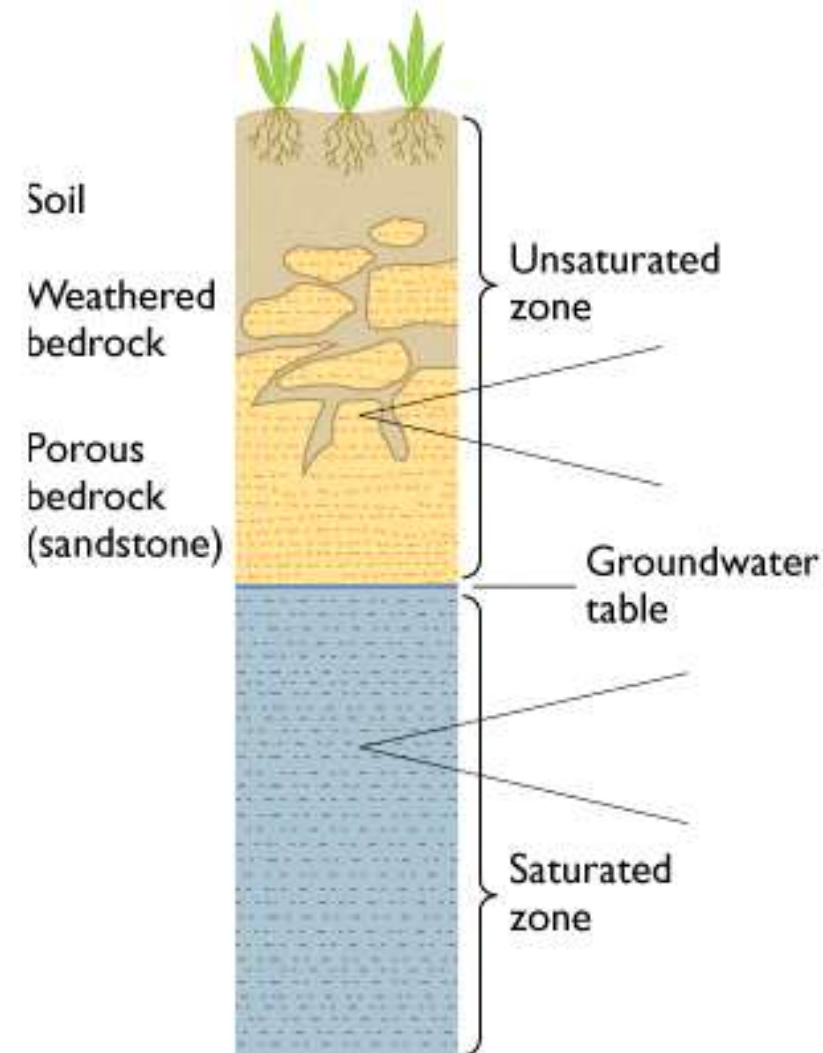
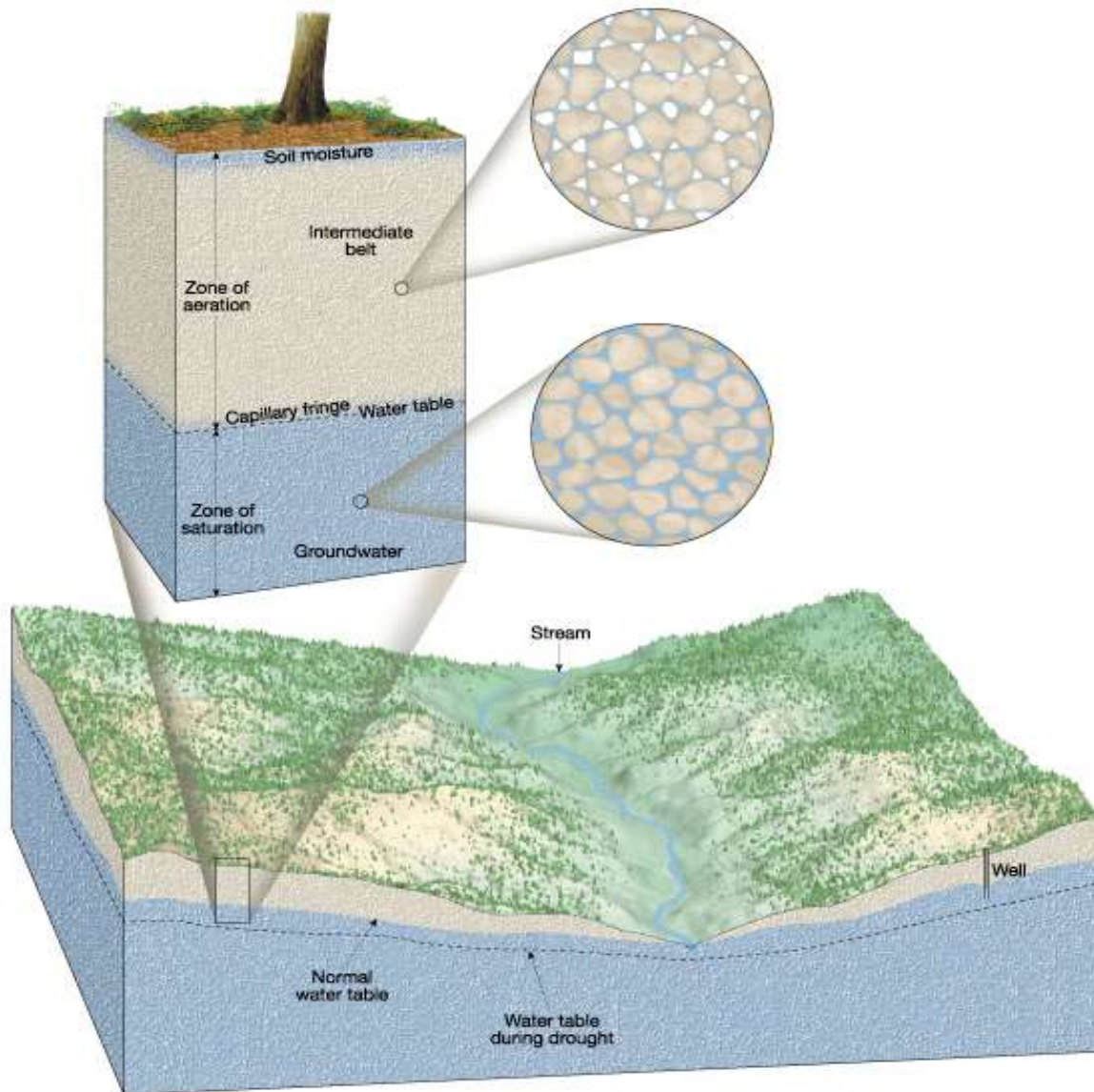


Grundwasserdynamik

- Hydraulisches Potential
- Darcy Strömungsgesetz
- Hydraulische Durchlässigkeit
- Speicherkoeffizient



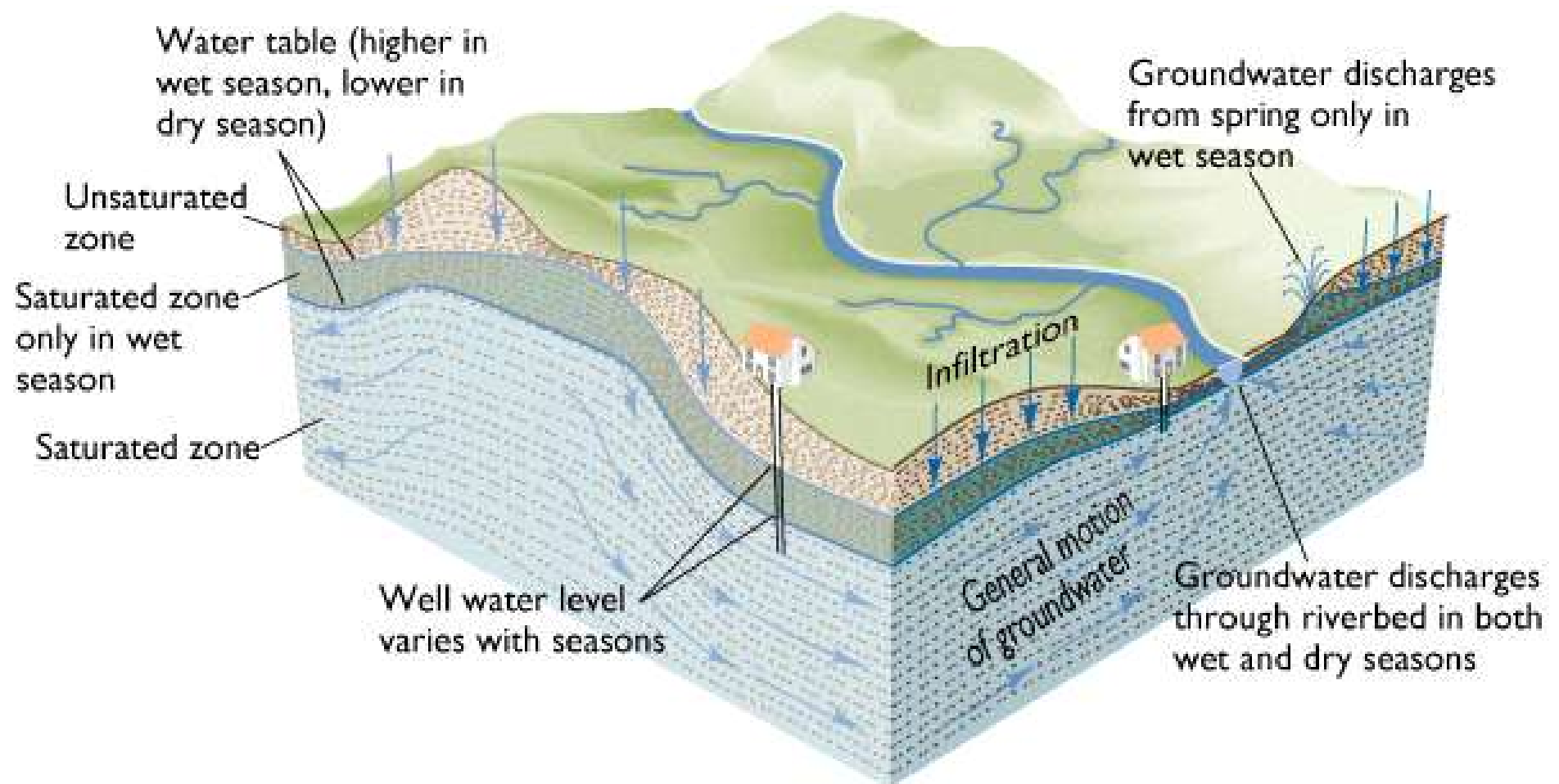
Grundwasserströmung



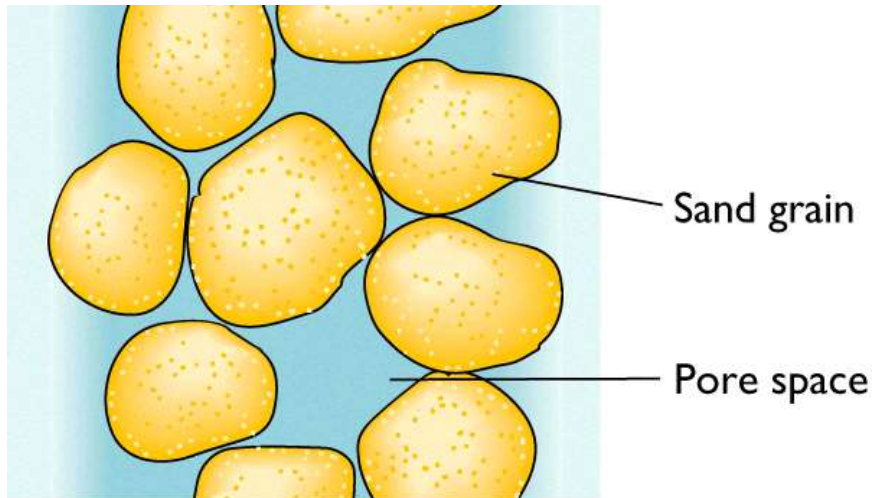
Gesättigte Verhältnisse

- Wenn der Porenraum **vollständig mit Wasser erfüllt ist**, so spricht man von *gesättigten* Verhältnissen (Sättigungsgrad $S^0 = 1$).
- Die Grenze zwischen dem gesättigten und dem un- bzw. teilgesättigten Bereich des Untergrunds ist durch den *Grundwasserspiegel* definiert.

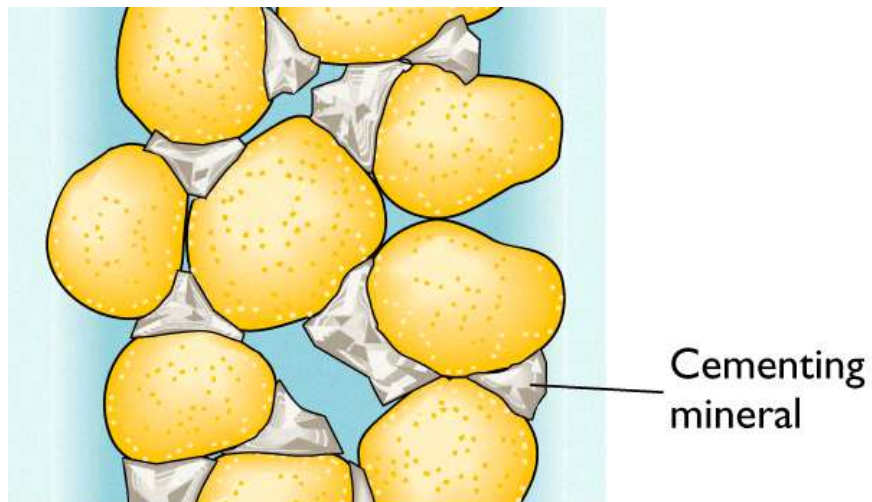
Grundwasser und Topographie



Grundwasser



(a) Porous sandstone



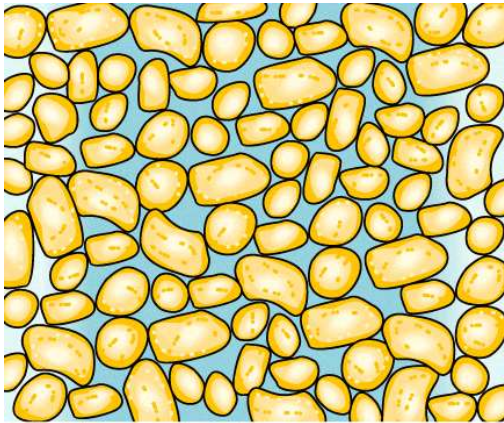
(b) Cemented sandstone

Grundwasser: *Derjenige Teil des Untergrundes der mit Wasser gesättigt ist*

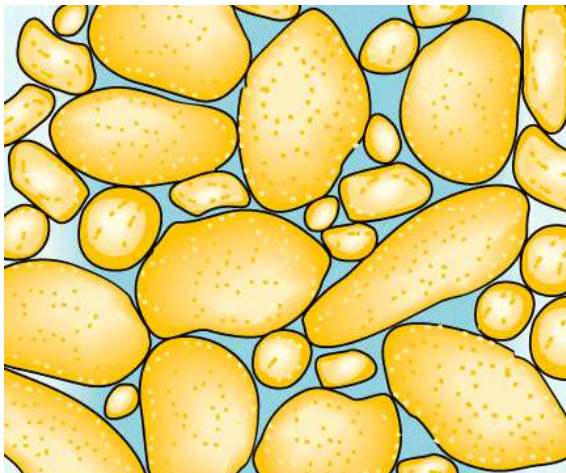
Grundwasser nimmt den Porenanteil zwischen Mineralkörnern ein:

- Poröse gerundete Sande speichern viel Wasser
- Gering poröse zementierte Sandsteine speichern weniger Wasser

Porosität und Permeabilität



(c) Fine-grained sandstone



(d) Sandstone with irregular shapes

Porosität (n) [-] definiert das relative Volumen an Wasser das ein bestimmtes Gesteinsvolumen speichern kann:

- Porosität (n) nimmt zu mit dem Grad der Sortierung und hängt von der Packungsdichte ab.
- Effektive Porosität (n_e) ist “unabhängig” von der Korngröße
- Porosität variiert zwischen $< 1 - 60\%$

Permeabilität (k) [m] kann definiert werden als der inverse Widerstand, der der Bewegung eines Fluids vom porösen Material entgegengesetzt wird (hängt ab von Porengröße und Konnektivität):

- Permeabilität nimmt zu mit der Korngröße, Porosität und Sortierungsgrad
- Permeabilität kann über viele Größenordnungen variieren

Porositätsbestimmung

1. Direkt über die Bestimmung des **Gesamtvolumens** des porösen Mediums und das Volumen des Feststoffes (praktisch nicht möglich)
2. Bestimmung des **Porenvolumens** durch Bestimmung des Wassergehalts eines gesättigten porösen Mediums
3. **Optisch** durch Analyse von Dünnschliffen (nur 2-D)
4. **Pyknometrische** Analyse (Luft oder Helium) zur Bestimmung des Volumens der Festphase
5. **Hg-Injektion** oder Adsorption von N_2 oder Wasser bis zur Kapillarkondensation
 - ➔ nur bestimmte Poren werden in Abhängigkeit vom angelegten Druck oder Partialdrucks bestimmt
 - ➔ erlaubt die Bestimmung der Porengrößenverteilung

Porosität

Typische Werte der Porosität natürlicher Materialien

Sediment	Porosität (%)	Sediment	Porosität (%)
Humose Böden - Torf	60-80	Fein - Mittelsand	30-35
Böden	50-60	Kies	30-40
Tone	45-55	Kies, sandig	30-35
Schluff	40-50	Sandstein	10-20
Einförmiger Sand	30-40	Tonsteine, Schiefertone	1-10
Mittel - Grobsande	35-40	Kalke	1-10
Binäre Gemische	bis ca. 25	Granit, Gneis	< 1

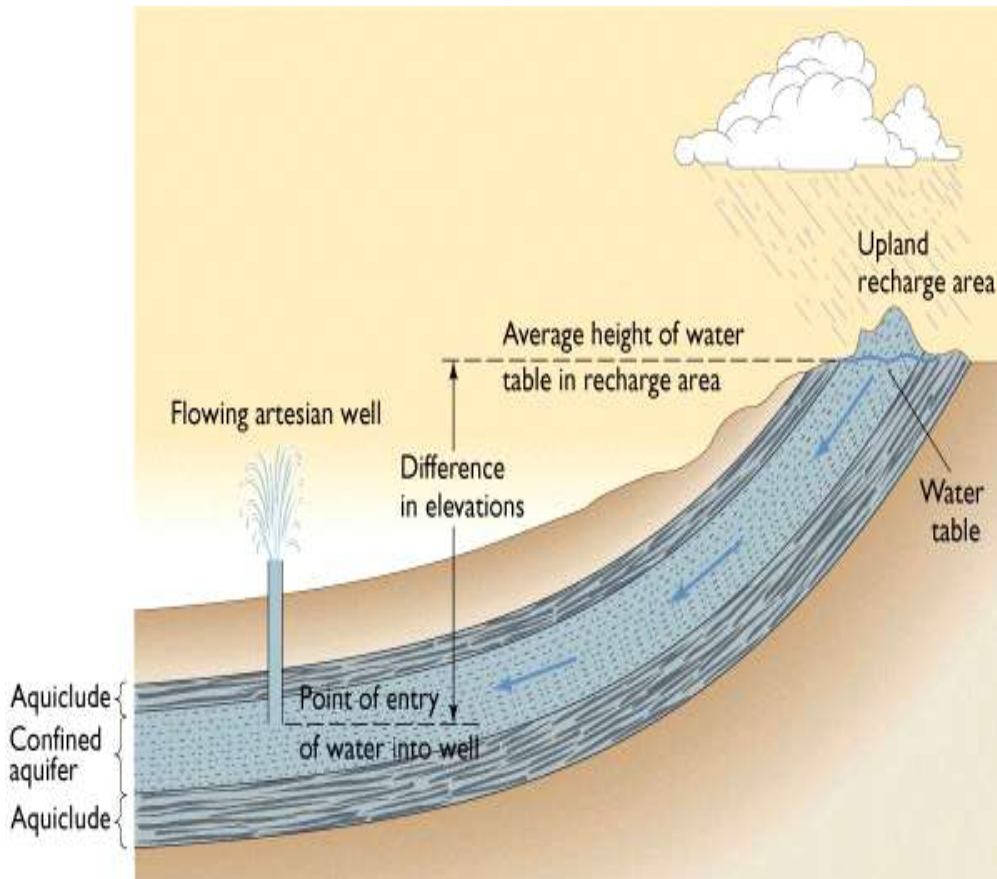
Grundwasserleiter (Aquifer)

Table 12.2 Porosity and Permeability of Aquifer Rock Types

ROCK TYPE	POROSITY (PORE SPACE THAT MAY HOLD FLUID)	PERMEABILITY (ABILITY TO ALLOW FLUIDS TO PASS THROUGH)
Gravel	Very high	Very high
Coarse- to medium-grained sand	High	High
Fine-grained sand and silt	Moderate	Moderate to low
Sandstone, moderately cemented	Moderate to low	Low
Fractured shale or metamorphic rocks	Low	Very low
Unfractured shale	Very low	Very low

- Faktoren: Lithologie und Klüftung

Grundwasserleiter



Grundwasserleiter: Ein Gesteinskörper der durchlässig ist für das Grundwasser und aus dem wirtschaftlich Wasser entnommen werden kann (könnte).

Grundwassernichtleiter (Aquiclude): Ein Gesteinskörper der langsam Wasser aufnehmen aber nicht leiten kann.

Grundwassergeringleiter (Aquitard): Ein geringdurchlässiger Gesteinskörper der den Austausch von Wasser zwar behindert, aber nicht unterbindet.

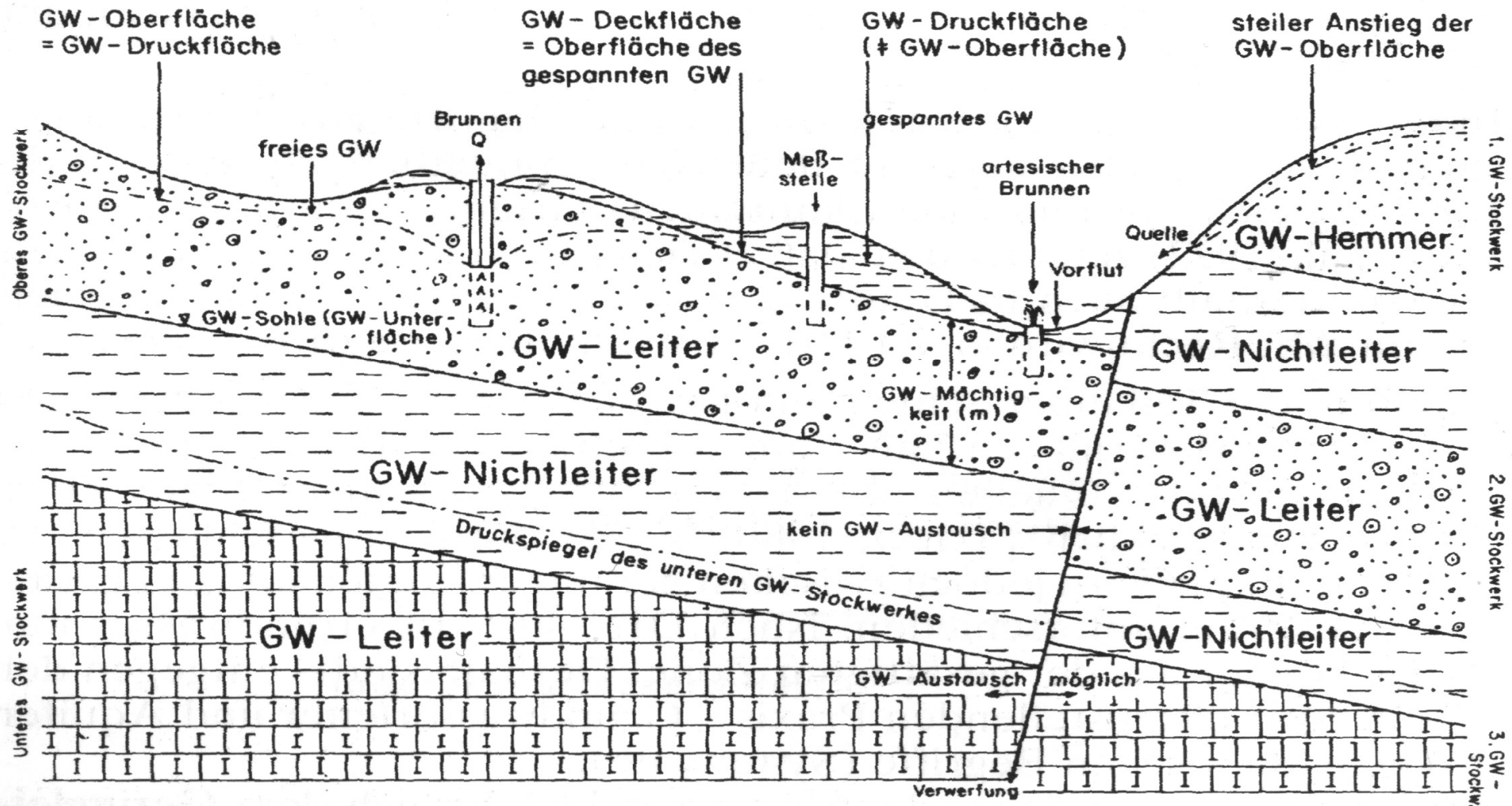
Grundwasserneubildung (Recharge): Zustrom von Wasser in den Grundwasserleiter (aus Niederschlag – Evapotranspiration – Oberflächenabfluss).

Abfluss (Discharge): Abstrom von Wasser aus dem Grundwasserbereich (Quellen, Vorfluter, Evapotr. Brunnen).

Grundwasserleiter (Definitionen)

Aus Hölting, 1994

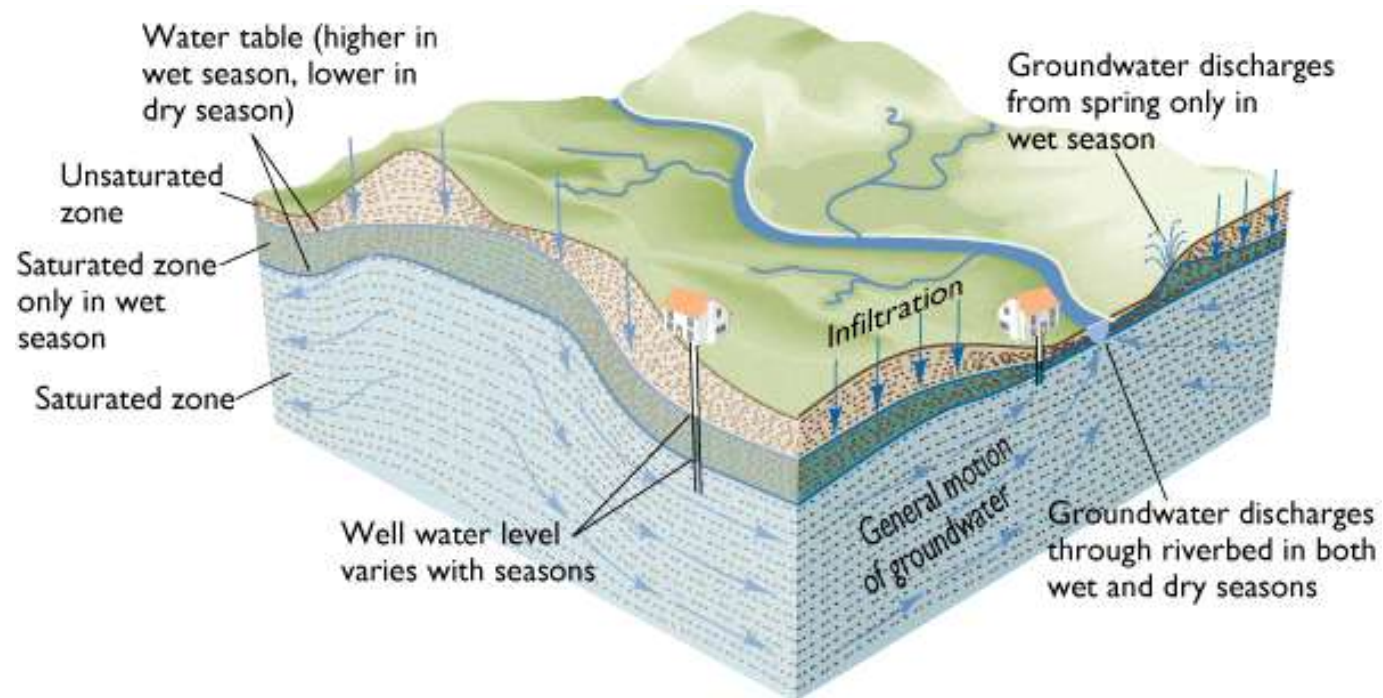
Hydrogeologische Begriffe des Grundwassers (GW)



Grundwasserleiter (GWL)

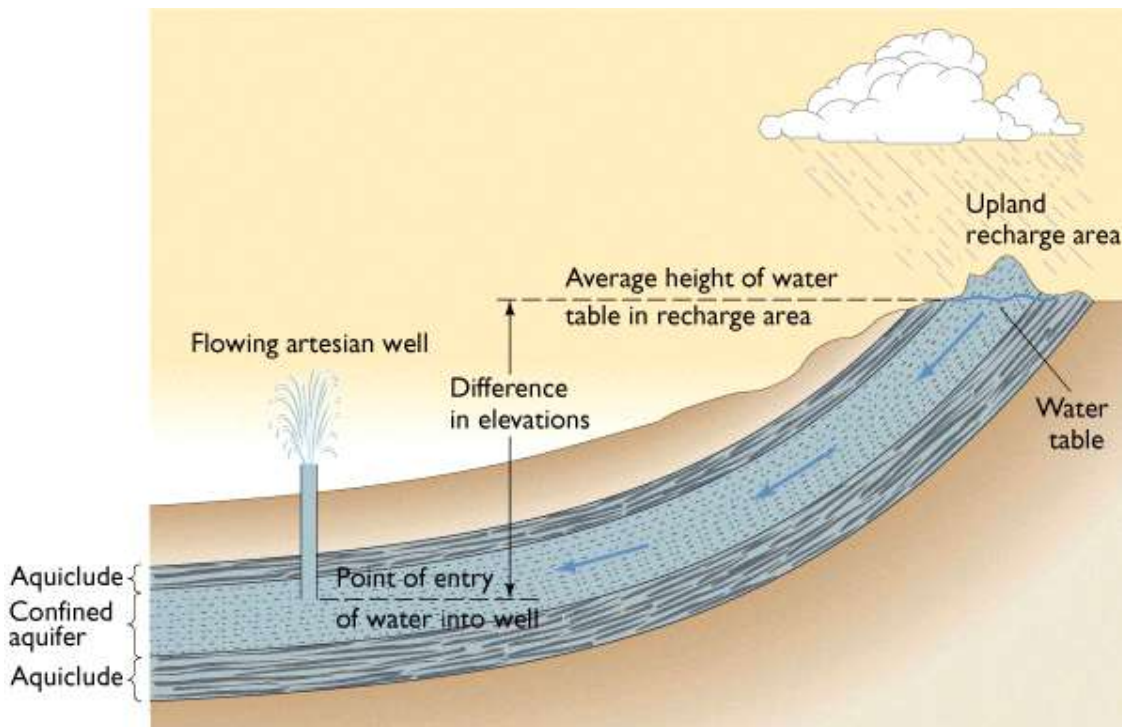
Ungespannter GWL (*Unconfined aquifer*)

Obergrenze definiert durch Grundwasserspiegel



Grundwasserleiter (GWL)

Gespannter GWL (Confined aquifer) (u.U. Artesisch):
Die Obergrenze ist ein Geringleiter / Stauer (Aquitard)



Der Wasserspiegel (Potential, *head*) in einer Messstelle, die im gesp. GWL verfiltert ist, steigt über die Basis des Geringleiters an.

Diese Oberfläche ist der Grundwasserdruckspiegel oder die *piezometrische Oberfläche und nicht der Wasserspiegel*.

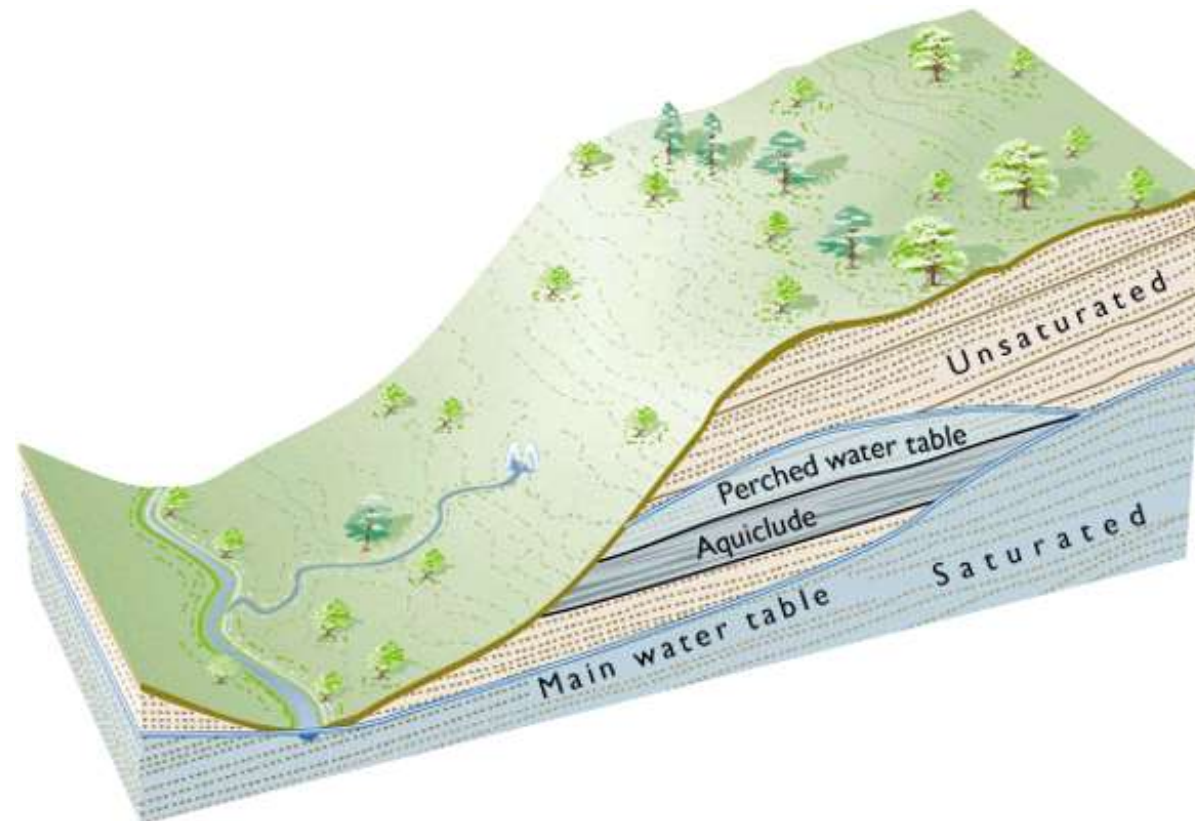
Wenn der Druckspiegel über GOK liegt kann Wasser ausströmen (artesische Bedingungen)

Grundwasserleiter und Brunnen

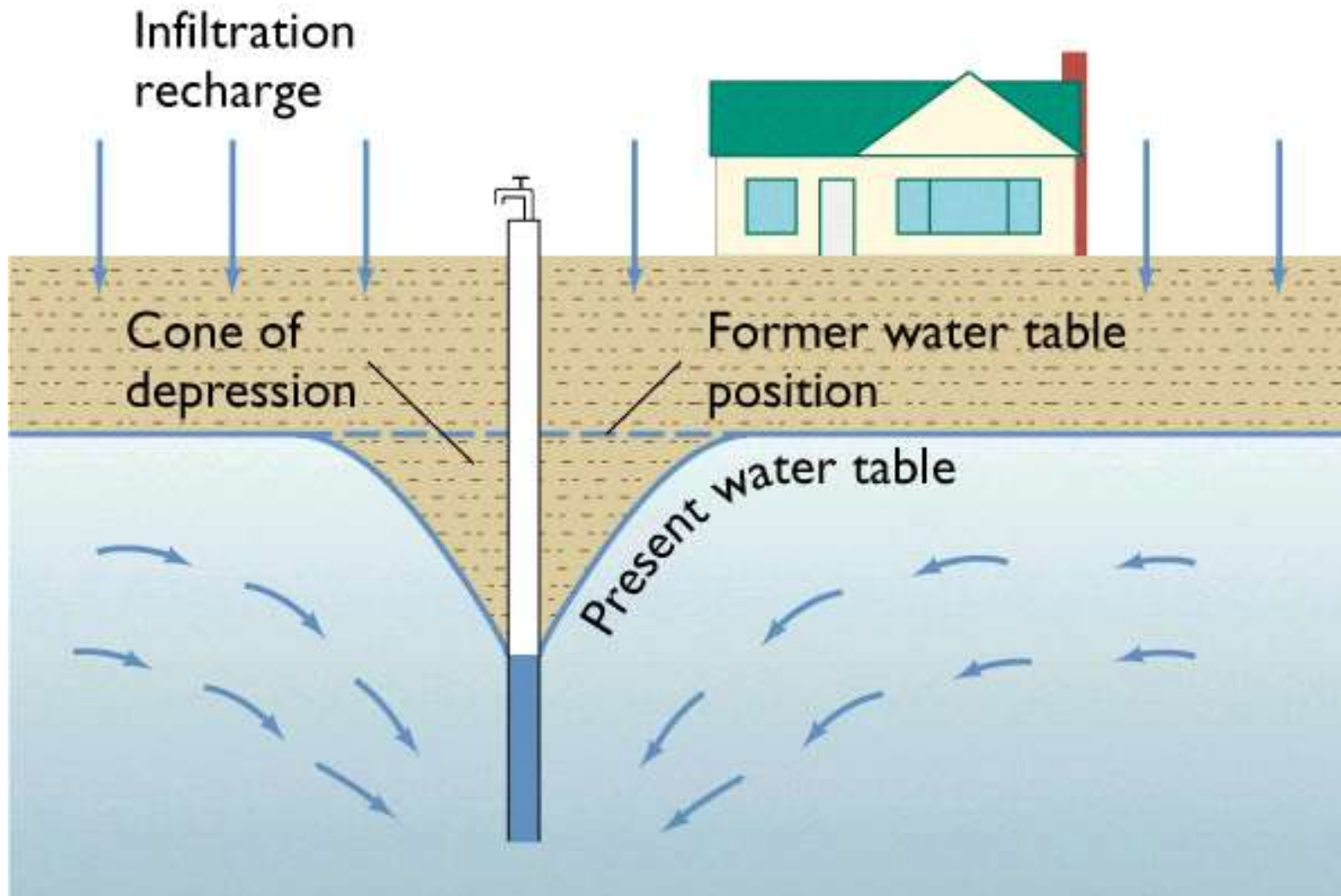
Schwebender Grundwasserleiter (Perched Aquifer):

Eine gesättigte Zone, die von einer ungesättigten Zone unterlagert ist

Absenkung (Drawdown): Die Absenkung, die durch Entnahme aus Bohrungen verursacht ist



Grundwasserleiter und Brunnen



Quellen



Quellen:

Grundwasser tritt an die Erdoberfläche
(Potential > topographische Höhe)

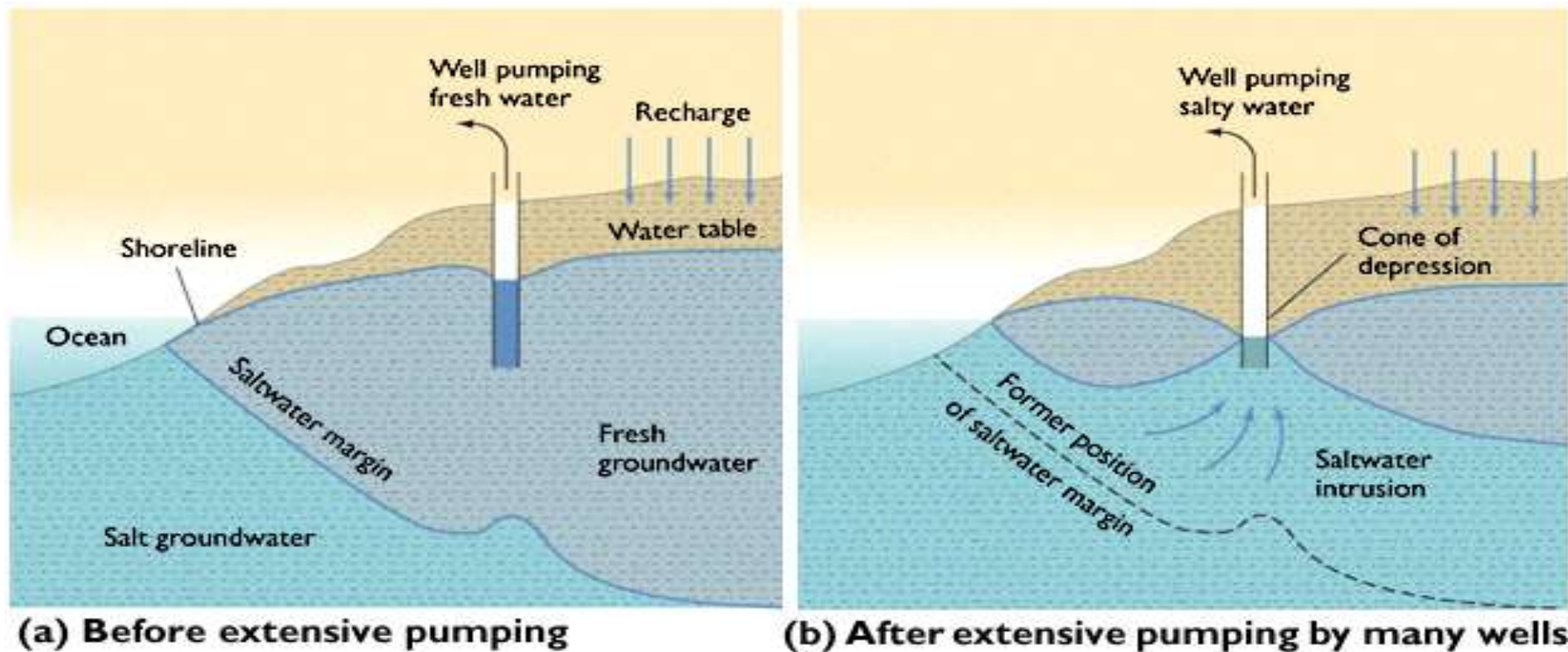
Quellschüttung :

Funktion des hydraulischen Gradienten,
der Größe des Einzugsgebiets und
der hydraulischen Leitfähigkeit

Salz-Süßwasser

Grundwasser strömt in den Ozean ab. Als Folge der Dichteunterschiede von Salz- und Süßwasser überlagert Süßwasser im terrestrischen Bereich das Salzwasser.

Überpumpen kann einen Anstieg der Salz-Süßwassergrenze zur Folge haben und Salzwasser strömt Richtung landeinwärts.



Potentialbegriff

Nach Hubbert (1940): „eine physikalische, an jedem Punkt innerhalb des Fließsystems messbare, Größe, deren Eigenschaft sich so darstellt, dass eine Strömung aus Bereichen höherer Werte in Bereiche niedrigerer Werte, unabhängig von der Raumrichtung, stattfindet“.

Ableitung des Potentialbegriffs über **Energieansatz**:

Mechanische Arbeit die aufgebracht werden muss um eine Fluid-Masse von einem Ort zum anderen zu transportieren. Der Bewegung wirken Widerstandskräfte (z.B. im porösen Medium) entgegen (mechanische Energie → thermische Energie).

Potentialbegriff

Lageenergie: $w_1 = m g z$ [M L²/T²]

mit m Masse [M]
 g Erdbeschleunigung [L/T²]
 z Lage/Höhe [L]

Kinetische Energie: $w_2 = \frac{m v^2}{2}$ [M L²/T²]

mit v Geschwindigkeit [L/T]

Elastische Energie: $w_3 = m \int_{p_0}^p \frac{V}{m} dp = m \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho}$ [M L²/T²]

mit p Enddruck [M/(L T²)]
 p₀ Ausgangsdruck [M/(L T²)]
 V Volumen [L³]
 Dichte [M/L³]

Potentialbegriff

Das *Fluidpotential* ϕ ist die Summe aus w_1 , w_2 und w_3 und beschreibt die pro Fluid-Einheitsmasse ($m = 1$) enthaltene mechanische Energie (Bernoulli-Gleichung):

$$\phi = \frac{w_1 + w_2 + w_3}{m} = g z + \frac{v^2}{2} + \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} \quad [L^2/T^2]$$

Aufgrund der geringen Fließgeschwindigkeiten in porösen Medien gilt: $w_2 = 0$

Wenn das Fluid als inkompressibel angenommen werden kann, dann gilt: $\rho \neq f(p)$

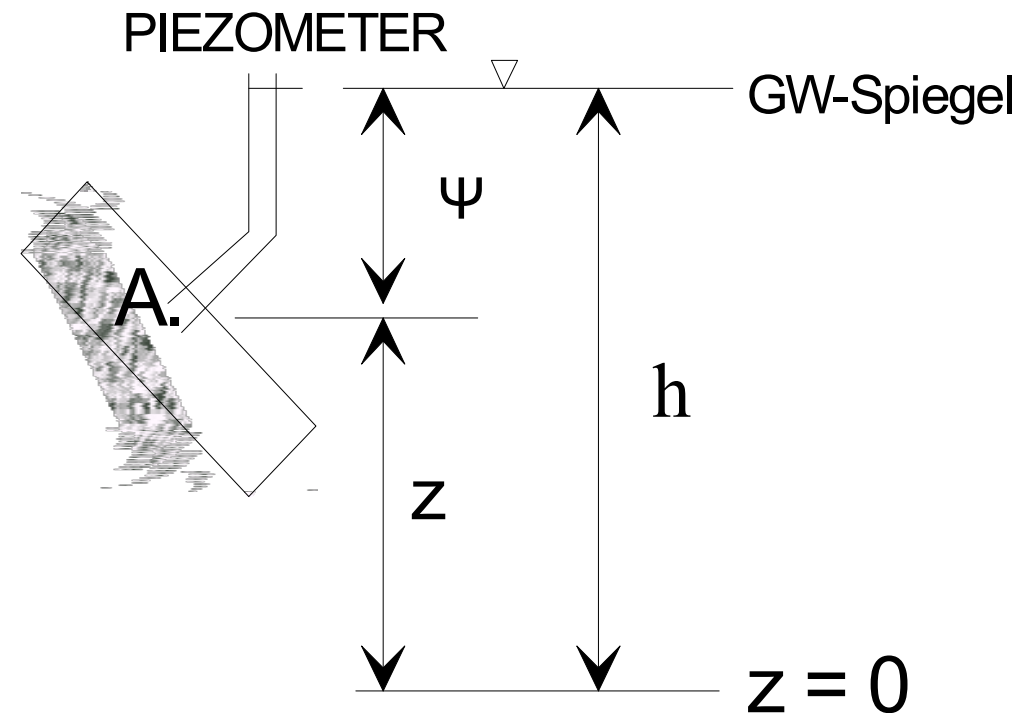
$$\phi = g z + \frac{p - p_0}{\rho} \quad [L^2/T^2]$$

Messung des hydraulischen Potentials

Messung des Potentials (gesättigt)

Messung üblicherweise über *Piezometer*:

- Tubus mit definierter Öffnung oben (Luftdruck) und unten (Fluid).
- Die untere Öffnung ist ein geschlitztes Filterrohr um ein Versanden zu vermeiden.



Messung des hydraulischen Potentials

Am Punkt **A** innerhalb einer sandgefüllten Säule wird ein Piezometer angeschlossen. Der Druck am Punkt **A** beträgt dann:

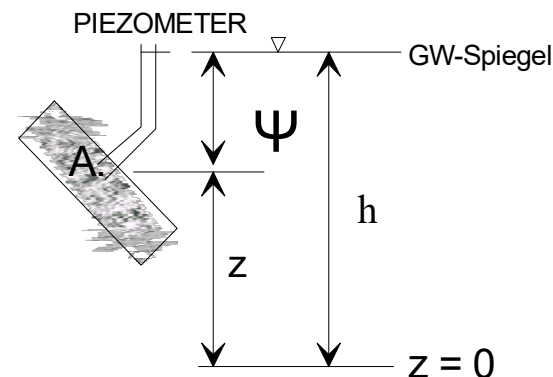
$$p = \rho g \psi + p_0 \quad [M / (L T^2)]$$

mit ψ Druckpotential [L]

wobei p_0 bei offenem Piezometer dem Atmosphärendruck entspricht und definitionsgemäß gleich 0 gesetzt wird. Daraus ergibt sich die vereinfachte Formel:

$$p = \rho g (h - z) \quad [M / (L T^2)]$$

mit z Lagepotential [L]
 h Gesamtpotential [L]



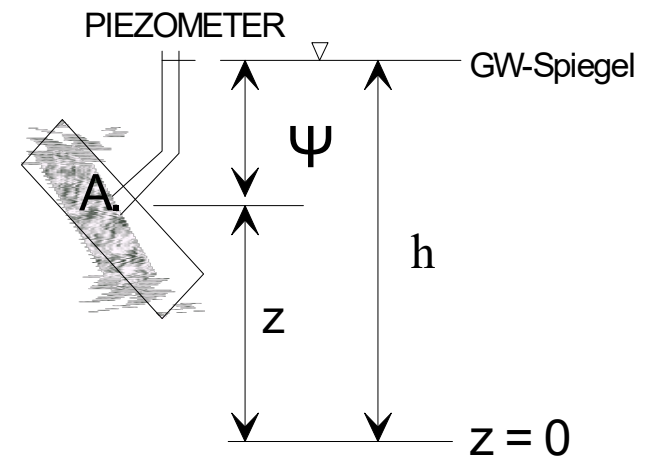
Messung des hydraulischen Potentials

Das Fluidpotential ϕ (Energie pro Masse) lässt sich dann schreiben als:

$$\phi = g z + \frac{\rho g (h - z)}{\rho} = g h \quad [L^2/T^2]$$

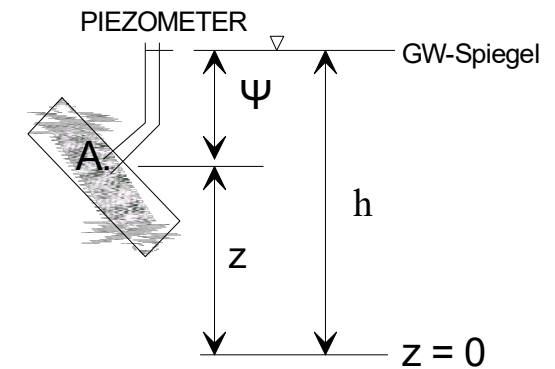
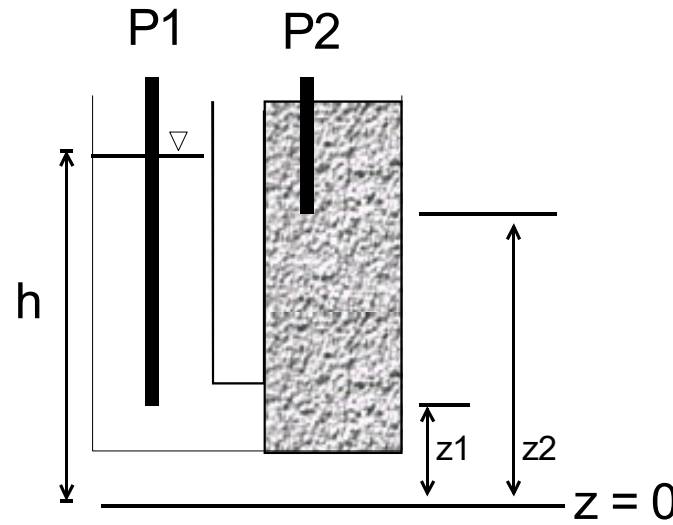
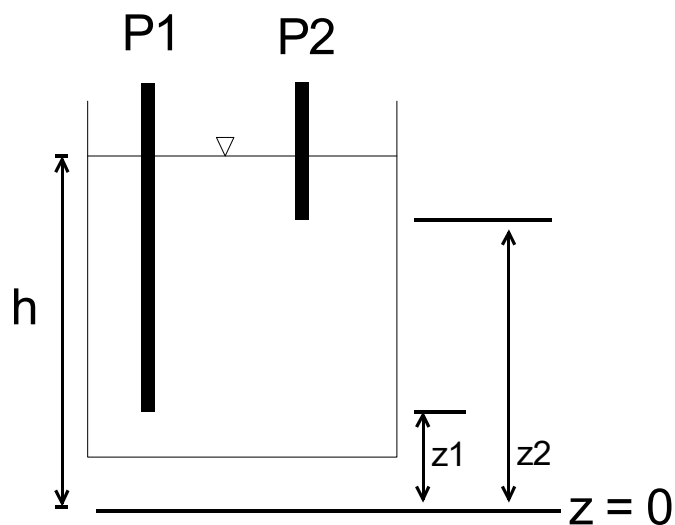
Daraus ergibt sich für das Gesamtpotential h (Energie pro Gewicht):

$$h = z + \frac{p}{\rho g} \quad \text{mit } p = \rho g (h - z)$$



Messung des hydraulischen Potentials (Beispiele)

Einige einfache Beispiele: Wie ist das Gesamtpotential zwischen Druck- und Lagepotential aufgeteilt?

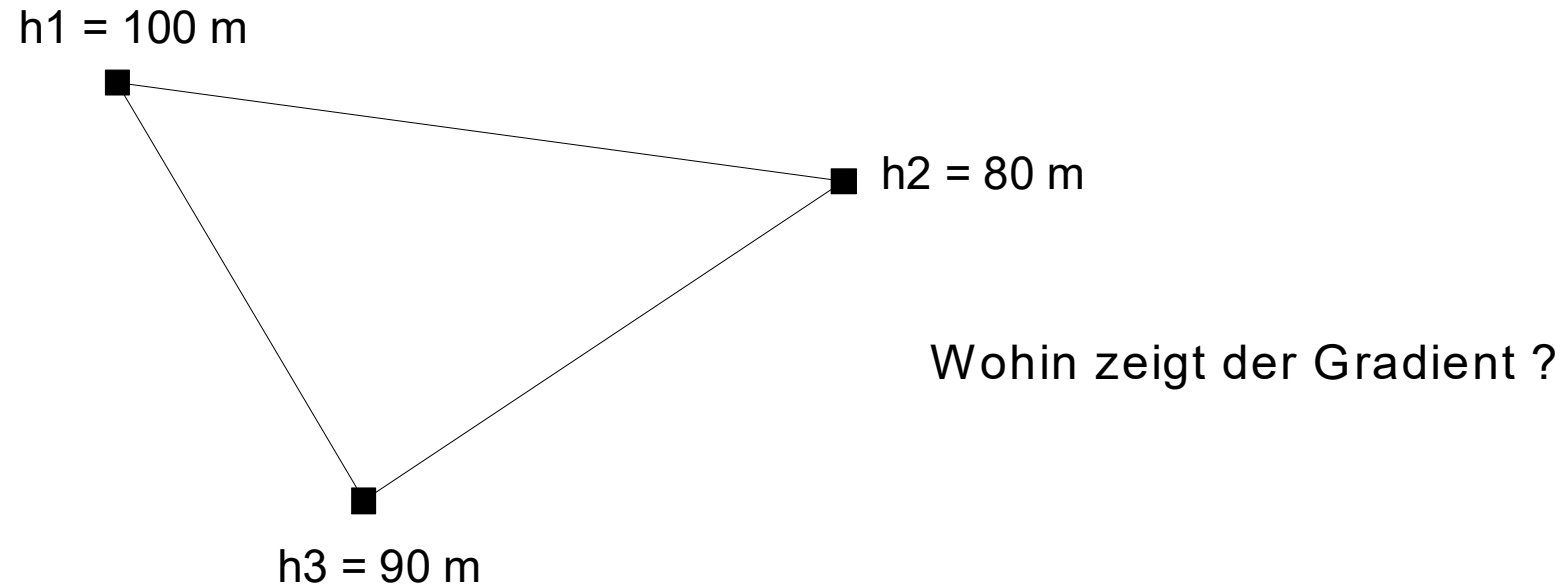


$$h = z + \frac{p}{\rho g}$$

Potentialmessung in offenem Behälter und in porösem Medium

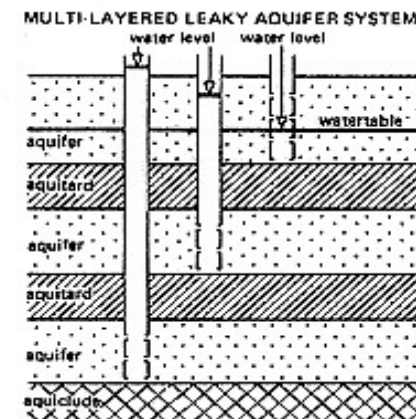
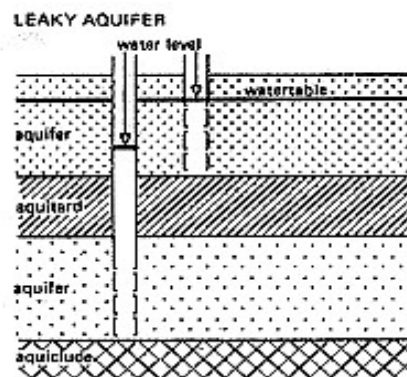
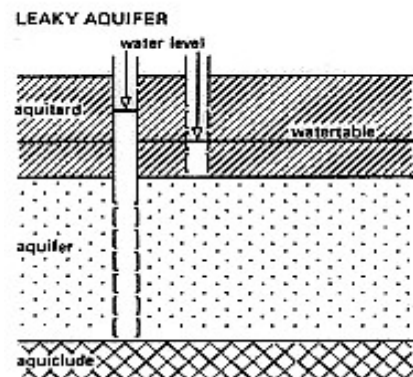
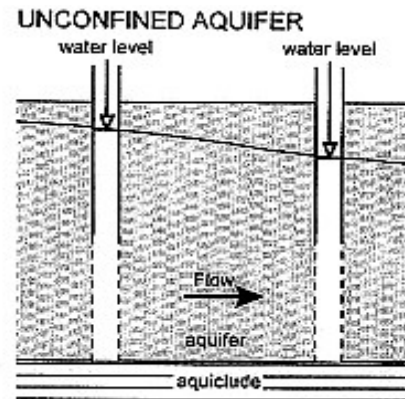
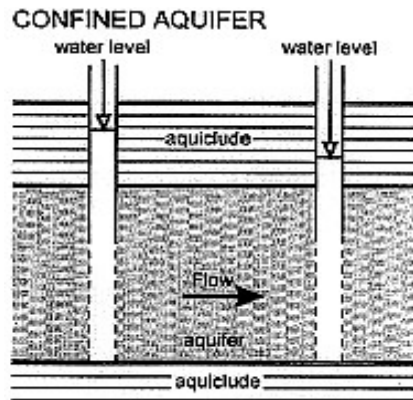
Unterscheidet sich das hydraulische Potential für die beiden Systeme?

Horizontaler hydraulischer Gradient



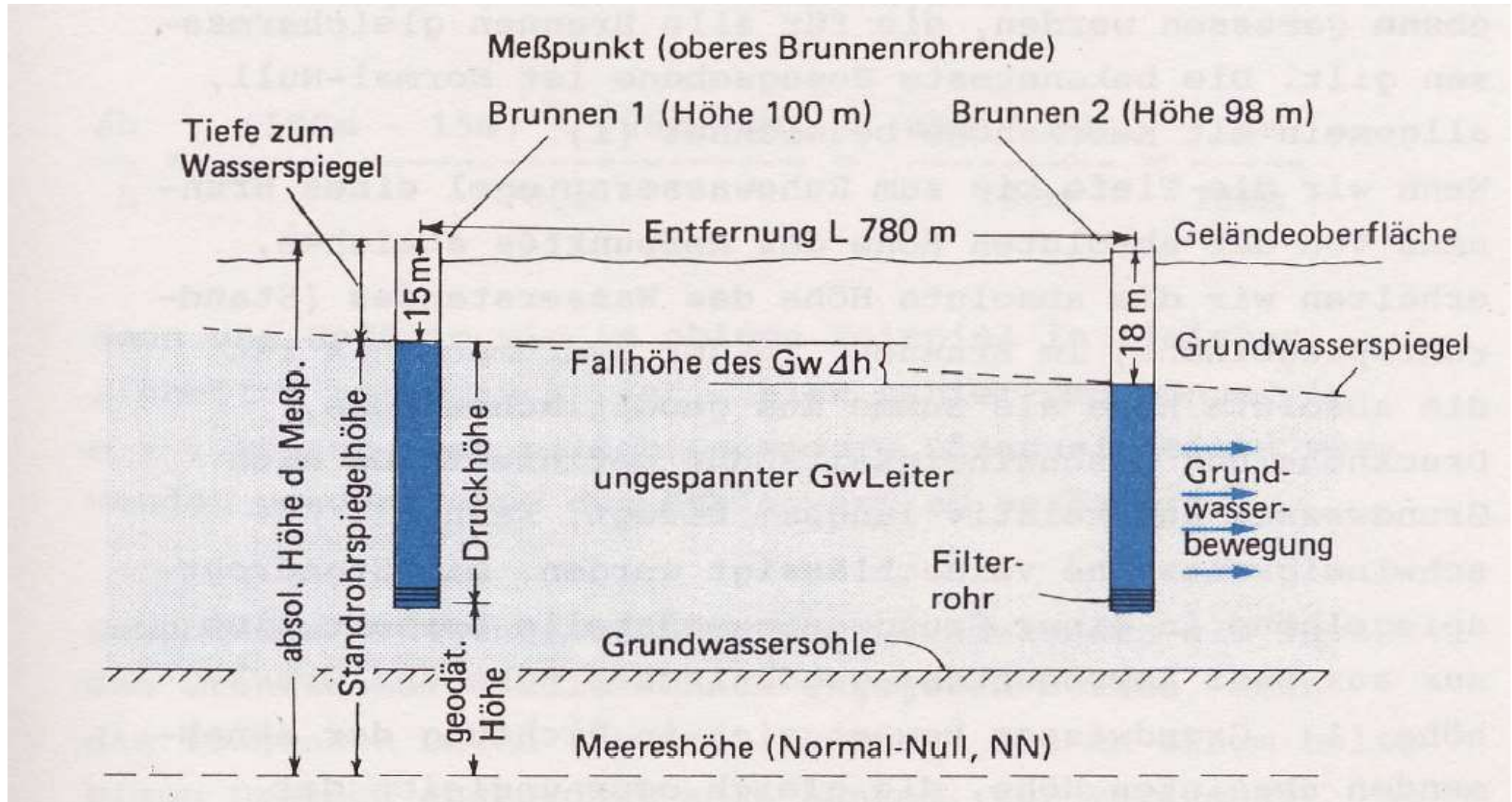
In ähnlicher Weise lässt sich der Gradient auch in der Ebene bestimmen. Die Abbildung zeigt den Fall dreier Potentialmessungen in einer Ebene

Grundwasserstockwerke, Systeme von Grundwasserleitern



Schematisch die Potenziale in verschiedenen Piezometern für Horizontalströmung in gespannten und ungespannten Grundwasserleitern sowie für Vertikalströmung in geschichteten Aquifersystemen.

Grundwasserspiegel und hydraulischer Gradient



Darcy Gesetz

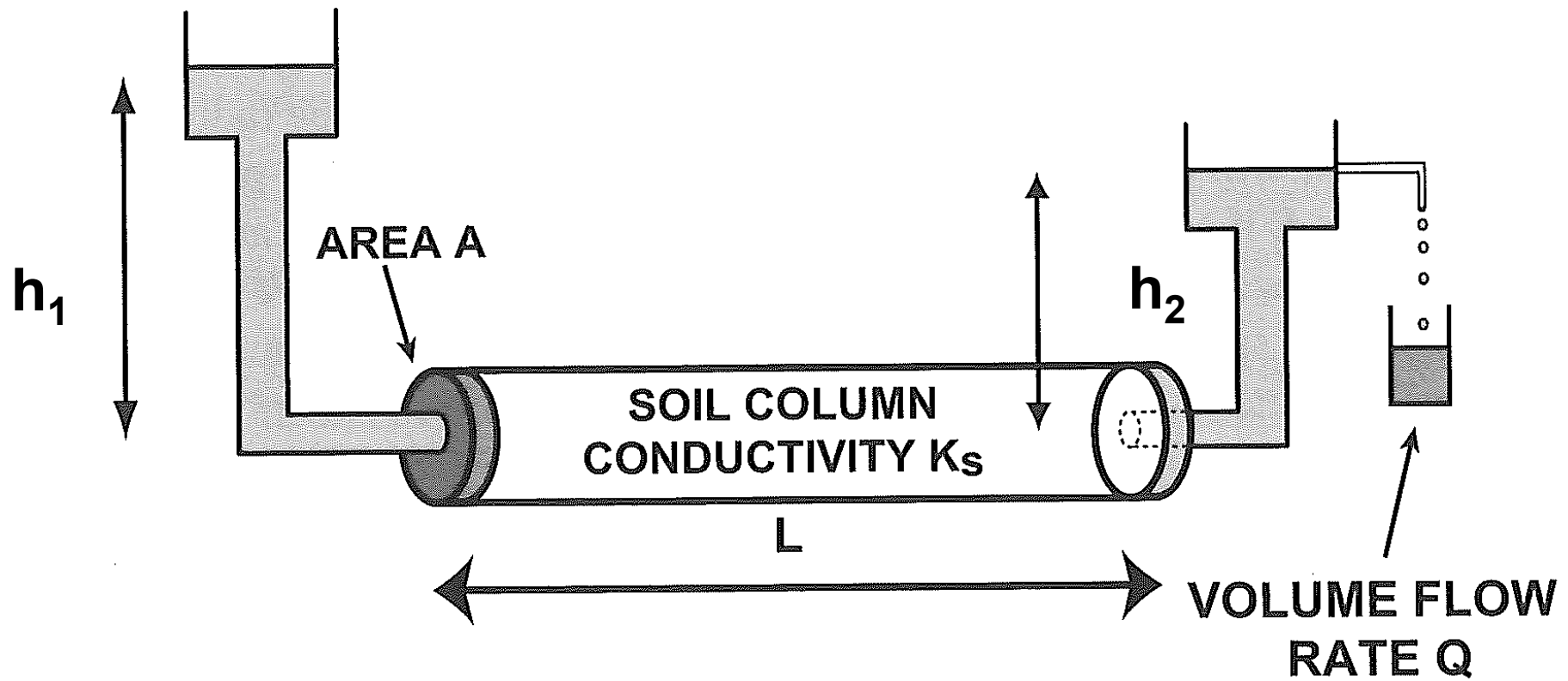
Im porösen Medium bewegt sich das Wasser von Bereichen höheren Potentials in Richtung von Bereichen niedrigeren Potentials (Hubbert, 1940). Bei dieser Bewegung geht Energie durch Reibung verloren. Dabei ist der Energie- oder Potentialverlust pro Länge zurückgelegten Weges abhängig von der Fließgeschwindigkeit.

Im Jahre 1856 führte DARCY nachfolgendes Experiment durch:

Eine vertikal aufgestellte Säule der Querschnittfläche A wurde mit Sand gefüllt und mit der Wassermenge Q [L^3/T] von oben nach unten durchströmt. Dabei wurde an zwei vor und hinter der Sandsäule angeordneten Piezometern das Potential bzw. dazwischen der Potentialverlust bestimmt.

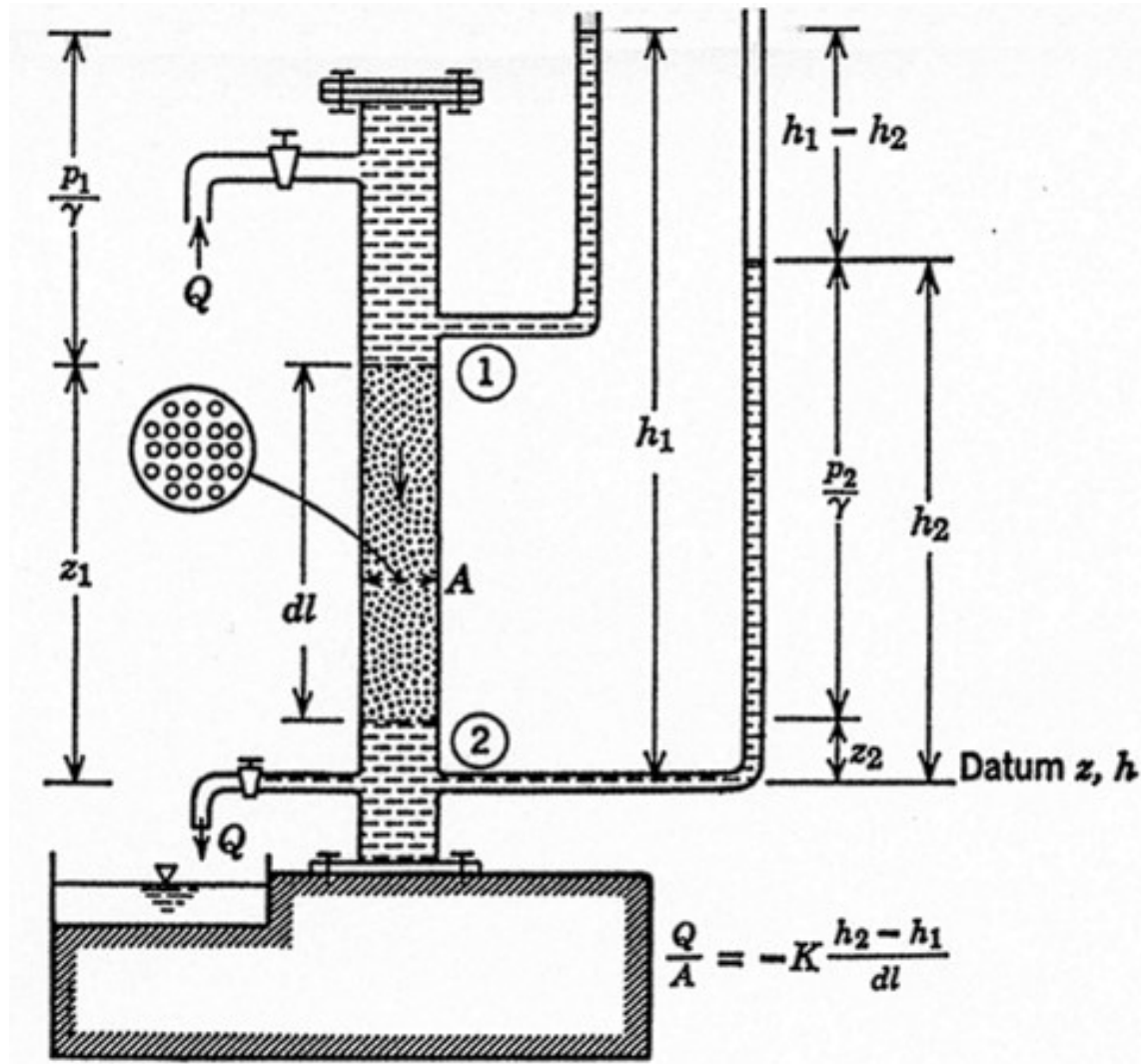
Es zeigte sich, dass der Potentialverlust linear mit der Durchflussmenge Q korrelierte und vom gewählten Sandtyp (Korngrößenverteilung) abhing.

Darcy Gesetz



DARCY-Experiment (after Hubbert, 1940)

Darcy Gesetz der Grundwasserströmung



Das DARCY- Experiment
(nach Hubbert, 1940)

Darcy Gesetz

DARCY stellte daraufhin folgende empirische Gesetzmäßigkeit auf:

$$Q = K A \frac{h_1 - h_2}{dl} = - K A \frac{dh}{dl} \quad [L^3/T]$$

mit	Q	Durchflussmenge [L ³ /T]
	A	Querschnittsfläche [L ²]
	dl	Säulenlänge [L]
	K	Durchlässigkeitsbeiwert [L/T]

Darcy Gesetz

- Der K-Wert (Durchlässigkeitsbeiwert) wurde als *Proportionalitätsfaktor* eingeführt und im Experiment bestimmt.
- Das negative Vorzeichen in der Formel entsteht dadurch, dass die *Grundwasserfließrichtung* in Richtung *fallenden* Potentials gerichtet ist.
- Später wurden weitere empirische Untersuchungen durchgeführt die zeigten, dass K nicht nur vom verwendeten Füllmaterial sondern auch vom verwendeten Fluid abhängt.

Darcy Gesetz

Folgende Proportionalitäts-Beziehungen konnten daraufhin aufgestellt werden:

$$Q \propto d^2 \qquad Q \propto \rho g \qquad Q \propto \frac{1}{\mu}$$

mit d Korndurchmesser [L]
 ρ Dichte [M/L³]
 μ dynamische Viskosität [M/(L T)]

Der Durchlässigkeitsbeiwert K (Proportionalitätsfaktor) läßt sich dann schreiben als:

$$K = \frac{C d^2 \rho g}{\mu}$$

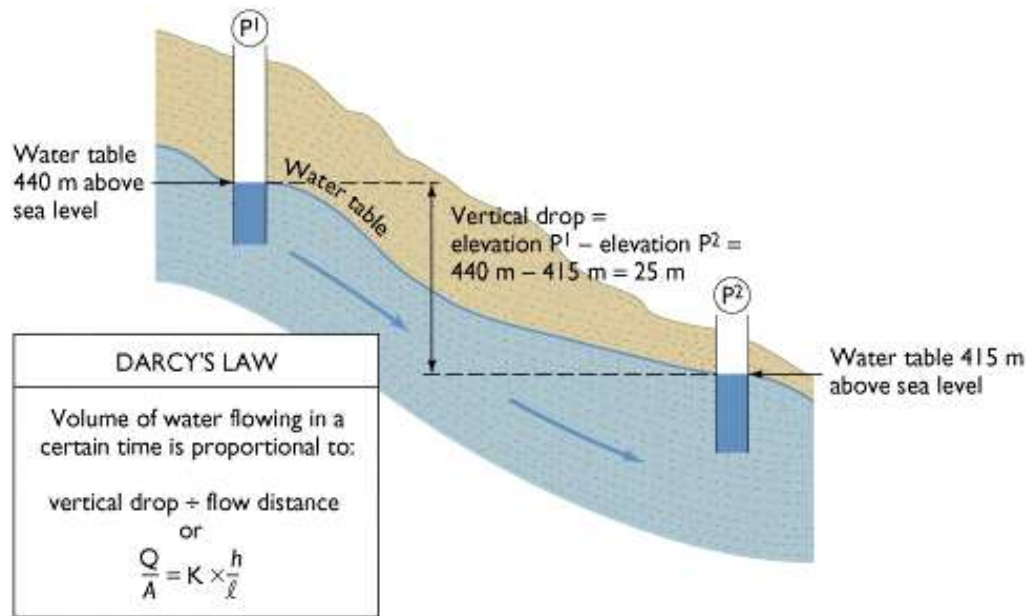
Darcy Gesetz

Der Proportionalitätsfaktor C [-] beschreibt die geometrischen Eigenschaften des Porenraums - z.B. Verteilung und Konnektivität der Poren, Rundung der Körner und ihre Packungsdichte

Daraus läßt sich ein fluidunabhängiger und somit rein *materialspezifischer* Parameter k , die sogenannte intrinsische Permeabilität, ableiten:

$$k = Cd^2 \quad [\text{m}^2]$$

Hydraulische Leitfähigkeit



Q: Volume of water flowing in a given time

A: Cross-sectional area through which water flows

K: Hydraulic conductivity (a measure of permeability)

h: Vertical drop between two points

ℓ: Distance the flow travels

Hydraulische Leitfähigkeit (K) [m/d]:
Ein Maß für den Fließwiderstand durch ein poröses Medium:

Funktion der Eigenschaften des Fluids und des porösen Mediums

Hydraulische Leitfähigkeit nimmt zu mit:

*zunehmender Dichte des Fluids
abnehmender Viskosität des Fluids
Zunehmender Permeabilität des Gesteins*

Permeabilität (k) nimmt zu mit:

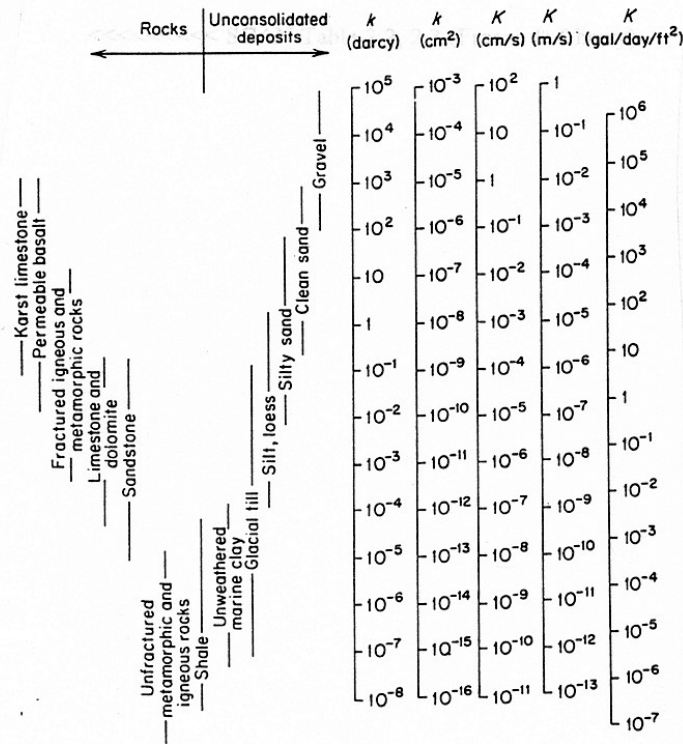
*Zunehmender Korngröße
Abnehmender Sortierung*

Darcygeschwindigkeit v_f (Q/A) [m/d] ist ein Maß für die Fließgeschwindigkeit ohne Berücksichtigung des poröses Mediums. Die Geschwindigkeit nimmt zu mit:

*Zunehmender hydraulischer Leitfähigkeit
Zunehmendem hydraulischem Gradienten*

Hydraulische Leitfähigkeit

Tab 5-2 Range of Values of Hydraulic Conductivity and Permeability



Tab 5-3 Conversion Factors for Permeability and Hydraulic Conductivity Units

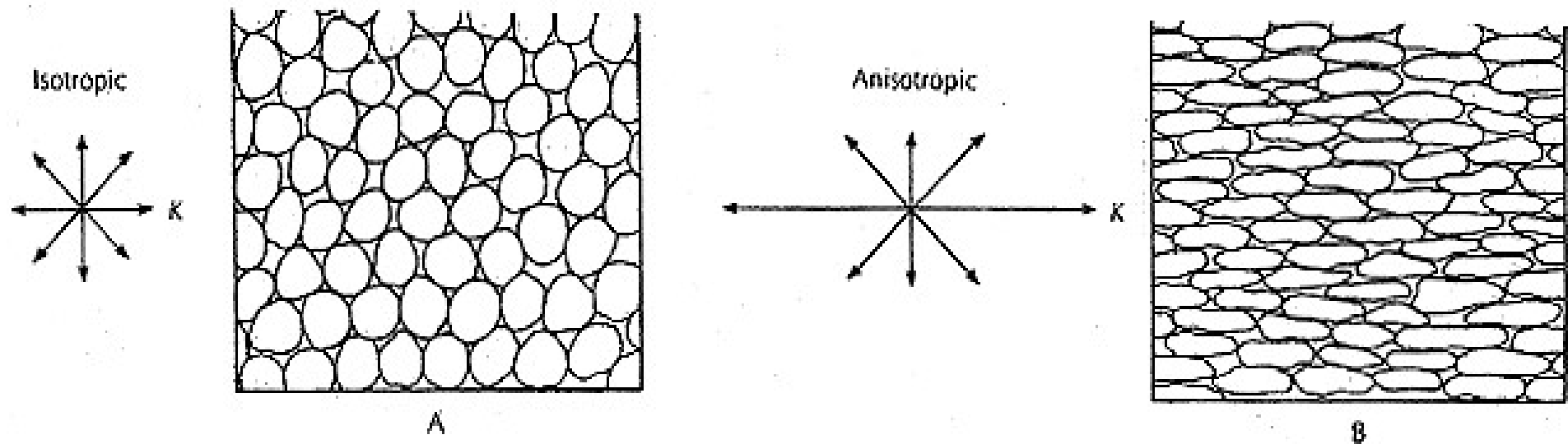
	Permeability, k^*			Hydraulic conductivity, K		
	cm ²	ft ²	darcy	m/s	ft/s	gal/day/ft ²
cm ²	1	1.08×10^{-3}	1.01×10^8	9.80×10^2	3.22×10^3	1.85×10^9
ft ²	9.29×10^2	1	9.42×10^{10}	9.11×10^5	2.99×10^6	1.71×10^{12}
darcy	9.87×10^{-9}	1.06×10^{-11}	1	9.66×10^{-6}	3.17×10^{-5}	1.82×10^1
m/s	1.02×10^{-3}	1.10×10^{-6}	1.04×10^5	1	3.28	2.12×10^6
ft/s	3.11×10^{-4}	3.35×10^{-7}	3.15×10^4	3.05×10^{-1}	1	5.74×10^5
gal/day/ft ²	5.42×10^{-10}	5.83×10^{-13}	5.49×10^{-2}	4.72×10^{-7}	1.74×10^{-6}	1

*To obtain k in ft², multiply k in cm² by 1.08×10^{-3} .

- Der hydraulische Durchlässigkeitsbeiwert schwankt oft um mehrere Zehnerpotenzen von Gesteinsformation zu Gesteinsformation.
- Selbst innerhalb eines Gesteinstyps ist die beobachtete Bandbreite sehr groß.

Isotropie/Anisotropie

Einfluss von Kornform und Orientierung auf Isotropie und Anisotropie eines Grundwasserleiters (Fetter, 1994)



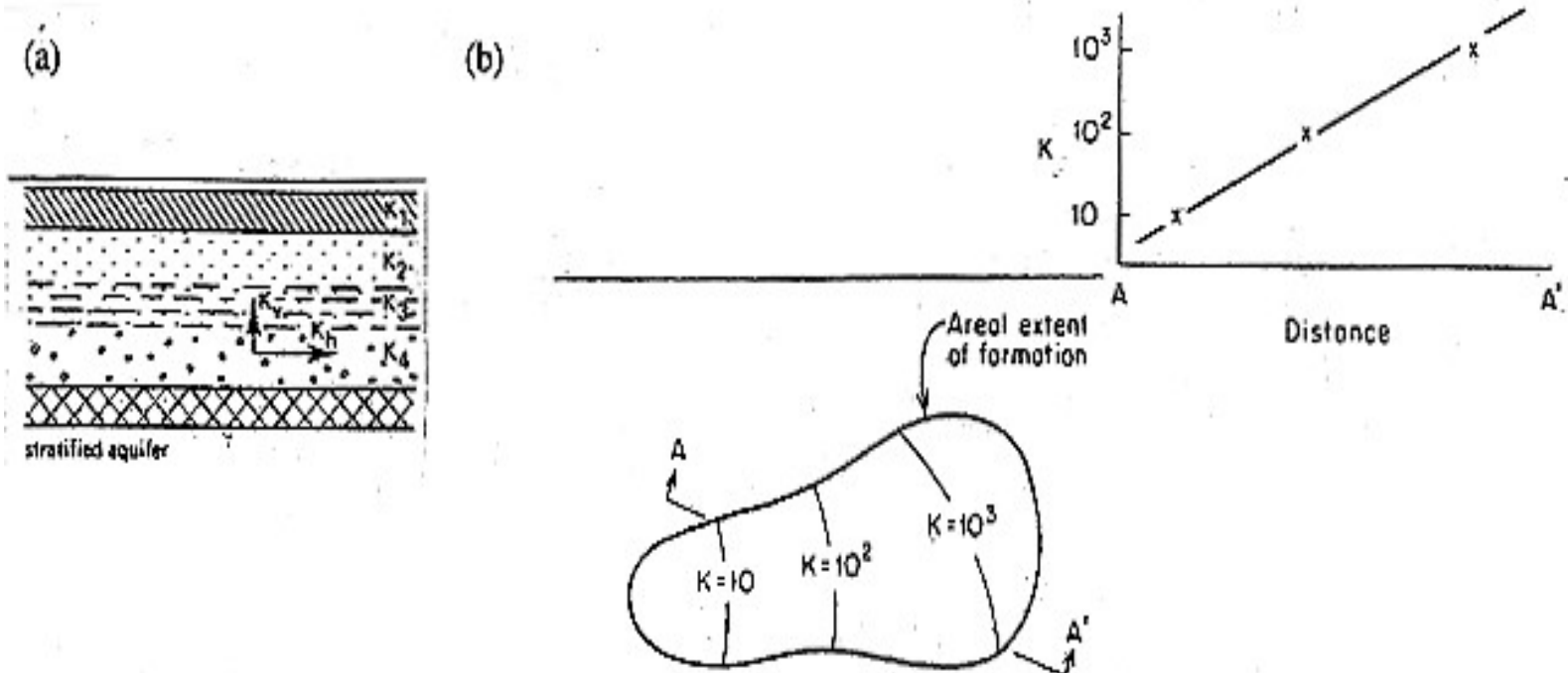
- Wenn die hydraulische Leitfähigkeit in sämtlichen Raumrichtungen gleich hoch ist, d.h. $K_x = K_y = K_z$, dann wird der Grundwasserleiter als isotrop bezeichnet.
- Wenn jedoch ein Aquifer-Material nicht aus kugelförmigen Körnern besteht (A), die aber in einer bestimmten Richtung angeordnet sind (B), dann ist die hydraulische Leitfähigkeit in dieser Richtung höher. Man bezeichnet den Grundwasserleiter dann als anisotrop.
- Im allgemeinen ist die vertikale Durchlässigkeit geringer als die horizontale: $K_z < K_x$, $K_z < K_y$, nur geringer Unterschiede bestehen i.d.R. zwischen K_x und K_y .

Homogenität / Heterogenität

Wenn die Komponenten des hydraulischen Leitfähigkeitstensors, K_x , K_y and K_z , an verschiedenen Orten verglichen werden, können weitere Aussagen zur Homogenität und Inhomogenität gemacht werden.

- Wenn jede Komponente konstant bleibt, unabhängig vom Ort, dann nennt man das Aquifermaterial homogen.
- Wenn jedoch die hydraulische Leitfähigkeit mit dem Ort variiert, dann nennt man den Grundwasserleiter inhomogen oder heterogen.

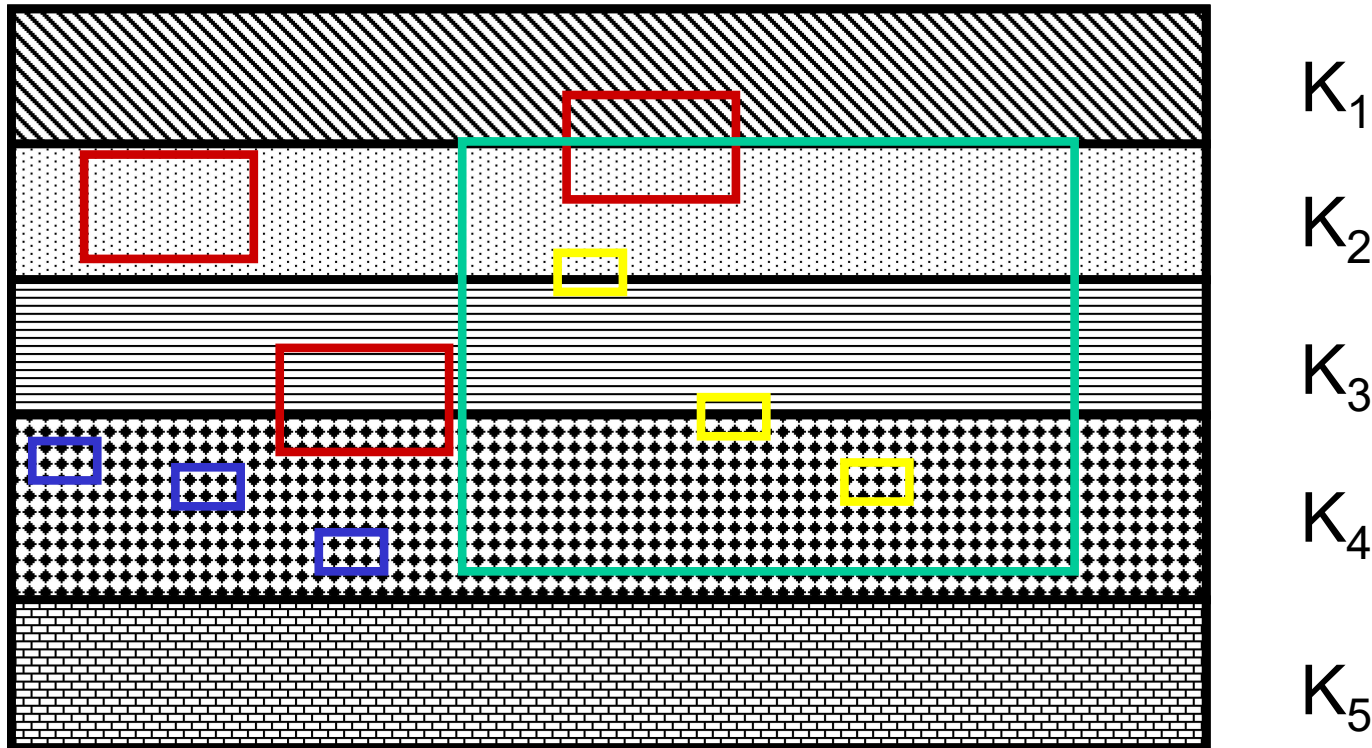
Homogenität / Heterogenität



Formen von Heterogenität:

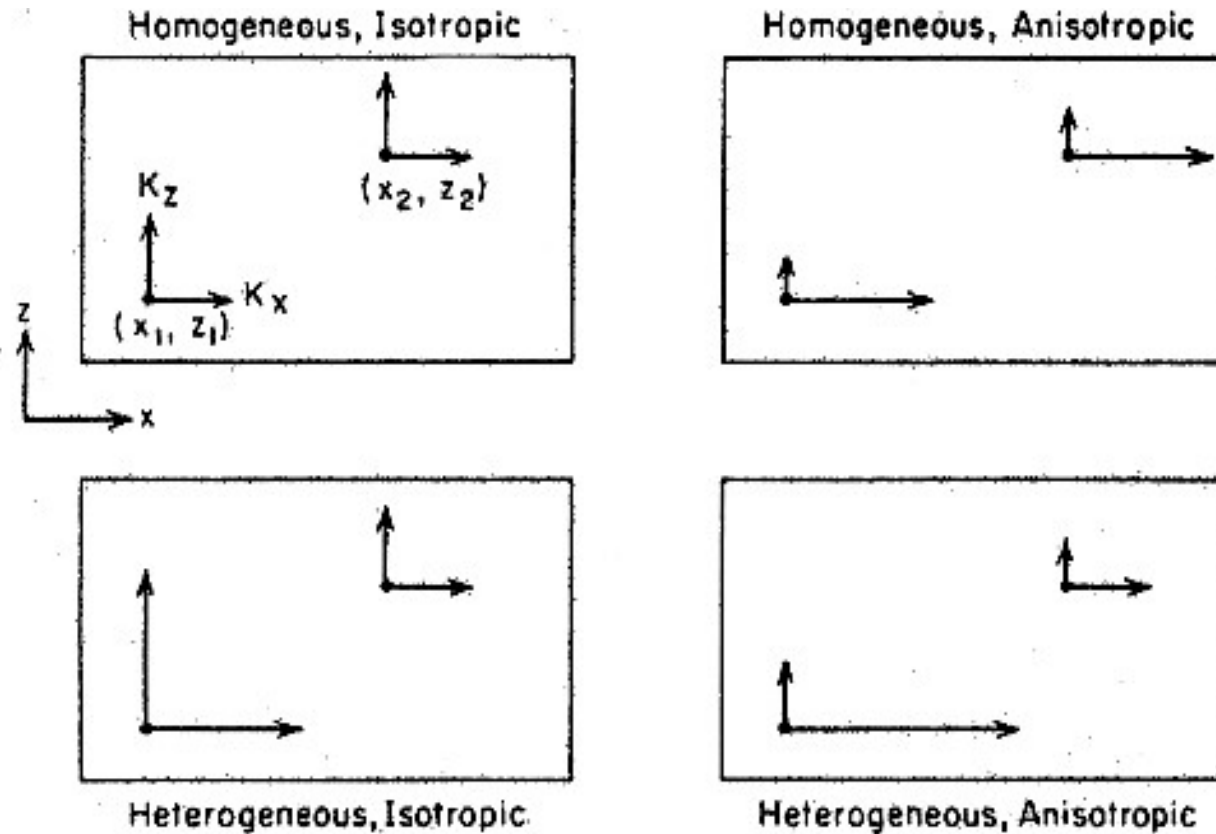
- (a) ein vertikal geschichteter Grundwasserleiter
- (b) einen mit horizontal variierender Durchlässigkeit mit einem regionalen Trend in der hydraulischen Leitfähigkeit

Homogenität / Heterogenität



Skalenabhängigkeit der Homogenität und Heterogenität

Homo-/Heterogenität – Iso-/Anisotropie



Mögliche Kombinationen von Homogenität und Heterogenität sowie Isotropie und Anisotropie

Grundwasserfließgeschwindigkeit

Man unterscheidet im allgemeinen zwischen drei Grundwasserfließgeschwindigkeiten:

a) *DARCY- Geschwindigkeit* v_f

$$v_f = \frac{Q}{A} \quad [L/T]$$

Die DARCY- Geschwindigkeit oder auch Filtergeschwindigkeit beschreibt die Verhältnisse unter Vernachlässigung des Porenraumes; d.h. die durchflusswirksame Querschnittsfläche A ist die Gesamtfläche des betrachteten Querschnitts (kein Feststoff).

Grundwasserfließgeschwindigkeit

b) *Abstandsgeschwindigkeit* v_a

$$v_a = \frac{Q}{An_e} \quad [L/T]$$

mit n_e effektive Porosität [-]

Die Abstandsgeschwindigkeit berücksichtigt, daß die für die Wasserströmung verfügbare Querschnittsfläche kleiner ist als der Gesamtquerschnitt.

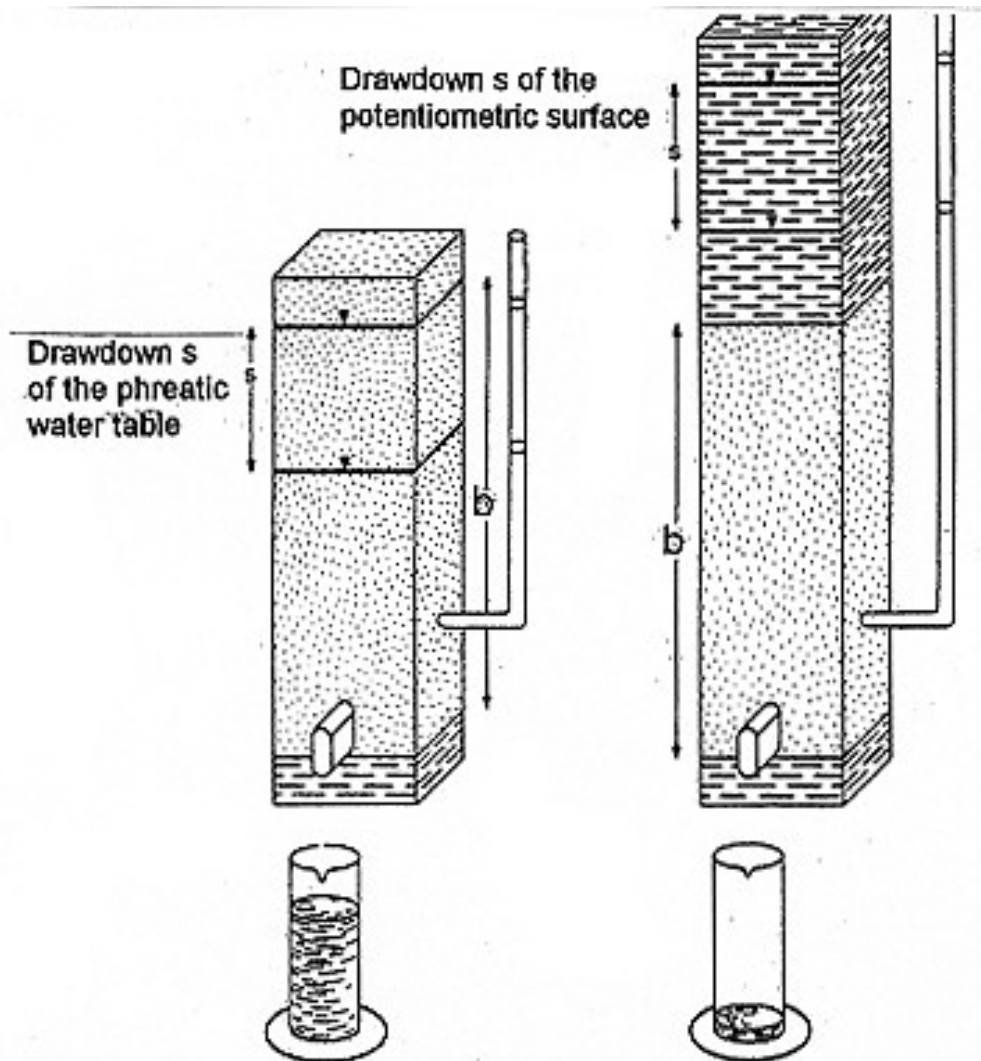
Grundwasserfließgeschwindigkeit

c) *Bahnliniengeschwindigkeit* v_b

$$v_b = ? \quad [L/T]$$

Die Bahnliniengeschwindigkeit ist die Geschwindigkeit die ein Wasserteilchen tatsächlich zurücklegt. Diese Geschwindigkeit ist praktisch bzw. direkt nicht bestimmbar.

Speichereigenschaften



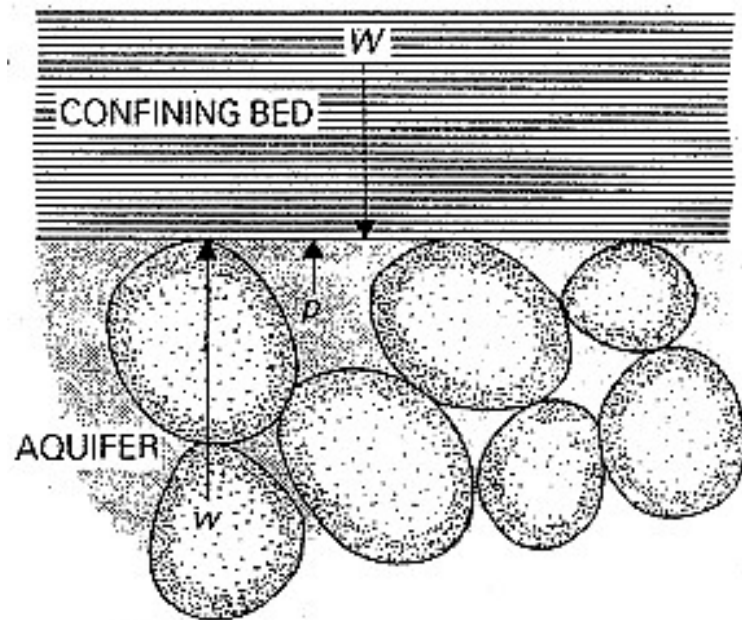
Wenn das Potenzial in einem Grundwasserleiter abnimmt wird Wasser aus dem Porenspeicher abgegeben. Die Menge an Wasser hängt vom Zustand des Grundwasserleiters ab, d.h. ob **gespannt** oder **ungespannte** Verhältnisse herrschen.

Die gleiche Abnahme im Potenzial resultiert in einer wesentlich geringeren Abgabe von Wasser aus einem gespannten (rechts) als aus einem ungespannten Grundwasserleiter (links)

Speichereigenschaften

Der spezifische Speicherkoeffizient (S_s ; dimension $[L^{-1}]$) entspricht dem Volumen an Wasser, das aus dem Speicher abgegeben wird **pro Einheitsvolumen Grundwasserleiter** und pro Einheitsabnahme im Potential.

Speichereigenschaften



Der Druck (Spannung; Gewicht pro Einheitsfläche) W der hangenden Einheit wird kompensiert durch den Porenwasserdruck und teilweise durch das Aquiferskelett selbst, dessen Kontaktdruck w ist, d.h.

$$W = w + p.$$

Wird p reduziert (durch z.B. die Entnahme von Wasser) dann muss das Aquiferskelett (Korngerüst) den entsprechenden Druck übernehmen, d.h. w nimmt zu und das Korngerüst wird kompaktiert.

- Das Wasser, das aus den Poren gedrückt wird, stellt den Teil des Speicherkoeffizienten dar, der auf die Kompressibilität des Grundwasserleiters zurückzuführen ist.
- Wenn sich als Resultat des verminderten Drucks das Wasser ausdehnt, kann eine zweite Komponente von Wasser, welche aus der Kompressibilität des Wassers resultiert, aus den Poren gedrückt werden.

Spezifischer Speicherkoeffizient

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta)$$

wobei: ρ die Dichte des Wassers
 g die Erdbeschleunigung
 n die Porosität
 α die Kompressibilität des Aquifermaterials [$M^{-1}LT^2$]
 β die Kompressibilität des Wassers [$M^{-1}LT^2$] sind.

Typische Werte für α sind (Kruseman und de Ridder, 1990):

Ton	10^{-6} to 10^{-8}	m^2/N
Sand	10^{-7} to 10^{-9}	m^2/N
Kies und Kluftgestein	10^{-8} to 10^{-10}	m^2/N

Die Kompressibilität des Wassers beträgt ca. $4.4 \times 10^{-10} m^2/N$.

Speicherkoeffizient

Der Speicherkoeffizient (S ; dimensionslos) entspricht dem Volumenanteil Wasser, das vom Grundwasserspeicher **pro Einheitsfläche Aquifer** pro Einheitsabfall im hydraulischen Potenzial abgegeben wird.

Der Speicherkoeffizient ist damit identisch mit dem Integral des spezifischen Speicherkoeffizienten über die Aquifermächtigkeit b .

Der Wert von S hängt insbesondere davon ab, ob der Aquifer gespannt oder ungespannt ist:

Speicherkoeffizient (gespannt)

Gespannter Grundwasserleiter

Ist ein Aquifer gespannt kann keine Entwässerung der Poren stattfinden, d.h. die Abgabe von Wasser aus dem Speicher resultiert ausschließlich von der Kompaktion des Aquifermaterials und der Ausdehnung des Wassers. Bei einer Aquifermächtigkeit von b ist der Speicherkoeffizient gegeben mit:

$$S = b S_s$$

Typische Werte für den gespannten Speicherkoeffizienten sind $5 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-3}$.

Specific Yield (freier Aquifer)

Specific yield (S_y ; dimensionslos) entspricht dem Volumen Wasser, das von einem Aquifer pro Einheitsfläche pro Einheitsabfall im Wasserspiegel als Resultat der Entwässerung der Poren abgegeben wird.

Diese Wassermenge entspricht etwa dem Volumen der effektiven Porosität und wird oft als ungespannter Speicherkoeffizient bezeichnet.

Typische Werte bewegen sich zwischen 0.01 und 0.3.

Speicherkoeffizient (ungespannt)

Ungespannter Grundwasserleiter

Bei einem ungespannten Grundwasserleiter ist der Speicherkoeffizient

$$S = S_y + hS_s$$

wobei h die gesättigte Mächtigkeit des Grundwasserleiters ist. Der zweite Ausdruck (Kompaktion und Expansion des Wassers) ist gegenüber dem ersten, der die Entwässerung der Poren wiedergibt, jedoch vernachlässigbar.