

دانشگاه ولیعصر (عج) رفسنجان

دانشکده کشاورزی

www.pnu-club.com

فیزیک خای

گردآوری و تنظیم:

حسین شیرانی

عضو هیئت علمی دانشگاه ولیعصر (عج) رفسنجان

۱۳۷۹

۱	مقدمه:
---	--------

فصل اول:

ترکیب فیزیکی و بافت خاک

۵	ترکیب فیزیکی سیستم خاک:
۶	بافت خاک: soil texture
۷	الکها:
۸	توزیع اندازه‌ای ذرات:
۱۰	مثلث بافت خاک:
۱۱	اهمیت بافت خاک:
۱۲	اندازه‌گیری بافت خاک:
۱۲	قانون استوکز:
۱۵	خاکهای آلی (organic soils):
۱۵	کلوئیدها:
۱۷	گرمای خیسیدگی Heat of wetting:
۱۷	سطح ویژه (Specific surface):

فصل دوم:

ساختمان خاک

۲۱	ساختمان خاک Soil structure
۲۱	تقسیم بندی ساختمان خاک:

۲۴	چگونگی تشکیل خاکدانه:
۲۴	پایداری خاکدانه‌ها:
۲۵	عوامل مؤثر بر تشکیل و تخریب خاکدانه‌ها یا ساختمان خاک:
۳۳	برخی روشهای دیگر برای ارزیابی پایداری ساختمان خاک:
۳۵	اهمیت ساختمان خاک:
۳۶	نیروهای Adhesion (دگر دوسی) و cohesion (هم دوسی) در خاک:
۳۸	پدیده گلخراپی (puddling):
۴۰	خواص دینامیکی خاک:
۴۰	استحکام خاک:
۴۳	شاخص خمیری (Plastic Index):
۴۴	اکتیویته خاک:
۴۵	کاربرد و اهمیت ضرایب خمیرایی یا حدود آتربرگ:

فصل سوم:

«انبساط و انقباض و فشردگی در خاک»

۴۸	عوامل مؤثر در انبساط:
۴۹	اهمیت انقباض و انبساط در کشاورزی:
۵۰	تراکم خاک (Soil Compaction):

فصل چهارم:

روابط وزنی و حجمی اجزاء خاک

۵۵	وزن مخصوص ظاهری خاک (Bulk density):
----	-------------------------------------

وزن مخصوص حقیقی خاک:	۵۷
رطوبت نسبی خاک:	۵۸
تخلخل خاک (porosity):	۵۹
تراکم نسبی:	۶۰
نسبت پوکی (Void Ratio):	۶۰
حجم ویژه خشک:	۶۰
تخلخل تهویه‌ای:	۶۱
عمق معادل مقدار آب:	۶۱
روابط بین اصطلاحات تعریف شده فوق الذکر:	۶۱
ضرائب رطوبتی خاک:	۶۲
روشهای اندازه‌گیری رطوبت در خاک:	۶۵
آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه:	۶۹

فصل پنجم:

«روابط آب و خاک»

برخی خواص فیزیکی شیمیائی آب:	۷۱
پتانسیل آب در خاک:	۷۸
اجزاء یا مؤلفه‌های پتانسیل آب:	۸۱
پتانسیل هیدرولیکی (hydraulic potential):	۸۹
شیب هیدرولیکی (hydraulic gradient):	۹۰
جریان آب در خاک:	۹۸
نفوذ (Infiltration):	۱۰۲

قانون داریسی :	۱۰۵
انواع جریان آب در خاک:	۱۰۶
معادلات نفوذ آب در خاک:	۱۱۶
اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع	۱۱۸

فصل ششم:

هوای خاک

رابطه بین ضرائب پخشیدگی گاز در هوا و محیط متخلخل (خاک):	۱۲۵
---	-----

فصل هفتم:

درجه حرارت و گرمای خاک

برخی مفاهیم، تعاریف و واحدهای گرما	۱۳۱
انتقال گرما یا جریان گرمائی در خاک	۱۳۵
معادله تراز گرمای خاک	۱۳۷
عوامل موثر بر درجه حرارت خاک و راههای کنترل آن	۱۳۸

فصل اول:

ترکیب فیزیکی و بافت خاک

تعریف و هدف از علم فیزیک خاک

فیزیک خاک یکی از شاخه‌های علم خاکشناسی است که در ارتباط با خواص فیزیکی خاک، پشربنی، اندازه‌گیری و کنترل فرآیندهای فیزیکی که در خاک رخ می‌دهد می‌باشد. فیزیک خاک عبارت است از بررسی و تجزیه و تحلیل فرآیندهای فیزیکی و تبادلات انرژی که در خاک رخ می‌دهد، هدف از این علم توضیح، اندازه‌گیری و کنترل فرآیندهایی است که از نقطه نظر علم فیزیک در خاک اتفاق می‌افتد. همچنین یکی از هدفهای عمده مطالعات فیزیک خاک بدست آوردن روابط کمی بین مشخصات فیزیکی خاک و عملکرد گیاهان مختلف است.

موارد کلی استفاده از علم فیزیک خاک:

- (۱) شناخت کلی و اساسی از خصوصیات فیزیکی خاک و عناصر موجود در خاک و ارتباط دادن این علم با علوم دیگر از جمله شیمی، حاصلخیزی، مهندسی خاک و آب و غیره.
- (۲) ساختن وسائل و ارائه راه‌های عملی جهت استفاده از این علم در راستای حاصلخیز نمودن خاک.

تاریخچه:

علم فیزیک خاک نسبت به شاخه‌های دیگر علوم خاکشناسی مثل شیمی و حاصلخیزی خاک پشرفت و قدمت کمتری داشته است. یکی از علل مهم این امر این است که اکثر رهبران علم خاکشناسی شیمی دان یا زمین شناس بودند.

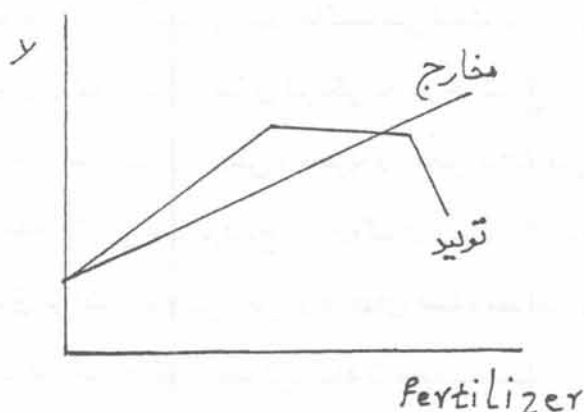
در سالیان اخیر توجه عمده‌ای به علم فیزیک خاک در جهت بهبود خواص خاک و افزایش تولید محصول شده است که دلائل آن عبارت است از:

- (۱) در اکثر حالات بهترین روشهای شناخته شده برای به کار بردن کودهای شیمیایی یا تجاری قادر به تولید محصول سود آور نمی‌باشند (اغلب استفاده از کودهای شیمیایی به تنهایی باعث تولید محصول سودآور نمی‌شود)

(۲) شناسایی بهتر پروتیل خاک

- (۳) نابودی خاک تحت تأثیر فرسایش و عوامل دیگر تخریب خاک مثل شوری و ماند آبی شدن خاک.

- افزایش مواد حاصلخیزی تا حدودی باعث افزایش عملکرد می شود ولی از یک مقداری که زیادتر شد باعث مسمومیت و نهایتاً کاهش عملکرد می شود.



- برای شناسایی نیمرخ خاک و طبقه بندی و بررسی انواع خاکها خصوصیات فیزیکی اهمیت بسیار دارند.

- جدول شماره ۱-۱: موارد موجود در جدول بطور مستقیم و گاهی غیر مستقیم با ساختمان خاک و مدیریت آب خاک بستگی تام دارد. با شناخت خصوصیات فیزیکی و روابط آنها در خاک می توان عوامل مطلوب ساز را افزایش و فرایندهای مخرب را کاهش داد.

* نتیجه کلی که از این بحث گرفته می شود این است که برای بهینه شدن خاک تمامی شاخه های علوم خاکشناسی باید به نحوی با این مسئله درگیر شود و همه علوم خاکشناسی از قبیل فیزیک خاک، شیمی خاک، حاصلخیزی خاک و غیره ارتباط جدائی ناپذیر دارند و به اشکال مختلف بر یکدیگر تأثیر می گذارند. مثلاً تخریب ساختمان خاک که یک خصوصیت فیزیکی خاک است بر تجمع املاح در خاک و شوری خاک می تواند تأثیر داشته باشد.

یکی از اولین کسانی که درباره همبستگی آب و خاک بررسی هایی به عمل آورد دلاهییر (Dela Hire) سال ۱۶۸۸ بود و درباره عبور آب از لایسمترها مقاله ای نوشت.

شوبلر (schubler) در سال ۱۸۳۳ برای اولین بار بررسی هایی درباره خواص فیزیکی انواع خاکها انجام داد. (خصوصیاتی را مد نظر قرار داد که در تولید محصول مؤثراند)

ولنی (wollny) یکی از محققان نامدار در رشته فیزیک خاک بود و در سالهای ۱۸۷۹ تا ۱۸۹۸ تحقیقاتی را که در زمینه فیزیک خاک انجام داده بود در مجله ای که خود ناشر آن بود به نام «تحقیقات در

زمینه فیزیک کشاورزی» منتشر ساخت.

محققان اخیر فیزیک خاک بسیار زیادند و فیزیک خاک علمی است که به سرعت رو به توسعه و

پیشرفت است.

جدول شماره ۱-۱

عملیات مطلوب ساز"	" عملیات مخرب "
۱- زراعت محافظتی	۱- فرایش خاک
۲- تناوب کشت	۲- هرز آب حاملخیزی
۳- مطلوب سازی زهکشی	۳- ماندآبی شدن
۴- مدیریت بعداز کاشت	۴- محرابی شدن مزرعه
۵- حفاظت آب	۵- اسیدی شدن خاک
۶- تراسبندی	۶- متراکم شدن خاک
۷- کانتوربندی	۷- سله بستن
۸- افزودن کودهای آلی و شیمیایی	۸- شوری خاک
۹- بهسازی سیکل موادغذائی در خاک	۹- آبشویی
۱۰- مطلوب سازی براساس آب و هوا، خاک	۱۰- تجمع عناصرسمی

فصل اول:

ترکیب فیزیکی و بافت خاک

ترکیب فیزیکی سیستم خاک:

سیستم‌های طبیعی از حالات مختلف ماده (فاز) در طبیعت تشکیل شده‌اند که ممکن است همگن یا غیر همگن باشند. خاک یک سیستم طبیعی ناهمگن، چند فازي، پراکنده و متخلخل می‌باشد.

خاک دارای سه حالت یا فاز اصلی می‌باشد که عبارتند از جامد، مایع و گاز

(۱) فاز جامد از ذرات و یا مواد معدنی و آلی تشکیل شده است. مواد معدنی پایدارترین اجزاء خاک را تشکیل می‌دهند و بشکل بلور یا بی شکل (Amorphous) هستند. مواد معدنی از لحاظ اندازه به شن، لای و رس تقسیم می‌شوند که استخوانبندی خاک را تشکیل می‌دهند و در بخش بافت خاک به آنها اشاره می‌شود. این مواد از کانیهای مختلف مثل کوارتز، فلدسپات، آلومینوسیلیکات و اکسیدهای مختلف تشکیل شده‌اند.

مواد آلی به شکل آمورفوس هستند و شامل بقایای موجودات زنده مثل گیاهان، حیوانات و میکروارگانیسمها هستند که پس از مرگ اجساد آنها در خاک باقی می‌ماند و سپس این مواد طی فرایندهای پیچیده شیمیائی تبدیل به مواد تیره رنگی بنام هوموس شده که در واقع از کلونیدهای آلی تشکیل شده است.

(۲) فاز مایع: شامل آب موجود در خلل و فرج خاک است که در خاک طبیعی این آب هرگز بصورت خالص نیست و همواره مقداری نمک محلول در آن وجود دارد و به همین علت به محلول خاک (soil solution) معروف است.

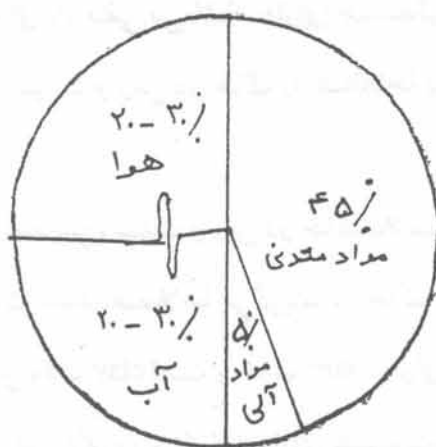
مقدار آب در خاک بسیار متغیر است و حتی در شرایط خیلی خشک هم قشر نازکی از آب اطراف ذرات خاک وجود دارد که با انرژی زیاد جذب ذرات شده و برای گیاه غیر قابل استفاده است. یونهای محلول در آب قابل جذب برای گیاه هستند.

(۳) فاز گازی (هوای خاک): بخشی از منافذ خاک که آب در آن نباشد توسط هوا اشغال می‌شود. عموماً از گازهای موجود در بالای سطح خاک تشکیل شده ولی با مقادیر و نسبتهای متفاوت. بخش عمده این گازها عبارتند از اکسیژن، هیدروژن، ازت و مقداری CO_2 که توسط فعالیت و تنفس گیاهان و موجودات زنده بوجود آمده است.

* معمولاً در هوای خاک نسبت به اتمسفر اکسیژن کمتر و CO_2 و رطوبت بیشتر است.

نسبت فازهای مختلف در خاک اهمیت بسیار زیادی دارد و فرضاً اگر فاز جامد از یک درصدی

بیشتر از حد مطلوب نسبت به هوا یا آب باشد اثر نامطلوبی روی رشد گیاه می‌گذارد.
نمودار ترکیب حجمی فازها و اجزای خاک بطور متوسط در مزرعه بصورت زیر است:



تقسیم بندی خواص خاک از نظر تغییر پذیری:

(۱) خواص ایستا (static) مثل بافت، جرم مخصوص حقیقی

(۲) خواص پویا (Dynamic) مثل مقاومت خاک

بافت خاک: soil texture

بافت خاک در خاکهای معدنی در ارتباط با مواد معدنی خاک می‌باشد و بخش آلی ذرات جامد در آن تأثیری ندارد. اندازه ذرات معدنی خاک کاملاً متغیر است، اندازه ذرات در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و رفتار آنها تأثیر زیادی دارد. ذرات درشت‌تر از نظر فیزیکی و شیمیایی چندان فعال نیستند و تنها بعنوان استخوان بندی یا اسکلت، ذرات ریزتر را در خود جای می‌دهند، بسیاری از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک حاصل ذرات ریز خاک می‌باشند. هر چه اندازه ذرات کوچکتر باشد عواملی مثل جذب یونها و آب، تورم، چروک خوردن، شکل پذیری و برخی خواص فیزیکی و شیمیایی دیگر افزایش می‌یابد.

ذرات معدنی خاک با توجه به اندازه آنها بصورت زیر تقسیم بندی می‌شوند:

- شن (ماسه): بزرگترین ذرات خاک که بین ۰/۰۵-۲mm قطر دارند (sand) - حالت زبری دارند.
- سیلت یا لای (silt): از نظر اندازه حد واسط بین شن و رس هستند و خصوصیات حد واسط بین شن و

رس را دارند و اندازه آنها حدوداً بین 0.05mm - 0.002mm می باشد - حالت صابونی دارند - حساس ترین ذرات به فرسایش می باشند.

- رس (clay): فعالترین ذرات معدنی خاک از نظر فیزیکوشیمیائی هستند و قطر آنها کمتر از 0.002mm یا $2\mu\text{m}$ می باشد و عموماً دارای بار منفی می باشند. دارای چسبندگی هستند. تعریف: مقدار نسبی ذرات شن، سیلت و رس در خاک را اصطلاحاً بافت خاک گویند و جزء خواص ایستای خاک محسوب می شود.

بافت خاک با توجه به درصد شن، سیلت و رس در خاک کلاسهای مختلفی دارد که هر چه ذرات ریزتر (مثل رس) در خاک بیشتر باشد اصطلاحاً می گویند که خاک بافت سنگین تری دارد. سبکترین کلاس بافت sand و سنگین ترین بافت clay است و خاک loam دارای بافت متوسط است. بخش های معدنی خاک (شن، لای و رس) خود دارای تقسیم بندیهائی هستند مثل درشت، متوسط و ریز. تقسیم بندی ذرات معدنی از نظر اندازه بر مبنای یک استاندارد یکسانی نیست بلکه در سیستم های طبقه بندی مختلف این استانداردها برای اندازه ذرات متفاوت می باشد (جدول ۱-۲)

الکها:

یکی از وسائل جدا کردن ذرات خاک می باشد که عموماً برای جدا کردن بخش شن از سیلت و رس بکار می روند. همچنین برای مجزا کردن بخش های شن درشت، متوسط و... نیز از آنها استفاده می شود.

- الکها بدو صورت شناخته می شوند:

۱- اندازه یا قطر سوراخ ها

۲- شماره مش (mesh)

قطر سوراخ بر حسب اینچ و یا میلی متر بیان می شود و شماره مش تعداد سوراخهای الک را در طول یک اینچ نشان می دهد. مثلاً الک ۱۰۰ مش یعنی اینکه در طول یک اینچ (حدود 2.5cm) دارای یکصد سوراخ می باشد و قطر واقعی سوراخهای آن 0.149mm یا 0.0059inch می باشد.

تذکره: موقعی که شماره مش الک مشخص باشد می توان اندازه هر سوراخ را محاسبه نمود ولی قطر یا اندازه محاسبه شده از اندازه واقعی کمی بزرگتر است و با هم اختلاف دارند. علت این امر مربوط به قطر سیمهای الک است که مقداری از اندازه سوراخ که با محاسبه بدست می آید توسط قطر سیم اشغال شده

است. بنابراین برای تعیین اندازه واقعی سوراخ الک باید اندازه محاسبه شده را منهای قطر سیم نمود.
مثال: اندازه سوراخهای الک ۲۰۰ مش در صورتی که قطر سیمهای تشکیل دهنده الک ۰/۰۰۲۱ اینچ باشد، بر حسب میلی متر چقدر است؟

تعداد سوراخ inch اندازه سوراخ

۲۰۰

۱

$$x = 0.005 \text{ inch} \quad 0.005 - 0.0021 = 0.0029 \text{ inch} = 0.074 \text{ mm}$$

۱

(جدول ۲-۳) دو استاندارد معمول برای مشخصات الک را نشان می دهد.

توزیع اندازه های ذرات:

توسط منحنی هائی نشان داده می شود که منحنی توزیع اندازه ذرات یا منحنی های دانه بندی خاک نام دارند. در این منحنی ها محور y ها نشاندهنده درصد ذرات و محور x ها نشان دهنده اندازه ذرات می باشد که مقیاس محور x لگاریتمی است. روی محور y ها درصد ذرات را بدو صورت نشان می دهند:

الف - درصد عبوری ($\text{passing}\%$) یا درصدی از ذرات که از قطر معینی کوچکتر هستند ($d <$)

ب - درصد تجمعی ذرات که مقدار ذرات را بصورت تجمعی بر حسب درصد نشان می دهد.

اطلاعاتی که منحنی به ما می دهد شامل اندازه قطر بزرگترین دانه خاک و به سهولت می توان گفت که چند درصد از ذرات خاک قطری کمتر یا بیشتر از اندازه معینی دارند. همچنین از روی منحنی می توان نشان داد که آیا خاک دارای دانه بندی خوب و یکنواختی است یا خیر؟ اگر منحنی دانه بندی یکنواخت و صاف باشد دانه بندی خوب و اگر بصورت پله پله و شکستگی زیاد باشد دانه بندی ضعیف است. اگر

منحنی تجمعی دو خاک موازی باشند دانه بندی هر دو خاک مشابه است. (اشکال ۳-۲)

کمیت هائی براساس منحنی دانه بندی تعریف و استاندارد شده است که با استفاده از منحنی دانه

بندی می توان آنها را تعیین نمود:

اندازه مؤثر (D_{10}): بزرگترین اندازه از ۱۰ درصد ریزترین دانه های خاک اندازه مؤثر نامیده می شود. (یعنی حداکثر اندازه ای که ۱۰ درصد از ذرات خاک با آن اندازه مساوی یا کوچکتر می باشند.) (یا حداکثر اندازه ای که ده درصد از ذرات را از خود عبور می دهد). برای تعیین D_{10} پس از اینکه منحنی دانه بندی رسم شد از نقطه ۱۰٪ روی محور y خطی موازی محور x رسم کرده تا منحنی را قطع کند. سپس از نقطه

تلاقی، خطی عمود بر محور x رسم کرده که اندازه D_{10} یا اندازه موثر را نشان می دهد.

ضریب یکنواختی: یا ضریب Allen Hazen بصورت زیر است.

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

D_{60} بزرگترین اندازه که ۶۰ درصد ذرات مساوی یا کوچکتر آن باشند. هر چه این ضریب بزرگتر باشد خاک با دانه بندی گسترده تر است و هر چه به یک نزدیکتر باشد دانه بندی خاک یکنواخت تر است.

ضریب تعقر یا انحنا: ضریب دیگری که مشابه ضریب یکنواختی برای وضعیت دانه بندی خاک بکار

$$C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} \times D_{60}}$$

می رود و عبارت است از: این ضریب اهمیت کمتری نسبت به C_u دارد و کمتر استفاده می شود.

تعیین فیلتر مناسب در استقرار زهکشهای سربسته:

در شبکه های زهکشی بسته که از تنبوشه های سفالی استفاده می شود، برای تأمین سهولت جریان آب به تنبوشه ها معمولاً از مواد متخلخلی استفاده می کنند که فیلتر نام دارند. برای انتخاب فیلتر مناسب باید ابتدا منحنی تجمعی فیلتر و خاک مورد نظر تعیین شوند و سپس روابط زیر در مورد آن صادق باشد: (منظور از فیلتر مناسب این است که اولاً نسبت به آب کاملاً نفوذپذیر باشد و به آن اجازه عبور دهد و ثانیاً از حرکت ذرات بدرون سوراخهای تنبوشه جلوگیری کند.)

$$5 < \frac{D_{50} \text{ فیلتر}}{D_{50} \text{ خاک}} < 10$$

برای خاک همگن

$$12 < \frac{D_{50} \text{ فیلتر}}{D_{50} \text{ خاک}} < 58$$

برای خاک غیر همگن

نفوذپذیری خاک:

نفوذپذیری خاکهای فاقد ساختمان و یا خاکهای شنی و تک دانه ای نیز از منحنی تجمعی قابل

تخمین است

$$k = 100 D_{10}^2 \text{ cm/sec}$$

k = نفوذپذیری بر حسب

D_{10} = اندازه موثر بر حسب cm

تخمین خیز موئینگی: خیز موئینگی (صعود آب بطرف بالا در اثر نیروی کاپیلاری) از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$h = \frac{C}{eD_{10}} \quad \text{cm} \quad h = \text{خیز موئینگی بر حسب cm}$$

C = ضریب ثابت بین ۰/۱ تا ۰/۵

$$e = \frac{\text{حجم خلل و فرج}}{\text{حجم ذرات جامد}} \quad e = \text{نسبت پوکی}$$

D_{10} = بر حسب سانتی متر می باشد.

مثث بافت خاک:

مثثی متساوی الاضلاع است که اضلاع آن هر یک براساس درصدهای شن، سیلت و رس درجه بندی شده است و کلاسه‌های مختلف بافت خاک را نشان می دهد و برای تعیین بافت خاک بکار می رود. درصد ذرات اندازه گیری شده برای شن، سیلت و رس را روی اضلاع مثث مشخص کرده و محل تلاقی خطوط مربوطه کلاس بافت خاک را نشان می دهد که خاک مورد نظر از نظر بافت در چه کلاسی قرار می گیرد. در مثث بافت خاک از چپ به راست بافت سنگین تر می شود و همچنین از پائین به بالا نیز بافت سنگین تر می شود. (شکل ۲-۲)

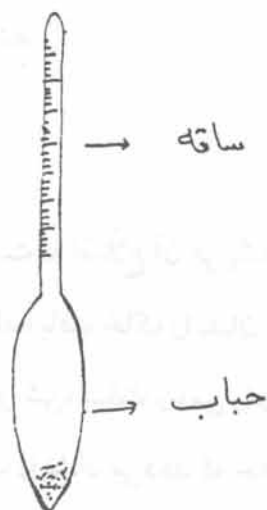
تشریح کلاسه‌های بافت بدین صورت است که مثلاً کلاس Clay loam دارای خواص loam و رس است که بیشتر خصوصیات loam را دارد یعنی خواص loam غالب است. و یا اگر کلاسه‌های sandy loam و loamy sand را در نظر بگیریم هر دو خصوصیات شن و لوم را دارند ولی در اولی خصوصیات لوم غالب و در دومی خصوصیات شن غالب است.

برای ترجمه بافت بصورت فارسی باید ابتدا ترجمه کلمه سمت راست را نوشت و در واقع ترجمه از راست به چپ صورت می گیرد مثلاً بافت sandy clay loam معادل لوم رسی شنی است. در این خاک خواص لوم بیشترین تأثیر را داشته و بعد از آن به ترتیب خواص رس و شن غالبند.

برای تعیین بافت خاک به روش تجزیه مکانیکی (ته نشینی) از دو روش هیدرومتر و پیپت استفاده می شود. در روش هیدرومتر پس از آنکه تعلیق آب و خاک به حال سکون در آمد در زمانهای معین وسیله‌ای بنام هیدرومتر در تعلیق وارد نموده و عدد نشان داده شده به وسیله آن یادداشت می شود.

هیدرومتر وسیله‌ای شیشه‌ای است که دارای یک حباب می‌باشد که به یک ساقه بلند متصل است (شکل زیر).

عدد ساقه هیدرومتر در تعلیق‌های آب و خاک نشانگر مقدار مواد جامد معلق بر حسب گرم در لیتر می‌باشد. اعداد هیدرومتر در واقع متناسب با وزن مخصوص عمقی از تعلیق است که حباب هیدرومتر در آن غوطه ور شده است.



دقت روش هیدرومتر کمتر از روش پیت است ولی به وقت و کار کمتری نیاز دارد ولی در بسیاری از موارد دارای دقت قابل قبول است. در روش پیت در زمانهای مشخص توسط پیت از عمق بخصوصی نمونه برداری شده و نمونه‌ها خشک و مقدار آنها مشخص می‌شود. (توضیح مفصل در مورد روشهای فوق در آزمایشگاه داده می‌شود).

تذکره: در مواقعی که ذرات بیش از ۲ میلی متر در خاک زیاد باشد اصطلاحاتی مانند gravelly یا gravelly sandy loam و stoniness, Rockiness... استفاده می‌شود مثل:

اهمیت بافت خاک:

- از نظر ذخیره عناصر غذایی و رطوبت
- از نظر نفوذپذیری و تهویه و زهکشی
- شخم پذیری و نیروی لازم برای شخم
- مدت زمان لازم برای گاوروشدن

- انبساط و انقباض و درز و ترک در خاک

تذکره: چون تغییر بافت خاک از نظر اقتصادی مقرون به صرفه نیست هر نوع خاک از نظر بافت مدیریت ویژه‌ای را طلب می‌کند.

اندازه‌گیری بافت خاک:

از روش تجزیه مکانیکی استفاده می‌شود و این روش فرآیندی است که توزیع اندازه ذرات خاک را تعیین می‌کند.

۱- کوبیدن خاک و عبور از الک ۲mm

۲- جدا کردن یا دیسپرس کردن ذرات خاک می‌باشد که شامل مراحل زیر است:

- از بین بردن مواد آلی توسط آب اکسیژنه

- جدا کردن و دیسپرس کردن ذرات رس با اضافه کردن مواد شیمیائی مثل کالگون یا هگزامتافسفات سدیم و اعمال مکانیکی مانند تکان دادن و هم زدن و روشهای اولتراسونیک

تذکره: اگر عمل جداسازی خوب انجام نشود در تعیین بافت مرتکب خطای می‌شویم زیرا ذرات رس که بصورت فلوکوله هستند ممکن است در عمل ته نشینی معادل یک ذره سیلت یا شن باشد و بنابراین مقدار سیلت و شن بیشتری محاسبه شود.

۳- جدا کردن ذرات بین ۰/۰۵-۲mm (شن) از ذرات ریزتر (سیلت و رس) توسط الک

۴- اندازه‌گیری و یا جدا کردن ذرات سیلت و رس با انجام اعمال ته نشینی

قانون استوکس:

اساس جداسازی ذرات با اعمال ته نشینی می‌باشد.

اگر یک ذره کروی به شعاع r و وزن مخصوص ρ و جرم m که در مایعی در حال سقوط است در

نظر بگیریم نیروی ثقل که حاصل از وزن ذره است بر آن اعمال شده و آنرا بطرف پائین می‌برد.

این نیرو عبارت است از:

$$F_v = mg = \left(\frac{4}{3} \pi r^3 \rho\right)g$$

جهت این نیرو بطرف پائین است.

دو نیروی مخالف F_v وجود دارد، اولی برابر وزن مایع جابجا شده است و برابر است با:

$$F_r = -\left(\frac{4}{3} \pi r^3 \rho_f\right)g \quad \rho_f = \text{وزن مخصوص مایع}$$

دومی نیروی مقاومت حاصل از اصطکاک در برابر سقوط که عبارتست از:

$$F_p = -6 \pi r \eta v \quad \eta = \text{گرانروی (viscosity) مایع}$$

$v =$ سرعت یکنواخت ذره

فرض می شود ذره با سرعت ثابت و یکنواخت سقوط می کند و شرط این وضعیت این است که

نیروی F_v برابر مجموع دو نیروی F_r و F_p باشد و یا مجموع نیروها برابر صفر باشد.

$$F_v + F_r + F_p = 0 \Rightarrow \frac{4}{3} \pi r^3 (\rho - \rho_f)g - 6 \pi r \eta v = 0$$

اگر از این رابطه، سرعت v را پیدا کنیم نتیجه می شود:

$$v = \frac{2}{9} \frac{r^2 g}{\eta} (\rho - \rho_f)$$

چون در تقسیم بندی اندازه از قطر استفاده می شود بنابراین داریم:

$$v = \frac{d^2 g (\rho - \rho_f)}{18 \eta}$$

گفتیم فرض می شود که سرعت ذره بطور آنی به سرعت حد می رسد و معادله حرکت یکنواخت بصورت

زیر است:

$$h = vt \Rightarrow t = \frac{h}{v} \Rightarrow v = \frac{h}{t}$$

$h =$ ارتفاع سقوط ذره

$t =$ زمان لازم برای طی مسافت h

$$t = \frac{18 h \eta}{d^2 g (\rho - \rho_f)} \Rightarrow d = \sqrt{\frac{18 h \eta}{t g (\rho - \rho_f)}}$$

در روابط فوق شعاع ذره بر حسب cm و شتاب جاذبه cm/sec^2 و وزن مخصوص ها بر حسب

gr/cm^3 و ویسکوزیته بر حسب پویز (poise) می باشد.

لزوجت یا گرانروی (viscosity): مقاومتی است که لایه های سیال در مقابل شکنندگی از خود نشان

می دهند.

لزوجت هر مایع یا گاز عبارت از سایش داخلی است که منجر به ایجاد مقاومت در برابر جریان می شود. لزوجت با دما تغییر می کند و نسبت عکس با هم دارند و هر چه دما بیشتر شود لزوجت کمتر (روانی بیشتر) می شود و بالعکس. واحد آن پویز است که برابر یک $\frac{\text{dyne-sec}}{\text{cm}^2}$ می باشد. لزوجت آب در دمای 20°C برابر 0.01 پویز است که نسبت به وزن مولکولی کمی که دارد مقدار آن بسیار زیاد است و علت همان پیوند هیدروژنی می باشد. هر چه لزوجت آب کم شود (دمای بالاتر) نفوذ و حرکت آب در خاک بیشتر می شود. به ازای هر 1°C افزایش دما ویسکوزیته 3 درصد کم می شود.

قرضیات قانون استوکز:

در کاربرد معادله بایستی محدودیت های زیر رعایت شوند:

(۱) ذرات باید کروی، سخت و جامد باشند. ذرات غیر کروی با سرعت بیشتر یا کمتر از ذرات کروی سقوط می کنند ذرات شن و سیلت شکل کم و بیش کروی ولی ذرات کلئیدی بویژه رسها پولک مانند بوده و نسبت به ذرات کروی مشابه، کندتر ته نشین می شوند.

(۲) اندازه ذرات نسبت به اندازه مولکولهای مایع بایستی بزرگ باشد تا حرکت براونی از خود نشان ندهند حرکت براونی از خواص کلئیدها است و معمولاً ذرات کوچکتر از 0.002 میلی متر این پدیده را نشان می دهند.

قانون استوکز برای تعیین فراوانی ذرات از شن خیلی ریز تا رس درشت کاربرد دارد.

(۳) سقوط ذرات بایستی آزاد باشد و ذرات در حین سقوط مزاحم هم نشده و بهم برخورد نکنند و یا ذرات بزرگتر مانند قیمی ذرات کوچکتر را با خود انتقال ندهند. اگر غلظت ذرات حدود 3 تا 5 درصد باشد و قطر استوانه محتوی مایع حداقل ده برابر قطر بزرگترین ذره خاک باشد امکان سقوط آزاد تأمین می شود.

(۴) ذرات خاک باید وزن مخصوص یکسانی داشته باشند (متوسط وزن مخصوص برای ذرات معدنی خاک 2.65 است)

(۵) ظرف محتوی مایع و ذرات معلق در آن باید در حال سکون باشد چون هر نوع حرکت در سرعت سقوط آزاد ذره تأثیر دارد. ذرات بزرگتر از 0.4mm با سرعت زیاد ته نشین می شوند و موجب تلاطم می شوند و قانون استوکز غیر قابل استفاده می شود.

خاکهای آلی (organic soils):

- کلاسهای بافتی ذکر شده اغلب در مورد خاکهای معدنی است و خاکهایی که دارای مقدار زیادی ماده آلی باشند به خاکهای آلی معروفند که دارای شرایط زیر می باشند:
- ۱- اگر خاکی بیش از ۵۰٪ رس داشته باشد باید حداقل ۳۰٪ ماده آلی داشته باشد.
 - ۲- اگر خاک رس نداشته باشد مواد آلی خاک باید ۲۰٪ یا بیشتر باشد.
 - ۳- خاکی آلی است که مقدار نسبی مواد معدنی در آن بین ۵۰٪ تا ۱۰۰٪ بوده و مقدار مواد آلی آنها بین ۲۰٪ تا ۳۰٪ باشد.

کلوئیدها:

- واژه کلوئید به ماده‌ای اطلاق می شود که اندازه ذرات آن میکروسکوپی بوده و حداکثر $2\text{mm}/10^6$ می باشد. اگر چنین ذراتی از یک ماده در میان ذرات دیگری توزیع شود یک سیستم کلوئیدی بوجود می آید مثل ذرات منفرد کلوئید در پروتوپلاسم و شیر گیاهی.
- رسهای خیلی ریز که قطری کمتر از $2\text{mm}/10^6$ داشته باشند به رس کلوئیدی موسوم هستند.
- مشخصات اصلی کلوئیدها عبارتند از:
- اندازه خیلی ریز حداکثر $2\mu\text{m}/10^6$
 - سطح ویژه بسیار بالا
 - معمولا دارای بار الکتریکی می باشند
- مشخصات فوق باعث می شود که کلوئیدها از نظر فعل و انفعالات فیزیکی شیمیایی بسیار فعال باشند.
- در ارتباط با کلوئیدها اصطلاحاتی بکار می رود که برخی از آنها عبارتند از:
- جذب سطحی (Adsorption):

جذب یک ماده در سطح ماده دیگر انجام می شود مثل جذب کاتیونها در سطح ذرات رس

جذب کلی یا داخلی (Absorption):

جذب یک ماده در درون ماده دیگر مثل جذب آب توسط اسفنج یا جذب عنصر غذایی به داخل ریشه.

جذب (Sorption):

این اصطلاح موقعی بکار می رود که نمی دانیم جذب بصورت سطحی یا داخلی صورت گرفته است.

دفع (Desorption):

دفع یک ماده توسط ماده دیگر

هیدروفوبیک (Hydrophobic):

اجسامی که آب را دفع می کنند مثل چربی که اصطلاحاً آب گریز نیز می گویند.

هیدروفیلیک (Hydrophilic):

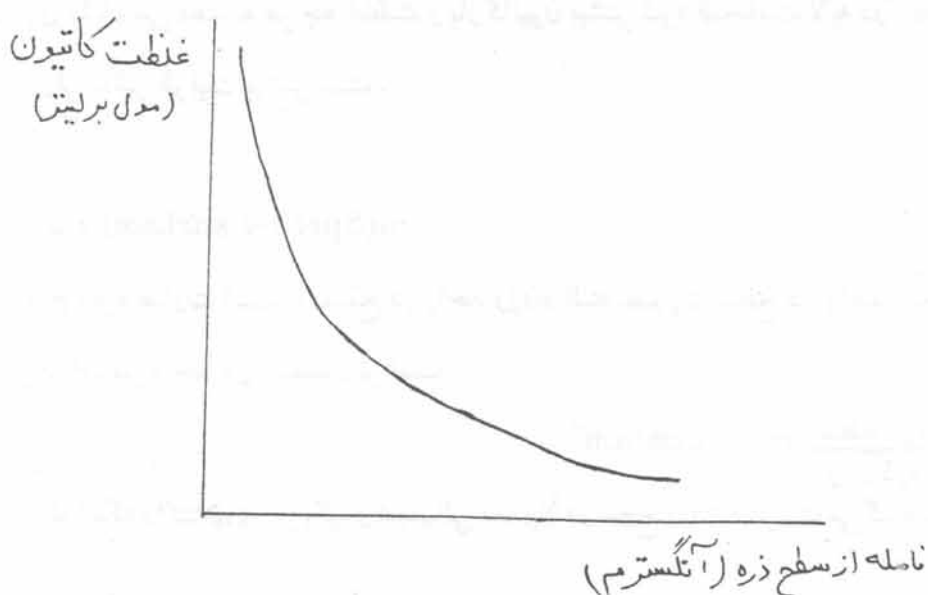
به اجسام آب دوست گفته می شود که آب را بطرف خود جذب می کنند.

میسل (Micelle):

به ذرات کلوئیدی با آبی که همراه خود می برند اطلاق می گردد.

توزیع بارها در کنار ذرات کلوئیدی:

ذرات کلوئیدی عموماً دارای بار منفی هستند (بخصوص در خاک) و بنابراین کاتیونها را بطرف خود جذب می کنند. در مورد توزیع کاتیونها یا بارهای مثبت اطراف ذره کلوئیدی نظریه های متفاوتی ارائه شده که مهمترین آنها نظریه گوی - چاپمن (لایه دو گانه پخشیده) می باشد. بر طبق این نظریه کاتیونهای اطراف ذره کاملاً به آن نجسبیده و بصورت پخشیده اطراف آن قرار دارند. بطوریکه هر چه از سطح ذره دور شویم غلظت کاتیونها کاهش می یابد. در واقع یک لایه منفی داخلی که در سطح ذره متراکم شده است و یک لایه مثبت خارجی که همان کاتیونهای جذب شده هستند داریم.



گرمای خیسیدگی Heat of wetting:

هنگامی که خاک خشکی با آب تماس پیدا می کند مولکولهای آب با تمایل زیادی جذب سطحی خاک گردیده و مولکولهایی از آب که در جوار سطوح ذرات خاک قرار دارند ساختمانی مشابه یخ پیدا می کنند. همانطور که انجماد آب یک واکنش گرمازا است مرطوب شدن خاک نیز تولید حرارت می کند. این گرما به گرمای خیسیدگی معروف است و فقط در خاک خیلی خشک خود را نشان می دهد. افزایش رطوبت سبب کاهش آن می شود و در رطوبت هیگروسکوپیک مقدار آن به صفر تنزل می نماید. این گرما بر حسب کالری بر گرم خاک خشک شده در کوره بیان می شود و مقدار آن بستگی به سطح ویژه و مواد آلی خاک دارد. هر چه بافت سنگین تر شود سطح ویژه بیشتر و گرمای خیسیدگی نیز افزایش می یابد.

$$C = C_0 [\coth (0.16xz\sqrt{C_0})]^2 \quad c = \text{غلظت در فاصله } x \text{ از ذره}$$

$$\cosh x = \frac{e^x + e^{-x}}{2} \quad C_0 = \text{غلظت اولیه در محلول (در فاصله ای که تحت تأثیر ذره نباشد)}$$

$$\coth x = \frac{e^x + e^{-x}}{e^x - e^{-x}} \quad x = \text{فاصله از سطح ذره (آنگسترم)}$$

$$\sinh x = \frac{e^x - e^{-x}}{2} \quad z = \text{تعداد بار یا ظرفیت کاتیون}$$

از فرمول فوق برای تعیین غلظت کاتیون در فاصله مشخصی از ذره استفاده می شود.

در تئوری، ضخامت لایه دوگانه بی نهایت است ولی ضخامتی را برای آن تعریف می کنند که عبارت است از ضخامتی که نیمی از کاتیونهای تحت تأثیر ذره را در بر می گیرد.

$$l = \frac{1}{3z\sqrt{C_0}} \quad l = \text{ضخامت لایه دوگانه (آنگسترم)}$$

$$C_0 = \text{غلظت اولیه (مول بر لیتر)}$$

فرمول فوق نشان می دهد که هر چه غلظت و بار کاتیون بیشتر شود ضخامت لایه دوگانه پخشیده کمتر می شود. ولی تأثیر ظرفیت بیشتر است.

«سطح ویژه (Specific surface):»

سطح ویژه عبارت است از «سطح در واحد وزن». البته بصورت سطح در واحد حجم نیز بیان می شود ولی بر اساس واحد وزن معمول تر است.

$$\text{سطح ویژه} = \frac{\text{سطح ذره}}{\text{وزن ذره}} \quad \text{m}^2/\text{gr} \text{ یا } \text{cm}^2/\text{cm}^3$$

بعلت اینکه واکنشهای فیزیکی و شیمیایی معمولاً در سطح ذرات صورت می گیرد سطح ویژه مهم

و سطح ویژه با مقدار این واکنشها متناسب است. هرچه سطح ویژه بیشتر باشد فعالیت ذرات از نظر فیزیکی و شیمیایی بیشتر است.

$$p_s = \text{جرم مخصوص ذره} = \frac{\text{سطح کره}}{\text{وزن ذره}} = \frac{4\pi r^2}{\frac{4}{3}\pi r^3 p_s} = \frac{3}{rp_s}$$

$$\text{سطح ویژه یک ذره مکعبی} = \frac{\text{سطح کعب}}{\text{وزن ذره}} = \frac{6a^2}{a^3 p_s} = \frac{6}{ap_s}$$

$$\text{در صورتی که پولکهای رسی دایره‌ای یا استوانه‌ای باشند}$$

$$\text{سطح ویژه ذرات پولک شکل} = \frac{2\pi r(r+z)}{\pi r^2 z p_s} = \frac{2(r+z)}{p_s r z}$$

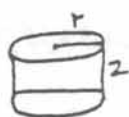
یا استوانه‌ای باشند

$$r = \text{شعاع پولک}$$

$$z = \text{ضخامت پولک}$$



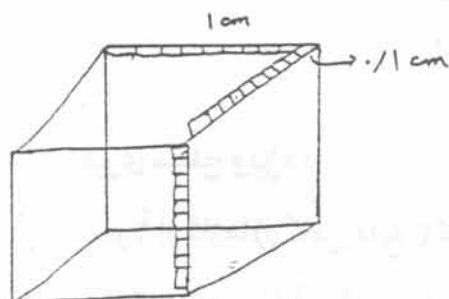
پرلک مکعب مستطیلی



پرلک استوانه‌ای

پولکها ممکن است بصورت مکعب مستطیل نیز باشند

مثال: سطح ویژه ذرات رس را که ابعاد آن برای یک پولک رس ۱۰، ۲۰۰، ۳۰۰ انگسترم است محاسبه نموده و نتیجه را بر حسب هکتار بر کیلوگرم بیان کنید؟ (وزن مخصوص رس ۲۵۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب است).



عوامل مؤثر در سطح ویژه:

۱- اندازه ذرات (مهمترین عامل)

هر چه اندازه ذرات ریزتر باشد سطح ویژه بیشتر است.

$$\text{مساحت مکعب بزرگ} = 6 \times 1 \times 1 = 6 \text{ cm}^2$$

مکعب بزرگ به ۱۰۰۰ مکعب کوچک با ابعاد ۰/۱ cm تقسیم می شود و یا خرد می شود.

$$\text{مساحت یک مکعب کوچک} = 6(0.1 \times 0.1) = 0.12 \text{ cm}^2$$

$$\text{مجموع مساحت های مکعب های کوچک} = 0.12 \times 1000 = 120 \text{ cm}^2$$

ملاحظه می شود که در اثر خرد شدن مکعب بزرگ به قطعات کوچکتر مساحت بوجود آمده ۱۰ برابر گردید.

۲- شکل ذرات:

ذرات کروی نسبت به اشکال دیگر مثل پولک مانند و یا میله ای در حجمهای مساوی سطح کمتری

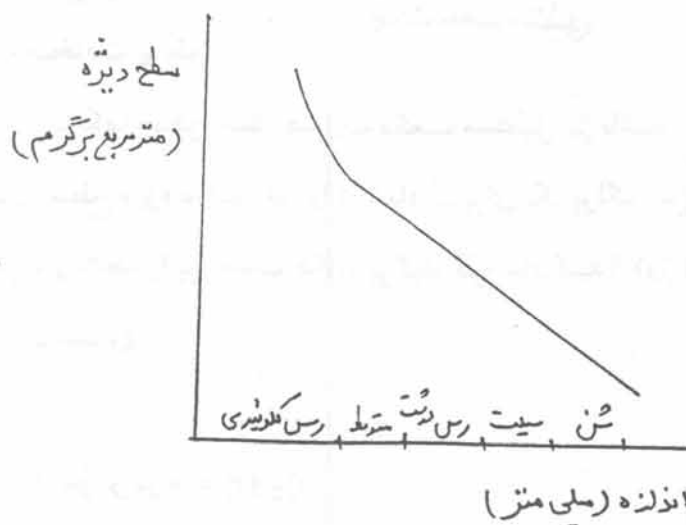
را بوجود می آورد و بنابراین سطح ویژه آنها کمتر از ذرات پولکی شکل و... می باشد.

۳- در بعضی موارد نوع ذرات :

در مورد رسها می توان گفت رسهایی که خاصیت انبساط پذیری دارند سطوح داخلی آنها نیز در سطح ویژه شرکت دارد مثل مونت موریلونیت که سطح ویژه آن ۵۰۰ تا ۸۰۰ متر مربع بر گرم می باشد. ولی رسهایی که خاصیت انبساط پذیری ندارند سطوح مؤثر فقط محدود به سطوح خارجی ذرات است که سطح ویژه به حد قابل ملاحظه ای نسبت به رسهای قابل انبساط کاهش می یابد.

سطح ویژه مواد آلی خاک (هوموس) حدود $1000 \text{ m}^2/\text{gr}$ می باشد.

و سطح ویژه آنها از کلیه ذرات خاک بیشتر است



اندازه گیری سطح ویژه :

معمولاً از گازها (و گاهی مایع) که بصورت تک لایه ای جذب سطح ذرات می شوند استفاده میشود. مثل گاز ازت، بخار آب، گلیسرول و اتیلن گلیکول. مقدار مشخصی گاز که بصورت تک لایه ای جذب می شود به مقدار مشخصی ذرات اضافه می شود. سپس توسط روابطی ویژه سطح را محاسبه می کنند و سطح ویژه به دست می آید.

چگونگی به هم چسبیدن اجزاء تشکیل دهنده خاک و شکل خاک را ساختمان خاک گویند که بصورت خاکدانه‌هایی در می‌آیند و مواد چسبنده (سیمانها) باعث چسبیدن ذرات خاک بهم می‌شود. خاکدانه‌ها به علت جذب الکترواستاتیک در مقابل اثر آب مقاوم بوده و متلاشی نمی‌شوند. در حالی که کلوخک (Clod) خاکدانه‌هایی هستند که آب روی آنها اثر گذاشته و آنها را متلاشی می‌سازد. واژه‌های دیگر عبارتند: Fragment: از خرد شدن و شکسته شدن Pedها یا همان خاکدانها بوجود می‌آیند. Concretion: در اثر ته نشین شدن رسوبات نمکی و چسبانیدن ذرات خاک بوجود آمده است. ذرات منفرد شن، سیلت و رس ذرات اولیه نام دارند و از بهم چسبیدن این ذرات، ذرات ثانویه تشکیل می‌شوند مثل خاکدانه.

تقسیم بندی ساختمان خاک:

بر اساس سه خصوصیت انجام می‌شود

- ۱- شکل و ترتیب قرار گرفتن (Type)
- ۲- بر اساس اندازه (Class) یا (Size)
- ۳- بر اساس درجه مقاومت خاکدانه (Grade)

دسته بندی بر اساس Type:

- ۱- ساختمان ورقه‌ای یا بشقابی (Platty):

تجمع خاکدانه بصورت ورقه یا صفحه بوده و غالباً در سطح خاک زمینهای بکر دیده می‌شود. ولی ممکن است در سایر افقهای خاک نیز دیده شوند. این نوع ساختمان معمولاً از مواد مادری به آرث می‌رسد، مخصوصاً در شرایطی که این مواد در اثر آب یا یخ بجا مانده باشند در این ساختمان فراوانی شکافهای افقی بیشتر است نسبت به عمودی (سطوح رخ یا سطوح کلیواژ)

- ۲- منشور مانند (Prism-like):

در این واحد ساختمانی درزو ترک بیشتر به چشم می‌خورد و سطوح جانبی صاف و صیقلی است. این ساختمان بیشتر در طبقات زیرین خاک (نه خیلی پائین) و در مناطق خشک (بیشتر خاکهای قلیائی)

دیده می‌شود: اگر دو طرف بالا و پائین واحد ساختمان کروی یا دایره‌ای باشد ساختمان را ستونی (Columnar) و اگر بصورت منشوری باشد یعنی سطوح بالا و پائین صاف و زاویه دار باشد (Prismatic) گویند. قطر واحدها ممکن است تا ۱۵cm برسد. فراوانی شکافهای عمودی بیشتر است. ۳- مکعبی شکل (Block like):

در این ساختمان فراوانی درز و ترک افقی و عمودی تقریباً یکسان است و محورهای متقاطع به یک اندازه هستند. اگر واحد ساختمانی بصورت لبه تیز و با سطوح جانبی باشد به آن مکعبی (Blocky) و گاهی Angular. b و اگر لبه‌ها مدور و گرد باشد به آن Subangular (مکعبی بدون زاویه) گویند. معمولاً درز افقی‌های زیرین خاک مشاهده می‌شود. ابعاد این ساختمانها ممکن است ۱ تا ۱۰ سانتی متر باشد. ۴- کروی شکل (Spheroidal):

کلیه خاکدانه‌های کروی در این گروه جای دارند و در اثر جذب آب هنوز فضای خالی بین خاکدانه‌ها باقی می‌ماند که به انتقال آب و هوا در خاک کمک می‌کند. خاکدانه‌های موجود در این واحدهای ساختمانی را دانه (Granule) نامیده و ساختمان خاک مربوط را دانه‌ای (Granular) گویند. اگر خاکدانه‌ها نیز متخلخل باشند ساختمان خاک را دانه‌ای متخلخل (Crumb) گویند. ساختمان دانه‌ای در اغلب خاکهای سرشار از مواد آلی دیده شده و یکی از مشخصات مطلوب خاک است که فراوانی آن بستگی به مدیریت اصولی کشت و کار دارد. ساختمانهای کروی را باید به واحدهائی اطلاق کرد که قطر آنها کمتر از ۱/۵ سانتی متر باشد. بیشتر در افقیهای سطحی و بخصوص با مواد آلی زیاد دیده می‌شود. یکی از مزیت‌های مهم این نوع ساختمان نسبت به بقیه این است که در اثر خیس شدن همچنان قابل نفوذ باقی می‌مانند، زیرا حتی متورم شدن خاکدانه‌ها نیز سبب بسته شدن خلل و فرج نمی‌گردد. در حالیکه در ساختمانهای مکعبی خیس شدن ممکن است سبب بسته شدن بسیاری از خلل و فرج خاک شده و قابلیت نفوذ خاک را بسیار کاهش دهد.

دسته بندی براساس اندازه (Class):

- خیلی ریز و یا خیلی نازک Very fine or very thin

- ریز و یا نازک Fine or thin

- متوسط Medium

- درشت و یا ضخیم Coarse or thick

- خیلی درشت یا خیلی ضخیم Very coarse or very thick

دسته بندی براساس درجه تشکل خاکدانه (Grade):

- بدون ساختمان (Structure less)

- ضعیف (Weak)

- نیمه مقاوم (Moderate)

- قوی (Strong)

خاکهای بدون یک نظام ساختمانی خاص بدو صورت هستند:

تک دانه (Single grain):

خاک از ذرات جداگانه مانند شن تشکیل شده و چون پیوندی ذرات را به یکدیگر مرتبط نمی سازد، لذا فردیت هر ذره در توده خاک حفظ شده و ساختمان خاک بصورت تک دانه ای است. مثل خاکهای شنی فاقد مواد آلی.

توده ای یا متراکم یا یکپارچه (Massive):

در این حالت ذرات خاک کاملاً به یکدیگر چسبیده و توده های بزرگ و نامنظمی را بوجود آورده اند. در این وضعیت تداوم و پیوستگی خلل و فرج از بین رفته و کلوخه ای بزرگ بوجود می آید که ساختمان متراکم دارد که برای کشاورزی مناسب نیست.

تذکر:

ساختمان تک دانه بعلمت طبیعت ذرات، در خاک وجود دارد ولی ساختمان توده ای اغلب تحت تأثیر مدیریت غلط کشاورزی در خاک بوجود می آید.

تذکر:

در قدیم یا در نوشتجات قدیمی خاکشناسی حالات فوق الذکر را بعنوان خاکهای بدون ساختمان بشمار می آوردند ولی این حالات را نیز می توان نوعی ساختمان بحساب آورد. بهتر است حالت تک دانه

و توده‌ای را جزء حدود یا حدین ساختمان در نظر گرفت که اشکال دیگر ساختمان مثل کروی، مکعبی و... بین این دو حد قرار دارند.

چگونگی تشکیل خاکدانه:

برای تشکیل خاکدانه پایدار، ابتدا کلوئیدهای خاک بایستی جمع شده و سپس تثبیت شوند. مواد آلی، سیلیکات‌ها و ذرات رس در صورتی که با کاتیون مناسبی ترکیب شوند، شرایط لازم را برای پیوند ذرات خاک به یکدیگر فراهم می‌سازند. در برخی از خاکهای آهنی کربنات کلسیم و در تحت شرایط خاصی هیدروکسیدهای آهن و آلومینیوم نیز نقشی مشابه دارند.

مکانیسم‌های پایداری خاکدانه‌ها:

- ۱- مولکولهای آب به علت دو قطبی بودن، ذرات رس را به یکدیگر مرتبط می‌سازند.
- ۲- کاتیونهای دو ظرفیتی نیز نقشی مشابه مولکولهای آب دارند.
- ۳- پوشیده شدن خاکدانه‌ها یا ذرات خاک توسط رسوب و خشک شدن کلوئیدهایی مانند سیلیکات‌ها، سزکوئی اکسیدها و هومات‌ها.
- ۴- وجود انواع ترکیبات چربی و موم که با آلودن خاکدانه هاماغ از ورود آب به آن گردیده و مانع تلاشی شدن خاکدانه در اثر جذب آب می‌شود.
- ۵- مواد آلی بصورت رشته‌هایی ذرات رس را به هم دیگر پیوند می‌دهند. برخی هنگامی که بصورت محلول یا حالت معلق هستند اطراف ذرات خاک را فرا می‌گیرند و پس از خشک شدن خاک و دفع آب مانند ملاتی عمل نموده و موجب پایداری و تثبیت خاکدانه‌ها می‌شوند.

پایداری خاکدانه‌ها:

خاکدانه‌ها، خاک هر لحظه ممکن است در حال تغییر و تحول باشند و تعیین لحظه‌ای حالت یک خاکدانه در هر زمان برای تعیین ساختمان کافی بنظر نمی‌رسد. بطور دقیق پایداری خاکدانه یعنی مقدار مقاومت خاکدانه در برابر شکسته شدن در شرایطی که تحت یک نیروی مخرب قرار گیرد. پایداری خاکدانه نه تنها بستگی به نوع خاک داشته بلکه به مقدار و حالت نیرو بستگی دارد. بنابراین پایداری

خاکدانه یک نیروی مطلوب نیست بلکه کمیت نسبی بوده که بستگی به عوامل مختلف دارد. هر چه قدر فشار روی طبقات زیرین، بر اثر سنگینی طبقات بالائی بیشتر شود و هر چقدر که لایه‌های زیرین این فشار را نداشته باشند (بر اثر مقاومت مقدار آب خاک) باعث بوجود آمدن خاکدانه‌های بزرگتری می‌شود.

عوامل مؤثر بر تشکیل و تخریب خاکدانه‌ها یا ساختمان خاک:

۱- اثر کاتیونها:

نوع کاتیون غالب در خاک در تشکیل و پایداری و یا تخریب خاکدانه‌ها مؤثر است. کاتیونهای مثل کلسیم باعث همآوری (Flocculation) ذرات و تشکیل و پایداری خاکدانه می‌شود، در صورتی که کاتیونهای مثل سدیم باعث پراکنده شدن ذرات خاک و تخریب ساختمان می‌شوند. هر چه غلظت کاتیونها در خاک بیشتر باشد (خاک شورتر) تشکیل و پایداری خاکدانه بیشتر است. کلسیم اثر غیر مستقیم نیز در تشکیل خاکدانه دارد و آن اثر روی تغذیه موجودات ریز (میکروارگانیسمها) است که باعث می‌شود تجزیه مواد آلی و تشکیل هوموس در خاک افزایش یابد.

۲- تأثیر ذرات رس:

ذرات سیلت و شن قدرت چسبیدن بهم و تشکیل خاکدانه را ندارند، بلکه این رسها هستند که دارای قدرت چسبندگی به ذرات دیگر رس و همچنین شن و سیلت می‌باشند نیروئی که باعث چسبیدن این ذرات به یکدیگر می‌شوند عمدتاً نیروی واندروالس است که وقتی ذرات به اندازه کافی بهم نزدیک می‌شوند مؤثر واقع شده سبب چسبیدن آنها به یکدیگر می‌شوند. هر چه مقدار ذرات سیلت و شن در خاکدانه بیشتر باشند پایداری خاکدانه کمتر است و در مورد مقدار ذرات رس عکس این حالت را داریم.

۳- تأثیر آب یا رطوبت در خاک:

آب خاک به سه صورت بر ساختمان خاک تأثیر دارد:

- تورم و انقباض کلوئیدها یا ترو خشک شدن: سبب ایجاد کشش و فشار گردیده و به تضعیف یا جدا شدن سطوح پیوسته خاک کمک می‌کند. بدین ترتیب سطوح رخ یا شکافهایی که از اثر خشکی پدید

می آیند در جهت عمودی دیده می شوند. خشک شدن باعث انقباض خاک شده، ذرات را به یکدیگر نزدیک می سازد. چون خشک شدن بطور یکنواخت صورت نمی گیرد، فشارهای انقباضی نامتعادل باعث چسبیدن ذرات به یکدیگر و تشکیل خاکدانه و کلوخه می شود. در فصول بسیار خشک در طبقات زیرین خاک، خاکدانه بوجود می آید. هنگام خیس شدن فشار تورم ناشی از جذب آب نامتعادل بوده، باعث شکستن کلوخه ها و تبدیل آن به اجزاء کوچکتر می شود. این شکسته شدن ممکن است باعث تخریب ساختمان خاک شود. ولی خاکهایی با ساختمان توده ای یا یکپارچه ممکن است نهایتاً منجر به تشکیل ساختمان به اشکال مختلف شود. خیس شدن اگر سریع باشد مقداری هوا ممکن است در خاک محبوس شود. ازدیاد فشار هوای محبوس باعث تخریب کلوخه ها و خاکدانه و تبدیل آن به اجزاء کوچکتر می گردد. پس اگر خاکدانه در خلاء مرطوب شود شدت خرد شدن بمراتب کمتر خواهد بود. مشاهده شده که اگر بجای هوا از گازکربنیک نیز استفاده شود شدت تخریب ناشی از خیس شدن کمتر از مورد مربوط به هوا خواهد بود. علت این است که CO_2 حبس شده، در آب حل می شود و لذا فشار آن کمتر از فشار هوای حبس شده خواهد بود.

- کشش سطحی: ناشی از وجود سطوح مشترک آب و هواست و نیروئی که توسط آن به ذرات وارد می شود سبب پیوند بین ذرات می شود. از سوی دیگر، کشش سطحی آب را با فشار به داخل حفره هائی که قبلاً از هوا پر بوده است رانده و در نتیجه سبب ایجاد انفجار خفیفی به هنگام خروج هوا می گردد. بدین ترتیب خاکی که دارای ساختمان توده ای باشد به خاکدانه های کوچکتر تبدیل می شود. اگر چه معمولاً این عمل مطلوب است ولی ادامه آن باعث ریزی بیش از اندازه خاکدانه ها می شود.

- یخ زدن آب در خاک: اثر آن بر ساختمان خاک بستگی به میزان رطوبت، اندازه خلل و فرج و سرعت انجماد دارد و در صورتی که خاک تقریباً خشک باشد این اثر ناچیز است. سرد شدن و انجماد تدریجی یا بطئی آب در خاک مرطوب از نظر ساختمانی مطلوب است. آب ابتدا از حفره های بزرگتر که دارای کمترین کشش است شروع به انجماد می کند و بتدریج بلورهای بزرگ یخ تشکیل می شود. تشکیل این بلورهای بزرگ باعث بوجود آمدن شیب مکشی و جذب آب مایع از نقاط دیگر می شود. یعنی در واقع آب از جای خیس تر به منطقه خشکتر (محل یخ زدن) حرکت می کند و اثری شبیه تأثیر خشک شدن بر خاک و نزدیک شدن ذرات به همدیگر باقی می گذارد (افزایش کشش سطحی و غلظت الکترولیت). همچنین فشار بلورهای بزرگ یخ باعث افزایش اندازه خلل و فرج و نزدیک شدن ذرات خاک و

خاکدانه‌ها به یکدیگر می‌شود. انجماد تدریجی و ملایم، خاکدانه‌های کوچک را بهم می‌چسباند اما کلوخه‌ها را با شکاف دادن سطحی از آن که سست‌تر است خرد و ریز می‌نماید. چون یخ بستن از سطح خاک شروع می‌شود و آب از پائین بسوی ناحیه یخ بسته حرکت می‌کند، لذا یخ معمولاً در راستای موازی با سطح خاک تشکیل شده و سطح رخ که مربوط به یخ بندان است در جهت افقی می‌باشد. سرد شدن و یخ بستن تند و ناگهانی در خاکهای خیس باعث تشکیل بلورهای ریز یخ در هر نقطه می‌شود که چون یخ زدن اصولاً با افزایش حجم آب همراه می‌باشد سبب خرد و ریز شدن خاکدانه‌ها و پراکنش نامطلوب خاک می‌شود و اثری شبیه‌تر شدن خاک دارد.

۴- اثر مواد آلی در تشکیل خاکدانه:

با افزایش مواد آلی خاک، تشکیل خاکدانه افزایش می‌یابد. تحقیقات نشان می‌دهد اثر مواد آلی در خاکهای با رس کم واضح‌تر است. خاکهایی که در صد رس آنها ۲۵ در صد می‌باشد اثر ماده آلی در تشکیل خاکدانه کاملاً واضح و روشن است.

۵- تأثیر موجودات زنده ریز در تشکیل خاکدانه:

(مواد آلی توسط موجودات زنده تجزیه شده و هوموس می‌شود که باعث افزایش تولید خاکدانه می‌شود) موجودات زنده نیز برای فعالیت نیاز به ماده آلی دارند پس اثر آنها در ساختمان بستگی بهم دارد. اثرات موجودات زنده خاک عبارتند از:

- اتصال مکانیکی ذرات خاک توسط رشته‌ها یا ریشه‌های قارچها و اکتینومایست‌ها.
- تخمین زده شده که حدود ۵۰ در صد تأثیر قارچها در ساختمان مربوط به اتصال مکانیکی ذرات است.
- اثر ملات‌کننده مواد سنتز شده مثل پلی ساکاریدها توسط موجودات زنده خاک.
- اثر اصلاح‌کننده مواد حاصل از تجزیه (هوموس)

۶- اثرات گیاهان بر ساختمان خاک

- شاخ و برگ گیاهان
- افزایش مواد آلی خاک

- اثرات ریشه شامل فشردن ذرات خاک (آزمایشات نشان داده که خاکدانه‌های تشکیل شده تحت این اثر پایداری کافی را ندارند)، جذب آب توسط ریشه، ترشحات ریشه باعث چسباندن ذرات خاک می‌شود.

۷) اثر کرم‌های خاکی:

باعث افزایش نفوذپذیری و تهویه خاک شده و می‌تواند اثرات مستقیم و غیرمستقیم در تشکیل خاکدانه داشته باشد.

۸) اثرات شخم و شیار ماشین آلات:

تردد زیاد ماشین آلات در خاک باعث شکستگی خاکدانه‌ها در سطح خاک شده و در عمق‌های پائین تر خاک را متراکم می‌کند.

۹) اثر مواد مصنوعی بر ساختمان خاک:

برخی مواد مصنوعی در بازار وجود دارد که افزودن آنها به خاک باعث بهبود ساختمان خاک می‌گردد. این مواد ممکن است دارای بار الکتریکی (مثبت و منفی) و یا بدون بار الکتریکی باشند به این مواد، مواد اصلاح کننده خواص فیزیکی یا soil conditioners می‌گویند. معروفترین این مواد merloam است. آزمایش نشان می‌دهد حتی ۰.۵٪ درصد این ماده اگر به خاک اضافه شود مبانگین وزن-قطر (MWD) خاکدانه بطور معنی داری افزایش می‌یابد. مواد اصلاح کننده دیگر شامل مالچهای نفتی است که مالچ نفتی انیونی فاقد تأثیر معنی دار در تشکیل خاکدانه پایدار بود. گرانی زیاد کریلیوم مرلوم عامل محدود کننده در مصرف این ماده در مزرعه است.

اثر ساختمان خاک بر برخی خصوصیات فیزیکی خاک:

۱- اثر بر تهویه خاک

۲- اثر بر تراکم خاک

۳- اثر بر روابط آب و خاک (مثل آب‌گذاری)

۴- اثر بر دمای خاک

۵- فرسایش پذیری خاک

بررسی و ارزیابی ساختمان خاک:

روشهای ارزیابی ساختمان خاک مبتنی بر تعیین توزیع اندازه خاکدانه‌ها در نمونه خاک و بیان آن بصورتی است که بتوان خاکهای مختلف را از این نظر با یکدیگر مقایسه نمود. اندازه خاکدانه‌ها بر میزان فرسایش پذیری آنها با باد و آب تأثیر دارد و همچنین بر ابعاد خلل و فرج خاک نیز اثر دارد. خلل و فرج و اندازه آنها بر حرکت و توزیع هوا و آب در خاک تأثیر می‌گذارد که در عملکرد و رشد گیاه تأثیر بسزائی دارد.

انتخاب شرایط تعیین و بررسی توزیع اندازه خاکدانه‌ها بستگی به هدف آزمایش دارد. بهمین علت تاکنون روشهای متعددی برای اندازه‌گیری توزیع اندازه خاکدانه بکار می‌رود که بسته به هدف باید روش مناسب را انتخاب کرد.

برخی روشهای بررسی ساختمان خاک:

- روش غربال کردن بطریق خشک:

یکی از روشهای تعیین مقدار خاکدانه‌های مقاوم در مقابل بالا و پائین رفتن غربالهایی با اندازه‌های متفاوت می‌باشد. در این روش لازم است که نوع بخصوصی از غربالها استفاده شود چرا که خاک خشک در سوراخهای ریز غربال رفته و سوراخها بسته می‌شوند. این غربالها بصورت گردشی کار می‌کنند و در اندازه‌های مختلف (حتی در ۱۴ اندازه) توسعه یافتند. این روش برای تعیین پتانسیل فرسایش و بخصوص فرسایش پذیری خاک در برابر باد استفاده می‌شود.

رابطه نزدیکی بین توزیع اندازه خاکدانه‌های بدست آمده از غربال کردن خشک و فرسایش خاک توسط باد بدست آمده است.

- روش غربال کردن تریاخیس:

در این فرآیند نمونه خاک مزرعه پس از توزین بر روی یک سری غربال که بترتیب اندازه آنها

کاهش می‌یابد، قرار می‌گیرد. سپس غربالها با سرعت ثابت و برای مدت زمانی معین در ظرف پرآبی بالا و پائین برده می‌شوند. میزان خاکی که بر روی هر یک از غربالها باقی می‌ماند شاخص پایداری ساختمان خاک که به روشهای مختلفی نشان داده می‌شود، می‌باشد. این روش به سلیقه افراد در مورد تیمار نمودن خاک بسیار بستگی دارد. کمپر نشان داد که حتی با تجزیه و تحلیل یک غربال نیز می‌توان پایداری خاکدانه را بررسی کرد. بجای استفاده از یک سری غربال از یک الک یک میلی متری استفاده نمود و مقدار باقیمانده خاکدانه بر روی الک را پس از بالا و پائین بردن در آب و خشک کردن توزین نمود و درصد خاکدانه‌های مقاوم را بصورت زیر محاسبه نمود:

$$100 \times \frac{\text{وزن خاکدانه باقیمانده بر روی الک}}{\text{وزن اولیه خاک}} = \text{درصد خاکدانه‌های مقاوم}$$

بطور کلی در روشهای غربال کردن بایستی تصحیحی برای ذرات شن یا ماسه در نمونه انجام داد.

بدین صورت که پس از توزین وزن خشک باقیمانده بر روی هر غربال آن مقدار خاک را کوبیده تا خاکدانه‌ها خرد شوند و سپس خاک آنرا مجدداً از غربال مورد نظر عبور داده و مقدار عبور نکرده را توزین می‌کنند و از میزان کل اولیه کم می‌کنند که وزن ذرات اولیه درشت‌تر از اندازه غربال، حذف شده و وزن خاکدانه‌ها بدست می‌آید.

- جداسازی بر اساس سرعت آب:

آب می‌تواند در ضمن حرکت، خاکدانه‌ها را با خود حمل کند که بستگی به اندازه خاکدانه و سرعت آب دارد. هر چه سرعت آب بیشتر باشد خاکدانه‌هایی که حمل می‌شوند اندازه بیشتری دارند. با کم شدن سرعت آب خاکدانه‌ها شروع به ته‌نشینی می‌کنند. با بکار بردن لوله‌هایی با قطرهای مختلف و جریان دادن آب با حجم ثابت در واحد زمان میتوان سرعت‌های مختلف ایجاد کرد و با این روش خاکدانه‌هایی با اندازه متفاوت را از هم جدا نمود. این روش دارای اشکالات متعدد بوده ولی با دقت کافی می‌توان جداسازی خاکدانه‌های با قطر کمتر از 2mm به ویژه 1mm-0.075 را انجام داد.

- روش ته‌نشینی:

جداسازی بر اساس قانون استوکس انجام می‌شود که قبلاً در تجزیه مکانیکی خاک توضیح داده شد. محدودیت عمده این روش این است که برای خاکدانه‌هایی با قطر بیش از یک میلی‌متر صادق نیست چون سرعت ته‌نشینی بسیار زیاد است. می‌توان از محلول آب و گلیسرول با نسبت: $\frac{1}{9}$ = $\frac{\text{آب}}{\text{گلیسرول}}$ بجای آب استفاده کرد که گرانش 40 برابر آب دارد استفاده کرد و نتایج خوبی گرفت.

معیارها یا کمیت‌های مورد استفاده برای بیان نتایج ارزیابی ساختمان:

(۱) وضعیت خاکدانی:

(مثل روش کمپر) $100 \times \frac{\text{وزن خاکدانه‌های بزرگتر از یک قطر معین}}{\text{وزن نمونه خاک}} = \text{وضعیت خاکدانی}$

(۲) میانگین وزن - قطر (MWD)

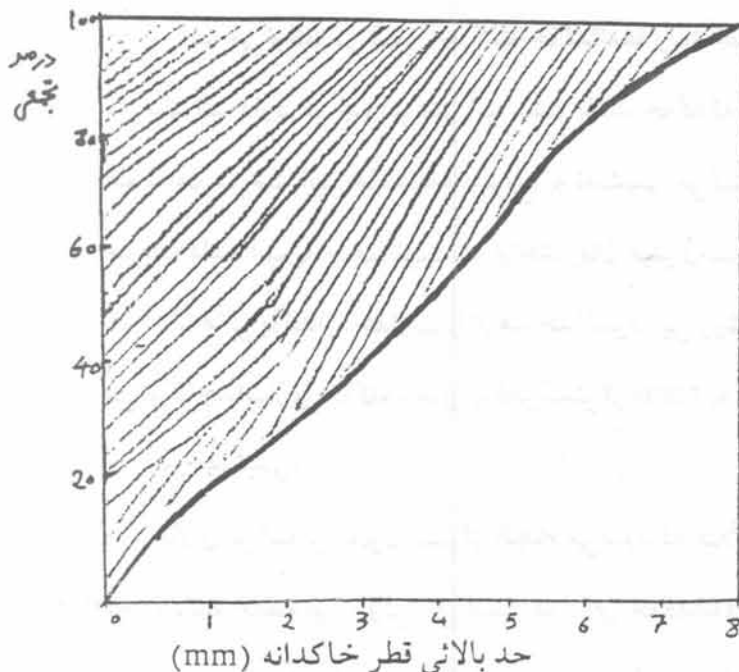
MWD = Mean weight-Diameter

پس از اینکه خاکدانه‌ها بر اساس اندازه از یکدیگر جدا شدند، میانگین قطر در هر دامنه از قطر خاکدانه و وزن خاکدانه‌ها در آن اندازه محاسبه شده و نتایج به دو صورت نشان داده می‌شوند:

الف - روش ترسیمی محاسبه MWD:

در این روش ابتدا وزن خاکدانه‌ها در گروه‌های اندازه‌ای مختلف همراه با حد بالایی و پائینی قطر خاکدانه هر گروه بصورت جدول درآورده می‌شود. آنگاه حد بالایی قطر هر گروه (بر حسب mm) را روی محور طولها برده و درصد تجمعی خاکدانه‌ها برای هر یک از این قطر‌ها را روی محور عرضها برده و بهترین منحنی که از مبدأ (۰ و ۰) و نقطه (۱۰۰ و ۸) بگذرد را رسم می‌نمایم.

بر طبق روشهای استاندارد نمونه‌ها از الک ۸mm عبور داده می‌شوند؛ پس حداکثر قطر خاکدانه در آزمایش می‌تواند ۸mm باشد.



سطح قسمت هاشور یا سطح بین منحنی و خطوط $x=0$ و $y=100$ مقدار MWD را نشان می‌دهد.

ب - روش محاسبه‌ای MWD (mean weight diameter):

$$MWD = \sum_{i=1}^n w_i \bar{x}_i$$

از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$\bar{x}_i$ = میانگین قطر در هر گروه اندازه‌ای خاکدانه

w_i = درصد وزنی خاکدانه‌های آن گروه معین

* برای بیان بهتر نتایج MWD مقدار آنرا در دو روش غربال خشک و تر بدست آورده و نتایج را مقایسه می‌کنند. هر چه تفاوت دو عدد کمتر باشد پایداری خاکدانه بیشتر است.

۴) میانگین هندسی قطر (GMD)

GMD = Geometric mean Diameter

برخی آزمایشات نشان داده که توزیع اندازه خاکدانه‌ها از منحنی نرمال لگاریتمی بیشتر پیروی می‌کند تا منحنی نرمال.

$$GMD = \exp \left(\frac{\sum_{i=1}^n w_i \log \bar{x}_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right)$$

w_i و $\bar{x}_i$ همان پارامترهای قبلی می‌باشند.

$\sum w_i$ = وزن کل خاکدانه‌ها

هر چه قدر مقادیر MWD و GMD بیشتر باشد پایداری خاکدانه بیشتر است.

رابطه بین پایداری خاکدانه و مدت زمان تکان دادن در روش غربال کردن تر:

نمونه خاک را در روی الک گذاشته و برای مدت زمانهای متفاوت در آب بالا و پائین برده می‌شود. در پایان هر دوره زمانی تکان دادن، وزن خاکدانه‌های بزرگتر از یک قطر معین (باقیمانده بر روی الک) را اندازه گرفته و نمودار وزن خاکدانه باقیمانده را بعنوان تابعی از زمان تکان دادن در آب روی محورهای لگاریتمی رسم می‌کنیم.

$$\log w = a - b \log t$$

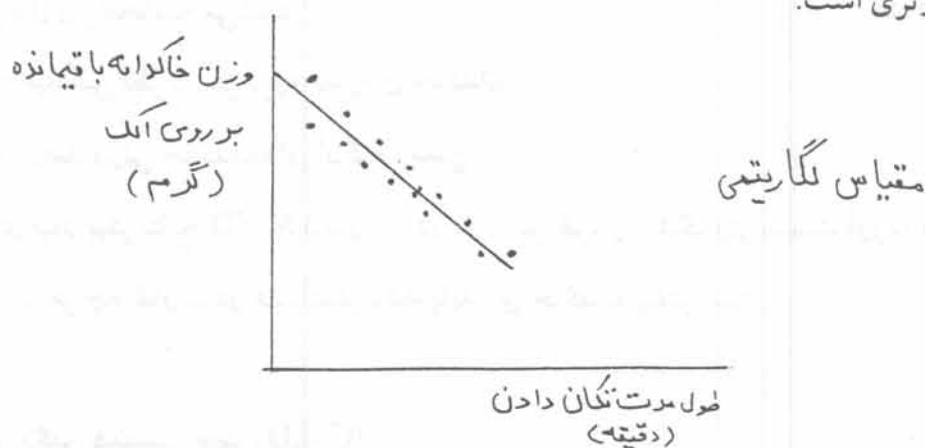
w = وزن خاکدانه‌ای بزرگتر از یک قطر معین

t = طول مدت تکان دادن

a = عرض از مبدأ یا پایداری اولیه خاکدانه

b = شیب خط یا سرعت خرد شدن خاکدانه‌ها

ضرائب a و b از طریق آزمایش بدست می آیند. بدیهی است هر چه a بیشتر و یا b کمتر باشد خاک دارای ساختمان پایدارتری است.



برخی روشهای دیگر برای ارزیابی پایداری ساختمان خاک:

- پایداری در برابر ضربات قطرات باران:

در این روش خاکدانه مورد نظر را برگزیده و بر روی آن قطرات آب از ارتفاع ۳۰ cm و به قطر ۴/۷ mm چکانده می شود. تعداد قطرات لازم برای خرد کردن کامل خاکدانه ثبت می شود. طبیعی است هر چه تعداد قطرات لازم برای اینکار بیشتر باشد پایداری خاکدانه بیشتر است. این آزمایش برای بررسی پایداری خاکدانه در برابر عمل تخریبی باران مناسب است.

- تغییر در قابلیت نفوذ خاک:

کلوخه یا خاکدانه مورد نظر را انتخاب کرده و قابلیت نفوذ آن نسبت به آب اندازه گیری می شود (k_1). سپس مقدار ۲ لیتر محلول ۰/۰۵ نرمال NaCl از کلوخه عبور داده می شود و مجدداً قابلیت نفوذ نسبت به آب اندازه گیری می شود (k_2). نسبت $\frac{k_2}{k_1}$ را شاخص پایداری خاک در نظر می گیرند. $\frac{k_2}{k_1} \times 100$ = شاخص پایداری خاک

هر چه این نسبت بیشتر باشد پایداری بیشتر است.

اختلاف در خرد شدن در آب پس از تیمار الک:

ابتدا در نمونه خاک درصد خاکدانه های بزرگتر از ۰/۲ mm را به روش غربال کردن خیس بدست می آوریم. سپس نمونه دیگری از همین خاک را ابتدا با الک خیس می کنیم تا هوای آن خارج شود و سپس مجدداً با روش غربال کردن خیس، درصد خاکدانه های بزرگتر از ۰/۲ mm را بدست می آوریم. انتظار

می رود مقدار خاکدانه ها در تیمار با الکل قبل از غربال کردن تر بیشتر باشد نسبت به وقتی که بدون تیمار الکل انجام شود. هر چه اختلاف بین دو عدد بدون تیمار الکل و تیمار الکل کمتر باشد پایداری خاکدانه ها بیشتر است و بالعکس.

اندازه گیری وزن مخصوص ظاهری:

یکی از راه هایی است که بطور وسیع جهت اندازه گیری ساختمان خاک مورد استفاده قرار می گیرد. افزایش در وزن مخصوص ظاهری به معنی کاهش تخلخل و متعاقب آن کاهش در تهویه و جریان آب در خاک می باشد. بطور کلی خاکی که ساختمان پایداری دارد وزن مخصوص کمی نسبت به خاک با ساختمان ناپایدار دارد.

اندازه گیری نفوذ هوا:

اندازه گیری میزان هوایی که در خاک می تواند نفوذ کند از روش های دیگر است که ساختمان خاک را مورد تجزیه و تحلیل قرار می دهد. نفوذ هوا به داخل خاک بستگی به میزان و اندازه های خلل و فرج پر از هوا هنگام اندازه گیری دارد. بنابراین اندازه گیری به مقدار آب در خاک بستگی داشته و تصحیحی از این نظر صورت می گیرد. هر چه ساختمان خاک بهتر باشد نفوذ هوا به خاک و تهویه بهتر است.

نسبت نفوذ هوا به آب:

اگر ساختمان خاک پایدار باشد می توان نسبت این دو را یک فرض کرد. البته در عمل ثابت شده است که در پایدارترین خاکها هم نفوذ آب نسبت به هوا کمتر بود. پس هر چه نسبت به یک نزدیکتر باشد ساختمان خاک پایداری بیشتری دارد. آزمایشات نشان می دهد که با افزایش درصد سدیم تبدیلی نفوذ هوا بدون تغییر باقی می ماند ولی نفوذ آب شدت کاهش می یابد. اگر ماده مصنوعی پایدارکننده به خاک اضافه شود اثر سدیم را روی نفوذ آب خنثی می کند.

بررسی منحنی رطوبت خاک:

ابتدا منحنی رطوبتی خاک را برای اولین بار رسم می کنیم. سپس به دفعات مختلف (یک یا دوبار)

خاک را خشک و مرطوب می‌کنیم و سپس منحنی رطوبتی را مجدداً رسم می‌کنیم. هر چه این منحنی‌ها نسبت به منحنی رسم شده در اولین بار اختلاف و تغییر کمتری داشته باشند خاک پایدارتر است. روش دیگر این است که منحنی رطوبتی را در مقادیر مختلف درصد رطوبت اولیه رسم کنیم اگر ابتدا و انتهای منحنی، خصوصیات رطوبتی یکسان از خود نشان دهد خاک دارای ساختمان پایداری می‌باشد.

اهمیت ساختمان خاک:

خاکهایی که شامل خاکدانه نباشند با مشکلات عدیده فیزیکی از قبیل تهویه، نفوذپذیری، قدرت نگهداشت آب و... روبرو هستند. مثلاً خاک رسی که مقدار رس بالائی دارد و دارای ساختمان توده‌ای می‌باشد، هنگام مرطوب شدن نفوذپذیری آن تقریباً به صفر می‌رسد. در موقع خشک شدن درز و ترک‌هایی به عرض حدود ۱۰cm و عمق ۱۰۰cm در سطح آنها پدید می‌آید و مشکلات زیادی از نظر عملیات خاک ورزی و رشد گیاهان دارند. همچنین خاک ماسه‌ای درشت، قدرت نگهداشت آب کمی داشته و ظرفیت ذخیره‌ای مواد غذایی در آنها پائین است. تشکیل ساختمان در خاکهای فوق می‌تواند باعث کاهش مشکلات آنها به حد قابل توجهی شود.

احیاء و بهبود ساختمان خاک:

کلیه عواملی که سبب رشد و نمو بهتر گیاه می‌شود مثل:

- تناسب کشت (گیاهان دارای ریشه افشان باعث بهبود و گیاهانی مثل ذرت می‌تواند اثر سوء داشته باشد زیرا کشت با فواصل مشخص صورت گرفته و عملیات داشت بصورت مکانیکی روی آن زیاد است)
- استفاده بهینه از کودهای آلی و شیمیائی
- اضافه کردن مواد آهکی در خاکهای اسیدی
- جلوگیری از فرسایش خاک
- بهبود وضعیت زهکشی
- مدیریت صحیح شخم و شیار و سایر عوامل مشابه

نیروهای Adhesion (دگردوسی) و cohesion (هم دوسی) در خاک:

اگر دو جسم تمایل بهم چسبیدن داشته باشند نیروئی که باعث چسبیدن آنها می شود نیروی ادهیژن می باشد مثل چسبیدن مولکولهای آب به ذرات رس.

نیروئی که جسم را از درون نگه می دارد نیروی کوهیژن نام دارد و در واقع نیروی بین ذرات یک جسم می باشد. نیروی بین خاکدانه های مختلف ادهیژن و نیروی درون خاکدانه، یا بین ذرات یک خاکدانه کوهیژن است. این نیروها در واقع نوعی نیروی درون زاد و برون زاد محسوب می شوند.

نیروی تشکیل دهنده پیوندها:

یعنی نیروئی که باعث دگردوسی و هم دوسی می شوند عبارتند از:

- ۱- نیروی واندروال: ناشی از ارتعاشات الکترونی یک اتم
- ۲- الکترواستاتیک: ناشی از وجود بارهای مختلف بین یونها
- ۳- نیروهای کاتیونی: ناشی از اتصال یک کاتیون بین دو یون همبار
- ۴- نیروهای با اثر شیمایی: مثل کربنات ها و مواد آلی
- ۵- کشش سطحی: ناشی از منحنی بین آب و هوا

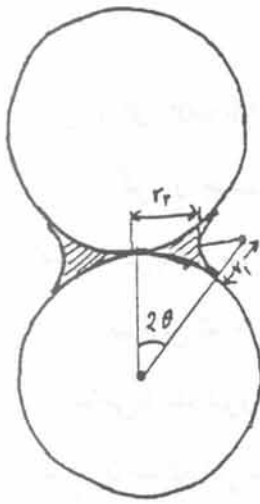
خاکدانه های دارای پایداری زیاد دارای نیروی کوهیژن زیاد و ادهیژن کم هستند و منشاء نیروی کوهیژن بار الکتریکی ذرات رسی و نیروهای واندروال هستند که با فاصله بین ذرات نسبت معکوس دارد. این نیرو در خاکهای خشک به حداکثر می رسد. و با افزودن آب به خاک کاهش می یابد (مولکولهای آب فاصله بین ذرات را افزایش می دهد).

نیروی ادهیژن از کشش سطحی آب یا سایر مایعات منشاء می گیرد و بنابراین برای وجود آن آب و هوا هر دو لازم است. حدفاصل بین آب و هوا بصورت هلالی است که از کمبود فشار آب حکایت می کند. این کاهش یا کمبود فشار ذرات خاک را با نیروئی به هم پیوند می دهد. مجموع نیروها در هر نقطه تماس، مقدار نیروئی است که در رطوبت های مختلف، ذرات خاک را بهم وصل می کنند.

$$p = T \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right)$$

r_1 و r_2 شعاع انحناي هلال بین دو فاز آب و هوا

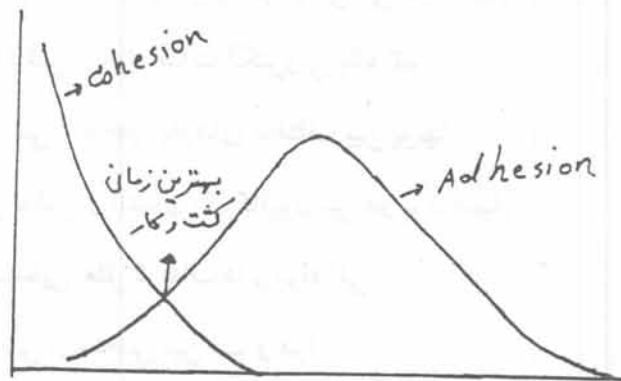
T : کشش سطحی p : کمبود فشار در هر نقطه تماس θ = زاویه بین هلال و خط عمود



$$P = \gamma \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

تغییرات نیروهای ادهیژن و کوهیژن با رطوبت خاک:

بهترین زمان کشت وقتی است که دو منحنی همدیگر را قطع می کنند و در این رطوبت نیروی زیاد برای شخم و شیار لازم نیست و همچنین تخریب ساختمان نیز حداقل است.



نیروی هم دوسی در خاک خشک حداکثر بوده و با افزایش رطوبت کاهش می یابد. در حالت خشک ذرات کاملاً بهم نزدیک می شود و با افزایش رطوبت فاصله بین دو ذره از هم زیاد می شود (نیروهای واندروال با توان سوم فاصله بین دو ذره کاهش می یابد).

وجود رطوبت باعث مؤثر واقع شدن کشش سطحی می شود و نیروی ادهیژن با افزایش رطوبت زیاد می شود. با افزایش رطوبت و تجمع مولکولهای آب و تبدیل آن به یک لایه پیوسته نیروی ادهیژن کاهش می یابد چون کشش سطحی بعثت فقدان هوا از محیط حذف می شود و در خاک اشباع چون هوا وجود ندارد نیروی ادهیژن به صفر می رسد. در شرایط کاملاً خشک نیز چنین حالتی است چون آب وجود ندارد.

زمان گاورو شدن زمین، یعنی زمانی که ذرات خاک و مولکولهای آب به نسبت ویژه ای کنار یکدیگر قرار گرفته و بهم می چسبند. در این موقع خاک بهترین تحمل را برای وزن ماشین آلات دارد.

پدیده گلخرابی (puddling):

اگر در رطوبتهای بالای خاک از ماشین آلات کشاورزی برای آماده سازی خاک برای کشت و کار استفاده کنیم خاکدانه‌ها تخریب شده و توده‌ای گل مانند بوجود می‌آید که شروع انهدام ساختمان خاک است. توده گل، ساختمان یکنواختی داشته و پولکهای رسی در آن غوطه ور هستند. در اثر گلخرابی نسبت پوکی کاهش می‌یابد.

نیروی آدهیژن در رطوبت ظرفیت مزرعه (F_c) حداکثر است. و حداکثر گلخرابی نیز در این رطوبت رخ می‌دهد. این پدیده باعث کاهش تهویه و نفوذپذیری می‌شود. تجدید ساختمان خاک هنگامی امکان‌پذیر است که رطوبت خاک از حد خمیری کمتر شود. پدیده گلخرابی مختص خاکهای رسی نبوده و خاکهایی که دارای رس و سیلت باشند این پدیده در آنها امکان‌پذیر است.

برای تعیین قابلیت خاک برای گلخرابی منحنی رطوبتی خاک را در حالت طبیعی رسم می‌کنند. سپس رطوبت را در خاک به حد F_c رسانده و خاک را مالش می‌دهند تا ساختمان آن بهم بخورد. منحنی رطوبتی آنرا مجدداً رسم می‌کنند.

با مقایسه دو منحنی می‌توان به استعداد خاک برای گلخرابی پی برد. هر چه سطح محصور بین دو منحنی بیشتر باشد (اختلاف بیشتر) تخریب ساختمان خاک در اثر گلخرابی بیشتر خواهد بود.

سله یا Crust:

هنگامی که ساختمان خاک تخریب می‌شود (در نتیجه ضربات قطرات باران، آبیاری و فشارهای مکانیکی (ماشین آلات) و...) ذرات ریز حاصل، همراه با آب در خلل و فرج نفوذ کرده و بویژه خلل و فرج درشت را که در تهویه و نفوذپذیری اهمیت دارند، پر می‌کنند و سبب تشکیل یک قشر غیر قابل نفوذ در سطح خاک می‌گردد. این لایه پس از خشک شدن سفت می‌شود و جوانه‌زنی بذرها را با اشکال روبرو می‌کند؛ به این لایه سخت، سله گویند.

سله حاصل از قطرات باران دارای یک لایه روئی در حدود 0.1 mm است که بر اثر ضربات قطره‌های بارانی کاملاً متراکم است که به آن Seal می‌گویند. نفوذپذیری این قشر ممکن است به $\frac{1}{2000}$ نفوذپذیری خاک اصلی برسد. در زیر این قشر، لایه دیگری وجود دارد که نفوذپذیری آن ممکن است به $\frac{1}{200}$ نفوذپذیری خاک اصلی برسد.

مقدار رس و ماده آلی خاک در سختی سله تأثیر مهمی دارد. هر چه مقدار رس بیشتر و ماده آلی کمتر باشد سله تشکیل شده سخت تر و جوانه زنی مشکل تر است.

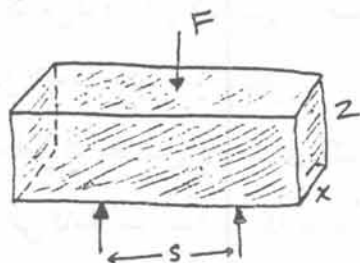
در صورتی که خاک مرطوب باشد و بخصوص موقعی که خلل و فرج ریز سله نیز توسط آب اشغال شده باشد، تهویه در خاکهای سله بسته دچار اشکال می شود، ولی در خاکهای سله بسته خشک تهویه مشکل مهمی نیست.

مصرف مالچها و مواد اصلاحی می تواند سختی سله را کاهش و مشکل جوانه زنی را برطرف نماید. تحقیقات نشان داده است که مصرف این مواد در سطوح معینی، سختی سله را بطور معنی داری کاهش می دهد. بدیهی است که رابطه معکوس بین درصد جوانه زدن و سختی سله وجود دارد. در تحقیقی که انجام شد مشاهده گردید که استفاده از یک ماده اصلاحی بنام نالکو ۲۱۹۰ (nalco 2190) باعث شد که خاک بدون سله باقیمانده و بذرها بخوبی جوانه بزنند. این خصوصیات تا ۶ هفته پس از جوانه زنی در خاک پایدار مانده و ماده شیمیائی مذکور فاقد اثر سمی بر گیاه و انسان بوده است. تحقیقات اخیر نشان داده که برای تشکیل سله علاوه بر رس مقدار قابل توجهی سیلت و بخصوص سیلت ریز اهمیت زیاد دارد (رس و ماسه یا شن به تنهایی قابلیت تشکیل سله را ندارند بافت silty clay مناسب و مستعد به تشکیل سله است).

ارزیابی قدرت سله:

از روشی بنام مقاومت به شکست (Modulus of Rupture) استفاده می شود. در این روش تک سله ای که بطور استاندارد تهیه شده است بر روی دو پایه قرار گرفته و توسط اعمال نیروئی که در بین دو پایه وارد می شود شکسته خواهد شد. مقاومت به شکست در سله توسط فرمول زیر نشان داده می شود:

$$B = 3Fs / 2xz^2$$



B = مقاومت به شکست (واحد فشار)

F = نیروی لازم برای شکستن سله

S = فاصله دو پایه x = عرض سله

z = ضخامت سله

از مهمترین عواملی که بر مقاومت به شکست سله تأثیر می گذارد میزان آب و وزن مخصوص

۱- چسبندگی (Stickness)

عبارت است از کیفیت چسبیدن خاک به سایر اجسام. این خاصیت در خاکهای خیس بررسی میشود (منظور از خاک خیس حاکی است که رطوبت آن کمی بیشتر از رطوبت FC است). چسبندگی بستگی به مقدار رس، و نوع رس در خاک دارد. رس مونت موریلونیت چسبندگی بیشتری نسبت به کائولینیت دارد. هر چه سطح ویژه بیشتر باشد چسبندگی بیشتر است.

۲- شکل پذیری (Plasticity) (خمیرایی):

خاکها، بجز خاکهای شنی و ماسه‌ای با زیاد شدن رطوبت شکل پذیری آنها زیاد می‌شود و در واقع در این خاکها دگردوسی زیاد و هم‌دوسی کم می‌شود. شکل پذیری عبارت است از توانایی خاک برای شکل یافتن تحت نیرو یا تنش وارده و حفظ شکل حاصل پس از رفع یا برطرف شدن تنش. این خاصیت نیز بیشتر در خاکهای خیس بررسی می‌شود. در واقع می‌توان گفت شکل‌پذیری از خواص رس بوده که رس تحت تأثیر نیروی خارجی تغییر شکل داده بدون اینکه در آن درز و شکاف بوجود آید. شکل حاصل پس از تبخیر آب نیز باقی می‌ماند. خاکهای شنی نیز ممکن است در حالت خیس به اشکال مختلف درآیند ولی پس از تبخیر آب، شکل حاصل متلاشی میشود، بنابراین شن شکل‌پذیر نیست. آتربرگ (Atterberg) دانشمند سوئدی در سال ۱۹۱۱ شکل‌پذیری خاک را با تعیین حدودی مشخص نمود که بنام حدود آتربرگ معروف است. این حدود عبارتند از:

حد سیلان (Liquid limit)

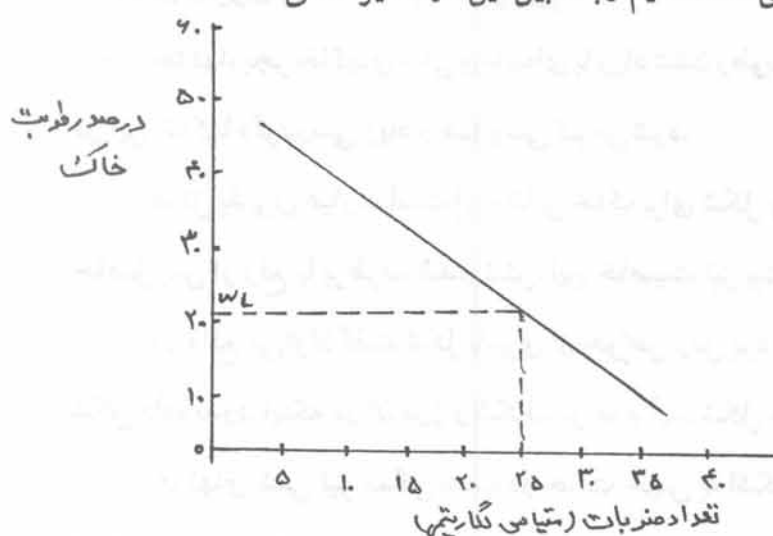
حد روانی یا حد بالایی خمیرایی نیز گفته میشود.

مقداری از رطوبت در خاک است که در آن سیستم خاک - آب از حالت مایع لزج یا نیمه مایع بسوی توده پلاستیکی یا خمیری می‌رود. یعنی در رطوبتهای بالاتر از این حد، خاک به صورت نیمه مایع درآمده و در رطوبت کمتر به صورت خمیری است.

حد روانی توسط دستگاه کاساگرانده تعیین می‌شود که با چرخاندن دسته‌ای، کاسه آن از ارتفاع یک سانتی متر بر روی دستگاه سقوط می‌کند و ضربه‌ای به کاسه وارد می‌شود. خاک مورد آزمایش با

رطوبتهای مختلف در کاسه قرار گرفته و توسط تیغه‌ای استاندارد یک شکاف دوزنقه‌ای با ابعاد معین ۱۲-۱۳mm در آن ایجاد میشود. تعداد ضربات لازم برای اینکه شکاف بسته شود، یادداشت می‌گردد. این عمل چندین بار با میزان رطوبتهای مختلف تکرار شده و سپس بر روی منحنی تعداد ضربات در مقابل مقدار آب ترسیم می‌شود. حد سیلان مقدار رطوبتی است که در آن شکاف ایجاد شده دقیقاً پس از ۲۵ ضربه بسته شود که این مقدار توسط منحنی بدست آمده تعیین می‌شود.

تجربه نشان داده اگر درصد رطوبت خاک را بر روی مقیاس عددی و تعداد ضربات لازم برای بسته شدن شکاف را بر روی مقیاس لگاریتمی نشان دهیم رابطه بین این دو متغیر خطی است.



- حد خمیری (Plastic limit)

مقداری از رطوبت خاک است که در آن خاک سفت شده و از حالت خمیری یا پلاستیکی به حالت نیمه جامد و شکننده می‌رسد. این حالت حد پائینی خمیری نیز گفته میشود. برای تعیین آن فتيله یا مفتولی به قطر ۲ میلیمتر تهیه می‌شود که این فتيله پایدار نمانده و می‌شکند و یا شکافهای عرضی و طولی در آن ایجاد میشود.

بنابراین این حد به صورت تجربی با دست تعیین می‌شود و مقدار رطوبت در حالت تشکیل فتيله فوق‌الذکر تعیین می‌شود:

- حد انقباض (Shrinkage limit)

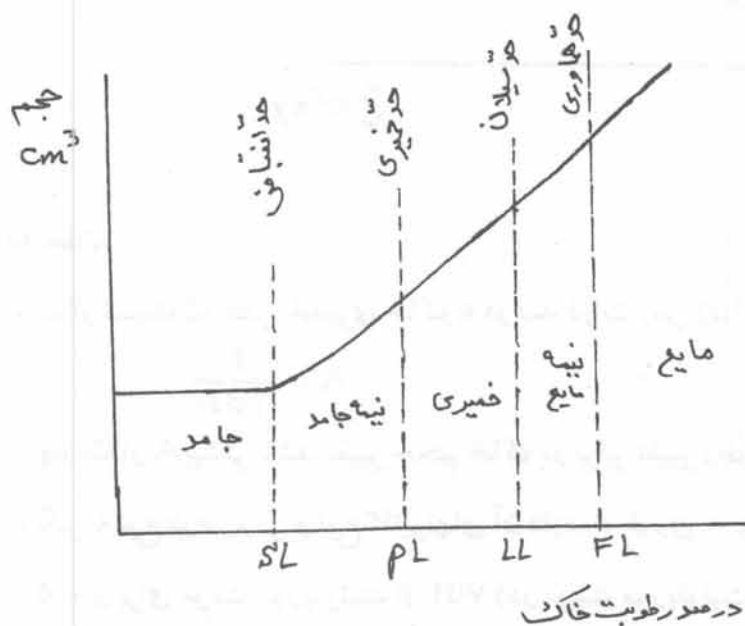
میزانی از آب خاک است که در آن خاک از حالت نیمه جامد به جامد تغییر کرده بدون اینکه حجم ویژه خاک تغییر نماید در حالی که فرآیند خشک شدن ادامه داشته باشد. برای تعیین آن سیلندری از خاک

در حالت خمیری تهیه شده و به طور تدریجی خشک می‌شود. در جایی که همواره با کاهش وزن در اثر تبخیر آب، حجم نمونه خاک تغییر نکرد رطوبت خاک اندازه‌گیری می‌شود که حد انقباض است.

- حد هم‌آوری (Flocculation limit)

رطوبتی از خاک است که بیشتر آن خاک به صورت سوسپانسیون و یا مایع در می‌آید و کمتر از آن حالت نیمه مایع دارد.

تذکره: گاهی برای چسبندگی نیز حدی بیان می‌کنند (Sticky limit) که در نزدیک و کمی بالاتر از حد خمیری قرار دارد و در آن خاک شروع به چسبناک شدن می‌نماید.



شاخص خمیری (Plastic Index)

تفاوت مقدار رطوبت بر حسب درصد بین حد سیلان (LL) و حد خمیری (PL) را شاخص خمیری گویند.

PI: شاخص خمیری

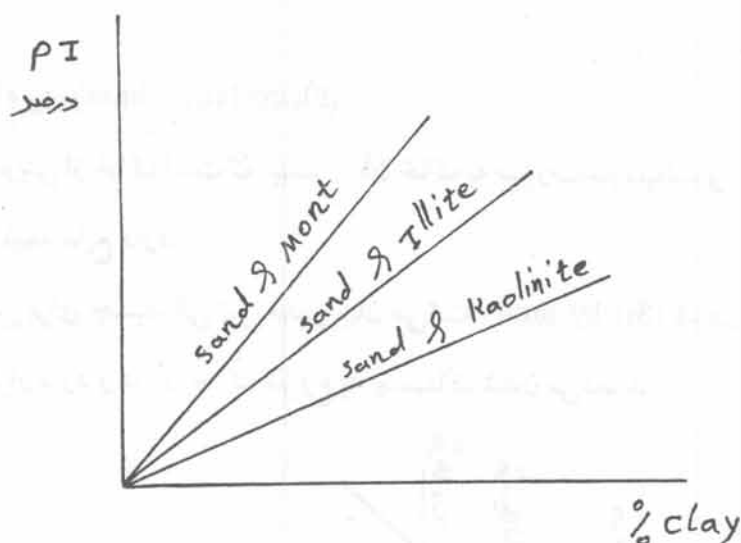
$$PI = LL - PL$$

هر چه PI بیشتر باشد مقدار رس بیشتر و بافت خاک سنگینتر است.

رابطه بین شاخص خمیری و نوع و مقدار رس:

نمودار نشان می‌دهد هر چه درصد رس افزایش یابد PI افزایش می‌یابد.

همچنین در یک مقدار مشخص رس، مونت موریلونیت PI بیشتر نسبت به ایلیت، و PI ایلیت بیشتر از کائولینیت است.



اکتیویته خاک:

عبارت است از نسبت شاخص خمیری خاک به درصد ذرات رس (ذرات کوچکتر از ۲ میکرون) یعنی:

$$A = \frac{PI}{\% \text{clay}}$$

هر چه مقدار A بیشتر باشد تغییر حجم خاک در برابر تغییر رطوبت بیشتر است. مقدار اکتیویته خاکها بستگی به نوع ذرات رس و نوع کاتیونهای آن دارد. به طوری که برای کائولینیت ۰/۵-۰/۴، برای ایلیت ۰/۵-۱ و برای مونت موریلونیت از ۱ تا ۷ (در مونت موریلونیت کلسیم دار حدود ۱/۵ و مونت موریلونیت سدیم دار حدود ۶) است.

رابطه بین حد سیلان و شاخص خمیرایی:

(Cassagrande) کاساگرانده (۱۹۴۷) پس از انجام آزمایشات متعدد رابطه‌ای به صورت زیرین شاخص خمیرایی (PI) و حد سیلان (LL یا WL) بدست آورد:

$$PI = 0.73(LL - 20)$$

معمولاً کلیه خاکهای معدنی در بالای این خط قرار می‌گیرند و خاکهای آلی زیر این خط می‌افتند. در مهندسی و مکانیک خاک این خط رابه عنوان خط تفکیک رس از لای (سیلت) در نظر می‌گیرند.

کاربرد و اهمیت ضرایب خمیرایی یا حدود آتربرگ:

حدود آتربرگ یا ضرائب خمیرایی بیانگر برخی خواص فیزیکی خاک دستخورده و همچنین در حد کمتری مبین خواص خاک طبیعی در مزرعه است. مثلاً در رسهای پولک شکل به خصوص اگر ضخامت آنها کمتر باشد، آب بیشتری جذب شده و رطوبت در حد سیلان افزایش می یابد. می توان گفت اگر IL بیش از ۵۰ درصد باشد خاک احتمالاً دارای رس مونت موریلونیت بوده و کمتر از ۵۰٪ احتمالاً از نوع کائولینیت می باشد.

رطوبت در حد سیلان بستگی به شدت بار الکتریکی ذرات، نوع کانی های خاک و سطح ویژه ذرات و فراوانی آب دارد. بنابراین خصوصیات فوق را در خاکهای مختلف تا حدودی می توان از روی حدسیلان آنها مقایسه کرد. هر چه مقدار رس در خاک کمتر شود حد سیلان نیز کاهش می یابد.

رطوبت در حد خمیری نیز با افزایش سطح ذرات رس افزایش می یابد ولی این افزایش متناسب نیست. مثلاً سطح ویژه رس مونت موریلونیت حدود چهل برابر ذرات کائولینیت است ولی PL آن بیش از ۲ تا ۳ برابر نیست.

همانطور که گفته شد حد خمیری رطوبتی است که در آن خاک از حالت شکننده به حالت خمیری یا پلاستیک درمی آید، پس می توان نتیجه گرفت که حد خمیری بیانگر کمترین رطوبت خاک است که در آن رطوبت، پدیده گاه خرابی می تواند اتفاق افتد.

بطور کلی حدود آتربرگ در مهندسی و مکانیک خاک کاربرد بیشتری نسبت به کشاورزی دارد. در مهندسی این ضرائب برای طبقه بندی خاکها، بررسی مقاومت برشی خاکها و ... زیاد استفاده می شود.

۳- قابلیت خورد شدن (استحکام نرم):

در خاکهای دارای رطوبت کمتر از F_c (خاکهای مرطوب و خشک) استحکام خاک با قابلیت خورد شدن آن بررسی می شود. تمایل به شکسته شدن به قطعات کوچکتر است. هر چه مقدار رطوبت بیشتر باشد، قابلیت خورد شدن قطعات خاک افزایش می یابد زیرا نیروی هم دوسی کم و دگردوسی زیاد می شود.

۴- استحکام سخت (سیمانی شدن):

در خاکهائی مطرح است که مواد ملاتی از قبیل کربنات کلسیم، سیلیکا، سزکوئی اکسیدها (اکسیدها و هیدروکسیدهای Fe و Al) ذرات خاک را بصورت سیمان بهم چسبانده‌اند. در اثر مرطوب کردن تغییری در وضعیت سیمانی شدن ایجاد نمی‌شود و اگر هم تغییری رخ دهد مقدار آن بسیار کم است. بنابراین سختی و شکنندگی در حالت خیس بودن خاک هم باقی می‌ماند. برخی ملاتها حالت نیمه برگشت پذیر دارند یعنی با مرطوب شدن در سختی آنها تغییری ایجاد نمی‌شود ولی اگر بمدت طولانی خیس بمانند نرم می‌شوند و در حالت خشک، سخت هستند. مثل لایه‌های خاک که توسط کربنات کلسیم سیمانی شده‌اند که بر اثر خیس شدن کمی نرم می‌شوند. تذکر:

تعیین استحکام خاک و حدود آتربرگ قبل از اینکه علم محض باشد یک هنر است که در اثر تجربه بدست می‌آید و روشهای اندازه گیری آنها بیشتر تجربی است تا علمی. شاید در آینده روشهای دقیق و ملموستر جانشین حدود آتربرگ و روشهای فوق الذکر شود.

فصل سوم:

«انقباض و فشردگی در خاک»



پدیده انبساط و انقباض در خاک، مخصوص ذرات رس می باشد که بسته به نوع کلوئید سرعت جذب آب فرق دارد. این سرعت در ابتدا زیاد بوده و سپس کم می شود. در رسهای معمولی تعادل ظرف مدت یک تا سه روز حاصل می شود. مایعات غیر قطبی مثل بنزن و تتراکلرید کربن تورم زیادی را باعث نمی شوند زیرا جذب آنها کم است و زمان تعادلی فقط حدود پنج دقیقه است. از این مایعات برای تعیین خلل و فرج کل خاک استفاده می شود. ولی آب بخشی از آن در خلل و فرج قرار گرفته و بخش دیگر در سطح ذرات جذب می شود و پدیده تورم را باعث می شود. بنابراین تفاوت مقدار جذب آب در خاک و بنزن نمایانگر مقدار آب جذب شده در فرآیند انبساط است.

عوامل مؤثر در انبساط:

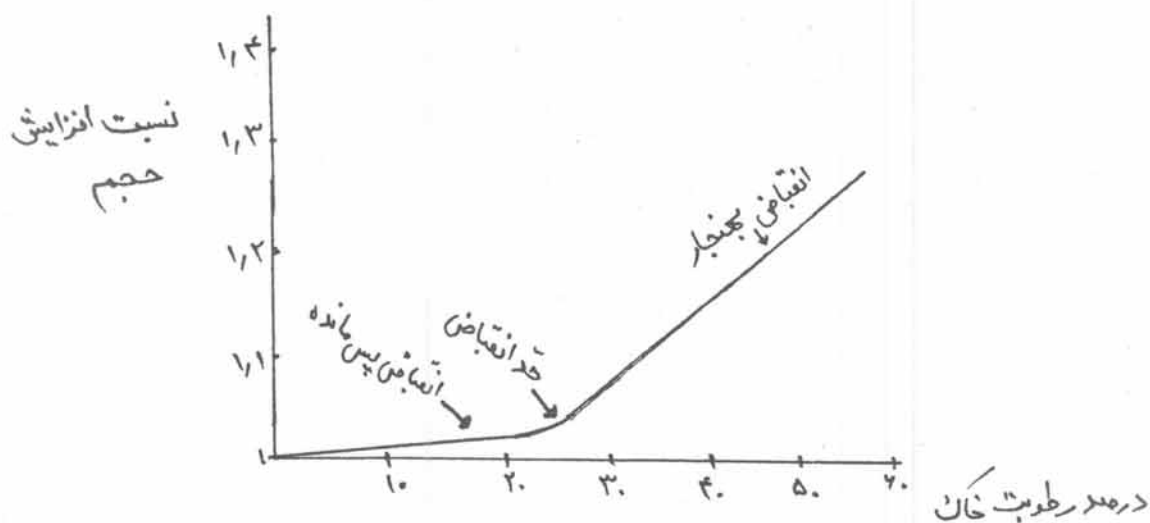
(۱) نوع کانی رس (مونت موریلونیت و بیوتیت بیشتر از کائولینت و هالوی سیت انبساط می یابند)

(۲) نوع کاتیونهای جذب سطحی شده $Na > Ca$

(۳) غلظت کاتیونها: هر چه غلظت کاتیونهای مانند سدیم بیشتر شود مقدار آنها در فاز تبادلی بیشتر شده و بنابراین تورم بیشتر می شود (چون ضخامت لایه دوگانه پخشیده بیشتر می شود). اگر غلظت کل املاح محلول را در نظر بگیریم هر چه بیشتر شود ضخامت لایه دوگانه کم شده و تورم کمتر می شود.
انقباض:

اگر خاک رسی در معرض خشکیدن قرار گیرد، منقبض شده و در آن درز و شکاف بوجود می آید و با جذب آب شکافها بسته شده و خاک تورم می یابد.

اگر حجم یک نمونه خاک رسی را همزمان با کاهش تدریجی آب آن اندازه گیری کنیم داریم:



در مقادیر زیاد رطوبت، رابطه بین افزایش حجم و رطوبت خاک یک خط با شیب 45° می باشد. یعنی برای کاهش هر واحد از رطوبت خاک، حجم خاک نیز یک واحد کاهش می یابد (انقباض بهنجار). اگر کاهش رطوبت ادامه یابد در نقطه ای خط رابط شکسته شده و این نقطه که مبین ورود هوا به خاک است به حد انقباض (Shrinkage limit) موسوم است. در رطوبت های کمتر از این نقطه، کاهش حجم با کاهش رطوبت متناسب نیست و از این نقطه به بعد مقدار انقباض به نوع خاک بستگی دارد. این قسمت نمودار را انقباض پس ماند (Residual Shrinkage) گویند.

علت انقباض موضعی این است که از طرفی با کاهش رطوبت، ذرات خاک به یکدیگر نزدیک می شوند و از طرفی بعلاوه بار منفی ذرات رسی، این ذرات گرایش به دفع یکدیگر داشته و برآیند این نیروها سرنوشت حجم خاک را تعیین می کند.

تغییر حجم کل خاک در مقایسه با حجم خاک خشک را انقباض کل می نامند. برای تعیین مقدار آن استوانه ای با حجم معین، از خاکی که رطوبت آن از حد شکل پذیری بیشتر است پر می شود و سپس خشک شده و حجم خاک خشک تعیین می گردد. مقدار انقباض کل برابر است با:

$$\text{حجم خاک خشک} - \text{حجم استوانه} = \text{انقباض کل} = \text{تغییر حجم}$$

انبساط یا انقباض طولی را می توان با ضریب انبساط خطی که بصورت زیر محاسبه می شود بررسی نمود.

$$\begin{aligned} (\rho_b)_a &= \text{وزن مخصوص ظاهری کلوخه خشک شده در هوا} - 1 = \frac{(\rho_b)_a}{(\rho_b)_m} = \text{ضریب انبساط خطی} \\ (\rho_b)_b &= \text{وزن مخصوص ظاهری کلوخه مرطوب (مکش رطوبتی معادل 1/3 بار)} \end{aligned}$$

اهمیت انقباض و انبساط در کشاورزی:

آگاهی از خواص انقباض و انبساط خاکها در چینی سازی و همچنین در مهندسی عمران، ساختمان سازی و سدسازی بسیار اهمیت دارد و این پدیده مضر محسوب می شود. در کشاورزی نیز اغلب یک پدیده نامطلوب بحساب می آید ولی در مواردی نیز می تواند مفید باشد.

اهمیت انقباض و انبساط در کشاورزی به دلایل زیر است:

۱- خردشدن ساختمان در اثر فشار وارده و کاهش نفوذ پذیری و تهویه.

- ۲- خردشدن کلوخه های بزرگ در ساختمان توده ای و تشکیل خاکدانه های کوچکتر.
- ۳- تشکیل سله در خاکهای دارای انبساط و انقباض (اشکال در جوانه زنی و قطع ریشه های جوان در اثر انقباض و ایجاد درز و شکاف)
- ۴- درز و شکاف حاصل از تورم و انقباض می تواند باعث اتلاف آب آبیاری شود. البته در خاکهای شامل نفوذ پذیری کم این شکاف ها می تواند باعث افزایش نفوذ پذیری شود.
- ۵- خاکهای دارای انبساط و انقباض چون اغلب دارای نفوذ پذیری کم هستند بخاطر مناسب و ارزان بودن برای کاهش نشت و اتلاف آب در کانالهای آبیاری استفاده می شوند.

تراکم خاک (Soil Compaction):

تراکم فرایندی است که طی آن حجم کل خلل و فرج خاک (بخصوص خلل و فرج درشت یا تهویه ای) کم می شود. به عبارت دیگر فرایندی است که نتیجه آن سفت شدن خاک (Soil densification) است. این سفت شدن شامل افزایش وزن مخصوص ظاهری، کاهش تخلخل، کاهش نفوذپذیری خاک، افزایش مقاومت خاک و غیره و نهایتاً کاهش رشد گیاه می باشد.

تراکم خاک از اواسط قرن بیستم و به خصوص در طول سی سال گذشته، بدلیل مکانیزه شدن کشاورزی و افزایش وزن ادوات، به صورت یک معضل روبه گسترش در آمده است.

تراکم خاک در حال حاضر به عنوان یک معضل چند بعدی شامل اثرات متقابل: ماشین، خاک، اقلیم و گیاه، می باشد و باید اثرات این عوامل بر تراکم خاک در کنار یکدیگر بررسی شوند.

امروزه با وجود پیشرفت در زمینه تکنولوژی و مکانیزاسیون کشاورزی، بدلیل عبور و مرور بیش از حد ماشین های کشاورزی، مدیریت نامناسب مزرعه ای، عدم تأمین مواد آلی در خاک و بی توجهی به کشاورزی پایدار خصوصاً در کشورهای در حال توسعه، مشکل تراکم خاک مهم، جدی و توجه به آن نسبت به گذشته زیاده تر شده است. ولی با این وجود تراکم خاک ذاتاً یک مشکل لاینحل نمی باشد بلکه باید تحت کنترل مدیریتی قرار گیرد.

همانطور که گفته شد خاک دارای سه فاز اصلی است که تراکم مواد جامد آن (معدنی های خاک) ناچیز بوده و مقاومت زیادی دارند و امکان تراکم آنها در فشارهای معمول کشاورزی و مهندسی وجود ندارد. تراکم بخش مایع به جز در سفوهای آب زیرزمینی عمیق که فشار بالائی بر آنها زیاد است در دیگر

حالات مهم نمی باشد و چون در اکثر موارد، کشت و کار در خاک بصورت غیر اشباع است بنابراین مکانیزم اصلی تراکم در کشاورزی کاهش هوای خاک می باشد. دو حالت تراکم داریم:

(۱) **Compaction**: تراکم خاک غیر اشباع و کاهش حجم نسبی هوا.

(۲) **Consolidation**: فشرده شدن خاک اشباع در اثر خروج آب با فشار از خاک.

عوامل مؤثر بر تراکم پذیری خاک

(۱) عوامل خارجی

- بارگذاری (نوع، شدت، مدت زمان و تعداد دفعات تکرار بارگذاری)

- اقلیم

(۲) عوامل داخلی

- بافت خاک

- مقدار کاتیونهای تبادلپذیر

- مقدار مواد آلی خاک

- نوع کانی های رسی

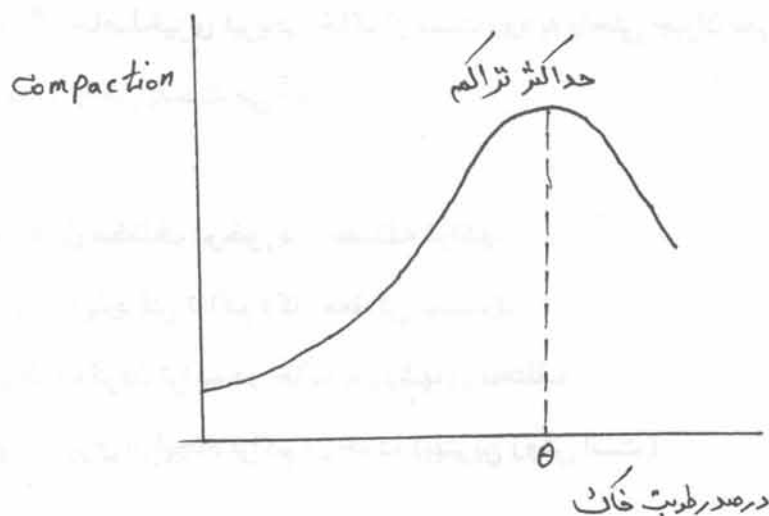
- رطوبت خاک

- ساختمان و استحکام خاک

راههای جلوگیری از تراکم خاک:

(۱) مدیریت رطوبت خاک

با افزایش رطوبت تراکم افزایش می یابد چون پایداری ساختمان خاک کم شده و ذرات از هم جدا می شوند.



$\theta =$ رطوبتی که حد اکثر تراکم در آن ایجاد می شود

ولی رطوبت از حدی که گذشت تراکم پذیری خاک کاهش می یابد، زیرا وقتی آب اغلب خلل و فرج خاک را پر کرد، چون یک ماده تقریباً غیر قابل تراکم است پس تراکم پذیری خاک کاهش می یابد.

(۲) مدیریت ماشینی

- کاهش بار یا Load مثل استفاده از ماشین آلات سبکتر در صورت امکان.
- کاهش فشار تماسی (استفاده از چرخهای آهنی، افزایش تعداد تایرها، افزایش قطر یا عرض چرخها، کاهش فشار باد تایر که گیرائی ↑ و فشار تماسی ↓ می یابد).
- سرعت حرکت: افزایش سرعت حرکت تا یک حدی مفید است چون مدت زمان تأثیر بارگذاری کاهش می یابد، ولی اگر حرکت پرشی در اثر سرعت زیاد ایجاد شود اثر معکوس دارد.
- کاهش تردد ماشین آلات در مزرعه.

(۳) اعمال زراعی مثل: - افزودن مواد آلی خاک

- آهک دهی (کاهش شکل پذیری، خاصیت ملاتی، تعدیل اثرات رس) و

(۴) سایر اعمال مفید

- شخم مناسب

- استفاده از Subsoiler (زیر شکن)

- کود دهی: باعث افزایش جذب مواد غذایی و پوشش گیاهی بیشتر (افزایش مواد آلی و توسعه ریشه) می شود.

- انتخاب گونه های مقاوم: مثلاً یونجه و شبدر با ریشه های قوی خود قادرند در لایه ای متراکم شده، رسوخ کنند.

نکته: اگر حاصلخیزی فیزیکی خاک از دست رود به راحتی جبران نمی شود ولی حاصلخیزی شیمیائی سریعتر و راحتتر بدست می آید.

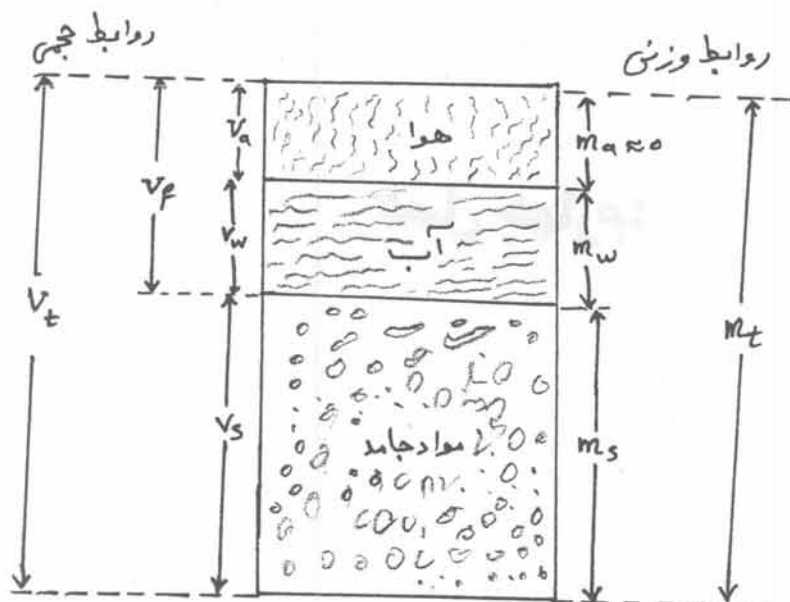
جنبه های مختلف برخورد با مسئله تراکم:

- (۱) قبول یا پذیرفتن تراکم (کار معقولی نیست).
- (۲) برطرف کردن تراکم در خاک به روشهای مختلف.
- (۳) پیش گیری از ایجاد تراکم در خاک (بهترین روش است).

فصل چهارم:

روابط وزنی و حجمی اجزاء خاک

منظور از اجزاء خاک، ذرات جامد، آب و هوا می‌باشد. نسبت این اجزاء و روابط آنها در خاک اهمیت زیادی در کشاورزی و رشد و نمو گیاه داشته و در حاصلخیزی خاک تأثیر بسزایی دارند. برای اینکه روابط بین ذرات جامد، آب و هوا در خاک را مشخص نمائیم، شکل زیر را در نظر می‌گیریم:



در این شکل سه جزء اصلی خاک یعنی ذرات جامد، آب و هوا برای درک بهتر روابط آنها به شکل مجزا نشان داده شده است. جرم و حجم اجزاء مربوط در روی شکل نشان داده شده است. پارامترهای نشان داده شده در شکل عبارتند از:

m_a = جرم هوای خاک (معمولاً در مقابل جرم سایر اجزاء از آن صرف‌نظر می‌شود)

m_w = جرم آب خاک m_s = جرم ذرات خاک m_t = جرم کل خاک

v_a = حجم خاک v_w = حجم آب خاک v_s = حجم ذرات جامد خاک

v_t = حجم کل خاک v_t = حجم خلل و فرج خاک

تذکره:

می‌توان بجای جرم از وزن استفاده کرد که عبارت است از حاصلضرب جرم و شتاب ثقل ولی در اکثر منابع خاکشناسی از کلمه وزن به مفهوم جرم استفاده می‌شود. براساس تعاریف فوق می‌توان روابط زیر را بین اجزاء سه گانه خاک بطور کمی بیان نمود:

وزن مخصوص ظاهری خاک (Bulk density):

به صورتهای ρ_b و BD در منابع مختلف نشان داده می شود. وزن مخصوص ظاهری در حقیقت میانگین وزنی، وزن مخصوص ذرات جامد، آب و هوا در خاک است یعنی:

$$\rho_b = f_s \rho_s + f_l \rho_l + f_a \rho_a$$

در رابطه فوق f_s ، f_l و f_a به ترتیب مقادیر یا درصد های حجمی ذرات جامد، مایع (آب) و هوا در واحد حجم خاک است. مثل $f_s = \frac{V_s}{V_t}$ می توان گفت:

$$f_s + f_l + f_a = 1$$

ρ_s و ρ_l نیز بترتیب وزن مخصوص ذرات جامد، آب و هوا است.

وزن مخصوص ظاهری خاک در دو حالت خشک و مرطوب بررسی می شود.

۱) وزن مخصوص ظاهری خاک خشک:

عبارت است از نسبت وزن خاک خشک به حجم کل خاک که با پارامترهای مختلف مثل $(\rho_b)_d$ و ρ_d

$$(\rho_b)_d = \rho_d = \frac{m_s}{V_t} = \frac{m_s}{V_s + V_w + V_a}$$

نشان داده می شود.

$$\rho_d = f_s \rho_s + f_a \rho_a$$

در صورتی که وزن هوا در نظر گرفته شود

$$\rho_d = f_s \rho_s$$

در صورتی که از وزن هوا صرف نظر شود

بدیهی است در خاکی که نیمی از حجم خاک را، خلل و فرج خاک اشغال می کنند، وزن مخصوص ظاهری نصف وزن مخصوص حقیقی یا ذرات جامد خاک است. جرم مخصوص ظاهری خاکهای شنی تا $1/6 \text{ g/cm}^3$ ولی در خاکهای رسی و لوم که خاکدانه های فراوانی دارند به $1/1 \text{ gr/cm}^3$ کاهش می یابد.

بطور کلی می توان گفت خاکهای شنی وزن مخصوص (ظاهری و حقیقی) بیشتری نسبت به خاکهای رسی و لومی و... دارند (بعلت نوع کانیهای تشکیل دهنده و تخلخل کل کمتر نسبت به بافتهای دیگر).

وزن مخصوص ظاهری را، ساختمان خاک و خواص انبساطی و انقباضی رس ها تغییر می دهد. در

خاکهای فوق العاده تراکم یافته، وزن مخصوص ظاهری، مقادیری در حدود وزن مخصوص حقیقی پیدا می کنند ولی هرگز بدان نمی رسد.

نکته:

منظور از خاک خشک خاکی است که در دمای 105°C خشک شده است.

۲) وزن مخصوص ظاهری مرطوب:

عبارت است از جرم کلی یک خاک مرطوب در واحد حجم آن بصورت ρ_m و $(\rho_b)_m$ و غیره نشان داده می شود.

$$\rho_m = \frac{m_m}{V_t} = \frac{m_s + m_w}{V_s + V_a + V_w}$$

وزن مخصوص ظاهری مرطوب تابعی از مقدار رطوبت خاک است.

نکته:

معمولاً در محاسبات و تحقیقات مختلف جرم مخصوص ظاهری خشک کاربرد دارد و از وزن مخصوص ظاهری مرطوب کمتر استفاده می شود و اغلب هرگاه صحبت از وزن مخصوص ظاهری (ρ_b) گردید، منظور وزن مخصوص ظاهری خشک است، مگر اینکه کلمه مرطوب بدنبال آن ذکر شود. جرم مخصوص ظاهری مرطوب را با قابل اغماض بودن وزن هوا می توان بصورت زیر نوشت:

$$\rho_m = f_s \rho_s + f_a \rho_a$$

اندازه گیری وزن مخصوص ظاهری:

دو روش معمول برای اندازه گیری آن وجود دارد:

- روش استوانه:

در این روش نمونه دست نخورده توسط یک استوانه فلزی که داخل خاک مزرعه فرو برده می شود، بدست می آید که حجم نمونه خاک دست نخورده برابر حجم استوانه $(\pi r^2 h)$ میباشد. سپس نمونه خاک را در صورتی که هدف اندازه گیری وزن مخصوص ظاهری خشک باشد، داخل آون در 105°C خشک کرده و وزن آنرا تعیین می نمائیم و مقدار $\rho_s = \frac{m_s}{V_t}$ را محاسبه می کنیم. اگر هدف اندازه گیری وزن مخصوص ظاهری مرطوب باشد، پس از تعیین حجم بلافاصله خاک را وزن می نمائیم و مقدار $\rho_m = \frac{m_m}{V_t}$ را محاسبه می کنیم.

- روش کلوخه:

در این روش بدور کلوخه تکه نخی بسته و آنرا وزن می نمائیم (وزن مرطوب یا خشک) و سپس کلوخه را چند بار در پارافین مذاب وارد کرده تا سطح کلوخه از پارافین بطور کامل پوشیده شود و از نفوذ آب بداخل کلوخه جلوگیری شود. سپس کلوخه را دوباره وزن می نمائیم.

پس از آن نخ کلوخه را به گیره ترازوی مخصوص بسته و کلوخه را بطور کامل در ظرف آب زیر ترازو غوطه ور می‌نمائیم. طبق قانون ارشمیدس هر جسمی که در سیالی قرار گیرد به اندازه وزن مایع هم حجمش کاهش وزن پیدا می‌کند و بنابراین هنگامی که کلوخه در آب وارد می‌شود از وزنش کاسته می‌شود. وزن کلوخه پوشیده از پارافین در آب را نیز معین می‌کنیم.

وزن کلوخه $A =$

وزن کلوخه پوشیده از پارافین $B =$

وزن پارافین $B-A =$

وزن کلوخه پوشیده از پارافین در آب $C =$

مقدار کاهش وزن کلوخه پوشیده از پارافین در آب $B-C =$

وزن مخصوص پارافین برابر 0.9 gr/cm^3 است بنابراین حجم پارافین برابر است با:

$$\text{حجم پارافین} = \frac{B-A}{0.9}$$

از طرفی چون جرم مخصوص آب 1 gr/cm^3 است، بنابراین کاهش وزن کلوخه یا وزن آب هم حجمش بر حسب گرم با حجم آب بر حسب cm^3 برابر است پس داریم:

$$\text{حجم پارافین} - \text{کاهش وزن کلوخه آغشته به پارافین در آب} = \text{حجم کلوخه}$$

$$\text{پس از تعیین حجم کلوخه از رابطه } \rho_b = \frac{m}{V_t}$$

وزن مخصوص حقیقی خاک:

عبارت است از نسبت وزن خاک خشک به حجم ذرات جامد خاک که معمولاً با ρ_p یا ρ_s نشان داده می‌شود. وزن مخصوص حقیقی خاک بین $2/6$ تا $2/7$ گرم بر سانتی متر مکعب تغییر میکند. وجود مواد آلی سبب کاهش ρ_s می‌شود. از طرفی مواد آلی باعث ایجاد تخلخل بیشتر در خاک وزن مخصوص ظاهری را نیز کاهش می‌دهند.

جرم مخصوص حقیقی بستگی به نوع ذرات جامد خاک دارد.

نوع ماده	$\rho_s (\text{gr/cm}^3)$
Humus	1/3-1/5
clay mineral	2/2-2/6
quartz	2/5-2/8
gypsum	2/3-2/4

تذکر: گاهی وزن مخصوص بصورت چگالی ویژه (Specific Gravity) که عبارت از نسبت وزن مخصوص جسم به وزن مخصوص آب می باشد. چون در سیستم متریک، وزن مخصوص آب مساوی یک است، بنابراین چگالی ویژه از نظر عددی معادل وزن مخصوص است ولی واحد ندارد.

اندازه گیری وزن مخصوص حقیقی خاک:

از وسیله ای بنام پیکنومتر استفاده می شود که شامل یک ظرف شیشه ای است. ابتدا پیکنومتر خالی را کاملاً با آب پر کرده و وزن آن را اندازه گیری می نماییم (M_1). سپس یک نمونه خاک خشک را که وزن آن مشخص است (M_s) در پیکنومتر می ریزیم و آنرا با آب پر می نماییم بطوریکه تمام حجم بین ذرات را آب پر کند (حالت سوسپانسیون) و در این حالت مجدداً پیکنومتر را وزن می کنیم (M_2).

وزن آب + وزن پیکنومتر خالی = M_1

وزن خاک + وزن آب + وزن پیکنومتر = M_2

وزن خاک خشک = M_s

$\rho_w = 1 \text{ gr/cm}^3$ = جرم مخصوص آب

V = حجم پیکنومتر

وزن پیکنومتر خالی = M'

وزن آب = M_w

$M_2 = M' + M_s + (v - v_s) \times 1$

$M_s - (M_2 - M_1) = M_s - (M_s - v_s) = M_s - M_s + v_s = v_s$

$$\Rightarrow \rho_s = \frac{m_s}{v_s}$$

$$\rho_s = \frac{M_s}{M_s - (M_2 - M_1)}$$

$$M_1 = M' + \frac{M_w}{v}$$

$$M_2 = M' + M_s + M_w \Rightarrow$$

$$M_2 - M_1 = M_s + v - v_s - v' = M_s - v_s$$

رطوبت نسبی خاک:

رطوبت نسبی خاک را بصورت رطوبت وزنی (جرمی)، رطوبت حجمی و درجه اشباع نشان می دهند.

الف - رطوبت وزنی:

عبارت است از نسبت جرم آب به جرم خاک خشک.

$$\theta_m = \frac{m_w}{m_s} = \frac{m_m - m_s}{m_s}$$

بصورت درصد نیز بیان می شود

خاک خشک شده در هوا معمولاً دارای مقداری آب است و برای حذف آن باید خاک در 105°C خشک شده و سپس وزن شود.

ب - رطوبت حجمی :

$$\theta_v = \frac{v_w}{v_t} = \frac{v_w}{v_s + v_f}$$

عبارت است نسبت حجم آب به حجم کل خاک

در حالت اشباع مقدار θ_v در خاک شنی ۴۰ تا ۵۰ درصد، در خاکهای لومی حدود ۵۰ درصد و در خاکهای رسی تا ۶۰ درصد می‌رسد. در خاکهای رسی، حجم آب در حالت اشباع می‌تواند از تخلخل خاک خشک تجاوز کند، زیرا این خاکها در اثر آبیگری تورم یافته و حجم بیشتری را برای اشغال آب آزاد می‌سازند.

ج - درجه اشباع:

عبارت است از نسبت حجم آب به حجم کل خلل و فرج خاک

$$\theta_{vr} = \frac{v_w}{v_f} = \frac{v_w}{v_a + v_w}$$

مقدار θ_{vr} از صفر درصد در خاک خشک تا صد درصد در خاک کاملاً اشباع تغییر می‌کند. بدیهی است، اشباع صد درصد خاک بعلت مقداری هوا در خاک به آسانی امکان پذیر نیست.

تذکره: مقدار آب در حالت اشباع به وزن خاک خشک را ظرفیت یا درصد اشباع (sp) گویند.

$$O_{ms} = \frac{\text{وزن آب در حالت اشباع}}{\text{وزن خاک خشک}} = \frac{(m_w)_s}{m_s}$$

تخلخل خاک (porosity):

نسبت حجم کل خلل و فرج در خاک به حجم کل خاک را تخلخل گویند و با E یا f نشان می‌دهند.

$$f = \frac{v_f}{v_t} = \frac{v_a + v_w}{v_s + v_a + v_w}$$

مقدار آن از ۰/۳ تا ۰/۶ متغیر است. در خاکهای درشت بافت، تخلخل کمتر از خاکهای ریز بافت است ولی اندازه خلل و فرج درشت‌تر است. در خاکهای رسی مقدار تخلخل همواره در حال تغییر است زیرا خاک مرتباً انقباض و انقباض حاصل کرده و وضعیت خلل و فرج بهم می‌خورد.

تذکره: اگر دو خاک دارای تخلخل یکسانی باشند، تنها نتیجه‌گیری حاصل از آن، این است که رطوبت اشباع این دو خاک برابر است و لازم نیست که در یک نیروی مکش معین مقادیر یکسان رطوبت را جذب و یا دفع کنند. توزیع اندازه، خلل و فرج، اهمیتی بیش از مقدار کل تخلخل دارد و تخلخل بیانگر توزیع

اندازه‌ای خلل و فرج نیست. انتقال رطوبت عمدتاً در خلل و فرج ریز و انتقال هوا و آب ثقلی یا اضافی از خلل و فرج درشت صورت می‌گیرد. رطوبت قابل استفاده گیاهان در خلل و فرجی با اندازه ۰/۲ تا ۰/۸ میکرون نگهداری می‌شود و هر چه فراوانی این حفره‌ها در خاک بیشتر باشد رطوبت قابل استفاده گیاهان بیشتر است.

در بیشتر خاکهای زراعی تخلخل ۵۰ درصد است و اگر نیمی از خلل و فرج به آب و نیم دیگر به هوا اختصاص یابد، شرایط بهینه‌ای برای رشد گیاه فراهم است. در مواقعی که هوای خاک کمتر از ۱۰ درصد تخلخل است به رشد گیاه لطمه می‌خورد. یعنی اگر تخلخل کل $(\frac{V_t}{V_s})$ برابر ۰/۴ باشد در صورتی که تخلخل تهویه‌ای $(\frac{V_a}{V_t})$ کمتر از ۰/۰۴ و یا ۴ درصد باشد، رشد گیاه صدمه می‌بیند.

تراکم نسبی:

نسبت حجم ذرات جامد به حجم کل را تراکم نسبی گویند.

$$\text{تراکم نسبی} = \frac{V_s}{V_t} = D_p$$

هر چه تراکم نسبی بیشتر باشد، تخلخل کمتر است و بالعکس.

نسبت پوکی (Void Ratio):

شاخص دیگری از حجم نسبی خلل و فرج خاک است ولی بجای در نظر گرفتن حجم کلی از حجم ذرات جامد خاک استفاده می‌شود. معمولاً با e نشان داده می‌شود.

$$e = \frac{V_f}{V_s} = \frac{V_t - V_s}{V_s}$$

مزیت این شاخص نسبت به شاخص دیگر یعنی تخلخل این است که:

هر تغییر در حجم خلل و فرج خاک فقط صورت کسر را تغییر می‌دهد. این نسبت در مهندسی و مکانیک خاک بیشتر استفاده می‌شود و مقدار آن از ۰/۳ تا ۲ متفاوت است. در زمینه کشاورزی و آب و خاک کاربرد تخلخل بیشتر از نسبت پوکی است. مقدار تخلخل در خاک از یک کمتر است، ولی نسبت پوکی می‌تواند بیشتر از یک باشد.

حجم ویژه خشک:

$$V_b = \frac{V_t}{M_s \rho_d}$$

حجم در واحد جرم خاک را حجم ویژه گویند و برابر است با:

در واقع عکس جرم مخصوص ظاهری خشک است.

حجم ویژه خاک شاخصی است که برای تعیین شدت تراکم یا سستی خاک استفاده می شود.

تخلخل تهویه ای:

عبارت است از نسبت حجم خلل و فرج اشغال شده توسط هوا به حجم کل خاک که با f_a یا E_a نشان می دهند.

$$f_a = \frac{V_a}{V_t} = \frac{V_a}{V_s + V_a + V_w}$$

این ضریب مبین وضعیت تهویه در خاک است، در صورتی که تخلخل کل مبین این وضعیت نیست.

عمق معادل مقدار آب:

مقدار آب بر حسب ارتفاع یا عمق می باشد که می تواند عمق مشخصی از خاک را مرطوب نماید و با D_e نشان داده می شود. معمولاً بر حسب سانتی متر بیان می شود.

$$D_e = \frac{\text{حجم آب}}{\text{واحد سطح}}$$

روابط بین اصطلاحات تعریف شده فوق الذکر:

$$\theta_{vr} = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w/V_t}{V_t/V_t} \Rightarrow \theta_{vr} = \frac{\theta_v}{f}$$

$$f = \frac{V_t}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t} = 1 - \frac{m_s/\rho_s}{m_s/\rho_b} \Rightarrow f = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

$$D_e = \frac{\text{حجم آب}}{\text{سطح}} = \frac{V_w}{A} = \frac{V_w/V_t}{A/V_t} = \frac{\theta_v}{bc/bcD} \Rightarrow D_e = \theta_v \cdot D$$

D عمقی از خاک است که می تواند توسط عمق آب D_e مرطوب شود.

$$D_{e(i)} = \theta_{vi} D$$

$$D_{e(f)} = \theta_{vfc} D$$

$$\Rightarrow D_{efc} - D_{ei} = \theta_{vfc} D - \theta_{vi} D \Rightarrow$$

$$\Delta D_e = D(\theta_{vfc} - \theta_{vi})$$

θ_{vf0} و θ_{vi} به ترتیب درصد رطوبت حجمی اولیه و در حالت ظرفیت مزرعه (F_c) می باشد. D_{ef} عمق آبی است که می تواند خاک را تا عمق D در صورتی که رطوبت حجمی آن θ_{vi} باشد مرطوب کند. D_{efc} عمق آبی است که می تواند خاک را تا عمق D در صورتی که رطوبت حجمی آن θ_{vf0} باشد مرطوب کند. ΔD_e مقدار آب بر حسب عمق (cm) است که می تواند خاک را تا عمق D از رطوبت اولیه θ_{vi} به رطوبت F_c یا θ_{vf0} برساند.

$$f = \frac{v_f}{v_t} = \frac{v_a + v_w}{v_t} = \frac{v_a}{v_t} + \frac{v_w}{v_t} \Rightarrow$$

$$f = f_a + \theta_v$$

سوال: دو رابطه زیر را اثبات نمائید:

$$e = \frac{f}{1-f}$$

$$\theta_v = \theta_m \times \frac{\rho_b}{\rho_w}$$

$$\rho_d = \frac{\rho_m}{1 + \theta_m}$$

$$\rho_d = f \rho_s$$

$$\rho_m = f \rho_s + f \rho_l \Rightarrow \rho_m - \rho_d = f \rho_l \Rightarrow f_l = \theta_v = \frac{\rho_m - \rho_d}{\rho_l}$$

روابط دیگر عبارتند از:

سوال: ثابت کنید:

$$\rho_s \times \theta_m = \theta_{vr} \times e$$

$$D_p + f = 1$$

ضرائب رطوبتی خاک:

بر روی منحنی رطوبتی خاک که یک منحنی پیوسته است نقاطی وجود دارند که از نظر آبیاری حائز اهمیت هستند و در مورد آنها در طول سالیان متمادی نظریات مختلفی ارائه شده است این ضرائب عبارتند از:

(۱) ضریب هیگروسکوپیک (Hygroscopic coefficient):

تعاریف مختلفی در مورد آن بیان شده و بطور کلی (می توان گفت شامل آبی است که بصورت لایه ای نازک ذرات ریز خاک را پوشانده است و برای گیاه قابل استفاده نمی باشد). در بعضی تعاریف مقدار رطوبت در مکش ۲۸ اتمسفر را بعنوان رطوبت هیگروسکوپیک بیان نموده اند. بدیهی است که رطوبت هیگروسکوپیک بستگی به سطح ویژه ذرات دارد.

۲) ظرفیت مزرعه (Field capacity):

عبارت از مقدار رطوبتی از خاک است که نیروی ثقل قادر به انتقال آن نمی باشد. یعنی مقدار رطوبتی که پس از خروج آب ثقلی در خاک باقی می ماند. رطوبت در ظرفیت مزرعه بستگی به ویژگیهای خاک دارد (بافت، ساختمان و...) بنابراین نمی توان نقطه ثابتی برای F_c بر روی منحنی رطوبتی خاک فرض کرد و بایستی برای آن حدود متغیری قائل شد.

در بسیاری از آزمایشات نشان داده شد که مقدار رطوبت خاک در مکش $\frac{1}{3}$ اتمسفر (بار)، همبستگی خوبی با ظرفیت مزرعه دارد و از این مکش رطوبت در تحقیقات آزمایشگاهی استفاده می شود. لازم به تذکر است که این نیروی مکش هنگامی صادق است که خاک دارای زهکشی مناسب باشد و مانعی برای حرکت آب وجود نداشته باشد (مثل لایه غیر قابل نفوذ و سطح آب زیرزمینی). اگر بافت خاک شنی باشد از نیروی مکش $\frac{1}{10}$ اتمسفر و برای خاک رسی از $\frac{1}{4}$ اتمسفر استفاده می شود. مقدار رطوبت در مکش $\frac{1}{3}$ اتمسفر به رطوبت تعادل یا تعادل رطوبتی نیز موسوم است (Moisture Equivalent):

تذکر: خلل و فرج خاک را می توان به درشت (Macropore) و ریز (Micropore) تقسیم بندی کرد. خلل و فرج درشت آنهایی هستند که آب ثقلی (در موقع اضافه شدن آب بر خاک) در آنها جریان دارد و این آب تحت تأثیر نیروی ثقل خارج می شود. خلل و فرج ریز آنهایی هستند که رطوبت F_c در آنها وجود دارد.

رابطه زیر در مورد قطر یا اندازه خلل و فرج و نیروی مکش آنها از نظر جذب رطوبت وجود دارد:

$$\text{نیروی مکش (bar)} = \frac{3 \times 10^{-3}}{d_{(mm)}}$$

حال اگر نیروی مکش $\frac{1}{3}$ اتمسفر را در فرمول فوق قرار دهیم می توان مرز بین خلل و فرج درشت و

$$\frac{1}{3} = \frac{3 \times 10^{-3}}{d} \Rightarrow d = 9 \times 10^{-3} \text{ mm} = 9 \mu\text{m}$$

ریز را از لحاظ اندازه بدست آورد:

۳) نقطه پژمردگی دائم (permanent wilting point):

این نقطه حد پائین رطوبت قابل استفاده گیاه است و در این رطوبت جذب آب توسط گیاه متوقف

شده و گیاه پژمرده می شود و با افزایش رطوبت در خاک به حالت اولیه بر نمی گردد.

این رطوبت نیز یک مقدار مشخص نمی باشد ولی مقدار رطوبت در نیروی مکش $\frac{1}{5}$ اتمسفر را

نقطه پژمردگی بیان می کنند. مکش رطوبت در نقطه F_c فقط بستگی به شرایط خاک دارد (بافت، نوع

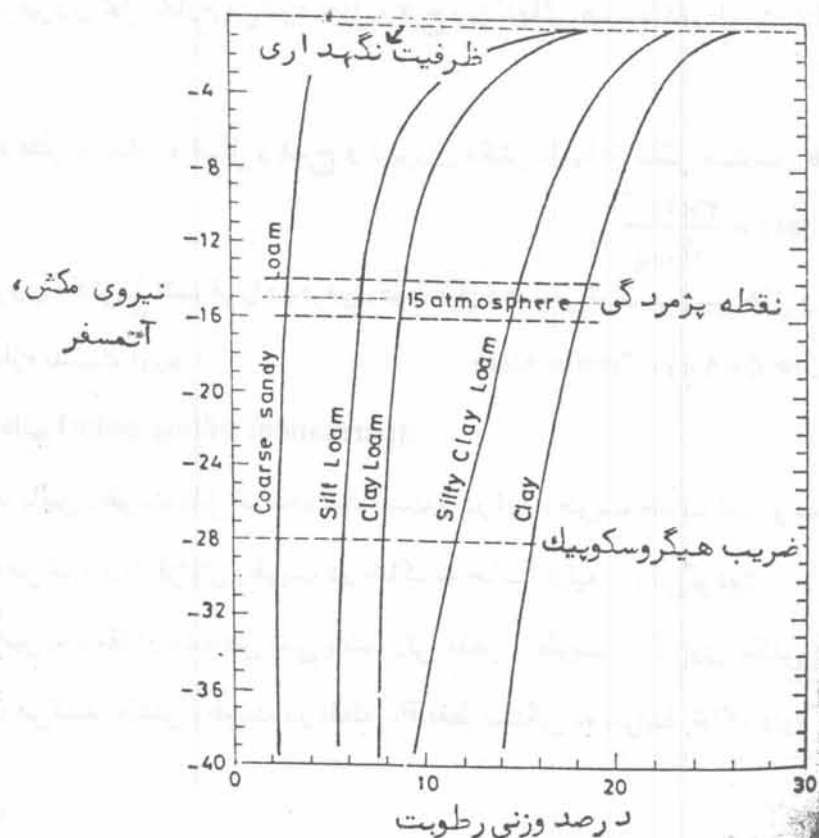
ذرات رس و...) یعنی اینکه پس از خروج آب ثقیلی از خاک این که مقدار رطوبت باقیمانده یا رطوبت F_c تحت چه مکشی در خاک است بستگی به نوع خاک دارد مثلاً در خاک شنی $\frac{1}{10}$ و در خاک رسی $\frac{1}{4}$ اتمسفر است. ولی مکش نقطه پژمردگی بستگی به نوع گیاه همچنین دارد و یعنی اینکه گیاه در چه مکشی پژمرده می شود بسته به نوع گیاه فرق دارد. البته مقدار رطوبت در نقطه پژمردگی بستگی به نوع خاک دارد ولی اینکه گیاه در چه نقطه ای از نظر مکش رطوبتی دچار پژمردگی دائم شود بستگی به نوع گیاه دارد.

مقدار رطوبت بین نقطه F_c و pwp را رطوبت قابل استفاده گیاه گویند که می توان آنرا براساس عمق آب در عمق مشخصی از خاک محاسبه نمود:

$$\Delta De = D(\theta_{vfc} - \theta_{vpwp})$$

(از نظر مدیریتی هیچگاه نباید گذاشت که رطوبت خاک تا نزدیک pwp برسد زیرا اگر چه ممکن است گیاه پژمرده نشود ولی با کاهش محصول مواجه می شویم که از نظر اقتصادی مقرون به صرفه نیست. بنابراین آبیاری باید زمانی صورت گیرد که مکش رطوبت در خاک به میزان نسبتاً قابل توجهی بیشتر از مکش نقطه پژمردگی باشد)

بطور کلی می توان گفت بعلت اینکه نظام آب در خاک یک نظام پویا می باشد (نه پایا) بنابراین کمیت های فوق الذکر ارقام معین و ثابتی نیستند.



از منحنی فوق نتیجه می شود که هر چه بافت خاک سنگین تر شود در یک نیروی مکش معین خاک دارای رطوبت بیشتری است. مثلاً یک خاک رسی در نقطه پژمردگی (مکش ۱۵ اتمسفر) درصد رطوبت بیشتری نسبت به خاکهای سبکتر دارد.

تذکر: کمیت‌های فوق الذکر ($\dots, pwp, F_c$) و همچنین منحنی رطوبتی خاک را به چند صورت نشان می دهند:

- بصورت پتانسیل ماتریک (ψ_m) که از مقدار حداکثر صفر تا مقادیر منفی را شامل میشود. مثلاً در نقطه pwp پتانسیل ماتریک 15 atm - می باشد.

- بصورت نیروی مکش که از مقدار حداقل صفر تا مقادیر مثبت را شامل می شود و اعداد آن همان اعداد پتانسیل منها با علامت مثبت است. یعنی در نقطه pwp مکش برابر 15 atm می باشد.

- بصورت PF : اگر نیروی مکش را بر حسب سانتی متر آب محاسبه کرده و از آن لگاریتم بگیریم کمیت PF بدست می آید. مثلاً در نقطه pwp نیروی مکش برابر 15000 سانتی متر آب است که لگاریتم آن $4/2$ می باشد. یعنی در نقطه پژمردگی $PF=4/2$ است.

منحنی رطوبتی خاک از نظر ظاهری نیز به اشکال مختلف ممکن است نشان داده شود که در جای خود در مورد آن بیشتر توضیح داده می شود.

روشهای اندازه گیری رطوبت در خاک:

(۱) روش وزنی:

در این روش نمونه خاک مرطوب در 105°C خشک شده و درصد رطوبت وزنی تعیین میشود:

$$\theta_m = \frac{m_m - m_s}{m_s} \times 100$$

روش بسیار دقیق و ساده است که برای کالیبره کردن

روشهای دیگر استفاده می شود. روشی نسبتاً وقت گیر است بخصوص اگر تعداد نمونه ها زیاد باشد.

وضعیت خاک بهم می خورد و ممکن است مقداری رطوبت در فاصله زمانی نمونه برداری و انتقال به آزمایشگاه از دست برود و خطا ایجاد شود.

(۲) روش بلوکهای گچی یا متخلخل:

هدایت الکتریکی یک جسم متخلخل تابعی از رطوبت آن است، پس می توان بین رطوبت خاک و

هدایت الکتریکی آن رابطه‌ای برقرار نمود. این روش ساده و ارزان بوده و خاک بصورت دست نخورده است. کالیبراسیون (واسنجی) بلوکهای گچی اهمیت زیاد دارد و بر روی منحنی کالیبراسیون دو نقطه پژمردگی و ظرفیت مزرعه بیش از همه استفاده میشود.



نقطه پژمردگی معادل مقاومت یکصد هزار اهم و ظرفیت نگهداری در مقاومت پانصد اهم رخ می دهد. برخی مشکلات کاربرد این روش عبارتند از:

- الف - هر بلوک بایستی جداگانه واسنجی شود (امکان تولید دو قطعه کاملاً مشابه ناچیز است)
- ب - واسنجی با زمان تغییر می کند (بخاطر انحلال قطعات گچی)
- ج - بلوکها نسبت به املاح حساسند و لذا در خاکهای شور توصیه نمی شوند (ترکیب املاح با گچ)
- د - هدایت الکتریکی بلوکها تابعی از درجه حرارت آنهاست و گاهی باید تصحیح لازم صورت گیرد.
- ه - در دامنه‌ای از رطوبت خاک (رطوبت زیاد) حساسیت لازم را ندارند.

۳) روش نوترونی:

(ذرات نوترون پس از انتشار از منبع در صورتی که به ذراتی سخت و سنگین برخورد کنند با همان سرعت برخورد برگشت پیدا می کنند. ولی اگر این ذرات به ذراتی برخورد کنند که از نظر اندازه و جرم مشابه نوترون است تقریباً نیمی از انرژی اولیه خود را به ذره جدید منتقل می کنند و با نصفه سرعت اولیه خود برگشت پیدا می کنند. به این نوترونها، نوترونهای کند شده یا حرارتی یا ترمالیز گویند.)

یکی از ذراتی که از نظر اندازه و جرم خیلی شبیه نوترون است، اتم هیدروژن می باشد که باعث کند شدن ذرات نوترون می شود. شمارش این نوترونهای کند شده و ایجاد رابطه آنها با درصد رطوبت خاک،

اساس اندازه گیری رطوبت خاک با این روش است. هیدروژن موجود در آب می تواند باعث تولید نوترون حرارتی شود که بر این اساس می توان درصد رطوبت خاک را تعیین کرد. هر چه رطوبت در خاک بیشتر باشد، تعداد نوترونهاى حرارتى بیشتر مى شود.

اتم های دیگری مثل کربن، بر، بریلیوم و لیتیم می توانند نوترون کند شده تولید کنند، ولی بعلا جرم خیلی بیشتر تأثیر آنها بسیار کمتر هیدروژن می باشد. (از طرفی هیدروژن در رسها و مواد آلی و یا ذرات دیگر خاک وجود دارد ولی چون مقدار آنها از مقدار هیدروژن موجود در مولکولهای آب خیلی کمتر است، بنابراین شدت حرارتی شدن در حجم کلی خاک متناسب با مقدار آب است) تذکر: بخاطر اینکه سرعت نوترونهاى کند شده بستگی به درجه حرارت محیط دارد به آنها نوترونهاى حرارتى یا ترمالیز گویند.

یک منحنی کالیبراسیون برای دستگاه بدست می آید که بستگی به مقدار رطوبت خاک داشته و برای کلیه خاکها قابل استفاده است.

منبع تولید نوترون بیشتر رادیوم - بریلیوم (Radium - Beryllium) است ولی منابع دیگری مثل Americium - Beryllium نیز استفاده میشود در صورتی که منبع رادیوم - بریلیوم باشد حجم اندازه گیری رطوبت کروی شکل است که هر چه مقدار رطوبت در خاک کمتر باشد این حجم و یا قطر کره بیشتر می شود و بطور کلی از قطر ۱۵cm تا ۶۰cm بسته به مقدار رطوبت خاک تغییر می نماید.

این دستگاه شامل ۴ قسمت اصلی است: (شکل ساده آن در کتاب فیزیک خاک کاربرد ی):

- استوانه فلزی یا لوله آلومینیومی که قبلاً در خاک تعبیه می شود

- سپر که برای محافظت انسان بکار می رود و از جنس سرب، پارافین و یا پلی اتیلن است.

- منبع نوترون

- شمارش گر که نوترونهاى حرارتى کند شده را شمارش می کند.

معادله ای برای محاسبه θ_v در این روش بکار می رود.

$$\theta_v = \frac{R_s}{R_{std}} b-j$$

j, b = ضرایب کالیبراسیون

R_s = تعداد شمارش در خاک

R_{std} = تعداد شمارش داخل سپر

در کل می توان گفت که دستگاه گرانقیمت بوده و می تواند خطراتی برای انسان بدنبال داشته باشد.

(۴) روش استفاده از اشعه گاما

در این روش کاهش شدت اشعه گاما در اثر جذب توسط آب اندازه گیری شده و رابطه ای بین شدت اشعه و مقدار رطوبت بدست می آید. شامل دو استوانه است که یکی شامل منبع اشعه گاما و دیگری شامل دستگاه اشعه یاب است. اگر انرژی اشعه گاما زیاد باشد جذب آن توسط آب ضعیف است، پس از منابع تولید اشعه گاما با انرژی کم مثل سزیم استفاده می شود. این روش نیز می تواند خطراتی بدنبال داشته باشد.

(۵) روش TDR (Time Domain Reflectometer):

این روش، روش سریع و خوبی است و خطرات نوترون متر و اشعه گاما را ندارد و از امواج الکترومagnetیک استفاده می شود که خطری نداشته باشد.

متدی است که براساس اندازه گیری ثابت دی الکتریک استوار است و یک معادله رگرسیون برای θ_v و ثابت دی الکتریک بدست می آید. این دستگاه یک موج الکترومagnetیک می فرستد. این موج در برخورد با جاییکه آب نیست سریع برگشت می کند و هر چه آب بیشتر باشد سرعت برگشت کندتر است و بر این اساس ثابت دی الکتریک (k) را اندازه می گیرد و سپس از روی آن از طریق معادله رگرسیونی که از طریق کالیبراسیون بدست می آید مقدار θ_v محاسبه میشود.

$$C = \text{سرعت موج الکترومagnetیک} \Rightarrow k = \left(\frac{Ct}{l}\right)^2 \quad V = \frac{l}{t}$$

$$t = \text{زمان برگشت} \quad V = \frac{c}{\sqrt{k}}$$

l = فاصله طی شده توسط موج الکترومagnetیک (عمقی که دستگاه در خاک فرو رفته است)

براساس فرمول فوق k را اندازه می گیرد که بین k و θ_v رابطه ای وجود دارد.

این روش دقیق تر از روش نوترونی بوده و خطری بدنبال ندارد. بنابراین می تواند جانشین خوبی برای روشهای نوترونی و اشعه گاما باشد و روش نسبتاً جدیدی است. در روش TDR علاوه بر اندازه گیری رطوبت، هدایت الکتریکی را نیز می توان اندازه گیری نمود.



تذکره: به روشهای نوترونی، اشعه گاما و TDR روش غیر مستقیم گویند و روش وزنی روش مستقیم است.

www.pnu.gigfa.com

(۶) روش سریع یا فلاسک:

در این روش نمونه خاک مرطوب را وزن کرده و درون یک فلاسک با حجم معین V می ریزیم و سپس آنقدر آب به آن اضافه کرده تا به حجم V برسد. از طرفی وزن فلاسک هنگامی که از آب تنها پر است را نیز بدست می آوریم و درصد وزنی رطوبت را بصورت زیر محاسبه میکنیم.

$$\theta_m = \frac{A(\rho_s - \rho_w)}{(H-G)\rho_s} - 1 \Rightarrow \theta_m = \frac{A(\rho_s - 1)}{(H-G)\rho_s} - 1$$

θ_m = درصد وزنی رطوبت A = وزن نمونه خاک مرطوب ρ_s = وزن مخصوص حقیقی خاک
 H = وزن فلاسک + خاک + آب G = وزن فلاسک + آب

فرمول فوق براساس قانون ارشمیدس بدست می آید (اگر جسمی درون مایعی قرار گیرد معادل وزن مایع هم حجم جسم از وزن آن کاسته می شود).

آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه:

$$s_y = \frac{V_{dr}}{V_t} \Rightarrow \text{آبدهی ویژه} = \frac{\text{حجم آب خارج شده از خاک اشباع در اثر نیروی ثقل}}{\text{حجم کل خاک}}$$

(specific yield)

$$s_r = \frac{V_r}{V_t} \Rightarrow \text{نگهداشت ویژه} = \frac{\text{حجم آب باقیمانده در خاک پس از خروج آب ثقلی}}{\text{حجم کل خاک}}$$

(specific retention)

فرق نگهداشت ویژه با F_c در این است که s_r براساس رطوبت حجمی بیان می شود، در حالی که F_c براساس رطوبت وزنی بیان می شود.

فصل پنجم:

«روابط آب و خاک»

«برخی خواص فیزیکی شیمیائی آب»

آب فراوانترین ماده است که بیش از $\frac{2}{3}$ سطح زمین را پوشانده است. آب به حالت مایع، جامد و بخار یافت می شود و بعنوان ماده اصلی ساختمان گیاهان و جانوران می باشد. خواص و رفتار آب با مایعات دیگر متفاوت است. مثلاً وزن مخصوص آب در حالت جامد کمتر از حالت مایع آن است و یا بین مولکولهای آن پیوند هیدروژنی وجود دارد. بعلاوه همین خواص ویژه آب است که عامل حیات بر روی کره زمین می باشد.

ساختمان مولکولی آب:

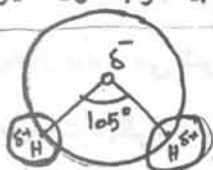
فضائی که یک مولکول آب اشغال می کند عمدتاً مربوط به اکسیژن است. هر مول آب (۱۸ گرم) کمی بیش از 18 cm^3 حجم دارد و هر سانتی متر مکعب آب تقریباً حاوی $3/4 \times 10^{22}$ مولکول آب می باشد که قطر هر مولکول آن تقریباً $2/64 \text{ \AA}$ انگستروم است، مولکول آب شامل یک اتم اکسیژن و دو اتم هیدروژن می باشد که بین آنها پیوند کووالانس تشکیل شده و مولکول آب را با فرمول H_2O بوجود آورده اند.

لازم به تذکر است که فرمول آب فقط H_2O نیست بلکه خالص ترین آب موجود دارای مقداری ایزوتوپهای دیگر هیدروژن مثل دوتریم (Deuterium) است که با اکسیژن ترکیب شده و تولید D_2O می نماید. ایزوتوپ دیگر هیدروژن که ممکن است در آب وجود داشته باشد تریتم (Tritium) است. بذرها در D_2O جوانه نمی زنند و این جسم رفع عطش نیز نمی کند.

زاویه بین دو اتم هیدروژن در مولکول آب 105° بوده و این ترتیب باعث می شود که مولکول آب نامتقارن بوده و مراکز بار مثبت و منفی در یک نقطه نباشد و یک جسم دو قطبی (Dipole) محسوب می شود و اگر در یک میدان الکتریکی قرار گیرند، همه مولکولها در یک جهت توجیه می شوند. بین مولکولهای آب پیوند هیدروژنی وجود دارد که با گرم شدن آن پیوندها، هیدروژنی بتدریج گسسته می شوند.

دما $^\circ\text{C}$	حالت آب	فراوانی پیوند هیدروژنی
صفر	یخ	۱۰۰ درصد
صفر	مایع	۸۵ درصد
۴۰	مایع	بیش از ۵۰ درصد
۱۰۰	بخار	بیش از ۱۰ درصد

پیوند تیدروژنی باعث می شود که خواصی از قبیل نقطه جوش، نقطه ذوب، ضریب دی الکتریک، گرمای ویژه و لزجت آب نسبت به سایر ترکیبات مشابه و یا حتی با وزن مولکولی بیشتر بطور غیر منتظره ای بیشتر باشد.



کشش سطحی (Surface Tension):

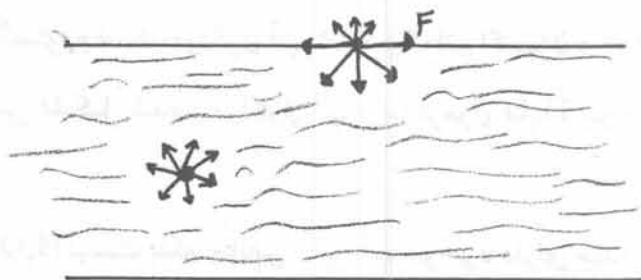
کشش سطحی پدیده ایست که معمولاً در حد فاصل مایع و گاز تشکیل می شود. اگر یک خط فرضی بطول L در سطح مایع رسم کنیم، نیروئی معادل F سطح آب را به سمت راست این خط و معادل این نیرو سطح آب را سمت چپ خط می کشاند. نسبت $\frac{F}{L}$ عبارت از کشش سطحی است و بعد آن نیرو در واحد طول است. ($\frac{\text{Dyne}}{\text{cm}}$ و $\frac{\text{gr}}{\text{sec}^2}$) یا واحد انرژی بر سطح.

$$\frac{\text{Dyne}}{\text{cm}} = \frac{\text{gr}}{\text{sec}^2}$$

$$\frac{\text{Egr}}{\text{cm}^2} \rightarrow \text{انرژی آزاد سطحی}$$

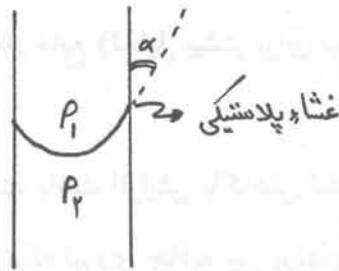
از لحاظ مقدار برابر کشش سطحی است

فقط واحد آن $\frac{\text{ارگ}}{\text{cm}^2}$ است.



با توجه به شکل فوق ملکول مایع که در داخل قرار دارد با نیروئی مساوی در کلیه جهات جذب می شود ولی ملکول آبی که در سطح قرار دارد با نیروی بیشتری جذب ملکولهای آب زیرین شده و نیروی جاذبه در بخش فوقانی که گاز است قابل توجه نیست، زیرا ملکول آبی در این قسمت نیست که تولید همان فشار گردد. این عدم تعادل نیرو سبب می شود که مولکولهای سطحی آب به درون کشانده شده و سطح آب متمایل به انقباض باشد. کشش سطحی با پدیده صعود موئینه ای (Capillarity) همراه می باشد. اگر سطح حد فاصل بین مایع و گاز مسطح نباشد و دارای انحناء باشد، حکایت از اختلاف فشار در دو طرف این سطح دارد. برآیند نیروهای کشش سطحی عمود بر سطح است.

اگر یک غشاء پلاستیکی را بین دو محفظه با فشارهای مختلف قرار دهیم این غشاء به سمت محفظه با فشار کمتر انحناء می یابد.



$$P_2 < P_1 \quad P_1 - P_2 = \Delta P = \frac{2\sigma \cos \alpha}{r} = \frac{2\sigma}{r} \quad (\alpha = 0)$$

عوامل مؤثر بر کشش سطحی:

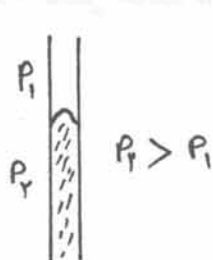
(۱) نوع مایع (خصوصیات ذاتی مایع مثل پیوندهای داخلی و خصوصیات دیگر)

نوع ماده	کشش سطحی (Dyne/cm)
آب	۷۲
اتیل اتر	۱۷
الکل اتیلیک	۲۲
بنزن	۲۹
جیوه	۴۳۰

جیوه دارای انحناء محدب در لوله موئین و آب دارای انحناء مقعر است. چون در آب نیروی

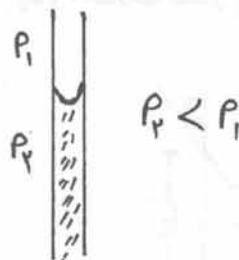
ادهیژن بیش از کوهیژن است و جیوه عکس این حالت را در لوله‌های موئین دارد.

در انحناء محدب فشار داخل مایع بیش از فشار اتمسفر، و در انحناء مقعر فشار مایع کمتر از یک اتمسفر می‌باشد.



جیوه

$Adhesion < cohesion$



آب

$Adhesion > cohesion$

$P_2 = \text{فشار مایع}$
 $P_1 = \text{فشار هوا یا اتمسفر}$

(۲) درجه حرارت:

با افزایش دما کشش سطحی بصورت تقریباً خطی کاهش می‌یابد. زیرا با افزایش دما آب یا مایع

انبساط می یابد و جرم مخصوص آن کاهش یافته و نیروی جاذبه بین مولکولهای مایع کاهش می یابد. کاهش کشش سطحی با افزایش فشار بخار مایع (تمایل بیشتر برای تبخیر شدن) همراه است.

(۳) مواد محلول:

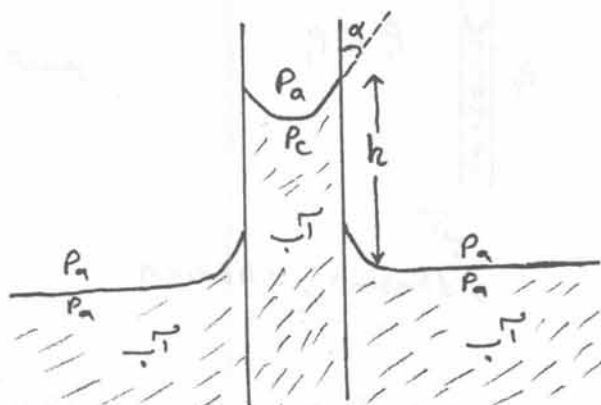
این مواد بسته به نوع آنها می توانند باعث افزایش یا کاهش کشش سطحی شوند. اگر جسم الکترولیتی را در آب حل کنیم، در صورتیکه نیروی جاذبه بین یونهای آن و مولکولهای آب بیشتر از نیروی جاذبه بین مولکولهای آب باشد، در این صورت کشش سطحی افزایش می یابد. ولی اگر نیروی جاذبه بین مولکولهای آب بیشتر از نیروی جاذبه بین مولکولهای آب و یونهای جسم محلول باشد، کشش سطحی کاسته می شود. بسیاری از ترکیبات آلی و بخصوص مواد پاک کننده (Detergents) جزء این گروه هستند.

خاصیت یا صعود موئینگی یا شعریه ای (Capillarity):

صعود موئینه ای یکی از پدیده ای اصلی کشش سطحی در خاک بوده و بستگی به نیروهای همدوسی (Cohesion) و دگردوسی (Adhesion) دارد. اگر یک لوله موئین در ظرف آبی قرار دهیم آب در لوله بالا رفته و بسته به قطر لوله در نقطه ای متوقف می شود. حدفاصل بین آب و هوا یک هلال (Meniscus) وجود دارد که بیانگر اختلاف فشار در دو طرف هلال است.

اختلاف فشار باعث می شود که آب در لوله های موئین بالا رود. جدار داخلی لوله باعث جذب مولکولهای آب شده و یک هلال بوجود می آید که منشأ آن نیز کشش سطحی می باشد. خیز موئینگی در محیطی امکان پذیر است که در آن نیروی کشش بین دیواره لوله و مولکولهای آب بیشتر از نیروی جاذبه بین مولکولهای آب است، که این پدیده در لوله های شیشه ای تمیز و خاک اتفاق می افتد. اگر هلال محدب باشد عکس حالت فوق بوجود می آید و اختلاف فشار بین آب و هوا موجب راندن آب به پائین می گردد.

$$\underline{P_c < P_a}$$



در حالت تعادل (توقف در صعود آب)، نیروئی که آب را بطرف بالا می کشاند با نیروئی که آب را

بطرف پائین سوق می دهد برابر می شوند. یعنی این دو نیرو مساوی و مختلف الجهت هستند

نیروی پائین برنده (نیروی وزنی) = نیروی بالا برنده (نیروی کشش سطحی)

h = ارتفاع آب در لوله موئین از سطح آب آزاد (cm) نیروی بالا برنده نیروی پائین برنده

$$\pi r^2 h \rho g = 2\pi r \sigma \cos \alpha$$

$$\rho = \text{وزن مخصوص آب} \frac{gr}{cm^3}$$

$$g = \text{شتاب ثقل} \frac{cm}{sec^2}$$

$$r = \text{شعاع لوله (cm)}$$

$$\sigma = \text{کشش سطحی} \frac{Dyne}{cm}$$

$$2\pi r = \text{محیط لوله موئین}$$

$$h = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho g r}$$

$$h = \frac{4\sigma \cos \alpha}{\rho g D}$$

α = زاویه بین امتداد هلال با خط عمود

در مورد جیوه هلال محدب است زیرا نیروی کوهیژن بیشتر از ادهیژن است و بنابراین α یک زاویه

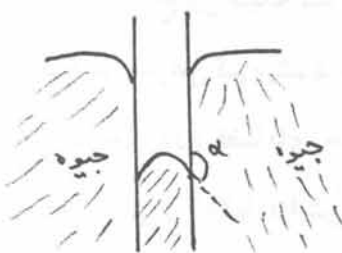
منفرجه بوده که $\cos \alpha$ یک عدد منفی است بنابراین مقدار h منفی میشود که نشاندهنده نزول سطح مایع

نسبت به سطح آزاد آن است.

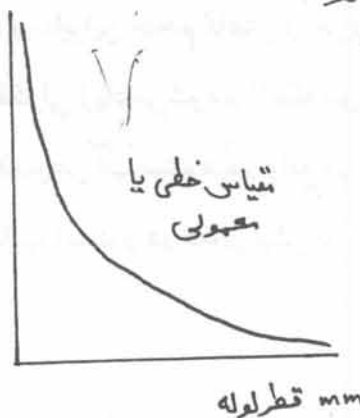
تذکر: علت صعود یا نزول مایع در داخل لوله موئین اختلاف فشار است، که اختلاف فشار در اثر هلال

تشکیل شده بوجود می آید و منشاء هلال نیروهای ادهیژن و کوهیژن و کشش سطحی است.

در مورد آب اگر فرض کنیم $\alpha = 0$ درجه و درجه حرارت $20^\circ C$ است داریم:



ارتفاع آب
در لوله موئین
cm



تقیاس خطی یا
معمولی

قطر لوله mm

ارتفاع آب در
لوله موئین
cm

تقیاس بگاریتی

قطر لوله mm

$$\left. \begin{aligned} \sigma &= 72.75 \text{ dyne/cm} \\ \rho &= 0.998 \approx 1 \text{ gr/cm}^3 \\ g &= 981 \text{ erg/gr.cm} = \frac{cm}{sec^2} \end{aligned} \right\} \Rightarrow h = \frac{1}{d}$$

$$\Rightarrow h = \frac{1}{d}$$

$$h = \frac{15}{r}$$

$$d = 22 = \text{قطر لوله موئین}$$

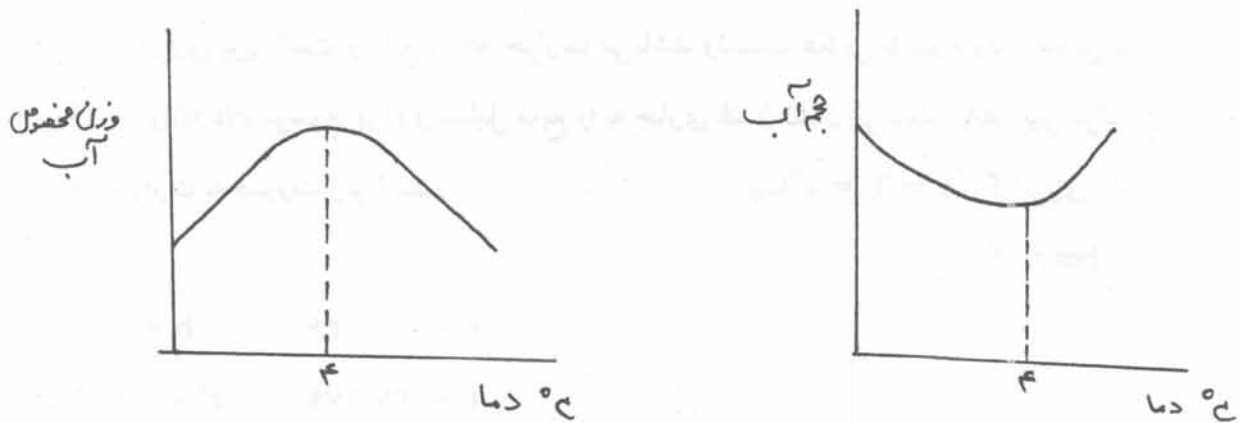
تذکره: خلل و فرج خاک دارای قطر یکنواخت و جدار صاف نیستند و خیز یا صعود موئینه‌ای در آنها هنگامی متوقف می‌شود که بزرگترین قطر خلل و فرج در مسیر صعود آب قرار می‌گیرد (یعنی قطری که دیگر خاصیت کاپیلاری ایجاد نمی‌کند).

در دامنه‌ای از قطر خلل و فرج که خاصیت کاپیلاری در آنها بوجود می‌آید، هر چه قطر خلل و فرج بیشتر باشد سرعت خیز یا صعود آب بیشتر است (به عبارت دیگر هر چه قطر لوله موئین بیشتر شود سرعت خیز آب بیشتر می‌شود). البته همانطور که قبلاً گفته شد با کاهش قطر خلل و فرج موئین مقدار صعود یا h افزایش می‌یابد ولی صعود بسیار کند و بطئی صورت می‌گیرد و بنابراین سرعت صعود کاهش می‌یابد که علت آن افزایش مکش لوله‌های موئین به دلیل کاهش قطر آنها می‌باشد. به همین دلیل در خاکهای رسی یا ریز بافت سرعت صعود شعریه‌ای بسیار کم بوده و اگر سطح آب زیرزمینی (ایستایی) در آنها بیش از ۸۰ Cm تا ریشه گیاه باشد، گیاهان نمی‌توانند توسط صعود کاپیلاری آبی دریافت نمایند. هر چه خاک نیز خشک تر شود صعود موئینه‌ای کندتر صورت می‌گیرد و بالعکس.

وزن مخصوص آب:

اکثر اجسام با افزایش دما جرم مخصوص آنها کاهش می‌یابد زیرا حجم زیاد می‌شود. در مورد آب استثنایی وجود دارد و آن، بدین صورت است که با افزایش دما تا 4°C وزن مخصوص آب افزایش می‌یابد و با ازدیاد دما در بیش از 4°C وزن مخصوص کاهش می‌یابد. پیوندهای تیدروژنی در آب باعث ایجاد یک شبکه تبلور می‌شود و فضاهای خالی بین مولکولهای آب بوجود می‌آید.

در یخ این شبکه تبلور شش وجهی به وضوح دیده می‌شود و فضاهای خالی به حداکثر می‌رسد و جرم مخصوص کم می‌شود. با افزایش دما تا 4°C بخشی از پیوندهای تیدروژنی گسسته شده و شبکه تبلور به هم خورده و فضاهای خالی کم می‌شود و بنابراین حجم کاهش و جرم مخصوص افزایش می‌یابد. در دمای بیش از 4°C با افزایش دما ارتعاش ملکولی زیاد می‌شود و فاصله بین مولکولها افزایش می‌یابد و این عامل باعث ازدیاد حجم و کاهش وزن مخصوص آب می‌شود. در واقع در دمای کمتر از 4°C کاهش حجم در اثر شبکه تبلور بر ارتعاش مولکولی غالب است و در دمای بیش از 4°C ارتعاش مولکولی و افزایش حجم حاصل از آن غالب می‌شود.



تذکره ۱: آب در نزدیکی سطوح جامد، ساختمانی مشابه یخ دارد. بنابراین وزن مخصوص آب در یک سیستم مرکب از آب و خاک کمتر از آب خالص بوده و در حدود 0.97 تا $0.98 \frac{gr}{cm^3}$ می باشد. ضخامت ورقه آب در روی سطوح ذرات رسی تقریباً 60 آنگسترم است.

نقطه جوش و نقطه انجماد:

(نسبت به وزن ملکولی کمی که آب دارد به نظر میرسد در دمای کمتری بجوش آید ولی بعلمت وجود پیوند تیدروژنی انرژی زیادی صرف شکستن این پیوندها شده و نقطه جوش بالا است. آب خالص در صفر درجه انجماد و در $100^\circ C$ بجوش می آید. انحلال ناخالصی هایی مثل نمکها نقطه انجماد را پائین می برد.)

تذکره ۲: اگر جسمی در آب حل شود و یا با مایع کم فراری مخلوط شود نقطه جوش آن بالا می رود. به ازای هر مول از جسمی که در یک لیتر یا هزار گرم آب حل می شود نقطه جوش 0.52 درجه سانتی گراد افزایش می یابد. نقطه ذوب یا انجماد با انحلال یک مول از جسم در یک لیتر یا هزار گرم آب به مقدار 1.85 درجه سانتی گراد کاسته می شود.

گرانروی آب (Viscosity)

آب دارای لزجت می باشد، یعنی حرکت یک لایه آب بر روی لایه دیگر با مقاومتی همراه است.

نیروی اصطکاکی یا تماسی یا مقاومت به صورت زیر است:

$$F = \eta A \frac{dv}{dz}$$

$$F = \text{نیروی اصطکاکی} = \eta \text{ گرانروی آب}$$

$$A = \text{سطح مقطع جریان آب} = \frac{dv}{dz} \text{ تغییرات سرعت نسبت به عمق}$$



واحد گرانیروی پویز است و تابع درجه حرارت می باشد و نسبت عکس با هم دارند. عکس گرانیروی به سیلان یا Fluidity موسوم بوده و تمایل مایع را به جاری شدن نشان می دهد. رابطه بین گرانیروی آب و درجه حرارت به صورت زیر است:

$$Y = \eta = \text{گرانیروی} \quad x = T = c^{\circ}$$

$$Y = a + b \exp(-x/c)$$

$$a = 0.0036 \quad b = 0.014$$

$$c = 25/179 \quad r^2 = 0.99983$$

معادلات ساده تر که دقت آن کمتر است:

$$\ln y = a + bx \quad \text{دقیق و ساده است} \quad a = -4/0.59 \quad b = -0.025 \quad r^2 = 0.992$$

$$y = a + b x^{0.5} = a + b \sqrt{x} \quad a = 0.02 \quad b = -0.002 \quad r^2 = 0.988$$

نسبت ویسکوزیته سیال به وزن مخصوص سیال را گرانیروی یا لزوجت کینماتیک (Kinematic)

Viscosity) گویند و واحد آن $\frac{\text{Cm}^2}{\text{sec}}$ است. ویسکوزیته آب حدود پنجاه برابر لزجت هوا است ولی لزجت کینماتیک آن کمتر از هوا است.

$$\text{Poise} = \frac{\text{Dyne} \cdot \text{sec}}{\text{Cm}^2} = \frac{\text{gr}}{\text{Cm} \cdot \text{sec}} \quad \eta_k = \frac{\eta}{\rho}$$

ثابت دی الکتریک آب:

طبق تعریف برابر است با نسبت ظرفیت الکتریکی یک خازن وقتی که بین صفحات آن خلاء وجود

داشته باشد به ظرفیت الکتریکی خازن در آب

$$E = \frac{\text{ظرفیت الکتریکی در خلاء } C_0}{\text{ظرفیت الکتریکی در آب } C}$$

هر چه ثابت دی الکتریک یک جسم بیشتر باشد نشان دهنده این است که مولکولهای جسم قطبیت بیشتری داشته و یا حالت دو قطبی مولکول بیشتر است.

تذکره: آب دارای گرمای تبخیر، ظرفیت گرمایی و هدایت گرمایی بالایی است که از نظر تنظیم درجه حرارت اهمیت دارد.

پتانسیل آب در خاک

آب در خاک مانند سایر پدیده ها در طبیعت می تواند دارای انرژی باشد که نوع و کمیت

آن نسبت به زمان و مکان متفاوت است. در منابع مختلف فیزیک دو نوع انرژی یعنی انرژی جنبشی و انرژی پتانسیل شناسائی شده‌اند. انرژی جنبشی با توان دوم سرعت نسبت مستقیم دارد که چون سرعت آب در خاک خیلی کم است می‌توان از آن صرف نظر نمود. انرژی پتانسیل از نظر حرکت آب در خاک دارای اهمیت زیادی می‌باشد. در واقع اختلاف انرژی پتانسیل آب در خاک بین دو نقطه، نیروی است که باعث جریان آب از یک نقطه به نقطه دیگر در خاک می‌شود. بنابراین عامل حرکت آب در خاک شیب پتانسیل آب است نه شیب رطوبتی جهت حرکت آب در خاک در جهت کاهش شیب یا اختلاف پتانسیل آب است، بدین معنی که آب از نقطه‌ای با انرژی پتانسیل بیشتر به نقطه‌ای با انرژی پتانسیل کمتر حرکت می‌کند.

پتانسیل آب استعداد یا توانائی انجام کار توسط آب را نشان می‌دهد. یک تعریف برای پتانسیل آب عبارت است از مقدار کاری که باید انجام شود تا واحد کمیت آب از سطح مقایسه به نقطه‌ای در خاک انتقال یابد. سطح مقایسه بطور قراردادی سطح آب خالص آزاد در فشار یک اتمسفر و دمای مساوی رطوبت خاک در نظر گرفته می‌شود. اگر فشار هیدرواستاتیک بیشتر از یک اتمسفر باشد (حالت اشباع یا فوق اشباع در خاک مثل زیر سطح آب زیرزمینی)، مقدار انرژی پتانسیل آب بیش از پتانسیل آب در سطح مرجع می‌باشد و آب در خاک تمایل دارد به سطح مرجع انتقال یابد که در این صورت پتانسیل آب مثبت است. ولی در حالت غیراشباع آب تحت مکش قرار داشته و انرژی پتانسیل آن کمتر از سطح مرجع است و آب از سطح مرجع بطرف خاک حرکت می‌کند و در این حالت پتانسیل آب در خاک منفی می‌باشد. انرژی یا پتانسیل آب در خاک یک کمیت اسکالر (scalar) بوده که فقط دارای مقدار است، ولی کمیت‌های برداری (vector) مثل نیرو در یک نقطه علاوه بر مقدار دارای جهت نیز می‌باشند. اگر از انرژی مصرفی برای انتقال واحد حجم، وزن و یا جرم آب از نقطه‌ای به نقطه دیگر نسبت به فاصله طی شده مشتق بگیریم مؤلفه‌ای مانند نیرو بدست می‌آید. این قبیل توابع اسکالر را که از مشتق‌گیری آنها عاملی برداری مثل نیرو بدست می‌آید، پتانسیل می‌نامند که در روابط آب و خاک از آنها استفاده می‌نمایند. از مزیت استفاده از پتانسیل بجای نیرو این است که مجموع پتانسیل‌ها در یک نقطه از جمع جبری آنها براحتی بدست می‌آید و نیازی به در نظر گرفتن جهت نیست ولی در مورد نیرو جهت نیز اهمیت دارد.

طبق تعریف انرژی پتانسیل آب عبارت است از انتگرال منفی نیرو در فاصله طی شده برای واحد کمیت آب. علامت منفی بخاطر این است که جهت نیرو در خلاف جهت افزایش پتانسیل است. یعنی:

$$\psi = \text{انرژی پتانسیل}$$

$$\psi = -\int F \cdot dl$$

$$F = \text{نیرو}$$

$$dl = \text{فاصله}$$

واحدهای پتانسیل آب:

تمام مؤلفه‌های پتانسیل آب بر اساس واحد مقدار آب تعریف می‌شوند. در واقع واحد پتانسیل آب به واحد مقدار آب بستگی دارد. واحدهای بکار رفته در دستگاه SI عبارتند از:

(۱) اگر مقدار آب بر حسب جرم بیان شود واحد پتانسیل ارگ بر گرم است.

$$\psi = F \cdot Z = m \cdot g \cdot z \xrightarrow{\text{براساس واحد جرم}} \psi = g \cdot z = \text{cm}^2/\text{sec}^2 = \text{erg/gr}$$

$$g = \text{erg/gr.cm} (\text{cm/sec}^2) \times z(\text{cm}) = \text{erg/gr}$$

(۲) اگر مقدار آب بر اساس حجم بیان شود واحد پتانسیل dyne/cm^۲ یا واحد فشار است.

$$\psi = m \cdot g \cdot z = p \cdot v \cdot g \cdot z \xrightarrow{\text{براساس واحد حجم}} \psi = p \cdot g \cdot z = \text{gr/cm}^3 \times \text{cm/sec}^2 \times \text{cm} = \text{dyne/cm}^2$$

(۳) اگر مقدار آب بر حسب وزن بیان شود واحد پتانسیل براساس سانتی متر آب است.

$$\psi = m \cdot g \cdot z \xrightarrow{\text{براساس واحد وزن}} \psi = z_{(\text{cm})}$$

ساده‌ترین روش این است که آب را براساس واحد وزن بیان کنیم که در این صورت مؤلفه‌های پتانسیل آب براساس سانتی متری بیان می‌شود و در صورت لزوم می‌توان آنرا به واحدهای دیگر تبدیل کرده تبدیل واحدها بصورت زیر است:

$$1 \text{ bar} = 1000 \text{ cmH}_2\text{O} = 75 \text{ cmHg} = 1 \text{ atm} = 100 \text{ cbar} = 1000 \text{ mbar}$$

$$= 100 \text{ joule/kg} = 10^6 \text{ erg/gr} = 10^6 \text{ dyne/cm}^2 = 401/5 \text{ inchH}_2\text{O} = 14/5$$

$$= 0/1 \text{ MPa}$$

پوند
اینچ مربع

اجزاء یا مؤلفه‌های پتانسیل آب

اجزاء اصلی پتانسیل آب عبارتند از:

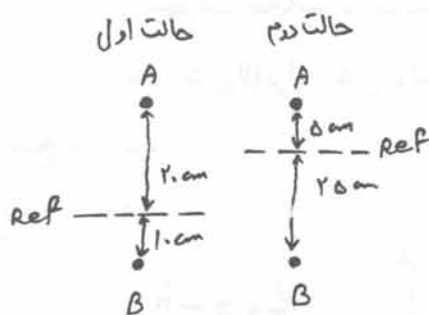
(۱) پتانسیل ثقلی (Gravitational potential):

این پتانسیل از نیروی ثقل بوجود می‌آید که در اصل همان وزن آب است. آب تحت تأثیر وزن خود بطرف پائین کشیده می‌شود. برای محاسبه این پتانسیل یک سطح مبنا در نظر می‌گیرند، بطوریکه در این سطح پتانسیل ثقلی برابر صفر فرض می‌شود و با این فرض پتانسیل ثقلی عبارت است از مقدار کاری که برای انتقال واحد کمیت آب از نقطه‌ای که در آن پتانسیل ثقلی صفر است تا نقطه مورد نظر، لازم می‌باشد. پتانسیل ثقلی با ψ_z یا ψ_g نشان داده شده و بصورت زیر محاسبه می‌شود:

مقدار آب براساس واحد حجم و ψ_z براساس واحد فشار. $\psi_z = \int \rho g dz = \rho g z$ همان‌طور که در سطح مبنا مناسبترین روش این است که پتانسیل برحسب cm بیان می‌شود (واحد وزن آب) و در این صورت پتانسیل ثقلی برابر است با ارتفاع نقطه مورد نظر تا سطح مبنا. اگر نقطه مورد نظر بالای سطح مبنا باشد ψ_z مثبت و اگر در زیر سطح مرجع باشد منفی در نظر گرفته می‌شود.

پتانسیل ثقلی براساس واحد وزن $\psi_z = z$

سطح مبنا یا مرجع را می‌توان بطور دلخواه در نظر گرفت. زیرا در پتانسیل آب خاک، مقدار اختلاف پتانسیل که عامل ایجاد حرکت آب در خاک است تغییری نمی‌کند. مقدار مطلق پتانسیل اهمیت چندانی ندارد و این اختلاف پتانسیل و محاسبه آن است که بیشتر اهمیت دارد که با تغییر سطح مبنا اختلاف پتانسیل بین دو نقطه تغییری نمی‌یابد. به شکل زیر توجه شود (فاصله بین نقطه A تا B برابر ۳۰ سانتیمتر است):



$$\text{حالت اول} \rightarrow \psi_{zA} - \psi_{zB} = 20 - (-10) = 30 \text{ cm}$$

$$\text{حالت دوم} \rightarrow \psi_{zA} - \psi_{zB} = 5 - (-25) = 30 \text{ cm}$$

بدیهی است پتانسیل ثقلی به خصوصیات خاک بستگی نداشته و فقط بفاصله عمودی نقطه مورد نظر با سطح مقایسه بستگی دارد.

(۲) پتانسیل ماتریک (Matric potential):

اگر ستونی از خاک را از قسمت زیرین در سطح آب قرار دهیم، خاک بتدریج از پائین به بالا مرطوب می‌شود. این صعود آب در خاک مشابه بالا آمدن آب در لوله‌های موئین است و منشأ هر دو یکی

است. در صعود کاپیلاری، بافت و ساختمان خاک، مقدار r یا شعاع خلل و فرج در خاک را معین می کنند و مقدار صعود یا h بستگی به مشخصات توده یا ماتریکس (Matrix) خاک دارد و می توان آنرا با نیروی ماتریک یا نیروئی که از توده خاک منشاء می گیرد مشخص کرد. در واقع پتانسیل ماتریک مربوط به نیروی جذب سطحی ماتریکس خاک و یا مکش در لوله های موئین خاک است. پتانسیل ماتریک بستگی به مقدار رطوبت خاک و شرایط خاک از نظر بافت و ساختمان دارد و با تغییر آنها نیرو یا پتانسیل ماتریک نیز تغییر خواهد کرد.

پتانسیل ماتریک نمایانگر این است که آب در خاک تحت تأثیر مکش یا فشار منفی است. بنابراین بصورت یک کمیت منفی است که با افزایش رطوبت خاک، افزایش یافته و به صفر نزدیکتر می شود و پتانسیل ماتریک در خاکهای اشباع یا در سطح آب زیرزمینی به حداکثر مقدار خود یعنی صفر می رسد. پس پتانسیل ماتریک در خاکهای غیر اشباع مطرح بوده که در آنها آب تحت مکش قرار دارد. پتانسیل ماتریک را می توان بصورت های زیر نشان داد:

$$\left(\frac{\text{Dyne}}{\text{cm}^2}\right) \psi_m = -\rho gh$$

$$\left(\frac{\text{erg}}{\text{gr}}\right) \psi_m = -gh$$

$$(\text{cm آب}) \psi_m = -h$$

پتانسیل ماتریک براساس واحد حجم آب

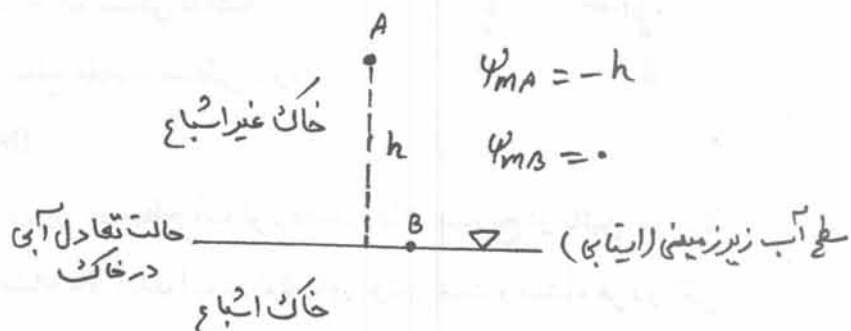
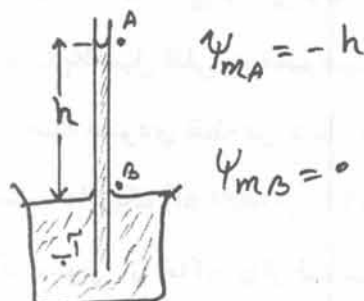
پتانسیل ماتریک براساس واحد جرم آب

پتانسیل ماتریک براساس واحد وزن آب

ρ جرم مخصوص آب (gr/cm^3), g شتاب ثقل (erg/gr.cm یا cm/sec^2) و h مقدار صعود

کاپیلاری یا ارتفاع خیز موئینه ای در آن نقطه و یا فاصله عمودی آن نقطه تا سطح آب در لوله فشارسنج (cm) می باشد.

برای سهولت محاسبات پتانسیل ماتریک (و سایر پتانسیل ها) براساس واحد وزن می نمائیم که در این صورت ψ_m برابر منفی ارتفاع خیز موئینه ای یا فاصله نقطه مورد نظر تا سطح آب در لوله فشارسنج می باشد.



تذکره:

در مواقعی که تعادل آب در خاک برقرار باشد، بدین معنی که هیچگونه جریانی در خاک وجود نداشته باشد و پتانسیل آب یا پتانسیل هیدرولیکی (که بعداً توضیح داده شود) در تمام نقاط برابر و یکسان باشد و در واقع حرکت آب در خاک نداشته باشیم، پتانسیل ماتریک در هر نقطه از خاک غیر اشباع برابر فاصله آن نقطه تا سطح ایستابی با علامت منفی می باشد. اگر حالت تعادل در خاک وجود نداشته، قانون فوق صادق نیست و پتانسیل ماتریک برابر فاصله عمودی نقطه مورد نظر تا سطح ایستابی نیست. در این حالت ψ_m را باید توسط تانسیمتر اندازه گیری نمود.

ψ_m یکی از مؤلفه های پتانسیل هیدرولیکی است که در حالت غیر تعادل اگر پتانسیل هیدرولیکی ψ_m در یک نقطه مشخص باشد می توان از روی آن ψ_m را محاسبه نمود که در جای خود توضیح داده می شود. ψ_m در تمام حالات (تعادل و غیر تعادل) در سطح آزاد آب (سطح ایستابی) و همچنین در زیر سطح ایستابی برابر صفر است. در زیر سطح آب آزاد یا سطح ایستابی پتانسیل دیگری بنام پتانسیل فشار مطرح می شود.

حالت تعادل در شرایط طبیعی در خاک وجود ندارد و تحت تأثیر عوامل مختلف دائماً تعادل بهم خورده و آب در خاک جریان دارد.

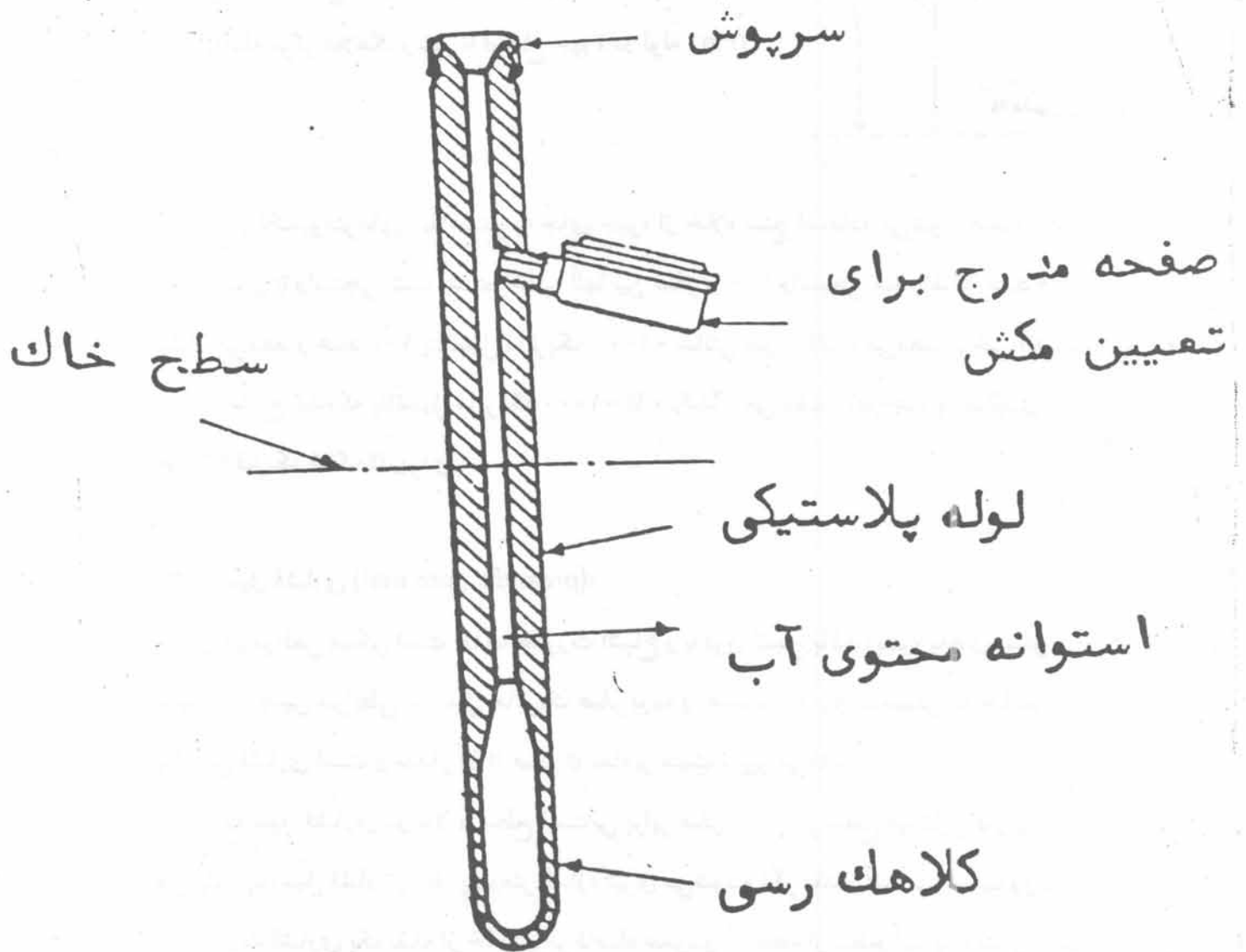
وسایل اندازه گیری پتانسیل ماتریک:

فشارسنجهائی که برای اندازه گیری پتانسیل ماتریک بکار می روند به تانسیمتر (tensiometer) معروف هستند که فشارسنج آنها ممکن است، آبی، جیوه ای و یا بصورت خلاءسنج عقربه دار باشد. اگر فشارسنج آبی باشد موقعی که کلاهک رسی تانسیمتر در سطح آب آزاد قرار گیرد، سطح آب در لوله فشارسنج برابر سطح آب آزاد یا نقطه ای که کلاهک قرار گرفته می باشد و مکش یا پتانسیل ماتریک صفر است. ولی موقعی که کلاهک سرامیکی در خاک غیر اشباع قرار می گیرد، سطح آب پائین تر از نقطه مورد نظر که کلاهک در آن قرار دارد، می باشد که فاصله بین نقطه مورد نظر تا سطح آب در لوله معرف پتانسیل ماتریک است.

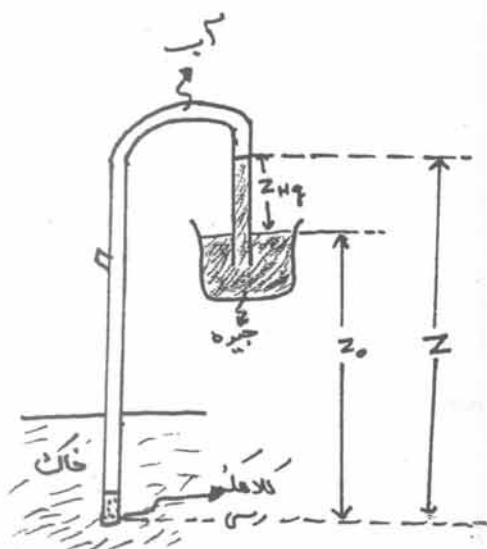
$$\text{suction} = h$$

$$\psi_m = -h$$

اگر تانسیمتر جیوه ای باشد از رابطه زیر برای محاسبه پتانسیل ماتریک استفاده می کنیم.



تأسیسات خلاء و سنج



$$\psi_m = -12/6 z_{Hg} + z_0$$

$$\psi_m = -13/6 z_{Hg} + z$$

ψ_m = پتانسیل ماتریک (cm) آب

z_{Hg} = ارتفاع ستون جیوه نسبت به مخزن (cm)

z_0 = فاصله سطح جیوه مخزن تا مرکز کلاهک سرامیکی (cm)

z = فاصله مرکز کلاهک رسی تا ارتفاع جیوه در لوله (cm)

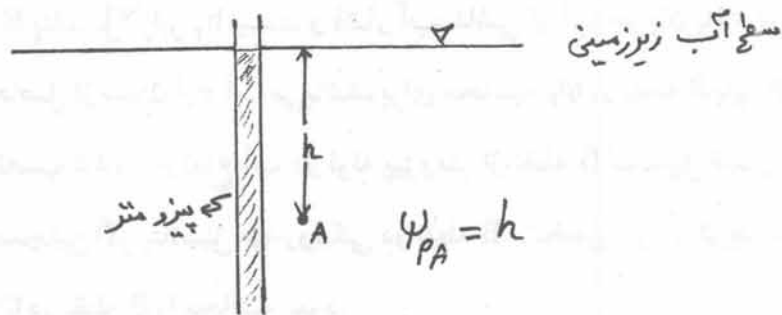
در تانسیمترهای خلاء سنج به جای جیوه از خلاء سنج استفاده می شود. صفحه عقربه دار آنها بر حسب ψ_m واسنجی شده است. اغلب آنها بین صفر و ۱۰۰ واسنجی شده اند که عدد صفر $\psi_m = 0$ را نشان می دهد و عدد ۱۰۰ پتانسیل ماتریک ۱۰۰۰ - سانتی متر را نشان می دهد. برخی آنها نیز بین ۰ تا ۱۰۰۰ مدرج شده که پتانسیل ماتریک ۱۰۰۰ - تا ۰ را نشان می دهند. (مراجعه به مثالهای ۲-۵ و ۲-۶ ص ۴۲ فیزیک خاک کاربردی)

۳) پتانسیل فشاری (pressure potential):

در مواقعی ممکن است خاک بصورت اشباع و یا فوق اشباع باشد، بطوریکه زیرستونی از آب قرار بگیرد. در چنین شرایطی پتانسیل ماتریک صفر بوده و اهمیت ندارد و پتانسیلی که حاکم می شود، بنام پتانسیل فشاری است و مقدار آن از صفر تا مقادیر مثبت تغییر می کند.

پتانسیل فشاری در بالا و سطح ایستابی برابر صفر و در زیر سطح ایستابی دارای مقدار مثبت می باشد. پتانسیل فشار توسط پیزومتر اندازه گیری می شود و اگر مقدار آب بر حسب وزن بیان شود در این صورت فشاری یک نقطه از خاک برابر فاصله عمودی آن نقطه از سطح آب پیزومتری است که در آن نقطه نصب شده است. پتانسیل فشاری را بصورت زیر می توانیم نشان دهیم:

$\psi_p = \rho gh$	h = فاصله نقطه در زیر سطح ایستابی	بر اساس واحد جرم
$\psi_p = gh$	تا سطح ایستابی یا فاصله نقطه	بر اساس واحد جرم
$\psi_p = h$	تا سطح آب در داخل پیزومتر	بر اساس واحد وزن



هر چه عمق از سطح ایستابی بیشتر شود، پتانسیل فشاری افزایش می یابد. در مسائل برای محاسبه پتانسیل فشاری نکاتی چند را بایستی در نظر گرفت:

- اگر نقطه مورد نظر در زیر سطح زیر زمینی باشد، ψ_p برابر فاصله عمودی نقطه مورد نظر تا سطح آب بر حسب cm می باشد، در صورتی که ψ_p بر اساس واحد وزن آب محاسبه شود. (مانند شکل فوق)
- اگر بخشی از ستون خاک در آب بصورت غوطه ور قرار داشته باشد، پتانسیل فشار در نقاطی از ستون خاک که در آب غوطه ور هستند برابر همان فاصله عمودی نقطه تا سطح آب است (بصورت شکل زیر): در نقطه B پتانسیل ماتریک مطرح است.



$$\psi_{pA} = h$$

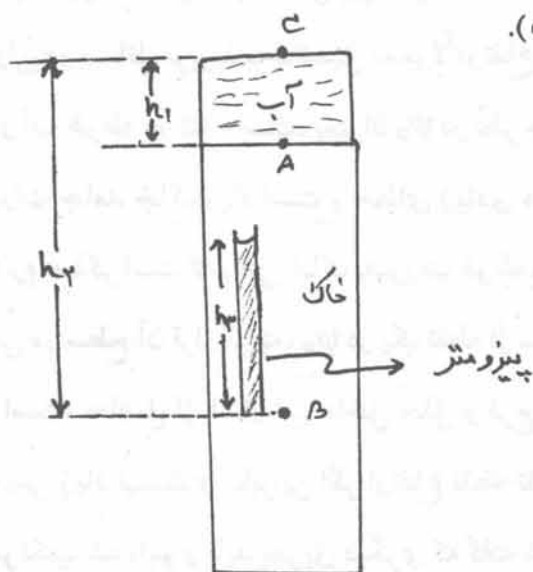
و $\psi_p = 0$ می باشد.

- اگر ستون خاک زیر را در نظر بگیریم که ارتفاع مشخصی آب بر روی آن قرار داشته و آب در خاک جریان دارد، پتانسیل در نقاط آن به صورت زیر بررسی می شود:

در نقطه C پتانسیل صفر است (سطح آزاد آب).

$$\psi_{pA} = h_1$$

در نقطه A داریم:



در نقطه B پتانسیل برابر h_p نیست و فشار آب، ناشی از آب جریان یافته در خلل و فرج است که کمتر از فشار حاصل از ستون آزاد آب می باشد، برای محاسبه ψ_p در نقطه B باید از پیزومتر استفاده کرد که در نقطه B نصب شده و ارتفاع آب در لوله پیزومتر از نقطه B پتانسیل فشار را در این نقطه نشان می دهد (h_p). همچنین اگر پتانسیل هیدرولیکی در نقطه B مشخص شود با توجه به معلوم بودن پتانسیل ثقلی می توان ψ_p در نقطه B را محاسبه نمود.

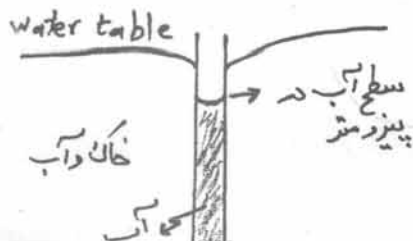
در ستون خاک فوق اگر حالت تعادل در خاک وجود داشته باشد، بدین معنی که جریان آب در خاک وجود نداشته باشد و پتانسیل هیدرولیکی در تمام نقاط یکسان باشد، محاسبه ψ_p مانند حالت سطح آب زیرزمینی می باشد. مثلاً اگر فرض کنیم آب بصورت ساکن در ستون خاک است، نقطه C در سطح آب همان سطح آب زیرزمینی محسوب می شود که در این صورت مقدار ψ_p در نقاط C و A مانند حالت جریان آب در خاک است ($\psi_{pA} = h_1$ و $\psi_{pC} = 0$) ولی ψ_p در نقطه B برابر h_p یعنی فاصله نقطه تا سطح آب زیرزمینی می باشد.

تذکره ۱:

در مواقعی که نقطه ای در زیر سطح آب زیرزمینی است و یا ستونی از خاک در آب غوطه ور است، بعلمت اینکه ستون آب بالای نقطه، بخشی از آن توسط ذرات خاک اشغال شده، بنابراین فشار آب وارده بر آن نقطه تا حدی کمتر از فشار ستون آب کامل بدون ذرات خاک می باشد. پس برای تعیین دقیق پتانسیل فشاری بهترین راه این است که ارتفاع آب داخل پیزومتر را که در آن نقطه نصب گردیده، به عنوان ψ_p در نظر گرفته شود. زیرا در ستون آب داخل پیزومتر، ذرات خاک وجود نداشته و فقط دارای آب است.

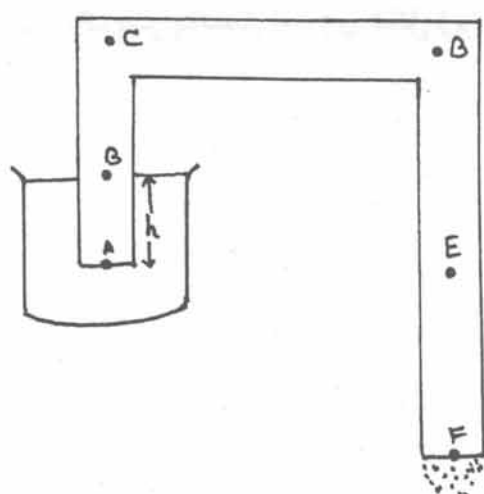
* ولی در مسائل مربوط به پتانسیل معمولاً ارتفاع نقطه تا سطح آب زیرزمینی و یا سطح آب که ستون خاک در آب غوطه ور شده است، بعنوان ψ_p در نظر می گیرند. زیرا در این حالت حجم آب در مقایسه با حجم ذرات جامد خاک زیاد است و خطای زیادی در محاسبه ψ_p کمی آید.

لازم به ذکر است که وقتی خاک بصورت غوطه ور در آب نیست، بلکه آب در خاک جریان داشته و ستون آبی در سطح آن قرار گرفته، ψ_p در یک نقطه از ستون خاک که دقیقاً زیر سطح آب آزاد نیست، بلکه پائین تر است، حاصل از فشار آب داخل خلل و فرج بوده و در این صورت حجم آب نسبت به ذرات جامد خیلی زیاد نیست و بنابراین اگر ارتفاع نقطه تا سطح آزاد آب را برابر ψ_p در نظر بگیریم خطای زیادی مرتکب شده ایم و باید بطریق دیگری که گفته شد اندازه گیری شود.



تذکر ۲:

باید توجه داشت که در هر شرایطی از خاک از لحاظ رطوبت (فوق اشباع، اشباع و غیر اشباع) لااقل یکی از پتانسیل‌های فشاری یا ماتریک صفر است. بطوریکه در حالات اشباع و فوق اشباع $\psi_m = 0$ است و در حالت غیر اشباع $\psi_p = 0$ می‌باشد و در سطح آب آزاد هر دو برابر صفر می‌باشند. همچنین اگر از انتهای ستون خاک، آب خارج شود و یا چکه نماید ψ_m و ψ_p هر دو برابر صفر هستند. در این ستون خاک که ابتدای آن در ظرف آب قرار دارد، آب، جریان یافته و از انتهای ستون چکه می‌کند.



در نقاط نشان داده شده ψ_m و ψ_p عبارتند از:

$$A \begin{cases} \psi_m = 0 \\ \psi_p = h \end{cases}$$

$$B \begin{cases} \psi_m = 0 \\ \psi_p = 0 \end{cases}$$

$$F \begin{cases} \psi_m = 0 \\ \psi_p = 0 \end{cases}$$

در نقاط C، D و E مقدار ψ_p صفر است چون جریان آب بصورت غیر اشباع است و ψ_m در این نقاط را می‌توان توسط تانسیمتر و یا با تعیین پتانسیل هیدرولیکی و ثقلی در این نقاط می‌توان ψ_m را بدست آورد. مثلاً $\psi_{mc} = \psi_{ho} - \psi_{zo} - \psi_{pc}$ و چون $\psi_{pc} = 0$ پس داریم:

$$\psi_{mc} = \psi_{ho} - \psi_{zo}$$

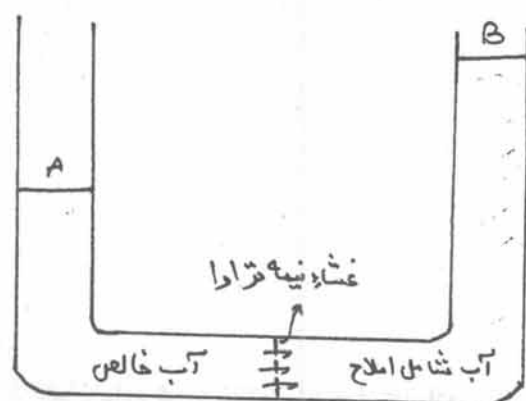
(۴) پتانسیل اسمزی (osmotic potential):

آب در خاک همواره شامل مقداری املاح می‌باشد. منشاء پتانسیل اسمزی، املاح موجود در محلول خاک است. کاتیون‌هایی که در لایه دوگانه پخشیده وجود دارند تأثیر خود را بر پتانسیل ماتریک

نشان میدهند (جذب آب توسط ذرات). در مورد پتانسیل اسمزی یونهای موثر هستند که در محلول خاک وجود دارند. در حقیقت پتانسیل اسمزی عبارت از کار لازم برای جدا کردن ملکولهای آب از کاتیونها و آنیونهاست.

هرگاه آب در محیطی مثل خاک حرکت می‌کند، همراه آن یونهای محلول نیز حرکت می‌کنند و پتانسیل اسمزی در جایی تأثیر خود را نشان می‌دهد که در مسیر حرکت آب یک غشاء نیمه تراوا (غشائی که به مولکولهای آب اجازه عبور داده ولی از عبور یونها و مواد محلول در آب جلوگیری می‌کند) قرار گیرد.

برای درک بهتر پتانسیل اسمزی شکل زیر را در نظر می‌گیریم:



آب خالص از غشاء نیمه تراوا بطرف محلول که شامل غلظتی از املاح است حرکت می‌کند و ستون آب در قسمت B بالا می‌رود.

آب تا جایی از قسمت خالص به محلول وارد می‌شود که فشار ستون آب در قسمت B مانع از حرکت آب خالص به طرف محلول شود. اگر وزنه‌ای در قسمت B قرار دهیم بطوریکه ارتفاع ستون آب در دو طرف مساوی شود، فشار حاصل از این وزنه معادل پتانسیل یا فشار اسمزی محلول است. پتانسیل اسمزی تأثیری بر حرکت آب در خاک از نقطه‌ای به نقطه دیگر ندارد، زیرا در مسیر حرکت آن غشاء نیمه تراوا وجود ندارد. ولی در جذب آب توسط ریشه پتانسیل اسمزی تأثیر دارد، زیرا دیواره سلولی ریشه یک غشاء تقریباً نیمه تراوا (بعضی یونها را عبور میدهد) است که در مسیر حرکت آب از خاک به داخل ریشه قرار دارد. همچنین پتانسیل اسمزی در تبدیل آب به بخار تأثیر دارد زیرا فصل مشترک بین آب و هوا یک غشاء نیمه تراوای کامل محسوب میشود. هر چه فشار اسمزی بیشتر باشد، فشار بخار محلول

کمتر است. پتانسیل اسمزی را با ψ_s نشان می دهند که برابر فشار اسمزی (π) با علامت منفی می باشد. ψ_s کمیت منفی بوده که حداکثر در آب خالص به صفر می رسد. π کمیت مثبت می باشد که حداقل در آب خالص به صفر می رسد. در مورد یک محلول مشخص قدر مطلق ψ_s و π مساوی است از روابط زیر برای محاسبه ψ_s و یا π استفاده می شود:

$$\psi_s = -\pi$$

$$\psi_s = -icRT \Rightarrow \pi = icRT$$

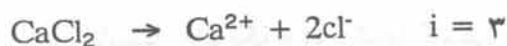
i = ضریب وانت هوف

c = غلظت بر حسب Mol/lit

R = ثابت گازها $0.082 \text{ lit.atm/mol.}^\circ\text{K}$

T = درجه حرارت مطلق بر حسب کلوین ψ_s و π بر حسب اتمسفر

در مواقعی که فرض کنیم نمک حل شده در آب صد درصد یونیزه می شود، i برابر تعداد یونها می باشد.



ولی اغلب اینطور نیست که در این صورت محاسبه ضریب وانت هوف مشکل می شود. در شرایطی که نمک صد درصد یونیزه نشود می توان از فرمول زیر استفاده کرد:

$$\psi_s = -RTC_s \quad \pi = RTC_s$$

C_s = غلظت اسمزی که با در نظر گرفتن مقدار نمک یونیزه شده و یونیزه نشده بدست می آید (مراجعه به مثال ۱۹-۲ صفحه ۷۵ فیزیک خاک کاربردی). برای موادی که یونیزه نمی شوند C_s برابر مول در لیتر آن ماده است. اگر EC محلول معین باشد می توان ψ_s و π را بصورت زیر تخمین زد:

$$\psi_s = -0.36EC$$

$$\pi = 0.36EC$$

پتانسیل هیدروایکی (hydraulic potential):

پتانسیل فشاری، ثقلی و ماتریک هیچکدام به تنهایی وضعیت حرکت آب در خاک را مشخص نمی نمایند. از طرفی پتانسیل اسمزی نیز در حرکت آب در خاک تأثیری ندارد.

حرکت آب در خاک بستگی به پتانسیل هیدرولیکی و تغییرات آن در خاک دارد که برابر است با

$$\psi_h = \psi_z + \psi_m + \psi_p$$

مجموع جبری ψ_z و ψ_m و ψ_p

همانطور که گفته شد در هر شرایطی از خاک، یکی از مؤلفه‌های ψ_m و یا ψ_p و گاهی هر دو برابر صفر می‌باشند. بنابراین سرنوشت حرکت آب در خاک را ψ_h معین می‌کند که آب از ψ_h بیشتر به ψ_h کمتر حرکت می‌کند.

پتانسیل هیدرولیکی که به بار آبی (hydraulic head) نیز خوانده می‌شود را می‌توان توسط فرمول برنولی نشان داد:

$$\psi_h = h = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g}$$

h = بار آبی z = بار ثقلی $\frac{p}{\rho g}$ = بار فشار $\frac{v^2}{2g}$ = بار سرعت

بعلاوه اینکه سرعت آب در خاک خیلی کم است می‌توان از بار سرعت صرف‌نظر نمود و فرمول

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

برنولی را بصورت زیر نوشت:

z همان پتانسیل ثقلی است که بستگی به فاصله نقطه نسبت به سطح مبنا دارد. $\frac{p}{\rho g}$ که بار فشار

خوانده می‌شود در برگیرنده پتانسیل فشار و ماتریک است. (بدین معنی که در خاکهای اشباع بار فشار

معادل پتانسیل فشار است و دارای کمیتی مثبت می‌باشد، در حالیکه در خاکهای غیر اشباع معادل

پتانسیل ماتریک بوده و شامل کمیتی منفی است. همانطور که گفته شد عامل حرکت آب در خاک اختلاف

بار آبی با پتانسیل هیدرولیکی می‌باشد.)

شیب هیدرولیکی (hydraulic gradient):

شیب هیدرولیکی عبارت است از نسبت اختلاف پتانسیل هیدرولیکی و یا اختلاف بار آبی بین دو

$$i = \frac{\Delta\psi_h}{l} = \frac{\Delta h}{l}$$

نقطه در خاک به فاصله بین آن دو نقطه:

$$\Delta h = \Delta\psi_h = \text{اختلاف پتانسیل هیدرولیکی} = l = \text{فاصله}$$

شیب هیدرولیکی در واقع میزان انرژی یا سرعت حرکت آب بین دو نقطه را نشان می‌دهد، که هر

چه قدر مطلق آن بیشتر باشد، سرعت حرکت یا شدت جریان آب بیشتر است. شیب هیدرولیکی به نام

افت بار آبی یا افت بار پتانسیل هیدرولیکی نیز خوانده می‌شود. منظور از فاصله یا l مقدار فاصله‌ای

است که آب طی می‌کند.

تذکر:

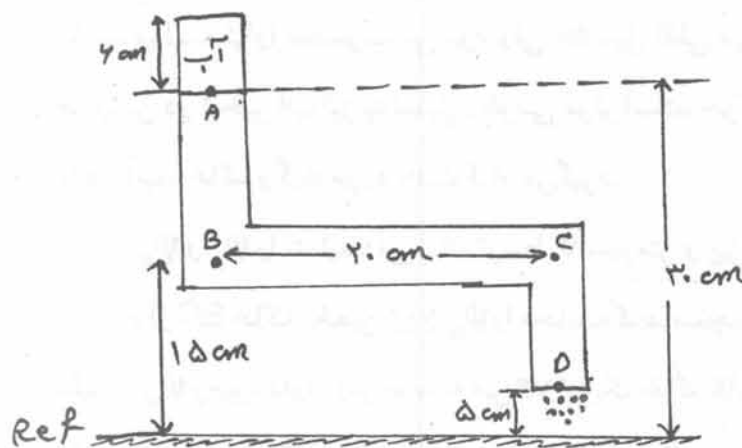
جریان آب در خاک ممکن است بصورت جریان ماندگار یا پایا باشد که در جای خود شرح داده

می‌شود. در جریان ماندگار اگر فرض شود هدایت هیدرولیکی در تمام نقاط ثابت باشد (مثل حالت اشباع) شیب هیدرولیکی بین تمام نقاط خاک برابر است. بنابراین اگر شیب هیدرولیکی بین دو نقطه مشخص (مثل ابتدا و انتهای ستون خاک) محاسبه می‌شود بین تمام نقاط دیگر نیز مقدار آن مساوی است. پس اگر شیب هیدرولیکی را در فاصله بین دو نقطه ضرب نمائیم، اختلاف پتانسیل هیدرولیکی بین دو نقطه بدست می‌آید و در اینصورت اگر پتانسیل هیدرولیکی یا بار آبی در یک نقطه مشخص باشد، با توجه به $\Delta\psi_h$ مقدار Δh در نقطه دیگر نیز مشخص می‌شود.

$$\Delta\psi_h = i \times l \quad \text{و} \quad \Delta\psi_h = \psi_{hA} - \psi_{hB}$$

مثال:

در ستون خاک زیر جریان ماندگار یا دائمی، برقرار گردیده است. مقدار ψ_h و ψ_p و ψ_m را در نقاط داده شده تعیین نمائید:



$$\text{طول ستون خاک} = 15 + 20 + 10 = 45 \text{ cm}$$

$$\psi_{mA} = 0 \quad \text{و} \quad \psi_{pA} = 6 \text{ cm} \quad \text{و} \quad \psi_{zA} = 30 \text{ cm} \Rightarrow \psi_{hA} = 30 + 6 = 36 \text{ cm}$$

$$\psi_{mD} = 0 \quad \text{و} \quad \psi_{pD} = 0 \text{ cm} \quad \text{و} \quad \psi_{zD} = 5 \text{ cm} \Rightarrow \psi_{hD} = 5 \text{ cm}$$

$$i = \frac{\Delta\psi_h}{l} = \frac{\psi_{hA} - \psi_{hD}}{\text{طول ستون خاک}} = \frac{36 - 5}{45} = i = 0.69$$

$$\Delta\psi_h(AB) = 0.69 \times 15 = 10.35 \text{ cm} \Rightarrow \psi_{hB} = \psi_{hA} - \Delta\psi_h(AB)$$

$$\psi_{hB} = 36 - 10.35 = 25.65 \Rightarrow \psi_{hB} = 25.65$$

$$\psi_{pB} = \psi_{hB} - \psi_{zB} = 25.65 - 15 \Rightarrow \psi_{pB} = 10.65 \quad \text{و} \quad \psi_{mB} = 0$$

$$\Delta\psi_h(BC) = 0.69 \times 20 = 13.8 \text{ cm} \Rightarrow \psi_{hC} = 25.65 - 13.8 \Rightarrow \psi_{hC} = 11.85 \text{ cm}$$

$$\psi_{pC} = \psi_{hC} - \psi_{zC} = 11.85 - 15 = -3.15 \text{ cm}$$

چون یک کمیت منفی بدست آمد پس در واقع پتانسیل ماتریک را نشان می دهد و مبین این است که در نقطه C خاک اشباع نیست پس داریم:

$$\psi_{mc} = -3/15 \text{ cm}$$

$$\psi_{pc} = 0$$

پتانسیل رطوبت خاک:

پتانسیلی از آب است که در جذب رطوبت توسط گیاهان تأثیر دارد و عبارت از جمع جبری پتانسیل های ماتریک، اسمزی و فشاری می باشد.

$$\psi_w = \psi_s + \psi_m + \psi_p \quad \text{پتانسیل رطوبت}$$

در پتانسیل رطوبتی خاک ψ_s تأثیر دارد، زیرا همانطور که گفته شد دیواره سلولی ریشه یک غشاء تا حدی نیمه تراوا محسوب می شود ولی پتانسیل ثقلی در نقطه جذب آب توسط ریشه تأثیری ندارد. همچنین در تبخیر آب نیز پتانسیل رطوبتی موثر است. حرکت آب در داخل گیاه و پتانسیل های موثر در رابطه آب، خاک و گیاه مورد بحث قرار می گیرد.

ψ_p و ψ_m را بترتیب می توان توسط تانسومتر و پیزومتر اندازه گیری کرد و ψ_s را نیز می توان با استفاده از EC خاک تخمین زد و ψ_w را محاسبه کرد. همچنین دستگاهی در آزمایشگاه برای اندازه گیری دقیق تر ψ_w وجود دارد. (مراجعه به ص ۷۶ فیزیک خاک کاربردی شکل ۱۴-۲). یکی از روشهای نسبتاً دقیق و ساده اندازه گیری ψ_m و ψ_w به روش کاغذ صافی است که اخیراً بصورت روشی استاندارد در آمریکا مورد استفاده قرار می گیرد (مراجعه به صفحه ۸۲ فیزیک خاک کاربردی) تذکر:

اگر خاک شور نباشد می توان گفت که ψ_w متأثر از پتانسیل ماتریک است و در این صورت می توان از یک تانسومتر زمان مناسب برای آبیاری را تعیین کرد. ولی در خاکهای شور تأثیر ψ_s حتی بیشتر از ψ_m در پتانسیل رطوبت بوده و از یک تانسومتر به تنهایی نمی توان برنامه آبیاری را معین نمود. مثلاً در خاک ممکن است ψ_m حدود ۰/۵ bar - باشد، ولی آب توسط گیاه جذب نشود زیرا ψ_s ممکن است حدود ۱۴ bar - یا بیشتر هم باشد.

(شوری به دو صورت می تواند باعث کاهش رشد گیاه و محصول شود: ۱) کاهش آب قابل استفاده گیاه (مهمترین عامل) ۲) ایجاد سمیت یونها در گیاه.

مجموع $\psi_p, \psi_m, \psi_s, \psi_z$ را پتانسیل کل گویند:

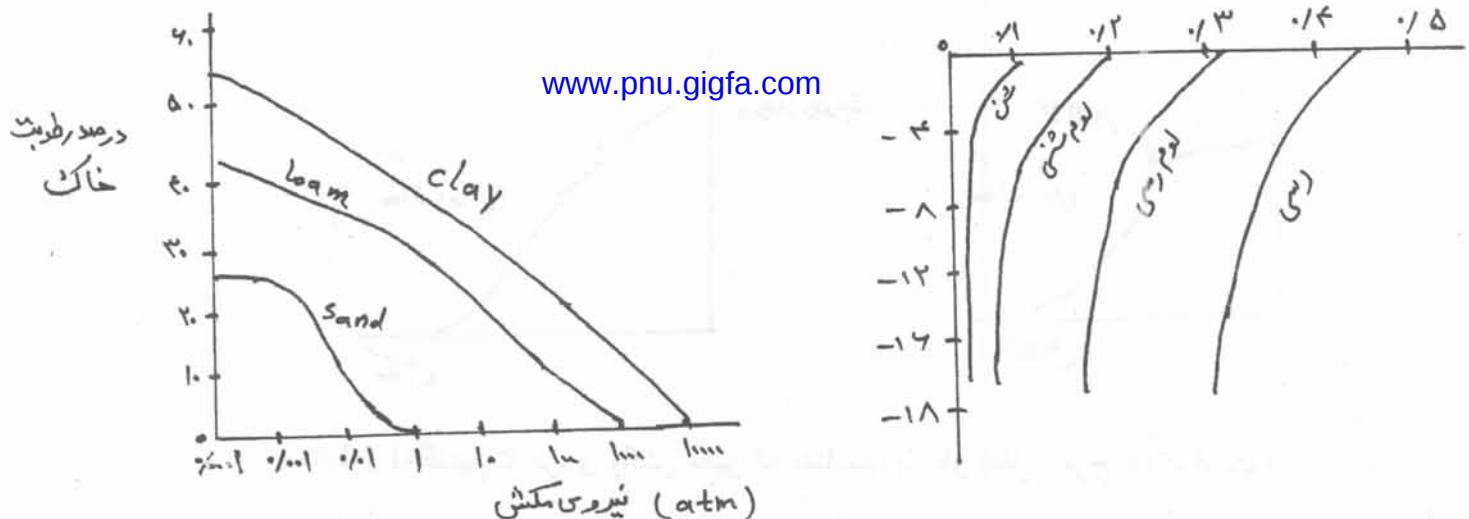
$$\psi_t = \psi_p + \psi_m + \psi_s + \psi_z$$

منحنی مشخصه رطوبتی خاک (soil moisture characteristic curve) یا SMCC:

رابطه بین مقدار رطوبت خاک و مکش خاک (soil suction) یا پتانسیل ماتریک را منحنی رطوبتی خاک گویند. این منحنی در حقیقت توانائی ذخیره و آزادسازی آب در خاک را نشان می دهد و اهمیت زیادی در کشاورزی و آب و خاک دارد.

برای تعیین این منحنی در مکش های معین، درصد رطوبت خاک (وزنی یا حجمی) تعیین گردیده و بر روی محورهای مختصات منحنی رطوبتی رسم می شود.

رابطه بین θ و مکش یا پتانسیل ماتریک رابطه خطی نیست و در حقیقت کاهش درصد رطوبت خاک با افزایش مکش (کاهش پتانسیل ماتریک) بصورت خطی نیست.

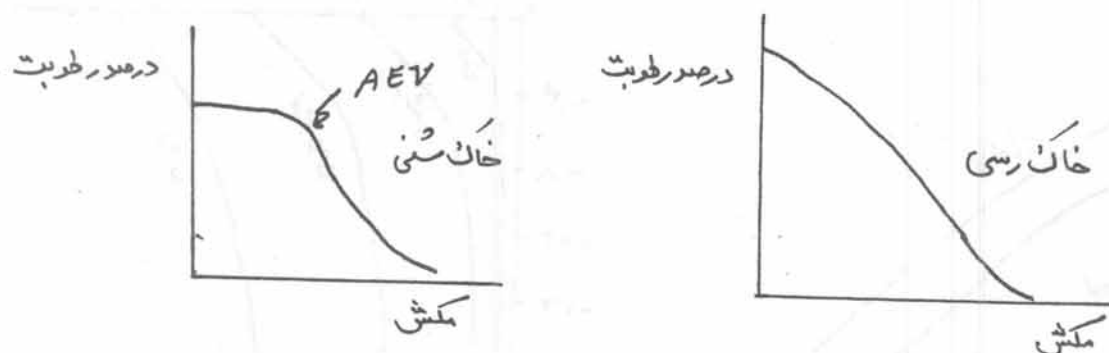


بطور کلی در مکش های کم (ψ_m بیشتر) مثلاً حدود ۰/۵ بار تغییرات جزئی در مقدار رطوبت با تغییرات کم مکش یا ψ_m همراه است، ولی در مکش های بالا (ψ_m کوچک یا منفی تر) مثلاً حدود ۱۰ بار تغییرات جزئی در مقدار رطوبت، باعث تغییرات شدید مکش یا پتانسیل ماتریک می شود.

منحنی رطوبتی خاک بستگی به بافت خاک، ساختمان خاک و در حقیقت به توزیع اندازه خلل و فرج خاک دارد. مقدار رطوبت خاک در نیروی مکش پائین (صفر تا یک اتمسفر) بستگی به نیروی کاپیلاری و اندازه خلل و فرج دارد که اندازه خلل و فرج تابعی از ساختمان خاک است بنابراین در این

محدوده از مکش، رطوبت خاک و منحنی رطوبتی بیشتر تحت تأثیر ساختمان خاک است. از طرفی در نیروی مکش زیاد مقدار رطوبت خاک تابعی از نیروی جذب سطحی (Adsorption) و سطح ویژه ذرات بوده و در نتیجه بافت خاک عامل مهم بشمار می آید. هر چه بافت خاک سنگین تر باشد (مقدار رس بیشتر) در یک مکش معین رطوبت خاک بیشتر است و تغییرات شیب منحنی تدریجی است. یعنی کاهش رطوبت با افزایش مکش یا نیروی ماتریک تدریجی است. در خاکهای شنی خلل و فرج نسبتاً درشت هستند و در مکشی متناسب با قطر خلل و فرج آنها، بخش عمده آب خارج شده و مقدار باقیمانده ناچیز است.

اگر خاک بصورت اشباع باشد با افزایش جزئی مکش، رطوبتی از آن خارج نمی شود ولی با ازدیاد مکش در نقطه ای بزرگترین خلل و فرج خاک شروع به تخلیه آب می کنند. نقطه ای که مبین ورود هوا به خاک است موسوم به Air Entry Value (AEV) می باشد. از این نقطه به بعد خاک در حالت غیر اشباع است. این نقطه در خاکهای شنی با وضوح بیشتری نسبت به خاکهای رسی دیده می شود.



همانطور که گفتیم تا نیروی مکش معین که متناسب با قطر خلل و فرج خاک است آب از خاک خارج نمی شود. بدین معنی که خاک تا این نقطه از مکش بصورت اشباع است، این بخش از منحنی رطوبتی خاک را حاشیه موئینگی یا capillary fringe گویند (بالای سطح ایستابی که تحت تأثیر نیروی کاپیلاری، نزدیک به اشباع بوده و رطوبت آن تقریباً مشابه زیر سطح ایستابی است نیز به حاشیه موئینگی معروف است).

شیب خط منحنی رطوبتی خاک یا $\frac{d\theta}{d\psi_m}$ به ظرفیت ویژه آب (specific water capacity) معروف بوده و مقدار آن در هر نقطه به مقدار رطوبت، بافت خاک و پدیده پس ماند دارد.

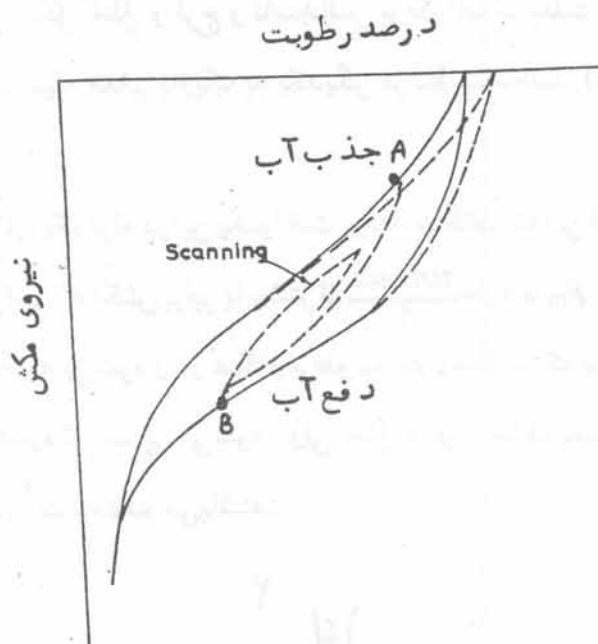
منحنی رطوبتی خاک بصورت PF نیز نشان داده می شود که قبلاً توضیح داده شد (PF یک با مکش

۱۰ cm آب برابر است).

منحنی رطوبتی خاک به اسامی دیگری مثل water - Retention characteristic curve و غیره نیز نامیده می شود.

پدیده پس ماند رطوبت (Hysteresis) در خاک:

در منحنی رطوبتی خاک بسته به اینکه خاک خشکی را مرطوب و یا خاک مرطوبی را خشک کنیم، دو منحنی پیوسته حاصل می شود که بر رویهم منطبق نیستند. در حالت تعادل، رطوبت خاک در نیروی مکش معینی، در ضمن خشکیدن یا دفع آب، بیشتر از حالت مرطوب شدن یا جذب آب، می باشد. این پدیده را پس ماند یا هیسترسیس می نامند.



www.pnu.gigfa.com

در منحنی جذب آب در نقطه A اگر روند خشک شدن صورت گیرد، خط نقطه چین بدست می آید. همچنین در نقطه B بر روی منحنی دفع آب، اگر روند مرطوب شدن صورت گیرد منحنی بصورت خط چین می شود.

بدیهی است در هر آزمایش خلل و فرج خاک تغییر نموده و شکل هندسی آنها تغییر می کند و بنابراین با تکرار آزمایش همین منحنی ها، حاصل نمی شود.

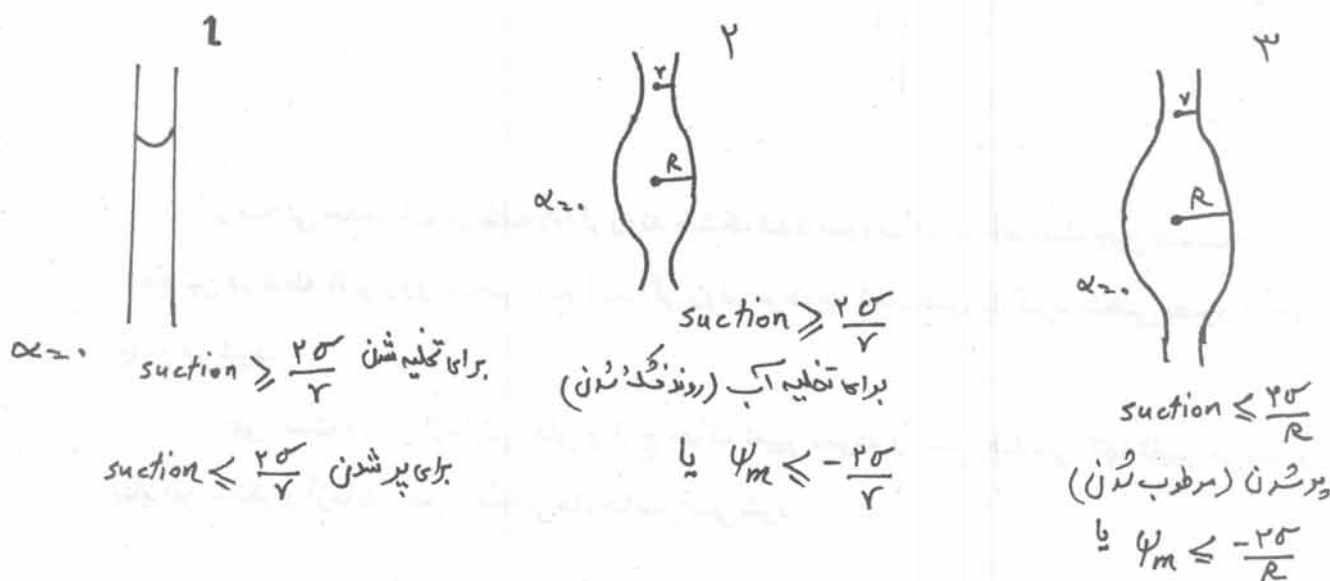
منحنی‌های اصلی، جذب و دفع آب را، حلقه پس ماند (loop Hysteresis) و منحنی‌های خط چین درونی را منحنی‌های منقطع (scaning curves) می‌نامند.

در روند خشک شدن نمونه‌ای از خاک اشباع گردیده و مقدار رطوبت را اندازه‌گیری می‌نمائیم. در این حالت مکش اندازه‌گیری شده برابر صفر است. سپس، بتدریج مکشهای بالاتر را به نمونه وارد کرده و در هر افزایش مکش، مقدار رطوبت اندازه‌گیری می‌شود تا بالاخره خاک خشک شود. در حالی که در روند جذب آب یک نمونه خاک خشک را بتدریج مرطوب، می‌نمائیم و در واقع مکش را کاهش می‌دهیم و در هر کاهش مکش، مقدار رطوبت خاک را اندازه‌گیری می‌کنیم.

علل وقوع پدیده هیسترسیس:

۱- غیر یکنواختی شکل خلل و فرج و نامتجانس بودن آنها که باعث شکل خاص ذرات، خلل و فرج با شکلهای نامنظم بوسیله معابر باریک به یکدیگر مرتبط شده‌اند (مهمترین عامل در ایجاد هیسترسیس)

اگر خلل و فرج مانند یک لوله موئین یکنواخت بودند هنگامی که این لوله موئین شامل آب باشد و تحت مکش قرار گیرد، موقعی که مکش برابر یا بیشتر از $\frac{2\sigma \cos \alpha}{r}$ شود یا ψ_m مساوی یا کمتر از $\frac{2\sigma \cos \alpha}{r}$ شود، یکباره لوله از آب تخلیه می‌شود و در هنگام مرطوب شدن هنگامی که نیروی مکش برابر یا کوچکتر از $\frac{2\sigma \cos \alpha}{r}$ شود، لوله یکباره از آب پر می‌شود. ولی خلل و فرج خاک بصورت لوله موئین یکنواخت نیستند و به شکل زیر بصورت نامنظم می‌باشند:



در شکل های ۲ و ۳ خلل و فرج از یک قسمت باریک شعاع r و یک بخش پهن R تشکیل شده است. اگر این خلل و فرج از آب اشباع باشد (شکل ۲)، به محض اینکه نیروی مکش از $\frac{2\sigma}{r}$ بیشتر شود آب آن تخلیه می شود و در این حالت نیروی مکش لازم بستگی به شعاع ناحیه باریک خلل و فرج دارد چرا که دو طرف آن به معابر باریک ختم می شود. اگر خلل و فرج بدون آب باشد، در هنگام مرطوب شدن (شکل ۳) اگر نیروی مکش به میزان $\frac{2\sigma}{r}$ برسد فقط ناحیه باریک شامل آب می شود و برای اینکه تمام خلل و فرج از آب پر شود باید نیروی مکش به $\frac{2\sigma}{R}$ یا کمتر برسد.

همانطور که مشخص است $\frac{2\sigma}{r}$ بیش از $\frac{2\sigma}{R}$ بوده و بنابراین خشک شدن خاک بستگی به شعاع معابر (r) داشته و جذب آب تابعی از شعاع خلل و فرج درشت (R) خاک می باشد. به همین علت است که در یک مکش معین در روند خشک شدن خاک دارای درصد رطوبت بیشتر از روند مرطوب شدن می باشد. همچنین می توان گفت در یک درصد رطوبت معین، در دفع آب مکش بیشتر است نسبت به جذب آب یا پتانسیل ماتریک کمتر است.

هر چه R بزرگتر باشد مکش کمتری نیاز دارد تا پر شود. در کل می توان گفت نیروی بیشتری لازم است تا منافذ را خشک کند و نیروی کمتری نیاز است تا منافذ را پر نماید.

۲- تأثیر زاویه تماس، زاویه تماس در ضمن جذب آب بزرگتر از زاویه تماس در حال خشکیدن است زیرا همانطور که گفته شد در یک رطوبت معین، مکش (بخاطر تأثیر شعاع) در روند دفع آب بیش از جذب آب بوده و بنابراین زاویه تماس (α) به صفر نزدیکتر است.

۳- محبوس شدن هوا که از مقدار رطوبت خاک می کاهد که این تأثیر در ضمن مرطوب شدن اثر گذاشته و رطوبت کمتری را نسبت به حالت خشک شدن نشان میدهد.

۴- انقباض و انقباض خاک که باعث تغییر ساختمان و وضعیت خلل و فرج می شود.

۱) A ۲) B ۳) C اولویت از نظر خشک شدن

۱) C ۲) B ۳) A اولویت از نظر مرطوب شدن



تذکره: با توجه به مطالب ذکر شده می توان دریافت که تعیین مقدار واقعی رطوبت فقط از روی پتانسیل

ماتریک غیر ممکن است و اطلاع از چگونگی خیس خوردگی خاک لازم است. در واقع در یک پتانسیل ماتریک معین، مقدار رطوبت خاک بین دو حد می باشد که این حدود از روی منحنی رطوبتی دفع و جذب، مشخص می شود.

جریان آب در خاک

قبل از اینکه وارد بحث اصلی جریان آب در خاک شویم، چند کمیت یا اصطلاح مربوط به جریان آب را معرفی می نمایم.

شدت جریان (flux density):

عبارت است از حجم آبی که از واحد سطح مقطع (عمود بر جهت جریان) و در واحد زمان عبور

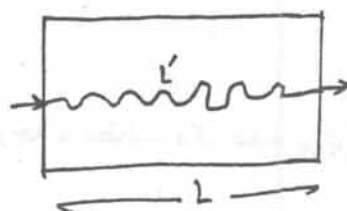
می کند و واحد آن معادل واحد سرعت (دیمانسیون $\frac{L}{T}$) می باشد مثل $\frac{cm}{sec}$

شدت جریان را با q یا J نشان می دهند.

$$\frac{L^r}{L^r T} = \frac{L}{T}$$

شدت جریان آب در خاک با سرعت واقعی آب در خاک تفاوت دارد و سرعت واقعی جریان در خاک بعلت اینکه خلل و فرج از نظر شکل، ابعاد و جهت تغییر می نمایند، بسیار متغیر است. خلل و فرج عریضتر آب یا مایع را سریعتر انتقال داده و همچنین حرکت مایع در مرکز منافذ بیشتر از حرکت آن در نزدیک ذرات است. می توان گفت شدت جریان با سرعت متوسط مایع نیز تفاوت دارد، زیرا آب فقط از بخشی از سطح مقطع جریان حرکت کرده چرا که قسمتی از این سطح مقطع توسط ذرات خاک اشغال شده و حرکت آب در خاک دارای مسیر مستقیم نبوده و از داخل خلل و فرج صورت می گیرد. واژه سرعت واقعی بکار می بریم. که مسیر مستقیم در نظر گرفته شود و اگر مسیر بصورت مارپیچ و غیر مستقیم باشد از اصطلاح flux استفاده می شود.

بنابراین حتی سرعت واقعی متوسط نیز از شدت جریان بزرگتر است زیرا مسیر واقعی جریان از طول ستون خاک و یا مسیر ظاهری بزرگتر است.



$$\text{سرعت واقعی} = \frac{L'}{t}$$

$$\text{شدت جریان (سرعت ظاهری)} = \frac{L}{t}$$

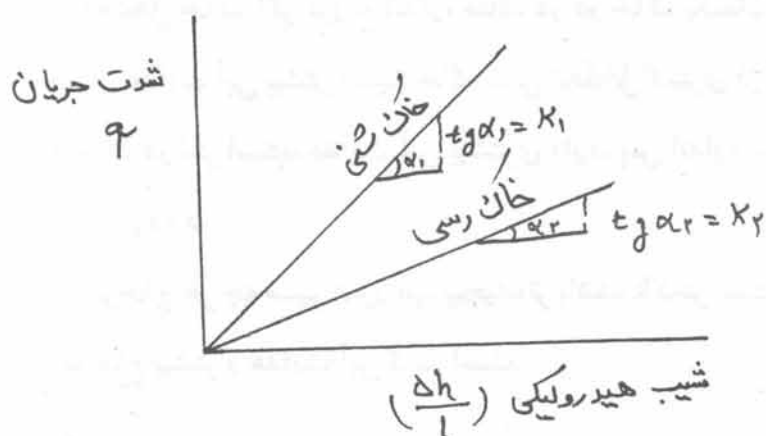
(نسبت مسیر واقعی (فاصله‌ای که یک ذره مایع از درون خلل و فرج خاک طی می‌کند) به مسیر ظاهری یا مستقیم جریان (طول ستون خاک)، Tortuosity یا ضریب اعوجاج گویند. این ضریب همیشه بیشتر از یک بوده و بدون بعد است.)

$$T_u = \frac{l'}{l} \quad T_u(\text{clay}) > T_u(\text{sand})$$

هدایت آبی یا هیدرولیکی (hydraulic conductivity):

عبارت است از نسبت شدت جریان به شیب هیدرولیکی. یعنی اگر رابطه شدت جریان با شیب هیدرولیکی رسم شود، شیب خط برابر هدایت هیدرولیکی است. هدایت هیدرولیکی را با k نشان می‌دهند.

خاک شنی بعلت هدایت آبی بیشتر در یک شیب هیدرولیکی معین، نسبت به خاک رسی دارای شدت جریان بیشتری می‌باشد.



(اگر پتانسیل براساس واحد وزن بیان شود، اختلاف پتانسیل هیدرولیکی براساس واحد طول یا cm بدست می‌آید و بنابراین $(\frac{\Delta h}{l})$ یا $(\frac{\Delta \psi_h}{l})$ بدون واحد بوده و واحد k همان واحد شدت جریان مثلاً cm/sec می‌باشد.)

اگر پتانسیل براساس واحد حجم یا جرم بیان شود، دیمانسیون k متفاوت گشته و کاربرد عملی آن دشوارتر می‌شود. گاهی به هدایت هیدرولیکی بخصوص در مهندسی و انتقال آب ضریب نفوذپذیری و یا نفوذپذیری نیز می‌گویند، ولی در خاکشناسی بین نفوذ (infiltration) و هدایت هیدرولیکی تفاوت قائل

می شوند که در جای خود شرح داده می شود. هدایت آبی در واقع سهولت عبور آب یا مایعات دیگر را از محیط متخلخل بیان می کند.

عوامل مؤثر بر هدایت آبی:

این عوامل به دو دسته اصلی تقسیم می شوند یکی عوامل مربوط به خاک و دیگری عوامل مربوط به مایع.

الف - عوامل مربوط به خاک شامل:

(۱) بافت و ساختمان خاک:

این عامل بر روی خواص زیر تأثیر دارد:

- اندازه خلل و فرج: هر چه بزرگتر باشند، k نیز بیشتر است. (بافت سبکتر یا ساختمان بهتر باعث درشت شدن منافذ می شود)

- تخلخل خاک: اگر توزیع اندازه منافذ در دو خاک یکسان باشد، خاکی که تخلخل کل بیشتری دارد دارای هدایت آبی بیشتر است. خاک شنی تخلخل کمتری از خاک رسی داشته ولی چون اندازه خلل و فرج آن درشت است، هدایت آبی بیشتری دارد. پس اندازه منافذ نسبت به تخلخل کل اهمیت خیلی بیشتری دارد.

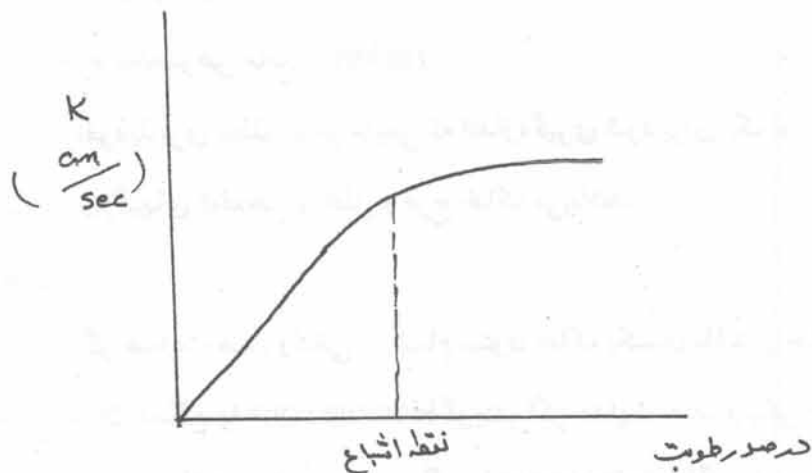
- اعوجاج: هر چه مسیر عبور آب پیچیده تر باشد، k کمتر است. در بافت های سنگین و یا ساختمان توده ای اعوجاج بیشتر و هدایت آبی کمتر است.
تذکر:

هر چه ساختمان خاک پایدارتر باشد هدایت آبی در حالت اشباع دارای ثبات بیشتری می باشد.
(۲) رطوبت خاک:

با افزایش رطوبت سهولت عبور آب در خلل و فرج بیشتر میشود، زیرا نیروی مکش کاهش یافته و حرکت آب در توده خاک آزادتر می باشد. بطوریکه هدایت آبی در حالت اشباع به حداکثر مقدار خود می رسد.

یعنی در نقطه اشباع آب بر راحتی تحت تأثیر نیروی ثقل حرکت می کند. از نقطه اشباع بالاتر با افزایش مقدار آب، هدایت آبی ثابت می ماند. خلل و فرجی در هدایت آب موثرند که از آب پر باشند و

بنابراین هر چه رطوبت بیشتر باشد مقدار خلل و فرج پر شده از آب بیشتر و هدایت آبی بیشتر است.



(۳) درز و شکاف حاصل از فعالیت کرمهای خاکی و ریشه گیاهان:

این شکافها در خاکهای اشباع (بار فشار مثبت باشد) باعث افزایش k می شوند ولی در خاکهای غیر اشباع که بار فشار منفی است، بعلت اینکه این شکافها خالی از آب بوده، در جریان آب در خاک و هدایت آبی تأثیری ندارند.

(۴) عوامل یا خواص شیمیایی خاک از قبیل شوری، قلیائیت و همچنین عوامل مکانیکی و فیزیکی مثل شخم، تراکم و... که بطور کلی بر ساختمان و خلل و فرج خاک تأثیر داشته و بنابراین هدایت آبی راتحت تأثیر قرار می دهند.

ب - عوامل مربوط به مایع:

- ویسکوزیته مایع: هر چه کمتر باشد k بیشتر است (نسبت عکس)
- جرم مخصوص مایع: نسبت مستقیم با هدایت آبی دارد
- نمکهای محلول در آب که با تأثیر بر ساختمان خاک باعث تغییر هدایت آبی می شوند.

نفوذپذیری مطلق (Intrinsic permeability):

هدایت آبی همانطور که گفته شد به خصوصیات محیط متخلخل و آب بستگی دارد. نفوذپذیری مطلق فقط بستگی به ویژگیهای محیط متخلخل دارد. مثلاً در مورد خاک تنها بستگی به خصوصیات خود خاک داشته و به خواص مایع بستگی ندارد. نفوذپذیری مطلق که با k_i نشان داده می شود برابر است با:

$$\text{poise} = \frac{\text{dyne-sec}}{\text{cm}^2} = \frac{\text{gr}}{\text{cm-sec}}$$

$$k_i = \frac{k\eta}{\rho g} \quad k = \text{هدایت آبی (cm/sec)}$$

$$\eta = \text{ویسکوزیته (poise)} \quad g = \text{شتاب جاذبه (۹۸۱ cm/sec}^2\text{)}$$

$$\rho = \text{جرم مخصوص مایع (gr/cm}^3\text{)}$$

نفوذپذیری مطلق با هر مایعی که اندازه گیری شود برای یک نوع خاک ثابت است و فقط مشخص کننده ویژگیهای تخلخل و خلل و فرج خاک می باشد.
تذکر:

اگر هدایت هیدرولیکی در تمام ستون خاک یکسان باشد و خاک از نظر جنس کاملاً یکنواخت باشد به آن همگن یا Homogenous گویند. اگر هدایت هیدرولیکی از نقطه ای به نقطه دیگر در ستون خاک متفاوت باشد خاک را غیر همگن یا Heterogenous گویند.

اگر هدایت هیدرولیکی در تمام جهات یکسان باشد و در واقع مستقل از جهت جریان باشد خاک را ایزوتروپ (Isotropic) یا همروند نامند و اگر در جهات مختلف، متفاوت باشد خاک را غیر ایزوتروپ یا غیر همروند (Anisotropic) گویند.

نفوذ (Infiltration):

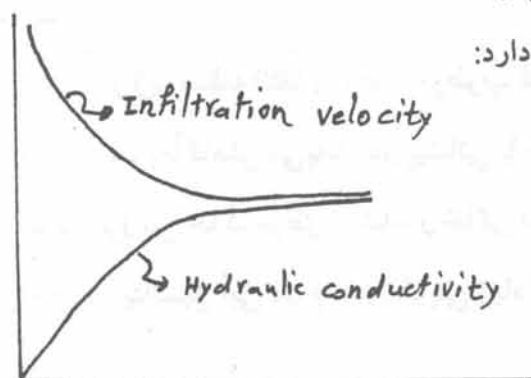
فرآیند ورود آب را به خاک از سطح خاک و به طور عمودی نفوذ گویند. نفوذ آب در خاک اهمیت زیادی دارد زیرا پدیده هائی نظیر آبدوی سطحی، هرز آب و فرسایش بستگی به آن دارد. سرعت نفوذ بستگی به نیروی مکش، بافت، رطوبت اولیه، ساختمان و... دارد. سرعت نفوذ در ابتدا خیلی زیاد بوده و با گذشت زمان و افزایش رطوبت در خاک کاهش یافته و به کمیت ثابتی می رسد. هر چه شیب پتانسیل ماتریک بیشتر باشد سرعت نفوذ بیشتر است. در ابتدا که آب به سطح خاک خشک اضافه می شود نیروی مکش یا شیب ماتریک، که در چند میلی متر از خاک سطحی اعمال می شود، قابل توجه است ولی بتدریج که آب در خاک نفوذ می کند، ضخامت بیشتری از آن را مرطوب می سازد و بنابراین شیب پتانسیل ماتریک کاهش یافته و سرعت نفوذ کم می شود. وقتی رطوبت خاک به حد اشباع رسید سرعت نفوذ به حداقل خود می رسد که برابر با هدایت آبی در حالت اشباع است و در این شرایط حرکت و نفوذ آب در خاک تحت تأثیر مقدار k در حالت اشباع می باشد.

باید توجه داشت که سرعت نفوذ از سطح به داخل خاک با هدایت هیدرولیکی تفاوت دارد و

هدایت هیدرولیکی به سهولت حرکت آب از توده و خلل و فرج خاک بستگی دارد ولی نفوذ آب به داخل خاک بستگی به شدت جذب آب توسط خاک دارد که تحت تأثیر نیروی مکش خاک است و هر چه رطوبت اولیه خاک بیشتر باشد، در اثر افزایش آب به سطح، شیب یا اختلاف پتانسیل ماتریک بین سطح و عمق پایینتر کمتر بوده و بنابراین سرعت نفوذ کمتر است.

در این شکل با گذشت زمان رطوبت خاک افزایش می‌یابد:

در نفوذ آب به خاک اصطلاحاتی بصورت زیر وجود دارد:



زمان

ظرفیت نفوذ (Infiltration rate):

به Intake rate نیز موسوم بوده و عبارت است از حداکثر سرعتی که آب می‌تواند در خاک نفوذ کند.

سرعت نفوذ (Infiltration velocity):

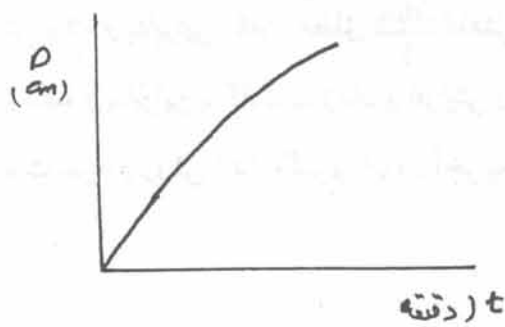
نشانگر سرعت نفوذ آب به خاک در هر لحظه بوده و حداکثر آن معادل ظرفیت نفوذ می‌باشد و به نفوذ لحظه‌ای نیز موسوم است.

نفوذ تجمعی:

با گذشت زمان مقدار کل آبی که در خاک نفوذ می‌کند افزایش می‌یابد. به مقدار کل آب نفوذ کرده

پس از یک زمان معین نفوذ تجمعی گویند و برحسب cm بیان می‌شود و با D نشان می‌دهند. اگر از معادله

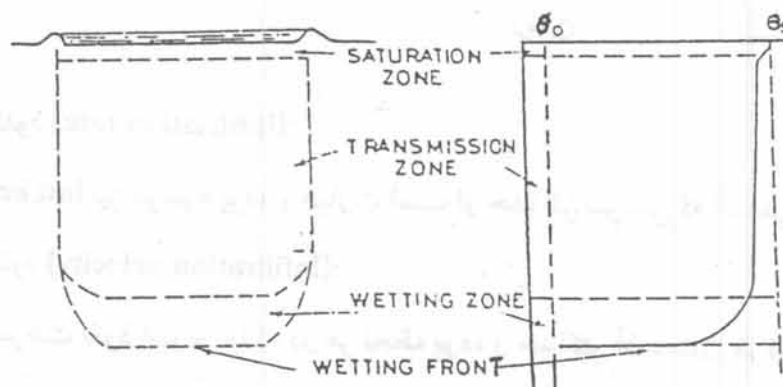
نفوذ تجمعی نسبت به زمان مشتق بگیریم معادله نفوذ لحظه‌ای بدست می‌آید.



توزیع رطوبت در حین نفوذ:

ضمن نفوذ آب در خاک، مناطق متفاوتی از نظر رطوبت وجود دارد. چند میلی متر تا چند سانتی متر از خاک روئین کاملاً اشباع از آب است که به آن منطقه اشباع (saturation zone) گویند. زیر منطقه اشباع منطقه‌ای وجود دارد که رطوبت یکنواختی تقریباً معادل اشباع (خیلی نزدیک به اشباع) داشته و طول آن در حین نفوذ در حال ازدیاد می‌باشد. این منطقه به منطقه انتقال (Transmission zone) موسوم است.

در زیر منطقه انتقال، منطقه مرطوب شونده (wetting zone) وجود دارد که در آن، رطوبت خاک با عمق سریعاً کاهش می‌یابد. در پیشانی یا جلو این منطقه، جبهه رطوبتی (wetting front) وجود دارد که در مرز بین خاک مرطوب شده و خاکی است که هنوز رطوبت اولیه را دارد و بنابراین شیب رطوبت یا اختلاف پتانسیل آبی در جبهه رطوبتی زیاد است.



تذکر:

در واقع عامل ایجاد جریان، شیب هیدرولیکی ($\frac{\Delta\psi_h}{l}$) بین سطح خاک و جبهه رطوبتی می‌باشد. در طول مدت نفوذ، منطقه انتقال که تقریباً اشباع است همراه با منطقه مرطوب شونده و جبهه رطوبتی در خاک پیش می‌روند. هر چه عمق جبهه رطوبتی افزایش می‌یابد، مخرج کسر در شیب هیدرولیکی یا مقدار $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ افزایش یافته و بنابراین مقدار مطلق $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ کاهش می‌یابد. در اینصورت انرژی حرکت یا شدت حرکت آب کم شده و بنابراین با گذشت زمان و افزایش رطوبت خاک، سرعت نفوذ کاهش می‌یابد. «معادلات نفوذ و روش اندازه‌گیری آن در آخر بحث جریان آب در خاک توضیح داده میشود.»

قانون دارسی :

هنری دارسی (Henry Darcy) مهندس فرانسوی در سال (۱۸۵۹)، عوامل موثر در حرکت آب در خاک یا حرکت آبهای زیرزمینی را بصورت معادله‌ای ارائه نمود و ضمن انجام آزمایشاتی در لایه‌ای از شن نشان داد که شدت جریان نسبت مستقیم با اختلاف پتانسیل هیدرولیکی در دو سر نمونه و نسبت معکوس با طول نمونه دارد. معادله دارسی را می‌توان به صورتهای زیر نشان داد:

$$q = ki = k \frac{\Delta h}{l} \quad \text{شدت جریان (زمان/طول)}$$

$$Q_t = qA = kiA = kA \frac{\Delta h}{l} \quad k = \text{هدایت هیدرولیکی (زمان/طول)}$$

$$i = \text{شیب هیدرولیکی (اگر پتانسیل براساس واحد وزن بیان شود بدون واحد است)}$$

$$\Delta \psi_h = \Delta h = \text{اختلاف پتانسیل هیدرولیکی (واحد طول یا cm)}$$

$$l = \text{طول نمونه خاک (واحد طول یا cm)}$$

$$Q_t = \text{دبی جریان یا آبدی (زمان/حجم)} \quad A = \text{سطح مقطع جریان (cm}^2\text{)}$$

اگر کل حجم آب جریان یافته پس از زمانی معین را بخواهیم حساب کنیم از فرمول زیر استفاده می‌شود:

$$Q = Q_t \times t = qAt = kiAt = kAt \frac{\Delta h}{l}$$

$$Q = \text{حجم آب (cm}^3\text{)}$$

در استفاده از معادله دارسی در حل مسائل جریان آب در خاک بایستی واحد آن بطور مناسب و سازگار با یکدیگر انتخاب شود و در صورت نیاز تبدیل واحد صورت گیرد.

در کل می‌توان گفت از معادله دارسی در کلیه جریانهای آب در خاک و انواع آن می‌توان استفاده کرد؛ منتها انتخاب و محاسبه پارامترهای آن در جریانهای مختلف، متفاوت است. بهر حال در شرایطی ممکن است قانون دارسی صادق نباشد و برای استفاده از آن باید دو شرط برقرار باشد:

۱- حجم خاک یا محیط متخلخل نسبت به ابعاد و یا حجم خلل و فرج خاک باید قابل توجه باشد. یعنی ابعاد یا حجم درشت‌ترین خلل و فرج نسبت به حجم خاک کم باشد (حجم کل خلل و فرج یا متخلخل مورد نظر نیست بلکه حجم یا ابعاد بزرگترین منافذ مورد نظر است). می‌توان گفت این شرط اغلب در جریان آب در خاک صادق است.

۲- سرعت جریان بایستی به قدر کافی آرام (laminar) باشد و جریان بصورت متلاطم نباشد. برای

برقراری این شرط از عدد رینولدز استفاده می‌کنند (Reynolds number)

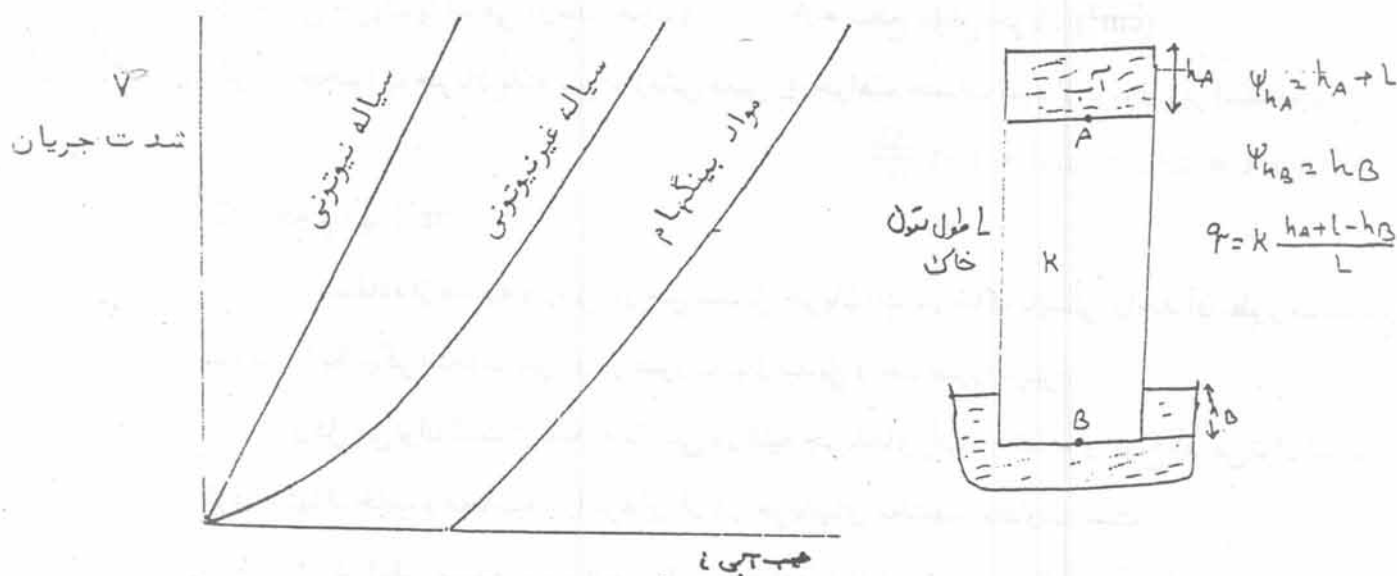
$$R = \frac{V \rho r}{\eta}$$

R = عدد رینولدز (بدون واحد) V = سرعت یا شدت جریان
 ρ = وزن مخصوص مایع r = شعاع خلل و فرج یا ذرات خاک
 η = گرانیروی

در مورد جریان آب در لوله‌ها باید $R < 1000$ و در خاک $R < 1$ باشد تا قانون داریسی صادق باشد. در خاک اگر $R > 10$ باشد، جریان حتماً متلاطم است. مقدار R بین ۱ تا ۱۰ جریانی احتمالاً آرام یا خطی است.

بطور کلی می‌توان گفت اگر رابطه بین شدت جریان و شیب آبی، رابطه‌ای خطی باشد قانون داریسی صادق است و در غیر اینصورت صادق نیست.

قانون داریسی برای سیالهای نیوتونی فقط صادق است که افزایش یا کاهش q با افزایش یا کاهش i متناسب می‌باشد. شکل زیر نمایی ساده از قانون داریسی را نشان می‌دهد:



می‌توان به دلخواه سطح مبنا را انتهای ستون خاک در نظر گرفت.

$$q = k \text{grad} \psi = k \nabla \psi$$

قانون داریسی را به اشکال زیر نیز نشان می‌دهند:

که $\text{grad} \psi$ و $\nabla \psi$ همان شیب هیدرولیکی است، اساس اندازه‌گیری k قانون داریسی است.

انواع جریان آب در خاک:

جریان آب در خاک بصورت‌های مختلفی می‌تواند وجود داشته باشد که هر یک را بطور جداگانه شرح می‌دهیم. حالت تعادل یا نظام پایا به ندرت در خاک دیده می‌شود (سکون آب در خاک) و در

مسائل آب و خاک که به نظام پویا وابسته هستند حالت تعادل اهمیت چندانی ندارد. همانطور که قبلاً گفته شد، جریان آب در خاک تحت تأثیر اختلاف پتانسیل آبی است و الزاماً به اختلاف مقدار رطوبت (شیب رطوبت) بستگی ندارد.

جریان ماندگار یا پایا یا یکنواخت (steady - state):

جریان ماندگار یا پایدار، مستقل از زمان بوده و در واقع خصوصیات جریان بستگی به زمان ندارد و بطور کلی دارای مشخصات زیر می باشد:

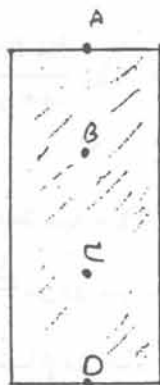
(۱) دبی ورودی به خاک با سطح مقطع معین برابر دبی خروجی می باشد.

$$Q_1 \rightarrow \boxed{} \rightarrow Q_2 \quad Q_1 = Q_2$$

(۲) رطوبت در هر نقطه از خاک یا سیستم جریان با گذشت زمان ثابت باقی می ماند ولی نسبت به مکان ثابت نیست، یعنی در نقاط مختلف خاک برابر نیست.

(۳) پتانسیل هیدرولیکی در هر نقطه معین با زمان تغییر نمی کند ولی در نقاط مختلف، متفاوت است.

(۴) شدت جریانی در هر نقطه با زمان تغییر نمی یابد و بعلاوه اینکه در نقاط مختلف سیستم جریان یا خاک مقدار آن ثابت و برابر است. یعنی شدت جریان نسبت به زمان و مکان ثابت باقی می ماند. در شکل زیر اگر مقدار q بین هر دو نقطه محاسبه شود مقدار یکسانی بدست می آید.



$$q_{AB} = q_{BC} = q_{AC} = \dots$$

برای مسائل جریان ماندگار می توان از قانون داریسی بصورت زیر استفاده کرد:

$$q = -k \frac{\Delta \psi_h}{l}$$

علامت منفی بخاطر این است که جهت جریان در خلاف جهت

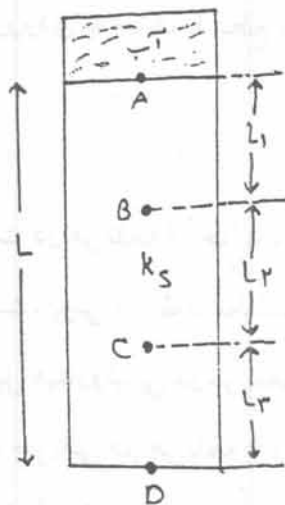
افزایش پتانسیل هیدرولیکی است (در محاسبات k باید حتماً مثبت بدست آید)

$$q = \frac{Q}{At} = \frac{Q_t}{A}$$

- جریان پایدار در خاک در دو حالت اشباع و غیر اشباع می تواند ایجاد شود که آنها را بررسی می نمایم.

۱) جریان اشباع در خاک همگن: علاوه بر مشخصات جریان پایا، دارای مشخصات زیر است:

(a) در جریان اشباع مقدار k به حداکثر خود رسیده که هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع است و با k_s نشان می دهیم و اگر خاک همگن باشد مقدار k در تمام نقاط ثابت و برابر است.



www.pnu.gigfa.com

(b) مقدار $\frac{\Delta h}{l}$ یا i بین تمام نقاط در ستن خاک برابر است. زیرا در جریان ماندگار اشباع q در x در تمام نقاط ثابت هست.

$$q = -k_s \frac{\Delta h}{l} \quad \text{ثابت}$$

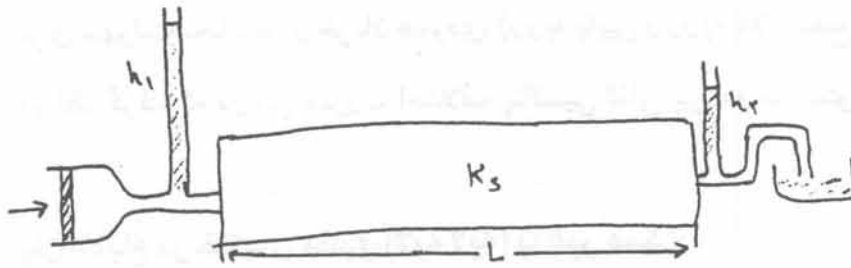
$$q = -k_s \frac{h_A - h_B}{l_1} = -k_s \frac{h_B - h_C}{l_2} = -k_s \frac{h_B - h_D}{l_2 + l_3} = -k_s \frac{h_A - h_D}{l}$$

معمولاً محاسبه ψ_h در ابتدا و انتهای ستن خاک ساده تر است و می توان شدت جریان را در خاک

با توجه به $\frac{\Delta \psi_h}{l}$ در دو سر ستن خاک محاسبه کرد که بین تمام نقاط شدت جریان برابر است.

جریان اشباع در حالات افقی، روبه پائین و روبه بالا بررسی می شود. روش بررسی این حالات

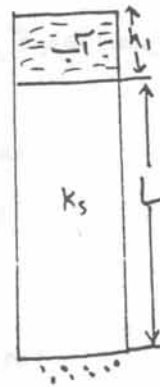
همگی روند یکسان داشته و باید $\frac{\Delta \psi_h}{l}$ بین دو سر ستن خاک محاسبه شده و با توجه به k_s ، شدت جریان محاسبه شود.



«حالت افقی»

$$q = -k_s \frac{h_1 - h_2}{l}$$

در حالت افقی اختلاف پتانسیل ثقلی صفر است و ψ_h اهمیت ندارد.

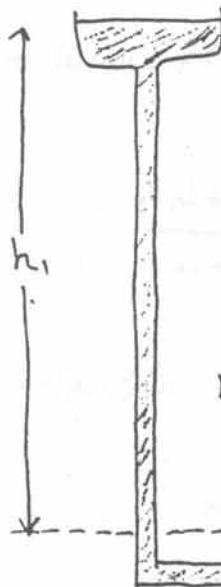


در بالای ستون $\psi_h = h_1 + L$

در ابتدای ستون $\text{Ref } \psi_h = 0 + 0 = 0$

$$q = -k_s \frac{h_1 + l}{l} = -\left(k_s \frac{h_1}{l} + k_s\right)$$

«جریان روبه پایین»



$\text{Ref } \psi_h = h_1 + 0$

$\psi_h = 0 + L$

$$q = -k_s \frac{h_1 - l}{l} = -\left(k_s \frac{h_1}{l} - k_s\right)$$

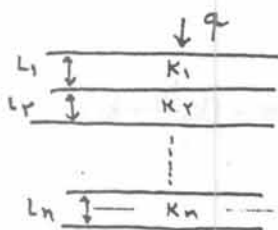
«جریان روبه بالا»

تذکر:

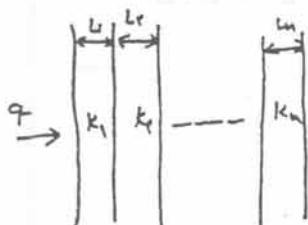
برای سهولت محاسبه در جریان عمودی (رو به پایین و رو به بالا) سطح مبناء را در قسمت زیرین ستون در نظر گرفته که در این صورت اختلاف پتانسیل ثقلی بین دو سر ستون برابر طول ستون خاک است.

(۲) جریان اشباع در خاکهای مطابق (لایه لایه) یا غیر همگن:

منظور از خاکهای مطابق این است که خاک دارای لایه‌ها یا افق‌های مختلف از لحاظ بافت و غیره بوده بطوریکه هدایت هیدرولیکی آنها با همدیگر متفاوت است. در این صورت اگر بخواهیم شدت جریان را بین دو نقطه محاسبه کرده که بین آنها چند لایه با هدایت آبی متفاوت قرار دارد بایستی یک هدایت آبی متوسط را بین دو نقطه محاسبه کرد.



اگر جریان عمود بر لایه‌ها (بصورت شکل زیر) باشد داریم:



n = تعداد لایه‌ها

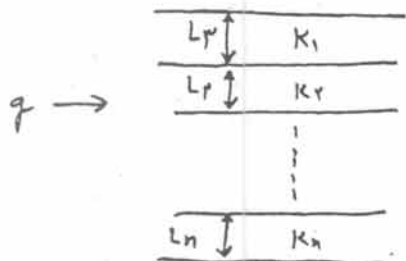
L = طول لایه‌ها

$$K_v = \frac{L_1 + L_2 + \dots + L_n}{\frac{L_1}{K_1} + \frac{L_2}{K_2} + \dots + \frac{L_n}{K_n}}$$

فرض است لایه‌ها برابرند
 $L_1 = L_2 = \dots$

$$K_v = \frac{n}{\frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} + \dots + \frac{1}{K_n}}$$

اگر جریان موازی با لایه‌ها باشد، مطابق شکل زیر داریم:



$$K_h = \frac{L_1 K_1 + L_2 K_2 + \dots + L_n K_n}{L_1 + L_2 + \dots + L_n}$$

$$K_h = \frac{K_1 + K_2 + \dots + K_n}{n} \quad \text{اگر ضخامت لایه‌ها برابر باشد}$$

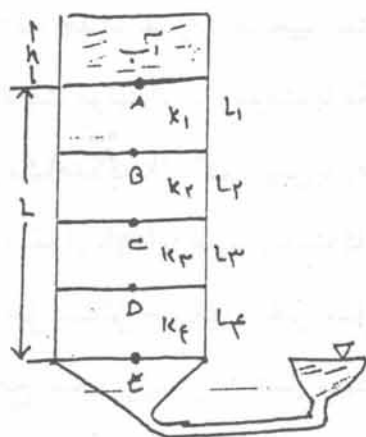
$$L_1 = L_2 = \dots = L_n$$

همانطور که می‌دانیم در لایه‌های مختلف رطوبت اشباع است و بنابراین هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع (حداکثر) می‌باشد و تفاوت مقادیر k در لایه‌های مختلف مربوط به جنس لایه است.

اگر خاکی مطابق بصورت زیر را در نظر بگیریم که در آن جریان ماندگار اشباع برقرار شده است،

شدت جریان بین تمام نقاط آن ثابت و مساوی است و برای محاسبه آن می‌توان نوشت:

$$q = k_1 \frac{\psi_{hA} - \psi_{hB}}{l_1} = k_2 \frac{\psi_{hB} - \psi_{hC}}{l_2}$$



$$q = k_{v(1,2)} \frac{\psi_{hA} - \psi_{hC}}{l_1 + l_2} = k_{v(2,3)} \frac{\psi_{hB} - \psi_{hD}}{l_2 + l_3}$$

با روشهای مشابه می‌توان q را بین سه لایه مختلف محاسبه نمود.

همانگونه که گفته شد مقدار q محاسبه شده در تمام حالات برابر است، پس بهتر است q را با توجه به ابتدا و انتهای ستون خاک محاسبه نمود که در این نقاط محاسبه پتانسیل هیدرولیکی ساده است.

$$\psi_{hA} = h + l$$

$$\psi_{hE} = 0 + 0 = 0$$

$$q = k_v \frac{(h+l) - 0}{l_1 + l_2 + l_3 + l_4}$$

$$k_v = \frac{l_1 + l_2 + l_3 + l_4}{\frac{l_1}{k_1} + \frac{l_2}{k_2} + \frac{l_3}{k_3} + \frac{l_4}{k_4}}$$

(۳) جریان ماندگار در حالت غیر اشباع:

در این حالت خاک دارای رطوبت کمتر از اشباع بوده و بنابراین خاک تحت مکش می‌باشد. این نوع جریان علاوه بر مشخصات کلی جریان پایدار شامل مشخصات زیر می‌باشد:

- هدایت هیدرولیکی کوچکتر از حالت اشباع بوده و به هدایت مؤثره‌ای capillary conductivity موسوم است.

- هدایت آبی یا موئینه‌ای در نقاط مختلف خاک ثابت نبوده بلکه متغیر است، علت این است که در جریان غیر اشباع در نقاط مختلف مکش ماتریک و در نتیجه میزان رطوبت خاک متفاوت بوده و چون k تابعی از رطوبت خاک است، بنابراین با تغییر رطوبت در نقاط مختلف خاک، تغییر می‌نماید.

- شیب هیدرولیکی بین تمام نقاط خاک ثابت نیست، زیرا مقدار k در نقاط مختلف متغیر است و چون می‌دانیم شدت جریان در تمام نقاط در حالت ماندگار ثابت و مساوی است، بنابراین طبق قانون داریسی $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ باید در خلاف جهت تغییرات k ، تغییر نماید تا شدت جریان ثابت بماند.

تغییرات هدایت موئینه‌ای با رطوبت یا مکش ماتریک نامتناسب (غیر خطی) است ولی در بسیاری از خاکها مشاهده^{شده} که $\log k$ کم و بیش با رطوبت خاک متناسب است. یعنی اگر رطوبت خاک یک واحد کاهش یابد، مقدار $\log k$ با ضریبی ثابت کاهش می‌یابد.

بطور کلی حل مسائل جریانهای غیر اشباع مشکل است، زیرا رطوبت و هدایت موئینه‌ای متغیر می‌باشند. اگر سطح آب زیرزمینی در عمق معینی از خاک بصورت ثابت وجود داشته باشد و رطوبت خاک در تعادل با آب زیرزمینی باشد، موقعی که تبخیر با شدت ثابتی از سطح خاک صورت می‌گیرد، آب از سطح ایستابی بطرف سطح خاک حرکت می‌نماید و اگر سطح ایستابی ثابت فرض شود، یک جریان ماندگار رو به بالا در حالت غیر اشباع بوجود می‌آید. در جریان رو به بالا مقدار $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ کمیت منفی است (در صورتی که فرض شود عمق در سطح صفر و هر چه پایین رویم عمق منفی در نظر گرفته شود) پس شدت جریان $q = -k \frac{\Delta\psi_h}{l}$ مثبت می‌باشد.

هر چه از سطح آب زیرزمینی بطرف سطح خاک برویم هدایت موئینه‌ای بخاطر کاهش رطوبت کم می‌شود و بنابراین برای اینکه در هر ارتفاع همان شدت جریان تأمین شود، باید کاهش k توسط افزایش قدر مطلق $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ جبران گردد.

در جریان غیر اشباع رو به پایین هر چه از سطح خاک به پایین می‌رویم، k کم شده و قدر مطلق شیب هیدرولیکی افزایش می‌یابد و q در هر عمق ثابت باقی می‌ماند. بطور کلی در جریانهای رو به پایین $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ مثبت و q کمیت منفی است.

تذکر:

اگر در جریان غیر اشباع طول ستون خاک را کوچک فرض کنیم بطوریکه بتوان مقدار هدایت موئینه‌ای را در این طول ثابت فرض کرد، می‌توان با استفاده از قانون داریسی شدت جریان را بررسی

نمود. اساس اندازه‌گیری هدایت آبی غیر اشباع نیز به همین صورت است.

$k = \frac{q}{\Delta\psi_h / l}$ یعنی با کوچک کردن طول نمونه می‌توان $\frac{\Delta\psi_h}{l}$ را ثابت در نظر گرفت زیرا مکش خاک را می‌توان ثابت فرض کرد.

معادله پیوستگی در جریان ماندگار (continuity equation)

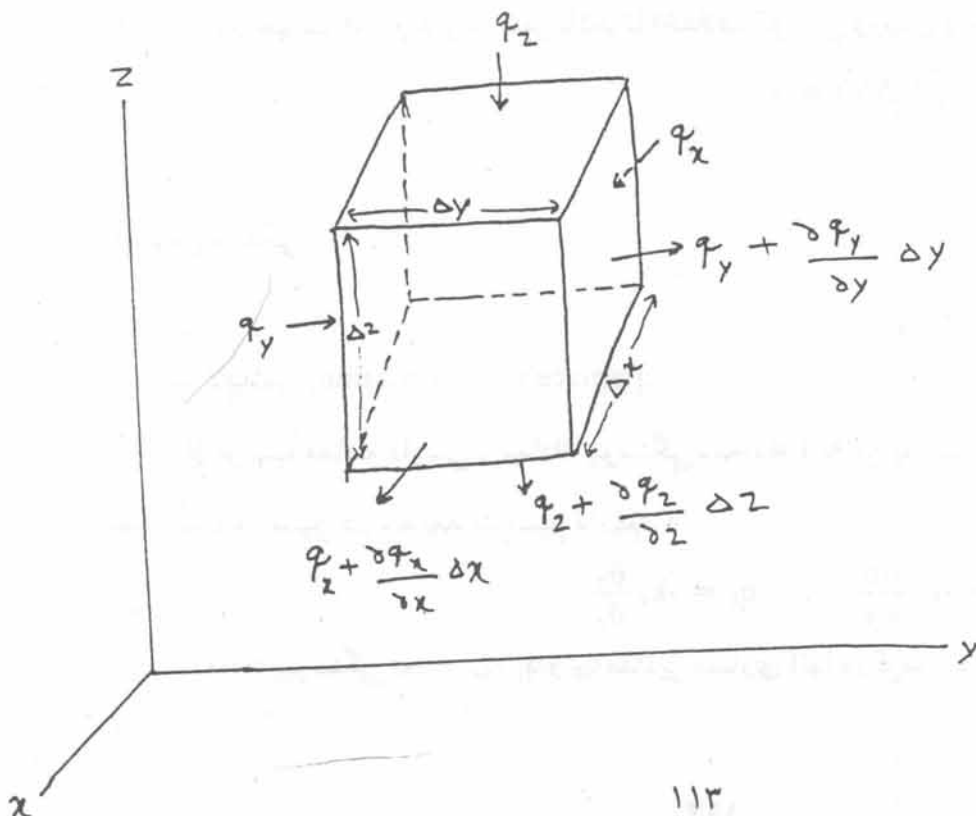
جریان ماندگار در خاک را می‌توان بصورت معادله دیفرانسیل در یک یا دو یا سه بعد نشان داد. در حقیقت می‌توان گفت قانون پیوستگی یا قانون بقاء ماده در جریان ماندگار اهمیت دارد. معادله پیوستگی که در اصل نشانگر قانون بقاء ماده در جریان ماندگار می‌باشد، مبین این است که در شرایط پایدار یا دائمی، مقدار آب ورودی به یک جزء حجم (elemental volume) برابر مقدار آب خروجی از آن می‌باشد.

برای تحلیل معادله پیوستگی در جریان دائمی (ماندگار) دو فرض در نظر گرفته می‌شود:

۱- آب غیر قابل تراکم باشد

۲- فرض می‌شود که آب در خاک ذخیره نشده و برداشت نیز نمی‌شود.

حال برای تحلیل این معادله جزء حجمی زیر را در نظر می‌گیریم که مکعبی به ابعاد Δx ، Δy و Δz می‌باشد.



میزان تغییرات شدت جریان در طول Δx می باشد و بنابراین جریان خروجی در جهت x برابر جریان ورودی q_x به اضافه این تغییر $(\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x)$. برای جهت های y و z نیز به همین ترتیب می باشد. - جریان براساس شدت نشان داده شده اگر بخواهیم براساس دبی بیان کنیم باید شدت جریان در سطح مقطع عمود بر جریان ضرب شود. برای جریان در جهت x یا q_x سطح مقطع عمود بر جریان $\Delta y \Delta z$ و برای q_y برابر $\Delta x \Delta z$ و برای q_z مساوی $\Delta x \Delta y$ می باشد.

دبی خروجی در آن جهت - دبی ورودی در آن جهت = مقدار خالص دبی در هر جهت

$$x \text{ جهت } \Delta y \Delta z = \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x \Delta y \Delta z = (q_x - (q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta x)) \Delta y \Delta z = - \frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta V$$

$$\Delta x \Delta y \Delta z = \Delta V$$
و به همین ترتیب برای جهت های y و z نیز می توانیم بنویسیم:

$$y \text{ جهت } \Delta x \Delta y \Delta z = - \frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta V$$

$$z \text{ جهت } \Delta z \Delta x \Delta y = - \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta V$$

در جریان ماندگار داریم:

بنابراین برای اینکه شرط فوق برقرار باشد باید مجموع اختلافات دبی های ورودی و خروجی (دبی خالص) در جهات x ، y و z برابر صفر باشد تا اختلاف کل دبی ورودی و خروجی صفر شود.

$$- (\frac{\partial q_x}{\partial x} \Delta V + \frac{\partial q_y}{\partial y} \Delta V + \frac{\partial q_z}{\partial z} \Delta V) = 0$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \quad \text{معادله پیوستگی}$$

معادله لاپلاس (laplace's equation):

از ترکیب معادله داری و معادله پیوستگی، معادله لاپلاس بدست می آید، اگر معادله داری را بصورت دیفرانسیل در سه بعد بنویسیم داریم:

$$q_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}, \quad q_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}, \quad q_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

اگر در معادله پیوستگی بجای q_x ، q_y و q_z مقادیر مساوی آنها در فرمول داری را بنویسیم داریم:

$$\frac{\partial(-k_x \frac{\partial h}{\partial x})}{\partial x} + \frac{\partial(-k_y \frac{\partial h}{\partial y})}{\partial y} + \frac{\partial(-k_z \frac{\partial h}{\partial z})}{\partial z} = 0$$

$$(-k_x) \frac{\partial(\frac{\partial h}{\partial x})}{\partial x} + (-k_y) \frac{\partial(\frac{\partial h}{\partial y})}{\partial y} + (-k_z) \frac{\partial(\frac{\partial h}{\partial z})}{\partial z} = 0$$

اگر فرض کنیم محیط متخلخل یا خاک همگن و ایزوتروپ باشد داریم: $k_x = k_y = k_z$

بنابراین پس از فاکتورگیری از k و ساده کردن معادله، نهایتاً معادله زیر بدست می‌آید:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad \text{معادله لاپلاس}$$

معادل فوق معادله لاپلاس در سه بعد بود که معادله حاکم بر جریان آب در لایه همگن و همروند تحت شرایط ماندگار یا دائمی است. معادلات پیوستگی و لاپلاس در دو و یا یک بعد نیز نوشته می‌شوند که بستگی به شرایط و مسئله مورد نظر دارد که جریان را به چه صورت بررسی کنند. مثلاً برای یک بعد و در جهت عمودی معادله پیوستگی و لاپلاس بصورت زیر است:

$$\frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \quad \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

معادله پیوستگی فقط برای جریان عمودی

معادله لاپلاس فقط برای جریان عمودی

جریان غیر ماندگار (غیر دائمی) در خاک (Transient):

در جریان ماندگار گفتیم که ویژگیهای جریان مستقل از زمان است، در صورتی که در جریان غیر ماندگار خصوصیات مستقل از زمان نیست بلکه با گذشت زمان تغییر می‌نمایند. مثلاً خواصی از قبیل شدت جریان، هدایت هیدرولیکی، مقدار رطوبت و... در یک نقطه معین با زمان تغییر می‌نمایند. همچنین اغلب ویژگیهای جریان با مکان نیز تغییر می‌نمایند. جریان غیر ماندگار معمولاً در حالت غیر اشباع در خاک وجود دارد.

در جریان غیر ماندگار آب در خاک ذخیره می‌شود و بنابراین کل جریان ورودی برابر کل جریان خروجی نیست و اختلاف آنها مقدار ذخیره را نشان می‌دهد. بنابراین اگر بخواهیم معادلات پیوستگی و لاپلاس را برای جریان غیر ماندگار بکار ببریم مجموع تغییرات جریان برابر صفر نمی‌باشد، بلکه برابر کمیتی است که مبین ذخیره آب در خاک می‌باشد. به این معادله تغییر یافته معادله ریچاردز Richards گویند که در سال ۱۹۳۱ ارائه گردید:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{تغییرات رطوبت خاک با زمان}$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t}$$

$$k_x = k_y = k_z = k = \text{هدایت موثنه‌ای}$$

در معادله ریچاردز بعثت اینکه k ثابت نبوده و با زمان تغییر می‌نماید، بنابراین در داخل پرانتز قرار می‌گیرد، در حالی که در جریان اشباع یا ماندگار k ثابت بوده و لذا می‌توان آنرا خارج از پرانتز نوشت.

تذکر:

معادلات دیفرانسیل فوق‌الذکر به شکل اصلی قابل استفاده برای حل مسائل جریان آب در خاک نیستند و بایستی بروشهای مختلف آنها را به معادلات جبری و تحلیلی تبدیل کرد تا برای حل مسائل بکار روند.

تبدیل معادلات دیفرانسیل به روش محاسبات عددی و روش تحلیلی صورت می‌گیرد که شرح آنها از حوصله این بحث خارج است. فقط بایستی متذکر شویم که برای تبدیل این معادلات، بایستی شرایط مرزی یا حد و شرایط اولیه را در نظر گرفت. برای جریان ماندگار باید مرزها یا حدود جریان ابتدا مشخص شود که در این مرزها برخی پارامترهای جریان از قبیل بار آبی، دبی، شدت جریان و... بسته به نوع مسئله طرح شده مشخص است. در جریان عمودی مرز بالا و پائین باید مشخص باشد (مثل سطح خاک برای مرز یا حد بالائی و سطح ایستابی یا لایه غیر قابل نفوذ برای حد یا مرز پائین). در جریان افقی مرز چپ و راست بایستی مشخص شود.

در جریان غیر ماندگار علاوه بر شرایط مرزی یا حد باید شرایط اولیه از نظر زمانی نیز معین باشد. مثلاً پارامترهای جریان باید در مرزها در زمان $t=0$ و $t>0$ معین شود.

معادلات نفوذ آب در خاک:

معادلات متفاوتی برای تعیین نفوذ (Infiltration) آب در خاک وجود دارد که برخی پایه و اساس علمی دارند (مانند معادله فیلپ) و برخی بصورت تجربی و آزمایش و با توجه به شکل منحنی بین سرعت نفوذ و زمان بدست آمده‌اند.

معادله کاستیاکوف:

کاستیاکوف معادله تجربی زیر را در سال ۱۹۳۲ برای نفوذ آب در خاک ارائه نمود.

$$i = D = A t^B \quad \text{نفوذ تجمعی (بر حسب cm)} \quad D = i -$$

$$- \quad \text{زمان} = t \quad A, B = \text{ضرائب تجربی}$$

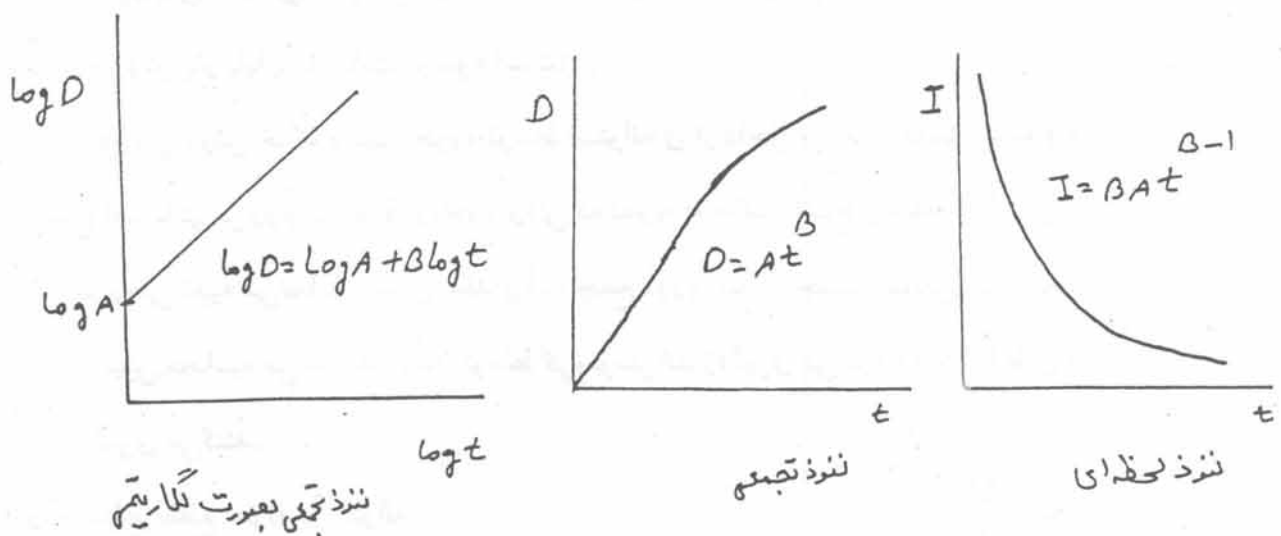
A و B از طریق آزمایش بدست می آیند که بستگی به خواص خاک و رطوبت اولیه آن دارد، ولی خود این ضرائب از نظر مقادیر عددی مبین ویژگی خاصی از خاک نیست و اهمیت فیزیکی ندارند.

از معادله کاستیاکوف برای اندازه گیری نفوذ بروش استوانه های مضاعف (double rings) استفاده می شود. بدین صورت که پس از نصب استوانه ها در داخل خاک، استوانه داخلی تا ارتفاع مشخصی از آب پر می شود و نفوذ تجمعی آب بر حسب cm را پس از زمانهای مشخصی یادداشت می نمایم.

اگر از معادله نفوذ تجمعی لگاریتم بگیریم منحنی به خط تبدیل می شود:

$$\log D = \log A + B \log t$$

پس از مقادیر بدست آمده D و t در آزمایش، نگاریم می گیریم و بین مقادیر حاصل یک معادله رگرسیون خطی (توسط ماشین حساب و...) بدست می آوریم. سپس می توانیم ضرائب معادله خط رگرسیون را که $\log A$ و B می باشند بدست آورد و پس از محاسبه آنها مقدار A را نیز محاسبه نموده و معادله نفوذ تجمعی را مطابق معادله کاستیاکوف می نویسیم. یعنی ضرائب A و B بصورت یک عدد بدست می آیند و در معادله قرار می دهیم. حال اگر از معادله حاصل مشتق بگیریم معادله نفوذ لحظه ای بدست می آید.



معادله فیلپ:

معادله فیلپ پایه و اساس علمی داشته و بصورت زیر است:

$$i = \text{نفوذ تجمعی} \quad t = \text{زمان} \quad A = \text{معادل } Ks \text{ منطقه انتقال}$$

$$i = st^{1/2} + At \quad \text{sorptivity} = s \text{ (قابلیت جذب و دفع)}$$

معادله فوق برای جریان یا نفوذ عمودی می باشد که اهمیت بیشتری دارد نسبت به نفوذ افقی. بخش اول معادله فیلپ معادله نفوذ افقی است.

$$st^{1/2} = \text{نفوذ افقی}$$

در ابتدای مرحله نفوذ، بخش اعظم نفوذ بصورت افقی است ولی با گذشت زمان مقدار نفوذ عمودی به مقدار قابل توجهی بیشتر شده و غالب می شود.

S مبین مقدار آبی است که از طریق نیروی کاپیلاری یا نیروی مکش قابل جذب یا دفع می باشد و واحد آن

$$S = \frac{(\theta_{vs} - \theta_{vi})x}{\sqrt{t}} \quad \frac{\text{cm}}{\text{sec}^{1/2}} \text{ می باشد. مقدار } S \text{ را می توان از فرمول زیر محاسبه کرد:}$$

$$\theta_{vs} = \text{رطوبت حجمی در حالت اشباع}$$

$$t = \text{زمان}$$

$$\theta_{vi} = \text{رطوبت حجمی اولیه خاک}$$

$$I = \frac{1}{2} st^{1/2} + A$$

$$x = \text{عمق جبهه رطوبتی از سطح یا منبع پس از زمان } t$$

اندازه گیری هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع

روشهای متعددی برای این کار ارائه شده که در اینجا یک روش ساده و مرسوم را توضیح می دهیم

که بنام روش بار پایا یا بار ثابت موسوم است:

در این روش خاک دست نخوره توسط استوانه ای از داخل مزرعه برداشته شده و در آزمایشگاه ارتفاع آب ثابتی بر روی نمونه قرار داده و وقتی که نمونه به حالت اشباع رسیده ظرفی برای جمع آوری آب خروجی تعبیه می نمایند. سپس مقدار آب جمع آوری شده بر حسب سانتی متر مکعب را در مدت زمان معینی محاسبه می نمایند (زمان توسط کروномتر اندازه گیری می شود) و ks را طبق فرمول داریسی اندازه گیری می کنند.

$$Q_t = \frac{Q}{t} = kA \frac{\Delta h}{l}$$

$$A = \text{سطح مقطع نمونه یا استوانه}$$

Δh = اختلاف بار آبی بین دو سر نمونه خاک

L = طول نمونه یا استوانه k = هدایت آبی اشباع Q = حجم آب Q_t = دبی

این روش برای خاکهای سبک بافت که هدایت آبی یا ضریب آبگذری بالائی دارند مناسب است.

برای خاکهای سنگین بافت که K_s کمی دارند از روشهایی مثل روش بار افتان استفاده می شود.

بنا شده است و در این بنا یک سالن بزرگ و یک سالن کوچک
و یک سالن متوسط و یک سالن بسیار کوچک و یک سالن
بسیار بزرگ و یک سالن بسیار بسیار بزرگ و یک سالن
بسیار بسیار بسیار بزرگ و یک سالن بسیار بسیار بسیار بزرگ

فصل ششم:

موضوعات

بخشی از خلل و فرج خاک که تهی از آب است توسط انواع گازها اشغال شده است. اجزاء مختلف هوای خاک نیز مانند بخش جامد و مایع در حاصلخیزی خاک و تولید محصول اهمیت بسیار دارد. بخش عمده تنفس گیاه در خاک رخ می‌دهد. اکسیژن جهت تنفس ریشه گیاهان، میکروبها و سایر موجودات زنده خاک بکار می‌رود و CO_2 بر انحلال مواد غذایی و قابل جذب نمودن آنها تأثیر داشته و ازت توسط باکتریهای همزیست (symbiotic) و غیر همزیست (nonsymbiotic) تثبیت می‌شود. بخار آب از اجزای دیگر هوای خاک است که از خشک شدن ریشه‌ها و میکروبها جلوگیری کرده و به جابجایی رطوبت در خاک نیز کمک می‌کند.

[ترکیب هوای خاک از هوای آزاد متفاوت است، زیرا ریشه گیاهان با جذب اکسیژن و دفع CO_2 ، تعادل ترکیب هوای آزاد را بهم می‌زنند. چون اکسیژن برای تنفس گیاهی لازم است، بنابراین فرآیندهایی باید کمبود اکسیژن خاک را جبران نموده و اکسیژن هوای آزاد را به خلل و فرج خاک هدایت کنند، به مجموع این فرآیندها تهویه خاک گفته شده و بطور کلی عبارت از مبادله اکسیژن و گاز کربنیک بین هوای خاک و هوای اتمسفر است. در فرآیند تنفس دو عمل انجام می‌شود (۱) اکسیژن مصرف می‌شود (۲) گاز کربنیک آزاد می‌گردد.]

(به استثنای گیاهانی مانند برنج، اندامهای هوایی گیاهان قادر به تأمین اکسیژن مورد نیاز گیاه نبوده و باید از طریق ریشه تأمین شود. پس برای رسیدن اکسیژن کافی به گیاه، خاک باید تهویه شود.)

(معمولاً در خاکهایی که به خوبی تهویه می‌شوند، نسبت بین اکسیژن جذب شده و CO_2 دفع شده در حدود یک است و در شرایط ماندابی و بی‌هوازی این نسبت کوچکتر از یک است. در شرایط ماندابی بعلاوه سرعت انتشار اکسیژن در آب ده هزار بار کمتر از سرعت انتشار آن در هواست، خاک با کمبود اکسیژن مواجه می‌شود. از طرفی در این شرایط میکروارگانیسم‌های خاک برای جذب اکسیژن با گیاه رقابت می‌نمایند و ریشه گیاه با کمبود اکسیژن مواجه می‌شود.)

گیاهی که ریشه آن در معرض کمبود اکسیژن است، رشد طولی کاهش یافته و جذب آب و عناصر غذایی محدود می‌شود. در حالت ماندابی، عناصر موجود در خاک اغلب بفرم احیاء تبدیل شده و شرایط احیائی شدید می‌تواند باعث سمیت در گیاه و یا از دست رفتن ذخائر ازت خاک شود.

تذکر:

بعلاوه اینکه فعالیت ریشه در بهار و تابستان بیشتر از پاییز و زمستان است، لذا شدت جریان گاز

کربنیک از خلل و فرج خاک به هوای آزاد تابعی از گرمای خاک نیز می باشد. رابطه بین این دو عامل بصورت زیر بیان می شود.

$$R = R_0 \cdot Q^{T/10} \quad R_0 = \text{شدت جریان } CO_2 \left(\frac{gr}{m^2 \cdot day} \right) \text{ در دمای صفر درجه سانتیگراد}$$

$$R = \text{شدت جریان } CO_2 \left(\frac{gr}{m^2 \cdot day} \right) \text{ در دمای } T$$

$$Q = \text{ضریب ثابت (مقدار آن حدود ۳ می باشد)}$$

ترکیب هوای خاک

ترکیب هوای خاک بستگی به سرعت مصرف اکسیژن و تجدید آن از یک طرف و شدت تولید CO_2 و انتقال آن از طرف دیگر دارد. خود این عوامل تحت تأثیر فاکتورهائی نظیر تغییر رطوبت، ساختمان و درجه حرارت خاک می باشند. بطور کلی در تهویه مناسب ترکیب هوای خاک از هوای آزاد چندان متفاوت نیست. در شرایط بی هوازی کاهش مقدار اکسیژن بیش از افزایش CO_2 بوده و علت این امر پخشیدگی سریعتر گاز کربنیک در آب است.

Gas	soil air (percent by volume)	Atmosphere (percent by volume)
carbon dioxide	0.03-10	0.03
oxygen	10-20.95	20.95

با افزایش عمق خاک، مقدار CO_2 افزایش و اکسیژن کاهش می یابد که این امر بعلت ازدیاد مقدار رطوبت در اعماق خاک است که مانع پخشیدگی سریع CO_2 (بطرف سطح) و اکسیژن (بطرف عمق) می شود. کود دامی در افزایش CO_2 در هوای خاک تأثیر چندانی ندارد، زیرا با آنکه مقدار مطلق آنرا افزایش می دهد ولی چون ساختمان خاک را بهبود می بخشد، لذا شدت پخشیدگی CO_2 از هوای خاک به خارج افزایش یافته و تسهیل می شود. بطور کلی بایستی انتظار داشت که در خاکهای سنگین و رسی مقدار CO_2 بیشتر از خاکهای شنی و سبک باشد.

گنجایش هوای خاک (هواگنجی)

بخشی از خلل و فرج خاک که با آب پر نشده و در اشغال هواست به گنجایش یا ظرفیت هوای

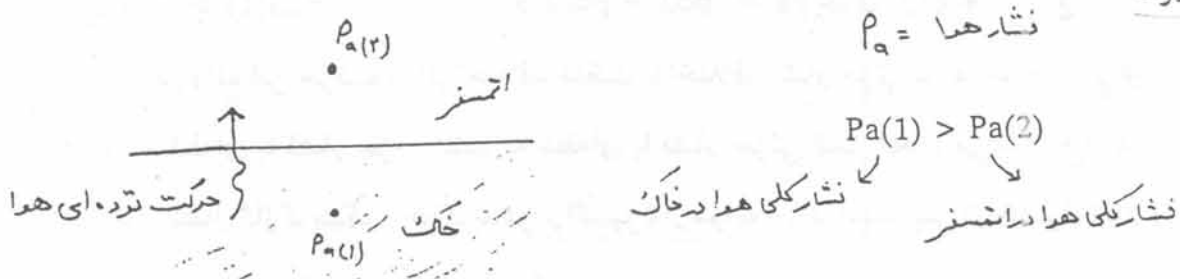
خاک موسوم است و دائماً با تغییر مقدار آب در خاک، تغییر می‌کند، گاهی با تخلخل هوایی بیان می‌شود (Aeration porosity)، معمولاً چند ساعت پس از آبیاری یا بارندگی، در صورتی که زهکش طبیعی خاک مناسب باشد، آب اضافی خارج شده و ظرفیت هوایی مناسب از نظر رشد گیاه بوجود می‌آید.

مبادله و حرکت گازها در خاک

بوسیله دو مکانیسم صورت می‌گیرد:

(۱) حرکت توده‌ای (mass flow)

عبارت است از حرکت توده‌ای و دسته جمعی مولکولهای هوای خاک به اتمسفر بیرونی و جانشین شدن آن با هوای اتمسفر، این حرکت در نتیجه اختلاف فشار کلی هوا بین دو نقطه صورت می‌گیرد.



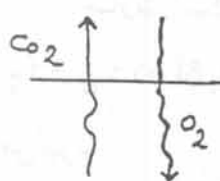
عواملی که بر این حرکت تأثیر دارند عبارتند از:

- درجه حرارت: با افزایش دمای خاک فشار هوا در خاک زیاد می‌شود و حرکت توده‌ای هوا از خاک به اتمسفر انجام می‌شود و در موقع سرد شدن خاک عکس حالت فوق را داریم.
- تغییرات فشار هوا: ازدیاد آن باعث حرکت و نفوذ هوا از اتمسفر به خاک شده و کم شدن آن عکس حالت اول است.
- اثر باد: بادهای شدید در سطح خاک ایجاد مکش نموده و هوا از خاک خارج می‌شود این اثر در خاکهای پوشیده از گیاه یا مالچ ناچیز می‌شود.
- اثر آبیاری و باران: آب با اشغال کردن منافذ خاک هوا را به بیرون رانده و در موقع خشک شدن خاک هوا از بیرون وارد خاک می‌شود.
- اثر جذب آب توسط ریشه: باعث تخلیه آب از خلل و فرج درشت می‌گردد و هوا از بیرون به خاک اضافه می‌شود.

بطور کلی می توان گفت مکانیسم حرکت توده ای در حرکت و تعویض گازهای خاک چندان مهم نیست و اهمیت خیلی کمتری نسبت به مکانیسم دیگر یعنی پخشیدگی گاز دارد.

۲) پخشیدگی گازها در خاک (Diffusion):

مهمترین عامل تجدید هوا در خاک است. پخشیدگی عبارت از حرکت مولکولی گاز بین دو نقطه یا دو سیستم تحت تأثیر اختلاف فشار جزئی گاز در آن دو نقطه یا سیستم مختلف می باشد؛ در صورتی که فشار کل آنها یکسان می باشد.



• (۲) اتمسفر $p_a = p_{O_2} + p_{CO_2} + \dots$

• (۱) خاک $p_a = p_{O_2} + p_{CO_2} + \dots$

$P_a(1) = P_a(2)$

$P_{O_2}(1) < P_{O_2}(2)$

$P_{CO_2}(1) > P_{CO_2}(2)$

در واقع این حرکت در اثر اختلاف غلظت یا اختلاف فشار جزئی گازها صورت می گیرد. بطوریکه گاز از نقطه ای با فشار جزئی بیشتر به نقطه ای با فشار جزئی کمتر انجام می شود. فرآیند پخشیدگی، مسئول انتقال گاز کربنیک از خاک به هوا و اکسیژن از هوا به خاک است؛ پس از حصول تعادل باید انتظار داشت که هوای خاک مشابه هوای آزاد گردد.

فرآیند پخشیدگی معمولاً بصورت قانون فیک (Fick) بیان می شود:

$$\frac{dQ}{dt} = DA \left(\frac{dc}{dx} \right) \quad \text{سرعت جریان گاز بر حسب } \frac{dQ}{dt} \text{ یا } \frac{gr}{sec} \text{ یا } \frac{mol}{sec} \quad A = \text{سطح مقطع بر حسب } cm^2$$

dQ = مقدار گاز بر حسب گرم یا مول

c = غلظت گاز بر حسب gr/cm^3 یا mol/cm^3

D = ضریب پخشیدگی گاز در محیط بر حسب cm^2/sec

dt = زمان بر حسب ثانیه

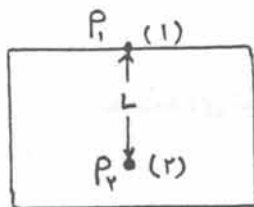
x = فاصله در مسیر جریان گاز و یا فاصله بین دو نقطه که جریان گاز بین آنها بررسی می شود.

معادله فوق برای جریان یکنواخت صادق است و فرض بر این است که مقدار جریان ورودی گاز به سیستم برابر جریان خروجی است و گاز در سیستم ذخیره نمی شود (شبه حالت ماندگار در جریان آب). معادله فیک را بصورت زیر نیز می توان نوشت:

$$J_g = \frac{Q}{At} = D \frac{P_1 - P_2}{l} \quad J_g = \frac{dQ}{Adt}$$

Q, A و t همان پارامترهای قبلی هستند.

J_g = شدت جریان گاز در واحد سطح و واحد زمان



1 = طول نمونه

P_1 = فشار جزئی گاز در نقطه اول

P_2 = فشار جزئی گاز در نقطه دوم

پس هم می توان اختلاف غلظت را در معادله بکار برد و هم اختلاف فشار جزئی تذکر:

با فرض اینکه جریان گاز یا پخشیدگی گاز در خاک بصورت یکنواخت باشد، باز هم استفاده از معادله فیک بصورت فوق برای یک محیط متخلخل مثل خاک دارای دو اشکال است:

(۱) جریان گاز از تمام مقطع خاک صورت نمی گیرد و در واقع تمام مقطع خاک در عبور جریان دخالت ندارد، بلکه بخشی از این مقطع توسط ذرات خاک اشغال شده است. برای در نظر گرفتن این عامل، ضریبی به نام β را برای برابری دو طرف معادله به شکل زیر بکار می برند:

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{DA}{\beta} \times \frac{P_1 - P_2}{l}$$

(۲) جریان گاز در خاک از داخل خلل و فرج صورت می گیرد که دارای پیچیدگی یا اعوجاج می باشد و با طول ظاهری نمونه (l) تفاوت دارد. بنابراین برای رفع این اشکال باید طول مسیر واقعی (le) را در فرمول فیک بجای l قرار داد.

رابطه بین ضرائب پخشیدگی گاز در هوا و محیط متخلخل (خاک):

ضریب پخشیدگی گاز در هوای آزاد را با D_0 نشان می دهند که مقدار آن بیشتر از ضریب پخشیدگی گاز در یک محیط متخلخل مثل خاک است (D). رابطه بین D و D_0 را می توان بصورت زیر نشان داد:

$D =$ ضریب پخشیدگی گاز در محیط متخلخل (خاک)

$D_0 =$ ضریب پخشیدگی گاز در هوا

$$\frac{D}{D_0} = k f_a \quad \text{و} \quad D = k f_a D_0 \quad \left(\frac{L}{Le} \right)$$

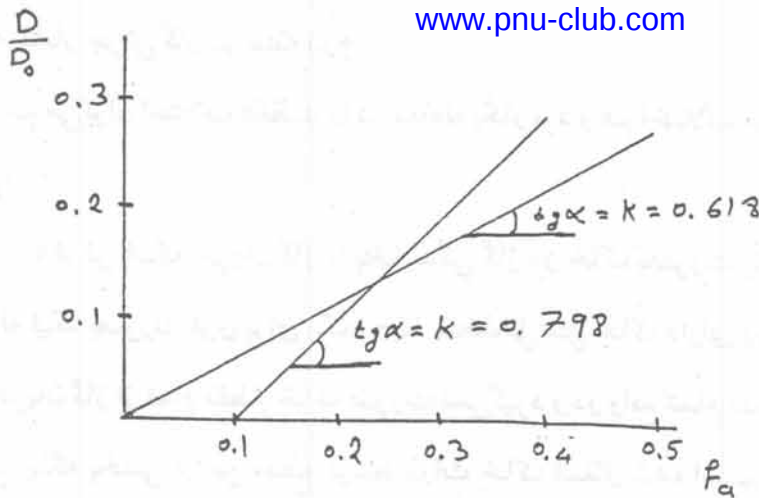
$f_a =$ تخلخل موثر یا تخلخل تهویه ای

k ثابتی است که بین $0/6$ تا $0/8$ متغیر است (بسته به نوع خاک) و در واقع اگر رابطه بین f_a و $\frac{D}{D_0}$ را

برای یک خاک بدست آوریم، یک خط بدست می آید که شیب این خط برابر k است. مطالعات و

آزمایشات متعددی توسط محققان انجام شد که مقدار k بین $0/6$ تا $0/8$ بدست آمد.

www.pnu-club.com



تخلخل مؤثر بخشی از خلل و فرج خاک بوده که در انتقال گاز تأثیر دارند، بطوریکه خلل و فرجی از خاک که توسط آب اشغال شده باشد و یا بصورت بسته بوده و هوا در آنها محبوس شده باشد؛ در نظر گرفته نمی شوند. در شکل فوق خطی که از مبدأ مختصات نمی گذرد مربوط به خاکی است که در آن آرایش ذرات و خاکدانه ها به گونه ای بوده که ۱۰ درصد از خلل و فرج خاک راهی بجائی نداشته و در واقع خلل و فرج کور و بن بست می باشند. در اکثر موارد مقدار k را برابر 0.66 در نظر می گیرند که در این صورت داریم:

$$\frac{D}{D_0} = 0/66 f_a \Rightarrow D = 0/66 f_a D_0$$

می توان در معادله فیک بجای D مقدار مساوی آنرا قرار داد:

$$J_g = 0/66 f_a D_0 \frac{P_1 - P_2}{l}$$

عواملی مانند تراکم و رطوبت در خاک بر روی حجم هوای خاک (V_a) تأثیر می گذارند و در نتیجه در شدت پخش اکسیژن در خاک تأثیر دارند.

تذکر:

برقرار شدن جریان یکنواخت گازی در خاک بسترت امکان پذیر است، زیرا فعالیت میکروارگانیسم ها و جذب اکسیژن توسط ریشه (تنفس گیاهی) دائماً وضعیت جریان را تغییر داده و فرصت لازم را برای برقراری جریان یکنواخت فراهم نمی سازد. معادله جریان غیر یکنواخت که گاز در خاک ذخیره شده بصورت زیر است:

قانون دوم فیک $\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial Jg}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (D \frac{\partial c}{\partial x}) \Rightarrow \frac{\partial Q}{\partial t} = (D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2})$
 در جریان غیر یکنواخت، شدت جریان با تغییرات فاصله یا طول مسیر جریان تغییر می نماید.

اثر کاهش تهویه برگیاها:

گیاها برای رشد مناسب، علاوه بر آب و عناصر غذایی به اکسیژن کافی نیز، نیاز دارند. کمبود اکسیژن بخصوص در مرحله جوانه زنی صدمه بیشتری به محصول می زند. کمبود اکسیژن هنگامی آشکار می گردد که سلولهای ریشه گلوکز را به الکل اتیلیک تبدیل می کنند و الکل حاصله بویژه در مرحله گل دادن به رشد گیاه صدمه می زند و از میزان محصول می کاهد.

در شرایط احيائي يا ماندابي که کمبود اکسیژن وجود دارد، گیاه با کاهش جذب آب و متعاقباً کاهش جذب عناصری مانند کلسیم و منیزیم روبرو میشود. شرایط ماندابی برای اغلب گیاها مضر بوده و با کاهش محصول همراه است. در این شرایط بعضی عناصر نیز بیش از حد جذب گیاه شده و مسئله سمیت در گیاه بوجود می آید (مثل منگنز).

در شرایط بی هوازی اکسیژن در خاک کاهش و دی اکسید کربن افزایش می یابد، ولی رسیدن مقدار CO_2 به حد سمیت در شرایط طبیعی بندرت اتفاق می افتد. بنابراین کمبود اکسیژن است که در رشد و نمو گیاه اهمیت بسزائی دارد. ازدیاد بیش حد CO_2 می تواند باعث کاهش جذب آب شود، ولی اگر بمیزان کمتر از ۲۰٪ حجم هوای خاک باشد از این نظر تأثیری ندارد.

در شرایط ماندابی که گیاه با کمبود اکسیژن مواجه است، با وجود فراوانی آب گیاه قادر به جذب آب نمی باشد و پژمرده می شود، به این پدیده اصطلاحاً خشکی فیزیولوژیکی گویند.

بررسی و تعیین میزان تهویه خاک

روشهای گوناگونی وجود دارد که برخی از آنها عبارتند از:

۱) تعیین تخلخل هوایی

در این روش با استفاده از عواملی مثل وزن مخصوص ظاهری و مقدار رطوبت خاک، تخلخل هوایی بطور مستقیم اندازه گیری می شود.

۲) تعیین غلظت اکسیژن و گاز کربنیک

در این روش به طرق مختلف تجزیه‌ای غلظت گازهای اکسیژن و CO_2 در خاک اندازه‌گیری می‌شود.

۳- تعیین شدت پخشیدگی اکسیژن

به دو روش صورت می‌گیرد:

الف - در اولین روش چاهکی روی زمین و سپس این چاهک را از گاز ازت اشباع می‌نمایند (زمان $t=0$) سپس در زمانهای متفاوت غلظت اکسیژن اندازه‌گیری می‌شود که این مقدار در زمانهای مورد نظر، بیانگر شدت پخشیدگی اکسیژنی است که از خاک به درون چاهک پخشیده شده است.

ب - در روش دوم سرعت پخش اکسیژن که به اختصار به ODR موسوم است اندازه‌گیری می‌شود. $\text{ODR} = \text{Oxygen Diffusion Rate}$

در این روش یک الکتروود پلاتینی به همراه یک الکتروود کالومل در خاک نصب می‌شود و ولتاژ ثابتی بین این دو الکتروود برقرار می‌شود. گاز اکسیژن که به سطح الکتروود می‌رسد، احیاء شده و باعث برقراری شدت جریانی می‌شود. شدت جریان توسط یک آمپرسنج اندازه‌گیری شده و بستگی به سرعت احیاء اکسیژن در سطح الکتروود پلاتینی دارد که خود آن نیز متناسب با سرعت پخش اکسیژن (ODR) در خاک می‌باشد. باید سایر شرایط ثابت باشد (مثل غلظت اکسیژن در محلول خاک، درجه حرارت، ضخامت لایه آب اطراف الکتروود و شعاع الکتروود) تا شدت جریان الکتریکی فقط بستگی به سرعت احیاء و در حقیقت سرعت پخش اکسیژن داشته باشد.

عکس العمل گیاه $\text{ODR} \left(\frac{\mu\text{g}}{\text{cm}^2 \cdot \text{min}} \right)$

< 0.2

رشد گیاه همواره محدود است

$0.2 < \text{ODR} < 0.5$

بعضی فرآیندهای متابولسمی محدود می‌شود

> 0.5

رشد گیاه بدون محدودیت انجام می‌شود

بنابراین با اندازه‌گیری ODR خاک می‌توان موقعیت هوای خاک را از نظر رشد گیاه تعیین کرد. تهویه

خاک را می‌توان با مدیریت صحیح بهبود بخشید:

- آب آبیاری (مقدار و زمان مناسب در فصل)

- بهبود وضعیت زهکشی

فصل هفتم:

درجه حرارت و گرمای خاک

برخی مفاهیم، تعاریف و واحدهای گرما

- ظرفیت حرارتی یا گرمایی (Heat capacity):

مقدار گرمایی که در هر جسم موجود است بطور کلی به ظرفیت گرمایی یا حرارتی موسوم است و طبق تعریف مقدار گرمایی است که برای تغییر درجه حرارت واحد جرم یا حجم جسم به مقدار 1° لازم است. واحدهای آن عبارتند از:

$$Jm^{-3} \text{ } ^\circ K^{-1}, \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}, \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$$

اگر ظرفیت گرمایی را براساس واحد جرم ($\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$) بیان کنیم اصطلاحاً به آن گرمای ویژه می‌گویند. البته گرمای ویژه را به صورت نسبت ظرفیت گرمایی (براساس جرم) جسم به ظرفیت گرمایی آب نیز بیان می‌کنند که از نظر عددی برابر همان ظرفیت گرمایی جسم براساس واحد جرم است، زیرا گرمای ویژه آب برابر یک $\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ می‌باشد.

ظرفیت حرارتی حجمی را با C_v و ظرفیت حرارتی جرمی یا گرمای ویژه را با C_p نشان می‌دهیم.

$$1 \text{ cal} = 4/16 \text{ joule} \quad ^\circ K = 273/15 + ^\circ C \quad 1 \text{ m}^3 = 10^6 \text{ cm}^3$$

وزن مخصوص جسم $\times$ گرمای ویژه جسم = ظرفیت حرارتی حجمی جسم

$$(cv) \quad (cp) \quad (p)$$

$$\frac{\text{cal}}{\text{cm}^3 \text{ } ^\circ C} = \frac{\text{cal}}{\text{gr} \text{ } ^\circ C} \times \frac{\text{gr}}{\text{cm}^3}$$

ظرفیت حرارتی خاک

اگر ظرفیت گرمایی خاک را براساس واحد حجم خاک بیان کنیم آنرا بصورت C_v نشان می‌دهیم که بستگی به ظرفیت گرمایی اجزاء تشکیل دهنده خاک دارد. خاک از ذرات جامد، آب و هوا تشکیل شده است. اگر نسبت حجمی ذرات جامد، آب و هوای خاک را به ترتیب با f_s ، f_w و f_a نشان دهیم و ظرفیت گرمایی این اجزاء به ترتیب C_s ، C_w و C_a باشد، ظرفیت گرمایی خاک عبارت است از:

$$C_v = f_s C_s + f_w C_w + f_a C_a \quad f_s = \frac{V_s}{V_t}, \quad f_w = \frac{V_w}{V_t}, \quad f_a = \frac{V_a}{V_t}$$

ظرفیت گرمایی بخش جامد خاک یا C_s برابر است با:

$$C_s = \frac{f_m C_m + f_o C_o}{f_s} \quad f_m = \frac{V_m}{V_t} \quad f_o = \frac{V_o}{V_t}$$

C_m و C_o نیز به ترتیب ظرفیت گرمایی کانی‌های خاک (ذرات معدنی) و مواد آلی هستند.

Devries (۱۹۶۳) نشان داد که C_m و C_o به ترتیب برابر 0.46 و 0.6 $\text{cal cm}^{-3} \text{C}^{-1}$ می‌باشد. از

طرفی ظرفیت گرمایی هوا ($0.003 \text{ cal cm}^{-3} \text{C}^{-1}$) خیلی کمتر از آب ($1 \text{ cal cm}^{-3} \text{C}^{-1}$) و همچنین

کانی‌ها و مواد آلی خاک است. بنابراین می‌توان از ظرفیت گرمایی هوا در مقابل بقیه اجزاء صرف‌نظر نمود و

از ترکیب دو رابطه ۱ و ۲ نتیجه می‌شود:

$$C_v = 0.46f_m + 0.6f_o + f_w \quad (\text{cal cm}^{-3} \text{C}^{-1})$$

ظرفیت حرارتی یک خاک یخ بسته کمتر از خاک معمولی با همان رطوبت است که علت آن را

می‌توان مطابق فرمول فوق نشان داد: علت این است که ظرفیت گرمایی یخ (C_i) برابر ($\text{cal cm}^{-3} \text{C}^{-1}$)

0.46 است و از طرفی حجم یخ $1/0.9$ برابر حجم آب در واحد حجم خاک می‌باشد، پس داریم:

$$C_i F_i = 0.46 \times 1/0.9 f_w = 0.5 f_w \quad (\text{cal cm}^{-3} \text{C}^{-1})$$

اگر فرض کنیم بجای آب، یخ در خاک موجود باشد، رابطه ۳ را می‌توان برای یخ تعمیم داد:

$$C_v = 0.46f_m + 0.6f_o + 0.5f_w \quad (\text{cal cm}^{-3} \text{C}^{-1})$$

می‌بینیم که در رابطه فوق مقدار C_v کمتری نسبت به رابطه ۳ که مربوط به آب مایع است، بدست می‌آید.

رابطه بین ظرفیت حرارتی خاک و رطوبت در خاک

بطور کلی می‌توان گفت با افزایش رطوبت در خاک ظرفیت حرارتی حجمی (C_v) و وزنی یا

گرمایی ویژه (C_p) خاک افزایش می‌یابد علت این است که ظرفیت گرمایی حجمی و گرمای ویژه آب

بیش از بقیه اجزاء خاک (ذرات جامد و هوای خاک) می‌باشد و با افزایش رطوبت خاک در مجموع C_v یا

C_p خاک افزایش حاصل می‌کنند.

رابطه بین ظرفیت گرمایی حجمی (گرمای ویژه حجمی) و درصد رطوبت خاک (وزنی یا

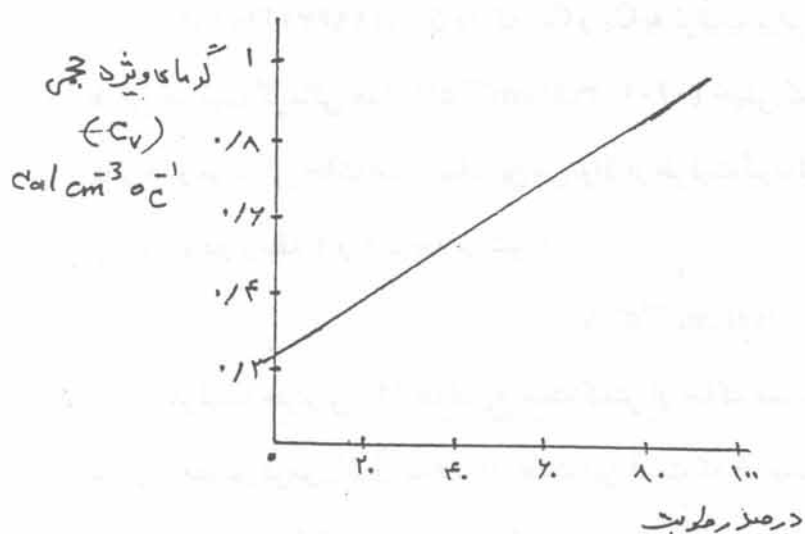
حجمی) یک رابطه خطی بصورت زیر می‌باشد:

روابط بین درصد رطوبت با C_p و C_v را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$C_v = 0.2\rho_b + \theta_v \quad (\text{cal cm}^{-3} \text{C}^{-1})$$

$$C_p = \frac{0.2 + \theta_m}{1 + \theta_m} \quad (\text{cal g}^{-1} \text{C}^{-1})$$

رابطه بین گرمای ویژه و درصد رطوبت، رابطه مستقیم بوده ولی بصورت خطی نیست.



هدایت گرمایی یا حرارتی یا گرماسانی (Thermal conductivity)

هر گاه به جسمی حرارت داده شود، مولکولهای آن ارتعاش بیشتری پیدا کرده و گرما را منتقل می کنند که شدت این انتقال بستگی به عاملی بنام ضریب هدایت حرارتی یا گرماسانی دارد. طبق تعریف عبارت است از مقدار گرمائی که از واحد سطح جسم و در واحد زمان در اثر وجود شیب حرارتی واحد، انتقال می یابد. همچنین می توان گفت هدایت حرارتی، نسبت مقدار جریان گرما در واحد سطح و واحد زمان به شیب درجه حرارت می باشد.

واحدهای آن عبارتند از: $(Jm^{-1}sec^{-1}K^{-1})$ یا $(cal cm^{-1}sec^{-1}C^{-1})$

نسبت اختلاف دما بین دو نقطه به فاصله آن دو نقطه را شیب حرارت یا دما گویند (شیبه شیب

هیدرولیکی)

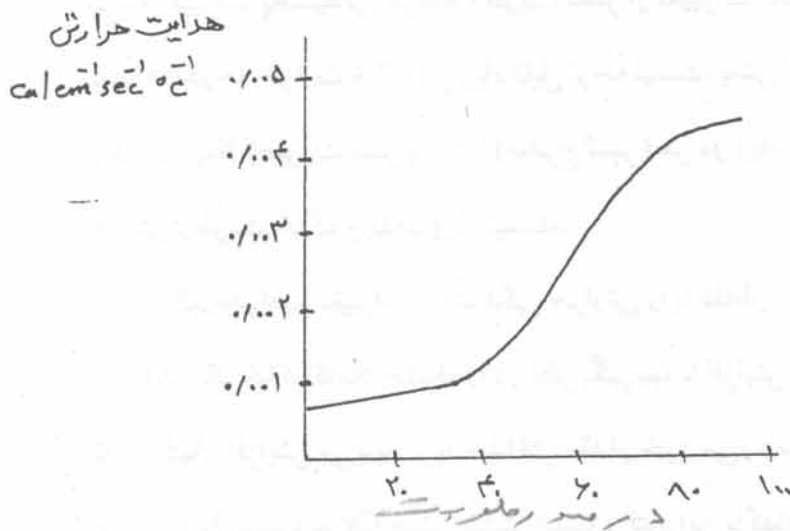
$$\text{شیب درجه حرارت} = \frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1}$$

هدایت حرارتی آب بیشتر از خاک است و با افزایش رطوبت خاک، هدایت حرارتی خاک افزایش

می یابد، زیرا مولکولهای آب مانند پلی ذرات خاک را بهم مربوط کرده و یک سیستم پیوسته پدید می آورد. آزمایشات نقشبندی و کوهنگ تأثیر رطوبت در افزایش هدایت حرارتی خاک را بصورت زیر

نشان داد:

* هدایت حرارتی را با k یا λ نشان می دهند.



پخشیدگی حرارتی (Thermal Diffusivity)

ضرری است که نرخ گرم شدن یا تغییرات گرمایی یک جسم را در اثر وجود یک شیب حرارتی بیان داشته و در واقع مبین تغییرات گرما با زمان است. این ضریب عبارت است از نسبت هدایت حرارتی یک جسم به ظرفیت حرارتی آن جسم. یعنی با هدایت حرارتی نسبت مستقیم و با ظرفیت حرارتی حجمی نسبت معکوس دارد.

دیمانسیون پخشیدگی حرارتی، دیمانسیون سطح بر زمان می باشد یعنی: $L^2 T^{-1}$ و بصورت زیر بدست می آید:

$$\text{ضریب پخشیدگی حرارتی} = \frac{\text{هدایت حرارتی}}{\text{ظرفیت حرارتی حجمی}} = \frac{\text{وزن مخصوص} \times \text{گرمای ویژه}}{\text{واحد پخشیدگی حرارتی}} = \frac{\text{cal/cm}^2 \text{ sec}^\circ \text{C}}{\text{cal/gr}^\circ \text{C} \times \text{gr/cm}^3} = \frac{\text{cm}^2}{\text{sec}} = L^2 T^{-1}$$

معمولاً نسبت عکس ضریب پخشیدگی حرارتی را مانش حرارت یا Thermal Retentivity

گویند که این ضریب نشاندهنده توانایی جسم برای نگهداری گرما بوده و دیمانسیون آن $L^{-2} T$ است.

پخشیدگی حرارتی را با $Dq = \frac{Kq}{Cv}$ نشان می دهند. همانطور که گفته شد با افزایش رطوبت

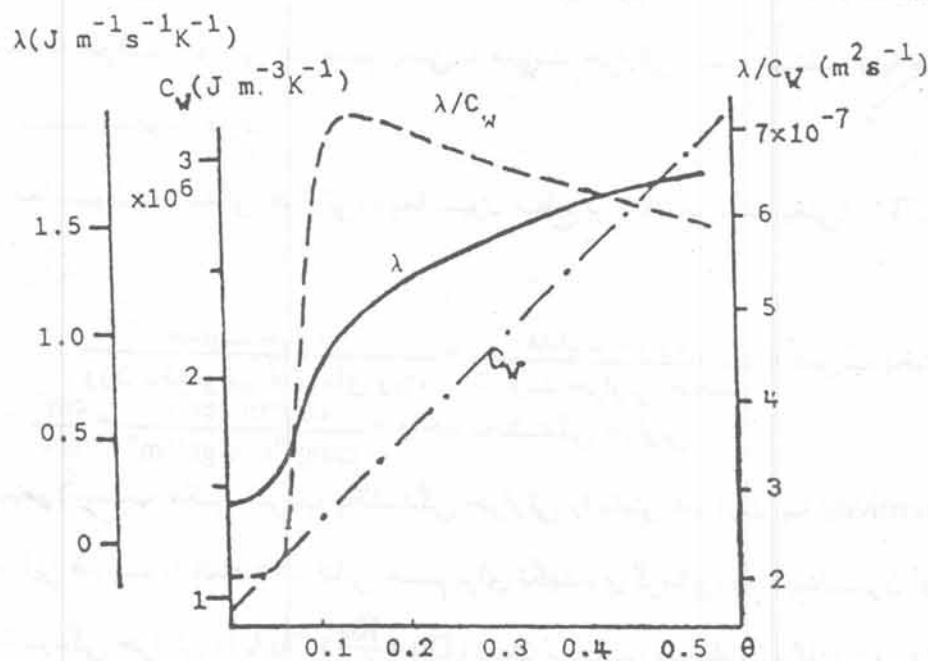
خاک ظرفیت حرارتی حجمی خاک افزایش می یابد. همچنین هدایت حرارتی نیز با ازدیاد رطوبت، افزایش می یابد.

تذکر:

همراه با افزایش هدایت حرارتی در اثر ازدیاد رطوبت، ظرفیت حرارتی نیز افزایش می یابد و در

نتیجه تغییرات پخشیدگی گرما با رطوبت کمتر از تغییرات هدایت حرارتی است. به همین علت است که تغییرات درجه حرارت خاک نیز زیاد قابل توجه نیست. یعنی اگر داشته باشیم $Dq = \frac{Kq}{C_v}$ همراه با افزایش رطوبت، Kq (صورت کسر) و C_v (مخرج کسر) هر دو زیاد می‌شوند و بنابراین نوسانات Dq در نتیجه افزایش رطوبت خاک چندان زیاد نیست.

اگر بخواهیم تغییرات پخشیدگی حرارتی را با مقدار رطوبت بررسی کنیم، بدین صورت است که ابتدا اگر یک خاک کاملاً خشک را در نظر بگیریم، با افزایش رطوبت به میزان ده درصد رطوبت اشباع، Dq ناگهان افزایش می‌یابد و به حداکثر مقدار خود می‌رسد. علت این است که تا این رطوبت شدت افزایش Kq نسبت به C_v خیلی بیشتر است و بنابراین ناگهان پخشیدگی حرارتی افزایش می‌یابد، ولی پس از آن با افزایش رطوبت شدت افزایش Kq نسبت به C_v کاهش می‌یابد و مقدار $\frac{Kq}{C_v}$ با شیب نسبتاً ملایمی کاهش می‌یابد و نوسانات آن کم است.



انتقال گرما یا جریان گرمایی در خاک

قبل از اینکه جریان گرما در خاک را بررسی کنیم، معادله مورد استفاده برای محاسبه مقدار گرمای مورد نیاز برای تغییر درجه حرارت حجم معینی از خاک از دمای اولیه T_1 به دمای ثانویه T_2 را بصورت زیر بیان می‌کنیم:

$$Q_q = C_v V (T_r - T_i) = C_v V \Delta T$$

Q_q = مقدار گرما بر حسب کالری (cal) T_r و T_i = دمای اولیه و ثانویه ($^{\circ}\text{C}$)

C_v = ظرفیت حرارتی حجمی خاک ($\text{cal cm}^{-3} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$) V = حجم خاک (cm^3)

اگر جریان گرما در خاک را بصورت یکنواخت یا ماندگار در نظر بگیریم (ذخیره گرما در خاک وجود نداشته و تغییرات درجه حرارت خاک در هر نقطه نسبت به زمان ثابت است):

$$Q_q = -K_q A t \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

Q_q = مقدار گرما (cal)

K_q = هدایت حرارتی ($\text{cal cm}^{-1} \text{Sec}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

A = سطح مقطع (cm^2) t = زمان (Sec)

علامت منفی بخاطر این است که جریان در جهت مخالف افزایش درجه حرارت است. یعنی جریان از دمای بیشتر به دمای کمتر صورت می گیرد.

معادله فوق بنام معادله Fourier موسوم بوده که یک نظریه کامل ریاضی در مورد هدایت گرما در اجسام جامد است و بصورت زیر نیز نوشته می شود:

$$J_q = \frac{Q_q}{A t} = -k_q \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

J_q = شدت جریان گرما در واحد سطح و واحد زمان ($\text{cal cm}^{-2} \text{Sec}^{-1}$)

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{35 - 20}{-15 - (-5)} = \frac{+5}{-10} = -0.5$$

تذکر:

در حل مسائل جریان گرما در خاک بصورت ماندگار نکاتی چند را باید در نظر گرفت:

۱- هماهنگ و سازگار بودن واحدها با هم دیگر

۲- در بیشتر مسائل مقدار گرما (Q_q) از فرمول $Q_q = C_v V \Delta T$ محاسبه شده و سپس در معادله جریان گرما از آن استفاده می شود.

۳- برای کاربرد Q_q در معادله، اگر گرما به خاک اضافه شده باشد علامت آن مثبت و اگر از حجم خاک خارج شده باشد علامت آن منفی است. علامت Q_q بستگی به جهت جریان ندارد.

۴- اگر فرض شود عمق در سطح خاک صفر و هر چه پائین می رویم عمق با علامت منفی افزایش می یابد،

در این صورت اگر J_q دارای علامت مثبت باشد، نشاندهنده جریان روبه بالا و اگر منفی باشد نمایانگر جریان روبه پایین است.

- معادله جریان غیر ماندگار در خاک بصورت زیر است:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_q \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

درجه حرارت نسبت به مکان و زمان متغیر است:

$$J_q = -k_q \frac{\partial T}{\partial z}$$

در جریان ماندگار دما نسبت به مکان متغیر ولی نسبت به زمان ثابت است.

معادله تراز گرمای خاک

گرمای خاک فقط توسط خورشید تأمین می شود. دمای خورشید زیاد است (حدود $6000^\circ K$)، بنابراین تشعشعی از آن که به خاک می رسد، موج کوتاه است ولی دمای خاک حدود 280 تا $300^\circ K$ است و بنابراین گرمای گرفته شده از خورشید را با طول موج بلند ساطع می کند. هر چه دمای یک جسم بیشتر باشد می تواند طول موجهای کمتر را ساطع نماید (ساطع کردن با منعکس کردن تفاوت دارد).

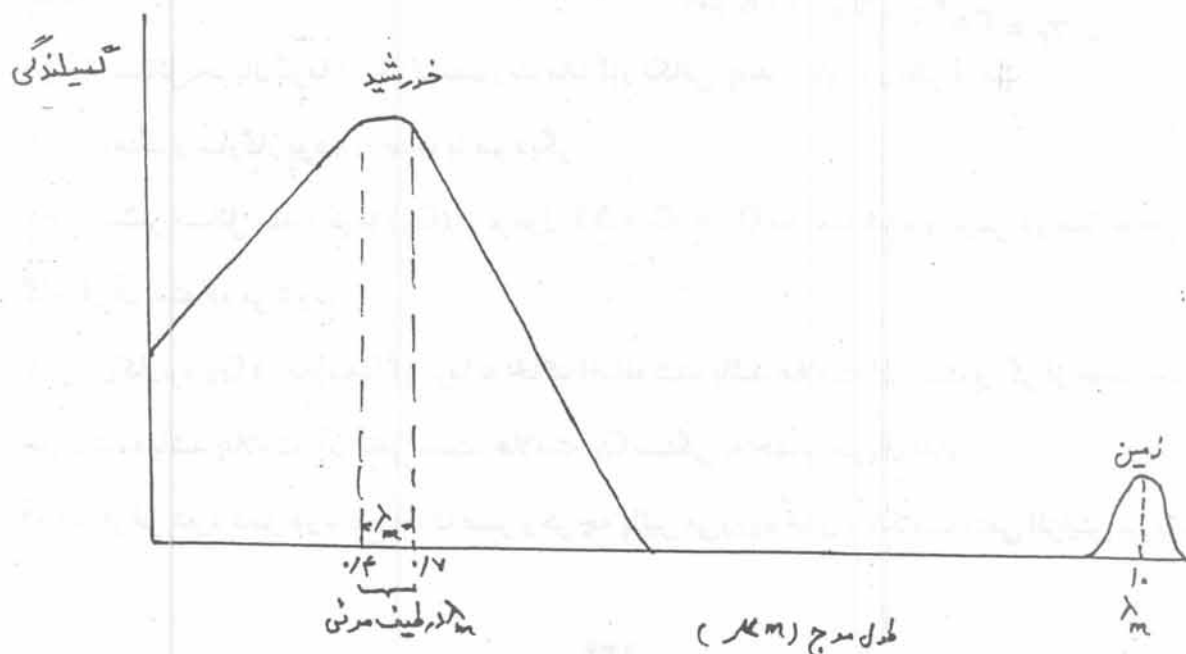
λ_m = طول موجی است که جسم در آن طول موج، حداکثر تشعشع (مثلاً بر حسب $\frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ day}}$) یا ساطع

کردن را دارد (بر حسب میکرون).

$$\lambda_m = \frac{2898}{T} \approx \frac{2900}{T}$$

T = درجه حرارت جسم ($^\circ K$)

می توان گفت کلیه اجسامی که دارای دمای بیش از صفر مطلق باشند می توانند انرژی را بصورت امواج الکترومغناطیسی ساطع نمایند که بستگی به دمای آنها دارد.



تفاضل بین تشعشع خورشیدی (موج کوتاه) و موج بلند ساطع شده توسط زمین را تشعشع خالص گویند و با R_n نشان می‌دهند (net - Radiation). مقدار R_n در روز مثبت و در شب منفی است. تشعشع خالص صرف تبخیر و تعرق (E_t)، گرم کردن خاک (Q_s) و گرم کردن هوا (Q_A) یا گرمای محسوس می‌شود و معادله آن به معادله تراز گرمائی معروف است:

$$R_n = E_t + Q_A + Q_s$$

در حالی که خاک نسبتاً خشک و برهنه باشد، تشعشع خالص عمدتاً صرف Q_s و Q_A می‌شود و تبخیر از سطح خاک ناچیز است ولی اگر خاک در طول یک روز مرطوب باشد، نوسان درجه حرارت خاک کم بوده و Q_s کوچک است و بخش عمده R_n صرف تبخیر و گرم کردن هوا می‌شود.

عوامل موثر بر درجه حرارت خاک و راههای کنترل آن

درجه حرارت خاک در یک نقطه مشخص بدلائل زیر می‌تواند تغییر نماید:

الف - تبادل گرما با محیط اطراف (از طریق تشعشع - Radiation)

ب - تبادل گرما با هوای خاک (از طریق جابجائی یا کنوکسیون و هدایت - Conduction)

ج - جریان گرما داخل خاک (conduction)

د - فرایندهای فیزیکی و شیمیائی گرمازا یا گرماگیر مثل تبخیر، میعان و...

عوامل زیر بر دمای خاک تأثیر داشته و با کنترل برخی از آنها می‌توان دمای خاک را تا حدی کنترل نمود. البته چون تغییرات کم در دمای خاک در سرنوشت رشد و نمو گیاه موثر است، هر اقدامی در این جهت می‌تواند مفید باشد.

مقدار تشعشع تابیده شده به خاک

مقدار تشعشع خورشیدی که به سطح خاک تابیده می‌شود در دمای خاک موثر است. در نیمکره شمالی شیب‌های رو به جنوب گرمتر از زمینهای بدون شیب بوده و زمین بدون شیب نیز از شیب رو به شمال گرمتر است.

همچنین عرض جغرافیایی نیز به تشعشع رسیده به سطح خاک تأثیر دارد. هر چه به خط استوا

(عرض جغرافیائی صفر) نزدیک شویم خورشید عمودی تر می‌تابد و تشعشع تابیده به سطح خاک بیشتر است.

رنگ خاک

تأثیر روی مقدار تشعشع جذب شده توسط خاک و یا روی ضریب بازتاب یا Albedo دارد. هر چه رنگ خاک تیره‌تر باشد، جذب انرژی بیشتر و بازتاب کمتری صورت می‌گیرد.

$$\text{Albedo} = \frac{\text{تَشْعِشْعُ اِنْعِکَاسِ یا بازتاب یافته}}{\text{کُل تَشْعِشْعُ دریافتی}}$$

رطوبت خاک

تأثیر رطوبت در نوسانات درجه حرارت با عمق کاهش یافته و در عمق بیش از ۱۰ cm تأثیر آن ناچیز است. رطوبت بر دمای خاک به چند صورت تأثیر دارد:

(۱) تأثیر روی ضریب بازتاب - رطوبت باعث تیره شدن رنگ خاک گردیده و آلبیدو کاهش می‌یابد (جذب انرژی زیاد می‌شود).

(۲) تبخیر آب که یک عمل گرماگیر است می‌تواند باعث اتلاف گرمای خاک و خنک‌تر شدن آن نسبت به یک خاک خشک شود.

(۳) یخ زدن آب: در مناطق سردسیر و یا در زمستان که دما به زیر صفر می‌رسد، دمای یک خاک سطحی مرطوب نسبت به یک خاک خشک بالاتر است. زیرا یخ زدن آب یک عمل گرمازا است.

(۴) تأثیر رطوبت روی هدایت گرمائی خاک (باعث افزایش k_q و C_v می‌شود).

پوشش خاک

مثل پوشش گیاهی، مالچ (سنگریزه، گیاهی و...) که جذب و دفع انرژی خورشیدی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در کل مالچ‌ها از قدرت حرکت هوا به خاک کم می‌کنند و بنابراین انتقال گرما کند صورت می‌گیرد. خاکهای دارای پوشش و مالچ نسبت به خاکهای بدون پوشش دیرتر گرم شده و همچنین دیرتر نیز سرد می‌شوند. در مناطقی که دارای زمستانهای سرد هستند، اگر خاک دارای پوشش مالچ باشد، خاک

در بهار دیرتر گرم شده و جوانه زدن بذر به تأخیر می افتد. این عمل برای برخی محصولات مثل ذرت، سورگوم و پنبه مضر است و در زمستان خاک دیرتر سرد می شود.

پوشاندن خاک با نایلون های شفاف باعث افزایش درجه حرارت خاک و تولید محصولات زودرس می شود. ورقه های شفاف نایلون باعث عبور تشعشع موج کوتاه و موج بلند می شود. یعنی تأثیر چندانی از نظر جذب و دفع تشعشع ندارد ولی چون باعث افزایش بخار آب در هوای بالای خاک می شود، گرمای اتمسفر بالای خاک زیاد شده و بنابراین دمای خاک افزایش می یابد. علت این است که تشکیل قطرات آب از مولکولهای بخار (میعان) باعث تولید گرما می شود.

جرم مخصوص ظاهری خاک

تأثیر بر روی ظرفیت گرمائی و هدایت گرمائی داشته و بنابراین بر دمای خاک اثر دارد. (افزایش k_q باعث افزایش C_v می شود).

نوسانات درجه حرارت خاک

بستگی به عمق خاک دارد و هر چه عمق بیشتر باشد نوسانات دما کمتر است. علت این امر هدایت گرمائی کم خاک می باشد. (مراجعه به شکل های صفحات ۱۸۶، ۱۸۷ و ۱۸۸ فیزیک خاک کاربردی).