

保存用

貸し出し用

土地分類基本調査

表層地質調査

鹿屋

5万分の1

国土調査

経済企画庁

鹿児島県

国土調査課

1964

土地分類基本調査簿（国土調査）認証第 33 号

表層地質説明書

鹿 屋

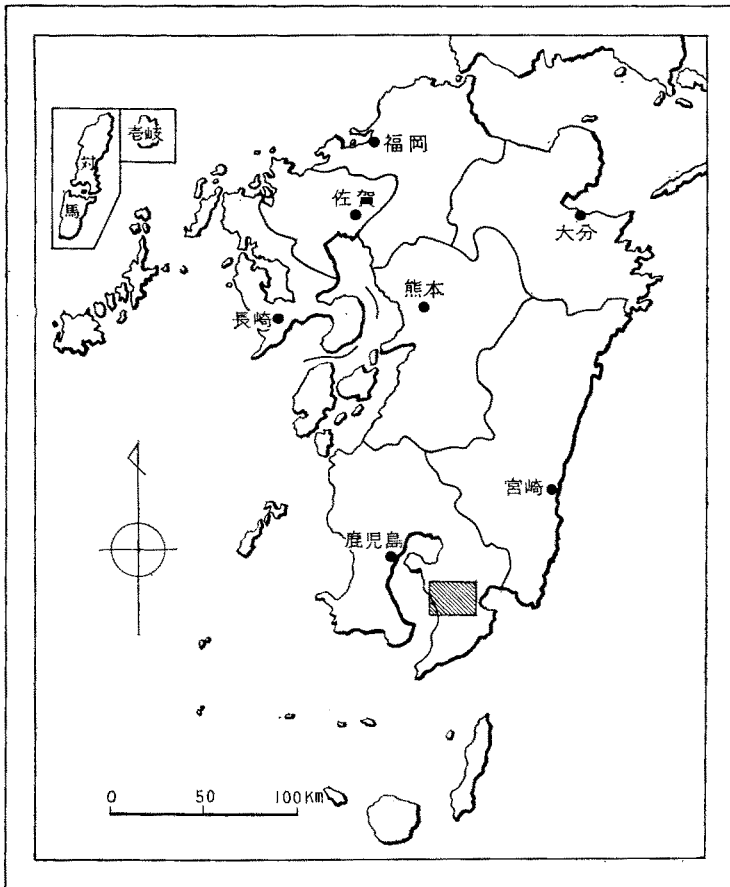
5 万 分 の 1

国 土 調 査

経 済 企 画 庁

1 9 6 4

位置図



目 次

I. 位置および交通	1
II. 地形および気象概説	2
II. 1. 地 形	2
II. 2. 気 象	6
III. 地質概説	9
IV. 地質各論	10
IV. 1. 未固結堆積物	13
IV. 1. 1. 砂および粘土	13
IV. 1. 2. 礫	13
IV. 1. 3. 崖錐堆積物	13
IV. 1. 4. 桜島火山降下軽石層（ボラ）	13
IV. 2. 半固結堆積物	13
IV. 2. 1. 上部黒色火山灰層（クロボク）	13
IV. 2. 2. 下部黒色火山灰層（クロニガ）	14
IV. 2. 3. 未区分ローム層	14
IV. 2. 4. 上部ローム層	14
IV. 2. 5. 中部ローム層	15
IV. 2. 6. 下部ローム層	16
IV. 2. 7. 軽石質砂礫層（二次シラス）	16
IV. 2. 8. 軽石凝灰角礫岩層（シラス）	16
IV. 2. 9. 開聞火山降下軽石層	18
IV. 2. 10. 始良火山降下軽石層（バラス）	19
IV. 2. 11. 旧期ローム層	20
IV. 2. 12. 砂 礫 層	21
IV. 2. 13. 粘 土 層	21
IV. 3. 固結堆積物	22

IV. 3. 1.	泥質岩	22
IV. 3. 2.	砂質岩泥質岩互層	24
IV. 3. 3.	砂質岩	25
IV. 4. 4.	輝綠岩質凝灰岩	27
IV. 4.	火山岩	27
IV. 4. 1.	熔結凝灰岩(灰石)	27
IV. 4. 2.	安山岩	30
IV. 5.	半深成岩	31
IV. 6.	深成岩	32
V.	応用地質	35
V. 1.	崩壞	35
V. 2.	鉍床	36
V. 2. 1.	金屬鉍床	36
V. 2. 2.	窯業原料鉍物鉍床	42
V. 3.	石材	43
V. 4.	地下水	43
V. 5.	鉍泉	46
VI.	要約	47
VII.	資料	47

1 : 50,000 表層地質図説明書

鹿 屋

鹿児島大学文部教官	波多江 信 広
同	上 露 木 利 貞
工業技術院地質調査所 通 商 産 業 技 官	太 田 良 平
同	上 河 内 洋 佑

筆者らは昭和 36 年度事業として鹿児島県庁から本調査の依頼を受けた。たまたま昭和 35 年度事業として工業技術院地質調査所で 5 万分の 1 地質図幅“鹿屋”を採り上げ、太田良平（主として火山岩類分布区）および河内洋佑（主として堆積岩類、深成岩類分布区）の両技官が調査に従事していたので、この地質図を基礎とし太田がさらにシラス地帯を約 20 日間踏査し、また波多江および露木もたびたび現地を踏査しこの報告書をまとめた。従つて表層地質図において高隈山地および図幅地域南東隅の時代未詳層部および花崗岩に関する地質図および記載は河内洋佑の了承を得て、同氏の調査結果をそのまま採用した。

この調査に当り鹿児島県庁企画部開発課・鹿屋市役所・垂水市役所そのほか関係町村役場から諸便宜の供与を受けた。これらのすべての方々に対し厚く感謝する。

また、高隈山地のウラン鉱床に関する未公表の資料を好意的に提供していただいた工業技術院地質調査所浜地忠雄技官、気象に関する資料を提供していただいた鹿児島地方気象台竹下睦雄課長の方々に対し深く感謝の意を表するとともに、この調査および報告書取りまとめに多大の協力を与えられた鹿児島県庁企画部開発課の竹崎徳男および郡山栄両技師に対して重ねて感謝の意を表する。

Ⅰ．位置および交通

この図幅地域は大隅半島のほぼ中央部に位置し、図幅地域西縁には鹿児島湾の一部が見られ、東縁からわずか 1.5 km を隔てて志布志湾がある。

鹿屋市は鹿児島県下第2の都会であつて、鹿児島市との間には垂水または古江經由で鉄道・バスおよび汽船の便がよく発達している。また鉄道はこの地域内を横断し東は志布志を経て都城方面へ、西は古江・垂水を経て海溝まで通じている。また鹿屋市街地を中心とし古江を経て垂水方面へ、荒佐を経て都城方面へ、串良を経て志布志方面へ、高山を経て内の浦方面へそのほか各方面へバス網がよく発達している。

Ⅱ. 地形および気象概説

Ⅱ. 1. 地 形

この図幅地域を地形から高隈山地、シラス台地および沖積平野の3つに区分することができる。

高隈山地

高隈山地は大麓柄岳(海拔1,236.8m)を最高峯とし、1,000m前後の山岑を連ね高く聳えており、北方隣接図幅地域内の七ツ岳から大麓柄岳・平岳・横岳を経て白山に連なるものはほぼ半円形の稜線を成し、内側に低平な盆状地を抱いている。また御岳から南方へまっすぐ別の稜線が派生している。この地形は地質を反映したものであつて、前記の盆状地形は花崗岩の分布とよく一致しており、また前記の稜線は花崗岩に直接接し、あるいはその延びの方向における堆積岩類のホーンフェルス化した部分の分布を示している。高隈山地の東側は顕著な急崖を成すが、南側では熔結凝灰岩その他に谷を埋められ、中腹まで平坦な地形をなし、著しい対照を示している。

さらに細部をみると、花崗岩分布区域にみられる主要な谷の方向は岩体中の主要な節理の方向に一致している。特に猿ガ城およびその南西方地域にみられる西北西—東南東方向の谷は花崗岩体の周辺節理係の方向を示している。低平な花崗岩分布区域のうちで、特に顕著な高まりをなす猿ガ城一帯の岩峯群は猿ガ城型花崗岩の分布とほぼ一致し、これは岩体中で比較的細粒で侵蝕に強い部分と考えられる。

高隈山地南西部の横岳および白山附近の堆積岩類を刻む谷はほとんどが走向谷で、北北東から南南西へ流れている。これらは山体の中腹以下では熔結凝灰岩を刻み込んで谷幅が極めて狭く、ほとんど直立した谷壁をもつ独特な地形をつくつている。

シラス台地

シラス台地はこの図幅地域内の大部分を占め広く分布するばかりでなく、北隣の岩川図幅・東隣の志布志図幅および南隣の大根占図幅の各地域にも連続し広大な面積に分布している。現在みられるシラス台地の表面は必ずしもシラスの堆積原面を示すものではなく、堆積原面形成以後に表面の削剝が行なわれ、また場所によつては上流地方から諸物質が運び込まれ、二次シラスを堆積し、さらにこれらの上にローム層や現世火山灰層などが載っている。しかしこれからはシラスの厚さに較べると非常に薄いので、シラス台地の最高位の面はほぼシラスの堆積原面を示すと考えてよい。現在の地形においてシラス台地の高度分布を考えると、岩川図幅地域内ではかなり高く、この図幅地域の北縁部でも海拔 200~220 m あり、南方ほど次第に低くなっている。また高隈山地南麓附近では海拔 80~90 m であるが東方ほど次第に低くなっている。しかし鹿屋市街附近から下流の肝属川以南の地域では海拔 35~40 m であるが南方ほど次第に高くなり、大根占図幅地域内の基盤の山地近くでは海拔 50~60 m である。すなわちシラスの堆積原面は現在の肝属川下流附近が最も低く南・西および北の山地に向うほど次第に高く、広漠とした緩傾斜の平野でその中に持留北方および串良北方の山地などが突出していたと思われる。その後、地盤の隆起およびこれに伴う河川の下刻が行なわれたため、現在では、地形図に見られるように笠野原・鹿屋原をはじめ多くの台地に分断された。これら台地は比高 10~50 m の断崖をめぐらし、断崖には所々に雨裂が深く刻み込まれている。台地上は主として農地になっているが、水不足と台風禍のためさつま芋と菜種の二毛作が行なわれ、各農家にはそれぞれ飲料用の水道が通じている。

シラス台地のうち最も著名なのは笠野原台地で、図幅地域中央の広い面積を占め、串良川（上流は高隈川）および肝属川（上流は祓川）に囲まれている。台地北端部の大塚附近は海拔 170 m であつて南方に向い次第に高度を減じ、約 12 km を隔てた南端部では海拔 25~30 m となり、比高 10~20 m の崖を連れね肝属川に臨んでいる。北端部は概ね平坦であるが、南端に近いほど開析が進み深い谷が刻まれている。台地の上はほとんど農地となり森林が所々に点在し、直線状の道路が縦横に規則正しく走つており、この地は日本地図製作の基線測量地として知られている。串良北方の大塚山は基盤岩から成り、シラス台地の上に突出する比高約 50 m の小丘で、台地上には岩体はほとんど露われていないが、北側の谷で見られる。台地の上は広漠としているが全く

の平坦ではない。台地中央部の平良堀^{へらぼり}附近の地形を観察すると、ほぼ平坦な広い台地面の中に比高1～2mの緩やかに起伏した丘陵地帯がある。この丘陵地帯の東西両側は崖になっているが、南北両側は前記の平坦面に移化する。この附近にはローム層および現世の火山灰層が厚く堆積しているため露出が少なく、中部ロームおよびこれ以下の地層は全く露われていないが、丘陵地帯には上部ロームが緩傾斜で露出している。少なくとも上部ローム堆積当時には起伏した丘陵であつたと思われる。この南方の永尾部落附近にも同様の地形が見られ、ここでは比高1m前後の崖をめぐらして周囲の平坦面に臨み島のように孤立し、内側は緩やかに起伏した地形を示し、上部ローム以下の露出は全くない。これらの緩やかに起伏した地形は堆積原面がやゝ侵蝕を受けたものと考えられ、その原面をⅠ面と呼び、その周囲にある平坦面をⅡ面と呼ぶことにする。Ⅰ面の地形は前記両部落の東側にある西之野山部落附近にも見られた中山谷を隔てた辰喰^{たつばみ}部落附近には非常に広く分布している。さらにその北東方の伝習農場のある面は全くの平面で、緩やかに起伏したⅠ面とは比高3～5mの崖で境しており、これが前記のⅡ面に相当するのであろう。この附近ではⅡ面をさらに2分することができる。辰喰部落の西側にも比高3m内外の崖で境してⅡ面がみられる。辰喰附近でも地層の露出は非常に少ない。以上を通じ観察した限りではⅠ面の上には二次シラスは載っていないと考えられ、これに反しⅡ面の上にはほとんど常に載っている。

鹿屋市街西方の台地は鹿屋原台地と呼ばれる。高隈山南麓におけるこの台地の高度は海拔80～90mであるが、図幅地域南縁に近い山地の麓では海拔60～70mであり、南隣の大根占図幅地域内における山地の麓では海拔50～60mであるから、この台地は北方から南方に向い次第に傾斜している。また肝属川に臨む田崎附近では海拔55～60mであるから西方から東方に向つても次第に高度を減じている。鹿屋原台地の面は著しく平坦であり、かつ二次シラスは全く分布していないので、恐らくシラスの堆積原面すなわち笠野原台地におけるⅠ面の上にローム層および現世の火山灰層が堆積したものと考えられる。ここで注意を惹くことは高隈山地南斜面の水を集めた高須川は鹿屋原台地を貫流して肝属川に合流することなく、安山岩から成る堅硬な山地をうがつて鹿兒島湾に注いでいる事実である。これはシラスの堆積以前に安山岩から成る山地を流れる河川が既に存在し、その頭部侵蝕が鹿屋原に達し高須川上流部の流路を奪つたと考えられる。

図幅地域北東隅の野方台地はさらに隣接地域にも延び広大な面積を占めている。台地上は概ね平坦であるが、持留北方の山地および荒佐西方の丘陵は基盤岩から成り台地上に突出している。また福岡・加治木堀以南では開析されて起伏の多い丘陵になっている。持留北方山地の東西両側は平坦であり、かつ二次シラスが分布していないので、恐らく笠野原台地のⅠ面に相当すると推察される。さらに東方の岩屋～高井田附近およびさらに西方の福岡～加治木堀附近には二次シラスが分布し、この附近はⅡ面に当たると思われるが、Ⅰ面とⅡ面との境界はあまり明瞭ではない。この台地は荒佐附近で海拔 200 m、その南方の中山附近でも海拔 140～160 m あって、この台地は全般的に笠野原台地よりも位置が高いことがわかる。従って笠野原台地ではシラスの堆積原面はかなり削剝されているらしい。ここで注意を要することは、笠野原台地では二次シラスは台地の上にはしか分布していないが、串良川（上流は高隈川）本流および支流の分布区域では、台地の上ばかりではなく河岸までの斜面にも分布していることである。これは高隈川上流から運搬されてきた物質が、はじめは笠野原方面にも運ばれていたのが、下刻のすすむに従い串良川流域にしか運ばれなくなったためであろう。図幅地域北東部の河川流域にも二次シラスが見られるが規模は大きくない。

シラス台地にはこれを下刻した河川の侵蝕基準面の間歇的低下により顕著な段丘地形がみられ、殊に串良川（上流は高隈川）ぞいに著しい。すなわち下部ロームの堆積以後、更新世の末期までに地盤が間歇的に隆起したと考えられ、現世に入ってから地盤が沈下したため諸河川の流域に沖積層を堆積した。段丘地形をⅠ～Ⅳ面に分け説明する。

（Ⅰ面）これは前述のようにシラスの堆積原面と思われ、この上には二次シラスは載つておらず下部ロームが直接載っている。鹿屋原台地や野方台地の荒佐部落附近がこれに当りほぼ平坦である。笠野原台地の平良堀部落附近・永尾部落附近および辰喰部落附近はⅠ面がやや侵蝕を受けたと思われ緩やかに起伏した地形を示している。

（Ⅱ面）笠野原台地で最も著しく見られ、Ⅰ面よりも 1～3 m 低く、原面が削剝を受けた面で二次シラスが堆積していることが多い。笠野原台地の北端部ではかなり平坦であるが、どの露頭でも二次シラスが認められ、その厚きは 1～3 m である。そしてこの上に下部ロームが載っている。前述のように伝習農場附近ではⅡ面をさらに 2 段の面に分けることができる。

(Ⅲ面) これは主として串良川にそつてよく発達し、岩元堀やその対岸の山郷で顯著にみられ、面の上は著しく平坦である。この面の上にも二次シラスが載っていることもあるが稀である。常に下部ロームを欠き中部および上部ロームが載っている。岩元堀附近で観察すると、この面のうちでも約1.5mを隔てた2段の段丘面に分けることができる。

(Ⅳ面) 河岸にそい諸所でみられるが、規模の大きいものだけを地質図幅に示してある。沖積面よりも5m内外高く、下部ロームおよび中部ロームを欠き上部ロームが直接載っている。

沖 積 平 野

諸河川の流域にみられるが、そのうちでも肝属川と串良川との合流地点を中心として最も広く発達している。著しく平坦で多くは水田になっている。

II. 2. 気 象

この図幅地域の大部は^{そら}嶺丘陵地とも呼ばれる前記のシラス台地によつて占められ、その北西部には高隈山地がぼんきよしている。なお南部には肝属山地があつて、台地帯は高隈・肝属両山地にはさまれた地峡となつており、山地帯と台地帯とはおのずから気象状況は異なる。高隈山地内には鹿児島地方気象台が近年になつて無線ロボット雨量計および長期自記雨量計を各2カ所に設けて降水量の測定を行つているが、月間降水量を知ることができるに過ぎない。しかし高隈山地帯の気象状況はその北西側の垂水地域と南東側の鹿屋地域とにおける気象状況からほぼ推察することができる。そのため以下鹿屋・垂水両地域の気温・降水量につき1931～60年の30年間の平均値を比較表記する。これらの資料によれば高隈山塊を隔てた両地域における気象状況には差異が認められるが、鹿屋観測所所在地は海拔105m、垂水観測所所在地は海拔35mにあつて高距には70mの差がある。

次頁の表によつて両地域の平均気温を比較するとき、南部に位置する鹿屋地域が却つて僅かながら低気温を示しているのは観測点の高距差にもよるものと考えられる。高隈山地帯の気温分布やその変化は概して高度の差異を示すもので、特に大陸的な分布や変化の傾向を示すものではない。ただ10月から3月にいたる時期は鹿児島湾岸地区に比較して鹿屋地域は気温の較差が大きく、このため鹿屋地方一帯は鹿児島県内でも

鹿屋・垂水両地域の気温比較表

(1931~60年平均)

	地域	月												全年
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
月平均 気温	鹿屋	7.3	8.3	11.3	15.4	19.2	22.7	26.8	27.0	24.6	19.2	14.6	9.5	17.2
	垂水	8.2	9.2	11.8	16.0	19.7	23.2	27.4	27.7	25.1	20.0	15.6	10.8	17.9
最高気温 月平均	鹿屋	12.8	13.7	16.7	20.8	24.3	26.8	30.7	31.3	29.2	24.8	20.5	15.8	22.2
	垂水	12.7	14.4	17.1	21.2	24.8	27.5	31.5	32.2	29.9	25.5	21.1	16.2	22.9
最低気温 月平均	鹿屋	1.8	3.0	5.8	9.6	14.1	18.7	22.8	22.8	19.9	13.5	8.6	3.9	12.1
	垂水	3.4	4.0	6.9	10.8	14.6	19.0	23.3	23.3	20.4	14.5	10.1	5.4	13.0

農作物の凍霜害が起りやすい原因となっている。

一方降水量は高隈山塊の南東側と北西側とは下記の比較表に示すように著しく相異している。

鹿屋・垂水両地域の降水量比較表

(1931~60年平均)

	地域	月												全年
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
月間平均 降水量	鹿屋	78.4	126.5	165.0	238.7	289.1	500.8	391.7	290.0	237.0	146.6	108.4	81.9	2662.8
	垂水	67.4	107.5	137.4	192.8	227.6	406.7	312.2	246.7	211.8	99.3	92.3	75.4	2177.4
降水量 日数 ≥ 0.1 mm	鹿屋	10.4	11.3	14.0	14.8	14.4	18.3	16.8	14.7	13.0	9.6	10.0	10.0	158.1
	垂水	12.6	12.7	14.5	14.5	14.7	17.5	16.9	15.4	13.4	9.8	10.2	11.2	164.8
降水平均 日数 ≥ 30.0 mm	鹿屋	0.5	1.1	1.2	2.5	3.8	5.7	4.2	3.0	2.1	1.2	0.9	0.5	27.2
	垂水	0.3	0.5	0.6	2.0	2.4	4.7	3.5	2.4	2.0	1.0	0.6	0.3	20.1
降雪 平均日数	鹿屋	1.6	0.9	0.5	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	3.2
	垂水	1.4	1.0	0.7	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	3.3

(但し降雪平均日数は1943~51年は資料なく欠除)

鹿屋地域の降水量は垂水地域に比し各月ともに多く、年間では約500mmの差があることは高隈山塊の地形的支配を受けているものと考えられる。なお高隈山塊中の御岳(鹿屋側)および高峠(垂水側)に設けられている無線ロボット雨量計、大平(御

岳麓) および高峠麓に設けられている長期自記雨量計によると月間降水量(1955~62年)は概して山系の南東側が北西側よりも多く、前者は鹿屋地域におけるものを代表し、後者は垂水地域におけるものを代表していると考えられる。

鹿屋・垂水両地域の降水日数から考察すると、冬期間の西高東低の気圧配置の間は高隈山塊の北西側よりも南東側の方が好天の日が多いが、その他の期間では大なる相異は認められない。この現象は冬期間の西寄りの季節風に影響されるものであり、また日降水量 30 mm 以上の日数の差異は後述する台風型により、または梅雨時に前線が南方海上に停滞するなどの現象に支配され、これらの際の多雨域が高隈山塊によってさえぎられるためであろう。なお梅雨時、台風時における降水量は特に地形に支配され山地沿いに多い。

降雪日数は両地域において判然とした差異は認められない。

台風は毎年日本列島を襲うが、過去 50 年間に日本国土に処女上陸した台風のうち九州西南海岸に上陸したものは回数において 28% 強に達し、しかも気象災害のうち台風から受けるものが最も大きい。台風による風水害の主なものの家屋の浸水・流失などであるが、鹿児島県下の場合シラスという特殊岩層の分布発達とあいまつて、田畑の流埋は数 100 ha に及ぶこともあり、台風による被害率からみても鹿児島県は全国第 1 位となつている。

鹿児島県に被害を与えた台風の襲来回数 は次表のとうりであるが、これらは高隈山塊にもあてはめることができる。

鹿児島県下に被害を与えた台風の襲来回数 (1891~1957)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
回数	0	0	0	0	3	10	21	33	31	12	0	0

この図幅地域に最も多い降水量をもたらす台風は D 型台風で、東支那海を北東に進み南九州西岸から上陸するものである。この場合多雨域は図幅地域の全域を被い、多雨域内の降水量のオーダーは 6 月, 150 mm; 7~8 月, 300~400 mm; 9 月, 250 mm; 10 月, 200 mm である。これに次いで多い降水量をもたらすものは C 型台風で太平洋から北上し日向灘沖合を北東にぬける場合であつて、大隅半島東部に多雨域が現われ、本図幅の東半は多雨域に被われる。多雨域内の降水量のオーダーは 6 月,

200 mm ; 7～8月, 150 mm ; 9月, 100 mm ; 10～11月, 100 mm である。また G 型台風すなわち東支那海の南部または中部から北上し来り九州の西方海上を北進する台風時には、本図幅地域の南部が一部多雨域に被われる。この場合九州沿岸からの距離が遠ざかるにつれて多雨域は北方に寄る傾向がある。なお多雨域の降水量のオーダーは 6月, 100 mm ; 7月, 450 mm ; 8月, 200 mm ; 9月, 200 mm となつている。

鹿児島県下における梅雨期は 1911～55 年の 45 カ年間の平均によれば入梅は 6 月 2 日, 出梅は 7 月 19 日, 梅雨期間は 47 日, 梅雨量は 786.3 mm となつている。高隈山地においても梅雨時その他はこれに準ずるが, 降水量はやや多く, 約 800 mm となつている。

前線が鹿児島県南岸に停滞する場合には多雨域が県の南部にできるが, 特に図幅地域およびその南部にできやすい。また前線が南岸から北上する場合も多雨域は県南部にできることが多い。鹿屋地域において梅雨による日降水量を 1911～57 年の 47 年間の統計によれば次のとおりである。

梅雨による日降水量の累年順位

順位	1 位	2 位	3 位	4 位	5 位
降水量	266.5 mm	241.3 mm	224.6 mm	217.0 mm	213.0 mm
年月日	1948. 6. 25	1949. 6. 20	1949. 7. 16	1955. 6. 18	1932. 7. 7

梅雨期の雨による被害は普通には時間降水量にして 20 mm, 日降水量 70 mm から起るが, 一般に降水量が 250 mm を越えると被害は急速に増す。図幅地域内では串良川に沿う串良町・東串良町一帯が被害の発生しやすい地帯としてあげられる。

Ⅲ. 地 質 概 説

この図幅地域内における最古の岩石は主として高隈山地を構成する時代未詳層群であり, これに次ぐものは持留北方山地をはじめシラス台地上に点々と聳え, あるいは河岸にそつて見出される日南層群である。時代未詳層群は高隈山地のほか生栗^{いくるす}附近から高隈川上流の 4 カ所にも分布しており, 日南層群は荒佐西方の丘陵や中野・山郷附近の小岩体, 串良北方の大塚山や高山町以東の岩体などを構成し, 両者の接触部はシラスで覆われて地表に露われていないが, 恐らく断層で境しているらしい。時代未

詳層群の地質時代はジュラ紀～古白堊紀、日南層群のそれは古第三紀といわれているが全面的には必ずしも確実ではない。表層地質図では両層群を併せ岩石の種類別に示した。

これら堆積岩類を花崗岩が貫ぬいている。時代未詳層群を貫ぬくものは高隈山地の中央部に低平な鍋状地形をなして露われ、またその南にも小規模な露出があり高隈山花崗岩と呼ばれている。日南層群を貫ぬくものは図幅地域南東部ばかりでなく大隅半島南端部に広く分布し、南大隅花崗岩と呼ばれている。両者はやや岩質を異にするが、地質図幅ではまとめて示した。この侵入時期は新第三紀中新世といわれている。

西海岸にそつて分布する安山岩は熔岩を主とし火山碎屑岩を伴ない、火山形態をほとんどとどめておらず、地質時代は明確ではないが恐らく第三紀末ごろと思われる。高隈山地で花崗岩の削剝面の上に載っている砂礫層は熔結凝灰岩に覆われ、また凝結度もやや高く、恐らく更新世（あるいは第三紀末）の河川堆積物と考えられる。またこの上に載る熔結凝灰岩も地質時代は明らかではないが、後述の阿多・始良両火山よりも古いものである。

更新世の中頃になつて阿多火山および始良火山の活動がおこり、それぞれ大量の軽石流を流出した。この図幅地域内に分布する軽石流の起原に就いては、西海岸から高隈山地南麓にかけて分布する岩体は連続関係から阿多火山噴出物といわれ、図幅地域北西隅の高隈山地内部および高隈川ぞいに分布する岩体は分布高度その他から始良火山噴出物と推察されているが、鹿屋市街附近およびその南東方の永野田駅附近に分布する諸岩体に就いては、両火山のいずれであるか明確ではない。これらの軽石流はほとんどすべて熔結しているので、地質図幅では熔結凝灰岩として一括した。軽石流岩体のうち永野田駅附近の4岩体とその北東方の光同寺附近の1岩体は非熔結なので軽石凝灰角礫岩として取扱つた。

これら軽石流の流出後に阿多・始良両カルデラが生成し、続いて中間部が陥没して現在の鹿児島湾の地形がほぼでき上つた。図幅地域内の西海岸で海岸線が直線状を示すのは中間部東縁の構造線で断たれたためである。図幅地域北西隅の本城川流域に分布する砂礫層は垂水砂礫層の一部であつて、これは垂水図幅地域内の調査結果によると中間部陥没以後にできた扇状地堆積物である。その後旧期ロームの堆積があり当時の地表を覆つた。鹿屋市街北方に粘土層が分布しているが、これは局地的の堆積物と

思われる。

続いて始良カルデラから大規模な軽石の抛出があり南九州中東部一帯に広く降下し、大隅半島中部には特に厚く堆積した。これを大隅降下軽石層と呼ぶ。ほとんどその直後に始良カルデラから軽石流の流出があつた。これを前回の軽石流と区別するために大隅軽石流（または新期軽石流）と呼ぶことにする。山地に堆積した降下軽石はほとんど山麓の低地に洗い流されて再堆積し、また大隅軽石流の表面も洗い流されて再堆積しているので、それら両者を併せて二次堆積軽石層と呼ぶ。この図幅地域内でシラスと言われているものを地質学的に検討すると、降下軽石層・軽石流の非熔結部および両者の二次堆積層などに分けられる。しかし鹿屋地方では最前者を特にバラスと呼び他と区別しているので、シラスとは後の2者を指すことになる。

シラス台地ははじめは隣接の諸図幅地域に連続し広大な緩傾斜の平原を成していたと思われ、原地形は鹿屋原台地や野方台地などによく保存されている。笠野原台地では原地形がかなり侵蝕され、シラスの二次堆積物すなわち二次シラスがよく発達している。

その後、新期ロームの堆積があり、これと共に地盤の隆起が間歇的に行なわれたため、諸河川の流域には段丘が刻まれた。段丘面の上には砂礫層が載っていることがある。これ迄説明したようにこの図幅地域には地質時代を異にする多くの砂礫層があるが図幅では一括してある。各段丘の上には新期ロームの各単層すなわち下部・中部および上部の各ロームのうち上部から1～3層が載っている。これらのロームはもちろん更新世の堆積物であるが、この上に不整合に載る開聞火山降下軽石層は図幅地域南部から中部にかけて分布し、本層から縄文土器の産出が報じられているので、本層およびそれ以後の堆積物を現世とした。その上に黒色火山灰層が堆積しており、下位からクロニガおよびクロボク両層に分けることができ、これは桜島および開聞岳両火山の噴出物といわれている。また図幅地域北部には大正3年に桜島火山から噴出した降下軽石層（ボラ）が分布している。また諸河川の流域に沖積平野がある。

なお高山町宮下における架橋工事の際、河床下約6mに厚さ70～100cmの含貝化石層が発達していることが判明した。工事現場における排土の観察と現場係員の談から判断するに、河床には2～3mの砂礫層が発達し、その下位には順次厚さ約1mの軽石層、5m余の暗灰色凝灰質泥岩層が発達し、その下位に含貝化石層が存在して

いる。

含貝化石層は帯緑灰色凝灰質泥岩であつて、貝化石は *Ostrea* を主とし、いずれも瀕海性の海棲種である。この含貝化石層の発達は新しい過去（更新世？）において、少なくとも谷にそつてこの地域にまで海水が進入していたことを物語るものである。

V. 地 質 各 論

はじめに表層地質図における表層地質の表現方法について説明する。この図幅地域内、特に台地の上ではロームおよび火山灰など数枚の単層がほぼ水平に重なつているため、平面図上における表現方法が非常に難しい。それで次のような規約を定めて表現することにした。

1. 平面図では各単層の重なりによつて区分した。例えば、
 二次シラス・下部ローム層・中部ローム層・上部ローム層および黒色火山灰層の重なりを N、
 下部ローム層・中部ローム層・上部ローム層および黒色火山灰層の重なりを L、
 中部ローム層・上部ローム層・および黒色火山灰層の重なりを M、
 上部ローム層および黒色火山灰層の重なりを U。
 しかし柱状図では各単層ごとに表わす。
2. ローム層中に砂礫層が含まれている場合には、局部的であるから柱状図で示し、平面図では省略する。
3. 山地においてはローム層および黒色火山灰層は一般に薄いので省略するが、特に厚い部分のみを記載する。しかしローム層を細分することは難しいので“未区分ローム層”として一括し、これと黒色火山灰層との重なりを Ud で表わす。柱状図では単層をもつて示す。
4. 開聞火山降下軽石層は分布が規則的なので平面図では省略し柱状図で示す。
5. 桜島火山降下軽石層（ボラ）は台地上の畑の土に混つて見出されるのみであるから図示は省略する。
6. 断面図においてはロームを細分せず黒色火山灰層と共に上の約束に従つて示す。

IV. 1. 未固結堆積物

IV. 1. 1. 砂および粘土

諸河川の流域に分布し、主として砂および粘土から成り、沖積層を構成する。

IV. 1. 2. 礫

諸河川の流域に分布し、主として礫から成り、沖積層を構成する。

IV. 1. 3. 崖錐堆積物

高隈山地の東側山腹に発達し、特に規模の大きいものだけを示してある。これは巨大な礫の集積から成る。

IV. 1. 4. 桜島火山降下軽石層（ボラ）

本層は図幅には記載してない。桜島火山から 1914 年に噴出した降下軽石層で、“大正ボラ”と呼ばれ上部黒色火山灰層の上に乗っている。文献によると、降下当時は北隣の岩川図幅地域内の牛根附近では厚さ 20~100 cm、百引附近では 50~70 cm に達したといわれ、南進するほど次第に薄くなり、この図幅地域内では鹿屋附近で 1.5~6 cm、高隈附近で 2~5 cm、高山附近で 1.5~2 cm、串良附近で 2~5 cm あつたという。しかし現今ではこの軽石はほとんどすべて地表から排除され、あるいは耕土に混じり、堆積当時そのままの状態を観察できる場所はなく、主として高隈川以北の台地の上で耕土に混じり灰白色未風化の軽石が散在して見出されるにとどまる。軽石の大きさは図幅地域北縁に近い荒佐附近ではうづら豆大以下、その南方の横内附近では大豆大以下、さらにその南東方の持留附近では小豆大以下である。文献によるとこの軽石は両輝石安山岩質ということである。

IV. 2. 半固結堆積物

IV. 2. 1. 上部黒色火山灰層（クロボク）

これは下部黒色火山灰層（クロニガ）と共に沖積平野を除く全山地を覆い、現在の地形にほぼ平行して堆積している。本層はいわゆるボラを除けば地表の最上位にあり、無光沢の黒色を呈する火山灰層でサラサラした感があり、下位にあるいわゆるクロニガとは容易に区別し得られる。図幅地域内の台地の上ではほとんど常に一様の厚さで 50~60 cm であるが、山地ではこれよりも薄い。

本層の起源に就いては、この図幅地域内の調査では明らかにすることはできないが、文献²⁶⁾によると、笠野原台地北部以北では桜島火山噴出物を母材としているが、台地中南部以南では鉱物成分の上から開聞火山噴出物の混入が考えられるという。

IV. 2. 2. 下部黒色火山灰層（クロニガ）

本層は沖積平野を除き全山地を覆い上部ローム層の上に不整合に載つて見出される。樹脂光沢のある帯紫黒色の火山灰層で、やや粘土質であり、縦に割目のある場合も見られる。しかし風化すると上位にあるクロボクと区別が難しくなる。図幅地域内における厚さは台地の上ではほとんど常に一様で50~60cmであるが、山地ではさらに薄い。

本層の起源に就いては、この図幅地域内のみ調査では明らかにすることはできないが、図幅地域中部以南では本層の下位に開聞火山降下軽石層が分布し、本層とはつきりした境界をもたず漸移することが多いので、このようなものは開聞火山に由来すると思われる。しかし本層の厚さは図幅地域内はどこでもほぼ同じであるから、図幅地域中部および北部に分布するものは桜島火山に由来するものも含まれていると想像される。

IV. 2. 3. 未区分ローム層

前に述べたように、山地に堆積したローム層は下部・中部および上部の3ローム層に分類して図示することが難しいので、“未区分ローム層”として一括した。山地の斜面に堆積したのであるから厚薄常ではないが、比較的平坦な場所では上記3ローム層に判別することができるので、代表的な層序は柱状図に示してある。これらの柱状図によれば、平坦な場所は笠野原台地地域の第1面(L)にほぼ相当するものようである。

IV. 2. 4. 上部ローム層

新期ローム層は軽石凝灰角礫岩層および軽石質砂礫層を覆い、図幅地域のほとんど全域に亘り広く分布している。主として褐色の粘土質ロームから成り各単層の基底には軽石を含み火山噴出物を起原としており、不整合の存在により下部ローム・中部ロームおよび上部ロームの3層に区分することができる。特に下部ロームと中部ロームとの間の不整合は著しい。

上部ローム層は厚さ10~20cmの降下軽石とこの上に載る厚さ20~35cmの褐色ロ

ームから成り、褐色ロームの上限は黒色ロームに移化することがある。また褐色ローム中に軽石が点在することもある。降下軽石およびローム中に点在する軽石は大豆大以下の大きさで、常に特徴ある橙黄色を呈し、下部ローム層および中部ローム層中の軽石とは容易に区別することができる。また始良火山噴出の降下軽石層（パラス）とは色によつても容易に区別し得られ、この地方では前者を赤パラス、後者を白パラスと呼ぶことがある。また褐色ロームも下部ローム層および中部ローム層中の褐色ロームに比較し、橙色を帯び色彩が鮮やかであるため容易に区別し得られる。

この図幅地域内のみの調査では本層下部の降下軽石は南方ほど薄く北方ほど厚い傾向がみられ、かつ軽石の粒径も北方ほど大きく北縁部では小豆～大豆大のものも見られる。しかし褐色ロームは南方ほど厚い傾向がみられる。これらの噴出源に就いては明らかではないが、降下軽石は主として桜島火山に由来すると考えられ、褐色ロームは開聞火山を主とし桜島火山に由来するものを混入しているのであろうと推察される。

なお図幅地域南縁に近く現在の肝属川にそつた場所にこの降下軽石と褐色ロームとの間に、あるいは褐色ロームの中または本層の基底に厚さ 0.2～1 m の中粒砂層を挟むことがあるが、その例は柱状図に示してある。

IV. 2. 5. 中部ローム層

本層は厚さ 30～120 cm で褐色ロームとこの上に載る黒色ロームから成り、両者はほぼ等量でかつ漸移する。後者には堆積面に垂直に柱状節理がみられるが、下部ローム層中のそれほど著しくない。またこの黒色は下部ローム層の上部が褐黒色であるのと異なり容易に区別し得る。褐色ロームの基底には黄色軽石が点在し時には密集しており、図幅地域北縁に近づくほど著しく、大豆～うずら豆大で時には胡桃大のものもある。しかし南縁に近づくほど次第に小さくなり南縁部では全く見られない。中部ローム層の台地の上における厚さも一般に北方ほど厚く南方ほど薄い傾向があり、前者では 80～120 cm であるが後者では 30～50 cm である。文献³⁰⁾によると、大隅半島全体に就いて考えると南方に向い厚さを減じ、半島南部では中部ロームを欠いており、本層の噴出源は恐らく桜島火山であろうという。

なお局所的な現象であるが、中部・上部両ローム層の間にさらに 1 つのローム層が挟まれていることがある。すなわち図幅地域北西隅の台地の上や上祓川附近の台地の

上でみると、厚さ 30~60cm あり、橙黄色を帯びた褐色ロームを主とし、上限は黒色ロームに移行しているが、前者はレンズ状で次第に尖滅し後者は中部ローム層の黒色と合一する。

IV. 2. 6. 下部ローム層

本層は厚さ 70~140 cm で褐色ロームとこの上に載る褐黒色ロームから成り、両者はほぼ等量でかつ漸移する。後者には堆積面に垂直に柱状節理が著しく発達しているのが特徴的で、これによつて中部ローム層とは容易に判別し得る。また前者の基底に黄色軽石が点在していることがある。本層はこの図幅地域内では方向による厚さの変化はあまりないようであるが、文献⁸⁰⁾によると基底の黄色軽石は桜島火山に近づくに従い厚さを増すので、下部ローム層は同火山の噴出物という。

IV. 2. 7. 軽石質砂礫層 (二次シラス)

本層はシラスのつくつた広大な堆積原面がその形成後に侵蝕を受け、その削剝された表面部のもものが移動してきて再堆積したもので、厚さは 1~3 m のことが多いがまれに数 m 以上に達する。本層はかつてシラスを構成していた軽石片や軽石質粘土などが、高隈山地を構成していたホーンフェルス・粘板岩および砂岩などの拳大以下種々の粒度の円礫あるいは砂を混じえ、ほぼ水平に堆積したもので、粘度に従い綫状の互層をなしあるいは偽層を示す。岩相は場所によりかなり異つており、ほとんど軽石質物質から成る場合もあり、また前記の堆積岩やホーンフェルスを多く含む場合もある。

IV. 2. 8. 軽石凝灰角礫岩層 (シラス)

南九州に広く分布するシラスとは古くから用いられている地方的な俗語であつて、明確な学術的定義があるわけではないが、一般に白色砂質堆積物を指して用いられている。これを成因的に検討すること軽石流 (非熔結部)、その二次堆積層、降下軽石、その二次堆積層、凝灰質または珪藻土質の堆積岩などであるが、鹿屋地方では降下軽石のことを特にバラスと呼び他と区別している。この図幅地域内に分布するシラスには軽石流 (非熔結部)、その二次堆積層および降下軽石の二次堆積層の 3 者があり、軽石流にも旧期ロームの堆積以前と以後との 2 種がある。しかし前者は局部的にしか見出されない。この図幅地域内に分布するシラスは成因的に、また地質時代によりいろいろ分けられるけれども、岩石名としてはいずれも軽石凝灰角礫岩と称すべきもので

あるから、この表層地質図では一括して示した。なお二次堆積層は軽石流に比較し一般に崩れ易いので、災害予防上注意すべき地層である。

旧期ローム堆積以前の軽石流（非熔結部）

これは永野田駅西方の4カ所と、同駅から北東方約2.5 kmを隔てた光同寺部落附近の1カ所と合計5カ所で降下軽石層および旧期ローム層の下位に見出され、いずれも道路面から高さ2～3 mの範囲にわずかに露われているに過ぎない。主として拳～人頭大の軽石とその破砕片から成るが前者の方が多く、軽石はほぼ一様に円磨され、基質は緻密であつて全体としてやや堅い。この軽石を鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑品はきわめて少ないが、斜長石・紫蘇輝石および普通輝石から成る。斜長石は柱状または破片状で曹灰長石に属し果帯構造は著しい。紫蘇輝石は柱状で淡褐～淡緑色の著しい多色性がみられる。普通輝石は淡緑色で多色性は著しくない。なかに微斑品として鉄鉱が見られる。石基はガラス質で軽石構造を呈する。

旧期ローム堆積以後の軽石流（非熔結部）

これは図幅地域東半の大部分を占め広大な面積に分布しているばかりではなく、なお東隣の志布志図幅や北隣の岩川図幅の諸地域にも延びている。大隅降下軽石層の上に直接載り、またこの降下軽石層は山地の斜面に堆積したものでほとんど侵蝕間隙をもたずにこの軽石流に覆われているので、この軽石流は降下軽石層のほとんど堆積直後に流出してきたと思われる。またその分布高度を見ると、北方ほど厚くかつ高くなっているので、始良火火山噴出物と思われる。

この図幅地域内の地表で見られる限りでは分布の西限は鹿屋市街地の城山附近で、ここでは露出状態を十分によく観察することができる。軽石流は降下軽石の上に載り厚さは10～15 mあり、基底の20～30 cmの部分は軽石質ながら緻密で堅く締まっているが熔結はしていない。そして上方に行くに従い次第に粗粒になり、軽石塊とその破砕片の集合になり、上限は拳大、ときに人頭大程度の軽石塊のみの集積から成っている。さらにこの上を降下軽石の二次堆積層が覆っているので、軽石流の原表面はほとんど削剝されることなく良く保存されている。

この図幅地域全部を通じ、この軽石流の基底は基盤に直接する20～50 cmの部分が前述のように軽石質で堅く締まっているだけで、熔結凝灰岩と称しうる程度に熔結してはいない。しかし東隣の志布志図幅や北隣の岩川図幅の地域内では直接する1～10 m

の部分が熔結し石材として採取されている所もある。城山附近のように軽石流の原表面が保存されているのは鹿屋市街地附近のみであつて、他の場所ではほとんど削割されてしまったのであろうと思われ、大形軽石の密集部が見られる所はほとんどない。

軽石流の二次堆積層

これは主として鹿屋市街以東の古江線沿線、すなわちシラス台地をつくる軽石流岩体の末端部に分布する。本層は軽石流の表層部のものが洗い流されて再堆積したもので、軽石塊およびその破砕片から成るが、その特徴として軽石は等粒状ではなく、この附近の山地に堆積する降下軽石の粒度よりも遥かに大きく、拳～人頭大のものも少なからず見出される。この巨大な軽石は軽石流の表層を成していたものであろう。本層は笠野原台地南端の崖で見られるように、軽石流の上に載っており、両者の岩相は一見酷似しているが、前者は遥かに軟弱で崩れ易い。

降下軽石の二次堆積層

これは山地に堆積した降下軽石が二次的に雨水のため洗い流され、その破砕片とともに山麓に再堆積したもので、主として高隈山地の周辺および古江線ぞいの山地に分布し、ほかに図幅地域北東部の持留附近の山地や南東隅の山地附近にも見出される。軽石塊はほとんど等粒状であるのが特徴で、附近の山地に堆積する降下軽石と粒度において大差がない。扁平な形状の軽石は大抵の場合横臥しており、層理のみられることもまれではなく、西海岸の高須附近では特に著しく成層しており、時には偽層を示す。これは高須川的作用によるものであろう。しかし一般に軽石流と岩相はかなり似ていて、露頭を局部的に観察した場合に、両者の何れであるか判断に苦しむことが少なくない。確実に区別する方法としてはその基底部を観察することで、軽石流の場合は熔結するかあるいは堅く締つているが、二次堆積層の場合にはそのようなことは全くなく、成層した粘土層や砂層が挟まれていたり、軽石片が横臥したりしている。

IV. 2. 9. 開闢火山降下軽石層

本層の分布は平面図には示していないが柱状図に示してある。これは上部ローム層の侵蝕面の上に不整合に載り、上限は下部黒色火山灰層に漸移する。図幅地域内における分布・厚さおよび軽石の粒度をみると、図幅地域南東隅ほど厚く、高山町附近では厚さ15～20cmで軽石は大豆～うずら豆大であるが、北西に向うほど次第に薄くなり

吾平^{あいら}駅～串良^{くしろ}駅附近では厚さ 7～10 cm で軽石は大豆大程度、田崎～笠野原～原田附近で厚さ 2～5 cm で軽石は小豆大程度になり、やがて下部黒色火山灰層（クロニガ）の基底に散点するようになり、白水～祓川～生栗渠～荒佐から北西部では全く見られない。軽石は黄白色を呈しやや風化しており、互にやや凝結し植物の根を通し難い。また本層中にはしばしば安山岩火山礫が含まれている。

文献²⁶⁾によると、南隣の大根占図幅地域内に進むほど本層は次第に厚くなり、吾平町上名では厚さ 20～30 cm、吾平町元原では約 80 cm、大根占町大久保および根占町牛牧では約 100 cm に達し、この附近では基底に黒褐色のスコリアを伴ない、上部には軽石を含む黄褐色の火山灰が数 cm も堆積しているという。これからさらに南方へ進むと次第に薄くなるので、この分布からみて開閉火山を噴出源としていることはほぼ確実であるという。

また文献²⁶⁾によると、大根占町横高尾において本層上部から岩崎上層式土器（縄文式後期初頭）が出土し、従つて本層の上限は縄文後期初頭であるという。

IV. 2. 10. 始良火山降下軽石層（バラス）

これはこの図幅地域ばかりではなく大隅半島中部から鹿児島湾周辺一帯の山地を広く覆つて堆積したもので、大隅降下軽石層と呼ばれている。分布地域内の諸所において本層の厚さおよび軽石の粒度を測り、その増減から考えると、始良カルデラから噴出したと推察される。当時地表にあつた旧期ロームを覆い、山地の起伏に平行しほぼ一様の厚さで堆積したが、高隈山地のような峻しい山地に堆積したものは雨や風のためほとんどすべて洗い流され山麓部に再堆積したため、これらの山地ではほとんど残っていない。しかし山腹の平坦地などでは今なお残存して見出されることがある。高隈山地その他の山地以外の場所では大隅軽石流の下位にほとんど常に見出される。

図幅地域の諸地点で本層の厚さを測定すると、北西隅附近では 10 数 m、中央から南西部にかけては 6～7 m、南西隅附近では 4～5 m あり、始良カルデラから遠ざかるに従い次第に減少しているが、その後には削剝を受けているためどこでもこれだけの厚さが残っているわけではない。この降下軽石層の岩相には特徴があり、岩体下方の約 8 分の 1 の部分はその上部に比較し常に細粒である。例えば上部の軽石がうずら豆～胡桃大のとき下部の軽石は小豆～大豆大である。また図幅地域内北東隅に近づくに従い上下両部の間にさらに細粒の薄層が挟まれている。本層の軽石の大きさを上部

の軽石に就いて述べると、北西隅附近では胡桃～鶏卵大のことが多く、中央から南西部にかけては大豆～胡桃大であり、始良カルデラから遠ざかるに従い次第に細粒になる。

本層はこのようによく分級されかつ角張つた軽石が堆積したものであるから多孔質であり、また容易に崩れる。この地方では本層を特に“バラス”と呼び“シラス”とは区別しているが、これはこの地方では特に厚いからであろう。また本層の下位にある旧期ローム層や熔結凝灰岩などが不透水であるため本層が帯水層となり、笠野原台地中央の中山附近やその南の光同寺附近では、シラス台地の谷底に露出している本層中から地下水が自然湧出しているのが見られる。また現在では湧水していない露出でも本層の基底にほとんど常に褐鉄薄層がみられ、かつて帯水していた際に沈澱したものと思われる。西隣の垂水図幅地域内の資料によると、本層は始良カルデラ生成以後に生じた扇状地堆積層の上に旧期ローム層を隔てて載っており、明らかに始良カルデラ生成以後の噴出物である。

この軽石は肉眼では灰白色を呈し、その中に長さ 1 mm 以下の紫蘇輝石の斑晶がわずかに点在し、かつ孔隙に富んでいる。鏡下では斑状組織が認められ多石基質で、斑晶は斜長石・石英および紫蘇輝石から成る。斜長石は中性～曹灰長石に属し、柱状または破片状でやや円味を帯び、清純で包有物に乏しく累帯構造が著しい。石英は不定形で著しい融蝕を受けており清透である。紫蘇輝石は柱状または破片状を示し淡褐～淡緑色の著しい多色性が見られる。ほかに微斑斑晶として鉄鉱を伴なう。また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱などからなる聚斑状集合がしばしば見出される。石基は全くのガラス質で軽石構造を呈する。

IV. 2. 11. 旧期ローム層

本層は大隅降下軽石の堆積以前に当時の地表を覆っていたもので、図幅地域内の諸所で認められる。代表的な露出に就いて説明すると、永野旧駅附近およびその北方の計 4 カ所ではいずれも道路面から高さ 1～4 m の範囲に露われており、褐色粘土質のロームから成り、うち 3 カ所では下位の岩石は露われていないが、1 カ所では軽石凝灰角礫岩がみられる。また鹿屋市街北方の下祇川では道路にそい約 70 m の間にほとんど連続して露われ、厚さは 4 m 以上あり、これより下位の岩石はみられない。旧期ロームは新期ローム中に見られるような黒色帯を有しない。

IV. 2. 12. 砂 礫 層

この図幅地域内の砂礫層を地質時代により、肝属川や高隈川の沿岸に分布し河岸段丘をつくる砂礫層、図幅地域内北西隅の本城川沿岸に分布する砂礫層および本城川北側山地の高所に分布する砂礫層などに区分することができる。

肝属川や高隈川の沿岸に分布し河岸段丘をつくる砂礫層は、規模の大きいものだけを図幅に示してある。よく円磨された拳大以下の礫および砂の集積から成り、厚さは1～10 mである。この砂礫層の上には下部ロームまたは中部ローム、まれに上部ロームが載っている。

図幅地域内北西隅の本城川沿岸に分布する砂礫層は花崗岩および時代未詳層群の上に載り、旧期ロームまたは降下軽石層で覆われている。礫を主とし砂層を混じえ厚さは不定であるがまれに数 m 以上に達する。礫は拳～人頭大であるが、一抱え大のものもあり、かなり角張っている。礫の種類は高隈山地を構成する岩石、すなわち花崗岩・ホーンフェルス・粘板岩および砂岩などから成り、まれに熔結凝灰岩が見出される。これは垂水砂礫層と呼ばれるもので、西隣の垂水図幅地域内では広く分布する。

本城川北側山地の高所に分布する砂礫層は海拔400～520 mの場所に位置し、花崗岩の上にはほぼ水平に不整合に載り、熔結凝灰岩に覆われている。岩相および上下に重なる岩層からみて更新世あるいは第三紀末の堆積物と思われ、凝結度も高い。

砂礫層堆積前の花崗岩の侵蝕面は著しく起伏に富んでおり、その起伏の盆地に堆積したものである。下部から上部へ礫岩、砂岩、凝灰岩が堆積しているが、場所によっては必ずしも3者が全部堆積するとは限らず、またその厚さも数10 cmから40 mに変化し、不整合面の凹所には特に礫岩が厚く発達している。礫は人頭大以下で分級は悪いがよく円磨されており、主としてホーンフェルス・粘板岩および砂岩から成り花崗岩はほとんど無く、まれにアブライトが見出される。東方にある数カ所の露頭では礫および砂から成り、厚さは40 cm以下である。礫の種類は前記と同じであるが一般に円磨度は低い。本層の露出は少ないが、恐らく熔結凝灰岩々体の下位に広く分布していると考えられる。

なおこの砂礫層上部には白色凝灰岩が発達し、その中からウラニウム鉱が検出されている。

IV. 2. 13. 粘 土 層

本層は鹿屋市街北方約 3.5 km の道路ぞいに分布しており、降下軽石層に覆われ下限は不明であるが厚さは少なくとも 1.5m ある。灰～濃灰色を呈する緻密な粘土から成り、時に凝灰質である。よく成層し、層理はほぼ水平であるがやや北に傾いている。これは局地的の湖沼堆積物と思われる。

IV. 3. 固 結 堆 積 物

IV. 3. 1. 泥 質 岩

この図幅地域内において花崗岩侵入以前の堆積岩類を岩質に従い泥質岩・砂質岩泥質岩互層・砂質岩および輝緑岩質凝灰岩などに分類したが、高隈山地全部と高隈川沿いの生栗巣から上流の諸小岩体と、残る諸岩体とは岩質および岩相に著しい相違がみられる。前者は砂岩・礫岩などの粗粒碎屑岩に乏しく、かつ著しい変形を蒙り千枚岩になつていて、一部に緑色岩類を伴なっているが、後者は砂質岩に富み一部に礫岩がみられ岩石の凝結度が弱く、地層は比較的整然としていて緑色岩を全く欠く。両者は共に化石を産しないが、岩相からみて前者は中部および南部九州において時代未詳層群と呼ばれているものに、後者は宮崎県南部で日南層群と呼ばれているものにそれぞれ対比しようと考えられる。なお前者は高隈山花崗岩に、後者は南大隅花崗岩にそれぞれ貫ぬかれている。両者の層位関係はシラスに覆われて不明であるが恐らく断層で境しているらしい。また高隈山地の時代未詳層群は東方ほど片理の発達が著しくなっているが、高隈川ぞいの谷田付近では片理の発達が悪く、また高隈山地東端部の地形から考えても、同山地の東端は南北に走る断層により断たれていると推察される。

高隈山地を構成する堆積岩類は既に河内により予報されているように、鹿屋市浦と垂水市根本原とを結ぶ西北西—東南東方向の推定断層により 2 分され、南側には輝緑岩および同岩質凝灰岩から成る地層が分布し、北側には砂質岩・泥質岩およびこれらの互層から成る地層が分布している。なお後者中にはわずかの塩基性熔岩・塩基性凝灰岩およびチャートの薄層が挟まれている。高隈山地全体を通じて鍵層となるべき地層を欠き、全く無化石で暗色の単調な岩相であるばかりでなく、後にかんがりの著しい変動・変形および接触変成作用を蒙っているため、層厚を算定したり地質構造を明らかにすることは不可能である。

前記断層以北について述べると、高隈山地の西部では一般に北北東—南南西の走向

で、西方に急傾斜する見掛上の単斜構造をしている。しかし数カ所で観察された graded bedding によれば逆転もしばしば認められるので、単純な単斜構造ではなく、層序の繰返しがかなりあるものと推察される。高隈山地の東部では変形が著しく、互層のうちの砂質岩はちぎれ、あるいはさらに多少とも廻転して連続性が失なわれていることが多く、原層理面がそのまま残っていることはまれである。従つて地層の上下の判定はできない。

高隈山地の泥質岩は黒色粘板岩・千枚岩質粘板岩および千枚岩に互り細粒で炭質物に富み、粒子は微細であつて鉱物名の識別は難しい。しばしばシルト程度の石英・長石粒が散在して含まれている。

高隈山地に分布する泥質岩はいずれも著しい変形の結果、千枚岩になつている部分が多いが、それらに発達する片理は河内が既に報じているように泥質岩および凝灰質岩の場合にことに著しく、粒状岩ほど弱い。砂質岩は多くの場合膨縮あるいは腸詰構造が著しいか、あるいはさらにちぎれ、あるいは廻転して大小の構造包有岩塊になつている。また千枚岩の片理の発達是一般に西方から東方に向い次第に顕著になつている。層理面と片理面とはほとんどの場合一致しているが、山地の東部の一部では大きな角度で斜交している場合がある。前記推定断層以北では、大部分の地層は接触変成作用を蒙り硬化しているので線構造は測定し難いが、御岳から南東方に分布する顕著な泥質岩層中では線構造は著しく発達している。この泥質岩層では片理面はむしろ認め難く、鉛筆構造が著しい。線方向は北北西—南南東ないし南北方向で南方に $20 \sim 30^\circ$ 落している。また前記断層以北の地層には節理系がよく発達し、最も顕著なものは東—西、または東北東—西南西にわずかにふれた走向で北に急傾斜するもので、上記の線方向にほぼ直交している。

前記断層以北の地層は前述のようにさらに接触変成作用も受けており、ほとんど全域にわたり黒雲母その他の再結晶が認められる。泥質岩においては、花崗岩体からの距離に応じて、変成鉱物の組合せにもとづく次の3つの帯が区別される。

内側帯（花崗岩側）再結晶は完全またはそれに近く、平面図上で測定した幅は $500 \sim 2,000$ m である。柘榴石、加里長石を特徴とし、堇青石、黒雲母、白雲母、紅柱石、鋼玉、斜長石、石英の種々の組合せからなる。

中間帯 再結晶は完全または中程度、ときに不完全。幅は $500 \sim 3,000$ m、堇青石

を特徴とし、柘榴石、加里長石を伴わない。そのほか黒雲母、白雲母、斜長石、石英からなる。

外側帯 再結晶は不完全。この帯の形および幅は外縁が露出していないため不明であるが2,000 m 以上ある。黒雲母、白雲母、緑泥石、斜長石、石英からなる。

以上の各帯にはこのほかしばしば電気石が認められる。

内側帯および中間帯の形は花崗岩帯の形とよく調和しており、北北西—南南東に長軸をもつた分布を示している。それぞれの帯の見掛け上の幅の最大は各帯の分布の軸方向と一致している。この軸方向には恐らく地下かなり浅所に花崗岩体が存在するものと考えられる。

IV. 3. 2. 砂質岩泥質岩互層

この互層のうち、時代未詳層に属するものは高隈山地に広く分布するほか、高隈川ぞいの生栗巣から上流にわずかにみられ、日南層群に属するものは持留北方、高山南方に分布する。

高隈山地に分布する地層

西部では比較的整然として数~10 cm 単位で繰り返す砂質岩と泥質岩（黒色粘板岩千枚岩質粘板岩）の頻互層であつて、比較的厚い砂質岩層中には径 1 cm 以下の黒色粘板岩のパッチが散在していることがある。東部では前述のように変形が著しく単層ごとの膨縮が著しいか、あるいは互層のうち粗粒の単層がちぎれていることが多い。

仮屋・谷田附近に分布する地層

高隈川に架る橋の北側橋脚および谷田の道路際に露われている。千枚岩質粘板岩と細粒砂岩のこまかい互層で、著しく擾乱しているが、走向および傾斜は N 55~85°W および 30~40°N である。千枚岩質粘板岩の新鮮なものは黒色を呈し片理がよく発達し薄く剥がれ易い。砂岩は濃灰色・細粒質で堅硬であつて、厚さ 10~40cm の薄く延びたレンズ状をなし、千枚岩質粘板岩と互層しているが、時には紡錘状をなして挟まれている。

生栗巣^{いくらす}附近に分布する地層

高隈川に架る橋の南北両側および立小野に至る道路際に露われている。主として片理のよく発達した粘板岩から成り、この中に砂岩が径 60cm 以下の紡錘状をなして含まれ、時に径数 m に達することがある。走向および傾斜はほぼ整然としており N 5

～35° E および 40～60° NW である。この粘板岩は通常風化して灰褐色を呈し、砂岩は黄褐色で堅い。橋の南側の露頭には西方に 15° 内外で緩く傾く小規模の衝上断層が観察される。

持留北方の山地に分布する地層

持留北方の山地はシラス台地から突出して聳え最高点は海拔 268.4m で、シラス台地からの比高は約 170m である。ほぼ平行に走る 2 条の山脈がその中間部で連結されたような形を成し、東側の山脈は砂岩層・西側の山脈は砂岩頁岩互層から成り、両者は整合で前者が下位にある。砂岩層は塊状であるため走向傾斜の測定は難しいが、山脈の方向がほぼ走向を示すと考えられ三角点以北は N30° E 前後である。そして南方ほど南東方向へ曲げられており、分布地域南東端附近で走向・傾斜を測定すると N 12° W・52° W である。砂岩頁岩互層は北方では N 0～25° E であるが、次第に南東方向へ曲げられ南方では N 5～25° W になつていて、これは地形によく現われている。傾斜は 45～65° W のことが多い。

砂岩頁岩互層は細粒砂岩と黒色頁岩との互層から成り、おのおの 5～30 cm の厚さで板状に整然と重なっており、まれに砂岩が厚さ 1～5 m のレンズ状をなすことがある。この砂岩は暗青色を呈し風化すると灰青～灰黄色となり、層理は明瞭でないことが多く、時に葉理が発達する。黒色頁岩は真黒色で層理がよく発達しているが、風化し易く容易に灰褐色になり砕け易くなる。本層中にはしばしば小断層が多くみられ、その大部分は走向 N 5～15° E・傾斜 70～90° W である。また局部的に擾乱したり緩やかに褶曲することがある。(砂岩層は後述する)

高山町南方に分布する地層

細粒砂岩と黒色頁岩の厚さ 10 cm 前後の互層から成り、走向 N40° W・傾斜直立である。

IV. 3. 3. 砂 質 岩

砂質岩のうち、時代未詳層群に属するものは高隈山地西部にわずかみられ、日南層群に属するものは分布が広い。

高隈山地に分布する地層

これは一般に淘汰があまり良くなく、砂粒も比較的角張っていることが多く、基質は比較的少ない。砂粒の粒度は粗粒のことはほとんどなく、中粒以下であつて、層厚

の厚いほど粗い。砂粒はチャート・玄武岩などのほか石英（普通の透明なもの、波動消光するもの、暗緑色で細棒状の電気石が多く入つたものなど）、長石（斜長石および微斜長石）のほかミルメカイト・柘榴石・電気石・ジルコン・白雲母・黒雲母・不透明鉱物などが認められる。

砂質岩が接触変成作用を受けた場合、基質部の再結晶作用は泥質岩の場合と全く同じである。石英・長石を主とする砂粒は低変成度ではほとんど変化が認められないが、花崗岩に最も近い部分では加里長石は澄明に再結晶し、斜長石（灰曹長石—中性長石）も細粒で双晶をしていないものに変つている。ほかに多量の黒雲母・堇青石・少量の白雲母・電気石などを生じている。

持留北方山地に分布する地層

主として無層理塊状の砂岩から成る。細粒質で新鮮なときは頗る堅硬で全体が暗青色を呈し、時に径 5 mm 以下の黒色パッチが点在するが、風化すると灰青～灰黄色となり黒色パッチも認められず砕け易い。またかなり長石質であることがわかる。一般に走向傾斜は明らかではないが、きわめてまれに黒色頁岩と互層し、あるいは軟質の中粒砂岩層を挟んでいるのでこの場合のみ測定できる。なお岩屋附近の河床中にも小規模の露出がある。

中野附近に分布する地層

これは串良川にそい、また山郷に登る道にそいよく露出しており、主として厚い砂岩から成る。この砂岩は細粒質で暗青色を呈し堅硬であるが、風化すると灰青色となり砕け易い。この砂岩はまれに厚さ 40 cm 内外の中粒砂岩をレンズ状に挟み、ときに黒色頁岩と厚さ 5～40 cm の整然とした互層をなす。この黒色頁岩は真黒色で層理がよく発達し風化して灰褐色になり易い。また砂岩中に厚さ数 m 内外の礫岩を含むことがある。この礫岩は基質の方が礫よりもやゝ多く、基質は周囲の砂岩と同じく主として石英および長石から成る。礫はうづら豆大でよく円磨され、岩質はチャートおよび砂岩を主とし、まれに流紋岩がみられる。

なお荒佐部落西方や黒石部落南方の小丘は露出はほとんどないが厚い砂岩から成る。

大塚山および串良附近に分布する地層

前者はシラス台地からの比高約 40 m の小丘をなし、この北側山体は侵蝕のため基

部まで露われている。後者は串良市街から北方へ越える峠道にそいよく露われている。いずれも厚い砂岩から成り、通常風化して灰黄色を呈し小豆大の黒色パッチを含むことが多い。

野崎附近に分布する地層

これは細粒で葉理をもった砂岩を主とし、まれに黒色シルト岩を挟んでいる。南大隅花崗岩の進入により接触変質作用を受け堇青石および黒雲母を多量に生じ堅硬となり急斜面をつくっている。走向傾斜は花崗岩との接触面にほぼ平行し、 $N10\sim40^{\circ}E$ ・ $40\sim80^{\circ}NW$ である。このホーンフェルス中には厚さ数 cm の石英脈が多く認められその走向は花崗岩体との接触面にほぼ平行し花崗岩体側へ $45\sim70^{\circ}$ 傾斜している。そのほか走向が石英脈に似て傾斜が垂直のアプライトもわずかに認められる。

高山町南方に分布する地層

粗粒の砂岩から成り黒色頁岩のパッチを含む。

IV. 3. 4. 輝緑岩質凝灰岩

これは IV. 5. で述べる半深成岩（輝緑岩）とともに高隈山地南部の丘陵に点在して分布する。これは黄緑～暗緑～赤褐色を呈し、凝灰質泥岩および同砂岩などを挟み、全体として著しい変形を蒙り千枚岩になっている部分が多いが、接触変成作用の影響は認めがたい。走向傾斜の一般傾向としては、古江附近では南北ないし北北西―南南東の走向で西傾斜を示すが、東方の郷の原や柳附近では西北西―東南東の走向で北傾斜である。鏡下では二次的な絹雲母および緑泥石が多量に存在し、その中に方解石が脈状または散点状にみられ、また斜長石や石英をわずかに伴っている。

IV. 4. 火 山 岩

IV. 4. 1. 熔結凝灰岩（灰石）

この図幅地域内における熔結凝灰岩を地域的に次の5つに分けることができる。

1. 鹿児島湾沿岸地域に分布する岩体
2. 高隈川沿岸に分布する岩体
3. 図幅地域北西隅の本城川沿岸に分布する岩体
4. 鹿屋市街地附近および永野田駅北方に分布する岩体
5. 図幅地域北西隅山地の高所に分布する岩体

1 は連続関係から阿多火山噴出物といわれ、2 および 3 は確証はないがこれまで始良火山噴出物として取扱われてきた。4 は阿多・始良いずれの噴出物が不明であるが岩質の酷似から恐らく後者であろうと推察される。5 は上記両火山よりも古く、更新世初中期のものと思われる。

熔結凝灰岩は一般に岩質が粗鬆でかつ塊状であり、比較的軟かく採掘および加工が容易であるため、諸所で石材として採取されている。

鹿兒島湾沿岸に分布する岩体

これは磯や小島を成しほとんど連続して分布するほか、高隈山地南部の往時の谷間をうずめて分布発達している。海岸地区におけるその原表面の分布高度は海拔 100～150 m であるが、高隈山地南部では海拔 300～450 m であつて 600 m の高さにまで達している。この原因について、この間に断層の存在、山地の傾斜にそいのし上げたため、あるいは流出時における基盤の傾動などが考えられる。岩質は粗鬆であつて一般に淡紅色を呈し熔結度は低く節理はほとんど見られない。しかし海浜に分布するものは黒色ガラス質のレンズがよく発達し、長さ 60～80 cm 程度のものは珍しくなく長さ 2 m に達するものもある。基質の部分は波浪により容易に侵蝕されるため黒色レンズが浮出したようになり、その形態を立体的に観察することができる。しかし台地をなして分布する部分では黒色レンズはあまり顕著ではない。この岩体を鏡下に検すると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成る。斜長石は柱状または破片状を示し曹灰長石に属し概ね清純であつて累帯構造が著しい。紫蘇輝石および普通輝石は破片状のことが多い。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。石基は淡褐色を呈し Shard 構造が認められる。全体としてガラス質であるが部分的に再結晶しており、その中に柘木状の斜長石・柱状の斜方輝石および粒状の鉄鉱などの微晶が点在し微細な孔隙に鱗球石が晶出していることがある。

高隈川沿岸に分布する岩体

この分布高度はシラス台地の表面の高さよりも低く、侵蝕により地表に露出するようになったもので、この岩体を下刻して高隈川が流れ、時に両岸が近づて峡谷をつくり谷田の滝その他が懸っている。この岩体には種々の岩質があつて全体が 1 回の流出によるものとは思われないが、かなり風化しているため野外で区分することは難しい。しかし少なくとも 2 回以上の流出があつたと思われる。川井田部落南側に川に面

し大きな露出があり、ここで岩質を異にする2枚の熔結凝灰岩が重なっているのが観察できる。下位の岩体の露出は厚さ3m以上あり、灰色粗鬆でかなり風化しているが細長く伸びた黒色ガラス質のレンズがみられ、大部分は低熔結であるが表面から30~40cmの部分は非熔結である。上位の岩体は厚さ約8mあり、中央部に当る3分の1の部分は熔結して垂直の節理がみられる。灰色を呈し緻密質で長さ20~30cmの黒色ガラス質のレンズが認められ、その上下の部分は低熔結になつている。

高隈川上流の高隈橋（高隈部落南方）附近に分布する岩体は河床をなして広く露出し、罅穴がみられる。この岩体は他所では見られぬ程新鮮で、長さ20cm以下の黒色ガラス質のレンズが濃灰色の基質中に延びているのがよく観察できる。低熔結で節理はあまり明瞭ではない。この岩体の延長が川井田の岩体の上位にあるものに相当するらしい。これを鏡下に検すると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成る。斜長石は破片状のものが多く曹灰長石に属し累帯構造は著しい。紫蘇輝石および普通輝石は破片状のことが多い。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。石基は淡褐色を呈し Shard 構造が認められ、概ねガラス質であるが部分的に再結晶しており、柘木状の斜長石・柱状の斜方輝石および粒状の鉄鉱などが散在している。

谷田の滝から下流に分布するものはいずれも肉眼的には一様で著しい相違は認められない。塊状かつ粗鬆で全体が灰青色を呈しその中に長さ1mm以下の輝石斑晶が点在し、黒色ガラス質のレンズはあまり著しくないが風化面で見ると幅10cm以下のレンズが認められる。しかし一般に風化して赤色を呈することが多く、低熔結で節理はみられない。この岩体は川井田の岩体の下位のものの延長であろうと推察される。現在ではこの岩体の表面は風化してロームに移化し非熔結部は認められないので、流出当時の表面は既に削剝されたと考えられる。基盤岩と直接する露出は見当たらないが、かなり近くでも非熔結部は見られなかつた。鏡下に検すると斑状組織が認められ、斑晶は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および角閃石から成る。斜長石は柱状または破片状で曹灰長石に属し清純で累帯構造は著しい。紫蘇輝石および普通輝石は柱状または破片状を呈する。角閃石は両輝石に比較すれば少なく、いわゆる緑色角閃石に属し多色性がみられ、しばしば(100)双晶を示す。石基は淡褐色を呈し Shard 構造が認められる。全体としてガラス質であるが部分的に再結晶しており、柘木状の斜長石・柱状の斜方輝石および粒状の鉄鉱が散在している。

図幅地域北西隅の本城川沿岸の分布する岩体

これは現在では分断されているが、往時は谷間をうずめて堆積したものと考えられ、高さ 20~50 m の柱状節理を連ねた急崖をなし、各岩体の頂部はほぼ平坦で海拔 300 m 前後である。粗鬆な岩石で濃灰色石基中に長さ 20~30 cm、時には長さ 1 m に近い黒色ガラス質のレンズが著しくみられる。基質は通常風化して赤味を帯びている。鏡下に検すると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成り、まれに黒雲母およびこれから変質したと思われる緑泥石が見出される。斜長石は多く柱状あるいは破片状で概ね清純であり、曹灰~亜灰長石に属し、紫蘇輝石の多色性はあまり著しくなく、普通輝石には (100) 双晶を示すものがある。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。石基は淡褐色を示し Shard 構造が認められ、全体としてガラス質であるが部分により再結晶している。その中に斜長石・緑泥石・鉄鉱などの微晶が散在している。

鹿屋市街地附近に分布する岩体

市街地およびその北方の 3 カ所に肝属川の河床をなし熔結凝灰岩が露われており、かなり風化しているが高隈部落附近に分布するものに似ている。

永野田駅北方に分布する岩体

同駅北方約 150m の道路際にも熔結凝灰岩が露われているが、著しく風化し土壌化がすすんでいる。しかし長さ 10~30cm の長く伸びた黒色のガラス質レンズが残存して見出される。

図幅地域北西隅山地の高所に分布する岩体

花崗岩および砂礫層の上に載っている。新鮮なものは灰青色を呈し全体としてガラス質であるが、風化を受け易く、通常は灰褐色を呈し、塊状で節理はほとんど見られない。

これを鏡下に検すると、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成る。斜長石は柱状であるが破片状のものも少なくない。概ね清純であつて曹灰長石に属す。紫蘇輝石および普通輝石は斜長石よりも遥かに少なくなかつ小形で、両者はほぼ等量にある。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴う。石基はガラス質で、斜長石・輝石・鉄鉱などの微晶が散在し、Shard 構造が顕著に認められる。

IV. 4. 2. 安 山 岩

これは西海岸にそいシラス台地から突出し3カ所に分布する。これらの山容は緩慢でありロームおよび現世の火山灰で厚く覆われているため露出はきわめて少ないが、岩質が堅硬であるため熔結凝灰岩その他から成る山地とは地形によりその分布が容易に区別される。熔結凝灰岩に覆われているという以外に地質時代を推定する資料はないが、火山の原地形が著しく失われているので、恐らく第三紀末ごろの噴出物と思われる。いずれも熔岩を主とし凝灰角礫岩を伴ない成層火山であつたらしい。熔岩の岩質は堅硬で柱状または板状節理がよく発達しており、肉眼では長さ1mm以下の斜長石の白色結晶が青黒色の石基中に比較的密に散在しているほか、有色鉱物斑晶は明らかではない。凝灰角礫岩は四斗樽大以下の大小種々の同質火山岩塊が火山灰と共に凝結したものである。

熔岩を鏡下に検すると、斑状組織が認められ多斑晶質で斑晶は斜長石・紫蘇輝石および普通輝石から成る。斜長石は柱状で亜灰～曹灰長石に属し結晶の外縁部は概ね清純であるが内部は著しく汚濁していることが多く、一般に累帯構造は著しい。紫蘇輝石は長柱状で淡褐～淡緑色の多色性が見られる。普通輝石は柱状で淡緑色を示し多色性はほとんど見られず、(100)双晶を示すものが少なくない。紫蘇輝石と普通輝石とが平行連晶をなすものがしばしば見出され、また斜長石・紫蘇輝石・普通輝石および鉄鉱などから成る聚斑状集合に富んでいる。ほかに微斑晶として鉄鉱を伴い、また橄欖石に由来すると思われるイデイングス石や、結晶外形から推察し角閃石に由来すると思われるオパサイトがまれに見出される。石基は毛氈状組織で橋木状の斜長石・柱状または粒状の単斜斜方両輝石および粒状の鉄鉱などから成る。

IV. 5. 半 深 成 岩

輝緑岩から成り、花里南西方321.9m高地附近、郷の原西方の319.4m高地附近および白水北東の丘陵上に露出している。郷の原西方の採石場附近のものの一部には明瞭な枕状構造が認められた。

この岩石は黒色塊状で時には非常に堅硬である。鏡下ではオフィティック組織が明瞭に認められ、紫～堇色の多色性を示すチタン輝石のほか斜長石・緑簾石・棒状不透明鉱物および方解石などがみられる。

IV. 6. 深 成 岩

この図幅地域内に分布する深成岩は、地域北西隅の高隈山地に見出される高隈山花崗岩と、南東隅にわずかに分布する南大隅花崗岩から成る。後者は大隅半島南部に西南日本最大の面積に分布する花崗岩体の一部で、両者はともに西南日本外帯の諸花崗岩に共通した特徴をもっている。前者は時代未詳層群を、後者は日南層群を貫ぬき、地質時代は新第三紀中新世といわれている。K—Ar 法による絶対年代測定³⁸⁾によれば、高隈山花崗岩は約1,600万年、南大隅花崗岩は1,400万年および2,100万年と算定されている。

南大隅花崗岩

この図幅地域内に分布する岩体は中粒ないし粗粒の黒雲母花崗閃緑岩で、砂岩源および泥岩源の捕獲岩をかなり包有している。花崗岩は鏡下では主として加里長石・斜長石・石英から成る。加里長石はペルト石構造をもち他形で、他の鉱物の間を填めている。斜長石はやゝ斑状で累帯構造が著しくミルメカイトがわずかに認められる。そのほか柘榴石やホーンフェルス状の黒雲母斜長石集合体など汚染作用の影響と思われる諸鉱物や組織がしばしば認められる。また本岩中には含柘榴石・黒雲母アプライトの岩脈が多く発達し、いずれも幅数〜数10cmで時に平行な岩脈群を成している。その走向傾斜には北東—南西の走向で南東方に傾斜するものが多い。

高隈山花崗岩

これは高隈山地の中央部を占め、北方は図幅地域外の大野原北方まで拡がっており、東西6km・南北9kmのほぼ楕円形の分布を示し、その長軸は北北西—南南東方向である。この主岩体のすぐ南方に当る御岳西方の谷中には小岩体が現われ、岩質や主岩体の時代未詳層群との間の接触面の傾斜などによつて考えると、これは主岩体の一部と見なされる。花崗岩と時代未詳層群との接触面はこの図幅地域内では次の場所で観察される。本城川流域では新光寺発電所のやゝ上流、中谷上流、29林班の沢上流、20林班の沢上流、および垂水港一堀切間の七曲り附近のバス道直上などのほか御岳西方の高須川流域の各所。接触面の傾斜は花崗岩体の南東側接触部では緩く、ときにはほとんど水平に近い。これに対し北東側および南西側では数10度の傾斜を示し、いずれも花崗岩体の外側へ傾いている。

岩体は岩質によつて、中粒ないし粗粒黒雲母花崗閃緑岩～黒雲母アダメロ岩（新光寺型）と中粒ないし細粒含柘榴石アプライト質アダメロ岩（猿ガ城型）の2種に区分される。これらのほか花崗岩類および時代未詳層群を貫ぬいている脈岩類として柘榴石を含むアプライト、含まないアプライトおよび電気石ベグマタイトなどがみられる。

高隈山花崗岩中には流理構造はほとんど認められない。たとえ存在する場合でも極めて局所的である。節理は岩体全体を通じてよく発達している。すなわち岩体中央部では東西系および南北系の節理が発達し、岩体西部および南西部では花崗岩中と接触部附近の時代未詳層群中とを通じ、接触面に平行な走向をもち岩体内方へ50～70°傾斜する節理がよく発達している。この節理に沿つて石英脈群やアプライト脈群が多数みられる。

i) 新光寺型岩石 本岩は主として石英・加里長石・斜長石・黒雲母から成り有色鉱物に乏しく、鏡下では以上のほか副成分鉱物として白雲母・ジルコン・燐灰石・磁鉄鉱・柘榴石・電気石などが認められる。石英は他形で他の鉱物の間を填めているが、時に大形で斑状のものがある。加里長石は他形でベルト石構造をもちカールスバッド双晶をなし、一般に汚濁しミルメカイトがしばしばみられる。斜長石は形の大小によつて2種に分けられる。大形の斑状をなすものは長さ5mm前後で自形性が強く累帯構造が著しい。斑状でない斜長石は半自形で長さ1mm前後で累帯構造は著しくない。いずれも $An\ 22\sim 44$ で、 $An\ 30$ 前後のものが多い。黒雲母は $X =$ 淡黄色、 $Y \rightleftharpoons Z =$ 茶褐色ないし茶色で、ジルコンによる多色性ハロが普通にみられる。

ii) 猿ガ城型岩石 本岩は本城川中流の猿ガ城附近に東西約2.5km・南北約3.5kmにわたり露出している。また岩体南部の時代未詳層群との接触部に数mないし数10mの厚さで岩体を包むような形で存在する優白質細粒の岩石もこの型のものであり、さらに御岳西方高須川上流の小露出もこの型の岩石である。特徴はアプライト質で、紅色の肉眼的柘榴石をかなり包有していることにある。有色鉱物として黒雲母を主とする部分と、電気石を主とする部分とがあり、互に不規則に入りまじっている。また石英・長石を主とし少量の柘榴石を含むベグマタイトが本岩中に限り、とくに中心部に多くみられる。さらにもう1つの著しい特徴は直径数cm程度のほぼ球状の暗緑色包有岩を普遍的にかつ多量に含有することである。この包有岩は主として董青石・正

長石・石英から成り、少量の黒雲母・柘榴石・電気石・緑色スピネルなどを含み、包有岩の周囲には通常黒雲母の密集した帯がみられる。猿ガ城型の岩石は鏡下では石英・加里長石・斜長石を主とし、黒雲母・電気石・柘榴石を伴ない、白雲母・チタナイト・ジルコン・燐灰石などを少量含んでいる。石英は通常径2～3mmであるが、ときに7～8mmの斑状を示すものがある。加里長石はペルト石構造をもちカールスバッド双晶をしている。斜長石は累帯構造は顕著でなく、ミルメカイトがしばしば認められる。黒雲母は前記の新光寺型岩石中のものと大差はない。電気石は他の鉱物の粒間あるいは割れ目を埋め紐状または粒状に点在し全くの他形であるが、これらが全体として球状の産状を示すことがある。柘榴石は鉄礬柘榴石―満庵柘榴石系のものである。

iii) 脈岩類 高隈山花崗岩体とその周辺にはアプライト・ペグマタイト・石英脈などがよく発達している。アプライトは岩体周辺部で岩体側の部分に多く、ペグマタイトは主として岩体中央部に分布する猿ガ城型の岩石中に著しく、石英脈は岩体と時代未詳層群との接触部附近の岩体側に密集しているほか、接触変成作用を受けた時代未詳層群中に限って分布している。そのほか猿ガ城型岩石中にしばしば電気石の細脈が認められる。アプライト・石英脈および電気石細脈の方向は花崗岩中および時代未詳層群中の主要な節理系の方向と全く一致している。アプライトは幅数cm程度のものから数mに及び、明瞭な脈状で石英脈に切られている。脈の中央にペグマタイトをもつ複合岩脈をなすものもあり、また肉眼的柘榴石を含むものもある。ペグマタイトは幅数～20cm程度の脈状をしたものと、幅数cm・長さ1m程度の不規則な形状を示すものがあり、まれに不規則塊状で径数m以上のものもある。いずれも石英・長石・電気石・柘榴石・雲母類から成る。石英脈は幅数～数10cmで、高隈山花崗岩体の西部から南部にかけての猿ガ城型岩石中、および高須川上流の猿ガ城型岩石中に密集して認められる。また接触変成帯中にも密集して産することがあり、この中に鉄満庵重石その他の鉱石鉱物を含み、各所で採鉱および探鉱が行なわれた。

iv) 新光寺型岩石と猿ガ城型岩石との関係 両者の関係は本城川ぞいの連続露頭で観察した限りでは漸移的で、はつきりした境界は認められない。すなわち数～数10mの間に、粒度や有色鉱物の量のわずかな変化、柘榴石の有無などの構成鉱物の変化、包有岩の量や種類の変化などの移り変るのがみられ、このような移り変りが一方

から他方へ進行した元へもどつたりする不均質な中間移行帯（幅数 100m 内外）があつて、両者は漸移する。他の場所でもほぼ同様であろうと推察される。猿ガ城型岩石は高隈山花崗岩体のルーフに近いところで、新光寺型岩石をつくつたマグマが堆積岩類を同化しつつ固結したときに生じた岩種であろうと考えられる。ルーフ附近に残漿が濃集してアブライト・ペグマタイトを生じ、また一方では捕獲岩を多量に包有するようになったと思われる。

V. 応用地質

V. 1. 崩壊

図幅地域内では地這り現象はないが、山地の崩壊およびシラス台地の崩壊などの問題がある。

山地の崩壊は高隈山地に多く、古期岩層を覆う新期火山灰・ローム・降下軽石および古期岩層の風化部など表皮部における小規模な山崩れである。

笠野原・鹿屋原を初め図幅南東部のシラス台地における崩壊に対しては第 2 次世界大戦中から戦後にかけては、何等の対策がなされず放置されていたため梅雨期あるいは台風時に伴う豪雨によつて崩壊は顕発し、崩壊地附近の荒廃はもとより崩壊土砂が流下してその下流域の耕地や公共施設などに多大の損害を与えていた。

このシラス台地の崩壊はいわゆる gully erosion であり、その原因・型は次のように分類されている。

崩壊の原因
(イ) 地表水の流下による
(ロ) 滲透水による
(ハ) 台地砂礫層中の水の過飽和による
(ニ) 地下水による
(ホ) 崖腹の風化による
(ヘ) 機械的原因による

崩壊の型
(1) 崖錐の飽和崩壊に伴う崖崩れ
(2) 脚部洗掘に基く崖崩れ
(3) 垂直落水による崖崩れ
(4) 陥落侵蝕に基く崖崩れ
(5) 滑面に沿う崖崩れ
(6) 地下水による崖崩れ

本図幅内で往時見られた 50 数カ所の崩壊はほとんど地表水の流下(イ)による(1), (2), (3)の型に属するものであり、笠野原中央の中山谷の一部には滲透水による崩壊(ロ)が見られた。

このシラス台地の崩壊に対しては台地上に降つた雨水が系統化された排水路によつて安定した谷を通じて河川に達するようにし、不安定な谷頭から直接落水させないなどの台地面の処理、あるいは侵蝕谷の処理、地下水の処理に万全を期するほか、台地周辺の道路についてはその切取り、構造、排水溝などに十分な留意を要する。

なお昭和 28 年以降は特殊土地帯として治山、砂防、農地保全などの対策事業が着々と進められつゝあり、近年では崩壊地は既に復旧し、新たな崩壊もほとんど見られなくなつている。

V. 2. 鉱 床

この図幅地域内における鉱産資源としては主として高隈山地における金属鉱床が挙げられる。その多くは高隈山南方斜面に点在しかつては探鉱または採鉱されたこともあるが、現在はいずれも休山している。たゞ最近発見された本城川上流北岸山腹一帯に分布しているウラン鉱床については目下探査が進められつゝある。ほかに浜田一寺田間の海浜に砂鉄を産し一時稼行されたこともあるが現在は休止している。窯業原料鉱物として高隈山地における石英および長石が知られている。

V. 2. 1. 金 属 鉱 床

高隈山地における金属鉱床および窯業原料鉱物については既に木下・宮下¹⁰⁾、鹿児島県¹³⁾によつて報告されているとおり金・銀・銅・鉛・亜鉛・アンチモニー・蒼鉛・砒素・錫・タングステン・モリブデン・鉄(硫化)などが従来知られ、最近ウラニウム鉱が発見されている。こゝではこれらの多くの鉱床については木下・宮下の報告に基きその概要を述べ、ウラニウム鉱床については未だ公表された文献はないが、浜地忠男が工業技術院地質調査所の業務として調査した資料により、特に同調査所の好意により許を得てその概要を記述する。

このほか浜田一寺田間の海浜に産する砂鉄鉱床については吉村・桜井の報告¹⁵⁾からその概要を摘録する。

鹿屋銅山¹⁰⁾ 鹿屋市郷ノ原部落の北西方約 1 km にあり、明治 37 ~ 38 年頃には活

発に移行され、山元で自家精煉が行われたとのことであるが現在は休山中である。

鉱床附近は輝緑岩または輝緑凝灰岩を主とし、鉱床は輝緑凝灰岩あるいは黒色泥質千枚岩中に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱床で、ほぼ東西に走り $20\sim 30^\circ\text{N}$ の傾斜をなしている。鍾巾は通常 0.2 m を出てないが、富鉱部は 1 m にも達しかつ緩傾斜でほとんど水平に近い部分に鉱況良好な傾向がある。

鉱石は緻密で細粒の黄鉄鉱・黄銅鉱を主とし一部に閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱がみられる。脈石として石英・方解石その他細脈状をなす緑簾石をみとめる。

鹿屋銅山黒岩林道鉱床¹⁰⁾ 時代未詳層群の砂岩・泥質千枚岩を母岩とし、ほぼ $\text{N}60^\circ\text{W}$ に走り北東に傾斜する断層帯に胚胎したもので、硫砒鉄鉱および石英を主とした鉱脈であるが、時には閃亜鉛鉱を伴うことがある。

鹿屋鉱山¹⁰⁾ 鹿屋市大浦（旧称浦）部落の北西にあり、かつて採鉱されたこともあるが目下休山中である。

鉱床は黒色泥質千枚岩を母岩としほぼ東西に走り北に傾斜する1条の含硫化鉄物石英脈で、一部は粘土化した時に母岩の破片を取込んで角礫状をなしている。脈巾は大概 $0.3\sim 1.0\text{ m}$ の間に膨縮する。

鉱石は主として磁硫鉄鉱から成り、黄鉄鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱・アラバンド鉱を混え、脈石として方解石・石英・苦灰石等がみられる。

椴平鉱山¹⁰⁾ とがひろ 鹿屋市大浦部落の北方椴平（ 456.3 m ）を中心として鉱床が分布している。大正末期に発見され、その後採鉱・採鉱されたこともあるが昭和19年以降は休山中である。

鉱床は金・蒼鉛・タングステン・モリブデン鉱を含有する石英脈で、泥質千枚岩中に胚胎する。数条の主要鉱脈のほか零細脈が少くないが、いずれも $\text{EW}\sim\text{N}80^\circ\text{E}$ に走り $60\sim 80^\circ\text{N}$ に傾斜する平行脈で、脈巾は数 $\sim 30\text{ cm}$ である。

鉱石は自然金・自然蒼鉛・鉄マンガン重石・輝水鉛鉱・黄鉄鉱・白鉄鉱を含み、脈石中には石英・電気石・白雲母・絹雲母（？）などがみとめられる。

破川鉱山¹⁰⁾ ほらいやま 鹿屋市破川字中なかほらうざの方限部落から谷にそい西方約 1.5 km にある。明治40年に開発されその後採鉱されたこともあるが、現在休山中である。

鉱床附近は黒色泥質千枚岩を主とする。鉱床は上記黒色泥質千枚岩を母岩としてその小裂罅を充填し、 $\text{N}80\sim 90^\circ\text{E}$ に走り $65\sim 75^\circ\text{N}$ 傾斜している。坑道内にみられる

ものは脈巾 0.1m 内外の硫化鉍脈とこれに平行する巾数 cm の同質細脈 2～3 条である。鉍脈には中石を挟むことが多い。

鉍石は黄鉄鉍を主とし磁硫鉄鉍・黄鉄鉍・硫砒鉄鉍・斑銅鉍(?)を混え、脈石として石英を伴う。

樺平鉍区小屋谷鉍床¹⁰⁾ 鹿屋市小屋谷にあり、小屋谷部落から溪流にそって北方に溯る附近に 2～3 の露頭がある。

鉍床附近の地質は砂岩・泥質千枚岩などから成り、鉍床はこれらの地層を母岩とする含硫化鉍物石英脈および鉍染鉍床である。

鉍石は黄鉄鉍を主とするもの、硫化鉄鉍を主とし黄銅鉍を伴うもの、硫砒鉄鉍を主とするものなどがあり、脈石として石英を伴う。

大隅鉍山¹⁰⁾ 小屋谷部落の北方にあり、明治年間に発見され、大正初年には金・タングステン鉍を目的として移住されたこともあるが現在は休山中である。

附近の地質はホーンフェルス化した泥質千枚岩から成り、鉍床はその泥質千枚岩を母岩とする石英質鉍脈でその数は多い。旧坑は多いが鉍床の詳細な観察はなし得ない。しかし大概硫砒鉄鉍に富んだ石英質或は含電気石石英質鉍脈で、N 70° E～EW に走り 40～50° N に傾斜しているものが多い。鉍脈中には多く金を伴っているものようである。

花崗鉍山¹⁰⁾ 垂水市新城の平岳の東南部にあり、第 2 次大戦前にタングステン鉍を目的として開発された。一時電気石の採掘をも企画されたこともあるが、本格的開始に至らずして終戦となり以後休山中である。

附近の地質は砂岩および泥質千枚岩とこれらを貫く花崗岩類とから成り、泥質千枚岩はホーンフェルス化されている。

鉍床はこれらを母岩とするペグマタイト～ペグマタイト質石英脈～石英脈で、その中にはタングステン・モリブデン・蒼鉛・金などが含有されている。鉍床は南部・東部および北部の 3 群に大別し得られるが、南部鉍床群は従来主として探鉍されておりホーンフェルス中に多数胚胎する鉍脈である。東部鉍床群はいずれも花崗岩体あるいはその周辺のホーンフェルス中に胚胎するもので、多くの鉍脈の露頭がみられる。北部鉍床群は平岳の東東南側傾斜面に位置するが、アプライト質花崗岩とその上にルーフとして載るホーンフェルスとの接触部附近にほぼ水平に賦存しているペグマタイト

鉱床である。このペグマタイ脈はほとんど全く石英および長石から成り、少量の電気石・白雲母・未詳鉱物数種を伴うが、石英・長石鉱床としても知られるので別に後述する。

横岳鉱山¹⁰⁾ 垂水市新城にあり鉱区は前記花崗鉱山の西に隣する。主な鉱床は空晶石・黒雲母ホーンフェルス中に胚胎する鉱脈で $N80^{\circ}E$ に走り、脈巾は $0.1 \sim 0.5$ m である。

鉱石は石英を主とし多量の母岩破片を包有している。鉱石鉱物としてみとめられたものは方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・白鉄鉱などの硫化鉱物である。脈に接する母岩は珪化が著しく、かつ多量の黒雲母を生じ磁硫鉄鉱が鉱染している。

新城鉱山¹⁰⁾ 垂水市新城にあり、平岳・横岳・白山を連ねる山稜の西南斜面を占める。鉱床賦存地サカ谷附近の母岩は砂質岩泥質岩互層で $N20 \sim 40^{\circ}E$ に走り $70 \sim 80^{\circ}$ NW 傾斜している。

鉱床（サカ谷鉱床）はほぼ E-W 時に $N80^{\circ}E$ に走り $70^{\circ}N$ 傾斜する脈状の石英一硫化鉱物鉱床である。鉱脈は粘板岩中の断層を充填したもので、しばしば角礫状・網状構造がみられ脈巾全体として $0.3 \sim 1.5$ m の間に膨縮する。また母岩の走向に平行または亜平行する裂罅にそつて本鍾から分岐脈を派出し、それらと本鍾との交叉部には往々“直り”を形成する。

本鉱床にみとめられる鉱石鉱物は方鉛鉱・閃亜鉛鉱であつて一部にブーランジェ鉱らしい毛鉱様針状鉱物を伴っている、そのほかには黄鉄鉱が多く硫砒鉄鉱・黄銅鉱・白鉄鉱を若干含み、また金・銀をも含有する複雑な硫化鉱石である。

新城寺田海岸に注ぐ小溪流の上流約 4 km には鉱脈の露頭が 2 カ所にみとめられ鬼カ谷鉱床と呼ばれている。下部のものは砂岩レンズを伴う粘板岩中に胚胎する鉱脈で $N25^{\circ}E$ に走り $70 \sim 80^{\circ}NW$ 傾斜している。本鉱床も断層帯に胚胎したものであるが、 $0.1 \sim 0.2$ m の脈巾をもつて角礫質母岩を包有する緻密堅硬な石英脈で、鉱石鉱物として黄鉄鉱・硫砒鉄鉱・輝安鉱などを含む、全体として鉱化帯は総厚 1.5 m に及ぶ。上部のものは上記鉱脈賦存地の北方約 600m 附近にあつて、砂質岩・泥質岩互層中に胚胎する石英脈で鉱石鉱物は黄鉄鉱に富み方鉛鉱を作っている、 $N20^{\circ}E$ に走り $55^{\circ}NW$ 傾斜している。

垂水市新城^{うす}宇住庵^{やぼん}の東方約 4 km にある鉱床は西部鉱床と呼ばれ砂質岩・泥質岩互

層（特に後者）中に胚胎し、N30～50°E に走り直立または80°N～80°S 傾斜する多数の小石英脈よりなる網状脈である。脈巾は1.0～1.5 m、時に2 m 以上に及ぶ。母岩の泥質岩は脈に接近する部分は多少珪化作用をうけている。鉱脈を構成するものは主に石英で上盤に近く輝安鉱が濃集し、そのほか少量の硫砒鉄鉱・黄銅鉱を伴い、その他の鉱石鉱物および脈石に乏しいが若干の金銀を含有する。

上野鉱山¹⁰⁾ 前記新城鉱山の鉱区に接しその南部を占めている。鉱床は砂質岩泥質岩互層中に胚胎する数条の石英脈である。このうち1号脈と呼ばれるものは新城鉱山西部鉱床の鍾先で、脈巾0.3～1.5 m の網状含金銀石英脈である。そのほか2～5号脈と呼ばれる4条の鉱脈が知られているが、4号脈もまた新城鉱山鬼ヶ谷鉱床の南方鍾先に当り鉱況も類似している。

重金鉱山¹⁰⁾ 垂水市新城（一部鹿屋市）にあり花崗鉱山の東に谷を隔て、隣接し、南部には前記の大隅鉱山がある。鉱床はホーンフェルス化した泥質千枚岩中に胚胎する鉱脈であるが、現在十分に観察することはできない。かつて探鉱した際の廃石には純白色の石英のほかには若干の電気石がみとめられる。

吉別府^{よしがびらう}鉱床¹⁰⁾ 鹿屋市吉別府の北西方約1 km にあり、古くは金を目的として稼行され旧坑もあるが、近年は全く採掘されたことはない。

鉱床は時代未詳層群の砂質岩泥質岩互層中に胚胎しNE に走る石英脈である。3旧坑があるが現在はいずれも鉱況不明である。しかし脈に接する母岩の部分に電気石を生じている。なお附近にはさらに多数の石英脈があるといわれる。

大平鉱山¹⁰⁾ 高隈山群の主峯御岳の東北方約800 m の海拔800～900 m 附近にあり、大正初年頃発見され大正9～11年には砒鉱を採掘し、山元で粗製砒硫酸を製して盛況を呈したこともあるが、その後は全く稼行されていない。

附近の地質は砂質岩泥質岩互層で、鉱床附近はホーンフェルス化している。鉱床はほぼEW に走り70°N± 傾斜する硫砒鉄鉱石英脈で、主要なもの2～3条がある。

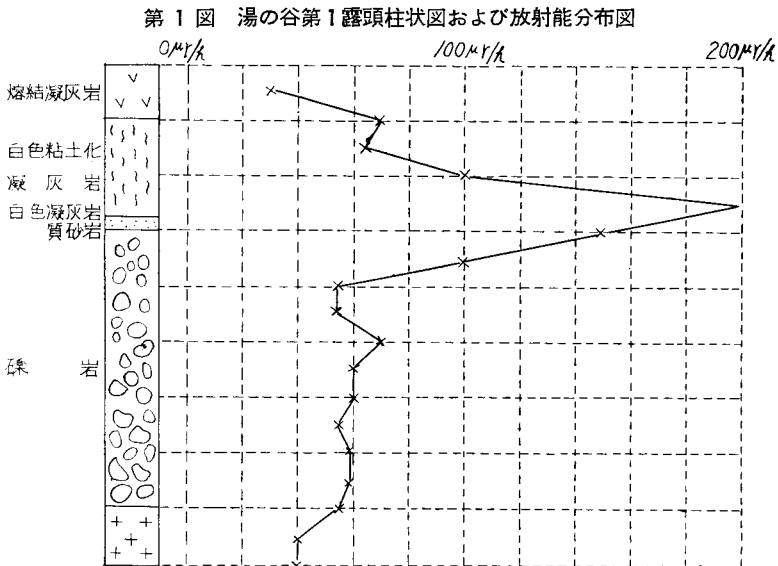
ウラニウム鉱床

図幅地域の北西隅に位する新見堂内野の北方、垂水市大野原高原の堆積岩中のウラニウム鉱床は昭和35年原子燃料会社により発見され、その後同社および工業技術院地質調査所により精査が行われた。その成果の大要は次のとおりである。

- i) 地質 既述のように時代未詳層群とこれ貫ぬく高隈山花崗岩とを基盤とし、

これらを不整合に覆うて砂礫層*が発達し、さらにその上に順次熔結凝灰岩**、シラス層、ローム・軽石層が重なっているが、ウラニウムを含むものは砂礫層上部の白色凝灰岩とその上位の熔結凝灰岩の一部とである。砂礫層は多く高隈花崗岩を覆うており、花崗岩上の不整合面は著しく起伏に富み比較的狭い範囲内にて海拔 400 ~ 520 m に変化している。砂礫層は既に述べたように下部から上部へ礫岩、砂岩、白色凝灰岩が疊積しているが、場所によつては必ずしも 3 者が全部分布するとは限られず、その厚さも数 10 cm から 40m と変化し、不整合面の凹所には特に礫岩が厚く発達している。熔結凝灰岩は厚さ最大 100m で、前記の砂礫層はこの熔結凝灰岩の直下のみ分布しており、そのために侵蝕から免かれている。

ii) 鉱床 ウラニウムの分布は砂礫層中の上部にある白色凝灰岩に多くみられ、下部の礫岩にはみとめられない。また北隣地の^{たじかひ}田地 No. 5 試錐では熔結凝灰岩中にもわずかに分布していることが知られている。



第 1 図は岡崎地域の北西部（湯の谷）における露頭柱状図で、砂礫層の上部を占める凝灰岩中にウラニウムを多量に含むことを示しており、下位に礫岩が分布している

* 浜地は大野原礫岩層と仮称している。

** 浜地は大野原熔結凝灰岩と仮称している。

にもかかわらず、礫岩中にはウラニウムが含まれていない傾向を示していることは興味ある事実である。また田地明 No. 5 試錐柱状図では風化した花崗岩上に 2.2 m の礫岩が発達し、その上に熔結凝灰岩が重なっているが、熔結凝灰岩の下部にもわずかに放射能がみとめられ、礫岩層の上半部すなわち白色凝灰岩の部分に強い放射能異状がみとめられる。現在までにみとめられた含ウラニウム部は図幅地域北西部の 2 地区および北隣の田地明地区のみであるが、これらの地区では不整合面の高距は 400 ~ 460 m で、周囲と比較すると低い位置にある。ウラニウム鉱物としては未同定の 2 次鉱物が田地明 No. 5 試錐のコアからみとめられている。黄色針状で鏡下でレターデーション高く、伸長方向は正である。凝灰岩中のウラニウムは凝灰岩がほとんど純粋の加水ハロイサイトからなる点から、ウラニウムは吸着されている可能性が強い。本地域のウラニウム鉱床についてはなお残された問題は多いが、堆積型ウラニウム鉱床としては西日本外帯では現在までに知られた唯一のものであり、地質学的にみても今後なお研究の要がある。本地域の最大の特徴はウラニウムが熔結凝灰岩およびその下位の白色凝灰岩中に含まれており、基底礫岩中にはほとんどみとめられないことである。

砂 鉄 鉱¹⁹⁾

西海岸の浜田一寺田間にある。海浜の砂の表面に打上げ砂鉄の薄層があり、やゝ深部に台風時の波浪によつて集積した小規模の鉱層があるが、砂は浅く約 2 m で基盤に達するので量的に期待がもてない。鉱石は磁鉄鉱が主でチタン鉄鉱がこれに次ぎ、脈石には石英・輝石・角閃石・雲母などがある。精鉱の品位は、Fe 48~56%，TiO₂ 8~11% で、昭和 29 年における推定鉱量は 16,200 t であつた。昭和 24 年ごろから打上げ砂鉄を主にした小規模操業の実績があるが、現在では休止している。

V. 2. 2. 窯業原料鉱物鉱床

本図幅地域内で窯業原料鉱物として挙げ得るものは高隈山地域内のペグマタイト脈中の石英および長石であろう。

前に記述したように花崗鉱山北部鉱床はほとんど石英および長石から成り電気石・白雲母などを僅かに含むに過ぎない。石英は無色~白色で一般に結晶形を示さぬ不規則塊状のものであるが、時に (1101) の鮮明な錐形を示し直径 0.2~0.3 m の巨晶としてみられることがある。長石 (正長石) は直径 1.5~10 cm の白色結晶で包有物少

く純粹のものが多い。

化 学 成 分³²⁾

	lg. loss	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K-NaO
石 英	0.02	98.60	1.05	tr.	0.11	0.24	0.18	14.48
長 石	1.54	62.44	21.19	〃	0.08	0.19	0.08	—

鹿児島県工業試験所分析

旧藩時代から少量づつ使用されたこともあるという。

高須川の源流海拔 500m 附近にある滝のすぐ上方に位置するペグマタイト脈も厚さ 2 m 内外あり、石英は混在して産するが、かつて石英を目的として採掘されたことがある。¹⁰⁾

V. 3. 石 材

建 築 石 材

熔結凝灰岩は採掘が容易で加工し易いため建築石材とくに石垣石として利用されている。採石場はいずれも小規模で家族的に 2～3 名程度が手工具により稼行している。荒平駅から南東方に登る道路にそい 800～2,000 m の間に 40 余カ所の採石場がほとんど連続しており、石材は荒平石と称しこの地方で広く用いられている。また高隈川にそい下中～生栗栗両部落の間に 10 余所の採石場がある。

道 路 用 砕 石

安山岩熔岩は板状および柱状節理がよく発達し岩質が堅硬なものは道路用砕石として採取されている。大隅野里駅南方の 176.6m 高地附近に 3 カ所の採石場があり、いずれも従業員は 1 カ所につき数人ずつで手工具により稼行する。また鹿屋市郷の原西方では輝緑岩を道路用砕石として採取している。

V. 4. 地 下 水

図幅地域内の地下水は、山地・台地地域においては余り見るべきものはない。沖積平野の自由面地下水と一部地区での被圧地下水が利用されているが、全体としてみるとその利用度はむしろ小さい。最も多く利用されているものとして、台地南半部に見

られる台地周縁の崖下からの湧水が挙げられ、飲料および灌漑用水源として重宝がられている。

高隈山地その他の山地においては、帯水層となるべき岩層は発達せず、わずかにその周辺山麓部に熔結凝灰岩、シラス層、軽石層の分布が見られ、これらと凝固堆積岩類との境界附近からの湧水が見られる場合がある。山麓部の部落では溪流の地表水とともにこの湧水を水源として利用している。

広大な面積を占める笠野原台地ならびに鹿屋原台地では、表流河川は認められず、地下水面も一般に深い。笠野原台地においては上水道施設の普及する以前には数10 mの深さに達する水井戸が点在したが、現在はそのほとんどが埋没されている。したがって詳細は不明であるが、笠野原台地にあつては、その北部の扇頂部に当る外堀附近から南方に向つて、ほぼ表面地形に沿つた傾斜を示す地下水面図が画かれるようである⁹⁾。これら台地下に賦存する地下水は、もちろん直接台地面の降水に原因するものもあるが、その周囲の山地から由来するものも多いと考えられる。例えば鹿屋市街西部の鹿屋原崖下の湧水は、さらにその北西方高隈山麓側から由来する地下水であろう。また笠野原台地においては、その北部扇頂部附近は肝属川上流部に当り、谷も浅く、吉別府下流までは表流水の伏没さえ見られ、地下水として台地下への流入が予想される。

これら台地の地下水は、シラス・降下軽石層の下位に存在する旧期ローム・熔結凝灰岩の起伏に沿い、後者を不透水層としてほぼ平面的に流動し、その一部が台地南半部の肝属川、串良川および中山谷、甫の木谷などにそう崖下に湧泉として流出して来る。湧泉の性格上からも、少量の湧水地および河床への湧水もかなり多いのであるが、今その主なものを挙げておく。まづ肝属川に沿い、鹿屋市街北西に市上水道水源として一部を使用している湧水区があり、王子には笠野原水道水源として一部利用している湧水群がある。この外南部には新村、田崎、川西、名貫などいずれも湧水が見られ、中山谷中山部落北方にもかなりの湧泉がある。また串良川に沿つては、生栗南南方新町、中野、山下、中郷など右岸に当つて笠野原台地東縁崖下に広く分布し、湧水量は一般には肝属川のものよりも多い。この事實は、串良川沿いの湧泉の集水域は、高隈山地まで含めた広大な面積を占めているためと考えられる。

いずれの地区の湧水も、降下軽石層を透水層とするもので、不透水層を形成する下

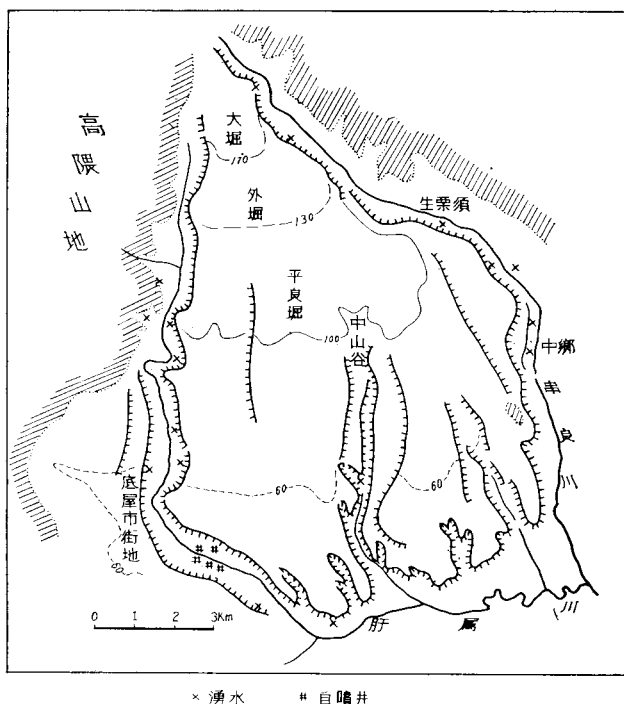
位の旧期ロームおよび熔結凝灰岩の傾斜凹凸によつて湧泉分布が規定されている。

水質は、pH 6.0~6.4, 温度 17°~18°C, Cl⁻含有量 8 mg/l 以下の清冽なもので、主な湧泉の位置および量は第2図に示しておいた。なおその総湧出量は約 10 万 ton/日と推定されている⁸⁾²⁷⁾。

肝属川および串良川によつて形成された河谷平野においては、その上流部では山地・台地の基盤をなす中生層や熔結凝灰岩が河床に露出し、あるいは地表下浅くに存在するため地下水量には乏しい。この傾向は一応鹿屋市街地附近まで見られるが、これから南部の肝属川下流沿いには平野も拓け、沖積砂礫層中に賦存する自由面地下水を容易に得ることができる。

また鹿屋市街南の田崎, 新村地区一带においては被圧地下水が開発され、主として工業用水に利用されている。同市新川町における資料によると、地表下 44~52 m に軽石混り砂礫層が存在して良好な帯水層となり、その上位に堆積する中砂および粘土

第2図 湧水位置および量



混り砂層が賦存層となつて被圧地下水が形成されている。

湧泉と同じく清潔な地下水で、地上約 4 m の静止水頭位を有する。帯水層の下部には比較的厚い粘土および粘土混り砂礫層が約 100m の深度にまで発達し、挟在する被圧水帯水層が一部見られるが、台地下に広く発達する硬質の熔結凝灰岩は認められない。このような賦存状態を示す被圧地下水の分布範囲は更に拡がっている可能性がある。

V. 5. 鉱 泉

次の数カ所に鉱泉があり、いずれも加熱して入浴用に供されている。各鉱泉湧出地には簡素な旅館が 1 軒ずつあり、主として農閑期に営業する。

高橋鉱泉 高隈山地南麓を走る国道に近く高須川左岸にある。

宮原鉱泉 鹿屋市街北方の上祓川の県道ぞいにある。

篠段鉱泉 図幅地域北東部の日南層群から成る山地にある。

内ノ野鉱泉 図幅地域北西隅の本城川右岸にある。

鹿屋鉱泉 鹿屋市街北田町にあり、公衆浴場としても利用されている鉄鉱泉である。

VI. 要 約

この図幅地域は高隈山地およびこれに連なる南方山地、これらの山麓から志布志湾まで広大な面積を占めているシラス台地、およびシラス台地が開析されてきた沖積平野に 3 大分することができる。

高隈山地は峻嶒で峨々たる山峯を連ね、森林資源のほか小規模の金属鉱床を胚胎しているが、現在のところ大きい期待はもてない。石材の産出も著しいものではない。申す迄もなくシラス台地は水不足や崖崩れなど多くの問題を提起している。この地方は本邦でも有数の多雨地帯であるが、天水は容易に地下に浸透するため農耕にはほとんど利用されていない。そればかりか台風時には災害を繰り返して起し悩みの種になつていた。しかしシラス台地の谷間で自然湧水している現象は諸所でみられるが、これは大隅降下軽石層が帯水層をなしシラス台地の地下に広がっているためであつて、地下には多量の水の存在を予想することができる。その為にはシラス台地の下にある

基盤岩の起伏状況を確認する必要がある。

Ⅶ. 資 料

- 1) 松本唯一：始良火山に就いて，地理学評論 Vol. 9, 1933
- 2) 松本唯一：指宿火山泥熔岩の分布，地理学評論 Vol. 15, 1939
- 3) 松本唯一：指宿火山概説，地質学雑誌 Vol. 45, 1939
- 4) 小溝精二：高隈山脈の重要鉱物，九州鉱山学会誌 Vol. 12, No. 4, 1941
- 5) T. Matsumoto: The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyushu, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 19, Sp. No., 1943
- 6) 有田忠雄：九州大隅地方の花崗岩類，地質学雑誌 Vol. 56, No. 656, 1943
- 7) 資源調査会：シラス災害の実際とその対策，1951
- 8) 多田文男：鹿児島県シラス台地の崖崩れ，地理学研究 Vol. 2, 1952
- 9) 松本唯一：阿蘇火山，地質巡検旅行案内書（九大理学部地質学教室），1952
- 10) 木下亀城・宮久三千年：鹿児島県高隈山地鉱床調査報告書（鹿児島県企画調査室），1953
- 11) 有田忠雄：鹿児島県大隅半島の花崗岩類およびその変成岩類，地質学雑誌 Vol. 59, No. 694, 1953
- 12) 鹿児島県企画調査室：鹿児島県の岩石の種類および分布，1953
- 13) 鹿児島県：鹿児島県地下資源概観，1953
- 14) 宮久三千年：南九州の地質旅行，地学研究 Vol. 6, No. 6, 1964
- 15) 吉村正二・桜井哲：鹿児島県垂水坂本地区砂鉄鉱床調査報告，未利用鉄資源Ⅰ，1954
- 16) 原田種成：鹿児島県指宿郡および肝属郡下の砂鉄鉱床概査報告，地質調査所月報 Vol. 5, No. 3, 1954
- 17) 鹿児島県企画調査室：鹿児島県鹿屋銅山電気探鉱調査報告，1954
- 18) 鹿児島県企画調査室：シラス台地流水系統調査報告書，1954
- 19) 鹿児島県企画調査室：ボラ層の分布について，1957
- 20) 浜地忠男・石原舜三：鹿児島県高隈山地鉱床調査報告，地質調査所月報 Vol. 9, No. 11, 1958

- 21) 大庭昇：鹿児島県大隅半島高隈花崗岩体，鹿児島大学理科報告 No. 7, 1958
- 22) 稲井信雄：鹿児島県鹿屋銅山概査報告，地質調査所月報 Vol. 9, No. 11, 1958
- 23) 大庭昇：高隈花崗岩体中の電気石の産状とその成因，九州鉱山学会誌 Vol. 27, No. 2, 1958
- 24) 鹿児島地方気象台：鹿児島県の気象災害，福岡管区気象台要報 No. 15, 1958
- 25) 大庭昇：大隅半島高隈花崗岩中の球状岩 (1) および (2)，岩石鉱物鉱床学会誌 Vol. 43, No. 1 & 2, 1959
- 26) 桑野幸夫・郷原保真・松井健：大隅半島の地質（予報），資源科学研究所い報 No. 49, 1959
- 27) 三井嘉都夫・桑原正見：鹿屋市周辺の地下水，資源科学研究所い報 No. 49, 1959
- 28) 九州地方鉱山会：九州の金属鉱業，1959
- 29) 高島清・高瀬博：鹿児島県高隈山地域鉱床概報，地質調査所月報 Vol. 11, No. 5, 1960
- 30) 郷原保真・小森長生・鹿屋市周辺の第四紀層，資源科学研究所い報 No. 52--53, 1960
- 31) 桑代勲：地形読図（中国書店），1960
- 32) 鹿児島県：鹿児島県の地下資源，1960
- 33) 郷原保真・小森長生：鹿児島県大隅半島の第四紀層，資源科学研究所い報 No. 54--55, 1961
- 34) 石原舜三・河内洋佑：鹿児島県高隈山の花崗岩と垂水鉱山長尾坑の含ウラン鉱床，地質調査所報告 No. 190, 1961
- 35) 河内洋佑：南九州地方の花崗岩類とこれに伴なう含ウラン鉱床，地質調査所報告No. 190, 1961
- 36) 鹿児島県：20万1分鹿児島県地質図および説明書，1961
- 37) 河内洋佑：鹿児島県高隈山地の時代未詳層群中に発達する千枚岩帯，地球科学 No. 58, 1962
- 38) Miller, J. A., Shibata, K., & Kawachi, Y. : Potassium-Argon Age of Granitic Rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. Bull. Geol. Surv. Jap.,

Vol. 13, 1962

39) 郷原保真・小森長生：いわゆる“シラス”“灰石”について（I），資源科学研究所い報 No. 56—57, 1962

40) 橋本勇：九州南部における時代未詳層群研究の総括，九州大学教養部地学研究報告 No. 9, 1962

(Summary)

Geology

The oldest rocks in the mapped area are a complex of sedimentary and igneous rocks of probably of Jurassic to paleogene. The complex of rocks can be divided into two groups according to the degree of deformation. One is the "Shimantogawa group" around the Takakuma-yama, a mountainland in the northwestern part of the area, and the other is the "Nichinan group" except the rocks around the Takakuma-yama. The latter is weaker than the former in the degree of deformation. The former is composed mainly of argillaceous rock, arenaceous rock their alternation, diabase and diabasic tuff, being subjected to the intense deformation with development of remarkable fissilities, and also being metamorphosed thermally by the intrusion of Takakuma-yama granite. At the innermost thermal aureole, the appearance of garnet and potassic feldspar is characteristic. The latter is composed of argillaceous rock, arenaceous rock and their alternation and it is metamorphosed thermally at the contact of "Minami-Osumi granite".

The Takakuma-yama granite is a round stock and can be subdivided into two types, i. e. medium-grained biotite granodiorite and medium to fine-grained garnet bearing aplitic adamellite. The latter, considered to be marginal facies of the former, accompanies many dike rocks such as pegmatite, aplite and quartz vein. The Minami-Osumi granite is medium-grained biotite granodiorite. Both granites are of Miocene by means of K-Ar method using biotite. Andesite is composed of hypersthene augite lava and pyroclastic rocks, being probably of late Tertiary.

In pleistocene, enormous quantity of pumice flows were flowed out of both Ata and Aira volcanoes, well known for their peculiar type of activity. In the mapped area the pumice flows of different

origin are distributed. They are almost welded strongly or weakly, except some places. In addition to them, there is a welded tuff considered to be of earlier age in the northwestern part of the mapped area. Soon after the mentioned activity both Ata and Aira calderas were formed and successively the middle part between them was collapsed. Nearly straight line seen at the west in the mapped area is the eastern tectonic line of the middle part. Aira pumice fall, so called "Barasu", is developed all over central and southeastern Kagoshima Prefecture and is especially thick in the north of Osumi peninsula with the thickness of ten and several meters in the northwestern part of the mapped area and 4 to 5 meters in the southeastern part of the area. Immediately after that, a pumice flow named Osumi pumice flow was flowed out of Aira caldera. It is remarkably vesiculated, being different from the older pumice flows. Besides, there are secondary pumice deposits derived mainly from Aira pumice fall and Osumi pumice flow. The above mentioned three pumiceous deposits, so called "Shirasu" (lit. white sand) formed extensively wide plain slightly dipping toward sea. On the plain, pumiceous sand and gravel bed, so called "Niji-shirasu" (lit. secondary shirasu) was distributed in some places. Speaking of small bodies in the map, the clay bed is a local lake deposit and the older loam is of volcanic origin, being deposited before Aira pumice fall. Sand and gravel beds in the mapped area are not always of same age.

Afterwards, various deposits of volcanic origin such as loam, volcanic ash and pumice fall were accumulated all over the whole area one after another. They are considered to have been derived from Sakurajima and Kaimon volcanoes. In the course of the accumulation, upheaval was took place intermittently, so river terraces were formed along rivers. Consequently, thick deposit composed mainly of pumiceous materials, "Shirasu" and "Niji-

shirasu", was divided into several tablelands, called "Shirasu tableland". Among them, Kasanohara tableland is most famous. "Shirasu tableland" has many problems to settle from civil engineering point of view, because it is easy to break-down at the time of typhoon and pervious to water. Alluvium is distributed along rivers, being composed of gravel or sand and clay.

Economic Geology

More than ten metallic ore deposits, though small in scale, are found around Takakuma-yama. They were once worked but are closed at present. Placer iron deposits along seashore was once worked. A uranium ore deposit in tuff in sand and gravel bed in the Takakuma-yama is now under prospecting. Welded tuffs are quarried for building stone here and there. Also, there are five mineral springs.

1964年 印刷発行

土地分類基本調査

地形・表層地質・土じょう調査

鹿 屋

編集発行 経済企画庁総合開発局国土調査課
印 刷 国 土 地 図 株 式 会 社
東京都千代田区富士見町2～8