

鹿児島市最北部思川流域の麓凝灰岩部層に関する一考察

著者	中野 真帆, 大木 公彦
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要=Reports of the Faculty of Science, Kagoshima University
巻	46
ページ	25-36
別言語のタイトル	Note on an occurrence of the Fumoto Tuff Member distributed in the reaches of Omoi River, Kagoshima City, South Kyushu, Japan
URL	http://hdl.handle.net/10232/00001031

鹿児島市最北部思川流域の麓凝灰岩部層に関する一考察

Note on an occurrence of the Fumoto Tuff Member distributed in the reaches of Omoi River, Kagoshima City, South Kyushu, Japan

中野真帆¹⁾・大木公彦²⁾

NAKANNO Maho and ÔKI Kimihiko

Abstract: The Kokubu Group is distributed in the northern coastal area of the Kagoshima Bay. The Kokubu Group composed of Quaternary marine deposits is divided into three sedimentary formations, which are the Kajiki Formation, the Kamo Formation and the Hayato Formation in the ascending order. The studied area is the northern most part of Kagoshima City. In this area, the Kamo and Hayato Formations are mainly distributed. In this study, the Fumoto tuff member is distinguished in the Hayato Formation. The Fumoto tuff member is divided into three parts. The lower part is characterized by tuffaceous silt, the middle part is stratified pumice and the upper part is white-massive-tuff mostly consists of volcanic glass. The thickness of this member is about 10 m. Judging from the sedimentary facies and trace fossils, it is reasonable to say that the Fumoto tuff member deposited in a shallow part of the semi-closed inner bay relatively in a short period of time. Moreover, several clastic dikes intrude into the tuff member. This feature suggests that earthquake occurred just after sedimentation of the Fumoto tuff member. In addition, lens structures existed in the upper part of the Fumoto tuff member consist of clay fraction. The clay is halloysite made from secondary weathered volcanic glass.

Keywords: Fumoto tuff member, Kokubu Group, depositional environments, massive tuff, halloysite

まえがき

鹿児島湾奥部沿岸地域には、第四紀海成堆積物である国分層群が広く分布している。最上位の隼人層（あるいは麓層）の上半部には淘汰が良く細粒砂～極細粒砂で白色火山ガラス質の凝灰岩が存在し、麓凝灰岩として報告された（大塚・西井上，1980）。本論文では、隼人層中の一部層と考え、麓凝灰岩部層として報告する。本部層は、国分層群の堆積末期の凝灰岩と考えられ、当時の環境変遷の鍵となる重要な層であるが、分布が狭く局地的であるために、その噴出源や堆積過程はほとんど解明されていない。今回、層位や分布、さらに堆積構造等について新たに知見を得たので報告する。合わせて麓凝灰岩部層が分布する思川流域の地質全体の問題についても議論したい。

謝辞：鹿児島大学フロンティアサイエンス研究推進センター機器分析施設の根建心具特任教授、大園義久氏には分析および解析についてご指導とご支援をいただいた。同大学総合研究博物館の内村公大博士には、本調査研究を行うにあたり多くの有益なご指摘をいただいた。鹿児島市立吉野中学校の佐藤 亮教諭には、地質層序に関して貴重なご意見をいただいた。本論文は中野の卒業論文を基本とし、追加修正をしたものである。卒業論文作成時に同じ研究室に在籍した田中信自氏、小川修治氏には粒度分析に関する指導や貴重なご助言をいただいた。また、田尻留美氏、山下大輔氏には有意義な討論をしていただくとともに励ましていただいた。地質調査を行うにあたり、東佐多町・西佐多町（旧吉田町）の柏原白土、ガイアテック、豊和直株式会社には快く私有地を調査させていただいた。これらの方々には心から感謝の意を表す

1) 京都大学防災研究所 地盤災害研究部門 山地災害環境研究分野 〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄
Kyoto University DPRI Division of Geo-Disaster Mountain Hazard Section Gokanoshō, Uji City 611-0011
2) 鹿児島大学名誉教授（鹿児島大学総合研究博物館学外協力研究者） 〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-30
The Kagoshima University Museum 1-21-30, Korimoto, Kagoshima City 890-0065

る次第である。

麓凝灰岩部層分布域の地形

調査地域は鹿児島湾北西部沿岸地域の鹿児島市東佐多町から西佐多町（旧吉田町）にあたる（図1）。



図1. 麓凝灰岩部層分布域の地形（国土地理院発行2万5千分の1の地形図「脇元」に加筆）。

東北東から西南西へ流れる思川の左岸側は国分層群，入戸火砕流堆積物からなる丘陵地形からなるが，入戸火砕流堆積物が形成するいわゆるシラス台地は開析が進み，丘陵の尾根部になっている。右岸側にも丘陵地形が認められるが，その南に広がる赤崩や天ヶ鼻の火山岩からなる山体の北斜面の麓にわずかに発達する程度である。また，思川は西佐多町桑の丸からほぼ直角に南南西へ枝分かれしているが，桑の丸より下流の東佐多町城内南でも支流の本名川が本流から枝分かれして南南西へ延びている。これらの南南西へ流れる両河川の流域はおもに国分層群と入戸火砕流堆積物からなる丘陵が広がるが，この丘陵を取り囲むように基盤を成す湖成層の後浦層，薄原層や火山岩類が山体を形成している。森脇ほか（1986）は，思川に沿って，完新世の海面上昇に伴って形成された低位海成段丘面を報告している。

麓凝灰岩部層分布域の地質

本調査地域の地質は，下位より国分層群，本城火砕流堆積物，吉田層（仮称），五反田層，阿多火砕流堆積物，入戸火砕流堆積物が累重する（図2）。各地層に関する記載は佐藤ほか（2000）とほぼ同じであることから，ここでは新たに明らかになった点，問題点等について述べる。

1) 国分層群

鹿児島湾北西部沿岸地域には更新世の海成堆積物である国分層群が広く分布しており，伊田ほか（1950）以来，多くの研究者によって調査研究が行われてきた。しかし，国分層群は，全体的に浅海域の堆積物であることを反映して層相の側方変化が激しく，加えて堆積時におこった火山岩の貫入や火砕流の噴出と流れ込みによって引き起こされたスランプや同時浸食によって露頭相互の対比をより困難なものにしている（大木，2010）。

国分層群分布域の西部に相当する本調査域に関する論文は，高橋・長谷（1972），大塚・西井上（1980），長谷ほか（1987），香川・大塚（2000），佐藤ほか（2000）がある。本地域においても各地層の対比が困難で，研究者によって異論もあるが，基本的には大塚・西井上（1980）の報告した地質層序が妥当だと考え，本論文ではこれを基に議論を進めたい。

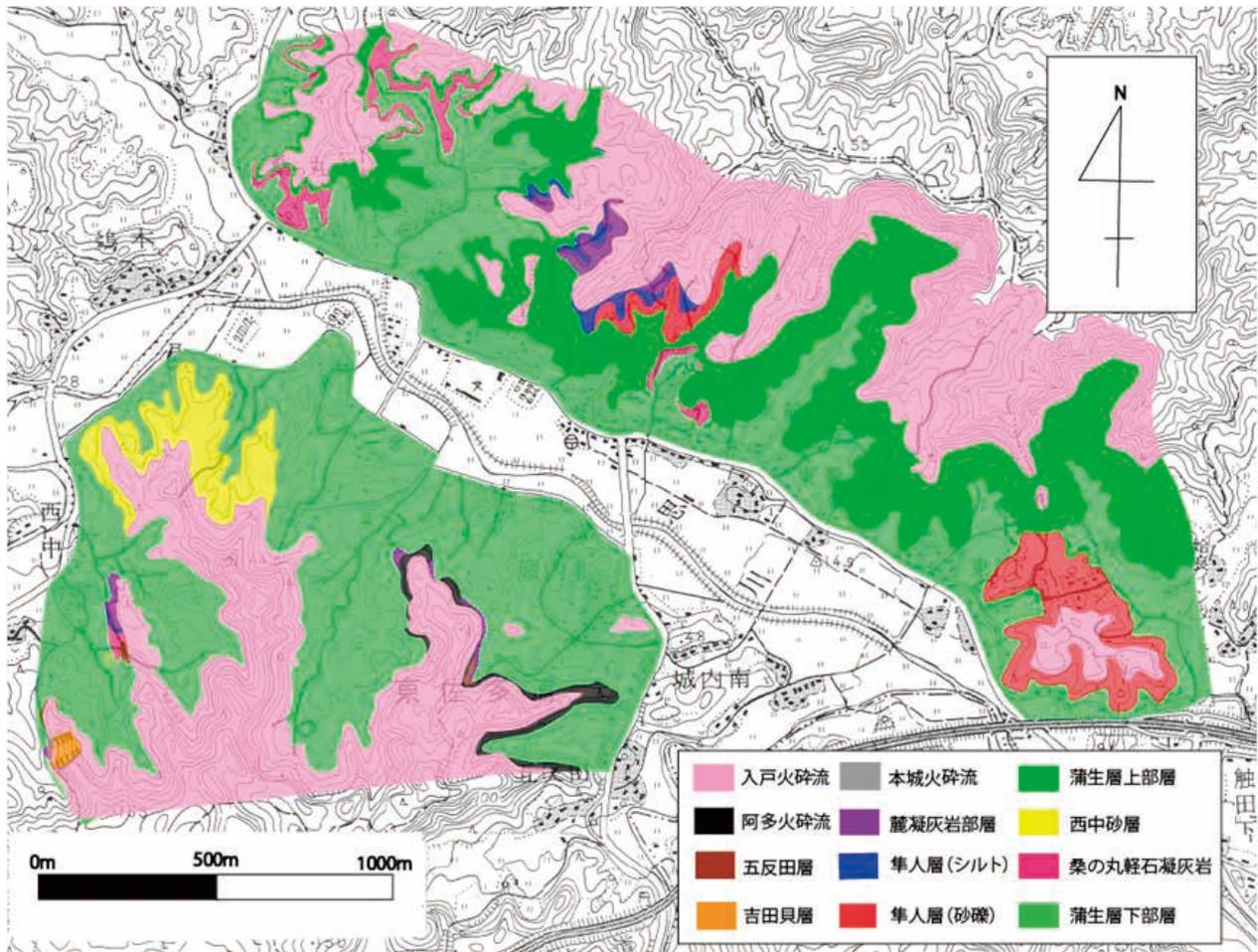


図2. 思川流域の地質 (国土地理院発行2万5千分の1の地形図「脇元」に加筆).

1-a) 層序

本調査地域には、蒲生層下部層 (佐藤ほか, 2000), 桑の丸軽石凝灰岩部層 (佐藤ほか, 2000), 蒲生層上部層 (佐藤ほか, 2000), 小田凝灰岩部層 (火砕流堆積物: 大塚・西井上, 1980), 隼人層 (大塚・西井上, 1980), 麓凝灰岩部層 (新称) が累重する (図3)。今回, 隼人層として報告された麓凝灰岩 (大塚・西井上, 1980; 佐藤ほか, 2000) は, 隼人層のシルト層堆積時に当時の海底を覆ったことが明らかになったので, 隼人層中の麓凝灰岩部層として報告する。

香川・大塚 (2000) は, 蒲生層を大塚・西井上 (1980) の蒲生層中のシルト層に, 隼人層を大塚・西井上 (1980) の隼人層に相当すると報告した。しかし, 本調査地域に限って言えば, 大塚・西井上 (1980) の地質図で示された蒲生層のほとんどを隼人層, 一部を朝日層に, また隼人層のほとんどを麓層として香川・大塚 (2000) の地質図では示されている。

本調査地域を流れる思川は, 北北東と南南西から流れる二つの支流が桑の丸付近で本流に合流し, 西北西から東南東へ流れる。大塚・西井上 (1980) の蒲生層は, 香川・大塚 (2000) の地質図では, これら二つの支流より西側は朝日層, 本流の両岸では隼人層となっている。記載を読む限り, 蒲生層を朝日層と隼人層にした根拠は示されていないが, 支流より西側には小田凝灰岩部層 (火砕流堆積物) が広く分布していることから, この部層より下位の蒲生層を朝日層として示し, 東側には小田凝灰岩部層が認められないことから, 東側の蒲生層全体を隼人層として地質図に示した可能性がある。先にも述べたが, 国分層群の各層は側方変化が激しく, 鍵層としての火砕流堆積物が欠如する場合は堆積層の層名を特定することは難しい。結論は今後の研究に譲るとして, 本論では大塚・西井上 (1980) の蒲生層として報告する。

佐藤ほか (2000) は, 桑の丸から麓へ至る地域において, 蒲生層 (大塚・西井上, 1980) に挟在する特

微的に角閃石を含む火砕流堆積物を桑の丸軽石凝灰岩部層と仮称して報告した。今回の調査で、桑の丸軽石凝灰岩部層は井手口において層厚30~40 cmの砂泥互層を、麓において層厚約1.5 mの砂礫層を挟むことが確認され、火砕流起源と考えられる桑の丸軽石凝灰岩部層は堆積層を挟んで少なくとも2回のユニットからなることが明らかになった。

蒲生層上部層（佐藤ほか，2000）は、麓で標高30~40 m，井手口では45~50 m，西中では48~60 mに分布する。層相は側方変化が著しく，場所によってスランプ構造が認められる。蒲生層上部層とみられる砂泥互層は本調査地域に広く分布するが，桑の丸軽石凝灰岩部層と接する露頭は麓，桑の丸，井手口，西中のみである。桑の丸軽石凝灰岩部層との境界が見られない露頭では，蒲生層の下部層か上部層であるかを判断することは難しい。蒲生層上部層が上位の小田凝灰岩部層から直接覆われる露頭は鵜木に存在する（大塚・西井上，1980；佐藤ほか，2000）。

今回の調査で，蒲生層上部層に挟在する，角閃石を大量に含み極粗粒砂~中粒砂からなる塊状砂層の存在が明らかになった。砂層の最下部と最上部は層理が認められ，蒲生層上部層のシルトと考えられる偽礫を大量に含んでいることから，桑の丸軽石凝灰岩部層の二次堆積物である可能性が高い。本層は西中一带に分布するが，金峰神社付近の露頭でとくに顕著に見られ，層厚は10mに達する。

大塚・西井上（1980），佐藤ほか（2000）は，本調査地域において，下位の蒲生層上部層を整合に覆い，上位の隼人層に整合関係で覆われる小田凝灰岩部層の露頭を本調査地域西部の塩杣，鵜木地域から報告した。しかし，その東方の桑の丸，西中，城内，麓には分布が認められないと報告している。今回の調査でも小田凝灰岩部層の分布は確認されず，隼人層堆積以前に同時浸食によって削剥された可能性が高い。

隼人層は模式的な麓のルートにおいて，固結した塊状無層理シルト，層状シルト，麓凝灰岩部層が累重している。今回，西中では麓凝灰岩部層を整合に覆う砂礫層の存在が明らかになったので，この砂礫層を隼人層の最上部とする。西中の採石場では麓凝灰岩部層中の白色凝灰岩の最上部に生痕（巢穴）化石が認められ（図4），巢穴化石には白色凝灰岩を整合的に覆う砂礫層の粗粒砂が充填している。この砂礫層と採石中の吉田層の崖とは現在は50 mほど離れているが，現在採石されている崖が後退する前は，この砂礫層と吉田層との関係を観ることができた可能性がある。層位的に吉田層が上位にあり，この砂礫層が吉田層の下部層であれば両者は一連の堆積物となり，吉田層が国分層群最上部となる可能性もある。早急に両者の関係を明らかにする必要がある。

麓凝灰岩部層直下のシルト層（隼人層下部）の最上部は著しく乱されている。麓や南の城内では，この

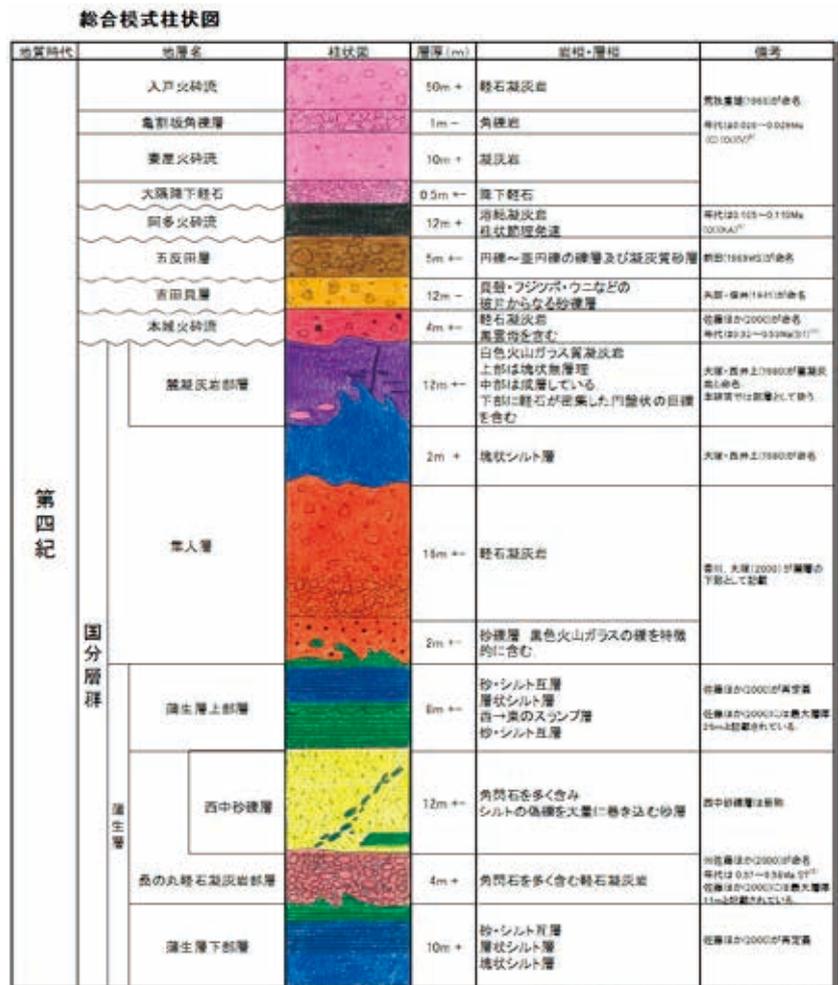


図3. 本調査地域の模式柱状図。

1) 田村 新井 岩夫 著 新編 火山灰アトラス(2003)

シルト層が上位の麓凝灰岩部層中に貫入したクラスティックダイクを複数確認することができる。なお、これまでの研究論文では本凝灰岩部層のクラスティックダイクは報告されていない。

麓凝灰岩部層については次章で詳しく述べる。

2) 吉田層 (仮称)・加久藤火砕流・五反田層

吉田層は、Yabe (1946a, b, c) によって Yoshidamura shell beds の地層名で報告され、大塚・西井上 (1980) が西中の採石場付近の本層を含めて吉田貝層 (Yoshida shell bed) と呼んだものに相当する。長谷ほか (1987) は、本層を西中層として再定義し、模式地を西中の採石場とした。Yabe and Hatai (1941), Yabe (1946a, b, c) は当時の吉田村桑の丸、



図4. 麓凝灰岩部層に見られるサンドパイプ。

鶴木付近に分布している貝化石層について報告しているが、長谷ほか (1987) が記載した西中の採石場はフジツボ化石を主体として貝化石に乏しい。これらを考慮し、本論では多くの研究者が呼び慣れている広い地域を表す吉田の地名を生かし、本層を吉田層と呼ぶ。

大塚・西井上 (1980) は、吉田層が国分層群を不整合に覆うが、加久藤 (地久里) 火砕流堆積物との関係は不明としている。地質年代は化石と地層の分布高度から最終間氷期 (下末吉期) を示唆している。長谷ほか (1987) は、本論で言う国分層群最上部の麓凝灰岩部層を不整合に覆っていることを報告した。さらに、大塚・西井上 (1980) と同様に下末吉期の海成層とし、加久藤火砕流堆積物が浸食された谷部に堆積した可能性を指摘している。一方、佐藤ほか (2000) は、本層の最下部の礫層が安山岩や流紋岩などの火山岩礫から構成され加久藤火砕流の溶結凝灰岩がまったく認められないことから、吉田層は国分層群と大きな時間間隙を持たずに加久藤火砕流の噴出前に堆積したと考えた。上述したように、西中の採石場における国分層群隼人層と吉田層の間に大きな時間間隙があるとは考えられない。本地域に分布する五反田層 (大塚・西井上, 1980) は、直径1 m を超える加久藤火砕流の溶結凝灰岩の巨礫を多く含み、明らかに加久藤火砕流堆積後に国分層群までをチャンネル状に削り込んでいるが、その腑存状況や層相から吉田層が五反田層に相当するとは考えにくい。高柳 (1956) は、吉田層の底生有孔虫化石が黒潮系に典型的な群集であるのに対し、本調査地域より南の吉野台地の南縁に分布する最終間氷期 (下末吉期) の城山層の有孔虫化石は寒流の影響を反映した群集であることを報告している (大木・早坂, 1970; Ōki, 1975)。

麓凝灰岩部層

本論文では、隼人層上部の特徴的な一連の凝灰岩層を部層とし、模式地を麓の白色凝灰岩 (白土) 採取場へ至る道とする。隼人層麓凝灰岩部層は東佐多浦町の7地点のみで分布を確認できるが、香川・大塚 (2000) が報告した、広範囲にわたって分布する麓層の一部に相当する可能性がある。

本研究では、麓凝灰岩部層の堆積環境を明らかにするため、粒度組成の変化を調べた。凝灰岩の粒度組成の鉛直変化を調べる目的で、麓の採土場において1 m 間隔で試料を採取した。また、地域での堆積環境の違いを調べる目的で、麓凝灰岩部層が露出する7地点のうち6地点で試料の採取を行った。粒度組成分析には、鹿児島大学総合研究博物館のレーザー回折式粒度分析装置 (島津製作所製: SALD-3100) を使用した。また、塊状の白色凝灰岩に見られるレンズ状構造の成因を調べるためにXRDによる鉱物分析を行った。XRDにはRigaku Rad-IIBを使用し、電圧は40 kv、電流は20mAで、粉末と定方位試料を使用しエチレングリコール法によって10Åにピークが出る粘土鉱物を同定した。

1) 分布

麓凝灰岩部層は鹿児島市最北部東佐多町・西佐多町に位置する本調査地域のみ分布する。今回の調査で、麓、西麓上、井手口、五反田、城内北、西中、西中南の7地点で麓凝灰岩部層の分布を確認した。各

露頭の位置を図5に番号で示す。下位の準人層のシルト層との境界が見られるのは、麓、西麓上、井手口の思川左岸の3地点である。また、前章で述べたように西中の採石場では砂礫層が麓凝灰岩部層を覆っている。

麓凝灰岩部層の分布高度は北西から南東に向かって高くなる傾向を持つ。思川左岸の東から西へ、麓①では標高62~70 m、西麓上②では標高37~53 m、最も西の井手口③では標高30~41 m付近に分布する。右岸でも東の五反田④では標高60~67 m、城内北⑤では標高52~65 m、西中⑥では標高34~52 m付近に分布する。しかし西中南⑦では、下限上限は不明であるが標高72 m付近に分布し、南へ分布高度を増している。

2) 層相およびその変化

本部層は準人層下部のシルト層を整合関係で覆い、下部は数センチの軽石が密集した偽礫を含む凝灰質シルト層(図6)、中部はおもに砂サイズの軽石が成層した軽石層(図7)、上部は塊状無層理で粗粒シルト~極細粒砂の白色凝灰岩層からなる(図8)。層厚は約10 mである。この淘汰の良い白色極細粒凝灰岩は、町田ほか(1974)の「吉田白色火山灰層」、大塚・西井上(1980)の「麓凝灰岩」、香川・大塚(2000)の「麓凝灰岩」、佐藤ほか(2000)の「麓凝灰岩」に相当する。

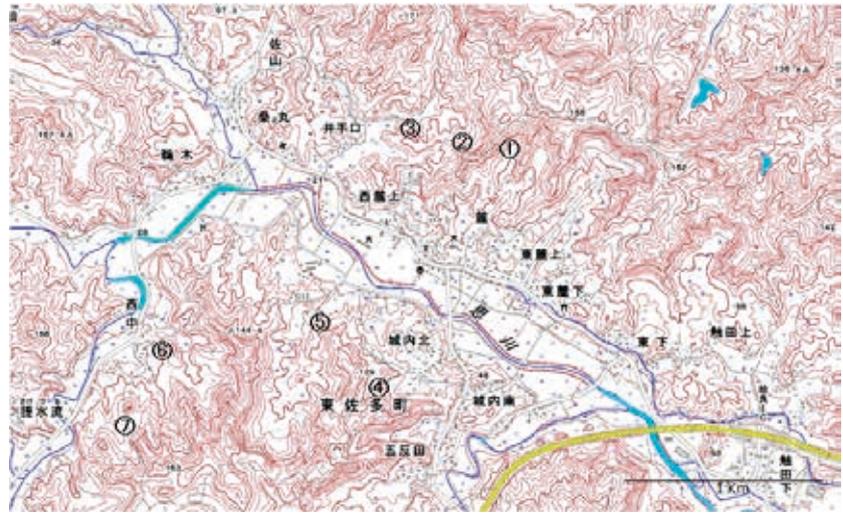


図5. 麓凝灰岩部層の露頭の位置(国土地理院発行2万5千分の1の地形図「脇元」に加筆).

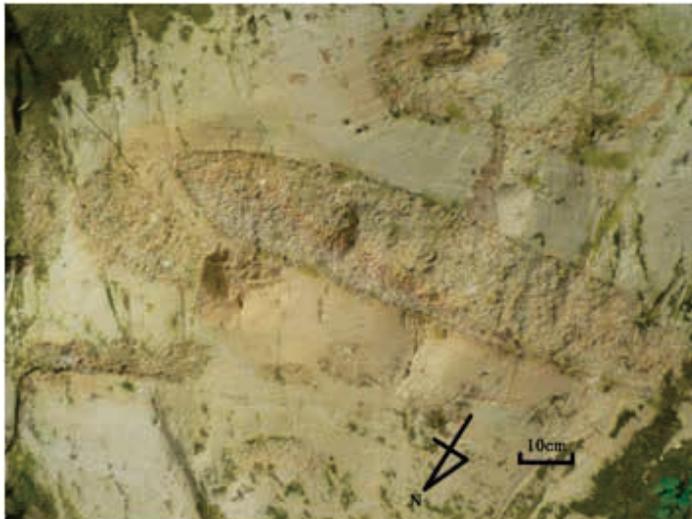


図6. 麓凝灰岩部層下部のシルト層に含まれる軽石が密集した偽礫.

本部層は全体を通じてほとんどが火山ガラスから成り、火山ガラスはバブルウォール型と軽石型がある。極微量の石英、斜長石を含み、有色鉱物として角閃石、輝石、磁鉄鉱がごくわずかに認められる。また、クラスティックダイクが部層全体に見られ、最大で約5 cmの幅である(図9)。



図7. 麓凝灰岩部層中部の成層した軽石層とシルト層.



図8. 麓凝灰岩部層上部の白色凝灰岩.



図9. 麓凝灰岩部層の白色凝灰岩中に見られるクラスティックダイク.

これらのクラスティックダイクは、部層上部の白色凝灰岩堆積直後の地震によって、その下位の狭義の隼人層最上部の未固結であったシルトが本部層中に貫入したものであると考えられる（図10）。

麓①では本部層の下部は欠落し、中部が隼人層のシルト層と接している。その境界はわずかに乱れている。中粒砂～細粒砂の成層した軽石質凝灰岩層が約2 mの厚さで見られ、その中に幅5 mm前後の薄茶色の泥からなるクラスティックダイクが認められる。本部層上部の白色凝灰岩には西から東への古流向を示す堆積構造が見られるが、堆積構造の見られる層準より上位では塊状で、わずかに上方細粒化する。最上部は古土壌化し、入戸火砕流堆積物が重なる。

西麓上②においても本部層の下部は欠落し、中部が隼人層と接し、その境界は波状に大きく乱れている。波状の構造は幅5 cm、高さが20 cm程度で、波の尾根の方向は北東方向に傾いているものと、逆に南西方向に傾いているものがある。上部の白色凝灰岩は塊状無層理で上方細粒化する。最上部は古土壌化している。

井手口③では、本部層の下部が塊状無層理のシルトを覆い、境界は乱れていない。本部層の下部は非常に細かい凝灰質シルトで、数センチの軽石が密集した偽礫、および軽石からなる巨礫、数センチの軽石をランダムに含む。

五反田④では本部層の中部と上部が分布している。白色凝灰岩の粒子は極めて細粒で、数ミリ単位の葉理が認められる。

城内北⑤では本部層の上部のみが見られる。

西中⑥では本部層下部と上部が見られる。下部の基質は火山ガラスからなる凝灰質シルトで、0.5～1 cmの軽石が密集した偽礫、0.5～3 cmの亜円礫の軽石をランダムに含む。上部の白色凝灰岩は上方細粒化し塊状無層理であるが、最上部はわずかに成層し、採石場内では最上部にサンドパイプの生痕化石が見られる（図4）。

3) 粒度組成の垂直変化

本部層とくに上部の白色凝灰岩の粒度分析結果を表1に示す。また、本部層の7地点における柱状図と採取した層準を図11に示す。

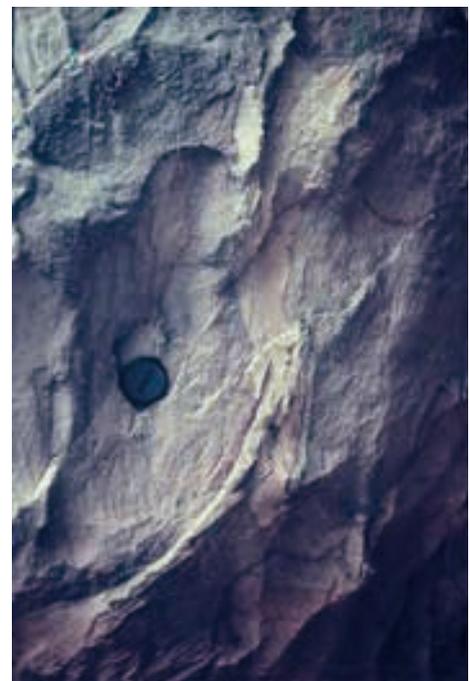


図10. 白色凝灰岩中に立ち上がるシルト層.

麓①の試料は下からHI-J, その上位の層準から1 m 間隔で6試料の合計7試料を採取した。HI-J は上位の白色凝灰岩に連続しておらず, 層相も成層した軽石質凝灰岩で, 上部の塊状無層理の白色凝灰岩とは異なる。露頭の位置と層相から判断して, 白色凝灰岩の下位の麓凝灰岩部層の中部に相当すると考えられる。

本部層下部は, 分布高度の低い北部の井手口③の5層準, 南西部の西中⑥の2層準について粒度分析を行った。本部層の下部は中部, 上部に比べて細粒で, 中央粒径値は6φ前後(5.59~6.53φ), 含泥率が90%(90.8~99.4%)をこえる。分級度は1.42~1.69の狭い範囲の値を示し, 悪い。歪度も0.15~0.19の狭い範囲の値を示し, 正の歪である。

本部層中部は, 北東部に位置する麓①の1層準, 西麓上②の3層準, 南東部の五反田④の1層準について粒度分析を行った。西麓上②と五反田④では中央粒径値が2.5φ前後(2.09~2.78φ), 含泥率が20%前後(15.8~20.5%)と粗粒であるが, 麓①ではやや細粒になり, 中央粒径値が3.41φ, 含泥率が39.2%である。南西部の西中⑥では4層準について粒度組成を調べたが, 上方に細粒化する傾向を持ち, 中央粒径値は4.10φから5.61φへ変化し, 含泥率も56.4%から96.8%に変化している。本部層中部全体の分級度は1.23~2.30の値を示し, 悪いあるいは非常に悪い。歪度は0.23~0.38の値を示し, 正の歪から著しい正である。

本部層上部の白色凝灰岩は, 北東部に位置する麓①の6層準, 西麓上②の3層準, 南東部の五反田④の1層準, 城内北⑤の4層準について粒度分析を行った。複数の層準を調べた全ての地点で極めて弱い上方細粒化の傾向を示した。思川の北側に位置する麓①と西麓上②は300 m ほどの距離にもかかわらず, 前者の中央粒径値が4.05~4.31φ, 含泥率が54.5~66.4%の値を示すのに対し, 後者の中央粒径値は3.47~3.74φ, 含泥率が28.0~39.3%の値を示し粗粒である。この東側より西側が粗粒である傾向は, 思川の南側の地点でも認められる。東側に位置する五反田④の中央粒径値が5.15φ, 含泥率が88.7%の値を示すのに対し, 西側の城内北⑤では中央粒径値が4.94~4.84φ, 含泥率が74.5~86.0%の値を示し, やや粗粒である。本部層上部全体の分級度は1.06~1.38の値を示し, 悪い。歪度は0.02~0.40の値を示し, ほぼ対称から著しい正である。

表1. 麓凝灰岩部層上部の白色凝灰岩の粒度分析結果.

番号	中央粒径値(Medφ)	分級度(σφ)	歪度(Sk)	含泥率(%)		サンプル採取状況	層準名
				1/75mm以下	1/250mm以下		
F-6	4.26	1.08	0.23	52.9	92.9	採石場の同一露頭	麓凝灰岩部層上部
F-6-1	4.00	1.04	0.21	57.8	92.8		
F-7	4.31	1.19	0.21	59.4	92.1		
F-8	4.30	1.08	0.22	55.3	94.8		
F-5	4.12	1.08	0.16	59.3	92.8		
F-4	4.05	1.09	0.19	54.5	92.8		
F-3	4.06	1.09	0.21	54.9	92.8		
F-2	4.06	1.06	0.14	55.0	92.8		
F-1	3.41	2.30	0.23	39.2	83.3	採石場とは別の露頭	麓凝灰岩部層中部
西麓上							
番号	中央粒径値(Medφ)	分級度(σφ)	歪度(Sk)	含泥率(%)		サンプル採取状況	層準名
				1/75mm以下	1/250mm以下		
W-7	3.74	1.19	0.12	29.3	4.3	同一露頭	麓凝灰岩部層上部
W-6	3.64	1.19	0.06	24.6	2.4		
W-5	3.47	1.08	0.02	28.0	1.9		
W-4	3.06	2.07	0.32	16.6	0.0	同一露頭	麓凝灰岩部層中部
W-3	3.17	2.10	0.29	20.5	3.7		
W-2	2.12	1.69	0.36	15.0	4.2		
W-1	2.21	1.68	0.12	20.1	19.9		無人層
井手口							
番号	中央粒径値(Medφ)	分級度(σφ)	歪度(Sk)	含泥率(%)		サンプル採取状況	層準名
				1/75mm以下	1/250mm以下		
SD-6	6.02	1.29	0.15	33.4	12.9	同一露頭	麓凝灰岩部層下部
SD-5	5.96	1.25	0.19	33.2	19.0		
SD-4	5.91	1.23	0.17	32.8	12.9		
SD-3	5.87	1.26	0.15	30.0	12.4		
SD-2	5.87	1.25	0.18	31.0	12.9		
SD-1	5.59	1.23	0.23	30.0	19.0		無人層
城内北							
番号	中央粒径値(Medφ)	分級度(σφ)	歪度(Sk)	含泥率(%)		サンプル採取状況	層準名
				1/75mm以下	1/250mm以下		
GT-2	3.19	1.34	0.21	33.7	2.9	露頭	麓凝灰岩部層上部
GT-1	2.78	1.46	0.24	20.4	2.9		
城内北							
番号	中央粒径値(Medφ)	分級度(σφ)	歪度(Sk)	含泥率(%)		サンプル採取状況	層準名
				1/75mm以下	1/250mm以下		
GN-1	4.84	1.08	0.40	99.0	8.8	同一露頭	麓凝灰岩部層上部
GN-2	4.93	1.14	0.29	83.4	6.2		
GN-3	4.78	1.16	0.14	81.6	4.0		
GN-4	4.49	1.36	0.26	74.5	4.7		
西中							
番号	中央粒径値(Medφ)	分級度(σφ)	歪度(Sk)	含泥率(%)		サンプル採取状況	層準名
				1/75mm以下	1/250mm以下		
NI-6	5.81	1.42	0.26	96.8	9.8	同一露頭	麓凝灰岩部層中部
NI-5	5.76	1.32	0.28	84.3	5.1		
NI-4	4.92	1.23	0.33	85.0	4.0		
NI-3	4.10	1.39	0.33	56.4	4.7		
NI-2	3.00	1.42	0.19	97.4	14.3		
NI-1	2.93	1.42	0.18	99.4	19.1		

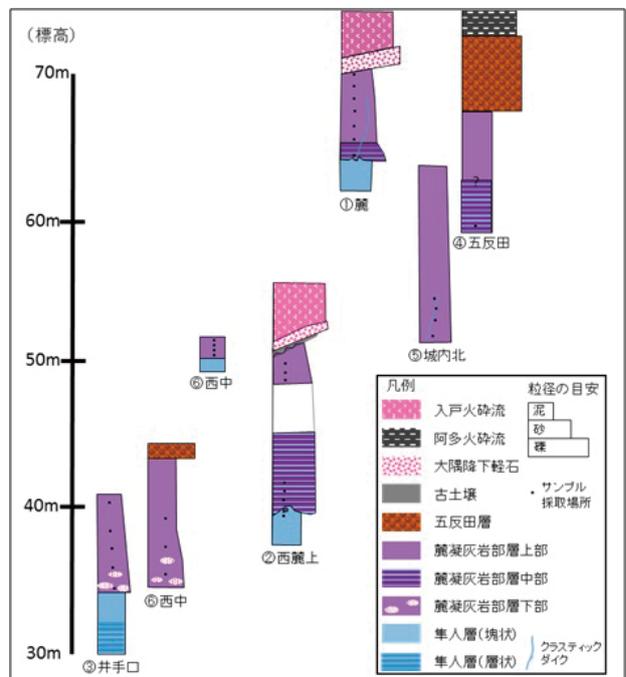


図11. 麓凝灰岩部層の各個柱状図と粒度分析を行った層準.

五反田④の中央粒径値が5.15φ, 含泥率が88.7%の値を示すのに対し, 西側の城内北⑤では中央粒径値が4.94~4.84φ, 含泥率が74.5~86.0%の値を示し, やや粗粒である。本部層上部全体の分級度は1.06~1.38の値を示し, 悪い。歪度は0.02~0.40の値を示し, ほぼ対称から著しい正である。

4) 二次的な風化による構造

麓に分布する本部層の上部には、周囲よりも細粒な火山ガラスからなるレンズ状の堆積物が水平に入っている(図12)。長いものは3 m, 短いものでは数センチメートルである。レンズ構造の内部は周囲よりも粘土が多く含まれる(表1)。粒度組成は、レンズ構造周辺の中央粒径値が 4.0ϕ に対し、レンズ構造内部の中央粒径値は 4.26ϕ であった。また、粘土の含有率は、レンズ周囲の白色凝灰岩が2.4%であるのに対し、レンズ構造の内部は10.3%であった。レンズ構造の端は上方に曲がっているものが多く見られる。レンズ構造の下部境界は波打っているが、上部境界は直線的である。また、レンズ状構造の内部には、上部の境界と平行な、非常に細かい筋がいくつも見られる。

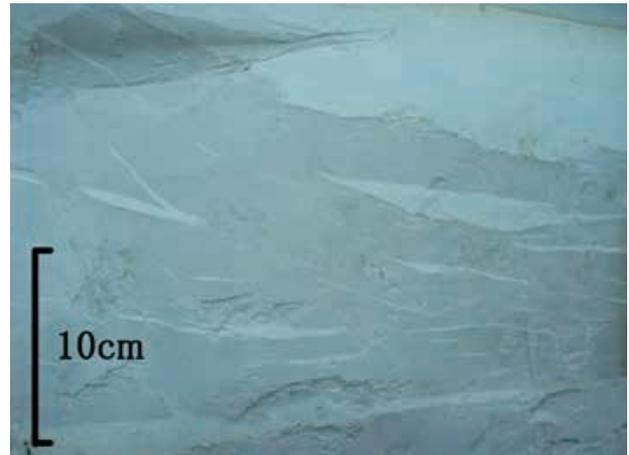


図12. 麓凝灰岩部層上部の白色凝灰岩にみられるレンズ構造。

XRDによる鉱物組成の分析の結果、これらのレンズ構造を形成している堆積物は粘土鉱物の加水ハロイサイトであることが判明した。ハロイサイトは火山ガラスの風化に伴って形成されることが知られている(Wada, 1987)。従って、これらの構造は堆積時の構造ではなく、堆積後の風化・変質作用によって形成されたと考えられるが、塊状の凝灰岩中にこのようなハロイサイトのレンズができる現象は、風化変質現象の例として重要である。レンズの形状が一次的な堆積構造に由来する可能性も否定できず、早急な調査研究が待たれる。

5) 考察

麓凝灰岩部層の分布高度と層相変化

麓凝灰岩部層の分布高度は東から西へ、また西中付近では南から北へ向かって低くなっている。この分布高度の傾きが堆積後の傾動運動による可能性も否定はできないが、分布高度が30~50 mと低い西側の井手口③や西中⑥では麓凝灰岩部層の下部が見られることから、この分布高度の傾きは堆積時の海底の水深に対応している可能性が高い。思川を挟んで、麓凝灰岩部層の分布高度がほぼ同じであることから、本部層堆積後に思川に沿う断層の影響を受けていないと考えられるが、思川の左(北)岸には未固結だったと考えられる隼人層中に南落ちの断層(図13)が認められ、断層に近い砂層中には液状化によって未固結のシルト層が偽礫として含まれている。思川の右(南)岸より南方には天ヶ鼻や赤崩の山塊が広がり、国分層群堆積時の北落ちの断層(活断層研究会編, 1980)が確認されていることから、思川を挟んで地溝状に落ちた可能性がある。この断層はクラスティックダイクが顕著に発達する上部の白色凝灰岩の堆積時に求めることができる。今後の隼人層中の小断層解析が待たれる。

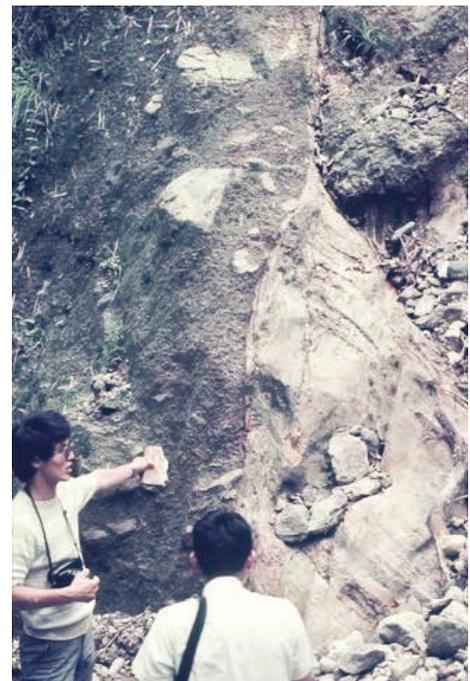


図13. 隼人層中にみられる堆積時の断層。

麓凝灰岩部層下部は構成物が1~20 mmの軽石が密集した偽礫と細粒の火山ガラスからなる基質部分に二極化し、基質部分は含泥率が90%以上を占め、細粒である。軽石が密集した偽礫の成因は不明であるが、鹿児島市城山や宇宿地域に分布する鳥越火砕流堆積物(大木・早坂, 1970)には同様の軽石が密集した乱堆積物が認められ、鳥越火砕流の流動時に水が関与した結果と推定されている(大木ほか, 2013a, b)。本部層の下部も海中を流動した火砕流堆積物の可能性がある。露頭が少なく、現時点では断定す

ることはできないが、さらに詳細な調査が望まれる。また、本部層中部の成層した軽石質凝灰岩も下部と一連の堆積物と考えられ、火砕流堆積物の可能性がある。

麓凝灰岩部層上部の白色凝灰岩は塊状であるが、粒度分析の結果、極めて弱い上方細粒化が認められた。さらに上部には葉理も認められ、内湾浅海域に堆積した海成層（例えば城山層；大木・早坂，1970；大木ほか，2013a）から報告される生痕化石（巣穴）が見られることから、内湾に短時間で堆積した火山灰層の可能性が示唆される。また、本部層の下位に存在するシルト層（隼人層下部）の最上部には、白色凝灰岩が堆積した時に未固結であったことを示す波状のロードキャストやクラスティックダイクの立ち上がり（図6）が認められることから、この麓凝灰岩部層は比較的短時間に堆積したと考えられる。

部層中部のシルト層にはわずかに西から東への古流向を示す堆積構造が見られる（図14）。また、部層上部の白色凝灰岩は西側の地点が東側の地点に比べてやや粗粒になっている。この古流向や粒度組成の違いが凝灰岩の噴出源からの流れを示すのか当時の水の流れを示しているのかは現在の露頭情報のみでは不明である。

香川・大塚（2000）は、同じ国分層群中に水中で噴火・運搬・堆積した水中火砕流と考えられる堆積物を少なくとも3層準報告している（鍋倉層，小浜層，小田層）。これらの堆積物が水中火砕流である根拠を示しているが、今回、報告した麓凝灰岩部層上部の白色凝灰岩の特徴とまったく異なる。これまでの研究でも麓凝灰岩部層の白色凝灰岩の成因や堆積環境についてほとんど述べられていない。露頭が少ないこともあって、均質な火山ガラスからなる白色凝灰岩がどのようなメカニズムで噴出流動し、当時の海底に堆積したか、現段階では推測の域を出ないが、今後、水中に堆積した火山性碎屑物の挙動を明らかにするためには、本部層の更なる調査研究が急がれる。

結論

今回の調査研究で以下のことが明らかになった。

- 1) 西中の金峰神社付近において、新たに蒲生層上部層に挟在する角閃石を大量に含む塊状砂層を確認した。この塊状砂層は、蒲生層上部層のシルトと考えられる偽礫を大量に含んでいることから桑の丸軽石凝灰岩部層の二次堆積物と考えられる。
- 2) 隼人層上部の一連の堆積物を麓凝灰岩部層と仮称した。その層相から下部・中部・上部に分けられ、下部は数センチの軽石が密集した偽礫を含む凝灰質シルト層，中部はおもに砂サイズの軽石が成層した軽石層，上部は塊状無層理で粗粒シルト～極細粒砂の白色凝灰岩層からなる。層厚は約10 mである。
- 3) 麓凝灰岩部層の分布高度は東から西へ，また西中付近では南から北へ向かって低くなる。分布高度が低い西側の井手口や西中では本部層の下部が見られることから，この分布高度の傾きは堆積時の海底の水深に対応していると考えられる。
- 4) 麓凝灰岩部層中には下位のシルト層（隼人層下部）から立ち上がったクラスティックダイクが複数存在することがわかった。隼人層下部のシルト層には未固結時に起こった断層も存在し，麓凝灰岩部層堆積直後に断層を伴う地震が起こった可能性が高い。
- 5) 麓凝灰岩部層の下部に見られる軽石が密集した偽礫の存在から，中部も含めて海中に堆積した火砕流



図14. 麓凝灰岩部層中部のシルト層に見られる西から東への古流向を示す堆積構造。

堆積物の可能性が示唆される。

- 6) 麓凝灰岩部層中部のシルト層に西から東への古流向を示す堆積構造が見られたが、この古流向が凝灰岩の噴出源からの流れを示すのか当時の水の流れを示しているのか現時点ではわからない。
- 7) 麓凝灰岩部層上部の白色凝灰岩は全体を通じて塊状で、短時間に内湾浅海域に堆積した火山灰層の可能性が示唆される。また、本部層上部の葉理を持つ白色凝灰岩に生痕（巣穴）化石が認められ、その巣穴化石に上位の砂礫層の砂が充填していることから、堆積後も海が存在していたことが明らかになった。
- 8) 麓凝灰岩部層上部の塊状凝灰岩に、二次的な火山ガラスの風化によってできたハロイサイトからなるレンズ状の構造が見られた。

参考文献

- 長谷義隆・山脇真二・早坂康隆, 1987, 鹿兒島湾北西岸地域の第四系層序の再検討. 九州後期新生代火山活動, 地団研専報, 33, 207-224.
- 伊田一善・篠山昌市・斉藤一雄・加藤甲壬, 1950, 鹿兒島県敷根天然ガス地質調査報告. 地質調査所月報, 1 (2), 9-14.
- 香川 淳・大塚裕之, 2000, 鹿兒島湾北岸地域, 中期更新世国分層群の層序と火山一構造的イベント堆積物. 地質学雑誌, 106 (11), 762-782.
- 活断層研究会編, 1980, 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 1-437.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 1974, 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, 83, 22-58.
- 森脇 広・町田 洋・初見祐一・松島義章, 1986, 鹿兒島湾北岸におけるマグマ水蒸気噴火とこれに影響を与えた縄文海進, 地学雑誌, 95, 94-113.
- Ōki, 1975, Foraminifera from the Shiroyama Formation (late Pleistocene) in Kagoshima City, South Kyushu, Japan. Kagoshima Univ., Rep. Fac. Sci. (Earth Sci. & Biol.), 8, 33-61.
- 大木公彦, 2010, 鹿兒島の鮮新世・第四系. 日本地質学会 編: 日本地方地質誌8 九州・沖縄地方, 133-140.
- 大木公彦・早坂祥三, 1970, 鹿兒島市北部地域における第四系の層序. 鹿兒島大学理学部紀要 (地学・生物学), 3, 67-92.
- 大木公彦・内村公大・中島一誠・稲田 博, 2013a, 鹿兒島市城山岩崎谷の城山層と鳥越火砕流堆積物. 鹿兒島県地学会誌, 103, 25-27.
- 大木公彦・上野敏孝・田ノ上春雄, 2013b, 鹿兒島市宇宿中間地区の鳥越火砕流堆積物. 鹿兒島県地学会誌, 103, 28-30.
- 大塚裕之・西井上剛資, 1980, 鹿兒島湾北部沿岸地域の第四系. 鹿兒島大学理学部紀要 (地学・生物学), 13, 35-76.
- 佐藤 亮・大木公彦・古澤 明・廣瀬亜紀子, 2000, 鹿兒島湾北西部沿岸地域に分布する上部新生界の層位学的研究. 鹿兒島大学理学部紀要, 33, 69-87.
- 高橋俊正・長谷義隆, 1972, 鹿兒島県始良郡蒲生町付近の第四系についての二・三の新知見. 熊本大学理学部地学研究報告, 2, 59-71.
- 高柳洋吉, 1956, 鹿兒島県吉田貝層の有孔虫化石. 地質学雑誌, 62 (730), 380.
- Yabe, H., 1946a, Geological age of the Yoshida-mura shell-beds of Kagosima-ken, Kyushu. I. Jour. Geol. Soc. Japan, 22 (3), 48-53.
- Yabe, H., 1946b, Geological age of the Yoshida-mura shell-beds of Kagosima-ken, Kyushu. II. Jour. Geol. Soc. Japan, 22 (4), 105-112.
- Yabe, H., 1946c, Geological age of the Yoshida-mura shell-beds of Kagosima-ken, Kyushu. III. Jour. Geol.

Soc. Japan, 22 (5), 147-149.

Yabe, H. and Hatai, K., 1941, On some fossil Mollusca from Kagosima-ken, Kyushu. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 48 (577), 496-499.

Wada, K., 1987, Minerals formed and mineral formation from volcanic ash by weathering. *Chemical Geology*, 60, 17-28.