

ソカスピス海低地北部の地下水の水理化学的様式  
の予知法則について\*

G. N. Kamenskii

小西 善治 訳

灌漑および水力建設の影響のもとで生じる水理化学的様式の予知は、次のような主階梯（研究）の積み重なりからなる複雑な研究活動の産物である。

(1) 局地の天然の水理化学的様式、地下水位および水・塩類の収支バランスの変動の法則性、地下水生成過程の傾向の研究

(2) 灌漑、水力建設の影響を蒙つて起きるとともに、一方では地下水の様式（地下水位の保持、灌漑・運河の水の滲透で起きる水・塩類の存在バランスの変化）のそれぞれの変化を誘導する流体力学的ならびに水理化学的過程の本質を解明する研究

(3) 予期される水理化学様式変化の定量決定を行うための計算手続

水理化学的様式の予知課題は、計算作業を行うことによつて完了する。しかし計算の特性および予知自体は、基礎データの精度と天然の水理化学的様式の研究の深さによつて異なってくるはずである。

本論文では、水理化学的様式の予知の科学的基礎をとりあげる。本問題を解決するためには、水理化学的様式の研究は、水と塩の存在バランス (water and salt balance) およびバランスの主要構成要素の量的決定の研究と密接に結び付くことが必要とされる。

水と塩とのバランスの基礎方程式を求め、この式を使用すると、水理化学的様式の予知問題の解決に一層具体的に近づくことができるであろう。

水バランスの方程式は次の一般式の型で表わすことができる。

$$\frac{\mu \Delta H}{\Delta t} \pm \frac{\Delta D}{\Delta t} = N + \frac{A_1 - A_2}{\omega} + \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} - V \quad (1)$$

$\Delta H$   $\Delta t$  時間による地下水水位の変化

$\mu$  飽和度の不足または揚水量率<sup>1)</sup>

$N$  降雨量 単位時間内の水量で表わされる

$\omega$  調査対象にとりあげられた地域の面積

$A_1$  単位時間内における地表水の流入量

$A_2$  地表水の排水量

$Q_1$  地下水の流入量

$Q_2$  地下水の排水量

$V$  蒸発量

$\Delta D$  時間による地表ならびに通気帯における集水量の変化

この方程式では、凝結現象を表わす記号が導入されていないが、必要な場合には、降雨量と一緒に  $N$  文字で想定することができる。

方程式の左辺は単位時間にきずる滞水（地下水）量の変化を表わしている。

方程式の右辺は集水バランスの主要構成要素の代数和を表わしている。和がこの辺に等しいとすると

\* Камешский, Г. Н.: ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА ГИПРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ВОЗ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ, Труды лаборатории гидрогеологических проблем, Том 12, p. 57-70, 1955

註 1) 地質調査所月報, Vol. 7, No. 12, p. 63 参照

$$N + \frac{A_1 - A_2}{\omega} - v \pm \frac{dD}{dt} = W$$

単位時間における滞水層で表わされる地下水の滲透値 (Supply value) が求められる。負の符号をもつこの値は、蒸発によつて起きる地下水の“支出”を表わす。

このような記号を使用すると地下水の収支バランスが簡単な表現で求められる。

$$\frac{\mu dH}{dt} = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} + W$$

集水の収支バランスから類推して、塩の収支バランス方程式を求めることができる。この式では、調査対象にとりあげられる地域の塩存在量の変化は、確かに形成される地下水、および地表水の“流動”量と塩との代数和の型をとる (地表水中には降雨およびその他の型をとる水が含まれる)。

$$\frac{dS + dD}{dt} = n + \frac{\alpha_1 A_1 - \alpha_2 A_2}{\omega} + \frac{\beta_1 Q_1 - \beta_2 Q_2}{\omega} \quad (3)$$

$dS$  地下水における塩存在量の変化

$dD$  通気帯、土壌および地表における塩存在量の変化 (この値は対応資料があれば各成分系に区分される)

$n$  大気からの塩付加 (不純物化)

$\alpha_1, \alpha_2$  地表上で起きる塩附加と減少とに基づく水の濃度

$\beta_1, \beta_2$  地下で起きる塩附加と減少とに基づく水の濃度

これらの水と塩との収支バランス方程式を利用して、水理化学的様式のある特徴的な形を示す prikaspinski 低地の条件のもとに適用してみると第1表が求められる。

第1表 Prikaspinski 低地北部の水理化学的様式

型	$\mu dH + dD = dt \left( N + \frac{A \text{流入} - A \text{流失}}{\omega} + \frac{Q \text{流入} - Q \text{流失}}{\omega} - v \right)$					水の収支 バランス 方程式
	地下水+地表水と 通気帯の貯溜量 の変化	雨 水	地表水の 流入量	地下水の 流入量	蒸 発	
型	$dS + dD = dt \left( n_1 + \frac{\alpha \text{附加}^A \text{附加} - \alpha \text{喪失}^A \text{喪失}}{\omega} + \frac{\beta \text{附加}^Q \text{附加} + \beta \text{喪失}^Q \text{喪失}}{\omega} - n_2 \right)$					塩の収支 バランス 方程式
	地下水+地表水・ 土壌・通気帯にお ける塩存在量の変 化	大気源の塩 類の附加	地表水源の 塩類の附加	地下水源の 塩類の附加	大気への塩類 の放出 (支出)	
I	塩類の存在量の減少	+	-	-	-	水超過
	塩飽和様式	+	-	-	-	塩超過
II	塩類の存在量の増加	+	+	0	-	水超過
	汚染様式	+	+		-	塩超過
III	塩存在量の低度の変化	-			-	水超過
	地表面の塩飽和	-			-	塩超過

I型 地下水面3~4m以上の深さの排水地域に特有な水理化学様式型。

集水収支バランスの収入項目は天水であつて、支出項目は地表・地下の溜水と蒸発である。この種の地表・地下の溜水と蒸発とに基づく水の支出は、主として土壌から発生し、地下水に

影響しない。しかし水位が限界支出点を超える比較的深い箇所が存在する場合には、地下水にきわめて僅かな程度であるが影響を及ぼす。

塩收支バランスの収入項目はこれと対応して大気からの塩附加でのみ構成される。しかし、きわめて少量であるが、新たな塩が生じて著しい附加が起る場合もありうる。塩支出バランスの支出項目は、地表・地下の溜水の移動を媒介として起る塩の“運び出し”で代表される。この型では塩の“運び出し”は、“塩附加”より卓越し、その結果として、排水地域に、“塩の拡散”が起る。水收支バランスの主構成成分にみられる相関関係は第1表に示され、收支バランスの構成要素の収入と支出とは十と一で表わされてある。

**II 型** 水理化学的様式の II 型は氾濫地および大河口地の滞水地域に特有な型であつて、地下水の深さは3~4m以下である。

この地域では、天水以外に水の供給源として大きな意味をもっているものは低地に集まる河水か地表水かである。

水の收支バランスの支出項目は蒸発だけで代表されている。

滞水地域の塩收支バランスでは、収入が著しく大きい。これは、地表面から滲入する河水および水が可溶性塩を多量に含んでいることをみれば明らかである（乾燥平地の条件の下にある水は硬度が著しく高く、ときには塩水の場合がある）。水收支バランスでは、地下水量(Stock)と蒸発量とは均衡を保っているのが特色である。乾燥気候の条件のもとでは、停滞水地域の水の支出は、蒸発でのみ起るから、塩の支出はほとんどゼロである。このような条件のもとでは、そのために“塩漬”様式と呼ばれる特色的な水理化学様式が形成される。したがつて、この地域では、塩の集積と含塩地下水の成長とが出現する。塩の濃縮と粘土質岩および土壌との相互作用の条件のもとで行われる後者の生成が完了すると、Cl-Mg-Na型およびCl-Ca-Na型の水の特徴的な組成が生じる。

**III 型** この水理化学的様式型は、自然排水が害われ、側面から地表水の流入をみない低地地域に発達している。

この地域では地表、地下の集水は低度であつて、地域の内部の僅かな範囲(拡がり)にも影響を及ぼすから、この地域での水の補給(Supply)は逆に蒸発に消費される天水からのみ受ける。

排水をみないステップ性低地における水の收支バランスは、一般に降雨量と蒸発量との均衡関係で特色付けられる。しかしこのような均衡関係は、内部集水層を欠如する完全に平坦な地域においてのみ認められる。実際上においては、河川から隔たつた平坦な低地にみられる。

カスピス海低地帯は微地形を示し、水理化学的にも複雑な容貌を呈している。その上にSalt-domeが発達している地域では、硬度の高い上昇地下水とdomeの中心部からくる滲透水で侵出される塩が水、塩收支バランスに関与している。しかしDome Saltが地表面に露出している地域では、上述の上昇塩水は、Domeの生成と関連性のある湖沼に流入している。この種の滞水低地の塩水は蒸発し、塩鉱床をin situに形成している。したがつてSalt domeとそれに伴う凹地とは、滞水地域を形成し、第II型に近い水理化学的様式を示している。

この種の湖沼が相当深い地域では、周辺の低地に対して“深所排水”が起り、そのために第I型水理化学的様式で特色付けられる地下集水と塩の飽和とに好ましい条件がつくられている。

カスピス海の水理化学的問題を論ずるにあつて、まず水理化学的様式の変化の原因となつている2主現象を検討することが必要である。(1)水が貯水池および大運河から滲透して起る地下水の変化、(2)灌漑用水の滲透による地下水の変化

この場合には運河(貯水池)の影響地帯には2つの動水力学的2帯が形成される。すなわち、  
1) 滲透帯 この地帯内では、運河から滲透した水が存在している。  
2) 水頭帯(head-zone) この地帯では水頭のみが形成される。すなわち地下水の水位の上昇が起る。滲透性伏流の増大と

地下水の水頭の上昇は、特有の不安定運動形態をとつて形成される。したがつてこのような現象は、動水力学の不安定運動方程式によつて研究することが可能である。この場合伏流の方向とその存在の限界とを決定する臨界条件となるものは、一方では運河と貯水池自体であり、他方では自然排水、すなわち運河の影響帯に分布するかまたはその地帯を横断する河川および凹地かである。さらに地下浅所に地下水の存在する低地も、地下水が蒸発に消費されるので臨界条件となる。したがつて運河に接する地帯の伏流は、複雑な動水力学の系を形成する。

まずこのような動水力学の課題をとくために、調査地域に相交わる垂直線で正方形に分つ。次にこの垂直線(等高線に沿う)の地点で、初期モーメントの地下水の水位を決める。任意の点における地下水水位の変化は、次の最終差の方程式で表わされる。

$$H_{n, s+2} - H_{n, s} = \frac{kh\Delta t}{\mu\Delta x} \left[ \left( \frac{H_1 - H_n}{\Delta x} - \frac{H_n - H_3}{\Delta x} \right) + \left( \frac{H_2 - H_n}{\Delta x} - \frac{H_n - H_4}{\Delta x} \right) \right] + \frac{w\Delta t}{\mu}$$

$H_{n, s}$  5 観察における初期モーメントの地下水水位

$H_{n, s+2}$   $4t$  時の中間期を経過した場合の同一地点の水位

$H_1, H_2, H_3, H_4$  周辺の4点の水位、この4点は次のように番号を附す。1.3点を中心点と1線上に存在し、他の2.4点はこの直線に垂直に引かれた線上にある(第1図)。

$\Delta x$  1, 2, 3, 4の各点の中心点からの距離

$h$  滞水層の平均層厚

$4t$   $s$  モーメントから  $s+2$  モーメントにいたる時間間隔

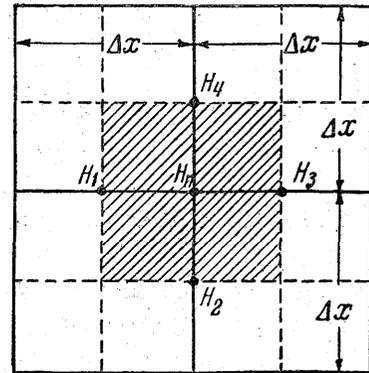
$\mu$  飽和量不足または排水量(揚水量)

$w$  滲透または蒸発

$k$  滲透係数

$H_n$  中心点の水位、1, 2, 3, 4の諸点のように時間的指標を附さず方程式の右辺に入れる。

理論的に厳密に言えば右辺の水位は、 $s+1$  時の中間モーメントに対応するようにとるべきである。しかし計算の精度を落さずに、 $s_1$  時の初期モーメントをとることができるであろう。このように仮定すれば方程式はきわめて単純な計算式になる。単純な



第1図

計算式を求めるために、まず右辺の複素数を4で通分し、括弧をはずすと方程式は次式のように書きかえられる。

$$H_{n, s+2} - H_{n, s} = \frac{4kh\Delta t}{\mu\Delta x^2} \left[ \frac{H_{1,s} + H_{2,s} + H_{3,s} + H_{4,s}}{4} - H_{n,s} \right] + \frac{w\Delta t}{\mu}$$

次に括弧の前の分数値を1に等しくなるように  $4t, \Delta x$  値を選ぶ。このために  $4t$  が与えられたものとして、次式から  $\Delta x$  を決定する。

$$\Delta x = \sqrt{\frac{4kh\Delta t}{\mu}}$$

$\Delta x$  が求められると、調査地域は、 $\Delta x$  長の辺をもつ正方形の網目で分かれる。

上述の  $4t, \Delta x$  の値を取り出す計算法式によれば、前述方程式は次のような単純な式に変形される。

$$H_{n, s+2} = \frac{H_{1,s} + H_{2,s} + H_{3,s} + H_{4,s}}{4} + \frac{w}{\mu} \Delta t \quad (5)$$

1次元 (one dimension) の流れに対しては、流れの方向による断面が求められる。この場合には、地下水の運動方程式は次の型をとる。

$$H_{n, s+1} - H_{n, s} = \frac{kh\Delta t}{\mu\Delta x} \left( \frac{H_{n,s} - H_{n,s}}{\Delta x} - \frac{H_{n,s} - H_{3,s}}{\Delta x} \right) + \frac{w\Delta t}{\mu} \quad (6)$$

右辺の複素数を2で通分してこの方程式を変形し、分数値 $\frac{2kh \cdot 4t}{\mu \Delta x^2} = 1$ に等しくとれば、前述の単純な計算式に類似のものが求められる。

$$H_{n, s+t} = \frac{H_{1, s} + H_{3, s}}{4x} + \frac{w \Delta t}{\mu} \quad (7)$$

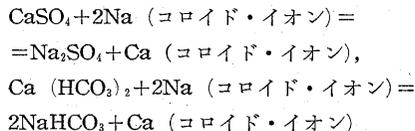
この式は、水頭または灌漑水の影響下にある地下水面の変化の計算に用いられるであろう。すなわち正方形の網目に分かたれた伏流断面——流れの方向線上に並列する——を順次に計算して求められる。この式によれば、水頭変化の影響下にある場合には、将来の貯水池または運河の切り取り面にあたる境界の地下水面の変化が与えられる。灌漑水の影響下にある場合には、降雨と灌水との総滲透量を  $w$  とみなして、滲透量の変化が与えられる。

上述の誘導式および最初の方程式は、逆の課題の解決、すなわち地下水様式の観察データに基づく  $w$  滲透量の決定——この種の観察の実施と解析との理論的基礎となる——に適用することができる。

次に運河の影響地帯で起る水理化学的過程の問題をとりあげよう。

運河の影響地帯の地下水に対して及ぼされる滲透水と水頭変化の影響は、上述地帯の水理化学的様式の特性を形成する現象系となつて現われる。滲透帯では、まず運河から流れ込む滲透水によつて天然の地下水の置換が起る。この置換現象は、滲透水と岩石との間の相互作用が発達するに従つて促進される。この種の相互作用過程の方向性と強度とは、岩石の組成、滲透水の組成ならびに置換作用を蒙る地下水の組成とによつて異なる。これらの組成の差異が大きければ、上述過程もそれに比例して強度に行われる。この種の現象の特徴的なものは、塩分の含有量の高い地下水が運河から滲透してくる硬度の低い淡水で置換される場合にみられる。この際には、水理化学的様式の顕著な変化が起り、岩石と地下水との間に成立していた“均衡関係”が著しく乱される。

滲透水が定着すると、塩水の強度の浸出が補足的に生じ、さらに粘土質コロイド粒子が存在する場合には、吸着によるイオンの交換が起る。chlorid-magnesium-natrium 質塩水か chlorid-magnesium-natrium 質塩水かが存在する場合には、岩石系に吸収され、主として natrium に飽和されるであろう。滲透水は主としてカリ塩を溶液中に含んでいる。したがつて滲透水と岩石類との間に物理、化学的相互作用が働くと、水はナトリウムで富化されるに至るであろう。水では、滲透水の化学成分によつてナトリウムの硫酸塩か炭酸塩かの含有量が増加するであろう。この過程は、次の反応によつて行われる。



このようにして滲透水で地下水の置換が起るために、主としてアルカリ特性の新しい水型が生成される。この水は、運河からの水の滲透と初成塩水(地下水)の置換とが起つて生成される“塩飽和帯”の特性となつている。置換作用を依然として蒙つていない初成含塩地下水帯への移過地帯には混合水型が生成されるはずである。これらの混合水型は chloride-hydrocarbonate-sodium 型か、chloride-sulphate-sodium 型かさらにすゝんでは chloride-magnesium-sodium 型である。

上昇地下水が地表近く(臨界深度以下)存在する地域では、上述の滲透水の反応過程は複雑化する。このような現象は可能であり、かつ避けられない。地下水位が、2~3 m 以下の深所にある場合には、蒸発が盛んに起り、地下水流の水、塩収支バランスは本質的に複雑化してくる。この場合には、蒸発によつて水の支出が起るとともに、一方では土壌および地下水に塩の蓄積が行われる。この過程の影響のもとでは、滲透帯の水のアルカリ成分は、高濃度に達する

が、運河に沿う若干の滲透帯の土壤および地下水は2次的に塩汚染(salting)作用を蒙る。

一層離れた水頭(head)帯では、すでに指摘したように、地下水の上昇と地下水の自然排水の形で水の低地帯への流動が起る。

低地地域の排水が不十分の場合には、地下水が臨界深度に達すると、蒸発に支出(消費)される。この地域では、初成硬度が高いので、地下水の強度の2次塩汚染地域が形成される。

強度の蒸発が行われている地域では、特異な排水が現われる。しかし蒸発作用と自然排水(侵蝕作用で形成される自然排水通路による)とは、結局平衡関係に達する。すなわち運河から流入する滲透水と蒸発に費される水の支出とが均衡状態となるから、滲透作用と水頭との存在する範囲(地域)内のみ伏流が形成されるはずである。これらの諸過程で生成される水理化学的様式像は、ぎわめて複雑な容相を呈し、運河に沿う地帯は、“塩飽和帯”と“塩汚染帯”とが帯状に分布する複雑な地帯系に転移する。具体的な条件下でこの地帯とその分布状態とを解明することは、水理化学的様式の予知目的の1つとなるはずである。しかしこのようにして明らかにされた現象は、運河からの滲透と水頭との影響のもとにある水理化学的様式の変化の潜在的方向を示すものとして、単に利用できるにすぎない。おのおのの具体例については、観察と計算とを基礎において諸過程の特性を解明すべきである。

水の様式に及ぼす灌漑の影響は、水の收支バランスの方程式を吟味すれば明白に解明される。しかしこの場合は方程式には、廃棄水項  $F_2$  を除いては、灌漑水量  $F_1$  を表わす新しい補足項を導入することが必要である。

$$\frac{\mu \Delta H}{\Delta F} + \Delta D + N + \frac{A_1 - A_2}{\omega} + \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} + \frac{F_1 - F_2}{\omega} - V \quad (8)$$

地下水様式に及ぼす灌漑の一層実際的な影響は次の方程式で明らかにされる。

$$\frac{\mu \Delta H}{\Delta t} = \frac{Q_1 + Q_2}{\omega} + w + w_0 \quad (9)$$

ここで新項  $w_0$  は、深所に滲透する灌漑水の量を表わす。

灌漑地帯の水の総收支バランス変化は、水理化学的様式のそれぞれの変化を誘導する一連の現象を伴なう。これらの変化の度合は、地域の自然条件によつて異なるであろう。灌漑で生じる天然の地下水様式の各型に対しては初期の水理地質学的予知の基礎に役立つ新しい様式に固有な特性がつくられる。前述の区分による地下水様式のI型条件のもと(排水の良好な地域の型)では、地下水の補充供給は、伏流の対応的增加を引き起して補償される。この地域では水理化学的様式の変化は、塩飽和過程の強化の方向をとる。塩飽和は土壤および地表面が滲透流で侵出される型をとつて進行するとともに、一方では灌漑地域内に可溶性塩を運ぶ伏流によつても促進される。農地改良対策の実施で生じる生物化学的要因の及ぼす補足的要因も土壤の塩飽和を強める方向に作用する。

滯水低地に固有な水理化学的様式II型の条件下では、灌漑に基づく補足的な水の供給量は、降雨量と地表水量に加算される。過剰給水現象は、伏流の増大による補償相殺が行われない。これは、この種の滯水低地帯にはこのような伏流の増大がみられないからである。したがつてこの種地域の灌漑は、さらに地下水の水準の著しい上昇と強度の蒸発とを招く。滯水地域の灌漑による水理化学的様式の変化は塩の汚染度の上昇で表わされる。このような地域の灌漑は、人工排水路の構築およびこれと対応する土地改良対策の実施によつて可能となる。

水の供給に硬度の高い上昇地下水が関与する岩塩 Dome の露出地域(滯水性)では、相似の結果が期待できる。しかし岩塩 Dome 隆起帯は、複雑な開析地形を示し、水理化学的様式では、“塩飽和”と“塩汚染地帯”の組合せて代表されることを指摘しておく必要がある。したがつて灌漑の影響下の水理化学的様式を予知する立場からみれば、岩塩 Dome の特性は、塩汚染の増大が考えられる地域として滯水性湖沼地であることがあげられる。比較的隆起せる他の地帯、すなわち湖沼地を取り囲む地域では、普通排水が良好で、水理化学的様式のI

型の特徴で特色付けられる。

排水の良好なこれらの地域では、地下に滲透する過剰の灌漑水は、下降水で浸出される塩とともに隣接低地に伏流となつて流動する。

明瞭な自然排水を欠き、水の収支バランスからみれば、蒸発量と降雨量とが均衡を保っている III 型の水理化学的様式の平地では、III 型の複雑な現象が認められる。この種平地地域では、多数の凹地、小沼沢が発達し、その間に高地が点在している。このような開析状態は、水・塩様式に対しても、また植生、土壌に対しても平地に複雑な容相を付与している。これらの地域では、多数の塩飽和と塩濃集地帯の複雑な組合せが認められる。

塩濃集の激しい過程は、開析度の進んでいる沼沢地の中央地帯でみられ、この地帯では、地下水水面は地表近くに存在し、蒸発と塩濃集とが盛んに行われる条件がつくられている。地下水位の深い(3~5m 以上)沼沢地域では、降雨ばかりでなく、周辺高地から流れてくる水で補給されるので、局所的に最もじめじめした地帯がみられる。この地域では下降滲透水は、土壌の塩分の浸出を促進している。これと関連して、地下水には脱塩化作用が起るであろう。すなわちこれらの脱塩化地帯で地下水の蒸発が起ると、その蒸発は、下降水(雨水の滲透による)の支出のみで行われる。したがつてこの地帯では、雨水の滲透と交互に行われる蒸発は、塩の汚染を招かない。

沼沢地間に点在する平地の高地帯では、滲透水流は、降水量が不十分なために低度の発達を示す。さらにその一部は、隣接低地帯——沼沢、凹地、皿状凹地——へ流動する。したがつて高ステップの平坦地域では、土壌ならびに地下水に対して塩の汚染状態が保持されている。

滞水平地における天然の水理化学的様式の特性的データは、水理化学的様式の考えられる変化(灌漑によつて起きる)の予知にあつて考慮に入れるべきである。排水度の低い典型的な地域では、地表に滲透する過剰の灌漑用水は、伏流で相殺(補償)されないから地表水面の上昇とその蒸発とが起るはずである。

この考えは、地下水の収支バランス方程式に灌漑水の滲透を表わす因数  $w_0$  を導入すると立証される。

$$\mu dH = w dt + w_0 dt - \frac{Q_2 - Q_1}{\omega} dt$$

伏流を表わす右辺の最後の項はこの場合値が小さく、明確な排水現象を欠く際には展開できないから、灌漑の初期には右辺の項の総和は正となり、地下水水位の上昇を示すであろう。地下水が地表面に近づくとき、蒸発に支出される地下水量が増加してくる。この過程が発展すると、最後に収支バランスの支出と収入とが均衡状態となる。すなわち、水バランス方程式では、灌漑水の滲透とともに、地下水の蒸発量  $v_2$  が重要な意味を帯びてくる。

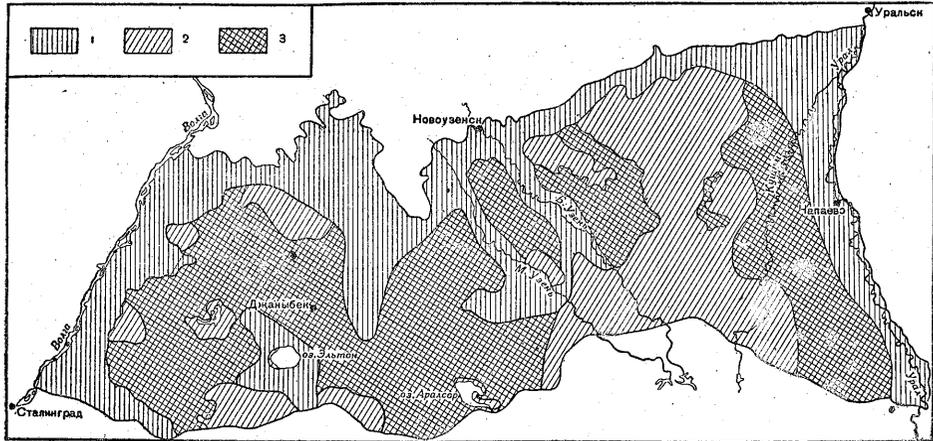
$$\frac{\mu dH}{dt} = w + w_0 - v_2 - \frac{Q_2 - Q_1}{\omega}$$

水理化学的様式の一層重要な影響は、硬度の高い地下水が存在する場合に表われる。灌漑影響を蒙つてこの種地下水が上昇蒸発すると、土壌の塩分含有量が著しく増加し、二次塩汚染帯が形成される。

上述の水理化学的様式の変化例をみれば、その様式は不均一で、灌漑に基づくと考えられる様式も多様である。すなわちある場合には、塩汚染帯、他の場合には塩飽和帯が形成される。したがつて灌漑対策(水理施設)もこれに対応して樹立することが必要である。

現在 prikaspiisk 低地帯では、水理化学的様式の特性——天然条件ならびに灌漑条件の下——は、水理地質学的調査に基づいて一般的な予知型で示しうる段階に達している。とくに水理等高線図、地下水の化学成分およびその他の調査データが得られている地域では、その地域に特有な変化様式を予知できるようになっている。

prikaspiisk 低地地域の広域特性は、3 型の水理化学的様式の分布で代表できるであろう(第 2 図、第 1 表)。すなわち、(1) I 型様式をもつ排水地帯。(2) II 型様式をもつ滞水地域(汜



第2図 水理化学的様式の子知図

	水理化学的様式型と自然条件の特性	灌漑で起りうる水理化学的様式の変化
1	I型 表流伏流がきわめて明確に認められる排水地域。塩飽程過和が発達する	伏流の増大, 土壤の浸出, 塩飽和, 灌漑は地域の条件を考慮に入れて決められた灌水ノルマが遵守される場合に可能
2	II型 氾濫地, 多量の沼瀉のみられる滞水地域, 雨水とともに表流によつて濁糞される。伏流を欠くか低度の発達を示す。蒸発強度・塩飽和帯が卓越する	地下水の上昇, 蒸発による支出の増加土壤に塩類が蓄積される。二次塩飽和, あらかじめ人工排水を行い土壤の塩類を洗去した場合にのみ, 灌漑は局部的に可能
3	III型 非排水平地。複雑なステップ地域。砂丘地帯, 雨水による供給量と蒸発量とが均衡する。伏流・表流が不均一に低度の発達を示す。塩飽和と塩汚染との組合せ地域	地下水の上昇, 硬度の高い地下水地域, 二次汚染度, 強度, 人工排水と灌水ノルマとをもうければ, 灌漑は可能

氾濫地と多数の沼沢の散在する地帯)。(3) III型様式をもつ混合特性の平地である。

これらの地域は, 土地改良(灌漑に基づく)の観点からみると最も好都合な水理化学的様式をもっている。これらの地域は主として塩飽和地域にあたり, 二次塩汚染に対して比較的安全である。

II型水理化学的様式をもつ滞水地帯は, prikaspiisk 低地地域に広範囲に分布している。これらの地帯は, しばしば塩飽和帯を形成し, ときには, 地表流の供給が盛んなために脱塩化(淡水)されている。しかし灌漑によつて起る水理化学的様式変化の予知の観点からみれば, これらの地域では, 二次塩汚染帯が生成される可能性がある(ほぼ同一条件下にあるものとする)。

III型様式の地帯は, 河川に挟まれた中間地帯, 他の非排水平地に広く発達している。III型様式で一般に特色付けられるこれら地帯は, 伏流量が低度で, 側流入を欠如する地帯にあたる。一般にはこの地帯の水の収支バランスは, 降雨量と蒸発量とが均衡を示しているのが特徴である。しかし, これらの平地地域も, 地形の開析で複雑な性質(水理化学系)を示していることがある。すなわち低度の排水地帯と滞水地帯(沼沢)が形成されている。III型の様式で特徴付けられるこれらの地域では, 一層精密な研究が必要である。

土地改良の観点からみると, III型様式の地域では, 灌漑にあつては, 流量規準を厳密に遵守し, 小規模の灌漑に留め, 場所によつては人工排水を行うことが必要である。

貯水池および大運河の岸辺に沿う地帯は, とくに区分することが必要である。これらの地帯への水の滲透と地下水面の上昇との影響のもとでは, すでに述べたように, 水理化学様式の複雑な変化が起り, ときには, 強烈な塩汚染現象が現われる。一般に土地改良を行うにあつては, まず水理化学様式を具体的に予知するために, 水, 塩の収支バランスの各成分と地下水

面の変動とを一層正確に決定することが必要とされる。この決定を行うのには、当該地域の地下水の観測データを求め、求められたデータと、水収支バランス方程式とを利用して具体的な計算を行ってから予知を行うべきである。

一般的な計算は2つの手続をふんで行われる。すなわち、(1) 地下水の(天然)収支バランスの項目(滲透量と伏流量)の研究。(2) この研究によつて求められた収支バランスデータと灌漑によつて起るバランスの変化とを基にして地下水面の変化を計算すること。地下水の収支バランス(天然)の研究法の1つは、最終差の地下水の運動方程式を適用する方法である。この場合計算の基礎となるデータ(first data)は、すでに述べた地下水様式の観測データである。この方程式は、セキ止めによつて水位の上昇が起る場合と同一根拠に基づいて、灌漑による地下水面の変化予知に適用できる。この場合地下水様式の変化の原因としては水位の変化でなく、灌漑水の滲入に基づいて滲透値が変わる点があげられる。自然に起る滲透と合体する灌漑水の滲透は、自然に成立する地下水の収支バランスを変え、収支バランスの変化は、また灌漑地域の水理化学的様式の変化を招く多くの(2次的)反作用を誘起する。

したがって地下水量(地下水の水理化学様式)の変化を予知するにはまず次のデータを求めることが必要である。(1) 地下水の自然水位の状態に関する正確なデータ。(2) 帯水層の厚さと滲透係数とに関するデータ。(3) 排水状態と土壤の飽和度とに関するデータ。(4) 灌水の自然滲透と土壤中における分布とに関するデータ。(5) 地下水の化学組成と土壤の塩汚染度に関するデータ。

これらのデータを総合する際には、雨水の滲透量と灌水の滲透量とを区別することが必要である。雨水の滲透量を決定する信頼度の高い方法の1つは、地下水の水位の変動の観測と上述の最終差の地下水運動方程式による計算とである。