

観測値に基づいた扇状地不圧地下水帯への鉛直涵養量の推定 An Estimation of the Recharging Intensity to Unconfined Groundwater Aquifer at Alluvial Fan

名古屋大学工学部 正員 原田 守 博
名古屋大学工学部 正員 高 木 不 折

1. まえがき

一般に扇状地は砂礫を主体とする粗粒の地質から成り、浸透能力が非常に大きいため、地下水盆における涵養地域となることが多い。本研究で対象とする濃尾平野の犬山扇状地の場合も、濃尾地下水盆への主要な水供給地域と考えられ、その水供給能力を定量的に把握することは、濃尾平野の地下水資源の利用および管理計画を立てるうえで基本となるものである。

地下水帯への涵養量を推定するには、地表水と土壌水、地下水のどれに着目するかによって種々の方法が考えられる。例えば、降雨と河川流量および蒸発散を考慮した地表水の水収支による方法や、土壌内の水分移動を不飽和浸透理論を用いて詳細に追跡する方法、あるいは地下水位変動を実測し、地下水流動の解析結果から逆算する方法などがある。これらの方法は、推定の精度が使用するデータの質と量に左右されることが多く、また対象とする時間スケールも異なっているため、その優劣を一概に決めることは難しい。今回幸いにも犬山扇状地において豊富な地下水位資料が得られたので、本研究ではその実測水位データから広域地下水シミュレーション手法を用いて鉛直涵養量の推定を試みた。

ところで、現在各地で実施されている広域地下水のシミュレーションでは、流れの支配方程式をあらかじめ設定した初期・境界条件のもとで解き、領域内部の水位観測値から方程式のパラメータを同定した後、水位変化の将来予測を行なう手法がとられている。ここで注意すべきことは、シミュレーション結果がモデル構造や初期・境界条件の妥当性によって大きく異なることであり、今後はそれらの設定方法とパラメータの評価について現象に基づいた研究を積み重ねる必要があろう。ここではそのようなシミュレーションに伴う誤差を極力少なくするため、初期・境界条件にすべて観測水位を用い、内部での揚水量や漏水量も実測データから与えるなどの工夫を凝らした。

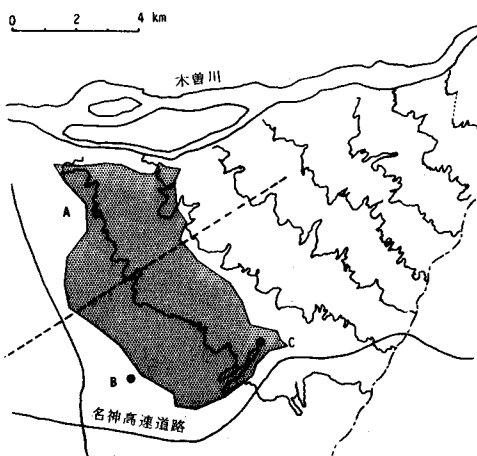


図1 対象地域の位置

2. 対象地域の水文地質特性

解析の対象地域は図1に示すように、濃尾平野北部の木曽川水系犬山扇状地の扇端部に位置し、面積は約29.6 km²である。その地質構造は図2のように、上位より表土、第1礫層(G1)、熱田層(D3)、第2礫層(G2)などで構成されている。浅層のG1層は砂礫に砂混り粘土を含んだ層厚20~30mの不圧帯水層であるが、対象地域より下流の後背湿地帯ではG1層上部に沖積粘土層(A)が発達し、さらに下流では平野臨海部の被圧帯水層に連続する。G1層上位のD3層は層厚が10~40mと大きく変化するが、この層には粘性土だけでなく砂層も含まれているため、地層全体が不透水層とは言えず、

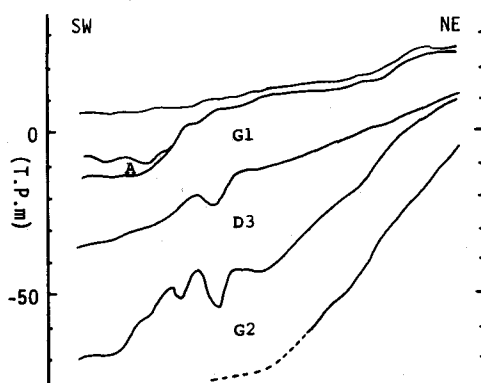


図2 地質構造

それを挟んだG1層とG2層の間には、ある程度上下の連絡があるものと思われる⁽¹⁾。

対象地域の地表の土地利用は水田を主体とする農地と集落から成っており、5～9月の灌漑期には地表面積の半分近くが湛水する。図1のA～C点での不在地下水位の年間変動を図3に示す。これによれば、不在水位は5～7月に上昇し、その後しばらく地表近くで一定となり、10月以後は緩やかに下降するといった季節的な変動パターンがみられる。これは当地域の不圧地下水が水田灌漑の影響を強く受けることを示している。なかでも、田植えの行なわれる6月中旬に水位上昇が一段と激しくなるのは興味深いことである。7月から9月にかけて水位が地表直下で一定となるのは、地下水位が田面水位近くにまで上昇し、それ以上上がり得ないためである。水田から落水し降雨も少ない非灌漑期には、側方流去および下層への漏水の効果が卓越して、水位はしだいに低下する。

3. シミュレーション・モデル

犬山扇状地から下流の後背湿地にかけて、図4に示すように230本余りの浅層井戸が分布しており、昭和44～45年の2ヶ年にわたって毎月2回不圧地下水位の観測が行なわれた。本研究ではこのうち扇状地に属する103本を選んで解析領域とし、有限要素解析のために各井戸を節点とする三角形要素網に分割した。

水平二次元で記述した不圧地下水の支配方程式は、次式のように非線形となる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{k_x h}{\lambda} \frac{\partial (h+z)}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{k_y h}{\lambda} \frac{\partial (h+z)}{\partial y} \right\} + \frac{1}{\lambda} (r_e - \ell_e - q) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 h ：不圧地下水位、 k ：透水係数、 λ ：有効間隙率、 r_e ：鉛直涵養強度、 ℓ_e ：漏水強度、 q ：揚水強度
しかし、ここでは不圧水位の年間変動幅が図5のように1～5mであり、帯水層厚に比して十分小さいと考えられるので、線形化した(2)式を採用する。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{T_x}{\lambda} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{T_y}{\lambda} \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{1}{\lambda} (r_e - \ell_e - q) \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 T ：透水量係数(= kh_0)、 h_0 ：平均不圧帯水層厚
なお上式では、揚水量は井戸の属する要素について平均し、揚水強度として扱っている。また数値解析には(2)式をガラキン法によって離散化し、 $\Delta t = 1$ 日として有限要素解析を行なった。

さて、本研究での解析の目的は、(2)式を解いて内部の水位 h を求め、実測水位を再現するような r_e を求めることである。そのためには(2)式に含まれる T 、 λ 、 q 、 ℓ_e を事前

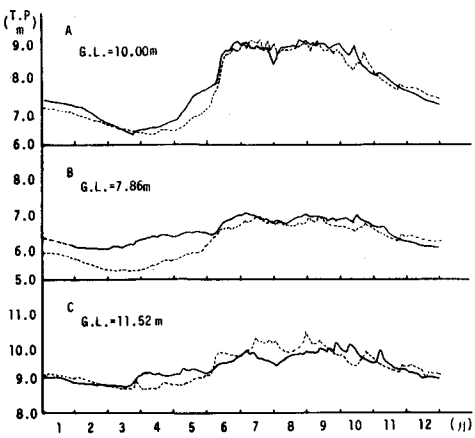


図3 不圧地下水位の年間変動 (A, B, C点)

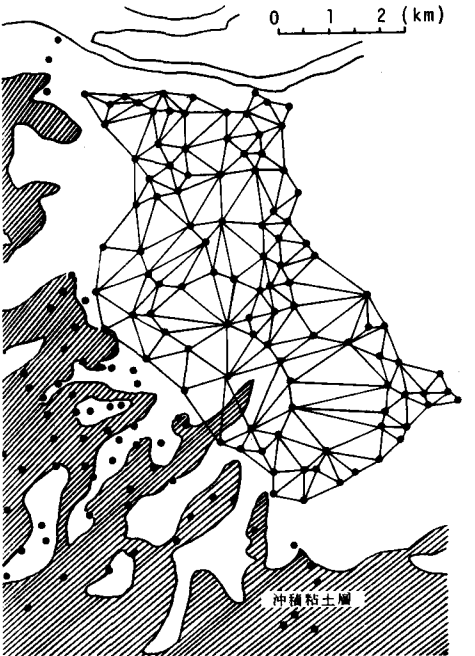


図4 観測井の分布と要素分割

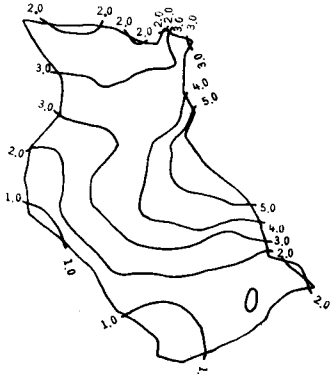


図5 不圧地下水位の年間変動幅の分布 (昭和44～45年) 単位 (m)

に確定する必要がある。透水量係数 T は、解析領域が扇端部に限られていて地質的に一様であることと、 $G1$ 層の層厚が $20 \sim 30\text{m}$ 程度で一定であることから領域全体で一定値を与える。この T の同定については 5 節で詳述する。有効間隙率 λ は、 A 点における丸山らの中性子水分計を用いた土壌水分調査結果⁽²⁾より、領域全体で $\lambda = 0.2$ とした。揚水強度 q は、愛知県による揚水量調査資料から浅層 30m 以浅のものを集計し、分布系で与えた。このようにすると、シミュレーションのために明らかにすべき未知量は漏水強度 ℓ_e のみとなる。

4. 被圧帯水層への漏水量の評価

前述したように、不圧層 $G1$ と被圧層 $G2$ に挟まれた $D3$ 層はある程度の透水性を持っているため、不圧層と被圧層との間に水頭差がある場合には、水頭の低い層への漏水現象が生じうる。 A 点に位置する一宮市気象水象観測所では、昭和 32 年から現在まで不圧水位と被圧水頭の日データが連続観測されており、図 6 はそれを月平均値で示したものである。これによれば、高度経済成長期の被圧水の揚水量増加によって不圧・被圧水頭差が拡大したが、それに伴い、非灌漑期（ $10 \sim 4$ 月）における不圧水位の低下量も増大している様子がわかる。また、濃尾平野で揚水規制が実施された昭和 49 年以降は、それらが徐々に収束しつつある傾向がみられる。以下ではこの図をもとに ℓ_e の定量化を図る。

昭和 t 年の非灌漑期が始まって t' 日後の不圧水位を $h(t'; t)$ とすれば、その水位変化速度は (2) 式より、

$$\frac{\partial h(t'; t)}{\partial t'} = \frac{T}{\lambda} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\lambda} \left(r_e(t'; t) - \ell_e(t'; t) - q(t'; t) \right) \quad \cdots (3)$$

となる。非灌漑期全体の日数を t_0 とすれば、非灌漑期の前後の水位変化量は、

$$\int_0^{t_0} \frac{\partial h(t'; t)}{\partial t'} dt' = \frac{T}{\lambda} \int_0^{t_0} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) dt' + \frac{1}{\lambda} \int_0^{t_0} r_e(t'; t) dt' - \frac{1}{\lambda} \int_0^{t_0} \ell_e(t'; t) dt' - \frac{1}{\lambda} \int_0^{t_0} q(t'; t) dt' \quad \cdots (4)$$

と表わされる。領域内の不圧井戸には大規模な工業用のものはなく、集計した揚水量は 2500t/day 足らずであった。したがって q が経年的に大きく増減することは考えられない。また、地表の土地利用状況や広域的な地下水面勾配も経年的変化が小さいものとすれば、(4) 式の右辺の第 1 項、第 2 項、第 4 項は経年的に一定量であるとみなすことができる。すなわち、

$$\int_0^{t_0} \frac{\partial h(t'; t)}{\partial t'} dt' = -D(t), \quad \frac{1}{\lambda} \int_0^{t_0} \ell_e(t'; t) dt' = L(t)$$

と記せば、(4) 式は次のように簡単化される。

$$D(t) = L(t) + \text{const.} \quad \cdots (5)$$

実測データの得られている昭和 32 年以降の変動量で議論することになると、(5) 式より

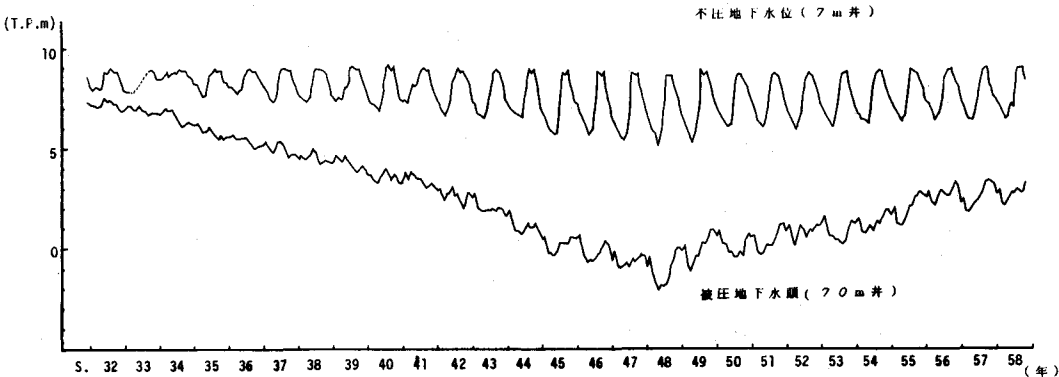


図 6 不圧水位・被圧水頭の経年変化 (A 点)

$$D(t) - D(32) = L(t) - L(32) \quad \dots\dots\dots (6)$$

いま、漏水の物理機構として次式を考えれば、 $L(t)$ は(8)式のように表現できる。

$$\bar{\ell}_e(t) = \alpha [\bar{h}(t) - \bar{H}(t)]^\beta \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 $\bar{\ell}_e(t)$ ；昭和 t 年の非灌漑期の平均漏水強度、
 $\bar{h}(t)$, $\bar{H}(t)$ ；昭和 t 年の平均不圧水位、被圧水頭

$$L(t) = \frac{1}{\lambda} \int_0^{t_0} \bar{\ell}_e dt' = \frac{\alpha t_0}{\lambda} [\bar{h}(t) - \bar{H}(t)]^\beta \quad \dots\dots\dots (8)$$

よって、(6) (8)式より

$$D(t) - D(32) = \frac{\alpha t_0}{\lambda} \left[(\bar{h}(t) - \bar{H}(t)) - (\bar{h}(32) - \bar{H}(32)) \right]^\beta \quad \dots\dots\dots (9)$$

図6から上式の左辺および[]内の量を読みとれば、図7のようになり、 $\alpha t_0 / \lambda = 0.29$, $\beta = 0.96$ が得られた。 $t_0 = 210$ 日 $\lambda = 0.2$ とすれば、

$$\bar{\ell}_e(t) = \frac{\lambda}{T} L(t) = 2.7 \times 10^{-1} [\bar{h}(t) - \bar{H}(t)]^{0.96} \text{ (mm/day)} \quad \dots\dots\dots (10)$$

となり、 $\bar{\ell}_e$ が $h - H$ に比例するという有名な Jacob・Hantush の漏水強度表示⁽³⁾が、当地域においてもほぼ妥当であることがわかる。(10)式を用いると、以下のシミュレーションで対象とする昭和44～45年の漏水強度は、A点では1.70mm/dayと求められるが、D3層の層厚および不圧・被圧水頭差がA点と異なる他の地点では、 $\bar{\ell}_e$ の値も変わると考えるべきであろう。しかしながら、面的な不圧・被圧水頭差の分布は測定されていないので、ここでは(7)式の α がD3層の厚さ(図8参照)に反比例するという事柄のみを考慮して、 $\bar{\ell}_e$ の地域分布を推定した。

5. 鉛直涵養量の推定

灌漑期の地下水涵養が、水田からの浸透と非灌水域での雨水浸透の二者によってなされるのに対し、非灌漑期では領域の大部分で雨水浸透が生ずる。このように両期間で涵養形態が一変するので、シミュレーションは10～4月(非灌漑期)と5～9月(灌漑期)に分けて実施する。地表からの涵養量は、土地利用に対応して地域的に分布していると予想されるが、それを明らかにするには今回の豊富な水位データを用いてもなお困難であると思われるので、領域平均値にとどめることにする。透水量係数 T は以下に述べるように、降雨に対する地下水位の応答状況から非灌漑期全体の雨水による涵養量を概算し、それを用いて非灌漑期の水位をシミュレートして同定する方法をとる。

不圧地下水位は強い降雨に対し鋭敏に応答するが、20mm

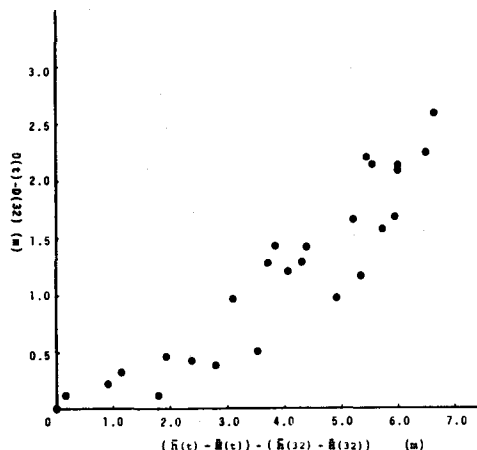


図7 不圧・被圧水頭差と
非灌漑期の不圧水位の低下量の関係

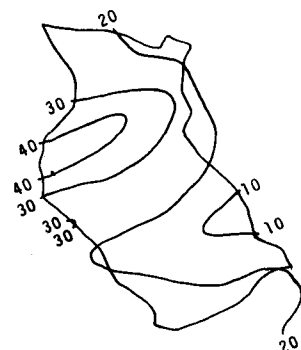


図8 D3の層厚分布 単位(m)

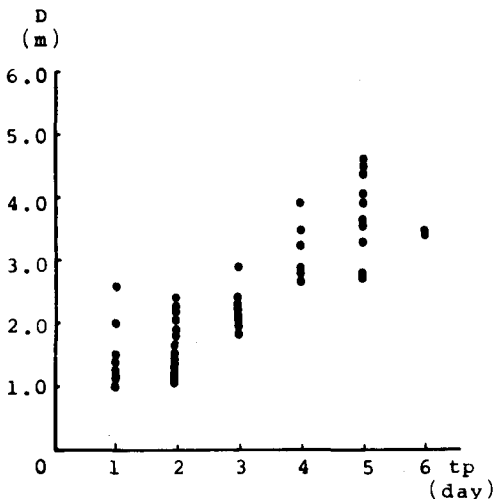


図9 t_p と D_p の関係

に満たない降雨ではその応答は明確でない。図9はA点における13年の降雨と不圧水位のデータから、2日以内の降雨で合計30mm以上降った場合をとり出し、降雨前日から地下水位の最大上昇日までの日数 t_p と、降雨前日の地表から地下水面までの深度 D_p との関係を示したものである。地下水面が深さ1~2m付近にある場合、水位上昇に要する日数は1~3日と一定しないが、それ以降の部分では t_p と D_p に線形関係がみられ、そこでは雨水の浸透速度が一定になっていることを示している。Richardsによれば、鉛直一次元の不飽和浸透流速 q は、

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \varphi(\theta)}{\partial z} + K(\theta) \dots\dots\dots (11)$$

- ここに、 $K(\theta)$ ； 不飽和透水係数、
- $\varphi(\theta)$ ； 毛管ポテンシャル、
- θ ； 体積含水率、
- z ； 鉛直下向き座標

と表わされ、水分状態の場所的変化が小さい場合には近似的に $\partial \varphi / \partial z \doteq 0$ となり、 q はほぼ一定値になることを考慮すれば、図9はいわゆる中間包気帯⁽⁴⁾の存在を裏付けるものと考えられる。

図10は同じデータについて、地下水面までの深度 D_p と、降雨量 R_a に対する地下水位上昇量 Δh の比 $\Delta h/R_a$ との関係をみたものである。この図より、全体として D_p の増大に伴い $\Delta h/R_a$ が指数関数的に低減する傾向がみられる。これは土壌の間隙率が鉛直方向にはば一様であると仮定すれば、地下水面が深い場合ほど、浸透した雨水のうち地下水涵養となる割合が減少することを表わすと解釈できる。図中の破線に基づいて、対象とする非灌漑期の降雨による涵養量を概算すれば190mm程度となり、1日当りの平均涵養強度は $\bar{r}_e = 0.9\text{mm/day}$ と得られた。

上記の r_e を用い、9月の地下水位を初期値として非灌漑期のシミュレーションを行なう。パラメータ T の値は、1ヶ月ごとに計算値と実測値との差を求め、4月までの合計が0となるように決定したところ、 $T = 12750\text{m}^2/\text{day}$ という若干大きめの値が得られた。その時の計算値から実測値を差引いた誤差は、井戸1本当りに平均すれば図11のようであった。これらの計算誤差には、実測値自身の誤差も含まれていようが、相対的に10~12月の r_e は 0.9mm/day より大きく、1~4月ではこれより小さいものと考えられる。

灌漑期については、同定された T を用いて4月を初期水位にとって9月までの水位を計算し、灌漑期における r_e の平均値を、実測値との誤差の合計が0となるように求めた。その結果、 $r_e = 6.0\text{mm/day}$ 、計算値の観測値に対する誤差は図12のように得られた。図11に比べて誤差の値が大きくなっているが、これは一部の井戸で実測水位に欠測があり、前後の値から補間した影響が含まれている。図12によれば、6月から7月にかけての r_e は 6.0mm/day 以上、他の期間ではそれ以下になっていると考えられる。

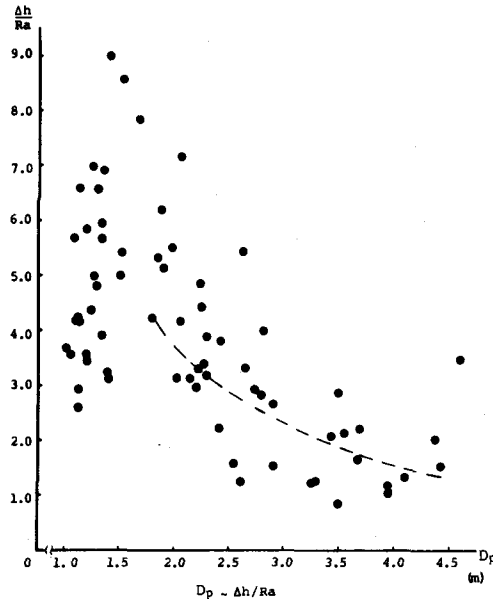


図10 D_p と $\Delta h/R_a$ の関係

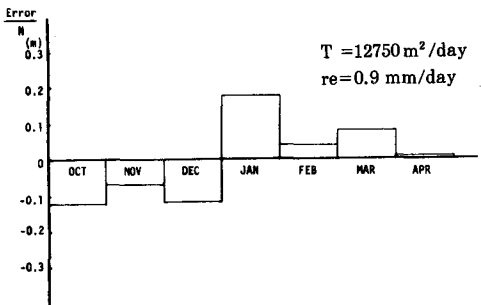


図11 10~4月の計算誤差

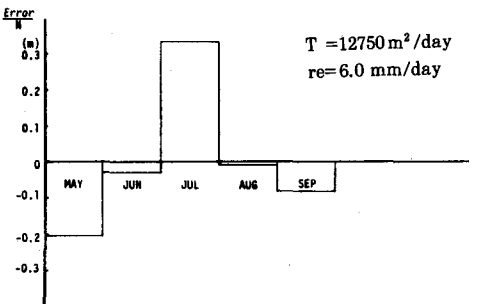


図12 5~9月の計算誤差

6. あとがき

扇状地の扇端部において、不圧および被圧の地下水位観測値から不圧地下水帯への鉛直涵養量の推定を試みた。非灌漑期の雨水浸透量が概算値であることや、同定された透水量係数が大きめであること、水位データに一部欠測があることなど、なお検討すべき事柄は多いものの、灌漑期・非灌漑期での涵養量の大概をつかみ得たものと考えている。当地域のように高い密度で観測値が得られる地域は稀であり、この情報を生かして、今後さらに地下水流れの物理性を考慮した涵養の構造・機構を検討してゆきたいと考えている。

最後に、貴重な観測資料を快く提供下さった一宮市気象水象観測所 清水 治氏 はじめ関係各機関の方々、また、資料整理に協力していただいた名古屋大学事務官 黒川祐光氏 に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 桑原 徹：犬山扇状地の地質構成と地下水の涵養，地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書（第5報），愛知県環境部，1979.
- 2) 三野 徹・小林慎太郎・丸山利輔：水田の地下水涵養機能，農業土木学会誌，第50巻第1号，1982.
- 3) Hantush, M. S., and C. E. Jacob: Plane potential flow of ground water with linear leakage, Trans. Amer. Geoph. Union, vol. 35, 1954.
- 4) 高木不折・岡 太郎：土中水の不飽和流動 4. 雨水流出と不飽和流動，土と基礎 第29巻第9号，1981.
- 5) 建設省・愛知県・一宮市：愛知県一宮地区の地盤，都市地盤調査報告書 第11巻，1965.
- 6) 東海農政局：濃尾平野の浅層地下水位観測，木曽川水系開発基本調査報告書，1978.
- 7) 岡 太郎：FEMによる扇状地地下水の平面解析，京都大学防災研究所年報 第22号B-2，1979.
- 8) 落合敏郎：水田帯の地下水かん養機能の計量化に関する研究，地下水と井戸とポンプ，1977.
- 9) 水収支研究グループ：地下水盆の管理，東海大学出版会，1976.
- 10) 原田守博・高木不折：不圧地下水帯への水供給量の推定について，土木学会中部支部研究発表会概要集，1983.