

北海道礼文島, ドレライト質スコトン岬貫入岩体の内部構造と形成過程

Internal structure and formation of the Cape Sukoton doleritic intrusion, Rebun Island, Hokkaido, Japan

Abstract

平原由香* 周藤賢治**

Yuka Hirahara * and Kenji Shuto **

2002年11月11日受付.

2003年6月13日受理.

* 新潟大学大学院自然科学研究科

Graduate School of Science and Technology,
Niigata University, Ikarashi 2-8050, Niigata 950-
2181, Japan

** 新潟大学理学部地質科学科

Department of Geology, Faculty of Science,
Niigata University, Ikarashi 2-8050,
Niigata 950-2181, Japan

The outcrop of the Cape Sukoton intrusion, a constituent of Miocene doleritic sill swarm in the northern part of Rebun Island, north Hokkaido, is 1,600 × 600m wide and more than 240m thick, and dips gently eastward. It can be lithologically divided into three zones; the upper Columnar Joint Zone, middle Banded Structure Zone, and lower Massive Zone. The appearance of columnar joints is remarkable in doleritic rocks of the Columnar Joint Zone. Banded structures and columnar joints are also well developed in the doleritic rocks of the Banded Structure Zone, whereas both banded structures and columnar joints are not observed in porphyrites of the Massive Zone.

Based on structural analysis of columnar joints, lithological descriptions of rocks in each zone, and the presence of interlayered sill-sediment structure at the boundary between the intrusion and sedimentary rocks, the Cape Sukoton intrusion is inferred to have formed in the following main three stage magmatic events. 1) first stage (formation of the Columnar Joint Zone); intrusion of a basaltic magma into wet and poorly consolidated sediments, and melanocratic to leucocratic dolerites and leucocratic andesitic veins were generated during subsequent cooling contraction and crystallization of magma, and columnar joints were formed throughout the body, 2) second stage (formation of the Banded Structure Zone); intrusion of a new basaltic magma into the Columnar Joint Zone and wet poorly consolidated sediments. During cooling of the magma, banded structures composed of stratified vesicular and non-vesicular layers have been formed in melanocratic dolerites, and 3) third stage (formation of the Massive Zone); intrusion of another magma into the Banded Structure Zone, prior to the complete cooling of the Banded Structure Zone. During the third stage, melanocratic dolerites of the Banded Structure Zone might have been brought into the intruding magma, which resulted in the appearance of melanocratic enclaves contained in the Massive Zone.

Key words: the Cape of Sukoton, Rebun island in northern Hokkaido, dolerite, sill, columnar joint, banded structure, cooling contraction, inter-layered sill-sediment structure, crystallization differentiation

はじめに

北海道北部(千島弧南西端の大雪山-十勝火山列の背弧側)には、中期中新世の火山噴出物が多量に分布している。これらをもたらした火山活動とテクトニクスとの関係については、これまで様々な考えが主張されてきた(後藤ほか, 1995; 岡村ほか, 1995; Watanabe, 1995; 広瀬・中川, 1999など)。

このうち、火山体の活動様式や噴出量の検討は、後藤ほか(1995)と広瀬・中川(1999)でなされている。後藤ほか(1995)は14~9Maの噴出物の主体は溶岩であり、なかでも平坦溶岩や単成火山などの、成熟した島弧には産出が稀な噴出形態を呈する火山体が多いことを指摘している。平坦溶岩の形成過程の研究は北海道北部美深町の函岳の安山岩につ

いて行われている(垣原, 1999)。広瀬・中川(1999)は14~1Maの火山噴出物の特徴について論じている。彼らは、火山体としては盾状火山と単成火山群が多く存在することから、14~1Maの北海道北部は差応力の小さい状態~引張応力場におかれていたことを論じている。

北海道最北端の礼文島北部(Fig.1)は、スコトン岬貫入岩類(後藤ほか, 1995)などの主にドレライトからなる貫入岩体が卓越する特異な地域である。これらの貫入岩体は単成火山的な活動様式によって形成されたものと推定されている(広瀬・中川, 1999)。これらの貫入岩体の産状、内部構造、構成岩石の組成変化などの記載は貫入岩体の形成過程の解明だけでなく、貫入機構とその背景となるテクトニクスを考察する上でも重要と考えられる。

そこで筆者らは礼文島に産するスコトン岬貫入岩類の調査を行った。本論文ではスコトン岬に分布する岩相変化に富む貫入岩体(これをスコトン岬貫入岩体とよぶ)の産状と岩石記載、及び全岩化学組成などに基づき、本岩体の貫入形態と岩体の外側部から内部に向かう組成変化、及びその要因について述べる。さらにそれらを総合して岩体の形成過程を考察した。

地質概説

礼文島は、北海道最北端である稚内の西方約60kmの日本海上に位置し、前期白亜系安山岩質火山噴出物からなる礼文層群と、それを不整合で覆う新第三系の堆積岩と火山岩類より構成される(Fig.1)。新第三系は本島の中央部に分布する礼文層群を挟み、本島の南部と北部に分布する。南部の新第三系は下位より元地層、香深層、浜中層より構成される。北部は下位より香深層と同時異相の関係である召国層(長尾ほか, 1963)、浜中層、久種湖層で構成され、それらを貫入するドレライト質岩体が西海岸沿いを中心に広く分布する(長尾ほか, 1963)。召国層は、凝灰質砂岩、砂岩及び泥岩を主体とする。本層は礼文層群を不整合又は断層により接する。層厚は約200mである。浜中層は層理の発達する珪質泥岩で構成され、凝灰質砂岩が頻りに珪質泥岩中に挟在される。下位の香深層と召国層を整合に覆う。層厚は約250mである。久種湖層は礫質砂岩及び凝灰質砂岩で構成され、下位の浜中層を不整合に覆う。

ドレライト質貫入岩体は久種湖周辺に小規模に分布するもの(久種湖ドレライト)と西海岸沿いに大規模に分布するものに区分され、前者は久種湖ドレライト、後者はスコトン岬貫入岩類と呼ばれている。久種湖ドレライトは層厚約8mのシル又は岩脈状のアルカリドレライトである。召国層に覆われる。このドレライトから $18.2 \pm 1.2\text{Ma}$ のK-Ar年代値が報告されている(Goto and Wada, 1991)。スコトン岬貫入岩類は、西海岸沿いのスコトン岬、ゴロタ岬(ゴロタ岬貫入岩体: Goto, 1997)、白浜、稲穂崎~召国地域に産する(後藤ほか, 1995)。

スコトン岬貫入岩体概説

スコトン岬貫入岩体はスコトン岬貫入岩類のうち、本島最北端のスコトン岬に南北1.6km、東西0.6kmの範囲で露出する岩体である(Figs.2, 3)。厚さ約240mの貫入岩体で、浜中層に貫入する。

本岩体の大部分は柱状節理の発達する優黒質細粒複輝石ドレライトより構成される。ただし、優黒質ドレライト中の層状~レンズ状で産する優白質単斜輝石ドレライトや、節理の発達しない塊状な優白質粗粒単斜輝石ヒン岩が一部に認められ、岩相は岩体全体で一様ではない。本岩体は縞状構造を伴わない柱状節理の発達する岩相(Fig.4-A)、柱状節理とそれに直交する縞状構造の発達する岩相(Fig.4-B)、縞状構造と柱状節理の両者とも発達しない塊状の岩相(Fig.4-C)の3つに大別される。本論文では、それぞれを柱状節理帯、縞状構造帯、塊状帯と呼ぶことにする。柱状節理帯は岩体の北東

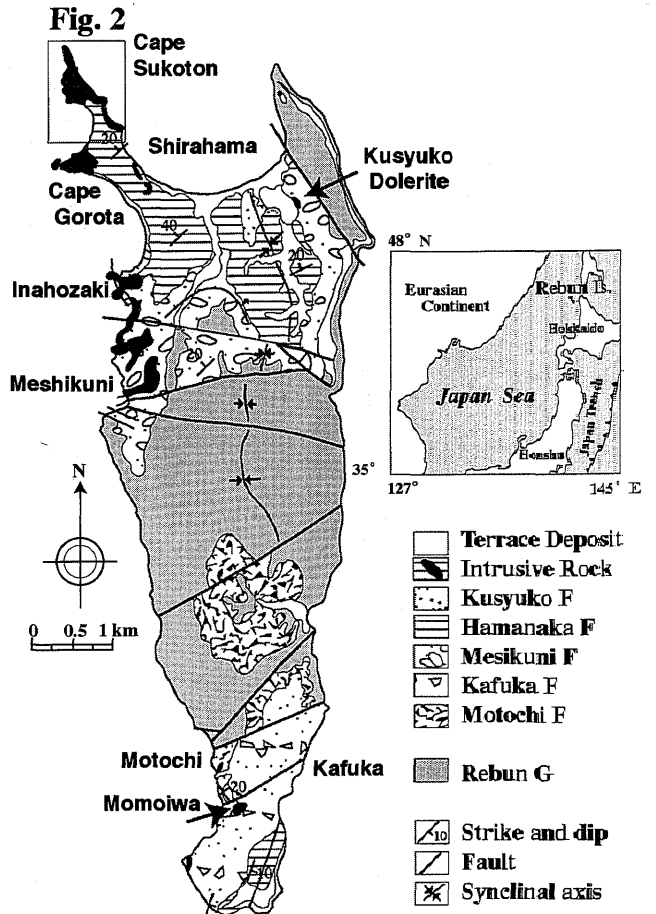


Fig.1. Geological map of Rebun Island, Hokkaido, Japan, modified from 1: 50,000 geological map, Rebunto (Nagao et al., 1963). A square frame shows the location of the Cape Sukoton intrusion. F: Formation. G: Group.

部~南東部に、縞状構造帯は岩体の中央部に、塊状帯は岩体の西部に分布する(Fig.2)。

本岩体と浜中層との貫入境界は、岩体下部と岩体先端部で露出する。岩体上部との貫入境界は露出していない。本岩体下部と浜中層との貫入境界はFig.2のa点に示す位置に露出し、その境界の構造は浜中層の珪質泥岩の層理面と平行である。境界付近の珪質泥岩は白色化している。岩体先端部はFig.2のb点に示す位置に露出する。その境界の構造は浜中層の珪質泥岩の層理面と平行に貫入岩と浜中層の珪質泥岩が指交状に入り組む(Fig.5)。ここでも珪質泥岩は白色化している。貫入岩体側は柱状節理や縞状構造は認められず、不規則な節理が発達する。また、珪質泥岩との境界付近の貫入岩体は境界に沿って緑色に変質している。

貫入岩体の構造

本岩体に貫入される浜中層の構造は岩体周囲において $N6^{\circ} \sim 24^{\circ} W 10^{\circ} \sim 44^{\circ} E$ である。スコトン岬貫入岩体の貫入境界付近では、浜中層の内部の堆積構造は不明瞭であるため、岩体貫入時の浜中層の姿勢を求めることはできない。しかし、スコトン岬貫入岩類に属するゴロタ岬貫入岩体等の

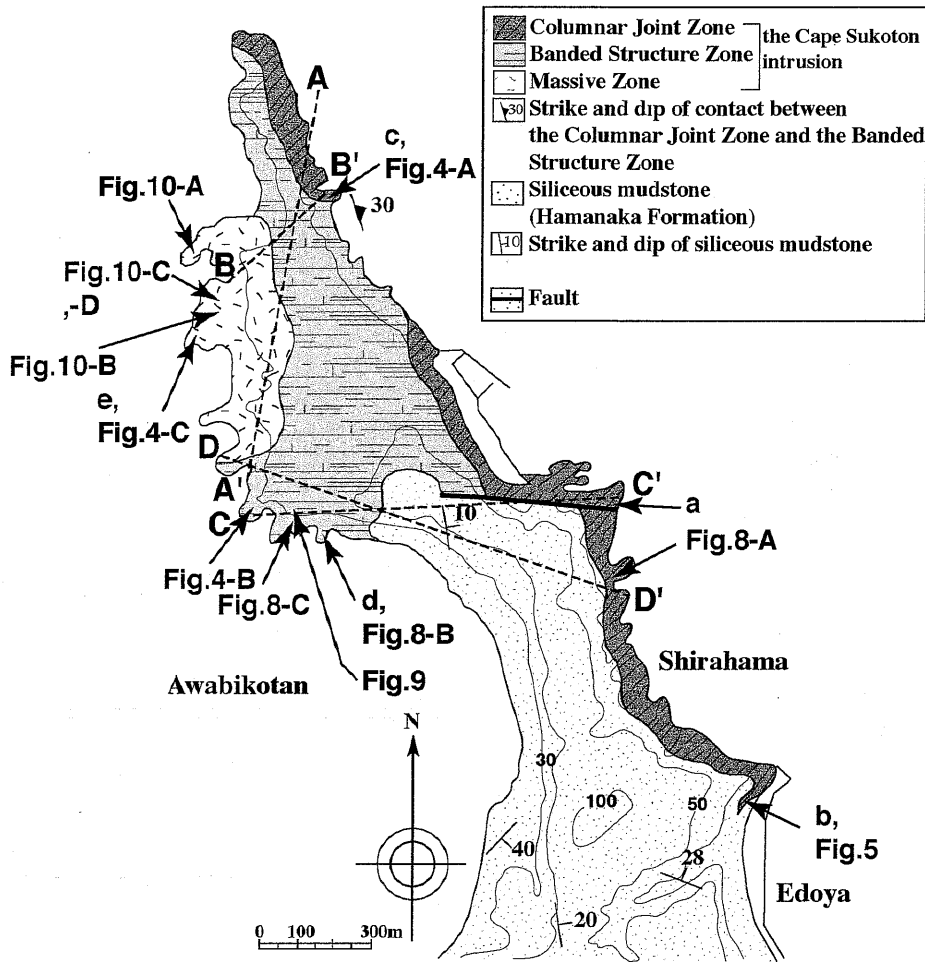


Fig.2. Lithological map of the Cape Sukoton intrusion showing three zones: Columnar Joint Zone, Banded Structure Zone and Massive Zone. Cross sections A-A', B-B', C-C' and D-D' are shown in Fig.3. Points a and b show positions of the boundary between the Cape Sukoton intrusion and Hamanaka Formation. Points c, d and e show positions of type locality of the Columnar Joint Zone, Banded Structure Zone and Massive Zone, respectively.

他の岩体周辺の浜中層において観察される荷重痕や級化構造から現在の地層の上下方向と貫入時のそれには差異がないことが推定される。

本岩体の形態を考察するため、岩体中に発達する柱状節理の構造を解析した。柱状節理の伸張方向と直交する面の構造を、シュミットネットの下半球に投影したものを Fig.6 に示した。本岩体中における柱状節理の伸張方向と直交する面の走向・傾斜は、 $N15^{\circ}W \sim 80^{\circ}E$ 、 $9^{\circ} \sim 41^{\circ}E$ で、多くは $N15^{\circ} \sim 20^{\circ}W$ 、 $30^{\circ}E$ である。これは、浜中層の層理面の走向・傾斜に類似する。また、その走向・傾斜は岩体を通してほぼ一様である。一般に柱状節理の柱の伸張の方向は、岩体の冷却過程における等温面と直交する方向を示すと考えられている。すなわち火成岩体に柱状節理が形成される場合、柱状節理の柱の伸張の方向は、岩体の冷却面と直交する方向を示す (James, 1920; Spry, 1962)。これらのことから、本岩体は浜中層の層理面に調和的に貫入したシルと考えられる。また、東側に傾斜した岩体であることより、東側が岩体の上部に、西側が岩体の下部に相当している。このような本岩体の全体の構造と柱状節理帯、縞状構造帯、塊状帯の分布 (Fig.2) から、各帯はこの順に岩体の上部から下部を構成していると考えられる (Fig.3)。

貫入岩体の産状及び岩質

各帯の産状の特徴と岩石記載を Table 1 に示した。

1. 柱状節理帯

〈分布・産状〉

柱状節理帯はスコトン岬北東部～南東部の海岸沿いに分布する (Fig.2)。帯の厚さは最小で 16m である。模式地はスコトン岬北東海岸沿いである (Fig.2 の c 点付近)。帯全体では柱状節理が発達するが、板状節理が発達する場合もある。両節理には共存関係は認められず、板状節理の発達する箇所は、柱状節理の発達箇所よりも浜中層との貫入境界の近傍付近である。板状節理の間隔は 5～10cm である。

柱状節理の柱の断面形態は六角形～五角形を示す。柱状節理の伸張方向と直交する面の走向・傾斜は、 $N15^{\circ} \sim 31^{\circ}W$ 、 $30^{\circ} \sim 41^{\circ}NE$ である (Fig.6-B)。この構造は後に述べる縞状構造帯との貫入境界面の走向・傾斜 ($N19^{\circ}W$ 、 $30^{\circ}E$) に類似する。断面径は最小 36cm、最大 180cm であるが、90～100cm の範囲を示すものが多い (Fig.7-A)。その大きさは縞状構造帯との貫入境界から北側に向かい 60cm から 140cm へと増加する (Fig.7-B)。柱状節理帯は、優黒質細粒ドレライトを主とし、優白質粗粒ドレライトを伴う。優白質ドレライトは岩体上部の優黒質ドレライト中にレンズ又は層状をな

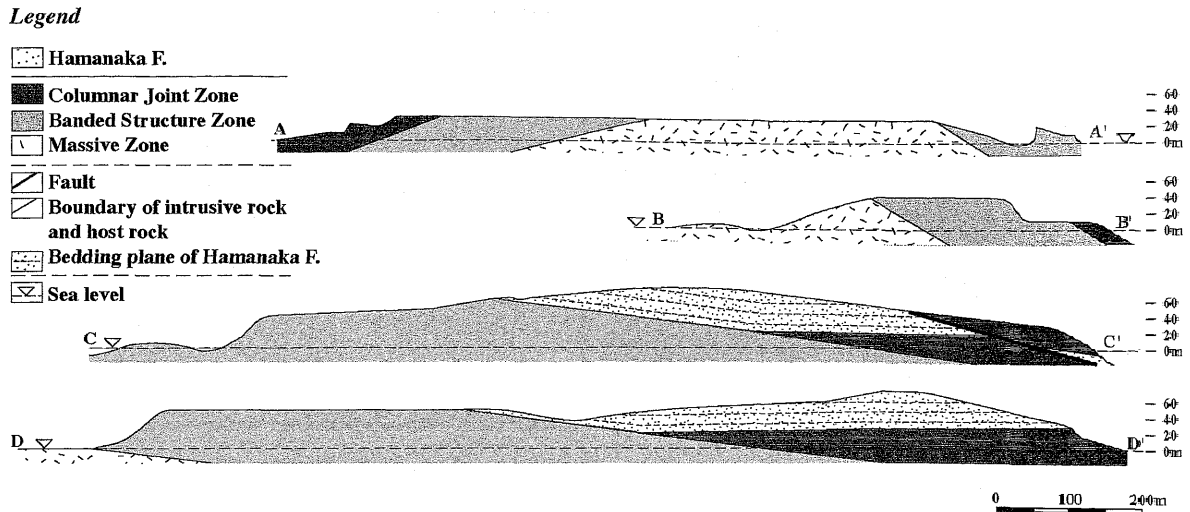


Fig.3. Cross sections of the Cape Sukoton intrusion. The locations of A-A', B-B', C-C' and D-D' are shown in Fig.2.

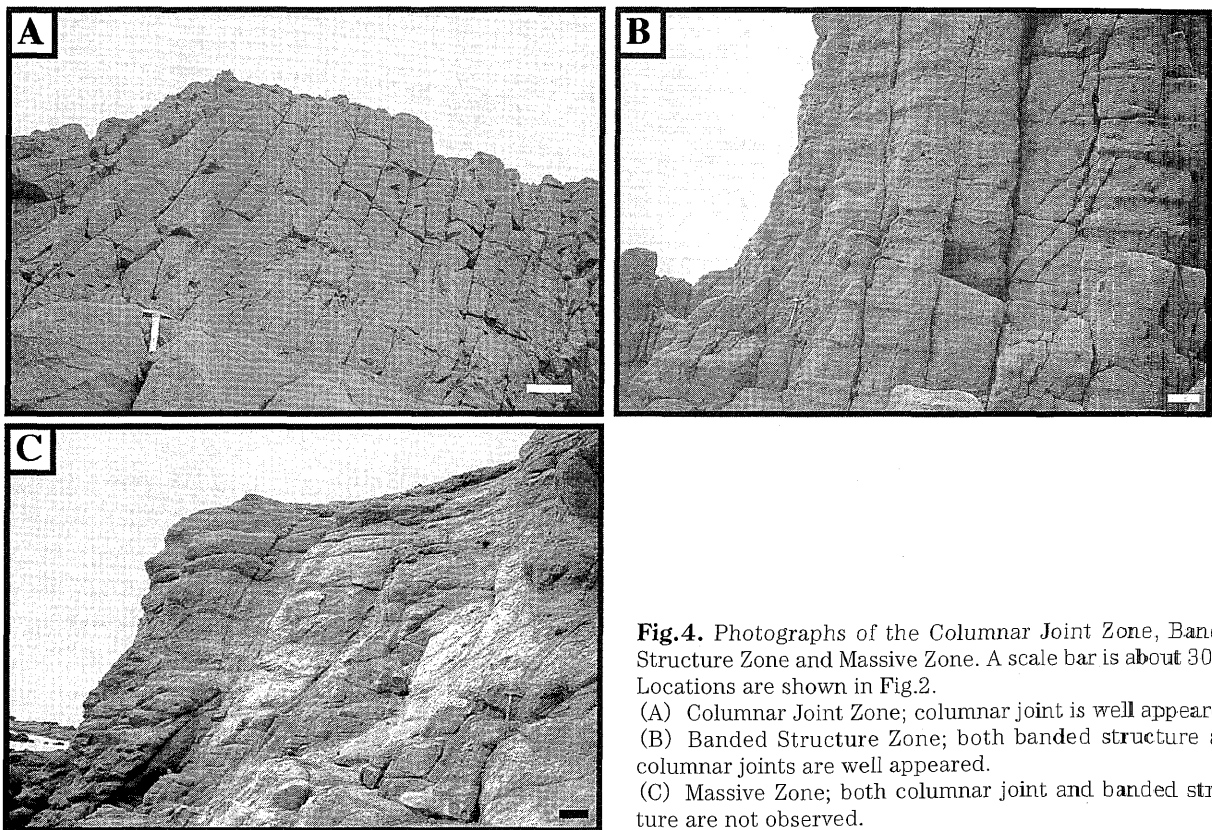


Fig.4. Photographs of the Columnar Joint Zone, Banded Structure Zone and Massive Zone. A scale bar is about 30cm. Locations are shown in Fig.2.
 (A) Columnar Joint Zone; columnar joint is well appeared.
 (B) Banded Structure Zone; both banded structure and columnar joints are well appeared.
 (C) Massive Zone; both columnar joint and banded structure are not observed.

してみられる (Fig.8-A)。優白質ドレライトの厚さは約0.1～5m以上で、側方への延長は短いもので1m、長いものでは10m以上ある。層の伸張の方向は柱状節理の伸張方向に直交する。柱状節理は優黒質ドレライト中には顕著に発達するが、優白質ドレライト内では不明瞭の場合が多い。

柱状節理帯には幅2～10mmの高いSiO₂含有量を示す優白質安山岩質細脈(以下に安山岩質細脈とする)がしばしばみられる。この細脈はN字状に折れ曲がったり、Y字状に枝別れをした形態を示す場合もあり、その伸張方向は柱状節理

の伸張方向と直交する。

〈岩質〉

柱状節理帯の優黒質ドレライトはカンラン石-単斜輝石ドレライトであり、優白質ドレライトは単斜輝石ドレライトである。安山岩質細脈は単斜輝石安山岩である。

カンラン石-単斜輝石ドレライト: このドレライトはカンラン石(4.0%), 単斜輝石(5.5%), 斜長石(69.4%), Fe-Ti酸化物(2.2%)より構成され、サブオフィティック組織を示す。カンラン石(0.3～0.6mm)は自形結晶であるが、

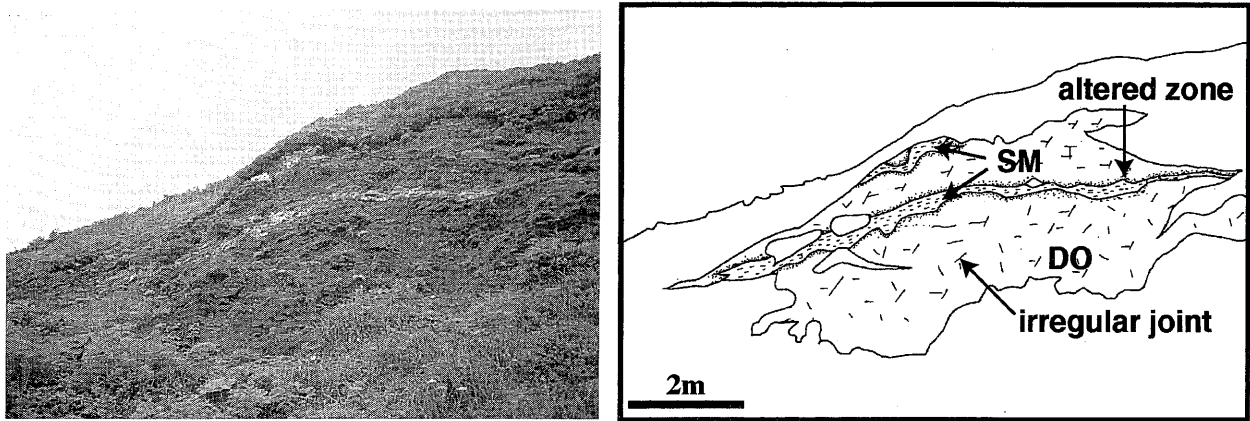


Fig. 5. Photograph and sketch of the interlayered sill-sediment structure, which consists of siliceous mudstone (SM) and dolerite (DO). Location is shown at point b in Fig. 2.

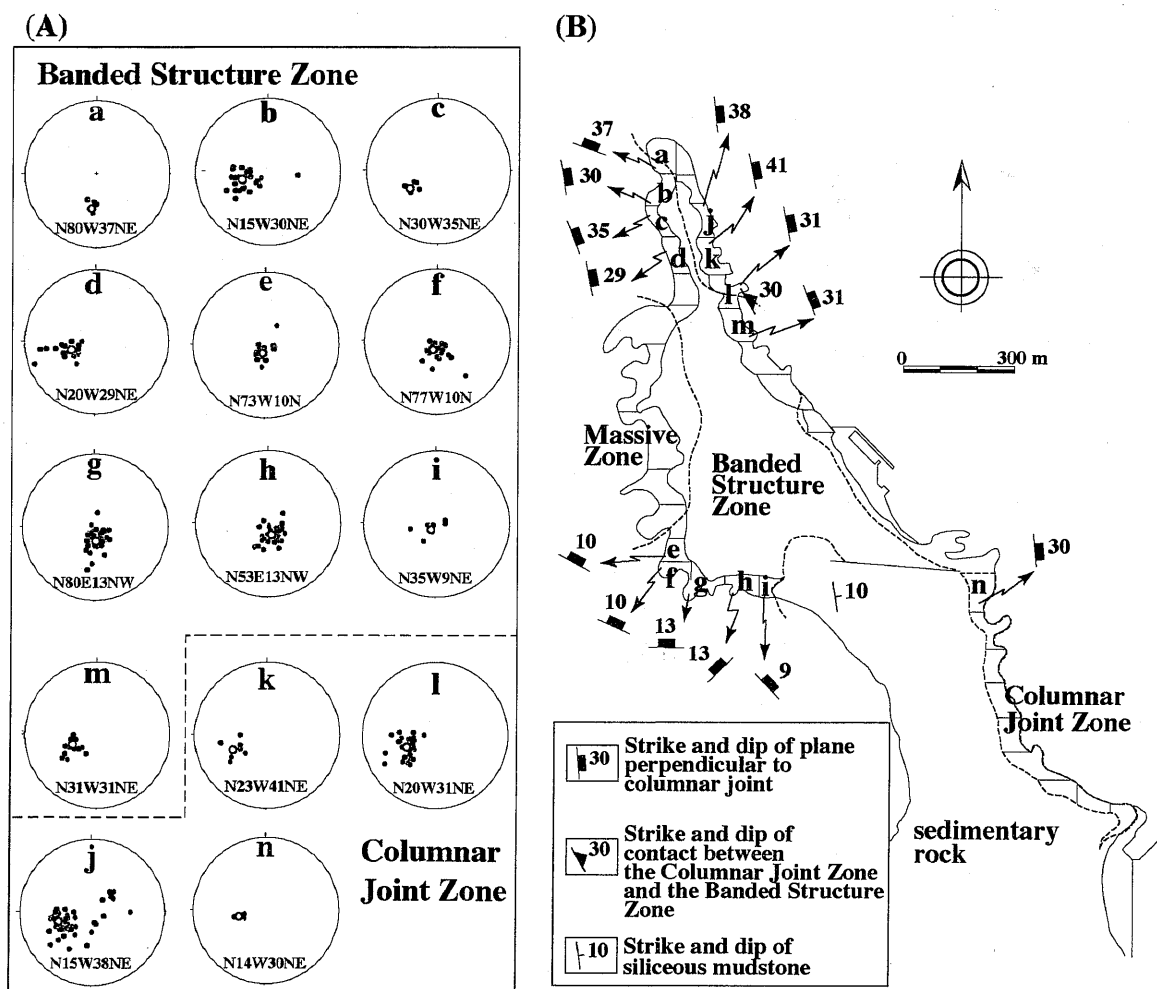


Fig. 6. Strike and dip of hexagonal and pentagonal planes which are perpendicular to columns observed in the Columnar Joint Zone and Banded Structure Zone. The Cape Sukoton intrusion was divided into 100m range blocks shown in (B). The data were obtained from columns in each block (named a-i) along west coast of the Cape Sukoton and columns in each block (named j-n) along east coast. Blank blocks show the portion from which data were not obtained because columnar joint is not observed or there is no exposure in these blocks.

(A) Lower hemisphere projection for strike and dip of surfaces perpendicular to columnar joint. Closed dots show measurement data, and an open circle and value do point-maximum pattern in each block.

(B) Plot of point-maximum pattern of strike and dip in each block. This figure shows the Cape Sukoton intrusion inclining northeastward.

Table 1 Summary of mineral assemblages of rocks and character of rock facies for the Cape Sukoton intrusion. A: well appearance, B: slightly appearance, C: no appearance. Ol; olivine, Cpx; clinopyroxene, Opx; orthopyroxene, Pl; plagioclase, Qtz; quartz, Ap; apatite, Zeo; zeolite. Modal composition: $\odot \geq 60\text{vol}\%$, $60 > \bigcirc \geq 10\text{vol}\%$, $10\text{vol}\% > \triangle \geq 5\text{vol}\%$, $5\text{vol}\% > + > 1\text{vol}\%$, $1 > + > 0\text{vol}\%$, $- = 0\text{vol}\%$.

Zone Name	Columnar Joint Zone			Banded Structure Zone				Massive Zone	
character of rock facies									
Facies	melanocratic rock	leucocratic rock	andesitic vein	chilled margin	melanocratic rock	leucocratic rock	andesitic vein	leucocratic rock	melanocratic enclave
columnar joint	A(ϕ 36-180 cm)	B	C	C	A(ϕ 50-164 cm)	B	C	C	C
banded structure	C	C	C	C	A	C	C	C	C
Rock type	Ol-Cpx dolerite	Cpx dolerite	Cpx andesite	Ol basalt	Opx-Cpx dolerite	Cpx dolerite	Cpx andesite	Cpx porphyrite	Cpx dolerite
Main constituent minerals									
Ol length (mm)	++ 0.3-0.6	-	-	Δ 0.3-0.9	-	-	-	-	-
Cpx length (mm)	Δ 0.3-0.6	++ 0.6-1.2	+ 0.3-0.6	++ 0.3-0.6	Δ 0.3-0.6	++ 0.6-1.2	+ 0.3-0.6	Δ 0.3-3.0	+ 0.9-1.2
Opx length (mm)	-	-	-	-	++ 0.3-1.2	-	-	-	-
Pl length (mm)	\odot 0.3-0.9	\odot 1.0-3.0	Δ 0.3-1.5	\bigcirc 0.3-0.9	\odot 0.3-1.5	\odot 1.0-3.0	Δ 0.3-1.5	\odot 1.0-3.0	\odot 0.6-1.8
Fe-Ti oxide length (mm)	++ 0.15-0.3	++ 0.3 \pm	-	+ 0.3 \pm	++ 0.3 \pm	++ 0.3 \pm	-	++ 0.3-1.8	+ 0.3 \pm
Qtz length (mm)	-	-	-	-	-	-	-	Δ 0.3-1.2	-
accessory mineral	Zeo, Qtz	Qtz			Zeo, Ap, Qtz	Qtz		Zeo, Ap	Qtz

全てサポナイト化した仮像である。単斜輝石 (0.3 ~ 0.6mm) は長柱状~短柱状の自形結晶である。斜長石 (0.3 ~ 0.9mm) は正累帯構造を示し、清澄な自形結晶である。Fe-Ti 酸化物 (0.15 ~ 0.3mm) は自形結晶のマグヘマイトとイルメナイトである。鉱物粒間は粘土鉱物と清澄な石英によって埋められている。

単斜輝石ドレライト: このドレライトは単斜輝石 (4.7%), 斜長石 (75.3%), Fe-Ti 酸化物 (2.7%) より構成され、サブオフィティック組織を示す。単斜輝石 (0.6 ~ 1.2mm) は長柱状の自形~半自形結晶である。斜長石 (1.0 ~ 3.0mm) は正累帯構造を示し、清澄な自形結晶である。Fe-Ti 酸化物は自形結晶のマグヘマイト、イルメナイトである。鉱物粒間は粘土鉱物と清澄な石英によって埋められている。

単斜輝石安山岩: この安山岩の斑晶鉱物は単斜輝石 (0.8%), 斜長石 (8.3%) より構成される。単斜輝石 (0.3 ~ 0.6mm) は長柱状の自形結晶である。斜長石 (0.3 ~ 1.5mm) は長柱状の自形~半自形結晶である。石基 (90.9%) は単斜輝石、斜長石、Fe-Ti 酸化物より構成され、インターグラニューラー組織を示す。石基の斜長石は、針状を呈し、その長軸は安山岩質細脈の伸長方向と平行に配列する。

2. 縞状構造帯

(分布・産状・柱状節理帯と縞状構造帯の関係)

縞状構造帯はスコトン岬貫入岩体の広い範囲で露出する。帯の厚さは 90m である。模式地はスコトン岬南西部、アワピコタン付近である (Fig.2 の d 点付近)。一部では板状節理の発達するものの、帯の全体に柱状節理が発達する。柱状節理の表面には、その伸張方向と直交する方向に凹部と凸部の

繰り返しによる縞状構造が発達している。したがって本帯は、柱状節理帯と同様にドレライト中に柱状節理が発達するものの、それに直交する縞状構造の発達により柱状節理帯と区別される。

柱状節理の柱の断面形態は六角~五角形を示す。柱状節理の伸張方向と直交する面の走向傾斜は、北部では N15° ~ 80° W29° ~ 35° NE、南部では N35° W ~ 80° E9° ~ 13° NW である (Fig.6-B)。北部の構造は柱状節理帯との貫入境界面の走向・傾斜 (N19° W30° E) に類似する。断面径は最小 50cm、最大 164cm であるが、100 ~ 110cm の範囲を示すものが多い (Fig.7-A)。その大きさは浜中層との貫入境界から帯の内部に向かい 60cm から 140cm へと増加し、塊状帯に向かって 140cm から 80cm に減少する。そして、断面径の変化の程度は、帯の内部から塊状帯に向かう変化よりも、浜中層との貫入境界から帯の内部へ向かう変化の方が大きい。北西部は塊状帯に向かって 100cm から 80cm に緩やかに減少する (Fig.7-B)。

柱状節理の表面にみられる縞状構造を成す凹部と凸部の幅は約 20 ~ 30cm である。帯の上部に向かい凹凸の幅は狭くなり、次第に縞状構造は不明瞭になる。縞状構造帯も柱状節理帯を構成するドレライトと同様に、優黒質細粒ドレライトと優白質粗粒ドレライトからなる。この優白質ドレライトは層状をなし、柱状節理帯の場合と同様に縞状構造帯の上部に多くみられる (Fig.8-B)。優白質ドレライトは幅 2m 以上、長さ 10m 以上のものが多い。

柱状節理帯と同様に縞状構造帯にも安山岩質細脈が頻繁にみられるが、柱状節理帯のそれよりも幅は 2 ~ 30mm と大

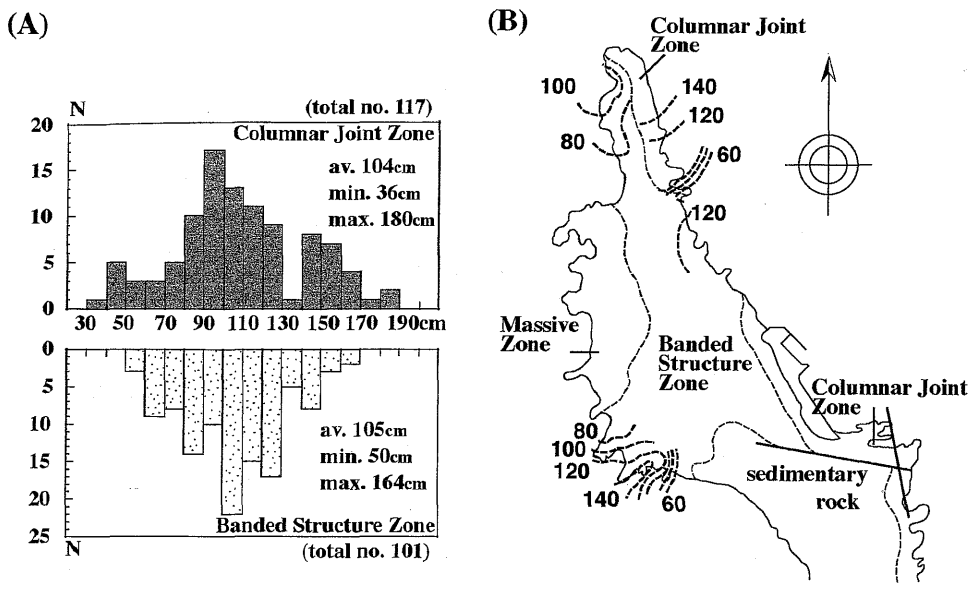


Fig.7. Results of measurement of diameters of columnar joints in the Columnar Joint Zone and Banded Structure Zone.

(A) Histograms of diameters of columnar joints in the Columnar Joint Zone and Banded Structure Zone. av: average value, min: minimum value, max: maximum value.

(B) Contour distribution of diameters of columnar joints. A unit is cm.

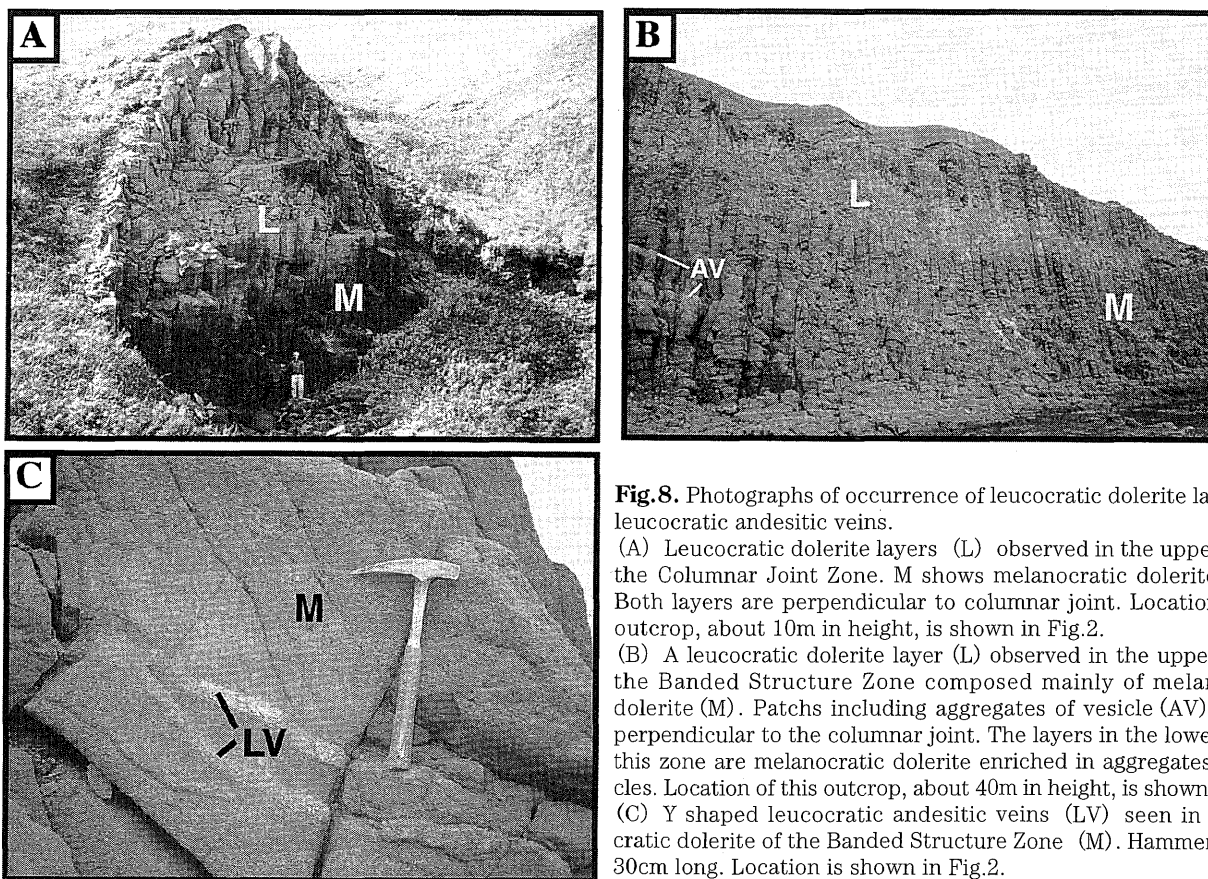


Fig.8. Photographs of occurrence of leucocratic dolerite layers and leucocratic andesitic veins.

(A) Leucocratic dolerite layers (L) observed in the upper part of the Columnar Joint Zone. M shows melanocratic dolerite layers. Both layers are perpendicular to columnar joint. Location of this outcrop, about 10m in height, is shown in Fig.2.

(B) A leucocratic dolerite layer (L) observed in the upper part of the Banded Structure Zone composed mainly of melanocratic dolerite (M). Patches including aggregates of vesicle (AV) are also perpendicular to the columnar joint. The layers in the lower part of this zone are melanocratic dolerite enriched in aggregates of vesicles. Location of this outcrop, about 40m in height, is shown in Fig.2.

(C) Y shaped leucocratic andesitic veins (LV) seen in melanocratic dolerite of the Banded Structure Zone (M). Hammer scale is 30cm long. Location is shown in Fig.2.

きくなる。安山岩質細脈中に柱状節理の延長が認められる。(Fig.8-C).

縞状構造帯には柱状節理帯とは異なり、優黒質ドレイト中に気孔の集合物がみられる (Fig.9)。この集合物は最大幅 20cm、長さが 1 ~ 5m のパッチ状形態をなし、淡緑色を呈する。この気孔の集合体は縞状構造帯の下部に多く分布し

(Fig.8-B)、その伸張の方向の多くは柱状節理の伸張方向と直交している。

縞状構造帯の岩石は、浜中層のみではなく、柱状節理帯の岩石とも貫入関係である。浜中層との直接の貫入境界は観察されない。柱状節理帯との貫入境界は縞状構造帯の岩石に急冷周縁相が認められ (Fig.2 の c 点付近)、その貫入境界は柱

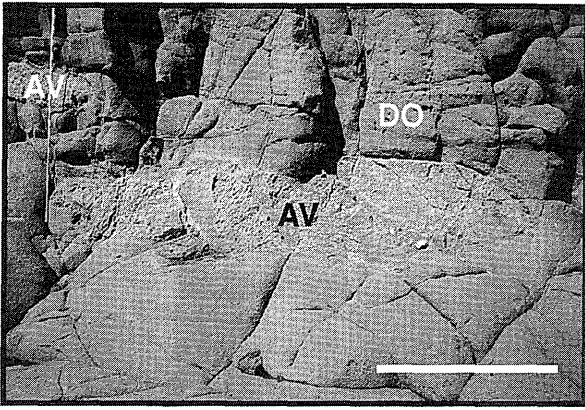


Fig.9. Photographs of aggregates of vesicle (AV) in melano-clastic dolerite (DO) of the Banded Structure Zone. A scale bar is 1m. The locality is shown in Fig.2.

状節理帯の柱状節理を切っているため、縞状構造帯を形成したマグマは柱状節理帯のマグマが固結し、柱状節理が形成された後に貫入したと考えられる。

〈岩質〉

縞状構造帯の優黒質ドレライトは斜方輝石-単斜輝石ドレライトであり、優白質ドレライトは単斜輝石ドレライトである。また、安山岩質細脈は単斜輝石安山岩である。柱状節理帯のドレライトとの貫入境界における急冷周縁相はカンラン石-単斜輝石玄武岩である。単斜輝石ドレライトと単斜輝石安山岩は上述した柱状節理帯のものと類似するため、ここではそれらの記載は省略する。

斜方輝石-単斜輝石ドレライト: このドレライトは斜方輝石 (3.0%), 単斜輝石 (9.1%), 斜長石 (81.7%), Fe-Ti 酸化物 (1.8%) から構成され、サブオフィティック組織を示す。斜方輝石 (0.3~1.2mm) は長柱状の自形結晶で、淡緑色~淡赤色の多色性を呈する。単斜輝石 (0.3~0.6mm) は短柱状の半自形結晶のものが多く、斜長石 (0.3~1.5mm) は正累帯構造を示し、清澄な自形結晶である。Fe-Ti 酸化物 (0.2~0.4mm) は自形結晶のマグヘマイトとイルメナイトである。鉱物粒間は粘土鉱物と少量のアパタイト、沸石、石英により埋められている。

カンラン石-単斜輝石玄武岩: この玄武岩はカンラン石 (5.9%), 単斜輝石 (2.5%), 斜長石 (24.5%) と少量の Fe-Ti 酸化物 (0.1%) より構成される。カンラン石 (0.3~0.9mm) は自形結晶であるが、全てサポナイト化した仮像である。単斜輝石 (0.3~0.6mm) は短柱状の自形結晶で、斜長石と集斑状をなすものが多く、斜長石 (0.3~0.9mm) は、単独でみられるものとカンラン石や単斜輝石と集斑状をなすものがあり、前者は一定方向に配列する傾向がある。Fe-Ti 酸化物 (0.2~0.4mm) は自形結晶のマグヘマイトであり、単斜輝石に包有されるものもある。石基 (67.0%) は斜長石とガラスからなり、インターサータル組織を示す。

3. 塊状帯

〈分布・産状・縞状構造帯と塊状帯の関係〉

塊状帯はスコトン岬西海岸沿いに分布し、海岸沿いを除く

周囲を縞状構造帯に囲まれている (Fig.2)。帯の厚さは最小で 130m である。模式地は旧スコトン岬小学校裏の海岸沿いである (Fig.2 の e 地点)。塊状帯の岩石は柱状節理と縞状構造の両者とも認められず、塊状な岩相で特徴づけられる。塊状帯を構成する岩石は優白質粗粒ヒン岩であり、肉眼で黒色の長柱状単斜輝石がみられる。このヒン岩中には、多量の暗色包有物 (ドレライト) がみられる (Fig.10)。

この暗色包有物には急冷周縁相は認められない。暗色包有物の形態は円礫状~垂角礫状を示すものから (Figs.10-A, B)、“扁平な楕円~板状”を示すもの (Figs.10-C, D) と多様である。礫状のものは円礫~垂角礫状であるが、前者が卓越する。礫状のものの分布は塊状帯の縁部帯に集中している。塊状帯と縞状構造帯の境界付近では径数 m~10m のブロック状であるが、帯の内部側に向かい径数 10cm 程度に小さくなる。また、垂角礫状のものは剪断を受け、その場で破壊されて形成されたと考えられるジグソーパズル状の形態を示す (Fig.10-B, 矢印付近)。“扁平な楕円~板状”のものは塊状帯の内部側に分布する。完全に層をなしている様に見えるが、一部に礫状の部分も認められる (Fig.10-C, D)。したがって、この“扁平な楕円~板状”のものは礫状のものの集合体であると考えられる。層の構造は N10° W8° E である。“扁平な楕円~板状”を形成する礫状のものにも左ずれの剪断センスが認められる (Fig.10-D)。

〈岩質〉

単斜輝石ヒン岩: このヒン岩は斜長石 (78.1%), 単斜輝石 (6.1%), Fe-Ti 酸化物 (3.8%), 石英 (8.5%) より構成され、サブオフィティック組織を示す。単斜輝石 (0.8~3.0mm) は長柱状~短柱状の自形結晶のものが多く、斜長石 (1.0~3.0mm) は長柱状の自形結晶であり、大部分のコア部はソーシュライト化している。Fe-Ti 酸化物 (0.3~1.8mm) はマグヘマイト、イルメナイトである。マグヘマイトは骸枝状を呈し、イルメナイトはマグヘマイトのラメラとしてみられるものと、単独でみられるものがあり、後者は針状形態を示す。石英 (0.3~1.2mm) は清澄な自形結晶である。鉱物粒間は粘土鉱物により埋められる。

単斜輝石ドレライト: このドレライトは暗色包有物の構成岩石であるが変質が著しい。単斜輝石 (1.0%), 斜長石 (63.6%), Fe-Ti 酸化物 (2.0%) より構成され、サブオフィティック組織を示す。単斜輝石 (0.9~1.2mm) は短柱状の自形結晶である。斜長石 (0.6~1.8mm) は清澄で長柱状の自形~半自形結晶である。Fe-Ti 酸化物 (0.2~0.4mm) はマグヘマイトとイルメナイトである。鉱物粒間は粘土鉱物と石英により埋められている。

全岩化学組成

1. 分析方法

スコトン岬貫入岩体を構成する岩石 49 試料について主成分元素と微量元素の分析を行った。主成分元素の分析は、新潟大学理学部に設置されている蛍光 X 線分析装置 RIX3000 を用い、高橋・周藤 (1997) による 1:10 希釈ガラスビード法で行った。微量元素の分析は、同じく蛍光 X 線分析装

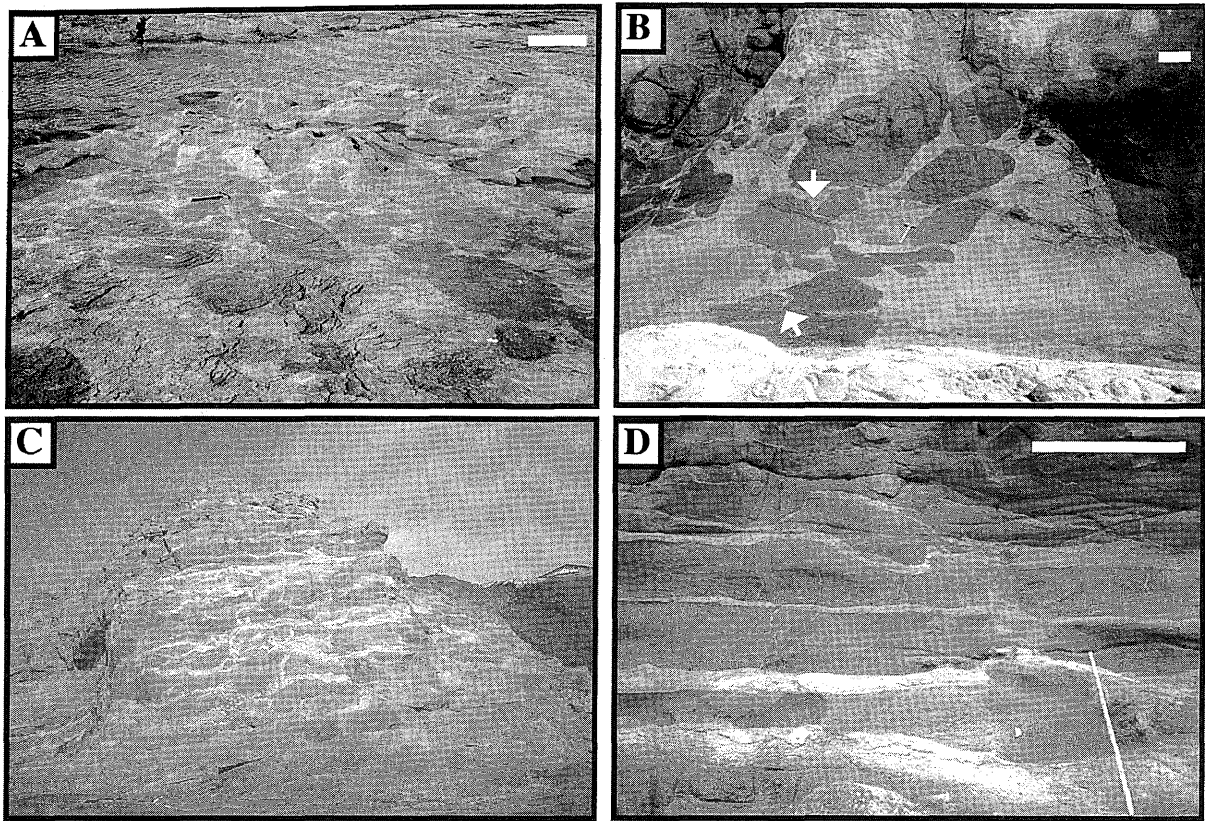


Fig.10. Photographs of melanocratic enclaves shown as dark gray parts in the Massive Zone. The localities A, B, C and D are shown in Fig.2.

- (A) Subangular-shaped enclaves. A scale bar is 30cm.
 (B) Breccia-shaped enclaves showing jigsaw puzzle-like occurrence. A scale bar is 30cm.
 (C) A crowd of enclaves, showing layered structure. Outcrop height is about 10m.
 (D) Stratified structure composed of melanocratic enclave layers and leucocratic porphyrite ones. A scale bar is 1m.

置 RIX3000 を用い、高橋・周藤 (1997) による 1:2 希釈ガラスビード法で行った。Table 2 に分析試料の分析値を示す。なお、本論文における主成分元素の記述にはすべて無水 100% に換算した値を用いている。

2. 全岩化学組成の特徴

スコトン岬貫入岩体を構成する岩石の $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 図を Fig.11 に示す。これら岩石の SiO_2 含有量は 53.6 ~ 62.1wt% の範囲を示すのに対し、 FeO^*/MgO の変化が小さいため、Miyashiro (1974) によるカルクアルカリ系列のトレンドを示す。

柱状節理帯の優黒質ドレライト、縞状構造帯の優黒質ドレライト、塊状帯の優白質ヒン岩を構成する岩石の SiO_2 含有量はそれぞれ 54.1 ~ 55.5wt%、53.6 ~ 58.7wt%、55.6 ~ 60.9wt% である。一方、柱状節理帯、縞状構造帯の優白質ドレライトの SiO_2 含有量は 57.3 ~ 58wt%、縞状構造帯中の安山岩質細脈の SiO_2 含有量は 62.1wt% である。また、塊状帯中の暗色包有物 (ドレライト) の SiO_2 含有量は 56.2 ~ 57.3wt% である。

Fig.12 にこれら岩石のハーカー図を示した。本貫入岩体の岩石は、 SiO_2 含有量の増加に伴い TiO_2 、 K_2O 、 P_2O_5 含有量が増加し、 Al_2O_3 、 CaO 、 MgO 含有量が減少する一連のトレンド上

にプロットされる。 FeO^* 、 MnO 、 Na_2O では分散が著しい。

Fig.13 に SiO_2 含有量と各微量元素含有量の関係を示した。本貫入岩体の岩石は安山岩質細脈を除き、 SiO_2 含有量の増加に伴い Nb, Y, Rb, Ba, Zr 含有量が増加し、Ni, Sr, Cr 含有量が減少する一連のトレンド上にプロットされる。

考 察

1. 貫入環境

スコトン岬貫入岩体と浜中層との貫入境界には、両者が指交状に入り組んでいる産状が観察された (Fig.5)。この産状と同様なものは、スコトン岬南方のゴロタ岬貫入岩体と浜中層との貫入境界にもみられ、そこではさらにペペライトが形成されている (Goto, 1997)。含水の未固結堆積物中に熱いマグマが貫入した場合には、堆積物中から水蒸気が発生し、未固結堆積物は流動化すると考えられている (Kokelaar, 1986; Busby-Spera and White, 1987)。ゴロタ岬貫入岩体と浜中層との貫入境界付近に見出されたペペライトや貫入岩体と堆積岩との指交状を呈する貫入境界の産状は、玄武岩質安山岩質マグマが含水の未固結堆積物に貫入したことにより形成されたと考えられている (Goto, 1997)。スコトン岬貫入岩体の貫入時にも、ペペライトは認められないものの、母岩

の浜中層は含水の未固結状態であったために、堆積物は流動化し、その結果、両者の貫入境界においてドレライトと堆積物とが指交状を呈するようになったと考えられる。

礼文島北部に分布する浜中層中には、スコトン岬貫入岩体やゴロタ岬の玄武岩質安山岩の貫入岩体以外にも、複数の小規模なドレライト質貫入岩体が存在する。これらの岩体との貫入境界付近にみられる浜中層の内部の堆積構造は不規則に乱れている。これは、マグマの貫入時に堆積物が流動化したためと考えられる。

以上のように、礼文島北部地域では、含水でかつ未固結状態の堆積物中に、すなわち浜中層の堆積時～堆積直後に、玄武岩質～玄武岩質安山岩質マグマの小規模かつ複数回の貫入活動が行われたと考えられる。

2. 3帯の形成

本貫入岩体は柱状節理帯、縞状構造帯、塊状帯の3帯に区分される特徴をもつ。柱状節理帯と縞状構造帯は貫入関係にあることから、両帯の形成には若干の時間間隙があったことが予想される。縞状構造帯と塊状帯の境界は野外で確認はできないので、その関係は不明である。そこで、塊状帯中の暗色包有物の形成過程を考察することにより、両帯の形成過程を推定した。

暗色包有物の全岩化学組成は、柱状節理帯および縞状構造帯を構成する優黒質ドレライトのその範囲内にある (Fig. 11, 12, 13)。暗色包有物の岩石は変質しているものの、カンラン石の仮像がない。また、塊状帯の周囲に縞状構造帯が存在すること、縞状構造帯と塊状帯の境界付近から塊状帯の内部に向かって暗色包有物の径が減少していくことなどから、暗色包有物は、塊状帯の優白質ヒン岩を形成したマグマの縞状構造帯への貫入により、縞状構造帯の優黒質ドレライトの一部が取り込まれて形成されたと考えられる。塊状帯を形成したマグマに取り込まれた縞状構造帯の優黒質ドレライトは周囲のマグマの流動により剪断をうけたと考えられる。一部の固結していた優黒質ドレライトはその剪断により破壊され、ジグソーパズル状の形態を示すようになったと考えられる。また、暗色包有物の多くは円礫状を呈する。このことは塊状帯を形成したマグマの貫入時には、縞状構造帯は完全に固結していなかったことを示している。

以上述べたことから、本貫入岩体を形成する3帯はそれぞれの帯を形成したマグマの貫入により形成されたと考えられる。その貫入順序は柱状節理帯→縞状構造帯→塊状帯である。縞状構造帯の優黒質ドレライトが柱状節理帯中の柱状節理を切っていることから、縞状構造帯を形成したマグマの貫入時期は、柱状節理帯を形成したマグマが完全に固結した後である。塊状帯を形成したマグマの貫入時期は、そのマグマにとりこまれた縞状構造帯の優黒質ドレライトが起源と考えられる暗色包有物の産状より判断して、縞状構造帯を形成したマグマの未固結時である。

3. 岩体の冷却過程

柱状節理の柱の断面径の大きさは冷却過程に依存する (James, 1920)。つまり、大きい断面径はゆっくりとした冷却過程を、小さい断面径は急冷過程を反映していると考えら

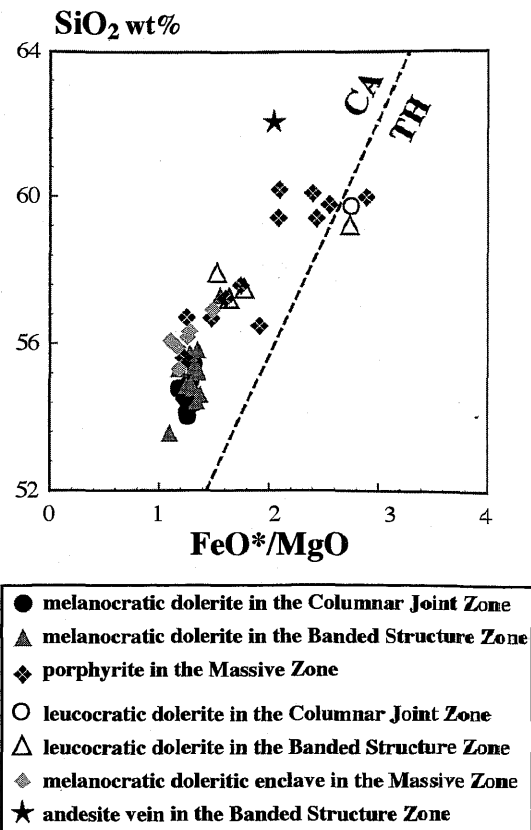


Fig. 11. FeO*/MgO vs. SiO₂ diagram for rocks of the Cape Sukoton intrusion. A broken line shows the boundary between the fields of calc-alkaline series (CA) and tholeiitic series (TH) after Miyashiro (1974).

れる。

Fig. 7-B に示されるように本岩体の北東部に分布する柱状節理帯中の柱状節理の断面径の大きさは、南部から北部に向かい増大する (60cm から 140cm)。これは、南東部側にも浜中層の存在を仮定することで説明が可能である。すなわち、柱状節理帯の貫入時には南東側にも浜中層が存在し、貫入境界に近接していた南部側ほどは冷却速度が大きい (急冷) に径の小さい柱状節理が形成され、北部に向かい冷却速度は小さくなっていくため (徐冷) に径の大きい柱状節理が形成されたと考えられる。

南西部の縞状構造帯に発達する柱状節理の断面径の大きさは、浜中層との貫入境界付近から縞状構造帯の内部に向かい増大し (60cm から 140cm)、塊状帯に向かって再び減少する変化を示す (140cm から 80cm)。そして、断面径の変化の程度は、縞状構造帯の内部から塊状帯に向かう変化よりも、浜中層との貫入境界から縞状構造帯の内部へ向かう変化の方が大きい。本岩体の北西部の縞状構造帯にみられる柱状節理の柱の断面径も塊状帯に向かって緩やかに減少する (100cm から 80cm)。これは柱状節理帯の北東部側と同様に、浜中層との貫入境界に近接していた部分ほど急冷され、縞状構造帯の内部に向かい徐々に冷却されたことを示すと考えられる。

しかし、貫入境界から岩体内部に向かう冷却速度の違いだ

Table 2 Major and trace element compositions for rocks of the Cape Sukoton intrusion. C: melanocratic rock in the Columnar Joint Zone. B: melanocratic rock in the Banded Structure Zone. M: leucocratic dolerite in the Massive Zone. Cl: leucocratic dolerite in the Columnar Joint Zone. Bl: leucocratic dolerite in the Banded Structure Zone. CE: enclave in the Massive Zone. A: andesite vein. L.O.I: loss of ignition.

Table with 17 columns (No. Sample No., 1-17) and 33 rows (SiO2, TiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, Total, L.O.I., Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, No. Sample No., 18-34, SiO2, TiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, Total, L.O.I., Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, No. Sample No., 35-49, SiO2, TiO2, Al2O3, FeO*, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, P2O5, Total, L.O.I., Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, Y, Zr).

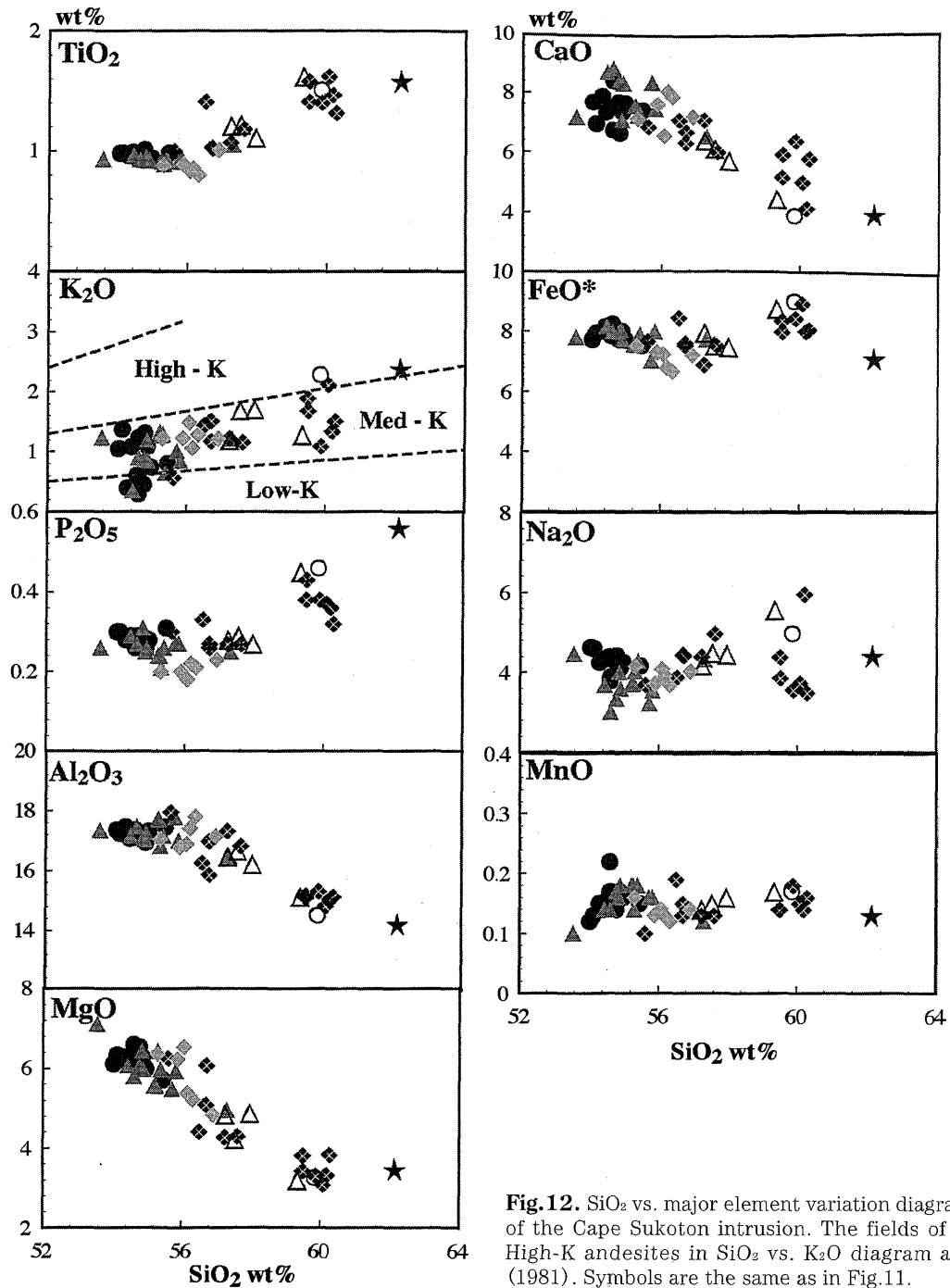


Fig.12. SiO₂ vs. major element variation diagrams for rocks of the Cape Sukoton intrusion. The fields of Low-, Med-, High-K andesites in SiO₂ vs. K₂O diagram are from Gill (1981). Symbols are the same as in Fig.11.

けでは、縞状構造帯から塊状帯に向かう柱状節理の柱の断面径の減少は説明できない。そこで、塊状帯の貫入以前には北西側にも浜中層の存在を仮定した。その場合には、北西側の浜中層との境界付近の縞状構造帯は南東側と同様に急冷され始めたはずである。しかし、塊状帯を形成したマグマの貫入が縞状構造帯を形成したマグマの未固結時に生じた。この新たなマグマの熱的影響により縞状構造帯の“急冷”の程度が緩和されたと考えられる。そのために柱状節理の柱の断面径は縞状構造帯の内部から塊状帯との境界に向かって小さくなったと推定される。また、上述したような縞状構造帯に発達

する柱状節理の柱の断面径の変化の程度の違いも、“急冷”の程度の違いを反映していると考えられる。

4. 岩石間での組成変化の成因

本岩体を構成する岩石の鉱物組み合わせは SiO₂ 含有量の増加に伴い、斜長石+単斜輝石±カンラン石+Fe-Ti 酸化物 (柱状節理帯の優黒質ドレライト) → 斜長石+単斜輝石±斜方輝石+Fe-Ti 酸化物 (縞状構造帯の優黒質ドレライト) → 斜長石+単斜輝石+Fe-Ti 酸化物 (塊状帯のドレライト質暗色包有物) → 斜長石+単斜輝石+Fe-Ti 酸化物+石英 (柱状節理帯, 縞状構造帯の優白質ドレライト及び塊状帯の

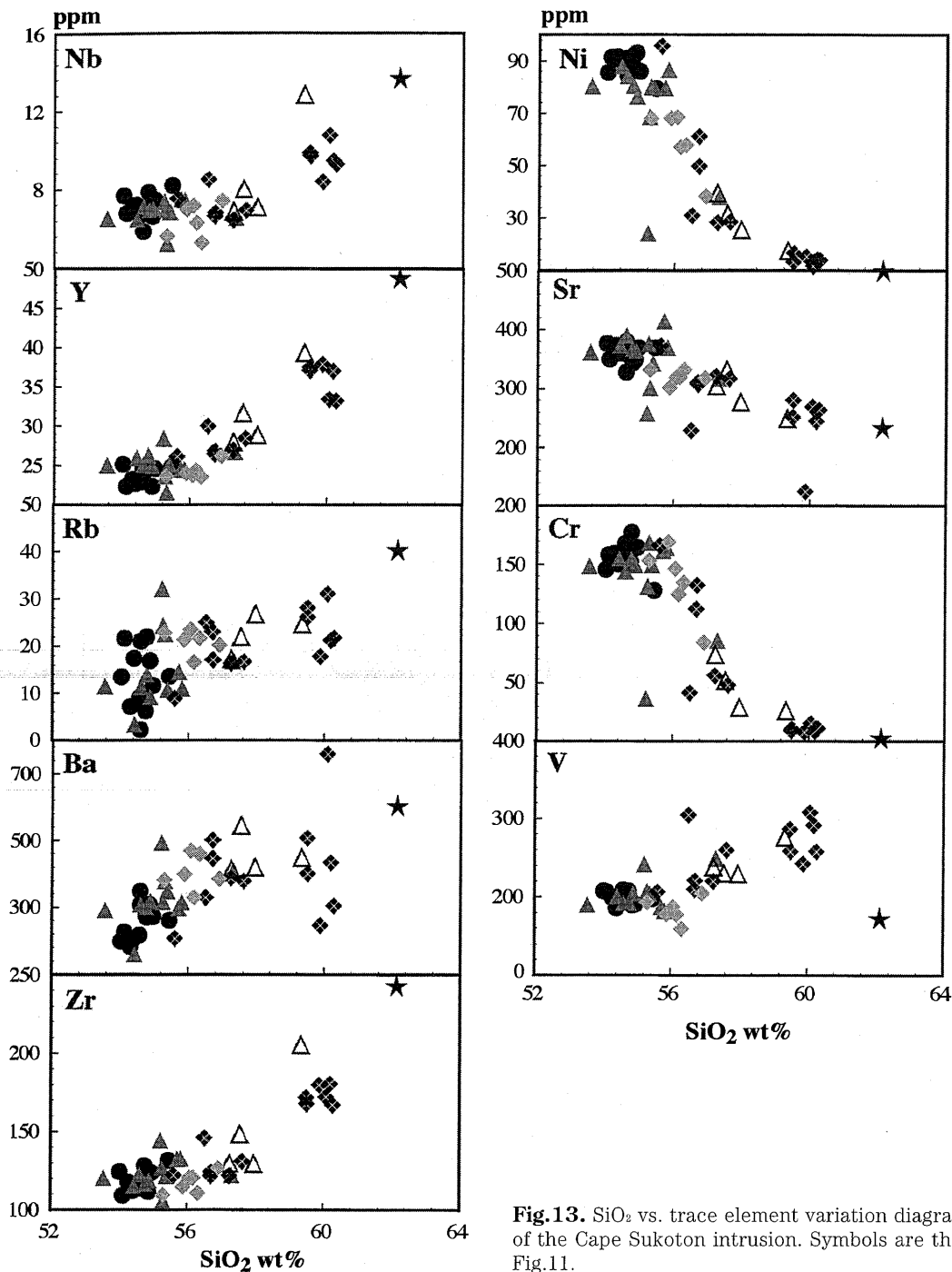


Fig. 13. SiO_2 vs. trace element variation diagrams for rocks of the Cape Sukoton intrusion. Symbols are the same as in Fig. 11.

優白質ヒン岩、安山岩質細脈) へと変化をする。

このような鉱物組み合わせの変化は、Figs. 12, 13 に示した SiO_2 含有量の増加に伴う主成分元素、微量元素の含有量の変化に対応している。例えば、Ni と Cr 含有量は、 SiO_2 含有量の乏しい柱状節理帯及び縞状構造帯の優黒質ドレライトから、高い SiO_2 含有量を示す縞状構造帯の優白質ドレライト、塊状帯の優白質ヒン岩および安山岩質細脈に向かい著しく減少する (Fig. 13)。この組成変化は玄武岩質マグマからのカンラン石、斜方輝石、単斜輝石の分別を示唆している。またこれらの岩石の SiO_2 含有量の増加に伴う MgO 含有量の曲線的

な減少トレンドはカンラン石と輝石の分別を、 Al_2O_3 、Sr 含有量の曲線的減少トレンドは斜長石の分別を、CaO 含有量の曲線的減少トレンドは単斜輝石、斜長石の分別を反映していると考えられる。 SiO_2 含有量の増加に伴う TiO_2 含有量の増加トレンドは、本岩体の形成過程において Fe-Ti 酸化物の分別が関与していなかったことを示唆している。このことは、本岩体の岩相間で Fe-Ti 酸化物のモード組成に大差がみられないことから支持される。同様に、 SiO_2 含有量の増加に伴う P_2O_5 含有量の増加トレンドも、アパタイトの分別は関与していなかったことを示唆している。

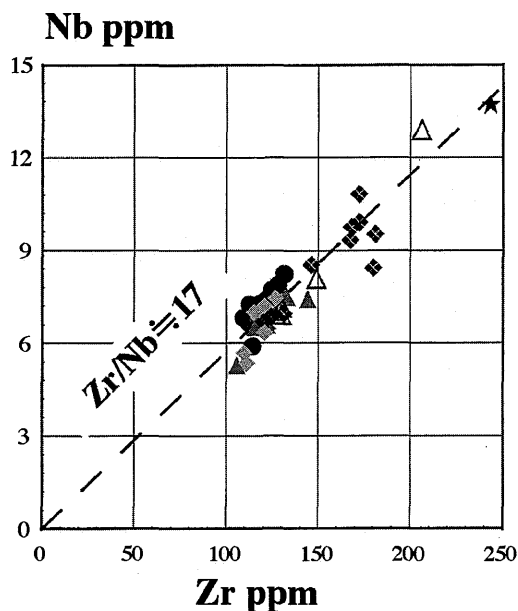


Fig.14. Zr vs. Nb diagram for rocks of the Cape Sukoton intrusion. The analytical data are mostly plotted on a straight line with $Zr/Nb \approx 17$. Symbols are the same as in Fig.11.

SiO_2 含有量の増加に伴う Nb, Rb, Ba, Y, Zr などの不適合元素の直線的な増加トレンドは、上記の鉱物（カンラン石、単斜輝石、斜長石）の分別では、これらの元素がマグマから取り去られなかったことを示唆している。このことは、これらの鉱物（カンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石）と玄武岩質安山岩～安山岩組成の液相間での Nb, Rb, Ba, Y, Zr の分配係数が非常に小さいこと（Pearce and Norry, 1979; Gill, 1981; Rollinson, 1993）に起因していると考えられる。

カンラン石、単斜輝石、斜方輝石、斜長石などの鉱物と玄武岩質安山岩～安山岩質組成の液相間の Nb と Zr の分配係数に基づく（Pearce and Norry, 1979）、両元素の玄武岩質安山岩～安山岩質マグマ中での全岩分配係数は類似している。したがって、同一マグマからのこれらの鉱物の分別作用により形成された岩石間での Zr/Nb は、ほぼ一定の値を示すことが期待される。Fig.14 に本岩体の岩石の Nb-Zr 図を示した。Fig.14 は上記の鉱物組み合わせの変化に対応して Nb, Zr 含有量は増加をするが、Zr/Nb はほぼ一定の値（ $Zr/Nb = 17$ ）である。

5. 優白質ドレライトおよび安山岩質細脈の形成

柱状節理帯及び縞状構造帯には、低い SiO_2 含有量を示す優黒質ドレライト中に、高い SiO_2 含有量を示す優白質ドレライトおよび安山岩質細脈が形成されている。上述のように、これら高い SiO_2 含有量を示す岩石は、玄武岩質マグマの結晶分化作用によって形成されたと考えられる。優白質ドレライトは、柱状節理帯と縞状構造帯それぞれの上部に多くみられることから、このドレライトは、結晶分化作用で生成された SiO_2 含有量に富む密度の小さい分化液が、柱状節理帯と縞状構造帯それぞれの上部に移動し、冷却・固結して形成さ

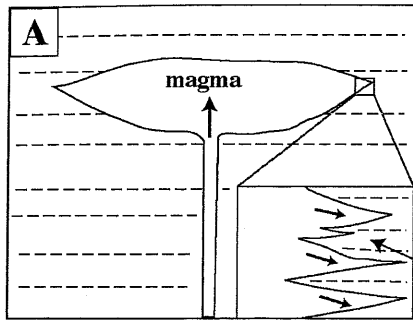
れたと考えられる。

一方、本岩体中にみられる安山岩質細脈と同様な高い SiO_2 含有量を示す細脈の存在は多くの玄武岩質の厚い溶岩流や貫入岩体から報告され、その形成機構が論じられている（Helz, 1980; Greenough and Dostal, 1992; Carman, 1994; Goto, 1996 など）。例えば、北海道知床半島のオシニコシン岬に産する玄武岩質安山岩の貫入岩体にも、高い SiO_2 含有量を示す細脈がみられる（Goto, 1996）。この細脈は貫入岩体の外形に沿って配列し、N 字に折れ曲がった形態や Y 字に枝分かれした形態などを示すことから、マグマ貫入後の岩体の外形に沿って形成された多数の冷却割れ目に、結晶分化作用で生成された最終分化液が充填したものと考えられている（Goto, 1996）。本貫入岩体にみられる安山岩質細脈は、柱状節理の伸張方向に直交する方向、つまりは冷却面に平行に配列をすることや、脈の形態がオシニコシン岬の貫入岩体にみられる細脈のものに類似していることから、オシニコシン岬の貫入岩体中の形成機構と同様にマグマ貫入後の冷却割れ目に、結晶分化作用で生成された最終分化液が充填して形成されたものと考えられる。

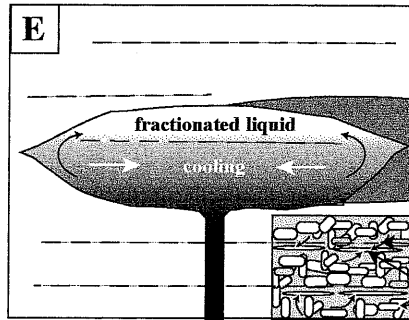
6. 岩体形成史

これまで述べてきたことに基づき、スコトン岬貫入岩体の形成過程を考察する。形成過程の模式図を Fig.15 に示した。**柱状節理帯の形成** (Figs.15-A ~ C): 本岩体の形成は最初に柱状節理帯を形成したマグマの貫入で始まった (Fig.15-A)。そのマグマはまだ未固結かつ含水率の高かった浜中層の層理面の構造に沿って調和的に貫入した。また、このマグマが貫入・定置した後に、冷却が進行するとともに、結晶分化作用がこの場で生じた (Fig.15-B)。この時に形成されたのが、優黒質ドレライト、優白質ドレライトである。優白質ドレライトは本岩体の結晶分化作用の進行により生成された分化液が、柱状節理帯上部に移動し、冷却・固結することにより形成された (Figs.15-B ~ C)。さらにマグマの冷却が進行し、岩体の冷却面に対して平行な冷却割れ目が形成された。優黒質ドレライトの鉱物粒間に存在していた最終分化液がその冷却割れ目に向かって移動し、冷却・固結して安山岩質細脈を形成した (Figs.15-B ~ C)。マグマの固結末期には岩体の冷却面に対して垂直な節理が形成され、柱状節理が形成された (Figs.15-B ~ C)。

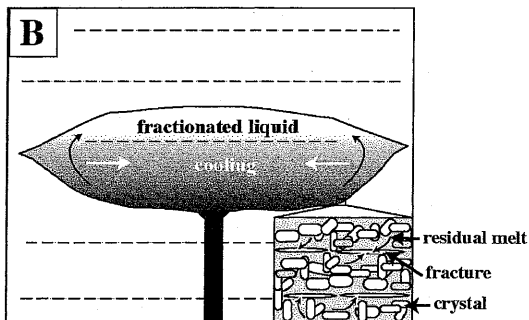
縞状構造帯の形成 (Figs.15-D ~ G): 柱状節理帯が固結した後に、縞状構造帯を形成したマグマが貫入した (Fig.15-D)。それは柱状節理帯を形成したマグマと同様に、浜中層の層理面の構造に調和的に貫入したが、一部は柱状節理帯の構造に調和的に貫入した。その後、浜中層との貫入境界から帯内部に向かって冷却が進行し、柱状節理帯と同様に、結晶分化作用がこの場で生じ、優黒質ドレライト、優白質ドレライトが形成された (Figs.15-E ~ G)。縞状構造帯に発達する安山岩質細脈も柱状節理帯のそれと同様に、最終分化液が冷却割れ目に向かって移動し、冷却・固結することにより形成された (Figs.15-E, G)。マグマの固結末期には柱状節理が形成された (Fig.15-G)。縞状構造帯を特徴づける縞状構造は風化作用に対する抵抗の度合いの違いにより形成された凹部と凸部



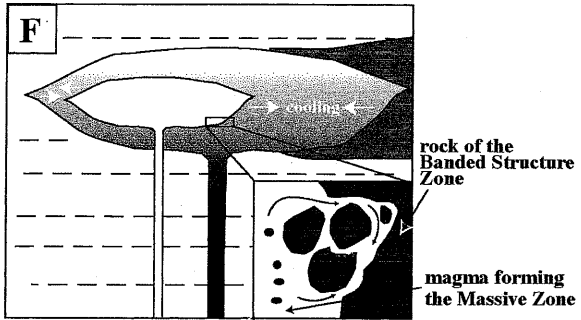
A
Intrusion of basaltic magma (forming the Columnar Joint Zone) into wet poorly consolidated sediment (Hamanaka Formation).



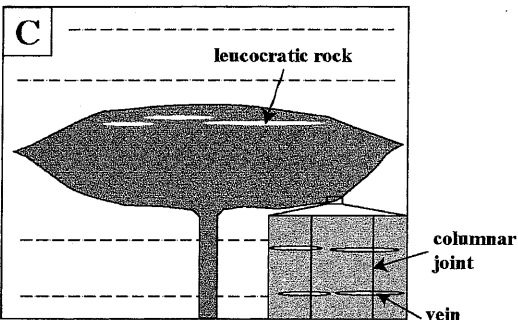
E
Cooling contraction and crystallization of magma. Formation of the crack in the Banded Structure Zone.



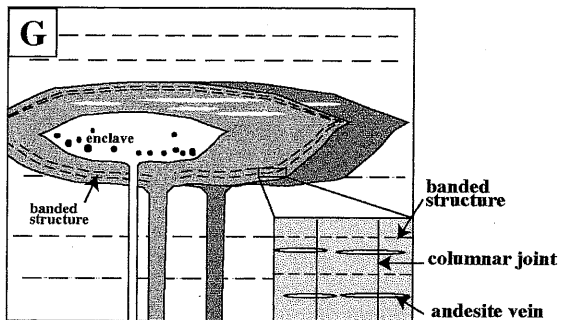
B
Cooling contraction and crystallization of magma. Formation of crack in the whole mass.



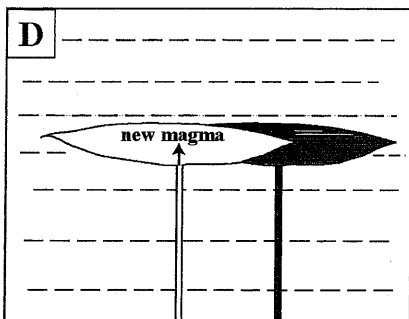
F
Intrusion of new magma (forming the Massive Zone) into the Banded Structure Zone.



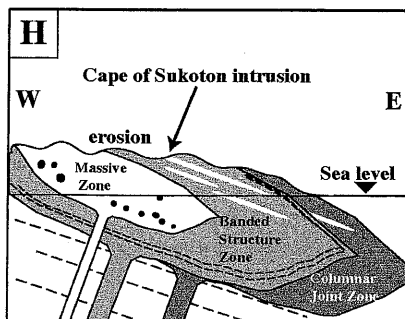
C
Formation of columnar joint.



G
Formation of columnar joint and banded structure in the Banded Structure Zone.



D
Intrusion of new basaltic magma (forming the Banded Structure Zone) into the Columnar Joint Zone and wet poorly consolidated sediment.



H
Uprising and inclination of the Cape Sukoton intrusion.

Fig. 15. A model for the formation of the Cape Sukoton intrusion (see text for detail explanation).

の繰り返しで示される。この凹凸部では、鉱物の濃集の度合いや鉱物組み合わせの違いは認められないが、凹部の方が凸部に比べ、気孔を埋めたと考えられる沸石が多く観察される。縞状構造の形成時期は、縞状構造が柱状節理によって分断されているために柱状節理の形成以前である。本岩体と同様な縞状構造は佐渡島の小木ピクライトシル (Toramaru et al., 1996) や山形県の温海ドレライト (Kushiro, 1964) より報告され、その形成が論じられている。とくに、Toramaru et al. (1996) はこのような縞状構造を“Vesicle layering”と呼び、それはマグマ中の熱と揮発性成分の拡散、及びその過飽和状態での急激な核形成との相互作用により形成されたと論じている。また野外観察より、“Vesicle layering”が形成される条件を1) 浅所貫入岩体や溶岩のようにマグマの周囲が低圧下である、2) 水平距離1-2km, 厚さ100m以下の小規模岩体である、3) “Vesicle”形成を阻害することになる含水鉱物の結晶作用がないことなどを挙げている (Toramaru et al., 1996)。本岩体の縞状構造帯は厚さは約90mであり、縞状構造帯を形成したマグマは含水の未固結堆積物中を貫入している。また、縞状構造帯には含水鉱物の結晶作用は認められない。これらの事実は、縞状構造帯の形成条件がToramaru et al. (1996) の“Vesicle layering”の形成条件を満たしていることを示唆している。したがって、Toramaru et al. (1996) が挙げた“Vesicle layering”の形成条件にあてはまる。柱状節理帯を形成したマグマも縞状構造帯を形成したマグマもToramaru et al. (1996) の3条件を満たして固結していると考えられるが、柱状節理帯には縞状構造は認められない。その要因については現段階では明らかではない。

塊状帯の形成 (Figs.15-F ~ G): 縞状構造帯の冷却が帯全体に及ぶ前に、塊状帯を形成したマグマが北西側の浜中層と縞状構造帯の境界付近及び縞状構造帯中に貫入した (Fig.15-F)。浜中層との境界付近の縞状構造帯はこのマグマの熱的影響によって、その“急冷”の程度が緩和された。塊状帯中にみられる暗色包有物は、塊状帯を形成したマグマ貫入時に周囲の縞状構造帯の岩石の一部が取りこまれたことによって形成された (Fig.15-F)。暗色包有物の形態に円礫状のものが多いのは、取り込まれた縞状構造帯の岩石が完全には固結していなかったことによる。

その後、本岩体は構造運動により東に傾斜した (Fig.15-H)。

以上のように、スコトン岬貫入岩体は3回のマグマの貫入によって形成されたと考えられる。柱状節理帯・縞状構造帯・塊状帯を構成する岩石の全岩化学組成は、同一の分化トレンド上に図示されることから (Figs.11, 12, 13, 15), それぞれのマグマは、同一組成のより未分化なマグマに由来するものと考えられる。

ま と め

スコトン岬貫入岩体について地質学的・岩石学的な検討を行った結果、以下の諸点が明らかになった。

1. 本岩体は柱状節理の発達の有無と、柱状節理に伴う縞状

構造の有無により、岩体東側より柱状節理帯、縞状構造帯、塊状帯の3帯に区分される。柱状節理帯、縞状構造帯は、優黒質ドレライトと優白質ドレライトからなり、安山岩質細脈は優黒質ドレライト中に挟在する。塊状帯は優白質ヒン岩からなり、暗色包有物 (ドレライト) を頻繁に含む。

2. 本岩体中に発達する柱状節理の構造より、本岩体は東側に傾斜したシルと考えられ、岩体の下部から上部へ、塊状帯、縞状構造帯、柱状節理帯で構成される。

3. 3帯は貫入関係にあり、柱状節理帯、縞状構造帯、塊状帯の順序で貫入した。

4. 3帯を構成する岩石は全岩化学組成より、同一組成の玄武岩質マグマからの結晶分化作用により形成されたと考えられる。

5. 柱状節理帯と縞状構造帯を形成したマグマは貫入後の固結過程で結晶分化作用により優黒色ドレライト、優白質ドレライト及び安山岩質細脈を形成した。生成された分化液が柱状節理帯と縞状構造帯の上部に移動し形成されたのが優白質ドレライトであり、最終分化液が岩体の冷却割れ目に注入して形成されたものが安山岩質細脈である。

謝 辞

本研究をすすめるにあたり、岩手大学教育学部の土谷信高助教授及び新潟大学理学部・大学院自然科学研究科の岩石関係のセミナーの教員、院生の方々に有益な御討論をいただいた。野外調査に際しては、東北大学工学部の後藤芳彦助教授には有益なご助言をいただいた。調査を進める際に、礼文町船泊の須藤春樹氏には宿舎の提供をしていただいた。また、礼文町役場の北野達也氏をはじめ、役場の方々に研究の過程で便宜を計っていただいた。北海道大学の前田仁一郎博士と北海道立地質研究所の廣瀬 亘博士には原稿を丁寧に査読していただいた上に、原稿の改善に有益なご意見をいただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げます。

文 献

- Busby-Spera, C. J. and White, J.D.L., 1987, Variation in peperite textures associated with differentiating host-sediment properties. *Bull. Volcanol.*, **49**, 765-775.
- Carman, M. F., Jr., 1994, Mechanisms of differentiation in shallow rhyolite alkaline intrusions, as illustrated in the Big Bend area, western Texas. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **61**, 1-44.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390p.
- Goto, Y., 1996, A rhythmically banded basaltic andesite intrusion in the Shiretoko Peninsula, Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **91**, 427-442.
- Goto, Y., 1997, Interlayered sill-sediment structure at the base of a Miocene basaltic andesite sheet intrusion, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **92**, 509-520.
- Goto, Y. and McPhie, J., 1998, Endogenous growth of a Miocene submarine dacite cryptodome, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **84**, 273-286.
- 後藤芳彦・中川光弘・和田恵治, 1995, 北海道北部の中新世火山活動の場: K-Ar年代と主成分化学組成からの推定. *岩鉱*, **90**, 109-123.
- Goto, Y. and Wada, K., 1991, The middle Miocene alkali dolerite from Rebun Island, northeastern Japan Sea. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, **86**, 375-378.

- Greenough, J. D. and Dostal, J., 1992, Cooling history and differentiation of thick North Mountain Basalt flow (Nova Scotia, Canada). *Bull. Volcanol.*, **55**, 63-73.
- Heltz, R. T., 1980, Crystallization history of kilauea Iki Lava Lake as seen in drill core recorded in 1967-1979. *Bull. Volcanol.*, **43**, 675-701.
- 廣瀬 亘・中川光弘, 1999, 北海道中央部～東部の新第三紀火山活動: 火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷. *地質雑*, **105**, 247-265.
- James, A. V., 1920, Factors producing columnar structure in lavas and its occurrence near Melbourne, Australia. *Jour. Geol.*, **28**, 458-469.
- 垣原康之, 1999, 北海道北部美深町函岳地域の新第三紀火山岩類の層序. *地質雑*, **105**, 13-24.
- Kokelaar, B. P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, **50**, 229-243.
- Kushiro, I., 1964, Petrology of the Atsumi dolerite, Japan. *Jour. Faculty Sci, University of Tokyo, Sec II*, **15**, 135-202.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- 長尾捨一・秋葉 力・大森 保, 1963, 5万分の1地質図幅「礼文島」及び同説明書. 北海道開発庁, 43p.
- 岡村 聰・菅原 誠・加々美寛雄, 1995, 北海道北部中新世火山岩の広域変化とその成因. *地質学論集*, no. 44, 165-180.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, 33-47.
- Rollinson, H. R., 1993, Using geochemical data; Evaluation, presentation, interpretation. Longman Singapore Publ. Ltd., 352p.
- Spry, A., 1962, The origins of columnar jointing, particularly in basalt flows. *Geol. Soc. Aust. Jour.*, **8**, 191-216.
- 高橋俊郎・周藤賢治, 1997, 蛍光 X 線分析装置 RIX3000 による, 珪酸塩岩石中の主成分元素および微量元素の定量分析. *理学電気ジャーナル*, **28**, (2), 25-37.
- Toramaru, A., Ishiwatari, A., Matsuzawa, M., Nakamura, N., Arai, S., 1996, Vesicle layering in solidified intrusive magma bodies: a newly recognized type of igneous structure. *Bull. Volcanol.*, **58**, 393-400.
- Watanabe, Y., 1995, A tectonic model for epithermal Au mineralization in NE Hokkaido, Japan. *Resource Geol. Spec. Issue.*, no. 18, 257-269.

(要 旨)

平原 由香・周藤 賢治, 2003, 北海道礼文島, ドレライト質スコトン岬貫入岩体の内部構造と形成過程. *地質雑*, **109**, 442-458. (Hirahara, Y. and Shuto, K., 2003, Internal structure and formation of the Cape Sukoton doleritic intrusion, Rebun Island, Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 442-458)

北部北海道, 礼文島北部に分布する厚さ 240m のシルである, スコトン岬貫入岩体は柱状節理帯, 縞状構造帯, 塊状帯に区分される. 各帯は貫入関係である. 柱状節理帯と縞状構造帯は, 優黒質ドレライトと優白質ドレライトおよび安山岩質細脈よりなる.

本岩体の形成は新第三系堆積岩類の浜中層の堆積時～堆積直後に柱状節理帯を形成したマグマの貫入により始まり, 続いて縞状構造帯を形成したマグマが貫入した. 両マグマとも冷却の進行に伴い, 結晶分化作用により優黒質ドレライト, 優白質ドレライト及び安山岩質細脈を形成し, 冷却末期に柱状節理を形成した. 縞状構造帯では柱状節理の形成前に優黒質ドレライト中に気孔の量比の違いによる縞状構造が発達した. 最後に塊状帯を形成したマグマが縞状構造帯を形成したマグマの未固結時に貫入した. 貫入したマグマ中に縞状構造帯の優黒質ドレライトの一部が取り込まれ, 塊状帯中の暗色包有物を形成した.