

# 第3回 土壌・地下水汚染シンポジウム

—浸透・生物影響・生分解—

Proceedings of 3rd Symposium on Behavior and  
Characteristics of Hazardous Compounds in  
Soil and Ground Water Environments

期日 昭和63年1月22日

会場 国立公害研究所

特別研究「土壌及び地下水圏における有害化学物質の挙動に関する研究」シンポジウム報告

特別研究責任者：村岡 浩爾

特別研究幹事：高松武次郎

平田 健正

向井 哲

稲森 悠平

報告書編集担当：平田 健正

THE NATIONAL INSTITUTE FOR ENVIRONMENTAL STUDIES

環境庁 国立公害研究所

### 第3回 土壌・地下水汚染シンポジウム

特別研究「土壌及び地下水圏における有害化学物質の挙動に関する研究」  
シンポジウム報告

#### 正 誤 表

頁	修 正 箇 所	誤	正
76	図 2 単位表示	(mg/l <sup>-1</sup> )	(mg·l <sup>-1</sup> )
77	表 6 <i>Colpoda</i> sp. 75 64 <u>92</u>	92	205
91	5行目 微生物を自然界より <u>分解する</u> 事が試みられたが	分解する	分離する

# 序

昭和60年度から5年計画で実施している特別研究「土壌及び地下水圏における有害化学物質の挙動に関する研究」では、進行中のカレントな研究を紹介すると同時に専門的な討議をするため、毎年一回シンポジウムを開催している。本書はその第3回として今年1月22日に開いたシンポジウムの研究トピックスと、その討論内容をまとめたものである。主なテーマとして、土壌圏、地下水圏における有害化学物質の汚染過程と生物への影響、生分解を取り上げた。

本特別研究での地下水汚染は、一般に有機溶剤として知られるトリクロロエチレンの土壌浸透にかかわる物理現象と、土壌生物への影響および好氣的生分解を主に扱うものである。また、重金属に関しても、土壌圏での空間分布特性、土壌微生物への影響を扱っており、共に環境科学の基礎問題を含む重要な課題と考えている。

今回のシンポジウムでは、関連するテーマについて外部の研究者3名の方から研究紹介を頂き、ほかに大勢参加して頂いた専門家との間で、有益な討論を行うことができた。講師の先生方には特に感謝申し上げる次第である。また、この討論の内容も、本書にまとめて記述しており、本論となる研究報告と合わせて参考にして頂くとより有効ではないかと考える。重ねて、このシンポジウムに62名の外部からの研究者の参加を含め、91名の出席者によって盛会裡に終える事ができ、厚くお礼を述べる次第である。

昭和63年3月  
水質土壌環境部  
村岡浩爾

# 目 次

I. 浸透と分布	
1. 大型ライシメータにおける土壤水分の鉛直浸透特性 .....	1
大坪国順 .....	国立公害研究所 水質土壤環境部
2. 土壤中での不飽和水の挙動 .....	13
山田 正・小林 稔 .....	北海道大学 工学部
3. 土壤中重金属等の空間分布の評価 .....	25
袴田共之 .....	国立公害研究所 水質土壤環境部
4. 討 論 .....	39
II. 生物影響	
1. 土壤中の物質代謝に及ぼすカドミウムの影響 .....	43
服部浩之 .....	国立公害研究所 水質土壤環境部
2. 土壤細菌相に及ぼす亜鉛の影響 .....	55
大宅博司・駒井 豊 .....	大阪府立大学 農学部
3. 討 論 .....	65
III. 生分解	
1. 有機塩素化合物の土壤生物の生存, 増殖, 浄化に及ぼす影響 .....	69
稲森悠平 <sup>1</sup> ・松重一夫 <sup>2</sup> ・菊地寿一 <sup>3</sup> ・須藤隆一 <sup>2</sup> .....	国立公害研究所 <sup>1</sup> 水質土壤環境部 <sup>2</sup> 技術部 <sup>3</sup> 東邦大学大学院理学研究科
2. 揮発性有機ハロゲン化合物の好氣的生分解 .....	83
内山裕夫・矢木修身 .....	国立公害研究所 水質土壤環境部
3. ハロゲンの生物除去に関する研究 .....	91
大森俊雄 .....	東京大学 農学部
4. 討 論 .....	99
IV. 総合討論 .....	103
司会：高松武次郎 .....	国立公害研究所 水質土壤環境部

# I. 浸透と分布

1. 大型ライシメータにおける土壌水分の鉛直浸透特性 .....	1
大坪国順	
2. 土壌中での不飽和水の挙動 .....	13
山田 正	
小林 稔	
3. 土壌中重金属等の空間分布の評価 .....	25
袴田共之	
4. 討 論 .....	39

# I-1. 大型ライシメータにおける土壤水分の鉛直浸透特性

大坪国順 (国立公害研究所・水質土壤環境部)

## 1. まえがき

近年、土壤圏の環境劣悪化が深刻な問題となってきた。汚染物質(例えば、重金属、溶解した合成有機化合物、バイオ・ハザード、etc)による土壤環境汚染の過程・経路を解明する上で、不飽和土壤中の水分や物質の移動特性の研究は不可欠である。ここ数年、土壤中の物質の挙動に関して、水分の押し出しを基本としたモデルでは説明できない現象が多く報告されるようになった。例えば、トレーサー物質の浸透に伴う異常に大きな拡散、浸透量より物質濃度のピークが遅れて出現する事実、降雨に対する地下水位の異常に早い応答などである。これらの現象を説明するため、以下の手法が試みられてきた。

- 1) 不自然なほど大きい透水係数や分散係数の導入。
- 2) 土壤の不均一性を考慮にいれた「水みち」モデルの提案。<sup>1), 2)</sup>
- 3) 不飽和浸透におけるkinematic wave特性に着目した解析。<sup>3)</sup>

本報告は、主に大型ライシメータ(淡色黒ぼく土)を対象として、不飽和土壤中の水分と物質の鉛直移動を追跡した結果について述べたものである。

研究の目的は、水分や物質の実質的な鉛直移動速度と水分量分布の移動速度(時空間変化)を特殊なトレーサーや水分計などを用いて測定して、両者の移動機構の解明の糸口を見いだすことである。

## 2. 研究の方向

### 2.1 小型浸透カラム実験

目的：大型ライシメータを用いた浸透実験を実施する上での予備知識を得るために、ビーズと淡色黒ぼく土壌を対象として小型カラムによる不飽和浸透実験を行なった。基本的な浸透パターン、トレーサーとして用いる重水(D<sub>2</sub>O)やNaClの適正濃度、D<sub>2</sub>Oのトレーサーとしての有効性、及びトレーサーの検出濃度限界のチェックが主な目的である。

### 2.2 大型ライシメータ浸透実験

目的：地温、外気温及び湿度等が制御された条件下で、大型ライシメータを用いて現地に近い土壤状態で不飽和鉛直浸透実験を行なう。

不飽和浸透では、水分の実質的な移動と、水分量分布の時空間変化は異なるメカニズムに支配されるという観点に立ち、前者を重水トレーサーにより、後者をサクシジョン・メーター(吸引圧計)と水分(電導度)計により、区別して追跡する。

特色：8カ所で、土壤水分の定期的採水とサクシジョン及び電導度の連続計測を実施することにより、土壤層内の水分量の分布や移動特性が把握できる。また、重水をトレーサーとして用いる

ことにより、実際の土壌内での水分移動を正確に追跡できる。

### 3. 装置・測定項目

#### 3.1 小型浸透コラム実験

表1の上半分に、小型浸透コラムの諸元、ビーズと黒ぼく土の基本的物性、充填状態、コラム内残留水分量などを示す。予備実験での測定項目は、降雨パターン、浸透量の時間変化、浸透水中の重水と NaCl の濃度の時間変化及び両トレーサの回収率である。

表 1 ビーズ、黒ぼく土の諸元とコラム実験の結果

		ビーズ	淡色黒ぼく土
試料高さ	h(cm)	23.1	23.3
試料面積	A(cm <sup>2</sup> )	78.5	78.5
試料体積	V(cm <sup>3</sup> )	1814	1830
水頭差	H <sub>0</sub> (cm)	50	79.5
透水係数	K(cm/s)	0.027	8.9×10 <sup>-5</sup>
平均粒径	d <sub>s0</sub> (mm)	0.326	0.455
標準偏差	δ <sub>d</sub> (mm)	0.06	0.477
比重	ρ	2.44	2.5
間隙比	e	0.712	2.15
残存水分量	W <sub>w</sub> (g)	425	1117
残存含水比	w(%)	15.625	80.07
重水供給濃度	C <sub>0</sub> (ppm)	14250	14250
ピーク濃度比	C <sub>m,x</sub> /C <sub>0</sub>	0.823	0.308
ピーク時間係数	Q <sub>m,x</sub> (ℓ)	530	1272
立上り時間係数	Q <sub>10</sub> (ℓ)	350	1072
終了時間係数	Q <sub>90</sub> (ℓ)	730	1800
回収率	(%)	97	98
塩素イオン供給濃度	C <sub>0</sub> (ppm)	73.2	73.2
ピーク濃度比	C <sub>m,x</sub> /C <sub>0</sub>	0.814	0.26
ピーク時間係数	Q <sub>m,x</sub> (ℓ)	530	1722
立上り時間係数	Q <sub>10</sub> (ℓ)	350	1322
終了時間係数	Q <sub>90</sub> (ℓ)	730	2022
回収率	(%)	98.9	112

#### 3.2 大型ライシメータ浸透実験

図1は環境制御型大型ライシメータ(直径1.7m, 高さ2.3m)の説明図である、充填土壌は淡色黒ぼく土壌で、裸地である。表層から35cmまでが作土、それ以下が下層土である。土壌の物性及び充填状況は表2の様である。地温(18℃)及び室温(日中25℃, 夜間20℃)は自動制御される。土壌表面から25cmを皮切りに、鉛直方向に25cmピッチで8地点に水分サンプラー、サクシオンメー

ター、水分計（電導度計）、地温計が設置されている。最下層を通過した水分は浸透タンクに導かれ、その量が自動記録される。測定項目は、8カ所(25cm間隔)での重水濃度、サククション及び水分量、水質(Cl<sup>-</sup>, etc.)と、最下層での浸透量および水質である。

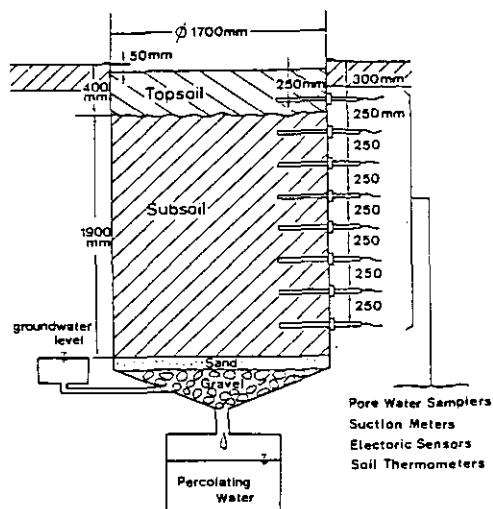


図 1 大型ライシメータの説明図

表 2 ライシメータの諸物性値の鉛直分布

サ	ン	プ	ル	Gs	e	w(%)	Sr(%)
東		表層		2.54	2.67	67.7	64.6
東		18cm		2.53	2.87	72.5	64.3
東		50cm		2.51	2.37	86.9	93.3
東		75cm		2.55	2.35	85.3	92.5
東		100cm		2.54	2.45	84.8	83.3
東		125cm		2.56	2.28	82.0	91.5
東		150cm		2.57	2.42	83.1	87.6
東		175cm		2.64	2.38	83.1	89.0
西		表層		2.46	2.66	67.4	64.5
西		18cm		2.48	2.72	73.4	68.7
西		50cm		2.50	2.41	86.7	91.6
西		75cm		2.69	2.36	86.2	93.0
西		100cm		2.48	2.32	85.5	93.9
西		125cm		2.54	2.22	78.8	90.3
西		150cm		2.73	2.04	77.9	97.5
西		175cm		2.53	2.03	78.9	99.0

Gs: Specific gravity, e: Void ratio,  
w: Water content, Sr: Saturating index

#### 4. 実験の方法・手順

##### 4.1 小型浸透カラム実験

実験カラムの初期含水状態は、表1でいう残留水分状態(十分な量の降雨の後、浸透しきった状態)である。模擬降雨 $Q_r(\ell)$ はパルスの的に与え、最初の降雨(200m $\ell$ )にトレーサーの重水(14250ppm)とNaCl(73.2ppm)を混入させた。それ以後の降雨はすべて蒸留水とした。図2(a),(b)はビーズと黒ぼく土に対する模擬降雨 $Q_r(\ell)$ のパターンと浸透量 $Q(\ell)$ の時間変化を示したものである。ビーズの場合は、降雨後直ちに降雨量(200m $\ell$ )に相当する量が浸透し、30分以内に浸透が止まった。そこで30分間隔で降雨を与えた、各降雨に対する浸透パターンはほぼ同じであった。黒ぼく土壌の場合には、降雨に相当する量が浸透しきった後に次の模擬降雨を与える、その分は土壌表面に冠水したまま殆ど浸透しない。これは土壌内の存在する空気の影響と考えられる。そこで、表面に冠水していた水がしみこんだ直後に次の模擬降雨 $Q_r(\ell)$ を与えた。浸透パターンは、各降雨に対して同じとはなっていない。模擬降雨後、浸透水を50m $\ell$ ずつ集め、その所要時間と水質を測定した。

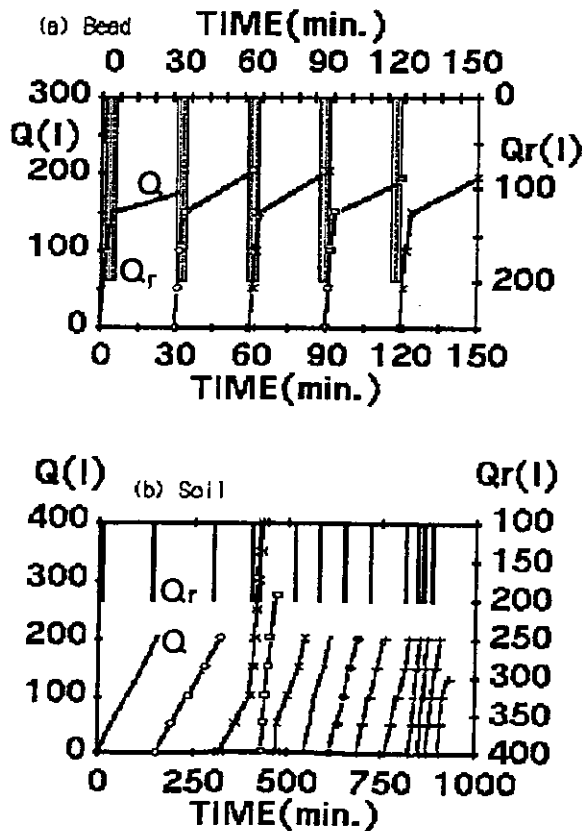


図 2 模擬降雨のパターンと浸透量の時間変化

#### 4.2 大型ライシメータ浸透実験

浸透実験は土壌表面からの蒸散を許す条件で行なった。実験開始第一週に、重水（約14000ppm）と NaCl（67ppm）を含んだ蒸留水（65ℓ）を模擬降雨（パルス）として与えた。トレーサーの初期濃度は小型カラム実験の結果を参照して決めた。第二週からは、毎週一回、同量の蒸留水をパルスとして与えている。図3は降雨 $Q_r(\ell)$ と浸透量 $Q(\ell)$ の時間変化を示したものである。この浸透パターンが毎週繰り返される。浸透量は約37ℓ/week、蒸散量は約28ℓ/weekである。毎週定時に、8カ所から重水および各種水質の濃度測定用の土壌水を採取する。8カ所の水分計のデータは自動記録させ、サクションは適当な間隔で読みとった。重水濃度は重水分析装置で、 $Cl^-$ を始めとした水質9項目の濃度はオートアナライザーで、 $Na^+$ および $K^+$ 濃度は蛍光光度計で測定した。

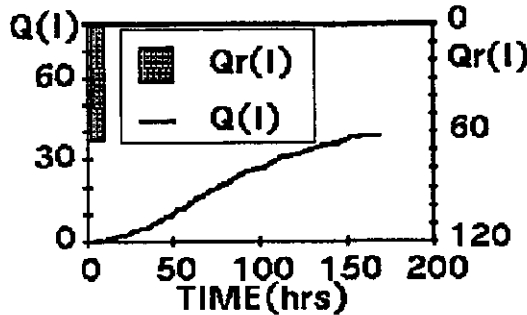


図3 模擬降雨パターンと浸透量の時間変化

### 5. 実験結果

#### 5.1 小型浸透カラム実験

図4は浸透水中の重水とNaCl濃度(ppm)の時間変化である。表1の下半分は、図4の特徴の要約である。①ビーズの場合には、重水とNaClはほとんど同じ挙動を示している。回収率も兩ト

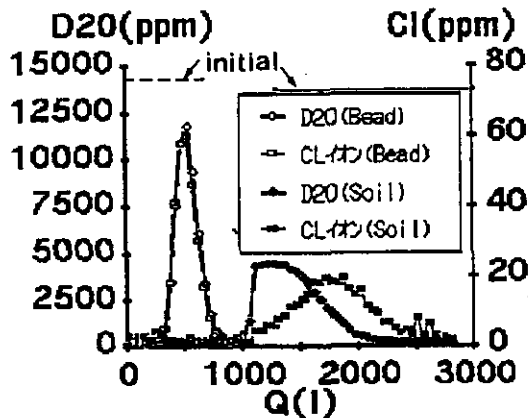


図4 重水とNaCl濃度の時間的推移

レーザーともほぼ100%である。最大濃度比( $C_{max}/C_0$ , ここで、 $C_{max}$ :最大濃度、 $C_0$ :供給濃度)をはじめ、濃度に関する立ち上がり、ピークおよび終了の時期もほぼ同じとなった。(表1では、浸透量 $Q(\ell)$ をパラメータとしてその特性を評価した。)②黒ぼく土壌の場合には、回収率は両トレーサーともほぼ100%であるが、最大濃度比がビーズの場合と比べて半分以上となっている。また、重水とNaClとでは、ピーク値に達するまでの分布形が異なり、ピーク時期もNaClのほうが450mℓほど遅れている。重水が水分の移動を最も正確に反映しているとするれば、今回の結果は、NaClは水分移動トレーサーとして十分でない場合もあることを示唆している。③降雨後、その影響は浸透水質に現れるが、その降雨が浸透して来るまでにある程度時間がかかった。表1より、ビーズと黒ぼく土壌の両カラムの残存水量 $W_r$ は、それぞれ、425及び1117(g or mℓ)である。一方、ビーズにおける両トレーサーの立ち上がり時の浸透量は350mℓであり、黒ぼく土におけるそれは1072mℓ(重水)および1322mℓ(NaCl)である。これより、表面に供給された水分の大部分は、カラム内の水分を下方に押し出しながらかつ下流すると考えられる。④同時に、水分移動時の分散性が示されたが、この程度の規模の実験では、“水みち”効果は議論できない。⑤またこの土壌カラム実験では、カラム内での水分の分布状態や移動特性はわからない。

## 5.2 大型ライシメータ浸透実験

大型ライシメータを用いることによって、現地レベルでの土壌浸透現象がある程度再現される。トレーサー濃度や水分量を鉛直方向に8カ所でモニターする事により、土壌層内の水分の移動特性がかなり詳しく把握できる。研究の方向で述べたように、水分の実質的な移動速度と水分量分布形の移動速度が異なるという観点に立って、現象を見て行くことにする。

5.2.1 水分の実質的な移動……………水分の実質的な移動特性は、トレーサーの鉛直流下挙動を追跡することにより得られる。図5,6は、それぞれ $D_2O$ およびNaCl濃度の25, 50, 75, 100cm層

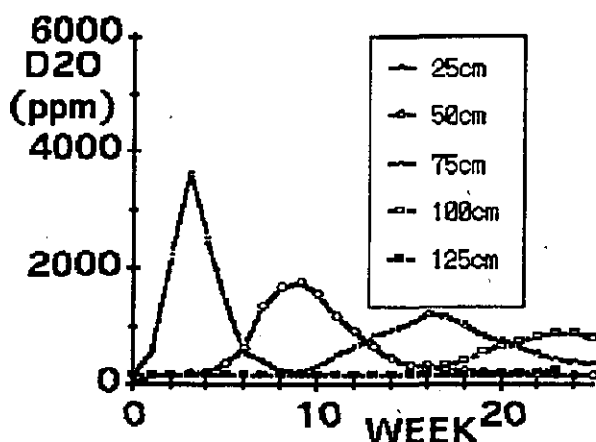


図5 各層での $D_2O$ 濃度の時間変化

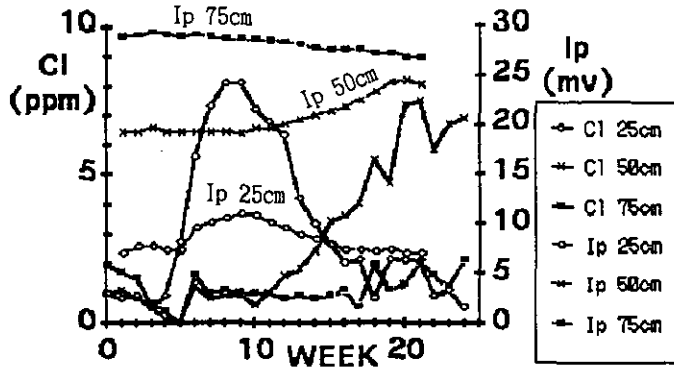


図 6 各層でのNaCl濃度の時間変化

での時間変化を示したものである( $I_p$ は毎週の降雨直前の水分計の出力値)。各層に到達する時期は、NaClが $D_2O$ より数週間遅れているのがわかる。ピーク濃度の移動速度は、 $D_2O$ の場合は25cmまで約10cm/week(0.06cm/hr)、25cm~50cmで約4 cm/week(0.023cm/hr)、50cm~100cmで約3 cm/week(0.017cm/hr)、一方、NaClの場合25cmまで約3 cm/week(0.018cm/hr)、25cm~50cmで約2 cm/week(0.012cm/hr)である。小型カラム実験の場合と同様、大型ライシメータ実験でも、NaClは作土層の実質水分の移動に対しては適切なトレーサーではない。図7は、各地点の $D_2O$ 濃度の時間

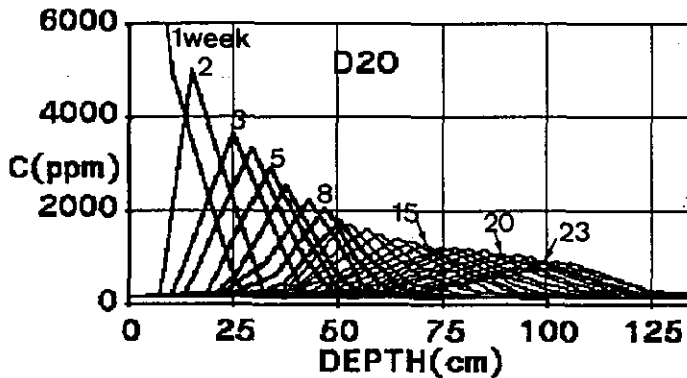


図 7 重水濃度の鉛直分布形の時間的推移

変化を総合的に判断して $D_2O$ の鉛直分布形の時間的推移を示したものである。分布形は下方に移動するに連れて扁平になり、トレーサー供給後23週間後には、ピークはほぼ100cm層まで到達し、75cm以上の広がりを持つことがわかる。図8は、 $D_2O$ のピーク鉛直推移の実測値と押し出しモデルにもとづく $D_2O$ の鉛直推移を比較したものである。○印を実線で結んだものが飽和度70%での、●印を実線で結んだものが飽和度100%での押し出し流れモデルによる鉛直推移である。実測値とは、25cm層への推移速度にかなり開きが現われた。○および●印を点線で結んだものは、25cmまでは、実測の推移とし、25cm~100cmまでの推移形態に上記の押し出しモデルを考えた場合で

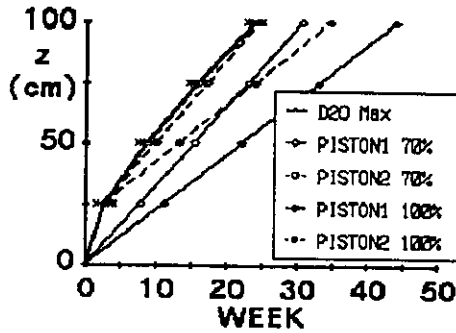


図 8 重水濃度のピーク値の鉛直変化

ある。飽和70%のモデルはほぼ実測に近い推移を与えている。D<sub>2</sub>Oピークの移動速度を押し出しモデルで評価できるか否かは、もう少し深い層までのデータが得られた後に判定する。

5.2.2 水分量分布形の移動……………水分量分布形の移動は8カ所に設置されたサクシヨンメーターや水分(電気電導度)計にとって追跡された。サクシヨンは土壌が同じであれば水分量のみ依存し、水分量と負の相関がある。水分計は電気電導度をmV値に変換して出力され、水分量と正の相関をもつが、mV値は溶存態イオン濃度にも依存し、その値から水分の絶対量を評価するのは難しい。しかし、水分計は後で述べるように水質項目の長期的変動のモニターとして利用できる。図9は一降雨に対する各深さのサクシヨンの、図10はそれに対する水分計の、時間変化で

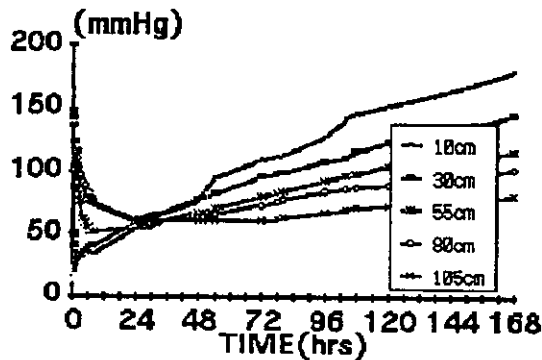


図 9 各層のサクシヨンの時間変化

ある。両者とも、降雨に対して上層から順に、数分ないし数十分で反応し始めている。図11は、各深さに対するサクシヨンの極小値と水分計の極大値の鉛直推移を示したものである。作土層を除いて、各深さのサクシヨンの極小値と水分計の極大値とはほぼ同一時刻に起こっている。作土層で、時間ずれがあるのは、二つの計器の時空間的時定数が違うためである。一般的に、間隙比が大きく飽和度の低い場合には、水分計の方が敏感である。しかし、下層に行くに連れて、サク

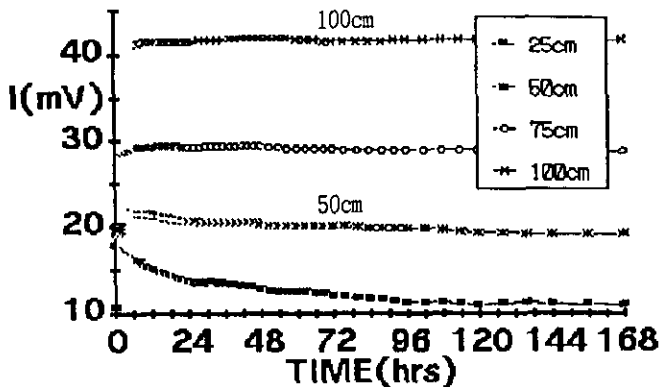


図 10 各層の水分計の時間変化

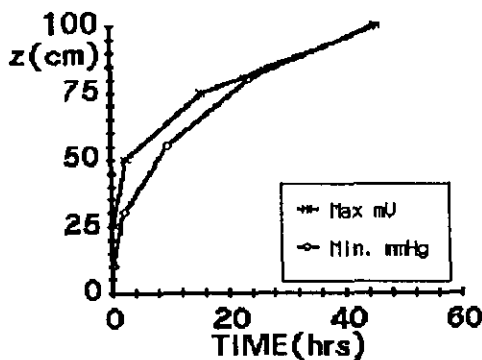


図 11 各層の吸引圧と水分計の極値の時間変化

ンソメーターの方が、水分変動を明確にとらえている。最大水分量の推移速度は、作土層で約 8~12cm/hr であり、下層土で約 0.8~2 cm/hr である。これらの値は、前述の実質水分の移動速度に比べると、非常に速い。この事実は、土壌層内の実質水分の移動に関する機構と水分量分布の移動機構とは全く別のものであることを意味し、鉛直不飽和浸透における kinematic wave 特性の存在を裏付けるものと考えられる。

5.2.3 長期的変化……………これまでに述べたことは、従来指摘されてきた押し出しモデルでは説明できない浸透現象は、kinematic wave 特性を考えれば説明できるという立場を支持するものであった。しかし、著者は浸透現象における“水みち効果”を否定するものではない。以下に述べる事実は、土壌中の物質移動において水みちの影響の重大さを裏付けるものである<sup>4)</sup>。図 12 (a), (b) は、8 カ所の水分計の値  $I_s$  (mV) と浸透水中の  $Cl^-$  濃度 (ppm) の長期変動を示したものである。ここで、 $I_s$  は次の降雨直前の値である。100 週目から 170 週目にかけての降雨量  $Q_s$  (ℓ) は 150 ℓ/week である。何れの  $I_s$  の値も減少して行くが、100 週目以降に上から順に極大値を示す。 $I_s$  の値が減少するのは、土壌が蒸留水によって洗われ、土壌水分中の溶存態物質の濃度が減少するため

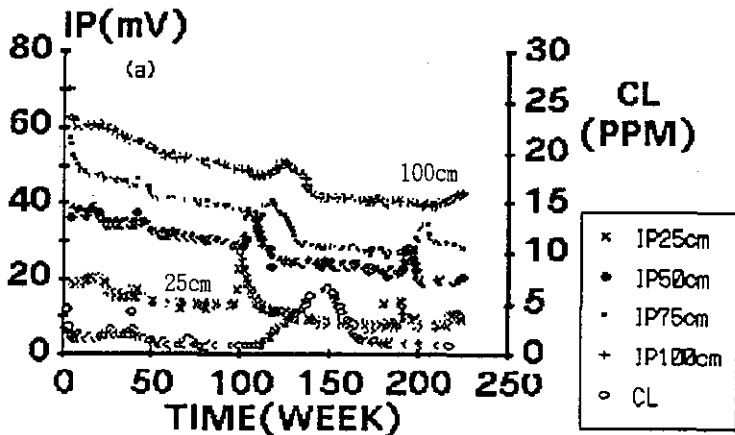


図 12(a) 各層の $I_p$ と浸透液のClイオン濃度の長期変動

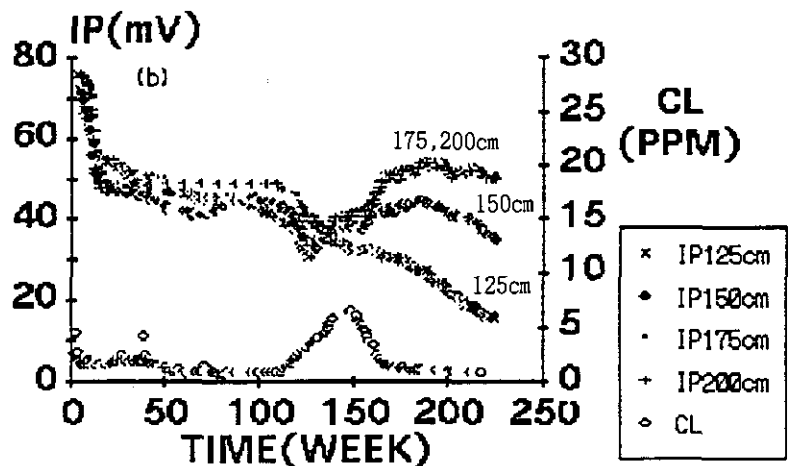


図 12(b) 各層の $I_p$ と浸透液のClイオン濃度の長期変動

と考えられる。浸透水中の塩素イオンはほぼ一定値を保っているが、150週目付近で極大値を示している。各層とも、降雨直前の水分量は毎週ほぼ同じであるため、 $I_p$ の極大値の出現は、その層を高濃度の溶存態物質が通過したことを意味する。図13の浸透水中の $Cl^-$ 以外の各物質のイオン濃度には極大値は現れていないことから、図12の $I_p$ の極大値は高濃度の $Cl^-$ の通過によると考えられる。図14は、各層を $I_p$ の極大現象のピークが通過した週 $T_{p,max}$ と、各層で極大現象が始まる週 $T_{p,min}$ を示している。 $z=205cm$ のデータは浸透水を意味する。100週目付近で負荷された塩素イオンは、10週間後には浸透水に影響が現れ始め、50週目付近で極大値を示すことが解る。図14中の点線は、ライシメータ内の水分は単純に上から下へ押し出されると仮定した塩素イオンの推移である。土壌の比重、間隙比、飽和度などの結果から計算される一降雨(150  $\ell$ /week)の滞留時間 $T_r$ は約20週となる。浸透水の $T_{p,min}$ が、押し出しモデルによる $T_r$ や $I_p$ から求めた $T_{p,min}$ よりかなり

早いという事実は、溶存態物質の土壌中での鉛直移動に関して、水みちの影響が大きいことを示唆していると考えられる。

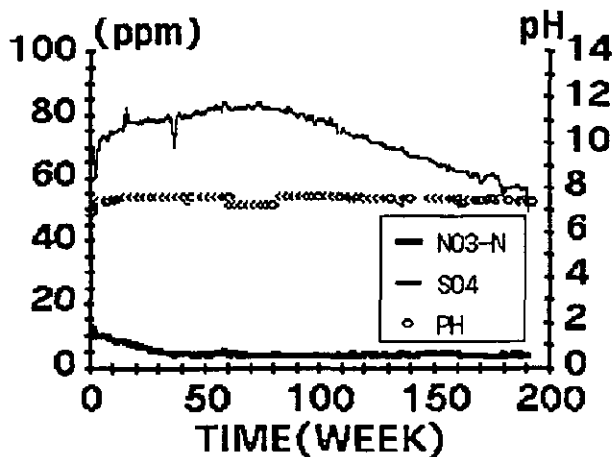


図 13(a) 浸透液中の各種イオン濃度の長期変動

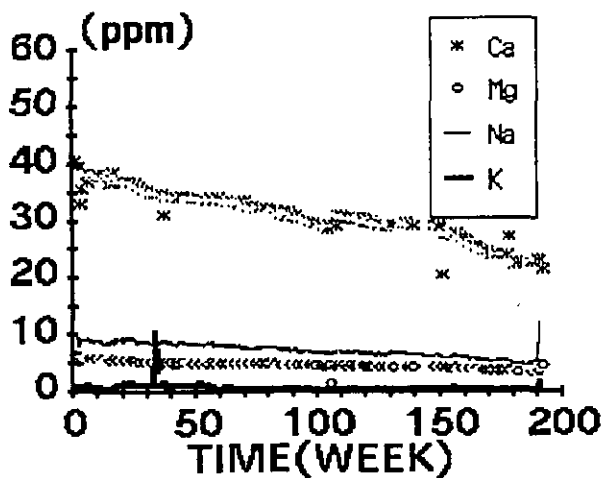


図 13(b) つづき

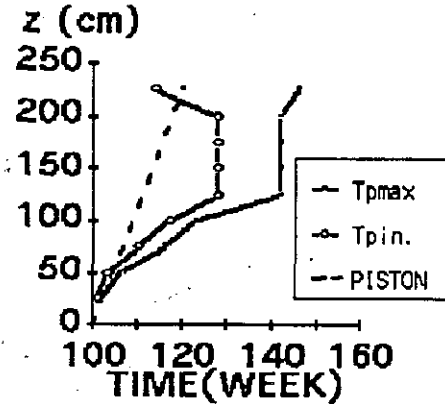


図 14 各層における $I_{p.in.}$  と $I_{p.max.}$ の発生時期

## 6. あとがき

今回得られた結果を要約すると次のようになる。

- ① 土壌の不飽和鉛直浸透現象における実質水分移動のトレーサーとしては、重水が最適である。
- ② 不飽和状態での実質水分の移動速度(cm/hr)は、水分分布の移動速度より2オーダーほど小さく、両者の移動メカニズムは全く別ものと考えられる。
- ③ 前者は押し出しを基本としたモデルで、後者はkinematic waveとして理解され得る。
- ④ 一方、水質の変動に関する実測結果は、機械的分散や吸・脱着現象では説明できず、水みちによると解釈される。

## 参考文献

- 1) 土壌肥科学会編(1987)：移動現象，博友社，pp.41-82.
- 2) 坂本 康・竹内邦良・竹富幸郎(1987)：水みちモデルによる不飽和土壌中の溶質移動の解析，土木学会第42回年次学術講演会講演概要集Ⅱ，pp.116-117.
- 3) 小林 稔・山田 正(1987)：降雨の鉛直浸透におけるkinematic wave特性とヒステリシスの効果を考慮した新しい不飽和浸透方程式の解の特性，土木学会第42回年次学術講演会講演概要集Ⅱ，pp.122-123.
- 4) 大坪国順(1987)：大型ライシメータにおける土壌水分の移動特性，土木学会第42回年次学術講演会講演概要集Ⅱ，pp.202-203.

## I - 2. 土壌中での不飽和水の挙動

山田 正・小林 稔

北海道大学工学部, 〒060 札幌市北区北13条西8丁目

### 1. はじめに

雨水の土壌中の挙動に関するいくつかの野外実測では、土壌水分の動きが放射性物質等のトレーサーによる水の実質の動きよりも1桁以上速い事が知られている。<sup>2) 3)</sup>一方、不飽和土壌中の水分移動に関しては、同一のポテンシャル勾配においても定常時に比べて、吸水時には浸透しにくく、脱水時には浸透し易いというヒステリシス現象が存在する。従来、不飽和浸透解析においてこの現象の取扱いとしては、入力に用いる土壌の特性を表す関係に、吸水時と脱水時に関々の関係を直接与えることによって解析が行われてきた。それに対し著者らは、本来土壌の特性は定常状態において測定された関係を解析の入力として用いるべきであり、ヒステリシス現象は基礎方程式から得られる解の特性として捉えるべきものであるという考えの基に、ヒステリシス効果を内包した新しい不飽和浸透方程式を提案し、その解析を行ってきた。<sup>1) 12) 13) 14)</sup>また、飽和-不飽和浸透流解析は今までに幾つも成されているが、そのほとんどが圧力水頭 $\psi$ に関するものであり、体積含水率 $\theta$ に関する統一的な飽和-不飽和浸透流解析はいまだ行われていない。

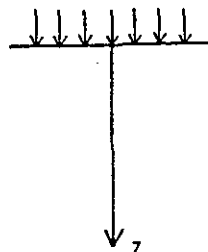
以上の事柄を背景とし、本研究は土壌中の雨水の浸透現象を取り扱うのに従来使用されてきた不飽和浸透方程式(Richardsの式あるいはKluteの式)を再検討し、解の持つ特性とその水文学的意義を明らかにすることを一つの目的とし、さらにヒステリシス効果を内包した新しい飽和-不飽和浸透方程式を用いて、圧力水頭 $\psi$ だけではなく体積含水率 $\theta$ についても飽和-不飽和浸透流解析を行い、著者らの提案する新しい理論の適合性を検討したものである。

### 2. 不飽和浸透方程式の持つKinematic wave特性

鉛直一次元に関するKluteの式である(1)式を用い降雨の鉛直浸透における解の特性を解析的に検討した。また、不飽和透水係数の関係は(2)式に示す経験式を用いる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{dk(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right\} \quad (1)$$

$$k(\theta) = a\theta^m \quad (2)$$



ここで  $\theta$  : 体積含水率  $\psi$  : 毛管ポテンシャル

$k(\theta)$  : 不飽和透水係数  $D(\theta)$  : 水分拡散係数  $a, m$  : 係数

今、土壌表面に一定強度の散水がある時間与えた後、打ち切ると、散水終了後しばらくの間は

土壌表面における境界条件の影響を強く受けているが、土中に十分深く浸透した雨水は次第に Kinematic wave としての特性を示し始め、その波速は(1)、(2)式より次式で示される。

$$\frac{dk(\theta)}{d\theta} = ma\theta^{m-1} \quad (3)$$

一方、重力水としての水粒子自身の移動速度は真の流速として  $k(\theta)/\theta$  で与えられ、次式となる。

$$\frac{k(\theta)}{\theta} = a\theta^{m-1} \quad (4)$$

(3)、(4)式より Kinematic wave としての波速は、水粒子の実質の移動速度よりも  $m$  倍大きく なっていることがわかる。図 1 は西垣<sup>4)</sup>によってまとめられた様々な土壌に対する  $m$  の値である

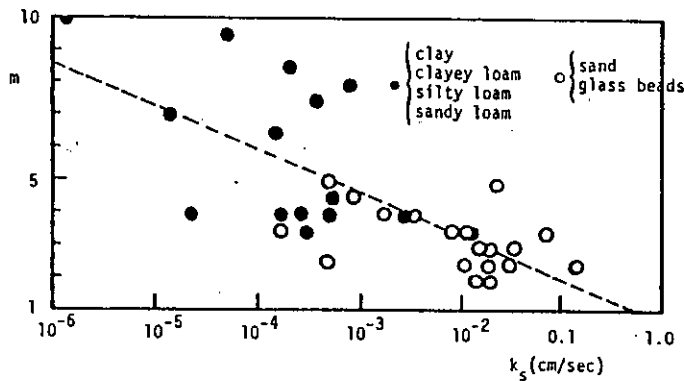


図 1 (2)式の  $m$  と飽和透水係数  $k_s$  との関係 (西垣<sup>4)</sup>より)

が、この図より砂質土は 3 - 6、粘性土は 4 - 10 の値を取ることがわかる。これより土中深く浸透した水分量パターンの降下速度 (Kinematic wave の波速) はトレーサーの降下速度 (水粒子の実質の移動速度) に比べて 3 - 10 倍速いことになる。表 1 は Aneblom<sup>2)</sup> らによってまとめられたトレーサーの降下速度 (True velocity) と水分量パターンの降下速度 (Apparent velocity) の野外実測

表 1 トレーサーと水分量の移動速度の野外実測値 (Aneblom<sup>2)</sup>より)

Site	Velocity	True Velocity (m/month)	Apparent velocity (m/month)
Grønholmen (Andersen & Sevel 1974)		0.4	3 - 3.5
Tärnsjö (Aneblom & Persson 1978)		~ 0.5	1.5 - 2.5

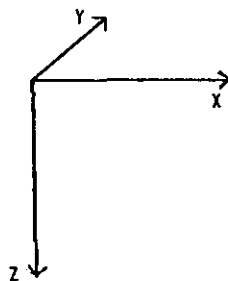
値を比較したものであるが、これを見るとその速度の違いは3-9倍程度となっており、上記の考え方の正当性を裏づけることができる。以上の事より不飽和浸透流のKinematic wave特性が今までに観測されている、トレーサーの移動速度と水分量分布の移動速度との間の異常に大きいズレの原因になっていると結論出来る。

### 3. ヒステリシス効果を内包した不飽和浸透方程式

土壌の特性を表す $\psi$ (圧力水頭)- $\theta$ (体積含水率)関係や $k(\theta)$ (不飽和透水係数)- $\theta$ 関係としては定常状態において得られる一価関係を入力として用いるのに対し、水分フラックス $\vec{q}$ を新たに次式で表す。

$$\vec{q} = (q_x, q_y, q_z) \quad (5)$$

$$\left. \begin{aligned} q_x &= -k_x(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} - \tau \frac{\partial q_x}{\partial t} \\ q_y &= -k_y(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} - \tau \frac{\partial q_y}{\partial t} \\ q_z &= -k_z(\theta) \frac{\partial (\psi - z)}{\partial z} - \tau \frac{\partial q_z}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$



ここで、 $\tau$ はヒステリシスの効果による緩和時間を表す時定数である。(6)式では不飽和領域にまで拡張されたダルシー則に、右辺第二項が新しく付け加わっている。(6)式の右辺第二項は、ポテンシャル勾配の変化に対するフラックスの時間遅れを表しているが、この項により同一ポテンシャル勾配に対して脱水時( $\partial q / \partial t < 0$ )には浸透し易く、浸潤時( $\partial q / \partial t > 0$ )には浸透しにくいというヒステリシス効果を表現し得る。一方、土中水分の連続の式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \text{div} \vec{q} = 0 \quad (7)$$

であるから、(7)式に(6)式を代入して $\theta$ を従属変数にして表すと、

$$\begin{aligned} \tau \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} + \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{dk_z(\theta)}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D_x(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right\} + \\ \frac{\partial}{\partial y} \left\{ D_y(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right\} \end{aligned} \quad (8)$$

ここで、 $D(\theta) = k(\theta) \partial \psi / \partial \theta$

となる。同様に $\psi$ を従属変数にして表すと次式となる。

$$\begin{aligned} \tau C(\psi) \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} + C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \frac{dk_z(\psi)}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} = \\ \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k_x(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ k_y(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k_z(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right\} \end{aligned} \quad (9)$$

ここで、 $C(\psi) = \partial \theta / \partial \psi$

(8),(9)式で左辺第一項が新たに加わった項であり、従来の不飽和浸透方程式が移流分散方程式であったのに対し、その特性に加えて電信方程式としての特性が加わるようになった。即ち、この方程式の数学上の特性から不飽和浸透に新たに波動という特性が現れるようになったのである。

#### 4. 体積含水率 $\theta$ に関する飽和-不飽和浸透流解析

飽和-不飽和浸透流解析は従来数多く行われているが、そのほとんどが圧力水頭  $\psi$  に関するものであり、体積含水率  $\theta$  に関する統一的な飽和-不飽和浸透流解析は行われていない。その理由は、(8)式の右辺に現れる水分拡散係数  $D(\theta) = k(\theta) \partial \psi / \partial \theta$  において飽和状態になると、 $\theta$  は間隙率  $n$  と等しくなり、もはや変化せず、 $\partial \psi / \partial \theta \rightarrow \infty$  となり水分拡散係数も無限大となるためである。しかし、飽和状態になってからも圧力水頭の変化に伴って土の構造が変化し、間隙率が僅かながら変化すると考えることにより飽和領域での取扱いが可能となる。その考え方を以下に示す。体積含水率  $\theta$  は土の間隙率  $n$  と飽和度  $S_w$  の積で、

$$\theta = n \cdot S_w \quad (10)$$

と表される。(10)式のように考えると、圧力水頭  $\psi$  の変化による体積含水率  $\theta$  の変化は

$$\frac{d\theta}{d\psi} = n \frac{dS_w}{d\psi} + S_w \frac{dn}{d\psi} \quad (11)$$

のように表される。ここで、不飽和状態のときには圧力水頭変化による間隙率の変化が生じないものと仮定すると、(11)式において不飽和状態では  $dn/d\psi = 0$ 、飽和状態では  $dS_w/d\psi = 0$  となり(11)式は

$$\frac{d\theta}{d\psi} = C(\psi) + \alpha S_s \quad (12)$$

ここで

$$C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad S_s = \frac{dn}{d\psi} \quad \alpha = \begin{cases} 0 : \text{不飽和領域} \\ 1 : \text{飽和領域} \end{cases}$$

と表すことができる。 $C(\psi)$ は比水分容量,  $S_s$ は比貯留係数である。(12)式を用いることによって飽和状態になっても水分拡散係数は無限大とはならず, (8)式を用いた飽和-不飽和領域の統一した取扱いが可能となる。一方, 圧力水頭 $\psi$ に関しても, 同様に(12)式を用いることにより(9)式を使った飽和-不飽和浸透解析が可能なのはよく知られている通りである。<sup>5) 6)</sup>

## 5. 数値計算および考察

### 5.1 数値計算

本研究では, 先に導いた(8), (9)式を鉛直一次元について数値計算を行った。計算では, ヒステリシスの表現の確認や,  $\theta$ 分布や $\psi$ 分布の挙動の違いを見るために,  $\theta$ と $\psi$ とで独立に行われている。

計算方法は空間的には中央差分をとり, 時間的な連立微分方程式としてRunge-Kutta-Gill法を用いた。 $\delta z$ は1 cmとし, 時間ステップ $\delta t$ については, 同じ時間間隔 $h$ を $\delta t=h$ で計算したものと,  $\delta t=h/2$ で2ステップ計算したものを比較することによって, 許容誤差の範囲内でできるだけ大きく $\delta t$ が取れるように可変時間ステップ方式を用いている。計算は2ケース行っているが, それぞれのケースに与えた土壌の関係や初期条件, 境界条件等は以下に示されている。

a) Case 1: 土壌には図2に示されるような砂を想定した関係を与えた。初期値には底部が地下水面となるような静止状態を与えた。境界条件は, 地表面では降雨強度に等しい浸透速度を与え, 底部では不浸透層を考えてそこを通過する流量はないものとした。降雨は降雨強度 $R$ のある一定時間( $T_R$ )与えた後, 打ち切っている。この場合, 比貯留係数 $S_s$ は $1.0E-3(1/cm)$ とした。

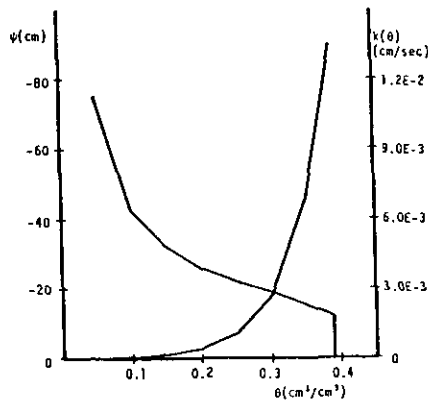


図2 Case 1の計算に用いた $\theta - \psi$ 関係と $k - \theta$ 関係

b) Case 2: Vachaudら<sup>9)</sup>が行った実験をもとに, その実験値を再現するような計算を行った。土壌の特性には, 図3に示されるような砂を考えた関係を与えた。初期値には静止状態を与えたが, この場合は底部ではまだ地下水面は形成されていない。実験では, 地表面から一定水頭で水

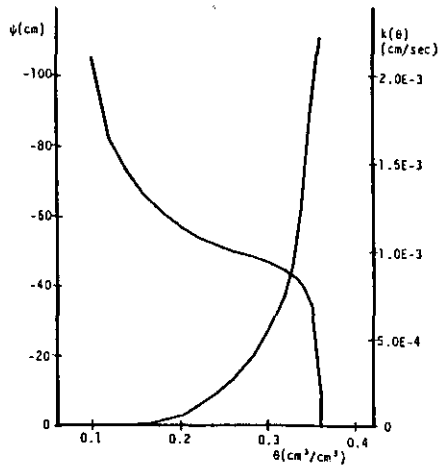


図 3 Case 2の計算に用いた $\theta - \psi$ 関係と $k - \theta$ 関係

を浸透させており、底部では砂利を敷いて水が抜けるようになっているのだが、ある程度までならば砂と砂利との間の層に水は溜っている。そこで今回の計算では、できるだけ実験の条件に近くなるような境界条件を考え、地表面ではほぼ飽和に近い一定値に固定し、底部では不浸透層を仮定した。この場合の比貯留係数 $Ss$ は $1.0E-4(1/cm)$ とした。

### 5.2 計算結果および考察

a) Case 1: 図 4, 5, 6はCase 1の計算結果を示すものである。図 4を見ると、いずれも $t=30$  minで地下水位が7-10cm程度上昇しているのがわかる。従来、体積含水率 $\theta$ に関する統一的な飽和-不飽和浸透計算はできないとされ、地下水位が上昇して行くような場合には計算は不可能とされていた。しかし、図 4に示されている地下水面の上昇に見られるように、土の僅かな圧縮性

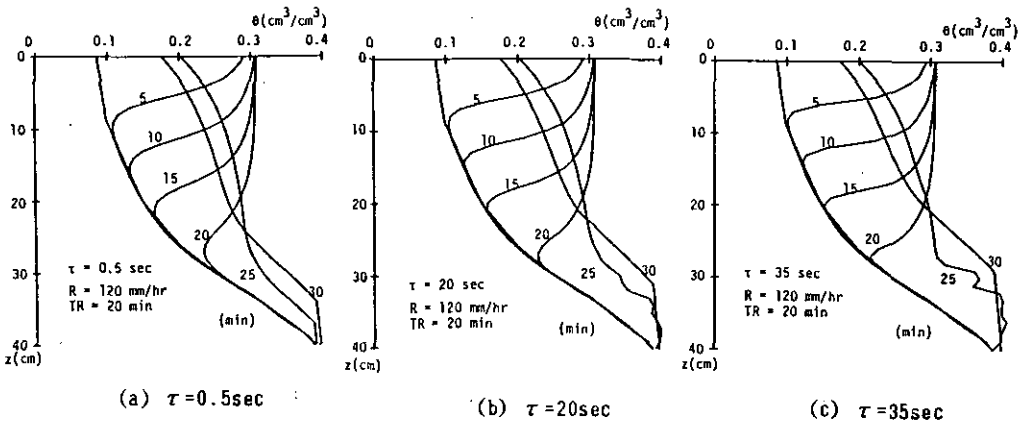


図 4  $\theta$ 分布の時間変化 (Case 1)

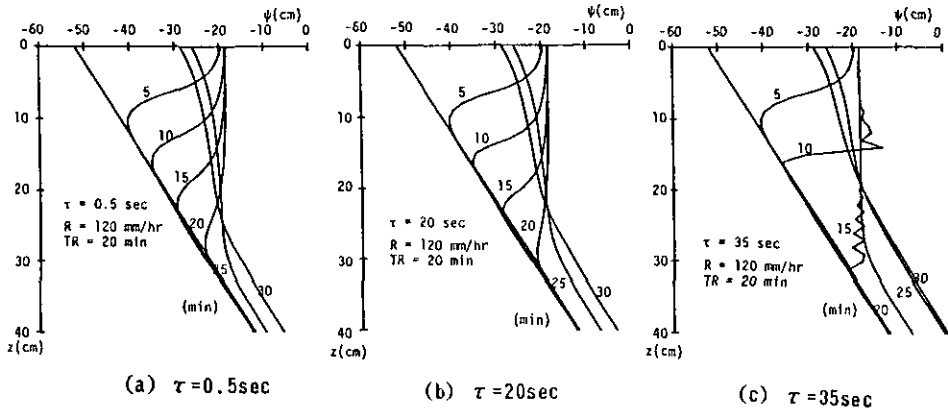


図 5  $\psi$  分布の時間変化 (Case 1)

を考慮することにより  $\theta$  に関しても飽和-不飽和領域の統一した扱いが可能になったことがわかる。次に図 4 と図 5 を比較してみると、ヒステリシス効果が非常に小さい場合 ( $\tau = 0.5 \text{ sec}$  の場合) には  $\theta$  と  $\psi$  の分布は同じ速度で下方へ伝わっているが、ヒステリシス効果が大きくなると ( $\tau = 20 \text{ sec}$  の場合)、 $\theta$  の分布は  $\psi$  の分布よりも少し遅れて伝わっていることが解る。また、ヒステリシスの効果が非常に大きい場合 ( $\tau = 35 \text{ sec}$  の場合) には、 $\psi$  の分布形は波動、あるいは段波のような伝わり方をし、 $\theta$  よりもかなり速く下方へ伝わるのが解る。この現象に関しては次のように説明できる。

(9) 式の鉛直一次元方向のみを表現すると次式となる。

$$\tau C(\psi) \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} + C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \frac{dk(\psi)}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right\} \quad (13)$$

この(13)式において

$$\frac{\partial}{\partial t} \approx - \frac{1}{C(\psi)} \frac{dk(\psi)}{d\psi} \frac{\partial}{\partial z} \quad (14)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \approx \left\{ - \frac{1}{C(\psi)} \frac{dk(\psi)}{d\psi} \right\}^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (15)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left\{ k(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right\} \approx k(\psi) \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (16)$$

のような仮定が考えられるが、これらを(13)式に代入すると次式を得る。

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} + \frac{dk(\psi)}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} = \left[ k(\psi) - \frac{\tau}{C(\psi)} \left\{ \frac{dk(\psi)}{d\psi} \right\}^2 \right] \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad (17)$$

この(17)式の右辺で

$$k(\psi) - \frac{\tau}{C(\psi)} \left\{ \frac{dk(\psi)}{d\psi} \right\}^2 < 0 \quad (18)$$

の場合には(17)式の右辺は負の拡散項となり、不安定現象が発生する。これは、数学的には基本式が、拡散タイプから波動タイプへ変化した事に相当している。<sup>10)</sup> この不安定現象によって、上記の圧力伝播が生じると考えられる。

図6は図4と図5に示される $\theta$ と $\psi$ の2つの独立した計算から得られた、ある一地点での $\theta$ と $\psi$ の挙動を示すものである。その挙動は明らかにヒステリシスループを示しており、本研究に使用した新しい方程式の有用性を再確認することができる。また、図6に示される関係はScanning curve群の一部であって、この様な関係をいくつも描いたその境界として主吸水曲線や主排水曲線が得られる事になる。

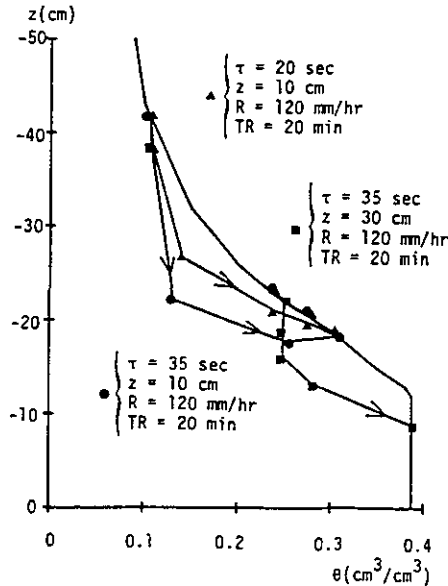


図6 Case 1の計算結果による $\theta - \psi$ 関係

b) Case 2: 図7, 8, 9はCase 2の計算結果を示すものである。図7, 8中の○や□, △のシンボルはVachaudらによる実験値を表す。図7, 8によりVachaudらの実験値と今回の計算値とを比較してみると、今回の計算で得られた $\theta$ と $\psi$ の分布形は、そのフロントの傾きが実験値よりも少し急ではあるが、両者はおおむね適合していると思われる。

図7, 8を見ると、 $t=0-3000\text{sec}$ までは $\theta$ の方が $\psi$ よりも少し遅れて伝わっているが、 $t=3000-3750\text{sec}$ においては、 $\theta$ に関しては以前と同様なスピードで伝わっているのに対し、 $\psi$ について

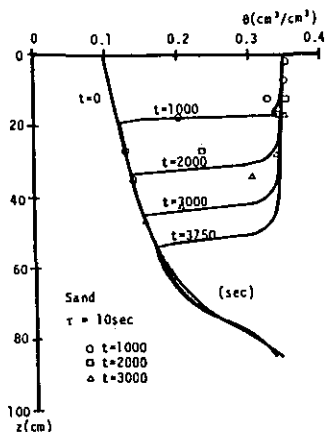


図 7  $\theta$  分布の時間変化 (Case 2)

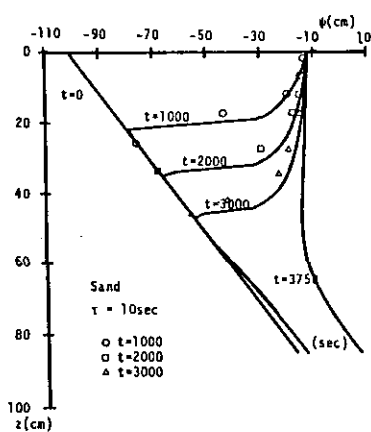


図 8  $\psi$  分布の時間変化 (Case 2)

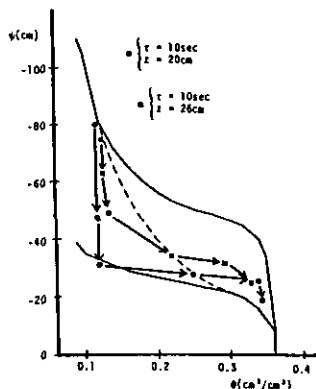


図 9 Case 2 の計算結果による  $\theta - \psi$  関係

は明らかにそれ以前よりもかなり速く伝わっているのが解る。この  $t=3000-3750$ sec における  $\psi$  分布の素早い伝達は、 $\psi$  分布のフロントが毛管水縁に達したときにその影響が非常に速いスピードで伝わったものではないかと考えられる。つまり、毛管水帯において毛管水を釣り上げていた毛管ポテンシャルの糸を切るような形で、短時間の内にその影響が底部へ伝わったと考えられる。今回の計算では  $\theta$  と  $\psi$  とでは独立に計算されているため毛管水帯付近での圧力水頭の速い伝達が水分分布に与える影響は表されていないが、毛管水と毛管ポテンシャルの釣合が壊れたことによって水分分布が変動することは十分に考えられる。Vachaud らの実験ではこのような毛管水帯付近での速い圧力伝達は報告されていないが、底部における実験での条件と今回の境界条件を考えた場合、その様な現象が観測される可能性は考えられる。

図 9 は図 6 と同様に図 7 と図 8 から得られる  $\theta$  と  $\psi$  の挙動を示したものである。図中の上下両端の曲線は実験から得られた主吸水曲線及び主排水曲線であり、点線は実験から得られた Scanning curve を表す。図 9 を見ると、 $\theta$  と  $\psi$  の挙動はヒステリシスを示しており、実験と比較すると今回の実験値の方がヒステリシスの効果が少し大きく現れているようである。

c)  $\tau$  に関して：本研究においては  $\tau$  の値そのものに関しては未だ十分な検討を行っていない。しかし、本文中に示したようにここで用いた土壌(砂)の場合には、与えた条件によっても異なるが、 $\tau$  として 20 秒程度以上の値を与えたときにヒステリシスの効果が顕著になっている。この  $\tau$  の値に関して次元解析的に検討すると、 $\tau \approx d/k_s$  の関係が成立していよう。ここに、 $d$  は土壌の等価粒径、 $k_s$  は飽和透水係数である。事実、今回の計算で用いた土壌の  $d/k_s$  の値は 10-30 秒程度になっていることから、当座はこの関係を目安に  $\tau$  の値を採用することが考えられる。なお物理的には、 $\tau$  は浸透水が一粒径の距離を通過するのに要する程度の遅れ時間として解釈されよう。

## 6. 結論

(1)降雨の鉛直浸透におけるKinematic wave特性を検討することにより、土壌中のトレーサーの移動速度と水分量の移動速度との大きな違いを説明することが可能となった。

(2)土の僅かな圧縮性を考慮することによって、体積含水率 $\theta$ に関しても圧力水頭 $\psi$ と同様に、統一した飽和-不飽和浸透解析が可能となった。

(3)飽和-不飽和浸透解析においてもヒステリシス効果を内包した新しい方程式によってヒステリシス現象を表現できることが解った。

(4)ヒステリシスを考慮した新しい方程式には従来の移流分散型の方程式に新たに波動としての特性が加わっているため、その影響により、ある条件の基では非常に速い圧力の伝播現象が現れるようになった。著者らは、この非常に速い圧力の伝播が毛管水帯上縁付近の毛管水と毛管ポテンシャルの均衡を壊し、降雨に対する地下水位の異常に速い応答を引き起こすのではないかと考えている。

(5)緩和時間 $\tau$ に関しては、土壌の等価粒径 $d$ と飽和透水係数 $K_s$ の比( $d/K_s$ )程度の値をとることが確認された。

【謝辞】：本研究は文部省科学研究費(代表、山田正並びに吉川秀夫早大教授)より補助を受けている。さらに本研究の遂行に当り、北大、長谷川和義博士、並びに道口敏幸技官より貴重な助言と助力を得ている。ここに記して深く感謝の意を表す。

## 参考文献

- (1) U. Zimmermann, K. O. Munnich and W. Roether : Downward Movement of Soil Moisture Traced by Means of Hydrogen Isotopes, *Isotope Techniques in The Hydrologic Cycle*, pp28-36, 1967.
- (2) L. J. Andersen and T. Sevel : Six Years' Environmental Tritium Profiles in The Unsaturated and Saturated Zones, Gronhoj, Denmark, *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*, Vol. 1, pp3-20, 1984.
- (3) T. Aneblom and G. Persson : Studeis of The Variations in Water Content in The Unsaturated Zone of an ESKER, *Nordic Hydrological Conference and Second Nordic IHP Meeting*, 1978.
- (4) 西垣誠：飽和不飽和領域内の土中水の浸透特性に関する2,3の考察，土質工学会論文報告集，Vol.23, No.3, 1983.
- (5) R. A. Freeze : Three-Dimensional, Transient, Saturated-Unsaturated Flow in a Groundwater Basin, *Water Resources Research*, Vol.7, No.2, pp347-366, 1971.
- (6) 赤井浩一，大西有三，西垣誠：有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析，土木学会論文報

告集第264号, pp87-96, 1977.

- (7) J. Rubin : Numerical Method for Analyzing Hysteresis-Affected, Post-Infiltration Redistribution of Soil Moisture, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 31, pp13-20, 1967.
- (8) G. Vachaud and J. L. Thony : Hysteresis during Infiltration and Redistribution in a Soil Column at Different Initial Water Contents, Water Resources Research, Vol.7, No.1, pp 111-127, 1971.
- (9) J. Heilborn : 数値計算プログラム Basic, マグロウヒル好学社, 1982.
- (10) G. B. Whitham : Linear and Nonlinear waves, New York : Wiley, 1974.
- (11) 山田正, 藤田陸博, 小林稔 : 降雨の鉛直浸透におけるKinematic wave特性とヒステリシスの効果を考慮した新しい不飽和浸透方程式の解の特性, 土木学会北海道支部論文報告集, 第43号, pp199-204, 1987.
- (12) 山田正, 小林稔 : 降雨の鉛直浸透におけるKinematic wave特性とヒステリシスの効果を考慮した新しい不飽和浸透方程式の解の特性, 第42回土木学会年次学術講演会講演概要集, II, pp122-123, 1987.
- (13) 山田正, 小林稔 : 不飽和浸透の基本的特性とヒステリシスを考慮した新しい不飽和浸透理論, 土木学会第32回水理講演会論文集, pp83-88, 1988.
- (14) T. Yamada and M. Kobayashi : Kinematic Wave Characteristics and New Equations of Unsaturated Infiltration, J. Hydrology. (印刷中)

## I - 3. 土壌中重金属等の空間分布の評価

袴田共之 (国立公害研究所 水質土壌環境部)

### 1. はじめに

土壌は、水平方向にも垂直方向にも異なる性質を示す。土壌分類はそれらにさらに時間的な変化の要因を含めて行われている。時間的な変化は垂直方向の変化の様相、つまり土壌断面に顕著に現れるので、土壌分類においては断面調査がきわめて重要な役割を果たしてきた。多数の断面調査地点の情報から、質的に異なると思われる領域が区分され、その領域には階層的分类のいずれかの階層の土壌分類名が与えられ、各種縮尺の土壌図が作成されてきた。その領域内の土壌の特性は平均値や代表断面の値で代表される。このような手順は、一般の土壌分類や土壌図の作成に限らず、各種の目的の土壌調査、より一般的には土壌のモニタリングに欠かせないプロセスである。

他方、土壌中での物質の移動については、従来、移動の場は均一であるということ为前提とした理論やモデルが多く扱われてきた。しかし、現場における現象をより正確にかつ一般的に扱おうという要求から、不均一場の認識の必要性、さらにはそのような場におけるモデリングの必要性が認識されるようになった(Bouma, 1987; Beven & Germann, 1982; 波多野ら, 1983)。ところで、本特別研究においても重金属や有機塩素系化合物の土壌中での動態をいくつかの分野から究明しようとしており、このような方向は不可欠のものと考えられ、今後一層の発展が期待できるテーマであろう。

土壌学におけるこのような背景の中で、比較的近年、土壌の空間的変動の構造を把握しようとする手法が、主として地質学の分野から土壌学の分野へ導入された。それが“Regionalized Variable Theory”とか“Geo-statistics”と呼ばれるものである(たとえば、Journel and Huijbregts, 1978; Webster, 1985)。もっとも、空間的変動の構造を把握しようとする動きは、地理学や生態学では従来から行われてきており、それに呼応した内容の統計学や応用数学のテキストや雑誌も存在している(たとえばRipley, 1981; Upton & Fingleton, 1985)。また、それらに関連してデータ解析の手法も最近の4半世紀に新しい発展をし、それぞれの固有の学問分野の発展を支えてきた。広範な分野にわたる最近のこのような動きは、計測技術や情報処理技術の発達と無縁ではない。

ところで、土壌学における上記のような課題を首尾良く遂行するためには、土壌そのものの理解と共に、データ解析の手法に関する理解をも必要とする。従来の対処の仕方は、土壌学かデータ解析のいずれかの立場で行われることが多く、そのことからくる不十分さが目につくことが多かった。つまり境界領域のむずかしさである。しかし、それを乗り越えて展望が開けると判断されればその努力はなされる価値がある。本稿は土壌特研のシンポジウムの報告であるので、そのような観点から、簡単な例を用いながら敢えてややデータ解析に偏った論を進めることとした。

## 2. 土壌の重金属濃度の統計的特徴……探索的データ解析

土壌の空間的変動を調べるにあたっては、多くの場合、ある程度大量なデータを収集することが多い。誤りのないデータは解析の大前提となるので、異常値(不測の事態による)の混入などは解析の前にチェックされるべきであり、頻度分布の形、平均値や中央値、標準偏差などのいわゆる基本統計量を知っておくことはデータの吟味として、またデータ解析のいわば玄関口として必須である。

他方、コンピュータ利用の様式は、一昔前のいわゆるバッチ型利用から、近年は端末機からの会話型利用が主流になっている。パソコンの普及もその一部をなしている。データ解析もその流れの中にあり、「探索的データ解析(EDA: Exploratory Data Analysis; Hoaglin *et al.*, 1983; Tukey, 1977)」はその代表的なものである。探索的データ解析は、分布型や外れ値に影響されにくい手法を駆使しながら、そこに内在する構造をデータから探索的に探したそうとするものであり、J. W. Tukeyらにより長年にわたって集成された諸手法の集まりである。ここでは、それらの内から「幹葉表示(stem-and-leaf display)」と、「箱ヒゲ表示(boxplots)」を使った例を紹介する。両手法とも本格的なデータ解析に入る前のいわばデータの吟味において特に有効である。

本稿で例として扱う主なデータは、重金属汚染水田の土壌中重金属濃度である。秋田県米代川流域のCu, Cdの複合汚染地区において1筆の汚染水田を選び、図1に示した通り1m間隔のメッシュの交点で $10 \times 10 = 100$ ヶ所の表層土を各4点のコンポジットサンプルとして採取した。各試料(風乾細土)の0.1N塩酸抽出重金属濃度(土壌標準分析・測定法委員会, 1986)を測定した。その他のデータについては初出箇所では概略を示すこととする。

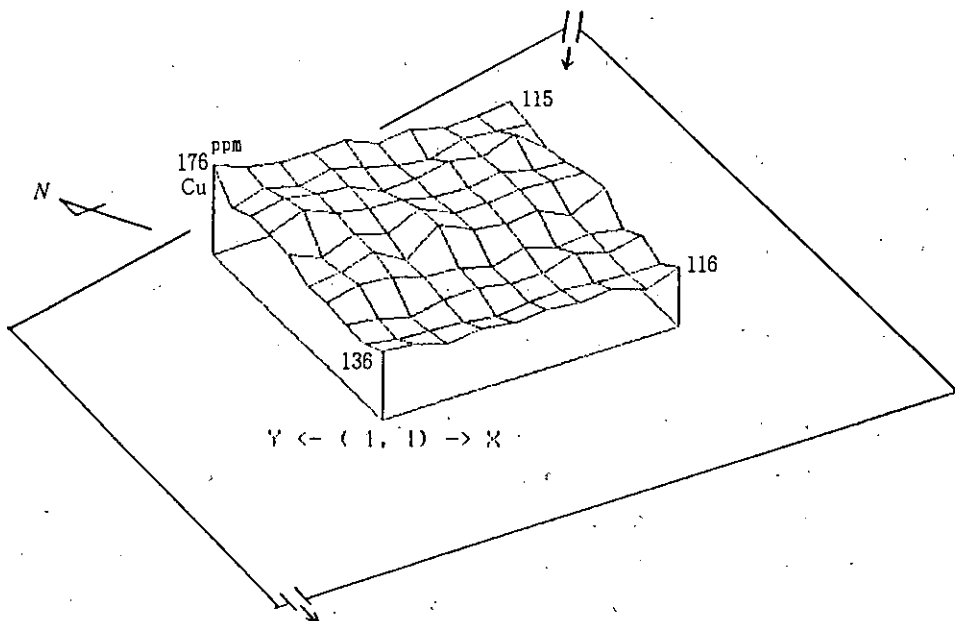


図 1. 水田土壌中のCu濃度測定のためのサンプリング用メッシュの模式と測定値の概要

100個のCu濃度のデータについて図2に幹葉表示、箱ヒゲ表示を頻度分布と共に掲げた。

幹葉表示は、頻度分布と同様にデータの分布を概観しようとするが、より手軽で柔軟でかつ厳密な表示を行おうとする。つまり、データを直接書き出しながら分布を描いてしまう。図2で見ると、縦線の左に5ppm毎(10ppmでも良いが行数つまり階級数が少なすぎる)の見出し行を設定し、右側には各階級に該当する生のデータを1オーダー下の位の1桁の数値により記入する。

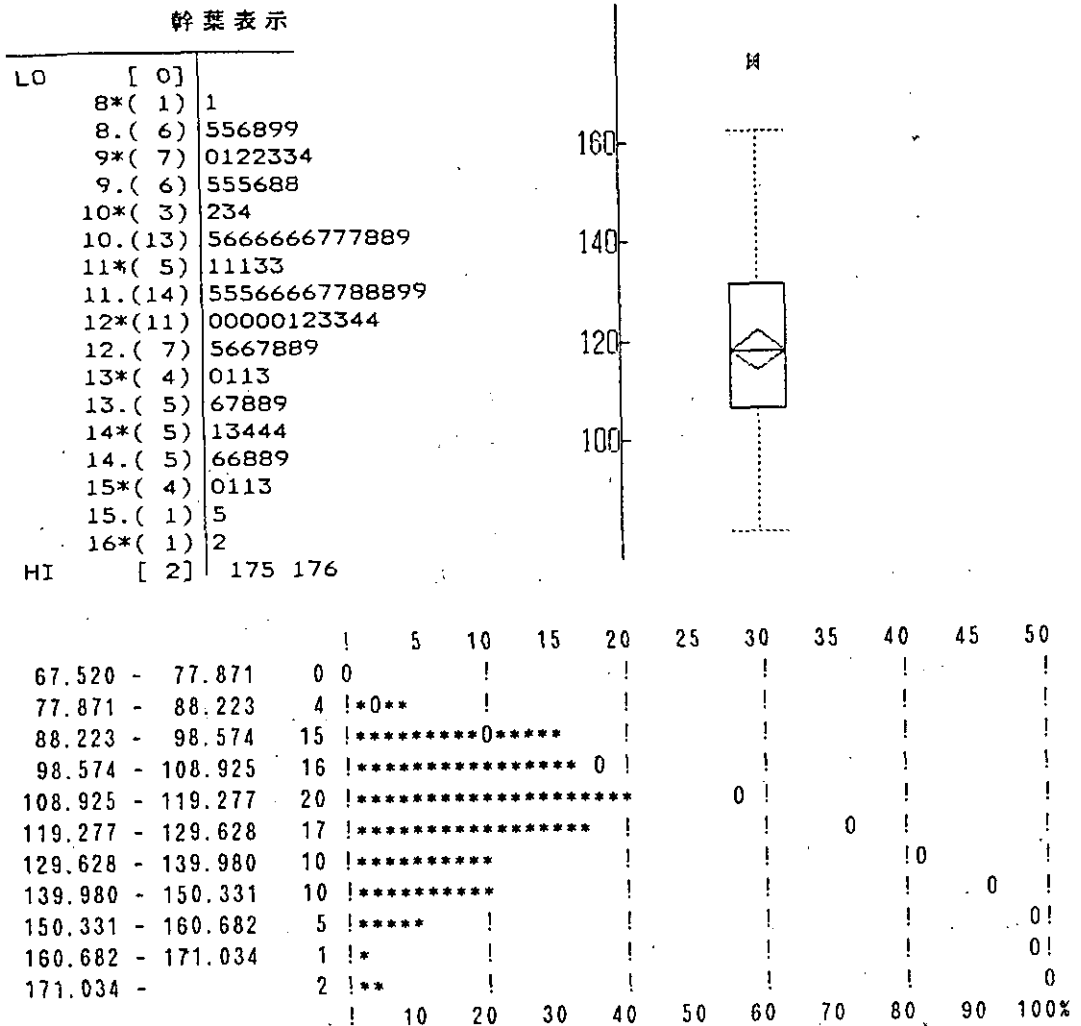


図 2 幹葉表示、箱ヒゲ表示、頻度分布

最後に各階級のデータ数を ( ) 内に書き、外れ値(後述)は上端, 下端にまとめ, その個数は [ ] 内に示す。この図で見るとおり最小値, 最大値はもちろんのこと, 中央値が110の階級にあることもわかり, 個々の生データが示されているので少し慣れれば118まで読み取ることは易しい。また, ひょっとすると双峰の分布かな, という印象も与えるが, これについてはさらに解析を進め, 分布の構造がわかってきてから結論すれば良い。

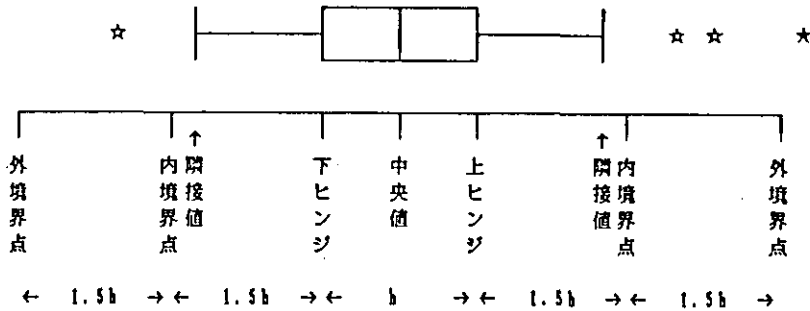


図 3 箱ヒゲ表示

箱ヒゲ表示は, 一種の要約図である(図3)。すなわち, データの分布を5種の要約値をもとに一つの図に表したものである。5種の要約値とは, 中央値, 上ヒンジ, 下ヒンジ, 最大値, 最小値である。このうち上, 下のヒンジはEDAに特徴的な値で, それぞれ, 中央値から最大値の間のデータの中央値, 中央値から最小値との間の中央値をさす。上下ヒンジ間を箱で囲む。すると箱の中に全体の約50%のデータが含まれる。上下ヒンジ間の幅, つまり箱の長さをヒンジ幅といい,  $h$ で表すと, 上(または下)ヒンジから $1.5h$ さらに上側(または下側)が内境界点である。内境界点に最も近い中央値側の値を隣接値と呼び, それにヒゲをつけ, 上ヒンジと結ぶ。内境界点から $1.5h$ さらに上側(または下側)が外境界点(ヒンジからは $3.0h$ の点)となる。内境界点より外側のデータを外れ値として, ある種の検討(異常値とか, 極限状況とか)の対象とすることが多い。図2によると, Cu濃度のデータは全体として高濃度の側にやや裾を引いた分布をしており, 2個の外れ値が存在することが読み取れる。生データをまとめた幹葉表示に比べ, 情報が簡略化されているので, 単一の重金属濃度を吟味することよりいくつかの重金属の比較をするような場合に威力を発揮することが多い。

### 3. 重金属濃度のばらつきの評価……分散分析変量モデル, 混合モデル

土壌中の重金属濃度を決める要因としては多くものが考えられるが, その1例を図4に掲げた。地質や母材はここでは土壌の種類に含まれると考え, 局所性には微地形などの要因を含むこともあり, 水田の水口, 水尻のように連続的な変化を離散化して考えることもある。この特性要因図の各段階にばらつきを起こす原因が存在し, ばらつきの大きさ, つまり各因子の分散の大きさは

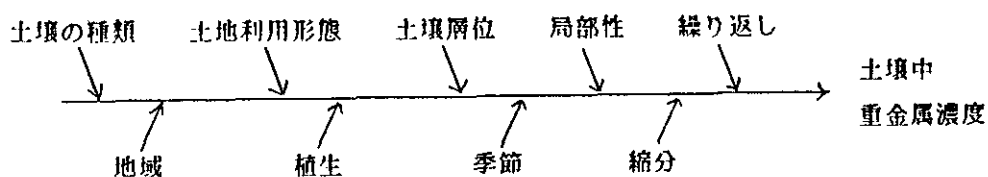


図 4 土壤中重金属濃度を決定する要因……特性要因図

統計的に推定することが出来る。そのような時によく使われる分散分析モデルが、変量モデル(応用統計ハンドブック編集委員会, 1982)である。

今、第  $i$  処理の第  $j$  番の Cu 濃度  $x_{ij}$  は、水口、水尻の違い(処理)  $A_i$  により決まる一定値  $\mu_i$  (これは、一般平均  $\mu$  と処理  $A_i$  の効果  $\alpha_i$  に分解される)と、繰り返し誤差  $e_{ij}$  との和として定まるとする:

$$\begin{aligned} x_{ij} &= \mu_i + e_{ij} \\ &= \mu + \alpha_i + e_{ij} \end{aligned}$$

ただし、

$$(i=1, 2 \quad ; \quad j=1, 2, \dots, n)$$

$$e_{ij} \sim N(0, \sigma^2), \quad \mu = \sum \mu_i / 2, \quad \alpha_i = \mu_i - \mu, \quad \sum_i \alpha_i = 0$$

一般の変量モデルでは、取り上げる因子が  $A$  のみでなく、またその水準も 2 水準とは限らない。

一例として、ある蛇紋岩風化土壌地帯の Cr を溶出法で分析した結果を掲げる。該当地域から 3 地点 ( $s$ ) を選び、土壌断面の第 1 層から第 3 層まで 3 層 ( $p$ ) の土壌を対象に採取し、2 縮分 ( $i$ ) のサンプルを 7 カ所の研究室 ( $l$ ) に配布し、各研究室では 2 連 ( $r$ ) の分析を行った。この分析におけるモデルは、実験計画法における枝別れ実験のモデル(応用統計ハンドブック編集委員会, 1982)であり、

$$X_{spilr} = \mu + S_s + P_p + I_{sp} + L_{lpi} + R_{spilr}$$

と表すことが出来る。なお、土層以外の各因子は母集団の中からランダムに選定したと考え得るので変量モデルとして扱えるが、土層はランダムに選ぶ余地がほとんどなく、母数モデルの対象つまり、ランダムに選べない固定した因子である。したがって、この分析におけるモデルは正確には(変量モデルと母数モデルの)混合モデルと呼ばれる。変量モデル因子に関する帰無仮説は  $\sigma_i^2 = 0$  等、各変動因の分散が 0 ということである。このデータの分散分析を考える際の変動因、自由度、分散の期待値を表 1 に示した。また、分散分析の結果を表 2 に掲げた。

Cr 濃度の一般平均(総平均)は 2.066ppm であった。分散比では、縮分と研究室の分散が有意、つまり  $\sigma_i^2 \neq 0 (=0.126)$ ,  $\sigma_j^2 \neq 0 (=0.0835)$  である。地点については有意でなく  $\sigma_s^2 = 0$  とみなしう

表 1 Cr濃度の分散分析に際しての変動因、自由度、分散の期待値

	変動因	自由度	分散の期待値
地点間	S	2	$\sigma_R^2 + 2\sigma_L^2 + 14\sigma_I^2 + 28\kappa_P^2 + 84\sigma_S^2$
地点内層間	P (S)	6	$\sigma_R^2 + 2\sigma_L^2 + 14\sigma_I^2 + 28\kappa_P^2$
層内縮分間	I (SP)	9	$\sigma_R^2 + 2\sigma_L^2 + 14\sigma_I^2$
縮分内所間	L (SPI)	108	$\sigma_R^2 + 2\sigma_L^2$
所内繰り返し	R (SPIL)	126	$\sigma_R^2$

表 2 Cr濃度についての分散分析

	変動因	自由度	平方和	分散	分散比
		251	149.2744		
地点間	S	2	25.0031	12.5015	2.806
地点内層間	P (S)	6	26.7302	4.4550	2.033
層内縮分間	I (SP)	9	19.7250	2.1916	5.188**
縮分内所間	L (SPI)	108	45.6254	0.4224	1.654**
所内繰り返し	R (SPIL)	126	32.1904	0.2554	

平均：2.066 ppm、 $\sigma_R^2=0.2554$ ； $\sigma_R=0.5055$ 、 $CV=24.5\%$

$\sigma_L^2=0.08349$ ； $\sigma_R^2 + \sigma_L^2=0.5822$ 、 $CV=28.2\%$

る。土層も有意でなく層間の濃度に相違はないといえる。繰り返し精度 $\sigma^2$ は0.506であり、変動係数としては24.5%であった。

この結果が普遍性を持つかどうかは、類似の調査結果をいくつか蓄積しないと一概には言えない。また、例えば、縮分I(SP)の項が正規分布に従うかどうかは、I(SP)の項の分散が母数モデル因子の土層(p)の水準に依存することが多いから、調査計画はよく考えて作る必要がある。この例では土層の効果が有意でないため結果としては問題にならずに済んでいたのがあった。

表 3 土壌PHの分散成分の推定 (Youden & Mehlich,1937)

サンプリング距離間隔	自由度	分散成分の推定値	分散の比率 (%)
1600m	8	0	0
305	9	0.04440	60.3
30.5	18	0.00698	9.5
3.05	36	0.02225	30.2

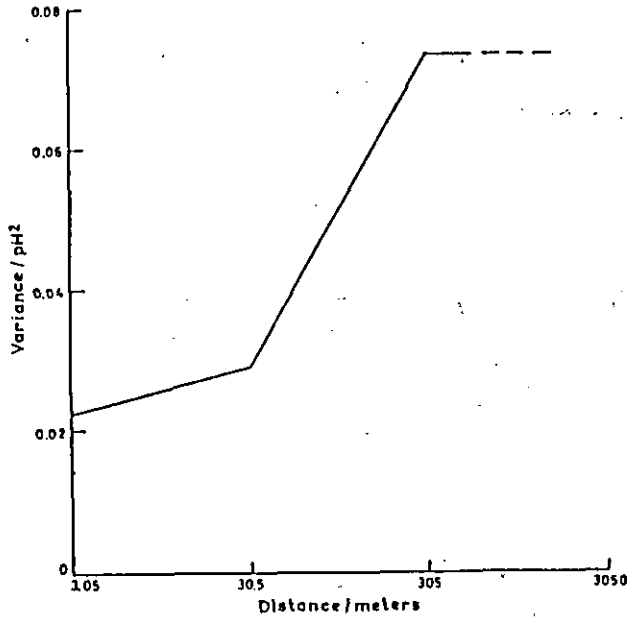


図 5 土壤pHの分散の積算値とサンプリング距離間隔の関係  
(Webster, 1985より改変)

他の例として、土壤pHを測定し検討するにあたって、サンプリングの間隔を4段階に設定し、各段階における分散成分の推定を行った結果(Youden & Mehlich, 1937)を表3に掲げ、その間隔とpHの分散の積算値をプロットして図5に示した。30.5mから305mにかけて分散が急激に大きくなり、そこから3,050mにかけては有意な増加は認められず、最大値に達したように見える。この最大値は、sill(数居)と呼ばれ、他の端は0でない値で縦軸を切っており、これはnugget effectと呼ばれる。これらは次節で扱う。

#### 4. 空間的構造の評価……Regionalized Variable Theory

1筆の水田のようなある広がりを持った区域内に方形メッシュを切り、メッシュの交点の表土中重金属濃度を考える(図1参照)。多数得られたデータの集計をするのに、伝統的な統計手法を使い、平均値、標準偏差等を求め、さらにある精度で平均値を推定するためのサンプリング点数を求めたりする。この時の前提は、個々の測定値間に相関が無い、つまり相互に独立であるということである。ところが、少し考えれば分かります、この前提は現実的でないことが多い。図6の例(Webster & Burgess, 1980)はそのことを示している。空間的になんらかの構造を持っているといえる。この空間的構造を評価しようとして発達してきた手法が“Regionalized Variable Theory”である。その中心が“Semi-variogram”と“Kriging”である。

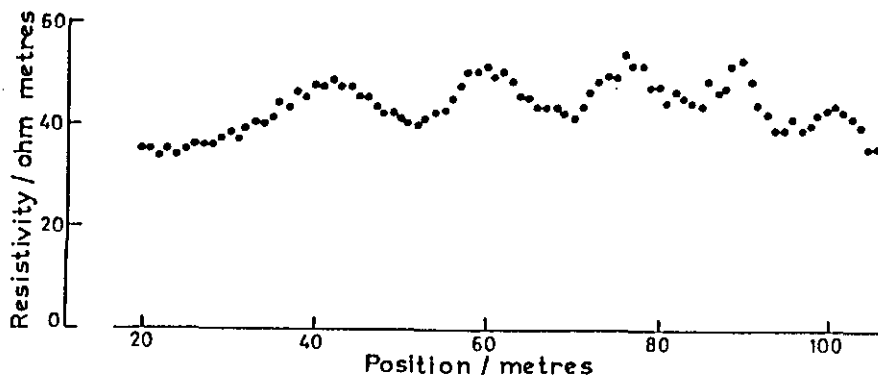


図 6 ある地点で 1 m 毎に計った土壌溶液の電気伝導度  
(Webster & Burgess, 1980)

①セミバリオグラム

地上に引いた直線に沿って多点にわたり重金属濃度を測定し、そのデータを眺めると、ある点から離れるに連れて関係が少なくなる、換言すればばらつきが大きくなることがよくみられる。ある場合には、ある間隔までくるとばらつきの大きくなる傾向が止まることもある。このように、いろいろな距離間隔に対しばらつきの大きさを計算し評価するために、セミバリオグラム  $\gamma(h)$  を次のように定義する。

$$\gamma(h) = \frac{1}{2(n-h)} \sum_{i=1}^{n-h} [Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2$$

ここに、 $Z(x_i)$  は地点  $x_i$  における測定値、 $n$  は測定値の数、 $h$  は相対的な距離間隔(ラグ)を表

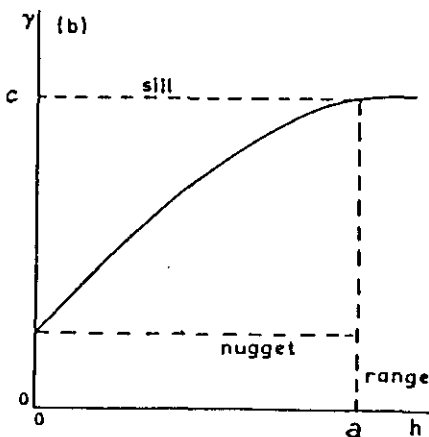


図 7 1次元のセミバリオグラムの代表例

(Webster, 1985より改変)

これは1次元のセミバリオグラムであるが、測定値を方形メッシュの交点で採ったような時には、2次元に拡張することは容易である。

セミバリオグラムの形は多様であり、そのうちよく現れるものについてはセミバリオグラムモデルとして定式化されている。直線上のデータについてよく見かけるモデルは図7に示す数居付き直線(linear-with-sill)モデルである。図中のcはsillであり、サンプリング直線上の測定値の分散に等しい。sillが始まるラグの値(レンジ)はaで示されており、独立な測定値を得るための最小間隔である。また、定義によると $h=0$ においては $\gamma(h)=0$ であるがデータ点を外挿すると $h=0$ において $\gamma(h)$ が正の値をとることがしばしばである。この現象をnugget effectと呼び、この切片をnugget分散と称している。これは、最小のサンプリング間隔より小さい幅を持った空間変動の原因が存在することを示す。

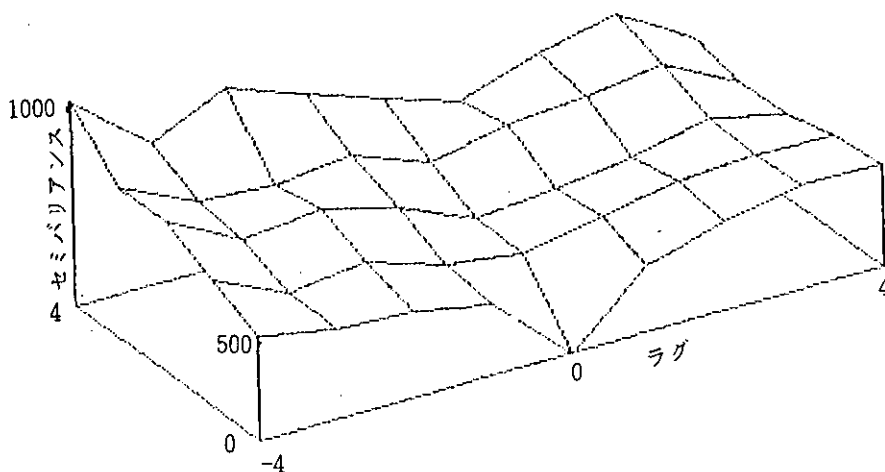


図 8 水田土壤中Cu濃度についての2次元セミバリオグラム

図8に、上記秋田県の水田のCuについての2次元のセミバリオグラムを示した。

ラグが大きくなるに連れ各方向とも概ね増加傾向にある。そこで、代表的な5方向(畦沿いの基準方位に対し、 $0, \pi/4, \pi/2, 3\pi/4, \pi$ )につき1次元のセミバリオグラムを求め、一様性の検定を行った。その結果、Cuの地点間相関には方向性が認められなかった。なお、Cuは全方向とも同様であったが、Cdは $\pi/4, \pi/2$ 、Znは $\pi/2$ の方向において同様とは言いがたかった。これらは、各元素の水田内での存在状態や移動の方向等と関係があると考えられる。

なお、セミバリオグラムを使った物質移動問題に関連する仕事はD. R. Nielsenらによるものをはじめ近年になって随分行われている(例えば、Nielsen, 1984 ; Wierenga, 1985 ; Wegenet, 1985)。

## ②クリジニング

空間変動を研究するにあたって、いろんな分野で使われるようになった手法にクリジニングがある。これは、限られた点数の観測データからその場の変動の構造を求め(セミバリオグラム又は共分散による)、周辺の観測点の重み付き線形結合から、ある点の値を統計的に推定する方法である。クリジニングの好まれる点は種々あるが、推定値の分散(従って、推定値の信頼限界)が求められることは有益である。また、従来、必要サンプリング点数は、ある精度のもとで標準偏差から推定することが行われてきた。ところが、クリジニングを用いると、空間的構造の情報が利用されるので、必要点数は従来法より少なく済むことになる(McBratney & Webster, 1983)。モニタリング計画に使うと効用が大きい。

### 5. 複雑さの指標……フラクタル

土壌断面の最上部、つまり大地の表面の形をピットの中のある距離から眺めると、複雑な凹凸を示し、特徴的な長さを持たない。眺める距離を短くしていくとその凹凸はより細かなところまで見えてきて、その長さを計ると幾らでも長くなる。これと同じことは、表層土の重金属濃度についても言えて、上記の眺める距離をサンプリング単位大きさに置き換えると、あるスケールの範囲では同様のことが言えそうである。このような現象は自己相似性という特徴を持ち、ある部分を次々に拡大すると元と同じ構造が現れる。この現象を、あらゆるところ微分不可能で、自己相似であると表現する。大地の表面に限らず自然界にはこのような現象がいろんなところで認められている。B. B. Mandelbrotによりこれらはフラクタルと名付けられた(Mandelbrot, 1975)。フラクタルは非整数の次元の形で表される。1次元は直線、2次元は面と考えると、その間の次元は直線と面の中間というアナロジーは考え易い。

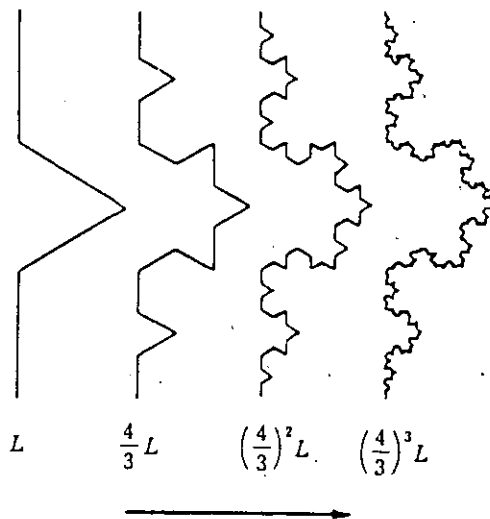


図 9 コッホ曲線をつくる自己相似なプロセス (森, 1987)

フラクタル次元 $D$ の定義は次のように表すことが出来る(Mandelbrot, 1983)。平面上に描いたある図形の長さを、デバイダーを $l$ の長さを開いて当てることによりはかるものとする。デバイダーのあたった数 $N(l)$ は

$$N(l) \propto l^{-D} \quad (D \geq 0)$$

の関係にある。図9のコッホ曲線はフラクタルの代表例であるが、各線分を長さ $1/3$ の線分4個からなる基本図形で次々に置き換えていくことにより得られる。コッホ曲線のフラクタル次元は $l=1/3$ ,  $N=4$ において、 $D = \ln 4 / \ln 3 \approx 1.26$ であることがわかる。実際には、土壌表面等の自然界の現象はこのような幾何学的正確さで起こるわけではなく、統計的な意味でフラクタルが成り立つ場合が多い。

上記の秋田県の汚染水田土壌のCu濃度のフラクタルをセミバリオグラムから求めてみる。ある地点のCu濃度 $Z(x)$ がブラウン運動として知られる次のモデルに従うとする。

$$Z(x) = Z(x+h) + \varepsilon$$

ここに、 $\varepsilon$ は正規分布に従う偏差とする。この時のセミバリオグラムは

$$E\{[Z(x) - Z(x+h)]^2\} = 2\gamma(h) = h^H$$

で、 $H = 0.5$ である。P. A. Burroughによると、 $H = 2 - D$ の関係があり、セミバリオグラムを両対数軸上に描くとその傾斜 $m = 4 - 2D$ となる(Burrough, 1983)。

前述の通りこの水田のCu濃度セミバリオグラムは調べた各方向について一様であった。そこで、それらの方向に関し、点間距離とバリエーションとの両対数軸上で共通の回帰係数を求め、フラクタル次元を求めた結果、1.85であった。Zn(中央値で150ppm)につき、一様性の認められた方向に対しフラクタル次元を計算すると1.70であった。図10に、ブラウン運動のモデルから得られるいろいろな次元のフラクタル曲線を示したが、このようなことからフラクタル次元を各種環境データの複雑さを示す指標として考えることが提唱されている。さらに拡張してフラクタル次元が汚染の程度を現す指標として有効であるか否かを検討してみる価値が無いであろうか？

以上のような諸手法が、冒頭を示した土壌調査や土壌モニタリングあるいは不均一場における物質移動のモデリングなどに十分応用されるためには、解決すべき課題が多く残されている。今後の発展が期待される由縁である。

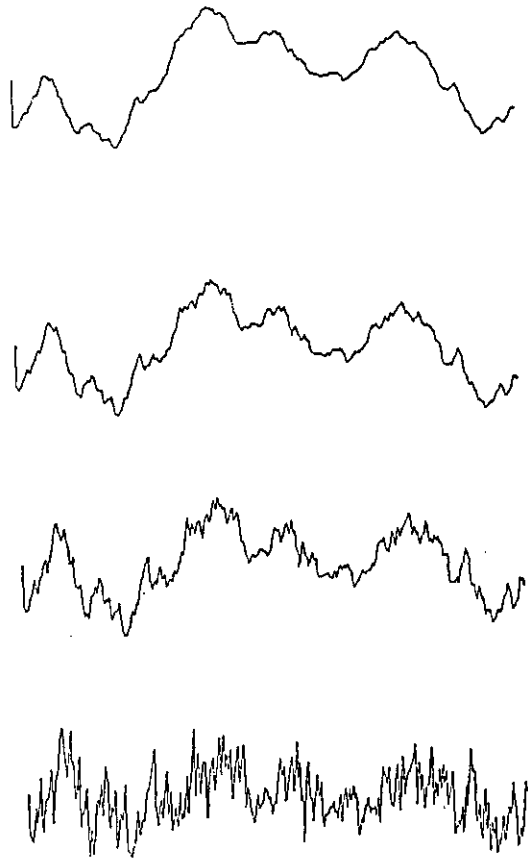


図 10 各種次元のフラクタル曲線。上から $D=1.0$  ,  $1.25$  ,  $1.5$  ,  $2.0$   
(高安, 1986)

引用文献

- Beven, K. and P. Germann(1982) : Macropores and water flow in soils. *Water Res.* 18, 1311-1325
- Bouma, J. and Dekker C. W. (1978) : A case study on filtration into dry clay soil. I. Morphological observation. *Geoderma*, 20, 27-40.
- Burrough, P. A. (1983) : Multiscale sources of spatial variation in soil. I. The application of fractal concepts to nested levels of soil variation. *J. Soil Sci.*, 34, 577-597.
- 土壤標準分析・測定法委員会編(1986) : 土壤標準分析・測定法, 博友社, 203-205.
- 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫(1983) : 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.

- Hoaglin, D. C., F. Mosteller and J. W. Tukey(1983) : Understanding robust and exploratory data analysis. John Wiley & Sons, Inc., pp.447.
- Journel A. G. and Ch. J. Huijbregts(1978) : Mining geostatistics. Academic Press. 600pp.
- Mandelbrot, B. B. (1975) : Stochastic models for the earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastline, and the number-area rule for islands. Pr. of the National Academy of Sciences USA. 72, 3825-3828.
- Mandelbrot, B. B. (1983) : The fractal geometry of nature. Freeman, 468pp.
- McBratney A. B. and R. Webster(1983) : How many observations are needed for regional estimation of soil properties? Soil Sci.,135, 177-183.
- Nielsen, D. R. (1984) : Spatial soil variability and mass transfer from agricultural soils. Soil Sci. Soc. Amer. J. Special Publication,65-78.
- 応用統計ハンドブック編集委員会編(1986) : 応用統計ハンドブック, 養賢堂. 887pp.
- Repley, B. D. (1981) : Spatial statistics. John Wiley & Sons, Inc.,252pp.
- Tukey, J. W. (1977) : Exploratory data analysis. Addison-Wesley Publishing Co., pp. 688.
- Upton, G. and B. Fingleton(1985) : Spatial data analysis by example. Volume 1. Point pattern and quantitative data. John Wiley & Sons, Inc. 410pp.
- Webster R. (1985) : Quantitative spatial analysis of soil in the field. Advances in Soil Sciences, Vol. 3, 1-70.
- Webster R. and T. M. Burgess(1980) : Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. III. Changing drift and universal kriging. J. Soil Sci., 31, 505-524.
- Wierenga, P. J. (1985) : Spatial variability of soil-water properties in irrigated soils. Nielsen, D. R. & Bouma J. Eds, Soil spatial variability, Pudoc, 112-125.
- Wagnet, R. J. (1985) : Measurement and interpretation of spatially variable leaching processes. Nielsen, D. R. & Bouma J. Eds, Soil spatial variability, Pudoc, 209-230.
- Youden W. J. and A. Mehlich(1937) : Selection of efficient methods for soil sampling. Contr. Boyce Thompson Inst. Plant Res. 9, 59-70.

## I - 4 . 討 論

Q : 土壌の圧力水頭と水分の関係は得られているのか。土壌浸透について、kinematic wave理論の検証に役立つ。

A : 現在整理中であり、もう少し時間をいただきたい。

Q : kinematic waveについて、水分と実質部分の移動速度の比 $m$ は9倍あるいは3倍程度の値を取っている。最近不飽和浸透について現場でも観測されているが、これによると $m$ は極端な場合数百のオーダーとなっている。これには水みちの効果も含まれているが、浸透現象をどの様に解釈すれば良いのか。

A : kinematic waveでも $m$ は20程度の値を取る場合もあり、ある程度の説明は可能と考えられる。今後さらに追試したい。一方、水みちの問題は対象とするスケールが重要であるが、現状では統一的な取扱いは難しい。

C : 浸透現象を考える時、拡散係数の中に毛管拡散効果が付加され、粒径の小さい土壌程拡散係数は大きくなる。したがって、粒径の大きい土壌と小さい土壌では浸透現象は相似ではなく、例えば粘土やガラスビーズなど実験に用いた土壌の材質に大きく依存する。

Q : どのような土壌でも水の圧力が速く伝わり、水の実質部分が伝播しなくても、毛管帯の均衡を破壊するのか。

A : 圧力伝播が速いという意味には2つある。1つは実質水分より圧力伝播が速い、今1つは新しい項を付加すればさらに速い圧力伝播が数値解として現れた、ということである。この成分が懸すい状態にある毛管帯付近の水を刺激し、水の実質部分が伝わらなくとも、地下水位の上昇を説明できる可能性がある。

Q : 水移動については時系列的な多量のデータがあり、その一方で土壌の特性については離散的でデータそのものが少ない。これらの研究を結び付けるにはどのような方法があるのか。

A : 例えば透水係数一つを取っても、測定したスケールによって値は1桁以上変化する。したがって土壌の物理情報と測定スケールの関係を明確にするあたりから相互の関連を検討する必要がある。