

灌漑が地下水挙動に及ぼす影響の評価に関する研究

-中国洛惠渠灌区における二次元地下水モデルの開発-

水利用学分野 福本 群

キーワード：半乾燥地，不圧地下水，差分法，涵養タンクモデル，適用効率

1. はじめに

中国陝西省大荔県に位置する洛惠渠灌漑地区は灌漑面積 32,000ha，年取水量約 1.6 億 m³，水路延長 235km の大規模灌漑地区である(図 1)。年平均降水量は 483mm，計器蒸発量は 1,730mm であり，半乾燥気候に属する。1950 年代より灌漑が開始され，主要作物は小麦，綿花，トウモロコシ，果樹である。灌漑開始当初から行われているボーダー灌漑や畦間灌漑といった地表灌漑により浸透損失が大きく，地下水位の上昇に伴い 70 年代前半には約 6,000ha もの農地が土壌の塩類化のため耕作放棄される状態となった。そこで，70 年代後半には排水路の整備を行い，塩類化の拡大は抑えられた。さらにここ数年の動向として，2003 年に 50 年確率の降雨により土壌の塩が洗脱されたため，土壌の塩濃度が減少している(春田，2006)。しかし，依然として地下水の塩濃度および水位の高さを考えると，塩類化が進行する可能性は高い。このような背景の下，塩収支を把握する前段階として，また塩類化を引き起こさないような灌漑管理の確立のため，降雨や灌漑による地下水への涵養や地下水挙動の把握を行う。これまで太田垣(2006)により MODFLOW モデルによる地下水解析が行われたが，灌漑による涵養過程を含めるまでには到っていない。そこで本研究では涵養過程を組み込んだ分布型の二次元不圧地下水流動モデルを構築し，数値実験を行い，灌漑による地下水挙動の評価とその分布特性について言及する。



図 1 洛惠渠灌区

2. モデル概要

2.1 地下水流動モデル

基盤となる地下水流動モデルは，不圧地下水を対象とした二次元平面差分モデルである。モデルの支配方程式は図 2 に示した $\Delta x \times \Delta y \times h$ からなるコントロールボリュームに関する連続の式と，Darcy の法則を組み合わせることにより得られる。モデルの支配方程式，境界条件を表 1 に示す。支配方程式を空間方向へは中心差分，時間方向においては無条件に安定である Clank-Nicholson 法により差分近似することで，未知数である次の時間ステップの地下水位 h_{t+1} に関する連立式が節点数得られる。得られた連立方程式の解法には SOR 法を用い，反復計算を行うことで各地点の地下水位を求める。しかし，自由水面を持つ地下水を対象としている本モデルでは，帯水層厚が地下水位により変化する。そのため透水量係数 $k(h-b)$ が地下水位の関数となり，本質的に非線形性を有する。そこで，前反復ステップで求めた地下水位 h_{t+1} を反復計算のなかで近似値として用いることにより線形化し，解を得る(Anderson *et al.*, 1994)。涵養，排水は水面上部から直接供給・排水されるとする。排水量の計算は，排水路底標高より地下水位が高いとき，その差に排水路密度と透水性を考慮に入れた排水路係数 k_d を乗じた量が排水さ

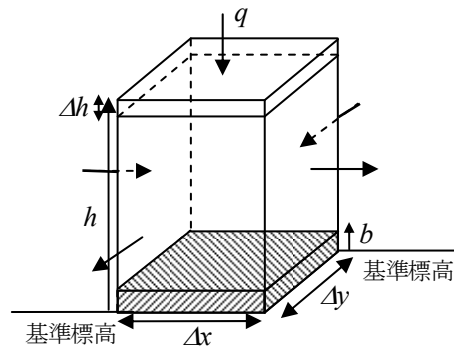


図 2 地下水流動モデル

表 1 支配方程式と境界条件

・支配方程式	
$n_e \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x (h-b) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y (h-b) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q$	(1)
n_e :有効間隙率, h :地下水位(m), b :不透水層標高(m)	
k :透水係数(m/d), q :涵養・排水(m/d)	
・境界条件	$h(x,y)=z(x,y)$
	(2)
・内部境界	塩湖 $h(x,y)=z(x,y)$
	(3)
	排水路 $q_{drain}=k_d(h-h_{drain})$
	(4)
$z(x,y)$:境界水位(m), q_{drain} :排水量(m/d)	
k_d :排水路係数, h_{drain} :排水路底標高(m)	

表 2 涵養タンクモデルの水収支

一段目タンク	実蒸発散量の推定
$\frac{dh_{T1}}{dt} = IW(t) + (1 - \alpha)P(t) - ET(t) - S(t)$ (5)	$ET(t) = k_p \cdot k_s \cdot Ep(t)$ (7)
h_{T1} :一段目タンク内水位(mm), $IW(t)$:灌漑水量(mm)	k_p :Pan 係数, k_s :水分ストレス係数, $Ep(t)$:Pan 蒸発量(mm)
$P(t)$:降水量(mm), $S(t)$:深部浸透量(mm), α :流出係数	$\begin{cases} h_{T1} > FC - RAM & k_s = 1.0 \\ h_{T1} \leq FC - RAM & k_s = \frac{h_{T1} - WP}{FC - RAM - WP} \end{cases}$ (8)
二段目タンク	$\frac{dh_{T2}}{dt} = (1 - \beta)(S(t) + h_{T2})$ (6)
h_{T2} :二段目タンク内水位(mm), β :減衰係数	$RAM = p(FC - WP)$ (10)
	FC :圃場容水量(mm), WP :しおれ点(mm)
	RAM :生長有効水分量(mm), p :生長有効水分係数

れるとする。各グリッドの間の透水係数 k , および帯水層厚 $h-b$ はそれぞれ調和平均, 幾何平均により決定される(Kinzelbach *et al.*,1990)。

2.2 涵養タンクモデル

地下水流動モデルにおける涵養量 q については, 不飽和帯の水分移動をタンクモデルにより再現することにより求めた。タンクは二段とし, タンク一段目は不飽和帯を表す。タンク一段目の水位 h_{T1} は降水量(P), 灌漑量(IW), 蒸発散量(ET), 深部浸透量(S)の収支によって変化する。タンクの限界貯水量を各節点の圃場容水量と不飽和帯の厚さの積とし, 降水や灌漑によりこの限界貯水量を超えた余剰分を深部浸透量として, タンク二段目へ供給されると考える。二段目のタンクでは水位 h_{T2} に減衰係数を乗じた量が地下水流動モデルにおける涵養量 q として算出され, 残りはタンク内に貯留される。蒸発散量の算定にはまず計器蒸発量に Pan 係数 k_p を乗じた基準蒸発散量を求める。その後, 水分ストレス係数 k_s を乗じて実蒸発散量を推定する(FAO,1998)。本モデルでは, h_{T1} が蒸発散に影響を与えるとする。すなわち h_{T1} が生長阻害水分点以上のときは水分ストレス係数を 1 とし, 生長阻害水分点から永久しおれ点までの間を線形に 0 まで変化させる。涵養タンクモデルの水収支を表 2 に, 涵養タンクモデルの構造を図 3 に示す。

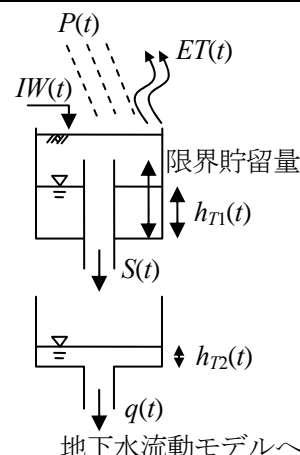


図 3 涵養タンクモデル

2.3 入力値と出力値

本モデルでは各節点において透水係数, 有効間隙率, 不透水層標高, 地表面標高, 圃場容水量, しおれ点とタンクの初期の水分量が, モデル全体として降水量, 計器蒸発量, 灌漑水量, 排水路係数, 減衰係数, 流出係数, Pan 係数, 生長有効水分係数が必要であり, 出力として各節点の地下水位が算出される。 $\Delta x = \Delta y = 200m$ とし, 地下水流動モデルの透水係数, 有効間隙率, およびタンクモデルの圃場容水量, しおれ点と初期水分量については灌区内の土壌と土地利用から 8 つの土性に分けて与えた。これらは灌区内の土壌の分布状況から区分される 7 つの土性に市街地を 1 土性として加えた計 8 つの土性である。なお, 各節点における地表面標高と不透水層標高を kriging 法により観測井の標高とボーリング資料の値をそれぞれ内挿・外挿することで与えた。

3. 計算結果の妥当性

3.1 定常解

非定常計算を行う前段階として, 境界条件のみで反復計算し, 定常解を得る。得られた定常解を初期値として与えることで初期値問題を解消する。図 4 は計算値と観測値(ともに標高表示)の比較である。観測値の値に対して, 計算値が高く出ている箇所が数点見られる。この要因の一つには, 灌区の不透水層標高に関する資料数の少なさによる誤差が考えられる。複雑な不透水層標高を精度よく空間的に補足することは現実的に困難である。今後の精度向上にはこの点が重要となる。さらに二つ目の要因として, 観測直前において井

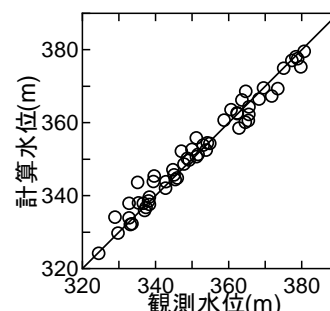


図 4 定常解の検証

戸での灌漑用の揚水が行われていたことが原因として挙げられる。揚水により低い水位が観測されており、計算値が高く出されていることは計算が妥当であると言える。これらの上で、計算値と観測値が一對一線付近に分布していることに加え、観測値と計算値との平均二乗根誤差が 2.771 であることから、灌区レベルでの解析において本モデルによる定常解は十分に現地地下水分布を再現できている。

3.2 非定常解

定常解を初期値として非定常計算を行う。妥当性の評価には図 1 に示す観測井戸 No.45, No.2, No.64 において得られた水位を用いる。 $\Delta t=1d$ ととり、2002 年 1 月 1 日から 2006 年 12 月 31 日までの 5 年間を対象として計算を行った。図 5 に 2002 年からの定期観測と 2005 年 9 月からの連続観測の値を水深値で結果とともに表す。図に見られるように観測値との差は局所的にみると大きな差として現れる。これは初期値の差が大きく現れていることに因る。しかしながら挙動の面において No.45, No.2 では水位の上昇やその減衰過程を表現できていると考えられる。特に、No.45 では、2003 年 10 月の観測時に周囲が湛水し、井戸から地下水が溢れていた様に、数値解でも地下水が地表面付近にまで達しており、良好な結果といえる。一方で No.64 においては計算値と観測値とのずれは大きい。これは上流側からの地下水の流入が中央部において大きく影響しているためである。また、水位上昇が全箇所において同じ時期に生じているが、本モデルでは灌区全体に対して同時に均一の灌漑水量、降水量を入力しているためこのような結果となった。今後、導水システム等を明らかにすることでこの点を改良する必要がある。以上により、特に塩類化に対して問題となる地下水位の浅い地点において、本モデルにて地下水挙動を再現できていると考えられる。この結果をもとに本モデルにより数値実験を行う。

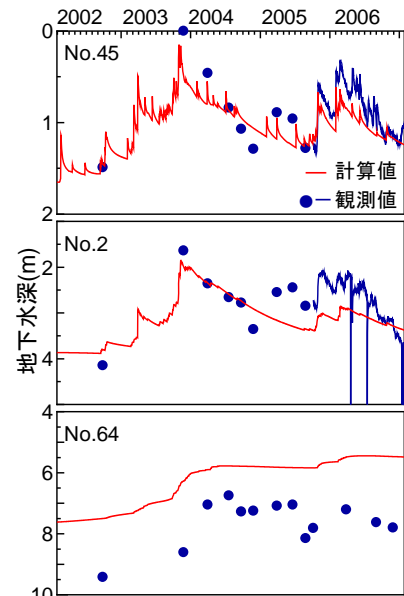


図 5 観測値との比較

4. 灌漑の影響についての数値実験

4.1 灌漑計画の仮定

計算を行う条件として、灌漑スケジュールと灌水量が必要である。この 2 点の決定には FAO が推奨する灌漑スケジュールの決定方法に基づいて行う。ここでは有効土層を 50cm と想定し、この有効土層内の土壤水分がしおれ点に達した時点においての、圃場容水量までの消費水分の補給を行う。ただし、200m~300m にもおよぶ現地圃場において畦間灌漑、ボーダー灌漑が行われていることから、適用効率を case1 として 40%、case2 として 60% と仮定し、損失量を考慮して灌漑水量を決定する。

4.2 計算結果

計算期間を 365 日として数値実験を行った。その結果を図 6 に示す。case2 では各観測点において大きな水位の変動はなく、下流側である No.2 において水位の上昇が多少見られるものの、水位はほぼ安定していることがわかる。しかし、case1 のように適用効率が低い場合においては涵養による水位の上昇が全箇所にて明確に現れており、No.45 と No.2 では水位は地表面近くにまで達している。さらに No.2 や No.64 のような下流側においては計算終了時では初期値より 1m 以上高い状態となった。case1 と case2 の差異に関して、それぞれの地下水深の空間分布を図 7 に示す。case2 は初期水位に対して大きな変化が無いことを考えると、case1 では中央部において水深が浅い範囲が広がっており、排水が十分でない様子が伺える。以上のように、適用効率が低い case1 の場合で

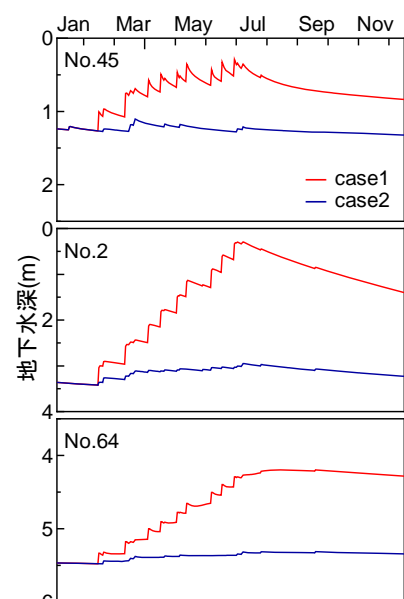


図 6 数値実験結果

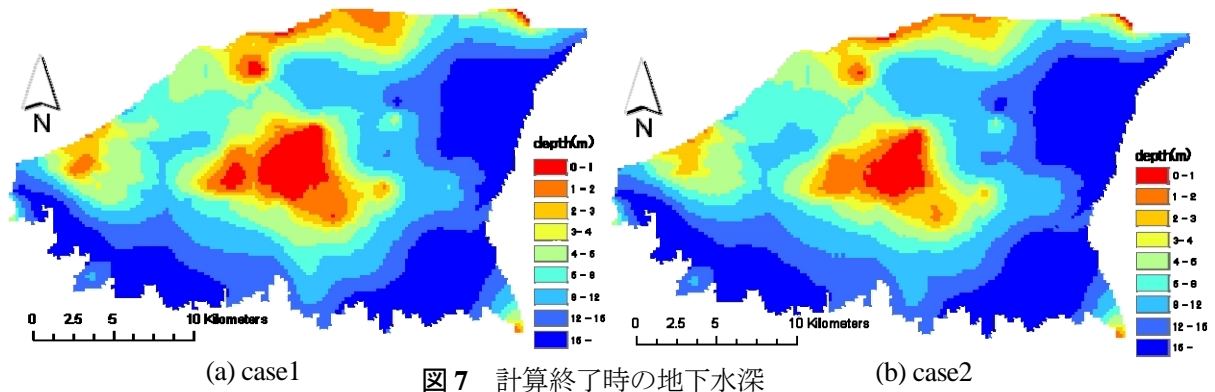


図7 計算終了時の地下水深

は十分な排水が期待できないことがわかる。灌漑時間の短縮を図ることにより浸透損失を少なくするなど、地下水位へ与える影響を小さくする必要がある。

4.3 灌区全体の地下水分布

最後に灌区全体の地下水の分布を標高水位として図8に示す。等高線は灌区中央部において幅が広がっており、動水勾配が小さい。一方で東境界・西境界付近においては等高線間隔が狭く、境界方向へ急勾配をなして流れている。一般に、顕著な流出が無い限り地下水面の勾配が急であれば透水性が低いことを示す(建設省水文グループ,1980)ため東境界・西境界付近においては流量が小さいと考えられるが、東の境界では黄河灘という段丘の存在、西の境界では河川の存在によりいずれも地形が急峻であるために動水勾配が大きくなったと考えられる。他方で北部から中央部にかけては、かつて形成された河岸段丘状の不透水層の影響により動水勾配が小さい。いずれの地域も透水係数に大きな差異が無いため、東と西境界の流出量が大きいと考えられる。このことは、地下水の塩濃度が北部から中央部にかけて高い数値を示す裏づけとなる。すなわち、灌区中央部において土壌中の塩が地下水に流出しても、流れが緩やかであるために下流側へ流れず、地下水中の塩濃度が高い値を示し続けると考えられる。

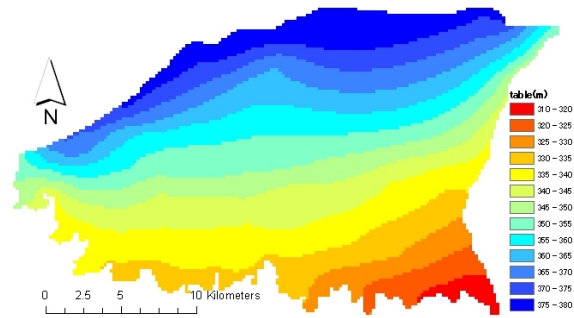


図8 地下水等高線

5. おわりに

本研究では二次元不圧地下水流動モデルにタンクモデルを援用し、涵養過程を組み込んだ地下水流動モデルの開発を行った。また本モデルを一灌漑地区に適用し、その妥当性を示した。さらに数値実験を行い、適用効率の違いによる地下水の挙動を追うことにより、適用効率を60%とした場合では水位は安定し、40%とすると特に下流側において大きく水位を上昇させる結果を得た。灌漑の深部浸透による損失量は、長辺長の長い圃場での地表灌漑においては供給水量に対して大きな割合を占める。湛水害や塩害を防止するためにも、この灌漑による損失量を小さくすることが望まれる。また、得られた数値解による地下水の分布から、灌区中央部における地下水の塩濃度が高い原因は、東と西の境界に対して中央部の流量が小さいことによると示唆された。今後、実際の導水システムや圃場レベルでの水収支を組み込むなど、より現地状況を再現できるモデルの改良が必要である。

<参考・引用文献>

- (1)春田朋子(2006): 中国洛恵渠灌漑地区における土壌塩類集積とその要因解析, 平成18年鳥取大学農学研究科修士論文 pp15~22
- (2)太田垣晃一郎(2006): 中国洛恵渠灌区における地下水モデルの研究, 平成18年鳥取大学農学研究科修士論文
- (3)Mary P. Anderson *et al.*(1994): 地下水モデル, 共立出版株式会社 pp.10-11
- (4)Kinzelbach *et al.*(1990): パソコンによる地下水解析, 森北出版株式会社 pp.52-53
- (5)FAO(1998): Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements- pp.78~86
- (6)建設省水文研究グループ(1980): 最新地下水学, 山海堂 pp.8-9