دانشکده فنی و مهندسی دانشگاه مازندران

عنوان درس: آب های زیرزمینی پیشرفته

Advanced Groundwater

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (رویکرد پیوستگی در محیط متخلخل، مفاهیم تخلخل و هدایت هیدرولیکی و ذخیره و گذردهی آبخوان، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

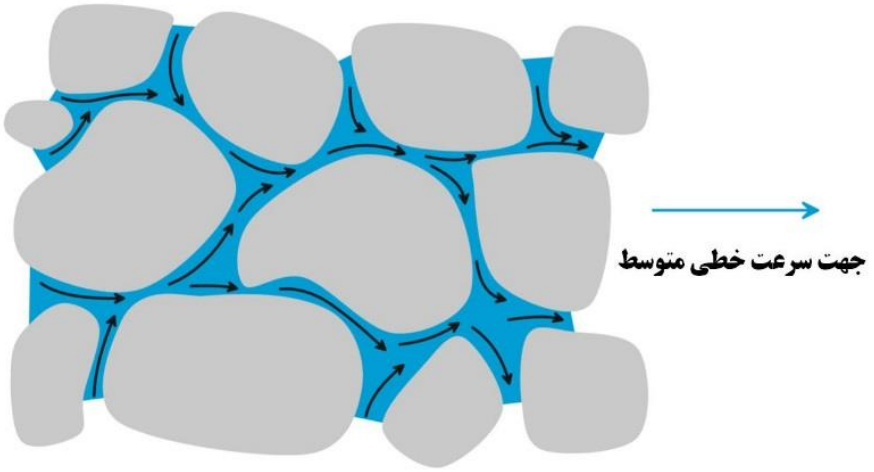
مدرس: دکتر محمود محمد رضاپور طبری

دانشیار گروه مهندسی عمران

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی
(رویکرد پیوستگی در محیط متخلخل)

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (رویکرد پیوستگی در محیط متخلخل)

هنگامی‌که آب از طریق شبکه پیچیده‌ای از خلل و فرج به هم‌پیوسته در درون سنگ یا خاک هدایت می‌شود، در سرعت‌ها و جهت‌های مختلف جریان می‌یابد.



مسیرهای واقعی جریان غیرمستقیم عبوری از میان خلل و فرج (سمت چپ) و سرعت خطی متوسط ماکروسکوپی (سمت راست)

برای تحلیل جریان در محیط های متخلخل، از این تغییرات ریزمقیاس جهت توصیف پارامترهای میانگین حجم جریان مانند دبی ویژه (q_x) و میانگین سرعت خطی $(\overline{v}_x)$، چشم‌پوشی می‌شود. این رویکرد، به عنوان **رویکرد محیط پیوسته یا ماکروسکوپی** نامیده می‌شود. علی‌رغم پیچیدگی و بی نظمی حاکم بر محیط متخلخل، در این رویکرد این محیط به صورت ساده به عنوان یک محیط پیوسته و همگن در نظر گرفته می‌شود.

فرض می‌شود که مقدار K_x در هر بلوک $1\ cm^3$ از یک دانه واقعی یا سنگ در محیط آبخوان را بتوان مورد آزمایش و اندازه‌گیری قرار داد. اگر تمام مقادیر بدست آمده را تحلیل نمائید، واریانس (s^2) یا انحراف معیار (s) داده‌ها، مقادیر بزرگی خواهند شد. طبق تعاریف آماری مقدار واریانس عبارت است از:

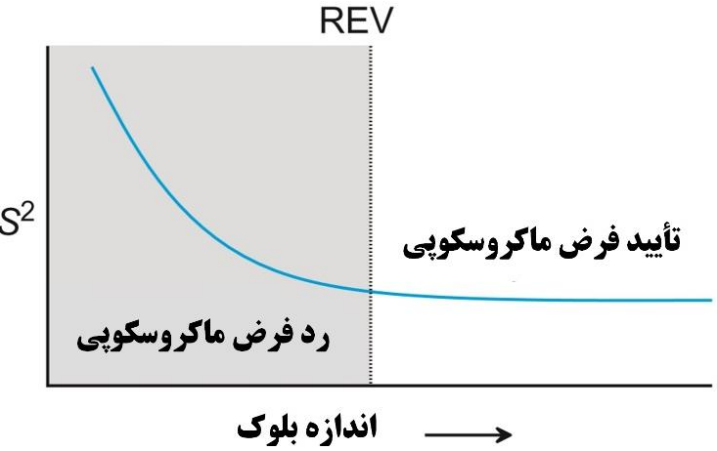
$$s^2 = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x}_i)^2$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (رویکرد پیوستگی در محیط متخلخل)

$$s^2 = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}(x_i - \bar{x}_i)^2$$

که در آن، N تعداد کل داده موجود از پارامتر x_i و $\bar{x}_i$ میانگین داده‌ها می‌باشد.

هرچه s^2 بزرگ‌تر باشد، تغییرات زیادتر و پراکندگی داده‌ها از میانگین بیشتر می‌شود. این موضوع را می‌توان برای قطعات $10\ cm^3$ و سپس قطعات $100\ cm^3$ و مقادیر دیگر تکرار نمود و مقدار واریانس را استخراج نمود. با ترسیم مقدار واریانس قطعات (بلوک‌ها) در برابر مقیاس قطعات، شکلی مشابه شکل زیر بدست خواهد آمد.



به دلیل **توزیع نامنظم** لنزهای منفرد در نهشته دانه‌ای و یا شکاف‌های موجود در سنگ‌های شکاف‌دار، در مقیاس‌های کوچک، مقدار **واریانس زیاد** می‌باشد. زمانی که مقیاس افزایش می‌یابد، تعداد بی‌نظمی‌ها در محیط متخلخل قطعات افزایش می‌یابد و این امر به طور متوسط، موجب کاهش مقدار واریانس می‌شود. این مقیاس که توسط Bear (1972) ارائه گردید به عنوان حجم اولیه معرف (Representative Elementary Volume) نامیده شد که در این حالت مقدار واریانس تقریباً ثابت بوده و یک رویکرد محیط پیوسته ماکروسکوپی قابل اطمینانی را جهت استفاده از قوانین حاکم بر محیط متخلخل ارائه می‌دهد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (رویکرد پیوستگی در محیط متخلخل)

از آنجا که مقیاس شکاف‌ها و درزهای سنگ، بزرگ‌تر از مقیاس ناهمگنی در محیط‌های دانه‌ای است، حجم اولیه معرف برای سنگ شکاف‌دار، بسیار بزرگ‌تر از محیط دانه‌ای است.

اگر **شکاف‌ها دارای فاصله زیادی** باشند و روزنه‌های نامنظمی داشته باشند، حجم اولیه معرف در سنگ می‌تواند **بسیار بزرگ** یا به صورت کاملاً نامنظم تعریف شده باشد.

در محیطی که محدوده وسیعی از مقیاس ناهمگنی وجود دارد، تعریف حجم اولیه معرف ممکن است دشوار باشد. به عنوان مثال، در یک دشت سیلابی که بازه وسیعی از ناهمگنی در ذرات وجود دارد، حجم معرف اولیه می‌تواند از لنزهای کوچک تا کانال‌های بزرگی که کل مرز دشت سیلابی را دربر می‌گیرد، شامل شود. ناهمگنی‌های مرتبط با مقیاس‌های به اندازه کافی بزرگ‌تر از REV، می‌تواند با استفاده از ناهمگنی‌های گسسته جهت تحلیل جریان مورد استفاده قرار گیرد، در حالی‌که ناهمگنی‌های مرتبط با مقیاس کوچک‌تر معمولاً به صورت صریح بیانگر تحلیل‌های ماکروسکوپی نمی‌باشند.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی
(مفهوم تخلخل)

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

بخشی از سنگ یا خاک که توسط ذرات جامد اشغال نشده است می‌تواند توسط آب زیرزمینی اشغال شود. این فضاها "حفرات، خلل و فرج، منافذ یا فضای خالی (Porosity or Void space)" نامیده می‌شوند. با توجه به اینکه خلل و فرج خاک فراهم کننده محلی جهت عبور آب می‌باشند لذا اهمیت قابل توجهی در مطالعات آب زیرزمینی دارد. خصوصیات خلل و فرج به **اندازه، شکل، توزیع و بی‌نظمی** وابسته است.

- خلل و فرج اولیه توسط فرآیندهای زمین‌شناسی حاکم بر منشأ تشکیلات زمین‌شناسی ایجاد می‌شود و در سنگ‌های رسوبی و آذرین دیده می‌شود.
- خلل و فرج ثانویه بعد از تشکیل سنگ ایجاد می‌شود. که درز و شکاف، شکستگی، حفرات انحلالی و حفرات تشکیل شده توسط گیاهان و جانوران نمونه‌هایی از این قبیل می‌باشند.

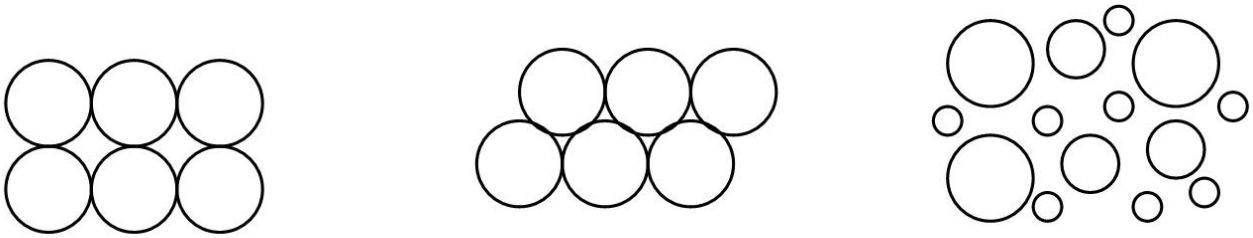
با توجه به اندازه درز و شکاف، خلل و فرج به کلاس‌های موئینگی، بالای موئینگی و زیرموئینگی تقسیم می‌شود.

- خلل و فرج موئینگی آنقدر کوچک هستند که نیروهای کشش سطحی آب را در داخل خود نگه می‌دارند.
- خلل و فرج بالای موئینگی بزرگتر از خلل و فرج موئینگی است.
- خلل و فرج زیرموئینگی آنقدر کوچک هستند که آب عمدتاً توسط نیروهای چسبندگی نگه داشته می‌شود.

بر اساس ارتباط درز و شکاف‌ها با یکدیگر، خلل و فرج‌ها را می‌توان به دو دسته پیوسته یا ناپیوسته تقسیم‌بندی نمود.

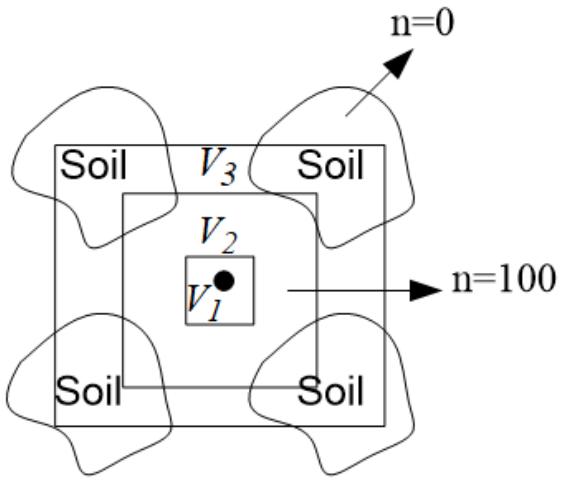
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

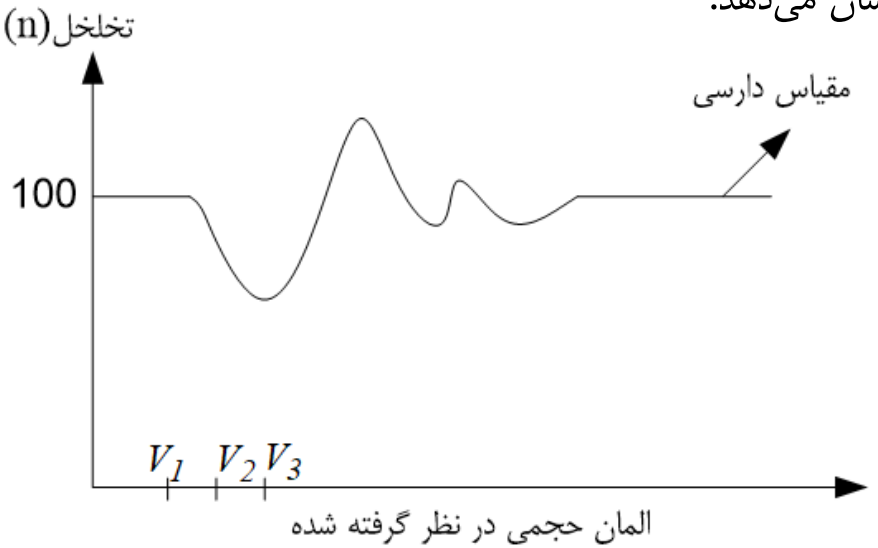
در سیستم‌های زیرزمینی، آب در محیط‌های متخلخل (درز و شکاف‌های موجود بین ذرات خاک) جریان دارد و میزان جریان عبوری در چنین محیط‌هایی وابسته به ابعاد تخلخل می‌باشد. شکل زیر وضعیت تخلخل برای دانه‌بندی‌های مختلف را نشان می‌دهد.



دانه های نامرتب با اندازه های مختلف | مینیمم تخلخل | ماکزیمم تخلخل

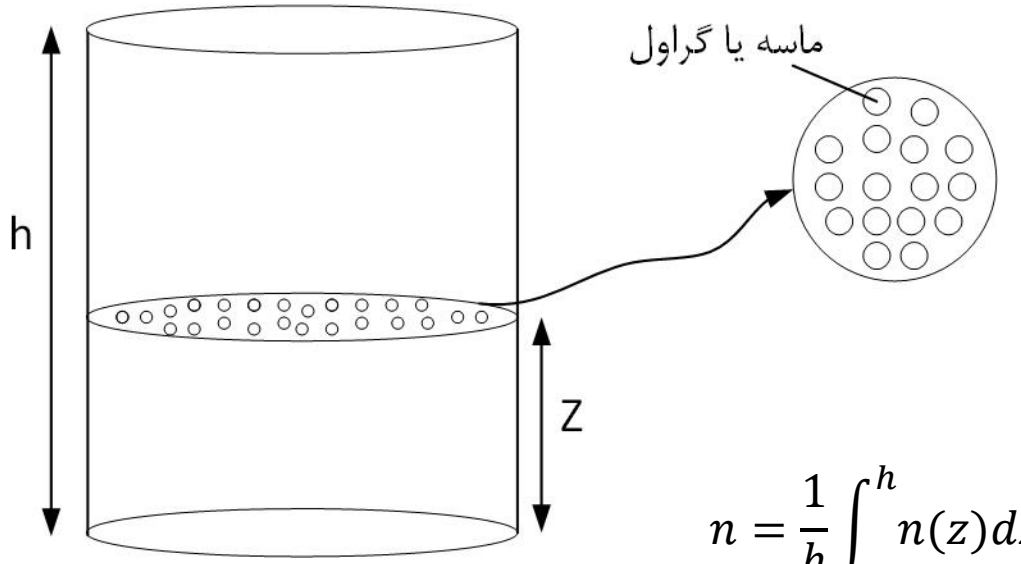
چنانچه نمونه‌ای از خاک را در نظر گرفته و میزان تخلخل در این نمونه برای نقاط مختلف آن اندازه‌گیری شود مشاهده می‌شود که تخلخل از ۱۰۰ درصد در فضای بین ذرات تا صفر برای ذرات خاک متغییر می‌باشد. شکل زیر نحوه تغییرات تخلخل را برای المان حجمی در نظر گرفته شده نشان می‌دهد.





مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

جهت تعیین میزان تخلخل یک محیط می‌توان استوانه‌ایی که در آن ماسه یا گراول وجود دارد، را در نظر گرفت. چنانچه برشی از این استوانه در ارتفاع z مورد توجه قرار گیرد، مقدار تخلخل از رابطه زیر بدست می‌آید:



$$n(z) = \frac{A_P}{A}$$

در این معادله A_P، سطح مقطع محیط متخلخل و A، سطح مقطع کل استوانه می‌باشد. با توجه به معادله فوق میزان تخلخل در کل استوانه عبارت است از:

$$n = \frac{1}{h}\int_0^h n(z)dz = \frac{1}{Ah}\int_0^h An(z)dz = \frac{1}{V}\int_0^h A_P(z)dz = \frac{V_V}{V}$$

در این معادله V_V، حجم کل فضای خالی و V حجم کل سیلندر می‌باشد. معادله تخلخل را می‌توان به صورت زیر نیز ارائه نمود:

$$n = 100\frac{V_V}{V} = 100\left(\frac{V - V_S}{V}\right) = 100\left(1 - \frac{V_S}{V}\right) \qquad V = V_V + V_S$$

$$n = 100\left[1 - \frac{\rho_b}{\rho_d}\right]$$

ρ_b: چگالی توده خاک (Bulk Density) که در حدود $1400 - 1900 kg/m^3$ می‌باشد.

ρ_d: چگالی ذرات خاک (Particle Density) که در حدود $2650 kg/cm^3$ می‌باشد.

V_S: حجم مواد جامد

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

در محیط اشباع، تمام فضای خالی بین مواد تشکیل دهنده محیط متخلخل از آب پر است در حالی که در محیط غیراشباع، بخشی از فضای خالی محیط متخلخل از آب و بخشی دیگر از بخار آب و هوا پر شده است. اگر فضای خالی در یک آبخوان، درصد زیادی از حجم کل را تشکیل دهد، مقدار آب موجود در آن نیز زیاد خواهد بود. با توجه به تعریف تخلخل، در توده ای از مواد اشباع با حجم کل V، حجم آب موجود (V_w) از رابطه $V_w = nV$ بدست می آید.

تخلخل مؤثر

علاوه بر تخلخل، مفهوم دیگری تحت عنوان تخلخل مؤثر در برخی موارد در نظر گرفته می‌شود. تخلخل مؤثر در واقع فضای پیوسته قابل دسترس برای عبور سیال می‌باشد یا عبارت است از نسبت درز و شکاف‌های به هم پیوسته به کل حجم. این تعریف را می‌توان برای سنگ‌هایی که درز و شکاف‌های نامنظم دارند ارائه نمود.

در محیط متخلخل تحکیم‌نیافته و بسیاری از سنگ‌های تحکیم‌یافته این دو نوع تخلخل (تخلخل کل و تخلخل مؤثر) با هم برابر می‌باشند. همچنین تخلخل ممکن است بصورت درصد نیز ارائه شود.

نکته: پارامترهای تخلخل اولیه و ثانویه به خلل و فرج اولیه و ثانویه ارتباط دارند.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

با توجه به تعریف تخلخل مؤثر، مقدار تخلخل مؤثر از تخلخل کل کوچکتر است زیرا تمام خلل و فرج پر شده از آب برای عبور جریان قابل استفاده نیست. در ارتباط با حرکت آب در محیط متخلخل، استفاده از تخلخل مؤثر بجای تخلخل کل به واقعیت نزدیک تر است. در محیط های شنی و ماسه ای، تخلخل مؤثر با تخلخل کل تفاوتی ندارد.

با توجه به تعریف تخلخل و با استفاده از قانون دارسی می‌توان سرعت واقعی حرکت آب در محیط متخلخل را یافت. میزان جریان عبوری از یک محیط متخلخل مطابق رابطه دارسی $Q = A\bar{V}$ می‌باشد، که در آن $\bar{V}$، سرعت متوسط حرکت آب در خاک می باشد. از آنجا که آب در چنین محیطی تنها در بین خلل و فرج می‌تواند جریان داشته باشد لذا مقدار ارائه شده فوق برای جریان نمی‌تواند به واقعیت نزدیک باشد، لذا بایستی این مقدار را به صورت $Q = A_p\bar{V}_{real}$ تعریف نمود که در آن A_p، مساحت خلل و فرج موجود در یک سیستم متخلخل و $\bar{V}_{real}$، سرعت متوسط حرکت آب در بین منافذ خاک است. با توجه به دو رابطه ذکر شده فوق، سرعت متوسط جریان در خاک و سرعت متوسط واقعی حرکت آب در بین منافذ خاک، رابطه مستقیمی با تخلخل دارند.

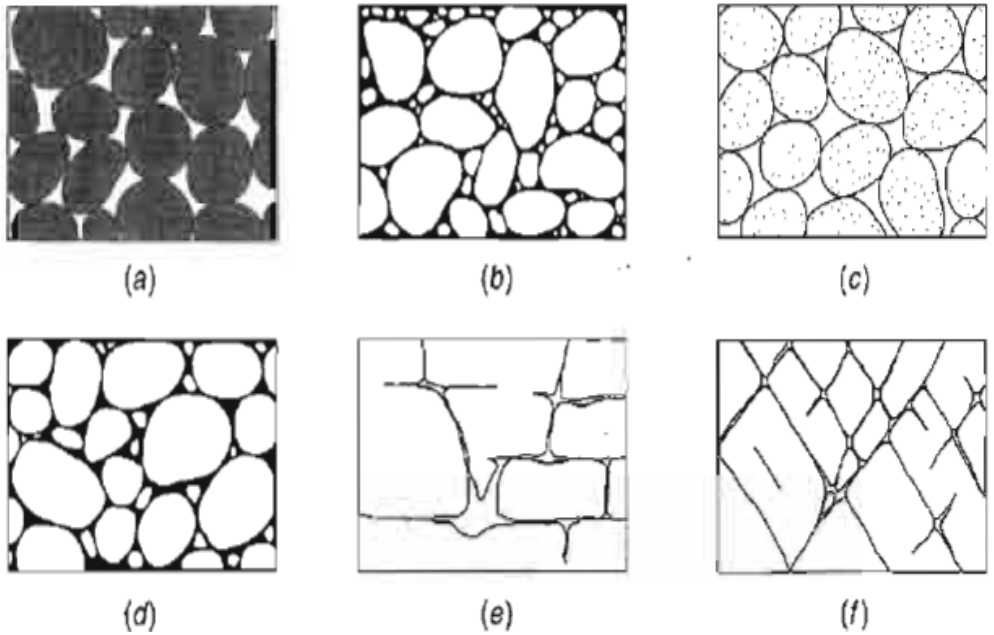
$$Q = A\bar{V}$$

$$Q = A_p\bar{V}_{real} \Rightarrow \bar{V} = \frac{A_p}{A}\bar{V}_{real} \Rightarrow \bar{V} = n\bar{V}_{real}$$

این رابطه نشان‌دهنده این مطلب است که سرعت در رابطه دارسی مقدار کمتری (بدلیل در نظر گرفتن که سطح کل به عنوان سطحی که جریان آب از آن عبور می‌نماید) را نسبت به سرعت واقعی حرکت آب در خاک دارا می‌باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

شکل زیر انواع مختلفی از خلل و فرج و روابط شان را با تخلخل نشان می‌دهد. در بحث ذخیره آب زیرزمینی، نهشته‌های رسوبی دانه‌ای اهمیت ویژه‌ای دارند. تخلخل در این رسوبات به شکل و نحوه قرارگیری ذرات، توزیع اندازه ذرات و درجه سیمان‌شدگی و فشردگی بستگی دارد. در تشکیلات تحکیم‌یافته، علاوه بر عوامل فوق از بین رفتن کانی‌ها در اثر انحلال و درجه شکستگی نیز دارای اهمیت می‌باشد. دامنه تخلخل از حدود صفر تا بیش از ۵۰ درصد و با توجه به پارامترهای بالا و نوع مواد تغییر می‌کند.



(a) نهشته رسوبی با جورشدگی خوب که تخلخل بالایی دارد.

(b) نهشته رسوبی با جورشدگی ضعیف که تخلخل پایینی دارد.

(c) نهشته رسوبی با جورشدگی خوب که حاوی قلوه سنگ‌هایی می‌باشند که متخلخل بوده و لذا این نهشته‌ها در کل دارای تخلخل بالایی می‌باشند.

(d) نهشته رسوبی با جورشدگی خوب که میزان تخلخل توسط رسوب مواد معدنی کاهش یافته است.

(e) خلل و فرج سنگ که در اثر انحلال ایجاد شده است.

(f) خلل و فرج سنگ که در اثر شکستگی ایجاد شده است.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

این جدول نشان می‌دهد که میزان تخلخل برای یک نوع خاص خاک یا سنگ می‌تواند تغییرات قابل توجهی داشته باشد.

در سنگ‌های رسوبی که تحت تأثیر فشردگی قرار گرفته‌اند، اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد که تخلخل با افزایش عمق دفن، کاهش می‌یابد. بر این اساس رابطه زیر را می‌توان ارائه نمود:

$$n_z = n_0 e^{-az}$$

که n_z تخلخل در عمق z، n_0 تخلخل در سطح، a ثابت، و e لگاریتم نپرین می‌باشد.

شاخص دیگری از مقدار نسبی تخلخل در یک محیط متخلخل، پوکی است که به صورت زیر تعریف می شود:

میزان تخلخل مواد مختلف زمین‌شناسی

ماده	درصد تخلخل	ماده	درصد تخلخل
گراول درشت‌دانه	*۲۸	لس	۴۹
گراول دانه متوسط	*۳۲	پیت	۹۲
گراول ریزدانه	*۳۴	شیست	۳۸
ماسه درشت‌دانه	۳۹	سیلتستون	۳۵
ماسه دانه متوسط	۳۹	کلیستون	۴۳
ماسه ریزدانه	۴۳	شیل	۶
سیلت	۴۶	تیل، عمدتاً سیلت	۳۴
رس	۴۲	تیل، عمدتاً ماسه	۳۱
ماسه‌سنگ ریزدانه	۳۳	توف	۴۱
ماسه‌سنگ دانه متوسط	۳۷	بازالت	۱۷
سنگ آهک	۳۰	گابرو هوازده	۴۳
دولومیت	۲۶	گرانیت هوازده	۴۵
ماسه ساحلی	۴۵		

* این مقادیر برای نمونه‌های دست‌خورده و بقیه برای نمونه‌های دست نخورده می‌باشد.

$$e = \frac{V_V}{V_S} = \frac{n}{1-n} \qquad n = \frac{e}{1+e}$$

مطابق رابطه فوق، پوکی عبارت است از نسبت حجم خلل و فرج نمونه به حجم مواد جامد نمونه.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

سطح ویژه

خاصیت نگهداشت آب در سنگ یا خاک متأثر از مساحت سطح سنگ یا خاک می‌باشد. این سطح به اندازه ذرات، شکل و نوع کانی‌های رسی موجود بستگی دارد.

سطح ویژه از تقسیم سطح بر وزن مواد بدست می‌آید و معمولاً بصورت m^2/g بیان می‌شود. بطور نسبی روش‌های اندازه‌گیری سطح ویژه بر اساس نگهداشت یک مولکول آلی قطبی همانند اتیلن گلیکول می‌باشد که با مقدار مطلق بدست آمده از محاسبات آماری سطح ویژه مرتبط است.

ذرات رس دارای بیشترین میزان سطح ویژه در تشکیلات تحکیم‌نیافته می‌باشد. رس‌های متورم نشده از قبیل کائولنیت‌ها تنها یک سطح خارجی داشته و سطح ویژه آن‌ها در بازه $10 - 30m^2/g$ قرار دارد. اما در رس‌های متورم شده از قبیل **مونتموریونیت و ورمیکولیت** که دارای سطوح داخلی و خارجی می‌باشند مقدار سطح ویژه نزدیک به $800m^2/g$ می‌باشد.

اهمیت اندازه ذرات در سطح ویژه در جدول زیر نشان داده شده است. بنابراین چنانچه گوی یکنواختی در نظر گرفته شود، مشاهده می‌شود که اگر این گوی به ۱۰۰ گوی کوچکتر تقسیم شود بطوریکه مجموع احجام آن‌ها برابر با گوی اولیه باشد در اینصورت سطح ویژه ۱۰۰ برابر افزایش می‌یابد. بنابراین می‌توان نشان داد وقتی که حجم به میله، دیسک یا صفحه تغییر شکل دهد، سطح ویژه افزایش می‌یابد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

سطح ویژه

رابطه مساحت سطح با اندازه ذرات برای گوی‌های یکنواخت

قطر ذرات (mm)	طبقه خاک	تعداد ذرات در cm^3	کل مساحت سطح (cm^2)
10	گراول دانه متوسط	1	3.14
1	ماسه درشت دانه	1×10^3	3.14
0.1	ماسه بسیار ریزدانه	1×10^6	314
0.02	سیلت	1.25×10^8	1570
0.002	رس	1.25×10^{11}	15700

توجه: در این جدول یک بسته مستطیلی در داخل مکعبی به ابعاد 1cm در نظر گرفته شده است. لذا حجم کل، وزن گوی کروی داخل مکعب برابر با مقدار ثابت $\pi/6 cm^3$ خواهد بود.

طبقه‌بندی خاک و تعیین ضریب یکنواختی

مواد زمین‌شناسی تحکیم‌نیافته بطور معمول بر اساس اندازه و توزیع طبقه‌بندی می‌شوند. یک سیستم معمول مورد استفاده بر اساس ذره، یا دانه‌بندی و اندازه می‌باشد. ارزیابی توزیع اندازه ذرات توسط آنالیزهای مکانیکی انجام شده است. این آنالیز شامل غربال کردن ذرات درشت‌تر از ۰/۰۵ میلیمتر و اندازه‌گیری نرخ ته‌نشست ذرات کوچکتر در حالتی که ذرات معلق می‌باشد، است. نتایج در نمودار توزیع اندازه ذرات ترسیم می شود.

درصدی از نمونه خشک شده که دارای اندازه ذره‌ای کمتر از مقدار متناظر ارائه شده در محور افقی می‌باشد بر روی محور قائم نشان داده می شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

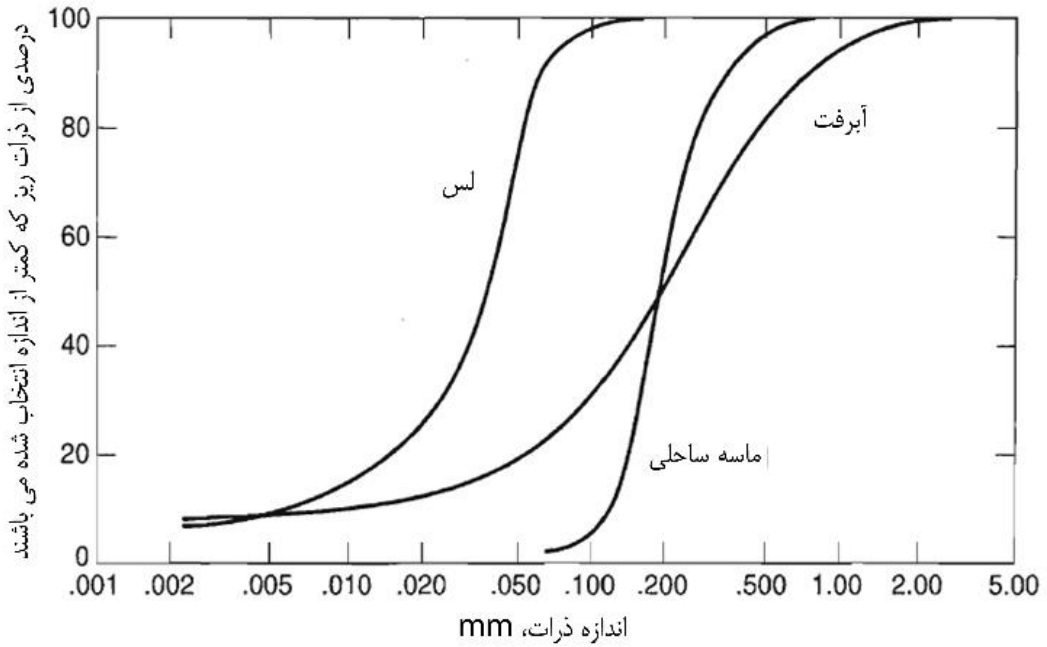
قطر مؤثر ذرات (d_{10})، قطری است که در آن ۱۰ درصد ذرات نمونه دارای قطری کوچکتر از آن می‌باشد. توزیع ذرات توسط ضریب یکنواختی U_c بیان می‌شود:

$$U_c = d_{60}/d_{10}$$

d_{60} یعنی ۶۰ درصد ذرات دارای قطری کوچکتر از این قطر می‌باشند. مواد یکنواخت دارای ضریب یکنواختی پایینی می‌باشند (ماسه ساحلی ارائه شده)، در حالیکه مواد با دانه‌بندی خوب از ضریب یکنواختی بالایی برخوردار می‌باشند (آبرفت).

طبقه‌بندی خاک بر اساس اندازه ذرات

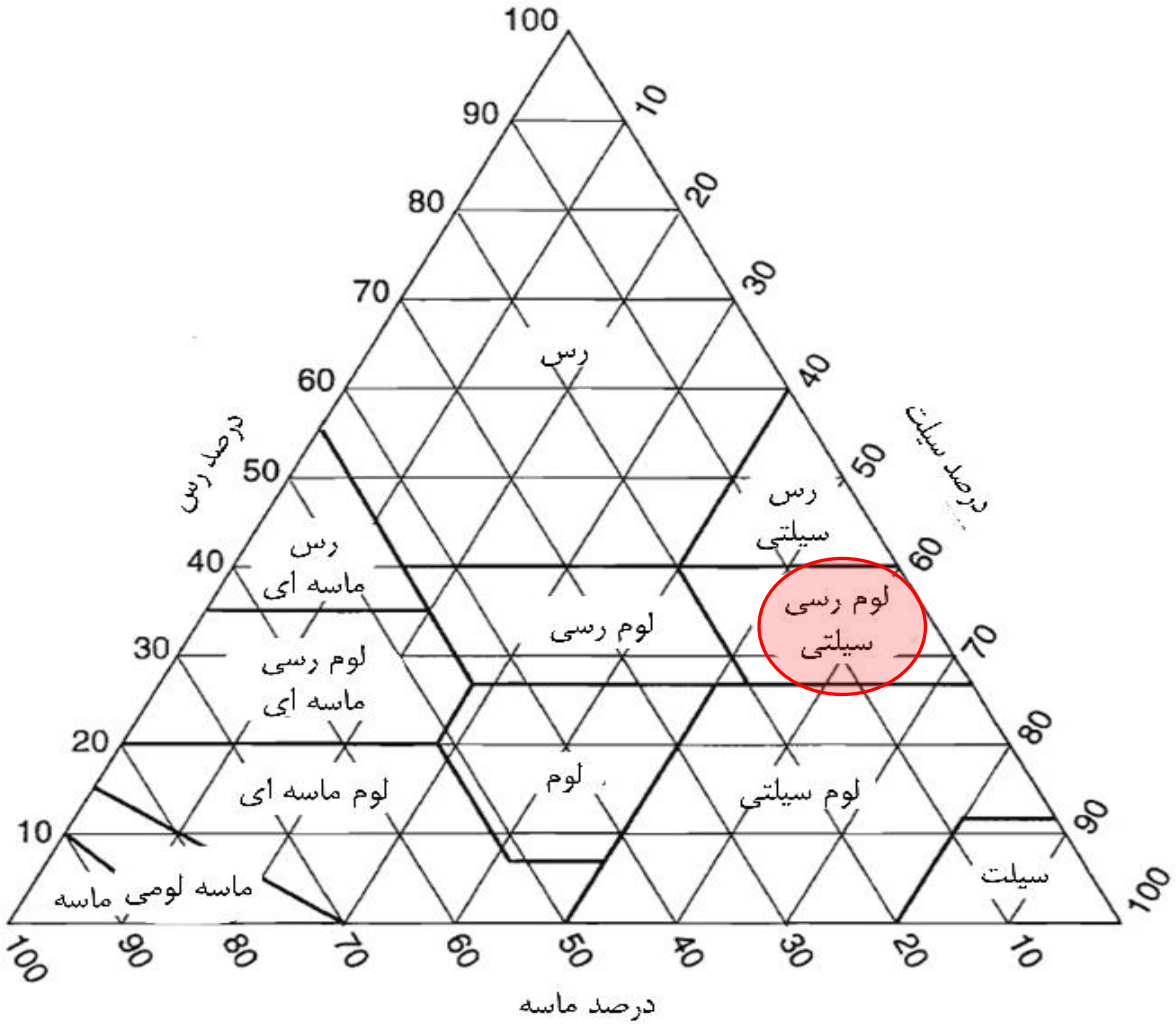
ماده	اندازه ذرات (mm)
رس	< 0.004
سیلت	$0.004 - 0.062$
ماسه بسیار ریزدانه	$0.125 - 0.25$
ماسه دانه متوسط	$0.25 - 0.5$
ماسه درشت‌دانه	$0.5 - 1.0$
ماسه خیلی درشت‌دانه	$1.0 - 2.0$
گراول خیلی ریزدانه	$2.0 - 4.0$
گراول ریزدانه	$4.0 - 8.0$
گراول دانه متوسط	$8.0 - 16.0$
گراول درشت‌دانه	$16.0 - 32.0$
گراول خیلی درشت‌دانه	$32.0 - 64.0$



نمودار توزیع اندازه ذرات برای سه نمونه زمین‌شناسی

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

بافت خاک توسط سهم نسبی ماسه، سیلت و رس موجود در آنالیز اندازه ذرات تعریف می‌شود و می‌تواند توسط مثلث بافت خاک (شکل زیر) تعیین شود. به عنوان مثال، خاکی که از ۳۰ درصد رس، ۶۰ درصد سیلت و ۱۰ درصد ماسه تشکیل شده است، دارای بافت لومی رسی سیلتی است.



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

مثال

با استفاده از توزیع اندازه ذرات یک نمونه صحرایی، موارد زیر را انجام دهید:

الف) منحنی توزیع اندازه ذرات برای این نمونه تهیه نمائید.

ب) آیا دانه‌بندی این نمونه خوب است یا ضعیف؟

پ) نمونه را با استفاده از جدول ۲-۲-۲ طبقه‌بندی نمائید.

ت) میزان تخلخل قابل قبول این نمونه چند است؟

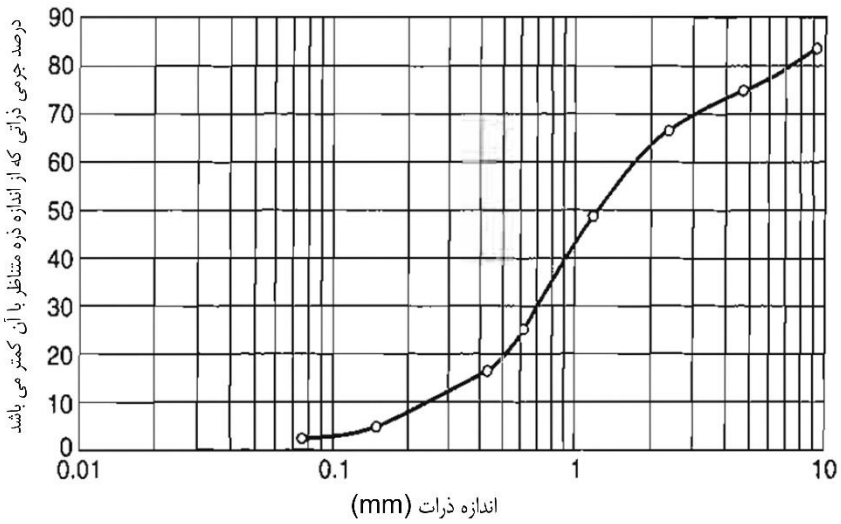
شماره الک استاندارد آمریکا	جرم باقیمانده (g)
۳/۸	۴۹/۹۵
۴	۲۶/۷۰
۸	۲۵/۲۹
۱۶	۵۰/۵۸
۳۰	۷۲/۵۷
۴۰	۲۵/۵۰
۱۰۰	۳۳/۶۰
۲۰۰	۷/۵۳
عبوری از الک ۲۰۰	۸/۲۸
کل وزن نمونه	۳۰۰

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

حل

الف) آنالیز داده‌های ارائه شده مطابق جدول زیر می‌باشد. لازم به ذکر است اندازه ذرات (بازشدگی الک) متناظر با هر شماره الک استاندارد آمریکا در این جدول آمده است. براساس نتایج بدست آمده منحنی توزیع اندازه ذرات ترسیم شده است.

درصد ذرات ریزتر (جرم)	جرم باقیمانده (g)	اندازه ذرات (mm)	الک
۸۳/۳۵	۴۹/۹۵	۹/۵	۳/۸
۷۴/۴۵	۲۶/۷۰	۴/۷۵	۴
۶۶/۰۲	۲۵/۲۹	۲/۳۶	۸
۴۹/۱۶	۵۰/۵۸	۱/۱۸	۱۶
۲۴/۹۷	۷۲/۵۷	۰/۶	۳۰
۱۶/۴۷	۲۵/۵۰	۰/۴۲۵	۴۰
۵/۲۷	۳۳/۶۰	۰/۱۵	۱۰۰
۲/۷۶	۷/۵۳	۰/۰۷۵	۲۰۰
	۸/۲۸	<۰/۰۷۵	عبوری از الک ۲۰۰
	۳۰۰	وزن کل نمونه	



منحنی توزیع اندازه ذرات

ب) با استفاده از منحنی اندازه ذرات: $d_{60} \cong 1.6mm$ و $d_{10} \cong 0.23mm$

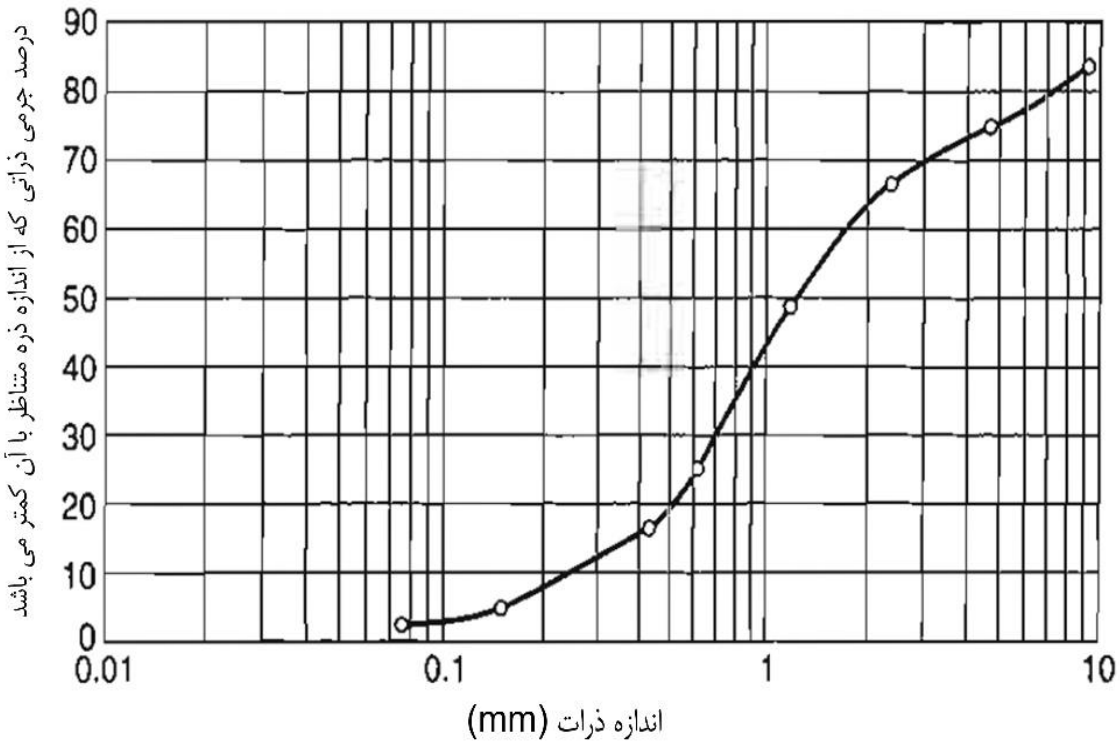
لذا ضریب یکنواختی برابر است با: $U_c = \frac{d_{60}}{d_{10}} = \frac{1.6mm}{0.23mm} \approx 7$

به دلیل اینکه $U_c > 6$ نمونه می‌تواند در رده دانه‌بندی خوب قرار بگیرد (به عبارتی دیگر یکنواختی بالا می‌باشد).

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

طبقه‌بندی خاک بر اساس اندازه ذرات

ماده	اندازه ذرات (mm)
رس	< 0.004
سیلت	$0.004 - 0.062$
ماسه بسیار ریزدانه	$0.125 - 0.25$
ماسه دانه متوسط	$0.25 - 0.5$
ماسه درشت‌دانه	$0.5 - 1.0$
ماسه خیلی درشت‌دانه	$1.0 - 2.0$
گراول خیلی ریزدانه	$2.0 - 4.0$
گراول ریزدانه	$4.0 - 8.0$
گراول دانه متوسط	$8.0 - 16.0$
گراول درشت‌دانه	$16.0 - 32.0$
گراول خیلی درشت‌دانه	$32.0 - 64.0$



منحنی توزیع اندازه ذرات

پ) با توجه به جدول طبقه بندی خاک بر اساس اندازه ذرات، درصد رس و سیلت در این نمونه تقریباً ۳-۲ درصد است، در حالیکه ۶۰ درصد نمونه ماسه است. ۳۸-۳۷ درصد باقیمانده از ذرات خیلی ریز تا گراول درشت‌دانه تشکیل شده است.

ت) تخلخل این نمونه می‌تواند براساس جدول تخلخل، بین ۳۵ تا ۴۵ درصد باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

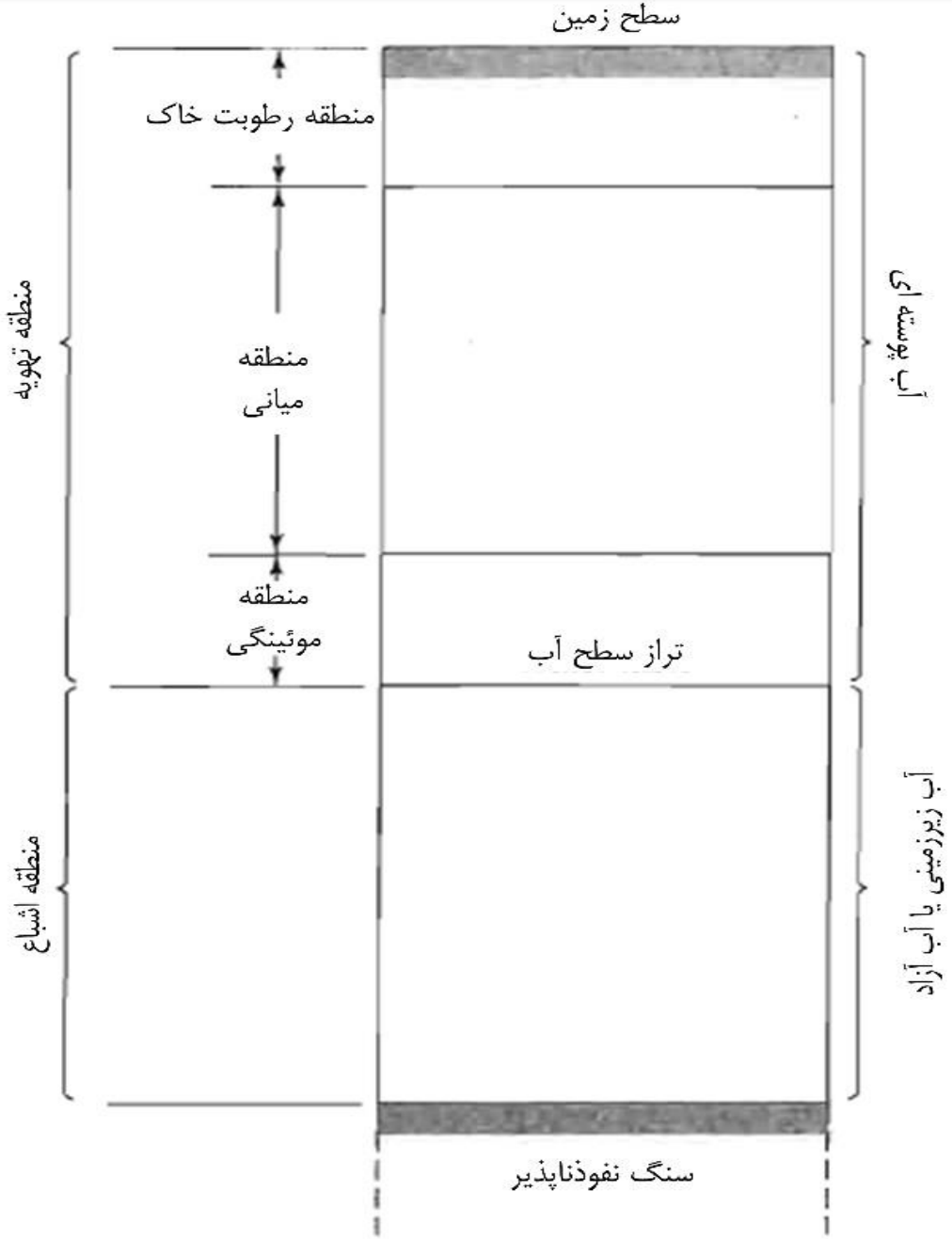
رطوبت

آب زیرزمینی زیرسطحی از دو منطقه اشباع (Saturation Zone) و تهویه (Aeration Zone) تقسیم شده است.

منطقه تهویه شامل حفراتی است که بخشی از آن توسط آب و بخشی توسط هوا اشغال شده است. در منطقه اشباع تمام حفرات با آب تحت فشار هیدرواستاتیک پر شده است.

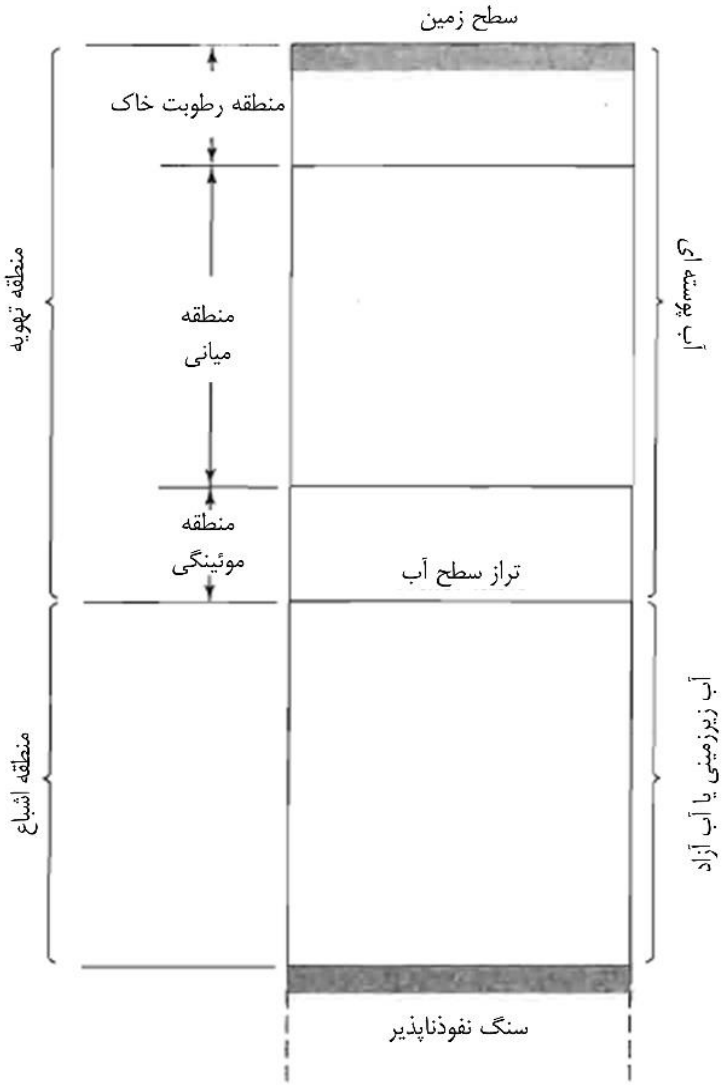
در اغلب نقاط کره زمین، یک منطقه تهویه روی منطقه اشباع قرار گرفته و تا سطح زمین گسترش دارد. در منطقه تهویه، آب پوسته‌ای وجود دارد.

بطور کلی این منطقه می‌تواند به ۳ منطقه رطوبت خاک، منطقه میانی و منطقه موئینگی تقسیم شود.



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

منطقه اشباع از سطح بالایی اشباع تا سنگ نفوذناپذیر زیرین گسترش می‌یابد. در صورتی‌که در بالای منطقه اشباع، سازند نفوذناپذیری وجود نداشته باشد، سطح آب (Water Table) یا سطح آزاد (phreatic surface)، سطح بالایی منطقه اشباع را شکل می‌دهد.



این بدان معنی است که در چاه حفاری شده در آبخوان آزاد سطح فشار اتمسفری همان تراز سطح آب در نظر گرفته می‌شود. در واقع، درصد اشباع شدن خاک در بالای سطح آب بدلیل نیروی ناشی از موئینگی به کندی گسترش می‌یابد.

در منطقه موئینگی آب تحت فشاری کمتر از فشار اتمسفری نگه داشته می‌شود.

آب موجود در منطقه اشباع بطور معمول به عنوان آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود، اما همچنین واژه آب آزاد (فرآتیک) نیز در این خصوص بکار می‌رود.

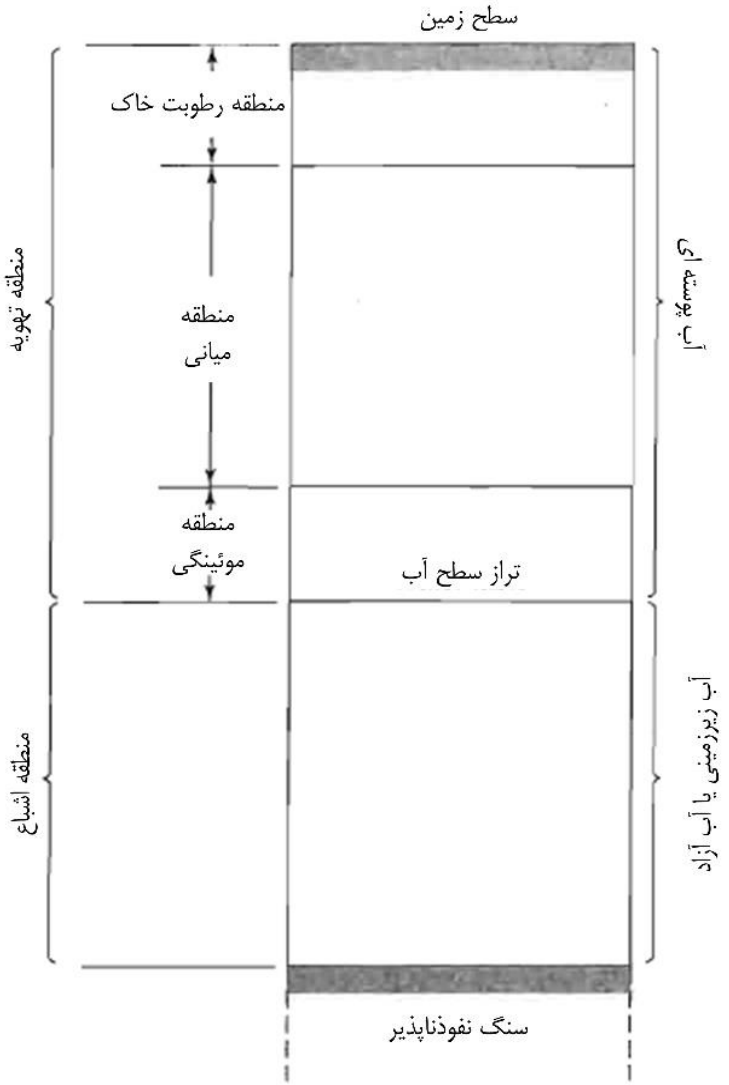
منطقه رطوبت خاک

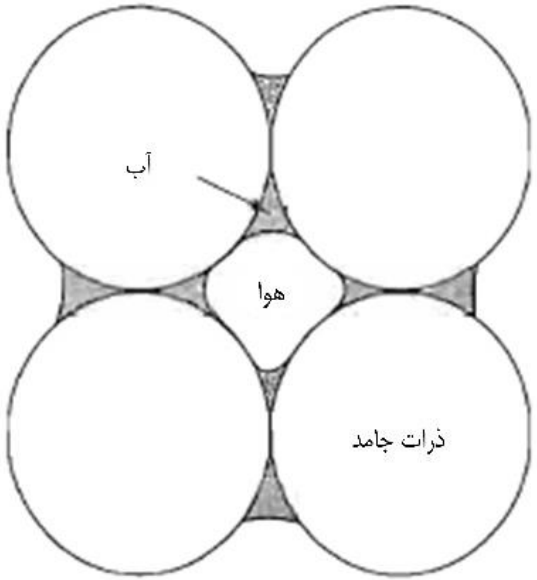
آب موجود در این منطقه کمتر از منطقه اشباع است به جز در مواردی که موقتاً آب از سطح زمین هنگام بارندگی یا آبیاری وارد این ناحیه می‌شود. این منطقه از سطح زمین به سمت پایین تا طول منطقه ریشه گسترش می‌یابد. ضخامت این منطقه بسته به نوع خاک و گیاه متغیر می‌باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

میزان آب موجود در این منطقه عمدتاً به میزان رطوبت خاک وابسته است. در شرایط گرم و خشک، تعادل آب- بخار به هوای محبوس و سطوح ذرات ریزدانه خاک وابسته است. بنابراین در این شرایط تنها یک لایه نازک رطوبت که به آب هیگروسکوپیک (Hygroscopic Water) معروف است، روی سطوح باقی می‌ماند.

برای مواد دانه درشت‌تر، در صورت وجود رطوبت اضافی قابل دسترس، آب بصورت حلقه مایع در اطراف محل تماس بین ذرات قرار می‌گیرد که شکل ساده شده‌ای از این موضوع در شکل زیر ارائه شده است. این آب توسط نیروی کشش سطحی نگه داشته می‌شود و اغلب به عنوان آب موئینگی (Capillary Water) در نظر گرفته می‌شود. گاهی اوقات موقتاً ممکن است منطقه آب- خاک حاوی آب بیشتری، علاوه بر آب موئینگی ناشی از بارندگی یا آبیاری، باشد که این آب ثقلی به خاک زیرین در اثر نیروی ثقل زهکشی می‌شود.





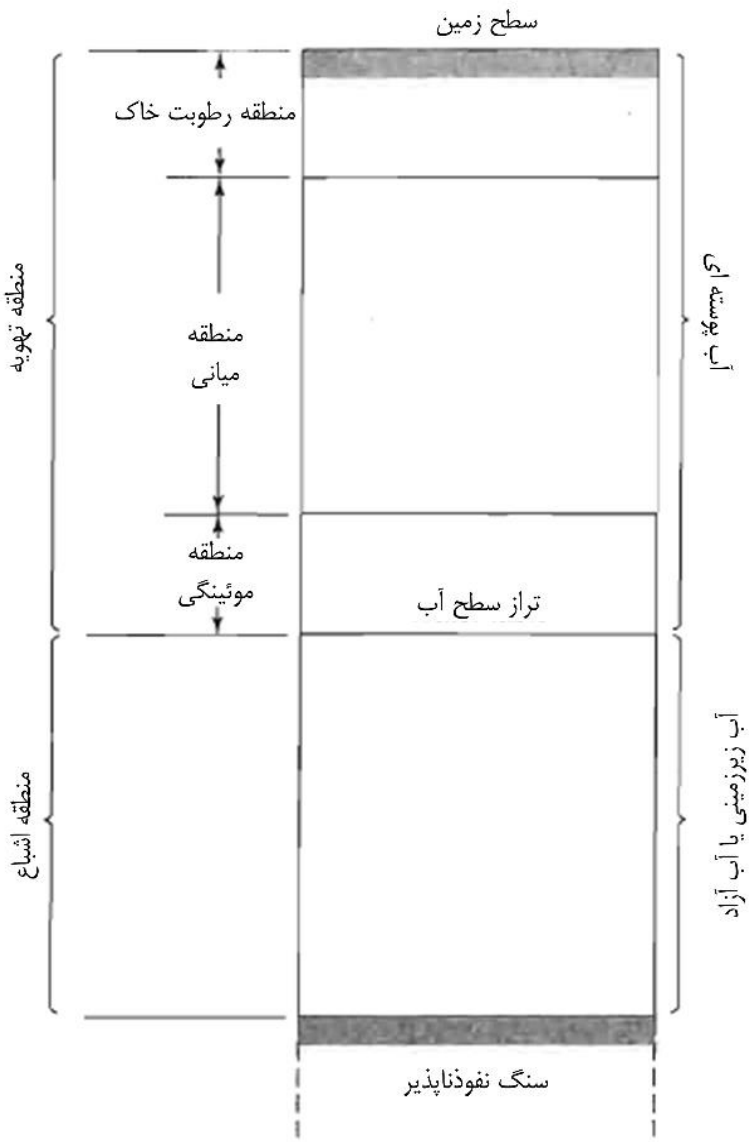
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

منطقه میانی

منطقه میانی از لبه پایینی منطقه آب- خاک تا حد بالایی منطقه موئینگی گسترش می‌یابد.

ضخامت این منطقه ممکن است از صفر در زمانی‌که سطح آب بالاست و به سطح زمین می‌رسد تا بیش از ۱۰۰ متر در شرایطی که سطح آب عمیق است، تغییر کند.

زمانی که آب بصورت عمودی در داخل خاک به سمت پایین حرکت می‌کند، این منطقه عمدتاً، ناحیه ارتباطی بین منطقه نزدیک سطح زمین تا نزدیک سطح آب می‌باشد. در نقاطی که آب توسط نیروهای هیگروسکوپیک و موئینگی نگه داشته می‌شود، آب پوسته‌ای ساکن می‌ماند. در این حالت، آب اضافی موقتی به عنوان آب ثقلی به سمت پایین منتقل می‌شود.

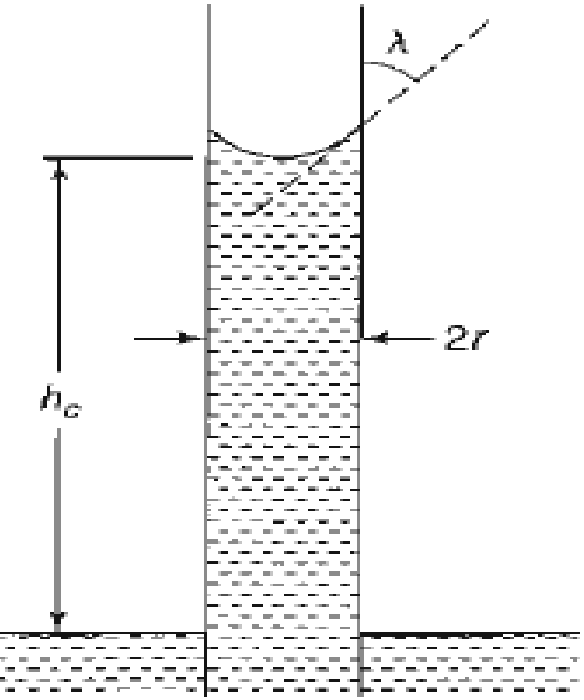


مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

منطقه موئینگی

منطقه موئینگی (یا حاشیه موئینگی) از بالای سطح آب تا محدوده‌ای که آب در اثر نیروی موئینگی بالا می‌رود، گسترش می‌یابد. اگر فضای خالی خاک مانند لوله‌های موئینگی در نظر گرفته شود، میزان بالاآمدگی ناشی از موئینگی h_c را می‌توان از موازنه بین کشش سطحی آب و وزن آب بالارفته بدست آورد، بنابراین:

$$h_c = \frac{2\tau}{r\gamma} cos\,\lambda$$



که τ کشش سطحی، γ وزن مخصوص آب، r شعاع لوله و λ زاویه تماس بین سطح آب در لوله و دیواره لوله می‌باشد. برای آب خالص در شیشه تمیز، $\lambda = 0$ و در دمای ۲۰ درجه سانتیگراد $\tau = 0.074 g/cm, \gamma = 1 g/cm^3$ می‌باشد، لذا واحد r سانتیمتر بوده و میزان بالاآمدگی ناشی از موئینگی بر حسب سانتیمتر برابر است با:

$$h_c = \frac{0.15}{r}$$

بررسی معادله فوق نشان می‌دهد که ضخامت منطقه موئینگی با عکس اندازه خلل و فرج سنگ یا خاک تغییر می‌نماید. در محیط متخلخل می توان مقدار r را برابر با بزرگترین شعاع خلل و فرج مؤثر محیط در نظر گرفت. همچنین با مشخص بودن حاشیه مؤیینگی می توان بزرگترین قطر خلل و فرج مؤثر محیط متخلخل را تعیین نمود.

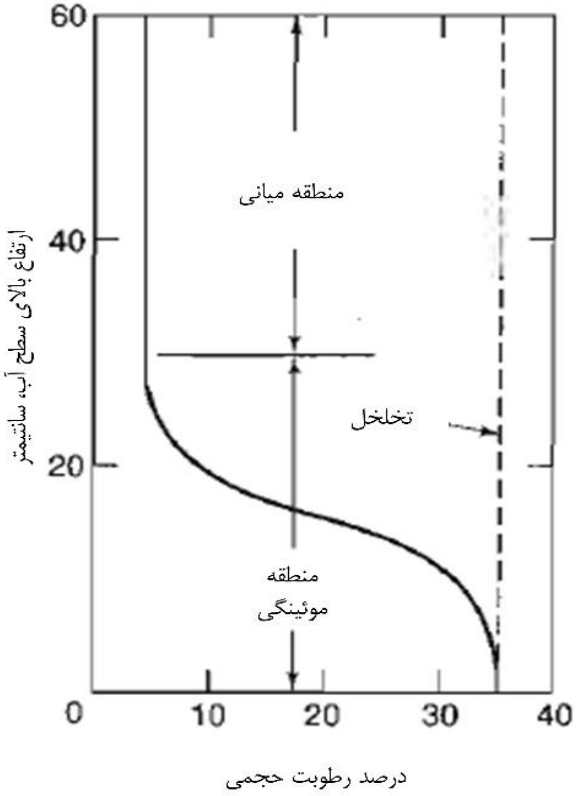
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

میزان بالاآمدگی ناشی از موئینگی در مواد تحکیم‌نیافته به صورت جدول زیر است. همچنین برای یک ماده حاوی بی‌نهایت خلل و فرج با اندازه‌های متفاوت، در صورت بررسی میکروسکوپی، مرز بالایی منطقه موئینگی بصورت دندانه‌دار و ناهموار خواهد بود. از لحاظ ماکروسکوپی میزان رطوبت خاک با افزایش ارتفاع بصورت تدریجی کاهش می‌یابد. در نزدیکی تراز سطح آب تقریباً تمام خلل و فرج حاوی آب موئینگی بوده اما در سطوح بالاتر از تراز سطح آب، تنها خلل و فرج‌های پیوسته کوچک، حاوی آب می‌باشند. در سطوح بالاتر، تنها تعداد کمی از کوچکترین خلل و فرج‌های پیوسته، حاوی آبی می‌باشند که از تراز سطح آب بالا کشیده شده است. توزیع آب بالای تراز سطح آب که از طریق آزمایش زهکشی روی ماسه بدست آمده در شکل زیر نشان داده شده است. بالاآمدگی موئینگی مشاهده شده همواره کمتر از منطقه موئینگی واقعی است که در شکل زیر تعریف شده است.

ماده	اندازه ذرات (mm)	بالاآمدگی موئینگی (cm)
گراول ریزدانه	۵–۲	۲/۵
ماسه خیلی دانه درشت	۲–۱	۶/۵
ماسه درشت دانه	۰/۱–۵	۱۳/۵
ماسه دانه متوسط	۰/۰–۲/۵	۲۴/۶
ماسه دانه ریز	۰/۰–۱/۲	۴۲/۸
سیلت	۰/۰–۰۵/۱	۱۰۵/۵
سیلت	۰/۰–۰۲/۰۵	*۲۰۰

نکته: بالاآمدگی موئینگی پس از ۷۲ روز اندازه‌گیری شده است. تمام نمونه‌ها بصورت فرضی دارای تخلخل حدود ۴۱ درصد می‌باشند.

* بالاآمدگی در سیلت پس از ۷۲ روز.



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

بر اساس توضیحات ارائه شده در خصوص لایه بندی عمودی آب و رطوبت در لایه های اشباع و غیراشباع، مقدار آب موجود در یک محیط غیراشباع توسط رطوبت یا درجه اشباع آن بیان می شود.

رطوبت وزنی خاک (Gravimetric Water Content): نسبت وزن آب موجود در نمونه به وزن ذرات جامد

$$\theta_g = \frac{W_w}{W_s}$$

وزن ذرات جامد با وزن خشک در فر (oven) با دمای ۱۰۵ درجه سانتیگراد برابر در نظر گرفته می شود.

همچنین رطوبت حجمی خاک (Volumetric Water Content) برابر با نسبت حجم آب موجود در نمونه به حجم کل نمونه تعریف می شود.

$$\theta_V = \frac{\forall_w}{\forall_t}$$

درجه اشباع آب در خاک (S_w) و درجه اشباع هوا در خاک (S_a) به صورت زیر تعریف می شوند:

$$S_w = \frac{\forall_w}{\forall_V} \qquad S_a = \frac{\forall_a}{\forall_V}$$

در این رابطه $\forall_a$، حجم هوا و $\forall_V$ حجم خلل و فرج است.

$$S_w + S_a = \frac{\forall_w}{\forall_V} + \frac{\forall_a}{\forall_V} = \frac{\forall_V}{\forall_V} = 1$$

رابطه بین رطوبت حجمی (θ_V) و درجه اشباع آب (S_w):

$$\left.\begin{aligned}\theta_V &= \frac{\forall_w}{\forall_t}\\ S_w &= \frac{\forall_w}{\forall_V}\end{aligned}\right\} \Rightarrow \frac{\theta_V}{S_w} = \frac{\forall_V}{\forall_t} = n \quad \Rightarrow \theta_V = nS_w$$

- ✓ برای شرایط اشباع $S_w = 1$ و $\theta_V = n$
- ✓ برای شرایط غیراشباع $S_w < 1$ و $\theta_V < n$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

مثال) یک نمونه دست نخورده از ماسه دانه متوسط $484.68gr$ وزن دارد. هسته این نمونه دست نخورده $6cm$ قطر و $10.61cm$ ارتفاع دارد. این نمونه در اجاق برای $24hr$ در $110°C$ خشک شده تا آب داخل آن خشک شود. در پایان $24hr$، وزن نمونه $447.32gr$ شده است. چگالی نمونه، نسبت پوکی، حجم آب، تخلخل و درصد اشباع نمونه را تعیین کنید. لازم به ذکر است کانی غالب در نمونه کوارتز با $\rho_m = 2.65g/cm^3$ می باشد.

حل)

وزن نمونه خشک $W_d = 447.32g$ و وزن کل $W_T = 484.68g$ می‌باشد. حجم کل نمونه دست نخورده برابر است با:

$$V_t = \pi r^2 h = \pi(3cm)^2(10.61cm) = 300cm^3$$

چگالی کل نمونه به عنوان چگالی ذرات جامد و خلل و فرج بعد از خشک شدن تعریف می شود، لذا:

$$\rho_d = \frac{W_d}{V_t} = \frac{447.32g}{300cm^3} = 1.491g/cm^3$$

حجم بخش جامد V_s نمونه بصورت زیر است:

$$V_s = \frac{W_d}{\rho_m} = \frac{447.32g}{2.65g/cm^3} = 168.8cm^3$$

بنابراین حجم کل حفرات در نمونه عبارتنداز:

$$V_v = V_t - V_s = 300cm^3 - 168.8cm^3 = 131.2cm^3$$

لذا نسبت پوکی e نمونه برابر است با:

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{131.2cm^3}{168.8cm^3} = 0.777$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

همچنین میزان حجمی رطوبت نمونه عبارتند از حجم آب تقسیم بر حجم نمونه:

$$\theta_v = \frac{V_{water}}{V_t} = \frac{(W_T - W_d)/\rho_{water}}{V_t} = \frac{484.68g - 447.32g}{300cm^3 \times 1g/cm^3} = 0.125g/cm^3$$

که W_T وزن کل نمونه دست نخورده قبل از خشک شدن است.

میزان وزنی رطوبت نمونه بصورت زیر است:

$$\theta_w = \frac{W_T - W_d}{W_d} \times 100 = \frac{484.68g - 447.32g}{447.32g} \times 100 = 8.35\,{}^0/_0$$

تخلخل نمونه:

$$n = \frac{V_t - V_s}{V_t} \times 100 = \frac{300cm^3 - 168.8cm^3}{300cm^3} \times 100 = 43.73\,{}^0/_0$$

در نهایت، درصد اشباع نمونه که بصورت درصد فضای خالی نمونه که توسط آب پر شده است تعریف می‌شود عبارت است از:

$$\frac{\theta_v}{n} \times 100 = \frac{(0.1245)}{(0.4373)} \times 100 = 28.47\,{}^0/_0$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

نحوه اندازه گیری میزان رطوبت

درصد رطوبت یک خاک را می‌توان از طریق روش‌های مستقیم مختلفی که بر اساس حذف آب از نمونه بوسیله تبخیر، نشت یا فعالیت‌های شیمیایی و اندازه‌گیری میزان آب از دست رفته می‌باشد، محاسبه نمود. لذا، روش ثقلی مشتمل بر وزن کردن نمونه خاک مرطوبت، حذف آب از طریق خشک کردن آن در اون و تعیین وزن مجدد نمونه می‌باشد.

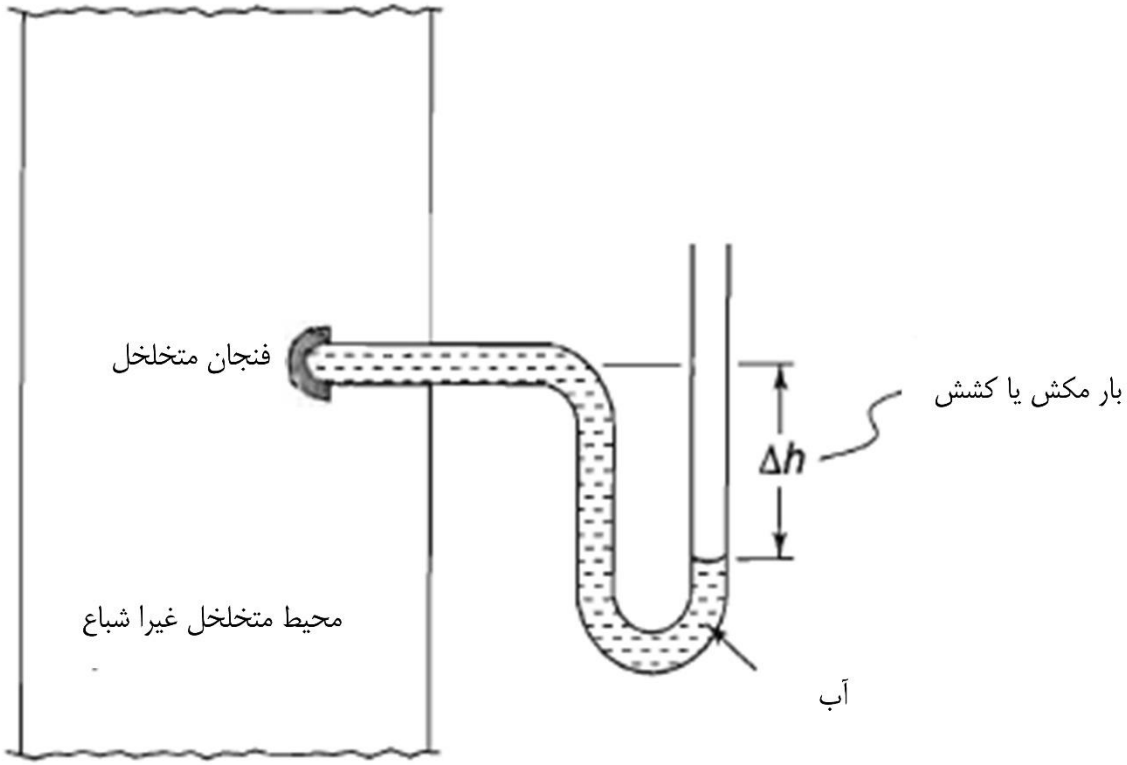
روش‌های غیر مستقیم شامل تعیین برخی از خصوصیات خاک که بر درصد رطوبت خاک تأثیر می‌گذارند، می‌باشد. خصوصاً هدایت الکتریکی و دمائی و توان الکتریکی محیط متخلخل که با درصد رطوبت تغییر می‌نماید.

ابزار مفید دیگر برای تعیین میزان رطوبت خاک استفاده از ردیاب نوترون می‌باشد. با قرار دادن یک لوله با قطر کم در داخل زمین، می‌توان میزان رطوبت خاک را بصورت تابعی از عمق تعیین نمود. این ابزار شامل یک منبع رادیوم- بریلوم از نوترون‌های سریع و یک ثبات نوترون‌های کند است. نوترون‌های سریع از طریق برخورد با هیدروژن کند می‌شوند و به خاطر اینکه اغلب هیدروژن خاک در رابطه با آب است، میزان تراکم نوترون‌های کند اندازه‌گیری شده و پس از کالیبراسیون، میزان رطوبت خاک در آن منطقه بصورت محلی بدست می‌آید.

بار فشار آب در منطقه تهویه به علت مکش یا کنش مثبت، منفی می‌باشد. این کشش می‌تواند توسط تانسیومتر (کشش‌سنج) (Tensiometer) اندازه‌گیری شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (مفهوم تخلخل)

نحوه اندازه گیری میزان رطوبت



شکل مقابل یک تانسیومتر که در یک ستون خاک قرار داده شده را نشان می‌دهد.

افت سطح آب Δh مکش محلی خاک را تعیین می‌کند. فشاری که توسط این ابزار اندازه‌گیری می‌شود از یک فشار اتمسفر (نزدیک به ۱۰۰۰ سانتیمتر آب) تا حدود ۲۰۰ سانتیمتر آب (۸۰۰ سانتیمتر کشش آب) می‌باشد.

کالیبراسیون داده‌های مکش خاک و درصد رطوبت نشان می‌دهد که رابطه بین این دو متغیر دارای ارزش منحصر بفرد نمی‌باشد اما ساختار خاک و تراکم و همچنین اثرات خیس‌شدگی و یا خشک‌شدگی بر روی نتیجه اثر می‌گذارد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

خصوصیات فیزیکی مهم در منطقه اشباع

در این منطقه آب زیرزمینی تمامی خلل و فرج را پر کرده است و لذا تخلخل مؤثر بصورت مستقیم از حاصل تقسیم حجم آب اشغال شده در خلل و فرج بر واحد حجم خاک بدست می‌آید. در این منطقه، بخشی از آب توسط پمپاژ و یا زهکشی قابل برداشت بوده اما بخشی از آب که توسط نیروی کشش سطحی نگداری می‌شوند در این منطقه باقی می‌مانند.

نگهداشت ویژه (Specific Retention)

نگهداشت ویژه S_r یک سنگ یا خاک عبارت است نسبت حجم آبی که پس از اشباع شدن می‌تواند در مقابل نیروی ثقل باقی می‌ماند به حجم کل نمونه، لذا:

$$S_r = \frac{V_r}{V_t}$$

که V_r حجم اشغال شده توسط آب نگهداشته شده و V_t حجم توده سنگ یا خاک است.

آبدهی ویژه (Specific Yield)

آبدهی ویژه S_y یک سنگ یا خاک عبارت است نسبت حجم آبی که می‌تواند پس از اشباع شدن توسط نیروی ثقل زهکشی شود به حجم کل نمونه. لذا:

$$S_y = \frac{V_y}{V_t}$$

که V_y حجم آب زهکشی شده می‌باشد.

می‌رسد که:

$$V_v = V_r + V_y \qquad n = S_r + S_y$$

این رابطه زمانی برقرار است که تمام خلل و فرج پیوسته باشند.

لذا تخلخل مواد لایه های آبدار به دو بخش مجزا تقسیم می شود. بخشی که آب موجود در آن در اثر نیروی ثقل قابل حرکت است (تخلخل مفید یا تخلخل مؤثر) و بخشی دیگر که آب در آن نگهداری می شود (تخلخل غیرمفید) نام دارد. به عبارت دیگر:

تخلخل غیرمفید+تخلخل مفید = تخلخل کل

نگهداشت مخصوص + آبدهی مخصوص = تخلخل کل

چنانچه یک لایه آبدار آزاد دارای مساحت A باشد و فرض کنیم که سطح ایستابی آب در آن در نتیجه خارج شدن حجم آبی معادل با dV به میزان dh کاهش یابد، بر اساس رابطه زیر می توان آبدهی مخصوص (S_y) این آبخوان را تعیین نمود. در این رابطه Adh، در واقع حجم کل موادی است که آب از آن خارج شده است.

$$S_y = \frac{dV}{Adh}$$

بر اساس تعریف فوق، مقدار نگهداشت مخصوص (S_r) برابر است با:

$$S_r = n - S_y = n - \frac{dV}{Adh}$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

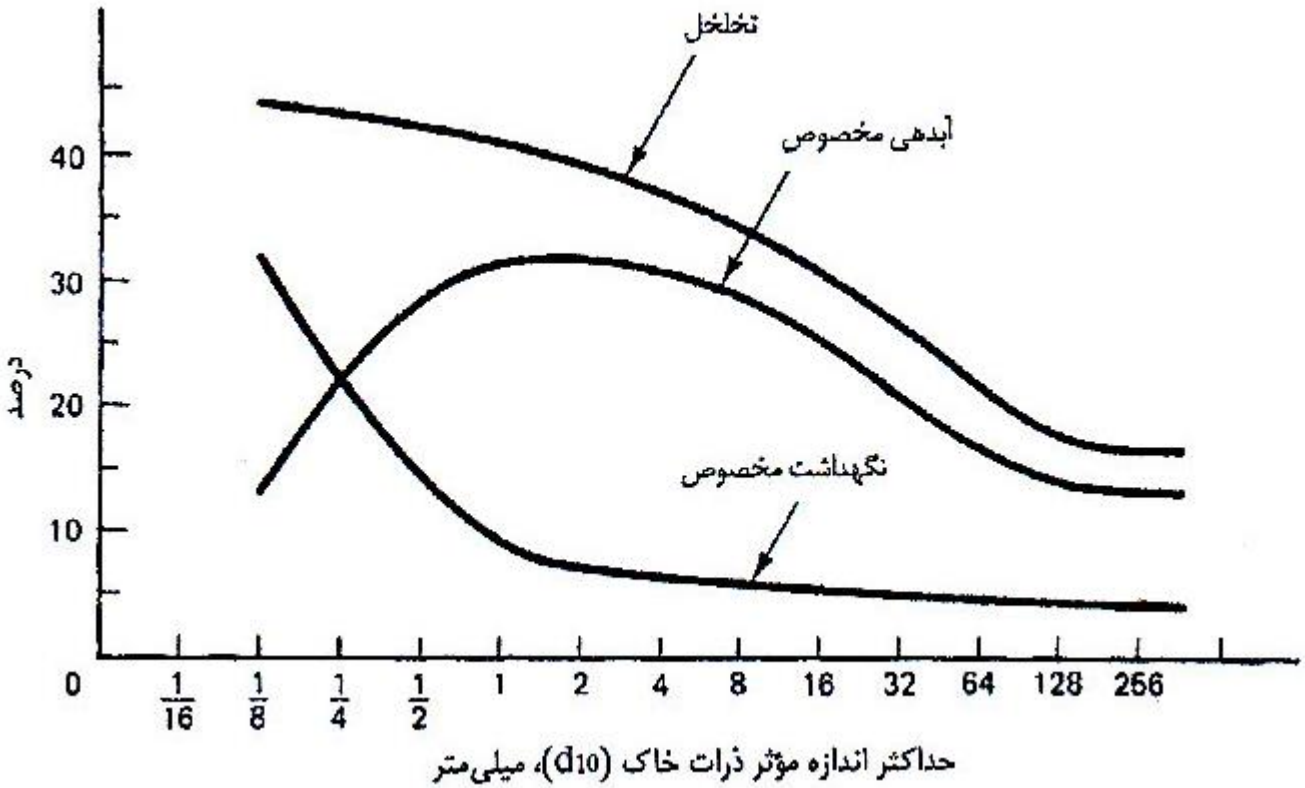
آبدهی ویژه برای مواد مختلف زمین‌شناسی در جدول زیر ارائه شده است. مقادیر منحصر بفردی نیز ممکن است برای یک سنگ یا خاک وجود داشته باشد که دارای تغییرات قابل توجهی نسبت به مقادیر ارائه شده در جدول باشد.

لازم به ذکر است که مواد دانه‌ریز آبدهی کمی داشته در حالیکه مواد دانه‌درشت حجم قابل توجهی از آب را آزاد کرده و لذا می‌توانند در آبخوان‌ها مورد استفاده قرار گیرند. به طور کل، به دلیل اینکه در لایه‌های مختلف، مخلوطی از دانه‌های با اندازه متفاوت وجود دارد، آبدهی ویژه برای سازندهای ضخیم تحکیم‌نیافته تا **حدود ۷ تا ۱۵ درصد کاهش** می‌یابد. علاوه بر این با توجه به افزایش تراکم ناشی از عمق، آبدهی ویژه کاهش می‌یابد.

نوع مواد	آبدهی ویژه (درصد)	نوع مواد	آبدهی ویژه (درصد)
گراول دانه درشت	۲۳	آهک	۱۴
گراول دانه متوسط	۲۴	ماسه ساحلی	۳۸
گراول ریزدانه	۲۵	لس	۱۸
ماسه درشت دانه	۲۷	تورب	۴۴
ماسه دانه متوسط	۲۸	شیست	۲۶
ماسه دانه ریز	۲۳	سیلستون	۱۲
سیلت	۸	تیل، غالباً سیلت	۶
رس	۳	تیل، غالباً ماسه	۱۶
ماسه‌سنگ دانه ریز	۲۱	تیل، غالباً گراول	۱۶
ماسه‌سنگ دانه متوسط	۲۷	توف	۲۱

با توجه به جدول فوق می توان دریافت که **بالاترین مقدار آبدهی مربوط به ماسه متوسط تا درشت** است. لذا بهترین لایه آبدار زیرزمینی، لایه است که از ذرات ریز و درشت **به یک اندازه** داشته باشد و از نظر حفر چاه نه لایه های رسی مطلوب است و نه لایه های بسیار درشت دانه.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)



رابطه بین تخلخل کل، آبدهی مخصوص و نگهداشت مخصوص با اندازه ذرات

مطابق این شکل می توان دریافت که تخلخل در مواد درشت دانه کم و در مواد ریزدانه زیاد است و برعکس آن یعنی نگهداشت مخصوص در مواد ریزدانه زیاد و در مواد درشت دانه کم می باشد. با توجه به اینکه تغییرات آن ها با هم متقارن نمی باشد، لذا تفاوت این دو که آبدهی مخصوص است به نحوی است که از مواد ریزدانه به سمت مواد درشت دانه، ابتدا آبدهی زیاد و به نقطه حداکثر خود رسیده و سپس کاهش می یابد. نقطه ماکزیموم جایی است که اندازه ذرات متوسط (نه ریز و نه زیاد درشت) باشد.

آبدهی ویژه می‌تواند توسط روش‌های مختلفی از قبیل **آزمایشگاهی، صحرایی و روش‌های تخمینی** اندازه‌گیری شود. اندازه گیری این پارامتر بر اساس آزمایشات پمپاژ عمدتاً نتایج معتبری را برای اندازه‌گیری صحرایی نشان می‌دهد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

در یک منطقه به مساحت ۱۰۰ هکتار، در اثر برداشت توسط چاه های بهره برداری، تراز سطح آب زیرزمینی ۴/۵ متر افت پیدا کرده است. در صورتی که تخلخل مواد تشکیل دهنده این آبخوان ۳۰ درصد و نگهداشت مخصوص ۱۰ درصد باشد، متغییرهای زیر را مورد محاسبه قرار دهید: الف) آبدهی مخصوص لایه آبدار ب) تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در این لایه آبدار

حل)

$$n = S_r + S_y$$
$$30 = 10 + S_y \Rightarrow S_y = 20\ \%$$

تغییرات ذخیره آب زیرزمینی=میزان افت تراز سطح آب زیرزمینی×مساحت لایه آبدار× S_y

$$dV = 4.5 \times 10^6 \times 0.2 = 900000\ m^3 = 0.9\ MCM$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

در یک نقطه متوسط بارندگی سالانه ۷۰۰ میلی‌متر و نوسان سطح آب زیرزمینی ۳/۲ متر می‌باشد. اگر آبدهی مخصوص مواد لایه آبدار ۲ درصد و جمعیت مستقر در منطقه ۱۵۴ نفر در هر کیلومتر مربع باشد آب زیرزمینی تا چه اندازه خواهد توانست نیاز شرب را که ۱۸۰ لیتر در روز برای هر نفر برآورده شده است تأمین نماید. درصد نفوذ آب باران را ۱۰ در نظر بگیرید.

حل

ذخیره قابل برداشت سالانه آب زیرزمینی را برای سطح یک کیلومتر مربع بدست می‌آوریم.

(آبدهی مخصوص) (نوسان سطح ایستابی) (سطح) = Q

$$Q = (1000000)\ (3.2)\ (0.02) = 64000\ m^3$$

چون مقدار آبی که بوسیله نفوذ باران تغذیه می‌شود ۱۰ درصد بارندگی است که ۷۰۰۰۰ متر مکعب در سال می‌باشد لذا حجم ۶۴۰۰۰متر مکعب برای ذخیره تامین می‌باشد.

مقدار مصرف سالانه در هر سال $= (154)\ (180 \times 365) = 10117800\ lit$

$$= 10120\ m^3$$

بنابراین مقدار نیاز ۱۰۱۲۰ متر مکعب و مقدار آب ذخیره شده قابل برداشت سالانه ۶۴۰۰۰ متر مکعب است که از این بابت نیاز شرب ساکنین منطقه تأمین می‌شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

ضریب ذخیره (Storage Coefficient) و ذخیره ویژه (Storativity) آبخوان ها

آب تغذیه شده یا تخلیه شده از آبخوان نشان‌دهنده تغییر حجم ذخیره آبخوان می‌باشد.

- برای آبخوان‌های آزاد، این مسئله به سادگی توسط حجم آب بدست آمده از آبخوان واقع در بین تراز سطح آب در آغاز و پایان دوره مورد بررسی و متوسط آبدهی ویژه سازند، تعیین می‌شود.
- در آبخوان‌های محصور، اگر چه آبخوان اشباع باقی می‌ماند، اما تغییر در فشار، باعث تغییر کوچکی در حجم ذخیره می‌شود. بنابراین فشار هیدروستاتیک درون یک آبخوان، عمدتاً بخشی از وزن لایه رویی را تحمل می کند در حالیکه ساختار خاک آبخوان، مابقی وزن را تحمل می‌کند. زمانی‌که فشار هیدرواستاتیک کاهش می‌یابد، مثلاً زمان پمپاژ آب از چاه، بار بخش جامد آبخوان افزایش می‌یابد و در نتیجه آبخوان در اثر برداشتن نیرویی که توسط آب تحمل می‌شود، متراکم می‌شود. علاوه بر این کاهش فشار باعث ایجاد انبساط کمی در خلل و فرج خاک و در نتیجه آزاد شدن آب می‌شود.

ظرفیت آبدهی یک آبخوان را می‌توان توسط واژه ضریب ذخیره بیان نمود.

ضریب ذخیره عبارت است حجم آب آزاد شده یا وارد شده به ذخیره آبخوان در واحد سطح آبخوان به ازای تغییر واحد تراز نرمال سطح آب. به طور کلی ضریب ذخیره نمایه است که مرتبط با آبخوان های محصور بوده و در توصیف خارج شدن آب یا داخل شدن آن به داخل آبخوان در اثر تغییر سطح فشار کاربرد دارد. در صورت نوسان سطح فشار در لایه های محصور، مقداری آب از لایه خارج و یا به آن اضافه می شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

ضریب ذخیره (Storage Coefficient) یا ذخیره ویژه (قابلیت ذخیره) (Storativity):

با علامت S نمایش داده می شود و بیانگر حجم آبی است در اثر بالا و پایین رفتن سطح شار به میزان یک واحد، از هر واحد سطح آبخوان خارج و یا به ذخیره آن افزوده می شود. این متغییر بدون بعد است و عمدتاً برای آبخوان های **محصور** بکار گرفته می شود. برای آبخوان های آزاد از مفهوم آبدهی مخصوص استفاده می شود.

در واقع در لایه های محصور، هر چند سطح فشار تغییر می کند اما این لایه همواره از آب اشباع بوده و برخلاف لایه های آبدار آزاد، خارج شدن آب از منافذ تحت تأثیر نیروی ثقل نبوده و به دلیل تغییر در فشار منفذی است.

لذا لایه های تحت فشار با افزایش و یا کاهش فشارهمیشه پر آب باقی می مانند اما در لایه های غیرمحصور با کاهش سطح ایستابی، آب از لایه آبدار خارج شده و هوا جایگزین آن می شود.

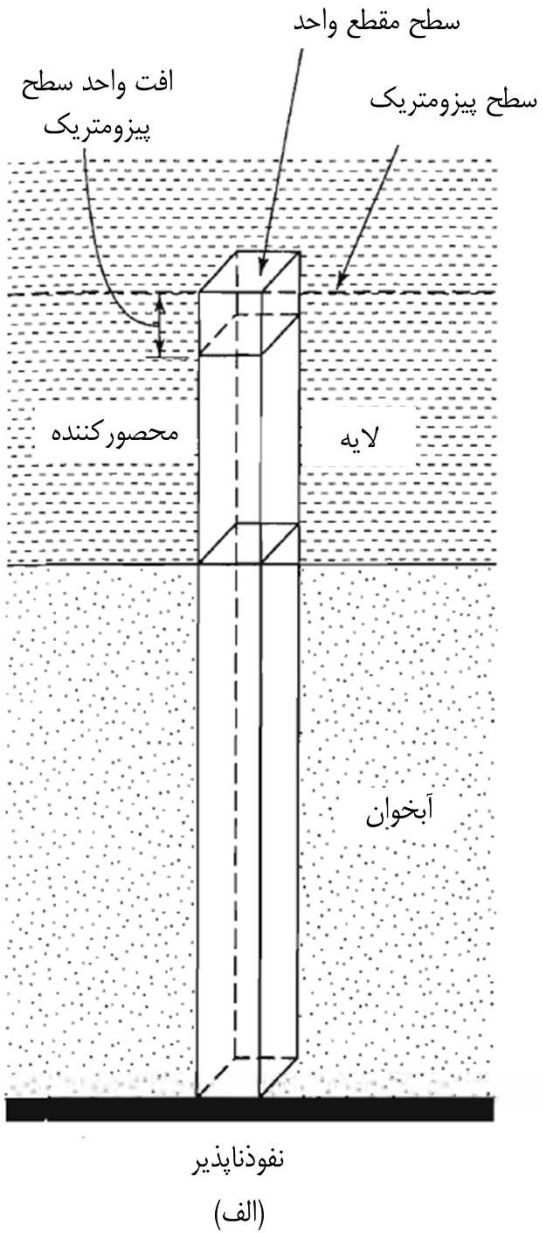
در واقع آنچه که باعث خارج شدن مقدار بسیار کمی آب از لایه های محصور در نتیجه نوسانات فشار می شود، فشرده شدن مواد تشکیل دهنده آبخوان محصور و انبساط (اتساع) آب موجود در محیط متخلخل است.

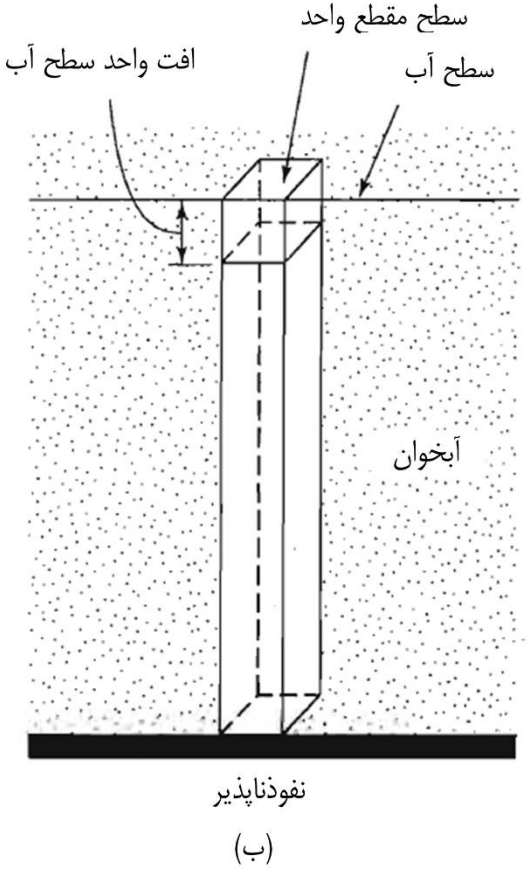
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

شکل شماتیک جهت تعریف ضریب ذخیره

الف) آبخوان محصور

ب) آبخوان آزاد





این ضریب بدون بعد بوده و شامل حجم آب بر حجم آبخوان است. در اغلب آبخوان‌های محصور، میزان ضریب ذخیره در محدوده $0.00005 < S < 0.005$ قرار دارد و نشان‌دهنده این است که برای تولید آبدهی قابل توجه، لازم است تغییرات بزرگی در فشار در منطقه وسیعی رخ دهد. بهترین روش تعیین ضریب ذخیره آبخوان ها، **آزمایش پمپاژ چاه‌ها** است.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

بر اساس پیشنهاد ژاکوب (Jacob)، مقدار ضریب ذخیره که بیانگر میزان آب خارج شده از آبخوان است، از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$S = \gamma b(\alpha + n\beta)$$

S = ضریب ذخیره

n = تخلخل مواد آکیفر

b = ضخامت لایه آبدار (متر)

γ = وزن مخصوص آب ($9810\ N/m^3$)

β = قابلیت فشرده شدن آب (عکس مدول الاستیک آب ($\beta = 1/E_w$))

α = قابلیت فشرده شدن مواد لایه آبدار (عکس مدول الاستیک مواد آکیفر ($\alpha = 1/E_s$))

مدول الاستیک آب (E_w) حدوداً 2.1×10^9 نیوتن بر متر مربع (N/m^2) و مدول الاستیک برخی مواد تشکیل دهنده لایه آبدار (E_s) به شرح زیر است

رس	N/m^2	$10^6 - 10^8$
شن نرم	N/m^2	$10^7 - 10^9$
شن ـ گراول متراکم	N/m^2	$10^8 - 10^{10}$
سنگهای ترک خورده	N/m^2	$10^9 - 10^{11}$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

برای آنکه مفهوم ضریب ذخیره در آکیفرهای تحت فشار روشن شود آکیفر را به یک لاستیک اتومبیل که پر از هوای فشرده است تشبیه می‌کنیم. اگر چنانچه دهانه روزنه این لاستیک راکمی باز کنیم مقداری هوا از آن خارج می‌شود. گرچه کمی هوا از آن خارج شده است ولی باز هم هنوز لاستیک پر از هواست. باکم شدن فشار هوای داخل لاستیک اولاً مولکول‌های هواکه قبلاً در اثر فشار بهم نزدیک شده‌بودند متسع شده و از هم فاصله می‌گیرند و ثانیاً جدار لاستیک نیز خود قابلیت ارتجاع داشته و به اصطلاح جمع می‌شود. این وضعیت عیناً در آکیفرهای تحت فشار نیز مشاهده می‌شود بطوریکه با کم شدن فشار پیزومتریک اولاً مولکول‌های آب که در اثر فشار متراکم شده‌بودند (هرچند کم) متسع می‌گردند و ثانیاً ذرات مواد جامد تشکیل دهنده آکیفر نیز در اثر برداشتن فشار جمع می‌شوند که ماحصل این دو عامل یعنی قابلیت تراکم آب در اثر فشار و قابلیت ارتجاع مواد جامد آکیفر باعث خارج شدن مقدار کمی آب از آکیفر می‌شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

جزء b که ضخامت لایه آبدار می‌باشد متغیر است چنانچه ضریب ذخیره (S) را بر ضخامت لایه آبدار (b) تقسیم کنیم عددی که بدست می‌آید مستقل از ضخامت لایه آبدار بوده و ضریب ذخیره ویژه (specific storage) نامیده می‌شود. یعنی:

$$S_s = \frac{S}{b} = \gamma\,(\alpha + n\beta) = \rho g\,(\alpha + n\beta)$$

که در آن ρ دانسیته آب، g شتاب ثقل زمین و S_s ضریب ذخیره ویژه لایه آبدار بوده که معادله ابعادی آن L^{-1} است. در واقع ضریب ذخیره ویژه مقدار آبی است که اگر بار فشار به اندازه یک واحد کم و یا زیاد شود در اثر قابلیت تراکم مواد تشکیل دهنده آکیفر و آب موجود در بین منافذ از هر واحد حجم آکیفر خارج و یا به آن اضافه می‌شود.

دی ویست (De Wiest) معادله دیگری را برای ضریب ذخیره ویژه در لایه‌های آبدار بدست آورد که بصورت زیر ارائه شده است.

$$S_s = \gamma\,[(1 - n)\alpha + n\beta]$$

نکته: در آبخوان های آزاد بجای ضریب ذخیره از ضریب آبدهی ویژه استفاده می شود که مقدار آن معمولاً بین ۰/۰۵ تا ۰/۳ متغییر است اما ضریب ذخیره بر عکس آبدهی ویژه بسیار کوچک بوده و مقدار آن حدوداً بین ۰/۰۰۰۰۱ تا ۰/۰۰۱ می باشد.

ضریب ذخیره یک آکیفر توسط آزمایش پمپاژ تعیین و مقدار آن ۴×۱۰^{-۴} بوده است. ضخامت آکیفر در نقطه‌ای که آزمایش پمپاژ شده است ۱۰۰ فوت بوده است. اگر متوسط حجم آکیفر به ازاء سطح یک فوت مربع معادل ۸۰ فوت مکعب باشد در اثر پائین افتادن سطح آب به میزان ۷۰ فوت چقدر آب از آکیفر خارج می‌شود.

حل

$$S_s = \frac{4 \times 10^{-4}}{100} = 4 \times 10^{-6}$$

مقدار آب خارج شده $= (4 \times 10^{-6})\ (80)\ (70) = 0.022\ \ ft^3/ft^2$

توجه شود که اگر ضریب ذخیره را مستقیماً بکار می‌بردیم حجم آب خارج شده برابر بود با:

$$(4 \times 10^{-4}) \times (1\ ft^2)(70\ ft) = 0.028\ \ ft^3/ft^2$$

این جواب درست نمی‌باشد زیرا ضخامت متوسط لایه آکیفر ۸۰ فوت است نه ۱۰۰ فوت. در صورتی ضریب ذخیره بر اساس ۱۰۰ فوت می‌باشد و اگر بخواهیم ضریب ذخیره را بکار ببریم باید بصورت زیر عمل شود.

$S_s = 4 \times 10^{-6}$

برای ۸۰ فوت آکیفر $S = (4 \times 10^{-6})\ (80) = 3.2 \times 10^{-4}$

مقدار آب خارج شده $= (3.2 \times 10^{-4})\ (1)\ (70) = 0.022\ \ ft^3/ft^2$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

باید توجه داشت که در لایه‌های آزاد هم مسأله تراکم مواد صادق است یعنی در لایه‌های آبدار آزاد نیز، پایین رفتن سطح ایستابی باعث تخلیهٔ آب ثقلی در بخشی از آکیفر می‌شود. به عبارت دیگر در پایین رفتن سطح ایستابی در لایه‌های آزاد هم ضریب ذخیرهٔ ویژه (S_s) مؤثر است و هم آبدهی مخصوص (S_y) یعنی،

$$S = S_y + h\,S_s$$

که h ضخامت لایهٔ اشباع آکیفر است. چون S_y در مقایسه با S_s بسیار زیاد است لذا می‌توان عملاً از S_s صرف نظر کرد و مقدار $h\,S_s$ را برابر صفر فرض کرد. به این دلیل است که در لایه‌های غیر محصور ضریب ذخیره برابر با آبدهی مخصوص فرض می‌شود. اگر افت سطح ایستابی Δh و مساحت لایه آبدار A باشد در این صورت حجم آبی که در این شرایط از لایه آبدار خارج می‌شود (V_w) برابر خواهد بود با:

$$V_w = S.A.\Delta h$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

در یک دشت متوسط ضخامت لایه آبدار تحت فشار ۳۰ متر و سطح آن ۸۰۰ کیلومتر مربع است. سطح پیزومتری (فشار) نسبت به سطح فوقانی آکیفر در طول سال بین ۱۹ تا ۹ متر در نوسان می‌باشد. با فرض این که ضریب ذخیره آکیفر ۰/۰۰۰۸ باشد سالانه از این دشت چند متر مکعب آب قابل استخراج می‌باشد و حدوداً چند حلقه چاه می‌توان حفر کرد. میانگین دبی هر چاه ۳۰ متر مکعب در ساعت با حدود ۲۰۰ روز کار در سال می‌باشد.

حل

$$\text{حجم آب قابل استخراج} = (\text{سطح آکیفر})\ (\text{تغییر سطح پیزومتری})\ (S)$$

$$= (800 \times 10^6)\ (19 - 9)\ (0.0008) = 6.4 \times 10^6\ m^3$$

$$\text{حجم آب استخراج شده از هر چاه} = (30 \times 24)\ 200 = 0.144 \times 10^6\ m^3$$

$$\text{تعداد چاهها} = \frac{6.4 \times 10^6}{0.144 \times 10^6}$$

$$\text{تعداد چاهها} = 44.5 \approx 44$$

یک آکیفر تحت فشار دارای ۲۰ متر ضخامت و تخلخل آن ۲۰ درصد است. مدول الاستیک موادتشکیل‌دهنده این‌اکیفر 10^8 نیوتن برمترمربع می‌باشد. ضریب ذخیره آکیفر را بدست آورید. مدول الاستیک آب $2.1 \times 10^9\ N/m^2$ و وزن مخصوص آب ۹۸۱۰ نیوتن‌برمترمکعب است.

حل

$$S = \gamma_w\, b(\alpha + \beta n)$$

$$S = (9810)\ (20)\ \left(\frac{1}{10^8} + 0.2 \times \frac{1}{2.1 \times 10^9}\right)$$

$$S = (1.962 + 0.0187)\ 10^{-3}$$

$$S = 1.98 \times 10^{-3}$$

بطوری که مشاهده می‌شود در این مثال، جزئی از ذخیره که مربوط به قابلیت انبساط آب می‌باشد $۰/۰۱۸۷ \times ۱۰^{-۳}$ است که نسبت به کل مقدار ضریب ذخیره حدود یک درصد می‌باشد. زیرا:

$$S_w = \frac{0.0187 \times 10^{-3}}{1.98 \times 10^{-3}}$$

$$S_w = \frac{1}{100} = 1\%$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (ذخیره و گذردهی آبخوان)

ضخامت یک آکیفر ۶۰ متر و وسعت آن ۱۰۰ هکتار است. حساب کنید مقدار ذخیره آب آکیفر را در صورتی که: الف - آکیفر غیر محصور بوده و نوسان سطح ایستایی ۱۵ متر باشد. ب - آکیفر محصور بوده و بار فشار ۵۰ متر پائین آورده شود بطوریکه در این وضعیت نیمی از ضخامت آکیفر تخلیه گردد. اگر ضریب ذخیره آکیفر ۲×۱۰^{-۴} و آبدهی ویژه آن ۱۶٪ می‌باشد.

حل

الف: (آبدهی ویژه) (افت سطح آب) (مساحت) = مقدار ذخیره آب

$$= (100\ \text{ha})\ (15\ \text{m})\ (0.16) \quad = 240\ \text{ha-m}$$

ب: [(آبدهی ویژه) (افت سطح آب) + (ضریب ذخیره) (افت سطح فشار)] (سطح) = مقدار ذخیره آب

$$= 100ha \times [(80 - 60) \times 0.0002 + 30 * 0.16] = 480.4\ ha - m$$

قسمت (ب) این مثال نشان می دهد که ابتدا سطح فشار پیزومتریک در تراز ۸۰ متری از کف آبخوان محصور بوده است که با افت ۵۰ متری به ۳۰ متری از کف رسیده است. لذا از تراز ۸۰ متری تا ۶۰ متری که سطح بالایی آبخوان است، آزادسازی آب مطابق روابط آبخوان محصور و از ۶۰ تا ۳۰ بر اساس روابط مرتبط با آزادسازی آبخوان آزاد انجام شده است.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

هدایت هیدرولیکی

در مطالعات هیدرولوژی آب‌های زیرزمینی، که سیال غالب آب می‌باشد، از هدایت هیدرولیکی استفاده می‌شود. یک محیط، هدایت هیدرولیکی واحدی دارد اگر این محیط یک واحد حجم آب زیرزمینی با لزجت سینماتیک غالب را در واحد زمان و در جهت جریان تحت گرادیان هیدرولیکی واحد، از واحد سطح انتقال دهد، واحد هدایت هیدرولیکی عبارتند از:

$$K = -\frac{V}{d\,h/d\,l} = -\frac{m/d\,ay}{m/m} = m/d\,ay$$

این مسئله نشان می‌دهد که هدایت هیدرولیکی با سرعت هم واحد است. هدایت هیدرولیکی در واقع سهولت برقراری جریان از میان آبخوان از واحد سطح را بیان می کند.

ضریب قابلیت انتقال (انتقال پذیری)

واژه "ضریب قابلیت انتقال T" بطور گسترده در هیدرولیک آب‌های زیرزمینی استفاده می‌شود. ضریب قابلیت انتقال عبارت است از: میزان آبی که از واحد عرض آبخوان تحت گرادیان هیدرولیک واحد عبور می‌کند. این ضریب بصورت زیر محاسبه می‌شود:

$$T = Kb = (m/d\,ay)(m) = m^2/d\,ay$$

در این معادله b ضخامت لایه اشباع آبخوان است.

ضریب قابلیت انتقال، سهولت حرکت آب از میان آبخوان را در کل ضخامت توصیف می کند.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

عوامل مؤثر بر هدایت هیدرولیکی

هدایت هیدرولیکی تابعی از درجه حرارت، ترکیب یون های موجود در آب و هوای محبوس در آب می باشد.
با توجه به عوامل مؤثر بر هدایت هیدرولیکی که در رابطه زیر ارائه شده، می توان دریافت که به دلیل تغییر جرم مخصوص و لزجت سیال با درجه حرارت و فشار، هدایت هیدرولیکی نیز دستخوش تغییر می شود:

$$K = \frac{\beta \gamma_w n d_m^2}{\mu}$$

به طور معمول مقدار هدایت هیدرولیکی در دمای ۲۰ درجه سانتیگراد به عنوان مقدار استاندارد در نظر گرفته می شود و بر مبنای آن می توان هدایت هیدرولیکی در سایر دماها را بر اساس رابطه زیر تعیین نمود:

$$K_t = K_{20}\left(\frac{\mu_{20}}{\mu_{20}}\right)$$

- مطابق این رابطه، با افزایش درجه حرارت، لزجت کاهش می یابد و در نتیجه مقدار هدایت هیدرولیکی افزایش خواهد یافت. این امر منجر به آسانی در حرکت آب در محیط متخلخل خواهد شد.
- طبیعت و مقدار کاتیون های قابل تعویض، به میزان زیادی ممکن است هدایت هیدرولیکی جریان آب را تحت تأثیر قرار دهد. تغییرات غلظت املاح و ترکیب یون ها در آب زیرزمینی زمانی رخ می دهد که جریان آب زیرزمینی از میان لایه های رسی سنگین عبور کند.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

- هوای محبوس در مواد آبخوان، منافذ را مسدود می کند و این امر منجر به کم شدن مقدار K نسبت به زمانی که منافذ کاملاً از آب اشباع هستند، می گردد. هوا ممکن است پس از بالا آمدن سطح آب زیرزمینی در خلل و فرج محبوس شود. همچنین ممکن است به علت آزاد شدن هوای محلول در آب بر اثر افزایش دما و یا کاهش فشار، حباب های هوا در مواد آبخوان تشکیل شود. این پدیده زمانی اتفاق می افتد که آب با دمای کمتر از دمای آبخوان از خارج وارد آبخوان شود. پس از ورود آب با دمای کمتر به آبخوان، دمای آن افزایش می یابد و این عمل منجر به آزاد شدن مقداری هوای محلول در آب می گردد. هوای آزاد شده در منافذ مواد آبخوان جمع می شود.
- در صورت وجود مواد آلی در آب، ممکن است به علت فعل و انفعالات شیمیایی و تجزیه مواد آلی، برخی از گازها در آب رها شده و به صورت حباب هایی در خلل و فرج مواد آبخوان متمرکز شوند که باعث کندی حرکت آب در آبخوان می شوند. انحلال هوا یا گاز محبوس بر ثر جریان آب زیرزمینی باعث کم شدن حجم آن و افزایش مقدار K می شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

هدایت هیدرولیکی مواد زمین شناسی

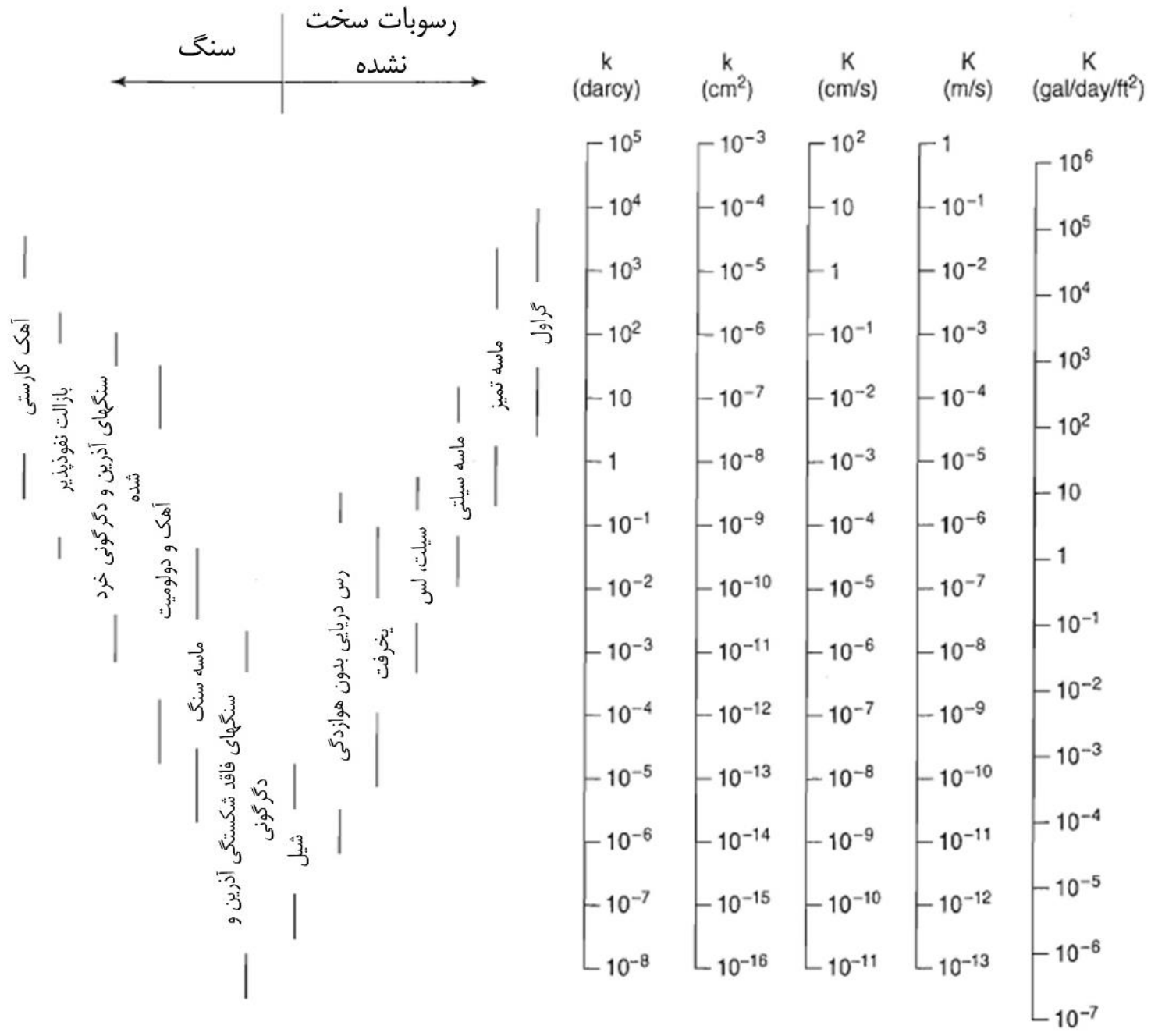
هدایت هیدرولیکی سنگ یا خاک به پارامترهای فیزیکی مختلفی همانند تخلخل، توزیع و اندازه ذرات، شکل ذرات، جورشدگی ذرات و... بستگی دارد. بطور کلی برای محیط متخلخل تحکیم‌نیافته، هدایت هیدرولیکی با اندازه ذرات تغییر می‌نماید بطوری که رس، هدایت هیدرولیکی پائین و ماسه و گراول هدایت هیدرولیکی بالایی را نشان می‌دهند.

جدول مقابل هدایت هیدرولیکی را در مواد مختلف زمین‌شناسی نشان می‌دهد. قابل ذکر است که متوسط هدایت هیدرولیکی در انواع سنگ‌ها به عواملی از قبیل هوازدگی، شکستگی، انحلال و عمق دفن‌شدگی بستگی دارد.

مواد	هدایت هیدرولیکی (متر در روز)	نوع اندازه‌گیری[1]
گراول دانه درشت	۱۵۰	R
گراول دانه متوسط	۲۷۰	R
گراول دانه ریز	۴۵۰	R
ماسه درشت دانه	۴۵	R
ماسه دانه متوسط	۱۲	R
ماسه دانه ریز	۲/۵	R
سیلت	۰/۰۸	H
رس	۰/۰۰۰۲	H
ماسه سنگ دانه ریز	۰/۲	V
ماسه‌سنگ دانه متوسط	۳/۱	V
سنگ آهک	۰/۹۴	V
دولومیت	۰/۰۰۱	V
ماسه بادی	۲۰	V
لس	۰/۰۸	V
تورب	۵/۷	V
شیست	۰/۲	V
اسلیت	۰/۰۰۰۰۸	V
نهشته یخچالی- غالباً ماسه	۰/۴۹	R
نهشته یخچالی- غالباً گراول	۳۰	R
توف	۰/۲	V
بازالت	۰/۰۱	V
گابرو هوازده	۰/۲	V
گرانیت هوازده	۱/۴	V

H: هدایت هیدرولیکی افقی، R: نمونه‌های مرتب شده، V: هدایت هیدرولیکی قائم

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

مثال) یک آبخوان محصور نشتی در زیر یک آبخوان کم ترواییی قرار دارد. در بالای آبخوان کم‌تراوا نیز یک آبخوان آزاد قرار دارد. میزان تغذیه از آبخوان آزاد به آبخوان محصور حدود $0.085m/year$ تخمین زده می‌شود. سطح پیزومتریک اندازه‌گیری شده در آبخوان محصور نشان می‌دهد که بطور متوسط سطح پیزومتریک $6.8m$ بالای سطح آب در آبخوان آزاد می‌باشد. اگر متوسط ضخامت آبخوان کم‌تراوا $4.30m$ باشد، هدایت هیدرولیکی قائم (K_v) را در آبخوان کم‌تراوا محاسبه نمایید. با توجه به این خصوصیات، نوع ماده تشکیل‌دهنده لایه کم تراوا را تعیین نمایید.

حل)

با توجه به $V = 0.085m/year = 2.39 \times 10^{-4}m/day$، رابطه زیر جهت محاسبه هدایت هیدرولیکی قائم آبخوان کم‌تراوا استفاده می‌شود:

$$K = -\frac{V}{dh/dl} = -\frac{2.329 \times 10^{-4}m/day}{(6.8m/4.30m)} = 1.7 \times 10^{-9}m/s$$

و با استفاده از جدول هدایت هیدرولیکی مواد مختلف زمین شناسی، آبخوان کم‌تراوا از رس تشکیل شده است.

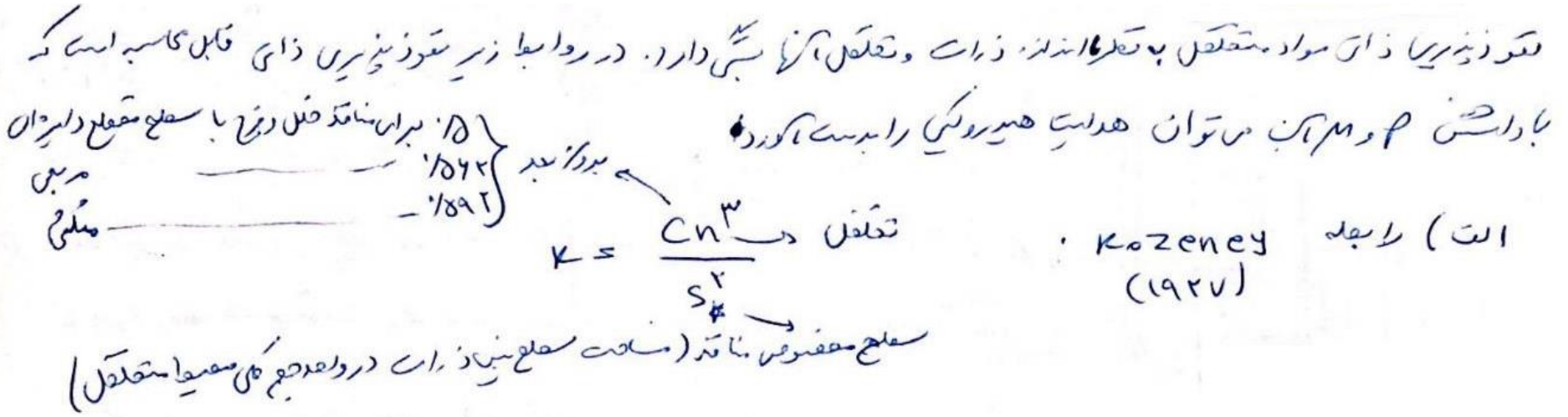
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

روش های تعیین هدایت هیدرولیکی

هدایت هیدرولیکی به روش‌های مختلفی از قبیل روابط تجربی، روش‌های آزمایشگاهی و روش های صحرایی (مشتمل بر آزمایشات ردیابی، آزمایش چاهک و آزمایش پمپاژ (Pumping test)) اندازه گیری می شود. از بین این روش ها، آزمایش پمپاژ قابل اعتمادترین روش می باشد.

۱- استفاده از روابط تجربی

روابط تجربی ارائه شده جهت محاسبه هدایت هیدرولیکی، عمدتاً اقدام به محاسبه نفوذپذیری ذاتی می نمایند و بر اساس آن، هدایت هیدرولیکی مورد محاسبه قرار می گیرد.



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

ب) رابطه Fair-Hatch (۱۹۴۰) :

$$K = \frac{1}{A\,\frac{(1-n)^2}{n^3}\left(\frac{B}{100}\sum\frac{F}{d_m}\right)^2}$$

A: ضریب بدون بعد (تقریباً ۵)

B: ضریب شکل ذرات (برابر ذرات کروی برابر ۶ و برای ذرات بسیار گوشه دار برابر ۷/۷ است)

F: درصد وزنی نمونه بین دو اندازه دلخواه

d_m: میانگین هندسی اندازه ذرات مربوط به F

ج) رابطه Harleman (۱۹۶۰) :

$$K = (4.5 \times 10^{-2})\, d_{10}^2$$

d_{10}: اندازه ذره ای که ۱۰٪ وزنی نمونه از آن عبور می کند (برحسب cm)

(این رابطه برای مواردی با اندازه ذرات و شکل خیلی یکنواخت بیشترین اعتبار را دارد)

د) رابطه Kozeny-Carmen Bear (۱۹۷۲) :

$$K = \frac{n^3}{1-n^2}\left(\frac{d_m}{180}\right)^2$$

d_m: اندازه ذره معرف برحسب cm

K در تمامی روابط بالا برحسب cm^2 می باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

۲- روش های آزمایشگاهی

در این روش ها، نمونه از محیط متخلخل برداشت می شود و صحت نتایج وابسته به کیفیت نمونه های برداشت شده است. لازم است در هر محل، ۲ تا ۳ نمونه تکراری با توجه به تغییرات مواد آبخوان برداشت شود و از بهم خوردن نمونه جلوگیری شود.

بسته به اینکه اندازه گیری K در جهت قائم (K_Z) یا افقی (K_X) مدنظر باشد، باید نمونه ها را به صورت عمودی یا افقی برداشت کرد.

اساس این روش ها عبور آب از داخل نمونه خاک که دارای شیب هیدرولیکی است، می باشد. در آزمایشگاه، شیب هیدرولیکی در دستگاهی تحت عنوان نفوذسنج خاک و با یکی از ۳ روش زیر ایجاد می شود:

الف) بار هیدرولیکی ثابت (نفوذسنج با بارثابت)

ب) بار هیدرولیکی متغییر (نفوذسنج با بارافتان)

ج) روش دبی ثابت (نفوذسنج با دبی ثابت)

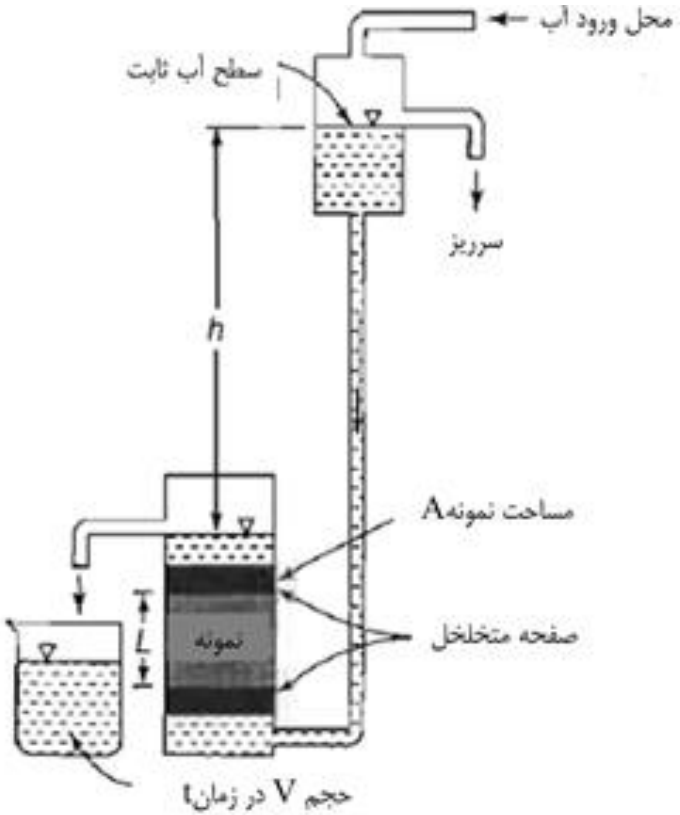
در تمامی این روش ها، ابعاد نمونه خاک (طول و سطح مقطع) ثابت بوده و به طور منظم، افت بار ناشی از جریان در نمونه و نیز نرخ جریان اندازه گیری می شود و بر اساس قانون دارسی، هدایت هیدرولیکی مورد محاسبه قرار می گیرد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

الف) نفوذسنج با بار ثابت

با استفاده از دستگاه نفوذسنج بار ثابت که در شکل زیرنشان داده شده است، می‌توان هدایت هیدرولیکی را در سازندهای تحکیم‌یافته و تحکیم‌نیافته تحت بارآبی کم، اندازه‌گیری نمود. در این دستگاه آب از پایین وارد نمونه استوانه‌ای می‌شود و آب سرریز شده بعد از عبور از نمونه جمع‌آوری می‌شود. سپس با استفاده از فرمول دارسی هدایت هیدرولیکی بدست می‌آید:

$$K = \frac{\forall L}{Ath}$$



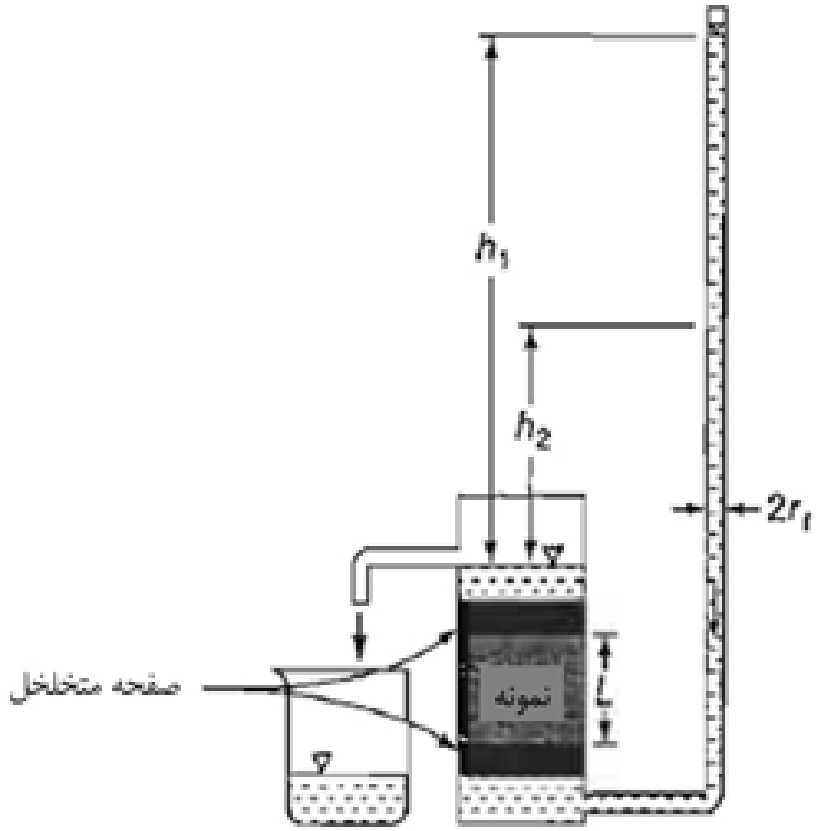
در این معادله $\forall$ حجم جریان در زمان t است. سایر پارمترها h,A,L نیز در شکل نشان داده شده است. نکته قابل توجه در این روش این است که در محیط متخلخل مورد آزمایش، هوا بطور کامل خارج شده و خلل و فرج کاملاً اشباع شوند. در این روش اندازه‌گیری با بارهای آبی مختلف و در چند مرحله، نتایج قابل قبولی ارائه خواهد نمود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

ب) نفوذسنج با بار افتان

در دستگاه نفوذسنج بار افتان، آب به لوله بلندی که به نمونه متصل است، اضافه می‌شود و در جهت رو به بالا در استوانه نمونه جریان می‌یابد و سپس آب سرریز شده از نمونه، جمع‌آوری می‌شود. در این آزمایش نرخ افت سطح آب در لوله بلند اندازه‌گیری می‌شود و هدایت هیدرولیکی با توجه به نرخ جریان Q در لوله بدست می‌آید:

$$Q = \pi r_t^{\,2} d\,h/d\,t$$



با توجه به قانون دارسی:

$$Q = \pi r_c^{\,2} K\,h/L$$

با ترکیب معادلات فوق داریم:

$$K = \frac{r_t^{\,2} L}{r_c^{\,2} t} ln \frac{h_1}{h_2}$$

t زمان افت سطح آب از h_1 تا h_2 می‌باشد.

نتایج بدست آمده از دستگاه نفوذسنج ممکن است ارتباط کمی با هدایت هیدرولیکی واقعی داشته باشد. دلیل این امر آن است که تهیه نمونه منظم و دست‌نخورده از مواد تحکیم‌نیافته، بسیار دشوار است، بنابراین نمونه‌هایی که در آزمایشگاه استفاده می‌شوند تغییراتی در تخلخل، زاویه چرخش دانه‌ها و فشردگی‌شان ایجاد می‌شود. این تغییرات باعث تغییر هدایت هیدرولیکی واقعی می‌شوند. از این رو یک و یا چندین نمونه از آبخوان نمی‌توانند، هدایت هیدرولیکی واقعی آبخوان را نشان دهند.

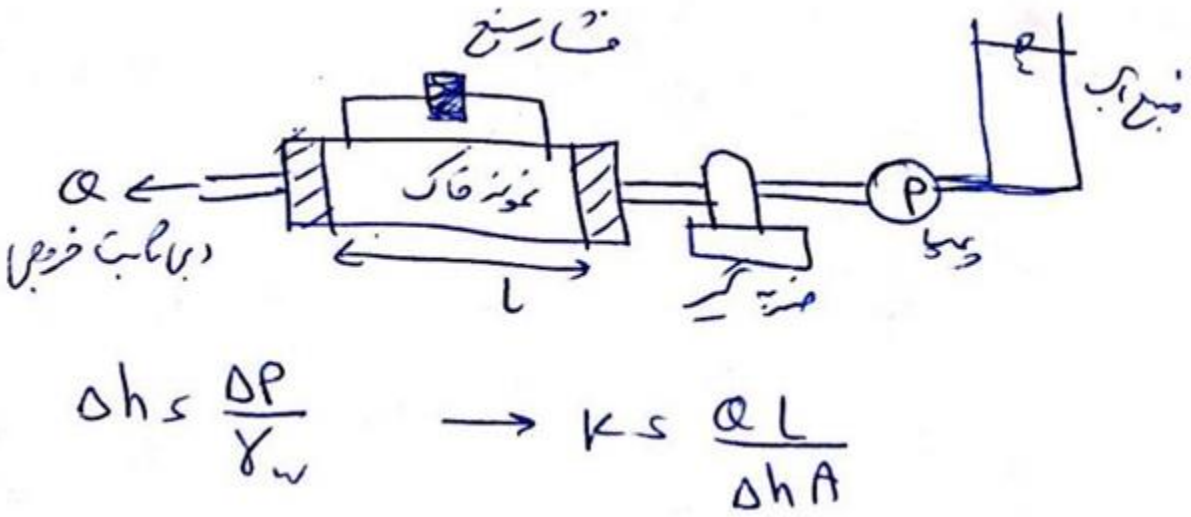
همچنین با توجه به تغییرات زیاد پارامترهای آبخوان در اعماق و جهت‌های مختلف، تعیین هدایت هیدرولیکی در جهت‌های مختلف امکان‌پذیر نمی‌باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

برای مواد با هدایت هیدرولیکی کم (مانند ماسه های ریز و رس های پرمایه) با مقدار $K < 10^{-3}\ cm/s$ از آزمایش نفوذسنج با بار افتان می توان استفاده نمود.

ج) نفوذسنج با دبی ثابت

در این آزمایش، آب با دبی ثابت وارد نمونه خاک می شود و زمانی که جریان در نمونه با یک دبی ثابت برقرار شد، اختلاف فشار دو انتهای نمونه با فشارسنج مورد اندازه گیری قرار می گیرد. سپس بر اساس رابطه دارسی می توان هدایت هیدرولیکی را محاسبه نمود.



$$\Delta h = \frac{\Delta P}{\gamma_w} \rightarrow K = \frac{Q L}{\Delta h A}$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

مثال) یک محیط متخلخل ماسه‌ای که اندازه ذرات آن $0.84mm$ است جهت تعیین هدایت هیدرولیکی با بار ثابت مورد بررسی قرار گرفته است. طول و قطر نمونه به ترتیب برابر است با $30cm$ و $5cm$ می‌باشد، برای آب خالص در دمای $20°C$، بازه اختلاف بار پیزومتریک که در این آزمایش مورد استفاده قرار گرفته است را تخمین بزنید.

حل)

حداکثر سرعت قابل قبول دارسی (با فرض $N_R = 1$) برای قطر $0.84mm$ برابر است با:

$$V_{max} = \frac{\mu}{\rho D} = \frac{1.005 \times 10^{-3} kg/ms}{(998.2 kg/m^3)(0.00084m)} = 103.6\, m/day$$

بنابراین سرعت دارسی در این آزمایش بایستی مساوی و یا کمتر از $103.6\, m/day$ باشد تا قانون دارسی قابل استفاده باشد. لذا:

$$V = -K\frac{dh}{dl} \leq 103.6 m/day \rightarrow |dh| \leq \frac{(103.6 m/day)(0.30m)}{K}$$

با توجه به مقدار هدایت هیدرولیکی برای محیط ماسه‌ای ($K = 12m/day$)، بنابراین:

$$|dh| \leq \frac{(103.6 m/day)(0.30m)}{12 m/day} \cong 2.6 = 260cm$$

شایان ذکر است که دامنه تغییرات هدایت هیدرولیکی در ماسه‌های تمیز تقریباً از $0.1m/day$ تا $4320m/day$ می‌باشد. بنابراین در صورت امکان این آزمایش می‌بایست با اختلاف بار پیزومتریک بطور نسبی پایین انجام شود. بعد از انجام آزمایش، بایستی بهترین تخمین از حداکثر dh با استفاده از نامعادله فوق، انتخاب شود.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

مثال) اگر در نمونه صحرایی مثال قبل، اختلاف بار آبی 5cm باشد و 200ml آب در زمان 15min در خروجی جمع شود، هدایت هیدرولیکی نمونه را محاسبه کنید. حداکثر تفاوت بار آبی قابل قبول در یک سری از آزمایش چند است؟

حل)

رابطه مرتبط با محاسبه هدایت هیدرولیکی در دستگاه نفوذسنج بار ثابت، استفاده می‌شود:

$$\mathrm{K} = \frac{\mathrm{VL}}{\mathrm{Ath}} = \frac{(200\mathrm{cm}^3)(30\mathrm{cm})}{\left(\frac{\pi(5\mathrm{cm})^2}{4}\right)\left(15\,\mathrm{min}\times 60\,\frac{\mathrm{s}}{\mathrm{min}}\right)\times 5cm} = 0.0679\ cm/s = 58.7\,m/day$$

بر اساس این تخمین و رابطه استخراج شده از مثال قبل، حداکثر اختلاف بار پیزومتری مجاز تقریباً برابر است با:

$$|\mathrm{dh}| = \frac{(103.6\mathrm{m/day})(0.30\mathrm{m})}{58.7\mathrm{m/day}} \cong 0.53\mathrm{m} = 53\mathrm{cm}$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

مثال) نمونه‌ای از رس و ماسه دانه‌ریز با قطر $10cm$ و طول $20cm$ بار افتان مورد آزمایش قرار گرفته است. لوله افت بار دارای قطر $3cm$ و بار آبی اولیه آن برابر با $8cm$ می‌باشد. بعد از یک دوره $8hr$، بار آبی به $1cm$ کاهش می‌یابد. میزان هدایت هیدرولیکی نمونه را تخمین بزنید.

حل)

$$K = \frac{r_t^2 L}{r_c^2 t} ln\frac{h_1}{h_2} = \frac{(1.5cm)^2(20cm)}{(5cm)^2(8 \times 3600\, sec)} ln\frac{8cm}{1cm} = 1.3 \times 10^{-4} cm/s = 0.112 m/day$$

۳- روش های صحرایی

الف) آزمایشات ردیاب

در روش‌های ردیابی جهت تعیین هدایت هیدرولیکی، زمان انتقال ماده ردیاب بین دو چاه مشاهده‌ای یا گمانه‌های آزمایش اندازه گیری می‌شود. برای ردیابی معمولاً از یک ماده رنگی مانند فلوئورسن سدیم یا یک نمک مانند کلرید سدیم که در دسترس، ارزان، بی خطر و به راحتی قابل شناسایی می‌باشد، استفاده می‌شود. شکل اسلاید بعد مقطع عرضی بخشی از یک آبخوان آزاد که جریان آب زیرزمینی از سمت گمانه A به سمت گمانه B می‌باشد، را نشان می‌دهد. ردیاب در گمانه A به آرامی وارد شده و سپس جهت تعیین زمان عبور ماده ردیاب، نمونه آب از گمانه B گرفته می‌شود. بدلیل اینکه ردیاب از داخل آبخوان با سرعت واقعی v_a جریان می‌یابد، لذا:

$$v_a = \frac{K}{\alpha}\frac{h}{L}$$

در این معادله K هدایت هیدرولیکی، α تخلخل، h و L در شکل نشان داده شده است.

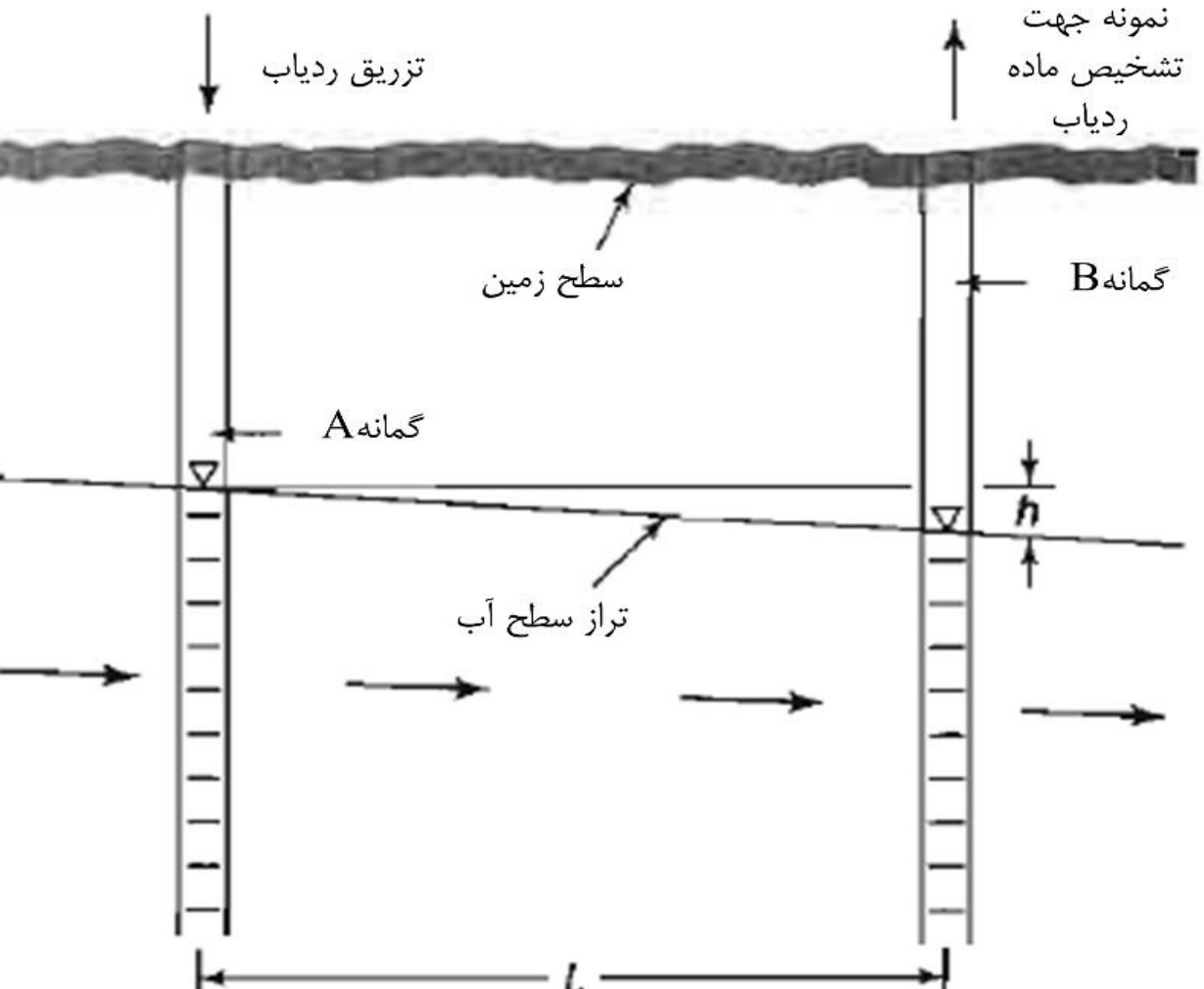
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

اما v_a به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$v_a = L/t$$

t زمان عبور ردیاب بین گمانه‌ها. با تلفیق دو معادله فوق مقدار K:

$$K = \frac{\alpha L^2}{ht}$$



با وجود سادگی روش، اما نتایج آن به علت وجود محدودیت ها در صحرا تنها به عنوان یک تقریب می تواند مورد استفاده قرار گیرد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

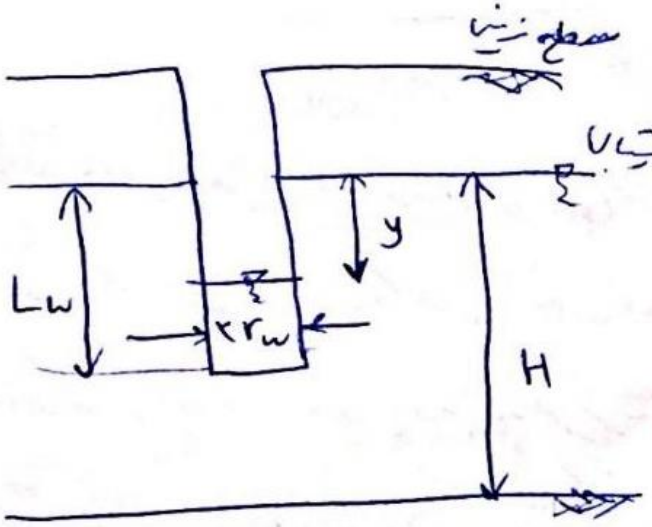
دلایل ارائه نتایج تقریبی در آزمایشات ردیابی:

- ✓ گمانه‌ها بایستی نزدیک به هم باشند، در غیر اینصورت زمان انتقال ردیاب طولانی می‌شود.
- ✓ اگر جهت جریان به درستی شناخته شده نباشد، ممکن است ردیاب در گمانه پایین‌دست کاملاً گم شود. بنابراین از چند گمانه باید کمک گرفته شود که این کار هزینه و پیچیدگی روش را افزایش می‌دهد.
- ✓ اگر در آبخوان، لایه‌هایی با هدایت هیدرولیکی متفاوت وجود داشته باشد، اولین ردیابی که در گمانه نمونه‌برداری ظاهر می‌شود، هدایت هیدرولیکی بزرگتری نسبت به متوسط هدایت هیدرولیکی آبخوان را نشان می‌دهد.

یک روش جایگزین برای روش ردیابی که بطور موفق در شرایط صحرایی مورد استفاده قرار گرفته است، روش "**رقیق‌شدگی نقطه‌ای**" می‌باشد. در این روش ردیاب بداخل چاه مشاهده‌ای تزریق می‌شود و بطور کامل با آب مخلوط می‌شود. بعد از اینکه آب داخل چاه جریان یافت، غلظت ردیاب را اندازه می‌گیرند. آنالیز منحنی رقیق‌شدگی ردیاب، سرعت آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. در اینصورت با اندازه‌گیری گرادیان هیدرولیکی و با استفاده از قانون دارسی می‌توان هدایت هیدرولیکی و جهت جریان آب زیرزمینی را تخمین زد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

ب) آزمایش چاهک



در این روش چاهکی استوانه ای تا عمق نسبتاً زیادی در داخل آبخوان زیرزمینی حفر می شود. این چاه بدون پوشش است و آبگرفتگی مشبک باشد از نوع توری برای حفاظت دیواره های چاهک استفاده می شود. پس از اینکه سطح آب داخل چاهک با آب زیرزمینی برابر شد مقداری از آب چاهک سطح

را پمپاژ می کنند و اختلاف انرژی بین دو سطح ایجاد می شود که در نتیجه منجر به بالا آمدن آب در چاهک خواهد شد. در این حالت بالا آمدن در چاهک را در زمان های مختلف اندازه گیری و ثبت می کنیم. در این حالت:

رابطه داده شده برای موارد زیر صادق است:

- ✓ وجود یک لایه نفوذ ناپذیر کاملا متوز در زیر چاهک و در عمق کم
- ✓ - - - با متوز نفوذ پذیر با بالا ماند سنگ ریزه در زیر چاهک و در عمق کم
- ○ از جدول بدست می آید. این روش بیشتر برای آبخوان های کم عمق و آبرفتی کاربرد دارد.

$$K_s = \frac{r_c}{8r_e} \frac{dy}{dt}$$

($\frac{m}{day}$)

نرخ بالا آمدن آب در چاهک ($\frac{cm}{s}$)

فریب بدون بعد و تابعی از شکل و ابعاد چاهک، فاصله کف چاهک تا لایه نفوذ ناپذیر و ارتفاع آب در چاهک می باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

K اندازه گیری شده با روش فوق اساساً در جهت افقی سواد در مجاورت چاهک است. معادله فوق برای فرض استوار است که سطح یک زیرزمینی همواره افقی بماند و آب از تمام سطح جانبی قسمی از چاهک که در زیر سطح یک زیرزمینی قرار گرفته، وارد آن می‌گردد. این فرض در لحظات اولیه تخلیه آب از چاهک صادق است و پس از یک مدت طولانی شکل می‌گیرد. لذا اندازه‌گیری باید قبل از آنکه $y \geq \frac{y_0}{2}$ گردد خاتمه یابد.

y_0 : فاصله سطح استاتیک تا سطح یک دقیق چاهک در شروع اندازه‌گیری

y : ---------- در هنگام هر اندازه‌گیری پس از زمان t از شروع آزمایش

$$C = f\left(\frac{L_w}{r_w}, \frac{y}{L_w}, \frac{H-L_w}{L_w}\right)$$

مقادیر فاکتور C در روش آزمایش چاهک جهت تعیین هدایت هیدرولیکی

		$(H-L_w)/L_w$ لایه نفوذناپذیر								$H-L_w$	$(H-L_w)/L_w$ لایه نفوذپذیر نامحدود			
L_w/r_w	y/L_w	0	0.05	0.1	0.2	0.5	1	2	5	∞	5	2	1	0.5
1	1	447	423	404	375	323	286	264	255	254	252	241	213	166
	0.75	469	450	434	408	360	324	303	292	291	289	278	248	198
	0.5	555	537	522	497	449	411	386	380	379	377	359	324	264
2	1	186	176	167	154	134	123	118	116	115	115	113	106	91
	0.75	196	187	180	168	149	138	133	131	131	130	128	121	106
	0.5	234	225	218	207	188	175	169	167	167	166	164	156	139
5	1	51.9	48.6	46.2	42.8	38.7	36.9	36.1		35.8		35.5	34.6	32.4
	0.75	54.8	52.0	49.9	46.8	42.8	41.0	40.2		40.0		39.6	38.6	36.3
	0.5	66.1	63.4	61.3	58.1	53.9	51.9	51.0		50.7		50.3	49.2	46.6
10	1	18.1	16.9	16.1	15.1	14.1	13.6	13.4		13.4		13.3	13.1	12.6
	0.75	19.1	18.1	17.4	16.5	15.5	15.0	14.8		14.8		14.7	14.5	14.0
	0.5	23.3	22.3	21.5	20.6	19.5	19.0	18.8		18.7		18.6	18.4	17.8
20	1	5.91	5.53	5.30	5.06	4.81	4.70	4.66		4.64		4.62	4.58	4.46
	0.75	6.27	5.94	5.73	5.50	5.25	5.15	5.10		5.08		5.07	5.02	4.89
	0.5	7.67	7.34	7.12	6.88	6.60	6.48	6.43		6.41		6.39	6.34	6.19
50	1	1.25	1.18	1.14	1.11	1.07	1.05			1.04			1.03	1.02
	0.75	1.33	1.27	1.23	1.20	1.16	1.14			1.13			1.12	1.11
	0.5	1.64	1.57	1.54	1.50	1.46	1.44			1.43			1.42	1.39
100	1	0.37	0.35	0.34	0.34	0.33	0.32			0.32			0.32	0.31
	0.75	0.40	0.38	0.37	0.36	0.35	0.35			0.35			0.34	0.34
	0.5	0.49	0.47	0.46	0.45	0.44	0.44			0.44			0.43	0.43

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

برای اندازه گیری K با روش آزمایش چاهک، اطلاعات زیر برداشت شده است. مقدار هدایت هیدرولیکی را تعیین نمائید.

$$H = ۱۲۰cm \quad ، \quad L_w = ۸۰cm \quad ، \quad r_w = ۴cm$$

زمان (ثانیه)	۰	۲۰	۴۰	۶۰	۸۰	۱۰۰
y (cm)	۴۲/۸	۴۱/۶	۴۰/۴	۳۹/۳	۳۸/۲	۳۷/۲

حل) لازم است ابتدا نسبت dy/dt و مقدار C تعیین گردد و سپس از رابطه $K = C\frac{dy}{dt}$ مقدار K محاسبه می گردد.

$$dy \approx \Delta y = ۴۲/۸ - ۳۷/۲ = ۵/۶cm$$

$$dt \approx \Delta t = ۱۰۰ - ۰ = ۱۰۰ \quad \text{ثانیه}$$

با توجه به $\bar{y} = 40\ cm$ و $\frac{H-L_w}{L_w} = 0.5$ و $\frac{L_w}{r_w} = 20$ از روی جدول

می توان مقدار C را که برابر با ۶/۶ است، تعیین نمود.

$$\frac{dy}{dt} \approx \frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{۵/۶}{۱۰۰} = ۰/۰۵۶ \, cm/s$$

$$\bar{y} = \frac{۴۲/۸ + ۳۷/۲}{۲} = ۴۰cm \quad , \quad \frac{\bar{y}}{L_w} = \frac{۴۰}{۸۰} = ۰/۵$$

$$K = C\frac{dy}{dt} = ۶/۶۰ \times ۰/۰۵۶ = ۰/۳۷ \, m/day = ۴/۲۸ \times ۱۰^{-۴} \, cm/s$$

$$\frac{H - L_w}{L_w} = \frac{۱۲۰ - ۸۰}{۸۰} = \frac{۴۰}{۸۰} = ۰/۵$$

$$\frac{L_w}{r_w} = \frac{۸۰}{۴} = ۲۰$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

ج) آزمایش پمپاژ

معتبرترین روش تعیین هدایت هیدرولیکی آبخوان، آزمایش پمپاژ چاه است. در این روش بر اساس تغییرات تراز سطح آب مشاهده شده نزدیک چاه پمپاژ، میزان K در سطح قابل توجهی از آبخوان قابل محاسبه خواهد بود. همچنین به دلیل اینکه آبخوان دست‌نخورده و حالت طبیعی آن بهم حفظ شده بنابراین نتایج معتبرتری نسبت به روش‌های آزمایشگاهی ارائه می‌دهد. در فصل ششم در این خصوص توضیحاتی ارائه می گردد.

همگنی و همسانی هدایت هیدرولیکی

توضیحات ارائه شده در خصوص هدایت هیدرولیکی با فرض همگن و همسان بودن مواد تشکیل‌دهنده آبخوان بوده و تحت چنین شرایطی میزان K در تمام جهت یکسان می‌باشد. این حالت در شرایط طبیعی به ندرت اتفاق می‌افتد بخصوص برای آبرفت‌های دست‌نخورده و تحکیم‌نیافته. مطابق قانون ناهمسانی (Anisotropy Rule) میزان هدایت هیدرولیکی در جهات مختلف فرق می‌کند. این حالت در آبرفت به دو دلیل ایجاد می‌شود. اول اینکه ذرات تشکیل‌دهنده خاک بندرت کره‌ای بوده و هنگام ته‌نشین شدن در آب از سمت پهن و مسطح نشست می‌کنند. دوم اینکه آبرفت شامل لایه‌های مختلف هستند که هر لایه هدایت هیدرولیکی خاصی دارد.

اگر لایه‌ها افقی باشند هر لایه مجزا با هدایت هیدرولیکی نسبتاً پایین، باعث کند شدن میزان جریان قائم می‌شود، اما جریان افقی می‌تواند از لایه‌هایی که هدایت هیدرولیکی نسبتاً بالائی دارند، به راحتی عبور کند. بنابراین در یک منطقه حاوی نهشته‌های آبرفتی می‌توان مشاهده نمود که هدایت هیدرولیکی افقی K_x بزرگتر از هدایت هیدرولیکی در جهت قائم K_zمی‌باشد.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

K در یک نقطه یک سازند زمین‌شناسی یا محیط یک بعدی نمایانگر و متغیر است. تغییرات K در نقاط مختلف سازند را ناهمگنی (Heterogeneity) و تغییرات K در جهات مختلف یک نقطه از سازند را ناهمسانی (Anisotropy) گویند.

محیط متقارن همگن : if $K(x,y,z) =$ ثابت

ناهمگن : if $K(x,y,z) \neq$ ثابت

جهت مقایسه کردن K اندازه‌گیری شده در نواحی ناهمگن و در شرایط جریان یکنواخت معمولاً از میانگین حسابی، هارمونیک و هندسی استفاده می‌شود:

$$\bar{K} = \frac{\sum K_i}{N} \quad , \quad \bar{K}_H = \frac{N}{\sum \frac{1}{K_i}} \quad , \quad \bar{K}_G = \sqrt[N]{K_1 K_2 \cdots K_N}$$

نکاص ناهمگنی فاصله از لایه لایه بودن آبخوان است. یعنی مقدار K در داخل هر لایه ثابت است ولی از لایه‌ای به لایه دیگر تغییر می‌کند. چنین آبخوان‌هایی را همگن قطعه‌ای (Block-wise homogeneous) با تغییرات K در فصل مشترک بین لایه‌های مجاور در نظر گرفت.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

اگر دو لایه ۱ و ۲ دارای هدایت هیدرولیکی متفاوت K_1 و K_2 به موازات هم قرار داشته باشند و جریان آب از لایه ۱ به سمت لایه ۲ برقرار باشد، جریان در لایه ۱ به صورت اریبی (تحت زاویه ای) با خط مرزی بین دو لایه برخورد می نماید. جریان در سراسر فصل مشترک دو لایه باید از دو اصل زیر پیروی نماید:

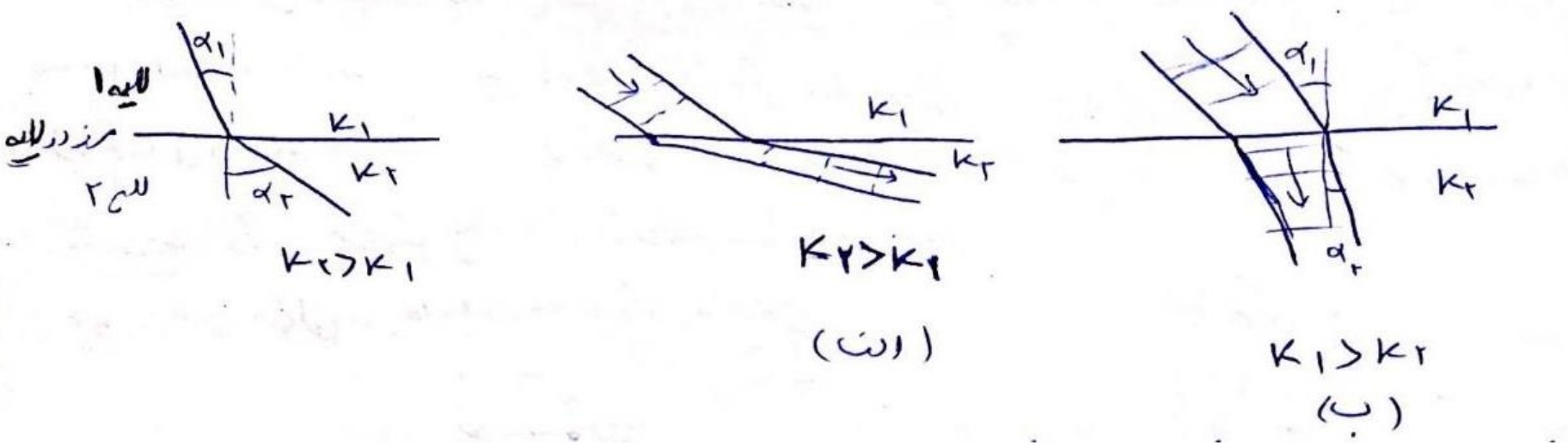
الف) دبی ویژه جریان ورودی به مرز با دبی ویژه جریان خروجی از مرز در راستای خط عمود بر مرز با هم برابرند. به عبارت دیگر مؤلفه شار عمودی بر حد فاصل دو محیط پیوسته است.

ب) بار هیدرولیکی در سراسر حدفاصل دو لایه پیوسته است. به مفهوم ریاضی، یک متغییر پیوسته در هر نقطه دارای یک مقدار معین است که این مقدار به چگونگی و جهت نزدیک شدن به ان نقطه بستگی ندارد. بنابراین بار هیدرولیکی در هر نقطه از مرز بین دو لایه برای دو محیط یکسان است.

با استفاده از دو اصل فوق، قانونی بدست می آید که بر پایه آن می توان چگونگی رفتار خطوط جریان را در هنگام قطع حدفاصل دو لایه مشخص نمود. این **قانون شکست تانژانت** است. خطوط جریان لایه ۱ پس از برخورد با مرز بین دو لایه، مطابق قانون شکست تانژانت تغییر جهت داده و در لایه ۲ ادامه مسیر می دهند. ادامه خطوط جریان پس از شکست به نسبت هدایت هیدرولیکی دو لایه بستگی دارد:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{tan(\alpha_1)}{tan(\alpha_2)}$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)



در شکل (الف)، گرادیان هیدرولیکی لایه دوم (لایه زیرین) و سطح مقطع جریان کاهش یافته و این کاهش به علت تطبیق جریان در لایه ای با هدایت هیدرولیکی خیلی بیشتر با جریان رسیده و به مرز از لایه فوقانی با هدایت هیدرولیکی کمتر است.

در شکل (ب)، گرادیان هیدرولیکی لایه تحتانی تندتر از لایه فوقانی است زیرا جریان در لایه ای با هدایت هیدرولیکی کمتر باید خود را با جریان در لایه فوقانی که هدایت هیدرولیکی بیشتری دارد در مرز بین دو لایه تطبیق دهد.

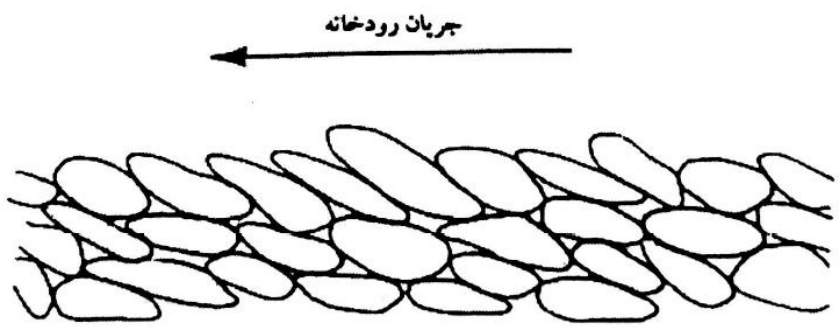
مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

اگر در یک نقطه از محیط متخلخل مقدار K مستقل از جهت اندازه گیری باشد، آن محیط در آن نقطه را (Isotropic) و در غیر اینصورت (Anisotropic) گویند. در سازندهای آبرفتی ناهمسانی بدلیل دو عامل است:

۱) عدم گردی بودن ذرات تشکیل دهنده سازند که باعث می شود آب ذرات در زیر یک سر رودی طرف پس خود رو هم قرار گیرند و در این حالت حرکت مولکول ها در جهت عمودی در مقایسه با جهت افقی از سینوسی بیشتری برخوردار است و از $K_z < K_x$ است. (Tortuosity)

۲) سازندهای آبرفتی حاصل لایه هایی از مواد مختلف است که هر لایه مقدار K خاص خود را دارد.

اگر فرض کنیم که زاویه بین جهت اندازه گیری K در یک نقطه و جهت افقی θ باشد لذا $K = K(\theta)$، جهت هایی که در آن K مقدار بیشینه و کمینه خود را داشته و متعامد با زاویه θ باشد جهت اصلی ناهمسانی گویند.
(Principal directions of anisotropy)



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

اگر دستگاه مختصات xyz طوری انتخاب شود که جهت محورهای آن با جهت اصلی ناهمسانی یکی باشد، می توان مقادیر هدایت هیدرولیکی را در جهت های اصلی به K_x، K_y و K_z نشان داد.

اگر محیط همسان باشد $K_x = K_y = K_z$ و در محیط ناهمسان $K_x \neq K_y \neq K_z$ است.

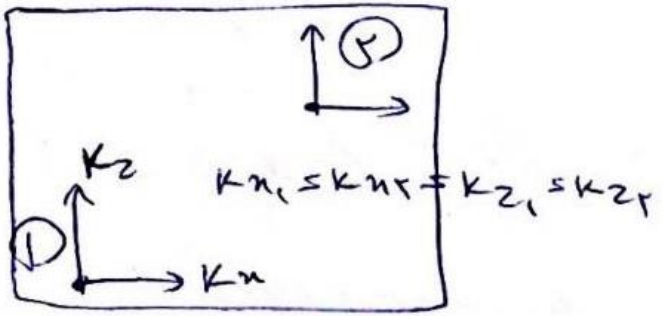
معمولاً در ته نشست های رسوبی بسترهای افقی $K_x = K_y \neq K_z$ می باشد، چنین محیطی را همسان اریبی (Transversely isotropic) می نامند.

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

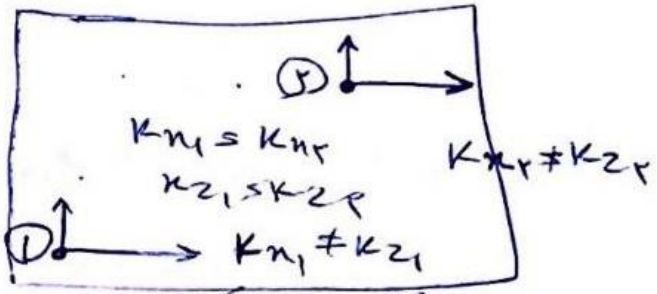
جهت توصیف کامل خصوصیت هدایت هیدرولیکی در یک محیط متخلخل لازم است که او صفت یک برای همگنی یا ناهمگنی محیط و دیگری برای همسانی و یا ناهمسانی آن بکار برد. منظور از کل محیط همگن و ناهمگن بدین معنی است که مقدار K در جهات مختلف مشابه و ثابت و در هر جهت مقدار آن برای تمام نقاط محیط ثابت است.

چهار ترکیب احتمالی این خصوصیات محیط های متخلخل:

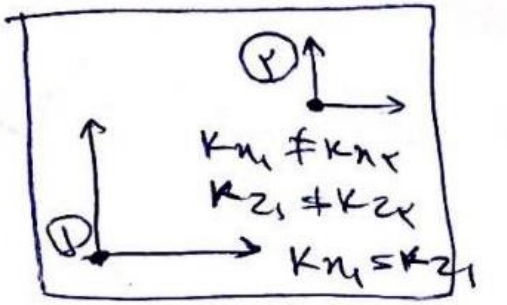
محیط همگن و همسان:



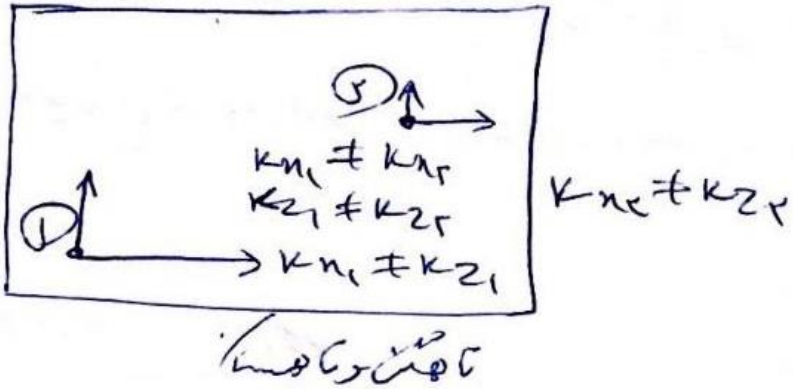
محیط همگن و ناهمسان:



محیط ناهمگن و همسان:



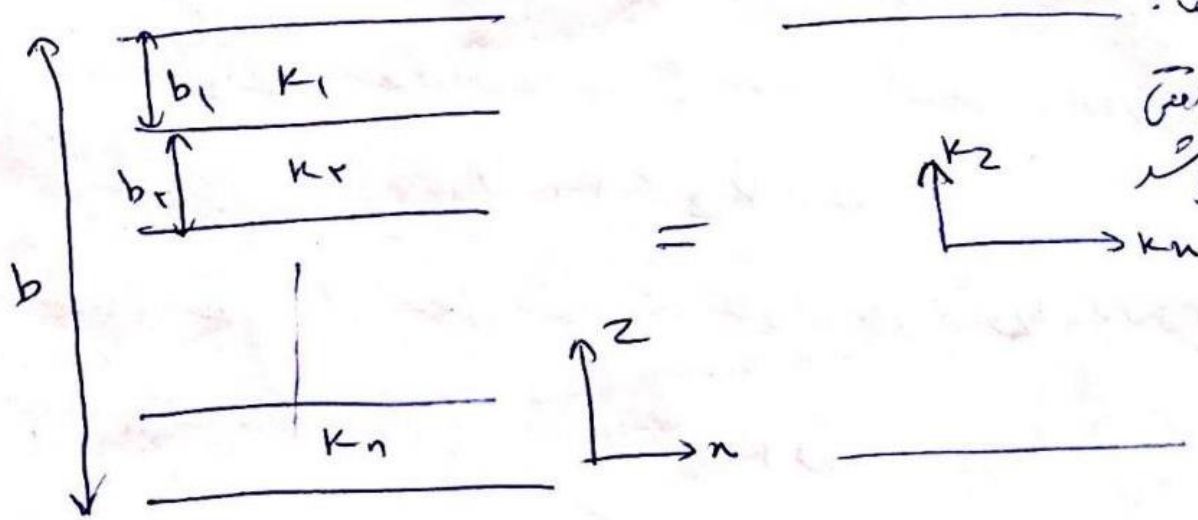
محیط ناهمگن و ناهمسان:



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

یک حالت ساده لایه مختلط متشکل تا n لایه که یک سازند زمین شناسی اولیه است. برای این منظور دو حالت در نظر گرفته می شود:

الف) جریان به موازات لایه ها:



اگر Δh افت بار هیدرولیکی در طول افقی L باشد و $\frac{\Delta h}{L}$ گرادیان هیدرولیکی باشد لذا گرادیان باید در تمام لایه ها برابر جریان افقی یکسان باشد.

$$q = q_1 + q_2 + \cdots + q_n = \sum_{i=1}^{n} q_i$$

دبی عبوری از عرض واحد کل آبخوان:

$$\Rightarrow bK_x \frac{\Delta h}{L} = b_1 K_1 \frac{\Delta h}{L} + b_2 K_2 \frac{\Delta h}{L} + \cdots + b_n K_n \frac{\Delta h}{L} = \sum_{i=1}^{n} b_i K_i \frac{\Delta h}{L}$$

$$\Rightarrow K_n = \frac{\sum_{i=1}^{n} b_i K_i}{b}$$

هدایت هیدرولیکی معادل در جهت افقی

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

ب) حالت دوم جریان عمود بر لایه ها

در این حالت اگر Δh_i افت بار در هر لایه باشد در اینصورت افت کل در کل آبخوان (Δh) برابر با مجموع افت بارها در لایه ها خواهد بود:

$$\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n = \sum_{i=1}^{n} \Delta h_i$$

براساس رابطه پیوستگی دبی عبوری از واحد سطح آبخوان در این حالت عمود بر هر لایه یک مقدار ثابت می باشد و این دبی همان سرعت دارسی یا v است:

$$v = K_1 \frac{\Delta h_1}{b_1} = K_2 \frac{\Delta h_2}{b_2} = \dots = K_z \frac{\Delta h}{b}$$

$$\Rightarrow \Delta h_1 = \frac{v b_1}{K_1}, \quad \Delta h_2 = \frac{v b_2}{K_2}, \quad \dots, \quad \Delta h = \frac{v b}{K_z}$$

$$\Rightarrow K_z = \frac{b}{\frac{b_1}{K_1} + \frac{b_2}{K_2} + \dots + \frac{b_n}{K_n}} = \frac{b}{\sum_{i=1}^{n} \frac{b_i}{K_i}}$$

این دو رابطه ارائه شده برای سیستم معادل هیدرولیکی دانسیته می باشد.

این سیستم معادل از چند لایه با ویژگی های هیدرولیکی متفاوت تشکیل شده است. روابط ارائه شده در واقع میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی لایه ها می باشد. این میانگین ها از گروهی از اعداد است. از آنجایی که همه میانگین ها از یک گروه از اعداد است میانگین حسابی آنها کوچکتر از میانگین های دیگر است لذا

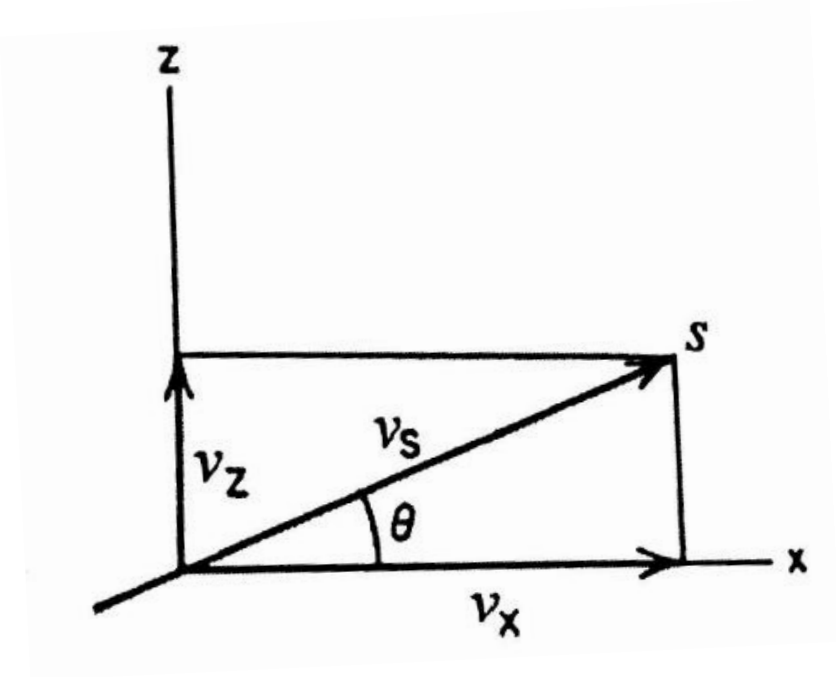
$$K_x > K_z \Rightarrow \frac{K_x}{K_z} > 1$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

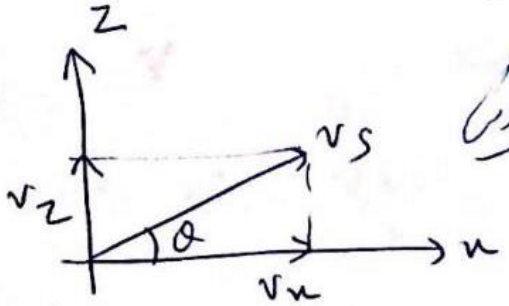
برای لایه های آبرفتی غالباً $2 < \frac{K_x}{K_z} < 10$ است ولی ممکن است این نسبت تا ۱۰۰۰ و یا بیشتر در صورت وجود لایه های رس در سازند افزایش یابد.

در جریان دوبعدی در زمان استفاده از قانون دارسی برای یک محیط متخلخل ناهمسان، باید هدایت هیدرولیکی نظیر در جهت جریان را در معادله دارسی قرار داد و برای هر جهت غیر از افقی و عمودی مانند s، مقدار K_s را از رابطه زیر بدست آورد:

$$\frac{1}{K_s} = \frac{cos^2(\theta)}{K_x} + \frac{sin^2(\theta)}{K_z}$$



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)



برای محاسبه هدایت هیدرولیکی در جهتی غیر از جهت اصلی معمولا به صورت زیر عمل می شود:
خط جریان را در صفحه xz و لنج در یک محیط متقل همگن و ناهمسان با هدایت های هیدرولیکی اصلی K_x و K_z در نظر بگیرید. در امتداد خط جریان سرعت واری:

$$v_s = -K_s \frac{dh}{ds}$$

↙ هدایت هیدرولیکی در امتداد مسیر جریان و مقدار آن نامعلوم است.

s: جهت جریان که با محور x زاویه θ می سازد.

سرعت v_s را امتداد به دو مؤلفه در جهت محل x و z تجزیه نمود:

$$v_x = -K_x \frac{dh}{dx} = v_s \cos(\theta)$$

$$v_z = -K_z \frac{dh}{dz} = v_s \sin(\theta)$$

مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)

با توجه به اینکه h تابعی از x و z است لذا $h=h(x,z)$ می‌توان نوشت:

$$\frac{dh}{ds}=\frac{\partial h}{\partial x}\frac{dx}{ds}+\frac{\partial h}{\partial z}\frac{dz}{ds}$$

به کمک هندسه:

$$\frac{dx}{ds}=\cos(\theta) \quad , \quad \frac{dz}{ds}=\sin(\theta)$$

که با جایگذاری در رابطه فوق داریم:

$$\frac{dh}{ds}=-\frac{v_s}{K_s} \quad \text{و} \quad \frac{dh}{ds}=-\frac{v_s\cos(\theta)}{K_x}\cos(\theta)-\frac{v_s\sin(\theta)}{K_z}\sin(\theta)$$

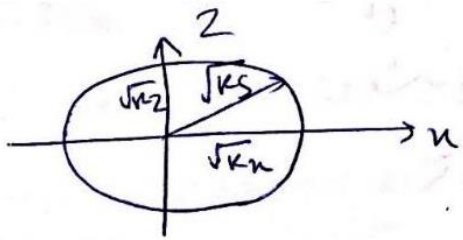
$$\Rightarrow \frac{1}{K_s}=\frac{\cos^2(\theta)}{K_x}+\frac{\sin^2(\theta)}{K_z}$$

این رابطه مؤلفه‌های اصلی هدایت هیدرولیکی K_x و K_z را به هدایت هیدرولیکی K_s در جهت s مرتبط می‌سازد.

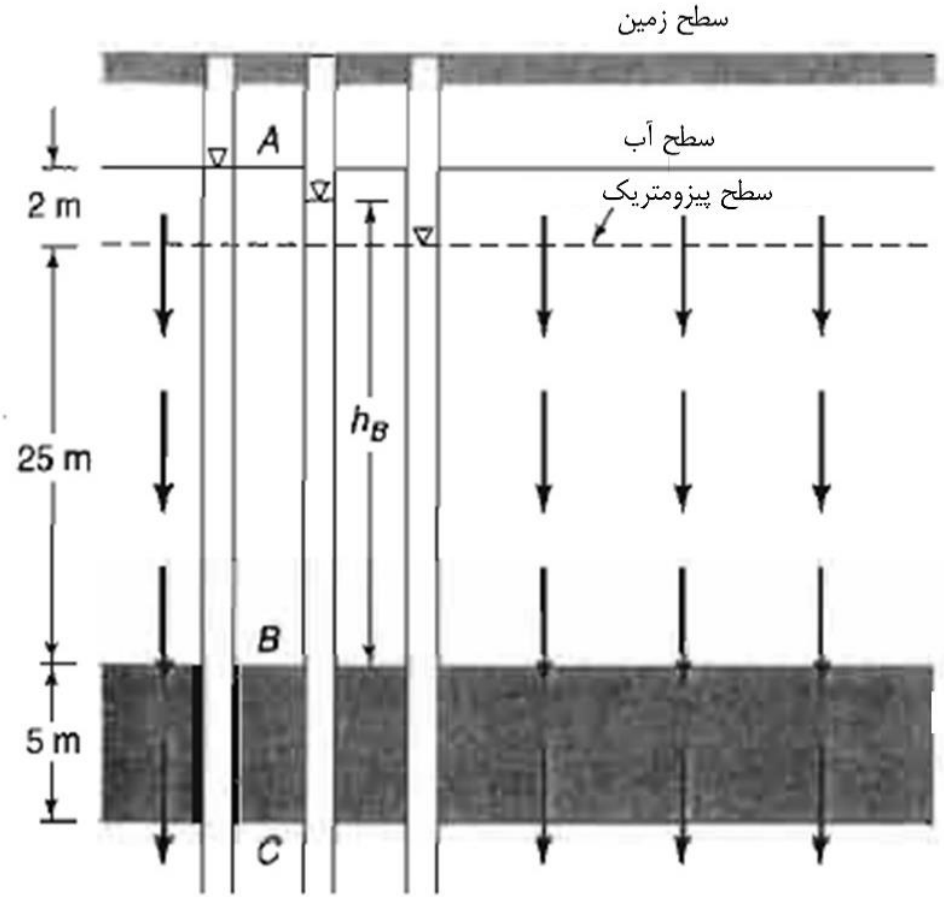
اگر در رابطه فوق از مختصات قطبی استفاده شود:

$$\begin{cases} x=r\cos(\theta) \\ y=r\sin(\theta) \end{cases} \Rightarrow \frac{r^2}{K_s}=\frac{x^2}{K_x}+\frac{z^2}{K_z}$$

معادله فوق یک بیضی با محورهای اصلی $\sqrt{K_x}$ و $\sqrt{K_z}$ می‌باشد.



مفاهیم جریان آب های زیرزمینی (هدایت هیدرولیکی، ناهمگنی و ناهمسانی در آبخوان ها)



مثال) h_B و سرعت قائم را در آبخوان شکل زیر تعیین نمایید.

در این مثال فرض می‌شود شرایط پایدار برقرار می‌باشد. رابطه دارسی بین نقطه A و B با توجه به ابعاد ارائه شده در شکل مقابل بصورت زیر می‌باشد:

$$v = K\frac{dh}{dl} = 10\frac{27 - h_B}{27}$$

این رابطه برای نقاط B و C بصورت زیر است:

$$v = K\frac{dh}{dl} = 0.2\frac{h_B + 5 - 30}{5}$$

با حل معادلات فوق، $h_B = 26.8m, v = 0.07m/day$ بدست می‌آید.

لازم به ذکر است که پیزومتر حفاری شده در کف آبخوان آزاد (نقطه B) نشان می‌دهد که تراز سطح آب زیر سطح آزاد آب (نقطه B) بوده که علت این امر را می‌توان در تلفات بار آبی ناشی از جریان عمودی عبوری از داخل آبخوان جستجو نمود.