

京都盆地水系における表流水 - 地下水間の 水・物質収支に関する観測調査

城戸由能・粟津進吾・バトル アブドレイム・鳥井宏之・中北英一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

京都盆地水系の地下水は古来より飲料用や産業用に利用され、その良好な水質は多くの名水・名井として保全・活用されてきた。高度経済成長期の過剰な揚水による盆地南部域での地盤沈下は、その後の規制により沈静化してきたが、現在も湧水の消失や散布肥料・工場排水等による水質汚染などの問題がみられる。本研究では、京都盆地の地下水動態を明らかにし、今後の地下水利用の適正化を図ることで、持続可能な水資源としての利用を進めるために、表流水と地下水間の水・物質挙動の解析を行った。まず京都盆地における地下水の既存の水質観測データ、および独自の連続観測のデータからヘキサダイアグラムによる水質分類を行い、表流水の地下水への影響を評価した。次に連続観測のデータを用いて数値シミュレーションモデル計算結果のフィードバックを行い、水収支と汚染物質動態の両面からモデルの改良を試みた。

キーワード：地下水，水位・水質連続観測，流動・水質モデル解析，京都盆地水系

1. はじめに

将来的な水資源の確保や災害時の緊急用水利用のためには、地域内の水資源となる河川表流水や地下水の動態と利用可能性を検討する必要がある。河川流域における水・物質循環を水系一環としてとらえ、その経年的変化や将来予測を行うことが重要となる。本研究では、京都盆地における地下水の重要度に着目して、既存の地下水観測データの分析を行うとともに、水質特性を把握するための地下水水位と水質の連続観測を開始した。さらに、平面二次元飽和地下水流動モデルと移流・分散を基本とする水質モデルを用いた地下水解析を行って流動および水質特性を明らかにした。

2. 研究対象領域と観測研究の経緯

京都盆地は丹波高地南縁と滋賀県や大阪府との境界付近に展開する山地山麓およびこれらに囲まれた山間盆地であり、六甲山地殻変動・地盤変動により内陸盆地として形成された。周囲を囲む山脈とその内部への海水の侵入と海域の後退をくり返すことで、

洪積層の上部に盆地床のもととなる厚い堆積層が形成され、これらの地層内に地下水帯水層が存在する。その後、桂川・宇治川・木津川など諸河川の流入により扇状地や三角州などの沖積低地が発達してきた。

京都盆地では、国土交通省・京都府・京都市による河川水・地下水観測が実施されており、自記水位計による連続的水位観測、および定期的な水質観測が行われている。河川の水質観測は月に一度の採水分析、地下水質は基本的に年 4 回実施され、そのうち 8 月期においては各種イオン類を含む多項目、他の 3 回については限定項目についての分析が実施されているが、河川と地下水で共通する分析項目は少ない。著者らは 2003 年以降、京都盆地鴨川水系における晴天時・雨天時の河川水質観測を実施しており、特に 2005 年には鴨川上流部扇状地（出町橋以北）において、湧水の河川流入確認地点を中心に河川水および地中水の水位・水質観測を実施した。また、2005 年から桂川右岸の西羽束師川流域において水位・水質の連続観測を開始しており、これまで京都盆地の表流水系と河床地中水系に関する流動と水質特性の解析を進めてきた（城戸他，2004；Kido et al, 2006；城戸，2008；城戸他，2009）。京都盆地において重

要な水資源である地下水については、上述の公共機関による観測データや各種地盤データなどに基づいた流動解析を実施し、地下水流動特性を明らかにしてきた(城戸他,2007;田中他,2009;Kido et al,2009)。

以上の観測調査を踏まえて、京都盆地内部の地下水水質が周辺地質の影響を強く受けていることにもとづき(バトル他,2010)、地下水と河川水等の表流水間の水および物質挙動特性を解明するために桂川・鴨川・宇治川に挟まれた伏見桃山地区の盆地南部域を主対象として自記水位計および自動水質計を井戸に設置して連続観測を実施2009年末から開始した。本研究では、既存観測データと独自の連続観測データに基づき、地下水と表流水の水質分布特性を解析し、地下水・表流水間の水および物質挙動についてモデル解析を実施した。

3. 地下水・表流水観測データの解析

3.1 解析の視点と手法：

京都盆地水系内の地下水の主要な水量涵養源は河川や地表からの涵養とともに、上流部山地地域地層内を長期間通過してきた地下水が挙げられる。盆地中央部の平地では地下水位が降水量や河川水位に強く影響を受ける地域が存在するとともに、地下水揚水が多い盆地南部域ではその影響が強く、盆地周辺の山麓部および河岸段丘部では、周辺地域の堆積地層地質の影響を受けていることが推定される。このように、地下水は地表地形・土地利用、揚水、帯水層の基盤地形・土壌特性、などが影響を及ぼしている。特に、地下水と河川水との間の水交換現象は、近年「交流現象」と呼ばれ、河床からの河川水の浸透と扇状地扇央および先端部での地下水から河川水あるいは地表への流出(湧水)の両現象が同じ領域で水位変動に伴い発生することが注目されている。

汚濁負荷源としては、浮遊大気汚染物質等を含む降水負荷、下水道処理水等の排水を含む河川水中汚濁物質、晴天時降下物や路面堆積負荷、農地農薬等の人為活動に伴う散布物質、さらに帯水層内の土壌成分由来の土壌地質負荷が挙げられる。地表から供給される汚濁負荷は基本的に降水の地表浸透と河床からの浸透に伴い流入するので、上述の水量涵養源と関係性が深い。また、地下水帯水層内の移流・拡散等によって長時間地下水帯水層内を通過してきた地下水中の汚濁負荷は、移動中に帯水層内土壌成分と物理・化学的反応による溶出や吸着および分解現象を伴うので、土壌土質特性が汚濁負荷源として重要な役割を果たす。

地下水の流動および水質特性を解析する上では、表流水および土壌堆積構造を考慮して、水・物質挙

動を解析する必要がある、表流水からの一方向の涵養現象のみで表現することは不十分である。帯水層通過中に水・河川水との交流現象で涵養・湧出する成分、地表からの涵養により供給される成分、土壌土質との物質交換まで考慮して、水量と物質量の両者の収支にもとづいて流動・水質特性を解析すべきである。

そのため、まず、既存観測および独自観測データを用いて地下水および河川水の水質特性を類型化することで、時間・空間分布特性を明らかにする。さらに、観測対象地域を絞り込んだ集中的な観測データの解析を通して得られる特性に基づいて地下水流動および水質モデルの構造とパラメータの同定を実施する。

3.2 水質観測データの解析方法

京都盆地内には、国土交通省による地下水観測が行われており、時間水位および年数回の採水水質分析が行われている(Fig.1)。このうち1992~2002年の水質データについて解析を行った(国土交通省,1994~2004)。観測は年4回(2・5・8・11月)、毎年8月に主要な溶存イオン類を含む26項目の水質分析が行われ、他の3回は電気伝導度等の17項目に限定されている。そのため、今回の分析には8月の分析結果のみを用い、欠測等により22地点について解析を行う。時空間密度が高いことが本解析の特徴のひとつである。まず、各地点の8月の全観測期間平均値を用いて、地下水水質特性を解析する基本的な手法であるヘキサダイアグラム・トリリニアダイアグラムによる水質空間分布特性を解析した。両手法は、溶存する陽イオン(Kation)と陰イオン(Anion)の構成比率に基づいた分類法であり、地下水の水質特性を分析する上で多用されている。

さらに、独自観測対象領域では、地下水とともに周辺河川水の採水分析も行っており、地下水と河川水の水質類型についても考察する。

3.3 水質類型の解析結果

トリリニアダイアグラムにより地下水水質類型は主に次の5つの類型に分類される。

型[CaSO₄,CaCl₂型(非重碳酸カルシウム型)]:
温泉水・鉱泉水および化石塩水等の影響が大きい。一般的な河川水・地下水ではまれであり、温泉水や工業排水等の混入の可能性が考えられる。

型[Ca(HCO₃)₂型(重碳酸カルシウム型)]:
河川水の影響を強く受けた循環性の地下水に特徴的な類型である。日本の地下水は大半がこの型に属する。特に、石灰岩地域の地下水に多く見られる類型である。

型 [NaHCO_3 型 (炭酸ナトリウム型)] : 停滞性の強い地下水に見られる類型であり, 地表から比較的深い地下水がこれに属する。

型 [$\text{NaSO}_4, \text{NaCl}$ 型 (非重炭酸ナトリウム型)] : 温泉水や海水に強く影響を受けた地下水の類型であり, 沿岸域の海水が混入した地下水等で多く見られる。

型 [中間型] : ~ の中間の類型であり, 河川水・伏流水, 循環性地下水の多くが属する。

京都盆地水系内の22地点の観測井戸の8月期採水分析結果の11年間の平均値を用いてトリリニアダイアグラムによる類型分析を行った。分析結果をFig.1に, その空間分布をFig.2に示す。多くの地点の地下水は 型(図中黄色)に分類されており, その空間分布は盆地中央部を北東から南西に向かう, 鴨川の流下方向と一致している。これは, 鴨川・桂川沿いに河川水の影響を強く受けた地下水が存在していることを示しており, 先行研究 (Kido et al., 2009) でも確認された地下水流動特性と一致している。さらに, 久御山等 (型; 図中緑色) を挟んで宇治川・木津川沿いの八幡南と岩田の2地点が 型に属している。鴨川・宇治川の影響域と木津川の影響域がそれぞれ存在し, 巨椋池付近ではその影響が小さくなっていることが推定できる。 型に類型化された地点の内 型に近いもの(水色)と 型に近いもの(緑色)が存在し, 前者は盆地周辺の東山麓部に位置しており, 後者は盆地南部の東西の丘陵部と巨椋池周辺に位置している。両者とも河川からやや離れた地点であり, 河川よりも地層地質由来の影響を受けていると推定できる。深草は温泉水・海水の影響が示唆される 型(図中青色)に分類された唯一の地点である。この地点が温泉水・海水の影響が強いとは考えにくく, イオン構成をみると, 陰イオンでは Cl や SO_4 陽イオンでは Na と K が高い濃度を示しており, 下段段丘性の堆積層に海水侵入期に堆積した塩分類が存在する可能性があるが, これについては文献等で確認することはできなかった。なお, 醍醐地点は 型(図中赤色)に分類され, 山科盆地内に位置しており, 温泉水や工場排水等の混入の可能性が考えられる。

トリリニアダイアグラムによる水質分類の結果, 盆地中央部に河川水の影響を強く受けている地下水が存在し, 盆地周辺部では, 河川水の影響は小さく, 地層地質の影響や停滞性の強い地下水特性を示すことが明らかとなった。

3.4 連続観測の結果

本節では現在実施中の地下水位・水質の連続観測と月2回の採水分析結果の概要をまとめる。対象領

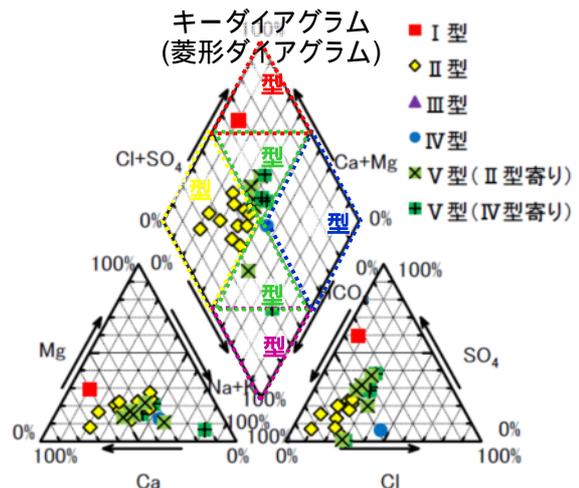


Fig.1 Result of tri-linear diagram analysis

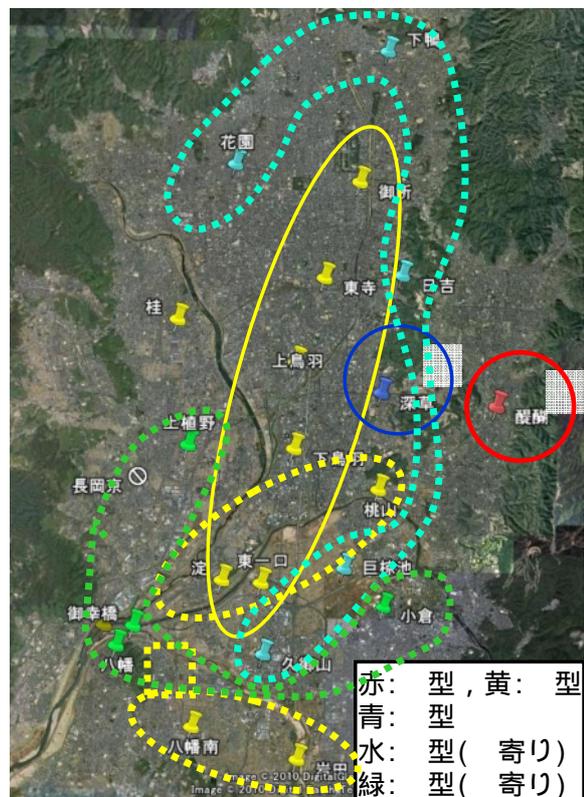


Fig.2 Spatial distribution of water quality type (Background picture referred from Google Earth)

域は, 表流水・地下水間の交流現象が見られると推定した盆地南部の伏見・桃山地区とした。京都市内には, 現在「京都市災害時協力井戸制度登録井戸」(現在570件以上)を含めて多くの井戸が, 家庭用・産業用として利用されている。現地踏査の結果, 現在使用中の井戸の多くは, ケーシングパイプを埋め込みその上部にポンプを固定したものが多く, 直接計測器を設置することができなかった。そこで, 地域内で彫り込み式井戸を探し, それぞれの所有者に観測許可をもらい観測機器を設置した。連続観測井

戸は5カ所、随時採水分析が可能な井戸は8カ所、河川水観測地点を4カ所設定した。水位観測は自記水位計（HOBO社製のU20-001）であり、計測項目は水圧、水温、大気圧であり、圧力差から水深が測定できる。測定間隔を10分とした。水質観測は自動水質計（堀場製作所製のW-23XDを用いた。計測項目はpH、電気伝導率、濁度、溶存酸素、水温、水深、塩分、全溶存固形物量、海水換算時比重、酸化還元電位[ORP]、 Cl^- 、 NO_3^- 、 Ca^{2+} であり、メモリー容量を考慮して測定間隔は20分に設定している。さらに、自動計測データの回収時に井戸水を直接採水し、実験室において機器分析を行った。採水分析項目は有機態炭素[TOC、POC、DOC]、窒素[T-N、P-N、D-N、 $\text{NH}_4\text{-N}$ 、 $\text{NO}_2\text{-N}$ 、 $\text{NO}_3\text{-N}$]、陽イオン[Na^+ 、 Li^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+}]、陰イオン[PO_4^{2-} 、 F^- 、 Cl^- 、 Br^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-]、浮遊性粒子状物質[SS]である。分析装置は全有機態炭素計（島津製作所製:TOC-V/SCN）およびイオンアナライザー（島津製作所製:PIA-1000）である。

3.5 観測データによる河川水と地下水の水質類型の解析

ヘキサダイアグラム法は水平の3本の軸と1本の垂直軸を設け、水平軸上の左右それぞれに地下水水質で特徴的な陽イオン(Kation)・陰イオン(Anion)の当量値(mEq/L)をプロットし、各点を結んだ六角形のダイアグラムによって、水の組成や傾向を比較する方法である。図の形状から水質組成や傾向が、図の大きさから溶存イオン濃度構成比率の特性をそれぞれ判定でき、図形が単純なため比較的容易に分類することが可能である（Fig.4）。2009年12月から開始した独自観測領域での河川水・地下水採水分析結果と領域内国土交通省観測井戸観測データに基づくヘキサダイアグラムによる水質類型分類を行った（Fig.5）。河川表流水は概ね陽イオンはCaが卓越し、陰イオンは Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4 型が混在する類型となった。鴨川・宇治川はCaCl型、東高瀬川はCaSO₄型、琵琶湖疎水はCaHCO₃またはCaSO₄型となり、河川規模や水系の連続性とは関連の無い特性を示した。一方、地下水は国土交通省観測井の1992～2002年の期間平均値に基づく分析では、陽イオンはCaが卓越し、陰イオンは Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4 型がそれぞれ卓越する類型を示した。また、独自観測井戸では殆どがCaHCO₃型であり、D地点のみCaSO₄型となり、停滞性の強い地下水であることが推定できた。

3.6 地下水連続観測結果

水位連続観測結果をFig.6にしめす。D地点は桃山丘陵部の裾野に位置し、他地点とは地表標高が高いため地下水水深が低い。12月～5月までの期間のた

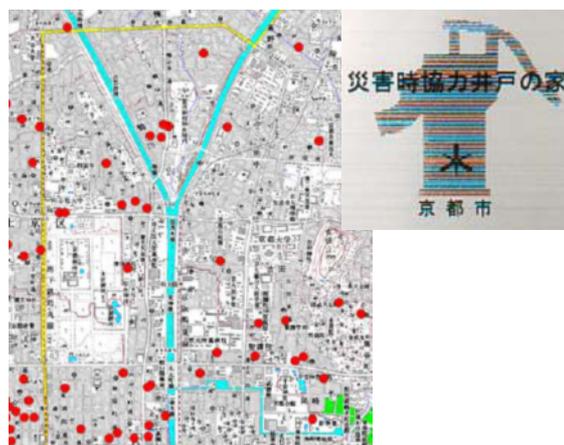


Fig.3 Map and sign label of cooperated well in emergency water use (京都市, 2010)



Photo 1 Observation well

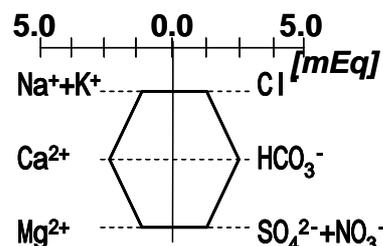


Fig.4 Sketch of Hexa-diagram analysis in this study

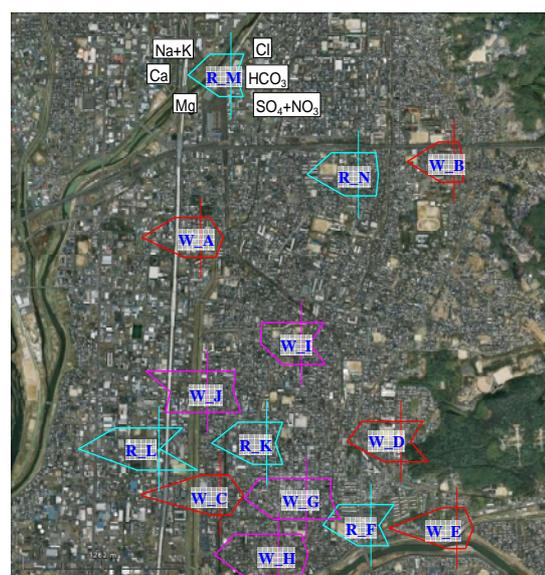


Fig.5 result of Hexa-diagram analysis (Background picture referred from Google Earth)

め全体的に降水が少ないが2月以降徐々に水深が浅くなってきていることがわかる。特に、D地点は3月に入り急激に水深が浅くなっている。降雨に対しては数時間から12時間程度の遅れで水位上昇が確認できた。

この期間の採水分析結果の各物質平均濃度をFig.7～10に示す。連続観測井戸と河川の採水試料数は3～10検体、随時観測井戸では1～3検体である。有機態炭素は地点BとCで高く、窒素分は地点Dで高い結果となり、有機態炭素は河川水質とほぼ同等であり、窒素については一部の地点では井戸水の方が高い結果となった。河川水の有機態炭素と窒素については、壕川・疎水・東高瀬川で高く、鴨川から分岐している東高瀬川が鴨川本川よりも高濃度であった。鴨川と宇治川を比較すると、有機体炭素は同等であり、窒素分がやや宇治川が高濃度であった。空間的には、疎水・下極楽橋が井戸Bと近接しており、有機体炭素・窒素の両水質値はそれぞれ他地点と比べて高濃度であり、河川水から地下水への水質影響が強く、ヘキサダイアグラムによる類型分類結果とも整合した結果となっている。随時観測井戸では井戸F・G・Iの3地点、連続観測井戸では井戸Dの窒素が最も高く、周辺河川水に比べても高い値となり、他の井戸の窒素濃度は相対的に低かった。なお、地下水水質基準が設定されているNO₃-Nについては基準値10mg/Lと比べて超過した井戸水検体はなかった。溶存イオン成分については、井戸水と河川水質の濃度は一部を除いてほぼ同等であるが、随時観測井戸のF・G・Hの3点のMgについては窒素と同様に他の井戸および河川水質と比べて高い値となっている。NO₃-Nは施肥等地表からの侵入が供給源と考えられ、Mgについては土壤中に多く存在し、帯水層内で供給されるものと考えられるので、共通性はなく、随時観測井戸がポンプ揚水されていることを考えると、比較的深層部の帯水層から揚水している可能性があり、所有者へのヒアリング等で確認する必要がある。

採水分析の各地点平均値の相関分析を行ったところ（Table 1）、各態の有機体炭素や窒素の間で相関係数が高いのは当然であり（表中の斜字体）、それを除く項目間の相関係数をみると、SO₄とMgおよびCl、HCO₃とH₂PO₄の間の相関係数が0.8を越えて高く、ClとMg、DOCとCaおよびH₂PO₄の相関もやや高くなっている。冬季から春季までの限定的な採水分析の結果であり、今後、特に降水量が増加する梅雨期・台風期における地表面および河川からの涵養の影響を受けた各観測地点の井戸水水質の変動を追跡することで、より詳細な検討を進める予定である。

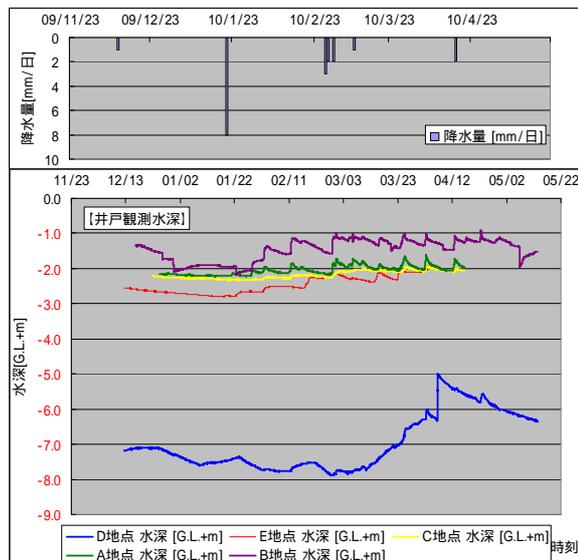


Fig.6 Groundwater depth in study area

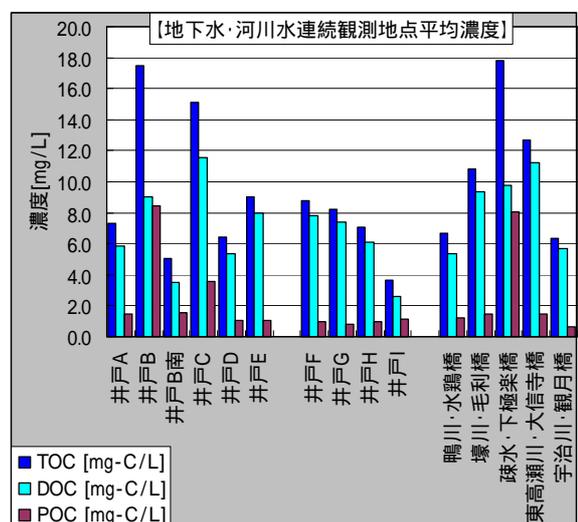


Fig.7 Carbon concentration of observed well & river

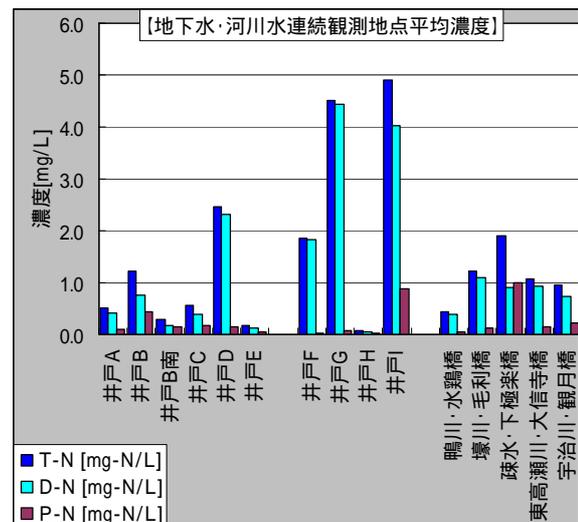


Fig.8 Nitrogen concentration of observed well & river

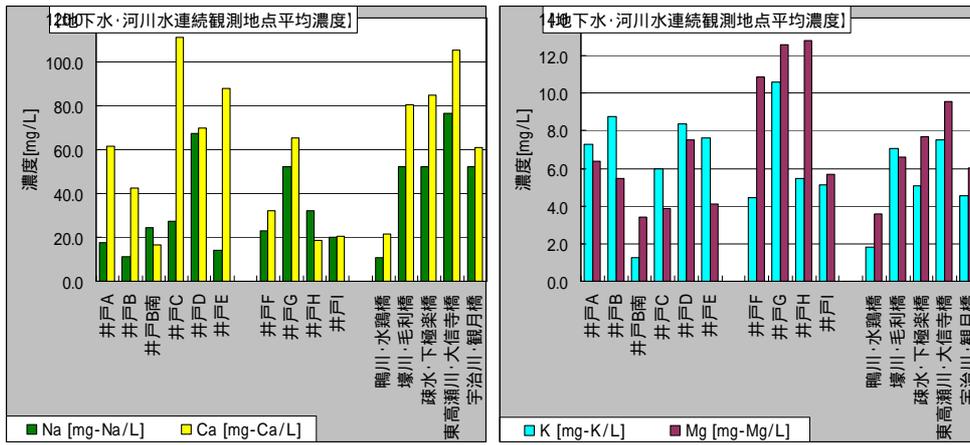


Fig.9 Cation concentration of observed well & river

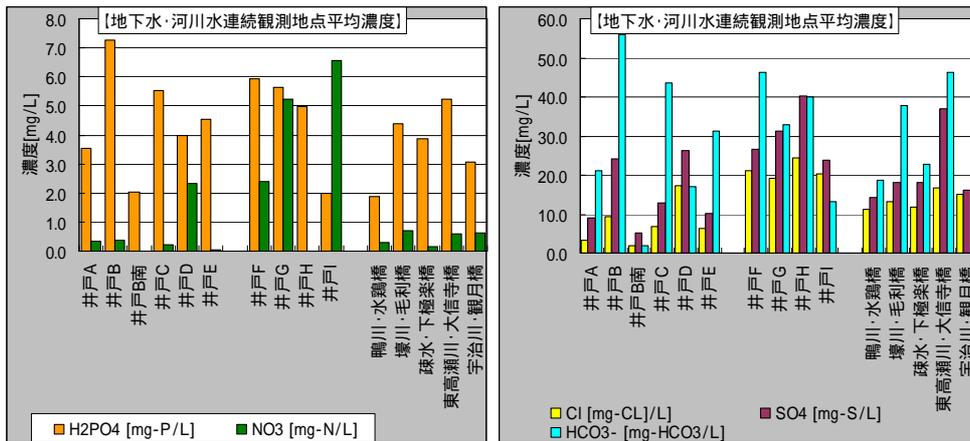


Fig.10 Anion concentration of observed well & river

Table 1 Correlation coefficient between water quality

	TOC	DOC	POC	POC(%)	T-N	D-N	P-N	P-N(%)	Na	NH4	K	Mg	Ca	H2PO4	F	Cl	NO2	NO3	SO4	HCO3	SS	
TOC	1.000																					
DOC	0.859	1.000																				
POC	0.843	0.450	1.000																			
懸濁態率C	0.480	0.012	0.825	1.000																		
T-N	-0.182	-0.249	-0.056	0.093	1.000																	
D-N	-0.268	-0.259	-0.195	-0.044	0.980	1.000																
P-N	0.322	-0.046	0.611	0.655	0.459	0.276	1.000															
懸濁態率N	0.386	0.079	0.591	0.606	-0.454	-0.576	0.383	1.000														
Na	0.117	0.308	-0.119	-0.362	0.233	0.249	0.011	-0.289	1.000													
NH4	0.523	0.266	0.634	0.327	0.080	-0.066	0.692	0.323	0.215	1.000												
K	0.316	0.405	0.125	-0.029	0.355	0.400	-0.071	-0.305	0.340	-0.109	1.000											
Mg	-0.014	0.144	-0.177	-0.381	0.330	0.394	-0.167	-0.550	0.447	0.055	0.405	1.000										
Ca	0.570	0.781	0.175	-0.207	-0.097	-0.104	-0.005	0.001	0.518	0.225	0.514	-0.043	1.000									
H2PO4	0.642	0.705	0.381	0.087	-0.023	0.019	-0.198	-0.105	0.101	-0.069	0.663	0.459	0.371	1.000								
F	-0.245	-0.360	-0.050	0.058	-0.250	-0.268	-0.008	0.545	0.041	0.070	-0.535	-0.338	-0.248	-0.469	1.000							
Cl	-0.204	-0.078	-0.274	-0.293	0.504	0.536	0.042	-0.638	0.388	-0.052	0.183	0.771	-0.213	0.196	-0.474	1.000						
NO2	0.412	0.142	0.569	0.597	0.122	0.105	0.121	0.220	-0.169	-0.111	0.433	-0.003	-0.108	0.548	-0.144	-0.051	1.000					
NO3	-0.398	-0.390	-0.285	-0.042	0.953	0.967	0.287	-0.540	0.085	-0.163	0.273	0.313	-0.230	-0.408	-0.263	0.531	0.030	1.000				
SO4	0.063	0.178	-0.077	-0.149	0.347	0.386	-0.048	-0.472	0.461	-0.077	0.408	0.840	-0.047	0.473	-0.479	0.865	0.156	0.334	1.000			
HCO3	0.641	0.763	0.318	0.065	-0.141	-0.107	-0.208	-0.121	0.029	-0.131	0.501	0.391	0.345	0.915	-0.595	0.256	0.433	-0.167	0.503	1.000		
SS濃度	0.466	0.275	0.525	0.372	0.023	-0.018	0.195	0.001	-0.215	0.267	0.030	0.200	-0.140	0.534	-0.176	0.115	0.426	-0.058	0.126	0.486	1.000	

4. 地下水流動解析と水質解析

4.1 飽和平面二次元地下水流動モデル

本研究の地下水流動モデルには、先行研究にならい飽和帯だけを対象とした飽和平面二次元の地下水流動モデルを用いた。基礎式は以下の式で表される。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k(h-s) \frac{\partial h}{\partial y} \right\} + \frac{\varepsilon}{\Delta x \Delta y} \dots (4.1)$$

ここで、 λ : 有効間隙率, h : 地下水位, k : 透水係数, s : 帯水層基盤標高, ε : 涵養量, x, y : 空間座標, t : 時間とする。この式で示される涵養量には地表面および河川河床部からの浸透とともに揚水量が含まれており、揚水量については前述の統計データと土地利用データに基づいて地下水からの引き抜き量として与えている。今回、浸透量についてはできるだけ物理的現象を組み込むことを目的として後述するサブモデルを組み込んだ。また、運動方程式はDarcy則に従うとし、流速および流量は以下の式で表される。

$$v_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x} \quad \dots\dots\dots(4.3)$$

$$v_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad \dots\dots\dots(4.4)$$

$$q = kiA = -k_x \frac{\partial h}{\partial x} A_x - k_y \frac{\partial h}{\partial y} A_y \quad \dots\dots\dots(4.5)$$

ただし、 q ：流量、 A ：通過断面積とする。数値計算の境界条件としては、領域部の基盤標高の高低差に従って流入を算定する分水嶺境界条件と流量境界条件の二種類の条件を用いている。初期条件は基盤標高に一定の水位を足した状態で数年間のスピニング計算を行い、その後、揚水量等の入力条件下で本計算を実施した。空間差分間隔は100(m)、時間差分間隔はCFL条件の考え方に基づき 3,600(s)を与えた。また、くり返し前後の水位差の収束判定条件を以下とした。

4.2 地表からの地下水涵養量算定方法

先行研究では地表からの地下水涵養量を土地利用毎に降雨浸透率を与えることで表現している。また、一定量以上の強降雨時には表面流出が卓越するため、40(mm/日)以上の降雨は表流水系へ流出し、40(mm/日)分のみが地下浸透すると設定している。さらに、標高90(m)以上の山地域では、斜面流下過程でのいわゆるパイプ流などの地表面浅層部の中間流出が卓越することを考慮して、地下水浸透が無いものとしている。これらの設定は、既往調査研究に基づいてはいるが、降雨浸透現象を簡略化することで地下水流動へ影響を及ぼすこと、また地下水水質を考えた場合、重要な供給源である地表面負荷の評価に影響を及ぼす可能性が高い。そこで本研究では、より物理的なプロセスを表現できるHortonの浸透能式に基づいて涵養量の評価を行った。Hortonの提唱によると、地面は土質や地被条件に応じて決まった浸透能の挙動性質をもっており、地面に到達した雨水はここで浸透分と地表流下分に分けられる。降雨によって浸透能は低下し、降雨強度が浸透能を越すようになると、浸透しない部分は地表流下となり、浸透能以上の降雨の地下水への涵養は起こらない。今回用いた浸透能式は、状況によって3つの式で表されるものとする。

：降雨強度が浸透能より小さいとき

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\frac{f_c t}{Sm}} \quad \dots\dots\dots(4.6)$$

：降雨強度が浸透能より大きいとき

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\frac{f_0 t}{Sm}} \quad \dots\dots\dots(4.7)$$

：降雨がないとき（浸透能の回復）

$$f(t) = f_0 + (f_c - f_0)e^{-\frac{f_0 t}{10Sm}} \quad \dots\dots\dots(4.8)$$

ここで、 f ：浸透能、 f_0 ：初期浸透能、 f_c ：最終浸透能、 Sm ：最大表層水分保留量、 t ：降雨時間である。雨水浸透能の評価のために、初期浸透能、最終浸透能、最大表層水分保留量については、文献（Robert et al., 1939；平良他，2003）を参考にして土地利用毎に一定の値を定めた。ただし、水田においては灌漑期と非灌漑期を考慮して、5～8月は雨水による浸透はほとんどないものとした。

地面が乾いているとき、初期降雨は地中の水分として保留され、地下に涵養しないので、これを初期損失で表現した。初期損失量は、浸透域と不浸透域を考慮し、土地利用毎に設定した。ただし、1度の降雨イベント時間を考えて、1日あたり設定した初期損失量が発生するものとする。

今回の計算では、殆どが山地斜面を形成する地表標高90m以上の区域での降雨涵養はないという条件設定で行った。この条件を設定した理由として、ボーリングデータを確認したところ山地部の基盤分類として岩盤が多く、しかも地表付近の比較的浅い深度に存在していることが挙げられる。つまり、岩盤という不透水層が地表近くに出ていることにより、山地斜面部の透水層厚が薄くなっているとともに、勾配が急なため地表付近の浅層部を速く流下するため表面流になる可能性が高く、河川に流出して地下帯水層への浸透が非常に少なくなるためである。さらに、クラックの存在により地下空間内に滞留して自由地下水として存在しなくなる可能性も十分に考えられるので、一定標高以上の山地部からの地下帯水層への浸透をカットした。これは、ポテンシャルの高い流れをカットすることに繋がるので、水位を下げることに寄与すると考えられる。伏見桃山地区においても、深草付近の桃山丘陵部の北部の基盤標高は高く、地表標高との差である帯水層厚も40m程度であり、西部の平地部との差異は小さい。ただし、桃山丘陵部南部の基盤標高は平地部との差異が小さく帯水層が厚くなっている。そのため、90m以上の山地部での降雨涵養をゼロと見なした。

4.3 河川と地下水間の交流現象モデル

河川メッシュ上では、河川水の一部が地下に涵養すると考えられる。本研究では、成戸ら（2000）が用いたモデルを参考にして涵養量を計算する。このモデルは、河床に薄い難透水層が存在することを仮定して、その透水係数から河川の鉛直浸透量を評価する。Fig.11に示す河川水面と地下水面の水位差を、難透水層の厚さ a 、難透水層の透水係数 k_m をパラメータとして、次式を用いて鉛直浸透量 q_m を求める。

$$q_m = k_m \frac{h}{a} \dots\dots\dots(4.9)$$

地下水位が河川水位よりも高くなり、 h が負の値になるときは、逆に地下水から河川に流出しているとして、河川・地下水間の双方向の水のやり取りを表現した。また、成戸らは $a=0.1$ [m]、 $k_m=0.4$ [m/h] としているが、成戸らが対象とした河川と研究対象領域の桂川・宇治川では河川の規模が異なるので、この数値を基本として感度解析を実施する。上述の河川涵養モデルを適用するためには、計算時間ごとに変動する河川水位を全ての河川メッシュで決める必要があるため、対象領域内の河川メッシュの判定を細密数値情報により厳密に行い、国土交通省水文水質データベースから対象領域内の河川観測所の水位観測値を内挿補間して全河川の水位を算定した。また、河床標高については、厳密な測量が行われている地点がほとんどないので、その他の地形情報等から推定した。

4.4 揚水量等の設定

工場揚水量に関しては京都府の統計データを基に1975年から2005年までの各年における京都府の市区町村別揚水量を算定した（田中ら，2009）。本研究では、工業用水が平日のみに揚水されるものとして算定するよう修正した。上水道地下水揚水量については、京都府統計データを基に工業揚水と同様に算定した。京都市では地下水利用がなされていないので、他の市町村区域においてのみ揚水が存在するものと仮定している。ただし、上水用井戸地点を特定することができなかったため、対象市町村全域面積で除して各メッシュに割り当てている。農業用水に関しては、農林水産省の農業用地下水の利用実態調査データ(1993)を用い、月別の水田およびその他農地に区分した地下水利用量をもとめた。現実の揚水用ポンプの存在地点を特定できなかったため、計算上は水田・農地が存在するメッシュに割りあてている。

4.5 結果と考察

今回のモデル計算では、気象庁京都地点のアメダ

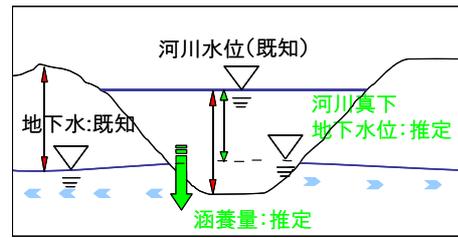


Fig.11 Sketch of groundwater and river water flow model

ス1時間雨量データを用いて、1989年から1998年までの10年間の地下水流動シミュレーションを行い、観測結果の再現性を評価した。

また、地表データ・基盤データ・土地利用データを用いて、京都盆地水系における計算条件を設定し、そこに1981年から1988年の期間の降雨量を与え、年内変動が定常状態になるまでスピナップ計算を行い、その後あらためて、1989年から1998年までの期間についての地下水流動モデルの計算を行い、井戸水位観測値と比較・検証した。1989年から地下水水位シミュレーションを行った理由としては、1989年以前の5年から10年程度の降水データを用いて1989年からの経年的な地下水位変化を同定するのが理想的であるため、1981年から1988年の降水データをスピナップのために用いたことと、水文水質データベースの河川水位データが1989年からしかないことが挙げられる。得られた結果は10年間という経年的かつ全体的な地下水流動特性を示しており、本研究の目的を満たすものと考えた。対象領域内に含まれる井戸観測地点は、国土交通省の地下水観測地点である上鳥羽・下鳥羽・深草・桃山の4地点、本研究の観測地点5地点である。ただし、本研究の観測はまだ短期間のため、地下水位の評価は主として国土交通省の観測井戸のデータで行う。

本研究の特徴として、表流水の地下水への影響を評価するため、先行研究のモデルに雨天時の地表涵養量を算定する計算と、河川からの涵養量を算定する計算を追加導入したことがあげられる。それらに関して、どのように出力値に影響を与えるのかを調べるため、感度分析を行った。その際、十分なスピナップを繰り返し、その最終時点での計算値を初期値として評価期間の計算を行っている。

まず、降雨時の地表涵養の初期損失の有無について比較した。初期損失を設定した場合、設定していないものと比べて全体的に水位が低下し、また、少量の雨では涵養しなくなったため、降雨時の水位の変動が緩やかになっており、河川に比べて水位変動が小さい地下水位の特徴に近くなった。ただし、観測値と比べても降雨に対する反応が小さくなりすぎているため、改善する必要がある。

次に河川涵養の大小の影響について評価した。式

(4.9)に示すように、河川涵養量は河川水位と地下水水位の差に、難透水層の透水係数・難透水層厚の逆数を与えることによって決まる。その影響を調べるため、透水係数・難透水層厚をパラメータとして変動させた。河川涵養の影響が大きくなるケースでは、地下水水位の絶対値が高く、降雨による影響がほとんど現れない。これは、河川からの涵養は降雨量の有無に関係なく常に起きているので、河川涵養量と降雨による涵養量とのスケールが違いすぎると、降雨時でもその影響が見られなくなるためだと考えられる。逆に、河川涵養量が降雨による涵養量と比べてスケールが小さすぎる場合は、ほとんど降雨のみの影響になってしまう。また、三川合流付近などでは、地下水水位が河川水位を上回り、涵養量が負の値になる、すなわち地下水から河川に水が流入する交流現象も見られた。このこともふまえて、地下水からどの程度のスケールの河川涵養量設定が良いかは、水位だけでなく水質の観点からも、今後検討していく課題である。

地表標高は100mメッシュで設定されているため、河床の掘り下げで周りよりも標高が低い河川を含むメッシュ上でも、標高が周りとの平均値で与えられて過大評価していると考えられる。このため、先行研究(田中ら, 2009)では河川メッシュで一律標高を-8mした上で、その標高に河川変動幅を与えたものを地下水水位としていた。本研究では河川涵養量を考慮するため、この河川メッシュの標高補正を考え直す必要がある。そのため、標高補正を行わない場合と、河川メッシュで一律標高を-4mしたものを比較した。河川メッシュの標高補正をしていない場合は、降雨に対する反応が小さい。河川涵養量は式(4.9)のパラメータの他に、河川水位と地下水水位の差で決まるので、河川水位が過大評価されている場合、河川涵養の影響が大きくなりすぎるためだと考えられる。また、先行研究(田中ら, 2009)では降雨時は河川の変動幅がそのまま地下水水位に影響を与えるのに対し、本研究では河川涵養を考えることで、降雨時の地下水の影響は河川水位変動による河川涵養量の増加によるものになる。そのスケールを比較すると、同じ降雨時に河川水位変動の方が河川涵養量増加による地下水水位への影響よりも、10~100倍ほど大きいことが分かった。そのため、河川涵養を考慮するときは、日平均雨量や日平均河川水位を使うのではなく、変動幅の大きい時間平均のデータを使用する必要があると考えられる。

以上の感度解析を踏まえてパラメータ調整を行った結果をFig.12に示す。地下水水位標高の絶対値のバイアスについては、本研究で用いたモデルおよびパラメータ設定値では改善できなかった。その理由の

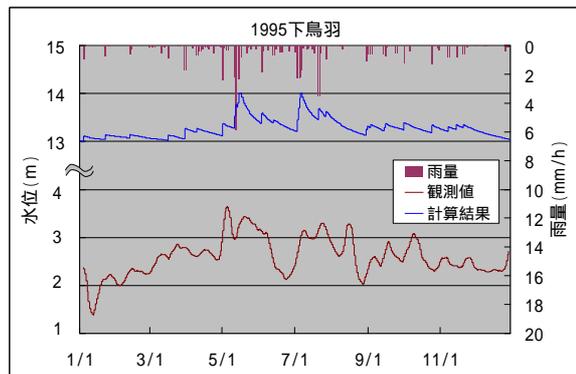


Fig.12 Calibration of groundwater level

ひとつは観測井戸の地表標高とモデルの100mメッシュの代表標高が必ずしも整合しておらず、100mメッシュの平均水位が観測地点のピンポイントの水位とは比較することが困難なことが考えられる。また、観測データに記載されている観測地点標高値に誤記がある可能性があり、現地での標高測定を行う必要がある。本研究での独自観測井戸については、現在気圧標高計を用いた観測を実施し、測量標高代表点との比較から地表標高を確定し、地下水水位標高を算定する予定である。

4.6 地下水水質計算

水質計算では文献値を元に地表涵養水の全窒素濃度を設定して計算した。局所的に濃度数値が大きくなるが、全般的に観測値と比べて濃度数値が1オ

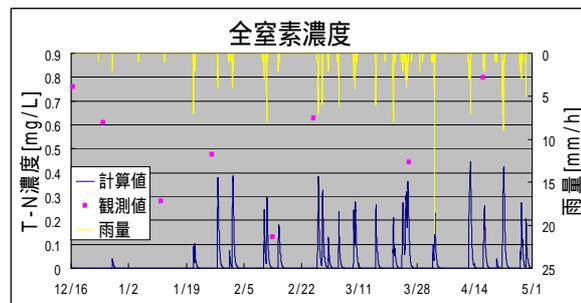


Fig.13 Simulation of groundwater quality

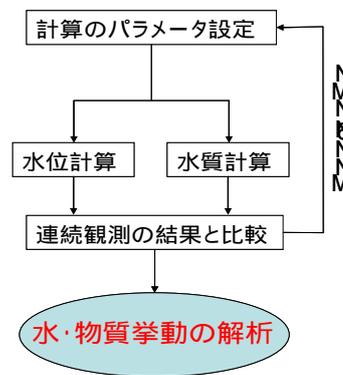


Fig.14 Model improvement process

ーダー小さい結果となった。そのため水質モデルとともに流動モデルの改良が必要で、独自の連続観測データに基づいて水質再現計算を行っている。しかし、現段階では水量および物質（窒素）の収支バランスが悪く、水質計算結果は、降雨時の涵養＝窒素負荷の侵入により極端な水質変化を示している（Fig.13）。今後は連続観測データを用いて、水質モデルにおける地表涵養と河川涵養による水・物質の供給、移流拡散による移動、グリッド内での物質変換のバランスを整合させつつ、流動および水質計算パラメータの見直しや、サブモデルの追加といったモデル調整を循環的に行っていく（Fig.14）。

5. 結論

観測データから京都盆地南部の表流水と地下水の水質特性の類似性を明らかにし、地下水流動・水質モデルによる解析を行った。現在実施中の連続観測で得られる時空間的に密な水位・水質データに基づいて、水収支および汚濁物質収支を算定評価して地下水流動・水質モデルの再現性を確認し、最終的に京都盆地全体の地下水動態を定量的に評価する。

謝 辞

本研究調査にあたり、こころよく所有井戸での観測を了解いただいた関係者の方々に深く謝意を表します。

参考文献

城戸由能・井口貴正・深尾大介（2004）：河床底泥が河川水質に及ぼす影響，京都大学防災研究所年報，Vol.47B，pp.809-818。
城戸由能・川久保愛太・井口貴正・田中幸夫・中北英一（2007）：鴨川における河川水と地下水間の水・物質循環の解明，京都大学防災研究所年報，

Vol.50(CD-ROM)，pp.579-594。

城戸由能（2008）：西羽束師川流域の水文・環境観測と水・汚濁負荷流出解析，京都大学防災研究所年報，Vol.51(CD-ROM)，pp.549-564。

城戸由能・鳥井宏之・中北英一（2009）：賀茂川水系の汚濁負荷流出過程の解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52(CD-ROM)，pp.625-636。

KG-NET・関西圏地盤情報協議会（2007）：関西圏地盤情報データベース，2006年度版。

国土交通省河川局編（1992～2002）：地下水水質年表。

田中幸夫・城戸由能・中北英一（2009）：京都盆地水系を対象とした地下水流動および水質解析，京都大学防災研究所年報，Vol.52B(CD-ROM)，pp.607-624。

成戸章典・岡太郎・石井将幸（2000）：高知県春野町における地下水塩水化の平面二次元解析，海岸帯水層中の塩水の有効利用に関する研究報告書，pp.57-69。

バトルアブドレイム・城戸由能・粟津進吾・中北英一（2010）：京都盆地水系における地下水水質の時空間特性解析，土木学会環境工学論文集（投稿中）。

平良康貴・藤村和正（2003）：乞田川流域におけるGISデータを用いた洪水流出解析，第30回土木学会関東支部技術研究発表会講演概要集。

Kido, Y., Fukao, D. and Nakakita, E. (2006): Pollutant Runoff Impacts on a Urban River Environment through the Combined and Separate Sewerage System, Proc. of the 6th Japan-Taiwan Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, pp.Session B-7-1 ~ Session B-7-11.

Robert E. Horton(1939): Analysis of runoff-plot experiments with various infiltration-capacity. Trans. Amer. Geophys. Union, pp. 693-711.

Yoshinobu KIDO, Yukio Tanaka, Aita KAWAKUBO and Eiichi NAKAKITA(2009): Water Budget Analysis by Combination Modeling of Groundwater and River water flow in Kyoto Basin, Proc. of 4th Conf. of the APHW, pp.348-353.

Investigation on Water Budget and Pollutant Balance between Surface Water and Groundwater in Kyoto Basin

Yoshinobu KIDO, Shingo AWADSU*, Batuer Abudoureyimu*, Hiroyuki TORII* and Eiichi NAKAKITA

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

The groundwater in Kyoto basin has been utilized for the domestic and industrial use, because of stable water temperature and good water quality. The ground subsidence in the southern part of the Kyoto basin by an excessive pumping during the high economic growth period has been made quiet by the legal restriction afterwards, but there remain some problems such as spring water depletion and water pollution in present. In this study, water budget and pollutant balance between surface water and groundwater in Kyoto basin are observed and analyzed for sustainable utilization of groundwater resources. The groundwater flow is simulated by the two-dimensional saturation groundwater model, and ground water quality is also simulated by the advection and diffusion water quality model. These numerical simulation models are improved by feedback loop between each model output for the concordance of water budget and pollutant balance.

Keywords: groundwater, continuous observation of water level and water quality, model analysis, Kyoto Basin