地学雑誌
Journal of Geography
113(4) 461-481 2004

フィリピンラハール災害地域 Pasig-Potrero・Porac 川流域における地下水流動と地下水涵養

平出重信[1)] 渡邊眞紀子[2)] 衣笠善博[2)]
森島済[3)] RONDAL, J.D.[4)] COLLADO, M.B.[4)]
鈴木浩一[5)]

The Groundwater Flow and Recharge in Lahar Disaster Area, Pasig-Potrero and Porac River Basins, Philippines

Shigenobu HIRAIDE[1)], Makiko WATANABE[2)], Yoshihiro KINUGASA[2)],
Wataru MORISHIMA[3)], J.D. RONDAL[4)], M.B. Collado[4)]
and Koichi SUZUKI[5)]

Abstract

Pyroclastic deposits of the Mt. Pinatubo eruption in 1991 have been transported as Lahar (Mud flow) by rainfall and inflicted damage to the area surrounding the Mt. Pinatubo. changes in the quality and quantity of groundwater have affected the regional community, which mainly depends on underground water for water resources.

The purpose of this study is to understand groundwater flow and recharge in the Lahar disaster area around Pasig-Potrero and Porac river basins, Pampanga province, Philippines.

Resistivity sounding was applied to measure underground water level, and a water analysis was conducted to understand the regional distribution of ion concentration.

A landform classification was carried out to consider the influence of landforms on underground water flow and regional distribution of water quality. The former landforms (before 1991 eruption) were classified into mountain, alluvial fan at volcanic foot, alluvial fan (Porac, Pasig, Abacan), delta, and flood plain. Underground water flow and regional distribution of water quality were prescribed by these former landforms, except in the area surrounding Sand-Pocket. From the fact that the deposition of lahar in Sand-Pocket has raised the bed of Pasig-Potrero River, it is considered that river water has intended to

1) 横須賀市環境部環境計画課
2) 東京工業大学大学院総合理工学研究科環境理工学創造専攻
3) 江戸川大学社会学部環境デザイン学科
4) フィリピン農業省土壌水管理局土壌保全部
5) 電力中央研究所我孫子研究所地圏環境部
1) Environment Planning Division, Environment Department, Yokosuka City
2) Tokyo Institute of Technology, Interdisciplinary Graduate School of Science and Engineering, Department of Environment Science and Technology
3) Edogawa University, College of Sociology, Department of Environmental Design
4) Department of Agriculture, Bureau of Soil and Water Management, Soil Conservation Division, Philippines
5) Central Research Institute of Electric Power Industry, Abiko Research Laboratory, Geosphere Environmental Science Department

infiltrate into the underground water in the area surrounding Sand-Pocket. The influences of former landform and artificial landform（Mega Dike）were pointed out as factors regulating characteristic underground water flow and distribution of water quality in this area.

Spatial distribution and seasonal changes of underground water flow and water quality were obtained from observed results of resistivity soundings and analytical results of water quality. Underground water flow, which had small seasonal changes, was classified into 3 regional groups（Ⅰ〜Ⅲ). The existence of a peculiar regulating factor for underground water flow was suggested. In addition, monthly changes of water level indicate a translocation of the recharge area. The propagation speed of recharge area was related to the true speed of the translocation of recharge area, which was estimated from the results of a pumping test and from calculations of the apparent velocity of underground water flow. Furthermore, the distribution of SO_4^{2-} concentration showed a good correspondence with underground water flow. In particular, the high concentration area of SO_4^{2-} was distributed inside the Mega-Dike. From the results obtained, a model was suggested to explain the formation of water quality in this area characterized by the underground water flow from Pasig-Potrero River.

From above results, groundwater flow and recharge in Lahar disaster area around Pasig-Potrero and Porac river basins were understood.

Key words：Philippines, volcano, lahar, underground water flow, landform
キーワード：フィリピン，火山，ラハール，地下水流動，地形

I. はじめに

1991 年 6 月のフィリピン・ピナツボ山噴火によって周辺地域に供給された土砂は，雨季の降雨によって泥流（ラハール）となり，ルソン島ターラック，パンパンガ，ザンバレスの 3 州を襲った。この泥流によって河川の流路が変化するともに，泥流の堆積・侵食による地形の急激な変化は，地下水の流動にも大きな影響を与えている。

また，ピナツボ山の噴火にともなって，火山性物質がピナツボ山周辺に供給された。特に硫黄は火山噴出物に多量に含まれ(Imai *et al.*, 1993), 全火山噴出物中には 9.6×10^6 m^3 もの硫黄が含まれると試算されている（吉田・太田 , 2002）。これらの硫黄分は，辻（1986）が浅間山と有珠山の火山灰を用いて示したように，降雨によって溶出・洗脱しやすく，溶出した硫黄分は河川水や地下水に流入すると考えられる。実際に，ピナツボ山を源とする河川の周辺では，地下水から高濃度の硫酸イオンが検出されている（図 1)。高濃度の硫酸イオンは健康被害を生じるものとして，フィリピンや米国の飲料水基準で 250 mg/*l* がその上限とされている（楡井 , 1993; 小椋 , 2000）ことに加え，高濃度の硫酸イオンは，硫酸還元によって生じた硫化水素により水稲の根が黒色化し根腐れする「秋落ち」現象を引き起こす要因ともなり（渡邊 , 2002)，地下水利用のうえで問題となっている。

フィリピンでは上水道の整備が遅れており，上水道の生活用水に対する普及率は，農村部で 27.2%, 都市部でも 45.7%と低い値を示す一方で，地下水が生活用水に占める割合は農村部で57.4%, 都市部でも30.6%と高い割合を示し(小椋, 1999), 地下水は市民生活の水資源として重要な地位を占めている。本地域においても都市部の一部を除いて水道施設の整備が遅れており，生活・灌漑用ともに，地下水に対する依存度は高い。さらに，ピナツボ山の噴火によって河川周辺の灌漑施設が破壊されるとともに，地形変化にともなう水系の変

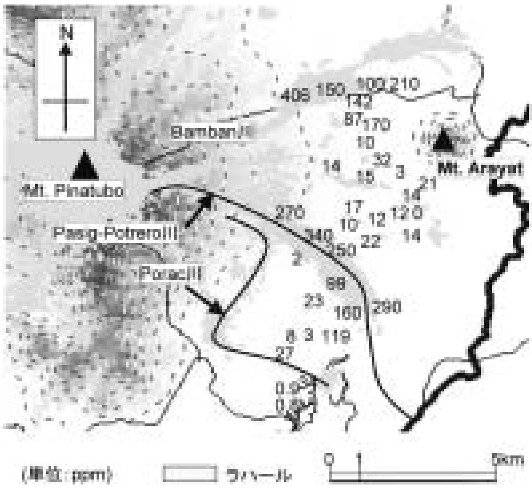


図 1　ラハール災害地域における河川水と井戸水の SO_4^{2-} イオン分布（1998 年 5 月）.

Fig. 1　Regional distribution of SO_4^{2-} ion of underground water and river water in Lahar disaster area（May 1998）.

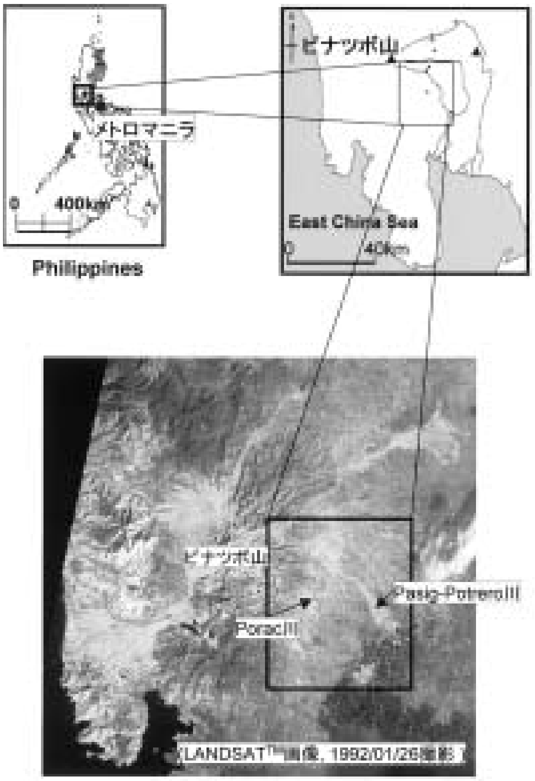


図 2　ピナツボ火山と周辺のラハール分布域（淡色域）.
衛星画像の枠は調査地域を示す.

Fig. 2　Distribution of Lahar at surrounding area of Mt. Pinatubo（Light colored area）. Frame of satellite image shows study area.

化によって，一部地域においてはクリークを用いた灌漑などが困難となっており，水資源に占める地下水の役割は増大していると言える。

このため，ラハール災害地域における地下水の現状を量・質の両面から総合的に把握することが急務となっている。そこで本研究では，ラハール災害地域のうち，メトロマニラの重要な後背地であるピナツボ山東側パンパンガ州のラハール災害地域を対象として（図 2），観測孔の設置と電気探査法による地下水探査により地下水位を把握し，観測孔と既存孔から採取した水の分析（SO_4^{2-}濃度）結果と合わせて，地下水流動と地下水涵養源の形態を明らかにすることを目的とする。また，地形分類からも両者の地下水流形態を明らかにする。

II. 研 究 方 法

1）観測孔の設置と地下水位の観測

地下水の観測孔（深度約 20 m）を計 16 カ所（図 3）掘削した。図 3 における L1 は標高 50 m に沿って設置された観測孔，L2 は標高 70 m に沿って設置された観測孔群を示す。これらの観測孔において，簡易水位計（ヤマト製，ミリオン水位計）を用い，地下水位を 2001 年 7 月～ 2002 年 9 月の毎月，および 2002 年 11 月に観測した。掘削孔には 25 cm 間隔で直径 5 mm の孔をあけた塩化ビニル製の孔明管を挿入した。また，2001 年 3 月にボーリング調査を行った Site Q においても，ボーリング孔を利用して，2001 年 7，11 月，および 2002 年 6，11 月に地下水位の観測を行った。

2）電気探査

平出ほか（2001, 2002）によって，調査地域における比抵抗法垂直探査の地下水探査手法への適用性が認められている。そこで本研究では，比抵

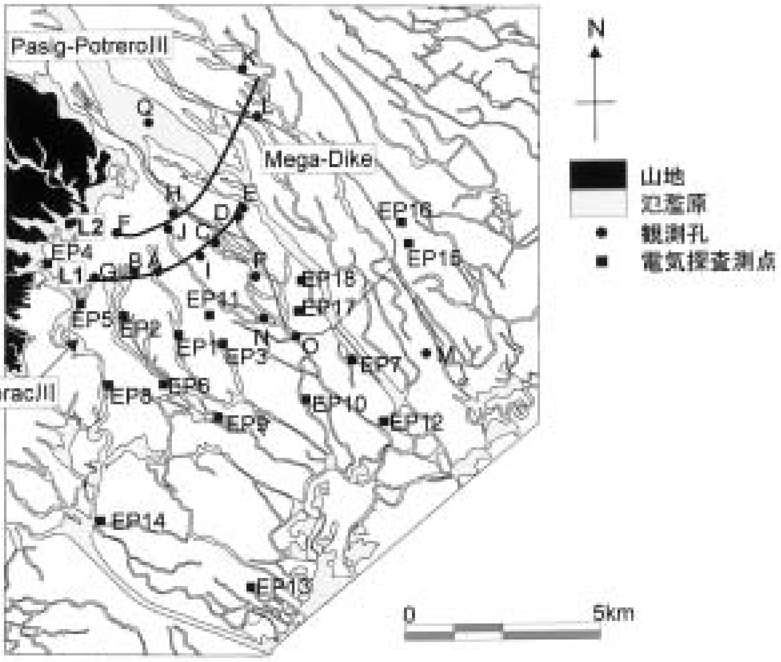


図 3　観測孔と電気探査測点の位置.

Fig. 3　Location of observation well and measurement point of resistivity sounding.

抗法垂直探査（ウェンナ法）を用いて地下水位の把握を行った（2001 年 7，11 月；各 3 測線，EP1 〜 3，2002 年 3 月；10 測線，EP1 〜 10，2002 年 6 月，18 測線，EP1 〜 18）（図 3）。測定には比抵抗計（DZD-10，田中地質製および McOhm，応用地質製）を用いた。解析には 1 次元インバージョン（牛島ほか，1987）を用い，地層は不飽和層・飽和層・不透水層（飽和層）の 3 層からなると仮定し解析を行った。なお本研究では，比抵抗法垂直探査の解析結果から得られる地下水位は，飽和層（水で飽和された間隙を持つ飽和帯と毛管水で飽和された毛管帯の総和）と不飽和層（水が蒸発や植物の作用で大気中に相当量放出される懸遊帯と土壌水を含むフニクラ帯の総和）の境界面と定義し，観測孔で実測される地下水位と同義のものとして使用する。

3）水質分析

地下水のサンプル採取にあたっては，既存の生活用・灌漑用井戸から直接サンプルを採取するとともに，観測孔より，2001 年 7 月〜 2002 年 9 月の毎月サンプルを採取し水質の定期観測を行った。また，2001 年 3 月にボーリング調査を行った Site Q（Mancatian）においても，ボーリング孔を利用して，2001 年 7，11 月，および 2002 年 6 月にサンプル採取を行った。

水質分析項目と方法は以下の通りである。

- Ca^{2+}，Mg^{2+}，N^{a+}，K^{+}：原子吸光法（原子吸光光度計 HITACHI 170-30, HITACHI Z-5700 を使用）
- SO_4^{2-}：硫酸バリウムによる白濁を利用する比濁法（紫外可視分光光度計 HITACHI U-2001 を使用）
- Cl^{-}：滴定法（Silver Nitrate Titration Method）
- HCO_3^{-}：滴定法（アルカリ度測定）
- EC（電気伝導度）：EC メーター東亜電波 CM-14P を使用

4）地形分類

地形分類にあたっては，5 万分の 1 の地形図

（1990 年発行）をもとに，1 万分の 1 の航空写真（1991 年撮影）を用いて分類を行った。また調査地域のうち，航空写真を入手することができなかった地域については 10 万分の 1 の土壌図（1940 年発行，土性の区分等は Alicante *et al.*（1940），Teodomero *et al.*（1956）を参考にした）を用いて情報を補足するとともに，地形図の等高線の形態から地形を判別した。なお地形区分は守屋（1978），大矢（1983），鈴木（1997）を参考に行った。

III. フィリピンピナツボ山噴火と調査地域概要

1）ピナツボ山と噴火の概要

ピナツボ山はメトロマニラから北西約 100 km に位置し（図 2），マニラ海溝にともなう火山弧の中で最高峰をなす安山岩質からデイサイト質の火山である。最も古い値を示す噴出物の年代値は 1.1 Ma で，約 600 年前に 2 km^3 に及ぶ火砕流堆積物を形成した噴火があったことが知られている（Wolfe and Self, 1993）。Newhall *et al.*（1995）は，1991 年の噴火以前にも，後期更新世から歴史時代で少なくとも 6 回噴火しているとし，その噴火年代を ^{14}C 年代の測定結果から，500，2300–3900，5000–6000，9000，17000，35000 年前に区分している。ピナツボ山周辺には，これらの噴火による火山噴出物が泥流堆積物として数十 m 以上の厚さで堆積しており，礫層や砂層，泥層などの互層をなしていると考えられている。また，当地域の西部に位置する山系には，フィリピン列島の基盤を構成する中生代–古第三紀の深成岩が露出している。山麓の一部には新第三紀層が小規模に分布し，基盤岩類は平野部では沖積層に被覆され，深部に分布している（国際協力事業団・フィリピン共和国公共事業建設省 , 1993）。

1991 年 6 月 15 日に発生したピナツボ山の噴火は 20 世紀最大級のものであり，その噴煙は高さ 17000 ～ 18000 m にも達し，ベトナム，マレーシア，シンガポールや宮古島にも降灰した（今井 , 1992）。この噴火により，山頂付近の地形は大きく変化し，陥没による直径約 2 km のカルデラが形成されたものと推定されている。また，火砕流

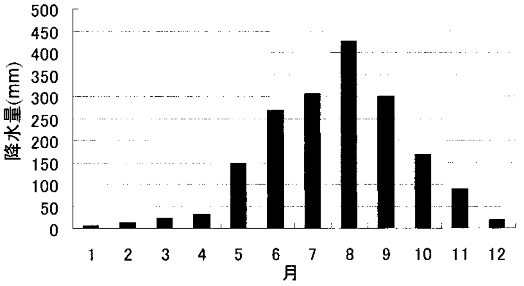


図 4　調査地域における月別降水量（1966 ～ 1995 年の平均値）.
（Department of Public Works and High-ways, Philippines, 1998 より）

Fig. 4　Monthly rainfall in study area（Average value from 1966 to 1995）.

は火山北西部に集中し，その分布域は 100 km^2 以上に及んだ（小屋口 , 1991）。1991 年の噴火による降下火砕物の総量は約 20 億 m^3，火砕流堆積物は 48 ～ 71 億 m^3, さらに山頂部における山体崩壊にともなう土砂量は約 20 億 m^3 と概算されている（広瀬・井上 , 1999）。

ピナツボ山周辺の気候は熱帯モンスーン気候であり，明瞭な乾季（11 ～ 5 月）と雨季（6 ～ 10 月）を有し，降雨の過半は雨季に集中する（図 4）。この雨季の降雨によって火山山麓に堆積した土砂はラハール（火山泥流）となり周辺地域を襲ったが，特に 1994 年と 1995 年に生じた高温の Hot-Lahar（火山泥流）は多数の犠牲者を出し，その数は数百名を超えると言われている（広瀬・井上 , 1999）。

2）調査地域の地形と地質

図 5 に地形分類図を示す。調査地域の地形は山地，火山麓扇状地，扇状地（Porac 面，Pasig 面，Abacan 面），氾濫原，現成の三角州からなる。山地は調査地域の西部に位置し，Porac 川がその東縁を侵食している。この山地はピナツボ山の斜面にあたり，Porac 川の支流の中小河川が侵食して小規模な氾濫原を形成している。火山麓扇状地は調査地域の北部に位置し，Pasig-Potrero 川によって侵食されたピナツボ山麓の谷口部に発達している。扇状地は調査地域の中央部に広く発達する。平出ほか（2002）のボーリング調査の結果か

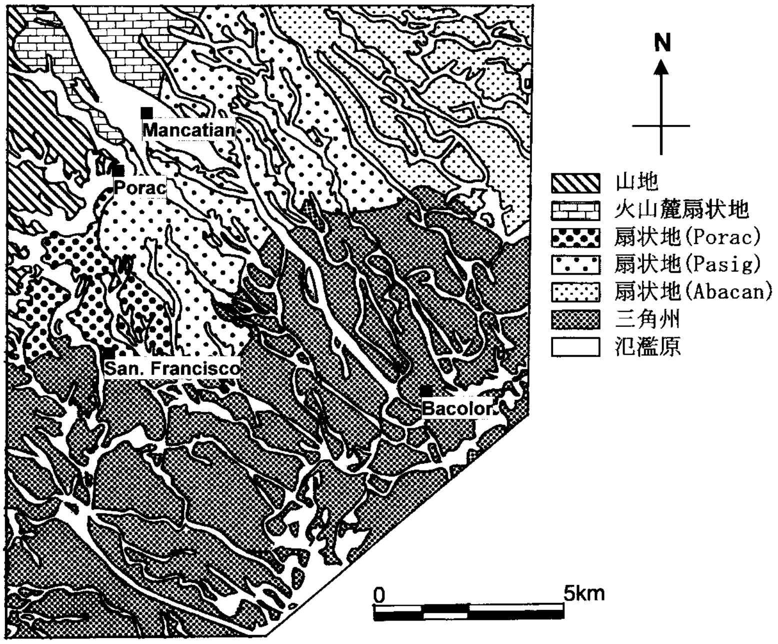


図 5　地形分類図（噴火前）.

Fig. 5　Landform classification map（before eruption of Mt. Pinatubo）.

ら，扇状地の堆積物構成は河成の砂礫を中心とする粗粒物質からなることが明らかとなっており，扇状地も火山麓扇状地と同様に，ピナツボ山から供給された粗粒物質によって形成されたものと考えられる。

一般的に，熱帯では化学的風化作用が盛んなために，扇状地をつくるような粗粒物質が供給されにくく，扇状地が形成されにくいと考えられている（斉藤 , 1995）。このため，フィリピンは降水量の多い変動帯に位置し，かつ国土面積が日本の約 8 割であるのにもかかわらず，扇状地を持つ河川は日本の約3割弱の129に過ぎない（斉藤, 1994）。

しかしながら本研究の調査地域は，河川上流にピナツボ山を持ち，1991 年の噴火以前にも，比較的新しい主要な噴火だけで少なくとも 6 回噴火しているとされ（Newhall *et al.*, 1995），粗粒物質の供給が盛んであったために，火山麓扇状地・扇状地が広く発達したものと考えられる。また，明確な段丘崖は認められないものの，等高線の形態や河川などの配置から，扇状地は隣り合った河川がそれぞれ扇状地を形成して連続した扇状地群をなす複合扇状地（斉藤 , 1983）からなると考えられる。本研究においては扇状地群と河川系の配置，および表層土壌の地域的分布から扇状地面を，Porac面，Pasig面，Abacan面の3面に区分した。

図 5 に示すように，Porac 面は Porac から下流の Porac 川沿いに発達し，San. Francisco 付近で三角州と連なる。またこの地形面と隣接する Pasig 面とは崖線をなさず，地形境界は不明瞭である。Pasig 面は Pasig-Potrero 川沿いに発達する扇状地であるが，Pasig-Potrero 川の周辺では侵食が進んでいる。Abacan 面は地形面の傾斜の状況から，Abacan 川によって主に形成されたと考えられるが，Pasig 面と明確な崖線を形成しておらず，Pasig 面との地形境界は不明瞭である。

氾濫原は Pasig-Potrero 川や Porac 川の周辺に形成される大規模なものと，中小河川が扇状地面を流下・侵食して形成する開析谷の性格を持つ中小規模のものが扇状地面とその周辺に分布する。

三角州は扇状地の下流に分布する。平出ほか

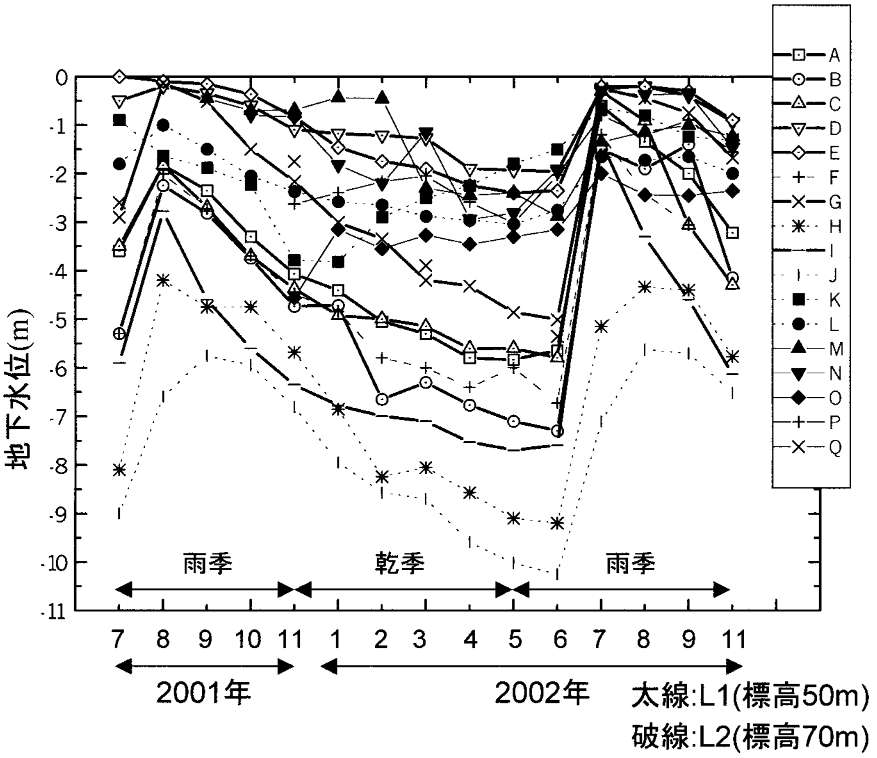


図 6　地下水位の月別変化.

Fig. 6　Monthly changes of water level.

(2001) のボーリング調査の結果から，三角州に位置する Bacolor においては地表から地下 13 m までは新・旧ラハールが堆積し，それより下層には海成層が堆積することが明らかとなっている。

また，海成層中から採取されたカキの遺骸を用いた ^{14}C 年代の測定結果から，Bacolor は約 4000 年前には浅海底であったことが示されている（平出・ホセ＝ロンダル , 2002)。このことから，Newhall *et al.*（1995）のピナツボ山の噴火年代に基づけば，4000 年前から 3 回（91 年の噴火，500, 2300−3900 年前）噴火しており，これによって生じたラハールが浅海底に堆積して三角州が形成されたものと考えられる。また本研究では，約 500 年前のピナツボ火山噴火を経て，主に Pasig-Potrero 川などの河川による堆積･侵食作用によって形成されてきた地形を旧地形，Mega-Dike（巨大堤防）や Sand-Pocket（貯砂池）の建設によって堤内にラハールが堆積して生じた地形を人工地形と定義する。

IV. 調査結果および考察

1）地下水位とその流向

各地点の地下水位の月別変化を図6に示す。L1, L2 ともに，観測孔における地下水位は，7 ～ 9 月（雨季）に最も高くなり，それ以降は徐々に低くなる傾向が見られた。L2 に属する観測用井戸の地下水位は 7 ～ 9 月（雨季）にかけてそれぞれ最も高い地下水位となり，以降地下水位は徐々に低くなる傾向が見られた。これらの地下水位の変動は図 4 に示した本地域における降水量の変化と対応している。15 カ月に及ぶ観測期間には，地下水位変動の年周期が認められた。地点によりばらつきはあるが，地下水位は乾季から雨季にかけて急激に上昇し，地下水位のピークを迎えてから次の雨

表 1　地下水位の実測・推定結果.

Table 1　Measured underground water level and estimated underground water level.

		2001年7月	2001年11月	2002年3月	2002年6月
観測孔	A	3.6	4.1	5.3	5.7
	B	5.3	4.7	6.3	7.3
	C	3.5	4.4	5.2	5.8
	D	0.5	1.1	1.3	2.0
	E	0.0	0.8	1.9	2.4
	F	5.3	4.5	6.0	6.7
	G	2.9	2.2	4.2	5.0
	H	8.1	5.7	8.1	9.2
	I	5.9	6.4	7.1	7.6
	J	9.0	6.8	8.7	10.3
	K	0.9	3.8	2.5	1.5
	L	1.8	2.4	2.9	2.8
	M		0.7	2.3	1.9
	N		0.8	1.2	2.9
	O		4.6	3.3	3.2
	P		2.6	2.1	2.0
	Q	2.6	1.8	3.9	1.9
電気探査測点	EP1	3.5	24.4	4.9	2.0
	EP2	5.5	2.4	0.7	2.3
	EP3	7.2	11.6	9.6	29.1
	EP4			12.7	12.2
	EP5			10.8	18.7
	EP6			0.4	5.5
	EP7			2.2	3.3
	EP8			12.0	24.2
	EP9			2.0	6.9
	EP10			23.2	21.0
	EP11				9.1
	EP12				2.8
	EP13				1.4
	EP14				2.5
	EP15				—
	EP16				5.0
	EP17				2.8
	EP18				5.0

（m）

季の開始までに徐々に水位が低下していく傾向が見られる。この観測用井戸における地下水位の測定結果と，電気探査法による地下水位の推定結果（表 1）から，2001 年 7，11 月，および 2002 年 3，6 月のデータを用いて地下水面図を作成した（図 7a ～ d）。電気探査法の測点数が地下水位の測定時期により異なるため，地下水位分布パターンの単純な比較はできないが，Pasig-Potrero 川右岸扇状地面（標高 40 ～ 100 m）において地下水位の分布を比較すると，観測時期による地下水位の空間的分布の形状についてはほぼ差異がないことが明らかとなった。

また，地下水は地下水位の等ポテンシャル線に直交する方向へ流下することを踏まえ（山本，1983），最も地下水位の観測点が多い 2002 年 6 月の地下水位のデータをもとに地下水流向図を作成した（図 8）。その結果より，本地域における地下水の流動は，以下の 3 地域に区分される。

a）Pasig グループ（グループⅠ）

この地域においては，Pasig-Potrero 川および

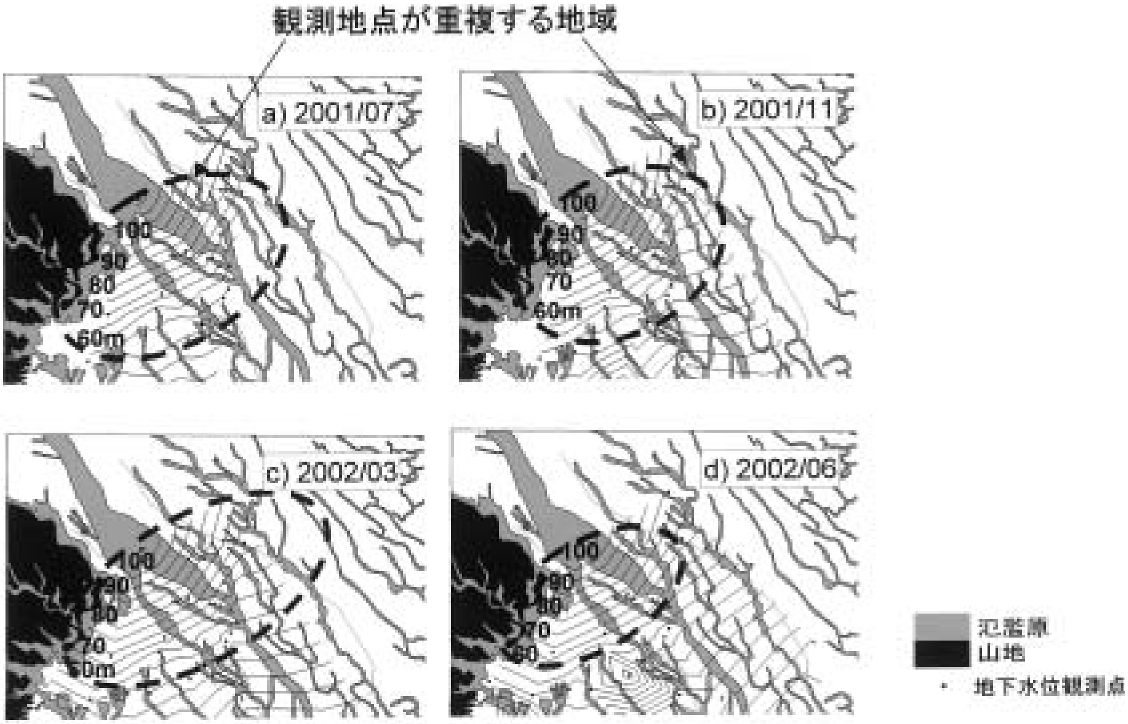


図 7　地下水位の平面的分布.

Fig. 7　Regional distribution of water level.

C4（Sanmabia creek）に地下水が流入する傾向が見られるとともに，Site P 付近から下流では Pasig-Potrero 川から C4 に地下水が流動する傾向が見られる。

b）Dila-dila グループ（グループⅡ）

Site I ～ EP11 ～ EP3 および Site G ～ EP6 ～ EP9 に地下水嶺が見られる。この地域では扇頂から流下してきた地下水が，Site B 付近から EP2 付近を経て流下する小河川（C1）と Site A 付近から EP1 を経て小河川（C2）へ流出する傾向が見られる。また，Site I 付近から地下水が C3（Rerital creek）と C2 へそれぞれ分配されている。

c）Porac グループ（グループⅢ）

Site Q から EP5 付近まで地下水は，河川と平行に流下する一方で，EP5 から EP8 付近では，Porac 川に対して流下する傾向が強く見られた。また Porac 川下流では地下水位の勾配が他の地域に比して急である。

また，地下水位観測のデータポイントが重複する地域において，観測時期による地下水位の空間的分布の形状にほぼ差異がないことから，地下水位の流向も季節変化を生じないと考えられる。

また，図 7a ～ d に見られるように，いずれの地下水位観測時においても，先端部で地下水位は氾濫原付近で低くなる傾向が見られた。

以上地下水流動の把握の結果から，地下水位は Sand-Pocket の周辺で，傾きが異なることが明らかとなった。この要因として，Sand-Pocket 内へのラハールの堆積にともなう天井川化の影響が考えられた。そこで Sand-Pocket 周辺と，Pasig-Potrero 川の中流域（標高 50 m 付近）において測量を実施し，Mega-Dike 堤内外の比高を求めた。地形測量にあたっては，レーザーによる測量を行った。図 9a に Sand-Pocket 周辺で行った測量の結果を示す。この図の等高線形状からわかるように，Sand-Pocket の周辺では比高が大きく，標

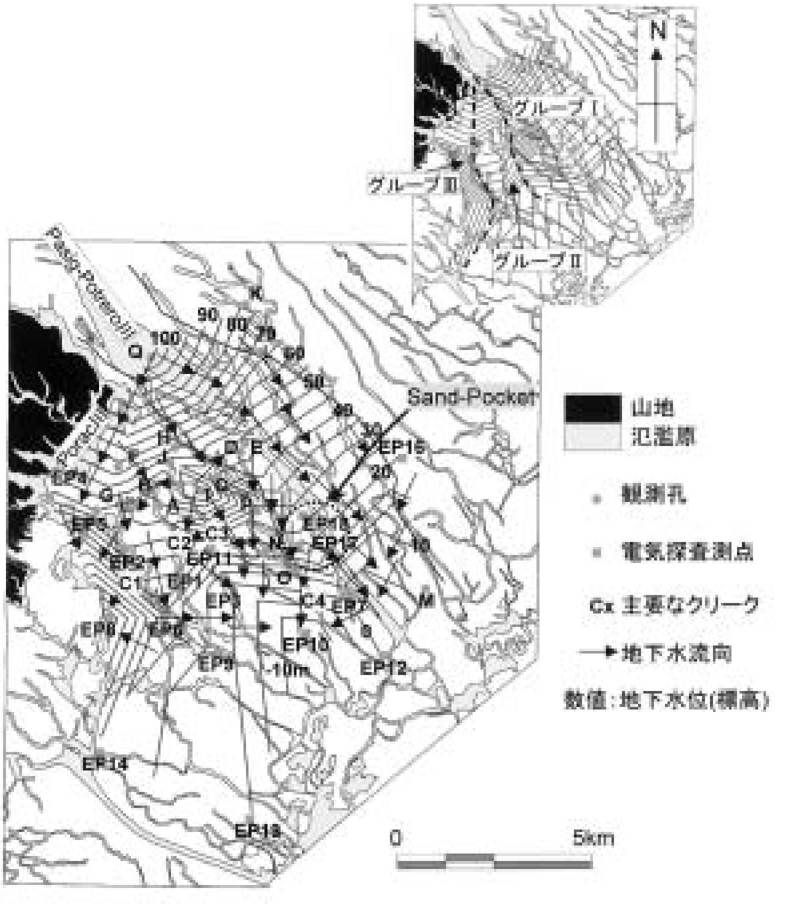


図 8　地下水流向図（2002 年 6 月）.

Fig. 8　Underground water flow（Jun 2002）.

高 30 m 以上の Pasig-Potrero 川中流域では比高が小さいことがわかる。図 9b に Sand-Pocket 周辺における横断面図を示すが，Mega-Dike の堤内外で比高が最大約 12 m と大きく，なおかつ河道から Mega-Dike 方向へ標高が低下していることがわかる。このことから，Sand-Pocket の周辺では，河川から堤内地へ地下水が流下しやすい環境にあると言える。また，測量で得られた Sand-Pocket 周辺の等高線と地下水の等位線を比較すると，地下水には地形面の影響が大きいことがわかる。すなわち，ラハールの堆積をほぼ受けない Mega-Dike の堤内地では地下水は旧地形の谷線に沿って流動し（図 7a ～ d），ラハールが厚く堆積した Sand-Pocket の周辺では，地下水が旧地形とは異なる流動を示す傾向が明らかとなった。

2）地下水涵養域の季節変化

図 10 に標高別地下水位の月別変化を示す。この図に見られるように 2001 年の地下水位変動では，Pasig-Potrero 川中流に位置する Site C, H においては 2001 年 8 月に地下水位が最も高くなるのに対し，より下流に位置する Site N, O, P では 2002 年 7 月に地下水位が最も高くなった。扇頂部において河川により涵養された地下水は，その流下にともなって扇央，扇端部の地下水位にも影響を与えるものと考えられる。

そこで，Site C（標高 50 m），P（標高 30 m）

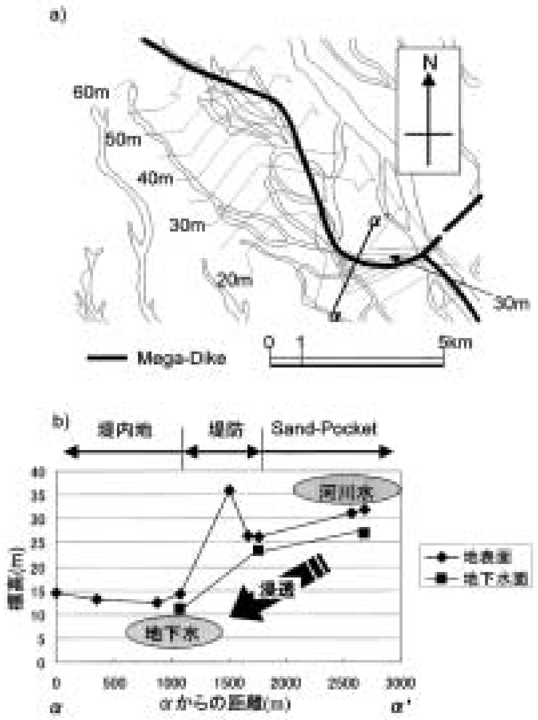


図 9　Sand-Pocket 周辺における地形測量結果.
a）測量に基づく等高線図，b）横断面図

Fig. 9　Results of survey around Sand-Pocket.
a）Contour map by survey（Jun 2002），b）Cross section between inside and outside of Mega-Dike.

間における地下水の理論上の移動速度を算出し，上述の Site C，P 間における地下水位のピーク移動の時間的差異との整合性を検討した。

帯水層の粒度に基づいて求められる Creager の透水係数 K および動水勾配 I を用いて，以下のダルシーの公式から，地下水の見掛けの流速 v（cm/s）を計算することが可能である。

$$v = KI \qquad (1)$$

ここで，K：透水係数（cm/s），I：動水勾配（定数）である。

本地域の表層地質は主に Angeles sand series や La Paz sand series などの砂礫からなり（Teodomero, 1956），Creager の実験式によれば，粗粒砂の透水係数は 1.1 × 10^{-1} ～ 3.6 × 10^{-1} cm/s，細礫の透水係数は 1.8 cm × 100/s である（河野 , 1989）。また，Site C，P 間の動水勾配は 11.1‰であることから，これらを K，I としてそれぞれ（1）式に代入して，地下水の見掛けの流速（m/ 月に換算）を計算した。その結果，粗粒砂で 31.6 m/ 月～ 103.6 m/ 月，細礫で 517.9 m/ 月となった。Site C，P 間の距離は約 2.2 km であるから，上記の見掛けの流速に基づいて Site C から Site P までの地下水の到達時間を計算すると，粗粒砂で 21.2 ～ 69.6 カ月，細礫で 4.2 カ月となる。観測孔における実測値では，Site C，P 間における地下水位のピークの時間的ずれは 11 カ月であり, 計算で得られた砂礫層における地下水到達時間, 4.2 ～ 21.2 カ月の範囲内となっている。このことから，地下水位のピークの変化が地下水移動を反映している可能性が示唆される。この結果の妥当性を検討するため，調査地域において揚水試験を実施し，水理係数の把握を行ったうえで見掛けの流速を算出した。

揚水試験は，2002 年 11 月に，Pasig-Potrero 川流域に位置する Site C において実施した。揚水試験は河野（1989）が示す手順に準じて行い，現地で農業や魚養殖に一般的に用いられる最大揚水量の大きいエンジン式ポンプを用いた。なお，揚水試験に用いた揚水井, 観測井は図 11 に示すように設置した。観測井 No.0 には直径 5 mm の孔が 1 m あたり 200 個貫孔された塩化ビニル製の孔明管を井戸の全深度にわたって，No.1 ～ No.3 には金属製パイプを井戸上部に，金属製のスクリーンを井戸下部に挿入した。

図 12 に揚水試験結果と透水係数の計算結果を示す。透水係数は 5.78 × 10^{-2} ～ × 9.02 × 10^{-2} cm/s となり，先に示した粗粒砂の透水係数 1.1 × 10^{-1} ～ 3.6 × 10^{-1} cm/s と近い値となっている。一方, 貯留係数は 10^{-4} ～ 10^{-6} と小さい値を示したが，不圧地下水において貯留係数は一般的に 1 × 10^{-1} ～ 1 × 10^{-2} とされており，この値と適合しない。山本（1983）は理論上貯留係数を求めることは可能であるが，実測値からそれを求めることは困難であると指摘している。おそらく，本研究における揚水試験はポンプの能力から貯留係数の計

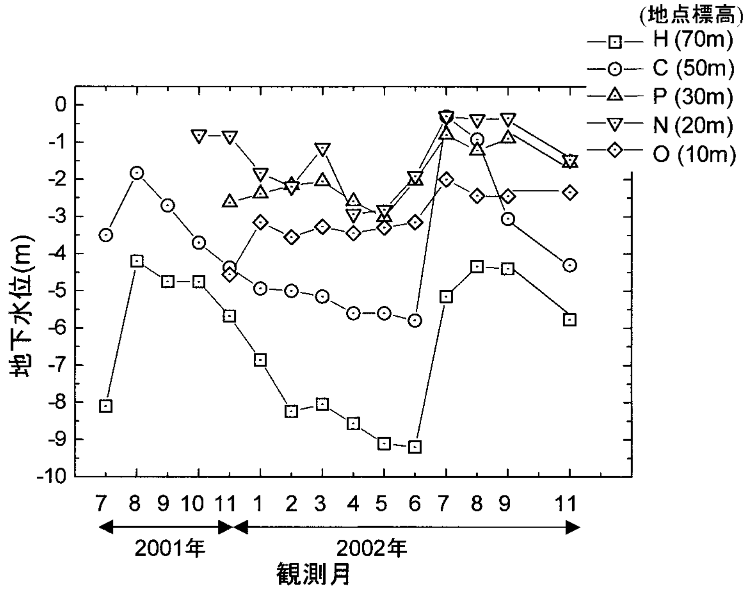


図 10　地下水位の変化（標高別）.

Fig. 10 Changes of underground water level（by elevation）.

算の基礎となる揚水時間が短いため，計算上の誤差が生じたものと考えられる。よって実流速ではなく見掛けの流速を用いて地下水の移動を考えた場合，扇状地における地下水の流速は，地層がほぼ粗粒砂からなると仮定して，透水係数を均一に扱っても良いと判断した。

また地下水位の地形との関連性から，地下水の涵養源と地形との関連についても考察が可能である。嶋田（1998）は扇状地河川の地下水涵養について，河川による地下水涵養は線による涵養であるのに対して，扇状地面は面による涵養であるため，扇状地の地下水の多くは扇状地面からの浸透であり，河川からの地下水涵養は小さいと指摘している。しかし，本研究の調査地域は，扇状地面がその両端を Pasig-Potrero，Porac の両河川によって侵食されていることに加え，乾季に降水がほぼないことから，地下水涵養の季節的差異が生じる要因として河川水の寄与が大きいと考えられる。そこで河川水の地下水への浸透が大きいと仮定し，本地域における地下水涵養形態を以下のように考察した。山本（1983）は扇状地の地下水形態として，Ⅰ．扇頂涵養帯，Ⅱ a．扇央不圧水帯，Ⅱ b．扇央被圧水帯，Ⅲ．扇端湧泉帯に区分し，それぞれについて地下水の形態について考察を行っている。本地域は地質が扇状地堆積物起源の未固結砂礫層を中心とすることから，被圧水帯は存在しないと考えられるため，山本の区分のうちⅠ，Ⅱ a，Ⅲを利用して地下水形態を検討する。

雨季には河川から地下水が扇頂涵養帯に涵養される一方で，それより下流に位置する扇央不圧水帯，扇端湧泉帯では，河川からの地下水の涵養が行われず，地下水位が低下するものと考えられる。これに対し雨季末期から乾季にかけては，河川からの扇頂涵養帯に対する地下水の涵養が減少する一方で，雨季に扇頂涵養帯へ涵養された地下水が下流へと流出し，下流の扇央不圧水帯および扇端湧泉帯に涵養されるものと考えられる。

上述の地下水涵養域の移動について検討を行うため，地下水位変動量の空間分布を図 13a，b に示す。なおこの図は地下水変動量を議論するため，観測孔のデータのみを用いて作成した。その結果，雨季の間（2001 年 7 月～ 11 月）では，扇頂から扇央と扇状地西部では地下水位が 0.6 ～ 2.2 m 上昇する一方で，Pasig-Potrero 川周辺と扇状地東

a)

揚水量（cm³/s）	揚水時間(分)	揚水井
4000	30	No. 0

b)

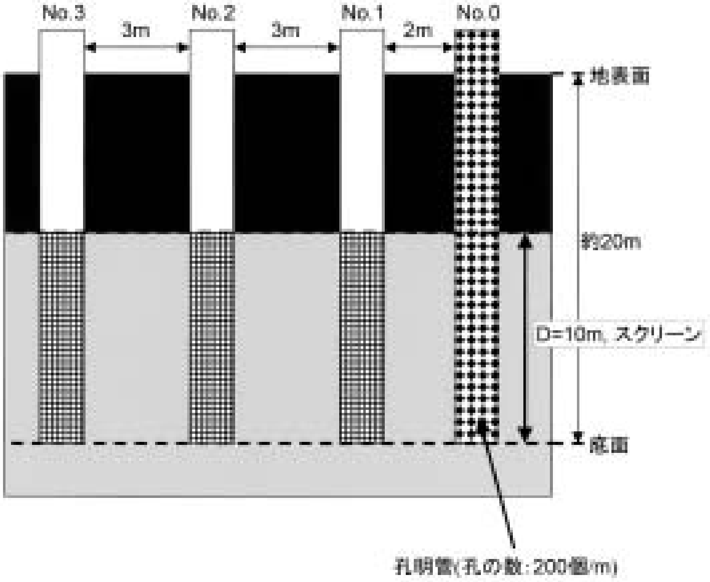
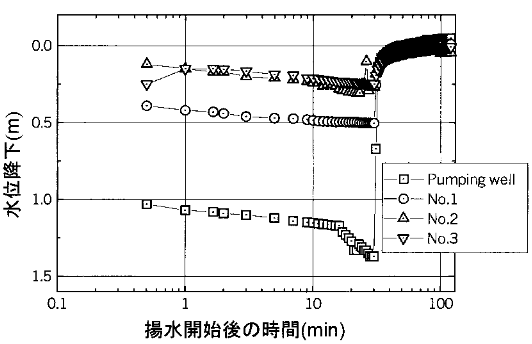


図 11　揚水試験の仕様と井戸配置.
a）揚水試験の仕様， b）揚水試験の井戸配置

Fig. 11 Specification and arrangement of well for pumping test.
a）Specification of pumping test, b）Arrangement of well for pumping test

a)



b)

分析対象	Jacob法	回復法
既存井戸		
No.1	9.02×10^{-2}	5.78×10^{-2}
No.2	8.14×10^{-2}	6.81×10^{-2}
No.3	8.68×10^{-2}	5.84×10^{-2}

(cm/s)

図 12　揚水試験結果と透水係数の分析結果.
a）揚水試験結果（2002 年 11 月）
b）透水試験の分析結果

Fig. 12　Results of pumping test and calculation of permeability.
a）Results of pumping test（Nov 2002）
b）Analytical results of permeability by pumping test

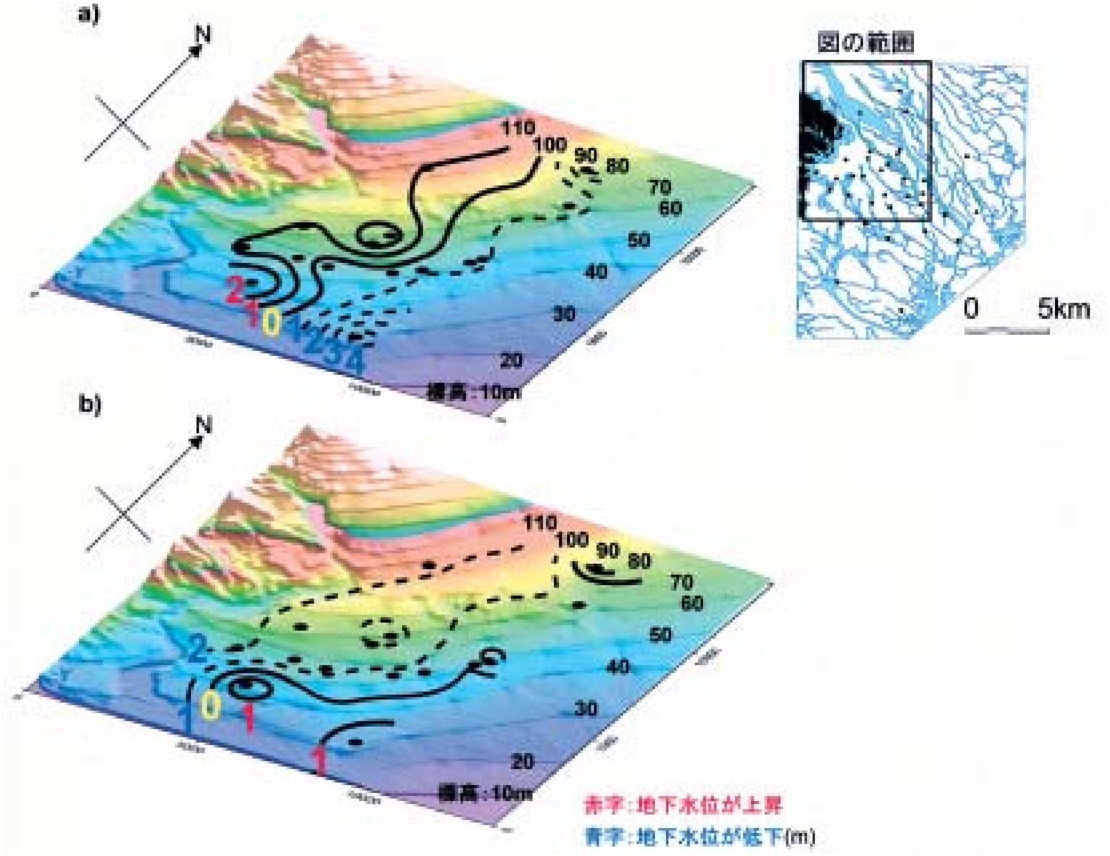


図　13 地下水位変化量の地域分布.
a）地下水位の増減（雨季，2001/11 の地下水位～ 2001/07 の地下水位）.
b）地下水位の増減（乾季，2002/03 の地下水位～ 2001/11 の地下水位）.

Fig. 13 Regional distribution.
a）Changes of underground water level（Rainy season, Underground water level of Nov 2001-Underground water level of Jul 2001）.
b）Changes of underground water level（Dry season, Underground water level of Mar 2002-Underground water level of Nov 2001）.

部では地下水位が 0.5 ～ 4.4 m 低下する傾向が見られた。一方，雨季明け（2001 年 11 月）から乾季（2002 年 3 月）にかけては，扇頂から扇央において地下水位が 0.2 ～ 2.4 m 低下し，扇端付近で地下水位が 0.6 ～ 1.3 m 上昇した（表 2）。研究地域における年平均降水量は 1963 mm（Clark 空軍基地, 1945‒1983 年平均）（Department of Public Works and Highways, Philippines, 1998）である一方で，年平均可能蒸発量は 1643 mm であり，年平均から算出される地下水の涵養量は 320 mm となるが，調査地域における乾季の降雨量は極めて少なく蒸発量も多いと考えられることから，天水による地下水の涵養は雨季に集中するものと考えられる。小野寺（1996）はタンザニアの半乾燥地域において，月間の可能蒸発散量と月別降水量との比較から水収支計算を行っているが，集中的な降雨があれば半乾燥地域においても降雨による地下水涵養の可能性があると指摘している。本地域では図 13 で示されたように，地下水位が乾季から雨季にかけて急激に上昇していることから，小

表 2　地下水位の変化.

Table 2　Changes of underground water level.

site	標高	2001/07 → 11	2001/11 → 2002/03
Q	110	0.9	−2.2
A	50	−0.5	−1.2
B	50	0.6	−1.6
C	50	−0.9	−0.8
D	50	−0.6	−0.2
E	50	−0.8	−1.1
G	50	0.7	−2.0
I	50	−0.4	−0.8
F	70	0.8	−1.5
H	70	2.4	−2.4
J	70	2.2	−1.9
K	70	−2.9	1.3
L	70	−0.6	−0.5
P	30		0.6
N	20		−0.3
O	10		1.3

（m）

写真 1　Pasig-Potrero 川における掃流の状況.

Photo 1　Condition of traction in Pasig-Potrero river.

写真 2　Porac 川における掃流の状況.

Photo 2　Condition of traction in Porac river.

野寺（1996）と同様に雨季に天水による集中的な地下水の涵養が生じているものと考えられる。

また，これらの結果から，地下水の涵養域は季節変化を生じるとともに，山本（1983）から考察した，扇状地の涵養域移動の形態は，調査地域における実際の地下水移動においても認められた。

3）地下水質の地域分布と季節変化

a）水質組成型の地域分布

Pasig-Potrero 川と Porac 川はいずれもピナツボ山麓を源とする河川であるが，上流部におけるラハールの堆積環境がそれぞれ大きく異なり，掃流の状況に大きな差異が生じている（写真 1，2）。このため，河川の水質は流域によって大きく異なると考えられる。さらに調査地域は Pasig-Potrero 川と Porac 川に囲まれ，河川の水質は地下水質に強い影響を与えていると推察される。

Hendry and Schwartz（1990）はカナダの Milk river において，Gosselin *et al.*（2001）はアメリ

カのGreat plainsにおいて，それぞれ調査対象地域における主要イオン（Ca^{2+}，Mg^{2+}，Na^{+}，K^{+} SO_4^{2-}，Cl^{-}，HCO_3^{-}）の水質組成の地域分布と地質の関係から，地下水質の形成過程について考察を行っているが，本研究の調査地域における地質構成はほぼPasig-Potrero川やPorac川などの砂礫を中心とする河成堆積物からなり，地質の差異による地下水質への影響は小さいと考えられることから，地下水質の地域分布は，その地下水の供給源に大きく影響されるものと考えられる。図14に2001年7月～2002年6月に調査地域の河川水および既存の井戸から採取した水の水質組成型をトリリニア・ダイアグラムで示す。

水質組成型にはⅠ：Ca（HCO_3）$_2$型（河川水や浅い地下水），Ⅱ：$NaHCO_3$型（淡水性の被圧地下水），Ⅲ：$CaSO_4$，$CaCl_2$型，Ⅳ：Na_2SO_4型（海水，化石塩水，温泉，坑内水等）などが存在する（山本, 1983）。

本地域における地下水の水質組成型は図14に示すように季節によって異なる。2001年7月（雨季）と2002年3月（乾季），6月（雨季）の地下水は$CaSO_4$型とNa_2SO_4を示す。これに対して2001年11月は水質組成型が分散し,全ての水質組成型を示す。この要因としては，2001年11月にHCO_3^{-}濃度が上昇することがあげられる。

また調査地域の水質組成型はサンプリング地点が最も多い2002年6月の水質組成を用いると，3つのグループに大別できる。

A：三角州タイプ―この水質組成型には三角州の井戸が属し，$CaSO_4$, $CaCl_2$型およびNa_2SO_4に広く分布する。また他の水質サンプルと比較して，高いMg^{2+}濃度を示す。

B：扇状地タイプ―この水質組成型には扇状地の井戸が属し，$NaHCO_3$型を示すが，やや$CaSO_4$，$CaCl_2$型の分布を示す。

C：Porac川タイプ―この水質組成型にはPorac川のサンプルが属し，$CaSO_4$，Na_2SO_4型を示すが，やや$NaHCO_3$型寄りの分布を示す。

D：Pasig-Potrero川タイプ―この水質組成型にはPasig-Potrero川のサンプルが属し，$NaHCO_3$型を示す。2002年6月の水質組成は2002年3月の水質組成と比べると，各タイプの分布が拡散していることがわかる。この要因としては主に，2002年6月（雨季）には，2002年3月（乾季）と比較してCa^{2+}の割合が上昇したことが考えられる。ピナツボ山に源を有するPasig-Potrero川のサンプルの水質型と，Ca^{2+}の割合が3月と6月で大きく変化していることからも，降雨によってピナツボ山周辺のCa^{2+}イオンが地下水および河川水にCa^{2+}イオンが溶出したことがその要因として考えられる。伊藤・山田（1996）は圃場試験を行って，降水によるピナツボ山起源のラハール土壌の塩基溶脱について考察を行っているが，塩基の中ではCa^{2+}が最も多く溶脱すると指摘している。

また，2001年11月と2002年3，6月の水質組成を比較すると，乾季の2002年3月では$CaSO_4$, $CaCl_2$型およびNa_2SO_4，NaCl型に水質組成が偏在するが，雨季が終わる2001年11月の水質組成は河川水の寄与が増大してⅠ～Ⅳの全ての水質組成型を示す。特にHCO_3^{-}の割合の季節変化が大きく，HCO_3^{-}の割合増加が水質組成型の変化に大きな影響を与えている。

またいずれの観測時期においても，各地点ともに陰イオンとしてはSO_4^{2-}イオンの占める割合が高い。森ほか（1990）は，インドネシアのバリ島において上流に火山湖を有する河川の水質について言及しているが，その場合においても河川のSO_4^{2-}イオン濃度がとくに高いことを示しており，Ⅰ章で述べたような火山に起源を有する硫黄分が，調査地域においても河川水･地下水に溶出･流入し，SO_4^{2-}が高濃度となっていると考えられる。

b）SO_4^{2-}イオンの地域分布

図15a～dに，2001年7，11月および2002年3，6月のSO_4^{2-}イオンの空間分布を示す。1000 ppmを超すSO_4^{2-}イオンの高濃度域は2001年7月および11月にPasig-Potrero川流域に見られるが，2002年3月には見られない。またSO_4^{2-}イオンが最も高濃度を示す区域はいずれの時期においても，Pasig-Potrero川周辺に分布することが明らかとなった。

サンプリング地点が最も多い2002年6月におけるSO_4^{2-}イオンの分布と，Ⅳ-1）で明らかになっ

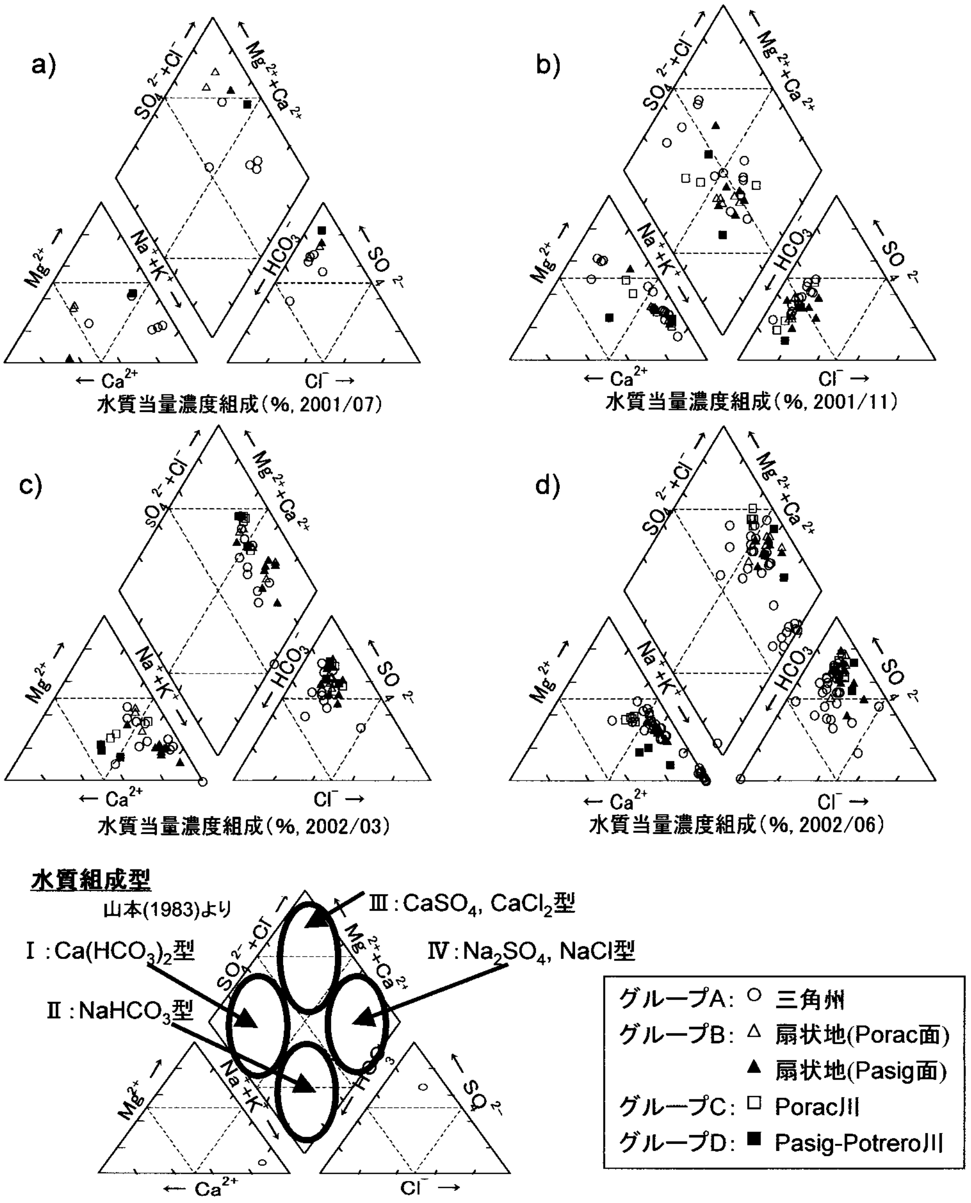


図 14　水質組成の分布（2001 年 7 月～ 2002 年 6 月）.

Fig. 14　Ion component of water samples（Jul 2001–Jun 2002）.

た地下水の流向を重ねて見ると（図 16），SO_4^{2-}イオンの濃度分布，特に 1000 ppm を超す高濃度域が流向に沿って分布していることがわかる。

Imai *et al.*（1993）や吉田・太田（2002）が指摘したように，調査地域にはピナツボ山の噴火によって供給された多量の硫黄分が，ラハールや火山灰中に存在している。降雨によって洗脱されやすい硫黄分は，有珠山と浅間山の火山灰を用いて辻（1986）が示したのと同様に，降雨により硫黄分が河川水や地下水に溶出しているものと考えら

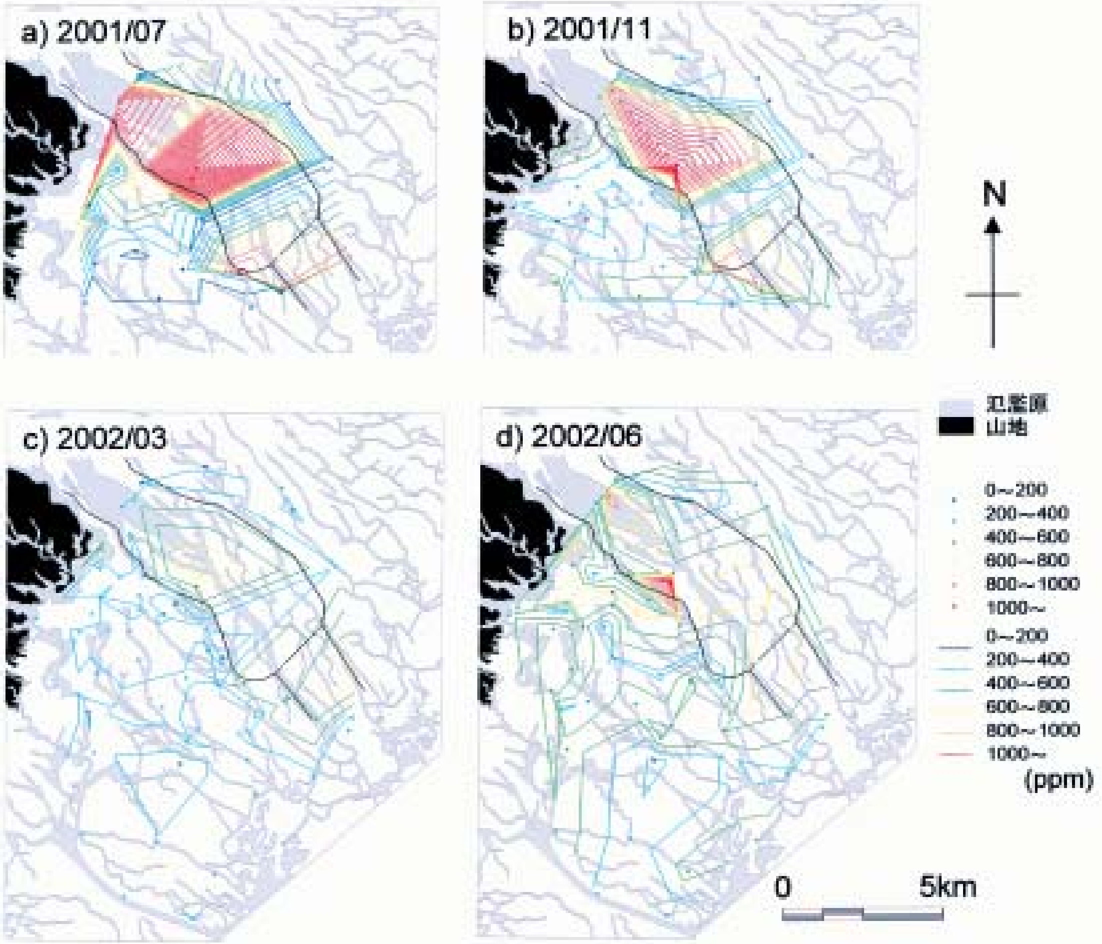


図 15　SO_4^{2-}イオンの地域分布と季節変化.

Fig. 15　Regional distribution of SO_4^{2-} ion and seasonal changes of SO_4^{2-} ion concentration.

れる。調査地域は Pasig-Potrero 川と Porac 川に囲まれ，浅層地下水は両河川の域外から流入せず，かつⅣ-1）で明らかになったように，河川から地下水への浸透は Pasig-Potrero 川によるものが大きいことから，SO_4^{2-} イオンの分布は Pasig-Potrero 川の河川水の地下水への浸透と，分配経路を示しているものと推察される。

V. 地下水質の形成過程モデル

これまで述べてきたように地下水流動および地下水質の地域的偏在性から，以下の Pasig-Potrero 川を中心とする地下水質の形成過程モデルが推察された（図 17）。ピナツボ山の噴火によって放出された火山性物質は河川水中に溶出するため，Pasig-Potrero 川には高濃度のイオンを含む河川水が流れる。河川水は河床より鉛直方向と水平方向に浸透するが，河床が下刻されている，もしくはほぼ同じ標高である場合には，河川水の水平方向への浸透は小さいと考えられる。よって河川のごく近傍にのみ高イオン濃度域が形成される。その一方，Sand-Pocket の建設によって天井川化が進行した Pasig-Potrero 川流域の三角州周辺では，河床面が堤内地より高いため，河川水が周辺地域へ浸透しやすい環境が存在する。

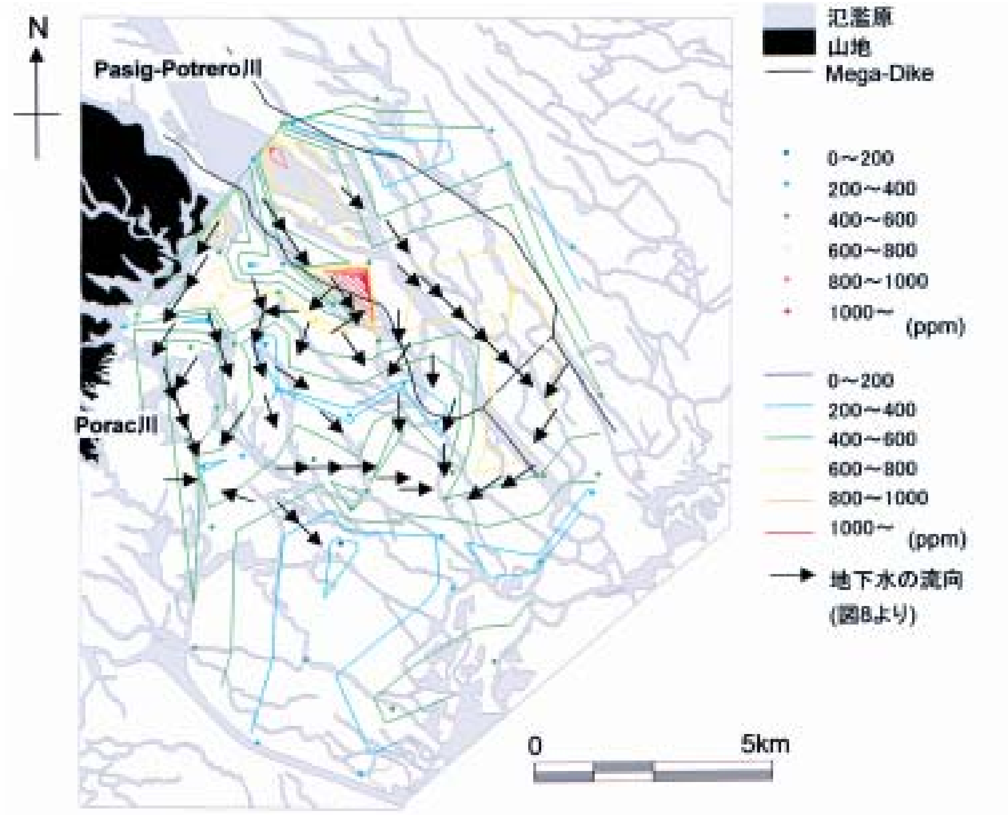


図 16　SO_4^{2-}イオンの分布と地下水の流向（2002 年 06 月）.

Fig. 16　Relationship between Regional distribution of SO_4^{2-} ion and underground water flow（Jun 2002）.

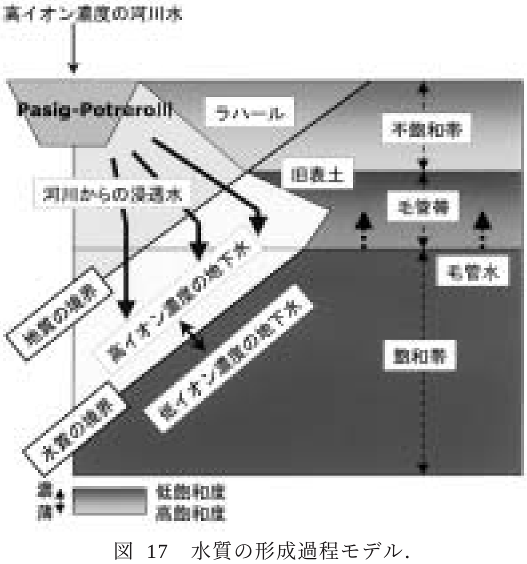


図 17　水質の形成過程モデル.

Fig. 17　Model of water quality.

また,雨季末期から乾季にかけてのSO_4^{2-}高濃度域が縮小する要因として，Pasig-Potrero川中・下流域における河川水がその要因として考えられる。すなわちPasig-Potrero川は乾季においては中・下流域で定常的な河川水を欠くため，河川水の地下水に対する浸透が減少し，高濃度域が縮小するものと考えられる。一方雨季においては，降雨によって河川水のイオン濃度は低下するものの,イオン供給の総量は増加するため，高濃度域が増大するものと考えられる。

VI. 結　　論

本研究によりPasig-Potrero川流域においては,地形が地下水流動に強い影響を与えることが明らかとなった。特にSand-Pocketの周辺においては,

河川の天井化の影響が大きい。

また，SO_4^{2-}濃度の地域分布は，地下水流向と，Pasig-Potrero 川の河川水の有無に影響を受けることが示唆された。

これらの結果から，Pasig-Potrero 川を中心とする地下水質の形成過程モデルが推察された。

冒頭で述べたように，本地域においては地下水が重要な水資源となっているが，地下水の量・質は利用上大きな問題となる。特に飲料水・農業に影響を与える，高濃度の SO_4^{2-}が検出された Pasig-Potreroka 川周辺では，地下水の量・質・用途などを総合的に評価して，土地利用を決定する必要があるものと考える。

謝　辞

本研究の一部は笹川科学研究助成の支援を受けて行った。ここに謝意を表する。

文　献

Alicante, M.M., Rosell, D.Z., Marfori, R.T. and Hernandez, S.（1940）: *Soil Survey of Tarlac Province Philippines*. Ministry of Agriculture, 20–38.

Gosselin, D.C., Harvey, F.E. and Frost, C.D.（2001）: Geochemical evolution of ground water in the Great plains（Dakota）aquifer of Nebraska : Implication for the management of a regional aquifer system. *Ground Water,* **39**, 98–108.

Department of Public Works and Highways, Philippines（1998）: *Final Report for Pinatubo Hazard Urgent Mitigation Project Part Ⅲ Monitoring and Planning on Lahar/mudflow Control Works in Pasig-Potrero River Basin*.

Hendry, M.J. and Schwartz, F.W.（1990）: The chemical evolution of ground water in the Milk river aquifer. Canada. *Ground Water,* **28**, 253–261.

平出重信・ホセ＝ロンダル（2002）: 噴火後の水の変化と人々の生活．吉田正夫編：自然力を知る．古今書院，101–108.

平出重信・鈴木浩一・渡邊眞紀子・森島　済・Collado, M.B.・Rondal, J.D.・澄川慎一朗・吉田正夫・大倉利明（2001）: フィリピンピナツボ火山ラハール災害地域における地下水探査に関する基礎的研究．応用地質，**42**，274–285.

平出重信・Collado, M.B.・Rondal, J.D.・鈴木浩一・森島　済・渡邊眞紀子・衣笠善博（2002）: フィリピン Pasig-Potrero 川流域における地下水探査への電気探査法垂直探査の適用性評価．応用地質，**43**，239–243.

広瀬典昭・井上公夫（1999）: ピナツボ火山噴火後の地形変化と土砂災害．地形，**20**，431–438.

今井弘樹（1992）: ピナトゥボ火山爆発と泥流発生経過 その 1．ピナトゥボ火山の爆発．ペドロジスト，**36**，31–39.

Imai, H., Villajuan, E.C. and Grifal, R.B.（1993）: Evaluation of extraction methods of sulfate in Mt. Pinatubo volcanic ashes. Soil Plant Nutr., **39**, 357–360.

伊藤豊彰・山田大吾（1996）: ピナツボラハール由来土壌における塩基の溶脱．南條正巳：フィリピン・ピナツボ火山ラハール災害地帯の環境回復と農業生産力の向上に関する研究．平成 7 年度科学研究費補助金（国際学術研究）研究成果報告書．

河野伊一郎（1989）: 地下水工学．鹿島出版会．

国際協力事業団・フィリピン共和国公共事業道路省（1993）: ピナツボ被災民生活用水供給計画基本設計調査報告書．3–1p.

小屋口剛博（1991）: ピナツボ火山の噴火．1991 年 6 月 15 日．火山，**36**，447–451.

森　和紀・坂寺一洋・榧根　勇・佐倉保夫・新見　治・田中　正・中井信之・Adnyana, M.・Jambe, A.A.G. N.A.・Pawitan, H.・Suprapta, D.N.・Winaya, P.D.（1990）: 熱帯火山地域バリの水循環特性．ハイドロロジー，**20**，45–52.

守屋以智雄（1978）: 空中写真による火山の地形判読．火山，**23**，199–214.

楡井　久（1993）: 地下水汚染の水質基準と法的規制．水収支研究グループ編：地下水資源・環境論 その理論と実践．共立出版，163–166.

Newhall, C.G., Daag, A.S., Delfin, F.G. Jr., Hoblitt, R.P., Mcgeehin, J., Pallister, J.S., Regalado, M.T.M., Rubin, M., Tubianosa, B.S., Tamayo, R.A. Jr., Umbal, J.V.（1995）: Eruptive history of mount Pinatubo. *Mud and Flow*. Washington Press, 165–195.

小椋健二（1999）: フィリピンの経済と水事情 その 2．地下水技術，**41**(10)，33–41.

小椋健二（2000）: フィリピンの地下水基準と飲料水に関する国家規格について．地下水技術，**42**(6)，9–13.

小野寺真一（1996）: 熱帯半乾燥地域における集中的な地下水涵養機構．ハイドロロジー，**26**，87–98.

大矢雅彦（1983）: 地形分類の手法と展開．古今書院．

斉藤享治（1983）: 合流扇状地と合成扇状地．関東の四紀，**10**，43–47.

斉藤享治（1994）: 扇状地の発達に関する熱帯湿潤地域と温帯湿潤地域の比較研究．文部省科学研費補助金研究成果報告書．

斉藤享治（1995）: 日本・台湾・フィリピンの現成扇状地の分布と気温・降水量．埼玉大学紀要 教育学部（人文・社会科学），**44**(2)，1–10.

嶋田　純（1998）:「地下水涵養と流出」Ⅰ．扇状地における地下水涵養と流出．日本水文科学会誌，**28**，61–67.

鈴木隆介（1997）: 建設技術者のための地形図読図入門–1．読図の基礎．古今書院．

Teodomero, M.Y., Isidoro, M.J. and Juanito, P.D.（1956）: *Soil Survey of Pampanga Province Philippines*. Ministry of Agriculture, 39–41.

辻　藤吾（1986）: 火山灰土壌草地の硫黄供給能に関する研究 VII. 草地試験法，**37**，50–57.
牛島恵輔・水永秀樹・加藤昭彦（1987）: パソコンによる電気探査データの解析．物理探査，**40**，423–435.
渡邊眞紀子（2002）: 火山泥流災害地域の機能回復．吉田正夫編：自然力を知る．古今書院，109–121.
Wolfe, J.A. and Self, S.（1993）: Subduction arc volcanisum and hydrothermal mineralization: Manila trench sector, Philippines. *Phil. J. Volcanol.*, **1**, 11–40.
山本荘毅（1983）: 地下水調査法．古今書院.
吉田正夫・太田寛行（2002）: 火山からあふれ出た硫黄化合物と硫黄をめぐる微生物．吉田正夫編：自然力を知る．古今書院，75–91.

（2003 年 2 月 24 日受付，2004 年 4 月 19 日受理）