

島根県大糞山産リンバーク岩

石橋, 澄
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4705292>

出版情報 : 九州大学理学部研究報告. 地質学. 12 (3), pp.263-271, 1977-02-28. 九州大学理学部
バージョン :
権利関係 :

島根県大糞山産リンバーク岩

石橋 澄

On the limburgite from Ōgusoyama, Shimane Prefecture, Japan

Kiyoshi ISHIBASHI

Abstract

Ōgusoyama, situated about 15km southwest of Hamada city, Shimane Prefecture, is a famous locality for the occurrence of limburgite.

The phenocryst clinopyroxenes show remarkable compositional zoning made up of inner aluminian augite and of outer titan-augite. In rare cases, however, three zones are recognized in some crystals, which made up of chrominian diopside core, of aluminian augite intermediate zone and of titan-augite outer margin. Optical properties and chemical compositions of constituent minerals in limburgite as well as bulk chemical compositions of the host rocks are presented. The optical and chemical data suggested that most megacrysts in limburgite are formed from some basaltic magma near uppermost mantle or lowest crust, but they are no more in equilibrium with limburgite magma at volcanic condition.

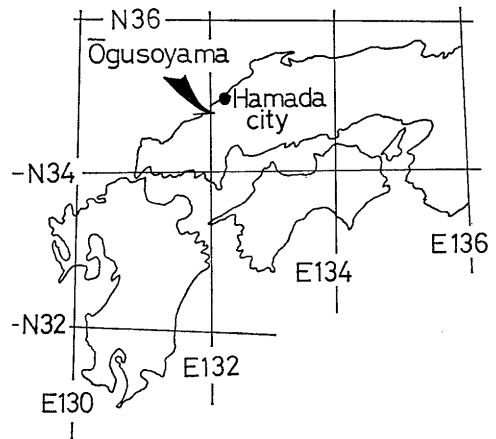
I. 緒 言

島根県浜田市西南方に位置する大糞山のリンバーク岩は日本では余り多く産出しない特異な岩石であるので古くから多くの人々の注目を集めて来た。鈴木(1897)は1/20万の図幅調査に際し大糞山のリンバーク岩の噴出時代及び構成鉱物の概略について述べている。また大糞山のリンバーク岩の化学組成は横山によってなされた分析値が WASHINGTON の Table(1917)に集録されている。富田(1932)は大糞山のリンバーク岩に2つのタイプがあることを指摘しそれらの構成鉱物の光学的性質から斑晶かんらん石のある種のものとは同源捕獲結晶であることを述べている。YAMAGUCHI(1964)はリンバーク岩に含まれる塩基性～超塩基性包有物及び斑晶輝石について報告を行なっている。筆者は1964年以降数回にわたって大糞山及び津山・吉備高原の同種岩類の調査研究を行なってきた。今回は大糞山のリンバーク岩及びその中に含まれる斑晶鉱物及び塩基性～超塩基性包有物について報告を行ない諸賢の御批判を仰ぎたい。この研究を行なうに当り九州大学生産科学研究所山崎達雄教授は同研究所の XMA の使用を許可された。また同研究所甲斐辰次氏はリンバーク岩の構成鉱物を分析する際に御協力をいただいた

た。記して感謝の意を表わす。なおこの研究に要した費用の一部は文部省科学研究費を使用した。

II. 一般地質

大糞山は島根県浜田市の南西約15km(N 34°47', E132°01')の所に位置する標高約250mの小さな丘である(第1図)。現在リンバーク岩は丘の頂部から約50m位の厚さを有し、基盤の角閃石黒雲母花崗閃緑岩



第1図 島根県浜田市西南方大糞山の位置図
Fig. 1. Locality of Ōgusoyama, Shimane Prefecture, Japan.

及び前記花崗閃緑岩により接触変成作用を受けた古生層（多分三郡変成岩類）の境界部に噴出したものである。リンバーク岩の下部はスコリヤなどの火山砕屑物からなり上部に行くに従って熔岩の量が増加し柱状節理も認められる。基盤の花崗閃緑岩類やホルンフェルス化した三郡変成岩類の岩片は下部のスコリヤや火山

砕屑物の中にしばしば含まれているが、リンバーク岩の熔岩中には余り多くは含まれていない。また火山砕屑物の中にはしばしば1~5 cmに達するピッチ黒色の単斜輝石や斜方輝石の巨大斑晶が含まれている。一方リンバーク岩の中には径6 cm以下の塩基性~超塩基性岩片及び3 cm以下の巨大輝石斑晶が普遍的に含まれて

第 1 表 大蕨山産リンバーク岩構成鉱物の光学的性質
Table 1. Optical properties of constituent minerals in limburgite from Ōgusoyama.

Phenocryst	Groundmass
Olivine	Olivine around orthopyroxene phenocryst
a) megacryst	$\alpha = 1.665$ $\gamma = 1.704$
$\alpha = 1.656$ $\gamma = 1.696$	Fo ₈₅₋₈₈
Fo ₈₉₋₈₅	Clinopyroxene
b) phenocryst	a) Ti-augite
$\alpha = 1.658$ $\gamma = 1.699$	$\alpha = 1.705$ $\beta = 1.709-1.713$ $\gamma = 1.729$ $2V(+) 52^\circ$
Fo ₈₇₋₈₁	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wo}_{41} \\ \text{En}_{26} \\ \text{Fs}_{31} \end{array} \right.$
Clinopyroxene	Pleochroism
a) megacryst (Al-augite)	X = reddish yellow
$\alpha = 1.702$ $\beta = 1.708-1.711$ $\gamma = 1.723$ $2V(+) 50^\circ$	Y = reddish brown
$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wo}_{36} \\ \text{En}_{30} \\ \text{Fs}_{34} \end{array} \right.$	Z = brownish red
b) phenocryst (Ti-augite)	b) Pigeonite-pigeonitic augite around orthopyroxene phenocryst
$\alpha = 1.700$ $\beta = 1.710-1.713$ $\gamma = 1.725$ $2V(+) 50^\circ$	$2V(+) 5-20^\circ$
$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wo}_{39} \\ \text{En}_{26} \\ \text{Fs}_{35} \end{array} \right.$	Plagioclase
Pleochroism	$\alpha = 1.552$ $\gamma = 1.563$
X = reddish yellow	An ₅₅₋₄₉
Y = brownish red	Natrolite
Z = brownish red	$\alpha = 1.473$ $\gamma = 1.481?$
Orthopyroxene	Thomsonite
$\alpha = 1.675$ $\gamma = 1.688$	$\alpha = 1.510$ $\gamma = 1.519$
En ₈₈₋₈₅	Glass
partly decomposed to aggregate of olivine, augite and pigeonite at the margin.	a) brown glass with olivine and pyroxene N=1.521
	b) colorless glass with zeolites N=1.515
	Other minerals
	Magnetite, Ilmenite, Chromite, Sodalite(?), Analcime, Apatite and Aenigmatite like mineral.

Optical properties of constituent minerals in peridotite inclusions.

Olivine	Clinopyroxene (Cr-diopside)
$\alpha = 1.654$ $\gamma = 1.695$	$\alpha = 1.671$ $2V(+) 55^\circ$
Fo ₉₁₋₈₈	$\beta = 1.677-680$ $\gamma = 1.695$
	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Wo}_{44} \\ \text{En}_{60} \\ \text{Fs}_8 \end{array} \right.$

いる。噴出時代は余り明確でないが附近に分布する砂礫層（洪積世？）の上位に噴出したものと考えられるので一応洪積世に活動したものと推定する。

III. リンバーク岩の記載

大糞山産リンバーク岩は暗黒色～灰黒色を呈し緻密堅硬な石基中に径6cm以下の黄色かんらん石団塊，黒色輝石団塊，径1.5～2mmのかんらん石斑晶および長さ1～2cm位の黒色輝石斑晶を伴う。風化すると岩石の表面は褐色化する。かんらん石団塊は風化に弱いせいか団塊の部分が褐鉄鉱化が著しく，場所によっては団塊の部分が完全に流出し穴になったり，著しく窪んだものが認められる。余り多くはないが孔隙に沸石鉱物が認められる。

鏡下では斑晶鉱物としてかんらん石，単斜輝石，斜方輝石，磁鉄鉱等が認められる。一方石基は単斜輝石，かんらん石，ピジョン輝石，磁鉄鉱，クローム鉄鉱，チタン鉄鉱，燐灰石，エニグマタイト様鉱物，褐色ガラス，ソーダ沸石，トムソン沸石，方沸石(?)ソーダライト様鉱物などからなる。斜長石は長柱状のものが極めて少量存在するが，薄片によっては認められないものもある。

a) かんらん石

かんらん石の斑晶は通常2mm以下の自形結晶が多い

が，しばしば5mm～2cmに達する巨大斑晶が含まれる。これら巨大斑晶は塩基性～超塩基性包有物を構成していたかんらん石が分離してリンバーク岩中に遊離分散して斑晶状を呈している可能性が高い。すなわち通常斑晶は自形を示す結晶が多いが，巨大斑晶及び通常斑晶でも他形や破形を示す結晶は明瞭な Translation lamella が認められるものが多い。一方塩基性～超塩基性包有物を構成するかんらん石はしばしば Translation lamella が認められたり (YAMAGUCHI, 1964)。単結晶の種々の部分の方位が少しずつ異なってモザイク状を呈するものが認められる。自形を示す通常斑晶は弱いけれども内部より外部に向かって Fa 成分が増加する累帯構造を示す。

石基かんらん石は0.3mm以下の粒状～自形を示す。また斜方輝石が分解している部分に反応縁状に生成しているかんらん石は細長い虫状を示す (第5図C)。

かんらん石は斑晶，石基を問わず一般に結晶は極めて清透である。薄片により結晶の外縁部が黄色～黄褐色化している，この場合その部分にはしばしば磁鉄鉱が生成している。

包有物としてクローム鉄鉱，磁鉄鉱及び燐灰石の結晶が認められる。斑晶及び石基かんらん石の屈折率及び他の光学的性質は他の構成鉱物と共に第1表に示す。

第2表はかんらん石の化学分析値を示す，No. 1 は

第2表 かんらん石の化学組成と原子比
Table 2. Chemical composition and atomic ratios of olivines.

No.	1	2	3	No.	1	2	3
SiO ₂	38.77	39.29	39.54	Si	0.969	0.967	0.961
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	Al	0.012	0.011	0.009
Al ₂ O ₃	0.39	0.25	0.39	Fe ⁺⁺⁺	0.018	0.011	0.027
Cr ₂ O ₃	—	—	0.03	Fe	0.228	0.184	0.217
Fe ₂ O ₃	0.85	0.93	0.74	Mn	0.003	0.003	0.003
FeO	11.10	12.14	8.97	Mg	1.796	1.841	1.802
MnO	0.14	0.17	0.14	O	4.000	4.000	4.000
MgO	48.50	47.36	50.17				
CaO	0.00	0.00	0.00		FO ₈₈	FO ₈₈	FO ₉₂
Na ₂ O	0.03	0.04	0.03				
K ₂ O	0.01	0.01	0.01				
H ₂ O ⁺	nd.	nd.	nd.				
H ₂ O ⁻	nd.	nd.	nd.				
P ₂ O ₅	<0.01	0.01	<0.01				
Total	99.79	99.94	100.03				

No.1: megacryst olivine in limburgite.

No.2,3: olivine from basic and ultrabasic inclusions in limburgite.

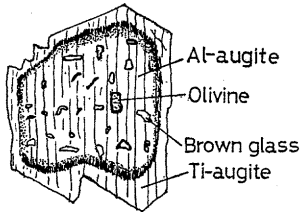
長さ20mmに達する巨斑晶かんらん石, No. 2, 3 はリ
ンバーグ岩に含まれる塩基性~超塩基性団塊に含まれ
るかんらん石の化学組成を示している.

b) 単斜輝石

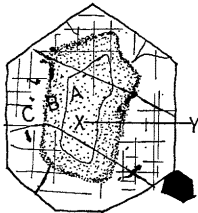
単斜輝石はその大きさから次の三つに区分するこ
とが出来.

- i) 巨斑晶 (長さ10~40mm)
- ii) 普通斑晶 (長さ0.5~3mm)
- iii) 石基 (0.2mm以下)

巨斑晶は肉眼的にピッチ黒色を呈しており下部のスコ
リヤ中に含まれるもので稀にP面(111), a面(100),
b面(010), m面(110)の結晶面が認められるもの
がある. 鏡下では大部分の結晶は外縁部が融蝕されて丸
味を帯びたり, 強い湾入を示す. また結晶の内部がド
ット状に褐色ガラスが生成されているものや結晶全体
が蜂巢状構造を呈するものもある. 累帯構造は明瞭で
しばしば融蝕形を示す巨斑晶の外側にチタン普通輝石
が取り囲んでいるのが観察される(第2図). 第2図の
内部は弱に靑紫色を呈し極めて弱い多色性を示す, こ
れに反して外部は赤紫色を呈し屈折率も高く干渉色も
高い, また明瞭な多色性が観察される. 累帯構造は内
部から外縁に向かってAl-普通輝石→チタン普通輝石へ
変化する. 稀に第3図に示すような3つの累帯からな

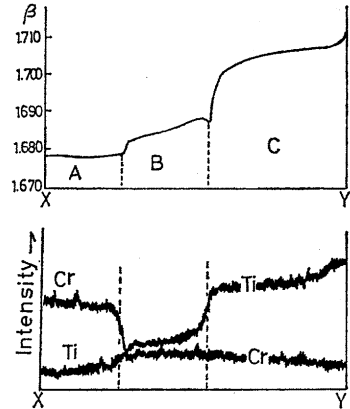


第2図 巨斑晶単斜輝石の累帯構造
Fig. 2. Zonal structure of clinopyroxene megacryst.



第3図 3つの累帯を持つ単斜輝石巨斑晶
Fig. 3. Clinopyroxene megacryst with three compositional zones.

- A : Cr-diopside 2V(+)55°, β =1.679
- B : Al-augite 2V(+)50°, β =1.688
- C : Ti-augite 2V(+)52°, β =1.708



第4図 第3図のXY方向に於ける β 屈折率の
変化およびXMAによるCr, Tiの特性X線
強度変化
Fig. 3. Diversity of β index in direc-
tion of X Y in Fig. 3 and scanning
profile of Cr and Ti $K\alpha$ of the same
direction.

る結晶が存在する. このような3つの累帯からなる巨
大斑晶(径1cm)のZ軸に垂直に切断した薄片が得られ
たので先ず各部の光軸角を測定し, その薄片を使って
屈折率 β を測定した, その結果は第4図に示してある.
同様な累帯構造を示す結晶の研磨薄片を作り XMA
を用い Ti, Crの特性X線強度を測定した, その結果
は第4図に示す. 同時に中心から外部に至る屈折率の
変化も示してある.

普通斑晶は大部分が自形結晶で赤紫色を呈するチ
タン普通輝石である. 累帯構造は顕著で連続的に内部よ
り外部に向って赤紫色が濃くなる. しばしば強い分散
のため完全に消光しない結晶が認められる. 砂時計構
造を示す結晶は普通に認められる.

石基は短柱状自形結晶で赤紫色を示し多色性を有す
るチタン普通輝石である. 斑晶の外縁部を構成するチ
タン普通輝石と石基を構成するものは光学的性質から
類推するとほぼ同一の組成であると言えることができる.
石基チタン普通輝石の他, 斜方輝石斑晶が分解してい
る部分に粒状のピジョン輝石~ピジョン輝石質普通輝
石が生成している.

第3表は普通斑晶輝石, 巨斑晶輝石および塩基性~
超塩基性包有物より分離された単斜輝石の化学組成を
示している.

c) 斜方輝石

斜方輝石は2mm-10mm程度の大きさを示し斑晶のみ
で石基には存在しない. 結晶は比較的均質で強い累帯
構造や多色性は認められない. 一般に外縁部が分解さ

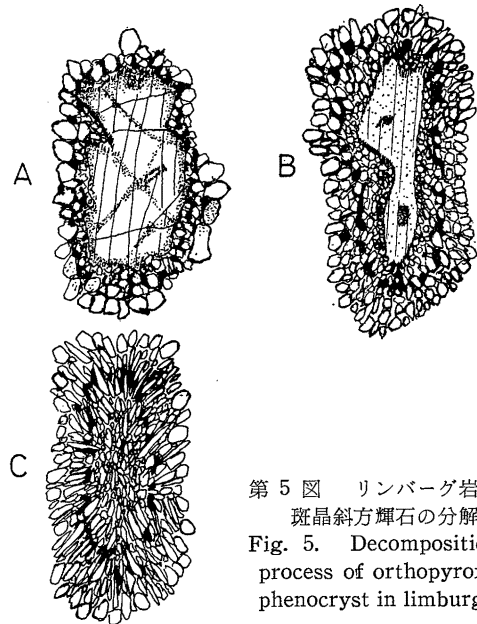
第 3 表 単斜輝石の化学組成と原子比

Table 3. Chemical composition and atomic ratios of clinopyroxenes.

No.	1	2	3	No.	1	2	3
SiO ₂	51.47	48.29	50.92	Si	1.887	1.758	1.846
TiO ₂	1.69	1.32	0.39	Al	0.113	0.242	0.154
Al ₂ O ₃	5.71	9.23	6.71	Al	0.111	0.151	0.133
Fe ₂ O ₃	2.23	2.92	1.56	Ti	0.046	0.035	0.011
FeO	3.69	3.92	3.10	Fe	0.062	0.079	0.043
MnO	0.146	0.14	0.13	Fe	0.112	0.118	0.094
MgO	14.74	15.81	17.98	Mn	0.004	0.004	0.004
CaO	18.35	17.28	17.50	Mg	0.693	0.633	0.697
Na ₂ O	1.52	1.27	0.98	Mg	0.119	0.229	0.279
K ₂ O	0.06	0.07	0.02	Ca	0.721	0.675	0.681
H ₂ O ⁺	0.15	nd.	0.11	Na	0.156	0.092	0.070
H ₂ O ⁻	0.08	nd.	0.15	K	0.004	0.004	—
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	O	6.00	6.00	6.00
Total	99.83 ₉	100.25	99.55				

- No. 1: phenocryst clinopyroxene in limburgite.
- No. 2: megacryst clinopyroxene in limburgite.
- No. 3: clinopyroxene from basic and ultrabasic in clusions.

れ肉眼的には黄緑色の表皮に包まれたように見える。鏡下でこれらはかんらん石、ピジョン輝石*、普通輝石、磁鉄鉱等の集合体である。また分解されていない斜方輝石の部分にしばしば translation lamella や単一の結晶がモザイク状の消光を示すものが観察される。第 5 図は斑晶斜方輝石の分解の過程を示す。第 5-A 図は斜方輝石の外縁部にかんらん石、普通輝石、ピジョン輝石* 及び鉄鉱類の集合体が生成し始め斜方輝石の外縁部は屈折率が低下している。生成されたかんらん石は通常の石基部分のかんらん石より屈折率は高く、また普通輝石は多色性は認められない。斜方輝石の内部は部分的にガラスが生成したり塵埃状物質が不規則に広がり結晶は汚濁化している。第 5-B 図は更に分解が進み中心部の斜方輝石は小さくなり分解生成物の帯は肥大化している。分解生成物で内側（斜方輝石に近い部分）と外側では生成した結晶の粒度が異なり内部程細粒で外部程粗粒になっている。第 5-C 図は中心部の斜方輝石は完全に消失し反応生成物であるかんらん石、普通輝石、ピジョン輝石及び鉄鉱類の集合体のみとなっている。これは 5A, 5B 図から類推すると反応生成物は斜方輝石の仮像であると考えられる。富田 (1931) はこのような鉱物の集合体に対し疑斜方輝



第 5 図 リンバーグ岩中の斑晶斜方輝石の分解過程
Fig. 5. Decomposition process of orthopyroxene phenocryst in limburgite.

- 5 A : 斜方輝石の外縁部にかんらん石、普通輝石及びピジョン輝石等の集合体が生成し始め内部は塵埃状物質やガラスが生じている。
- 5 B : 中心部の斜方輝石は小さくなり分解生成物の帯は肥大化している。
- 5 C : 中心部の斜方輝石は完全に消失し分解生成物のみに変化している。

*ピジョン輝石～ピジョン輝石質普通輝石を含む

石 (Pseudohypersthene) と命名している。

d) 鉄鉱類

i) クローム鉄鉱

クローム鉄鉱は微斑晶として存在し 0.5~1mm の大きさを示す。薄片では濃赤色~黝赤褐色を示す。大部分の結晶は累帯構造を示し中心部が濃赤褐色で外部に向って濃緑色~不透明となる。このことから内部はクローム鉄鉱で外部に向かってヘルシナイトまたは磁鉄鉱へと変化しているものと考えられる。

ii) チタン鉄鉱

大部分 0.5mm 以下で板状または樹枝状をなして産出する。

iii) 磁鉄鉱

0.5mm 以下の半自形~自形結晶で石基中に普遍的に存在する。斜方輝石が分解している部分や、かんらん石の変質が著しい部分に多量に産す。微斑晶~斑晶として稀に出現する。

e) 燐灰石

針状でガラス中に多く存在する、その他かんらん石の中に微細な虫状の包有物として認められる。

f) エニグマタイト様鉱物

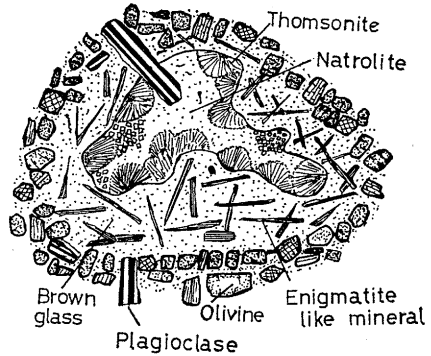
晶洞部やガラスが多い部分のみに出現する。赤色味を帯びた褐色~褐緑色を示し強い多色性を示す。結晶は長さ 1mm 程度の柱状である。

g) ガラス

ガラスは褐色を示すものと無色のものと 2 種類識別できる。富田 (1934) は大糞山産リンバーク岩をガラスの性質と斜長石の有無によって 2 つに区分している。しかしながら筆者の調査ではその 2 種の岩石の関係は野外調査では確かめることができなかつた。同一薄片内に無色ガラスと褐色ガラスが含まれているものがある。然しながら無色ガラスは主として晶洞部や沸石類に伴っている場合が多く、もしかすると方沸石やソーダライト等の等方体鉱物であるかも知れない。一方褐色ガラスは石基の一般的な部分に普遍的に分布し屈折率もほぼ一定の値を示す (第 1 表)。

h) 沸石類

沸石類としてソーダ沸石、トムソン沸石、方沸石及びソーダライト様鉱物の四種が認められる。いずれも晶洞または孔隙中に簇生していたり、ガラスの脱玻璃によって生成したものと考えられる。ソーダ沸石は針状、トムソン沸石は放射状半球をなす。方沸石及びソーダライト様鉱物は半球状をなし光学的等方体であるが同定できなかった。第 6 図は晶洞沸石類、エニグマタイト様鉱物のスケッチを示す。また各々の光学的性



第 6 図 晶洞附近のガラス及び沸石類の産状

Fig. 6. Sketch showing zeolites and glass near cavity of limburgite.

質は第 1 表に示している。

IV. リンバーク岩の化学組成

大糞山のリンバーク岩には塩基性~超塩基性包有物及びかんらん石や輝石の斑晶・巨大斑晶が含まれているので試料の作り方によっては分析値が異なることは当然考えられる。筆者はこの点を考慮して次のような試料を製作し分析に供した。

a) 岩石を 16メッシュと 24メッシュの間に粒度をそろえ斑晶及び巨大斑晶を含まない粒子を手選し試料とした (第 4 表 No. 2)。

b) 斑晶や巨大斑晶を含むが塩基性~超塩基性包有物を含まない一般的部分の試料 (第 4 表 No. 3)。

c) 斑晶・巨大斑晶及び塩基性~超塩基性包有物共に含む部分、これは約 1kg の岩塊を粉砕し四分法で分割し試料とした (第 4 表 No. 4)。

d) リンバーク岩中にはガラスが含まれており、しばしば方向性を持って並んでいる。ダイヤモンドカッターで切断すると一般の石基部分より暗色を示し良く識別できる。このような暗色部分をカッターで切り取り出来るだけガラスの部分 (沸石類も含まれる) を集めた。然しながら石基鉱物の混入を妨げることはできなかった (表 4 表 No. 6)。

e) 塩基性~超塩基性包有物の試料 (第 4 表 No. 1)。

以上の 5 試料については筆者が通常行っている硅酸分析法 (Ishibashi, 1970) によって分析を行なった。その結果は分析値から計算した CIPW ノルムとともに第 4 表に示す。

一方リンバーク岩に含まれる褐色ガラスについては岩石の研磨薄片を作り XMA により分析を行なった。分析に際し電子線を集中的に照射すると H_2O 、アルカリなどが逸散し定量が不正確になるのでスポットを大

きくし (10 μ 程度) ビームを振動させながら定量した (第4表 No. 5). 第4表から明らかのように大糞山産リンバーク岩の SiO₂ の範囲は42.24~44.03であり,

第4表 リンバーク岩の化学組成と CIPW ノルム

Table 4. Chemical composition of limburgite and their CIPW norm.

No.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40.81	42.24	42.69	44.03	50.45	52.73
TiO ₂	0.171	1.72	1.204	1.84	1.61	1.69
Al ₂ O ₃	1.13	13.57	13.06	11.26	21.35	20.31
Cr ₂ O ₃	0.11	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0.75	2.94	1.59	2.26	—	1.34
FeO	10.84	7.31	8.06	8.11	4.84	2.29
MnO	0.164	0.20	0.135	0.20	0.04	0.04
MgO	44.95	13.10	16.23	16.37	1.19	1.05
CaO	0.49	9.86	9.51	9.06	2.24	3.42
Na ₂ O	0.21	3.07	2.56	3.07	7.13	6.09
K ₂ O	0.04	1.86	1.31	1.51	5.96	4.27
H ₂ O ⁺	0.12	1.52	2.36	0.73	nd.	} 5.19
H ₂ O ⁻	0.16	0.95	0.48	0.67		
P ₂ O ₅	0.032	1.23	0.483	0.94	1.96	1.77
Total	99.97 ₇	99.57	99.67 ₂	100.05	(96.77)	100.19
C	—	—	—	—	—	3.74
or	—	11.12	7.78	8.90	—	25.58
ab	1.57	4.19	3.14	7.60	—	46.58
an	2.22	17.79	20.29	12.79	—	5.00
Ne	—	11.64	9.94	9.80	—	2.58
wo	0.12	9.78	9.74	11.25	—	—
en	2.00	7.20	6.90	8.40	—	—
fs	0.40	1.85	1.98	1.72	—	—
fo	77.28	17.92	23.52	22.82	—	1.82
fa	14.28	5.30	7.75	7.73	—	0.30
chr	0.22	—	—	—	—	—
mt	1.16	4.18	2.32	3.25	—	1.86
il	0.46	3.19	2.28	3.50	—	3.19
ap	—	2.69	1.34	2.02	—	4.37

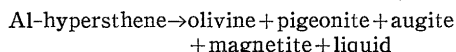
- No.1: bulk composition of basic and ultrabasic inclusions.
- No.2: mainly groundmass composition of limburgite.
- No.3: bulk composition of limburgite in general part.
- No.4: bulk composition of limburgite with basic and ultrabasic inclusions.
- No.5: XMA analyses of glass in limburgite.
- No.6: bulk analyses of glassy part of limburgite.

これは斑晶・巨斑晶鉱物及び塩基性~超塩基性包有物の量によって差異ができたものと考えられる。また No.2, 3, 4, 及び6はいずれもノルム Ne が計算され珪酸に不飽和の岩石である。このことは石基にアルカリに富むガラス (第4表 No.5) とソーダ沸石やトムソン沸石等に由来するものと考えられる。

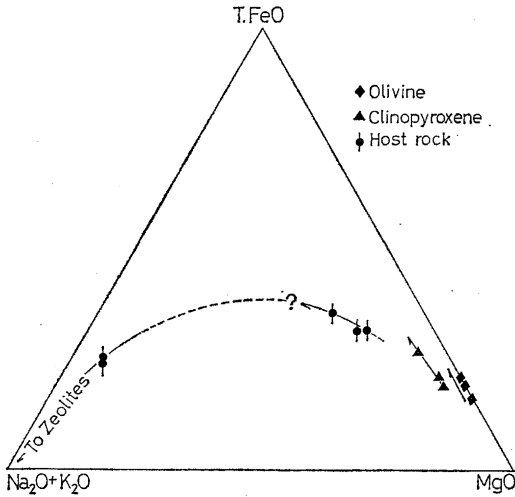
V. 考 察

大糞山産リンバーク岩にはダナイト, ペリドタイトなどの塩基性~超塩基性包有物とともに多くの巨斑晶をなす単斜輝石, 斜方輝石及びかんらん石が含まれている。第3表から明らかのように巨斑晶単斜輝石の化学組成は唐津高島 (KUNO, 1964; 石橋, 1964; ISHIBASHI, 1970) 及び一ノ目淵 (青木・亀山, 1970) に極めて良く類似している。HARUMOTO (1952) は浜田の霞石玄武岩中の早期集積物と考えられるウェブステライトにスピネル~輝石シンプレクタイトが存在することを報告している。このようなことからリンバーク岩中の巨斑晶単斜輝石は少なくともマントル最上部か地殻の最下底である種の玄武岩マグマから直接晶出したものと考えられる。非常に稀な産状であるが第3図に示すように3の累帯からなる巨斑晶が認められる。XMAの結果から中心部はCr-透輝石, 中間部はAl-普通輝石, 外部はチタン普通輝石であり, 一般の巨斑晶は中心核のCr-透輝石部を欠いているものと考えられる。中心核のCr-透輝石はマントルを構成していたダナイトやペリドタイトなどに由来する残晶と考えられる。すなわち Cr-透輝石→Al-普通輝石→Ti-普通輝石で示される3つの累帯はそれぞれマグマの上昇に伴ないマントル物質の残晶であるCr-透輝石を核としてマントル最上部または地殻最下底でAl-普通輝石が晶出し, 更に上部に運ばれ地殻上部のマグマ溜でTi-普通輝石が生成したものと考えられる。巨斑晶単斜輝石や斜方輝石に見られる外縁部が熔融され丸味を帯びたり, 中心部にガラスを生成したり, また第2図に示すように外縁部から分解しているものなどが認められる。これらは他殻の最下底あるいはマントル最上部で生成された結晶が上昇の過程で圧力の減少及び揮発成分の増加のため熔融や分解が起ったものと考えられる。

斜方輝石では次のような反応が起ったものと考えられる。

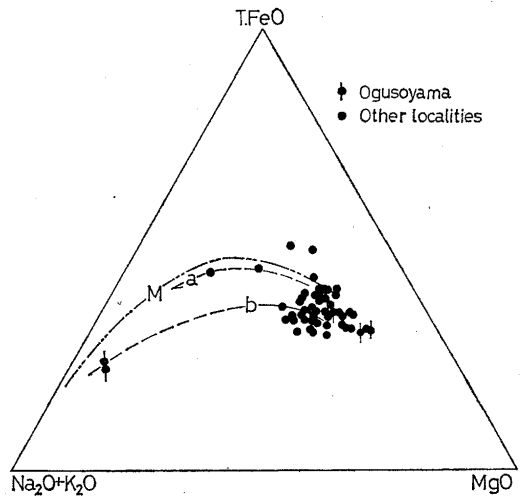


大糞山産リンバーク岩は表4表に示すように全岩 (No. 3, 4), 石基 (No. 2), 及びガラス (No. 5, 6) のどの部分からもすべてノルム霞石が算出される。一

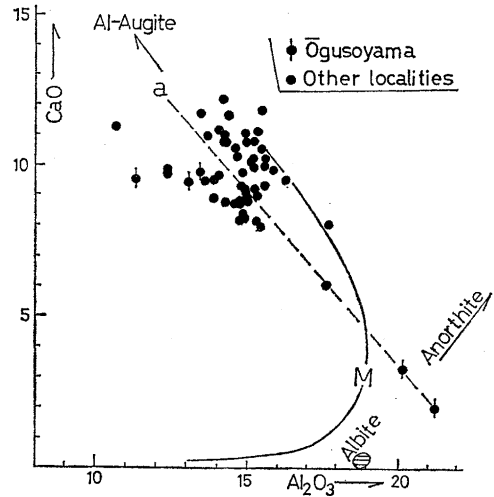


第 7 図 大糞山リンバーク岩の MgO-T. FeO-Na₂O+K₂O 図
 Fig. 7. Triangular diagram of MgO-T. FeO-Na₂O+K₂O for limburgite from Ōgusogama.

方鏡下で無色鉱物は少量の斜長石 (An₅₅₋₄₉) と沸石類が認められる他モード霞石は確認されていない。分析値からノルムを計算する場合一般に苦鉄鉱物、特にアルカリやアルミナを多量に含む輝石類が存在する場合には霞石が多く算出される傾向がある。第 3 表から明らかかなように当地の巨斑晶単斜輝石には Al₂O₃ が多く含まれているので前記傾向を促進させたことは間違いない。またモードにソーダ沸石、トムソン沸石、方沸石及びソーダライト様鉱物が存在することもノルム霞石を多く算出させる一つの原因と考えられる。然しながら石基に存在するガラスからもノルム霞石が算出されている。もし冷却が徐々に行なわれたならばモード霞石を含む噴出岩(霞石テフライト等)が生成したのかも知れない。第 7 図は第 2, 3, 4 表に示す分析値を MgO-T・FeO-Na₂O+K₂O の三角図に点示したものである。第 7 図から明らかかなように大糞山産リンバーク岩は鉄の濃集はほとんど起っていない。同様な傾向があるかどうかを検討するため浜田附近(HARUMOTO, 1952), 津山盆地(春本, 1951; 応地・応地, 1965), 吉備高原(応地・応地, 1964 a, b; 鷹村, 1970)等のアルカリ玄武岩-ベイサニトイド-リンバーク岩類の分析値を MgO-T・FeO-Na₂O+K₂O 三角図に点示して第 8 図に示す, また同図には参考のために東松浦半島地域の玄武岩類の一般的傾向を示す線 M (石橋, 1971) を記入している。第 8 図から明らかかなように津山盆地, 吉備高原及び浜田附近のアルカリ玄武岩類-ベイサニト



第 8 図 津山盆地, 浜田及び吉備高原のアルカリ玄武岩-ベイサニトイド-リンバーク岩の MgO-T. FeO-Na₂O+K₂O 図
 Fig. 8. MgO-T. FeO-Na₂O+K₂O triangular diagram for alkali basalt-basanitoid-limbουργite from Kibi, Hamada and Tsuyama area.



第 9 図 津山盆地, 浜田及び吉備高原のアルカリ玄武岩-ベイサニトイド-リンバーク岩の CaO-Al₂O₃ 関係図
 Fig. 9. CaO-Al₂O₃ relation of alkali basalt-basanitoid-limbουργite from Kibi, Hamada and Tsuyama area.

イド-リンバーク岩類には多少鉄が濃集する系列(a)とほとんど鉄が濃集しない系列(b)が認められる。(a)はほぼ東松浦地域の玄武岩類の成分変化と類似するが, 少し下方にずれている。a 及び b 系列の差異を明らかにするため幾つかの産地の岩石について検鏡

した結果及び前記文献の記載から判断すると a 系列に向うものは石基がほぼ完晶質な岩石が多く、b 系列に向うものは石基にガラスを多く含んでいる。このことはマグマ中に含まれるアルカリや揮発成分、特に H_2O の含有量の差が FeO 分子に影響を与え a 系列及び b 系列と二つの異なった分化をもたらしたものと考えられる。第 9 図は $CaO-Al_2O_3$ 図である。同図の中には東松浦地域の玄武岩類の一般的傾向を示す線 M (石橋, 1971) が記入されている。第 9 図から明らかなように東松浦地域の玄武岩類は初期から中期にかけて Al-普通輝石成分が取り去られているが中期から晩期にかけて灰長石成分が除去され急速に Al_2O_3 に乏しくなる。これに対して津山盆地、吉備高原及び浜田附近のものは破線 a で示すように早期から晩期に至るまで Al-普通輝石成分が一方的に取り去られている、その結果大糞山リンバーク岩中のガラスで示されるような霞石閃長岩組成のものまで変化したものと考えられる。

引用文献

- 青木謙一郎・亀山悦子(1970): 一の目瀉火山の透輝石メタクリスト. 岩鉱, 63, 160-165.
- 春本篤夫(1951): 岡山県津山附近稼塚の Limburgite, 地質雑, 57, 318.
- HARUMOTO, A. (1952): Melilite-Nepheline Basalts, its olivine-nodules, and other Inclusions from Nagahama, Japan. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto*, [B], 20, 69-88.
- 石橋 澄(1964): 北九州地域の玄武岩中の輝石、とくに巨斑晶輝石の成因について. 九大理研報, 7, 1, 47-56.
- ISHIBASHI, K. (1970): Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.* [D], 20, 1, 85-146.
- 石橋 澄(1971): 東松浦半島地域および生月島産玄武岩類の岩石化学. 九大理研報, 10, 3, 177-221.
- KUNO, H. (1964): Aluminian augite and bronzite in alkali olivine basalt from Taka-shima, North Kyushu, Japan. *Advancing Frontiers Geol. Geophys. Indian Geophys.*, 205-220.
- 応地恭子・応地善雄(1964 a): 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (その I) 吉備高原の玄武岩類. 岩鉱, 52, 5, 164-173.
- (1964 b): 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (その II) 兵庫県の玄武岩類. 岩鉱, 52, 6, 198-204.
- (1965): 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (その III) 津山盆地の玄武岩類. 岩鉱, 54, 2, 55-61.
- 鈴木敏誌(1897): 1/20万兵田図幅及び説明書. 地質調査所.
- 鷹村 権(1970): 吉備高原の新生代玄武岩類の岩石学的研究. 岩鉱, 64, 1, 13-25.
- 富田 達(1931): 隠岐道後の地質学的並びに岩石学的研究 (其11). 地質雑, 38, 450, 203-222.
- (1934): 隠岐道後の地質学的並びに岩石学的研究 (其19). 地質雑, 39, 469, 609-639.
- WASHINGTON, H. S. (1917): Chemical analyses of Igneous rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 99, 699.
- YAMAGUCHI, M. (1964): Petrogenic significance of Ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], 15, 1, 163-219.