

鴨川における河川水と地下水間の水・物質循環の解明

城戸由能・川久保愛太*・井口貴正*・田中幸夫**・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科, **京都大学工学部地球工学科

要 旨

将来的な水資源確保と水環境保全のために、河川流域における水文循環を水系の一環として捉え、経年的な変化を知り将来予測を行うことは重要である。そこで、本研究では京都市内を流れる鴨川水系を対象として、河川の流量および水質、河床中の地中水の水位および水質観測を行い、これに基づいて河川と地中水との間の水および物質挙動の解明を目的とした解析を行った。その結果、対象領域においては河川流量に対して地下水からの流量影響が10～20%程度存在するとともに、湧水における全窒素濃度は河川水と比較すると3倍程度であることが明らかとなった。そこで河川流出と地下水流動を結合した統合流出モデルを構築し、観測値を基に計算パラメータを決定した。最後に統合流出モデルに物質循環モデルを導入して対象領域での水・物質循環構造について考察を行った。

キーワード: 地下水流動, 河床地中水, 汚濁負荷流出, 鴨川水系

1. はじめに

将来的な水資源確保と水環境保全のために、河川流域における水文循環を水系の一環として捉え、経年的な変化を知り将来予測を行うことは重要である。本研究では、特に都市域の非特定負荷源からの汚濁物質の供給と河川流入後の河床および地下水との水・物質の挙動に着目し、流域—河川表流水—河床地中水—地下水を統合した流出解析モデルを作成し、基本的な解析を行うことを目的とする。

本研究では京都市域を流れる鴨川水系を対象流域とした。京都市では水質汚濁の状況を把握するために昭和45年度から毎月1回実施している公共用水域の水質測定データを解析した結果、当該流域では下水道整備が進むにつれて晴天時の水質は改善されてきたが、昭和60年度以降はそれほど改善傾向が現れていない(井口他, 2005)。この原因の一つとして、都市域では不透透化が進み雨天時の汚濁負荷が増加していることが指摘されている(深尾, 2006)。

さらに、鴨川水系の中上流部にあたる賀茂川流域は扇状地を形成しており、土層は賀茂川によって運搬された礫等が多く分布し、河川表流水と地下水間の流出が多く存在していると考えられる。そこで、

河川流下過程とその間の横流出入量をできるだけ精密に計測するとともに河床地中水の水位・水質観測を実施し、これらの情報を活用して段階的にモデルパラメータを同定することで統合モデル全体の再現精度を順次高めていく手法を採用する。その際、地表水と地下水の流速のオーダーの差異が大きいことに注目しながら、地下水・地中水・表流水、相互の水・物質収支を捉えることによって、地下水の水量・水質が表流水に与える影響を評価した。

2. 対象流域の特性

本研究の対象流域は京都盆地水系全般であり、特に北東部から流入する鴨川水系のうち賀茂川・高野川に主たる観測点を設けた。本章では、京都盆地水系および観測領域の特性について概説する。

2.1 京都盆地水系の特性

京都盆地は淀川水系の上中流部に位置し、四方を山々に囲まれ、西からは桂川、北からは鴨川、東からは宇治川、南からは木津川が流入する。盆地水系を流下した河川表流水は盆地南西で合流し淀川となり大阪湾へ達する。京都盆地の基礎地形は四方の

山々が形成する谷地形であり、この上に河川運搬作用によってもたらされた礫などの堆積物によって形成されている。そのため、京都盆地の地層は地表面から基盤地形まで透水性の高い堆積物層が分布している。京都駅周辺のボーリング調査では礫層が地表から70m以上も堆積しており、京都盆地全体では透水性の高い基盤層厚が100m以上にもなる（関西圏地盤DB運営機構，2006）。

京都盆地の地下では御碗のような形の地下水盆が存在し、多くの地下水が貯留されていると考えられる。それらの地下水は河川表流水と同様、重力に従って三川合流地点へと集まるが、出口が極端に狭いため三川合流地点付近で湧水という形で地表に現れるものも多く存在する。貯留量が多く利用可能な地下水は多く存在するが、出口が狭いため地下水の滞留時間が非常に長いと考えられる。地下水の流速は速くとも $1.0 \times 10^{-4}(\text{m/s})$ 程度であり、河川水の流速が遅くとも $1.0 \times 10^{-1}(\text{m/s})$ 程度であるのに対して非常に遅い。後述の観測領域では礫層が広く分布しており、地下水の流れとしては比較的速い流れと考えられるが、それでも領域を南北に縦断するためには数年～数十年の年月が必要となる。さらに、地下水中の物質は、土壤層との吸脱着等の効果も考慮すると、その滞留時間はさらに長く、一度汚染されると浄化されるまでに長い年月を要する。

2.2 観測領域の設定とその特徴

本研究では京都市を南北に流れる鴨川上流部の賀茂川のうち、庄田橋から出町橋までの約5.7kmの区間に主要な観測点を配置した(Fig.1)。この領域を選定した理由は、定期的に京都市による水質の測定が行われており過去の水質データが得られること、地理的・地形的な理由で流量・水質の観測が容易であること、上流部が扇状地となっており地下水流による影響が大きいと考えられること、土地利用や下水道の整備状況などのデータが得られることなどである。

庄田橋より上流部は山地、下流部はほぼ都市域で占められている。対象流域の上流部では農業用水路が整備されており、主に庄田橋直上の柵野堰堤と志久呂橋下流にある明神井堰で常時取水されている。取水された農業用水はさまざまな経路をたどった後、志久呂橋より下流で横流入として晴天時、雨天時を通して本川に流入している。

対象領域の下水道普及率は99.1%に達するが、合流式下水道と分流式下水道が混在しており、都市中心部では合流式下水道の割合が4割近くになる。京都市では近年浸水対策を進めており、市街地全域で10年確率降雨(62mm/hr)に対応できるような大型幹線が

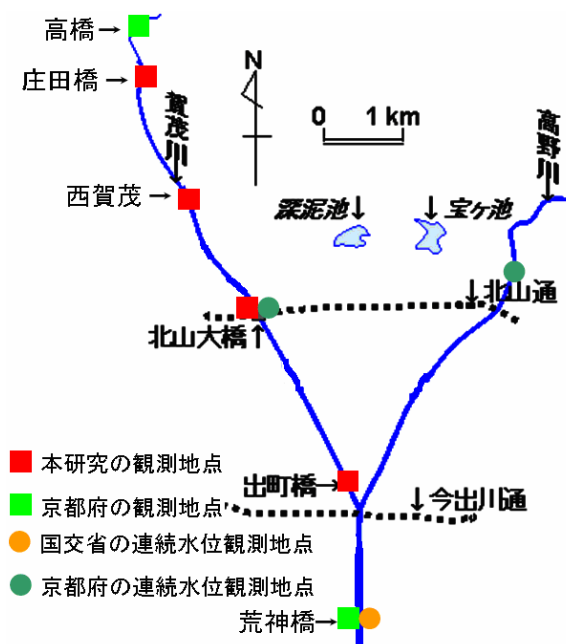


Fig.1 Observation points in study river

整備されつつあるが、汚濁対策は進んでいない。京都市下水道局では年間に60回程度、未処理の下水が雨水吐口から河川へ流れ込んでおり、このような未処理の下水は環境対策の指標となるBOD(生物化学的酸素要求量)濃度が通常の河川濃度の100倍～200倍に達すると指摘されている(下尾芳樹，2006)。

2.3 対象流域の地質学的特性

本研究の主な観測領域は柵野堰堤付近を頂点とした賀茂川の緩扇状地に位置し、北東部は深泥池や上賀茂神社のある松ヶ崎ならびに上賀茂丘陵によってさえぎられ、西部は北山山地がめぐっている。賀茂川は扇頂の柵野から扇状地の中央部を流れて出町柳で高野川と合流している。賀茂川が流れる扇状地の地質は賀茂川由来の礫層が分布しており、このような扇状地においては扇中央付近で河川水は地下へと伏流し、それらの伏流水は扇中央部で湧水として現れることが知られており、賀茂川流域においても同様の現象が発生していると考えられる。

観測領域の南西部には船岡山付近から烏丸中学校付近に伸びる岩盤の尾根が走っていることが知られている。この北山山地から東南東に延びる岩盤の尾根は、賀茂川の形成している扇状地の扇中央から扇端にかけて地下水の流れを遮断するように存在している。扇頂から扇中央付近で河川から伏流した地下水の流れはこの岩盤の尾根によって南への流路をさえぎられて東へ流れを変え、賀茂川と高野川の合流する出町柳付近に達する。この二川合流部付近は、賀茂川扇状地、高野川扇状地の扇端部であるとともに、

それぞれの河川伏流水の流れが集まる地点と考えられる。

3. 対象流域の水文資料と現地観測

3.1 公的機関により提供される情報

京都府では2006年から洪水対策の観点からインターネットを通して市民に鴨川流域観測点のリアルタイム水位・雨量値を公開している(参照：<http://chisuibousai.pref.kyoto.jp/>)。これにより、雨天時の雨量分布や河川水位変動を時間的にも空間的にも細かく把握することが可能となった。また、京都府・京都市では月一回の水質観測を行っており、同日の河川流量と合わせて、公共用水域及び地下水の水質観測結果としてまとめられている。この情報についても直近の年度から順にさかのぼってインターネットでの公開が開始された。これらの河川水位に関しては連続的、断続的に多くの地点で観測を行っているが、河川流量調査結果の多くは観測水深と河川計画断面から推定されたものであり、実際に河床形状、河川流速を細かく計測したものは少ない。一般的に河川計画断面などから推定された水位－流量関係は平水時には推定誤差が大きくなる。そのため晴天時から雨天時を通した一連の水・物質循環を解明するためには、晴天時や小出水の河川流量を正確に把握するため、実際に計測する必要がある。

3.2 河川流量・水質観測の概要

本研究で注目する河川表流水と地下水流動の相互関係を特定するために、河川表流水および河床地中水の観測を行い、その物理現象を推定する必要がある。そこで、まず河川表流水の観測値を用いて流量と水質の両面から河川表流水に対する地下水流の影響を正確に評価することを試みた。

京都府が毎月実施している公共用水域の流量・水質調査は、本研究の観測領域では北大路橋・出町橋の2地点のみでしか行われておらず、横流入している水路については観測されていない。上述のように京都府が行っている流量観測は計画断面から流量を割り出したものと考えられるため、実際の流量を正確に測定できているとは考え難い。これらの理由から京都府の公共用水域データのみを用いて賀茂川の流下過程における連続的な流量・物質量の増減を正しく評価することは難しい。しかも水質観測は晴天時にのみ行われており、出水時の流下過程を把握することはできない。

以上のような理由から本研究では河川表流水と地下水流動の相互関係を晴天時－雨天時を通して連続

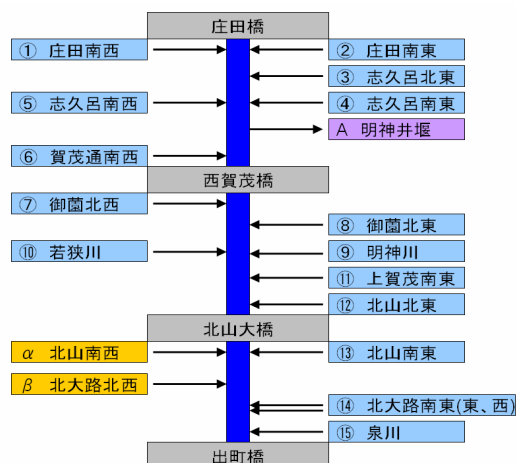


Fig.2 observation points in Kamo river

的かつ定量的に正しく評価することを目的として、ある降雨イベントから次の降雨イベントまでの連続した流量・水質観測を実施した。この観測を通して晴天時の定常水位の状態から雨天時の増水、その後の流量逡減過程を正確に把握するとともに、一連の流動現象における地下水流の影響を評価する。

3.2.1 観測の概要

(1)晴天時観測期間

本研究ではFig.2で示した観測地点で河川縦断流量・水質観測を2006年8月3日、9月11日、10月17日から10月30日にかけて毎日と、その後11月17日まで数日おきに行った。河川の観測地点は庄田橋、西賀茂橋、北山大橋、出町橋の4地点でそれぞれ流量観測と採水を行った。横流入水路においては晴天時に常時流入が見られる12箇所について、主要な流量の多い流入水路については全観測日で、それ以外の水路については全日程を通して数回の流量観測と採水を行った。河川から流出する水路(取水口)は志久呂橋南東にある明神井堰1箇所で、10月29日以降毎回観測を行った。また、10月31日以降の縦断観測を行っていない日も庄田橋での定点水位観測と庄田橋、出町橋での採水を11月14日まで行った。

京都府庁のアメダス雨量データを用いて各観測日当日までの前30日、前10日の累積雨量と前回降雨イベントの総降水量、先行晴天日数をまとめ、連続観測を行った10月17日～11月17日については全降雨量を集計した。観測期間内に10mm以上の日降雨を観測したのは10月23日と11月11日の計2日だけであった。

(2)雨天時観測期間

10月23日には、流域内で一番流入量の多い横流入水路である御蔭北西横流入で降雨発生直後の14時45

分から15分おきに流量観測を行った。また降雨発生前の12時40分、降雨発生後の15時00分、大量のゴミが流れてきた16時00分に、それぞれ採水を行った。

未明に時間降雨9.5mmのやや強い降雨が観測され、河川の流量が急激に増加した11月11日には雨天時の河川における汚濁物質の低減過程を観測するため庄田橋と出町橋で連続観測を行った。庄田橋と出町橋で数時間おきに採水を行い、庄田橋では定点水位観測地点での水位観測も行った。

(3)河川および横流出入水路の流量観測

本研究では国土交通省の定める細密測定法に基づき、観測地点の河道断面に一定間隔の測線を設け、水深と水深とプロペラ式流速計(TAMAYA社製、UC 204)を用いた流速測定を行い、台形近似によって断面流量を求めた。その際、観測点として利用した橋地点の正確な断面を得るために水準測量を行った。

観測領域で平水時に観測された河川平均流速はおおむね0.1~0.2(m/s)で、庄田橋から出町橋までの水塊の流達時間はおよそ4~6時間程度である。本研究では観測対象領域の流下過程における河川水・地下水間の水・物質収支を捉えることが重要であるので、上流から下流まで一つの水塊を追って観測することを目標とした。今回実施した縦断観測は庄田橋から出町橋まで約7時間を必要としたので、ほぼ同一水塊を追跡した観測が実施できた。

対象領域には一つの取水口と15カ所の流出入水路があり、そのすべてがコンクリート水路である。晴天時に流入が確認された水路について、河川の流量算定手法と同様の手法を用いて流量観測を行った。これらの水路は主に農業用水路の流出口と考えられるが、調査の結果一部家庭排水が混入していると考えられる水路も存在する。一方で、雨天時には不浸透面に降った雨水により横流入量の急激な増加現象が見られる。横流入水路のうち、雨天時にのみ流入が見られる水路は合流式下水道の越流水の吐き口(fig.2のαとβ)であり、合流式越流水が大きな汚染負荷であることが明らかになっている(深尾, 2006)。

(4)水質分析手法

水質分析項目は、TOC(全有機体炭素)・POC(懸濁態有機態炭素)・DOC(溶存態有機態炭素)、T-N(全窒素)・P-N(懸濁態窒素)・D-N(溶存態窒素)、SS(浮遊性粒子状物質)、NH₄⁺・Na⁺・Li⁺・K⁺・Mg²⁺・Ca²⁺の陽イオン、H₂PO₄⁻・F⁻・Cl⁻・Br⁻・NO₃⁻・NO₂⁻・SO₄²⁻の陰イオンである。TOCは有機物を構成する炭素元素量であり、従来のBOD(生物化学的酸素要求量)やCOD(化学的酸素要求量)による評価方法に代わ

り水域の有機汚濁を示す重要な指標となっている。T-Nは全窒素量であり、湖沼等の富栄養化の指標となっている。

採水した試料のうち250mlをガラス繊維ろ紙GA-100(保留粒子径1μm相当)を用いてろ過した。ろ過前後のガラス繊維ろ紙GA-100の乾燥重量差からSSの濃度を算定した。原水とろ過後試水について、懸濁態対応の全有機態炭素計(島津製作所製:TOC-V/SCN)を用いて有機態炭素量と窒素量を測定し、その差を懸濁態とした。各種イオンについては、イオンアナライザー(島津製作所製:PIA-1000)を用いて、ろ過後試水について測定した。

3.2.2 河川流量・水質観測結果と考察

(1) 河川縦断方向の流量観測

10月17日~11月17日までの連続観測に関して、庄田橋および出町橋での流量観測結果をfig.3に示す。また、各観測点間の横流出入を元にした流量収支をfig.4に示す。それぞれの観測日における横流入観測点数、明神井堰の流量値は観測値か推定値かの区別を図の右上に示した。未観測横流入水量については、そのほかの観測日における測定値の平均値を用いて補完した。各地点の観測値と上流観測地点流量に水路からの流出入量を合わせた収支計算値との差を棒グラフで示している。

晴天時には庄田橋から北山大橋までの河川水収支は河川流量と横流出入量によって収支が取れているか、もしくは飽和帯への涵養量として河川水から地下水帯へ流入する伏流水の流れと、地下水から河川水へと湧き出す流れの流量バランスがこの区間では取れているものとも考えられる。一方、北山大橋より下流では晴天時において地下水への伏流による影響が卓越しているものと考えられる。

次に、10月23日の降雨発生後の賀茂川の流量減衰過程についての考察を行う。特に注目すべき点は、平水時では河川流量が減少する傾向であった北山大橋一出町b橋区間で、降雨発生翌日の24日は、河川流量が増加していることである。翌25日はその傾向が弱まり、ほぼ河川流量と横流入量の総和で水収支が取れており、26日以降はまた平水時と同様に、流量が減少する傾向を示すようになった。しかし、11月11日の降雨後ではその傾向があまり見られなかった。この原因として、10月23日の降雨は夕方に降りだしているのに対し、11月11日の降雨は早朝に発生したもので12時間のずれが生じていることがあげられ、11月13日の観測は10月26日とほぼ同じ条件であったと考えられる。

以上の結果をまとめると、晴天時には庄田橋~北

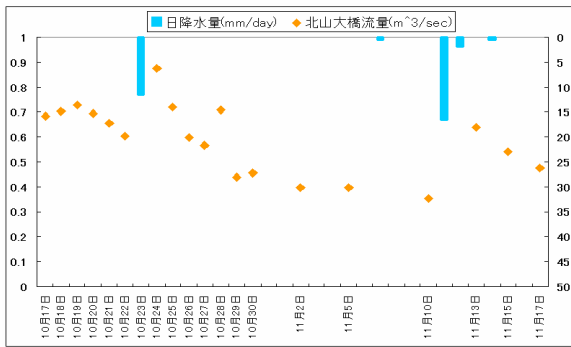
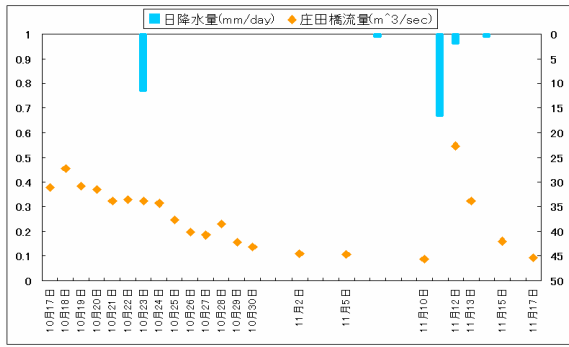


fig.3 River flow rate during 2006/10/17~2006/11/17

山大橋の区間では河川水と地下水の水収支は取れており、北山大橋一出町橋の区間では河川水から地下水への涵養が卓越する。雨天後には北山大橋一出町橋区間で地下水から河川への湧き出しが見られる。10mm~20mm程度の降雨の場合、地下水から河川への湧き出しの影響は2日程度しか見られず、その後は地下水への涵養量のほうが卓越すると考えられる。また、降雨発生後の地下水流出の反応は非常に速いことが明らかとなった。

(2)河川縦断方向の水質観測結果と考察

連続観測における各観測点の河川水と主要な横流入水路について11月10日のCaイオン、T-N、TOCの濃度変化をfig.5に示す。多くのイオンからCaイオンを選んだ理由としては、①Caイオンは化学的に安定しており流下過程における変態が少ないこと、②地下水のCaイオン濃度は一般的に河川水に対して高いことが挙げられ、河川表流水における地下水影響を考慮するには最適の指標であると考えた。◆は橋の河川水分析値、■は主要な横流入水路の観測値、▲は当日採水を行わなかった横流入水路のそれ以外の観測の平均値である。続いて、11月10日についての河川流下方向における物質フラックスをfig.6に示す。

雨天時の流出負荷量について、特にT-N濃度が庄田橋、出町橋ともに晴天時濃度の2倍近い値となっており、流量が晴天時の数倍になっていることを考慮すると物質フラックスは晴天時と比較にならないほど増加していることがわかる。またTOCについて、

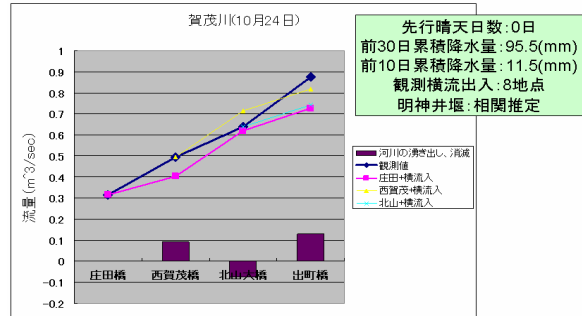
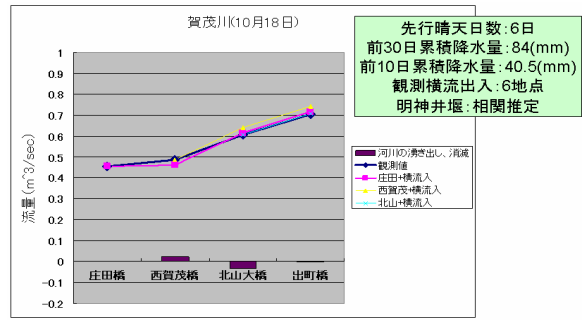


fig.4 water budget during observation points

庄田橋と出町橋で濃度遷移が逆相関となったことについては出町橋上流で流入する合流式下水道吐口の影響があるもの考えられる。

河川縦断方向のCaイオンは河川濃度、横流入水濃度それぞれ16~19(mg/L)程度の安定した値を示す。T-Nは横流入水の濃度が河川濃度と比較して高いことが分かる。また出町橋の濃度が他の地点の濃度比べて非常に高く、北山大橋以南で流入する合流式下水道吐口から雨天時に流出する汚濁負荷量が晴天時にも影響している可能性が高い(KIDO, et al, 2006)。TOCは全体的に安定しているが、出町橋の濃度はT-Nと同じく毎日高い値を示す。

出町橋のCaイオン濃度では流量が低減するにつれてイオン濃度が高くなるという傾向が見られたが、庄田橋については良い相関が見られなかった。T-Nイオンは庄田橋では増水時に濃度が高くなる傾向が見られたが、出町橋ではそのような傾向は見られなかった。晴天時のT-N濃度が0.5~0.6(mg/l)であることを考慮すると、晴天時の2倍近い濃度であることがわかる。次にTOCについては、庄田橋では流量低減にあわせて濃度も低下したのに対し、出町橋では濃度が上昇した。

Caイオンの日変化については晴天時、雨天時を通してほぼ一定の値であったのに対して、T-NとTOCは雨天時、雨天直後に濃度の急激な上昇が見られた。雨天時、雨天直後は河川流量が平水時に対して増加するため、河川を流下している物質フラックスは晴天時と比較すると、大幅に増加しているものと考え

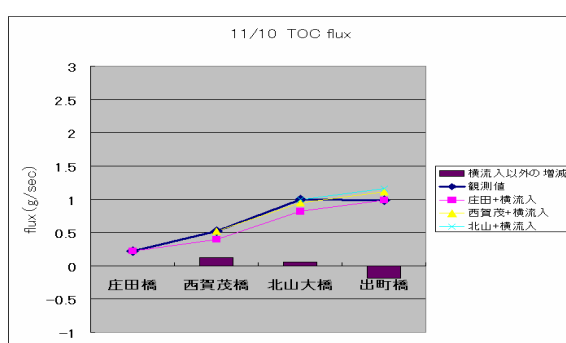
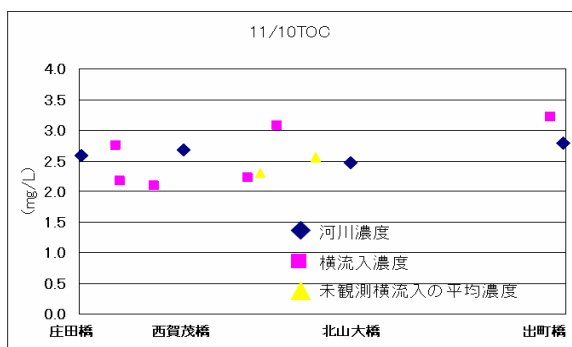
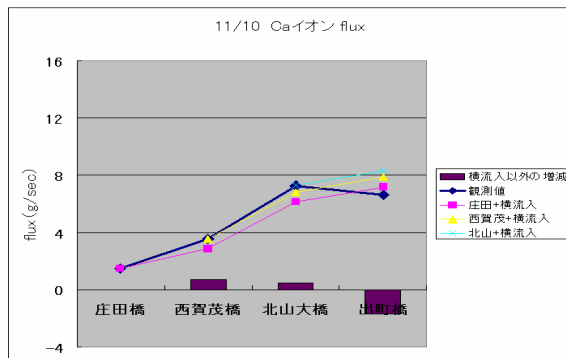
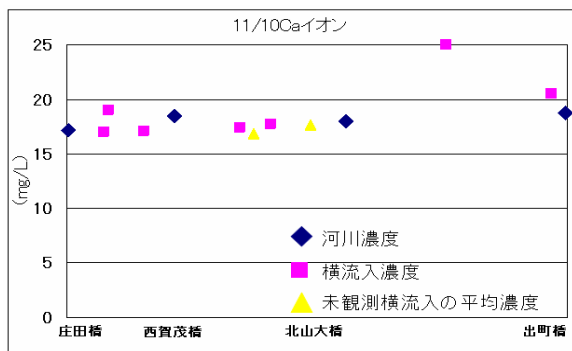
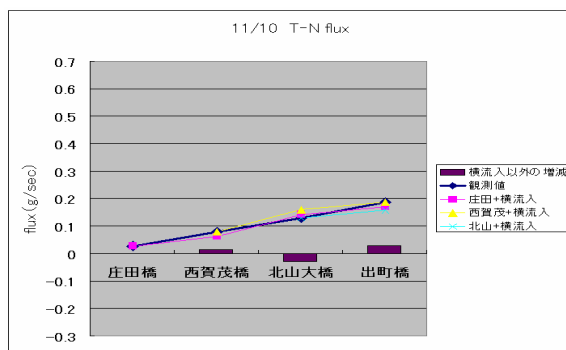
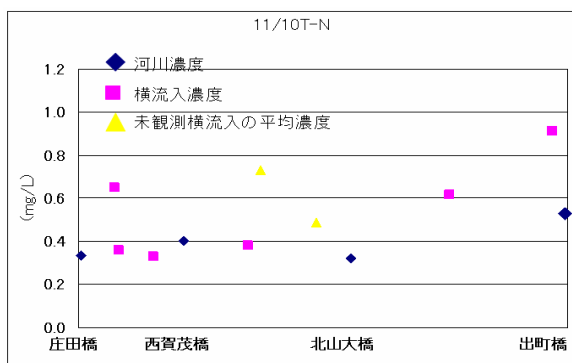


Fig.5 water quality of observation points

Fig.6 pollutant balance between observation points

られる。よって、河川から湖沼、海浜などへの年間総流下負荷量などを計算する場合には、晴天時の観測値からの原単位積み上げ法などの算定では総流下負荷量を過小に評価してしまう可能性がある。

3.3 地下水からの湧水に関する観測

3.3.1 観測の概要と目的

本研究では河川水と地下水間の水・物質挙動を明らかにするために、増水時には水没する低水敷砂州において水位・水質観測を行った。前述の河川流量観測結果から二川合流部付近で、河川水-地下水間の流出入が起きていると推定される。また、高野川の河合橋上流の砂州においては目視によって地下水の湧き出しと思われる現象が確認されており、この付近で水量・水質の観測を行った(fig.6)。

3.3.2 対象区間の河川流量収支

高野川観測地点の砂州は礫や砂が卓越した土壌のため透水性が高く、砂州の中央付近でも、表層土壌を掘るとすぐに地中水が確認できた。それに対し、賀茂川観測地点の砂州はシルトが卓越した土壌のため透水性が低く、川に非常に近い地点でしか地中水を観測することができなかった。

9月16日に行った高野川における採水分析の結果、陽イオンでは高野川本流に比べ3地点の湧水はCaイオンが高い数値を示した。また、陰イオンではNO₃とSO₄が高野川本流に比べ高い数字を示した。地中水観測区間の上下流で河川流量観測を行い、水収支を評価した。その結果、明らかに上流側河川流量に比べて下流側の河川流量が増加しており、目視で確認できる高野川砂州の湧水は河川系外から流入していることが確認できた。

そこで、高野川と賀茂川の2地点において、平水時

および増水時の河川水位の上下動に対する砂州内地中水の水位挙動および水質変化を観測する目的で、河川敷内の地中水の水位を連続的に観測するために、塩化ビニル管を用いて作成した地中水位計測および試水採水装置を設置した(fig.7)。

事前調査で湧水が確認されている地点を頂点とした導水勾配に従い、砂州に十字型5箇所の地点に装置を埋設した。また、湧水点から河川流に向かった3地点に土壌水分計、地点中央の塩化ビニル管には自記水位計も設置した。賀茂川の砂州についても同様の装置を埋設した。

対象砂州において地表面の水準測量を行い、埋設管内水位の計測結果と合わせて解析した結果、高野川砂州において湧水地点からの流れは高野川本流の流れよりも標高の高い位置を流れていることがわかった。賀茂川砂州については、高野川砂州と比較して砂州の面積が狭く、水位勾配が緩やかであった。

3.3.3 水質観測結果

高野川砂州における採水分析結果をfig.8に示す。左から湧水地点から河川本流に近い順に並べている。分析結果から、湧水地点から川に向かって濃度の低減傾向が見られる。また、1月よりも2月に観測した結果は湧水と地中水のT-N濃度が全体的に低下する傾向にあった。これは、2月26日は先行晴天日数が短く、前10日累積降水量が他の観測日の3倍程度であり、速い中間流出によって湧水が一部薄められたと考えられる。賀茂川の砂州については地表面から80cm掘った今回の埋設管実験で地中水の水位を観測できたのは水際から1m程度しか離れていない地点中央東と地点南だけであった。また、地点中央東80cmと地点南80cmの埋設管では水位は観測できるものの、採水を試みると透水性が非常に低いため、すぐに管内の水が無くなり採水不能であった。採水できた地点南50cmの分析の結果、賀茂川河川水と水質濃度が酷似しており、今回観測を行った賀茂川砂州においては地中水は河川水からの伏流水であると考えられ、高野川のような湧水現象ではないことが確認できた。

以上をまとめると、今回採水した高野川砂州の地中水は高野川の水質とは異なり湧水地点の水質に酷似しており、T-N濃度は河川水の3倍程度であった。また、湧水の水質は高野川に比べてCaイオンとNO₃イオンが高い値を示した。この二つのイオンは河川水よりも地下水で高い値を示すことが知られており、地下水からの湧水である事が確認できた。

3.3.4 水位観測結果

2007年1月6日～1月7日の時間降水量と高野川砂州

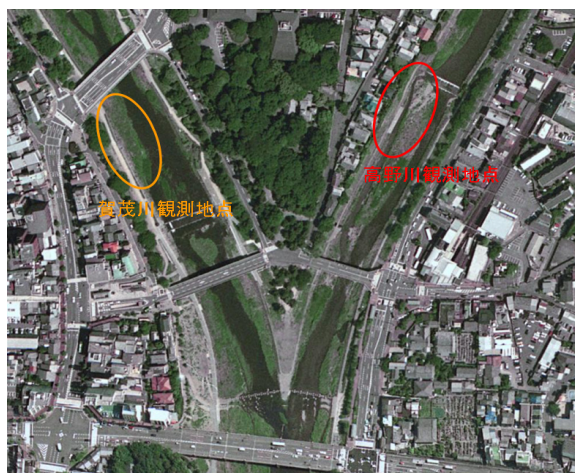


fig.6 observation points of water level in sandbanks

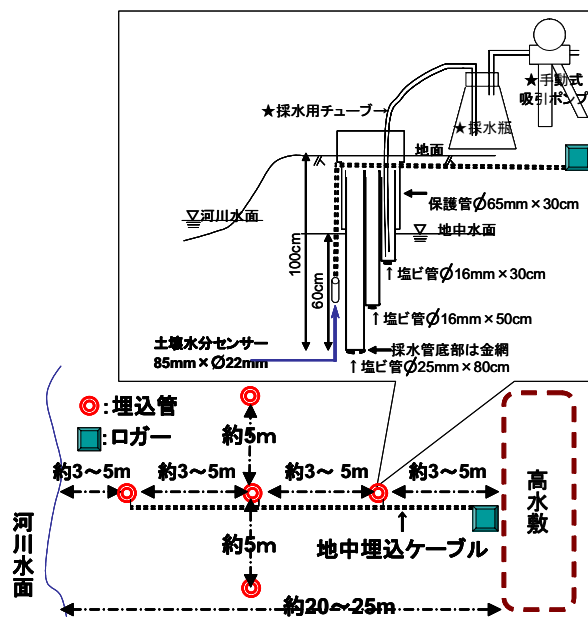


fig.7 measurements of water level and sample in sandbanks of Kamo and Takano rivers

中央地点に設置した水位計の観測値をfig.9に示す。この期間の二日間降水量は11mmであり、観測水位は降水より数十分～2時間程度の遅れで上昇している。水準測量の結果、この砂州での地中水の導水勾配はおおよそ1/100程度と考えられ、今回観測を行った砂州の地中水層では地下からの湧水が湧水地点を頂点とし導水勾配にしたがって高野川方向に流れているものと考えられる。中央観測点は高野川から約30(m)、湧水地点から約10(m)の地点にあることから、この砂州における透水係数は1.0(cm/s)程度のオーダーであると推定される。

以上の結果から、高野川観測地点で見られる湧水は地下水に由来するものと確認されたの影響によるものだと考えられる。この地点は東山山麓からの地下水流があると考えられるほか、賀茂川と高野川に挟まれた岩倉山南側のデルタ地帯からの流れが考え

られる地点で、地下水流の集まりやすい場所であると考えられる。賀茂川出町橋はこの観測地点から西に100mほどの場所にあり、賀茂川においては砂州土壌の透水性が低く十分な観測結果が得られていないが、砂州内中水とは河川水の水質は同程度の数値を示すことから、河川から地下水への流出地点であると推定された。

4. 流動および水質解析モデル

4.1 はじめに

本研究では地下水、地中水、河川水についてそれぞれモデルを構築し、動的に流出解析を行う。解析領域についてfig.10に示す。まず、それぞれのモデルについての基礎式を説明し、次に計算に用いるデータとパラメータの設定について説明し、続いてモデルの妥当性について検討した後、最後に流量観測を行った期間での河川流量再現結果を示す。

4.2 モデルの基礎式

本研究では観測対象とした賀茂川の庄田橋から出町橋の区間について連続式を用いて流出解析を行う。連続式の基礎式は、

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q_r}{\partial x_r} = q_{sid} + q_g + q_{sub} \quad \dots\dots\dots(4.1)$$

である。ここにAは河川断面、 Q_r は河川流量、 q_{sid} は流出入水路流量、 q_g は地下水との流出入量、 q_{sub} は地中水との流出入量である。これを差分化して計算する。 $\Delta t=10(\text{sec})$ とした。

次に、河川流出モデルと同じ区間について地中水の流出モデルを構築した。モデルの基礎式は、

$$\frac{\partial Q_{sub}}{\partial x} = -q_{sub} \quad \dots\dots\dots(4.2)$$

ここに、 Q_{sub} は地中水流である。地中水流の流速はダルシー則が成り立つものとして

$$u_{sub} = k_{sub} \times I_b \quad \dots\dots\dots(4.3)$$

と考える。ここに、 u_{sub} は地中水の流速、 k_{sub} は地中水の透水係数、 I_b は計画断面における河床勾配である。式(4.2)を差分化し、式(4.3)を用いて計算を行う。 $\Delta t=10(\text{sec})$ とした。

さらに地下水流動に関して、平面二次元飽和地下

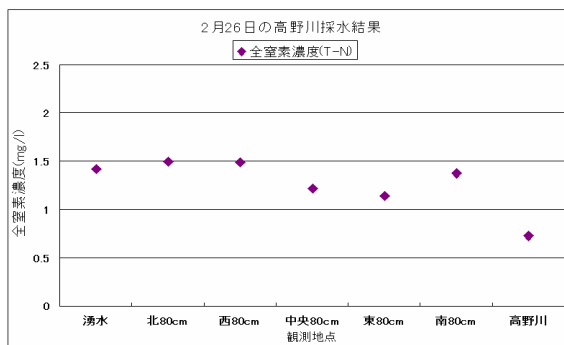
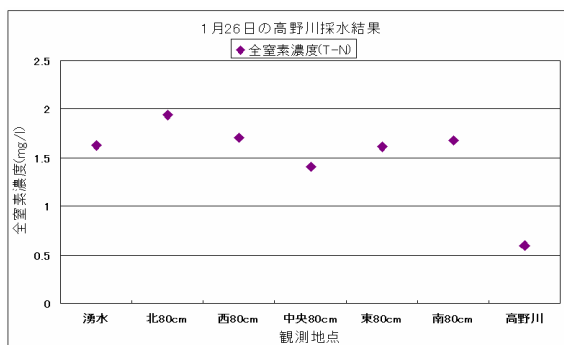


fig.8 total nitrogen of sandbank and river water

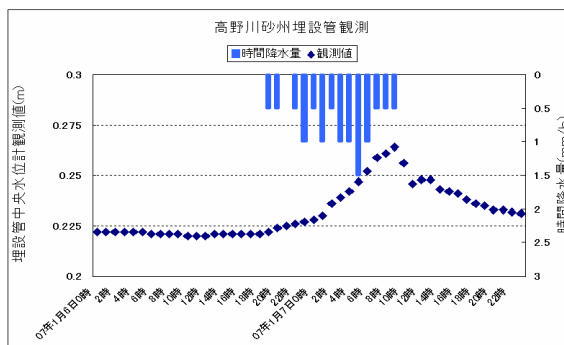


fig.9 water level of sandbank in Takano River by rainfall

水計算を行った。地下水モデルの基礎式は、

$$\lambda \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(h-s) \frac{\partial H}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k(h-s) \frac{\partial H}{\partial y} \right\} + q_r - q_g \quad \dots\dots\dots(4.4)$$

である。ここに λ は有効間隙率、 H はピエゾ水頭、 h は水位、 s は不透水性基盤高、 q_r は降雨による涵養量である。これを差分化して計算を行う。

4.3 各モデルの設定

4.3.1 河川流下モデルの設定

本研究では地下水流動解析で用いたぐりっと分割を基本として、庄田橋より下流の賀茂川について航空写真等を用いてグリッド設定を行った。その結果、庄田橋を1番目の河川グリッド(i=1)とすると、西賀茂橋は(i=24)、北山大橋は(i=59)、出町橋は(i=106)、高

野川との合流地点は(i=109)となった。さらに、それぞれのグリッドについての計画断面における河床勾配、河川長、河川幅、横流出入水路の有無については現地調査に基づいて設定した。また、水準測量によって求めた河川断面を用いて、H-A曲線とH-R曲線を求めた。

河川の流出計算を行うために、マンニングの平均流速公式がよく用いられる。マンニング式は、

$$v = \frac{1}{N} I^{\frac{1}{2}} R^{\frac{2}{3}} \quad \dots\dots\dots(4.5)$$

と表される。ここでNはマンニングの粗度係数を示す。本研究でも断面形状から求めた関係からマンニング式を用いて流速の推定を行ったが、文献値のNを用いてマンニング式から導いた河川流速は観測値に比べ非常に速くなるのが分かった。そこで、観測値からマンニングの粗度係数を逆推定した。逆推定の結果、文献値にあるようなNを満たすのは、少なくとも河川流量が30.0(m³/s) 以上の場合であり、洪水時と呼べるような流量に達しないとマンニング式は成り立たないことが分かった。他の3つの観測点についても同様の結果を得た。そこで、各橋について観測流量と平均流速の相関分析を行い、回帰直線を求めた。次に文献値N=0.03を用いてマンニング式より流量と流速の関係を計算し、近似直線との交点を見つけ、その交点よりも大きい流量となった場合はマンニング式によって計算した流量-流速関係を用いることとした。以下の流量-流速関係を各橋で算定した結果の一例をfig.11に示す。マンニング式が支配する領域はおおよそ30.0(m³/s) 以上で、マンニングの粗度係数の逆推定から得られた結果とほぼ等しくなることも分かった。

4.3.2 地下水流動モデルの設定

(1)地表標高・地味条件および基盤標高

地表標高データとして国土地理院の数値地図50mメッシュ（標高）を用い、地表土地利用データとして国土地理院の国土数値情報土地利用メッシュ（100m）を用いた。また、池や川については独自に調査し設定した。

地下水流動解析を行うにあたって、不透水性基盤層の設定手法が大きな問題となる。基盤標高はおもにボーリング調査のコアデータや電波探査などによって求まるが、電波探査には基盤層(岩盤層)以外の礫、砂、シルトなどの詳しい鉛直土壌分布を把握しにくい欠点がある。一方、ボーリングデータは詳しい鉛直土壌分布を得ることは出来るが、基盤層までを把握することができる深いボーリング調査は地下鉄工

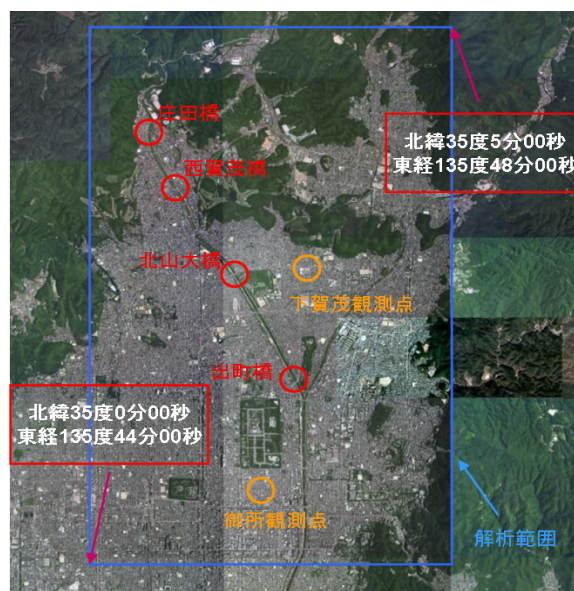


fig.10 groundwater analysis area

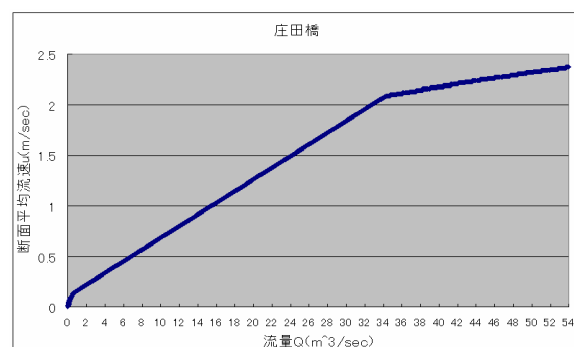


fig.11 assumed curve of flow velocity

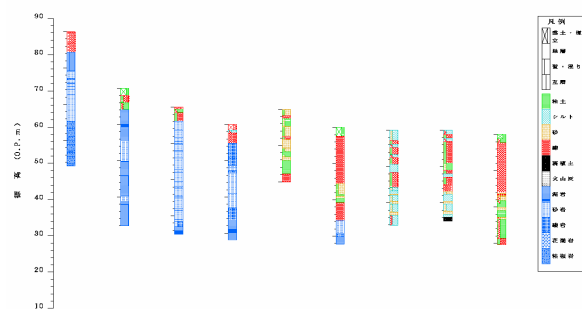


fig.12 sample of boring core data

事などのほかにはほとんど行われず、空間分布に乏しいという難点がある。また、一つ一つのボーリングデータは取得することが出来てもそれらを数値化してまとめ、基盤標高データファイルとするには多大な労力が必要となる。そのため地表標高情報からの推定値を用いたり、一定の層厚に近似して計算を行っている研究も少なくない。しかし、本研究ではモデル化による不確実性の増加を少しでも防ぐため、対象領域内のボーリングコアデータを収録した2006

年度版関西圏地盤情報データベースに基づいて基盤標高データを作成した。このデータベースはfig.12のようなボーリングコアの鉛直成分とそのボーリング地点の緯度、経度がまとめられたものである。本研究ではこれを基に岩盤層または長い粘土層を基盤層の基準とした。計算領域内319地点のボーリングデータについて基盤標高設定を行った。

盆地中央部では、前述のような基準で基盤として設定可能なコアデータが少ないため、ボーリング調査長が20m以上のボーリングコアではボーリングコアの最深部に基盤があるものと設定した。また、調査長が20m以下のボーリングコアでは、基盤は地表からボーリング調査長の1.5倍の位置にあるものと設定した。このように設定した基盤データから透水性基盤高を算出し、クリギング法により空間補間したものをfig.13に示す。計算対象領域には透水能力が非常に高い礫層が卓越している地区が多いため、計算領域内の808地点のボーリングデータを基に、礫が卓越する計算グリッドの透水係数を別途設定した。

計算領域内の池について1/2,500地形図を基に池が存在するグリッドを特定すると共に、当該グリッドの何割が水域であるかについても算定した。また、計算領域には鴨川とその支流である賀茂川と高野川、その他の小河川についても現地調査を行い、河川幅、川底形質、河川流量、地表から河床までの距離をそれぞれ調べ、これを基に高野川支流の岩倉川までを河川グリッドと設定するものとした。測量に基き、鴨川では6~8(m)、賀茂川6(m)では、高野川と岩倉川では5(m)低い位置に河床があるものと設定した。

(2) 涵養量等の条件設定

涵養量については、土地利用種別に降水に対する浸透率（涵養率）を設定し、各グリッドの土地利用割合に基づいて単位降雨量当たりの涵養割合を算定し、気象庁京都地点のアメダス雨量データを用いて各グリッドにおける涵養量を算定した。また、標高90m以上の山林は急峻な山岳域であり、降雨のほとんどは直接流出および早い中間流出として河川に流入するものとし、地下水への涵養は無いと考えた。都市域で用いた値は、京都市の都市域における裸地面の割合が27%であるというデータを基に設定した。また、蒸発散による影響は地表1m程度しか及ばないことから、今回の計算では無視するものとした。また、40.0 (mm/day)を超えるような大雨に関しては、超過分の降水の全てが表面流出するものと考えた。

また、涵養雨水は不飽和領域を通ることなく直接タイムラグなく飽和帯に達するものとした。これは観測井戸の水位データを長期間にわたり解析した結

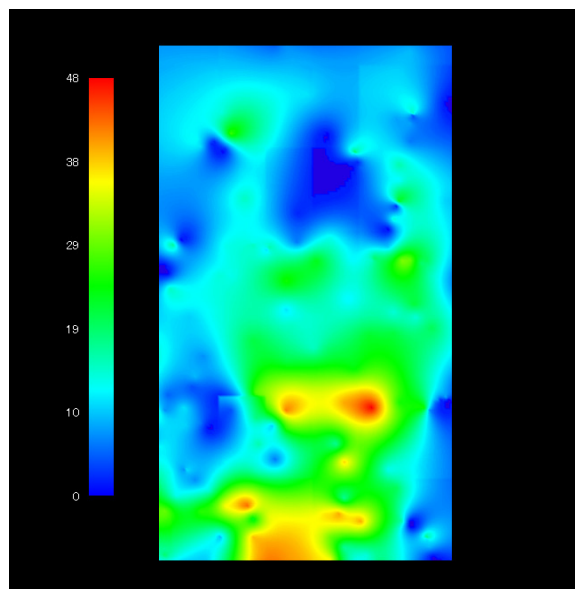


fig.13 thickness of groundwater layer

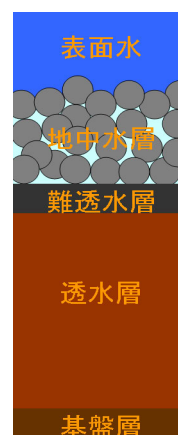


fig.14 model between river flow and groundwater

果、降水量ピークの発生から数時間で地下水位ピークが発生しており、不飽和浸透モデルを組み込むと飽和帯に達するまで長時間経過し、観測地下水位変動と大きく異なる結果となる。このことは先行研究（井上、2005）でも同様の手法が用いられている。

有効間隙率 λ は0.1とし、透水係数は京都市内の平均的な値とされている $9.0 \times 10^{-5} (\text{m/s})$ から礫層の分布が卓越する地点では $3.68 \times 10^{-3} (\text{m/s})$ までの値をとるものとした。

(3) 境界条件の設定

境界条件として流量境界を設けた。計算領域における境界部のグリッド標高が、一つ内側のグリッド標高より高い場合は $q_m = 0.0 (\text{m}^3/\text{s})$ とした。逆に端のグリッドの標高が内側のグリッドの標高以下である場合は $q_{\text{out}} = k_{\text{NN}} \times (h_{\text{NN-1}} - s_{\text{NN-1}}) \times 10^{-5} (\text{m}^3/\text{s})$ とした。ここに k_{NN} は境界部の透水係数であり、 $(h_{\text{NN-1}} -$

s_{NN-1}) は一つ内側のグリット水深である。

また、池や川などの表流水で形成されるグリットについてはfig.14に示す地中水域と難透水層を設定した。池については1/2,500地図より標高を読みとり、その標高を池の水位として設定した。川については上述の通り調査結果を基にして、そのグリットの地表標高から数m掘り下げた位置に河床があるものと設定した。

池および川と設定したグリットに関して以下のような手順で計算を行った。まず、そのグリットでのピエゾ水頭 H はそのグリットの標高に \wedge 達していない場合は、地表にある水域と地下水帯は不飽和で連結されているものとし、地下水帯には常時 $q_{riv}=k_{nan}$ (m^3/s) の涵養量があるものとした。ここで k_{nan} は難透水層の透水係数である。次に、ピエゾ水頭が標高に達していた場合、地表にある水域と地下水帯は難透水層を挟んで飽和連結しているものと考え、次式を用いた計算を行った。

$$0 = \frac{\partial}{\partial x} \left[k(h-C-N) - s \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k\{(h-C-N) - s\} \frac{\partial H}{\partial y} \right] + q_g \dots\dots (4.6)$$

$$q_g = k_{nan} \times A \times \left(\frac{H-h}{N} \right) \dots\dots (4.7)$$

とした。ここに C は地中水厚、 N は難透水層厚、 H はピエゾ水頭、 h は地表にある水域の水位である。なお、地中水域では地表の水域と地下水帯の間での流出入量がつりあっており、地中水域の水量は常に一定であるものと仮定する。

4.4 モデルの再現性の検証

4.4.1 検証方法

本研究では地下水位と地下水の流線、賀茂川河川流量を用いてモデルの検証を行う。領域内の下鴨地点と御所地点で国土交通省が地下水位を観測しており、1986年～1990年までの5年間のデータを用いて先に示した計算パラメータを設定した後、1981年から2000年までの再現計算を行った。河川流量計算の上流端(庄田橋)の流量を $0.2(m^3/s)$ とした。また、横流出入量として現地観測結果の平均流量を与えた。

4.4.2 地下水位の再現計算結果

下鴨および御所地点の再現計算結果の例をfig.15に示す。また、再現性を評価する基本数値(年平均値、年平均誤差、相対誤差、RMSE、相関係数)を各年でまとめたものをTable 1に示す。なお、RMSEに

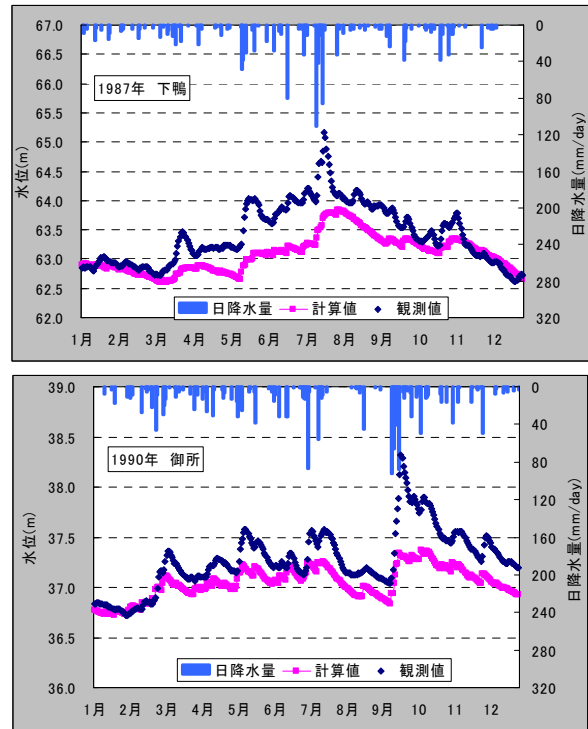


fig.15 calculated and observed groundwater level

Table 1 simulation of groundwater flow analysis

下鴨	計算値平均	観測値平均	平均誤差	相対誤差	RMSE	相関係数
1981	63.482	64.233	0.750	0.012	0.796	0.801
1982	63.250	64.318	1.068	0.017	1.157	0.664
1983	63.539	64.385	0.846	0.013	0.988	0.513
1984	63.237	64.332	1.095	0.017	1.148	0.596
1985	63.471	64.218	0.747	0.012	0.945	0.642
1986	63.387	63.795	0.407	0.006	0.719	0.456
1987	63.083	63.422	0.339	0.005	0.465	0.811
1988	63.215	63.476	0.261	0.004	0.430	0.873
1989	63.679	63.588	-0.091	-0.001	0.390	0.799
1990	63.494	63.677	0.183	0.003	0.426	0.617
1991	63.468	63.695	0.226	0.004	0.371	0.797
1992	63.243	63.473	0.230	0.004	0.355	0.854
1993	63.781	63.428	-0.352	-0.006	0.851	0.575
1994	63.355	63.520	0.164	0.003	0.456	0.227
1995	63.010	62.430	-0.580	-0.009	1.048	0.137
1996	63.112	62.637	-0.475	-0.008	0.587	0.804
1997	63.328	63.458	0.130	0.002	0.433	0.624
1998	63.880	63.339	-0.542	-0.009	0.620	0.672
1999	63.645	63.080	-0.565	-0.009	0.643	0.728
2000	63.117	63.042	-0.075	-0.001	0.322	0.451
1987	63.114	63.422	0.308	0.005	0.427	0.836
1988	63.249	63.476	0.227	0.004	0.402	0.884
1989	63.724	63.588	-0.137	-0.002	0.401	0.809
1990	63.536	63.677	0.141	0.002	0.399	0.647
1991	63.516	63.695	0.179	0.003	0.343	0.805

関しては0.5以下の年、相関係数に関しては0.7以上の年について表中で強調している。水位計の感度や観測値の欠損などから推定すると、1986年に水位計が新しくなったものと考えられ、1986年以前の観測値では冬場に水位が下がらないのに対し、それ以降の観測水位は冬場に水位の低減が明確である。パラメータの同定を1986年からの五年間で行ったため当然ではあるが、1987年以降のRMSEは0.5以下、相関係数は0.8以上となっている。しかし、1993年以降になるとRMSE、相関係数ともに再現が低くなることがわかる。これについて、観測井戸が設置されている小

学校において1995年の9月と12月に新校舎が竣工されおり、このため、1993年以降井戸近辺の地下構造が大きく変化したものと考えられる。

再現計算では、観測値で見られるような大雨が観測された直後の水位の上昇とその後の急激な低減は再現できなかった。これについては2つの自然現象が考えられる。

①観測井戸の周りに、その井戸を設置したことによる鉛直方向の大空隙があり、降水が多量に、かつ急速に浸透したが、周りの地下水位はそれほど上がらず、降雨後数日で周りの地下水位と同等の水位まで低減した。

②速い中間流出のような流出形態が地下水帯にもある。

①については現地での確認が不可能なため無視し、②についてはモデルに組み込み再現計算を行った。1987年の再現計算結果をfig.16に示す。また、1987年から1991年までの5年間で中間流出モデルを用いた場合と用いなかった場合の計算を行った。御所地点および下鴨地点のRMSEと相関係数をTable 2に示す。なお、中間流出は本研究で直接流出すると考えた40 (mm/day)を超える降水に関して、中間流出するものとした。

中間流出モデルの基礎式は、

$$\lambda \frac{\partial(h_s + H)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_s h_s \frac{\partial(h_s + H)}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_s h_s \frac{\partial(h_s + H)}{\partial y} \right\} + q_{rc} \dots \dots \dots (4.8)$$

となる。ここに h_s は中間流出層の水深、 H は地下水流動モデルで計算したピエゾ水頭、 q_{rc} は40(mm/day)を超える降水の涵養量、 k_s は中間流出層における透水係数である。

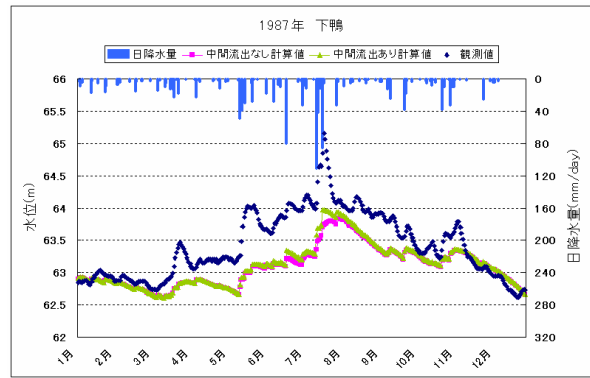


fig.16 calculated and observed groundwater level

中間流出を考慮したモデルによる再現計算の結果、fig.16に示すように大きな降水が発生した後の急激な水位の上昇とその後の急速な水位低減は表現できた。そのため、相関係数も中間流出モデルを導入しなかったものと比較すると毎年高い値となっている。しかし、中間流出層から河川への流入量が過大となり、大きな降水が発生するとその後数週間にわたって河川への湧水量が増加する現象が見られ、河川流量の再現性は低くなった。

御所地点についても同様の解析を行った。御所観測地点では1996年以降、観測水位が1.0(m)ほど上昇し、再現を行うことが困難であった。1997年以降はRMSEの値も1.5以上の高い値となった。この原因として、1997年秋に竣工された御池通り地下に地下商店街ゼスト御池の建設が挙げられる。御池通りは御所観測地点の南側を東西に走る通りである。御所観測地点の水位上昇は、御池通りの地下に南北を遮る形でコンクリート構造物が出来たために地下水の流れが遮られ、御池通りより北側で地下水位が上昇したものであると考えられる。

地下水流動モデルによって求められた1987年7月

Table 2 comparison of with/without mid-flow model

下鴨		計算値平均	観測値平均	年平均誤差	相対誤差	RMSE	相関係数
なし	1987	63.083	63.422	0.339	0.005	0.465	0.811
中間流	1987	63.114	63.422	0.308	0.005	0.427	0.836
なし	1988	63.215	63.476	0.261	0.004	0.430	0.873
中間流	1988	63.249	63.476	0.227	0.004	0.402	0.884
なし	1989	63.679	63.588	-0.091	-0.001	0.390	0.799
中間流	1989	63.724	63.588	-0.137	-0.002	0.401	0.809
なし	1990	63.494	63.677	0.183	0.003	0.426	0.617
中間流	1990	63.536	63.677	0.141	0.002	0.399	0.647
なし	1991	63.468	63.695	0.226	0.004	0.371	0.797
中間流	1991	63.516	63.695	0.179	0.003	0.343	0.805
御所							
なし	1987	36.911	36.985	0.074	0.002	0.334	0.886
中間流	1987	36.937	36.985	0.048	0.001	0.306	0.877
なし	1988	36.946	37.121	0.174	0.005	0.264	0.978
中間流	1988	36.969	37.121	0.152	0.004	0.234	0.976
なし	1989	37.061	37.286	0.225	0.006	0.269	0.915
中間流	1989	37.097	37.286	0.189	0.005	0.226	0.937
なし	1990	37.047	37.274	0.227	0.006	0.282	0.927
中間流	1990	37.086	37.274	0.188	0.005	0.236	0.948
なし	1991	37.016	37.436	0.421	0.011	0.437	0.870
中間流	1991	37.059	37.436	0.378	0.010	0.393	0.884

1日の計算領域における流量フラックスのベクトル fig.17に示す。地下水の流れは北東から南西へと流れている。また、2.で述べた賀茂川扇状地南西の地下を走る岩盤の尾根による回り込みの流れも再現されている。

4.4.3 河川流量に関する考察

今回の再現計算は庄田橋の流量として常時0.2 (m³/s) を与え、横流入量も一定の値を与え続けた。流量の増減はもっぱら地下水流動モデルとの練成計算によって求めた q_g の影響によるものである。まずはじめに、河川流出モデルの計算誤差を確認するために、 $q_g=0$ として計算を行った。河川断面や河床勾配が流下方向に変化することなどによる計算誤差は最大で2%程度であった。次に、降水によって河川流量にどのような影響があるか1986年1月4日の降水について調べた。この降水は先行晴天日数4日、日降水量15(mm)で、その後40日間無降水期間が続いた。その結果、賀茂川の流量は北山大橋までの区間で地下水から表流水への湧水現象が多く見られ、北山大橋以降の区間では表流水から地下水への流れが強まる傾向にあることが分かった。これは、連続観測からも同様の結果が得られており、本研究で構築したモデルは賀茂川全体の水収支から見ると再現性が高いとえる。しかし、1月4日、1月5日の再現結果を見ると、北山大橋一出町橋間で伏流する流量は1月3日と比較すると少なくなっているが、降水後の北山大橋一出町橋間の流量増加現象は再現できなかった。

そこで、前日に日降水97(mm)、当日にも日降水97(mm)を記録した2006年7月22日について検討した。このような大きな降水が発生すると、北山大橋一出町橋区間でも湧水による流量増加現象が見られるが、その区間よりもむしろ西賀茂橋―北山大橋区間で多く湧水による流量増加現象が見られた。これについては、基盤の設定や、河床標高の設定、難透水層の設定等、多くの原因が考えられる。

今回の流出モデルでは雨天時の湧水量増加の影響についてはやや再現性に欠けることが分かった。しかし、雨天時の庄田橋の河川流量は今回の設定したような平水時の河川流量より大幅に増水しているものと考えられ、また、横流入量も増加していると考えられるので、全体量に対する地下水の影響は小さいものと考えられる。むしろ、地下水による影響は晴天時の流量再現において果たすところが大きく、年間を通した長い視点で考えると、晴天時の再現性が良好であることから、今回構築したモデルは妥当なものであると考えられる。

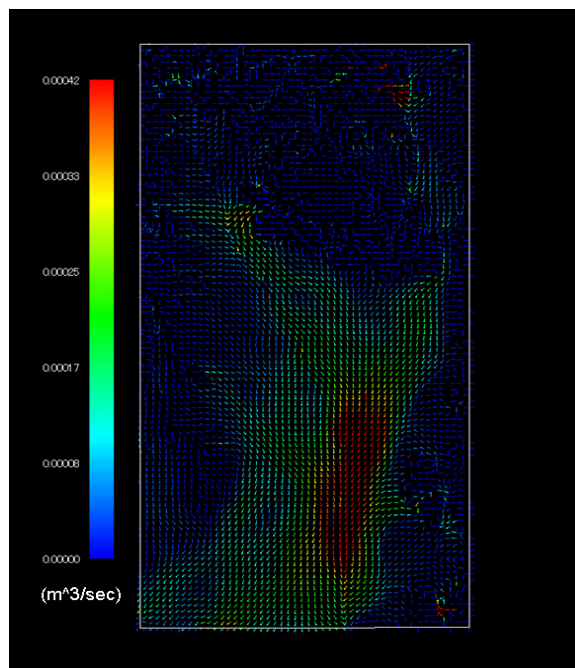


fig.16 flow vector in calculated area

4.4.4 観測期間での流量再現と考察

本研究では観測期間での流量再現計算を行った。スピニアップは1981年から25年間行った。観測期間中の再現として、計算には時間降水量を与え、庄田橋と横流入側溝には当日の観測値を境界条件として与えた。各橋での河川流量のアウトプットは河川観測時間を考慮し、西賀茂橋は12時、北山大橋は15時、出町橋は17時流量とした。モデルによる計算値と横流入のみの足し合わせによって得られた計算流量について相関係数を求めた。なお、モデル計算値の方が相関が良かったものについてはシートに色をつけた。今回の再現計算では11月10日の観測値に見られるような、河川への横流入量だけでは再現できない北山大橋以降の河川流量低減過程を、地下水モデルを組み込むことで精度良く再現することができた。しかし、全体としてみると今回の再現計算では観測値と比較し、庄田橋から北山大橋の区間で湧水量を過大に評価してしまった。また、北山大橋から出町橋の区間では河川から地下水への伏流水量を過大に評価してしまった。雨天後の北山大橋―出町橋区間で流量が増加している10月24日や25日のモデル計算値の相関係数はかなり低い値となってしまった。

4.5 汚濁物質挙動モデル

最後に地下水、地中水、河川水の流量フラックスを基にそれぞれ移流拡散を基礎とした物質挙動モデルを用いて Ca イオンと全窒素について動的に水質解析を行った。

前章で用いた河川・地中水・地下水の流動モデルによって求められた流速による移流現象、水質濃度差による分散現象により物質は移動し、地下水、地中水、表流水の濃度はそれぞれ瞬時に完全混合するものとする。また、増水時に河川流速 u がある一定流速 u_c を超えた場合には河川水と地中水のかく乱が起こるものとした。Ca イオンは化学的に安定であり、分解過程は無視し、窒素については河川と地中水層、地下水で異なる分解係数を設定して懸濁態→溶存態、溶存態→ N_2 に化学変化するものとした。懸濁態→溶存態の分解現象では水中の窒素量は保存するものとし、溶存態→ N_2 の脱窒過程では水中から窒素量が損失するものとした。さらに、懸濁態窒素については河床を流れるほとんどの懸濁態窒素は河床数 cm の土層にトラップされる(鷺見ら,2000)ということが知られており、本研究では懸濁態窒素は地中水層、地下水帯には存在せず、すべて河床に堆積するものとした。懸濁態物質は表流水の流れが遅いため河床に沈降するものや河床の構造により河川の流れが河床にぶつかる場所で起きるフィルター効果によって河床に堆積する。本研究では今井(2007)により本研究の観測対象領域より数 km 上流で行われた河床堆積物調査の結果を用いて、懸濁態窒素の河床堆積モデルを構築した。河床において懸濁態窒素は、河川流速がある一定の流速 u_c を下まわった沈降過程、河川流速によるフィルタリング過程、続いて $q_g < 0$, $\partial q_{sub} / \partial x < 0$ の場合に生じる地表水からの伏流現象によって生じるフィルタリング過程によって河床に堆積するものとした。流動条件が逆の場合に湧昇流がある一定の q_c を超えた場合に河床からの巻き上げ現象と河川断面流速がある一定の u_c を超えた場合におこる巻き上げ現象、河床堆積物がある一定の飽和値 $QC_{p-N,b,c}$ を超えた場合の巻き上げ現象、上述の分解現象によって河床から減少するものと考えた。なお、河川流速による巻き上げ現象は、流速の 2 乗に比例することが知られている(芦田ら, 1992)。

河川の移流分散モデルの基礎式は、

$$\frac{\partial \Delta C}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(q_{riv} \cdot C) + \frac{\partial C}{\partial x} \left(D_{riv} \frac{\partial \Delta C}{\partial x} \right) + Q_{C_{in}} - Q_{C_{out}} \quad \dots\dots(5.1)$$

である。ここに Δ : 媒体量体積、 C : 対象物質濃度、 q_{riv} は河川の流量フラックス、 D_{riv} : 河川の拡散係数、 $Q_{C_{in}}$: 流入物質質量、 $Q_{C_{out}}$: 流出物質質量である。これを差分展開し計算を行う。物質流出入量として、横流入および上述の沈降・巻き上げ等による移動量が

Table 3 T-N concentration of supplied water into groundwater

土地利用	設定T-N濃度[mg/L]
田	3.0000
その他農地	12.0000
ゴルフ場	3.0000
その他用地	0.0292
荒地	0.0292
森林	0.0292
建物用地	2.0000

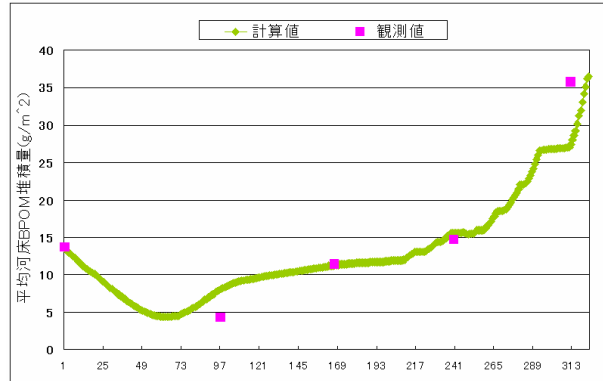


fig.17 observed and calculated BPOM

含まれる。分解については Ca イオンでは無視し、窒素については河川水における文献値を用いた。

地中水層および地下水の移流分散モデル基礎式の基本構成は式(6.1)と同様である。地中水層の物質流出量のうち地下水からの供給については、地下水移流分散モデルで求められた地下水濃度に基づいて設定した。また、降水による負荷供給量については、東(2004)の研究を基に、田、畑、ゴルフ場等の年間窒素施肥量から浸透溶存態窒素量を求め、斉藤(2005)が求めた窒素降下物量を参考にし、涵養水に含まれる溶存態窒素濃度を設定した(Table 3)。

懸濁態窒素河床モデルについては、前述の庄田橋上流で観測された有機体物質(BPOM)の河床堆積物量(今井, 2007)を参考に河床モデルを構築した。データ解析の結果、平均 BPOM 堆積量は河床平均流速と強い相関があり、本研究では河川断面平均流速と河床平均流速に相関があるものと考え、河川流出モデルから算定された河川断面平均流速を用いて汚濁物質の挙動をモデル化した。再現計算の結果を fig.17 に示す。河川流速による巻き上げが発生する限界流速 u_c を 0.2(m/s)、沈降現象の限界流速 u_c を 0.1(m/s)、とした場合に再現性が高くなった。

以上のモデルを用い、河川上流端(庄田橋)河川流量および計算対象河道区間内の横流入量とその水質濃度を一定とした。今回の計算条件では河川上流端流量を一定としたため河川流量増加に伴う巻き上げ現象の再現ができず、河床堆積から地下水への懸濁態窒素の移動量が過大となった。また、地中水の T-N

濃度が河川水濃度よりも低いものだった。これは、地中水から流入する T-N 濃度が低いことと地下水における窒素分解により地下水濃度が下がったと考えられる。また T-N に関してはほとんど涵養水に含まれる T-N が供給源となり地下水中濃度が上昇しなかったことが原因と考えられる。

5. 結論

本研究では京都市内を流れる賀茂川を主な研究対象として、1ヶ月に及ぶ細密流量観測と水質観測を行った。この観測の結果、賀茂川において、地下水の影響と考えられる河川流量の低減や、雨天後の流量増加が見られた。また、平水時において、河川流量に対する地下水の影響は10~20%程度であるものと考えられる。

雨天時における河川水の連続採水観測を行った結果、出水時に採水した河川水から通常の約2倍程度の全窒素濃度が検出された。流量が平水時と比較するとオーダー的に増加していることを考慮すると、出水時の流出負荷量はかなり大きいものとなる。年間を通した流出負荷量などの算定には、晴天時の観測による積み上げ法などを用いると、総流出負荷量を過小評価してしまうものと考えられる。

さらに、賀茂川と高野川の砂州において塩化ビニル管を埋設し、水位観測および採水調査を行った。あわせて、高野川湧水地点付近においても河川流量観測を行った。その結果、高野川砂州観測点においては有意に地下水が湧き出していることが確認できたが、賀茂川砂州観測点では有意な結果は得られなかった。

これらの観測結果に基づき、平水時から雨天時を通した連続した河川水量および河川水質の再現計算のために、河川河床下の地中水層に注目しながら、河川流出モデルと地下水流出モデルを結合させた水量・水質モデルを構築した。構築した地下水モデルの水位変動は観測値と比較した結果、かなり精度の良いものであった。これは、ボーリングデータベースを基に精度の良い基盤層と礫分布を設定できたところによるもの大きいと思われる。この地下水モデルを用いて、観測期間中の河川流量再現計算を行ったところ、流域水路からの横流入量だけでは再現できない現象について再現することができたが、地中水層底に設定した難透水層の透水係数の設定が、やや過大であったため、観測値よりも地下水による影響が過大に評価されており、今後、検討する必要がある。最後にこの流出モデルに移流・分散を基本

とする物質挙動モデルを結合し、試算を行いモデルパラメータ設定の課題について検討した。

謝 辞

本研究の一部は防災研究所一般共同研究16G-C1の支援を受けたことを記して謝意を表す。また、河川流域に関する既存資料の提供および現地観測にご協力いただいた、京都府京都土木事務所、京都市上下水道局に謝意を表す。

参考文献

- 芦田和男・藤田正治・向井健(1992): 河床砂礫の浮上率と浮遊砂量, 京都大学防災研究所年報, 第28号B-2, P353-P366
- 井口貴正・城戸由能・中北英一・深尾大介(2005): 河床底泥からの巻き上げを考慮した河川水質解析, 水文・水資源学会2005年研究発表会要旨集, pp.54-1~54-2.
- 井上雄一郎(2005): 人間活動が地下水の字空間変動に及ぼす影響について, 京都大学大学院工学研究科修士論文。
- 関西圏地盤DB運営機構(2006): 関西圏地盤情報データベース, 2006年度版. KG-NET・関西圏地盤情報協議会.
- 京都市下水道局(2001): 京都市下水道史, PP.183-200
- 国土地理院(2002): 数値地図50mメッシュ(標高)
- 国土地理院(1998): 国土数値情報土地利用メッシュ京都平成9年, 国土数値情報ダウンロードサービス, <http://www.nla.go.jp/ksj>
- 国土交通省: 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/>
- 下尾芳樹(2006): 鴨川に下水流入, 京都新聞2006.11.21
- 斉藤慶司(2005): 市街地における汚濁負荷の堆積と雨天時流出に関する研究, 京都大学工学部卒業論文。
- 深尾大介(2005): 都市域における非特定源からの雨天時汚濁物質流出解析, 京都大学大学院工学研究科, 修士論文。
- 東博紀(2004): 植物の成長と水文素過程に関する研究, 平成15年度京都大学学位論文
- 鷲見哲也・穎原宇一郎・辻本哲郎(2000): 砂州内の伏流挙動とたまりの水交換性に関する研究, 河川技術に関する論文集, Vol6, pp.89-94。

Analysis of Water Budget and Material Balance between River and GroundWater in Kamo River Basin

Yoshinobu KIDO, Aita KAWAKUBO*, Takamasa IGUCHI*, Yukio TANAKA** and Eiichi.NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University, ** Faculty of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The continuous runoff analysis through dry and wet condition is demanded in order to clarify water budget and material balance in large area. The water budget model between river water and groundwater based on the continuous observation of river water quality and quantity, and two-dimensional groundwater analysis was carried out. The result shows that the amount of groundwater exchanged with river water in the observation area was 10 to 20% of that of river water. It indicates that interaction between river water and groundwater is significant on the water budget and material balance in river basin.

Keywords: groundwater flow analysis, sub-surface flow, pollutant transfer analysis, Kamo river basin