

550.85(084.32)(522.8)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

鹿児島(15)第80号

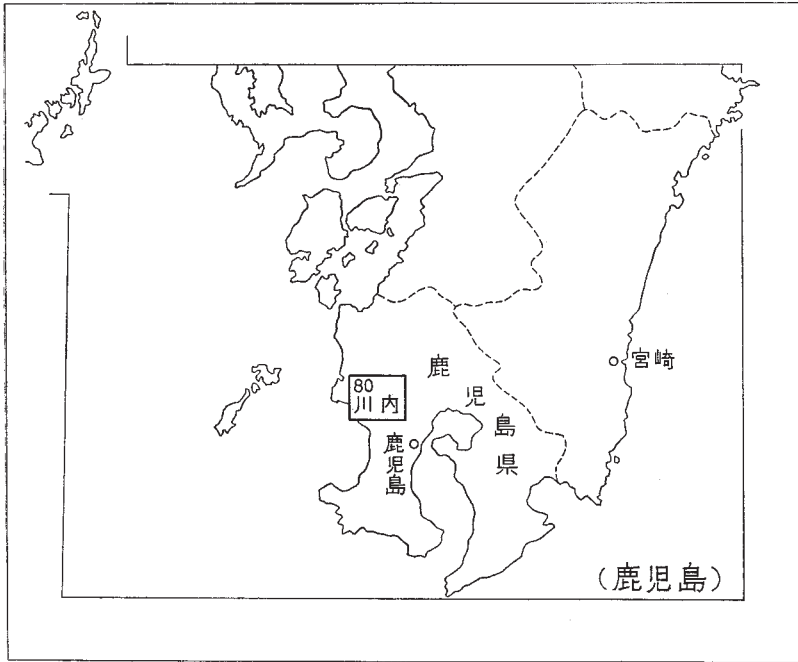
川内地域の地質

太田良平

昭和46年

地質調査所

位置図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	4
II. 1 概 説	4
II. 2 天狗鼻角閃石安山岩	5
II. 3 串木野輝石安山岩	5
II. 4 市比野角閃石安山岩	7
II. 5 川内熔結凝灰岩（灰石）	10
II. 6 國分層群（永野層）	11
II. 7 流紋岩岩脈	13
II. 8 川内輝石安山岩	13
II. 9 小麦川角閃石安山岩	15
II. 10 川内玄武岩類	16
II. 11 始良火山噴出物（シラス・灰石）	19
II. 12 軽石質砂礫層（二次シラス）	20
II. 13 ロームおよび火山灰層	21
II. 14 沖積層	21
III. 応用地質	21
III. 1 概 説	21
III. 2 串木野鉍山（金銀鉍）	22
III. 3 荒川鉍山（金銀鉍）	24
III. 4 入来鉍山（テルル金銀鉍）	25
III. 5 入来鉍山（粘土）	26
III. 6 石 材	26
III. 7 温 泉	27
文 献	27
Abstract	1

川内地域の地質

太田 良平*

この研究報告は昭和41～42年の間に延べ70日の野業をなし完成した。なおこの図幅地域の南半部は7万5千分の1“伊集院図幅”の中に収められずで出版されているので、今回は北半部だけを調査した。野外踏査にあたり鹿児島県庁・川内市役所および入来町役場から諸便宜の供与をうけた。

I. 地 形

この調査地域は鹿児島県本土の西部のほぼ中央を占め、調査地域内にある川内市^{せんだい}は鹿児島県で第3の人口をもつ都市であり、また交通の要点でもあって、川内駅から鹿児島本線が南北に走り、また宮ノ城線が東へ分岐している。ほかに地域内にはバス路線網が発達している。

川内市街地を東西に貫流する川内川^{せんだい}は九州第2の長さをもつ河川であって、熊本県南東隅の白髪岳^{しら が}の南麓に源を發し、宮崎県に入って霧島火山の北西麓を流れ、やがて鹿児島県に入り栗野町で北西に流路を変え、大口町で北から入る羽月川を合せて鶴田ダムの貯水池に入り、宮ノ城町・川内市を通り海に注いでおり、全長126km・流域面積1,573km²に及んでいる。川内市街地から下流の12kmは潮入川で50t以下の機帆船が入ることができる。この調査地域のほとんど大部分は川内川本流および支流の流域であって、隈ノ城川^{いりひ の}・市比野川^{いりき}および入来川などはいずれも北流して川内川に合し、これら諸河川の流域には沖積平野が発達している。これら諸河川の分水峯を考察すると、川内市街地の西に聳える御岳から平原野を経て、冠岳・八重山・瀬戸平山を過ぎ真黒岳（東隣の加治木図幅地域内）に至っており、川内川流域に属しないのは、調査地域の南西隅および南東隅の狭小な面積にしか過ぎない。

調査地域内に起伏し連亘する山岳はほとんど全部が各種火山岩の重量からなり、深成岩や変成岩は全くなく、堆積岩類は局部的にみいだされる。この地域内に分布する火山岩を玄武岩・輝石安山岩・角閃石安山岩および軽石流に大別することができ、岩質の差異が地形によく現われている。

玄武岩は調査地域内に10数カ所に点在して分布するが、熔岩の性質や侵食の程度は必ずしも一様ではない。頂部が著しく平坦で周縁部が急傾斜の典型的な熔岩台地地形が最も著しく見られるのは、川内市街地のすぐ西側に聳える平ノ山とそれから西方2.5kmを隔てた174m高地の各山頂部で、やや侵食の進んだ別の熔岩台地の上に載っている。川内市街地南の2小丘も規模は小さいが同様の地形が見られ、これらは5万分の1地形図にもよく現われている。調査地域のほぼ中央に分布する高牧・小原および沢牟田付近の玄武岩岩体にも熔岩台地地形が窺われるが、前記の諸岩体に比較すればやや侵食が進ん

*地質部



第1図 川内駅前から平ノ山を望む

であり、前記の平ノ山その他の諸岩体の下位にある玄武岩岩体とほぼ同時期と思われる。なお調査地城南東部の中山付近・地域南縁中央の阿母付近・その東の中津原付近などに分布する諸岩体も侵食程度からほぼ同時期と考えられ、最後者には熔岩の流出回数を示す約7段の急崖がみられる。

輝石安山岩は國分層群の下位にあるものとこれより上位にあるものとの2種があり、両者は地形的にかなり異なっている。前者はこの地方の基盤をなし広く分布し、その上をさらに新しい火山岩類によって覆われることが多いが、直接地表に露われている場合には一般に深い谷が刻まれ侵食が進み、火山の原地形はかなり失われている。川内市街地東の田崎から北の天辰町へあるいは東の岡付近までに数個の熔岩円頂丘が連なっており、やや侵食が進んでいるが原地形を窺うことができる。調査地域南東隅付近では一般に侵食が進んでいるが、串木野・荒川両鉱山の母岩として岩石が脱色・粘土化などの変質が進み侵食され易かったためと思われる。後者は調査地城中央北部の上床山・中部の日笠山・南部の冠岳および西縁の平原野付近などに分布し、侵食はあまり進まず成層火山の原地形はかなり良く保存されている。

角閃石安山岩からなる山地は主として調査地域の東部および中部に分布し、また川内市街地の西にもわずかみいだされ、これらは基部に火山砕屑岩を伴うことがあるが単独の熔岩円頂丘の集合からなることが多い。典型的な熔岩円頂丘地形は地域内の諸所で見られるが、そのうち最も美しい形を示すのは市比野温泉付近から眺めた丸山で比高約200mある。

この北には2個の熔岩円頂丘の小岩体が連続しており、また北東に離れて1個の小岩体がある。藺牟田^{いむた}火山北東の遠見城や南東の市野々^{いちのの}付近の岩体および可愛山^{えな}陵のある岩体なども美しい形を示す。熔岩円頂丘の集合からなる地形は市比野温泉の西方山地に最も著しく、10余個の熔岩円頂丘の集合からなる。

調査地域の北東に聳える藺牟田^{いむた}火山は角閃石安山岩凝灰角礫岩とその上に載る同岩熔岩円頂丘の群立



第2図 市比野温泉から丸山を望む

からなる。前者の厚さは100～250mに達し、後者の数は10数個あり独特の景観を呈する。最高点は片城山の海拔508.8mで、火山体のほぼ中央に蘭傘田池があり、火口湖といわれている。この池の水深は非常に浅く、最深所でもわずか2.7mにすぎず、池の西岸は乾上ってすでに陸地になっている。池の岸には泥炭形成途中の湿原植物の遺体の堆積があり、時には池の表面を浮遊して浮島となっており、天然記念物に指定されている。この地形の成因については必ずしも明瞭ではなく、もし爆裂活動によればその抛出品がかなり大量にどこかに堆積していなければならないが、ほとんどみいだされず、またこの池の周辺はかなり正円に近い形をとっているのも、おそらく陥没によるものであろうと推察される。また池の周辺の諸熔岩円頂丘はいずれも外側より内側の方が傾斜がやや急になっている。

調査地域西縁の山脊の上に聳える御岳はその南の岩体とともに角閃石安山岩からなり熔岩円頂丘の地形を示すが、その地質時代は既述の諸岩体よりも新しい。

以上述べた多くの山地の間をうめていわゆるシラス台地が広がっている。これは始良火山から流出してきた軽石流がつくったもので、当時の山間の低地をうめて堆積し、その表面は初めは連続して平坦な平野をなしていたが、現在では河川の侵食作用のため多くの台地に分断された。しかし原面は地形図上で見られるように諸所に保存されており、その高さを比較すると、調査地域南東隅では海拔220～240m、蘭傘田火山東麓では海拔220～230mであるが、北西進するほど次第に低くなり、市比野温泉付近では海拔80～100m、樋脇市街地付近では海拔60～70m、川内市街地付近では海拔20～30mである。これらのシラス台地の表面はほぼ平坦であって河川に面した側ではほとんど垂直の急崖をつくっており、時にはシラス台地に深い雨裂が刻まれている。また川内市街地付近には軽石流の2次堆積物すなわち2次シラスが分布しており、これも軽石流と同様の低平なシラス台地をつくっているが、1次シラスに較べれば岩質が軟弱で侵食され易い。

II. 地 質

II. 1 概 説

調査地域内は、火山岩類に挟まれ小規模にみいだされる國分層群と河川にそい分布する沖積層とを除けば、ほとんど各種火山岩の重畳からなる。最も古い岩石は調査地域北西隅に分布する天狗鼻角閃石安山岩である。串木野輝石安山岩はこの上に載り、熔岩および火山碎屑岩の互層からなり地域内に広く分布する。串木野輝石安山岩は串木野鉾山や荒川鉾山などの金銀鉾床を胚胎し、また鉾山の付近ばかりではなくほとんど全域にわたり熱水変質作用の影響を程度の差はあるが受けている。なお荒川鉾山の坑内では本岩の凝灰角礫岩中から新第三紀中新世中期を示す化石が発見されている。市比野角閃石安山岩は串木野輝石安山岩の上に載り、主として独立した熔岩円頂丘あるいは熔岩円頂丘の集合体からなり、地域内の諸所でみいだされる。調査地域北東部に聳える蘭傘田火山は角閃石安山岩凝灰角礫岩とその上に載る同岩熔岩円頂丘の群立からなり、その後、おそらく陥落により山体の中央部に火口湖を生じた。地域内に分布するこれら角閃石安山岩の諸岩体を熔岩と凝灰角礫岩の別および主要造岩鉱物の組合せにより6通りに分類し地質図上に示した。この角閃石安山岩も所により熱水変質作用を蒙っている。

川内熔結凝灰岩は川内市街地の周辺その他に分布し、串木野輝石安山岩の上に載り川内玄武岩類によって覆われている。鹿児島県下にはほとんど全県にわたり噴出源が不明で一見いかにも古いような岩質の熔結凝灰岩が諸所に点在しており、國分層群との関係がわかる場所では常に同層群によって覆われている。この調査地域内に分布するものもおそらくこれに対比できると思われ、粗鬆、かつ弱～中熔結で石材として利用されている。

國分層群は24カ所に点在して分布し、蘭傘田火山付近では前記角閃石安山岩の上に載っている。この標式地は東隣の加治木図幅地域東縁に近い鹿児島神宮付近であって、ここでは下部層（礫岩・凝灰質砂岩・同頁岩）・中部層（凝灰質砂岩・同頁岩）および上部層（凝灰岩）からなり、これらの関係はいずれも不整合であって更新世初期の噴出物と考えられている。この調査地域内に分布する岩体はいずれも分布が狭く対比が困難なので、凝灰質砂岩頁岩互層と凝灰岩層とに分けたが、おそらく前者が標式地の中部層、後者が上部層に対比できると思われる。調査地域南東部の山之口付近では前記両層が重なっているが、露出不十分のため境界の不整合を示す露頭はみいだし得なかった。流紋岩岩脈は蘭傘田火山の西麓で前記角閃石安山岩および國分層群を貫いてみいだされ、入来鉾山の金銀鉾床は國分層群と流紋岩岩脈中に胚胎し、同鉾山の粘土鉾床は國分層群の凝灰質岩石が熱水変質作用をうけ変わったものである。

なお薩摩半島南端から薩北の大口にかけて浅成型金銀鉾床が多数点在しており、この調査地域付近でも地域内の串木野・荒川および入来諸鉾山をはじめ地域外に山ガ野ほか数カ所の著名鉾山がある。これらの鉾床生成期については定説はないが、山ガ野鉾山では永野層（國分層群相当層？）中に、入来鉾山では國分層群とこれを貫く流紋岩岩脈中に鉾床が胚胎している事実は注目に値する。また串木野鉾山の諸鉾脈は主としてN50～80°Eの多くの平行した裂カ中に生成していること、またこれら鉾脈は生成後に主としてN40～50°Wの多くの断層で転位していることもこの地方の地質構造を論ずる上に重要であ

る。また後述の小麦川角閃石安山岩岩脈はN45°~50° Wの断層の生成後に貫入している事実も考慮に値する。

川内輝石安山岩は調査地域北縁部中央の上床山・その南の日笠山や冠岳および西縁の平原野付近の山岳などを構成し、前記の串木野輝石安山岩とは違って火山形態が比較的良好に保たれ、また岩石も新鮮で全く熱水変質作用を受けていない。上床山熔岩は國分層群の上に載っており、日笠山熔岩や平原野熔岩は川内玄武岩類に覆われている。小麦川角閃石安山岩は川内輝石安山岩を貫く熔岩円頂丘（一部は岩脈）として現われ、川内玄武岩類とは直接していないが地形その他からおそらくこれよりも早期と思われる。川内玄武岩類は岩質により橄欖石玄武岩（斑晶亜灰長石を有する）・普通輝石橄欖石玄武岩・橄欖石普通輝石玄武岩・橄欖石玄武岩（斑晶斜長石を欠く）および普通輝石橄欖石玄武岩質安山岩などに分けることができ、そのうちのあるものは熔岩台地形をかなりよく保存している。

始良^{かいら}火山の活動は第四紀更新世第4水期におこったといわれており、この地域内で見られる同火山噴出物は始良カルデラ形成直前に大量に流出した入戸^{かほ}軽石流を主とし、ほかに入来川および市比野川ぞいにその下位に蒲生^{かほ}軽石流がわずかに認められる。蒲生軽石流は弱～中熔結の粗鬆な岩石で特徴ある真黒色を示す。入戸軽石流は当時の山間の低地をうずめて堆積したが、現在では侵食のため多くのシラス台地に分断されている。これはほとんど非熔結で主として軽石凝灰角礫岩すなわち俗にシラスと呼ばれるものからなり、熔結部は岩体の基底部にまれにしか見られない。しかし調査地域南東部の長野付近ではかなり厚く中熔結で石材として採掘されている。川内市街地付近では川内川にそい軽石質砂礫層がみられ、俗に2次シラスと呼ばれ層理が発達している。また諸河川にそい沖積層がある。

II. 2 天狗鼻角閃石安山岩 Ht

これは調査地域の北西隅にみいだされるほか、調査地域外の川内川河口付近から南北の海岸にそい連続して広く分布し、串木野輝石安山岩に覆われている。これは凝灰角礫岩であって爆発による陸上堆積物と思われ、拳～人頭大（時に4斗樽大）の角閃石安山岩岩塊の集積からなり、岩塊はかなり角張っていてかなり堅く、肉眼では灰青色の石基中に長さ0.8～2mmの斜長石斑晶と長さ0.5～1.5mmの有色鉱物の斑晶が顕著に散在している。

この岩塊を鏡下に検すると斑状組織が認められ斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石からなるが輝石は角閃石に較べ少ない。斜長石は柱状で中性長石に属しおおむね清澄で累帯構造は著しくない。内核部が著しく汚濁し縁辺部だけが清澄のものがみいだされるが、これは後述の石英とともに外来結晶と思われる。角閃石は長柱状で常に黒色縁に包まれ淡緑～緑褐色の多色性を示す。紫蘇輝石は長柱状で淡緑～淡褐色の多色性を示す。普通輝石は柱状で淡緑色を呈する。石英は融食され不定形を示し清透で割目が発達する。ほかに少量の磁鉄鉱を伴っている。石基はガラス基流晶質で柝木状の斜長石・柱状の斜方輝石・粒状の鉄鉱および淡褐色のガラスからなり、時に覆瓦状の方珩石がみいだされる。

II. 3 串木野輝石安山岩 P

串木野輝石安山岩は天狗鼻角閃石安山岩の上に載り、この調査地域内に広く分布し、輝石安山岩熔岩および火山砕屑岩（とくに凝灰角礫岩）の互層からなるが、両者の分布は不規則で図上で分類するのは

難しく、量的に言えば両者はほぼ等量かあるいは後者の方が多い。またこの輝石安山岩からなる山地は侵食作用がかなり進んでいて火山の原地形はほとんど窺うことができない。調査地城南西部では本岩中に串木野鉾山や荒川鉾山の鉾床を豚胎しており、付近一帯は熱水変質作用による脱色・粘土化・珪化・緑色化などの影響を著しく受けている。本岩の分布する他のどの区域、たとえば調査地城北西隅の段子石付近・川内市街地東の山田山付近一帯・調査地城南東隅の清浦付近一帯その他の諸所においても、変質の程度はやや弱くなり、かつ一様ではないが、常に上記変質作用を蒙っており、この上に直接載る川内輝石安山岩はこの種の変質作用を全く受けていないので、この事実によって新旧両種の輝石安山岩を判別することができる。なお福山賢蔵（1954）は荒川鉾山の坑内から搬出された凝灰角礫岩のズリの中から次の化石を発見し、串木野輝石安山岩の地質時代が新第三紀中新世中期であることを明らかにした。

Pecten kimurai YOKOYAMA

Lagenonodosaria sp.

Globigerinidae

Dentalina sp.

Nodosaria sp.

熔岩は緻密で硬く、これらの外観は必ずしも一様ではないが、普通に見られるものは斑状組織を呈し長さ1~2mmの斜長石および長さ0.5~1.5mmの輝石の諸斑晶が濃青色石基中に比較的密に散在したもので、一般に板状節理がよく発達する。前述のように一般に変質が進んでいて特に有色鉱物について著しいが、調査地城南東隅付近に分布するものは比較的新鮮である。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり磁鉄鉾を伴う。斜長石は柱状で曹灰長石ときに亜灰長石に属し清澄で一般に結晶の中核から外方へ回復累帯構造が著しく、ときに全体が著しく汚濁したりガラスを多く含むものがみだされる。紫蘇輝石は柱状で淡緑~淡褐色の多色性を示し、普通輝石は柱状で淡緑色を呈し（100）双晶を示す。両者とも場所により縁辺や割目にそって緑泥石化あるいは緑簾石化が著しく進んでいる。磁鉄鉾は4角または不定形で黒色を示す。まれに角閃石を含むが、この角閃石は黒色オパサイト縁をもちかなり酸化している。同じ薄片内には著しく汚濁し円味を帯びた斜長石や紫蘇輝石と普通輝石の平行連晶のほか斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉾などからなる衆斑状集合が共存しているので、この角閃石はおそらく外来結晶と思われる。またまれに橄欖石を含むが、普通輝石の中に包有されあるいは磁鉄鉾の微粒で取り囲まれみだされる。この岩石は一般に斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉾からなる聚斑状集合に富んでおり、また紫蘇輝石と普通輝石との平行連晶もしばしばみだされ、前者が内側に後者が外側にある。石基はガラス基流品質または毛氈状の組織を示し析木状の斜長石・粒状の単斜斜方両輝石・粒状の鉄鉾からなりいずれも微細である。時にガラスを伴っている。なお上床山南西麓で熔岩円頂丘地形を示す岩体では鏡下で、孔隙に板状あるいは楔状の鱗珪石が認められまれに金雲母を伴っている。

凝灰角礫岩は拳大以下の種々の大きさの角張った輝石安山岩岩塊が凝灰質物質とともに凝結したもので、この調査地域内に分布するものは爆発による陸上堆積物と思われる。

II. 4 市比野角閃石安山岩

市比野角閃石安山岩は調査地域の東・中部に点在して分布するほか川内市街地の西にもみいだされ、串木野輝石安山岩の上に載り國分層群に覆われている。単独の熔岩円頂丘あるいは熔岩円頂丘の集合をなし、藺牟田火山では基部に厚い凝灰角礫岩を有する。

次に熔岩の分類であるが、藺牟田火山をつくる諸岩体は岩体ごとにわずかの差はあるが特徴ある共通の外観をもち、地域的にまとまっているので他と区別することができる。これ以外の諸岩体については外観や鏡下の観察が多種多様で4～5にまとめて分類することは必ずしも容易ではないが、主要造岩鉱物の組合せで次のように類別して地質図上に示し、おのおのにつき代表的なものを記載することにした。

藺牟田火山	{	輝石角閃石安山岩熔岩
	{	輝石角閃石安山岩凝灰角礫岩
その他の岩体	{	輝石角閃石安山岩熔岩
	{	輝石含有角閃石安山岩熔岩
	{	紫蘇輝石角閃石安山岩熔岩
	{	角閃石安山岩熔岩

各熔岩の新旧関係についてはそれぞれ熔岩円頂丘をなしているため明らかではない。

II. 4. 1 藺牟田火山以外の岩体

藺牟田火山を除けばこの調査地域内の角閃石安山岩の大部分は輝石角閃石安山岩からなる。そのほとんどは熔岩円頂丘の群立をなし、岩質は比較的堅く角閃石・紫蘇輝石および普通輝石の主要有色鉱物斑晶はほぼ等量にあって一般に形は小さく、また石基部に較べ斑晶の量は少なく、石基は隱微晶質である。藺牟田火山熔岩に普通に見られるような混成作用の影響はほとんど見られない。しかし単独の熔岩円頂丘をなすものなかには、前記の主要有色鉱物斑晶が等量ではなく時にその一つを欠き、また外結晶が認められ石基諸鉱物の形も大きい傾向がある。

角閃石安山岩熔岩 H

これは藺牟田火山西の副田付近で熔岩円頂丘をなしみいだされる。灰青色の石基中に長さ0.8～3mmの斜長石と長さ0.3～1.5mmの角閃石の諸斑晶が散在していて、やや堅い。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石と角閃石からなる。斜長石は柱状で中性長石に属しおおむね清澄である。ほかに融食されて円くなり汚濁した斜長石がみいだされるが外来結晶と思われる。角閃石は結晶外形を保持したままほとんどオパサイト化され、まれに結晶の中核に残存していることがあるが著しく酸化し黄褐～赤褐色の著しい多色性がみられる。ほかに著しく融食され時に輝石粒で包まれた石英や鉄鉱粒で包まれ酸化した黒雲母がみいだされるがこれらも外来結晶と思われる。ほかに4角または不定形の鉄鉱を伴う。石基はガラス基流晶質で析木状の斜長石・柱状の斜方輝石および粒状の鉄鉱などからなり、淡褐色のガラスを伴う。

紫蘇輝石角閃石安山岩熔岩 Hh

これは川内市街地の西の可愛山陵えなのある熔岩円頂丘をつくっている。灰青色の石基中に長さ0.2～



第3図 川内川左岸から可愛山を望む

1mmの斜長石および長さ0.3~1mmの有色鉱物の斑晶がかなりまばらに散在していて、やや堅い。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・角閃石からなり紫蘇輝石や磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状で中性長石に属しおおむね清澄であるが、まれに汚濁したものもみいだされる。角閃石は柱状で結晶外形を保持したまま全くオパサイト化している。紫蘇輝石は柱状で淡緑色を呈し多色性は著しくない。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色である。石基は毛氈状組織で析木状の斜長石・柱状の斜方輝石・粒状の鉄鉱のほか覆瓦状の方珩石がみいだされる。

輝石含有角閃石安山岩熔岩 Hb

これは日笠山の西の3個の熔岩円頂丘をつくる。灰青色の石基中に長さ1.2~6mmの斜長石および長さ1~2.5mmの角閃石の諸斑晶がまばらに散在していて、やや堅い。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、両輝石は角閃石に較べ著しく少なく、かつ小形である。斜長石は柱状または破片状でやや円味を帯び中性長石に属し、おおむね清澄であるが時に割目にそいガラス化がすすんでおり累帯構造は著しい。角閃石は柱状で鉄鉱粒で包まれ淡黄~濃緑色の著しい多色性を示す。輝石はいずれも柱状でやや円くなり淡緑色を示す。ほかに4角または不定形の磁鉄鉱を伴う。石基は隠微晶質で覆瓦状の方珩石がみいだされることがある。

輝石角閃石安山岩熔岩 Hp

これは地質図幅に示したように広く点在して分布し調査地域の東縁部や市比野の西のように熔岩円頂丘の集合をなすことが多い。一般に灰青色の石基中に長さ0.8~2mmの斜長石と長さ0.5~1.5mmの有色鉱物の斑晶がまばらに散在しているが、時にはやや粗粒となり斜長石の長さが4mmに達するものも見られる。岩質は緻密でやや堅い。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、有色鉱物はほぼ等量にある。ほかに微斑晶として磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状でやや円味を帯びることが多く、曹灰長石に近い中性長石に属しおおむね清澄で結晶の内核から外方へ著しい反復累帯構造が見られ、ときに割目にそいガラス化が進んでいる。角閃石は長柱状で淡黄~濃緑色の多色性を示すことが多いが、時に黒色緑で包まれ酸化がすすみ黄緑~褐緑色の多色性を示す。紫蘇輝石は柱状で淡緑色を示し多色性は著しくない。普通輝石は柱状で淡緑色を示し(100)双晶が見られる。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色

である。石基は隠微晶質で時に粗粒部で方珪石や鱗珪石を認めることがある。

II. 4. 2 ^{いむた} 蘭傘田火山

蘭傘田火山は調査地域の北東部に位置し、下半部に厚い凝灰角礫岩があり、上半部は角閃石安山岩の熔岩円頂丘の群立からなり、10数個を数える。この火山の基盤岩は串木野輝石安山岩で南麓に露われており、また明らかに國分層群によって覆われている。國分層群の地質時代は第四紀更新世第1氷期および第1間氷期（あるいは新第三期鮮新世の最後期）とされている（鹿児島県庁，1967）ので、この火山の地質時代はおそらく新第三紀であろうと思われる。この火山のほぼ中央にある蘭傘田池は火口湖といわれ、地形の項で述べたように陥落によって生じたと考えられる。愛宕岳の南や舟見岳北の道路際には火山抛出品と思われる一抱え大以下の岩塊の集積が見られるが、これは陥落後の火山活動によるものと想像される。また前述のようにこの火山の岩体は所により熱水変質を蒙っているが、これは注目に値する事実である。



第4図 蘭傘田の北西岸から飯盛山（中央）を望む。池の手前側は乾上っている。

輝石角閃石安山岩凝灰角礫岩 It

これは拳～人頭大（まれに4斗樽大）の角閃石安山岩岩塊が凝灰質物質とともに凝結したもので、蘭傘田火山の下半部を形成し、その厚さは100～250mに達し、爆発による陸上堆積物である。

輝石角閃石安山岩熔岩 Ih

これは熔岩円頂丘の群立をなし蘭傘田火山の上半部を形成するが、諸熔岩は外観および鏡下を通じて岩体ごとの差がほとんどないので一括して説明する。蘭傘田火山の山頂部は樹木が繁茂しており、道路の切割や蘭傘田池の周辺以外は岩石の露出状況はあまり良くない。新鮮な熔岩は灰青色の石基中に長さ1.5～5mmの斜長石斑晶と、長さ0.8～2mmの角閃石斑晶が顕著に散在しており、岩質はやや脆くまた風化を受け易く、灰褐色または灰赤色に変わり易い。

鏡下では斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石からなるが、両輝石は角閃石に較べて著しく少なく、かつ小形である。ほかに微斑晶として磁鉄鉱を伴い、時に黒雲母および石英を含むことがあるがこの両者は外来結晶と思われる。斜長石は曹灰長石に近い中性長石に属し柱状自形のもののほか融食を受け円くなったものや破片状のものも見られ、一般に結晶の中心から外方へ著

しい反復累帯構造が見られ、また著しく塵状包有物に富むものがある。角閃石は柱状ないし長柱状で一般にオパサイト化が著しく、結晶の全部あるいは縁辺部がオパサイトとなり、時にうすい黒色縁で取囲まれ内部も酸化しているが、石基がガラス質の場合には新鮮で緑黄～黄緑色の多色性を示す。紫蘇輝石は柱状で淡緑色を示し多色性はあまり著しくない。普通輝石は柱状で淡緑色を呈し時に(100)双晶を示す。黒雲母は縁辺部がオパサイト化しているのが常で黄褐～暗褐色の著しい多色性を示し劈開が明らかであり、時に角閃石の中に包有されてみいだされる。石英は著しく融食されている。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色を示す。なお斜長石・角閃石・磁鉄鉱などからなる聚斑状集合がしばしばみいだされ、この場合同じ薄片内に汚濁し円味を帯びた斜長石・黒雲母および石英などを伴うのが常である。石基は毛氈状または隠微晶質である。前者の場合は析木状の斜長石・長柱状の斜方輝石および角閃石・粒状の鉄鉱などからなり、時に覆瓦状の方珪石がみいだされる。またしばしばやや大形の燐灰石を認めることがある。

II.5 川内熔結凝灰岩(灰石) W s

川内熔結凝灰岩は調査地域内の次の11カ所でみいだされる。すなわち川内川下流の高江付近の河岸・川内市街地東の^{いかり}碓山・平ノ山の北東麓・川内市街地北の上目付近・川内駅南の隈ノ城駅西側山地・同駅東の十字路付近・調査地城西縁の御岳東麓、冠岳の北麓・田重岳の東・蘭傘田火山南の蒲生原付近・その西の牟田口付近であって、これらはかつては当時の谷間をうずめ連続して広く分布していたと考えられる。熔結の程度は様ではなく一般に弱～中熔結で塊状であるが風化をうけ易く比較的容易に白色化する。冠岳北麓の大原野の東に分布するものが最も新鮮で、全体が暗褐色を呈し堅く、その中に長さ0.5～1.5mmの斑状鉱物が散在し大豆大以下の外来岩片を多く含み、長さ0.5～2cmの長く伸びたガラス質レンズが顕著に見られる。平ノ山北東麓の河岸にそい分布するものも上記とよく似た岩相を示し、その東の碓山に分布するものはやや淡色である。この両者は交通の便と相まって石材として大規模に採取されている。これら以外の地域に分布するものは風化がすすみ全体が灰白～灰黄色の粗鬆な岩質となり、外観からでは熔結凝灰岩と判断しにくくなっている。なお川内熔結凝灰岩の岩体には非熔結部は全く見られない。

鏡下では斑状組織が認められ斑状鉱物は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなるが、斜長石に較べ輝石は少なく、ほかに磁鉄鉱を伴っている。斜長石は柱状または破片状で一般に円味を帯び曹灰長石に近い中性長石に属し清澄で累帯構造は一般に著しくない。紫蘇輝石や普通輝石は柱状または破片状でやはり円味を帯びているものが多く、また新鮮なものではなく結晶の縁辺や割目にそい緑泥石化や緑簾石化の変質がすすみ、時には結晶外形を残したまますべてこれら2次鉱物に置換されている。またまれに角閃石の小形結晶を含むことがあるが、角閃石安山岩の外来岩片がしばしば見られるところから外来結晶かも知れない。磁鉄鉱は4角または不定形の黒色である。基質は全体として淡褐色を呈し、三日月形や帯状などのガラス細片の集積からなりシャード構造が認められるが、部分的に脱ガラス化がすすみ潜晶質になっていて、ガラス細片の外形もあまりはっきりしないようになっている。

川内熔結凝灰岩は串木野輝石安山岩の上に載りその削剝面を川内玄武岩類および入戸^{いと}軽石流によって覆われている。鹿児島県下には噴出源不明の古い熔結凝灰岩が各地に分布しており、萩の元・隼人^{こが}・河

しら 頭・伊作・百引などと呼ばれている各軽石流がそれで、これらのすべてが同時期の噴出物であるかどうかは不明であるが、ほとんど大部分が熔結しており、またその岩相は始良・阿多両火山の熔結凝灰岩に較べれば一見いかにも古く、國分層群および同相当層との関係がわかる場所では常にその下位にある。この川内熔結凝灰岩は岩層および層序などから考えおそらく前記の諸軽石流に対比できると思われる。

II. 6 國分層群 (永野層)

國分層群は調査地域内の東・中部の24カ所に点在して小規模にみいだされ、串木野輝石安山岩や市此野角閃石安山岩の上に不整合に載り、流紋岩岩脈に貫かれ、川内輝石安山岩や川内玄武岩類によって覆われている。

國分層群の標式地は東隣の加治木図幅地域東縁に近い鹿児島神宮横から東部落に登る坂道であって、ここでは下部層（礫岩・凝灰質砂岩・同頁岩の互層）・中部層（凝灰質砂岩・同頁岩の互層）および上部層（基底礫岩をもつ厚い凝灰岩層）に分けられ、前2者の関係は平行不整合、後2者の関係は斜交不整合である。本層群は岩相・層厚ともに変化が著しいが、加治木図幅地域内で下部・中部・上部各層の厚さはそれぞれ最も厚いところで30m+, 100数10m・120mあり、いずれも外洋性の浅海堆積物といわれている（太田, 1967）。

この國分層群は標式地から西方へ隼人・加治木・蒲生付近^{かも}付近^{かも}から加治木・川内両図幅地域の境界までほとんど連続して延びている。中部層は一般によく成層しているが上限近くでは塊状の厚い凝灰岩を挟むことがあり、また上部層も時には層理がよく発達することがあるので、岩相だけで中・上部のいずれであるかを判別するのは難しく、厳密には上部層の基底礫岩の存在によるのであって、加治木図幅地域内ではこれによって明確に分けることができる。

この地域のように小規模の岩体が点在しているところでは分層および対比がきわめて難しいので、岩相により凝灰質砂岩・同頁岩互層と凝灰岩層の両者に分けた。前者の大部分はおそらく標式地の中部層に、後者の大部分はおそらく上部層にそれぞれ対比できるものと思われる。

点在する諸岩体のうち最も高い地点に分布しているのは蘭牟田地東の海拔280m、これに次ぐものはその北方の遠見ガ城北の海拔240m、調査地城北縁の海拔220m、蘭牟田火山南方の山之口付近の海拔220m、その南の清浦付近の海拔200m、調査地城南縁中央に近い阿母付近の海拔200mなどであって、もちろん堆積後における地殻変動を考慮に入れなければならないが、少なくともこれらの高さにまで起伏する諸山体の低部をうずめて堆積し、その後の削剝作用により山腹に、あるいは谷間に残存したと考えられる。

凝灰質砂岩・同頁岩互層と凝灰岩層とが直接重なっているのは山之口部落付近の岩体だけである。ここでは露出が悪く、標式地の上部層の基底礫岩はみいだすことができなかったが、山之口部落から背後の台地に登る道路にそい海拔120m付近に、よく成層した凝灰岩層に挟まれ厚さ約60cmの円礫層の露頭があり、この円礫は小豆〜拳大で淘汰は悪く、かつ円磨産も一様ではなく、輝石安山岩または角閃石安山岩まれに粘板岩からなり、おそらく前記基底礫岩に近いものと思われる。これよりも上位にある露頭は塊状または成層した凝灰岩層がつつき、上位にあるものほど層理を示さず、これよりも下位にあるものは凝灰質細砂岩・同頁岩互層を主とし軽石礫層や凝灰質砂岩を挟んでいる。蘭牟田火山山休の中・

東部に分布する諸岩体のうち海拔120mより高いところに位置する岩体は塊状で無層理の凝灰岩からなるが、これより低いところに位置する岩体、たとえば船越付近のものは塊状の凝灰質砂岩または凝灰質砂岩・同頁岩互層である。この事実はこの調査区域を通じて観察することができる。

なお東隣の加治木図幅地域内で観察すると、北東部の山間の峠や山腹などで侵食から取残されたものは海拔300m近くにまで分布しており、また中部層と上部層との境界は同城西部および中部を通じて海拔100m内外のところにある。

II. 6. 1 凝灰質砂岩同頁岩互層 K a

これは凝灰質砂岩と同頁岩の瀬互層または互層をなし、時に軽石礫層や凝灰岩を挟み、層厚および岩相の側方変化は著しい。層理はほとんど水平か水平に近く、傾斜している場合でも10°を越えることは少ない。凝灰質砂岩は軟かく灰青色を示し一般に細粒であるが時に中粒であり、凝灰質頁岩も軟かく灰青色で板状に剝がれ易い。

II. 6. 2 凝灰岩層 K t

これは厚い凝灰岩からなり、この凝灰岩は灰～灰青色を呈し軟かく、主として塊状であるが時に層理を示すことがある。

この調査地域の国分層群^{注1)}からは化石はみいだし得なかったが、宮ノ城線楠元駅北方に点在する凝灰質堆積層からはしばしば植物化石がみいだされ、とくに同駅北方約3kmの荒川内付近（北隣の宮ノ城図幅地域内）の凝灰質砂岩には下記の植物化石を多産する（太田良平採集、尾上享同定）。

Fagus crenata BRUME

Quercus serrata THUNB.

Ulmus japonica SARG.

Magnolia sp.

Cornus kousa BUERG.

尾上によると、これらは中新世後期以降に産するもので、地質時代の決定には不十分という。

なお市比野温泉南方の木場（調査地域外にあり地域南縁から約1.2km）付近に国分層群がかなり広く分布し、この中に含まれた珪藻土は耐火材料科その他として稼行されており、また木ノ葉の化石や琥珀に近い状態の樹脂の小片が認められることがある。また山之口南方の入来峠（調査地域外にあり地域南縁から約2.5km）では輝石安山岩の上に載り国分層群の凝灰岩層が分布するが、ここでは海拔420mに達する。

注1) 国分層群と永野層との関係について述べる。鹿児島湾奥付近から県の北西部一帯にかけて、鮮新世から更新世に及ぶと考えられる凝灰質堆積層が小規模に点在して分布しており、各地で国分層群・永野層・齒傘田期堆積物・吉田植物化石層・礫層などと呼ばれ、ほかにも無名称の地層が多数あるが、これらを総括した層序学的研究はまだ行なわれていない。前述のように国分層群は標式地では下部・中部および上部の3層に分けられ、加治木・川内両図幅地域の境界までほとんど連続して延び最も分布が広く、少なくとも上部層については基盤岩によって隔てられることなく、川内図幅地域内にも連続して堆積していたと考えられる。永野層は宮ノ城線永野駅付近（北東隣の栗野図幅地域内）を標式地としており、川内川にそい小規模に点々としてみいだされる凝灰質堆積層はこの調査地域内に点在するものをも含めてこれまで永野層と呼ばれてきた。これらの地層は分布がいずれも小規模なので相互の対比が難しく、筆者はこれらの1つ1つが標式地における国分層群の下部・中部および上部の3層のいずれかに対比できるのであろうと考え、この地域内に分布するものにも国分層群の名称を用いることにした。

Ⅱ. 7 流紋岩岩脈 R

流紋岩岩脈は蘭傘田火山の西麓で市比野角閃石安山岩および國分層群を貫き3カ所でみいだされ、入来鉾山（金銀鉾）の鉾床を胚胎し、また硫化鉄鉾がこの岩体に鉾染している。最も南部にある岩体は國分層群の凝灰岩を貫き道路際に露われ、幅約11mあり、その北東にも同様の岩体のみみだされる。入来鉾山の銀鍾坑内にも同様の岩体が露われ、幅は約9mに達する。

新鮮なものは灰白色を呈し緻密でその中に長石および石英斑晶が点在するが、一般に鉾化作用を受け白色あるいは暗青色の堅緻な岩石となり、また硫化鉄鉾が侵染していて個々の斑晶は見分け難い。鏡下では斑状組織が認められ斑晶は長石・石英および黒雲母からなる。長石は結晶外形をとどめているがほとんど2次鉾物に分解しており、石英は融食を受けた不定形で清透である。黒雲母は板状を呈し一部または全部が緑泥石化しあるいは脱色している。石基は隠微晶質である。

Ⅱ. 8 川内輝石安山岩 Ps

川内輝石安山岩、すなわち國分層群よりも新しい輝石安山岩は調査地域内に点在してみいだされる。すなわち調査地域北縁中央の上床山、その南の日笠山および冠岳などをつくり、また冠岳北西の大原野付近や地域西縁の平原野その北の猫岳などに分布しており、これらはほとんど熔岩からなる。國分層群と直接しているのは上床山熔岩だけであるが、明らかにその上に載っている。また日笠山熔岩や平原田熔岩は川内玄武岩類に覆われ、後者は小麦川角閃石安山岩に貫かれている。川内輝石安山岩はいずれも輝石安山岩なので地質図幅では岩体ごとに区別して示してないが、これらの外観はそれぞれ特徴があつて一様ではなく、野外で容易に識別することができる。また串木野輝石安山岩が受けているような熱水変質作用を全く受けておらずこぶる新鮮であつて、火山の原地形もかなり良く保存されている。川内輝石安山岩およびこれ以後の噴出物はいずれも陸上堆積物と思われる。



第5図 猫岳を西側から望む

上床山熔岩

これは串木野輝石安山岩および國分層群の上に載る。本岩の基底に厚さ数m程度の凝灰角礫岩が認められる場所があるが、岩体の大部各は熔岩で玉葱状風化を示す。堅く緻密な岩石で暗青色の石基の中

に長さ0.8～1.2mmの斜長石斑晶が顕著に散在していて、輝石斑晶は目立たないが長さは0.8mm以下である。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり磁鉄鉱を伴う。斜長石は清澄で結晶外形のはっきりした柱状を示し曹灰～亜灰長石に属し、しばしば結晶の中核から外方へ著しい反復累帯構造を示す。まれに汚濁し円味を帯びたものも見られるが、これは外来結晶と思われる。紫蘇輝石は長柱状で淡緑～淡褐色の多色性を示す。また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱からなる聚斑状集合が認められる。石基は毛氈状組織で析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石・粒状の鉄鉱などからなり、いずれも微細である。

日笠山熔岩

これは串木野輝石安山岩の上に載り川内玄武岩類によって覆われる。日笠山では岩石の露出はあまり良くないが、ほとんど熔岩からなるようで、熔岩は板状節理がよく発達する。堅く緻密な岩石で濃青色の石基中に長さ0.2～0.8mmの斜長石や長さ0.3～0.1mmの輝石のこまかい斑晶が比較的密に散在している。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり磁鉄鉱を伴い、石基に較べて斑晶の量は多い。斜長石は柱状で曹灰～亜灰長石に属し清澄のものは少なくガラスや輝石の細粒を包有するものが多い。また結晶の中核から外方へ反復累帯構造が著しい。紫蘇輝石は長柱状で淡緑～淡褐色の多色性を示す。普通輝石は柱状で淡緑色を呈し(100)双晶が見られる。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色である。なお斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱からなる聚斑状集合がかなり多くみいだされ、紫蘇輝石と普通輝石の平行連晶も認められる。石基は毛氈状組織で析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石・粒状の鉄鉱などからなり、いずれも微細である。

冠岳熔岩

これは串木野輝石安山岩の上に載り、ほとんど熔岩からなり板状節理がよく発達し堅く緻密である。灰青色の石基に長さ0.5～1.8mmの比較的大きい斜長石斑晶および長さ0.3～1.5mmの輝石斑晶がかなり密に散在している。

鏡下では斑状組織が認められ石基に較べ斑晶は多く、斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状で曹灰～亜灰長石に属し一般に清澄であるが時にガラスを多く包有しあるいは塵状包有物をもち累帯構造が著しい。紫蘇輝石は長柱状で淡緑～淡褐色の多色性が認められる。普通輝石は柱状で淡緑色を示し時に(100)双晶が見られる。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色である。また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱からなる聚斑状集合に富み、紫蘇輝石と普通輝石の平行連晶も認められる。石基は毛氈状ときにガラス基流晶質組織を示し析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石・粒状の鉄鉱などからなり、いずれも微細で時にガラスを伴う。

大原野熔岩

これは串木野輝石安山岩の上に載り、露出は良くないがほとんど熔岩からなる。堅く緻密な岩石で青黒色の石基の中に長さ0.5～1.5mmの斜長石および長さ0.4～1.5mmの輝石の斑晶が比較的密に散在している。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状で曹灰～亜灰長石に属し累帯構造は一般に著しくない。清澄のものは少なくガラスや輝石粒を含むことが多い。紫蘇輝石は長柱状で淡緑～淡褐色の多色性を示す。普通輝石は柱状で淡緑色を示す。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色である。なお斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱からなる聚斑状集合が多く認められる。石基はガラス基流晶質で析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石・粒状の鉄鉱などからなり淡褐色のガラスを伴う。

平原野熔岩

これは串木野輝石安山岩の上に載り、川内玄武岩類で覆われ小麦川角閃石安山岩に貫かれる。その分布は南北に狭長で、また東方に離れて248m高地をつくり、おそらく火口が数カ所あったと考えられる。ほとんど熔岩からなり、堅く緻密で板状節理がよく発達しており、暗青色の石基の中に長さ0.2～0.3mmの微小な斜長石斑晶が顕著に散在していて、輝石斑晶は肉眼ではあまり目立たないが長さは0.2～0.4mmである。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなり磁鉄鉱を伴う。斜長石は結晶外形のはっきりした柱状を示し曹灰～亜灰長石に属する。おおむね清澄であるが時に著しくガラスを包有する。紫蘇輝石は長柱状で淡緑～淡褐色の多色性を示す。普通輝石は柱状で淡緑色を示し、まれに磁鉄鉱の微粒で囲まれた橄欖石を包有することがある。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色を示す。また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および磁鉄鉱からなる聚斑状集合が多く認められる。なおオパサイト縁に囲まれた酸化角閃石がみいだされたが外来結晶と思われる。石基は毛氈状組織で析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石・粒状の鉄鉱などからなりいずれも微細である。

II. 9 小麦川角閃石安山岩

小麦川角閃石安山岩は調査地域の西縁付近にみいだされ、串木野および川内の両輝石安山岩からなる山峯の上に突出する2熔岩円頂丘と、西側山腹で串木野輝石安山岩を貫く岩脈としてみいだされる。これらの岩相および岩質は市比野角閃石安山岩と全く異なり、一般に新鮮であり、またしばしば巨大な斑晶角閃石がみいだされるなど容易に識別しうる。

熔岩円頂丘をつくる岩体 Hk

これは堅硬な岩石で山腹には巨大な転石が多数散点している。この岩石は灰青色の石基中に長さ0.3～1.2mmの斜長石と長さ0.5～2.5mmの角閃石の斑晶が比較的密に散在しており、石基の部分は容易に風化して白色化する。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・角閃石および紫蘇輝石からなり磁鉄鉱を伴うが、紫蘇輝石は角閃石に較べると少量、かつ小形である。斜長石は柱状で曹灰長石に属し一般に割目にそいガラス化が進んでおり、結晶の縁辺部には著しい累帯構造が認められる。角閃石はオパサイト化作用を受け結晶外形を保持したまま輝石や磁鉄鉱の微粒の集合に変わり、原鉱物は全く残っていない。紫蘇輝石は長柱状で淡緑色を呈し多色性は著しくない。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色を示す。石基は毛氈状組織で析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石・粒状の鉄鉱などからなる。

岩脈をつくる岩体 Hd

前記熔岩円頂丘が聳える山脈の西側山腹をつくる串木野輝石安山岩の中に幅約30mの破砕帯があり、この破砕帯の中にはN45~50° Wの走向でほぼ直立した多くの断層が走っている。この破砕帯の北に接して角閃石安山岩の岩脈があり道路にそい良く露出している。この岩脈の北端部は露出していないが幅は少なくとも約70mあり、岩体の南端では周縁相が見られ壁に垂直な節理が発達しているので前記破砕帯にそい進入したと考えられ、この岩脈中には断層は全くない。これは堅硬、かつ新鮮な岩石で灰青色の石基中に長さ0.3~1.2mmの斜長石と長さ0.5~3mmの角閃石の斑晶が比較的密に散在しており、この角閃石斑晶は時に大きく長さ20mmに達するものがあり、まれに親指大のものがある。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・角閃石および紫蘇輝石からなり磁鉄鉱を伴うが、紫蘇輝石は角閃石よりも少量、かつ小形である。斜長石は柱状で曹灰長石に属し一般に割目にそいガラス化が進んでおり結晶の縁辺部には著しい累帯構造が認められる。角閃石は長柱状で常にオパサイト縁に囲まれみだされ黄緑~濃緑色の多色性を示す。紫蘇輝石は長柱状で淡緑色を示し多色性は著しくない。磁鉄鉱は4角または不定形で黒色を示す。石基は毛氈状組織で析木状の斜長石・柱状の単斜および斜方輝石 γ 粒状の鉄鉱などからなる。

II. 10 川内玄武岩類

川内玄武岩類は國分層群や川内輝石安山岩の上に載り調査地域内に広く点在して分布する。これらは外観および鏡下の観察で多種多様であって4~5にまとめることはかなり難しいが、重要有色造岩鉱物の組合せその他から次の5つに大別し、そのおのおのについて代表的な岩石につき記載することにする。

橄欖石普通輝石玄武岩質安山岩

橄欖石玄武岩（斑晶斜長石を欠く）

橄欖石普通輝石玄武岩

普通輝石橄欖石玄武岩

橄欖石玄武岩（斑晶亜灰長石を含む）

これら諸種の熔岩の噴出順序については、同種の熔岩ならば必ずしも同時期ではないかも知れないが、市比野南東の八重山では下位から普通輝石橄欖石玄武岩→橄欖石普通輝石玄武岩→橄欖石玄武岩（斑晶斜長石を欠く）→橄欖石普通輝石玄武岩質安山岩の順であり、川内市街地の西では橄欖石玄武岩（斑晶亜灰長石を有する→普通輝石橄欖石玄武岩の順になっている。しかし火山地形から考えると、川内市街地の西の平ノ山やその西の174m高地などの頂部はかなり平坦で、他の諸岩体に較べ原地形がよく保存されている。

川内玄武岩類の化学分析値を第1表に示す。(1)~(6)は新分析値、(7)~(8)は種子田(1966)による。

橄欖石玄武岩熔岩（斑晶亜灰長石を含む） B

川内市街地の西から調査地域西縁までに広く分布する岩体は、市街地の対岸で基部に厚さ2~数mの火山砕屑岩が見られるほかはほとんど熔岩からなり、同種の岩体は川内川以北や御岳東方などにもみだされ、一般に緻密で堅く青黒色の石基中に長さ0.3~1.2mmの斜長石斑晶が散在しており、橄欖石は目立たないが長さ0.5~1mmである。

第1表 川内玄武岩類の化学成分

No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	48.60	48.59	52.13	54.29	49.72	50.55	48.40	48.54
TiO ₂	1.23	1.04	1.09	0.85	1.15	0.90	—	—
Al ₂ O ₃	19.70	18.01	17.53	16.88	17.65	16.34	20.46	19.85
Fe ₂ O ₃	3.56	3.80	3.09	3.00	2.50	4.53	4.13	4.38
FeO	6.84	6.43	5.83	4.83	6.53	4.27	5.63	4.80
MnO	0.19	0.18	0.18	0.16	0.17	0.17	0.28	0.35
MgO	5.85	6.71	6.22	6.10	8.11	9.07	6.49	7.08
CaO	10.15	11.70	8.82	9.18	9.67	9.22	12.06	12.28
Na ₂ O	2.34	2.00	2.60	2.82	2.80	2.41	1.70	1.26
K ₂ O	0.53	0.44	1.05	1.01	0.77	0.80	0.91	0.96
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.23	0.24	0.27	0.21	—	—
H ₂ O+	0.33	0.48	0.64	0.34	0.32	0.87	} 0.13	} 0.28
H ₂ O-	0.51	0.48	0.58	0.28	0.32	0.71		
Total	99.99	100.01	99.99	99.98	99.98	100.05	99.92	99.78

分析者 (1)~(6) 前田憲二郎 (地質調査所)

(7) および (8) 岡田 (幡磨耐火練瓦KK研究所)

岩石名および試料採取箇所

- (1) 橄欖石玄武岩 (斑晶亜灰長石を含む) (E B21), 川内市日笠山北西麓
- (2) 普通輝石橄欖石玄武岩 (E A22), 川内市山神段
- (3) 紫蘇輝石含有普通輝石橄欖石玄武岩 (E B11), 薩摩郡樋脇町高牧
- (4) 橄欖石普通輝石玄武岩 (E G42), 薩摩郡樋脇町中津原
- (5) 橄欖石玄武岩 (斑晶斜長石を欠く) (E G43), 薩摩郡樋脇町中津原
- (6) 橄欖石玄武岩 (斑晶斜長石を欠く) (E H16), 薩摩郡入来町山之口
- (7) 橄欖石玄武岩 (斑晶亜灰長石を含む), 川内市平山 (種子田, 1966)
- (8) 同 上 (同 上)

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石および橄欖石からなる。斜長石は柱状で亜灰長石に属しおおむね清澄で累帯構造は著しくない。橄欖石は短柱状で割目がよく発達し無色であるが、縁辺にそいイディングス石化がすすんでいる。石基は間粒状組織で析木状の斜長石・柱状または粒状の橄欖石および単斜輝石および粒状の磁鉄鉱などからなる。

日笠山周辺に分布する岩体は斑晶の形がやや小さくなる以外は、肉眼および鏡下の観察など上記とほぼ同じである。

普通輝石橄欖石玄武岩 Bo

川内市街地西の平ノ山・その西の174m高地および地域南縁に近い田重岳などをつくる岩体は基部にわずかの火山砕屑岩をもちほとんど熔岩からなる。いずれも全体が真黒色を示すこぶる堅く緻密で個々の斑晶は肉眼では認められない。玉葱状風化をする。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・橄欖石および普通輝石からなる。斜長石は長さ0.2~1.5mmで少量であり、橄欖石や普通輝石は0.2~0.4mmで小さく、また後者は前者に較べ少ない。斜長石は柱状で亜灰長石に属しおおむね清澄である。橄欖石は短柱状無色であるが縁辺や割目にそい緑

泥石化や蛇紋石化の変質がすすんでいる。普通輝石は柱状で淡緑色を示す。石基は填間状組織であって析木状の斜長石・柱状または粒状の橄欖石・単斜輝石および粒状の磁鉄鉱などからなり少量の褐色ガラスを伴う。

川内市街地南の巢山および尾賀・調査地域南縁の阿母・北縁の岩下などに分布する諸岩体は上記の岩体よりもやや粗粒で長さ0.2~1.0mmの斜長石および長さ0.5~1.2mmの有色鉱物の斑晶がやや密に散在しているが、鏡下の観察は上記と著しい差はない。

橄欖石普通輝石玄武岩熔岩 Ba

これは市比野南東の中津原付近に分布し、火山砕屑岩をほとんど伴わない。この熔岩は黒色の石基中に長さ0.2~1.2mmの斜長石斑晶が散在しており有色鉱物斑晶は肉眼では著しくない。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・普通輝石および橄欖石からなり、普通輝石に比べ橄欖石は少なく、前者は長さ0.3~1.0mm後者は長さ0.3~0.5mmである。斜長石は柱状自形で亜灰長石に属しおおむね清澄で累帯構造は一般に著しくない。普通輝石は柱状で淡緑色を示し時に(100)双晶を示す。橄欖石は短柱状であるが輝石粒で取り囲まれ割目がよく発達し無色であるがしばしば緑泥石その他の2次鉱物に置換されている。なお斜長石・橄欖石・磁鉄鉱からなる聚斑状集合が認められる。石基は填間状組織で析木状の斜長石・柱状の単斜輝石および粒状の鉄鉱などからなり褐色のガラスを伴う。

橄欖石玄武岩（斑晶斜長石を欠く） Bh

これは調査地域南東部の中山付近および地域南縁の八重山に分布し、八重山では橄欖石普通輝石玄武岩質安山岩の下位にある。熔岩からなり新鮮なものは全体が真黒色を呈し緻密ですこぶる堅く長さ0.5~1.2mmの橄欖石斑晶が点在しており、風化作用を受けると褐色を帯びるようになる。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は橄欖石だけであって、斜長石は斑晶としてはみだされない。橄欖石は短柱状で割目がよく発達し無色であるが縁辺にそいしばしばイデイングス石化しており、しばしば尖晶石の微粒を包有している。石基は填間状組織で析木状の斜長石・短柱状の橄欖石・柱状の単斜輝石および鉄鉱などからなり、褐色のガラスを伴うが、鉄鉱には形状から考えチタン鉄鉱と思われるものが少なくない。

橄欖石普通輝石玄武岩質安山岩 Ab

これは調査地域南縁にある八重山の頂部を構成し熔岩からなる。黒色緻密な堅い岩石で長さ0.1~0.2mmの微細な斜長石斑晶が比較的密に散在しており、有色鉱物斑晶は肉眼では明らかではないが長さ2~3mmである。

鏡下では斑状組織が認められ斑晶は斜長石・普通輝石および橄欖石からなり、普通輝石は橄欖石よりもはるかに多量である。斜長石は柱状で曹灰~亜灰長石に属し一般に内核は汚濁し、かつ著しい反復累帯構造を示すが縁辺部は清澄である。普通輝石は柱状で淡緑色を呈し(100)双晶を示す。橄欖石は短柱状で縁辺が単斜輝石粒で取り囲まれていることが多く割目が発達しており、縁辺や割目にそいイデイングス石化がすすみ褐色を呈する。ほかに斜長石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱などからなる聚斑状集合が認められる。石基はガラス基流品質で析木状の斜長石・柱状の単斜斜方輝石および粒状の鉄鉱などからなり淡褐色のガラスを伴う。

II. 11 始良火山噴出物（シラス・灰石）

始良火山は鹿児島湾奥に位置する巨大なカルデラと南九州一帯を広く覆って分布する莫大な量の噴出物とによって有名であるが、この調査地域内に分布する同火山噴出物は蒲生軽石流と入戸軽石流の両者である。東隣の加治木図幅地域内では、始良火山噴出物として下位から新川・岩戸・蒲生および入戸の4枚の軽石流が重なっているが、上位の2枚だけがこの調査地域内にも延びてきているわけである。蒲生および入戸の両軽石流は特徴ある岩相および上下関係により、野外において容易に区別することができる。

II. 11. 1 蒲生軽石流 Wp

これは入来川および市比野川にそった次の12カ所に小規模に点在して分布する。すなわち調査地域南東部の前川内付近の道路際、その下流の山下部の橋のたもと、さらに下流の入来部落付近、市比野温泉南西の上手近くの道路際、同温泉から北へ塔ノ原を経て杉馬場に至る間の川ぞいの8カ所である。加治木図幅地域内では、蒲生軽石流は常に岩戸・入戸両軽石流の間に挟まれてみいだされ、かつ谷間にそって流出した細長い岩体が侵食作用のため分断されていた形態を示す。すなわち入戸軽石流の流出以前に侵食間隙があったと考えられる。この調査地域内では前川内付近に分布する岩体が國分層群の上に載っている以外にはその下位の岩石は不明であるが、どの岩体も削剥面の上は入戸軽石流によって覆われている。これらの岩体はたいていの場合、沖積平野面から高さ数m以下の低い場所にしか分布していないので、おそらく当時の谷間を帯のように細長く延び入戸軽石流に覆われる前には分断されていたと思われる。

蒲生軽石流は一般に特徴ある真黒色の外観から野外において容易に判別することができるが、この地域内に分布するものは概ね弱熔結であって風化を受け易く、軟弱で色も淡くなっていることが多い。しかし前川内付近や塔ノ原東の城内付近に分布するものは中熔結でかなり硬く、全体が真黒色を呈し個々の斑晶は認め難く、斜長石および輝石の斑晶は長さ0.3~0.8 mmである。

鏡下では斑状構造がみられ斑状鉱物は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石からなるが、輝石のうち普通輝石は少なく、ほかに鉄鉱を伴う。斜長石はおおむね曹灰長石に属し、結晶外形のはっきりした柱状または破片状を呈し、清澄で包有物は少なく累帯構造は一般に著しくない。紫蘇輝石は長柱状を呈し淡緑~淡褐色の多色性がみられる。普通輝石は柱状で淡緑色を示し(100)双晶がみられる。ほかにまれに角閃石や黒雲母の小さな結晶が見られるが、これらは外来結晶と思われる。鉄鉱は4角または不定形の黒色を呈する。基質のほとんど大部分はガラス細片の集積からなるが、各細片は淡褐色でほぼ1方向に伸長し撓曲もつれ合った帯状を呈し、それらの間を半透明で褐色のガラスがうずめている。また扁平化した軽石もしばしば認められ、また安山岩その他の微小な外来岩片に富んでいる。

II. 11. 2 入戸^{いと}軽石流

入戸軽石流は始良火山からカルデラ形成の直前に大量に噴出したもので、鹿児島県中・北部の広い面積を覆い分布し、一部は宮崎・熊本両県下にも及んでいる。この調査地域内では当時の山間の低地をほぼ平坦にうずめたが、現在では侵食作用のため多くの台地に分断されている。地形の項で述べたよう

に、所々に原地形を示す平坦面が残っていて、東部ほど高く、西進するほど低くなっている。岩体のほとんど大部分は非熔結で軽石凝灰角礫岩からなり俗にシラスと呼ばれ、沖積平野に臨み、比高10~100mの急崖を連ねいわゆるシラス台地をつくっていて、所により深い雨裂が刻みこまれている。この岩体の熔結部、すなわち熔結凝灰岩の部分は、火山活動の中心に近かった鹿児島島奥付近ではよく発達し、河岸に突兀とした断崖を連ねて露出し、俗に灰石と呼ばれているが、この地域内ではあまり顕著ではなく、地域南東隅の長野付近で見られるだけで、ここでは中熔結で石材として採掘されている。市比野北の金具付近や川内市街地南の田重岳付近で、岩体の基底にわずかに熔結部が認められるが、著しいものではなく、かつ弱熔結である。

なお入戸軽石流の中にまれに炭質物が含まれている。川内市街地北の可愛山陵^{えな}のある丘と国道に挟まれた付近では、時に人頭大程度の樹幹がみいだされるが、著しく風化し軟質になっている。田重岳西の年首付近および市比野温泉南の宇都付近で得られた資料について、¹⁴C法による絶対年代が測定されているが、甚だしくかけ離れた値が出ている。

産地 測定値

入戸軽石流 (牛首) 23,400±800年(一色ほか, 1965)

入戸軽石流 (宇都) 16,350±350年(荒牧, 1965)

なお川内市街地周辺に、他にも炭質物がみいだされる場所がある。

熔結凝灰岩(灰石) W

これは塊状緻密で時に柱状節理を示し、灰褐色の石基中に長さ0.3~1.8mmの斜長石、および長さ0.3~1.2mmの有色鉱物の斑状鉱物が散在しており、後記の軽石凝灰角礫岩(シラス)とは漸移する。

鏡下では斑状組織が見られ、斑状鉱物は斜長石・石英・角閃石・紫蘇輝石および普通輝石からなり、有色鉱物のうちでは角閃石が最も多く半分以上を占め普通輝石が最も少なく、ほかに磁鉄鉱を伴う。斜長石は柱状または破片状を呈するが、一般に円味を帯び中性長石に属し、おおむね清澄で包有物は少なく、しばしば著しい反復累帯構造を示す。石英は清澄で融食されて円くなり、時に破片状を呈し割目が発達している。角閃石は長柱状で淡緑~淡褐緑色の多色性を示しオパサイト化は受けていない。紫蘇輝石は長柱状で淡緑~淡褐色の多色性を示す。普通輝石は柱状で淡緑色を呈する。磁鉄鉱は4角または不定形の黒色である。基質は主としてガラス細片の集積からなり、各細片は無色透明で撓曲した三角形・三日月形・帯状などを示し、これらのは塵状物質に富む淡褐色ガラスでうずめられている。またしばしば軽石片が認められるが、この軽石は淡褐色を呈し扁平化しており、また安山岩の外來岩片に富んでいる。

軽石凝灰角礫岩(シラス) S

これは拳大以下で分級の悪い円くなった軽石塊が軽石破砕片とともに凝結したもので、全体が灰白色を呈し粗鬆で、ときに鶏卵大以下の安山岩岩塊や火山礫を含むことがある。

II. 12 軽石質砂礫層(二次シラス) N

これは川内市街地付近の川内川沿岸に分布し、常に入戸軽石流の上に不整合に載っており、分布の広い部分だけを地質図上に示したが、ほかにも小規模の分布は諸河川の沿岸に見られる。これは河川の侵食および運搬作用によって入戸軽石流の表面が削剝され移動して再堆積したもので、通常著しい層理を

示し軽石質碎屑物が粒度に従いよく分級されており、また時に異質円礫を含み、俗に二次シラスと呼ばれている。



第6図 二次シラス（川内市平佐町）崖の上半部が二次シラスで成層しており、下半部はシラス。

II. 13 ロームおよび火山灰層

地質図幅にはとくに彩色し区別してないが、褐色ロームおよび暗灰色火山灰層が沖積層を除く全山地を覆って載り、前者の厚さは30～50cm、後者のそれは20～30cmあり、これらの厚さはシラス台地の上で測ることができ、調査地域内では東方ほど厚い傾向がある。

II. 14 沖積層 a

諸河川の流域や湖岸に分布し礫・砂・泥からなる。蘭傘田湖岸には泥炭形成途中の湿原植物の遺体があり、天然記念物に指定されている。

III. 応用地質

III. 1 概 説

調査地域内には金属鉱床として串木野鉱山および荒川鉱山の著名な2金銀鉱床があり、ほかに入来鉱山はテルル金銀鉱床として知られていたが、調査当時は同鉱床の稼行を休止しカオリンを主とする粘土を採掘していた。なお各種の輝石安山岩および熔結凝灰岩は採掘および運搬の便利な場所では石材として採取されており、また温泉には市比野・入来および蘭傘田の各温泉があり、いずれもアルカリ性単純泉である。

薩摩半島南端から薩北の大口付近にかけて浅成型金銀鉱床が多い。中でも串木野から山ガ野（北東隣の栗野図幅地域内）にかけて、鉱床の性質は鉱山ごとにやや異なっているが、串木野・荒川・入来・

八重山・山田・大良・漆・王の山・山ガ野などの著名鉱山が集まっている。これら鉱山の鉱床生成期について定説は立てられていないが、山ガ野鉱山では永野層（國分層群相当層?），入来鉱山では國分層群とこれを貫く流紋岩岩脈中に鉱床を胚胎する事実は興味がある。

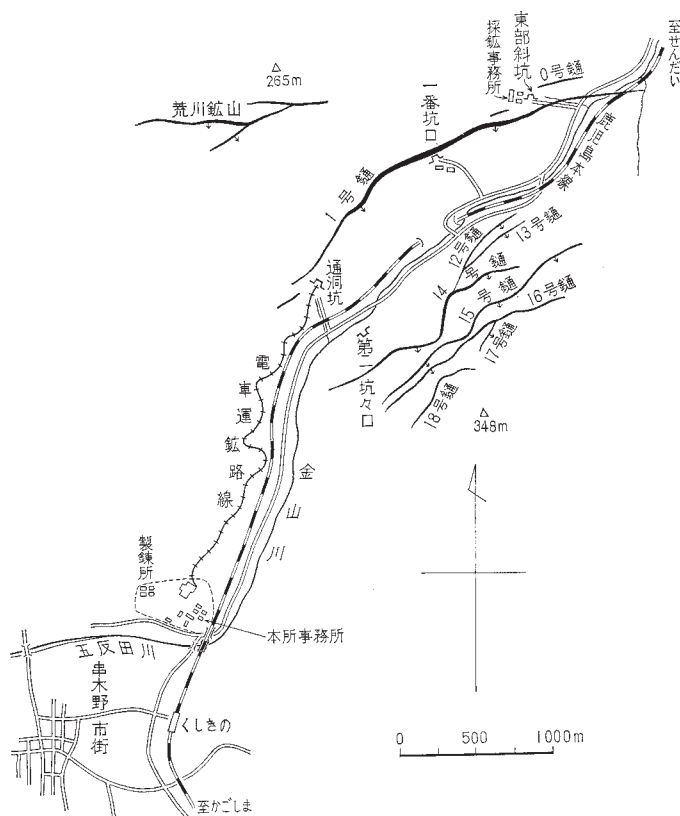
III.2 串木野鉱山（金銀鉱）

位置交通

この鉱山は鹿児島県串木野市下名にある。鹿児島本線串木野駅の北500mのところには鉱山事務所および製錬所があり，さらにその北3kmで串木野市から川内市に通じる国道の西側に採鉱事務所を置き，鉱石は通洞口から製錬所まで電車で運搬し，交通至便である。

沿革

この鉱山の鉱体の発見は万治年間（1658～1660）といわれているが，その後は成績は振わなかった。明治39年園田ほか数名の所有であった10鉱区を三井鉱山株式会社が買収し，大正3年150t/d処理の製錬所を建設し，その後に拡張して昭和14年には1,300t/d処理ができるようになった。昭和16年の休山までの採掘量は380万t，産金量27.2tに達し，全盛期の昭和16年には本邦屈指の大金山になったが，昭和18年に金鉱業整備令のため休山した。同24年再開，同25年220t/d処理の全泥青化製錬所



第7図 串木野鉱山鉱脈図

を建設した。昭和26年には400t/d、同28年には550t/d処理操業を始めた。昭和39年4月に三井串木野鉍山株式会社として三井金属鉍業株式会社から分離独立し現在に及んでいる。昭和41年下期の粗鉍量は90,610t (An6.1g/t, Ag58g/t)であった。従業員は直轄約500名のほか請負組夫100数10名である。

地質

鉍山付近一帯は串木野輝石安山岩の熔岩および火山砕屑岩互層からなる。

鉍床

この鉍山の鉍床は輝石安山岩中の裂カを充填した浅熱水性の含金銀石英方解石脈で19条あり、北から順に0, 1, 2, 3……18号ヒと命名され、多くはNEまたはEWに近い走向をもちSEまたはSに傾斜している。(第7図)

鉍脈名	走 向	傾 斜	延 長 (m)	深 さ (m)	脈 幅 (m)
0号ヒ	N65°E	50~60°SE	170	30	0.5~2.0
1 // //	N50~70°E	30~70°SE	2,500	400	3.0~50.0
2 // //	N80°W~N75°E	54°S	50	L ₆ 準	0.1~1.0
3 // //	N50°E	58°SE	15	L ₆ 準	0.9~1.0
4 // //	EW	60°S	150	L ₄ ・L ₆ 準	0.5~1.7
5 // //	N80°E	60°S	10	L ₆ 準	0.2~0.8
6 // //	N70°E~N80°W	30°S	120	L ₆ 準	0.1~1.7
7 // //	N50°E~N80°W	50°S	370	130	0.3~4.4
8 // //	N80°W	70°S	350	L ₆ 準	0.5~3.3
9 // //	N80°W	65°S	50	L ₆ 準	0.3~0.8
10 // //	N70°W	57°S	—	L ₆ 準	0.2
11 // //	N30~70°E	60°S	80	30	0.03~1.0
12 // //	N30~70°E	40~65°S	870	130	0.3~3.3
13 // //	N40~50°E	55°S	400	L ₂ ~L ₃ 準	0.3~1.3
14 // //	N15~50°E	45~60°S	1,900	170	0.3~3.3
15 // //	N50~70°E	45~60°S	1,500	240	0.3~2.1
16 // //	N70~80°E	65~72°S	1,200	220	0.3~5.6
17 // //	N35°E	30°SE	150	L ₁ 準	0.3~2.1
18 // //	N60°W	70°SW	230	50	0.3~10.0

これらのうち最も主要なのは1号ヒで、串木野鉍脈群の主脈としてL₆準まで垂直450mにわたり開発され、鉍脈の中央部では最大脈幅50mに達する、0号ヒは1号ヒの下盤に戦後発見されたもので、両端は1号ヒに合致する。2~10号ヒはL₆準で1号ヒから上盤側に入れた立入坑道で捕捉された鉍脈群で、大部分は採掘済みである。11~18号ヒはかつて^{せり}芹カ野鉍山と呼ばれ採掘されていたもので、12・14・15・16の各ヒは優勢で1号ヒに劣らない規模と鉍石を有するものもあるが露頭から次第に開発されてL₆準まで採掘され、その下部は品位が低下している。母岩の変質作用はあまり顕著ではなく、鉍脈に接する付近で珪化・炭酸塩化・緑泥石化・粘土化がみられる。脈石には石英が最も多く、半透明の結晶質石英と乳白色石英とに大別でき、前者にはほとんど金を伴わない。ほかに方解石が見られ、顕微鏡下では氷長石が認められる。鉍石鉍物としては黄鉄鉍・黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍・白鉄鉍・四面銅

鉍・輝銀鉍・濃紅銀鉍・脆銀鉍・自然金などを産するがいずれも微粒子として含まれ、一般に肉眼では個々の鉍物はほとんど識別できない。鉍石は脈石の種類によって多少異なるが、灰白色緻密堅硬な石英に自然金をはじめ金属鉍物の大半が集中して採掘の対象となるが、大量の方解石が鉍脈中に脈状をなしているときにはすべての金属鉍物に乏しく自然金も含まれていない。乳白色石英は一般に氷長石を伴うことが多く、細かい縞による皮殻状構造が発達し、縞には白～暗灰～黒色に至る種々の濃淡のものがあり、標式的な銀黒式金鉍石を形成する。

この鉍山の裂力系にはN50° E・N70～80° E・N80° WおよびN40～60° Wの4系が認められ、とくに前2者は他に較べ頻度および強度が大きい。これらの裂力は鉍脈の構造や富鉍体の生成などに重要な成因的關係をもっている。またこれらの鉍脈は形成後にN40～50° Wの断層によって転位している。

III. 3 荒川鉍山（金銀鉍）

位置交通

この鉍山は串木野市荒川にあって、串木野鉍山の西に隣接する。鹿児島本線^{こぼんちゅうせん}木場茶屋駅から山元まで12kmの間をトラックが通じ、交通は比較的便利である。

沿革

この鉍山の発見は明治年間といわれ、薩摩郡官ノ城出身の家村某が採掘および自家製錬を行っていたのを、大正2年に久原鉍業株式会社が継承し数年で休山した。次いで日本鉍業株式会社に移り昭和7年採掘を開始し、同15年から本格的採掘に入ったが、戦争の混乱、坑内の水没などで操業中止のところ、同21年から復旧作業をはじめ、同25年に全泥浮遊選鉍場を竣工した。同30年ふたたび休山に入ったが、それまでAu5.5g/t、Ag35g/tの粗鉍を採掘し、粗鉍の平均品位はAu5～6g/t、Agはこれの約4倍あり、2,500t/Mを浮選処理して精鉍とし佐賀閩製錬所に送っていた。昭和40年3月に三井串木野鉍山株式会社と合同資源産業株式会社とが日本鉍業株式会社から共同で租鉍し稼業に着手した。三井串木野鉍山通洞口に事務所を置き、同鉍山西部の新斜坑6番坑坑底から北西向通洞約850mで本鉍山の主要採掘場に達する。なお採掘した鉍石はすべて三井串木野鉍山に売鉍しており、昭和41年下期の粗鉍量5,096t (Au8.5g/t、Ag58g/t)である。従業員は職員2名・鉍員3名のほか請負組夫10数名である。

地質

串木野鉍山と同様で串木野輝石安山岩の熔岩および火山砕屑岩の互層からなる。

鉍床

輝石安山岩中の裂力を充填した含金銀石英方解石脈で、本坑・二坑・新坑・深田・^{やすき}安喜の各鉍体に分かれており、そのうち主な鉍脈の状況は次の通りである。

鉍脈	走向	傾斜	延長 (m)	深さ (m)	脈幅 (m)	品位
本坑1号ヒ	N80° E	60° S	400	220	1.0	Au 2.0g/t
本坑2号ヒ	N90° E	50～80° S	600	220	4.0	7.0
二坑2号ヒ	N75° E	50° S	200	100	6.0	2.0
新坑ヒ	N50° E	45° S	—	—	1.5	—

従来主として稼行されたのは本坑鉱体で、1号・2号・3号の3ヒからなり、1号・2号の両ヒは草良の谷の北岸に露出するが、3号ヒは地表には現われていない。専ら採掘の対象となっているのは2号ヒであるが、ほぼ中央部に屈曲し東部はN85° E、西部はN70° Wに走る2つの裂力系からなり、両系の交る屈曲部が180mレベルでは脈幅10m余に達し富鉱帯を形成する。以上の鉱脈は石英および方解石を主とし、脈石としてその他に微量の濁沸石を伴い、鉱石鉱物として肉眼で認められるのは黄鉄鉱だけであるが、顕微鏡下では黄銅鉱・針銀鉱・自然金・テルル金銀鉱・針状テルル鉱が識別される。自然金は多くは70 μ 内外の粒として石英の間を満たし、まれに輝銀鉱に随伴する。その結果金に対して4~16倍の銀を含むが、方解石が多いため明瞭な銀黒式鉱石は認められない。

III.4 入来^{いりき}鉱山（テルル金銀鉱）

位置交通

この鉱山は鹿児島県薩摩郡入来町副田にあり、宮ノ城線入来駅の南東約1kmに位置し山元までの交通は便利である。

沿革

この鉱山の山下ヒは大正6年に山下某がはじめて発見し、その後付近を採鉱したところ多くの鉱体を見つけた。同10年に池田某が買収し稼行したが、不振のため2、3年で放棄した。その後昭和3年に稲崎某が再び採掘許可を得て稼行し銀ヒを発見した。同8年山岡千太郎が譲り受け銀ヒおよび山下ヒを採掘し、その鉱石を佐賀製錬所に売鉱した。その後、昭和13~15年に坑内から温泉が湧出し、また鉱体に伴い粘土の産出が多くなり、採掘に困難を生じたため休山に入り、現在に及んでいる。

地質

鉱山付近は主として蘭傘田火山を構成する角閃石安山岩からなり、一部ではその上を國分層群によって覆われ、さらにこれらの岩石は流紋岩々脈によって貫かれている。以上の岩石は入戸軽石流により覆われている。

鉱床

文献によると、鉱体は角閃石安山岩・國分層群および流紋岩岩脈中に胚胎する。これまで主として採掘された山下ヒは國分層群（凝灰岩・凝灰質頁岩互層）中の裂力を充填した浅熱水性含金銀石英脈で、おおむね東西に走り北へ約80° 傾斜する6本の平行脈からなり、南から順に1~6号脈と呼ばれた。このうち1号・2号および4号を主要脈とし、3号は2号から、5号は1号から分岐した支脈であり、6号は2号の西方延長上にある。これらの鉱脈はいずれも脈幅3~30cmにすぎず、主として白色結晶質石英と膠状または玉髓質石英からなり、きわめてわずかに微粒の黄鉄鉱・硫砒鉄鉱を伴い、両盤の母岩は白色の粘土に変化している。金銀は硫化物の縞状または不規則に鉱染する部分に高く、平均6g/tのAuとこの5倍のAgを有し、上鉱ではAu14g/t・Ag65g/t内外であった。銀ヒは山下ヒの北東に位置し、流紋岩岩脈中に径1.5~4m、上下45mのパイプ状をなし、白色テルル銅鉱・四面銅鉱・ルソン銅鉱・黄銅鉱・輝銀鉱・硫砒鉄鉱・黄鉄鉱・白鉄鉱・黄錫鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱など各種鉱物の集合からなる特殊な輪鉱・塊鉱および角礫状鉱石を産した。

Ⅲ.5 入来 鉍 山 (粘土)

位置交通

この鉍山は前記の入来鉍山（金銀鉍）と全く同位置にあり，山元まで大型トラックを通じうる。

地質鉍床

この鉍山の粘土鉍床は前記の金銀鉍床と成因的に密接な関係があり，金銀鉍床の母岩をなす国分層群が鉍化作用の際に変質を受け粘土化したもので，これを入来町の川田幸一が露天掘で採掘している。このような粘土帯は東西500m南北450mの範囲内に，ほぼ平行した6本の石英脈にそい帯状に見られ，いずれも中心部にカオリナイト，そのうち特に強く変質した部分にディッカイトを生じ，これらの外側および弱変質の部分ではモンモリロナイトに移化する。ほかに局部的にメタハロイサイトおよび加水ハロイサイトを生じているが，アルナイトはほとんど認められない。この粘土鉍床の主体鉍物はカオリナイトで，粒径は0.2～0.5 μ のものを主とし，結晶形は六角板状で結晶度はきわめて良く，一般に軟質であるが石英脈の周辺では堅緻になっている部分がある。原鉍の耐火度はSK34～36で焼成着色が少ないなどの特徴を有する。

Ⅲ. 6 石 材

各種の輝石安山岩・玄武岩および熔結凝灰岩は石材として採取され，産地付近で土台石・石垣石およびバラスなどに用いられており，いずれも手工具を用いて採掘している。主な産地を次に挙げる。

輝石安山岩

樋脇峠南西の129m高地東麓の道路際で串木野輝石安山岩熔岩を採取し，主としてバラスに用いられる。従業員は数名内外。

熔結凝灰岩

調査地域南東隅の長野付近で入戸軽石流の熔結凝灰岩を採取し，主として土台石・石垣石に用いられ



第8図 熔結凝灰岩の石材採取（碓山）

る。従業員は数名内外。川内市街地北東方の碓山^{いかり}では川内熔結凝灰岩を採取し、従業員数は一定しないが最盛時には10数名に達する。川内市街地对岸の平ノ山北麓でも川内熔結凝灰岩を採取し、従業員は数名程度。いずれも土台石・石垣石・バラスなどに用いられる。

Ⅲ. 7 温 泉

調査地域内に次の3温泉がある。

副田温泉

蘭牟田火山の北西麓にあり、アルカリ性単純泉で、泉温は45～47℃あり、内湯旅館および大衆浴場が計9軒ある。

市比野温泉

調査地域ほぼ中央の市比野川ぞいにあり、アルカリ性単純泉で、泉温は約45℃あり、旅館8軒ある。

蘭牟田温泉

蘭牟田火山南東麓^{さざらし}の砂石にあり、アルカリ性単純泉で、泉温は47～56℃あり、旅館2軒ある。

文 献

- 荒牧重雄 (1965): 始良カルデラ入戸火砕流の¹⁴C年代, 地球科学, No. 80, p. 38
- FUKUYAMA, K. (1954): Geology and Ore Deposit of the Arakawa Mine, Kagoshima Prefecture., *Kumamoto Jour., Sci., ser. B*, no. 4, p. 19 ~ 91
- 伊原敬之助 (1931): 7万5千分の1伊集院図幅および同説明書
- 一色直記ほか3名 (1965): 放射性炭素による¹⁴C年代測定, 地質ニュース, no. 133, p. 20 ~ 27
- 鹿児島県庁 (1960): 鹿児島県下の地下資源, p. 67 ~ 73
- 鹿児島県庁 (1967): 鹿児島県の地質, p. 1 ~ 52
- 鹿児島県地学会 (1966): かごしまの自然, p. 67 ~ 72
- 木下亀城・金鍾遠 (1938): 本邦におけるポトシ型錫鉱床, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 20, no. 6, p. 268 ~ 281
- 木下亀城 (1952): 串木野鉱山, 地質巡検案内書, p. 1 ~ 15, 九大地質教室
- 木下亀城 (1961): 日本地方鉱床誌“九州地方”, p. 185 ~ 192, 朝倉書店
- 桑原 寛 (1951): 琉球火山帯の火山活動史, 鉱物と地質, no. 19・20, p. 6 ~ 8
- 松本達郎・野田光雄・官久三千年 (1964): 日本地方地質誌“九州地方”, p. 1 ~ 423, 朝倉書店
- 松任谷滋 (1967): 串木野鉱山の鉱脈構造について, 鉱山地質, vol. 17, no. 82・83, p. 71 ~ 82
- 野元堅一郎 (1967): 入来カオリンについて, セラミックス, vol. 2, no. 12, p. 40 ~ 44
- 太田良平 (1967): 加治木地域の地質, p. 1 ~ 13, 地質調査所
- 塩原幹治 (1952): 串木野鉱山の地質鉱床こ就いて, 九州鉱山学会誌, vol. 20, no. 2, p. 57 ~ 62
- 塩原幹治 (1956): 串木野鉱山, 鉱床学の進歩, p. 474 ~ 477, 富山房
- 塩原幹治・吉川恵章 (1958): 串木野鉱山の地質鉱床とくに裂罅系について, 鉱山地質, vol. 8, no. 27, p. 1 ~ 11
- 武田達也・祐下 実 (1960): 串木野鉱山における富鉱部の雁行構造について, 九州鉱山学会誌, vol. 28, no. 7, p. 26 ~ 29

種子田定勝ほか2名 (1957): Geological and Petrological Studies of the “Shirasu” in South Kyushu, Japan, Part III., *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D.* vol. 6, no.2, p.107 ~ 127

種子田定勝 (1966): マグマの生成・固結における蒸気圧の重要性, 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 56, no. 1, p. 1 ~ 20

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kagoshima (15) No.80

GEOLOGY
OF THE
SENDAI DISTRICT

By

Ryohei OTA

(Written in 1969)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area mainly consists of various kinds of volcanic rocks of Neogene to Pleistocene with a few sedimentary rocks of Pleistocene and Recent. The rocks in the area are summarized as follows from the oldest one toward younger. The oldest rock is Tenguhana hornblende andesite. Kushikino pyroxene andesite, composed of alternation of lava and pyroclastic rock, extensively distributes over the area and it was suffered from hydrothermal alteration, though uneven in its grade depending on locality, gold and silver ore deposits being found in it. Among them Kushikino and Arakawa Mines are most famous. This andesite is of Miocene, because fossils indicating that epoch were found in the pyroclastic rock of Arakawa Mine. Ichihino hornblende andesite occurred as independent lava domes or their aggregates. Imuta Volcano is composed of hornblende andesite lava domes and their underlying pyroclastic rocks, having a depression caldera lake on the top. Ichihino hornblende andesite was suffered from the hydrothermal alteration as well. Sendai welded tuff is rough, fragile and weakly to

moderately welded in its lithological character, being supposed to be one of welded tuffs probably of Neogene found separately throughout Southern Kyushu.

Kokubu formation of the earliest Pleistocene is not always extensive in its distribution, being composed of alternation of tuffaceous sandstone and tuffaceous shale and thick layer of tuff. The above-mentioned alternation is safely considered to be correlated to the middle member of Kokubu formation in its type locality and the thick layer the upper member. Rhyolite dykes are found in Ichihiro hornblende andesite and Kokubu formation at the west foot of Imuta Volcano. The gold and silver ore deposit of Iriki Mine was formed in Rhyolite and Kokubu formation and the clay ore deposit of the mine is the one altered from tuffaceous rock of Kokubu formation. Sendai pyroxene andesite is comparatively fresh, being free from the hydrothermal alteration, and its original topography is well preserved. Komugigawa hornblende andesite occurred as lava domes and as dyke. Sendai basalts can be divided into five types as shown in the legend, some of them showing typical topography of lava plateau.

Aira Volcano is famous for a huge caldera and tremendous amounts of effusive products. Its activity happened in the fourth ice age of Pleistocene. Ito pumice flow, believed to have extensively flowed out just before the formation of the caldera, is mainly composed of pumice tuff-breccia, popularly-called "Shirasu", with a small amount of welded tuff at the base. Kamo pumice flow can be seen along rivers under Ito pumice flow, being black and fragile in lithological character. Pumice sand and gravel bed is a secondary sediment, being composed of fragments of the "Shirasu". And there is Alluvium along rivers.

ECONOMIC GEOLOGY

Kushikino Mine in the southwestern part of the area is one of the biggest gold and silver ore mines in Japan, being composed of nineteen ore veins in parallel in Kushikino pyroxene andesite. Arakawa Mine of the same type was once worked on a large scale, but at present it is not as it used to be. Iriki Mine was famous for the production of gold, silver and tellurium ores, but it is now working clay ore deposit which is closely related to the metal ore deposit from the genetical point of view.

Pyroxene andesite and welded tuff are quarried for building stone here and there. And also there are three hot springs in the area.

昭和 46 年 8 月 9 日 印刷

昭和 46 年 8 月 14 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷工業株式会社
東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 1971, Geological Survey of Japan