



Title	北海道東部・浜中モンゾニ岩中の沸石類と若干の鉱物について
Author(s)	伊藤, 俊彦
Citation	北海道教育大学紀要. 第二部. B, 生物学, 地学, 農学編, 26(2): 85-97
Issue Date	1976-02
URL	<a href="http://s-ir.sap.hokkyodai.ac.jp/dspace/handle/123456789/6337">http://s-ir.sap.hokkyodai.ac.jp/dspace/handle/123456789/6337</a>
Rights	

## 北海道東部・浜中モンゾニ岩中の沸石類と若干の鉱物について

伊 藤 俊 彦  
北海道教育大学釧路分校地学教室

### Zeolite Group and Some Minerals in the Hamanaka Monzonite in Eastern Hokkaido, Japan

Toshihiko ITO

Laboratory of Earth Science, Kushiro College, Hokkaido University of Education  
085 Kushiro

#### Abstract

Several kinds of minerals forming amygdaloids and veinlets are to be found in the Hamanaka monzonite, Eastern Hokkaido; fine crystals having coexisted with prehnites form amygdaloids, analcime accompanied with natrolite and clinopyroxene form veinlets. Of these zeolite minerals, laumontite and prehnite were newly known in this district. As to the basis of the present study, the crystallization sequence of the zeolite group is optically observed as follows:

Prehnite → Laumontite, Prehnite → Natrolite → Analcime. The clinopyroxene in analcime veinlets in the monzonite shows a distinct zonal structure, and therefore the following paragenetic relation is noted:

Common augite (in the core) → Soda augite → Aegirinaugite. Optical properties and X-ray data of the amygdaloid minerals and phenocrysts in the monzonite are presented and some discussions concerning the paragenesis of the zeolite group and some minerals are made in this paper.

#### 1. ま え が き

北海道東部の釧路管内・根室本線浜中駅前に産する浜中モンゾニ岩は、根室半島地域に広く分布するアルカリ粗粒玄武岩類を形成した、一連の岩漿分化作用の所産といわれる(藤原, 1959)。Fig. 1. これらアルカリ粗粒玄武岩類はカリウムに富む点が大きな特徴とされ、また、“車石”と呼ばれるみごとな枕状構造、分化作用によるモンゾニ岩や閃長岩の生成など、古くから多くの人々によって注目されてきた。この岩石学的な研究は本間(1930)、吉沢(1931)、八木(1948, 1949 a, b, 1950, 1952, 1956)、Suzuki(1938)、鈴木(1951, 1954)、長谷川・藤原(1959)らによって詳細になさしている。一方、岩漿分化の末期の熱水作用の結果、生成した沸石類とそれに伴う鉱物については、これまで方沸石(吉沢, 1930)、菱沸石(三谷ら, 1958)およびソーダ沸石(吉沢, 1930; Suzuki, 1938; 橋本, 1960; 原田ら, 1969)の研究報告がある。これらの鉱物は浜中モンゾニ岩中にも多く産し、沸石類よりなる晶洞や細脈が認められる。

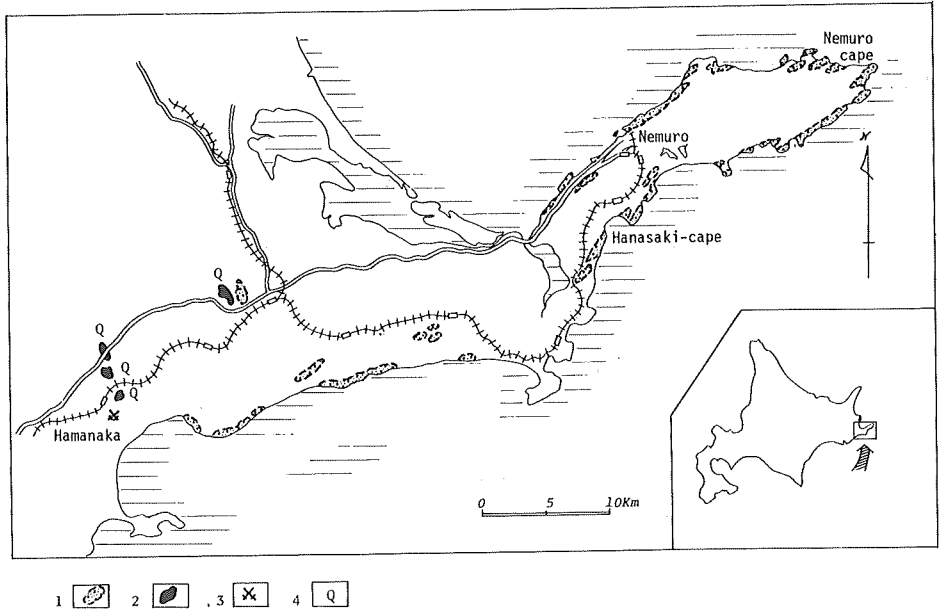


Fig. 1. Locality map of dolerites and monzonites.

1 : Dolerite, 2 : Monzonite, 3 : Ore deposit, 4 : Quarry.

この小論は、浜中モンゾニ岩にみられる晶洞や細脈中の沸石類について、その産状、共生関係、光学的性質、X線回折結果および沸石類と母岩の関係について、その研究成果をまとめたものであり、諸学兄の御批判を頂ければ幸いである。なお、今回検討を行なった濁沸石およびブドウ石は、本地域のアルカリ粗粒玄武岩から初めて報告するものである。

## 2. 母岩ならびに晶洞鉱物の産状

浜中モンゾニ岩は、上部白亜系・根室層群太田村層への貫入岩で、浜中駅東方約1 kmにある同岩採石場で、6～7 mの高さで露われ、その上部には1～2 mの段丘堆積砂礫層をのせている。採石場では、晶洞や細脈を伴う同岩は、碎石に適さないため、大小の岩塊が選別放置されている。今回報告する晶洞（脈）鉱物は、それらの中に見出された鉱物である。なお、ここで晶洞としたものは連続性に富み、一般にその大部分が直線的であることから、晶出分化の最末期に、収縮裂カに沿って晶出したと考えられるものの一部である。

晶洞（細脈）を形成して産する沸石類とそれらの共生関係は、濁沸石—ブドウ石、ソーダ沸—方沸石および方沸石—普通輝石（エジリン輝石）の3つの組合せが認められる。

これら晶洞鉱物と母岩との関係は、濁沸石—ブドウ石が晶洞状をなし、晶洞壁に接する母岩には、幅数 mm から2, 3 cmの淡紅色を示す、ほとんどアルカリ長石からなる帯状部分が発達する。これより母岩内部では、灰色の斑状モンゾニ岩質部分に変わり、それぞれ明らかな変化を示している。淡紅色の帯状部分は空隙に富み、一部には明瞭な結晶面をもつ長石が認められる。

ソーダ沸石・方沸石は細脈状で、一般に方沸石に富み、その粒度も大きく（最大2 cm）、ソーダ沸石は放射状集合をなして少量含まれる。この細脈に接する母岩はすべて淡紅色よりやや濃い赤褐色を呈する閃長岩質岩塊からなる。その岩塊の厚さは脈縁から7～8 cmで、より外側の母岩はモンゾニ岩よりなると思われるが、両岩の関係は観察出来ない。

方沸石・普通輝石も細脈状を呈するが、上述のものに比べ方沸石は細粒で、脈幅もそれに対応す

るかの様に極めて狭い。母岩は脈縁から直ちに、暗緑色の輝石と帯青灰色の粗粒斜長石を含む斑状モンゾニ岩となる。この方沸石・輝石脈と類似の細脈については、根室半島のアルカリ粗粒玄武岩中にも認められ、ソーダ沸石とエジリン輝石の細脈 (Suzuki, 1938)、普通輝石と少量の沸石類の細脈 (長谷川ら, 1959) の報告がある。

### 3. 晶洞 (脈) と晶洞鉱物

#### a) 濁沸石—ブドウ石晶洞

母岩から晶洞鉱物への変化は、斑状モンゾニ岩→アルカリ長石を主とする淡紅色の母岩→点線状に晶洞壁を縁どる濃緑色の微細粒物→晶洞鉱物 (ブドウ石→柱状濁沸石) の順で見られる (Plate 1, A-1, A-2)。

濁沸石 帯黄白色半透明で真珠光沢を呈し、 $m$  (110) 面と  $e$  ( $\bar{2}01$ ) 面が明瞭な 2~3 mm の柱状結晶が、やや放射状にブドウ石上に群生する。劈開は発達し、全体にもろく、指先でも容易に針状に碎ける。なお、濁沸石の一部には、これを埋めて淡青緑色、土状の粘土鉱物 (モンモリロナイト?) が認められるが、これに関しては詳細な検討は行っていない。

鏡下では、ブドウ石は放射状の集合を示すが、濁沸石は大小不揃いの柱状結晶が密雑して、ブドウ石およびアルカリ長石に接しているのが観察される。また、濁沸石のなかには、母岩中のアルカリ長石の割目に沿って細脈状に産するものも若干見られる。濁沸石の消光角は  $7^{\circ}$ ~ $46^{\circ}$  で、最大消光角・ $Z:c$  は  $46^{\circ}$  の値を得た。

濁沸石の光学性は、Si および (Na,K) の含有量の変化や  $H_2O$  量の多少によって広い範囲に変化し、このうち、 $H_2O$  量の 1/4 が失われたものがレオンハルダイトで、脈・晶洞産の濁沸石を室内に放置すると、数時間でレオンハルダイトに変化するという (歌田ら, 1972)。従って、浜中モンゾニ岩の濁沸石も、その大部分がレオンハルダイトに変化しているものと推定される。これは試料が採石場の一角に、長期間放置されていた岩石中のものであるからである。

レオンハルダイトなどの消光角については、中島ら (1967) の報告があり、凝灰岩中の濁沸石の結晶の外側が、レオンハルダイトに変化しているものでは、濁沸石の最大消光角は約  $21^{\circ}$ 、レオンハルダイトのそれが約  $42^{\circ}$  という値が得られている。上述のモンゾニ岩中の濁沸石の最大消光角は、レオンハルダイトのそれにほぼ一致する。

なお、モンゾニ岩中の濁沸石の一部に“虫喰状”を呈し、全体と異なる消光を示すものが認められるが、屈折率の差はなく、結晶の内側と外側との組成の変化も見られなかった。

ブドウ石 白色~無色透明でガラス光沢を呈する。その産状は晶洞壁に沿って帯状をなしたり、淡紅色のアルカリ長石からなる母岩の一部を包んで同心円状を呈し、その幅は 5 mm 前後である。また、自形を示さず、その形や色だけからは方沸石との区別は困難である。このため、この鉱物の同定は X 線粉末回折によった。この結果、両者の違いは、ブドウ石は方沸石に比べて碎けやすく、劈開性に富んでいることである。鏡下のブドウ石は、放射状を呈する葉片状結晶の集合体をしている。

粘土鉱物・スフェン 晶洞鉱物と母岩との関係は前述したが、淡紅色を呈する母岩とブドウ石との境は明瞭で、その境界の大部分は、濃緑色細粒の鉱物で縁どられている。

鏡下でその部分を観察すると、粘土鉱物がブドウ石と母岩との間に無色、濃緑色、帯黄緑色などを示して認められる (Plate 2, A)。これらはリン片状集合をなし、屈折率は 1.6 以上、弱い多色性、複屈折は濃色を示すところでは高く、黄色~橙色を呈する。詳細な検討は X 線回折などによらねばならないが、量的に少なく、分離も困難なので光学的性質からは緑泥石とモンモリロナイト、あるいは緑泥石—モンモリロナイト混合層鉱物と考えられる。また、この粘土鉱物はスフェンと非常に

密に共生し、スフェンの大部分がこの鉱物中に認められる。スフェンは菱形で、粒径は  $800\sim 40\mu$  である。

金原・吉村(1973)は、濁沸石と共生する粘土鉱物についてまとめ、濁沸石は緑泥石や緑泥石—モンモリロナイト混合層鉱物と密接な共生関係を有し、モンモリロナイト(サポナイト)との共生は少ないと述べている。浜中モンゾニ岩中では、緑色の粘土鉱物は濁沸石よりも高温生成のブドウ石と共生していることから、緑泥石としてスフェンと共に晶出し、二次的にモンモリロナイト、あるいは緑泥石—モンモリロナイト混合層鉱物に変わったことも考えられる。

#### b) 方沸石・輝石細脈

方沸石・輝石細脈は、脈に沿って割った面をみると、濃緑色の輝石が白い方沸石中に斑点状に存在し、また、淡紅色の板状のカリ長石は方沸石に覆われて含まれている。この細脈は方沸石を通して長石の色が見えるので、全体として淡紅色を帯びている(Plate, 1 B-1, B-2)。

**方沸石** 白色～透明のガラス光沢で、偏菱 24 面体をなし、大きさは 3 mm 前後である。

鏡下では、ほとんどすべてが弱い複屈折を示し、集片双晶をなすものが多い。そのほか、よく表現できないがモヤモヤとした繊維状集合の異常複屈折を示す部分もある。光学性はコンスコープによる観察から二軸性(+)で、そのアイソジャイアの湾曲度から  $2V\alpha$  は  $50^\circ$  より小さい値をとることが明らかである。これは Flinders の方沸石が二軸性、 $2V\alpha$  が  $45\sim 120^\circ$  (Coombs, 1955)、門前・五十川産のものがユニバーサルステージによる測定で二軸性(+),  $80^\circ$  前後(加納・古川, 1966)、また、二軸性(-),  $85^\circ$  からおよそ  $0^\circ$  (Deer, et al., 1963) というこれまでの報告と異なる。

化学組成については、モンゾニ岩中のものについては知られていないが、根室半島の粗粒玄武岩産のものが、吉沢(1930)によって報告されている。今回、浜中モンゾニ岩産の方沸石の格子常数を X 線粉末回折によって求め (Table 1), Saha (1959) の示した関係図 (Fig. 2.) から  $\text{SiO}_2(\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ 分子比})$  を推定し、約 4.35, 4.47 を得た。この結果は、上記の粗粒玄武岩産の方沸石の  $\text{SiO}_2$  値・4.42 と極めてよく一致する。

	h k l	7 3 2	6 3 3	6 4 0	mean value
H1	d	1.7421	1.8667	1.9034	13.720
	$a_0$	13.717	13.717	13.726	
H2	d	1.7425	1.8663	1.9022	13.717
	$a_0$	13.720	13.715	13.717	

Internal standard; Quartz.

Conditions;  $\text{CuK}\alpha$ , Ni-filter. 30kV, 10mA. Time constant 1.

Scanning speed 0.25/min. Chart speed 5mm/min. Slits 1-0.3-1.

**Table 1.** The lattice parameter  $a_0$ (Å) of the analcime forming the veinlets in the monzonite from Hamanaka.

**単斜輝石** 方沸石細脈中の単斜輝石は、暗緑色長柱状および 4, 6 角形の断面を示し、柱状のものでは 1 mm 未満の小さなものから 18 mm に及ぶ大きな結晶まであり、10 mm 前後が最も多い。肉眼的には、輝石が母岩に全く接さず、方沸石中に単体で産するものから、母岩中の輝石が方沸石中に突出した産状を示すものまで、種々のものが見られる。

鏡下では、細粒の結晶は緑褐色、黄緑色、濃緑色などを呈し、多色性が強く、エジリン輝石からなる。比較的粗粒のものは結晶の中央と外側とでは、色をはじめ光学的諸性質が異なる。すなわち、粗粒結晶は中心部より外側へ、普通輝石（無色、淡緑～淡黄色）→ソーダ輝石（緑色～淡黄緑色）→エジリン輝石（濃緑色～帯褐緑色）といった累帯配列が見られる。また、結晶の外側の一部に紫緑色を呈する含チタンソーダ輝石が認められる場合もある。

これらの光学性は Table 2 に示したが、根室（花咲）産のソーダ沸石脈中の普通輝石・エジリン輝石にほぼ等しい値をとる。鏡下での普通輝石とエジリン輝石の関係は、納沙布岬の粗面粗粒玄武岩とモンゾニ岩中、および諸津産閃長岩中に見られる両輝石の関係（八木, 1948; Yagi, 1953）と同様な累帯配列が認められる。しかし、ナトリウムに富む溶液の交代作用で普通輝石からエジリン輝石を生じた高草山粗粒玄武岩中の両者の関係では、累帯構造を示す場合のほか、一部のみがエジリン輝石に変わっている場合は、劈開に沿ってエジリン輝石化されると杉（1938）は述べているが、本試料ではそのような状況は見られない。本試料の直交ニコル下の観察では、劈開を横切る形でエジリン輝石と普通輝石（ソーダ輝石）が共生している場合、両輝石の境界部には劈開と斜交するような、明瞭な累帯構造が認められる（Plate 2, B）。

また、累帯配列をなす輝石に伴って、方沸石中にはしばしば非常に細粒の柱状および六角形の自形を呈した、帯褐緑色～濃緑色の多色性の強いエジリン輝石が、多数集合して見られる（Plate 2, C）。しかも、それら結晶の粒度は、母岩寄りの方がより細粒で、より密集している。

なお、輝石と共に多量のスフェンが見られる。粒度は 0.8 mm 前後で、濁沸石-ブドウ石晶洞中に見られるものに比べて、量、粒度ともに優っている。また、共生関係でもスフェンは方沸石脈中で輝石粒を貫いたり、脈縁の斜長石、カリ長石中にも多く産するなど、ブドウ石に伴うものとは産状が異なる。

なお、輝石と共に多量のスフェンが見られる。粒度は 0.8 mm 前後で、濁沸石-ブドウ石晶洞中に見られるものに比べて、量、粒度ともに優っている。また、共生関係でもスフェンは方沸石脈中で輝石粒を貫いたり、脈縁の斜長石、カリ長石中にも多く産するなど、ブドウ石に伴うものとは産状が異なる。

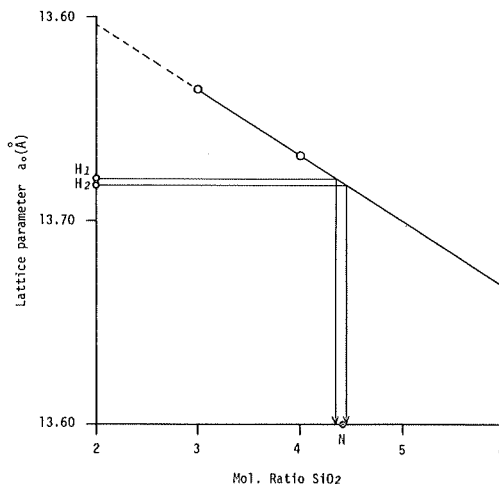


Fig.2. Variation of lattice parameter with composition.

H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub> are the same as those of Table 1.

N : value of analcime in the dolerite from Bentenzima, Nemuro (Yosizawa, H. 1930).

Morotu 1)	Extinction angle $c:z$	Soda augite(core) 48° → 55° → 60°	Aegirinaugite(margin) 69°
	Optic angle $2V(+)$	45° → 58° → 65°	81°
Nemuro 2)	Extinction angle $c:z$	Common augite 45 - 48°	Aegirinaugite 55 - 57°
	Optic angle $2V(+)$	50 - 57°	60 - 74°
Hamanaka	Extinction angle $c:z$	Common augite(core) 35 - 38° → 48 - 51°	Aegirinaugite(margin) 57 - 62°
	Optic angle $2V(+)$	51° → 54°	66°

Table 2. Extinction angles and optic angles of the common augite, soda augite, and aegirinaugite.

Notes. 1) : In the syenite from the Morotu River, Morotu District (Yagi, K. 1953, 1966).

2) : In natrolite veins in the dolerite from Nemuro (Suzuki, J. 1938).

アルカリ長石・斜長石 方沸石脈縁の母岩に含まれる無色鉱物の大半は、肉眼で淡紅色～乳白色に見えるアルカリ長石からなるが、斜長石も含まれている。また、空隙に富む部分には板状の自形結晶が見られる。

鏡下では、これらの大半は長柱状自形および半自形を呈し、カールスバッド双晶や、細かい集片双晶をなして正長石 ( $2V(-)=68^\circ, 74^\circ, X\wedge a=4.6\sim 13.6$ ) を主とするアルカリ長石よりなる。しかし、そのほとんどは汚濁しており、その光学性を決定することが困難である。

斜長石は灰曹長石 ( $An_{13-30}$ ) と中性長石 ( $An_{33-34}$ ) からなる。これらも大半が沸石類、緑泥石によって交代され、その光学的性質が判然としないものが多い。また、斜長石の外側はカリ長石で囲まれて、中の斜長石が完全に変質鉱物で交代されてしまっているものもある。

他方、上述した脈縁の汚濁している長石類の外側には、透明な曹長石が薄く縁どるように見られるものがある。特に、母岩から方沸石脈中に突出している長石類は、曹長石化作用を強く受けているが、長石の柱状結晶が方沸石に接する部分では著しく凹凸している (Plate 2, D)。この柱状結晶は全体が同時に消光せず、それぞれ異なった方向の結晶軸を持った、曹長石の細粒結晶の集合からなることを示す。このような消光は、上述のように、外側の凹凸した、あまり汚濁されていない部分でより顕著に見られる。

以上から長石類は曹長石によって交代され、一方では、方沸石脈が生成する過程で、曹長石が新しく晶出を続け、凹凸部は新たな晶出の際に生じたものと考えることができる。

乳白色の板状自形の長石結晶を、ソーダ沸石、方沸石脈縁の空隙に富む部分から選び取り、X線粉末回折を行った結果は、Borg *et al.* (1968) の曹長石の回折データに一致した。さらに、X線  $CuK\alpha$  に対する  $2\theta_{(131)} - 2\theta_{(1\bar{3}1)}$  が  $1.33^\circ$  で、 $An \approx 12 \text{ mol\%}$  (Smith, *et al.*, 1956) という値が得られた。

### C) 方沸石—ソーダ沸石—(ブドウ石) 脈

肉眼で晶洞鉱物のうち区別出来るのは、放射状集合をなす白～帯黄白色のソーダ沸石と白色半透明および透明ガラス質の偏菱二十四面体結晶の方沸石だけで、他形の方沸石とブドウ石との区別は困難である (Plate 1, C)。これらの晶出順序は、ソーダ沸石→方沸石の順で、根室花咲燈台下の粗粒玄武岩中の沸石類の晶出順 (原田ら, 1969) に一致する。

この母岩は細粒緻密で、大部分は赤褐色を呈するカリ長石よりなり、暗緑色の短柱状輝石、針状黒雲母、乳白色半透明の方沸石が含まれる閃長岩質岩石である。

鏡下では、肉眼で認められなかったブドウ石が認められるが、他の沸石類に比べて僅かである。鏡下での沸石類の産状は、ブドウ石→ソーダ沸石の順で、ほぼ同心円状に見られる。ブドウ石とソーダ沸石はその伸長方向を一致させ、放射状なす。しかし、またこれとは異なって、ソーダ沸石→ブドウ石→方沸石、あるいは、ソーダ沸石→ブドウ石→ソーダ沸石→方沸石といった晶出順も見られる (Plate 2, E)。

## 4. 不透明鉱物

チタンの挙動や赤鉄鉱・マグヘマイトの有無を知るために、母岩を反射顕微鏡下で観察した。その結果、検出された鉱物は、磁鉄鉱・チタン鉄鉱の鉄の酸化物、黄鉄鉱・黄銅鉱・銅藍の硫化物であるが、赤鉄鉱・マグヘマイトは見られなかった。

磁鉄鉱・チタン鉄鉱 両鉱物の粒度は最大約 1.4 mm で、ほとんどの磁鉄鉱がチタン鉄鉱のラメラを含み、その幅は  $2 \mu$  前後である。チタン鉄鉱のみからなるものは認められない。特に、カリ長石に富む赤褐色の閃長岩質岩石では、ほとんどチタン鉄鉱は認められず、黒雲母に囲まれている。

る磁鉄鉱が多い。また、一部が水酸化鉄に変わり、不規則な起伏のある表面を示す。磁鉄鉱は光学的性質からチタン磁鉄鉱と見なされる。

ただし、磁鉄鉱とチタン磁鉄鉱の同定では、チタン鉄鉱と接していない場合、両者の色・反射能の差が少ないことから、鏡下での区別は困難であり、X線回折による格子常数、化学分析などによる決定をまたなければならない。

**黄鉄鉱** 閃長岩質岩石には、黄鉄鉱が肉眼でも見られる。鏡下ではほとんどがヒモ状などの地形を示し、透明鉱物の間隙に晶出したことを示している。また、磁鉄鉱を交代したものもみられる。閃長岩質岩石中のものには、スポンジ様を示す矩形の結晶も見られる。

**黄銅鉱・斑銅鉱・銅藍** これら硫化鉱物では、黄銅鉱が量的に多く、不定形粒状で、粒度は $10\mu$ である。その大半は単体で透明鉱物中に産するが、ときには、方向性を持って配列することもある。透明鉱物との関係では、上述のように、銅の硫化鉱物の大半は、各透明鉱物中に認められ、黄鉄鉱が透明鉱物の粒間に産するのとは産状を異にする。斑銅鉱の粒度は $5\mu\sim 55\mu$ であるが、一部の斑銅鉱と黄銅鉱の間には離溶組織に類似のものや、斑銅鉱による黄銅鉱の交代組織と考えられるものなどが見られ、斑銅鉱と黄銅鉱の共生は密である(Plate 2, F)。また、斑銅鉱の周辺が銅藍こよって交代されているものもみられる。

不透明鉱物はこのほか、方鉛鉱と閃亜鉛鉱(?)が各一粒ずつ観察された。

なお、上述したように、閃長岩質岩石にはチタン鉄鉱は含まれていない。このことはアルカリ岩系において、Tiの量が分化作用の晩期に急激な減少をする(青木, 1967)ことに関連するものと考えられ、また、Kushiro(1964)によって、温海の粗粒玄武岩から分化した閃長岩シュリーレン中の磁鉄鉱が、Tiを含んでいないとされていることに一致する。しかし、浜中の閃長岩質岩中の磁鉄鉱は、黒雲母との共生が特に密であるので、青木(1967)が述べているように、Tiの一部は黒雲母に含まれていることも考えられる。

## 5. 各鉱物に関する2, 3の問題点

### 1) 方沸石脈中のエジリン輝石

輝石・方沸石脈には2つの興味ある問題を含んでいる。1つはエジリン輝石の成因であり、他は方沸石と有色鉱物(輝石)という晶出時期が異なると思われるものが、共に脈を構成していることである。

エジリン輝石の成因は、初生的なもの、後生的なもの2つに分けられる。これまで研究報告されているエジリン輝石の中で、モンゾニ岩を分化させた根室の粗粒玄武岩中のソーダ沸石脈中のもの(Suzuki, 1938)は、普通輝石斑晶がソーダに富む溶液により交代されて生じたとき、他方、根室の粗面粗粒玄武岩やモンゾニ岩中のもの(八木, 1948)および諸津閃長岩中のもの(Yagi, 1953; 1966)はともに普通輝石からエジリン輝石への連続反応関係にあるとき、前者とは成因を異にする。

浜中モンゾニ岩中の方沸石脈中のエジリン輝石については、前述のように、普通輝石→エジリン輝石といった、Yagi(1953; 1966)が述べているのと同様な、かなり明瞭な境をもつ累帯配列がみられ、両輝石の境で見られる累帯構造の産状から、反応関係にあったことを示すものと考えられる。また、細粒のエジリン輝石の濃集状態については、細脈をつくった熱水溶液が母岩と接した際、母岩から溶出した成分で熱水溶液の組成を変化させ、さらに溶液温度の低下の結果、エジリン輝石が急に晶出したことを示すものではないであろうか。エジリン輝石の集合、粒度、脈縁から離れるにつれ粒径が変化するなどは、このような考えを導く。



このように、エジリン輝石は初生的に生成したものと考えるが、輝石がNa-沸石の細脈に含まれる点で類似する根室のソーダ沸石脈と、浜中の方沸石脈の相違点を列挙すると、次のようである。

前者では、a) 母岩は斑状粗粒玄武岩、b) 脈幅が10~30 mm、c) 主にソーダ沸石と少量の石英・方解石および変質をうけた輝石、斜長石、カンラン石を含む。

後者は、a) 母岩がモンゾニ岩、b) 脈幅は3~6 mm、c) 輝石以外は主に方沸石からなり、少量のスフェン、カリ長石（曹長石化）を含む。このように、ソーダ沸石脈中のエジリン輝石と方沸石脈中のものとは、共生する鉱物、産状などの点で異っており、その生成条件が異なることを示している。

他方、実験的には、エジリン輝石は低い温度、高い $P_{O_2}$ で安定であることが知られている(Nolan, *et al.*, 1967)。また、方沸石-輝石脈の脈幅が4 mm前後と、他の沸石脈に比べてかなり狭いことは、“入れ物が小さかった”、換言すれば“蒸気圧が高かった”ことが考えられる。従って、方沸石脈中のエジリン輝石が、初生晶出するという物理化学的条件が、満たされていたことを説明できるのではないであろうか。これらを含む母岩中には、赤鉄鉱やマグヘマイトは認められないが、このことが直ちに、方沸石脈の生成時は $P_{O_2}$ が低かったことを示すことにはならない。なぜならば、この方沸石脈縁の母岩は、ほとんど変質しておらず、母岩は脈の形成時の影響をあまり受けていないと考えられるからである。

有色鉱物（輝石）と沸石類の晶出時期は、これまでに研究報告されている2、3の例では、両者で異なる。

たとえば、ソーダ沸石脈中の輝石(Suzuki, 1938)は、前述のように、粗粒玄武岩中の斑晶が、割れ目に溶液が入り込む途中で、その中に取り込まれたものとされ、明らかに晶出時期の差がある。また、玄武岩中の晶洞鉱物として、普通輝石等の造岩鉱物が報告されているが、これらは、沸石類をまったく欠くか(太田, 1958)、沸石類と晶洞造岩鉱物との間に明瞭な晶出時期の差が見られる(石橋, 1974)。

浜中産の方沸石脈中の単斜輝石は自形をなし、方沸石と共にきれいな結晶面が見られるなど、輝石→沸石といった前後関係は認められない。また、18 mmという脈中最大の輝石粒は、母岩中の輝石の斑晶と比べてかなり粗粒であり、方沸石の粒度(2~3 mm)や脈幅(3~6 mm)を大きく上回る。

単斜輝石の産状は、脈の断面でみるといくつかのタイプがある。たとえば、方沸石の表面にその輝石の一部が露われ、滑らかな長方形の結晶面が見られ、方沸石中の部分は母岩と接していないもの、方沸石に包含され、長方形の一辺を脈壁に平行に接しているもの、岩体内部の結晶が脈中に突出しているように見えるものなど、種々の産状を示す。

鏡下では、小さな輝石はすべてエジリン輝石よりなるが、粗粒のものは普通輝石からエジリン輝石への累帯配列がみられる。粗粒の輝石の中の一部には、母岩中のものが脈中にとび出したもの、あるいは溶液中に取り込まれた普通輝石を核にして、外側にソーダ輝石、エジリン輝石が晶出して、粗粒結晶が形成されたものなどがある。これらアルカリ輝石の晶出時期は方沸石とほぼ同時期であろう。このことは、アルカリ長石の曹長石化に引続き、曹長石の晶出がみられることによっても、そのような条件下にあったことが推定される。また、一部のエジリン輝石のみからなる結晶には、その内部に方沸石を含むことから、溶液から直接、方沸石と共に晶出したものもあると考えられる。

## 2) 沸石類の共生

火成岩晶洞中に産する沸石類の晶出順序について、これまでに報告されている主なものには、

Harada ら (1967 a, b, 1968), 石橋 (1974) の研究がある。

それらは浜中モンゾニ岩中の晶洞 (細脈) に見られた, ブドウ石→濁沸石, ブドウ石→ソーダ沸石→方沸石の晶出順序とはいずれも一致しない。

沸石類が壁面に沿って晶出する時には, 晶洞壁から外側に向って, より珪酸の多い沸石が見られること, また, 陽イオンに注目すると, Ca-沸石→Na-沸石の順に晶出することを, 原田 (1969) は指摘している。

浜中産のブドウ石→濁沸石とソーダ沸石 (ブドウ石) →方沸石の晶出順について検討すると, Si/Al は, それぞれ  $3/2 \rightarrow 4/2$  であり, 上述と同様な関係が認められる。だが, 陽イオンの変化については, 一つの晶洞 (脈) 中の鉱物の間によりも, 各晶洞 (脈) 単位で, 沸石類, すなわち, 陽イオンに相違があるという特徴が認められる。

また, 浜中産のものうち, 特にブドウ石→濁沸石の晶出順序については, 沸石相 (Coombs, 1960) の温度低下に伴う変成鉱物の変化に一致する。さらに, 浜中で観察されたブドウ石と濁沸石に緑泥石, スフェンが加わった共生関係は, それと類似のものが丹沢山地東部においてみられる (Seki, et al., 1972)。丹沢山地東部では沸石相の濁沸石亜相の, 比較的高温部を示す Zone の火山砕屑岩中の変成鉱物の組合せのなかに見られるが, 石英が含まれる点を除くと, 完全に一致するものがある。鏡下での浜中産濁沸石・ブドウ石に伴う緑泥石・スフェンとの密接な共生関係から判断すると, 変成鉱物としてのスフェンも緑泥石とほぼ同様な条件下で生じた可能性を示唆するものではないであろうか。このような緑泥石とスフェンの組合せは, 丹沢山地の変成鉱物組合せの中にも, かなり密接に見られる (Seki, et al., 1969; 1971; 1972)。

### 3) ブドウ石・ソーダ沸石の共生と晶出順序

浜中産で一般に見られる晶出順序は a) ブドウ石→ソーダ沸石であるが, b) ソーダ沸石→ブドウ石→ソーダ沸石, c) ブドウ石→方沸石という晶出関係も見られる。

Na-沸石と共生するブドウ石は, 量的に少ないことなどから, 晶洞鉱物の生成の過程で, 溶液中にブドウ石の CaO 成分が少なくとも一部, または大部分が脈の壁面から溶出して供給されたことが考えられる。従って, b) の場合はソーダ沸石の晶出と Ca の供給がほぼ同時に行なわれ, 溶液中の CaO の濃度が  $\text{Na}_2\text{O}$  に比べて相対的に増した結果, ブドウ石が晶出し始めたものと思われる。

また, ブドウ石とソーダ沸石の密接な共生関係は, ソーダ沸石の分析結果に影響を与えている。すなわち, これまでの根室産ソーダ沸石の分析結果は, CaO が多いもの (吉沢, 1930; 橋本, 1960) と, 特に多くはない (原田ら, 1969) という報告とがある。このうち, CaO を多く含むとされた試料には, ソーダ沸石と密接に共生して, 微細なブドウ石がそれに含まれていたと考えることによって説明できるものとする。

さらに, 変成鉱物としての両鉱物の関係について, 飯島ら (1965) と原田 (1968) は, ソーダ沸石は堆積時, ないしは続成作用の初期の産出を示すものであり, ブドウ石は沸石類よりも深部に現われ, ブドウ石—パンペリ—相を代表する鉱物であるとしている。

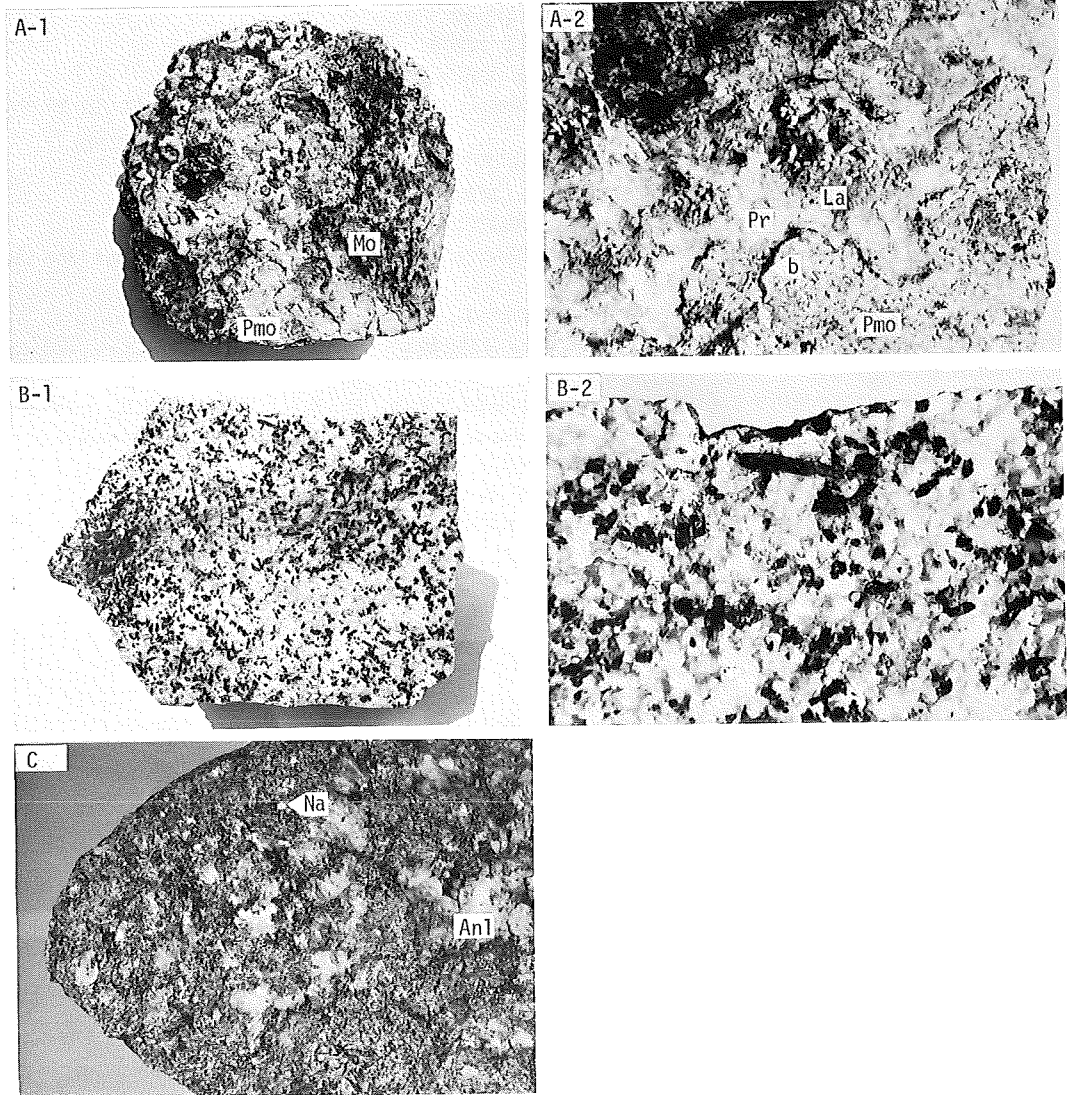
このように, 熱水溶液からのものと, 続成作用によるものでは, 異なる共生関係を示すことは興味深い。

終わりに本研究を行なうに当たり御指導を頂き, また本稿の御校閲を賜った本学の岡崎由夫教授に深甚なる感謝を申し上げる。また, X線回折装置は, 北大工学部 牛沢信人教授, 佐藤寿一助教授の御好意により使用させて頂いた。ここに, 深く御礼申し上げます。

## 引用・参考文献

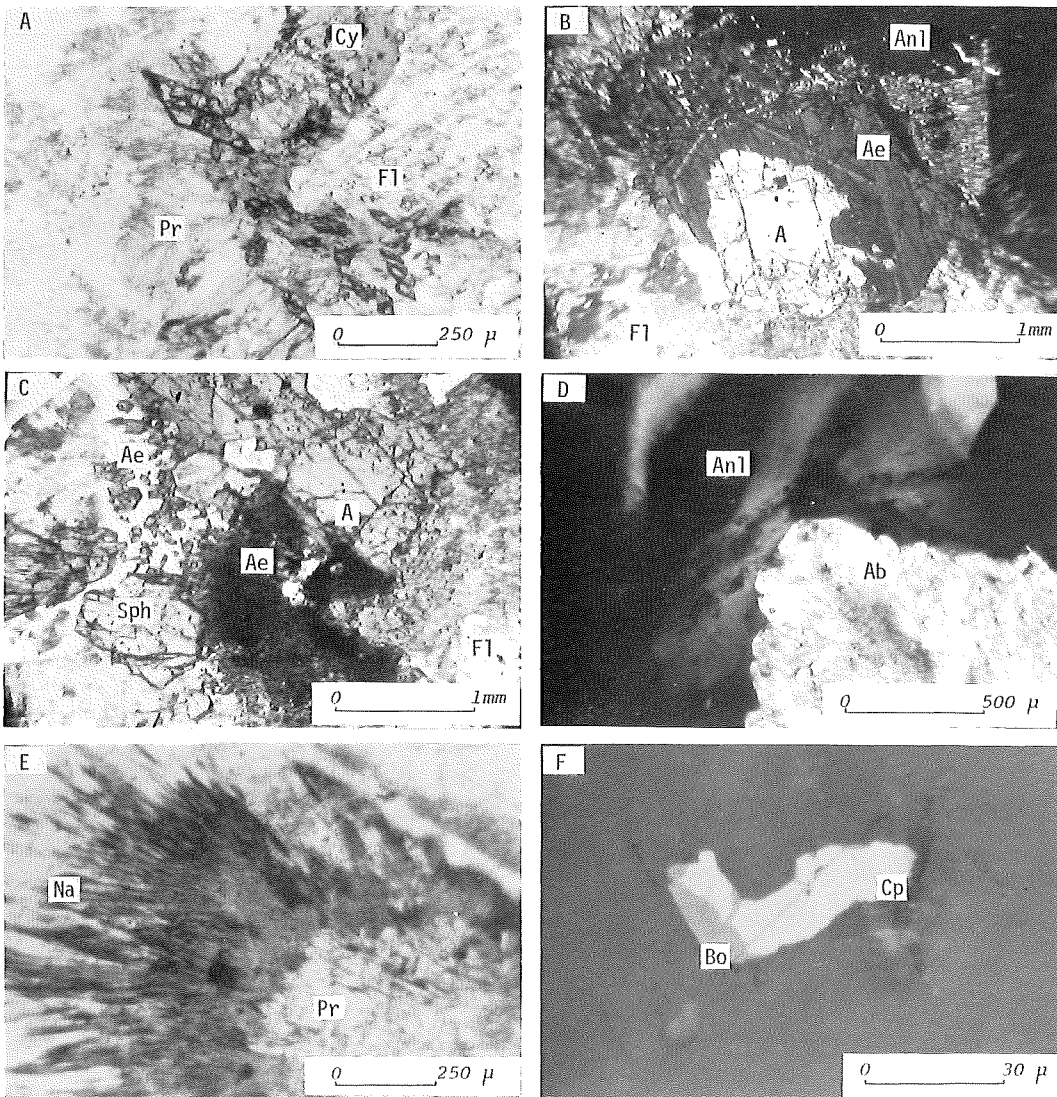
- 青木謙一郎 (1967), アルカリ玄武岩マグマ中におけるチタンの役割, 岩鉱, Vol.57, No.5, p.188-199.
- Borg, I.Y. and Smith, J.R. (1968), Calculated Powder Patterns : I Five plagioclases. Amer. Min., Vol.53, p.1709-1723.
- Coombs, D.S. (1955), X-ray observations on wairakite and non cubic analcime. Min. Mag., Vol.30, p.199-708.
- (1960), Lower grade mineral facies in New Zealand. Int. Geol. Cong., XXI, pt. XIII, p.339-351.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J. (1963), Rock forming minerals. Vol.4, p.338-350.
- 藤原哲夫 (1959), 北海道浜中地域の鉱床と火成活動について, 岩鉱, Vol.43, No.4, p.208-214.
- 長谷川潔・藤原哲夫 (1959), 根室半島の火成岩類 — とくにアルカリ玄武岩について —, 地下資源調査所報告, No.21, p.1-19.
- 橋本光男 (1960), 北海道日東鉱山の優白岩にともなうソーダ沸石, 国科博研報, Vol.46, p.59-63.
- Harada, K. and Tomita, K. (1967), Sodion stilbite from Onigajo, Mie Prefecture, Japan with some experimental studies concerning the conversion of stilbite to wairakite at low watervapor pressures. Amer. Min., Vol.52, p.1438-1450.
- Harada, K., Iwamoto, S. and Kihara, K. (1967), Erionite, phillipsite and gonnardite in the amygdales of basalt from Maze, Niigata Prefecture, Japan. Amer. Min., Vol.52, p.1785-1794.
- 原田一雄 (1948), 沸石相 — とくに地層の埋没深度による分帯に関して —, 地質雑, Vol.74, No.4, p.239-344.
- Harada, K., Hara, M. and Nakao, K. (1968), Mineralogical notes on mesolites and scolecites from Japan. Min. Jour., Vol.5, p.309-320.
- 原田一雄 (1969), 沸石の鉱物学に関する最近の文献, 岩鉱, Vol.61, No.3, p.116-124.
- 原田一雄・中尾和三 (1969), 日本産ソーダ沸石二種, 地質雑, Vol.75, No.6, p.343-344.
- 本間不二雄 (1930), 本邦における火成岩地質学の諸問題, 小川博士還暦祝賀記念論叢
- 飯島 東・歌田 実 (1965), 堆積岩中の Clinoptilolite・Heulandite・Mordenite・Erionite その他の沸石類, 地質雑, Vol.71, No.834, p.138-147.
- 石橋 澄 (1974), 佐賀県東松浦玄武岩中の晶洞鉱物, 岩鉱, Vol.69, No.7, p.255-266.
- 加納 博・吉川輝四 (1966), 門前および五十川産方沸石の化学成分, 光学的ならびに X 線の性質, 地学研究, 益富記念号, p.239-247.
- 金原啓司・吉村尚久 (1973), 粘土鉱物とグリーンタフ変質, 地質学論集, No.9, グリーンタフ地向斜の研究, p.227-237.
- Kushiro, I. (1964), Petrology of the Atumi Dolerite, Japan. Jour. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sec. II, Vol.15, p.135-203.
- 三谷勝利・藤原哲夫・長谷川潔 (1958), 5 万分の 1 地質図幅「根室南部」および同説明書, 北海道立地下資源調査所
- 中島和一・田中啓策 (1967), 和泉山脈中部の和泉層群における含沸石凝灰岩, とくに含モルデン沸石凝灰岩および濁沸石凝灰岩, 地質雑, Vol.73, No.5, p.237-245.
- Nolan, J. and Edgar, A.D. (1963), An X-ray investigation of synthetic pyroxenes in the system acmite-diopside-water at 1000 Kg/cm water-vapor pressure. Min. Mag., Vol.33, p.625-634.
- 太田良平 (1958), 本邦玄武岩および粗面玄武岩の晶洞 (I), (II), 岩鉱, Vol.42, No.5, No.6, p.207-215, p.285-295.
- Saha, P. (1959), Geochemical and X-ray investigation of natural and synthetic analcites. Amer. Min., Vol.44, p.300-313.
- Seki, Y., Oki, Y., Matsuda, T., Mikami, K. and Okumura, K. (1969), Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan. (1). Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., Vol.61, No.3, p.1-24.
- , Oki, Y., Onuki, H. and Odaka, S. (1971), Metamorphism and vein minerals of north Tanzawa mountains, Japan. Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., Vol.66, No.1, p.1-21.
- , Oki, Y., Odaka, S. and Ozawa, K. (1972), Stability of mordenite in zeolite facies metamorphism of the Oyama-Isehara district, east Tanzawa mountains, central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, Vol.78, No.3, p.145-160.
- Smith, J.R. and H.S. Yoder (1956), Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. Amer. Min., Vol.41, p.632-647.
- 杉 健一 (1938), 静岡県高草山の Dolerite に於ける Purple Augite の Aegirinization. 地質雑, Vol.45, No.541, p.769.
- Suzuki, J. (1938), On the occurrence of aegirin-augite in natrolite veins in the dolerite from Nemuro, Hokkaido.

- Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser.4, Vol.4, p.138-191.
- 鈴木 醇 (1951), 北海道に於ける枕状溶岩に就て (要旨), 地質雑, Vol.57, No.670, p.319.
- (1954), 北海道産枕状溶岩類について, 北地要, Vol.26, p.11-20.
- 歌田 実・湊 秀雄 (1972), 島根県西部 (仁摩—温泉津地区) の新第三紀凝灰岩類にみられる沸石の累帯分布, 地質雑, Vol.78, No.7, p.329-340.
- 八木健三 (1948), 北海道納沙布岬の玄武岩類, 科学, Vol.18, No.7, p.39-42.
- (1949a), 北海道根室地方のアルカリ岩 (要旨), 地質雑, Vol.55, No.648-649, p.147.
- (1949b), アルカリ岩に関する 2, 3 の問題, 地球科学, No.1, p.6-10.
- Yagi,K. (1950), Petrology of the alkaline rocks of the Nemuro district, Hokkaido, Japan. Bull. Geol. Soc. Am. Vol.61, p.1516.
- 八木健三 (1952), 玄武岩マグマの分化作用について, 地球科学, No.14, p.17-22.
- Yagi,K. (1953), Petrochemical studies on the alkalic rocks of the Morotsu district, Sakhalin. Bull. Geol. Soc. Am. Vol.64, p.769-810.
- 八木健三 (1956), 根室半島のアルカリ岩—特にその枕状溶岩について, 鈴木醇教授還暦記念論文集, p.287-298.
- Yagi,K. (1966), The system acmite-diopside and its bearing on the stability relations of natural pyroxenes of the acmite-hedenbergite-diopside series. Amer. Min., Vol.51, p.976-1000.
- 吉沢 甫 (1930), 北海道根室火成岩の沸石類の化学成分, 地球, Vol.14, p.411-414.
- 吉沢 甫 (1931), 根室半島に於ける方沸石ドレライト, 地質雑, Vol.38, No.453, p.273.



**Plate 1** Occurrence of amygdale and vein minerals.

- A-1** : Occurrence of laumontite (dull white, small prismatic crystals) and prehnite (white) in the cavities of monzonite. (Mo: porphyritic monzonite, Pmo: pinkish monzonite),  $\times 1/4.5$
- A-2** : Close-up of A-1. (La: laumontite, Pr: prehnite, b: boundary of monzonite and massive prehnite composed of sphene and clay minerals),  $\times 0.8$
- B-1** : Occurrence of analcime (white) and clinopyroxene (black) in the veinlets of monzonite,  $\times 1/6$
- B-2** : Close-up of B-1.  $\times 0.7$
- C** : Occurrence of analcime (lucent white) and natrolite (white) in the veinlets of syenitic rock. (An1: analcime, Na: natrolite),  $\times 1/3$



**Plate 2** Microphotographs of amygdale and vein minerals, and sulphides.

- A : Spheue and clay minerals (chlorite, montmorillonite) which is boundary between prehnite and feldspar, Open nicol.
- B : Zonal structure of common augite and aegirinaugite. Crossed nicols.
- C : Aggregates of small aegirinaugite grains. Open nicol.
- D : Feldspar phenocryst in the analcime has been altered to albite. Crossed nicols.
- E : Intergrowth of prehnite and natrolite. Open nicol.
- F : Bornite and chalcopyrite in the gangue minerals. Reflected light.

Abbreviations, A : common augite, Ae : aegirinaugite, Ab : albite, Anl : analcime,  
 Bo : bornite, Cp : chalcopyrite, Cy : clay minerals, Fl : feldspar,  
 Na : natrolite, Pr : prehnite, Sph : sphene.