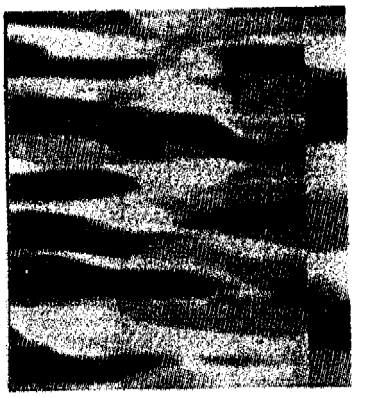
آبهای زیرزمینی



محمود صداقت

مقاله حاضر در دو بخش تنظیم شده است. در بخش اول مسائل مربوط به انباشت، حرکت و تخلیه آب زیرزمینی به اختصار مورد بحث قرار می‌گیرد. در بخش دوّم مقاله (در شماره‌های آینده مجله رشد زمین‌شناسی) به منظور آشنایی کلی با روشهای بررسی آبهای زیرزمینی، مروری کلی خواهیم داشت به برنامه‌های مطالعات و اکتشافات منابع آب زیرزمینی.

مقدمه:

آب شیرین قابل استفادهٔ انسان در سیارهٔ زمین محدود است. بخش مهمّی از نیاز انسان به آب از ذخایر موجود در زیرزمین قابل تأمین است. آبهای زیرزمینی به بخشی از آبهای کره زمین (آب کره) گفته می‌شود که در زیر سطح زمین منافذ و فضاهای خالی موجود در سنگها و خاکها را اشغال می‌کنند. حجم آبهای زیرزمینی (تا عمق ۴ کیلومتری سطح زمین) در حدود ۸/۴ میلیون کیلومتر مکعب برآورد شده است. آبهائی که در زیر عمق ۸۰۰ متر قرار دارند غالباً شورند، یا با تکنولوژی امروزی استخراج آنها اقتصادی نیست. حجم کل آبهای زیرزمینی که به آسانی در دسترس قرار می‌گیرد حدود ۴/۷ میلیون کیلومتر مکعب تخمین زده می‌شود. این مقدار آب گرچه فقط ۰/۳ درصد کل آب کره را تشکیل می‌دهد ولی بعد از یخچالها و کلاهکهای یخی بزرگترین ذخیره آب شیرین است. این مقدار آب تقریباً معادل ۴۰ سال بارندگی در سطح خشکیهای زمین است که به تدریج در زیر زمین انباشته شده است. این ارقام اهمیت آبهای زیرزمینی را از نظر تأمین آب مورد نیاز انسان نشان می‌دهد.

آبهای زیرزمینی از جهات مختلف دیگر نیز اهمیت و در خور مطالعه است. در مناطق خشک و نقاط دور از رودخانه‌ها و دریاچه‌های آب شیرین غالباً تنها راه تأمین آب برای مصارف کشاورزی، صنعت و شرب بهره‌برداری از آبهای زیرزمینی است. شهرو نقاطی که آبهای سطحی به قدر کافی در دسترس ندارند بیشتر به آبهای زیرزمینی گرانتر و استخراج و اصلاح مقادیر آن مخارج بیشتر از آب رودخانه‌هاست. به مقدار زیادی مورد استفاده قرار می‌گیرد. زیرا که آبهای زیرزمینی معمولاً عاری از جانداران بیماری‌زاست و آلودگیهای محیطی کمتر روی آن تأثیر دارد. غالباً زلال و بدون رنگ و بو و مواد تیره‌کننده است و معمولاً برای مصارف عمومی، صنعتی و کشاورزی احتیاج به تصفیه ندارد، و به علاوه تحت تأثیر خشک سالیهای کوتاه مدت نیست.

شاخه‌ای از دانش «آب‌شناسی» که به مطالعه محل پیدایش، توزیع، خواص و حرکت آب در زیر سطح زمین و همچنین راههای اکتشاف و بهره‌برداری از آبهای زیرزمینی می‌پردازد تحت عنوان «آب‌شناسی زیرزمینی» (ژئوهیدرولوژی[1]) خوانده می‌شود. هیدرولوژی[2] که غالباً مترادف با اصطلاح فوق بکار می‌رود تکیه بیشتری بر روی بخشهای زمین‌شناسی این علم

دارد.

در زمین‌شناسی، آبهای زیرزمینی از نظر تغییراتی که از طریق فرسایش کانیها و سنگها در زیر سطح زمین، جابجائی مواد فرسایش یافته و رسوبگذاری آنها در زیر و سطح زمین، به وجود می‌آورند و نیز پدیده‌های وابسته به آن مورد توجه‌اند. در مهندسی راه و ساختمان بررسی آبهای زیرزمینی از جهت تأثیر آن در پی بناها بخصوص اهمیت فراوانی دارد. آبهای زیرزمینی در کشاورزی، گیاه‌شناسی، هواشناسی و بسیاری از علوم و فنون دیگر مورد مطالعه و بررسی است.

بهره‌برداری از آبهای زیرزمینی در کشور ما که از مناطق نسبتاً خشک جهان و فاقد منابع آبهای سطح کافی است از دیرباز رواج بسیار دارد. امروزه نیز بخش مهمی از آبهای مورد نیاز، بخصوص در کشاورزی از منابع آب زیرزمینی تأمین می‌شود. در سطح کشور (در مناطق مطالعه شده) سالیانه بیش از ۲۴ میلیارد متر مکعب آب به وسیله چاههای عمیق، نیمه‌عمیق، قنوات و چشمه‌ها از منابع آب زیرزمینی برداشت می‌شود. مقایسه این رقم با مقدار برداشت آب از رودخانه‌های مهار شده کشور، اهمیت استفاده از آبهای زیرزمینی در ایران را نشان می‌دهد. «تا پایان سال ۱۳۵۸ که ساختمان ۱۳ سد مخزنی در ایران خاتمه یافته جمعاً حدود ۲۳ میلیارد متر مکعب آب سالانه جهت مصارف کشاورزی، شرب و صنعت مهار شده است»[۱] جدول (۱)

منشأ آب زیرزمینی

بارش منشأ اصلی آبهای زیرزمینی است. به عبارت دیگر آبهای زیرزمینی جزئی از «چرخه آب» محسوب می‌شود. آب باران ممکن است مستقیماً یا از طریق رودخانه‌ها و دریاچه‌ها به زمین نفوذ کند. بارش در مناطق و فصول سرد ممکن است به صورت برف باشد. قسمتی از آبهای زیرزمینی در اثر ذوب برف و یخ سطح زمین و نفوذ آب حاصله به داخل زمین تأمین می‌شود. به کلیه آبهائی که از منشأ فوق باشند اصطلاحاً «آب‌جوی[۵]» می‌گویند.

بخش کوچکی از آبهای زیرزمینی از منابع دیگری جز بارش تأمین می‌شود:

در زمان تشکیل سنگهای رسوبی مقداری آب ممکن است در منافذ سنگ محبوس شود. این آبها را اصطلاحاً «آب فسیل» یا «آب محبوس[۶]» می‌گویند. آب فسیل معمولاً در قسمتهای عمیق حوضه‌های آب زیرزمینی یافت می‌شود و معمولاً دارای کیفیت خوبی نیست و شوری زیادی دارد. مثلاً در زیر سفره‌های آب شیرین زیرزمینی در جلگه‌های گیلان و مازندران غالباً این‌گونه آبها دیده می‌شوند، که گاهی مقدار شوری آنها دهها برابر شوری آب دریای خزر است. آبهای شور همراه مخازن نفت نیز از نوع آبهای فسیل‌اند. آبهای فسیل چون مدتهای طولانی در زیرزمین باقی می‌مانند، ممکن است به فواصل زیادی جابجا شوند. آبهای فسیل نیز بخشی از چرخه آب‌اند، منتها مدتهای طولانی (میلیونها سال) از چرخهٔ آب جدا شده‌اند.

جزء کوچکی از آبهای زیرزمینی قبلاً هرگز جزء چرخه آب نبوده‌اند. این آبها را به طور کلی «آب جوان[۷]» می‌گویند. «آب ماگمایی» یا «آب آتشفشانی» که از مواد مذاب درون زمین، در هنگام سرد شدن و انجماد این توده‌های مذاب، تولید می‌شوند از نوع آبهای جوان هستند. این‌گونه آبها نیز غالباً حاوی مقدار زیادی املاح و مواد معدنی هستند. درصد کمی از آب چشمه‌های معدنی در اطراف کوههای آتشفشانی (مثل دماوند، سبلان و غیره) را معمولاً آبهای جوان تشکیل می‌دهد.

در نزدیک سواحل دریاها نیز ممکن است مقداری از آب شور دریا وارد مخازن آب زیرزمینی شود.

محل تجمع آب در زیرزمین

اغلب سنگهای سطحی زمین، کم یا زیاد دارای منافذی هستند که آب می‌تواند درون آنها جمع شده و حرکت کند. اختلافات موجود در شکل، اندازه، تعداد، نحوه ارتباط و ترتیب

جدول (۱) بیلان اطلاعات آماری منابع آب ایران

ارقام تخلیه و برداشت برحسب هزار متر مکعب

نام حوزه	چشمه		قنات		چاه عمیق		چاه نیمه‌عمیق		جمع تخلیه سالیانه
	تعداد	تخلیه	تعداد	تخلیه	تعداد	میزان برداشت	تعداد	میزان برداشت	
حوزه آبریز خارجی	۵۶۲۲	۴۳۱۶۲۳۴	۵۶۹۶	۲۰۷۱۰۳۸	۶۷۶۵	۲۷۹۲۵۴۶	۲۴۲۸۶	۱۴۱۲۸۴۲	۱۰۵۹۲۶۶۰
حوزه آبریز داخلی	۲۷۱۸	۱۱۶۳۱۴۶	۱۲۷۰۱	۵۳۵۷۲۶۵	۹۸۹۱	۴۶۸۱۳۷۶	۱۷۹۵۶	۲۴۷۰۳۰۵	۱۳۷۷۲۲۹۲
جمع کل	۸۳۴۰	۵۴۷۹۳۸۰	۱۸۳۹۷	۷۵۲۸۵۰۳	۱۶۶۵۶	۷۴۷۳۹۲۲	۴۲۲۴۲	۳۸۸۳۱۴۷	۲۴۳۶۴۹۵۲

قرارگرفتن منافذ سنگها نتیجه فرایندهای زمین‌شناسی مختلف در تشکیل سنگها و تغییرات بعدی در آنهاست. بنابراین مطالعه زمین‌شناسی و تاریخ زمین شناختی یک منطقه از نظر پی بردن به وضعیت منابع آب زیرزمینی در آن منطقه لازم است. منافذ موجود در سنگها به دو طریق تشکیل شده‌اند. این منافذ یا از ابتدای تشکیل سنگ در آن وجود داشته‌اند (منافذ اولیه) یا پس از تشکیل سنگ در اثر شکستگی، انحلال و اثر گیاهان و جانوران در آن به وجود آمده‌اند (منافذ ثانویه). منافذ اولیه ممکن است منشأ رسوبی یا آذرین داشته باشند. در بین دانه‌های نسبتاً گردشدهٔ آبرفتها، از همان زمان تشکیل منافذ نسبتاً زیادی وجود دارد. در بعضی از سنگهای آتشفشانی نیز ممکن است از ابتدا منافذ فراوانی وجود داشته باشد که در نتیجه ذخایر آب قابل توجهی در این سنگها تشکیل شود. در پاره‌ای از سنگها ممکن است خلل و فرج سنگ بی‌ارتباط با هم باشند و در نتیجه آب در درون آنها قادر به حرکت نباشد. اغلب سنگهای سخت و متراکم نزدیک سطح زمین دارای درزهائی هستند که سنگ را در جهات مختلف شکسته و این شکستگی‌ها تا اعماق مختلفی گسترش دارند. این منافذ ثانویه که در اثر چین‌خوردگی، فشار و تغییرات بعدی در سنگ ایجاد شده‌اند، از نظر اندازه و تعداد مختلفند. درزها غالباً یکدیگر را قطع می‌کنند و از نظر فاصله نظم مشخصی ندارند ولی غالباً در اعماق بیشتر از هم دور می‌شوند. منافذ ثانویه در اثر تجزیه شیمیائی یا انحلال سنگها نیز ایجاد می‌شود. انحلال سیمان آهکی در یک ماسه سنگ، یا انحلال مواد قابل حل مثل سنگ آهک، حفرات و منافذ ثانوی فراوانی در بعضی مناطق ایجاد می‌کنند. در بعضی از سنگهای رسوبی متراکم، با افزایش عمق منافذ اولیه کاهش پیدا می‌کند. اغلب چشمه‌های عمیق در اعماق زیر ۱۵۰۰ متر از سنگهائی که منافذ کمی دارند پرخروش می‌کند. در سنگهای آذرین نیز منافذ و درز و شکاف [illegible]

سطحی دیده می‌شود.

مقدار فضاهای خالی یا منافذ موجود در یک سنگ یا خاک را با کمیت «تخلخل[8]» بیان می‌کنند. بنابه تعریف تخلخل (α) عبارتست از درصد حجم فضاهای خالی موجود در یک سنگ یا خاک به حجم کل آن:

$$\alpha = \frac{V_w}{V_t} \times ۱۰۰ \qquad (۱)$$

که در آن V_w حجم فضاهای خالی سنگ یا حجم آبی که برای اشباع کامل تمام منافذ سنگ لازم است و V_t حجم کل سنگ است.

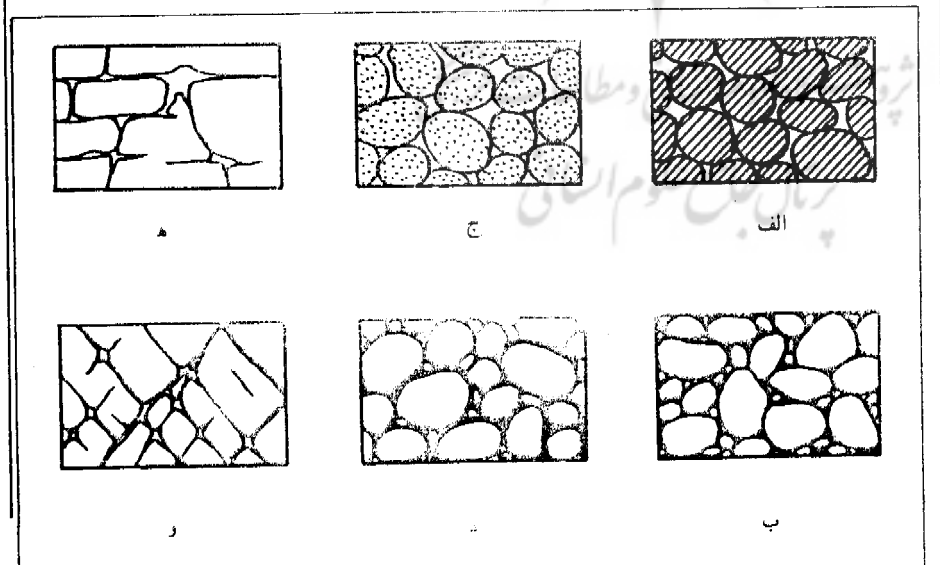
مقدار تخلخل در سنگها به عوامل مختلفی بستگی دارد. در مواد رسوبی دانه‌ای تخلخل به شکل و آرایش دانه‌ها، جورشدگی، سیمانی شدن و تراکم سنگ بستگی دارد. در رسوباتی که جورشدگی و گردشدگی خوبی دارند، اندازه دانه‌ها تأثیری در تخلخل ندارد. با کم شدن جورشدگی تخلخل نیز کاهش می‌یابد، زیرا که دانه‌های ریزتر منافذ بین دانه‌های درشت‌تر را پر می‌کنند. در سنگهای متراکم مثل سنگ آهک یا سنگهای آذرین، انحلال بعدی قسمتی از کانیهای سنگ به وسیله آبهای نفوذی و شکستگی‌هایی که بعداً ایجاد می‌شود در مقدار تخلخل اهمیت دارد (شکل ۱)

مقدار تخلخل در سنگها از تقریباً صفر تا بیش از ۵۰ درصد تغییر می‌کند. در جدول (۲) حدود تغییرات تخلخل برای چند نمونه نشان داده شده است.

رسوب یا سنگ	درصد تخلخل
سیلت و رس	۶۰ ـ ۵۰
ماسهٔ دانه متوسط	۴۰ ـ ۳۵
گراول (دانه‌های درشت تراز ماسه)	۳۰ ـ ۲۰
مخلوط ماسه و گراول	۳۰ ـ ۱۰
سنگهای آذرین درز و شکاف‌دار و هوازده	۱۰ ـ ۲
گدازه‌های حفره‌دار	۵۰ ـ ۱۰
ماسه سنگ	۳۰ ـ ۵
سنگهای کربناته با منافذ اولیه و ثانویه	۲۰ ـ ۱۰

جدول (۲). حدود تغییرات تخلخل در چند نمونه

برای اندازه‌گیری تخلخل باید نمونهٔ بهم نخورده‌ای از سنگ یا رسوب موردنظر به دست آورد که معمولاً نمونه‌برداری از خاکها و رسوبات ناپیوسته آسان نیست. لذا برای اینکار تکنیکهای خاصی وجود دارد که بهم خوردگی



شکل (۱) ـ نمونه‌هائی از خلل و فرج [illegible] ارتباط بافت سنگ با تخلخل الف ـ [illegible] جورشدگی خوب که تخلخل آن زیاد است ب ـ [illegible] جورشدگی ضعیف که تخلخل آن کم است. ج ـ [illegible] جورشدگی خوب که خود دانه‌ها نیز متخلخل [illegible] تخلخل آن خیلی زیاد است. د ـ [illegible] یک رسوب با جورشدگی خوب که به علت نداشتن مواد [illegible] در منافذ آن تخلخل آن زیاد آمده است. ه ـ [illegible] یک سنگ که بر اثر انحلال متخلخل شده است. و ـ [illegible] یک سنگ که بر اثر شکستگی متخلخل شده است.

را به حداقل می‌رساند. بهره‌حال با اندازه‌گیری تخلخل حجم کل نمونه را به دست می‌آوریم (vt)، سپس نمونه را (در دمای ۱۰۵ درجه سانتیگراد بمدت ۲۴ ساعت) در آون خشک می‌کنیم تا تمام آب آن خارج شود. آنگاه وزن خشک نمونه (wd) را به دست می‌آوریم. با تقسیم wd به چگالی خاک یا سنگ، حجم فاز جامد نمونه (vs) به دست می‌آید. تخلخل (n) برابر است با: $n = \frac{vt - vs}{vt}$ برای خاکها و رسوباتی که اکثر دانه‌های آن کوارتز است جرم حجمی فاز جامد غالباً ۲/۶۵ گرم بر سانتیمتر مکعب درنظر گرفته می‌شود. جرم حجمی سنگ آهک و گرانیت معمولاً بین ۲/۷ تا ۲/۸ و بازالت حدود ۳ گرم بر سانتیمتر مکعب است.

توزیع قائم آب در زیرزمین

در بیشتر نقاط ازنظر توزیع آب در زیرزمین دو منطقه می‌توان تشخیص داد: «منطقه تهویه» که در بالا قرار گرفته و در آن بخشی از منافذ سنگ از آب و بخشی دیگر از هوا پر شده است و «منطقه اشباع» که تمام منافذ توسط آب اشغال شده است. در منطقه تهویه علیرغم اثر نیروی جاذبه زمین به علت نیروی جاذبه ملوکولی بین ذرات آب و سنگ و یا نیروهای موئین[9] تمام آبی که به زمین نفوذ می‌کند به پائین نمی‌رود و در اطراف ذرات سنگ و یا در مجاری نازک به صورت معلق باقی می‌ماند. این آب را «آب معلق» یا «آب وادوز»[10] می‌گویند.

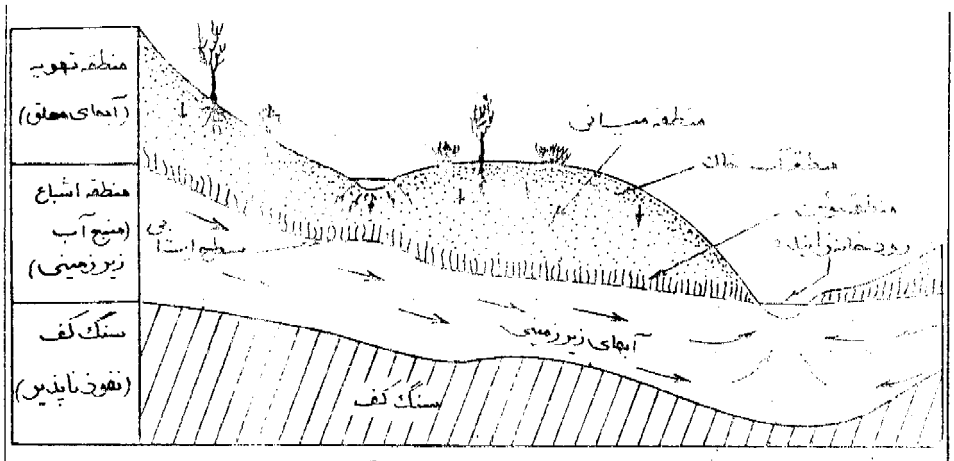
منطقه تهویه به سه منطقه کوچکتر تقسیم می‌شود. بالاترین قسمت را که دربرگیرنده ریشه گیاهان است و آب لازم برای گیاهان را تأمین می‌کند «منطقه آب خاک» می‌گویند. قسمتی از آبی که وارد این منطقه می‌شود به وسیله گیاهان مصرف می‌گردد، بخشی براثر تبخیر به آتمسفر بازمی‌گردد و بقیه از آن عبور می‌کند. آبهای موجود در منطقه آب خاک به سه رده تقسیم می‌شود:

ـ آب هیگروسکوپی:[11] رطوبتی است که از هوا جذب می‌شود و ورقه‌های نازکی در روی ذرات خاک تشکیل می‌دهد. این رطوبت فرورفتگیها و شیارهای میکروسکپی سطح ذرات را پر می‌کند. چون نیروی چسبندگی این رطوبت به ذرات خیلی زیاد است، نمی‌تواند مورد استفادهٔ گیاهان قرار گیرد. این رطوبت با بخار آب هوا متعادل می‌شود و فقط با حرارت قابل دفع بوده و به وسیله نیروی موئین یا نیروی ثقل حرکت نمی‌کند.

ـ آب موئین: به صورت ورقه‌های نازک ممتدی ذرات خاک را احاطه می‌کند. در اثر خاصیت «کشش سطحی»[12] نگهداشته می‌شود و توسط نیروی موئین حرکت می‌نماید. این آب می‌تواند مورد استفادهٔ گیاهان واقع شود.

آب ثقلی: آبی است که تحت اثر نیروی ثقل در خلال منافذ خاک و سنگ به حرکت درمی‌آید.

در زیر منطقه آب خاک، «منطقه میانی» قرار دارد. در این قسمت نیز آب به صورت معلق است مگر زمانی که آب باران یا آبهای نفوذی دیگر به آن می‌رسد که در اینصورت آب اضافی به طرف پائین حرکت می‌کند. ضخامت منطقه میانی به شرایط محل بستگی دارد. در مناطق خشک ممکن است به صدها متر برسد (مثل مناطق مرکزی ایران)، درحالیکه در مناطق مرطوب ممکن است اساساً وجود نداشته باشد (قسمتهایی از جلگه گیلان). آبهائی که در منطقه میانی به علت نیروهای بین ملوکولی نگهداشته می‌شود، به «آب پوسته‌ای»[13] معروف است.



شکل (۲) ـ مناطق مختلف ازنظر توزیع آب در زیرزمین

در زیر منطقه میانی و در بالای منطقه اشباع، «منطقه موئین» قرار دارد. در اینجا آب تحت اثر کشش سطحی و نیروهای موئین از خلال مجاری نازک موجود در سنگها یا رسوبات به طرف بالا کشیده می‌شود. هرچه منافذ باریکتر باشد آب بیشتر بالا می‌رود. ضخامت منطقه موئین بین چند سانتیمتر تا ۲ الی ۳ متر متغیر است.

بعد از هر بارندگی آب ممکن است به زمین نفوذ کند و از منطقه تهویه به طرف پائین حرکت نماید. قسمتی از آب دراثر نیروهائی که ذکر شد به صورت معلق در اطراف ذرات خاک و سنگ باقی می‌ماند. وقتی که مقدار نفوذ آب بیش از ظرفیت نگهداری زمین باشد آب از منطقه تهویه عبور کرده و وارد منطقه اشباع می‌شود که در آن آب تمام منافذ سنگ را پرکرده است.

حد پائینی منطقه اشباع را سنگهای غیرقابل نفوذی تشکیل می‌دهد که اصطلاحاً «سنگ کف»[14] خوانده می‌شوند. در واقع آنچه که به عنوان منابع آب زیرزمینی مورد استفادهٔ انسان است همین آبی است که در منطقه اشباع، در بالای سنگ کف، جمع می‌شود. آبهای موجود در منطقه تهویه به‌طور مستقیم مورد بهره‌برداری قرار نمی‌گیرند.

حد بالائی منطقه اشباع را درصورتی که با

لایه نفوذناپذیری محدود نشده باشد، «سطح ایستابی»[15] می‌گویند. محل سطح ایستابی و نوسانات آن در مناطق مختلف متفاوت است و به‌طورکلی با مقدار تغذیه (نفوذ طبیعی یا مصنوعی آب به زمین)، تخلیه (خروج طبیعی یا مصنوعی آب از زمین) و مشخصات زمین‌شناسی محل بستگی دارد. به علت تغییرات جوی و بخصوص تغییرات بارندگی و تغییر در میزان بهره‌برداری، عمق سطح ایستابی در طول یک سال و از سالی به سال دیگر نیز تغییر می‌کند. عوامل دیگر نیز بر روی نوسانات سطح ایستابی مؤثرند که اهمیت کمتری دارند مثل جزر و مد دریاها (در سفره‌های نزدیک سواحل) و زلزله. سطح ایستابی برخلاف سطح آب در یک دریاچه در همه نقاط یک منطقه به یک ارتفاع نیست. شکل سطح ایستابی غالباً از شکل سطح زمین پیروی می‌کند، ولی برآمدگیها و فرورفتگیهای آن هموارتر است. بنابراین سطح ایستابی در نواحی پست نزدیک سطح زمین و در تپه‌ها و کوهها در عمق زیاد قرار دارد. به‌طورکلی در مناطق پرباران و در دشت‌ها سطح آب زیرزمینی بالا و در مناطق خشک و کوهستانی پائین است. در نقاط مرطوب که میزان بارندگی سالیانه از تبخیر و تعرق سالیانه بیشتر است یک مازاد آب سالیانه وجود دارد. در این نقاط منطقه اشباع ممکن است تا نزدیک سطح زمین امتداد یابد، مثلاً در بعضی از نقاط در استان پرباران گیلان سطح ایستابی تا سطح زمین بالا آمده است. در مناطق مرطوب آب زیرزمینی به داخل رودخانه‌ها تخلیه شده و لذا این مناطق دارای جریانهای سطحی دائمی هستند. برعکس در مناطق خشک که مقدار بارندگی کمتر از مقدار آبی است که بالقوه در اثر تبخیر و تعرق می‌تواند به اتمسفر بازگردد، یک کمبود آب دائمی وجود دارد. این مناطق ممکن است منابع آب زیرزمینی بزرگی داشته باشند که در اعماق زیاد (چند صد متر) در زیرزمین قرار گیرند و از تبخیر و تعرق محفوظ مانده باشند ولی مقدار تغذیه آنها کم باشد. در دشتهای خشک مرکزی ایران که مقدار بارندگی سالیانه ناچیز است رودخانه‌ها توسط آب زیرزمینی تغذیه نمی‌شوند و لذا جریانهای سطحی معمولاً فصلی یا موقتی هستند.

تمام آب موجود در منطقه اشباع را نمی‌توان به وسیله زهکشی یا پمپاژ از آن خارج کرد. زیرا که نیروهای بین ملوکولی و کشش سطحی در اینجا نیز بخشی از آب را پس از زهکشی در منافذ سنگ نگهمیدارند. مقدار آبی را که می‌تواند زهکشی شود با اصطلاح «آبدهی ویژه»[16] یا «تخلخل مؤثر» بیان می‌کنند. آبدهی ویژه عبارتست از نسبت درصد حجم آبی که می‌تواند پس از اشباع یک نمونه سنگ یا خاک در اثر نیروی ثقل از آن خارج شود به حجم کل آن نمونه: $sy = \frac{wy}{vt} \times 100$ که در آن wy مقدار آب زهکشی شده و vt حجم کل نمونه است.

بنابراین آبدهی ویژه یا تخلخل مؤثر بخشی از تخلخل کلی یک سفره آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهد. مقدار آبدهی ویژه بستگی به اندازه دانه‌ها، شکل، توزیع خلل و فرج و تراکم رسوبات در یک لایه دارد. برای رسوب ماسه‌ای یکنواخت آبدهی ویژه ممکن است به ۳۰ درصد برسد، ولی در اغلب سفره‌های آبرفتی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد است.

روشهای مختلفی برای اندازه‌گیری آبدهی ویژه وجود دارد. در روش آزمایشگاهی نمونه را از آب اشباع کرده و می‌گذارند تا آب آن زهکشی شود. با اندازه‌گیری مقدار آب زهکشی شده و حجم نمونه به سادگی آبدهی ویژه محاسبه می‌گردد. ولی این روش به علت دست‌خوردگی نمونه معمولاً نتایج دقیقی به دست نمی‌دهد. معمولی‌ترین روش اندازه‌گیری آبدهی ویژه استفاده از آزمایشات پمپاژ چاه‌هاست.

سفره آب زیرزمینی یا آبخان

تنها وجود منافذ و فضاهای خالی در سنگها برای تشکیل ذخایر قابل توجه آب زیرزمینی کافی نیست، بلکه علاوه بر آن این سنگها باید نفوذپذیر باشند. «نفوذپذیری»[17] یعنی قابلیت عبور آب از سنگ. نفوذپذیری به ارتباط بین منافذ سنگ با یکدیگر بستگی دارد. اگر منافذ سنگ متخلخلی بهم راه نداشته باشند غیرقابل نفوذ خواهد بود. در سنگهای نفوذپذیر آب به راحتی جریان پیدا می‌کند و می‌تواند منابع آب قابل بهره‌برداری تشکیل دهد. به این ترتیب «سفره آب زیرزمینی»[18] یا «آبخان» به سازند یا لایهٔ نفوذپذیری در زیر سطح زمین گفته می‌شود که بتوان مقدار قابل ملاحظه‌ای آب از آن استخراج کرد.

سفره‌های آب زیرزمینی در بسیاری از سنگها وجود دارند، ولی سفره‌های قابل توجه اغلب در رسوبات ناپیوسته مثل آبرفتها تشکیل می‌شوند. آبرفتهایی که بستر رودخانه‌ها را می‌سازند و همچنین دشتهای سیلابی و مخروط افکنه‌ها بهترین سفره‌های آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهند. بستر رودخانه‌های قدیمی نیز از نظر نفوذپذیری و ذخیره آب زیرزمینی بسیار مناسبند، منتها به دلیل عدم تغذیه رودخانه آبدهی دائمی کمتری دارند. در دشت‌ها نیز لایه‌های متشکل از رسوبات ناپیوسته ماسه، شن، قلوه سنگ و غیره اغلب سفره‌های آب زیرزمینی بزرگی ایجاد می‌کنند. بسیاری از دشتهای آبرفتی ایران در دامنه‌های البرز، زاگرس و دشتهای مرکزی ایران دارای سفره‌های آب زیرزمینی غنی هستند که آب آنها از طریق چاه و قنات مورد بهره‌برداری واقع می‌شود.

سنگهای آهکی از نظر تخلخل و نفوذپذیری بسیار متفاوتند و این موضوع به درجه سنگ‌شدگی و تغییرات بعدی در آنها (تبلورمجدد، انحلال...) بستگی دارد. این سنگها در تشکیل سفره‌های مهم تشکیل می‌دهند که بیشتر آن در اثر آبهای حاوی

دی اکسید کربن (CO_2) حل شده در [illegible] حفرات انحلالی فراوانی در [illegible] باشد. تخلخل سنگهای آهکی و [illegible] با گذشت زمان افزایش می‌یابد. تکامل نهایی تشکیلات آهکی ایجاد نواحی کارستی است که در آن زهکشی زیرزمینی موجب تشکیل مخازن آب زیرزمینی بزرگی می‌شود. آبهای موجود در سنگهای آهکی از نوع آبهای سخت است.

ماسه سنگها و کنگلومراها به علت وجود سیمان، تخلخل و در نتیجه آبدهی کمی دارند. بهترین سفره‌های ماسه سنگی آنهایی است که دانه‌ها سیمان کامل نداشته و یا درز و شکاف فراوان داشته باشند. کنگلومراها اصولاً گسترش خیلی زیادی ندارند و از نظر تشکیل سفره آب اهمیت چندانی ندارند.

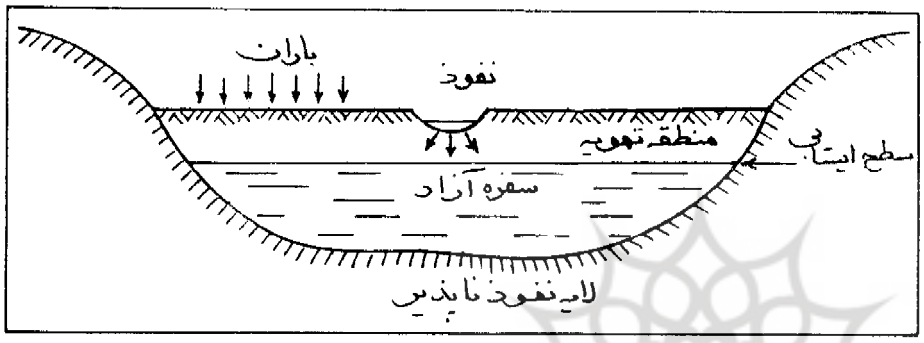
رس‌ها و شیل‌ها گر چه دارای تخلخل زیادی هستند ولی به علت ریز بودن منافذ در آنها نیروهای جاذبه مولکولی بین ذرات آب و سنگ زیاد بوده و لذا آب تقریباً قادر به حرکت از خلال منافذ این سنگها نیست. بهمین جهت به عنوان سنگهای نفوذناپذیر در نظر گرفته می‌شوند. در خاکهای رس‌دار شاید بتوان با حفر چاههای کم عمق مقدار جزءای آب به دست آورد. مارنها نیز که مخلوط آهک و رس‌اند غالباً نفوذناپذیر یا کم نفوذند.

سنگهای آتشفشانی ممکن است نفوذپذیر باشند و سفره‌های قابل توجه‌ای تشکیل دهند. درزها و ترکهای کششی در سنگهای آتشفشانی در افزایش تخلخل آنها مؤثر است.

سنگهای متبلور آذرین و دگرگونی تقریباً نفوذناپذیرند و سفره‌های ضعیفی تشکیل می‌دهند. در جایی که این سنگها نزدیک سطح زمین باشند و شکستگی و هوازدگی در آنها زیاد باشد، با حفر چاههای کم عمق می‌توان برای مصارف جزءای آب استخراج کرد.

انواع سفره آب زیرزمینی: سفره‌ها را بر اساس اینکه سطح ایستابی وجود داشته باشد یا نه، به طور کلی به دو نوع «سفره‌های آزاد» و «سفره‌های تحت فشار» تقسیم می‌کنند.

سفره آزاد یا «غیرمحصور» سفره‌ای است که [illegible] سطح ایستابی سطح فوقانی منطقه اشباع [illegible] سطح ایستابی سطحی است که در آن فشار برابر فشار آتمسفر است. در این سفره‌ها هیچگونه لایه رسی یا لایه محدودکننده دیگری در بالا وجود ندارد و لذا تراز آب زیرزمینی آزادانه بالا و پائین می‌رود. سفره آزاد مشابه یک دریاچه زیرزمینی در مواد متخلخل است (شکل ۳). ارتفاع سطح ایستابی در یک سفره آزاد با تراز آب در چاهی که در چنین سفره‌ای حفر شود (پیش از بهره‌برداری) مطابقت دارد.



شکل ۳ ــ سفره آزاد در یک دره آبرفتی

سفره تحت فشار یا «محصور» یا «آرتزین» عبارتست از سفره‌ای که از بالا با لایه نسبتاً نفوذناپذیری محدود شده و در نتیجه سطح فوقانی منطقه اشباع تحت فشاری بیش از فشار آتمسفر باشد. منشاء آب سفره‌های تحت فشار عمدتاً از بارانی است که سرانجام از لایه محصورکننده نشت می‌کند یا مستقیماً از محل بیرون زدگی سفره تحت فشار در سطح زمین وارد سفره می‌شود (منطقه تغذیه[19]). وقتی چاهی در یک سفرهٔ تحت فشار حفر شود آب از زیر لایهٔ محصور کننده بالاتر خواهد آمد. بالا و پائین رفتن آب در چنین چاهی بیشتر مربوط به تغییرات فشار است تا تغییرات ذخیره آب زیرزمینی. بنابراین با بهره‌برداری از یک سفره تحت فشار ذخیرهٔ سفره تغییر چندانی نمی‌کند و سفره بیشتر به صورت یک مجرا از محل تغذیه به محل تخلیه عمل می‌کند. در سفره‌های تحت فشار بجای سطح ایستابی از «سطح پیزومتریک[20]» صحبت می‌شود. سطح پیزومتریک [illegible] فرضی است که با ارتفاع فشار هیدرواستاتیک آب در سفره مطابقت دارد. به عبارت دیگر سطحی است که در هر نقطه ارتفاع آب را در درون چاهی که در سفره تحت فشار حفر شده نشان می‌دهد. اگر سطح پیزومتریک بالاتر از سطح زمین باشد آب چاه خودبخود به بیرون فوران خواهد کرد. یک سفره تحت فشار ممکن است در اثر پائین افتاد (افت) سطح پیزومتریک تا زیر لایه محصورکننده، به یک سفره آزاد تبدیل شود. غالباً در بالای سفره‌های تحت فشار یک سفره آزاد وجود دارد. گاهی در یک ناحیه چندین سفره تحت فشار رویهم قرار گرفته است. در دشت مازندارن حوالی آمل، بابل و قائم شهر ۵ سفره تحت فشار و یک سفره آزاد رویهم قرار گرفته‌اند.

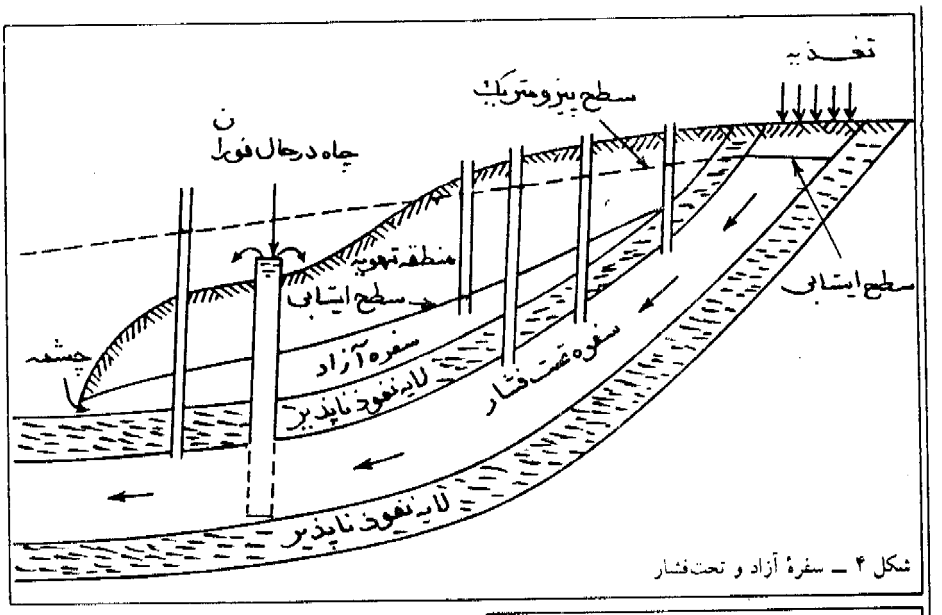
حالت خاصی از سفره‌های آزاد، «سفره‌های معلق[21]» است. این سفره‌ها معمولاً در روی عدسی‌های رسی که وسعت کمی دارند، در بالای سطح ایستابی تشکیل می‌شوند. از این سفره‌ها با حفر چاه مقادیر کمی آب به طور موقت می‌توان استخراج کرد (شکل ۵).

ضریب ذخیره سفره آب زیرزمینی: مقدار آبی که از یک سفره استخراج یا در آن تغذیه می‌شود موجب تغییر حجم آب ذخیره در سفره می‌گردد. مقدار این تغییر حجم آب ذخیره در سفره‌های آزاد از حاصلضرب حجم سفره بین دو سطح ایستابی، قبل و بعد از تخلیه یا تغذیه، در میانگین آبدهی ویژه به دست می‌آید. در سفره‌های تحت فشار، برخلاف سفره‌های

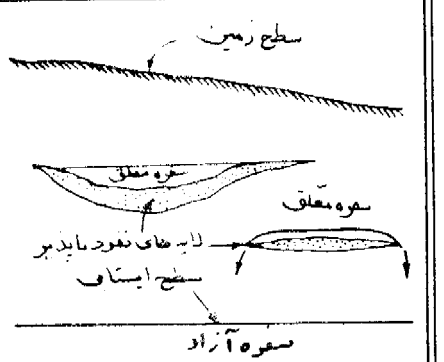
حرکت آب زیرزمینی

آبهای زیرزمینی را نباید به عنوان منابع ساکنی از آب در زیرزمین در نظر گرفت. آب در زیرزمین تقریباً در همه جا، گر چه با سرعت بسیار کم، در حال حرکت است. آبهای زیرزمینی معمولاً با سرعتی بین ۱ تا ۵۰۰ متر در سال و عمدتاً در جهت افقی یا به طور جانبی حرکت می‌کنند. حرکت آب در منطقه تهویه و در لایه‌های محصورکننده بیشتر قائم (به طرف پائین یا بالا) است.

در تجزیه و تحلیل حرکت آب زیرزمینی مسیر واقعی و پر پیچ و خم ملوکولهای آب در خلال منافذ و درز و شکاف سنگها و رسوبات را به صورت مسیرهای صافی در نظر می‌گیرند، به طوری که گویی ملوکولهای آب مستقیماً از درون ذرات جامد عبور می‌کند. این خطوط صاف مسیر حرکت ملوکولهای آب را اصطلاحاً «خط جریان» می‌گویند. شکل ۷ خطوط جریان موازی در زیر سطح ایستابی را در مقطع قائمی از یک سفره به موازات جهت جریان نشان می‌دهد. از آنجا که خطوط جریان مستقیم و موازی هستند جریان آب نسبت به فاصله تغییر نمی‌کند. این جریان را «جریان یکنواخت[۲۳]» می‌گویند (در مقایسه با «جریان غیریکنواخت[۲۴]» که جریان نسبت به فاصله تغییر کرده و خطوط جریان دارای انحناء است، مثل جریان آب از سفره به چاه). جریان یک بعدی در شکل ۷ همچنین جریانی



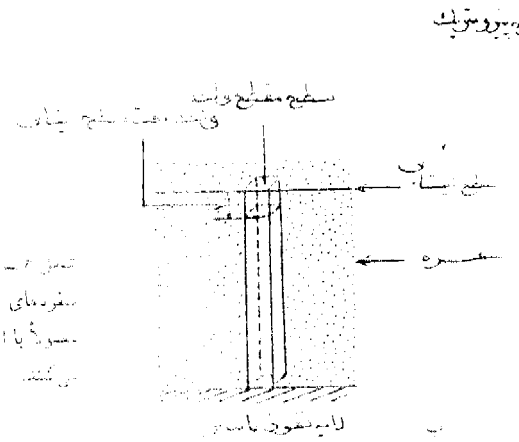
شکل ۴ ــ سفرهٔ آزاد و تحت‌فشار



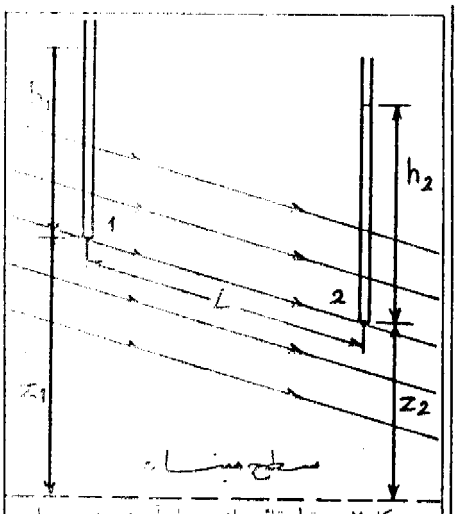
شکل ۵ ــ سفره معلق

ظرفیت آبدهی یک سفره را می‌توان با «ضریب ذخیره[۲۲]» نشان داد. بنا به تعریف ضریب ذخیره یک سفره عبارتست از حجم آبی که یک منشور قائم از سفره به سطح مقطع واحد می‌تواند آزاد یا اخذ کند. تا سطح ایستابی (در سفره‌های آزاد) یا سطح پیزومتریک (در سفره‌های تحت فشار) به اندازه واحد بالا یا پائین رود. در سفره‌های آزاد مقدار ضریب ذخیره برابر آبدهی ویژه است (شکل ۶). در سفره‌های تحت فشار مقدار ضریب ذخیره خیلی کمتر از سفره‌های آزاد بوده و غالباً بین ۰/۰۰۵ تا ۰/۰۰۰۰۵ تغییر می‌کند. این ارقام نشان می‌دهد که تغییرات فشار زیاد در منطقه‌ای وسیع لازم است تا آب قابل توجهی از یک سفره تحت فشار استخراج شود.

آزاد، آب در اثر زهکشی از منافذ سفره به دست نمی‌آید، زیرا هیچگونه افت سطح آبی وجود ندارد و سفره پس از برداشت آب نیز همچنان اشباع باقی می‌ماند. برداشت یا تغذیه فقط موجب تغییرات فشار در سفره می‌شود (البته تغییرات فشار موجب تغییرات کمی در حجم آب ذخیره می‌شود).



شکل ۶ ــ چگونگی بیان نشان دادن ضریب ذخیره الف ــ در سفره‌های تحت فشار ب ــ در سفره‌های آزاد. ضریب ذخیره را معمولاً با استفاده از آزمایشات پمپاژ چاهها اندازه‌گیری می‌کنند.



شکل ۷ ــ مقطع قائمی از جریان آب زیرزمینی با خطوط جریان مستقیم و موازی

«ماندگار[25]» در نظر گرفته می‌شود، یعنی آنکه جریان نسبت به زمان نیز تغییر نمی‌کند. اگر جریان نسبت به زمان تغییر کند (مثلاً سطح ایستابی در اطراف یک چاه بهره‌برداری که در حال پایین رفتن باشد)، جریان از نوع «غیرماندگار[26]» است.

اگر دو پیزومتر (چاه یا لوله‌ای برای اندازه‌گیری ارتفاع آب)، در دو نقطه از یک خط جریان (نقاط ۱ و ۲ در شکل ۷) نصب شود، سرعت جریان آب زیرزمینی در آن خط جریان را می‌توان از رابطه زیر به‌دست آورد:

$$V = K \frac{(h_1 + z_1) - (h_2 + z_2)}{L} \qquad (۲)$$

که در آن

V = سرعت آب (سرعت دارسی) به متر در روز

h_1 و h_2 = بار فشار یا ارتفاع نظیر فشار در نقاط ۱ و ۲ (به متر)

z_1 و z_2 = ارتفاع نقاط ۱ و ۲ نسبت به سطح مبناء (به متر)

L = فاصله جریان بین نقاط ۱ و ۲ که در امتداد خط جریان اندازه‌گیری می‌شود (به متر).

K = ضریبی است که به مشخصات مواد تشکیل‌دهنده سفره بستگی داشته و به آن «ضریب نفوذپذیری» می‌گویند (متر در روز).

معادله فوق را معادله دارسی می‌گویند.

[illegible] در رابطه فوق، که سرعت جریان [illegible] های متخلخل نسبت مستقیم [illegible] (پتانسیل) و نسبت معکوس با [illegible] مقاومت آبی شده دارد به نام «[illegible] دارسی» مهندس هیدرولیک [illegible] فرانسوی که اول‌بار در سال ۱۸۵۶ قانون [illegible] آب را در محیط‌های متخلخل کشف نمود، «قانون دارسی» می‌گویند.

در رابطه (۲)، سرعت (V) سرعت حقیقی آب نیست، بلکه سرعت در حالی است که کلیه آب از تمام سطح مقطع عمود بر جریان، چه فضاهای خالی و چه قسمت‌های جامد عبور می‌کند. به همین جهت به آن سرعت ظاهری یا «سرعت دارسی» می‌گویند. بارفشار (h) در نقطه‌ای معین از یک جریان عبارتست از ارتفاع آب در پیزومتری که تا آن نقطه فرو رفته باشد. مقدار بار فشار برابر است با $\frac{P}{\gamma}$ که P فشار و γ وزن مخصوص آب است. بار ارتفاع یک نقطه فاصله قائم بین آن نقطه و یک صفحه مبنای افقی دلخواهست (خط چین در شکل ۷). مجموع بار فشار و ارتفاع را «بار کل»[28] (H) می‌گویند. بنابراین $h_1 + z_1$ در معادله (۲) بارکل H_1 در نقطه ۱ و $h_2 + z_2$ بارکل H_2 در نقطه ۲ است.

نسبت $\frac{H_1 - H_2}{L}$ را «گرادیان هیدرولیک» (شیب آبی) می‌گویند. معادله دارسی اساساً چنین بیان می‌کند که V مستقیماً متناسب با

[illegible] گرادیان هیدرولیک [illegible]

ضریب تناسب [illegible] در معادله دارسی به مشخصات خاک [illegible] که بستگی دارد و به آن «ضریب نفوذپذیری» یا «هدایت هیدرولیکی» می‌گویند. بنابراین K سرعت دارسی در گرادیان هیدرولیک واحد است. چون گرادیان هیدرولیک بدون بعد است پس K نیز از نظر ابعادی مثل سرعت (V) می‌باشد. نفوذپذیری به‌طورکلی توانائی یک محیط متخلخل را برای عبور دادن یک سیال نشان می‌دهد. مقدار K به اندازهٔ فضاهای خالی، تعداد آنها و ارتباط آنها باهم در مواد تشکیل‌دهنده یک سفره بستگی دارد. در جدول (۳) حدود تغییرات ضریب نفوذپذیری برای بعضی از رسوبات و سنگها نشان داده شده است:

اندازه‌گیری ضریب نفوذپذیری که یکی از مشخصات مهمّ سفره‌های آبدار است به روشهای مختلف صحرائی و آزمایشگاهی صورت می‌گیرد ولی مطمئن‌ترین روش استفاده از آزمایشات پمپاژ چاههاست.

با توجه به تعریف V در فرمول (۲)، «دبی» آب زیرزمینی، یعنی حجم آبی که از یک سطح مقطع معین عمود بر جریان در واحد زمان می‌گذرد، به طور ساده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Q = VA \qquad (۳)$$

جدول ۳ ــ حدود تغییرات ضریب نفوذپذیری در بعضی از رسوبات و سنگها

لایه‌های رسی	$۱۰^{-۸}$ تا $۱۰^{-۲}$	متر در روز
ماسه دانه متوسط	۵ تا ۲۰	متر در روز
مخلوط ماسه و گراول	۵ تا ۱۰۰	متر در روز
گراول	۱۰۰ تا ۱۰۰۰	متر در روز
ماسه سنگ	۰/۰۰۱ تا ۱	متر در روز
سنگهای آتشفشانی	تقریباً ۰ تا ۱۰۰۰	متر در روز

بقیه در صفحه ۳۸