

野辺山原南部の水文環境(3)

— 豊水期の地下水と河川流量 —

安原正也¹⁾, 田中 正²⁾, 海上道雄³⁾, 黒田吉雄³⁾,
丸井敦尚⁴⁾, 杉田倫明⁴⁾, 新見 治⁵⁾, 高山茂美²⁾

Hydrological environments in the southern parts of the Nobeyama-hara (3)

— Groundwater and streamflow in a wet season —

Masaya Yasuhara¹⁾, Tadashi Tanaka,²⁾ Michio Kaijo,³⁾
Yoshio Kuroda,³⁾ Atsunao Marui,⁴⁾ Michiaki Sugita,⁴⁾
Osamu Shimmi,⁵⁾ Shigemi Takayama²⁾

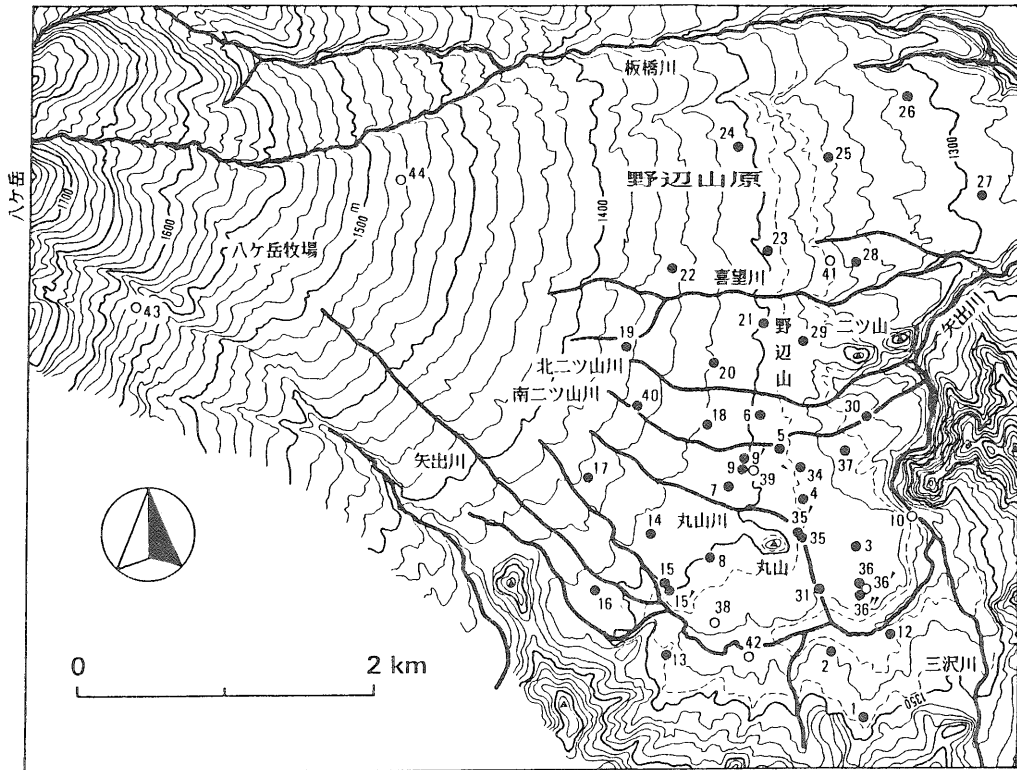
論 文 目 次

1. はじめに	101	5. おわりに	109
2. 地下水の性状	102	・謝 辞	109
2-1. 地下水の流動	103	・注 記	109
2-2. 地下水の水質	104	・引用文献	110
3. 河川流量	106	・ Summary	111
4. 地下水による河川水の涵養	107		

1. は じ め に

八ヶ岳の主峰赤岳の南東麓に広がる野辺山原は、八ヶ岳の山麓によく発達した火山性扇状地の一つである(図-1)。北側を板橋川、南側および東側を矢出川に囲まれ、野辺山駅を中心に筑

1) 通産省工業技術院地質調査所 2) 筑波大学地球科学系 3) 筑波大学農林技術センター
4) 筑波大学地球科学研究科 5) 香川大学教育学部



- ; 浅井戸
- ; 深井戸

図 - 1 観測井位置図

北二ツ山川, 南二ツ山川および丸山川
は仮称。

波大学八ヶ岳演習林が位置するこの野辺山原の南部地域では、近年急速に観光開発が進行しつつある。本地域の水文環境を把握する目的で実施された一連の研究において、まず前々報¹⁾では地域の水文地形・地質について、また前報²⁾では渇水期(1985年2月~3月)の地下水および河川流量について述べた。続いて本論文では、1985年7月に行われた観測結果に基づき豊水期の水文環境について議論し、さらに渇水期のそれとの比較を試みる。また、Si濃度を指標として河川流量の増大に果たす地下水の役割について考察を行う。

2. 地下水の性状

地下水位の測定ならびに地下水のサンプリングを行った井戸の位置を図-1に示す。浅井戸(●)の深度は2.5~9.7m、深井戸(○)のそれは、10;200m?, 36';80m, 38;100m,

39; 70 m, 41; 107 m, 42; 不明, 43; 60 m, 44; 101 mである。地質柱状図等から判断すると浅井戸は地域の地表部を広く覆う礫混りローム層もしくは礫層中の地下水(浅層部の地下水)を、一方深井戸は層厚100m以上にも達する第四紀層である野辺山原層の中部~下部の深層部の地下水を採取しているものと考えられる。野辺山原層は主に礫層, 砂層, 泥層, 泥流堆積物, スコリア層から構成され^{3), 4), 5)}, 不透水性の溶岩等が含まれない¹⁾ことから, 両者の地下水は水文学的に連続しているものと推定される。

2-1. 地下水の流動

図-2のAに1985年7月12日の地下水面図を示す。この図から, 豊水期の浅層部の地下水の二次元(平面)的な流動の特徴として, 1) 地下水の流動方向は地表面の最大傾斜方向とほぼ一致すること, 2) 丸山の北側から東側にかけて顕著な地下水分水界が存在すること, さらに, 3) 地下水面の勾配は地表面の勾配と対応すること, が読み取れる。地表面の傾斜方向に流下する地下水は, 扇状地面を刻む小河川を涵養しながら最終的には矢出川に流出する。研究地域における地下水の流動方向はこの様に一般には東もしくは東南東方向であるが, 丸山の北側から東側の地域では地下水分水界を境に流動方向は北東方向ならびに南西方向に二分されている。また, 地表面の勾配が減少する標高1355~1360 m付近において地下水面もその勾配を減ずる。特に

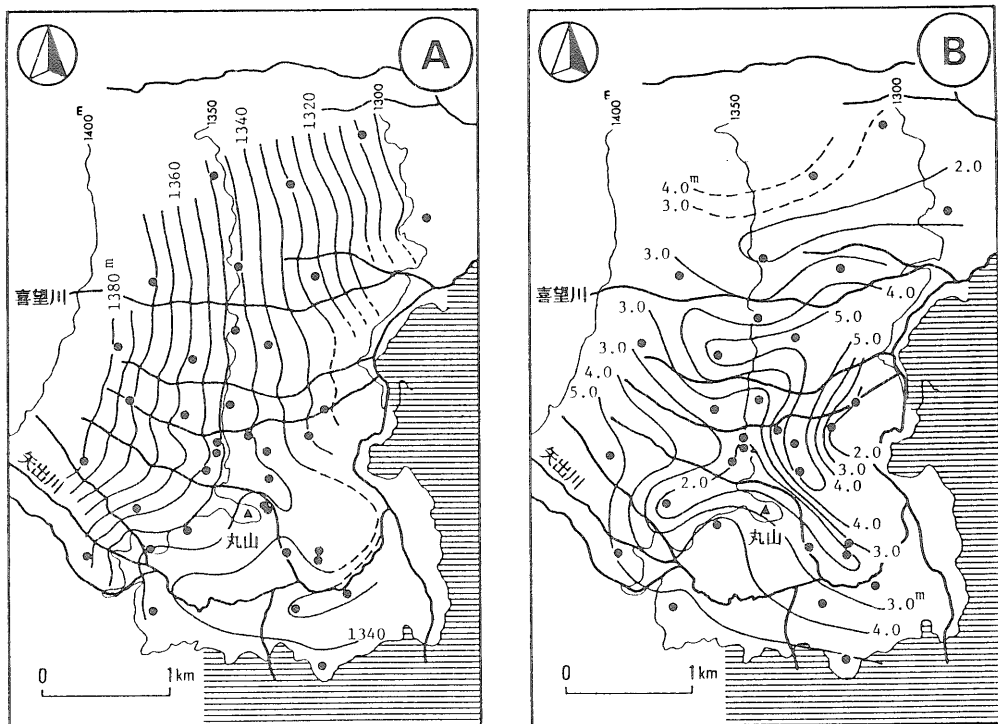


図-2 地下水面図(A; 1985年7月12日)と
水位上昇分布図(B; 1985年3月初旬~
1985年7月12日)

丸山の東方の平坦な地域においては、地下水面の勾配も著しく小さくなり地下水の停滞域と考えられる地帯を形成している。なお、これらの豊水期における浅層部の地下水の流動の特色は、前報²⁾の渇水期におけるそれらとほぼ同様である。

1985年3月初旬から同年7月中旬にかけての地下水位の上昇量の分布を図-2の③に示す。喜望川、北二ツ山川、南二ツ山川^{注1)}の下流部を中心に水位上昇の著しい地域が広がり、その量は5m以上にも達している。同様に水位上昇が大きい地域は、板橋川の南側および三沢川合流前の東流する矢出川の周辺ならびにその南側にも分布する。逆に水位上昇が2m以下と小さい地域が丸山を囲む様な形で存在する。地下水位上昇量のこれらの地域的な差異は、表層部の地質の違いばかりでなく地下水の流動方向、流速、さらには河川への流出形態の地域的な差異と密接な関係があるものと考えられ、この問題に関しては今後検討を加えてゆきたい。

一方、深層部の地下水の流動については、現在、圧力水頭を測定できる深井戸が十分な数だけ存在しないためその詳細については議論できない。ただ扇状地の末端の矢出川左岸河川敷に位置する深井戸10は自噴しており、その圧力水頭面は地表面上1m付近にまで達している。したがって、少なくとも北流する矢出川の河道周辺においては深層からの強い上向きの地下水流動が生じており、矢出川の流量増加に貢献しているものと考えられる。なお、深井戸10の直上の扇状地面末端と矢出川を画する急崖はその比高が25m以上にも達し¹⁾、豊水期には露出した種々の深度の地層から地下水のしみ出しが生じている。その流量は渇水期に比べて著しく増大しており、野辺山原層内を流動してきた地下水によって形成され、幅100m以上にわたって点在するこれらの浸潤面を源流(谷頭)とする多数の小河川は短い距離を流下した後、まもなく矢出川本川へ流入する。

2-2. 地下水の水質

研究地域では、農業活動に起因する栄養塩類(たとえば家畜の糞尿や化学肥料)の地下への浸透によって地下水汚染が発生していることは前報²⁾で述べたとおりである。今回は豊水期における地下水の水質分析値の中から、人為的汚染のよい指標と考えられる Cl^- と NO_3^- を選定してそれらの濃度分布図を作成した。図-3において上図が Cl^- 、下図が NO_3^- の濃度分布図である。なお図中黒丸が浅層部の地下水、白丸が深層部の地下水のそれぞれイオン濃度を表わしている。人為的な汚染の影響を直接受ける浅層部の地下水のイオン濃度が著しく高いことが注目される。とりわけ南二ツ山川周辺の地下水が高濃度を示しており、特に浅井戸5では Cl^- が $79.0mg/l$ 、 NO_3^- が $90.4mg/l$ 、浅井戸18では NO_3^- が $92.1mg/l$ と汚染が著しい。この他、 Cl^- では浅井戸24、 NO_3^- では浅井戸14および23の汚れが目立つ。図-3において、隣接する井戸の地下水の水質が大きく異なることから、これらの汚染の程度は、各浅井戸のごく周辺の土地利用状況(堆肥場、放牧場等)を直接反映しているものと考えられる。また渇水期の水質と比較すると、豊水期には多くの地点においてSi濃度を除く各イオンの濃度が増大する傾向にある。これは、豊水期には降水量の増加、すなわち鉛直浸透量の増加に伴い大量の栄養塩類が浅層部の地下水に付加されや

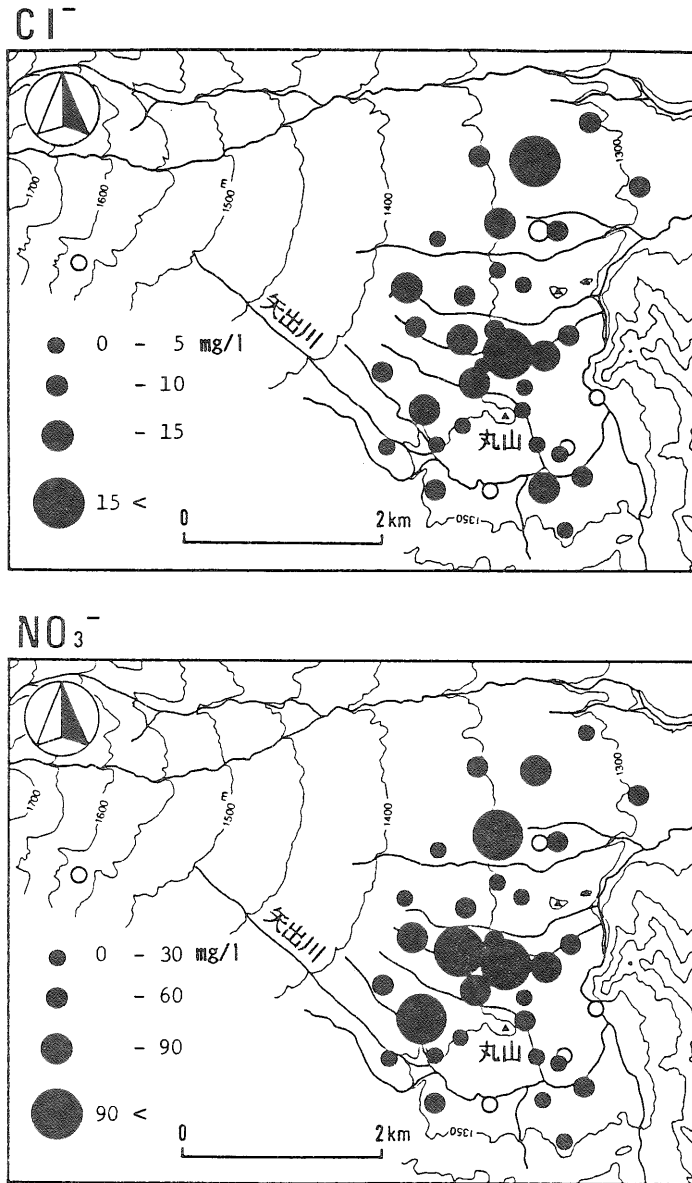


図-3 地下水の Cl^- および NO_3^- 濃度分布(1985年7月12日)

黒丸および白丸は、それぞれ浅層部の地下水(浅井戸)ならびに深層部の地下水(深井戸)の水質を表わす。

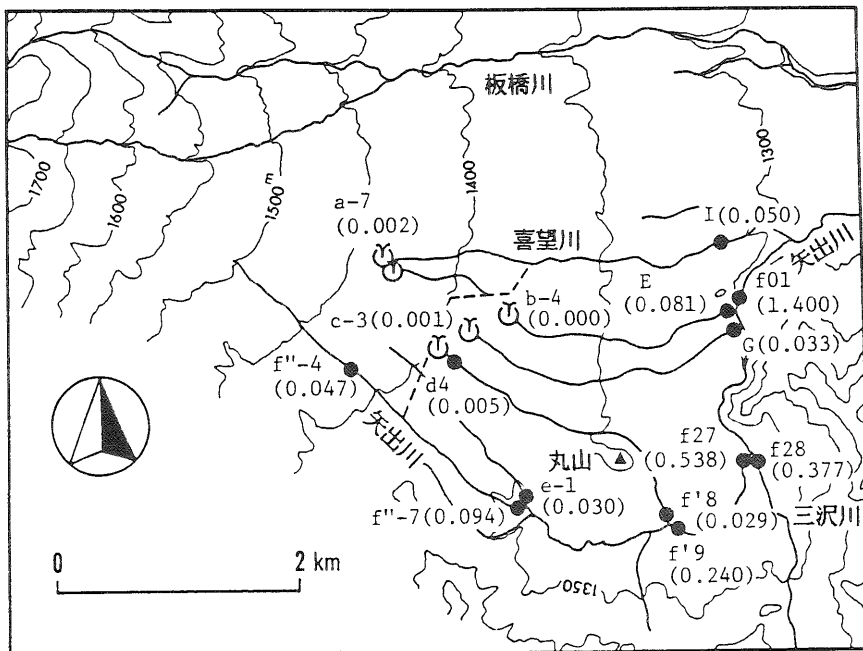
すくなるためと考えられる。

一方、深層部の地下水の Cl^- および NO_3^- 濃度は低く、渇水期と同様にその水質は極めて良好である。深井戸41での Cl^- 濃度6.5 mg/l、 NO_3^- 濃度20.6 mg/lを除けば、他の深井戸では両イオンの濃度はいずれも1 mg/l前後と極めて低い値を示し、深層部の地下水は地表からの汚染物

質の負荷をまったく受けていないことが明らかである。後述する様に浅層部の地下水と比較して特に Si 濃度が高かったことともあわせて考えると、これら深層部の地下水は野辺山原層中での滞留時間に対応した水質組成を有するものと推測できる。

3. 河川流量

1985年7月10日に実施した河川流量の観測結果を図-4に示す。流速の測定には浮子もしくはプライス型流速計を用いた。三沢川流入地点(f27)から北二ツ山川流入地点(f01)までの北流する矢出川における流量増加が顕著である。図-4中の値を用いた計算によれば、その量は $0.371 \text{ m}^3/\text{s}$ に達する。また、丸山川流入地点(f'9)から三沢川流入地点(f27)にかけても $0.298 \text{ m}^3/\text{s}$ と、河道の距離が短いにもかかわらず著しい流量増加を示す。これらの流量増加には河床を通じての地下水による涵養をはじめ、三沢川と矢出川の合流地点東側に位置する五光牧場内の湧水、さらには深井戸10直上の急崖からの浸潤水が貢献しているものと考えられる。渇水期(1985年2月下旬~3月初旬)の流量²⁾と比較すると、梅雨末期の豊水期に相当する今回測定された流量はすべての河川において著しく増加している。扇状地面を刻む小河川および三沢



⊕ ; 源流 (湧水)
 --- ; 人工水路

図-4 流量観測結果(1985年7月10日)
 ()内は流量(m^3/s)を表わす。

川における矢出川への流入直前の両期の流量を比較すると、喜望川(豊水期 $0.050 \text{ m}^3/\text{s}$; 渇水期 $0.025 \text{ m}^3/\text{s}$)、北二ツ山川(同 $0.081 \text{ m}^3/\text{s}$; 同 $0.018 \text{ m}^3/\text{s}$)、南二ツ山川(同 $0.033 \text{ m}^3/\text{s}$; 同 $0.018 \text{ m}^3/\text{s}$)、丸山川(同 $0.029 \text{ m}^3/\text{s}$; 同 $0.000 \text{ m}^3/\text{s}$)、三沢川(同 $0.377 \text{ m}^3/\text{s}$; 同 $0.015 \text{ m}^3/\text{s}$)といずれも数倍から数十倍もの流量増加を示している。これらの小河川が流入する矢出川においても、三沢川合流直前および北二ツ山川合流直後の流量はそれぞれ $0.538 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $1.400 \text{ m}^3/\text{s}$ と、渇水期の $0.020 \text{ m}^3/\text{s}$ および $0.250 \text{ m}^3/\text{s}$ と比較して大幅な増加が認められた。

さて、図-4中には扇状地面を刻む小河川の源流の位置を示してある。各小河川の源流は標高 $1430 \sim 1380 \text{ m}$ の間に集中していることが注目される。渇水期においては、矢出川も含めて各河川の源流は扇状地面末端付近の標高 $1330 \sim 1310 \text{ m}$ の間に分布していた²⁾。したがって、渇水期から豊水期にかけて標高にして $60 \sim 100 \text{ m}$ 程度、また距離にして 2 km 前後源流の位置が扇状地面を遡ったことになる。これは豊水期にかけての地下水面の上昇に伴い、地下水面と地表面の交わる地点の標高が増大したことに起因するものと推定される。

4. 地下水による河川水の涵養

前述のとおり豊水期の各河川は流下とともに流量が著しく増大し、大量の地下水による涵養を受けているものと推定される。一方、地域を厚く覆う野辺山原層(層厚 100 m 程度)は地質柱状図から判断すると水理学的に単一の帯水層とみなしてさしつかえない¹⁾。したがって、同様な地質条件を与えて行われた、たとえばTóth⁶⁾やFreeze and Witherspoon⁷⁾らの地下水流動シミュレーション結果に基づく、本地域を流下する各河川の流量増加には、滞留時間の短い浅い部分の地下水ばかりでなく、滞留時間の長いより深い部分の地下水も貢献しているものと考えられる。この可能性は、矢出川の河川敷に位置する深井戸10の自噴現象、すなわち深層部の地下水の河床方向への上向きの流動の存在によっても裏づけられる。本章では、観測された各河川の流量の増大に果たす滞留時間の短い浅い部分の地下水と滞留時間の長い深い部分の地下水の役割の相対的重要性の評価を試みる。

さて、両者の地下水を区分するために本論文ではSi濃度を指標に用いる。Si濃度は人為的汚染に影響されず、地層構成物質と地下水の接触時間、換言すれば地下水の滞留時間に対応した濃度を有するものと考えられる⁸⁾。特に農業活動に伴う人為的汚染が著しく、地下水の他の水質成分の濃度が地点によって大幅に異なる本地域においては、地下水をその滞留時間に基づいて区分するのに適した唯一の水質パラメータと考えられ、すでに前報²⁾の渇水期における研究においても指標としての有効性が実証されている。

Si濃度によって滞留時間の長い地下水と短い地下水を区分するためには、種々の深度の地層からの地下水サンプルが不可欠である。そこで本研究では、前述の深井戸10直上の扇状地面と矢出川を画する急崖(最大比高 25 m 以上)において、種々の深度の地層(露頭)からの浸潤水

を採取し分析した。その結果、扇状地面末端との比高約 11 m の泥流堆積物中からの浸潤水 (Si 濃度 ; 3.6 mg/l) とその下位の礫層中からの浸潤水 (比高約 16 m, Si 濃度 ; 11.7 mg/l) との間で、地下水の Si 濃度が急変することが確認された。すなわち、少なくとも地表面下 10 m 付近 (地下水位は平均して 2 m 程度であるので地下水面上約 8 m 前後) までの地下水は滞留時間が短いことが明らかとなった^{注2)}。以後滞留時間の長短の意味も含めて、この深度を境に上部を浅層部の地下水、下部を深層部の地下水と称する^{注3)}。

図-5 に浅層部の地下水、深層部の地下水 (急崖下部からの浸潤水を含む) および河川水の Si 濃度の頻度分布を示す。浅井戸 (深度 2.5 ~ 9.7 m) から採水された滞留時間が短い浅層部の地下水は、その大部分が 4 ~ 6 mg/l という低い Si 濃度を有する^{注4)}。逆に深層部の地下水の Si 濃度は、深井戸 10, 36', 41, 42, 43 においてそれぞれ 12.8 mg/l, 16.6 mg/l, 13.0 mg/l, 11.3 mg/l, 17.9 mg/l, また急崖下部の砂礫層 (扇状地面末端との比高 16 m) および火山砂 (同 21 m) からの浸潤水では 11.7 mg/l および 10.3 mg/l と、いずれも浅層部の地下水の 2 倍近い濃度を示す。

さて、図-5 中の河川水の Si 濃度頻度分布図では、三沢川合流後の矢出川 (●), 三沢川合流前の矢出川 (○), 丸山川 (▶), 南二ツ山川 (▷), 北二ツ山川 (■) ならびに喜望川 (□) と各河川ごとに異なる記号で Si 濃度の分布を表わしてある。この図で、河川水の Si 濃度は 2 ~ 15 mg/l と極めて広い範囲にわたって値が分布していること、また河川によって濃度 (分布) が

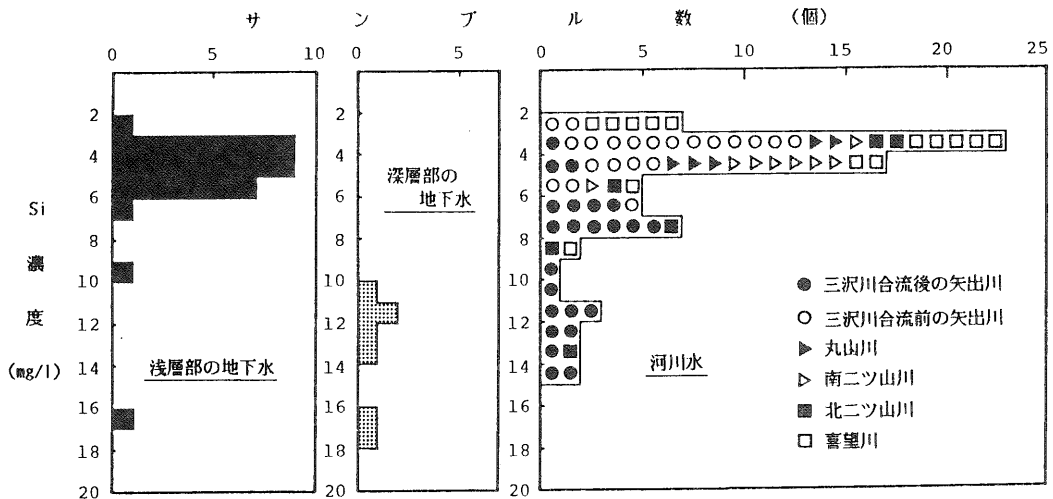


図-5 地下水ならびに河川水の Si 濃度頻度分布

浅層部の地下水は浅井戸より、深層部の地下水は深井戸もしくは崖からの浸潤水より採水した。また、河川水には各河川へ流入する小支流も含めてある。

大きく異なることが注目される。特に三沢川が合流した後の北流する矢出川の Si 濃度(●)が一般に著しく高いことが特徴的である。浅層部ならびに深層部の地下水の Si 濃度と照らし合わせてみれば、三沢川合流後の矢出川の流量増加は主に深層部の地下水による涵養に負うところが大きいことが明らかである。一方、三沢川合流前の矢出川では浅層部の地下水と似かよった Si 濃度を有することから、主に浅層部の地下水によって流量増加がもたらされているとみなせる。これらの結果から判断すると、三沢川合流後の矢出川における流量の増加に果たす深層部の地下水の貢献度の大きさは、扇状地面と河床の比高、すなわち三沢川合流後の矢出川の下刻の大きさに起因しているものと考えられる(図-1参照)。

丸山川、南二ツ山川、北二ツ山川ならびに喜望川における流量増加も主に浅層部の地下水の涵養によるところが大きいことが読みとれる。ただ、北二ツ山川および喜望川の下流部(矢出川への流入点の近傍)では一部 Si 濃度が高い区間が存在する。これらの区間では、扇状地面と河床との比高の増大に伴い深層部の地下水の貢献の度合いが増しているものと推定される。

5. お わ り に

以上の様に豊水期における野辺山原南部の水文環境の概要を把握し、また渇水期のそれとの比較を行った。さらに、Si濃度の差異に基づき、河川流量の増大に果たす滞留時間の短い浅層部の地下水と滞留時間の長い深層部の地下水の役割の相対的重要性の概略を、各河川について明らかにすることが出来た。今後は、渇水期および豊水期における各河川水の涵養に果たす深層部の地下水の役割を、Siの物質収支の観点から定量的に解明してゆきたい。また、扇状地面と河床との比高を各河川の各流路区間ごとに実測し、比高と深層部の地下水からの涵養量との間の相関関係についても評価を行う予定である。

謝 辞

本研究を進める上で、池田喜代治氏(地質調査所)および唐常源氏(筑波大学地球科学研究科)には水質分析を通じて多大な援助をいただいた。また、筑波大学地球科学研究科の院生有志には野外観測を補助していただいた。記して感謝いたします。

注 1)

「北二ツ山川」、 「南二ツ山川」さらに後出の「丸山川」という河川名は、議論を円滑に行うためにつけた仮の名称である。

注 2)

渇水期の場合²⁾と Si 濃度が急変する深度が異なるのは、地下水流動の季節的な差異にその

一因があるものと考えられる。

注3)

第3章までは浅井戸で観測される地下水を“浅層部の地下水”，深井戸で観測される地下水を“深層部の地下水”と呼んできたが，以後は本文中で述べた様に Si 濃度（滞留時間）に基づいて地下水を区分し，両用語を対応させる。

注4)

浅井戸4および30の地下水はそれぞれ16.6 mg/l, 9.8 mg/l という高いSi 濃度を示す。分析の誤りという可能性も含めて現在その原因を究明中である。

引用文献

- 1) 田中 正, 安原正也, 海上道雄, 黒田吉雄, 大坪輝夫, 丸井敦尚, 杉田倫明, 市川 当, 石井秀樹(1986 a): 野辺山原南部の水文環境(1) — 水文地形・地質 — . 筑波大学農林技術センター演習林報告, No. 2, 31~40.
- 2) 田中 正, 安原正也, 海上道雄, 黒田吉雄, 大坪輝夫, 丸井敦尚, 杉田倫明, 市川 当, 石井秀樹(1986 b): 野辺山原南部の水文環境(2) — 渇水期の地下水と河川流量 — . 筑波大学農林技術センター演習林報告, No. 2, 41~50.
- 3) 町田 洋, 杉原重夫, 横山秀司, 下川和夫(1981): 野辺山原の地形とその形成過程. 報告・野辺山シンポジウム1981, 47~49.
- 4) 河内晋平, 北沢和男, 那須孝悌(1969): 八ヶ岳東麓の地質 — とくに野辺山原層について — . 地質学雑誌, 75-1, 27~41.
- 5) 八ヶ岳団体研究グループ(1977): 八ヶ岳火山東麓の中部洪積統. 地質学論集, No. 14, 103~125.
- 6) Tóth, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 68, 4795~4812.
- 7) Freeze, R. A. and Witherspoon, P. A. (1967): Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resour. Res.*, 3, 623~634.
- 8) Haines, T.S. and Lloyd, J.W. (1985): Controls on silica in groundwater environments in the United Kingdom. *J. Hydrol.*, 81, 277~295.

SUMMARY

The study area, which occupies the southern parts of the Nobeyama-hara, is located on the south-eastern foots of the Yatsugatake Volcano in Nagano Prefecture. Quaternary deposits named Nobeyama-hara formation, almost all of which consist of gravels, sands, muds and loams, cover the area with the thickness of about 100 m.

Hydrological environments of the area in a wet season in 1985 were made clear based on the groundwater levels, stream discharges and water qualities of both groundwaters and stream waters. The Si concentration has revealed to be a suitable tracer for distinguishing a “shallow groundwater” with a short residence time from a “deep groundwater” with a long residence time. Roles of the shallow and the deep groundwaters in increases of streamflows were evaluated according to the distinct difference in the Si concentration of two groundwaters. As the result of this study, it was verified that magnitudes of the down-cutting of rivers control relative importances of the deep groundwater in streamflow increases.