

東サハリン山地におけるボニナイトオフィオライト コンプレックスの地質および岩石成因論的特徴

ヴィソツキー S. V. ・ ガヴォロフ G. I. ・ ケムキン I. V. ・ サーピン V. I.

ウラジオストック極東地質研究所

初出: 太平洋の地質17(6): 3–15 (1998, ロシア語)

金 賢善 ・ 加藤孝幸 (訳)

001-0039 札幌市北区北39条西3丁目2-1, アースサイエンス株式会社

The Boninite–Ophiolite Assemblage of East Sakhalin Island: Geology and Some Features of Petrogenesis

Vysotskiy S. V., Govorov G. I., Kemkin I. V. & Sapin V. I.

The Far East Geological Institute in Vladivostok

original: *Geology of Pacific Ocean*17(6): 3–15 (1998, in Russian)

KIM Hen-Sen & KATOH Takayuki, Japanese translation

Earth Science Co. Ltd., 3-2-1 Nishi, Kita-39, Kita-ku, Sapporo, Hokkaido 011-0039, Japan. earth@xa.so-net.ne.jp

翻訳にあたって

東サハリン山地のオフィオライトはススナイ–神居古潭帯 (Rikhter 1986) とは別のオフィオライトであるといわれる (e.g. Rikhter 1986). すなわち, 東サハリン帯は南東方向へ延長し, オホーツク海へ伸び, 北海道東方へ続くように見えるが, 千島海盆拡大の影響もあって, 必ずしも北海道への連続は明瞭でない (e.g. Melankholina 1976; 加藤ら 1998).

ところで, 近年神居古潭帯などオフィオライトの超苦鉄質岩の一部はボニナイトマグマを生成した島弧下の溶け残りマントルであると考えられている (e.g. 田村ら 1999). しかし, このような超苦鉄質岩に伴うボニナイトの存在は北海道のオフィオライトではよく知られていない. ここでは Vysotskiy et al. (1998) による東サハリンのボニナイト–オフィオライトコンプレックスの論文を紹介する.

すなわち, ここで彼らは東サハリン山地の Shelting (シェルチン) 岩体や Berezov (ベリョーゾフ=白樺) 岩体 (e.g. Raznitsin 1982; Semjonov 1982; 加藤ら 1998) は, 周辺のボニナイト質火山岩類とともにボニナイトマグマの層状貫入岩体であることを示した.

1997年の訳者(加藤)らのベリョーゾフ岩体踏査に同行され, また, 本論文の紹介を薦めていただいた知床博物館の合地信生学芸員に感謝いたします.

はじめに

サハリン島においては第四系堆積物からなる低地を境として2つの構造帯が存在する。西帯は初期白亜紀第三紀の陸源堆積層からなる古海溝の堆積物付加体である (Marakushev & Bezmen 1980)。東帯は年代の異なる変形堆積岩、火山岩類、変成岩からなる。これは白亜紀末-古第三紀初期に年

代の異なる海洋および島弧地質体の付加の結果形成されたと推定される (Khanchuk et al. 1989)。ここに最も多く分布する地質体は後期ジュラ紀初期白亜紀の海洋地殻 (オフィオライト, 古海山)、後期白亜紀の島弧地殻である (Grannik 1978, 1991; Raznitsin 1982; Rodzestvinski & Rechukin 1982; Kimura et al. 1992a)。これら岩石の一部は変成作

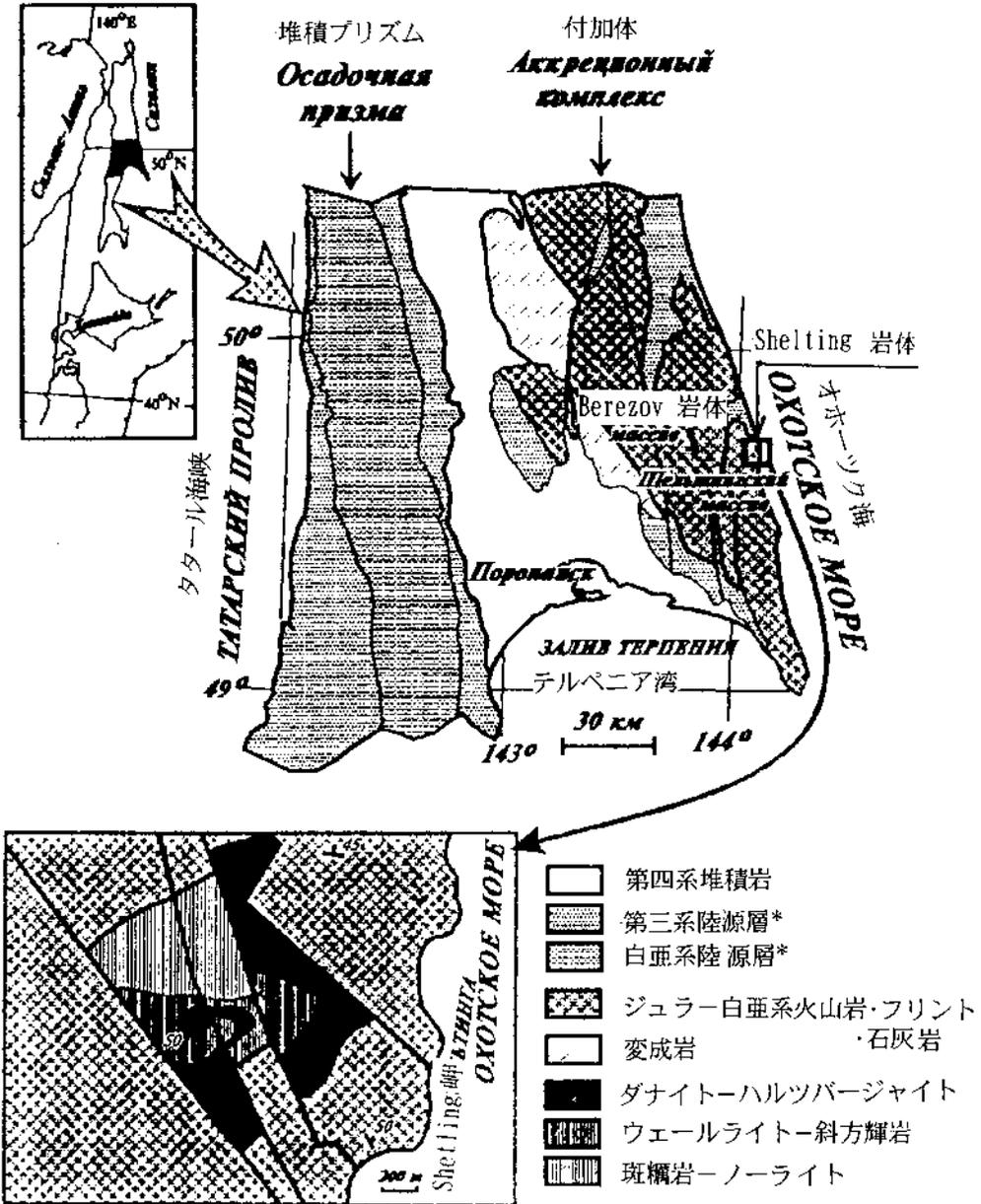


図1. サハリン中央部と Shelting 岩体の地質。*: 訳注, 陸成層ではなく陸源堆積物からなる地層。

用を受けたが、変成作用は異なる時期に起こり、P-T条件はさまざまであった (Rikhter 1986; Khanchuk et al. 1988; Kimura et al. 1992b)。

筆者らは東サハリン山地とオホーツク海沿岸において、野外調査を行い (図1)、Shelting 岬地域においてポニナイト、高マグネシア両輝石安山岩、デイサイトを発見した。これらの岩石は以前の研究者達が後期白亜紀 (サントニアン) の上部 Rakitinskaya 累層に属するとした碎屑岩類である (Grannik 1978; Rodzestvinski & Rechukin 1982)。デイサイト質軽石の同位体年代 (K/Ar 法) の中間データに基づき、ポニナイト系岩石の年代はかつて考えられていたより古い $100 \pm 8\text{Ma}$ であると我々は考える (Goborov et al. 1993)。これは白亜紀中期 (アルビアン-セノマニアン) に相当する。

ポニナイト質の火山岩は古海洋地殻の一部 (Raznitsin 1982)、又は層状分化岩体と見なされる超塩基性岩-斑禰岩コンプレックスと成因関係をもつ (Bekhtolid & Semjonov 1978; Slodkevich 1975; Slodkevich & Lesnov 1976)。超塩基性岩と斑禰岩には斜方輝石が多く、これはポニナイトマグマからの結晶作用の特徴である。Shelting 岬において行なった詳細な調査はポニナイトの溶岩と完晶質岩は同源であることを示す。すなわち、一つの地質断面において種々の深度レベルのポニナイトマグマの結晶作用の産物を観察することができる。

本論文の目的は東サハリン山地における溶岩と層状貫入岩体からなる特異なポニナイトオフィオライト群の存在を報告し、これらの岩石成因論的特徴を明らかにすることである。

調査地域の地質構造

上記東サハリン山地の大部分を構成するのは後期白亜紀の Rymnikskaya 系および Berezovskaya 系に属する複雑に変位した岩石コンプレックスである (Geology of USSR 1989; Grannik 1970)。V. M. Grannik によって Rymnikskaya 系は、下位から上位へ、以下のように2つの累層に区分されている (Grannik 1978)。

1) Bogatinskaya 累層 (1600m) : 珪質・粘土質火砕岩、酸性凝灰岩、層灰岩からなり、粘土質珪質岩と細粒砂岩を挟在する。この累層の年代はコニアシン(?) 初期サントニアンと推定

される。

2) Rakitinskaya 累層 (1300m) : Bogatinskaya 累層上に整合に存在し、噴出岩のレンズ状挟在層を伴う凝灰岩、多色碧玉、石灰岩、珪質・粘土質火砕岩からなる。年代はサントニアンと考えられる。

Berezovskaya 系 (3000-4000m) は Rakitinskaya 累層上に存在し、火山碎屑岩と火山源珪質岩を挟在する砂岩とシルト岩のリズミックな互層からなる。この累層の年代は後期サントニアン-ダニアン(?) と推定される。

ポニナイト質の凝灰岩と溶岩は Rakitinskaya 累層に接しているが、これと関連する完晶質岩はすべての地層とテクトニックな接触関係となっている。すなわち、超塩基性岩-斑禰岩ブロックはテクトニックな塊状岩体 (Berezov 岩体, Shelting 岩体) または巨大な断層帯であるメランジュをなす。一方、貫入岩は分散して露出するが、これらは Shelting コンプレックスとして、まとめることができる多くの共通点をもっている (Slodkevich & Lesnov 1976)。

ポニナイトコンプレックスの年代は、我々のデータによれば、Grannik (1978) やその他の研究の推定する Rakitinskaya 累層の年代より古い。年代を再検討する根拠は以下のようなものである。

- 1) Shelting 岬地区における Rakitinskaya 累層の凝灰質シルト岩から HF 2% を用いた化学処理法により、*Tricolocapsa* aff. *plecarum* Yao, *Tricolocapsa* sp., *Archicapsa pachyderma* (Tan Sin Hok), *Parahsuum* sp. を含む放散虫群集が確認され、これらを含む堆積物の年代を中後期ジュラ紀と決定することができた。
- 2) Zloveshchaya 川中流域におけるこの累層の赤色フリントと珪質泥岩は我々のデータによると初期白亜紀ベリアシアン-バランジニアン of 放散虫群集を以下のように含む。
Archaeodictyomitra vulgaris Pessagno, *Archaeodictyomitra* spp., *Archaeodictyomitra brouweri* (Tan Sin Hok), *Archaeodictyomitra cf. apiara* (Rust), *Archaeodictyomitra* aff. *primitiva* Matsuoka et Yao, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Thanarla* cf. *conica* (Aliev), *Thanarla* group spp., *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak),

Pseudodictyomitra aff. *carpatica* (Lozynyak),
Pseudodictyomitra leptocnica (Foreman),
Pseudodictyomitra sp., *Xitus* sp., *Sethocapsa* sp.,
Pantanelium lanceola (Parona), *Podobursa* aff.
triacantha (Fischli), *Podobursa* spp.

- 3) ボニナイト質デイサイトの放射年代 (K/Ar 法) は 140Ma でベリアシアンに相当する (極東大学実験室; 同位体希釈法)。
- 4) Slodkevich & Lesnov (1976) によれば, Berezov 岩体の岩石の放射年代は 142–125Ma で, これはネオコミアンに相当する。
- 5) Shelting 岩体の岩石の放射年代 (K/Ar) は 160–144Ma で, これは後期ジュラ紀に相当する (極東大学実験室; 全岩および黒雲母, 同位体希釈法)。
- 6) Shelting 岩体の構造を切り, 火山源堆積岩を包有する岩脈の放射年代は 97–67Ma で, これは後期白亜紀に相当する。Shelting 岩体の角閃岩化した斑糲岩ノーライトもこの年代で, これらの変成作用の期間を示す。

以上のデータによりボニナイト系溶岩と貫入岩体の形成は後期ジュラ紀初期白亜紀に同時に生じたと考えることができる (160–140Ma の間)。ボニナイトオフィオライトコンプレックスは層状貫入岩体, 分化火山岩と, これらに関連する碎屑岩を含む。

貫入岩体の内部構造と岩石の相互関係

本論文においては Shelting 岩体と Berezov 岩体を例として挙げる。図 1 に Shelting 岩体の概要を示す。この岩体は母岩とは構造接触関係で, 断層によってブロックに分割されている。母岩はボニナイト質火山岩層と以前 Rakitinskaya 累層の一部と考えられていた凝灰質堆積岩である。

岩体の地質断面をダナイト–ハルツバージャイト, 斜方輝岩, 斑糲岩ノーライトの 3 つに大別することができる。

岩体下部にはウェブステライトの薄い岩脈が貫入するエンスタタイト岩, レルズライト, ハルツバージャイト, (蛇紋岩化) ダナイトの互層が見られる。地質断面の下部には層厚数 cm から 10–15cm まで, およびそれ以上の比較的厚い単層が見られる。これらの上位では層厚が 1–0.5cm まで

で減少し, 輝石の多い単層と少ない単層の互層が観察される。岩石が単斜褶曲をなすことは稀でなく, 時には Z 状の褶曲が見られる。走向沿いに互層の続きは追跡できず, 側方変化する。露出層の全体層厚は 40–120m である。

地質断面の中部の斜方輝岩部分はハルツバージャイト, ウェブステライト, ブロンザイト岩の互層からなる。単層の層厚は数 cm から 1m である。斜方輝岩部分の露出部の層厚は 80–100m 以下である。

上部の斑糲岩ノーライト部分は種々の縞状部と塊状部からなる。縞状構造が最も発達しているのは岩体の斜方輝岩部分と斑糲岩ノーライト部分への移行帯においてである。これは斑糲岩ノーライトと紫蘇輝石岩の互層からなる。移行帯下部における斜方輝岩単層の層厚は 10–15cm で, 上部では数 cm に減少する。その上位の斑糲岩ノーライトには斜方輝石の多い単層とレンズが存在し, 次に塊状部が現れる。斑糲岩類の層厚は 100–120m 以下と考えられる。

Zloveshchaya 川, Geran 川と Berezovka 川の分水嶺に存在する Berezov 岩体は, 構造が Shelting 岩体に似ている。Berezov 岩体は母岩 Bogatinskaya 累層および Rakitinskaya 累層とテクトニックな接触関係で, 北部での 80° から南部での 25° まで変化するが, 東へ傾斜し, ブロック化している。

Shelting 岩体の場合と同様に, Berezov 岩体も地質断面は 3 つに大別できる。下部がダナイト–ハルツバージャイト, 中部が斜方輝岩, 上部が斑糲岩ノーライトである。各部分の層厚は Slodkevich & Lesnov (1976) によれば下部が 400m, 中部が 800m, 上部が 100m である。各部分間には漸移帯が観察され, その層厚は数 m から数 10m である。Berezov 岩体下部 (ダナイト–ハルツバージャイト) の上部には小規模の橄欖石質斑糲岩ノーライトが存在する。これらは同生岩脈, 又はシュリーレンと考えられる。

ボニナイト質溶岩の記載岩石学と鉱物学

ボニナイト質溶岩類は斑状で発泡痕の発達した岩相またはち密塊状岩からなり, しばしば種々の程度に破碎されている。ボニナイト質溶岩類に含まれるのはボニナイト, 高マグネシア両輝石安山岩, デイサイト, 流紋岩およびこれらの火砕岩で

ある。

ポニナイトは自形累帯斜方輝石の斑晶(25–30%)と、酸性のガラスからなり、後者はアクセサリーのクロマイト、斜方輝石の小形自形結晶、およびまれにメソスタシスに集積した骸晶からなる単斜輝石の生成を伴う。ガラスはふつう特徴的な真珠岩クラックをもつ。斑晶の中には斜長石の丸い融食形外来結晶や、まれに斜長石-単斜輝石集合斑晶が見られる。二次的変質は一般に弱い。カタクラサイト化帯においては強くなる。ポニナイトの間隙は炭酸塩によって充填され、斜方輝石とガラスの一部は粘土・加水雲母鉱物に交代されている。

斜方輝石はポニナイトの主鉱物相である。これは斜方輝石に累帯構造をよく形成する異なる2つの組成からなる。はじめに累帯構造を持った斜方輝石斑晶の大きなコアと単斜輝石の微細結晶が形成される。この初期に生成する斜方輝石(表1)はFeを多く含み(Fe = 25–28 mol %), CrとCaの含有量が低い。これらは普通ガラスおよびクロマイトを包有物として含む(表1)。次に生成する斜方輝石は累帯斑晶のリムを形成し、また石基の結晶をつくる。Feの含有量はかなり低く(Fe = 11–16 mol %), CrとCa含有量は初生斜方輝石におけるよりも高い。これらに包有物は稀であるが、ときには高クロムのスピネル小結晶が見られる。石基の斜方輝石の小結晶の組成は一定でなく、とくにスピニフェックス状の単独結晶において著しい。

単斜輝石はふつう自形で、その結晶はしばしば、溶解又は溶解の痕跡をもつ。これは累帯構造でなく、ふつうは含鉄斜方輝石、クロム磁鉄鉱、塩基性斜長石の包有物を含むものである。単斜輝石のFe含有量は初期斜方輝石に近く、Crの含有量は低い。石基に単斜輝石は存在しない。しかし斜方輝石の小結晶のリムにはピジョン輝石が生成する(表1)。

スピネルは記載する岩石群の主なアクセサリー鉱物である。斜方輝石と同じようにスピネルも2段階の生成が認められる。初期の生成は含鉄輝石において、包有物としてのみ見られる。これはクロム磁鉄鉱からなる。後期のスピネルは、ガラスにおいても後期斜方輝石においても認められ、クロマイトからなる。比較的大きい結晶が稀に見られ、明瞭な累帯が見られる。これらにおいては普

通Feの酸化度の低下を伴う、コアからリムへFeとCr含有量の上昇が認められる。スピネルの小結晶は大きい結晶のリムに比べてCr含有量が低く、Feの含有量が高い。クロマイトの組成はトンガ弧やマリアナ弧のポニナイトのスピネルに近い(Vysotskiy 1989; Crawford 1989)。

斜長石は丸い融食形の外来結晶状のことも、単斜輝石と共生することも稀である。組成は比較的一定(An = 70–73%)で、累帯構造を示さない。

ガラスにはシリカが多く、水は飽和状態にあり、Mgを少量含む。ガラスの特徴は殻形のパーライトクラックである。

このようにポニナイトにおいては2つの時期を異にする鉱物共生が存在する。初期の共生は含鉄輝石、塩基性斜長石、クロム磁鉄鉱で、これはSheltingコンプレックスの斑靄岩ノーライトの鉱物組成に近い。後期の共生はMg斜方輝石とクロマイトを含む。これは鉱物の化学組成からみてSheltingコンプレックス下部のカンラン岩の鉱物組成に近い。2つの鉱物共生の共存は結晶するマグマの物理・化学パラメーターが変化したことを示している。これはメルトの生成条件の変化と関係すると考えられる。

高マグネシア安山岩は斑晶を20%まで含む。これらの中で多いのは単斜輝石の等粒結晶(融食形がよく見られる)(50–60%), 含鉄斜方輝石プリズム(10–15%), 石英の他形分散状の結晶、中性斜長石の結晶である。石基は斜長石のマイクロライトからなり、粒間に単斜輝石、石英、磁鉄鉱の他形粒と褐色半透明ガラスが存在する。石基には斜方輝石の自形針状結晶がまれに認められる。

高マグネシアデイサイトは安山岩と異なり、斑晶に石英が存在せず、石基の結晶度は低い。単斜輝石の組成は比較的安定しているが、斜方輝石の組成変化はかなり大きい。デイサイトには薄片に認められなかった二次鉄鉱物とアルミナスピネルの包有物を伴う蛇紋石粒が見出された。石基ガラスはまれに斜長石と斜方輝石の針状結晶を含む。これはふつう粘土・加水雲母鉱物によって部分的に交代されている。

貫入岩体の記載岩石学と鉱物学

ダナイトは普通激しく蛇紋岩化作用を受けている。最も変質の弱いサンプルはメッシュ組織によ

表 1. ボニナイト構成鉱物の化学組成. Opx: 斜方輝石. Cpx: 単斜輝石. Ol: カンラン石. Sp: スピネル. Pl: 斜長石.
 $f = [\text{Fe (total)}] / \{[\text{Fe (total)}] + [\text{Mg}]\} \times 100$. 輝石とスピネルのFeOとFe₂O₃の振り分けは、理想構造式を仮定しておこなった.

鉱物	早期晶出鉱物									
	Opx1中の包有物			斑晶		Cpx1中の包有物			微斑晶	
	Opx1 コア	Sp コア	Gl コア	Cpx1 コア	Cpx1 リム	Sp コア	Opx コア	Pl コア	Opx コア	Opx コア
SiO ₂	54.23	0.35	74.86	52.39	52.57		54.12	51.81	54.9	54.93
TiO ₂	0.1	2.8	0.25	0.25	0.16	2.85	0.11	0.04	0.14	0.14
Al ₂ O ₃	0.81	3.71	11.75	1.62	1.61	4.09	0.98	29.67	0.79	0.76
Cr ₂ O ₃	0.05	6.69	0.02	0.11	0.14	7.45	0.05	0.05	0.11	0.15
Fe ₂ O ₃	10.95	52.93		5.76	4.69	52.65	10.19			
FeO	8.23	29.75	4.06	3.57	4.12	29.28	7.15	0.68	17.38	17.66
MnO	0.24	0.31	0.06	0.08	0.09	0.6	0.22	0.03	0.41	0.37
MgO	25.93	2.97	0.38	15.06	15.02	2.99	25.62	0.06	25.91	25.46
CaO	1.35		2.37	21.32	21.06		1.34	15.25	1.18	1.26
Na ₂ O	0.06		0.19	0.44	0.46		0.07	3.16	0.03	0.04
K ₂ O	0		0.92	0	0.06		0	0.06	0	0
Total	101.95	99.51	94.86	100.6	99.98	99.91	99.85	100.81	100.85	100.77
f	28.1	93.59	85.69	24.57	23.74	93.49	26.31		27.32	27.99

鉱物	後期晶出鉱物							
	斑晶	Opx2の包有物		熱変成を受けた輝石			蛇紋石中の包有物	
	Opx2 Opx1の周縁	Opx2中のSp コア	Opx センター	Opx センター	Opx センター	Ol?中のSp コア	Ol?中のSp マージン	
SiO ₂	57.41		53.24	55.7	55.35		54.12	
TiO ₂	0.07	0.18	0.1	0.07	0.06	0.14	0.17	
Al ₂ O ₃	0.73	9.53	2.21	0.98	1.13	8.3	7.99	
Cr ₂ O ₃	0.38	55.32	1.63	0.27	1	58.14	57.93	
Fe ₂ O ₃	4.71	6.12				6.44	5.13	
FeO	3.23	19.28	8.88	10.36	10.02	13.43	18.43	
MnO	0.04	2.04	0.21	0.21	0.18	2.83	2.13	
MgO	31.92	8.18	31.26	29.43	30.86	11.31	8.43	
CaO	1.36		1.94	2.22	2.13		25.62	
NiO	0		0	0	0		1.34	
Na ₂ O	0.06		0.04	0.02	0.04		0.07	
K ₂ O	0		0	0	0		0	
Total	99.91	100.65	99.51	99.26	100.77	100.59	100.21	
f	11.59	62.94	13.73	16.48	15.4	48.79	60.51	

表2. シェルチン岩体の鉱物化学組成. Am: 角閃石. その他は表1の凡例に準ずる.

岩相	ハルツバージャイト										ウェブステライト																			
	ダナイト					Opx					Ol					Sp					Cpx					Pl				
	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン		
SiO ₂	0.12	0.12	58.07	58.26	59.18	40.86	40.86	55.4	55.11	55.11	0	0	0.06	0	0	0	0.03	0.03	53.2	54.13	53.2	54.13	57.02	57.02	57.58	57.58	57.02	57.02	53.2	54.13
TiO ₂	6.23	6.67	0.21	0.19	0.06	0	0	1.48	0.27	0.27	0	0	4.48	0	0	0.98	1.04	0.00	0.92	1.13	0.00	0.03	1.04	0.98	0.98	1.04	0.92	1.13	13.24	
Cr ₂ O ₃	63.05	63.06	0.31	0.24	0.09	0.1	0.51	0.51	0.3	0.3	0	0	55.83	0	0	0.31	0.39	0.00	0.34	0.48	0.00	0.34	0.39	0.31	0.31	0.39	0.34	0.48	39.41	
FeO	4.23	3.9										10.04																16.34		
MnO	13.43	13.52	6.27	6.33	6.58	9.26	2.53	2.53	2.57	2.57	6.27	6.33	24.27	6.27	6.33	8.12	7.91	12.56	2.59	2.78	12.56	2.59	7.91	8.12	7.91	8.12	2.59	2.78	25.42	
MgO	1.74	1.64	0.08	0.11	0.09	0.08	0	0	0.00	0.00	0.08	0.11	0.08	0	0	0.15	0.15	0.13	0.04	0.05	0.13	0.04	0.15	0.15	0.15	0.15	0.04	0.05	0.5	
CaO	11.84	11.95	33.94	33.59	34.83	49.54	22.18	22.18	18.06	18.06	33.94	33.59	5.14	33.94	33.59	31.81	31.47	46.15	17.95	17.79	46.15	17.95	31.47	31.81	31.81	31.47	17.95	17.79	5.45	
Na ₂ O			0.73	0.75	0.16	0.02	12.02	12.02	24.05	24.05	0.73	0.75	0	12.02	12.02	1	1.38	0.01	23.9	24.16	0.01	23.9	1.38	1	1	1.38	23.9	24.16		
K ₂ O			0	0	0	0	0	0	0.08	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0.11	0.21	0	0.11	0	0	0	0	0.11	0.21		
Total	100.64	100.86	99.61	101.47	100.99	99.86	94.17	94.17	100.44	100.44	99.61	101.47	100.56	99.61	101.47	99.99	99.4	99.28	100.8	100.8	99.28	100.8	99.4	99.99	99.99	99.4	99.12	100.8	100.55	
f (%)	44.93	44.41	9.38	9.06	9.57	9.48	6.01	6.01	7.39	7.39	9.38	9.06	78.41	9.38	9.06	12.52	12.35	13.23	7.48	8.05	13.23	7.48	12.35	12.52	12.52	12.35	7.48	8.05	80.49	

岩相	ブロンザイト岩										ハンレイ岩-ノーライト																			
	Opx					Sp					Cpx					Am					Pl									
	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン	コア	マージン		
SiO ₂	55.36	54.59	55.06	52.54	51.91	0	0	55.56	56.55	55.17	55.65	52.73	53	50.41	45.71	55.36	54.59	55.06	52.54	51.91	0	0	55.56	56.55	55.17	55.65	52.73	53	50.41	45.71
TiO ₂	0.1	0.08	0.05	0.25	0.08	0.54	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.14	0.01	0.1	0.08	0.05	0.25	0.08	0.54	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.14	0.01	
Al ₂ O ₃	1.65	1.78	1.69	1.92	1.47	1.2	1.76	1.76	1.67	1.6	1.59	2.19	2.38	7.21	35.31	1.65	1.78	1.69	1.92	1.47	1.2	1.76	1.67	1.6	1.59	2.19	2.38	7.21	35.31	
Cr ₂ O ₃	0.28	0.33	0.33	0.38	0.37	8.39	0.31	0.29	0.29	0.26	0.36	0.49	0.58	0.65	0	0.28	0.33	0.33	0.38	0.37	8.39	0.31	0.29	0.26	0.36	0.49	0.58	0.65	0	
Fe ₂ O ₃						58																								
FeO	11.7	12.06	11.82	4.67	4.33	30.52	12.87	13.03	13.03	13.62	13.56	4.72	5.71	6.17	0.24	11.7	12.06	11.82	4.67	4.33	30.52	12.87	13.03	13.62	13.56	4.72	5.71	6.17	0.24	
MnO	0.15	0.14	0.11	0.03	0.03	0.34	0.23	0.26	0.26	0.32	0.27	0.18	0.15	0.09	0	0.15	0.14	0.11	0.03	0.03	0.34	0.23	0.26	0.32	0.27	0.18	0.15	0.09	0	
MgO	30.89	30.41	29.64	17.01	17.81	0.57	30.15	30.13	30.13	29.1	29.29	16.07	15.94	20.07	0	30.89	30.41	29.64	17.01	17.81	0.57	30.15	30.13	29.1	29.29	16.07	15.94	20.07	0	
CaO	0.71	0.93	0.8	23.66	23.14		0.64	0.57	0.57	0.67	0.62	23.56	22.93	12.06	18.17	0.71	0.93	0.8	23.66	23.14		0.64	0.57	0.67	0.62	23.56	22.93	12.06	18.17	
Na ₂ O	0	0	0	0.31	0.05	0	0.05	0.05	0.05	0	0	0.2	0.26	1.2	0.86	0	0	0	0.31	0.05	0	0.05	0.05	0	0	0.2	0.26	1.2	0.86	
K ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.06	0.02		0	0	0	0	0	0	0	0.1	0	0.01	0.03	0.02	0.06	0.02		0	0	0	0	0	0.1	0	0	
Total	100.85	100.35	99.52	100.83	99.21	99.56	101.58	102.56	102.56	100.75	101.32	100.25	101.06	98.1	100.3	100.85	100.35	99.52	100.83	99.21	99.56	101.58	102.56	100.75	101.32	100.25	101.06	98.1	100.3	
f (An %)	17.51	18.19	18.27	13.34	11.99	96.78	19.31	19.51	19.51	20.78	20.6	14.13	16.72	14.7	(91)	17.51	18.19	18.27	13.34	11.99	96.78	19.31	19.51	20.78	20.6	14.13	16.72	14.7	(91)	

って特徴づけられ、初期に生成した自形粒子のすべてがレリックとして存在する。初生的にはカンラン石96-99%、輝石0-3.5%、スピネル0.5-1%を含み、スピネルは完全に蛇紋岩化した岩相にも残存する。ダナイトのスピネルはCrとMgの含有量からみてアルプス型カンラン岩の領域に入る(表2)。

ハルツバージャイトは種々の程度、ときには著しく蛇紋岩化作用を受けている。多くの場合、初生鉱物は半自形、等粒状、弱い可塑変形、120°で交差する3つの結晶の境界によって特徴づけられる。まれに明瞭な他形斜方輝石を伴う構造が見られる。輝石の多い薄層においては、斜方輝石の種々の粒度と配列方向に規制された斑状構造が認められる。

ハルツバージャイトの量的鉱物組成の変化幅は大きい。塊状ハルツバージャイトはほぼ等量のカンラン石と斜方輝石(48-49%)、およびクロムスピネル(<2.5%)を含み、斜方輝石濃集部にはまれに単斜輝石の小結晶が存在する。縞状ハルツバージャイトにおける斜方輝石の量は、カンラン石濃集の単層の5-7%から、さらに50-60%。斜方輝石濃集の単層(エンスタタイト岩)においては98%に達する。

スピネルはふつう岩石の体積の1.5-2.5%を占める。この量はカンラン石濃集部で上昇し、斜方輝石濃集部で著しく減少する。しかし、斜方輝石濃集部におけるスピネルの分布は一様でない。一部のエンスタタイト粒子には自形スピネルが含まれるが、斜方輝石結晶間の石基には自形のものを含めない。粒間のスピネルは他形が大部分で、カンラン石と斜方輝石を包有物として含む。

単斜輝石は小さい他形粒子が散在する場合、斜方輝石結晶間に濃集する場合、再平衡した斜方輝石中に紡錘状または板状のラメラを形成する場合がある。

レルゾライトはハルツバージャイトに比べて、単斜輝石の含有量だけが高い(5-7%)。斜長石レルゾライトがまれに認められ、カンラン石斑糲岩体の周縁においてトロクトライトへの漸移帯を形成したり(Berezov岩体)、「マグネシア部」において、小レンズ(?)を形成する(Shelting岩体)。これらのカンラン石は完全に蛇紋石化し、斜長石はハイドログロシュラー・ソーシュライトによって

交代されている。これらの斜長石は他形で、カンラン石間を充填している。

エンスタタイト岩はハルツバージャイトにおいて層厚数cmから30-50cmまでの単層を形成する。比較的厚い単層における粒径はふつう大きく、長径5-7cmの結晶を伴うペグマタイト類も出現する。エンスタタイト岩の結晶はすべて自形粒状で、所々で斑状またはシリットな斑状組織が見られる。これらは斜方輝石98-99%、単斜輝石<1%、カンラン石0.5%、スピネル0.5%を含む。時にはエンスタタイト・角閃石・磁鉄鉱ペグマタイトの小レンズ状体が見られ、これはシデロナイト構造をもつ。薄い単層のエンスタタイト(Fe=10-12%)は層状構造の面とは不調和な方向に伸長する等粒状の結晶を形成する。比較的厚い単層の結晶は、弱いながら、その底面と上面に垂直な方向に伸びている。ここでは岩石が比較的等粒状の結晶からなり、その間隙は比較的小さい結晶に充填されている。時には初生粒子の2次成長が認められる。

カンラン石と単斜輝石の結晶はエンスタタイトの間に存在する。カンラン石は小さく丸い散在結晶であるが、単斜輝石は他形で、小さい板状結晶、湾曲した結晶、および塊状結晶を形成する。この他、単斜輝石はエンスタタイトの大型結晶のラメラとしてよく見られる。

スピネルは2つのタイプがある。第1のタイプはエンスタタイト中に小さな(<0.1mm)自形結晶として含まれる。これは見掛け上、方向性のない微細粉状結晶であったり、または個々の結晶が不連続に連なって面構造をつくったりする。この面構造の方向は(エンスタタイト結晶の)劈開の方向に垂直であり、裂開に平行である。スピネルがつくるこのような面構造は結晶成長の初期と後期の境界にあたる時期に形成された可能性がある。光学的性質にこの境界は現れていないが、微小部分の分析データはエンスタタイトの化学組成累帯を示している(表2)。スピネルの第2のタイプはまれであるが、粒間に比較的大きな他形結晶(<1.5mm)として生成した。

ウェブステライト(のグループ)はハルツバージャイトとレルゾライトから斜方輝岩への漸移岩石群を形成する。量的鉱物組成の変化幅は広く、ハルツバージャイトからレルゾライトへの範囲を

カバーする輝石の少ないものからカンラン石斜方輝岩までがある。これらの種々の岩相は地質断面のダナイト-ハルツバージャイト部分上部の周期的互層部を形成する。ウェブステライト（のグループ）のすべてで斜方輝石が卓越する。代表的ウェブステライトにおいて、斜方輝石は50-80%、カンラン石は10-45%、単斜輝石は3-7%、スピネルは1-3%である。初生組織はすべて自形粒状結晶が卓越し、しばしばポイキリティックまたは斑状である。

カンラン石と斜方輝石はともに自形で、等粒状の丸い結晶（カンラン石）または短柱状（斜方輝石）結晶である。斜方輝石はときにカンラン石の小結晶包有物またはその変質物を含む。

単斜輝石はときには短柱状結晶であるが、しばしばインターキウムラス鉱物として存在し、不規則な存在形態をとる。単斜輝石はときにカンラン石と接する斜方輝石を部分的に覆い、冠状の構造をつくる。

スピネルは3つの形態をもつ。第1のタイプはカンラン石と斜方輝石中に見られ、明瞭な自形結晶によって特徴づけられる。第2のタイプは単斜輝石中に存在する。ここでは、比較的大きい(0.1-0.2mm)スピネルの結晶は自形であるが、比較的小さい結晶は水滴状または紡錘形をしている。第3のタイプはカンラン石の粒間に生成するものである。ふつうこの結晶が最も大きく(<0.5mm)、自形または他形である。

斜方輝岩（古銅輝石岩）は初め層厚10-15cmの薄層として、ウェブステライト部中に出現し、地質断面の上位でカンラン石の多い層と少ない層の互層に漸移する。エンスタタイト岩の場合と同様に比較的厚い単層の結晶は大きく、長径2-5cmの結晶を含むペグマタイト類までが出現する。古銅輝石岩の組織はすべて自形粒状で、しばしば斑状またはシリットな斑状である。これらは斜方輝石96-98%、単斜輝石<1%、カンラン石2-3%、スピネル0.5-1%を含む。ときには古銅輝石・磁鉄鉱ペグマタイトの小レンズが現れ、シデロナイト構造を伴う。

薄い単層の古銅輝石（Fe = 17-18%）はふつう桃褐色の明瞭な多色性を示す等粒状結晶である。比較的厚い単層の基質は比較的等粒の大型結晶からなり、その粒間は比較的小型の結晶に充填され

ている。ときには初生結晶の2次成長の痕跡が認められる。この2次成長の部分は他の結晶間に侵入している。古銅輝石の結晶はほとんど変形作用を受けていない。

カンラン石と斜方輝石は古銅輝石結晶間に存在する。カンラン石は小さな丸みを帯びた自形結晶であるが、単斜輝石はふつう他形で、小さな板状結晶、湾曲した結晶、塊状結晶である。このほか単斜輝石は古銅輝石の大型結晶のラメラとして存在する。

スピネルは2つのタイプがある。第1のタイプは古銅輝石中の小さな自形結晶(<0.1mm)である。これはふつう方向性のない小さな粉体状結晶であるが、比較的大きな自形結晶も認められる。明瞭な崩壊組織（再平衡）を伴う斜方輝石は多くのスピネルを伴う。これは薄片に現れる断面の15%までを占める。スピネルの第2のタイプは粒間に生成する比較的大型の他形結晶(<2.5mm)である。

斑禰岩ノーライトは一部で新鮮で、ほぼ平行な流理構造をつくる中粒結晶からなる。これらは塩基性斜長石（An 80-90）50-55%、斜方輝石35-40%（Fe = 22-24%）、単斜輝石（Fe = 16-18%）8-10%を含む。低アルミナホルンブレンドが斜長石との接触部の輝石の周囲に、薄いリム状や孤立した小結晶（単斜輝石の場合?）として生成する。クロム磁鉄鉱はかなり稀であるが、普通角閃石中に存在する。

斜長花崗岩は構造帯中にブロック状に見出される。これは白色の等粒状岩で、塊状、時には斑状である。これらは低温変成作用を受けており、著しく変質している。斜長花崗岩の変質のもっとも弱いもののレリック構造は半自形等粒状花崗岩質で、しばしばミルメカイトをともなう。岩石は斜長石の半自形板状結晶、石英の他形結晶、黒雲母のラメラ又は集斑晶状集積物からなる。アクセサリ-鉱物はジルコン、ルチル、アナターゼ、褐レン石(?), 燐灰石、白チタン石である。

斜長石は脱アノーサイト化し、結晶の中央部はセリサイトによって交代されているが、周縁部においてはアルバイトの発達が見られる。周縁部においてはアルバイトと石英のミルメカイト連晶が発達している。初生カリ長石は見出せなかったが、氷長石が生成する。

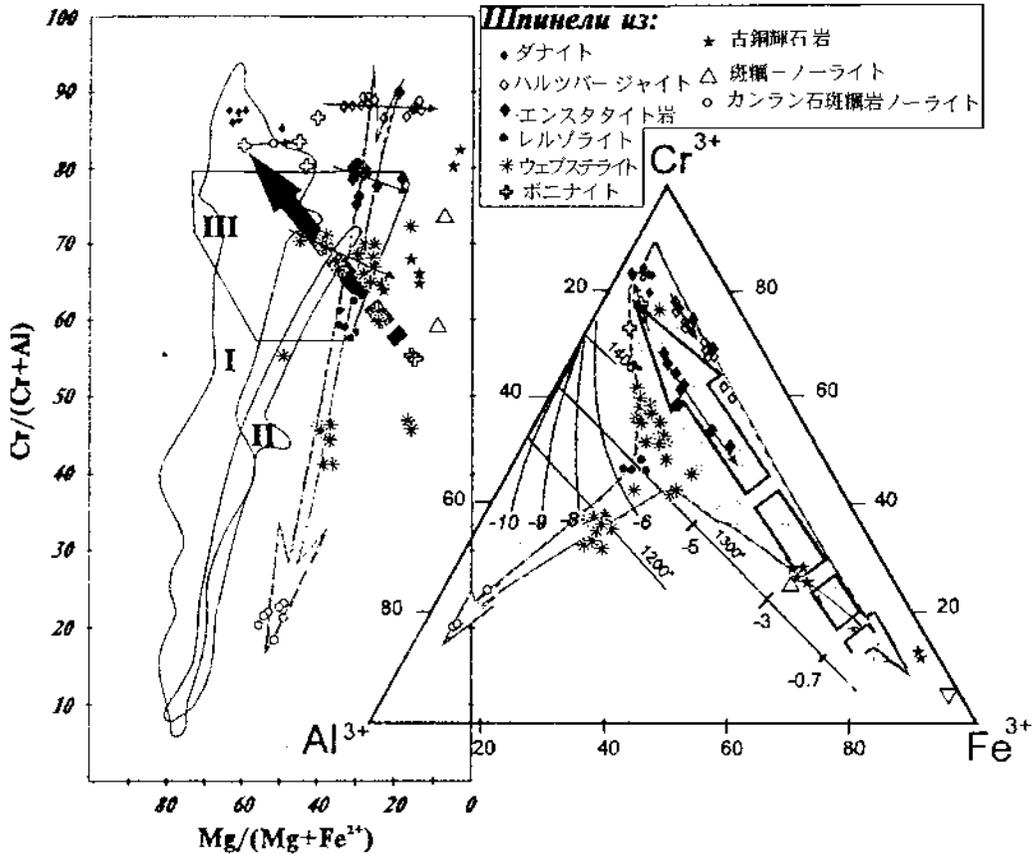


図2. サハリンのボニナイトオフィオライトコンプレックスのスピネル組成の変化。累帯構造を持つスピネルの組成とその変化傾向を細い矢印で示す。太い実線は Shelting および Berezov 岩体の地質断面のウェプステライト-斜方輝岩とダナイト-ハルツバージャイト部分の岩石におけるスピネル組成の変化傾向を示す(下から上へ)。細い点線矢印はボニナイトのスピネル組成の変化を初期相から後期相へと示す。範囲は Dick & Bullen (1984) による。I: 深海カンラン岩のスピネル。II: アルプス型カンラン岩のスピネル。III: 層状貫入岩のスピネル。酸化物の分析データは Roeder & Reynolds (1991) による。

黒雲母は単独で自形性の強い結晶や、集斑状の集合体として、あるいは斜長石と石英中に薄いラメラ状に生成する。黒雲母は緑泥石、明るい緑色の角閃石、無色透明の加水雲母に交代される。

石英は普通他形で、黒雲母と斜長石の結晶間を充填している。これは細い針状ルチルをよく含み、ときには燐灰石、その他のアクセサリ-鉱物結晶を含む。

岩石化学

深成岩と火山岩の代表的タイプの化学組成は一つの分化トレンドを形成する(図2)。貫入岩体の下部と中部で、分化トレンドはカンラン石・輝石方向に集中し、上部で輝石・アノーサイト方向に変化し、閃緑岩と斜長花崗岩はその向きをシリカ

方向に変える。

ボニナイト系の溶岩は岩石化学的特徴からみて斑糲岩ノーライトと斜長花崗岩との中間部分を占める(図3)。これらは低いCaO/Al₂O₃比(<0.7)とその他の元素の大きな変化によって特徴づけられる。ボニナイト系の火山岩の分化傾向の初めの部分は斑糲岩ノーライトと、終わりの部分は斜長花崗岩と同じ領域にプロットされる。これは同源マグマからの発生を示している可能性が高い。

サハリンのボニナイトはその地球化学的特徴からみてトンガ弧のボニナイトに近く、小笠原諸島の代表的低カリボニナイトとは若干異なる。多元素規格化図(図4)において、サハリンのボニナイトが小笠原諸島のボニナイトよりTi, Ba, Sr, Nb, Zr, Yに富むことがわかる。一方、Mg, Ca,

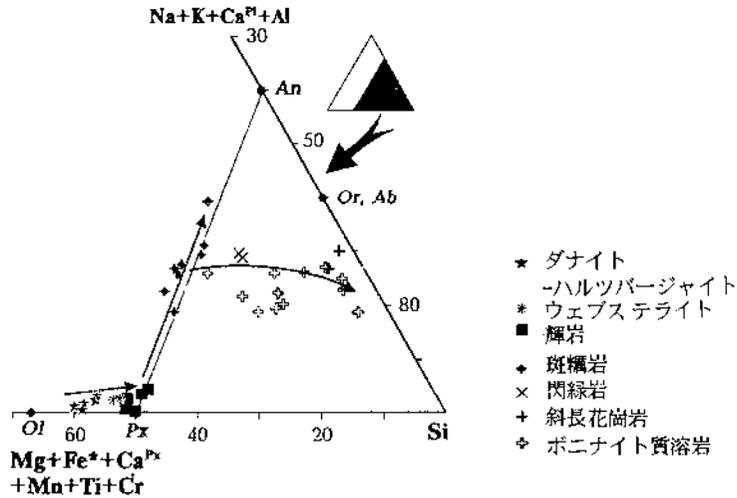


図3. サハリンのボニナイトオフィオライトコンプレックスの(Mg + Fe* + Ca^{Px} + Mn + Cr) - (Na + K + Ca^{Pl} + Al) - Si (mol%) 図. Ca^{Pl} = (Al - Na - K)/2, Ca^{Px} = Ca - Ca^{Pl}. 矢印は貫入岩 (実線) と溶岩 (点線) の分化傾向を示す.

Ni, Cr, V に乏しい. このような元素比は Shelting 岩体の斑糲岩ノーライトにおいても見られ (図4-B), ボニナイトとの成因関係を支持する.

ボニナイト系の酸性溶岩 (デイサイト, 流紋岩) と斜長花崗岩は地球化学パラメーターによると非常に良く似ている. すなわち, 多元素規格化図においては, 両者はほとんど区別できず, 一つの領域を形成する (図4-B). これらの相対濃度タイプは斑糲岩ノーライトとボニナイトのタイプに近いが, Mg, Cr, Ni の濃度が比較的低い. このような相異は当然で, メルトの分化の程度の違いによって説明される. 一方, 斜長花崗岩と酸性溶岩の地球化学特性の類似性はこれらが異なった条件において結晶した同じマグマの産物であることを示している.

考察

ボニナイトの成因については主として2つの見解がある.

- 1) ボニナイトマグマは組成の異なる火成岩の部分溶融によって発生する (Bloomer & Hawkins 1987; Taylor et al. 1994 など).
- 2) ボニナイトマグマは地殻の起源の異なるマグマの混合, または地殻物質の本源マグマによる混成作用の結果形成された (Furolova et al. 1989; Sun et al. 1989; Tamura 1994 など).

両仮説は主に詳しい地球化学的検討に基づくので, 我々は本論文においては検討していない. 近い将来我々は別にサハリンの岩石のすべての地球化学データを紹介し, 議論するつもりである. ここでは主としてサハリンのボニナイト-オフィオライトコンプレックスの鉱物化学によって得られた事実の解釈にとどめる.

さて, 上述のデータは, サハリンのボニナイト群が特殊な条件において生成したことを示している. これは先ず, スピネルと輝石を含む鉱物の組成変化に反映されている. 図2において貫入岩体のスピネル組成のプロットは2つの傾向を示す. 第1の傾向はスピネルのAlの増加と関連し, 三角図のCr-Al側にほぼ平行にプロットされる. 一方これは結晶作用が進む貫入岩体の地質断面上方へのメルト中のAlの増加を反映している. 特にこの傾向はウェブステライト, ウェールライト, 斜方輝岩によく現れている. 即ち, 斜長石が不在の地質断面中部の岩石においてである. これは, これら岩石生成の初期には酸素フィガシティーが低かったことを示している. これはスピネルの3価鉄のAlによる交代をもたらした. これを裏付けるのは地質断面下部のカンラン石斑糲岩ノーライトにおいて, Alスピネル (鉄スピネル) が発見されたことである.

第2の傾向はスピネルの鉄含有量の増加および, 3価鉄の増加である. これは結晶作用における酸

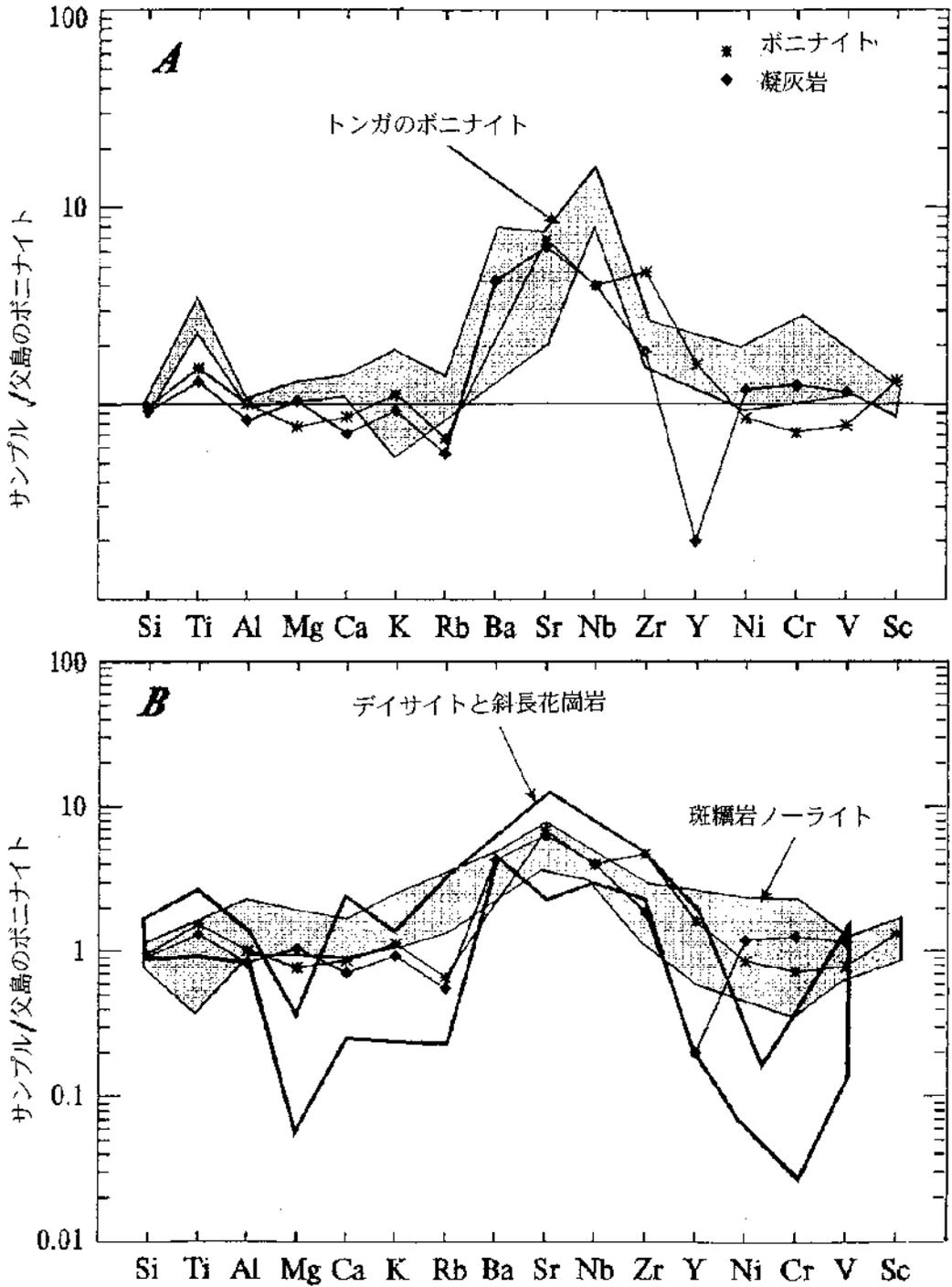


図4. サハリンのボニナイトオフィオライトコンプレックス岩石の多元素規格化図. 父島のボニナイトの組成はCameron et al. (1983) による.

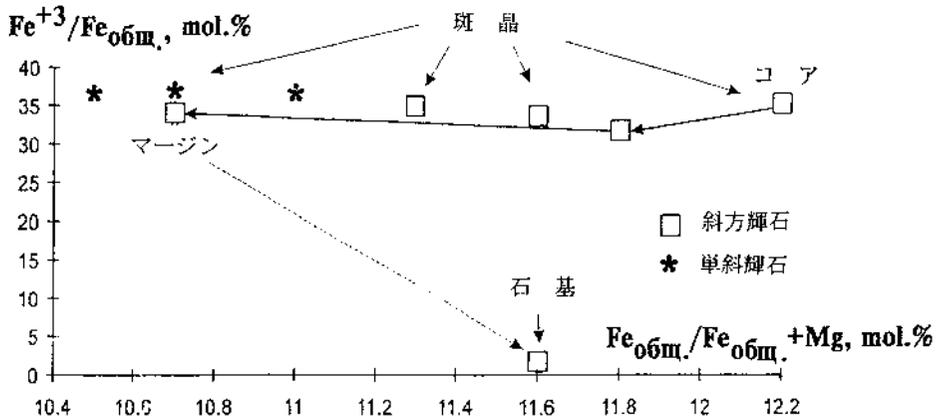


図5. Fe含有量に依存するボニタイトの輝石における鉄の酸化度の変化。累帯斜方輝石のプロット点をコアからリムへ実線矢印によって結ぶ。ボニタイトの石基の斑晶から急冷斜方輝石への酸化度の可能な変化傾向を点線矢印によって示す。

化ポテンシャルの上昇を示す。これは三角図のCr-Al片付近で始まり、Fe³⁺へ向う、ほぼ直線状のトレンドからなる。これらのデータはボニタイト質の貫入岩体の結晶作用初期段階において、きわめて低い酸素フィガシティーのメルトからなる組成の異なるマグマが存在したことを示している。このようなメルトは高Mgマグマに水素が作用すると生成することが実験的に知られている

(Perushikov 1985; Melankholina 1988; Bezmen 1992)。我々は、サハリンのボニタイト質貫入岩体の分化作用が、水素流体の作用の下で起きたと考えられるメルトの消失過程と関連すると考える。水素流体のマグマへの進入は規則的な脈動性をもつ。これを示すのはボニタイト溶岩におけるスピネル組成の変化である。すでに述べたようにボニタイトは組成的に斑輝岩ノーライトと斜長花崗岩の中間的組成を示す。図2に見られるようにサハリンのボニタイトにおけるスピネルの初期相はFe³⁺の多いクロム磁鉄鉱からなる。これらは古銅輝石岩、斑輝岩ノーライトやこれらの漸移帯の岩石の後期の最も酸化したスピネルにきわめて近い。ボニタイトにおける後期スピネルはクロム鉄鉱からなり、これらの酸化度は初期のもの3分の1に過ぎない。また、これらの組成はダナイトのクロマイトに最も近い。この場合、帯状のクロマイトにおけるFe³⁺はコアからマージンへ向かって減少する。これらのデータはボニタイトマグマの発展過程における酸素フィガシティーの低下を示す。このことはこの時期に安定していた平衡状態をよ

り酸化的な領域からより還元的な領域へ移動させる還元流体が新たにマグマに供給される場合に可能となる。

このような結果は輝石の組成からも得られた。我々は特別な方法を用い輝石におけるFe³⁺/全Feの微小部分測定を行った (Taskaev et al. 1986; Albee & Chodos 1970)。図5から理解されるように、後期斜方輝石において鉄の酸化度は初期のものより低く、ボニタイトマグマ中に還元流体が出現したという我々の予想を支持する。還元流体のマグマへの進入は地表へマグマが噴出する「引金」となり得る。これらの過程の痕跡を貫入岩体の完晶質岩において見出すことは難しい。何故ならば、後の熱事変は前の熱事変に重なり、マグマ系は再平衡するからである。我々は鉱物間における粒間の組成移動の終わりの比較的低温段階を見ることができるだけである。従って、サハリンのボニタイト質の貫入岩体において、我々は過程の全体的傾向を把握できるに過ぎない。一方、造岩鉱物の反応が「凍結」された溶岩において、火山岩の鉱物組成の変化に基づいて、結晶作用プロセスに挟まれる休止期を我々は解読することができる。このように還元流体のマグマ部分への間欠的流入はこの脈動がもたらした火山活動で形成される溶岩の調査によって明らかにすることが可能である。

新たに入った水素が酸化される過程は、マグマの水による飽和およびその熱力学パラメーターの変化をもたらすはずである。サハリンのボニタイトのガラスは水分を多く含んでいるが、我々は本

源マグマ水による鉱物を発見していない。これは溶岩の急冷と結晶の温度がきわめて高かったことを物語っている。輝石による熱力学パラメーターの復元の際、サハリンのボニナイトにおける平衡なメルトと見なすことができるのは結晶作用初期相の輝石だけであることを考慮しなければならない。後期斜方輝石と平衡な単斜輝石は発見できなかった。結晶作用の過程における輝石組成の最も明瞭な変化は両輝石温度計に現れている (図6)。

累帯斜方輝石の組成の変化傾向はその結晶作用が、初め透輝石成分のわずかな減少とエンスタタイト成分の上昇を伴うことを示す。次ぎに急激な変化が認められ、逆の過程が始まる。輝石の個々の組成においても同じことが観察される。変化トレンドの最初の部分の一つの等温線に沿って伸びている、すなわち、温度は変化しない。トレンドは事変後、等温線と交差し、温度の上昇を示す。しかし、図において斜方輝石と単斜輝石組成がプロットされる点は種々の等温線上に位置する。平衡条件の検討のため、温度の計算をプログラム QUILF を用いて行った (Anderson et al. 1993)。計算によると初期相輝石の結晶化温度は970–1000℃

の範囲内にあり、誤差範囲は小さい (種々のメルトの場合4–19℃まで)。

これにより、第1相の鉱物は平衡鉱物と考えることができる。輝石の一部の溶融は、特別な方法を用いた微小部分分析により測定されたFeOとFe₂O₃値を計算に導入すると1100℃までの計算温度の上昇をもたらした (Takaev et al. 1986; Albee & Chodos 1970)。この場合、誤差の範囲は20℃である。このように輝石組成における3価鉄の増加はより高い計算温度をもたらす。

後期相マグネシア斜方輝石の結晶化温度の計算は両輝石温度計を用いて行った。この結果温度範囲1160–1200℃が得られた。ここでは鉱物の化学量論に基づく鉄の理論的分離だけが考慮された。これらのデータはボニナイト系溶岩における後期斜方輝石の結晶化は初期より100℃高い温度において生じる可能性があることを示す。

結論

- 1) 東サハリンの付加体に、ある種の同源火成岩系統が存在する。これらにはボニナイト質の溶岩および同源のカンラン石斑礫岩ノーライ

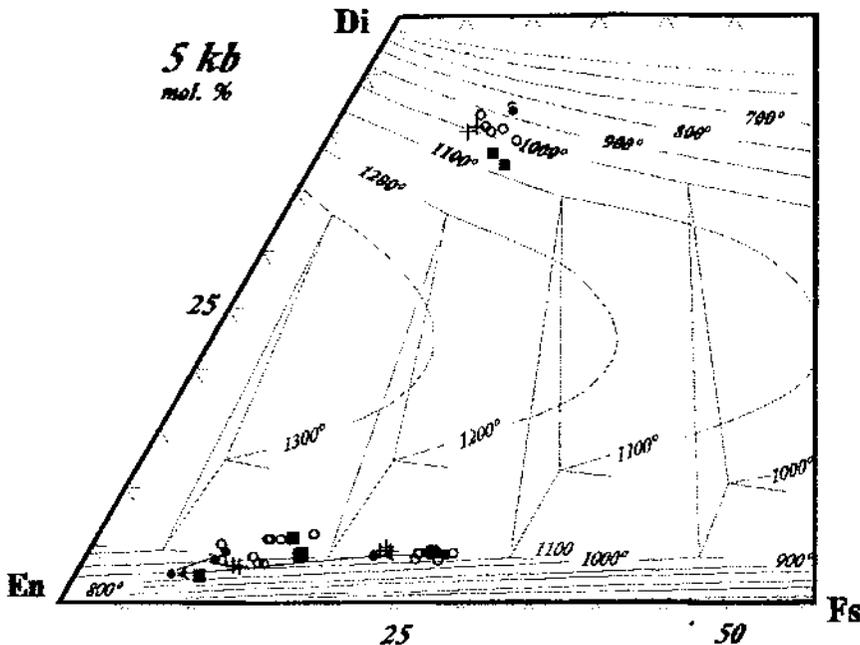


図6. 図地質温度計 (Lindsly 1983) におけるサハリンのボニナイト系溶岩の輝石。1–3: ボニナイト。4: デイサイト。1: 斜方輝石の累帯斑晶。2: FeOとFe₂O₃の微小部分測定を考慮しない組成点。3: FeOとFe₂O₃の微小部分測定を考慮した組成点。累帯輝石の組成をコアからリムへ矢印によって結ぶ。

ト-斜長花崗岩質層状貫入岩体が含まれる。完晶質岩は過去の調査によって独自のコンプレックス, またはオフィオライトの一部分, または個々の層状貫入岩体として区分されていた。しかし, 上記のデータにより噴出岩と貫入岩体は160-140Ma, すなわち, 後期ジュラ紀-初期白亜紀に形成された一つのボニナイト-オフィオライトコンプレックスとしてまとめることができる。

- 2) ボニナイトは地表に噴出した斑禰岩ノーライトまたは, 斑禰岩ノーライトと輝岩の間の漸移帯の岩石の類似岩である。これを裏付けるのは鉱物組成のデータと上記岩石の地球化学的特徴の共通性である。ボニナイト系のデイサイトと流紋岩は地球化学的には斜長花崗岩に近い。
- 3) 貫入岩における初期スピネルの高い還元性とボニナイトにおける酸化条件から還元条件への交代は, サハリンのボニナイト-オフィオライトコンプレックスの形成は還元流体(水素)の影響下で生じ, その酸化はマグマの水による飽和と温度の上昇をもたらしたことを推測させる。還元流体の脈動的流入の影響でボニナイトマグマの分化は, サハリンのボニナイト-オフィオライトコンプレックスの層状貫入岩体の形成をもたらした。

引用文献 (翻訳者)

- Rikhter A. V. 1986. Structure and tectonical development of the Sakhalin in the Mesozoic. 90pp. Nauka, Moscow. (ロシア語)
- 加藤孝幸・山崎誠・Zharov A.・合地信生. 1998. 東サハリン山地の超苦鉄キユムレート. 日本地質学会北海道支部1997年度例会要旨.
- Melankholina YE. N. 1976. Formation complexes in structures of Sakhalin and Hokkaido. *Geotectonics* 9: 186-193.
- 田村明弘・牧田宗明・荒井章司. 1999. 北海道, 神居古潭帯のかんらん岩の成因. *地質学論集* 52: 53-68.
- Raznitsin Y. N. 1982. Ophiolite allochthonous and adjacent deep-sea basins in the west Pacific Ocean. *Academy of Sciences of the USSR, Transactions* 371: 108 (ロシア語)
- Semjonov D. F. 1982. Magmatic formations of Pacific Ocean Fold Belt, a case of Sakhalin. 168pp. Nauka, Moscow. (ロシア語)
- #### 引用文献
- Albee A. L. & Chodos A. A. 1970. Semiquantitative electron microprobe determination of Fe^{2+}/Fe^{3+} and Mn^{2+}/Mn^{3+} in oxides and silicates and its application to petrologic problems//*Amer. Miner.* V. 55, N 3/4. PP. 491-501.
- Anderson D. J., Lindsley D. H. & Davidson P. M. 1993. QULF: A pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz// *Computers & Geosciences*. V. 19. PP. 1333-1350.
- Behtolid A. F. & Semjonov D. F. (Бехтольд А. Ф. & Семенов Д. Ф.). 1978. Новые данные о составе и структуре Шельтинского габбро-перидотитового плутона (о.Сахалин)//*Докл. АН СССР*. Т. 243, No. 2. С. 445-448.
- Bezmen N. I. (Безмен Н. И.). 1992. Жидкостная дифференциация флюидных расплавов и магматогенное оруденение (экспериментальные исследования): Автореф.дис...д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ. 46 с.
- Bloomer Sh. H. & Hawkins J. W. 1987. Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench//*Contribs Mineral. Petrol.* V. 97. PP. 361-377.
- Boninites/(Ed.: A. J. Crawford). 1989. Unwin Hyman, London. 465 p.
- Cameron W. E., McCulloch M. T. & Walker D. A. 1983. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints//*Earth Planet Sci. Lett.* V. 65. PP. 75-89.
- Dick H. J. B. & Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpinotype peridotites and spatially associated lavas//*Contrib. Mineral. Petrol.* V. 86. PP. 54-76.
- Furolova T. I., Perchuk L. I. & Burikova I. A. (Фролова Т. И., Перчук Л.И., Бурикова И. А.). 1989. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 262 с.

- Geology of USSR (Геология СССР.). 1970. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Ч. 1. М.: Недра. 432с.
- Grannik V. M. (Гранник В. М.). 1978. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М: Наука. 164 с.
- Grannik V. M. (Гранник В. М.). 1991. Петрохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы//Тихоокеан. геология. No. 6. С. 67–86.
- Goborov G. I., Visozukie S. V. & Voiko S. A. (Говоров Г. И., Высоккий С. В. & Бойко С. А.). 1993. Первая находка бонинитов на о. Сахалин//Докл. АН России. Т. 331, No. 6. С. 709–712.
- Khanchuk A. I., Panchenko I. V. & Kemkin I. V. (Ханчук А.И., Панченко И. В. & Кемкин И. В.). 1988. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое: Препр. Владивосток: ДВО.
- Khanchuk A. I., Panchenko I. V. & Kemkin I. V. (Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В.). 1989. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое//Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, С. 218–254.
- Kimura G., Rodzdestvenskiy V. S., Okumura K., Melnikov O. & Okamura M. 1992a. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from southern Sakhalin// Tectonophysics. V. 202, N 2–4. PP. 361–374.
- Kimura G., Sakakibara M., Ofuka H., Izhizuka H., Miyashita S., Okumura M. Melnikov O. A. & Lushchenko V. 1992b. A deep section of accretionary complex: Susunai Complex in Sakhalin Island, Northwest Pacific Margin. The Island Arc, V. 1, N 1, PP. 166–175.
- Lindsly D. H. 1983. Pyroxene thermometry//Amer. Miner. V. 68. PP. 477–493.
- Melankholina E. N. (Меланхолина Е. Н.). 1988. Тектоника северо-западной Пацифики: соотношения структур океана и континентальной окраины. М: Наука. 216 с.
- Marakushev A. A. & Bezmen N. I. (Маракушев А. А. & Безмен Н. И.). 1980. Специфика ликвации маги под давлением водорода в связи с генезисом хондритов//Докл. АН СССР. Т. 251, No. 5. С. 1222–1224.
- Perushikov E. S. (Першиков Е. С.). 1985. Эпельбаум М.Б. Механизм магматической дифференциации расплава в экспериментах под давлением водорода//Геохимия. No. 6. С. 739–746.
- Raznitsin Y. N. (Разницын Ю.Н.). 1982. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубокоководные впадины на западе Тихого океана. М: Наука. 106 с.
- Rikhter A. V. (Рихтер А. В.). 1986. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М: Наука. 92 с.
- Rodzdestvenskiy V. S., & Rechukin A. N. (Рождественский В. С. & Речкин А. Н.). 1982. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина//Тихоокеан. геология. No. 2. С. 40–44.
- Roeder P. L. & Reynolds I. 1991. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts//J. Petrol. V. 32, PP. 909–934.
- Slodkevich V. V. (Слодкевич В. В.). 1975. Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расслоенный плутон Восточного Сахалина//Докл. АН СССР. Т. 222, No. 4. С. 946–949.
- Slodkevich V. V. & Lesnov F. P. (Слодкевич В. В. & Леснов Ф. П.). 1976. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона//Материалы по генетической и экспериментальной петрологии. Новосибирск: Наука. С. 53–63 (Тр. ИГиГ, Вып. 305, Т. 10.).
- Sun S. S., Nesbitt R. W. & McCulloch M. T. 1989. Geochemistry and petrogenesis of Archean and early Proterozoic siliceous high-magnesian basalts//Boninites/(Ed.: A. J. Crawford). Unwin

- Hyman. London. PP. 148–173.
- Tamura Y. 1994. Genesis of island arc magmas by mantle-derived bimodal magmatism: Evidence from the Shirahama Group, Japan//J. Petrol. V. 35. PP. 619–645.
- Taskaev V. I., Sturuchaeva G. G. & Pyatkov A. G. (Таскаев В. И., Стручаева Г. Г. & Пятков А. Г.). 1986. Определение концентрации Fe^{2+} и Fe^{3+} в пироксенах методом рентгеноспектрального микроанализа//Методы рентгеноспектрального анализа/(С. В. Лончих, ред.), Новосибирск: Наука. С. 154–158.
- Taylor R. N., Nesbitt R. W., Vidal Ph., Harmon R. S., Auvray B. & Croudace I. W. 1994. Mineralogy, chemistry, and genesis of the Boninite Series Volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan//J. Petrol. V. 35. PP. 577–617.
- Vysotskiy S. V. (Высоцкий С. В.). 1989. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР. 196 с.

ヴィソツキー S. V. ・ガヴオロフ G. I. ・ケムキン I. V. ・サーピン V. I. (金 賢善・加藤孝幸訳) : 東サハリン山地におけるボニナイトオフィオライトコンプレックスの地質および岩石成因論的特徴

東サハリンの付加体において後期ジュラ紀初期白亜紀の溶岩および層状貫入岩体からなるボニナイト群が発見された。地質、鉱物、地球化学的検討により、これらマグマの同源性と生成の特殊条件が明らかになった。貫入岩における初期スピネルの高い還元度はボニナイト群の生成が還元流体（水素）の影響下で生じたことを推測させる。還元流体の影響下におけるボニナイトマグマの分化はボニナイト質の層状貫入岩体の形成をもたらした。