

多摩川上流丹波川流域における河川水質 形成に及ぼす雪の効果

2004年

鈴木 啓助
信州大学理学部助教授

目 次

1 .	はじめに	1
2 .	研究対象流域の概要	1
3 .	研究方法	2
4 .	結果および考察	3
4 - 1 .	降水量と流出量	3
4 - 2 .	個別流域における調査結果の検討	4
4 - 2 - 1 .	A 流域	4
4 - 2 - 2 .	H 流域	8
4 - 3 .	流域の地質条件と渓流水質との関係	9
4 - 4 .	渓流水質に影響およぼす流域特性	11
5 .	まとめ	14
	引用文献	15

多摩川上流丹波川流域における河川水質形成

鈴木啓助・田中基樹・倉元隆之

(信州大学理学部物質循環学科)

1. はじめに

水循環過程において、雪は雨と異なった働きをする。つまり、地表面に降下した雨は、窪地などでの一時的な貯留を除くと、土壤中を浸透し地下水を形成し、河川水となって流出する。ところが、雪はある期間地表面に堆積し、融雪という過程を経てから流出する。この融雪過程で化学物質の濃縮が起こるために、「Acid Shock」と呼ばれる酸性の強い融雪水が流出し、北欧や北米などで陸水生態系に大きな影響を与えてきた。このように、水の流出過程のみならず物質循環という観点でも、雪は雨とは異なる様相を呈する。多摩川上流の丹波川は 2000m 前後の山々を源としており、冬期には積雪に覆われる流域である。しかしながら、本地域で雪を意識した水および物質の循環に関する研究はこれまで行われていない。そこで、本研究では、多摩川最上流域において、積雪期を含む通年にわたる観測を実施することにより、河川水質に及ぼす積雪 - 融雪過程の影響が如何なる様相を呈するのかを明らかにする。

また、対象流域である丹波川は上流域では花崗岩を基盤とし、下流域の基盤は砂岩泥岩互層となっており、表層地質が明瞭に異なっている。そこで、地質条件の差が河川水質変動に如何に影響を及ぼしているのかを明らかにする。

2. 研究対象流域の概要

研究対象流域は山梨県と東京都にまたがって流下する多摩川の最上流域にあたる。多摩川の源流は、笠取山(1953m)の山頂近くの水干にある。一之瀬川と呼ばれるこの源流域は、多くの支流をかかえて流量を増し、青梅街道と交差する付近で柳沢川と合流し丹波川と名前を変える。丹波川とな

ってからも、泉水谷、後山川、峰谷川、小袖川など流量豊富な溪流と合流し奥多摩湖に流入する。奥多摩湖から流出すると、その流れは多摩川となり東京湾に注ぐ。多摩川源流から奥多摩湖の上流までの流域が本研究の対象流域となる。

研究対象流域の全体の面積は 166.5km² で標高は 570m から 2109m である。流域は北西から南東方向に流路をもつ。流域の表層地質は先新第三紀の四万十帯が下流部に分布し、上流部には花崗岩が大規模に貫入している(浜野ほか、1973; 大森ほか、1976)。四万十帯が花崗岩と接する部分は、堆積岩が変成をうけホルンフェルスとなっている。流域の大部分は針葉樹林と広葉樹林で覆われている。

最近 4 年間の山間部の年平均降水量は 1579mm で、毎年 8 月と 9 月にピークを示す。また、2003 年の標高 1860m 地点での最大積雪深は 105cm であった。

3 . 研究方法

河川水の採取は奥多摩湖上流域の計 20 地点で行った(図 1)。一之瀬川での採取は、各支流にあたる A 地点、B 地点、C 地点、D 地点、E 地点と、A 地点、B 地点、E 地点の支流が合流する F 地点、これらがすべて合流する G 地点、その少し下流で合流する竜バミ谷の H 地点、さらに一之瀬川の最下流部にあたる I 地点で行った。また柳沢川では支流の J 地点、K 地点、L 地点と、これらが合流した M 地点で採取した。丹波川となつてからは、一之瀬川と柳沢川の合流地点から約 4.5km 下流の N 地点と、さらに約 3.5km 下流の O 地点で採取した。丹波川のさらに下流は、奥多摩湖の影響で河川水の滞留帯になるため採取を行わなかった。丹波川の支流としての採取は、後山川の P 地点で行った。奥多摩湖に流入する支流として小菅川の Q 地点(川久保地区)とその約 2.5k m 下流の R 地点(余沢)、峰谷川の S 地点、さらに奥多摩湖の堰の少し上流側から流入する支流の T 地点で採取を行った。また、本稿では、各河川水の採取地点名を各流域名とした。例えば、A 地点の流域は A 流域と命名する。

E、G、H、L、N の 5 地点では、河川水の採取を 2000 年 5 月 10 日から開

始した。それ以降、順次、採水地点を加え、2001年3月28日にはA、C、D、F、K、O、P、Q、R、S、Tの各地点を加えた16地点に、2001年5月2日からはB、J、Iの地点でも採取を行った。また、2002年12月18日からはM地点においても採取を始めた。いずれの地点においても2001年10月25日までは1ヶ月か2ヶ月に1度の採取であったが、それ以降は6月から11月は1ヶ月に1回から2回、12月から5月は1ヶ月に2回から4回の頻度で採取を行った。河川水の採取は2003年10月30日まで行われた。

H、S、Tの3地点では河床にて渓流水を採取した。その他の地点では橋の上からバケツを用いて行い、渓流の流心部の水を採取した。バケツに採取した水から500mlをポリエチレンビンに入れ、実験室に持ち帰った。現地においては気温、水温および河川水のpHおよび電導度を測定した。

採取した河川水は濾過した後、pHおよび電導度を測定し、イオンクロマトグラフ(DIONEX-2020i/SP)によって主要溶存成分濃度(Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-})を測定した。また、 HCO_3^- 濃度は硫酸滴定法により測定した。

また、研究対象流域内における降水量および河川流量は、東京都水道局小河内貯水池管理事務所による観測結果を使用した。

4. 結果および考察

4-1. 降水量と流出量

まず、研究対象流域内における降水量と流出高について検討する。図2には、落合、小菅、丹波山、小河内における1998年1月1日から2003年10月31日までの日降水量の変化を示す。水平距離にして約20km内外の地点での降水量であるから、基本的な変動パターンは酷似している。しかしながら、個々の降水イベントについてみると、本地域内でも日降水量に2倍以上の差が観測されることもある。研究対象流域内で降水量が多くなるのは、毎年7、8、9月であり、梅雨末期から台風シーズンにかけて多くの降水量が観測される。しかし、2000年の夏季は日降水量の多い日がほとんど無く、空梅雨気味である。一方、1998年と2001年の夏季には日降水量が200mmを超えるような大雨が頻発している。わずか6年弱の期間であるが、降水量の年変動の度合いが大きいことがわかる。

また、冬季間の降水量は極めて少ないことがわかる。本流域で冬季間に降雪（あるいは降雨）をもたらす総観場は、南岸低気圧による場合がほとんどであり、その頻度は極めて少ないことから、冬季の降水量が少なくなっている。しかしながら、本流域の流域界をなす笠取山などの山地域では、年最大積雪深が 1m を超えることが観測によってわかっている。

図 3 には研究対象流域内の小菅川、水根沢谷、後山川、丹波川下流（丹波）における 1998 年 1 月 1 日から 2003 年 10 月 31 日までの日流出高の変化を示す。流出高は降水量と同じ単位系で表現されるので、両者の比較が容易である。研究対象流域では降雨流出がほとんどであるため、図 2 に示した降水量の変動に対応するように流出高も変動している。毎年夏季に流出高は増加しているが、空梅雨が明瞭である 2000 年夏季には、どの地点でも流出高の顕著な増加は観測されていない。それ以外の夏季には大きな流出高が降雨に対応して数多く観測されている。研究対象流域の流域界をなす山地域では、冬季に積雪が観測されるため融雪による流出高の増加が推定されたが、図 3 を見る限りでは量的に小さいと言わざるを得ない。

4.2. 個別流域における調査結果の検討

4.2-1. A 流域

A 流域は一之瀬川の源流域の 1 つであり、流域面積は 3.52km²、流域最高高度は 2109m である。また採取地点の標高は 1350m である。流域は南南西方向に開口している。植生は谷部に広葉樹林帯が広がり、尾根部には針葉樹林が優占している。土壌は黒ボク土壌、乾性褐色森林土壌、褐色森林土壌に多くを占められ、標高の高い地帯には乾性ポドゾル土壌が分布している（日向ほか、1992）。また、流域の大部分には花崗岩が分布し、源頭部にはホルンフェルスが広がっている（浜野ほか、1973）。

図 4 に、2001 年 3 月 28 日から 2003 年 10 月 30 日までの A 流域における渓流水中の溶存成分濃度 (Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-)、pH、電導度および落合における日降水量と丹波川下流（丹波）における日平均流量の変化を示す。一般的な傾向として降水量は暖候季に多雨になり、寒候季に少雨になる。本研究では、1 水年を前年度の 12 月初日から翌年の 11 月末

日とした。例えば、2002 水年とは 2001 年 12 月 1 日から 2002 年 11 月 30 日を示す。鈴木(1996)も、11 月と 12 月の間で水年を区切るのが妥当であるとしている。寒候季は、渓流水質の変動に降雪の影響が確認できる期間とし、12 月初日から 5 月末日までである。また、暖候季とは、6 月初日から 11 月末日までの期間である。流量は、暖候季に多くなり、寒候季に少なくなる。また、2003 年 4 月と 5 月の融雪期にも流量が増加している。冬季降水は、降雪 - 積雪 - 融雪の過程を経て溪流に流出するため、降水量と流量の関係が一致しないことが多々ある。しかし、その他の時期では、概ね調和的である。

2001 年 8 月 21 日に 195.5 mm/day の豪雨、また同年 9 月 9 日から 9 月 10 日に掛けて 468.5 mm の降水量を記録する豪雨に見舞われた。この降水により 2001 年 8 月 22 日の流量は $50.7\text{m}^3/\text{s}$ 、9 月 10 日には $184.4\text{m}^3/\text{s}$ 、9 月 11 日は $117.5\text{m}^3/\text{s}$ を観測した。1999 年から 2003 年の月降水量、年降水量、寒候季の降水量および暖候季の降水量を表 1 に示す。括弧内の数字は年降水量に対する月降水量の割合を示す。2001 年 9 月の降水量は 585mm であり、年降水量に対する割合は 33% である。このように、2001 年 9 月の降水量は他年の 9 月の降水量より極めて多い。この豪雨の影響で、その後の降雨にも流量が過敏に反応している。これは流域内の土壌中の水分飽和状態が続いたためであると考えられる。

研究期間中の渓流水中の Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は、共に調和的な変動をしており、これらのイオン濃度は、流量の減少する寒候季に低く、流量の増加する暖候季に高くなる傾向を示している。また、流量の増加する融雪期にも一時的な増加がみられた。 HCO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 濃度、pH の変動は、上記の溶存成分濃度と反対の変動を示していることで差別化される。 HCO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 濃度変動には、優位な季節的变化は認められないが、流量が増加するとこれらのイオン濃度は減少し、流量が低下すると増加する傾向にある。一般的に、土壌中の高濃度の CO_2 が水に溶けると HCO_3^- を生成する。 CO_2 を含む水は地中の炭酸化合物と反応して Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Na^+ などを炭酸水素塩として溶出させる。このように、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Na^+ は土壌や岩石が主な起源であるとされている。流量の変動とこれらの濃度変動が負の相関を示す原因

は、降水による基底流量時の水質の希釈が考えられる。

2001年の HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 Na^+ 濃度は2002年と2003年より低濃度である。表1に示すように2001年の降水量は過去5年間で最大を示し、暖候季の降水量も最大である。流量も多いことから、流域内の長期間的な土壌の水分飽和により慢性的に希釈作用が働いた可能性が考えられる。電導度は寒候季に減少し、暖候季に増加する。土壌、岩石起源物質濃度はあまり変化せず、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は明瞭な季節変化を示す。そのために電導度は Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度の変動に依存的な動きをする。

K^+ 濃度は寒候季に低く、暖候季に高い。さらに K^+ 濃度は、他の溶存成分濃度のように流量や降水量に影響されて変動していない。林内雨中の K^+ 濃度は裸地のそれより高くなるという報告があり、 K^+ の起源の一つに植物体からの溶出があげられる(竹内、1980)。そのために植物の繁る暖候季に K^+ 濃度が増加するものと考えられる。

次に寒候季の水質を詳細に述べる。図5に2002年12月1日から2003年5月30日までのA地点での渓流水質中の陰イオン濃度(Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-)、pH、電導度および日降水量と日平均流量の変動を示す。2002年12月1日から2003年1月26日まで、流量は降水量の影響をほとんど受けておらず、基底流量が維持されている。この期間の降水の多くは積雪として流域内に保存されていたものと考えられる。そのため、土壌、岩石起源物質である HCO_3^- 濃度と、pHは増加を続け、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は減少を続けている。融雪洪水は、2003年1月27日から2月4日、2003年2月8日から2月15日、2003年2月20日から3月12日、2003年3月28日から5月30日と断続的に観測されている。また2003年2月20日から2月28日までの期間以外、ほとんどの融雪洪水は降雨によって誘発された融雪イベントであると考えられる。2003年2月6日から4月4日では、 HCO_3^- 濃度はほとんど変動しないが、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は増加を続ける。この期間の流量は、断続的な増加の傾向を示す。融雪イベントと降雨が重なったために、高濃度の Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} が流出したことが、原因である可能性がある。2003年4月17日と4月27日では HCO_3^- 濃度は急激な減少を示し、それに引きずられるように電導度とpHも急激な減少をみせる。逆に、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は、

急激な増加を示している。さらに、同期間中に融雪洪水の流量も極大を迎えている。それ以降、融雪洪水は基底流量に向かって減少を始める。それと共に、 HCO_3^- 濃度と電導度は急激な増加をみせ、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は減少を始める。

次に暖候季の渓流水質変動について述べる。2002年6月1日から2002年11月30日までの同流域における渓流水質中の陰イオン濃度(Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-)、pH、電導度および日降水量と日平均流量の変動を図6に示す。6月1日から7月9日まで、少雨が続き、流量は基底流量に近い値である。7月10日の146 mm/dayの降雨に反応して流量が急激に増加した。そして同日、最大流量30.1 m^3/s の降雨洪水を引き起こしている。その後、7月15日と7月18日の降雨により多少の流量増加が確認できるが、すぐに基底流量に収束するように減少している。また、8月18日と8月19日には総雨量157 mmを記録しており、8月19日には42.9 m^3/s の降雨洪水を観測している。このまとまった降雨の際にも、スパイク状の流量の増加がみられる。さらに、10月1日にも87.5 mmの降雨によって流量はスパイク状の増加を示し、降雨洪水の流量は24.6 m^3/s であった。図5での2002年12月1日から2003年5月30日の間に起こった融雪洪水の最大流量は、2003年3月1日の10.9 m^3/s である。降雨洪水の流量と比較するとかなり低い値である。しかし、融雪洪水は低流量にもかかわらず、降雨洪水に比べかなり長期間増水の傾向にある。そのために、図4と図5の流量の波形も、融雪洪水時には台形状であるのに対し、降雨洪水時ではスパイク状になる。

2002年8月24日は、8月18日と8月19日の豪雨の影響を受け降雨洪水となった流量が、減水の傾向にある時である。この際の NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度は、基底流量時の6月13日のものより若干増加の傾向にある。また、土壌、岩石起源物質であり渓流水中の優占イオンでもある HCO_3^- 濃度は大きく減少している。そのため、電導度とpHも減少を示している。8月24日を除く、すべての渓流水は基底流量時に近い流量時に採取している。 HCO_3^- 濃度の変動はほとんど確認されず、 NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度は8月24日を最後に11月11日まで減少の傾向を続けている。そのために電導度が減少し、pHは増加している。2002年6月1日から2002年11月30日までの Cl^- 濃

度の変化量は、最大値が 18.0 μ eq/l、最小値が 16.8 μ eq/l であり、他の溶存成分に比べ極めて安定している。

図 7 には、A 流域における 2001 年 3 月 28 日から 2003 年 10 月 30 日までの渓流水質のイオン組成の月平均値を、トリリニアダイアグラムを用いて示した。12 月から 2 月はイオン組成に大きな変動は認められない。Cl⁻+NO₃⁻+SO₄²⁻の割合は低く、Na⁺+K⁺の割合は年間で最低値を示している。3 月から 4 月にかけて、融雪水の影響により、Cl⁻+NO₃⁻+SO₄²⁻の割合が急激に増加し、HCO₃⁻の割合が減少する。5 月になると Cl⁻+NO₃⁻+SO₄²⁻の割合が減少し、Na⁺+K⁺の割合が増加を示す。6 月と 7 月は Na⁺+K⁺の割合が大きくなる。9 月から 11 月にかけて Na⁺+K⁺の割合が減少していく。このように、この流域では、寒候期より暖候期の方が Na⁺+K⁺の割合が大きいことで特徴づけられる。

4-2-2. H 流域

H 流域も一之瀬川の源流域の 1 つである。H 流域と A 流域は上流部では隣接した流域である。H 流域の流域面積は 5.73 km²、最高高度は 2012 m である。渓流水の採取は、標高 1060 m 地点で行った。流域は南南西方向に開口している。標高の高い源頭部には針葉樹林、下流部には広葉樹林が広がっている。土壌は黒ボク土壌、乾性褐色森林土壌、褐色森林土壌が流域の大半を占め、谷部に湿性褐色森林土壌が点在する(日向ほか、1992)。地質は流域の大部分にホルンフェルスが広がり、流域内西方の尾根部に花崗岩が分布している(浜野ほか、1973)。

図 8 に 2001 年 3 月 28 日から 2003 年 10 月 30 日までの H 流域での渓流水質中の溶存成分濃度 (K⁺, Ca²⁺, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻)、pH、電導度および落合における日降水量と丹波川下流(丹波)における日平均流量の時間的な変化を示す。

H 流域における NO₃⁻濃度は A 流域よりかなり高い。しかし、流量の少ない寒候季に低く、流量の多い暖候季に高くなる傾向は A 流域と同様である。SO₄²⁻、HCO₃⁻、Ca²⁺濃度は希釈作用により流量の増加時に低くなり、流量の少ない時に高くなる。電導度もこれらのイオン濃度の変動に依存した動きをみせる。H 流域の SO₄²⁻は A 流域の約 2 倍近い濃度を渓流水中に溶存さ

せている。A 流域の SO_4^{2-} 濃度の変動は流量の変動と同調する。一方、H 流域での SO_4^{2-} 濃度の変動は、流量の変動と調和的ではなく、 HCO_3^- 濃度の変動と調和的である。そのため、 SO_4^{2-} は主に土壌、岩石起源であると考えられる。また、H 流域の Cl^- 濃度は A 流域の Cl^- 濃度と、ほとんど変わらないが、変動の傾向は SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 濃度の変動と類似している。H 流域の K^+ 濃度は暖候季に高く、寒候季に低い変動を示すことから、その起源は A 流域と同様に植物体からの溶出と考えられる。

4.3. 流域の地質条件と渓流水質との関係

研究対象流域内の 2 つの流域を例にとって渓流水質の変動パターンの違いについて述べた。渓流水質変動の主な相違は、 SO_4^{2-} 濃度が、寒候季に減少するか、増加するかである。これにより電導度の変動パターンも決定される。次に各パターンの渓流水質変動を示す流域の分布とその原因について論じる。

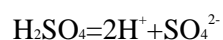
図 9、10、11 に、1 次流域である 13 流域 (A、B、C、D、E、H、J、K、L、P、Q、S、T) での 2001 年 3 月 28 日から 2003 年 10 月 30 日までの渓流水中の SO_4^{2-} 濃度、 HCO_3^- 濃度、電導度の変動および丹波山における日降水量を示した。図 9 上段によれば H、P、Q、S、T の各流域における SO_4^{2-} 濃度は 2001 年 8 月から増加を始める。2002 年 2 月に極大になり、2002 年 6 月まで減少を続ける。その後、2003 年 2 月まで再び増加を続ける。4 月と 5 月にも小さな増加がある。これは融雪期と重なっていることから、融雪の影響が出ていると考えられる。融雪期を過ぎるとまた減少を始める。このように H、P、Q、S、T のすべて流域では、降水量の少ない寒候季に、 SO_4^{2-} 濃度が増加し、降水量の多い暖候季に減少する傾向がある。これに対して、図 9 中段に示した各流域では、 SO_4^{2-} 濃度が降水量の多い暖候季に増加し、降水量の少ない寒候季に減少し、図 9 上段の流域での SO_4^{2-} 濃度の変動とは反対の変動パターンを示している。また、図 9 上段の各流域の SO_4^{2-} 濃度は高濃度であり、図 9 中段の流域では低濃度である。13 流域中で SO_4^{2-} 濃度が最低の流域と最高の流域では 15 倍近い開きがある。さらに、図 10 上段に示した HCO_3^- 濃度は、降水量の変動に対して反比例している。ゆえに、H、P、

Q、S、Tの各流域での SO_4^{2-} は、土壌、岩石起源であると考えられる。P、Q、Sの各流域は、付近に温泉があることから、温泉水の混入も考えられる。しかし、HとT流域に関しては温泉水の混入は確認できなかった。

図11上段に示すように、H、P、Q、S、Tの各流域では SO_4^{2-} と HCO_3^- とはともに高濃度で変動も調和的であるため、電導度も引きずられた動きを示す。また、図11中段に示した各流域では、電導度は降水量と同様の変動をみせる。

図12は、研究対象流域に分布する表層地質図と、各渓流水の採取地点を示す。表層地質図は、浜野ほか(1973)と大森ほか(1976)の1/20万地質図をもとに作成した。研究対象流域には、先新第三紀の四万十帯が広く分布している。丹波川下流域には、先新第三紀の堆積岩がその大半を占めている。海成層の砂岩や泥岩が広がり、内部にレンズ状の石灰岩が点在する。研究対象流域の西方にあたる一之瀬川や柳沢川には、堆積岩に大規模に貫入した花崗岩が分布する。堆積岩が花崗岩に接する箇所には、堆積岩が変成されホルンフェルスがみられる。

A、B、C、D、E、J、K、Lの各流域には花崗岩体が分布している。P、Q、S、Tの各流域には堆積岩体が分布しており、さらにH流域にはホルンフェルスが優占的に分布している。このことから、図9に示した SO_4^{2-} 濃度の変動差および濃度差は、表層地質の違いによるものと推定できる。狛・横田(1971)によると、北海道美唄市における泥岩地体の地下水中には、 SO_4^{2-} が多い傾向にあると報告されている。また、金井ほか(1999)では、茨城県中部域の泥岩体において、渓流水中に SO_4^{2-} が多く含まれていることが確認されている。海成の泥岩には、黄鉄鉱がほぼ普遍的に含まれており(狛ほか, 1983)、黄鉄鉱は次のような反応によって酸化し、地下水中に SO_4^{2-} を生成する(Vear and Curtis, 1981)。



本研究対象流域に広がる堆積岩体は四万十帯である。四万十帯は主に海

成層で構成されている。H、P、Q、S、Tの各流域では、泥岩中に含まれる黄鉄鉱が酸化し、高濃度の SO_4^{2-} が渓流水に流出しているものと考えられる。H流域の SO_4^{2-} が他の堆積岩体より低濃度であることは、H流域内の西方に少なからず花崗岩がみられることに関係していると思われる。

I、M、N、O、P、Tの各流域における SO_4^{2-} 濃度の変動と丹波山における日降水量を図 13 に示す。土壌、岩石起源の SO_4^{2-} 濃度の変動と比較するためにP流域とT流域の SO_4^{2-} 濃度の変動を加えた。2次流域であるI、M、N、Oの各流域内には、上流部に花崗岩体が広がり、下流部に堆積岩が分布する。これらの流域では、いずれも堆積岩体特有の SO_4^{2-} 濃度の変動はみられず、花崗岩体にみられる SO_4^{2-} 濃度の変動を示した。これは、花崗岩体からの流入河川の希釈作用が強く働いているためであるものと考えられる。

4.4. 渓流水質に影響およぼす流域特性

A、B、C、D、E、H、J、K、Lの各流域において、渓流水中の溶存成分濃度に大きな差異が認められる。これらの流域の表層地質は、多くを花崗岩に占められている。そのため前節で述べた地質の違いによる溶存成分濃度の差異とは考えられない。また、隣接した小流域で沈着量に大きな差があるとも考えにくい。植生の分布と渓流水質の違いについても顕著な傾向はみられない。そのため渓流水質の差異は他の流域特性要素と考えられる。ここでは、渓流水中の溶存成分濃度に影響をおよぼしている流域特性要素である平均傾斜と流域内最高高度について検討する。

各流域の平均傾斜は、以下に示すホートン法を用いて算出した。等高線間隔を h 、隣りあう等高線の間水平距離を x とすると、求める傾斜角は、

$$\tan^{-1}(h/x) \dots\dots\dots$$

で与えられる。いま、任意の直線と等高線が交わる角度を α とすると、 α の平均は次式で与えられる。

$$\sin \alpha = 2/\pi \int_0^{\pi/2} \sin \alpha \, d\alpha = 2/\pi$$

したがって、長さ l の線分を横切る等高線の数を n とすると、

$$x = (l/n) \sin \theta = 2l/n \dots\dots\dots$$

、式により、求める平均傾斜は、

$$\tan^{-1}(h/x) = \tan^{-1}(n \cdot h/2l)$$

で与えられる。

実際は、一辺 d の方眼の四辺を合計した $l=4d$ を用い、各辺と等高線の交点の合計を n とする。地形図上の流域内に $4d$ の方眼が m 個存在するとき、この流域の平均傾斜を θ とすると、

$$\theta = (1/m) \dots\dots\dots$$

として求めた。

本研究では、1:25,000 地形図で一辺 5 mm (実距離 125 m, 面積 15,625 m²) の方眼を利用した。

図 14、15 に各流域の平均傾斜と渓流水中の溶存成分濃度 (Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、NO₃⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻) および土壌の関係を示す。各流域の渓流水中の溶存成分濃度は、全データの平均値を使用した。一般的に H、J、K、L の各流域は他の流域より、HCO₃⁻ 以外のすべての溶存成分濃度が高い。この有意な濃度差は、H、J、K、L の各流域にのみ点在する湿性褐色森林土壌に起因している可能性が高い。

NO₃⁻ 濃度と SO₄²⁻ 濃度は各流域の平均傾斜と正の相関係数を示し、HCO₃⁻ 濃度は負の相関係数を示す。また Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺ 濃度には、いずれも負の相関係数が認められた。ダルシーの法則からも分かるように傾斜が増すと、動水勾配も大きくなる。渓流水中の HCO₃⁻、Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺ 濃度は、地温を一定とした時、主に降水と岩石および土壌との接触時間によって決定される。つまり、HCO₃⁻、Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺ 濃度が各流域の平均傾斜と負の相関係数を示す原因は、動水勾配が増すことにより、水と土壌や岩石の接する時間が、少なくなるためであると考えられる。動水勾配の大きい流域と小さい流域では、降水が植物吸収や微生物活動の活発な土壌上部層に滞留する時間は、後者のほうがより長く、土壌中における NO₃⁻ の脱窒と同化や SO₄²⁻ の同化はより進行するものと考えられる。そのために、平均傾斜の小さい流域では、溪流への NO₃⁻ や SO₄²⁻ の流出も減少する。Schiff *et al.* (2002) でも、渓流水中の

NO₃濃度は、流域の平均傾斜に左右されると指摘している。

土壌や河川水中の微生物活動は、高度に伴う気温変動によって決定され、河川水中の NO₃濃度に強い影響を与えていると考えられている (Yoh *et al.*, 2001)。本研究における流域でも、一之瀬川から丹波川というように巨視的にみると、下流に向かうほど NO₃濃度は増加する傾向にある。しかし、本研究で研究対象とした小流域での NO₃濃度には、高度との関係はあまり認められない。小流域では、流域の平均傾斜の影響が渓流水中の NO₃濃度に強く出ている可能性が考えられる。すなわち、土壌からの NO₃の流出機構は流域斜面や有機物に富む土壌への浸透率に関係があり、渓流水中の NO₃濃度に強く影響をしている (Schiff *et al.*, 2002; D'Arcy and Carignan, 1997)。Hill *et al.* (1999)では、渓流水中の NO₃濃度の減少は、流域に広がる土壌上部層の脱窒能力に依存すると論じている。小流域での、NO₃の流出機構に関する流域の平均傾斜と高度との関係は検討しなければならない今後の課題である。

図 16 に各流域内最高高度と渓流水中の HCO₃⁻、Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺濃度の関係を示した。流域内の高度が高いほど、各イオン濃度は減少の傾向にある。標高が上がると気温の低下による生物活動の低下を招き、土壌中の CO₂濃度を減少させる。そのために HCO₃⁻濃度は減少し、それに付随する Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺濃度も減少の傾向を示すと考えられる。図 14、15、16 から渓流水中の HCO₃⁻、Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺濃度は流域の平均傾斜と最高高度の両方から影響を受けていると考えられる。

HCO₃⁻、Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺濃度をそれぞれ目的変数、流域の平均傾斜と最高高度を説明変数として、重回帰分析を行った。その結果を表 2 に示す。HCO₃⁻濃度は、全 9 流域をサンプル数として分析を行った。Na⁺、Mg²⁺、Ca²⁺濃度はサンプル数の関係から、湿性褐色森林土壌を有しない 5 流域のみで行った。なお、全 9 流域の平均傾斜と最高高度の相関係数は 0.218 であり、良好な相関を示していない。また、湿性褐色森林土壌を有しない 5 流域における平均傾斜と最高高度の相関係数は -0.314 であり、これらの流域においても良好な相関を示さない。Ca²⁺濃度以外のイオン濃度の自由度修正済決定係数は 0.93 以上で極めて高い精度である。偏差平方和の分散比から求

めた P 値から HCO_3^- 濃度と Na^+ 濃度の自由度修正済決定係数は 99%以上の信頼性があり、 Mg^{2+} 濃度は 95%の信頼性を持っている。以上のことから、標準偏回帰係数からみた渓流水中の HCO_3^- 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度は、流域内の最高高度の影響を強く受けていることが明らかである。

5. まとめ

研究対象流域では、降水量は暖候季に多く寒候季に少なくなる。また表層地質の如何を問わず一般的な傾向として、流量は暖候季に多く寒候季に少なくなる。暖候季の降雨洪水は短期間で終了するが、融雪洪水では流量の増加量が少ないにもかかわらず長期間持続する。

表層地質が花崗岩である流域の流量と河川水中の Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度は同期的な変動を示している。いずれの場合にも寒候季に低く、暖候季に高くなる傾向を示す。ただし、融雪期には一時的な増加がみられる。河川水中の HCO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 濃度と pH の変動は、上記の溶存成分濃度と反対の変動を示していることで特徴づけられる。 HCO_3^- 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 濃度の変動には優位な季節変化は認められないが、流量が増加すると低下し、流量が低下すると増加する。

一方、堆積岩の分布する流域では、渓流水中の多くのイオン濃度変動に関して、花崗岩体を流れる渓流水質とあまり変わらない。しかし、 SO_4^{2-} 濃度と電導度の変動は、流量の多い暖候季に減少し、流量の少ない寒候季に増加し、花崗岩体での変動と反対の変動傾向を示している。また、上流域に花崗岩体を持ち、採取地点が堆積岩体の場合は、花崗岩体の渓流水質変動を示す。

花崗岩体に分布する各流域の平均傾斜と渓流水中の溶存成分濃度 (Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-) および土壌との関係は、 HCO_3^- 濃度以外のすべての溶存成分で、湿性褐色森林土壌の点在する流域のほうが高濃度を示している。河川水中の NO_3^- 濃度と SO_4^{2-} 濃度は流域の平均傾斜と正の相関係数を示し、 HCO_3^- 濃度は負の相関係数を示す。また、河川水中の Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度と流域の平均傾斜との間にも、いずれも負の相関係数が認められる。

各流域内最高高度と河川水中の HCO_3^- 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度の関係は、流域内の高度が高いほど、各イオン濃度は減少の傾向にある。流域の平均傾斜と最高高度の両方が河川水中の HCO_3^- 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度に影響をおよぼしている。

重回帰分析の結果からは、 HCO_3^- 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 濃度には、流域の平均傾斜より最高高度の影響力が強く示唆された。

引用文献

- Aber, j., K. J. Nadelhoffer, P. A. Steudler, and J. M. melillo. (1989): Nitrogen saturation in forest ecosystems, *Bioscience*, 39, 378-386.
- D'Arcy, P., and R. carignan. (1997): Influence of catchment topography on water chemistry in southeastern Quebec Shield Lakes, *Can. J. Fish Aquat. Sci.*, 54, 2215-2227,
- Foster, N. W., I. K. Morrision, X. Yin, and P. A. Arp. (1989): Ion leaching from a sugar maple forest in response to acidic deposition and nitrification, *Water Air Soil Pollut.*, 48, 251-261.
- 浜野一彦, 西宮勝彦, 石田高, 角田謙朗 (1973): 1/20万土地分類図 (表層地質図 平面分類図) 山梨県, 経済企画庁.
- Hill. A. R., Kemp.W. A. Buttle. J. M., and D. Goodyear. (1999): Nitrogen chemistry of subsurface storm runoff on forested Canadian Shield hillslopes, *Water Resources Research*, 35, 811-821.
- 日向進, 秋山康一, 馬場勝馬, 清藤壇宏, 田中格 (1992): 1/5万土地分類基本調査図 (土壌図) 丹波・三峰, 国土庁.
- Johannessen. M., and A. Henriksen. (1978): Chemistry of snow meltwater: changes in concentration during melting, *Water Resources Research*, 14, 615-619.
- 金井豊, 上岡晃, 金沢康夫, 関陽児, 濱崎聡志, 月村勝宏, 中嶋輝允 (1999): 茨城県中部域の源流域における浅層地下水・地表水の水質変動, *地調月報*, 50, 591-610.
- 狛武, 鈴木尉元, 小玉喜三郎 (1983): 房総半島における上総層群泥質岩中の硫黄, 炭素, 塩素, 鉄の形態・組成と堆積環境, *地調月報*, 34, 191-206.
- 狛武, 横田節哉 (1971): 第三系地すべり地帯における水質の特徴 北海道常

- 盤台地区の例 , 地調月報 , 22, 305-317.
- Larry. W. Horowitz., and Daniel J. Jacob. (1999): Global impact of fossil fuel combustion on atmospheric NO_x, *Journal of Geophysical Research*, 104, 23, 823-840.
- Nadelhoffer, K. J., B. A. Emmett, P. Gundersen, O. J. Koopmans, P. Schlegli, A. Tietema, and R. F. Wright. (1999): Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon in temperate forests, *Nature*, 398, 145-148.
- 大森五郎, 長沼信夫, 角田清美 (1976): 1/20万土地分類図 (表層地質図 平面的分類図) 東京都, 国土庁.
- Peterjohn, W. T., M. B. Adams, and F. S. Gilliam. (1996): Symptoms of nitrogen saturation in two central Appalachian hardwood forest ecosystems, *Forest Ecosystems and Biogeochemistry*, 35, 307-322.
- Peter S. Murdoch and John L. Stoddard. (1992): The role of nitrate in acidification of Streams in the Catskill Mountains of New York, *Water Resources Research*, 28, 2707-2720.
- Schiff. S. L., K. J. Devito., R. J. Elgood., P. M. McCrindle., J. Spoelstra, and P. Dillon. (2002): Two adjacent forested catchments: Dramatically different NO₃⁻ export, *Water Resources Research*, 38, 28, 1-13.
- 鈴木啓助 (1995): 融雪時における渓流水の pH 低下, *水文・水資源学会誌*, 8, 568-573.
- 鈴木啓助 (1996): 温暖積雪地における渓流水質変動, *地学雑誌*, 105, 1-14.
- Suzuki. K. (2003): Chemistry of stream water in a snowy temperate catchment, *Hydrological Processes*, 17, 2795-2810.
- 竹内丑雄 (1980): 降水中のカリウムの発生源について, *地球化学*, 14, 30-34.
- Vear, A. and Curtis, C. (1981): A quantitative evaluation of pyrite weathering, *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 191-198.
- Yoh. M., Konohira. E, and Yagi. K. (2001): Regional distribution of natural stream nitrate in central Japan, *Water, Air, and Soil pollution*, 130, 655-660.

表1 1999年から2000年までの月降水量。括弧内の数値は年降水量に占める割合を示す。

水年	1999	2000	2001	2002	2003
12月降水量(mm)	32.0 [1.9]	0.0 [0.0]	5.5 [0.3]	19.5 [1.4]	69.0 [*]
1月降水量(mm)	10.0 [0.6]	60.5 [4.1]	119.5 [6.7]	104.0 [7.6]	88.0 [*]
2月降水量(mm)	35.0 [2.1]	0.0 [0.0]	54.0 [3.0]	17.5 [1.3]	37.0 [*]
3月降水量(mm)	9.0 [5.8]	75.5 [5.1]	119.5 [6.7]	75.0 [5.5]	120.0 [*]
4月降水量(mm)	140.5 [8.3]	113.5 [7.7]	29.5 [1.7]	55.0 [4.0]	123.5 [*]
5月降水量(mm)	126.0 [7.4]	85.0 [5.8]	128.0 [7.2]	104.0 [7.6]	162.5 [*]
6月降水量(mm)	289.0 [17.0]	244.5 [16.6]	123.5 [7.0]	125.5 [9.2]	79.5 [*]
7月降水量(mm)	194.0 [11.4]	162.5 [11.0]	53.0 [3.0]	219.5 [16.0]	220.0 [*]
8月降水量(mm)	318.5 [18.7]	200.5 [13.6]	290.5 [16.4]	238.5 [17.4]	302.0 [*]
9月降水量(mm)	291.0 [17.1]	275.5 [22.7]	585.0 [33.0]	211.0 [15.4]	158.5 [*]
10月降水量(mm)	111.0 [6.5]	143.0 [9.7]	198.0 [11.2]	171.5 [12.5]	99.5 [*]
11月降水量(mm)	53.5 [3.1]	115.5 [7.8]	65.0 [3.7]	28.5 [2.1]	*
年間降水量(mm/y)	1699.5[100.0]	1476.0[100.0]	1771.0[100.0]	1369.5[100.0]	*
寒候季の総降水量(mm)	442.5 [26.0]	334.5 [22.7]	456.0 [25.7]	375.0 [27.4]	600.0 [*]
暖候季の総降水量(mm)	1257.0 [74.0]	1141.5 [77.3]	1315.0 [74.3]	994.5 [72.6]	*

表2 渓流水中の溶存イオン濃度と流域平均傾斜および流域内最高高度の重回帰分析

重回帰式			精度		分散分析					
目的変数名	説明変数名	偏回帰係数	標準偏回帰係数	決定係数	自由度修正済 決定係数	変動	偏差平方和	自由度	分散比	P値
HCO ₃ ⁻	平均傾斜	-2.7	-0.28	0.95	0.94	全体変動	11000	8	61	0.0001
	流域内最高地点	-0.17	-0.75			回帰による変動	10000	2		
	定数項	650				回帰からの残差変動	500	6		
Ca ²⁺	平均傾斜	-0.21	-0.088	0.88	0.76	全体変動	210	4	7.4	0.12
	流域内最高地点	-0.046	-0.90			回帰による変動	190	2		
	定数項	230				回帰からの残差変動	25	2		
Mg ²⁺	平均傾斜	-0.21	-0.11	0.97	0.93	全体変動	140	4	29	0.033
	流域最高地点	-0.039	-0.93			回帰による変動	130	2		
	定数項	140				回帰からの残差変動	4.6	2		
Na ⁺	平均傾斜	-1.5	-0.31	0.99	0.99	全体変動	790	4	130	0.0074
	流域内最高地点	-0.082	-0.83			回帰による変動	790	2		
	定数項	280				回帰からの残差変動	5.8	2		

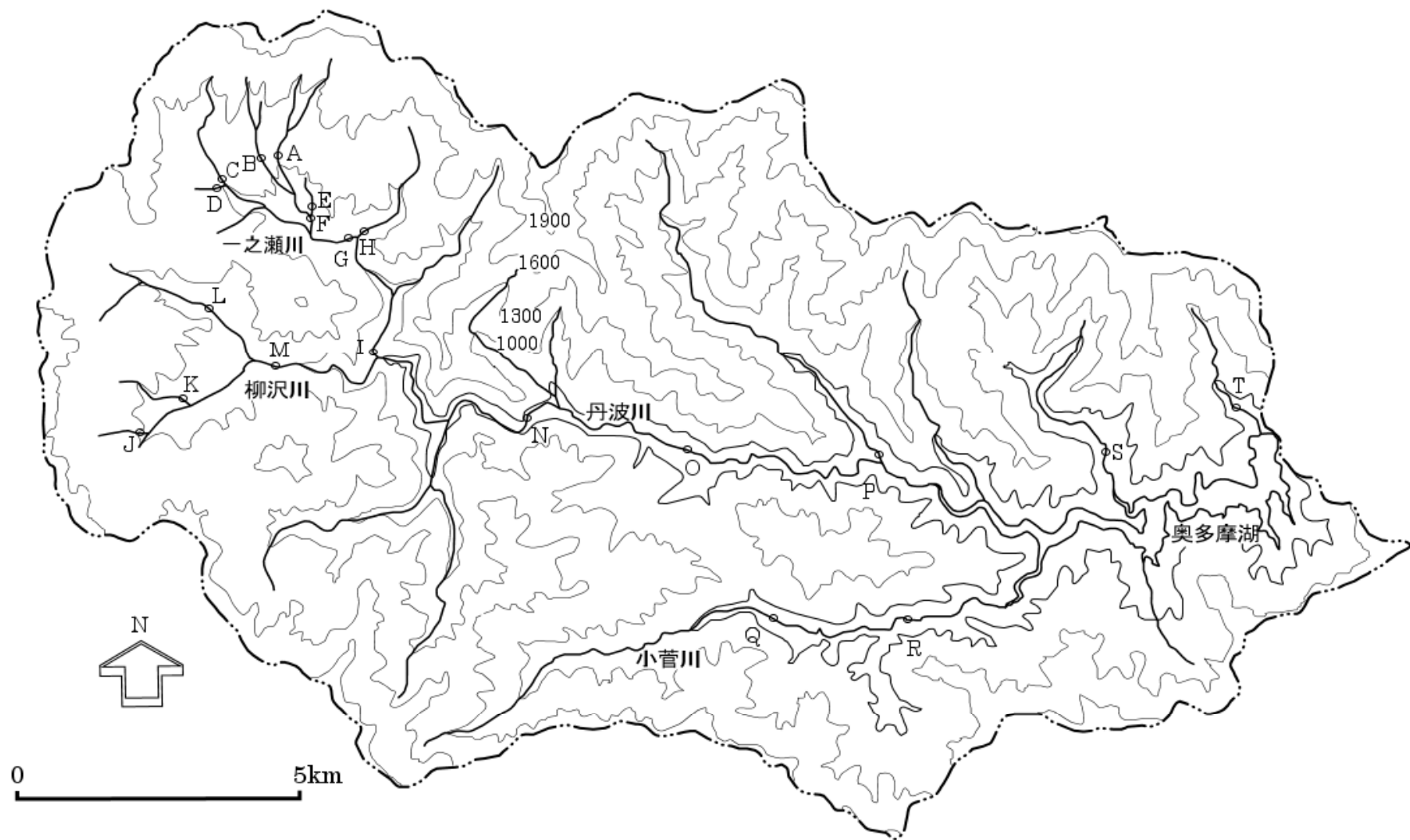


図1 研究対象流域と採水地点

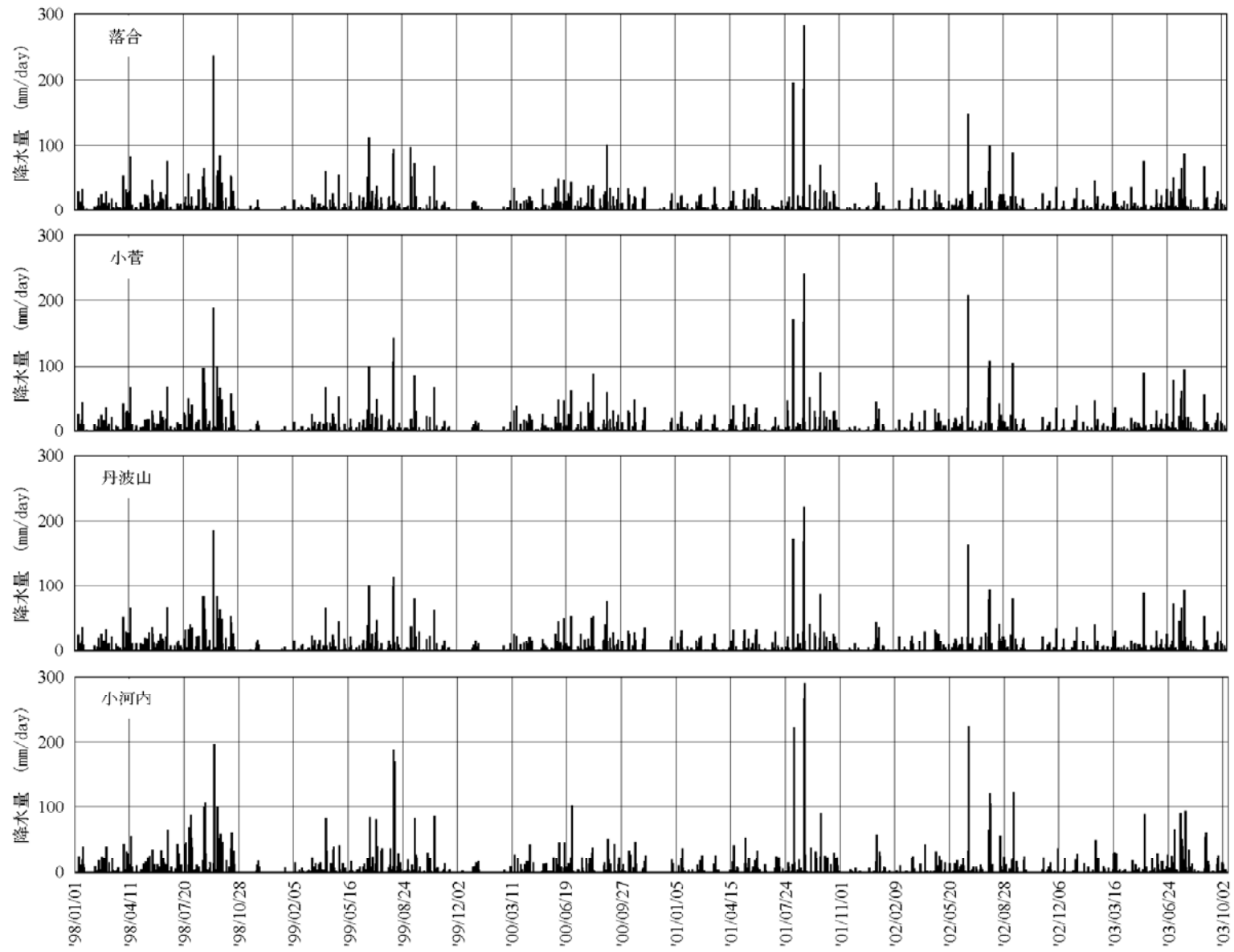


図2 研究対象流域内における日降水量の変化

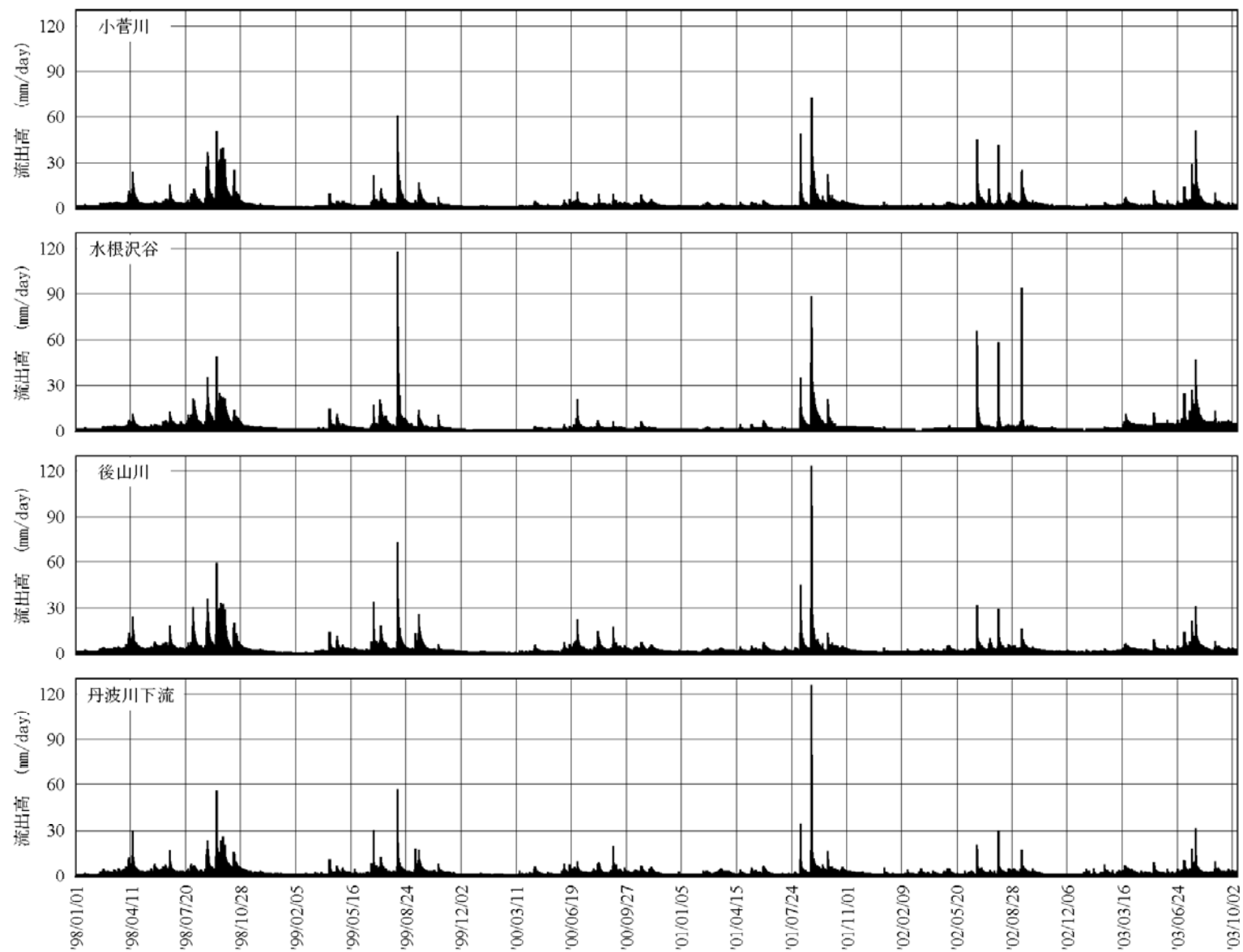


図3. 研究対象流域内における日流出高の変化

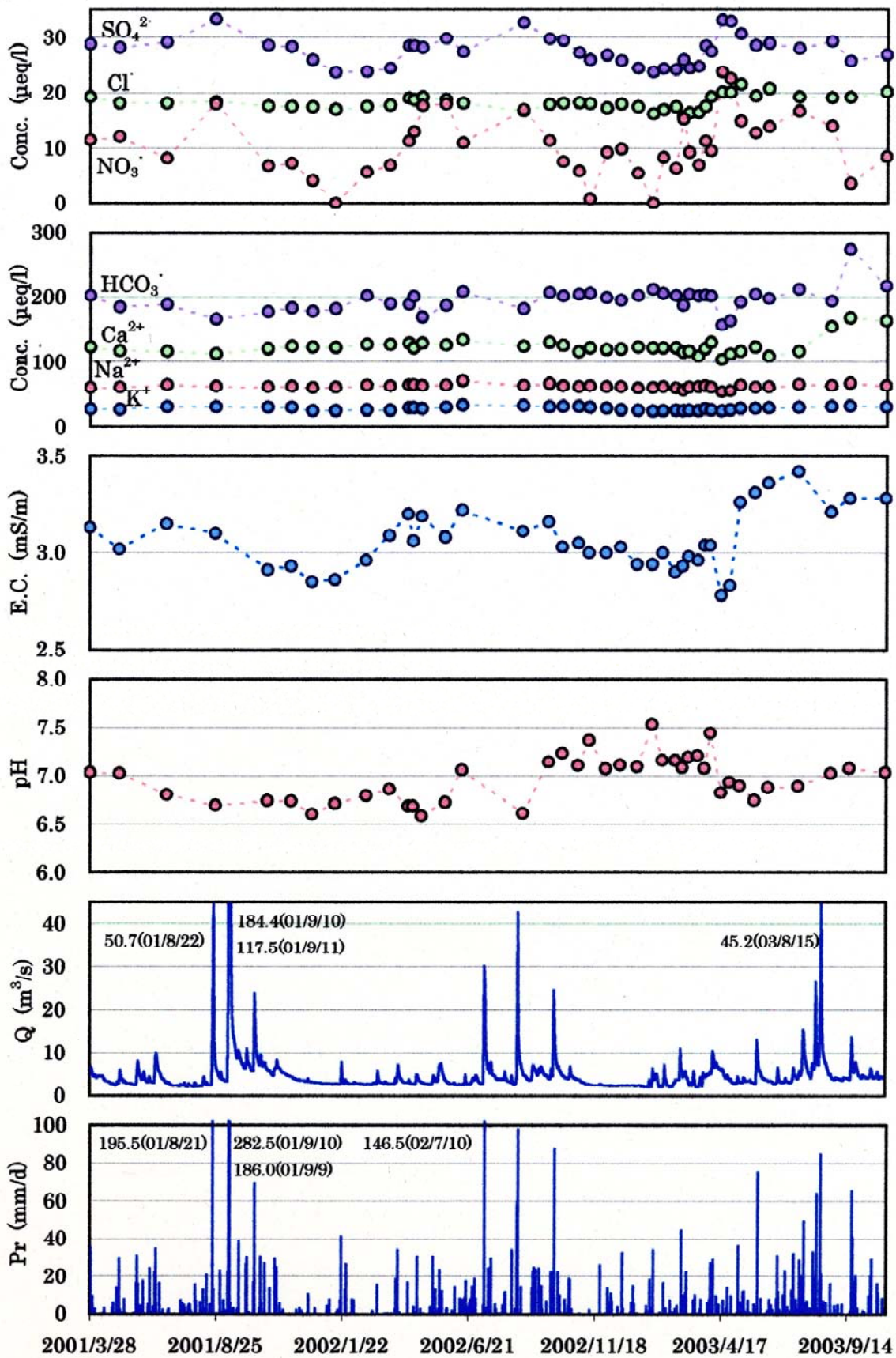


図4 A流域における渓流水質の変化と落合における降水量、丹波川下流(丹波)における日平均流量の変化

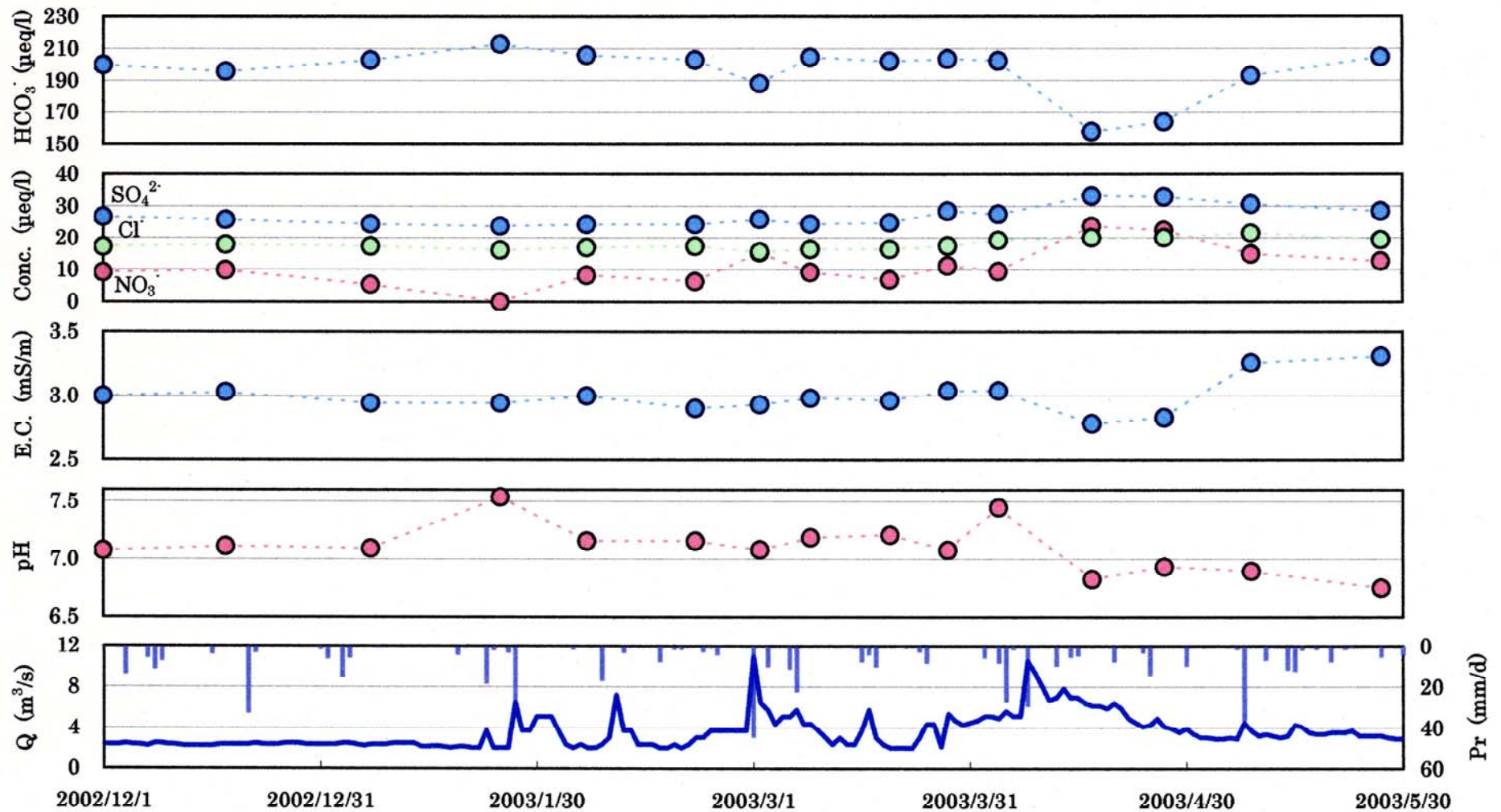


図5 A流域における寒候期の渓流水質の変化と落合における降水量、丹波川下流(丹波)における日平均流量の変化

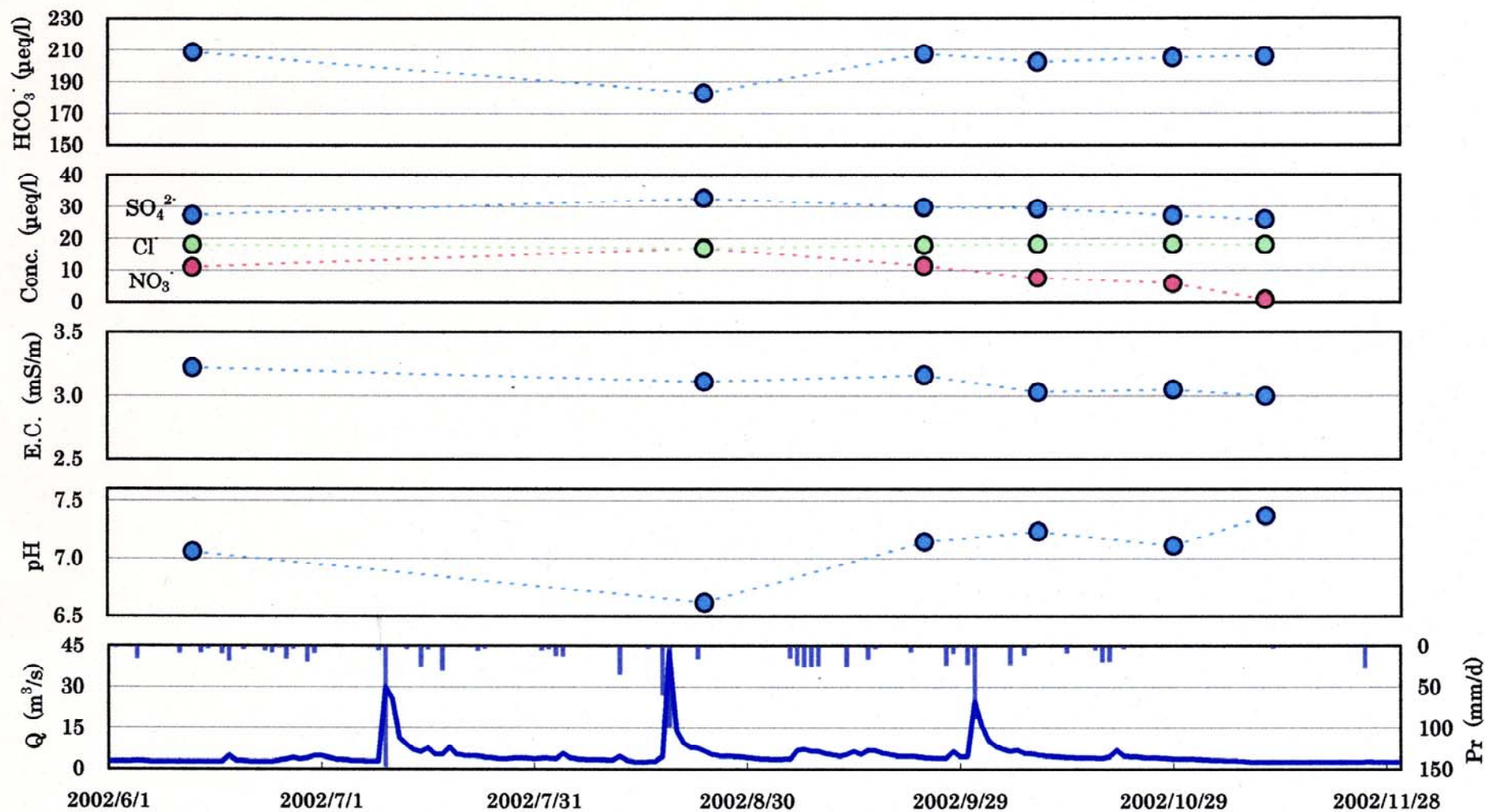


図6 A流域における暖候期の渓流水質の変化と落合における降水量、丹波川下流(丹波)における日平均流量の変化

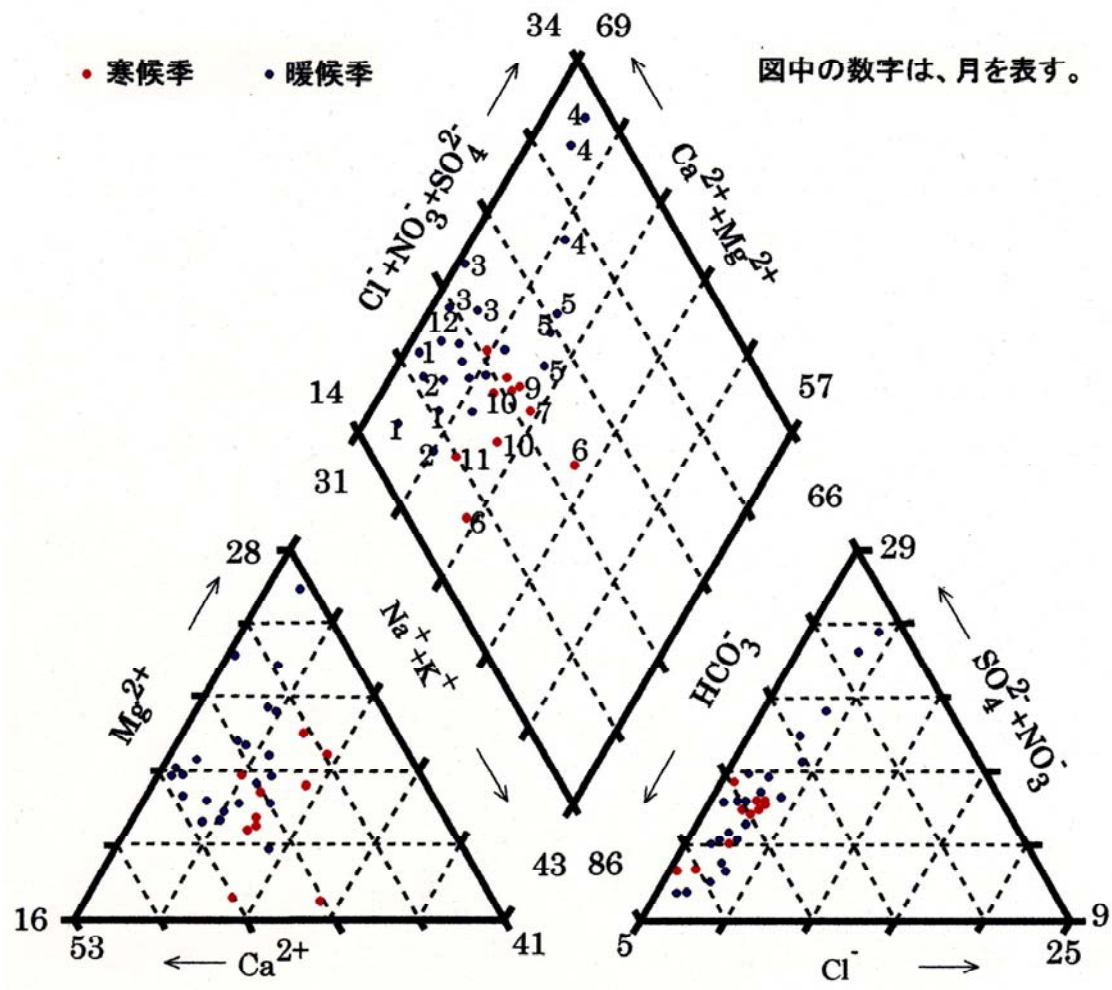


図7 A流域における水質組成

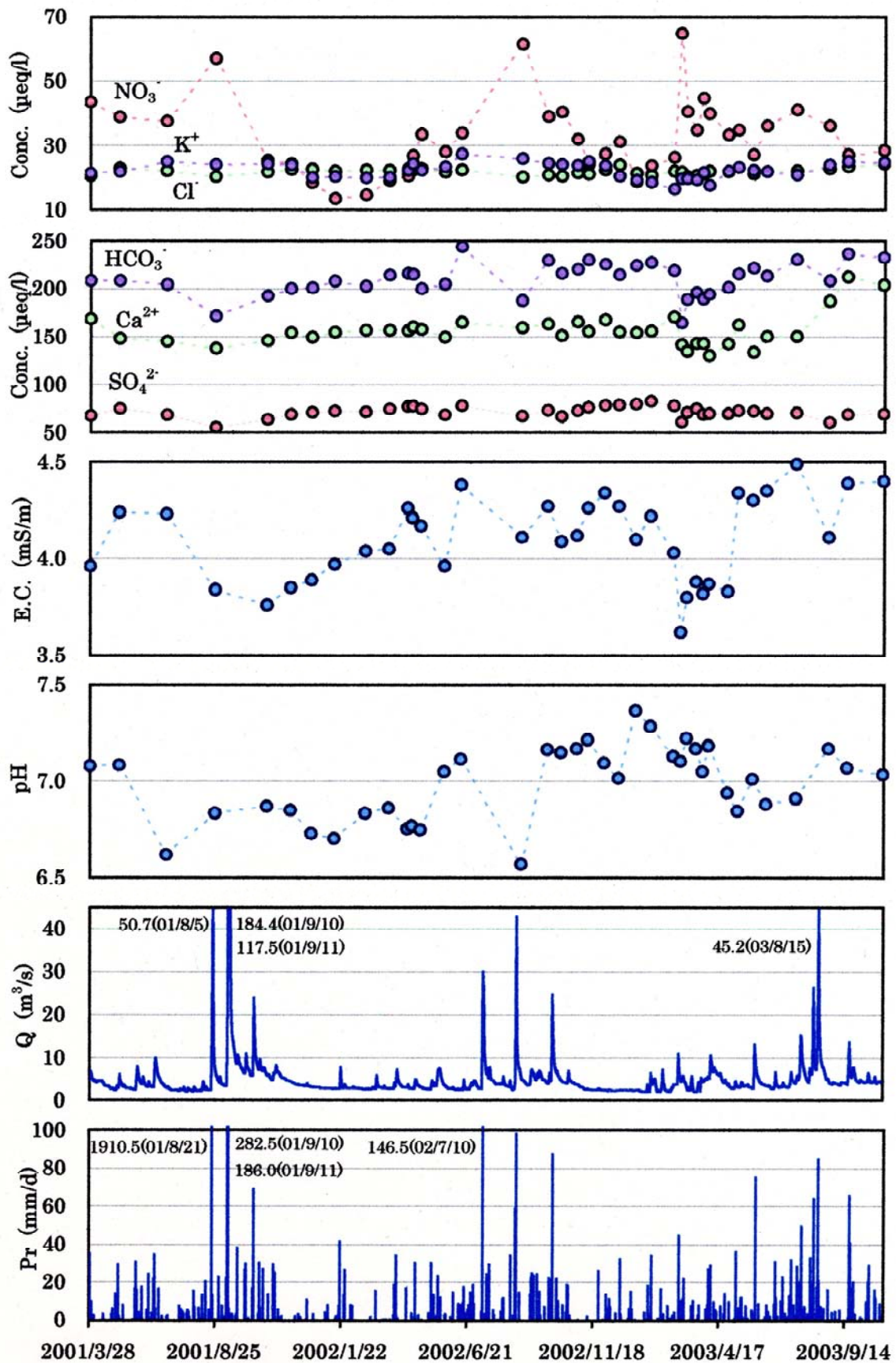


図8 日流域における渓流水質の変化と落合における降水量、丹波川下流(丹波)における日平均流量の変化

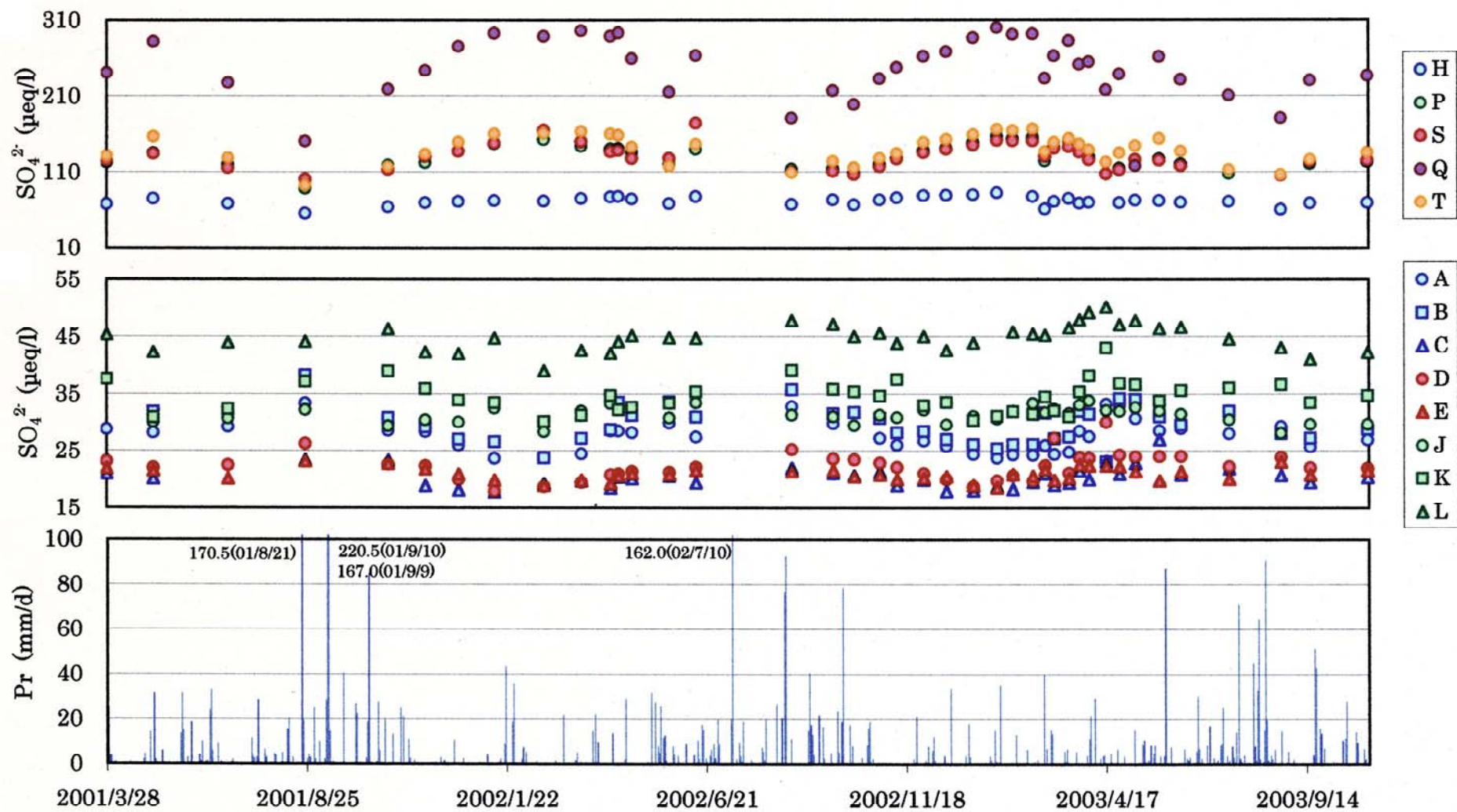


図9 13流域における渓流水中の硫酸濃度と丹波山における日降水量の変化

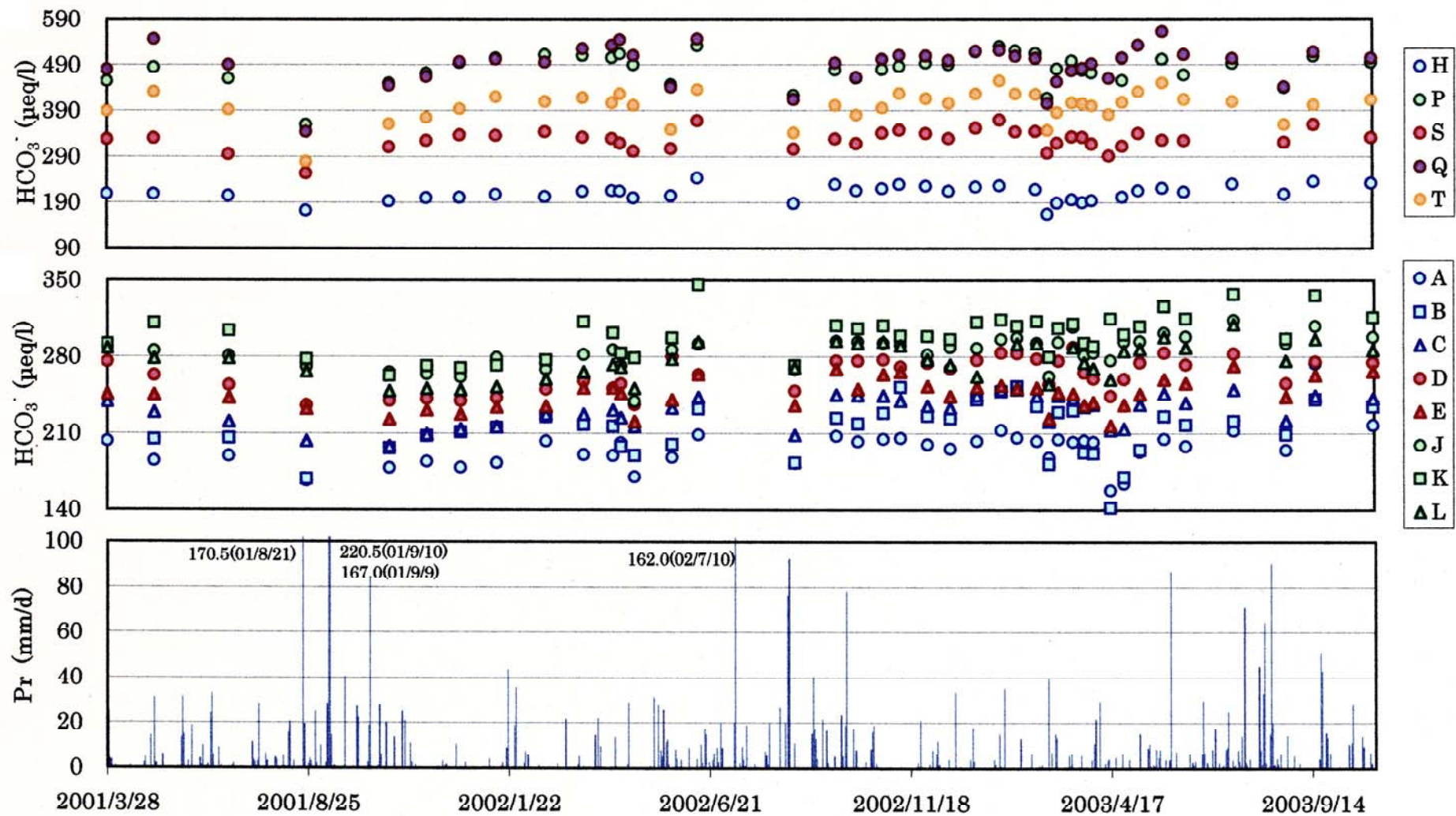


図10 13流域における渓流水中の重炭酸濃度と丹波山における日降水量の変化

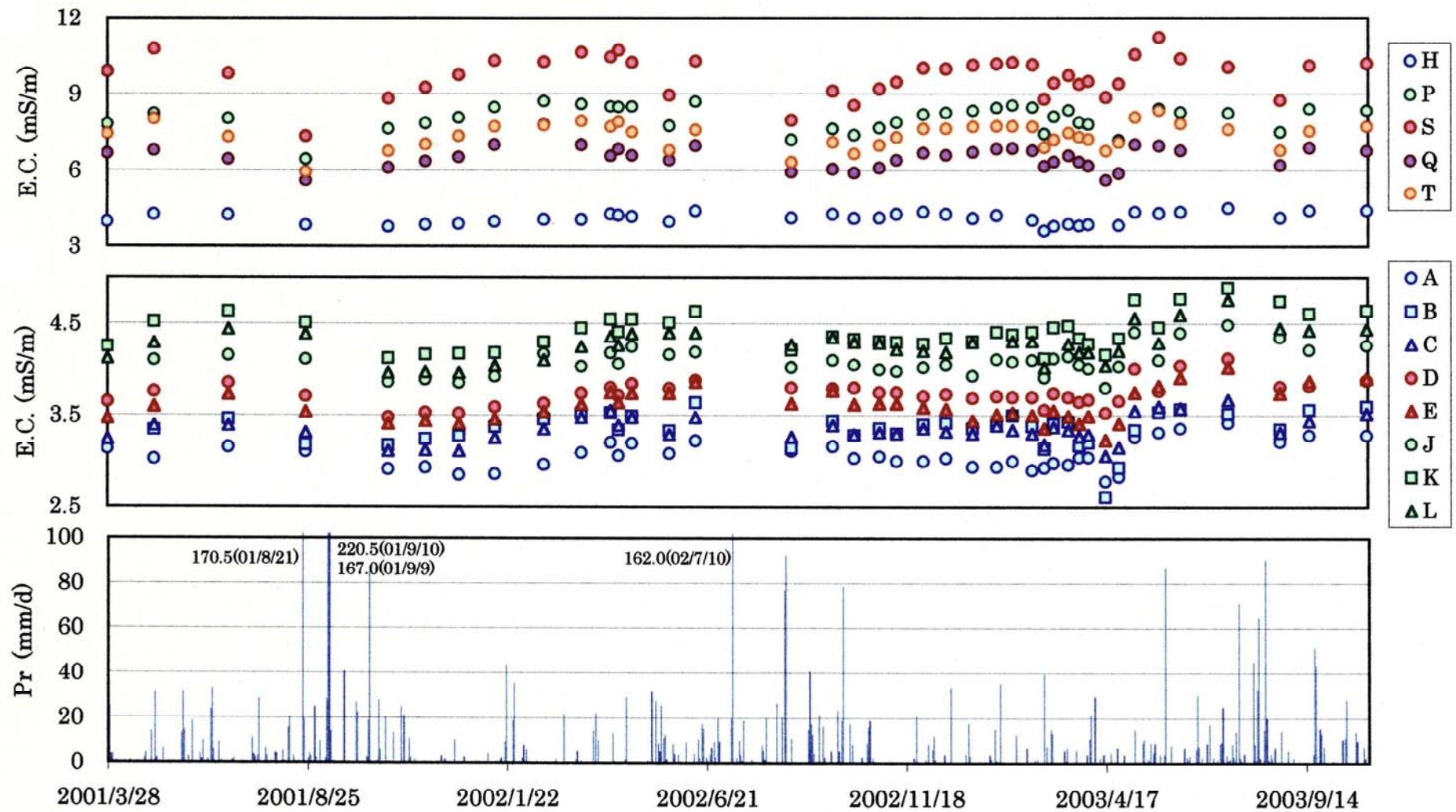


図11 13流域における渓流水中の電導度と丹波山における日降水量の変化

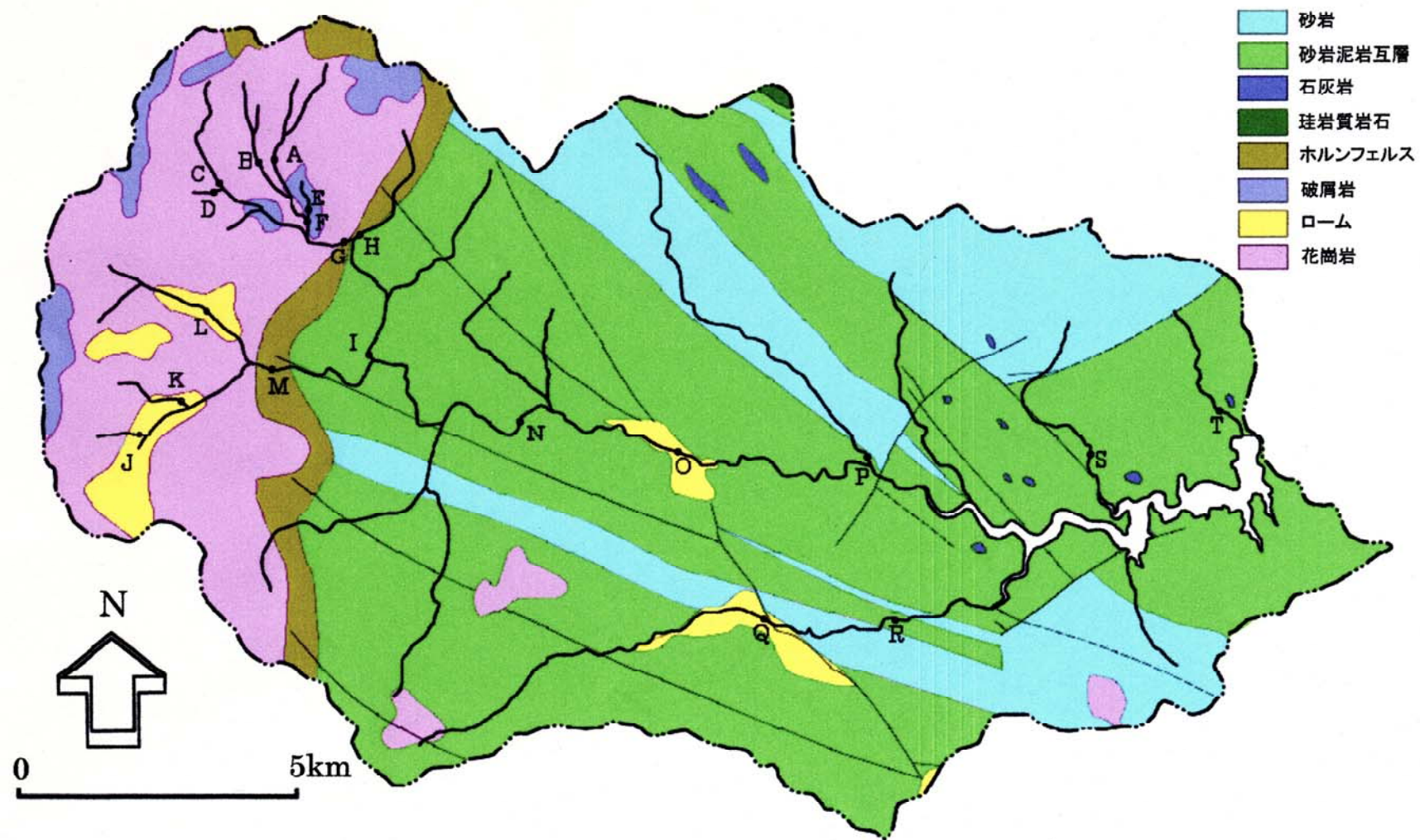


図12 研究対象流域の表層地質と河川水採取地点

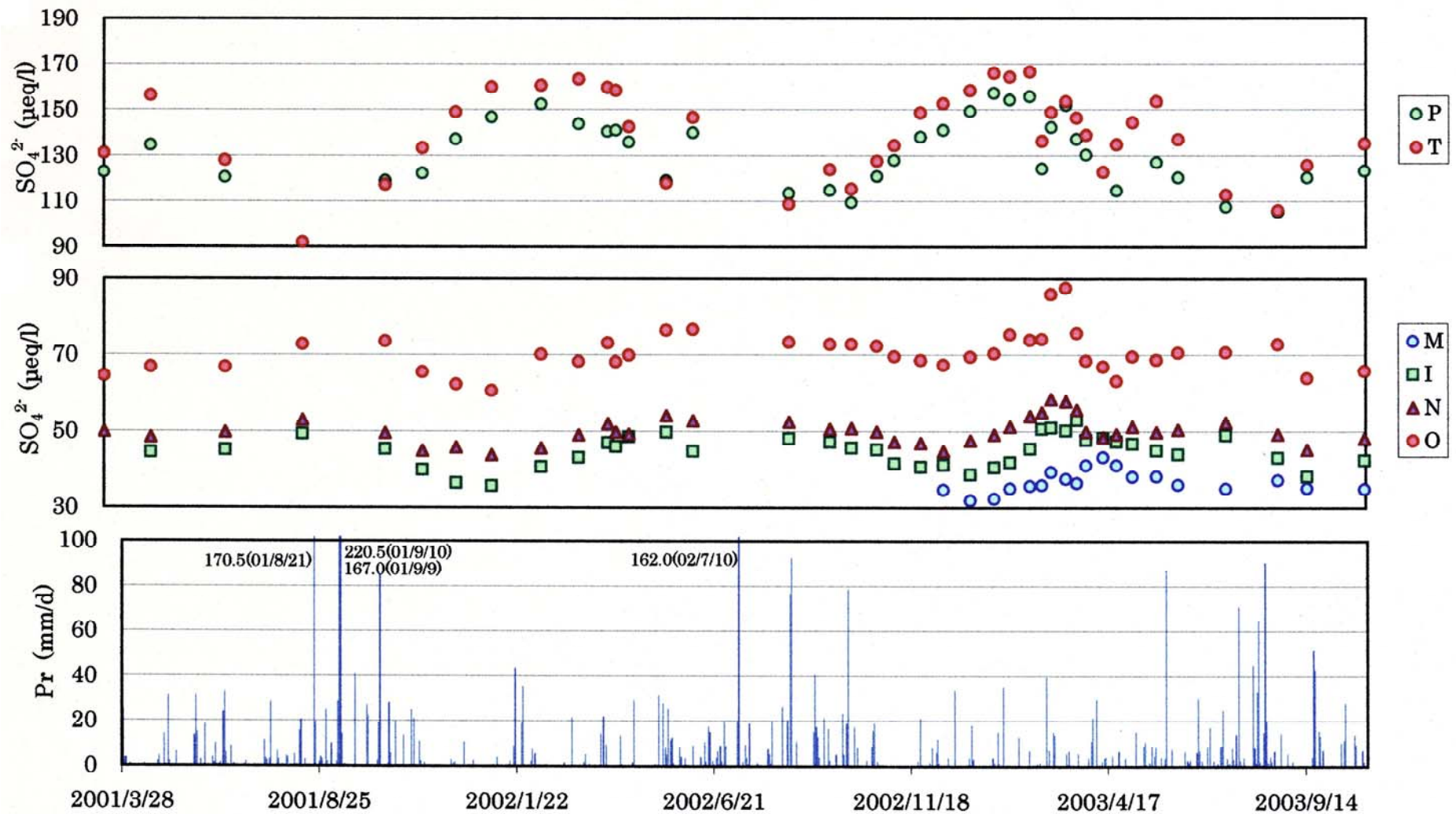
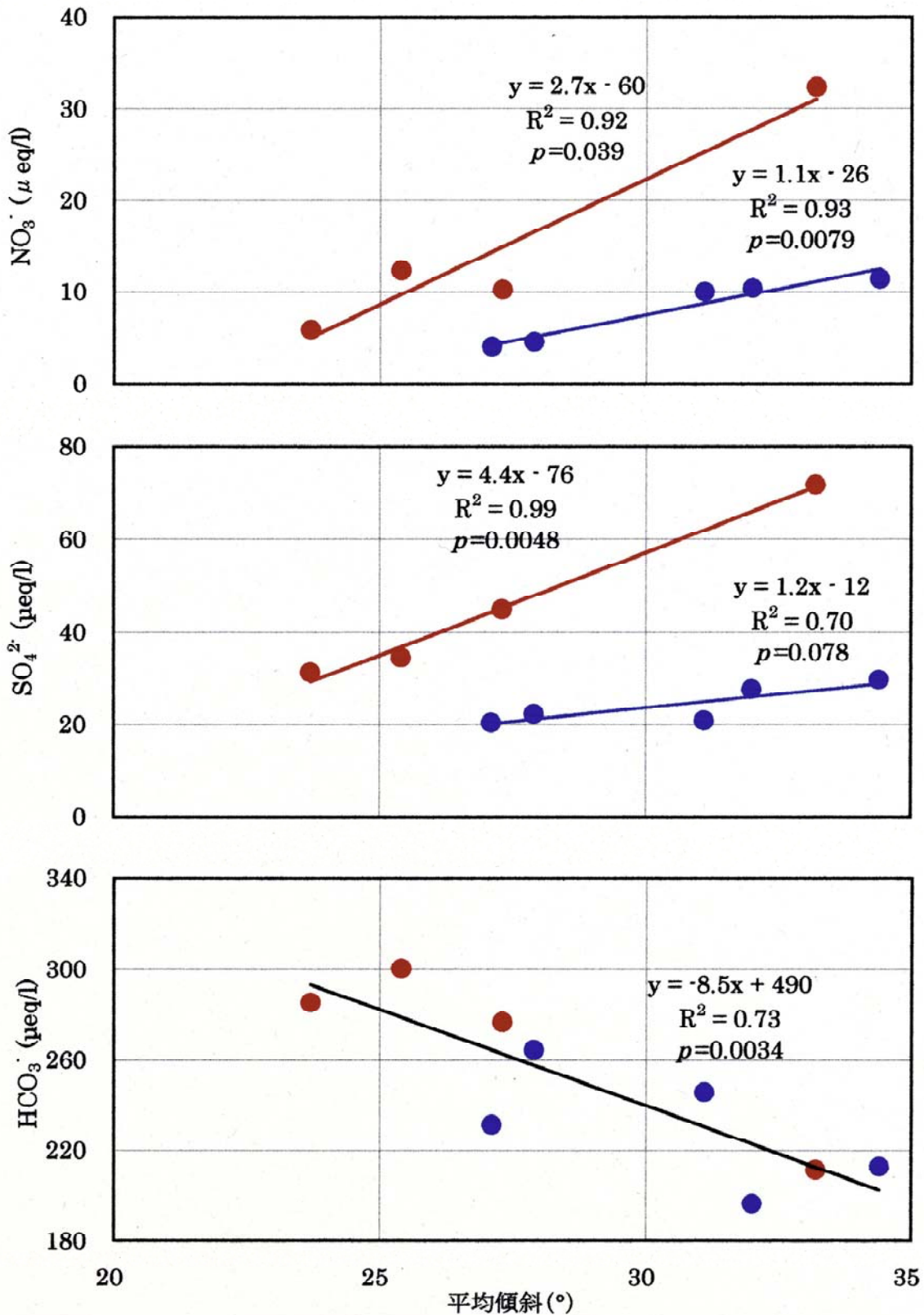
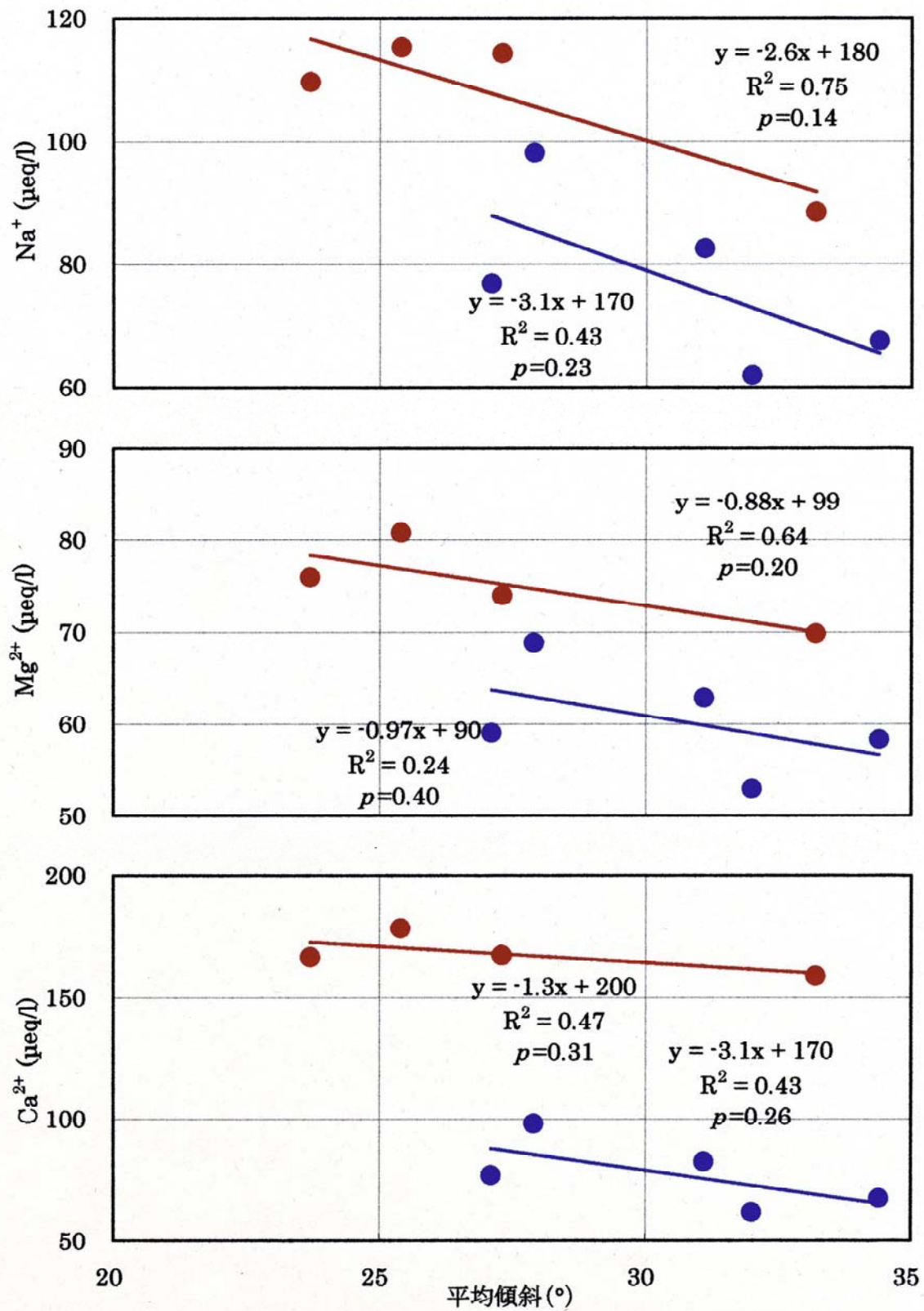


図13 6流域における渓流水中の硫酸濃度と丹波山における日降水量の変化



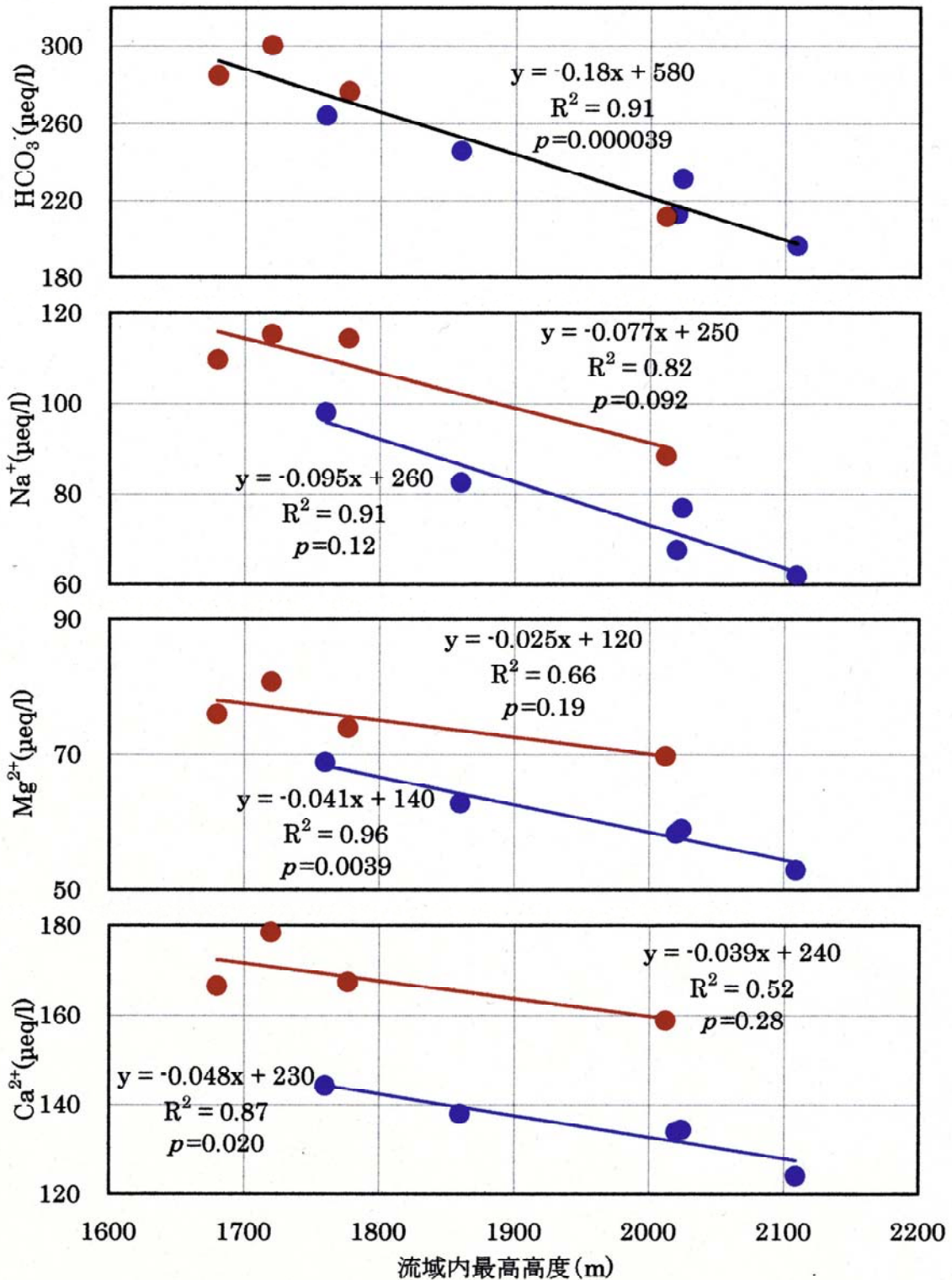
● 湿性褐色森林土壌を有する流域。 ● 湿性褐色森林土壌を有しない流域。
直線は、それぞれの流域の単回帰直線を示す。ただし、HCO₃⁻濃度のみ全流域の単回帰直線。

図14 渓流水中の陰イオン濃度と流域の平均傾斜の関係



● 湿性褐色森林土壌を有する流域。 ● 湿性褐色森林土壌を有しない流域。
直線は、それぞれの流域の単回帰直線を示す。

図15 渓流水中の陽イオン濃度と流域の平均傾斜の関係



● 湿性褐色森林土壌を有する流域。 ● 湿性褐色森林土壌を有しない流域。
 直線は、それぞれの流域の単回帰直線を示す。ただし、 HCO_3^- 濃度のみ全流域の単回帰直線。

図16 渓流水中の溶存イオン濃度と流域内最高高度の関係

「^{た ま がわじょうりゅう た ば がわりゅういき}多摩川上流丹波川流域^{かせんすいしつ}における河川水質

「^{けいせい およ ゆき こうか}形成に及ぼす雪の効果」

(研究助成・学術研究 VOL.33-N0.241)

著 者 ^{すずき}鈴木 ^{けいすけ}啓助

発行日 2005年3月31日

発行者 財団法人 とうきゅう環境浄化財団

〒150-0002

東京都渋谷区渋谷1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)

TEL (03) 3400-9142

FAX (03) 3400-9141