

土壤中物質移動簡易SPACモデルの構築

— 均質土壤中の水移動の可視化 —

1998年1月

動力炉・核燃料開発事業団
東海事業所

複製又はこの資料の入手については、下記にお問い合わせ下さい。

〒319-11 茨城県那珂郡東海村大字村松4-33

動力炉・核燃料開発事業団

東海事業所 技術開発推進部・技術管理室

Enquires about copyright and reproduction should be addressed to: Technology Management Section, Tokai Works, Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation, 4-33 O-aza-Muramatsu, Tokai-mura, Naka, Ibaraki-ken, 319-11, Japan

動力炉・核燃料開発事業団 (Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation)

土壤中物質移動簡易SPACモデルの構築

—均質土壤中の水移動の可視化—

牧野明寛* 武田伸荘*

要 旨

これまでの動燃事業団及び日本原燃の再処理施設の安全審査においては、一般公衆の線量当量評価の際に、地表面に沈着した放射性物質の放射性壊変による減衰は考慮されているが、降雨等による放射性物質の移行(あるいは流亡)等は、評価に取り入れられていない。

再処理施設等の核燃料サイクル施設から大気中に放出された気体状の放射性廃棄物は、地表面に沈着後、一部は再度大気中に浮遊するが、大部分は地表面の土壌の特性や降雨等の自然条件に応じて多様な変化を繰り返しながら、やがて土壌中に移行することになる。

地表面に沈着した物質の移動が土壌の物質吸着特性等に依存することは明らかであるが、一方、物質を溶解する水の土壌中での挙動が、物質移動に大きく関係することも容易に推測することが出来る。

ここでは、鉛直一次元の均質な土壌中での水の移動を評価するための簡易SPACモデルを構築したので、その内容を報告する。

また、これらの水移動の評価は、地表面の気象(降雨及び大気温度)の状態、植生あるいは地下水等の種々の条件下で行うことができる。

* 安全管理部 安全技術課

目 次

1	研究の概要	1
1. 1	物質移動モデル開発の背景	1
1. 2	SPACモデルの概要	2
1. 3	モデル構築の流れ	3
2	水移動モデル概要	4
2. 1	水移動モデルの概要	4
2.1.1	土壌物理特性	4
2.1.2	モデルを構成する水移動の過程	6
2.1.3	不飽和浸透流の基礎方程式	9
2.1.4	水分特性曲線	12
2.1.5	境界条件、初期条件	16
2.1.6	差分計算法	18
3	水移動モデルによる均質土壌中の水移動の検討	22
3. 1	計算条件	22
3. 2	計算結果の可視化	23
3. 3	可視化例（計算結果）	24
3.3.1	鉛直プロファイル経時変化図	24
3.3.2	水分フラックス経時変化図	26
3.3.3	鉛直断面経時変化図	28
4	まとめ	30
5	今後の課題	30
	（参考文献）	32
	（資料編；計算結果の可視化例）	33

1 研究の概要

1. 1 物質移動モデル開発の背景

再処理施設及び軽水炉から大気中に放出される放射性気体廃棄物による一般公衆の線量当量評価経路については、それぞれ再処理施設安全審査指針及び軽水炉指針に具体的に記載されている。

これまでの動燃事業団及び日本原燃の再処理施設の安全審査においては、これらの経路からの一般公衆の線量当量評価の際に、地表面に沈着した放射性物質の放射性壊変による減衰は考慮されているが、降雨等による放射性物質の移行(あるいは流亡)等は、評価に取り入れられていない。

このような背景から、核燃料施設から環境中に放出される放射性廃棄物の周辺環境への影響評価をより現実的(合理的)に評価するための基礎研究の一環として、表層土壌に沈着した放射性廃棄物(物質)の土壌中への移行を評価するための、土壌中物質移動SPACモデルを構築することとした。

放射性気体廃棄物による環境線量評価

1. 地表面沈着経路*
2. 植物の経根吸収経路*

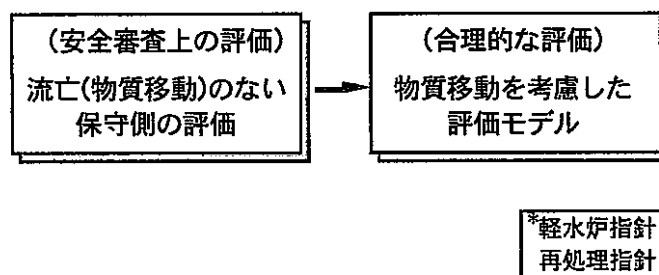


図 1.1 放射性気体廃棄物による環境線量評価

1. 2 SPACモデルの概要

土壌中の水や物質の移動は種々の素過程の複雑な相互作用のもとに成り立っている現象である。水の移動を考える場合には、単に土壌中の水の流ればかりでなく、地表面からの蒸発や植物による蒸散、植物の根による土壌水の吸水も重要な因子となってくる。

また土壌と物質との相互作用も多くの素過程が積み重なって成り立っている。地表に沈着した放射性物質(物質)の土壌中での移動を合理的な手法で評価しようとするとき、これらの様々な素過程を総合した考え方が必要となってくる。つまり、水あるいは物質の地中浸透過程を正しく把握するためには、土壌-植物-大気を連続体 (SOIL-PLANT-ATMOSPHERE CONTINUUM) として捉え、この連続体の中での水移動・物質移動を考える必要がある。

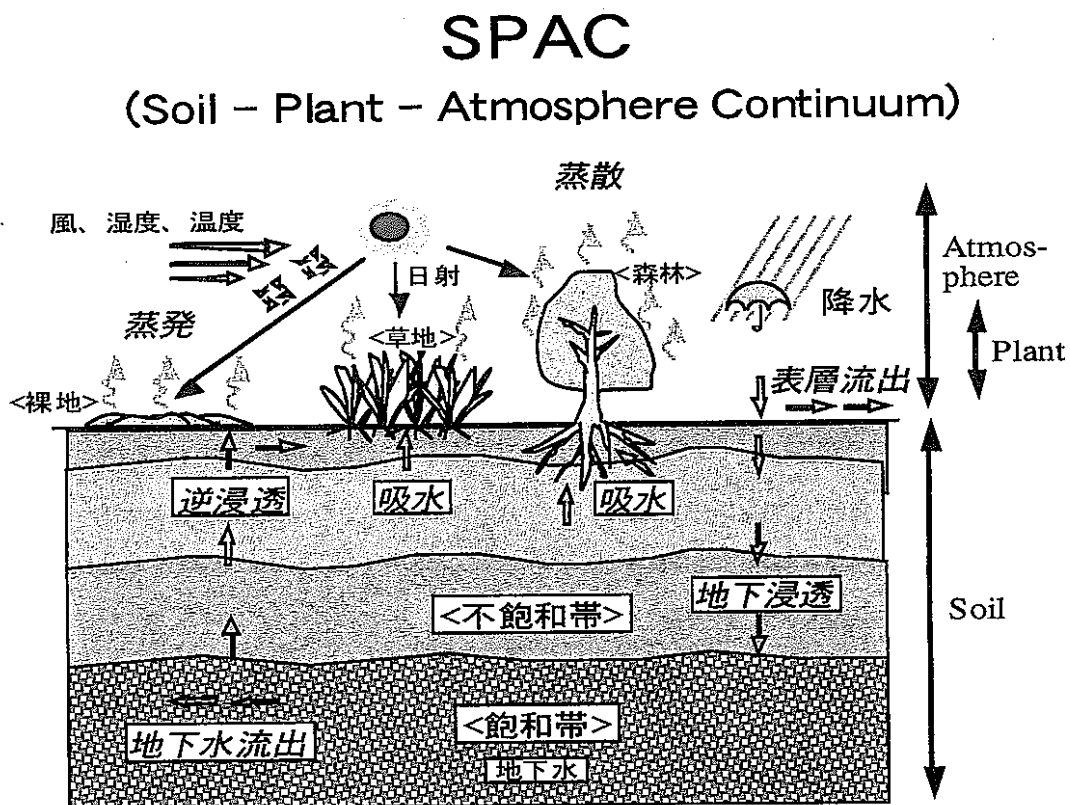


図 1.2 SPACモデル

1. 3 モデル（システム）構築の流れ

土壌中物質移動SPACモデルの構築を行うにあたっては、最初は単純な事象を評価対象としたモデルを作成し、これらのモデルの検証を行う作業を重ねて、次第にこれらのモデルを統合化して複雑な事象も評価できるように改良を進めて行くことが妥当な選択であると考えられる。

本研究では、まず土壌中での水移動モデルを構築し、これに物質移動モデルを組み込んでいく事とした。

モデルの構築の流れとしては、最も単純な鉛直1次元水移動モデルを作成し、均質なモデル土壌を対象として土壌中の水移動(水分分布の変化等)の検討を行った。次に計算結果の可視化を行うサブプログラムを作成し、これらを一体のモデルとしてシステム化を行った。

モデル構築の流れ

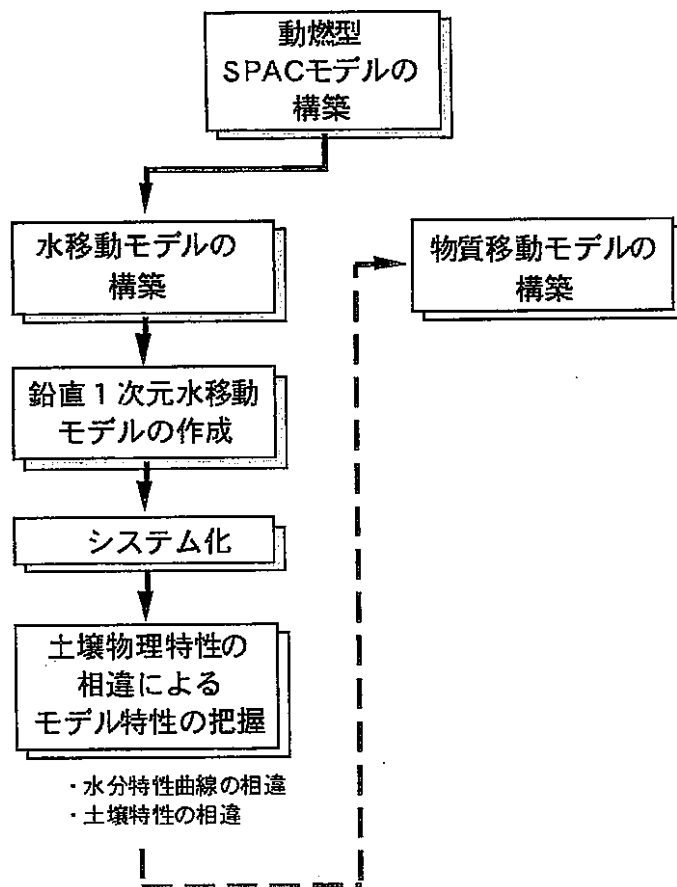


図 1.3 モデル構築の流れ

2 水移動モデル概要

2.1 水移動モデルの概要

本研究で構築したモデルは、不飽和土壌中の水移動を取り扱う、鉛直 1 次元水移動モデルである。以下、水移動モデルの概要及び基礎方程式、数値計算に必要な差分形式等について述べる。

2.1.1 土壌物理特性

土がどのくらいの水を含んでいるかを示す土の体積含水率 θ とマトリック・ポテンシャル ψ の関係は土それぞれに固有なものであり、土壌中の水移動解析には欠くことのできない要素である。一方、体積含水率 θ の増加と共に不飽和透水係数 K は増加するが、そのオーダーは広範囲にわたって変化する。この $\theta-K$ 関係も土壌ごとに特有な値を示す。

これらの $\theta-\psi$ 関係及び $\theta-K$ 関係は水分特性曲線と呼ばれる。

図 2.1 に水分特性曲線の例を示す。

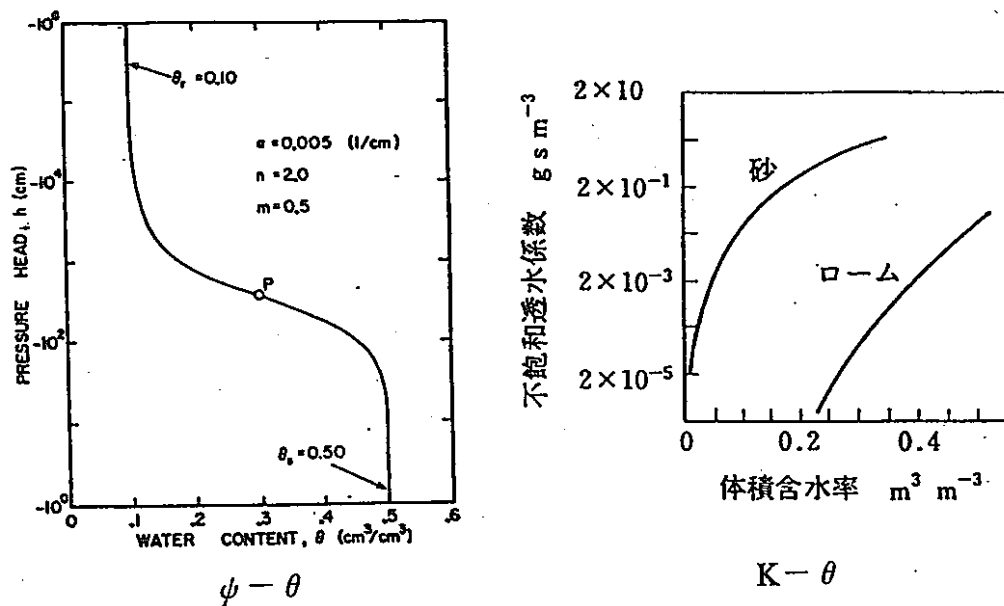


図 2.1 水分特性曲線の例 (Genuchten, 1980; Campbell, 1974)

水分特性曲線の特徴は以下のとおりである。

・マトリックポテンシャルが多少増加しても、しばらくは水分量がほぼ飽和に近い状態で保たれる。その後マトリック・ポテンシャルの増加とともに体積含水率は低下する（この飽和状態から減少へと遷移していくポテンシャルを、空気侵入ポテンシャルと呼んでいる）。

・湿潤な状態から乾いた状態に移行する過程と、乾いた状態から湿潤な状態に移行していく過程で異なる道筋（曲線）を通る（ヒステリシス現象）。

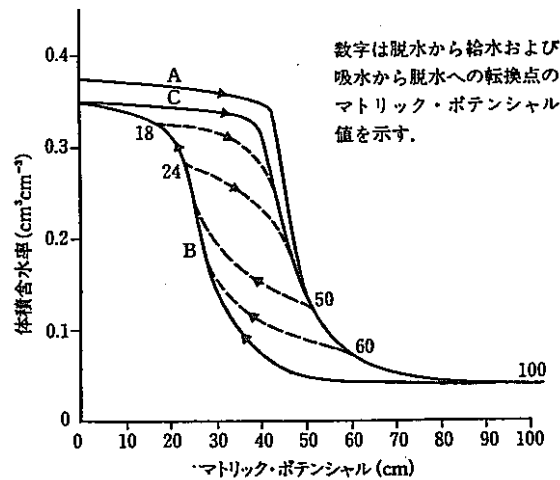


図 2.3 標準砂の水分特性曲線のヒステリシス
 矢印は右向きが乾燥するときの曲線、左向きが湿潤するときの曲線。Aの主曲線は完全飽和状態から脱水し、Bは100 cm H₂Oの状態から湿潤する。CはBの過程が0 cm H₂Oに至った後に再び脱水して得たもの。

図 2.2 ヒステリシスの例 (中野政詩,1991)

2.1.2 モデルを構成する水移動の過程

本研究で用いる水移動モデルは以下の過程から構成されている。

- (1) 降水による地表面からの浸透
- (2) 地下水面からの逆浸透
- (3) 植生による蒸散（根圏層からの吸水）
- (4) 地表面からの蒸発

図 2.3 に水移動モデルが含む諸過程の模式図を示す。

モデルを構成する水移動の過程

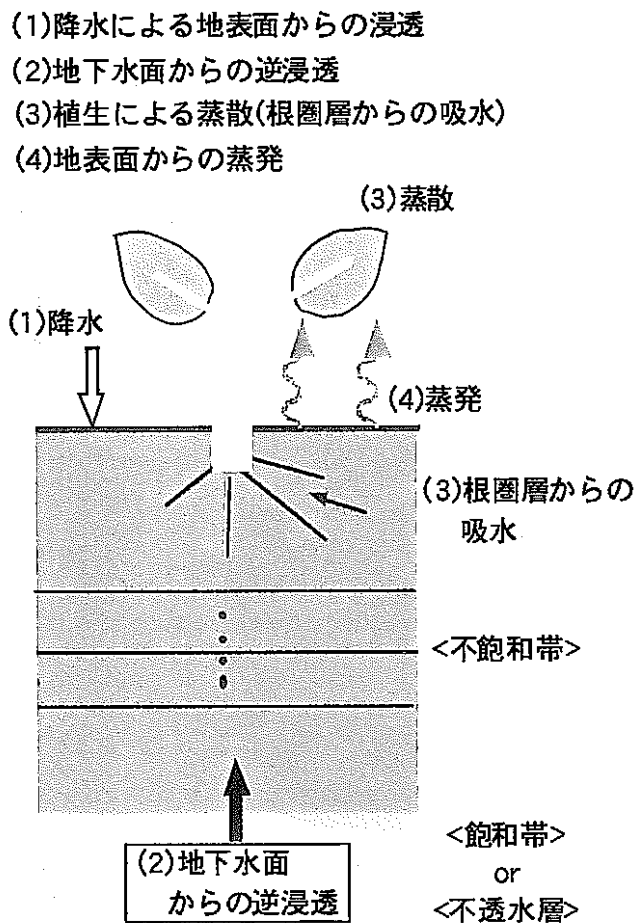


図 2.3 水移動モデルが含むプロセス

各過程の取り扱い方の概要は以下の通りである。

(1) 降水による地表面からの浸透

地表面に一定の降水強度を連続あるいは不連続(断続的)に与える。不飽和土壌中ではその土壌物理条件(水分特性曲線、 $\psi-\theta$ 、 $K-\psi$ 等の関係)と、土壌中の体積含水率に応じて、地表から下方に向けて浸透が始まり、これに応じて浸透の前線(浸潤前線)が次第に下方に移動する。

数値計算上は、地表面の境界条件として任意の時間関数の降水強度を与える。

(2) 地下水面からの逆浸透

不飽和土壌の下端の境界面の扱い方には大きく2通りある。一つは不透水層で遮られている場合、もう一つは地下水面がある場合、つまり下端が飽和帯に接している場合である。

地下水面からの逆浸透は後者の下端が飽和帯に接している場合の現象である。

飽和帯からは上層の不飽和土壌にむけて水の上方への浸透(逆浸透)が生じる。この逆浸透は不飽和土壌中の各層のマトリック・ポテンシャルによる吸引力と重力が釣り合う状態で安定する。

飽和帯では飽和しているので、 ψ (マトリック・ポテンシャル)は0.0である。数値計算上では、不飽和土壌の下端の境界条件として $\psi=0.0$ を与えることにより、下端が飽和帯に接している状態を表現する。

(3) 植生による蒸散(根圏層からの吸水)

植生による蒸散は、不飽和土壌中の根圏層(根系分布域)から一様に水分消失が生じるものとした。蒸散の取り扱いは、日蒸散強度を時間の関数として与え、その強度は日の出から日没までを正午に最大となるような単純な正弦曲線で近似できるものとして、時簡単位に配分する方法をとることとした。

数値実験上は、根圏層内でsink(吸い込み)として取り扱った。数値実験では日蒸散量として初夏の快晴日を想定して、目安値として日野ら(1989)に従い10mm/dayを与えた。

蒸散では根圏層から一様に水分の消失を行うため、透水係数が小さい土壌では、水分消失に伴う水移動が根圏層とその近傍の層との間でのみ生じるため、根圏層の水分は次第に低下し途中で土壌水分が消失する場合が生じる。実際上は蒸散量は常に一定ではな

く、土壤水分がある一定量以下になると低下するといわれており、作物の場合、 $pF=2.2 \sim 2.6$ で低下し、また $pF=3.0$ でゼロになると報告されている。(樫根,1980) (ここで pF はマトリックポテンシャルの絶対値の常用対数をとったものである。)ここでは蒸散の低下を単純なモデルで表現し、 pF が3.0以下の場合には蒸散量を考え、3.0より大きい場合は蒸散はないものとした。

(4) 地表面からの蒸発

地表面から蒸発が生じる場合、基本的には上方の ψ (マトリック・ポテンシャル) が小さくなるので、上向きの水移動が生じる。

蒸発の条件は土壤の含水率はもちろん、大気側の湿度や風速、日射による地面温度など複雑なプロセスの中で、基本的には熱エネルギーの収支に関係して決まる。しかし、これらの関係はまだ不明確の部分も多い。ここでは簡単のため日野ら (1989) に準じて、蒸発強度は日射量に強く依存するものとみなし、しかも、その強度は日の出から日没までを正午に最大となるような単純な正弦曲線で近似できるものとして、日蒸発散量を時間単位に配分する方法をとることとした。

数値実験上は、蒸発は地表面におけるsink (吸い込み) として取り扱い、時間依存の境界条件として与えた。地面蒸発量は、表層の土壤水分量がある限界値以下になると、地表面へは蒸発可能量 (上で設定した蒸発量) に相当するだけの水が輸送されなくなるので、この限界値を設定して、土壤水分量が限界値以下の時には下方からの供給量を実蒸発量とするのが妥当であるが、ここでは日野ら (1989) に従い、蒸発強度が地表面での透水係数の5倍以下であれば、蒸発可能量に相当する量が蒸発するものとし、蒸発強度が地表面での透水係数の5倍よりも大きければ、蒸発量はその時点での透水係数の5倍とした。

2.1.3 不飽和浸透流の基礎方程式

不飽和土壌中の水の浸透、すなわち不飽和浸透流は、連続の式とダルシー式から導かれるリチャーズ (Richards) の不飽和浸透理論によって取り扱うことが可能となる。

本研究で取り扱う鉛直 1 次元の不飽和浸透流の基礎方程式は以下のように導かれる。

①連続式

不飽和土壌中の水の移動現象を支配する最も基本的でかつ普遍的な法則が、水の質量連続条件である。鉛直 1 次元では次のように表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} - T \quad (2.1)$$

θ : 体積含水率

q : 土中水のフラックス cm/s

単位時間あたりに単位断面積を通過する水の体積 $\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{s}$

z : 鉛直方向下向きに正

T : 体積含水率表示の単位時間あたり蒸散量を表す sink (吸い込み) 項

ここで T ($= T(t)$) は体積含水率表示の単位時間あたりの蒸散量を表す sink (吸い込み) 項である。根圏層 (根系分布域) 以外では常に 0 である。

②ダルシー式 (運動方程式)

土壌中の水を動かす駆動力はマトリック・ポテンシャル ψ と重力ポテンシャルの勾配である。土中水の流れを表すフラックスはこの駆動力で生じる。一方、水には粘性があるので、フラックスがあると水と土粒子の間に粘性抵抗力が働き、駆動力と抵抗力が釣り合うようにフラックスが決る。水が受ける粘性抵抗は間隙内の平均流速に比例し、したがってフラックスに比例する。この比例関係がダルシー則であり、鉛直 1 次元の場合には式(2.2) (ダルシー式) で表される。

$$q = -K(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.2)$$

第1項目 : マトリック・ポテンシャル (ψ) の勾配

第2項目 : 重力

q : 土中水のフラックス cm/s

単位時間あたりに単位断面積を通過する水の体積 $\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{s}$

$K(\theta)$: 不飽和透水係数 cm/s。体積含水率 θ の関数。

③基礎方程式 (Richardsの方程式)

土中水の流れは連続式とダルシー式の2つの物理法則に支配される。これらの式(2.1)および式(2.2)から下に示すような水移動の基礎方程式が導かれる。式(2.3)はRichardsの方程式と呼ばれる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right) - \frac{\partial K}{\partial z} - T \quad (2.3)$$

右辺第1項 : 拡散項。マトリック・ポテンシャルの勾配によるフラックスから生じるマトリック・ポテンシャルまたは水分量の変化を表す。

右辺第2項 : 重力項。重力によるフラックスから生じるマトリック・ポテンシャルまたは水分量の変化を表す。

右辺第3項 : 蒸散による吸い込み項

ここで、不飽和透水係数 K は ψ または θ の関数である。この水移動方程式は、 θ と ψ の二つの従属変数を含んでいる。そのため、体積含水率 θ とマトリックポテンシャル ψ の間に成り立つ関係式を適用して、 ψ に関する微分方程式にするか、 θ に関する微分方程式にするか、どちらかに整理して水移動の解析に適用される。

θ と ψ の関係曲線の勾配として定義される比水分容量 $C = d\theta / d\psi$ を用いて、式(2.3)を整理すると、次のような方程式が得られる。

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + \frac{\partial K}{\partial z} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) - T \quad (2.4)$$

この式 (ψ based equation) を解く場合には、含水率 θ (及び比水分容量 C) と不飽和透水係数 K をマトリック・ポテンシャルの関数としてあらかじめ与えておく必要がある。

この形の式は、異質の土層がどのように重なっていても、それぞれの土層について、比水分容量と不飽和透水係数が知られていれば適用でき、運動学的な一般性が高い。一方、浸潤前線の近傍では、 θ のごくわずかな変化に対して圧力水頭が大きく変化し、計算不安定や収束性の問題を引き起こす。

2.1.4 水分特性曲線

2.1.3で導いた水移動の基礎方程式 数式(2.4)は単独では解けず、各土層に対する土壌物理条件として次の2つの関係が必要となる。この関係が水分特性曲線と呼ばれるものである。

$$\cdot \psi \sim \theta (\psi)$$

$$\cdot \psi \sim K (\psi)$$

一般にマトリックポテンシャルの増加とともに体積含水率は低下する。また湿潤な状態から乾いた状態へと移行する過程と、乾いた状態から湿潤な状態へと移行していく過程で異なる道筋を通る。これをヒステリシスと呼ぶ。ヒステリシスは複雑な現象であるためモデル化は困難であり、本研究ではこれについては考慮しない。一方体積含水率の増加と共に不飽和透水係数は増加するが、その変化のオーダーは広範囲にわたっている。

冒頭でも述べたように水移動モデルでは、土壌それぞれに固有なこれらの関係を数個のパラメータを持つ推定式で表現する必要がある。このため多くの研究者により、水分特性曲線を土性のデータから推定することが試みられている。

本研究では土壌物理特性モデルとして谷(1982)の水分特性曲線推定式を用いた。谷の推定式は少ないパラメータでモデル土壌の土壌物理特性を推定できるので、数値実験には適していると考えられる。

鉛直1次元水移動モデルで用いた土壌物理特性モデルを式(2.5),(2.6),(2.7)に示す。

①水分特性曲線 ($\psi - \theta$)

$$\theta(\psi) = (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp \left(- \frac{\psi}{\psi_0} \right) + \theta_r \quad (2.5)$$

θ_s : 飽和含水率

θ_r : 移動可能な水がほとんどないとみなせる含水率

ψ_0 : 比水分容量Cの最大値を与える圧力水頭

ここでパラメータ θ_s 、 θ_r 、 ψ_0 は土壌によって異なっている。表 3.2 に谷(1982)で用

いられている、砂、ローム、粘土の場合の θ_s 、 θ_r 、 ψ_0 の値を表 2.1 示す。

表 2.1 土性別のパラメータ θ_s 、 θ_r 、 ψ_0

土性	θ_s	θ_r	ψ_0
砂	0.44	0.045	-40
ローム	0.48	0.12	-80
粘土	0.52	0.28	-150

② $\psi - K$

$$K(\psi) = K_s \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^\beta \exp \left(-\frac{\beta \psi}{\psi_0} \right) \quad (2.6)$$

K_s : 飽和透水係数

β : 無次元パラメータ

表 2.2 パラメータ β

β	2~5
---------	-----

飽和透水係数 K_s は、土壌間隙の大きさと分布によって決まるため、土の乾燥密度と土性に依存する。一般に飽和透水係数は、土壌ごとにほぼ一定の値をとると考えられている。

表 2.3 に Israelsen と Hansen(1962) によって報告された透水係数を示す (Campbell, 1985)。

表 2.3 いろいろな土の典型的な飽和透水係数

土性	飽和透水係数 K_s ($\times 10^{-4}$ cm/sec)	
	砂	13.72
砂質ローム	6.86	(3.92~1.96)
ローム	3.92	(1.96~5.88)
粘土ローム	1.96	(0.98~3.92)
シルト質粘土	0.69	(0.098~0.98)
粘土	0.98	(0.392~2.94)

注) ()内の数値は範囲を示す。

③比水分容量 ($\psi-C$)

$$C(\psi) = -(\theta_s - \theta_r) \frac{\psi}{\psi_0^2} \exp\left(-\frac{\psi}{\psi_0}\right) \quad (2.7)$$

θ_s : 飽和含水率

θ_r : 移動可能な水がほとんどないとみなせる含水率

ψ_0 : 比水分容量Cの最大値を与える圧力水頭

式(2.5)においては θ_s 、 θ_r 、 ψ_0 が、式(2.6)では飽和透水係数 K_s が土壌特性を表すパラメータである。表 2.4 に本研究で使用した砂質、ローム、粘土、それぞれの土壌の設定条件を示す。

表2.4 土壌物理特性の設定条件

土性	θ_s	θ_r	ψ_0	K_s $\times 10^{-4} \text{cm/sec}$	
砂	0.44	0.045	-40	13.72	5.0
ローム	0.48	0.12	-80	3.92	
粘土	0.52	0.28	-150	0.98	

表2.4 のパラメータと推定式 式(2.5)、式(2.6)より横軸には含水率、縦軸にはそれぞれマトリックポテンシャル（サクション）及び不飽和透水係数を取り、各土性の水分特性曲線をプロットすると図2.4 となる。

マトリックポテンシャルについては、同じ含水率の場合、砂、ローム、粘土の順にサクションが大きくなる。一方、不飽和透水係数については、含水率に対する不飽和透水係数の勾配は砂が最も大きく、続いてローム、粘土の順になっている。

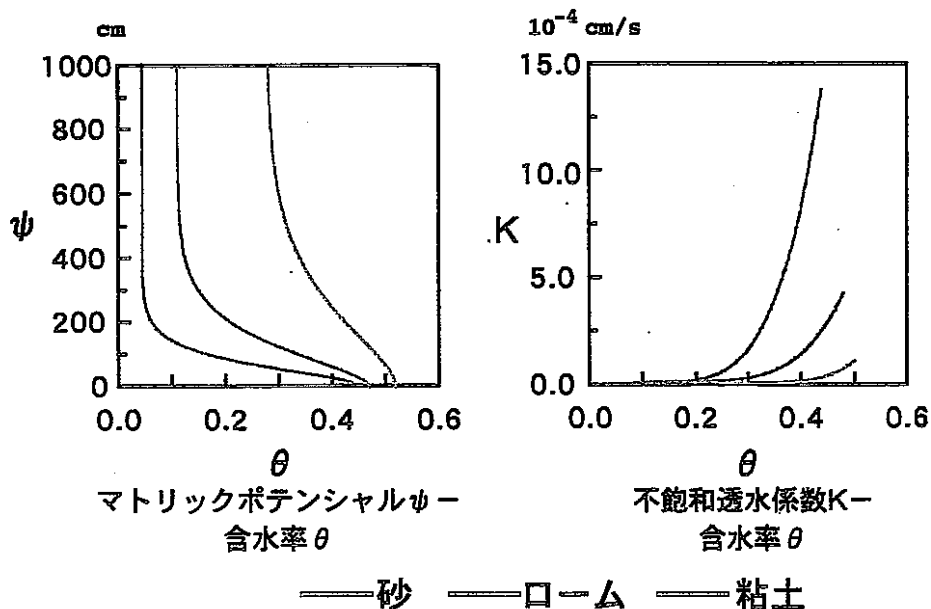


図2.4 ローム、砂、粘土の土壌物理特性（谷,1982）

2.1.5 境界条件、初期条件

対象とする鉛直1次元の不飽和土壌は、上から第1層、第2層とし、最下層（第 j_{max} 層）まで、同じ層厚（ ΔZ ）で層区分を設定した。

モデルの層区分の模式図を図2.5に示す。

各層間の接点を ψ （および θ ）の定義点とした。全層数を j_{max} としたとき、上端境界は地表面 ψ_1 であり、下端境界は不飽和土壌層の下端 $\psi_{j_{max}+1}$ である。

表層土壌の層区分と境界条件

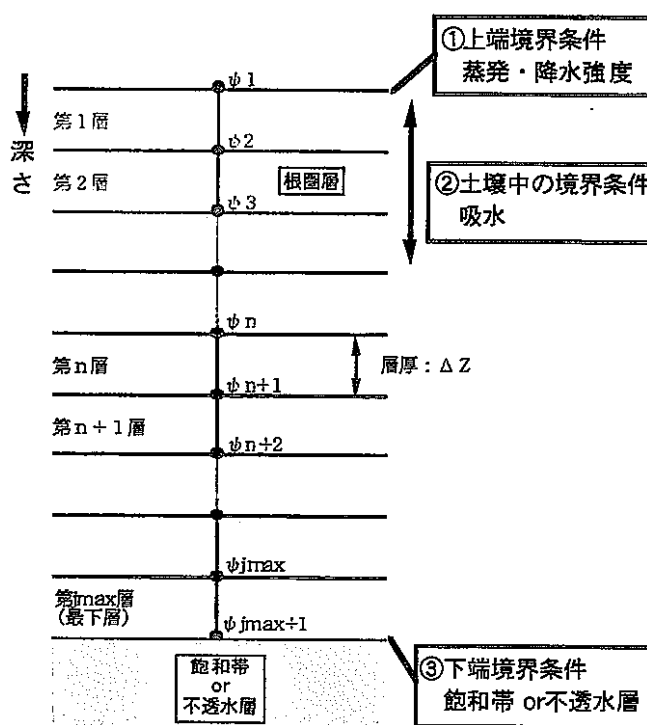


図2.5 モデルの層区分と境界条件

数値実験を行う際の境界条件及び初期条件は個々のケースに応じて設定を行った。ただし、基本的な境界条件の取り扱いは次の通りである。

(1) 上端境界条件

上端境界は地表面である。地表面では降水および地表面蒸発を境界条件として与えられるようにした。上端境界条件は次のように表される。

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 1 - \frac{r(t)}{K} \quad (2.8)$$

ここで $r(t)$ は降水強度または地表面蒸発強度（負号）を表す。

(2) 土壌中の境界条件

植生による蒸散は、根圏層からの吸水として取り扱うが、これはあらかじめ設定した不飽和土壌層の上層部の根圏層（図 2.5 の上部の影を施した部分）から生じるものとした。

(3) 下端境界条件

下端境界は不飽和土壌層の下に地下水面がある場合（飽和帯がある場合）と、地下水面がない場合（不透水層がある場合）および十分に不飽和土壌層が厚い場合の3通りのケースを取り扱えるようにした。

①不飽和土壌層の下に地下水面がある場合（飽和帯がある場合）

この場合は下端境界で飽和の条件とし、

$$\psi_{j_{\max}+1} = 0 \quad (2.9)$$

とした。

②不飽和土壌層の下に地下水面がない場合（不透水層がある場合）

この場合は、下端境界に不透水層があるものとして、境界を通過する流れがないことから、次のような境界条件とした。

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0 \quad (2.10)$$

③十分に不飽和土壌層が厚い場合

この場合は下端境界の ψ の値を一定（初期条件の値）として取り扱うこととした。

2.1.6 差分計算法

差分法により基本方程式及び境界条件の数値モデル化を行った。

(1) 基本方程式の差分化

差分法は有限要素法に比較して数式の離散化が容易であり、その取り扱い自体も比較的理解しやすい。

次に数式(2.4)の基本方程式の差分化を示す。

空間的な座標は $j=1,2,\dots,j_{\max}$ とし、さらに計算の時間ステップを Δt とし、時間 $n \Delta t$ (ただし、 $n=1,2,\dots,n_{\max}$) における点 j でのマトリックス・ポテンシャルを $\psi_j(n)$ で示すことにする。

数式 2.6 の各偏導関数を次のように表現し差分化する。

- ・空間的： 中心差分
- ・時間的： 前進差分
- ・C, K, T： クランク・ニコルソン型
nステップとn+1ステップの平均値

差分式は次のようになる。

$$\begin{aligned} \frac{c^n + c^{n+1}}{2} \cdot \frac{\psi_j^{n+1} - \psi_j^n}{\Delta t} = & \frac{K^n + K^{n+1}}{2} \left(\frac{D_{zz}^n + D_{zz}^{n+1}}{2} \right) \\ & + \frac{K^n + K^{n+1}}{2} \left(\frac{D_{kz}^n + D_{kz}^{n+1}}{2} - 1 \right) \\ & - \frac{T^n + T^{n+1}}{2} \end{aligned} \quad (2.11)$$

ここで、

$$D_{zz}^n = \frac{\psi_{j+1}^n - 2\psi_j^n + \psi_{j-1}^n}{(\Delta z)^2}$$

$$D_{zz}^{n+1} = \frac{\psi_{j+1}^{n+1} - 2\psi_j^{n+1} + \psi_{j-1}^{n+1}}{(\Delta z)^2}$$

$$D_{kz}^n = \frac{K(\psi_{j+1}^n) - K(\psi_{j-1}^n)}{2\Delta z}$$

$$D_{kz}^{n+1} = \frac{K(\psi_{j+1}^{n+1}) - K(\psi_{j-1}^{n+1})}{2\Delta z}$$

$$D_z^n = \frac{\psi_{j+1}^n - \psi_{j-1}^n}{2\Delta z}$$

$$D_z^{n+1} = \frac{\psi_{j+1}^{n+1} - \psi_{j-1}^{n+1}}{2\Delta z}$$

である。C(n)、C(n+1)、K(n)、K(n+1)はそれぞれC(ψ_j(n))、C(ψ_j(n+1))、K(ψ_j(n))、K(ψ_j(n+1))を意味し、さらにT(n)、T(n+1)もそれぞれnステップ、(n+1)ステップにおける値である。

これより、ψ_j(n+1)に関する項を左辺でまとめて、ψ_j(n+1)について解くと、時間に関してexplicit(陽的)な差分表示形式が次式のように得られる。

$$\begin{aligned} \psi_j^{n+1} = & \left[\frac{c^n + c^{n+1}}{\Delta t} + \frac{K^n + K^{n+1}}{(\Delta z)^2} \right]^{-1} \cdot \\ & \left[\frac{c^n + c^{n+1}}{\Delta t} \psi_j^n + \frac{K^n + K^{n+1}}{2(\Delta z)^2} \left\{ \psi_{j+1}^{n+1} + \psi_{j-1}^{n+1} + (\Delta z)^2 D_{zz}^n \right\} \right. \\ & + \left(D_{kz}^n + D_{kz}^{n+1} \right) \left(\frac{D_z^n + D_z^{n+1}}{2} - 1 \right) \\ & \left. - \left(T^n + T^{n+1} \right) \right] \end{aligned} \tag{2.12}$$

(2) 境界条件の差分化

上端および下端の境界条件の差分表示形式は次の通りである。

・上端境界条件

$$\psi_j^{n+1} = \frac{1}{3} \left\{ 4\psi_2^{n+1} - \psi_3^{n+1} + 2\Delta z \left(\frac{r^{(n+1)}}{K^{(n+1)}} - 1 \right) \right\} \quad (2.13)$$

ただし、 $r^{(n+1)}$ は $(n+1)$ ステップにおける降水強度

・下端境界条件

①不飽和土壌層の下に地下水面がある場合（飽和帯がある場合）

$$\psi_{j_{\max}+1}^{n+1} = 0 \quad (2.14)$$

②不飽和土壌層の下に地下水面がない場合（不透水層がある場合）

$$\psi_{j_{\max}+1}^{n+1} = \psi_{j_{\max}}^{n+1} + \Delta z \quad (2.15)$$

③十分に不飽和土壌層が厚い場合

$$\psi_{j_{\max}+1}^{n+1} = \text{const} \quad (2.16)$$

(3) 差分方程式の解法

式(2.12)の右辺は、今求めようとする時刻 $(n+1) \Delta t$ の ψ の値を含んでいるが、本モデルではこれを「繰り返し加速過緩和法 (S.O.R法: successive over relaxation)」で解くこととした。計算の手順は次の通りである。

①解こうとする $(n+1)$ ステップのすべての第一近似値 $(\psi^{(n+1)})_1$ を $\psi^{(n-1)}$ および $\psi^{(n)}$ から外挿する。

②既知の $\psi^{(n)}$ および第一近似値 $(\psi^{(n+1)})_1$ を差分式に代入し、内部の格子点の値 $(\psi^{(n+1)})_2'$ を求める。すでに求められた $(\psi^{(n+1)})_2$ があればそれらを $(\psi^{(n+1)})_1$ の代わりに使う。

③さらに $(\psi^{(n+1)})_2'$ を加速係数 a で加速して、その点の第二近似値 $(\psi^{(n+1)})_2$ とし、直ちに $(\psi^{(n+1)})_1$ と置き換える。

- ④内部のすべての点についての計算が終了したら、境界上の各格子点についてそれぞれの境界条件を満たす第二近似値を求める。こうして初めてすべての点の第二近似値 $(\psi^{(n+1)})_2$ が求まる。
- ⑤再び、 $\psi^{(n)}$ と $(\psi^{(n+1)})_2$ を用いて上記 ②、③、④を繰り返し、第三近似値 $(\psi^{(n+1)})_3$ を求めていく。
- ⑥この繰り返し計算は”各格子点についての第k近似値 $(\psi^{(n+1)})_k$ と第k+1近似値 $(\psi^{(n+1)})_{k+1}$ の差”の最大値が許容範囲 ϵ 内におさまったときに終了する。
- ⑦規定の繰り返し回数までに ϵ におさまらないときには Δt をさらに細分して計算をやり直す。

3 水移動モデルによる均質土壌中の水移動の検討

鉛直1次元水移動モデルを用いて、土壌特性として砂、ローム、粘土の均質土壌を対象として、降水、地下水面からの逆浸透、蒸散、蒸発の4つの設定条件下における水移動の検討を行った。

3.1 計算条件

基本条件は表3.1のように設定した。

表3.1 モデル実験（数値シミュレーション）の基本条件（その1）

項目	値
土壌特性	均質土壌 (砂、ローム、粘土)
不飽和土壌の厚さ	200 (cm)
根圏層の厚さ	上層120 (cm)
各層厚さ	10 (cm)
タイムステップ	600 (sec)

表3.2 モデル実験（数値シミュレーション）の基本条件（その2）

計算ケース	上端 境界条件	土壌中 境界条件	下端 境界条件	初期条件
降水	降水	—	不透水層	不飽和
逆浸透 (地下水)	—	—	飽和帯	不飽和
蒸散	—	吸水	不透水層	不飽和
蒸発	蒸発	—	不透水層	不飽和

3. 2 計算結果の可視化

計算結果の可視化例を示す前に、システムの構成について簡単に説明を行う。

システムは、鉛直1次元水移動の計算を行う主プログラムと、可視化を行う図化プログラムにより構成されている。

図化プログラムにより、鉛直プロファイル経時変化図、水分フラックス経時変化図、鉛直断面経時変化図の作成が行える。特に水分フラックス経時変化図、鉛直断面経時変化図による可視化は、モデル土壌中の水移動の挙動の把握を容易にするものと考えられる。

計算結果の可視化

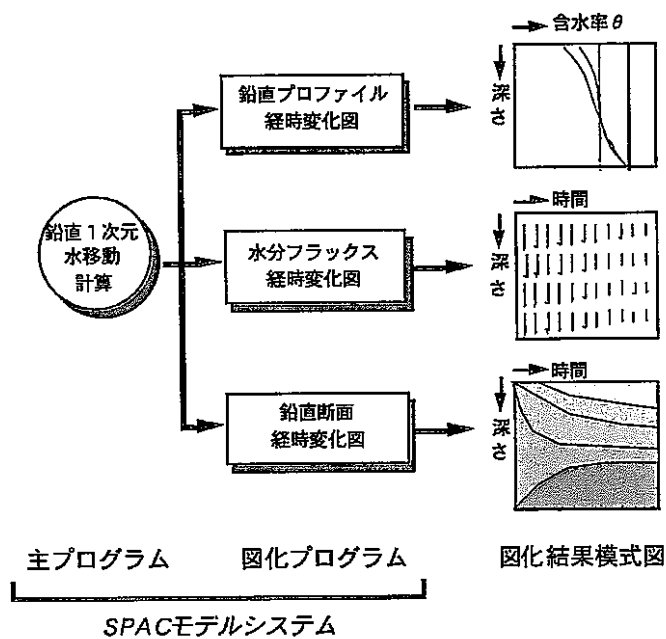


図 3.1 プログラムの構成と可視化結果の模式図

3. 3 可視化例（計算結果）

数値実験（シミュレーション）結果のうち、降水条件下での砂及びロームの均質土壌を対象とした計算結果のうちの含水率についての可視化例を以下に示す（その他の設定条件の計算結果については資料編に掲載した）。

3.3.1 鉛直プロファイル経時変化図

降水条件下での砂とロームの均質土壌を対象とした計算結果の可視化例を示す。上図が砂を下図がロームの場合の可視化結果である。

図の横軸には体積含水率を示し、左端が0.0を右端が0.6と右に進むに連れて含水率が高くなる。図の縦軸は土壌深度を示し、上端が表層である。図中の細線は初期含水率を示す。

上図の砂の結果を見ると、表層付近では時間の経過により含水率が低下する様子が読みとれる。また計算開始後10.0時間付近で降雨による浸透により、表層から40.0cm付近にかけて含水率が増加している様子が読みとれる。

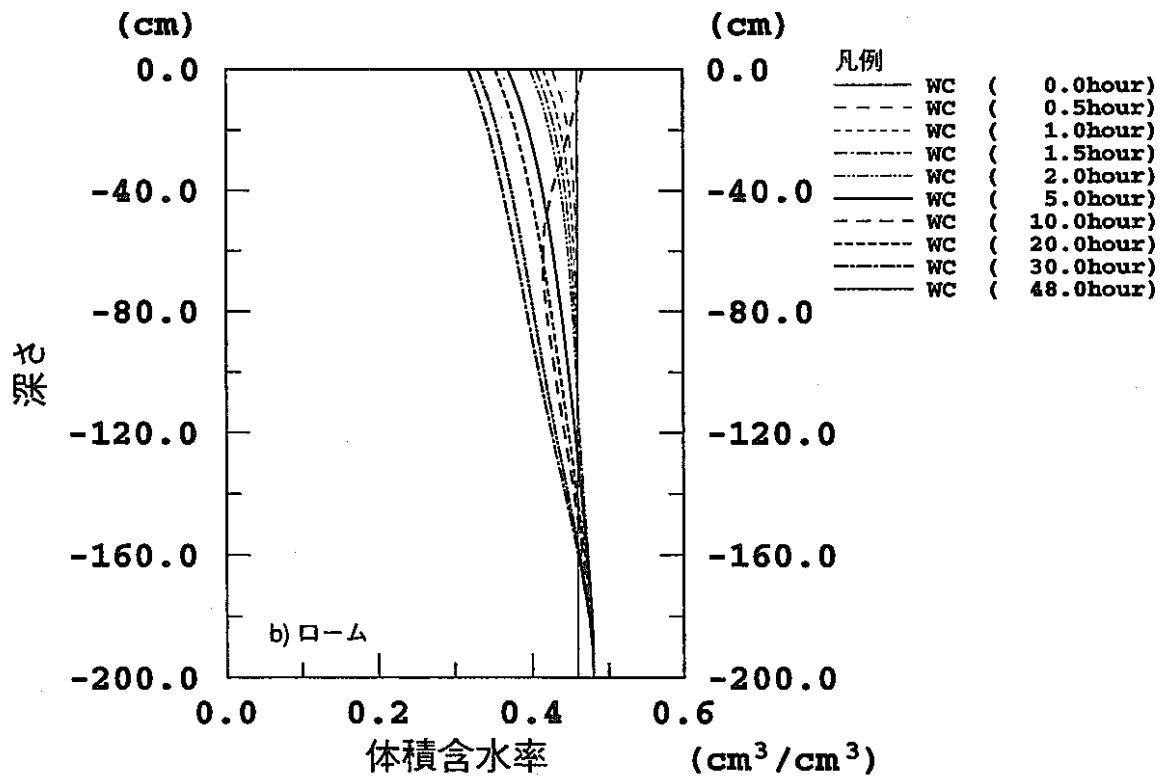
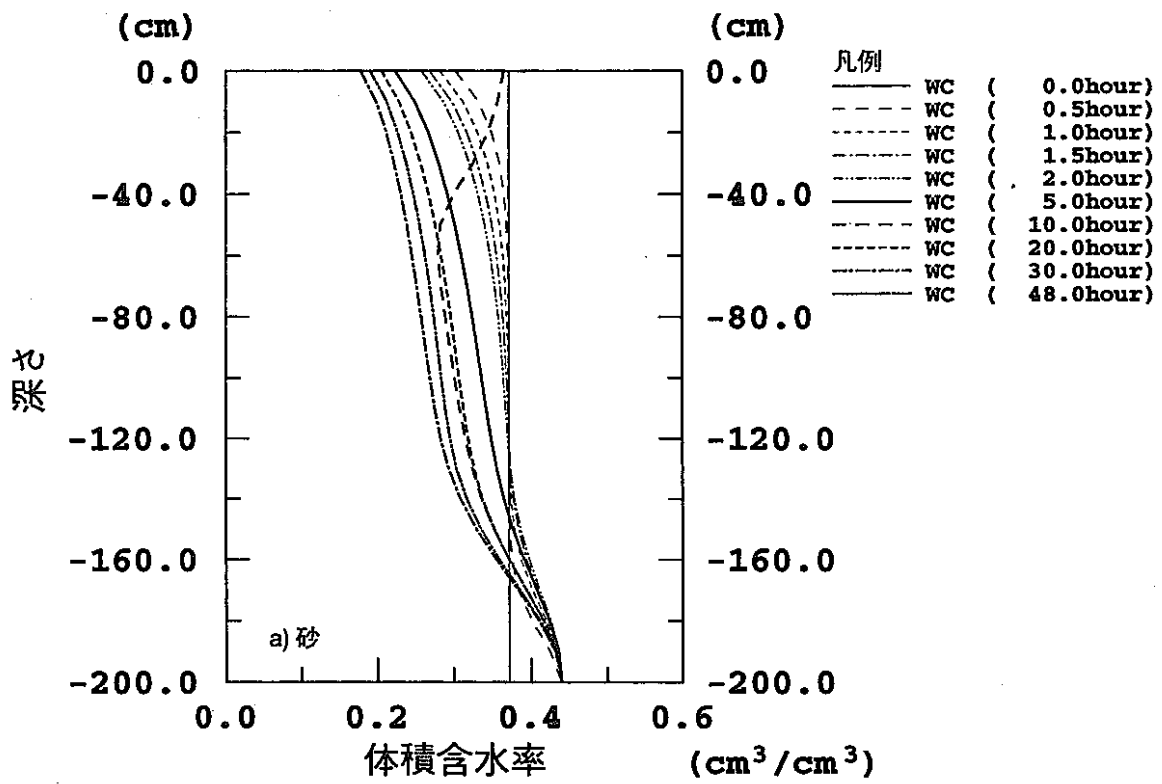


図3.2 降水条件下での計算結果の可視化例 (鉛直プロファイル経時変化図)

3.3.2 水分フラックス経時変化図

降水条件の下での砂とロームの均質土壌を対象とした計算結果の可視化例である。上図が砂を下図がロームの場合の可視化結果である。

横軸は計算開始からの経過時間を示す。縦軸は土壌深度を示し、上端が表層である。図中の矢印がフラックスを示し、矢の向きがフラックスの方向を、矢の長さがフラックスの強さを示している。黒い棒で示した期間、8～12時間の4時間、32～36時間の4時間、以上計2回に降雨を与えた。

上図の砂の結果を見ると、表層では降水を与えた期間のみ下向きのフラックスを生じる。

一方、中層付近では表層に比べて時間が遅れて下向きのフラックスが生じていることが読みとれる。

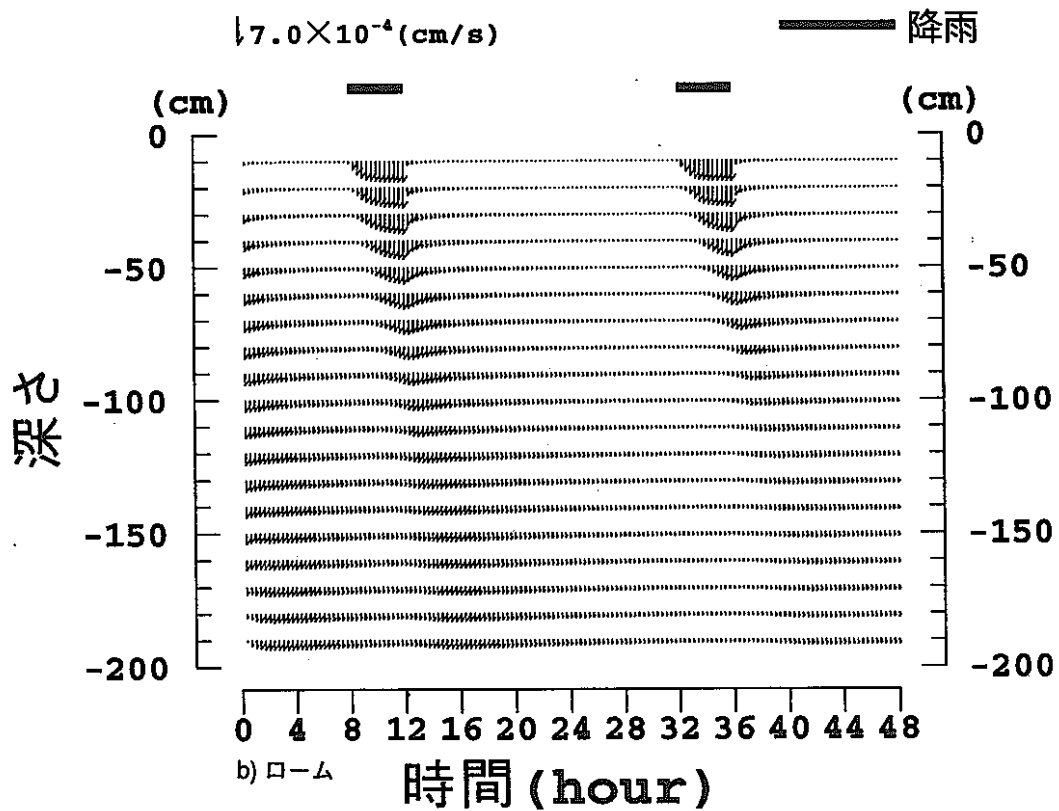
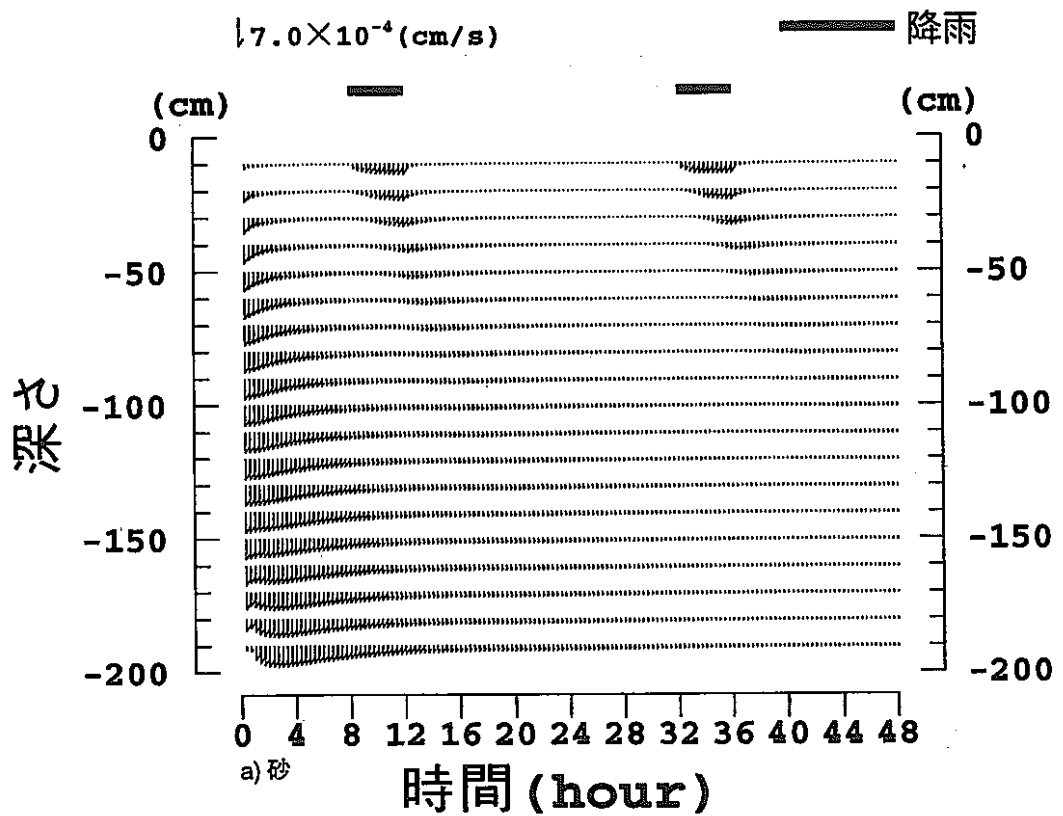


図 3.3 降水条件下での計算結果の可視化例 (水分フラックス経時変化図)

3.3.3 鉛直断面経時変化図

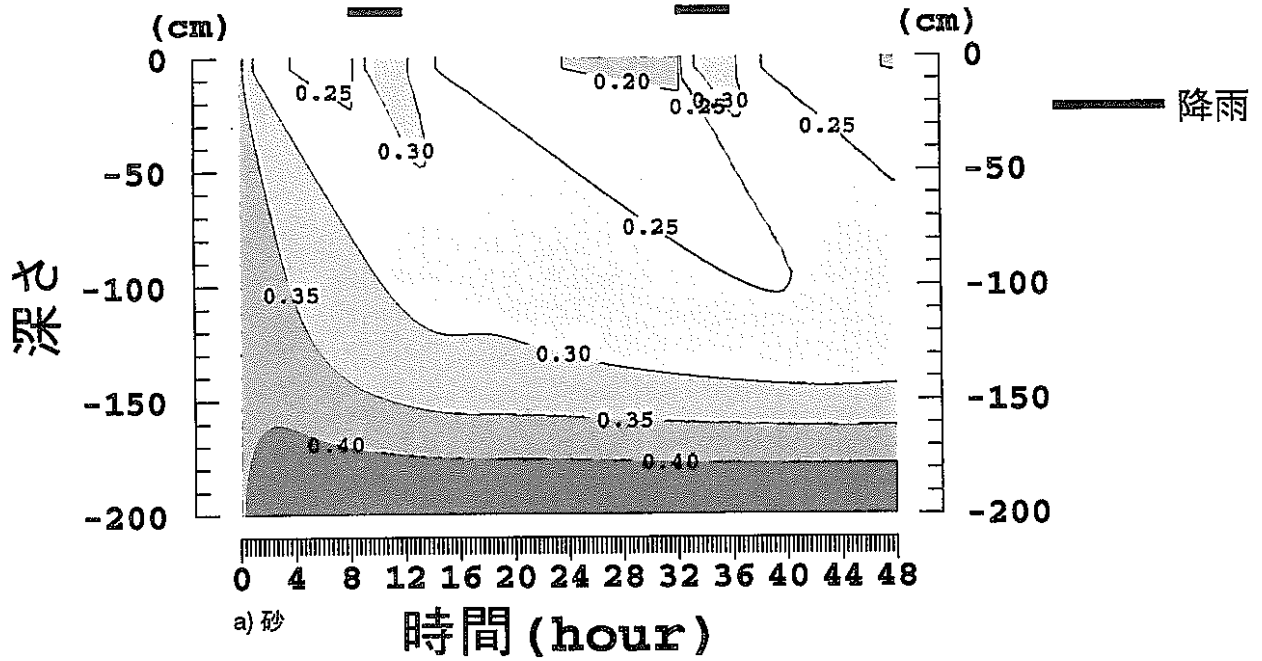
降水条件の下での砂とロームの均質土壌を対象とした計算結果の可視化例である。上図が砂を下図がロームの場合の可視化結果である。

横軸は計算開始からの経過時間を示す。縦軸は土壌深度を示し、上端が表層である。図は含水率の等値線を示しており、図中の青色の濃い領域は含水率が高く、一方黄色は含水率が低い。黒い棒で示した期間、8～12時間の4時間、32～36時間の4時間、以上計2回に降雨を与えた。

上図の砂の結果を見ると、表層付近は時間の経過により青色から黄色と変化しており、含水率が低下する様子が読みとれる。またその領域は深層に広がっていく様子が読みとれる。降水期間では黄色となった領域が、青色になることから降雨による浸透により含水率が高くなることが読みとれる。降水期間終了後は再び、青色が薄くなり含水率が低下していく様子が読みとれる。一方、下層では含水率は、ほぼ一定である。

下図のロームの結果を見ると、砂で生じた黄色（含水率の低い領域）は見られないことから、砂に比べて含水率の低下が小さいことが分かる。

体積含水率



体積含水率

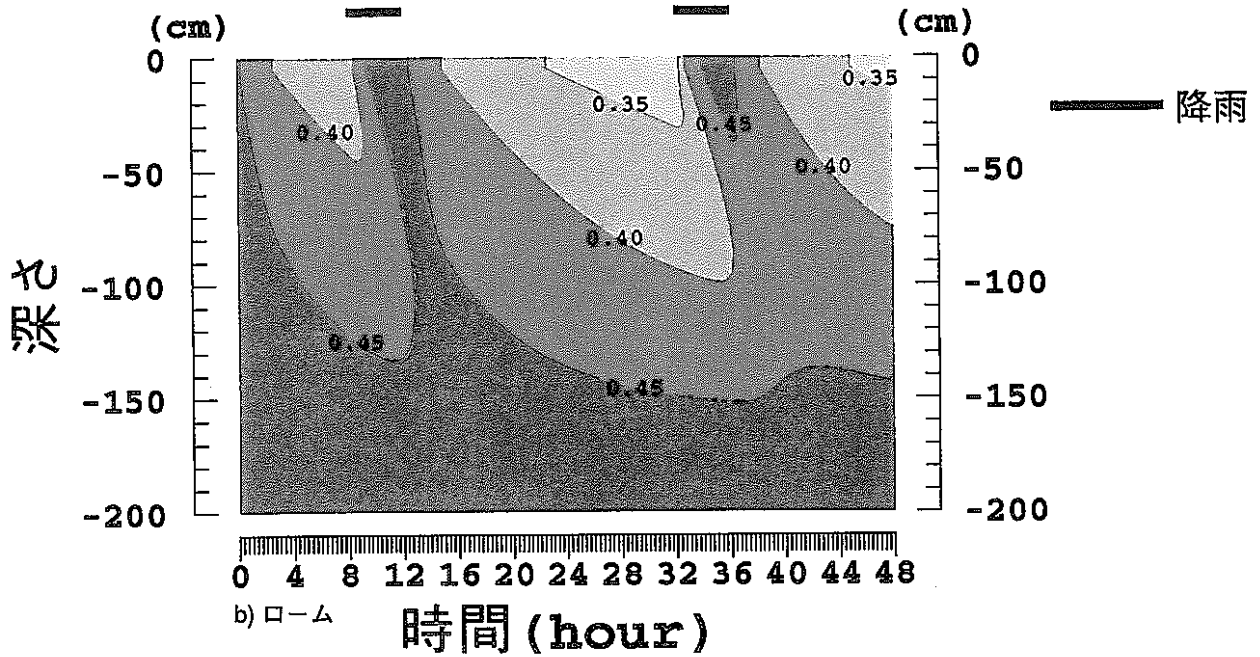


図3.4 降水条件下での計算結果の可視化例 (鉛直断面経時変化図)

4 まとめ

動燃型SPACモデル構築の第一段階として、最も単純な鉛直1次元水移動モデルを作成し、均質なモデル土壌を対象として土壌中の水移動の計算を行った。次に計算結果の可視化を行うサブプログラムを作成し、これらを統合してシステム化を行い、鉛直一次元の均質土壌中の水移動モデルを構築した。

本システムを使用することにより計算結果の可視化が容易に行えるため、土壌表層から地下の帯水層に至る土壌中の水の移動、水分分布の複雑な時間変化の様子を詳細かつ正確に把握することができるようになった。

また数値実験に用いたモデル土壌を取り換えることによって、性質の異なる均質土壌中の水移動の計算結果の比較検討も容易に行うことができ、物理特性の異なる土壌間の水移動挙動の相互比較も可能になった。

5 今後の課題

土壌中物質移動SPACモデル構築の方向としては、まず水移動モデルを構築し、これに物質移動モデルを組み込んでいくこととなる。

また、水移動及び物質移動のそれぞれのモデル化の過程では、最初は単純な事象を対象としたモデルを作成し、これらの個々のモデルの検証作業を重ねて、次第に複雑な事象をも評価できるようように改良し、さらにこれらを統合してシステム化することとしている。

今後の課題として、本研究で構築した水移動モデルを高度化して、より複雑な土壌体系中での水移動の予測・評価が可能なモデルの構築がある。

さらに、土壌中物質移動の中心となる、土壌と物質との吸着・離脱等の物理現象をモデル化した物質移動モデルの構築があげられる。

- (1) 水移動モデルの拡張 : 鉛直1次元非均質土壌中水移動モデルの構築
- (2) 物質移動モデルの構築 : 鉛直1次元物質移動モデルの構築

(1) に関しては、今回の研究では単一の土性の土壌から構成される均質土壌内の水

移動の挙動について検討を行った。しかしながら現実の土壌は複数の土性が異なる土壌が重なり合った不均質な土壌である。そこで本研究で構築した鉛直1次元水移動モデルを不均質土壌が取り扱えるように拡張することで、不均質土壌中の水移動の挙動について検討を行うものである。

(2) に関しては、物質を取り扱うとモデルは単純な水移動モデルとは異なり、土壌の物理・化学的な性質、土壌環境中の温度・圧力等にも依存する非常に複雑なものになるため、最初の段階では、1次反応式で示される、平衡吸着（収着）モデルを組み込む等の極めて単純化された物質移動モデルの構築を行うこととする。

ここで得られる物質移動モデルに本研究で構築された鉛直1次元水移動モデルを組み合わせることで、鉛直1次元の物質移動モデルを作成し、土壌中の物質移動の挙動を検討することになる。

参考文献

水移動モデルに関して

- (1) DANIEL HILLEL, (1991): 土壌物理概論—土と水の科学—, 養賢堂
- (2) ゲイロン S. キャンベル (1987): パソコンで学ぶ土の物理学, 鹿島出版会
- (3) 日野幹夫・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫 (1989): 洪水の数値予報〈その第1歩〉, 森北出版
- (4) 中野政詩 (1991): 土の物質移動学, 東京大学出版会

水分特性曲線の推定式に関して

- (1) Brooks, R.H. and Corey, A.T. (1966) : Properties of porous media affecting fluid flow, J. of Irrigation and Drainage Div., Proc. ASCE, vol. 92, (IR2), pp. 61-88.
- (2) Burdine, N.T., (1953): Relative permeability calculations from pore size distribution data, Petrol. Trans. AIME., No. 198, pp. 71-78.
- (2) Campbell, G.S. (1974) : A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, Soil Sci., No. 117, pp. 311-314.
- (3) Milly, P.C.D. (1987): Estimation of Brooks-Corey Parameters From Water Retention Data, Water Res. Res. Vol. 23, No. 6, pp. 1085-1089.
- (4) van Genuchten, M.Th (1980) : A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 44, No. 5, pp. 892-898.
- (5) 木内豪, 野上啓一郎, 日野幹雄 (1989): 降雨浸透にともなう表層不飽和帯中の溶質移動の数値モデルによる検討, 第33回水理講演会論文集, pp. 241-246
- (6) 谷誠 (1982): 一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性, 日本林学会誌, Vol. 64, No. 11, pp. 409-418

蒸散現象に関して

- (1) 榎根勇, (1980): 水文学, 大明堂

資料編：計算結果の可視化例

- ①鉛直プロファイル経時変化図
- ②水分フラックス経時変化図
- ③鉛直断面経時変化図

※モデル実験（数値シミュレーション）の計算条件は、以下の示す通りである。

- ・対象土壌 : 砂、ローム、粘土の均質土壌
- ・土壌特性値 : 谷(1882) (本文第2章、表 2.4 参照)
- ・計算ケース : 降水、逆浸透（地下水）、蒸散、蒸発（本文第3章、表 3.2 参照）
- ・初期条件 : 全層一様にマトリックポテンシャル (ψ) -30.0 を与える。

資料編：計算結果の可視化例

目次

①鉛直プロファイル経時変化図

図①.Ⅰ	含水率鉛直プロファイル経時変化図（土壌名：砂）	1
図①.Ⅱ	含水率鉛直プロファイル経時変化図（土壌名：ローム）	2
図①.Ⅲ	含水率鉛直プロファイル経時変化図（土壌名：粘土）	3
図①.Ⅳ	マトリックポテンシャル鉛直プロファイル経時変化図（土壌名：砂）	4
図①.Ⅴ	マトリックポテンシャル鉛直プロファイル経時変化図（土壌名：ローム）	5
図①.Ⅵ	マトリックポテンシャル鉛直プロファイル経時変化図（土壌名：粘土）	6

②水分フラックス経時変化図

図②.Ⅰ	水分フラックス経時変化図（土壌名：砂）	7
図②.Ⅱ	水分フラックス経時変化図（土壌名：ローム）	8
図②.Ⅲ	水分フラックス経時変化図（土壌名：粘土）	9

③鉛直断面経時変化図

図③.Ⅰ	含水率鉛直断面経時変化図（計算ケース：降水）	10
図③.Ⅱ	含水率鉛直断面経時変化図（計算ケース：逆浸透（地下水））	11
図③.Ⅲ	含水率鉛直断面経時変化図（計算ケース：蒸散）	12
図③.Ⅳ	含水率鉛直断面経時変化図（計算ケース：蒸発）	13

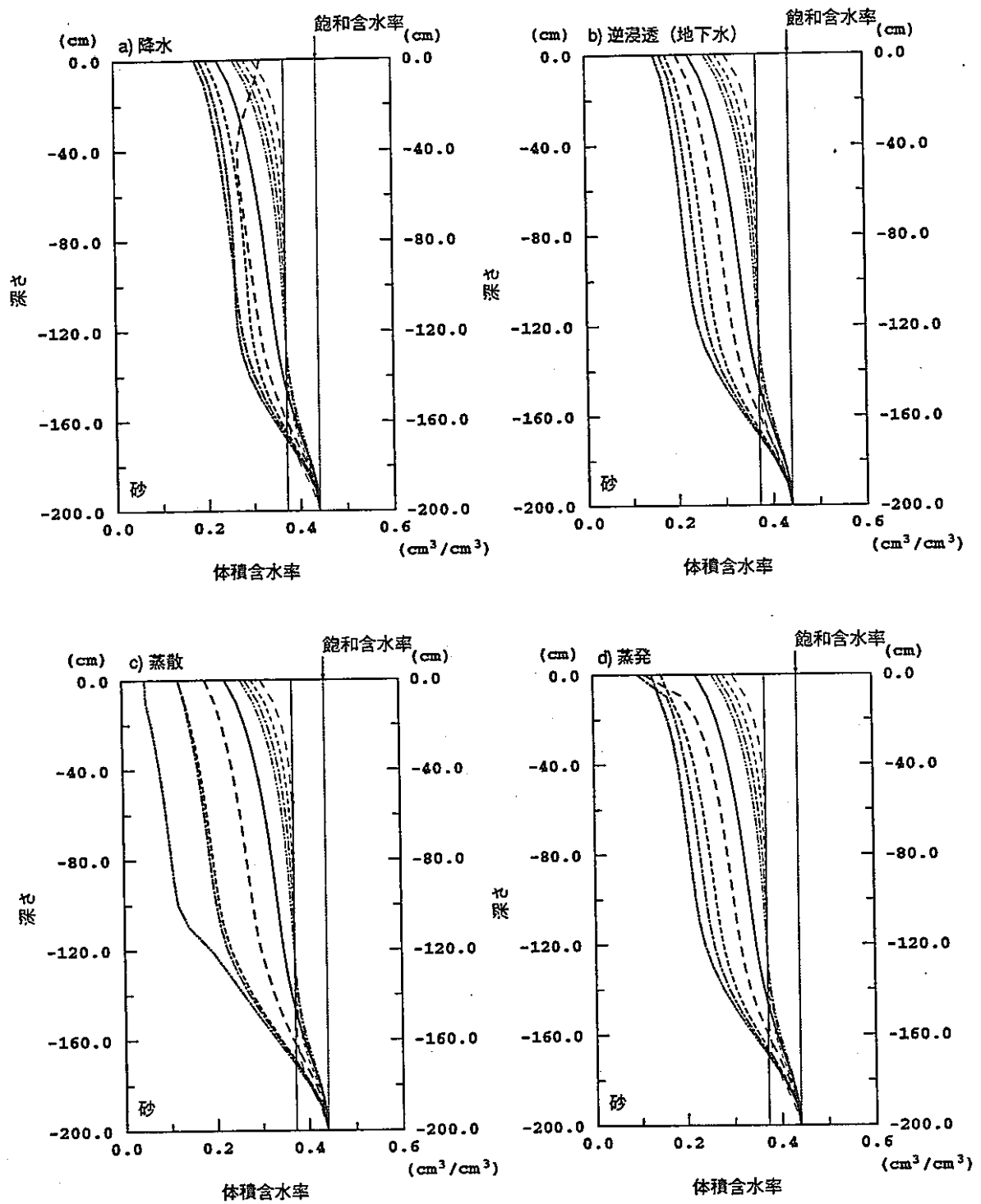


図 ①.1 含水率鉛直プロファイル経時変化図 (土壤名:砂)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

凡例

—	WC (0.0hour)
- - -	WC (0.5hour)
- · - · -	WC (1.0hour)
- · - - · -	WC (1.5hour)
- · - · - · -	WC (2.0hour)
- · - - - · -	WC (5.0hour)
- · - - - - · -	WC (10.0hour)
- · - - - - - · -	WC (20.0hour)
- · - - - - - - · -	WC (30.0hour)
- · - - - - - - - · -	WC (48.0hour)

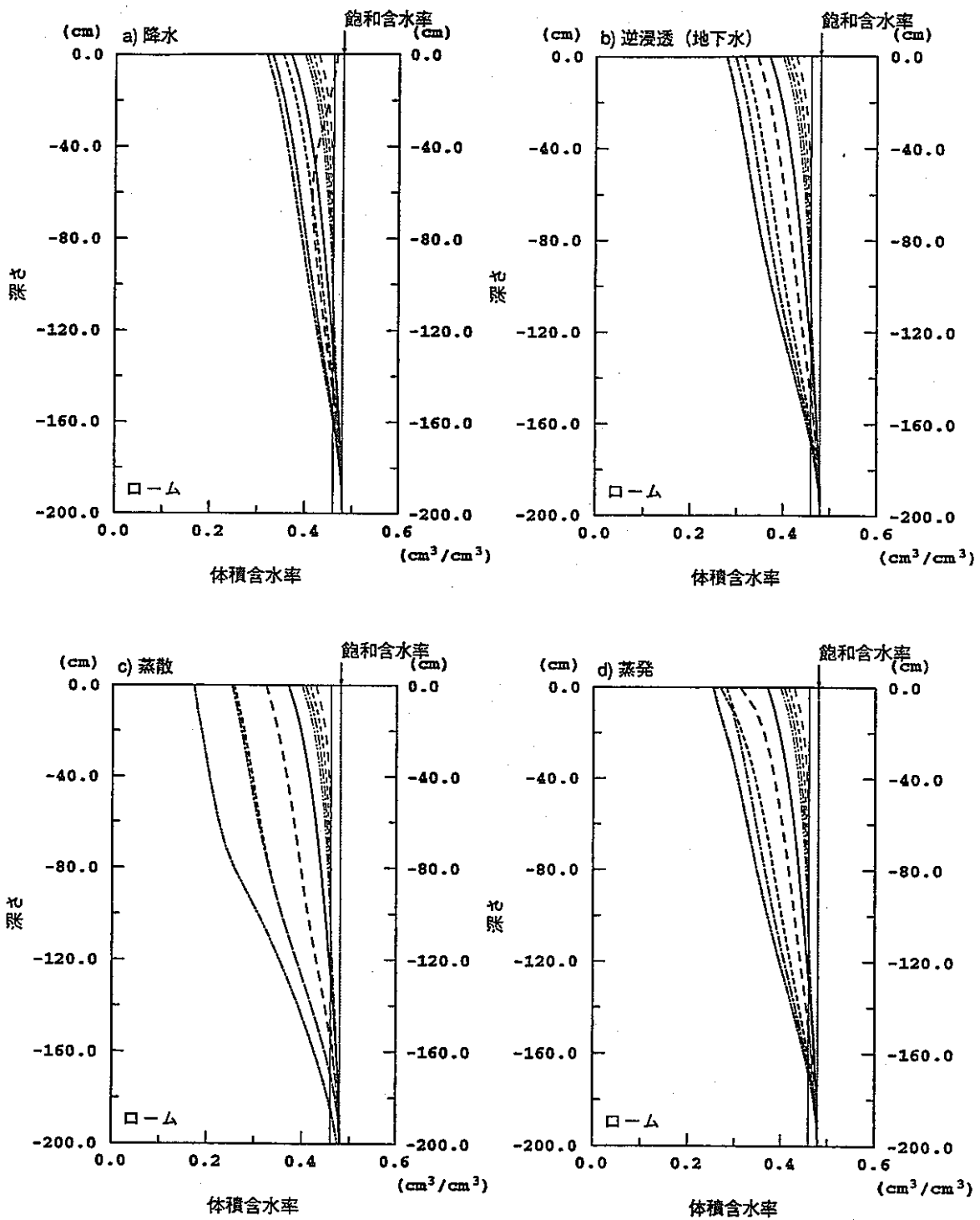


図 ①.11 含水率鉛直プロファイル経時変化図 (土壌名:ローム)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

凡例

- WC (0.0hour)
- WC (0.5hour)
- WC (1.0hour)
- WC (1.5hour)
- WC (2.0hour)
- WC (5.0hour)
- WC (10.0hour)
- WC (20.0hour)
- WC (30.0hour)
- WC (48.0hour)

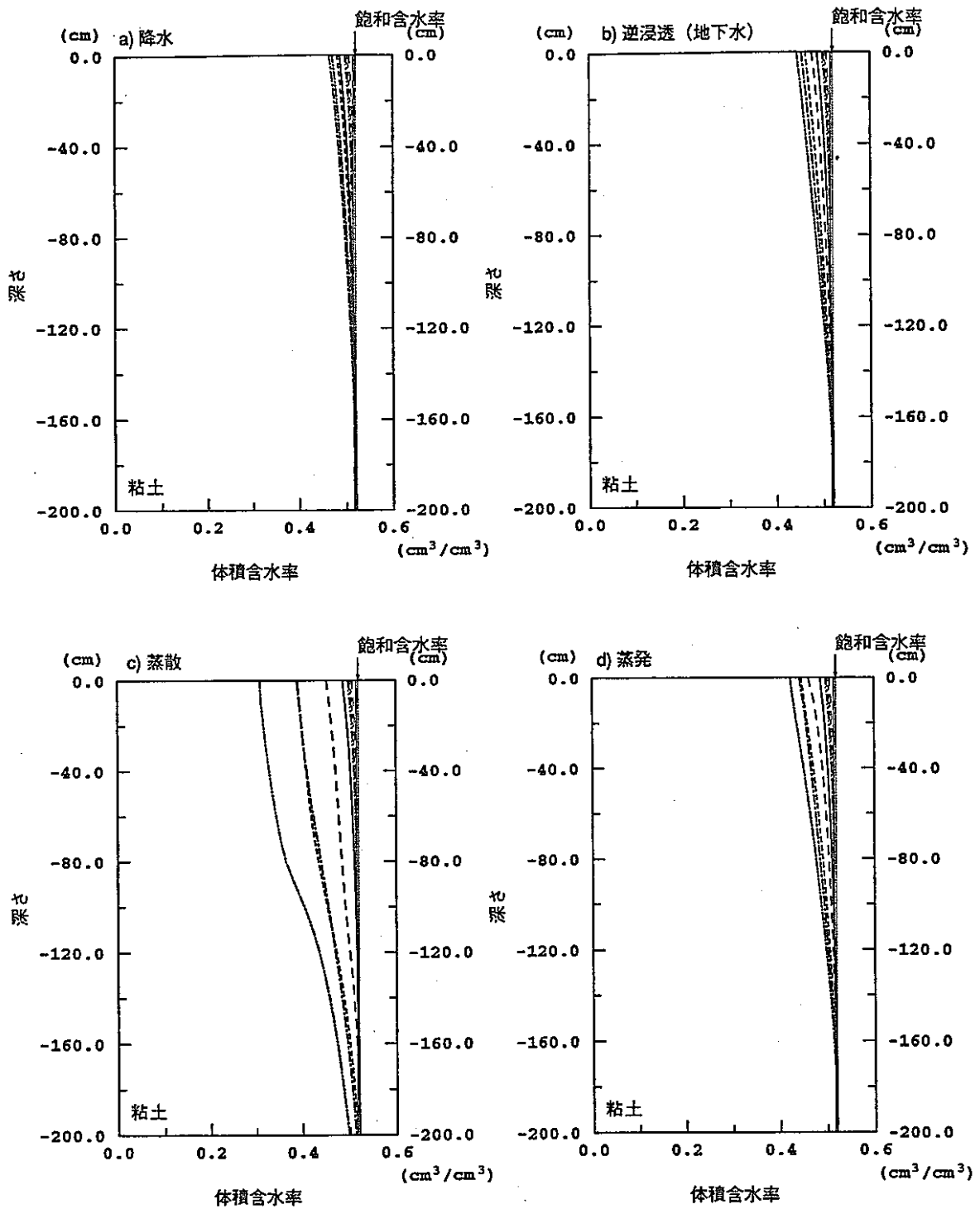


図 ①.Ⅲ 含水率鉛直プロファイル経時変化図 (土壌名: 粘土)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

凡例

—	WC (0.0hour)
- - -	WC (0.5hour)
· · · · ·	WC (1.0hour)
- · - · -	WC (1.5hour)
- - - - -	WC (2.0hour)
—	WC (5.0hour)
- - - - -	WC (10.0hour)
· · · · ·	WC (20.0hour)
- · - · -	WC (30.0hour)
—	WC (48.0hour)

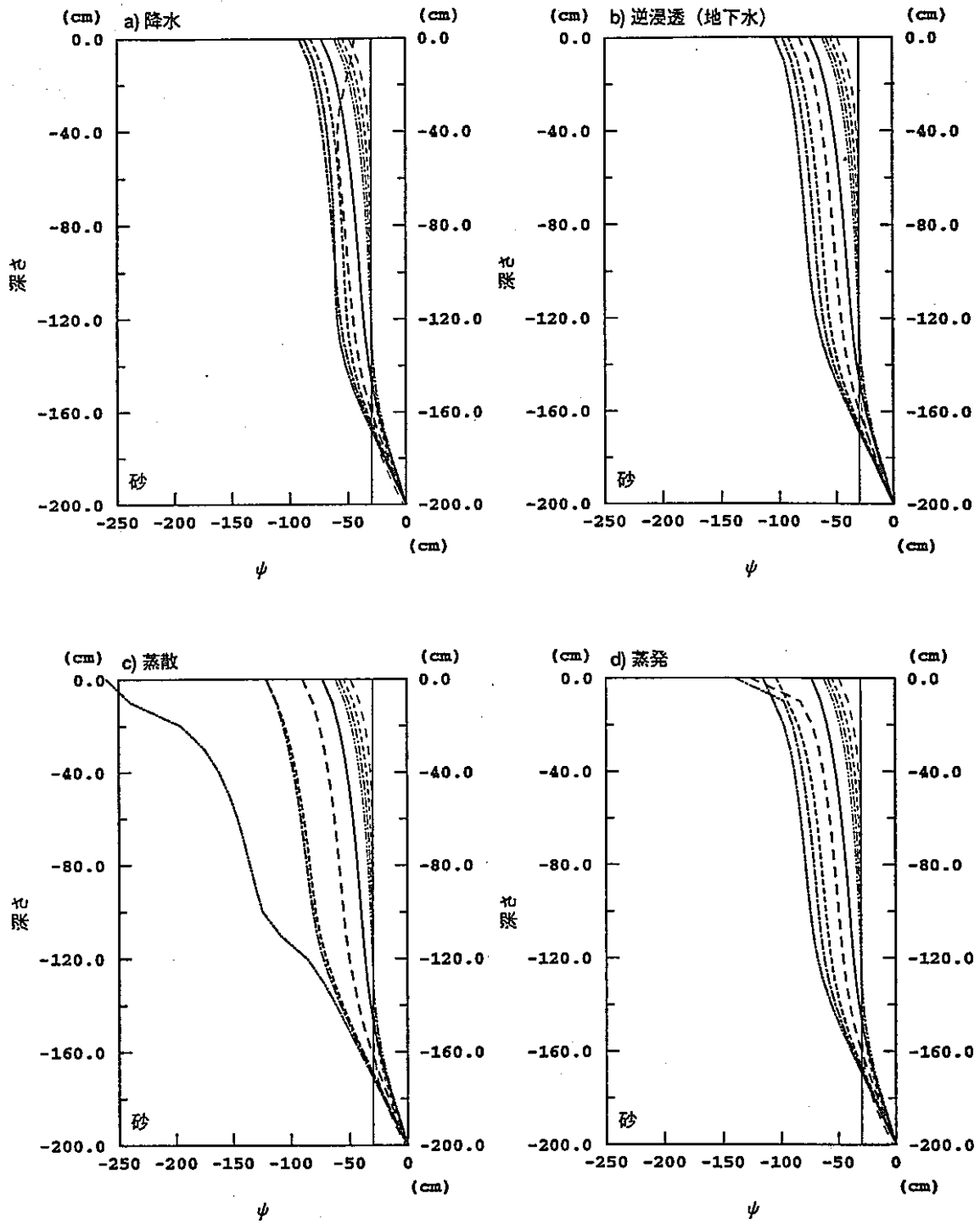


図 ①.IV マトリックポテンシャル鉛直プロファイル経時変化図 (土壌名: 砂)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

凡例

—	Psi (0.0hour)
- - -	Psi (0.5hour)
- · - · -	Psi (1.0hour)
- · - · -	Psi (1.5hour)
- · - · -	Psi (2.0hour)
—	Psi (5.0hour)
- - -	Psi (10.0hour)
- · - · -	Psi (20.0hour)
- · - · -	Psi (30.0hour)
—	Psi (48.0hour)

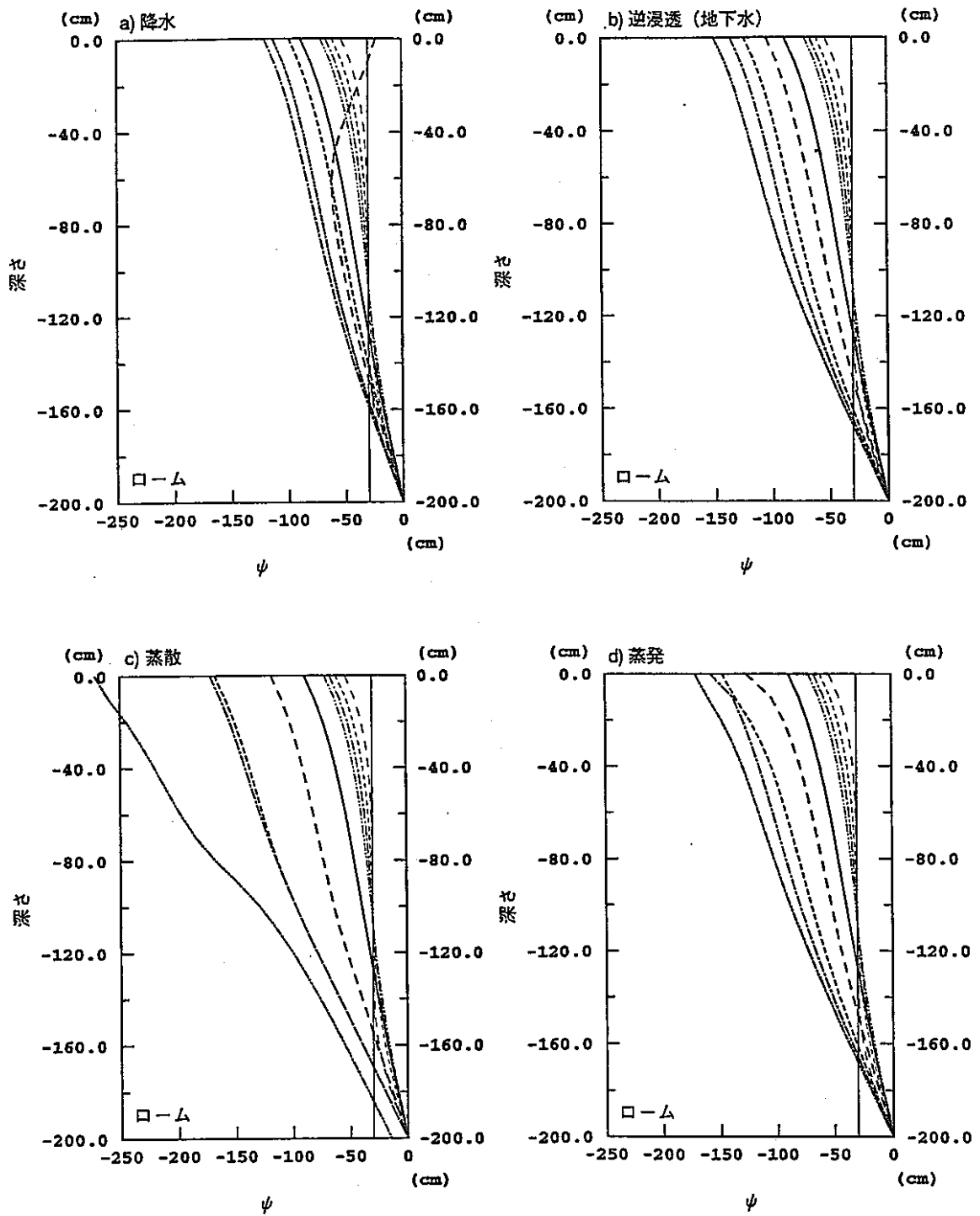


図 ①.V マトリックポテンシャル鉛直プロファイル経時変化図 (土壤名:ローム)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

凡例

—	Psi (0.0hour)
- - -	Psi (0.5hour)
· · ·	Psi (1.0hour)
- · -	Psi (1.5hour)
- - - -	Psi (2.0hour)
—	Psi (5.0hour)
- - -	Psi (10.0hour)
· · ·	Psi (20.0hour)
- · -	Psi (30.0hour)
—	Psi (48.0hour)

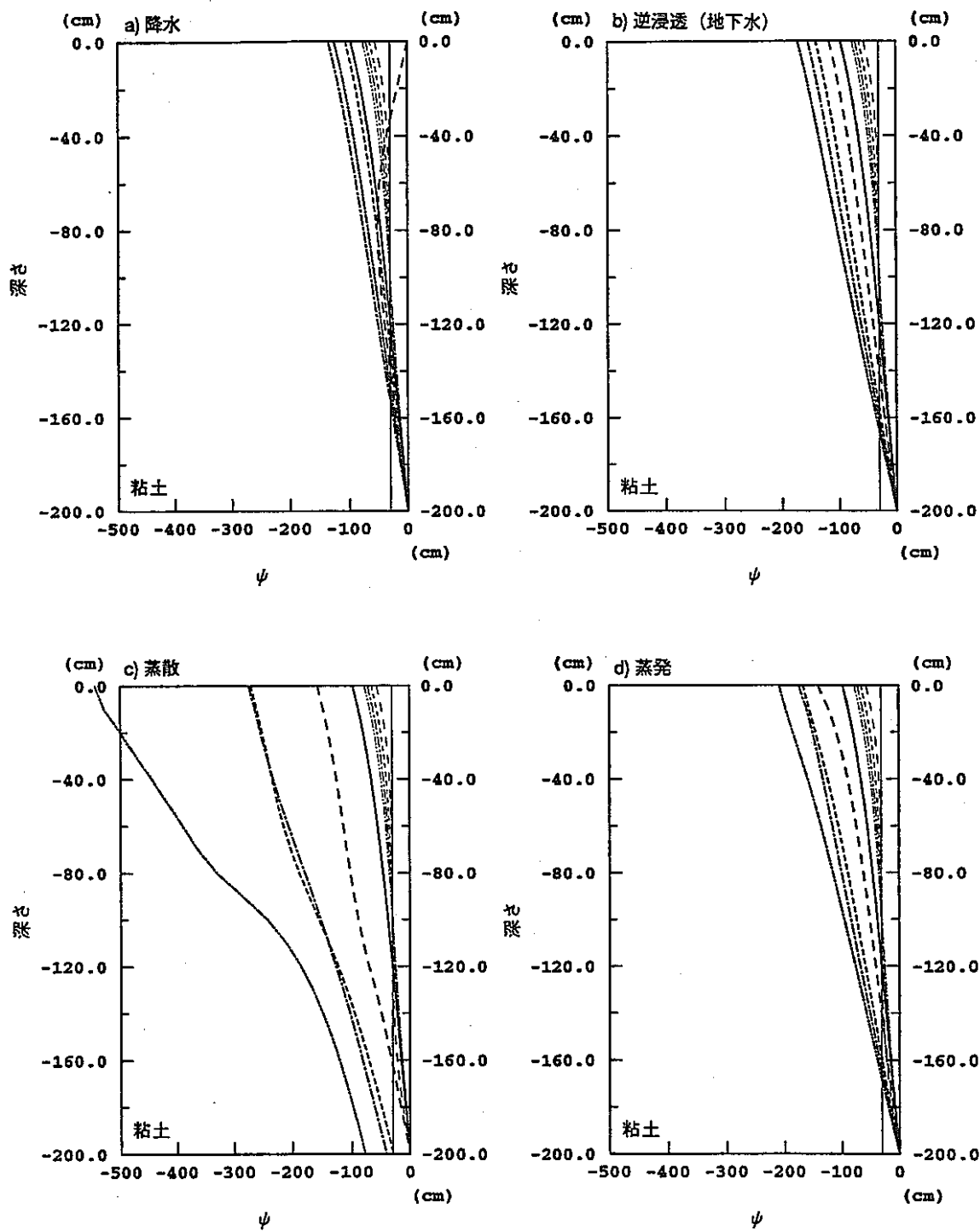


図 ①.VI マトリックポテンシャル鉛直プロファイル経時変化図 (土壌名: 粘土)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

凡例

—	Psi (0.0hour)
- - -	Psi (0.5hour)
- · - · -	Psi (1.0hour)
- · - · -	Psi (1.5hour)
- · - · -	Psi (2.0hour)
- · - · -	Psi (5.0hour)
- · - · -	Psi (10.0hour)
- · - · -	Psi (20.0hour)
- · - · -	Psi (30.0hour)
- · - · -	Psi (48.0hour)

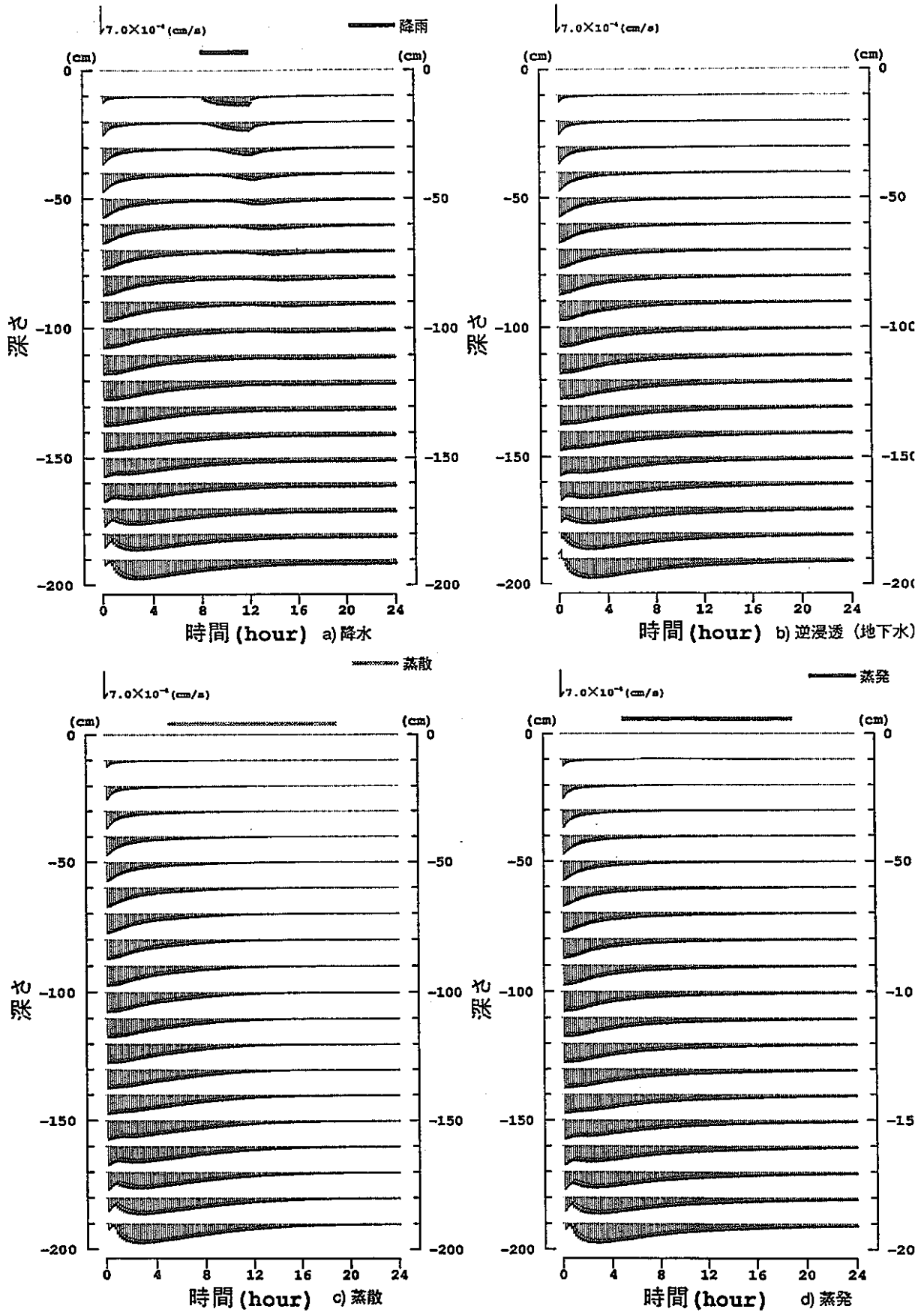


図 ②.1 水分フラックス経時変化図 (土壌名: 砂)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

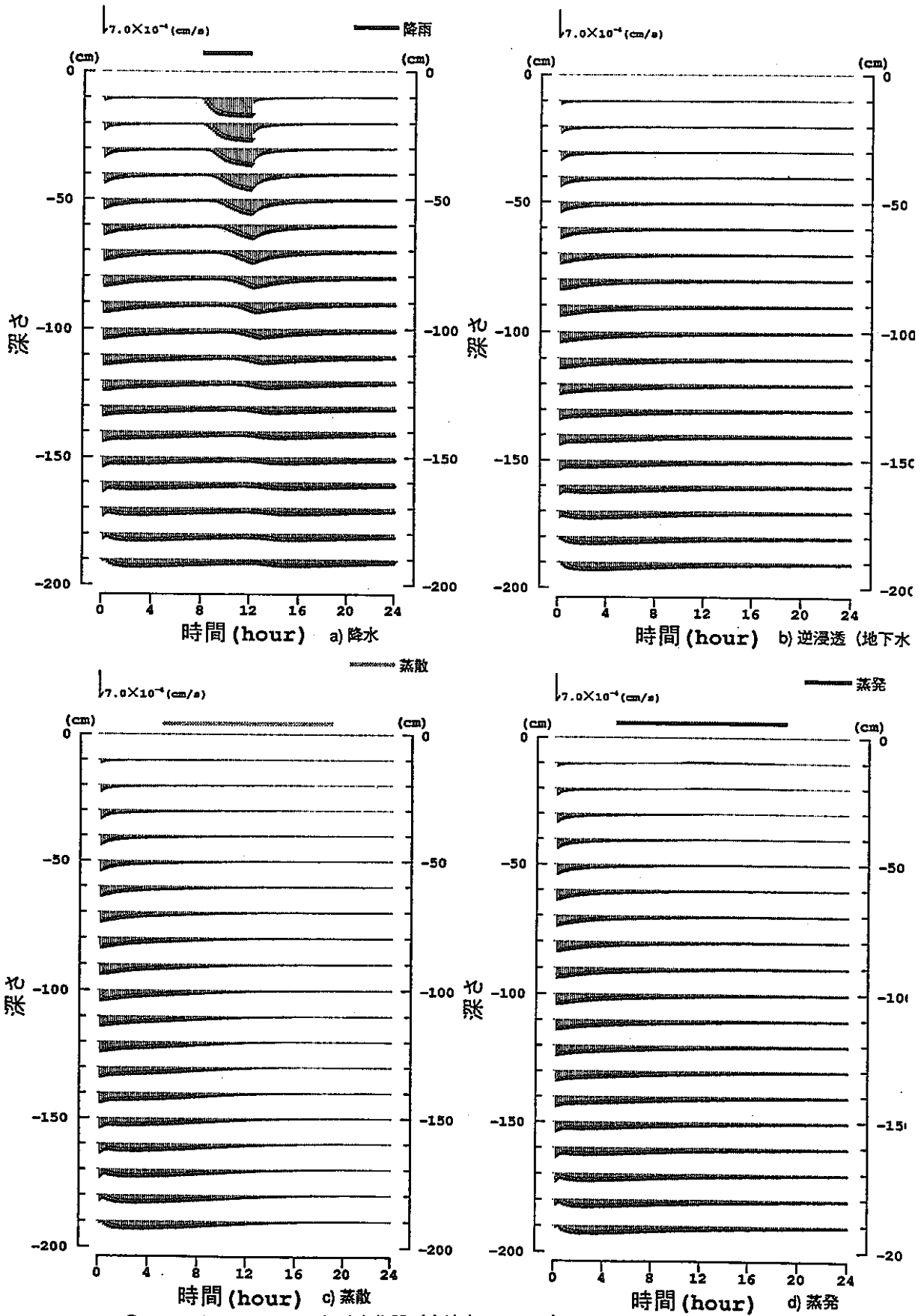


図 ②.Ⅱ 水分フラックス経時変化図 (土壌名:ローム)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

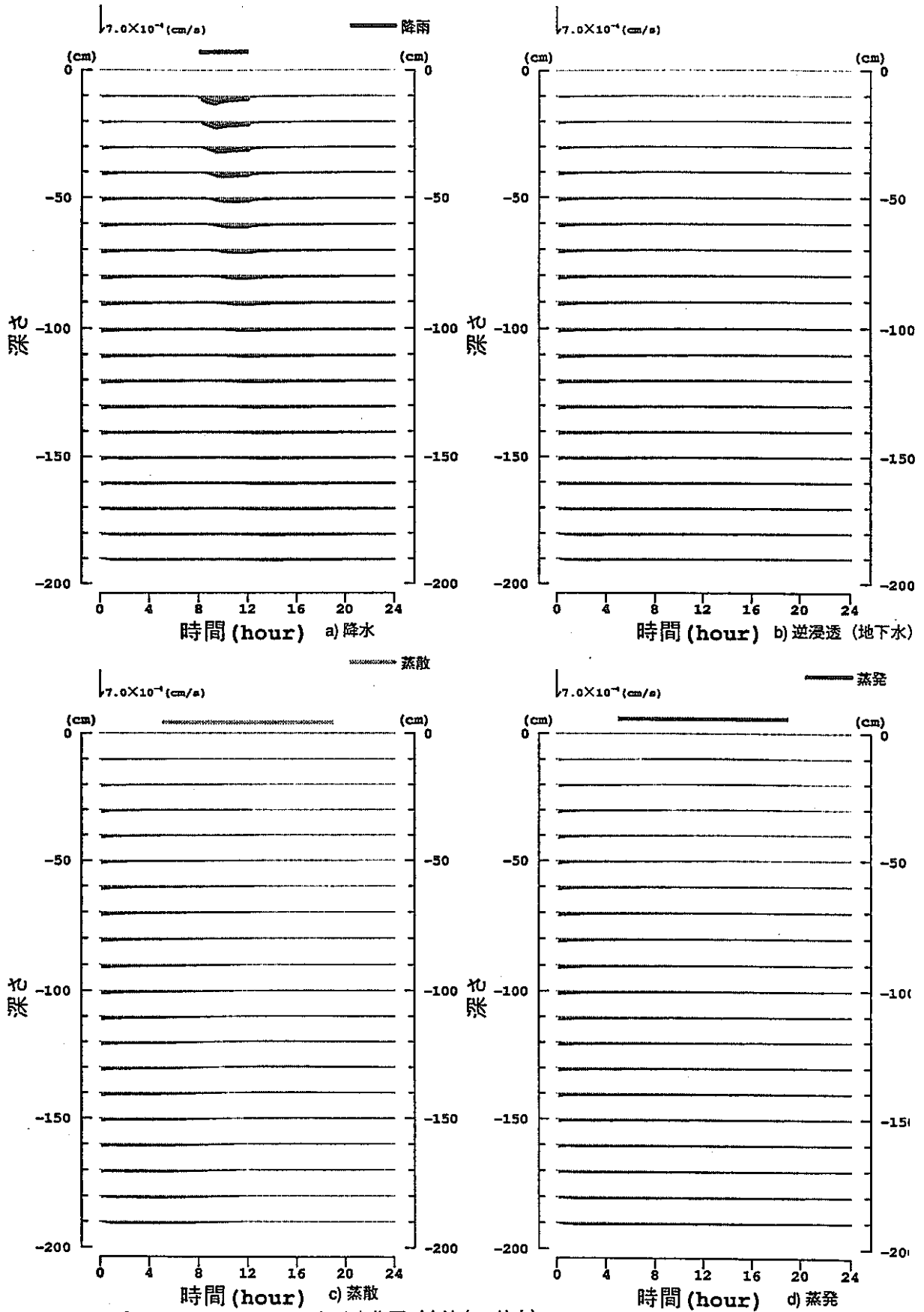
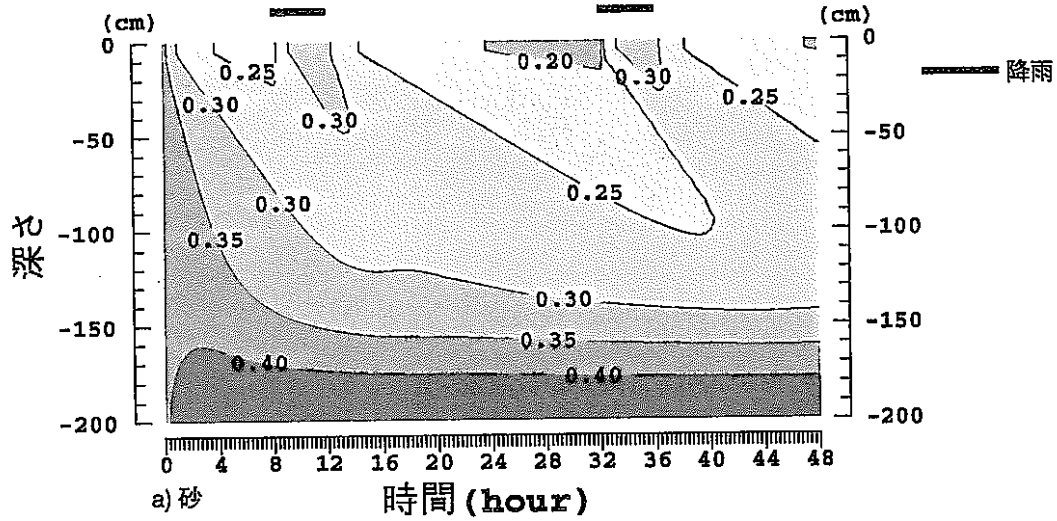
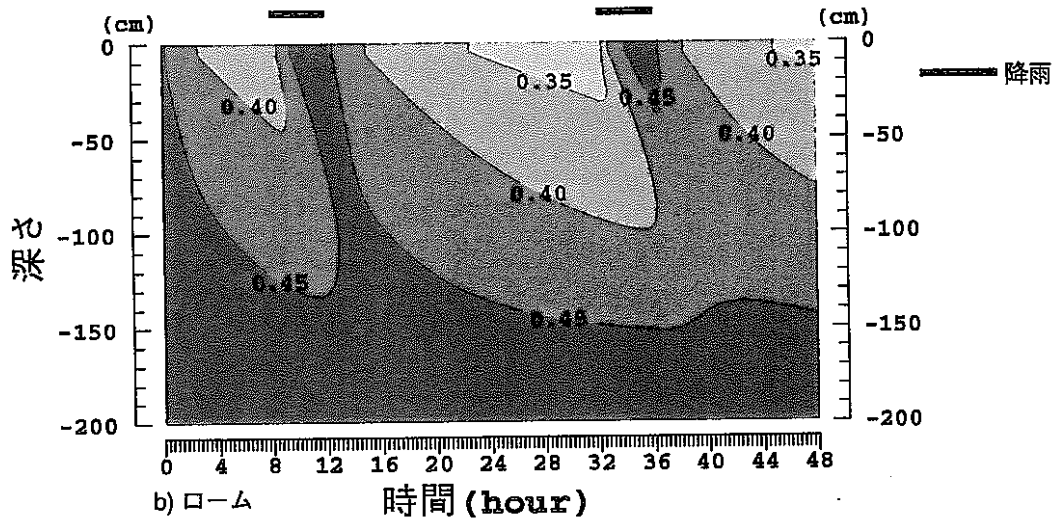


図 ②.Ⅲ 水分フラックス経時変化図 (土壌名: 粘土)
 計算ケース: 上段左から降水、逆浸透 (地下水)
 下段左から蒸散、蒸発

体積含水率



体積含水率



体積含水率

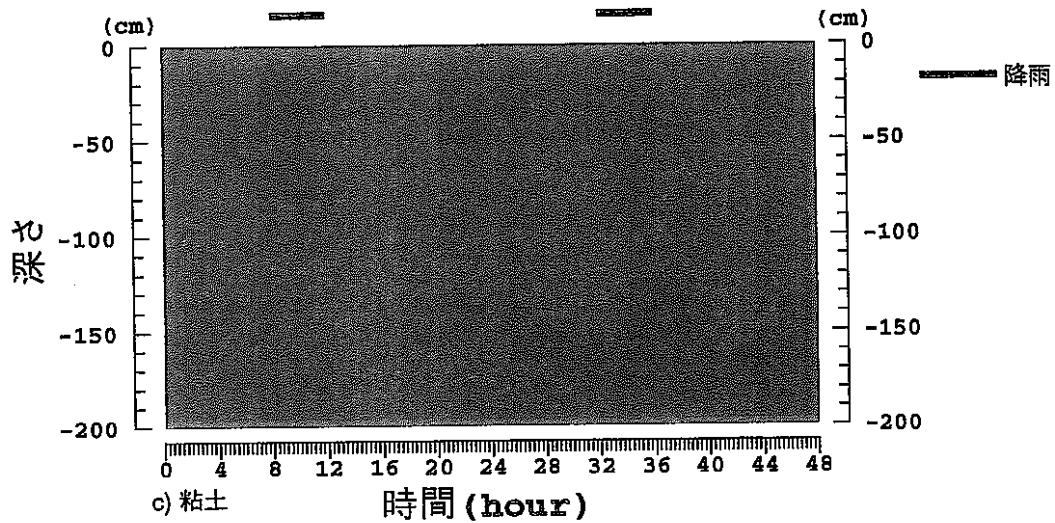
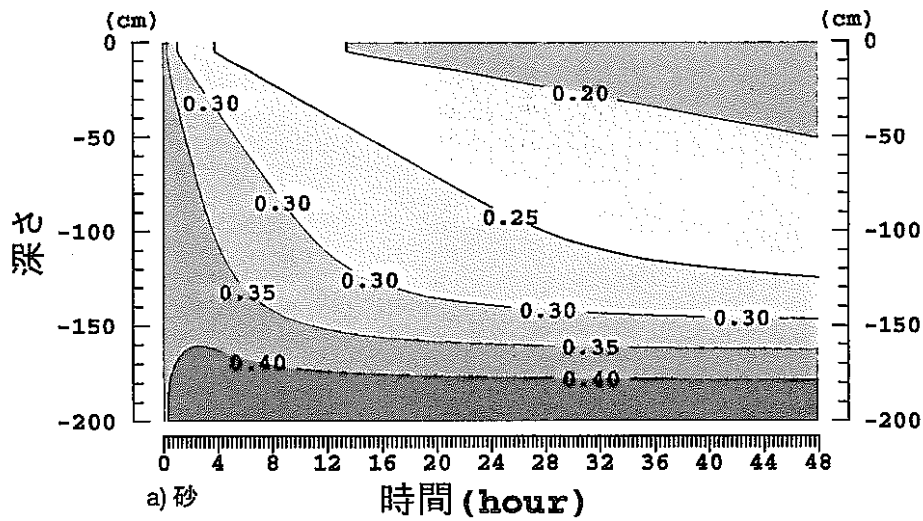
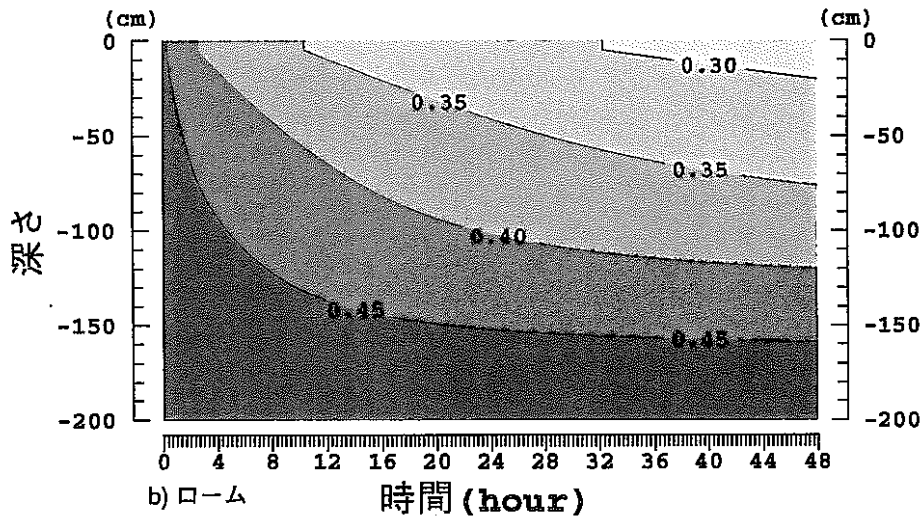


図 ③.1 含水率鉛直断面経時変化図 (計算ケース: 降水)
上段から砂、ローム、粘土の計算結果を示す。

体積含水率



体積含水率



体積含水率

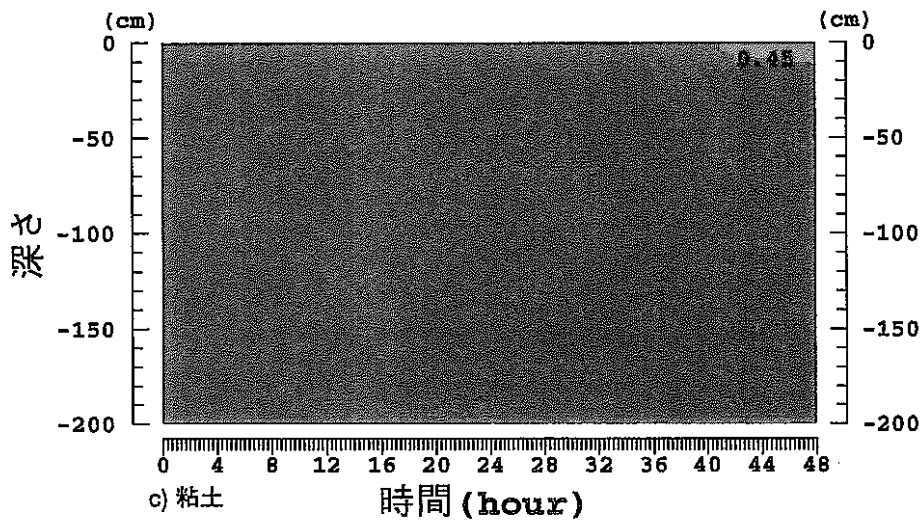
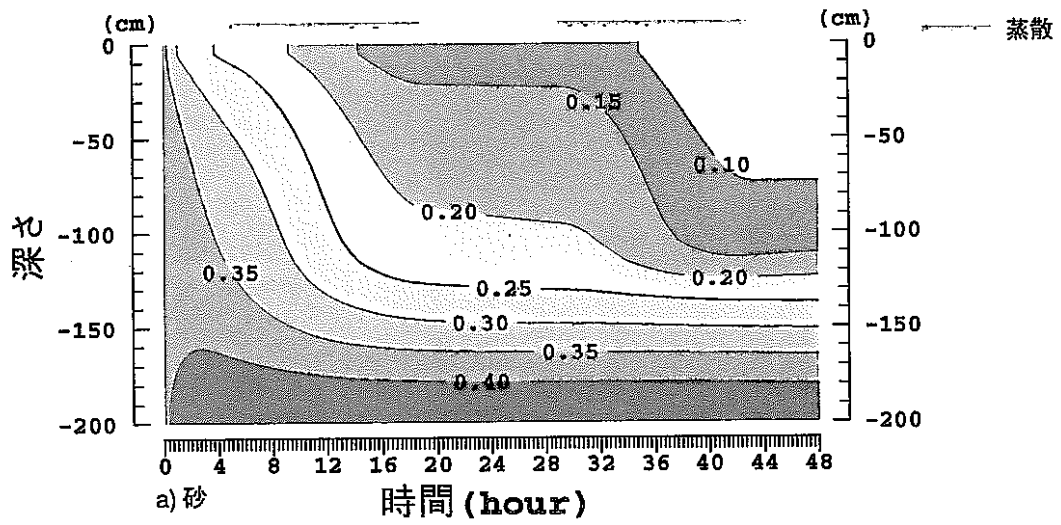
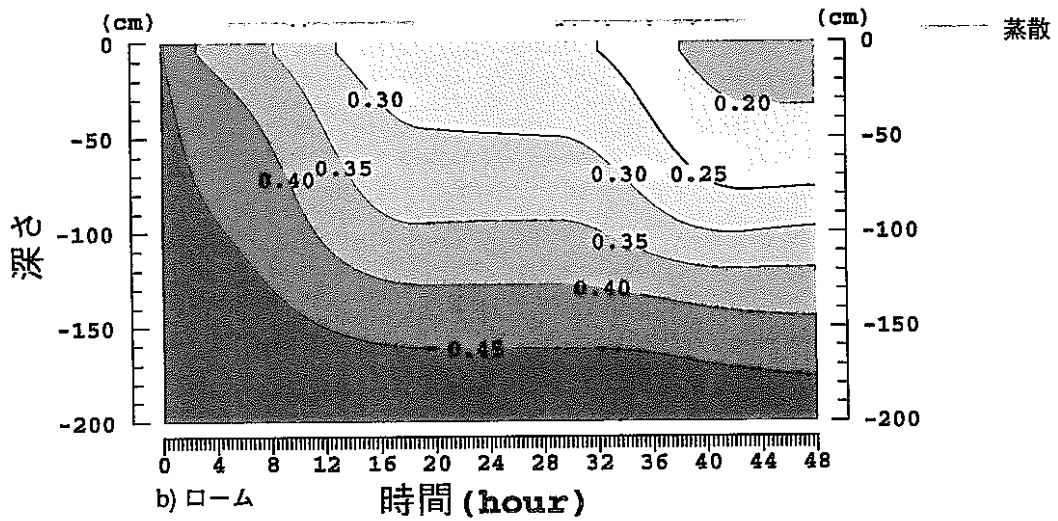


図 ③.Ⅱ 含水率鉛直断面経時変化図 (計算ケース: 逆浸透 (地下水))
 上段から砂、ローム、粘土の計算結果を示す。

体積含水率



体積含水率



体積含水率

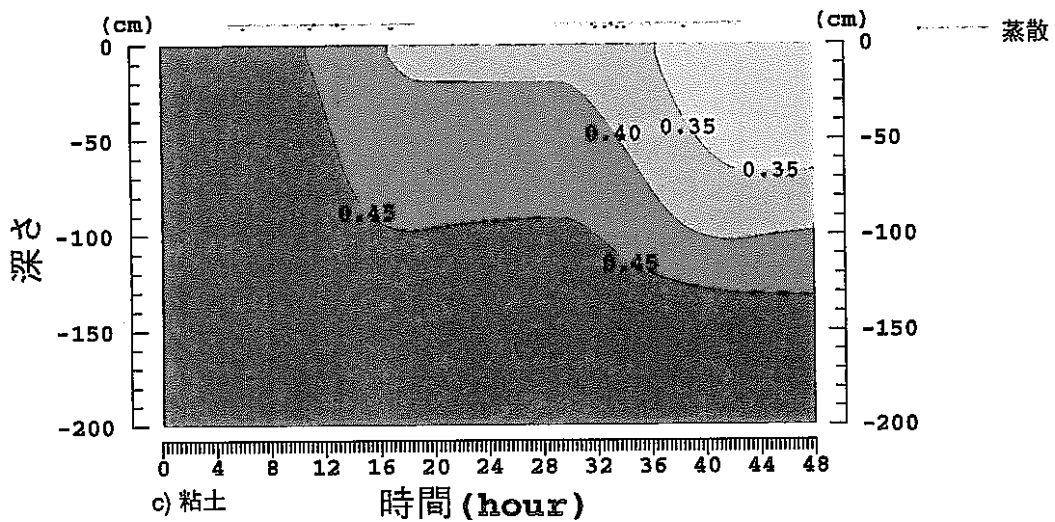
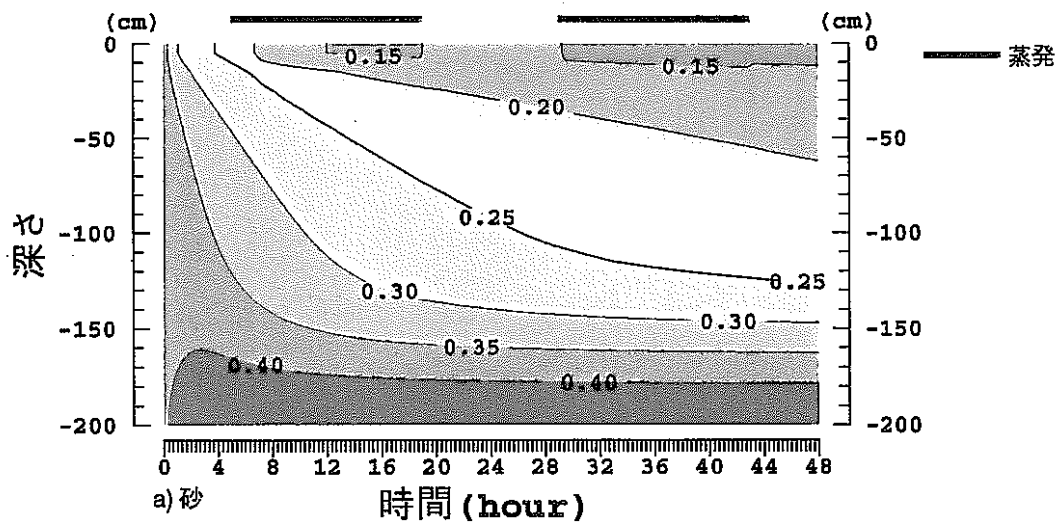
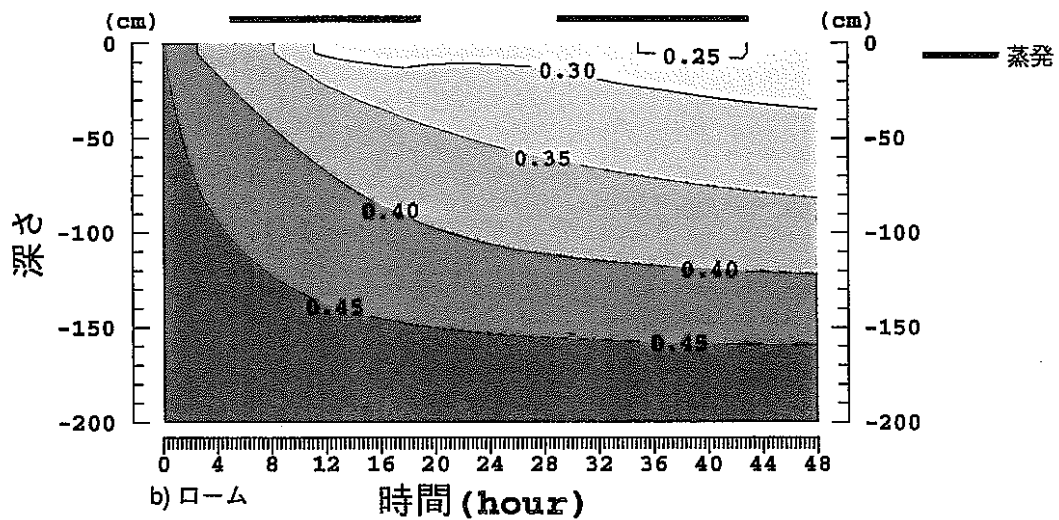


図 ③.Ⅲ 含水率鉛直断面経時変化図 (計算ケース：蒸散)
上段から砂、ローム、粘土の計算結果を示す。

体積含水率



体積含水率



体積含水率

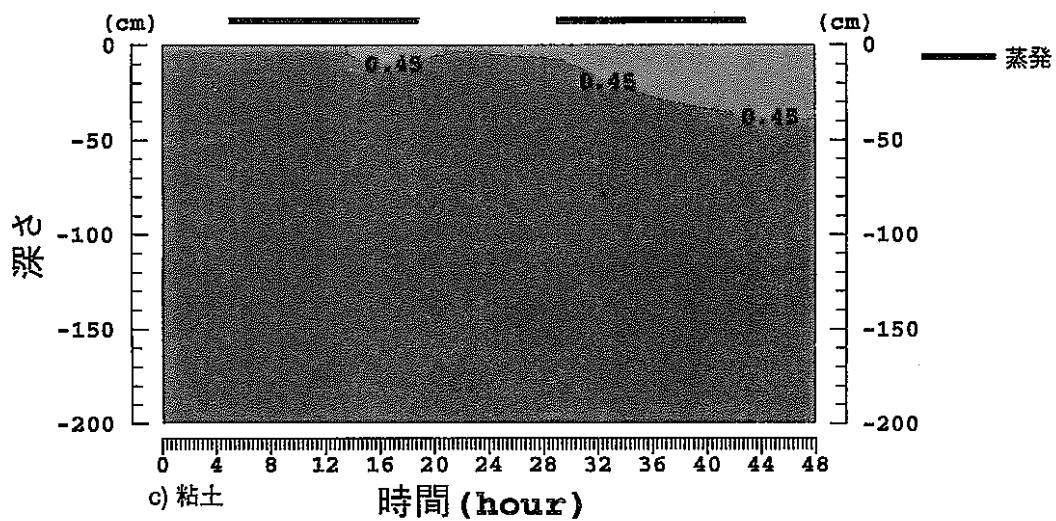


図 ③.IV 含水率鉛直断面経時変化図 (計算ケース: 蒸発)
上段から砂、ローム、粘土の計算結果を示す。