

人吉盆地西部における上部新生界の層序

著者	塚脇 真二, 倉富 健治, 金田 俊郎, 大木 公彦, 早坂 祥三
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	19
ページ	87-106
別言語のタイトル	Upper Cainozoic Stratigraphy of the Western Part of the Hitoyoshi Basin, South Kyushu, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00003925

人吉盆地西部における上部新生界の層序

塚脇 真二¹・倉富 健治²・金田 俊郎³
大木 公彦⁴・早坂 祥三⁴

(1986年9月8日受理)

Upper Cainozoic Stratigraphy of the Western Part of the Hitoyoshi Basin,
South Kyushu, Japan

Shinji TSUKAWAKI¹, Kenji KURATOMI², Shunro KANEDA³, Kimihiko ŌKI⁴
and Shozo HAYASAKA⁴

Abstract

The results of stratigraphical study of the western part of the Hitoyoshi Basin, South Kyushu, Japan are given in the present article mainly from the stratigraphic point of view.

The Hitoyoshi Formation ranging from Pliocene to Pleistocene in age is an about 600-metres-thick sequence of lacustrine and volcanoclastic deposits overlying pre-Pliocene basements. At the lowest part of the formation, two consecutive members are discriminated. The lowest Chaya Breccia Member, 8 metres thick and unconformably overlying the basement, is overlain by the Funato Tuff Member which is about 10 metres thick and of pyroclastic flow origin. The lowest part of the formation, excepting the above-mentioned two members, shows very rapid changes in vertical facies, namely, conglomerates, tuff breccia, sandstones and tuffs in ascending order. This shows a lacustrine environment and an intense volcanism at the early depositional stage of the Hitoyoshi Formation. The upper part is composed mainly of slightly stratified siltstones, abundantly yielding plant fossils and with intercalations of sandstone, tuff and diatomite. This represents the later depositional stage of the formation and filling up of the lake basin with sediments.

The Hitoyoshi Formation has an interfingering relationship with the Plio-Pleistocene volcanic rocks (Hisatsu Volcanics) in the southwestern part of the studied area: the Kurojiro Andesites, the Watari Andesite, the Kanamegawa Basalt, the Unokawa Andesite, the Ono Andesite, the Kuma-Kunimiyama Andesite, the Kiwada Andesite and the Amabukiyama Rhyolite in ascending order.

The late Pleistocene pyroclastic flow deposits: the Shimokado, the Kakuto, the Nishiki, the Aso-4, the Ito Pyroclastic Flows, unconformably cover the preceding sedimentary and volcanic rocks, and are overlain by or interstratified with the unconsolidated fluvial deposits. The alluvial deposits are distributed along the river system.

1. 緒 言

人吉盆地 (北緯32°10'~32°18', 東経130°41'~131°) は, 南九州に散在する盆地群のなかでは最大の盆地のひとつであり, その面積は約92km²に達する。この盆地は北方に向かってゆるやかに

¹ 東北大学理学部地質学古生物学教室

² 青年海外協力隊 モロッコ在住

³ 関西学院大学神学部

⁴ 鹿児島大学理学部地学教室

開いた逆三角形形状を呈し、四方を海拔700m以上の山地にほぼ完全に囲まれ、開いているのは球磨川によって穿たれた溪谷の部分のみであるという典型的な傾動地塊盆地の地形を示している (Fig. 1)。

この盆地の西部地域では、古くから植物化石に富む堆積岩類の存在が知られ、いくつかの研究結果が報告されている (林, 1958; 田村ら, 1962; 今西・宮原, 1972; 宮原, 1970)。また、淡水性貝類化石についても若干の報告がある (田村ら, 1962)。

一方、この地域の地質層序に関しては、古くは金原 (1907) による地質図幅のなかで取り扱われているほか、大谷 (1930) によってその概略が報告され、その後、田村ら (1962) によって、精密な野外調査にもとづく層位学的な研究が公表されている。

火山岩類の岩石学的研究としては山本 (1960) によって行なわれた本地域の南西部から南東方にかけて広く分布する肥薩火山区に関するものがあげられる。また宮地 (1966, 1978) によって、本地域に分布する火砕岩類に関する研究結果が報告されている。さらにその後、1981年、池辺・池田・船越・山根・中司は鹿児島大学卒業論文として本地域の南部の地質図を製作し、未公表ながら火山岩類に関する総括的な研究を行なった。また、本地域の基盤岩である四万十累層群に関しては橋本の一連の研究 (1955, 1962) があり、四万十累層群の走向は人吉盆地の南西方約50kmの紫尾山地域で北東-南西方向から南北方向に大きく変化し、いわゆる「北薩の屈曲」をなして

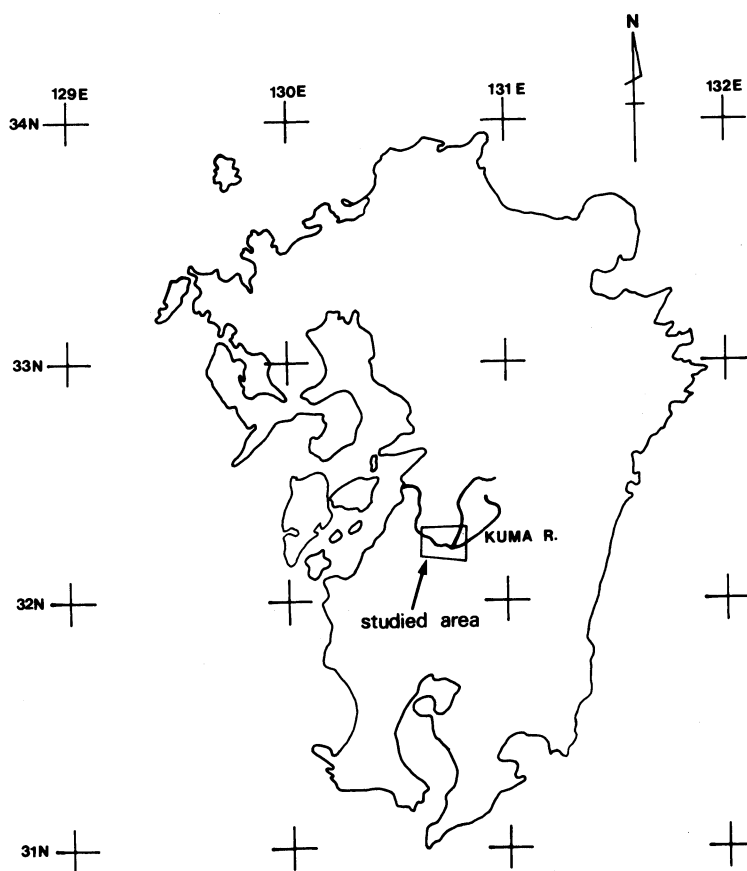


Fig. 1. Index map of the studied area.

いることを示した。一方、露木(1969)は、南九州に分布する温泉群の特徴にもとづき「鹿児島地溝」の存在を提唱し、その北端は人吉盆地まで達しているとした。

以上のような事情にありながら、上記の堆積岩類と火山岩類との相互の関係についてはなお不明確な点が多く、また、堆積岩類に関する堆積学的な検討も十分になされておらず、本地域の地質構造発達史を解明するうえで非常に困難な状況にあった。そこで筆者らは、南九州の上部新生界に関する地史学的研究の一環として、この地域における層序をできるだけ細かい単元で再確認し、堆積岩類の詳細な層相解析を行なうべく調査研究を続けてきた。

この論文では本地域の層序に関し、これまでに明らかになった事柄を記載報告する。

2. 地 形

調査地域の地形は、河川・現河川氾濫原・河原・河岸段丘・扇状地・丘陵性台地および山地の6種類に区分される。水系の中心である球磨川は東から西へと調査地域内を横切るように流れ、その下流では増幅下刻曲流の様相を呈する。支流群はいずれも本地域における地質構造に支配され、鹿目川を除き南北方向もしくは北東-南西方向の流路をもつ。現河川氾濫原は調査地域の北半部の河川沿い、とくに万江川・山田川・川辺川の流域に広く発達する。河岸段丘は、馬氷川と万江川の両河川に挟まれて海拔120m及び海拔145~165mの二面が発達している。また、人吉盆地の南縁は古くより断層崖と考えられているが、それに沿って数面の扇状地地形が発達している。丘陵性台地は一般に海拔150~250mの高度を持つ。いずれも球磨川やその支流群による浸食から取り残された地塊で、一般にその周囲を急峻な浸食崖に囲まれている。調査地域内における山地は、北部および南東部では主として中生代の堆積岩類、南西部および西部ではおもに新第三紀の火山岩類より構成されている。堆積岩類よりなる山地では尾根が一般に東北東-西南西方向に延び複雑な谷地形が発達している。火山岩類よりなる山地はいくつかの山塊に分けられ、独立した火山体によって形成された孤立山塊や個々の熔岩流によって形成された台地状地形を比較的良好に残している。

3. 地 質 概 説

調査地域の北部および南西部には、橋本(1962)の四万十川雑岩系に属する白亜紀後期ないし古第三紀の堆積岩類および火成岩類が広く分布している。これらの岩体を基盤とし、鮮新世~更新世の非海成碎屑性堆積物及び火砕岩類から構成される人吉層が調査地域の全域に、また中新世に活動を開始した肥薩火山区(山本, 1960)に属する火山岩類が調査地域の南西部から西部にかけて広く分布しており、両者は指交関係にあると考えられる。人吉層の基底部では、基盤岩類起源の角礫よりなる茶屋角礫岩部層が基盤岩類を不整合に被っており、火砕流堆積物である舟戸凝灰岩部層によって整合関係で被われている。人吉層の下半部のうち前記の二部層を除いた部分および縁辺部においては礫岩・砂岩などの粗粒堆積岩類及び凝灰角礫岩・火山豆石を含む細粒の凝灰岩などの火山碎屑物を主体とする。一方、人吉層の上半部はかすかに層理を示すシルト岩を主とし、多くの層準に凝灰岩・砂岩・珪藻土の薄層を挟在している。肥薩火山区の火山岩類は層位的下位のものから、黑白安山岩類(渡安山岩)・鹿目川玄武岩・鶴川安山岩・大野安山岩・球磨国見山安山岩・黄檗安山岩・雨吹山流紋岩が識別され、調査地域内では黑白安山岩類・渡安山岩を除きいずれの岩体も人吉層を不整合関係で被っている。黑白安山岩類は人吉層と指交関係に

あり、渡安山岩も層位学的位置が不明であるが、付近に露出する人吉層との位置関係から人吉層と指交関係にあるものと考えられる。現在の主要な河川に沿っては更新世前期から中期にかけての河川性堆積物である蓑野砂礫層が分布している。更新世中期から後期にかけての火砕流堆積物（下門火砕流・加久藤火砕流・錦火砕流・阿蘇-4火砕流・入戸火砕流）は、それ以前の堆積物および火山岩類を不整合関係で被い調査地域内に広く分布している。加久藤火砕流をダイアステムの関係で被う深水砂礫層は、一時的な湖沼もしくは河川性の堆積物で、層厚が薄く分布も局所的である。更新世後期から完新世にかけての未固結の砂および礫より構成される原田砂礫層は河岸段丘もしくは扇状地性の堆積物であると考えられる。沖積層は主に万江川・山田川および川辺川の流域に広く発達している。山地の緩斜面には鬼界カルデラもしくは霧島火山起源と考えられる火山灰層が局所的に分布している。本地域で認められた層序は第1表に示すとうりである。

4. 地 質 各 論

1) 人吉層 (Hitoyoshi Formation)

大谷 (1930) の「人吉層」、林 (1958) の「人吉層城山部層」および「人吉層鹿目部層」の一部、田村ら (1962) の「人吉層上部層」および「人吉層下部層」に相当する。

[模式地] 人吉層の模式地として、典型的な下半部の岩相を呈する球磨村山口付近の球磨川右岸を指定し、典型的な上半部の岩相を呈する人吉市蓑野町の人吉聖書教会ともしびキャンプ裏の崖を副模式地として指定する。また、茶屋角礫岩及び舟戸凝灰岩両部層に関してはそれぞれ別に模式地を指定する。

[層厚] 約600m (田村ら, 1962)。

[分布] 人吉層は調査地域全域に分布しているが、露出は断続的で、連続して広範囲に渡って追跡できるところは少ない。

[層位関係] 球磨村舟戸西方の球磨川河畔及びその付近の国道219号線沿いで一勝地層群渡累層 (橋本, 1955) を不整合関係で被う。山江村井出の口の道路沿いでは川辺層群大平累層 (橋本, 1955) を不整合関係で被うと考えられる露頭がある。鹿目の滝では鹿目川玄武岩、人吉市上永野町宇野の宇野橋下の露頭では雨吹山流紋岩にそれぞれ不整合関係で被われる。球磨村大無田付近では鶴川安山岩に不整合関係で被われる。人吉市蓑野町の副模式地付近では蓑野砂礫層に傾斜不整合関係で被われる。合ノ原台地では加久藤火砕流に、村山台地では阿蘇-4火砕流・入戸火砕流・原田砂礫層にそれぞれ不整合関係で被われる。

[岩相] 人吉層の最下部には、基盤岩類に由来する淘汰不良の角礫から構成される茶屋角礫岩部層があり、火砕流堆積物である舟戸凝灰岩部層に被われている。これらの二部層を除く人吉層は、礫岩・砂岩・シルト岩などの碎屑性堆積岩類を主体とし多くの層準に凝灰岩・軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩・凝灰質砂岩・凝灰質シルト岩などの火山碎屑岩類を挟在している。これらの火砕岩類の堆積岩類に対する量的割合は人吉層の下位の層準ほど大きい。また、礫岩・粗粒砂岩などの粗粒の堆積岩類が、細粒砂岩・シルト岩などの細粒の堆積岩類に対して占める量的な割合も、人吉層の下位の層準ほど大きく、人吉層は全体を通して上方細粒の傾向にある。人吉層は岩相上の特徴から、火山角礫岩及び凝灰質砂岩を主体とする縁辺部、礫岩など粗粒の堆積岩類および火山碎屑岩類を主体とする下部、比較的粗粒の砂岩を主体とする中部、そして細粒のシルト岩を主体とする上部に大きく区分される。

人吉層の縁辺部は、おもに鶴川、那良川、芋川流域に広く分布し、肥薩火山岩類と直接の指交

Table 1. Generalized stratigraphic sequence of the western part of the Hitoyoshi Basin, South Kyushu, Japan.

AGE	FORMATION NAME	THICKNESS	LITHOLOGY	
Holocene	Alluvium (沖積層)	5 +	unconsolidated sand and gravel reddish brown volcanic ash	
	Harada Sand and Gravel Formation (原田砂礫層)	15	unconsolidated sand and gravel divided into 3 stages, T3:120m, T2:150m, T1:240m in altitude	
	Ito Pyroclastic Flow (入戸火砕流)	20	greyish white non-welded pumiceous tuff showing remarkable lamination in upper part	
	Aso-4 Pyroclastic Flow (阿蘇-4火砕流)	15	massive black tuff partly, poorly welded	
	Nishiki Pyroclastic Flow (錦火砕流)	5	greyish white, non-welded tuff	
	Fukami Sand and Gravel Formation (深水砂礫層)	4	unconsolidated coarse-sand and rounded pebble gravel	
	Kakuto Pyroclastic Flow (加久藤火砕流)	60	upper part: purplish grey welded pumice tuff, lower part: greyish white welded vitric tuff	
Pleistocene	Shimokado Pyroclastic Flow (下門火砕流)	15	yellowish grey welded tuff	
	Minono Sand and Gravel Formation (衰野砂礫層)	7	unconsolidated coarse sand and rounded cobble-boulder gravel	
	Hisatsu Volcanics (肥薩火山岩類)	Amabukiyama Rhyolite (雨吹山流紋岩)		dark grey, hornblende bearing orthopyroxene rhyolite
		Kiwada Andesite (黄檗安山岩)		grey olivine bearing two-pyroxene andesite
		Kuma-kunimiyama Andesite (球磨国見山安山岩)		grey two-pyroxene andesite
		Unokawa Andesite (鵜川安山岩)		dark grey, olivine bearing two-pyroxene andesite
		Ono Andesite (大野安山岩)		dark grey, hornblende two-pyroxene andesite
	Kanamegawa Basalt (鹿目川玄武岩)		black compact, olivine bearing two-pyroxene basalt	
	Pliocene	Hitoyoshi Formation (人吉層)	600	tuffaceous sand (coarse-very fine grained) bluish grey siltstone with plant remains unconsolidated sand (very coarse-fine grained) gravel (rounded and granule to cobble-sized) and unconsolidated sand tuff breccia tuffaceous sand (coarse-very fine grained) with tuffaceous silt coal seams rounded pebble-cobble gravel pumiceous breccia-tuff white volcanic ash bed with accretionary lapilli tuff breccia
		Watari Andesite, Kurojiro Andesites (渡安山岩) (黒白安山岩類)		black olivine bearing two-pyroxene andesite
Funato Tuff Member (舟戸凝灰岩部層)		10	greyish white pumiceous non-welded tuff which is of pyroclastic flow origin	
Chaya Gravel Member (茶屋角礫岩部層)		8	coarse grained sand and angular gravel	
Pre-Pliocene	Shimanto Supergroup (四万十累層群)		sandstone alternating beds of shale and sandstone shale chert sills of diabasic rock	

関係にある部分と考えられる。この縁辺部では、火山角礫岩、火山円礫岩が多く認められ一部に凝灰質砂岩やシルト岩の薄層を挟む。火山角礫岩、火山円礫岩は、最大径が1 mにおよぶ淘汰不良の多様な安山岩礫より構成され、凝灰質の砂が個々の礫の隙間を充填している。那良川流域では、火山角礫岩が板状節理の発達した両輝石安山岩へと漸移しており、人吉層と肥薩火山岩類が指交関係にあることを示唆している。凝灰岩には、黄灰ないし赤灰色で塊状均質のもの、2~3 cmの軽石を含み黄褐色ないし赤褐色を呈するもの、灰白色で塊状均質のもの、などが認められる。

人吉層の下部はおもに人吉盆地の縁辺部、とくに小柿から大柿にかけて模式的に発達している。岩相は、凝灰岩・軽石質凝灰岩・凝灰角礫岩・火山角礫岩・礫岩・砂岩・凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩とシルト岩の細互層などが層厚数10cmから数mで互層をなし、垂直・水平方向へ著しい変化を呈する。凝灰岩は一般に極細粒で白色を呈し、一部の層準では多量の火山豆石を含有している。軽石質凝灰岩には、基質中に黄灰色軽石を多量に含むもの、白色軽石及び有色鉱物の斑晶を含みゴマシオ状を呈するもの、黄灰色軽石が密集しているもの、などいくつかの種類が認められる。礫岩は、最大径が1 mにおよぶ円礫ないし垂円礫を主体とし、まれに角礫のみから構成されることがある。礫岩層は常に1 m以上の層厚を有し、砂岩・シルト岩との境界面は、礫岩層が上位の場合には極めて明瞭であり下位の地層を明らかに削り込んだ跡も一部では認められるが、礫岩層が下位の場合その境界面は不明瞭で漸移的である。礫の淘汰は一般に不良で、個々の礫が相互に接触しその間隙を粗粒砂が充填した構造を呈するが、個々の礫が細粒の堆積物中に散在する構造を示すこともある。単層内における垂直変化としては上方粗粒化、および上方細粒化のいずれもが認められ、単層内で粗粒化と細粒化を繰り返す場合もある。覆瓦構造も普通に認められる。砂岩は極細粒から極粗粒のものまであらゆる粒径を持ったものが分布しているが、中粒から粗粒の砂岩がもっとも多く認められる。砂の淘汰は一般に不良で個々の砂粒も角張って円磨度の低いものが多い。砂岩層は数10cmから数mの層厚をもち、礫岩層のような厚い層をなすことはまれである。砂岩層がシルト岩層と接するとき両層の境界は明瞭である。しかし、礫岩層との境界は一般に不明瞭で不規則である。砂岩の単層内で観察される堆積構造としては斜交層理・平行層理・級化層理などの一次的構造、および水抜け構造・層内褶曲などの二次的構造がある。シルト岩は珪質に富み白色から灰白色を呈し、層厚は一般に1 m以下で30cm前後のものが最も多い。これらのシルト岩は無層理塊状で植物化石、とくに珪藻化石を多産する。凝灰質砂岩とシルト岩との細互層とは、いわゆるヴァーヴ (varve) であり、生物による攪乱の跡が顕著である。

中部における人吉層は砂岩を主体とし、細粒の礫岩やまれにシルト岩を伴い、おもに副模式地付近にその典型的な岩相をみることができ。礫は細礫から中礫で円磨度は比較的良く、まれに礫岩層として層厚1 m以上の層をなすこともある。砂岩は中粒ないし粗粒砂岩が主で、長石及び石質岩片に富む長石ワッケないし石質ワッケであり、一般に層厚は数10cm~数mである。砂岩の新鮮な部分は黄褐色もしくは青黒色を呈し、弱い平行層理が認められる場合があるが一般に内部構造は不明瞭である。しかし、これらの砂岩中には著しく湾曲し相互に切り合った状態の斜交層理が発達していることがあり、エプシロン型の斜交層理も一部では認められる。シルト岩は白色塊状であるが、青黒色を呈し明瞭な平行層理を示すことがある。砂岩シルト岩細互層は中粒砂岩からシルト岩にいたる上方細粒化が数cm単位で繰り返すもので、小規模な碎屑性岩脈やスランプ構造などが観察される。

人吉層の上部は、おもに人吉市街地の周辺、および鹿目盆地に分布している。その岩相は、白色および層厚20mにも達する厚い青灰色のシルト岩を主体とし、まれに層厚1 m前後の細粒砂岩層を挟在している。シルト岩は無層理塊状で野外においては内部構造はまったく認められないが

淡水性貝類化石および多量の植物化石を産し、とくに白色のシルト岩は多量の珪藻化石を含有している。砂岩は一般に無層理であるが一部では弱い斜交層理をみせる。

〔地質構造〕 調査地域内における、人吉層の一般走向は、人吉市の市街地を中心とした大まかな同心円を描く。傾斜は、盆地の西方および北方のいずれの地域でも盆地の中心に向かっており、傾斜角は盆地の中心より縁辺部へむかって次第に増加する傾向にあり、中心部に近い村山台地では数度、西縁部の人吉市大柿や北縁部の山江村井出の口では約30°の傾斜を示している。しかし、盆地の南方に位置する人吉市古仏頂町から大野にかけての地域に露出する人吉層は、逆に盆地の中心から外側に向かって緩く傾斜する傾向にある。盆地の東部に関しては人吉層が沖積層の下に没するため詳細は不明である。小断層は人吉層の下半部において多数認められ、おもに北北東-南南西の方向性を持った断層が卓越している。調査地域内における河川群は、鹿目川を除きいずれも北北東-南南西方向の流路をもっており、このような方向性を示す谷地形の成因は断層によって特徴づけられる構造運動と関連することが考えられる。

〔化石〕 人吉層はそのあらゆる層準のシルト岩から多量の植物遺体を産出し、これまでに珪藻化石（林，1958）、大型植物化石（山本，1960；田村ら，1962）、ひしの実の化石（今西・宮原，1972）、花粉化石（宮原，1970）に関する報告がなされている。また、一部の層準からは淡水性貝類化石の産出が報告（田村ら，1962）されている。

(1) 茶屋角礫岩部層 (Chaya Breccia Member)

人吉層の最下部に位置し、基盤となる堆積岩類より由来する角礫を主体とする角礫岩を「茶屋角礫岩部層」と命名する。

〔模式地〕 球磨郡球磨村茶屋の北西方1 kmの球磨川左岸の川原を模式地として指定する。

〔層厚〕 模式地において約8 m。

〔分布〕 模式地、および模式地の対岸を通る国道219号線沿いの崖。

〔層位関係〕 一勝地層群渡累層（橋本，1955）を不整合に被い人吉層舟戸凝灰岩部層に整合関係で被われる。

〔岩相〕 茶屋角礫岩部層は一勝地層群渡累層（橋本，1955）を起源とする角礫・粗粒砂および凝灰質の砂より構成される。角礫は青灰色を呈する細粒ないし中粒の砂岩で、淘汰はきわめて悪く平均粒径は約10 cmであるが最大の岩塊は直径約1 mに達する。角礫の配列には規則性が認められず、個々の角礫が互いに接触することなく、砂より構成される基質によって支えられ（matrix supported）ている。層位学的下位に向かうほど砂が角礫に対して占める割合が大きくなる傾向があり、茶屋角礫岩部層全体を通してみると上方に向かって粗粒化する。本部層の側方への変化は露出が限られているため明瞭でない。本部層の中ほどの層準には厚さ約30 cmの固結度の非常に高い層が挟在されている。この層準では礫・基質の砂ともに青緑色を呈しており、なんらかの熱水変質をこうむったものと思われる。

(2) 舟戸凝灰岩部層 (Funato Tuff Member)

人吉層の最下の層準に位置する茶屋角礫岩部層を被う火砕流堆積物を「舟戸凝灰岩部層」と命名する。

〔模式地〕 茶屋角礫岩部層と同じ球磨郡球磨村茶屋の北西方1 km、同郡同村舟戸の西方約500 mの球磨川左岸の川原を模式地として指定する。

〔分布〕 模式地、および模式地の対岸付近を通る国道219号線沿いの崖。また、人吉市九日町鍋屋温泉におけるボーリング・コア中の地表から約500 mの深度の地点において本部層と思われる火砕流堆積物が認められる。

〔層位関係〕 模式地において茶屋角礫岩部層を整合関係で被う。

〔岩相〕 模式地において、本部層の最下部には層厚20cm前後の黄色火山灰層があり、その上位に灰白色を呈する非ないし弱熔結の火砕流堆積物が載っているのが認められる。野外では、本部層は独特の浸食地形を呈し、模式地では直径数m、高さ数10cmの小丘が連続する特異な地形を呈する。黄色火山灰層には細かい水平の層理が発達し、直径1cm以下で発泡した白色軽石が細粒の基質中に散在している。その上位の火砕流堆積物にはユータキシティック構造がよく発達している。軽石はきわめてよく発泡しており平均長径は10cm以下、斑晶鉱物としては長径2mm以下の長石・輝石・不透明鉱物が比較的少量に含まれている。また、そのほかに安山岩を主体とする平均長径5cm以下で淘汰不良の異質岩片、最大長40cmに達する炭化木片が少量に含まれている。鏡下では、構成鉱物のほとんどが無色透明の火山ガラスであり、斑晶鉱物としては多いものから斜長石・紫蘇輝石・普通輝石、そして不透明鉱物の順である。火山ガラスは一般に弓状の外形をもち外縁は明瞭で強い圧密や脱ガラス作用を受けた形跡は認められないが、部分的に強い流理構造を呈する。黄色火山灰層の再上部で測定された走向・傾斜はそれぞれN35°E・21°Sである。

2) 肥薩火山岩類 (Hisatsu Volcanics)

(1) 黒白安山岩類 (Kurojiro Andesites)

人吉層と指交関係にある火山岩類を一括して「黒白安山岩類」と命名する。山本(1960)の「権現山熔岩及び同集塊岩」「黒白熔岩及び同集塊岩」に相当し、数枚の異なった岩体より構成される。田村ら(1962)の「渡安山岩」は黒白安山岩類に含まれると考えられる。両輝石安山岩及び紫蘇輝石含有角閃石安山岩等が認められる。

〔模式地〕 球磨郡球磨村黒白付近。

〔分布〕 模式地付近、鶴川沿いの大無田南方、および那良川流域から芋川流域にかけて断続的に分布する。

〔層位関係〕 黒白安山岩類の一岩体が、球磨村毎床北西の道路沿いで人吉層を整合関係で被い、同層に不整合に被われるという、いわゆる指交関係が認められる。

〔岩相〕 黒白安山岩類は火山角礫岩、および熔岩流の本体と考えられる緻密・堅硬で塊状の岩体群より構成され、両輝石安山岩、紫蘇輝石含有角閃石安山岩等の岩体より構成される。那良川流域では板状節理が発達した両輝石安山岩が比較的連続して分布しており、しばしば人吉層の火山角礫岩へと漸移するのが認められる。

(2) 渡安山岩 (Watari Andesite)

田村ら(1962)の「渡安山岩」に相当する。橄欖石含有両輝石安山岩である。

〔模式地〕 球磨郡球磨村渡の国鉄渡駅前。

〔分布〕 模式地付近にのみ分布する。

〔層位関係〕 渡安山岩と他の層位単位との直接の関係は不明である。しかし、付近に露出する人吉層が渡安山岩起源の礫を含み、その礫が一部の層準でしか認められないことから、渡安山岩は人吉層と指交関係にあると考えられる。

〔岩相〕 渡安山岩は緻密・堅硬で、肉眼では優黒色の石基中に紫蘇輝石と斜長石の細かい斑晶が散在しているのが認められる。鏡下では、斑晶として多いものから斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石の順で、石基は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物・火山ガラスから構成される。

(3) 鹿目川玄武岩 (Kanamegawa Basalt)

林 (1959) の「西瀬層」及び「人吉層鹿目部層安山岩及集塊岩」、山本 (1960) の「人吉鏡山熔岩」及び「鹿目八重熔岩」、田村ら (1962) の「鹿目川安山岩類」、山根 (1980 MS) の「鹿目川熔岩」に相当する。橄欖石含有両輝石玄武岩である。

〔模式地〕 人吉市鹿目の滝。

〔分布〕 鏡山を中心としおおむねその東限を草津川、西限を鹿目町、北限を小柿付近で境される地域に一山塊をなして分布し、鹿目川および永野川に沿って良好な露出がある。南限は調査地域内では明らかでない。

〔層位関係〕 鹿目の滝の滝壺において人吉層のシルト岩を不整合に被う。調査地域南方の赤仁田付近においては鶴川安山岩・雨吹山流紋岩に不整合関係で被われる。

〔岩相〕 鹿目川安山岩は緻密・堅硬で柱状節理の発達が目立ち、模式地の鹿目の滝において柱状節理の発達がとくに著しい。肉眼では特徴的な優黒色を呈し、黒色ないし青黒色の石基中に微小な斜長石・橄欖石および輝石の斑晶がわずかに散在している。鏡下では、斑晶鉱物として多いものから斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石の順で認められる。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・ガラスおよび不透明鉱物より構成される。

(4) 鶴川安山岩 (Unokawa Andesite)

山本 (1960) の「鶴川熔岩」の一部、田村ら (1962) の「鶴川安山岩類」、山根 (1980 MS) の「田野熔岩」に相当する。

〔模式地〕 人吉市鹿目町の西方約 1 km の鶴川河岸。

〔分布〕 球磨郡球磨村丸岩から大無田にかけての鶴川沿いおよびその東方の山地一帯、さらに鹿目町の南方鹿目川沿いに分布する。

〔層位関係〕 球磨村大無田において人吉層を不規則な不整合面で被う。調査地域の南方の赤仁田では鹿目川安山岩を不整合に被う。人吉市鹿目町の南西方では、貫入してきたと考えられる雨吹山流紋岩に不整合関係で被われる。大無田東方の台地上では加久藤火砕流に不整合関係で被われる。

〔岩相〕 鶴川安山岩は数枚の熔岩流により形成された岩体より構成され、個々の熔岩流の間には凝灰岩もしくは火山角礫岩を挟んでいる。野外では板状節理の発達が著しい。岩片の新鮮なものは堅硬で、黒灰色の石基中に長径 1 ~ 3 mm の比較的粗い長石の斑晶が散在しているのが目立ち、直径 1 cm 前後で淡緑色の捕獲岩をまれに含んでいる。鏡下では、斑晶鉱物として多いものから斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石の順である。石基は、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・ガラスおよび不透明鉱物より構成され、斜長石はピロタキシチック組織を呈する。

(5) 大野安山岩 (Ono Andesite)

山本 (1960) の「矢岳熔岩」の一部、船越 (1980 MS) の「矢岳熔岩」に相当する。角閃石含有両輝石安山岩である。

〔模式地〕 人吉市大野開拓。

〔層位関係〕 人吉市古仏頂南東において人吉層を、また人吉市大畑麓町南西において基盤の堆積岩類を不整合に被い、人吉市赤池奥水無において加久藤火砕流および入戸火砕流に、また人吉市大畑麓町において下門火砕流にそれぞれ不整合関係で被われる。

〔岩相〕 大野安山岩は野外では岩相の変化が著しく、板状節理もしくは柱状節理の発達した部分や、凝灰角礫岩状の部分などがある。肉眼では、長径 2 mm 前後の長柱状の角閃石が散在しているのが特徴的である。鏡下では、斑晶鉱物として多いものから斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・角閃石・不透明鉱物の順に含んでいる。石基は、針状の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・火山ガラ

スおよび不透明鉱物より構成される。

(5) 球磨国見山安山岩 (Kumakunimiyama Andesite)

山本 (1960) の「球磨国見山熔岩」, 池辺 (1980 MS) の「球磨国見熔岩」に相当する。両輝石安山岩である。

[模式地] 球磨郡球磨村毎床から茂田に至る道路沿い。

[分布] 那良川および中津川に挟まれた山地, および球磨国見山北斜面。

[層位関係] 模式地付近において人吉層の火山角礫岩および火山円礫岩を不整合に被う。

[岩相] 球磨国見山安山岩は野外では板状節理の発達著しく, 肉眼では一般に黒灰色の石基中に長石の粗い斑晶が目立つが, 一部の地域では斑晶が目立たなくなり, かわりに直径 5 mm 以下で灰白色の捕獲岩を含むようになる。風化の著しい山地の上部では脱ガラス作用を被り青灰色を呈する。鏡下では, 斑晶鉱物が多いものから斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・不透明鉱物の順である。

(6) 黄檗安山岩 (Kiwada Andesite)

山本 (1960) の「黄檗熔岩」, 池田 (1980 MS) の「黄檗熔岩」に相当する。橄欖石含有両輝石安山岩である。

[模式地] 球磨郡球磨村黄檗北方の道路沿い。

[分布] 中津川, およびその支流である芋川とに挟まれた山地の比較的高所に広く分布するが, 黄檗付近ではその分布高度が著しく低くなり谷壁にも露出している。

[岩相] 黄檗安山岩は, 野外では板状節理の発達が顕著である。肉眼では, 一般に黒灰色の基質中に長石の粗い斑晶が存在するのが目立つが, 山地の上部では風化が著しく, 脱ガラス作用により青灰色を呈するようになる。鏡下では, 斑晶鉱物として多いものから斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・不透明鉱物の順である。

(7) 雨吹山流紋岩 (Amabukiyama Rhyolite)

山本 (1960) の「鶴川熔岩」の一部, 田村ら (1962) の「雨吹山安山岩類」, 山根 (1980 MS) の「雨吹山熔岩」に相当する。雨吹山流紋岩は何枚かの複合熔岩流より構成される複合岩体であると考えられ, いくつかの異なった岩相を呈するが, 本稿では模式地における岩相を代表的なものとし, 以下「雨吹山流紋岩」として記載報告する。角閃石含有斜方輝石流紋岩である。

[模式地] 人吉市矢黒町の採石場。

[層厚] 模式地において 40 m 以上。

[分布] 胸川と永野川に挟まれた山地, 永野川と草津川とに挟まれた山地および鹿目町南西方の山地に, 他の火山岩類に比べて急峻な地形を呈し分布している。南限は本調査地域内では明らかでない。

[層位関係] 永野川上流宇野橋下において人吉層を不整合に被う。草津の草津川河岸において鹿目川玄武岩を, また鹿目町西方の山地において鶴川安山岩をそれぞれ不整合に被う。矢黒町の模式地付近では入戸火砕流に不整合関係で被われる。西間上町では, 阿蘇-4 火砕流に不整合関係で被われる。田村ら (1962) により, 雨吹山において人吉層の泥岩を捕獲していることが報告されている。

[岩相] 雨吹山流紋岩は野外での岩相変化に富む。胸川の支流茂田川に沿う地域では, 直径数 10~1 m の火山角礫個々の隙間を凝灰質の砂が充填した凝灰角礫岩状を呈する。模式地の採石場および雨吹山では顕著な流理構造が認められ, 一部では板状節理が発達している。一般に比較的脆弱で野外では風化が著しい。肉眼では, 暗灰色で流理構造が発達した石基中に比較的大きな

斜長石と角閃石の斑晶が目立つ。鏡下では、斑晶鉱物として多いものから斜長石・角閃石・紫蘇輝石の順である。石基の流理の方向に沿って斜長石結晶の長軸方向が並ぶ構造が認められる。また、石基は斜長石のマイクライトがほぼ平行に配列した流理構造を呈する。

3) 蓑野砂礫層 (Minono Sand and Gravel Formation)

田村ら (1962) の「旧期砂礫層」、田代 (1963) の「下部礫層」、宮地 (1978) の「旧期砂礫層」に相当する。

[模式地] 人吉市蓑野町の国道から人吉聖書教会ともしびキャンプに至る道路沿い。

[層厚] 模式地において約7 m。人吉市南願成寺町の球磨川右岸では約30 mに達する。

[分布] 模式地のほかに、人吉市合ノ原台地周辺や西瀬橋東方の球磨川左岸、南願成寺町の球磨川右岸などに点在する。一般に現在の河川に沿って河床より2~10 mの高度を保って分布している。

[岩相] 蓑野砂礫層は未固結の礫および砂を主体とする。礫は中礫かそれ以上で、最大のもの直径が1 mに達する。非常によく円磨されているが淘汰は良くない。礫の種類はその後背地を反映し、調査地域内を東西に流れる球磨川より北方の合ノ原台地周辺では基盤の新第三系より由来した砂岩礫を主体とし、赤色頁岩・チャート、まれに塩基性岩の礫を伴う。一方球磨川以南、蓑野町の模式地付近などでは、肥薩火山区より由来する火山岩類が礫の主体をなす。礫層は層厚10 mに達し、礫は相互に接触し合いその隙間を中粒ないし粗粒の砂が充填した構造を呈している。礫の覆瓦構造は模式地において比較的明瞭で、旧河川が、模式地の横を北流する胸川とほぼ同じ方向へ流れていたことを示している。砂層は層厚10 cm以下で中粒ないし粗粒の砂を主体とする。砂質は礫と同様に後背地の地質を反映しており、砂粒は比較的良く淘汰されている。

4) 後期更新世火砕岩類

(1) 下門火砕流 (Shimokado Pyroclastic Flow)

宮地 (1966) の「灰色熔結凝灰岩Ⅱ」、宮地 (1978) の「加久藤火砕流下部層」に相当する。本稿では鈴木ら (1985) の対比にもとづき「下門火砕流 (大木・早坂, 1970)」の名称を用いる。

[模式地] 下門火砕流：鹿児島市犬迫町下門東方の河頭浄水場内の崖 (大木・早坂, 1970)。

[副模式地] 人吉市大畑麓町付近の道路沿いの崖。

[層厚] 副模式地において約20 m。

[分布] 人吉市大畑麓町から漆田町をとおり東間下町まで、断続的に分布している。

[層位関係] 副模式地において蓑野砂礫層を不整合に被い、加久藤火砕流に不整合関係で被われる。

[岩相] 下門火砕流は副模式地においては灰色ないし灰白色の熔結凝灰岩であり、非熔結部は認められない。節理の間隔が1 m前後の柱状節理及びユータキシチック構造が発達している。野外において新鮮な岩片は灰白色の石基中に長さ2 mm以下の角閃石が散在しているのが特徴的である。異質岩片は安山岩が多くまれに砂岩・頁岩を伴う。鏡下では、斑晶鉱物として多いものから斜長石・角閃石・石英・紫蘇輝石・普通輝石の順である。これらの斑晶鉱物に自形のは少なく、結晶の輪郭が丸みを帯びているものや不規則な融食形・破片形が多い。石基は弓状もしくはY字状のよく熔結したガラス片およびガラス塵より構成され、無色ないし淡黄色を呈する。強い脱ガラス作用は被っておらず個々のガラス片は不規則ながら明瞭な境界をもって接し、斑晶鉱物や異質岩片の周囲を取り巻くように流れる構造を呈する。

(2) 加久藤火砕流 (Kakuto Pyroclastic Flow)

田村ら (1962) の「軽石質及び玻璃質凝灰岩」, 宮地 (1966) の「灰色熔結凝灰岩Ⅱ」, 宮地 (1978) の「加久藤火砕流上部層」に相当する。本稿では鈴木ら (1985) の対比にもとづき「加久藤火砕流 (荒牧, 1969)」の名称を用いる。

[模式地] 鈴木ら (1985) は, 荒牧 (1969) の加久藤火砕流の記述にもとづき, 「模式的分布地」を国分市見帰轟橋付近とした。本稿ではこれを模式地とする。

[副模式地] 人吉盆地における副模式地: 球磨郡山江村西川内から合ノ原台地を越えて山江村釜野へと抜ける道路に沿った切り割り。

[層厚] 副模式地において60m以上。

[分布] 調査地域北部の合ノ原台地や球磨郡球磨村菖蒲谷北方の丘陵地など主として人吉盆地の北半部に火砕流台地を形成し分布する。

[層位関係] 副模式地において川辺層群大平累層 (橋本, 1955) の頁岩, 人吉層のシルト岩・砂岩を不整合に被い, 原田砂礫層に不整合に被われる。山江村寺下から合ノ原台地へと沿ってゆく道路沿い及び井出口西方の高速道路工事現場の切り割りにおいて, 蓑野砂礫層を不整合に被う。球磨村山口北方の山地, 及び大無田の東方約1kmにある川沿いにおいて蓑野砂礫層を不整合に被う。菖蒲谷の北方では入戸火砕流に不整合に被われる。

[岩相] 加久藤火砕流は岩相が上半部と下半部とでは大きく異なり, 一般に下半部では強く熔結したガラス質凝灰岩状, 上半部では中ないし弱熔結の軽石質凝灰岩状を呈する。これらの二種類の岩相は菖蒲谷の石切場では明瞭な境界をもって接するが一般には漸移することが多い。また, 人吉城跡の露頭において柱状節理は二種類の異なった岩相の境界を貫通して連続しており, 単一のクーリング・ユニットを形成している。加久藤火砕流の下半部では, 最下部の約50cmは非熔結で細粒の火山ガラス片より構成され, 異質岩片および軽石はほとんど見いだされない。この部分は標準フロー・ユニット (Standard ignimbrite flow unit: Sparks, 1976) の2a層に相当し, 1層 (グラウンド・サージ堆積物) を欠いている。2a層の上位には約1mの白色で弱熔結の部分があり, 両者は漸移的である。この層は最大粒径3cm以下の安山岩・砂岩・頁岩の岩片および最大粒径2cm以下の白色軽石を含んでおり, 標準フロー・ユニットの2b層最下部に相当する。この弱熔結部は漸移的に強熔結の部分に移行する。強熔結部は, 灰色でガラス状光沢を呈する石基中に短柱状の斜長石斑晶・輝石斑晶および異質岩片が散在しており, まれに炭化木片を含む。軽石はほとんど認められない。強熔結部には0.8~1m幅の柱状節理が発達している。一方, 加久藤火砕流の上半部は下半部と比較して垂直方向の岩相の変化にとほしく, 柱状節理を形成することはまれであるがユータキシチック構造の発達は著しい。露頭の新鮮な部分では, 中ないし弱熔結で紫色がかかった灰色の基質中に最大長径20cm, 長径と短径の比が5~8:1に伸長した黄色軽石が散在しているのが特徴的である。また, 上半部は下半部に比べ斑晶鉱物および異質岩片を多量に含む傾向にある。鏡下では, 鉱物組成に関して上半部と下半部とでは顕著な差は認められず, 火山ガラスがその大部分を占める。斑晶鉱物は, 多いものから斜長石・紫蘇輝石・普通輝石の順でまれに角閃石を含む。これらの斑晶鉱物に自形のは少なく, 結晶の輪郭が丸みを帯びているものや不規則な融食形・破片形が多い。異質岩片としては安山岩起源のものが最も多く, ついで砂岩・頁岩の堆積岩類である。石基は弓状もしくはY字状の火山ガラス片およびガラス塵を主体とする。ガラス片は無色ないし淡褐色を呈し, 個々の破片は不規則ながら明瞭な境界をもって接し強く熔結している。強い脱ガラス作用は被っていない。これらのガラス片は, 火砕流堆積後の熔結に伴う圧密によって水平方向に強く引き延ばされ, 斑晶鉱物の周囲を流れるように

取り巻く構造を呈する。この圧密の程度は下半部のほうが上半部よりはるかに大きい。斑晶鉱物には、短柱状の斜長石斑晶が瓦状に並ぶ覆瓦構造が認められる場合がある。

(3) 深水砂礫層 (Fukami Sand and Gravel Formation)

宮地 (1966) の「礫層」に相当する。

〔模式地〕 球磨郡相良村深水付近の道路沿いの切り割り。

〔層厚〕 模式地において約 5 m。

〔分布〕 模式地のほかに、相良村船場・人吉市東漆田町などに局所的に分布する。

分布地はいずれも現河川に沿った地域であり、現在の河床より約 10 m 高いところに位置している。

〔層位関係〕 模式地において加久藤火砕流をダイアステムの関係で被い、入戸火砕流に不整合に被われる。しかし、層位的に上位の原田砂礫層との区別が困難な場合も多い。

〔岩相〕 深水砂礫層は未固結の砂および礫より構成される。礫は、平均直径 4 cm 前後の中礫を主体とするがまれに直径 40 cm に達する巨礫も含まれる。礫の淘汰は不良で配列に規則性は見られない。個々の礫は非常によく円磨されており、礫は相互に接触しその隙間を中粒ないし粗粒の砂が充填している。礫質は主として基盤岩起源の砂岩・チャートなどである。砂層は粗粒砂を主体とし淘汰は不良である。砂は基盤の堆積岩起源の岩石が主である。一般に露頭面では上方に向かうにつれて礫の直径が小さくなり砂の含有量が大きくなる上方細粒の傾向にある。礫の覆瓦構造は不明瞭である。

(4) 錦火砕流 (Nishiki Pyroclastic Flow)

調査地域内において阿蘇-4 火砕流に被われる白色細粒の火砕流堆積物を発見し「錦火砕流」と命名した。また、渡辺 (1984, 1985) は人吉盆地に阿多火砕流が分布することを報告したが、錦火砕流との関係は不明である。

〔模式地〕 球磨郡錦村京峰の民家の裏。

〔層厚〕 模式地において約 10 m。

〔分布〕 模式地の錦村京峰のみ。

〔層位関係〕 模式地において阿蘇-4 火砕流に不整合に被われる。

〔岩相〕 錦火砕流は乳白色細粒の非熔結凝灰岩であり、露頭内において岩相の変化は認められない。平均粒径 1 cm で発泡のよい白色軽石が基質中に散在しており、まれに 1 cm 大の安山岩岩片を含んでいる。肉眼では、構成鉱物のほとんどが火山ガラスで占められ斑晶鉱物はほとんど認められない。鏡下でも構成鉱物の大半は不規則な形状の火山ガラスであり、斑晶に相当する鉱物の量はきわめて少ないが、斜長石・紫蘇輝石・ごくまれに普通輝石が含まれている。火山ガラスは無色で弓状もしくは Y 字状を呈し、非常によく発泡したタイプに属する。

(5) 阿蘇-4 火砕流 (Aso-4 Pyroclastic Flow)

田村ら (1962) の「黒色凝灰岩」、宮地 (1966) の「黒色阿蘇熔結凝灰岩」、宮地 (1978) の「阿蘇-4 火砕流」に相当する。本稿では Watanabe (1978) に従い「阿蘇-4 火砕流 (八女軽石流)」を使用する。

〔模式地〕 八女軽石流：熊本県玉名郡菊水町用木にある九州自動車道沿いの切り割り (Watanabe, 1978)。

〔副模式地〕 人吉市城本町横穴古墳群周辺の崖を調査地域内における副模式地とする。

〔層厚〕 副模式地において約 15 m。

〔分布〕 人吉市矢黒町や西瀬橋南方の台地、下戸越町南東方の台地などに比較的低い高度の

面を形成して分布する。

〔層位関係〕 蓑野砂礫層・加久藤火砕流・錦火砕流および人吉層を不整合に被い、入戸火砕流および原田砂礫層に不整合関係で被われる。

〔岩相〕 阿蘇-4火砕流は、野外では特徴的な黒色を呈し、一般に弱熔結で幅1 mから2 mの柱状節理およびユータキシチック構造が発達している。また、最下部の50 cm~1 mの部分は非熔結で黄白色を呈する。軽石の含有率が高い部分と低い部分とがあり、副模式地の露頭では最大長径5 cm以下の灰白色の軽石がまばらに散在しているにすぎないが、西瀬橋南方の台地では最大長径が20 cmで長径と短径の比が2~3:1に伸長し不規則な外形をした軽石が多量に含まれている。いずれの場合でも軽石の配列に規則性は認められない。異質岩片の量は極端に少なく、ごくまれに1 cm大の砂岩・頁岩および火山岩片が認められるにすぎない。鏡下では、構成鉱物のほとんどが淡褐色ないし褐色の火山ガラスで占められ、斑晶鉱物は多いものから斜長石・角閃石・紫蘇輝石の順である。火山ガラスはきわめてよく発泡したタイプ (bubble walled type) で、曲面をとどめた弓状のものは少なく比較的平面に近い面に囲まれたY字状のものが主である。

(6) 入戸火砕流 (Ito Pyroclastic Flow)

田村ら (1962) の「シラス」、宮地 (1966) の「シラス様堆積物」、宮地 (1978) の「始良火砕流Ⅱ」に相当する。本稿ではより一般に使用されている「入戸火砕流 (沢村, 1955)」の名称を用いる。

〔模式地〕 本稿では、鈴木ら (1985) の対比にもとづき鹿児島市地域で入戸火砕流対比される「坂元軽石流 (大木・早坂, 1970)」の模式地を入戸火砕流の模式地として指定する。坂元軽石流：鹿児島市城山町照国神社裏の崖。

〔副模式地〕 人吉盆地における副模式地として、人吉市城本町村山公園入口横の崖を指定する。

〔層厚〕 副模式地において約15 m。

〔分布〕 人吉市西間下町から土手町にかけての丘陵地や西間上町西方の台地上などに断続的に分布し連続広範囲にわたって露出するところは少ない。入戸火砕流の堆積面の高度は海拔120~150 mである。

〔層位関係〕 人吉層・鹿目川玄武岩・雨吹山流紋岩・加久藤火砕流および阿蘇-4火砕流を不整合に被い、原田砂礫層に不整合に被われる。

〔岩相〕 人吉盆地に分布する入戸火砕流は非熔結で、野外における岩相は大きく層理の発達した上半部と無層理の下半部とに分けられる。下半部は全体に均質でその岩相に変化は認められない。露頭面は一般に平坦で、灰白色の基質中に最大直径5 cmのよく発泡した軽石がまばらに散らばっている。これらの軽石は淘汰不良で一般に丸みを帯びた外形を呈し、その配列に規則性は認められない。異質岩片の量はきわめて少ないが、まれに直径5 cm以下の安山岩岩片が火砕流堆積物の基底部分近で認められる。異質岩片は淘汰不良で、形態も角ばったものからよく円磨されたものまでさまざまである。また、ごくまれに人吉層のシルト岩が入戸火砕流中に捕獲されているのが認められる。軽石および異質岩片の粒径に関し調査地域内ではとくにその分布に偏向性は認められない。しかし、露出面積が50 m²以上におよぶ大きな露頭においては、その面上に波長5~10 m、波高0.5~1 mの規則的な波状を呈する一次堆積構造と考えられる構造が認められる。入戸火砕流の上半部は層厚5~10 mで著しい層理が発達するのが特徴的である。この部分も火山ガラスから構成されるが、安山岩・砂岩・頁岩などの細礫や粗粒砂を多量に含むところ (上原田町の砂取り場)、5 cm大のよく淘汰され外形が丸みを帯びた軽石が密集して層厚約1 mのレンズ

状の層をなしているところ（雨吹山北麓）など岩相の変化に富む。層理の形態としては特に平行層理の発達著しく、斜交層理が認められる場合は一般に波高に比して波長が著しく長く、上に向かって緩やかな凸に湾曲した特異な層理面を呈することがある。入戸火砕流の上半部と下半部とは明瞭な境界をもって接することもあるが一般にその境界は漸移的である。鏡下では、構成鉱物のほとんどを無色の火山ガラスが占める。これらの火山ガラスは非常によく発泡しており弓状・Y字状もしくは中空の球状を呈する。斑晶鉱物は、多いものから斜長石・石英・紫蘇輝石でまれに角閃石も認められる。

5) 完新統

人吉盆地では、盆地の北縁に沿って数面の河岸段丘地形が、また盆地の南縁に沿って扇状地地形がそれぞれ発達しており、これらの地形は更新世末期から完新世にかけて形成されたものと考えられる。本稿ではこれらの地形を構成する未固結の砂および礫を主体とする堆積物を一括して「原田砂礫層」と呼ぶ。

(1) 原田砂礫層 (Harada Sand and Gravel Formation)

下間 (1932) の「段丘堆積物」及び「扇状地堆積物」、田村ら (1962) の「新期洪積層」、宮地 (1966) の「新期礫層」に相当する。

〔模式地〕 人吉市上原田町高橋からその西方の台地上へのぼる道に沿った露頭。

〔層厚〕 模式地において約20m。

〔分布〕 原田砂礫層を構成する堆積物は、調査地域内においては高位・中位および低位の三面の段丘面、および扇状地を形成して分布している。

高位段丘面 (T1: 海拔240~280m): 山江村神園東方の台地上。

中位段丘面 (T2: 海拔150~170m): 模式地付近および村山台地。

低位段丘面 (T3: 海拔120m): 人吉市中神町城本北方の台地。

扇状地堆積物 (F): 人吉市上永野町の緩傾斜面。

〔層位関係〕 T1: 加久藤火砕流を不整合に被う。T2: 人吉層および入戸火砕流を不整合に被う。T3: 阿蘇-4火砕流を不整合に被う。F: 鹿目川玄武岩および入戸火砕流を不整合に被う。T2およびT3が入戸火砕流堆積後形成されたものであることは明らかであるが、T1の形成年代は不明である。

〔岩相〕 段丘堆積物は未固結の粗粒砂および礫より構成される。礫は細礫から巨礫で淘汰不良ではあるがよく円磨されている。礫は砂岩・チャートなど基盤岩起源のものが多く、まれに加久藤火砕流起源の礫も認められる。T3には阿蘇-4火砕流の礫が含まれることがある。段丘堆積物では、個々の礫は相互に接触しており、明瞭な覆瓦構造を呈することが多い。扇状地堆積物は、未固結で角張った火山岩礫および粗粒砂から構成される。礫の淘汰はきわめて悪い。

(2) 黄橙色火山灰層

鬼界カルデラ (Matumoto, 1943) 起源のアカホヤ火山灰 (町田・新井, 1978) と考えられるが、一部のは霧島火山起源の火山灰の可能性もある。

〔分布〕 調査地域全域に分布し、山地の緩斜面に比較的厚いものが認められる。

〔層厚〕 約30cm。

〔岩相〕 鮮明な黄橙色を呈する火山灰層で、基底部には粒径5mm前後の軽石が密集している。

(3) 現河川氾濫原堆積物

現在の河川に沿った沖積低地を形成し、未固結のシルト・砂および礫から構成される。

5. 従来の研究との層序の比較

筆者等の調査研究の結果、本地域内に22の層位学的単元が識別された。従来この地域の地質を研究した金原(1907)、大谷(1930)、田村ら(1962)、宮地(1966, 1978)の示した層序との関係については、地質各論のなかで、単元毎に詳しく述べてあるが、ここには全般的な層序の比較を容易にするため比較表を提示する(Table 2)。

筆者らの研究によって新たにみとめられた重要な点を挙げると以下の通りである。

- 1) 人吉層の最下部に、茶屋角礫岩部層および舟戸凝灰岩部層の二部層を識別した。
- 2) 肥薩火山岩類に属する黑白安山岩類が人吉層と指交関係にあることを示した。
- 3) 田村ら(1962)の渡安山岩は、付近に露出する人吉層との層位関係から、基盤の一部ではなく人吉層と指交関係にある肥薩火山区の一岩体であると考えられる。

6. 結 論

人吉盆地西部地域という限られた範囲ではあるが、本研究を通じて地質層序の詳細と構造発達史の概略を知ることができた。

本地域内で認められる人吉層や各火砕岩類の大部分は、東西にのびた人吉盆地の東部では沖積層の下に没し去る。一方、本地域南西方においては人吉層はより新しい火山岩体に被われてその分布は明らかでない。しかし、本地域の南方には、人吉層と類似した堆積環境にあったと考えられる加久藤層群(荒牧, 1968; 長谷ら, 1972)が分布する加久藤盆地があり、さらに南方には古くから有名な吉田貝層、植物化石を多産する永野層・蒲生層の分布地、そして火砕流堆積物のタイプエリアである国分地域があり、これらの諸地域の層序との関係を求めることは、人吉層の堆積学的な考察と並んで、今後研究すべき第一の課題と考えられる。また、放射線年代の測定とともに、本地域内に産出する淡水性貝類・大型植物・珪藻・花粉などの化石についての古生物学的な精査もまた今後に残されている重要な課題の一つである。

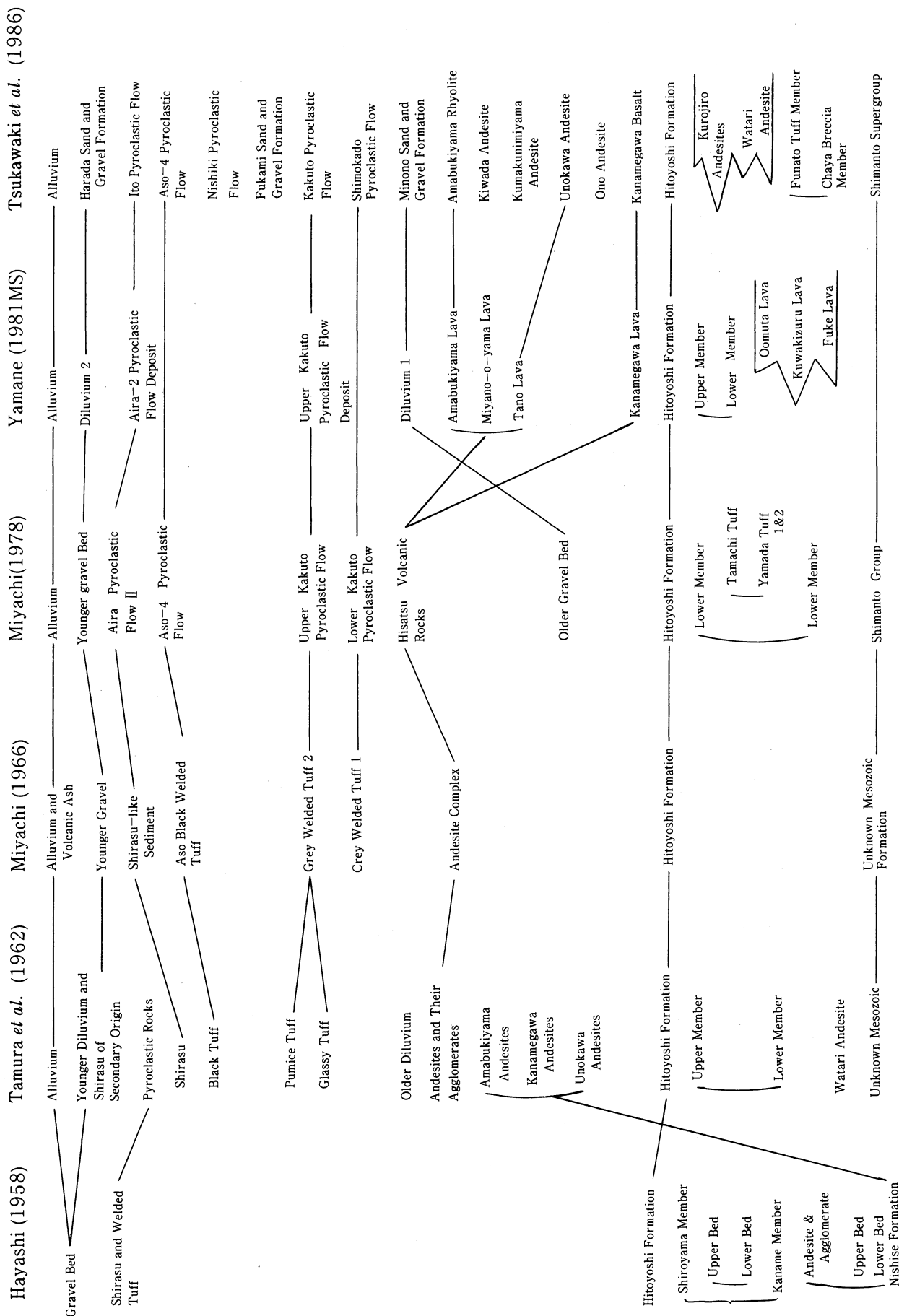
7. 謝 辞

鹿児島大学理学部地学教室の露木利貞教授には人吉温泉群に関する資料を紹介していただいた。東京都立大学理学部地理学教室の町田洋教授には人吉盆地に分布する火砕流堆積物に関して有益な助言をいただいた。球磨郡多良木町の田代正勝氏には温泉ボーリングのコアなどの貴重な未公表資料を見せていただいた。これらの方々に深く感謝の意を表す。

参 考 文 献

- 荒牧重雄(1968): 加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—。東京大学地震研究所彙報, Vol. 46, p. 1325-1344.
- (1969): 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物。地質学雑誌, Vol. 75, p. 425-442.
- 船越郁夫(1981 MS): 熊本県人吉市南部の地質, 及び桑木津留付近の粘土鉱物について。鹿児島大学理学部地学科卒業論文。
- 長谷義隆・千藤忠昌・今西茂(1972): 宮崎県加久藤盆地およびその周辺の新生界—その層序と地質構造—。熊本大

Table 2. Comparison between the stratigraphic sequence of the authors and of the previous workers.



理学部地学研究報告, Vol. 2, p. 1-58.

- 橋本勇 (1955): 熊本県球磨郡北西部地域の時代未詳層群の層序と地質構造. 九州大学教養部紀要, Vol. 1, p. 31-45.
- 橋本勇 (1962): 九州南部に時代未詳層群研究の総括. 九州大学教養部紀要, Vol. 8, p. 13-69.
- 林行敏 (1958): 中部九州における化石珪藻群, II. 人吉地区. 地学研究, Vol. 10, p. 214-224.
- 池辺伸一郎 (1980 MS): 熊本県球磨郡球磨村南東部の地質および構造物の振動解析. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文.
- 池田吉男 (1980 MS): 熊本県球磨郡南西部の地質および桜島火山南部における傾斜計データの解析. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文.
- 今西茂・宮原哲夫 (1972): 人吉盆地下部層産ひしの化石. 熊本大学教養部紀要自然科学編, Vol. 7, p. 27-31.
- 金原信康 (1907): 二十万分の一地質図幅「人吉」及び同説明書. 地質調査所, 153p.
- 町田洋・新井房夫 (1978): 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研究, Vol. 17, p. 143-163.
- 宮地六美 (1966): 人吉盆地のシラス様堆積物について. 九州大学教養部研究報告, Vol. 13, p. 25-33.
- 宮地六美 (1978): 熊本県人吉盆地の火砕流堆積物. 九州大学教養部地学研究報告, Vol. 20, p. 9-17.
- 宮原哲夫 (1970): 人吉盆地の花粉分析. 熊本県地学会誌, Vol. 34, p. 2-13.
- 中司龍明 (1980 MS): 熊本県人吉市南東の地質および粘土鉱物について. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文.
- 西村進, 宮地六美 (1973): 南九州火砕流の Fission track 年代. 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 68, p. 225-229.
- 西村進・宮地六美 (1976): 南九州火砕流の Fission track 年代(2). 岩石鉱物鉱床学会誌, Vol. 71, p. 360-362.
- 大木公彦・早坂祥三 (1970): 鹿児島市北部地域の地質. 鹿児島大学理学部紀要(地学・生物学), Vol. 3, p. 67-92.
- 大谷寿雄 (1930): 肥後人吉盆地の地質学的素描. 地質学雑誌, Vol. 37, p. 333-334.
- 沢村孝之助 (1955): 五万分の一地質図幅「国分」及び同説明書. 地質調査所, 19p.
- Sparks, R. S. J. (1976): Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flow. *Sedimentology*, Vol. 23, p. 147-188.
- 鈴木達郎・山本温彦・大木公彦・小林哲夫・根建心具 (1985): 鹿児島県火砕流分布図(1:200,000). 鹿児島大学特定研究「南九州における火砕流堆積物の時空分布に関する研究」.
- 高井真夫 (1980): 熊本県人吉盆地の火山岩類・火砕流堆積物の古地磁気. 九州大学理学部研究報告, Vol. 13, p. 127-133.
- 田村実・徳山康浩・田上公輔 (1962): 人吉盆地西部の地質概報. 熊本大学教育学部紀要自然科学編, Vol. 10, p. 49-56.
- 田代正勝 (1963): 人吉温泉群の水理地質学的考察. 地学研究特集号, p. 70-79.
- 露木利貞 (1969): 九州における温泉の地質学的研究(第五報). 鹿児島大学理学部紀要, Vol. 8, p. 279-286.
- Watanabe, K. (1978): Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Memoirs of the Faculty of Education, Kumamoto University*, No. 27, p. 97-120.
- 渡辺一徳 (1984): 熊本県人吉盆地に分布する阿多火砕流堆積物について(講演要旨). 火山第二集, Vol. 29, p. 151.
- 渡辺一徳 (1985): 人吉盆地に分布する阿多火砕流堆積物. 熊本大学教育学部紀要自然科学編, No. 34, p. 55-62.
- 山本敬 (1960): 肥薩火山区の火山地質学的, 並びに岩石学的研究. 九州工業大学, 92p.
- 山根久典 (1980 MS): 熊本県人吉市南西部の地質および人吉市大塚の変質について. 鹿児島大学理学部地学科卒業論文.

赤仁田 (Akahitoda)	赤池奥水無 (Akaike-okumizunashi)
雨吹山 (Amabukiyama)	深水 (Fukami)
合ノ原 (Gounoharu)	東間 (Higashi-aida)
鹿目川 (Kaname-gawa)	川辺川 (Kawabe-gawa)
黄檗 (Kiwada)	古仏頂 (Kobucchou)
黒白 (Kurojiro)	万江川 (Mae-gawa)
馬水川 (Magouri-gawa)	每床 (Maitoko)
蓑野 (Minono)	西間 (Nishi-aida)
西川内 (Nishikawachi)	大畑 (Okoba)
大無田 (Omuta)	草津 (Souzu)
鵜川 (Unokawa)	

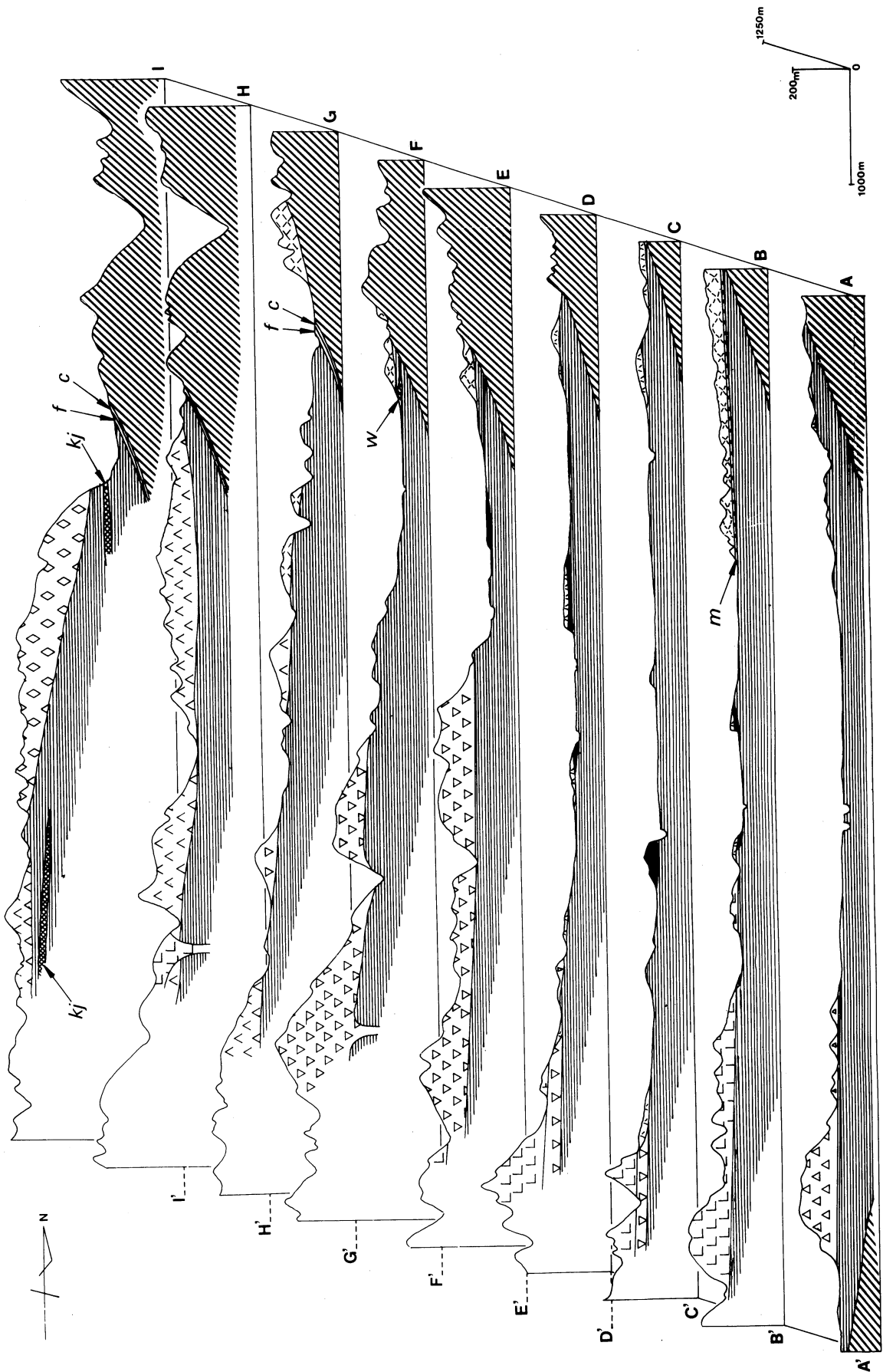


Fig. 2. Geological cross sections of the western part of the Hitoyoshi Basin South Kyushu, Japan (c: Chaya Gravel Member, f: Funato Tuff Member, kj: Kurojiro Andesites, m: Minono Sand and Gravel Formation, w: Watari Andesite).

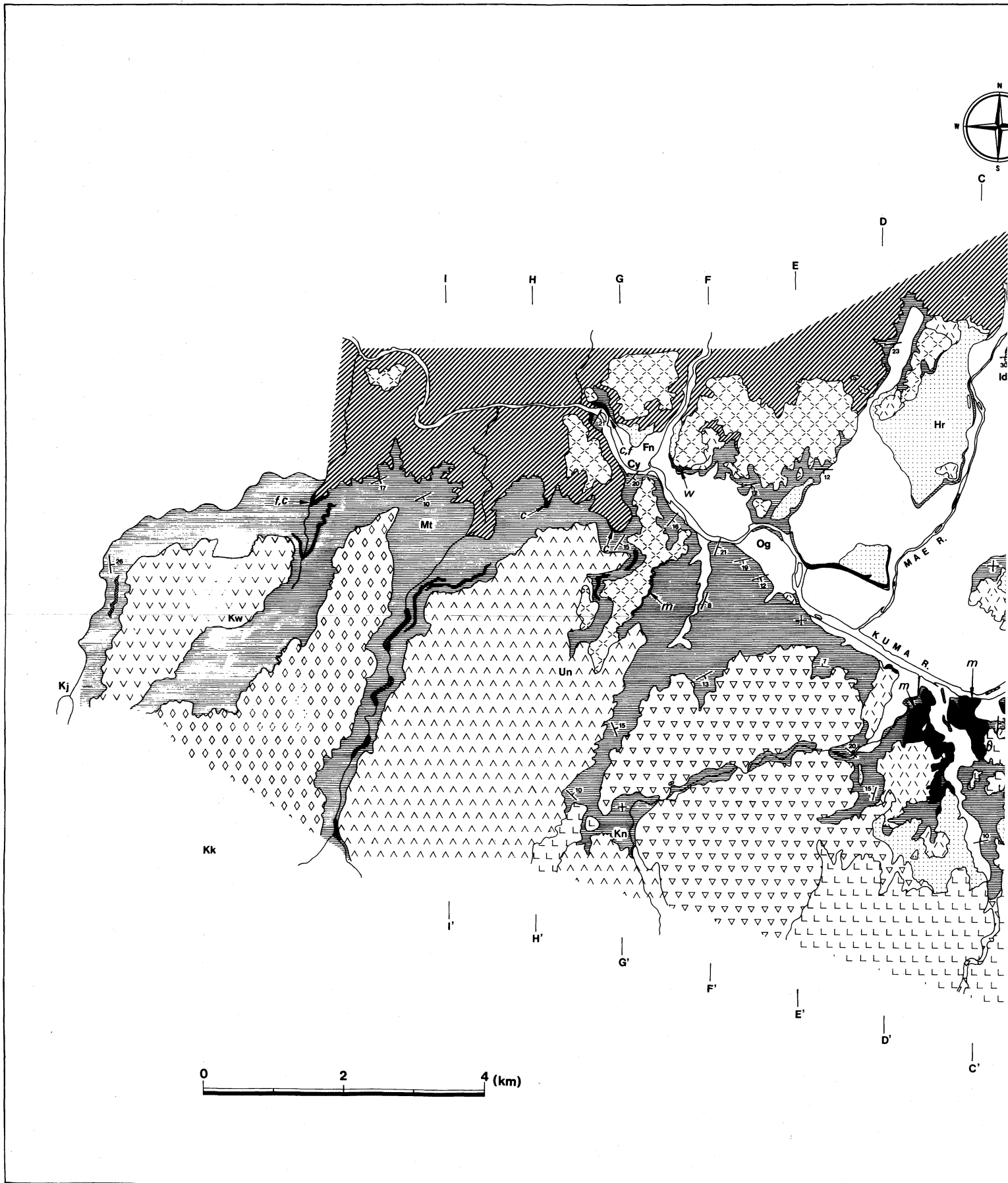
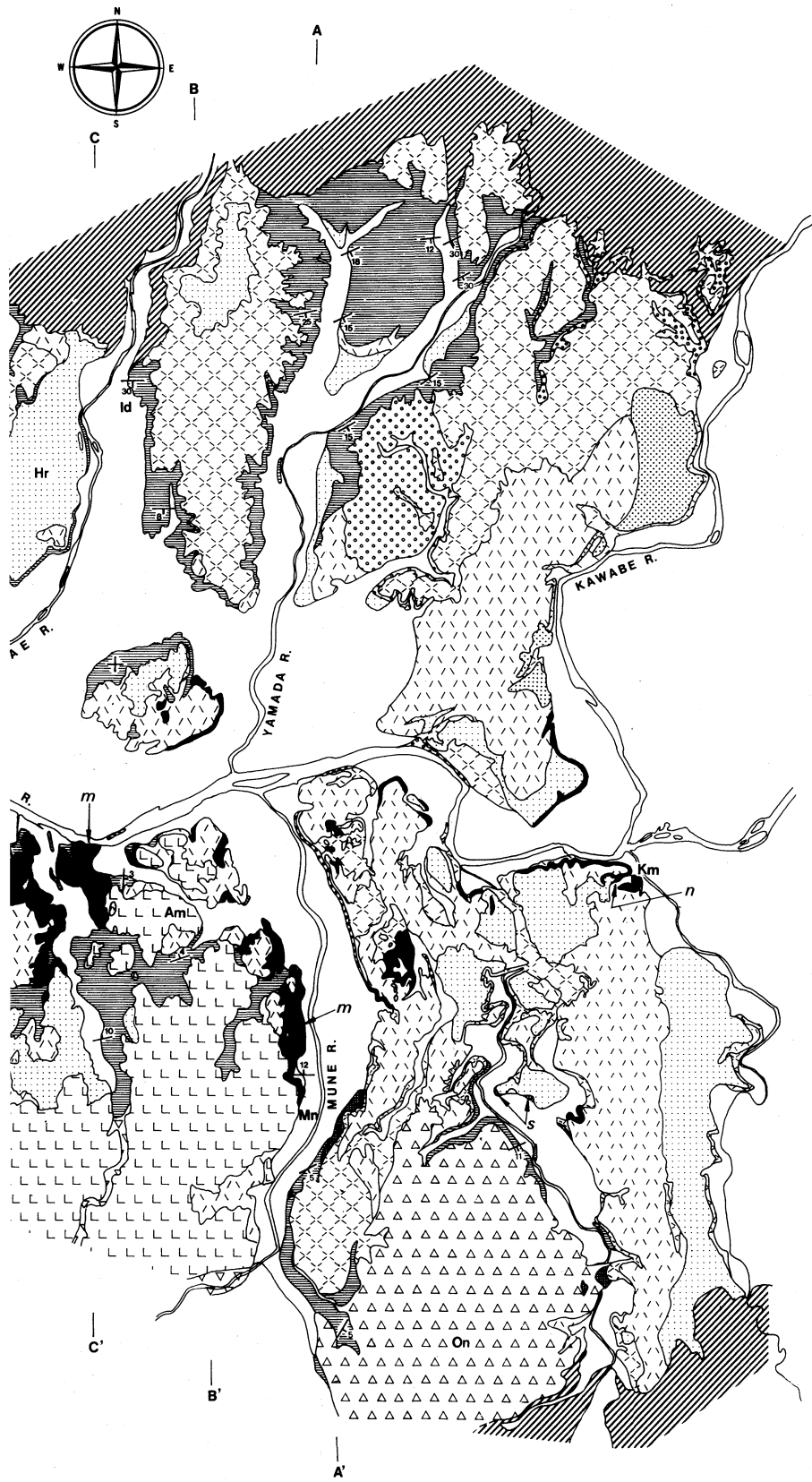























Fig. 3. Geological map of the western part of the Hitoyoshi Basin, Soja. Fc: 茶屋, Fn: 舟戸, Un: 鶴川, Kk: 球磨国見山, Kw: 黄檗, Am: 雨吹山, 大無田, Kb: 古仏頂, Kj: 黒白, Sz: 草津, Ak: 赤仁田, Ok: 大畑, Mt: 毎



LEGEND

-  Alluvium
-  Harada Sand And Gravel Formation
-  Ito Pyroclastic Flow
-  Aso-4 Pyroclastic Flow
-  Nishiki Pyroclastic Flow
-  Fukami Sand And Gravel Formation
-  Kakuto Pyroclastic Flow
-  Shimokado Pyroclastic Flow
-  Minono Sand And Gravel Formation
-  Amabukiyama Rhyolite
-  Kiwada Andesite
-  Kumakunimiyama Andesite
-  Unokawa Andesite
-  Ono Andesite
-  Kanamégawa Basalt
-  Hitoyoshi Formation
-  Kurojiro Andesites (W: Watari Andesite)
-  Hitoyoshi Formation (Funato Tuff Member)
-  Hitoyoshi Formation (Chaya Breccia Member)
-  Shimanto Supergroup
-  Dip, Strike

Hitoyoshi Basin, South Kyushu, Japan. (Kn: 鹿目, Ch: 黄槩, Am: 雨吹山, Mn: 襄野, Fk: 深水, Ng: 永野, Om: 二田, Ok: 大畑, Mt: 毎床)

Plate

Explanation of Plate 1

- Fig. 1. The Chaya Breccia Member, the Hitoyoshi Formation overlying the pre-Pliocene basement rocks at the riverside of the Kuma River, Funato, Kuma-mura. Hammer gives scale.
- Fig. 2. The Chaya Breccia Member at a load-cut near Ogawa, Kuma-mura composed of poorly sorted breccia derived from the basement sedimentary rocks.
- Fig. 3. The white pumice Funato Tuff Member, the Hitoyoshi Formation with a charred wood at the riverside of the Kuma River, Funato, Kuma-mura.
- Fig. 4. Photomicrograph of thin section of the poorly welded Funato Tuff. This tuff is virtually non-welded but there has been slight warping of the shards. A large area of pumice has been molded against the phenocrysts and at same time greatly distorted. Plane polarized light.
- Fig. 5. The lower part of the Hitoyoshi Formation at talweg of the Kuma River, near Ogaki, Hitoyoshi City. Alternating beds of sandstone and conglomerate. Palaeochannels and channel filldeposits appear.
- Fig. 6. The lower part of the Hitoyoshi Formation at Ogawa, Kuma-mura. Cross stratification with tangential foresets. Hammer gives scale.
- Fig. 7. The upper part of the Hitoyoshi Formation at Murayamadaichi, Hitoyoshi City. Massive siltstone with thin volcanic ash layers. A reverse fault appears.
- Fig. 8. The Nishiki Pyroclastic Flow unconformably underlying the Aso-4 Pyroclastic Flow at Kyomine, Nishiki Town.

