

地下水を含めた現地観測と水循環機構について

On field observation and mechanism of hydrological cycle in cluding groundwater

建設省土木研究所 正員 ○佐合 純造
 “ “ 石崎 勝義

1. まえがき

我が国の、地形、気象的要因、さらに人口の都市偏在などの人為的要因は、今後の水需要の増加に対して水資源開発を容易ならざるものとしている。このため、河川ダムの建設はもちろんのこと、下水処理水の再利用、農工水の合理化、地下ダム・地下貯水池計画など多角的な水資源の開発が検討されている。ところで、これらを検討していく上で、単に河川サイドから調査するだけでなく、流域全体の水循環を把握し、総合的な利水調査を行う必要がある。本研究では上記の問題を踏まえた上で、水循環機構調査のための基本的な考え方を述べたあと、埼玉県荒川左岸台地を例にとり上げ、具体的な水循環調査方法と結果を示した。

さらに、ここで得られた結果に基づき、対象地域の農業用水や地下水利用の水循環に与える影響について簡単な検討を行った。

2. 水循環調査の基本的方針

2.1 従来の調査との関連

地表水の水循環に関連した調査は、河川の治水・利水調査に伴って数多く行われており、流出機構の把握、モデル化など、これまでに多くの成果があげられている。また地下水においては地下水揚水に伴う地下水位低下や地盤沈下機構の解明、地下水シミュレーションモデル化などの研究が行われている。しかし、残念ながら、マクロな水収支関係を前提にした調査は少ない。しかし、今後、さきに述べたような新しい水資源開発を行う場合、水循環、特に水収支の観点を含めた解析手法が重要となる。

2.2 水循環調査の基本的方針

具体的に水循環調査を行う場合、図1に示すようなフローをたどることが考えられる。この中で流域水収支調査は、水循環機構の把握のための基本的調査である。この詳細については次節以降でとりあげるが、これら調査の主な基本的事項は次のようである。

①水収支式の基本式は式(1)で与えられる

$$\frac{dS}{dt} = R - O \quad (1)$$

ただし、Rは入量、Oは出量、Sは貯留量、tは時間すなわち、ある領域内の水の連続関係を満たすことが基本となる。

②水収支解析は個々の調査で問題にされないような検討項目を明確にすることができる。たとえば次のような項目を定量化するのに役立つ。

- 1) 蒸発散量
- 2) 地下水流動量
- 3) 自然涵養量

③各項目の精度上のアンバランスを明確化し、追加測定項目が明らかになる。

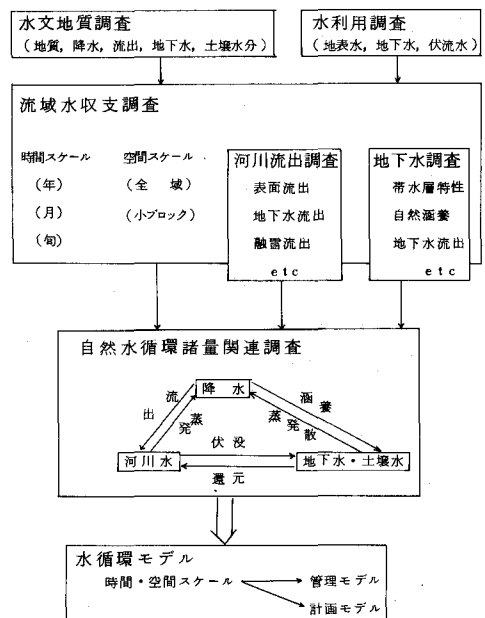


図1. 水循環調査フロー (例)

④水循環モデルや地下水シミュレーションモデルによる再現及び予測解析のための境界条件や入力条件設定の基礎となる。

以上のような水循環調査の基本的事項を踏まえながら、以下に水文観測を継続的に行っている埼玉県荒川左岸扇状地をケーススタディにとりあげ、具体的に水循環に関連した調査結果を述べることにする。

3. 荒川左岸台地での観測及び検討例

3.1 対象地域の概要¹⁾

対象地域は図2の調査図に示すように、埼玉県北西部に位置し、荒川と利根川にはさまれた面積約60 km²の洪積台地(旧扇状地)である。地質成層状態は、概略、地表より、ローム層(2~3 m)、砂礫層、粘土混り砂礫層、などより成り、基盤の第三紀層に至る。帯水層は難透水性粘土層をはさんで上部帯水層と下部帯水層に別れる。上部帯水層は5~30 m、また透水係数は、 $10^{-2} \sim 10^{-4}$ cm/s の値で分布している。これらは、帯水層基底面の形状に起因しており、とくに、中央部を境に、東部と西部の地下水域に分けることができる。

また、当地域での年間平均降水量は約1200 mmと全国平均に較べて少ないが、農業用水が、荒川仁淀ダムより導水されており、この量は、年間約2800万t(490 mm相当)に達している。

以上の状況に基づいて、これまで過去約3年間にわたって降雨量、浅層地下水位、排水路流量、農業用水量等の水文観測を行ってきた。主な観測項目及び地点を図2、表1に示す。特に地下水位に関しては対象地域内16カ所において日記及び日観測(平均3~5 km²に1地点の観測密度となる)、さらに約60カ所で年4回一斉観測を行っている。また排水路流量は対象地域からの地表水流出量がすべておさえられるよう合計8地点で観測を行っている。

3.2 降水・地表水

ここでは降雨及び農業用水量と排水路流量の関係にしほって、対象地域の観測値をもとに検討してみる。図3(1)は降雨量と排水路流量の関係を確認するため、農業用水の影響の少ない非灌漑期を選び、降雨流出特性を半旬ごとに整理したものである。ただし、この流出量中には表面流出成分だけでなく表層流出成分をも含むが、この量の全体に占める割合は非常に小さい。流出特性を流出率(f)で表現するならば、 $f = 0.3$ となる。

次に農業用水量と排水路流量の関係を図3(2)に示す。これについては、特に灌漑期の無降雨時を選び降雨流出特性と同様半旬ごとに整理した。この図から当地域での農業用水量中の消費水量は地下水流出成分を考

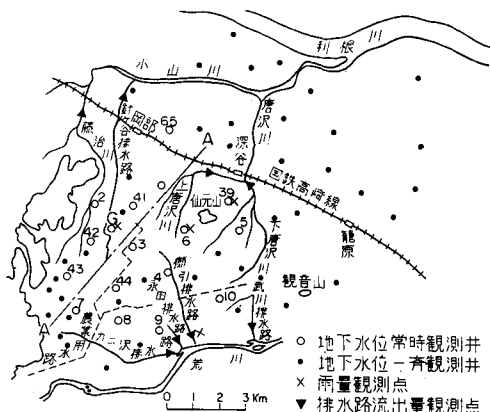


図2 荒川左岸台地現地調査図

表1. 観測項目及び期間

調査項目	地 点	期 間
地下水位(常時)	16 地点	昭和51年4月~
(一斉)	49 地点	昭和51年4月~(年4回)
降 雨 量	4 地点	昭和51年4月~(途中欠測あり)
地表流入量	9 地点	昭和51年6月~(途中欠測あり)
地表流出量	8 地点	昭和51年6月~(途中欠測あり)
蒸 発 量	ペンマン法により推定	昭和51年4月~昭和53年6月
水 質	28 地点(地下水) 2 地点(河川水)	昭和51年4月(年2回)

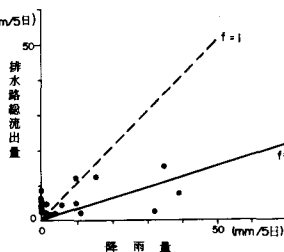


図3(1) 流出特性(降雨)

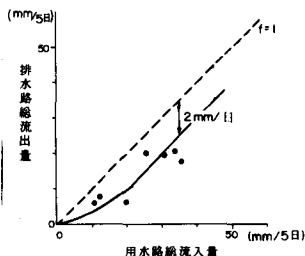


図3(2) 流出特性(農水)

慮して2～2.5 mm/日となる。農業用水量は日平均約4.5 mm/日であることから、用水量の約4割が消費されていることになる。これは逆に用水量の6割がまた河川へ還元していることを意味する。

3.3 地下水と地表水の関係

自然かん養機構を物理的に解明するためには、不飽和浸透の理論を用いて現象を解明していくべきであろうが、現地では入力や地質などの設定条件が不均質かつ不明確な点も多く適用は困難であることが多い。ここでは、実測値に基づいて降雨量と地下水位変化の関係（観測地点ごと）をプロットしたものを図4に示す。地下水位変化量は降雨量が等しくても地表状況、地下水位、帯水層の有効間隙率、初期土湿などによって異なると考えられるが、一般的傾向としては、降雨量が大きくなるにしたがって地下水位変化量は大きくなる。すなわち、降雨量(R)と地下水位変化量(ΔH)の関係を直線と仮定すれば近似的に式(2)のように表わされる。

$$\begin{aligned} \Delta H &= aR - b \\ a &= (1 - f) / P_a \\ b &= (M_n - M_o) / P_a \end{aligned} \tag{2}$$

ただし、fは地表流出率（≒0.3）、Paは帯水層の有効間隙率、Mnは平常保水量（または圃場容水量）、Moは初期保水量である。a及びbの値を図4より求め、さらに、Pa、(Mn-Mo)を推定した結果、

$$\begin{aligned} P_a &= 0.1 \\ (M_n - M_o) &= 0 \sim 50 \text{ mm} \end{aligned}$$

が得られた。とくに(Mn-Mo)はMoによって変化すると考えられるが、平均的には25 mm程度の降雨の土壌貯留ののち地下水涵養が開始されることがわかる。

排水路の基底流出量は主として地下水流出分と考えられ、この基底流出量と地下水位とは密接な関係があると考えられるが、この関係を求め図5に示した。図5は一応地下水位の低下とともに基底流出量も低下している。

3.4 水収支解析²⁾

ある地下水域での水収支関係は図6で示される。ここで単位期間ごとの水収支式は図6の記号を用いて式(3)のように表わされる。³⁾

$$R - (D_2 - D_1) - E - (G_2 - G_1) - \Delta S - Q_d = 0 \tag{3}$$

$$\Delta S = W_s + M + P_a \Delta H$$

一般に単位期間を長くすればM及びWsはほとんど無視できて、ΔSは地下水貯留量変化と考えても誤差は少ないと考えられる。たとえば中性子水分計による土壌水分の現地観

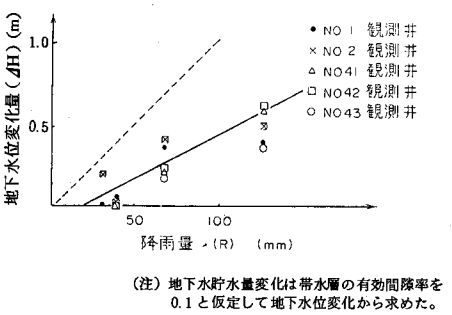


図4 降雨量と地下水位変化

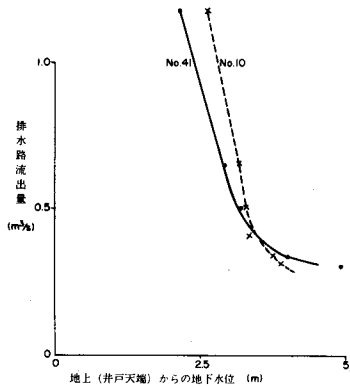


図5 地下水位と排水路流出量

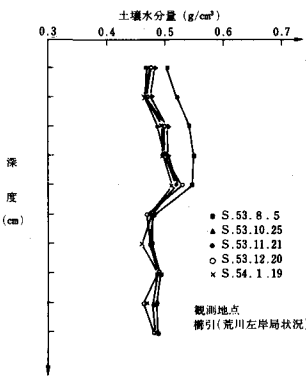


図7 土壌水分観測結果

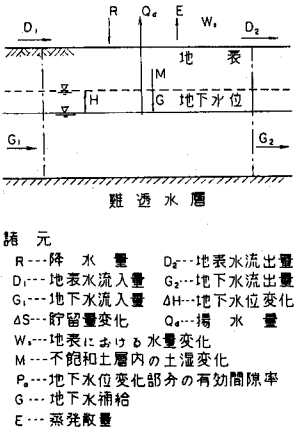


図6 水収支概念図

測の一例を図7に示す。8月に水分量は高くなっている以外、水分量に差はない。また、さきに述べたように、当地域の地下水域は大きく東部と西部に分けることができる。このため、水収支区を東部と西部に2分割し個々について月単位で水収支計算を行った。この際、式(3)の中で実測値は $R, D_1, D_2, \Delta H$ であるため、これらは既知量と扱うことができる。また、 M, W_s, Q_d は無視できるとしても、未知量として、蒸発散量(E)、地下水流去量($G_2 - G_1$)及び帯水層有効間隙率(P_a)が残る。

これらの面積平均量はほとんど実測不可能なため、なんらかの方法で推定せざるを得ない。

(1) 蒸発散量の推定法

蒸発散量は、水収支の中でも大きなウエイトを占め、この推定には十分注意を払う必要がある。従来から多くの測定法や計算法が提案されているが、一長一短があり、特に広域的な値を求める場合には年間総量をおさえたのちに期別分布を推定することが望ましい。年間総量は流出～降雨関係から求められる流域損失量

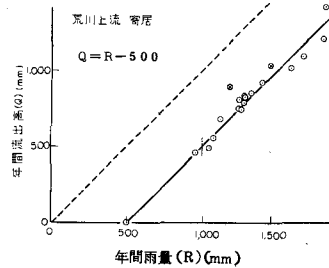


図8 年間降雨流出関係(小野による)

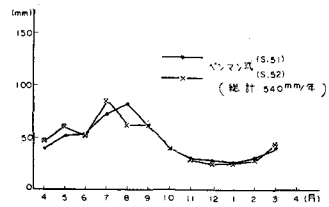


図9 月別推定蒸発散量

に相当すると考えると広域的な代表値を求めることができる。(ただし流量観測付近に伏流水がなく、データが正確であることが条件である。)図8に荒川寄居地点で得られた結果を示す。これは全国主要河川で得られた結果とも整合する。これらより当地域山地部では年間500mmの蒸発散量とし、これに扇状地内の水田からの蒸発散量を水田面積率で加重平均により付加して、年間540mmと推定した。また、月別蒸発散量は、ペンマン法により求めた可能蒸発散量を求めたあと、

$$f' = \text{年間総蒸発散量} / \text{年間可能蒸発散量} \quad (4)$$

として f' を求め、これより月別蒸発散量はペンマン法で求めた月別可能蒸発散量に f' をかけて求めた。この結果を図9に示す。

(2) 有効間隙率(P_a)及び地下水流去量($G_2 - G_1$)の推定

有効間隙率(P_a)、地下水流去量($G_2 - G_1$)は地質調査などによっても求めることが可能であるが、あくまでも広域的な値を得ようとする場合は以下のような水収支のアプローチにより求めるのがよい。すなわち、式(2)中で $F = R - (D_2 - D_1) - E$ は既知量と考えられるので、式(3)を F を用いておきかえることができる。

$$F = P_a \Delta H + (G_2 - G_1) \quad (5)$$

($G_2 - G_1$)は地下水位変化に無関係にほとんど一定とすれば、 $F \sim \Delta H$ 関係は式(5)で示されるように直線関係となる。図10は東部、西部に分けて $F \sim \Delta H$ 関係を求めたものである。(図は東部の例を示す。)これより両地区とも、

$$P_a = 0.1$$

$$(G_2 - G_1) = 0.8 \text{ mm/日} (\approx 0.5 \text{ t/s})$$

なる推定結果が得られ、とくに P_a については3.3の結果と一致する。

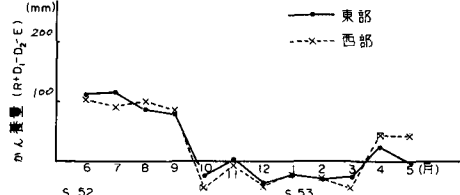


図12 自然涵養量

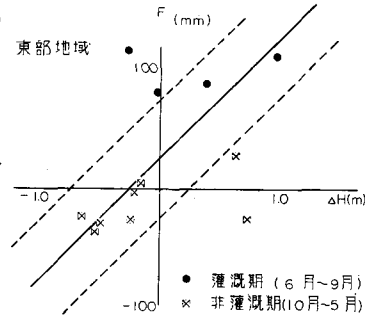


図10 $F \sim \Delta H$ 関係図(東部)

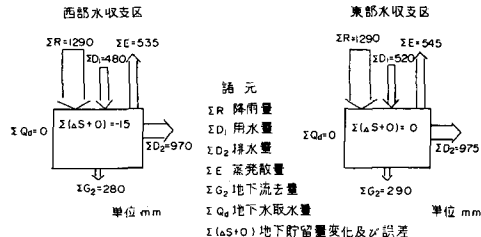


図11 水収支結果

3.5 流域水循環モデルの作成⁴⁾

(1) 概要

マクロな水収支で得られた地下水の貯留機構と涵養機構を十分反映し、観測精度や水文地質パラメータの精度に見合せて、かつ地表水と地下水及び両者の関係を同時に表現できるモデルが、マクロな水収支と地下位シミュレーション、浸透モデル、流出モデルのつなぎとして必要と考えられる。このため、著者らはタンクモデルをベースとした流域水循環を表わすモデルを作成し、当地域で得られたデータを用いてモデルのパラメータの推定及び試算を行った。

(2) モデル構成

流域水循環モデルは水収支区を図13に示すような多重並列タンクにより水収支区内の地下水を含めた水循環過程を表現する。

基本的には、地下帯水層の顕著な平地部は地表及び土壌貯留を扱う上層タンク（以下表層タンクと呼ぶ）地下水貯留を扱う下層タンク（以下地下タンクと呼ぶ）及び河道により表現する。また、帯水層のないような山地部は一般の2段及び3段のタンクモデルで流出を表現する。

表層タンクは河川または排水路流域ごとに設けることができ、このタンクの側孔（流出孔）からの流出及びあふれはそれぞれの流域から中間流出量及び表面流出量を表現する。また底孔（浸透孔）から流出は地下水への涵養を表わす。

地下水タンクは地下帯水層の構造により決定され、原則的には地下水域ごとに設ける。表層タンク浸透孔からの涵養量を受けて、地下水タンク孔は地下水流出量及び地下水流出量（帯水層を通して他の地下水域また対象地域外の帯水層へ流動する量）を表現するのに用いる。

(3) 適用結果

本扇状地においては、土地改良事業によって用排水路が整備されている。特に排水路によって8つの小流域に分割されるため表層タンクは8つ設けるべきであるが、ここでは簡略化して荒川水系に流入する4排水路と利根川水系に流入する4排水路の2流域に分け、それぞれ1つのタンクで代表させた。

帯水層は扇状地北西部は山地、南部は荒川により閉じており、扇端は利根川の沖積平野に接する。このため、地下水の流動は扇頂から扇端方向に限られ、扇頂及び両側流域からの地下水流入の可能性はほとんどない。また、扇頂から扇入地中央部を経て仙元山を通る帯水層基底面の尾根が存在し、地下水域は大きく東部と西部に分かれる。以上のことにより、地下水タンクは扇状地東部と西部の2つ地下水域に対して設ける。そして流域外からの地下水流入はないものとする。なお、当地域での今回の試算は時間間隔(Δt)は半旬(5日)で行った。

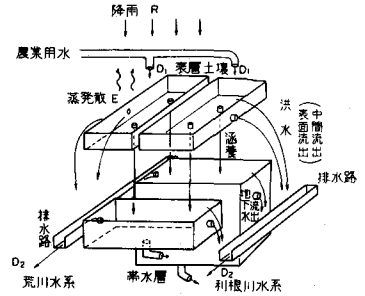


図13 流域水循環モデル

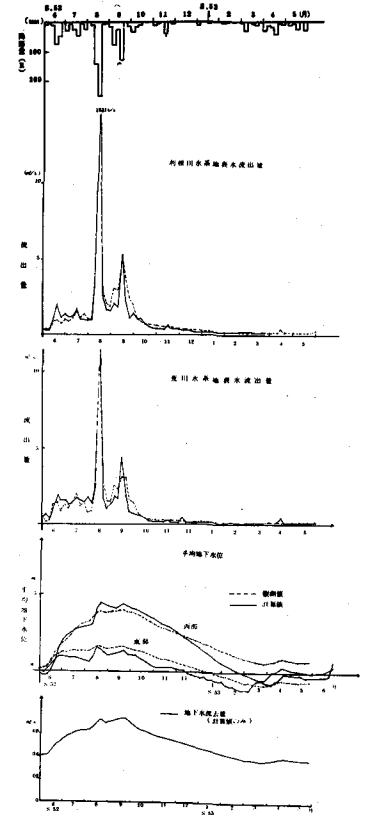


図14 適用結果

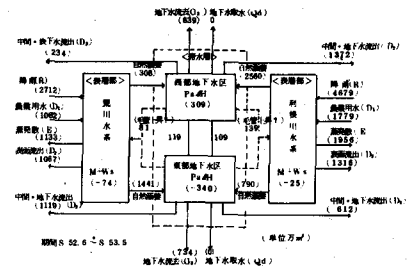


図15 計算水収支結果

上記モデルを対象地域に適用して雨量、農業用水量及び蒸発散量を入力値として、地表流出量、地下水位、地下水流出量を計算した結果を図 14、15 に示す。その結果、合計値は実測値及びマクロな水収支から得られた値にほぼ一致させることができ、モデルの有効性が確認できた。

3.7 人為による水循環への影響と予測について

対象地域での自然水循環が上記の水循環モデルによって表現できたので、これを用いて現状の水循環に農業用水や地下水取水等による水循環状況の変化を本モデルによって検討した。計算は、昭和 52 年 6 月から昭和 53 年 5 月までのデータによって決定されたモデルパラメータに基づいて、昭和 51 年 4 月から昭和 54 年 3 月までの雨量データを用いて行った。

(1) 農業用水の影響

さきに述べたように農業用水の挙動は対象地域の水循環に大きな影響を与えていると考えられる。たとえば、当地域に農業用水が供給されないとすると、荒川へ流出している排水路流出量は図 16 に示すように灌漑期に減少することになる。また、この場合の平均的な年間水収支 (S.51~S.53 平均) を表 2 に併記する。

(2) 地下水取水の影響

当扇状地の帯水層から地下水を取水した場合も流域水循環に変化を与える。これについても(1)と同様計算水収支を表 2 に示す。たとえば、地下流出量に見合う 0.5t/s を常時地下水取水した場合、排水路流出量が平均年間 (昭和 51 年~53 年度) 10,867,000 t、現状の約 23% が減少することになり、排水路から荒川や利根川への流出量を減少させる結果となる。同様に 1 t/s を常時取水した場合も約 40% 減少することになる。しかし、1 t/s 取水する場合でも、仮に水の多需要期灌漑期 (4 月~9 月) であるのみ取水し、他の期間は河川水でまかなうとすると、約 28% の減少ですみ、利根川や荒川の流域に与える影響は小さくなる。さらに、豊水時に人工涵養、水利用後の高度処理水の河川補給や地下水により直接補給によりこの影響は小さくなり、流況の安定化にも役立つことになる。

以上の結果は、あくまでも今回作成した水循環モデルと今回検証したデータに基づいて決定されたパラメータのもとで解析された結果でありかならずしも真の現象と対応するものではない。したがって今後これらの結果はさらに観測結果との斉合を図り、実際の現象に近づける必要がある。

4. まとめ

これまで、約 3 ケ年にわたって埼玉県荒川左岸田扇状地で観測されてきた水文データを用いて種々の考察を行った。特に流域水循環モデルは、実測値やマクロな水収支結果にもとづいて作成したが、まだ不確定な要素も多く残されている。今後、これらの点を改善するとともに、地域内の水の挙動、特に、水路や水田からの地下水涵養機構、地下水位・水質の地域特性などについて、今回行った結果との斉合を図りながら、さらに詳細な検討を行っていきたいと考えている。

参考文献

1) 土木研究所, 国土開発技術研究センター 地下水涵養技術の開発報告書 昭和 54 年 2 月
2) 佐合, 北川, 山田 平地部地下水の水収支-荒川左岸扇状地を例にして-土木技術資料 21-4 1979
3) 金子良, 農業水文学 共立出版 1973
4) 石崎, 佐合, 山田 地下水を考慮した流域水循環モデル, 土木技術資料 21-6 1979

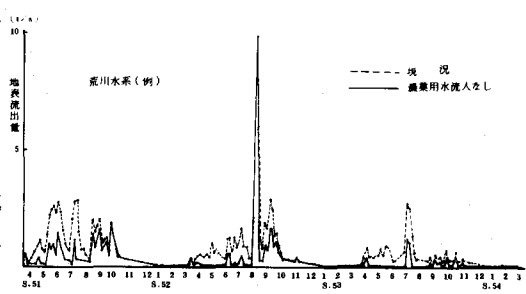


図 16. 農業用水流入の影響

表 2. 推定水収支 (計算値)

		単位 (10 ⁶ m ³ /年)			
ケース	現 状	農業用水流入なし	0.5 t/s 常時取水	1.0 t/s 常時取水	1.0 t/s (4月~9月取水)
降 雨 量			66,205,000 (1155)		
蒸 発 散 量			30,953,000 (540)		
農 業 用 水 量	28,489,000 (497)	0 (0)		28,489,000 (497)	
地 下 取 水 量	0	0 (0)	15,768,000 (275)	31,536,000 (550)	15,768,000 (275)
荒川水系流出量	26,903,000 (469)	13,967,000 (224)	20,464,000 (357)	16,107,000 (281)	19,546,000 (341)
利根川水系流出量	19,795,000 (345)	9,362,000 (163)	15,247,000 (266)	11,942,000 (208)	14,101,000 (246)
合計流出量	46,698,000 (814)	23,329,000 (407)	35,711,000 (623)	28,049,000 (489)	33,647,000 (587)
地下水流出量	17,043,000 (297)	13,872,000 (242)	14,961,000 (261)	11,865,000 (207)	15,477,000 (270)