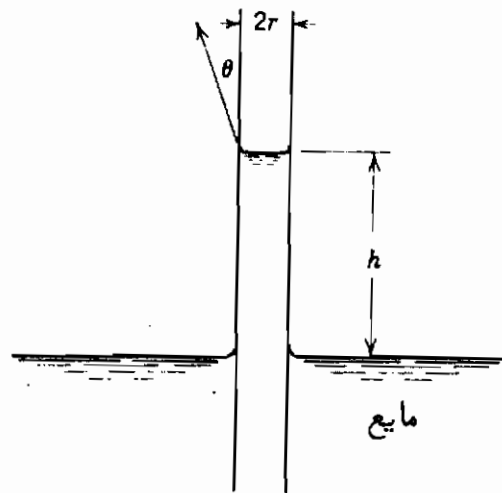


این وضعیت در مورد آب و شیشه صادق است. در باره آب و خاک نیز فرض می‌شود که همین وضعیت وجود داشته باشد. برخی از پژوهشها نشان داده است که یونهای جذب شده در سطح ذرات رس بر زاویه تماس مؤثر است. در این مورد به شرح مختصر فوق بسنده می‌شود.



شکل ۱-۶: بالارفتن آب در لوله‌های مویین

حال اگر یک لوله مویین را در نظر گرفته و آن را در آب فرو ببریم در خواهیم یافت که آب با نیرویی معادل  $2\pi r\sigma \cos \theta$  به جدار ظرف خواهد چسبید که در آن  $2\pi r$  محیط لوله و  $\sigma$  کشش سطحی آب است. زاویه تماس  $\theta$  و ضریب  $\cos \theta$  به دلیل در نظر گرفتن مؤلفه عمودی نیرو است.

مؤلفه عمودی نیرو وزن ستونی از آب به ارتفاع  $h$  را تحمل می‌کند. اگر  $\rho$  چگالی مایع باشد می‌توانیم نیروی پایین دهنده و وزن آب در لوله مویین و نیروی بالادهنده کشش سطحی را برابر قرار دهیم.

$$2\pi r\sigma \cos \theta = g\rho\pi r^2 h \quad (1)$$

$$h = \frac{2\sigma \cos \theta}{g\rho r} \quad (2)$$

اگر زاویه تماس صفر باشد  $\cos \theta = 1$  و معادله ۲ به این صورت در خواهد آمد که

$$h = \frac{2\sigma}{g\rho r} \quad (3)$$

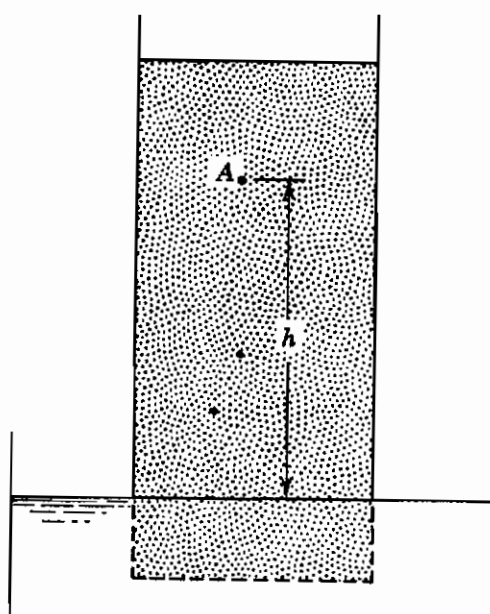
نیروهای دیگر:

علاوه بر نیروهایی که در بالا شرح داده شد نیروهای دیگری نیز که زائیده واکنشهای

فیزیکی و شیمیایی می باشد وجود دارد . این نیروها نسبتاً "کوچک است و معمولاً" در طراحی زهکشی از آنها صرف نظر می شود .

### مفهوم انرژی در رطوبت خاک

انرژی پتانسیل توانایی پنهان یا قوه انجام کار است . این انرژی ممکن است در اثر تغییر مکان آب نسبت به یک سطح مقایسه و یا در اثر تغییرات فشار ، خواه نیروهای خارجی و یا در اثر نیروی ثقل زمین ، بوجود آید در منطقه بالای سطح سفره آب زیرزمینی ، فشار رطوبت خاک منفی است و خاک نیروی جاذبه ای به آب وارد می کند . این مقدار جاذبه خاک به آب را می توان معادل کاری دانست که روی آب انجام می گیرد . برای مقدار کاری که انجام شده است سطح آزاد آب ملاک استاندارد در نظر گرفته می شود . مولکولهای آب در سطح یک توده آب دارای هیچگونه انرژی پتانسیلی نیستند . حال آنکه آبی که بوسیله خاک نگهداری می شود دارای انرژی منفی است زیرا بوسیله خاک مقداری کار روی آن انجام می گیرد . مقدار کار، که نقش پتانسیل را دارا است ، عبارت است از مقدار کار مورد نیاز برای آن که واحد جرم آب را از نقطه ای در داخل خاک به سطح آزاد آب برساند .



شکل ۲-۶: نمودار خاک که در آن رطوبت با سطح آزاد آب در حالت تعادل است

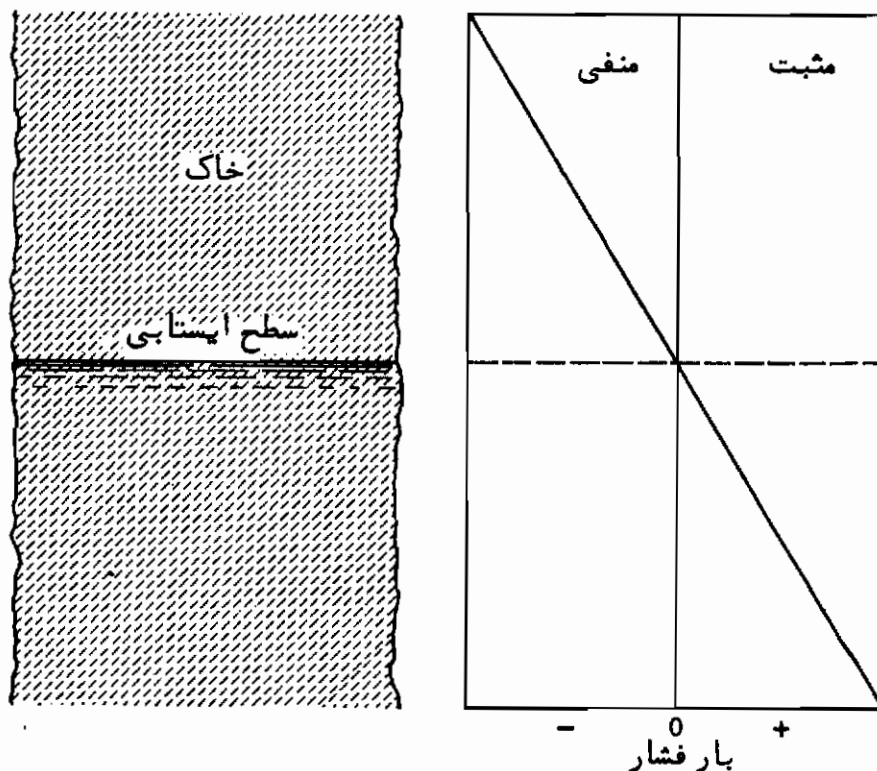
در شکل ۲-۶ مقدار کار یا پتانسیل آب خاک نشان داده شده است . در این شکل ستونی از خاک همگن در شرایط تعادل با سطح آزاد آبی که در پایین آن قرار گرفته است در تماسی

می‌باشد. چون سیستم بحال تعادل است لذا بین هر ذره آب موجود در ستون تعادلی برقرار است. اگر حجم کوچکی از آب را در نقطه  $A$  در نظر بگیریم مشاهده می‌شود که مقداری نیروی بالا برنده در اثر خاصیت کاپیلاری وجود دارد. نیروی پایین دهنده ثقل در جهت مخالف نیروی کاپیلاری است. مقدار کاری که لازم است تا آب به نقطه  $A$  منتقل گردد معادل مقدار کاری است که نیروی کاپیلاری در فاصله  $h$  انجام داده است. این کار در جهت مخالف میدان ثقلی زمین است از جایی که کار برابر نیروی ضربه در فاصله است. پتانسیل آب در نقطه  $A$  برابر است با فاصله  $h$  ضربه در نیروی ثقل، یا  $hgm$  که در آن  $m$  جرم آب و  $g$  شتاب ثقل زمین است.

### فشارهای رطوبت خاک

#### سطح سفره آب

سطح سفره آب مکان هندسی نقاطی است که فشار آنها برابر فشار اتمسفر باشد. در زیر سطح آب فشار آب خاک مثبت است. سطح سفره آب نشان دهنده حد بالایی منطقه فشار مثبت است. در بالای سطح سفره آب فشار آب خاک کمتر از فشار اتمسفر و منفی است. نکته حائز اهمیت این است که آب خاک با تغییرات فشار از مثبت به منفی بصورت پیوسته خواهد بود. شبیه یک لوله موئین که یک طرف آن در ظرف آبی قرار گرفته باشد.



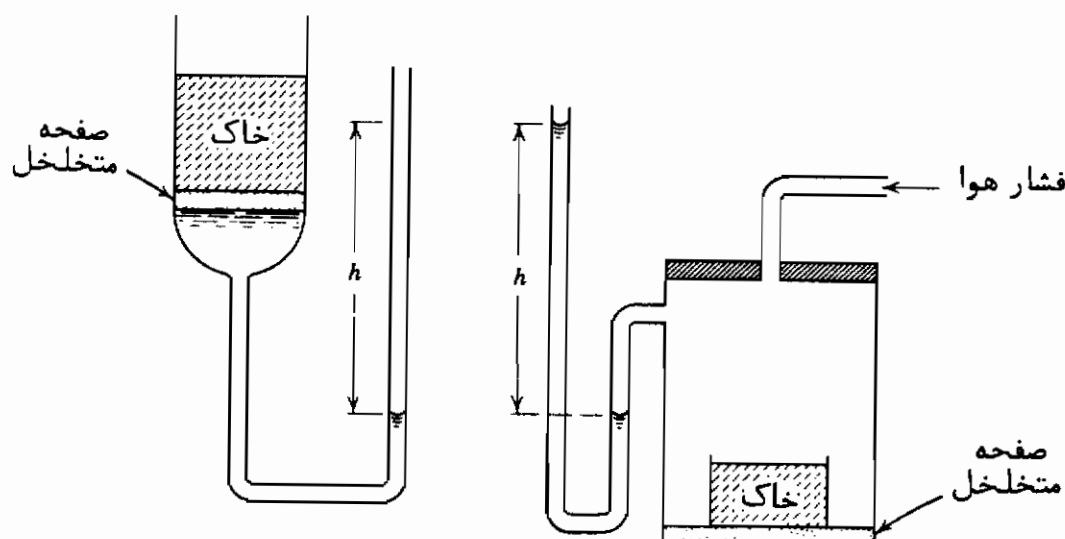
شکل ۳-۶: توزیع فشار در خاک در حالت تعادل با سطح ایستابی

### فشار منفی رطوبت خاک، مکش، فشار مویینه‌ای

فشار رطوبت خاک در بالای سطح سفره آب منفی است. برای توصیف این شرایط از فشار، واژه‌های گوناگونی به کار برده می‌شود. بطور کلی تمام این اصطلاحات مترادف است. امروزه کار برد واژه مکش رطوبت خاک بیشتر مورد توجه خاکشناسان قرار دارد. برخی دیگر واژه مکش را به کار می‌برند.

مهندسين نفت واژه فشار مویینه‌ای را استعمال می‌کنند و همین واژه است که بجای واژه فشار منفی رطوبت خاک به کار برده می‌شود. باید بخاطر داشت فشار مویینه‌ای مقدار منفی فشار رطوبت خاک است.

نکته دیگر در مورد کاربرد واژه فشار مویینه‌ای این است که در عملیات زهکشی فشار منفی در بالای سطح سفره آب به علت وجود نیروهای مویینه‌ای بوده و مقدار آن بسیار کوچک است. در صورتی که در خاکهایی که در آنها گیاه می‌روید مقدار فشار منفی ممکن است به چندین اتمسفر برسد. در این مقادیر بزرگ، فشار منفی نیروهای مویینه‌ای ممکن است نیروی عمده به شمار نیایند.



شکل ۴-۶: در شکل سمت چپ فشار منفی مویینه‌ای بوسیله یک لوله آب تولید می‌گردد. در شکل سمت راست فشار مویینه‌ای بوسیله فشار مثبت هوای دستگاه غشاء فشاری تامین می‌گردد. اگر فشار در هر دو حالت برابر باشد (فشار مثبت هوا معادل مقدار منفی فشار آب باشد) رطوبت خاک نیز در هر دو حالت برابر خواهد بود.

چنانچه مقداری خاک را روی یک صفحه متخلخل قرار داده و فشار منفی به صفحه وارد آوریم آب از خاک خارج خواهد شد. هرچه مقدار فشار منفی بیشتر باشد، آب زیادتری خارج خواهد شد.

بطور مشابه اگر مقداری فشار مثبت نیز به خاک وارد آید آب از طریق منافذ صفحه از خاک خارج خواهد شد.

در هر دو حالت نیرویی که آب را در خاک نگه می‌دارد در نتیجه کشش سطحی است. این نیروها به حد فاصل آب و هوا بستگی دارد. اگر فشار در هریک از دو طرف حد فاصل تغییر کند، مرز بین آب و هوا تغییر مکان پیدا می‌کند بطوری که دوباره تعادل بین نیروها برقرار می‌شود.

در هر دو حالت صفحه متخلخل از آب اشباع می‌باشد. منافذ این صفحات بقدری کوچک است که آب آن در فشارهای اعمال شده خارج نمی‌شود.

در حالت ۲ فشار مثبت به هوای داخل محفظه اضافه می‌شود و فشار هوای خاک در سطح پایین صفحه متخلخل همان یک اتمسفر باقی می‌ماند.

اگر فشار منفی آب در حالت ۱ درست معادل فشار مثبت هوا در حالت ۲ باشد مقدار رطوبت آنها در نهایت برابر خواهد بود.

با حالت ۱ می‌توان فشارهایی تا  $\frac{2}{3}$  - اتمسفر یا  $\frac{6}{5}$  - متر را وارد نمود. پایین‌تر از این مقدار (فشار منفی بیشتر) لوله‌های موئین آب از هم گسسته می‌شود.

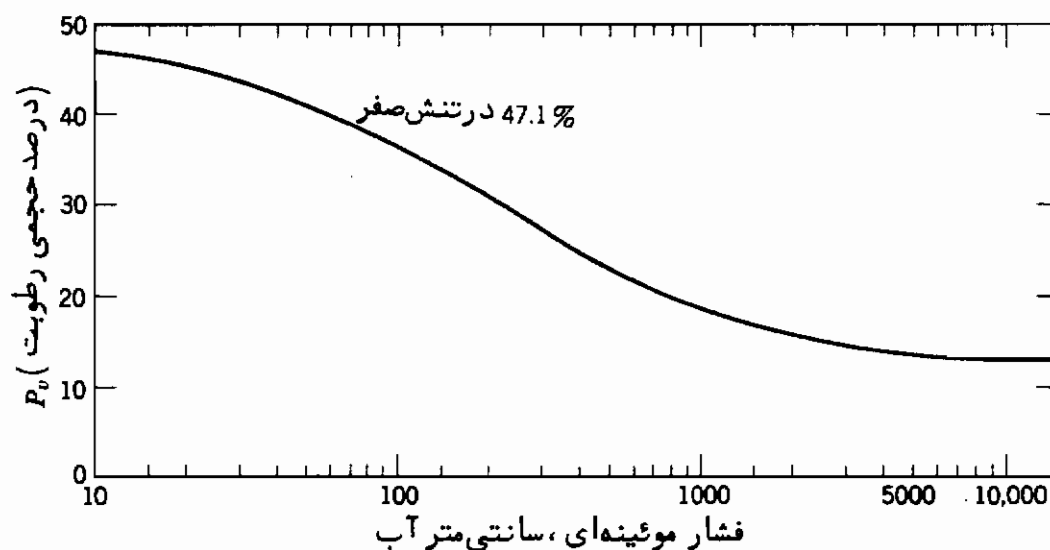
از طرف دیگر حالت ۲ می‌تواند برای تولید فشارهای خیلی زیاد هوا تا ۱۶۰ اتمسفر که معادل مقدار زیادی فشار منفی آب است (۱۶۰ - اتمسفر) به کار رود. چون این حد به مراتب پایین‌تر از دامنه رطوبت قابل دسترس گیاه است این روش در مطالعات روابط آب - خاک و گیاه از اهمیت شایانی برخوردار است. ریچارد (۱۹۴۹) در مطالعات خود از دستگاه صفحات فشاری و غشاءهای فشاری خود استفاده نموده است. اصول کار در هر دو دستگاه مشابه یکدیگر است و تفاوت اسم آنها به علت اختلاف در نوع ماده متخلخلی است که خاک را از اتمسفر مجزا می‌کند.

فشار منفی رطوبت خاک را می‌توان بوسیله دستگاهی بنام تانسومتر مستقیماً "قراءت نمود. یک تانسومتر از غشاء متخلخلی که با آب خاک در تماس دائم است تشکیل شده است منافذ غشاء با آب پر شده و همواره بین آب داخل خلل و فرج غشاء و آب خاک تماس برقرار است. اندازه سوراخهای کلاhek بقدری کوچک است که در فشارهای منفی قابل اندازه‌گیری، از ورود هوا به داخل لوله جلوگیری به عمل می‌آید.

### خصوصیات رطوبتی

خلاصه آنچه در قسمتهای قبل گفته شد این که مقدار رطوبت خاک بستگی به نیروهایسی دارد که به آب خاک وارد می شود . اگر چنانچه مقدار رطوبت خاک را نسبت به فشار منفی وارد شده ترسیم نماییم ، منحنی ایی بدست خواهد آمد که به آن "منحنی خصوصیات رطوبتی خاک" گفته می شود . نمونه ای از این منحنی در شکل ۵-۶ مشاهده می شود . در فشار صفر (سطح سفره آب) مقدار رطوبت ۴۷/۱ درصد است . در این وضعیت خاک اشباع است . در عمل اشباع شدن کامل یک خاک فوق العاده مشکل است . به این جهت معمولاً "خاکهایی که در زیر سطح سفره آب قرار گرفته به علت وجود هوای محبوس شده در منافذ خاک حدود ۹۰ درصد اشباع می باشد .

با تغییر فشار از صفر به ۲۰- سانتی متر تغییرات درصد رطوبت بسیار اندک است . این وضع به این معنی است که در خاک منافذ درشتی که بتواند در این دامنه فشار ، رطوبت خود را از دست دهد وجود ندارد .



شکل ۵-۶: منحنی رطوبتی خاک در یک خاک سیلیس لوم با وزن مخصوص ظاهری ۱/۳۱ گرم در سانتی متر مکعب .

با کاهش بار فشار به کمتر از ۲۰- سانتی متر مقدار رطوبت به سرعت کاهش می یابد زیرا بیشتر منافذ خاک از نظر اندازه در محدوده ای است که با این فشار منفی ، آب خود را از دست می دهند .

## برخی از ضرائب ثابت رطوبتی خاک

رطوبت خاک در هرفشاری بندرت، اگر نتوان گفت هرگز، ثابت است، بلکه همواره تحت تاثیرگرادیان فشار و اختلاف فشار بخار قرار گرفته و حرکت می‌کند. در هر صورت به تجربه ثابت شده است که برخی از رطوبتهای خاک در کشاورزی از اهمیت خاصی برخوردار است. این رطوبتها ممکن است از خاکی به خاک دیگر تغییر کند و بهتر است که آنها را بر حسب فشار ظرفیت نگهداری مخصوص آب در خاک مشخص کنند. ظرفیت نگهداری (Field capacity) یک خاک بر حسب تعریف ویمایر و هندریکسون (Veihmeyer and Hendrickson) عبارت است از مقدار رطوبتی که پس از کاهش قابل توجه حرکت عمودی آب در خاک باقی می‌ماند. این رطوبت مقدار آبی است که پس از آبیاری، در حدود سه روز بعد از آن، یا بعد از بارندگی در خاک باقی می‌ماند. فشار آب خاک در ظرفیت نگهداری بسته به نوع خاک متفاوت است ولی دامنه تغییرات آن از  $\frac{1}{10}$  تا  $\frac{1}{3}$  اتمسفر است.

برای تعیین ظرفیت نگهداری می‌توان از دستگاه صفحات فشاری استفاده نمود. همچنین می‌توان با نمونه‌گیری خاک در مزرعه نیز این ظرفیت را بدست آورد. یک روش نسبتاً ساده آزمایشگاهی استفاده از سانتریفوژ است. نمونه کوچکی از خاک را در داخل سانتریفوژ گذاشته و با نیرویی معادل ۱۰۰۰ برابر نیروی ثقل می‌چرخانند. به مقدار رطوبتی که در خاک باقی می‌ماند رطوبت معادل (moisture equivalent) اطلاق شده و همان‌طور که از نام آن بر می‌آید معادل ظرفیت نگهداری است.

حد پژمردگی دائم (Permanent Wilting, point) عبارت از مقدار رطوبتی از خاک است که گیاه قادر به جذب آن نمی‌باشد. فشار رطوبت خاک در حد پژمردگی دائم معادل ۱۵ - اتمسفر است.

رطوبت قابل دسترس (available moisture) عبارت است از اختلاف مقدار رطوبت در ظرفیت نگهداری و حد پژمردگی دائم. این رطوبت می‌تواند مورد استفاده گیاه قرار گیرد.

مقادیر ثابت رطوبت که در بالا تشریح شد در خاکهای گوناگون متفاوت است. گرچه از نظر عملی، رطوبت خاک هرگز ثابت نیست، ولی به تجربه معلوم شده است که این مفاهیم در طرحهای مهندسی آبیاری در سرتاسر جهان فوق‌العاده مفید بوده‌اند. جدول ۶-۱ این مقادیر را برای برخی از خاکها نشان می‌دهد.

جدول شماره ۶ - ۱

نوع خاک	ظرفیت نگهداری	وزن مخصوص ظاهری	حد پژمردگی دائم PWP	آب قابل دسترس برحسب اینچ در هر فوت عمق خاک
شن کلمبیا	۳/۲۱	۱/۵	۱/۴۷	۰/۳۱
لوم شنی هسپریا	۸/۳	۱/۳۷	۴/۰۵	۰/۷۰
لوم شنی نرم گلن	۱۲/۵	۱/۳۲	۴/۵	۱/۳۲
لوم یولو	۱۷/۴۳	۱/۲۷	۸/۷۹	۱/۳۲
لوم رسی رامونا	۱۹/۸	۱/۲۵	۹/۷۵	۱/۵۱
رس اجری دوبلین	۳۰/۹۷	۱/۱۹	۱۷/۶۱	۱/۹۱

## حجم منافذ قابل تخلیه:

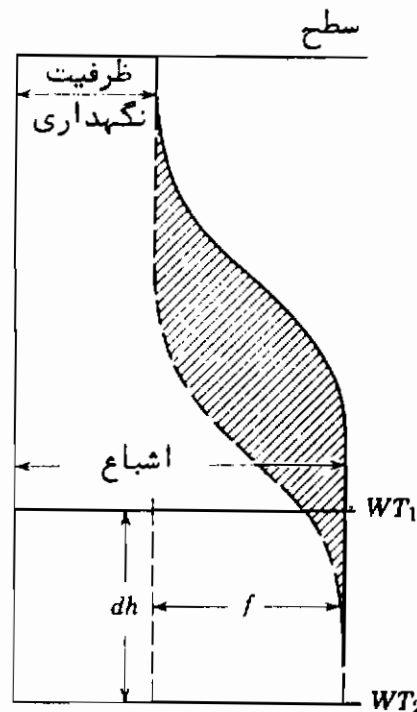
حجم منافذ قابل تخلیه عبارت از مقدار حجم آبی است که اگر فشار آب خاک از فشار آتمسفر به مقدار معینی کاهش یابد، از واحد حجم خاک خارج می‌گردد. خاکی را که در شکل ۶-۱ نشان داده شده است در نظر بگیرید. سطح سفره آب زیرزمینی با علامت  $WT_1$  مشخص شده است. در همان شکل منحنی ۱ مقدار رطوبت در بالا و پایین سطح سفره آب زیرزمینی را نشان می‌دهد این مقادیر نشان‌دهنده رطوبت در حالت تعادل است یعنی در صورتی بدست خواهند آمد که سطح آب برای مدت کافی ثابت بماند. در حالتی که سفره آب به سرعت تغییر کند، توزیع رطوبت متفاوت خواهد بود در حالتی که سطح سفره آب زیرزمینی به آهستگی تغییر نماید مقدار رطوبت، تقریباً قابل قبولی از مقادیر داده شده در شکل ۶-۱ می‌باشد.

حال فرض کنیم که سطح سفره آب به وضعیت جدید خود یعنی  $WT_2$  افت پیدا کند. چنانچه به اندازه کافی صبر کنیم رطوبت خاک مطابق منحنی خواهد بود. مقدار آبی که از خاک خارج شده است باید معادل کاهش رطوبت خاک در بالای سطح سفره آب باشد. باید توجه داشت که این کاهش تا فاصله قابل توجهی از سطح آب صورت می‌گیرد. یعنی سطح سفره آب یک مرز مشخص شده‌ای برای زهکشی خاک نیست.

یکی دیگر از طرق توصیف تغییرات رطوبت خاک در اثر افت سطح سفره آب، ترسیم مجدد منحنی خصوصیات رطوبتی خاک است. تراکم رطوبت (moisture Concentration)



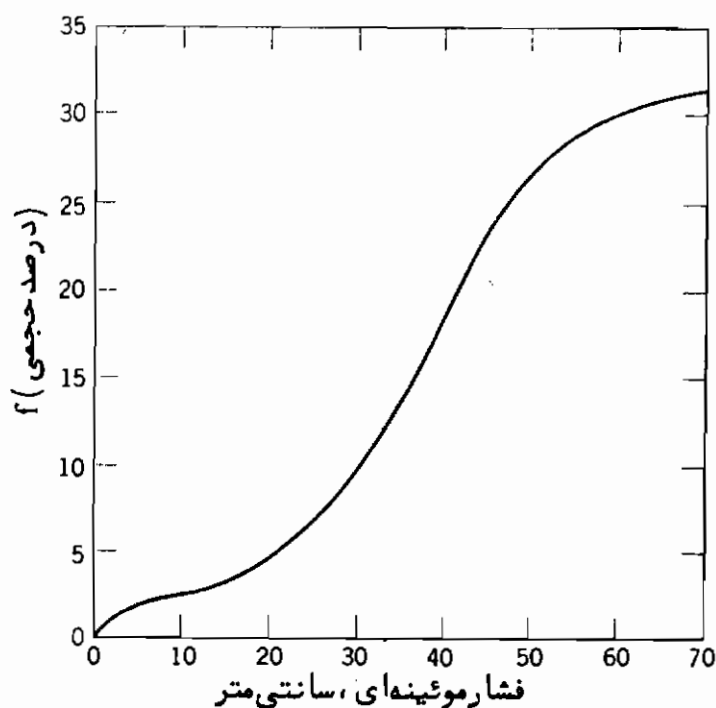
عبارت است از حجم آب در واحد حجم خاک. تفاوت بین مقدار رطوبت در حالت اشباع و مقدار رطوبت در یک فشار مویینه‌ای خاص، حجم آب قابل زه‌کشی را در آن فشار نشان می‌دهد. به این ترتیب می‌توان تغییرات مقدار رطوبت را وقتی فشار مویینه‌ای رطوبت خاک از صفر تا مقدار جدیدی تغییر کند، مشخص نمود.



شکل ۶-۶: نیمرخ فرضی رطوبت که در آن دو مرحله از افت سطح آب زیرزمینی در یک خاک عمیق نشان داده شده است. منطقه‌ای که ها شورزده شده است نشان دهنده مقدار آب‌دهی خاک بوده و معادل آبی است که وارد زه‌کش می‌گردد.

برای مثال، فرض کنید رطوبت خاکی در حالت اشباع ۳۵ درصد وزن خشک آن و فشار رطوبت خاک صفر باشد. هنگامی که فشار مویینه‌ای رطوبت به ۱۰۰ سانتی‌متر افزایش یابد، مقدار رطوبت به ۳۰ درصد می‌رسد. با توجه به این که وزن مخصوص ظاهری خاک ۱/۴ است یعنی هریک سانتی‌متر مکعب خاک خشک وزنی معادل ۱/۴ گرم را دارا می‌باشد. در حالت اشباع هر سانتی‌متر مکعب خاک محتوی  $g = 0.49 = 0.35 \times 1.4$  گرم آب می‌باشد. اگر فرض کنیم دانسیته آب برابر یک باشد، مقدار رطوبت در حالت اشباع ۰/۴۹ سانتی‌متر مکعب آب در هر سانتی‌متر مکعب خاک است.

تخلخل قابل زه‌کشی در حالت اشباع صفر و در ۱۰۰ سانتی‌متر  $cc = 0.07 = 0.35 \times 1.4$  در هر سانتی‌متر مکعب خاک است. این مقدار حجم آبی است که اگر سفره آب در سطح خاک به ۱۰۰ سانتی‌متری زیر سطح خاک برسد از هر سانتی‌متر مکعب خاک سطحی خارج می‌شود.



شکل ۶-۷: منحنی تخلخل قابل زهکشی در یک خاک لومی شنی

در مثالی که گفته شد تغییرات رطوبت برای هر سانتی متر مکعب خاک سطحی محاسبه گردید. معمولاً دانستن مقدار آبی که از یک ستون خاک تخلیه می‌شود حائز اهمیت است، این مقدار را می‌توان از مجموع مقادیر آب قابل زهکشی از هر قسمت از ستون خاک به دست آورد. اگر  $f$  تخلخل قابل زهکشی باشد این مقدار تابعی از فشار موئینه  $h$  است و می‌توان آن را بصورت  $f(h)$  نوشت. با پایین آمدن سطح سفره آب از  $h_1$  به  $h_2$  مقدار آبی که از واحد ستون خاک تخلیه می‌شود عبارت خواهد بود از:

$$q = \int_{h_2}^{h_1} f(h) dh \quad (4)$$

تابع  $f(h)$  برای اکثر خاکها پیچیده است ولی می‌توان بطور تقریب رابطه‌ای بین تخلخل قابل زهکشی و فشار موئینه‌ای برقرار کرد. ساده‌ترین معادله‌ای که می‌توان به کاربرد خط  $ah$  است که  $a$  شیب خط می‌باشد. حال مقدار آبی که تخلیه می‌شود عبارت است از:

$$q = \int_{h_2}^{h_1} ah dh = \frac{a}{2} (h_1^2 - h_2^2) \quad (5)$$

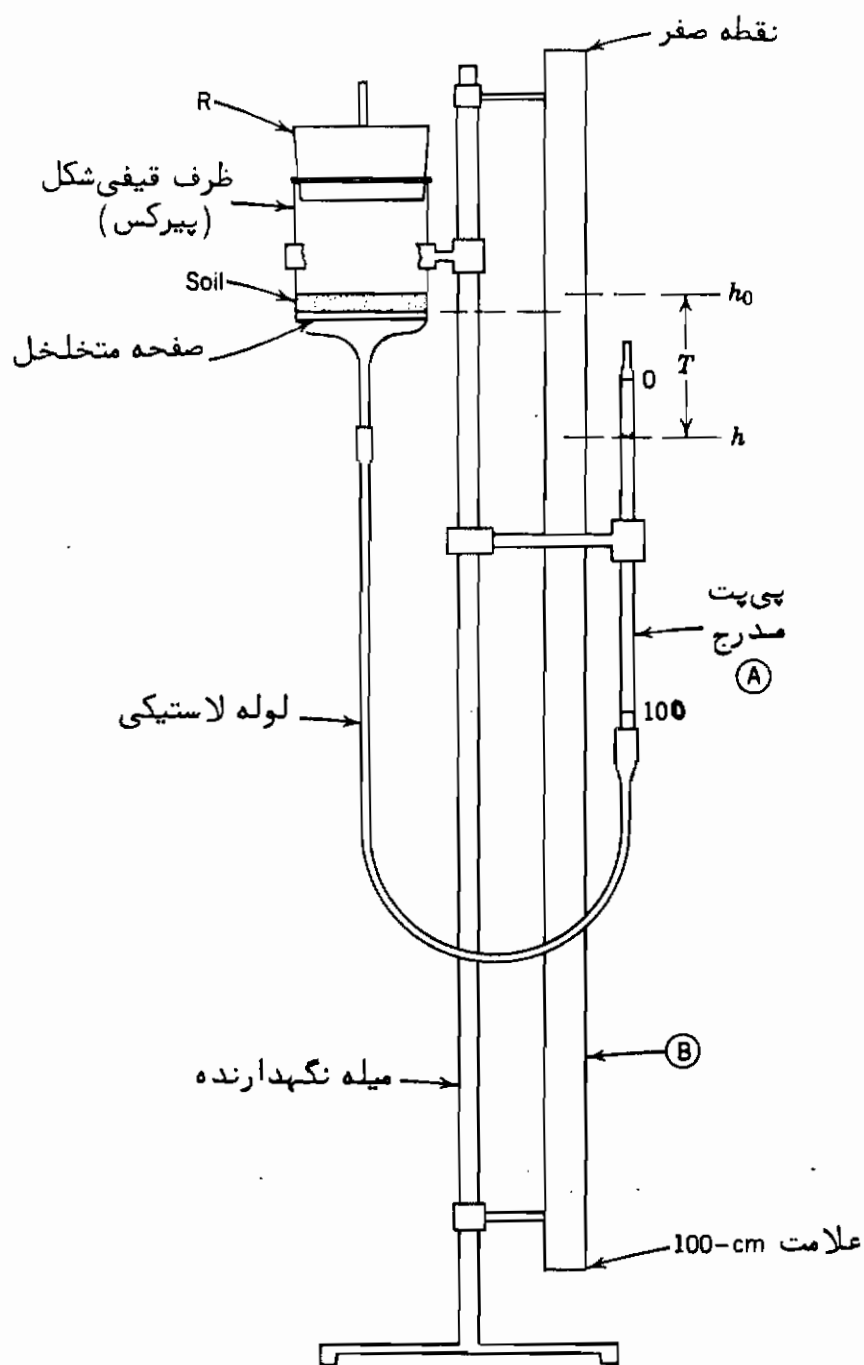
## مسائل

- ۱ - دو طرف یک لوله شیشه‌ای باز است. اگر قطر داخلی آن ۵/۰ میلی‌متر باشد و آن را بطور عمودی داخل ظرف جیوه وارد کنیم، مقدار فرو رفتگی جیوه در داخل لوله چقدر خواهد بود؟ (کشش سطحی جیوه ۴۷۰ دین بر سانتی‌متر و زاویه تماس جیوه و شیشه ۱۳۲ درجه است)
- ۲ - لوله‌ای که دو طرف آن باز است در داخل ظرف آبی قرار می‌گیرد. آب ۲ سانتی‌متر در داخل لوله بالایی آید. قطر لوله را حساب کنید (کشش سطحی آب ۷۵ دین بر سانتی‌متر و زاویه تماس صفر است).
- ۳ - خاکی در داخل محفظه صفحات فشاری قرار می‌گیرد. فشارسنج دستگاه روی عدد ۱/۳ اتمسفر تنظیم شده است. کوچکترین اندازه (شعاع) منافذ خاک که می‌تواند در این فشار از آب تخلیه گردد چقدر است؟
- ۴ - این محاسبه را برای فشار ۱۵ اتمسفر انجام دهید.
- ۵ - فرمول نیروی گریز از مرکز به شرح زیر است:

$$F = m \frac{v^2}{r}$$

- که در آن  $F$  نیرو بر حسب دین،  $m$  جرم بر حسب گرم و  $v$  سرعت بر حسب سانتی‌متر بر ثانیه در اطراف دایره‌ای به شعاع  $r$  است.
- (الف) نیروی گریز از مرکز را برای یک گرم خاک که با سرعت ۱۸۰۰ دور در دقیقه اطراف دایره به شعاع ۵۰ سانتی‌متر می‌چرخد حساب کنید.
- (ب) این مقدار معادل چند برابر شتاب ثقل زمین ( $g$ ) است
- ۶ - یک نمونه صد گرمی از خاک خشک روی صفحه متخلخلی گذاشته شده (شکل ۶-۸) و نتایج ذیل به دست آمده است.

زمان، ثانیه	قراءت پی‌پیت cc
۰/۰	۲۸/۳
۱۰/۰	۲۷/۹
۲۰/۰	۲۷/۷
۳۰/۰	۲۷/۳
۴۰/۰	۲۶/۲
۵۰/۰	۲۵/۱
۶۰/۰	۲۴/۰۰
۷۰/۰	۲۳/۰
۸۰/۰	۲۲/۱
۹۰/۰	۲۱/۶
۱۰۰/۰	۲۱/۳



شکل ۶-۸: صفحه متخلخل

در فشار مویینه‌ای صفر، رطوبت خاک معادل ۳۵ درصد وزن خشک آن است.

(الف) منحنی رطوبتی خاک را ترسیم کنید.

(ب) اگر وزن مخصوص ظاهری خاک  $1/3$  باشد مقدار رطوبت را برای هر مقدار از  $T$  حساب کنید.

(ج) اگر سطح آب در ابتدا ۱۵ سانتی‌متر بالای سطح خاک بوده و سپس به ۴۵ سانتی‌متر

زیر سطح خاک افت پیدا کند ، چه مقدار آب از ستون خاکی به سطح مقطع یک سانتی متر مربع خارج می شود .

۷ - ظرفیت نگهداری در یک خاک ۱۸/۵ درصد و حد پژمردگی دائم در آن ۸/۹ درصد است اگر ۵ سانتی متر آب به خاک داده شود و فرض شود که رطوبت اولیه خاک نیز در حد pwp بوده است این آب تا چه عمقی از خاک را خیس خواهد کرد .  $p_a = 1/3$

### مآخذ

- Baver, L. D. 1956. *Soil Physics*, third edition. John Wiley and Sons. New York.
- Brutsaert, W., G. S. Taylor and J. N. Luthin. 1961. Predicted and experimental water table drawdown during tile drainage. *Hilgardia*, 31:389-418.
- Childs, E. C. 1960. The nonsteady state of the water table in drained land. *J. Geophys. Res.*, 65:780-782.
- Childs, E. C. 1957. The physics of land drainage. *Am. Soc. Agron. monograph 7* (Ed., J. N. Luthin), 1-78.
- Childs, E. C. and N. Collis-George. 1950. The control of soil water. *Advan. Agron.*, 2:233-272. Academic Press. New York.
- Holmes, J. W. 1955. Water sorption and swelling of clay blocks. *J. Soil Sci.*, 6: 200-208.
- Prandtl, L. and O. G. Tietjens. 1934. *Fundamentals of Hydro- and Aeromechanics*. Dover Publ. New York.
- Richards, L. A. 1949. Methods of measuring soil moisture tension. *Soil. Sci.*, 68: 95-112.
- Russell, M. B. 1941. Pore size distribution as a measure of soil structure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 6:108-112.
- Russell, M. B. 1942. The utility of the energy concept of soil moisture. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 7:90-94.
- Russell, M. B. and L. A. Richards. 1938. The determination of soil moisture energy relations by centrifugation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 3:65-69.
- Taylor, George S. 1960. Drainable porosity evaluation from outflow measurements and its use in drawdown equations. *Soil Sci.*, 90:338-343.

## حرکت آب در خاک

جریان آب در لوله‌های موئین

قانون پواز (Poiseuille's law)

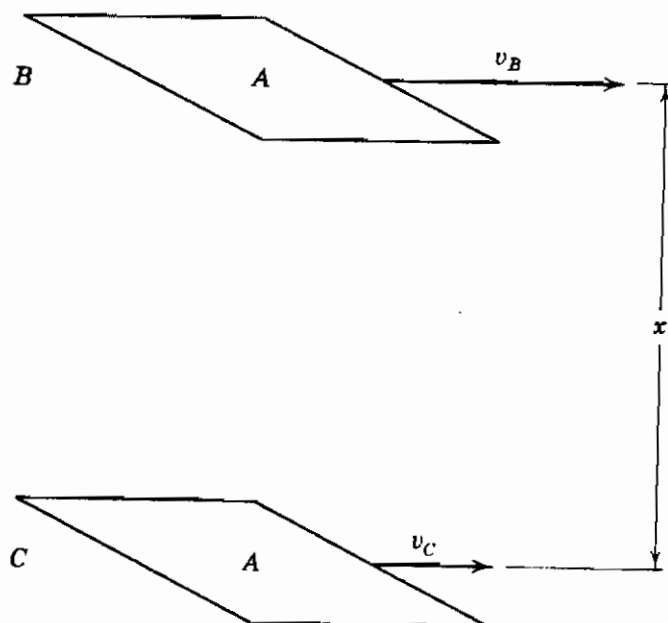
خاک را می‌توان به صورت مجموعه‌ای از لوله‌های موئین در نظر گرفت. البته این فقط یک شباهت تقریبی از خصوصیات واقعی خاک است، ولی با چنین فرض می‌توان به نکات زیادی پی برد. قانون جریان آب در لوله‌های موئین مدتهاست که بخوبی شناخته شده است. با مطالعه این جریان می‌توان به برخی مفاهیم جریان مایعات در داخل محیط‌های متخلخل پی برد.

مشاهدات بسیاری از محققین نشان داده است که حرکت آب در لوله‌ها یا لوله‌هایی که ابعاد موئین دارند ممکن است به دو صورت مختلف باشد: اگر سرعت حرکت آب به اندازه کافی کم باشد حرکت ذرات به صورت موازی است. در این صورت سرعت هر ذره با ذره مجاور فقط به مقدار بسیار کم متفاوت است. به این نوع جریان ورقه‌ای، خطی و یا جریان لزج گفته می‌شود. ولی اگر سرعت حرکت آب زیاد باشد شرایط بکلی متفاوت خواهد بود. خطوط جریان درهم تداخل می‌یابند و یک جریان آشفته و نامنظم به وجود می‌آید که جریان متلاطم نامیده می‌شود.

اگر جریان ورقه‌ای باشد، همان‌طور که معمولاً در خاک در نظر گرفته می‌شود، تنش برشی معینی که متناسب با گرادیان سرعت است با زاویه عمود نسبت به جهت جریان به سطح  $A$  وارد می‌شود (شکل ۷-۱).

در این شکل  $B$  و  $C$  دوطرفی است که مساحت هر کدام  $A$  بوده و بموازات جریان قرار

گرفته است. این صفحات به فاصله  $x$  واحد از یکدیگر واقع شده است. سرعت جریان در هریک از صفحات به وسیله طول نسبی بردارها نشان داده شده است. نیروی  $F$  که باعث حرکت صفحه بالایی نسبت به صفحه پایینی می شود متناسب است با سطح صفحه و گرادیان سرعت  $dv/dx$ ، بین دو صفحه. این مطلب را به صورت ریاضی نیز می توان به وسیله فرمول  $F = \eta A \cdot (dv/dx)$  نشان داد که به نام "قانون لزجت نیوتن" معروف است. ضریب ثابت این معادله که با علامت  $\eta$  نشان داده شده است به نام "ضریب لزجت" موسوم است. این ضریب از طریق آزمایش و اندازه گیری سرعت حاصله از اعمال مقدار معین تنش برشی در شرایط جریان ورقه ای به دست می آید در سیستم واحدهای CGS، واحد لزجت پواز (Poise) می باشد. پواز واحد نسبتاً بزرگی است، یک صدم پواز یا سانتی پواز بیشتر مورد استعمال دارد.



شکل ۷-۱: نمودار نشان دهنده قانون لزجت نیوتن

حالا با استفاده از اطلاعات بالا به استخراج قانون پوازی برای جریان آب در یک لوله موئین می پردازیم. فرض کنید که جریان در داخل استوانه ای به شعاع  $R$  صورت می گیرد. همچنین فرض می شود با ایجاد اختلاف فشار  $\Delta P$ ، جریان لزج بکثاوت در طول این لوله که  $L$  در نظر گرفته می شود برقرار گردد. اگر بخشی از مایعی را که در داخل استوانه ای به طول  $L$  و شعاع داخلی  $r$  موجود است در نظر بگیریم، نیروی مؤثر  $F$  که لازم است وارد آید تا مقاومت ناشی از لزجت مایع را خنثی کند عبارت است از  $F = \pi r^2 \Delta P$ . این نیرو بر سطح خارجی استوانه که مقدار آن  $A = 2\pi r L$  است وارد می آید. حال برای سرعت جریان در لوله موئین رابطه زیر را داریم:

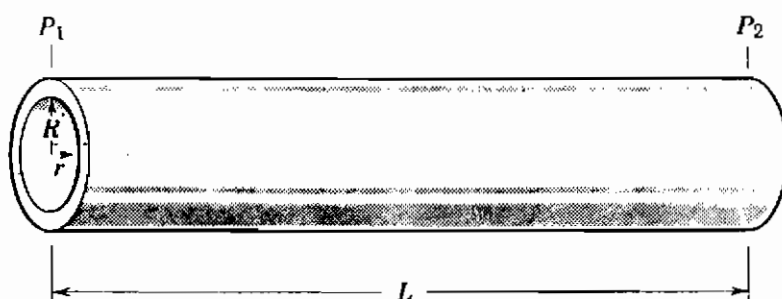


$$-F = -\pi r^2 \Delta P = \eta(2\pi r L) \frac{dv}{dr} \quad (1)$$

چون منظور مقدار آبی است که از لوله عبور می‌کند و اگر به‌خاطر داشته باشیم این مقدار آب برابر است با حاصل ضرب سرعت در سطح مقطع  $\pi r^2$ ، لذا دبی جریان آب برابر است با:

$$q = v \cdot A$$

$$dq = dv \cdot \pi r^2$$



شکل ۲-۲: دیاگرام نشان‌دهنده نحوه بدست آوردن قانون پوازی برای جریان سیاله‌ها در لوله‌های مویین.

اگر مقدار فوق را در معادله (۱) قرار دهیم.

$$-\pi r^2 \Delta P = \eta(2\pi r L) \frac{dq}{dr} \cdot \frac{1}{\pi r^2} \quad (2)$$

که پس از اختصار و جداسازی متغیرها

$$-\pi r^3 \Delta P dr = 2\eta L dq$$

اگر مقدار  $r$  از ۰ تا  $R$  تغییر کند مقدار  $q$  از  $Q$  تا ۰ تغییر خواهد کرد.

$$\int_0^R -\pi r^3 \Delta P dr = \int_Q^0 2\eta L dq$$

و داریم که

$$Q = \frac{\pi \Delta P R^4}{8\eta L} \quad (3)$$

که قانون پوازی به‌دست می‌آید.

قانون پوازی پایه و اساس معادله‌های دیگری است که با توجه به نحوه توزیع اندازه

فضاهای خاک برای تعیین ضریب آب‌گذری یا هدایت هیدرولیکی خاکها ارائه شده است. برخی از این معادله‌ها را در بخشهای بعد که در مورد اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی گفتگو خواهد شد ملاحظه خواهید کرد. قانون پوازی را می‌توانیم با جداکردن گرادیان فشار و سطح به صورت زیر نیز نوشت به طوری که بتواند مقدار جریان را در واحد سطح نشان دهد.  $Q = (\Delta p/L) \cdot (r^2/8\eta)$ . مشاهده می‌شود که برای هرنوع سیاله، مقدار جریان متناسب با توان دوم شعاع لوله موئین است.

### جریان آب در خاک (قانون دارسی)

عده زیادی خاک را بطور ساده مجموعه‌ای از لوله‌های موئین در نظر گرفته، سپس با استفاده از قانون پوازی استثنای آن را بررسی کرده‌اند. فرضیه لوله موئین از اعتبار کاملی برخوردار نیست چون خاک مجموعه‌ای از فضاهای پیوسته و گاهی اوقات ناپیوسته‌ای است که در یک محیط جامد قرار گرفته است. اندازه فضاهای متغیر است و گاهی اوقات به فضاهای دیگر متصل می‌شود و مسیر پیوسته‌ای را برای جریان آب و هوا به وجود می‌آورند. برخی اوقات نیز ممکن است مسدود شده، مانع حرکت مایعات گردد. از لحاظ میکروسکوپی جریان آب در خاک بسیار پیچیده است در سال ۱۸۵۶ دارسی موفق به کشف یک قانون تجربی گردید که سیستم ماکروسکوپی را تشریح می‌کند. این قانون می‌تواند بعنوان یک قانون بنیادی برای جریان آب در خاک مورد توجه قرار گیرد همانطور که قانون اهم پایه و اساس جریان الکتریسته است.

برای درک جریان آب در خاک باید از قانون دارسی آگاه بود. این قانون نه تنها در مسائل مربوط به زهکشی بلکه در مسائل مربوط به جریان آب در خاکهای غیر اشباع نیز مورد استعمال دارد. شکل اصلی این فرمول به صورتی که توسط هنری دارسی (Henry Darcy) ارائه شده، بر اساس آزمایشهایی بود که یک نفر مهندس انگلیسی به نام ریتر (Ritter) در آزمایشگاه دارسی انجام داد.

قانون دارسی بکرات مورد آزمایش قرار گرفته و صحت آن در موقعیت معمولی طراحی سیستمهای زهکشی به اثبات رسیده است. این قانون را می‌توان به این صورت بیان کرد که جریان آب در یک محیط متخلخل متناسب است با گرادیان هیدرولیکی و پارامتر دیگری که ضریب هدایت هیدرولیکی،  $k$ ، نام دارد و یکی از ویژگیهای محیطهای متخلخل است.

قانون دارسی را می‌توان به شکل ریاضی زیر نشان داد:

$$Q = kiA \quad (4)$$

که  $Q$  - حجم آب عبور شده در واحد زمان  $(l^3/t)$

$i$  - گرادیان هیدرولیکی (بدون بعد)

$A$  - سطح مقطع جریان  $(l^2)$

$\alpha$  - ضریب هدایت هیدرولیکی  $(l/t)$

مشابهت بین قانون داری و دیگر قوانین حاکم بر فرایندهای فیزیکی جالب توجه است. مثلاً "قانون اهم" که مربوط به جریان الکتریسته در یک محیط هادی است، بسیار شبیه قانون داری می باشد زیرا جریان الکتریسته با گرادیان ولتاژ و هدایت مخصوص نسبت مستقیم دارد. بطور مشابه جریان حرارت در اجسام جامد متناسب با گرادیان درجه حرارت و خاصیتی از ماده است به نام ضریب هدایت حرارتی.

مقدار انرژی در واحد حجم سیاله برای یک خط جریان که بصورت ماندگار بوده و فاقد شتاب باشد بوسیله معادله زیر به دست می آید.

$$\int^s dE_v = \rho v^2/2 + p - \gamma z$$

که  $\rho$  دانسیته سیاله،  $v$  سرعت سیاله،  $p$  فشار در داخل سیاله،  $\gamma$  وزن مخصوص سیاله و  $z$  فاصله عمودی بین یک سطح تقایسه و نقطه‌ای از سیاله است که انرژی آن مورد نظر می باشد. منظور از جریان ماندگار حالتی است که در آن سرعت جریان در مورد تمام نقاط سیاله نسبت به زمان ثابت باقی می ماند. اگر  $E_v$  تابع زمان نباشد در این صورت  $E_v$  مقدار ثابتی خواهد بود.

هریک از اجزاء معادله فوق دارای دیمانسیون انرژی در واحد حجم است. جزء اول انرژی سینتیک، و دو جزء بعدی نشان دهنده انرژی پتانسیل است. این معادله انرژی به نام تثوری (قضیه) برنولی معروف است. اگر هریک از اجزای معادله فوق بر  $\gamma$  (وزن مخصوص سیاله) تقسیم شود در این صورت خواهیم داشت:

$$E_w = v^2/2g + p/\gamma + z$$

حال هریک از اجزاء دارای دیمانسیون انرژی در واحد وزن سیاله بوده که معادل طول می باشد و چون مجموعاً بصورت بار (ارتفاع) توصیف می شوند  $E_w$  را بار کل،  $v^2/2g$  را بار سرعت  $p/\gamma$  را بار فشار و  $z$  را بار ثقلی یا وضعیت مکانی نامند.

در جریان آب زیرزمینی، برای منظور نمودن مقدار افت انرژی در اثر مقاومت هریک از منافذ در مقابل جریان لزج سیاله، باید جزء دیگری را نیز وارد معادله می کنیم که به نام

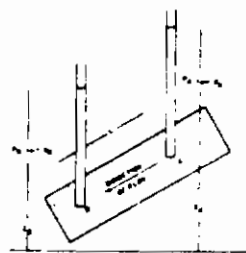
"افت بار" موسوم است  $\Delta H$  نشان‌دهنده افت کلی بار است که برحسب انرژی در هر واحد وزن سیاله به‌ازاء طول طی شده  $\Delta s$  می‌باشد.

با توجه به شکل ملاحظه می‌شود که:

$$p_a/\gamma_w + z_a + v_a^2/2g = p_b/\gamma_w + z_b + v_b^2/2g + \Delta H$$

که  $\Delta H$  مقدار کل افت بار (انرژی در هر واحد وزن سیاله) در طول طی شده  $\Delta s$  است. نسبت

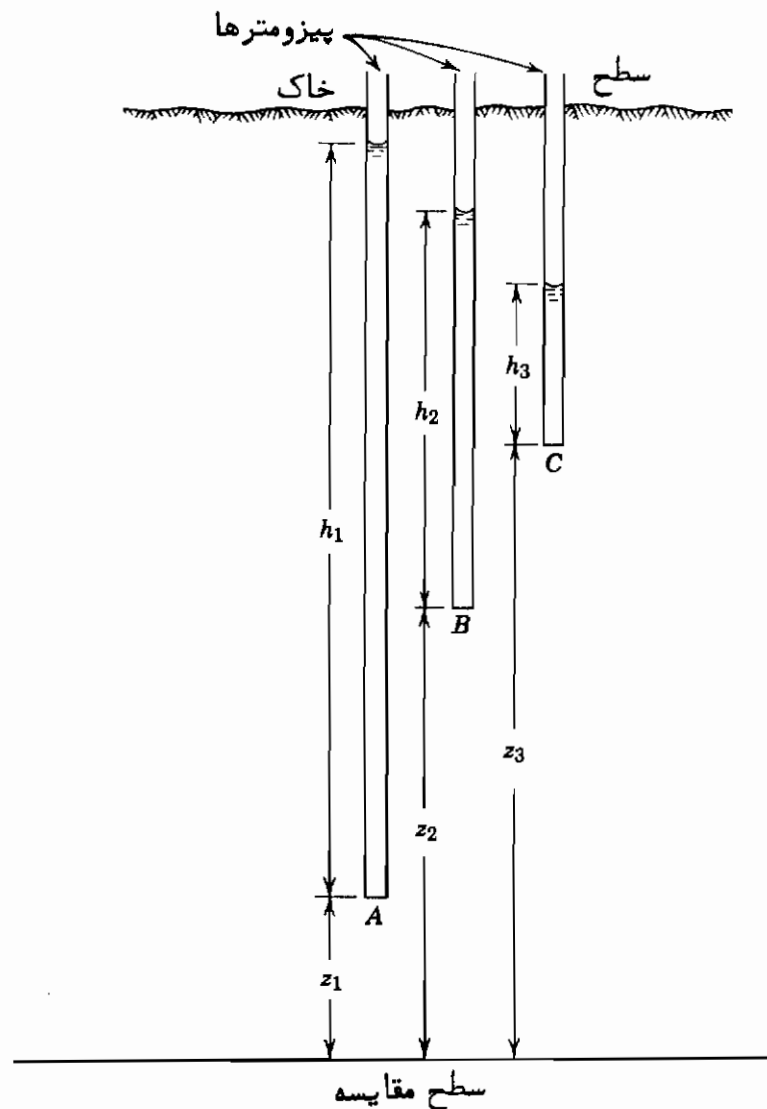
$$i = - \lim_{\Delta s \rightarrow 0} \Delta H / \Delta s = - dH / ds$$



را گرادیان هیدرولیکی نامیده و عبارت است از مقدار انرژی تلف شده در هر واحد وزن سیاله (یک عدد خالص). بار نظیر سرعت برای سرعتی معادل یک فوت مکعب در ثانیه که عدد نسبتاً بزرگی است فقط ۰/۰۱۵ فوت می‌باشد. بنابراین می‌توان از بار سرعت صرف‌نظر نمود. لذا بار هیدرولیکی برابر است با  $H = p/\gamma_w + z$ .

### اندازه‌گیری بار هیدرولیکی

شیب و بار هیدرولیکی را می‌توان در مزرعه اندازه‌گیری نمود. آنچه در مورد خاکهای اشباع لازم است لوله دوسر بازی است که در عمق مناسبی در خاک کوبیده می‌شود با اندازه‌گیری سطح آب در لوله می‌توان بار هیدرولیکی را در انتهای لوله به دست آورد. چنین لوله‌ای را "پیزومتر" نامند که معنی آن فشارسنج است. بار فشار در انتهای لوله برابر است با ارتفاع آب در لوله و بار ثقلی فاصله عمودی انتهای لوله نسبت به یک سطح مقایسه است. مجموع بار فشار و بار ثقلی برابر بار هیدرولیکی است. بار هیدرولیکی را می‌توان با قراردادن چندین لوله در کنار یکدیگر ولی در عمقهای مختلف خاک—همان‌طور که در شکل ۳-۷ نشان داده شده است—اندازه‌گیری کرد. بار فشار در نقطه A،  $h_1$  در نقطه B،  $h_2$  و در نقطه C،  $h_3$  است. اگر بارهای ثقلی به ترتیب  $z_1$ ،  $z_2$  و  $z_3$  باشد بار هیدرولیکی در نقطه A برابر  $H_1 = h_1 + z_1$  در نقطه B برابر  $H_2 = h_2 + z_2$  و در نقطه C برابر  $H_3 = h_3 + z_3$  است.



شکل ۷-۳: پیزومترهای نصب شده به منظور اندازه‌گیری فشار آب در خاک و گرادیان هیدرولیکی در جهت عمودی.

فاصله  $A$  تا  $B$  مساوی  $z_2 - z_1$  بوده لذا شیب هیدرولیکی برابر است با:

$$\frac{(h_1 + z_1) - (h_2 + z_2)}{z_2 - z_1} = \frac{h_1 - h_2 + z_1 - z_2}{z_2 - z_1} \quad (5)$$

شدت جریان (velocity flux) و سرعت پیشروی

قانون دارسی را به صورت زیر می‌توان نوشت:

$$\frac{Q}{A} = ki = v \quad (6)$$

دراین فرمول  $Q$  حجم آبی است که در واحد زمان از سطح مقطعی به مساحت  $A$  عبور می‌کند.

$Q/A$  را شدت جریان نامند که دارای دیمانسیون سرعت است و نشان دهنده مقدار دبی در واحد سطح می باشد.

در مورد جریان آب در یک لوله، معادله ۶ سرعت متوسط حرکت آب را به دست می دهد ولی در حالت حرکت آب در یک جسم متخلخل سرعت متوسط با شدت جریان متفاوت است زیرا قسمت عمده ای از سطح مقطع جریان  $A$  بوسیله ماده جامد اشغال شده است. سرعت متوسط ذرات آب در خاکها را سرعت پیشروی می نامند و بستگی به تخلخل ماده ای دارد که آب از داخل آن عبور می کند.

اگر سطحی را عمود بر جهت جریان در نظر بگیریم مساحت فضاهای خالی مساوی خواهد بود با تخلخل  $n$  ضرب در سطح مقطع  $A$  یعنی:  $A_n = A \cdot n$  که  $A_n$  - مساحت فضاهای خالی،  $A$  - سطح مقطع جریان و  $n$  - تخلخل می باشد.

بنابراین، سرعت متوسط جریان عبارت است از

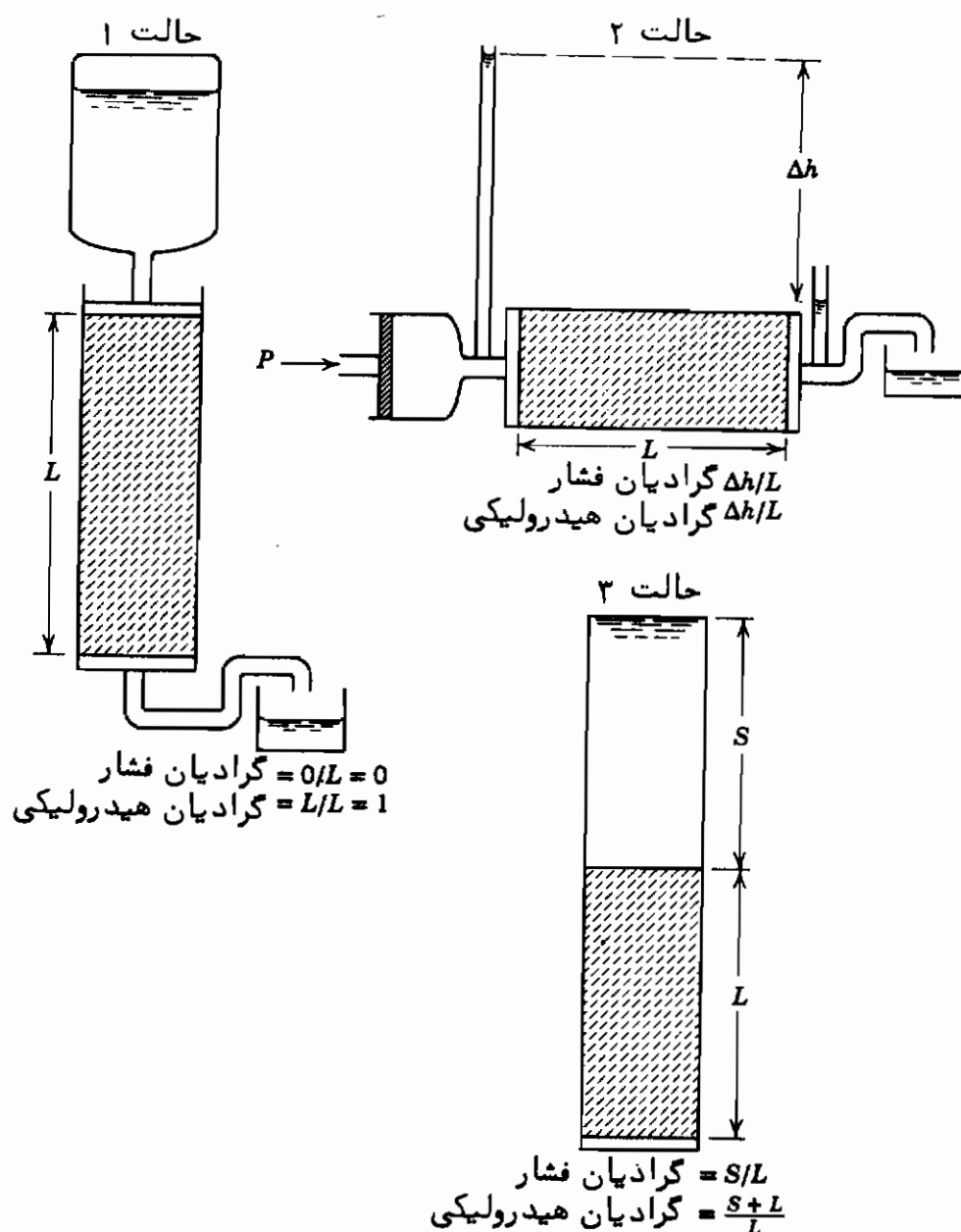
$$v_A = \frac{Q}{A_n} \quad (7)$$

که در آن  $v_A$  سرعت پیشروی و  $Q$  حجم جریان در واحد زمان است.

### پراکندگی (انتشار)

همان طور که سرعت ذرات آب در یک لوله با سرعت متوسط آب یکسان نمی باشد در داخل خاک نیز سرعت واقعی هر ذره مساوی سرعت متوسط - که از معادله ۷ به دست می آید نخواهد بود. در هر منفذ سرعت حرکت ذره ای که در مرکز قرار گرفته است بیش از سرعت حرکت در جدار آن منفذ است.

علاوه بر انتشاری که موجد آن سرعت است یک انتشار بندسی هم وجود دارد که به دلیل ماهیت جریان در داخل محیطهای متخلخل صورت می گیرد. به دلیل انشعابات و شاخه شدن منافذ یک قطره از ماده رنگی در حین حرکت به جلو در جهت افقی هم پخش می شود. این پدیده در سال ۱۹۵۵ توسط اسلیچر (Slichter) تشریح شده است. اخیراً "شیدگر" (Scheidegger) این پدیده را انتشار یا پراکندگی (dispersion) نام گذاشته و تحلیل ریاضی آن را نیز ارائه داده است. پدیده انتشار در مسایلی از قبیل شستشوی نمکها حرکت کودهای شیمیایی در خاک، تداخل آبهای شور در سفره های آب زیرزمینی و غیره دخالت دارد.



شکل ۴-۷: مثالهایی در مورد گرادیان فشار و گرادیان هیدرولیکی

#### محدودیت‌های قانون دارسی

قانون دارسی زمانی معتبر است که حرکت آب در داخل محیط متخلخل به صورت ورقه‌ای صورت گیرد. به عبارت دیگر هیچ‌گونه تلفات انرژی در اثر حرکت تلاطمی وجود نداشته باشد. این شرط در بیشتر حالات جریان آب در خاک و مسایل مربوط به حرکت آب زیرزمینی به داخل چاه‌ها صادق است. معمولاً برای تعیین این که آیا جریان ورقه‌ای است یا نه از عدد رینولد استفاده می‌شود که به صورت زیر توصیف شده است.

$$R = d v \frac{\rho}{\eta}$$

که در آن  $v$  - سرعت جریان

$d$  - قطر لوله

$\eta$  - لزجت سیاله

و  $\rho$  - دانسیته سیاله است

بنابه پیشنهاد فانچر (Fancher)، لوئیس (Lewis) و بارنز (Barnes) رابطه بین عدد رینولدز و قطر متوسط ذرات خاک بصورت زیر است:

$$d = \sqrt[3]{\sum n_s d_s^3 / \sum n_s}$$

در این فرمول  $d_s$  میانگین عددی اندازه سوراخهای دو الک متوالی از سریهای تیلر (Tyler) یا سریهای استاندارد ایالات متحده و  $n_s$  درصد ذراتی است که قطرشان  $d_s$  می باشد (به دست آمده از آنالیز الکها).

آزمایش نشان داده است که خارج شدن جریان از حالت ورقه ای زمانی صورت می گیرد که عدد رینولدز بسته به اندازه و شکل ذرات بین ۱ تا ۱۰ باشد.

### خارج شدن آب از خاک

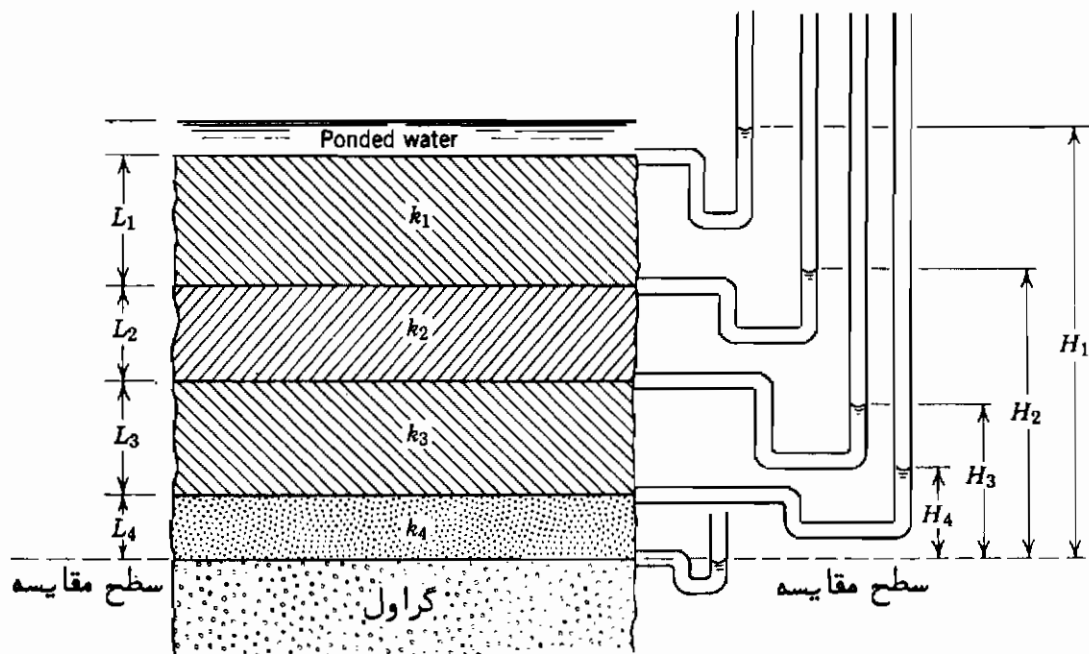
برای آن که آب بتواند از داخل خاک وارد هوای آزاد شود لازم است که فشار آن بیش از فشار اتمسفر باشد. برای آن که آب از خاک به داخل اتمسفر جریان یابد می بایست فشار آب در خاک از نیروی کاپیلاری که نگه دارنده آب در خاک است فزونی داشته باشد و این وضعیت زمانی رخ می دهد که فشار به مقدار کمی زیادتر از فشار اتمسفر گردد. برای پیدایش قطرات آب در حد فاصل هوا با خاک باید فشار به اندازه کافی باشد تا بتواند بر نیروی کشش سطحی که در مقابل تشکیل قطرات مقاومت می کند غلبه نماید.

### گاربورد قانون داری در بعضی مسائل مربوط به جریان

در بخش قبلی نشان داده شد که جریان آب در خاک با شیب هیدرولیکی و خصوصیتی از خاک به نام نفوذپذیری (هدایت آبی) نسبت مستقیم دارد. خاکها به شکلی که در طبیعت یافت می شوند بندرت نفوذپذیری (هدایت آبی) یکنواختی



دارند. در بیشتر موارد هدایت آبی به علت تجمع رس در طبقات زیرین نسبت به عمق خاک کاهش پیدا می‌کند. بنابراین جالب خواهد بود که ستونی از یک خاک مطبق مورد مطالعه قرار گیرد تا نحوه استفاده از قانون داریسی برای تحلیل چنین جریانی روشن گردد. جریانی را در داخل ستونی از خاک که به صورت نمودار در شکل ۷-۵ نشان داده شده در نظر می‌گیریم. برای توصیف جریان آب در داخل ستون خاک از دو رابطه کمک می‌گیریم. ابتدا فرض می‌کنیم که قانون داریسی برای جریان آب در هر قسمت صادق باشد. دوم فرض را بر این قرار می‌دهیم که آبی به هیچ وجه از دیواره‌های اطراف عبور نکند و در خاک هم ذخیره نشود. با توجه به این فرض مقدار جریانی که از یک لایه عبور می‌کند مساوی مقدار جریانی است که از لایه‌های دیگر می‌گذرد. این رابطه مشابه رابطه‌ای است که در مورد جریان آب در لوله‌هایی که سطح مقطع آن در طول مسیر متغیر است به کار می‌رود.



شکل ۷-۵: جریان عمودی در خاکهای مطبق

شرط دیگری که باید برقرار باشد ماندگار بودن جریان - به عبارت دیگر لایتغیر بودن سرعت جریان با زمان - است.

با توجه به آنچه که در بالا تذکر داده شد به استخراج معادلات لازم می‌پردازیم. ابتدا فشارسنج‌ها را بطور افقی در داخل خاک در حد فاصل بین لایه‌های مختلف نصب کرده و مقدار جریان در هر لایه را با استفاده از قانون داریسی مطالعه می‌کنیم همان‌طور که شکل ۷-۵ نشان می‌دهد شیب بار آبی را می‌توان از روی ارتفاع ستونهای آب در فشارسنجها به دست آورد.

مقدار جریان در هر لایه خاک عبارتست از:

$$Q_1 = k_1 \frac{H_1 - H_2}{L_1} A$$

$$Q_2 = k_2 \frac{H_2 - H_3}{L_2} A$$

$$Q_3 = k_3 \frac{H_3 - H_4}{L_3} A$$

$$Q_4 = k_4 \frac{H_4 - 0}{L_4} A$$

معادلات فوق را به صورت زیر نیز می توان نوشت:

$$Q_1 \frac{L_1}{k_1} = (H_1 - H_2)A$$

$$Q_2 \frac{L_2}{k_2} = (H_2 - H_3)A$$

$$Q_3 \frac{L_3}{k_3} = (H_3 - H_4)A$$

$$Q_4 \frac{L_4}{k_4} = (H_4 - 0)A$$

اگر چهار معادله بالا را با هم جمع کنیم با توجه به این که  $Q_1 = Q_2 = Q_3 = Q_4 = Q$  است خواهیم داشت:

$$Q \left( \frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \frac{L_3}{k_3} + \frac{L_4}{k_4} \right) = H_1 A$$

$$Q = \frac{\sum L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \frac{L_3}{k_3} + \frac{L_4}{k_4}} \cdot \frac{H_1}{\sum L} A$$

که  $\frac{\sum L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + \frac{L_3}{k_3} + \frac{L_4}{k_4}}$  را می توان ضریب نفوذپذیری ظاهری نامید.

حال فرض کنید، بجای ستون مطبق در مثال قبل، آب در جهت موازی با طبقات خاک حرکت نماید که در مزرعه این وضعیت زیاد معمول است.

در یک خاک که متشکل از دولایه است، شیب هیدرولیکی در هر دو لایه مساوی است، لذا هیچگونه جریانی از یک لایه به لایه دیگر وارد نمی شود و کل مقدار جریان برابر مجموع

ریار د، هریک از لایه‌ها می‌باشد .

اگر مقدار جریان در ۱ به ۱

و در لایه ۲

باشد مقدار کل جریان عبارت است از :

$$\begin{aligned} Q_1 + Q_2 &= k_1 i A_1 + k_2 i A_2 \\ &= (k_1 A_1 + k_2 A_2) i \end{aligned}$$

ضریب نفوذپذیری در قانون داریسی

کلمه "نفوذپذیری" در فرهنگ لغات به صورت توانایی یا استعداد یک محیط متخلخل در هدایت یا انتقال سیالات تعریف شده است. چون این تعریف کیفی است لذا باید در جستجوی تعریف دقیق‌تری باشیم که از نظر فیزیکی قابل دفاع باشد. برای رسیدن به این تعریف مناسب خواهد داشت که قانون داریسی را مجدداً مورد مطالعه قرار دهیم. ترسیم جامع قانون داریسی در سیستم یک بعدی به صورت زیر است:

$$Q = - \frac{k' g \rho}{\eta} \cdot \frac{dH}{dl} A$$

که  $\rho$  - دانسیته سیاله

$g$  - شتاب ثقل زمین

$\eta$  - لزجت سیاله مطابق آنچه در بخش قبل ذکر شد

$-dH/dl$  - شیب هیدرولیکی است که در این جا به صورت دیفرانسیلی نوشته شده

$A$  - سطح مقطع جریان

$Q$  - حجم جریان در واحد زمان

اگر معادله فوق را نسبت به  $k'$  حل کنیم خواهیم داشت :

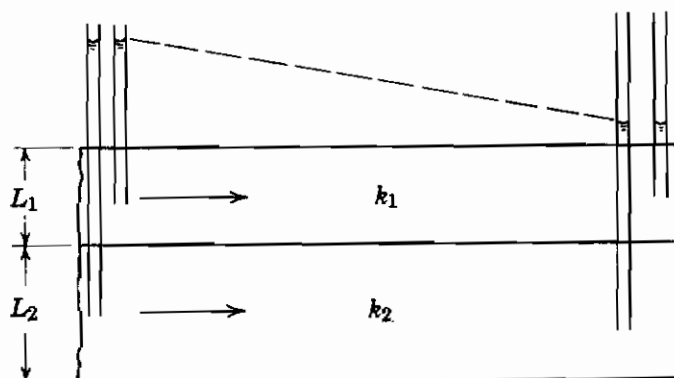
$$k' = Q \frac{\eta}{\rho g} \cdot \frac{1}{-dH/dl} \cdot \frac{1}{A}$$

دیمانسیون  $k'$  عبارت است از :

$$k' = (l^3 l^{-1})(ml^{-1} l^{-1})(m^{-1} l^3)(l^{-1} l^2)(l^{-2}) = l^2$$

در این حالت  $k'$  را ضریب نفوذپذیری ذاتی نامیده و از ویژگی مهم آن این است که به سیاله

یا گازی که برای اندازه‌گیری مورد استفاده قرار می‌گیرد بستگی ندارد. واحد آن سانتی‌متر مربع یا فوت مربع است.



شکل ۷-۶: جریان افقی از داخل یک خاک مطبق

برحسب تعریف اگر لزجت سیالهای یک پواز، دانسیته آن یک  $\text{g/cm}^3$  و دبی مخصوص یک  $(\text{cm}^3/\text{sec})/\text{cm}^2$  تحت نیروی یک دین برگرم در داخل محیط متخلخلی جریان داشته باشد ضریب نفوذپذیری ذاتی چنین محیطی یک سانتی‌متر مربع خواهد بود. چون در عمل مشاهده می‌شود که ضریب نفوذپذیری ذاتی یک سانتی‌متر مربع در مقایسه با مقادیر اندازه‌گیری شده عدد بزرگی است لذا واحد طول را میکرون گرفته و برای ضریب نفوذپذیری ذاتی واحد میکرون مربع به کار می‌رود.

دیمانسیون نفوذپذیری ذاتی طوری است که برای کارهای مهندسی واحد چندان مناسبی به شمار نمی‌رود. با توجه به این که معمولاً "سروکار ما در حرکت در محیطهای متخلخل با آب است می‌توانیم نفوذپذیری را با واژه دیگری به نام ضریب هدایت هیدرولیکی که بصورت معادله زیر توصیف می‌شود مشخص کنیم:

$$k = \frac{k' \rho g}{\eta}$$

که  $k'$  ضریب نفوذپذیری ذاتی است.

علامت  $k$  را گاهی اوقات ضریب نفوذپذیری هیدرولیکی کل (lumped permeability constant) می‌نامند. انجمن علوم خاک‌شناسی آمریکا آن را به عنوان "ضریب هدایت هیدرولیکی" نام نهاده و دیمانسیون آن مانند سرعت سانتی‌متر در ساعت، اینچ در ساعت و یا فوت در روز است. کاربرد این گونه واحدها بسیار مناسب است زیرا همانند واحدهایی است که برای اندازه‌گیری باران و آب به کار می‌رود.

در هر حال روی این نکته باید تاکید کرد که بدون مشخص بودن نوع سیاله و درجه حرارت آن در موقع اندازه گیری، نمی توان اندازه های دقیقی از  $k$  را ارائه نمود. اگر سیاله، آب باشد می توان دانسیته نسبی آنرا یک فرض کرد اما تغییرات لزجت آب با درجه حرارت زیاد است به طوری که در ۱۰ درجه سانتی گراد لزجت آب  $1/303$  سانتی پواز، در ۲۰ درجه سانتی گراد  $1/502$  سانتی پواز و در ۳۰ درجه سانتی گراد  $5/789$  سانتی پواز می باشد. چون در ۲۰ درجه سانتی گراد لزجت آب خیلی نزدیک به یک سانتی پواز است لذا این درجه حرارت را به عنوان مبنا در نظر گرفته و با استفاده از رابطه زیر بقیه ضریبها به آن تبدیل می شود.

$$k_{20^\circ} = k_{x^\circ} \frac{\eta_{x^\circ}}{\eta_{20^\circ}}$$

رابطه بین ضریب هدایت هیدرولیکی و ضریب نفوذپذیری ذاتی خاک نسبت به آب را می توان با مثال زیر تشریح کرد:

خاکی را در نظر بگیرید که ضریب هدایت هیدرولیکی آن برای آب در  $20^\circ\text{C}$   $k = 10 \text{ cm/hr} = 10/3600 \text{ cm/sec}$  و مقدار  $\eta = 0.01 \text{ poise}$  باشد در این صورت خواهیم داشت:

$$k = k' \frac{\rho g}{\eta}$$

$$k' = k \frac{\eta}{\rho g} = \frac{0.01 \times 10}{1 \times 980 \times 3600} = 2.8 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 = 2.8 \mu^2$$

مقادیر مختلف  $k$  و  $k'$  نسبت به آب ۲۰ درجه سانتی گراد در واحدهای مختلف به شرح زیر است:

ضریب هدایت هیدرولیکی  $k$  در  $20^\circ\text{C}$       ضریب نفوذپذیری ذاتی  $k'$

$2.8 \times 10^{-8} \text{ cm}^2$	10 cm/hr
$2.8 \mu^2$	10 cm/hr
$1 \mu^2$	3.5 cm/hr
$0.28 \mu^2$	1 cm/hr
$280 \text{ m}\mu^2$	1 cm/hr

البته آنچه در بالا ذکر شد تمامی واحدهایی را که در توصیف نفوذپذیری یک محیط متخلخل به کار می رود در بر نمی گیرد.

در مورد آبهای زیرزمینی قانون دارسی غالباً "به شکل زیر نوشته می شود:

$$Q = PIA$$

که در آن  $Q$  - مقدار دبی در واحد زمان

$P$  - ضریب نفوذپذیری

$I$  - شیب هیدرولیکی (گرادیان هیدرولیکی)

و  $A$  - مساحت سطح مقطع است .

ضریب نفوذپذیری عبارت است از میزان جریان برحسب گالن در روز که از سطح مقطعی معادل یک فوت مربع تحت شیب هیدرولیکی صد درصد (یک) در ۶۰ درجه حرارت فارنهایت عبور می‌کند .

$$Q = \frac{k(P_1 - P_2)}{\eta L} A$$

که در این فرمول  $\eta$  لزجت است .

اگر  $P_1 - P_2$  = یک اتمسفر

$L$  = یک سانتی‌متر

$A$  = یک سانتی‌متر مربع

$\eta$  = یک سانتی‌پواز

و  $Q$  = یک سانتی‌متر در ثانیه باشد

مقدار  $k$  از لحاظ عددی برابر یک داری خواهد بود . توجه شود که در معادله فوق جزء بار ثقلی از معادله داری حذف شده است . در مسایل مربوط به نفت ، بار فشار در مقایسه با بار ثقلی بسیار زیاد است و می‌توان با قبول کمی اشتباه بار ثقلی را حذف نمود .

### جریان موپینه‌ای در بالای سطح ایستابی

جریان موپینه‌ای به جریان آب در منطقه موپینه‌ای بالای سطح ایستابی اطلاق می‌گردد . این جریان همانند جریان آب در زیر سطح ایستابی ، تحت یک شیب هیدرولیکی انجام گرفته و به نظر می‌رسد که از قانون داری تبعیت نماید . وجود چنین جریانی در خاک نشان دهندهٔ این واقعیت است که رشته‌های آب در سرتاسر خاک پیوسته بوده و موجب انتقال فشار است .

به هر حال بین جریان موپینه‌ای و جریان آب در منطقه ماندابی زیر سطح ایستابی اختلاف مهمی وجود دارد . این اختلاف ناشی از رابطه بین فشار موپینه‌ای و هدایت هیدرولیکی است . هدایت هیدرولیکی را در مورد جریان موپینه‌ای ، "هدایت موپینه‌ای" می‌نامند . با

افزایش فشار مویینه‌ای هدایت مویینه‌ای کاهش می‌یابد. رابطه بین فشار مویینه‌ای و هدایت مویینه‌ای از خاکی به خاک دیگر متغیر است.

بطور کلی با افزایش فشار مویینه‌ای هدایت مویینه‌ای سریعاً کاهش می‌یابد. در فشار مویینه‌ای حدود  $\frac{1}{3}$  تا  $\frac{1}{10}$  اتمسفر، هدایت مویینه‌ای خیلی نزدیک به صفر است. این فشار مویینه‌ای تقریباً "متعلق به ظرفیت نگهداری است".

چگونگی توزیع رطوبت در یک خاک زهکشی شده

اگر از تبخیر سطحی خاک جلوگیری به عمل آید پس از یک زمان نسبتاً طولانی رطوبت خاک به حال تعادل خواهد رسید. در این حالت بنا به گفته با کینگهام (Bukingham) خاک نیروی جاذبه‌ای از خود نشان می‌دهد که آب را برخلاف نیروی ثقل که در جهت تخلیه کامل خاک از آب عمل می‌کند در خود نگه می‌دارد.

جدول ۷-۱: هدایت مویینگی ( $k$ , mm/day)

فشار مویینه‌ای, $h$ (cm)	Hanwood Loam (Yandera)	Banne Sand	Camarooka Clay Loam	Tuppall Clay	Jondergan Clay Loam
0	750	270	80.0	169.0	60.0
10	350	95	29.5	32.0	18.0
20	180	43.5	11.2	8.0	8.2
40	64	16.3	3.4	2.5	2.6
80	12.5	6.3	0.95	1.03	0.60
150	1.5	2.7	0.23	0.36	0.16
200	0.58	1.55	0.11	0.185	0.082

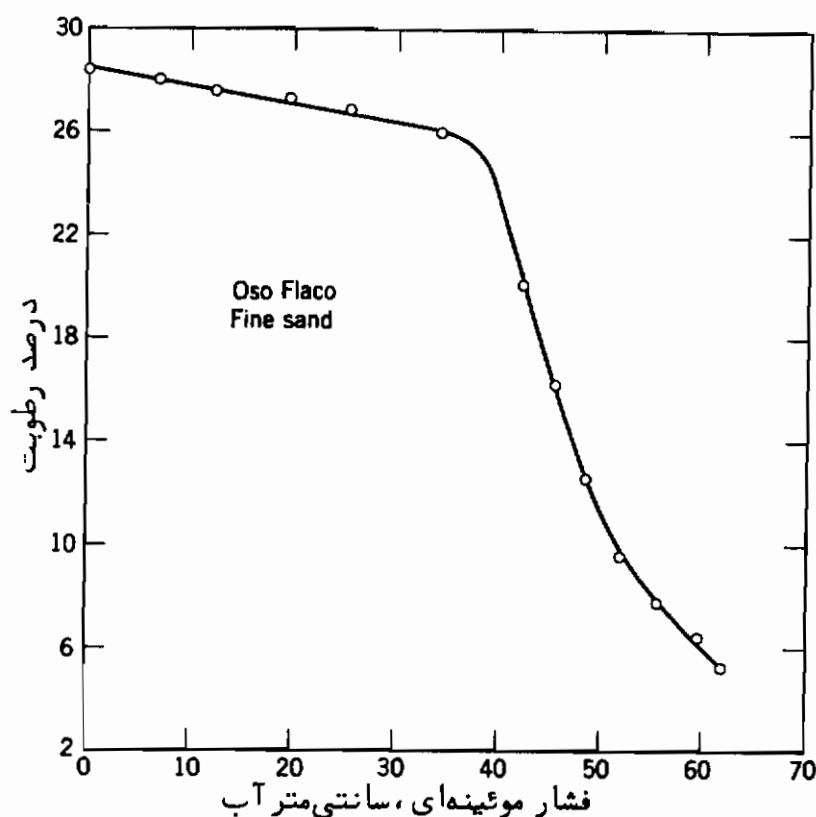
منحنی تغییرات درصد رطوبت خاک (در حالت تعادل) نسبت به ارتفاع را در یک ستون خاک نیمرخ یا پروفیل رطوبتی گویند. چایلدز و کولیس-جرج (Childs and Collis-George) خاطر نشان کرده‌اند که پروفیل رطوبتی خاک با همان منحنی خصوصیات رطوبتی یکی است. در مورد ماسه نوع بان Banne sand رابطه بین هدایت و فشار مویینه‌ای به صورت زیر است:

$$k = \frac{350}{h^2 + 17}$$

این رابطه برای لوم رسی کاماروکا Camarooka clay loam عبارت است از:

$$k = \frac{560}{h^2 + 80}$$

برای اندازه‌گیری  $k$  ( $h = 0$ ) از روش چاهک (augerhole) با ۴ تا ۱۲ تکرار استفاده شده است. اطلاعات فوق مربوط به رابطه بین هدایت مویینه‌ای و فشار مویینه‌ای است که توسط تالسما (T. Talsma) روی خاکهای استرالیا آزمایش شده است، گرادیان رطوبت بوسیله تانسیومتر و حرکت آب از طریق میزان انتقال نمک تعیین شده است. حرکت نمک نیز از طریق نمونه‌گیری و تعیین تغییرات غلظت نمک نسبت به زمان مشخص گردیده است.



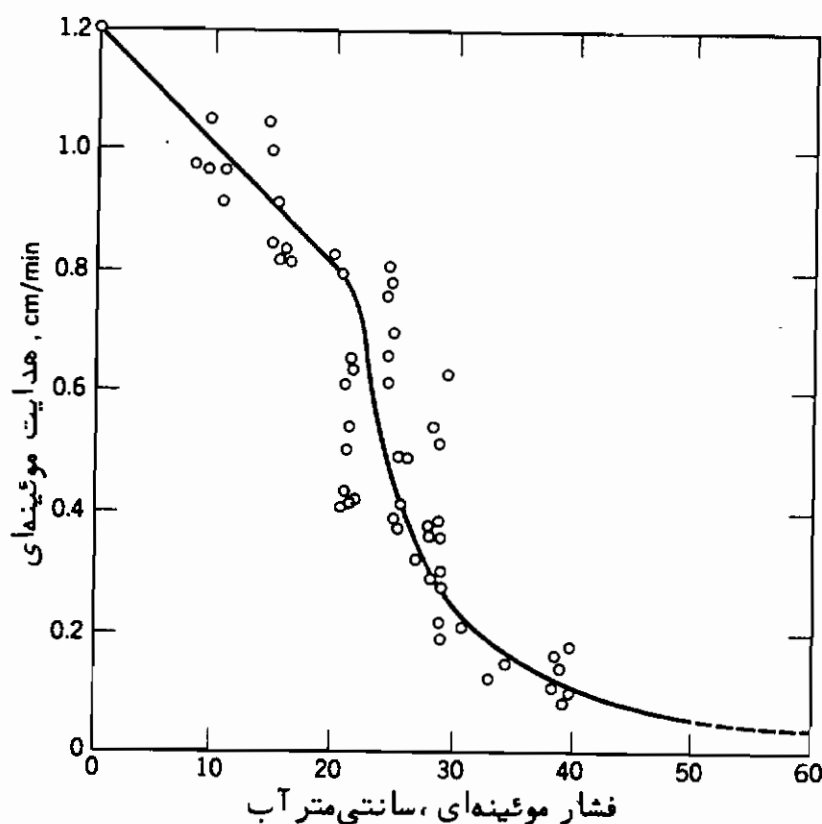
شکل ۷-۷: منحنی پروفیل رطوبت

چون هدایت آبی خاک تا حدی تابع مقدار رطوبت آن است لذا پروفیل رطوبتی اطلاعات جالبی را در مورد نقش خاک در شرایط واقعی زهکشی آشکار می‌سازد. در بالای سطح ایستابی در بیشتر خاکها، لایه‌ای وجود دارد که مقدار رطوبت آن یکنواخت و هدایت هیدرولیکی آن اساساً همان هدایت هیدرولیکی خاک اشباع است این لایه را نوار مویینه‌ای می‌نامند چایلدز (Childs) اولین کسی بود که این واژه را به کار برد، اما کاربردی که از واژه مویینه‌ای مورد نظر او بود با کاربرد معمولی این واژه برای لایه خیس شده حاصل از سطح ایستابی در اراضی خشک، تفاوت دارد.

ضخامت نوار مویینه‌ای برای شن ممکن است فقط ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متر باشد ولی برای خاکهای لومی و رسی ممکن است ضخامت این لایه زیادتر باشد. در مورد خاکهای دیگر که توزیع



منافذ در آنها یکنواخت است به سختی می توان نوار موینه‌ای را تشخیص داد. در هر حال صرف نظر از ضخامت لایه موینه‌ای امروزه معلوم گردیده است که این لایه در چگونگی جریان آب در زه‌کشهای زیرزمینی نقش اساسی دارد.



شکل ۷-۸: رابطه بین فشار موینه‌گی و هدایت موینه‌گی در مورد خاک  
Oso Flaco Fine Sand

در برخی از مطالعات مربوط به حرکت آبهای زیرزمینی، سطح ایستابی به عنوان سطح آزاد آب در نظر گرفته می شود. سطح آزاد آب سطحی است که در تماس و تعادل با اتمسفر است. بنابراین خطی از جریان است که فشار در امتداد آن برابر یک اتمسفر می باشد. در هنگام به کار گرفتن مفهوم سطح آزاد آب در حرکت آب در داخل خاکها، تاثیر حرکت آب در داخل نوار موینه‌ای نادیده گرفته می شود این امر باعث می شود که نتایج حاصله از تجزیه و تحلیلها تقریبی باشد.

در مطالعه جریان آب در داخل سفره‌های زیرزمینی بزرگ یا جریان آب در زیر سدها، که در آن منطقه جریان در زیر سطح آزاد آب به مراتب بزرگتر از نوار موینه‌ای است، اگر از حرکت آب در نوار موینه‌ای صرف نظر شود خطاهای حاصله چندان جدی نخواهد بود. ولی در مطالعات مربوط به حرکت آب در خاکهای تحت زه‌کشی چون ضخامت لایه بین سطح آزاد آب تا زه‌کش تقریباً مساوی ضخامت نوار موینه‌ای است لذا صرف نظر کردن از این لایه

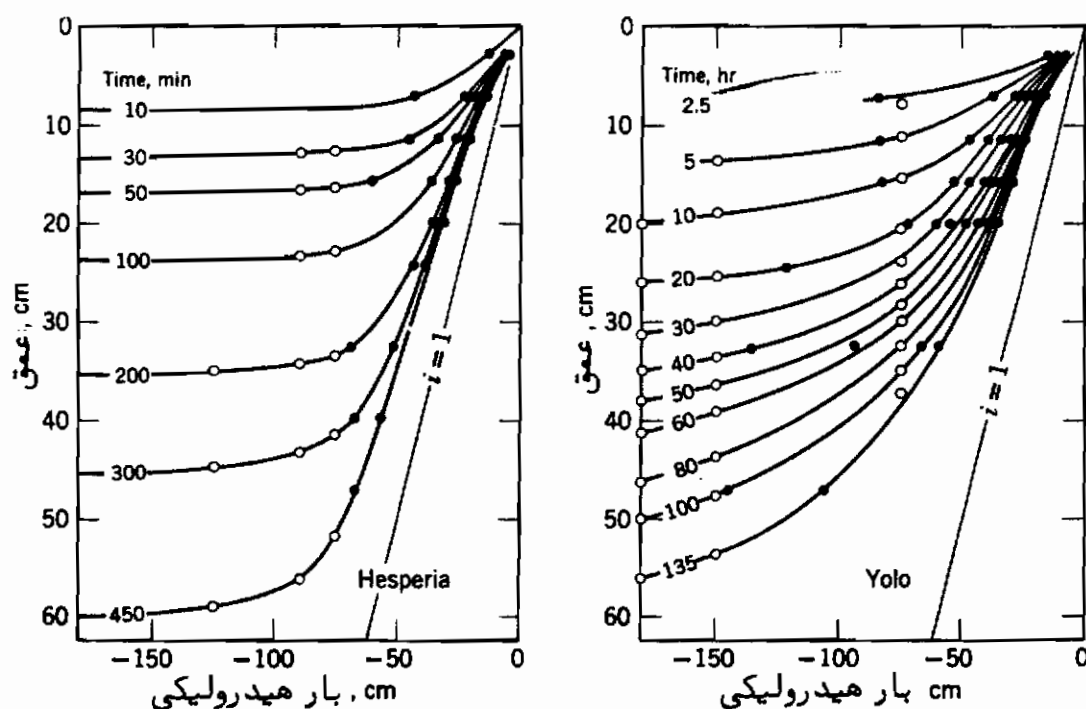
خطاهای بزرگی را به همراه خواهد داشت.

وارد شدن آب به داخل خاک خشک (نفوذ)

در مبحث قبل که در مورد جریان آب در داخل خاک گفتگو شد سروکار ما صرفاً با جریان پیوسته آب در داخل محیط متخلخل بود و بطور ضمنی فرض بر این بود که تمام منطقه‌ای که آب از آن می‌گذرد اشباع باشد. ولی در هنگام ریزش باران روی خاک خشک، ناپیوستگی رطوبت بر فرایند حرکت آب در داخل خاک موثر است. حرکت آب به داخل خاک مشابه فرورفتن پیستون در داخل یک استوانه است. بین خاک خشک زیرین و خاک مرطوب مرز مشخصی وجود دارد که به آن جبهه رطوبت گویند. منطقه پشت این جبهه منطقه انتقال نام دارد.

منطقه انتقال، منطقه غیراشباعی است که طول آن دائماً روبه افزایش بوده و رطوبت و فشار آن تقریباً در قسمت‌های مختلف یکنواخت است. معمولاً فشار کاپیلاریته در منطقه انتقال حدود ۲۵ سانتی‌متر و رطوبت آن ۸۰ درصد است.

سرعت نفوذ، که به روش غرقاب کردن سطح خاک تعیین می‌شود، از شروع آزمایش نسبت به زمان مرتب کاهش پیدا می‌کند تا این که پس از گذشت مدتی دیگر کاهشی نداشته و سرعت آن ثابت می‌شود.



شکل ۷-۹: رابطه بین بار، عمق و زمان برای خاکهای

(Miller and Riehard) Yolo loam Hesperia Sandy loam

در تشریح تغییرات سرعت نفوذ آب نسبت به زمان چندین فرمول تجربی ارائه شده است که از آن جمله می‌توان رابطه زیر را به دست داد:

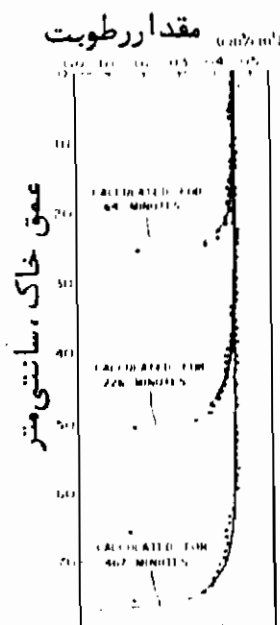
$$i = at^b \quad (8)$$

در این فرمول  $i$  سرعت نفوذ آب به داخل خاک و  $t$  زمان (برحسب ثانیه) است.  $a$  نشان - دهنده سرعت نفوذ در زمان  $t = 1$  و  $b$  ضریبی است که همیشه منفی و مقدار آن بین صفر و -۱ می‌باشد.

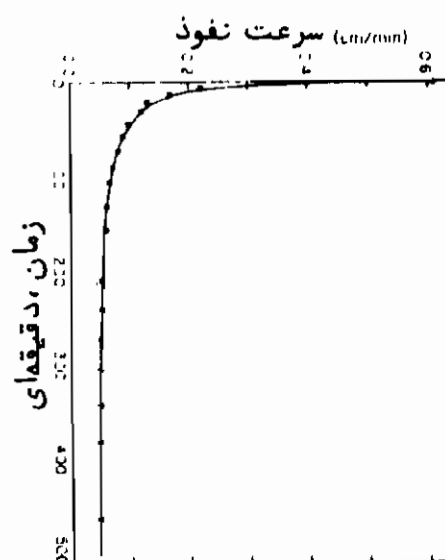
نقص معادله فوق در این است که اگر زمان به مقدار زیادی افزایش یابد مقدار نفوذ به سمت صفر میل می‌کند. برای برطرف کردن این نقیصه معادله دیگری پیشنهاد شده است که در آن حداقلی برای مقدار نفوذ در نظر گرفته شده است و آن عبارت است از:

$$i = c + at^b \quad (9)$$

در این فرمول  $c$  سرعت نفوذ آب در  $t = \infty$  است. معادله ۸ در مورد مطالعات آبیاری و معادله ۹ در مورد مطالعات حوضه‌های آبریز که در آنها بارندگی به مدت زیادی ممکن است ادامه داشته باشد به کار برده می‌شود.



مقدار رطوبت خاک نسبت به عمق در زمانهای مختلف پس از شروع نفوذ



تیپ یک منحنی نفوذ

### مسائل

- ۱- افت بار فشار در طول یک لوله موئین ۱ سانتی متری ۱ سانتی متر آب است، شعاع لوله ۱/۵ میلی متر می باشد مقدار جریان در لوله چقدر است؟
- ۲- در بالای یک ستون خاک اشباع به ارتفاع ۲۰ سانتی متر آب جمع شده است، طول ستون ۲۰۰ سانتی متر است اگر دبی خروجی جریان از این ستون  $1 \text{ cm}^3/\text{cm}^2/\text{min}$  باشد هدایت هیدرولیکی این خاک چقدر است؟ قطر ستون ۱۰ سانتی متر است.
- ۳- در شیب یک تپه ضخامت خاک ۳ فوت است که بطور یکنواخت روی لایه متراکم گرانیتی قرار گرفته است. شیب تپه ۱۵ درصد می باشد و ضریب هدایت هیدرولیکی ۴ فوت در روز است.
- (الف) شدت جریان در این خاک در حالت اشباع چقدر است؟
- (ب) اگر تخلخل ۳۰٪ باشد سرعت پیش روی چه اندازه خواهد بود؟
- (ج) اگر دو فوت در بالای سنگ از آب اشباع باشد در این صورت مقدار جریان ورودی به داخل کانالی که در پای تپه و عمود بر جهت شیب حفر شده است برای هر فوت طول کانال چقدر است؟
- ۴- در یک مزرعه پیژومترهایی در کنار همدیگر و در اعماق (الف) ۶، (ب) ۱۲ و (ج) ۲۰ متر زیر سطح خاک نصب شده است. بار فشار در آنها به ترتیب ۱۳،۷ و ۲۳ متر است. -گرادیان های هیدرولیکی چقدر است؟
- جهت جریان آب به کدام سمت است؟
- اگر ضریب هدایت هیدرولیکی از (الف) به (ب) برابر ۱ سانتی متر در ساعت باشد ضریب هدایت هیدرولیکی بین (ب) و (ج) چقدر است.
- ۵- یک زهکش به فاصله ۳۰ متر از کانالی حفر شده است. سطح آب در کانال ۳ متر بالاتر از سطح آب در زهکش است. تمام آب در لایه های از خاک به ضخامت ۶۰ سانتی متر بطور افقی جریان دارد. ضریب نفوذپذیری خاک ۳۰ سانتی متر در روز است. مقدار دبی خروجی از طول ۳۰ متر زهکش چقدر است؟
- ۶- ضریب نفوذپذیری ذاتی خاکی بوسیله نفوذسنج هوایی تعیین و مساوی  $4 \times 10^{-2}$  بوده است ضریب هدایت هیدرولیکی این خاک در ۱۰ درجه حرارت سانتی گراد چقدر است؟
- ۷- آبی با گرادیان هیدرولیکی واحد در داخل خاکی که ضریب هدایت هیدرولیکی آن  $5 \text{ m/day}$  و تخلخل آن ۴۰ درصد است جریان دارد. حساب کنید بار سرعت را.
- ۸- خاکی مرکب از ۴ لایه بر روی بستری از گراول قرار گرفته است. ضخامت هر لایه ۵۰ سانتی متر

و ضریب هدایت هیدرولیکی لایه‌ها از بالا به پایین به ترتیب  $k_1 = 50$  ،  $k_2 = 2/3$  ،  $k_3 = 2$  و  $k_4 = 4/5$  سانتی متر در ساعت است. اگر عمق آب روی خاک ۱۰ سانتی متر باشد، الف - ضریب نفوذپذیری عمودی خاک چقدر است؟

ب - مقدار فشار را در حد فاصل لایه‌های ۱ و ۲ به دست آورید.

ج - مقدار دبی ورودی به خاک در هر واحد سطح چقدر است؟

د - اگر فرض شود که شیب هیدرولیکی در جهت افقی یک باشد (روی سطح خاک آب جمع نشود) مقدار جریان افقی در واحد سطح چقدر است.

۹ - ستونی از خاک از دولایه تشکیل شده است. ضخامت لایه بالایی ۴ فوت و ضریب هدایت هیدرولیکی آن ۶ اینچ در ساعت است. ضخامت لایه تحتانی ۲ فوت و هدایت هیدرولیکی ۱ اینچ در ساعت می‌باشد.

(الف) اگر ارتفاع آب روی ستون خاک ۲ فوت باشد میزان جریان خروجی از ستون خاک چقدر است؟

(ب) اگر ضخامت لایه بالایی افزایش یابد آیا بار فشار افزایش پیدا می‌کند یا کاهش به چه دلیل؟

۱۰ - ضریب هدایت هیدرولیکی خاکی در  $20^\circ\text{C}$  برابر  $0.024/0$  سانتی متر در ثانیه است. نفوذپذیری ذاتی آن چقدر است؟

۱۱ - ستون خاکی به طول ۵ فوت با سطح افق زاویه  $45^\circ$  می‌سازد متوسط بار فشار در سطح ورودی آب ۲ فوت و در سطح خروجی  $0.1/0$  فوت است.

(الف) شیب هیدرولیکی چقدر است؟

(ب) شیب فشار چه مقدار است؟

۱۲ - ضریب هدایت هیدرولیکی در سورد خاکی ۳ اینچ در ساعت و تخلخل آن ۳۵ درصد است. سرعت پیش روی آب را تحت شیب هیدرولیکی ناشی از نیروی ثقل به دست آورید.

۱۳ - آب بطور افقی در سه لایه موازی از خاکی که ضریب هدایت هیدرولیکی آنها به ترتیب  $1/7$  ،  $2/4$  و  $0.5/0$  اینچ در ساعت است جریان دارد. ضخامت هر لایه یک فوت می‌باشد. مقدار جریان در واحد عرض را تحت شیب هیدرولیکی  $2/3$  به دست آورید.

## مآخذ

- Buckingham, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. *U.S. Dept. Agr. Bur. of Soils Bulletin* 38.
- Childs, E. C. 1957. The physics of land drainage. *Agronomy Monograph* 7:1-78 (J. N. Luthin, editor) American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin.
- Childs, E. C. 1960. The unsteady state of the water table in drained land. *J. Geophys. Res.*, **65**:780-782.
- Childs, E. C., and N. Collis-George. 1950. The control of soil water. *Advan. Agron.*, **2**:233-272. Academic Press, New York.
- Christiansen, J. E., A. A. Bishop, F. W. Kiefer, Jr., and Y. Fok. 1959. The evaluation of intake rate constants as related to the advance of water in surface irrigation. *Am. Soc. Agr. Eng.*, Paper 59:713.
- Day, P. R. 1956. Dispersion of a moving salt water boundary advancing through saturated sand. *Trans. Am. Geophys. Union*, **37**:595-601.
- Fancher, G. H., J. A. Lewis, and K. B. Barnes. 1933. Some physical characteristics of oil sands. Mining Industries Experiment Station, *Penn. State College Bull.* 12.
- Luthin, J. N., and P. R. Day. 1955. Lateral flow above a sloping water table. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **19**:406-410.
- Luthin, J. N., and R. D. Miller. 1953. Pressure distribution in soil columns draining into the atmosphere. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **17**:329-333.
- Marshall, T. J. 1959. Relations between water and soils. *Tech. Comm.* 50, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden.
- Miller, R. D., and F. Richard. 1952. Hydraulic gradients during infiltration in soils. *Soil Sci. Proc.*, **16**:34-38.
- Richards, L. A. 1949. Methods of measuring soil moisture tension. *Soil Sci.*, **68**: 95-112.
- Richards, L. A. 1952. Report of the subcommittee on permeability and infiltration, committee on terminology. Soil Science Society of America. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, **16**:85-88.
- Scheidegger, A. 1954. Statistical hydrodynamics in porous media. *J. Appl. Phys.*, **25**:994-1001.
- Slichter, C. S. 1899. Theoretical investigations of the motion of ground waters. *U.S. Geol. Surv. 19th Annual Report*. Part 2, pp. 295-384.
- Slichter, C. S. 1905. Field measurements of the rate of movement of underground waters. *U.S. Dept. Int., Geol. Surv., Water Supply and Irrigation Paper* 140.

## اصول تجزیه و تحلیل تراوش آب

### معادلات اساسی جریان

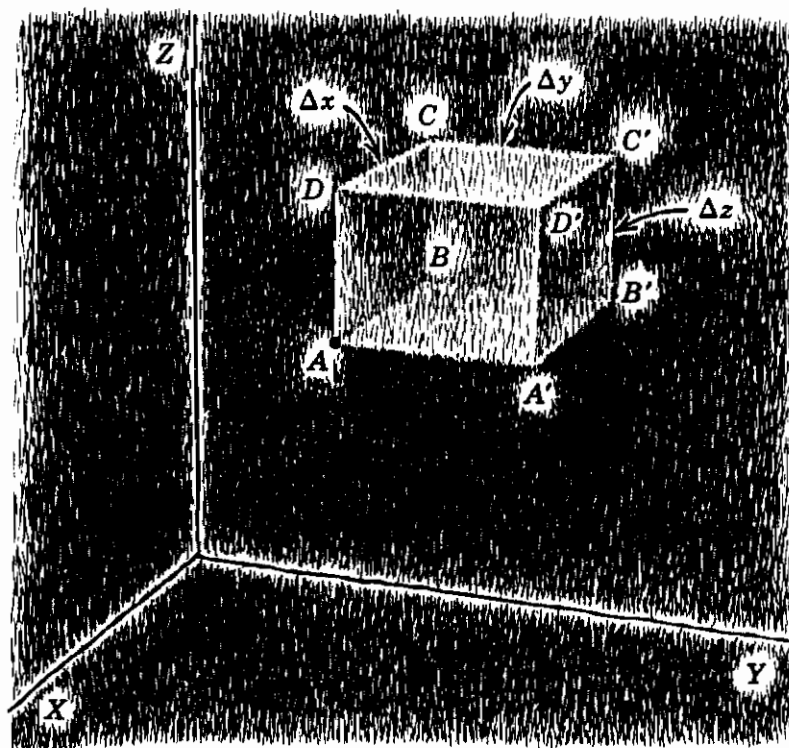
جریان ورقه‌ای آب در داخل یک ستون خاک نسبتاً ساده است و می‌توان آن را بر اساس قانون داریسی مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. البته جریان آب در اراضی تحت زه‌کشی یا نفوذ آب از زیر سدها، و یا حرکت آب به سمت ریشه‌های گیاه، از نوع دو یا سه‌بعدی و بسیار پیچیده‌تر است. گرچه بازهم قانون داریسی در این موارد صادق است ولی باید معادلاتی را به‌کاربرد که حل آنها تا اندازه‌ای بتواند توزیع بارهیدرولیکی را در منطقه مورد نظر توصیف کند. حالا توجه خود را به استخراج معادله ریچارد در یک دستگاه محور مختصات قائم معطوف و معادله لاپلاس را به‌عنوان یک مورد خاص استخراج می‌کنیم.

ابتدا جریان آب از داخل یک حجم کوچک، مورد آزمایش قرار می‌گیرد. بهتر است یک مکعب مستطیلی با اضلاع موازی را به‌عنوان حجم کوچکی از جریان آب در نظر گرفت. در شکل شماره ۸-۱ حجم کوچکی از خاک اشباع که صفحات آن موازی صفحات  $xy$ ،  $yz$  و  $zx$  است مشاهده می‌شود.

لازم است مقدار جریانی که وارد مکعب مستطیل شده و از آن خارج می‌گردد مشخص شود. اگر مقدار آبی که در واحد زمان از واحد سطح مقطع در جهت محور  $x$  از صفحه  $BCC'B'$  می‌گذرد  $q_x$  باشد و داشته باشیم که:

$$\begin{aligned} D'C' &= A'B' = AB = DC = \Delta x \\ CC' &= DD' = BB' = AA' = \Delta y \\ BC &= B'C' = AD = A'D' = \Delta z \end{aligned}$$

در این صورت مقدار کل جریان در سطح  $BCC'B'$  برابر است با  $q_x \Delta y \Delta z$  .  
 با حرکت کردن از صفحه  $BCC'B'$  به طرف صفحه  $ADD'A'$  ، مقدار  $q_x$  با سرعتی معادل  $\partial q_x / \partial x$  تغییر پیدا می کند . در سطح  $ADD'A'$  مقدار  $q_x$  به  $q_x + (\partial q_x / \partial x) \Delta x$  تبدیل می شود .



شکل ۸-۱: نموداری برای استخراج معادله جریان در دستگاه محوره‌های مختصات قائم

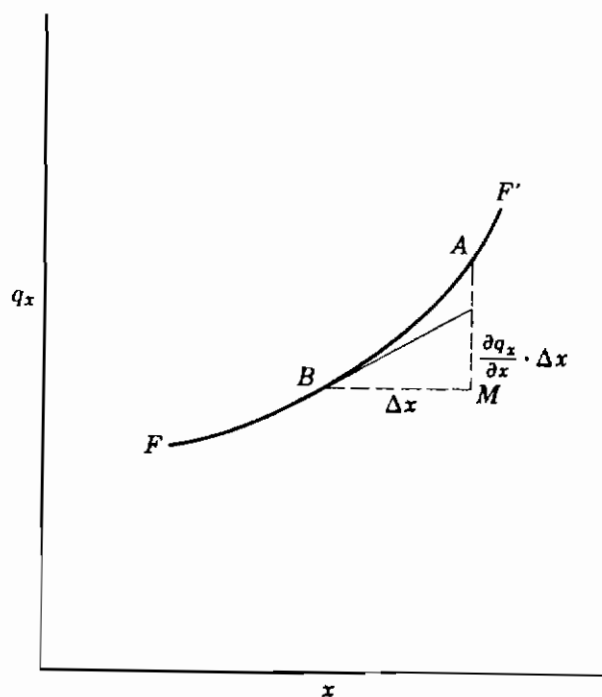
در شکل شماره ۸-۲ تغییرات  $q_x$  به  $q_x + (\partial q_x / \partial x) \Delta x$  به طریقه هندسی نشان داده شده است . تغییرات  $q_x$  در جهت  $x$  با منحنی  $FBAF'$  مشخص شده است . شیب منحنی  $q_x$  نسبت به  $x$  در نقطه  $B$  برابر است با  $\partial q_x / \partial x$  . در نقطه  $A$  ،  $q_x$  به مقدار  $q_x + AM$  افزایش پیدا کرده که اگر  $\Delta x$  به سمت صفر میل کند مقدار  $AM$  تقریباً برابر خواهد بود با :

$$AM = (\partial q_x / \partial x) \Delta x$$

با استفاده از این نتایج مقدار دبی خالص آب (خروجی-ورودی) که در هر واحد زمان در جهت  $x$  وارد مکعب مستطیل می شود عبارت است از :

$$\begin{aligned} \text{جریان خروجی} - \text{جریان ورودی} &= q_x \Delta y \Delta z - \left( q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \right) \Delta y \Delta z \\ &= - \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \end{aligned} \quad (1)$$



شکل ۸-۲: میزان تغییرات  $q_x$  در جهت  $x$ 

اگر  $\rho$  چگالی آب باشد، جرم خالص آبی که در جهت محور  $x$  ها جریان پیدا می‌کند عبارت است از:

$$- \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (۲)$$

مقدار خالص جریان آب در جهت محور  $y$  ها

$$- \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (۳)$$

و در جهت محور  $z$  ها

$$- \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (۴)$$

خواهد بود.

اگر عبارات ۲ و ۳ و ۴ را با یکدیگر جمع کنیم جرم خالص آب که به داخل مکعب اضافه یا از آن کسر شده به شرح ذیل است.

$$- \left[ \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} \right] \Delta x \Delta y \Delta z \quad (۵)$$

حال ضریب جدید  $c$  را در آن وارد می‌کنیم، این ضریب را مقدار رطوبت خوانده و

عبارت است از حجم آب در واحد حجم خاک، تغییرات زمانی جرم آب در داخل مکعب مستطیل را می‌توان به صورت ذیل نوشت:

$$\frac{\partial(\rho c)}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z.$$

این سرعت تغییرات مقدار رطوبت برابر معادله ۵ بوده و می‌توان نوشت:

$$-\left[\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z}\right] = \frac{\partial(\rho c)}{\partial t} \quad (6)$$

برای ساده‌تر کردن معادله ۶ و درآوردن آن به صورتی که قابل استفاده باشد از قانون داریسی استفاده می‌شود. در جریانهای معمولی که شامل جریان مویینه‌ای نیز می‌باشد، باید وابستگی هدایت هیدرولیکی و فشار رطوبت خاک را در نظر گرفت. در این موارد ضریب هدایت هیدرولیکی برای فشارهای بالاتر و همچنین کم‌تر از فشار اتمسفر به کار برده می‌شود. هم‌چنین فرض می‌شود که هدایت هیدرولیکی خاک در جهات مختلف متفاوت است (anisotrope) بنابراین قانون داریسی به صورت ذیل نوشته می‌شود:

$$q_x = -k_x \frac{\partial \phi}{\partial x}; \quad q_y = -k_y \frac{\partial \phi}{\partial y}; \quad q_z = k_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (7)$$

علامت منفی که در معادلات مختلف قانون داریسی به کار برده شده است به دلیل کاهش بار هیدرولیکی در جهت جریان است به عبارت دیگر با افزایش  $x$  در جهت مثبت مقدار  $\phi$  کاهش می‌یابد.

اگر معادلات داریسی را در معادله ۶ جانشین کنیم خواهیم داشت که:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \rho k_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \rho k_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho k_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) = \frac{\partial(\rho c)}{\partial t} \quad (8)$$

که معادله ریچارد برای جریان سیالات در داخل محیطهای متخلخل است. با فرضیات ذیل می‌توان معادله لاپلاس را به دست آورد. اگر فرض شود که خاک نسبت به ضریب هدایت هیدرولیکی همروند باشد یعنی مقدار هدایت هیدرولیکی در جهات مختلف ثابت باشد (مثلاً "تابعی از فشار رطوبت خاک نباشد") در این صورت:

$$k_x = k_y = k_z = k$$

همچنین فرض شود که در داخل مکعب هیچ‌گونه ذخیره یا تلفات آب وجود نداشته

$$\frac{\partial(\rho c)}{\partial t} = 0 \quad \text{باشد پس:}$$

وبالاخره اگر فرض کنیم که آب غیر قابل تراکم باشد شکل ساده ذیل را به دست خواهیم آورد :

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (9)$$

که همان معادله لاپلاس است .

اگر از علامت  $\nabla$  "دل" به منظور نشان دادن دیفرانسیل استفاده کنیم؛

$$\frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}$$

در این صورت  $\nabla^2$  "مربع دل" عبارت خواهد بود از :

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

و می توانیم معادله لاپلاس را بصورت زیر بنویسیم :

$$\nabla^2 \phi = 0 \quad (10)$$

معادله ریچارد نیز عبارت خواهد بود از :

$$\frac{\partial(\rho c)}{\partial t} = \nabla \cdot (\rho k \nabla \phi) \quad (11)$$

### سیستمهای مختصات

#### مختصات قائم (Rectangular Coordinate)

سیستمهای مختصات چارچوبهایی است که برای تعیین مشخصات هندسی اشیاء به کار برده می شود بهتراست سیستم مختصاتی انتخاب شود که درشیئی یا سیستم مورد نظر روابط مقارنی را ایجاد کند .

از تمام سیستمهای مختصات موجود سیستم مختصات قائم یا کارتزین ساده ترین آنها است . در این سیستم محورهای عمود برهم چارچوبه ای را به وجود می آورد که از آن به عنوان مرجع استفاده می شود .

#### مختصات استوانه ای (Cylindrical Coordinate)

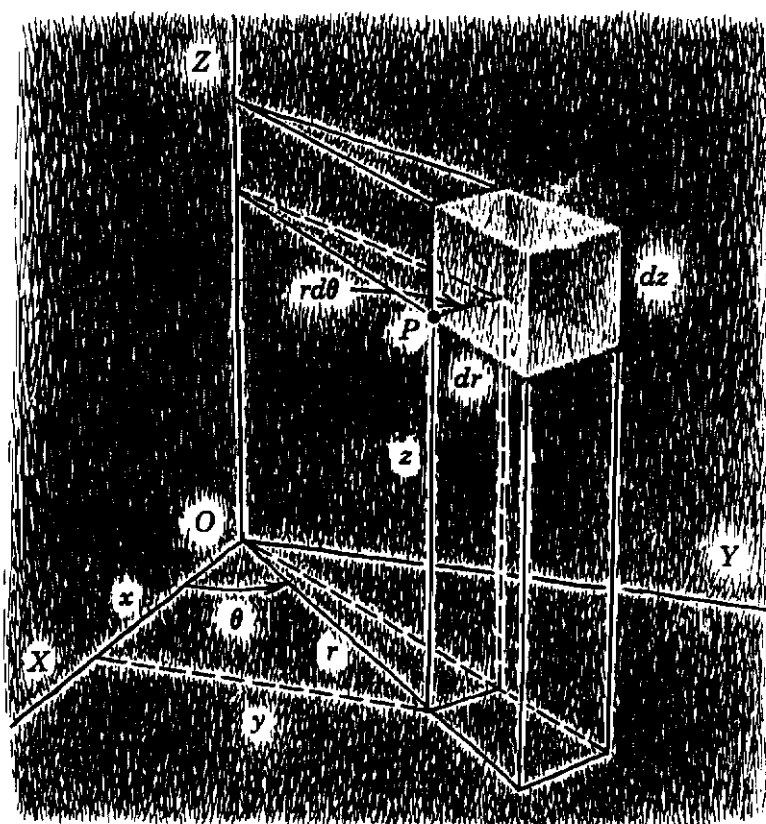
در تحلیل مسایلی که تقارن استوانه ای دارند استفاده از مختصات استوانه ای حل آنها

را بسیار ساده می‌سازد. زیرا در معادلات دیفرانسیلی زوایای مختصات حذف می‌شود. تحلیل جریان آب بطرف یک چاه نمونه مهمی از کاربرد مختصات استوانه‌ای است. علائمی که در مختصات استوانه‌ای به کار برده می‌شود در شکل شماره ۸-۳ نشان داده شده است. رابطه بین مختصات قائم و مختصات استوانه‌ای بوسیله معادلات زیر نشان داده شده است.

$$x = r \cos \theta, \quad y = r \sin \theta, \quad z = z.$$

و جزء حجمی عبارت است از:

$$dv = r dr d\theta dz$$



شکل ۸-۳: مختصات استوانه‌ای

مختصات کروی (Spherical Coordinote)

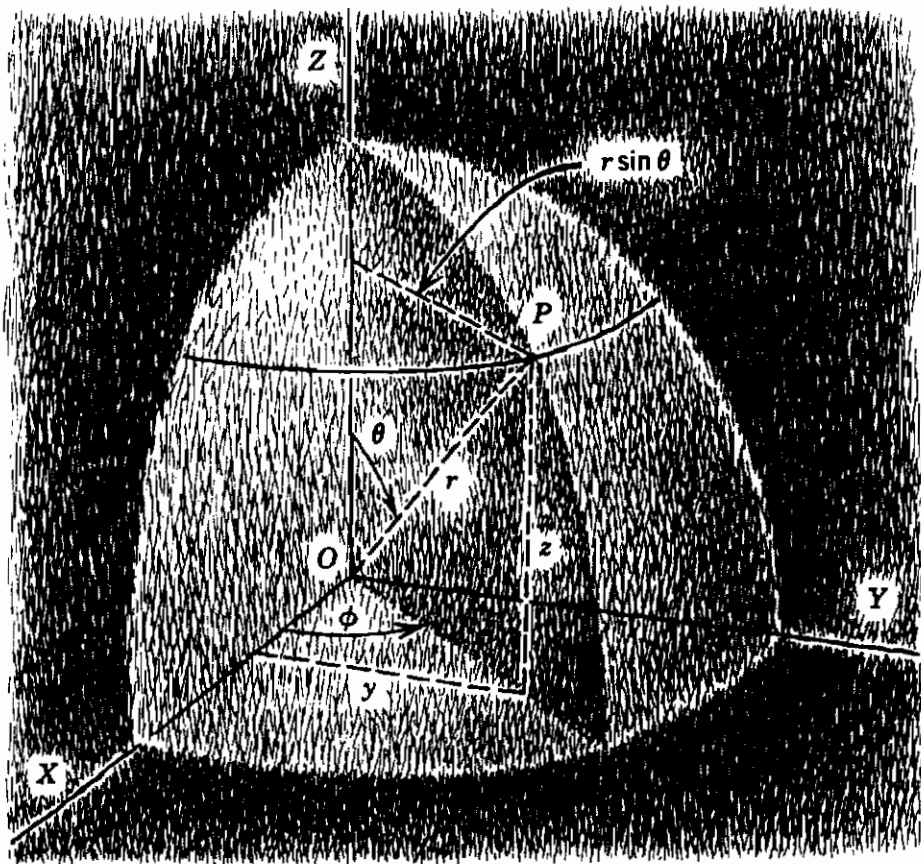
تعداد مسائلی که دارای تقارن کروی باشند زیاد نیست ولی گاهی اوقات با فرض وجود تقارن کروی می‌توان به جوابهای تقریبی دست یافت. مختصات کروی یا قطبی نقطه P عبارت است از فاصله آن از مرکز  $r = OP$ ، زاویه  $\theta$

بین  $OP$  و محور  $z$  ها و زاویه  $\phi$  در سطح  $xy$  بین محور  $x$  ها و صفحه  $OPZ$ . روابط آنها را با مختصات قائم می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$x = r \sin \theta \cos \phi, \quad y = r \sin \theta \sin \phi, \quad z = r \cos \theta$$

و جزء حجمی عبارت خواهد بود از:

$$dv = r^2 \sin \theta \, dr \, d\theta \, d\phi.$$



شکل ۸-۴: مختصات کروی

شرایط مرزی (boundary Condition)

برای حل مسائل مربوط به جریان آب لازم است مقادیر بار هیدرولیکی و شیب هیدرولیکی در مرزهای منطقه جریان مشخص شوند. به این مقادیر شرایط حدی یا مرزی گویند. در ذیل نمونه‌هایی از شرایط مرزی که در مسایل مربوط به جریان آب وجود دارد، داده شده است.

یک سطح استغراق (A ponded surface)

اگر روی سطح خاک به ارتفاع معین آب ایستاده باشد، بار هیدرولیکی در تمام سطح خاک یکسان است. بنابراین سطح خاک یک سطح هم پتانسیل (equipotential) و شرایط حدی طوری است که مقدار پتانسیل هیدرولیکی  $\phi$  ثابت است.

$$\phi = C$$

یک سطح تراوش (A Surface of seepage)

از سطوح تراوش می‌توان دیواره‌های کانالهای زهکشی یا سطح بیرونی سدها را که آب از آنها به بیرون تراوش می‌کند نام برد. بار فشار آب در سطوح تراوش باید کمی بیشتر از صفر باشد تا آب بتواند به خارج تراوش کند. اگر بار فشار صفر باشد در این صورت بار هیدرولیکی در هر نقطه از سطح تراوش مساوی بار ثقلی در آن نقطه خواهد بود یا به عبارت دیگر:

$$\phi = z$$

یک خط تقارن، خط جریان، یا لایه غیر قابل نفوذ

جریان آب در دو طرف خطی که از وسط فاصله بین دو زهکش بطور عمود رسم شده باشد متقارن است. جریان نیز فقط در امتداد خط بوده و هیچ‌گونه جریانی در جهتی که آن خط را قطع کند وجود ندارد. شیب هیدرولیکی در جهت عمود بر خط صفر است. اگر  $n$  عمود بر خط باشد در این صورت روی خط تقارن:

$$\frac{\partial \phi}{\partial n} = 0$$

می‌باشد. خط تقارن خود یکی از خطوط جریان است. لایه‌های نفوذناپذیر خود، خطوط تقارنی می‌باشند که آب از آنها عبور نمی‌کند. در مورد خطوط جریان، لایه‌های نفوذناپذیر و خطوط تقارن نیز همان شرایط مرزی که شیب هیدرولیکی در جهت عمود بر آنها صفر است نیز صادق می‌باشد.

سطح آزاد آب

در بعضی عملیات مربوط به آبهای زیرزمینی، سطح سفره آب مشابه سطح آزاد آب در

نظر گرفته می‌شود. از نظر هیدرولیکی، مفهوم سطح آزاد آب به صورتی تعریف می‌شود که در آن سطح آب با اتمسفر در حالت تعادل باشد. فرض می‌شود که سطح آزاد آب حد منطقه جریان بوده و در بالای این سطح جریانی وجود ندارد. البته قبلاً دیده شد که این موضوع در بسیاری از موارد صادق نمی‌باشد. بهر حال، این فرض در مورد تحلیل جریان آب از داخل گراول‌هایی که نوار مویینه‌ای در آنها کوچک است و یا در مواردی که در آنها منطقه جریان در مقایسه با نوار مویینه‌ای بسیار بزرگ باشد، سودمند است. سطح آزاد آب خطی از جریان در نظر گرفته می‌شود که فشار آن صفر است. بار هیدرولیکی در امتداد سطح آزاد آب برابر بار ثقلی است یا:

$$\phi = z$$

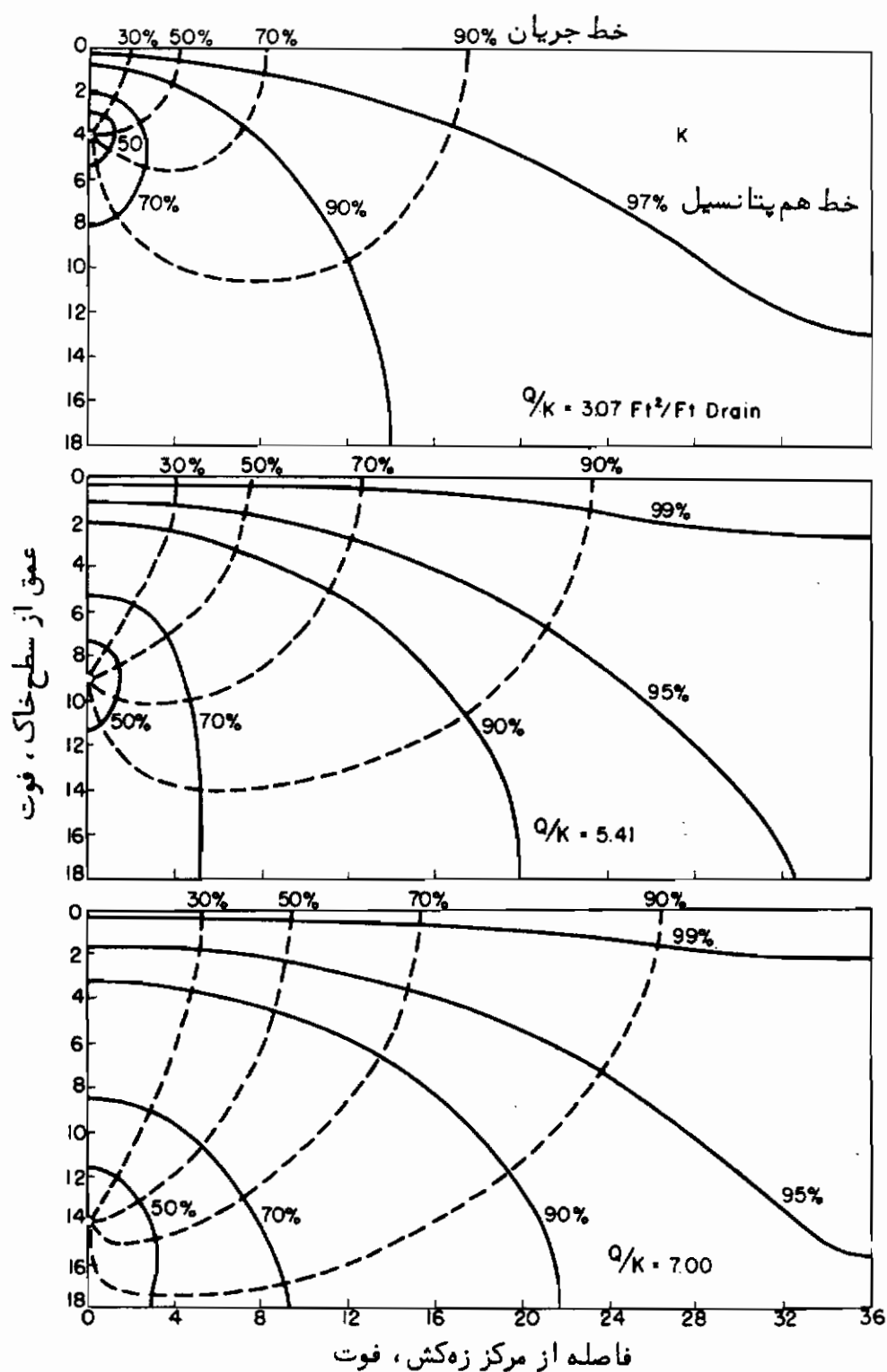
### روشهای به دست آوردن شبکه جریان

یک شبکه جریان عبارت است از رسم خطوط هم پتانسیل و خطوط جریان. خطوط هم پتانسیل خطوطی هستند که مقدار پتانسیل در هر نقطه از آنها برابر باشد. جهت جریان در محیطهای همروند عمود بر خطوط هم پتانسیل است. خطوطی که جریان آب در امتداد آنها صورت می‌گیرد به اسم خطوط جریان نامیده شده که عمود بر خطوط هم پتانسیل می‌باشند. در محیطهای غیر همروند خطوط جریان و هم پتانسیل بر یکدیگر عمود نیستند. شبکه جریان را می‌توان با استفاده از تحلیل‌های ریاضی به دست آورد و آن عبارت است از حل معادلات دیفرانسیلی اساسی با استفاده از شرایط مرزی. بررسی روشهای ریاضی مطلب خارج از محدوده این کتاب است. ولی باید گفت که بسیاری از مسایل را نمی‌توان به وسیله تحلیل‌های ریاضی حل کرد. حل مسائلی که در آنها مرزها نامشخص است یا نفوذپذیری غیر یکنواخت دارند به طریقه ریاضی مشکل یا غیر ممکن است. در این موارد برای رسیدن به یک راه حل باید از روشهای دیگری استفاده کرد. دقت راه‌حلهایی که در این فصل ذکر شده ممکن است کمتر از روشهای تحلیلی ریاضی نباشد. البته این روشها مانند روشهای معمولی نیست و برخلاف راه‌حلهای ریاضی معمول، برای هر شرایط خاص راه حل جداگانه‌ای به کار برده می‌شود.

### تشابه الکتریکی

اساس حل مسائل مربوط به جریان آبهای زیرزمینی بر تشابه بین قانون اهم و قانون

دارسی استوار است (واژه تشابه به معنی همانندی خواص یا روابط بین دو چیز است بدون آن که آن دو با هم یکسان باشند).



شکل ۵-۸: مثالهایی از شبکه جریان برای زهکشهایی که در سه عمق مختلف خاک قرار گرفته اند.



قانون اهم که رابطه اساسی جریان الکتریسته را بیان می‌کند به شرح زیر است :

$$I = E/R \quad (12)$$

که در آن :

$I$  = جریان برحسب آمپر (مقدار یک کولمب در ثانیه) .

$E$  = فشار برحسب ولت (تابعی از پتانسیل است) .

$R$  = مقاومت برحسب اهم .

معادله فوق برحسب مقاومت توصیف شده است حال آن که قانون داری براساس هدایت است . چون در قانون اهم ، هدایت  $K'$  عکس مقاومت است معادله ۱۲ را می‌توان به صورت زیر نوشت :

$$I = K'E \quad (13)$$

هدایت  $K'$  با هدایت ویژه  $k'$  و سطح  $A$  رابطه مستقیم و با طول  $L$  رابطه معکوس دارد لذا  $K' = k' A/L$  که با توجه به آن معادله ۱۳ عبارت خواهد بود از :

$$I = k' \frac{E}{L} A \quad (14)$$

از جایی که  $I$  مقدار جریان ،  $k'$  هدایت ویژه ،  $E/L$  گرادیان ولتاژ و  $A$  سطح جریان می‌باشد می‌توان به تشابه آن و قانون داری که به صورت زیر نوشته می‌شود پی برد :

$$Q = k \frac{H}{L} A$$

که :  $Q$  = مقدار جریان آب در واحد زمان

$k$  = هدایت هیدرولیکی

$H/L$  = شیب هیدرولیکی

$A$  = سطح مقطع جریان

اسلیچر (Slichter, 1897) از اولین کسانی بود که به تشابه بین برق و جریان آب زیر

زمینی پی برد . ولی پاولوسکی (Pavlovsky, 1922) احتمالاً اولین فردی بود که استفاده عملی این رابطه را رایج ساخت .

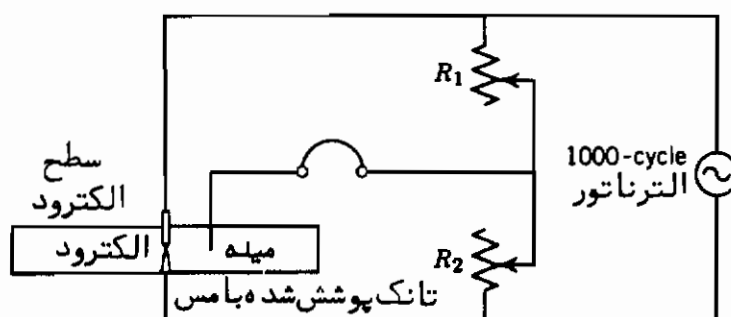
در مسائل پتانسیل - سطحی (Plane-Potential) بهتراست یا از محلولهای هادی نمک

یا ورقه‌های هادی استفاده شود . ورقه‌های کاغذی را که در بازار بنام تله‌دلتوس (Teledeltos)

معروف است می‌توان همراه با الکترودهای پوشیده از لایه نقره به کار برد . خطوط هم پتانسیل را می‌توان با گذراندن ۱۰ ولت از الکترودهای نقره‌ای و استفاده از ولت سنسج و لوله‌های تخلیه (Vacuum-Tube) برق مستقیم برقرار و اندازه‌گیری نمود . موقعیت میله را می‌توان با

استفاده از مدار نقره‌ای علامت‌گذاری کرد .

از فرضیاتی که در تشابه جریان آب به داخل یک لوله سفالی به کار گرفته شده این است که آب در سطح خاک به حالت استغراق وجود دارد ، لوله کاملاً " نفوذپذیر است ، لوله به هنگام جریان پراز آب است و هیچ‌گونه فشار به آن وارد نمی‌شود و خاک به طور یکنواخت نفوذپذیر است . خط لوله مورد نظریکی از خطوط لوله‌ای است که به فاصله مساوی از همدیگر قرار گرفته‌اند و منطقه جریان روی لایه‌ای غیر قابل نفوذ قرار گرفته است .



شکل ۸-۶: مخزن استوانه‌ای شکل مسی برای مطالعه جریان به طرف یک چاه (الکتروود در مرکز قرار گرفته است) .

خطوط جریان را می‌توان یا به وسیله رسم عمود بر خطوط هم پتانسیل و یا ایجاد الگوی خاص دیگری مشخص نموده و تابع جریان را به دست آورد . خطوط جریان با گذاردن الکتروودها در لبه‌های غیرهادی الگوی هم پتانسیل ایجاد می‌گردد . شرح کامل خطوط جریان در قسمت شبکه مقاومت گفته شده است .

### تحلیل عددی

روشهای تکراری حل مسائل پتانسیل سطحی : حل مسائلی که در آنها نفوذپذیری یکنواخت نبوده و یا مرزها نامشخصند به روش آنالیتیکی بسیار مشکل است . ولی این مسائل را می‌توان به روش تحلیل عددی حل کرد . روشهای عددی اساس راه‌حلهای کامپیوتری است . یک مثال ساده - معادله لاپلاس : روی نقشه‌ای از محل که با مقیاس ترسیم شده است چهار گوشه‌هایی با فواصل مساوی در نظر می‌گیریم . در بسیاری مسائل مربعها طوری انتخاب می‌شود که مرزها از گوشه‌های آنها بگذرد . هنگامی که این شبکه ساخته شد مقادیر معین بار هیدرولیکی در نقاط مرزی وارد و مقادیر بار هیدرولیکی در نقاط داخل شبکه تخمین زده می‌شود .