

## 資 料

551.21(524)

### 千 島 列 島 の 火 山 活 動\*

E. K. Markhinin

小 西 善 治 訳

#### 1. 千島島弧の外帯および内帯

千島島弧は、ユーラシア大陸境界と太平洋とに沿って北東方向に、延長 1,000 km にわたって延び、外帯および内帯からなる 2 重の島弧で代表される。千島島弧の外帯は、ほぼ千島弧炭田から根室半島にわたる北海道の北東端部を取り囲んでいる。小千島島列、すなわち Tanfilev 島・Zelen 島・Polonskii 島・Sikotan 島およびその他の島列は、海底礁では、断続的ではあるが、カムチャッカの小島列（千島）の延長線まで追跡できるであろう。

千島島弧の内帯は、北海道のほとんど中央部に発し、そこでは、横断地質構造——夷弧に接合している。内帯は、北海道の大雪山・阿寒、知床半島の火山地帯、南西部では Kunashir 島——から、北東部は Paramushir 島および Shumshu 島にわたる大千島島列を取り囲みながら、北東方向に延び、さらにカムチャッカに続いている。

千島島弧の外帯および内帯は、まず第一に、正確には外面的な地形的容観によって互いに区別される。外帯の主要な地形的特性は、比較的低く、かつ平坦であることである。主として白堊紀および暁新世の岩石類からなる連鎖山脈は、著しく平坦化し、高度 400m を超えることはまれである。これらの山脈は、共通の千島方向をもって平行に走っている。小千島島列に対する大千島島列にあっては、鋭い山頂をいただく山脈が走っているのが特徴となっている。これらの山脈は、基盤が新第三紀の岩石類からなり、時には、高度 1,500m に達することがあるが、しばしば第四紀の溢流物からなるメーサで代表される高平坦面をもち、600~700m の標高を示す。さらに大千島島列では、高度 1,500m 以上にしばしば達する第四紀の死火山および活火山の構築物が起伏中に依然として保存されている。

千島の 2 帯は、また次の特徴で区別される。すなわち外帯は、現在火山活動がみられないが、内帯は、現在盛んに火山活動が行なわれている地域で代表される。最後に外帯は比較的高い重力異常値で特徴づけられるが、内帯はその値が比較的低い。日本人学者、坪井・湊・八木および船橋は、最近この現象に注目している。国際地球観測年代に関連して、ソビエト地球物理学研究所の太平洋探検隊が行なった大規模の地球物理学的研究も、内帯と外帯との重力異常差を確認している。したがって千島地体構造弧 (geostructure) の外帯と内帯との境界は、重力異常の急激な変異により追跡できるであろう。

外帯・内帯の上述の差異の出現には、たしかに深い原因がある。千島島弧の地質構造および地史を注意深く研究すれば、外帯および内帯の地史は、同一ではないばかりか、本質的に対照的である。千島島弧の外帯は、主として化石によって同定された白堊紀および暁新世の堆積物から主として構成されている。内千島島弧では、反対に、白堊紀および暁新世の堆積物は、依然として今日まで出会していない。したがってこの地域では、全くまたはほとんど全く完全に欠失しているようである。大千島島列の新第三系は、おそらく古生代および古中生代の地層大系 (complex) 中に直接のっているようである。このような状態は、北海道の日高統 (Hidaka series) に類似している。この相似性の信頼度は、大千島島列と北部本州弧の内帯との対比を行なうことによって、とくに高められる。大千島島列では、白堊紀および暁新世には、削剝時代があったようである。他方においては、大千島島列では、新第三紀の構築物は、相当な厚さに達しているが、小千島島列

\* E. K. Мархинин: Вулканизм курильских островов, Известия академии наук СССР, Серия геологическая, No. 6, 1961

では、現在に至るまで全く知られない状態にある。第三紀には、千島弧の外帯は、第三紀に削剝期であったことは、推定される根拠がある。したがって湊・八木・船橋が以前に到達した結論は、全く当然なことである。すなわち主として北部本州の地体構造弧の研究データの結論によれば、地質学的履歴の一定の断面では、北部本州弧および千島弧の造構造運動が対照的な指標(indicator)を示している(Minato, Yagi & Funahashi, 1956)。

千島弧の外帯と内帯の間には、地殻に深い断裂(deep fracture)が走っているようである。上述の重力異常の急激な変化は、両帯間の境界を現わす断裂帯を記録している。この断裂帯面に沿って、地帯の相対的移動が発生し、現在においても発生している。

2. 千島列島の火山活動の発達史

千島列島の地史中では、火山活動がきわめて大きな役割を占めている。ソ連および日本の地質学者のデータを利用すると千島列島の火山活動史は、次表のように図式的に表わすことができる(第1表)。

第1表 千島島弧の外帯・内帯のマグマ源生成物の系列図式

地質時代	大千島島列 (外帯)		火山	造構造運動 および主 褶曲相の 卓越方向	小千島島列 (内帯)	火山	造構造運動 および主 褶曲相の 卓越方向
	成 生 物		輪廻		生 成 物	輪廻	
第四紀	玄武岩類・安山岩・玄武岩類・安山岩類・石英安山岩類(現在の火山構築物を形成する) 安山岩・石英安山岩組成の脆弱な火山産出物、海底に再沈積したもの 安山岩および安山岩—玄武岩の海流被覆 Neck		第四紀	↑	火山活動を欠失 two-pyroxene 安山岩, olivine 玄武岩の溢流, この時代の生成物は火山構築物の地形に依然として保存されている。	第四紀	↓  ↑
	第三紀	鮮新世	流紋岩安山岩抛出物, 凝灰角礫岩・凝灰砂岩(塩基性組成)	鮮新世	↑ ↓	削剝期 この時代の生成物は知られていない	?
中新世		脈状岩石類, (A) プロピライト化作用を蒙っている流紋岩質石英安山岩岩脈, 鉍脈。 (B) 安山岩および玄武岩グループの岩石類の岩脈, 鉍脈。 (C) 石英・硫化物鉍脈, 石英・閃緑岩の貫入物。 プロピライト火山源生成物組成が雑多で(安山岩から流紋岩質安山岩に亘る) 詳しい区別できない	中新世	↑ ↓			
古第三紀	削剝期 この時代の生成物は知られていない		?	↑	augite-andesite の岩脈, 鉍脈 augite-andesite および安山岩玄武岩の溢流, 熔岩質角礫岩, agglomerate 塩基性 augite-andesite の溢流, 岩脈	古第三紀	
セノニアン	白堊紀	削剝期 この時代の生成物は知られていない	?	↑	斑禰岩質・閃緑岩質貫入物・黒色鉍物類が広範囲に発達している地帯を伴う 熔岩流, 熔岩質角礫岩・安山岩質凝灰礫岩	白堊紀	

小千島列島の火山の発達には、3 輪廻、すなわち白堊紀、第三紀(古第三紀?)と第四紀とに分けられる。

白堊紀輪廻の生成物には、1936 年に佐々が Matakotan 層という名称で区分し、小千島列島の層序の基盤にある岩石系列が入れられる。さらにまたこの種生成物には、白堊紀堆積物を切っているが、第三紀堆積物中には、貫入していない斑礫岩質貫入岩も属している。

Matakotan 累層は、輝石安山岩・玄武岩流を伴う火山礫岩・砂岩の互層で代表される。Matakotan 火山起源礫岩中では、大部分の碎屑礫は円琢され主として輝石安山岩・玄武岩で代表される。個々碎屑物は、時には、径 0.5m に達することがある。Matakotan 層の厚層は、Zhelubovskii によれば 400m をくだらない。本層は、北東方向に延長し、25° で南東に傾斜し、その上を模式的な堆積岩が小傾斜不整合をもって覆っている。この種堆積岩は、とくにその下部には、火山起源物質の混合物——砂岩・粘板岩・珪質岩石類・泥灰岩——を含み、貧弱なセノマニアン動物群を産出する。

この堆積岩層は、初めて佐々が Sikotan 累層という名称で記載している。その後 Zhelubovskii は、小千島累層と名付けているが、厚層は、約 200m である。本層の生成は、小千島列島の火山噴出 (surface volcanism) の減衰と休止とを特徴づけている。われわれの考え方では、Matakotan 時代の盛んな火山現象の余波の産物である。斑礫質貫入は、セノマニアン堆積物を断ち切り、変質作用を及ぼしている。貫入規模は、1~3 km に達している。この種貫入岩は組成についてみれば、主として斑礫岩・(塩基性)閃緑岩に対応し、塩基性斜長岩、さまざまな黑色鉱物類——橄欖石・輝石・黒雲母・紫蘇輝石——が優勢である。

火山噴出が暫時休止後、火山活動が第三紀(古第三紀?)に、新しい力をもって小千島列島に出現した。小千島列島の第三紀火山活動輪廻の生成物は、安山岩、安山岩・玄武岩の溢流物、熔岩質角礫岩、凝灰礫岩および多数の岩脈で代表される。凝灰礫岩中では、安山岩、安山岩・玄武岩角礫岩とともに、白堊紀後期の貫入物から生じた斑礫岩に出会す。岩石層の走向は、北東方向を示し、時には、20° の角度で傾斜している。Zhelubovskii によれば、第三紀の火山起源岩層の延長は 500m である。

白堊紀および古第三紀の岩層が褶曲作用を蒙った造構造運動後(相当期間にわたる)、堆積物の沈積、中断・侵食・削剝後(新第三紀の時代に対応する)、初期第四紀に、小千島列島には、ふたたび激烈な火山活動が起こったので、この期間の火山輪廻を区分することが必要である。この火山輪廻の生成物は、白堊紀および古第三紀岩層上に、著しい傾斜不整合をもっている。この種生成物は、Two-pyroxene、安山岩・玄武岩および橄欖質玄武岩で代表され、Sikotan 島では、崩壊された火山構築物列を形成している。多くの場合、岩層が火山構築物の中心から傾いて発達しているのが認められる。

大千島列島の火山作用 (volcanism) の発達地域では、中新世・鮮新世・第四紀の火山噴出輪廻が区別される。中新世火山噴出輪廻の岩層は、熱水・気成・変成作用を蒙って著しく変質し、さらに急褶曲 (steep folding) し、多数の張力性擾乱 (tear disturbance) で破壊されている。鮮新世火山輪廻の岩層は、著しい傾斜不整合をもってその上にのり、弱い変成作用を蒙り、一般には、10~15° の緩傾斜をなす。第四紀生成物は、水平か、あるいは新时期火山岩塊の中心部から低度の傾きを示す。

中新世火山噴出輪廻は、火山起源生成物で代表され、その組成は雑多で安山岩から流紋岩石英安山岩にわたり、貫入石英閃緑岩、および鉱脈類を伴う。

詳しく区別されていない火山源生成物——組成は雑多である——は、Kunashir 島・Urup 島・Igurup 島に広範囲に分布している。この種生成物は、安山岩・石英安山岩・流紋岩石英安山岩およびその凝灰岩類で代表され、しばしばプロピライト化作用を蒙っている。噴出岩類およびその凝灰岩類は、しばしば著しく乱 (dislocation) され、変質している。岩層は、石英閃緑岩および多数の古期 (paleo andesite-basalt) 安山岩質玄武岩岩脈で貫かれている。さらにこの種岩層には、成因的には、花崗状岩石類とおそらく関連性をもつと考えられる硫化物鉱床が賦存している

ので、きわめて注目にあたいる。岩層の厚さは、数100mを超えない。その生成年代については、北部日本に広く分布する“緑色凝灰岩”層に類似しているの、かりに中新世に入れられている。

Paramushir 島・Urup 島・Kunashir 島で知られている石英閃緑岩の貫入岩脈は、小地域を占めている。石英閃緑岩は、汚染され、長石は曹長石化作用を蒙り、黒色鉱物類は、緑泥石で置きかえられている。花崗斑岩、micro-aplite のような構造がしばしば発達しているのは、この岩体が浅所 (hyponabyssal) 起源であることを物語っている。石英閃緑岩の生成年代は、中新世後期にかりにとられている。

大千島列島の中新世脈状岩石系列は、酸性、塩基性岩石類岩脈、石英・硫化物鉱脈で代表される。プロピライト化作用を蒙った流紋岩石英安山岩および石英安山岩の岩脈は、Prasolov 岬地域の Kunashir 島の北西岸で観察される。この岩脈は、時代的には、石英閃緑岩塊に一致している。この岩脈の厚さは0.5~12mである。岩脈は、石英閃緑岩塊を切っているの、それより新しいものであるが、ある場合には、石英閃緑岩は安山岩および安山岩質玄武岩岩脈系列の生成よりも古いことがある。塩基性岩脈類は、きわめて広範囲に分布し、その幅は、きわめて多様で数cmから、2,3mまでである。中新世熱水・気成変成作用を蒙った岩層中に発達する硫化物・石英鉱脈は、見掛け上、成因的には花崗岩状岩石類の貫入と関連性をもっている（とくに Kunashir 島の Dokuchaev, Valentinenskoe, Zolotoi Kliuch 鉱床があげられる。）。この種の岩脈は銅・鉛・亜鉛と金・銀鉱化作用を受けている。Averyanov によれば、鉱物としては、黄鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・輝水鉛鉱・輝銀鉱・テルル・金・自然金・斑銅鉱・輝銅鉱が産出する。鉱脈中には石英以外に、重晶石・高陵土・菱鉄鉱を伴なう。母岩の変質としては、黄鉄鉱化作用・カオリン化作用・珪化作用があげられる。鉱脈の幅は普通10cmを超えない。

中新世の鉱脈・岩脈の走向は、様々であるが、北西方向が優勢である。傾斜は急である。

鮮新世火山活動輪廻の生成物は、礫として石英閃緑岩礫を含む凝灰礫岩と主要組成の凝灰質砂岩とで主として代表される。この種の生成物は、多くの大千島列島の島々で知られ、時には新第三紀の動物群を産出し、しばしば主要噴出物層中に含まれていることがある。厚層は、200~300mに達する。Kunashir 島の Goriachi Priazb 村地域の鮮新世と推定されている凝灰質砂岩は、小規模の流紋岩石英安山岩質噴出物で知られている。流紋岩石英安山岩の露出は、また Rife 岬および Tyurin 川の流域 (Kunashir 島) にも認められる。Rife 岬産の流紋岩石英安山岩は、真珠岩構造をもち、おそらく、真珠岩原料として興味があるのであろう。Pospelov が後者の噴出物から採取された数標本について行なった研究によれば、この種噴出物は、鮮新世の後期、第四紀の期を特徴づける反対の残留磁性を示す。この種流紋岩安山岩質噴出物は、おそらく鮮新世火山活動輪廻の最終期を特徴づけるものであろう。

大千島列島の第四紀火山活動の歴史では3つの主火山活動輪廻を区分できるであろう。第一火山活動輪廻では、現在多くの火山の基底を構成し、多くの場合高海成段丘 (100m 以上) に露出する安山岩、安山岩・玄武岩の熔岩層を形成している。第二火山活動輪廻は、高海成段丘を構成する安山岩・石英安山岩組成の脆弱な火山起源堆積岩層からなっている。第三火山活動輪廻は、現代の火山構築の地形にあらわれ、種々の塩基性——玄武岩から石英安山岩にわたる——石灰質噴出岩類からなっている。

第1期の熔岩は、平坦な水平状台地をしばしば形成し、予備的データ少なくとも2,3の場合についていえば、逆の残留磁性で特徴づけられる。したがってこの熔岩の生成年代は、鮮新世と第四紀との境界に近いことを物語っている。第2期は、海底火山活動が優勢であるのが特性である。高海成段丘を構成する砂質・軽石層の生成は、水中環境で起こった。この堆積物に材料を供給した火山、とくに Kunashir 島の Golovin 火山および Peschan 湖地域の諸火山、Iturup 島の Krasivog 地域の火山等は、この期には安定した火山構築物をもっていなかったことは明らかである。この期の噴出で発生した円錐火山は、急速に海中で破壊され、その後、著しい隆起運動で、海水面上に突き出た火山のみが、地形上に現われている現代の火山構築物を形成した。

以上のことから次のことが明らかである。すなわち千島列島の火山活動は、造構隆起運動期ならびに造構沈降期に時代的には一致していた。白堊紀および古第三紀における千島弧の外帯は沈降し、その沈降を背景として、火山活動が起こった。内帯はこの期に隆起運動を蒙った。新第三紀の始期には、逆の造構造運動が起こった。両帯における造構造運動の符号 (sign) は、逆の方向に代わった。すなわち新第三紀には、内帯は卓越的に沈降運動を蒙った。したがって内帯では、主として沈降運動を背景として火山の噴出が起こった。第四紀には、沈降・隆起運動は、両帯では、反復繰り返して行なわれたようである。新しい時代に沈降運動を蒙った小千島列島では第四紀の始めには、火山活動は、散在的に突発したにすぎなかった。反対に、大千島列島には強烈な火山活動が起こり、そのうえ現代の諸火山は、全大千島列島の隆起を背景として行なわれた。

### 3. 千島列島の現代の火山活動

現代の火山活動とは、地形上に保存されている第四紀の死火山を活火山の生成に導き、現在に至るまで持続している火山現象を意味するものとする。現在において、見事な火山体がみられるものから活火山にわたる千島列島の火山数は、39 である。ただしそのうちの 1 つに海底火山がある。火山噴出では、爆烈的の性質が卓越している。したがって噴出の際には多量の火成碎屑物質が抛い出され、日々海中に搬出された。したがって熔岩溢流・火山岩塊は、二次的の意味もっている。しかし千島火山では、熔岩組成の時間的変化については、任意の明白な一般的な法則性を明らかにすることが不可能である。同一火山活動期間の隣接諸火山でも、異なる熔岩が噴出したことを指摘しておく。例えば Mendeleev 火山では、石英安山岩類、Tiatia 火山では玄武岩類である。しかし一層塩基性熔岩が時間的には一層酸性のものに変わることがしばしばあるようである。

多数の現代の火山山体の生成における重要な事変は、カルデラの生成である。これは、火山活動性の減衰自体を示すものである。活火山数の半数以上は、カルデラの保存されているもの、または半ば破壊されたカルデラで特徴づけられる。死火山にあっては、カルデラが多く、かつ一層大規模である。千島の大規模なカルデラに対しては、陥没起源説を適用できないということはない。

William, Bemmelen および多くの火山学者の考え方に従えば、大規模な千島カルデラが次のようにして生成されたことが考えられる。すなわち強烈な噴出期には、マグマ溜からのマグマ物質の抛出は、そのために生成された溜の空間の充填——深所源 (deep source) からマグマが上昇して補給される——が間に合うよりも、一層迅速に起きる。火山岩体は、この場合自重作用によって、発生した空所に——リング状破砕面に沿って——崩壊するが、地表面ではカルデラが生成される。最大カルデラは、千島では、径 10 km (Lvin Past, Kudryav 火山カルデラ) であるが、深さは 80m 以下である。このようにして地殻上部層に発生する空所容積は、カルデラ生成以前には、数 10 km<sup>3</sup> に達したことが考えられる (計算によれば陥没に基づくカルデラ生成は、マグマの溜が地表面から数 km 以上の浅所にある場合のみ可能である)。この空所は、マグマによる囲繞——マグマの溜り——岩石の同化作用と、噴出によってその産物の地表面への搬出で生成されるのであろう。後カルデラ期では、火山活動は、熔岩の流出によって円頂丘がしばしば生成されるのが特徴となっている。この種円頂丘は、酸性安山岩すなわち SiO<sub>2</sub> 58~65% の含量の安山岩・石英安山岩から普通構成されている。円頂丘の内部構造の研究によれば、円頂丘構造の断面輪廓は、屋根状構造の輪廓にも、また扇状構造の輪廓にも対応しないことが多く、一層複雑な輪廓を呈している。

硫気孔および変質岩石類の若干の特性データは、第 2 表のとおりである。

最近の火山活動期におけるリング状カルデラ、放射状破砕帯の形成、酸性流出物による円頂丘の生成、小規模の地表近くへの貫入 (このような貫入現象としては、ドーム状隆起湖成堆積物がグーローピンカルデラ内部にみられる) は、強烈な硫気活動、硫黄鉱床の生成および明礬石化作用と関連性がある。

第 2 表

成分 千 g/l	硫黄ガスの凝縮物			熱 泉 水		
	エウエコ火山 $t \approx 115^\circ$	メンデレーエフ 火 山 $t = 100^\circ$	ゴロービン 火 山 $t = 100^\circ$	エウエコ火山 $t \approx 60^\circ$	ヴェルタルウベ 火 山 $t = 30^\circ$	ゴロービン 火 山 $t = 98.5^\circ$
H'	0,0742	0,0027	0,0061	0,0008	0,0035	0,0350
NH <sub>4</sub> '	0,005	0,0002	0,0004	0,0006	0,0010	0,0015
K'	0,2358	0,0637	{	1,3961	0,0098	—
Na'	—	—				
Ca''	0,1535	0,1648	0,2101	0,1040	0,3643	0,1045
Mg''	0,0139	0,0165	0,537	0,0497	0,0693	0,0305
Al'''	0,009	{	{	0,080	0,1810	0,1173
Fe'''	—					
Fe''	0,002	—	—	0,045	0,0710	0,2070
Mn''	—	—	—	—	—	0,0002
Cu''	—	—	—	—	—	—
Ti <sup>4+</sup>	—	—	—	—	—	—
カチオン総和	0,4844	0,2739	0,4036	1,6762	1,2670	0,4970
Cl'	3,141	Следы	0,0801	1,8922	0,3671	0,0133
SO <sub>4</sub> ''	0,269	0,0767	0,0927	1,2963	3,0752	1,5321
HSO <sub>4</sub> '	—	0,0106	0,0225	0,0815	0,6822	2,9876
F'	0,007	—	—	0,0024	0,0010	—
Br'	—	—	—	—	—	—
NO <sub>3</sub> '	—	—	—	0,0018	—	—
アニオン総和	3,4170	0,0873	0,1953	3,2742	4,1255	4,5330
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	0,0851	0,0207	1,1088	0,3000	0,260	0,4150
H <sub>2</sub> S	—	0,0190	0,0663	—	—	—
H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	—	—	—	—	—	—
HBO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
S	2,740	—	—	—	—	—
H <sub>3</sub> ASO <sub>3</sub>	0,0026	—	—	—	—	—
総 鉱 物	3,7290	0,4009	0,7740	5,2504	5,65	5,4450
pH	1,02	2,56	2,21	3,0	2,45	1,31

千島列島の硫黄活動は、現在では活火山数のほとんど 3/4 を占めている。この種活動は、蒸気、ガス流、温泉、小規模の間欠泉の形態で認められる。硫黄孔の温度は、普通 100° に近く、時には 200~300° に達する。様々な火山の硫黄地帯の硫黄孔の化学的組成は、しばしば近似性を示し、火山ガスの排出条件によって若干異なっている。亜空中 (subareal) 条件で排出される硫黄流中では、水蒸気および炭酸ガスが普通卓越し、硫化水素、硫黄ガス、硫化水素が存在するのが特性となっている。後者の成分は、水中を通るので溶解されている。この成分は、温泉水および熱カルデラ湖水のアニオン組成で条件づけられる。

温泉およびカルデラ湖の随伴ガス中では、炭酸ガスが卓越し、窒素、メタン、水素が存在している。天水中に溶解されている火山ガスの数成分を媒介として生成される強酸性水 (pH 0.5~3) ——温泉、カルデラ湖に認められる——は付近の岩石に強烈に作用し、その中の金属を運び出す。このような現象は、水のカチオン組成を決定する (第2表)。岩石の変質と火山循環水の“蒸

発”過程では、脱色鉱物類 (alunogen, sulphat 礬土類) が生成される。この種鉱物類には、アニオンばかりか、一部礬素のような元素のカチオンがみられる。後者は、温泉水の組成に火山ガスを媒介として搬入されたものである。硫黄は、硫黄地帯の地表あるいは地表付近での硫化水素の酸化によって生成されたものである。これらの過程は、とくに、2,3 のカルデラ熱水湖底にみられる含硫黄淤泥の沈積を誘導する。硫黄地帯では、硫化鉄で富化された岩石類が侵食によって露出していることがある (Mendeleev 火山)。Naboko によれば、硫化鉄の沈殿は、(1) 下降循環水と硫酸鉄と、(2) 上昇水と硫化イオンとの会合によって発生すると考えられている。岩石が侵出された膨大な金属量は、日本海へ搬出される。この種の地表水が酸性の海口に達すると、その中に溶解している物質の大部分は、沈殿し、火山源堆積物質の未来の膠結物となる (第3表、省略)。

#### 4. 千島列島の火山島の一般的特性

千島列島の新生代型火山岩類中では、アルカリ土類系、すなわち玄武岩から流紋岩安山岩にわたるきわめて多様な岩石類が認められる。しかしこれらの岩石類中では、安山岩・玄武岩側かあるいは安山岩・流紋岩・安山岩側か部分的偏異を示す安山岩類が優勢である (岩石族の分類にあたっては、Levinson-Lessing の提案する基準を基礎においた)。

成因的には関連性をもつ岩石類の総生成階梯は、若干の一定の特性で現わされる。

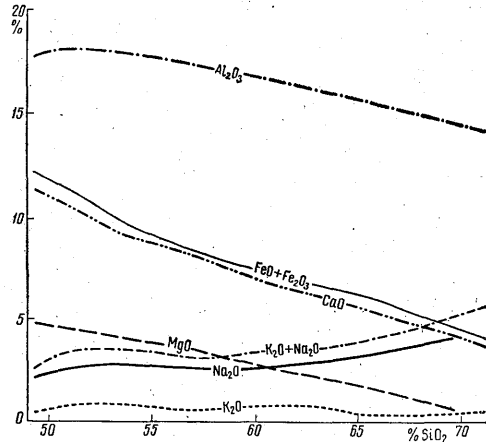
1. 最大塩基性岩石類から最大酸性岩石類にわたるすべての岩石類中では、珪晶・微晶の主要鉱物としては、斜長石があげられる。斜長石珪晶は、安山岩流紋岩および流紋岩安山岩型の酸性岩石でさえも、曹灰長石に達する主要な組成をなしている。
2. 最大酸性度岩石類を含むすべての岩石学的岩石型における暗色鉱物中では、輝石が卓越している。例外としては、主要暗色鉱物類が橄欖石である若干の玄武岩類があげられる。
3. 単斜輝石と斜方輝石とは、共存しているのが普通である。そのうえ、塩基性岩石類 (例外型および酸性岩石型) では、橄欖石が認められる。
4. 一般に珪晶の含有量が高い。例外としては、最大酸性度・最塩基性度岩石類が特徴づけられる。

5. 火山ハリの比較的酸性組成の岩石類は、ハリ質構造中の石英の存在によって条件づけられる。

千島熔岩の塩基性型の特性は、第4表にかかげられてある。千島列島では、最大の分布を示す岩石類は、安山岩・玄武岩類と安山岩類である。

熔岩中の斜長石は、“高温度特性”をもっている。熔岩の塩基性は、斜長石の微晶組成 (No. 27 は、最大酸性岩石類, No. 82 最大塩基性岩石類である) と火山ハリ ( $n=1,488$  は最大酸性度,  $n=1,551$  は最大塩基性岩石類) とに特徴的に現われる。一層塩基性熔岩にあつては、

斜長石珪晶をもつ熔岩がまた塩基性が高くなる。最大酸性岩石類では (No. 37 試料と最大塩基性岩石類では No. 90 試料) 一層塩基性熔岩類から一層酸性熔岩類へ移行する場合には、暗色鉱物組成の規則的变化は明らかでない。橄欖石に対しては、反応縁で特徴づけられる。光軸角は  $-82^\circ$  から  $-88^\circ$  にわたる。単斜輝石の  $2V$  の平均値は、 $+54^\circ$ 、微晶の平均値は  $+51^\circ$  である。Veselovskii 図表によれば、この値は、次の組成に対応する。44 En, 18 Fs, 38 Wo と 47 En, 22 Fs, 31 Wo である。試料熔岩の単斜輝石の光軸角は、 $-58^\circ$  から  $-70^\circ$  にわたる。Winchell



第1図 千島列島の新期火山岩の成分変動図

第 4 表 千島列島の第四紀熔岩の主要型特性

岩石類	斑 晶 組 成				主 要 岩 塊 組 成			構 造 特 性		化 学 的 組 成					
	Pl (% An)	Pr	Ol (%Fa)	Q	Pl (% An)	Pr	n ハ リ	容積中における斑 晶量 (%)	主要岩塊の卓越的结构	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + +FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
玄武岩類	70—90	輝 石	20—30	—	55—82	輝石	1,543—1,551	18—50	intersertal, microdoleritic, hialinotic	50,84— 51,75	11,26— 11,53	4,02— 4,89	10,21— 10,32	2,12— 2,48	0,96— 1,07
安山岩・玄武岩	60—80	輝 石 紫蘇輝石	20—30	—	48—55	〃	1,528—1,539	2—28	hialopilitic と pilotaksitotic への移行	52,25— 56,56	7,07— 12,74	3,55— 4,94	7,84— 10,32	2,10— 3,51	0,40— 1,24
安山岩類	54—70	〃	—	—	45—52	〃 紫蘇 輝石	1,510—1,523	14—44	hialopilitic 稀には pilotaksitotic	56,00— 58,00	8,03— 9,82	2,06— 3,86	7,97— 8,66	1,97— 3,86	0,48— 0,67
安山岩・石英・安山岩 ・石英安山岩	40—68	〃	—	Q	28—45	稀少 輝石 稀少 紫蘇 輝石	1,505—1,510	25—41	hialopilitic, microlitic, spherulitic に近い	32,37— 64,68	6,46— 8,62	1,54— 2,46	5,02— 6,12	2,26— 3,46	0,49— 0,95
流紋岩・安山岩	37—50 稀少	稀少 紫蘇輝石	—	Q	27—32 稀少	—	1,488—1,505	11—19	crystallitic, spherulitic に近い	74,00	3,2	3,62	2,60	2,79	0,86



図表によれば、32% から 44% の鉄珪石分子の含有量に対応する。熔岩の化学的組成差は、結晶とハリ、また様々な鉱物の結晶および斜長石の微晶・斑晶の様々な組成との相関関係で条件づけられる。熔岩中における SiO<sub>2</sub> 含量は、50% (玄武岩類) から 74% (流紋岩安山岩) に変わる。Harker の図表では、総鉄酸化物の含量減少と SiO<sub>2</sub> 含量の増加とは、比例的関係にある。同一のことは、酸化カルシウムについてもいえる。MgO の減少は、急激に起こっていない (第 1 図)。

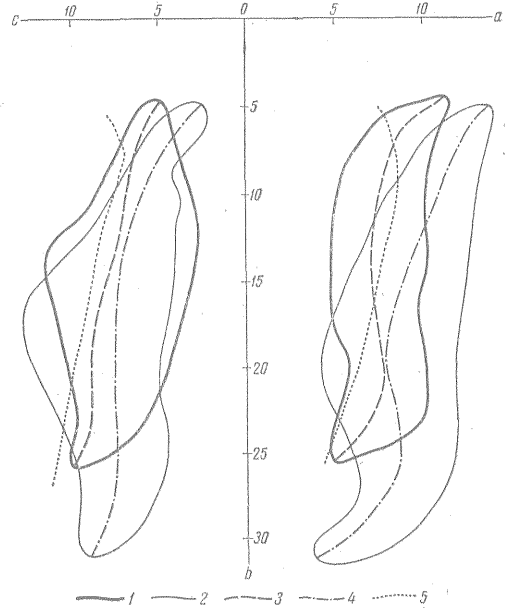
全熔岩中におけるアルカリ含量が著しく低い場合には Harker 図の CaO 曲線と Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 曲線とは、(68) の SiO<sub>2</sub> の場合にのみ交わる。アルカリ土類指数と名づけられているこの値は、最もよく知られていると考えられる日本産の熔岩 (65%) よりも高い。化学的にみれば、千島列島の新期火山岩類は、日本産の新期熔岩と近似している。しかし日本産熔岩とは、平均組成岩石中におけるアルカリ含量がさらに低いので識別される (第 2 図)。千島熔岩の化学機構の主特性は次のようである。

1. 玄武岩から流紋岩・石英安山岩にわたる全熔岩が明白なアルカリ土類の特性を示す。
2. 塩基性熔岩であっても、ハリ質構造には低アルカリ含量で条件づけられる遊離珪酸が認められる。
3. K に対して Na が著しく卓越している。

千島列島の熔岩類は、地表近くの上昇路でシアル物質と混成して生じた玄武岩マグマの産物である。このことについては、次の事実が物語っている。

1. 地球物理学的研究により、千島列島下にシアル殻が存在することが確認されている。
2. すでに指摘したように、最も卓越的に分布している熔岩類は、塩基性安山岩類と安山岩・玄武岩類である。一方では、玄武岩類、他方では、石英安山岩類の分布はきわめて僅かである。注目すべきことは、玄武岩類であっても、SiO<sub>2</sub> の含量が高いがその中に含まれている橄欖石は反応縁をもっている。
3. 上述のように、熔岩は特異な化学組成を示す。

Bart によれば、Pikok のアルカリ土類指数は、シアル物質によるマグマの汚染度を示す。すなわちアルカリ土類指数が高ければ、混成作用が大きな意味をもっている。千島列島産の熔岩のアルカリ土類指数は、世界でも最高のものでないようである。Rittmann は、噴出岩類系の成因に関する判断基準として、化学組成のある函数式  $S \left[ S = \frac{Na_2O + K_2O}{SiO_2 - 43} \right]^2$  を最近提唱した。この式では酸化物は重量%でとられ、苦土質岩石からシアル質岩石への含量減少は、塩基性マグマによる酸性物質の混和作用の大きな役割を裏づけている。千島産の熔岩では、この函数値は、2.3 から 0.4 に減少し、マグマの汚染を立証している。



1. 千島列島の火山岩に対する Zavaritsk の主観的的特性領域の輪廓
2. カムチャッカに対する同一輪廓
3. 千島列島の火山岩に対する Zavaritsk の主観的群の平均値線
5. カムチャッカの同一平均値線
4. 日本に対する同一平均値

第 2 図 Zavaritsk 図に基づく千島列島、カムチャッカ、日本の火山岩の混成作用の化学的組成対比

文 献

1. БартГ. Теоретическая петрология. Изд-во ин. лит., 1956.
2. Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. Бюл. Вулканолог. станции, No. 25, 1957.
3. Мархинин Е. К. К истории развития вулканизма на Курильских островах. Докл. АН СССР, т. 118, No. 2, 1958.
4. Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир. Тр. Лаборат. вулканолог. вып. 17, 1959.
5. Minato M., Yagi K., Funahashi M. Geotectonic synthesis of the Grin Tuff Regions in Japan. Bull. Earthquake Rev. Inst., vol. 34, Pt. 3, 1956.
6. Rittmann A. Determination of a serial index of volcanic rocks. Bull. Volcanolog., Napoli, 1958.