岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場

渡 辺 寧*

Late Cenozoic stress field in northern part of southwest Hokkaido based
on trends of dikes and craters

Yasushi Watanabe*

Abstract Four stages of stress-field change during the late Cenozoic time in northern part of southwest Hokkaido are discriminated based. It is on the orientation of dikes and the alignment of craters ;

Stage 1 (before ca. 13 Ma) : σ_{Hmax} = NNE, σ_3 = WNW

Stage 2 (ca. 13-10 Ma) : σ_{Hmax} = NNW (-WNW), σ_3 = ENE (-NNE)

Stage 3 (ca. 10-6 Ma) : σ_2 = NNE, σ_3 = WNW

Stage 4 (ca. 6-0 Ma) : σ_1 = WNW-NNW, σ_3 = NNE-ENE

The change from the stage 2 to the stage 3 and that from the stage 3 to the stage 4 correspond to the transgression and the regression in the area respectively. The stage 3 corresponds with the time of the submarine volcanism of andesite and basalt, and the stage 4 with the time of the terrestrial volcanism of andesite and dacite.

The sequential variation in σ_1 of the stage 4, N55°W (4.2-4.0 Ma)→N70°W (2.4-2.0 Ma and 1.5 Ma)→N33°W (1.2-0 Ma)→N25°-15°W (ca. 30,000 year BP) resembles that of the Hawaiian chain. This suggests that the stress field of the area has been controlled by the movement of the Pacific plate since the Pliocene.

Key words : stress field, dike, crater, K-Ar age, late Cenozoic, southwest Hokkaido

はじめに

岩脈が最小圧縮主応力軸と直交する方向に貫入・固結する性質(Anderson, 1951; 中村, 1969)を用いて, 岩脈の方位から広域応力場を復元する試みが日本列島のいくつかの地域で行われている(小林, 1979; Takeuchi, 1986). 岩脈が露出するほど侵食を受けていない第四紀の火山においても, 複成火山の側火口やカルデラ内側の後カルデラ火山の火口配列を用いて応力場を復元することが可能である(Nakamura, 1977).

地質時代の応力場を復元するのに火成岩脈を用いるこ

との有利な点は, ①岩脈の数, すなわちデータ数が多いことと, ②放射年代測定により, 岩脈の形成時期を精度良く知ることができることにある.

西南北海道の新生代後期の応力場は山岸・渡辺(1986)が岩脈・断層・鉱脈を用いて, 渡辺(1986)および大槻(1989)が鉱脈を用いて復元を試みている. 山岸・渡辺(1986)は中新世中～後期には東西～北西-南東方向の伸張場であった西南北海道が, 中新世後期～第四紀には東西～北西-南東方向の圧縮場に転換したことを示した. この転換の時期を彼らは中新世後期末と予想した. 一方, 大槻(1989)は鮮新世にはこの地域の最大圧縮主応力軸が東北東-西南西～東西方向と考えた. このように, 応力場の転換した時期や応力軸の方位には大きな不確定幅が残されているが, これは岩脈や鉱脈の形

1992年7月23日受付. 1992年12月14日受理.

* 地質調査所鉱物資源部. Geological Survey of Japan, Mineral Resources Department, Higashi-1, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan.

成年代を示すデータが不足していたことに起因している。

筆者は西南北海道の北部地域において、新たに岩脈と火口列の方位および放射年代の測定を行い、同時に山岸・渡辺(1986)以降に公表された放射年代を参照することにより、より精密な応力場を復元した。その結果を報告し、この地域における新生代後期の地質環境と応力場、太平洋プレートの移動方向との関係およびその変遷について議論する。なお、第4図には国土地理院発行の2.5万分の1地形図「余市」を使用した。

地 質 概 説

西南北海道北部は東北本州弧の最北端部に位置する(Fig. 1)。ここには白亜紀花崗岩・古第三紀酸性岩類を覆って、中新世前期以降の火山岩類が広く分布する。

中部中新統は火山岩の岩相により下部・中部・上部に区分される。下部は主として流紋岩と玄武岩の両者の溶岩および火山砕屑岩から、中部は主として安山岩溶岩および同質の火山砕屑岩からなる。上部は酸性火山岩類で特徴づけられ、デイサイト溶岩・流紋岩溶岩・石英斑岩と酸性凝灰岩からなる。下部の流紋岩と玄武岩はそれぞれ 17.6 ± 1.0 Ma と 15.1 ± 1.5 Ma (通商産業省, 1985)、中部の安山岩は 12.2 ± 0.4 Ma (八幡・西戸, 1989)、上部のデイサイトは 12~9 Ma (通商産業省, 1985; 渡辺ほか, 1989; 岡ほか, 1991; 渡辺, 1992) の K-Ar あるいはフィッシュン・トラック年代を示す。

上部中新統の下部は、主として輝石安山岩~玄武岩質のハイアロクラスタイトからなる水中火山岩類および火山砕屑岩類で、中部中新統を不整合で覆う。不整合の時期は 11~10 Ma と推定される(渡辺 寧・渡辺真人, 1992)。上部は 7.5 Ma~5 Ma の安山岩溶岩に移り変わるが、積丹半島部や雷電海岸、豊浦海岸では鮮新世まで水中での火山活動が続く(山岸・石井, 1979; 山岸ほか,

Fig. 1. Index map of northern part of the south-west Hokkaido.

か, 1976; 八幡・西戸, 1989)。上部中新統上部の水
中火山岩類および砕屑岩類にはデイサイト~流紋岩質の
ものも含まれる。

鮮新世の火山は、中新統を覆い、主として安山岩溶岩
からなる。鮮新世前期にはこの地域の北東部でデイサイ
ト質の溶岩と貫入岩が認められる。これらの火山は北西
-南東方向の火山列を形成する(Watanabe, 1990b)(Fig.
2)。

更新世にはニセコ火山群から羊蹄山を通り倶多楽カル
デラに向かう列と札幌岳から樽前山にかけての2列の
火山列が形成され(Watanabe, 1990b)、羊蹄山や樽前
山・倶多楽カルデラでは完新世まで火山活動が続いてい

► Fig. 2. Volcanic rocks, and orientation and K-Ar ages of dikes of Middle Miocene or younger age in the studied area. Averaged orientations of dikes are expressed as bars where the number of dikes observed are less than 10. Where the number are 10 or more, the orientations are expressed as rose diagrams.
a: Tengudake Andesite and Nagato Formation, b: Jozankei Quartz Porphyry, c: Otaru Formation, d: Muroran Formation, e: Onenai Formation, f: Shiraidake Lava, g: Funatoriyama Formation, h: Isoya Formation, i: Mareppudake Agglomerate, j: Kannon Dike, k: Fujino Caldera, l: Raidenmisaki Volcanic Breccia Formation, m: Shubutogawa Agglomerate Formation, n: Kabuto Volcaniclastic Formation, o: Monbetsudake Lava, p: Waisuhorun Volcano, q, r, & s: Yotei Volcano (q: Central crater, r: Fujimi crater, s: Hangetsuko crater), t: Shikotsu Caldera. Dike data of l and n are from Yamagishi & Watanabe (1986), h from Okamura (1984), and m from Doi *et al.* (1958). Data sources for radiometric ages are as follows. *: after NEDO (1986), **: MITI (1985), ***: Nonoguchi (1989), ****: Yamagishi & Matsuda (1991), °: Watanabe *et al.* (1989), °°: Watanabe, Y. & Watanabe, M. (1992), °°°: Watanabe (1992).

る (Fig. 2).

岩脈・火口列の方向と年代

1. 年代測定試料および結果

調査地域内の岩脈の貫入時期を明らかにするために次の 5 試料の K-Ar 年代を測定した; 天狗岳安山岩 (杉本, 1953), 小樽累層 (猪木・垣見, 1954), 観音岩脈 (土居, 1953) および紋別山溶岩 (土居, 1957). 小樽累層の岩脈については方位の異なる 2 試料の測定を行った. 以下に各地層および岩脈の説明を記す.

天狗岳安山岩・長門層 (桑原ほか, 1983) (Fig. 2 の a): 白井川と小樽内川流域に分布する中新世中期の輝石安山岩溶岩・同質凝灰角礫岩・同質岩脈からなる地層で, 緑泥石・絹雲母変質を被っている. 天狗岳安山岩は中新世後期の烏帽子岳安山岩質集塊岩層 (杉本, 1953) に覆われ, 本山層 (桑原ほか, 1983) と一部指交関係にある長門層とともに中新世中期と考えられる. これらの地層中に貫入している 15 枚の輝石安山岩岩脈は, 幅が数 m~100 m であり, N20°E 方向のものが卓越する (Fig. 3). これらの岩脈の貫入時期は後述するように, K-Ar 年代より天狗岳安山岩噴出時と考えられる. 小樽内川流域では複合岩脈も認められる.

これらの岩脈のうち, 小樽内川流域に分布する N28°E 方向, 厚さ 25 m の岩脈 (871104-02) を年代測定試料とした. 両輝石安山岩で, 両輝石の集斑状組織が顕著である. 輝石の一部は緑泥石に置換されている.

小樽累層 (Fig. 2 の c): 中部中新統を不整合に覆い, 主として安山岩~玄武岩質の水中火山岩類および碎屑岩類からなる. この地層の年代は約 10 Ma~7.5 Ma と考えられたが (渡辺 寧・渡辺真人, 1992), 後で述べる岩脈の年代から, 忍路半島では中新世中期にまで時代がさかのぼることが判明した. この半島には小樽累層のハイアロクラスタイト・枕状溶岩が分布し, フィーダー岩脈群が認められる (Yamagishi, 1982). 計測された 13 枚の岩脈は, いずれもほぼ直立し, N50°W~10°W (平均 31°W) と N20°E~30°E (平均 26°E) の 2 方向に卓越する (Fig. 2). 前者は半島の方向に平行で, 半島全域に分布するが, 後者は半島の西部にのみ見られる (Fig. 4).

これらのうち, 忍路湾内恵比寿岩付近の N35°W, 厚さ約 1 m の安山岩岩脈 (911001-01) と兜岬の N24°E 方向, 厚さ 1.5~2 m の安山岩岩脈 (911002-02) を年代測定試料とした (Fig. 4). 両試料とも斑晶は斜長石・両輝石からなり, 石基は斜長石・輝石・不透明鉱物・ガラスからなる.

Fig. 3. Dikes in the Tengudake Andesite and Toyoha Formation around Jozankei. K-Ar ages discussed in the text are shown. The background geological map is compiled after Doi (1953) and Sugimoto (1953). The area is indexed in Fig. 2. E: Eboshidake Agglomerate Formation, S: Shiraidake Lava. *: after Nonoguchi (1989), **: Watanabe *et al.* (1989), ***: Watanabe, Y. & Watanabe, M. (1992).

Fig. 4. Distribution and K-Ar ages of dikes at the Oshoro Peninsula. The area is indexed in Fig. 2.

観音岩脈 (Fig. 2 の j): 札幌市藤野の北西に分布する輝石-石英-角閃石デイサイトからなる岩脈で, 貫入面の

Fig. 5. Alignments of volcanoes and dikes across the Fujino and Shikotsu calderas. K-Ar ages discussed in the text are shown. *: Watanabe (1990b). The area is indexed in Fig. 2.

方向は $N55^{\circ}W$ でほぼ垂直、厚さは約 30 m で水平方向に 500 m 追跡できる (Fig. 5). この岩脈を構成するデイサイト (880623-04) を測定試料とした。

紋別山溶岩 (Fig. 2 の o): 支笏湖北東岸に位置するデイサイトドームおよび同質の岩脈からなる。岩脈は $N45^{\circ}W$ 方向である (Fig. 5)。デイサイトの斑晶は輝石・石英・普通角閃石からなるが、輝石の一部は緑泥石等の変質鉱物により置換されている。試料 (891030-01) は紋別山頂付近で採取した。

上記の試料は、5 mm 幅にスライスした後、異質岩片を取り除き、観音岩脈については普通角閃石を分離し、残りの試料については全岩法で年代測定を行った。年代

計算に用いた定数は $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/y$, $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10}/y$, $^{40}K/K = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$ (Steiger & Jäger, 1977) である。測定はテレダインアイソトープ社により行われた。測定を行った試料の採取位置の緯度・経度、産状、岩質を結果とともに Table 1 に示す。

天狗岳安山岩の岩脈の年代は $13.5 \pm 1.9 \text{ Ma}$ と変質を受けたためか測定誤差が大きい、この地層を覆う烏帽子岳安山岩質集塊岩層の年代が $9.1 \pm 1.2 \text{ Ma}$ であり (野々口, 1989) (Fig. 3), 年代層序の矛盾はなく、貫入時の年代を示していると解釈される。

小樽累層の岩脈については、 $N31^{\circ}W$ 系のものが $12.6 \pm 0.8 \text{ Ma}$, $N26^{\circ}E$ 系のものが $9.0 \pm 0.5 \text{ Ma}$ と異なる年代を示した。このことから、忍路半島の小樽累層の下限の年代は従来考えられていた約 10 Ma (渡辺寧・渡辺真人, 1992) よりも古く、中新世中期にまでさかのぼることが判明した。岩脈の方位の違いは、貫入時期の違いによるものと思われる。

観音岩脈の年代は $4.0 \pm 0.4 \text{ Ma}$ であり、その南東方に位置するデイサイトドーム (野の沢溶岩) の年代、 $4.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ (Watanabe, 1990b) (Fig. 5) と測定誤差の範囲内で一致する。

紋別岳溶岩は $2.5 \pm 1.4 \text{ Ma}$ と非常に大きな測定誤差を示したため、年代について詳しい議論をすることはできないが、観音岩脈や野の沢溶岩等の類似のデイサイトの年代から鮮新世であると考えられる。

2. その他の岩脈・火口列の方向と年代

山岸・渡辺 (1986) 以降に報告された岩脈・火口列の年代を直接、または間接的に示唆するデータについて以下に述べる。

定山溪石英斑岩 (土居, 1953) (Fig. 2 の b): 中部中新統を貫く酸性貫入岩類で定山溪周辺に複数の岩体が分布する。花崗斑岩・花崗閃緑斑岩・デイサイトからなる (西川, 1981)。最大の岩体は定山溪付近で最も厚く約 2.5 km の幅をもち、小樽内川に沿って $N20^{\circ}W$ 方向に、約 14 km に渡って分布し (Fig. 3), $N20^{\circ}W$ 方向の貫入面が認められる。この岩体は $10.9 \pm 0.5 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代を示す (渡辺ほか, 1989)。

室蘭層 (小山内・酒匂, 1953) (Fig. 2 の d): 室蘭半島に分布する室蘭層は、下部のデイサイト質貫入岩・同質ハイアロクラスタイト・凝灰岩 (ハリカラモイ石英粗面岩質集塊岩層) と上部の輝石安山岩質溶岩・ハイアロクラスタイト (電信浜安山岩質集塊岩層) に区分される (小山内・酒匂, 1953)。この室蘭層中には 3 系統の岩脈が認められる。1 つは下部層中のデイサイト岩脈で、 $N78^{\circ}W$ と $N85^{\circ}W$ 方向をもち、幅が 2 m と 5 m で、ど

Table 1. K-Ar ages of dikes and a lava.

Formation (Lat. Lon.)	District (1/50,000) Sample No.	Rock Name (Occurrence)	Analyzed Material	^{40}Ar (scc/gm $\cdot 10^{-5}$)	$\%^{40}\text{Ar}$ Measurement error (10°)	%K Isotopic Age (Ma)
Monbetsudake Lava (42°47'34"N, 141°23'54"E)	Tarumaizan 891030-01	Ho-Qz-Px Dacite (Lava)	Whole Rock	.011 .012	3.9 3.6	1.17 1.15 2.5±1.4
Kannon Dyke (42°57'42"N, 141°14'51"E)	Jozankei 880623-04	Px-Qz-Ho Dacite (Dyke)	Hornblende	.0096 .0095	18.3 17.2	.62 .62 4.0±0.4
Otaru Formation (43°12'47"N, 140°51'28"E)	Otaru-Seibu 911002-02	Cpx Andesite (Dyke)	Whole Rock	.013 .012	27.3 27.9	.36 .35 9.0±0.5
Otaru Formation (43°12'38"N, 140°51'44"E)	Otaru-Seibu 911001-01	Cpx Andesite (Dyke)	Whole Rock	.021 .023	21.6 34.6	.46 .46 12.6±0.8
Tengudake Andesite (43°00'57"N, 141°08'00"E)	Zenibako 871104-02	Cpx Andesite (Dyke)	Whole Rock	.054 .055	13.4 12.9	1.03 1.04 13.5±1.9

ちらも垂直に貫入している。上部層中には N52°E のフィーダー岩脈と N50°W に卓越する安山岩岩脈群が認められる。このうち後者は室蘭半島の地球岬や蓬莱門に見られる岩脈のように幅が 50 m 以上のものもあり、周辺の母岩に変質を与えている。

室蘭層については、下部層のデイサイト質祝津貫入岩体が 10.3 ± 0.7 Ma, 上部層の母恋富士を構成する安山岩溶岩が 7.5 ± 1.5 Ma の K-Ar 年代を示す(渡辺, 1992)。この結果から、室蘭層の下部層のデイサイト岩脈は 10.3 ± 0.7 Ma, 上部層のフィーダー岩脈は中新世後期のものであると推定される。上部層に貫入する N50°W の岩脈の貫入は、中新世後期以降と推定されるが、正確な時期は不明である。

白井岳溶岩(杉本, 1953)(Fig. 2 の f): 札幌西方の白井岳に分布するこの安山岩溶岩は北東-南西方向に長軸をもつ楕円状の火山性陥没構造(羽坂ほか, 1991)の中央部に突出した尾根を形成している(Fig. 3)。溶岩の分布域も N30°E 方向に伸張した形態を示す。この溶岩からは 7.6 ± 0.6 Ma (野々口, 1989)と 6.6 ± 0.6 Ma (渡辺 寧・渡辺真人, 1992)の K-Ar 年代が報告されている。この溶岩は分布の長径・短径がそれぞれ約 3.5 km と 0.5 km であり、溶岩の伸長方向が下部のフィーダー岩脈の方向を表しているように見える。

磯谷層(山岸, 1984)(Fig. 2 の h): 寿都東方に分布す

る磯谷層は主として輝石安山岩質ハイアロクラスタイトからなり(山岸, 1984), 6.6 ± 0.4 Ma の K-Ar 年代が報告されている(新エネルギー総合開発機構, 1986)。岡村(1984)により計測された磯谷層中のフィーダー岩脈(20 枚)は N35°E と N10°E に卓越する(Fig. 2)。

尾根内層(山岸・石井, 1979)(Fig. 2 の e): 積丹半島北西部の尾根内層は硬質頁岩・流紋岩溶岩・安山岩溶岩および安山岩質ハイアロクラスタイト・安山岩質火山円礫岩から構成される(山岸・石井, 1979)。この安山岩からは 8.8 ± 0.4 Ma, 9.6 ± 2.2 Ma の K-Ar 年代が得られている(通商産業省, 1985)。この地層中の安山岩フィーダー岩脈 4 枚は N20°~70°E (山岸・渡辺, 1986), 流紋岩フィーダー岩脈 4 枚は N16°~51°E (平均 N35°E) (Yamagishi & Dimroth, 1985)の方向を示す。この流紋岩体は 9.3 ± 0.6 Ma のフィッシュン・トラック年代を示す(通商産業省, 1985)。

船取山層(猪木・垣見, 1954)(Fig. 2 の g): 余市に分布する船取山層は後期中新世の流紋岩~デイサイト質の水中溶岩とハイアロクラスタイトからなる(Yamagishi & Matsuda, 1991)。この地層の 1 つのフィーダー岩脈は N37°E 方向を示す。岩脈を取り巻く溶岩は 6.7 ± 0.3 Ma の K-Ar 年代を示す(Yamagishi & Matsuda, 1991)。

雷電岬火山角礫岩層(山岸ほか, 1976)(Fig. 2 の l):

Fig. 6. Alignment of eruption centers in the Central, Fujimi and Hangetsuko craters of the Yotei Volcano. The figures of the Central and Hangetsuko craters are after Katsui (1956) and that of the Fujimi is after Kubo (1951).

ニセコ-羊蹄火山列の北西端には角閃石安山岩質のハイアロクラスタイト・火山円礫岩・塊状溶岩からなる雷電岬火山角礫岩層が分布する(山岸ほか, 1976). この地層の年代は $2.0 \sim 1.8 \text{ Ma}$ とされている(堀ほか, 1986). この地層中には $N70^\circ W$ 方向に卓越する 16 枚の安山岩岩脈が知られている(山岸・渡辺, 1986). このうちの 2 枚の岩脈の K-Ar 年代が $2.0 \pm 0.2 \text{ Ma}$, $2.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$ と報告されている(新エネルギー総合開発機構, 1986)(Fig. 2).

ワイスホルン火山(Fig. 2 の p): ニセコ火山群を構成するワイスホルン火山中に $N70^\circ W$ の岩脈が認められ, $1.5 \pm 0.1 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代が得られている(新エネルギー総合開発機構, 1986).

朱太川集塊岩層(土居ほか, 1958)(Fig. 2 の m): 豊浦海岸に分布する朱太川集塊岩層は安山岩質火山砕屑岩類および溶岩からなり, 玄武岩質～安山岩質の岩脈に貫かれている. 岩脈母岩の安山岩は $3.1 \pm 0.2 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代を示す(八幡・西戸, 1989). 土居ほか(1958)に記載された岩脈(25 枚)は $N40^\circ W$ 方向に卓越する.

藤野カルデラ(新称)(Fig. 2 の k): 札幌南方約 15 km に位置する直径約 3.5 km の火山カルデラで, 中新世後期板割沢層の泥岩層(土居・小山内, 1956)の上位に形成している. カルデラ内には $N55^\circ W$ 方向に分布する角閃石-輝石デイサイトの溶岩ドーム群が点在する(Fig. 5). このうちの 1 つは $4.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代を示

す(Watanabe, 1990b). このカルデラの北東方には鮮新世前期(嵯峨山, 1989)の角閃石デイサイト質ハイアロクラスタイトおよび火山性砕屑岩が分布する(山岸・高橋, 1975). カルデラの北西方には観音岩脈があり, カルデラ内の 3 つ, カルデラ外の 1 つのドームが, その岩脈の南東延長線上に並ぶ(Fig. 5). この $N55^\circ W$ の火口列は少なくとも 15 km 追跡できる.

羊蹄山(Fig. 2 の q, r, s): 羊蹄山は標高 1893 m の円錐形の成層火山であり, 山頂を中心とする中央火口と山腹および山麓にあるいくつかの側火口を有する(勝井, 1956). この火山から噴出した火山灰は約 3 万年～6,000 年前の年代を示す(勝井ほか, 1990). 中央火口(Fig. 2 の q)・富士見火口(Fig. 2 の r)・半月湖火口(Fig. 2 の s)中には複数の小噴火口が認められ(勝井, 1956; 久保, 1951), それらはそれぞれ $N25^\circ W$, $N25^\circ W$, $N15^\circ W$ 方向に並んでいる(Fig. 6). また富士見火口は中央火口から $N20^\circ W$ 方向の位置にある(Fig. 2).

支笏カルデラ(Fig. 2 の t): 直径約 12 km のカルデラで, 2.9～3.2 万年前の支笏火山の大規模な軽石噴火により形成された(勝井・曾屋, 1990). カルデラ内にはカルデラ形成後に生じた安山岩質の火山: 恵庭岳・風不死岳・樽前山が $N33^\circ W$ 方向の直線上に分布する. この火山列の北北西延長上には空沼岳火山・札幌岳火山が位置する(Fig. 5). 札幌岳山頂・空沼岳山頂溶岩の K-Ar

年代はそれぞれ 1.2 ± 0.1 Ma, 0.8 ± 0.3 Ma である (Watanabe, 1990b). 恵庭岳は 13,000~15,000 年前に多量の降下軽石を噴出 (曾屋・佐藤, 1980), 樽前山は約 9,000 年前から降下火砕堆積物を噴出し (佐藤, 1971), 最近では 1667 年と 1739 年に大規模な噴火を行っている (勝井・曾屋, 1990). これらの火山は約 1.2 Ma 以降, $N33^\circ W$ の線上を南進した火成活動により, 札幌岳から樽前山まで 28 km にわたって順次形成されたことになる (Watanabe, 1990b).

中新世中期以降の応力場の変遷

1. 応力場の変遷

岩脈の貫入面から求められる応力場は, 貫入面に垂直な方向の最小圧縮主応力 (σ_3) と, 貫入面に平行な最大圧縮主応力 (σ_1) と中間圧縮主応力 (σ_2) である (Nakamura, 1977). この地域で見られる岩脈のほとんどはほぼ鉛直であることから, 「水平面内での最小圧縮主応力」 (σ_{Hmin}) は σ_3 にほぼ相当する. 地殻上部においては, 主応力のうち, 2 軸が水平面の方向, 1 軸が鉛直方向に向くことから, 水平面内で σ_3 に直交する「水平面内での最大圧縮主応力」 (σ_{Hmax}) は σ_1 または σ_2 のいずれかに相当する (Nakamura, 1977).

複成火山における側火口の卓越方位や, カルデラにおける後カルデラ火山活動の火口の卓越方位も岩脈と同様に扱うことができる (Nakamura, 1977). 特に近接する同時期の火山において, 特定の方向に岩脈や側火口群の分布が卓越する場合には, 火山形成時に広域応力場が作用したことを示唆する (Nakamura, 1977).

この中村の考えに従えば, 藤野カルデラ, 支笏カルデラ, 羊蹄火山における北西-南東から北北西-南南東方向の火口列は広域応力場を反映したものとみなすことができる.

西南海道北部地域の岩脈・火口列に基づく応力場は σ_{Hmax} の方向により, 次の 4 つの期に大まかに区分される (Fig. 7).

第 1 期 (約 13 Ma): 天狗山安山岩・長門層の $N20^\circ E$ 方向の岩脈が卓越する時期で同方向の σ_{Hmax} が想定される.

第 2 期 (約 13-10 Ma): 忍路半島の $N31^\circ W$ の岩脈群, 定山溪石英斑岩によって示される NNW 方向の σ_{Hmax} の時期. ただし, 室蘭層のデイサイトのよう $N80^\circ W$ のものもあり, 応力軸の方向は安定していない.

第 3 期 (約 10-6 Ma): 忍路半島の $N26^\circ E$ の岩脈に代表される NNE 方向の σ_{Hmax} の時期. 岩脈そのものの年

代値はないが, 岩脈母岩の K-Ar 年代から, 中新世後期の磯谷層のフィーダー岩脈群, 白井岳溶岩, 船取山層, 尾根内層および室蘭層上部のフィーダー岩脈はこの期のものである.

第 4 期 (約 6-0 Ma): 観音岩脈, 雷電岬火山角礫岩層のフィーダー岩脈, ワイスホルン火山の岩脈, 藤野カルデラ, 羊蹄火山, 支笏カルデラに認められる火口列から推定される北西-南東から北北西-南南東方向の σ_{Hmax} の時期. 紋別山溶岩中の岩脈, 鮮新世の朱太川集塊岩層中の岩脈群もこの時期である. 室蘭層の上部層を貫く $N50^\circ W$ の岩脈もこの期のもと思われる.

岩脈・溶岩の年代値によると, 応力場の変化は第 1 期から第 2 期へは 13.5-12.6 Ma の間に, 第 2 期から第 3 期へは 10.3-9.0 Ma の間に, 第 3 期から第 4 期へは 6.6-4.2 Ma の間に生じている.

第 1 期と第 2 期の応力場を示すデータは少なく, また第 2 期ではその方位のばらつきが大きく, 詳細な議論をすることはできない.

第 3 期の応力場を示す岩脈は積丹半島から室蘭半島にかけてこの地域全体に認められる. それらの方位は $N50^\circ E$ から $N10^\circ E$ まで見られるが, 全体としては $N30^\circ E$ が卓越する. この方位のばらつきは時期または場所の違いによるものかもしれないが, 岩脈そのものの年代値が少ないために, 原因は不明である. 忍路半島の岩脈には正断層が伴われること (Yamagishi, 1982) から, この期の σ_{Hmax} は σ_2 に相当すると考えられる (山岸・渡辺, 1986).

第 4 期の σ_{Hmax} の方位は時代により次のような変化が認められる. $N55^\circ W$ (4.2-4.0 Ma; 藤野カルデラ, 観音岩脈) → $N70^\circ W$ (2.4-2.0 Ma; 雷電岬火山角礫岩層, 1.5 Ma; ワイスホルン火山) → $N33^\circ W$ (1.2-0 Ma; 支笏カルデラ) → $N25^\circ-15^\circ W$ (30,000 年~6,000 年前; 羊蹄火山) (Fig. 7).

室蘭半島と豊浦のいずれにおいても, $N40^\circ-50^\circ W$ の巨大岩脈がともに認められ (Fig. 2), この期に同方向の岩脈の貫入する「帯」の存在を示唆する.

鮮新世には, この地域において浅熱水性鉱脈鉱床が横ずれ断層に沿って形成されている. 豊羽鉱床や千歳鉱床は東西系右横ずれ断層 (阿古目・原口, 1967; 藤本, 1961; Watanabe, 1990a) に, 稲倉石鉱床は $N60^\circ W$ の左横ずれ断層 (鉄興社稲倉石鉱業所探査部門, 1967; 篠田ほか, 1974) にそれぞれ胚胎している. これら両系統の断層は共役とみなされ, 西北西-東南東に水平方向の σ_1 が復元されている (渡辺, 1986). このことから, 第 4 期の σ_{Hmax} は σ_1 に相当すると考えられる.

Fig. 7. History of the volcanism and its environment, orientation of dikes and craters, the deduced stress field in the surveyed area, and the azimuth of tangent to volcanic loci at the Hawaiian chain by Jackson *et al.* (1975). An : andesite, Da : dacite, Rh : rhyolite, Ba : basalt. Azimuth of σ_1 (Stage 4), σ_{Hmax} (Stage 2) and σ_3 (Stage 1, 3) derived from the dike orientation are plotted as open circles with broken lines in the column of the azimuth of the Hawaiian chain.

千島弧から北海道にかけての中-深発地震から求められた圧縮軸の方位は $N20^{\circ}-30^{\circ}W$ に卓越し (Uyeda, 1978), ここで推論された第 4 期の応力場の最も新しい時期の σ_1 に一致する。

以上に述べた応力場は、鉅脈の解析に基づいて鮮新世の σ_1 を E-W~ENE-WSW とした大槻(1989)の結果とは異なり、山岸・渡辺(1986)、渡辺(1986)の結果に一致する。大槻(1989)と渡辺(1986)は同じ鉅床の鉅脈パターンを使って応力場を解析しているが、両者の応力場の違いは千歳鉅床の東西系鉅脈を左横ずれ剪断脈とするか右横ずれ剪断脈と解釈するかで大きく異なっている。ここで述べた岩脈から推定される応力場は渡辺(1986)の解釈を支持しており、山岸・渡辺(1986)の「中新世最末期の応力場の転換」は、6.6-4.2 Ma の間に生じた第 3 期から第 4 期への転換に相当する。

2. 地質環境と応力場

西南北海道北部地域では、中部中新統と上部中新統は不整合関係にあることが八幡ほか(1984)や渡辺 寧・渡辺真人(1992)により指摘されている。この不整合の時期は 11-10 Ma と推定されている(渡辺 寧・渡辺真人, 1992)。不整合の分布が広範囲に及び、上位の地層が主として水中火山砕屑岩から構成されることから、この地域では約 10 Ma に広域的な海進が起こり、玄武岩-安山岩の活発な海底火山活動が始まったと推定される(渡辺 寧・渡辺真人, 1992)。第 2 期から第 3 期への応力場の転換は、この不整合とほぼ同時期であり、海底火山活動は第 3 期の伸張場で行われたものである (Fig. 7)。

一方、中新世後期末からは、火山活動は徐々に陸域でのもに移り変わり、珪長質岩を伴うようになる。鮮新世になると、海成層の分布は、積丹半島部や雷電海岸、豊浦海岸など現在の海岸域に限定され、この地域の大部分は陸化する(渡辺 寧・渡辺真人, 1992)。第 3 期から第 4 期への応力場の転換はこの地域の陸化に対応する。

岩脈の岩質と応力場については必ずしも明瞭な対応関係は無いが、デイサイト-安山岩の卓越する時期(12-9 Ma と 6-4 Ma)は圧縮場を、安山岩-玄武岩の卓越する時期(10-6 Ma)は伸張場を反映しているのかもしれない (Fig. 7)。

3. 東北本州弧南部~中部の応力場との対応

東北本州弧南部では Takeuchi(1986)が、北部では佐藤ほか(1982)が、主として岩脈を用いて新生代の応力場の解析を行っている。

Takeuchi(1986)は南部の応力場を、16-12 Ma には

E-W, NW または N-S の不安定な σ_{Hmax} , 12-8 Ma には N-S, 8-6 Ma には NNW, 6 Ma 以降には WNW の σ_{Hmax} に変化したとしている。

一方、中部では、佐藤ほか(1982)は中新世中~後期には NE の σ_{Hmax} が、中新世後期~鮮新世の微弱な水平応力場の時期を経て、第四紀には E-W の σ_1 に変化したとしている。

これらの地域の応力場と本地域の応力場との対応を見ると、Takeuchi(1986)の 6 Ma 以降の応力場と本地域の第 4 期は現世に近い時期を除けば同じであり、佐藤ほか(1982)の中新世中~後期の NE の σ_{Hmax} が本地域の第 3 期に相当すると考えられる。そのほかの時期の応力場は必ずしも一致しないが、それぞれの地域による構造運動の違いを反映しているのかも知れない。

4. ハワイ海山列との対応

Jackson *et al.*(1972)は全体として直線状に見えるハワイ海山列が、曲がったいくつかの雁行状の火山列から構成されることを見いだした。Jackson & Shaw(1975)はこの曲がりには太平洋プレート内の応力軸の方向が変化したために生じたと説明した。Jackson *et al.*(1975)はこの海山列の各火山の年代とキラウエアからの距離が比例関係にあることから、各火山の年代を逆計算した。そして得られた年代値と対応する付近での火山列の方向から、太平洋プレートの σ_{Hmax} の方位の変化様式を明らかにした。それによると 5.8 Ma 以降 σ_{Hmax} は $N51^{\circ}W$ から反時計回りに回転し、2.6 Ma には $N65^{\circ}W$ になる。その後時計回りに回転し、現在では $N30^{\circ}W$ に向いている (Fig. 7)。

このハワイ海山列の σ_{Hmax} と西南北海道北部の第 4 期の応力場は時期と方向の対応関係が良く一致する (Fig. 7)。このことは鮮新世以降、西南北海道北部の応力場が太平洋プレートの示す応力場と対応して変化してきたことを示唆する。ハワイ海山列がホットスポットでの火山活動の産物である (Wilson, 1963)ことを考えれば、この応力軸の方位の変化はそのままプレートの移動方向を示していると解釈される (増田, 1984)。すなわち、太平洋プレートの沈み込みの方向が上盤プレートの西南北海道北部の応力場を支配してきた可能性を示唆する。

第 3 期の応力場については、 σ_3 の方位が太平洋プレートの移動方向に対応すると考えられるが、あまり良い対応関係は得られていない。第 1 期および第 2 期の応力方位は、太平洋プレートの方向とまったく一致しないものが多い。これらの時期には、より地域的な構造運動が応力場に影響を与えていた可能性が示唆される。

ま と め

岩脈・火口列の方向に基づき、西北海道北部の応力場の変遷を検討した結果、この地域の応力場は以下の4期に区分された。

第1期 (～約13 Ma): $\sigma_{Hmax} = NNE$, $\sigma_3 = WNW$

第2期 (約13-10 Ma): $\sigma_{Hmax} = NNW(-WNW)$, $\sigma_3 = ENE(-NNE)$

第3期 (約10-6 Ma): $\sigma_2 = NNE$, $\sigma_3 = WNW$

第4期 (約6-0 Ma): $\sigma_1 = WNW-NNW$, $\sigma_3 = NNE-ENE$

第2期から第3期への転換、第3期から第4期への転換は、それぞれこの地域への海進、海退に対応し、第3期は安山岩～玄武岩の水中火山活動が卓越する時期に、第4期は陸上の安山岩～デイサイトの火山活動が卓越する時期にそれぞれ相当する。第4期の応力軸の変化様式はハワイ海山列のものと一致する。このことは、太平洋プレートの移動方向が、この地域の鮮新世以降の応力方位を支配していることを示唆する。

謝辞: 本研究は地質調査所の「札幌周辺地域における地球科学基本図のパイロット研究」(1988-1992年度)の一部として行われた。地質調査所北海道支所太田英順応用地質課長には内容についての議論および原稿を校閲していただいた。同支所佐藤卓見技官には多数の薄片を製作していただいた。同所地殻熱部の村岡洋文主任研究官には、ニセコ地域の年代測定試料の採取地点を教えていただいた。以上の方々に深く感謝致します。

文 献

- 阿古目邦夫・原口正敏, 1967, 豊羽鉾山における裂かちと鉾化作用の特徴について, 鉾山地質, **17**, 93-100.
- Anderson, E. M., 1951, *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206p.
- 土居繁雄, 1953, 5万分の1地質図幅「定山溪」および同説明書, 北海道開発庁, 88p.
- , 1957, 5万分の1地質図幅「樽前山」および同説明書, 北海道開発庁, 51p.
- ・小山内熙, 1956, 5万分の1地質図幅「石山」, 北海道立地下資源調査所, 54p.
- ・松井公平・藤原哲夫, 1958, 5万分の1地質図幅「豊浦」および同説明書, 北海道開発庁, 40p.
- 藤本明則, 1961, 千歳鉾山の地質鉾床, 鉾山地質, **11**, 47-53.
- 羽坂俊一・渡辺 寧・池田国昭, 1991, 地形数値データを基にしたリニアメントの抽出—2万5千分の1地形図「余市岳」での応用例—, 地調月報, **42**, 11-17.
- 堀 昌雄・高木慎一郎・玉生志郎・村岡洋文・品田正一・清川 求, 1986, 全国地熱資源総合調査の地域レポート [1] ニセコ地域(火山性熱水対流系地域タイプ①), 地熱エネルギー, **11**, 340-368.
- 猪木幸男・垣見俊弘, 1954, 5万分の1地質図幅「小樽西部」, 北海道開発庁, 23p.
- Jackson, E. D. and Shaw, H. R., 1975, Stress fields in central portions of the Pacific plate: Delineated in time by linear volcanic chains. *Jour. Geophys. Res.*, **80**, 1861-1875.
- and Barger, K. E., 1975, Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 145-155.
- , Silver, E. A. and Dalrymple, G. B., 1972, Hawaiian-Emperor Chain and its relation to Cenozoic circumpacific tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83**, 601-618.
- 勝井義雄, 1956, 羊蹄火山の地質と岩石, 5万分の1地質図幅「留寿都」付録, 北海道開発庁, 14p.
- ・柏原 信・香河正人, 1990, 第7章火山および火山噴出物 7.2 北海道西部(9)羊蹄山, 日本の地質 1 北海道地方(加藤ほか編), 共立出版, 161-162.
- ・曾屋龍典, 1990, 第7章火山および火山噴出物 7.2 北海道西部(12)支笏カルデラと風不死岳・恵庭岳・樽前山, 日本の地質 1 北海道地方(加藤ほか編), 共立出版, 161-162.
- 小林洋二, 1979, 西南日本における中新世前・中期の岩脈群と広域応力場, 火山第2集, **24**, 203-212.
- 久保武夫, 1951, 羊蹄山麓富士見寄生火山調査概報, 北海道地質要報, **16**, 21-23.
- 桑原利夫・宮崎敏男・谷藤吉郎・飯田幸平, 1983, 豊羽鉾山本山鉾床地域の地質構造と品位・金属量分布から見た鉾化作用の特性, 鉾山地質, **33**, 115-129.
- 増田富士雄, 1984, プレート運動が支配する堆積盆の消長, 鉾山地質, **34**, 1-20.
- 中村一明, 1969, 広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向—, 火山第2集, **14**, 8-20.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Jour. Volcano. & Geotherm. Res.*, **2**, 1-16.
- 西川純一, 1981, “定山溪石英斑岩”とそのSr同位体比, 岩鉾, **76**, 285-293.
- 野々口稔, 1989, 地熱開発促進調査の地域レポート [12] 豊羽地域, 地熱エネルギー, **14**, 50-85.
- 岡 孝雄・興水達司・高橋功二・秋葉文雄, 1991, 札幌市街下と西野地域の小樽内川層および西野層の時代と対比, 地質雑, **97**, 25-38.
- 岡村 聡, 1984, 西北海道寿都半島における新第三系と火山活動, 地質雑, **90**, 383-391.
- 大槻憲四郎, 1989, 鉾脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元, 地質学論集, no. 32, 281-304.
- 小山内熙・酒匂純俊, 1953, 5万分の1地質図幅「室蘭」, 北海道立地下資源調査所, 36p.
- 嵯峨山積, 1989, 中央北海道, 石狩低地帯周辺の新第三系珪藻帯, 地下資源調査所報告, no. 60, 177-186.
- 佐藤博之, 1971, 樽前火山灰d層の ^{14}C 年代—日本の第四系 ^{14}C 年代(65)—, 地球科学, **25**, 185-186.
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男, 1982, 東北日本弧における新生代応力場変遷, 構造地質, no. 27, 55-79.
- 新エネルギー総合開発機構, 1986, 昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ①(ニセコ地域)調査 火山岩分布年代調査報告書要旨, 87p.
- 篠田 貢・酒井忠二三・河野純一・菊池秀也, 1974, 大江, 稲倉石鉾山の地質鉾床—主として鉾脈系統について—.

- 鉾山地質, 24, 119-128.
- 曾屋龍典・佐藤博之, 1980, 千歳地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 92p.
- Steiger, R. H. and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- 杉本良也, 1953, 5 万分の 1 地質図幅「銭函」および同説明書. 北海道開発庁, 63p.
- Takeuchi, A., 1986, On the episodic vicissitude of tectonic stress field of the Cenozoic northeast Honshu arc, Japan. In Nasu, N., et al., eds., *Formation of Active Ocean Margins*, Terra Scientific Pub. Co., Tokyo, 443-465.
- 鉄興社稲倉石鉱業所探査部門, 1967, 稲倉石鉱山の割目配列と探鉱経過について. 鉾山地質, **17**, 81-88.
- 通商産業省, 1985, 昭和 59 年度広域調査報告書「積丹地域」. 56p.
- Uyeda, S., 1978, The New View of the Earth: Moving continents and moving oceans. Freeman, San Francisco, 217p.
- 渡辺 寧, 1986, 鉾脈の方向から推定された広域応力場—北海道における中期中新世以降の鉾脈の例—. 鉾山地質, **36**, 209-218.
- Watanabe, Y., 1990a, Pull-apart vein system of the Toyoha deposit, the most productive Ag-Pb-Zn vein-type deposit in Japan. *Mining Geol.*, **40**, 269-278.
- , 1990b, Pliocene to Pleistocene volcanism and related vein-type mineralization in Sapporo-Iwanai district, southwest Hokkaido, Japan. *Mining Geol.*, **40**, 289-298.
- 渡辺 寧, 1992, 西南北海道室蘭半島に分布する室蘭層の K-Ar 年代. 地球科学, **46**, 351-354.
- ・岩田圭示・羽坂俊一, 1989, 西南北海道定山溪地域の中新統と地質構造. 地球科学, **43**, 7-15.
- ・渡辺真人, 1992, K-Ar 年代および珪藻化石群集に基づく西南北海道北部の水中火山碎屑岩類の層序と年代. 地球科学, **46**, 143-152.
- Wilson, J. T., 1963, A possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian Jour. Phys.*, **41**, 863-870.
- 八幡正弘・西戸弘嗣, 1989, 西南北海道東部・西胆振地域の新生界の K-Ar 年代について. 地質雑, **95**, 381-390.
- ・和田信彦・大島弘光, 1984, 西南北海道・室蘭—伊達—登別地域の第三系の新第三系の層序と構造. 日本地質学会第 91 年学術大会演旨, 110.
- 山岸宏光, 1984, 5 万分の 1 地質図幅「歌棄」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 43p.
- ・石井正之, 1979, 5 万分の 1 地質図幅「余別および積丹岬」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 49p.
- ・国府谷盛明・安藤重幸, 1976, 5 万分の 1 地質図幅「島古丹」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 24p.
- ・高橋功二, 1975, 札幌市藻南公園の火砕岩. 地下資源調査所報告, 47, 95-103.
- ・渡辺 寧, 1986, 西南北海道における新生代後期の応力場の変遷—地質断層, 岩脈, 鉾脈および活断層の検討—. 地団研専報, no. 31, 322-331.
- Yamagishi, H., 1982, Miocene subaqueous volcanoclastic rocks of the Oshoro Peninsula, southwest Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **88**, 19-29.
- and Dimroth, E., 1985, A comparison of Miocene and Archean rhyolite hyaloclastites: Evidence for a hot and fluid rhyolite lava. *Jour. Volcano. & Geotherm. Res.*, **23**, 337-355.
- and Matsuda, Y., 1991, The Neogene submarine felsic rocks at Yoichi Beach, Shakotan Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 269-277.

(要 旨)

渡辺 寧, 1993, 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場. 地質雑, **99**, 105-116.
(Watanabe, Y., 1993, Late Cenozoic stress field in northern part of southwest Hokkaido based on trends of dikes and craters. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **99**, 105-116.)

西南北海道北部地域における中新世中期以降の火成岩脈の方位および火口の配列と放射年代から, この地域の応力場は次の 4 期に区分された;

第 1 期(約 13 Ma): $\sigma_{Hmax} = NNE$, $\sigma_3 = WNW$

第 2 期(約 13-10 Ma): $\sigma_{Hmax} = NNW$ (-WNW), $\sigma_3 = ENE$ (-NNE)

第 3 期(約 10-6 Ma): $\sigma_2 = NNE$, $\sigma_3 = WNW$

第 4 期(約 6-0 Ma): $\sigma_1 = WNW$ -NNW, $\sigma_3 = NNE$ -ENE

第 2 期から第 3 期への転換, 第 3 期から第 4 期への転換は, それぞれこの地域で起こった海進, 海退に対応し, 第 3 期は安山岩—玄武岩質の水中火山活動が卓越する時期に, 第 4 期は陸上の安山岩—デイサイトの火山活動が卓越する時期にそれぞれ相当する. 第 4 期の応力軸の変化様式はハワイ海山列のものと良く一致する. このことは, 太平洋プレートの移動方向が, この地域の鮮新世以降の応力方位を支配していることを示唆する.