

佐賀県, 高島のアルカリ玄武岩中の超塩基性 捕獲岩について

小林 靖子*・荒井 章司*

Ultramafic Nodules in Alkali Basalt from Taka-Shima,
Saga Prefecture, Japan

Yasuko KOBAYASHI* and Shoji ARAI*

Alkali basalt from Taka-shima, Saga Prefecture, has large amounts of mafic and ultramafic nodules. Ultramafic nodules are derived from cumulus mantle, and so-called mantle peridotites are absent. Ultramafic nodules are classified into three Groups, I, II, and III in terms of petrography.

Ultramafics of Group I is relatively fine-grained, and minerals are closely packed. They consist of dunite, wehrlite, olivine clinopyroxenite, clinopyroxenite, websterite, olivine websterite and orthopyroxenite.

Ultramafics of Group II are characterized by coarse-grained pyroxenes with complicated grain boundary and prominent exsolution lamellae. They consist of clinopyroxenite, websterite, olivine websterite, orthopyroxenite, olivine orthopyroxenite and harzburgite.

Ultramafics of Group III are composed of clinopyroxenite, websterite, olivine websterite and orthopyroxenite. They are characterized by relative enrichment of spinel and pale purplish brown color of pyroxene in thin section.

Volume relationship is Group I \gg Group II \gg Group III. The age of formation is Group I $>$ Group III $>$ Group II, according to observation of composite xenoliths.

Cumulus mantle underneath Taka-shima had been mainly produced by three stages of igneous activities. First, second and third stages correspond to the formations of ultramafics of Groups I, III and II, respectively.

Group I ultramafics make a thick layer between mantle peridotite and Moho underneath Taka-shima. They are partly invaded by network of Group III ultramafics. Group II ultramafics make a gigantic pocket in Group I ultramafics, through which Taka-shima alkali basalt magma had erupted.

1981年1月22日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

1. はじめに

西南日本内帯の第四紀のアルカリ玄武岩は包有物に富んでいる。包有物は、数少ない地下深部の物質的情報をもたらすものとして重要である。FUJII (1974MS), TAKAHASHI (1978), 藤原 (1980MS) は、

それぞれ、島根県浜田、隠岐、岡山県荒戸山の包有物を詳しく研究し、西南日本の地殻下部、上部マントルの構成、地温勾配について重要な情報をもたらした。

佐賀県唐津湾内の小島、高島 (Fig. 1) のアルカリ・カンラン石玄武岩は包有物に富む事で有名であり、多くの研究者による報告がある。

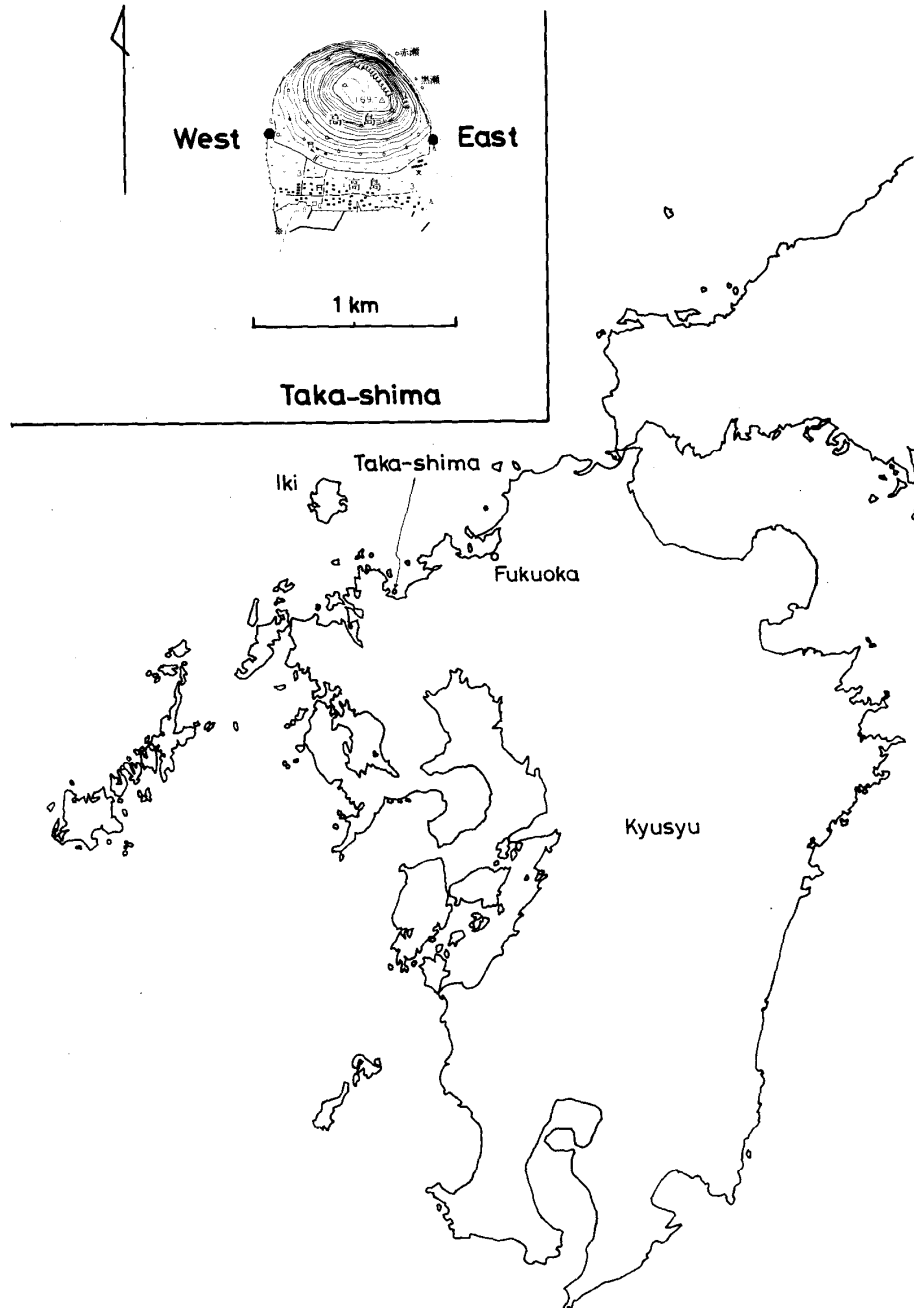


Fig. 1. Location of Taka-shima. Two points on west and east coasts are localities where the abundance of xenolithic rocks was determined (1:25,000 map of Karatsu).

YAMAGUCHI (1964)は、西日本の玄武岩中の超塩基性岩包有物の研究の一部として、高島の包有物を研究した。そして、包有物と母岩の構成鉱物の類似性により、西日本の包有物は、ホストの玄武岩と成因的に関係がある事、また、単斜輝石の packing index および化学的特徴により、包有物はアルプス型カンラン岩より深い起源であるとした。

KUNO (1964)は、高島の輝石のメガクリストの成因を検討して、それらはモホ面直下または地殻下部で、ホストの玄武岩の石基と似た組成の液から、直接晶出したとした。また、超塩基性岩包有物は上部マントルの岩石である事を示した。

ISHIBASHI (1970)は、高島の塩基性および超塩基性包有物を単斜輝石の色によって、グリーンタイプ、ブラックタイプの2つのタイプに分け、化学組成をもとに、ブラックタイプは、地下30kmより浅いマグマだまりで、玄武岩マグマからの沈積によってできたものであり、グリーンタイプは、ブラックタイプより深い上部マントル起源であるとしている。

OBATA (1972MS)は、高島の超塩基性捕獲岩を組織により、タイプI、タイプIIに分け、化学組成、鉱物組合せをもとに、タイプIは、高島の下部地殻あるいは上部マントルをつくる、ソレイトマグマからの沈積層であり、多少とも再結晶を受けており、タイプIIは、タイプIより高温の平衡温度を示し、ホストのアルカリ・カンラン石マグマからの沈積物であるとしている。

我々は、この高島の捕獲岩により、地下構造、特に、上部マントル、下部地殻の進化を明らかにする目的で、更に詳しい検討を試みている。今回は、従来記載されていなかった新しい事実をもとに、新たな視点で高島の捕獲岩について論じてみたい。

2. 地質的背景および母岩

高島は、佐賀県唐津市唐津湾内の周囲3kmほどの島で、YAMAGUCHI (1964)によると、白亜紀の黒雲母カコウ岩とホルンブレンド黒雲母カコウ閃緑岩を Pliocene の斑状及び無斑晶質カンラン石玄武岩がおおっている。その玄武岩中に捕獲岩が含まれている。

高島では、海岸にアルカリ・カンラン石玄武岩の円磨された転石が極めて豊富にあり、捕獲岩の採集・観察はすべて海岸の転石において行なわれた。

高島のアルカリ・カンラン石玄武岩は、肉眼で、黒っぽくてち密なもの、やや白っぽくて気泡の多いものの2つに分けられる。斑晶としてカンラン石、単斜輝石、斜長石を含む。石基はカンラン石、単斜輝石、斜長石、不透明鉱物から成っている。外来結晶と思われるものにキンク・バンドを示すカンラン石があり、メガクリストには、単斜輝石、斜長石がある。

3. 捕獲岩の分類および量比

高島のアルカリ・カンラン石玄武岩には、上部マントルもしくは下部地殻起源と考えられるカンラン岩から、高島の基盤を形成しているカコウ岩まで、種々の捕獲岩が含まれている。それらは、ダナイト、ウェールライト、カンラン石クリノパイロクシナイト、クリノパイロクシナイト、ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト、オルソパイロクシナイト、カンラン石オルソパイロクシナイト、ハルツバーチャイト、ガブロ、カコウ閃緑岩、カコウ岩である。形は、球に近いものから、やや角ばったものまであり、大きさはだいたい1~30cmで、最大のもは、34×21cm²であった。

ダナイトからハルツバーチャイトまでの超塩基性岩は、組織、鉱物組合せから、グループI、グループII、グループIIIの3つに分けられる。スピネルを含み、薄片の輝石の色が紫褐色のものをグループIIIとし、グループIII以外で、粗粒、粒界が複雑、輝石中に離溶ラメラが顕著であるものをグループII、それ以外をグループIとした。グループIは、細粒で、鉱物のパッキングが強いことが特徴である。グループIは、ダナイト、ウェールライト、カンラン石クリノパイロクシナイト、クリノパイロクシナイト、ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト、オルソパイロクシナイトから成り、グループIIは、クリノパイロクシナイト、ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト、オルソパイロクシナイト、カンラン石オルソパイロクシナイト、ハルツバーチャイトから成り、グループIII

は、クリノパイロクシナイト、ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト、オルソパイロクシナイトから成る。グループⅠ，グループⅡは，おのおのISHIBASHI (1970) によるグリーンタイプ，ブラックタイプに，OBATA (1972MS) によるタイプⅠ，タイプⅡに，ほぼ相当すると考えられる。グループⅢは，ブラックタイプ，タイプⅠに，含まれているらしい。

高島の東海岸と西海岸の2地点 (Fig.1) において，捕獲岩の量比を測定した。方法は，海岸の約50m中のすべての転石中の捕獲岩を球で近似し，その径を測定し，体積を求めた。Fig.2に，各々の岩石の量比を示してある。両地点において，グループⅠの超塩基性岩が極めて卓越している事，その中でもクリノパイロクシナイトが卓越している事は，共通している。しかし，西海岸ではグループⅡの岩石は特に少なく，特にウェブスタライト類は見られない。また，グループⅢの岩石は極少量である。

また，Fig.3に超塩基性捕獲岩のモードを示してある。参考のために，岡山県荒戸山の捕獲岩のモード(藤原，1980MS) も示す。ダナイト中のスピネルの含有

量にはばらつきがあるように思われる。Fig.3において，ダナイトからクリノパイロクシナイトまで，カンラン石と単斜輝石の量比は，漸移しているように思われる。

4. 岩石記載

(1) グループⅠ

ダナイト ダナイトは，ほとんどカンラン石とスピネルから成り，単斜輝石と斜方輝石が時々少量含まれる。カンラン石は，ほとんどモザイク状で，波動消光を示し，キンク・バンドを有する。スピネルは，不透明ないし褐色で，自形から半自形の形状をなし，カンラン石の間にほぼ一様に散在している。量は0.2%から7.7%まで変化している。単斜輝石は，緑色で他形であり，カンラン石との粒界はモザイク状にならないことが多い。波動消光を示すことはあるが，離溶ラメラはほとんど見られない。斜方輝石は，多色性を示し，他形で波動消光は見られるが，離溶ラメラはほとんどない。

ウェールライト ウェールライトは，カンラン石，

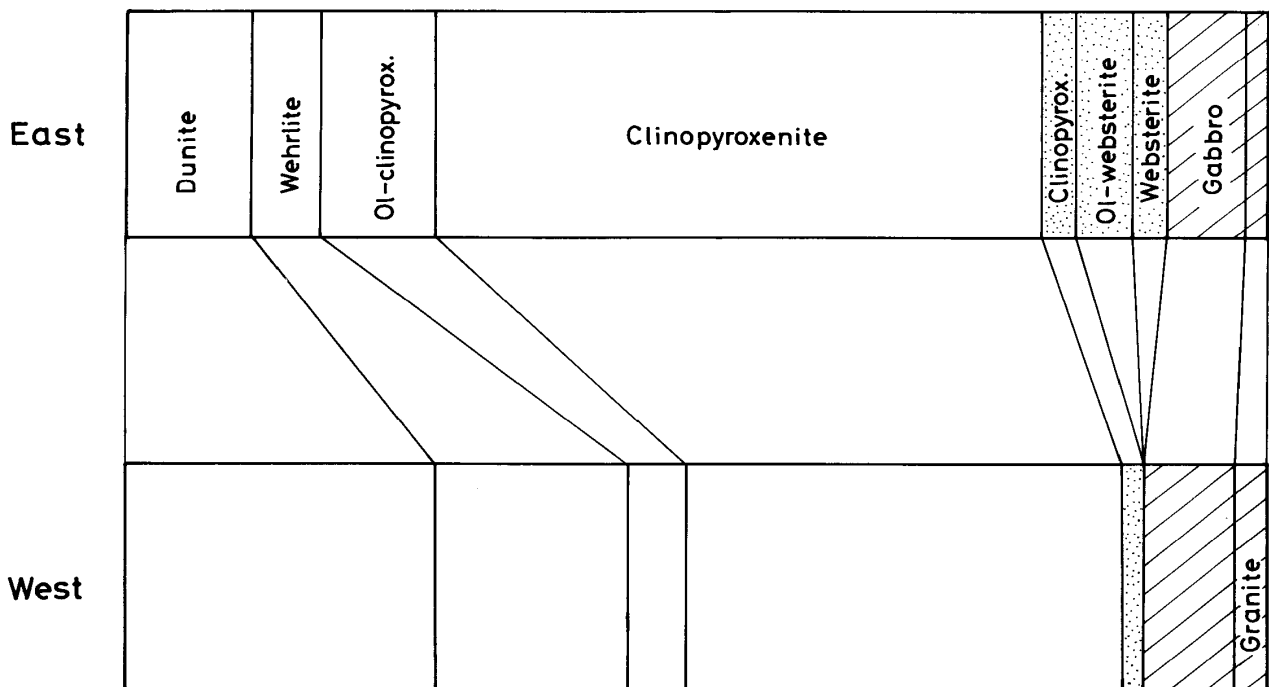


Fig. 2. Frequency (volume ratio) of ultramafics of Group I (blank) and Group II (dotted), and feldspathic rocks (ruled) from Taka-shima.

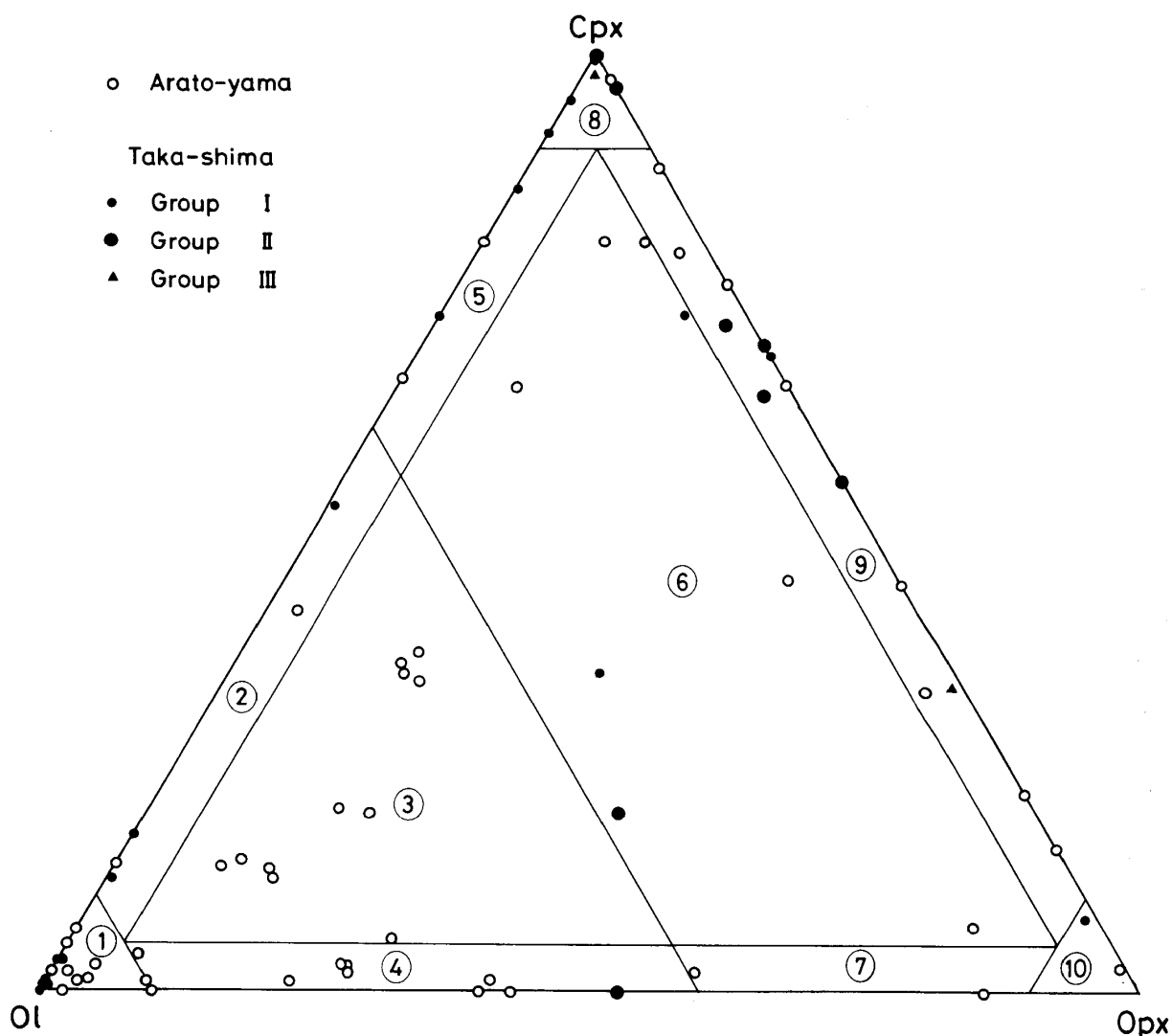


Fig. 3. Modal amounts of olivine (Ol), orthopyroxene (Opx) and clinopyroxene (Cpx) in ultramafic inclusions from Taka-shima. Data of Arato-yama are from Fujiwara (1980MS). 1, dunite. 2, wehrlite. 3, lherzolite. 4, harzburgite. 5, olivine clinopyroxenite. 6, olivine websterite. 7, olivine orthopyroxenite. 8, clinopyroxenite. 9, websterite. 10, orthopyroxenite.

単斜輝石，スピネルから成り，少量の斜方輝石を含むことがある。カンラン石は，モザイク状で，波動消光を示し，キンク・バンドを有する。単斜輝石は緑色で，波動消光を示すが，離溶ラメラはほとんど見られない。カンラン石との関係は，単斜輝石の多い部分では，カンラン石は，やや細粒円形で，カンラン石の多い部分では，モザイク状になっている。スピネルは，半自形から他形で，単斜輝石の多い部分に濃集している場合がある。細粒のものから粗粒のものまで大きさはいろいろと変化している。斜方輝石は，細粒で，単斜輝石

に含まれている。

カンラン石クリノパイロクシナイト カンラン石クリノパイロクシナイトは，単斜輝石，カンラン石，スピネルから成り，斜方輝石を含むことがある。単斜輝石は，緑色で，ややモザイク状を呈し，波動消光が見られる。離溶ラメラは，ダナイト，ウェールライトに比べれば多くなっているが，顕著ではない。カンラン石は，単斜輝石よりやや細粒で，円形に近い形状をなしている。波動消光，キンク・バンドが見られる。カンラン石のみが集合している部分では，モザイク状を

呈する。スピネルは、不透明で、半自形から他形で、大きさ、量は変化が大きく、一貫した特徴はない。斜方輝石は、粗粒他形で、カンラン石をポイキリティックに含む。

クリノパイロクシナイト クリノパイロクシナイトは、ほとんど単斜輝石のみから成り、スピネル、斜方輝石、カンラン石を含むことがある。単斜輝石は、全体的にややモザイク状で、粒界は直線的なものからやや複雑なものまで、いろいろ変化する。離溶ラメラは、ほとんどの粒子にあるが、あまり顕著ではない。波動消光、キンク・バンドの見られるものもある。スピネルは、褐色から不透明で、半自形から他形の形状をなし、散在することが多い。斜方輝石は、やや細粒円形で、ポイキリティックに単斜輝石中に含まれている。多色性があり、波動消光を示すものもある。離溶ラメラのあるものもあるが、あまり顕著ではない。カンラン石は、波動消光、キンク・バンドを示し、円形の形状をしている。

ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト 主に、単斜輝石、斜方輝石から成り、カンラン石の量により、ウェブスタライトとカンラン石ウェブスタライトに分かれるが、組織はほとんど同じである。単斜輝石、斜方輝石は、ともにややモザイク状で、離溶ラメラを有し、波動消光を示すことがある。斜方輝石にはキンク・バンドのあることもある。カンラン石は、やや細粒円形で、キンク・バンドを示す。スピネルは不透明～褐色である。

オルソパイロクシナイト ほとんど斜方輝石から成る。斜方輝石は、多色性が顕著で、モザイク状で、波動消光を示し、離溶ラメラを有する。単斜輝石もわずかだが存在する。カンラン石は、斜方輝石の粒間にある。スピネルは半自形から他形で、散在している。

(2) グループⅡ

クリノパイロクシナイト クリノパイロクシナイトは、ほとんど単斜輝石から成り、カンラン石、斜方輝石を含むものもある。スピネルは、ほとんどない。単斜輝石は、緑褐色から褐色で、虫くい状のような、太い離溶ラメラが著しい。粒間はスポンジ状になってい

ることが多い。また、細粒鉱物が、できていることもある。斜方輝石は、多色性を呈し、波動消光が著しい。太い離溶ラメラを有する。カンラン石は、やや細粒円形で、ポイキリティックに単斜輝石に含まれている。また、非常に細粒のカンラン石が、細粒スピネル、斜長石と共に、単斜輝石の粒間にあることが多い。

ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライトは、単斜輝石、斜方輝石から成り、カンラン石を含むことがある。スピネルはほとんどない。単斜輝石、斜方輝石共に粗粒で、他形であり、虫くい状のような太い離溶ラメラが著しい。粒間には、細粒鉱物及び細粒カンラン石、斜長石が、できていることが多い。カンラン石は、やや細粒円形で、ポイキリティックに輝石中に含まれていることが多い。

オルソパイロクシナイト、カンラン石オルソパイロクシナイト、ハルツバージャイト 主に、カンラン石、斜方輝石から成る。少量の磁硫鉄鉱を含むものもある。カンラン石には、キンク・バンドがあり、粗粒のものは、集合してモザイク状を呈し、細粒のものは、ポイキリティックに斜方輝石に包有されている。斜方輝石は、多色性を呈し、粗粒で、離溶ラメラは少ない。波動消光が見られる。玄武岩との間には反応縁が発達し、捕獲岩の内部の方まで、反応は伸びている。

(3) グループⅢ

クリノパイロクシナイト クリノパイロクシナイトは単斜輝石、スピネルから成る。斜方輝石を含むものもある。単斜輝石は、紫褐色で粗粒、離溶ラメラが顕著である。粒間は複雑で、スポンジ状になっていたり、細粒鉱物ができていたりする。スピネルは、粗粒、緑色で、グループⅠ、グループⅡに比べ、かなり多く含まれる。

ウェブスタライト、カンラン石ウェブスタライト 斜方輝石、単斜輝石、カンラン石、スピネルから成る。斜方輝石、単斜輝石は、紫褐色で、粗粒、他形、離溶ラメラが顕著である。波動消光も見られる。カンラン石は、細粒円形で、ポイキリティックに単斜輝石、斜方輝石中に含まれる。スピネルは、緑色から灰緑色で

細粒カンラン石が、縁にできていることが多い。

オルソパイロクシナイト 斜方輝石、スピネルのみから成る。斜方輝石は、紫褐色で多色性があり、モザイク状になっている。離溶ラメラは少ない。スピネルは、他形で、色は緑褐色から灰褐色までいろいろと変化する。このオルソパイロクシナイトは、ダナイト中の脈になっていたり、ダナイト破片を取り込んだような形態を示す (Fig. 4)。

(4) メガクリスト

斜方輝石 淡褐色で、大きさは約 $1 \times 1 \text{ cm}$ で、離溶ラメラはほとんどない。不透明鉱物を含むことがある。玄武岩との境界には、反応縁ができています。

単斜輝石 淡褐色で、大きさは約 $1 \times 1 \text{ cm}$ で、離溶ラメラはほとんどない。累帯構造の見られるものがある。玄武岩との境界は、スポンジ構造になっている。不透明鉱物を含むものが多い。まれに、細粒な斜方輝石を含むものや虫くい状の離溶ラメラを示すものがある。

斜長石 大きさは約 $1 \times 1 \text{ cm}$ で、りん灰石の包有物を含む。

(5) ガブロ

ガブロは斜長石、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石を含む。粗粒スピネルで、内側に斜長石のできていますものがある。斜長石には、累帯構造、アルバイト双晶が見られる。

(6) カコウ閃緑岩

カコウ閃緑岩は、体積で40%くらいが溶けてしまって、褐色ガラスになっている。溶けていない部分は、ほとんど斜長石、石英から成っている。斜長石は、累帯構造が見られるが、かなり変質している。また、急冷によりできたと考えられる細粒斜方輝石を含むものもある。

(7) カコウ岩

カコウ岩は石英、斜長石、マイクロクリンから成る変質した部分がかかなり多い。石英はあまり変質してい

ない。斜長石には、累帯構造が見られる。

(8) 複合捕獲岩

一つの岩片に2種類以上の岩石が認められる時、それを複合捕獲岩 (composite xenolith) という。グループIとグループII、グループIとグループIII及びグループIとグループIIとグループIIIから成る複合捕獲岩が見つかったので、それらについて記載する (Fig. 4)。複合捕獲岩は、地下深部での岩石の生成の前後関係、その他の情報を与える重要なものである。

TK-018 ダナイト (グループI) の中をオルソパイロクシナイト (グループIII) の脈が貫いていたり、オルソパイロクシナイトの中に、ダナイトの破片が取り込まれているのが観察できる。斜方輝石は、狭いところでは細粒モザイク状、広いところでは粗粒他形となっている。また、オルソパイロクシナイト中に、細粒の二次的なカンラン石の脈がある。このダナイト中のスピネルには、斜方輝石の縁 (fringe) がついていることが多い。オルソパイロクシナイト中のスピネルには、細粒なカンラン石の縁がついていることが多い。

TK-009 オルソパイロクシナイト (グループIII) の中に、ダナイト (グループI) の破片が取り込まれている。斜方輝石は、細粒モザイク状で、カンラン石は、斜方輝石に比べ粗粒で、モザイク状である。ダナイト中のスピネルは褐色で、斜方輝石の縁のあることが多い。オルソパイロクシナイト中のスピネルは、他形で、色は緑褐色、灰褐色、灰緑色と変化に富んでいる。

T-033 ダナイト (グループI) をオルソパイロクシナイト (グループIIまたはIII) の脈が貫いている。脈の幅は斜方輝石の結晶一個分しかない (Fig. 4)。ダナイト中のスピネルは、オルソパイロクシナイトの脈の近くのものでは、斜方輝石の縁がついている。オルソパイロクシナイトには、更に、細粒カンラン石の脈がある。

TK-021 ダナイト (グループI) とウェブスタライト (グループII) が、接していて、その境界付近のダナイト中に、オルソパイロクシナイト (グループIII) の脈がある。ダナイト中のスピネルは、オルソパ

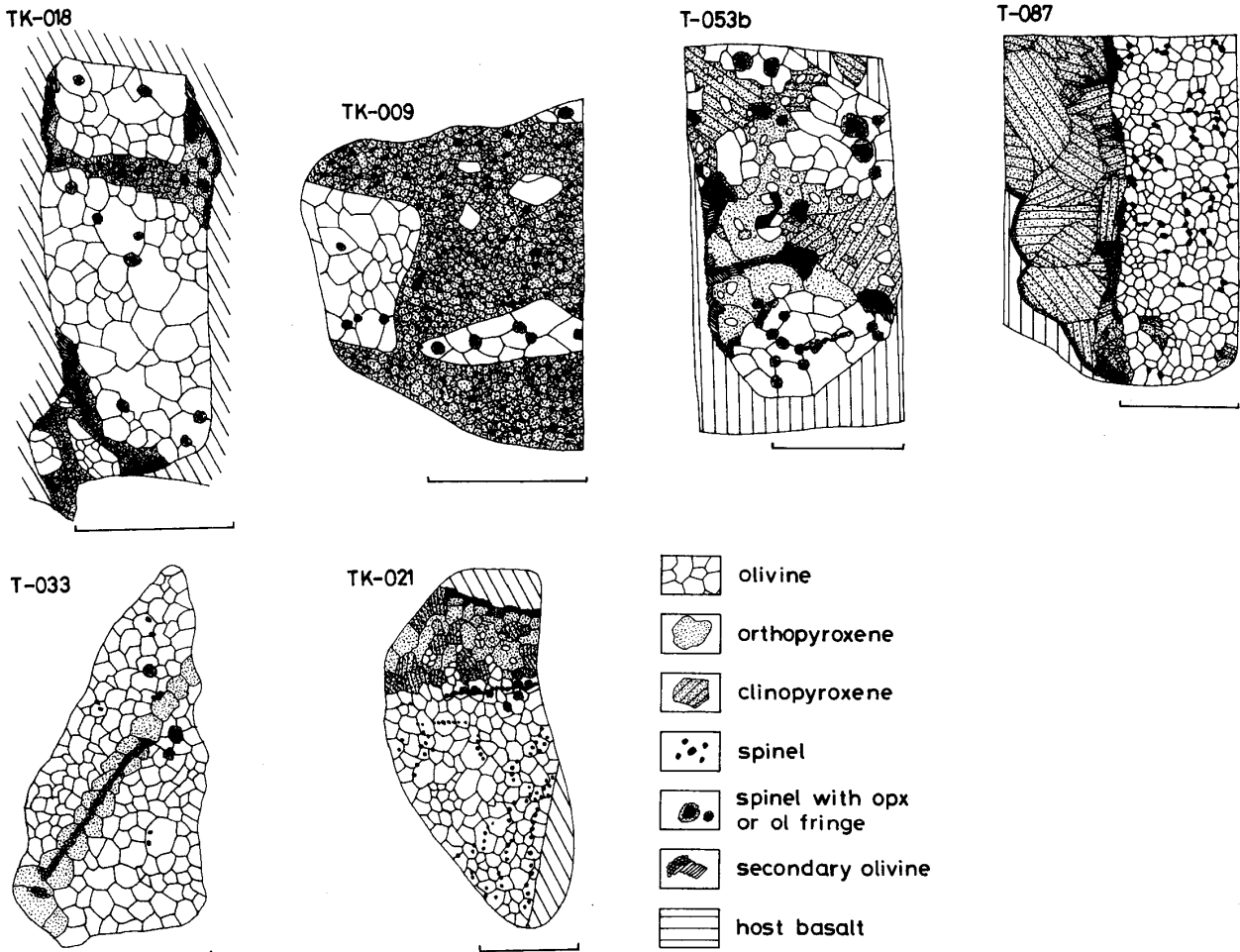


Fig. 4. Microscopic sketches of 6 composite xenoliths (See the text). Scale bar is 1 cm.

イロクシナイトの脈の近くのものでは、斜方輝石の縁がついている。

T-053b ダナイト（グループⅠ）のすき間に、ウェブスタライト（グループⅢ）がはいり込んだような形態を示す。また、ダナイト中に、オルソパイロクシナイト（グループⅢ）の脈がある。ダナイト中のカンラン石に比べ、ウェブスタライト中の輝石は、粗粒で、他形である。ウェブスタライトには、細粒円形のカンラン石が、ポイキリティックに含まれている。ダナイト中のスピネルには、斜方輝石の縁、細粒カンラン石の縁、または、両方の縁がある。ウェブスタライト中のスピネルは、粗粒のものが多く、細粒カンラン石のできていることがある。

T-087 ダナイト（グループⅠ）とクリノパイロ

クシナイト（グループⅡ）が接している。境界には、細粒カンラン石のできていることが多い。単斜輝石は、カンラン石に比べ、かなり粗粒である。

以上より、グループⅠとグループⅢの前後関係は、明確である。すなわち、グループⅢは、グループⅠを捕獲岩として含んだり、グループⅠを脈として貫く事より、グループⅠより新しいことがわかる。

Fig. 4では、明らかではないが、野外では、グループⅠの岩石がグループⅡの岩石に包有される例は、多数観察でき、グループⅡがグループⅠより新しい事は確かである。これは、岩石の組織からも支持される。すなわち、グループⅡの岩石は、鉱物のパッキングが密でなく、また、ソリダス下の平衡も十分ではない。また、グループⅢとグループⅡの前後関係を示すもの

は無いが、グループⅢは、岩石そのものの組織（鉱物のパッキング、再結晶の程度）は、グループⅠに似ており、従って、グループⅡは、グループⅢより新しい可能性が高い。すなわち、生成順序は、グループⅠ、Ⅱ、Ⅲ、となるであろう。

また、この様な複合捕獲岩の存在は、捕獲岩を3つのグループに分ける事の妥当性を示すものである。すなわち、グループⅠの岩石と、グループⅡ、Ⅲの岩石との生成時期が明らかに異なり、違ったシリーズに属する事を示す。

5. 鉱物の化学組成

(1) 粉末X線法によるカンラン石の組成

最も重要な鉱物であるカンラン石の組成を、詳しく検討するために、ダナイト、ウェールライト、カンラン石クリノパイロクシナイトについて、X線回折計(東芝、ADG-102)を使用し、Jackson (1960) のX線測定法により、164個のカンラン石のフォーステライト成分を求めた。走査速度を1/4°/分、チャートスピードを600 mm/時間とし、標準物質 LiF のピークとカ

ンラン石のピークの距離から、次式によりフォーステライト成分の値を求める。

$$Fo = \frac{4.4587 - \Delta x / 4}{0.017855} \quad (\Delta x (cm): \text{LiFのピークとカンラン石のピークの距離})$$

得られた Fo モル%のヒストグラムをFig.5に示す。ダナイト中のカンラン石のFo モル%は、一見してバイモーダルな分布を示す (Fig.5)。すなわちFo₉₀付近とFo₈₅付近に、2つのピークを持っている。

また、これらの一部を EPMA (東大理学部、日本電子製 JXA 5 型) により分析した。両者によって得られた Fo モル%を、Fig.6で対比した。理由は不明であるが、EPMAの方が平均して1モル%程度高いFo含有量を与える (Fig.6)。

(2) EPMAによるハルツバージャイト(T-017)の分析

ハルツバージャイトは、高島では、初めて報告されたものであり、また、マントル物質としても一般に重要であるので、その岩石学的性質を明らかにするために、EPMAにより鉱物の分析を行なった。このハ

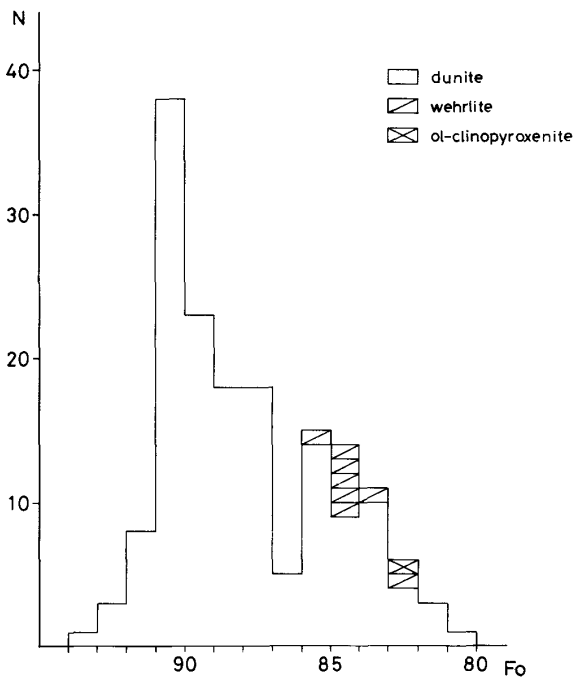


Fig. 5. Frequency histogram of Fo content in olivine from Taka-shima ultramafics determined by X-ray method (Jackson, 1960).

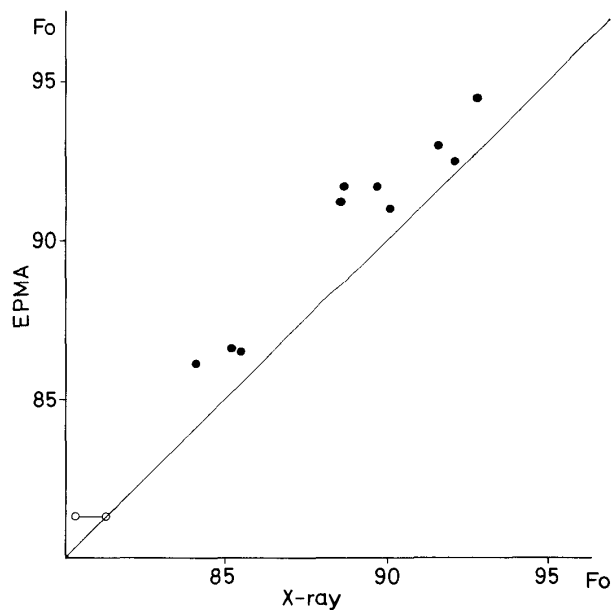


Fig. 6. Correlation of Fo contents in olivine determined by EPMA and X-ray diffractometer. Filled circle, Taka-shima dunites. Open circle, Arato-yama (Fujiwara, 1980MS).

Table 1. EPMA analyses of minerals from harzburgite (T-017).

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52.6	53.2	37.9	38.9	38.4	53.9	52.7	37.2	38.9	38.5
Al ₂ O ₃	1.23	3.86	0.05	0.08	0.04	2.67	2.88	0.07	0.06	0.07
TiO ₂	1.00	0.34	0.01	0.01	0.03	0.16	0.20	0.00	0.03	0.05
FeO*	5.99	9.55	18.3	14.8	15.6	9.68	8.67	14.7	16.2	15.3
MnO	0.20	0.22	0.30	0.26	0.27	0.20	0.16	0.20	0.25	0.26
MgO	17.3	29.5	41.8	44.5	44.0	30.1	31.4	45.6	43.7	45.1
CaO	19.7	1.91	0.22	0.25	0.14	2.19	2.18	0.20	0.19	0.21
Na ₂ O	0.50	0.09	0.02	0.02	0.04	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00
NiO	nd	nd	nd	0.19	0.25	nd	nd	0.30	0.15	0.17
Cr ₂ O ₃	0.61	0.30	0.03	0.02	0.02	0.29	0.42	0.00	0.00	0.02
Total	99.1	99.0	98.6	99.0	98.8	99.3	98.7	98.3	99.5	99.7
Mg	0.497	0.814	0.800	0.840	0.832	0.811	0.830	0.845	0.825	0.837
Ca	0.407	0.038	0.003	0.003	0.002	0.042	0.041	0.003	0.003	0.003
Fe*	0.096	0.148	0.197	0.157	0.166	0.146	0.129	0.152	0.172	0.160
Mg*	0.838	0.846	0.803	0.843	0.834	0.847	0.866	0.847	0.828	0.840

No. 1, clinopyroxene. Nos. 2, 6 and 7, orthopyroxene. Nos. 3 to 5, and 8 to 10, olivine.
See Fig. 7 for analyzed points. FeO* and Fe*, total iron as FeO and Fe, respectively.
Mg*, Mg/Mg + Fe* atomic ratio.

ルツバージャイトは、カンラン石と斜方輝石がほぼ半分ずつ含まれ、単斜輝石はほとんど存在しない。また、スピネルも含まれず、代わりに球形の磁硫鉄鉱がカンラン石中に包有されている。ルツバージャイトの鉱物の分析結果をTable 1に、組織のスケッチおよび分析箇所をFig. 7に示した。カンラン石は、粗粒なもの、細粒でポイキリティックに斜方輝石に含まれるもの、ともに、ノーマルな累帯構造を示す(Table 1, Fig. 7)。最もMgに富むものはFo_{84.7}、NiO 0.30 wt %を与える。No. 3 (Table 1)はFo_{80.3}とMgに乏しいが、これは母岩の液との反応で生じた二次的なものである。斜方輝石は、粒子の中心部は、Mg/Mg+Fe* 原子比が、0.846~0.847 (No. 2とNo. 6)であるのに対して、粒子の縁辺部で、同比が0.866を示し、逆の累帯構造を示す。CaO含有量、Ca/Mg+Fe*+Ca 原子比は、それぞれ、2 wt%、0.04前後と、かなり高い値を示す。Cr₂O₃も0.3~0.4 wt%含まれる。単斜輝石は、斜方

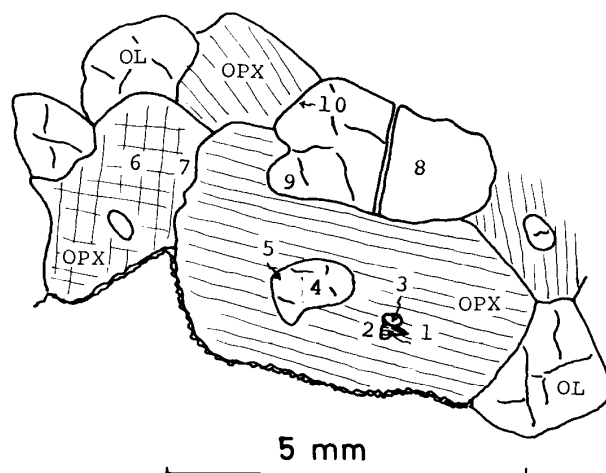


Fig. 7. Microscopic sketch of harzburgite (T-017) (orthopyroxene-rich part), showing analyzed points (Nos. 1 to 10) by EPMA. See Table 1.

輝石中の細いラメラ, または, ブレブとして産するのみである. No. 1 (Table 1) は, まれに存在するブレブの分析値である. $Mg/Mg+Fe^*$ 比は 0.838 と比較的低い, またCa含有量も低い. Cr_2O_3 を 0.6 wt % 含むクロム・オーゾナイトである.

このハルツバージャイトは, Feに比較的富むこと, クロムスピネルを欠き, 磁硫鉄鉱を含むことが特徴で, いわゆるマントル・カンラン岩としてのハルツバージャイトとは, 明らかに異なる.

また, 平衡温度は, 単斜輝石のCa含有量が低いのに対して, 斜方輝石が比較的Caに富む事, 単斜輝石とカンラン石のMg—Feのみかけの分配定数が1に近い事等から, かなり高い (おそらく 1200 °C 以上) と思われる. しかし, 斜方輝石中にラメラが存在すること, キンク・バンドが認められることから, ソリダス下での再結晶は, 受けている様に思える.

6. 考 察

マントルの進化が, 初生マントル物質であるとされているレールゾライトから始まるとすると, 部分溶融によって生じた液が分別された場合, 残りの固相は, ハルツバージャイト, もしくは, 単斜輝石にやや乏しいレールゾライトになる. 液が, さほど上昇せずに固結すると, ウェブスタライト, もしくはカンラン石ウェブスタライトになる. この系列の上部マントル物質は, 一の目瀉, 三の目瀉より得られる (佐伯, 1979MS; ARAI and SAEKI, 1980). 液が上昇した場合は, カンラン石の領域の拡大により, ダナイトの形成が見られる. 引き続きパイロクシナイト類が形成される. この系列の上部マントル物質は, 西日本各地において得られる (例えば, TAKAHASHI 1978; 藤原, 1980 MS). 従って, 上部マントルの一般的な構

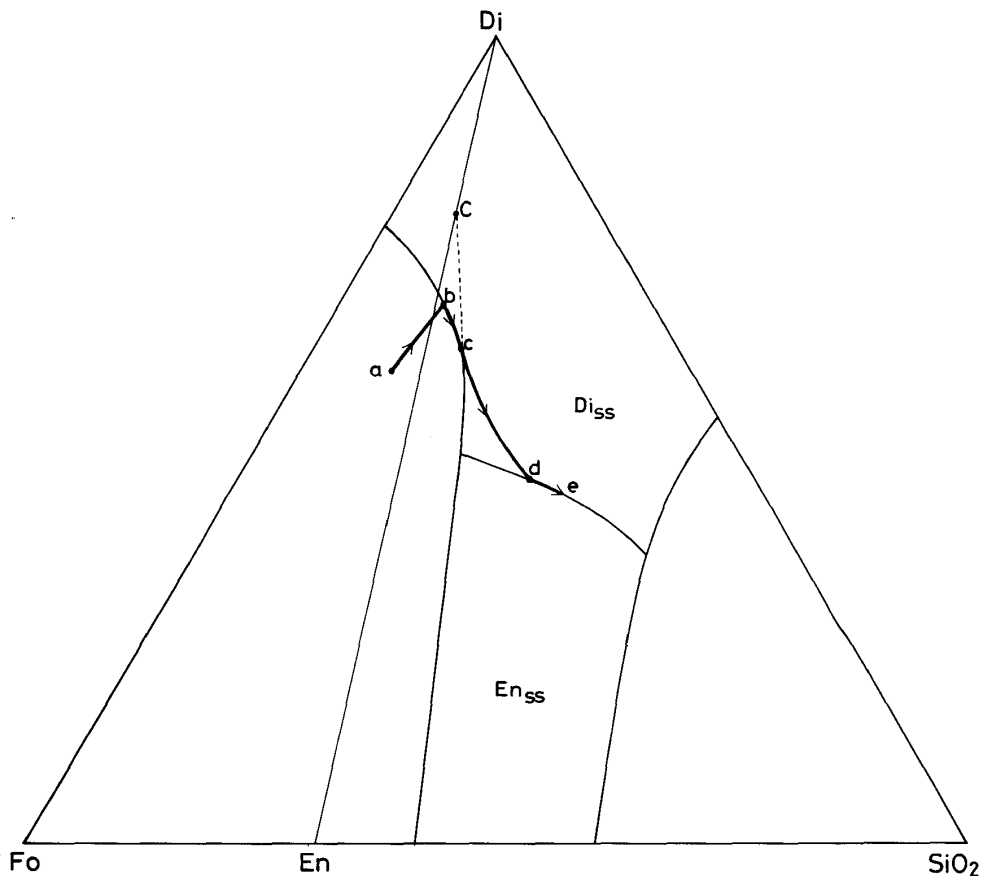


Fig. 8. Schematic phase diagram of forsterite (Fo)-diopside (Di)- SiO_2 system, showing genesis of Group I ultramafics from Taka-shima (after Obata, 1972). En_{SS}, enstatite solid solution. Di_{SS}, diopside solid solution (See the text).

造としてハルツバージャイトまたはレールゾライト（これらをマントル・カンラン石という）の上、もしくは中にポケット状に、ダナイト、パイロクシナイト等の結晶沈積作用によってできた岩石（この部分をキュムラス・マントルという）が存在する場合が考えられる。

高島の超塩基性捕獲岩には、マントル・カンラン岩は存在せず、すべてキュムラス・マントル起源であると考えられ、前述の様に、組織から、I、II、IIIの3つのグループに分ける事ができる。

グループIの生成は、OBATA（1972MS）が考えた様に、Fig.8において考える事ができる。Fig.8に示した様な液相境界線は、ある程度以上の高压では、水の存在下でのみ実現される（例えば、KUSHIRO, 1969）が、高島のグループIの様に多量のクリノパイロクシナイトを作るためには、Fig.8の様な液相境界

線の位置が必要である。a点の液を出発点とする完全分別結晶作用を考えると、Fig.8でaからbまでは、カンラン石のみを晶出（ダナイトの生成）し、bからcまでは、カンラン石と単斜輝石がコテクティックに晶出する（カンラン石クリノパイロクシナイトの生成）。c点で——単斜輝石の組成がcになった時、カンラン石と単斜輝石のコテクティックな関係は終り、反応関係が生じる。このため、液は単斜輝石の領域に入り、クリノパイロクシナイトを沈積する。dにおいて液は、単斜輝石と斜方輝石のコテクティックな液相境界線に到達し、ウェブスタライトを生成しながらeの方向へ進む。この様にして、一連のグループIの諸岩石の生成は説明され得る。但し、ウェールライトは、相平衡図からは生成が不可能である。おそらく、ダナイトとカンラン石クリノパイロクシナイト（またはクリノパイロクシナイト）の混合物か、単斜輝石が、粒

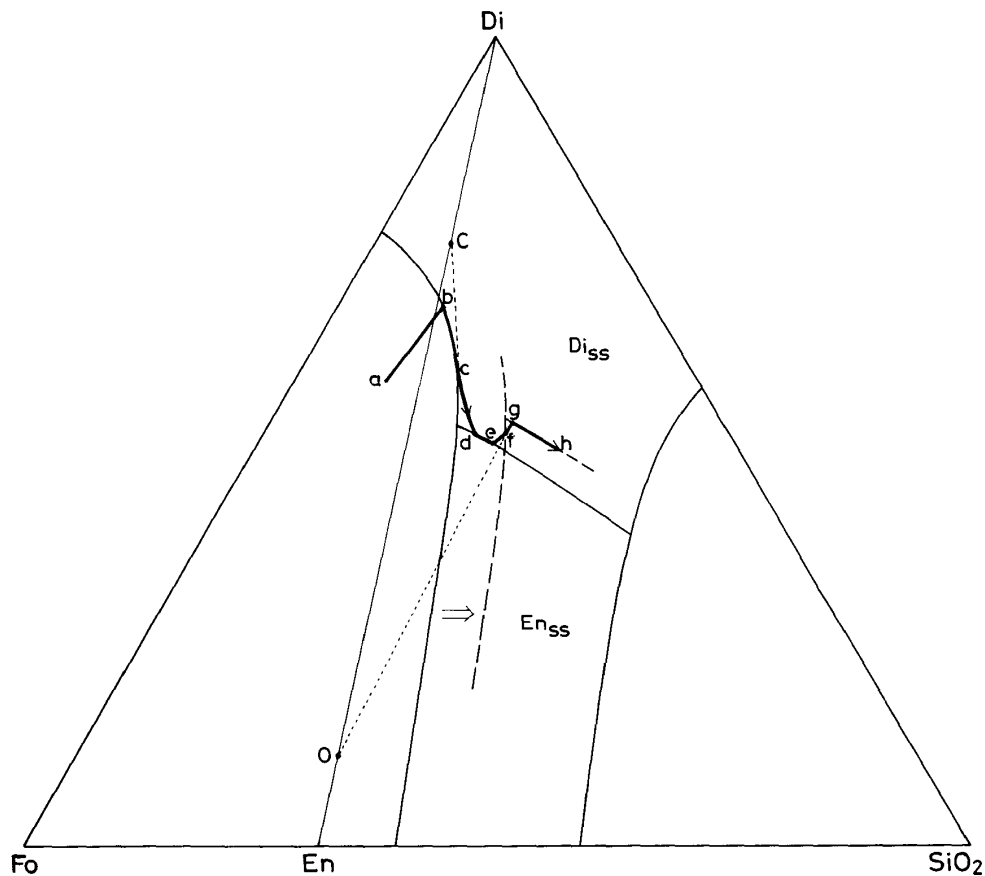


Fig. 9. Schematic phase diagram of forsterite (Fo)-diopside (Di)-SiO₂ system, showing genesis of Group II ultramafics from Taka-shima (See the text).

間の液相から晶出したカンラン石沈積岩であろう。

グループIIの諸岩石は、その産状、組織から判断して、グループIとは全く別のマグマ活動によって生成されたと考えられる。Fig.9に、やはり仮想的な相平衡図をかかげ、グループIIの一連の岩石の生成を考えてみる。aからeまでは、本質的には、Fig.8と同じである。eにおいて、減圧その他により、カンラン石領域の拡大があったとする。そうすると、e点はカンラン石の領域に入り、eからfで再びダナイトの生成がある事になる。fにおいて、液は斜方輝石の領域にぶつかり、Oの斜方輝石を出しつつ、gへ進む。この間オルソパイロクシナイトが生成される。gで液は、単斜輝石と斜方輝石の液相境界に到達し、hへ向かう。この間、ウェブスタライトが生成される。eの時点における、カンラン石領域の拡大は、グループIIに属するカンラン石-斜方輝石沈積岩（ハルツバージャイト、カンラン石・オルソパイロクシナイト、オルソパイロクシナイト）の生成を可能にするために仮定したものである。ハルツバージャイト（T-017）は、カンラン石の多い部分と斜方輝石の多い部分からなり、ダナイトとオルソパイロクシナイトとの混合物である可能性がある。すなわち、e→f→gの間に沈積結晶が混合してハルツバージャイトができた。ハルツバージャイト（T-017）中のカンラン石は $Fe_{0.84}$ 前後の組成（Table1）で、比較的Feに富み（Fig.5, Fig.6）、Fig.9において、ハルツバージャイトの生成が比較的後期に起こると矛盾しない。Fig.5における、Feに富むグループのダナイトは、Fig.9でいうと、e→fの間で生成されたものであろう。これは、ハルツバージャイト（T-017）のカンラン石の組成 $Fe_{0.84}$ （EPMAで決定）は、Fig.5で $Fe_{0.82} \sim Fe_{0.83}$ に相当する（Fig.6を見よ）——即ち、Feに富むグループのダナイト中でも、よりFeに富むダナイトのカンラン石の組成に相当する事とも矛盾しない。

ダナイトは、すべてグループIに属するとしてきたが、輝石類を含まない岩石では、分類の決め手が無く、従ってダナイトの一部は、グループI以外に属する可能性がある。従って、ダナイトの一部はグループIIに属するものとするれば、Fig.5のよりMgに富むグループ

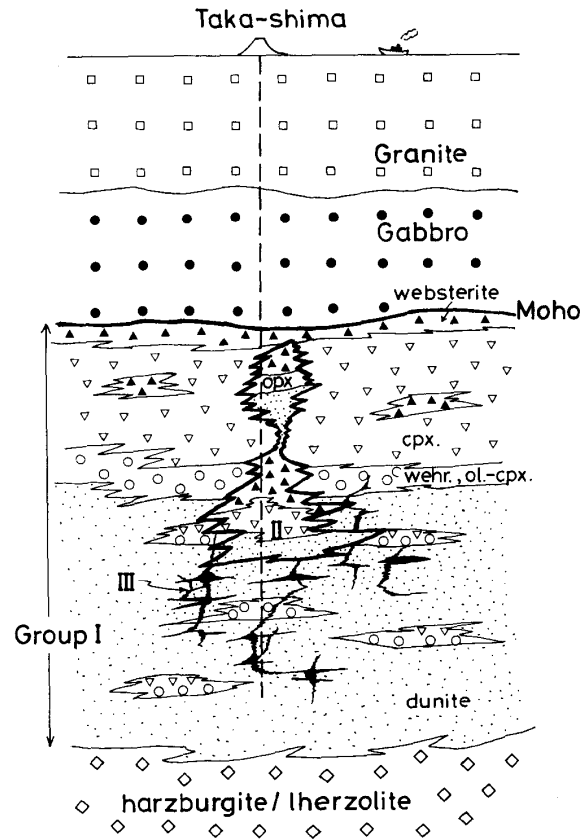


Fig. 10. Schematic cross section beneath Taka-shima. Not to vertical scale.

のダナイトは、Fig.8とFig.9のa→bの間で作られ、よりFeに富むグループのダナイトはFig.9のc→fの間で作られたものであるとする解釈も可能である。

グループIIIの岩石は、ほとんどすべて、輝石類とスピネルがコテクティックに晶出したものであると思われる。グループI, IIのパイロクシナイトを作ったものとは、全く異なった組成の液から生成されるものであろう。

高島付近の地下深部の構造を推定してみると、Fig.10の様になる。グループIの岩石は、捕獲岩としての出現頻度が最も高く、おそらく、マントル・カンラン岩（ハルツバージャイトまたはレールズライト）とモホ面間に、厚く存在していると思われる。下部ほどダナイトが多く、上部には、クリノパイロクシナイトの厚い層が存在する。グループIIIの岩石は、ほぼダナイト中

にのみごく少量網目状に存在する。これらを切って、グループⅠのダナイト層中に、大きなポケット状に、グループⅡの岩石よりなる岩体がある。ポケットは、上下2つに分かれ、上のポケットには、Feに富むダナイト、ハルツバージャイトが存在する。

高島の下には、かなり複雑なプロセスで作られたキュムラス・マントルが厚く分布している。高島のアルカリ玄武岩を作ったマグマは、キュムラス・マントル中の溜りから噴出したために、マントル・カンラン岩を欠き、キュムラス・マントルを表わす多様の超塩基性岩より成る一連の捕獲岩が得られたのであろう。

謝 辞

この研究に使用した捕獲岩の採集にあたり、静岡大学理学部地球科学教室の、藤原正人（現在 池田市役所）、衣笠誠一郎、土山宏氏に大変お世話になりました。また藤原正人氏には、捕獲岩についての議論をしていただきました。東京大学理学部の久城育夫教授、中村保夫助教授には、E P M Aの使用を許可していただきました。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- ARAI, S. and SAEKI, Y. (1981), Ultramafic-mafic inclusions from Sannomegata Crater, Oga peninsula, Japan, with special reference to the petrographical difference from the Ichinomegata inclusions. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **86**, 705-708.
- FUJII, T. (1974MS), Petrology of Hamada nephelinite and associated ultramafic and mafic inclusions. Unpublished Thesis, University of Tokyo.
- 藤原正人 (1980MS), 荒戸山玄武岩中の包有物. 静岡大学理学部卒論.
- ISHIBASHI, K. (1970), Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from northern Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, **20**, No. 1., 85-146.
- JACKSON, E. (1960), X-ray determinative curve for natural olivine of composition Fo80-90. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **400-B**, 432-434.
- KUNO, H. (1964), Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-shima, north Kyushu, Japan. *Advance Front. Geol. Geophys.*, 205-220.
- KUSHIRO, I. (1969), The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. Jour. Sci.*, **267A**, 269-294.
- OBATA, M. (1972MS), Petrography and petrogenesis of ultramafic inclusions from Taka-shima, northern Kyushu, Japan. Unpublished Thesis, Kanazawa University.
- 佐伯泰広 (1979MS), 秋田県一の目潟及び三の目潟より得られた捕獲岩の研究. 静岡大学理学部卒論.
- TAKAHASHI, E. (1978), Petrologic model of the crust and upper mantle of the Japanese Island Arcs. *Bull. Volcanol.*, **41-4**, 529-547.
- YAMAGUCHI, M. (1964), Petrologic significance of ultramafic inclusions in basaltic rocks from southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, **15**, No. 1, 163-219.