豪雨と崩壊: 山地の斜面災害を知る

京都大学防災研究所 地盤災害研究部門
山地災害環境研究分野

松四雄騎

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

写真: 2012年阿蘇カルデラでの斜面崩壊. 千木良雅弘撮影

今日の講座では，豪雨による山地の斜面崩壊について

■ 最近の事例から斜面崩壊の実態を解説し，

■ 減災を実現するための最新の研究をお話しします．

1. 斜面崩壊とは何か

表層崩壊と深層崩壊

斜面の崩壊はなぜ起こる？

2. 崩壊の実態

表層崩壊:

2012年 熊本県阿蘇災害の事例から

2010年 広島県庄原災害の事例から

深層崩壊:

2011年 紀伊半島災害の事例から

3. 斜面崩壊を予測し，被害を減らすには

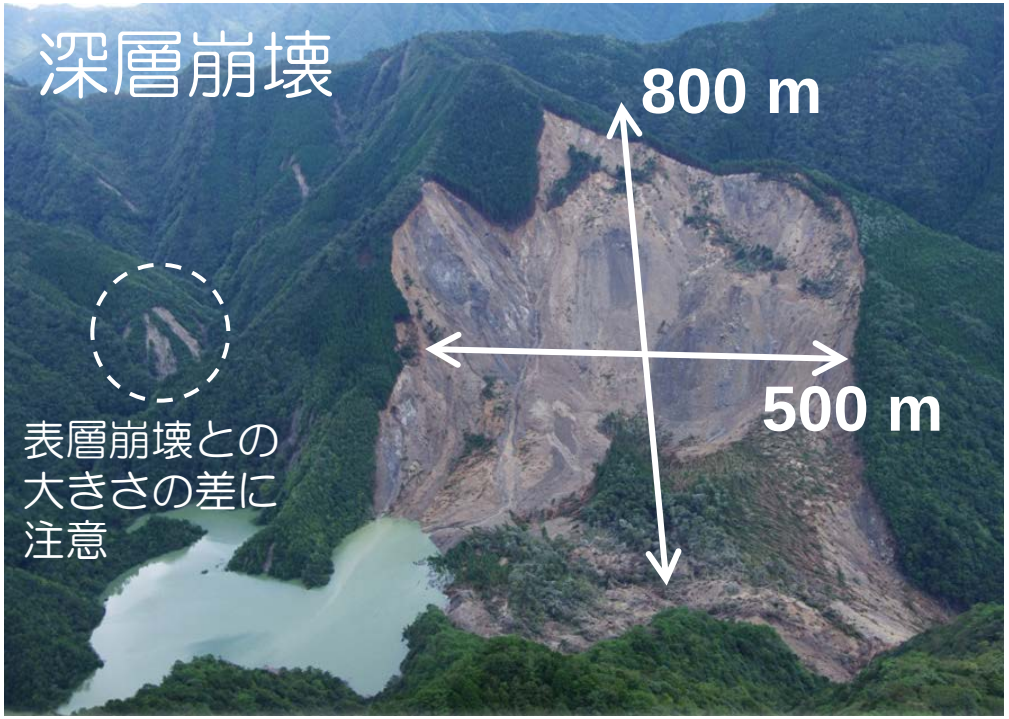
流域単位での斜面崩壊による土砂生産量を推定する

斜面崩壊の発生場と規模，発生時の予測をめざして

1. 斜面崩壊とは何か

表層崩壊と深層崩壊

2009/7/21 防府災害 （花崗岩）



2011/9/4 紀伊半島災害 （付加体堆積岩）

土層が崩れるか（表層崩壊）
岩盤が崩れるか（深層崩壊）

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

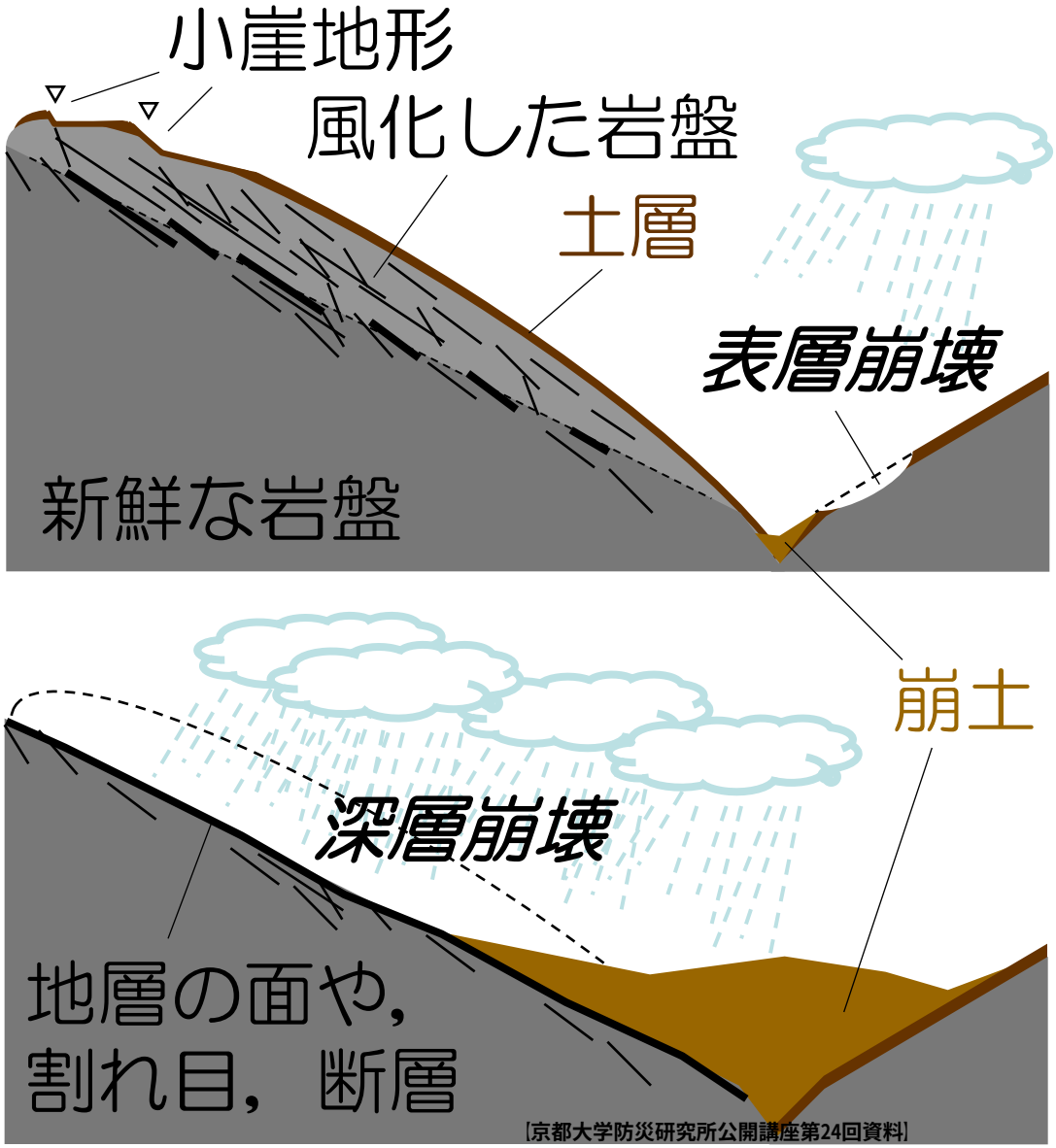
1. 斜面崩壊とは何か

土層が崩れるか（表層崩壊）

土と岩の境目で崩れることが多い．短く強い雨で起こる．一度の雨で何百箇所も起こる場合も．
一箇所 10^2-10^3 m^3くらい．

岩盤が崩れるか（深層崩壊）

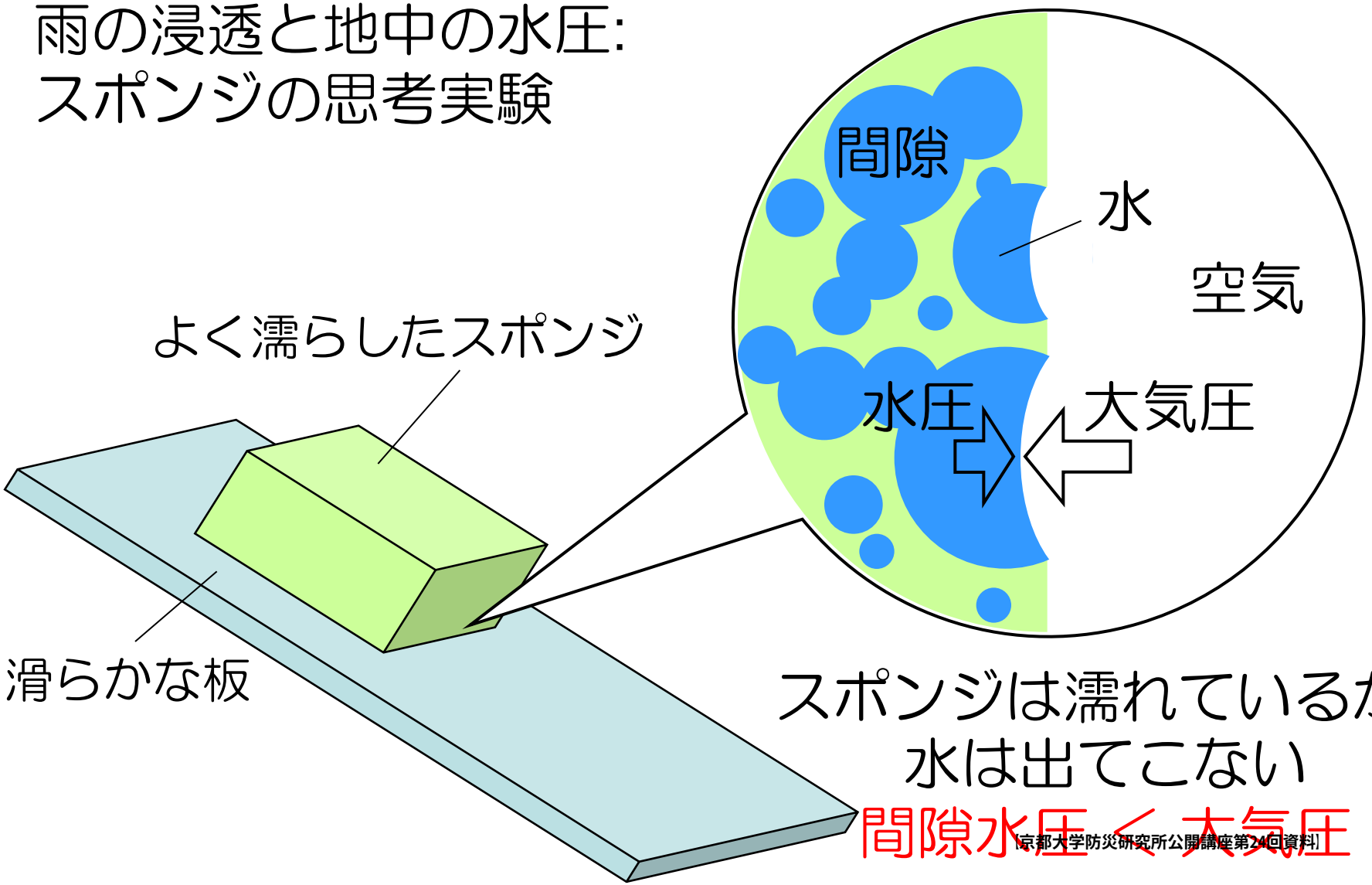
岩盤の中の不連続面で崩れることが多い．長く多い雨で起こる．一度に起こる数は数十箇所以下くらい．
一箇所 10^5-10^7 m^3くらい．



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

斜面の崩壊はなぜ起こる？

雨の浸透と地中の水圧:
スポンジの思考実験

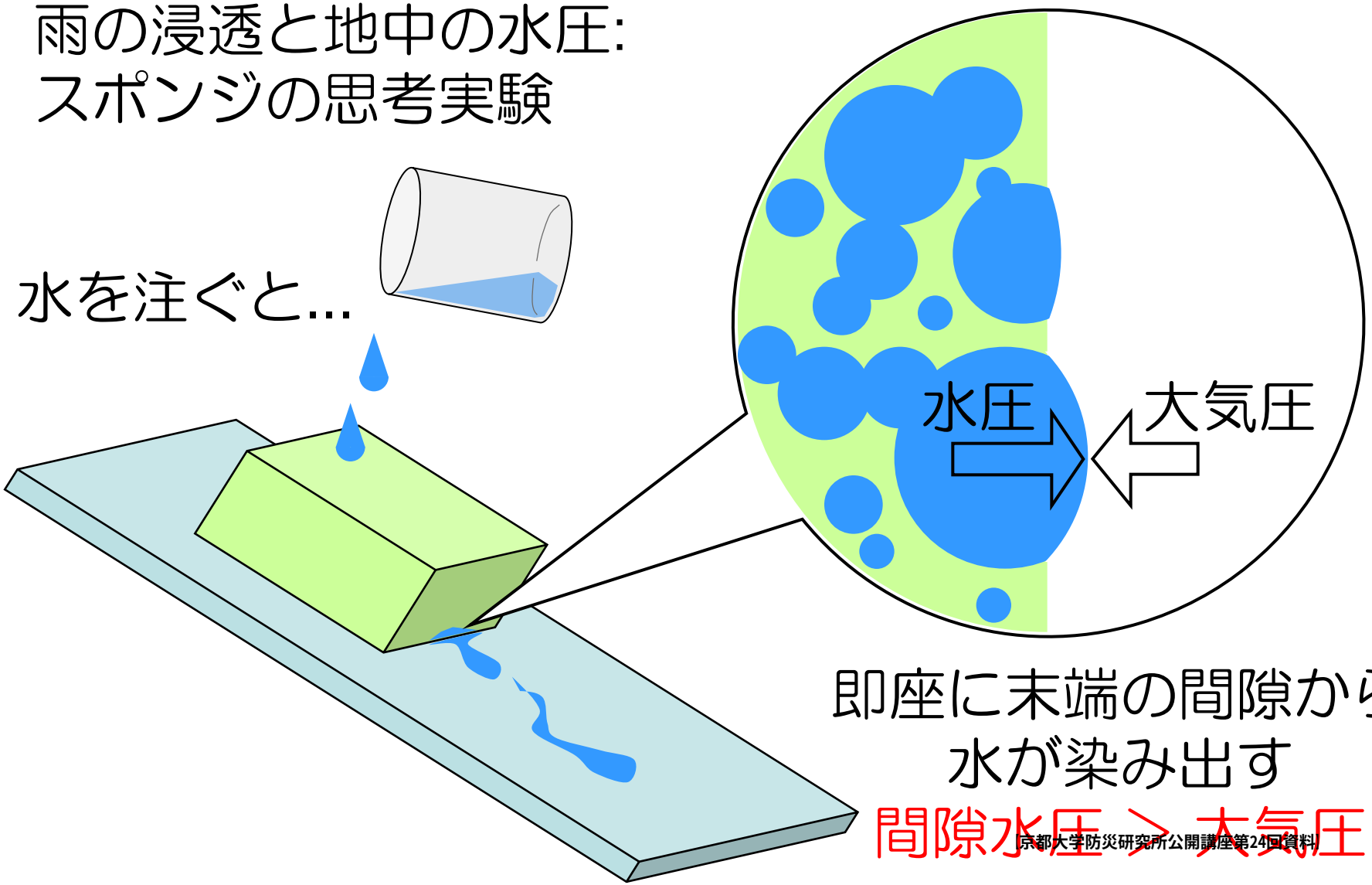


スポンジは濡れているが,
水は出てこない

間隙水圧＜大気圧

斜面の崩壊はなぜ起こる？

雨の浸透と地中の水圧:
スポンジの思考実験

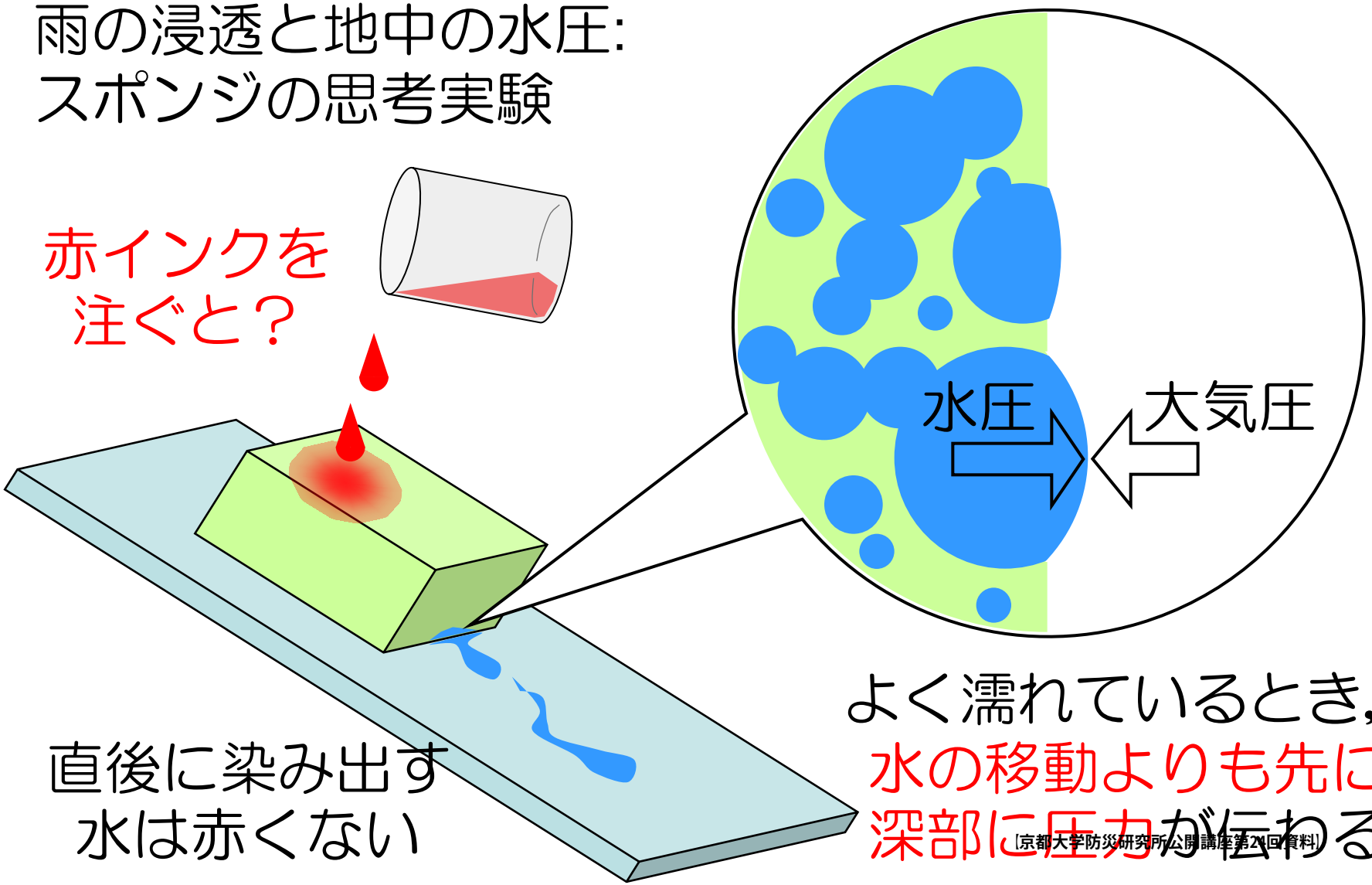


即座に末端の間隙から
水が染み出す

間隙水圧＞大気圧

斜面の崩壊はなぜ起こる？

雨の浸透と地中の水圧:
スポンジの思考実験



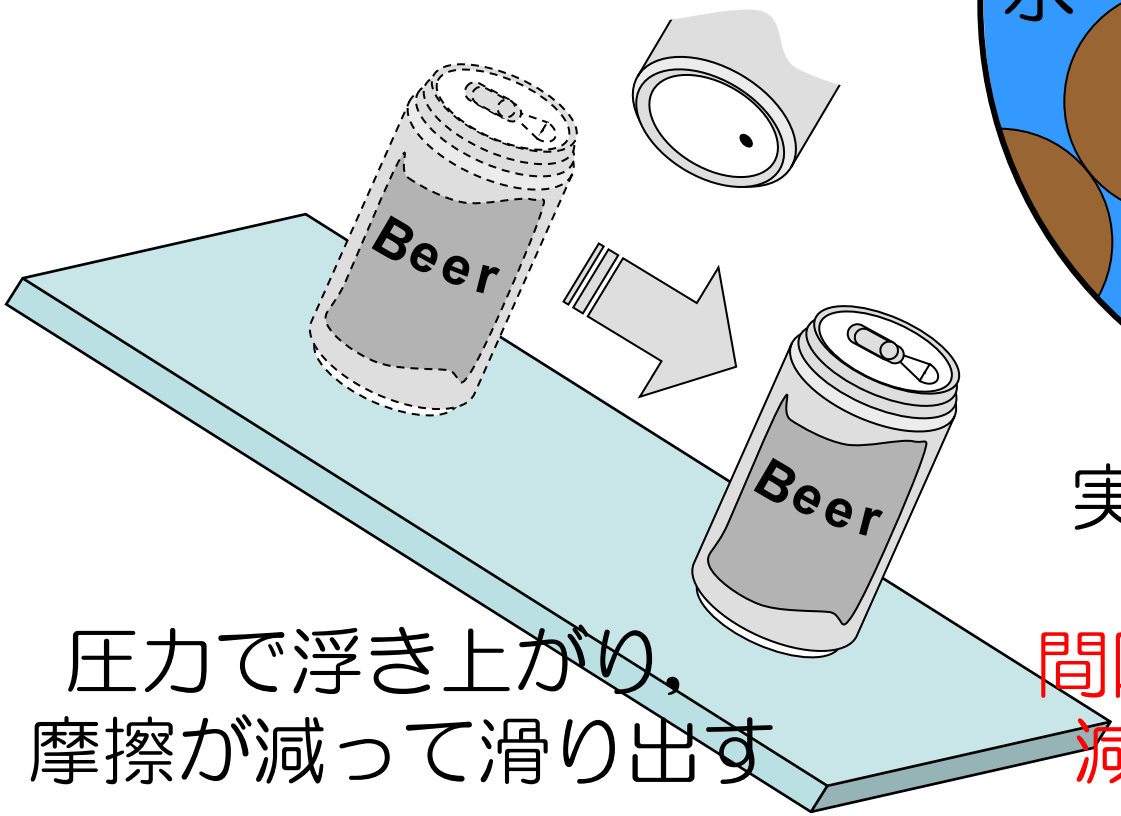
直後に染み出す
水は赤くない

よく濡れているとき,
水の移動よりも先に
深部に圧力が伝わる

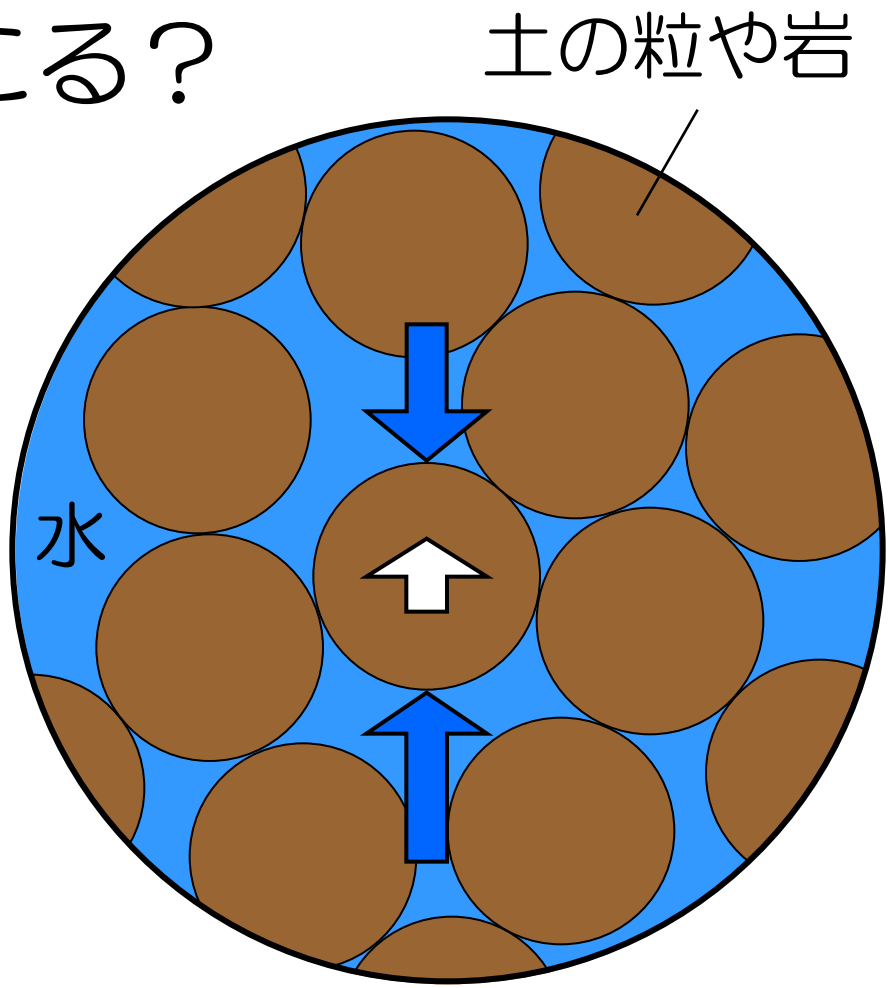
斜面の崩壊はなぜ起こる？

水圧と崩壊:
ビール缶の思考実験

底に穴があいていると…



圧力で浮き上がり，
摩擦が減って滑り出す

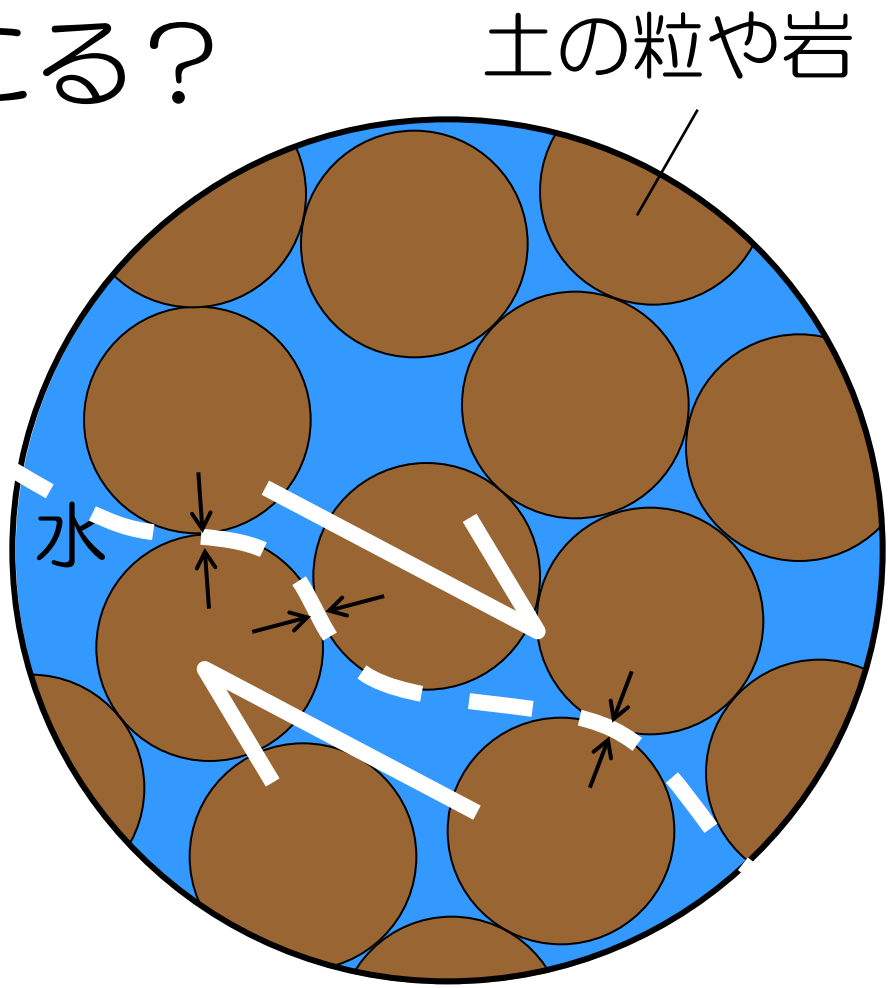


実際の地面の中では…

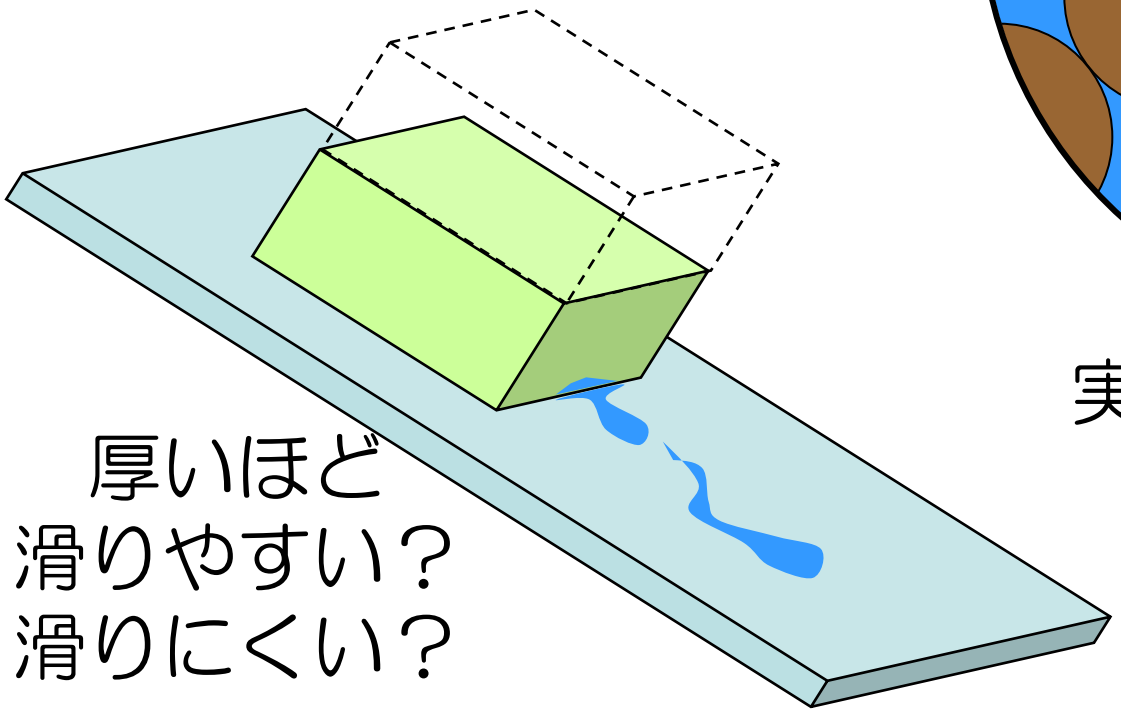
間隙水圧の上昇（摩擦の減少）が崩壊の引き金

斜面の崩壊はなぜ起こる？

せん断強度を決めるもの:
粘着力（くっつく作用）と
摩擦力（こすれる作用）



実際の地面の中では…

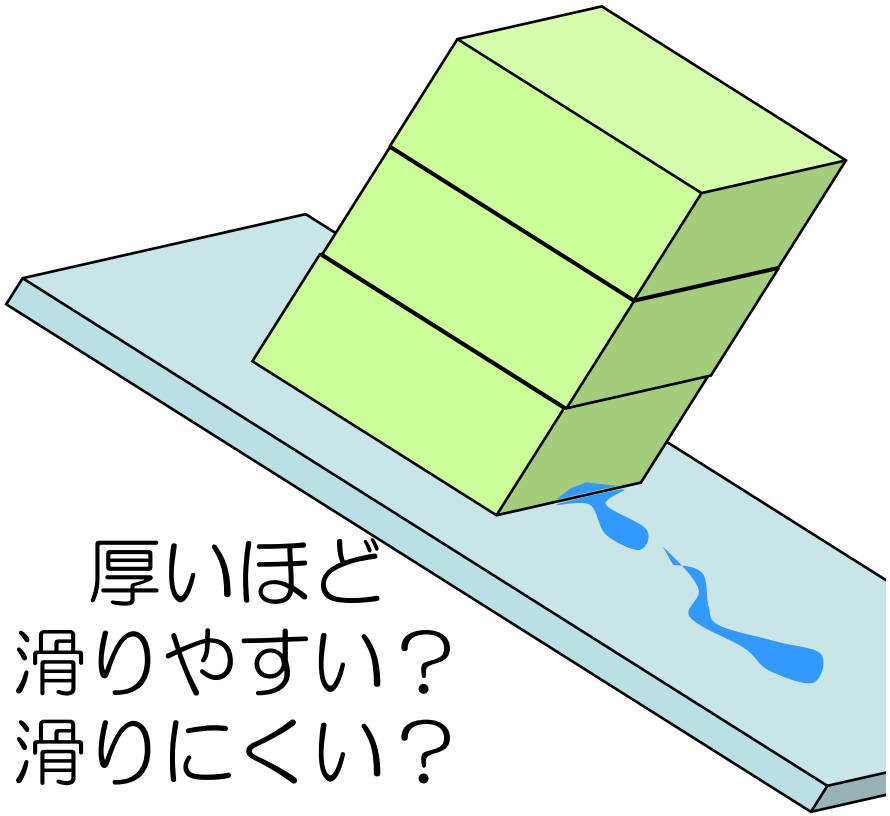


厚いほど
滑りやすい？
滑りにくい？

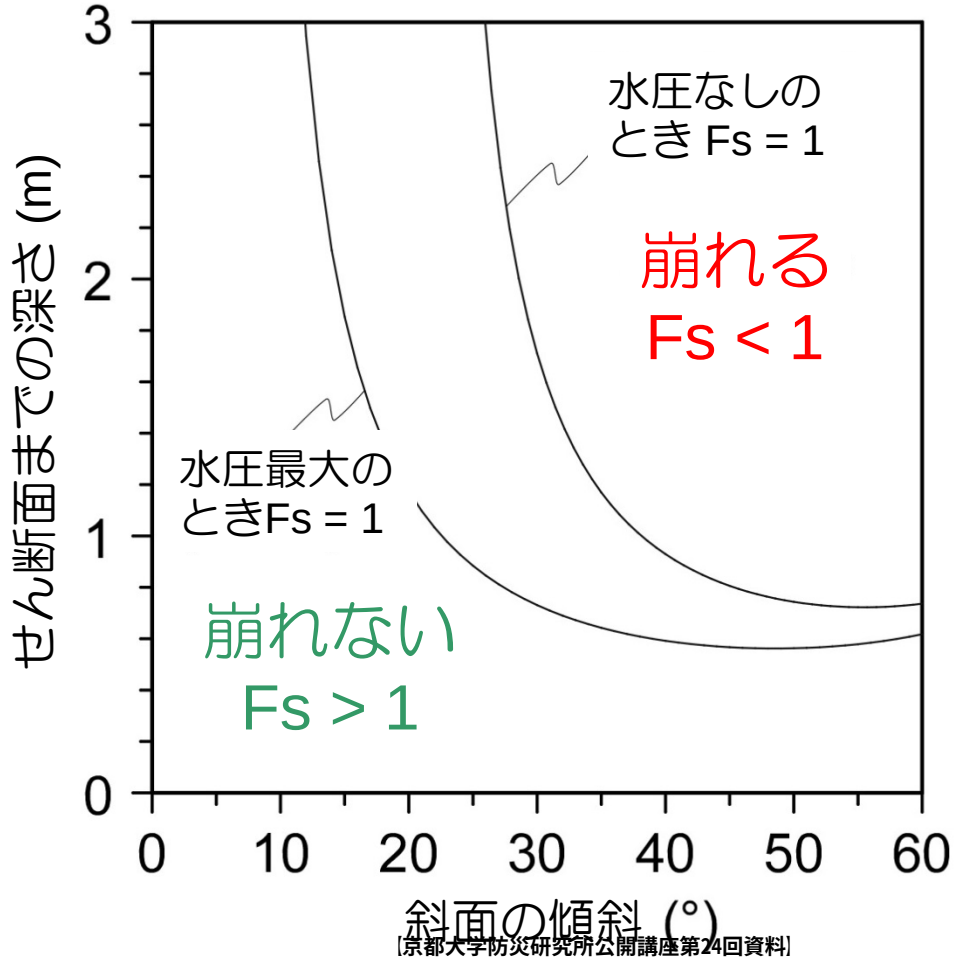
一番弱い所で，
せん断破壊が起こる

斜面の崩壊はなぜ起こる？

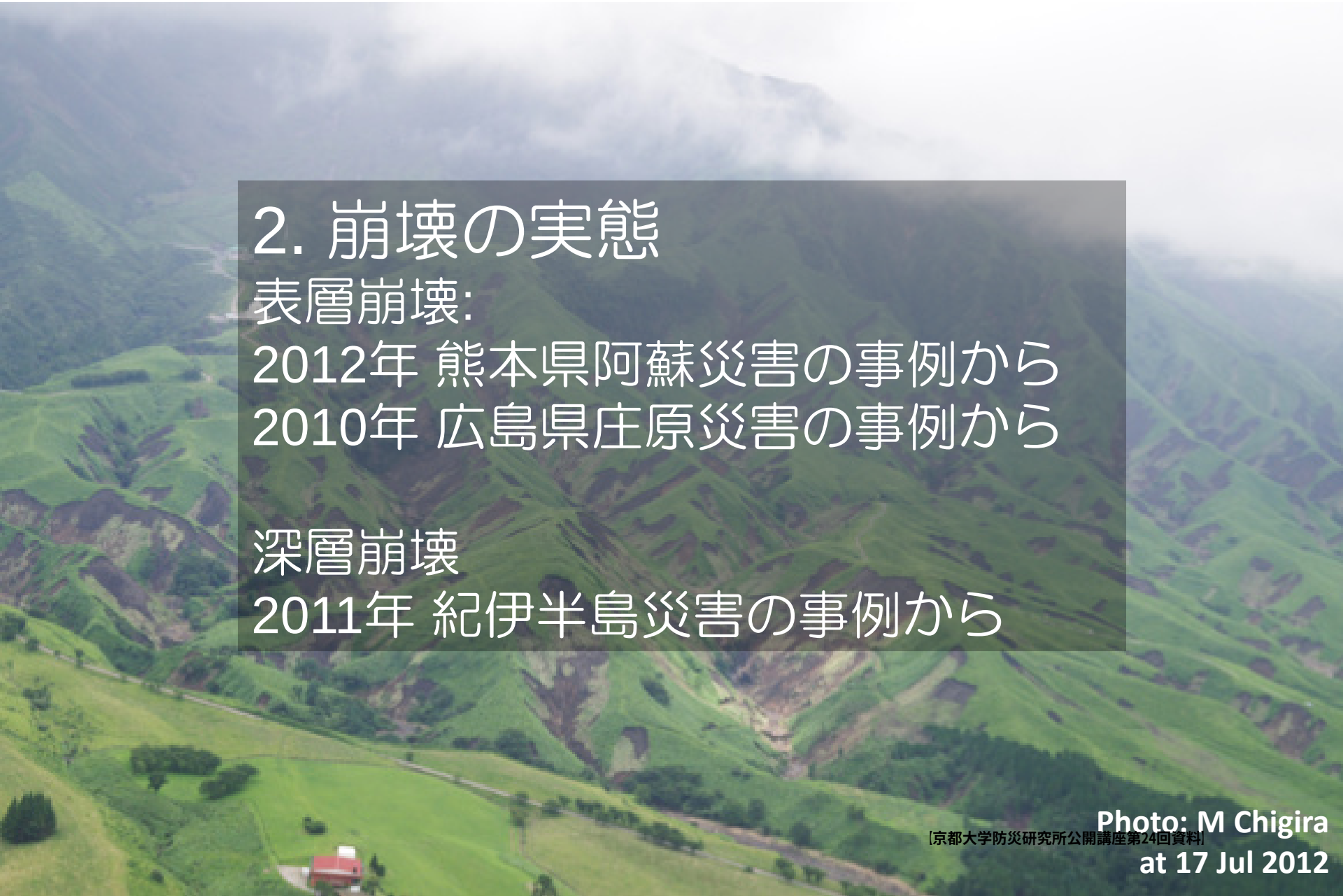
$$\text{斜面安全率 (Fs)} = \frac{\text{せん断強度}}{\text{せん断力}}$$



厚いほど
滑りやすい？
滑りにくい？



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]



2. 崩壊の実態

表層崩壊:
2012年 熊本県阿蘇災害の事例から
2010年 広島県庄原災害の事例から

深層崩壊
2011年 紀伊半島災害の事例から

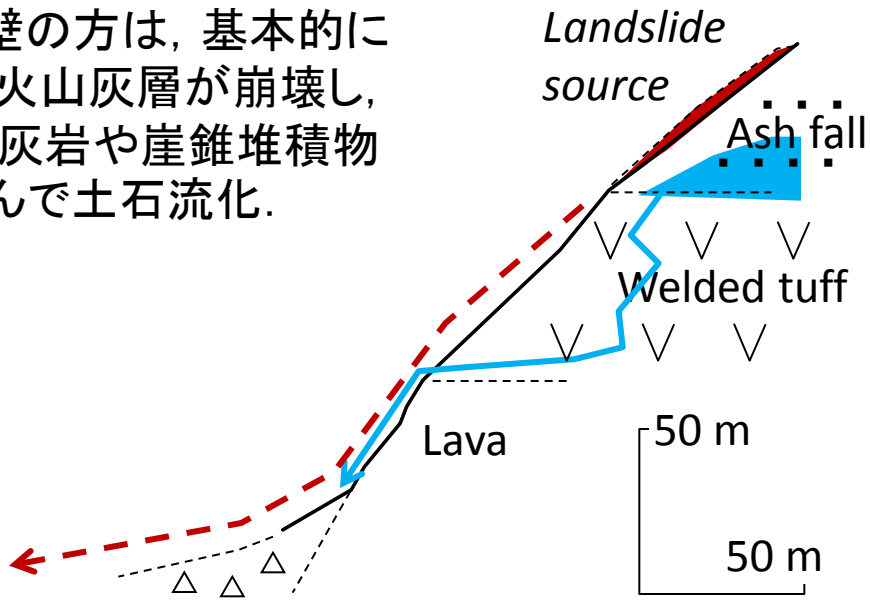
Photo: M Chigira
at 17 Jul 2012

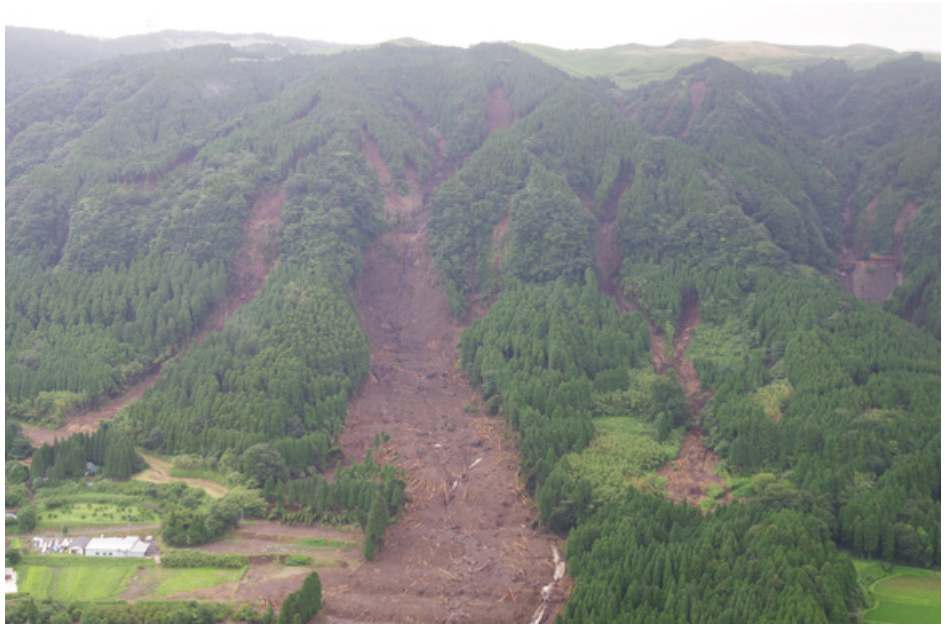
2012年 熊本県阿蘇災害

崩壊概況

表層崩壊が，阿蘇カルデラ壁と中央火口丘の斜面において高い空間密度で発生.

カルデラ壁の方は，基本的には上部で火山灰層が崩壊し，下部の凝灰岩や崖錐堆積物を巻き込んで土石流化.





崩壊は二種に大別される.

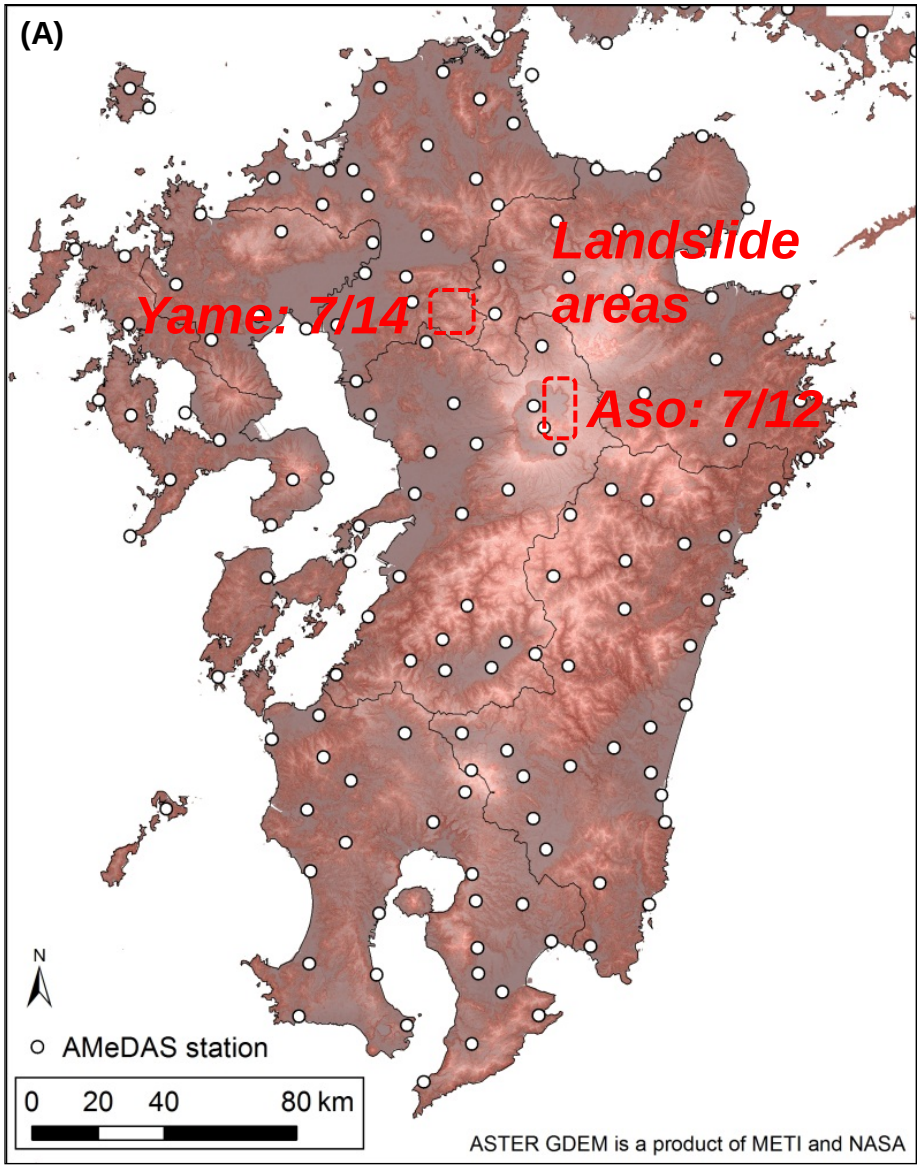
カルデラ壁の中上部からの,
やや深く, 足の長い崩壊.

中央火口丘の小起伏急斜面での
薄い崩壊. 谷底で泥流化.

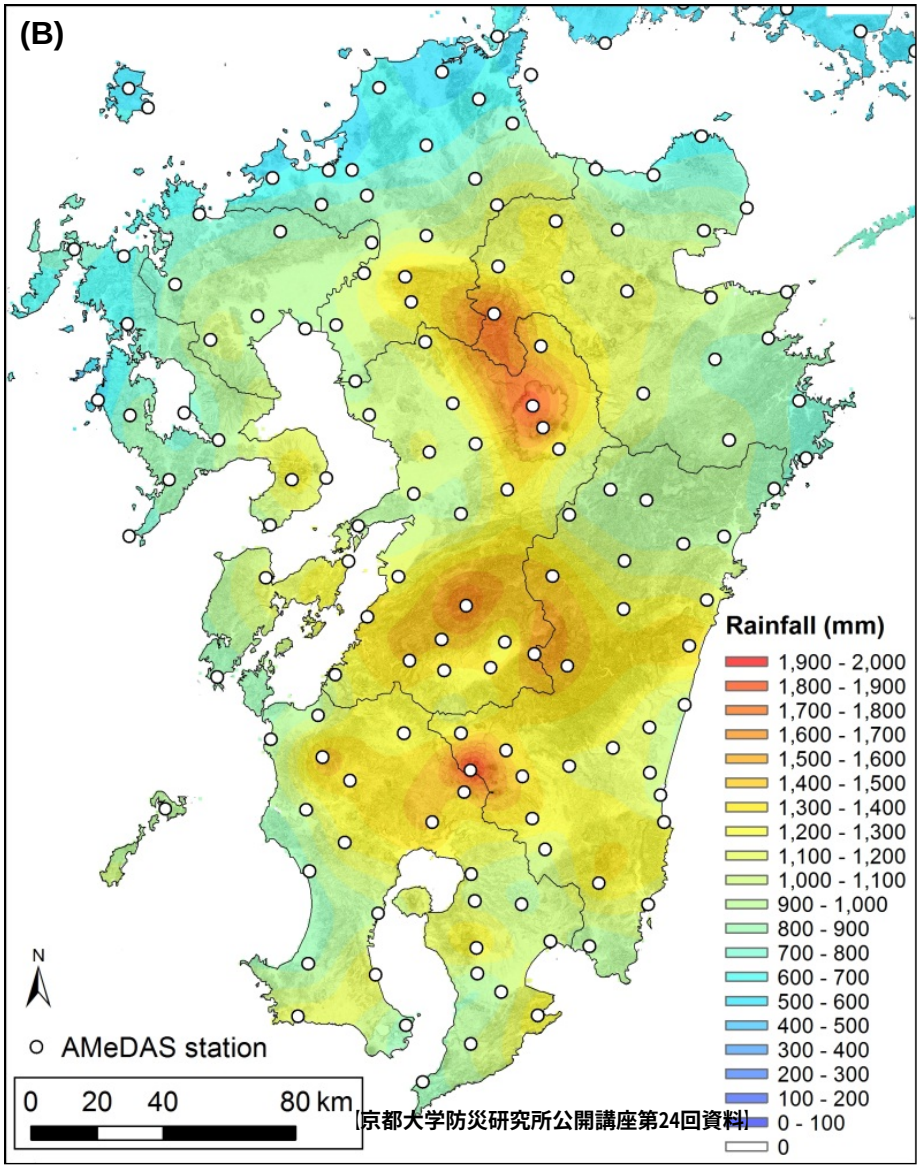
なぜこれほど崩れたのか？

降雨状況

地形



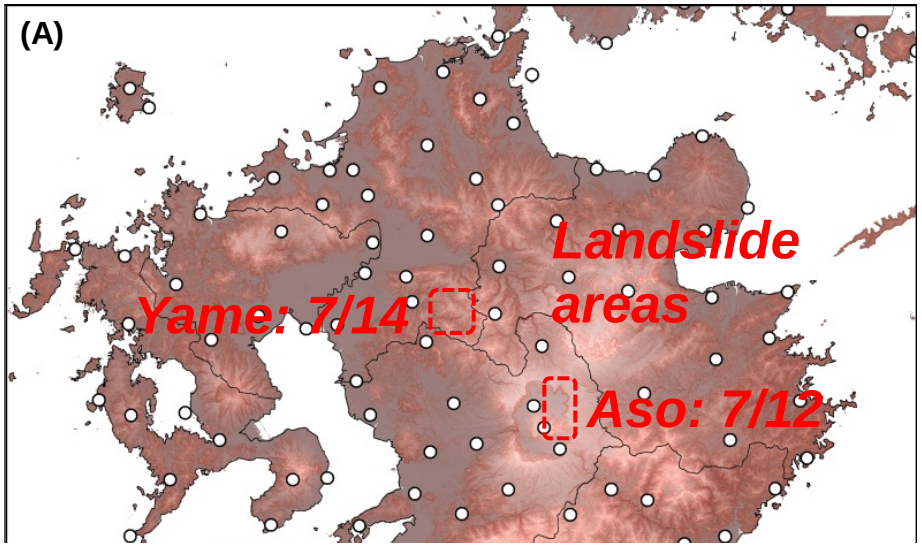
総雨量 (6/15-7/14)

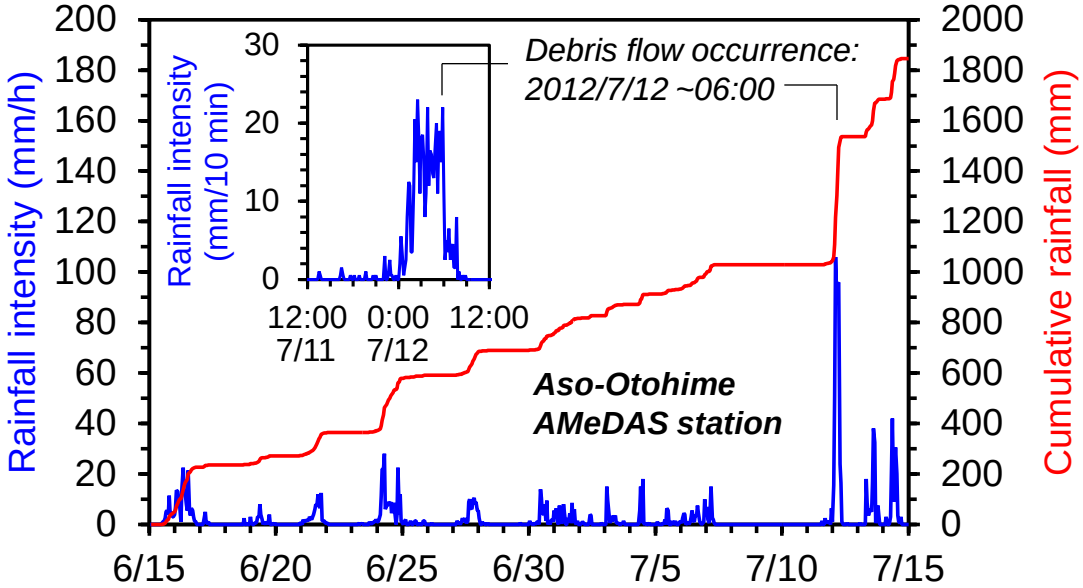


[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

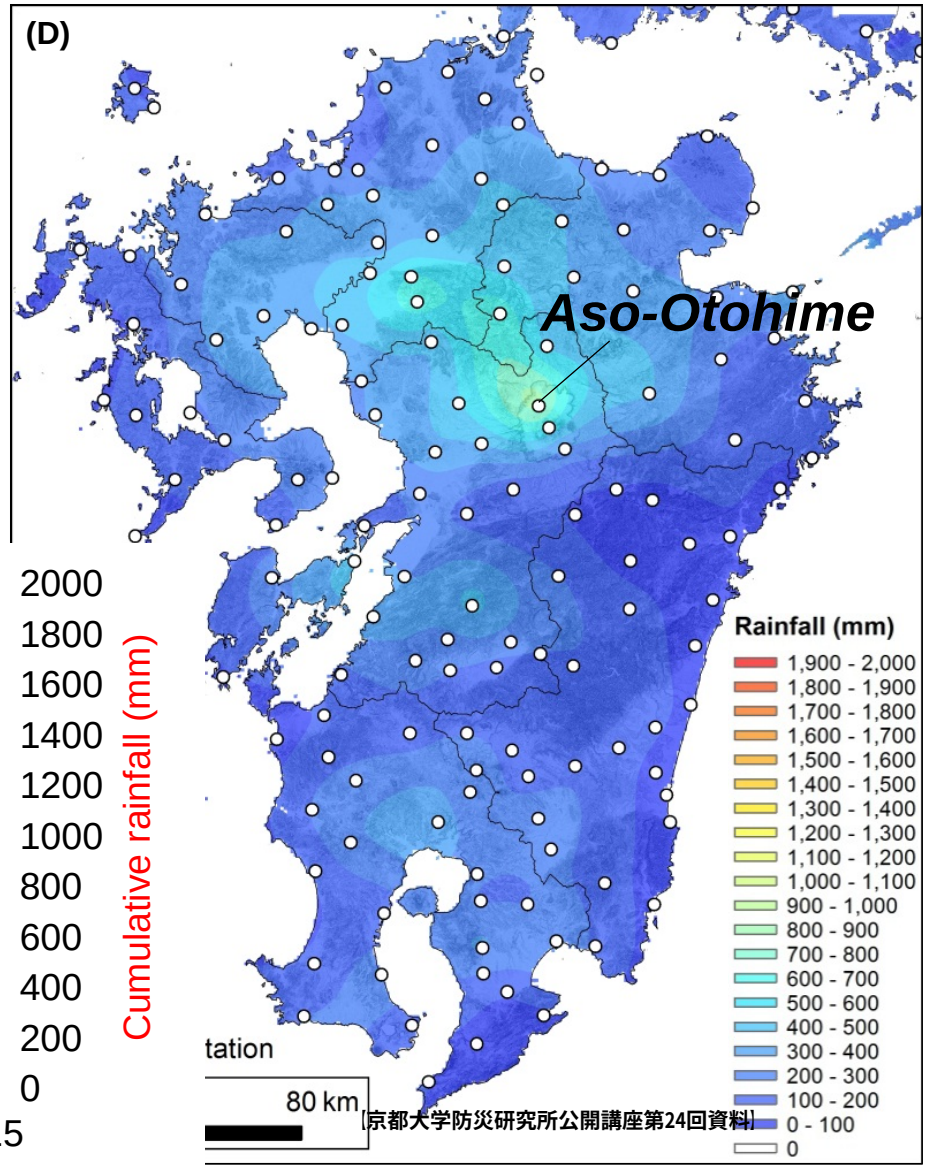
降雨状況

地形

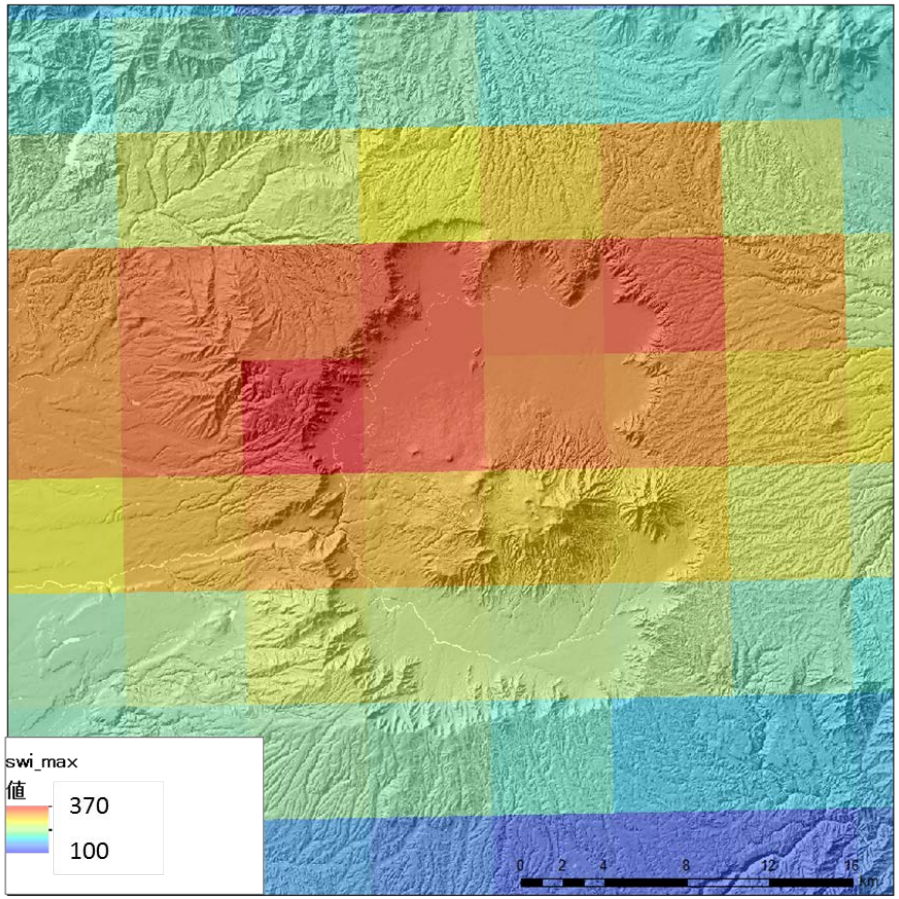


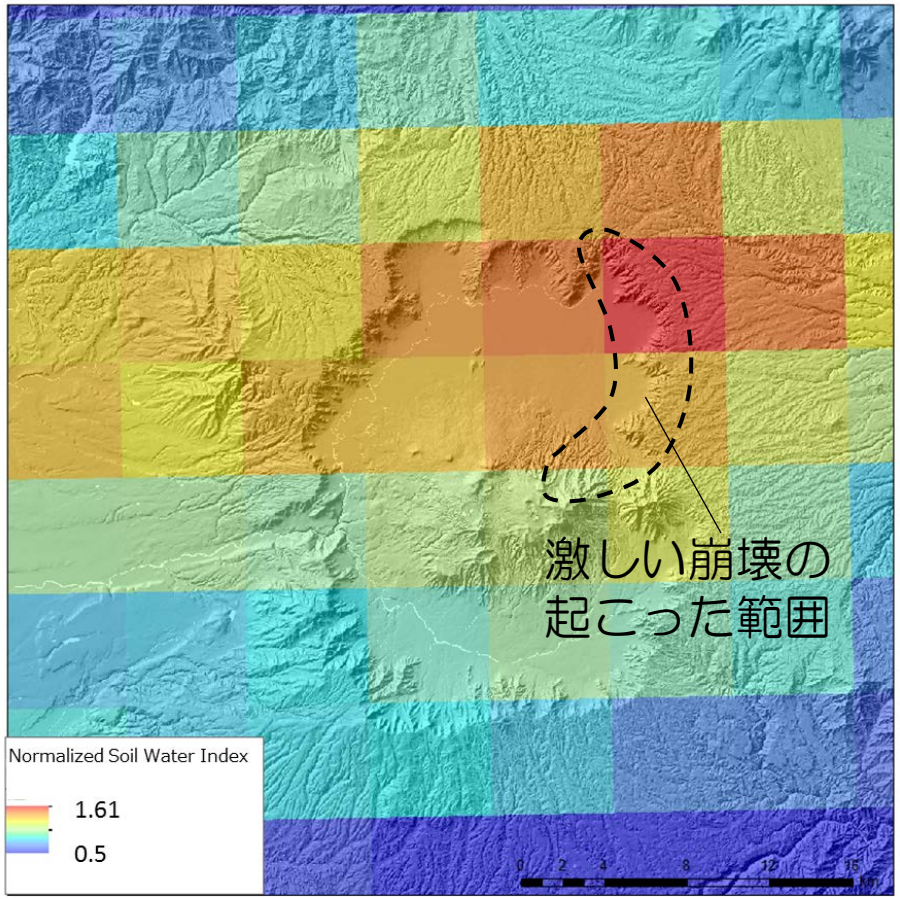


引き金となった降雨 (7/11-7/14)



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

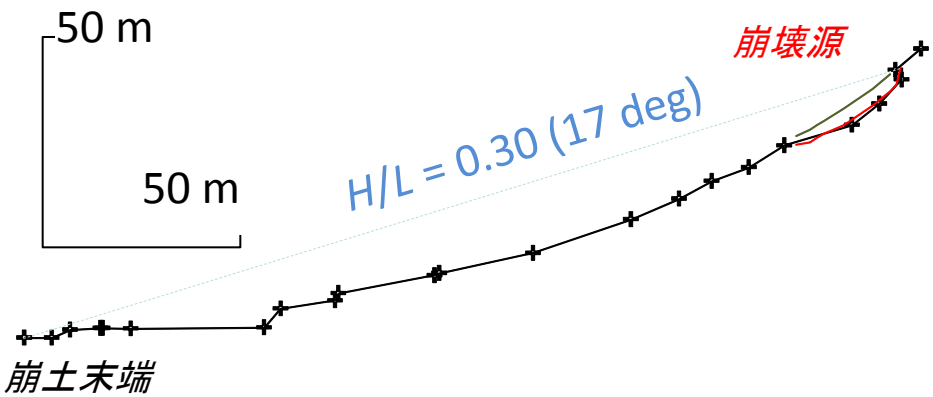




2012年7月10日24時～12日24時までの最大 土壌雨量指数（左）と最大 基準化土壌雨量指数（Normalized Soil Water Index: NSWI）（右）の分布．気象庁発表の土壌雨量指数より算出．解像度は 約5 x 5 km grid-cells.

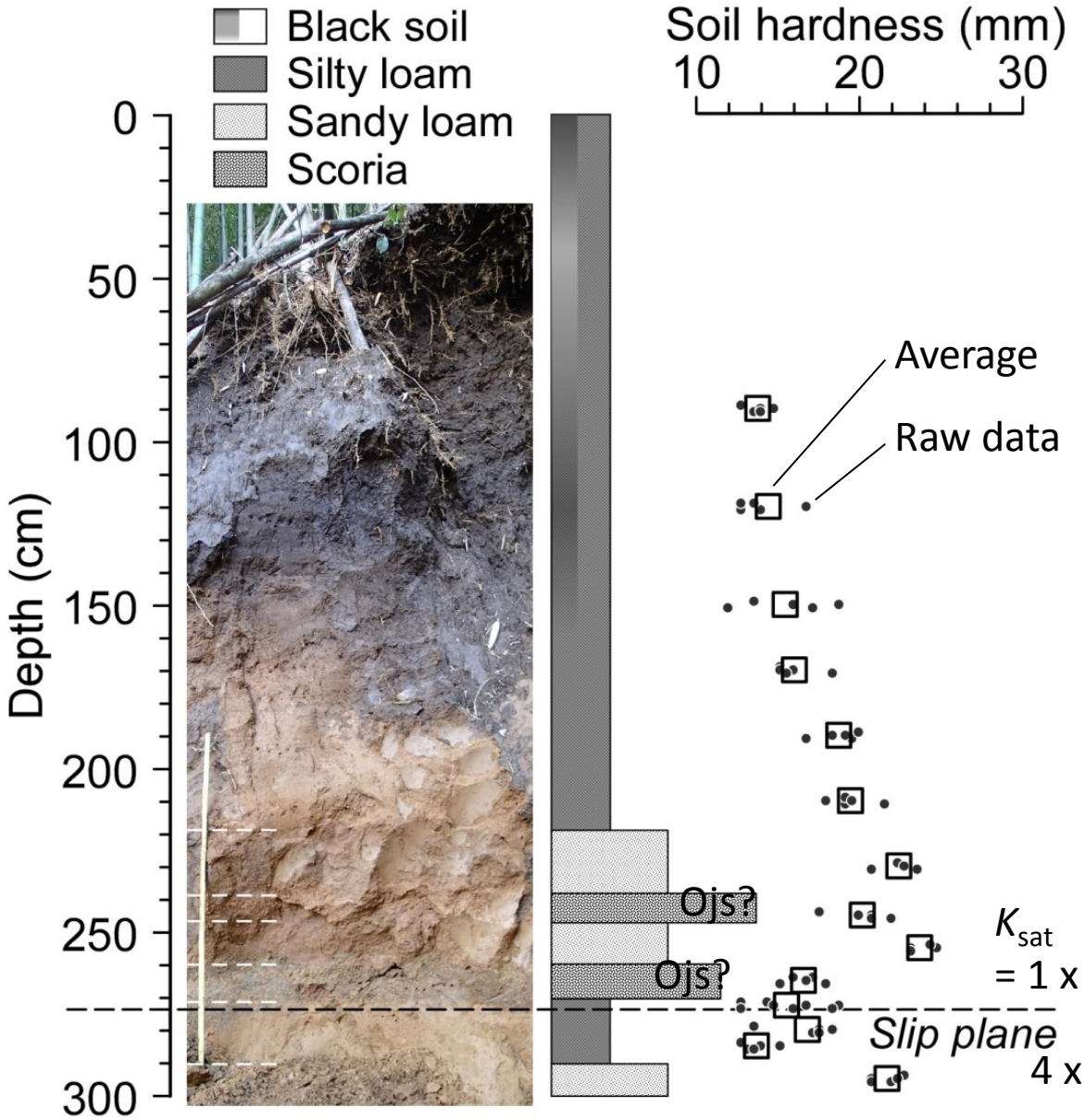
基準化土壌雨量指数： 各gridにおける2001年～2011年までの土壌雨量指数の最大値を用いて基準化．基準化土壌雨量指数が1を超える場合，そのgridにおいて，土壌雨量指数が過去11年間の最大値を更新したことを意味する．（計算・作図は共同研究者の齋藤仁氏による）

中坂梨（カルデラ壁）の崩壊



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

中坂梨（カルデラ壁）の崩壊



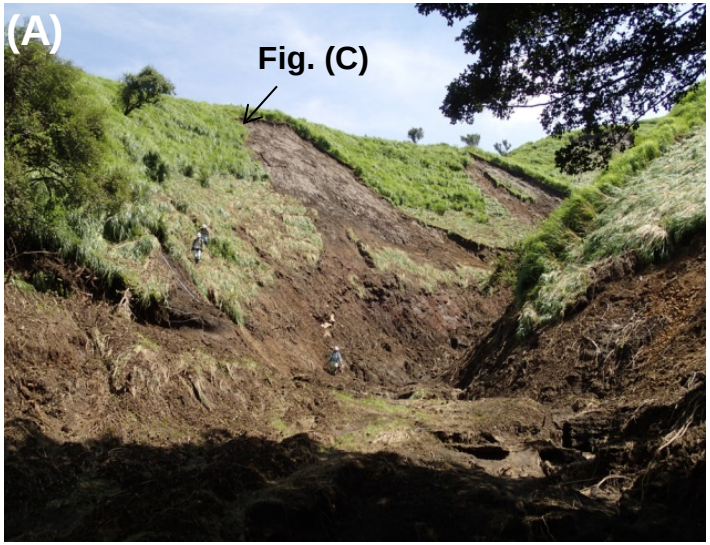
K_{sat}
= 1 x 10-3 cm/s

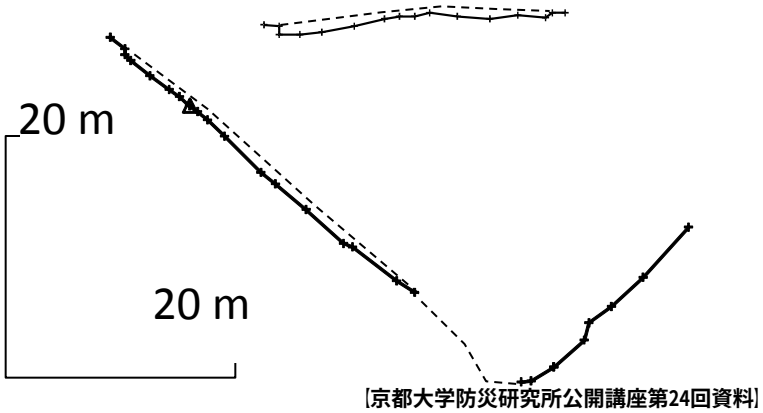
4 x 10-4 cm/s

往生岳スコリアとみられる粗粒層の直下の強度の小さい層を使ってすべっている.
平均崩壊深は3.5 m程度.

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

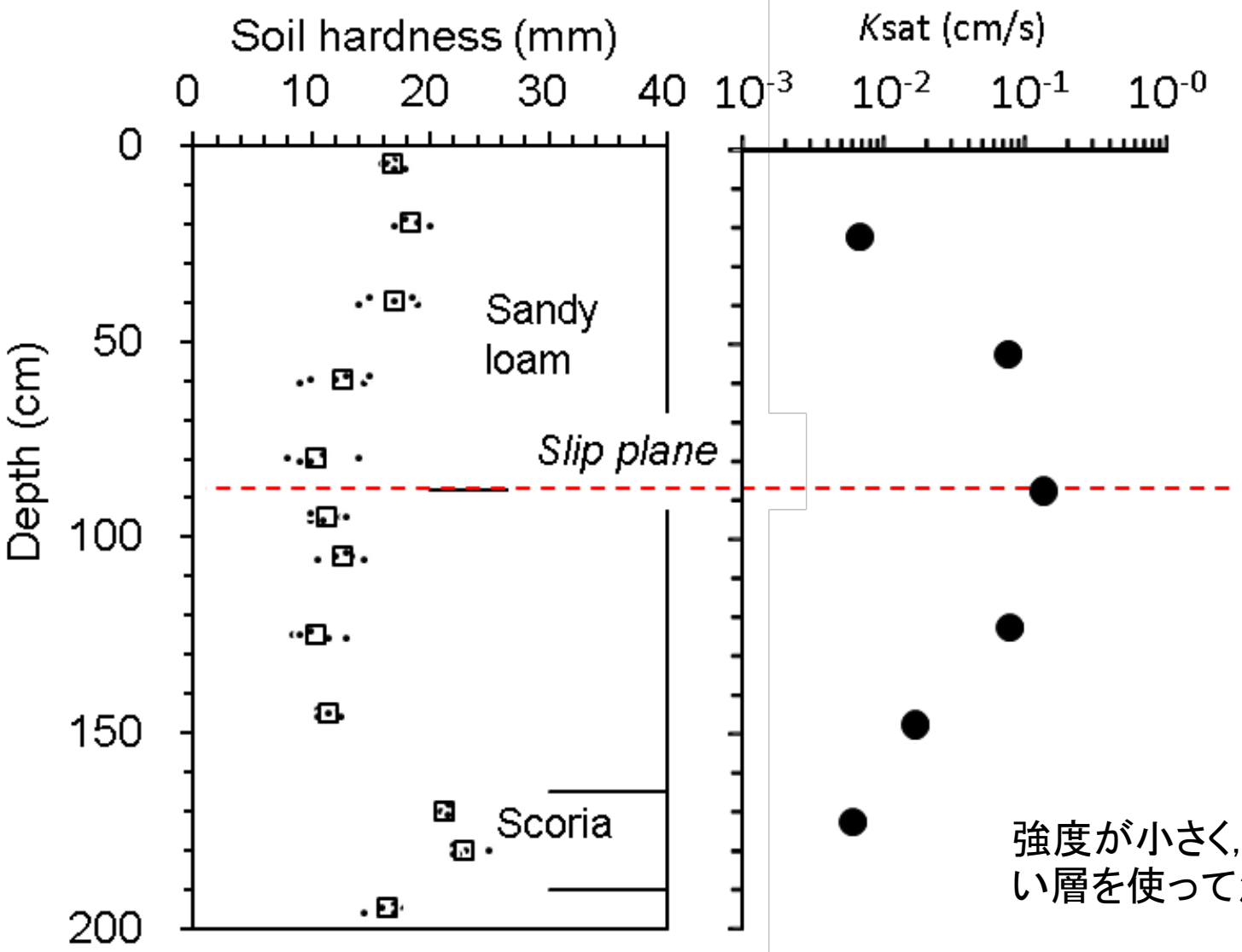
仙酔峡（中央火口丘）の崩壊





[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

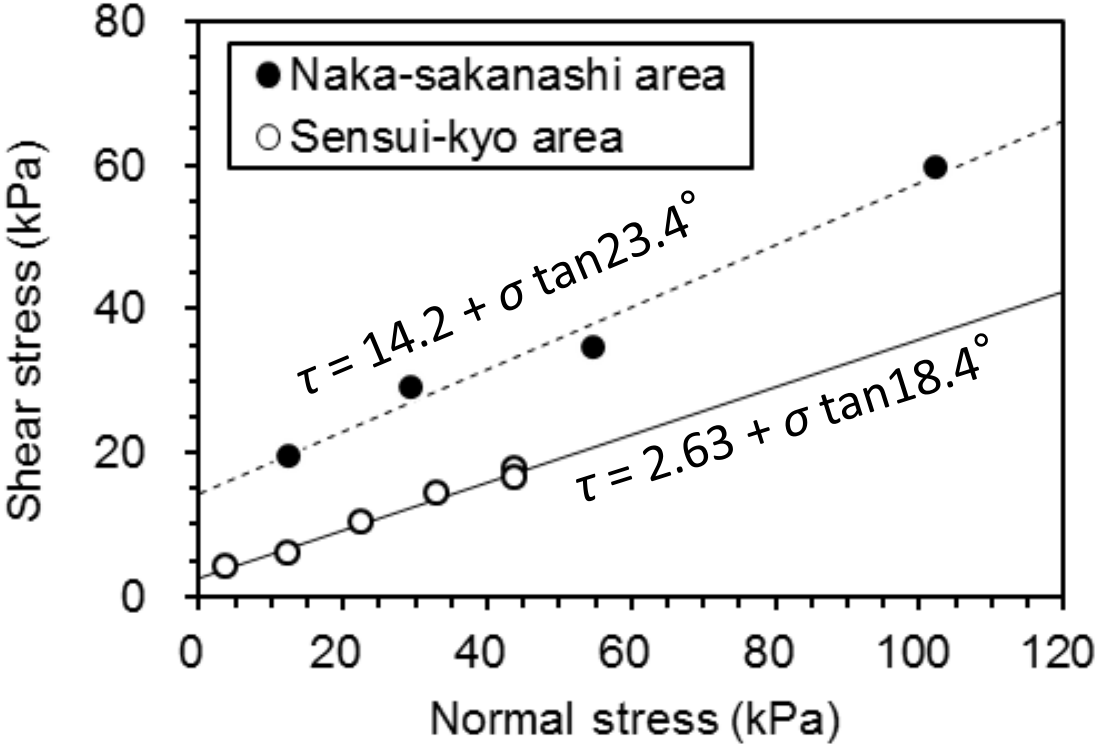
仙酔峡（中央火口丘）の崩壊



強度が小さく，透水性の高い層を使って滑っている．

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

せん断強度の推定

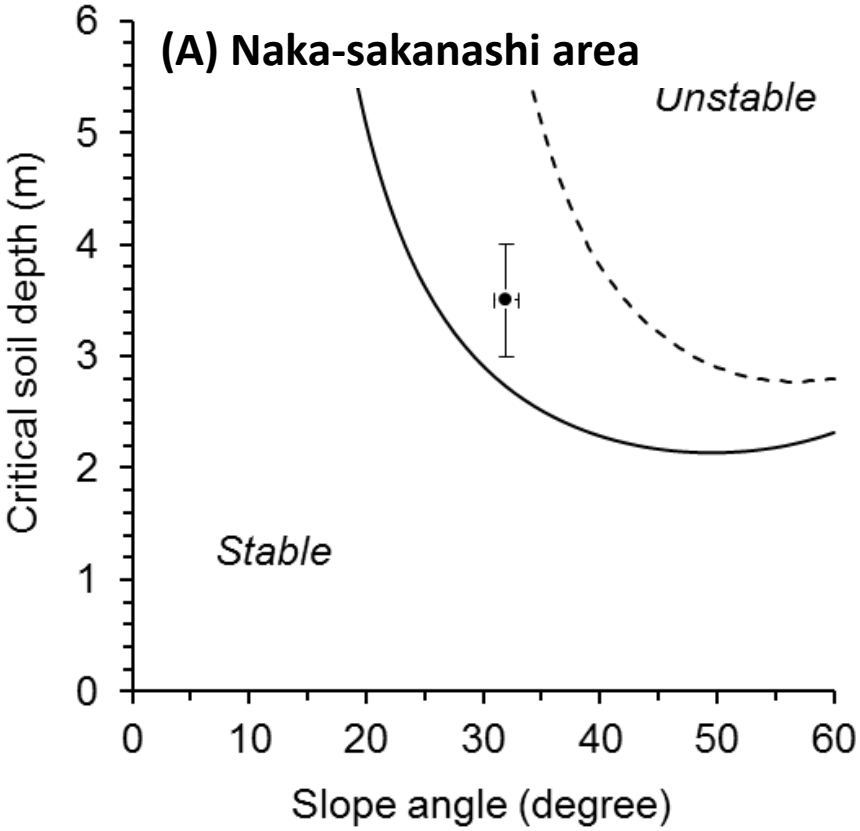


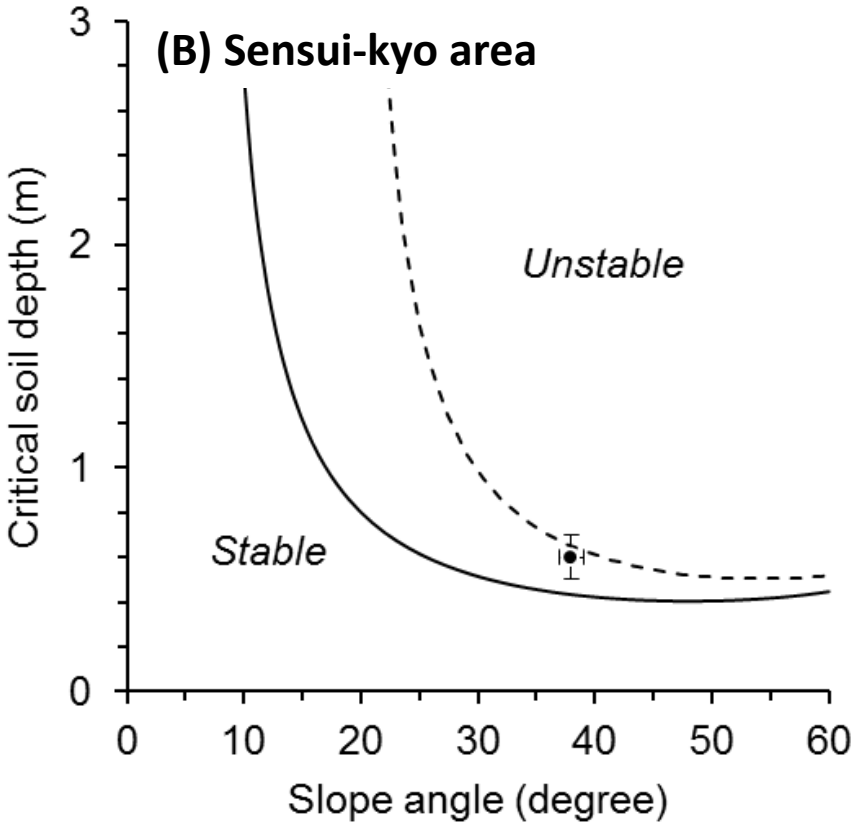
両者の間には
粘着力成分に
大きな差異あり.

仙酔峡の試料は,
極めて弱い.

一面せん断試験（飽和排水条件）の結果

供試体: 5 cmϕ, 2cm h 不かく乱状態
せん断速度: 1 mm/min





斜面安定解析の結果

破線および実線はそれぞれ，tension saturated—no pressure head,
およびsaturated—full pressure headの限界平衡ライン
プロットは崩壊地の現地測量により得られたデータ

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

まとめ

いずれの崩壊地でも，すべり面の層準におけるせん断強度を用いれば，
間隙水圧の上昇を考えることで，崩壊の発生が説明可能.
= テフラ中の弱面を使った表層崩壊

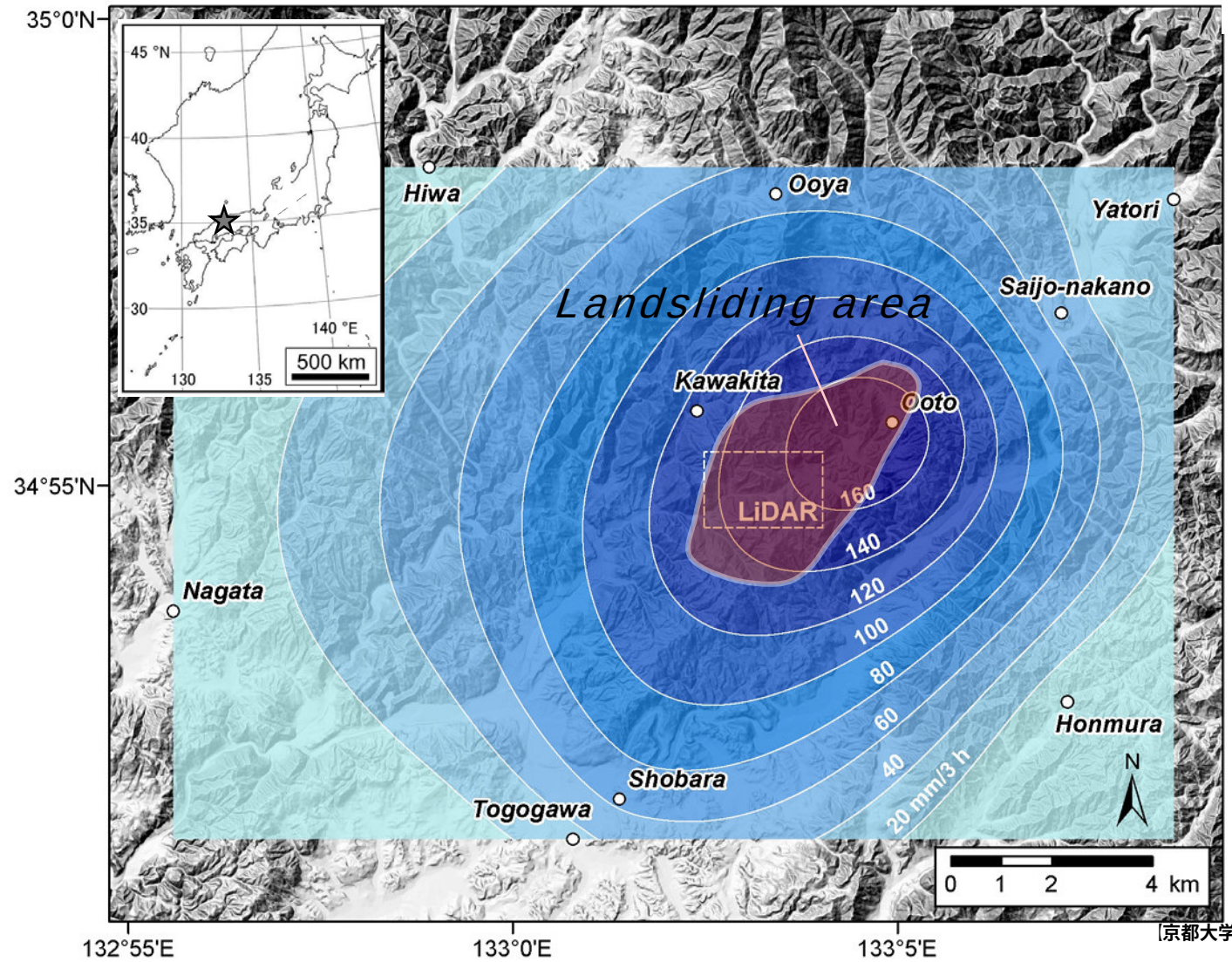
今回の降雨パターン（事前 1000 mm/month，トリガー500 mm/day）と，この地域のテフラの成層構造の組み合わせによって，カルデラ壁と中央火口丘で2つのタイプの崩壊が発生.

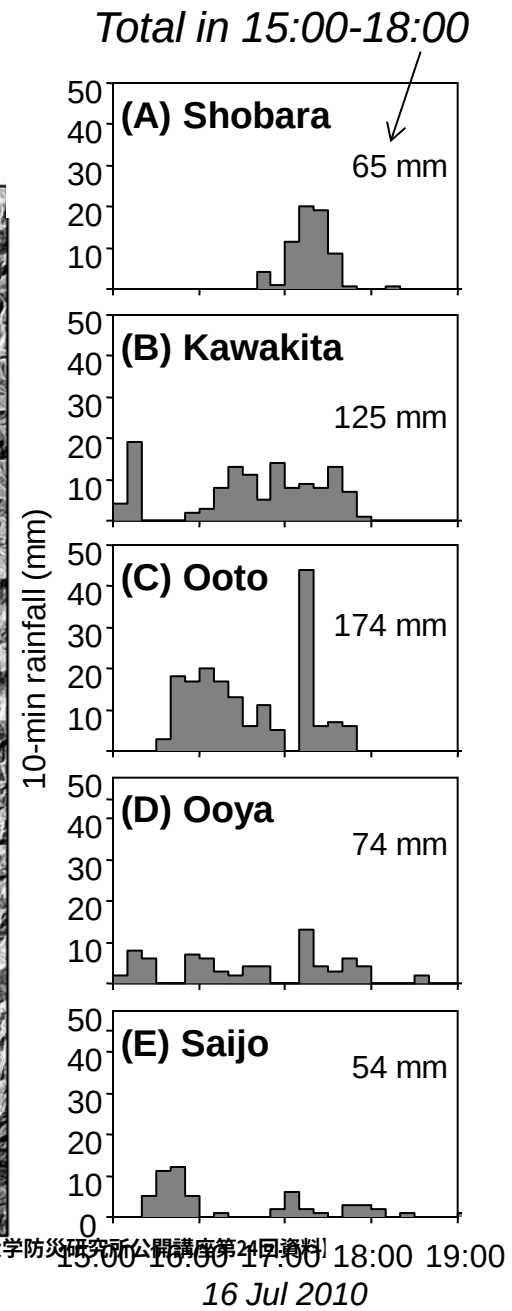
カルデラ壁: 十分な先行降雨によって，地表面下 3.5 m にある弱面層が湿潤し，強度を低下させていたところ，そこに大強度のトリガー降雨が供給され，間隙水圧が十分上昇した.

中央火口丘: 先行降雨はある程度排水されていたと思われるものの，トリガー降雨の強度が大きかった（100 mm/h）ため，鉛直浸透に伴う間隙水圧の上昇が深度数十センチ程度にまで素早く及び，条件の整った深度で次々に崩壊.

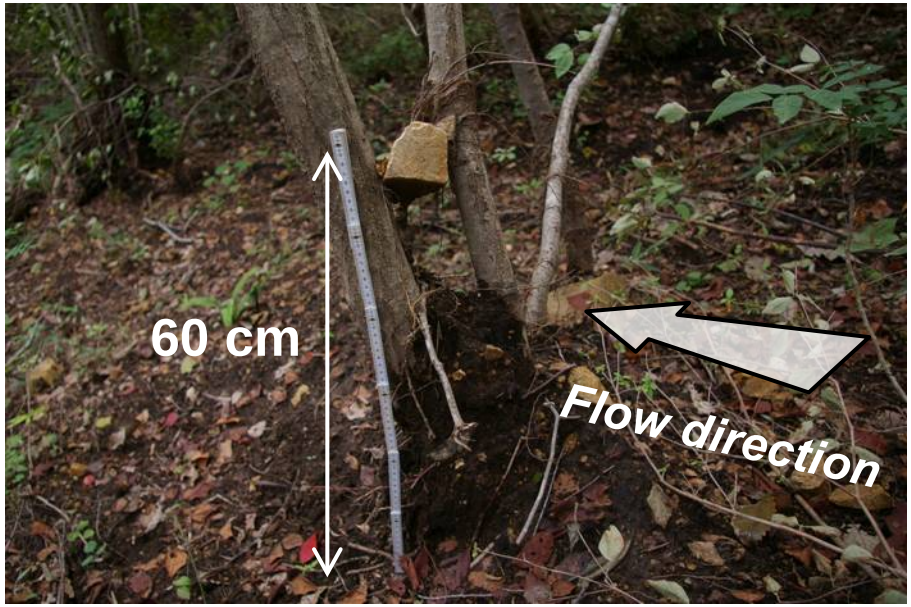
2010年 広島県庄原災害

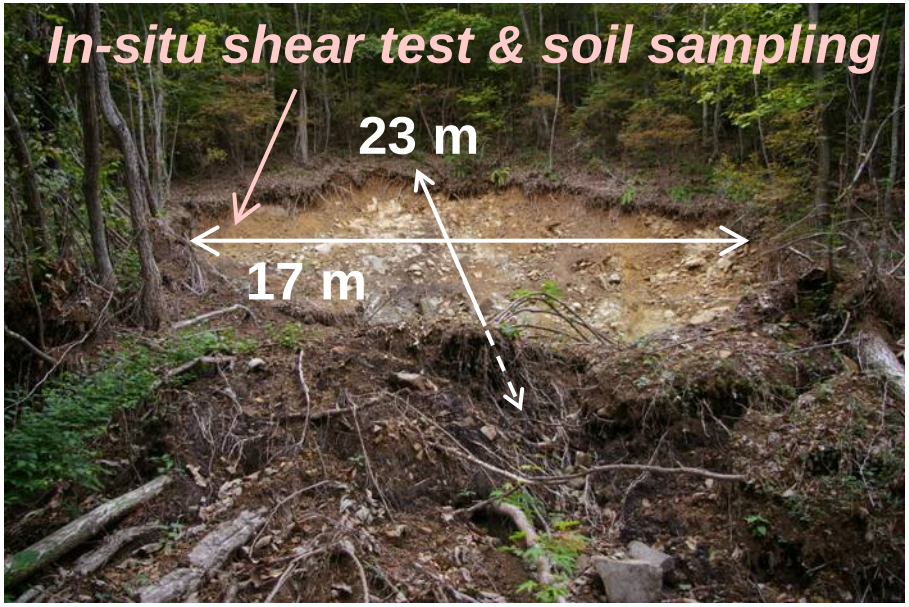
降雨状況と崩壊発生域

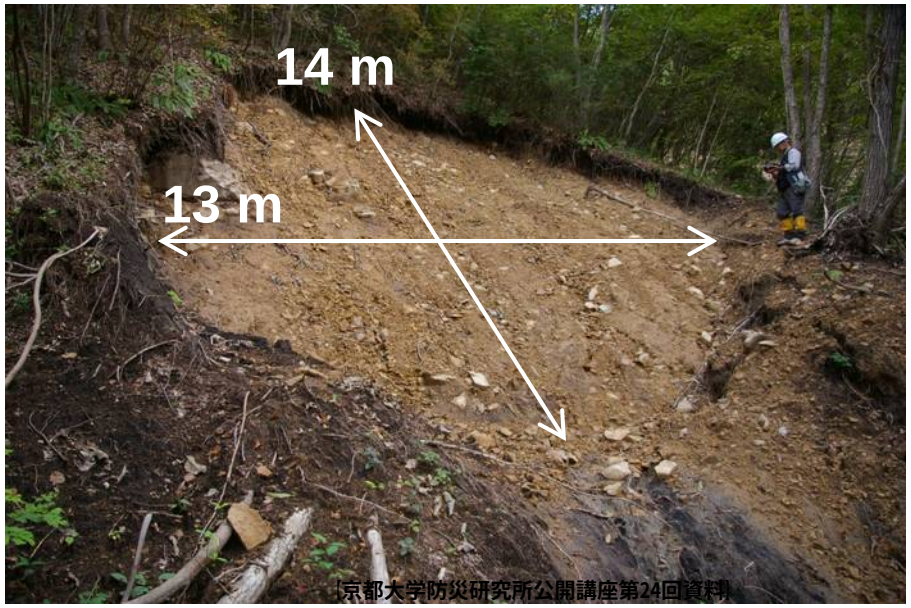




Slip





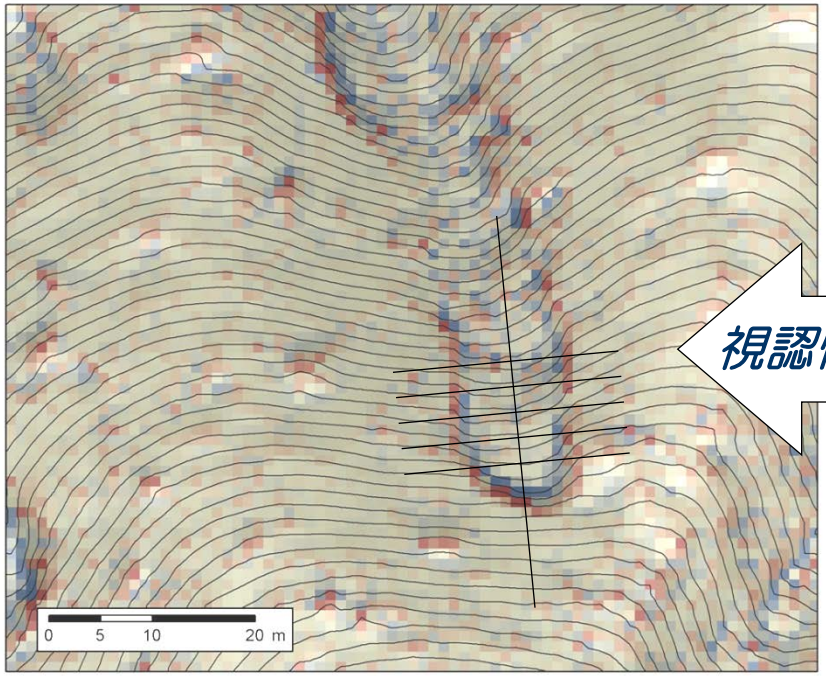


京都大学防災研究所公開講座第24回資料

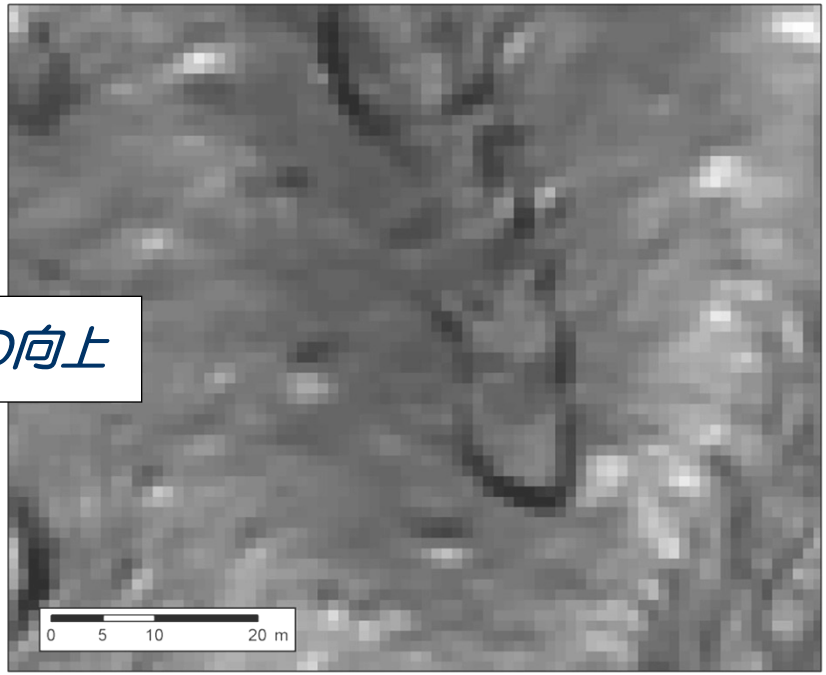
0 0.25 0.5 1 km

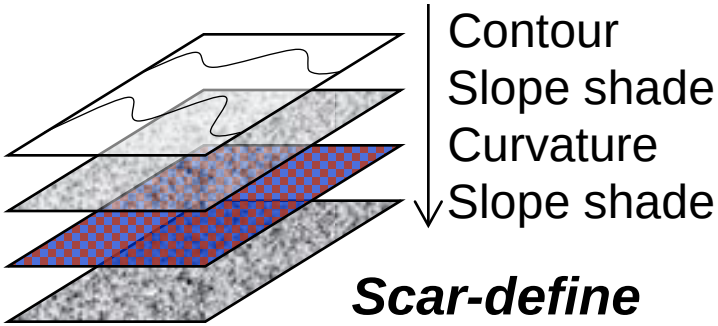
データ提供: アジア航測株式会社

崩壊地形状データの取得と斜面安定モデル



視認性の向上





Scar-define sandwich

次の最重要プロセス: 測線決定には，
最も精緻な検出–処理システム
すなわち，**人間の目と手**を使う．

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

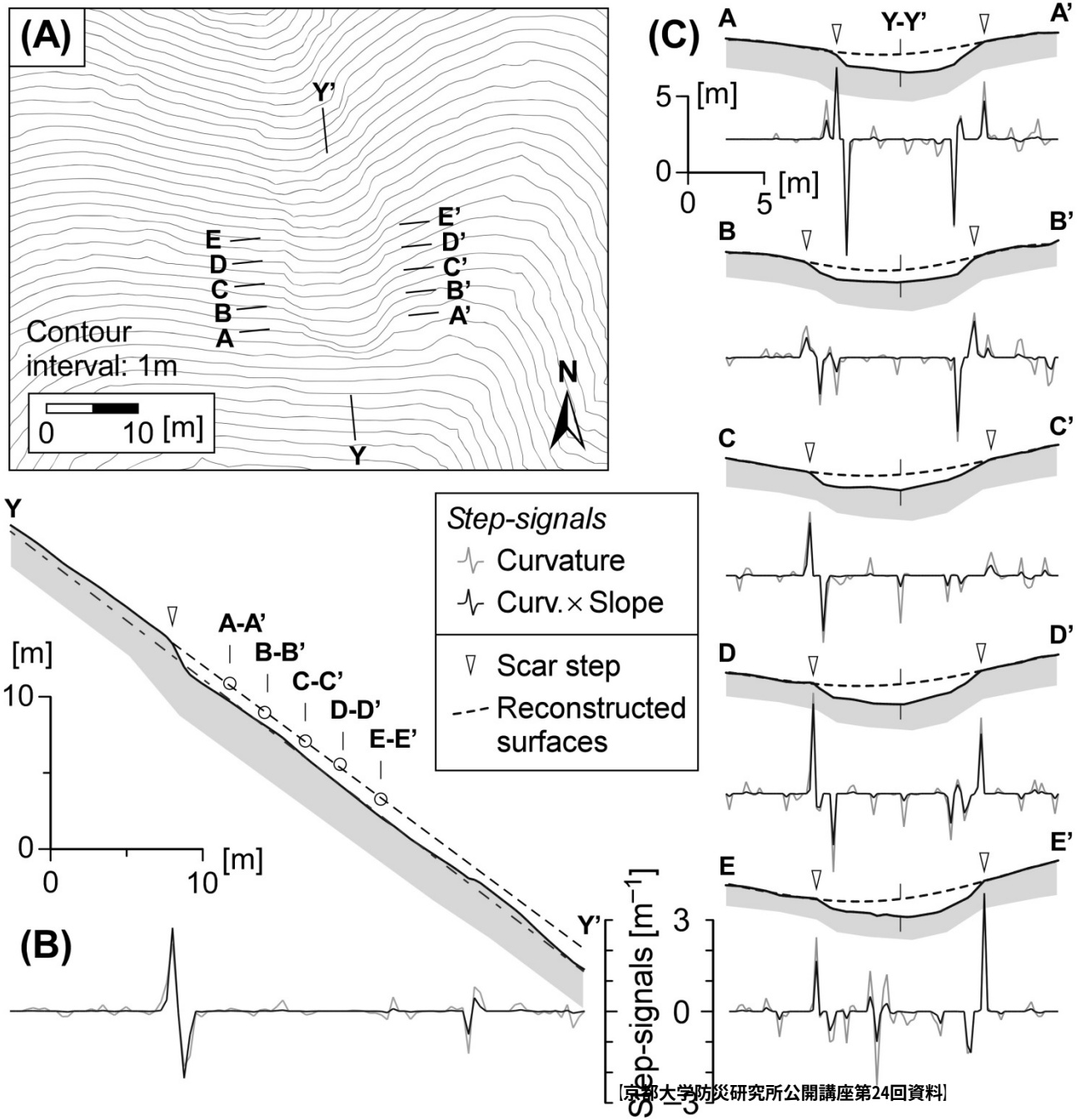
1. 測線方向の[曲率×勾配］指標を用いて滑落崖を検出.

2. 4次関数で崩壊前の地形横断形を復元.

3. 横断5測線の平均で崩壊深度を算出.

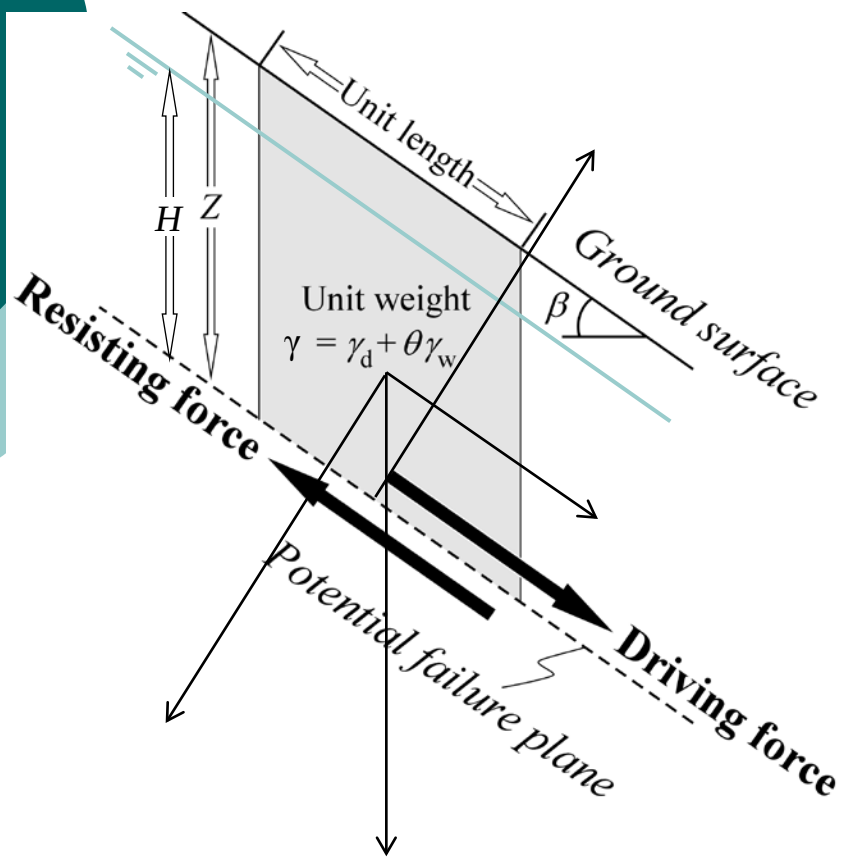
4. 縦断測線上で崩壊面，および復元面の平均から傾斜を算出.

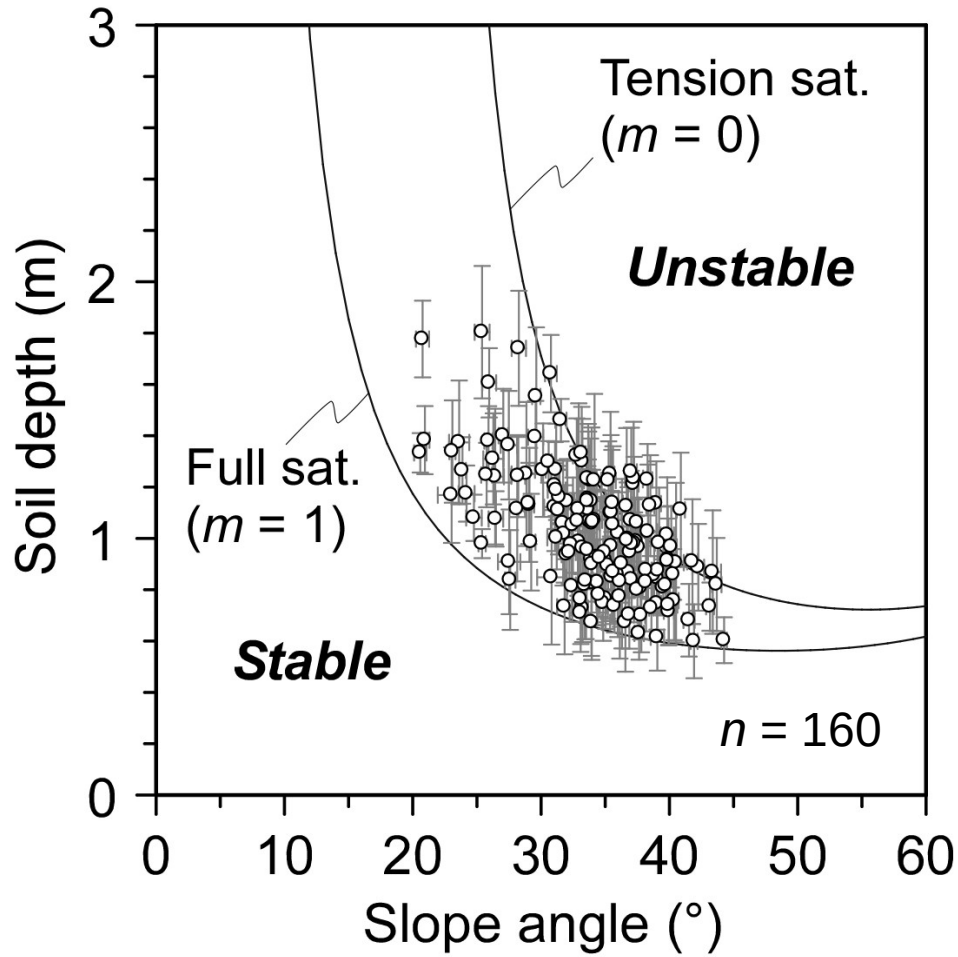
160ヶ所で傾斜と崩壊深の決定



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

斜面安定モデル





崩壊はいわゆる静水圧の範囲内で，無限長斜面安定モデルにより合理的な説明が可能（動き出すまで）．

$$Z_c = \frac{c}{\gamma \sin\beta \cos\beta \left[1 - \left[1 - m\frac{\gamma_w}{\gamma} \right] \frac{\tan\phi}{\tan\beta} \right]}$$

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

斜面水文プロセスシミュレーション

支配方程式: Richards Equation

$$\frac{\partial \psi}{\partial t}\frac{d\theta}{d\psi} = -\nabla q = \frac{\partial}{\partial x}\left[K_L(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin\alpha\right)\right] + \frac{\partial}{\partial y}\left[K_L(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial y}\right)\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left[K_z(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \cos\alpha\right)\right]$$

q : flax　　t : time　　α : slope angle

ψ : pressure head

θ : volumetric water content

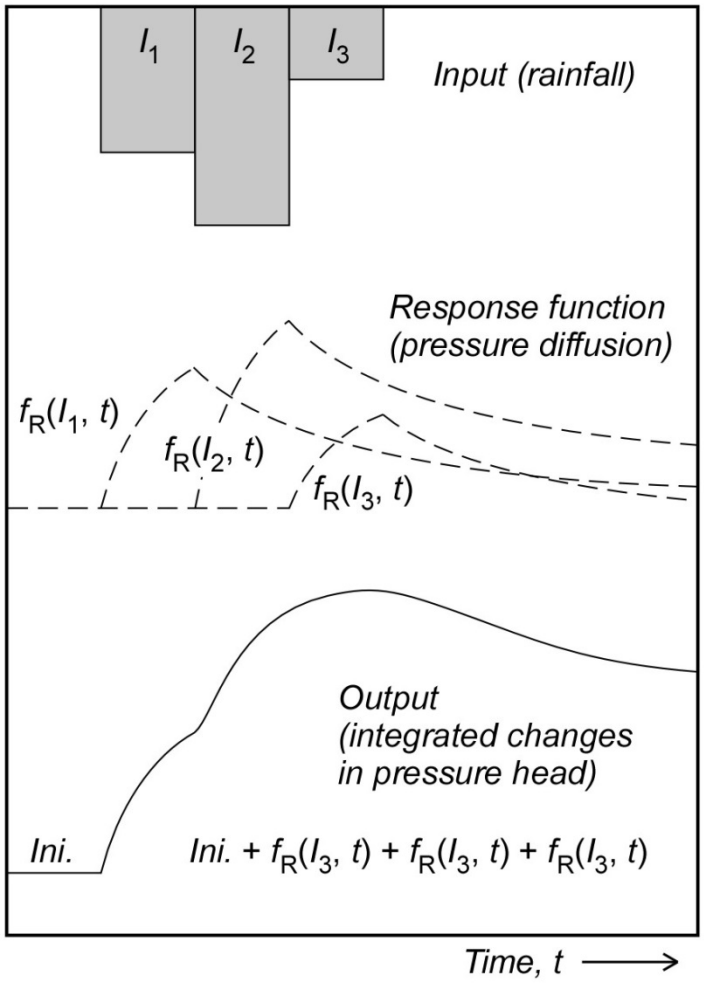
K : hydraulic conductivity

飽和状態・鉛直一次元への近似を行う.

Modified from Iverson (2000 *WRR* 36: 1897-1910)

鉛直一次元の水圧拡散

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = D_0 \cos^2 \alpha \frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2}$$



離散的入力に対する計算概念図

初期値境界値を与えて解くと,

$$\psi(t) = \psi_0 + Z \frac{I_Z}{K_Z} \cdot \begin{cases} \left[R(t^*)\right] & t^* \le T^* \\ \left[R(t^*) - R(t^* - T^*)\right] & t^* > T^* \end{cases}$$

Where,

$$R(t^*) = \sqrt{\frac{t^*}{\pi}} \exp\left(-\frac{1}{t^*}\right) - \mathrm{erfc}\left(\sqrt{\frac{1}{t^*}}\right)$$

$$\hat{D} = 4D_0 \cos^2 \alpha \qquad t^* = t\,\hat{D}/Z^2 \qquad T^* = T\,\hat{D}/Z^2$$

ψ : pressure head

t : time

D_0: hydraulic diffusivity

α : slope angle

Z : depth

ψ_0 : initial pressure head

I_Z : Rainfall intensity

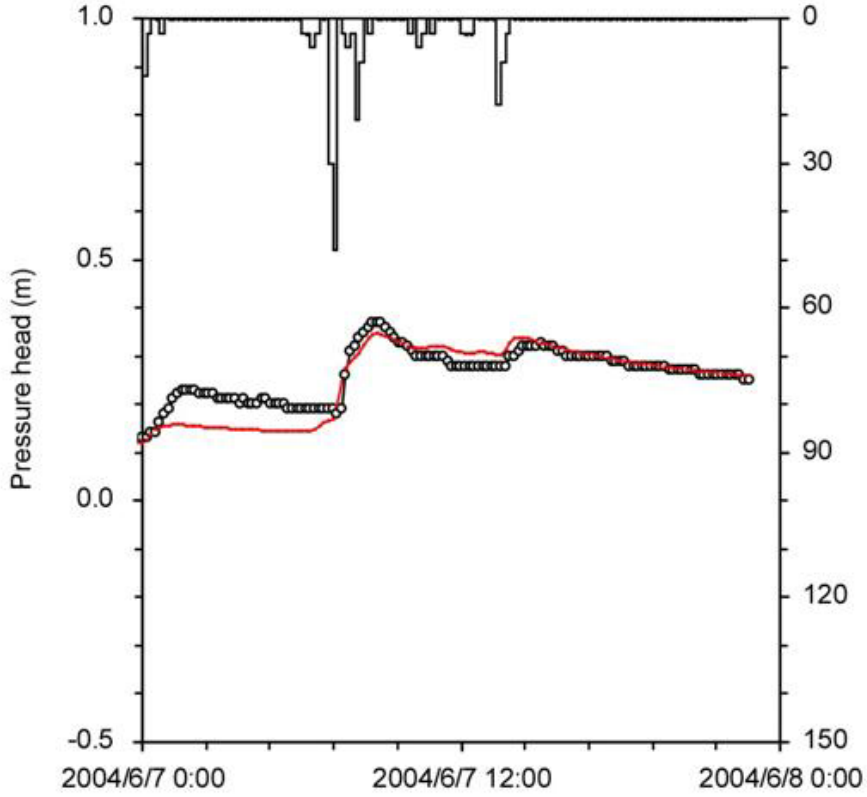
K_Z : hydraulic conductivity

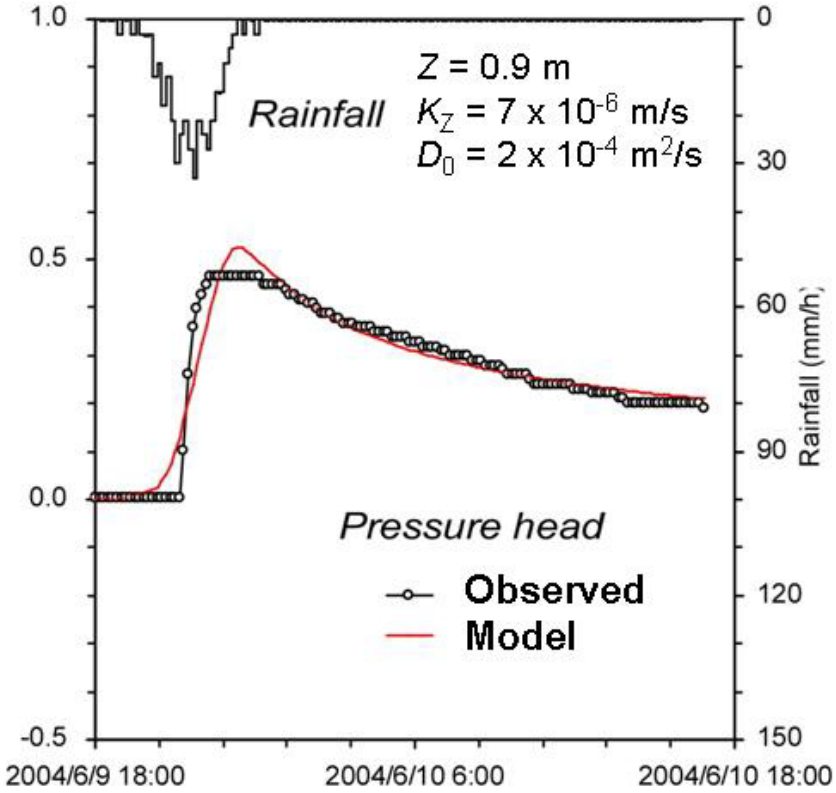
T : rainfall duration

After Iverson (2000) *WRR* 36: 1897-1910.

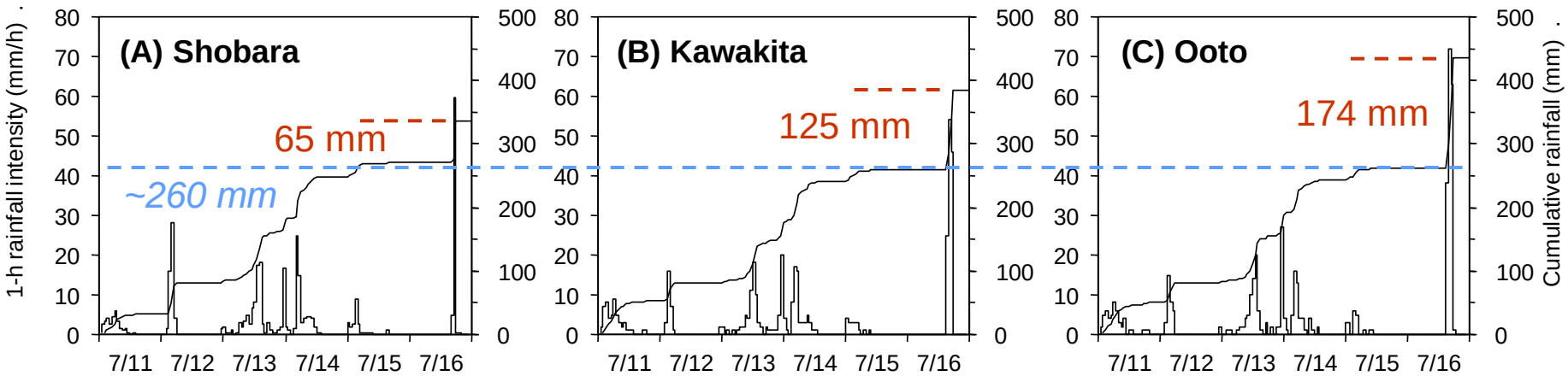
地中の間隙水圧を計算することはできるか？
（房総丘陵での過去の観測例による）

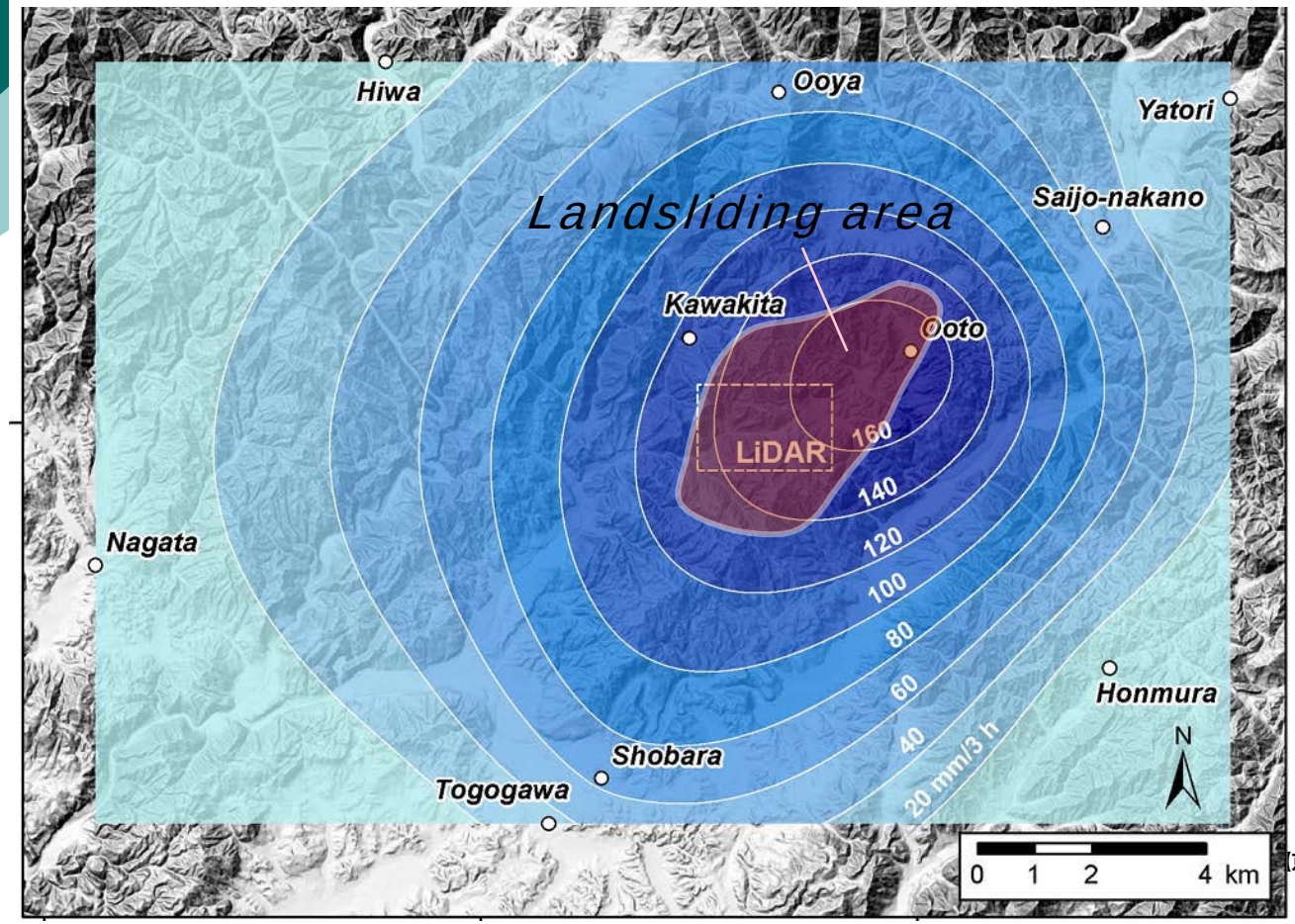
パターンの全く異なる降雨入力に対して，観測結果と調和的な出力が得られる.





Matsushi (2011a) in prep.





先行降雨

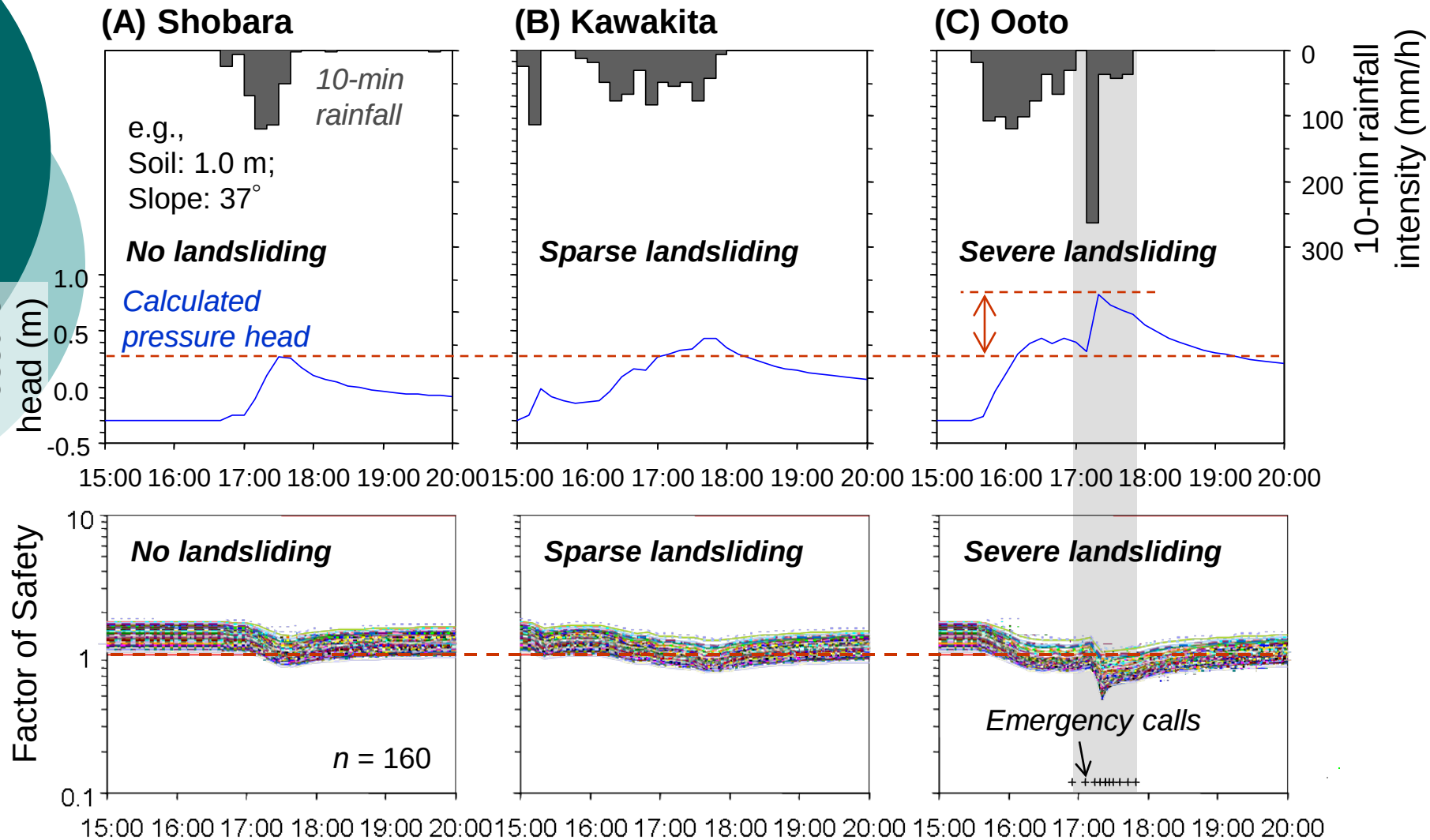
庄原のケースでは，崩壊の発生/非発生の地域で，先行降雨条件がほぼ同じ

⇒局地的な崩壊発生の説明には，トリガ降雨のみシミュレートすればよい．

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

シミュレーション結果

Ini. pressure: -0.3 m;
D_{sat}: 5 ×10^{-3} m^2 s^{-1}



崩壊群発には**最後の一降り**が効いた？（シミュレーション出力の相対傾向は，崩壊の空間分布および発生のタイミングと調和的）

まとめ:

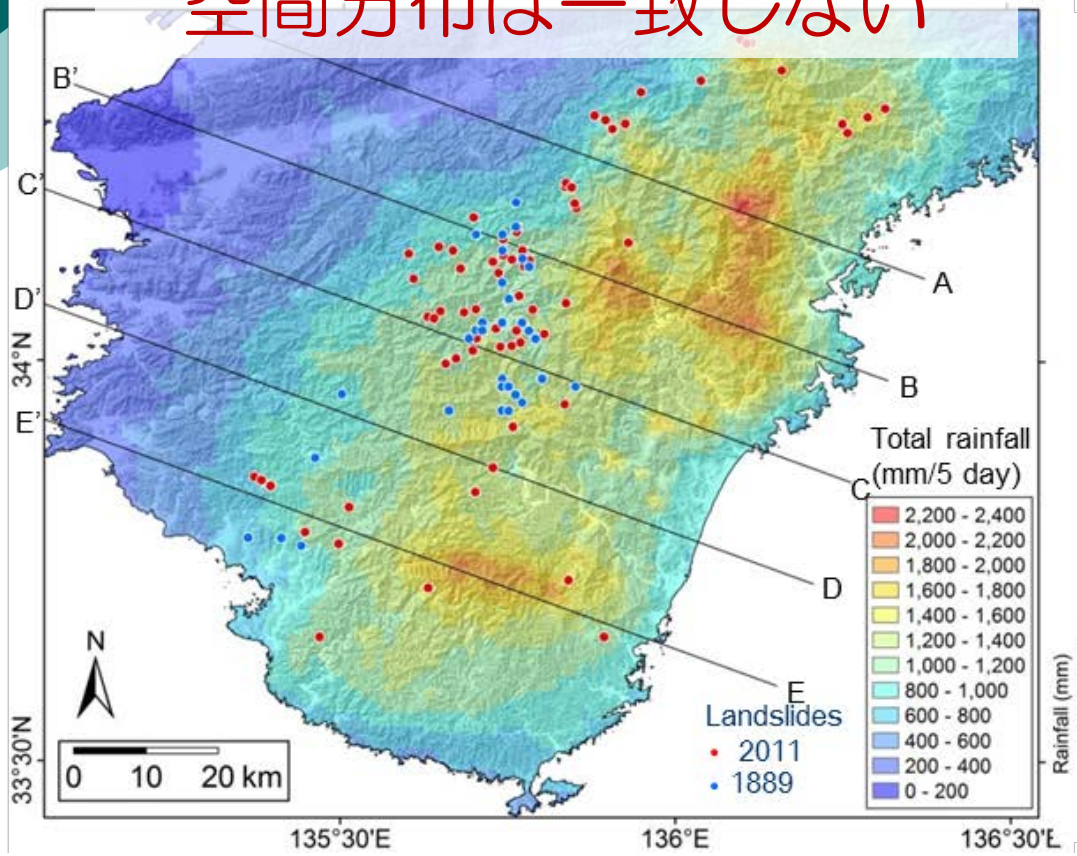
- LiDAR-DTMから表層崩壊 (~10 m W/L, ~0.5 m T) の滑落崖の検出および安定解析に用いる地形情報の抽出が可能.
- 無限長斜面安定解析は，崩壊深と傾斜をよく説明した.
- 直接的なトリガとなる降雨がもたらす圧力水頭の非定常的上昇は，鉛直一次元の圧力拡散によってモデリング可能.
- 水文シミュレーション出力の相対的傾向は，空間的な崩壊の発生・非発生の事実，および崩壊発生のタイミングをよく説明した.

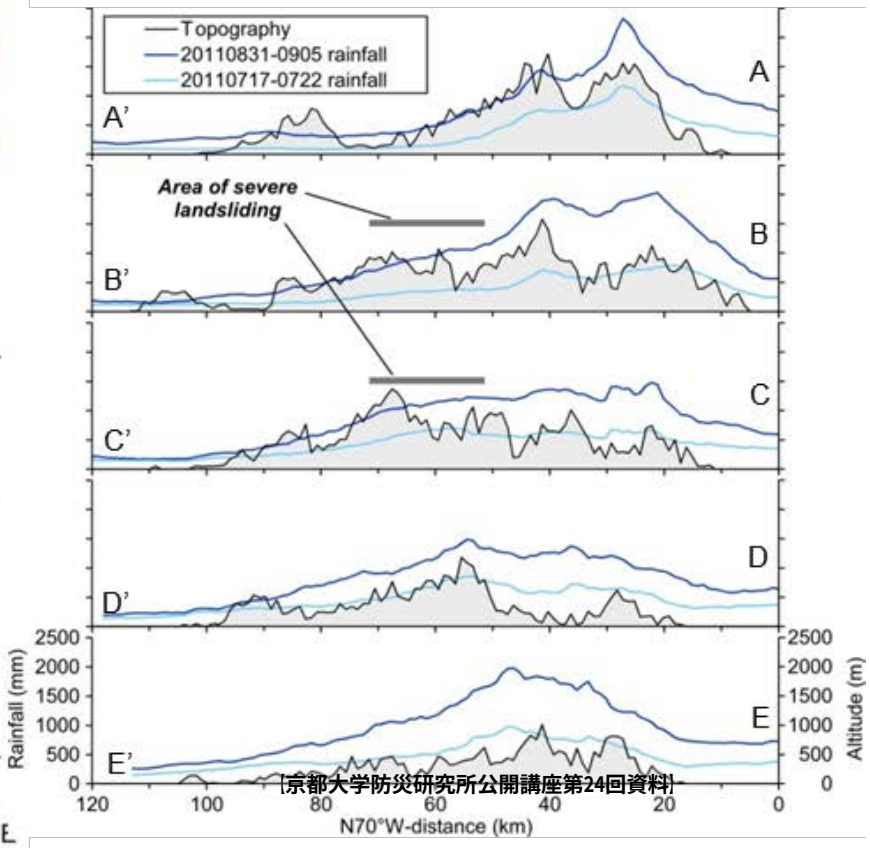
2011年紀伊半島災害

2011/8/31-9/5
~2000 mm/3 days

大降雨イベント時には
地形性降雨によって，
よく似た空間パターン
の降水がもたらされる

降水量と深層崩壊の
空間分布は一致しない





[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

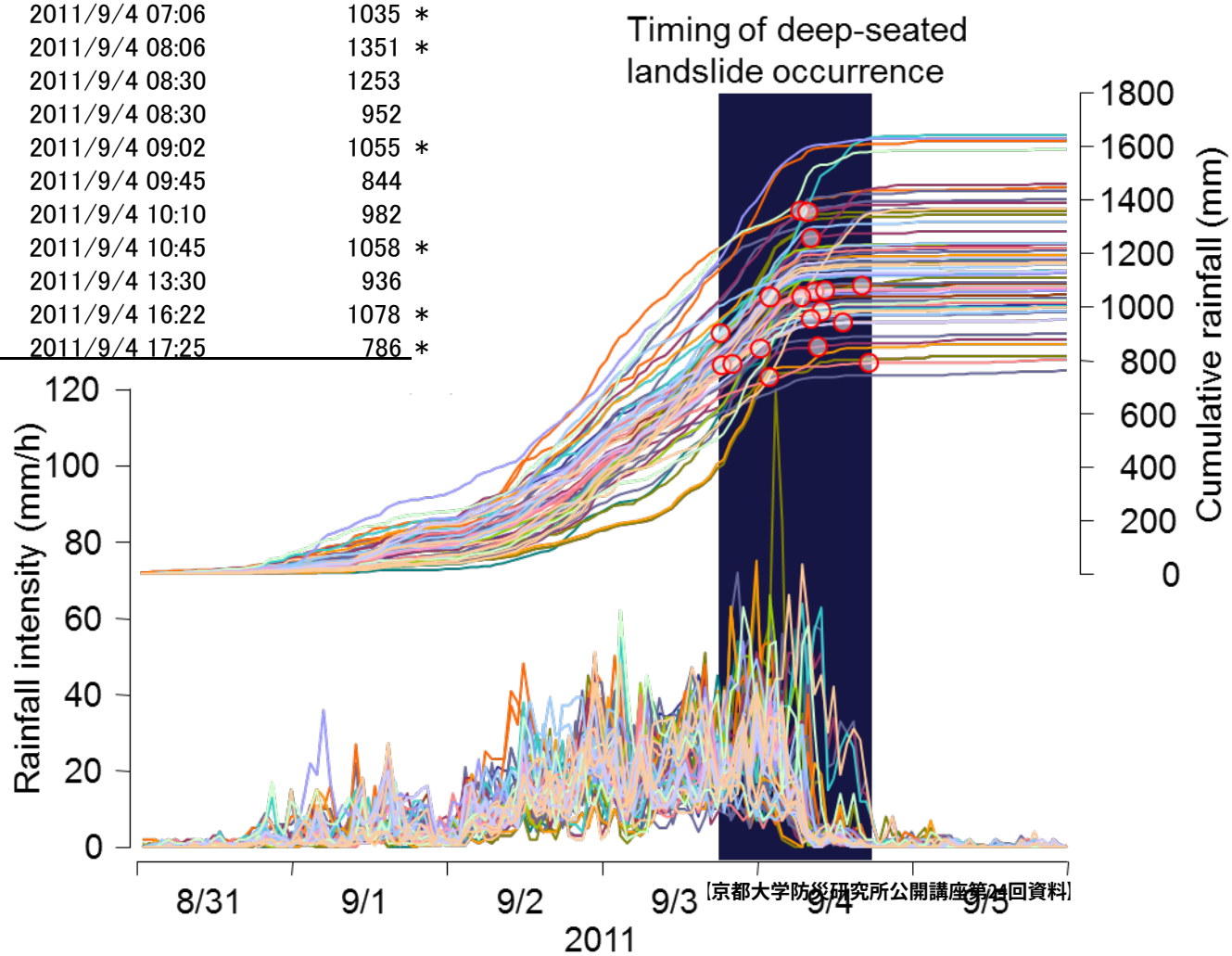
Landslide list with known timing by seismic records

Landslide ID	Long E	Lat N	Landslide timing	Rainfall befor landslide (mm)	
Nojiri	135.735	34.112	2011/9/3 18:30	900	
E-Akatani	135.770	34.140	2011/9/3 18:46	778	*
Tsubonouchi-A	136.251	34.298	2011/9/3 20:30	785	
Fudono	135.701	34.066	2011/9/4 00:40	843	
Hotemi	135.599	34.136	2011/9/4 02:00	735	
Uguwara L	136.039	34.353	2011/9/4 02:13	1032	*
Iya	135.925	34.299	2011/9/4 06:54	1358	*
Ui (Shimizu)	135.656	33.998	2011/9/4 07:06	1035	*
Kuridaira	135.741	34.154	2011/9/4 08:06	1351	*
Mikoshi	135.630	33.718	2011/9/4 08:30	1253	
Tsubonouchi-B	135.369	33.856	2011/9/4 08:30	952	
Dontani	135.756	33.920	2011/9/4 09:02	1055	*
Hinokimata	135.647	34.064	2011/9/4 09:45	844	
Kitamata	135.773	34.121	2011/9/4 10:10	982	
Nagatono	135.696	34.015	2011/9/4 10:45	1058	*
Tsubonouchi-C	135.677	34.118	2011/9/4 13:30	936	
Akatani	135.730	34.042	2011/9/4 16:22	1078	*
Ootaki	135.786	34.066	2011/9/4 17:25	786	*

* Seismic record available

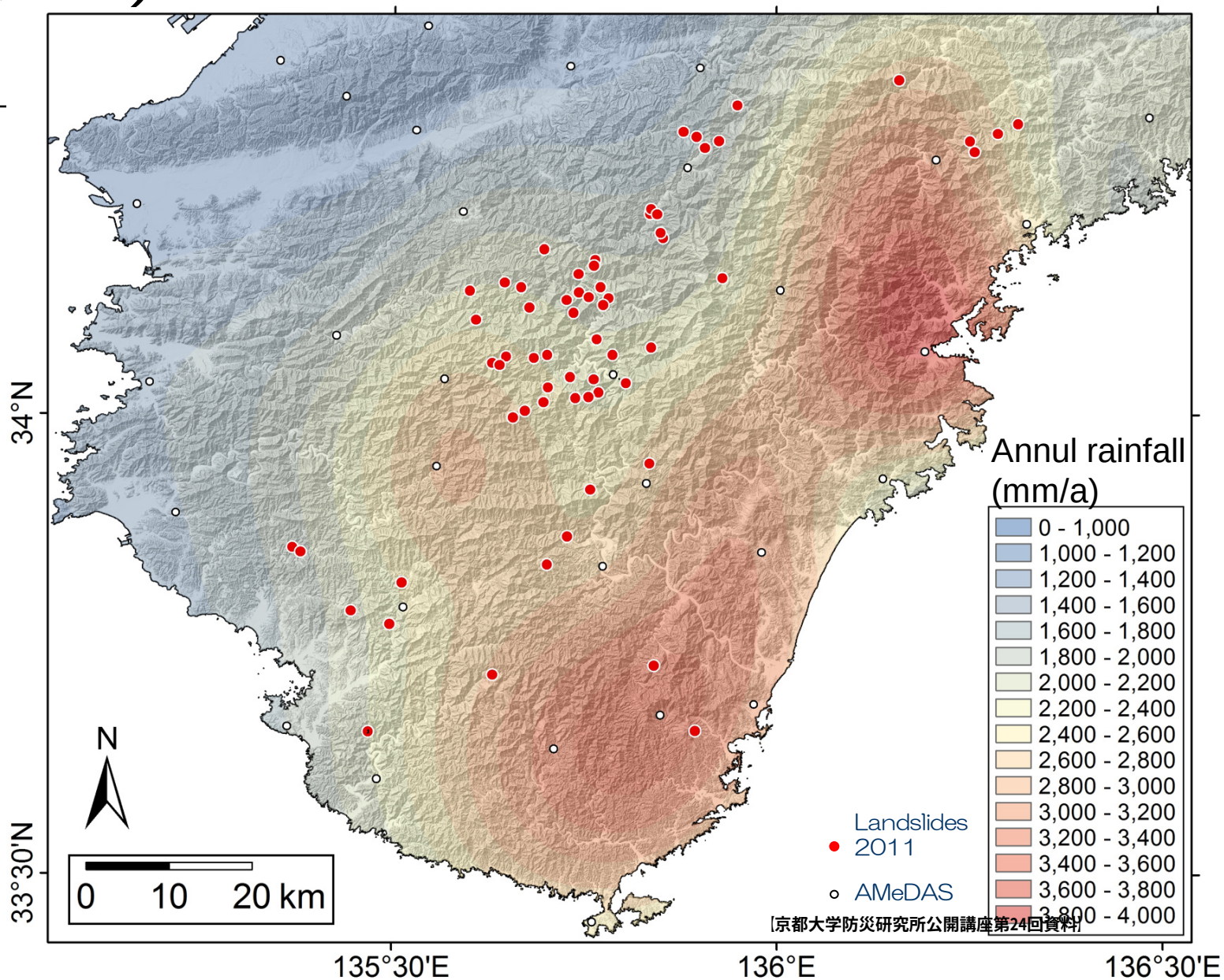
雨をほぼ「使い切って」
滑っている．~ 3 days

Triggering rainfall
≒ Total rainfall



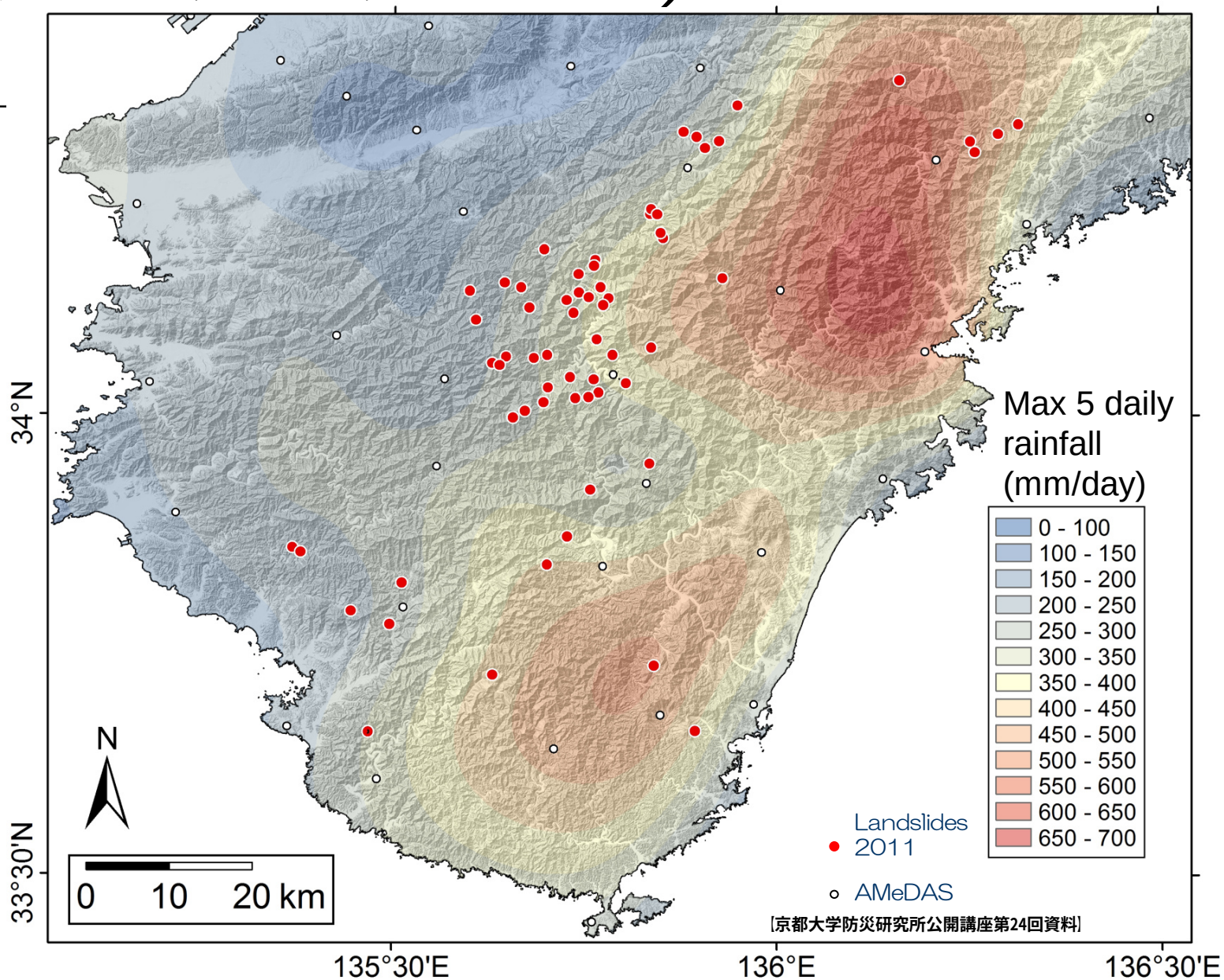
[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

年降雨量の分布(過去30年間における平均年降水量)



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

降雨極値の分布(過去30年間における最大日降水量: 第1位-第5位の平均)

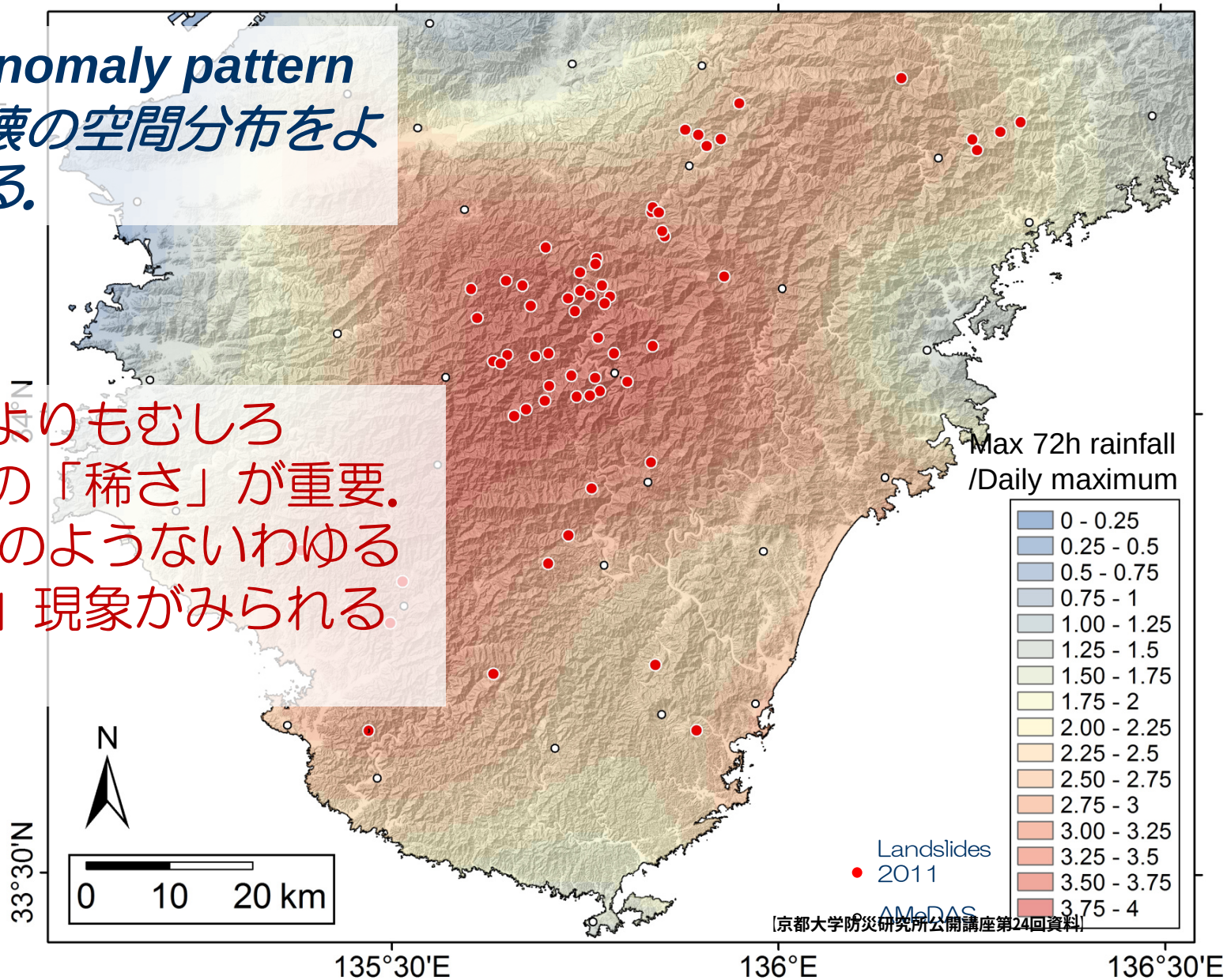


Rainfall anomaly

[Max 72-h rainfall at 2011]/[max daily rainfall in the last 30 yrs]

Rainfall anomaly pattern *は深層崩壊の空間分布をよく説明する.*

雨の総量よりもむしろ
その場での「稀さ」が重要.
⇒ なぜこのようないわゆる
「雨慣れ」現象がみられる
のか？



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

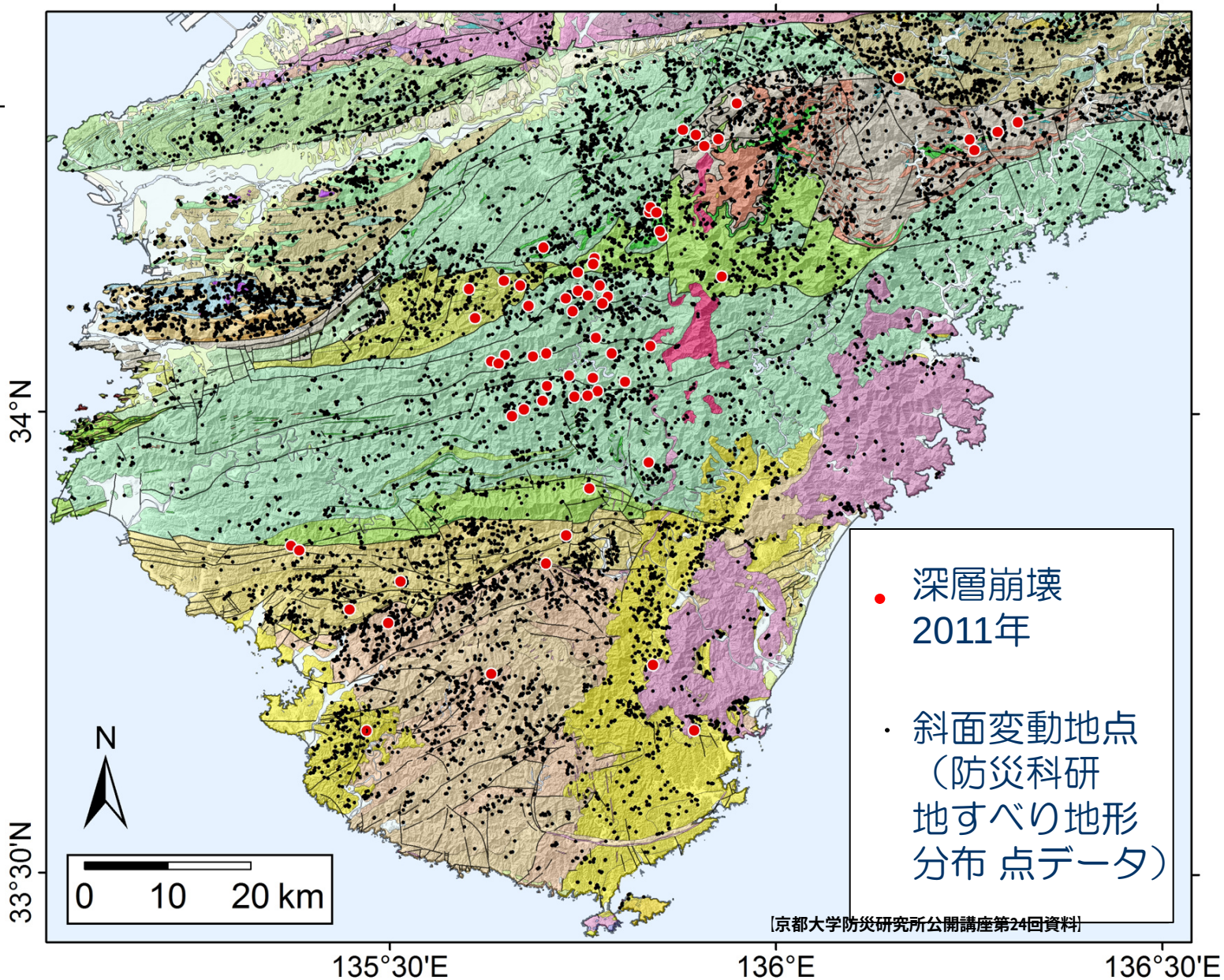
紀伊山地における降雨—深層崩壊—地形発達の関係

作業仮説: 降雨量の分布に一致しない深層崩壊の分布は，地形発達過程のスナップショットを見ていることによる

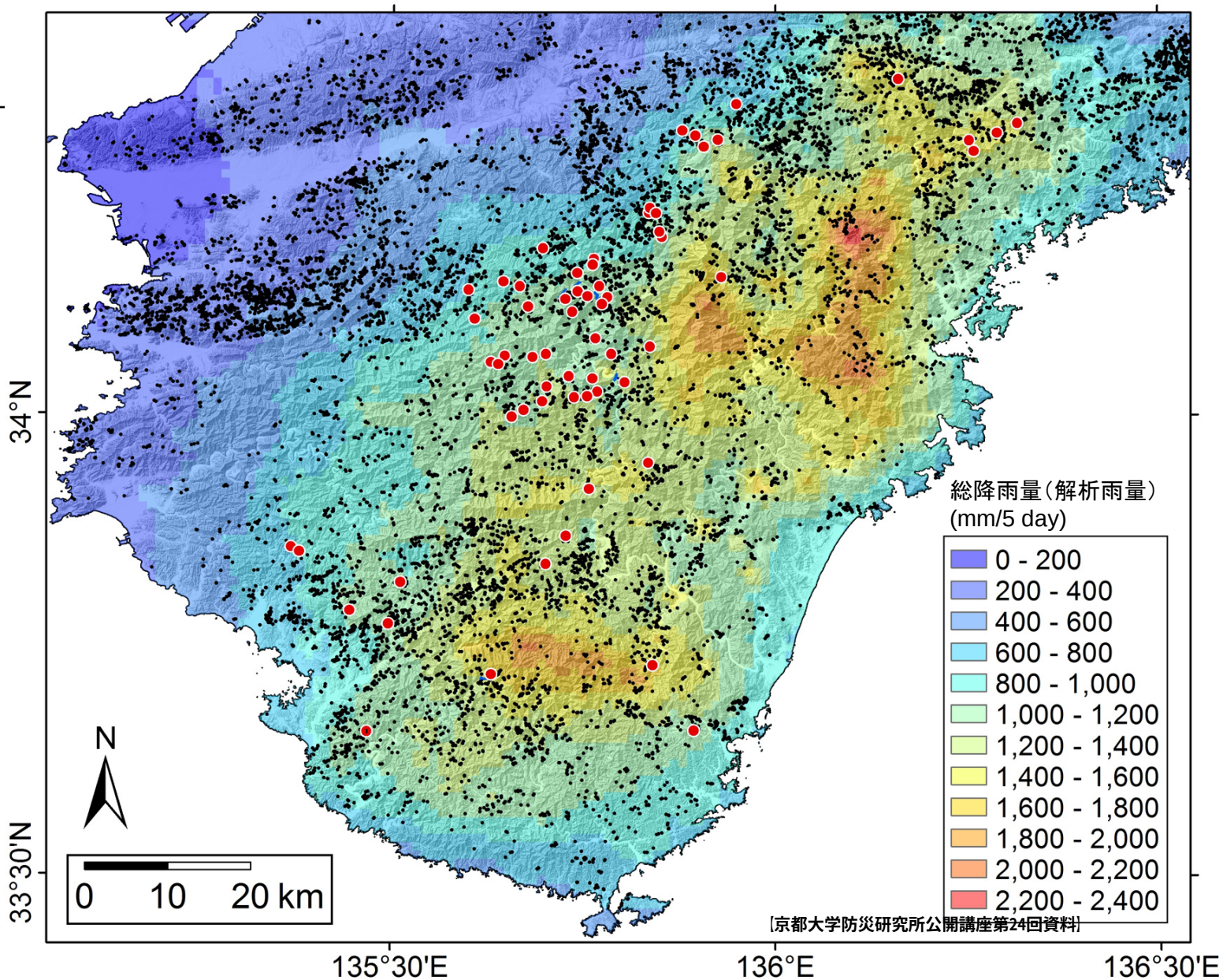
検証作業のアプローチ: 地形性降雨，斜面変動履歴，地形（起伏と勾配）の空間分布の関係を解析
⇒空間的偏りを因果的に説明可能かどうか？

使用するデータ:
降雨: 2011/8/31-9/5の1 km-mesh解析雨量
（極端降雨の典型例として）
斜面変動: NIED地すべり地形分布図
（斜面の安定性のプロキシとして）
地形: GSI 10 m-DEM

斜面変動分布と地質・降雨

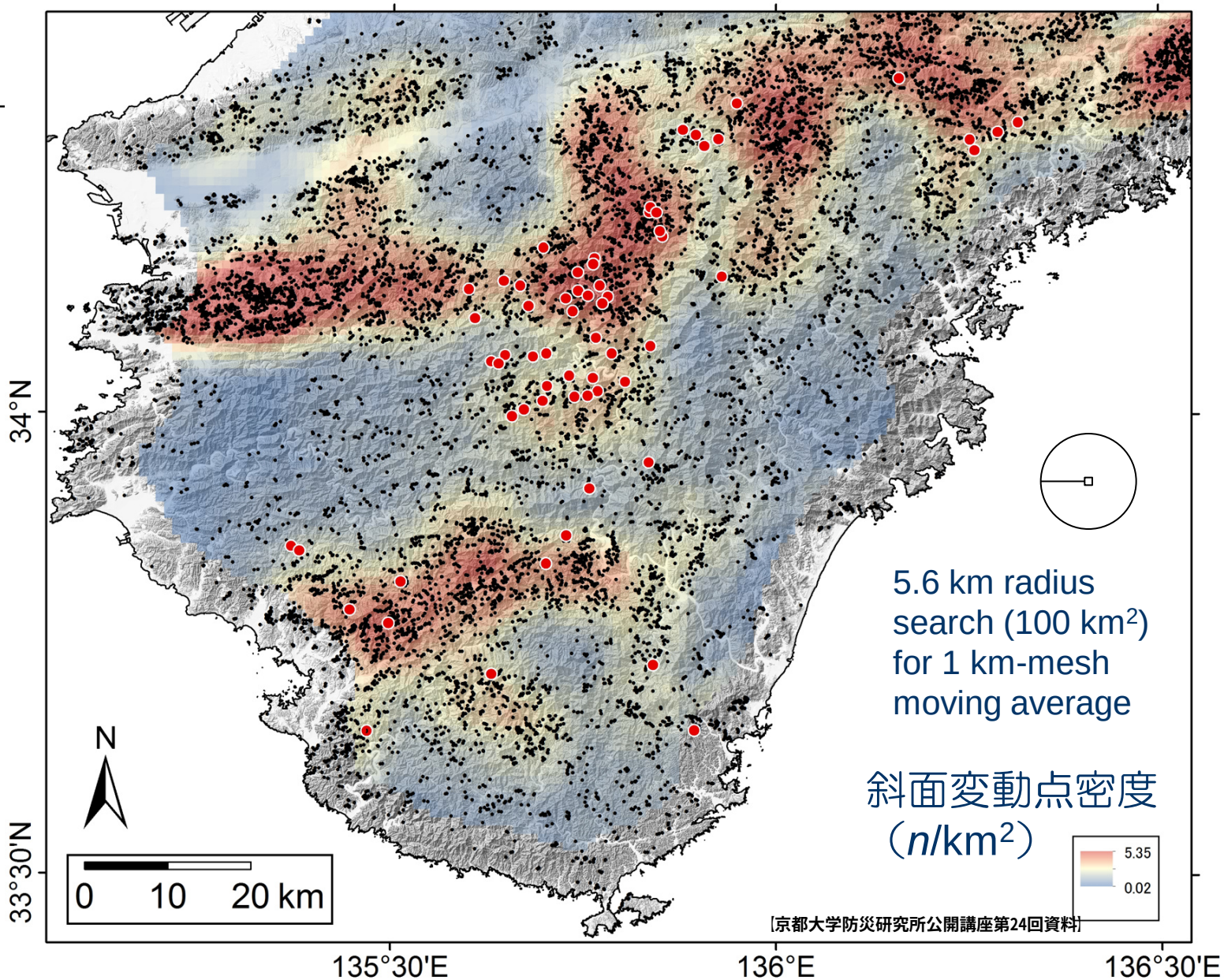


斜面変動分布と地質・降雨

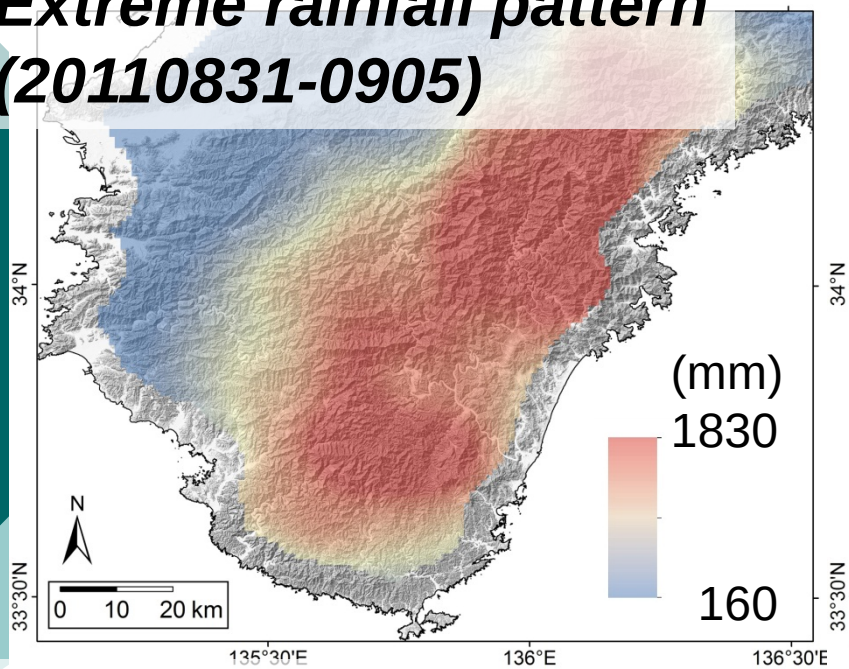


[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

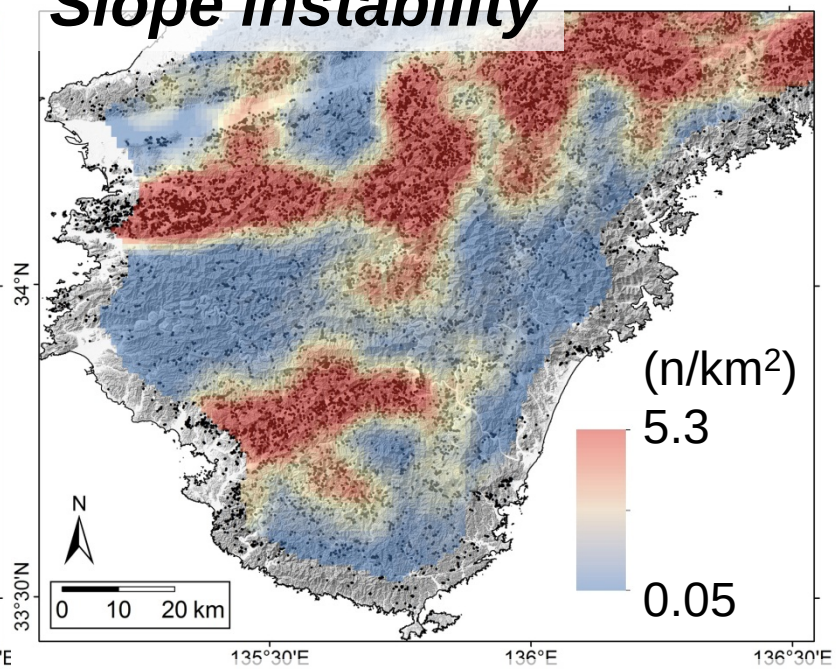
斜面変動分布と地質・降雨



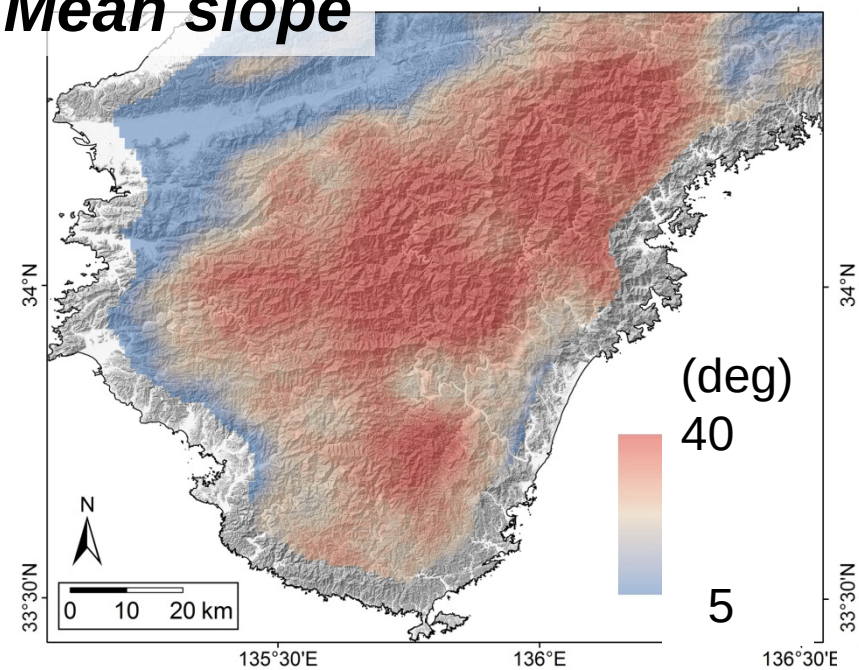
Extreme rainfall pattern (20110831-0905)



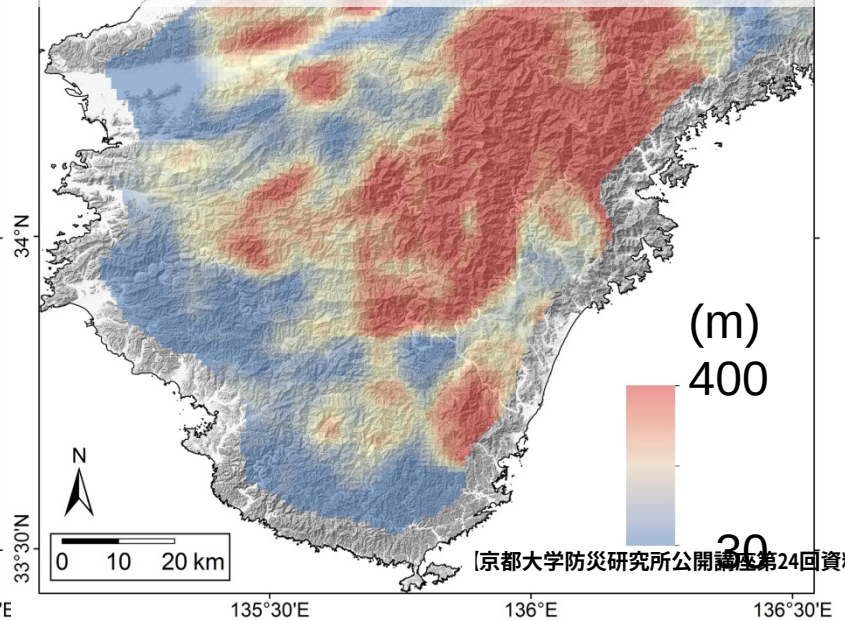
Slope instability



Mean slope



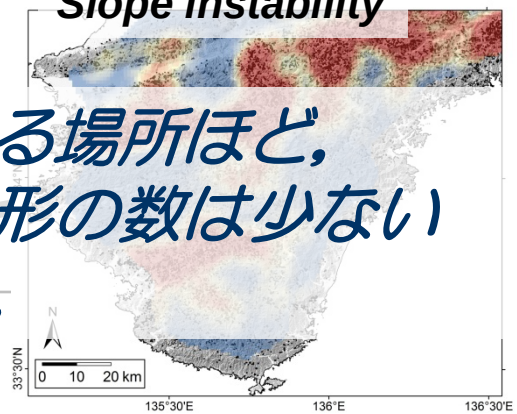
Altitude dispersion (relief)

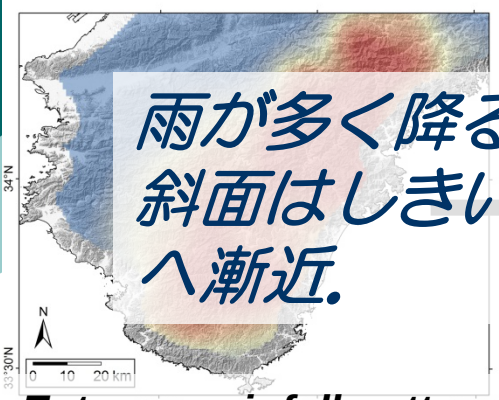


[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

対応解析

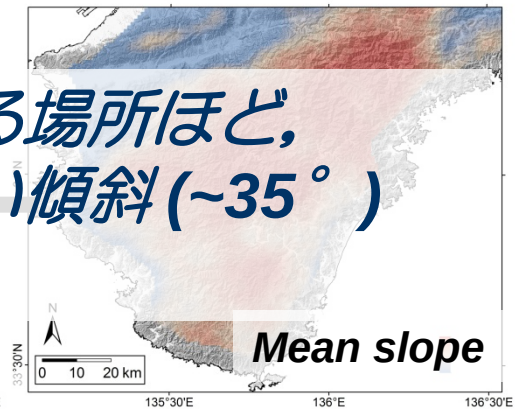
雨が多く降る場所ほど，
地すべり地形の数は少ない
方向に収束．



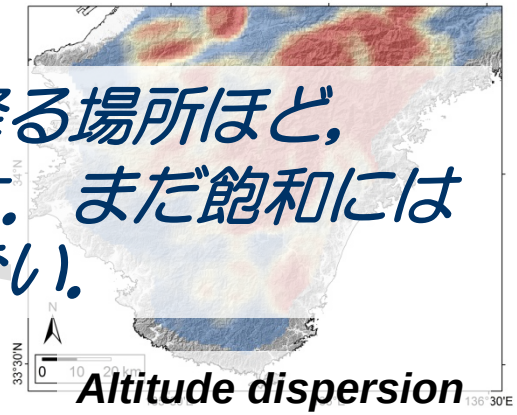


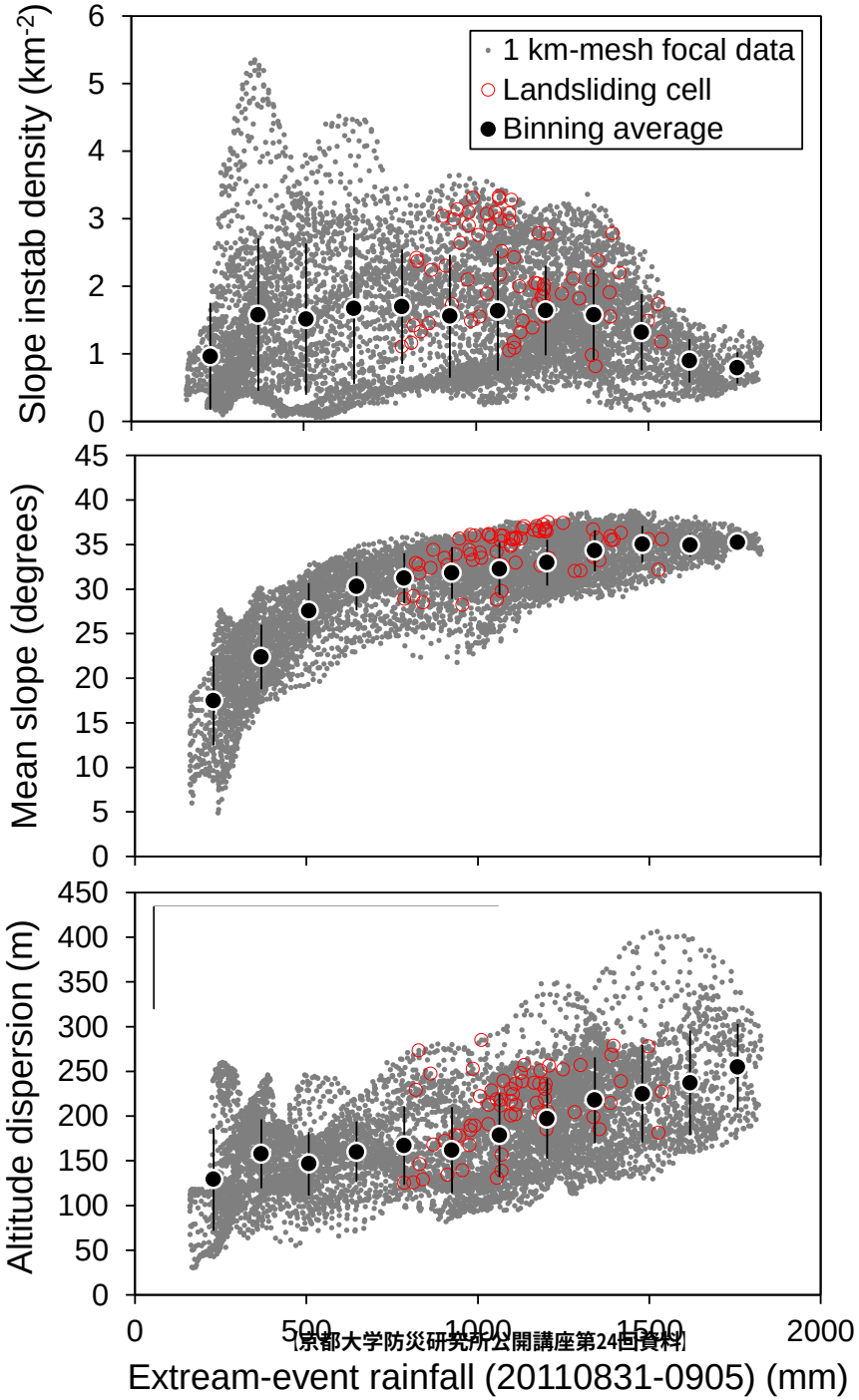
Extreme rainfall pattern
(20110831-0905)

雨が多く降る場所ほど，
斜面はしきい傾斜 (~35°)
へ漸近．

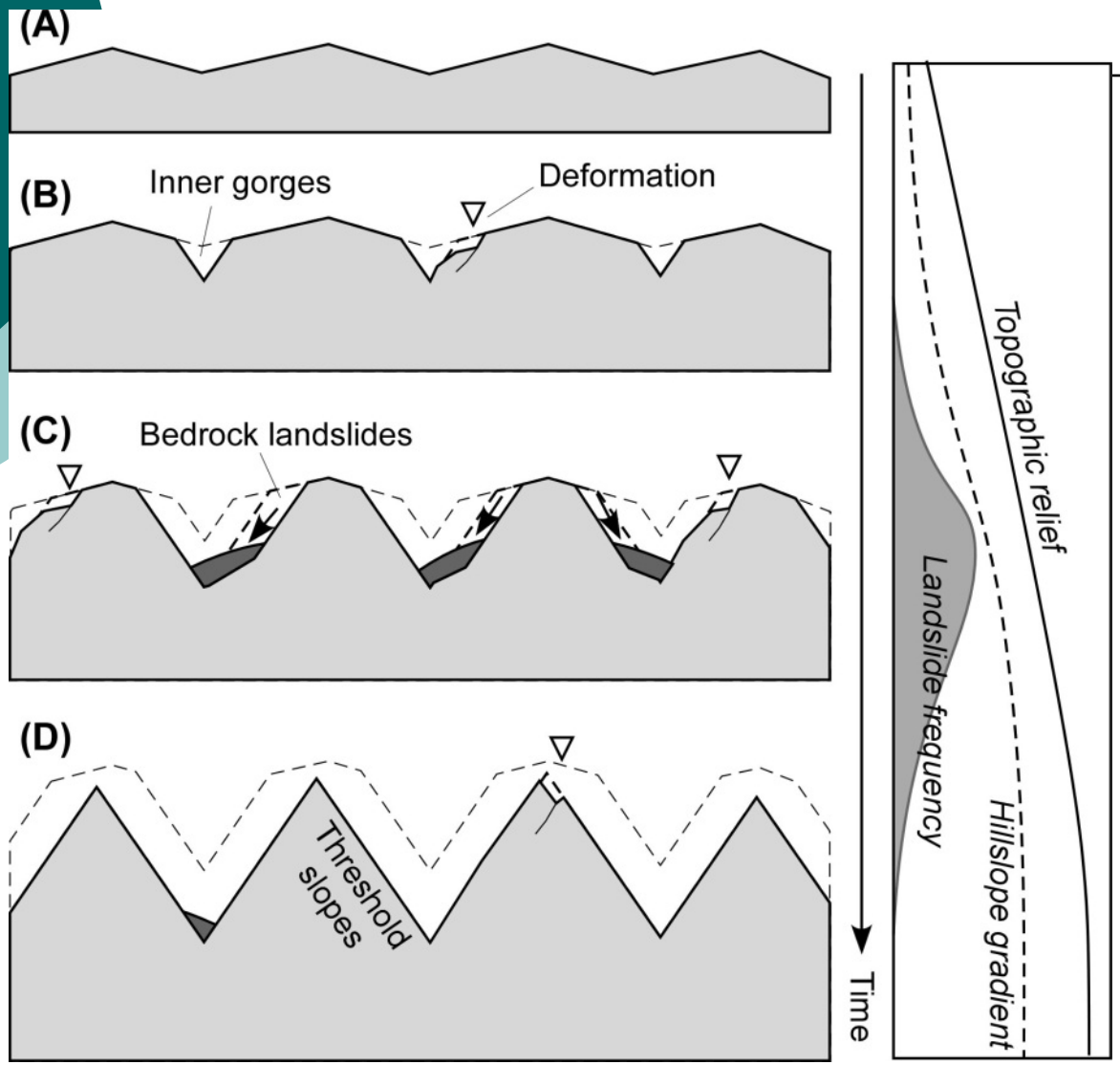


雨が多く降る場所ほど，
比高は増大．まだ飽和には
達していない．





推定される地形発達過程



隆起に伴って，遷移地形（谷中谷）が形成され，斜面の不安定化に伴って重力変形および深層崩壊が発生.

崩壊の発生によって，新鮮岩盤の強度を反映した傾斜を持つ斜面が出現し，崩壊はかえって起こりにくくなる.

十津川流域での深層崩壊の多発は，こうした地形発達の過程を見ている可能性がある.

地形の状態を理解すれば，崩壊危険領域が限定できる可能性がある.

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

3. 斜面崩壊による災害を予測し，被害を減らすには

■流域単位での斜面崩壊による土砂生産量を推定する

■斜面崩壊の発生場と規模，発生時の予測をめざして

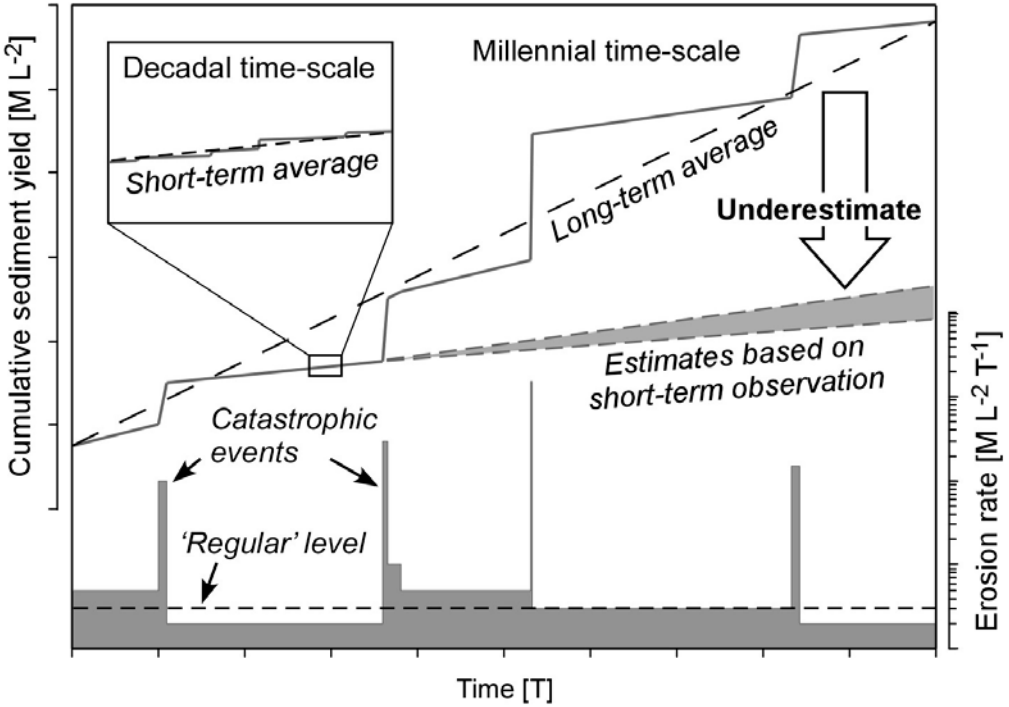
千年/万年スケールでの土砂生産を定量化する意義

山地流域からの土砂生産と時間スケール

■ ***流域の土砂管理と災害ポテンシャルの把握***

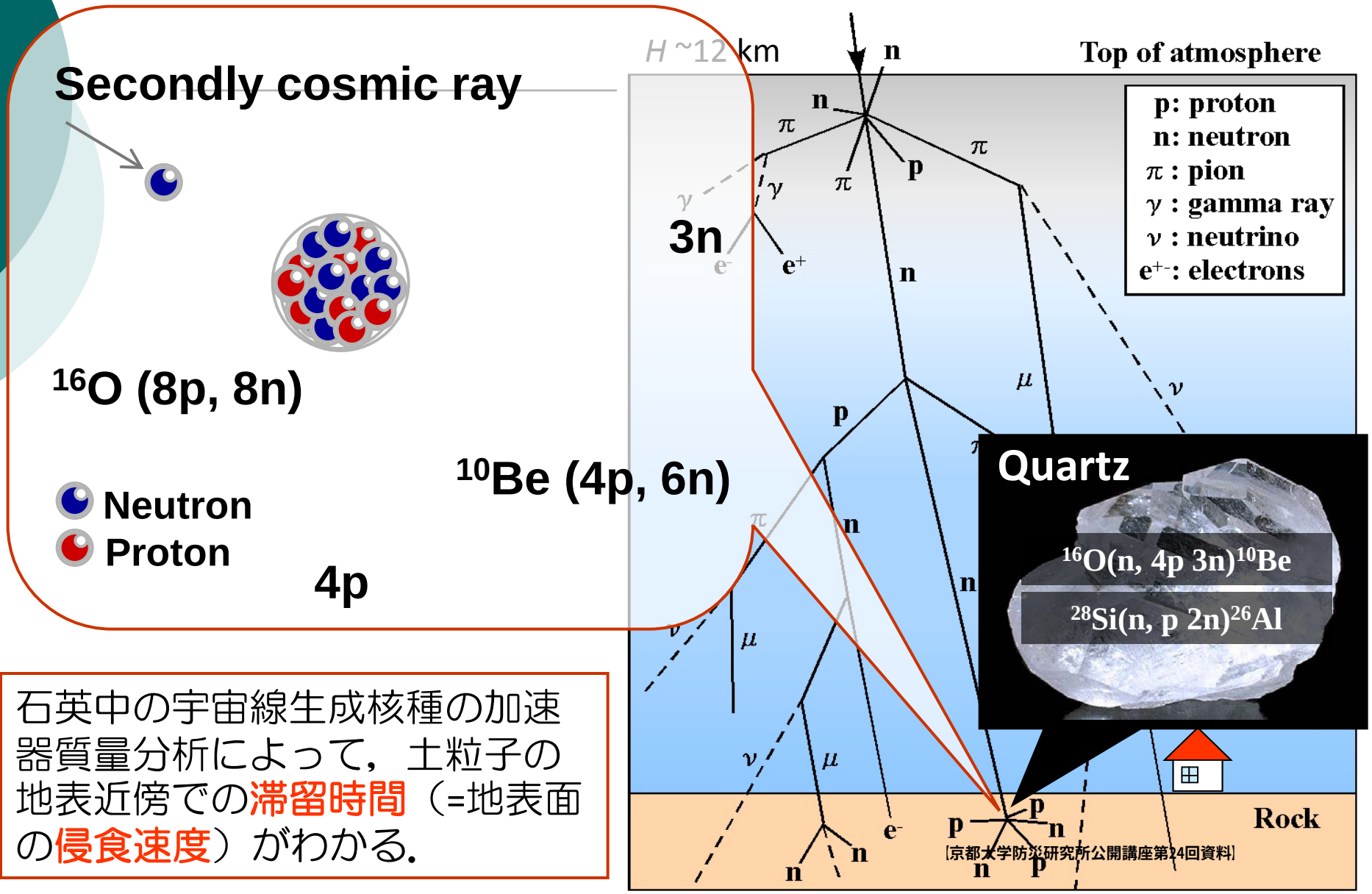
高空間解像度での流域の土砂生産能の把握

山地河川における人工構造物の効果的な配備，排砂量の設定に資する情報として



短期的観測では低頻度・大規模イベントが捉え難く，その外挿による予測は，長期的な土砂生産量を過小評価する傾向にある．

宇宙線生成核種 (Terrestrial Cosmogenic Nuclides)



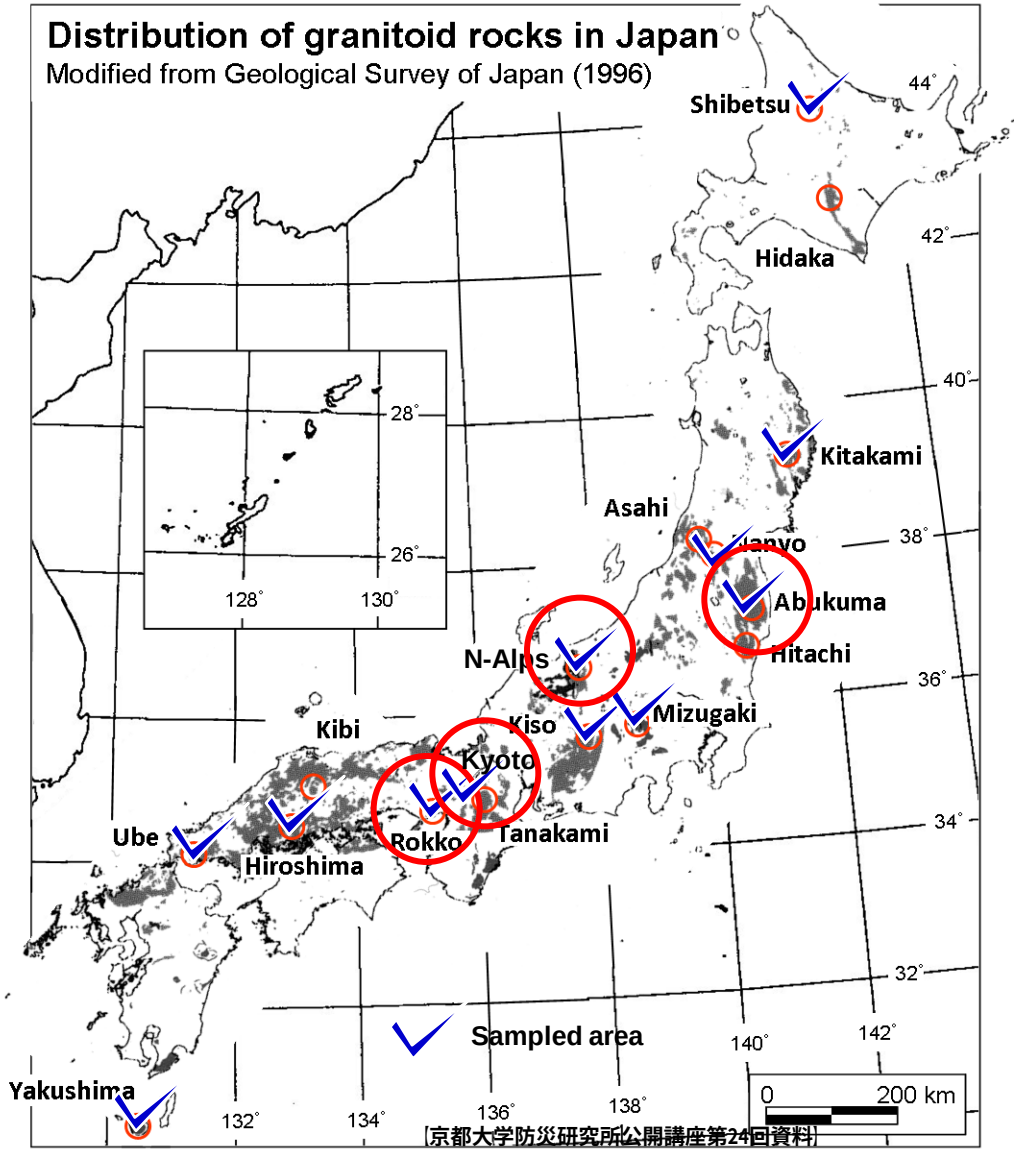
石英中の宇宙線生成核種の加速器質量分析によって，土粒子の地表近傍での滞留時間（=地表面の侵食速度）がわかる.

日本の山地への適用と結果: 流域の削剥速度

進行中プロジェクト:
日本全国の花崗岩地域における土砂流出・土層形成の速度を定量する.

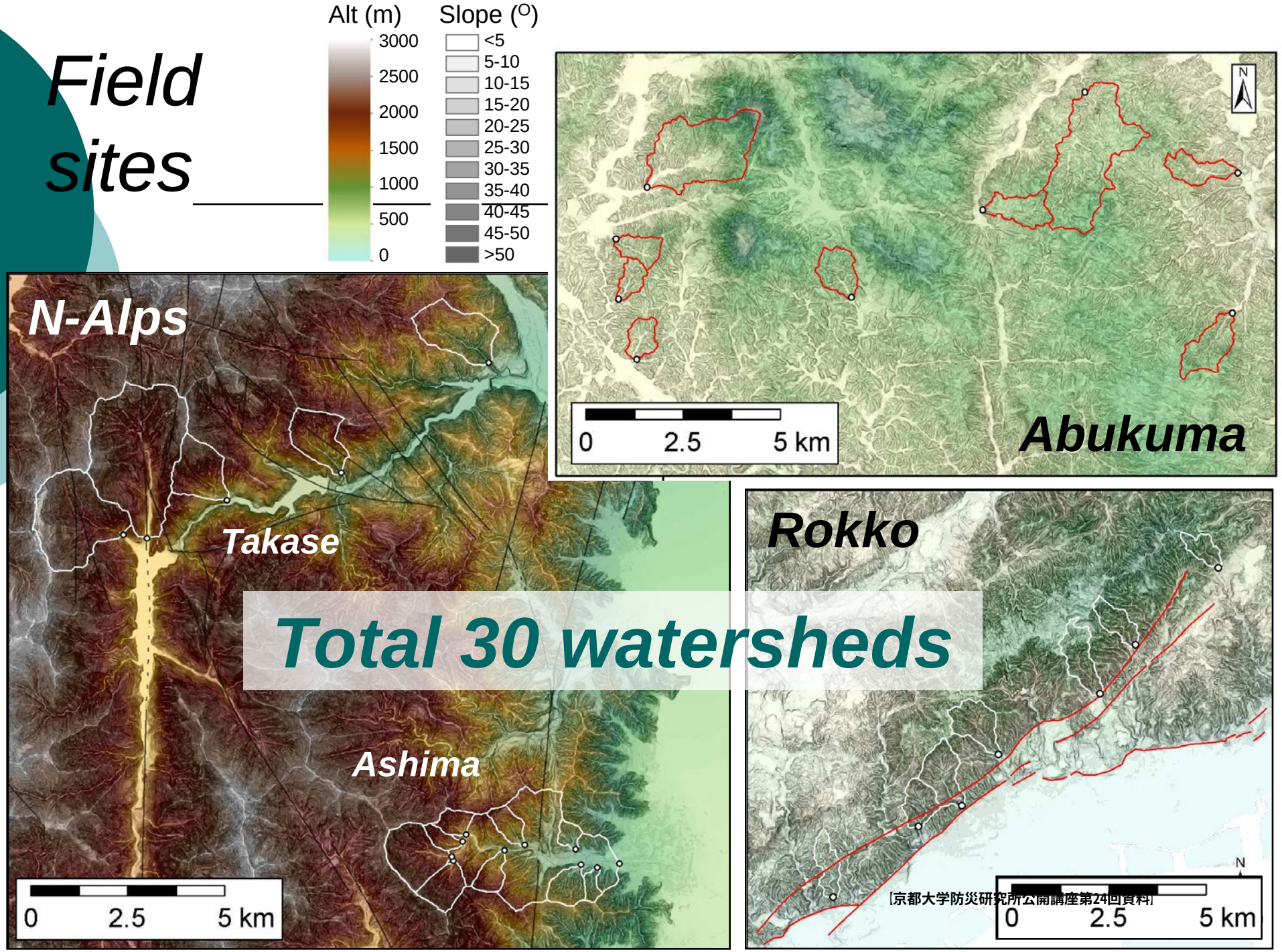
Geology: Granite; Granodiorite
Climate: 5-15℃; 800-8000 mm/a
Altitude: 100-3000 m

⇒高空間解像度（任意面積の流域ごと）での土砂生産量の把握
⇒議論の材料としての削剥速度データベースの構築をめざす.



[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

Field sites



Total 30 watersheds

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

サンプリング

流域の出口で河床の堆砂を採取

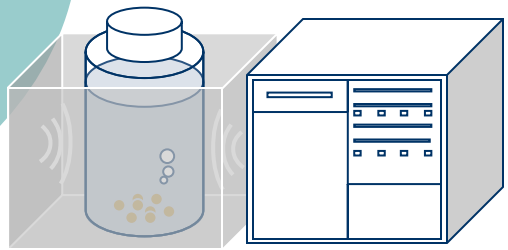
[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

Sample prep. & meas

Sample（~100 g of 0.25-1 mm grains）

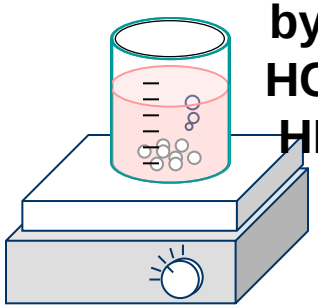
1

Qtz purification



2

Dissolution by HF $HClO_4$ HNO_3

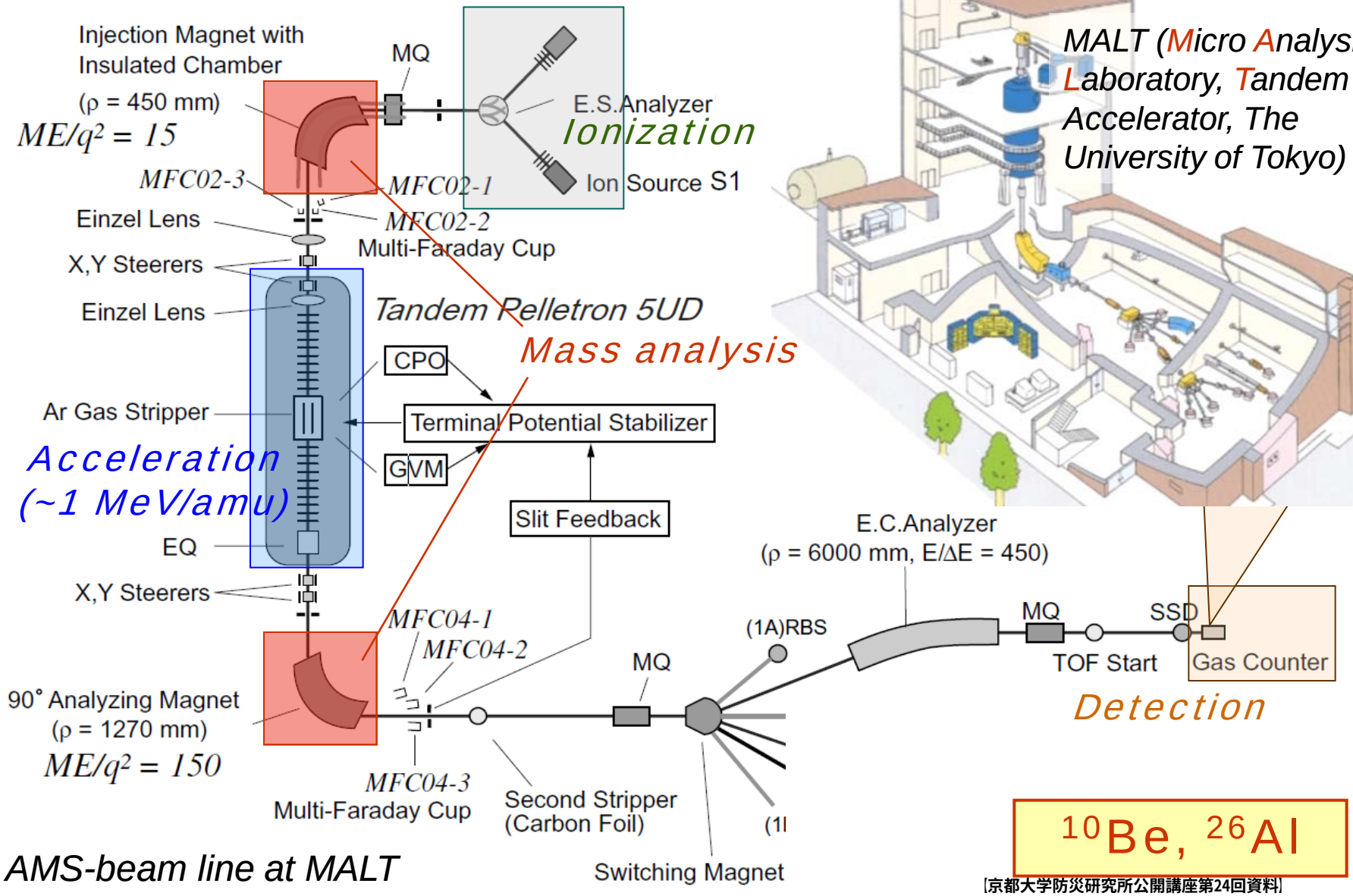


3

Ar
catio

Extract target elements: Be, Al

Accelerator Mass Spectrometry

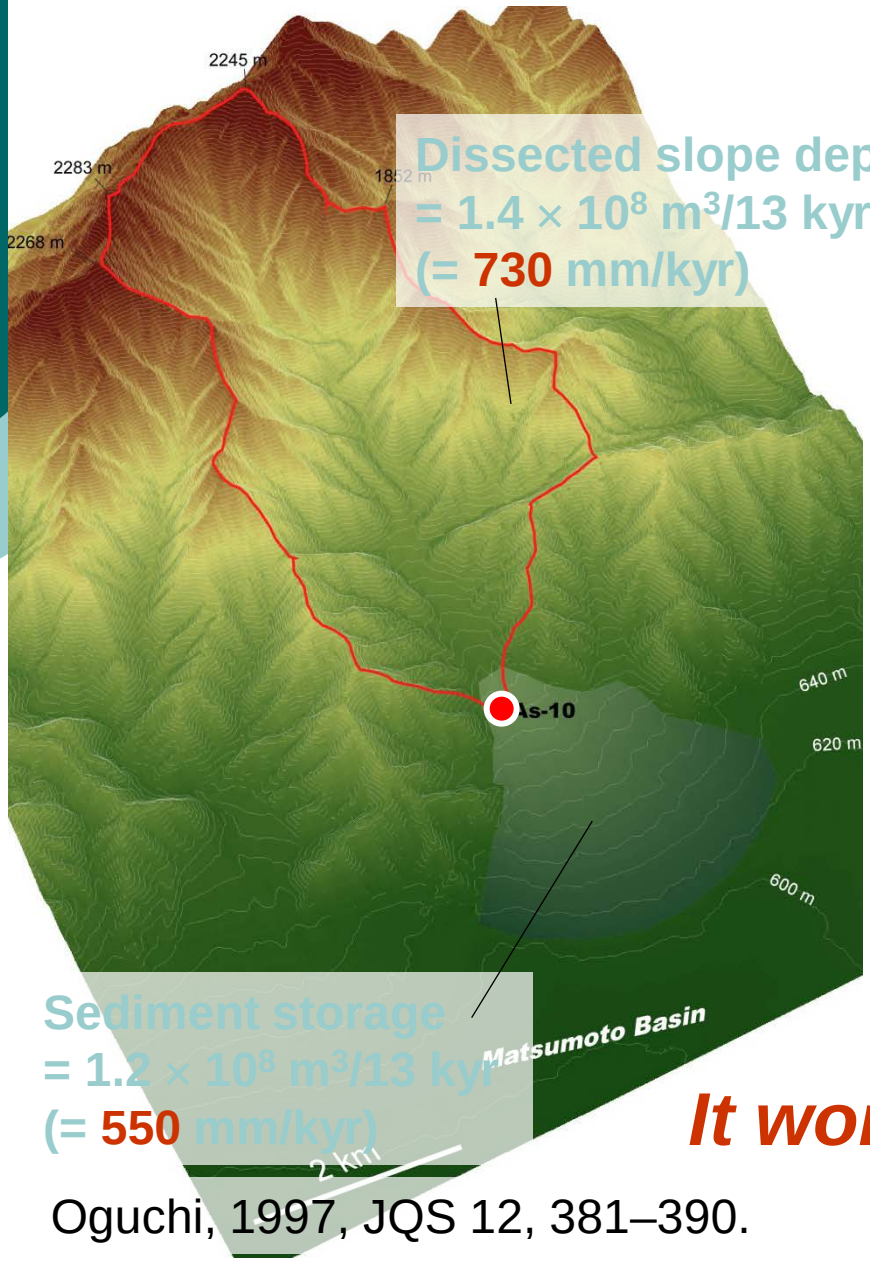


AMS-beam line at MALT

(cf. Matsuzaki et al., 2007, Nucl. Instr. Meth. B 259, 36–40.)

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

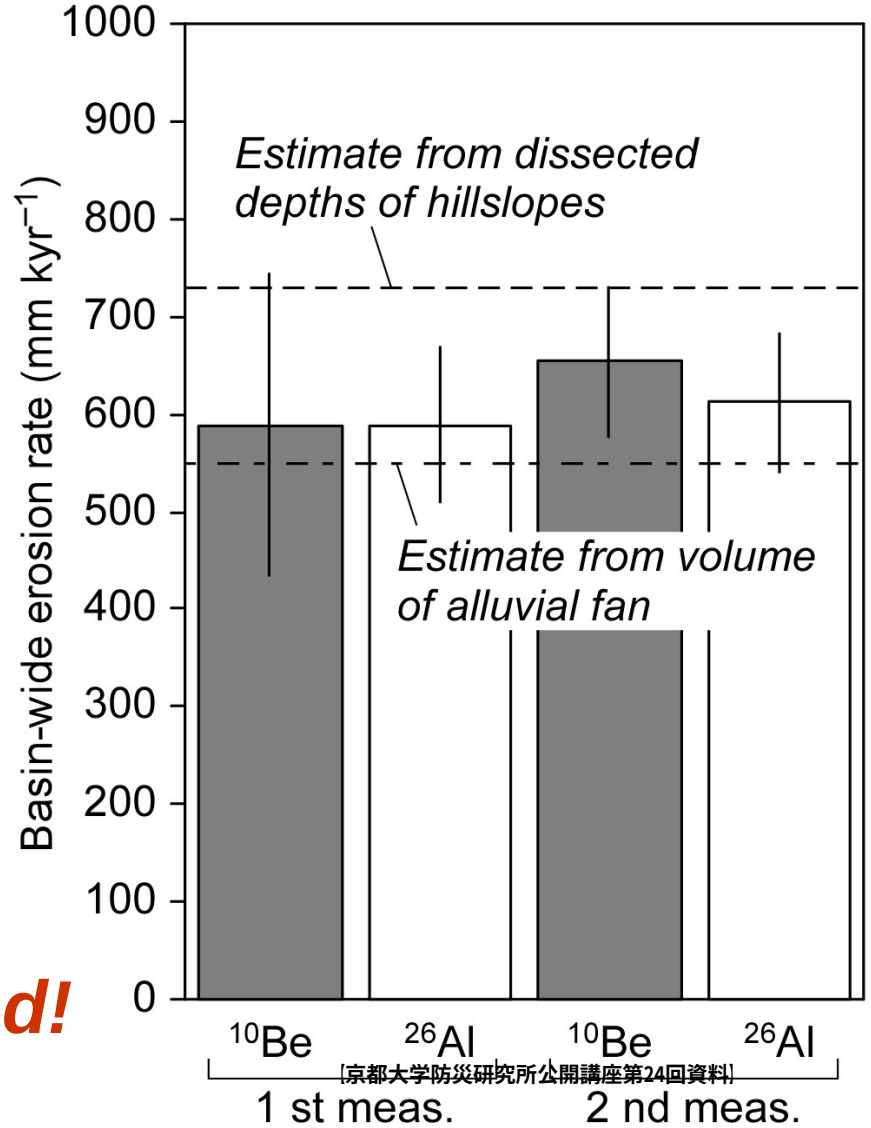
Results: *validation at Ashima river watershed (12 km^2)*



Dissected slope depth
= 1.4 × 10^8 m^3/13 kyr
(= 730 mm/kyr)

Sediment storage
= 1.2 × 10^8 m^3/13 kyr
(= 550 mm/kyr)

It worked!

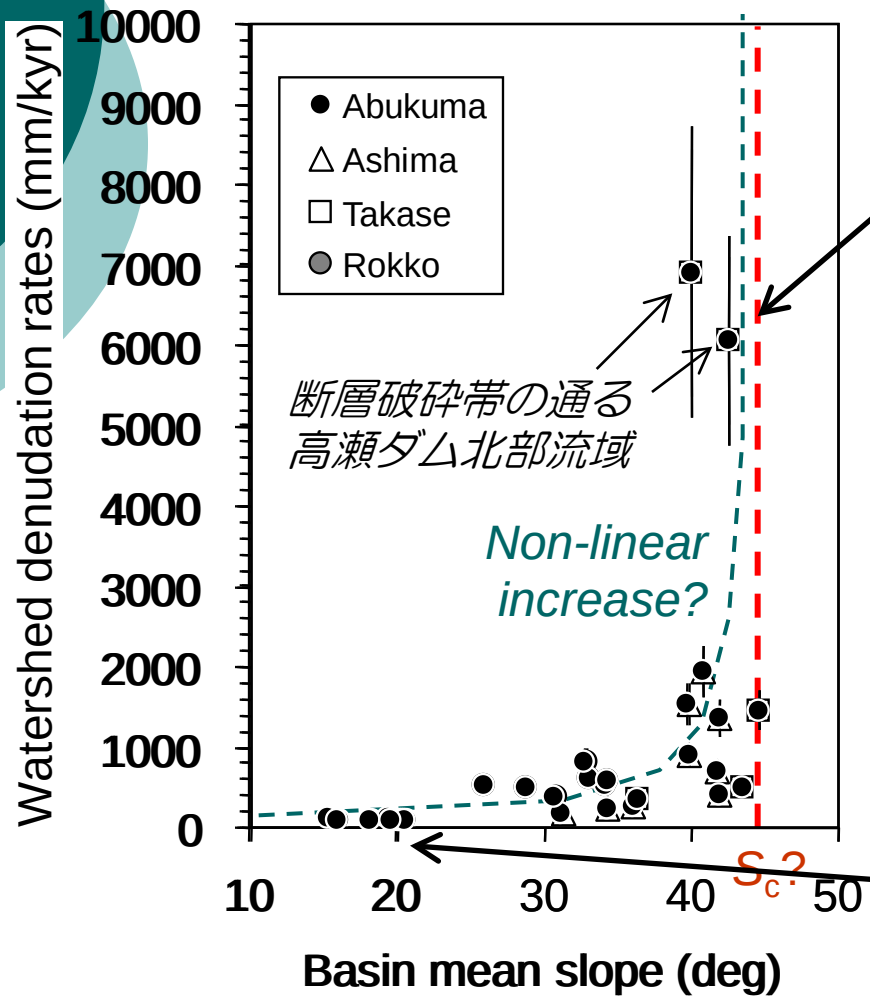


[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

Oguchi, 1997, JQS 12, 381–390.

Results: denudation rates of w

ダム堆砂量の地域分布（e.g., 長谷川ほか2005）とも調和的



削剥速度 vs. 流域斜面の平均傾斜

流域斜面の平均傾斜（地形条件）に対し，削剥（土砂生産）は非線形に増大．⇒しきい勾配が存在?

地域的な隆起への応答としての，斜面崩壊による削剥速度の増大と地形の急峻化がとらえられている．

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

■斜面崩壊の発生場と規模，発生時の予測をめざして

表層崩壊・深層崩壊の
発生場・発生時の予測は可能か？

⇩

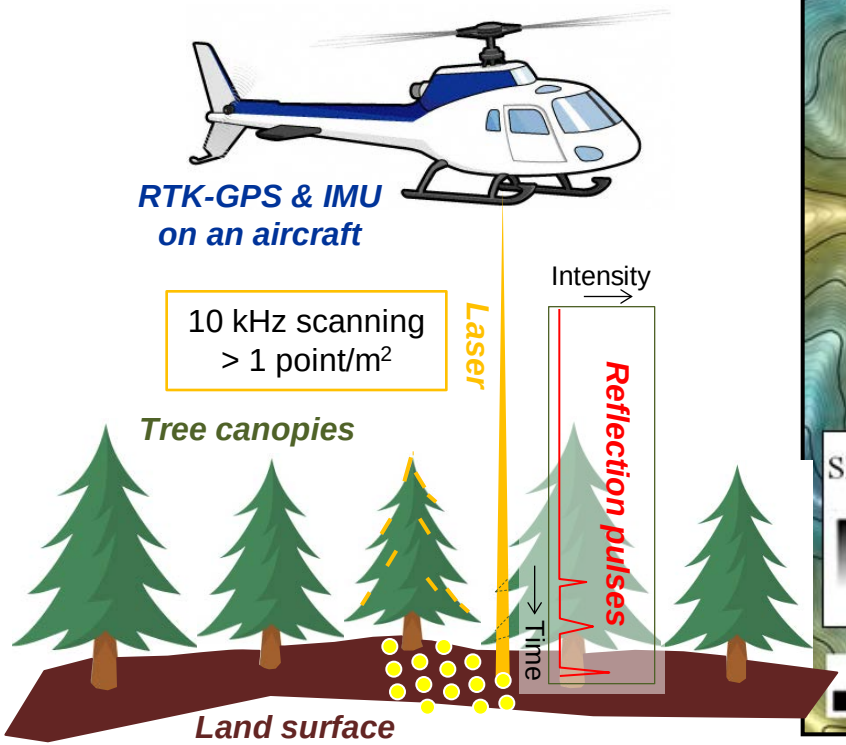
確率的側面もあるが，可能.

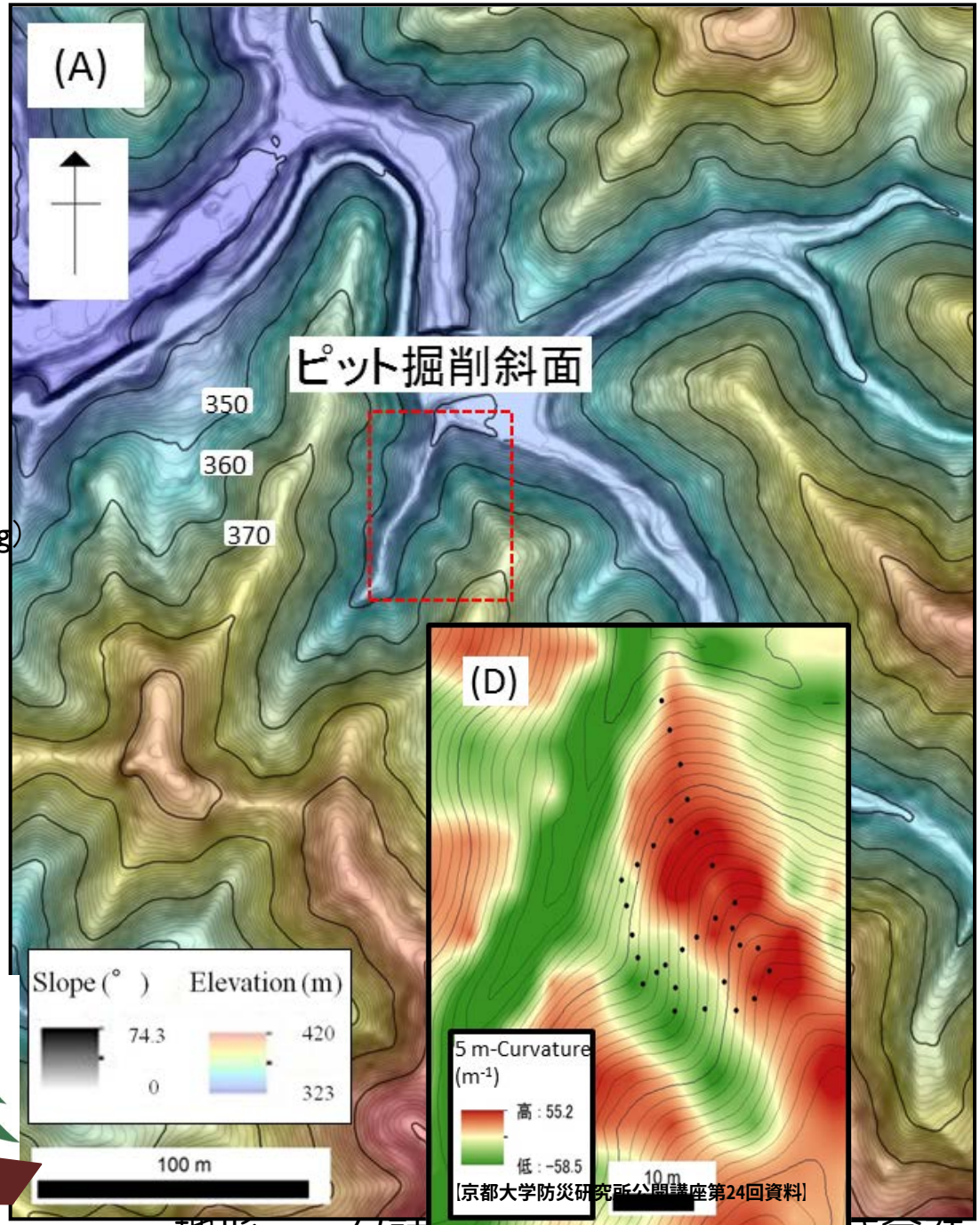
予測の精度・確度を高める
研究が必要.

表層崩壊の発生場予測:
斜面上の土層の厚みを予測できるか？

京都白川流域での試み:
航空レーザー測量を用いて

Airborne LiDAR（Light Detection And Ranging）

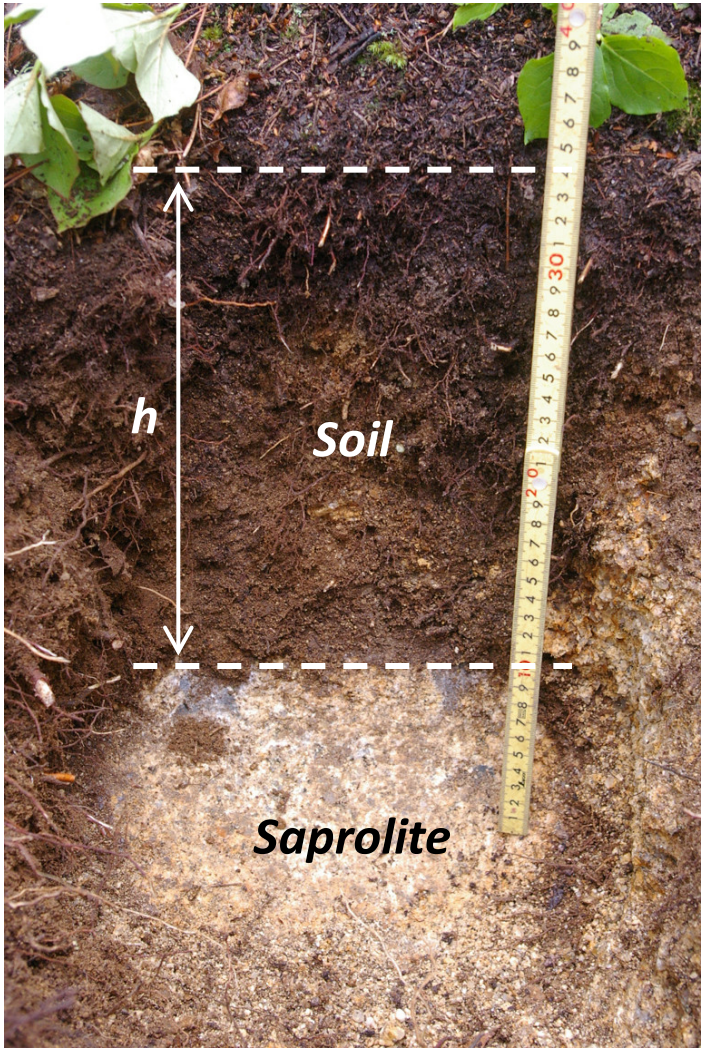


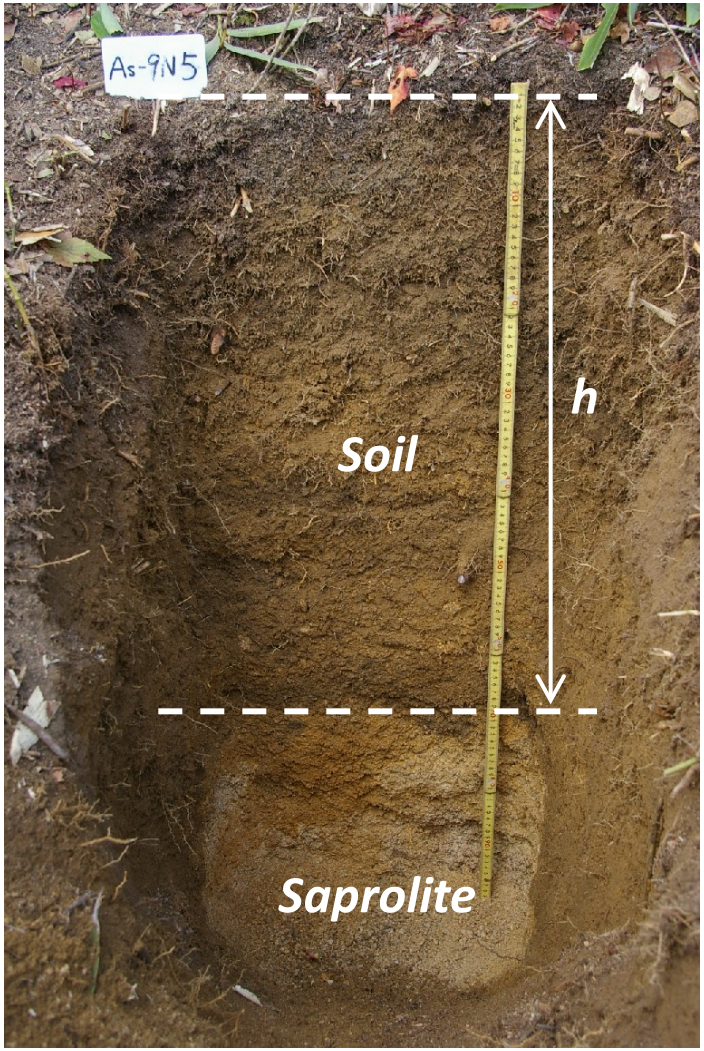


[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

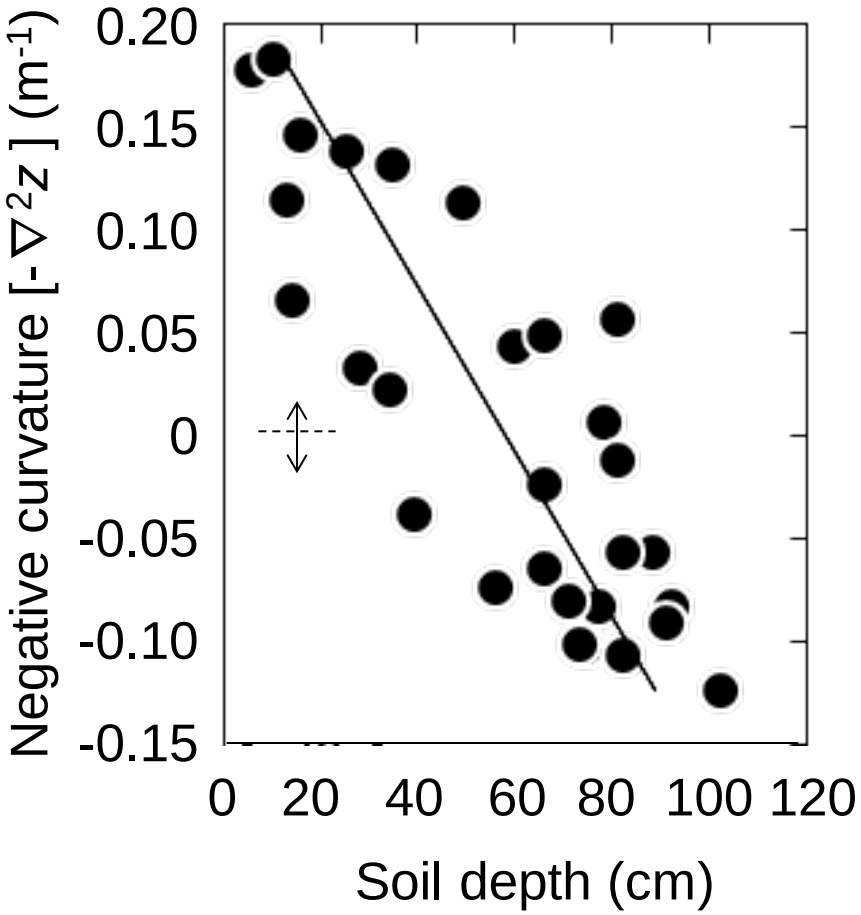
地形データ計測・提供: 朝日航洋株式会社

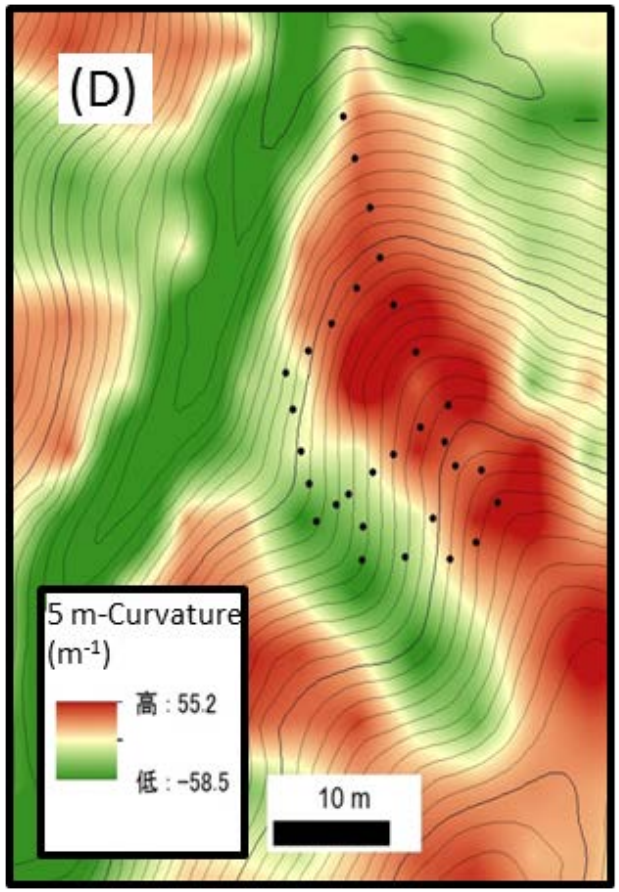
花崗岩地域における典型的な土層構造





[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

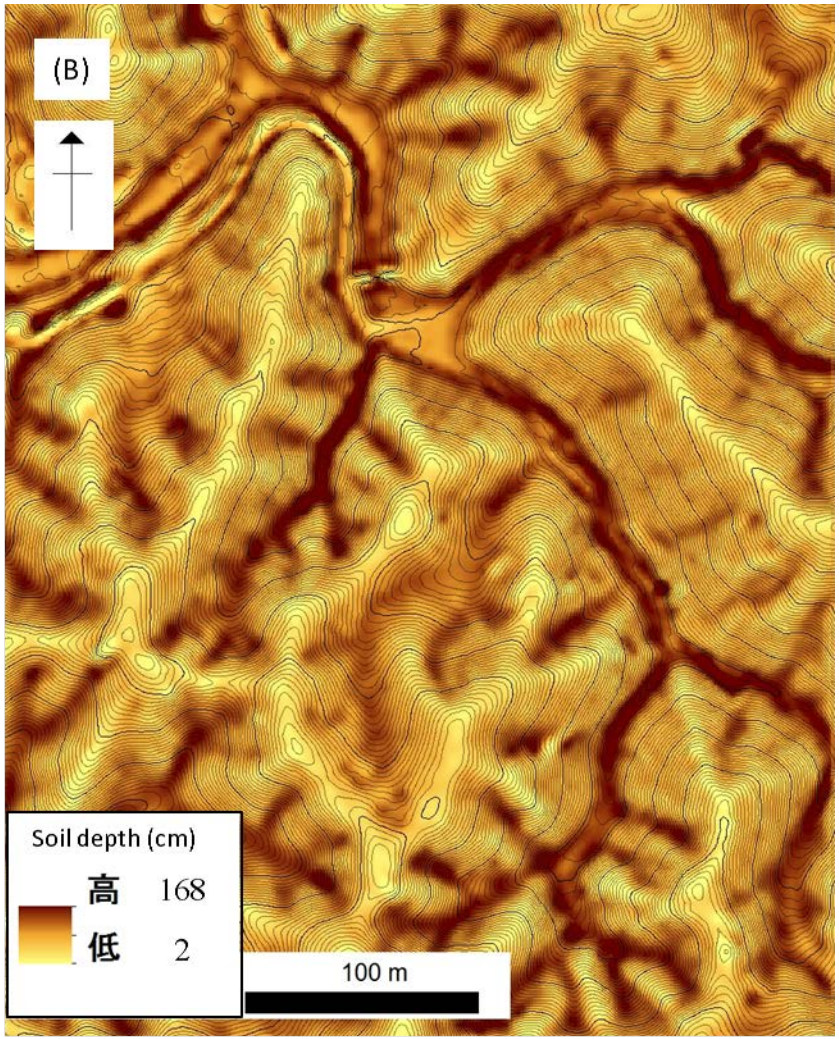




土層の厚みと地形の曲率の関係

[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

仮に，この土層厚-曲率の関係を定常とした場合



土層厚-曲率の関係から経験的に推定される土層厚分布

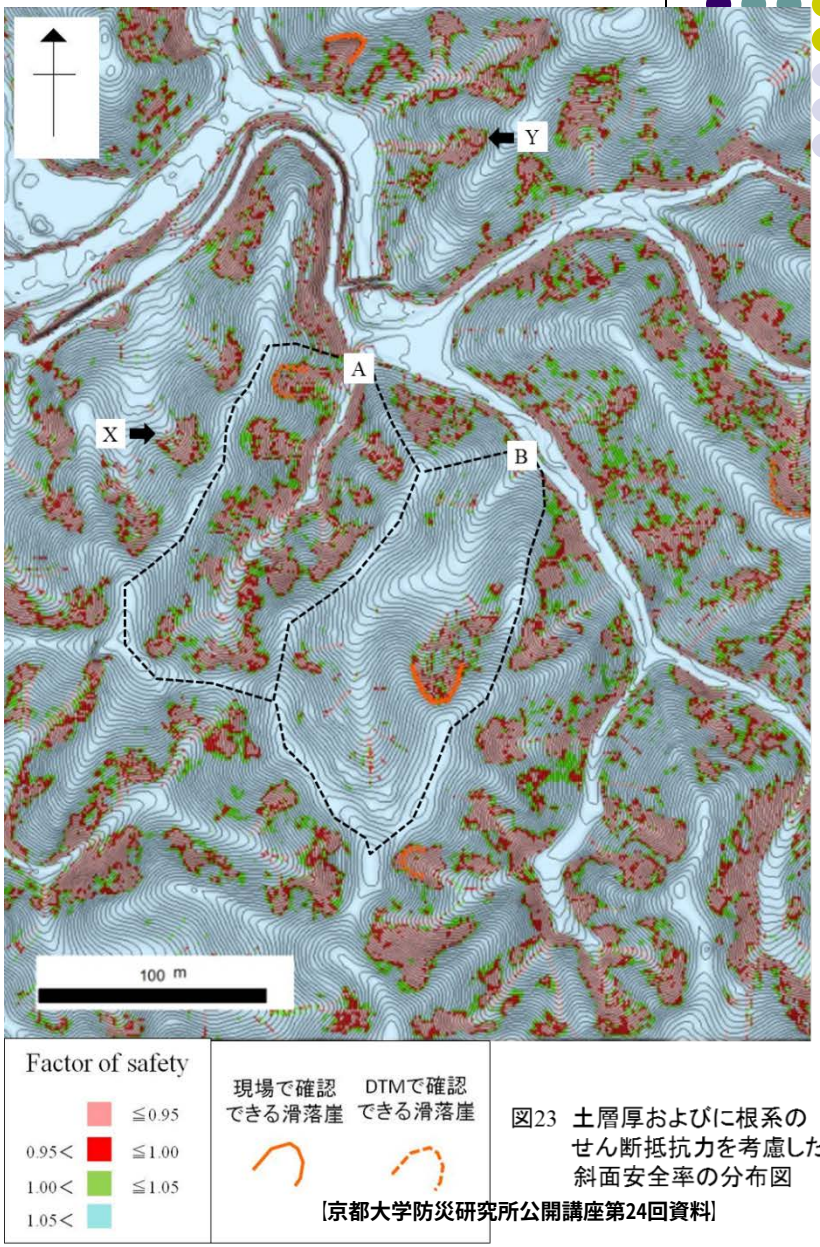
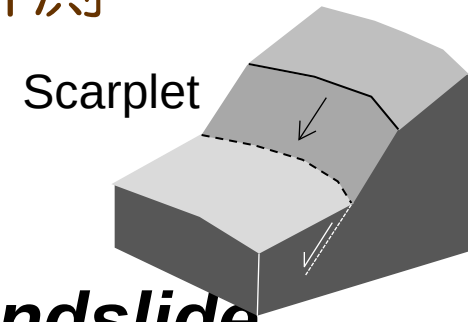


図23 土層厚およびに根系のせん断抵抗力を考慮した斜面安全率の分布図

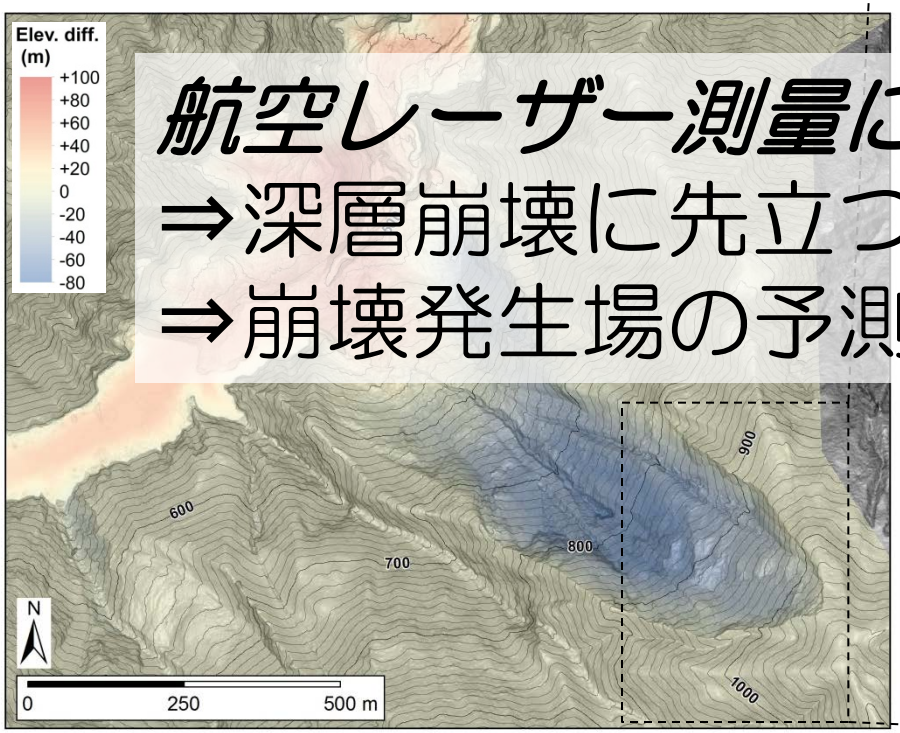
[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

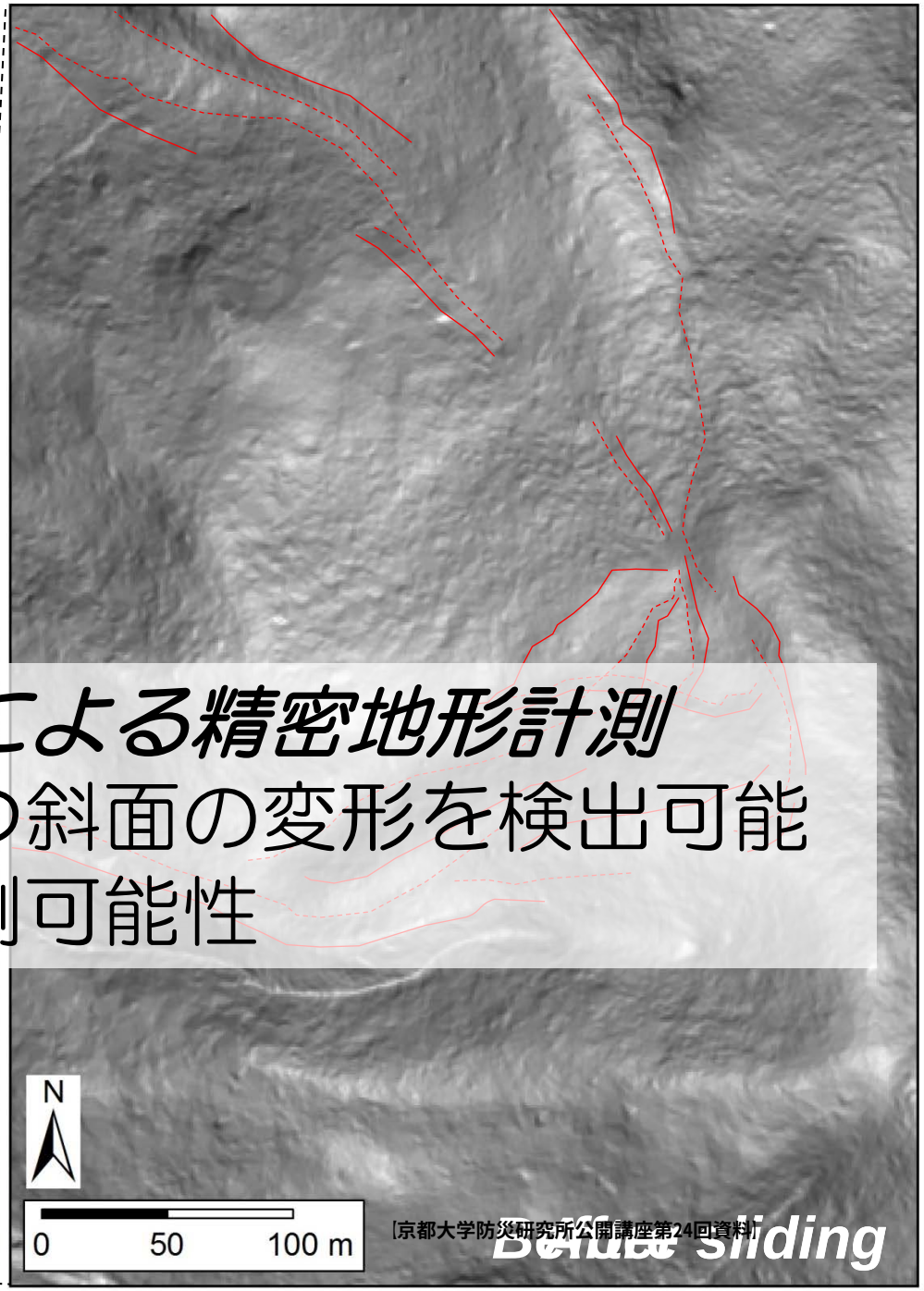
深層崩壊の発生場予測:
斜面の重力変形に伴う微地形の計測



Akatani landslide

地形データ提供: 国交省近畿地方整備局





[京都大学防災研究所公開講座第24回資料]

航空レーザー測量による精密地形計測

⇒深層崩壊に先立つ斜面の変形を検出可能

⇒崩壊発生場の予測可能性

まとめ

豪雨による斜面崩壊は，間隙水圧の上昇が引き起こす地表物質のせん断破壊現象で，山地の地形形成過程の一部.

表層崩壊による流域単位での土砂災害ポテンシャルの把握には，宇宙線生成核種が援用できる.

斜面崩壊の発生場の予測について，航空レーザー測量などの道具立てはできており，精度・確度の向上についての研究が必要.