

飛驒帯の造構発達史

—— 変成履歴と後期石炭紀～三畳紀の変動について ——

鈴木 盛久*・中沢 伸治**・刑部 哲也***

Tectonic development of the Hida Belt — with special reference to
 its metamorphic history and late Carboniferous to Triassic orogenies —

Morihisa SUZUKI*, Shinji NAKAZAWA** and Tetsuya OSAKABE***

Abstract The Hida Terrane comprises the Hida Gneiss Zone and the Unazuki Zone. Gneisses of the former overlie schists of the latter as nappes and the metamorphites of either zone are intruded by the late Triassic to early Jurassic Funatsu granites. On the basis of the detailed analyses of mineral equilibria and the estimation of P-T conditions by means of several geothermo-barometers, the Hida Gneiss Zone is subdivided into two parts: the Inner and the Outer regions, since the P-T-t paths of the two regions are different from each other. Rocks of the Outer region, situated between the Inner region and the Unazuki Zone, are more intensely metamorphosed than those of the Inner one. The textural and chemical analyses of zoned garnets in metapelites from both regions have clarified the relationship between P-T changes and deformation. The core part of each zoned garnet has preserved growth structure characterized by the development of concentric rings of inclusions, but chemically homogeneous part overspreads independently of the growth structure. Therefore, the chemical homogenization of zoned garnet can be supposed to have occurred after the prograde metamorphism, during which the growth structure had been formed. Estimated P-T condition during the homogenization is lower than 600-650 °C, 4-5 kb in the Inner region, while it is as high as 730 °C, 7 kb in the Outer region. After the homogenization, metamorphites have regionally undergone brittle deformation and garnet grains have been fractured. During the deformation, chemical reset of each garnet grain has been performed along the fracture or the peripheries. P-T conditions during the reequilibration in the Inner and the Outer regions have been inferred to be 500-550 °C, 3 kb and 600-650 °C, 3.5-4.0 kb, respectively. Judging from the structural features, the Inner region tectonically overlies the Outer one. Along the boundary between the two regions, develops the thrust zone characterized by intensely mylonitized granites. The isotopic age of the granites is about 300 Ma. At that time, some subduction zone would have existed on the oceanic side of the Hida Terrane. The regional thrusting mentioned above is inferred to be closely associated with the early to middle Triassic medium P/T type metamorphism of the Unazuki Zone.

* 広島大学学校教育学部地学教室. Laboratory of Geology,
 Faculty of School Education, Hiroshima University, Hiroshi-
 ma, 734 Japan.

** 徳島県立貞光工業高等学校. Sadamitsu Technical High
 School, Sadamitsu, Tokushima, 779-41 Japan.

*** 愛知県瀬戸市立水無瀬中学校. Minase Junior High School,
 Seto, Aichi, 489 Japan.

はじめに

内帯高圧変成岩類の中で、飛驒外縁帯蛇紋岩メラ
 ンジュ中に出現する結晶片岩類のなかには後期石炭
 紀の変成年代を示すものが存在する。同岩類の存在

は、当時現在の飛驒テレンが属していたであろうユーラシア大陸の前面に沈み込み帯が存在していたことを示す。

拙稿においては、高圧変成帯そのものではなく、“沈み込みを受けた”側の大陸地域において、その沈み込みに対応するかたちで、その時期およびその後いかなるテクトニズムが展開されたかを管見し、当時の大陸-海洋間のテクトニック フレイムワークを概括的に把握してみたい。

後期石炭紀～三畳紀にかけての飛驒帯 およびその周辺地域

いわゆる飛驒テレンは飛驒片麻岩帯(以下飛驒帯と呼ぶ)と宇奈月帯とから構成され、後者はさらに南側で飛驒外縁帯と接する(Fig. 1)。

飛驒帯はかつては、ユーラシア大陸の一部を構成していたといわれる。隠岐変成岩類が中部日本飛驒帯の西方延長であるとするなら、後者の原岩形成時期も、前者と同じく20億年前(田中・星野, 1987)までさかのぼりうる。

原生代後期以降に何度かの激しい変成・変形作用を受けた飛驒変成岩類は、後期石炭紀になると花崗岩類(水無花崗岩)の貫入を受け、またこの時期、大陸前縁部においては沈み込み帯が存在し、高圧型変成岩類が形成されたと考えられる。

前期～中期三畳紀頃には、飛驒帯内部および宇奈月帯において、それぞれ構造的再編や中圧型変成作用などの変動が起こり、その後両帯はジュラ紀をピークとする船津花崗岩類の活動とそれに伴う熱的影響を受けることになる。

このような後期石炭紀～三畳紀における変動を考える前提として、まずはじめに、飛驒帯の変成岩類の変成度について簡単にまとめてみたい。

飛驒帯の変成岩類

飛驒山地に出現する変成岩類について、おもな鉱物組合せと鉱物の化学組成をもとに、単変系反応および各種地質温度圧力計を用いて、おもな地域における変成ピーク時における温度-圧力条件を見積り、その広域的变化をみることによって、飛驒帯は内側地帯(Inner Hida; 大陸側、相対的に低変成度)と、外側地帯(Outer Hida; 相対的に太平洋側、高変成度)とに大きく二分されることが明らかとなった(鈴木, 1987 a, b)。以下に、主要地域の変成岩類

の概要を、とくに泥質片麻岩に焦点を絞って記す(Table 1)。

1. 内側地帯

内側地帯には、高清水、手取川、百瀬-水無、白木峰の各地域が属する(Fig. 1, Table 1)。

a) 高清水(利賀)地域(ASAMI & ADACHI, 1976; 浅見, 1979; 加納, 1980; 相馬・秋山, 1984; 和田, 1982)

主として泥質片麻岩、晶質石灰岩、塩基性片麻岩からなり、黒雲母アダメロ岩岩体の roof pendant をなす。片状構造はNNW-SSE、線構造の方向はNNWである。本地域の泥質片麻岩には、ざくろ石+黒雲母、十字石+堇青石+珪線石+黒雲母±ざくろ石±紅柱石、堇青石+ざくろ石+黒雲母、堇青石+珪線石+黒雲母のほか、まれに珪線石+ざくろ石+カリ長石+黒雲母、さらにコランダム±カリ長石+石墨の組合せもみられる。また、カミングトン閃石も出現することがある。ざくろ石中の pyrope モル%は10以下である。主要変成鉱物の安定関係および地質圧力温度計(ざくろ石-黒雲母、ざくろ石-堇青石、炭素同位体など)を用いた変成条件の見積り結果は、600～650℃, 4 kb 前後を示す。

b) 手取川地域(小林, 1958; 刑部, 1983)

本地域は石灰質～石灰珪質片麻岩、塩基性～中性片麻岩が主体で、泥質片麻岩は少ない。片状構造はE-W系が卓越し、線構造はNまたはSに落としている。泥質片麻岩中には堇青石が出現し、また珪線石もみられることがあるが、カリ長石との共生はまれである。珪線石+ざくろ石+黒雲母+斜長石組合せを用いて温度圧力条件を見積ると、ざくろ石コアは600～630℃, 4.5 kb, ざくろ石リムは550℃, 3.0 kb という結果を与える。ざくろ石中の pyrope モル%は12～15である。

c) 百瀬-水無地域(稲月, 1980)

本地域は石灰質～石灰珪質片麻岩、塩基性～中性片麻岩が主体で、泥質片麻岩は比較的少ない。地質構造はN10°E、北落ちの軸をもつシンフォームの存在により特徴づけられる。線構造もN-S系が卓越する。泥質片麻岩中に珪線石がみられることもあるが、カリ長石とは共生しない。ざくろ石+黒雲母組合せを用いた温度条件の見積り結果は、600℃程度の値を与える。ざくろ石中の pyrope モル%は8～11である。

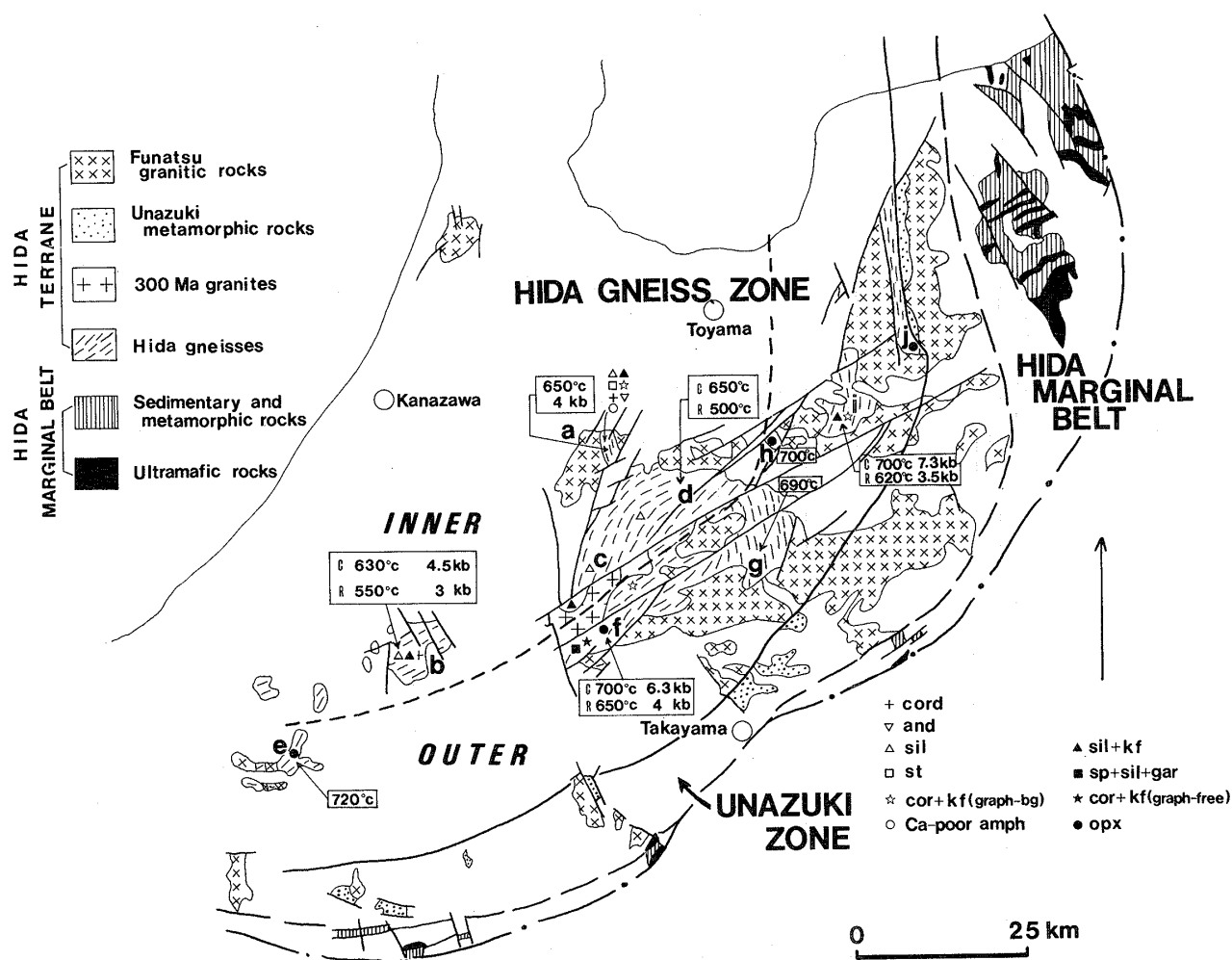


Fig. 1. Subdivision of the Hida gneiss zone.

As for the names of areas (a to j), see Table 1 and text (Chapter 3). Abbreviations for critical minerals are as follows: amph; amphibole, and; andalusite, cor; corundum, cord; cordierite, gar; garnet, graph; graphite, kf; K-feldspar, opx; orthopyroxene, sil; sillimanite, sp; spinel, st; staurolite, C; garnet-core, R; garnet-rim.

d) 白木峰地域(野沢ほか, 1981; 荒川, 1982; 中沢, 1982; 相馬・秋山, 1984)

石灰質～石灰珪質片麻岩, 塩基性～中性片麻岩が優勢であるが, 南西部においては泥質片麻岩も比較的多く出現する。地質構造は長波長の背斜および向斜を繰り返すが, 緩く北へ傾斜し, 線構造も N-S 系である。泥質片麻岩には, カリ長石の産出はまれである。なお, かつて珪線石の産出が報告(近藤, 1942)されているが, その後追認されていない。ざくろ石+黒雲母組合せを用いて温度条件を見積ると, ざくろ石コアは 620～650℃, ざくろ石リムは 500℃ 程度の値を与える。ざくろ石中の pyrope モル%は 11～17 である。

以上述べた内側地帯においては, 主として北に落とした線構造が発達し, 泥質片麻岩中には珪線石が普通に出現するが, カリ長石とはほとんど共生しない。また, 堇青石や紅柱石が出現することがあるのも特徴的である。ざくろ石中の pyrope モル%は 17 以下である。最高変成条件は 600～650℃, 4 kb 程度である。

2. 外側地帯

外側地帯には, 九頭竜川, 小鳥川, 神岡, 長棟川, 和田川, 早月川-片貝川の各地域が属する (Fig. 1, Table 1)。

e) 九頭竜川地域(田村, 1980; 鈴木・田村, 1981)

Table 1. P and T estimations for Hida gneisses of the Inner and the Outer regions.

Areas	Critical Minerals	X _{pyr} *	T°C	Pkb
[内側地帯 (Inner Region)]				
a) 高清水 (Koshimizu)	gar+bi st+cord+sil+bi±gar±and±mus gar+Ca-poor amph+bi gar+mus+sil+kf+bi (rare) cor+mus±kf+graph (rare)	<0.10	600~650	4±
b) 手取川 (Tedor River)	gar+bi sil+cord+bi sil+gar+bi sil+mus+kf+bi (rare)	0.12~0.15	C: 600~630 R: 550	4.5 3.0
c) 百瀬-水無 (Momose -Mizunashi)	mus+bi gar+mus+bi sil+mus+bi sil+gar+mus+bi	0.08~0.11	600	
d) 白木峰 (Shirokimine)	gar+bi±kf sil+bi	0.11~0.17	C: 620~650 R: 500	
[外側地帯 (Outer Region)]				
e) 九頭竜川 (Kuzuryu River)	bi+kf opx+qz		720	
f) 小鳥川 (Odori River)	gar+sil+kf+bi gar+bi+kf cor+kf+mus+bi±graph sil+mus+kf+bi (rare) sp+gar+sil+kf+bi opx+qz	<0.24	C: 700 R: 600~650	6.3 4.0
g) 神岡 (Kamioka)			690~720	
h) 長棟川 (Nagato River)	sp+sil+cor opx+qz		600~700	
i) 和田川 (Wada River)	gar+sil+kf+bi gar+bi+kf cor+mus+kf+bi+graph	<0.28	C: >700 R: 620	7.3 3.5
j) 早月川-片貝川 (Hayatsuki R. - Katakai R.)	sp+cor sil+kf+and+cord opx+qz			

*: Pyrope molecule in garnet of metapelites.

Abbreviations are as follows: bi; biotite, mus; muscovite, qz; quartz.

Others as in Fig. 1. For reference, see text.

九頭竜川中流の皿川流域を構成する変成岩類は晶質石灰岩～石灰珪質片麻岩、塩基性片麻岩が主体をなし、泥質～砂質片麻岩は少ない。大構造は、ENE-WSW 方向の軸をもつ複数の向斜および背斜の繰り返しにより特徴づけられる。本地域の泥質片麻岩には、カリ長石は普遍的に出現するが、ざくろ石や Al-珪酸塩は確認されていない。しかしながら塩基性片麻岩中には、斜方輝石-単斜輝石が共存し、それを用いた変成温度条件の見積り結果は、720℃前後を示す。

f) 小鳥川地域 (SUZUKI, 1977; OSAKABE & SUZUKI, 1983)

本地域は石灰質～石灰珪質片麻岩、塩基性～中性片麻岩が主体で、泥質片麻岩は少ない。片状構造は E-W 系が卓越し、全体として緩く N に傾斜している。なお、地域の西部においては、N-S 系の片状構造が卓越するようになる。泥質片麻岩中には、珪線石+カリ長石の共生が普遍的にみられ、また、まれではあるがスピネル+珪線石+ざくろ石+カリ長石、コランダム+カリ長石 (石墨欠如) 組合せも出現する。中性～塩基性片麻岩中には、単斜輝石+ざくろ石、カミングトン閃石化した斜方輝石もまれに出現する。温度圧力条件の見積り結果は、ざくろ石コアにおいて 700℃ 以上、6.3 kb、ざくろ石リムに

において 600~650 °C, 4.0 kb の値を与える。ざくろ石中の pyrope モル%は 24 に達する。

g) 神岡地域(和田, 1982; 相馬・秋山, 1984)

本地域は石灰質~石灰珪質片麻岩, 塩基性~中性片麻岩が主体で, 泥質片麻岩は比較的少ない。地質構造は波長 1~2 km, NE-SW 系の軸をもつ褶曲構造の存在により特徴づけられる。片麻岩類中には変成度を特定する特徴的鉱物は見られないが, 炭素同位体を用いた温度条件の見積り結果は, 690 °C 以上の値を与える。

h) 長棟川地域(和田, 1982; 相馬ほか, 1986)

塩基性, 泥質および砂質片麻岩, さらに石灰質片麻岩からなる。片麻岩類の分布からみると全体として E-W 走向, 緩く北へ傾斜した構造を呈する。地域内の千野谷鉾山の泥質片麻岩からは, かつて珪線石やコランダムおよびそれらを置換したスピネルの産出が報告(服部, 1957)されているが, その後追認されていない。塩基性片麻岩中には, 斜方輝石+単斜輝石, ざくろ石+単斜輝石組合せが見られ, それらを用いた温度条件の見積り結果は 600~700 °C, 炭素同位体による温度の見積り結果は 690 °C 程度の値を与える。

i) 和田川地域(浅見, 1979; 諏訪ほか, 1981; 相馬・秋山, 1984)

本地域においては, 石灰質~石灰珪質片麻岩および塩基性片麻岩が主体をしめ, 泥質片麻岩は比較的少ない。地質構造は N-S 方向の軸を有する直立に近い同斜構造の存在により特徴づけられる。線構造は N-S 系が卓越する。泥質片麻岩中には珪線石+カリ長石, コランダム+カリ長石の組合せが見いだされている。温度圧力条件の見積り結果は, ざくろ石コアにおいて 700 °C 以上, 7.3 kb, ざくろ石リムにおいて 620 °C, 3.5 kb を与える。ざくろ石中の pyrope モル%は最大 28 に達する。

j) 早月川-片貝川地域(藤吉, 1973; 藤吉・中川, 1976)

本地域においては, 地質構造が複雑で, いわゆる宇奈月帯の結晶片岩類が, 片麻岩類中に構造的に混在しているらしい。ただし, 基本的には片麻岩類が上位に位置する。泥質片麻岩中には, 単斜輝石+斜方輝石, スピネル+コランダム, ざくろ石+堇青石, 珪線石+紅柱石+堇青石+カリ長石の産出が知られている。しかし, これらの鉱物のうち一部のものは, 船津期花崗岩類の接触変成作用によって形成された

ものである可能性もある。

以上述べた外側地帯においては, 前述の内側地帯とは異なり, 珪線石+カリ長石, スピネル+ざくろ石+珪線石, 石墨を欠くコランダム+カリ長石, 斜方輝石+単斜輝石などの組合せが出現するのが特徴である。ざくろ石中の pyrope モル%は一般に高く, 28 に達する場合もある。見積られた変成条件は 700 °C, 6 kb 以上である。すなわち, 外側地帯は前述の内側地帯に比較して, 明らかに高変成度であったといえよう。

飛驒帯の P-T-t 経路と構造的再編

既述のように, 片麻岩類から示唆される変成度から考えて, 飛驒帯は大きく内側地帯と外側地帯に二分され, 後者が前者よりも相対的に高変成度条件を経験したと考えられる。

次に各地帯において, 変成条件や変形条件の時間的変遷のあとをたどってみよう。

1. Prograde な過程

一般に, 変成岩類における prograde な再結晶過程の解明にあたっては, 例えばある鉱物中に包有された異種鉱物の解析や, 鉱物の示す累帯構造の解析などが有効な手段となる。飛驒帯においては, 泥質片麻岩中に出現するざくろ石にみられる累帯構造が, まず注目される。すなわち, 同帯のざくろ石は前述の 2 地帯をとうして, ほとんど例外なくコアからリムの部分に向かって Mg 減少, Mn 増加という逆累帯構造を示すのが特徴である。しかも多くの場合, コア部分の占める体積は大きく, リム部分は極めて狭い帯としてしかみられない。また, コアの部分の組成はほぼ均質であり, その中での組成勾配は顕著でないことが多い。

一方, 組織上の特徴として, このコア部分には, 石墨, 石英, 黒雲母, Fe-Ti 酸化鉱物などから構成される包有物質がドーナツ状に配列した“リング”が, しばしば発達している (Fig. 2-a)。このような組織は, おそらく prograde な過程における結晶成長の段階で形成されたものであろう。ところが, この組織の発達と前述の化学組成上の累帯構造の発達とは, 全く関係がなく, コアの均質組成範囲は“リング”を越えて結晶外縁近くにまで及ぶ (Fig. 2-b)。このような事実は, ざくろ石結晶の成長過程において, 著しい組成均質化の過程があったことを如実に示していると考えられる。そして, この均質化の起

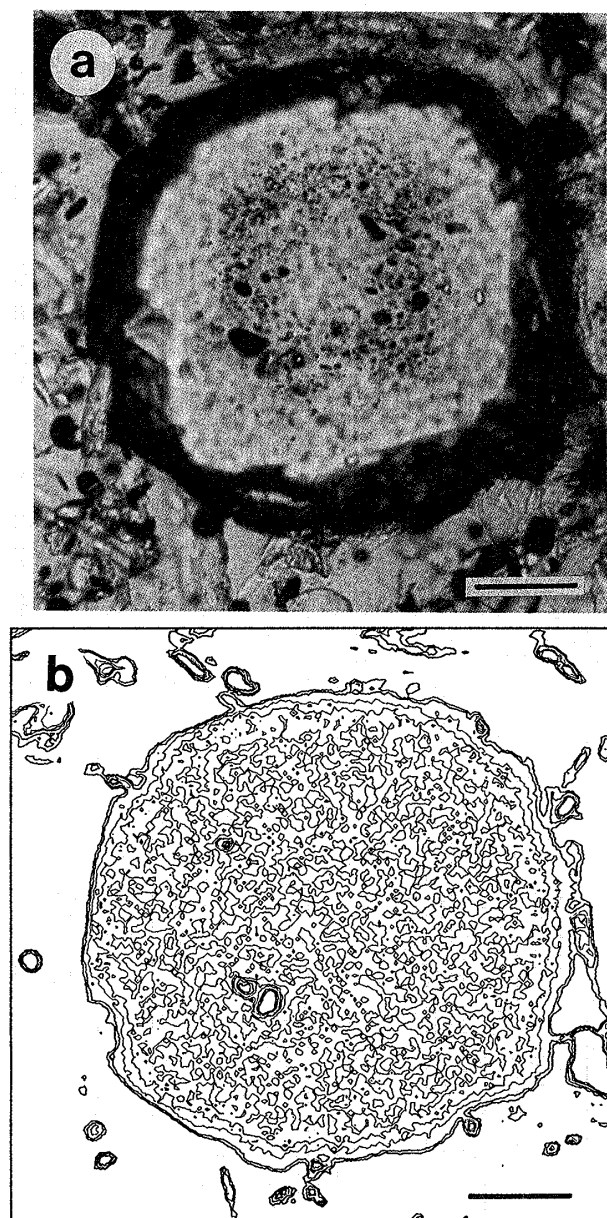


Fig. 2. Zonal structure in garnet (scale bar = 0.05 mm).

a : Growth structure characterized by the development of concentric ring of graphite, biotite and Fe-Ti oxides inclusions. b : Mg-contour map. Note that chemically homogeneous part overspreads independently of the growth structure.

こった時期は、リム形成よりは前であり、変成作用のピーク時と考えるのが最も妥当であろう。

このようなざくろ石にみられる組成均質化は、内側、外側の2地帯で共通にみられる現象である。したがって飛驒帯においては、変成ピーク時に至るまでの prograde な過程は、化学組成の上では消し去られている可能性が高く、ざくろ石の累帯構造をも

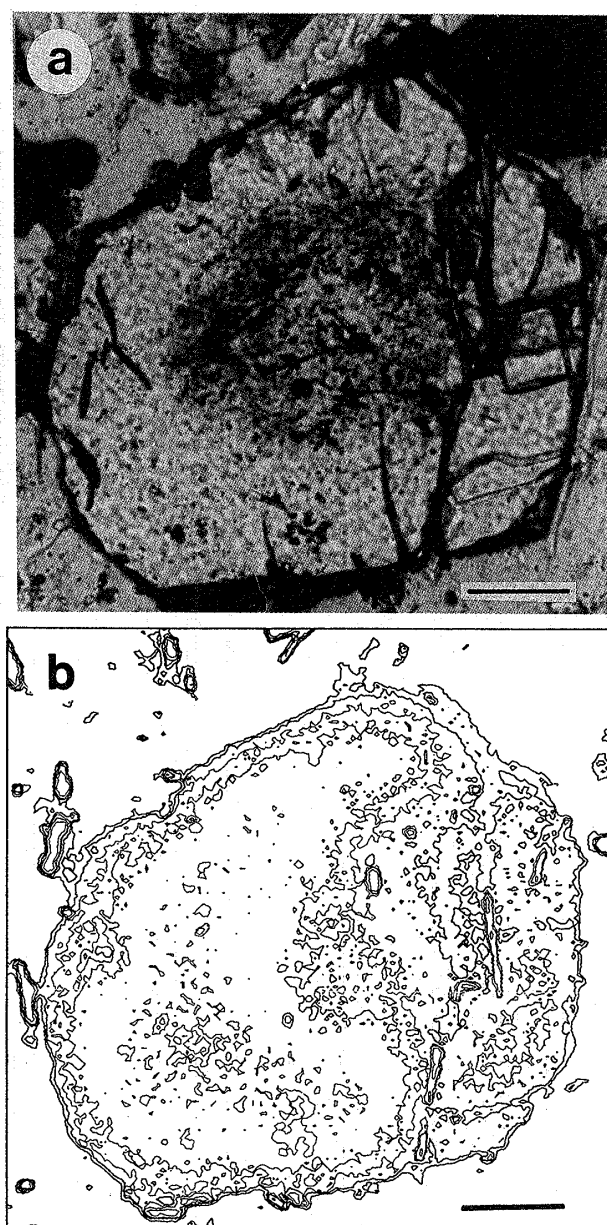


Fig. 3. Zonal structure and fracture in garnet (scale bar = 0.05 mm).

a : Growth structure characterized by the development of concentric ring of graphite, biotite and Fe-Ti oxides inclusions. This grain has been fractured in the progress of the brittle deformation. b : Mg-contour map. Note that chemically homogeneous part, which overspreads independently of the growth structure, has been changed its composition along the fracture or at the periphery.

とに、その過程を読み取ることは大変困難である。

2. Retrograde な過程

飛驒帯においては内側地帯、外側地帯をとわず、泥質片麻岩のざくろ石結晶中には、平行で間隔の細

かい fracture が発達することが多い (Fig. 3-a). そして, その fracture 面はざくろ石結晶外側に発達する片状構造 (Se) とは, 高角度で斜交する. 化学組成の変化をみると, この fracture に沿って均質コアの組成が改変され, Mg 減少, Mn 増加の傾向がみられ, 前述のリムとした部分の組成と全く同じとなる (Fig. 3-b). したがって, 飛驒帯においてはピーク変成 (ざくろ石の均質コア形成) 時の後に, 広域的に brittle な変形作用を被った結果, fracturing が起こり, その過程のなかで fracture に沿って組成が改変され, またあい前後してリム部分の形成をみたと考えられる. その時期の変成条件は, 外側地帯では 600~650 °C, 3.5~4.0 kb, 内側地帯では 500~550 °C, 3 kb 程度と考えられる.

なお, Se の形成とざくろ石結晶にみられる fracturing は, 例えば layer-parallel shearing のような過程を考えれば, お互い結び付く現象なのかもしれない. いずれにせよ, 飛驒帯における広域的 fracturing は, 変成岩類がピークの変成場から上昇してきた retrograde な過程での重要なできごとの一つであろう. なお, 山本 (1983) が和田川地域において明らかにしたざくろ石の fracture に沿う組成改変は, 後述の船津花崗岩の熱的影響によるものらしい.

3. 船津花崗岩類の影響

飛驒帯において, 片麻岩類が最終的に熱的改変を受けるのは, いわゆる船津期である. 飛驒片麻岩類に対する花崗岩類の影響については, 百瀬-水無地域における稲月 (1980) の研究がある. しかしながら, 上記地域の花崗岩類は彼が指摘しているとおり, 船津期のものとは特定できない.

一方, 中沢 (1982) は宮川下流域の船津期打保花崗岩体周辺の片麻岩類の被った熱的影響について解析した. その結果, 岩体周辺約 4 km の範囲が緑色片岩相程度の変成再結晶作用を受けているが, 主要鉱物組合せやざくろ石などの鉱物化学組成を改変するものではないことを明らかにした.

なお, 小松・宇次原 (1987), 小松ほか (1985, 1987) によれば, 船津期には広域的な右横ずれせん断変形作用により, マイロナイトが形成されたとされている.

4. 飛驒帯の P-T-t 経路

以上述べてきたことをもとに, 飛驒帯の内側および外側地帯の変成履歴をまとめたのが Fig. 4 であ

る. 前述したように, 飛驒帯においてはピークに至る prograde な過程が解析できていないが, それは本来的には中圧型の変成作用であった可能性がある.

変成作用がピークに達した時の深度は, 内側地帯が 15 km, 外側地帯が 21 km 程度と考えられる. その後, 両地帯はそれぞれ上昇をはじめ, その過程で brittle な変形作用を受け, その後さらに再結晶作用を受けたらしい.

それでは, この両地帯が現在みられるような構造的な位置を占めるようになったのは, 一体いつ頃と考えればよいのであろうか.

飛驒山地において, 片麻岩類の片状構造はほぼ E-W (東部では N-S) で, 内側に向かって緩く傾斜し, 線構造は N-S 系が卓越する. したがって, 大局的にみて内側地帯が外側地帯の構造的上位に位置していることになる (鈴木, 1987 a). さらに, 両地帯の境界とみられる地域には, 例えば小鳥川地域北西部にみられるような著しいマイロナイト化作用を受けた特殊な先船津期花崗岩が見られる. この花崗岩は野沢ほか (1975) により水無花崗岩と呼ばれ, 多量の片麻岩類岩片を捕獲しているのが特徴である. これについては, 柴田・野沢 (1984) により Rb-Sr 年代が測定され, 約 300 Ma という結果が得られている. つまり, 300 Ma の頃水無花崗岩に代表される花崗岩類の活動があり, その後その花崗岩類が滑剤となって内側および外側の地帯が構造的接触を起こしたと考えられる. したがって, このような構造的再編がほぼ完成したのは 300 Ma 以後, 船津花崗岩の活動以前とみられ, 最も可能性が高いのは, 飛驒帯におけるその頃の同位体年代の一つの集中がみられる前~中期三畳紀 (240 Ma 前後) と考えられる. この頃, 飛驒帯内部において南側に向かう衝上運動がピークを迎え, その結果として両地帯の構造的再配列が起きたのであろう. なおこの時期, より外側に位置する宇奈月帯においては, 中圧型変成岩類が形成されていたことになる.

おわりに

以上, いわゆる飛驒テレンのなかでも, とくに飛驒帯における主要変成作用の履歴とその後の構造的改変について総括した. すなわち, 飛驒帯は相対的に変成度の低い内側地帯と, 変成度の高い外側地帯とに区分され, それぞれ変成履歴を異にする. こ

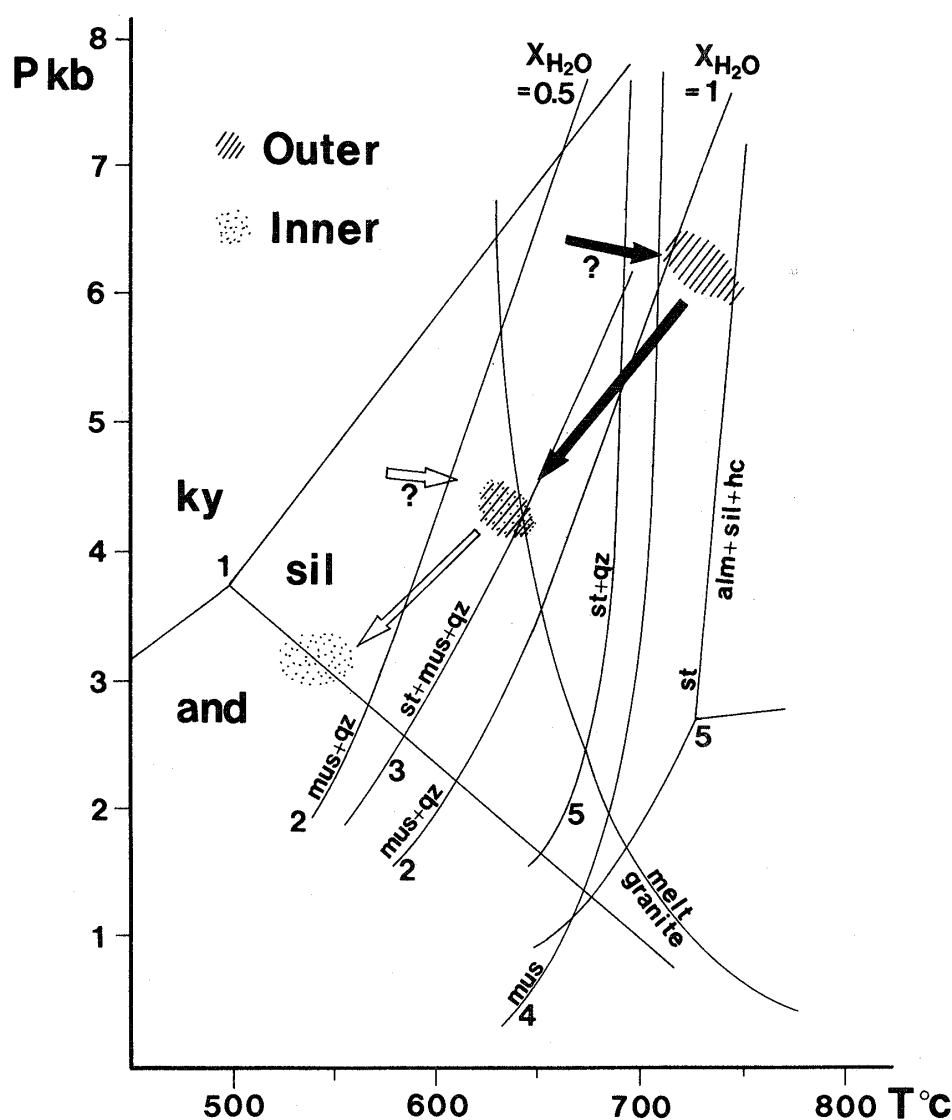


Fig. 4. P-T-t paths of the Inner region (open arrows) and the Outer one (black arrows) of the Hida gneiss zone.

Univariant equilibria have been replotted from the followings: 1; HOLDAWAY (1971), 2; KERRICK (1972), 3; HOSCHECK (1969), 4; VELDE (1966), 5; RICHARDSON (1968). Abbreviations for critical minerals are as follows: alm; almandine, hc; hercynite, ky; kyanite. Others as in Fig. 1 and Table 1.

でいう内側地帯と外側地帯の境界には、後期石炭紀花崗岩類(水無花崗岩)が分布するらしい。本岩は著しいマイロナイト化作用を被っているのが特徴である。この時期の酸性火成活動は、飛驒帯内部に岩脈を供給し、また大陸縁に火山物質を供給した(鈴木・中沢, 1986)。この時期、大陸前縁部においては沈み込み帯が存在し、飛驒外縁帯の高圧型変成岩類が形成され、その後、前～中期三畳紀にかけては、内側地帯の外側地帯への衝上、宇奈月帯における中圧型変成作用があい呼応して起こったと考えられる。

なお、加納(1980, 1982)は変成岩類にみられる褶

曲構造などの検討から、飛驒帯を北西部の久婦須川帯とそれを取り囲む和田川-神岡帯とに二分し、後者が前者を核として発達する再動帯であるとした。今回、変成度の広域的变化をもとに区分した内側および外側の両地帯は、ほぼ上記の久婦須川帯と和田川-神岡帯とにそれぞれ対応する。ただし、外側地帯が再動帯であったかどうかについては検証していない。

ところで、田中・加々美(1987)は船津花崗岩類のSr同位体比の広域的な変化を詳細に検討した結果、次のような結論を導いた。すなわち、本岩類のSr

同位体比初生値 (SrI 値) は、より大陸側に位置する岩体ほど高くなり、その変化傾向に大きなギャップが認められる境界線として、飛驒帯中央部を NE-SW 方向にはしる SrI = 0.706 の等 SrI 値線が存在することを示した。彼らはこの線より東南側を L 帯、北西側を H 帯とし、前者地域に分布する花崗岩の起源を上部マントルに、後者地域のそれを下部地殻に求めた。本稿で区分した外側地帯および内側地帯は、この L 帯と H 帯にそれぞれ対応しており、古生代以降の飛驒帯における諸変動を反映した重要な構造単位としてとらえることができよう。

謝辞：稿を終えるにあたり、いろいろとご指導、ご鞭撻いただいた本総研代表者西村祐二郎教授に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 荒川洋二, 1982: 岐阜県北部の飛驒変成岩類の変形史. 地質雑, **88**, 753-767.
- 浅見正雄, 1979: 飛驒帯荒島岳・利賀・和田川地域の泥質変成岩. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 41-49.
- ASAMI, M. and ADACHI, M., 1976: Staurolite-bearing cordierite-sillimanite gneiss from the Toga area in the Hida metamorphic terraine, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **82**, 259-271.
- 藤吉 瞭, 1973: 富山県立山川 (早月川上流) 地域のひだ変成帯中の泥質片麻岩に含まれる特徴的鉱物およびその産状. 地質雑, **79**, 761-770.
- ・中川正久, 1976: 富山県片貝川上流地域の飛驒変成帯の地質. 静岡大地研報, no. 2, 9-14.
- 服部 仁, 1957: 富山県千野谷石墨鉱床の成因. 地質雑, **63**, 438.
- HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 97-131.
- HOSCHEK, G., 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208-232.
- 稲月恒夫, 1980: 飛驒変成帯, 百瀬-水無地域の石灰珧長質岩の変成作用. 地質雑, **86**, 727-740.
- 加納 隆, 1980: 飛驒変成帯西部地域北半部の地質について. 地質雑, **86**, 687-704.
- , 1982: 飛驒変成帯の構造区分と造構史. 地質学論集, no. 21, 315-328.
- KERRICK, D. M., 1972: Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. *Amer. Jour. Sci.*, **272**, 946-958.
- 小林英夫, 1958: 飛驒変成帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, 123-140.
- 小松正幸・宇次原雅之, 1987: 飛驒変成帯の変成・変形史. 地団研第41回総会シンポジウム要旨集, 184-188.
- ・茅原一也, 1985: 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大地研報, no. 5, 133-148.
- ・諏訪兼位, 1987: 飛驒帯・飛驒外縁帯のテクトニクス. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 60-61.
- 近藤信興, 1942: 飛驒地方の火成岩と片麻岩類との関係に就て. 地学雑, **54**, 1-10.
- 中沢伸治, 1982: 富山県宮川下流域に分布する飛驒変成岩類・深成岩類の地質学的・岩石学的研究. 広島大理卒論 (手記).
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎, 1975: 飛驒古川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 79p., 地質調査所.
- ・坂本 享・加納 隆・稲月恒夫, 1981: 白木峰地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 85p., 地質調査所.
- 刑部哲也, 1983: 石川県手取川地域の飛驒片麻岩類について. 広島大理修論 (手記).
- OSAKABE, T. and SUZUKI, M., 1983: Note on the graphite-free Corundum-K feldspar gneiss in the Hida Metamorphic Belt, central Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], **8**, 31-42.
- RICHARDSON, S. W., 1968: Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Jour. Petrol.*, **9**, 467-488.
- 柴田 賢・野沢 保, 1984: 船津花崗岩類の同位体年代. 岩鉱, **79**, 289-298.
- 相馬恒雄・秋山伸一, 1984: 飛驒変成帯中央部の地質構造と岩石の分布について. 地質雑, **90**, 609-628.
- ・小長井憲二・沢田尚代・丸山茂徳, 1986: 飛驒変成帯中央岩体北部の岩石学的研究. 富山大教育紀要, no. 34, 9-24.
- SUZUKI, M., 1977: Polymetamorphism in the Hida Metamorphic Belt central Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, [C], **7**, 217-296.
- 鈴木盛久, 1987 a: 飛驒帯の“内側地帯”と“外側地帯”について. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 504.
- , 1987 b: 石炭紀後期〜ペルム紀にかけての飛驒帯及びその縁辺地域. 内帯高压変成帯, no. 4, 3-4.
- ・中沢伸治, 1986: 飛驒帯における先船津期の変成岩脈について. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 463.
- ・田村達映, 1981: 九頭竜川中流域の飛驒変成岩類. 飛驒外縁帯, no. 2, 132-136.
- 諏訪兼位・塩崎平之助・相馬恒雄・浅見正雄・加納隆・星野光雄・鈴木盛久, 1981: 富山県南東部, 和田川および小口川周辺の飛驒変成岩類と深成岩類.

地質雑, **87**, 143-155

田中 忍・加々美寛雄, 1987: 船津花崗岩類の Sr 同位体比の広域的变化. *MAGMA*, no. 80, 10-14.

田中 剛・星野光雄, 1987: 隠岐変成岩の Sm-Nd 年代とその地質学的意義. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨, 492.

田村達映, 1980: 九頭竜川中流域の飛驒変成岩類. 広島

大理卒論(手記).

VELDE, B., 1966: Upper stability of muscovite. *Amer. Mineral.*, **51**, 924-929.

和田秀樹, 1982: 炭素同位体地質温度計による飛驒変成帯の変成温度について. 地質雑, **88**, 741-751.

山本芳樹, 1983: 富山県南東部和田川地域の泥質片麻岩中の逆累帯ざくろ石. 岩鉱, **78**, 313-323.