesite thick lava flow. The Yabakei Pyroclastic Flow Deposit is a welded and non-welded deposit of large-scale pyroclastic flow of hornblende dacite. The Imaichi Pyroclastic Flow Deposit is another large-scale pyroclastic flow deposit of pyroxene dacite. The Yabakei and the Imaichi erupted from a source located to the southwest of the Toyooka district about 1 Ma and 0.9 Ma ago.

MIDDLE PLEISTOCENE

The middle Pleistocene of the Toyooka district comprise the Matsumoto Pyroclastic Flow Deposit, the Naramoto Formation, the Hinadoyama Andesite, the Kanagoe Volcano, the Nishinodai Rhyolite, the Rokuromaru Pyroclastic Flow Deposit and the Takahirayama Volcano. Altitude of these deposit are higher southward.

The Matsumoto Pyroclastic Flow Deposit is a rhyolite pumice flow deposit. The Naramoto Formation is composed of gravel and sand and overlies the Matsumoto Pyroclastic Flow Deposit. The Hinadoyama Andesite consists of pyroxene andesite lava flows. The Kanagoe Volcano, a pyroxene andesite stratovolcano, occupies the south part of the district. It is composed of units of lavas, debris avalanche and old fan deposits. The thickness of the volcanic products increases southward. Eruption center of the volcano is probably to the south of present distribution and was lost by faulting. The Nishinodai Rhyolite is a thick lava flow near the south margin of the district. The Rokuromaru Pyroclastic Flow Deposit is a hornblende dacite pumice flow deposit. The Takahirayama Volcano occupies the southern margin of this district. It is a group of partly destroyed lava domes with debris avalanche deposit.

UPPER PLEISTOCENE AND HOLOCENE

The upper Pleistocene and Holocene consist of the Aso Pyroclastic Flow Deposit, the Minamihata Pyroclastic Flow Deposit and deposits of terrace, fan, landslide and alluvium.

The Aso Pyroclastic Flow Deposit is distributed along the Era Gawa and the Tsubusa Gawa valleys. The Aso-3B Pyroclastic Flow Deposit crops out in small areas. It is a non-welded deposit of scoria flow of pyroxene-bearing andesite. The deposit of Aso-4 cycle is divided into Aso-4A and Aso-4T Pyroclastic Flow Deposits. The Aso-4A Pyroclastic Flow Deposit, the largest unit in the Aso-4 cycle, varies from non- to densely-welded deposit of hornblende dacite pumice flow. The Aso-4T Pyroclastic Flow Deposit is a characteristically orange-colored, thin and non-welded deposit of hornblende dacite pumice flow.

The Minamihata Pyroclastic Flow Deposit is a small-scale hornblende andesite pyroclastic flow deposit. Possible source for this deposit is Yufu-Tsurumi Volcano Group. Terrace deposits are developed along the Era Gawa and some other rivers. Fan deposits are formed at the base of steep slopes. Landslide deposits occur in Innai Town. Alluvium is developed in center of Ajimu Town and bottom of some valleys.

ECONOMIC GEOLOGY

There are many gold deposits in the Toyooka district. They are all epithermal deposits containing gold- and silver-bearing quartz veins located within zones of hydrothermal alteration. The general strike of the veins is E-W to SE-NW. The quartz veins consist of various ore minerals including; native gold, pyrrargyrite, stibnite, berthierite, tetrahedrite, chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite and native arsenic, and are locally enriched with

economic grades of antimony and iron.

The Bajo deposit, which is the largest epithermal deposit in the Toyooka district, was discovered during the 17th Century, and is estimated to have produced over 10 tons of gold since the beginning of this century. Several gold deposits including the Bajo deposit have been exploited prior to this century, however, there are no records available concerning the output of the mines during the period. Mining operations in the Toyooka district have ceased since the 1950's.

Ore deposits located west of the Bajo deposit are hosted by the Usa Volcanic Rocks, which is composed mainly of andesitic tuff breccia of Neogene age. Conversely, the Bajo deposit is hosted by the Ushiyashiki granite of Cretaceous age. The veins in the latter deposit are poorly developed in the andesitic tuff breccia that overlies the granite. The Sakura vein, the 0.3 to 3 m wide main ore-bearing vein of the Bajo deposit, strikes for 900 m towards N85 °W, and dips 45 ° to 60 ° N. This vein has been exploited from the L3 level (i.e., 65 m above sea level) to the L14 level (134 m below sea level) . The ore deposits in the Toyooka district are considered to be of early Pliocene age.

文献引用例

星住英夫・森下祐一(1993) 豊岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 75 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Hoshizumi, H. and Morishita, Y (1993) *Geology of the Toyooka district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 75 p. (in Japanese with English abstract 4 p.)

平成 5 年 3 月 23 日 印 刷

平成 5 年 3 月 26 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 亀田修平

印刷所 ニッセイエプロ株式会社

東京都港区西新橋 2-5-10

©1993 Geological Survey of Japan