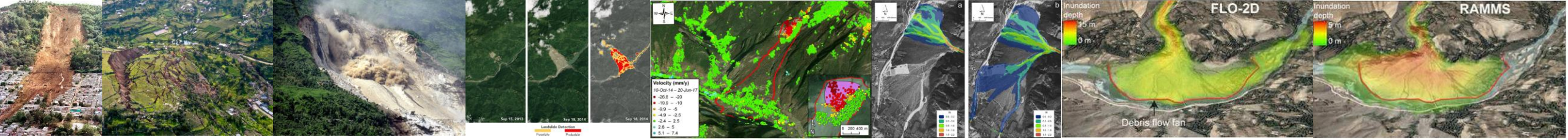
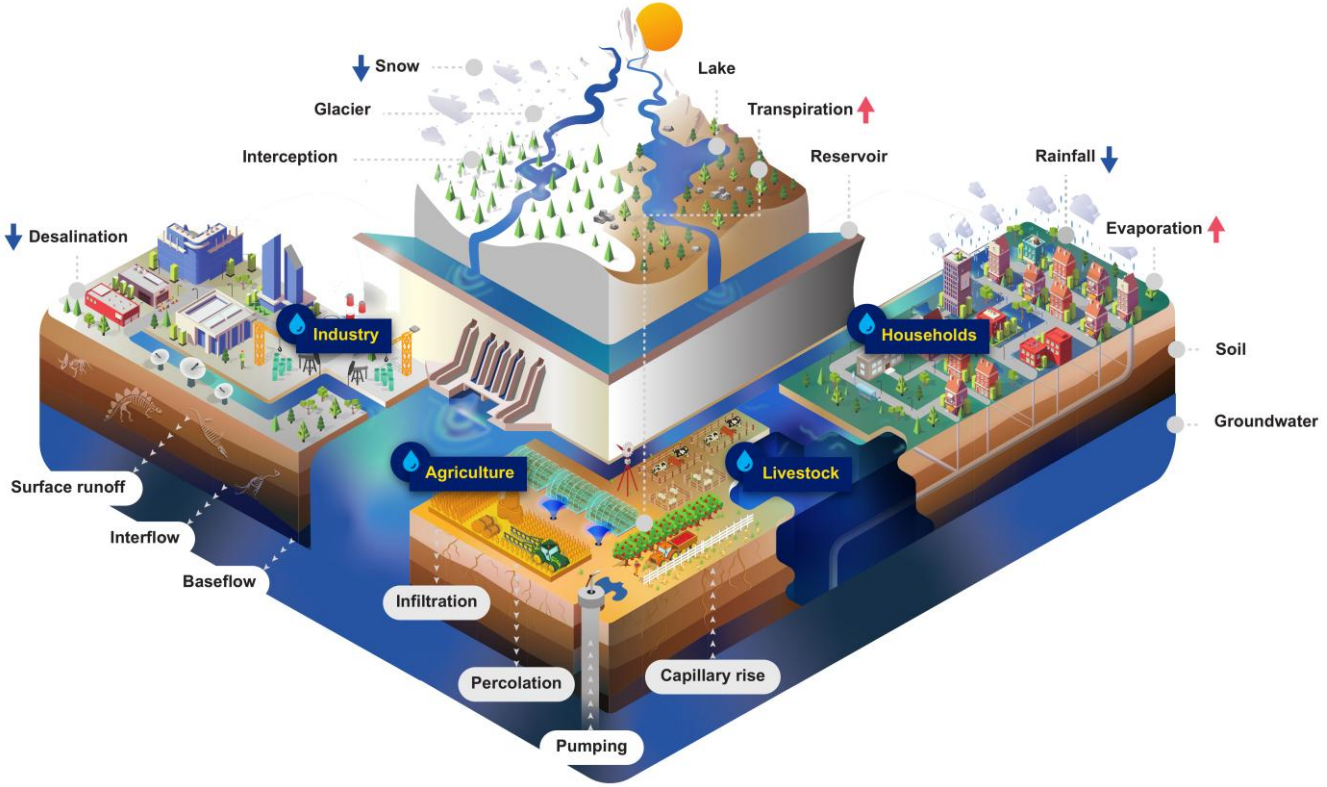
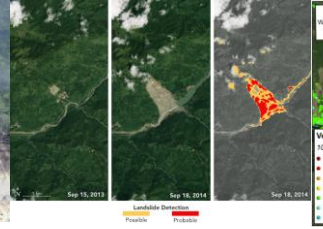
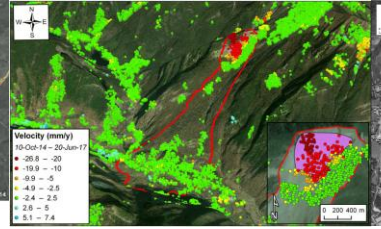
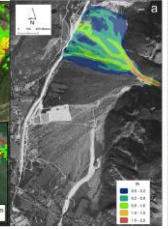
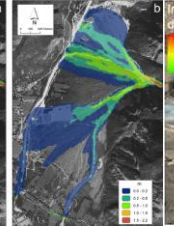
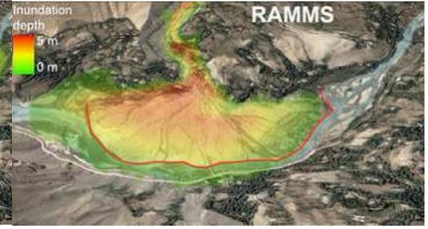


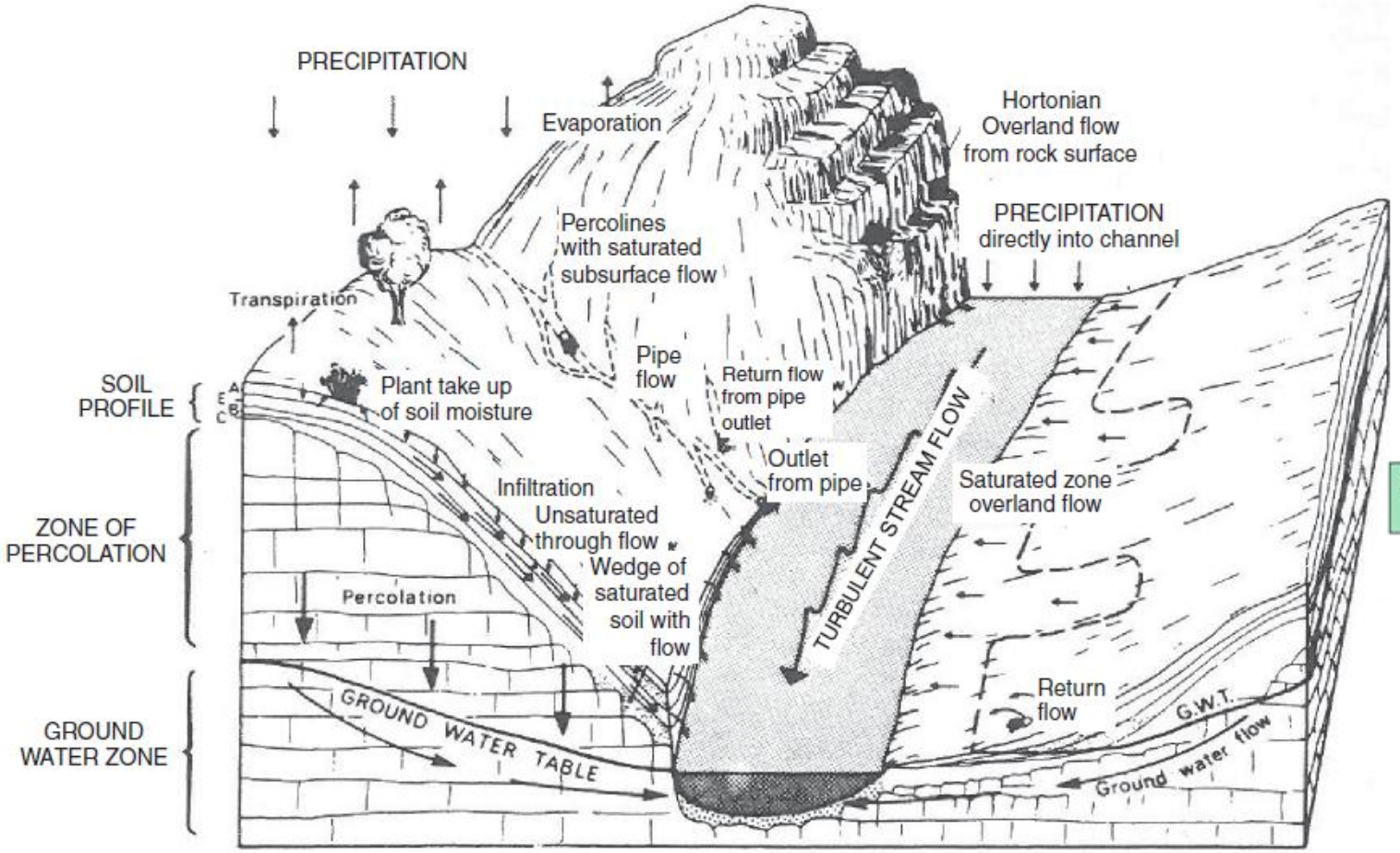
Unidad 7. hidrología e hidrogeología de laderas

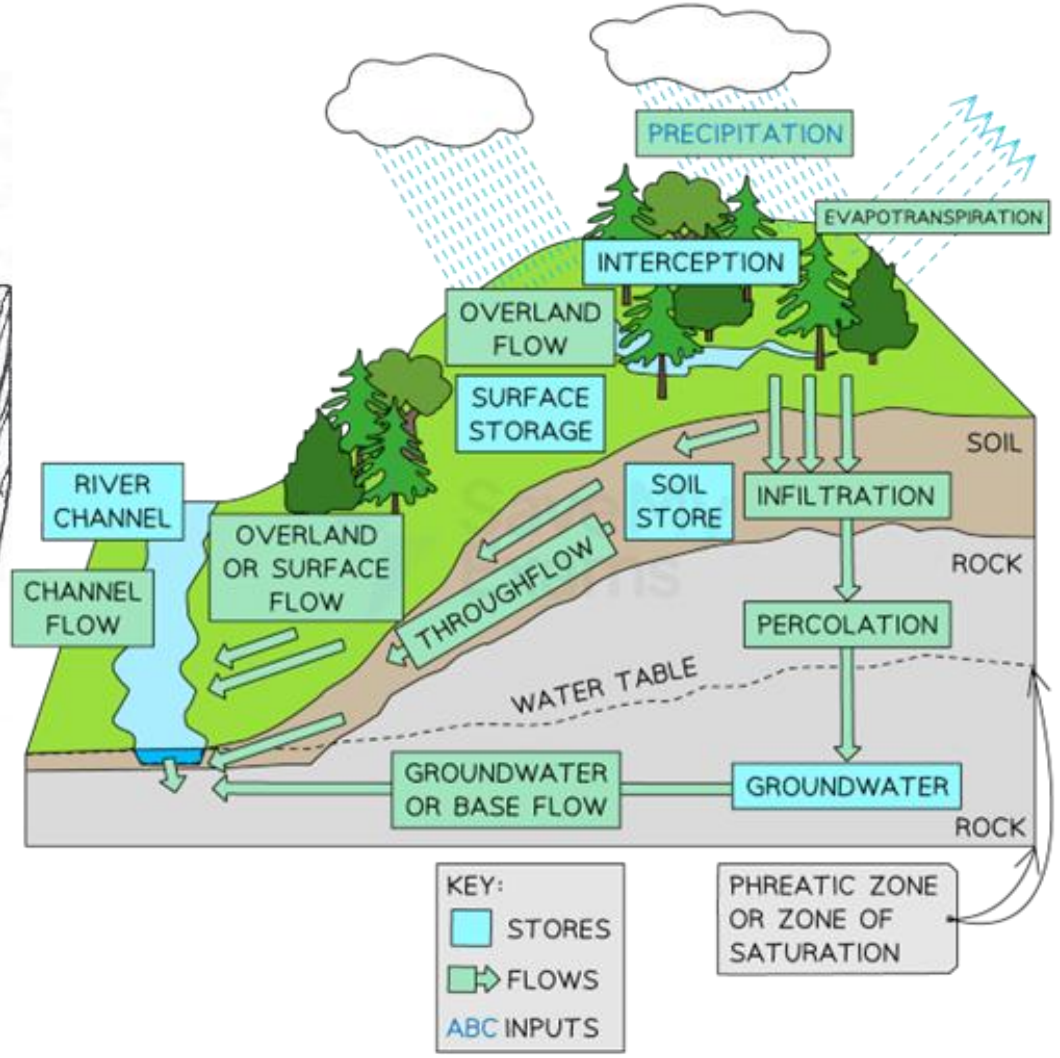
- Explicar los principios físicos que controlan el flujo en la zona no saturada y saturada
- Describir los mecanismos de generación de flujo en la zona no saturada
- Analizar la influencia de las propiedades del suelo sobre la capacidad de almacenamiento de agua en la zona no saturada.

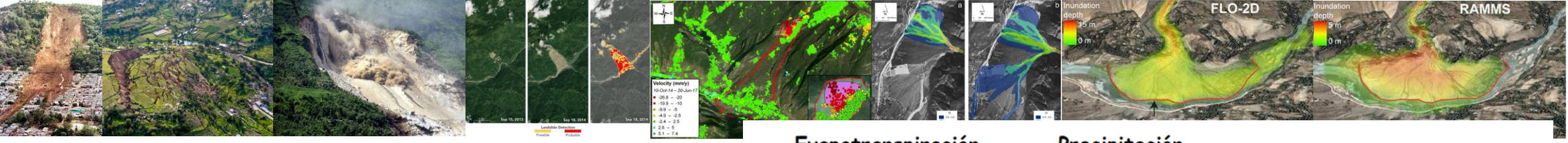


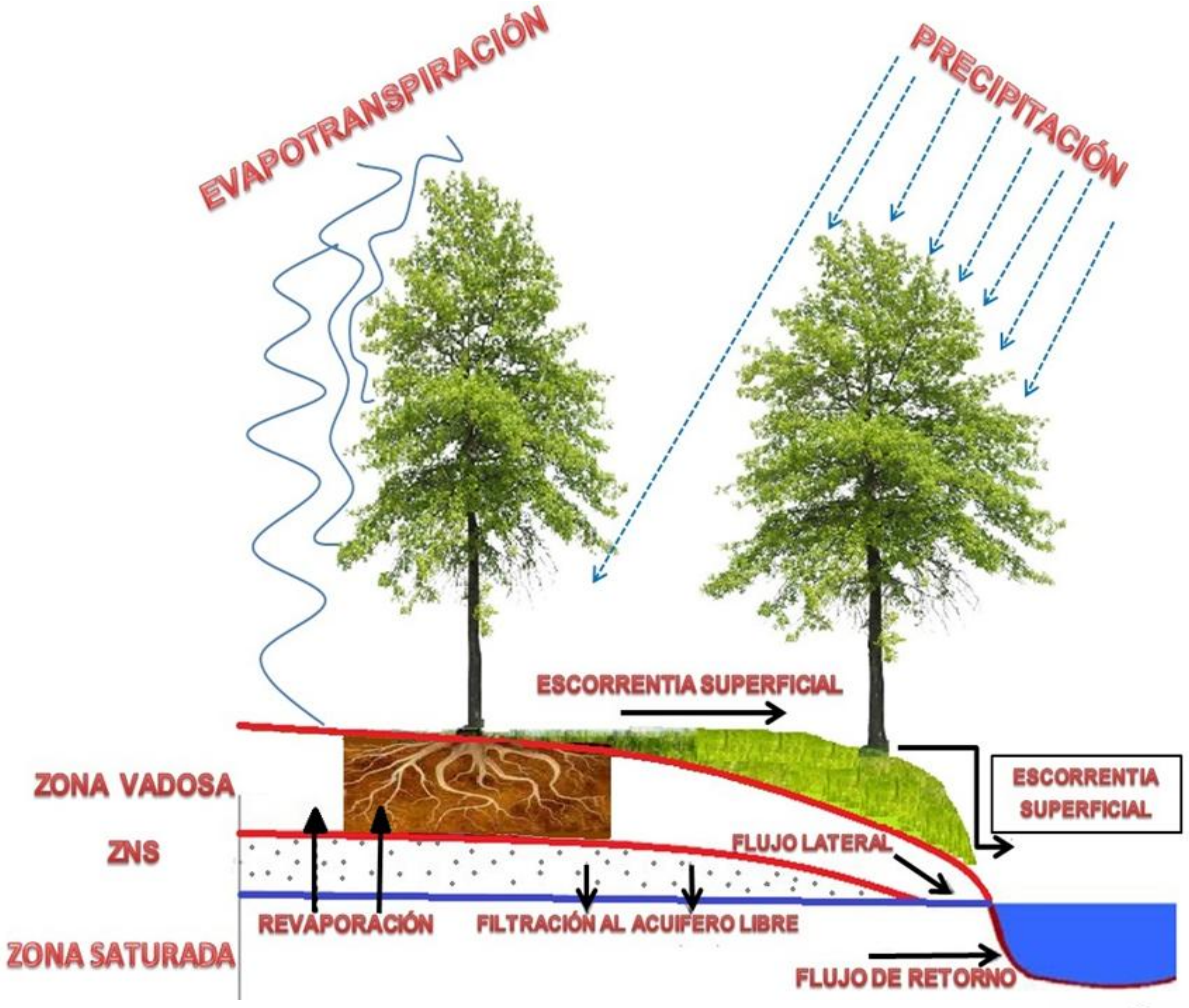

Sep 15, 2013
Sep 18, 2014
Sep 18, 2014
Landslide Detection
Possible
Probable

Velocity (mm/y)
10-Oct-14 – 20-Jun-17
-26.8 – -20
-19.9 – -10
-9.9 – -5
-4.9 – -2.5
-2.4 – 2.5
2.6 – 5
5.1 – 7.4
0 200 400 m

a

b

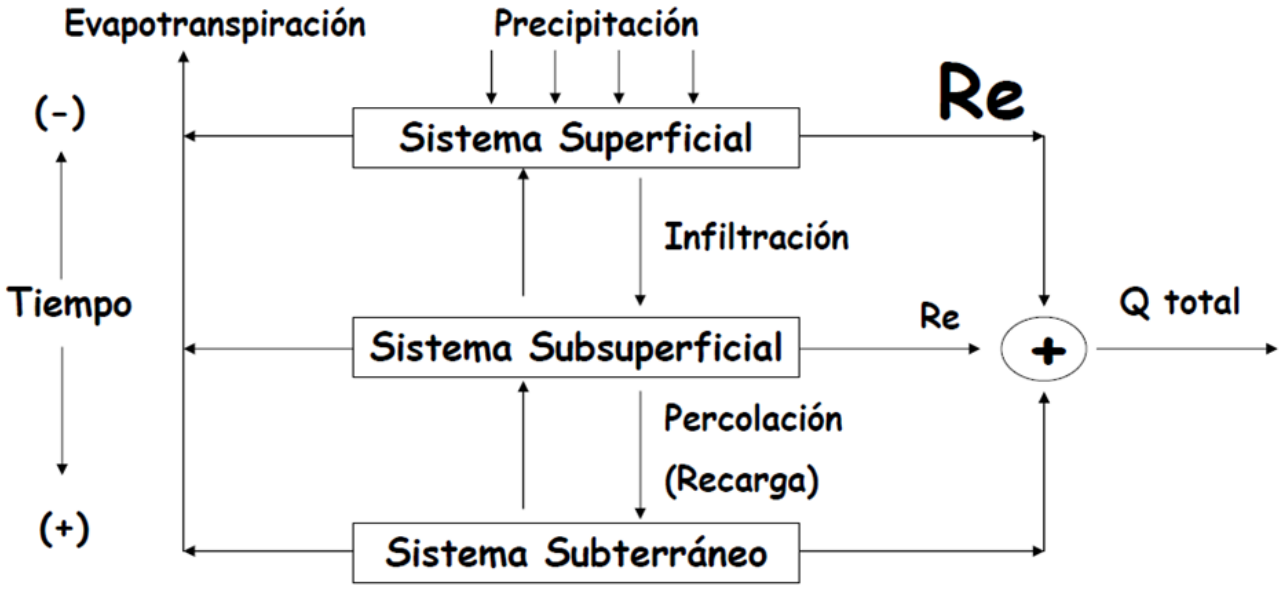
Inundation depth
15 m
0 m
FLO-2D
Debris flow fan

Inundation depth
5 m
0 m
RAMMS

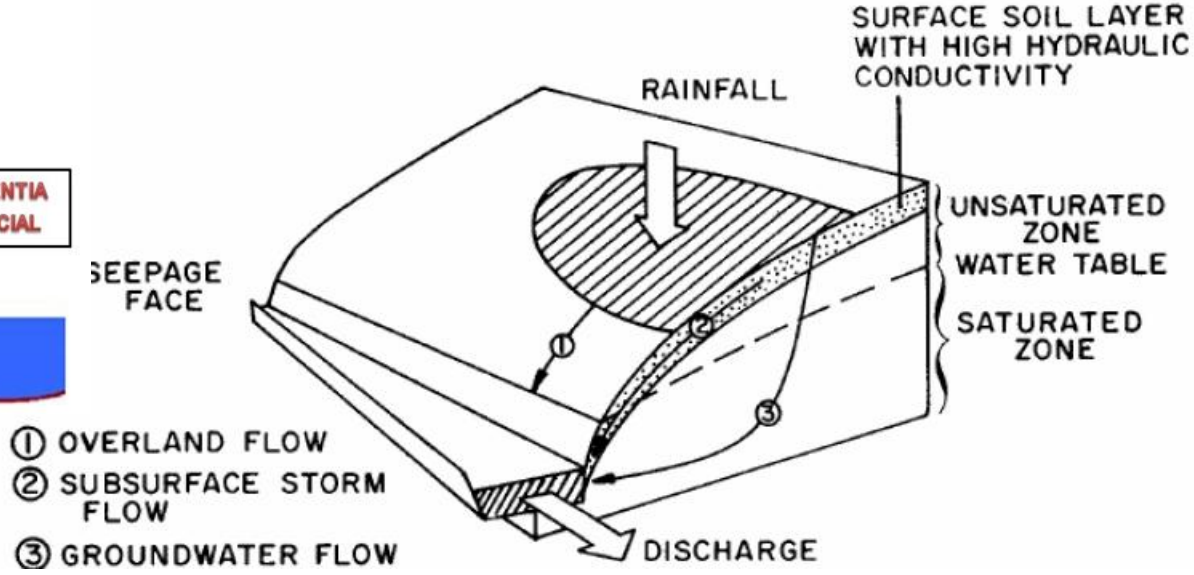

PRECIPITATION
Evaporation
Hortonian Overland flow from rock surface
PRECIPITATION directly into channel
Percolines with saturated subsurface flow
Transpiration
Pipe flow
Return flow from pipe outlet
Plant take up of soil moisture
SOIL PROFILE
A
E
B
C
Outlet from pipe
Infiltration
Unsaturated through flow
Wedge of saturated soil with flow
Saturated zone overland flow
TURBULENT STREAM FLOW
ZONE OF PERCOLATION
Percolation
GROUND WATER TABLE
Return flow
G.W.T.
Ground water flow
GROUND WATER ZONE

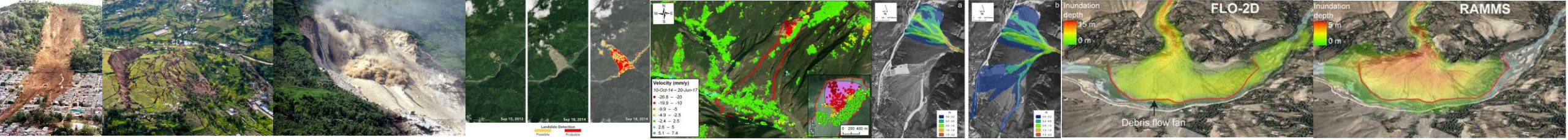

PRECIPITATION
EVAPOTRANSPIRATION
INTERCEPTION
OVERLAND FLOW
SURFACE STORAGE
SOIL
RIVER CHANNEL
SOIL STORE
INFILTRATION
OVERLAND OR SURFACE FLOW
ROCK
CHANNEL FLOW
THROUGHFLOW
PERCOLATION
WATER TABLE
GROUNDWATER OR BASE FLOW
GROUNDWATER
ROCK
KEY:
STORES
FLOWS
ABC INPUTS
PHREATIC ZONE OR ZONE OF SATURATION


Velocity (mm/y)
Landslide Detection
Possible
Probable
Inundation depth
FLO-2D
RAMMS

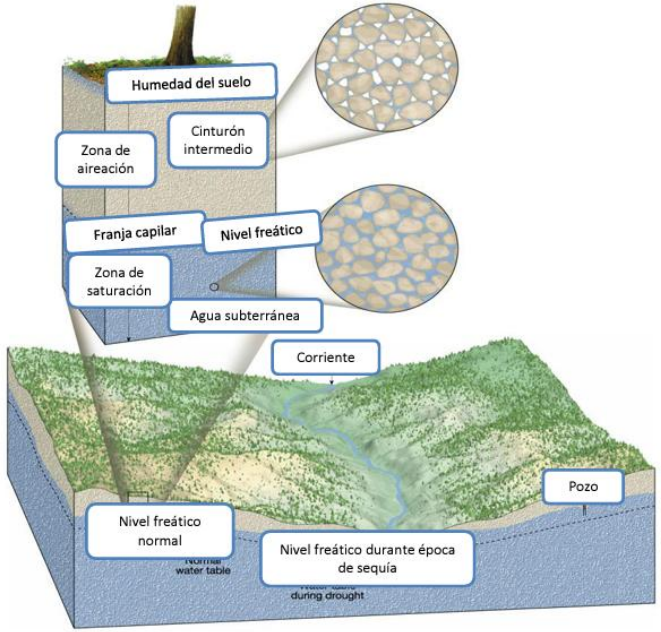

EVAPOTRANSPIRACIÓN
PRECIPITACIÓN
ESCORRENTIA SUPERFICIAL
ESCORRENTIA SUPERFICIAL
ZONA VADOSA
ZNS
FLUJO LATERAL
REVAPORACIÓN
FILTRACIÓN AL ACUIFERO LIBRE
ZONA SATURADA
FLUJO DE RETORNO

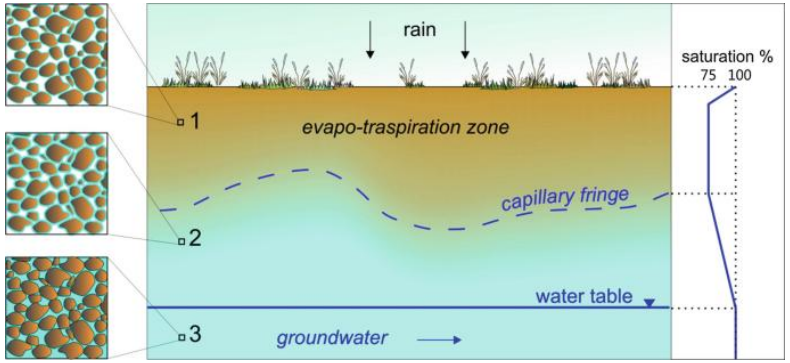

Evapotranspiración
Precipitación
Re
(-)
Sistema Superficial
Infiltración
Tiempo
Sistema Subsuperficial
Re
Q total
+
Percolación
(Recarga)
(+)
Sistema Subterráneo

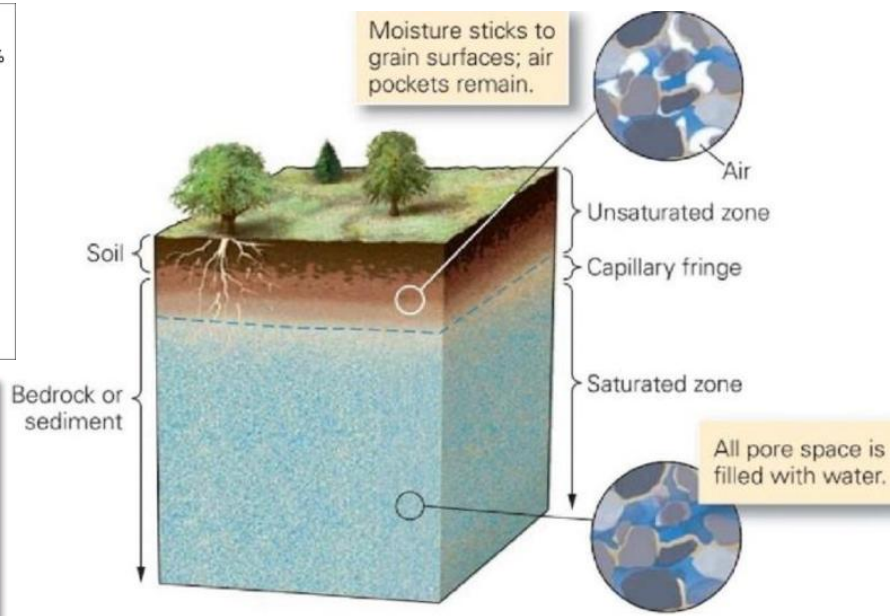

SURFACE SOIL LAYER WITH HIGH HYDRAULIC CONDUCTIVITY
RAINFALL
UNSATURATED ZONE
WATER TABLE
SATURATED ZONE
SEEPAGE FACE
① OVERLAND FLOW
② SUBSURFACE STORM FLOW
③ GROUNDWATER FLOW
DISCHARGE

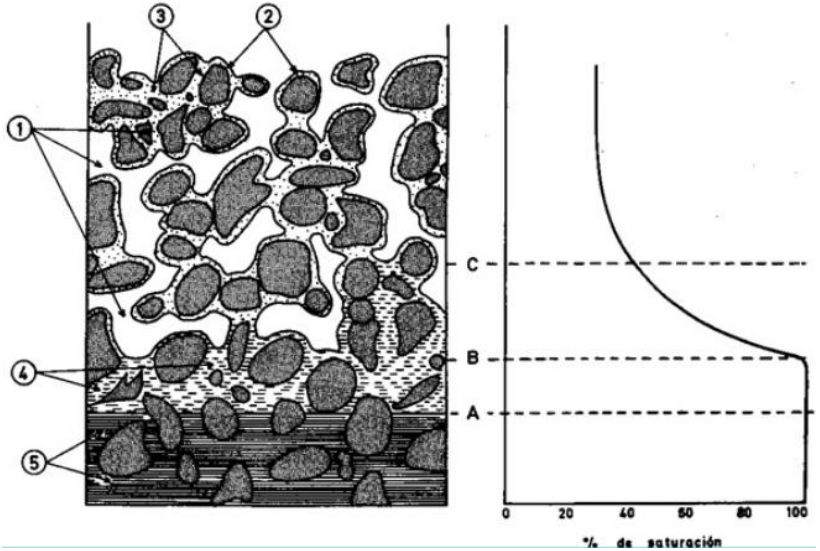


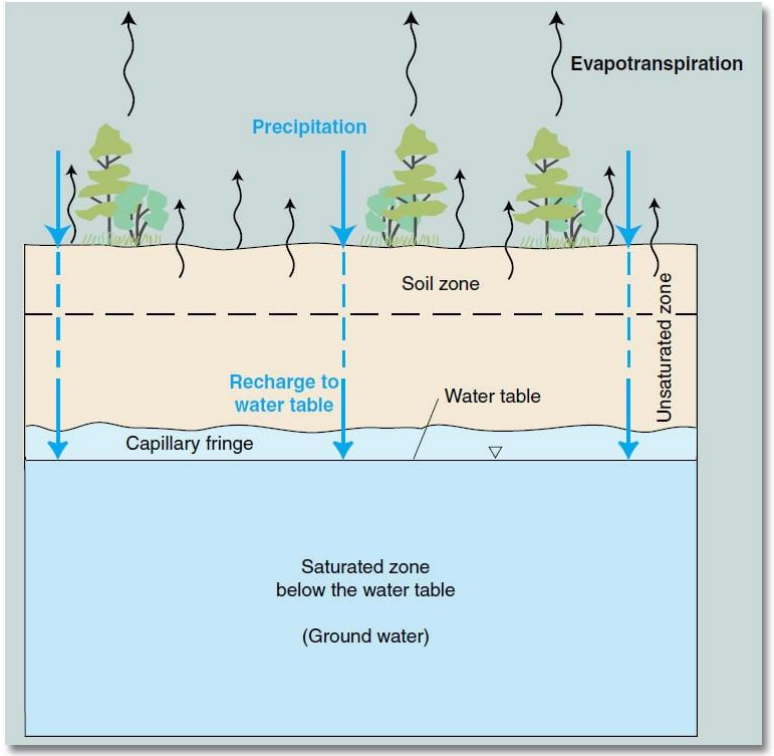
Zona no saturada (ZNS)

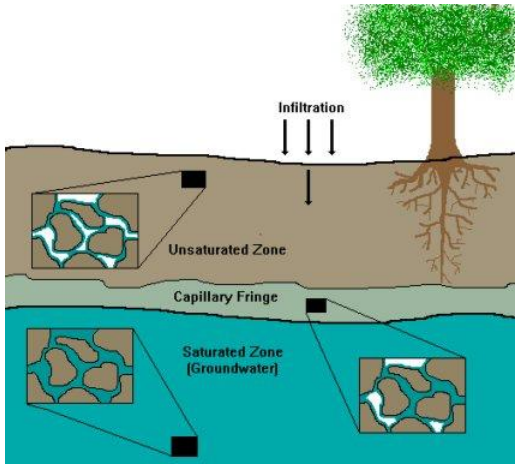


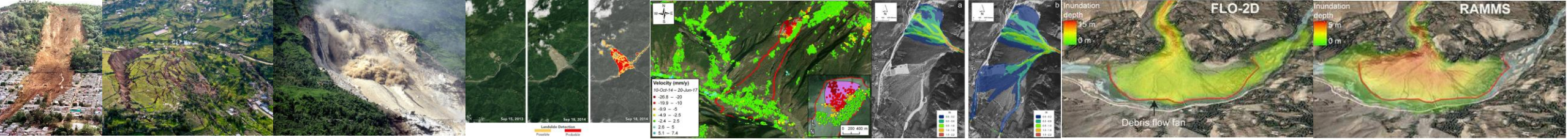












Estados del agua en el suelo:

Saturación:

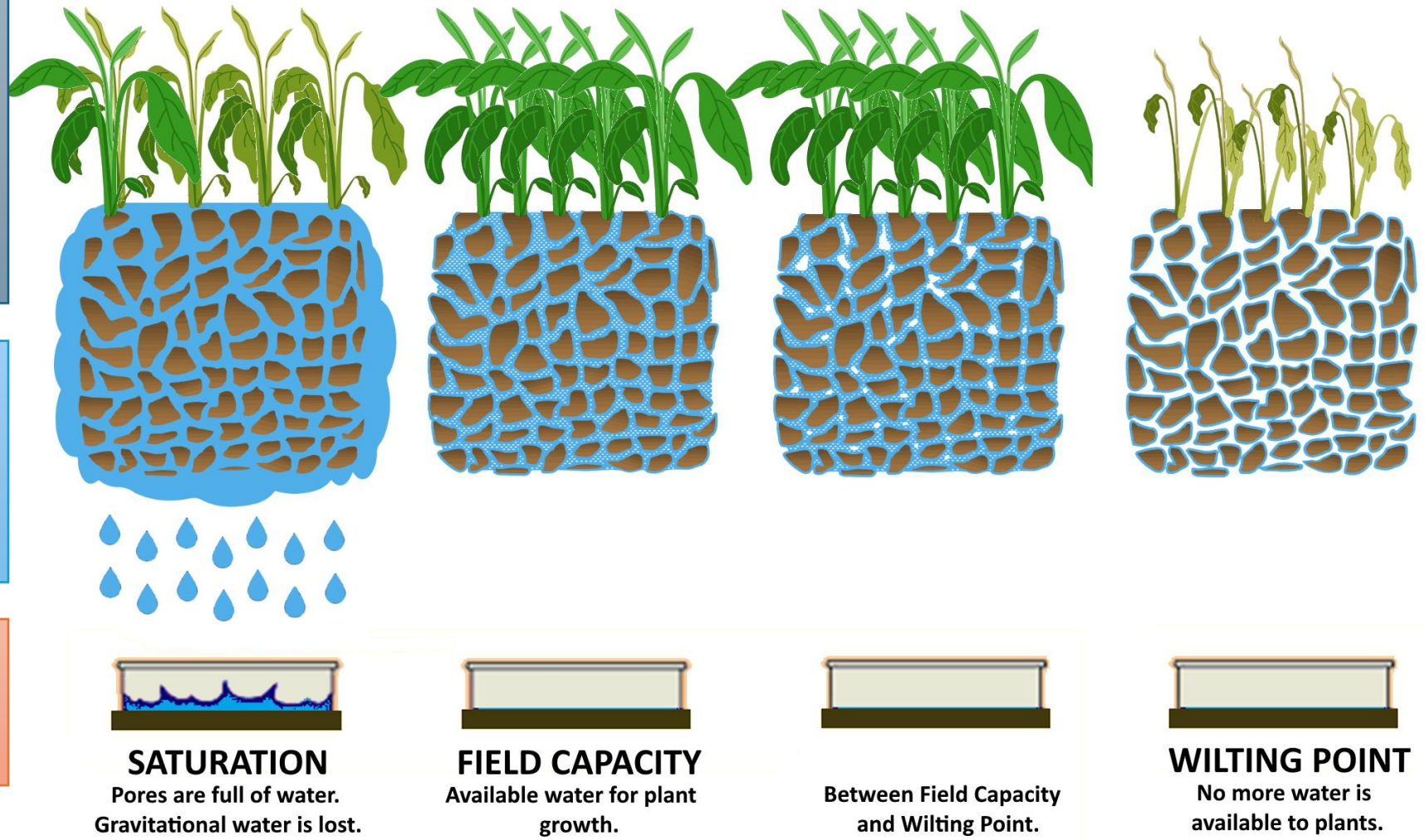
- **Todos los poros (macroporos > 50 µm, mesoporos y microporos) están llenos de agua; la fase gaseosa es prácticamente nula.**
- **El exceso de agua en macroporos se desplaza bajo gradiente gravitacional como agua gravitacional**

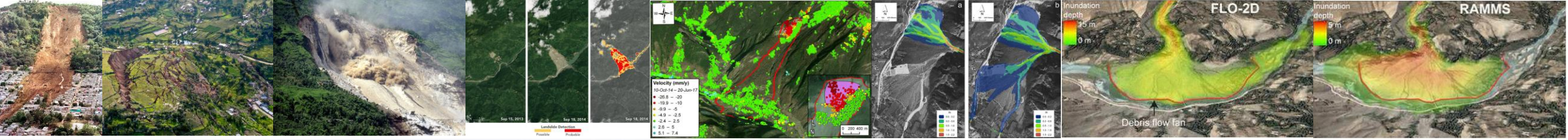
Capacidad de campo:

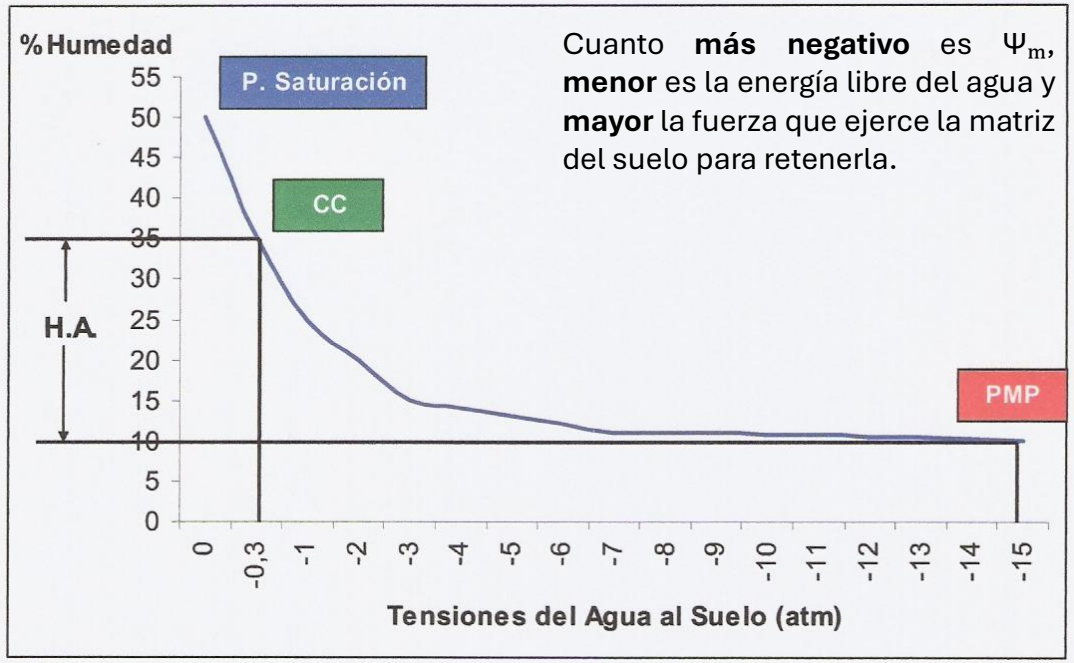
- Es la cantidad de agua que retiene el suelo después de haber drenado libremente por gravedad Macroporos vacíos, mesoporos (0.2–50 µm) saturados, microporos parcialmente llenos.

Punto de marchitez permanente:

- Nivel en el que las plantas ya no pueden extraer agua del suelo y se marchitan irreversiblemente.

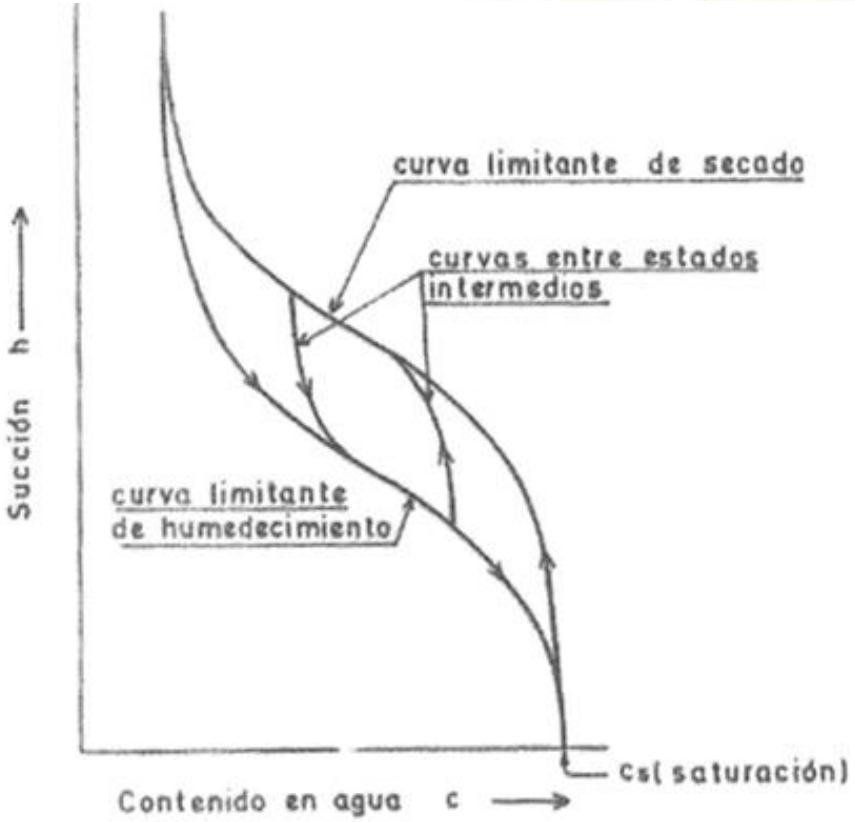






Cuanto **más negativo** es Ψ_m, **menor** es la energía libre del agua y **mayor** la fuerza que ejerce la matriz del suelo para retenerla.

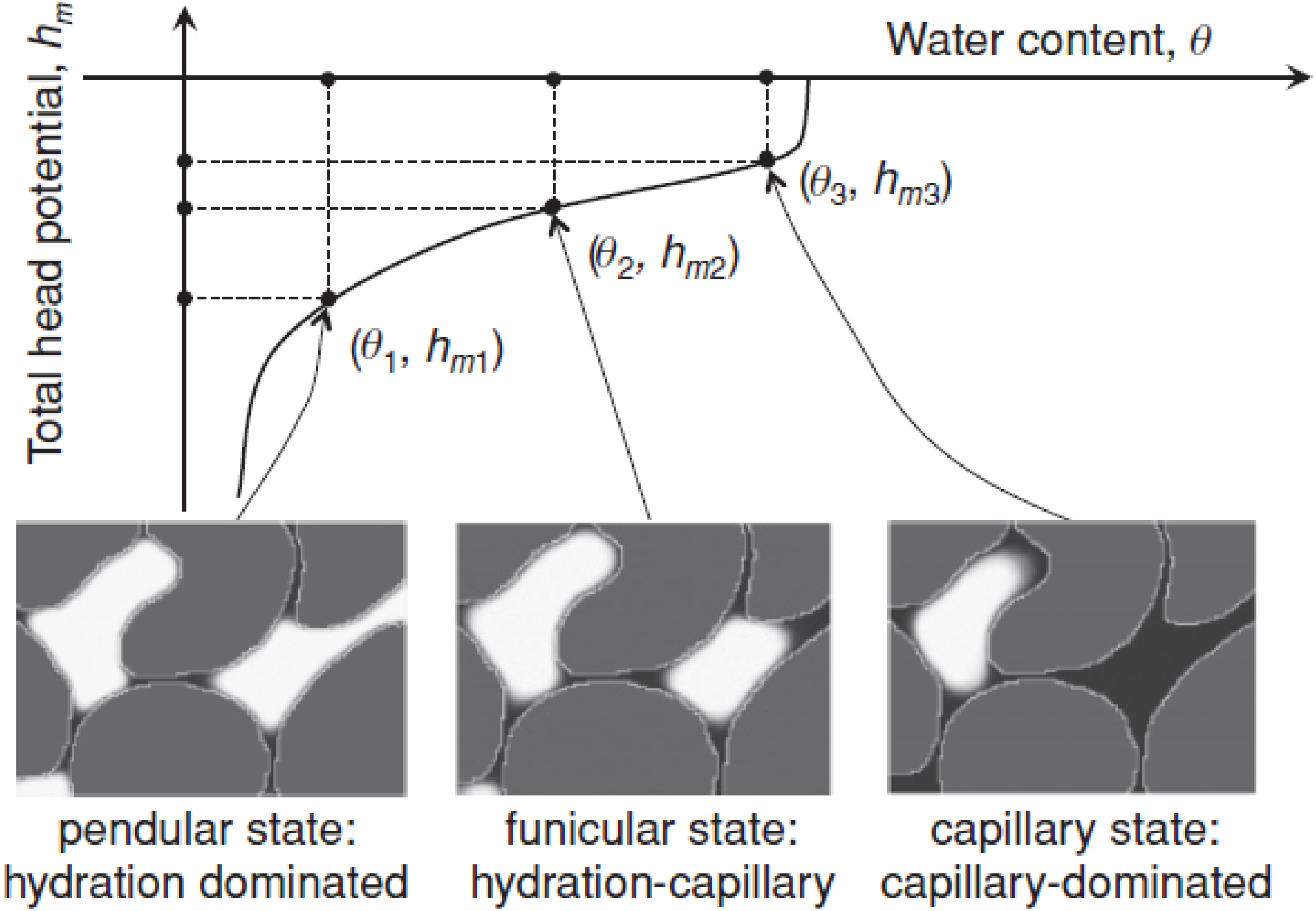
Contenido de agua del suelo para un mismo nivel de potencial matricial (presión de succión) es diferente según si el suelo se está mojando o secando.

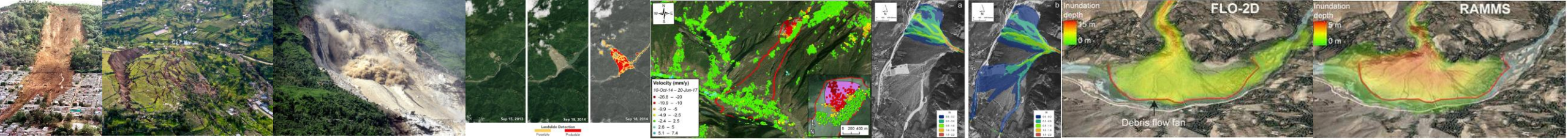


La histéresis en las propiedades del suelo, es decir, la diferencia en la retención de agua según si el suelo se está humedeciendo o secando.

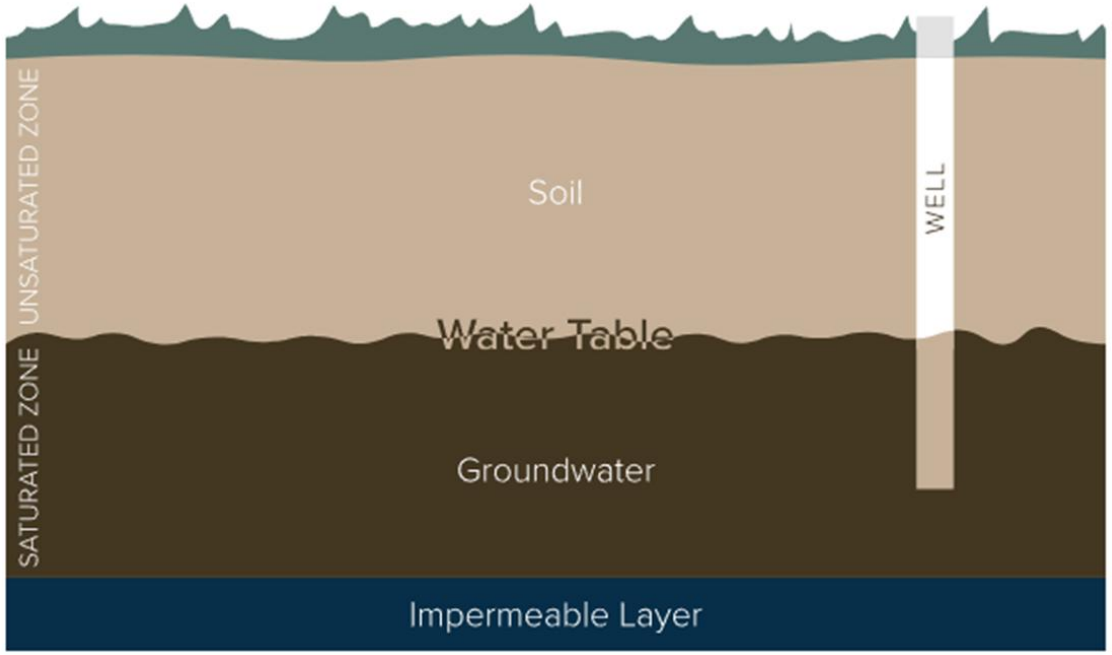
•**Eje Horizontal (Contenido en agua, c):** Este eje representa la cantidad de agua contenida en el suelo, a menudo expresada como volumen de agua por volumen de suelo. La notación "C_{sl} (saturación)" indica el punto de saturación, que es cuando el suelo no puede retener más agua.

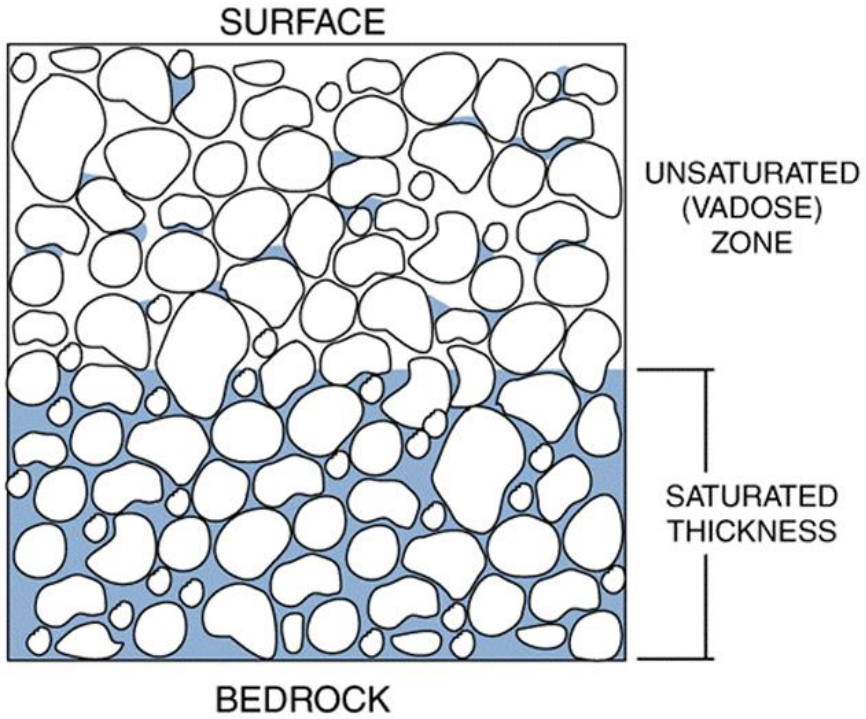
•**Eje Vertical (Succión, h):** Este eje muestra la succión del suelo, que es una medida de la presión negativa o tensión que se debe aplicar para extraer agua del suelo. Esencialmente, indica la fuerza con la que el suelo retiene el agua.


Total head potential, h_m
Water content, θ
(θ_1, h_{m1})
(θ_2, h_{m2})
(θ_3, h_{m3})
pendular state:
hydration dominated
funicular state:
hydration-capillary
capillary state:
capillary-dominated



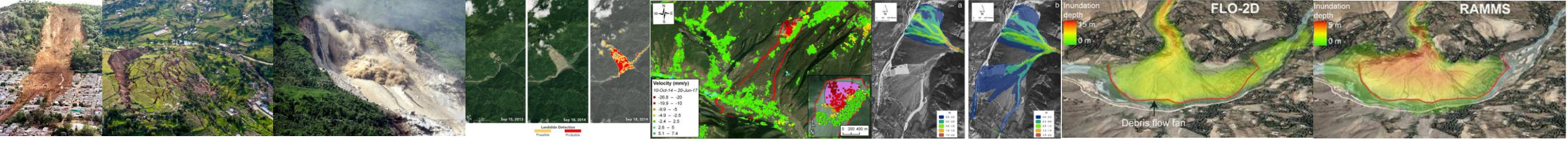
Medio poroso y distribución de fases

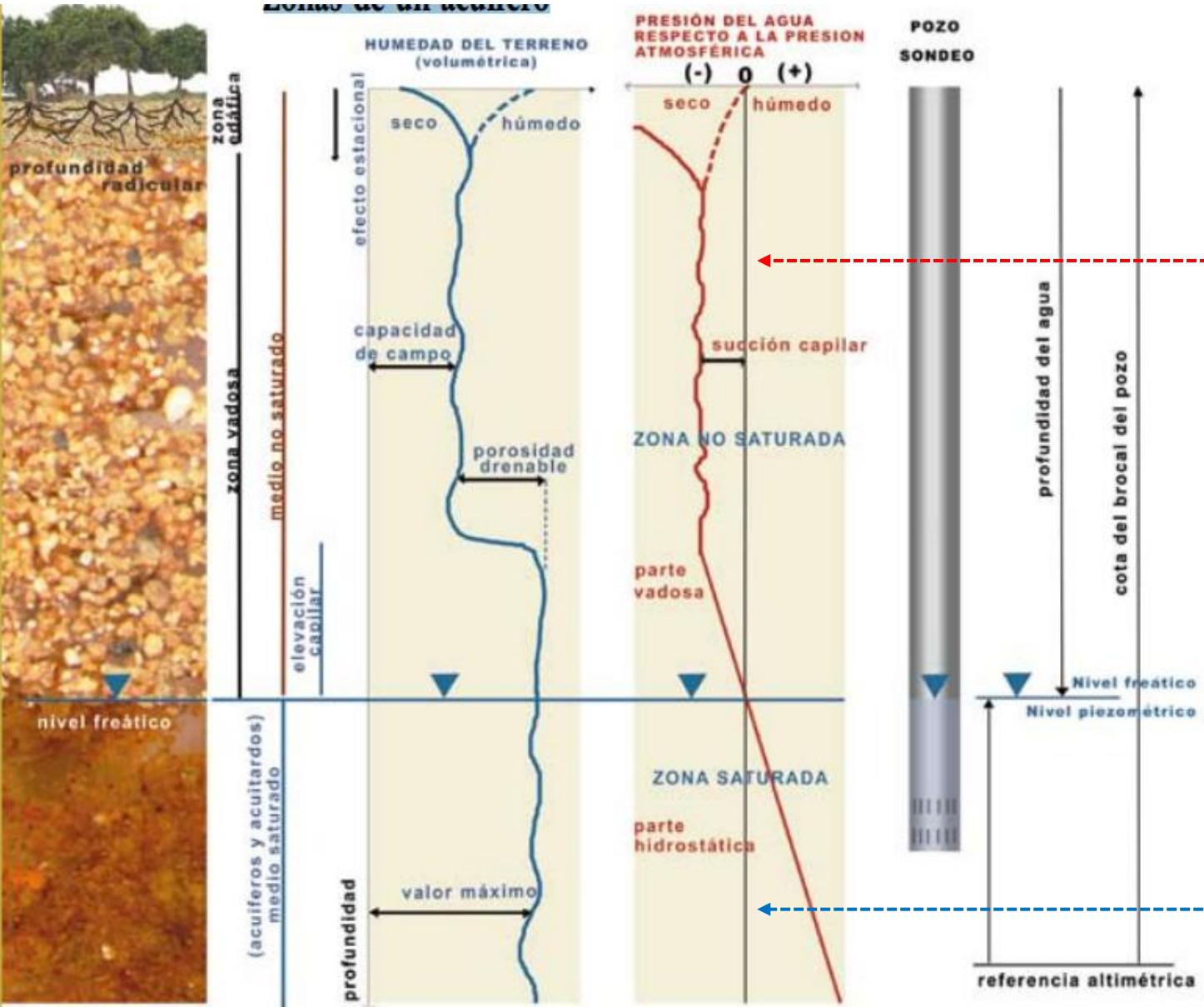


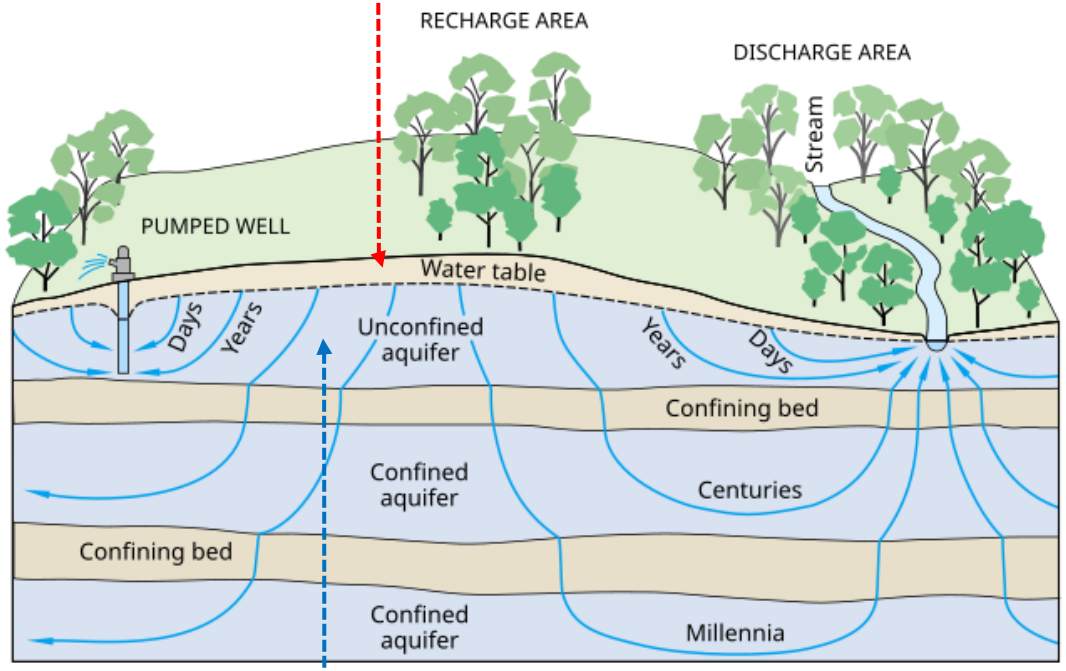


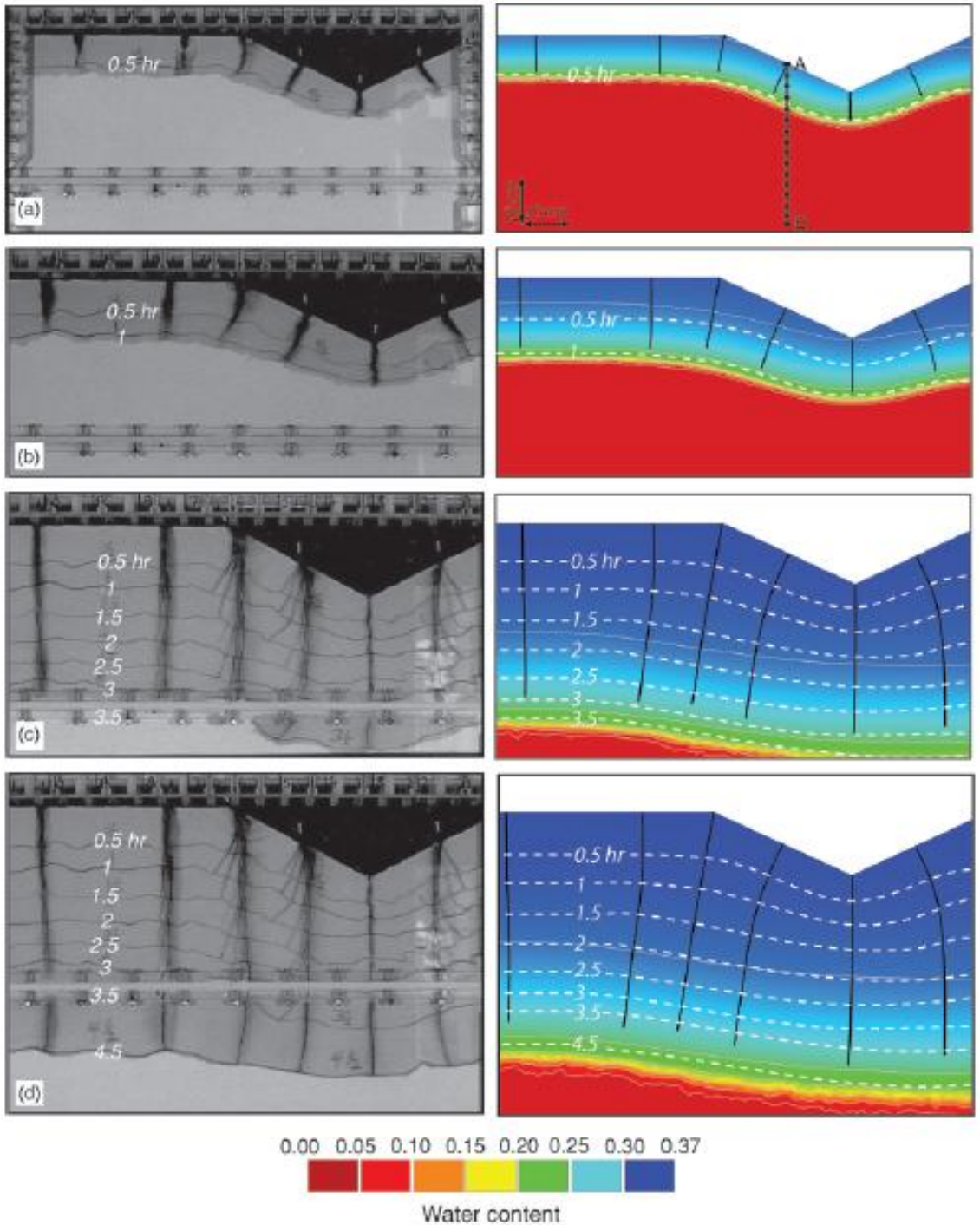
Sistema trifásico

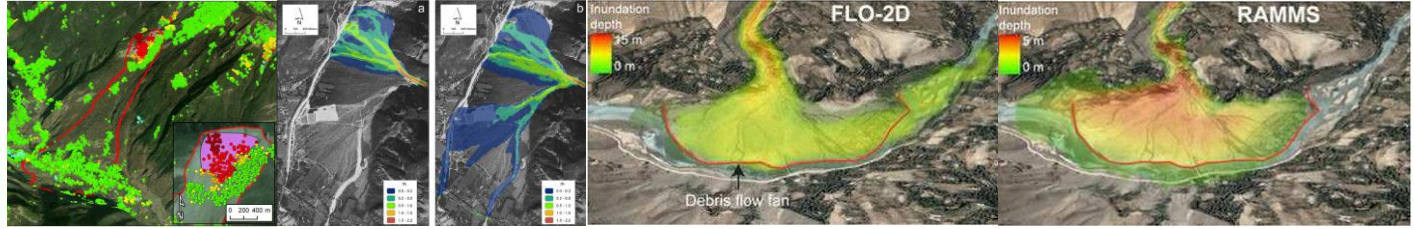
Sistema bifásico


Velocity (mm/y)
10-Oct-14 – 20-Jun-17
Landslide Detection
Possible
Probable
Inundation depth
15 m
0 m
FLO-2D
Debris flow fan
Inundation depth
5 m
0 m
RAMMS


HUMEDAD DEL TERRENO
(volumétrica)
PRESIÓN DEL AGUA
RESPECTO A LA PRESION
ATMOSFÉRICA
(-) 0 (+)
POZO
SONDEO
zona edáfica
profundidad radicular
zona vadosa
medio no saturado
efecto estacional
seco
húmedo
capacidad de campo
porosidad drenable
elevación capilar
nivel freático
(acuíferos y acuitardos) medio saturado
profundidad
valor máximo
succión capilar
ZONA NO SATURADA
parte vadosa
ZONA SATURADA
parte hidrostática
profundidad del agua
cota del brocal del pozo
Nivel freático
Nivel piezométrico
referencia altimétrica


RECHARGE AREA
DISCHARGE AREA
Stream
PUMPED WELL
Water table
Days
Years
Unconfined aquifer
Years
Days
Confining bed
Confined aquifer
Centuries
Confining bed
Confined aquifer
Millennia





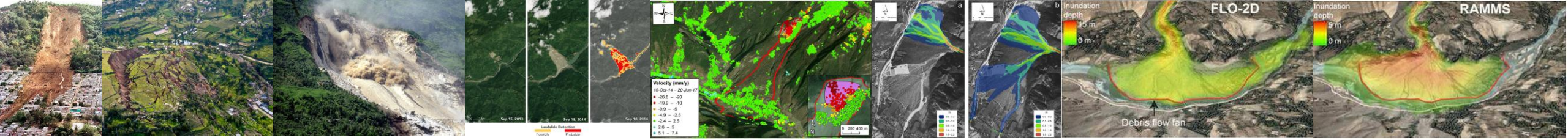
Comparación del flujo descendente bajo una intensidad de lluvia constante de 50 mm/h entre los resultados experimentales (columna izquierda) y las simulaciones numéricas (columna derecha) en: (a) 30 minutos después de iniciada la lluvia, (b) 1 hora después de la lluvia, (c) 3,5 horas después de la lluvia y (d) 4,5 horas después de la lluvia.

Las líneas negras en los resultados experimentales (columna izquierda) representan líneas de trayectoria instantánea (*streak lines*).

Las líneas negras en las simulaciones numéricas (columna derecha) representan líneas de trayectoria total (*pathlines*).

Las líneas de contorno indican la ubicación del frente de humedecimiento en los tiempos indicados.

from Lu et al., 2011



Streak lines

- Representan la **posición actual** de todas las partículas de fluido que **pasaron previamente por un mismo punto fijo** en el espacio.

- Son comunes en visualizaciones experimentales, por ejemplo, cuando se introduce un colorante o marcador en un punto fijo y se observa cómo se extiende con el tiempo.

- Se actualizan constantemente y reflejan la **historia de entrada** de partículas por ese punto.

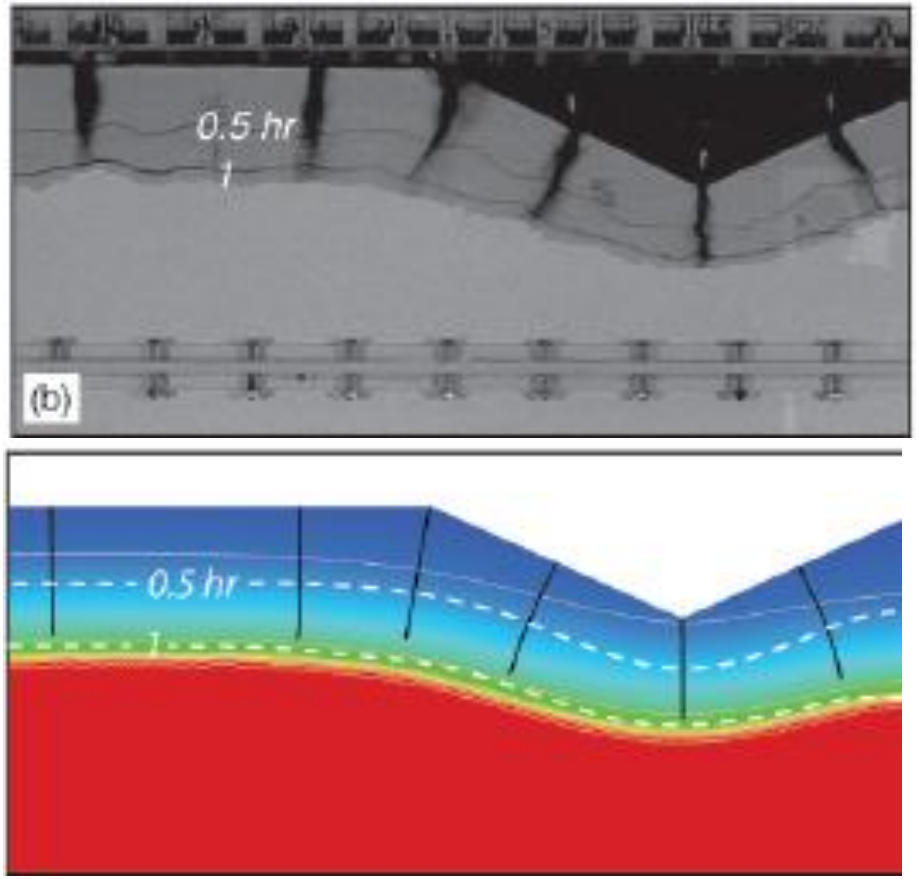
Pathlines (líneas de trayectoria):

- Muestran la **trayectoria individual** que sigue una **única partícula de fluido** a lo largo del tiempo.

- Se obtienen rastreando una partícula desde su punto inicial hasta su posición final.

- Muy útiles en simulaciones numéricas, donde se puede seguir cada partícula virtual a lo largo del flujo.

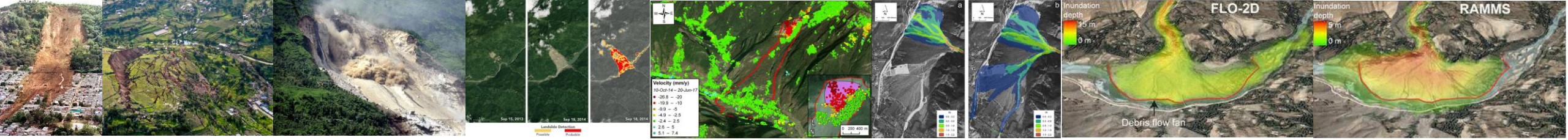
El frente de humectación se volvió casi horizontal



Diferencia clave:

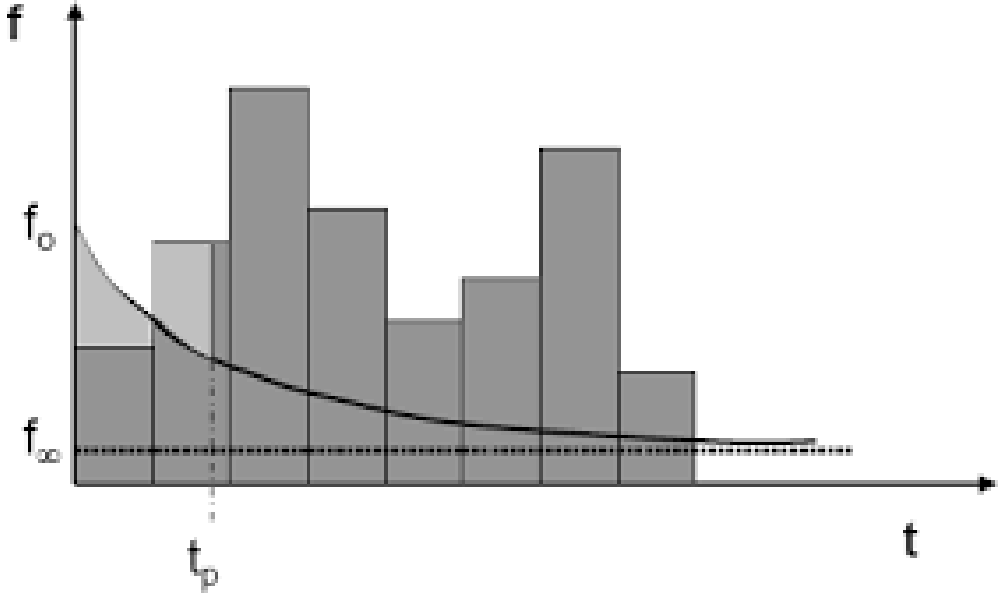
- En **flujo estacionario**, *streak lines* y *pathlines* **coinciden**.

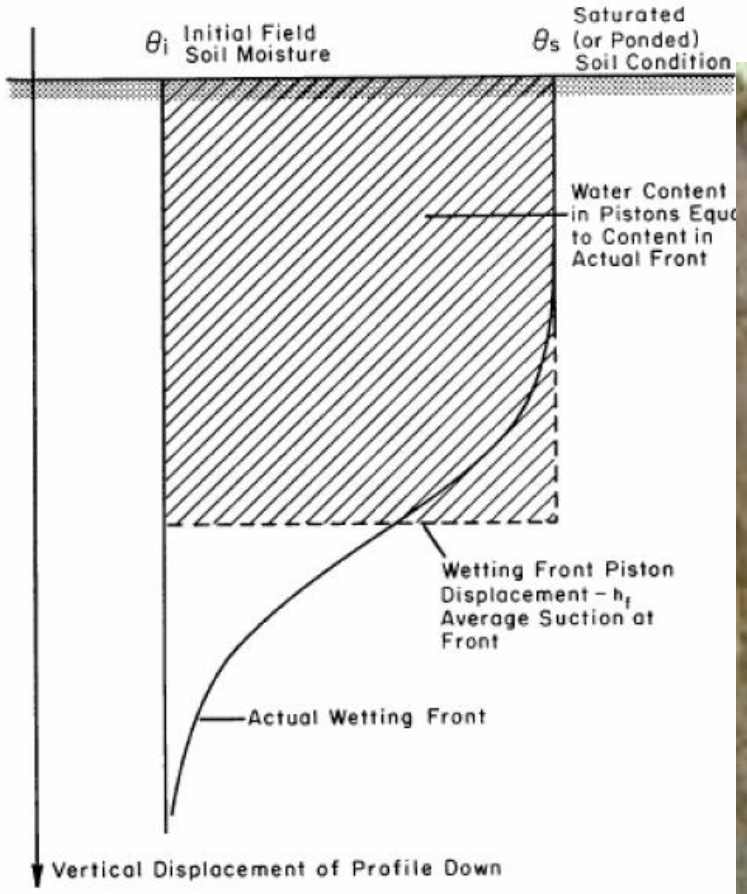
- En **flujo no estacionario**, como durante una lluvia intensa que cambia con el tiempo, *streak lines* y *pathlines* **son diferentes**, ya que reflejan distintos aspectos del movimiento.

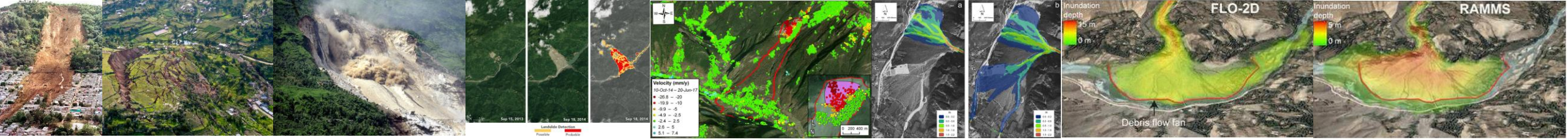


- Imagina que el suelo es como una **esponja seca**, y que estás echándole agua desde arriba. El agua empieza a **mojar la parte de arriba** y va bajando **como un frente o una línea**, dejando todo lo de arriba **mojado**, y lo de abajo, aún **seco**.

- Los métodos de infiltración calculan la velocidad a la que el agua se va metiendo en el suelo. Esta velocidad es más rápida al principio, y luego se va haciendo más lenta, porque el suelo se va llenando y ya no puede absorber tan rápido.



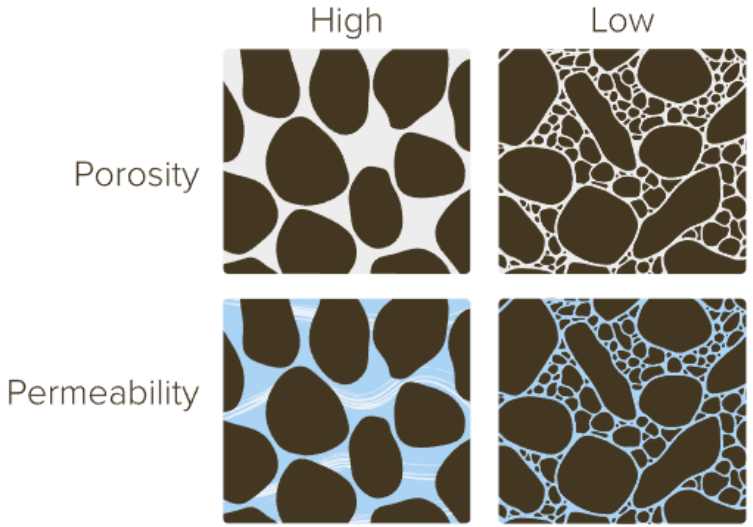




PROPIEDADES HIDROFÍSICAS DE LAS ROCAS Y SEDIMENTOS

POROSIDAD

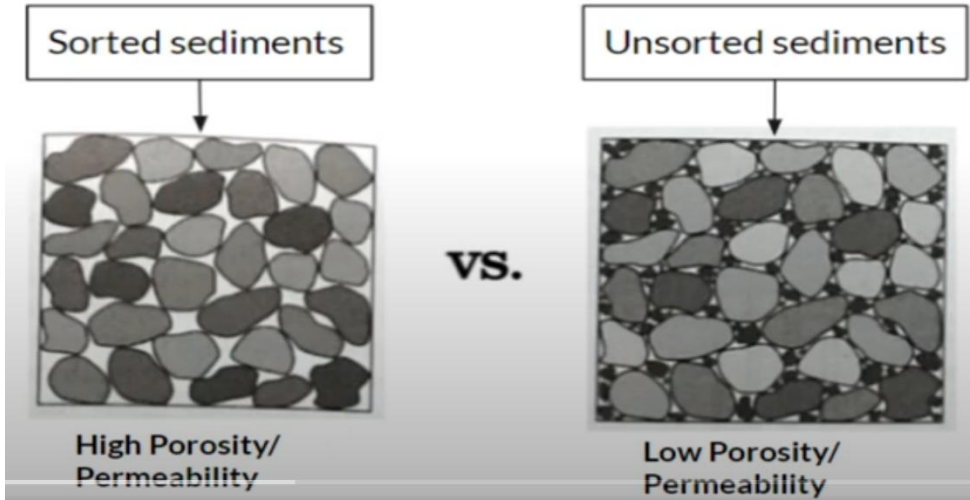
Cantidad de espacio vacío dentro de una roca, expresada comúnmente como un porcentaje del volumen total de la roca.

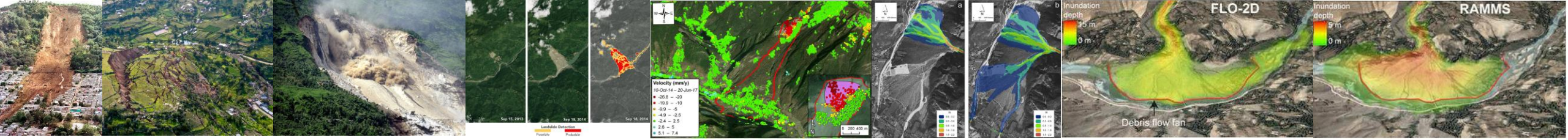


PERMEABILIDAD

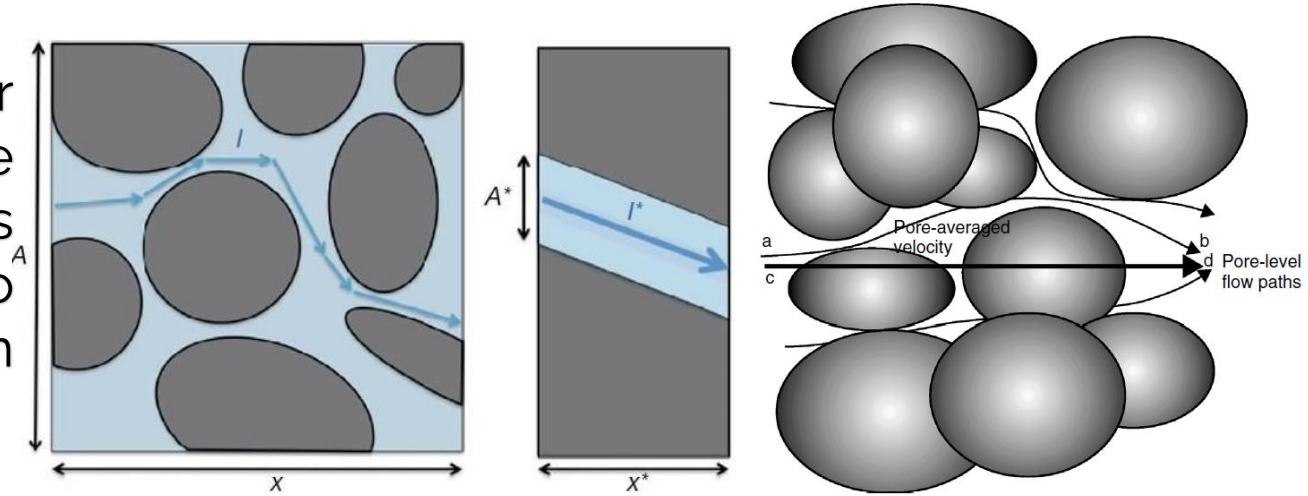
Capacidad de una roca para permitir el paso de fluidos a través de sus poros y fracturas. No solo importa que la roca tenga poros, sino también que estos poros estén conectados de tal manera que permitan el flujo de fluidos.

La relación entre porosidad y permeabilidad es crucial para determinar la viabilidad de extracción de fluidos en aplicaciones como pozos de agua, yacimientos de petróleo y gas, y en la evaluación de la contaminación del suelo y las aguas subterráneas.





- Un medio poroso está compuesto por granos sólidos y los espacios vacíos entre ellos, conocidos como poros. Estos poros pueden estar interconectados formando una red por la cual los fluidos pueden pasar.



- La tortuosidad se refiere a la longitud y complejidad del camino que un fluido debe seguir para pasar de un punto a otro dentro de este medio. Cuanto más tortuoso es el camino, más largo y complicado es, lo que generalmente resulta en una disminución de la velocidad de flujo y un aumento en la resistencia al flujo.

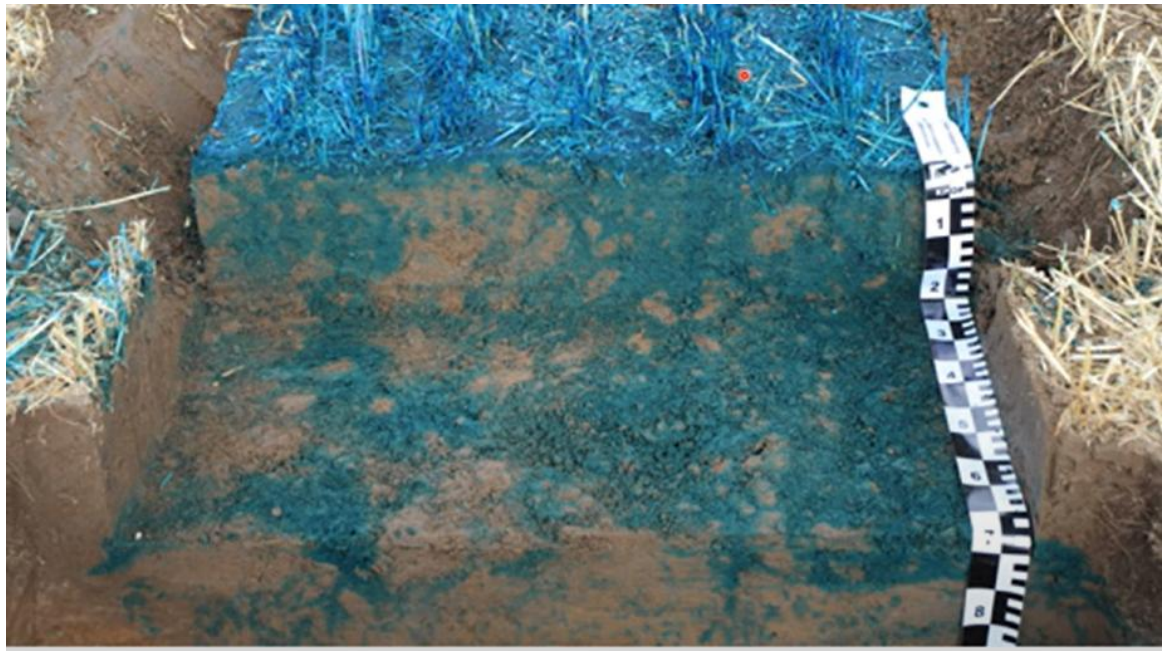
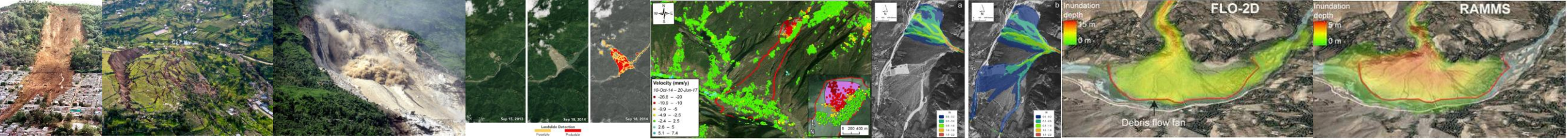
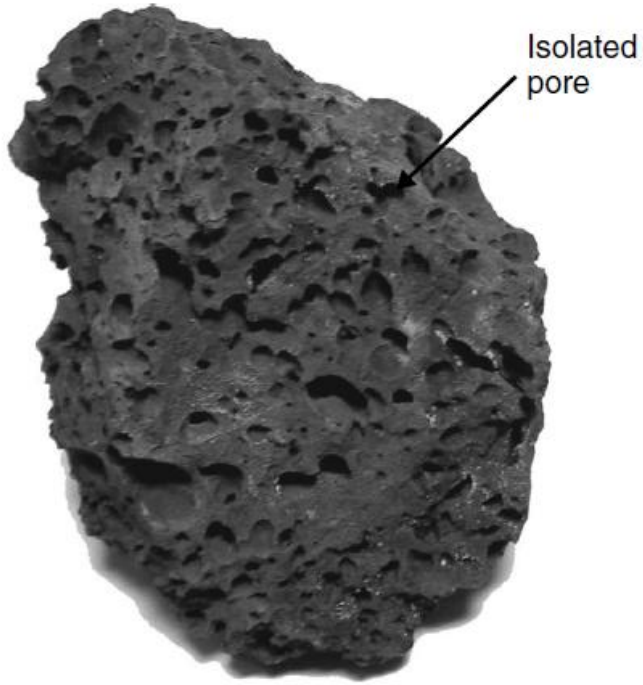
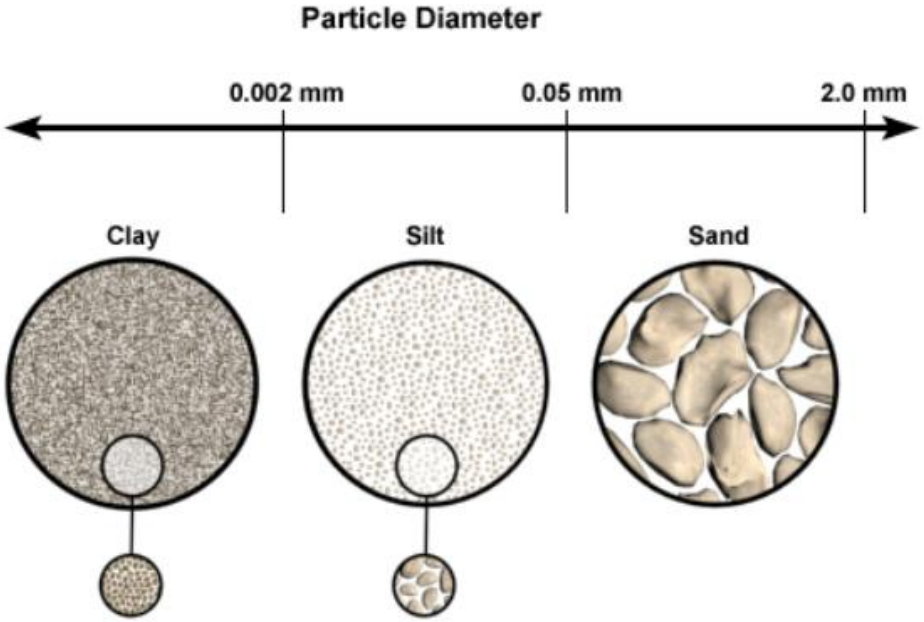
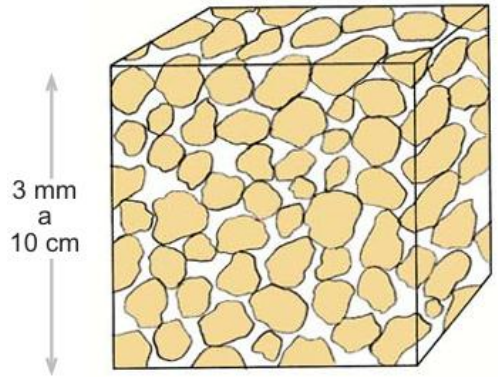


Photo from: *Radka Kodešová, Jiří Šimůnek, Antonín Nikodem, Veronika Jirků*

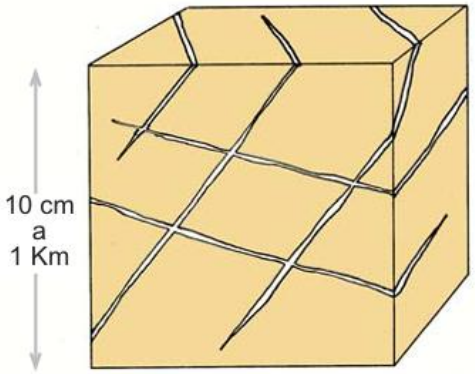






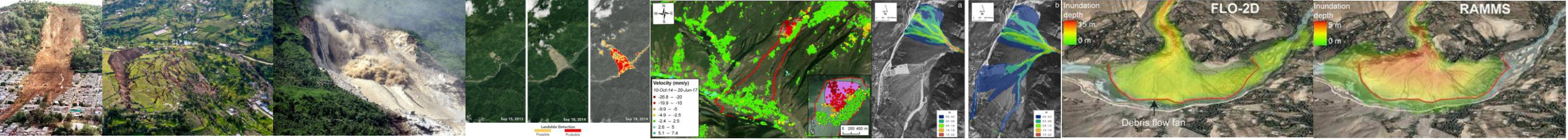


Porosidad intergranular



Porosidad por fisuración

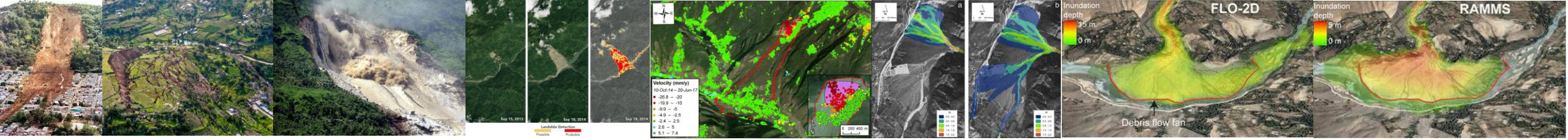
- Porosity is an index of the amount of the groundwater that can be stored in the saturated formation.
- Porosity Is the ratio between the total voids or pores of particular rocks to the total volume of the same rocks.
- It is usually expressed in percentage of the bulk volume of the rocks.
- There are two type of porosity
  - **Primary porosity** (before the formation)
  - **Secondary porosity** (after the formation)



Primary Porosity

As noted earlier, by definition, porosity is the volume of void space Vv in a given volume V of soil and is designated by ε.

When the soil is unconsolidated, that is, it has not been subject to compression and deformation and the individual grains retain their identity, the pore space is called primary porosity. In essence, it is porosity that is attributable to and can be identified with the original sediment.



Secondary Porosity

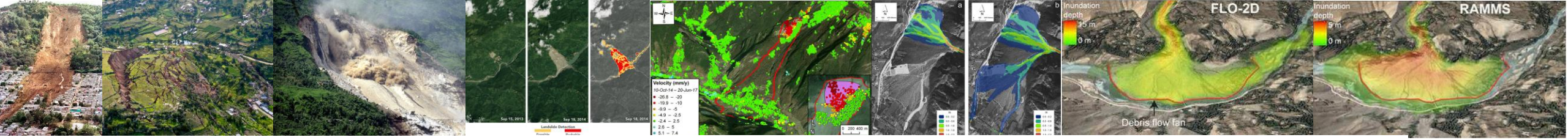
Secondary porosity is porosity attributable to geological processes that occur after the formation of a layer of sediments. Planes of dislocation, fractures or dissolution.

- **Fracturing:** The formation of fractures in rock can create new spaces or increase the connectivity between existing pores, improving the storage and circulation capacity of fluids.

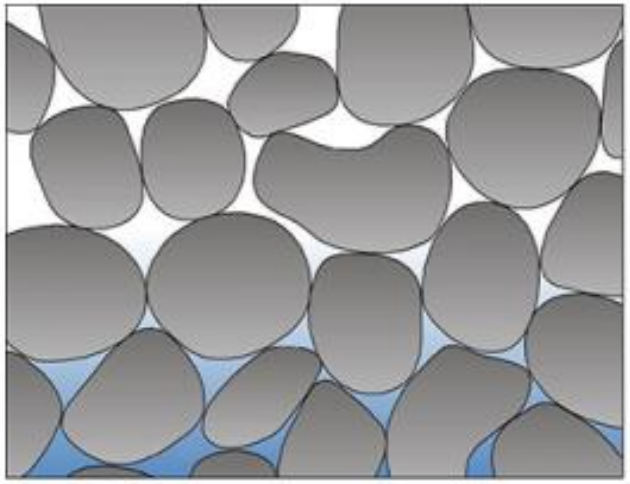
COMPRESSION AND DEFORMATION

- **Dissolution:** The dissolution of specific minerals, especially in carbonate rocks, can leave empty spaces. This process is particularly relevant in environments where acidic groundwater circulates through the rocks.

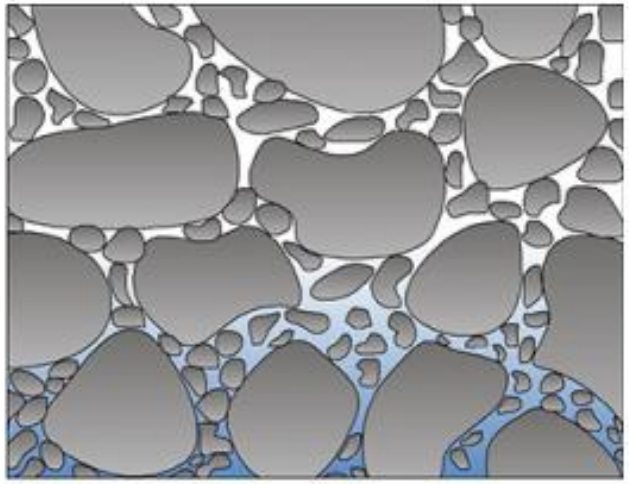
$$CaCO_3(s) + CO_2(g) + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$



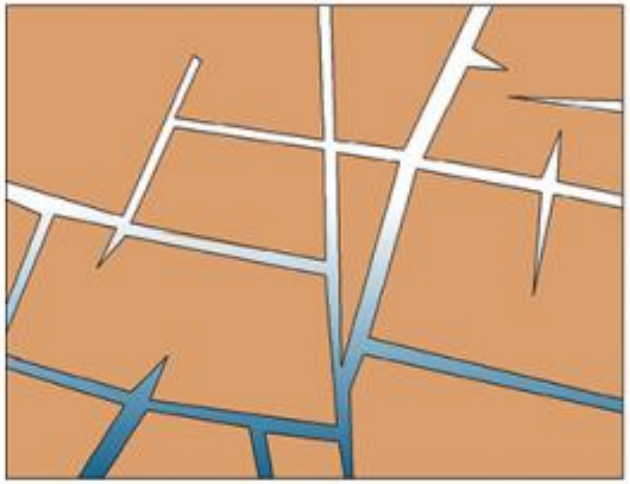
De acuerdo a su porosidad



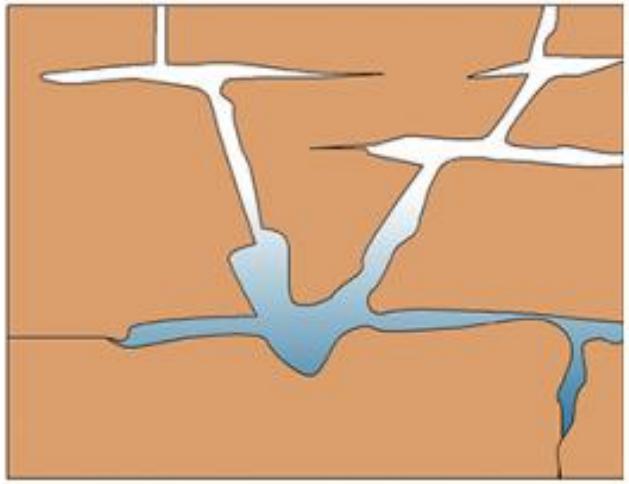
Well-sorted sedimentary material
(Alluvium of the South Platte River)



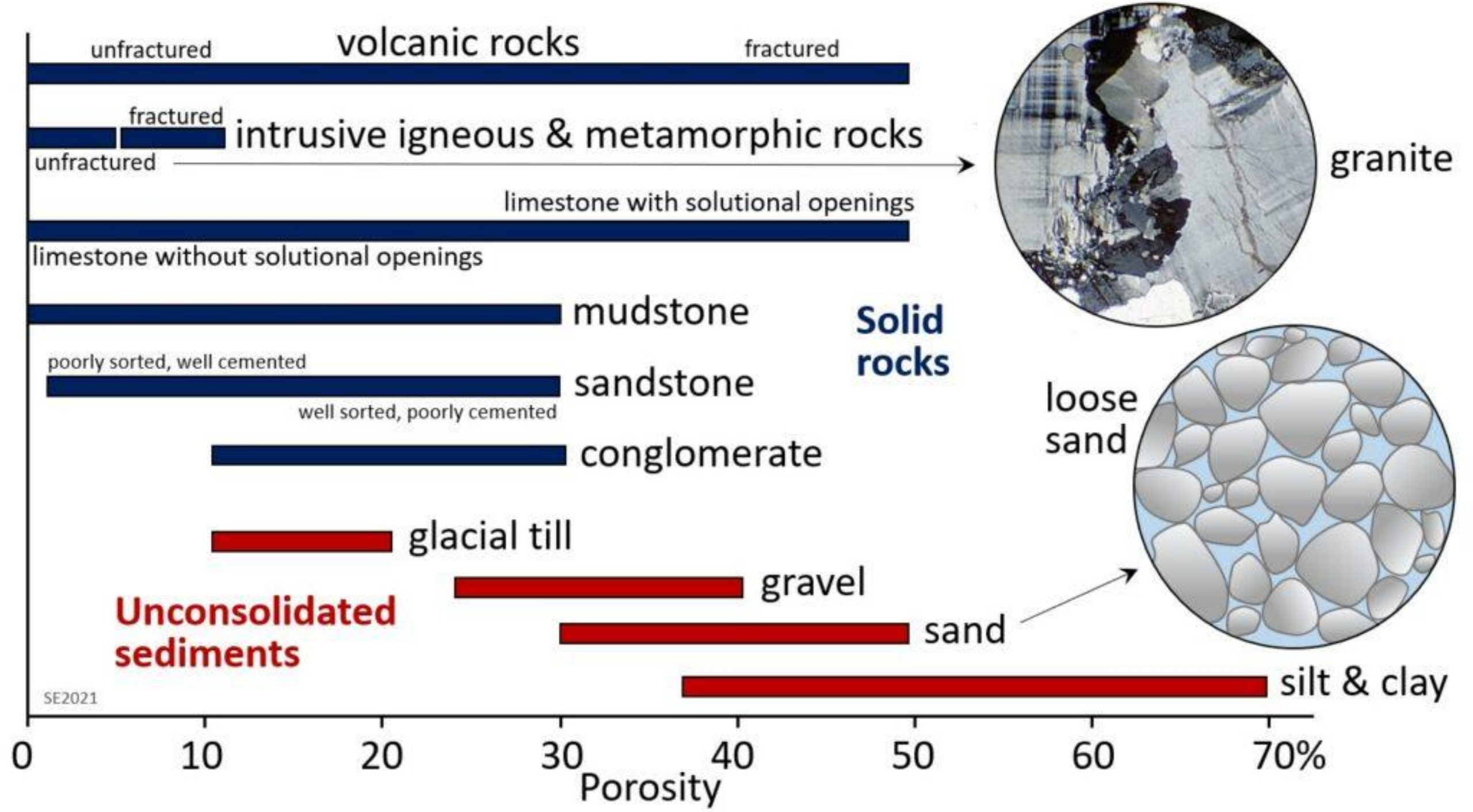
Poorly sorted sedimentary material
(Dawson, Denver, Arapahoe aquifers)

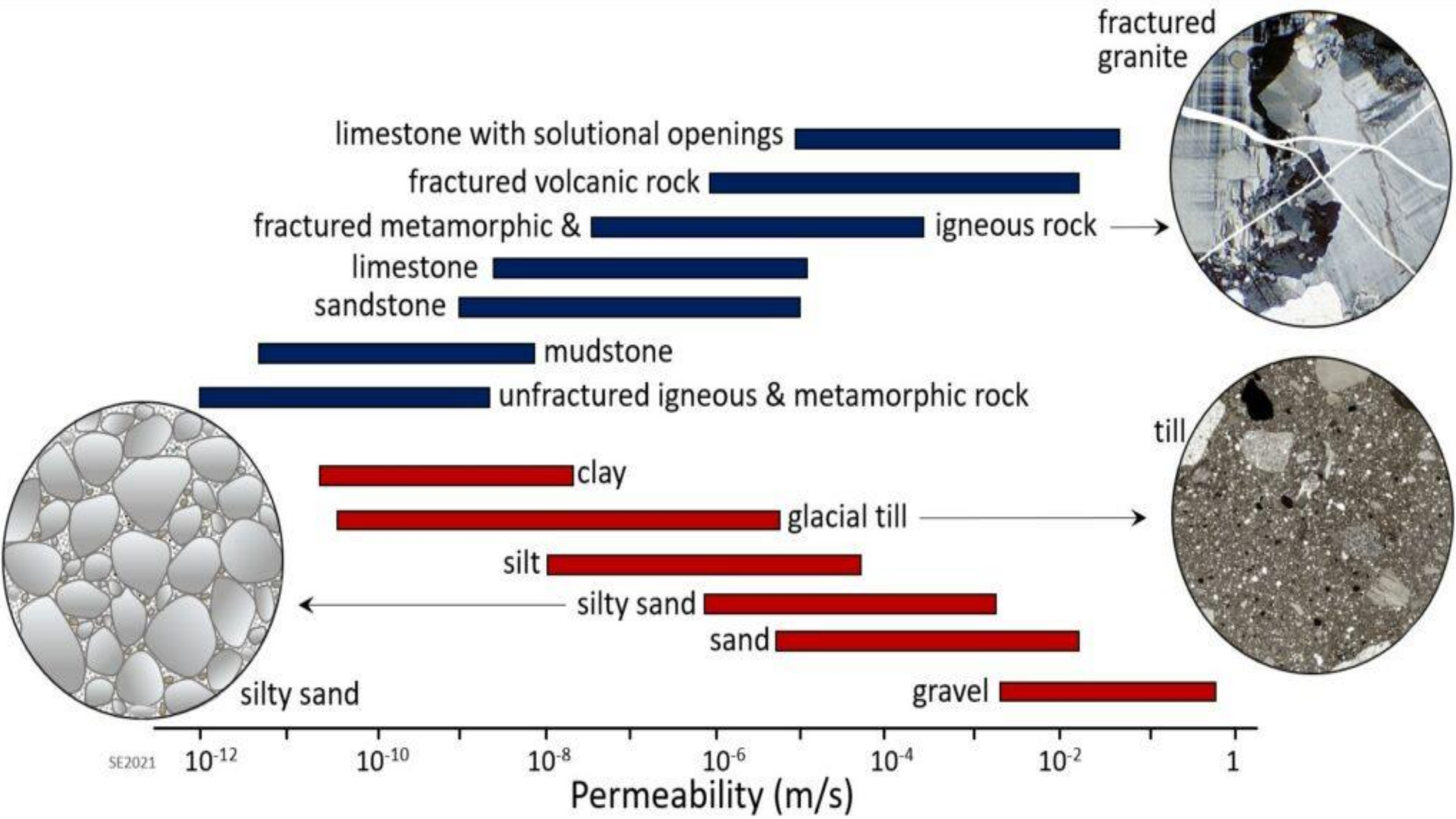


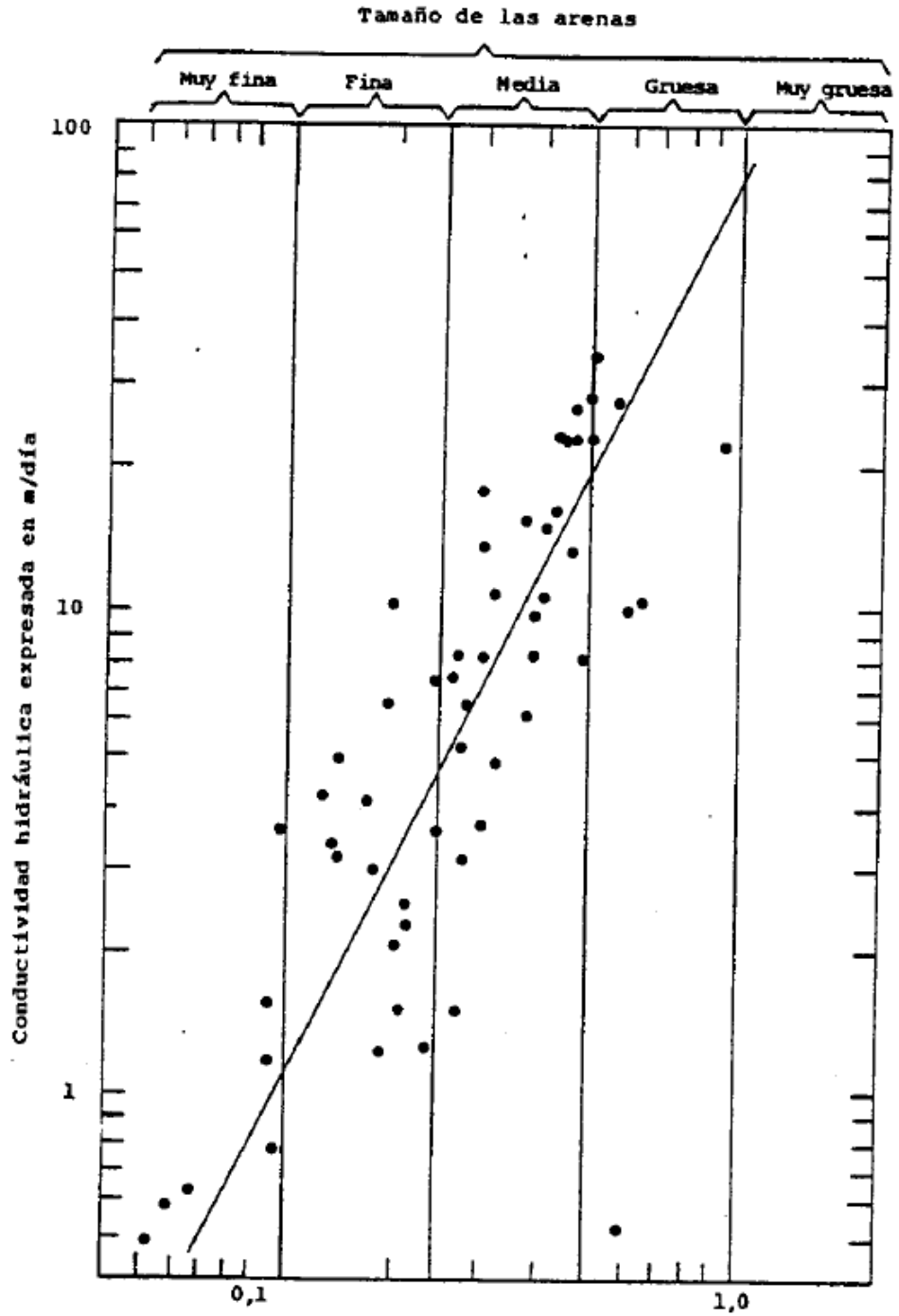
Fractured crystalline rocks
(Pikes Peak Granite)

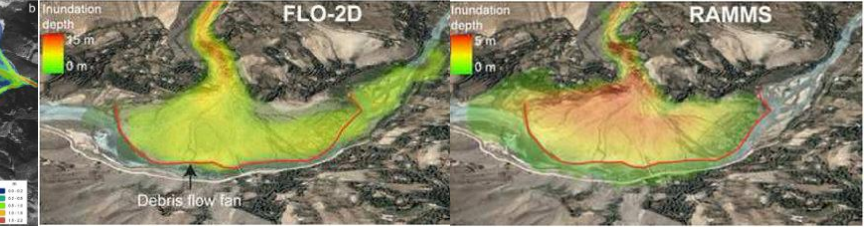


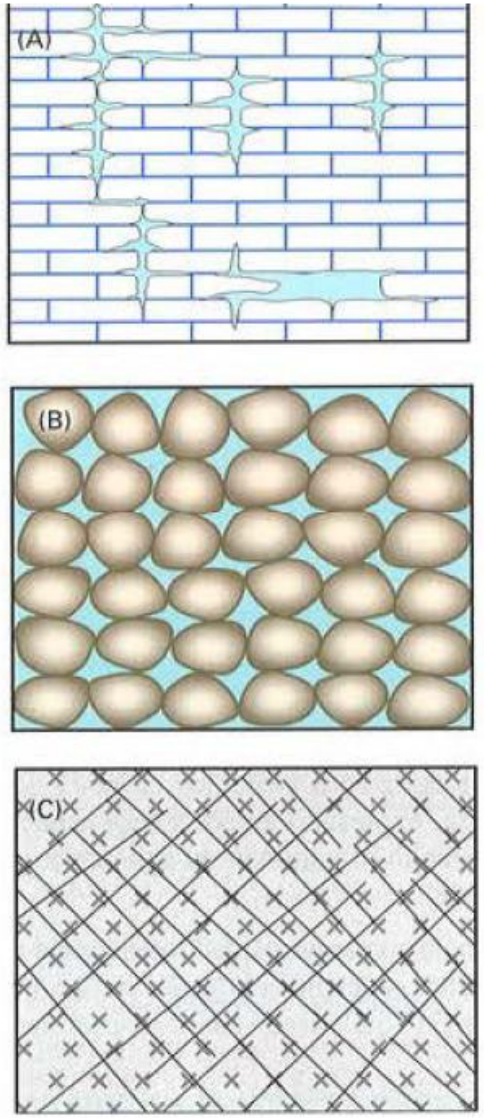
Soluble rock-forming material
(Leadville Limestone)


volcanic rocks
unfractured
fractured
intrusive igneous & metamorphic rocks
fractured
unfractured
granite
limestone with solutional openings
limestone without solutional openings
mudstone
Solid rocks
poorly sorted, well cemented
sandstone
well sorted, poorly cemented
conglomerate
loose sand
glacial till
gravel
sand
Unconsolidated sediments
silt & clay
SE2021
0
10
20
30
40
50
60
70%
Porosity

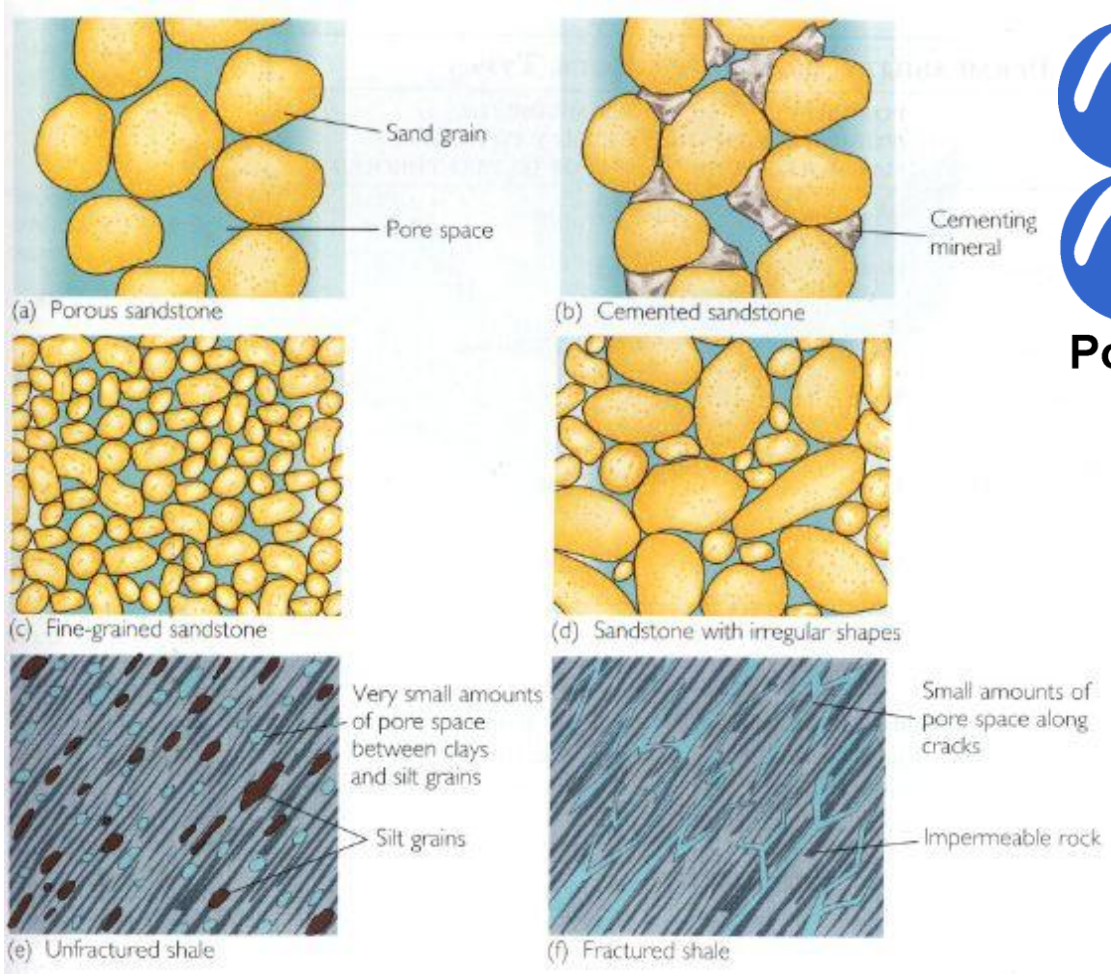

fractured granite
limestone with solutional openings
fractured volcanic rock
fractured metamorphic & igneous rock
limestone
sandstone
mudstone
unfractured igneous & metamorphic rock
till
clay
glacial till
silt
silty sand
sand
silty sand
gravel
SE2021
10^{-12}
10^{-10}
10^{-8}
10^{-6}
10^{-4}
10^{-2}
1
Permeability (m/s)

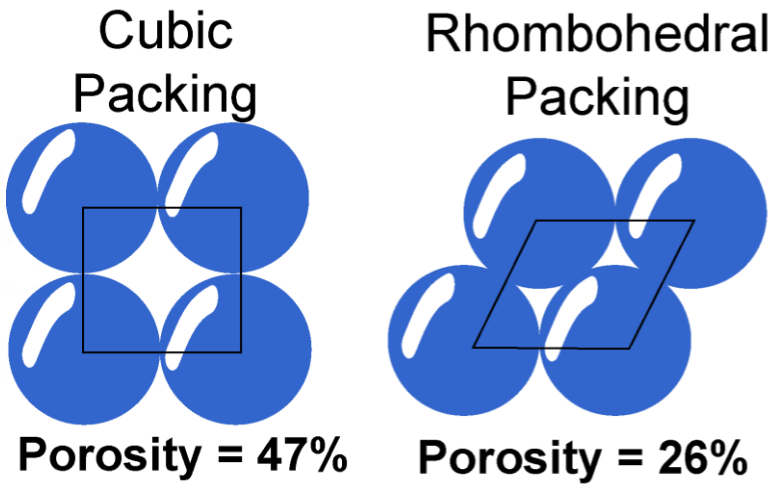

Tamaño de las arenas
Muy fina
Fina
Media
Gruesa
Muy gruesa
100
10
1
Conductividad hidráulica expresada en m/día
0,1
1,0





Tipos de porosidad en los acuíferos: (A) Porosidad por disolución. (B) Porosidad intergranular. (C) Porosidad por fisuración.





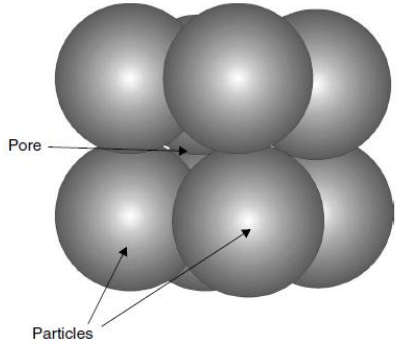


FIGURE 1.6. Cubic packing of spheres generates a porosity of 0.48.

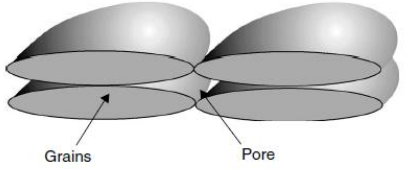
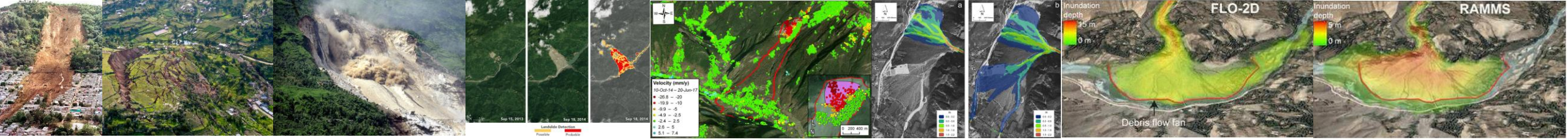


FIGURE 1.7. Two "plate-like" clay particles form a pore with a geometry that mimics the particles.



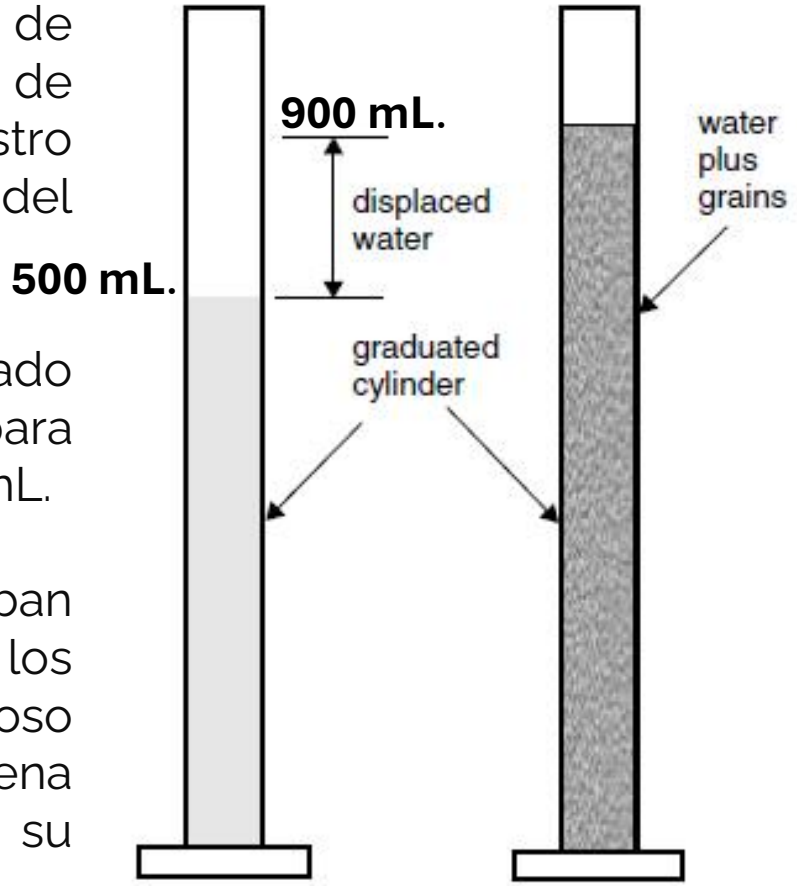
Para proporcionar una imagen física de lo que se entiende por porosidad, realizaremos un experimento sencillo.

$$\varepsilon \equiv \frac{V_v}{V} = \frac{100}{500} = 0.20.$$

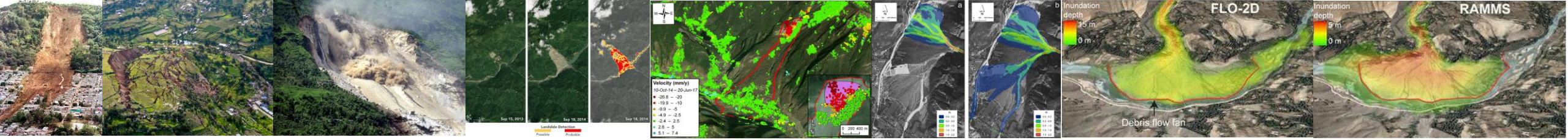
Primero vertemos 500 mL de agua en un cilindro graduado de 1000 mL (ver Figura). Ahora se vierten 500 mL de arena de tamaño de grano uniforme (el suelo elegido en nuestro experimento) ubicados en un segundo recipiente dentro del cilindro graduado que contiene el agua.

La diferencia entre los niveles de agua en el cilindro graduado de 1000 mL antes y después de añadir la arena se utiliza para calcular el volumen de arena. Se encuentra que es de 400 mL.

Dado que el aire más los granos sólidos ocupaban originalmente 500 mL y se encuentra que el volumen de los granos es de 400 mL, entonces el volumen del espacio poroso debe ser de 100 mL. Esto supone que el empaque de la arena en el cilindro lleno de agua es el mismo que estaba en su recipiente original.

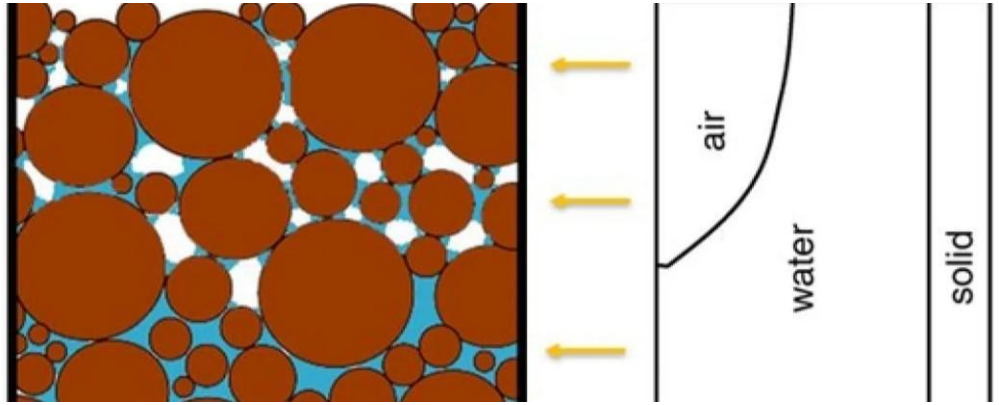


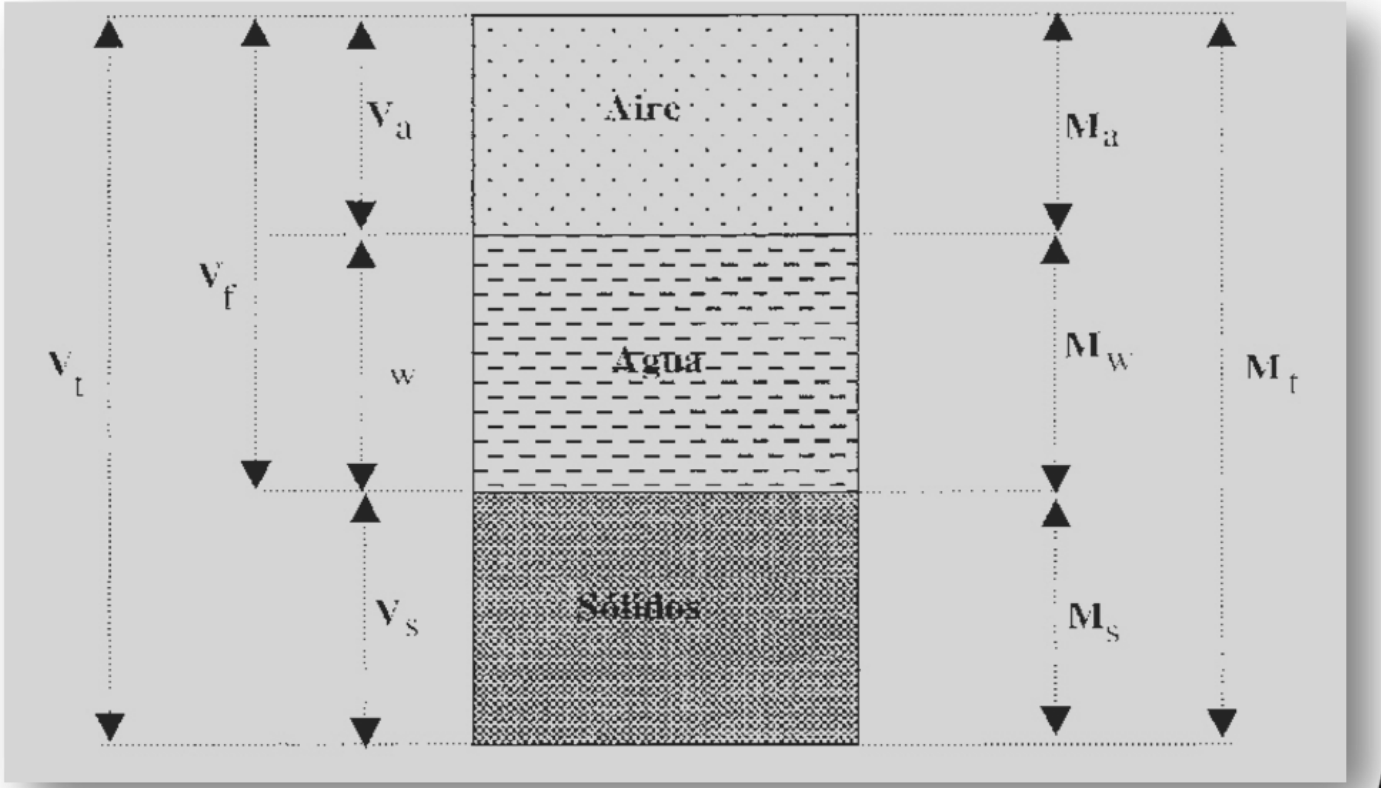
Experimental apparatus for determining bulk porosity of sand.



Densidad real - aparente

$$porosidad = \left(\frac{\delta_r - \delta_a}{\delta_r} \right) \times 100$$

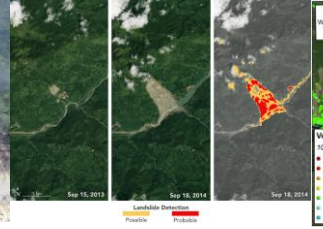


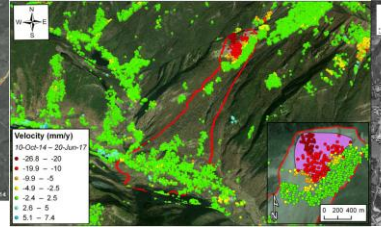


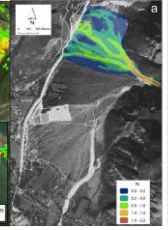
$$\delta_r = M_s / V_s$$

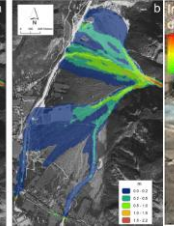
$$\delta_a = M_s / V_t$$

$$porosidad = V_f / V_t$$

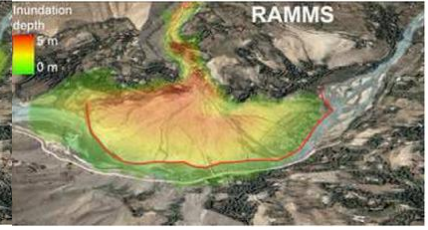

Sep 15, 2013
Sep 18, 2014
Sep 18, 2014
Landslide Detection
Possible
Probable

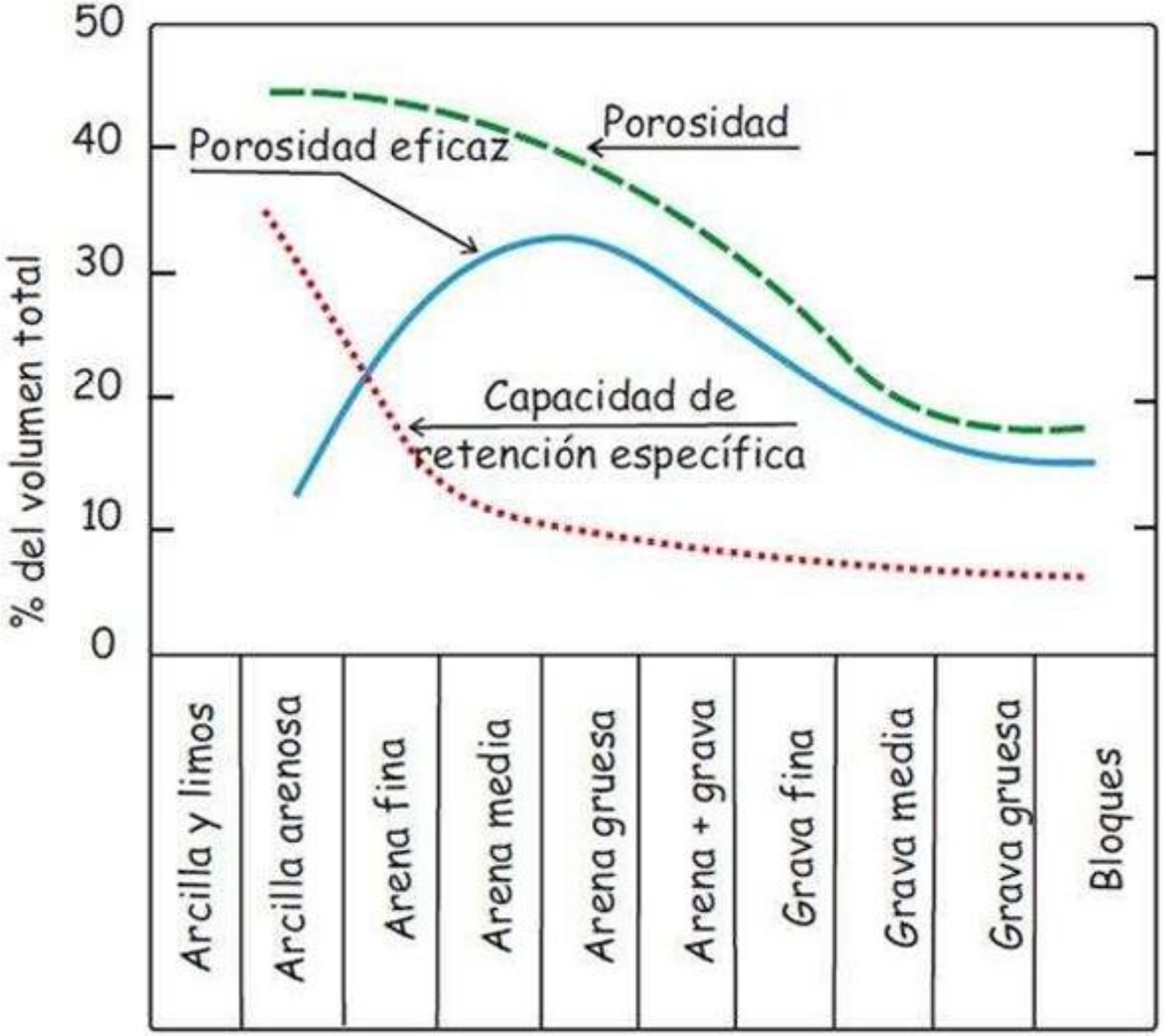

Velocity (mm/y)
10-Oct-14 – 20-Jun-17
-26.8 – -20
-19.9 – -10
-9.9 – -5
-4.9 – -2.5
-2.4 – 2.5
2.6 – 5
5.1 – 7.4
0 200 400 m

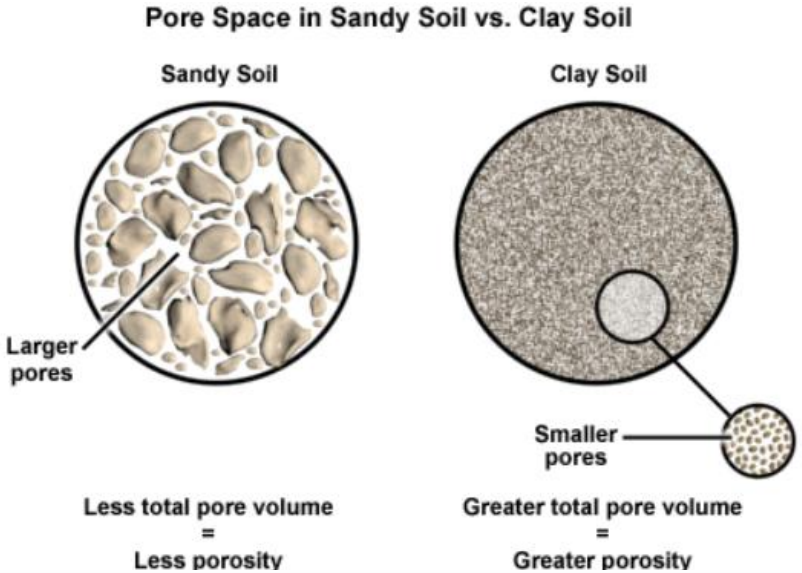

a

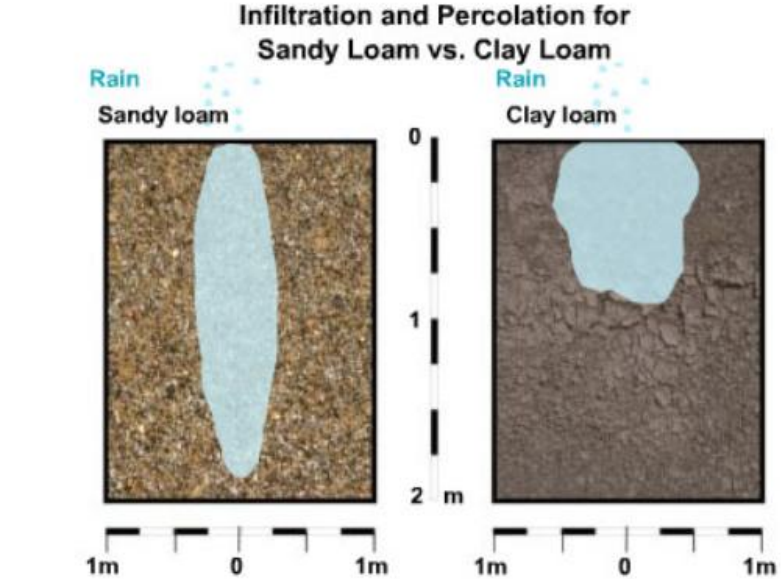

b

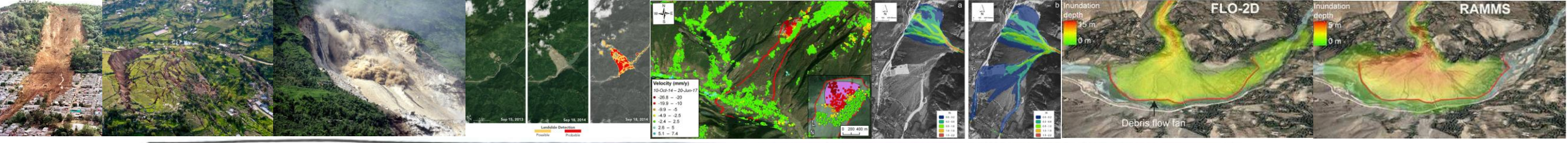
FLO-2D
Inundation depth
15 m
0 m
Debris flow fan


RAMMS
Inundation depth
5 m
0 m


% del volumen total
50
40
30
20
10
0
Porosidad
Porosidad eficaz
Capacidad de retención específica
Arcilla y limos
Arcilla arenosa
Arena fina
Arena media
Arena gruesa
Arena + grava
Grava fina
Grava media
Grava gruesa
Bloques


Pore Space in Sandy Soil vs. Clay Soil
Sandy Soil
Clay Soil
Larger pores
Smaller pores
Less total pore volume
=
Less porosity
Greater total pore volume
=
Greater porosity

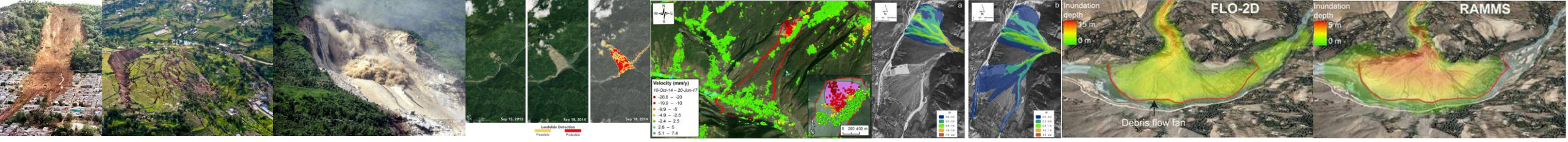

Infiltration and Percolation for Sandy Loam vs. Clay Loam
Rain
Sandy loam
Rain
Clay loam
0
1
2 m
1m
0
1m
1m
0
1m



Material		Porosidad total % m					Porosidad eficaz % m_e			Observaciones
Tipo	Descripción	Media	Normal Máx.	Normal Mín.	Extraordinaria Máx.	Extraordinaria Mín.	Media	Máx.	Mín.	
Rocas masivas	Granito	0,3	4	0,2	9	0,05	<0,2	0,5	0,0	A
	Caliza masiva	8	15	0,5	20		<0,5	1	0,0	B
	Dolomia	5	10	2			<0,5	1	0,0	B
Rocas metamórficas		0,5	5	0,2			<0,5	2	0,0	A
Rocas volcánicas	Piroclastos y tobas	30	50	10	60	5	<5	20	0,0	C, E
	Escorias	25	80	10			20	50	1	C, E
	Pumitas	85	90	50			<5	20	0,0	D
	Basaltos densos, fonolitas	2	5	0,1			<1	2	0,1	A
	Basaltos vacuolares	12	30	5			5	10	1	C
Rocas sedimentarias consolidadas (ver rocas masivas)	Pizarras sedimentarias	5	15	2	30	0,5	<2	5	0,0	E
	Areniscas	15	25	3	30	0,5	10	20	0,0	F
	Creta blanda	20	50	10			1	5	0,2	B
	Caliza detrítica	10	30	1,5			3	20	0,5	
Rocas sedimentarias sueltas	Aluviones	25	40	20	45	15	15	35	5	E
	Dunas	35	40	30			20	30	10	
	Gravas	30	40	25	40	20	25	35	15	
	Loess	45	55	40			<5	10	0,1	E
	Arenas	35	45	20			25	35	10	
	Depósitos glaciares	25	35	15			15	30	5	
	Limos	40	50	35			10	20	2	E
	Arcillas sin compactar	45	60	40	85	30	2	10	0,0	E
	Suelos superiores	50	60	30			10	20	1	E

A = Aumenta m y m_e por meteorización.
B = Aumenta m y m_e por fenomenos de disolución.
C = Disminuye m y m_e con la edad.
D = Disminuye m y puede aumentar m_e con la edad.
E = m_e muy variable según circunstancias y tiempo.
F = Variable según el grado de cementación y su solubilidad.

Custodio y Llamas, 1983



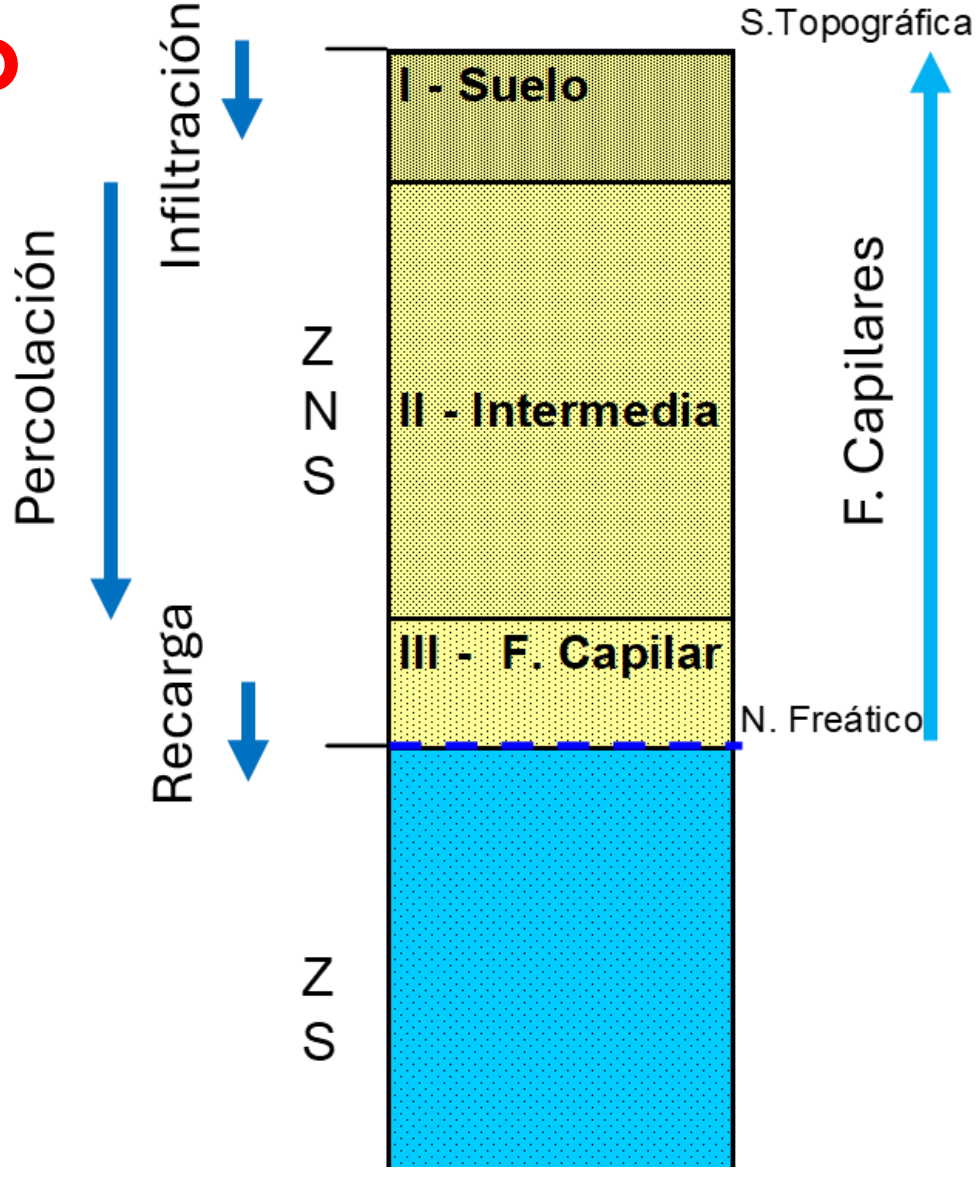
Movimiento de agua en el suelo

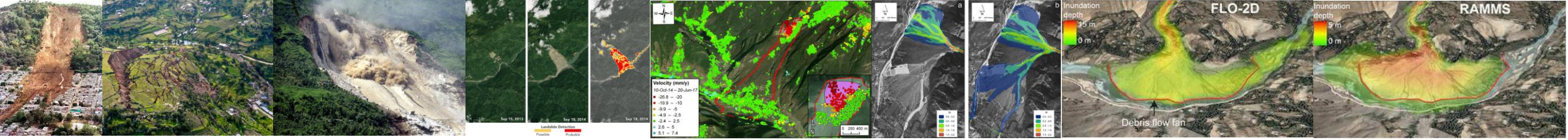
Definición y geometría

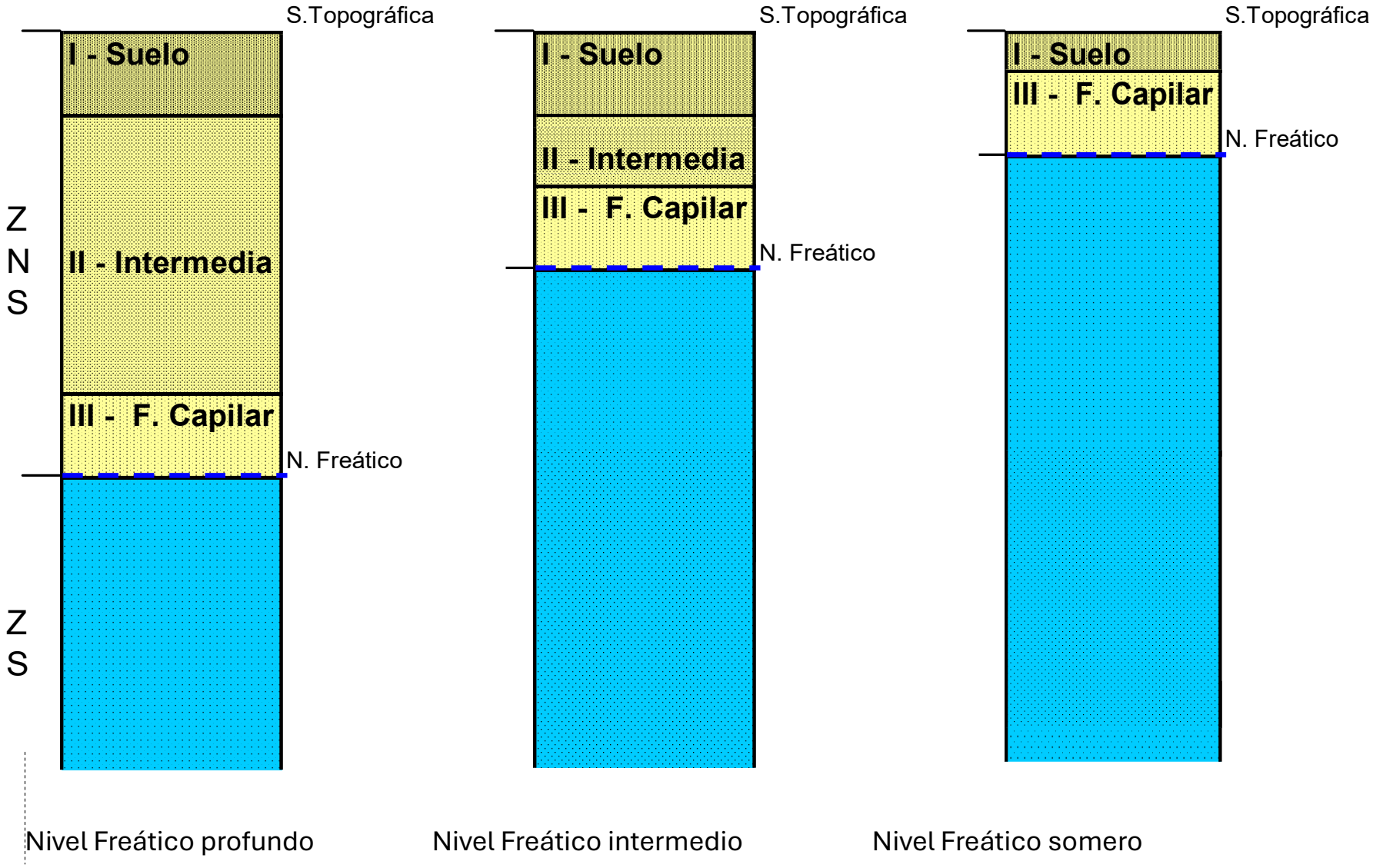
1. **Subzona del suelo**

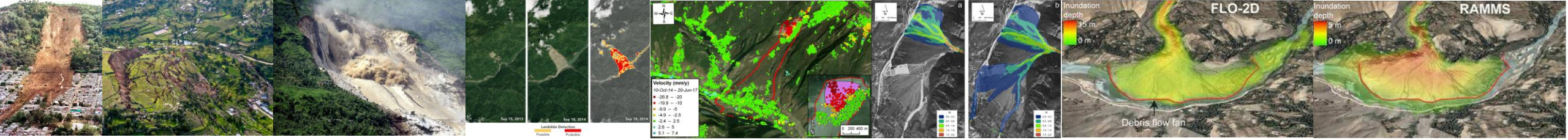
2. **Subzona intermedia**

3. **Subzona de la franja capilar continua**




Velocity (mm/y)
Landslide Detection
Possible
Probable
Inundation depth
15 m
0 m
FLO-2D
Debris flow fan
Inundation depth
5 m
0 m
RAMMS


S.Topográfica
I - Suelo
II - Intermedia
III - F. Capilar
N. Freático
ZNS
ZS
Nivel Freático profundo
S.Topográfica
I - Suelo
II - Intermedia
III - F. Capilar
N. Freático
Nivel Freático intermedio
S.Topográfica
I - Suelo
III - F. Capilar
N. Freático
Nivel Freático somero



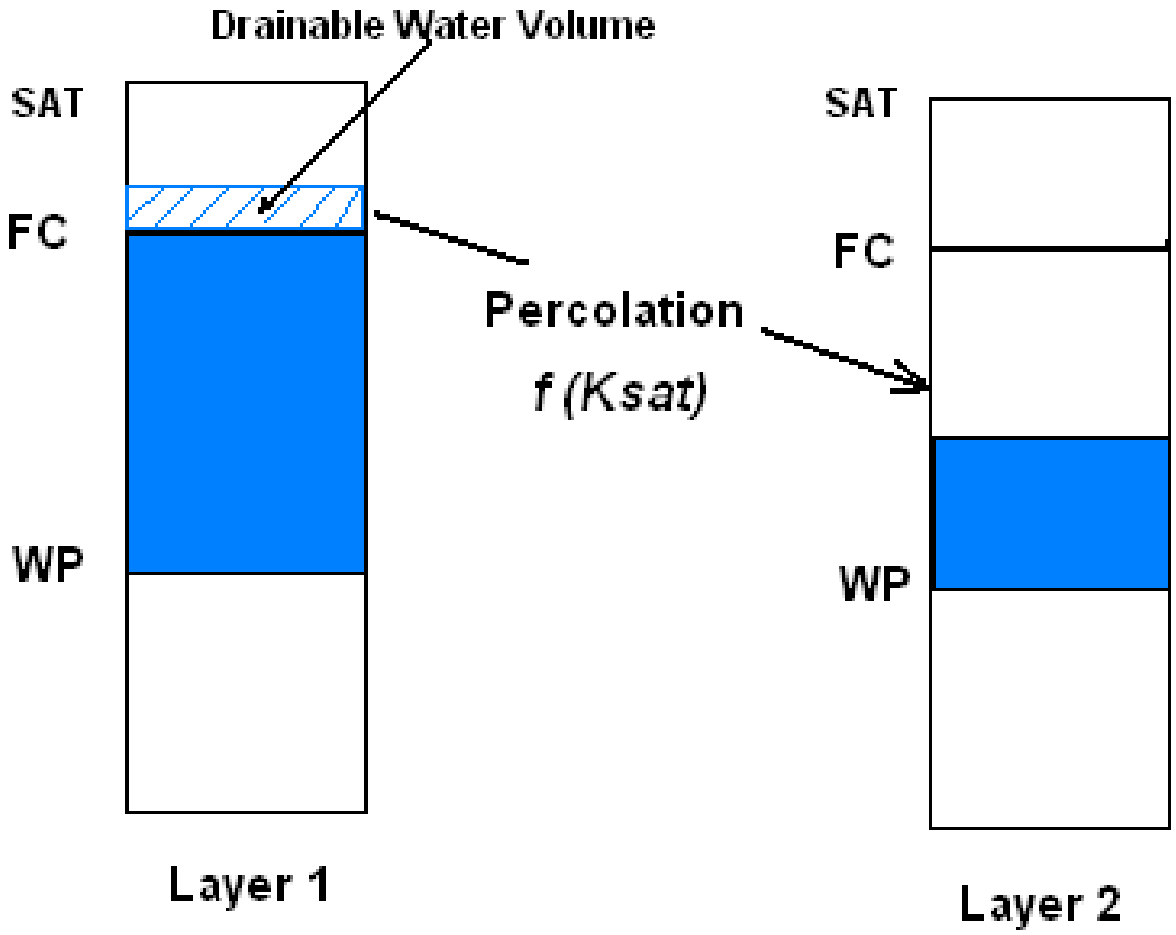
Percolación

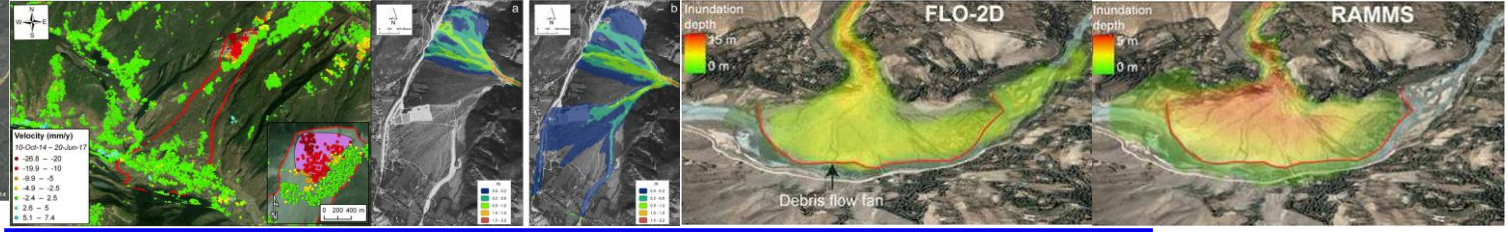
Agua infiltrada desciende por la zona no saturada.

<u>Percolation</u> (SW excess): It is computed based on soil water content (SW) of the layer and the FC of the layer.

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad \text{if} \quad SW_{ly} > FC_{ly}$$

$$SW_{ly,excess} = 0 \quad \text{if} \quad SW_{ly} \leq FC_{ly}$$

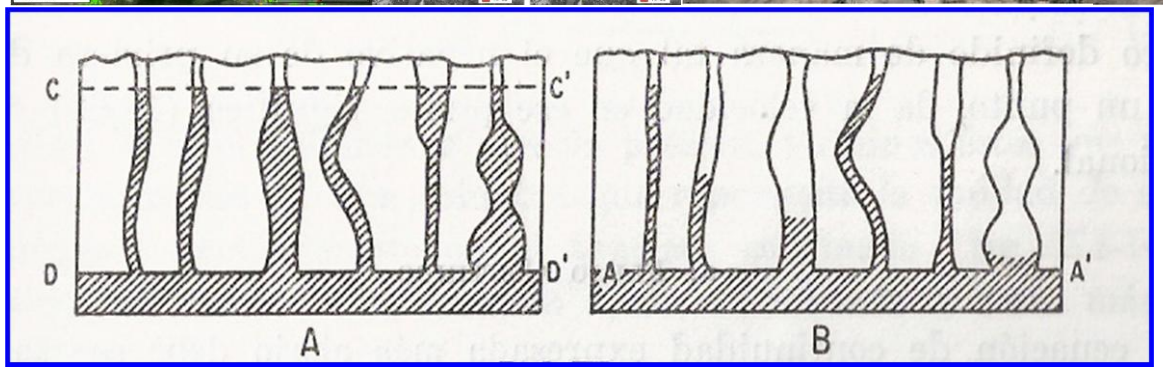


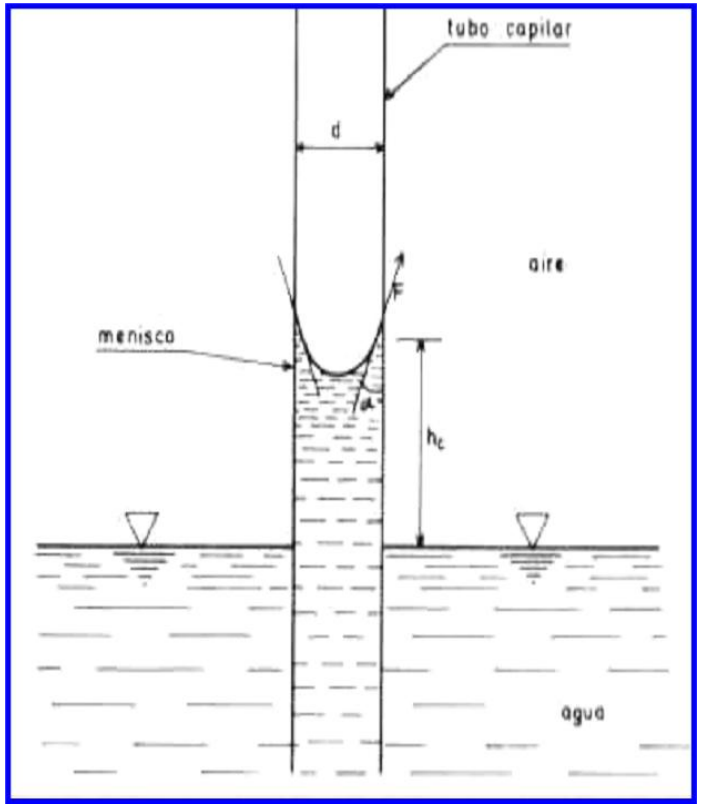


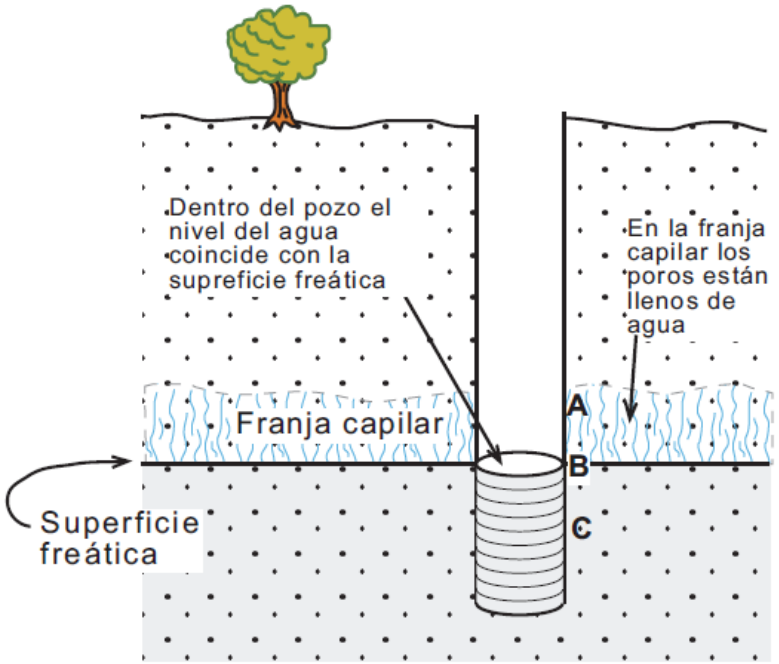
Capilaridad

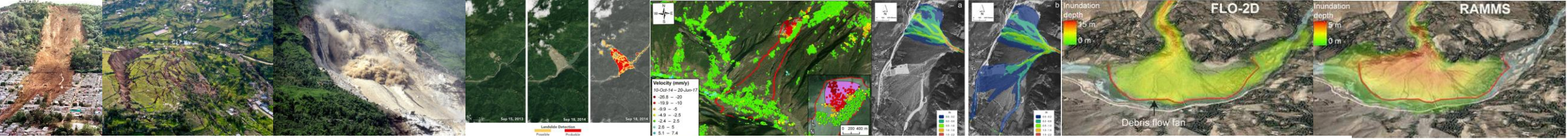
- La capilaridad es un fenómeno físico que permite al agua ascender a través de espacios muy pequeños, como tubos delgados o los poros del suelo, sin necesidad de fuerzas externas. Este ascenso ocurre por la **interacción** entre las **fuerzas cohesivas** (entre moléculas de agua) **y adhesivas** (entre el agua y las superficies sólidas).

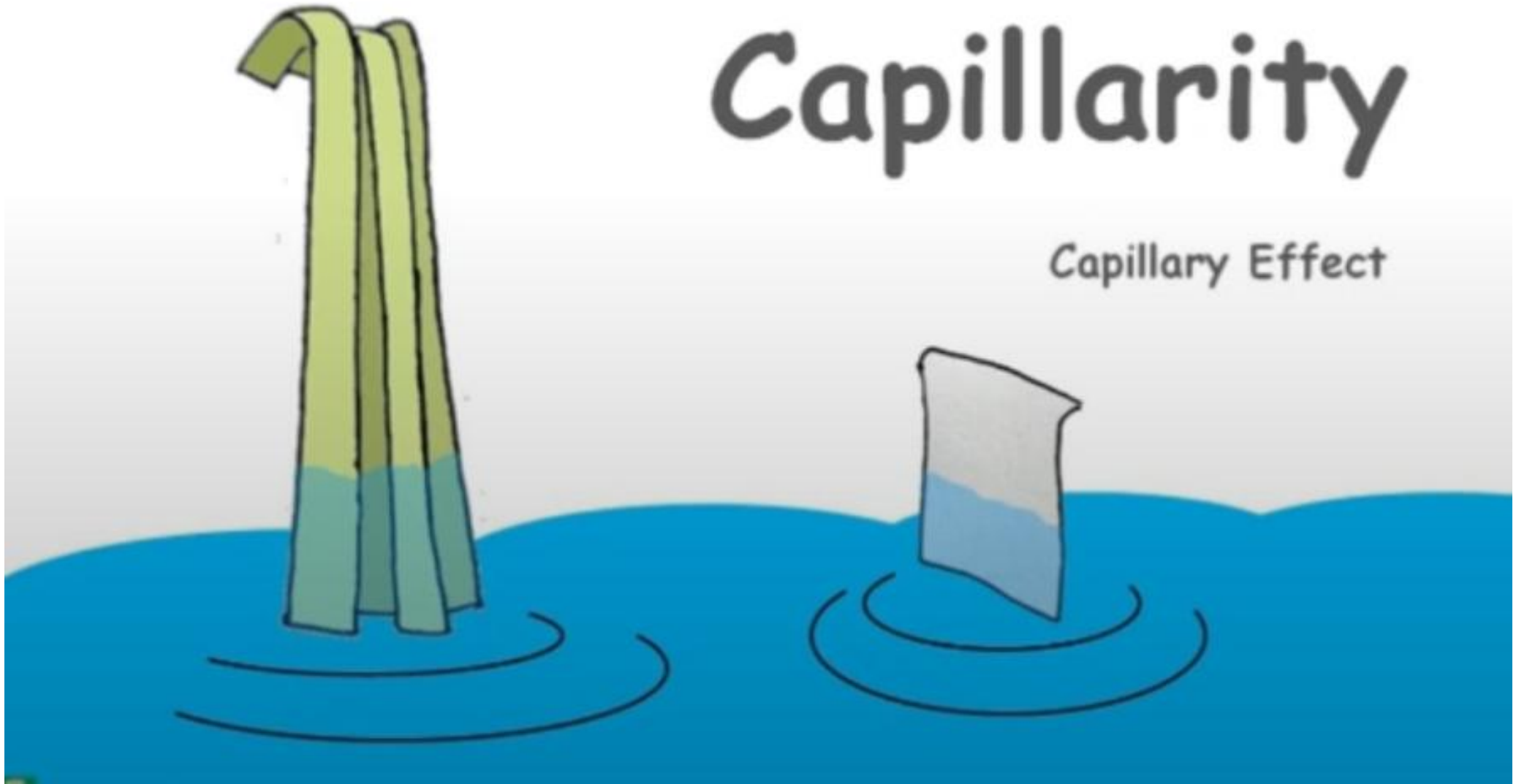
- En el contexto hidrológico y de suelos, la capilaridad es clave para explicar cómo el agua se mueve desde zonas saturadas hacia la zona no saturada, permitiendo que las raíces de las plantas accedan al agua incluso en ausencia de lluvia. Este proceso es esencial para la disponibilidad hídrica en el suelo y el desarrollo vegetal.

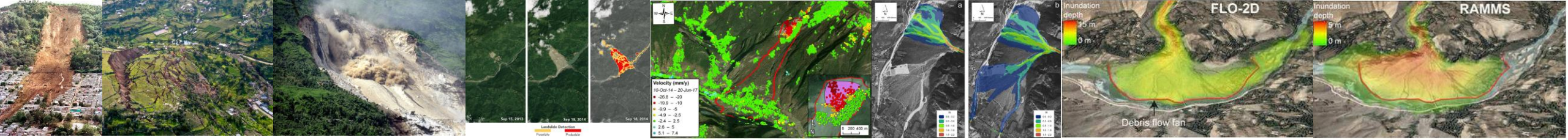







Sep 15, 2013
Sep 18, 2014
Sep 18, 2014
Landslide Detection
Possible
Probable
Velocity (mm/y)
10-Oct-14 – 20-Jun-17
-26.8 – -20
-19.9 – -10
-9.9 – -5
-4.9 – -2.5
-2.4 – 2.5
2.6 – 5
5.1 – 7.4
0 200 400 m
a
b
Inundation depth
15 m
0 m
FLO-2D
Debris flow fan
Inundation depth
5 m
0 m
RAMMS


Capillarity
Capillary Effect



Capilaridad en los medios porosos

Altura capilar media

$$\overline{h_c} = \frac{c}{e\, d_{10}}$$

$$c = cte\left(0{,}1 - 0{,}5\ cm^2\right)$$

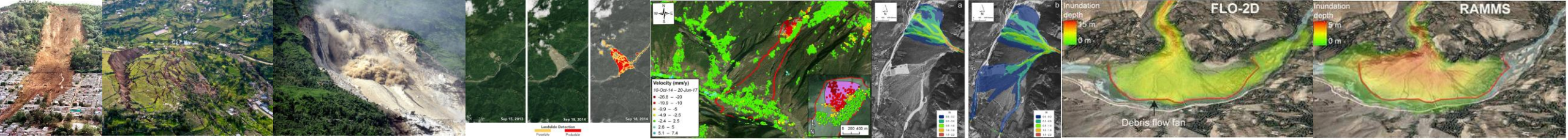
$$e = índice\ de\ hue\cos\left(vol\ \ poros / vol\ sólido\right)$$

$$d_{10} = diámetro\ efectivo$$

Ascensos capilares máximos

hc(m)	Fracción	d_{10} (mm)
6 – 30	arcilla	0,005 – 0,0005
0,6 – 6	limo	0,05 – 0,005
0,1 – 1	arena fina	0,025 – 0,05
0,1 – 0,15	arena gruesa	0,025 – 2,0
----------	grava	> 2,0

La altura capilar disminuye conforme aumenta el tamaño de las partículas del suelo. La capilaridad es más efectiva en suelos con partículas más finas, como la arcilla y el limo, debido a que los espacios más pequeños entre las partículas aumentan las fuerzas adhesivas y de tensión superficial que permiten al agua ascender a través del suelo contra la gravedad. En contraste, suelos como la grava, con partículas más grandes, presentan una capacidad capilar prácticamente nula, ya que los grandes espacios entre partículas no favorecen la ascensión del agua



donde:

- h_c: altura capilar (m)
- γ: tensión superficial del agua (N/m)
- θ: ángulo de contacto entre el agua y la superficie sólida
- ρ: densidad del agua (kg/m^3)
- g: aceleración de la gravedad (m/s^2)
- r: radio del poro (m)

$$h_c = \frac{2\gamma \cos\theta}{\rho g r}$$

h_c: Es la **altura** hasta donde el agua puede subir por sí sola.

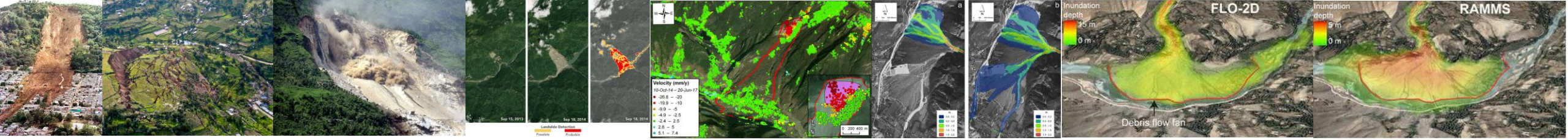
γ: Es la fuerza con la que el agua se "agarra" a sí misma (tensión superficial).

$\cos\theta$: Es cómo se "pega" el agua a las paredes del tubito o del suelo.

ρ: Es qué tan "pesada" es el agua (su densidad).

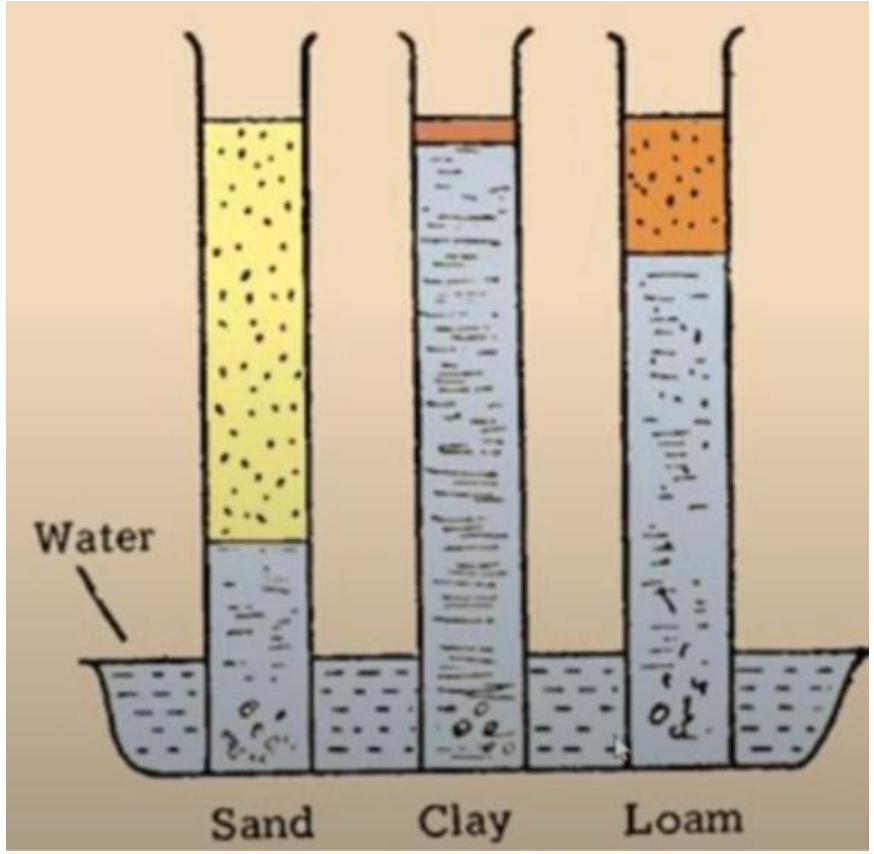
g: Es la fuerza con la que la Tierra jala las cosas hacia abajo (gravedad).

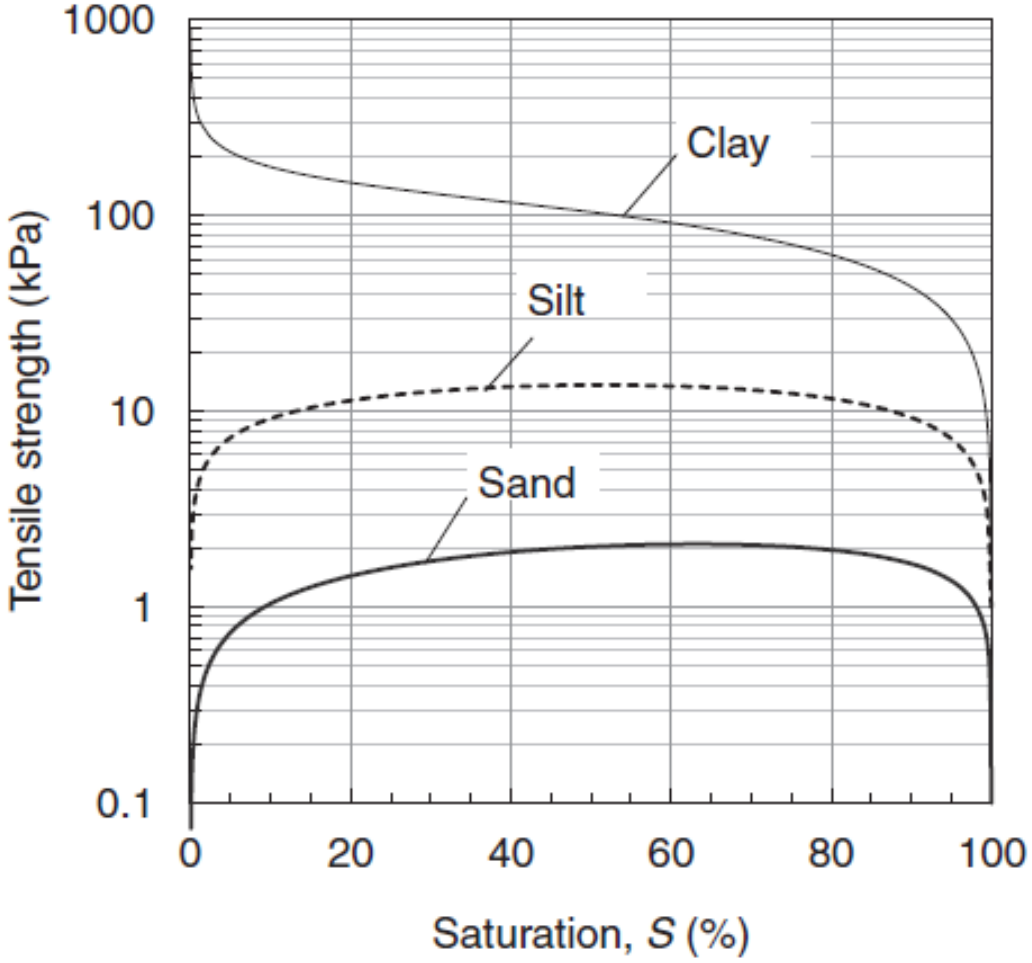
r: Es qué tan grande es el hueco o poro por donde sube el agua.

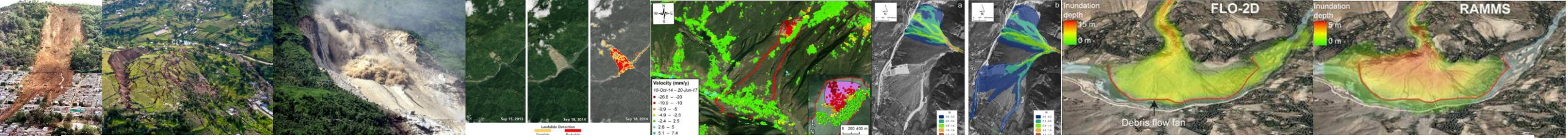


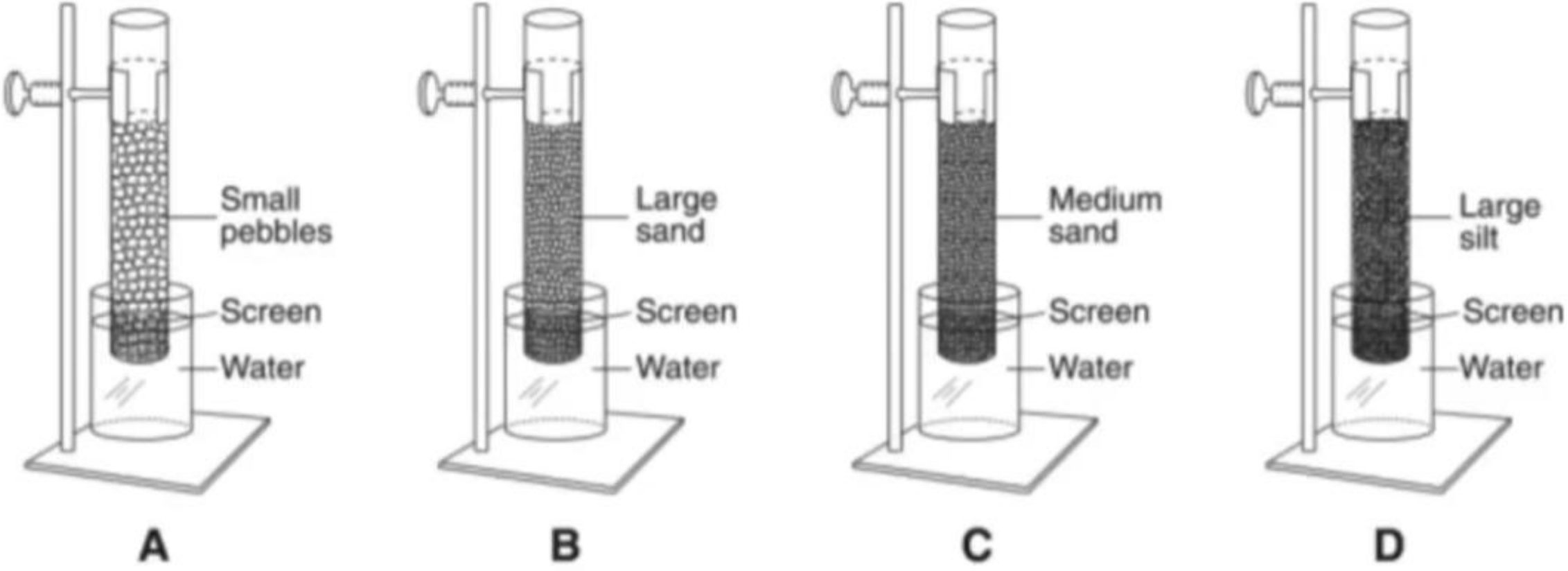
- **Retención de agua:** la capacidad del suelo para retener el agua.

- **Cuanto más pequeño** es el tamaño del sedimento, **mayor** es la capacidad de retención de agua.





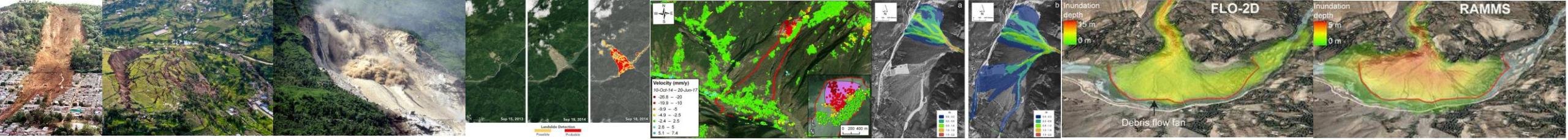




(Particles not drawn to scale)

Capillarity will cause water to rise highest in column

a) *A* b) *B* c) *C* *d) *D*



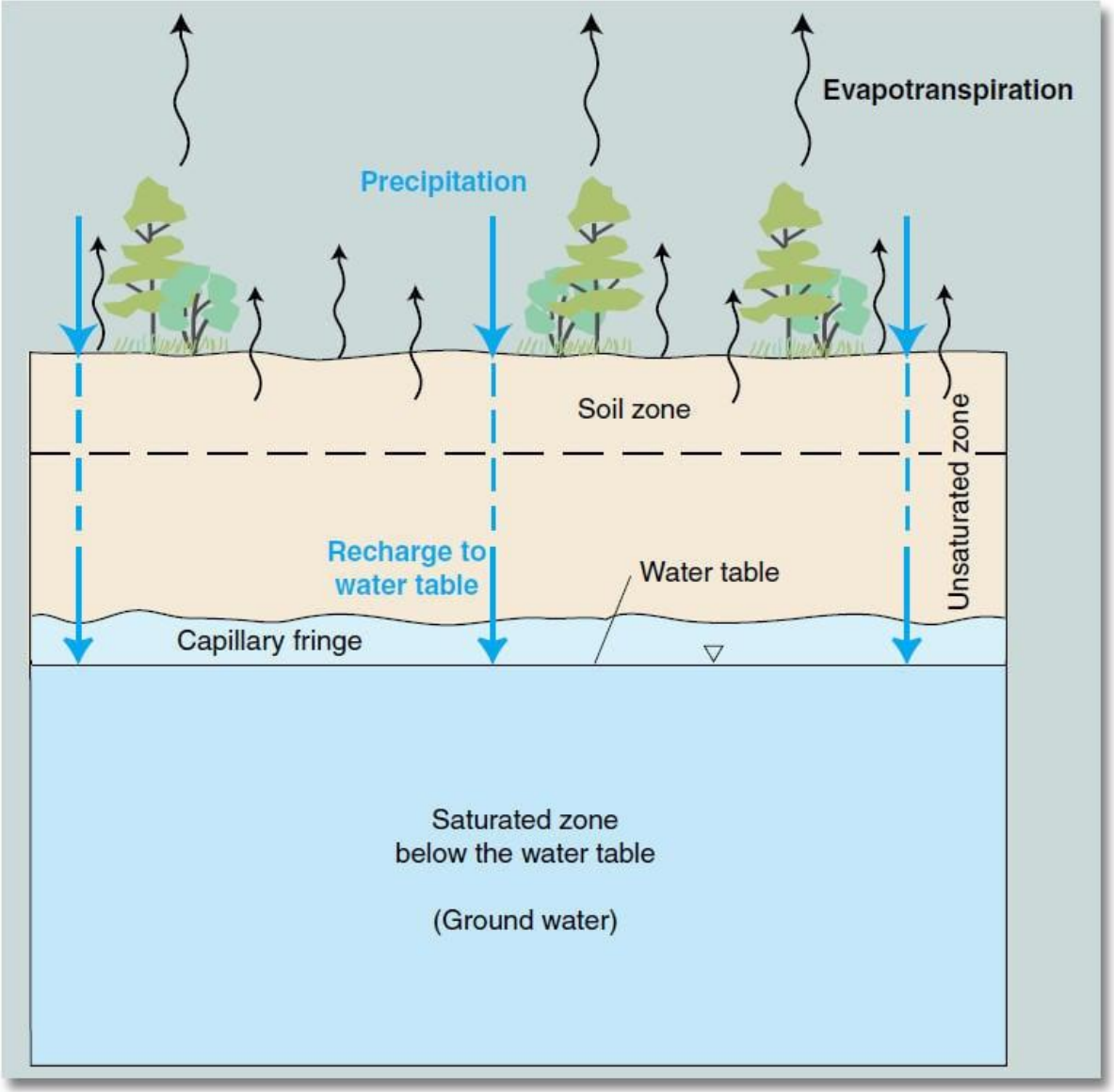
Recarga

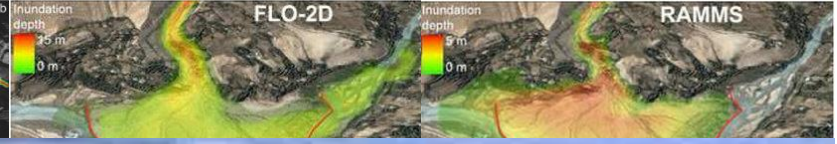
La recarga es el ingreso neto de agua a la zona saturada del subsuelo, que contribuye al almacenamiento de agua subterránea.

La recarga solo ocurre cuando:

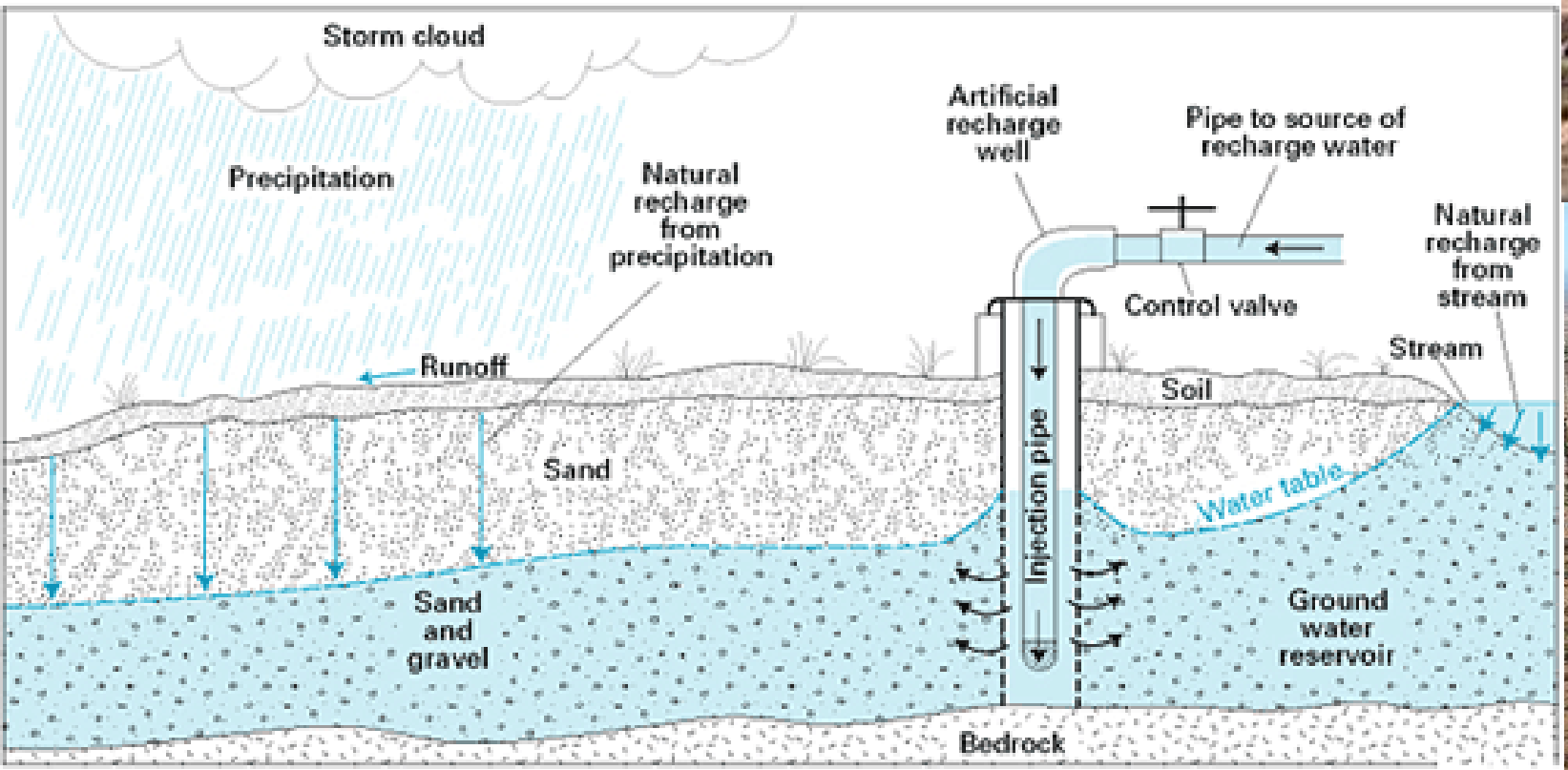
- El agua infiltrada **percola más allá de la zona radicular**,
- Si esta percolación supera la capacidad de retención capilar del suelo, el agua sigue descendiendo.
- Y finalmente **entra en la zona saturada**, aumentando el nivel freático o manteniéndolo.

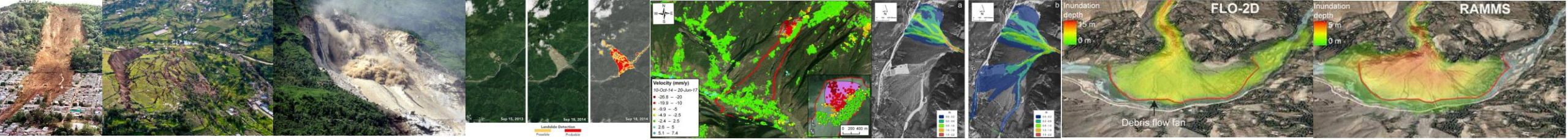
Existen diversos métodos para cuantificar la recarga de agua subterránea, y su selección depende del contexto hidrogeológico, la escala temporal y espacial, la disponibilidad de datos, y los objetivos del estudio.



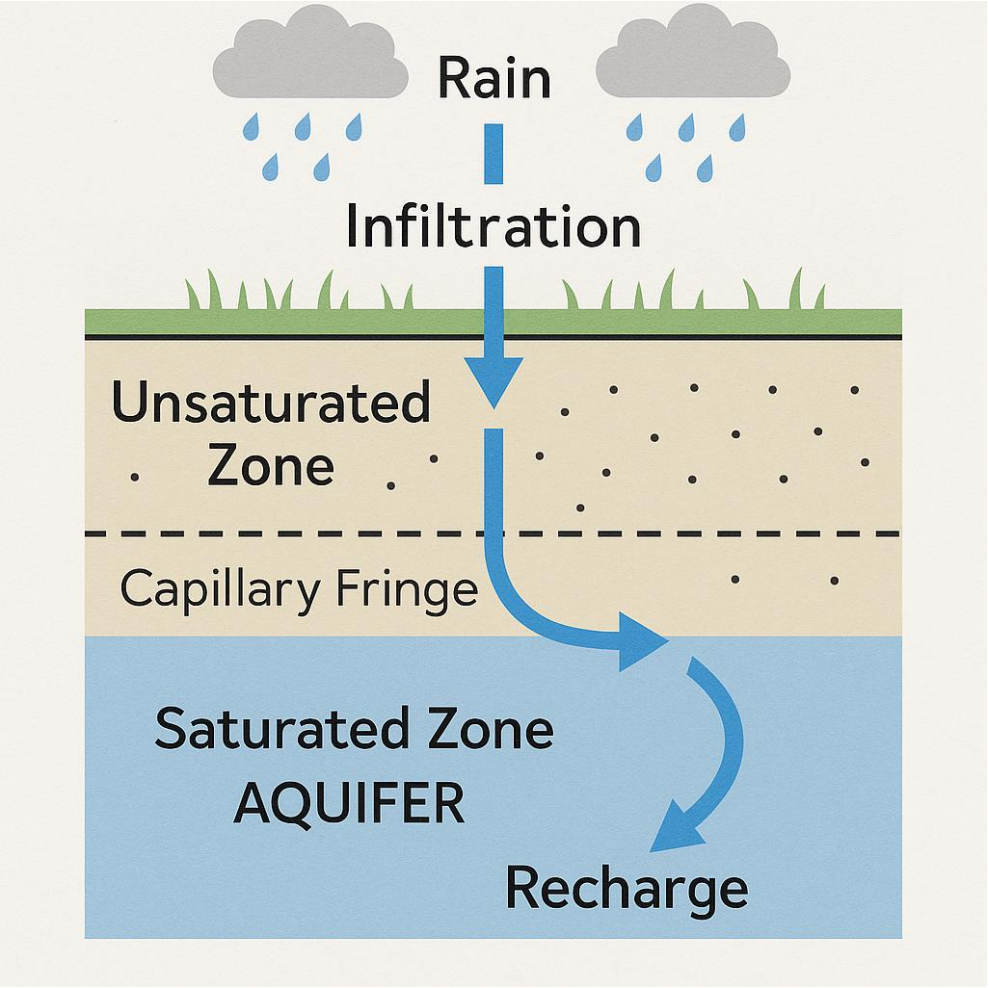


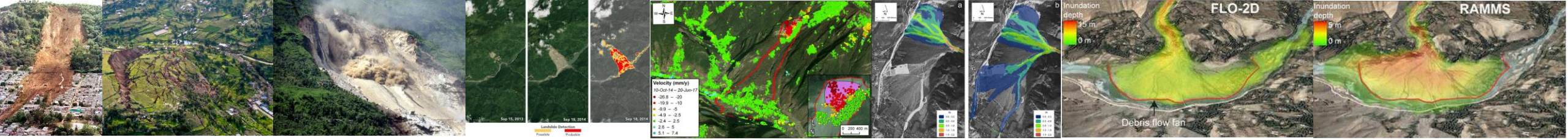
Tipos de recarga	Descripción
Natural	Ocurre sin intervención humana. Proviene de precipitación, infiltración desde ríos o lagos, o filtración de laderas.
Artificial o inducida	Actividad humana que favorece la infiltración (pozos de recarga, zanjas de infiltración, recarga desde presas).





Sub-tipo	Descripción operativa	Dónde domina
Difusa (areal)	Infiltración más o menos uniforme a lo largo de amplias superficies.	Llanuras aluviales, suelos arenosos con poca pendiente.
Concentrada (focal)	Flujo preferencial a través de canales, fracturas, dolinas o cauces.	Karsts, abanicos aluviales, cauces trenzados en clima árido.
Indirecta	Depende de la **interacción río-acuífero**; el río pierde agua hacia el subsuelo.	Tramos de río con lecho permeable y nivel freático profundo.





Interacción temporal GW-SW

Los ríos interactúan con el agua subterránea de tres maneras:

1. Los ríos ganan agua a través de la entrada de agua subterránea por el lecho del río (río ganador).

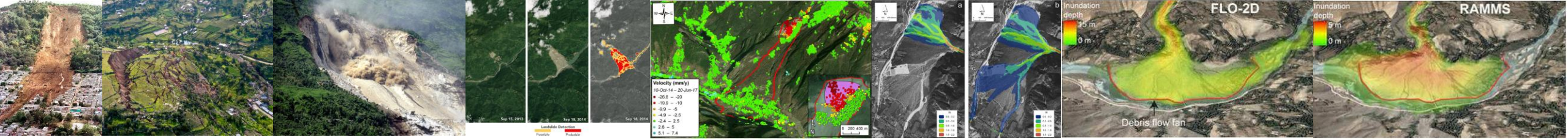
2. Pierden agua hacia el agua subterránea por flujo de salida a través del lecho del río (río perdedor)

3. Hacen ambas cosas, ganando en algunos tramos y perdiendo en otros.

Descarga Acuífero-Río
Río Ganador

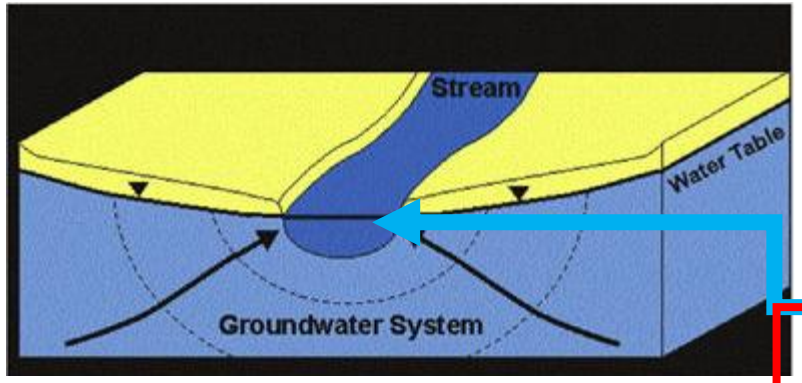
Recarga Río-Acuífero
Río Perdedor

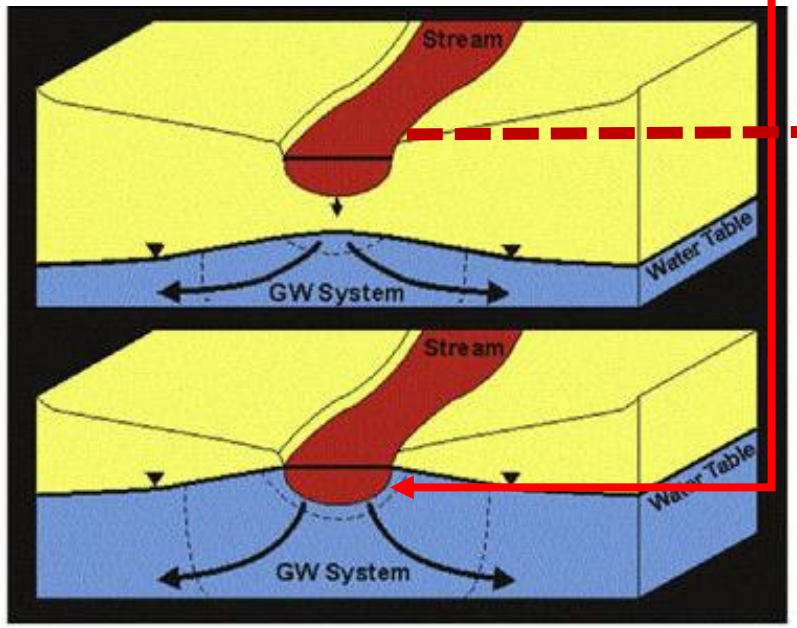
Winter et al., 1999



Interacción temporal GW-SW

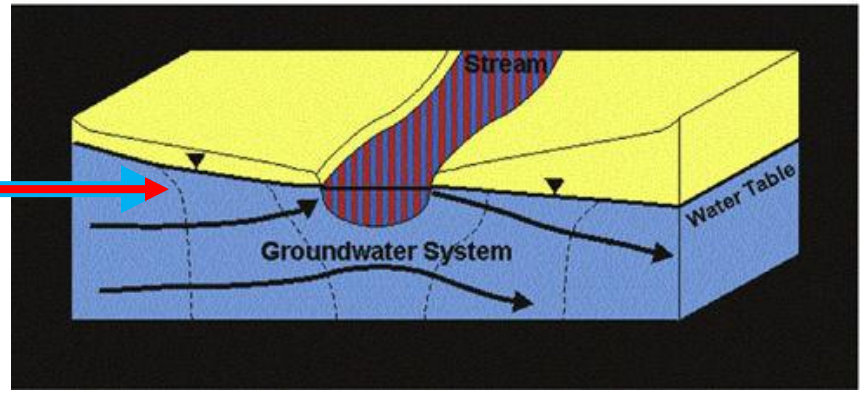
Woessner, 2000

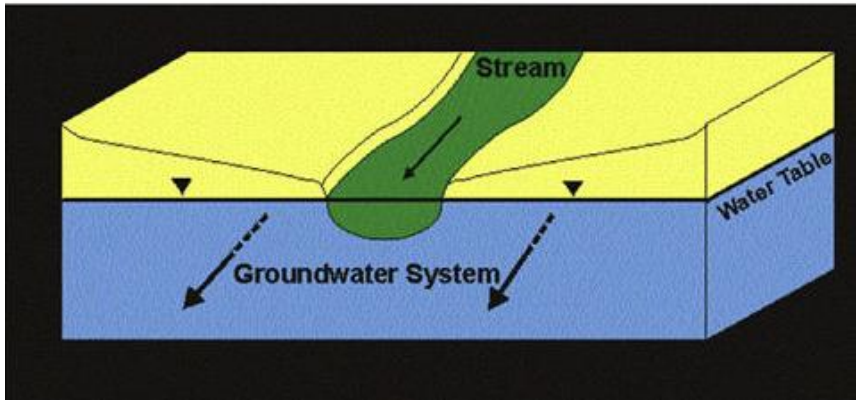




Flujo continuo

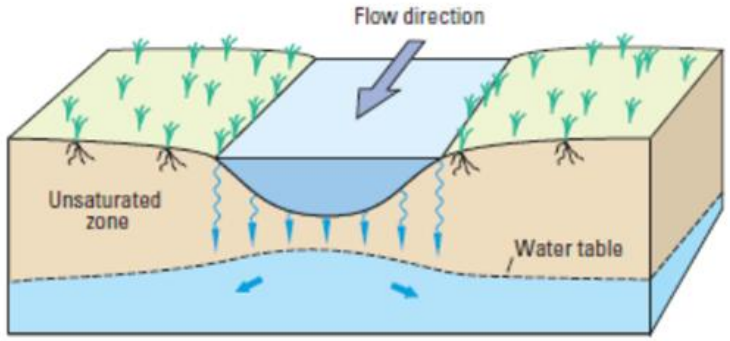
Descarga Acuífero-Río y Recarga Río-Acuífero



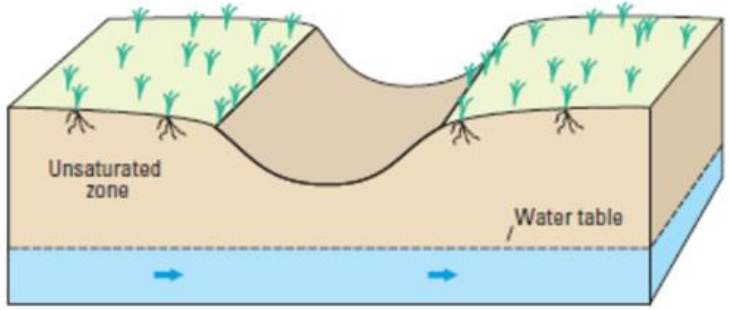


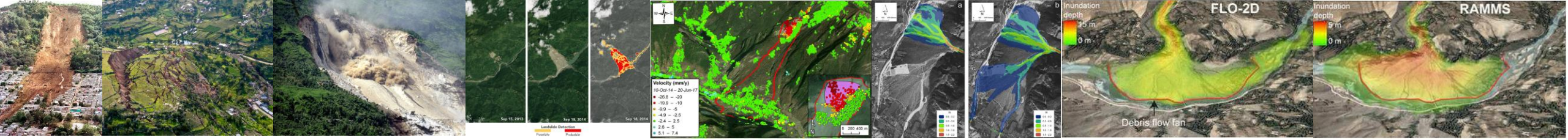
Intercambio cero
Sin interacción SW-GW

Sistemas áridos



Winter et al., 1999

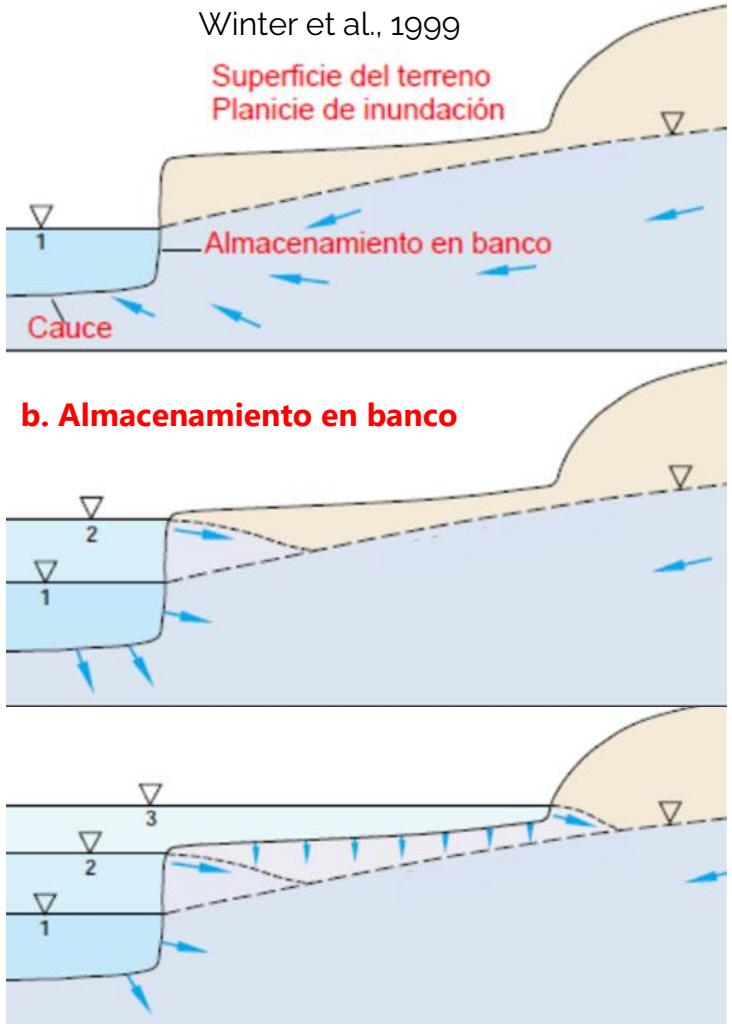




Interacción temporal GW-SW

Aumentos en el nivel del río pueden causar que la dirección del flujo a través del lecho del río se invierta y conduzca a almacenamiento en el banco (b) y a la recarga de agua subterránea en toda el área inundada o planicie de inundación (c).

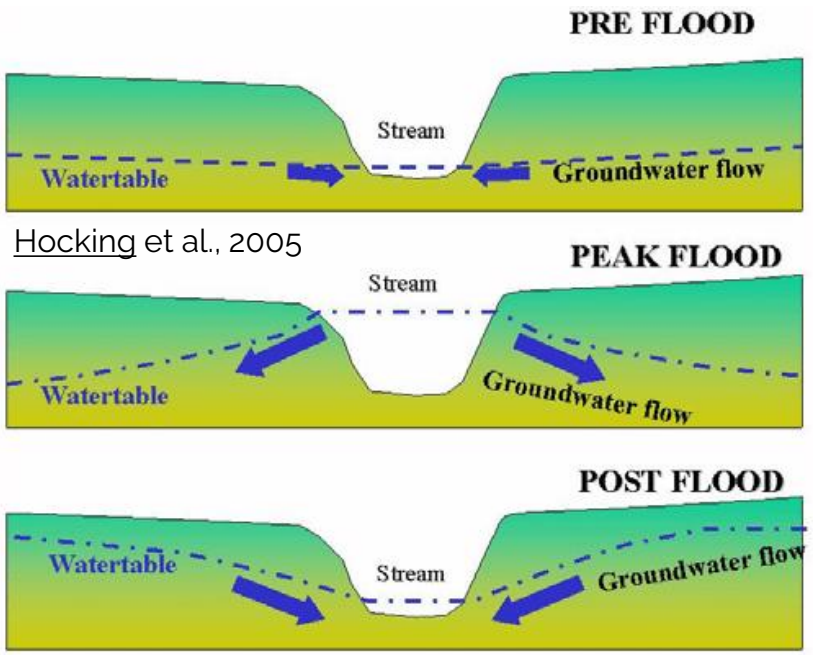
Winter et al., 1999



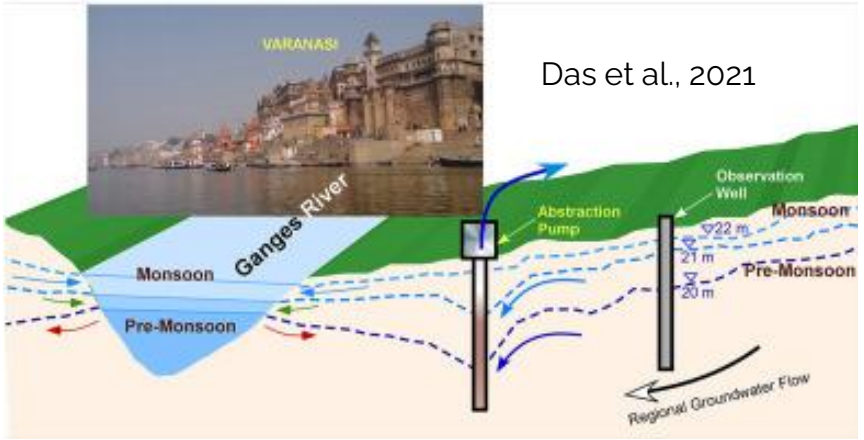
b. Almacenamiento en banco

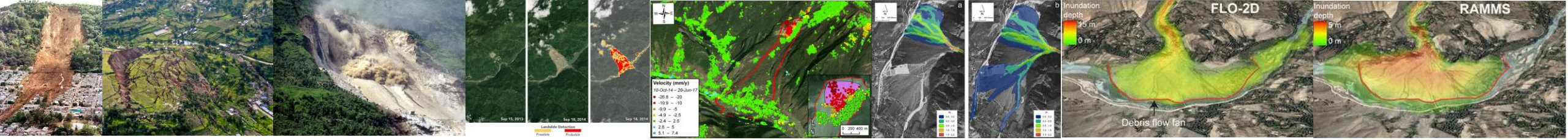
c. Almacenamiento sobre la planicie de inundación

Hocking et al., 2005

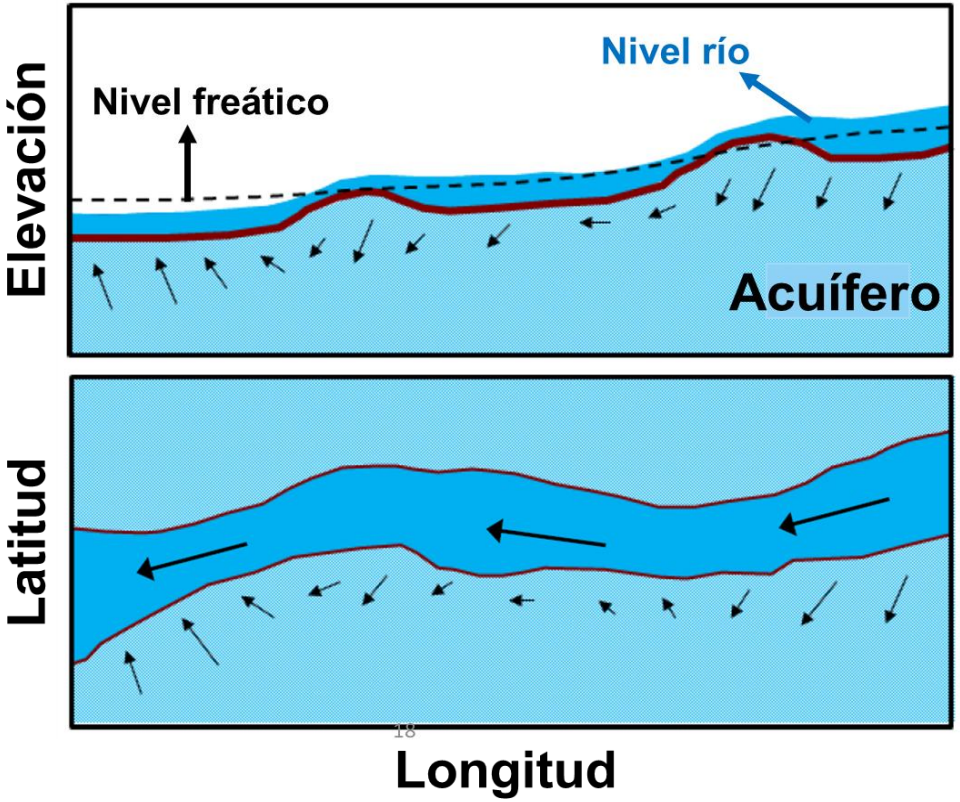


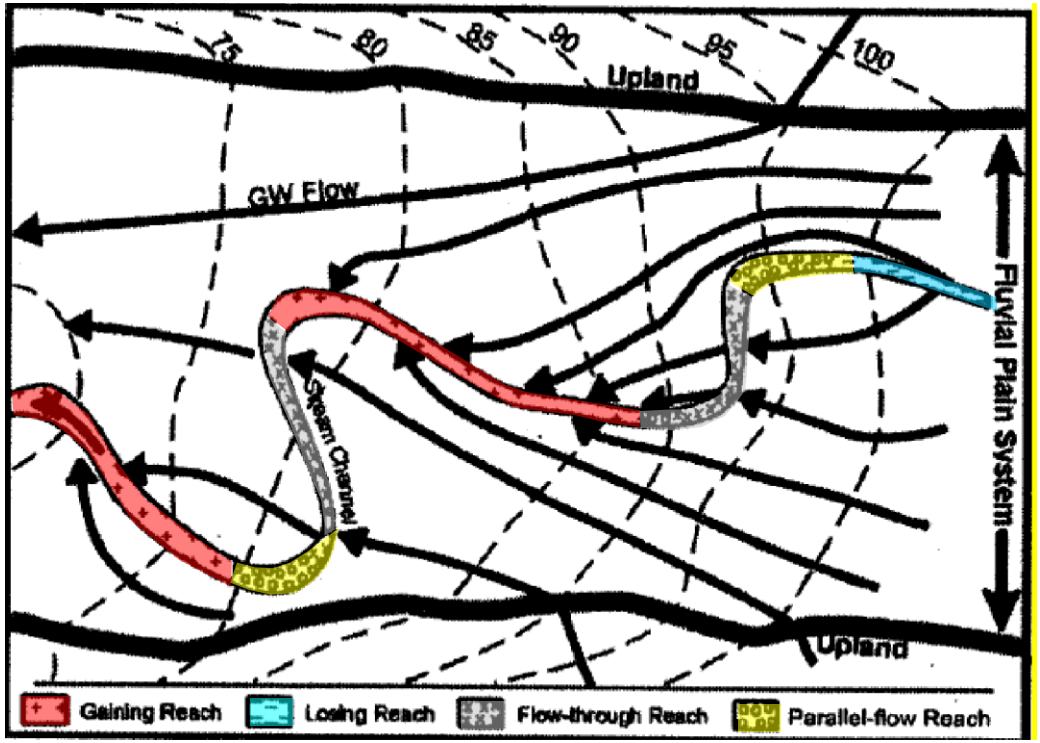
Das et al., 2021



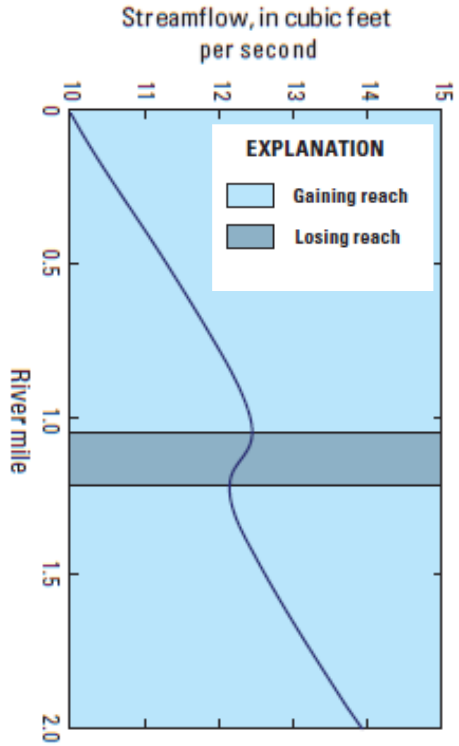


Interacción espacial GW-SW en un acuífero aluvial

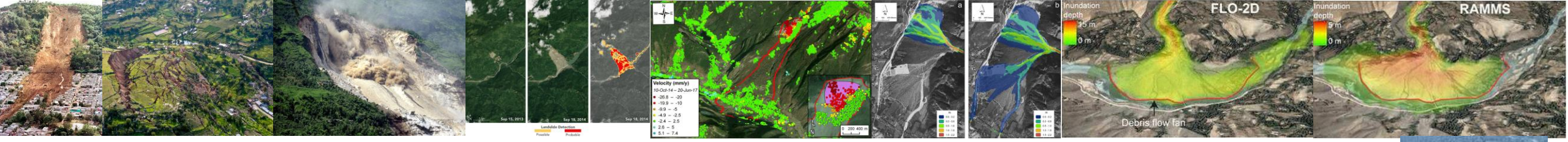


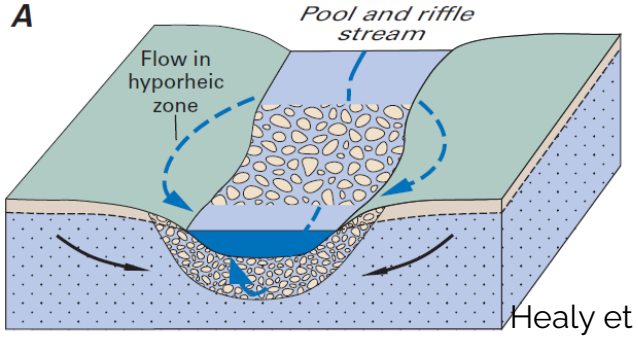


Woessner, 2000. Ground Water



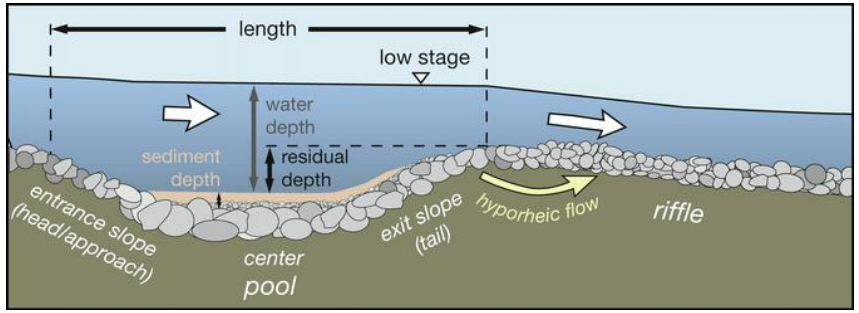
El caudal del río aumenta a lo largo de ciertos tramos llamados tramos de ganancia de un río y disminuye a lo largo de los tramos de pérdida de un río cuando no hay escorrentía superficial directa hacia el río.

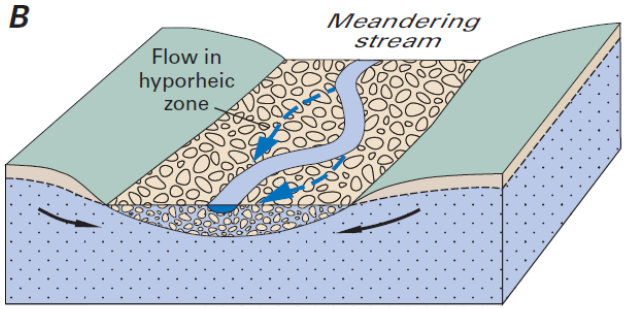




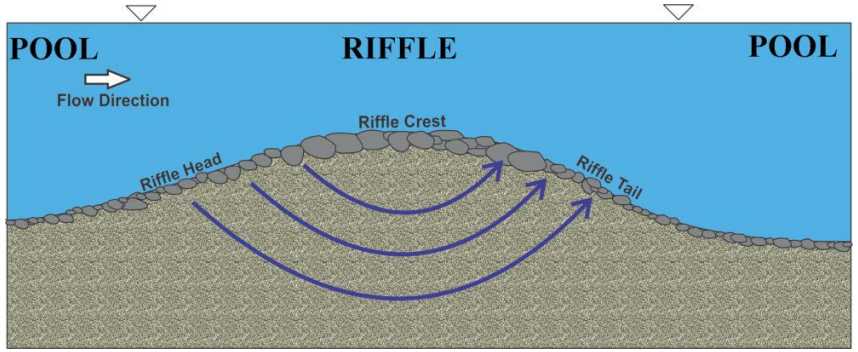
Algunos ríos ganadores tienen tramos cortos o intermitentes que pierden agua hacia el acuífero bajo condiciones normales de flujo del río; esto se debe a (A) **cambios abruptos en la pendiente del lecho del río o (B) meandros del río**

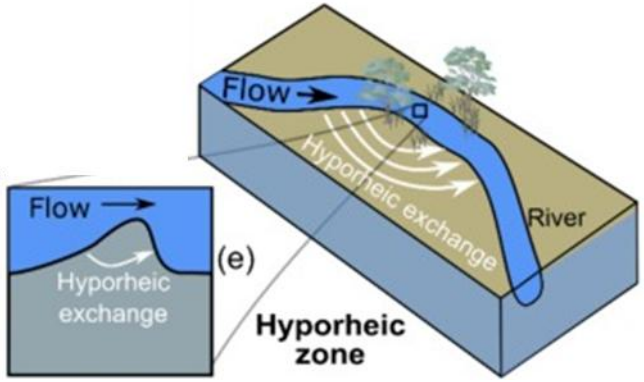
Healy et al., 2007. USGS

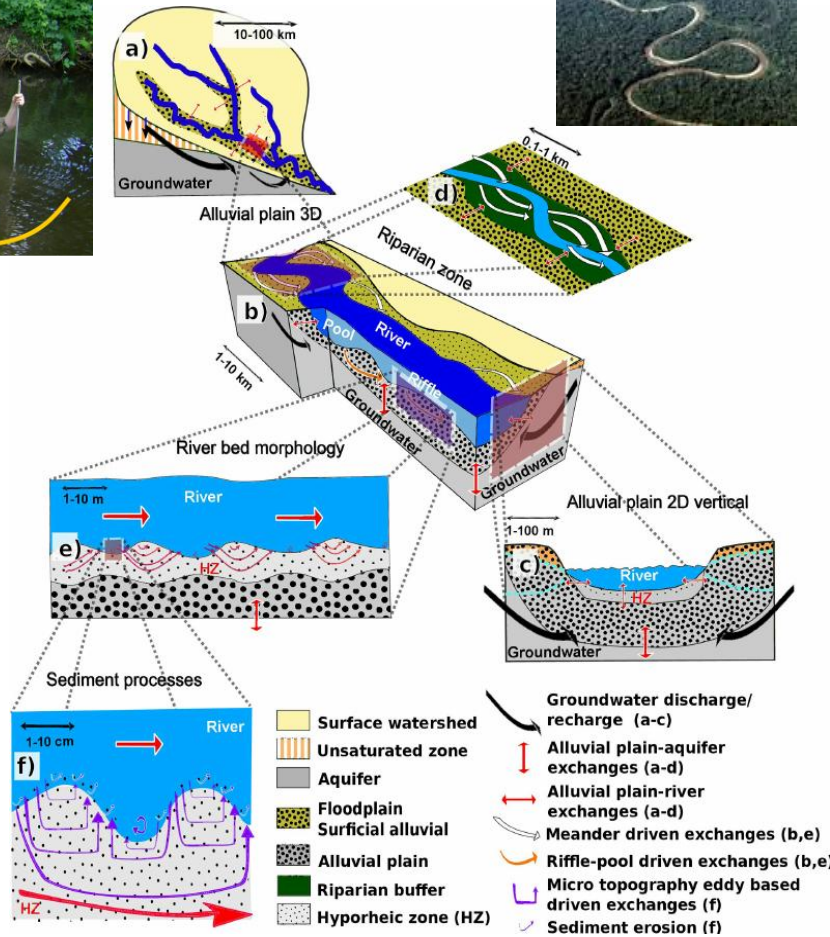




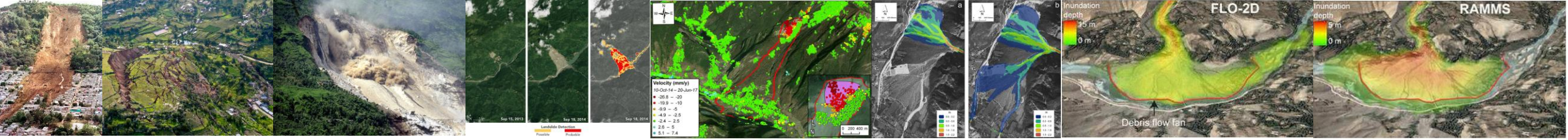
Irvine et al., 2024. J. Hydrology







Flipo et al., 2014. Hess



Métodos para cuantificar la recarga

Requiere monitoreo continuo diario de los niveles en pozos.

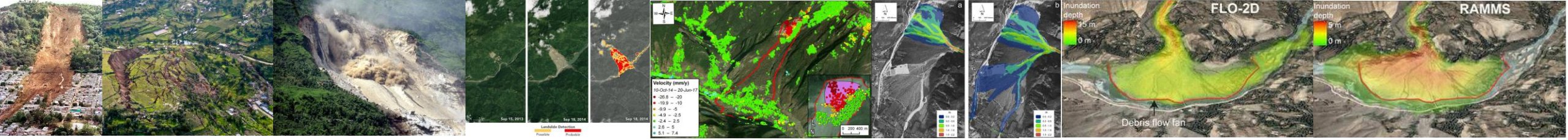
$$R = Sy \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Fluctuación del nivel freático (Método de WTF – Water Table Fluctuation)

- Donde: Sy es la porosidad eficaz o coeficiente de almacenamiento.
- $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ el cambio en el nivel con respecto a un paso de tiempo.
- Sencillo y útil si se conoce bien el Sy

Intervalo	Δh (m)	Sy × Δh = Recarga (m)	Recarga (mm)
Día 1→2	0,03	0,15 × 0,03 = 0,0045	4,5
Día 2→3	0,12	0,15 × 0,12 = 0,0180	18,0
Día 3→4	0,05	0,15 × 0,05 = 0,0075	7,5
Día 4→5	**–0,02**	(se descarta)	–

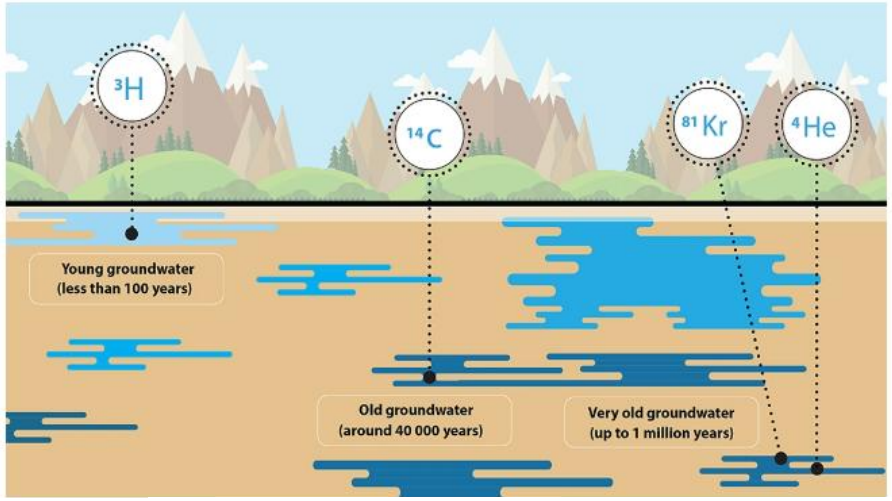
$$R_{\text{total}} = 0,0045 + 0,0180 + 0,0075 = 0,0300 \text{ m} = 30\text{mm}$$

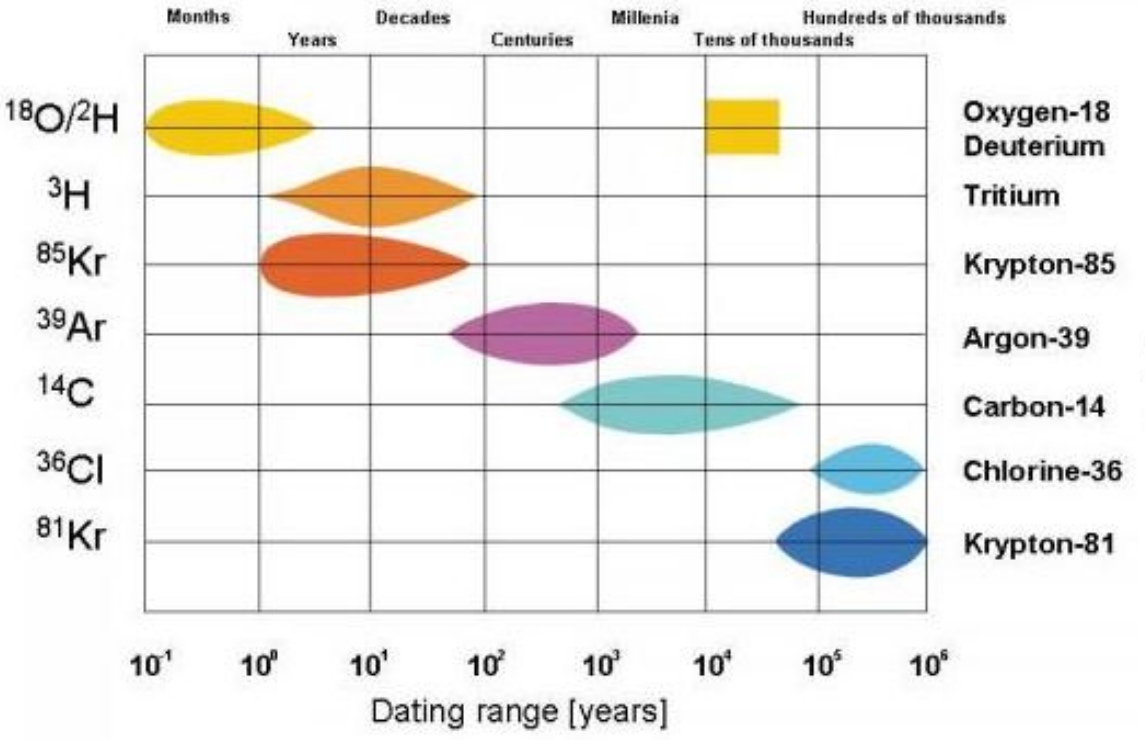


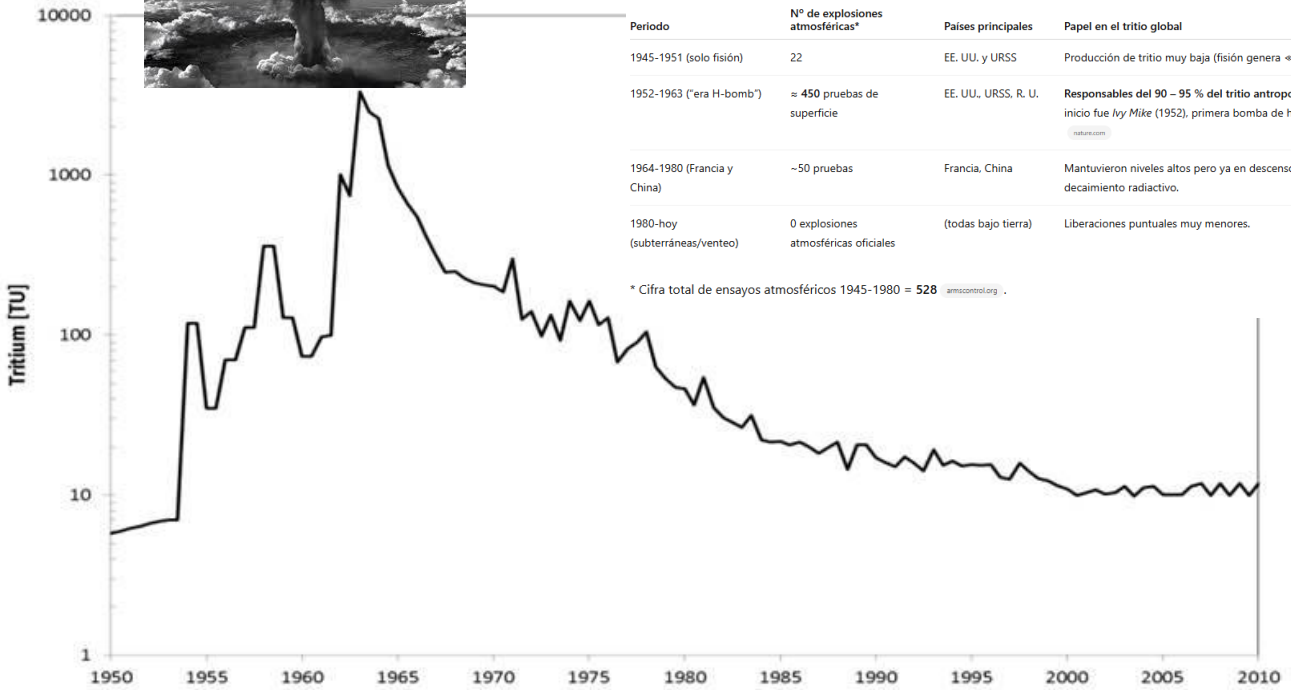
Métodos Trazadores (Trazadores Naturales o Artificiales)

Isótopos ambientales (^{3}H, ^{2}H, ^{18}O, CFCs, SF_6)

- Estiman tiempos de tránsito y tasas de recarga en función del contenido isotópico.
- Útiles para identificar recarga preferencial o estratificada.

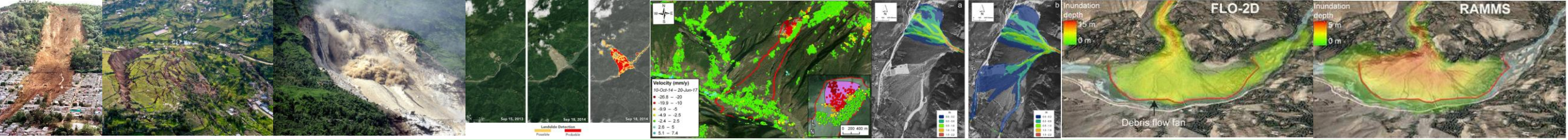






Periodo	Nº de explosiones atmosféricas*	Países principales	Papel en el tritio global
1945-1951 (solo fisión)	22	EE. UU. y URSS	Producción de tritio muy baja (fisión genera ≪ 1 % del total).
1952-1963 ("era H-bomb")	≈ **450** pruebas de superficie	EE. UU., URSS, R. U.	**Responsables del 90 – 95 % del tritio antropogénico.** El inicio fue *Ivy Mike* (1952), primera bomba de hidrógeno. nature.com
1964-1980 (Francia y China)	~50 pruebas	Francia, China	Mantuvieron niveles altos pero ya en descenso por decaimiento radiactivo.
1980-hoy (subterráneas/venteo)	0 explosiones atmosféricas oficiales	(todas bajo tierra)	Liberaciones puntuales muy menores.

* Cifra total de ensayos atmosféricos 1945-1980 = **528** armscontrol.org .



El cloruro es uno de los iones más empleados para analizar procesos de **recarga y flujo de agua subterránea**. Se le considera un **trazador conservativo** porque, en la mayoría de los ambientes hidrogeológicos, **no participa en reacciones químicas** significativas (precipitación, intercambio iónico, adsorción) y, por tanto, **viaja esencialmente a la misma velocidad que el agua**.

$$R = P \times \frac{C_P}{C_{\text{sub}}}$$

R = recarga anual (mm a^{-1}),
P = precipitación anual (mm a^{-1}),
C_p = concentración de Cl^- en la lluvia (mg L^{-1}),
C_{sub} = concentración promedio de Cl^- en el agua subterránea (mg L^{-1}).

Parámetro	Valor
Precipitación media anual (PP)	900 mm
C_p	0,8 mg L^{-1}
C_{sub}	8 mg L^{-1}

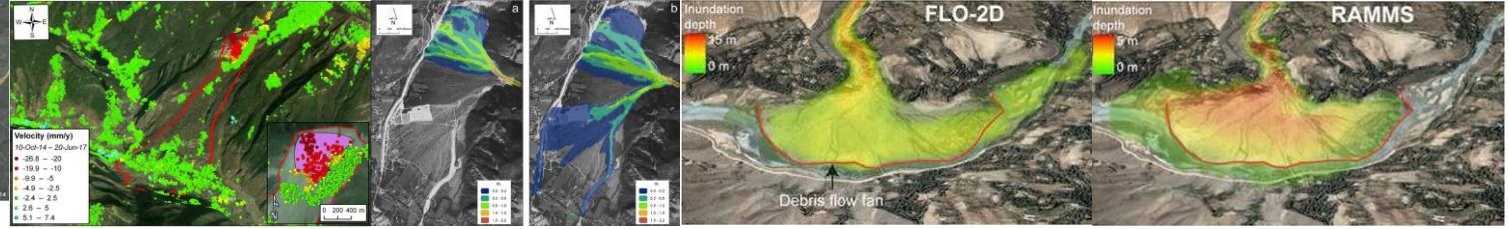
$$R = 900 \times \frac{0{,}8}{8} = 90 \text{ mm a}^{-1}$$

Así, la recarga correspondería a **≈10 %** de la precipitación

En hidrogeoquímica, decir que un ión o compuesto es **"conservativo"** significa que, mientras se desplaza con el flujo del agua subterránea:

1. **No sufre reacciones químicas** relevantes (precipitación, disolución, oxidación-reducción, hidrólisis, etc.).
2. **No es adsorbido ni intercambiado** sobre los minerales del suelo o la roca (no hay retardo por superficie).
3. **No es consumido ni producido biológicamente** (no lo toman plantas o microbios, ni se genera por procesos biogénicos).
4. **Su masa se conserva**: la única variación en concentración se debe a **mezcla, dilución o concentración por evapotranspiración**, pero no a pérdidas o ganancias internas del acuífero.
5. **Se mueve a la misma velocidad que el agua** (su velocidad advectiva es igual a la del flujo).

En resumen, un trazador conservativo acompaña al agua como "pasajero" fiel: lo que entra sale, sin trasformarse, ni retardarse, lo que permite usarlo para cuantificar tiempos de tránsito, recarga o mezclas sin preocuparse por reacciones internas que alteren su concentración.



Modelación hidrológica de aguas superficiales

$$R = P - \mathrm{ET} - Q_s$$

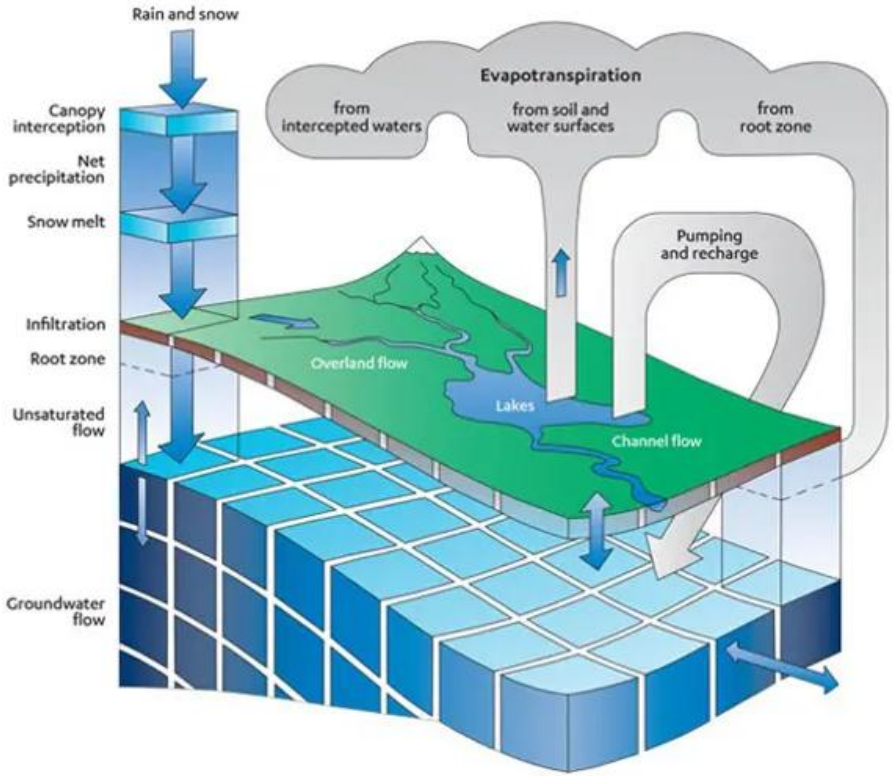
$$R = 1\,200 - 780 - 250$$
$$= \mathbf{170}\ \mathrm{mm\ a^{-1}}$$

Modelación hidrológica de aguas subterráneas

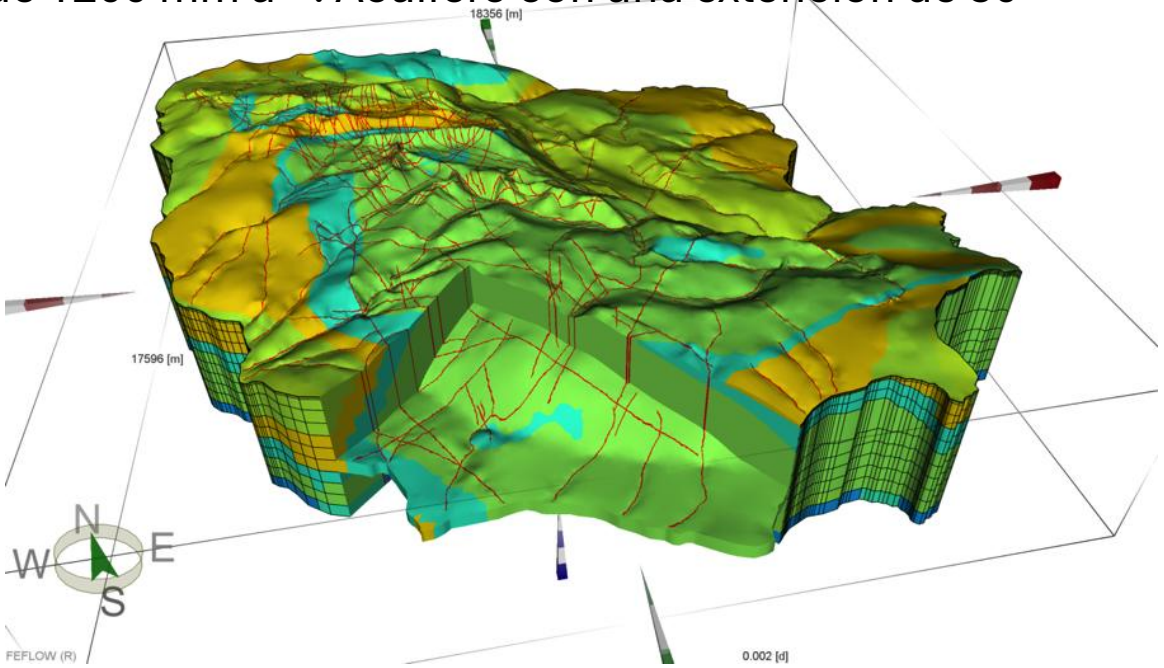
$$R = \Delta S - Q_{\mathrm{in}} + Q_{\mathrm{out}} + Q_{\mathrm{extr}}$$

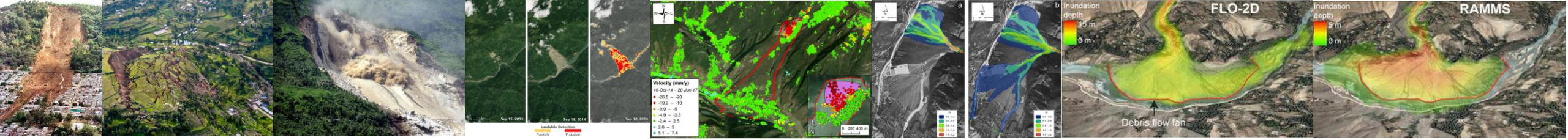
$$= 1{,}5 - 0{,}9 + 2{,}4 + 4{,}8\ \ (\times 10^6\ \mathrm{m^3})$$
$$= 7{,}8 \times 10^6\ \mathrm{m^3\ a^{-1}}$$

$$R_{\mathrm{mm}} = \frac{7{,}8 \times 10^6}{50 \times 10^6} \times 10^3 = \mathbf{156}\ \mathrm{mm\ a^{-1}}$$



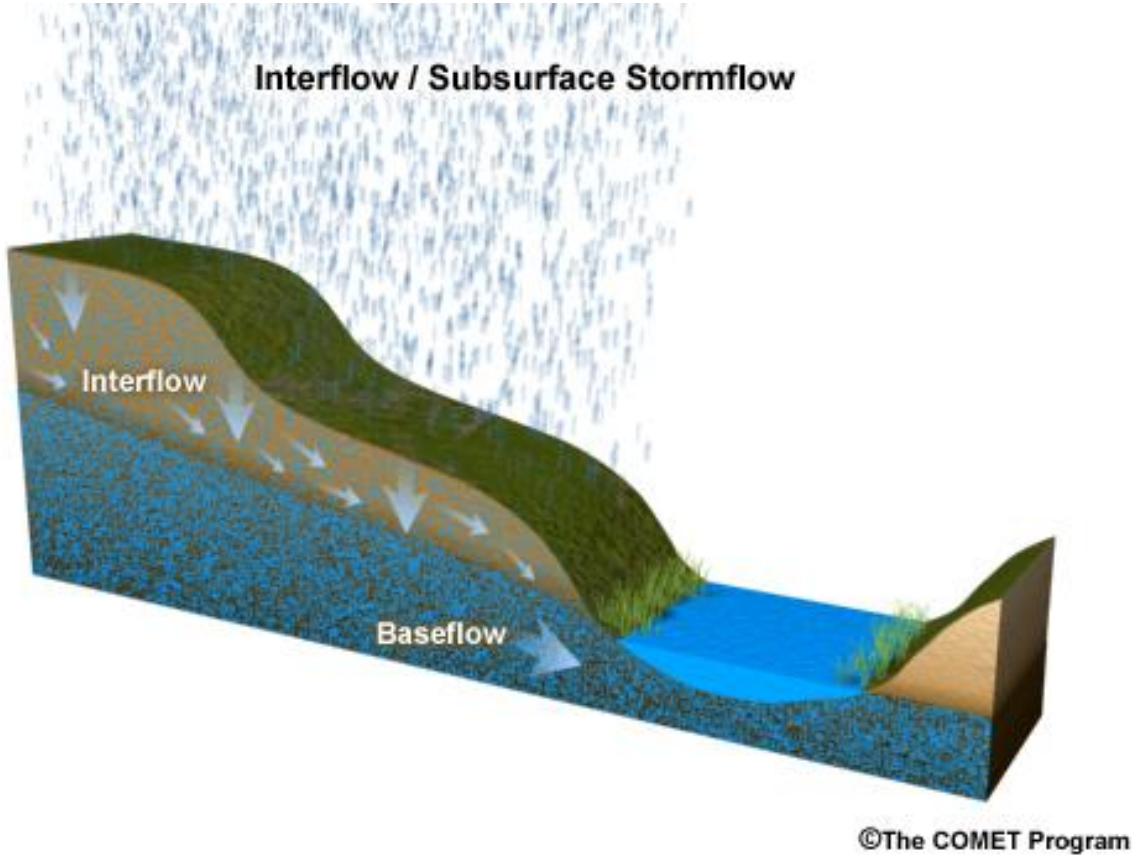
La recarga efectiva representa ~13 % de la precipitación media de 1200 mm a^{-1}. Acuifero con una extencion de 50 km^2

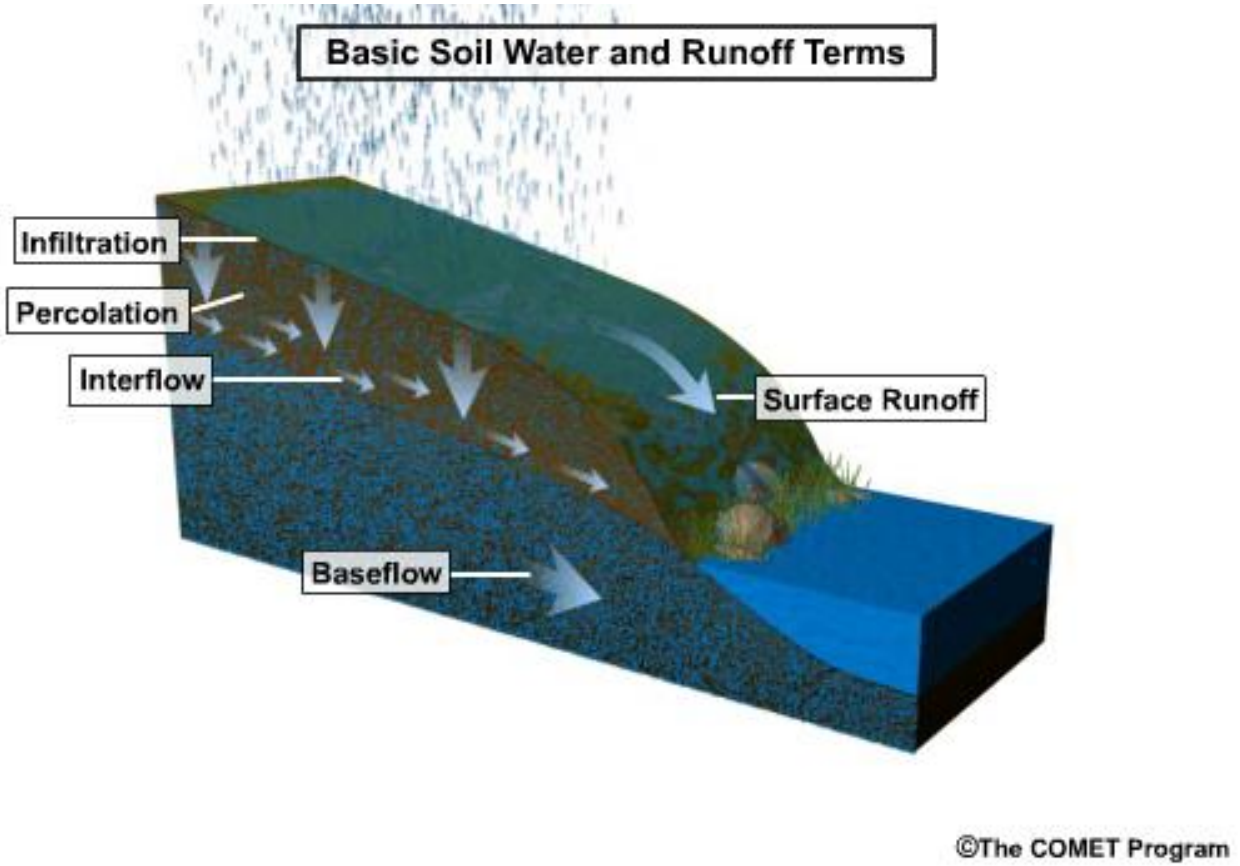


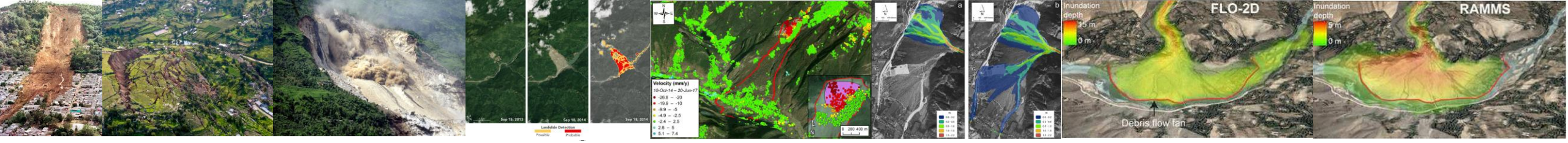


Flujo subsuperficial

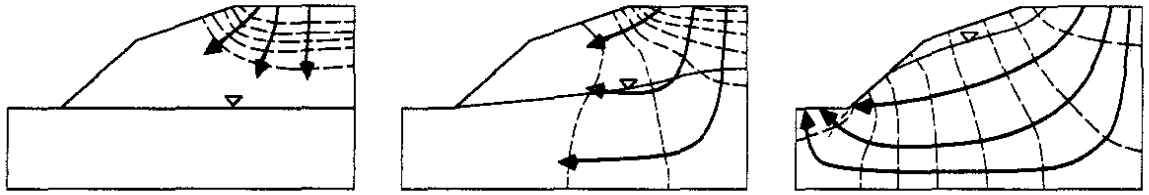
Movimiento de agua horizontal y/o lateral en la zona no saturada. Ocurre por encima del nivel freático, siguiendo la pendiente del terreno. Se activa cuando la precipitación eleva contenido de agua en el suelo







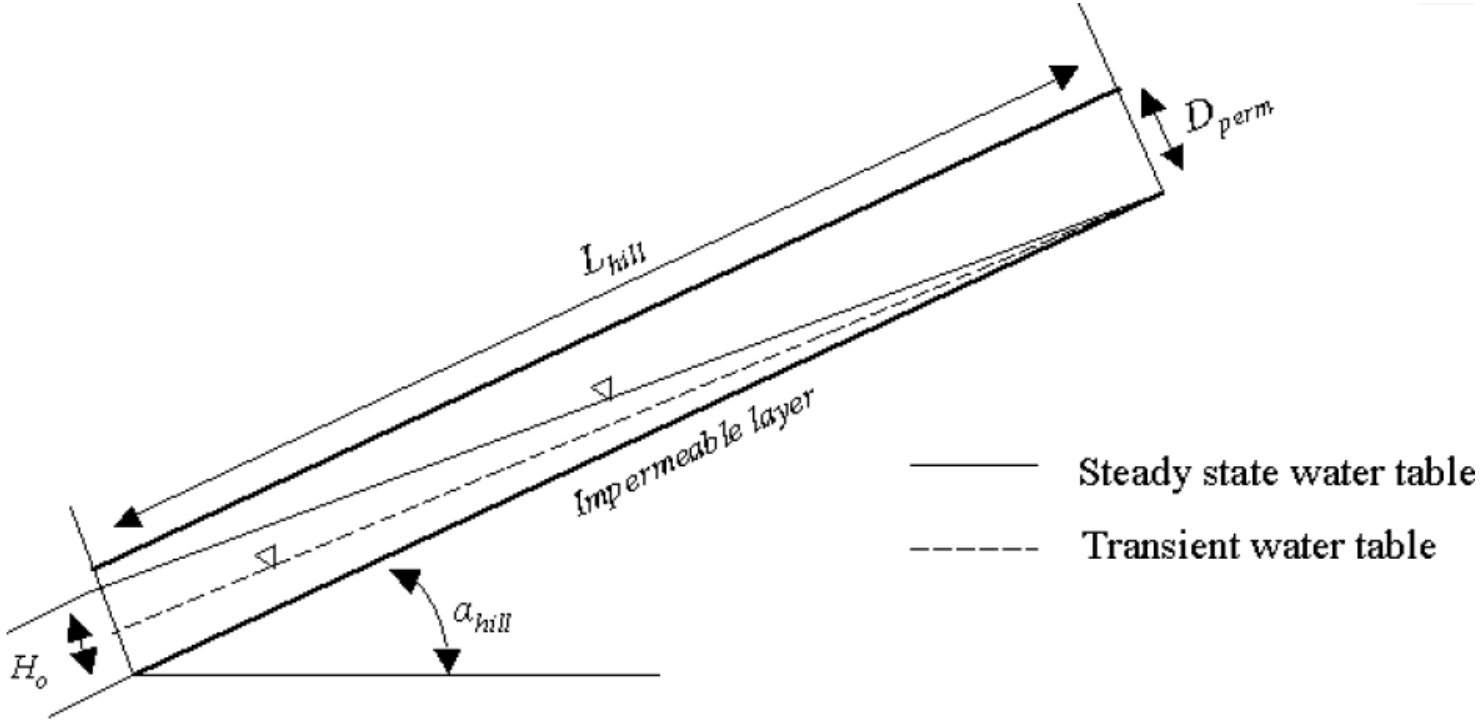
a)



t = 44 min
b)

t = 77 min
c)

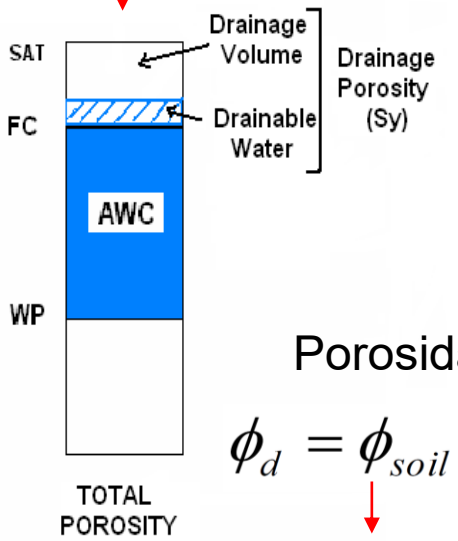
t = 211 min
d)



Espesor saturado

$$SW_{ly,excess} = \frac{1000 \cdot H_o \cdot \phi_d \cdot L_{hill}}{2}$$

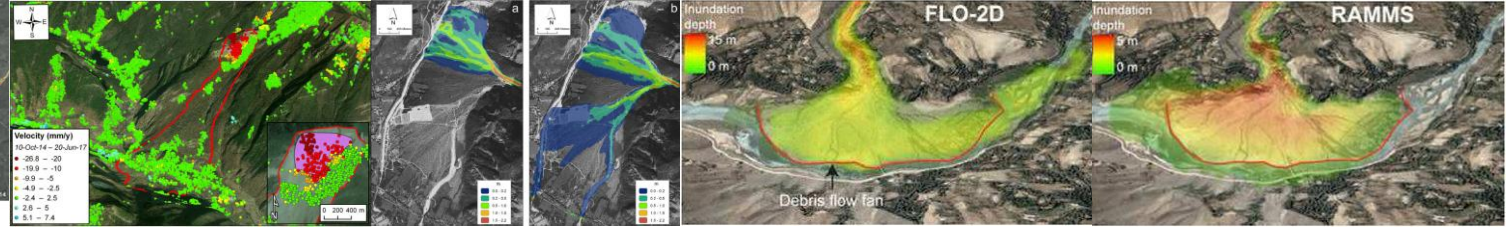
Porosidad drenable



Porosidad Fc

$$\phi_d = \phi_{soil} - \phi_{fc}$$

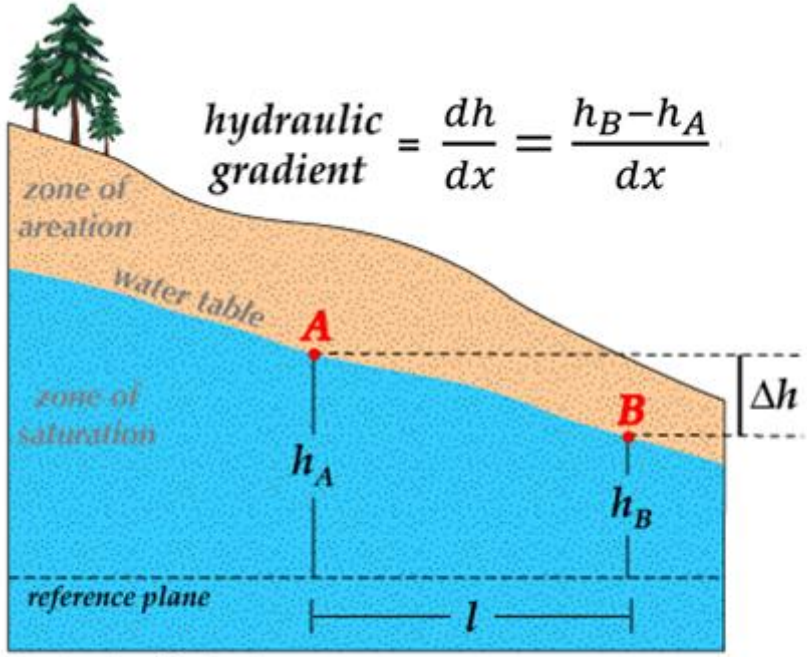
Porosidad total



Ecuación de Darcy

$$Q = K\ i\ A$$

- K: conductividad hidráulica saturada (m s^{-1})
- $i = \dfrac{\Delta h}{L}$: gradiente hidráulico (-)
- $A = b \times W$: sección de flujo (m^2)

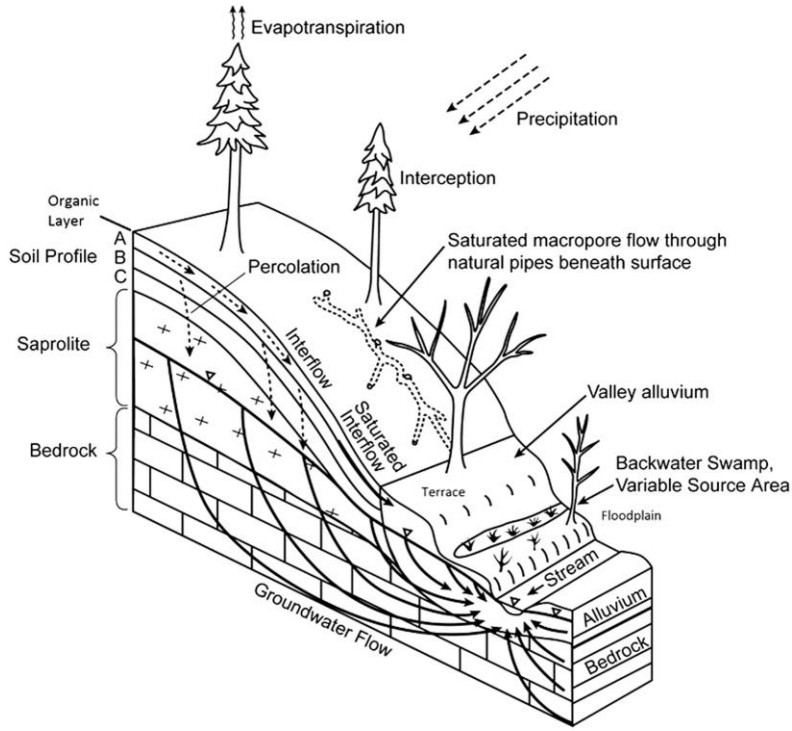


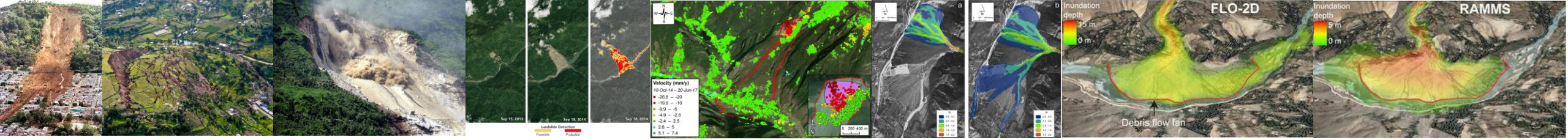
h = hydraulic head

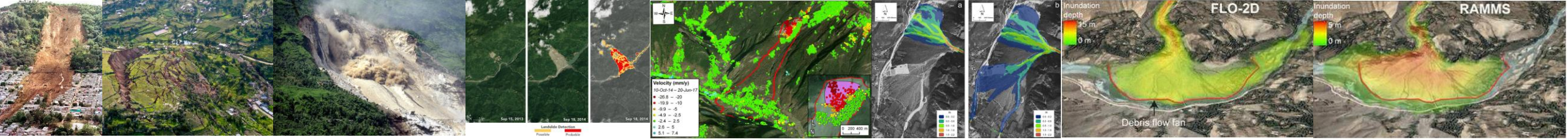
Onda cinemática simplificada (Beven & Wood, 1983)

$$q = K_{\text{unsat}}\ \theta^{\alpha}\ S^{\beta}$$

- K_{unsat}: conductividad a saturación parcial.
- θ: contenido volumétrico de agua.
- S: pendiente de la ladera.
- α, β: parámetros de ajuste (≈1–3).




Sep 15, 2013
Sep 18, 2014
Sep 18, 2014
Landslide Detection
Possible
Probable
Velocity (mm/y)
10-Oct-14 – 20-Jun-17
-26.8 – -20
-19.9 – -10
-9.9 – -5
-4.9 – -2.5
-2.4 – 2.5
2.6 – 5
5.1 – 7.4
0 200 400 m
a
b
Inundation depth
15 m
0 m
FLO-2D
Debris flow fan
Inundation depth
5 m
0 m
RAMMS


Sep 15, 2013
Sep 18, 2014
Sep 18, 2014
Landslide Detection
Possible
Probable
Velocity (mm/y)
10-Oct-14 – 20-Jun-17
-26.8 – -20
-19.9 – -10
-9.9 – -5
-4.9 – -2.5
-2.4 – 2.5
2.6 – 5
5.1 – 7.4
0 200 400 m
a
b
Inundation depth
15 m
0 m
FLO-2D
Debris flow fan
Inundation depth
5 m
0 m
RAMMS