



Title	有珠山浅部の水環境 : 既存資料の解析
Author(s)	大島, 弘光; OSHIMA, Hiromitsu; 松島, 喜雄 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 62, 79-97
Issue Date	1999-03-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.62.79">https://doi.org/10.14943/gbhu.62.79</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/14280">https://hdl.handle.net/2115/14280</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	62_p79-97.pdf



## 有珠山浅部の水環境

— 既存資料の解析 —

大島 弘光

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

松島 喜雄

工業技術院地質調査所

(1999年1月25日受理)

## Preliminary Report on Hydrological Environment in the Shallow Part of Usu Volcano

Hiromitsu OSHIMA

Division of Earth and Planetary Sciences,

Graduate school of Science, Hokkaido University

and

Nobuo MATSUSHIMA

Geological Survey of Japan

(Received January 25, 1999)

We investigate the hydrological environment in the shallow part of Usu volcano for understanding volcanic phenomena caused by the interaction between magma and groundwater such as a phreatic explosion and geothermal activities. The results summarized as follows.

(1) Aquifers in and around Usu volcano are divided into three groups : Holocene series, Pleistocene series and Neogene Tertiary system. The older aquifer shows the lower hydraulic conductivity, and the difference of the hydraulic conductivity among each group is 1-3 in order.

(2) The depth of magma head when the first phreatic explosion began in 1943-1945 eruption activities is estimated at 50-100 m deep below the ground surface (50-100 m above sea level) from analysis of leveling data (Yokoyama, 1995). It is presumed that repeated phreatic phreatomagmatic explosion in 1977-1982 eruption activities occurred at the depth in the range of 180-230 m below the ground surface (250-200 m above sea level) from the comparison of the depth of intrusion magma imaged by AFMT survey with the growth curve of Sinzan (criptodome).

(3) The comparison of these depths with spatial distributions of aquifers suggests that phreatic-phreatomagmatic explosion occurred in Pleistocene series and upper Neogene Tertiary system.

(4) A numerical experiment with one dimensional two-phase flow in porous medium reveals that the over-pressure caused by contact between magma and water easily diffuses in a permeable layer. This result implies that an impermeable layer provides the environment for phreatic-phreatomagmatic explosion on the basis of the scenario proposed by Yanagitani et al. (1995).

## I. はじめに

水蒸気爆発—マグマ水蒸気爆発，噴気活動やある主の火山性地震などは比較的浅部におけるマグマと地下水との相互作用にその原因が求められている。しかし，火山体直下の水環境については，低比抵抗値を特徴とした帯水層が地下に広く分布している（鍵山，1993）というイメージはあるものの，その実体が明らかになっているとは言いがたい。

北海道南西部に位置する有珠山周辺には地下の水環境を直接的に知ることができる深度 1000 m を越す温泉井が掘削されているほか水井戸も多く，総合的な水資源調査や地熱資源調査も行われている。

一方，有珠山の 1910 年，1943-1945 年および 1977-1982 年の噴火活動では水蒸気爆発—マグマ水蒸気爆発が活動の一時期に繰り返し発生した。これらの活動については，詳細な噴火記録が残されているとともに，地震学的，測地学的な観測や様々な観点から研究がなされている。特に，1977-1982 年の噴火活動では地下におけるマグマと水との相互作用を理解するために地球熱学的観測や S P 観測などが活動終息後も続けられている。

このように有珠山では水蒸気爆発—マグマ水蒸気爆発や噴気活動などマグマと地下水との相互作用に原因が求められている現象についての観測と，現象の発生する場としての地下の水環境を知るうえで有用な調査・研究が行われている。そこで本論文では，主に既存資料に基づいて，有珠山および周辺地域の水理地質構造を推定し，1943-1945 年および 1977-1982 年の水蒸気—マグマ水蒸気爆発に関与した帯水層の同定を試みた。また，簡単な一次元二相流モデルを用いて，マグマと接触した帯水層内の水の挙動を調べ，水蒸気爆発—マグマ水蒸気爆発の発生環境について簡単な考察を行った。

## II. 水理地質構造

有珠山および周辺の地質は，先第三系を基盤として，火山碎屑岩を主体とした新第三系が厚く発達している。これを覆って主に未固結ないし固結度の低い正規堆積物からなる更新統が伏在し，この上位に正規堆積物，溶岩・火山碎屑岩からなる完新統が局在して分布する（和田ほか，1988）。

1. 帯水層区分およびその特徴

Fig. 1 および Fig. 2 に示した坑井の資料（北海道立地下資源調査書所, 1977, 二間瀬ほか, 1985, 広田ほか, 1986）によると, この地域の地下水・温泉水の貯留層は現河床堆積物から新第三系にまでわたる.

Table 1 にはそれらを区分し, 有効透水係数などの水理定数とともに示した. 地層名, 層厚は和田ほかを簡略化してある. 有効透水係数については揚水試験から求められているもの(小原, 1992) には\*を付し, その他は水位低下量と揚水量から定常揚水を仮定して Dupuit (例えば Todd, 1980) の式を用いて推定した.

$$k = \frac{1}{2\pi} \frac{Qw}{m \cdot Sw} \ln\left(\frac{Re}{Rw}\right)$$

Qw : 揚水量

Sw : 水位低下量

m : 帯水層の層厚 (ストレナー長を仮定)

Re : 影響半径 (700 m を仮定)

Rw : 坑井半径

孔隙率は洞爺湖温泉で掘削された坑井 1.C.2 の電気検層解析による推定値(秋田, 1989), および昭和新山東側の 1.D.16, 長流川河口域の

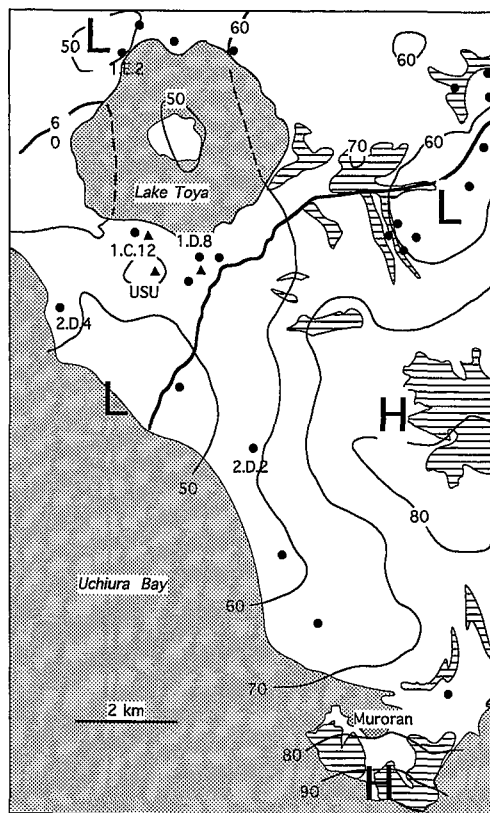


Fig. 1. Map showing Uchiura volcano and locations of geothermal wells. Contours denote iso-bouguer anomaly. Hatched patterns show the distribution area of Neogene Tertiary system.

Table 1. Classification of aquifer and hydraulic parameters

	Formation as Aquifer	Thickness (m)	Specific Yield (m <sup>3</sup> /d)	Hydraulic Conductivity (×10 <sup>-3</sup> cm/s)	Porosity (Formation Factor)	Screen Length (m)	Apparent Resistivity Ω·m
↑ Quaternary Pleistocene Holocene	talus deposits, Fan deposits		100~430	13~44		11	50~300
	Somma Lava		510~3840	39~920			
	Toya Pumice flow deposits	(90)	11~94	0.6~2.2		~	50~120
	kami-Nagawa F.	18+	25~78	1.2*~1.1*		55	50~300
	Takinoue Welded Tuff	(130)					100
← Neogene Tertiary	Yanagihara F.	~200	20~460	1.0~22	29~59 (5~2)		5~200
	Murooran F.	(700)	3.3~17	0.46~0.77			~50
	Upper Shikanosawa F.	(300)	9.2~13	0.07~0.09*		200	~30 (80)
	Lowwer Sgikanosawa F.,	(200)	0.2~0.7	0.001~0.006	5~53 (462~3.6)	~	~30 (50)
	Takinokawa F.,	(700)				300	
	Soshyunai F.						
	Osarugawa F.	800+	1.6~1.7	0.009~0.012	3~23 (1110~19)		10~30 (200)

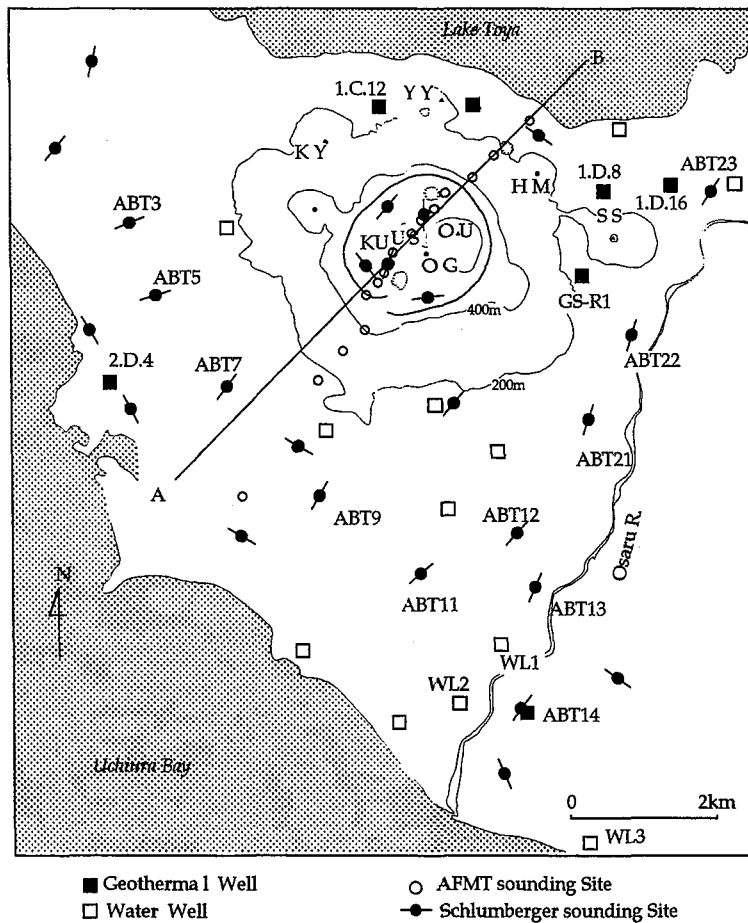


Fig. 2. Location map of geothermal wells, water wells, Schlumberger sounding sites and AFMT sounding sites. KU : Ko-Usu OU : Oo-Usu, US : Usu Shinzan, OG : Ogari Yama, SS : Showa Shinzan YY: Yosomi Yama.

WL 2, その南東方にある WL 3 で得られた電気検層データの解析から推定した値 (Appendix A) である。

比湧出量および有効透水係数とも地層の地質年代とともに小さくなる傾向を示し、有効透水係数の変化は 6 乗のオーダーにも達する。このうち大きな透水係数を示すのは局在して分布する完新統である。特に、洞爺湖温泉の温泉貯留層である外輪山溶岩の透水係数は著しく大きい。更新統は完新統に比べて有効透水係数はオーダーで 1 ~ 2 ほど小さい。このうち上部の上長和層は昭和南山から有珠山の南側にかけた地域に、下部の柳原層は有珠山を含む広い地域に伏在する(八幡, 1995)。新三系の有効透水係数は、上部の室蘭層を除くと、更新統よりもさらにオーダーで 2 ~ 3 程度小さい。

孔隙率が推定できた地層は限られているが、下限値で見ると第四系に比べて新第三系の孔隙率は小さく、さらに下部新第三系の上限値は他の半分程度の孔隙率である。

Fig. 3には更新統まで掘削された長流川河口域の水井戸 WL1 および有珠山東山麓の地熱調査井 GS-R1 の坑井柱状を示した。WL1 では、105 m 以深の4ヶ所に取水のためのストレーナーが配置されている。取水層の岩相は礫・砂で、これらの層は透水性の低い泥・シルト層に挟まれている。電気検層データでみると礫・砂からなる取水層の見かけ比抵抗は、その上・下層の泥・シルト層に較べて相対的に大きい。これらのことから、少なくとも深度100 m 前後の地下水については、透水層が高比抵抗で特徴づけられると言えそうである。Fig. 4には Fig. 1に示した温泉井の簡略化した坑井地質と電気検層による見かけ比抵抗を示した。新第三系の見かけ比抵抗は岩相により大きく変化し、貫入岩では大きい傾向があるが、全体として低比抵抗を示し、部分的には10 ohm-m 以下の見かけ比抵抗のところもある。

## 2. 帯水層の分布

これら帯水層の空間的な分布を推定するために、既存の電気探査データを再解析するとともに地形的な制約のある有珠山については MT 探査から得られた比抵抗構造 (Ogawa et al., 1998) を参照した。電気探査および MT 探査の測定点は Fig. 2 に示されている。

電気探査データの再解析は一次元多層構造を仮定し、リニアフィルター法 (Ghosh, 1971a, 1971b) によるインバージョンとフォワード法を併用して行った。

解析例として長流川に沿った比抵抗構造断面を Fig. 5 に示す。Table 1, Fig. 3 や Fig. 4 の坑井地質と見かけ比抵抗を参考にすると、最下層の低比抵抗層は、新第三系に対比される。この上位の100 ohm-m 内外の比抵抗値を示す層は更新統に対比されるが、比抵抗値からは上部および下部更新統を識別することはできない。更新統は比抵抗断面の南側では200 m をやや下回る層厚を持つが、北に向かって薄くなる。表層を除くと最上位層としては、断面の南側では洞爺軽石堆積物に対比される200 ohm-m 程度の比抵抗層が求められた。一方、北側には滝上溶結凝灰岩に対比される300~600 ohm-m の比抵抗を示す地層が解析された。この比抵抗層は ABT 22 付近から、完新統に対比される100~200 ohm-m の比抵抗層に覆われるが、ABT 12 付近まで続く。

Fig. 6 と Fig. 7 には坑井地質と電気探査の解析結果から推定された滝上溶結凝灰岩および下部更新統の基底深度を示した。滝上溶結凝灰岩は昭和新山のやや南側から北方にかけて分布する。基底は船底状を呈し、昭和新山では-50 m 前後である。柳原層の基底は、有珠山の南側では長流川河口域で深く有珠山に向かって浅くなる傾向がある。洞爺湖に面した北側の基底深度は-200 m で有珠山方向の変化は描きだせなかったが、南東に向かって浅くなる傾向が認められる。

Fig. 8 は Ogawa et al. による二次元 MT インバージョンにより求められた比抵抗断面と地質対比の結果である。有珠山の南外輪山および北外輪山とも表層には外輪山溶岩に対比される高比抵抗層が解析された。南側の測定点6, 7では比抵抗分布から更新統および新第三系が識別されるが、火口原に向かうにつれ、浅部まで低比抵抗になり更新統に対比される比抵抗層が不明瞭になる。同じような傾向は北側でも認められる。測定点21から22にかけては低比抵抗層が地表直下に分布し、この下位には滝上溶結凝灰岩に対比される高比抵抗層が解析された。測定点21付近は

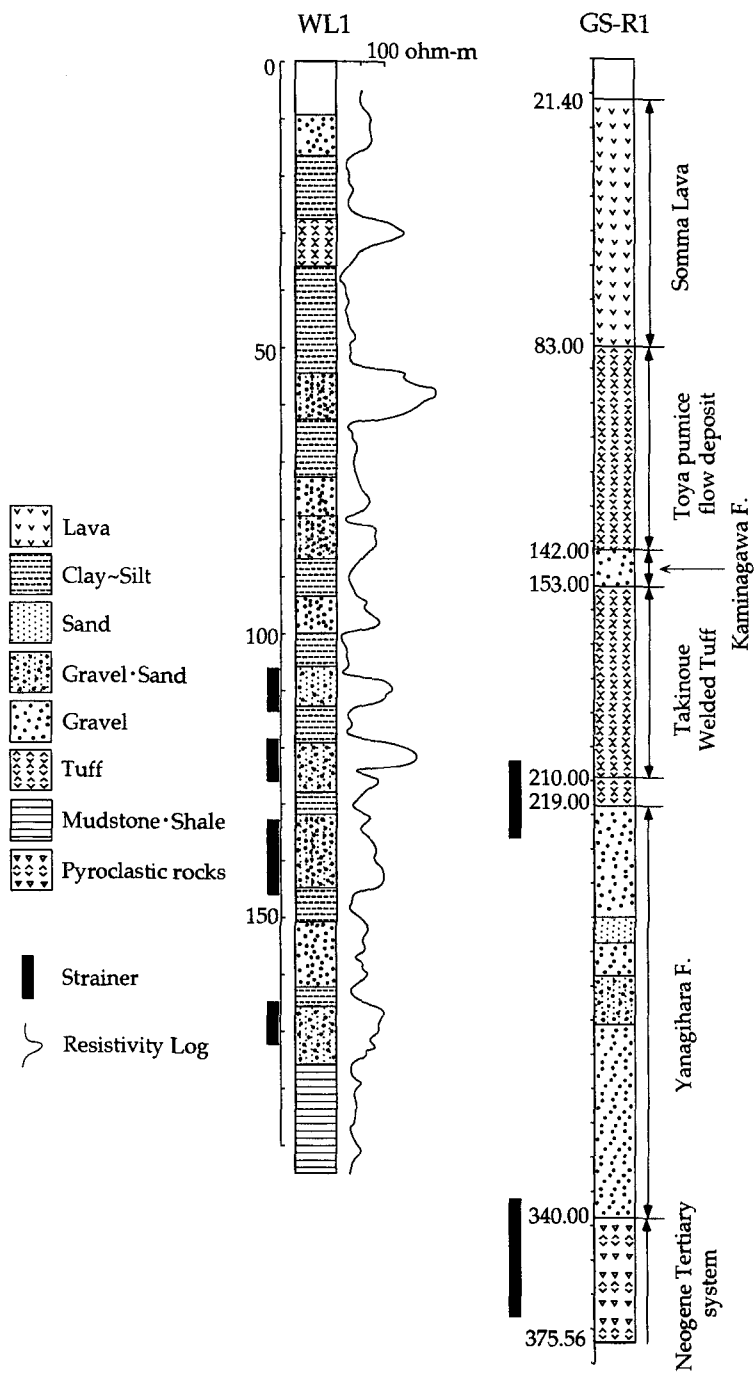


Fig. 3. The simplified geological column and electrical logging curve of water well WL1, and the simplified geological column of geothermal well GS-R1.

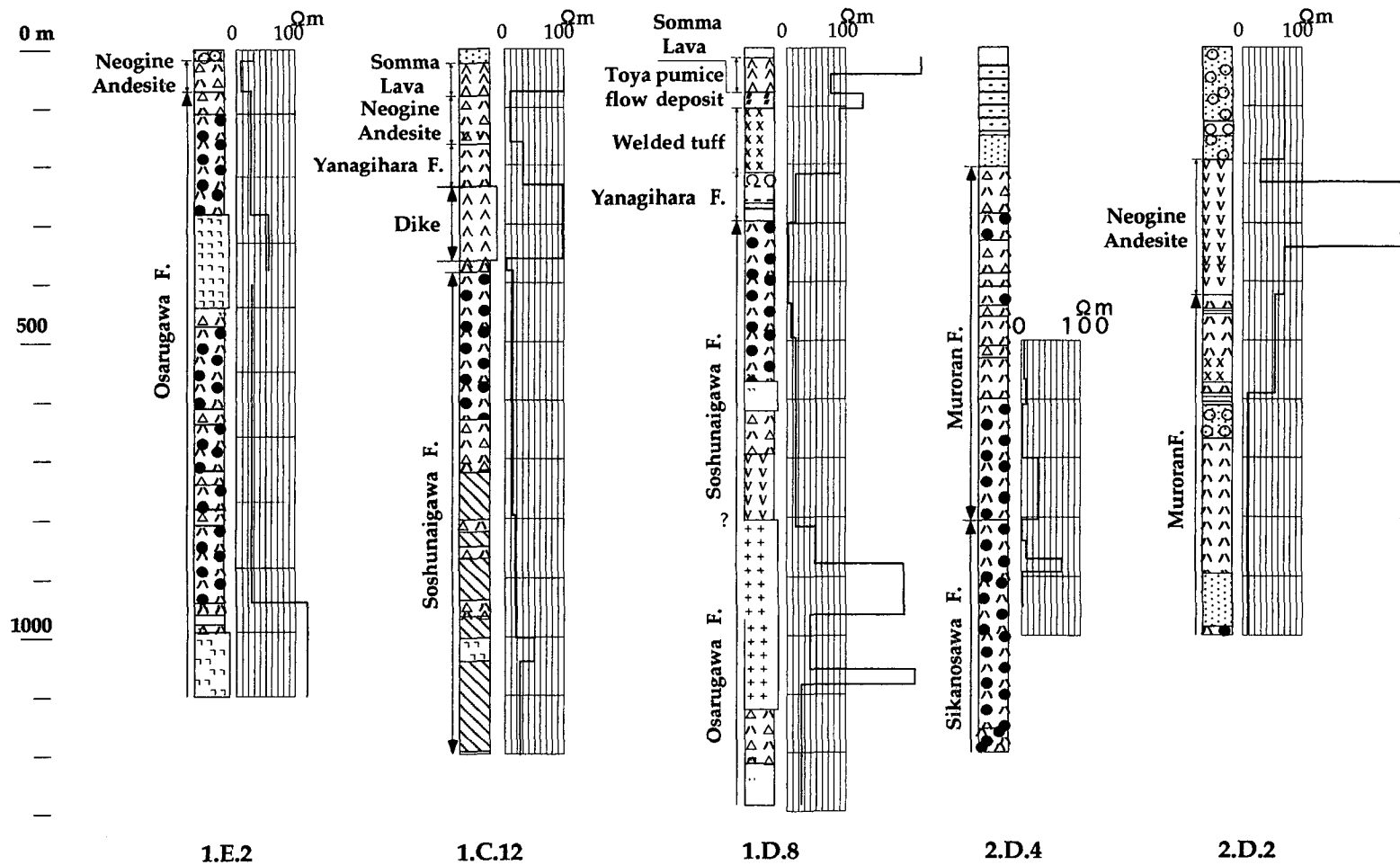


Fig. 4. Simplified columnar sections and electrical logging curves (100 cm Normal) of geothermal wells shown in Fig. 1.

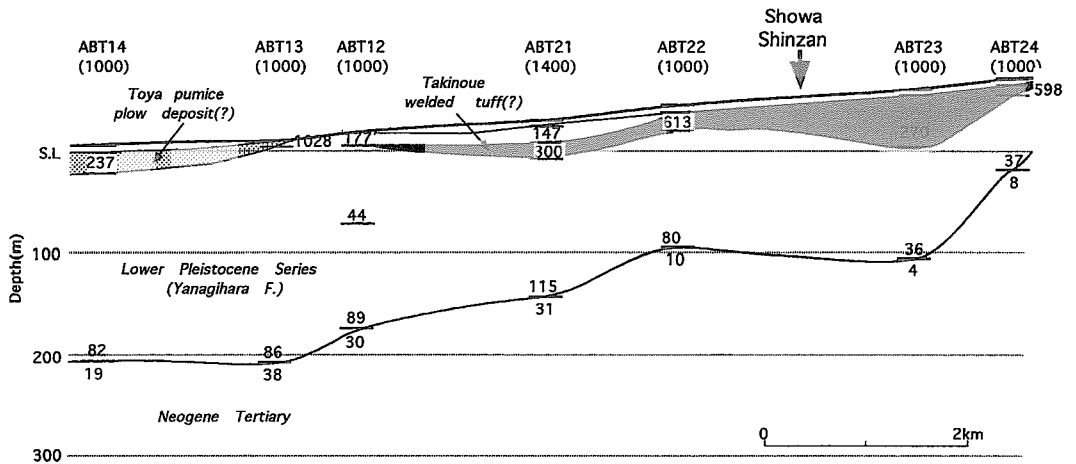


Fig. 5. A Resistivity profile deduced by one-dimensional analysis of VES curves at sites along Osaru river.

1910年の噴火活動で水蒸気爆発が発生した所でもあり、興味ある比抵抗構造を示している。

火口原内では、南側火口原の浅部に高比抵抗層が解析されたほか、水蒸気爆発—マグマ水蒸気爆発の発生した銀沼火口（測定点番号10, 11）では、深部にまで延びるチャンネル状の低比抵抗分布が得られた。さらに、この垂直に延びた低比抵抗層に接して新山側には高比抵抗体が解析されている。

### III. 1943-1945年および1977-1982年の水蒸気—マグマ水蒸気爆発に関与した帯水層

#### 1. 1943-1945年の噴火活動

この噴火活動は有珠山の東麓で起こり、最初の水蒸気爆発は活動開始から177日に発生した。これ以降、170日間にわたって水蒸気—マグマ水蒸気爆発が隆起を続ける屋根山において繰り返えされ、その後、溶岩ドームの成長が始まった。

最初の水蒸気爆発が発生した時点でのマグマの深度については、Yokoyama (1995) および横山 (1997, 私信) が地殻変動データから検討し、最初の水蒸気爆発の発生深度は海水準下100mと推定している (Fig. 9)。Fig. 6 と Fig. 7 の等深度図によると、昭和新山での滝上溶結凝灰の基底深度は海水準下やく50m、柳原層のそれは140m程度であり、最初の水蒸気爆発は柳原層内で発生した判断される。その後の一連の水蒸気爆発には、マグマの上昇により上部の滝上溶結凝灰岩層も関与したと想定される。

#### 2. 1977-1982年の噴火活動

前2回の噴火と異なり、この活動は山頂火口原内からの大規模な軽石噴火で始まり、最初の噴

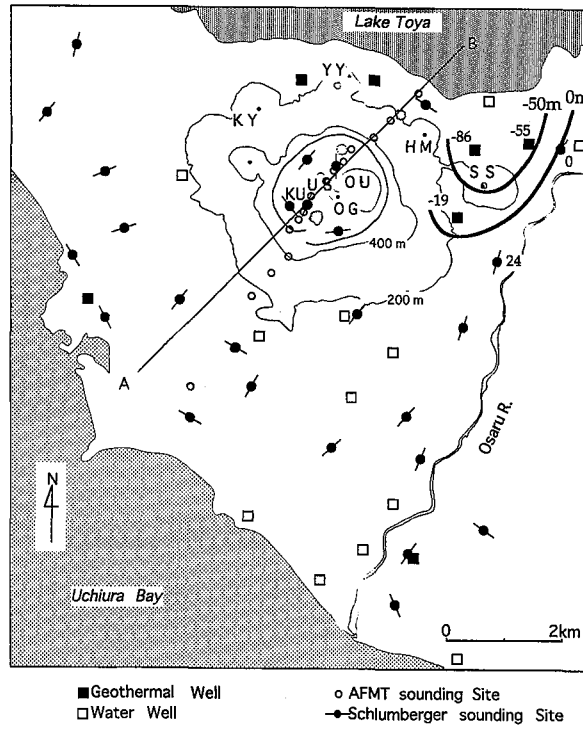


Fig. 6. Iso-depth contour map showing the base of Takinoue welded tuff.

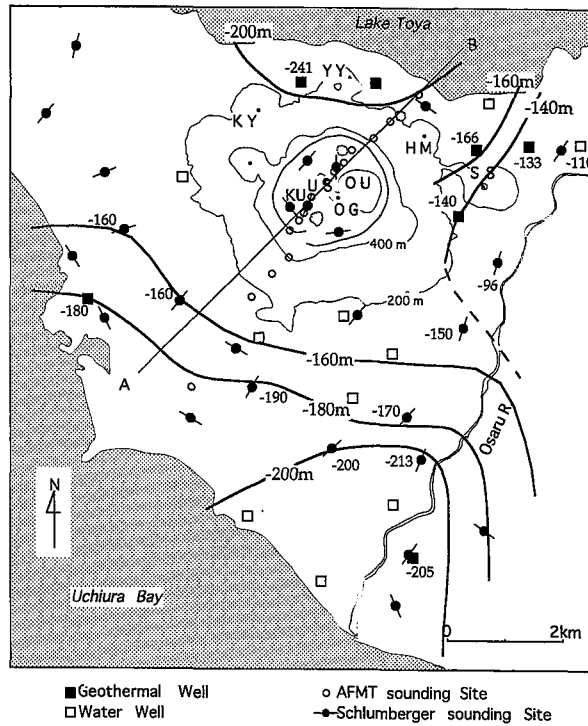


Fig. 7. Iso-depth contour map showing the base of Yanagihara Formation.

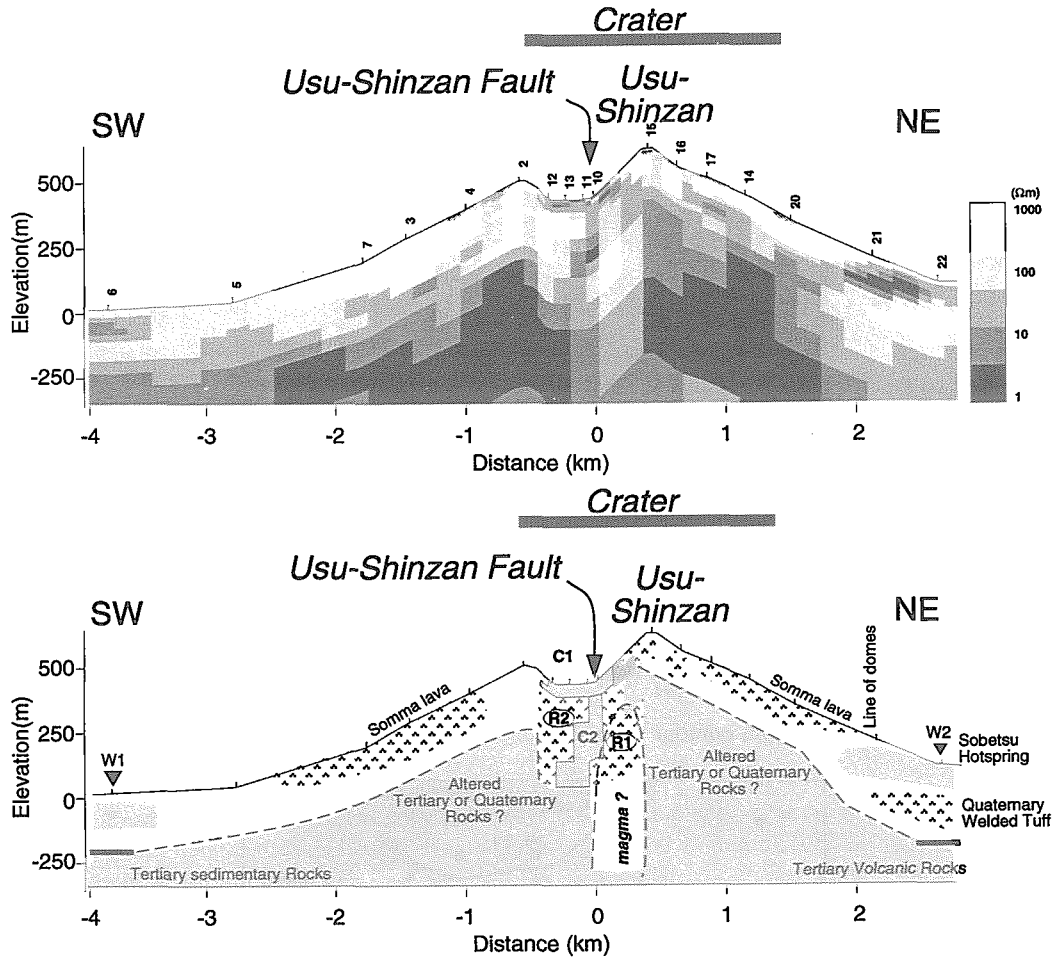


Fig. 8. Resistivity cross-section along the line A-B shown in Fig.2 by audiomagnetotelluric soundings (the upper) and simplified structure model (the lower). R and C in the lower figure denote resistive and conductive bodies respectively (after Ogawa et al. 1998).

火から9ヶ月後に水蒸気爆発が山頂火口原内で隆起する新山の南側で発生し、約6ヶ月間のあいだ繰り返えされた。

新山の成長する有珠火口原には貫入マグマの存在を示唆する地震の空白域が認められ、地震(森谷ほか, 1980, 坂田, 1981), 重力(深沢, 1984), 地磁気(Nishida)や電気探査(渡辺ほか)などの手法を用いて貫入マグマの検出が試みられた。Fig. 10には、MT探査による比抵抗断面とともにそれらの一部をまとめて示した。

全磁力についてみると、最も北側の高まりを除いて全磁力分布は地形と相関があり、この分布は高帯磁の外輪山溶岩と火口原内物質の地形効果で説明されている(Nishida, 1984)。同様に重力異常(深沢, 1984)も、南北方向の全体的な傾向を取り除いてみると、火口原内はほぼ平坦な低

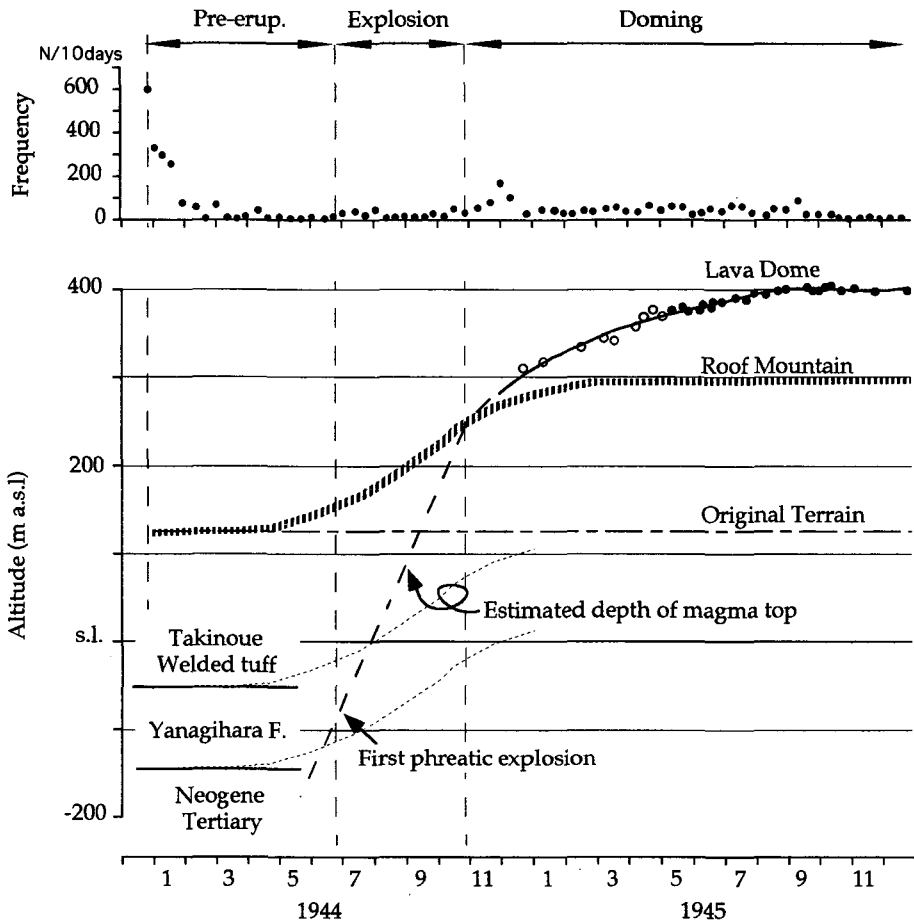


Fig. 9. Comparison of deduced geological formations with the top of the intruded magma estimated from the growth curve of the lava dome by Yokoyama (1997, personal communication).

重力異常を示し、貫入マグマを示唆する異常は認められない。

三次元速度構造(坂田, 1981)では、新山直下に上下に対になった低速度域および高速度域が見いだされたが、探査範囲が狭く貫入マグマとの対比にまでは至っていない。

比抵抗構造でみると、水蒸気-マグマ水蒸気爆発の発生した銀沼火口付近では低比抵抗が深部にまでチャンネル状に延び、その延長線上には震源域が分布する。これらに接して新山側にはブロック状の高比抵抗体が分布している。この高比抵抗体を貫入マグマと言うにはマグマ物性など検討しなければならないことも多い。Murase (1962) の実験で示されるように、マグマの温度低下に伴って空隙が形成された場合にはマグマ自身の抵抗増加に加えて空隙の影響も重なり、かなり高比抵抗になる。このことから、ここではこの高比抵抗体を貫入マグマと考えて、水蒸気-マグマ水蒸気爆発の発生した深度を検討してみる。

Fig. 10 によると、この高比抵抗体の上部は海拔 200~250 m の深度にある。新山の成長は Yo-

koyama (1981) や有珠火山観測所により観測されまとめられている (Fig. 11). マグマの上昇率と新山の隆起率が等しいと仮定すると, 水蒸気-マグマ水蒸気爆発が始まった時点でのマグマ頂部の位置は現在よりも 40~60 m 深く, 海拔 140 m~210 m にあったと推定される. この見積もりは重力変化から推定された 1978 年 3 月から 1978 年 8 月までのあいだに海水準にあったマグマが海拔 200 m 程度にまで上昇したということ (大島, 1979) とも調和している (Fig. 12).

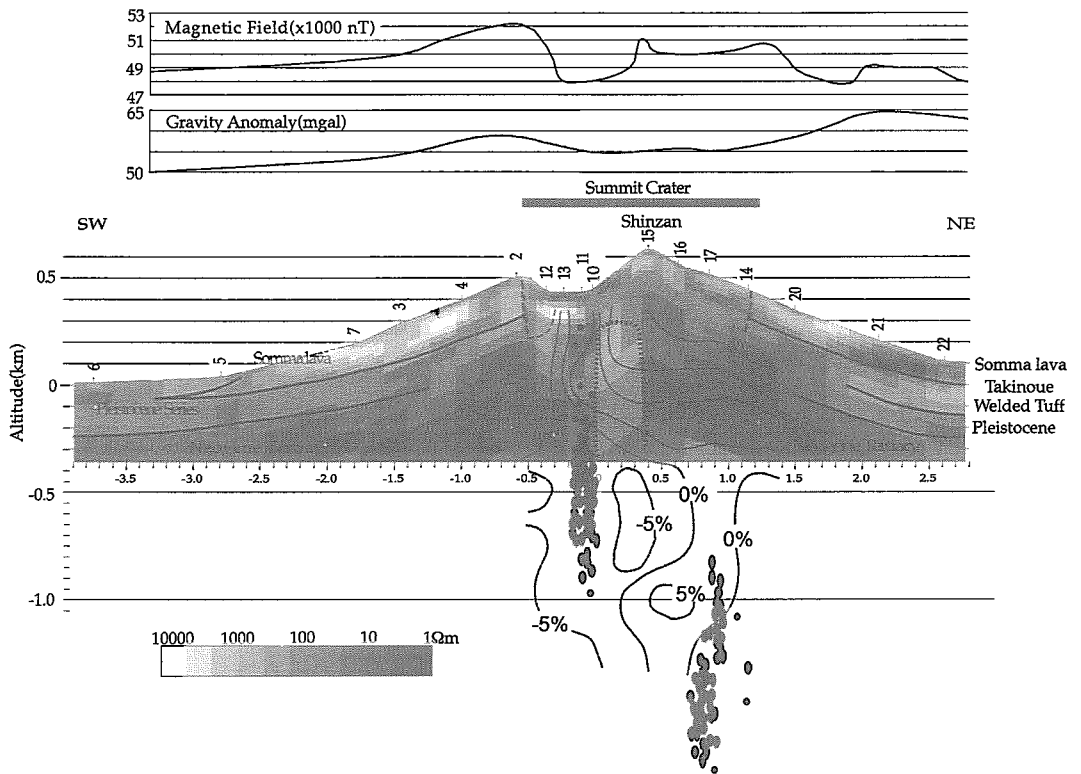


Fig. 10. Resistivity structure, hypocenters, P-wave velocity anomaly, gravity anomaly and magnetic anomaly along the line A-B in Fig. 2.

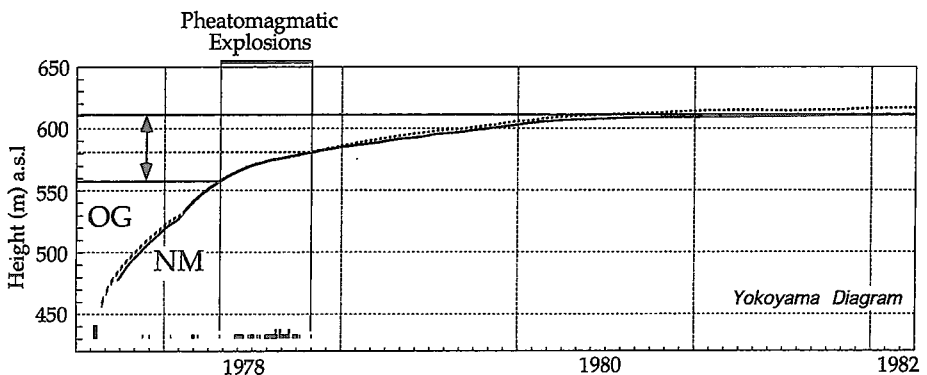


Fig. 11. Growth curves of Ogariyama (OG) and New mountain (NM).

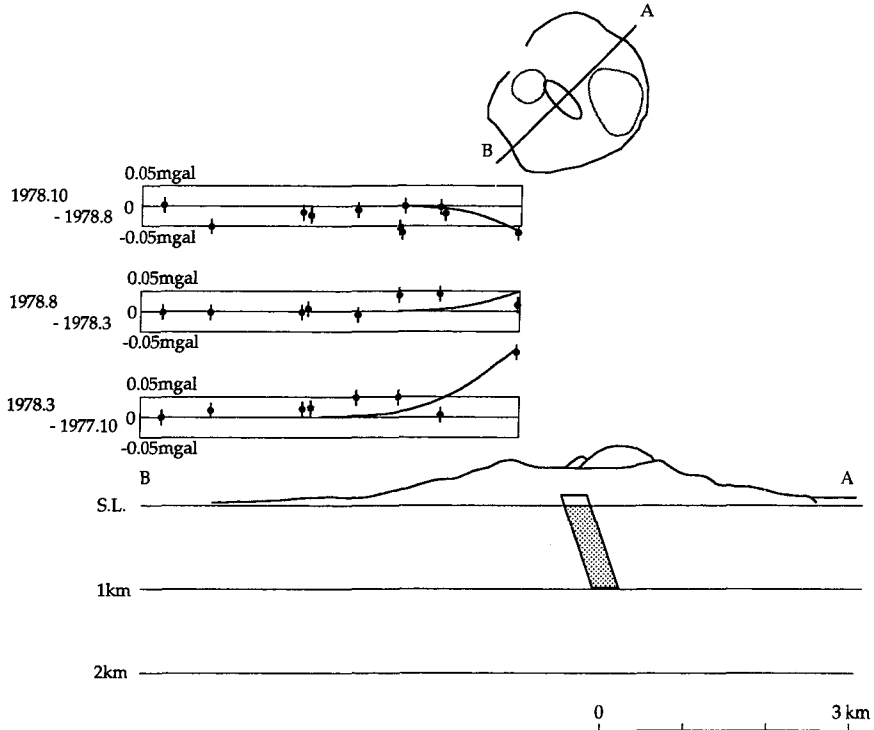


Fig. 12. Temporal variation of the gravity on the southern mountainside and intruded magma body deduced by gravity change. The gravity changes from Oct. 1977 to Mar. 1987 are explained by the hatched magma body (density=2.5gr/cc). The gravity changes from Mar. 1978 to Aug. 1978 are also explained by the magma body lied on the hatched magma body. The gravity changes from Aug. 1978 to Oct. 1978 is explained by magma ejection from the top of intruded magma body.

水蒸気-マグマ水蒸気爆発に関与した帯水層については、火口原内がほとんど低比抵抗を示し、識別は困難だが、柳原層の基底深度が有珠山方向に浅くなる傾向があることから、柳原層から鮮新統上部層内で水蒸気-マグマ水蒸気爆発が発生したと想定される。これらの地層にストレーナーが設置されているGS-R1では、水蒸気-マグマ水蒸気爆発の発生期に特徴的な水位変動が見られたこと(Watanabe, 1983)や1977-1982年の活動を通して水位低下が続き、活動停止とともに水位上昇に転じていること(Fig. 13)から、これらの地層が水蒸気-マグマ水蒸気爆発のみならず、噴気活動にも強く関与していることを伺わせる。

#### IV. 考 察

柳谷(1996)は水飽和した岩石の電子オープンによる加熱破壊実験から、必要十分な空隙をもつ岩石内で蒸気が発生し、それによる圧力をシールするメカニズムが自立的に形成され、破壊強度を越えるまで圧力が上昇し、破壊に至るといふ蒸気爆発のシナリオを提案している。

このシナリオに従う蒸気爆発の発生環境が、今回求められた水理特性を持つ透水層内で形成さ

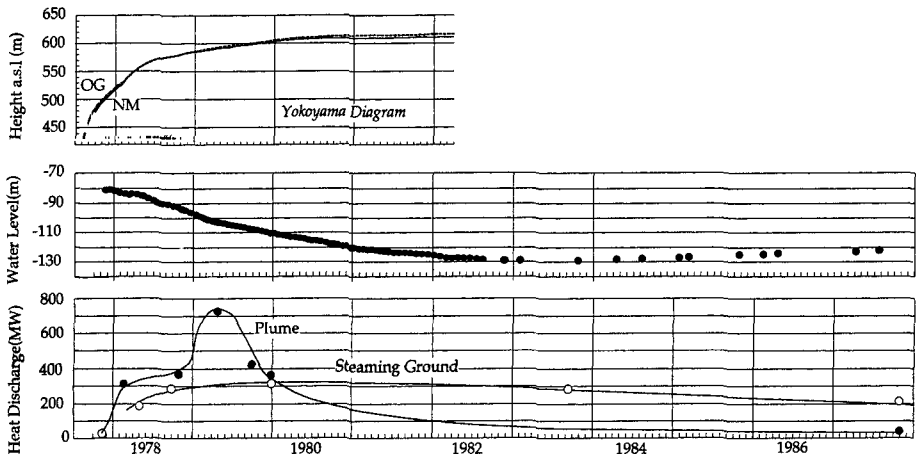


Fig. 13. Growth curves of Ogariyama (OG) and New mountain (NM), secular variation of the water level in GS-R1 well shown in Fig.2 and temporal change in heat discharge.

れるかどうか簡単な多孔質媒質中の一次元二相流モデル(例えば, Delaney, 1982)を用いて検討した。計算には地熱貯留層解析用シュミレーター ‘STAR’ (Maxwell Lab. Inc.)を使用し、漏水のない被圧帯水層を Fig. 14 のようにモデル化し計算を行った。Fig. 15 に媒質の孔隙率 30%, また静水圧を  $1.0813 \times 10^6$  Pa(深さ 100 m), 温度を  $15^\circ\text{C}$ , マグマの温度を  $800^\circ\text{C}$  として, 透水係数が  $10 \times 10^{-11}$  (有効透水係数  $1 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ ) および  $10 \times 10^{-14}$  (有効透水係数  $0.001 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ ) の場合の計算結果を示す。

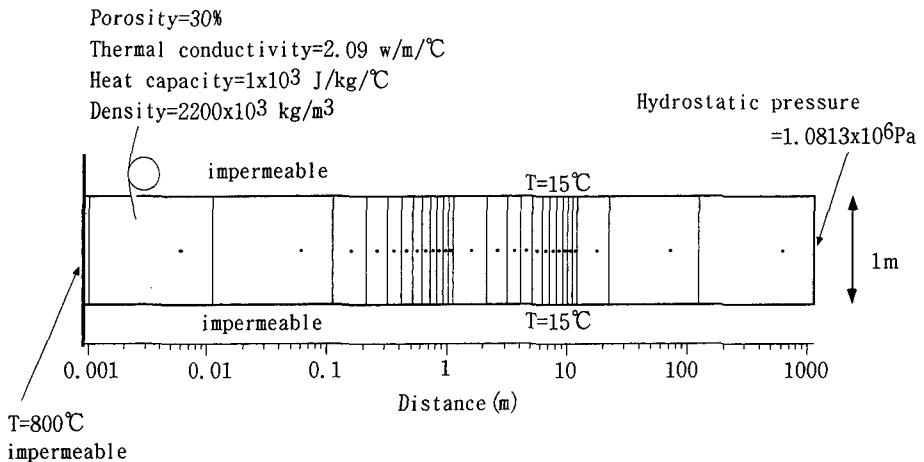


Fig. 14. Model for numerical simulation with one dimensional two-phase flow in porous medium.

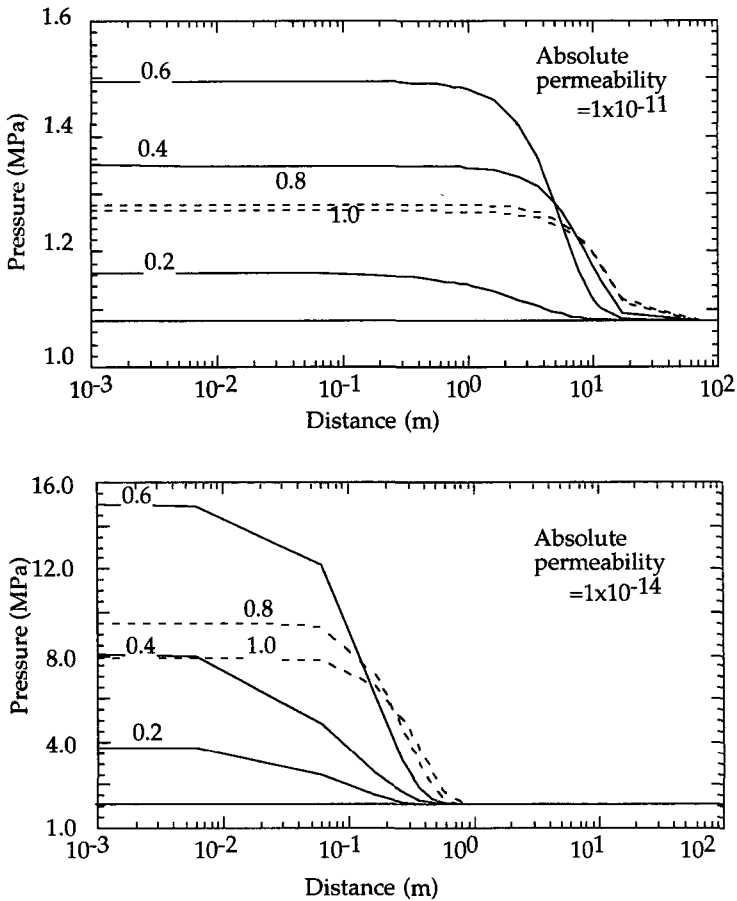


Fig. 15. Simulation results. Numbers in graphs indicate lap time in second after contact between magma and water in the permeable layer.

透水係数の大小によらず、接触面近傍の圧力はただちに上昇し始めるが、短時間のうちに減少に転じる。透水係数の違いによって、帯水層内の最大圧力には1オーダーの違いが、同一時間経過後の過圧領域の広がりには1～3オーダー程度の違いが生じる。

透水係数が小さい場合には、接触面近傍が受ける最大圧力は高く、時間が経過しても過圧領域は広がらず、高い圧力が維持される。これに対して透水係数が大きい場合には、接触面近傍が受ける最大圧力は低く、時間経過に伴って過圧領域が広がり、透水層内の圧力は低くなる。

1943-1945年の水蒸気-マグマ水蒸気爆発に関与したと想定される柳原層中の不透水層は未固結の粘土・シルトであり、高孔隙率で含水量が多いが、透水性は悪い。また、この上位の溶結凝灰岩も保水力はあるが透水性は悪い。いずれも有効透水係数は計算で用いた値よりもかなり小さいと考えられる。このような層とマグマが接触した場合には、今回の計算結果よりも接触面近傍の最大圧力は高く、時間が経過しても過圧領域がひろがらず、圧力も高いことが想定される。爆発の発生が媒質の破壊強度にも依存するため一概には言えないが、この計算結果は柳谷のシナ

リオに従う水蒸気-マグマ水蒸気爆発は不透水層で発生しやすいことを示唆している。

## V. まとめと課題

既存資料を用いて、過去3回の噴火活動において水蒸気-マグマ水蒸気爆発が繰り返し発生した有珠山の地下浅部の水環境を調べ、水蒸気-マグマ水蒸気爆発の発生した深度および関与した帯水層を同定し、地層の透水性の観点から水蒸気爆発-マグマ水蒸気爆発の発生環境について簡単な考察を行った。

有珠山周辺の帯水層は大きく三つに区分され、それぞれの間の有効透水係数にはオーダーで1~3の違いがみられた。

1943-1945年と1977-1982年の活動において、水蒸気-マグマ水蒸気爆発が発生した深度は、地表下65~123m(海拔100~50m)および地表下180~230m(海拔250~200m)と推定され、関与した帯水層は更新統~鮮新統上部と想定された。

多孔質媒質中の一次元二相流モデルを用いてマグマ水蒸気爆発の発生環境を検討したところ、柳谷(1996)ほかのシナリオに従う発生環境は透水層よりはむしろ不透水層で形成される可能性があることが分かった。

地下の水環境に関して残された課題は、地下水・温泉水の化学成分や水頭分布なども考慮してより詳細な帯水層区分を行うとともに、地下水、温泉水の流動についても明らかにすることである。一方、火山現象に関しては、1977年-1982年の活動に伴う水位変化や放熱量の経時変化も観測されており、水蒸気-マグマ水蒸気爆発の発生環境の問題とともに、この問題にも取り組まなければならない。

謝辞 北海道立地下資源調査所の秋田藤夫科長には既存の電気探査データの収集や坑井資料の収集にあたって、また、上山試錐工業(株)には坑井資料の収集にあたって便宜を計っていただいた。記してお礼を申し上げます。なお、本研究の実施にあたっては、重点領域研究「蒸気爆発の動力学」公募研究、課題番号08216201および基盤研究(C)、課題番号09640498を使用した。

## 文 献

- 秋田藤夫, 1989. 地熱井における物理検層解析-地熱調査井・虻田 GSH 1 をケーススタディとして-, 地下資源調査所報告, No.61, 1-18.
- Delaney P.T., 1982. Rapid Intrusion of Magma Into Wet Rock : Ground-water Flow due to Pore Pressure Increase, 7739-7756, J.G.R.
- 深沢秀之, 1984. 重力レダクションの問題と有珠山周辺の重力値解析への適用, 北海道大学修士論文, 229 pp.
- 二間瀬 洌, 松波武雄, 1985. 北海道の地熱・温泉-1985年・I版-, (A) 西南北海道中南部(1975年~1983年), (B) 西南北海道北部(1976年~1983年), 北海道立地下資源調査所, 98 pp.
- Ghosh D.P., 1971 a. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurement, Geophys. Prosp., 19, 192-217.

- Ghosh D.P, 1971 b. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curve for a horizontally stratified earth, *Geophys. Prosp.*, **19**, 769–775.
- 広田知保, 和田信彦, 横山英二, 菅 和哉, 1986. 北海道水理図幅「伊達・八雲」及び説明書, 北海道立地下資源調査所, 90 pp.
- 北海道立地下資源調査所, 1977. 北海道の地熱・温泉, (B) 西南北海道北部, 地下資源調査所調査研究報告第4号, 北海道立地下資源調査所, 198 pp.
- 鍵山恒臣, 1993. 噴火予知のための地熱観測—地熱観測に未来はあるか—, *月刊地球*, 号外 No. 7, 99–106.
- Nishida Y. and H. Tomiya, 1984. Subsurface structure of usu volcano, Japan as revealed by detailed magnetic survey, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **22**, 271–285.
- 森谷武男, 岡田 弘, 1980. 有珠山における爆破地震動の観測—マグマによる走時異常—, *火山*, 第2集, **25**, 63–74.
- Murase T. 1962. Viscosity and related properties of volcanic rocks at 800 to 1400, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **6**, 487–584.
- 小原常弘, 1992. 地質系統と水理定数・水質, 地下資源調査所調査研究報告第21号. 北海道立地下資源調査所, 99 pp.
- Ogawa Y., N. Matsushima, H. Oshima, S. Takakura, M. Utsugi, K. Hirano, M. Igarashi and T. Doi, 1998. A resistivity cross-section of Usu volcano, Hokkaido, Japan, by audiomagnetotelluric soundings, *Earth Planets Space*, **50**, 339–346.
- 大島弘光, 1979. 火山活動に伴う重力変化—有珠山と桜島の場合—, 北海道大学修士論文, 117 pp.
- 坂田 昇, 1980. 有珠山の三次元速度構造, 北海道大学修士論文, 73 pp.
- Schlumberger W.S.C, 1949. Document No.3 Resistivity departure curves, 119 pp.
- 石油技術協会, 1983. 石油鉱業便覧, 777 pp.
- Tod D. K., *Groundwater Hydrology*, 2nd ed., John Wiley & Sons Inc., 535 pp.
- 和田信彦, 八幡正弘, 大島弘光, 横山英二, 鈴木豊重, 1988. 西胆振地域の地質と地熱資源, 地下資源調査所調査研究報告第19号, 北海道立地下資源調査所, 93 pp.
- Watanabe H., 1983. Change in Water Level and Thier Implications to the 1977–1978 Activity of Usu Volcano, *ArcVolcanism : Physics and Tectonics*, 81–93.
- 八幡正弘, 1987. カルデラの基盤構造について—洞爺カルデラを例にして—, 後期中生代～現世における陥没の形態とその発生機構に関する総合研究, **2**, 89–97.
- 柳谷 俊, 塚田和彦, 1996. 水で飽和した間隙質岩石をマイクロ波加熱したときに観察される爆発的現象について—火山の水蒸気爆発とのアナロジー—, 113–120, 「蒸気爆発の動力学」研究成果報告書.
- Yokoyama I., 1981. Geophysical characteristics of dacite volcanism —The 1977–1978 eruption of Usu Volcano—, *J. Volc. Geotherm. Res.*, **9**, 335–358.

### Appendix 電気検層解析

電気検層（比抵抗検層）は測定上の問題から現在では地層対比に用いられているのみで、定量解析はインダクション検層にその座を奪われている。しかしながら、計測の容易さから坑井掘削が行われると必ず実施される検層種目であり、データも多い。そこで、電気検層データを解析し、地層の孔隙率の推定を試みた。

解析は SCHUMBERGER W.S.C (Schlumberger, 1949) の Departure Curve を使用して偏差曲線法により行った。解析にあたっては、

- (1) 坑壁の拡大や地層の押し出しによる坑径変化なし
- (2) No Invasion(泥水の地層中への進入がない。逆に地層水が完全に泥水で置換され、遷移

領域が存在しない)

を仮定した。泥水抵抗については、泥水検層がなされている場合にはそのデータを使用し、これ以外は泥水バック内での測定値に温度検層データを用いて温度補正を施して解析深度での泥水比抵抗とした。また、解析区間は、見かけ比抵抗曲線の変動の激しい区間を避けるとともに、地質柱状を参照して岩相の均一な区間を選んだ。

Fig. 16 に WL 2 (Fig. 2 参照) で得られた見かけ比抵抗曲線と、解析区間 (163~175 m) および見かけ比抵抗値の Departure Curve 上へのプロットを示す。坑径  $d$  は掘削坑径とし、泥水抵抗  $R_m$  は泥水検層データから求めた。層厚  $e$  は解析区間長、 $R_{40}$ 、 $R_{160}$  はこの区間の平均的な見かけ比抵抗である。プロットされた 2 点の見かけ比抵抗値は  $R_t/R_m = 5$  の曲線とほぼ一致し、これから真比抵抗が 78 ohm-m と求められる。

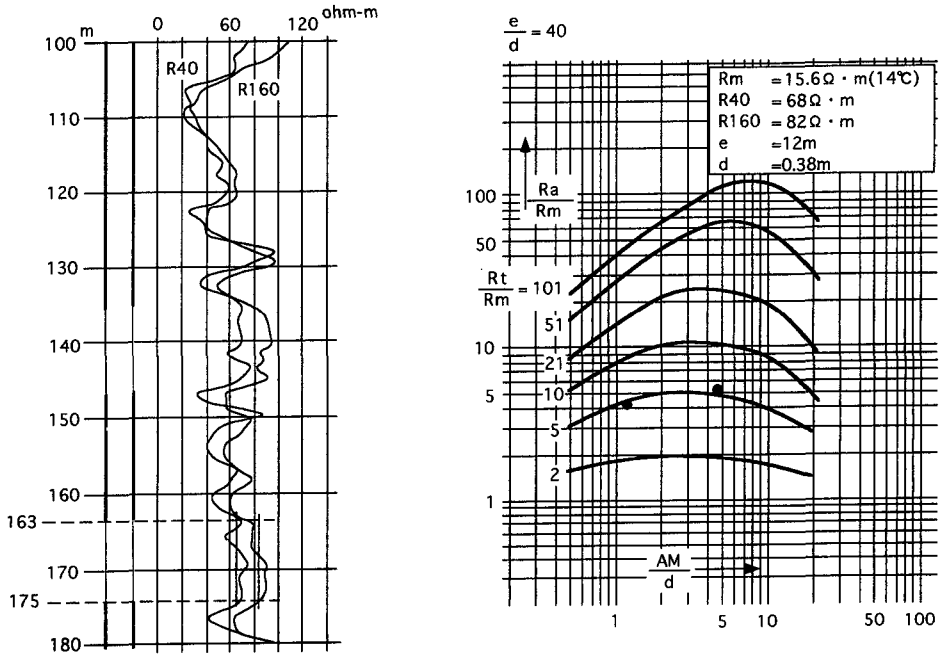


Fig. 16. Electric logging curve for WL2 (left) and plot of apparent resistivity on the a chart of resistivity departure curves (right).

孔隙率は次の Archie の関係式 (例えば石油技術協会, 1983) を用いて算出した。

$$F = \frac{R_o}{R_w} = \frac{(S_w)^2 R_t}{R_w} \tag{A1}$$

$$F = a \phi^{-m} \tag{A2}$$

ここで  $F$  は地層係数、 $R_o$  は空隙が地層水で 100% 満たされているときの地層比抵抗値、 $R_w$  は地層水抵抗、 $R_t$  は地層の真の比抵抗値、 $S_w$  は水飽和率である。また、 $a$  は係数、 $m$  はセメンテー

ションファクター、 $\phi$  は孔隙率である。

推定にあたっては、 $S_w=1$  を仮定し、未固結の地層では  $a=1$ ,  $m=1.3$ , 固結した地層では  $a=1$ ,  $m=2$  を用いた。また、 $R_w$  については揚水(揚湯)されている水の電気伝導度の測定値がある場合にはそれを使用し、それ以外は化学分析値から NaCl 等価濃度を求め、温度検層データを用いて温度補正を施し地層水比抵抗とした。

解析結果を Table 2 に示す。WL 2 および WL 3 の地層係数については、未固結の砂・礫層では泥水が地層中に完全侵入することが多いという山口 (1962) の指摘にならって  $R_w=R_m$  を仮定した。この場合、地層係数は  $F=R_t/R_w=R_t/R_m$  となって、電気検層解析から得られる  $R_t/R_m$  が地層係数を与える。

岩相が砂・礫である WL 2 で得られた孔隙率は 29% と岩相としては妥当な値であるが、WL 3 の砂・礫では 57% とやや大きめの値となった。1.D.16 では庄珠内川層に対して 16%~53% という孔隙率が得られた。最も小さな孔隙率は貫入岩で求められた。最も大きな孔隙率となった岩相は火山礫凝灰岩であるが、岩相からみて、この値にはやや疑問が残る。深部の凝灰角礫岩に対しては孔隙率が 23~28% とほぼ一定した値が得られた。

Table 2. Summary of resistivity log analysis

Depth (m)	Rock facies	e	T	Rm	Ra			Rt/Rm	rt	Rw	F	$\phi$	
		(m)	(°C)	( $\Omega$ -m)	$\Omega$ -m	R1	R2		R3	( $\Omega$ -m)	( $\Omega$ -m)	F	(%)
				Rm	R1	R2	R3			Rt	Rw	F	$\phi$
135~145	gravel·sand	10.5	13.7	15.6	66	87	—	5	78	—	5	29	
163~175	gravel·sand	12	14.0	15.6	68	82	—	5	78	—	5	29	
80 90	gravel·sand	10	8.9	19.2	35	40	—	2	38.4	—	2	59	
42~ 65	welded tuff	23	21.0	7.0	35	39	36	5	35	—	—	—	
76~ 92	welded tuff	16	21.5	7.0	19	21	20	3	21	—	—	—	
131~139	tuffaceous sand	8	29.5	1.3	18	19	—	15	19.5	—	—	—	
146~157	tuffaceous sand	11	30.6	1.3	6.4	8.8	—	21	27.3	—	—	—	
282~307	tuff	25	36.0	1.15	4.4	5.4	—	4	4.6	—	—	—	
344~355	tuffaceous sand	11	37.8	1.12	3.5	4.5	—	3	3.36	—	—	—	
690~704	dike	14	65.9	0.73	16	23	—	26	18.98	—	—	—	
717~760	lappili tuff	43	67.6	0.71	4.4	5.6	—	6	4.26	1.2	3.55	53	
865~882	dike	17	74.5	0.68	32	52	—	60	40.8	1.1	37.09	16	
882~890	tuff breccia	8	75.7	0.66	13	18	—	21	13.86	1.1	12.6	28	
906~922	tuff breccia	16	77.7	0.64	14	21	—	31	19.84	1.05	18.9	23	
970~982	tuff breccia	12	85.6	0.58	13	19	—	31	17.98	0.98	18.35	23	

kness of bed T : Temperature Rm : Mud resistivity Ra : Apparent resistivity  
stivity of bed Rw : water resistivity F : formation factor  $\phi$  : porosity