

H-3 中国における土地利用長期変化のメカニズムとその影響に関する研究
(3) 北部・東北部地域における土地利用が環境に及ぼす悪影響に関する研究

中華人民共和国水文地質工程地質研究所
経済産業省工業技術院地質調査所
環境地質部 水文地質研究室

張 兆吉
石井武政

平成 10~12 年度合計予算額 6,183 千円
(うち、平成 12 年度予算額 2,061 千円)

[要旨]

河北平原は半乾燥の気候区に属している。今後、土地利用の度合いが益々高くなり、水資源の需要は増加し続けると考えられる。水資源の確保は 21 世紀の農工業発展のキーポイントになると考えられる。本研究では、地下水のパラメータを正確に把握して地下水収支の解析を行うと共に、浅層と深層の地下水流動に関する数学モデルを構築して地下水賦存量（資源量）の変動予測を行った。

収集した資料に基づいた 1980 年代の収支計算結果によれば、河北平原の浅層地下水涵養量は、年間合計 $101.14 \times 10^8 \text{t}$ で降水の浸透が主な涵養源であり、年間消失（排出）量は合計 $105.2 \times 10^8 \text{t}$ で、主に地下水の揚水による。帯水層貯留量の年間変化量は $3.88 \times 10^8 \text{t}$ となり若干の地下水位の低下が起こっている。

浅層と深層の地下水流動に関する数学モデル中の一部のパラメータについては、1985 年から 5 年間の地下水位変動を最もよく再現するように決めた。そのパラメータ値を用いて、1990 年以降の地下水位変動を計算して再現性をチェックし、本モデルが河北平原における地下水位分布の将来予測に適用できることを確認した上で、2030 年までの地下水揚水シナリオに与えて、河北平原の浅層及び深層の地下水位（水頭）の将来変化を予測した。計算結果によれば、揚水量を今後ゼロとしたシナリオの場合、平原中央部と沿岸域では、10 年後には地下水位が回復して 3m 前後で一定となるが、平原西部では回復に 30 年はかかる結果となった。揚水量を 1994 年の実績で一定としたシナリオや揚水量増加のトレンドがこのまま伸びるシナリオの場合には、2030 年には平原西部では人口 100~200 万人の都市を中心に浅層・深層両帯水層が、また平原東部では深層帯水層が深刻な事態を迎えることが懸念され結果となった。一方、平原中央部と沿岸域における適量の浅層自由地下水の揚水は、この地域の土壌の塩類化防止に有効であると考えられた。

[キーワード] 河北平原、中国、地下水、水収支、水理学モデル

1. 研究の背景と目的

中国では、淡水資源と食糧の不足は 21 世紀の重大問題になると考えられる。食糧問題を解決するためには、農業生産を上げなければならない、先ず、有り合わせの耕地が調整され、次に、耕地の面積が拡大される。中国の北部、東北部地域は、中国の食糧の一大生産地である、しかも、果てしなく広い草原や森林が分布する区域でもある。そのため、今後、広範な耕地が極限にまで利

用され、かつ、草原が農地へ大規模に転用されることが予想される。しかし、中国の北部、東北部地域は乾燥気候で降水量が少なく蒸発量が多い。さらに、土壌・水分条件が非常に劣悪なこともあって、地下水を大量に汲み上げて不足の土壌水分を補充することにより、地下水涸渇や地下水位低下などの環境悪化が起こると危惧されている。

河北平原は中国の東部に位置し、海河流域に属し、当世では中国の一大農業地帯となっているが、70年代から農工業の非常に急速な発展によって、工業用水、農業用水が日増しに増加し、水資源不足が経済発展を制限する重要な問題になっている。さらに、地下水が大量に汲み上げられ、地下水の涸渇や地下水位の低下や地盤沈下などの環境への悪影響が起き始めている。

今後、農工業が更に発展するにつれて、地下水の揚水量もますます多くなり、環境も一層に悪化すると予想される。よって、この地域は、将来の土地利用変化による環境悪化が最も深刻と危惧される地域の一つである。

本研究の目的は、中国の北部、東北部地域内の典型的な地域をケース・スタディ地域として選択して、その地域の地下水の挙動を把握すること、地下水収支を解析して地下水位低下等の環境への長期的な悪影響を予測すること、である。

2. 研究の方法

(1) 河北平原での年間水収支

本研究では、河北平原の気候や地質や水文地質等の資料を出来るだけ多く収集して、その基礎データに基づいて水文地質条件を明らかにし、地下水流動特性と地下水収支を解析して、浅層地下水資源量のマップを作成する。さらに、浅層と深層の準3次元地下水流動モデルを構築して、土地利用将来シナリオに基づく水利用シナリオを与えて、2 kmメッシュ精度で河北平原の地下水位変動を計算し、地下水位低下等の環境への悪影響の程度を予測する。

(2) 地下水位(頭)変化の将来予測

① 支配方程式

浅層(自由)地下水流動に関する支配方程式は次式のように表現される⁷⁾。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(kh \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(kh \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \mu \frac{\partial h}{\partial t} - w_a(x, y, t) - \frac{(h - h_c)}{M_h} k_h \quad (1)$$

$$h(x, y, t)_{t=0} = h_0(x, y) \quad (2)$$

$$h(x, y, t)_{\Gamma_1} = h_1(x, y, t) \quad (3)$$

同様に、深層(被圧)地下水についても以下の支配方程式が得られる⁷⁾。

$$T \frac{\partial^2 h_c}{\partial x^2} + T \frac{\partial^2 h_c}{\partial y^2} = S \frac{\partial h_c}{\partial t} - w_c(x, y, t) - \frac{(h_c - h)}{M_h} k_h \quad (4)$$

$$h_c(x, y, t)_{t=0} = h_{c0}(x, y) \quad (5)$$

$$h_c(x, y, t)_{\Gamma_1} = h_{c1}(x, y, t) \quad (6)$$

ここで、 h : 自由地下水位、 h_0 : 自由地下水位初期値、 h_1 : 第一種境界の自由地下水位、 h_c : 被圧地下水頭、 h_{c0} : 被圧地下水頭初期値、 h_{c1} : 第一種境界の被圧地下水頭、 k : 透水係数、 k_h : 難透水層における鉛直透水係数、 M_h : 難透水層の厚さ、 S : 被圧地下水の貯留係数、 T : 透水量係数、 t : 時間、

w_d : 自由地下水の垂直方向の涵養量と排出量の差, w_e : 被圧地下水の垂直方向の涵養量と排出量の差, x, y : 水平方向座標軸, Γ_1 : 第一種の境界, および μ : 浅層地下水の比産水率である。

②シミュレーション手法

シミュレーションにあたっては式(1)および式(4)を差分化し、交互方向陰解法 (Alternating Direction Implicit: ADI)⁸⁾を用いて計算した。ADIは効率のよい地下水位変動数値計算手法の一つで、計算ステップ($k, k+1$)を前半($k, k+1/2$)と後半($k+1/2, k+1$)に分け、前半ステップと後半ステップで陰解法を適用する方向を入れ替えるもので、ほとんどの場合に安定といわれている。

面積67268km²の河北平原を2km×2kmの等間隔差分格子で16817個のブロックに分割した。今回は、1985年～1995年の11年間の地下水揚水量や灌漑水量等の調査データ、降水量及び蒸発量の気象データ、さらに深層と浅層地下水位等の観測データを、モデルの一部パラメータの修正、および、妥当性の検討に用いた。まず、4.(1)①に述べた現地試験により求めた物理パラメータを適用し、入手した地下水揚水量データが年単位であること、動水勾配が非常に小さいことを勘案して、計算時間ステップ(Δt)を1年として、浅層と深層の2次元地下水位(頭)変動の数値実験を行なった。初期条件は1985年のデータを用いた。同定では5年間の地下水位(頭)変動の計算結果が観測データを最もよく再現するように、各メッシュの透水係数の若干の補正を行なった。検証では補正した透水係数を用いて、1990年～1994年までの地下水位(頭)変動を計算し、観測データと比較した。第一種の境界での条件としては、水位・水頭の観測値を基に与えた。浅層地下水の検証結果では、両者の誤差が0.5m以内に収まる格子点が84%を、また、深層地下水の場合は、同様の格子点が86%を占めた。よって、河北平原における浅層と深層の地下水位(頭)の将来変化は本モデルを用いてシミュレーションが可能と判断した。

③計算条件

2030年までの地下水位(頭)変化予測計算の条件は以下のようである。

ア. 自然条件

半乾燥地の気象条件(パン蒸発量)降水量)として年間降雨量、年間平均気温、年間蒸発量等は過去30年の気象データの統計的平均値で与えた。

イ. 浅層・深層からの揚水量

揚水量は将来シナリオとして3つを与えた。

i)シナリオ1: 全メッシュで2030年まで揚水量はゼロとする。

ii)シナリオ2: 全メッシュで2030年まで1994年の揚水量実績とする。

iii)シナリオ3: 全メッシュで農業用は1994年の揚水量実績で2030年まで一定とする。

工業用は6%/yで増加(トレンドの延長)、生活用は2%/yで増加(2030年に1994年時の2倍)とする。

ウ. 初期条件

両層地下水位(頭)の初期条件は、1994年の観測データを基に作製された自由地下水位(海拔)メッシュデータおよび被圧地下水頭(海拔)メッシュデータで与えた。

エ. 境界条件

河北平原の第四紀地層は、研究領域の西端で断層より岩石と接触して、南と北へそのまま延びて、東部の海底にもぐり込んでいる。第一種境界における水位(頭)値は、近接メッシュにおける観測データを基にメッシュ内での揚水量と地下水位(頭)変化量の関係を回帰式で近似し、そ

の近似式にシナリオで決まる揚水量を代入して与えた。

3. 河北平原の概要

(1) 河北平原の地層構造

河北平原の第四紀地層は、厚さが異なる不連続な幾つかの砂礫層と粘土層が複雑に配列した構造となっている。Fig-1は、河北平原の石家庄(北緯37.5°、東経114.5° 付近)から德州(北緯38°、東経116.5° 付近)を結ぶ水文地質断面模式図である。第四紀地層は、砂礫層(透水層)と粘土層(難透水層)が単純に配列しておらず、不連続な幾つかの砂礫層と粘土層が複雑に配列した構造となっている。そのため、一つの砂礫層毎ではなく複数の砂礫層と粘土層を合わせて一つの帯水層として取り扱われており、各帯水層間の境界線は、1980年代に中国地質鉱産部(現国土资源部)により決められた。それによれば、第四紀地層は4つの帯水層に分割される。その深さは、それぞれ40~60m、120~170m、250~350mおよび400~600mである。第一帯水層は不圧地下水であり、他の三つの帯水層は被圧地下水である。全ての帯水層の水が農業や工業水として利用されているが、特に、第一帯水層と第三帯水層中の砂礫層は、粒度が大きく均一で厚さもあり、主要な給水層となっている²⁾。河北平原ではこれまでに地下水資源の開発の調査のために1万本以上のボーリングが行われ、現在も浅層および深層帯水層の地下水がモニタリングされている。

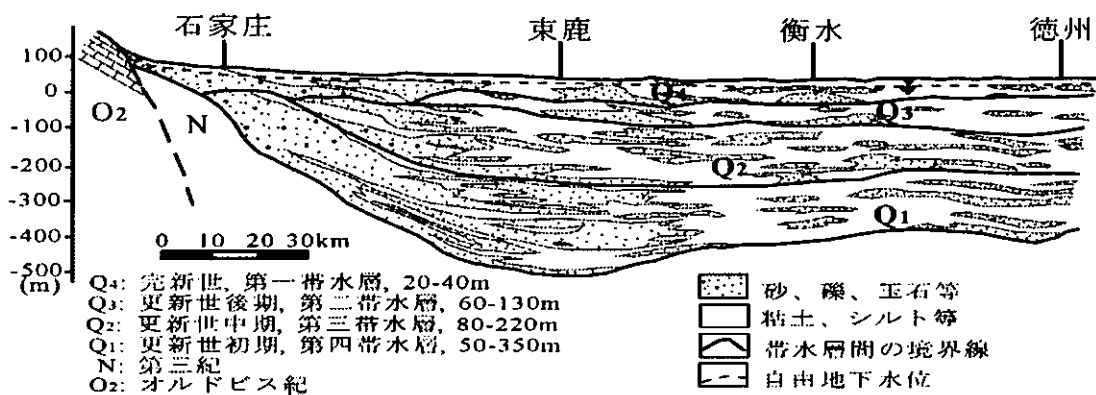


Fig-1 石家庄-德州における水文地質断面図

(2) 河北平原の水資源の概況

河北平原は半乾燥地域に属し年間平均降水量は500mm程度で年変化が大きく、持続的に利用できる水資源量(年間)はかなり乏しい³⁾。河北平原の浅層地下水涵養を4.(1)②に示す地下水収支法で計算すると、全体で126.30億m³/yで、その内、淡水地下水は90.45億m³/yを占める。蒸発や海への排出分を差し引いた持続的(貯留量を食いつぶさず)に利用しうる浅層地下水量は平原全体で93.34億m³/y、その内、淡水量は79.86億m³/yと見積られる。一方、深層地下水は涵養量が限られるため、持続的に利用できる量は9.85億m³/yにすぎない。地表水は、年間降水量の影響を直接受けるため、量の変動が大きく、水源としての確実性が低い。例えば、河北平原における年平均の地表水量は69.87億m³であるが、渇水年の1997年には21.52億m³という低い値であった⁴⁾。

河北平原では、農業が経済の中心であり水資源は主に農業用水として利用されている。1997年

の河北平原の農業用水量は121.09億 m^3 で、総水利用量(157.60億 m^3)の78%を占める。そのうち、地下水からの農業用水量は99.39億 m^3 である。

工業用水量は農業用水量より少なく、1997年に18.66億 m^3 である。その内、地下水揚水量は15.31億 m^3 で、地下水総揚水量の11%を占めている、ただし、特定の井戸から集中的に汲み上げられるため、環境に与える影響は大きい。近年、工業用水量は年6.3%の割合で増加している。生活用水量は7.58億 m^3/y (地下水からの給水量7.43億 m^3/y)で、総水利用量の8%を占め、年8.5%の割合で急増している。

(3) 地下水揚水量の増加に伴う問題

1970年代以前は揚水量が少なく、浅層と深層の地下水は人為的影響をほとんど受けず、地下水位(頭)は年間降水量に応じて一定の高さを上下する状態で保たれていた。しかし、1970年代以降、揚水量の増加につれて地下水位(頭)の大幅な低下と地盤沈下等の環境問題が起き始めている。

過去30年間の河北平原での浅層地下水位の低下は、山地寄り平原で大きくて平均12~25mに達したが、中部平原や海寄りの平原では緩慢で平均2~10m程度であった。例えば、山地寄りの石家庄(Shijiazhuang)、中部の衡水(Hengshui)、および海寄りの滄州(Cangzhou)の低下速度は、それぞれ0.67m/y、0.17m/y、および0.11m/yである。浅層地下水の流動方向にも変化が起き、30年前には東南東方向に自然流下していたものが、現在では都市部にロート状の地下水位の凹地ができ、そこへ流れ込むようになっている。

深層地下水はその貯留係数が小さいために圧力水頭の低下は浅層地下水位より速い。海寄りの平原ほど速度は大きく、これまでに圧力水頭が20~60m下がって海水面よりも低くなった地域が河北平原の60~70%を占めるほどである²⁾。圧力水頭の低下速度は、山地寄りの石家庄では1.44m/y、中部の衡水では2.28m/yであるのに対して、海寄りの滄州では3.33m/yである。深層地下水頭の急速な低下が、海寄りの平原で地盤沈下が拡大した。これまでの累積地盤沈下量は平均で253mm、最大で1131mmに達した¹⁾。

揚水量の増加と浅層地下水位の低下により、表流水の流動状況も変化した。山地寄りの地域では、1960年代には年降水量が250mmを超えると河川表流水が認められたが、1980年代初めになると、年降水量が500mmを超えなければ河川表流水は見られなくなった。

4. 結果・考察

(1) 河北平原での地下水の年間収支

①年間水収支に関するパラメータ

地下水資源を計算するため、水文地質条件と地表水流域によって、地下水系統計算区分(H1~H3)と地表水流域計算区分(L1~L10)に分割した(Fig.-2)。Fig.-2の流域区分毎に水収支を検討するために、各区分地において現地でのライシメータ実験や揚水試験を行って以下のパラメータの値を求め³⁾、それらの分布特性を解析した⁴⁾。

ア. 降水浸透係数 α

α は、降水からの年間地下水涵養量が年間降水量に占める割合(%)である。 α は地下水位 h_G の深さにより変化し、一般に、 h_G が土壌の毛管深さ h_F (これ以上地下水位が下がると毛管水が地表面

に達しない)と一致する深さで極大値になる。河北平原での α の値は、粘土で、 $h_G < 2\text{ m}$ で3.7~7.9、 $4\text{ m} < h_G < 6\text{ m}$ で14.5~19.0であった。粘土質シルトでは、 $h_G < 2\text{ m}$ で14.0~24.4で、 $4\text{ m} < h_G < 6\text{ m}$ で30.7~40.6であった⁹⁾。

イ. 蒸発係数 γ

γ は、現場での地下水からの蒸発散量とパン蒸発計からの蒸発量との比である。 γ は地下水位が深くなるにつれて減少する。河北平原では、 $1\text{ m} < h_G < 2\text{ m}$ では、 γ の値は、粘土で0.078~0.062、シルトで0.275~0.125であった。 $3\text{ m} < h_G < 4\text{ m}$ では、粘土で0.040~0.023、シルトで0.071~0.035であった⁹⁾。一般に、 $h_G > 6\text{ m}$ となると0.01以下となり無視できる。

ウ. 水位方向透水係数 k

揚水試験結果によると、山地寄り平原と中部平原での k の値は、粘土で0.83 m/d、細砂で10.7 m/d、砂礫で100~773 m/dであった。海寄り平原の k 値は、粘土で0.001 m/d、細砂で6.0~8.0 m/dであった⁹⁾。

エ. 比産水率 μ

μ は、飽和状態の岩石又は土壌から重力排水により排出される水の体積の全体積に対する割合である。河北平原では、 μ はシルト質粘土が0.03~0.06、シルトが0.06~0.13、粗砂が0.20、砂礫が0.22、玉石礫が0.25である。山地寄り平原から海寄り平原に向かって徐々に小さくなっていった⁹⁾。

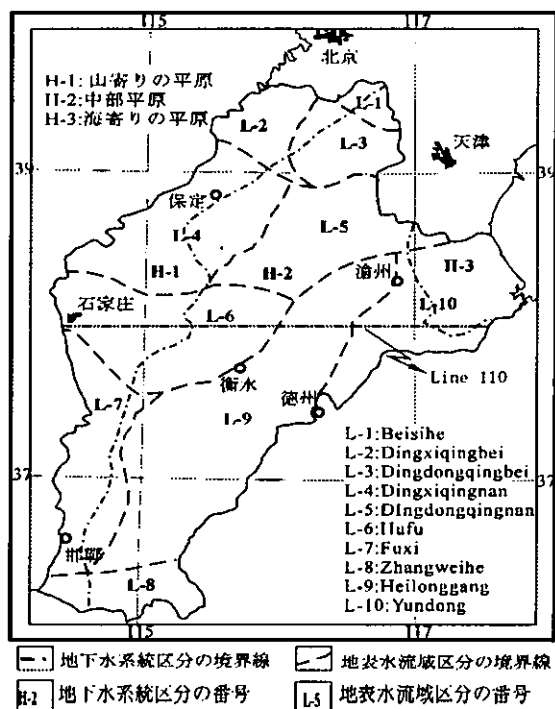


Fig.-2 河北平原の地下水資源計算の区分図

②地下水の年間収支

河北平原の浅層地下水収支の要素は、地下水灌漑の浸透による戻り分(R-1)、降水の浸透(R-2)、山から等の水平方向流入分(R-3)、河川水等からの浸透(R-4)、地下水の揚水(D-1)、地下水の蒸発(D-2)、河（排水路）への流出(D-3)、および浅層帯水層貯留量の変化量(B-1)である。河北平原で

は、降水の浸透が浅層地下水の主な涵養源であり、地下水の揚水が浅層地下の主な排出要素である。1975～1984のデータ³⁾に1994年までのデータを加えて各流域区分における浅層地下水の平均年間収支を解析しTable-1に示した。

ここで、(R-1) = $\alpha \times$ (地下水による灌漑水量) ; (R-2) = $\alpha \times$ (降水量) \times (面積) ; (R-3) = $k \times$ (浅層帯水層の厚さ) \times (自由地下水の動水勾配) \times (流入境界長) ; (R-4) = $\alpha \times$ (地表水による灌漑水量) + $k \times$ (断面積) \times (河川側方浸透流の動水勾配) ; (D-1) = 現地調査データ ; (D-2) = $\gamma \times$ (地表面に置いたパン蒸発計からの蒸発量) ; (D-3) = $k \times$ (断面積) \times (動水勾配) で求めた。

Table-1によると、河北平原全体では、淡水の浅層地下水涵養量は101.14億m³/y、浅層地下水排出量は105.02億m³/y、浅層帯水層貯留量の減少量は3.88億m³/yという結果となった。1980年代の水収支では浅層帯水層の貯留量は年々減少して行くことになる。

Table-1 浅層地下水(淡水)の1980年代年間水収支表(面積: km²; 水量: 億m³)

地域	面積 (km ²)	比産 水率 μ	浅層 帯水 層厚 (m) M	貯留量 (億m ³) S-1	涵養の要素				合計 (億m ³ /y)	流出の要素			水収支 (億m ³ /y) (カン=値は mm/y) B-1	浅層 帯水層の 耐用 年数 (y) S-3	
					灌漑水 の戻り分 (億m ³ /y) R-1	降水の 浸透 (億m ³ /y) R-2	水平方向 流入分 (億m ³ /y) R-3	河川水 等の浸透 (億m ³ /y) R-4		地下水の 揚水 (億m ³ /y) D-1	蒸発 (億m ³ /y) D-2	河川等 への流出 (億m ³ /y) D-3			合計 (億m ³ /y)
L-1	3801	0.14	35	186	1.23	6.99	0.46	0.83	9.51	7.61	1.73	0.31	9.65	-0.14(-3.7)	1328
L-2	2284	0.15	35	119	0.93	4.4	0.37	1.32	7.02	6.85	0.29		7.14	-0.12(-5.3)	991
L-3	2482	0.12	30	89	0.72	4.38	0.32	0.44	5.86	5.23	0.87		6.1	-0.24(-9.7)	370
L-4	9491	0.13	40	493	2.52	13.16	2.82	3.69	22.19	20.96	1.61	0.2	22.77	-0.58(-6.1)	850
L-5	3545	0.12	30	127	0.49	5.82	0.02	0.51	6.84	5.36	1.2	0.54	7.1	-0.26(-7.3)	488
L-6	5398	0.13	35	245	1.68	7.89	2.72	1.98	14.27	15.31	0.77	0.13	16.21	-1.94(-35.9)	126
L-7	6321	0.11	30	208	1.55	9.66	1.96	0.75	13.92	13.6	0.41		14.01	-0.09(-1.4)	2311
L-8	1847	0.12	35	77	0.32	3.18	0.05	0.49	4.04	3.45	0.61	0.14	4.2	-0.16(-8.7)	481
L-9	7244	0.1	30	217	1.06	11.31	0.54	0.95	13.86	10.78	3.39	0.17	14.34	-0.48(-6.6)	452
L-10	1821	0.06	20	21	0.19	3.2		0.24	3.63	2.53	0.72	0.25	3.5	0.13(7.1)	
合計	44234			1782	10.69	69.99	9.26	11.2	101.14	91.68	11.6	1.74	105.02	-3.88(-8.8)	459

一方、河北平原の深層地下水収支の要素は、上部帯水層からの涵養(C-1)、山から等水平流入分(C-2)、地下水の揚水(C-3)、貯留量の変化(C-4)、および被圧地下水頭の変化(C-5)がある。Table-2は深層地下水収支の解析結果で、深層地下水揚水量の多い場合は、貯留量が減少するため被圧地下水頭が絶え間なく低下する。

ここで、(C-1) = (難透水層の鉛直透水係数) \times (面積) \times (被圧地下水頭と自由地下水位の差) / (難透水層の厚さ) ; (C-2) = (被圧層の透水量係数) \times (被圧地下水の動水勾配) \times (流入境界長) ; (C-3) = 現地調査データ ; (C-4) = (C-1) + (C-2) - (C-3) で計算した。

Table-2 深層地下水(淡水)の1980年代年間収支表

地域	補給の要素		地下水の 揚水 (億m ³ /y) C-3	貯留量の 変化 (億m ³ /y) C-4	被圧地下水 頭の変化 (m) C-5
	上部帯水層 からの涵養 (億m ³ /y) C-1	山からの 流れ込み (億m ³ /y) C-2			
Changzhou	2.019	0.042	2.721	-0.66	-1.85
Hengshui	3.084	0.202	4.266	-0.98	-2.8
Xingtai	1.236	0.067	1.478	-0.175	-0.86
Handan	0.343	0.075	0.44	-0.022	-0.18
合計	6.682	0.386	8.905	-1.837	-1.61

③浅層帯水層貯留量

浅層帯水層貯留量(S-1)は、浅層帯水層の厚さMと比産水率 μ で概算できる。また、浅層帯水層の地下水を使い切る年数(S-3)は、浅層帯水層貯留量を毎年の減少量(S-2)で除することにより概算できる。浅層帯水層貯留量とそれを使い切る年数の概算結果をTable-1に示した。ここで、 $(S-1) = \mu \times M \times (\text{概算面積})$; $(S-2) = (B-1)$ の毎年減少量; $(S-3) = (S-1)/(S-2)$ で求めた。Table-1によれば、河北平原全体で見れば、1980年代の揚水量であれば浅層帯水層が21世紀中に涸渇する心配はないと考えられる。

(2) 地下水位(頭)変化の将来予測

①シミュレーション結果

Fig.-3は揚水シナリオ1の場合のLine 110 (Fig.-2参照)に沿った浅層地下水位縦断形の5年毎の変化の予測結果である。揚水を全面的にストップすれば平原中央部とその東側では、10年後には地下水位が回復し3m前後で一定となるが、西側では回復に30年はかかる結果となった。河北平原中央部での h_p は約5mであるので、地下水位3mの状態では地表面から蒸発が常時起こり土壤表面への塩類集積が懸念される。よって適度な地下水揚水は河北平原中央部では有益と考えられる。実際、地下水揚水がほとんどなかった1960年代以前にはこの地域に塩類土壌が広がっていたという記録がある⁹⁾。

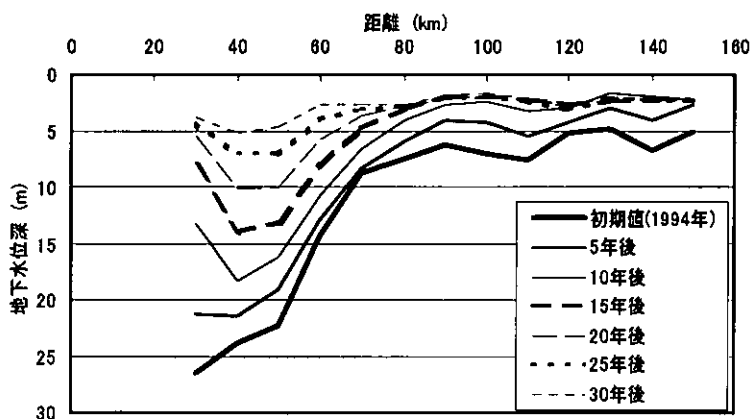


Fig.-3 Line 110 における浅層地下水位縦断図

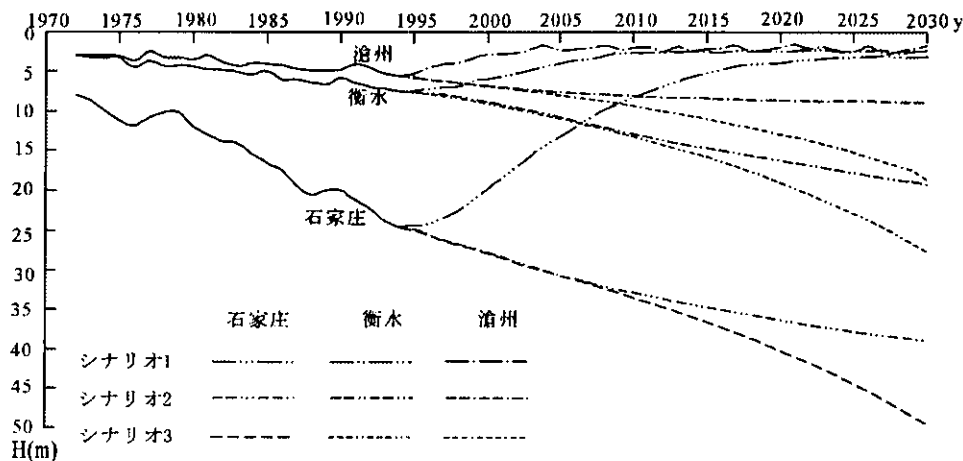


Fig.-4 代表的地点での浅層地下水の年変化予測結果

Fig.-4、およびFig.-5は、各シナリオに対する河北平原の代表的な地点における浅層地下水深さと深層被圧地下水頭の変化予測結果である。揚水シナリオ2の場合でも、地下水位（頭）の低下が進行し、程度は若干緩和されるがシナリオ3の場合と同様な傾向の予測結果となっている。

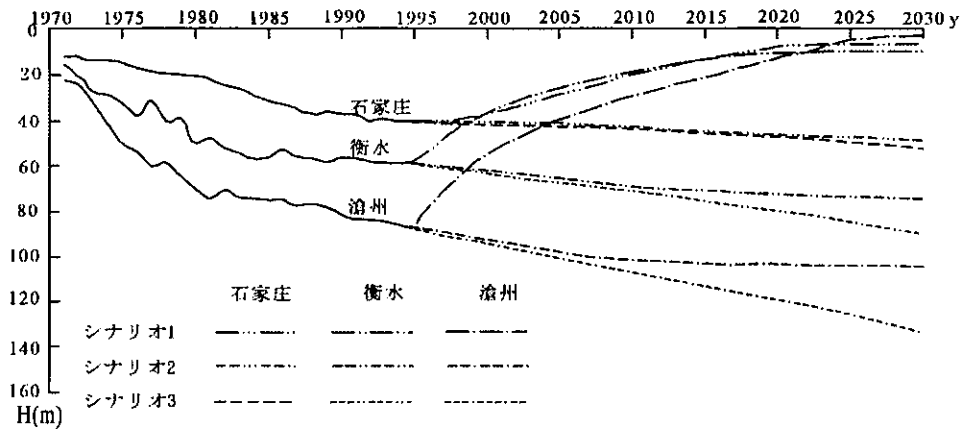


Fig.-5 代表的地点での深層地下水頭の年変化予測結果

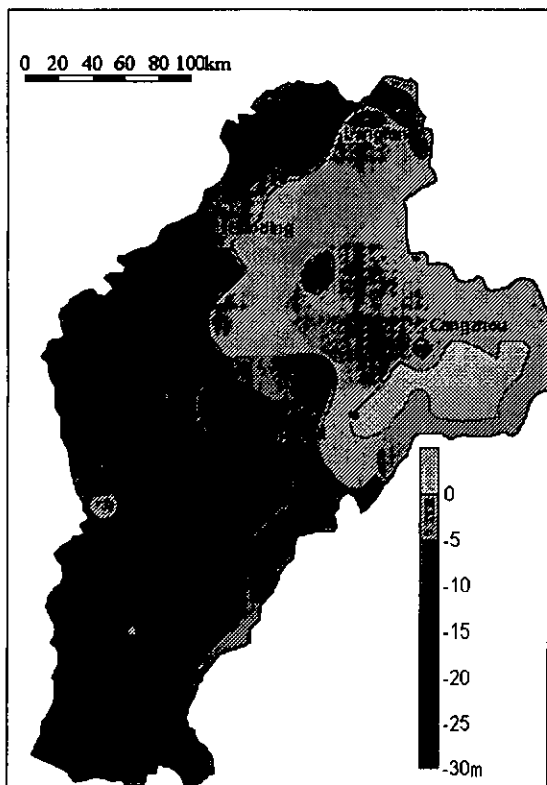


Fig.-6 浅層地下水位の低下量
(2030年、シナリオ3)

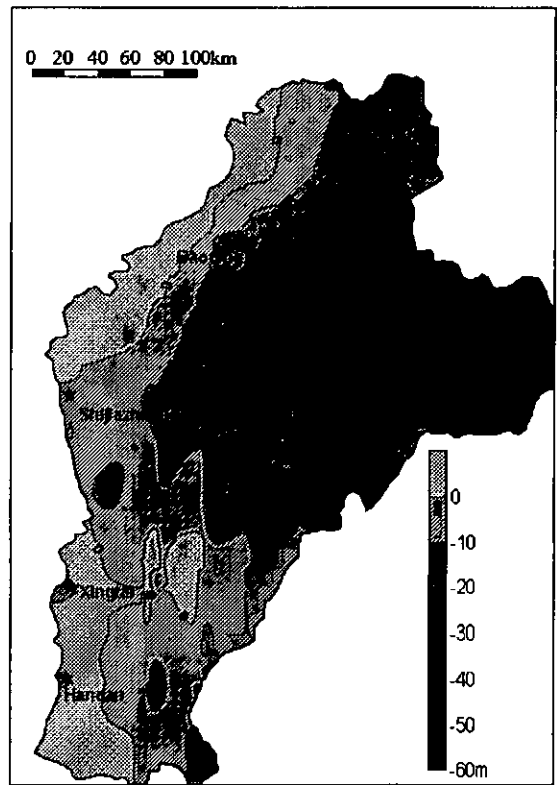


Fig.-7 深層地下水頭の低下量
(2030年、シナリオ3)

Fig.-6は、揚水シナリオ3の場合の2030年までの浅層地下水水位低下量の等値線図であり、Fig.-7は深層の地下水頭低下量の等値線図である。浅層の場合、平原西側の山麓沿いに点在する人口100

万～200万の都市を中心に低下が進行し、深刻な地域では低下量が30mにも及ぶという結果となった。東側で地下水が低下しないのは、浅層地下水の塩分濃度が高く利用できないためである。深層の場合、東側を中心に地下水頭が40m以上も下がった地域があり、河北平原の西側の山麓地域を除いた全域海拔水頭が海拔0m以下になるという深刻な結果となった。

Table-3は、河北平原における地下水環境を取り巻く問題点と考えられる対策を4つの地域に区分して整理したものである。強力な地下水保全に対する政策的誘導がない限り、河北平原での将来の地下水揚水量は、シナリオ2とシナリオ3の間になる可能性が高いので、Table-3に列挙されている懸念事項はかなり現実味が高いと予想される。

Table-3 河北平原における地下水環境を取り巻く問題点と対策

	平原西側と内陸都市域	平原中央部	平原東側	沿岸域
浅層地下水	<ul style="list-style-type: none"> 都市域周辺の地下水位のロータ陥没 地下水汚染も進行 地下水位低下の進行 既設揚水ポンプが使用不能 数十年後は地下水溜渇の危険性 	<ul style="list-style-type: none"> 地下水位低下は比較的緩慢 適量の地下水揚水は塩類集積を防止 地下水汚染はナシ 土壌汚染(?) 土壌劣化(?) 	<ul style="list-style-type: none"> 地下水は高塩分で利用不能 深層地下水で土壌中塩分を希釈 	<ul style="list-style-type: none"> 塩類集積域
深層地下水	<ul style="list-style-type: none"> 都市域周辺の地下水水頭のロータ陥没 地下水汚染 	<ul style="list-style-type: none"> 被圧地下水頭の低下は比較的緩慢 	<ul style="list-style-type: none"> 地下水水頭の著しい低下(海拔下数十m) 都市域で地盤沈下 広範囲に海水の浸入の危険性 →影響は甚大 地盤沈下に伴う重金属汚染の懸念 	<ul style="list-style-type: none"> 海水の内陸部への浸入
対策等	<ul style="list-style-type: none"> 節水 灌漑法の改良 水のリサイクル 導水事業(南水北引中線) 	<ul style="list-style-type: none"> 水田に転換しない限り特に問題ナシ(?) 	<ul style="list-style-type: none"> 節水 灌漑法の改良 水のリサイクル 導水(南水北引東線) 	<ul style="list-style-type: none"> 耐塩性食物の開発 一部土壌改良 河川水の導水

5. 結論

本研究で得られた成果は以下の通りである。

- (1) 中国河北平原における1975年から1994年までの浅層および深層帯水層の年間水収支を小領域毎に解析した。
- (2) 浅層については、平原のほぼ全地域で年間収支は流出超過となるが、1980年代の揚水量であれば浅層帯水層の耐用期間は平原全体平均としては約450年と見積られた(Table-1)。
- (3) 深層帯水層の圧力水頭は、過去20年間で平原全体で平均1.6m/y、海岸地域では2.8m/yも低下した。
- (4) 2kmグリッドの2次元地下水位(頭)変化モデルを構築し、揚水量の将来シナリオを与えて河北平原の浅層および深層の地下水位(頭)の変化を予測した。
- (5) 予測によれば、揚水量を1994年実績で一定としても2030年には平原西側では人口100～200万人の都市を中心に浅層帯水層が、平原東側では深層帯水層が、深刻な事態を迎えると懸念される。しかし、平原中央部ではむしろ適量の地下水揚水は土壌の塩類化防止に有益と考えられる。

6. 引用文献

- 1) 張 兆吉, 大坪国順, 石井武政: 中国河北平原における地下水の開発利用とその環境への影響, 第54回土木学会年講, 共通セッション, pp.182-183, 1999.
- 2) 朱 延華, 賈 永瑞, 張 春林, 張 兆吉: 黄淮海平原水文地質総合評価, 水文地質工程地質, 第

- 11号, pp.10-16, 1992. (in Chinese)
- 3) 朱 延華, 閻人雪星, 張 鳳岐, 廖 建中, 馬 志靖, 張 兆吉: 華北地区地下水資源評價, 水文地質工程地質研究所資料, pp.70-75, 1990. (in Chinese)
 - 4) 賀 偉程: 中国水資源公報, 中華人民共和国水利部, pp.1-26, 1997. (in Chinese)
 - 5) 張 兆吉, 大坪国順, 石井武政: 中国河北平原における過去の土地利用活動が地下水資源に及ぼす影響, 環境科学会誌. (印刷中)
 - 6) 大坪国順編: Groundwater Resource and Related Environmental Deterioration in the Hebei Plain, China, LU/GECプロジェクト報告書VI—中国における土地利用変化のメカニズムとその影響に関する研究—, CGER-REPORT CGER-I042-2000, pp.215-226, 2000.
 - 7) 曲 煥林, 閻 久誠: 中国干旱半干旱地区地下水資源評價, 中国科学出版社, pp.44 - 61, 1991. (in Chinese)
 - 8) 藤崎克博: 地下水数值計算法(6) 1-5. 差分法の基礎, 地下水誌, 第 32 卷, 第 2 号, pp.258-292, 1990.
 - 9) 大坪国順編: 黄河下流域における断流と塩類化の問題, LU/GECプロジェクト報告書VI—中国における土地利用変化のメカニズムとその影響に関する研究—, CGER-REPORT CGER-I042-2000, pp.249-252, 2000.

[国際共同研究等の状況]

本研究は、IGBP/IHDPの共同コアプロジェクトであるLUCCのサイエンスプランに沿ったアジア地域の土地利用・被覆変化プロジェクトとして、LUCC Research Projectsに認定されたLU/GECプロジェクトの一環である。

[研究成果の発表状況]

(1) 誌上発表 (学術雑誌)

- ①張 兆吉・大坪国順・石井武政：土木学会水工学論文集，第45巻，361-366，(2001)
”中国の河北平原における地下水資源の現状と将来予測”
- ②張 兆吉・大坪国順・石井武政：環境科学会誌，14(3)，297-304，(2001).
”中国河北平原における過度な土地利用活動が地下水資源へ及ぼす影響”
- ③OTUBO, K.: Land Use and Cover Change, edited by R.B. Singh et al., Science Publisher, Inc. Enfield, NH, U.S.A., 225-237, (2001).
'Influence of Intensive Land Use on Groundwater Resources in the Hebei Plain, China'.

(2) 口頭発表

- ①張 兆吉・大坪国順・石井武政：土木学会第54回年次学術講演会講演概要集共通セッション、pp.182-183,(1999).
”中国河北平原における地下水の開発利用とその環境への影響”
- ②張 兆吉・大坪国順・石井武政：環境科学会1999年会講演予稿集、pp.304-305，(1999)
”中国河北平原における過渡な土地利用が環境に及ぼす影響”
- ③張 兆吉・大坪国順・石井武政：土木学会第55回年次学術講演会概要集，50巻，p149，(2000)
”中国の河北平原における地下水の資源及び収支”
- ④OTSUBO, K. , NAKAYA, T. and SHIMIZU, Y.: Proc. of Global Mapping Forum 2000 (CD), (2000)
'Human Impact and Land Use/Cover Change'

(3) 出願特許

なし

(4) 受賞等

なし

(5) 一般への公表・報道等

なし