

第3回 土壌水の不思議

担当: 近藤昭彦

地中水(Subsurface water): 地表面の下にある水

土壌水(soil water)

---地下水面(groundwater table)---

地下水(groundwater)

ここでは、土壌水を扱う。



Path of precipitation

水循環の場を想像できるようにしよう！

Three pathways

- infiltration

浸透

(percolation

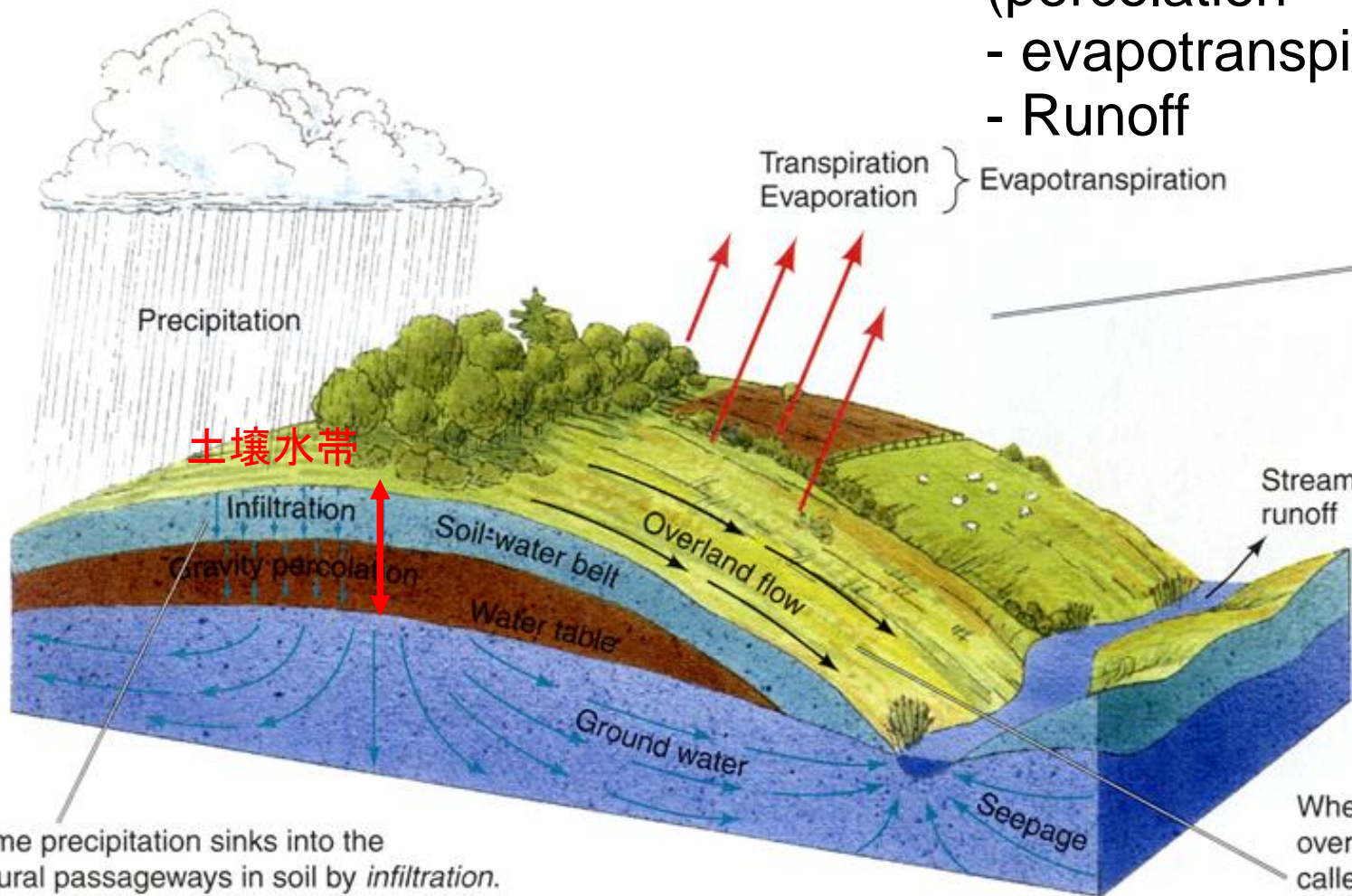
浸潤)

- evapotranspiration

蒸発散

- Runoff

流出



Water in the soil-water belt can return to the atmosphere by evaporation or through transpiration by the vegetation. A portion of the infiltrating water passes through the soil-water belt into the *ground water zone*.

When rain falls rapidly, some water runs over the surface. This surface runoff is called *overland flow*. In periods of heavy, prolonged rain or rapid snowmelt, overland flow feeds directly to streams.

Some precipitation sinks into the natural passageways in soil by *infiltration*. It is held in the *soil-water belt* temporarily, where plants can reach it.

- infiltrationとpercolationの違い
- Horton overland flowとは何か

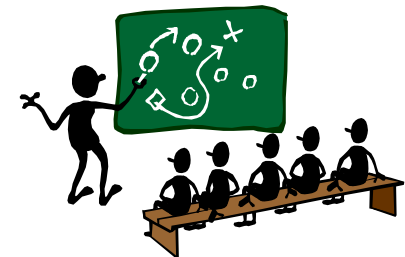
- 造語としてのevapotranspiration
- groundwaterそれともground water

現場体験から
学ぼう！

内容

- 土壌水の定義と分類
- 土の保水性を表すパラメータ
- 水理ポテンシャル
- 毛管上昇
毛管水縁
早い流出
- ホートン&ホーキンスの実験
- 水分特性曲線
キャピラリーバリア
- 不飽和透水係数
- 蒸発とゼロフラックス面
- 浸透
圧力伝播と実質的な水の動き

現場でどのように役に立つのか？



福島県川俣町山木屋地区—計画的避難区域—



ここにフォールアウトした放射性物質の行く末は—水文学の知識—

土壌水の定義と分類

複数の分野が同じ対象を扱う・・・学際科学

土壌水(soil water)の定義:

土壌学における“土壌”の中の水ではなく、地下水面より上の土壌水帯(soil water zone)に存在する水

三相

固相・液相・気相からなる土壌
その割合が三相分布

飽和容水量

間隙がすべて水で満たされたときの水分の量

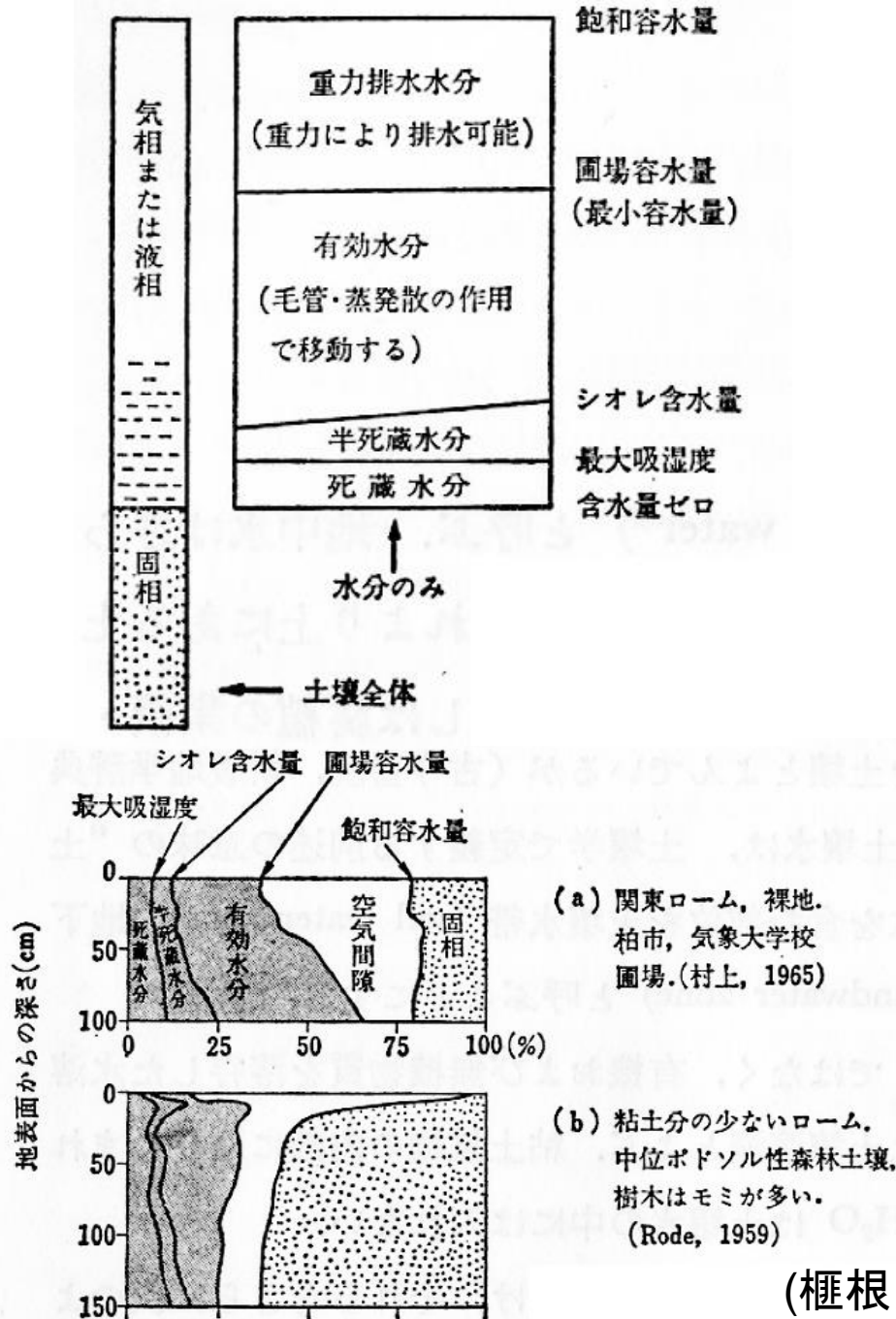
圃場容水量(field capacity)

排水がほぼ終了した時点の含水量

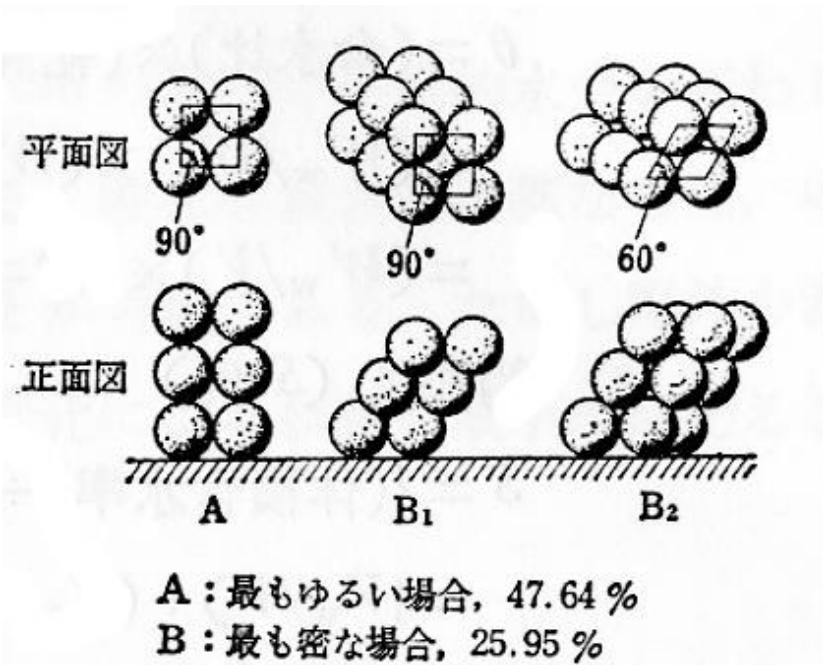
シオレ含水量

植物が吸水できる最小の含水量

(榎根勇「水文学」より)



土壌の保水性を表すパラメータ



間隙率(porosity)

多孔体(porous media)の全体積に対する間隙の占める体積の百分率

- ・立方充填(A): 47.64%
- ・菱面(細密)充填(B1, B2): 25.95%

表34 物質の間隙率

物質	間隙率
関東ローム	65~85
シルト粘土	50~60
細砂	40~50
中砂	35~40
粗砂	25~35
礫	20~30
砂礫	10~30
密な岩石	< 1
割れ目のある風化した火成岩	2~10
透水性のいい新しい玄武岩	2~5
多孔質溶岩	10~50
凝灰岩	30
砂岩	5~30
石灰岩	10~20

大



含水量の表示法

①含水比 ($w\%$) $w = (W_w/W_s) \times 100$

→土壌を一定量採取し、重量計測後 (W_w)、炉乾燥して再計量 (W_s)

②体積含水率 ($\theta\%$) $\theta = (\text{含水比}) \times (\text{乾燥密度})$
 $= (W_w/W_s) \times (W_s/V) \times 100$
 $= (W_w/V) \times 100 = (V_w/V) \times 100$

→一定体積の試料を採取する必要あり

③飽和度 ($S\%$) $S = \{ (\text{体積含水率}) / (\text{間隙率}) \} \times 100$
 $= \{ (V_w/V) / (V_v/V) \} \times 100 = (V_w/V_v) \times 100$

ここで、 V は体積、 W は重量、添え字の w は液相、 s は固相、 v は間隙 (液相+気相) を表す。

- ・ 含水比は測定が簡単→工事等で用いられる
- ・ 水収支を検討するには体積含水率を求める必要

(大起理化コアサンプラー)



土壤水分の測定方法

① 炉乾燥法 採土→重量測定→炉乾燥→重量測定

- ・100cc円筒で採土、炉乾燥後の重量の差が水分量になる
- ・三相分布

② 放射線法 中性子水分計、ガンマ線水分計



③ TDR(time domain reflectmeter)法

④ その他



100cc試料円筒(大起理化)



採土器(大起理化)



実容積測定器(大起理化)

水理ポテンシャル

多孔体中の飽和流と不飽和流はポテンシャル流として記述できる。
→ポテンシャルの高いところから低いところに流れる→水は低きにつく

この流れを支配するポテンシャルが全ポテンシャル(total potential)

土壌水に作用する力

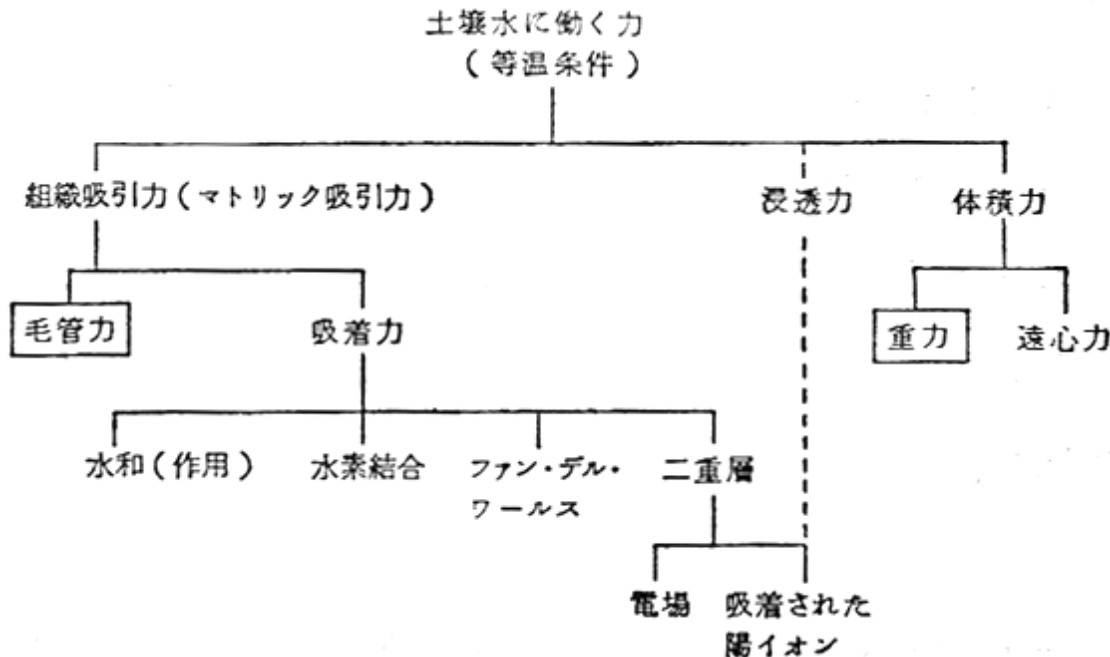
- ・Scienceとしての重要性
- ・問題、課題の解決における重要性

①組織吸引力(matric suction)

②溶質の化学ポテンシャルの差で生じる浸透力(osmotic force)

③外的な要因で生じられる体積力(body force)

土壌水の移動を考える際に、最も重要な力



- ・毛管力(capillary force)
- ・重力

これらの力の全体の釣り合いのもとで、一定の水分量が保持
(榎根勇「水文学」より)

土壌水のエネルギーポテンシャル

$$\phi' = \phi_g + \phi_m + \phi_o + \phi_a + \dots$$

ここで、 ϕ' : 全ポテンシャル、 ϕ_g : 重力ポテンシャル、 ϕ_m : マトリックポテンシャル、 ϕ_o : 浸透ポテンシャル、 ϕ_a : 空気ポテンシャル

重力ポテンシャル $\phi_g = gz$

ここで、 g は重力加速度、 z は基準面からの高さ

圧力ポテンシャル $\phi_p = \phi_m + \phi_a$

大気圧を基準として、土壌水帯では常に負、地下水帯では常に正

ϕ_a を無視できれば、 $\phi_p = \phi_m$

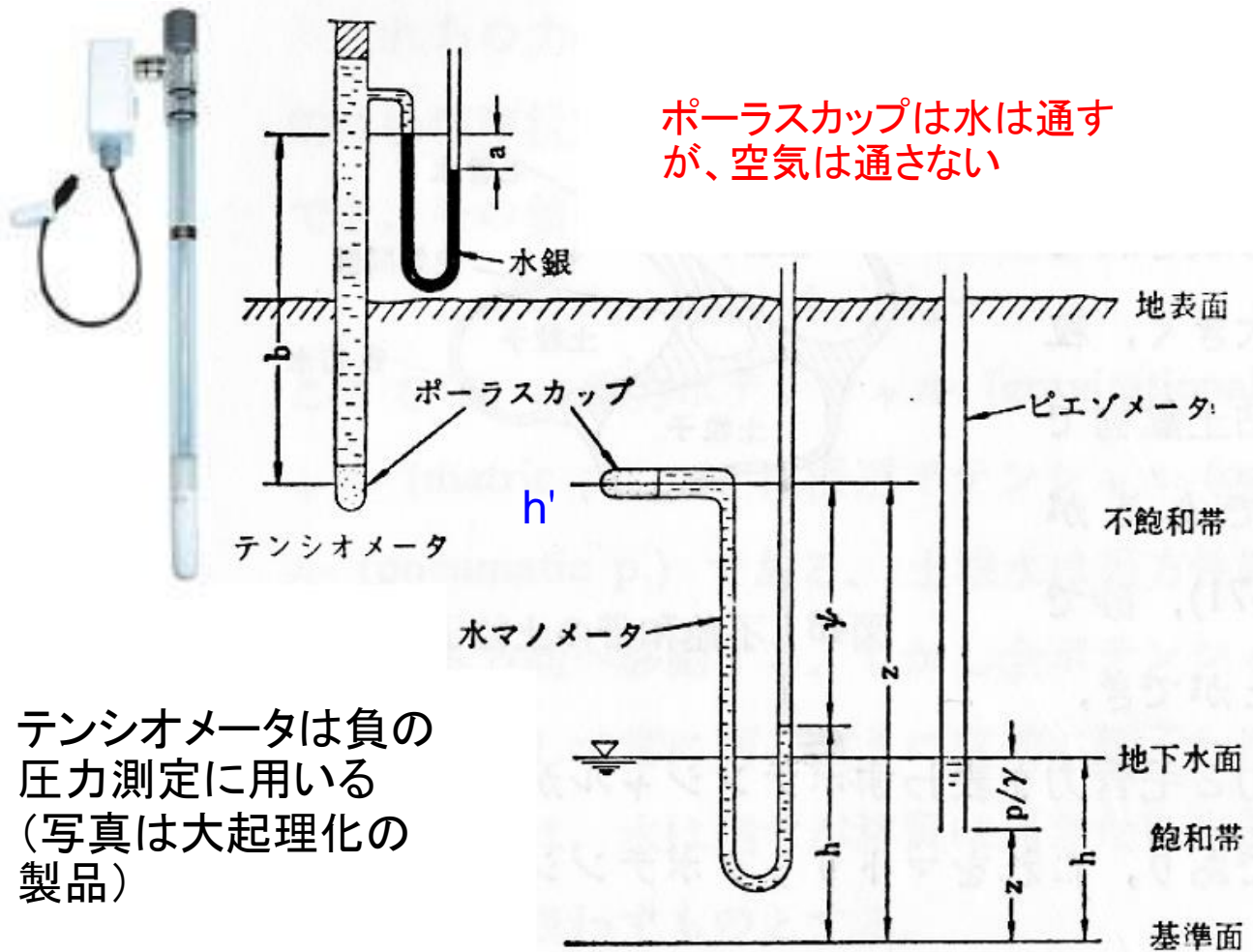
水理ポテンシャル (hydraulic head)

$$\phi = \phi_g + \phi_p$$

ϕ の次元はエネルギー $[L^2T^{-2}]$ 、これを重力加速度を単位にとって水頭 (head) $[L]$ で表す。

$$\phi/g = h = z + \psi$$

ここで、 h は水理水頭 (hydraulic head)、 ψ は圧力水頭



ポラスカップは水は通すが、空気は通さない

テンシオメータは負の圧力測定に用いる (写真は大起理化の製品)

地中に埋設された水銀マンノメータを持つテンシオメータ (tensiometer)

$$\psi = -13.6a + b$$

ポラスカップの基準面からの高さ z とすると、水理水頭 h' は地表面を基準として、

$$h' = \psi + z$$

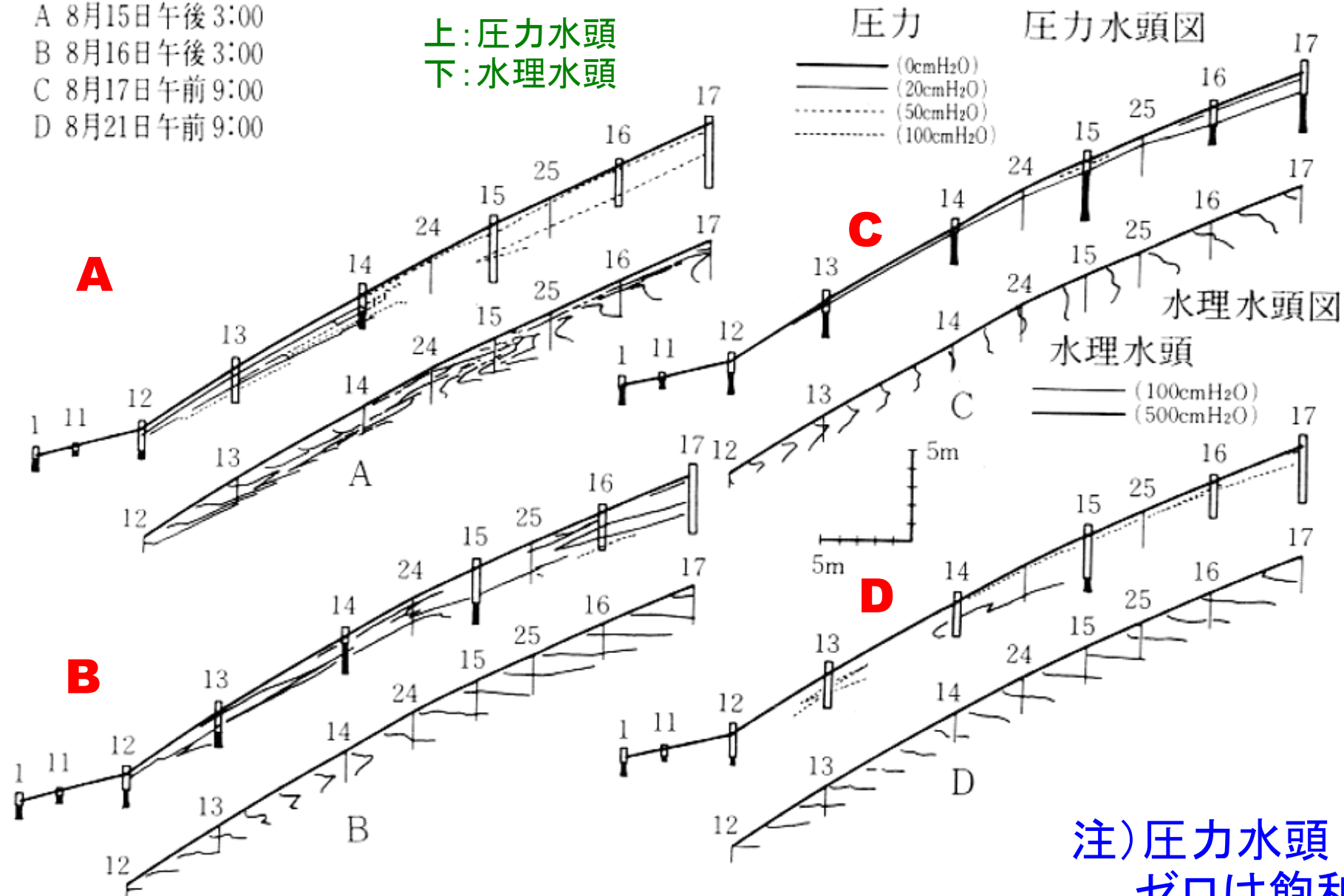
注) 右は水マンノメータ、 ψ の値は負

この図では水はどの方向に動いているか？

多孔体が等方性の場合、土壌水は水理水頭勾配の方向に流れる

- A 8月15日午後3:00
- B 8月16日午後3:00
- C 8月17日午前9:00
- D 8月21日午前9:00

上: 圧力水頭
下: 水理水頭



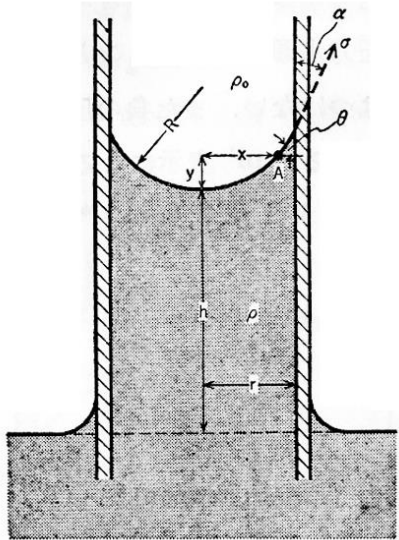
注) 圧力水頭
ゼロは飽和

図82 森林斜面での豪雨に伴う雨水流の挙動

毛管上昇 (capillary rise)

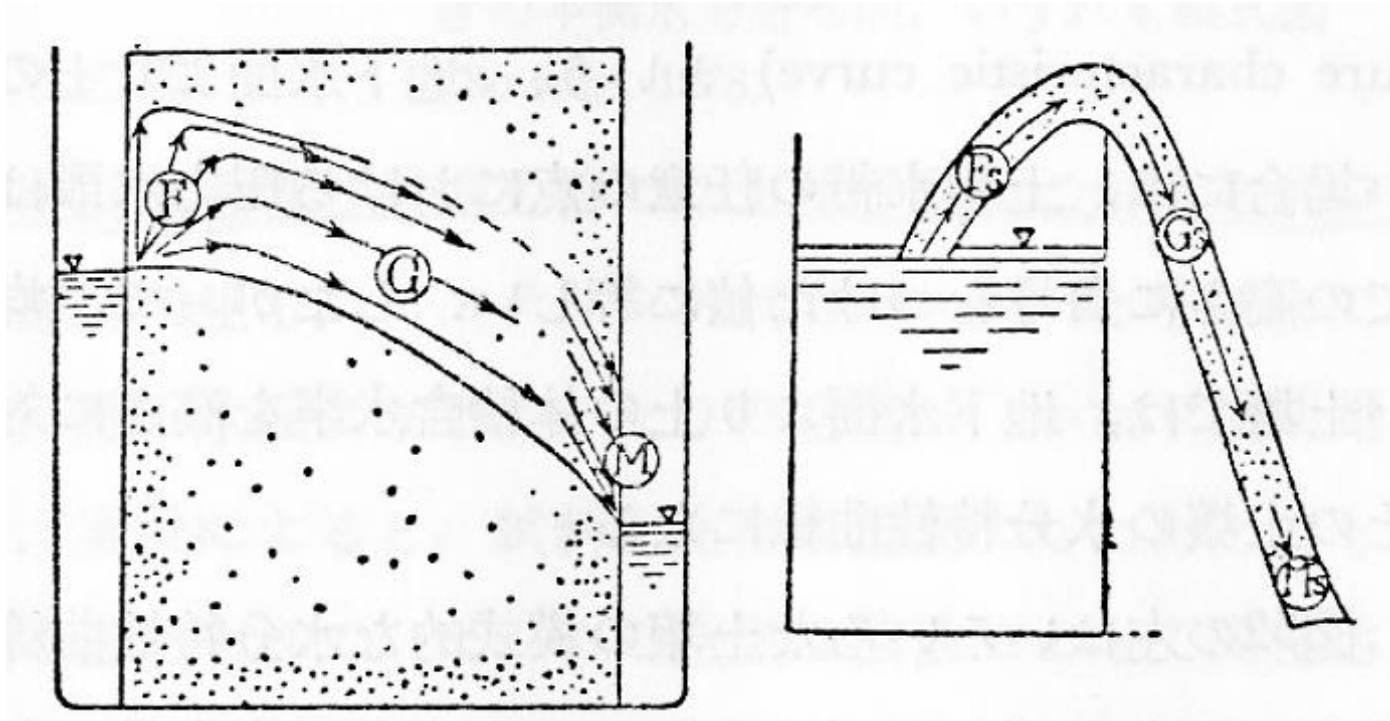
地下水から土壌水帯への水の上昇

毛管上昇の理論は教科書を参照のこと



稲葉(1938)の毛管サイフォン

新見・有水(1977)により汚水の土壌浄化に応用



注) 左側図、M面では蒸発による水の損失は起こりえるが、重力による流出は起こらない
→なぜか

着色水(染料をトレーサーとして利用)を円筒の上面から供給

→目視で降下浸透を観察

センサーで捉えた水の動きとトレーサーによる動きの違い

透明なアクリル板で作った箱に砂を詰めた実験装置を想像してください!

毛管水縁



飽和毛管水帯



地下水面

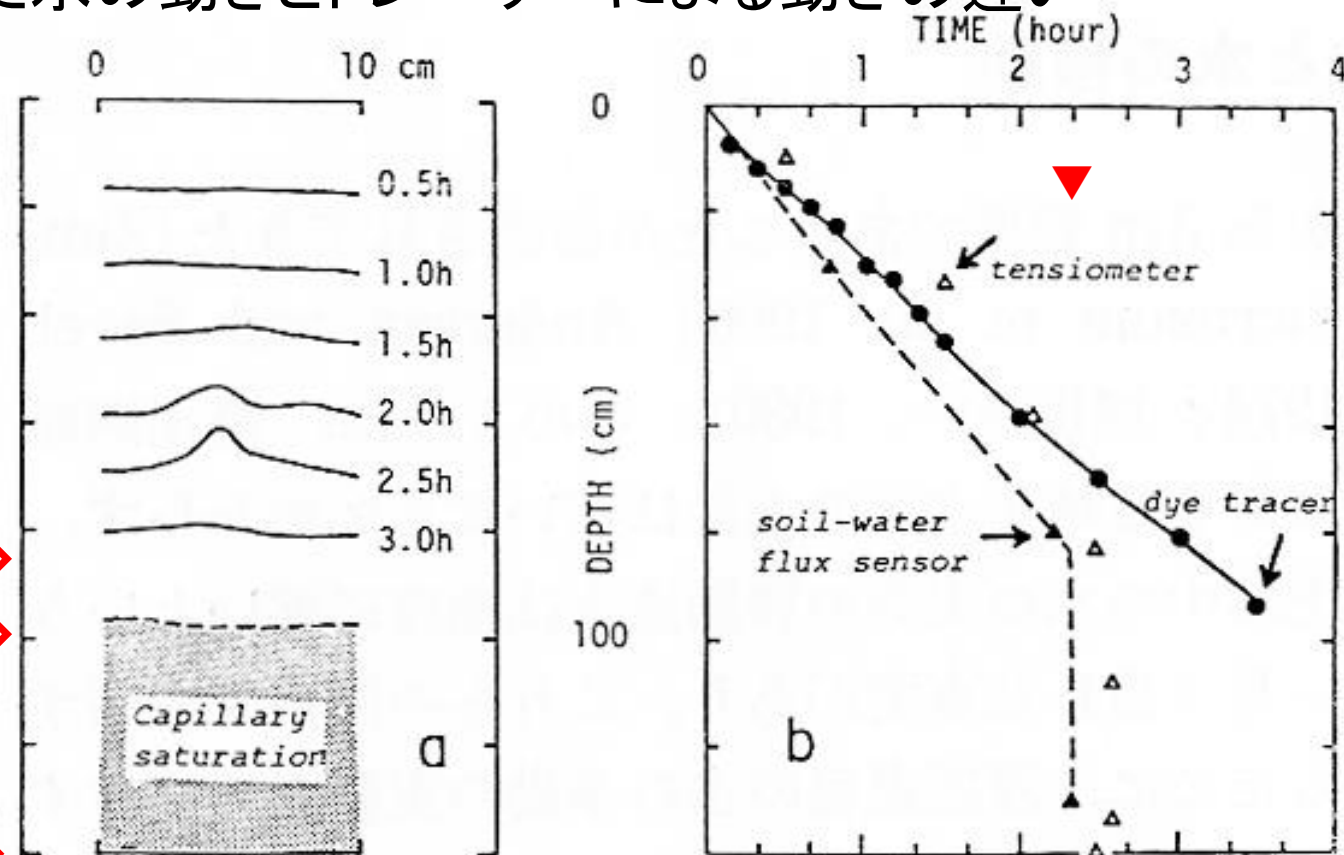


図4.1：着色水を用いた降雨浸透実験の結果

(降雨条件：40 mm/h で6時間)

(a) 目視で捉えた浸潤前線の降下状況

(b) 降雨開始以後、各深度の各センサーにより検出した地中水の移動開始の状況 (Sakura et al., 1987)

三種類の供試土の粒径分布と平衡水分分布(=水分特性曲線)

粗粒土と細粒土の水分特性の違いに注意

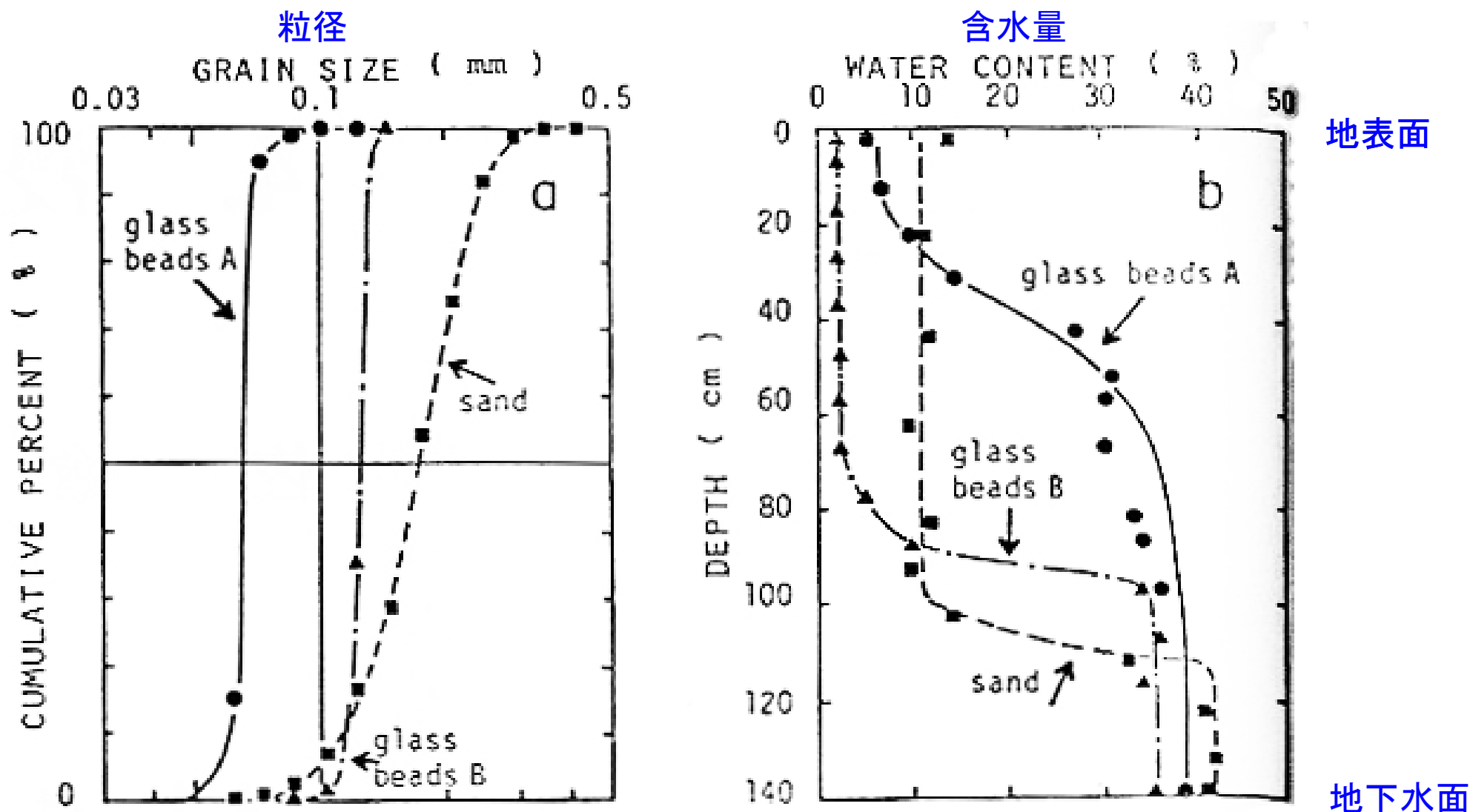
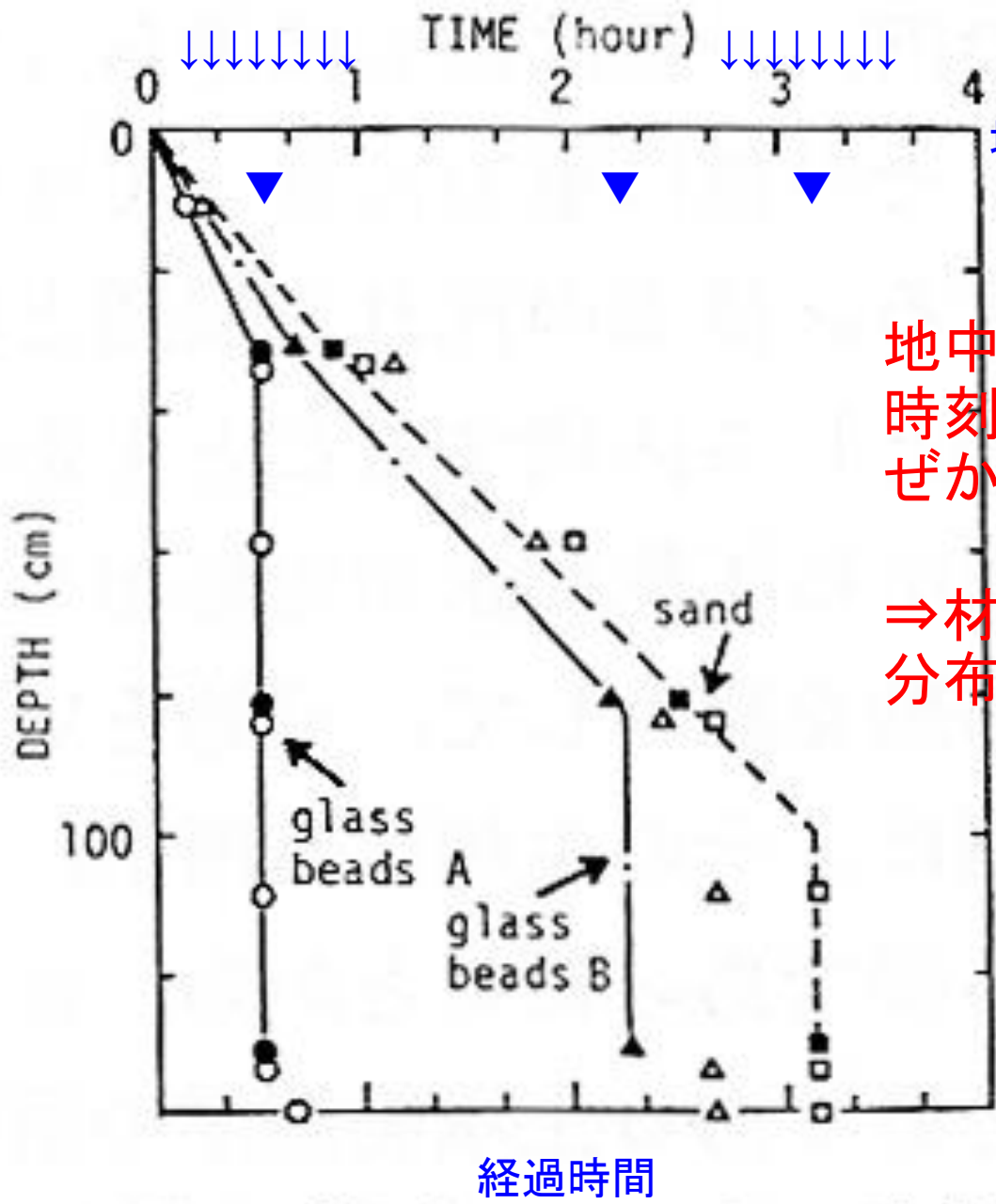


図4.2：供試土の(a)粒径分布と(b)平衡水分分布
(Sakura et al., 1987)

地表面

カラムの上
端に着色水
を与え、浸
潤していく様
子を観察し
ながら、カラ
ム底面から
の流出のタ
イミングを計
測

地下水面



地表面に降水を与える

地中水の移動開始
時刻が異なるのはな
ぜか

⇒材料の平行水分
分布に注目しよう！

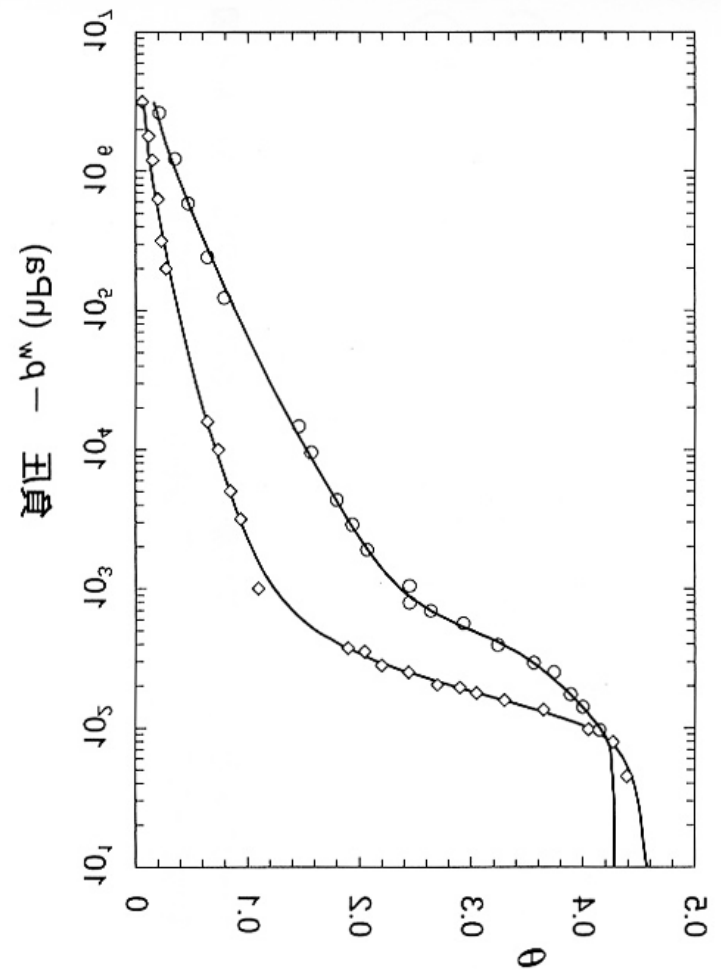
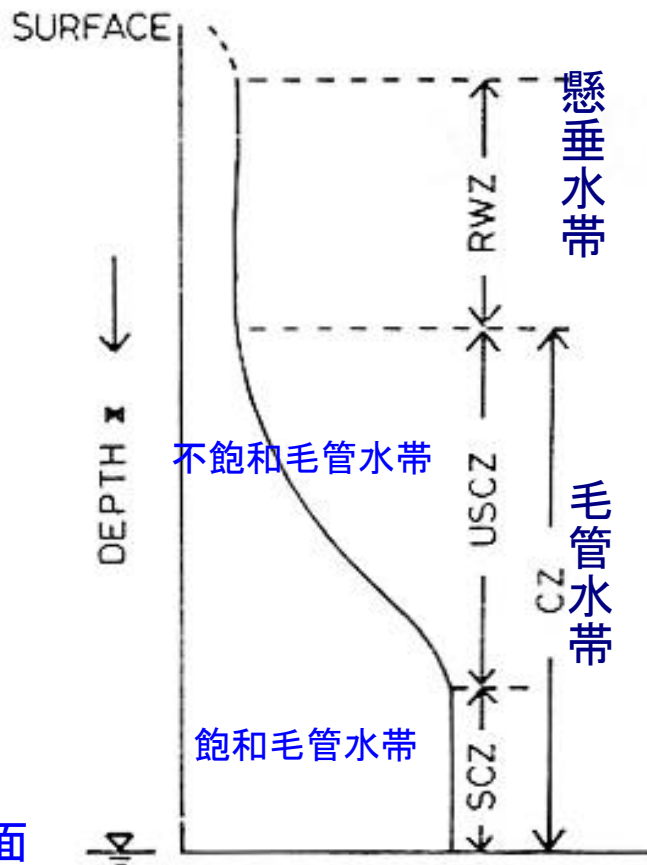
経過時間

図 4.3 : 三種類の供試土における地中水の移動開始の状況 (Sakura et al., 1987)

水分特性曲線(soil moisture characteristic curve)

土壌の含水量と負の圧力水頭の関係を表す曲線

→水の動きがない場合の地下水面上の含水量プロファイルと同じ



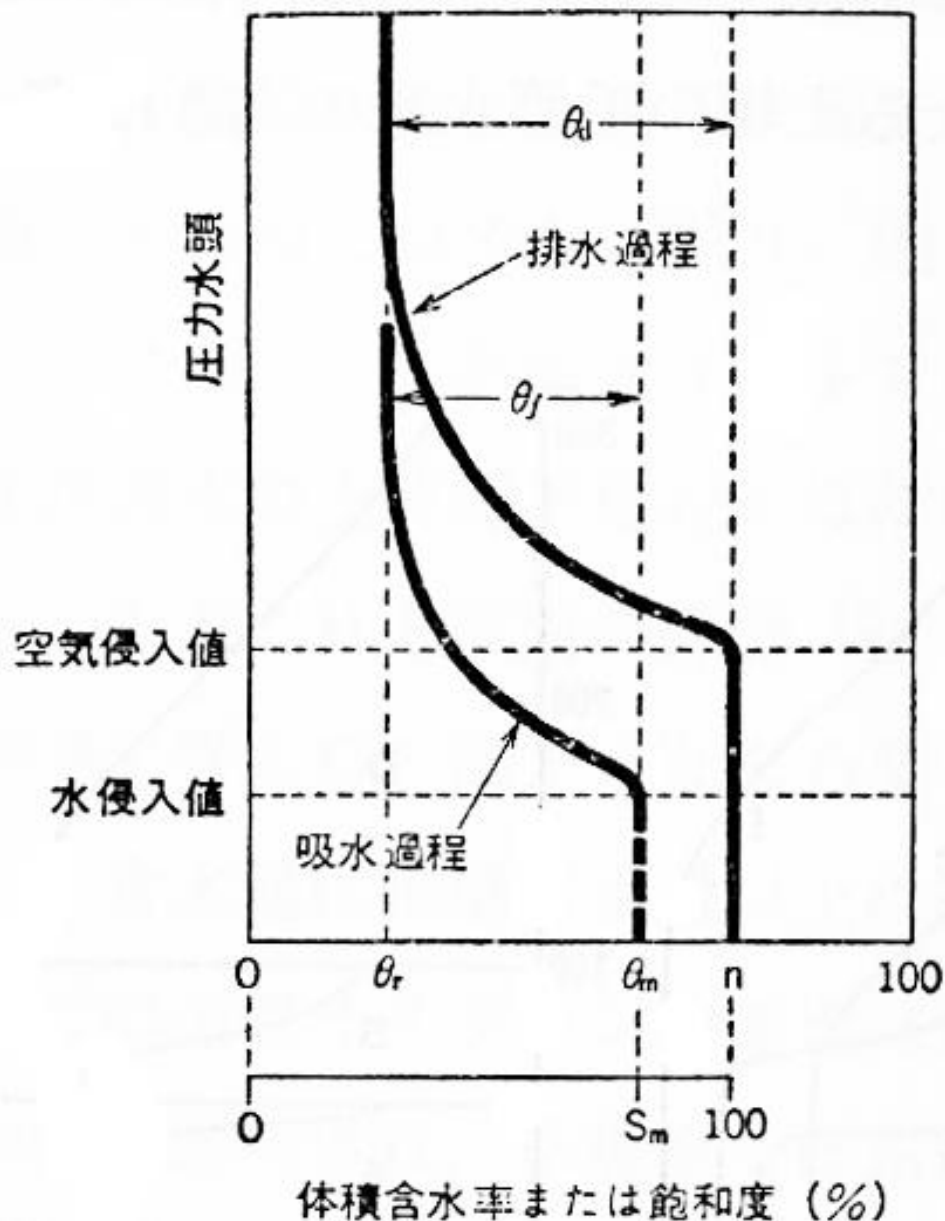
地下水面
(開発、1989)

体積含水率

図 7.1 均一土壌中の平衡水分プロファイル,
 θ : 体積含水率 (体積水分量)

Burutsaert 著「水文学」より
図を反転・回転させて左の図に
合わせてある

水分特性曲線は排水過程と吸水過程では異なる



空気侵入値(air-entry value)

飽和した土壌の圧力水頭を低下させていき、最初に空気が入り込むときの圧力水頭

水侵入値(water-entry value)

不飽和度に水を加えていき、大部分の空気が追い出されて間隙中の水が実質的に連続したときの圧力水頭

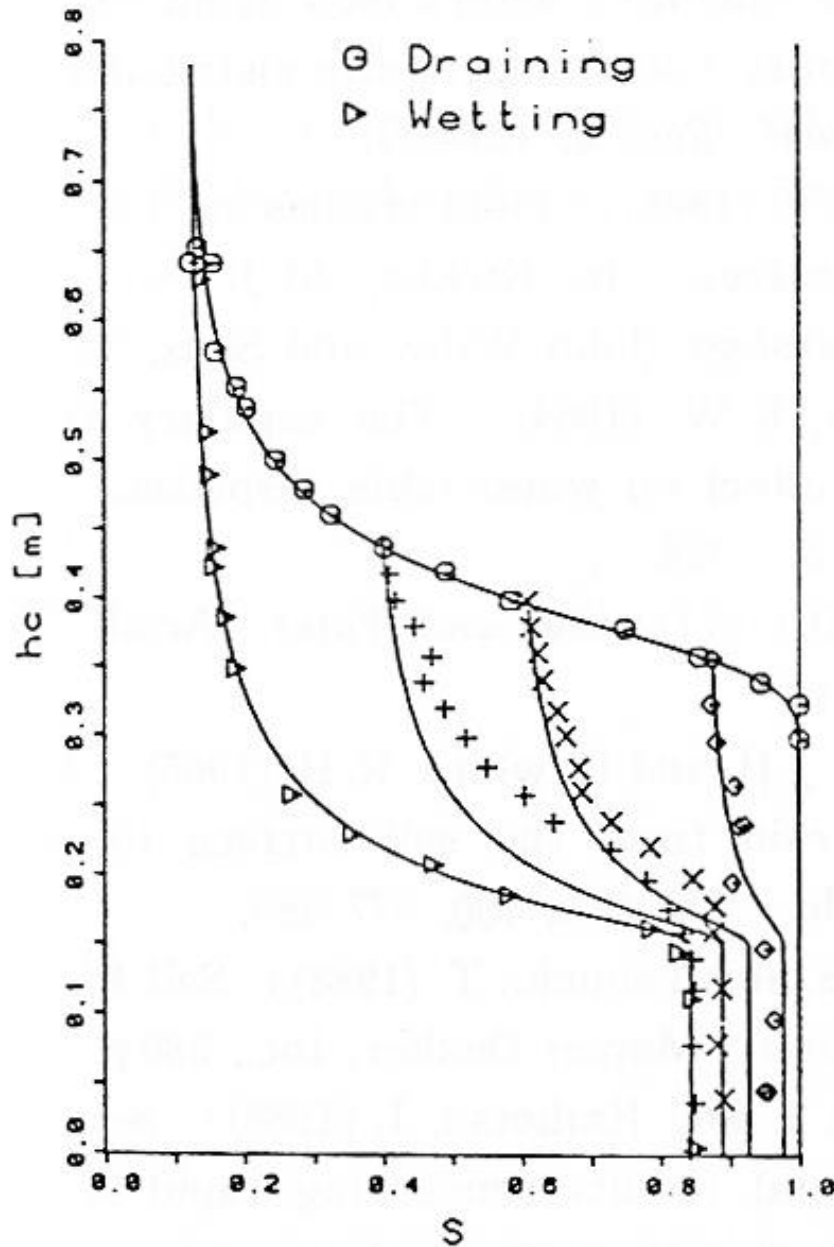
排水可能間隙率(drainable porosity)

飽和している不圧帯水層の地下水面を低下させることにより排水できる水の占めている間隙率(θ_d)

比残留率(specific retention)

排水後も土壌中に保持されている水分の占めている間隙率(θ_r)

吸水可能間隙率(fillable porosity) θ_f
臨界飽和含水率(critical saturation water content) θ_m



圧力水頭が同じでも、排水過程と吸水過程では含水量が異なる

圧力水頭が同じでも、地下水面低下(排水)時の含水量は地下水面上昇時の含水量より大きい

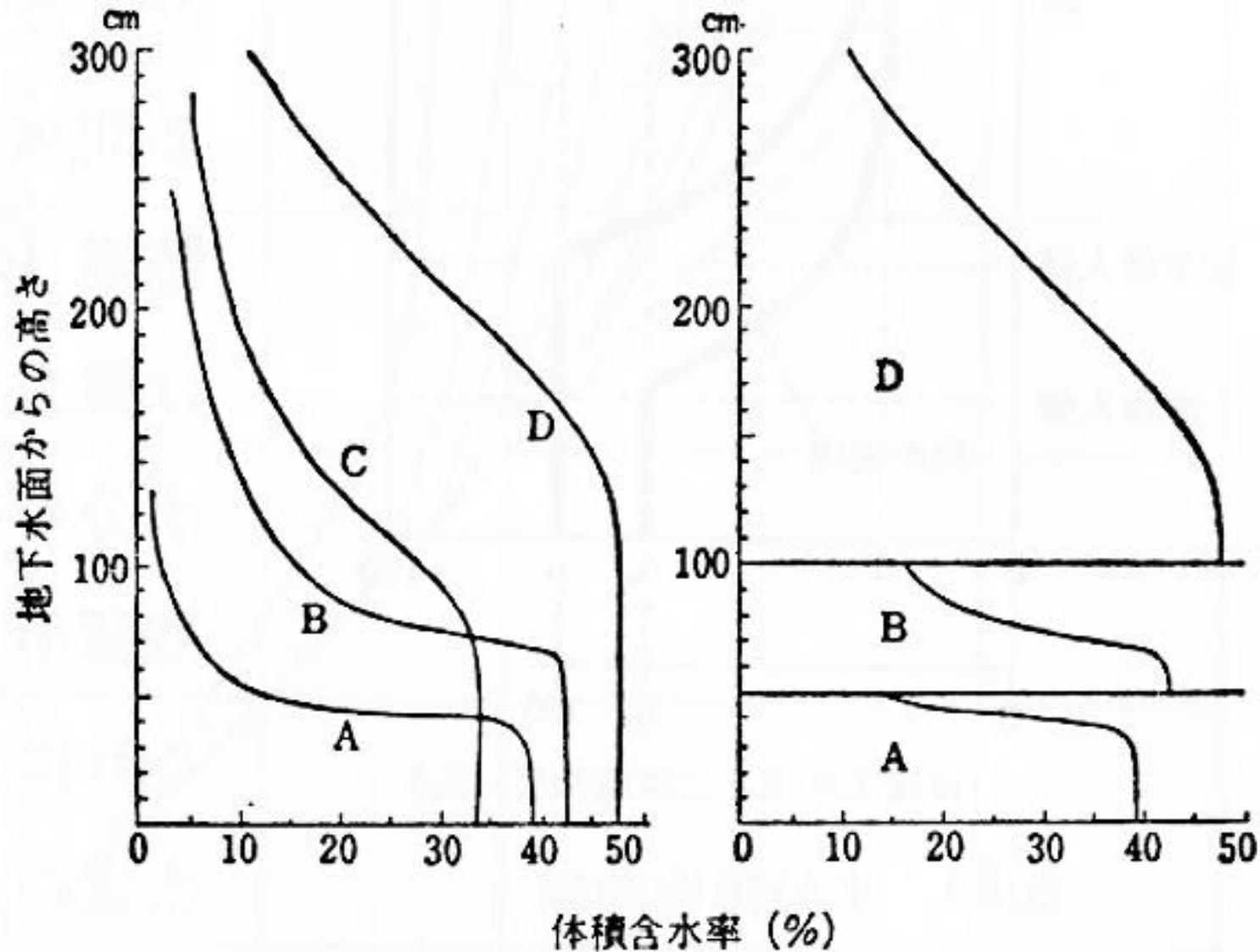
ヒステリシス(hysteresis)

行きと帰りは経路が異なる



図 4.10 : 飽和度と圧力水頭間のヒステリシス (Stauffer and Dracos, 1986)

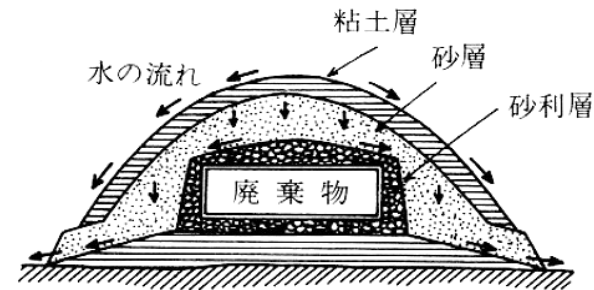
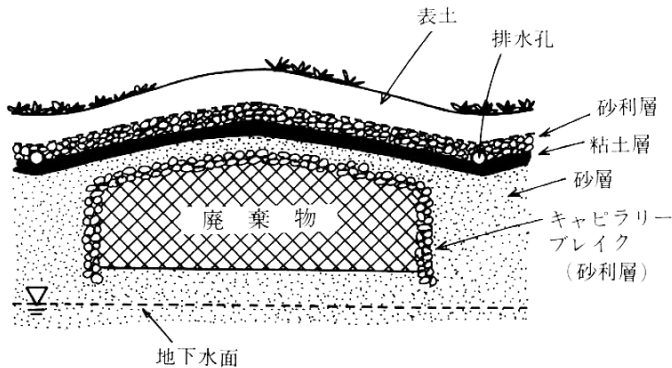
多層構造を呈する土層における平衡水分分布



(左) A:粗砂、B:粒のそろった細砂、C:粒のそろっていない細砂、D:粘土
(右) A、B、Dが層をなしているときの平衡水分分布

キャピラリバリア

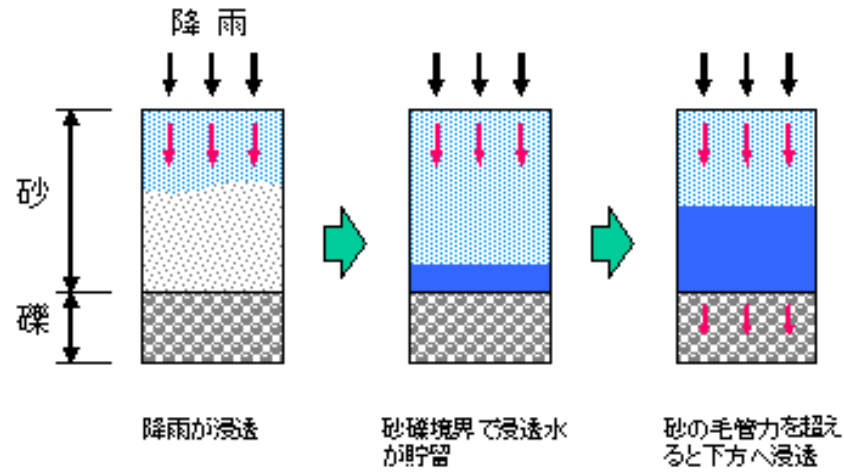
廃棄物処分への応用



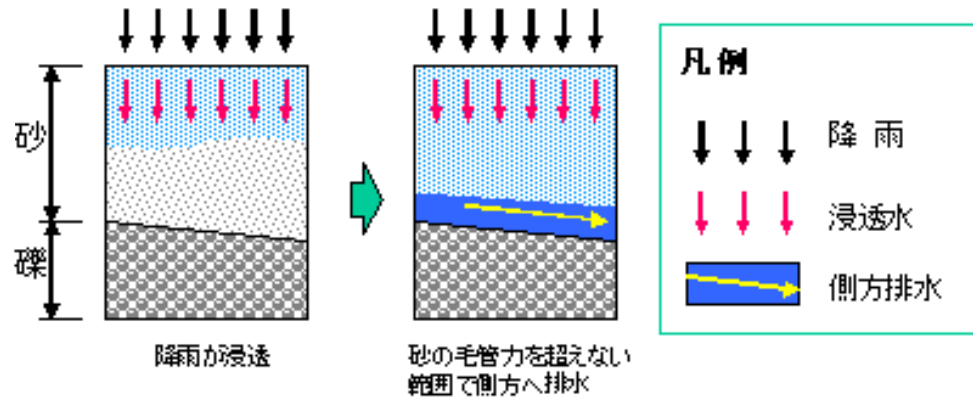
(渡辺邦夫「地中の虹」より)

(日本国土開発株式会社)

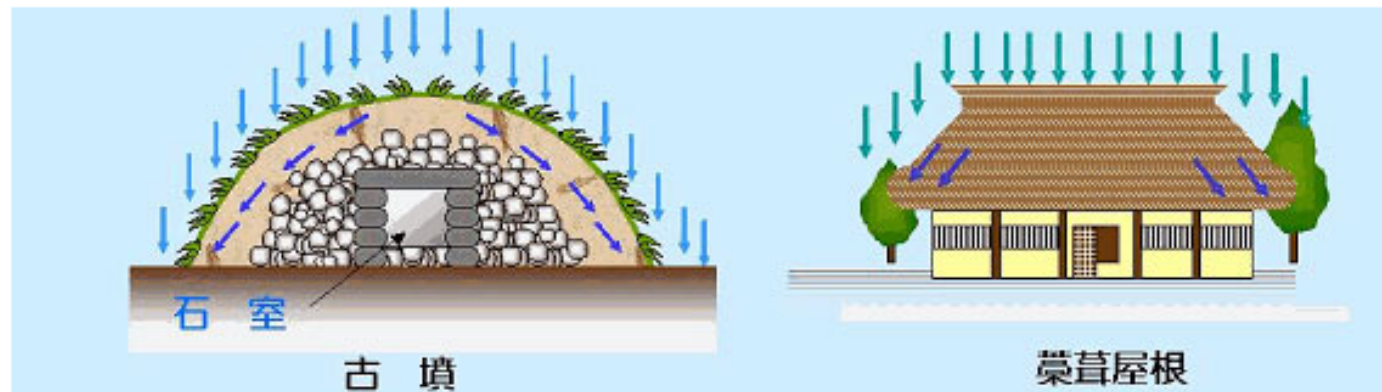
① 砂層の下に礫層を配した2層構造とすると、浸透水は層境界付近に蓄えられる。



② 層境界面を傾斜させておくと、境界面に沿って浸透水を側方へ排出できる。

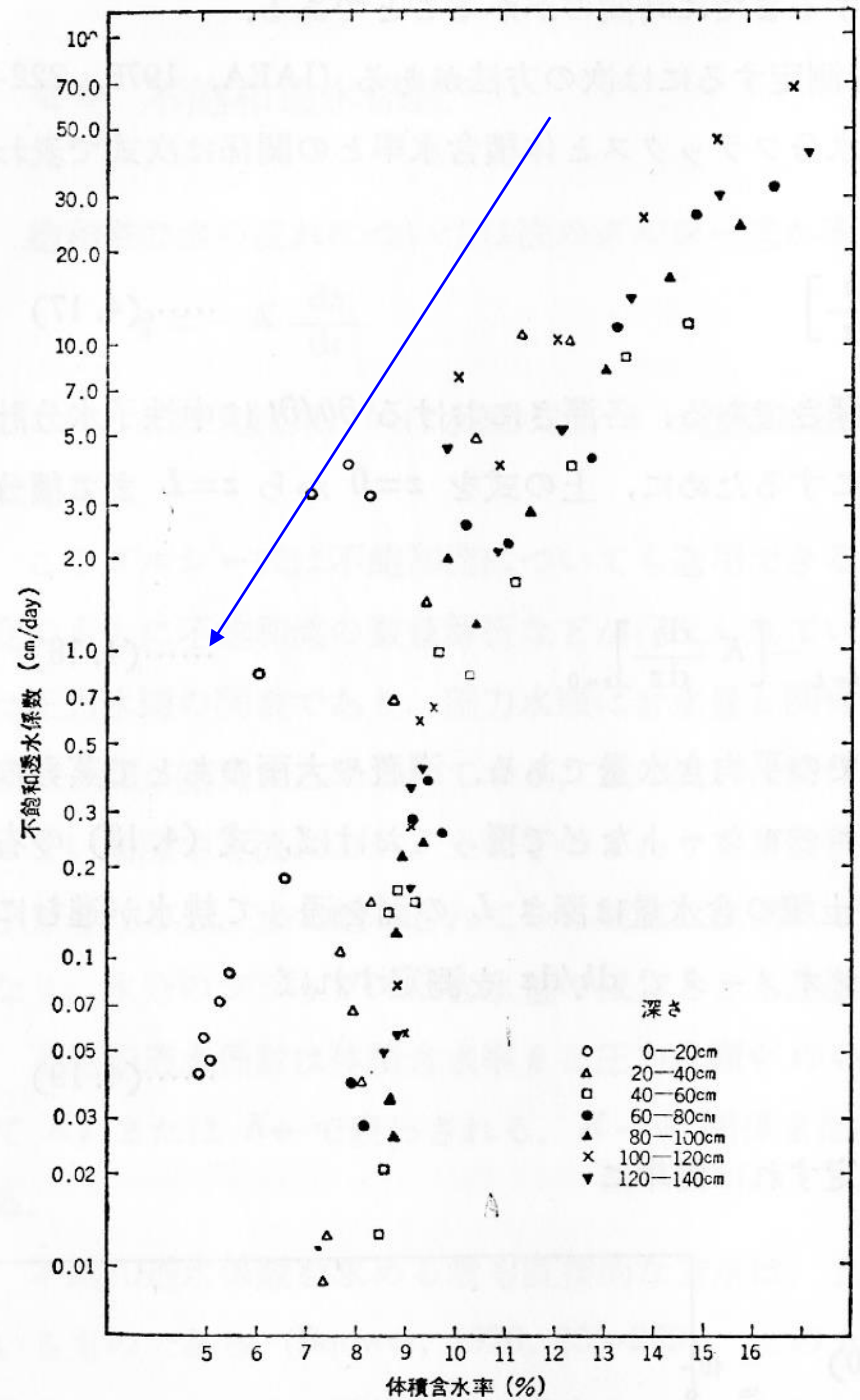
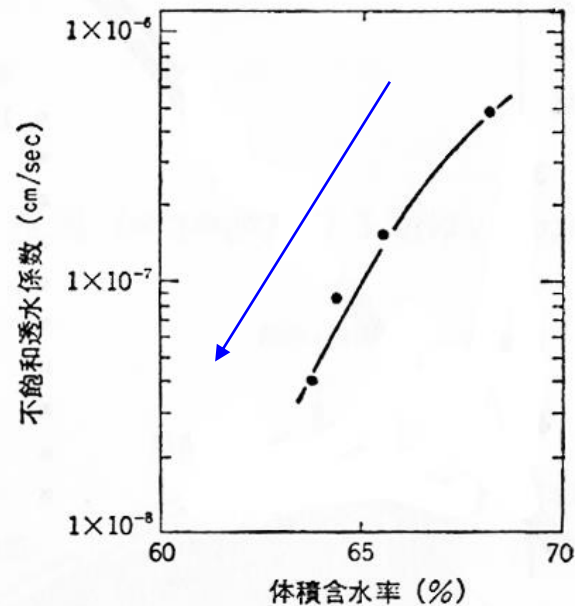
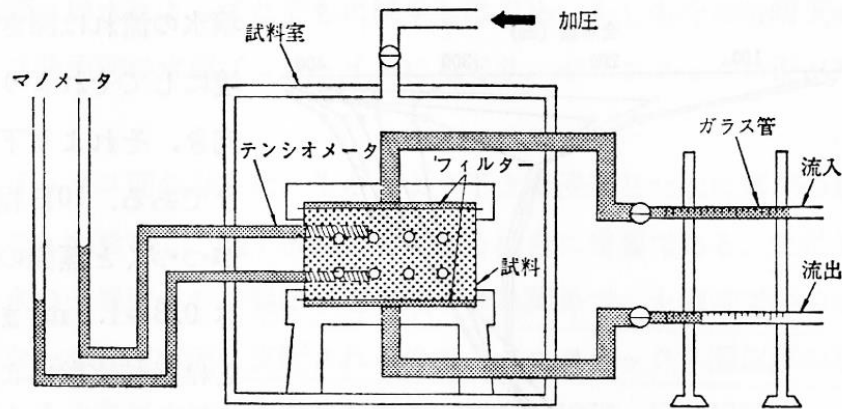


キャピラリバリアを利用した例としては、古墳や葺草屋根があります。古墳では、貴重品を納めた石室を礫や石材で囲み、雨水の浸透を防止するとともに蒸発を抑制し、温度を一定に保つ機能を持たせています。



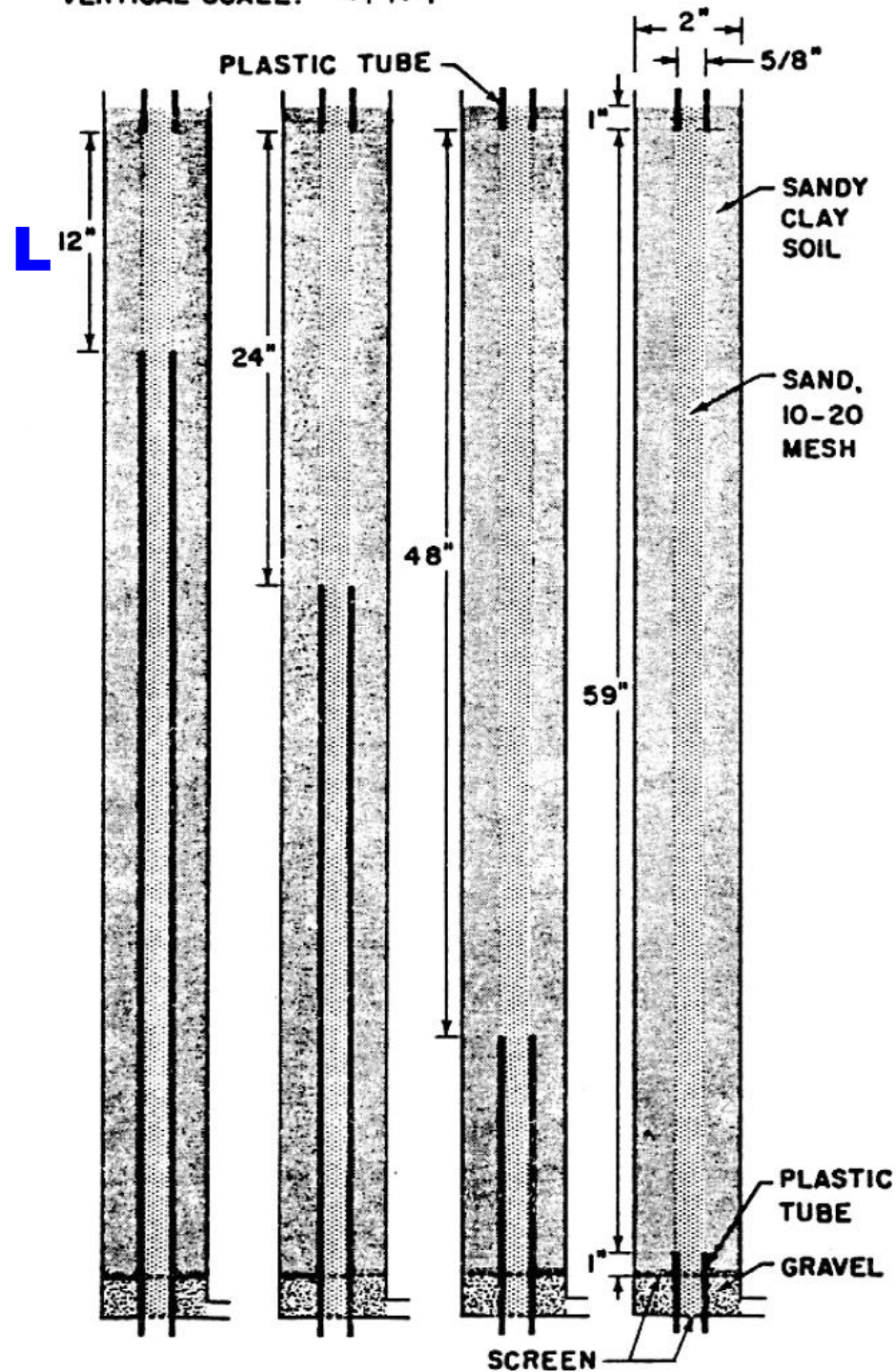
不飽和透水係数

不飽和土の透水係数は飽和透水係数よりはるかに小さい



体積含水率が減少すると不飽和透水係数は急激に減少

HORIZONTAL SCALE: → 1" →
 VERTICAL SCALE: → 1" →



Horton & Hawins(1965)

- 円筒の中央に砂、外側に砂質粘土
- 上部から水を供給
- 降下浸透した水は、①内側パイプ、②外側パイプ、どちらから出てくるか

TABLE 1

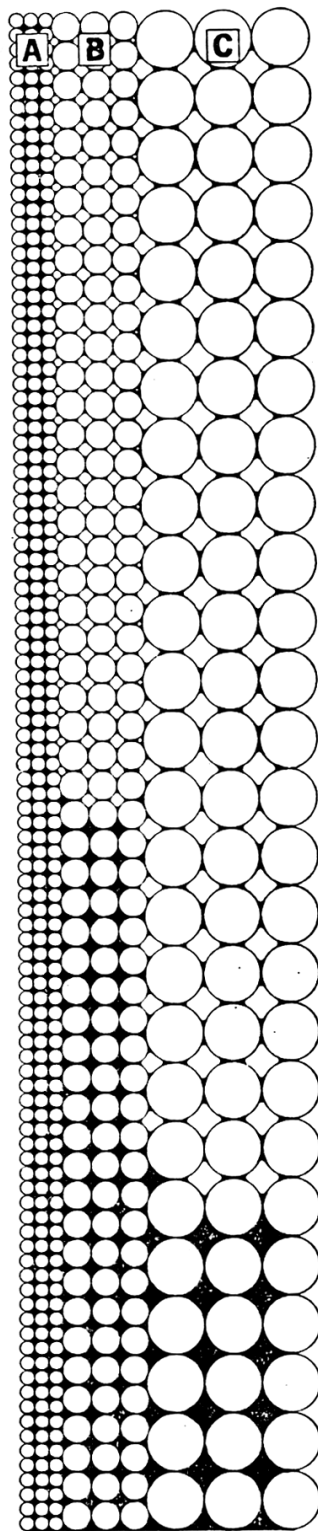
砂コラムからの流出率

Results of first experiment

Simulated Rainfall	Rate (in./hr.)	Duration (hr.)	% of Total Effluent Which Flowed from the Sand Core*			
			L = 12 in.	L = 24 in.	L = 48 in.	L = 59 in.
	1	1	0	0	0	100
	1	2	0	0	0	100
	1	3	0	0	0	100
	1	4	0	0	0	100
	1	5	12	0	0	100
	1	6	16	0	0	100
	2	1	0	0	0	100
	2	2	21	0	0	100
	2	3	32	8	7	100
	3	1	18	0	0	100
	3	2	42	18	12	97

砂コラムから出てこない！

* L = Length of sand core in contact with the soil, as measured from top of column.

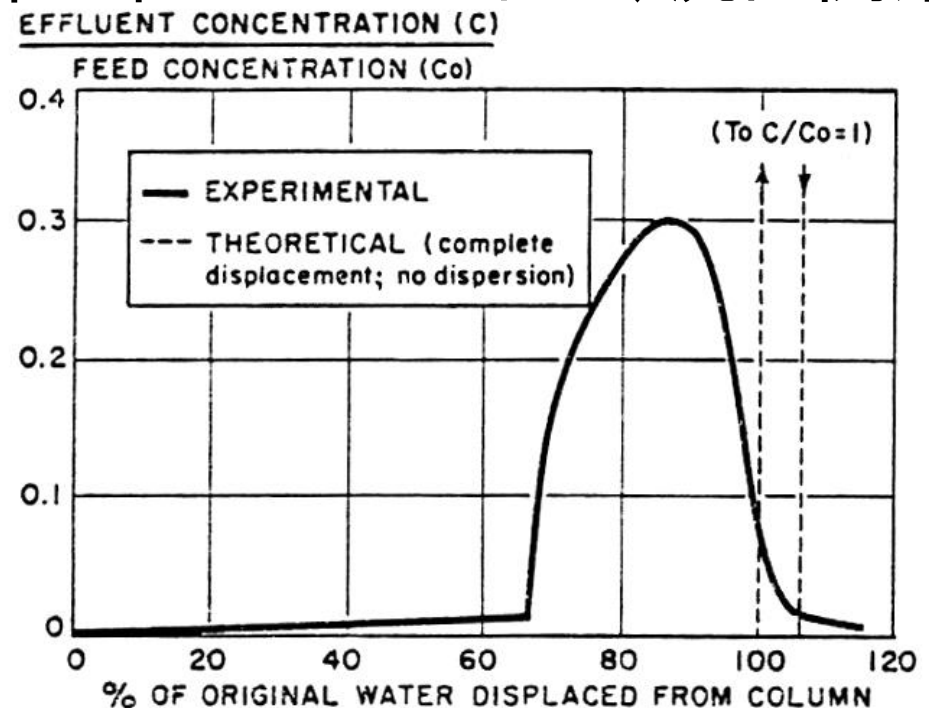


不飽和浸透

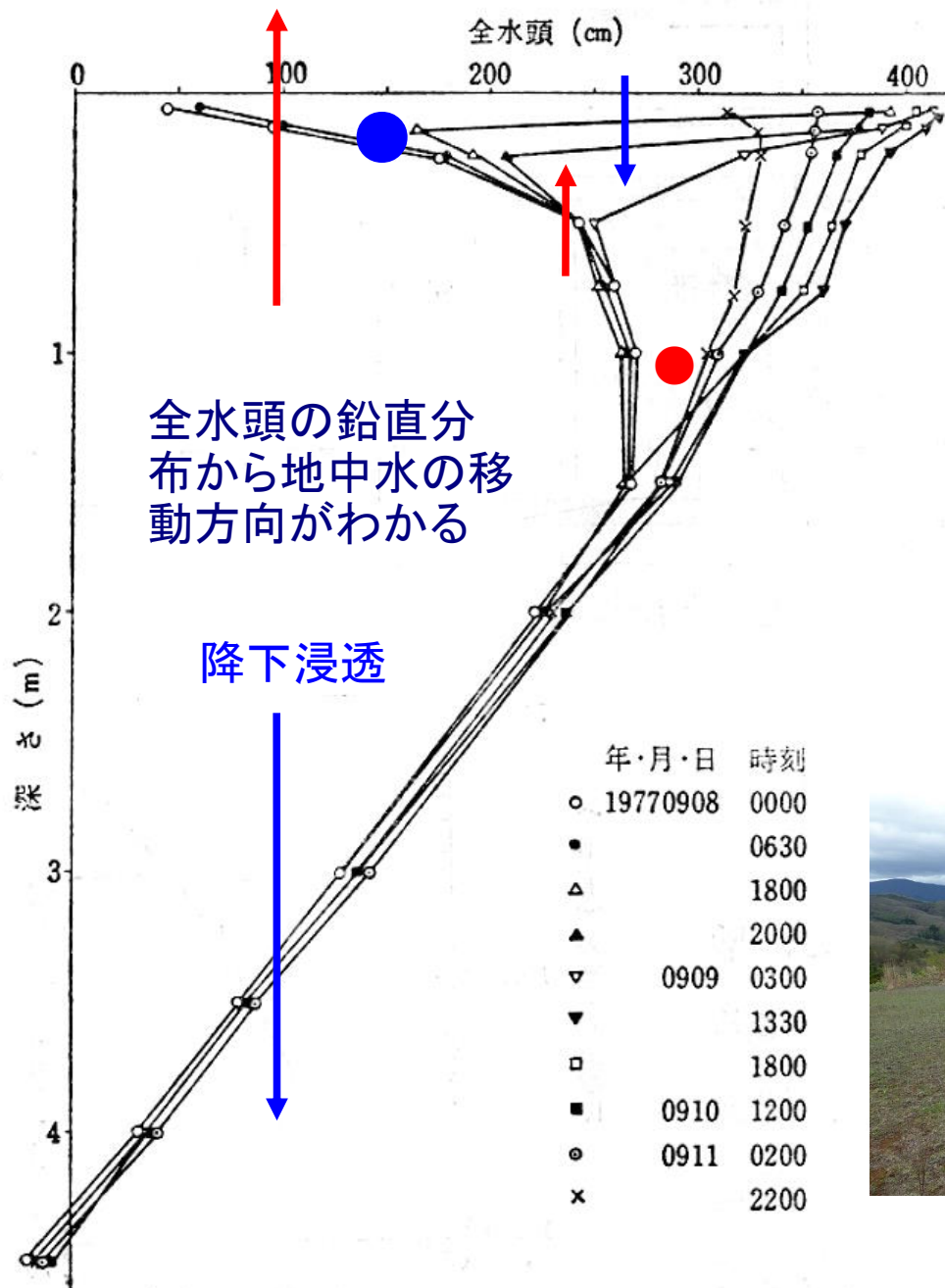
- 細粒物質を選択的に流下
- 含水量の低下に伴い透水係数の低下は粗粒物質ほど大きい

飽和浸透

- 細粒物質ほど毛管水縁は高い
- 浸潤前線が毛管水縁に到達後、毛管水帯は直ちに正圧化し、流出開始



蒸発とゼロフラックス面



(樋口、1978)

地表面付近の水の流れは、降水、蒸発散により、上向き、下向きの方向を繰り返す。

その結果、水の動きがなくなる面が出現する

- 蒸散ゼロフラックス面
- 収束ゼロフラックス面

蒸散ゼロフラックス面以下まで浸潤した水は地下に流れ出す

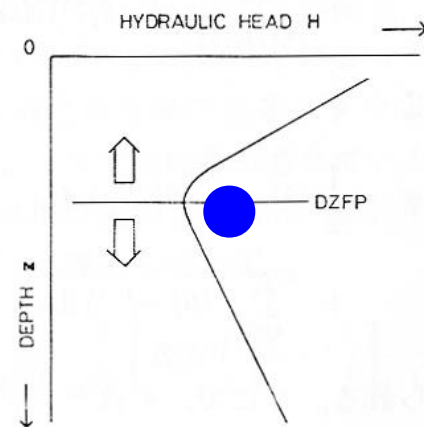


図 7.5 全水頭 (水理水頭) プロファイルの蒸散ゼロフラックス面の模式図 (矢印は水分フラックス)

土壤水分の移動は、正味放射量や降水量の季節変動に応じた季節変動を示す(イベントごとの短い時間スケールの変動は前ページ)

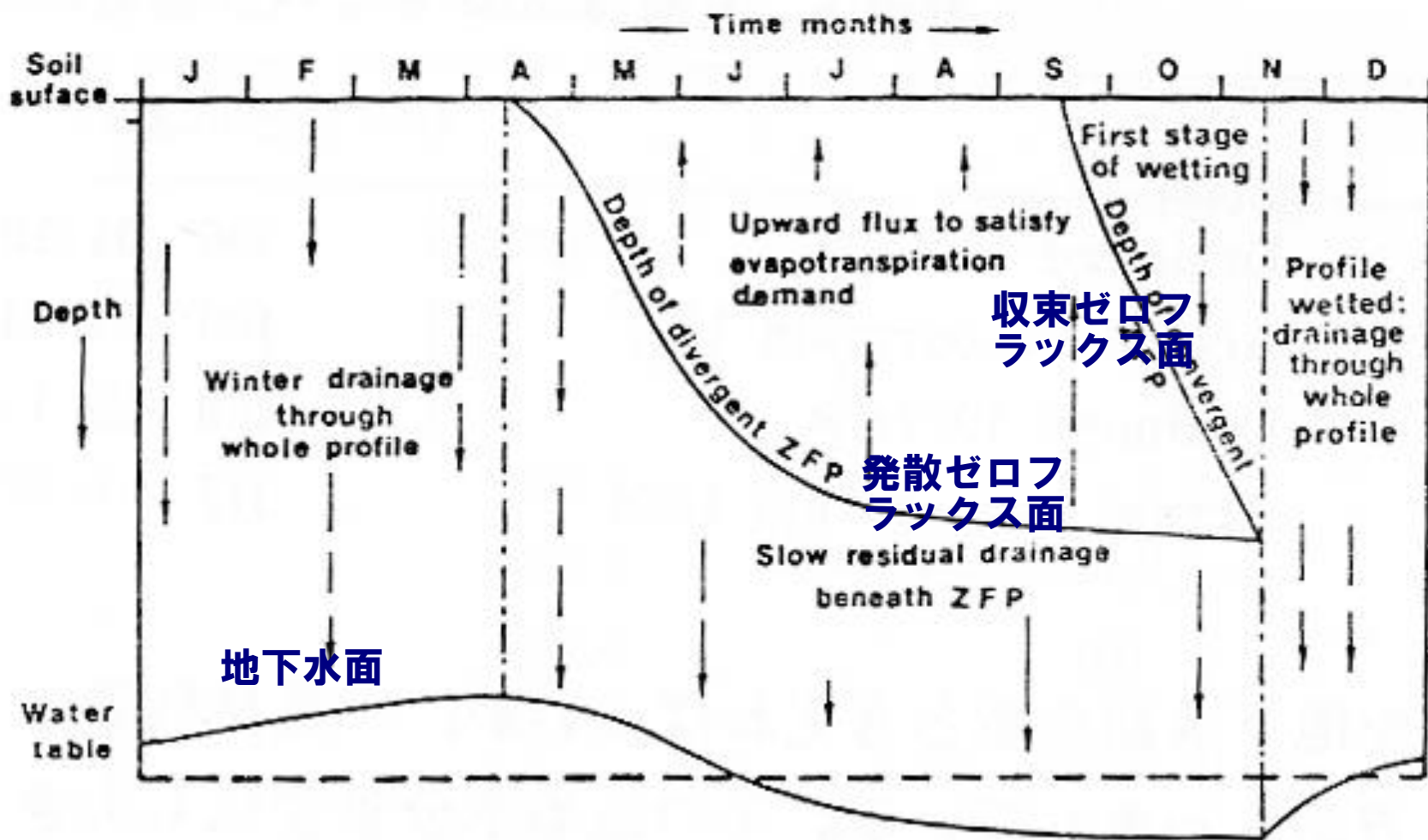


図7.14 ゼロフラックス面と土壤水分フラックスの年変化 (Wellings and Bell, 1980)

Q.この図で示された観測結果はどこで計測されたか？

浸透(梶根、1980の定義に基づく広義の浸透)

浸潤(infiltration)

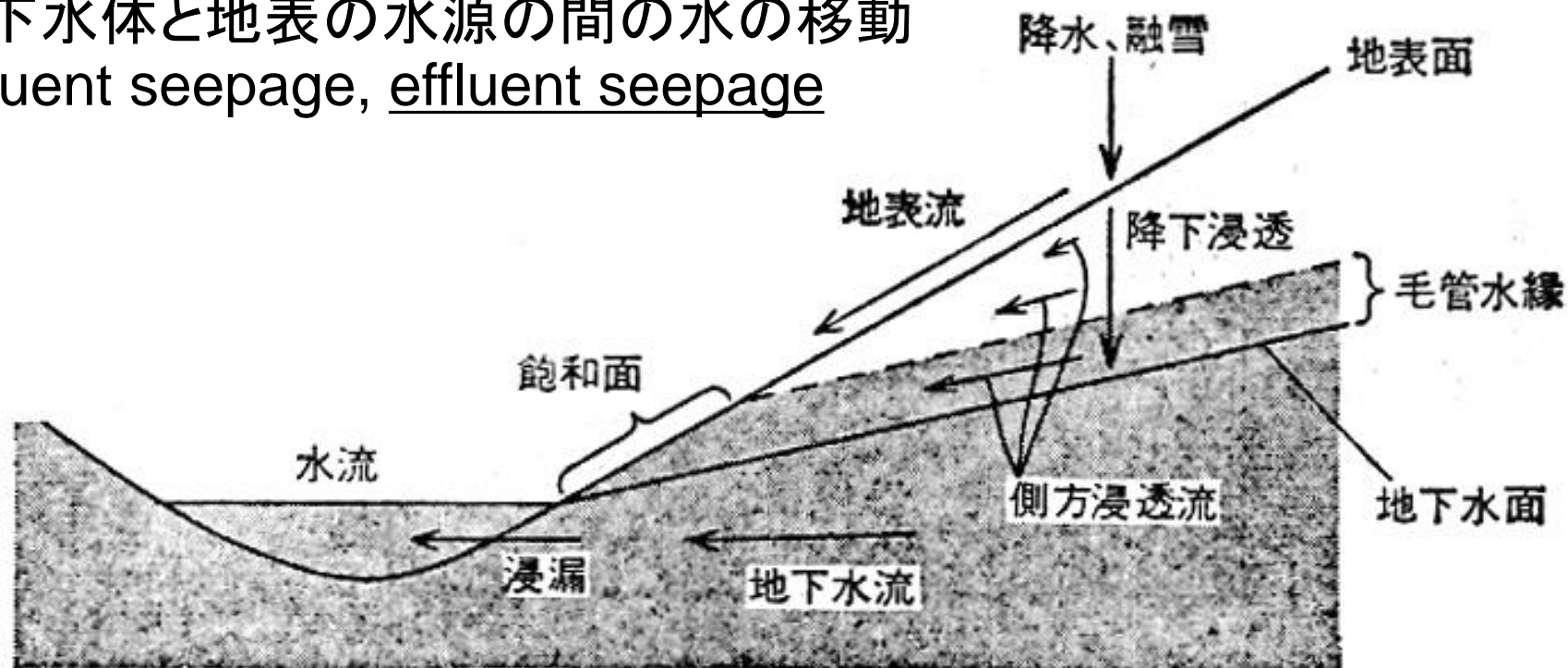
- ・水が地表面を横切って下方へ移動する現象(狭義の浸透)

降下浸透(percolation)

- ・浸潤後の水が土壌中を(地下水面に向かって)下方へ移動する過程

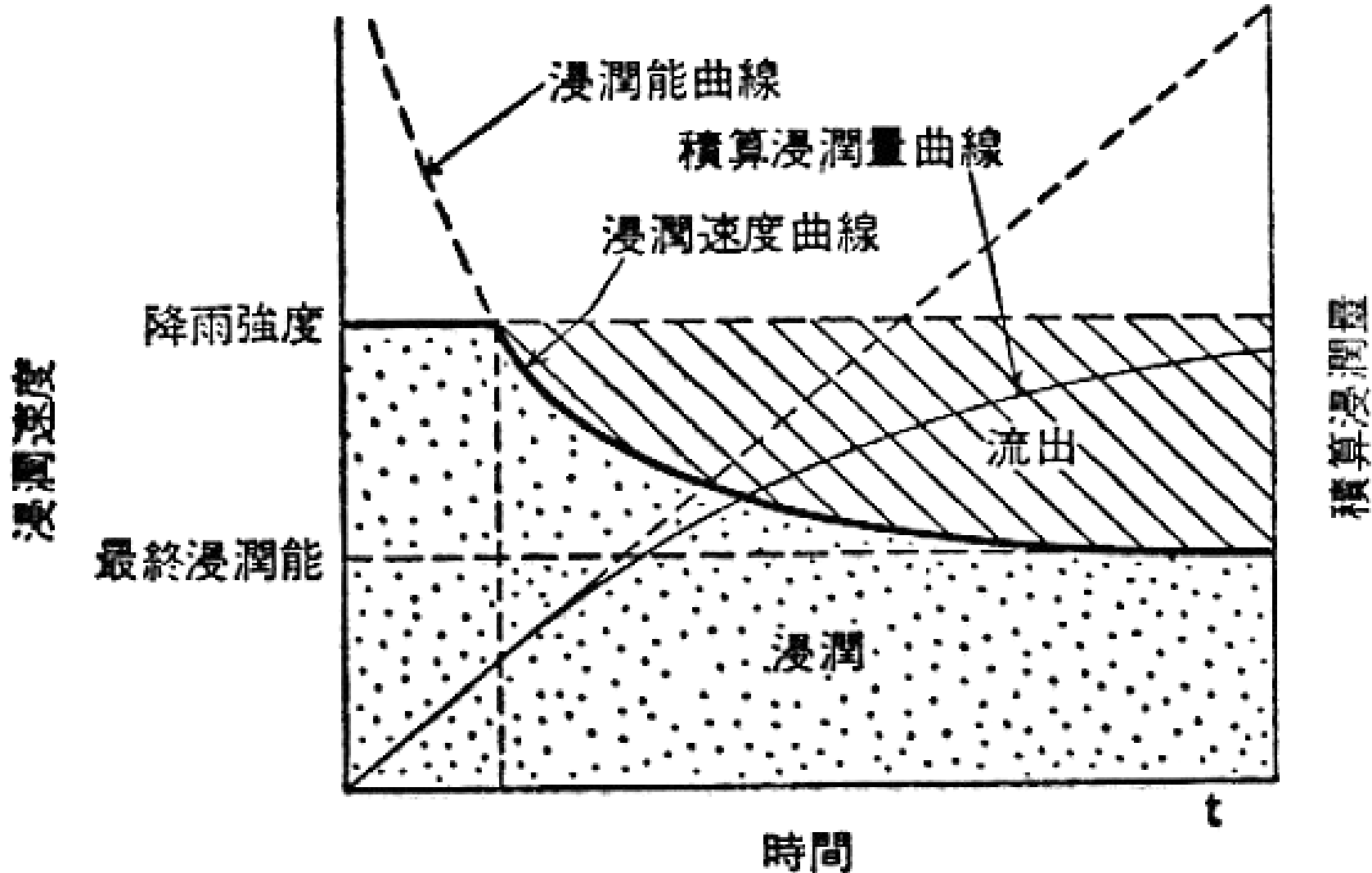
浸漏(seepage)

- ・地下水体と地表の水源の間の水の移動
- ・influent seepage, effluent seepage



浸潤能 (infiltrability) → 浸透能と同じ

- ・地表面に接している大気圧と等しい自ら土壤が吸収することができる水分フラックス

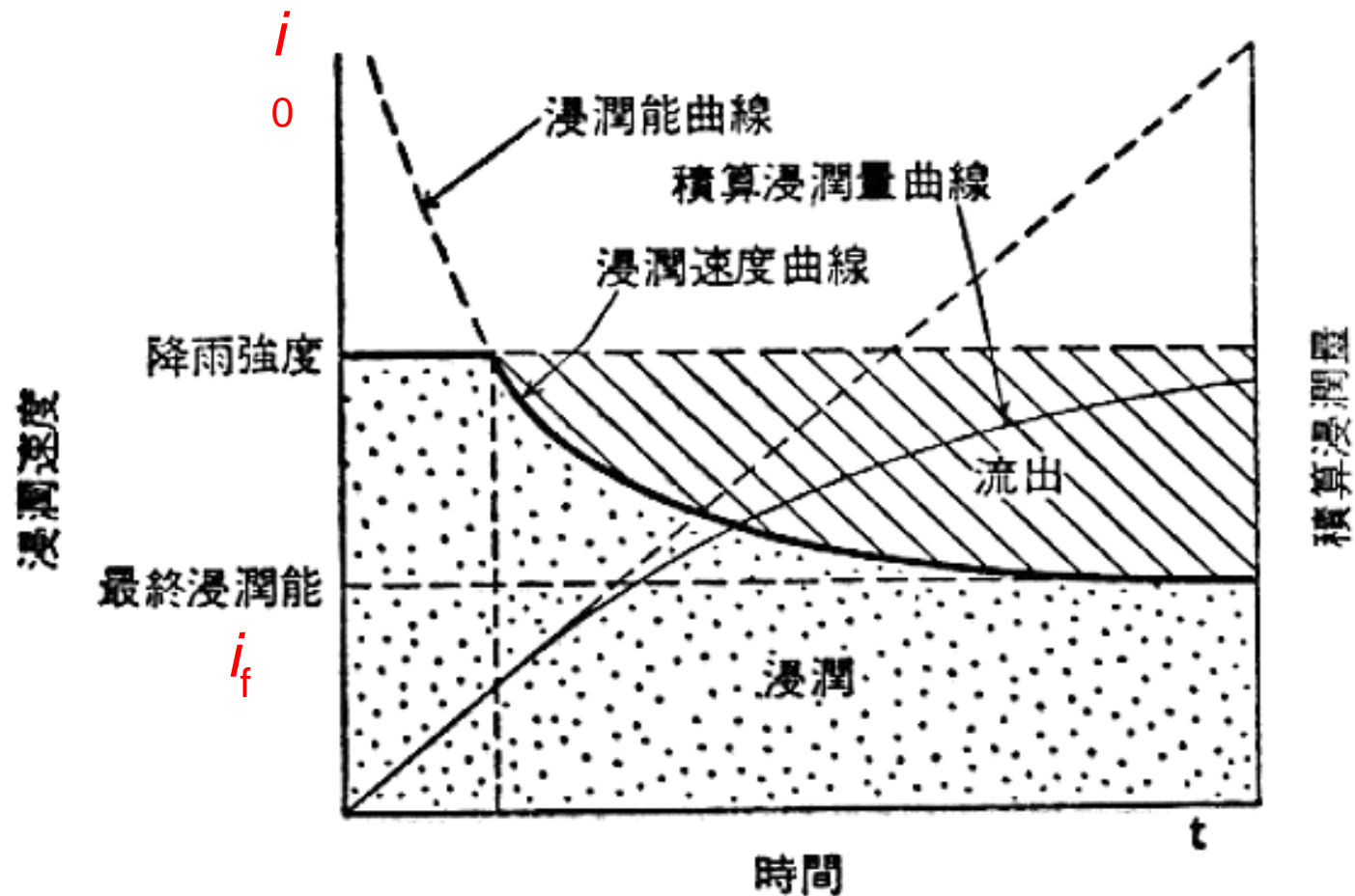


降雨強度一定の場合の流出成分と浸潤成分

ホートンの浸透モデル (Horton, 1940)

$$i = i_f + (i_0 - i_f) \exp(-\beta t)$$

ここで、 i_0 、 i_f はそれぞれ初期および終期浸透能、 β : 浸透能の低下を表す定数



降下浸透

- ・降雨は浸透して地下水面を涵養する

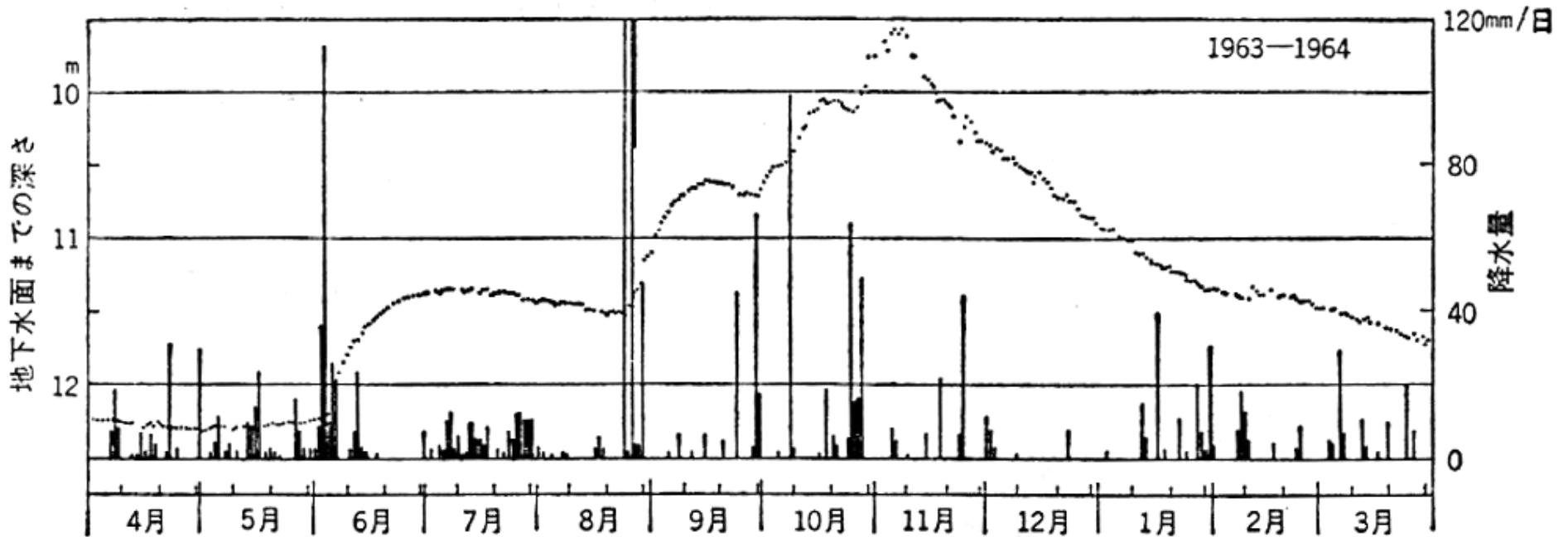


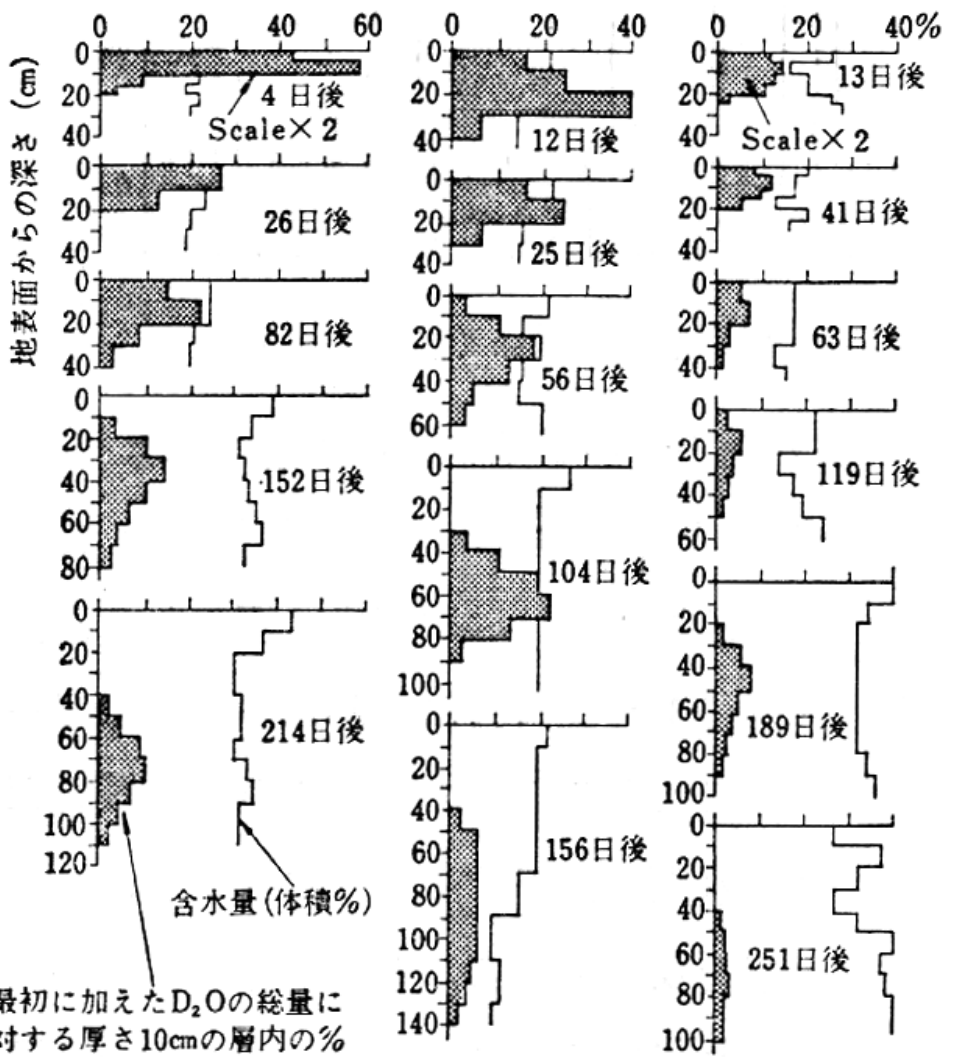
図66 本郷台白山における降雨と地下水位の関係 (平田, 1971)

- ・降雨後直ちに起こる地下水面の上昇に寄与する水はいつの水か？

イベントウォーター(その時の雨)か、土壤中にあった水か
その後の水文学の重要課題



場所	Giessen	Speyer	Giessen
土壌	ローム質	砂質	ローム質
植生	なし	なし	あり
散水日	1964年7月9日	1964年10月9日	1964年7月2日



トレーサーにより土壌水をラベリング ● 降下浸透の実態

Zimmermann et al.(1967): 重水でラベリングした水はしばらく地表にとどまった後(蒸発)、分散しながら下降

Ligon et al.(1977)はトリチウムをトレーサーとして使用

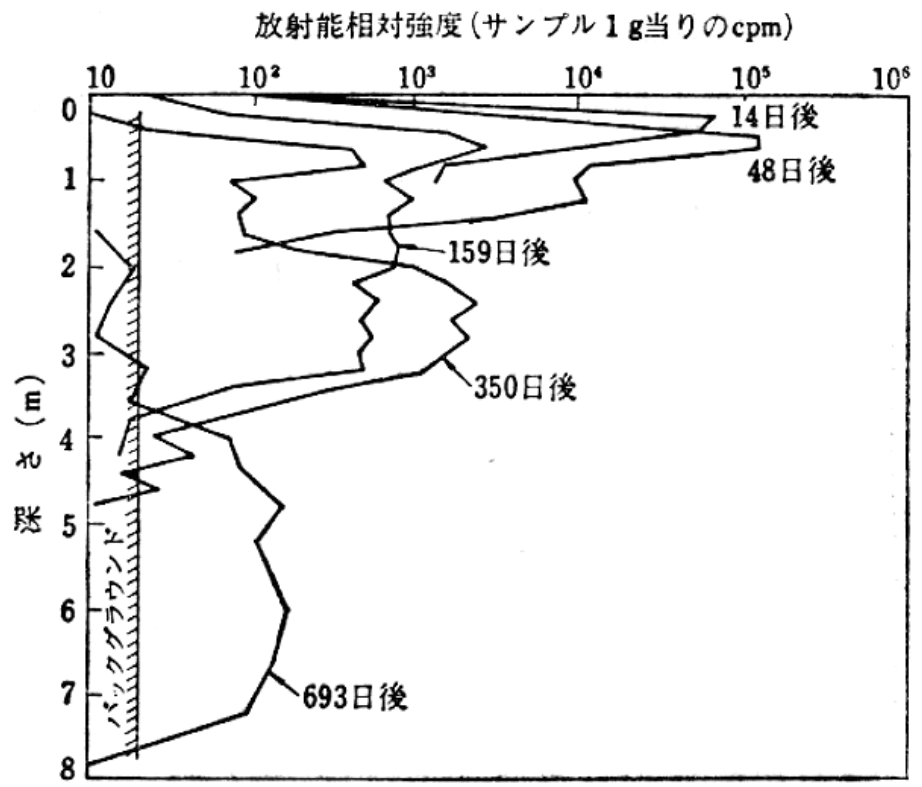


図67 実験圃場における土壌水分とトレーサー濃度の変化 (Zimmermann et al., 1967)

図68 放射能強度プロファイルの時間変化 (Ligon, et al., 1977)

- 中性子水分計による水分計測では降下速度は3~3.5m/月→見かけの動き、水収支では重要
- トリチウムをトレーサーにした“真の降下速度”は4.5m/年 →真の動き、物質移動で重要

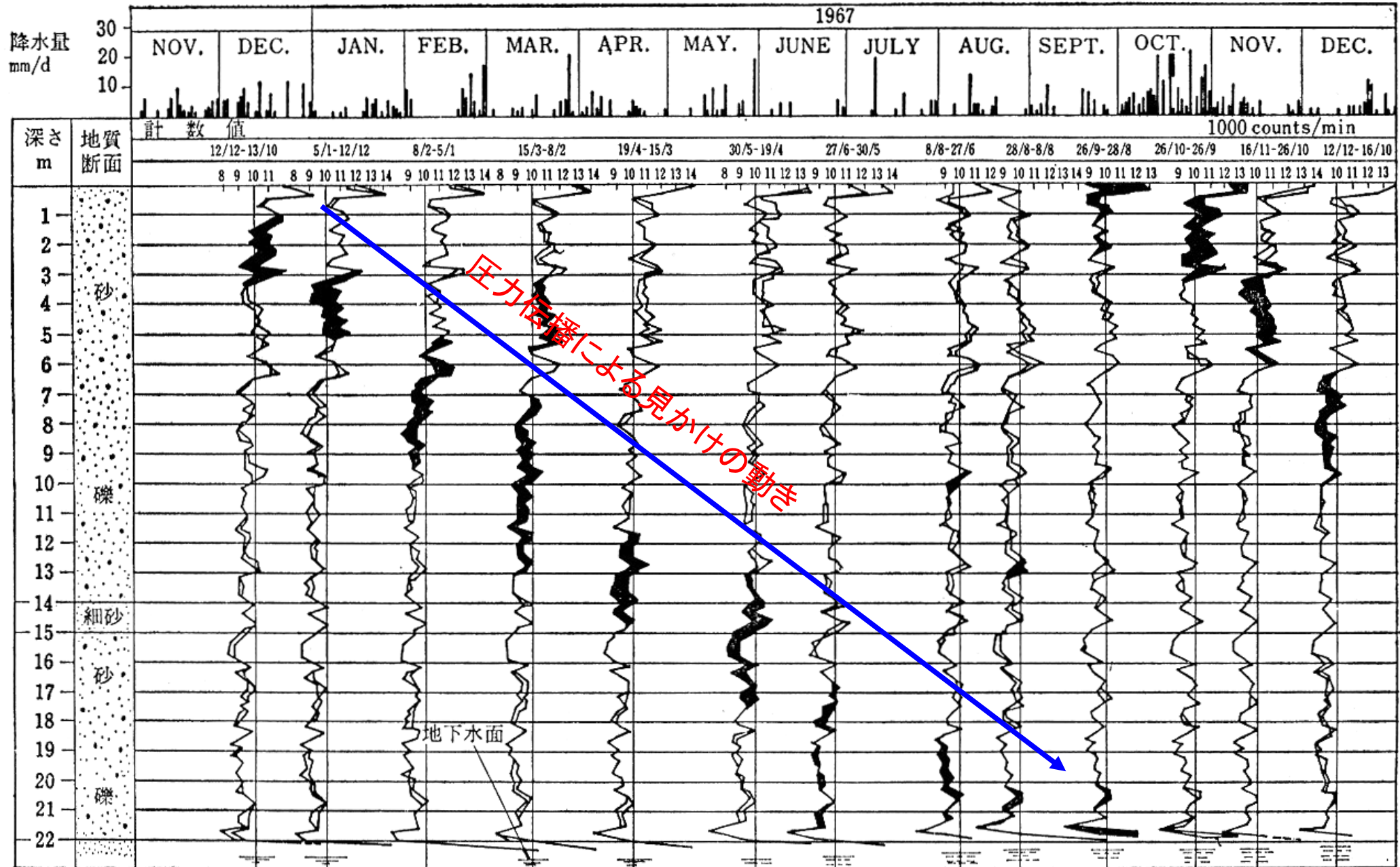
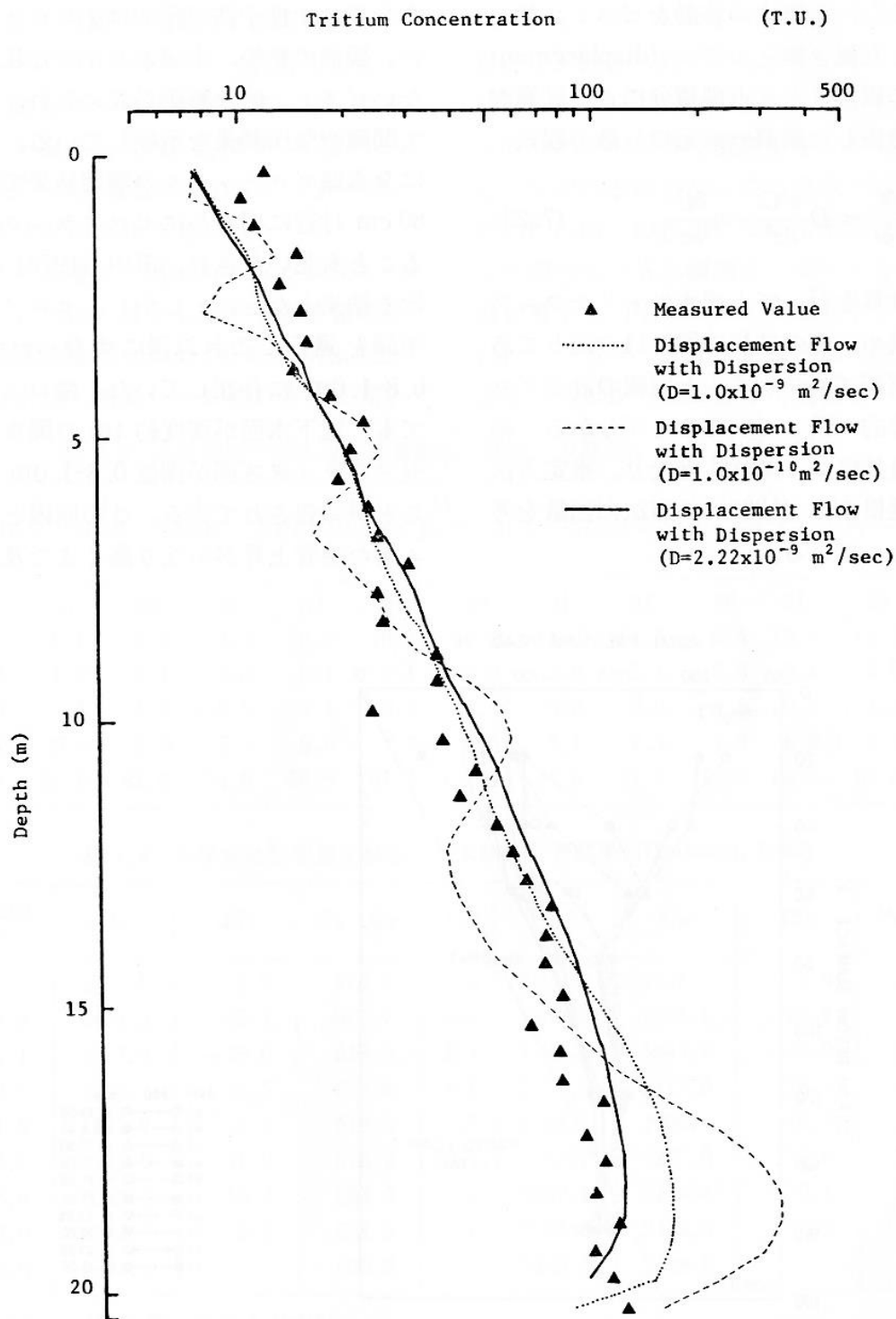


図71 デンマークの氷河堆積物中の土壤水分の変化 (Andersen・Sevel, 1974)

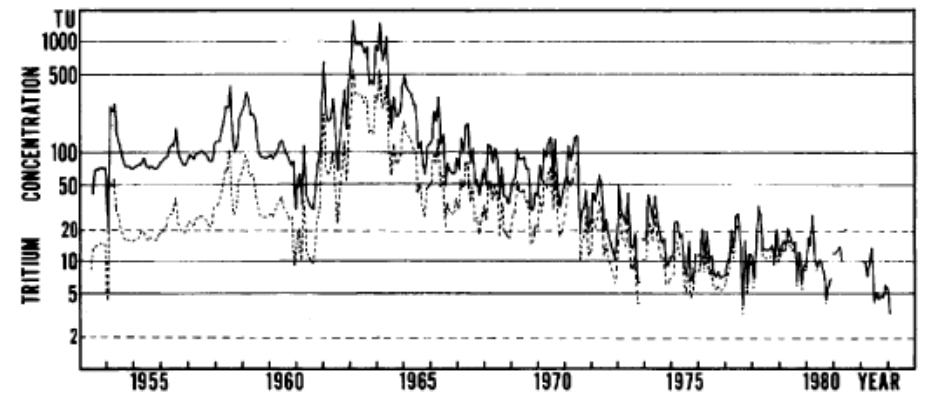


土壤水の降下浸透はピストン流的

あるいは“トコロテン式”



(ところてんの伊豆河童HPより)



降水中のトリチウム濃度(Kondoh, 1985)

図7.11 相模台地での実測値と計算値のトリチウムプロファイル (Shimada, 1988)

土壌水の世界へようこそ

