

# 山口県徳地地域における後期白亜紀火山岩類の 火山層序と地質構造

武田賢治・並川銀河\*・原田凌平\*\*・小野 剛史\*\*\*

Volcanostratigraphy and Geologic Structure of the Late Cretaceous Volcanic Rocks  
in the Tokuji District, Yamaguchi Prefecture

TAKEDA Kenji, NAMIKAWA Ginga, HARADA Ryohei and ONO Tsuyoshi

(Received September 27, 2013)

## はじめに

西南日本内帯の中生代白亜紀は活発な火山-深成活動によって特徴づけられる。西中国地方の白亜紀火山岩類は、古い方から順に、関門層群、周南層群<sup>しゅうなん</sup>、匹見層群および阿武層群<sup>あぶ</sup>に区別されている（村上・西野, 1967; 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967; 村上, 1985; 今岡・飯泉, 2009a, b など）。近年、山口県下の白亜紀火山岩類および関連貫入岩類についての放射年代学的研究（今岡ほか, 1994; 弓削ほか, 1998; 岸ほか, 2007など）が進展し、関門層群、周南層群および阿武層群の火山活動期の放射年代は、それぞれ、110~100Ma（関門期）、100~90Ma（周南期）、90~80Ma（阿武期）であることが判明してきた。また、火山層序・地質構造の研究によって、周南期と阿武期の火山活動では大規模な珪長質火砕流の噴出に伴うコールドロンの形成がふつうであることがわかってきた（図1; 武田・今岡, 1999; 井川・今岡, 2001; 岸ほか, 2007; 吉田ほか, 2009）。

このような研究の進展がある中で、西南日本内帯における白亜紀火山活動の時空的変遷とテクトニクスとの関係、各火山活動期の噴火様式やマグマプロセスなどについてはいまだ不明な点が多い。これらの問題を解決するためには、より精緻な火山層序・構造の解明、岩石学および放射年代学データの蓄積が必要である。例えば、周南期から阿武期にかけての火山活動の時空的変遷過程を考察する上で、周南層群と阿武層群の層序・構造的関係を解明することは非常に重要である。この関係については既に西野・村上（1965）によって検討されているが、十分であるとはいえない。そこで、筆者らは、周南層群物見岳層<sup>ものみだけ</sup>と阿武層群とが相接し、しかも両者が広範囲に分布する山口県徳地地域を研究フィールドに選定し、火山層序と地質構造、両者の関係および火山活動史を明らかにすることを目的として研究を行ってきた。その結果、新見が得られたので、ここに報告する。

## 地質概説

調査地域はおもに山口市徳地、佐波川上流の大原湖周辺から佐波川支流<sup>なめら</sup>の滑川流域にかけてであり、佐波川支流の奥河内川流域と三谷川流域の一部が含まれる（図1）。調査地域の南部

\*長崎県佐々中学校, \*\* 山口県下関市消防局, \*\*\*山口県警察

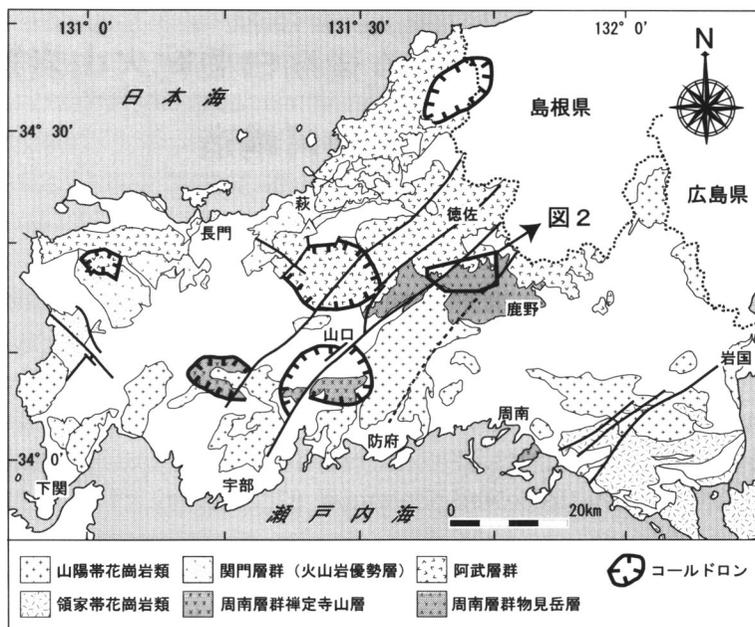


図1 山口県下の白亜紀火山-深成岩類の分布. 山口県地質図第3版 (15万分の1) (西村ほか, 2012) および本研究から編集.

に周南層群物見岳層が、北部に阿武層群がそれぞれ広く分布する (図2). 物見岳層はデイサイト質火砕岩類, 流紋岩質凝灰岩, 安山岩および碎屑性堆積岩からなり, 火砕岩脈と熱水角礫岩を伴う. 一方, 阿武層群はおもに流紋岩質溶結凝灰岩からなり, 少量の流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩, 凝灰質砂岩・泥岩および流紋岩を含む. 本地域北西方に位置する山口県中北部地域 (阿東, 嘉年, 生雲, 佐々並) における阿武層群の火成活動では, 3回にわたる大規模な流紋岩質火砕流岩類や関連火成岩類の形成ステージが認められており, 火山層序は下位より阿東層, 生雲層および佐々並層に区分されている (井川・今岡, 2001). 本地域に分布する阿武層群のうち, 流紋岩質火砕岩類および凝灰岩質砂岩・泥岩は阿東層嘉年溶結凝灰岩部層に, 流紋岩は生雲層にそれぞれ帰属するとされている.

滑周辺では, 物見岳層と阿東層嘉年溶結凝灰岩部層の境界付近に熱水変質帯が発達する. その中にはロウ石鉱床が胚胎し, その一部は滑鉱山によって採掘されている (清島, 1954; 時津・上野, 1958; 神谷・三田村, 1967).

白亜紀火山岩類のほかには, 後期白亜紀の山陽帯花崗岩類に属する斑状花崗岩, 脈岩類および第四紀の長者ヶ原火山が分布する. 斑状花崗岩は調査地域の南西部に分布し, 物見岳層中に貫入して同層の岩石に接触変成作用を与えている. 脈岩類には, 石英斑岩, フェルサイト, 花崗斑岩およびヒン岩があり, おもに物見岳層中に貫入している. 長者ヶ原火山 (0.17Ma; Furuyama et al., 2002) は大原湖の近くにあり, 物見岳層と斑状花崗岩を基盤として安山岩からなる溶岩台地を形成している.

調査地域に存在する大規模な断層としては, これまでに大原湖断層 (村上・西野, 1967; 三浦, 1984; 活断層研究会, 1991; 金折, 2003) と佐波川断層 (西村ほか, 2012; 村上ほか, 1952の防府-堀-深谷-桃木断層に相当) の2条が知られていた. 今回, 新たに密成断層, 高鉾山断層, 四古谷断層および滑断層の4条の断層 (いずれも新称) の存在が明らかになった.

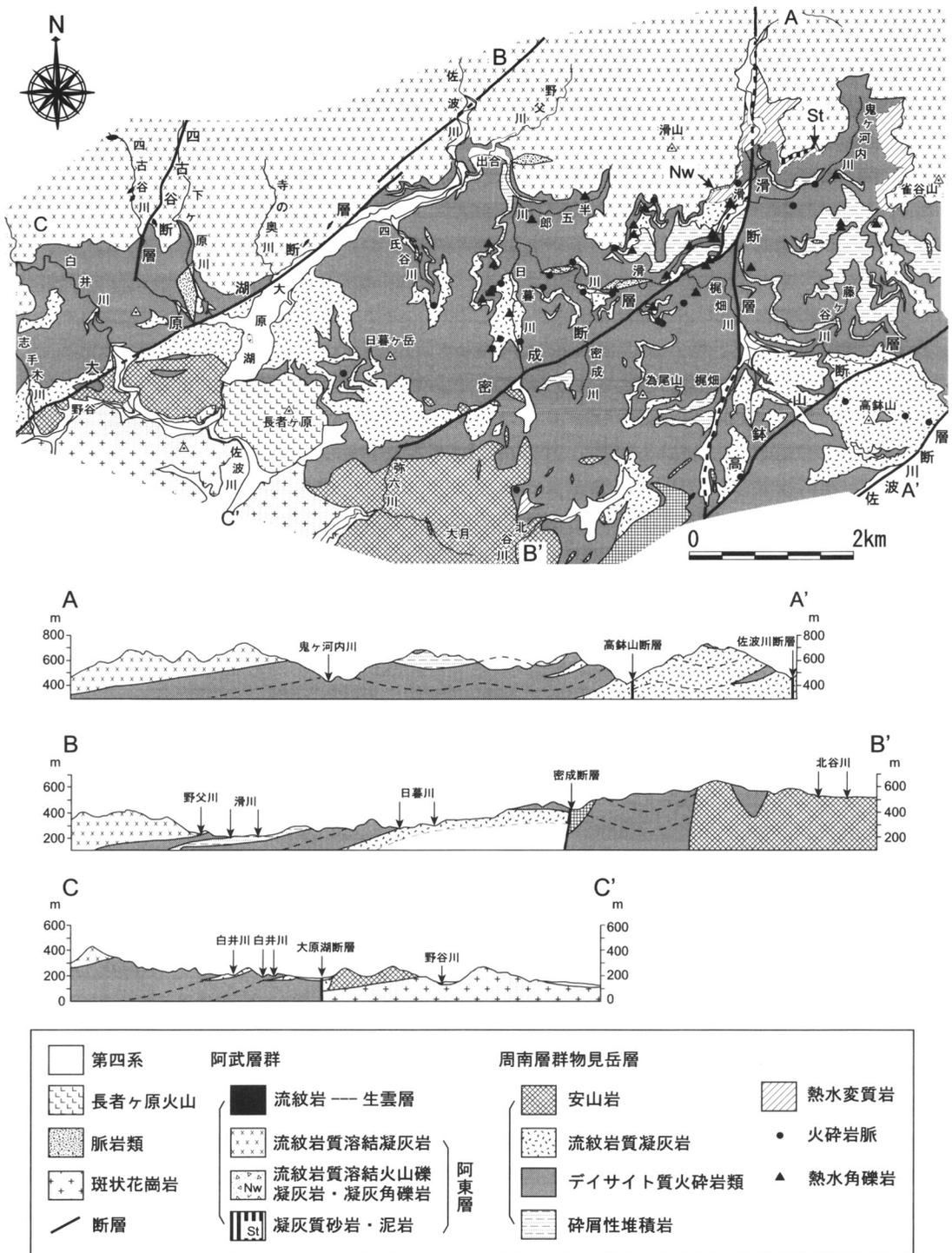


図2 山口県徳地地域の地質図および地質断面図。位置は図1に示す。

## 白亜紀火山岩類の層序・岩石記載

### 1. 周南層群物見岳層

本層の構成岩石はデイサイト質火砕岩類，流紋岩質凝灰岩，碎屑性堆積岩，安山岩，火砕岩脈および熱水角礫岩に大別される。図3に地質柱状図を示す。全層厚は約1300mと推算される。

#### (1) デイサイト質火砕岩類

本岩類は物見岳層の火砕岩類の中で最も広く分布し，溶結凝灰岩，非溶結の凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩および軽石凝灰岩に区分することができる。これらの岩石の中では溶結凝灰岩が優勢で，層序の下位から上位まで万遍なく発達している。いくつかの流動単位から構成されているが，その詳細については不明である。非溶結の火砕岩類は調査地域東部の梶畑南部の下位～上位層準に多い。

#### a. 溶結凝灰岩

溶結凝灰岩は火山礫凝灰岩質のものが大部分であり，一部に凝灰角礫岩質なものがある。軽石を多く含む強溶結のものではフィアメが顕著に発達する。フィアメは肉眼では緑灰色を呈するものが多く，鏡下では細粒の石英，斜長石，緑泥石などから構成され，ときに斜長石斑晶が含まれる。ユータキシティック組織がふつうに観察される。斜長石，石英，カリ長石などの結晶片と砂岩，泥岩，安山岩，流紋岩質溶結凝灰岩などの異質・類質岩片が含有される。

#### b. 凝灰岩・火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩

これらの岩石は肉眼で灰白色や緑灰色を呈する。火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩では，細粒基質中に火山ガラスや軽石，石英，長石などの結晶片，砂岩，泥岩，安山岩，デイサイト質～流紋岩質凝灰岩などの岩片が含まれる。まれに結晶片岩の岩片が観察される。火山ガラスは微細な石英や粘土鉱物に交代されており，軽石も緑泥石様粘土鉱物で置換されている。

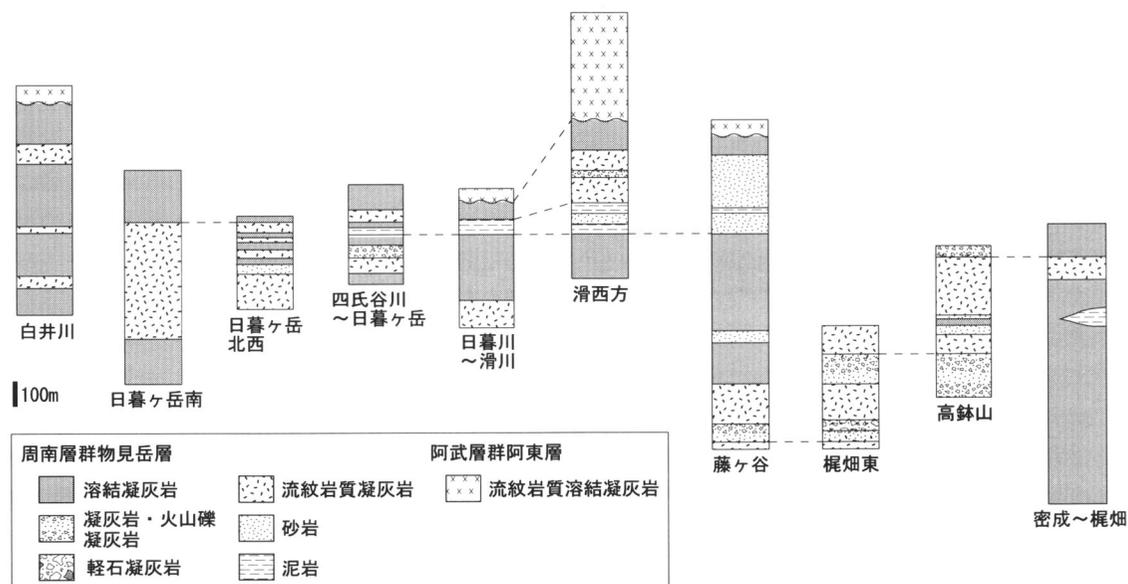


図3 地質柱状図

### c. 軽石凝灰岩

本岩石は白色～灰白色の軽石（径数mm～2cm）を多く含むのが特徴であり、肉眼では灰白色を呈する。軽石は微細な石英、セリサイトなどからなり、火山ガラスの繊維状構造が残存していることがある。斜長石やまれに石英の斑晶が含まれる。軽石のほかには、安山岩岩片などが観察される。基質には緑泥石で置換された火山ガラス、斜長石および少量の石英が含まれる。

#### (2) 流紋岩質凝灰岩

流紋岩質凝灰岩は物見岳層の分布域全体を通して分布し、デイサイト質火砕岩類と互層している。層厚は最大のもので500m程度である。

肉眼では灰色～灰白色や緑灰色を呈する。石英と長石の結晶片が観察されるが、それらの大きさや含有率は場所によってかなり変化する。少量の岩片（<1cm）が含まれることもある。

鏡下観察によると、本岩には非溶結のものと溶結したものとが認められる。後者ではユータキシティック組織が顕著である。細粒基質には球顆、セリサイト、方解石が生じている。石英と長石（斜長石、カリ長石）のほかには、黒雲母、ジルコン、不透明鉱物などが含まれる。長石は部分的に方解石化・セリサイト化し、黒雲母は部分的あるいは完全に緑泥石（土磁鉄鉱）化している。まれに本質岩片が観察されるが、岩片のほとんどは安山岩、砂岩、泥岩、結晶片岩などの類質・異質岩片である。

#### (3) 碎屑性堆積岩

碎屑性堆積岩はおもに調査地域の中央部～東部に分布し、中位～上位層準の火砕岩類中に数枚挟在する。層厚は数mから最大300m程度である。本岩石は多様な岩相からなり、それらは塊状砂岩・泥岩・礫岩、成層砂岩、凝灰質シルト岩・砂岩およびリズムイトに区分される。

塊状砂岩・泥岩は本地域の碎屑性堆積岩の大部分を占める。砂岩は灰白色～淡灰色を呈し、細粒～中粒である。泥岩は黒色を呈し、ときにラミナが観察されることがある。これらの岩石には、ときどき緑灰色～暗灰色の礫岩が伴われる。礫は径1～2cmで、亜円形を示すものが多い。礫種にはチャート、砂岩、泥岩、安山岩、ガラス質凝灰岩、溶結凝灰岩、球顆質岩、文象斑岩、石英脈などが認められる。

成層砂岩は雀谷山南方の谷などで観察され、単層の厚さが5mm～2cmの細互層をなし、級化層理（正級化）がよく発達している。凝灰質シルト岩は滑北方や大原湖左岸の遊歩道沿いなどに分布し、層厚は数m程度である。鬼ヶ河内川上流の物見岳層の最上位層準には、平行葉理が顕著な凝灰質シルト岩と有機質シルト岩の互層（層厚数m）が分布する。凝灰質砂岩も少量観察され、下ヶ原川の林道沿いに露出するものでは径0.5mm～1.5cmの火山豆石が含まれる。リズムイトは黒色～暗灰色の葉理からなる縞状泥岩であり、高鉢山山頂付近、梶畑南方などに小規模に分布する。

#### (4) 安山岩

安山岩は調査地域西部と南部において、kmスケールの大岩体や大小の岩脈として産出し、下位層準から上位層準の火砕岩類を貫いている。本岩石は単斜輝石安山岩と両輝石安山岩の2つの岩型に区分される。量的には前者の方が多い。野外における両型の関係は不明である。これらの安山岩は変質しており、肉眼では淡緑色～暗緑色を呈する。ときに、黄鉄鉱の鉱染が見られる。一般に斑状組織が観察されるが、まれに無斑晶質のものが存在する。

鏡下では、単斜輝石安山岩では斑晶鉱物として斜長石、単斜輝石および少量の鉄酸化物を含む。両輝石安山岩では、それらの鉱物に加えて斜方輝石斑晶が産出する。これらの安山岩には集斑状組織がふつうに観察される。変質が軽微なものでは、ピロタキシティック組織やハイア

ロピリティック組織が観察される。一方、変質が強いものでは、単斜輝石の緑泥石（±方解石）化、斜方輝石のバスタイト・緑泥石化が顕著になり、また斜長石もセリサイト、方解石、緑簾石、アルバイトに分解し、緑泥石+緑簾石+方解石の鉱物組合わせで特徴づけられるプロピライト変質が認められる。

#### (5) 火砕岩脈

火砕岩脈は調査地域中央部の日暮ヶ岳付近から滑にかけて東北東方向に延びる幅約1 kmのゾーンに多く発達している（図2）。そのほか南東部の高鉢山付近などでも見出される。観察された火砕岩脈の幅は数 m 程度までであるが、さらに大規模なものが存在する可能性はある。火砕岩脈の傾斜は一般に高角度である。方向については測定データが少なく、詳細は不明である。しばしば母岩中に2, 3 mm~10数cmの派生脈が侵入している様子が観察される（図4 a）。

火砕岩脈岩は一般に塊状で、暗灰色~黒色を呈し、基質と岩片から構成される。基質は微細物質と火山ガラス片、石英、長石、緑泥石化した黒雲母などの結晶片から構成され、緑泥石やセリサイトが生成している。岩片は火山礫サイズのものが多く、角形~亜角形を示すものが多い。岩片種には、本質岩片としての軽石、安山岩、砂岩、泥岩がほぼ普遍的に含まれる。そのほか流紋岩質溶結凝灰岩、デイサイト質凝灰岩、ガラス質凝灰岩、球顆質岩、チャートなどが認められる。黒色の火砕岩脈岩は泥岩の岩片とその細粒化物質を多量に含む。

ときに葉片状（foliated）の火砕岩脈岩が認められる。この岩石には、板状岩片の定向配列で規定される面構造を有するものと、泥質物質に富む黒色縞と火砕物質に富む灰白色~灰色縞の平行配列で示される面構造を有するものがある。葉片状火砕岩脈岩の面構造は貫入境界面に平行であり、この岩石は流動化作用によって生じたものと考えられる。

#### (6) 熱水角礫岩

熱水角礫岩は滑川中流を中心にして東北東-西南西方向に長さ約5 km、幅約1.5 kmのゾーンに集中的に分布している。その分布は火砕岩脈のそれと重複している。

本岩石は砂岩、デイサイト質溶結凝灰岩および流紋岩質凝灰岩の中に脈状や網目状に発達しており、脈幅は最大4 mである。砂岩を母岩とする熱水角礫岩では、ジグソーパズル組織を示す砂岩角礫の間に黒色の泥質物質が注入されており、その中には泥岩や方解石（±石英）脈の角礫が含まれる（図4 b）。まれに安山岩や凝灰岩の角礫も観察される。

デイサイト質溶結凝灰岩や流紋岩質凝灰岩中に発達する熱水角礫岩は暗灰色~黒色を呈する。

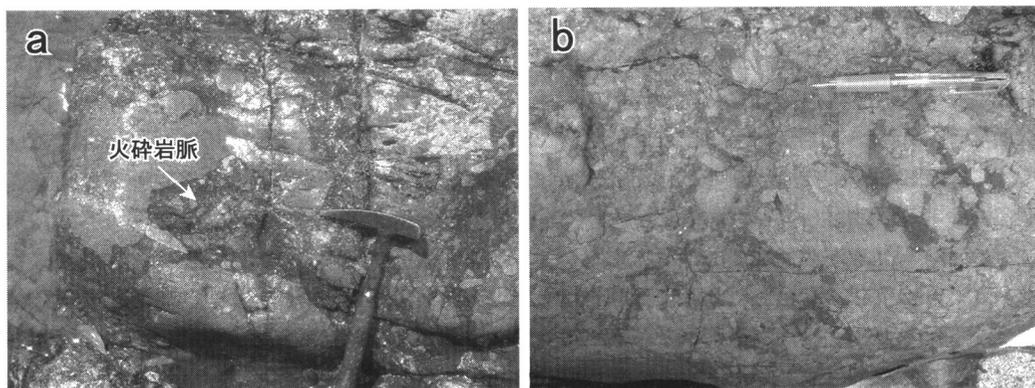


図4 火砕岩脈 (a) および熱水角礫岩 (b) の露頭写真。火砕岩脈の母岩はデイサイト質溶結凝灰岩、熱水角礫岩の母岩は砂岩。露頭はいずれも滑川中流河床。

この岩石は火砕岩脈に類似するが、それとは火山ガラスや本質岩片を含まない点で区別される。黒色泥質～凝灰質基質中に石英、長石、黒雲母（緑泥石化）の結晶片、砂岩、泥岩、安山岩、凝灰岩、球顆質岩などの角礫（＜中礫サイズ）が含まれる。基質には方解石、セリサイトなどが生じている。

## 2. 阿武層群

### (1) 阿東層嘉年溶結凝灰岩部層

本部層の大部分は流紋岩質溶結凝灰岩から構成され、その層厚は360m以上と推算される。滑周辺では、流紋岩質溶結凝灰岩の下位に凝灰質砂岩・泥岩互層（層厚約10m）と流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩互層（層厚約5～20m）が局所的かつ小規模に分布する。

#### a. 凝灰質砂岩・泥岩互層

本層は滑北東の鈴ヶ谷に分布する（図5）。灰白色～淡緑色を呈し、成層構造が顕著である。単層は2～数cmの厚さであり、級化層理が発達している。凝灰質砂岩には微細な石英に置換された火山ガラスが多く含まれる。そのほかに、石英、セリサイト化が著しい斜長石・カリ長石、緑泥石化した黒雲母などの結晶片と軽石（セリサイト化）、球顆質岩、泥岩、凝灰岩、安山岩などの岩片も少量含有される。本岩石は、火山灰流が水中（湖）に流入することによって生じた水中堆積物であると考えられる。

#### b. 流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩互層

本層は滑鉾山の露天掘り跡の崖に露出する（図6）。溶結した流紋岩質火山礫凝灰岩と凝灰角礫岩が厚さ30cm～数mで互層しており、流紋岩質溶結凝灰岩の薄層も挟まれる。火山岩塊は最大50cmに達する。火山礫や火山岩塊は角形～亜角形である。弱溶結から強溶結しており、後者ではフィアメが肉眼で識別できる。鏡下では、一般にユータキシティック組織が明瞭に発達している。また、石英、部分的にセリサイト化した斜長石・カリ長石、緑泥石化した黒雲母の結晶片が多数含まれる。まれにジルコンが観察される。異質岩片・岩塊として、砂岩、泥岩、チャート、安山岩、凝灰岩などが産出する。基質にはセリサイトが生じている。

#### c. 流紋岩質溶結凝灰岩

本岩石は灰色～灰白色を呈し、肉眼では無構造に見える。石英と長石の粗粒結晶片がよく目立つ。石英には赤味を帯びたものがときどき観察される。

鏡下では、ほとんどの標本においてユータキシティック組織が認められる。結晶片はおもに石英、斜長石、カリ長石および黒雲母（緑泥石化）から構成され、白雲母、角閃石（オパサイト化）、ザクロ石、ジルコン、燐灰石を伴うこともある。石英は角形のものが多く、長石類は破片状を呈し、部分的な方解石化やセリサイト化が観察される。基質にはセリサイト、緑泥石、球顆が生じている。ときどき径1cm以下の岩片が少量含まれる。岩片種には流紋岩質凝灰岩、安山岩、砂岩、泥岩、チャートなどが認められる。

### (2) 生雲層流紋岩

本岩石は大原湖北西方の流紋岩質溶結凝灰岩中に幅数m～10数mの岩脈として点在する。肉眼では、緑灰色や灰白色～灰色を呈し、流理構造や球顆がよく発達している。鏡下では、斑晶鉱物として斜長石、石英、カリ長石、黒雲母が認められ、まれに角閃石も含まれる。黒雲母は塵状鉄酸化物の仮像であり、角閃石は完全にオパサイト化している。斜長石は集斑状をなすことが多く、弱いセリサイト化や方解石化を受けている。副成鉱物としてジルコンが観察される。石基はガラス質で、真珠状組織が残存している。球顆流紋岩では、しばしば斜長石や石英の斑

晶を核として放射状球顆が生じている。流理構造は細粒の石英に富むシームとセリサイトを伴う隠微晶質なシームの互層からできており、斜長石斑晶の長径方向は流理構造の面と平行であることが多い。

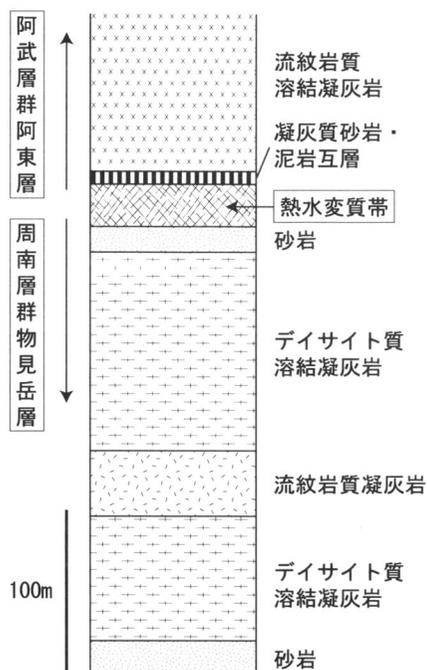


図5 鈴ヶ谷の地質柱状図

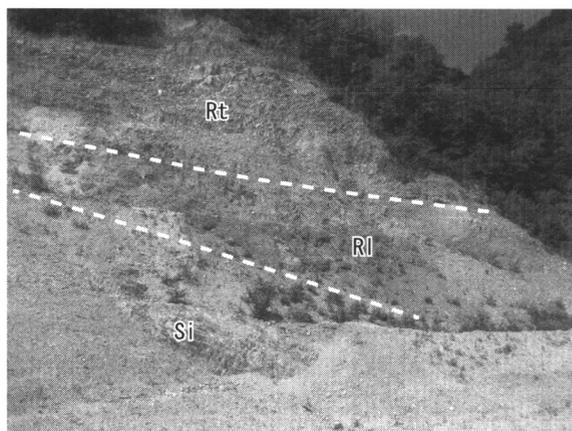


図6 滑鉱山露天掘り跡の露頭写真。下位から、珪化岩 (Si)、流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩 (RI)、流紋岩質溶結凝灰岩 (Rt)。

### 3. 熱水変質帯およびロウ石鉱床

#### (1) 熱水変質帯の分布と原岩層

熱水変質帯は滑、滑北部、鈴ヶ谷および鬼ヶ河内の大きく4箇所に分布する(図2)。なお、本論では、熱水変質帯を“母岩が熱水によって弱変質から強変質を受けた地帯”と定義し、弱変質帯は、①原岩の色調的特徴が失われ、白色化が進んでいるが、原岩の組織がかなり残存している、②一般に軟弱化や黄鉄鉱の鉱染が認められる、という特徴をもつ岩石(弱変質岩)がまとまって産出する地帯と定義した。一方、強変質帯は、原岩組織・鉱物がほとんど失われ、ロウ石鉱床や珪化帯を含む地帯とする。滑北部を除く変質帯にはロウ石鉱床が含まれており、滑鉱床(本坑、東部)、鈴ヶ谷鉱床および鬼ヶ河内鉱床と名付けられている(神谷・三田村、1967)。

これらの変質帯は物見岳層と阿東層嘉年溶結凝灰岩部層との境界付近に厚さ25~100mで層状に広がっており、層準規制されている。変質岩の原岩は、物見岳層のデイサイト質火砕岩類と碎屑性堆積岩が大部分であるが、一部には嘉年溶結凝灰岩部層の岩層も含まれる。その1つは鈴ヶ谷の凝灰質砂岩・泥岩互層である(図5)。この互層は、層序的下位に向かうにつれて次第に変質度が高くなり、探鉱跡では層理を残したままセリサイト質ロウ石に変わっている様子が観察される。他の1つは滑鉱山の流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩である。神谷・三田村(1967)によると、滑鉱山本坑の変質帯においては、ロウ石と珪化帯が産出する部分(鉱床帯に相当)の厚さは25~30mであり、下位から上位へ、硫化鉄による汚染部、珪質ロウ石~

ロウ石帯、珪化帯の順に重なっている。露天掘り跡の崖には珪化帯の上部が露出しており、その上に重なる流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩の下部も変質して白色化している(図6)。

## (2) 熱水変質岩中の変質鉱物

熱水変質岩に含まれる変質鉱物について、偏光顕微鏡観察およびX線粉末回折法によって検討した。X線粉末回折実験には、山口大学総合科学実験センター設置の理学電機製のX線回折装置(RIGAKU RINT2500V)を使用した。なお、実験に用いた試料は全て全岩試料である。

滑鉱床本坑(410mレベルの坑道)、鈴ヶ谷鉱床および鬼ヶ河内鉱床から採集したロウ石鉱石で認められた鉱物組合わせを表1に示す。滑鉱床本坑のロウ石鉱石はカオリナイト質ロウ石が優勢であるのに対して、鈴ヶ谷鉱床のものはパイロフィライト質ロウ石がほとんどで、セリサイト質ロウ石が伴われる。鬼ヶ河内鉱床では、パイロフィライトとカオリナイトの両方を含むロウ石が多い。本研究では未検出であるが、滑鉱床本坑からはディッカイト、ミョウバン石およびダイアスポアの産出が、また鬼ヶ河内鉱床からダイアスポアの産出が神谷・三田村(1967)、中川・金山(2001)および中川ほか(2003)によって報告されている。

弱変質岩の鉱物組合わせは石英-セリサイトで特徴づけられ、セリサイト帯に相当する。

表1 ロウ石鉱石の鉱物組合わせ

滑鉱床本坑	鈴ヶ谷鉱床	鬼ヶ河内鉱床
Qtz-Kln-Prl	Qtz-Se-Prl	Qtz-Kln-Prl
Qtz-Kln	Qtz-Se	Qtz-Kln
Kln	Qtz-Prl	Qtz-Prl
Kln-Prl		Kln-Prl
		Qtz-Kln-Prl-Chl

Qtz: 石英, Kln: カオリナイト, Prl: パイロフィライト, Se: セリサイト, Chl: 緑泥石。

## 地質構造

### 1. 断層

本地域に発達する大規模な断層は、北東-南西系、北北東-南南西系および南北系に区別できる。北東-南西系には大原湖断層、密成断層、高鉢山断層および佐波川断層がある。北北東-南南西系には四古谷断層が、そして南北系には滑断層がある。南北系断層は北東-南西系断層を切っていることから、より新期の形成である。これらの断層の諸要素を表2に示す。

### 2. 地質構造

物見岳層のフィアメの配列面および層理面のポール(下半球投影図)を図7に示す。A, B, Cの各ドメインでは、一般走向は東西~西北西で、北へ15°前後で傾斜している。Dドメインではデータのばらつきが大きいが、これは梶畑西方において北東-南西の褶曲軸をもち、北東へ緩くプランジし、翼間角が160°前後の開いた向斜・背斜が発達するためである。Eドメインでは全般的にほぼ東北東の走向で、北へ緩く約10°で傾斜している。しかし、南部ではDドメインにおけるとほぼ同様な姿勢をもつ褶曲からなる波状構造が発達している。

阿武層群阿東層の大部分を占める流紋岩質溶結凝灰岩の地質構造については、肉眼では無構

造に見えるために、よくわからない。基底部の凝灰質砂岩・泥岩互層や成層した流紋岩質溶結火山礫・凝灰角礫岩互層の層理面・フィアメの配列面は、一般走向が東北東～西南西で、北へ10～15°で傾斜しており、物見岳層の構造と調和的である。また、物見岳層と阿東層の地質境界線のトレースから推定される構造と物見岳層の構造は調和している。

表2 断層の諸要素

断層名	方向	長さ	鉛直隔離	走向隔離	備考
大原湖断層	北東-南西	8.5km+	北西側落ち100m+	左ずれ約1.8km	活断層
密成断層	北東-南西	約5.3km	北西側落ち約80m	左ずれ約400m	
高鉢山断層	北東-南西	4.2km+	北西側落ち約50m	左ずれ約300m	
佐波川断層	北東-南西	3.8km+	?	?	推定活断層
四古谷断層	北北東-南南西	1.7km+	西側落ち約80m	左ずれ約200m	
滑断層	南北	7.0km+	西側落ち約150m	左ずれ約500m	

調査地域内のデータに基づく

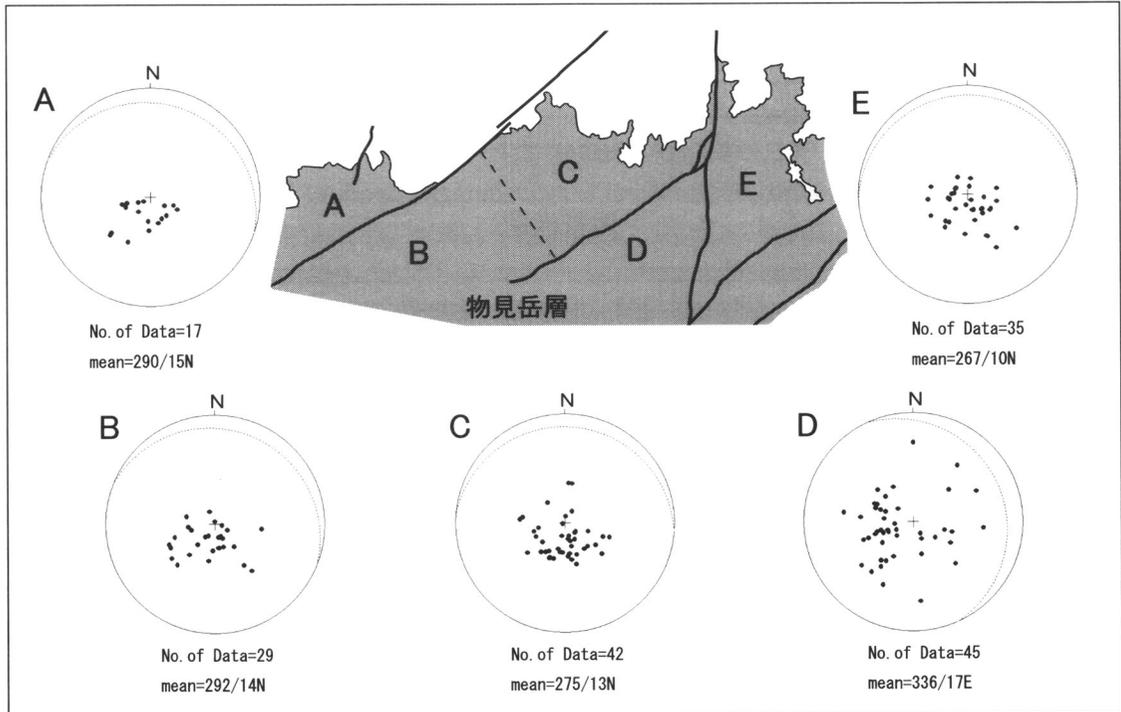


図7 物見岳層のフィアメの配列面および層理面のポール（下半球投影図）

## 考 察

### 1. 模式地の物見岳層との対比

西野・村上(1965)では、模式地の物見岳層は杉ヶ峠安山岩、平谷貫入角礫岩および木戸山凝灰岩層に区分されている。杉ヶ峠安山岩は物見岳層分布域の南部に分布し、ペルム紀層中に貫入している。南部に分布する点は本地域の安山岩と同じである。しかし、彼らの記載によると、杉ヶ峠安山岩には斑晶・石基鉱物の中に角閃石が含有されているが、本地域の安山岩には角閃石の産出は確認されておらず、両地域の安山岩は岩型的に異なっている可能性がある。

平谷貫入角礫岩は安山岩を貫き、幅数10m～数100mで東北東-西南西方向に9km以上にわたって延び、木戸山凝灰岩層を形成した火道角礫岩と解釈されている。本研究での火砕岩脈は、規模は別として、岩相と産状は平谷貫入角礫岩のそれらと類似する。火砕岩脈の分布ゾーンの方向は平谷貫入角礫岩の貫入方向と一致している。

木戸山凝灰岩層はデイサイト質～流紋岩質溶結凝灰岩と流紋岩質ガラス質結晶凝灰岩の互層から構成されているが、それらは本地域の物見岳層の火山岩層の岩相・層序と類似している。

本地域では、碎屑性堆積岩は中央部から東部にかけて産出する傾向があり、西部ではほとんど見られない。模式地でも碎屑性堆積岩が欠如しているようであり、本地域と模式地の物見岳層全体を通してみると、碎屑性堆積岩の分布は東部に限定されているといえよう。

### 2. 周南層群と阿武層群との関係

周南層群物見岳層と阿武層群との関係については、これまでに西野・村上(1965)によって検討されている。論文中には言及されていないが、彼らが示した地質図では、阿武層群が物見岳層を傾斜不整合でおおうように描かれている。しかし、徳地地域の調査結果に基づくと、物見岳層と阿武層群阿東層の構造は調和的であり、両者が傾斜不整合関係にないことは明白である。確かな地質学的な証拠は得られなかったが、両者の間に火山活動場の移動に要する時間間隙を想定するのが妥当であり、両者は非整合関係にあると考えられる。

### 3. 火山活動史

#### (1) 古生層を基盤として安山岩の貫入・噴出：周南層群物見岳層の火山活動の開始

物見岳層の火砕岩脈や下位層準のデイサイト質溶結凝灰岩の岩片の中に、しばしば安山岩と砂岩・チャートなどの古生層由来の異質岩片が含まれる。このことは、物見岳層の最初の火山活動が安山岩の貫入・噴出であったことを示唆する。この安山岩は地表に露出する安山岩とは別物と考えられる。本地域の物見岳層分布地帯の地下には、物見岳層の模式地で出現しているような“ペルム紀層に貫入した安山岩”が潜在していると推測される。

#### (2) デイサイト質火砕岩類と流紋岩質凝灰岩の交互の噴出および何回かの火山活動の休止

火砕岩脈はマグマの上昇通路を表わし、板状にマグマが上昇したことを示している。また、熱水角礫岩は地下での水蒸気爆発の産物である。したがって、これらの岩石が集中する東北東-西南西方向に延びる幅約2kmのゾーンは物見岳層の火山噴火の中心地帯であった可能性が高く、多数の割れ目に沿ってデイサイト質火砕岩類と流紋岩質凝灰岩が交互に噴出したものと考えられる。碎屑性堆積岩は湖成堆積物とみなされ、その存在は火山活動の休止期を意味する。上位層準においてひんぱんに挟在され、300mもの厚層が存在することは、火山活動の休止期が増え、しかもそれが長期間に及んでいたことを示唆する。

### (3) 安山岩の貫入と火山活動の終焉

安山岩は、物見岳層のほとんど全ての層準の火砕岩類中に貫入していることから、その貫入時期は火山活動の最末期ということになる。大量にしかも一時に貫入・噴出し、それでもって物見岳層の火山活動は終焉を迎えた。

### (4) 火山活動の休止期

物見岳層の火山活動の終焉後、阿武層群阿東層の火山活動の開始までの間、かなりの時間間隙が存在し、その間大きな地殻変動はなかったと推定される。

### (5) 阿武層群阿東層の火山活動

火山活動場が北へ移動し、阿武層群阿東層の珪長質火山活動が始まった。最初は小規模な火砕流堆積物の発生があり、嘉年溶結凝灰岩部層の流紋岩質溶結火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩や凝灰質砂岩・泥岩が形成され、物見岳層をおおった。その後、大規模な火山灰流が生じ、嘉年溶結凝灰岩部層の大部分を占める流紋岩質溶結凝灰岩が堆積した。その後、生雲層の流紋岩が岩脈として流紋岩質溶結凝灰岩中に貫入した。

### (6) 熱水変質作用

滑地域のロウ石に認められる鉱物組合せはカオリナイト、パイロフィライト、石英を含むものであり、変質タイプは中温の酸性変質である(中川ほか, 2003)。滑鉱山産のセリサイト K-Ar 年代として 85Ma が得られており(中川ほか, 2003)、その年代は阿武期に含まれること、および阿東層基底の岩石の一部が熱水変質を受けていることを合わせ考えると、熱水変質作用の時期は阿武期であったと判断される。嘉年溶結凝灰岩部層が堆積した後に、地下の非整合面付近に熱水の貯留層が形成され、そこで酸性変質作用を受けたと考えられる。

ところで、酸性熱水の源であるマグマ性流体を放出したマグマ(溜り)の存在が必要となる。中川ほか(2003)は滑地域の熱水変質作用を阿武層群の火山活動に求めている。しかし、滑地域が阿武層群の火山活動の中心域であったとは考えにくく、近くに火山体底部の存在を想定しにくいことから、その可能性は低いのではなからうか。山口県阿武地域の宇久ロウ石鉱床は阿武層群中に胚胎している。ここでは、約 82Ma のセリサイト K-Ar 年代が得られており、ロウ石鉱床の熱源はほぼ同時期に貫入した花崗岩であると考えられている(柴田・神谷, 1974)。大原湖南西から防府にかけて、後期白亜紀の山陽帯花崗岩類に属する防府バソリスが広く分布している(図 1)。このバソリスは水平な構造を有しており(山本ほか, 2006)、今岡ほか(2012)によると、大原湖南西にブーゲー異常の負異常の目玉が存在し、負異常帯が北東方の滑方面にのびている。これは、花崗岩が大原湖から北東方の地下に延長し、伏在していると解釈することができる。滑地域の酸性熱水変質のマグマ源は花崗岩に求めるのが妥当であろう。

## まとめと今後の課題

山口県徳地地域の周南層群物見岳層と阿武層群の層序・構造および火山活動史について検討した結果、以下の事項が明らかになった。

- (1) 物見岳層はおもにデイサイト質火砕岩類と流紋岩質凝灰岩の互層からなり、湖成の碎屑性堆積岩が挟在する。これらの岩石中には、火砕岩脈、熱水角礫岩および安山岩が貫入している。火砕岩脈の分布状態から、火砕岩類の噴出はおもに東北東-西南西方向に延びる幅約 2 km のゾーンにおいて、多数の割れ目に沿って噴出したと考えられる。全層厚は約 1300m と推算される。
- (2) 阿武層群の阿東層嘉年溶結凝灰岩部層の基底部には、局所的で小規模に、流紋岩質溶結火

山礫凝灰岩・凝灰角礫岩互層と凝灰質砂岩・泥岩互層が発達する。それらの上位に主岩相である流紋岩質溶結凝灰岩が重なり、その中には生雲層に属する流紋岩岩脈が少規模に貫入している。層厚は380m以上と見積もられる。

(3) 物見岳層は全体として西北西～東西の走向で北へ約15°で傾斜する単斜構造を示すが、東部では北東方向の褶曲軸をもつ開いた褶曲が発達している。阿東層は物見岳層の構造と調和的な構造を示し、西北西～東西の走向で、北へ10～15°で傾斜する。阿東層は物見岳層の上位に重なっており、両者は非整合関係にあると考えられる。

(4) 物見岳層と阿東層との非整合面付近にロウ石鉱床を含む熱水変質帯が層状に広がっている。その形成時期は阿東層嘉年溶結凝灰岩部層の堆積後と考えられる。熱水変質帯の形成に関与したマグマ源としては、地下に潜在が予想される山陽帯花崗岩が考えられる。

(5) 物見岳層の火山活動の最初と最後は安山岩の貫入・噴出であった。その間、デイサイト質火砕岩類と流紋岩質凝灰岩の交互の噴出および何回かの火山活動の休止期があった。物見岳層の火山活動の終焉後、火山活動場が北へ移動し、阿武層群阿東層の珪長質火山活動が始まり、火砕流堆積物が物見岳層をおおった。

物見岳層の安山岩質、デイサイト質、流紋岩質の組成の異なるマグマの貫入・噴出はマグマ溜り内での成層構造の形成と関係していると考えられ、今後マグマプロセスの解明が必要である。また、物見岳層の放射年代の決定も重要な課題である。

## 謝辞

本研究にあたり、山口大学大学院理工学研究科の今岡照喜氏には白亜紀火山岩類に関してご教示とご助言を頂いた。また、同研究科の澤井長雄氏にはX線粉末回折実験および粘土鉱物の同定に際してご援助を頂いた。塩見株式会社の熊谷修一氏には滑鉱山についてご教示頂き、鉱山調査の便宜をはかって頂いた。さらに、滑鉱山の原 巖氏には坑内調査に同行して頂いた。これらの方々に深く感謝します。

## 引用文献

- Furuyama, K., Nagao, K. and Murata M., 2002, K-Ar ages of andesites from two volcanic arrays in Western Chugoku, Southwest Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 47, 481-487.
- 井川寿之・今岡照喜, 2001, 山口県中央部, 白亜紀阿武層群火山層序・構造と佐々並コールドロンの発見. *地質雑*, 107, 243-257.
- 今岡照喜・大平 武・沢田順弘・板谷徹丸, 1994, 中国・四国地方における白亜紀～第三紀火成岩類の放射年代. *岡山理大自科研報*, no.20, 3-57.
- 今岡照喜・飯泉 滋, 2009a, 白亜紀-古第三紀の火山-深成活動. *日本地質学会編: 日本地方地質誌6 中国地方*. 朝倉書店, 東京, 15-21.
- 今岡照喜・飯泉 滋, 2009b, 白亜紀-古第三紀の火成活動. *日本地質学会編: 日本地方地質誌6 中国地方*. 朝倉書店, 東京, 247-339.
- 今岡照喜・小室裕明・山脇恵理香・金折裕司・大川侑里・金田孝典・山本明彦, 2012, 山口県後期白亜紀防府バソリスの三次元形態: 地質・岩石と重力異常からの推定. *地質雑*, 118, 782-800.
- 神谷雅晴・三田村信雄, 1967, 国内鉄鋼原料調査 (通商産業省鉱業審議会鉱山部会), 第6報, 255-261.

- 金折裕司 (代表), 2003, 平成14年度原子力安全基盤調査研究 (原子力安全基盤調査研究 (地質断層の再活動性と地震テクトニクスに関する研究)) に関する報告書, 山口大学, 72p.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料, 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 岸司・今岡照喜・東風平宏・西村祐二郎・板谷徹丸, 2007, 山口県における白亜紀吉部コールドロンおよび関連岩類の K-Ar 年代: 西中国地域における白亜紀火山—深成活動の時空変遷, 地質雑, 113, 479-491.
- 清島信之, 1954, 山口県佐波郡滑地区蠟石鉱床調査報告, 地調月報, 5, 684-685.
- 三浦 肇, 1984, 1. 河川争奪, 山口県地学のガイド, コロナ社, 東京, 264-266.
- 村上允英, 1985, 中国地方西部における中生代後期～古第三紀火成活動史, 地質雑, 91, 723-742.
- 村上允英・岡村義彦・渋谷五郎, 1952, 山口県佐波郡佐波川流域の地質, 山口大学佐波川調査会報告, 第1号, 105-118, 山口大学.
- 村上允英・西野英之, 1967, 中国西部における後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (II), 山口大学理科報告, 17, 35-40.
- 中川昌治・金山知恵, 2001, 山口県滑の熱水性カオリン鉱床と鉱石構成鉱物, 第45回粘土科学討論会講演要旨集, 161-162.
- 中川昌治・鴨志田浩平・北川隆司・地下まゆみ・西戸裕嗣・熊谷修一, 2003, 第47回粘土科学討論会講演概要 (ポスター発表), 166-167.
- 西村祐二郎・今岡照喜・金折裕司・亀谷 敦, 2012, 山口県地質図第3版 (15万分の1) および同説明書, 山口地学会, 167p.
- 西野英之・村上允英, 1965, 中国西部に於ける後期中生代酸性岩類の火山層序学的研究 (I), 山口大理報, 15, 9-19.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967, 西南日本内帯における後期中生代火成活動と構造発達史, 地団研専報, no.13, 50p.
- 柴田 賢・神谷雅晴, 1974, 山口県阿武地区ろう石鉱床の K-Ar 年代—阿武地区ろう石鉱床の研究 その2—, 地調月報, 25, 323-330.
- 武田賢治・今岡照喜, 1999, 山口地域の白亜紀環状岩脈とコールドロン, 地質学論集, no.53, 199-219.
- 時津孝人・上野三義, 1958, 山口県阿武郡・佐波郡下ろう石鉱床調査報告, 地調月報, 9, 83-98.
- 山本慎一・今岡照喜・金丸龍夫・田結庄良昭, 2006, 防府花崗岩バソリスの岩石学的特徴と帯磁率異方性: 貫入・定置・機構の解明に向けて, 地球科学, 60, 415-429.
- 吉田健司・高橋巖己・今岡照喜, 2009, 山口県北西部の白亜紀白滝山コールドロン: 非対称陥没の例, 地質雑, 115, 643-657.
- 弓削智子・今岡照喜・飯泉 滋, 1998, 山口県阿武地域における白亜紀流紋岩類と花崗岩類の全岩組成および Sr, Nd 同位体比, 地質雑, 104, 159-170.