

山腹斜面における 豪雨時の流出メカニズム

谷 誠

縮小社会研究会会員

京都大学名誉教授

本発表で何を話すのか？

大雨があると川の氾濫によって水害，斜面が崩れて土砂害が発生

温暖化や線状降水帯発生は，それらをもたらす降雨条件で「気象学」のテーマ

川のピーク流量や斜面土壌の不安定化を降雨条件から予測するのが「水文学」

ピーク流量や表層崩壊は，大量の雨の後に激しい雨がいった直後に起こりやすい
どういうメカニズムでそうなるのか？

斜面の表面を雨水が一気に流れて，川の流量が大きく，斜面が不安定になる？

しかし，川の流量は大雨時でも，雨水ではなく土壌水が多くを占める

雨水が一気に流れるわけではないようだ *old water paradox*

半世紀もの間、国際的に議論されてきた難題 流出メカニズムの再考が必要

「豪雨災害の水文学 – 流域治水に必要な流出モデルのパラダイムシフト」

(4月頃，鹿島出版会から刊行)をもとに説明します

1) 従来の流出モデルで想定されていた 山腹斜面での流出メカニズム



山地流域地形
(信楽試験地周辺)
Google Earthによる



小流域の量水堰
(信楽試験地)

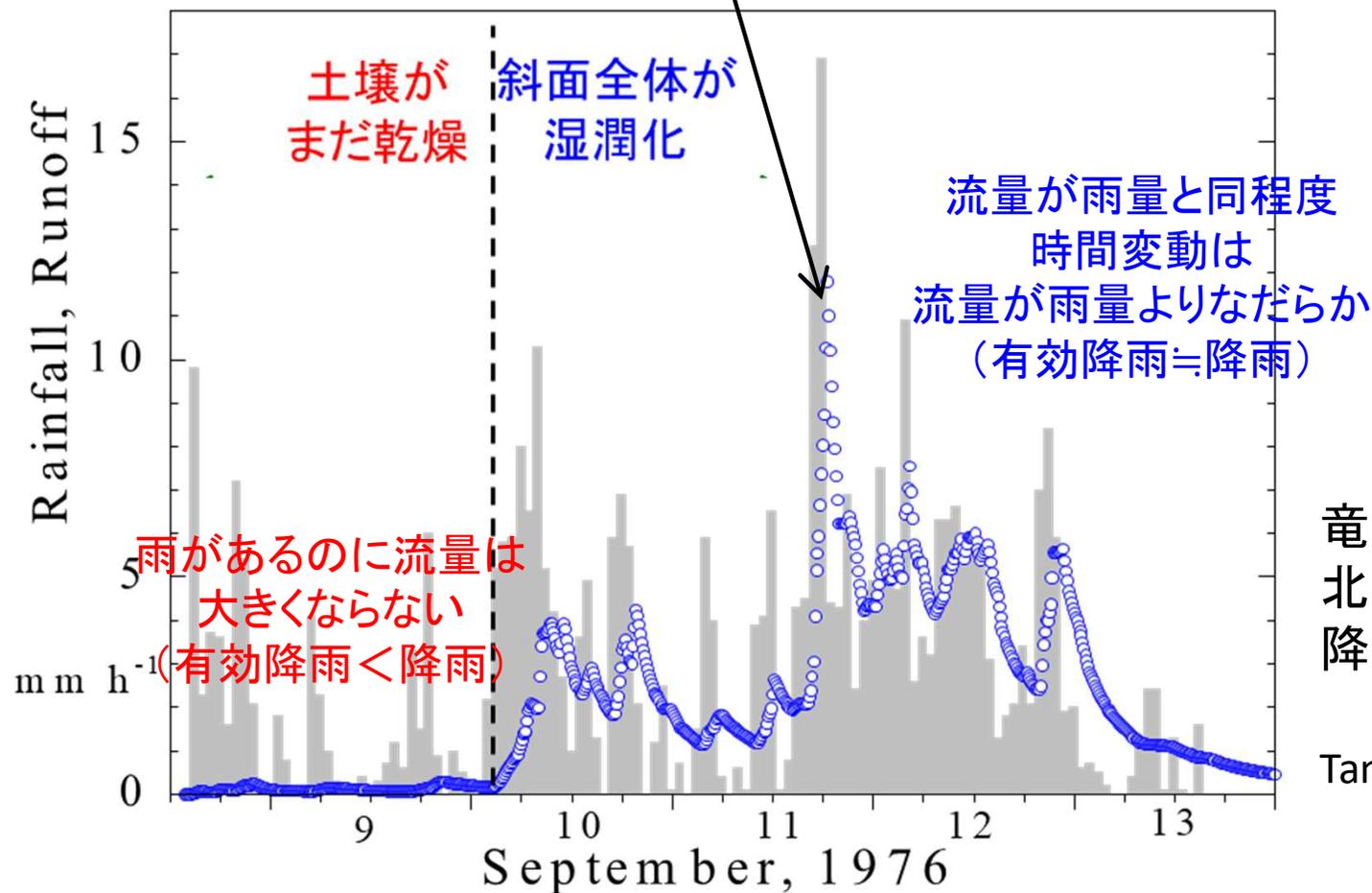
量水堰の位置を白三角で、その流域を白い線で示す

降雨に対する洪水流の応答

大雨の際の降雨と流量の時間変動の関係を下図に示す

降雨の時間変化が1~2時間程度で流量に伝わり、ピークが生じる

この大きくすばやく時間変動し、ピークを作る変動の激しい流れを**洪水流**と呼ぶ
(川が氾濫するかどうかとは無関係)



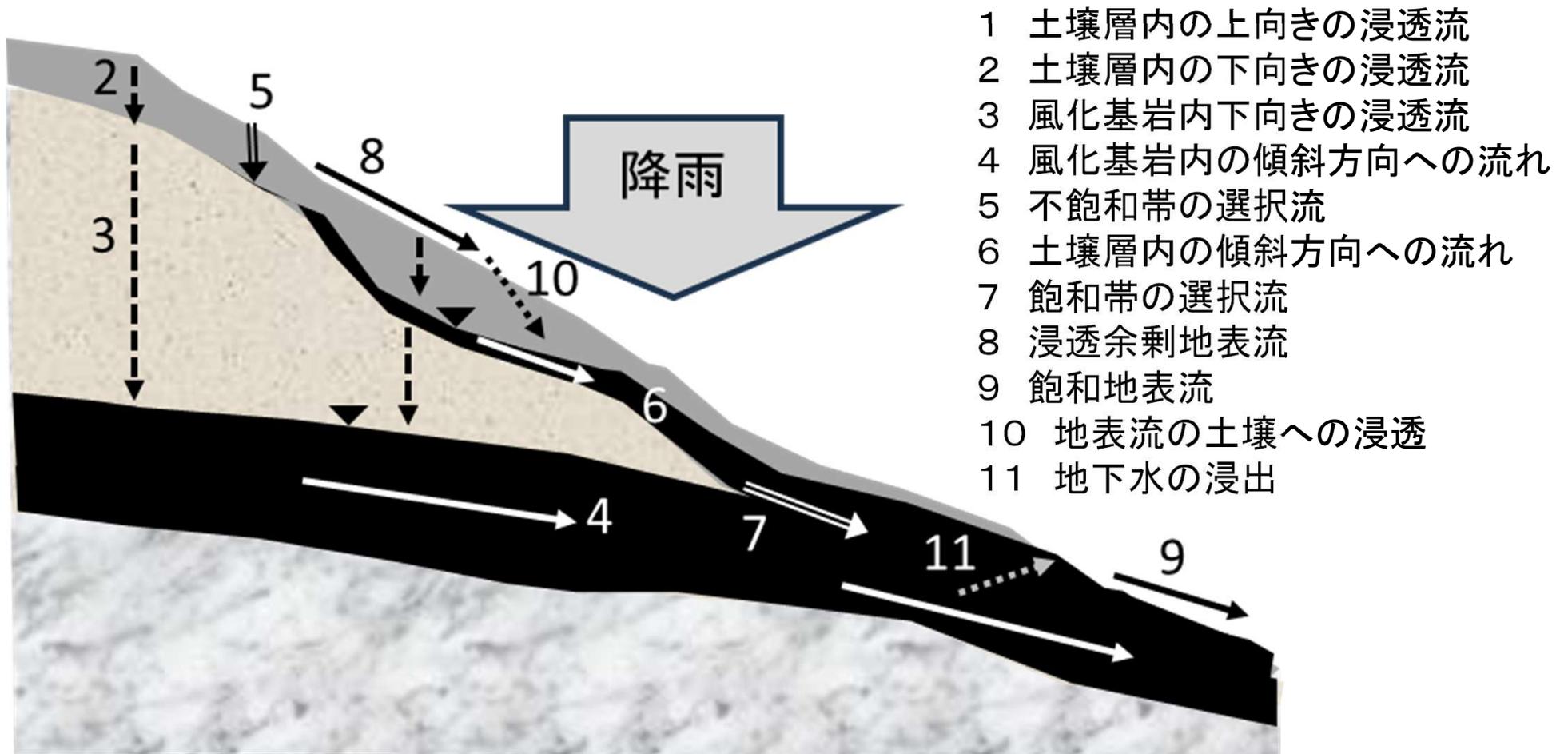
竜ノ口山試験地
北谷流域における
降雨と流出の時間変化

Tani, Hydrol. Earth Sys. Sci.,
2013による

山地斜面における複雑な流出メカニズム

洪水流を生み出すメカニズムは複雑である

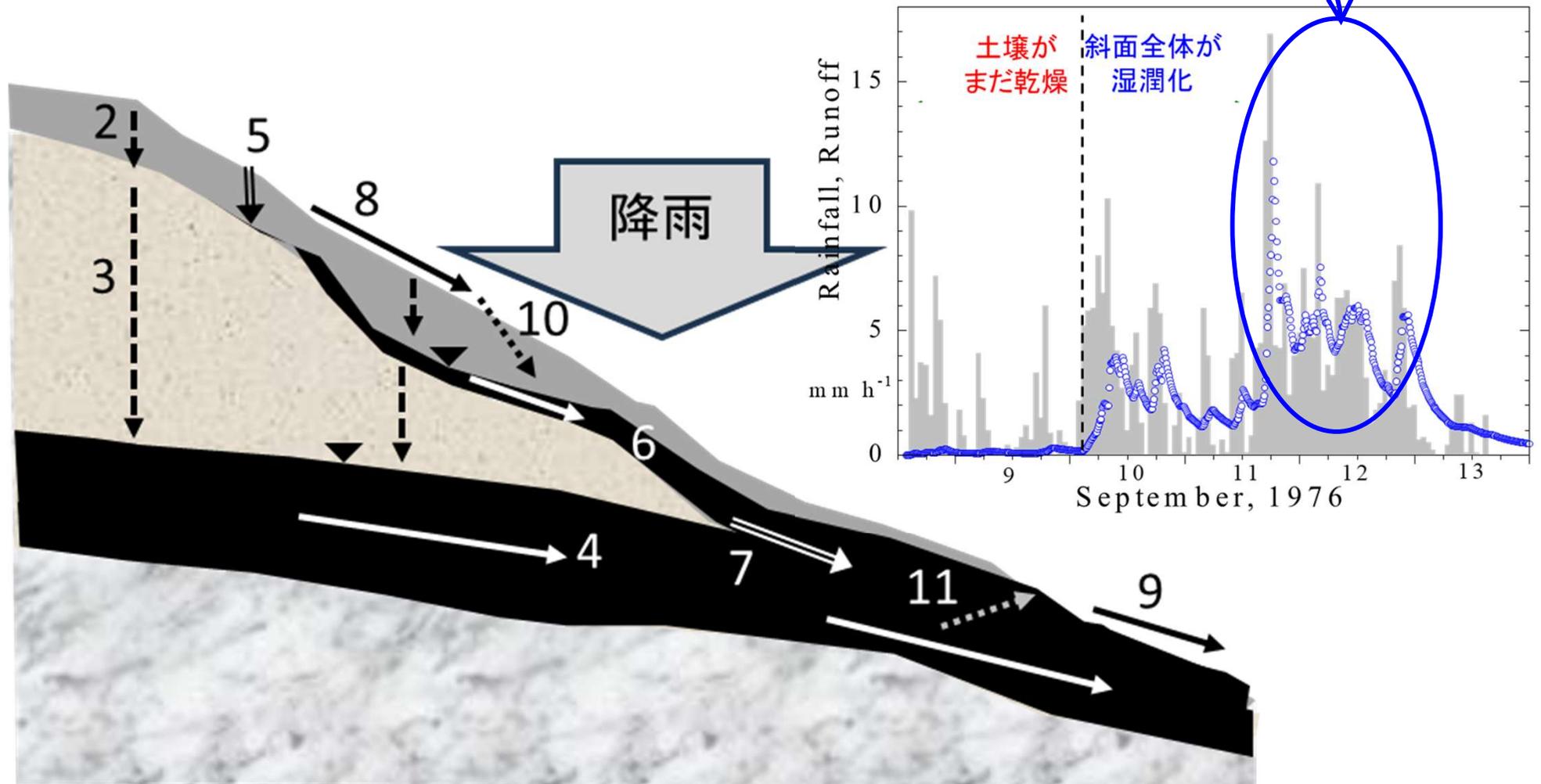
斜面水文学研究では、地表流，土壤層に浸透してからの流れ、風化基岩内の流れがあり，それらが上下方向に交流するなど，流出メカニズムの複雑さがわかってきた



十分な累加雨量があつて、土壤層が湿潤化した場合の流出メカニズムの概念図
谷, 水文・水資源学会誌, 2023による

大雨時の常識的な流出メカニズム

流量ピークは降雨ピークから1~2時間後、速やかに起こる
土壌の中の流れの速さが遅いので、
常識的には、地表を雨水が一気に流れると考えざるを得ない



十分な累加雨量があつて、土壌層が湿潤化した場合の流出メカニズムの概念図
谷, 水文・水資源学会誌, 2023による

大雨時の常識的な流出メカニズム

流量ピークは降雨ピークから1~2時間後, 速やかに起こる
土壌の中の流れの速さが遅いので,
常識的には, 地表を雨水が一気に流れると考えざるを得ない



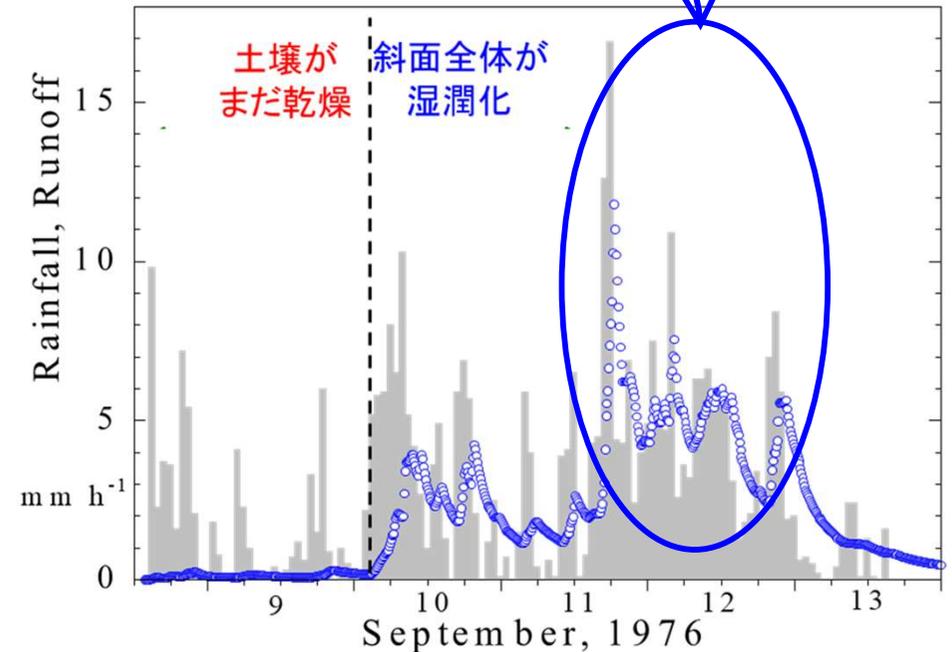
「ふかふかの森林土壌」
と表現されるが、
落葉層は10cm未満



スポンジのようではない
もっと土粒子が蜜に詰まっている
LeatherCraftJpによる

間隙(土粒子の隙間)内の 流れには大きな抵抗

代表的な森林土壌
(適潤性褐色森林土)
森林総研: 森林土壌博物館による



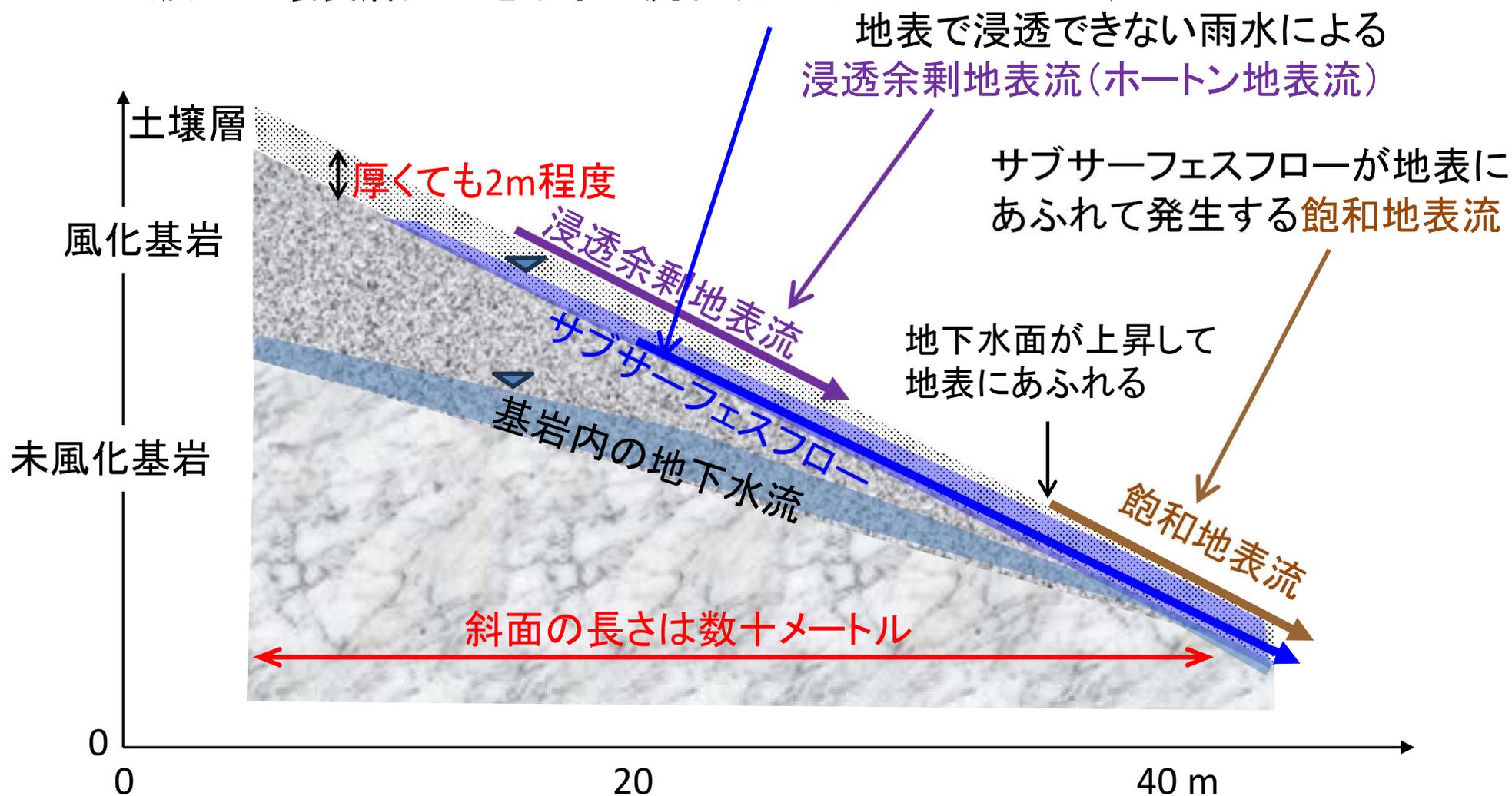
流れはきわめて遅い

大雨時の常識的な流出メカニズム

下図のように、斜面の傾斜方向の長さは、土壤層の厚さよりはるかに長い

そのため、豪雨時には、透水能力の低い深部への浸透はさえぎられ、
土壤内の遅い流れではなく、**地表付近の斜面方向への流れ**が重要と考えられてきた

ごく浅い土壤表層内の地下水の流れ(サブサーフェスフロー)



古い水のパラドクス

豪雨時に溪流を流れる流水の水(水素)の同位体を調べると

(ニュージーランドの急峻な山地小流域 Maimai試験地のM8)

雨水(new water)の割合は小さく、

降雨前から土壌層や基岩内に貯留されていた水(old water)が多くを占めていた

(Sklash et al., Water Resour. Res., 1986)



old water paradox

雨水(新しい水)がそのまま
地表付近を一気に走って
洪水流を作るのではない

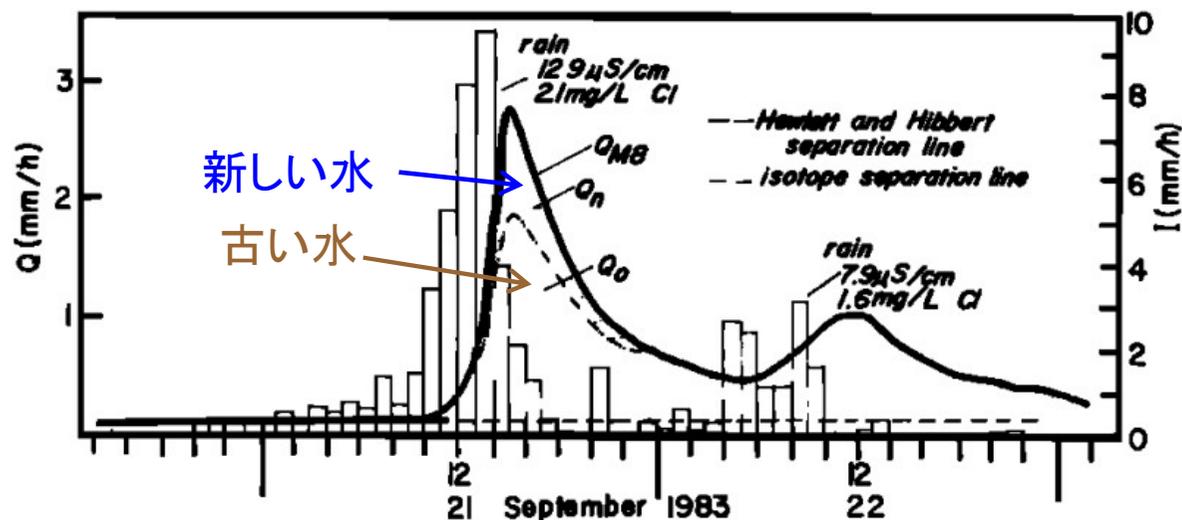


Fig. 4. September 21–22, 1983, storm, catchment M8.

(Sklash et al., WRR, 1986による)

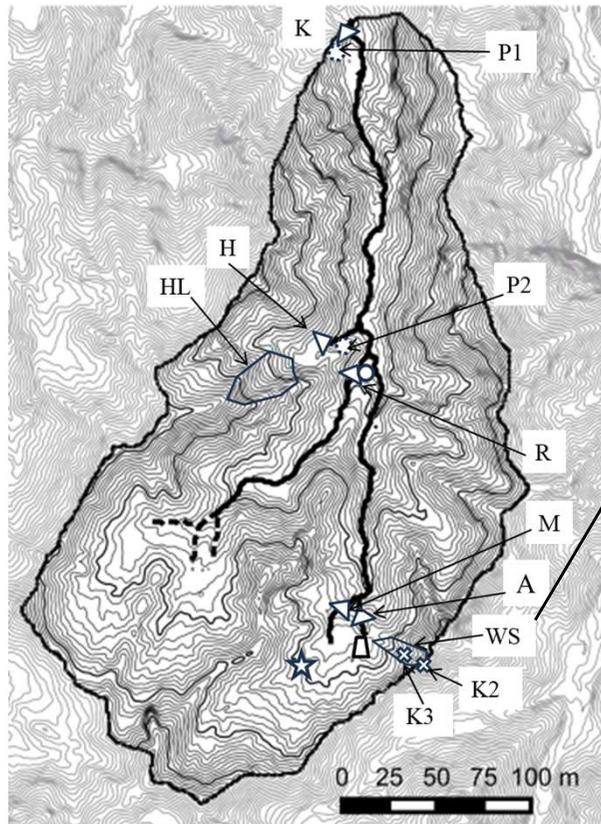
どこの水がどこを通過して洪水流を生み出すのか？

水文学の国際コミュニティーで
半世紀にわたって議論されてきた

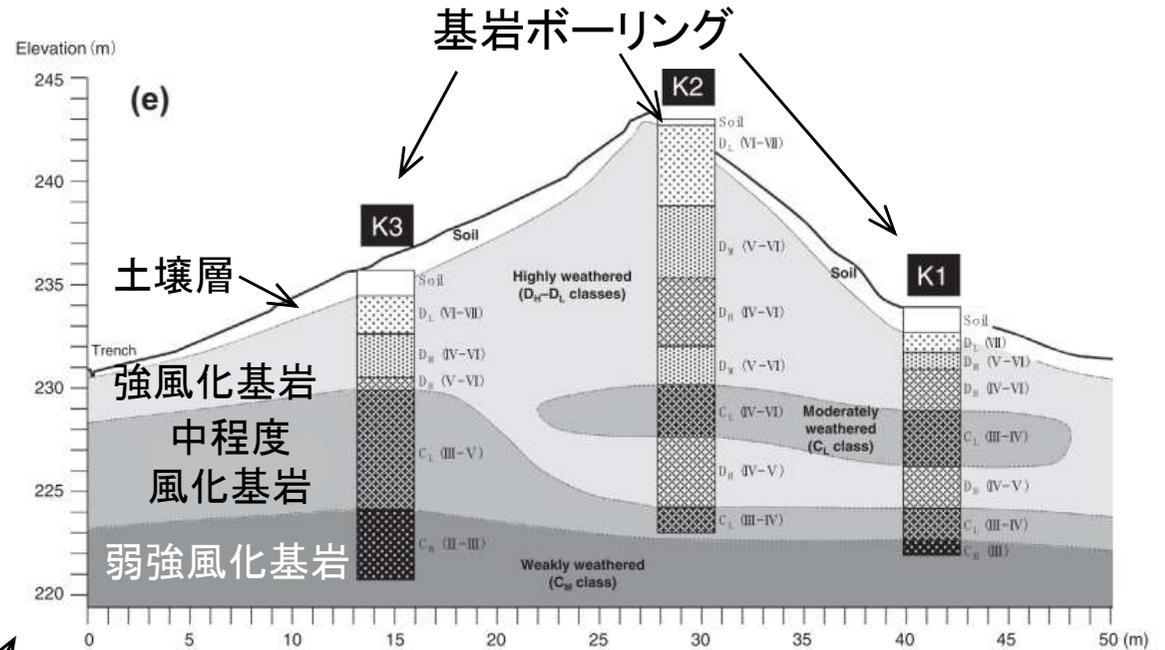
風化花崗岩の桐生流域の地下構造

滋賀県南部にある桐生試験地では、風化花崗岩基岩のボーリング調査、サンプルの土壌・基岩の物理性測定、水移動の観測が行われた
京大山地防災研究室(小杉賢一朗教授)

雨水は土壌層・風化基岩に浸透する
洪水流は地表流によるのではない

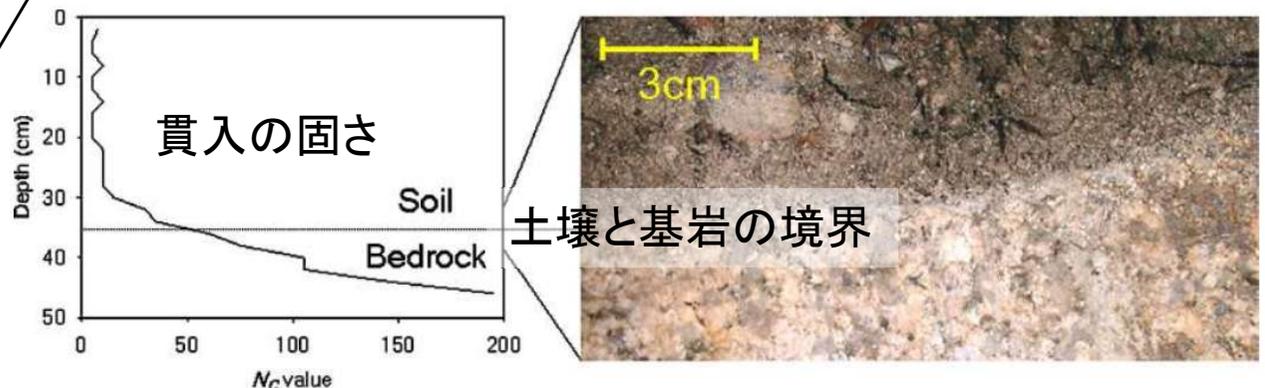


桐生試験地流域



左図のWS斜面の土壌層・風化基岩断面

Katsura et al., J. Hydrol. 2014による

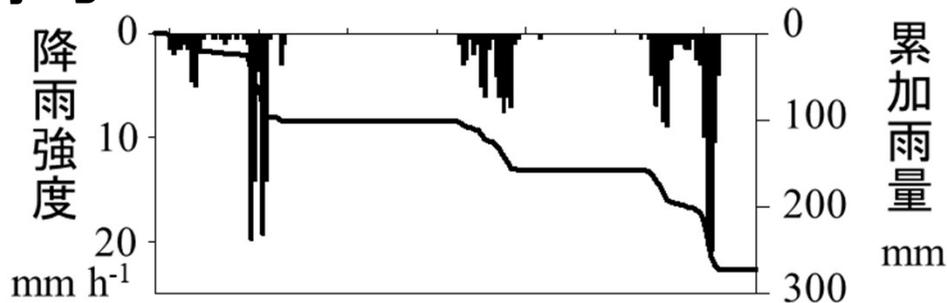


上図左端の斜面末端付近の断面での土壌と強風化基岩の境界

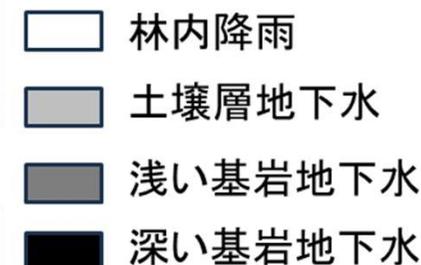
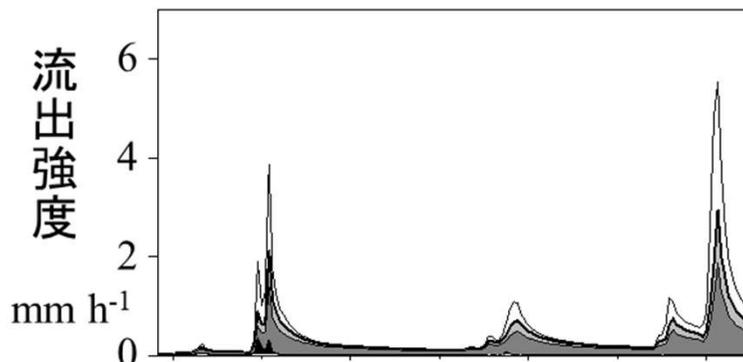
Katsura et al., Vadose Zone J. 2005による

桐生における古い水の寄与

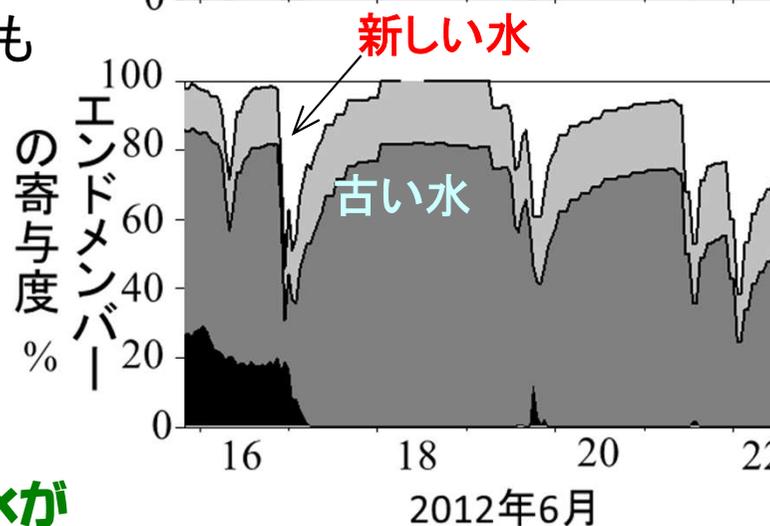
桐生試験地では、水質形成に関する
観測研究も継続されている
京大森林水文研(小杉緑子教授)・
京都府大山地防災研(勝山正則教授)



水質測定結果から水のルーツを探る
エンドメンバー混合解析による
研究を紹介
(Iwasaki et al., Hydrol. Process.2015)



ピーク付近で**雨水(新しい水)**も
増える
が、土壤層の水さえ少なく
浅い風化基岩からの古い水
が多くを占める



**土壤層と風化基岩における貯留水が
降雨時に押し出されるらしい**

桐生試験地流域での水質調査によって、
どこの水が流れてきたかを推定した結果

ここまでのまとめ

大雨があると川の氾濫によって水害，斜面が崩れて土砂害が発生

温暖化や線状降水帯発生は，それらをもたらす降雨条件で「気象学」のテーマ

川のピーク流量や斜面土壌の不安定化を降雨条件から予測するのが「水文学」

これらは，大量の雨の後に激しい雨がいった直後に起こることが多い。

どういうメカニズムでそうなるのか？

斜面の表面を雨水が一気に流れて，川の流量が大きく，斜面が不安定になる？

しかし，川の流量は大雨時でも，雨水ではなく土壌水が多くを占める

雨水が一気に流れるわけではないようだ *old water paradox*

半世紀もの間、国際的に議論されてきた

常識的な地表流に基づく流出メカニズムは再考が必要！

2) 土壌における水浸透の基礎



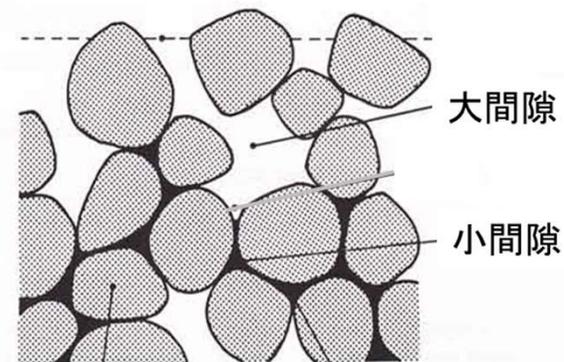
落葉層の下にの有機物の多い層があり、深くなるにつれて有機物含有量が少なくなって風化基岩となる

代表的な森林土壌
(適潤性褐色森林土)

森林総研:森林土壌博物館から引用 13

土壌間隙に吸引される土壌水

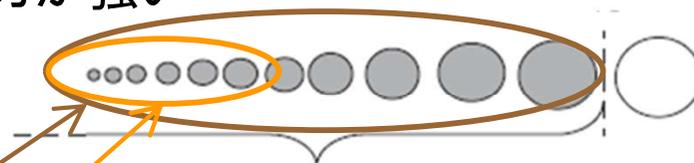
土壌の中の水を地中水と呼ぶが、**土壌水**と**地下水**に分かれる
土壌水は、右図のように、
土粒子の間隙に**毛管力**で吸引されている



土粒子 間隙の水
近藤純正ホームページより引用
<http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/kenkyu/ke76.html>

土壌水は間隙から引き出すにはエネルギーが必要で、**負圧**
(**圧力水頭はマイナス**)

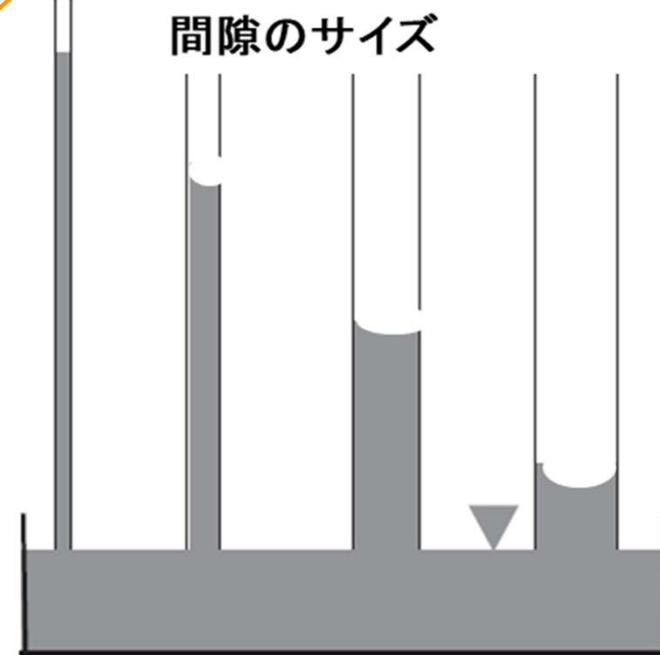
下図のように、間隙(すきま)のサイズが小さいほど毛管力が強い
よって、乾燥土はサイズの小さい間隙にしか水がない



小さい間隙から優先的に水が入るので
小さいほうから足し合わせていくと、
単位体積当たりの土壌水分量となる

これを**体積含水率**という

圧力水頭が低い(マイナスなので絶対値が大きい)ほど
体積含水率が小さいことになる

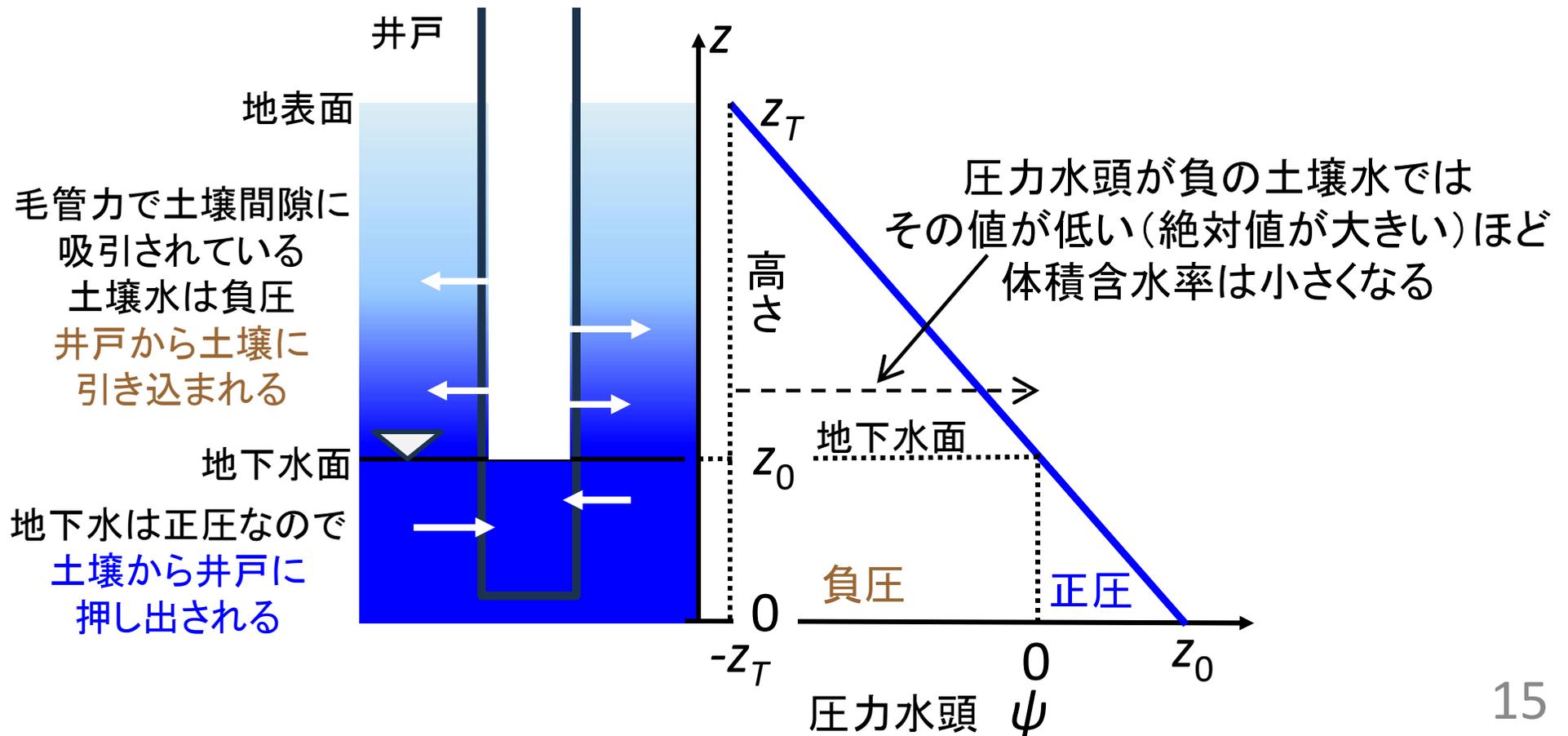


土壌水と地下水の違い

土壌水は、毛管力で間隙に吸引され、**負圧** (圧力水頭がマイナス) で不飽和

地下水は、**正圧** (圧力水頭がプラス) で間隙内に水が押し込まれているので**飽和**
大気圧より圧力が高いので**浸み出てくる**

静止条件では、圧力水頭の分布は下図右のようになる
地下水面では**圧力水頭はゼロ**



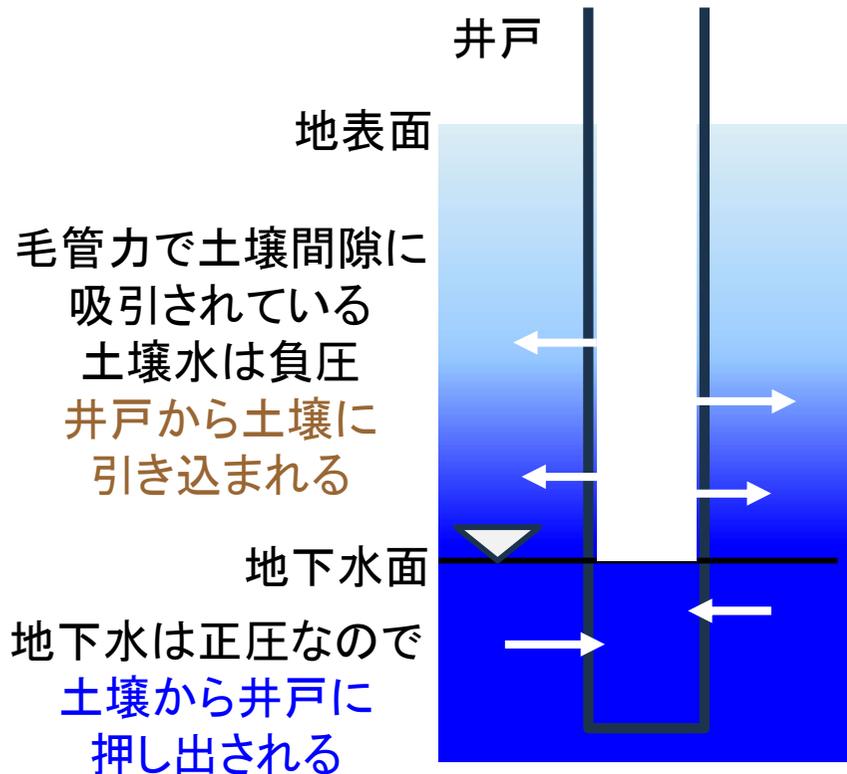
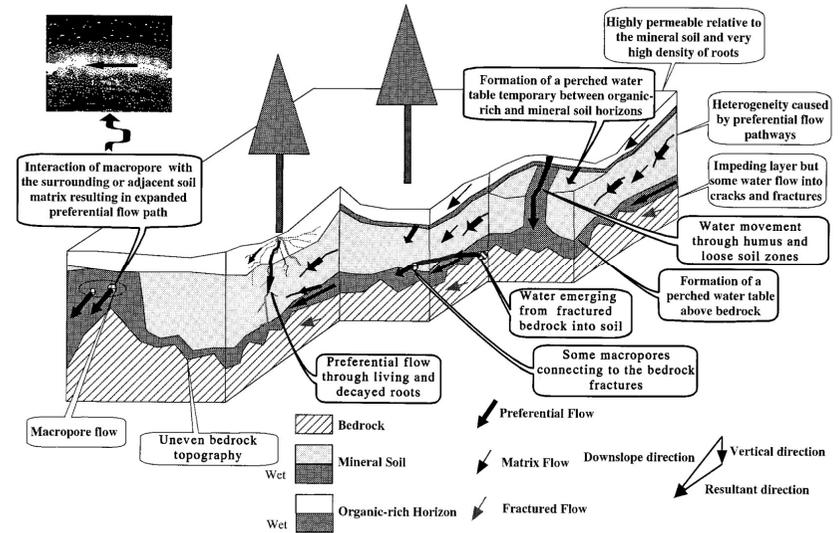
選択的流路での土壌水と地下水の違い

自然斜面の土壌層内には、パイプのような水みち(選択的流路という)が分布している,

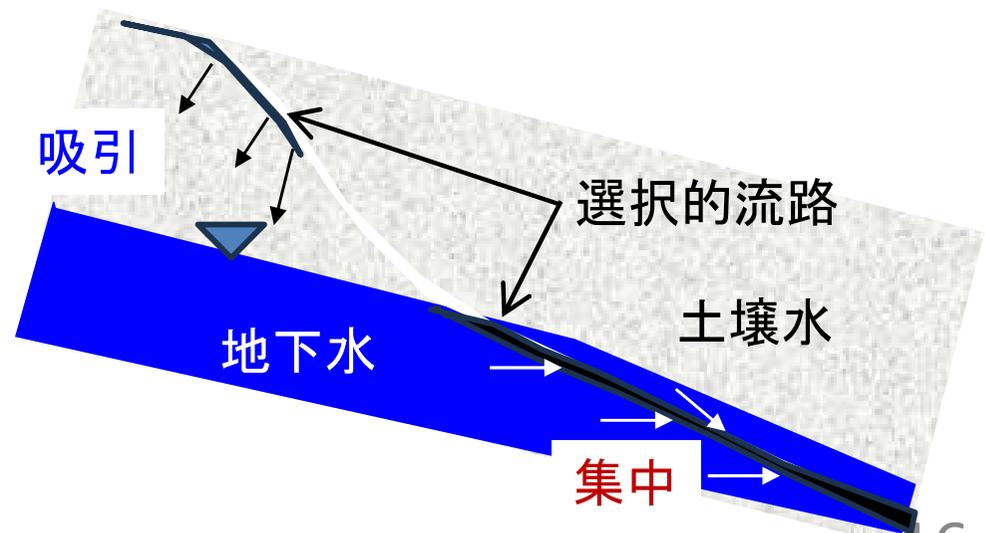
流出メカニズムにおいて重要である

土壌層の不均質構造(右図)

Noguchi et al., Soil Sci. Soc. Am. J., 1999



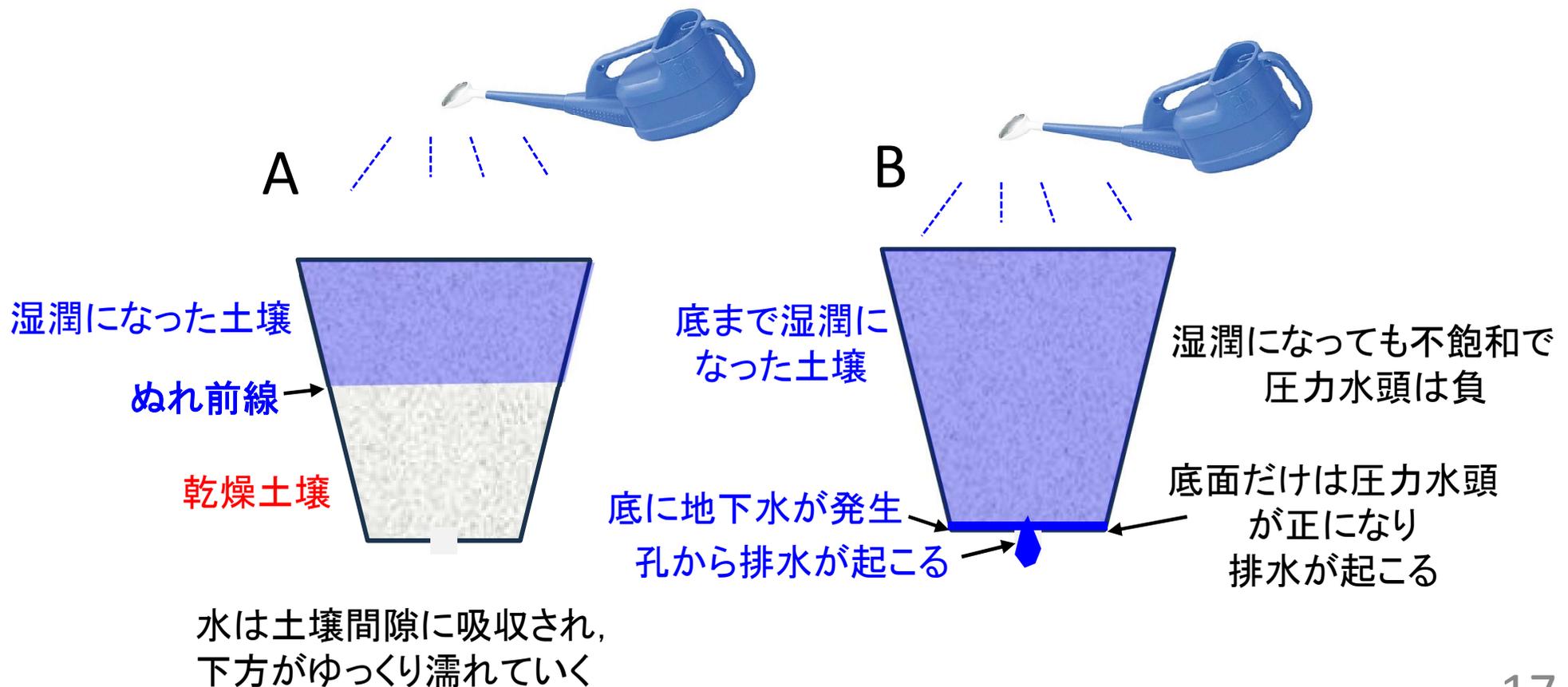
しかし、井戸の場合と同様
負圧では流路から土壌水が逃げてゆく
正圧では地下水が流路に集中する



鉛直不飽和浸透を植木鉢への水やりから理解する

- A 土壌が乾いている植木鉢にジョーロでゆっくり水を注ぐと
地表から徐々にぬれてゆき、湿潤部分が徐々に下降する
- B 土壌が底まで湿潤になると、底にうすい飽和帯(地下水: 圧力水頭が正)ができる
つまり、地下水面より上は、湿潤であっても不飽和帯(土壌水: 圧力水頭が負)

圧力水頭が正でない、水が押し出されないことに注意

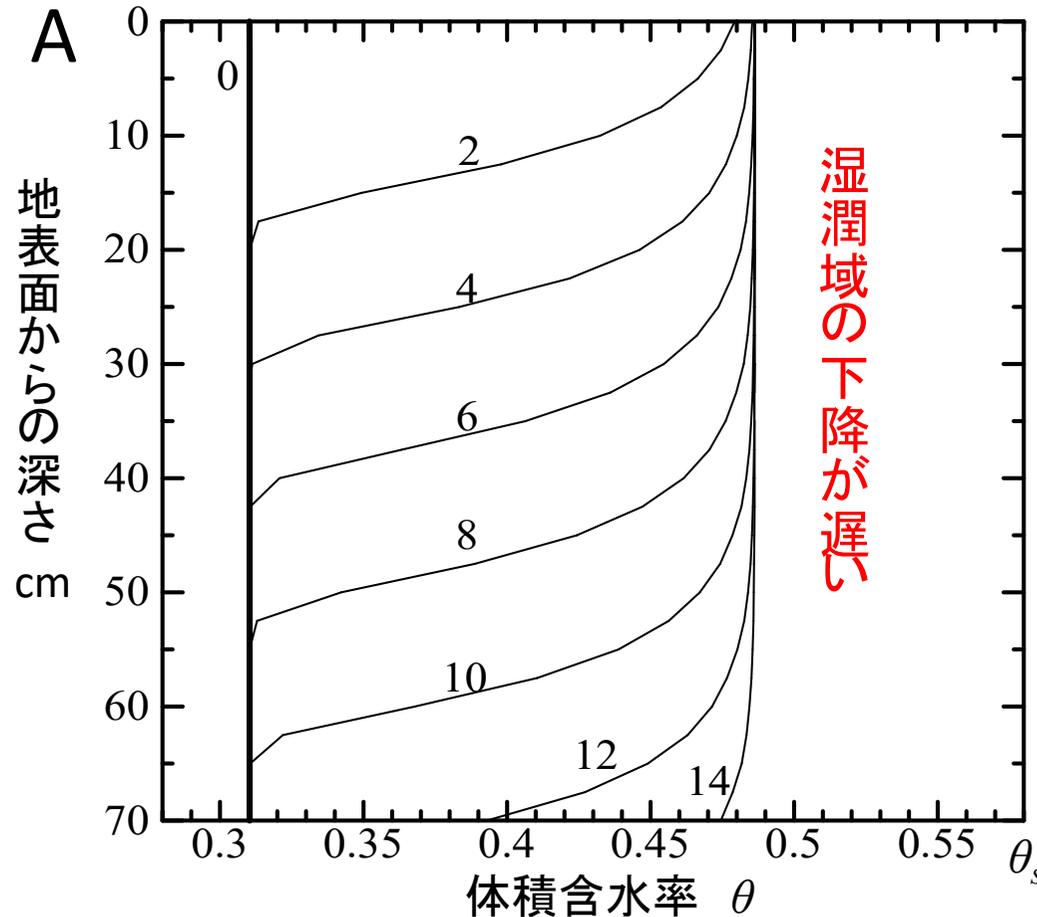


浸透流理論から土壌の乾燥・湿潤の影響を調べる

均質な土壌の鉛直不飽和浸透流は、浸透流理論(Richards式)で計算可能

土壌が**乾燥**していると、雨水が土壌をぬらしてゆくので、ぬれ前線の下降に**時間がかかる**

土壌が**湿潤**になると、雨水が土壌水を押し出して、雨の時間変動が**速やかに伝わる**



一定降雨強度を鉛直土壌柱に与えた場合の土壌水分の時間変化

A: 降雨前に土壌が乾燥していた場合に 10 mm h^{-1} の一定強度の降雨があった場合。

B: 10 mm h^{-1} の一定強度の降雨が続いた後に 20 mm h^{-1} の一定強度の降雨があった場合

湿潤土壌での遅い流速と速い伝達のコントラスト

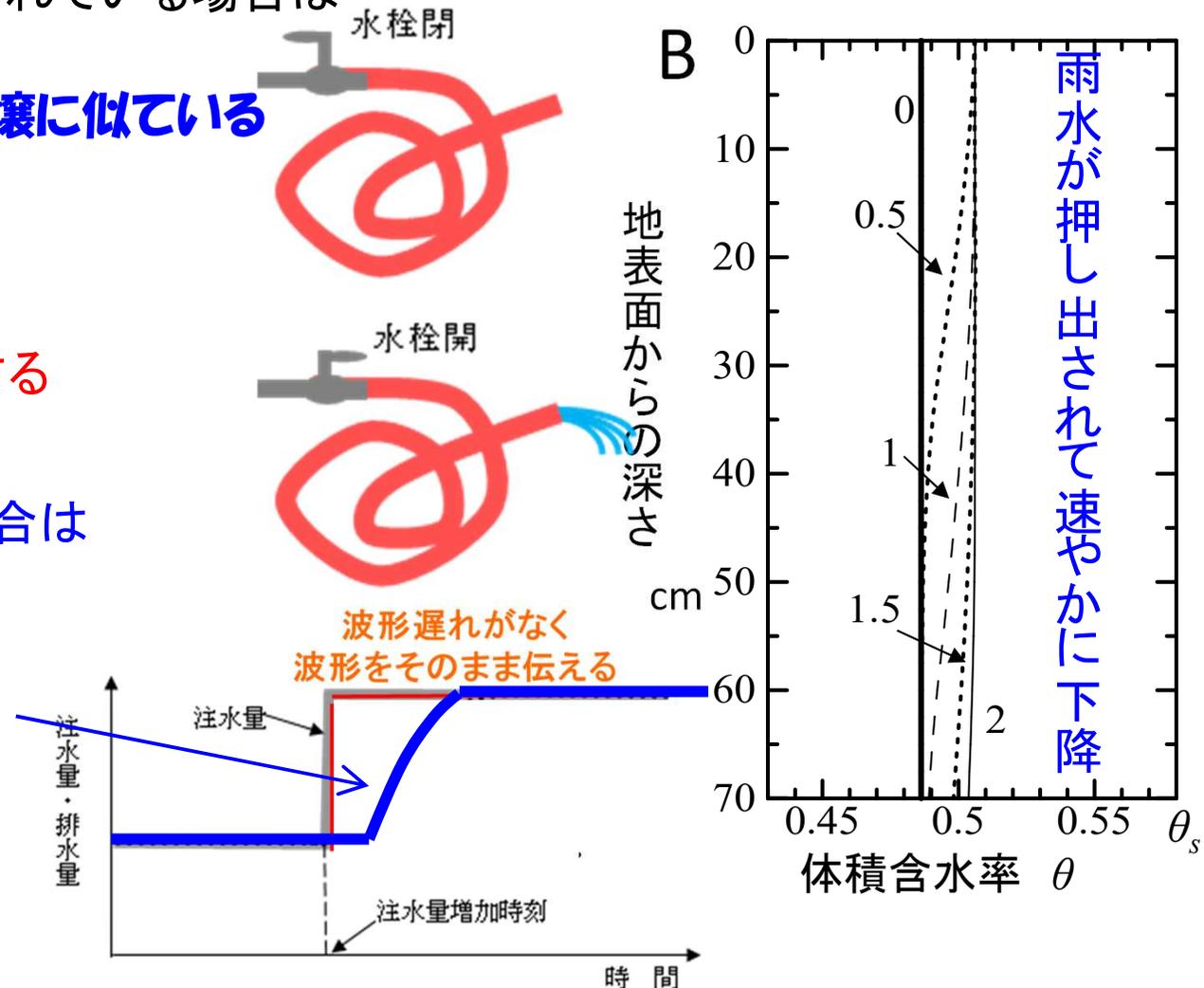
ホースの中が空の時は、水栓を開けるとホース内が水で満たされるまで排水は起こらず、遅れが生じる **乾燥土壌に似ている**

ホースの中が水で満たされている場合は水栓を開けたら同時に排水が起こる **湿潤土壌に似ている**

水栓を調節して注水量を増減させると排水量は**直ちに増減する**

湿潤な不飽和土壌の場合は底からの排水量は降雨の時間変動に少し遅れて変動する

乾燥時と比べ伝達は非常に速い



完湿状態の定義

土壌の透水係数(水の通しやすさ)は、乾燥している場合は、非常に小さい: 10^{-5} cm /s (=0.36 mm/h) 以下

一方、飽和土壌は、降雨強度より大きい 10^{-2} cm/s (=360 mm/h) 以上

透水係数の変化幅は降雨強度の変化幅(1 mm/h~100 mm/h)よりも広い

そこで、透水係数が降雨強度の範囲にはいっているような湿潤状態を

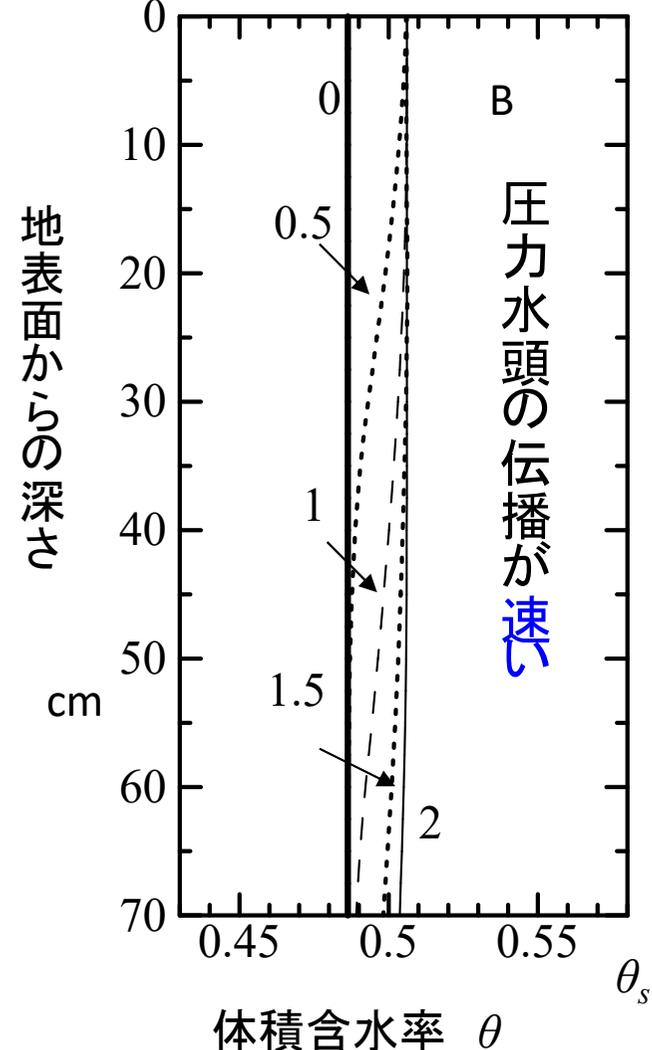
完湿状態と定義する

完湿状態では、拡散効果が大きく、ウェッティングフロントが不明瞭

浸透水の流速(velocity)は小さいのに 圧力水頭の伝播速度(celerity)は極めて大きい

降雨の時間変動が土壌層底面に速やかに伝わる => **非常に重要**

土壌が湿っている場合
ウェッティングフロントが不明瞭



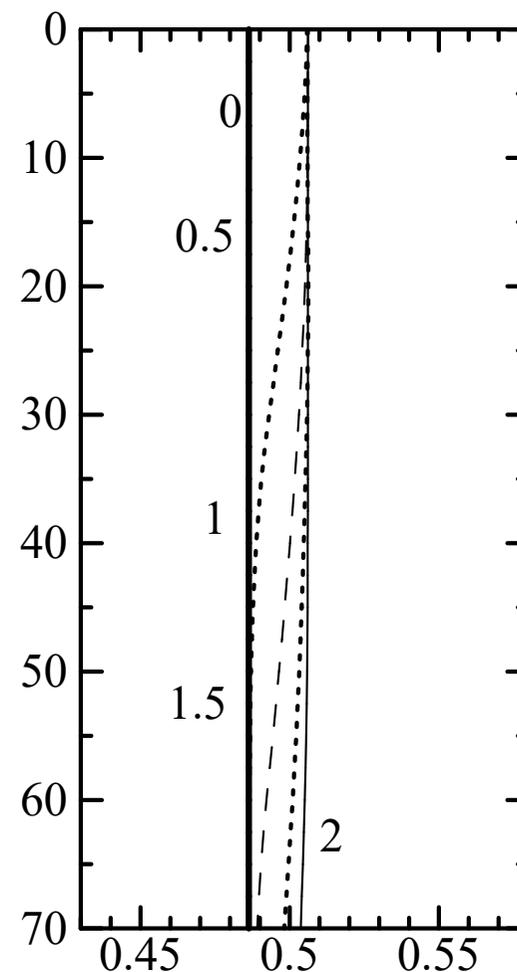
2) 土壌における水の浸透の特徴

まとめ

土壌が湿潤化し、
透水係数が降雨強度に近くなると
(完湿状態と呼ぶ)

土壌の粒子の間の間隙を通る
水の流速は遅いが
圧力水頭の伝播は速い

降雨の時間変動が
速やかに深部に伝わってゆく



**不均質な現場の森林土壌でも
不飽和の場合は
この性質は重要!**

3) 水文観測から流出メカニズムを理解する



信楽試験地斜面での水文観測



圧力水頭の鉛直分布の観測

田上、信楽山地における水文観測

Old water paradoxに関して紹介した
滋賀県南部の桐生試験地では、
流出・蒸発散・温室効果ガスの大気交換・・・
さまざまな森林水文学研究が半世紀以上継続

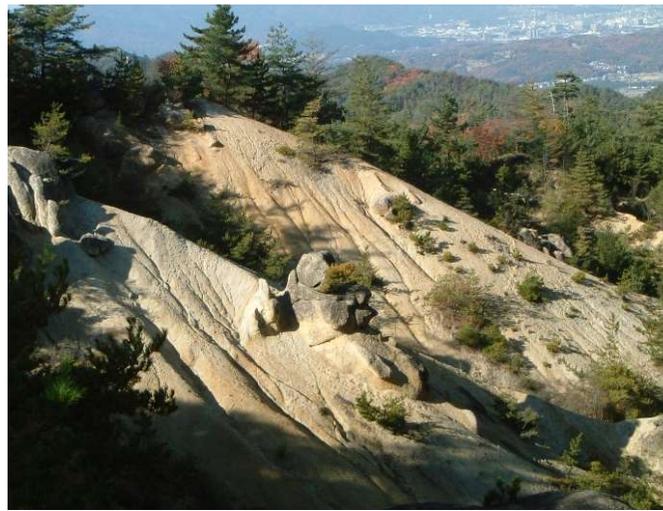
桐生の
観測タワー



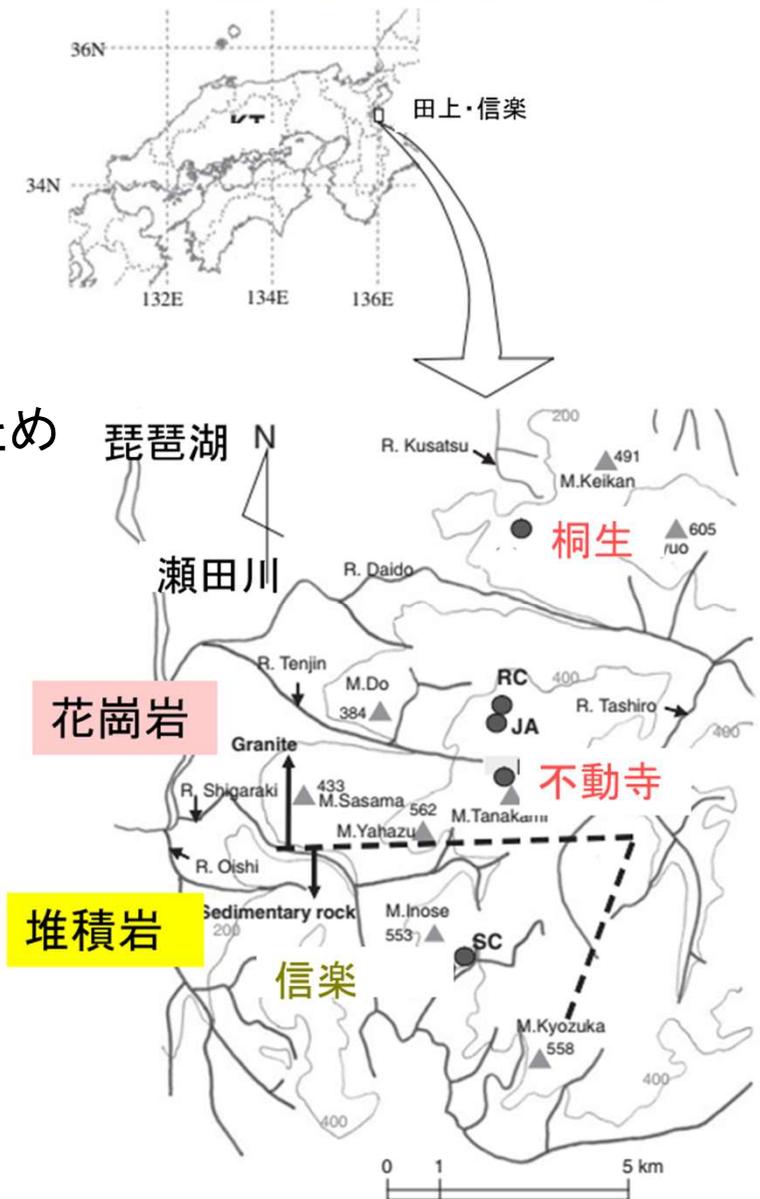
桐生試験地は、かつてはげ山となっていた
風化花崗岩の田上山地にあるが、その南側は
中生層堆積岩の山地になっている

花崗岩の田上山地は地形が細かく、斜面が短い
中世層堆積岩の信楽山地は、基岩が侵食に強い
ため斜面が長く急である

今回は、信楽試験地での斜面水文観測を紹介する



若女裸地谷の
はげ山景観



信楽試験地での水文観測

小島ら(水文・水資源学会誌、2025)

溪流に量水堰を設けた試験地流域(4.71ha)内に、平均的な斜面を設定し、8点で土壌の圧力水頭を、斜面の下部の基岩の亀裂から流出する湧水の流量を量水堰で測定した

量水堰は、三角形の出口から流出させ流量を正確に測る装置である

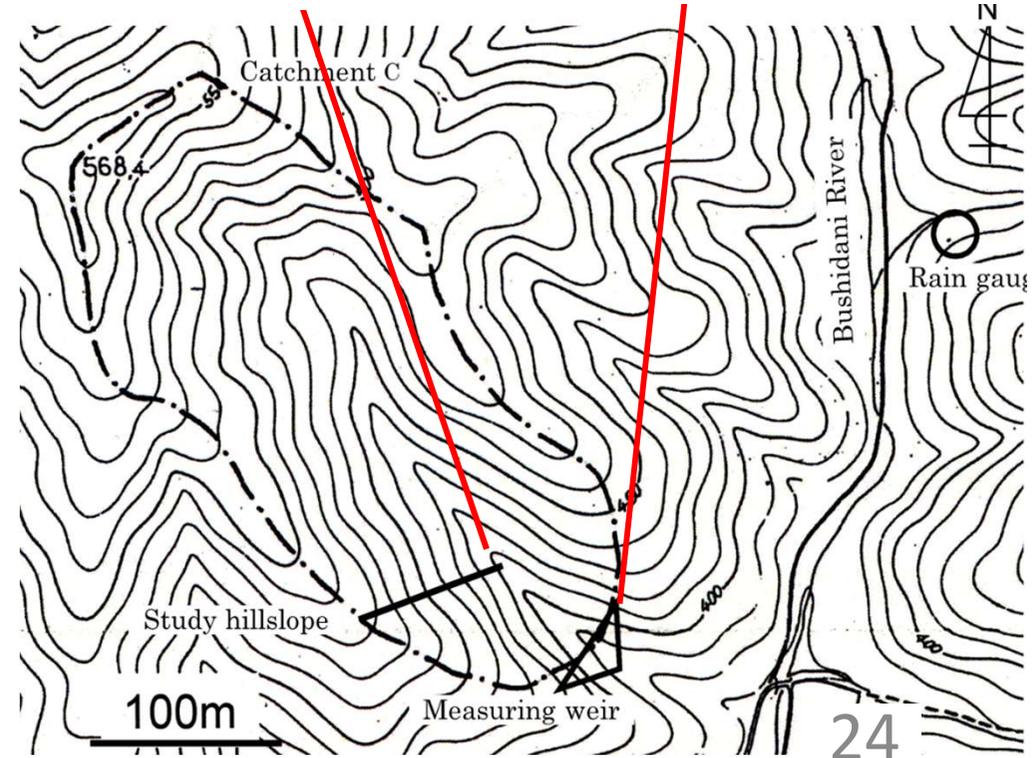
試験斜面の長さは80m、傾斜は42°
凹凸が少ない急斜面である



斜面湧水の量水堰



流域溪流の本流量水堰



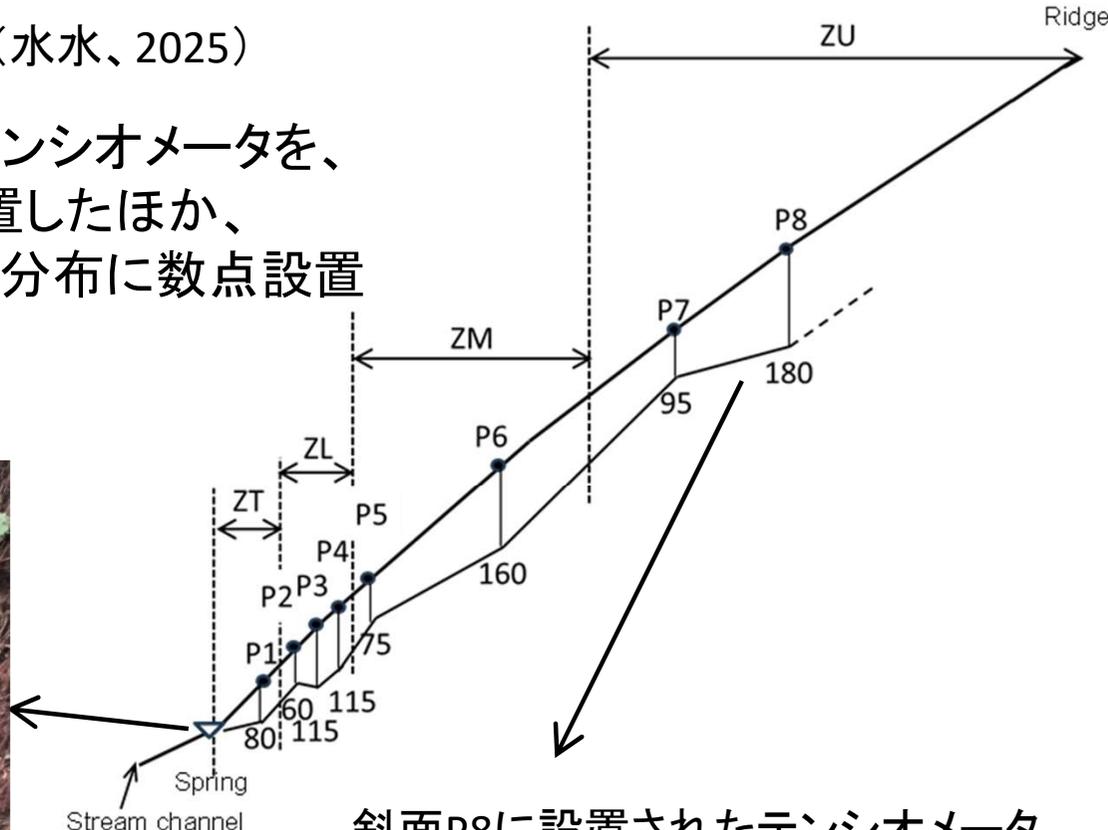
斜面観測のデザイン 小島ら(水水、2025)

土壌水分量は、圧力水頭を測定できるテンシオメータを、右図のP1からP8の土壌層の底面に設置したほか、下部のP3、中腹のP5、上部のP8で鉛直分布に数点設置

湧水点からの流量との関係を調べた



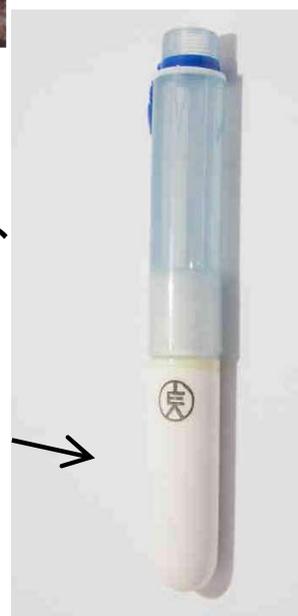
斜面下端付近からの湧水点



斜面P8に設置されたテンシオメータ

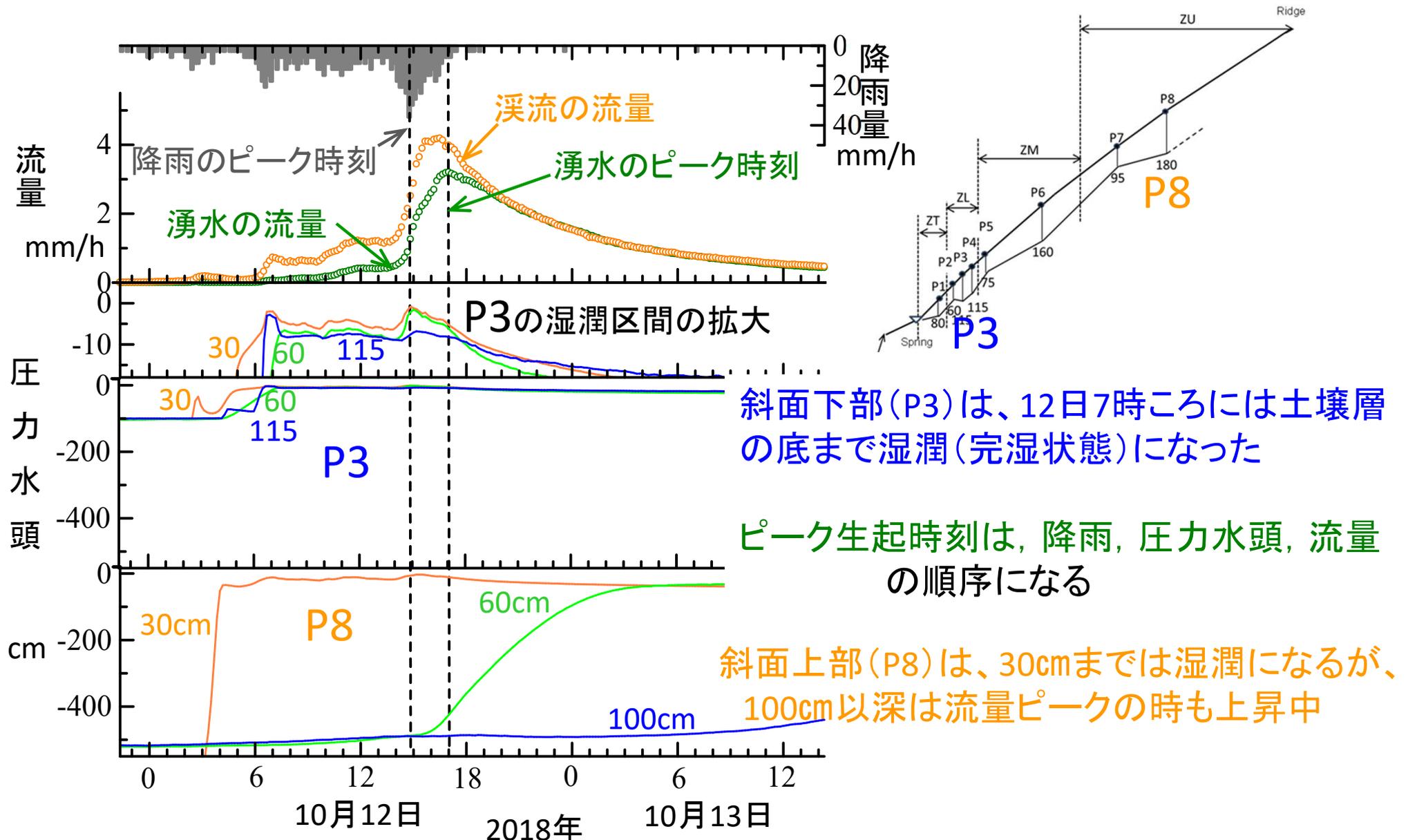
土壌水は乾燥しているほど吸引力が大きく負圧、地下水面より下の地下水は正圧となる

テンシオメータは、中に水を入れたポラスカップ(うわぐすりをかけずに焼いた陶器)を土壌内に埋めると、その細かい孔を通して中の水と土壌の間隙内の水がつながり、正負の圧力水頭を圧力計で測ることができる



降雨時の流量と圧力水頭の観測結果

土壌が乾燥していた2018年10月の総雨量168mmのイベントにおける観測結果を示す

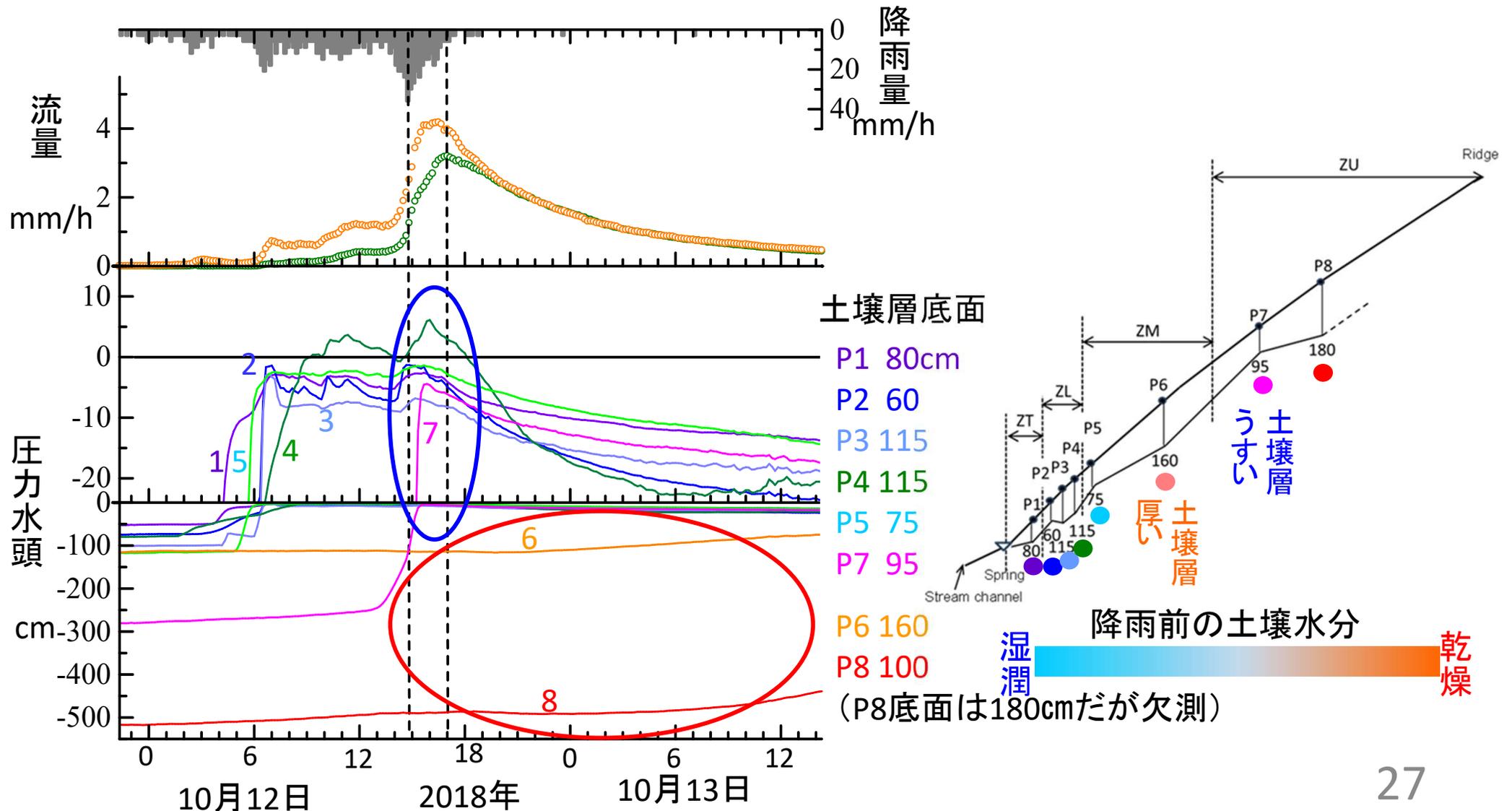


斜面下部は早く湿潤化し、ピークが土壌層底面まで速やかに伝わるが上部は完湿状態に達するのが遅れる

土壌層底面の圧力水頭の観測結果

下部(P1~P5)は降雨前が湿潤で、土壌層もうすいので、底面まで早く完湿状態になり、
底面の圧力水頭のピークが起こってから湧水のピークが起こる順序となる

中上部では、降雨前が乾燥していたので、土壌層のうすいP7だけが底面まで完湿に
しかし、土壌層が厚いP6、上部で乾燥していたP8は100cm深でもピークは起こらない



洪水流になる領域とならない領域

圧力水頭の観測結果から、土壌層について次のことがわかる

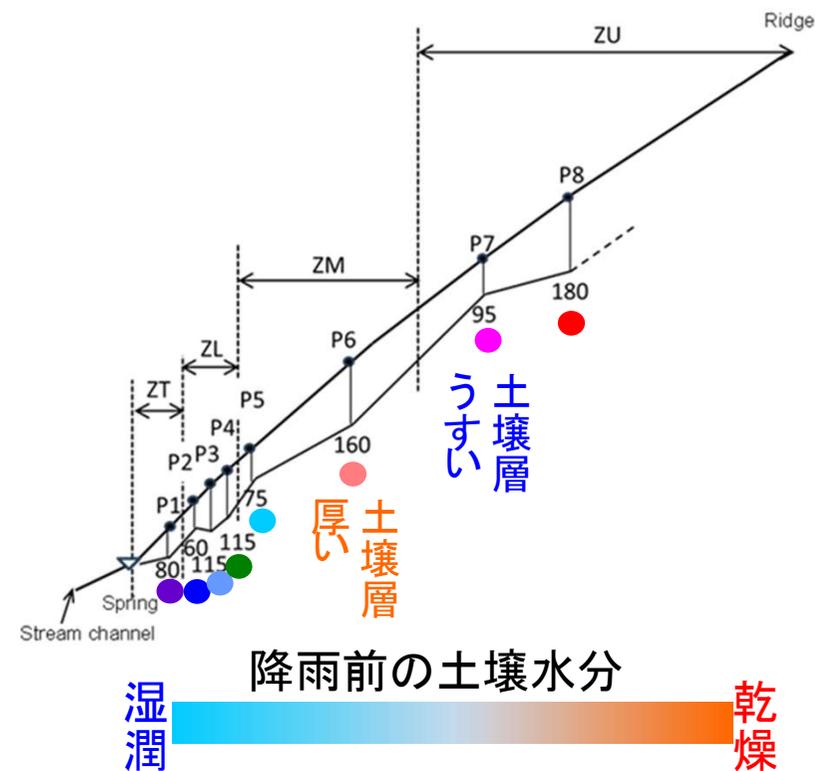
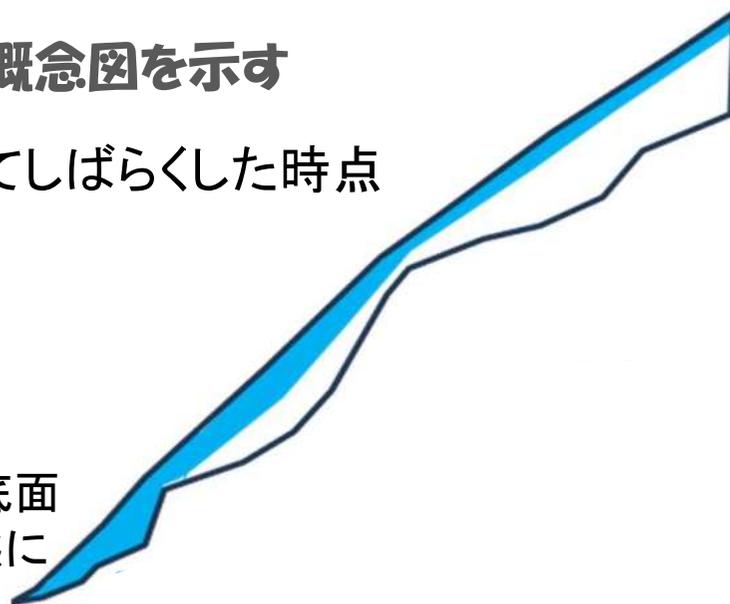
降雨前が湿潤であった斜面下部(P5以下)は底面まで完湿状態になる

降雨前が乾燥していた中上部では、土壌層のうすいP7を除き、
完湿状態が底面まで届かない

流出メカニズムの概念図を示す

雨が降り始めてしばらくした時点

下端付近は底面
まで完湿状態に



下向き浸透流の計算結果

均質な土壌の鉛直不飽和浸透流は、浸透流理論(Richards式)で計算可能

ダルシーの法則を不飽和の土壌水に拡張したリチャーズ式の一次元形を示す

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \equiv C_s \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right]$$

計算には、汎用ソフト、HYDRUS 1Dを使用した
(Šimůnek et al.: The Hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 4.17, HYDRUS Software Series 3. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 2013.)

この式を用いれば、
圧力水頭や土壌水分量の時間変動を得られるだけでなく、

下向きの浸透流量(フラックス)も計算できる

**土壌水の流れは遅いのに、
降雨の時間変動は土壌層の底面まで
土壌水を速やかに押し出すことができる**



下向き浸透流の計算結果

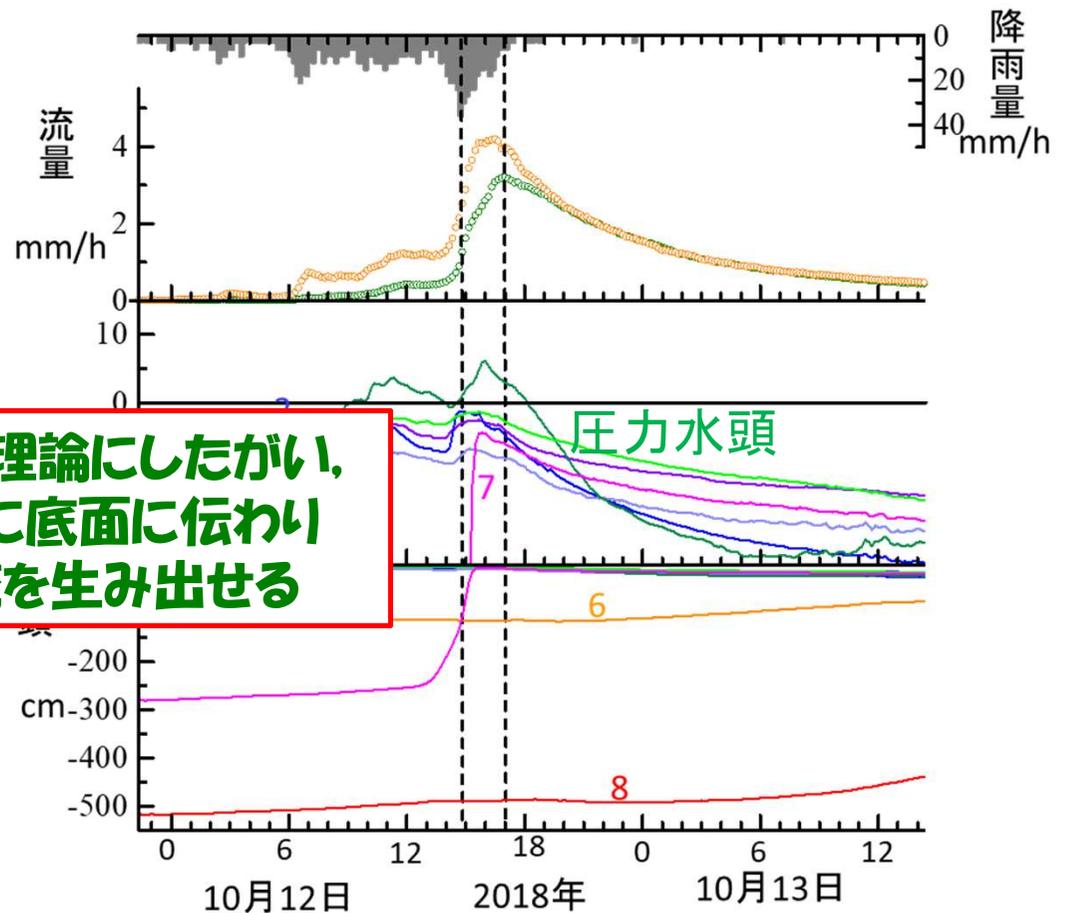
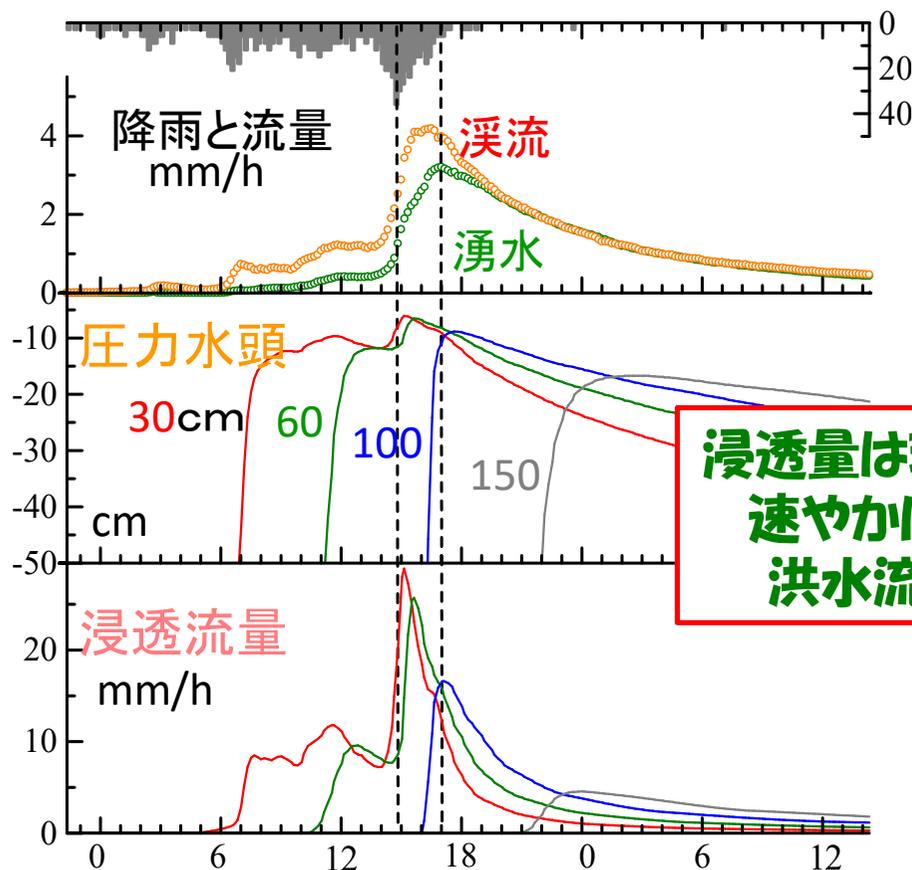
均質な土壌の鉛直不飽和浸透流は、浸透流理論(Richards式)で計算可能

現地の土壌物理性を使用し、
斜面下部P3の
圧力水頭・下向き浸透流量
の計算値を示す(左図)

先に示した土壌層底面の圧力水頭の
観測値と比較する(右図)

計算結果における60cm深までの圧力水頭と浸透流量
観測結果はにおけるP1~P5, P7の圧力水頭は
降雨と流量のピークの間にはピークが生じている

斜面下部(P3)の計算値



**浸透量は理論にしたがい、
速やかに底面に伝わり
洪水流を生み出せる**

斜面観測結果のまとめ

右図の急斜面で降雨が始まると
地表からゆっくり湿潤になってゆく

降雨前が乾燥していると湿潤化が遅くなる

底面まで湿潤化すると、
降雨のピークは素早く圧力水頭に伝わる

底面のピークは、湧水流量のピークよりも早く起こる

リチャーズ式の浸透流計算を行うと
土壌層底面まで湿潤化している場合、速やかに浸透流が伝わるので、その後

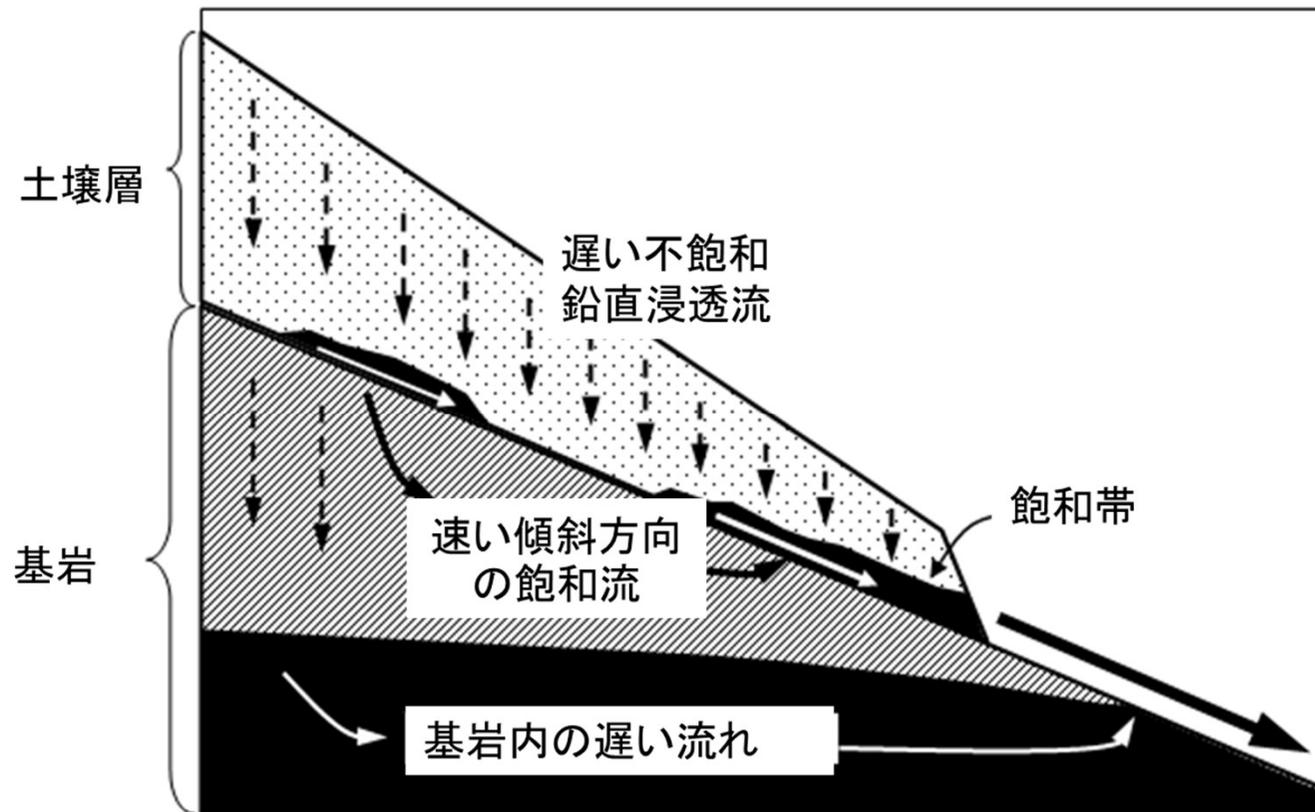
底面からの排水が傾斜方向に流れ、湧水流量を大きくしてピークを作るのではないか

地形の凹凸がほとんどないことから、地表流による侵食はないようであり、
葉が地表流に流されてたまるということも観察されないので

地中に浸透した雨水が土壌水を押し出し、さらに傾斜方向に流れて、
湧水の流量を増加させると考えざるを得ない



4) 鉛直浸透流に基づく流出モデル



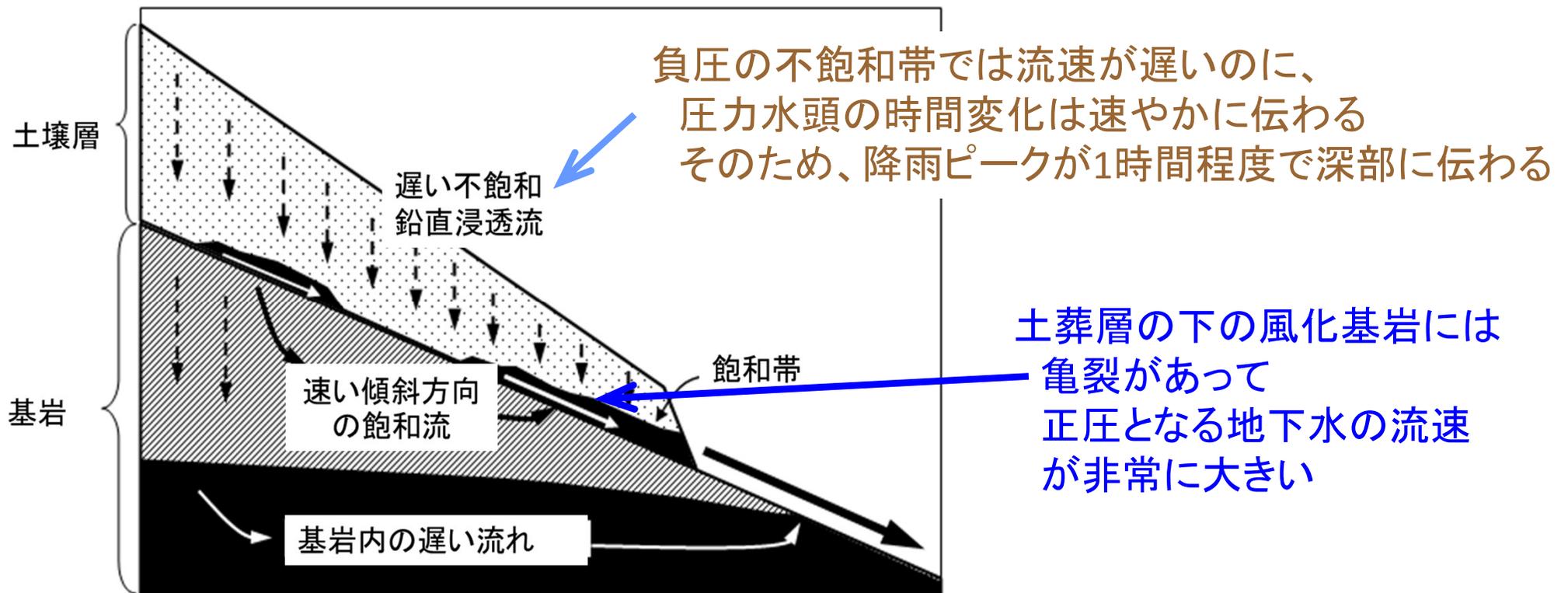
流出メカニズムの概念図

Montgomery and Dietrich (2002)による。

傾斜方向の速い流れ

土壌層よりさらに深部の風化基岩の構造は謎が多いが、
米国オレゴン州のCB1での観測研究は重要な情報を提供している
(Anderson et al., Water Resour. Res., 1997)

トレーサーを用い、次のことを明らかにした
鉛直不飽和浸透の流速が遅い。だが、圧力水頭の伝播は速い
風化基岩の亀裂を通る地下水の傾斜方向の流れはきわめて速い



流出メカニズムの概念図

Montgomery and Dietrich (WRR,2002)による

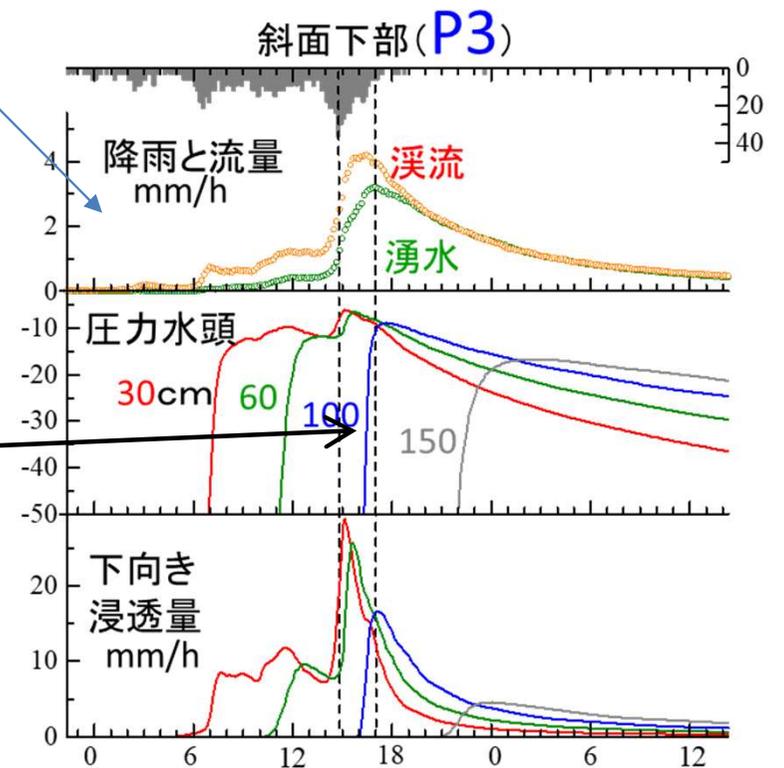
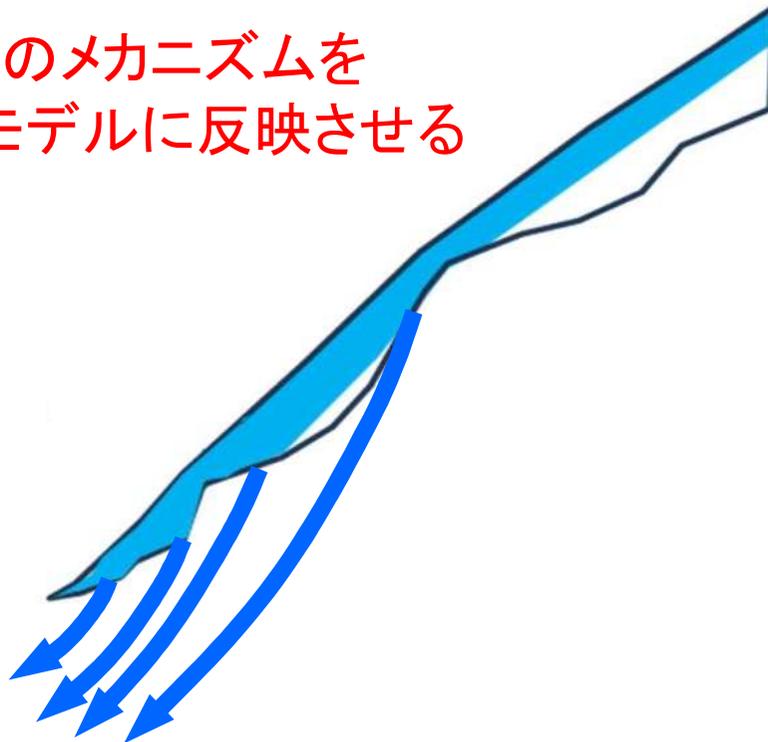
信楽の流出メカニズム

降雨の時間変動が鉛直不飽和浸透によって
土壌深部まで速やかに伝わるのは、
CB1の場合も信楽も同じ

下向き浸透流のピークのすぐ後に
湧水流量のピークが発生

**傾斜方向の地下水の流れは
高速で流れてピークを伝える**

**このメカニズムを
流出モデルに反映させる**



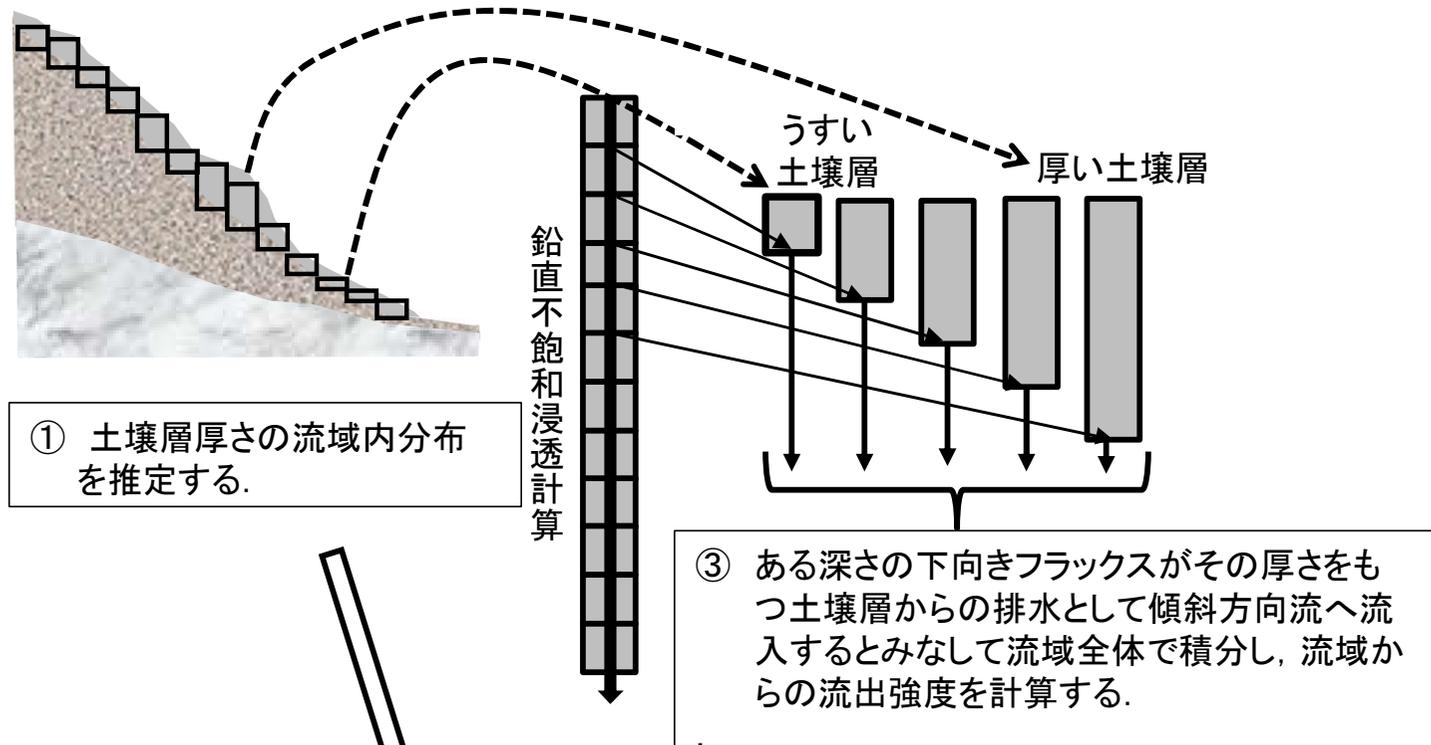
鉛直不飽和浸透に基づく流出モデル

不飽和鉛直浸透によって降雨の時間変化が速やかに底面からの排水に伝わり、それが選択的流路を通して一気に傾斜方向に排水される

とした**流出モデル(VZモデル)**を開発した

(「Vadose Zone: 鉛直浸透の優先する土壤表層を意味する」に由来)

傾斜方向の遅れは考慮しないと仮定し、土壤層からの排水を積分して流量の時間変動を求める



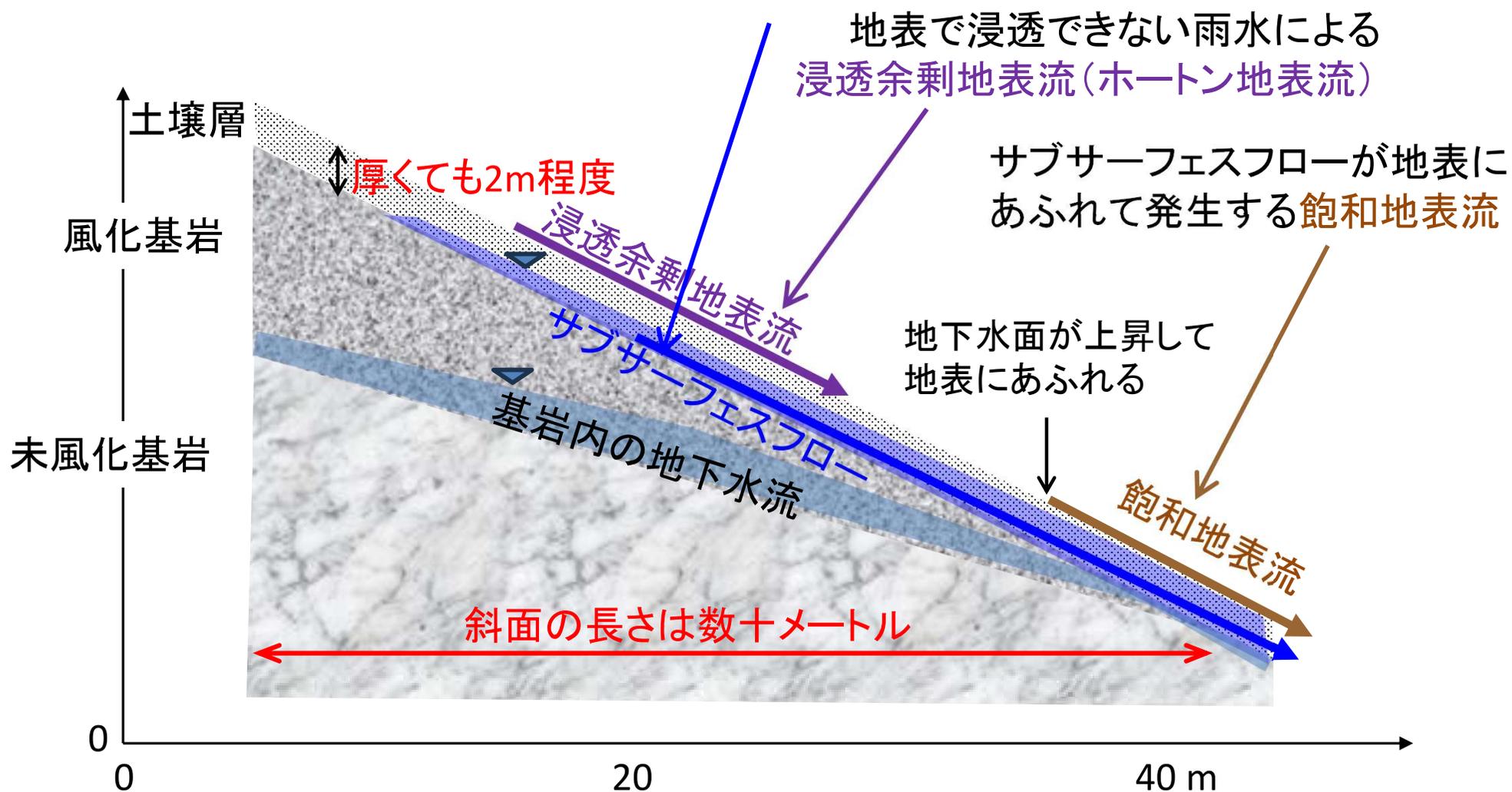
VZモデルのアルゴリズム
谷(水水、2023)

従来の流出モデルとの相違点

下図の流出メカニズムにのっとった流出モデルとは大きく異なる

鉛直不飽和浸透が流量の時間変化を決める (流出モデルのパラダイムシフト)

ごく浅い土壌表層内の地下水の流れ(サブサーフェスフロー)

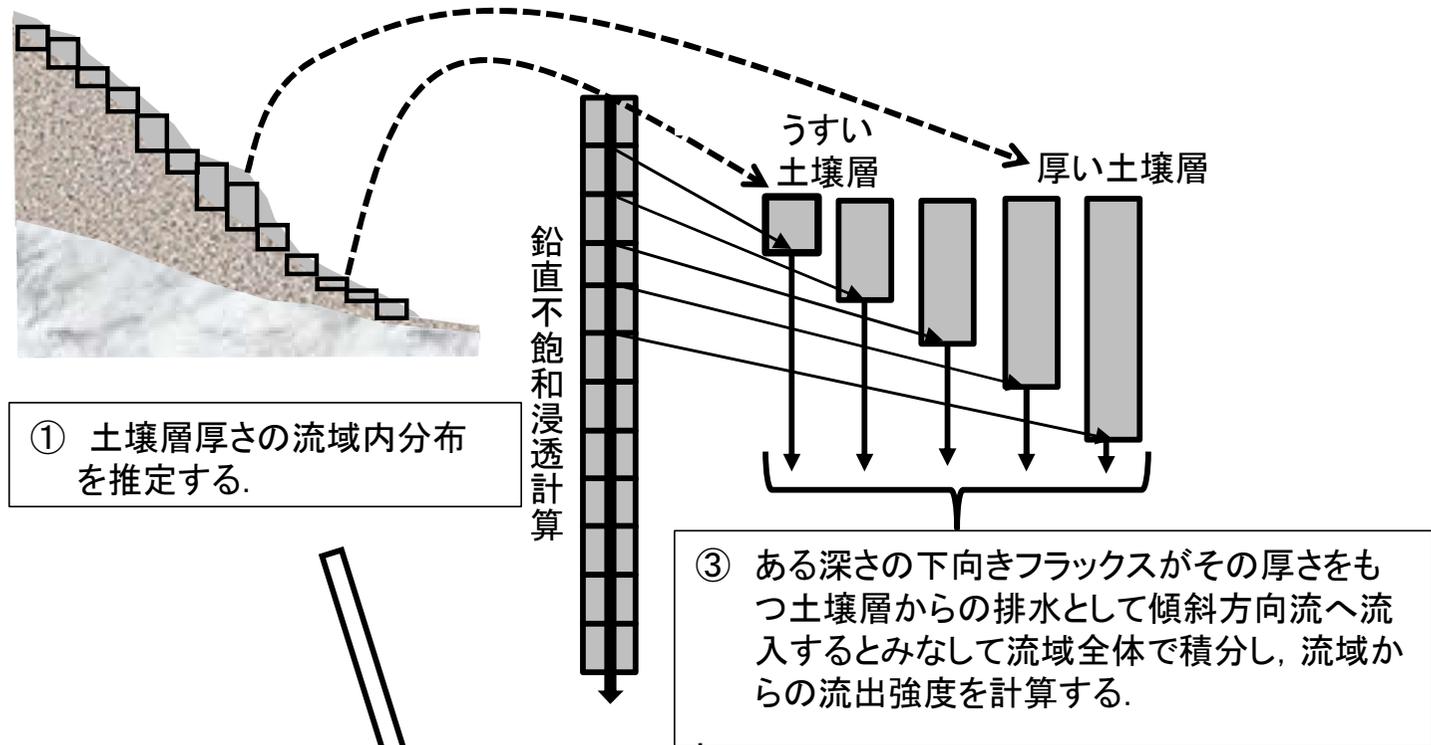


鉛直不飽和浸透に基づく流出モデル

わかりやすく言えば、VZモデルの仮定は、次のような大胆なものである

降雨の時間変動(ハイトグラフ)に対して、洪水流の流量時間変動(ハイドログラフ)がどのように変化するかは、**雨水がまっすぐ下に浸透するとき**に決まる

斜面を流れ下るときには時間変動は変化しないとする



VZモデルのアルゴリズム
谷(水水、2023)

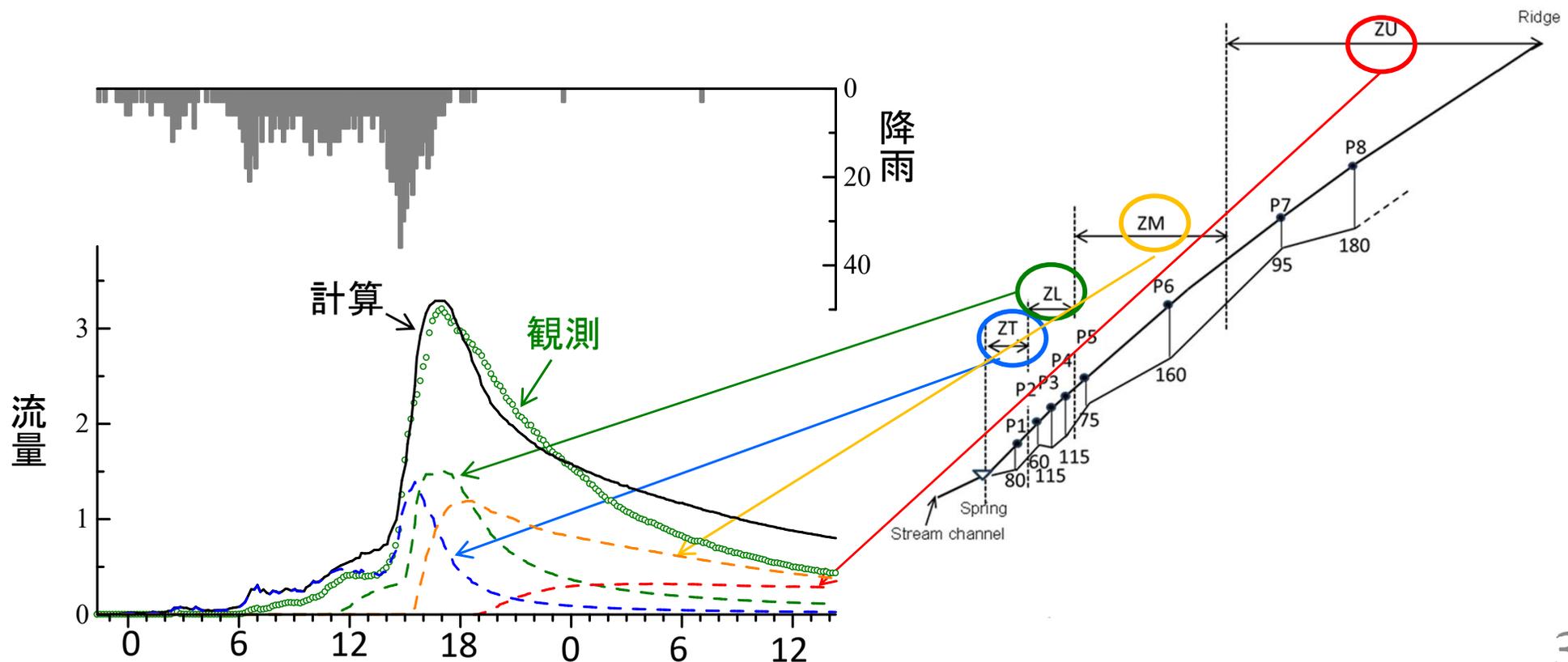
② 下方に無限に長い土壌柱における鉛直不飽和浸透計算から各深さの下向きフラックスを求める.

VZモデルの信楽への適用

VZモデルを、信楽試験地の観測結果に適用した
斜面の領域 (ZT, ZL, ZM, ZU) 別の降雨前の湿润状態を初期条件とし、
土壌の物理性の測定結果を用いた

再現結果は良好

斜面の各領域からの計算流量の寄与を示す
早く完湿状態になったZUから先に流量が出始め
ZL、ZMへと広がっていく ZUはピークが終わってからの寄与になる



信楽の観測とVZモデル適用のまとめ

斜面での観測によれば、雨水は土壌層内に鉛直に浸透する
土壌層底面まで完湿状態になると、降雨の時間変動は深部に速やかに伝わる
洪水流は新しい水ではなく古い水で占められる
風化基岩の亀裂を通る高速の流れも見出されてきた

これらの結果をもとに、VZモデルを開発し、信楽の観測結果に適用した
降雨の時間変動に対する流量の時間変動は、鉛直不飽和浸透による
傾斜方向の流れによる流量の時間変動の変化は無視する
と仮定している

信楽試験地の観測結果にへ適用したところ、
斜面の上部から下部の領域からの寄与の大きさを含み、
流量の時間変動を的確にシミュレートできた

鉛直浸透については、観測結果をきちんと説明できているので、疑問はない

傾斜方向については観測実証できてはいないので、今後の観測研究が必要

本発表全体のまとめ

大雨時には強雨の後にすぐに川の流量が増加してピークに達する
それは地表流によって説明されてきたが、古い水パラドクスによって、
どこからどこを通過して洪水流が出てくるのか、議論が続いてきた

土壌内の水の流れを調べると、土壌が湿潤になった完湿状態では、
降雨の時間変動が速やかに土壌深部に伝わるのがわかる

山腹斜面で観測を行うと、その通り、完湿状態での速やかな伝達を確認された

降雨の時間変動に対する流量の時間変動が
鉛直不飽和浸透によって起こり、傾斜方向の流れでの遅れを無視すると仮定した
流出モデル: VZモデルを開発して、信楽試験地の観測結果に適用した

観測結果がモデルの適用結果によってシミュレートでき、
降雨に対する洪水流の流出応答が、流出メカニズムによって説明できた

「豪雨災害の水文学 – 流域治水に必要な流出モデルのパラダイムシフト」
(4月頃, 鹿島出版会から刊行)に、詳細に説明しています

豪雨災害の水文学

—流域治水に必要な流出モデルのパラダイムシフト
(4月頃, 鹿島出版会から刊行)

目次紹介

第1部 水害・土砂災害をもたらすメカニズムとその発生予測

線状降水帯の発生が予想されるとただちに河川氾濫や土砂崩れが起こる。また、森林の乱伐、シカの食害、盛土や捨土、メガソーラー、田んぼの放棄、宅地造成など、さまざまな水源流域の変化は被害を大きくする。

つまり、降雨条件と流域条件の両方が豪雨災害の発生に大きな影響を及ぼす。温暖化による降雨規模の拡大などにより、堤防やダムや砂防ダムだけでは災害が防ぎきれないので、国は流域治水を提唱し、森林・農地管理、土地利用計画に関して流域関係者の減災への協力を要請している。

水文学は流域条件の影響評価に取り組む基礎サイエンスである。第1部では、水害・土砂災害をもたらすメカニズムとその発生を予測するモデルについて、最新の研究成果を説明する。

第1章 豪雨と災害をつなぐ水文学の概要

第2章 洪水流出予測とメカニズム解明に挑戦してきた水文学の研究史

第3章 豪雨災害の水文学に必要な運動法則

第4章 メカニズムとモデルの整合性をふまえた流出理解

第5章 水と土の相互作用からみた土砂災害

第2部 水文学的定常論序説

第1部では、雨水の流出現象について、応答とメカニズムと運動法則の間の整合性のむずかしさを検討した。その結果、意外にも、孔開き貯留タンクが流出メカニズムの本質を表していることがわかってきた。

これを基に第2部ではふたつのテーマについて考える。まず、降雨に対する流量の時間変動が、なぜ孔開きタンクのような簡単な流出モデルによってシミュレートできるのか、その物理的根拠を明らかにする。

次に、本書の主課題である流域条件の流量に及ぼす影響の問題に取り組む。降雨条件が与えられた場合に、流量ピークに及ぼす流域条件の影響はどのように評価できるのか、その解析手法を提示する。ふたつのテーマに共通するキーワードは定常状態である。

時間変動の激しい、まさしく非定常な雨水流出現象に対して定常状態を基礎にした議論がなぜ必要なのかを説明し、今後に展開が期待される水文学的定常論の土台を構築する。

第6章 流出モデルの物理的根拠を探る

第7章 流域条件の洪水流出に及ぼす影響を解剖する

第8章 水文学定常論からみた雨水の流出プロセス