

火山島の地下水(その1)

—小火山島の簡単な水収支—

熊井久雄*・工藤 浩**

(信州大学理学部教室)

(1979年12月28日受理)

1. はじめに

一般に火山山麓は良好な地下水賦存地帯である(猿山ほか, 1967)。しかし, 火山島における地下水の賦存状況については, あまりよく知られていない。

筆者らは, 火山島のひとつの典型として, 伊豆諸島の利島^{としら}において, 簡単な水収支を行ない, 小火山島における地下水の状況を考察した(関東農政局計画部, 1971)。

調査に際して, 東京都経済局星野弘良技師, 利島村梅田敏雄, 前田芳夫, 大塚祐人の諸氏に大変お世話になった。ここに深謝の意を表する。

2. 地形・地質の概要

利島は伊豆諸島の北から2番目の島であり, 東京から南方海上144kmの太平洋上にある。島の総面積はわずか4.19km²で, そのほぼ中央にある宮塚山(507m)を頂点とする円錐形の火山島である。海岸線は断崖をなして海に接し, 浜を有しない。海岸の崖の高さは, 北側で約20m, 南側では最高330mに達する。

この島の地質は主として, 玄武岩質の火山岩類からなり, 水成岩は存在しない。島に分布する地層・岩体は, 下位より古期熔岩類, 新期熔岩類, 熔岩円頂丘熔岩, 脈岩類, ローム層, 崖錐性堆積物に区別される。これらの概要は次のとおりである。

(a) 古期熔岩類

本熔岩類は, 利島火山島の初期の噴出岩類であり, 本島の基盤をなす, かんらん石玄武岩および同質の角礫凝灰岩, スコリア質火山礫層よりなる。分布は主として, 島の南東側の海蝕崖に露出し, 層厚は300m以上に達する。最上部には古土壌が発達する。

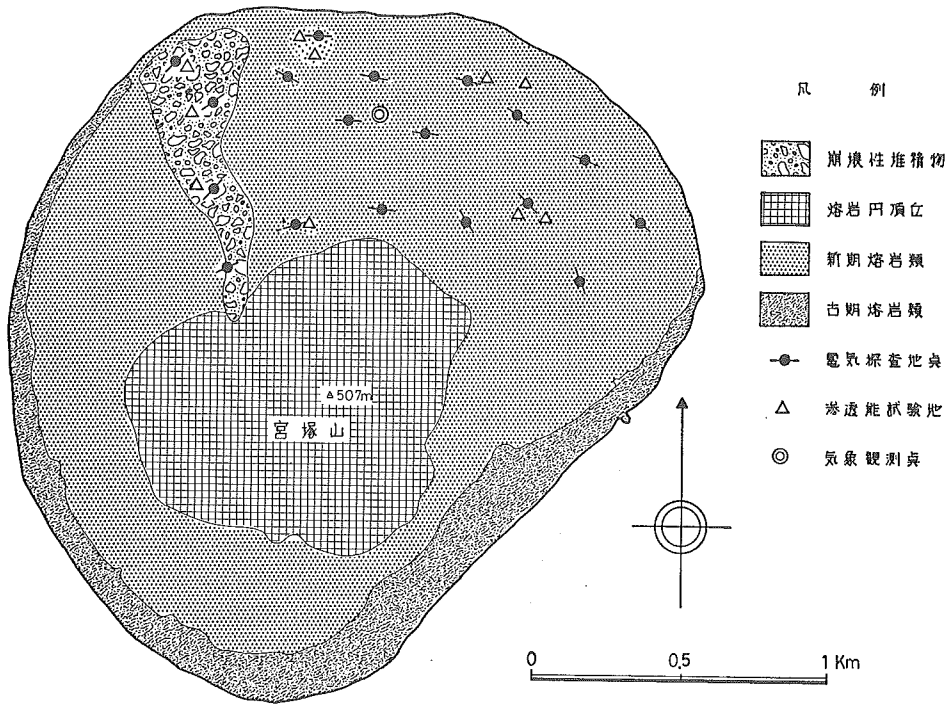
(b) 新期熔岩類

古期熔岩類の上に, 不整合をもつてのるかんらん石・普通輝石玄武岩熔岩および同質の集塊岩からなる本熔岩類は, 宮塚山頂付近を中心とする成層火山の山体を構成する。層厚は平均約100mであり, 一層の熔岩および集塊岩の層厚は約10m程度である。全般に割れ目がよく発達し, 空隙率は大きい。

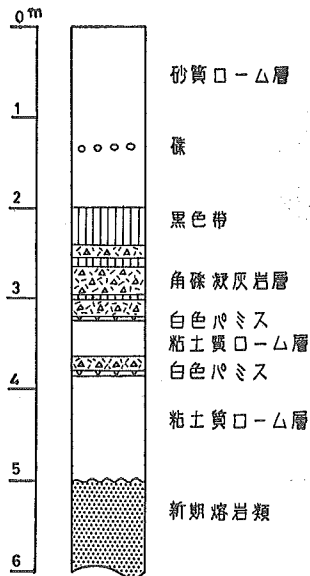
(c) 熔岩円頂丘熔岩

* 信州大学理学部地質学教室

** 農林水産省東北農政局計画部資源課



第1図 地質図
脈岩類とローム層は省略した。



第2図 ローム層標準柱状図

本熔岩は、標高約 250m 以上の宮塚山の急斜面を構成する普通輝石玄武岩ないし普通輝石安山岩のガラス質熔岩よりなる。

(d) 脈岩類

上述の溶岩円頂丘を形成する熔岩と同質の岩脈が、宮塚山を中心として、放射状に分布する。

(e) ローム層

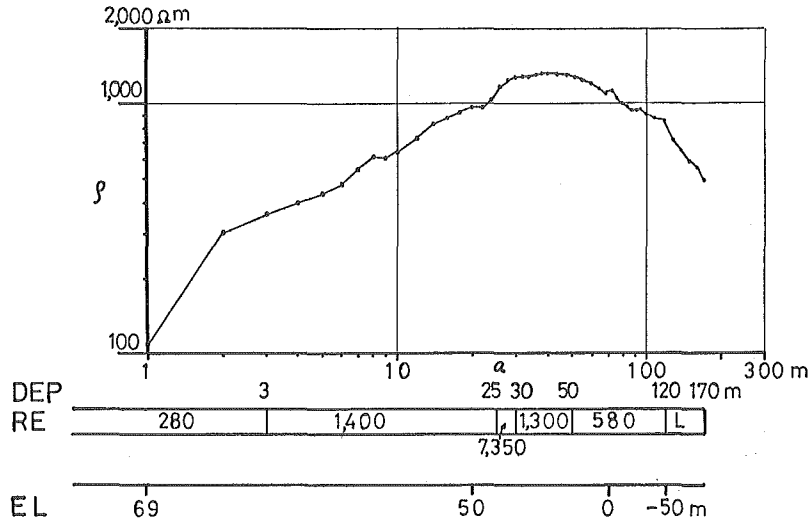
本島の西側の斜面には、層厚約 5 m のローム層が分布する。ローム層の模式柱状図は第2図に示すとおりである。本層は挟在する3層の黒色帯の上面をもって、上部、下部の2層に区分される。また、本層中に挟在される白色パミスは神津島に分布するいわゆる“白ママ層”に酷似する。

(f) 崩壊性堆積物

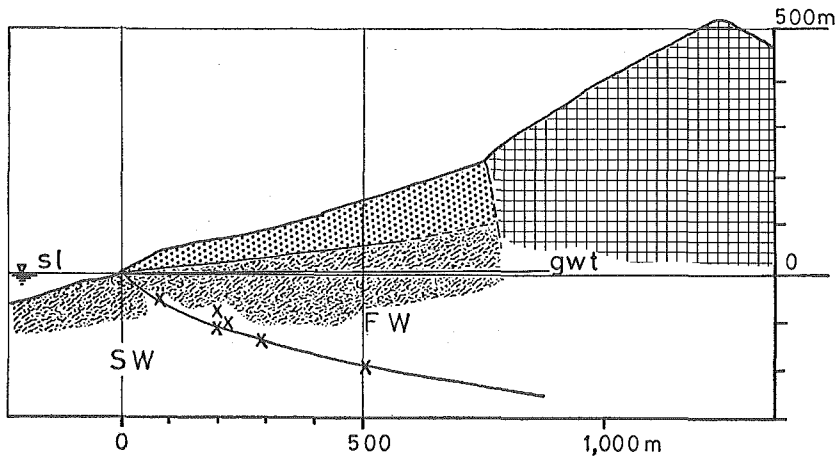
本島の北西部には、泥流状の崩壊性堆積物が分布する。層厚は約 6 m であり、分布の中は最大約400m で、扇状地状の地形面を形成する。

3. 地下水面の推定

利島に分布する火山岩類はいずれもキレツに富み、透水性はきわめて高い。全島に湧水や表流水のないことも、このためである。したがって、地下水面は非常に低いものと推定されるが、これを直接計測できる井戸がないので、電気探査*の結果から推定した。



第3図 代表的電気探査結果 ρ - α 曲線 DEP; 地表からの深さ, RE; 層比抵抗 (単位は Ωm), EL; 標高
たて軸, 横軸とも対数, RE の値のうち L は非常に低い値で計算不能を示す。



第4図 宮塚山からはほぼ真北にとった断面に、電気探査によって推定された塩水上面を投影した図、地質の凡例は第1図と同じ
sl; 海水準, gwt; 地下水面, ×印; 電気探査 ρ - α 曲線の屈曲点, SW; 塩水, FW; 淡水

* 農資S型器を用い、ウエンナーの4極法で実施した。

電気探査は、島の北部で18点実施した。その結果は第3図に示すような $\rho-a$ 曲線が得られ、海水の侵入による電気抵抗値の急激な降下が見られる。この屈曲点の標高と海岸線からの距離との相関をとると、第4図のようになる。すなわち、本島の下部に塩水クサビが侵入していることがうかがわれる。

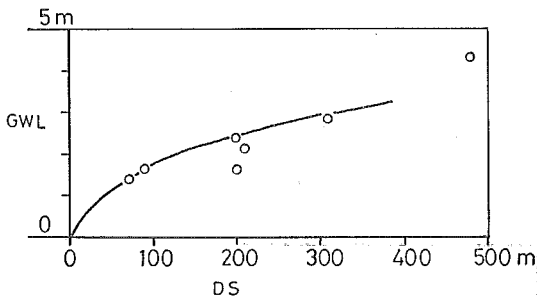
この図から、地下水面標高を次のように算定した。一般にヘルツベルグ・レンズの形態は次式によって示される。

$$z = \frac{\sigma f}{\sigma s - \sigma f} \cdot h \dots\dots\dots(1)$$

ここに、
 z : 海水面から淡水底までの深度
 h : 海水面から地下水面までの高さ
 σf : 淡水の比重
 σs : 海水の比重

いま、 $\sigma f = 1.000$, $\sigma s = 1.024$ とすると、

$$z = 42h \dots\dots\dots(2)$$



第5図 地下水面の推定図
 GWL ; 地下水面標高, DS ; 海岸線からの距離

となる。

したがって、第4図より、海水面から淡水底（電気探査による屈曲点の標高）までの深さの1/42をとり、地下水面を計算すると第5図のようになる。

4. 地下水収支

前述のとおり、本島の地下水面は海水準からわずかしき高度差を有しないことから、透水係数も大きいことが予想される。しかし、これを直接計測するような井戸はない。したがって、いくつかの仮定をもうけ、島をモデル化して地下水収支を行った。

まず、第1のモデル化は、本島がほぼ円形を示すことから、本島を半径1,200mの円形とし、島の平均透水係数を一定とした。さらに、このモデル内では中心から外周に向かって、地下水流が放射状に流下すると仮定した。このような状態では島の中心から r m 離れた地点での地下水流動量はダルシーの式から、

$$Q_r = IKA_r \dots\dots\dots(3)$$

となる。

ここに、 Q_r : 島の中心から r m の距離における地下水流動量

I : 地下水面勾配

K ：透水係数

A_r ：地下水通過断面

ここで、地下水流動は海水面においてのみ生じるとすれば*、先の(3)式は

$$Q_r = I \cdot K \cdot 2\pi r \cdot h_r \dots\dots\dots(4)$$

となる。 h_r は r m 地点の地下水面標高である。また、 I は地下水面勾配であるから、

$$I = -\frac{\partial h}{\partial r} \dots\dots\dots(5)$$

とみなされる。また、全島の地下浸透がどこでも一定だとすると、

$$Q_r = \pi r^2 \cdot L \dots\dots\dots(6)$$

の式が成立する。ここに、 L は単位面積当りの平均地下浸透量である。

(4)式に(5)、(6)式を代入すると

$$\pi r^2 \cdot L = \frac{-\partial h}{\partial r} \cdot 2\pi r \cdot h_r \dots\dots\dots(7)$$

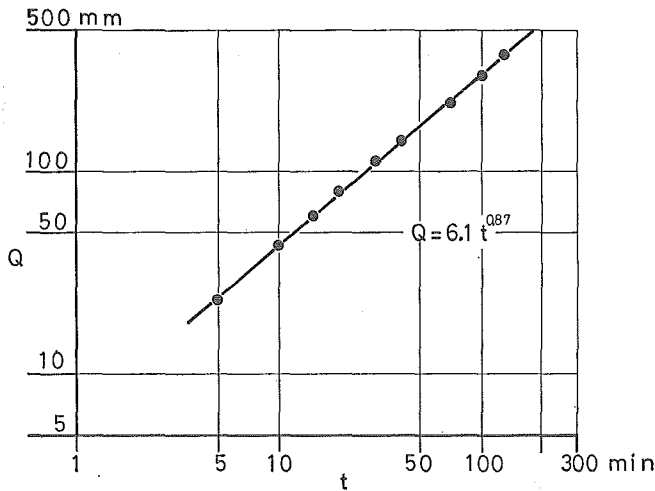
となる。

この式を整理すると

$$Lr^2 + 2Kh^2 = C \dots\dots\dots(8)$$

という r と h のだ円方程式を得る。ここに、 C は積分定数である。

そこで、この式のうち、 L と r 、 h の初期条件さえわかれば、島の地下水収支が可能になるわけである。このうち、 L を推定するために、滲透能試験を実施した。



第6図 代表的滲透能試験結果
 Q ；積算滲透量， t ；経過時間

* 地下水位の変化に応じて、(2)式より海水面下の淡水の貯留量が増減するが、一定の定常状態においては無視される。

滲透能試験の結果は第6図に示すとおり、非常に大きい滲透能が得られ、測点10ヶ所のうち、24時間滲透量が1mを越えるものが9ヶ所あり、平均して、約4,000mm/dayとなっている。

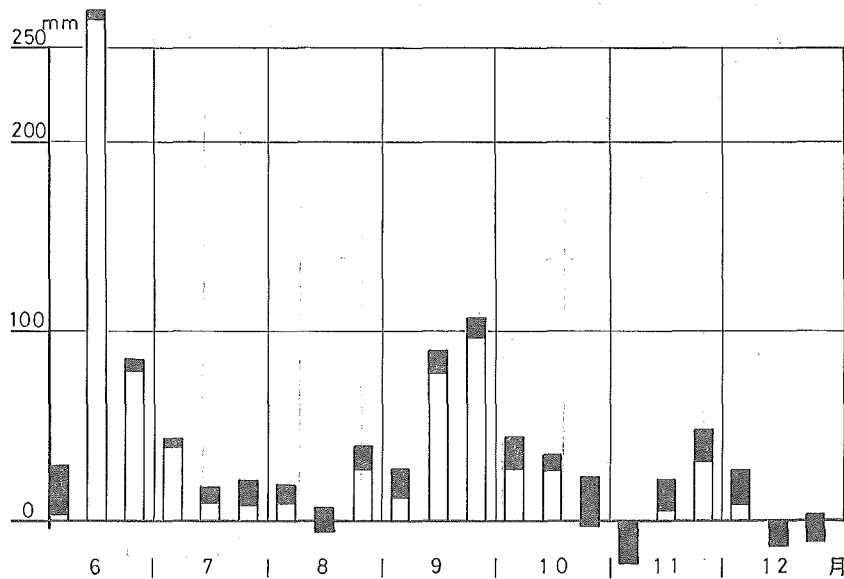
また、これを降雨強度でみると、50mm/hr程度の降雨では、そのほとんどが地下に滲透してしまい、表流水として流去しないことになる。さらに、本島はほとんどテラス状の椿園であることから、傾斜に対する補正もあまり要しない。実際、本島の調査中にあった降雨においても、地表流出は皆無に近く、わずかに、舗装道路上を雨水が流出するのが観察されただけであった*。

以上のようなことから、本島の地下水滲透量 L は、降水量-蒸発散量という単純な関係が成り立つ。そこで、昭和45年の降雨をもとに、6月から12月までの旬別の地下水添加量を計算すると第7図のようになる。

ここでは、有効雨量を5mm以上、80mm以下とし、前日に降雨のない場合は5mmを土湿不足に対する補充量とし、前日の降雨が5mm以下であった場合は、合計5mmになるまでの量を無効雨量とした。蒸発散量は椿林のものがないので、東海地方の蒸発散比のうち、みかん園のものを用いて蒸発計蒸発量を補正した（農林省農地局，1968）。

第7図に示した各旬別の地下水添加量を旬ごとに(8)式に代入すれば、地下水面変化が求められる。いま、この年の平均の L を求めて、これをもとに地下水収支を試算してみると次のとおりである。なお、この過程で透水係数も算定される。

第1表より、平均の L は1.8mm/dayであるから、 $L=3.69 \times 10^{-8}$ m/secとおき、初期条



第7図 旬別地下水添加量

棒グラフの頂点が降雨量、黒色部分が蒸発散量、白抜き部分が地下水添加量を示す。

* 本島の上水道水源は、この道路上の降水を集水したものである。

第1表

月	旬	降雨量	蒸発計	蒸発散比	消費水量	地下水 添加量
		A mm	B mm	C mm	D B×C mm	E A-D mm
6	上	14.6	12.4	0.90	11.2	3.4
	中	269.4	4.8	0.90	4.3	265.1
	下	84.6	6.6	0.90	5.9	78.7
7	上	43.3	5.0	0.93	4.7	38.6
	中	17.8	8.7	0.95	8.3	9.5
	下	21.0	13.3	0.98	13.0	8.0
8	上	19.6	10.4	1.02	10.6	9.0
	中	7.8	13.1	10.6	13.9	-6.1
	下	39.4	11.5	1.10	12.7	26.7
9	上	27.0	13.0	1.14	14.8	12.2
	中	89.9	10.2	1.17	11.9	78.0
	下	106.9	8.3	1.20	10.0	96.9
10	上	44.1	14.2	1.23	17.5	26.6
	中	35.0	6.3	1.24	7.8	27.2
	下	23.3	21.2	1.24	26.3	-3.0
11	上	0	18.8	1.23	23.1	-23.1
	中	22.3	14.2	1.20	17.0	5.3
	下	48.1	14.6	1.16	16.9	31.2
12	上	27.0	17.1	1.07	18.3	8.7
	中	0	12.8	1.00	12.8	-12.8
	下	3.5	12.1	0.80	13.7	-10.2
		平均 31.8				

Aは有効降雨，5 mm以上80mm以下とし，前日降雨5 mm以下の場合
は合計5 mmになるまで無効とした。

Bは蒸発計蒸発量

件として， $r=1,200\text{m}$ のとき $h=0\text{m}$ ，電気探査結査より求められた $r=1,100\text{m}$ のとき
 $h=1.6\text{m}$ を(8)式に代入して，連立方程式を解くと，

$$C=5.31 \times 10^{-2}$$

$$K=1.66 \times 10^{-3} \text{m/sec}$$

を得る。

また，これらのことから，(8)式は

$$0.693 \times 10^{-6} r^2 + 0.0625 h^2 = 1$$

となる。したがって，島全体の平均地下水流出量は(6)式から

$$Q_{1200} = 0.167 \text{m}^3/\text{sec}$$

となり、この島の地下水賦存量に対する利用可能限界量は約 14,000m³/day であることがわかる。

文 献

関東農政局計画部（1971），農業用地下水調査報告書，pp. 1～87.

猿山光男ほか（1967），火山山麓の水理地質学的特性，とくに帯水層単元の確立の必要性，柴田秀賢教授退官記念論文集，pp. 350—353.

農林省農地局（1968），畑地かんがい立地区分調査，作物の消費水量（資料）

Ground Water Flow in the Volcanic Island (NO. 1)

—Simple method for the calculation of ground water balance in the example of small volcanic island—

By Hisao KUMAI

Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University

and Hiroshi KUDÔ

Planning Department, Tôhoku Regional Offices of the
Ministry of Agriculture Forestry and Fishery

(Received December 28, 1979)

ABSTRACT

Ground water balance of Toshima, Izu Island, have been studied as the type of small volcanic island.

For the calculation of the ground water balance, this island was modelled as follows.

- a) This island is modelled as conical island which is consisted of homogeneous aquifer on the geologic and topographic aspects.
- b) It is assumed that the ground water flow tended radial from the center of the island to the coast.

At this model, ground water table level is assumed from the level of salinity water surface which is sounded by the electric survey. And then, the function is established for the calculation of the ground water balance of this island as follows.

$$Lr^2 + 2Kh^2 = C$$

L : recharge volume from ground surface

r : radius from center of island

K : coefficient of permeability

h : ground water table high from sea level

C : integration constant

Through this calculation, it is concluded that the total volume of ground water flow of this island is about 14,000m³/day. In this process, the coefficient of permeability of the aquifer is calculated as 1.66×10^{-3} m/sec.