

物質移動における亀裂の役割

波多野 隆 介*

The role of cracks in mass transfer in the soil

Ryusuke HATANO

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

1. はしがき

土壌中での物質移動に対する研究の大きな柱として、土壌-植物-大気系での循環の解明があることはいまでもないことである。このために多くのモデルが提案され、そのほとんどが RICHARDS の毛管ポテンシャル理論を基礎として垂直一次元で土壌をとりあつかっている¹⁾。植物根の機能を物理的に組み込んだモデルは、均質な比較的粗い土壌では精度よく現象を説明でき、一応の成果を上げてきた²⁾³⁾。

しかし土壌には粒間孔・乾燥亀裂・根の跡の管状孔・断面積等さまざまな粗孔がある。特に重粘性土壌は粗大な構造をもつものが多く、構造内部の微細孔と構造間の割れ目状粗孔の相互作用によって水の挙動が制御され、断面形態にも例えば疑似グライ土のようにモザイク状模様を示すものが多い。このような土壌の不攪乱試料を用いた溶脱試験は、粗孔が水みちとなって栄養塩を深い位置まで早く輸送してしまう現象を示している⁴⁾⁵⁾。このことは染色剤をトレーサーにした試験でも観察されている⁶⁾。この現象は粗孔のバイパス効果と呼ばれ、土壌中の物質移動を不均一にする要因として解析が待たれていた。近年の研究では、粒間粗孔と粒内細孔を分けて考え、浸透水をそれぞれに配分するモデルが報告されている⁷⁻⁹⁾。これらはデーターの裏付けを持たないが、移動の不均一性を土壌の特徴として単純化する試みとして評価できよう。

このような考え方は栄養塩の挙動を考える上でも必要である。これまでのところはカラム実験によるバイパス効果の把握とともに、粒団を物質の source または sink としてとらえ、移動をなす孔と、貯留をなす孔に分けて解析が進められている^{10,11)}。しかしながら、これらの解析解はいずれも複雑な数式によって表現されており、これをそのまま自然土壌へ適用するには多くの問題が残されている。

本報告では現地での水みちの分布状態とその機能を、

次いでこのような土壌における水移動の機構について数式モデルを通して考察し、さらにカラム実験による Cl^- の流出曲線からアニオンの挙動に対する土壌孔隙の分布形態の影響について論議したい。

2. 水みちの分布状態とその機能

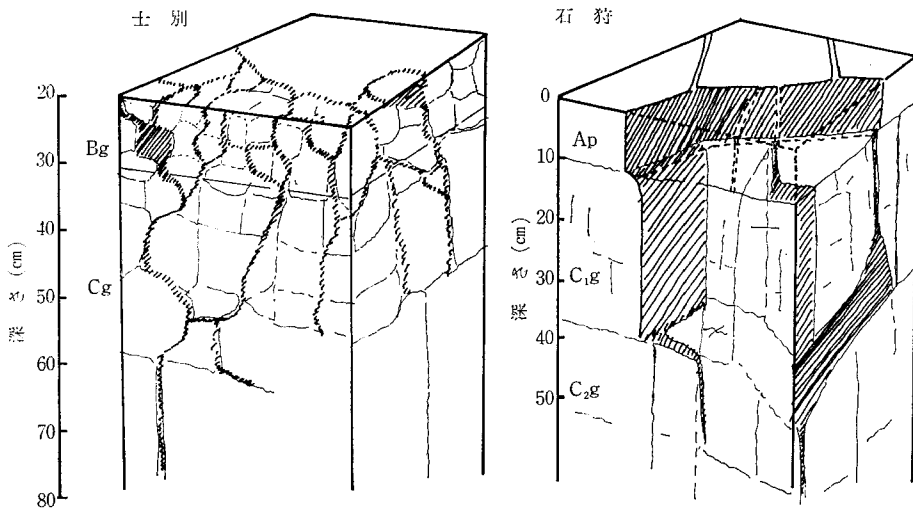
現地において 0.03% メチレンブルー溶液 100 mm をたん水浸透させ断面内の染色部位を細かく調査することによって水みちの分布状態の定量化を試みた¹²⁾。調査土壌は北海道北部の台地に発達した疑似グライ土(土別)と、石狩海岸段丘上に発達した同じく疑似グライ土(石狩)である。土別はやや湿潤な秋期に、石狩は乾燥した初夏に調査を行った。なお土別においては作土は耕起直後の膨軟状態で、メチレンブルーは均一に分布するが、ほとんど作土に吸収されてしまうので、下層の状態をみるために作土を 1~2 cm 残し上部を削除した 20 cm 以下の部分について調査した。

第1図は両土壌の染色状態模写図である。土別では構造表面の一部に片寄り、構造単位の大きくなる下層では垂直方向のみの染色がみられる。一方乾燥亀裂が発達した状態の石狩では浸透水が地表面から一様に亀裂面をつたわり、亀裂底部に集積したのち横流れる状態を呈する。このような染色部位は浸透水が土壌と接触する面積を表わしていると考えられ、以後これを接触面積 (CA) と呼ぶ。

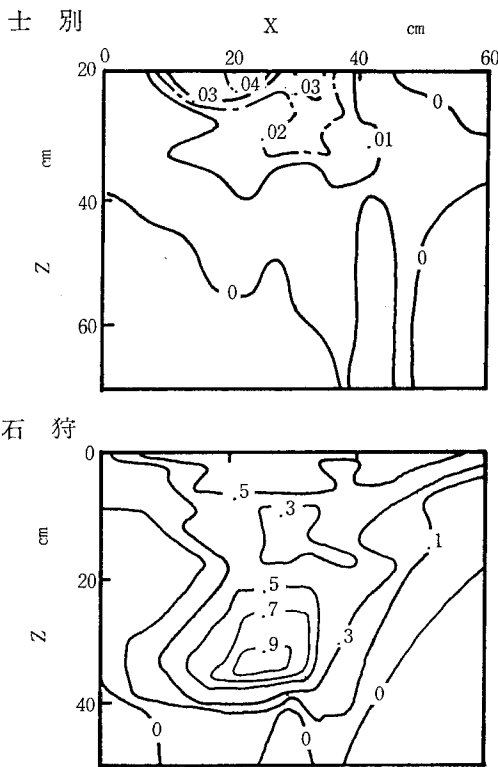
CA の調査結果を第2図に示す。土別では CA は下方に向かって低くなる傾向にあり、平均 $10^{-2} \text{cm}^2/\text{cm}^3$ のオーダーにあった。一方石狩のそれは深さ 40 cm まで $10^{-1} \text{cm}^2/\text{cm}^3$ のオーダーにあり、亀裂底部では $0.9 \text{cm}^2/\text{cm}^3$ 以上に達している。また CA は断面内水平方向距離との間で複合型正規分布で近似され、このピーク位置から判断しても 5~10 cm の頻度で水みちが生じていたことがわかる¹²⁾。

第1表は土壌調査の際に得られる平均の構造・土塊の大きさとその形態から可能接触面積 (PCA) を算出して

* 北海道大学農学部



第1図 メチレンブルーによる水みちの染色状態様模写図



第2図 接触面積 (CA: cm²/cm³) の断面内分布
X: 水平方向
Z: 垂直方向

第1表 接触面積(CA)と可能接触面積(PCA)の比較

地点	深さ cm	CA cm ² /cm ³	構造・土塊 大きさ cm	土塊 形態*	PCA** cm ² /cm ³	CA/ PCA %
土別	20-30	0.0127	5.0	P	0.80	1.6
	30-40	0.0103	5.0	P	0.80	1.3
	40-50	0.0044	7.5	P	0.53	0.8
	50-60	0.0014	10.0	P	0.40	0.3
石狩	0-10	0.5950	3.5	C	1.02	58.3
	10-20	0.2407	7.5	P	0.53	45.1
	20-30	0.2887	10.0	P	0.40	72.2
	30-40	0.3256	10.0	P	0.40	81.4
	40-50	0.0033	15.0	P	0.27	1.2

*構造・土塊の形態 P: 柱状, C: 土塊
**PCAの算出方法

形態	PCA
P	4/a
C	($\pi+4$)/2a

(Cは球・角が1:1と仮定した。aは土塊の大きさ。)

層別に平均化した CA と比較したものである。亀裂の発達した石狩では CA/PCA は50%以上の値を示し、水みちとして機能する粗孔隙が上部との連続状態に強く依存することを示している。また作土が耕起直後でかつ地

下水位が70cmであった土別では0.3~1.6%であったことを考えると、CAの変動には亀裂入口付近の凹凸、あるいは亀裂内の封入空気も関与しており、その表われ方は単純ではない。このように亀裂中の水は動きやすいが実際には極めて限られた部位にしか接触しておらず、溶存物質と固相の反応も制約されることになる。第2表は接触面上のカチオン交換容量(CCEC)を亀裂壁に粘土粒子の単層が並んでいると仮定して、外表面積を用いて試算したものである。その結果 CCEC は土別では全CECの10⁻¹、石狩でも10⁻⁵程度となり、亀裂を通して輸送されるカチオンは速やかに溶脱される可能性がある。

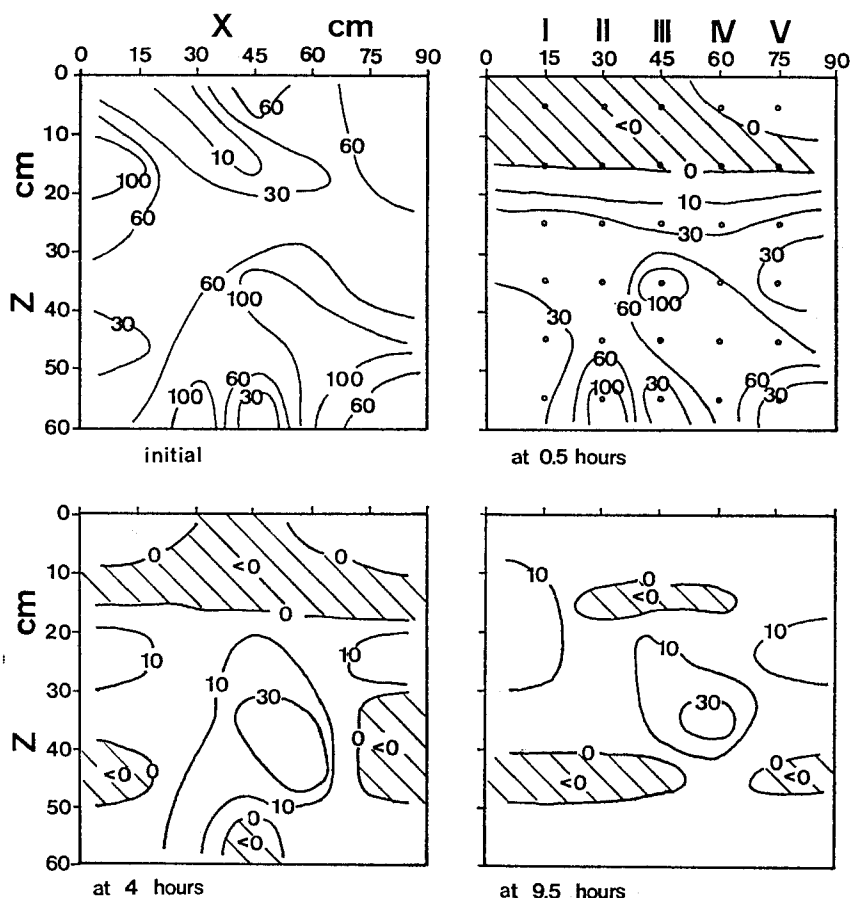
第2表 亀裂接触面における陽イオン交換容量

地点	深さ cm	CA*	S** cm ² /cm ³	SCA***	SCA/S	CEC me/cm ³	CCEC****
土 別	20—40	0.011	402563	0.886	2.2×10^{-6}	0.252	5.54×10^{-7}
	40—60	0.003	392576	0.235	6.0×10^{-7}	0.267	1.60×10^{-7}
石 狩	0—10	0.595	351657	41.850	1.2×10^{-4}	0.264	3.14×10^{-5}
	10—40	0.274	512028	28.060	5.5×10^{-5}	0.234	1.28×10^{-5}
	40—50	0.003	519786	0.312	6.0×10^{-7}	0.247	1.48×10^{-7}

*CA: 接触面積 **S: 外表面積

***SCA: 亀裂接触面における外表面積 ($SCA = P \times S \times CA$ P: 粘土の最大径 0.0002cm)

****CCEC: 亀裂接触面相当CEC

第3図 かん水後の水分吸引圧 (h : cm H₂O) の変化 (土別)

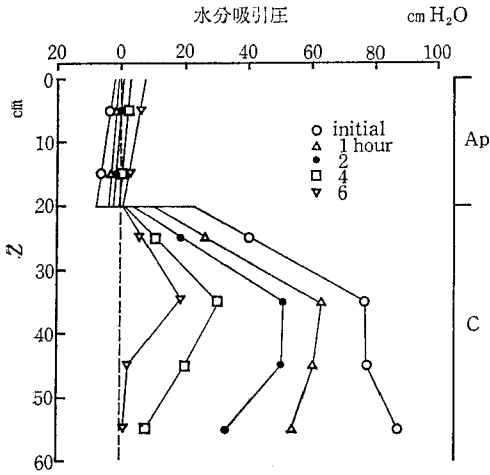
斜線部は正圧を示す。

3. 水移動の特徴

テンシオメーターを深さ 5~55 cm に 10 cm 間隔で、また水平方向に 15 cm 間隔で 5ヶ所埋設し、30 mm かん水後の 2次元方向の水分変化を土別において調査した¹²⁾。

浸潤過程の水分吸引圧 (h) の変化をみると (第3図)、かん水直後作土層には正圧が生じ ($h < 0$)、4時間後深

さ 40~50 cm 層にも正圧が生じるが、20~40 cm 層の一部には 10~60 cmH₂O の吸引圧を示す部分が残され、浸潤が不均一におこっていることを示している。測定中央 3地点の平均値でみると、深さ 35 cm 付近に吸引圧のピークをもつ状態で水の再分配がおこっていることが明瞭である (第4図)。このことは、水平方向にある頻度をもつ水みちが作土停滞水を排出し、水みちの下限に集積した水が土塊内にとりこまれていき、結果的に浸潤か



第4図 かん水後の水分吸引圧の変化
(第3図の測定点中央3地点の平均値)

らとりのこされたようなピークが生じたと考えられる。
以上の結果をふまえてさらに亀裂を通る水移動の問題点を明らかにするために数式モデルによる検討を以下のように試みた。

4. 亀裂を含む土壌の水収支モデル

モデルは以下の3個のサブモデルを含んでいる¹³⁾。すなわち、

- 1) 作土および心土土塊中の垂直一次元浸潤
- 2) 作土滞水層から心土亀裂中への水流入
- 3) 亀裂接触面から土塊中への水平方向浸潤

である。

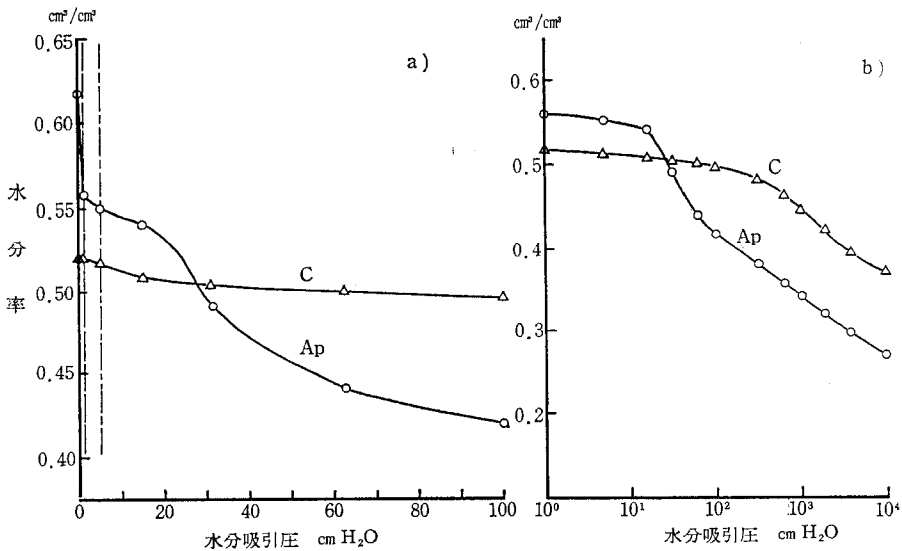
計算に用いた水分吸引圧—水分率、および吸引圧—透水系数等のパラメーターは土別のものを用いた(第5, 6図)。耕起直後の作土の孔隙状態は、土層が2 cm以下の粒団で構成されるため、 pF 1.8~2.7 有効水分量は心土のそれより十分に多い。さらに作土は吸引圧 0~1 cmの粗孔隙量が極めて多く、亀裂を含まないように採取した心土では粗孔隙は少なく、先に調査した水みちが心土の粗孔隙の主体であると考えられる。しかし、作土と心土の粗孔隙の形態は明らかに異なっており、作土のものは空間的均一性をもつものに対して、心土のそれは片寄りが著しく垂直方向に優先している。また作土中に正圧が観察されることから、このような比較的均一な粗孔隙に集積する水が正圧を生じさせるものと考えて、作土の飽和水分率と吸引圧 1 cm 水分率の間の水分量をもって正圧孔隙量と呼ぶことにする。

このような孔隙分布を反映して飽和透水系数は作土で 2.73^{-3} であるのに対して、心土では 9.73^{-6} と低い。

以上の水分物理性と孔隙形態から計算のための土層配置を第7図のように簡略化した。心土亀裂は垂直方向のみに設け、 DX cm ごとに1本あるとする。これは土塊が DX cm の大きさをもつという意味でもある。

第8図には水移動の模式図を示した。これに従って以下に各ステップでの水移動の特徴と計算式を説明する。

- A. 地表面に与えられた水はまずダルシー則に従って下方へ移動する。
- B. 粒団がほぼ飽和になると粗孔隙を通る流れが優先



第5図 水分吸引圧—水分率関係(土別疑似グライ土)

a) 水分吸引圧 normal scale, b) 水分吸引圧 log scale
a)中の破線は水分吸引圧 1 cm, 1点破線は水分吸引圧 5 cmを示す。

するが、これも次層ではダルシー流がとってかわることができると考え、プレートモデルを併用した。この水分率は第5図を考慮して水分吸引圧 5 cm のものとした。

以上 A・B の条件での水分流は、

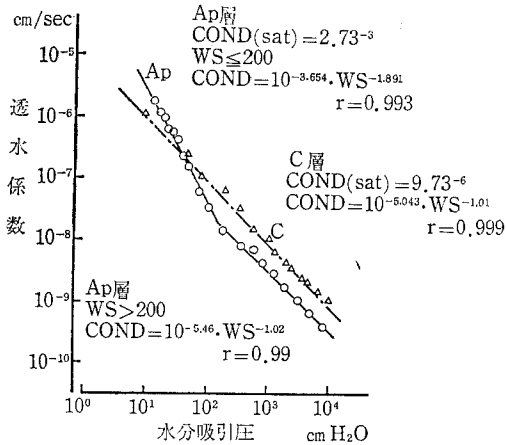
$$WC(I, J) \leq WC 5$$

$$FLOW(I, J+1) = COND * GR * DT \quad \dots\dots(1)$$

$$WC(I, J) > WC 5$$

$$FLOW(I, J+1) = (WC(I, J) - WC 5) * DZ \quad \dots\dots(2)$$

に従い、この水収支は



第6図 水分吸引圧一透水係数関係(土別疑似グライ土)

COND(sat) : 飽和透水係数
COND : 透水係数
WS : 水分吸引圧

$$WC(I+1, J) = WC(I, J) + (FLOW(I, J) - FLOW(I, J+1)) / DZ \quad \dots\dots(3)$$

である。

ただし、WC : 水分率 (cm³/cm³), WC 5 : 吸引圧 5 cm の水分率, FLOW : DT 時間あたりの流量 (cm), DZ : 単位深さ (cm), COND : 透水係数 (cm/sec), GR : 動水勾配 (cm/cm), I, J : それぞれ時間, 層の増分である。

C. 作土・心土間の低水分側での著しい透水性の違いによって、作土正圧孔隙内には停滞水が生じる。この場合の条件式は以下のとおりである。NN を作土の最終層番号とし、WC 1 を吸引圧 1 cm の水分率, WC 0 を飽和水分率とおくと、

$$WC(I+1, NN) > WC 1 \text{ で正圧が生じ,}$$

$$WC(I+1, NN) > WC 0 \text{ では余剰水を上層に配分す}$$

る。すなわち、

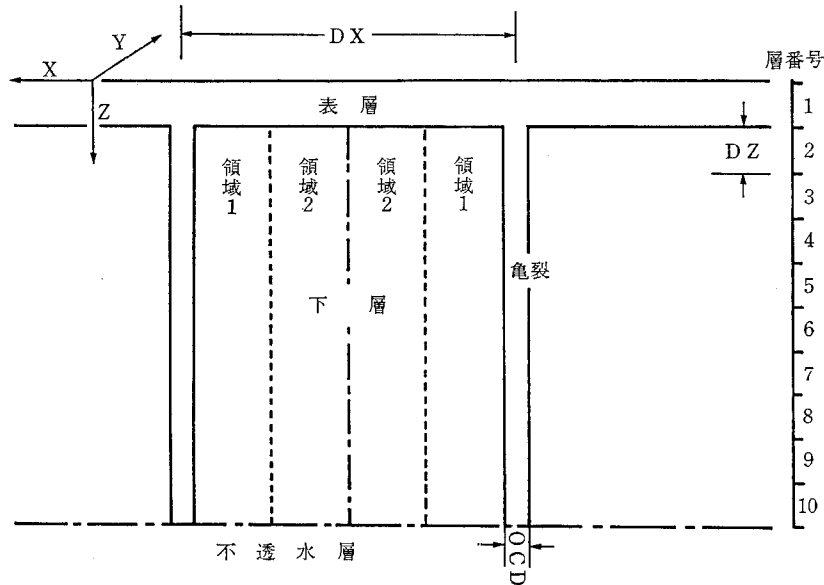
$$WC(I+1, J-1) = WC(I+1, J-1) + (WC(I+1, J) - WC 0), \quad WC(I+1, J) = WC 0 \quad \dots\dots(4)$$

とし、WC(I+1, J) < WC 0 まで(4)式を繰り返す。この過程で J=1 となった場合には、余剰水を地表面停滞水 (POND : cm) としてあつかう (第8図 C-ii)。

次に正圧孔隙内の水分量 (TAMARI : cm) と、正圧 (WS) を順次計算する。すなわち、

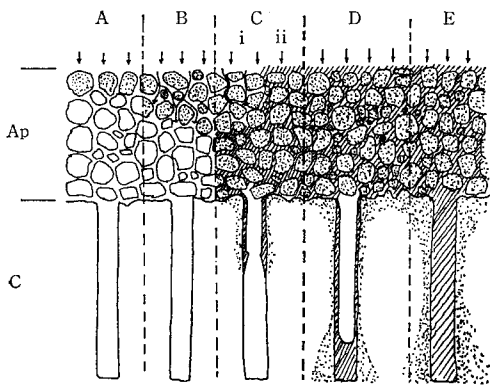
$$TAMARI(I, J) = (WC(I+1, J) - WC 1) * DZ + TAMARI(I, J-1) \quad \dots\dots(5)$$

$$WS(I+1, J) = -(TAMARI(I, J) / (WC 0 - WC 1) + POND(I)) \quad \dots\dots(6)$$



第7図 土層の配置図

DX : 亀裂間隔, DZ : 一層の厚さ, DY : 1 cm とおく, OCD : 亀裂幅
領域 1 : 亀裂面を基準として 0 ~ $\frac{DX}{4}$ cm の範囲, 領域 2 : $\frac{DX}{4}$ ~ $\frac{DX}{2}$ cm の範囲



第8図 作土・心土および心土亀裂中における水移動模式図

である。

作土に停滞水が生じるようになると、心土亀裂内へ水の流入がおこる。これはベルヌーイ則で近似した。すなわち亀裂中の流速を

$$VC = B \cdot \text{SQR}(2 \cdot 980 \cdot DH) \quad \dots\dots(7)$$

で与える。ただし、 DH ：ポテンシャル差で、 $DH = -WS(I, NN) \cdot (WC_0 - WC_1) / 3$ とおく。 B ：心土亀裂入口付近の凹凸、亀裂内の封入空気による経験定数。ここでは予備計算の結果水みちの状態に関係があると考えて $B = \sqrt{CA}$ とした。

したがって亀裂内流入水量 (FLC : cm^3) は流入幅 (LCA : cm 、亀裂接触面が垂直方向に優先すると考えて CA を与える。) と流下液膜の厚さ (W : cm) を考慮して、

$$FLC(I, NN+1) = 2 \cdot VC \cdot LCA \cdot W \cdot DT \quad \dots\dots(8)$$

となる。なお W は VC との間以下関係がある¹⁴⁾。

すなわち、

$$W = \text{SQR}(3/98000 \cdot VC) \quad \dots\dots(9)$$

である。

亀裂内への流入水は亀裂接触面を通して心土土塊内へ水平に吸収される。すなわち、

$$HABS(I, J) = CA \cdot COND \cdot GR \cdot DT \quad \dots\dots(10)$$

ただし、 $HABS$ ：土塊内水吸収量 (cm)、 CA ：単位亀裂壁面積あたり接触面積 (cm^2/cm^2) である。動水勾配 GR は亀裂壁面の吸引圧を 0 として計算される。

D. 亀裂内流入水が心土亀裂の底部に到達した場合には(10)式の動水勾配 GR は以下のように求める。まず亀裂内停滞水量 ($CKTAMARI$: cm^3) を計算して、

$$CKTAMARI(I) = CKTAMARI(I-1) + FLC(I, NN+1) \quad \dots\dots(11)$$

停滞水の深さを亀裂内にかかる水圧とした。すなわち、

$$HC(N) = CKTAMARI(I-1) / (OCD \cdot LCA) \quad \dots\dots(12)$$

ただし、 $HC(N)$ ：最下層 N の水圧 (cm)、 OCD ：亀裂の幅 (cm)

$$HC(J) = HC(N) - (N-J) \cdot DZ \quad \dots\dots(13)$$

ただし、 $HC(J)$ ： J 層での水圧 (cm) である。

したがって GR は亀裂壁面の吸引圧を $-HC(J)$ として計算される。

また土塊内の水平浸透は、土塊を水平方向に2つの領域に分けることによって、ダルシー流で与えた(第7図)¹⁵⁾。

E. 亀裂内流入水速度 (FLC) は土塊内水吸収速度 ($HABS$) より十分大きいので、降雨が続く場合は地表面停滞水 ($POND$) が増え続けることになる。

5. モデルによる試算結果¹⁵⁾

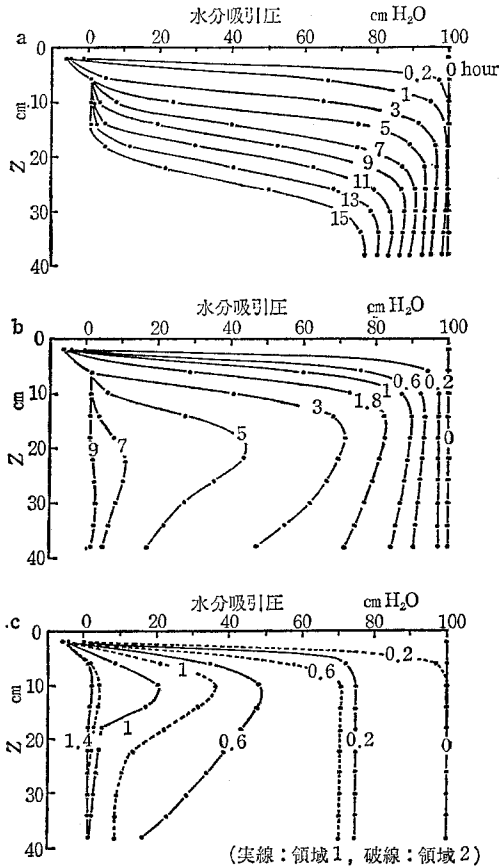
計算は心土の亀裂の効果をみることを主な目的として、作土は第1層 (4 cm) のみとし、以下2~10層 (40 cm) に心土のパラメーターを与えて行った。

第9図には亀裂の深さを40 cm まで、亀裂の間隔 DX を4 cm とし、接触面積 CA を0.001, 0.01, 0.1 cm^2/cm^2 の3段階に変化させ、降雨強度を3 cm/hour 、降雨時間を1時間として計算した結果を示す。なお初期吸引圧は100 cm とした。

$CA = 0.001 \text{ cm}^2/\text{cm}^2$ の場合には浸潤前線が明瞭にみられるが、 CA が大きくなるにつれて浸潤前線はみだれ、最下層での吸引圧の急速な低下に伴って中間部にはピークが出現する。このようなピークは前述の現地観測の傾向(第4図)をよくとらえており、このことは計算過程から次のように説明できる。すなわち、i) 上層からの垂直浸潤により浸潤前線が低下してくる、ii) 亀裂内に集積した水は亀裂底部程高い水圧をもち、亀裂から土塊内へ多く水がとりこまれ吸引圧低下がおこる、iii) i, ii の影響が小さく、吸引圧低下の遅い層がピーク層となり、あたかも浸潤からとりのこされたような分布を示す、といえる。

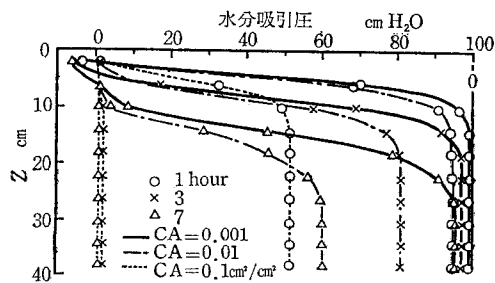
また第10図には亀裂深度を無限大にした場合の計算結果を示した。降雨は強度1 cm/hour で連続とした。その他のパラメーター、条件は第9図と同じである。その結果、亀裂内集積水ができないために下層での吸引圧低下がなくなる。すなわち下層2~10層全体としてみた場合の水分増加速度は亀裂が有底である場合よりも遅くなる。

以上のことから透水性の悪い土壌においては、亀裂が排水の役割の他に下層土の水分保持にも関与しているといえ、心土破碎耕などの効果はこの点に対しても有効であると考えられる。また根が固くて緻密な土塊中より粗孔隙に多く伸長する可能性も高いことから、このような粗孔隙はさらに有効な水みちとなって根の接する土塊



第9図 水分吸引圧の時間変化に対する接触面積 (CA) の効果

a : CA = 0.001 cm²/cm², b : CA = 0.01 cm²/cm², c : CA = 0.1 cm²/cm²
 降雨強度 : 3 cm/hour, 降雨時間 : 1hour, 亀裂深度 : 40 cm, 表層 : 4 cm



第10図 亀裂深度を無限大にした場合の水分吸引圧の時間変化

降雨強度 : 1 cm/hour, 降雨時間 : 無限大

への水のとりこみが多くなり、植物への水供給に役立つと思われる。

このように粗孔隙の早い流れを考慮することで粗孔隙のバイパス効果を具体化することが可能であると思われたが、次に実測値との関係を検討した例を示す。

6. 土別における実測値と計算値の比較¹⁵⁾

第9図の CA = 0.01 cm²/cm² 条件の結果は、第4図の実測値に比較的似たものとなっていたが、実測値では心土層上部の吸引圧低下が緩慢であり、作土-心土間に封入空気の影響があって、この部位の通導面積を低下させている可能性があると考えられる。すなわち作土の正圧孔隙が水で満たされるようになると、毛管孔隙中の空気の逃げ道が閉ざされる。それと同時に上部からの毛管孔隙流によって作土-心土層の境界に微小な厚みの封入空気が生じると考え、ダルシー流の通導面積 (SA) が封入空気によって閉ざされる毛管孔隙分だけ少なくなるとした。正圧がかかって圧縮される分も考慮すると、

$$SA = (WC_0 - WC(-WS(I, NN))) / WC_0 \dots\dots(14)$$

とできる。WC₀ は作土飽和水分率、WC(-WS(I, NN)) は正圧による封入空気の圧縮分の毛管孔隙量。したがって(1)式は、

$$TAMARI(I) > 0 \text{ の時,}$$

$$FLOW(I, NN+1) = SA * COND * GR * DT \dots\dots(1)'$$

となる。

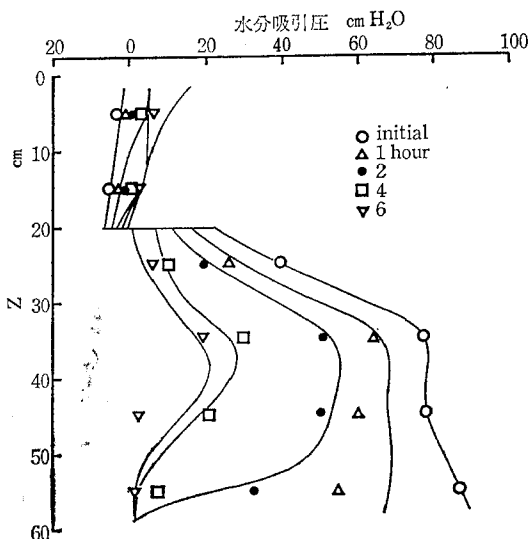
また計算にあたって以下のような検討項目があり、予備計算によって最適値を得た。

- i) 3 cm かん水後の作土 (0~20 cm) は飽水状態であったとした。
- ii) Ap 層の正圧は初期計算値の 1/3 であったのでこれに従う。
- iii) C 層 (20 cm 以下) の亀裂の状態は亀裂間隔 (DX) を 4 cm, 亀裂到達深度を N=17 (68 cm, 湧水面まで) とし、以下を不透水層とする。
- iv) 接触面積 (CA) 分布は 20~28 cm (J=6.7) で 0.014 cm²/cm², それ以下の層には 0.01 cm²/cm² を与えた。
- v) 亀裂内へ流入した水は不透水層上へ集積するとし、この場合には構造面全体が水で覆われるとして CA=1 cm²/cm² を与えた。

以上の仮定のもとでの計算値と実測値は比較的良好一致しており (第11図), 重粘性土壌の水分挙動の特徴が水みちと停滞水層にあることを示している。

7. 本モデルの問題点

シミュレーションモデルは実測結果をおぎない、問題点を明らかにする意味では重要な手法であるが、問題点を数式として単純化する時に研究者の意図が強くて、実測値に一致させようとする余りに汎用性が失われることがしばしばある。本モデルでは亀裂の内容を接触面積の大きさに単純化した点は有効と思うが、亀裂への流れこみ、その際の経験定数 B ((7)式) 等よくわからないものが多い。また水位-排水の関係をモデルに組み込む等といったことも必要であろう。今後 Rate 型モデルにこだわらずに確率統計モデルも含めて検討していきたい。



第11図 水分吸引圧実測値（シンボル）と計算値（実線）の比較

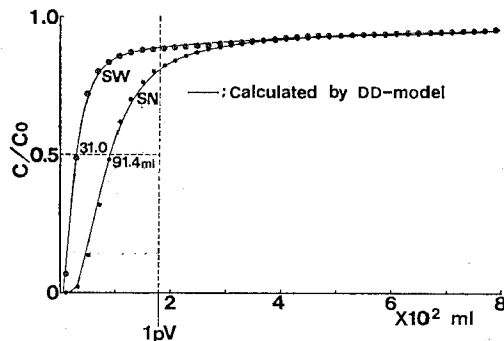
CA 分布：20~28 cm に 0.014 cm²/cm²，
以下 0.01 cm²/cm² とした。
不透水層の深さ：68 cm

8. 栄養塩の挙動に対する粒団の source-sink 効果

以上のような水移動の調査結果から、粒団内の細孔隙と粒団間粗孔隙の間の物質移動に大きな違いがあることは明らかであり、イオンの動態を考える時、移動の主要な場である粗孔隙に対して粒団は source-sink 的な働きをすると考えられる。そこで乾燥亀裂を含む不攪乱カラムによる Cl⁻ の流出実験を行い、粒団間粗孔隙と粒団内細孔隙の役割りについて検討した結果を以下に述べる。

供試カラムの性状は第3表のとおりである。孔隙量は土塊内に 150.17 cm³，粒団間に 31.3 cm³ である。

流出実験の処理は第4表に示すように、全孔隙を飽和した条件、粗孔隙を重力排水した条件にするために、初期飽和溶液として 0.2N-KNO₃，あるいは脱塩水を用いて調整し、その後 0.2N-KCl で置換する。ただし各処理に用いたカラムは同一のもので1回の処理が終ると



第12図 全孔隙飽和系（S）の流出曲線とDD-モデルの計算結果

SN：KNO₃→KCl，SW：H₂O→KCl

第3表 供試土壌* カラムの特性値

底面積	AR	cm ²	49.22
カラム長	L	cm	6.00
土塊重	G	g	295.30
土塊全容積	VT	cm ³	295.10
固相容積	VS	cm ³	113.61
真比重	d	g/cm ³	2.60
仮比重	bd	g/cm ³	1.00
孔隙量	土塊内		150.17 (82.7%)
	土塊外	cm ³	31.32 (17.3%)
平均 Darcy 流速	ipV		181.49
	v _d	cm/hour	1.09

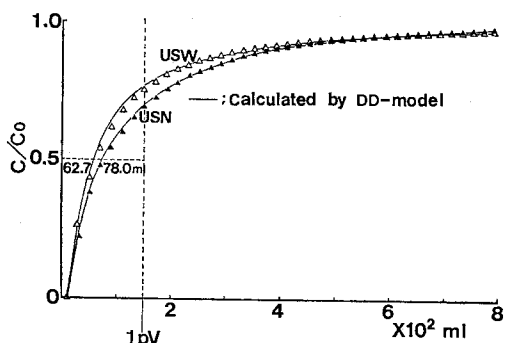
* 江別グライ低地土 C層

に次の飽和溶液により洗浄する。なお塩濃度に 0.2N を選んだのはアニオン排除の影響をほぼ無視できると考えたからである。

第12図に全孔隙飽和の流出曲線を、第13図には粗孔隙不飽和のものを示した。この曲線の特徴はまず一般に流出曲線のめやすとされる C/C₀=0.5 の流出液量が1孔隙容量 (1pV) にはほぼ一致するという関係が大きくくずれている点である。特に全孔隙飽和系では初期水飽和の C/C₀=0.5 の液量は 31 ml であり、粒団間の粗孔隙量程度でしかなかった。もう一つの特徴は立ち上りの急な流出に対して、流出後期に著しい tailing を示すことであ

第4表 流出実験の処理条件

略号	水分状態	初期飽和溶液	交換溶液	流速(ml/hour)
SN	全孔隙飽和	0.2N-KNO ₃	0.2N-KCl	49.0 (1.09cm/hour)
SW		H ₂ O		
USN	粗孔隙不飽和	0.2N-KNO ₃		
USW		H ₂ O		



第13図 粗孔隙不飽和系 (US) の流出曲線と DD-モデルの計算結果
USN : $\text{KNO}_3 \rightarrow \text{KCl}$, USW : $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KCl}$

る。これは粒団の source-sink 効果によっておこると考えることができる。

一般に土粒子との反応性に乏しいイオンの土壌中での移動を記述する式は(15)式のように示される。

すなわち、

$$\partial \theta C / \partial t = \partial (\theta D \partial C / \partial Z) / \partial Z - \theta v \partial C / \partial Z \quad \dots\dots(15)$$

であり、 C : 濃度 (me/cm^3), θ : 水分率 (cm^3/cm^3), t : 時間 (sec), D : みかけの分散係数 (cm^2/sec), Z : 距離 (cm), v : 孔隙流速 (cm/sec) である。LAPIDUS and AMUNDSON⁽¹⁶⁾ は(15)式の解を(16)式のように示している。すなわち、

$$C/C_0 = 0.5 [\text{erfc}\{(L-vt)/\sqrt{4Dt}\} + \exp(vL/D) \text{erfc}\{(L+vt)/\sqrt{4Dt}\}] \quad \dots\dots(16)$$

である。ここで erfc : 誤差関数 ($1-\text{erf}$) であり、 $\text{erf}(Z) = 2/\sqrt{\pi} \int_0^Z \exp(-Z^2) dZ$ である。

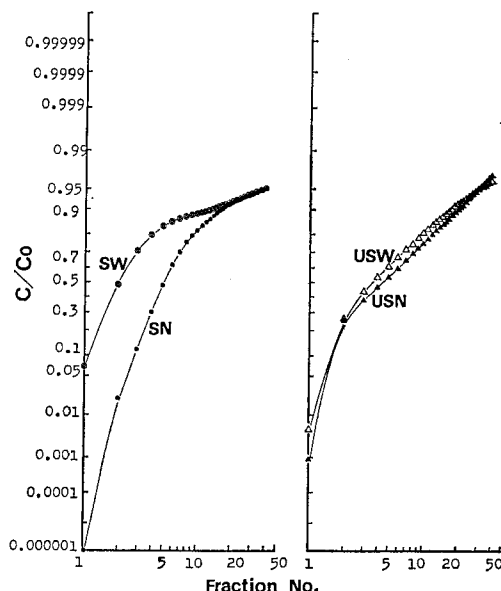
流出曲線が(16)式に適合する時、対数-正規確率紙上で流出液量 (孔隙単位) と流出液濃度の関係は直線になる⁽¹⁷⁾。ここではこのモデルをDモデルと呼ぶことにする。

第12, 13図の結果をフラクシオン数との関係で対数-正規確率紙上にプロットすると、いずれも直線関係になく終期の傾きがゆるやかになっている (第14図)。そのため(16)式から $vt=L$ を代入して導いた分散係数 ((17)式) を用いて(16)式によって計算を行った結果は第15図のように実測値との一致は得られない。

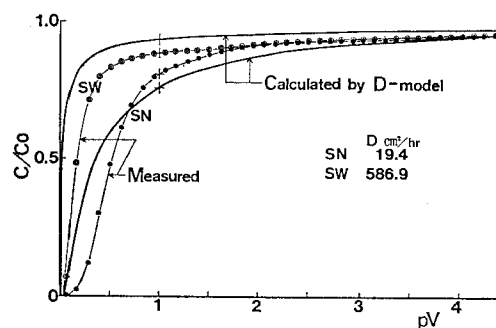
$$D = vL/4\pi S^2 \quad \dots\dots(17)$$

ただし、 S : 流出液量 1 pV の流出曲線の勾配。

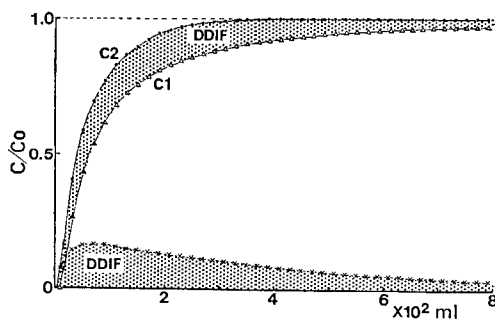
したがって本実験結果の解析には孔隙の分布状態を考慮することが必要であるといえる。すなわち先に述べた流出曲線の形態の特徴から第16図のようにアニオンの流出に対しての mobile 孔隙と stagnant 孔隙の2つに分ける。mobile 孔隙ではアニオンの直接流出 (C2) があり、流出期間中には mobile 孔隙と stagnant 孔隙の間



第14図 流出曲線の対数-正規確率関係



第15図 全孔隙飽和系 (S) の流出曲線と D-モデルの計算結果



第16図 流出曲線の解析例

- C1 : 実測流出曲線
- DDIF : mobile-stagnant 拡散移動量
- C2 : mobile 孔隙直接流出 $C_2 = C_1 + \text{DDIF}$

の濃度勾配による拡散移動 $DDIF$ がおこる。 C_2 を D モデルで近似すると $DDIF$ は C_2 と C_1 (実測流出曲線) の差として得ることができる。すなわち $DDIF$ は以下のように書ける。

$$DDIF = C_2 - C_1 \quad \dots\dots(18)$$

$$DDIF = AL \cdot (CM - CIM) \cdot DT \cdot 1 \rho V / DU \quad \dots\dots(19)$$

ここで, CM : mobile 孔隙中比濃度, CIM : stagnant 孔隙中比濃度, ただし

$$CIM = DIF \cdot DU / SV \quad \dots\dots(20)$$

であり, DIF : 積算拡散移動量, DU : フラクシオン液量 (cm^3), SV : stagnant 孔隙量 (cm^3), AL : みかけの拡散移動係数 (hour^{-1}), DT : フラクシオン時間 (hour) である。

(18), (19), (20)式を変形すると,

$$AL = SV / (CA - B \cdot SV) \quad \dots\dots(21)$$

が得られる。ただし A , B は,

$$A = 1 \rho V \cdot DT \cdot (C_2^j - C_1^j) / \{(C_1^{j+1} - C_1^j) - (C_2^{j+1} - C_2^j)\}$$

$$B = 1 \rho V \cdot DT \cdot (CM^{j+1} - CM^j) / \{(C_1^{j+1} - C_1^j) - (C_2^{j+1} - C_2^j)\} \cdot DU$$

となる。 j はフラクシオン数の増分である。

AL は $C_2=1$ と仮定できる流出後期の tailing 部分 10点から得た値の平均値として解析に用いた。

以上の解析過程のフローチャートを第17図に示した。まずみかけの mobile 孔隙量 (MV) を $C/C_0=0.5$ に相当する液量とおき, アニオン排除量 (mobile 孔隙中; EM , stagnant 孔隙中; ES) は 0 とおくと, アニオンの流速 (v_m : cm/sec) は次式で得られる。

$$v_m(I) = v_a \cdot TV / (MV(I) + EM(I)) \quad \dots\dots(22)$$

ただし, v_a : ダルシー流 (cm/sec), TV : カラム全容積 (cm^3), I : 計算の繰り返し回数である。

stagnant 孔隙量は次式で得る。

$$SV(I) = 1 \rho V - MV(I) - EM(I) - ES(I) \quad \dots\dots(23)$$

1 回目の繰り返し計算の分散係数 ($D(1)$) は(17)式によって得, この $D(1)$ を用いて D モデル (16)式 からカラム中点における濃度変化を $CM(J)$ として計算する。 $C_2(J)=1$ と仮定できる tailing 部分から(22)式によって $AL(I)$ を得, $CIM(1)=0$ として(19)式か $DDIF(J)$ が得られる。これと実測値 $C_1(J)$ から(18)式により $C_2(J)$ が求まる。ここで, $C_2(J) > 1$ となる場合には $DDIF(J)$ を過大評価しているとしてこの部分を stagnant 孔隙中アニオン排除量 ($ES(I+1)$) と仮定する。すなわち $C_2(J)=1$ の点を JJ とおくと,

$$J > JJ \quad DES(J) = (C_2(J) - 1) \cdot DU$$

$$ES(I+1) = ES(I) + DES(J) \quad \dots\dots(24)$$

である。一方 $C_2(J) \leq 1$ となる部分から $MV(I+1)$ が得られる。すなわち,

$$J \leq JJ \quad DMV(J) = (1 - C_2(J)) \cdot DU$$

$$MV(I+1) = MV(I) + DMV(J) \quad \dots\dots(25)$$

である。さらに $MV(I+1) < MV(1)$ となる場合には, これを mobile 孔隙中アニオン排除量 ($EM(I+1)$) とする。すなわち,

$$MV(I+1) < MV(1)$$

$$EM(I+1) = MV(1) - MV(I+1) \quad \dots\dots(26)$$

最後に $C_2(J)$ と mobile 孔隙量単位の流出液量 ($MPV(J)$: $MPV(J) = DU \cdot J / (MV(J) + EM(I))$) の対数—正規確率紙上の関係を次式で求める。すなわち,

$$\text{inverf}(2 \cdot C_2(J) - 1) = AA + BB \cdot \ln(MPV(J)) \quad \dots\dots(27)$$

ただし, inverf は erf の逆関数。また(27)式における相関係数 (R) も求める。

1 回目の計算は無条件に 2 回目の計算のため上へもどる。2 回目以降の $D(I)$ は ROSE and PASSIOURA¹⁷⁾ の経験式 (28)式) から求めた。

$$D(I) = v_m(I) \cdot L / BBB \quad \dots\dots(28)$$

ここで BBB は(28)式の傾き BB によって次式から決まる。すなわち,

$$\log BBB = 0.1139 \cdot (\log BB)^3 - 0.3504 \cdot (\log BB)^2 + 2.3623 \cdot (\log BB) + 0.4732$$

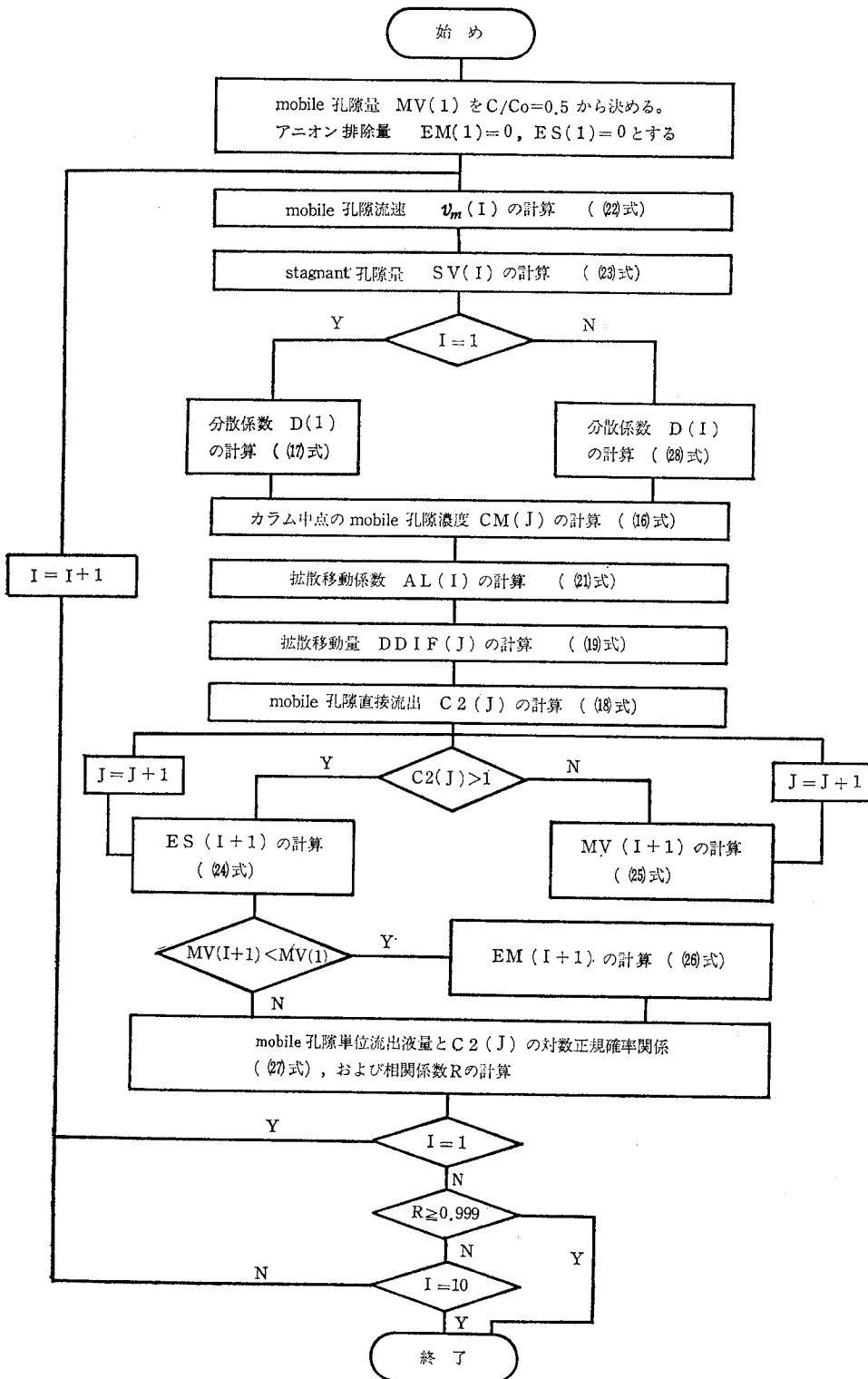
である。

以降の計算は前述と同様である。なお終了条件は第17図のとおりである。

以上の解析の結果 (第5表) は, いずれの処理も(27)式の関係での高い直線性を示しており, この解析に用いた仮定がほぼ妥当であったと考えられる。なお第12, 13図の実線はこの解析で得られた D , AL , MV , SV , EM および ES を用いて(16), (18), (19)式を基礎とした DD モデルによって計算した結果であるが, 実測値とよく一致させることができた。

第18図は解析から得られた孔隙割合を示したものである。mobile 孔隙割合は初期脱塩水処理の場合に低く, 特に粗孔隙が飽和された処理では mobile 孔隙は粗孔隙部分に限られ, stagnant 孔隙のアニオン排除孔隙割合が高まる。一方初期 KNO_3 処理では mobile 孔隙, stagnant 孔隙の割合は 1:1 であり, アニオン排除孔隙は算出されなかった。

以上の孔隙の役割り変化には孔隙中に保持されている溶液の濃度による土粒子の荷電状態の変化が関与していることも考えられる。すなわち土粒子がもつ拡散二重層は外液濃度が低い場合には広がっている。この時, 孔隙径の狭い部分に拡散二重層の重複がおこって塩ろ過がおこることになる。この詳細は BRESLER¹⁸⁾, 佐久間ら¹⁹⁾ によって示されているが, ここでは操作的に分けられた孔隙の役割り変化を模式的に説明する。

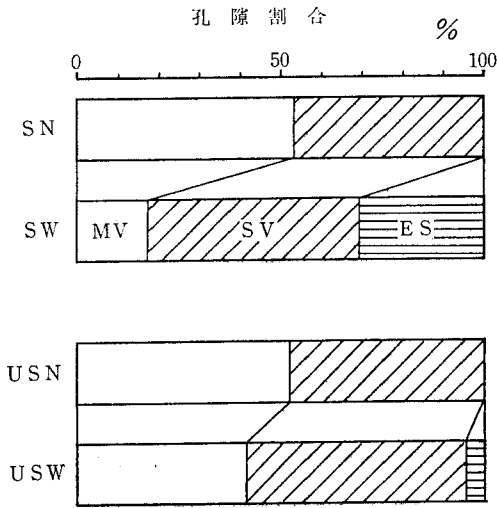


第17図 C/C0 解析フローチャート

第 5 表 mobile 孔 隙 直 接 流 出 (C2=C1+DDIF) の 特 性 値

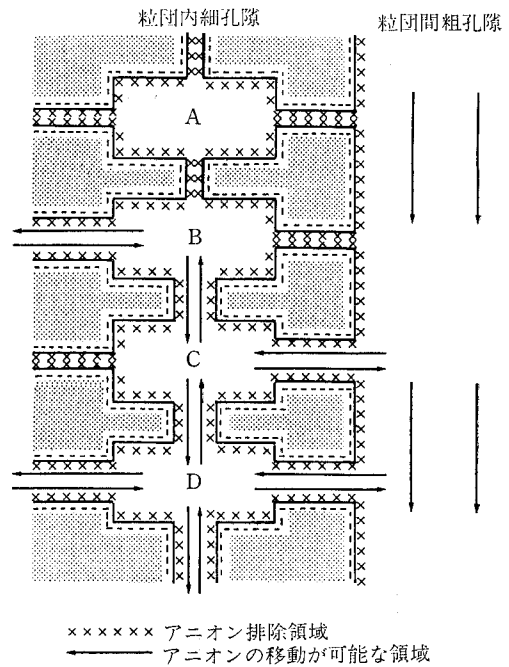
処 理	MV*1 cm ³	v _m *2 cm/hour	D*3 cm ² /hour	inverf(2·C2-1) = AA + BB · ln(MPV) *4			
				AA	BB	R*5	
飽 和 系	NO ₃ ⁻ —Cl ⁻	97.22	3.02	4.89	0.223	1.080	0.999
	H ₂ O —Cl ⁻	31.32	9.39	23.23	0.266	0.846	0.996
不 飽 和 系	NO ₃ ⁻ —Cl ⁻	78.39	3.75	27.27	0.402	0.587	0.999
	H ₂ O —Cl ⁻	62.39	4.73	19.02	0.315	0.751	0.995

*1 MV : mobile 孔 隙 量
 *2 v_m : mobile 孔 隙 中 ア ニ ン 流 速
 *3 D : 分 散 係 数
 *4 本 文 切 割 式 参 照
 *5 R : 相 関 係 数



第 18 図 流 出 曲 線 の 解 析 に よ る 孔 隙 割 合
 MV : mobile 孔 隙
 SV : stagnant 孔 隙
 ES : stagnant 孔 隙 中 ア ニ ン 排 除 領 域

粒 団 内 の 細 孔 隙 は 比 較 的 な 大 き な 孔 隙 と 極 め て 微 細 な 孔 隙 が い ろ い ろ な 頻 度 で つ な が り あ っ て い る と 考 え ら れ る 。 第 19 図 は こ の つ な が り を 模 式 的 に 示 し た も の で あ る 。 す な わ ち 粒 団 間 の 粗 孔 隙 は 塩 ろ 過 効 果 を う け ず に ア ニ ン の 自 由 な 移 動 が お こ る が , 粒 団 内 の 比 較 的 な 大 き な 孔 隙 の 入 口 の す べ て の 孔 隙 に 塩 ろ 過 効 果 が 働 く 場 合 (A) に は , ア ニ ン の 移 動 か ら 完 全 に 取 り 残 さ れ た 孔 隙 (dead-end-pore) に な る と 考 え ら れ る 。 こ れ に 対 し て (B) で は 粗 孔 隙 か ら の 直 接 の 分 散 効 果 は な い が , (C) の よ う な 粗 孔 隙 か ら 分 散 で と り こ ま れ る 孔 隙 か ら の 拡 散 で 移 動 に 関 与 す る よ う に な る 。 し た が っ て (B) の よ う な 状 態 の 孔 隙 形 態 が い わ ゆ る stagnant 孔 隙 の 主 体 で あ る と 考 え ら れ , (C) の 場 合 に は ア ニ ン は 分 散 ・ 拡 散 で 粗 孔 隙 か ら は い り こ み や す い が , (B) と 同 様 の dead-end-pore の 要 素 も も っ て お り , mobile 孔 隙 と stagnant 孔 隙 の 中 間 的 性 格 の 孔 隙 形 態 で あ る と い え る 。 一 方 (D) の 状 態 は 粒 団 内 の



第 19 図 塩 ろ 過 効 果 の 模 式 図
 A : 塩 ろ 過 効 果 に よ っ て 閉 塞 さ れ た 孔 隙
 B : 拡 散 よ っ て 塩 の 入 出 の あ る dead-end-pore
 C : 拡 散 ・ 分 散 に よ っ て 入 出 の あ る dead-end-pore
 D : 拡 散 ・ 分 散 に よ っ て 自 由 に 入 出 で き る 孔 隙
 ×××××××× ア ニ ン 排 除 領 域
 ←————→ ア ニ ン の 移 動 が 可 能 な 領 域

mobile 孔 隙 と し て の 役 割 り を も つ と 考 え ら れ る 。
 こ の よ う に 考 え る と 粗 孔 隙 が 初 期 脱 塩 水 で 飽 和 さ れ て い る 状 態 で は , 流 出 初 期 の 分 散 は 自 由 水 の 多 い 粗 孔 隙 側 に 片 寄 り , 粒 団 内 の 塩 ろ 過 効 果 も 手 伝 っ て 引 き 続 き お こ る コ ン ベ ク シ ョ ン は 粗 孔 隙 に 限 ら れ た と 考 え ら れ , 一 方 粗 孔 隙 不 飽 和 の 場 合 に は 粗 孔 隙 へ の 分 散 が な く , ア ニ ン は 粒 団 内 の mobile 孔 隙 を 移 動 さ せ ざる を 得 な い た め に 必 然 的 に 粒 団 内 の 濃 度 が 高 ま り , 塩 ろ 過 効 果 の 発 現 も お さ え ら れ た と 考 え ら れ る 。 初 期 0.2 N-KNO₃ 飽 和 し た も の は 塩 ろ 過 効 果 の 制 約 も な く , そ の 孔 隙 径 に よ る 透 水

性に対応した mobile-stagnant 領域が現われたといえる。

しかし先にも述べたように本解析法があくまでも操作的に平均値を得るものであったことを考えると、粗粒団内部の刻々変化する塩濃度とそれに対応するであろう物質移動の場の変化の内容を明らかにするためには、粒団内孔隙の形態に言及しなければならぬ。微細孔隙の形態を観察し、統計的に処理し、これに塩ろ過の理論モデルを適用することで、このような土壌の物質移動をもう少し明らかにすることができるとと思われる。

9. あとがき

これまで根群域における物質移動の研究の多くが、土壌を水平方向に均一であると仮定した垂直一次元モデルでなされてきた。しかし以上みてきたように重粘土の多くは心土に粗大で緻密な構造をもち、粒団間の粗孔隙と粒団内の細孔隙の間の孔隙の不連続性が、物質移動を不均一にし、多次元モデルの適用が必要である。さらに水移動の場が限られる時には栄養塩の挙動におよぼす土粒子の影響は必然的に小さくなり、これは特にアニオンについて塩濃度との関係で塩ろ過効果が発現し、土壌のかんりの孔隙が移動になら影響しないものであると推察されてきた。現実的なモデルを探求していくためには以上のような現象をいかに単純化して組み込むかが必要であるが、それにもまして現地において正確なデータを蒐集することが重要である。しかし対象が「不均一性」であるだけに、栄養塩の挙動をどこまで定量的に把握できているかが不明であり、今後実験方法の検討も必要である。

最後に発表の機会を与えていただいた、土壌物理研究会事務局各位に感謝の意を表します。また発表に際して御指導いただいた北海道大学農学部土壌学講座の岡島秀夫教授、並びに佐久間敏雄助教には心から謝意を表します。

文 献

- 1) NIMAH, M.N. and HANKS, R.J.: Model for Estimating Soil Water, Plant and Atmospheric Interrelations. I, Description and Sensitivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 522—527 (1973)
- 2) 石田朋靖・中野政詩: 土壌～植物～大気系における土壌水分消費の動態. 農土論集, **92**, 26～34 (1981)
- 3) NIMAH, M.N. and HANKS, R.J.: Model for Estimating Soil Water, Plant and Atmospheric Interrelations. II. Field Test of Model. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 528—532 (1973)
- 4) KISSEL, D.E., RITCHIE, J.T. and BURNETT, E.: Chloride Movement in Undisturbed Swelling Clay *Soil. ibid.*, **37**, 21—24 (1973)
- 5) QUISENBERRY, V.L. and PHILLIPS, R.E.: Percolation of Surface-applied Water in the Field. *ibid.*, **40**, 484—489 (1976)
- 6) BOUMA, J. and DEKKER, C.W.: A Case Study on Infiltration into Dry Clay Soil. I, Morphological Observations. *Geoderma*, **20**, 27—40 (1978)
- 7) EDWARDS, W.M., VAN DER PLOEG, R.R. and EHLERS, W.: A Numerical Study of the Effects of Noncapillary-Sized Pores upon Infiltrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43**, 851—856 (1979)
- 8) HOOGMAN, W.B. and BOUMA, J.: A Simulation Model for Predicting Infiltration into Cracked Clay Soil. *ibid.*, **44**, 458—461 (1980)
- 9) BEVEN, K. and GERMANN, P.: Water Flow in Soil Macropores. II, A Combined Flow Model. *J. Soil Sci.*, **32**, 15—29 (1981)
- 10) PASSIOURA, J.B.: Hydrodynamic Dispersion in Aggregated Media. *Soil Sci.*, **111**, 339—344 (1971)
- 11) GAUDET, J.P., JEGAT, H., VACHAUD, G. and WIERENGA, P.J.: Solute Transfer, with Exchange between Mobile and Stagnant Water, through Unsaturated Sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 665—671 (1977)
- 12) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: メチレンブルートレーサー法による水みちの分布状態. 土肥誌, **54**, 490—498 (1983)
- 13) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: シミュレーションモデルによる亀裂内水分流の解析. 1)理論. 土肥誌投稿中
- 14) 城塚 正・平田 彰・村上昭彦: 化学技術者のための移動速度論. 43—44, オーム社, 東京 (1966)
- 15) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: シミュレーションモデルによる亀裂内水分流の解析. 2)数値例. 土肥誌投稿中
- 16) LAPIDUS, L. and AMUNDSON, N.R.: Mathematics of Adsorption in Beds: VI. The Effect of Longitudinal Diffusion in Ion Exchange and Chromatographic Columns. *J. Phys. Chem.*, **56**, 984—988 (1952)
- 17) ROSE, D.A. and PASSIOURA, J.B.: The Analysis of Experiments on Hydrodynamic Dispersion. *Soil Sci.*, **111**, 252—257 (1971)
- 18) BRESLER, E.: Anion Exclusion and Coupling Effects in Nonsteady Transport through Unsaturated Soils: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 663—669 (1973)

- 19) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫：層別水・塩収支による液態水流と水蒸気流の分別定量．土肥誌，53，471—476（1982）

質疑応答

東山（山形大） 色々な仮定をおいているようだが、亀裂壁面の CEC の推定はどのようにして行なったか。

波多野 亀裂壁接触面に粘土粒子が単層で並んでいると仮定し、単位体積あたり外表面積から接触面上の粘土粒子単層（最大 0.0002 cm）の外表面積を単純に比例計算で求め、CEC が外表面積に依存しているという仮定のもとで、接触面積上の CEC を計算した（第 2 表下注参照）。

久保田（中国農試） 今、報告されたような大型の構造体の表面積を測る方法として、Payne が以前に報告したもので、pF 水分特性曲線の極低 pF 域での求め方がある。

低水分域で吸引圧を 1 cm あげては出てくる水の量を測るというようにしていねいにあたっていく。吸引圧を 1 cm 上げるということは、つまり仕事をしていることになる。その仕事は何に使われるのかというと、等温条件下だと、水の表面の拡大に使われたことになる。つまり pF 特性曲線における積分値（仕事）と水の表面張力の 2 つの値から、大型構造や団粒の表面積が求められる。ぜひ検討していただきたい。