山陰地方東部の新第三系における変質帯の分布

Distribution of alteration zones in the Neogene formations in the eastern part of San'in district, Japan

Abstract

歌田 実*

Minoru Utada*

2007年11月14日受付.

2008年2月12日受理.

* 静岡県伊東市富戸 912-14
912-14 Futo, Ito, Shizuoka Prefecture 413-0231, Japan

M. Utada, utada@d8.dion.ne.jp

The Neogene formations in the eastern San'in district facing the Sea of Japan contain a large amount of felsic to intermediate volcanic and volcanoclastic materials. Alteration of these materials was investigated by means of X-ray diffractometry using Cu K α radiations. Five types of alteration are discriminated: diagenetic, caldera-type alkaline, regional intermediate, hydrothermal, and weathering.

Diagenetic alteration zone is characterized by authigenic zeolites and classified into three zones: the fresh, the clinoptilolite-mordenite, and the analcime zones. Three zones are distributed in ascending order according to stratigraphy. Caldera-type alkaline alteration zone in this district (Teragi Caldera) is nearly same mineral assemblage to diagenetic alteration zone. However, zeolites occur at shallower burial depths in response to higher geothermal gradients. Regional intermediate alteration zone is characterized by smectite-chlorite series clay minerals. This zone is classified into three zones: the smectite, the smectite-chlorite mixture, and the chlorite zones, and is the most widespread. Hydrothermal alteration is divided into two types by mode of occurrence of alteration minerals. One is the vein-type in which alteration minerals occur in veins or amygdals. Another is the massive type in which alteration minerals occur as massive in whole rock. Alteration minerals are silicates, carbonates, sulfates, sulphides, oxides, hydroxides and others. Weathering is characterized by halloysite.

The diagenetic alteration is variously overlapped by other types of alteration in each area. The caldera-type alteration is restricted in the Teragi Caldera only. The weathering crust covers the surface of post-Pliocene volcanic rocks.

The magnetic susceptibility of altered rocks was measured. There are significant differences in the magnetic susceptibility among the altered rocks of each of the alteration type.

Key words: Neogene formation, the eastern part of San'in district, diagenetic alteration, caldera-type alkaline alteration, regional intermediate alteration, hydrothermal alteration, weathering, magnetic susceptibility

はじめに

日本海に沿う西日本の新第三系の分布は北陸地方、山陰地方東部、山陰地方中部と大きく三分されている。このうち、山陰地方東部に関する研究は最も少なく、特に変質作用に関するものは乏しい。層序、構造に関しては巨智部(1894)の先駆的な研究の後、京都大学の研究者(弘原海・松本, 1958; 松本・弘原海, 1959; 弘原海ほか, 1960; 池辺ほか, 1965)によって確立された。その後の研究については地質調査所による3つの20万分の1地質図(黒田, 1968; 上村ほか, 1974; 坂本・山田, 1982)にまとめられている。

近年の研究では、松本(1986, 1991, 1992)による鳥取市東方の研究があり、層序のみでなく堆積学的研究から古地理を検討している。また、丹後半島の層序と火山活動について

山元・星住の詳しい研究がある(山元・星住, 1988)。放射年代については上記の論文を含め1983年以降のいくつかの論文により、従来から新第三系とされた地層の時代が確かめられている(升本ほか, 1983; 弘原海, 1984; 鹿野・吉田, 1984; 鹿野・中野, 1985)。

変質作用については、公表された文献は少なく、Tottori Cenozoic Research Group(1970)を除くと“若桜地域の地質”中に記載が散在する程度である(上村ほか, 1978)。本論文では、前報(歌田, 2007)の山陰地方中部に引き続き、本地域の新第三系の変質作用について報告する。

地質の概略

本報で報告する地域は第1図に示すように鳥取県中部から但馬地域、丹後半島西北部に及ぶ日本海沿岸地域である。地

第1図. 新第三系変質図の位置図. 枠内: (第2図) 鳥取南西地域, (第3図) 鳥取北東地域, (第4図) 浜坂地域, (第5図) 照来カルデラ, (第6図) 村岡地域南部, (第7図) 村岡地域中部, (第8図) 村岡地域北部, (第9図) 久美浜地域, (第10図) 網野地域, (第11図) 伊根地域.

第1表. 山陰地方東部における新第三系の層序. 上村ほか (1974) を一部改変.

時代	層群	累層	略号	岩相
鮮世	火山岩類	安山岩, デイサイト, 玄武岩	Vc	火山岩溶岩および同火砕岩
		寺田安山岩	Tr	火山岩溶岩および同火砕岩
		春木層	Ha	凝灰質砂岩
新世	照来層群	湯谷礫岩層	Yg	礫岩
		歌長流紋岩	Ur	流紋岩溶岩および同火砕岩
		基底礫岩層	Bg	礫岩
	伊根層群	蝙蝠岳層	In	安山岩火砕岩
		新井層		シルト岩, 流紋岩火砕岩
		大原層		流紋岩火砕岩, 礫岩, 砂岩
中新世	北丹層群	丹後層	Tg	安山岩溶岩および同火砕岩, デイサイト溶岩および同火砕岩
		網野層	Am	礫岩, 砂岩, 頁岩, デイサイト質軽石凝灰岩, 溶結凝灰岩
		村岡層	Mr	安山岩質凝灰角礫岩, 黒色頁岩, 珪長岩質火砕岩
		豊岡層	To	珪長岩溶岩および同火砕岩, 礫岩, 泥岩
		八鹿層	Yk	安山岩溶岩および同火砕岩, 玄武岩溶岩, 珪長岩溶岩および同火砕岩
		高柳層	Ty	礫岩, 砂質礫岩
基盤		鳥取花崗岩(G), 宮津花崗岩(G'), 矢田川累層(Y), 超塩基性岩(Um), 三郡変成岩(Sn)		

伊根層群と照来層群の前後関係は不明. 網野層と村岡層は同時異相.

域外の鳥取県西部と前報の山陰地方中部 (米子地域) との間には大山火山岩類が分布し, 新第三系が露出していない. 本地域の層序は1960年代に弘原海ほか (弘原海・松本, 1958; 弘原海ほか, 1960; 池辺ほか, 1965; 弘原海ほか, 1966) によりほぼ確立され, 現在に引き継がれている. 第1表に, 20万分の1「鳥取」地質図幅 (上村ほか, 1974) の層序にその後のデータを加え一部改変して示す.

基盤と新第三系との関係を見ると, 本地域の円山川以西では日本海側に花崗岩類, 中国山地側に新第三系と, 大山以西の山陰地方中部とは逆の配置になっている. 円山川以東の丹後半島では海側に新第三系, 中国山地側に花崗岩と, 山陰地方中部と同様な配置である.

基盤岩は上記の花崗岩類のほか, 先第三系の矢田川層群, 超苦鉄質岩類, 三郡変成岩など多種である. 新第三紀層最下位の高柳層は礫岩および砂質礫岩からなり, 層厚は約280mである. また, フィッション・トラック年代は23 Maとされている (弘原海, 1984). その上位の八鹿層は安山岩質凝灰角礫岩を主体に玄武岩質および珪長質岩を伴う. 層厚は約500mである. K-Ar年代は 17.2 ± 4.9 Maである (弘原海, 1984). 両層を合わせて1堆積サイクルを示している. 豊岡層は次サイクルの基底となる礫岩から始まり, 珪長質凝灰岩からなり, 泥岩を伴う. 層厚は約600mである. 豊岡層には阿仁合型植物群と台島型植物群が共に含まれている.

豊岡層を覆って北丹地方では村岡層, 奥丹後半島では網野

第2表. 同定された変質鉱物.

シリカ鉱物	石英, オパール
長石類	カリ長石 (Kf), 曹長石
沸石類	斜プチロル沸石, 輝沸石, 束沸石 (St), 濁沸石 (L), エピスティルバイト (Es), 菱沸石 (Ch), 中沸石 (Ms), スコレサイト (Sc), 方沸石 (A), モルデン沸石 (M)
粘土鉱物	スメクタイト (S), イライト (I), 緑泥石 (Cl), イライト/スメクタイト (I/S), 緑泥石/スメクタイト (C/S), パーミキュライト (V), パイロフィライト (Ph), カオリナイト (K), ハロイサイト (Ha)
その他の珪酸塩鉱物	緑レン石 (Ep)
炭酸塩鉱物	方解石 (Ca), ドロマイト (Di)
硫酸塩鉱物	石膏 (Gy), ジャロサイト (Ja)
硫化物	黄鉄鉱, 黄銅鉱
鉄酸化物, 水酸化物	赤鉄鉱, ゲーサイト, ギブサイト

()内は変質図中の略号.

層が重なる. 両者は同時異相の関係にある (弘原海・松本, 1958). 村岡層は下位から, 細礫岩, 黒色頁岩の岩片を含む凝灰岩, 砂岩, 黒色頁岩シルト岩互層, 安山岩質凝灰角礫岩で, 砂岩中から多種の海棲貝化石や有孔虫化石を産する. 全層厚は 1000 m を超す. 放射性年代測定は行われていないが, 化石群集から N8 上部から N9 と考えられている (石田・久富, 1987). 網野層は下位から, 礫岩, 砂岩, 頁岩, デイサイト質凝灰岩, デイサイト質溶結凝灰岩の順で重なる. 村岡層に比べると凝灰岩類が多く, 全層厚は 920 m とやや薄い (池辺ほか, 1965). 時代を示すデータは特に無い. 丹後層は丹後半島北端から竹野付近の日本海岸にのみ分布している. 弘原海ほか (1966) は下位から中浜両輝石安山岩質火山岩層, 尾和含角閃石安山岩, 袖志石英安山岩質火山岩層, 乗原石英安山岩, 経ヶ岬黒雲母角閃石安山岩としたが, 山元・星住 (1988) は, 最上位の経ヶ岬黒雲母角閃石安山岩は 3.76 ± 0.19 Ma と若く, これを除いた全てを丹後層とした. 丹後層の K-Ar 年代は $13.96 \pm 0.71 \sim 14.62 \pm 0.83$ Ma である (山元・星住, 1988). 照来層群は鮮新世とされ (弘原海・松本, 1958), 下位から礫岩, 流紋岩質溶結凝灰岩 (歌長流紋岩), 礫岩 (湯谷礫岩層), 砂岩 (茅野砂岩層) と, かんらん石玄武岩溶岩・複輝石安山岩溶岩・角閃石安山岩溶岩・デイサイト溶岩・デイサイト質火山碎屑岩 (寺田安山岩層) で, 全層厚は 700 m である. 照来層群は分布が極めて限られている. 照来層群は基盤の鳥取花崗岩に不整合で直接載っており, 北丹層群や矢田川層群とは最上部の寺田安山岩を除き, 断層関係で直接している. このような基盤と堆積物の関係は小規模ながらカルデラを示唆する. これについては古山らが同様な見解を持ち, 照来コールドロンと称している (古山・相川, 1983; Furuyama, 1989; 宇都ほか, 1994; 小室ほか, 2002; 古山・長尾, 2004).

研究 方 法

本論文での研究方法は筆者の前報 (歌田・澤田, 2005; 歌田, 2006; 歌田, 2007) での方法と同様で, 主として X 線粉末分析法 (XRD) によって鉱物組成を分析している. 研究に用

いられたサンプルは全て地表から集められた火山岩溶岩, 火山碎屑岩 (=火砕岩), および含火砕岩の碎屑岩で, 総数は 1,405 個である. 使用した装置は島津製作所製 XD-3, CuK α , フィルター Ni, 分散, 散乱, 受容スリット 1 である. 分析条件は操作速度 2 度/分, 電流 15 mA, 電圧 25 kV, 時定数 4 である.

また, 全てのサンプルについて帯磁率の測定を行った. 使用した帯磁率計はチェコ, geofyzika 社製の magnetic susceptibility meter (KT-5) で, 測定範囲は $10^{-5} \sim 10^0$ (SI unit) である.

変質鉱物の同定

本報では碎屑岩は主要な研究対象としなかったため, 変質鉱物の同定は比較的容易であり, ほとんど XRD 分析のみで可能であった. 同定された変質鉱物は第 2 表のとおりである.

変質作用の種類

変質作用の区分は変質鉱物の組み合わせを基にし, 変質岩と層序や地質構造との関係や変質鉱物の産状を考慮して, 下記のように 4 分した. 原岩の鉱物組成によって同定された変質鉱物の量比は大きく異なっている. しかし, その組み合わせには差異がなく, 一つのグループ (変質帯) としてまとめることが可能であった. これは, 山陰地方中部 (歌田, 2007) と比較すると, カルデラ型アルカリ性変質帯が出現すること, ホルンフェルシク変質帯が出現しないことが大きく異なっている.

1. 続成変質帯

続成変質帯は, Ia.未変質ガラス帯, Ib.斜プチロル沸石 (ーモルデン沸石) 帯, Ic.方沸石帯, の 3 つに区分した. 濁沸石は主としてアミグダルを埋めており, ほかの沸石から変化した証拠が見られないので, 熱水変質によると考えられる. また, 他地域の続成変質帯とは異なり, 本地域では Ib 中にモルデン沸石, Ic 中に輝沸石がほとんど見られない. 続成変質帯は鳥取南部と竹野以東の奥丹後に見られるが, 前者で

第2図. 鳥取南西地域の変質図。地質は村上ほか（1963），上村ほか（1974）に基づく。地層名略号は第1表に示す。Aは沖積層。右側に各変質帯の凡例を示す。

はIbのみ出現し、後者ではIbとIcの分布が断層によって分断されており、両者の関係があまり明瞭でない。奥丹後におけるIaとIbは丹後層と網野層中に広域的に出現し、境界は西では丹後層中に東では網野層中にあって、やや斜交している。

2. カルデラ型アルカリ性変質帯

沸石を特徴鉱物とし、上下方向の累帯分布をするなど続成変質帯に類似する。しかし、それぞれの帯の埋没深度は続成変質と比べ著しく小さい。また、ここでの続成変質が海水起源の層間水と岩石の反応を意味しているのに対し、カルデラ型アルカリ性変質は淡水起源の層間水と岩石の反応を意味している。東北日本の三途川カルデラの例では、1. 火山ガラス帯、2. 斜プチロル沸石-モルデン沸石帯、3. 方沸石帯、4. 濁沸石帯、5. ワイラケ沸石帯が1000 m程度の埋没深度の堆積物中に順次生成している（Utada et al., 1999）。しかし、本地域では、1. 火山ガラス帯と2. 斜プチロル沸石-モルデン沸石帯のみが生成している。また、斜プチロル沸石-モルデン沸石帯も三途川カルデラの場合はモルデン沸石が卓越しているのに対し、本地域の場合は斜プチロル沸石が卓越し、モルデン沸石が生成していないことから、温度勾配が三途川カルデラより小さかったことを示唆している。

3. 広域中性変質帯

本地域に最も広く出現するのは広域中性変質帯であり、最下位から上位まで新第三系全部に及んでいる。スメクタイト-緑泥石系粘土鉱物を特徴鉱物とする変質帯で、その内容は、前報の山陰地方中部の新第三系における広域中性変質帯（歌田, 2007）と全く同じである。また、白亜紀前期の関門層

群の広域変質帯（歌田・澤田, 2005）および古第三紀コールドロンにおけるカルデラ型中性変質帯（歌田, 2006）と類似する。本変質帯は以下のように4区分される。

IIIa. 弱変質帯：変質鉱物の生成が少なく、以下のどの変質帯に属するか判定不能である。緻密な火山岩の場合が多いが、火砕岩の場合には続成作用の未変質ガラス帯やカルデラ型アルカリ変質帯のそれと区別できない。

IIIb. スメクタイト帯：主変質鉱物はスメクタイトであり、緑泥石は生成していない。共生鉱物は石英が多いが、オパールのあることもある。

IIIc. スメクタイト-緑泥石混合帯：スメクタイトと緑泥石が種々の割合に混合している。以下これを“混合帯”と略称する。まれにスメクタイト/イライト混合層粘土鉱物が共生する。

IIId. 緑泥石帯：緑泥石を主変質鉱物とする。石英およびイライトを伴う。斜長石は曹長石化しているが、自生曹長石は生成していない。

4. 熱水変質帯

変質鉱物は脈またはアミグダルを埋めて産する。また、時には塊状のものもある。脈状のものは地質図上で直線状に分布し、熱水性であることが明瞭であり、時としてその集合である網状で産することもある。本地域に産する変質鉱物（第2表）の大部分の種類は熱水変質帯の脈中に産し、これを分類すると、珪酸塩脈、炭酸塩脈、硫酸塩脈、硫化脈などである。Utada（1980）に基づく珪酸塩の酸性のものはカオリナイト脈を除くと比較的少なく、中性およびアルカリ性のものがほとんどである。珍しいものとしてはジャロサイト脈、石

膏脈などの硫酸塩脈がある。

本地域の塊状の熱水域には明瞭な累帯分布を示すものは少なく、やや広域的な塊状の熱水域としてはカリ長石帯と濁沸石帯がある。前者には脈状構造は目立たないが、周囲の脈と同方向の伸びが見られ、明らかに熱水性であることが読み取れる。後者は山陰地方中部の大社地域の層状濁沸石帯（歌田，2007）と類似するが、周囲に沸石帯の累帯分布は見られず、黒鉱鉱床との関係は無い。

5. 風化変質帯

ハロイサイトを特徴鉱物とする。ギブサイト、赤鉄鉱、ゲータイト、オパール、ときとしてスメクタイトが共生する。本地域で主として低地を覆っている鮮新世以降の火山岩中に生成しているものが多く、地域外西方の鹿野付近では特に顕著である。また、ここではギブサイトの出現が特徴的である。

変質帯の分布

1. 鳥取南西部地域

本地域の地質図および変質図を第2図に示す。変質図の作

第3図. 鳥取北東部地域の変質図。地質は村上ほか（1963）、上村ほか（1974）、松本（1991）に基づく。地層名略号は第1表に示す。Aは沖積層。凡例は第2図と同じ。

て生成しており、稲葉山などの高所や尾根を覆っているものもある。ここでもハロイサイトに加えてギブサイトが特徴となっていることは、地域外西方の鹿野付近の場合と同様である。

本図の北方、日本海との間は主として鳥取花崗岩が分布し、東方では断層で境されて八鹿層が分布する。この海岸に沿う地域は花崗岩、八鹿層共に強い酸性熱水変質をこうむり、カオリナイト、カリ長石、イライトが網状～脈状で産出している。

3. 浜坂地域

本地域は、次に述べる照来カルデラに北接し、日本海に至る地域である。その地質図を第4図に示す。この変質図作製

に用いたサンプルは 137 個である。基盤岩の鳥取花崗岩は西部に分布が広く、地域内の低地に小さな露出があるが大部分は八鹿層と豊岡層である。これらを小さな貫入岩体が貫き、高所には鮮新世安山岩類が載る比較的単純な地質構造である。

変質図(第4図)に示すとおり、ここでは続成変質帯は全く認められず、広域中性変質帯は最西部にスメクタイト帯、東部に緑泥石帯が広く分布する。本地域の変質の最も顕著な特徴は熱水脈、特に沸石脈の集中である。Tottori Cenozoic Research Group (1970) は日本海沿いの2ヵ所から濁沸石脈、1ヵ所から濁沸石-トムソン沸石脈を報告しているが、本調査の結果ではこの地域は熱水脈の集中帯というよりは網

第5図. 照来カルデラの変質図。地質は弘原海ほか（1960）、上村ほか（1974）に基づく。地層名略号は第1表に示す。Aは沖積層。凡例は第2図と同じ。

第6図. 村岡地域南部の変質図。地質は上村ほか（1974）に基づく。地層名略号は第1表に示す。Aは沖積層。凡例は第2図と同じ。

状帯といえる地域である。西部但馬御火浦に面する地域の最も大規模な例では、沸石脈だけでもエピステルバイト、中沸石ースコレサイト、菱沸石、モルデン沸石、トムソン沸石、束沸石と種類が多い。中心にはエピステルバイトが見られ周縁では方解石が多くなる。余部以東の香住海岸沿いでは網状より脈状のものが多くなり、沸石は濁沸石とモルデン沸石になる。代わりにカリ長石脈や粘土脈（緑泥石／スメクタイト脈、スメクタイト脈など）が多くなり、方解石脈が最多となる。この熱水域は地域外西方に続く海岸にも連続し、釜屋付近では中沸石ースコレサイト、濁沸石、方解石の脈など多様である。さらに西方（第3図の北方）は、前述の通りイライト脈の密集地である。地域内では内陸部でも熱水脈は多く、藤尾東方の久斗川沿いでは濁沸石脈のほか、カリ長石脈、方解石脈、ドロマイト脈などが産出する。最も多いのはここでも方解石脈である。南部の熊谷付近では、沸石脈は見出されていないが、カリ長石脈とイライト脈が多く、方解石脈も多産する。このように地域により種類に差異があるが、露頭状態が悪く見出されていないものもあることを考えると全地域が“熱水変質域”と言えそうである。

4. 照来カルデラ

照来カルデラは第5図に示したように、基盤の鳥取花崗岩、照来層群とそれらを覆う鮮新世安山岩類と扇ノ山安山岩類によって構成されている。北東隅には基盤の小規模な貫入岩体（P）が見られる。また、最上部の寺田安山岩（Ta）を除く照来層群は断層によって囲まれており、カルデラ構造をなしている（古山・相川, 1983; Furuyama, 1989; 宇都ほか, 1994; 小室ほか, 2002; 古山・長尾, 2004）。照来層群の層序の詳細については弘原海ほか（1960）が報告している。これに基づけば、厚さ数 m の基底礫岩（Bg）、歌長流紋岩（Ur）250 m、湯谷礫岩（Yg）80 m、春木層（Hr）120 m、寺田安山岩 800 m に分けられ、歌長流紋岩と春木層には凝灰岩、時に溶結凝灰岩を含む。堆積岩には植物化石を含み全体に陸成層と見られる。層厚は薄い但这些の特徴から山陰地方の古第三紀コールドロン（村上, 1973）や東北日本の中新世～

鮮新世カルデラ（伊藤ほか, 1989）に似る。

照来カルデラの変質図（第5図）は74サンプルを用いて作製されたものであるが、これが示すように、本カルデラの大部分の変質はカルデラ型アルカリ性変質帯に属し、カルデラ外の南東部にかなり大きな熱水性カリ長石帯とそれを取り巻く緑泥石帯、南西部に良く続く熱水脈とそれを取り巻く緑泥石帯が見られる。主体となるカルデラ型アルカリ性変質帯の大部分は未変質帯で沸石は生じていないが少量のオパールやスメクタイトは生じている。この変質の特徴となる斜プチロル沸石－モルデン沸石帯は主としてカルデラ周縁部の春木層の凝灰岩および凝灰質砂岩中に生じている。両者の境界が地層境界とは一致していないことや、埋没深度が小さいなど続成変質とは明らかに異なっている。東南部のカルデラ外にあるカリ長石帯はかなり均質で、明瞭な脈は認められないが、分布状態から見て熱水性であろう。これを取り巻く緑泥石帯には全く脈を欠き、広域中性変質帯である。

南西部の熱水脈は南北性で、濁沸石脈、方解石脈、カリ長石脈など種々である。本報告では寺田安山岩についてはデータが少なく変質図を示していないが、この熱水脈と同方向の脈がさらに南部に分布することが上村ほか（1978）によって報告されている。

5. 村岡地域

本地域は照来カルデラ及び浜坂地域の東方に位置し、新第三系が広く分布する地域である。地域南部（第6図）の八木川沿いには基盤の超苦鉄岩類の上に、八鹿層、豊岡層、村岡層の順に重なり、最下底の高柳層は東南部にのみ分布している（第6図には分布は示されていない）。この地域には続成変質帯は全く分布せず、広域的中性変質帯、特に緑泥石帯が広く分布する。石堂－加瀬尾付近には広域的な濁沸石帯があり、塊状熱水域と見られる。この変質帯には累帯分布は見られず、脈状の構造は明瞭でない。形態も東西方向に長い塊状である。その他の熱水脈は少なく、西部に方解石脈が数脈見られる。この中にN－S系のカオリナイト脈が1脈あるのが注目される。

第7図. 村岡地域中部の変質図. 地質は上村ほか (1974) に基づく. 地層名略号は第1表に示す. A は沖積層. 凡例は第2図と同じ.

中部地域にも八鹿層, 豊岡層, 村岡層が広く分布するが, 特徴的に玢岩および石英閃緑岩の大岩体 (B) が貫入している (第7図). 続成変質帯は分布せず, 主として広域的中性変質の緑泥石帯であり, 多数の熱水脈を伴っている. 熱水脈の種類は多種で, カオリナイト脈, カリ長石脈, イライト脈, パーミキュライト脈, 濁沸石脈, 方解石脈などで, 塊状緑レン石域もある. カリ長石脈には巨大で塊状に近いものもある. 熱水脈は全体としては方向も一定せず, 生成時期も色々と思われる.

北部には照来カルデラから続く鳥取花崗岩と矢田川層群をはさんで八鹿層と豊岡層が分布する (第8図). また, 東部には第四紀の城崎玄武岩の小分布がある. 北東端の津居山-竹野間には流紋岩類が分布し, 照来層群の歌長流紋岩に対比されたことがある (弘原海ほか, 1960). しかし, この流紋岩は豊岡層を覆っており, 構造的には照来カルデラの場合とは全く異なっている. このことから, この流紋岩類は豊岡層の一部または丹後層相当層 (Tg) の可能性がある. 北部も大部分は広域中性変質帯の緑泥石帯であるが, 津居山から竹野に至る日本海沿いの流紋岩中には未変質ガラス帯と斜プチロル沸石-モルデン沸石帯が一部見られる. これは前述のように非カルデラの可能性が高く, おそらく続成変質によるものであろう. この地域の熱水変質帯は連続性が良く, 断層を越えて基盤の矢田川層群や花崗岩中にまで連続しており, 断層生

成以後の新期のものであることを示している. また, 脈の方向性も明瞭で一定 (NNE-SSW) している. 脈の種類は中南部と大差なく, カオリナイト脈, イライト脈, カリ長石脈, 濁沸石脈, エピステルバイト脈, 方解石脈などである. 特記すべきは, 浜安木東南にパイロフィライト脈が生成しており, 山陰地方東部では珍しいものである. 本地域の変質図 (第6, 7, 8図) 作製に用いたサンプルは最も多く, 総数565である.

6. 久美浜地域

おおよそ円山川を境にして, 東と西では地質が異なっている. すなわち, 第1に円山川以東では基盤岩は宮津花崗岩となる. 第2は村岡層相当層の上位に流紋岩類の丹後層が重なることである. 第3に村岡層相当層として火山性物質を多く含み, 網野層 (Am) と称されている地層が分布するなどである. 本地域の地質は第9図に示すように, 下位から八鹿層, 豊岡層, 網野層, 丹後層の順に内陸から日本海に向かって分布している.

第9図の変質図作製には169個のサンプルを用いた. これによると, 変質に関しては久美浜湾の付近まで西隣の村岡地域北部の傾向が続いている. 最も広く分布しているのは広域中性変質の緑泥石帯とスメクタイト帯であるが, 円山川沿いには続成変質の未変質ガラス帯と斜プチロル沸石-モルデン沸石帯が一部残されている. 熱水変質帯もNE-SWの方

第8図. 村岡地域北部の変質図。地質は上村ほか(1974)に基づく。地層名略号は第1表に示す。Aは沖積層。凡例は第2図と同じ。

向が明瞭で連続性が良いのも村岡地域北部と同様である。脈の種類はカオリナイト脈、ハロイサイト脈、カリ長石脈、イライト脈、濁沸石脈などある。カリ長石の変質域には塊状の大熱水変質域があり、その分布方向はNE-SWで他の脈と同じである。一方、濁沸石の塊状変質帯は脈とは方向が異なる東西性で、周囲に緑泥石帯、混合帯、スメクタイト帯が累帯分布しているように見える。また、久美浜湾以東の丹後層中に続成変質によると思われる斜ブチロル沸石-モルデン沸石帯が広く分布していることは特筆に値する。変質脈はあまり多くないが、カオリナイト脈も数脈あり、カリ長石脈、イライト脈、濁沸石脈、粘土脈(ハロイサイト脈)などがある。

7. 網野地域

本地域の地質は第10図に示すとおり単純である。すなわち、網野より西部では基盤岩の宮津花崗岩を直接網野層が覆っている。これに対し、東部では基盤と新第三系は東西性の断層で接し、新第三系は下位から上位に、内陸から日本海側に分布している。新第三系は下位から、八鹿層、豊岡層、網野層の順に重なり、後期(鮮新世後期?)の安山岩類(An)に貫入されている。

変質も第10図に示すとおり単純である。第10図の変質図作成に用いたサンプルは43個である。網野層は続成変質

の未変質ガラス帯と斜ブチロル沸石-モルデン沸石帯であり、両者の境界は網野層中にある。下位の豊岡層と八鹿層には広域中性変質のスメクタイト帯が出現している。ここでは続成変質と広域中性変質の前後関係は明瞭ではない。熱水脈は極めて稀であるが斜ブチロル沸石-モルデン沸石帯中に石膏脈が1脈見出されている。

8. 伊根地域

本地域の地質は第11図に示すように、宮津花崗岩を基盤とし、下位から豊岡層、網野層、丹後層、伊根層群(In)、経ヶ岬安山岩(Vc)の順に重なる。伊根層群は山元・星住(1988)により定義されたものであり、経ヶ岬安山岩は同著者により再定義されたものである。また、山元・星住(1988)は網野層のK-Ar年代を $13.5 \pm 0.7 \sim 14.45 \pm 0.73$ Ma、丹後層を $13.96 \pm 0.71 \sim 14.62 \pm 0.83$ Ma、経ヶ岬安山岩を 3.76 ± 0.19 Maと報告している。

変質図(第11図)は168個のサンプルを用いて作製されたものである。これが示すように、網野層より上位に未変質ガラス帯、斜ブチロル沸石-モルデン沸石帯、方沸石帯の続成変質帯が広く分布している。前2者の境界は網野層上位のほぼ同じ層準を全域に追跡することが出来る。方沸石帯は上笹屋の西方約1 km付近にわずかに分布しているのみであるが、東方に斜ブチロル沸石-モルデン沸石帯が分布し、続成

第11図. 伊根地域の変質図。地質は黒田（1968）に基づく。地層名略号は第1表に示す。Aは沖積層。凡例は第2図と同じ。

変質であることが確認できる。豊岡層には広くスメクタイト帯が分布しているが上笹屋付近は断層が多く、続成変質帯と広域中性変質帯の関係は明瞭には確認できない。本地域には熱水変質帯がいくつか見出されている。これらは北部および西北部ではNNW-SSEまたはNNE-ESW方向、南部ではNW-SEE方向のことが多い。脈の種類はカリ長石脈、イライト脈、エピステルバイト脈、濁沸石脈、方解石脈などであり、方解石脈が最も多い。特筆すべきものは、東海岸の伊根層群中の連続性のよい熱水脈で、主変質鉱物はエピステルバイトと緑泥石であるが、少量の角閃石を伴っている。

変質岩の帯磁率

脈状など脆弱のため測定不能のサンプルを除き、変質による帯磁率の変化を知るために全てについて帯磁率を測定し、結果を第3表に示した。続成変質岩についてみると、方沸石岩は測定個数が少ないため考察外であるが、未変質ガラス帯の岩石と斜ブチロル沸石-モルデン沸石帯のそれとは、山陰地方中部の場合（歌田, 2007）と同様に後者が数倍の値を示

している。広域中性変質岩の場合もスメクタイト岩、混合岩、緑泥石岩と値が減少する傾向は山陰地方中部の場合と同様である。緑泥石岩は本地域のほうが値が低い、この理由は原岩に珪長質岩が多いためか、緑泥石岩にイライト成分が多いためかは明らかでない。続成変質岩も広域中性変質岩も共に平均値で見ると妥当といえる値であるが、個々の値に大きな差があり、原岩の値に大きな幅があったことを反映しているものと思われる。これに対し、熱水脈、特に酸性熱水脈は原岩の如何にかかわらず極めて小さな値を示す。すなわち、石英脈とパイロフィライト脈が0.00、カオリナイト脈とカリ長石脈が0.02、ハロイサイト脈0.05、イライト-スメクタイト系脈0.16と、山陰地方中部（歌田, 2007）の場合とほぼ同じ値である。中性熱水脈やアルカリ性熱水脈の場合はこれに比べると大きい値を示すが、山陰地方中部（歌田, 2007）に比べやや小さい。本地域にはジャロサイト脈が8脈見られるが、平均値0.03と小さな値を示した。

第3表 変質岩の帯磁率測定数と平均帯磁率.

	測定数	平均帯磁率 (10^{-3} SI unit)
続成変質岩		
未変質ガラス岩	15	0.22
斜プチロル沸石—モルデン沸石岩	81	1.75
方沸石岩	4	1.36
広域中性変質岩		
弱変質岩	142	3.21
スメクタイト岩	133	5.19
混合帯	89	3.03
緑泥石帯	222	1.60
風化変質岩	25	2.27
熱水変質岩		
石英脈	2	0.00
パイロフィライト脈	1	0.00
カオリナイト脈	34	0.02
ハロイサイト脈	4	0.05
カリ長石脈	51	0.02
イライト—スメクタイト系脈	99	0.16
緑泥石—スメクタイト系脈	6	0.74
緑レン石脈	8	1.26
		8.86
沸石脈	(88)	(2.92)
濁沸石脈	53	2.50
エビスティルバイト脈	11	3.68
束沸石脈	5	9.39
輝沸石脈	2	5.02
菱沸石脈	4	2.63
中沸石—スコレル沸石脈	2	2.49
モルデン沸石脈	9	1.09
方沸石—ワイラケ沸石脈	2	0.92
炭酸塩脈	(68)	(1.45)
方解石脈	60	1.62
ドロマイト脈	6	0.27
シデライト脈	2	0.05
硫酸塩脈	(9)	(0.04)
石膏脈	1	0.13
ジャロサイト脈	8	0.03
硫化物脈*		
含黄鉄鉱岩	54	3.73

* 上記の熱水変質岩石中に黄鉄鉱を含むもの全てを含む

考 察

1. 山陰地方中部の変質作用との比較

前述のように、本地域の変質作用は照来カルデラを除き、主として続成作用、広域中性変質作用、熱水変質作用であり、風化作用の強い場所はあるが、ホルンフェルシク変質の分布するところはない。これは概して言えば続成作用と広域中性変質作用は山陰地方中部（歌田, 2007）と大差ない。

続成変質帯の分布について次節で詳述するが、山陰地方中部では未変質ガラス帯から濁沸石帯まで全ての続成変質帯が揃っているのに対し、本地域では方沸石帯までしか出現していない。また、変質の及んでいる地層も前者では大森層から波多層まで新第三紀層全てであるのに対し、本地域では豊岡層以下では八鹿層にわずかにみられるのみである。この違いは原岩の岩質の違いではなく、続成変質帯に対し広域中性変質帯が重複する様相・程度の違いと見られる。

広域中性変質帯は両地域における大きな差異はない。広域変質帯は本地域でも最下位の高柳層から丹後層まで全ての層準に及んでおり、岩質による差異はない。わずかな違いは本

地域の緑泥石帯にはイライト成分がやや多く、この違いは帯磁率の平均値が低いことに現れている。

熱水変質帯の数において本地域のほうが山陰地方中部よりかなり多く、日本海沿岸に集中している（第4図, 第8図）。この集中帯は種類も多く、沸石脈や炭酸塩がエビスティルバイトを中心に周辺の方解石脈まで多様な分布をしている。塊状の熱水変質域は、既に述べたように照来カルデラ（第6図）、村岡地域（第7図）、久美浜湾西方（第9図）にカリ長石帯があり、緑泥石帯に囲まれている。この変質帯の分布はやや細長く、後2者は周辺の方解石脈の方向（NNE—ESW）と一致しており、熱水性であることを明瞭に示唆している。村岡地域南部（第6図）久美浜東方（第9図）には濁沸石の塊状変質帯があり、E—W方向への伸びを示している。後者は周囲を緑泥石帯、スメクタイト帯、斜プチロル沸石—モルデン沸石帯に囲まれており、熱水性のものと推測される。しかし、濁沸石帯と同水準にほかの沸石帯による累帯分布は見られず、山陰地方中部（歌田, 2007）の大社地域に見られるような黒鉱鉱床を囲む熱水変質とは異なっている。本地域には黒鉱鉱床の存在は知られていないが、その特徴となる変質作用も見出されていないと結論される。

本地域では山地の高所を鮮新世以後の火山岩類が覆う場所が多く、それが強い風化を受けているように見える。風化帯はときに10 mを超えることもあり、この点では山陰地方中部と異なるようにも見えるが、山陰地方中部でも出雲・掛谷湾入部にはこの期の風化の強い場所もあり、さらに調査する必要がある。

ホルンフェルシク変質帯は本地域では見出されていない。これは深所への大貫入岩体が無いためであろう。

2. 変質作用の地域性

前々節に述べたように、本地域の変質作用は場所により異なっている。この概略を第12図に変質帯と層序の関係として示した。本地域と前報（歌田, 2007）で報告した米子地域との間には花崗岩類および鮮新世～更新性の火山岩類や大山火山噴出物が分布しており、本論文が対象とする新第三系はあまり分布していない。鮮新世とされている火山岩類（坂本・山田, 1982; 上村ほか, 1974）は風化が強く本地域と類似するが、他の変質作用の状態は良く分からない。

本地域の最西端に位置する鳥取南部地域は主として八鹿層が分布する地域であるが南部ほど（層序的に下位ほど）続成変質帯（斜プチロル沸石—モルデン沸石帯）が分布することが注目される。その東、鳥取北部地域、浜坂地域、村岡地域は地質が類似し、変質も類似している。すなわち続成変質は村岡地域最北東部を除くと見られず、全域に広域中性変質帯と脈状熱水変質帯が現れている。この地域の特徴は熱水変質帯の集中するゾーンがいくつかあり、特に浜坂から香住に及ぶ日本海に沿う熱水脈集中ゾーンは規模において日本列島屈指のものであろう。村岡地域最北東端である津居山と竹野川間に生成している斜プチロル沸石—モルデン沸石帯は主として丹後半島に分布する丹後層最西端中に生じたものの連続が広域中性変質から免れたものと解される。東方の久美浜地域、網野地域、および伊根地域では下位の網野層中に広く続成変

第 12 図. 各地域における各変質帯の分布の概略. 層内の変質帯のおよその量比は横の幅で表した.

質帯が見られ、これに広域中性変質帯が重複している。続成変質帯中の未変質ガラス帯と斜ブチロル沸石—モルデン沸石帯の境界が網野層上部中にあることを伊根地域で確認しており、その上位の丹後層と伊根層群中の非沸石岩は続成作用の未変質ガラス帯に属すると解される。

照来カルデラでのカルデラ型アルカリ性変質は山陰地方中部には見られない特異なものである。これについては次節でやや詳しく述べる。

3. カルデラ型アルカリ性変質について

本地域の特徴的な変質の一つは、照来カルデラにおけるカルデラ型アルカリ性変質である。カルデラ型アルカリ性変質の特徴は三途川カルデラ (Utada et al., 1999) の場合などでは明瞭であるが、照来カルデラの場合には下部の濁沸石帯、ワイラケ帯が生成していないため、続成変質と酷似している。筆者がこれをカルデラ型とする理由は主として照来層群の分布域が断層に囲まれた陥没地で、照来層群が植物化石を多数含む陸成層である (弘原海ほか, 1960) こと、および珪長岩や溶結凝灰岩を含むこと、すなわち“火山性”と考えられることによる。照来カルデラは陥没地として浅く照来層群の層厚が小さいため、カルデラ型アルカリ性変質帯の特徴である下部の濁沸石帯やワイラケ沸石帯を欠いている。このため、ここではこの地域の変質をカルデラ型アルカリ性変質である可能性を示唆するに止める。また、沸石類の生成にはアルカリ性溶液の関与が不可欠であるが、火山性カルデラ内で淡水性起源のアルカリ性溶液が生成する理由は、高い地下増温下で珪長質火山ガラスが急速に溶解するためと考えられる。照来カルデラの場合、基盤から見て東北日本のカルデラ群の場合のように、下位の新第三系中の海水起源の層間水が上昇した可能性は小さい。

ま と め

1. 山陰地方東部の新第三系について変質作用を検討した。新第三系中の火山岩、火山砕屑岩、含火砕岩の砕屑岩な

どには、続成変質帯、カルデラ型アルカリ性変質帯、広域中性変質帯、熱水変質帯、風化変質帯が生成している。

2. 続成変質帯は海成第三系中に生成している。そしてさらに未変質ガラス帯、斜ブチロル沸石—モルデン沸石帯、方沸石帯に分けられる。
3. カルデラ型アルカリ性変質帯も未変質ガラス帯と斜ブチロル沸石—モルデン沸石帯に分けられ、照来カルデラ内にもみ現れている。続成作用の場合とは淡水性カルデラ内に生成していることで異なっている。
4. 広域中性変質帯は緑泥石—スメクタイト系粘土鉱物によって特徴付けられ、緑泥石帯、緑泥石—スメクタイト混合帯 (混合帯)、スメクタイト帯に分けられる。
5. 熱水変質帯は塊状のものと、脈状のものに分けられる。前者は必ずしも累帯分布をしない点で黒鉱周辺とは異なり、後者も単数または複数の変質鉱物で構成され、地質図上に直線的に現れることが多い。構成する変質鉱物は、酸性～アルカリ性の珪酸塩鉱物、炭酸塩鉱物、硫酸塩鉱物、硫化物など多様である。
6. 各変質帯の分布は地域により異なっている。鳥取南西部地域、村岡地域、丹後半島 (伊根地域) には続成変質帯の一部が残されている。
7. 広域中性変質帯は全域に広く分布し、続成変質に重複している。また熱水変質帯を大きく囲んでいるように見える。
8. 各変質帯の帯磁率の測定を行った。その結果、各変質帯の間、および個別の帯の間で帯磁率が異なっていた。

謝 辞

本報文の作成に当たり、2 名の査読者および担当幹事から適正なコメントをいただいた。特に鹿野和彦氏からは非常に丁寧な指摘をいただいた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

文 献

- Furuyama, K. 1989, Geology of the Teragi Group, Southwest Japan-with special reference to the Terada Volcanics. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **32**, 123-173.
- 古山勝彦・相川信之, 1983, 兵庫県北西部の鮮新世歌長流紋岩類. 岩鉱, **78**, 295-305.
- 古山勝彦・長尾敬介, 2004, 照来コールドロンの K-Ar 年代. 火山, **49**, 181-187.
- 池辺展生・弘原海清・松本 隆, 1965, 北但馬奥丹後地域の新第三系火山層序. 日本地質学会第 72 年年会地質見学案内書, 但馬丹後地域, 28p.
- 伊藤谷生・歌田 実・奥山俊一, 1989, 東北日本春梁地域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について. 地質学論集, no.32, 409-429.
- 石田志郎・久富邦彦, 1987, 北丹層群・照来層群の年代. 日本の地質近畿地方編集委員会編, 「日本の地質, 近畿地方」, 118-119, 共立出版.
- 鹿野和彦・中野 俊, 1985, 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地調月報, **36**, 427-438.
- 鹿野和彦・吉田史郎, 1984, 島根県中, 東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, **35**, 159-170.
- 黒田和夫 編, 1968, 20 万分の 1 地質図幅「宮津」, 地質調査所.
- 巨智部忠承, 1894, 20 万分の 1 地質図幅「豊岡」, 地質調査所.
- 小室裕明・古山勝彦・志知龍一・羽木伸幸・山本明彦, 2002, 照来コールドロンの重力異常. 火山, **47**, 9-16.
- 升本真二・池野 敏・弘原海清, 1983, 北但馬層群のフィッシュントラック年代. 日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨, 130.
- 松本 隆・弘原海清, 1959, 北但馬地域の新生代構造発達史. 地質雑, **65**, 117-127.
- 松本俊雄, 1986, 鳥取市南東方地域の中新統の層序. 地質雑, **92**, 269-287.
- 松本俊雄, 1991, 鳥取市北東方地域の中新統の層序と中部中新世の火山活動. 地質雑, **97**, 697-712.
- 松本俊雄, 1992, 礫組成からみた山陰東部地域の前期中新世末一中期中新世古地理. 地質学論集, no.39, 205-216.
- 村上正邦・一色直記・坂本 亨, 1963, 5 万分の 1 地質図幅「鳥取北部」「鳥取南部」および図説明書. 地質調査所, 66p.
- 村上允英, 1973, 古第三紀田万川陥没体の形成機構に関する一考察. 地質学論集, no.9, 93-106.
- 坂本 亨・山田直利 編, 1982, 20 万分の 1 地質図幅「松江及び大社」, 地質調査所.
- Tottori Cenozoic Research Group, 1970, Of zeolites in the lower Green Tuff formation distributed in the eastern part of San'in district, southwest Japan. *Jour. Fac. Edu. Tottori Univ. (nat. sci.)* **21**, 142-156.
- 上村不二男・坂本 亨・山田直利・猪木幸男 編, 1974, 20 万分の 1 地質図幅「鳥取」, 地質調査所.
- 上村不二男・坂本 亨・山田直利, 1978, 若桜地域の地質・地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 91p.
- Utada, M., 1980, Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations in Japan. *Mining Geol., Spec. Issue*, **8**, 67-83.
- 歌田 実, 2006, 山陰地方西部の古第三紀コールドロンにおける火山岩類及び火山砕屑岩類の変質作用. 地質雑, **112**, 415-429.
- 歌田 実, 2007, 山陰地方中部の新第三系の変質帯の分布. 地質雑, **113**, 438-453.
- 歌田 実・澤田臣啓, 2005, 西日本, 関門層群 (白亜紀前期) の変質作用. 地質雑, **111**, 206-216.
- Utada, M., Shimizu, M., Ito, T. and Inoue, A., 1999, Alteration of caldera-forming rocks related to the Sanzugawa volcanotectonic depression, northeast Honshu, Japan, with special reference to "caldera-type zeolitization". *Resour. Geol., Spec. Issue*, **20**, 129-140.
- 宇都浩三・田上高広・内海 茂, 1994, 山陰地方東部, 鮮新統照来層群火山岩類の K-Ar およびフィッシュン・トラック年代. 地質雑, **100**, 787-798.
- 弘原海清, 1984, 西南日本の白亜紀一第三紀変動. 藤田和夫 (編), アジアの変動帯, 海文堂, 257-275.
- 弘原海清・池辺展生・松本 隆, 1966, 近畿北部の新第三系の対比一近畿北部の新生界の研究その 3 一. 松下進教授記念論文集, 105-116.
- 弘原海清・松本 隆, 1958, 北但馬地域の新生界一近畿西北部の新生界の研究一 (その 1). 地質雑, **64**, 625-637.
- 弘原海清・松本 隆・池辺展生, 1960, 照来層群の形成並びにそれに関連する鮮新世・洪新世火山活動について. 地質雑, **66**, 458.
- 山元孝広・星住英夫, 1988, 丹後半島, 新第三系の層序と中期中新世の火山活動. 地質雑, **94**, 769-781.

(要 旨)

歌田 実, 2008, 山陰地方東部の新第三系における変質帯の分布. 地質雑, **114**, 231-245.

(Utada, M., 2008, Distribution of alteration zones in the Neogene formations in the eastern part of San'in district, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **114**, 231-245.)

山陰地方東部の新第三系の変質 (砕屑岩を除く) を X 線粉末法により調べた. その結果, この地域の変質は続成作用, カルデラ型アルカリ性変質作用, 広域中性変質作用, 熱水変質作用, 風化作用によるものであることが区別された.

続成作用岩およびカルデラ型アルカリ性変質岩は沸石類により特徴付けられ, 後者は前者に比べ, より高い地温勾配条件下で生成し, 本地域では照来カルデラ内のみ見られる. 広域中性変質岩はスメクタイトー緑泥石系粘土鉱物により特徴付けられ, 本地域に最も広く分布する. 熱水変質岩は脈状のものと塊状のものがあ, ケイ酸塩など多様な鉱物により構成されている. 風化岩はハロイサイトにより特徴付けられている. 続成変質岩には他のタイプの変質が重複しているが, その様相は地域により異なっている.

変質岩の帯磁率の測定を行った結果, 変質作用の種類によって差異があることが判明した.