

[解説] 地下水流動系

Groundwater Flow System

近藤昭彦

Akihiko KONDOH

千葉大学環境リモートセンシング研究センター

Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University

．はじめに

筆者はここ 10 数年にわたってアジア、アフリカ、中近東地域の主に乾燥・半乾燥地域の地下水調査に関わってきた。最近では半乾燥地域である中国華北平原の地下水調査に携わっているが（近藤ほか、2001）、そこで実感したことは生命の水としての地下水の重要性であった。しかし、地下水位低下問題、汚染問題は世界各地で確実に進行している。対策を講じるためにはまず地下水流動の実態を知る必要がある。

湿潤国である日本では高度経済成長期の大量地下水揚水に伴う地盤沈下等の地下水災害を経て、主な水源を地表水へ転換した。その後は地下水に対する関心が薄れているようにも見えるが、地盤沈下は依然として進行しており、治水安全度をはじめ様々な分野に影響を及ぼしている。また、都市の地下水位上昇問題も顕在化しており、建設工事、建物基礎、排水等に関わる問題を引き起こしている。その他、汚染問題や放射性廃棄物の地層処分等のゴミ問題は日本が避けて通ることのできない課題である。地下水問題に対する施策は地下水循環に対する深い理解が前提とならなければならないが、そのためにまず理解しなければならない概念が地下水流動系である。

地下に存在する水である地下水は直接目で見て観察することはできない。このような対象を調査・研究するには演繹と帰納の二つのアプローチを駆使する必要がある。そのため、地下水流動研究はフィールドにおける観測と同時に演繹的手法による解析も初期の段階から試みられている。演繹的に地下水の流れを解析するには流動の場を定義する必要があるが、その範囲が地下水域 (groundwater basin) である。帯水層の堆積構造を重視する場合には日本語で地下水盆という使い方をすることもある。しかし、水理地質単元としての帯水層は固定的なものととして特定できるが、その中の地下水は水文循環の一部として循環流動しており、帯水層単元と地下水の流れは厳密には一致しない。したがって、地下水の広域流動は水理水頭の分布から決定される三次元的な流動の場である地下水域とすべきであろう（山本、1983）。

地下水域の中の地下水の流れは、等方・均質帯水層の場合、定常状態を考えればラプラスの方程式で表すことができ、その解法は境界値問題となる。地下水域の底面と側面を不透水境界とし、上面を大気圧ゼロのもとでの水理水頭である地下水面標高として、水文地質構造としての透水係数分布を与えれば、地下水域内の水理水頭分布を計算することができる。しかし、境界条件や内部条件によって水理水頭分布は全く異なる現れ方を示す。境界条件と内部条件に対応する地下水流動系のあり方をあらかじめ知っておけば、現場における観測データを解釈する手がかりとなるはずである。

そこで、本論では最初に Tóth(1962,1963)および Freeze & Witherspoon(1966,1967,1968)の成果に基づき、その結果から読み取ることのできる情報について解説を行う。すでに古典とも呼べる論文であるが、それゆえ地下水流動方程式の数値解から得られた貴重な認識が忘れられていることも多い。これらの計算の前提は地下水は水文循環の一部であるということであり、地下水循環の場を総合的・包括的に見る視点から演繹的に理解できることは何か、について筆者の考え方を述べたいと思う。次に若干の計算に基づき、現場において地下水流動系を認識する観点について記述を試みる。

．演繹的な手法

1．地下水流動系の概念の形成

地下水流動系の基本的考え方は Hubbert(1940)により提示され、Tóth(1962,1963)による地下水流動方程式の解析解によって定常地下水流動系の概念が形成された。その後、Freeze & Witherspoon(1966,1967,1968)がコンピューターを用いることによって複雑な境界条件に対応する地下水流動系のあり方が明らかにされた。

解くべき定常地下水流動方程式は二次元で考えると、(1)式のように表すことができる。

$$Kx \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + Ky \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad (1)$$

ここで、 h は水理水頭、 x 、 y はそれぞれ水平方向、垂直方向、 Kx 、 Ky はそれぞれ x 、 y 方向の透水係数を表す。

現在ではコンピューターの発達により、複雑な境界条件をモデルに取り込むことも可能となった。しかし、地下水流動系の基本的性質は Tóth(1963)や Freeze & Witherspoon(1966,1967,1968)の結果から読み取ることができることも多い。演繹的な手法の成果が意味することを十分に理解した上で現場に望むと、直接目で見ることのできない地下水の在り方が理解できてくる。

2. Tóth が明らかにしたこと

Tóth(1963)は底面と側面を不透水条件、上面を傾斜するサインカーブで表した地下水面を与えた場合のポテンシャル分布および流線をラプラス方程式の解として解析的に求めた。(1)式では $Kx=Ky$ の場合に相当する。ここで注意すべきことは地下水面は地下水面への涵養と、地下水面からの流動の動的平衡によってその位置が維持されているということである。これは、湿潤地域では概ね成り立つが、乾燥地域では地形と地下水面が相関を持つとは限らない。

計算の結果から Tóth(1963)は、局地流動系、中間流動系、地域流動系からなる地下水流動系の階層構造を示した。図 - 1 が教科書等で有名な Tóth のダイアグラムである。地域流動系は流域の最高所から最低所に向かう地下水の流れで、局地流動系は近傍の高所から低所に向かう流れ、中間流動系はその中に局地流動系を含む中規模の流れである。もちろん、図 - 1 は模式的なダイアグラムであり、現実にはあらゆるレベルの地下水流動系が重層的に重なり合っていると考えるべきである。ここで、ひとつの流動系は、涵養域において隣り合う流線が、流出域まで隣り合った流線で構成される範囲と定義されている(Tóth, 1963)。

Tóth の計算結果からは多くの点を学ぶことができるが、その中から重要な点を列挙してみる。なお、全般的な記載はすでに権根(1972)、権根(1980)にあるが、特に著者が重要だと考えている点について記述する。

階層構造

地下水流動系は様々なスケールで自己相似の特徴を持つ。Tóth は3つの流動系を定義したが、実際にはあらゆるスケールの地下水流動系が連続的に壘重していると考えられる。cm 単位の地下水面の起伏があれば、cm 単位の局地流動系が出現する。重要な点は、地下水面の正確な起伏を計測することが極めて困難であることである。後の議論とも関連するが、実測不可能な小さな流動系を無視しても、全体的な地下水の流動方向の把握には支障をきたさないが、水収支に大きな違いが生じると考えられるからである。

涵養された地下水の大部分は局地流動系を通過して流出する。

図 - 1 において局地流動系における等ポテンシャル線あるいは流線の密度が高いことは流動量が多いことを意味している。逆に地域流動系の流動量は極めて少ないことも同時に意味している。このことは大きな地下水域を対象とするときに重要な示唆を与える。小縮尺の地図上で単純な地形(地下水面形状)を仮定して計算を行った結果は、局地流動系を考慮していない結果となり、現実との乖離が大きくなる可能性がある。このことは次の事項とも関連している。

地下水面の凹凸の起伏が大きいほど、局地流動系が到達する深度は深くなる。

Tóth(1963)では一連の感度分析の結果から、地下水面の起伏が大きくなると局地流動系が卓越し、極端な場合には地域流動系が消滅することを示している。地下水面は涵養量と地形の相互作用で決定され、涵養量が大きな場合は排水系としての谷密度も大きくなるため、地下水面の起伏が大きくなる。これは局地流動系の卓越を意味するが、その深度がどの程度の深さまで及ぶか、という点は地下水流動系の認識において決定的に重要である。

大局的には一方向に緩く傾斜する平野でも、扇状地や台地が下刻されている場合、自然堤防や旧河道が発達する場合には数 m ~ 数 10m の比高の凹凸が存在する場合がある。これらの凹凸が形成する局地流動系の到達する深度が十分深い場合は大局的な地形のみを仮定して計算した結果は現実を表さないことになる。

実際のコンピューターシミュレーション(2次元ないし3次元の計算)では一般的に上面の境界を地下水面とする。しかし、実際の地下水面形状は計算グリッドの間隔により異なってくる。短い間隔のグリッドで、細かい地下水面の凹凸を表現した場合は、計算結果に局地流動系が卓越して表れることになり、地下水流動の大部分は局地流動系を通して行われることになるだろう。しかし、コンピューターの能力の制約から粗いグリッドで計算する場合は、結果として得られる流動系は地域流動系を表すものとなり、この場合、上面境界全体(ただし、流出域を除く)に涵養量フラックスを与えることの是非が問われることになる。

地域流動系の涵養域は極めて狭い範囲に限られる。

図 - 1 では地域流動系はたった1本の流線で表されているが、その涵養域は主分水界のごく狭い範囲に限られている。このことから、現実の地下水域においても深層の地域流動系に属していると思われる地下水の涵養域は流域高所の狭い領域に限られると考えることができる。先の議論にもあったように、局地流動系を十分表現できないモデルで計算を行う場合は、上面の涵養・流出条件の与え方に関する検討を十分行うべきである。

2 . Freeze and Witherspoon が明らかにしたこと

Tóth の計算は解析解であったが、Freeze and Witherspoon は初めてコンピューターを使って地下水流動方程式を解いた。そのため、複雑な境界条件・内部条件の設定、異方性を考慮することが可能となった。

透水層では水平方向、難透水層では鉛直方向の流れが卓越する

図 - 2 は Freeze and Witherspoon(1967)の Fig.2 からの抜粋である。上位の難透水層と下位の透水層の透水係数の比率が大きくなると、上位の難透水層の中の鉛直方向の動水勾配は大きくなるが、透水層内では水平方向の流れが卓越し、その動水勾配は小さい。このことは平野の帯水層における砂泥互層では、泥層中で鉛直方向、砂層中で水平方向の流れが卓越することを示している。下位に透水層が存在する場合は、上部の水理水頭の異常を検知することにより透水層の存在を推定することができる。また、同論文の Fig.3 では地下水面の起伏を持つ上層部の下位に水平な透水層がある場合、この層を通過する地域流動系が現れやすいことを示した。このような状況は火山山麓において地下に埋没した溶岩がある場合が考えられる。そのような状況を想定した計算結果は Fig.4 に示されている。

一般に、難透水層は地下水の流れを遮断する層のように捉えられがちであるが、透水係数がゼロでない限り、地下水流動は存在する。隣接する透水層の間で連続性を確保するために、動水勾配を大きくする自己調節機能が地下水流動系にはあると考えても良い。

地下水域の下流に向かう単斜構造を呈する低透水層は深層の水を浅層に運ぶ機能を持つ

Freeze and Witherspoon(1967)の Fig.5 からの抜粋を図 - 3 に示す。傾斜する低透水係数の層が挟まれているが、日本の大きな平野は沈降域における堆積によって形成されているのでこれは決して特殊な構造ではない。このような場合、上流側の帯水層で深部に達した地下水は、難透水層の中を上昇し、下流側帯水層の上流部に達する。このことは超長期の物質輸送、例えば放射性廃棄物の地層処分の問題を考える際には貴重な情報を与える。また、同位体等による年代解析の解釈に際しても重要な手がかりを与えることになる。

透水係数の異方性が大きくなると鉛直方向の導水勾配が大きくなる

Tóth(1963)の地下水流動系の階層構造の概念は水平方向に比較して鉛直方向の比率が大きい地下水域の構造から計算されたものである。これが現実的ではないという考え方もあるが、この計算は等方性の透水係数を仮定して計算された結果である。鉛直方向の透水係数が水平方向より小さいことは一般の堆積盆地では普通に認められることであるが、これは計算上、等方性の帯水層で鉛直方向のスケールを拡大することと同じ操作である。Freeze and Witherspoon(1967)の Fig.6 に異方性効果を簡単に説明するダイアグラムが示されている。図 - 1 は均質・等方性の帯水層に対する解析結果であるので、異方性を考慮する場合は、縦方向に圧縮して見ればよい。そうすると、数 10km の水平スケールに対して深度方向がせいぜい数 100m の比率の現実の地下水流動系においても鉛直方向の動水勾配が大きくなるのが理解できる。ただし、流線は等水理水頭線には直交しなくなるので見た目ほど鉛直方向の流れが大きくなるわけではないが、井戸掘削時に深度方向の水頭の変化が大きくなる。また、異方性帯水層には均質・異方性と不均質・異方性があるが、後者の場合砂泥互層のような層序構造がマクロな異方性を大きくすることがある。

なお、Freeze and Witherspoon の一連のダイアグラムで、特に 1968 年の Fig.1 に顕著であるのだが、左端の河道の上流側に大きな涵養、したがって下向きの流線が認められる。これは河道の近傍で大きな涵養があるということではなく、河道直近で地下水面が傾斜するような境界条件を与えたからである。地下水面は涵養と流動の動的平衡によって位置が決まっており、このような地下水面形は河道直近の涵養が大きいことの結果として形成されたと考えべきである。地下水面固定で地下水流動シミュレーションを実施する際には、地下水面におけるフラックスを計算し、それが実際の状況と比較して矛盾が無いかどうか検証する必要がある。

3. その他の演繹的手法による知見

Tóth や Freeze and Witherspoon の論文には明記されてはいないが、地下水流動方程式に基づくシミュレーション結果を吟味すると様々な事項に気が付く。重要な点を下記に纏めた。

地下水面の遷緩点には流出が集中する

地下水面は一般になだらかに傾斜すると考えられるが、急激に緩傾斜になる部分には地下水の流線が集中し、流出強度の大きな流出域を形成する。このような状況は、例えば谷頭の谷壁斜面と谷底が接する部分に形成される。これは、谷壁斜面で地下水面が上昇しても、谷底が地下水面の上限となるためである。

Tanaka(1982)は第四系の丘陵地にある舟底型の谷の谷底に階段状の地形が存在することを地中水循環によって説明している。動物の巣穴や植物の根の腐朽痕によって局地的な地下水の流出が起こると、浸食されやすくなり、ローカルな地形すなわち地下水面の窪みができる。すると、その部分にさらに地下水流出が集中するようになり、地下水面の凹凸を発達させる。

これはミクロな現象であるが、最初に述べた自己相似の階層構造の特徴からマクロな観点に敷衍することが可能である。日本の河川地形は山地から扇状地、後背湿地、三角州と続くパターンが典型的な配列である。山地から平野に出る部分あるいは山麓線は平野と急勾配で接する。この時、連続した山体地下水が存在すれば、必ず傾斜変換点に流出する。よって、山地の地下水は平野に出る前に一端流出するか、浅層地下水となる。すなわち、山地の地下水は地下で直接平野の地下水に連続するのではないのである。このことは、平野あるいは盆地の地下水を扱う場合、山地側を不透水境界として扱うことの正当性を与えている。

山地から平野に出る部分に形成されることが多い扇状地は、粗粒な物質から構成され、扇頂部は一般に地下水涵養域、扇端部は流出域となり、湧水、自噴井が多数認められる。扇状地は平野の地下水の供給ルートとなっている可能性があり、広域地下水流動研究において、地形単元の水文学的機能を理解する必要性を示唆している。

涵養量の変動はほとんど局地流動系で吸収され、地域流動系の流動量の変動は少ない

かつて、氷期・間氷期変動に伴い、降水量、気温の大きな変動があったが、これ以外にも様々な周期を持つ変動があることが知られている。降水量、正確には涵養量の変動に伴い、地下水流動系も変化すると考えられるが、その実態は必ずしも明らかではない。De Vries(1984)や Tóth (1978)は、数万年オーダーの気候変動に対応した地下水の流れや、数百万年オーダーの地形変化が地下水流動系に与える影響について述べているが、降水量は年々変動も大きく、10年スケールの変動や、歴史時代の変動も知られている。

この程度の時間スケールの変動に対する地下水流動系の応答は、近藤(1985)が地下水面形を涵養量に対応して自動的に決定する3次元地下水流動シミュレーションによって検討を行った。対象地域は千葉県の養老川下流域で、初期条件としてはDEM(数値地形モデル)を与え、地下水面グリッドにおける涵養量を与えた涵養量と等しくなるまで地下水面を調整する繰り返し計算によって水頭分布を求めた。その結果、涵養量の増加に伴い、地下水面が上昇するが、上流部の台地、丘陵では谷底で上昇が抑えられるため地下水面の起伏が増大することにより、局地流動系の流動量が大きくなるということを明らかにした。この時、東京湾に向かう地域流動系の流動量は安定しており、涵養量の変化に対する影響は小さかった。

このことは広域地下水流動に対して重要な示唆を与える。ある程度の気候変動(涵養量変動)は局地流動系で吸収されるため、地域流動系に対応する広域地下水流動はさらに大きな変動、例えば地形変化に影響されることを示唆している。これはまた、従来の工学的な扱いによる広域地下水流動あるいは深層地下水の流動に関して、涵養量を重視しなくても良いことの根拠を与えることにもなる。しかし、これは定常では成り立つが、揚水が行われると水理水頭分布が変わり、非定常な現象として地下水流動系を扱わなければならないため、やはり包括的な視点から地下水域を扱わなければならないのである。

以上、地下水流動方程式の解が示唆する重要な現象について述べてきた。この方程式の解法は境界値問題(定常の場合)であり、地下水域を計算範囲として、地下水面を上面境界として与える場合、必ず涵養と流出がバランスし、どの部分の地下水も動いていることになる。しかし、現場では化石地下水と呼ばれるように流動していないと考えられる地下水も報告されている。

動かないということは実際に動いていない場合と、実質的に動いていない場合に分けられるだろう。前者の場合に考えられるのは、特殊な地質構造により、封じ込められた地下水が考えられる。この場合は、理論の問題と言うより、境界条件を計測する技術とコストの問題ということになる。また、地下水流動系内部でも、異なる流動系の境界には停滞域ができ、そこが炭化水素の集積部になるという指摘はすでにTóth(1963)によってなされている。

実質的に動いていない場合は、低動水勾配と低透水係数のもとで計算対象時間の中ではほとんど動かないという場合も考えられる。このような条件下ではダルシー則が成り立っていないことも考えられるが、物質移動、特に危険物質の移動を考える際には安全方向に作用するため、応用上の重大な問題は引き起こさないと考えられる。

まだ十分考慮されていない問題に、地下深部における地層物質と流体の性質変化がある。一般に地下深部に向かって温度は上昇するが、地下水温の上昇は粘性の低下により透水係数の増大につながる。一方、地下深部の高封圧化では透水係数が小さくなる場合も考えられる。実測が困難な現象ではあるが、シミュレーションを行うことによってある程度の指針は得られるはずである。したがって、広域地下水流動を理解するために重要な要件については、コンピューターシミュレーションを駆使して思考実験を十分行う必要があり、それはある程度可能な状況であることに留意すべきである。

・ 地下水面形状の違いが地下水流動系とその水収支に及ぼす影響

演繹な手法による地下水流動系のあり方について解説を行ってきたが、現場にその結果を適用するときの問題となる点は、地下水面の扱い方の違いにより地下水流動系の水収支はどう変わるか、という点である。水資源として地下水を扱うためには水収支の正確な把握が前提となるからである。

日本では主に平野における地下水資源を利用している。平野は小縮尺の地形図で見るとその名の通り平らな平原であるが、大縮尺で見ると、扇状地、自然堤防、後背湿地、三角州、等の地形の配列があり、そこには数mス

ケールの起伏が存在する。もちろん解析された台地や扇状地では比高は数 10m に達する。この地形の起伏が地下水面の起伏を生じさせることになれば、そこには地下水流動系の階層構造が生じることになる。これまでの演繹的な手法の成果によると、細かな地下水面の凹凸は交互に現れる涵養域と流出域を発生させる。このとき流出域では地表水との交流が行われることになるから、地域流動系のあり方と水収支は地下水面形状に影響されることになる。そこで、実際に(1)式を解くことにより、与えた境界条件の違いが地下水流動系に及ぼす影響を評価した。

図 - 4 は深度方向と水平方向の比を 1:10 として、左端で水理水頭を 0、右端で 1 とした場合の計算結果 (A) と、振幅 0.1、周期 5 のサインカーブを重ねて地下水面を与えた場合の計算結果 (B) である。ここで、透水係数の異方性は与えていない。すなわち、 $K_x=K_y$ である。

一様傾斜の地下水面の場合、最上流側に涵養域、最下流側に流出域が出現する。鉛直方向の動水勾配は最上流と最下流のみで重要であり、中間は鉛直方向の動水勾配が極めて小さい水平方向の流れが卓越する。一方、地下水面をサインカーブで与えた場合、涵養域と流出域が交互に出現し、局地流動系を形成していることがわかるが、底面付近の等水理水頭線が連続して配列していることにより、流域最上流部から流域最下流部に向かって流れる地域流動系も出現していることがわかる。

しかし、地域流動系の涵養域は流域最上流部に限られ、その動水勾配も小さい。Tóth が示したように、この地下水域の水循環はほとんど局地流動系を通じて行われることになる。実際には B のケースの場合でも、計算上の制約、あるいは井戸の不在等の調査上の制約から地下水面を A のように仮定すると、流動系の構造と水収支に大きな違いが生じ、地下水保全、地下水資源開発の方法に対しても大きな違いが生じることになる。

図 - 5 は同じ計算を透水係数の比を $K_x:K_y=10:1$ に設定して行った結果である (Case 2)。堆積物ではこの設定値は普通に認められる値である (例えば、岡崎ほか、1984)。計算結果から、透水係数の異方性 ($K_x>K_y$) が大きくなると動水勾配は浅層で大きくなり、深層で小さくなる。すなわち浅層の循環が卓越するようになることがわかる。この時、深層の動水勾配は等方性の場合と比較して小さくなっている。砂泥互層の様に透水係数が異なる堆積物が累重する場合には 100 を設定することでも十分合理的である (Bouwer, 1978、近藤、1985)。このことは、ますます浅層の地下水循環が活発になり、深層の地下水循環は緩慢になることを意味している。

以上の結果は地下水面の形状を正確に捉えることの重要性を表しているとともに、計算時のグリッド間隔が計算結果に影響を及ぼすことも意味している。地下水面形状を実測でき、モデル上でその形態を十分に表現できた場合、計算結果にはたくさんの局地流動系が出現する。一方、野外調査の不足、計算機の能力の問題でグリッド間隔を大きくした場合は、当然、中間～地域流動系が出現することになる。この時にモデルに与える涵養条件は面的に与えることには問題があるだろう。

そこで、新たな問題は、地下水面の起伏がどれだけあれば、どのような規模の局地流動系が出現できるかという点である。これは現場の条件を加味したモデル計算の試行錯誤が必要となる。しかし、地形と気候条件を考えると、地下水面の起伏のあり方については想像することは十分可能である。地下水流動系の認識は、まず地形条件を十分吟味し、気候および地質条件を加えて、演繹的な手法による成果を考慮しながら行う必要がある。すなわち、地形が水文学的機能を発揮することを念頭に置くべきである。

・今後の課題

直接目で見ることでできない地下水の流動を理解するには、地下水流動系の特性を知る必要があることを述べた。地下水流動系の理解が水資源問題や地下利用の問題を解決する糸口になるからであるが、日本が現在直面している重要課題のひとつとして放射性廃棄物処分がある。いわゆる地層処分では数千年から数万年の安全性を保証しなければならないが (例えば、新藤編、1995)、超長期の時間を考えると、地下水流動系は地形と相互作用する。また、氷河性海水準変動の影響を受けるはずである。

チャオプラヤ川下流のタイのバンコックは海洋に面して位置する都市であるが、地下水の大量揚水のために、地盤沈下を引き起こしている。そこで、地下水調査として¹⁴Cによる年代測定とシミュレーションが行われた。その結果から、現在の年代分布を説明するためには氷期・間氷期の海水準変動を考慮に入れる必要があることが明

らかとなった (Sanford and Buapeng, 1996)。このことは、日本の平野地域においても地下水年代結果を解釈する際には海水準変動を考慮に入れる必要があることを示唆している。

氷期・間氷期のサイクルの間には気候変動により涵養量が変化する。現在の地下水流動系の動水勾配が現在の気候に対応して形成されたものであるか、過去の気候に対応して形成された動水勾配が解消されつつあるのか、という観点も広域地下水流動を解釈する重要な観点である。ボツワナのカラハリ砂漠の地下水の動水勾配は現在の気候条件では形成することができず、氷期の涵養量が大きい時代に形成されたものが残っていることが明らかにされている (De Vries, 1984)。

その他、Tóth(1978)はカナダ、アルバータの帯水層における水理水頭の分布は鮮新世以降の地形変化を考慮することによって説明できることを述べている。Tóth(1983)では深部の水理水頭は数百万年オーダーの地形変化を記憶していると述べている。研究の積み重ねによって明らかになってきた地下水流動系の概念は時間軸を地質時代にまで延ばす必要がでてきた。

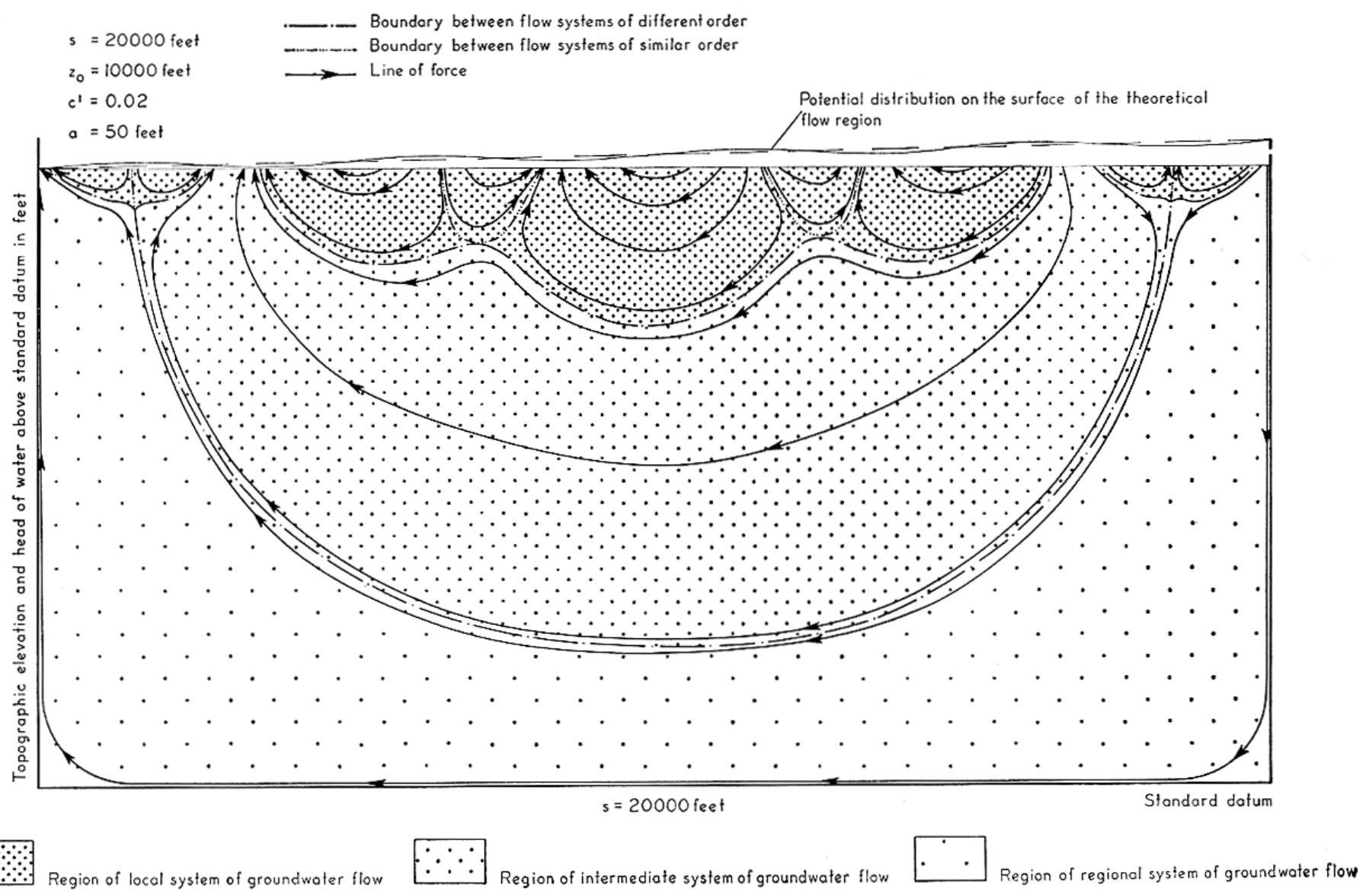
なお、地下水流動系の概念がそのまま現場に適用できるか、という点については分野間で完全にコンセンサスが得られているとはいえないようである。それは恐らく扱う対象の時間スケール、空間スケールの取り方、場の多様性の認識の仕方によると思われるが、今後の異分野交流の課題の一つである。

引用文献

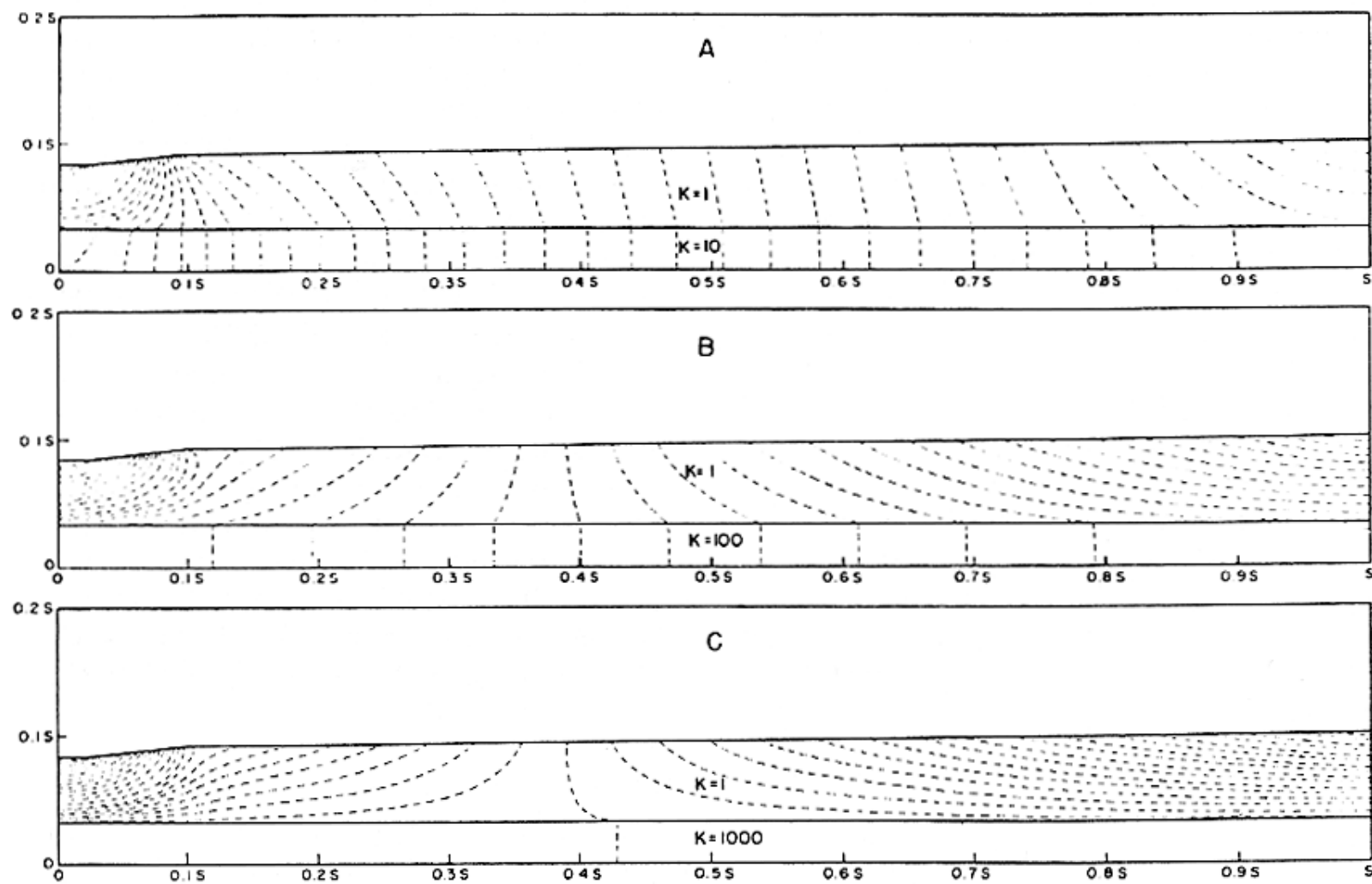
- Bouwer, H.(1978): *Groundwater Hydrology*. McGraw-Hill, New York, 480pp.
- De Vries, J.J.(1984): Holocene depletion and active recharge of the Kalahari groundwaters - A review and an indicative model. *Journal of Hydrology*, **70**, 221-232.
- Hubbert, M.K.(1940): The theory of groundwater motion. *J. Geol.*, **48**, 785-944.
- Sanford, W.E., and Buapeng, S.(1996): Assessment of a groundwater flow model of the Bangkok Basin, Thailand, using carbon-14-based ages and paleohydrology. *Hydrogeology Journal*, **4**(4), 26-40.
- Tanaka, T.(1982): The role of subsurface water exfiltration in soil erosion process. *IAHS Publ.*, **137**, 73-80.
- Tóth, J.(1962): A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4375-4387.
- Tóth, J.(1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4795-4812.
- Tóth, J.(1978): Gravity-induced cross-sectional flow of formation fluids, Red Earth region, Alberta, Canada: Analysis, pattern, an evolution. *Water Resources Research*, **14**(5), 805-843.
- Tóth, J.(1983): Possible Effects of Erosional Changes of the Topographic relief on pore Pressures at Depth. *Water Resources Research*, **19**(6), 1585-1597.
- Freeze, A., Witherspoon, P.A.(1966) : Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and Numerical Solutions to the Mathematical Model. *Wat. Resour. Res.*, **2**(4), 641-656.
- Freeze, A., Witherspoon, P.A.(1967) : Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Wat. Resour. Res.*, **3**, 623-634.
- Freeze, A., Witherspoon, P.A.(1967) : Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative Interpretations. *Wat. Resour. Res.*, **3**, 623-634.
- 岡崎浩子・石川 力・新藤静夫(1984) : 霞ヶ浦北岸台地、出島台地における地下水流動系の解析 (第一報) . 日本地下水学会会誌、**26**、97-110.
- 榎根 勇(1973) : 水の循環 . 古今書院、230pp.
- 榎根 勇(1980) : 水文学 . 大明堂、272pp.
- 近藤昭彦(1985) : 千葉県、市原地域における地下水流動系の水収支について . 日本地下水学会会誌、**27**、73-87 .
- 近藤昭彦・田中 正・唐 常源・佐倉保夫・嶋田 純・芝野博文・劉 昌明・張 万軍・胡 春勝・劉 小京・陳 建耀・沈 彦俊(2001) : 中国華北平原の水問題 . 水文・水資源学会誌、**10**、187-192.
- 新藤静夫編(1995) : 放射性廃棄物処分に関する地質情報の集約と研究の組織化 . 平成7年度科学研究費補助金(総

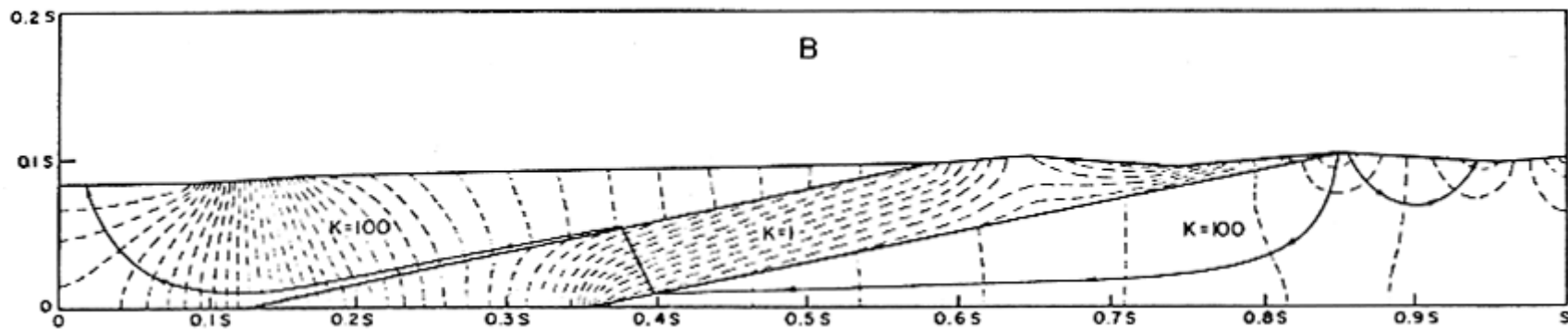
合研究 B)研究成果報告書、212pp.

山本莊毅(1983)：地下水調査法．古今書院、490pp.

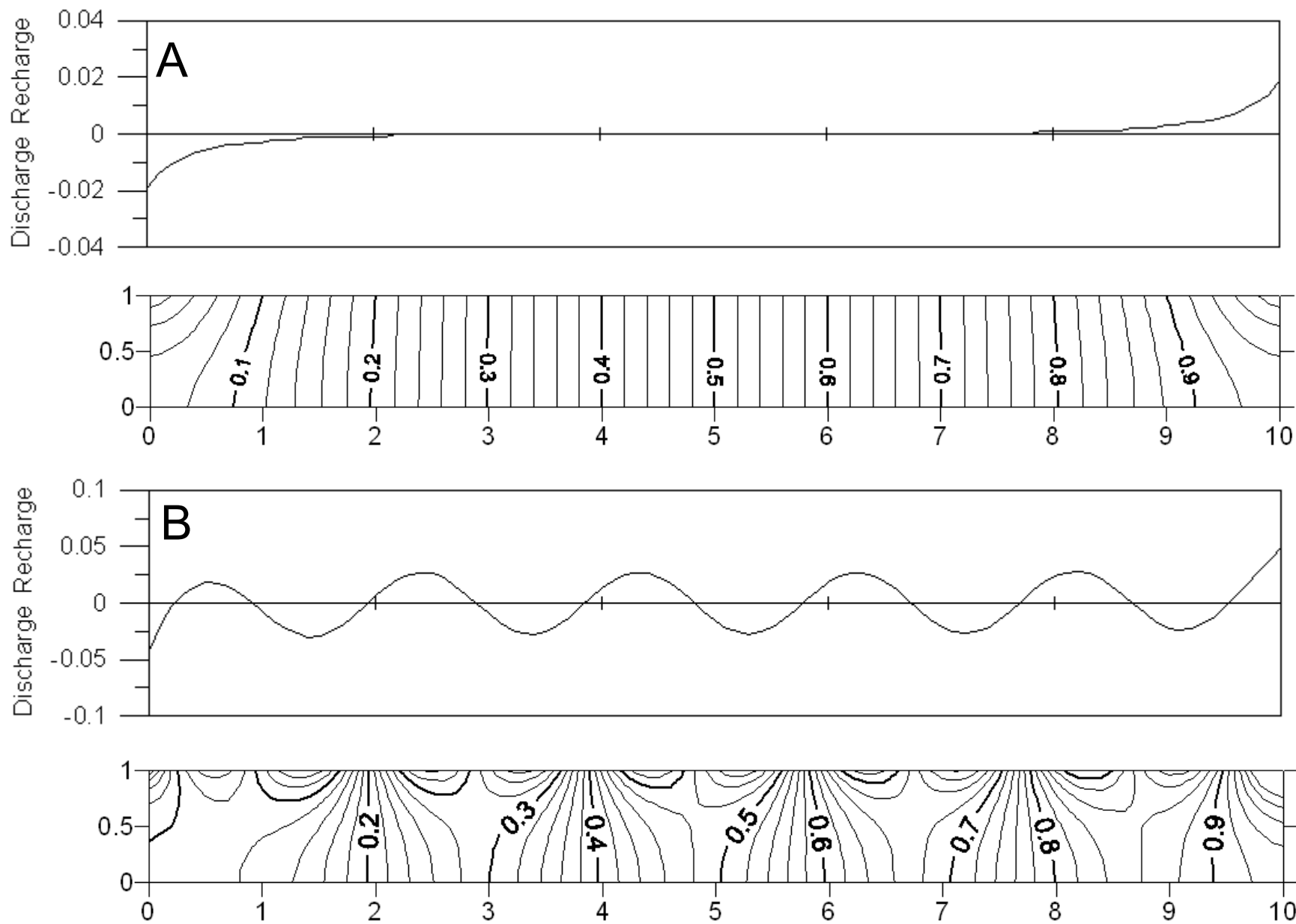


近藤(图 1)





近藤(图3)



近藤(图4)

