

madsage
IRan Education
Research
NETwork
(IRERNET)

شبکه آموزشی - پژوهشی مادسیج
با هدف بهبود پیشرفت علمی
و دسترسی راحت به اطلاعات
برای جامعه بزرگ علمی ایران
ایجاد شده است



مادسیج

شبکه آموزشی - پژوهشی ایران

madsage.com
مادسیج

porta. Lorem ipsum
dolor mauris e
goma. Lorem ipsum.

مقدمه :

یکی از موضوعات بنیادی و اساسی خاک شناسی فیزیکی خاک می باشد که به بررسی و مطالعه مکانیک ، گرما هوای خاک ، حرکت آب در خاک ، نیروهای نگهدارنده آب در خاک و غیره می پردازد. ویژگیهای مربوط به رفتار مکانیکی توده خاک بیانگر خصوصیات فیزیکی خاکها می باشد. مطالعه و بررسی این ویژگیها و خصوصیات به فیزیکی خاک موسوم است. بنابراین فیزیکی خاک را ممکن است به شاخه ای از علم خاک شناسی تعریف کرد که به بررسی حالات و حرکت ماده و انتقال انرژی در خاک می پردازد هدف از فیزیکی خاک جمع اوری و پردازش اطلاعات در زمینه ویژگیهای خاک ها و اثرات آنها در تولید محصول است. ریشه های گیاهان عناصر اساسی و ضروری مورد نیاز خود ، آب ، اکسیژن و حمایت مکانیکی خود را از خاک دریافت می کنند . دمای خاک شدت فرایندهای بیوفیزیکی ، بیوشیمیایی و میکرو بیولوژیکی خاک را کنترل می کند که بر جوانه زدن دانه ها بذور گیاهان رشد و نمو آنها تاثیر دارد . بنابر این خاک بخش عمده ای از نیازمندیهای گیاهان را تامین و یا کنترل می نماید. فیزیکی خاک به بررسی آب خاک ، هوای خاک ، دمای خاک و حمایت مکانیکی از گیاهان می پردازد . قابلیت دسترسی و استفاده از عناصر اصلی توسط گیاهان نیز متاثر خصوصیات فیزیکی خاک می باشد . به منظور فهمیدن و درک همه ی این عوامل مطالعه فیزیکی خاک نه تنها پی بردن به مکانیزم های فیزیکی حاکم بر رفتار خاک و نقش آن در بیوسفر میباشد بلکه به مدیریت خصوصیات و ویژگیهای خاک بوسیله آبیاری ، زهکشی ، حفاظت آب و خاک ، شخم ، تهویه خاک و تنظیم درجه خاک نیز می پردازد.

خاک به عنوان یک سیستم سه فازی :

خاک ماده ای طبیعی ، پویا و سه بعدی می باشد که از اجزای معدنی و آلی متشکل بوده و سطح زمین را می پوشاند . در نتیجه فرآیندهای پدروژنی در ضمن هوادیدگی سنگ ها و کانیها تحول و تکامل می یابد و دارای خصوصیات

مشخص شیمیایی، فیزیکی، کانی شناختی و بیولوژیکی است که نتیجه اثر اقلیم و موجودات زنده بر رود مواد مادری است که تحت شرایط پستی و بلندی در طول زمان تشکیل می شود. یک حجم معین از خاک از سه فاز جامد، مایع، گاز تشکیل شده است.

فاز جامد متشکل از مواد معدنی و آلی است ترکیب شیمیایی و کانی شناختی بخش معدنی خاک متغیر و متنوع است در عین حال از نظر اندازه ذرات، شکل و توجیه نیز متفاوت است. بخش آلی خاک متشکل از بقایای گیاهی و حیوانی و موجودات زنده می باشد. نحوه آرایش مولفه ها یا اجزای بخش جامد خاک خصوصیات هندسی و ژئومتریکی خلل و فرج خاک را رقم می زند که فاز مایع و گازی خاک در آن نگهداری شده و یا حرکت می کنند.

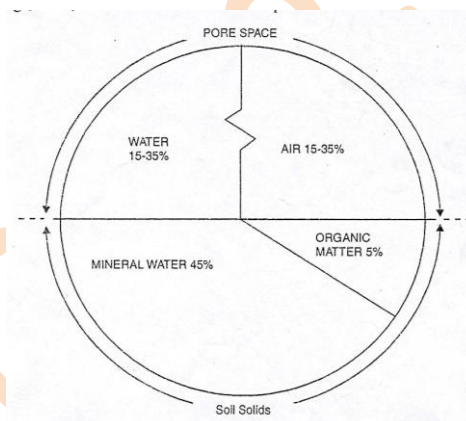
بخش یا فاز مایع خاک همان آب خاک است که حاوی مواد حل شده در آن می باشد که محلول خاک نام دارد. ترکیب آب موجود در خاک و میزان آزادی حرکت و جابجایی آن در خاک تغیر می کند و بستگی به خصوصیات خاک، مقدار مواد محلول در خاک و مقدار آب موجود در خاک دارد.

فاز گازی شکل خاک، هوای خاک می باشد که خلل و فرج اشغال نشده توسط محلول خاک را پر می کند. ترکیب هوای خاک بستگی به فعالیت ریشه گیاهان و میکروارگانیسمها، خصوصیات خاک، دما و فشار دارد.

رابطه بین فازهای سه گانه نه تنها به خصوصیات آنها بلکه به نور، دما و فشار نیز وابسته است. خاک به دلیل ماهیت انتشار و پخش ذرات آن و فعالیت بین سطوح ذرات قابلیت جذب آب و عناصر غذایی و تبادل یونها را دارا می باشد. علاوه بر این دارای خصوصیات نظیر چسبندگی، آماس و انقباض، پخش و انتشار و همآوری و موینگی نیز می باشد.

اجزا یا مولفه های خاک:

خاک متشکل از ۴ جز یا مولفه اصلی می باشد که شامل مواد معدنی ، مواد آلی و هوای خاک و آب خاک می باشد . ترکیب حجمی یک خاک سطحی با بافت متوسط به صورت شکل زیر می باشد . تحت شرایط بهینه یا اپتیمم رشد گیاه نشان میدهد که خاک شامل ۵۰ درصد مواد جامد که ۴۵ درصد آن مواد معدنی و ۵ درصد آن مواد آلی است و بسته به شرایط ۵۰٪ باقیمانده شامل ۳۵-۱۵٪ آب و ۳۵-۱۵٪ هوا می باشد . خاک هوا خشک حاوی حدود ۴۵٪ مواد معدنی ۵٪ مواد آلی ۴۰-۴۵٪ هوا ۱۰-۵٪ آب می باشد . براساس وزن ۹۰-۸۰٪ وزن خاک را مواد معدنی و ۶-۵٪ مواد آلی و ۱۰-۵٪ آب می باشد مواد معدنی خاک از ذراتی با اندازه های متفاوت نظیر سنگها (ston) و قلوه سنگ ها(pebbles) و سنگریزه (gravel) ، شن ، لای و رس متشکل می باشد . بخش آلی متشکل از اجساد جانوران بقایای برگ و ریشه و اجزای گیاهان و بقایای سایر گیاهان و جانوران و موجودات زنده می باشد.



خاک حاوی اغلب عناصر پیدا شده یا شناخته شده در طبیعت می باشد که ۸ عنصر شامل اکسیژن ، سیلیسیم ، آلومینیم ، آهن ، کلسیم ، منیزیم ، سدیم و پتاسیم به مقادیر زیاد در خاک موجود است (یعنی غلظت هر یک از آنها بیش از ۲٪ است) و ۱۱ عنصر دیگر مقادیرشان بین ۱ تا ۰/۲٪ تغییر می کند . غلظت سایر عناصر کمتر از ۰/۲٪ می باشد . ۱۱ عنصر نظیر :

Ti ، p ، Mn ، S ، Sr ، Ba ، C ، Cl ، Cr

SiO_2 ← ۶۰٪ وزنی

Al_2O_3 ← ۱۵٪ وزن

Fe_2O_3 ، FeO ← ۷٪ وزنی

CaO ، MgO ، K_2O ← هر کدام ۴ تا ۳٪ وزنی

سایر عناصر کمتر از ۱۰٪

علوم خاک و شاخه های آن:

به نظر می رسد که خاک شناسی یا علوم خاک یک رشته اصلی و کاربردی باشد که خصوصیات فیزیکی ، شیمیایی ، کانی شناسی ، زیست شناسی (بیولوژیکی) خاک را در ارتباط با رشد گیاهان مورد بررسی و مطالعه قرار میدهد . به منظور درک روشن موضوع ، علوم خاک به شاخه ها یا ساختارهای مختلفی تقسیم می شود . انجمن بین المللی علوم خاک ، علوم خاک را به ۷ شاخه مشخص به شرح زیر تقسیم نموده است:

۱. soil physics

۲. soil chemistry

۳. soil biology

۴. soil fertility and plant nutrition

۵. soil genesis, classification and cartography

۶. soil tecknology

۷. soil mineralogy

فیزیک خاک: رفتار مکانیکی خاک (یعنی خصوصیات فیزیکی) خاکها را به همراه مکانیزم ها و فرایندهای

مکانیکی یا فیزیکی که در خاک به وقوع می پیوندد مورد بحث و بررسی قرار میدهد.

شیمی خاک: به خصوصیات شیمیایی خاک و فرایندهای شیمیایی خاک می پردازد.

بیولوژی خاک: به بررسی موجودات زنده خاک و تغییرات بیولوژیکی خاک می پردازد.

حاصلخیزی و تغذیه گیاه: به جنبه های حاصلخیزی خاک یا توان خاک در تامین عناصر غذایی مورد نیاز گیاهان

می پردازد.

پیدایش و طبقه بندی و نقشه برداری خاک: به فرایندهای تشکیل خاک از مواد مادری، تحول و تکامل خاک،

سیستماتیک خاک در صحرا و در آزمایشگاه می پردازد. تشریح و طبقه بندی خاک ها به تیپ های خاص و سایر

واحدهای طبقه بندی و تطبیق و پیش بینی سازگاری خاک ها برای محصولات متنوع و بارخیزی آن تحت سیستم

های مختلف مدیریتی خاک نیز در حیطه این بخش است.

بافت خاک (ترکیب مکانیکی خاک):

اندازه ذرات اجزا معدنی خاک به سهولت قابل تغییر نیستند. به همین دلیل یک خاک رسی با یک خاک لومی

یا یک خاک شنی طی سالیان متمادی به ترتیب رسی، لومی، شنی باقی می ماند. نظر به اینکه بافت خاک از

جمله ویژگی هایی است که به سهولت دستخوش تغییر نمی شود لذا به عنوان یکی از خصوصیات اصلی فیزیکی

خاک تلقی می گردد.

خاکشناسان ذرات معدنی خاک را بر اساس اندازه آنها به گروه های مختلفی تقسیم بندی کرده اند. این گروه

بندی ذرات به اجزا خاک معروف است. این اجزا به خاک نرم هم معروف است.

رده بندی اجزا معدنی خاک:

اجزا تشکیل دهنده خاک یا خاک نرم مطابق سیستم های مختلفی رده بندی شود . دامنه ی اندازه این اجزا کاملاً قطعی نبوده اما مبتنی بر تغییرات اساسی در رفتار ذرات و نقش فیزیکی آنها در خاک می باشد . مهمترین سیستم های رده بندی ذرات خاک در جدول زیر ارائه شده است .

طبقه بندی براساس انجمن بین المللی علوم خاک : (ISSS)

نام جزء معدنی خاک	شن	سیلت	رس
	درشت	ریز	
قطر ذره بر حسب میلی متر	۲ - ۰.۲	۰.۲ - ۰.۰۰۲	< ۰.۰۰۲

گاهی بخش رس را به دو گروه تقسیم می کنند که شامل رس درشت و رس ریز یا رس کلوییدی می باشد رس درشت با قطر بین ۰.۰۰۰۲ - ۰.۰۰۲ میلی متر و رس کلوییدی با قطر کمتر از ۰.۰۰۰۲ میلی متر میباشد .

تقسیم بندی وزارت کشاورزی آمریکا: (USDA)

نام جزء معدنی خاک	شن	لای	رس
	خیلی درشت	درشت	متوسط
	ریز	خیلی ریز	
قطر بر حسب میلی متر	۲ - ۱	۱ - ۰.۵	۰.۵ - ۰.۲۵
		۰.۲۵ - ۰.۱	۰.۱ - ۰.۰۵
		۰.۰۵ - ۰.۰۰۲	< ۰.۰۰۲

تقسیم بندی موسسه استاندارد بریتانیا : (BSI)

نام جزء معدنی	شن	لای (سیلت)	رس
خاک			
قطر بر حسب میلیمتر	۰.۶ - ۰.۲	۰.۰۶ - ۰.۰۲	۰.۰۰۶ - ۰.۰۰۲
	۰.۲ - ۰.۰۶	۰.۰۲ - ۰.۰۰۶	< ۰.۰۰۲

سیستم اروپایی: سیستم طبقه بندی اروپایی نیز مانند سیستم طبقه بندی بریتانیا میباشد با این تفاوت که در سیستم اروپایی رس به سه قسمت تقسیم می شود که شامل رس درشت ۰.۰۰۰۶-۰.۰۰۰۲ میلیمتر رس ریز ۰.۰۰۰۲-۰.۰۰۰۶ میلیمتر و رس ریز ۰.۰۰۰۲ < می باشد.

اجزاء درشت خاک:

ذرات معدنی با قطر بزرگتر از ۲ میلی متر که جزء ذرات درشت یا اجزاء سنگ نامیده می شود شامل سنگریزه gravel یاریگ pebble (با قطر ۷۵-۲۵۰mm) قلوه سنگ cobble (قطر ۷۵-۲۵۰mm) سنگ ston (قطر ۶۰۰-۲۵۰mm) و تخته سنگ boulder (قطر بیش از ۶۰۰ میلی متر) می باشد در تعیین بافت خاک و کلاسهای بافتی خاک بخش اجزاء درشت یادشده منظور نمی شود زیرا بخشی از خاک محسوب نمی شود.

اگر مقدار ذرات درشت موجود در خاک بیش از ۱۵ درصد حجمی باشد، نام نوع ذرات درشت قبل از نخستین بخش کلاس بافت بیان می شود. نحوه بیان اجزاء درشت به صورت زیر می باشد:

الف- کمتر از ۱۵ درصد حجمی: نیاز به ذکر بخش درشت خاک نمی باشد.

ب- ۱۵-۳۵ درصد حجمی: نام بخش ذرات درشت قبل از نام کلاس بافتی بیان می شود: gravely sandy loam

ج- ۳۵-۶۰ درصد حجمی: کلمه very قبل از نام درشت می آید: very ston loamysand

د- بیش از ۶۰ درصد حجمی : کلمه extremely قبل از نام جزء غالب می آید extremely cobbly silty loam

برای gravel یا pebble، gravelly،

برای cobble، cobbly،

برای stone، stony،

برای boulder، bouldery،

ذرات درشت کاربری اراضی را تحت تأثیر قرار می دهد و اغلب جهت عملیات خاکورزی و کشت و کار مشکلاتی را بوجود می آورند . ذرات درشت رسانای حرارتی یا گرمایی مناسبی هستند و زمینهای سنگلاخی معمولاً گرمتر می باشند ، این ذرات در عین حال مانند مالچ نیز عمل کرده و تلفات آب خاک را از راه تبخیر و رواناب کاهش می دهد ، قابلیت نفوذ خاک را افزایش می دهد . برای رشد درختان مناسبند .

خصوصیات اصلی اجزای معدنی خاک :

بخش شن *sand fraction* :

شن به آن بخش از ذرات معدنی گفته می شود که قطر آنها بین ۲ تا ۰.۰۲ میلیمتر (ISSS) یا بین ۲ تا ۰.۰۵ (USDA) می باشد .

۱- از نظر شکل کروی یا نامنظم هستند .

۲- چسبنده و شکل پذیر نمی باشند و فاقد خاصیت آماس و انقباض هستند .

۳- از طریق الک کردن برآورد و تخمین زده می شوند .

۴- خاکهای غنی از شن ، ظرفیت نگهداری آب ناچیز دارند .

۵- آبگذری و هواگذری و تهویه مناسب .

۶- سطح ویژه کم (۰.۰۱۱ متر مربع در هر گرم ش درشت و ۰.۱ متر مربع بر گرم برای شن ریز می باشد)

۷- فعالیت شیمیایی آنها کم می باشد زیرا نسبت به فرآیندهای هوازدگی مقاوم اند.

۸- فاقد ظرفیت تبادل یونی هستند بنابراین از نقطه نظر قدرت و استعداد فراهم کردن عناصر غذایی بسیار ناچیز می باشد.

۹- بخش عمده کانیهای تشکیل دهنده آن SiO_2 به همراه فلدسپارها (سیلیکاتهای آلومینیوم) میکا (سیلیکاتهای آهن و آلومینیوم) می باشد، کانی هایی نظیر ژیسایت (اکسیدهای آبدار آلومینیوم)، هماتیت و گوتیت نیز به صورت پوشش سطحی دانه های شن یافت میشود.

بخش سیلت *silt fraction*:

سیلت به ذراتی گفته می شود که قطر آنها بین ۰.۰۲ تا ۰.۰۰۲ میلی متر (ISSS) یا ۰.۰۵ تا ۰.۰۰۲ میلی متر (USDA) می باشد.

۱- حد واسط ذرات شن و رس هستند.

۲- شکل منظمی ندارند.

۳- خاصیت چسبندگی و شکل پذیری ناچیز دارند.

۴- خاصیت آماس و انقباض ناچیزی دارند.

۵- ظرفیت جذب آب بسیار کم است.

۶- باروش ته نشینی اندازه گیری می شوند.

۷- سطح ویژه متوسط (۱.۱ متر مربع بر گرم) و فعالیت شیمیایی نسبتاً کم.

۸- ظرفیت تبادل یونی قابل چشم پوشی و از نظر حاصلخیزی ضعیف.

۹- کانی های تشکیل دهنده عمدتاً کانیهای اولیه (SiO_2 ، فلدسپار، میکا و...) می باشد.

خاکهای غنی از سیلت متراکم تر از سایر خاکها بوده و امکان تشکیل سله در نتیجه برخورد قطرات باران زیاد است و در نتیجه تشکیل سله شرایط زهکشی و تهویه خاک بسیار نامناسب خواهد شد.

بخش رس *clay fraction*:

کوچکترین جزء خاک از نظر اندازه ذرات رس می باشد (قطر کمتر از 0.002 میلیمتر).

۱-ورقه ای صفحه ای شکل و یا کروی شکل هستند - بسیار چسبنده و شکل پذیرند

۲-برخی از انواع آنها قابلیت آماس و انقباض زیادی در نتیجه جذب و دفع آب دارند که این اثر رامی توان از روی درز و شکافهای عمیق و وسیع بعد از حذف و از دست دادن آب باران یا آبیاری تشخیص داد.

۳-با روش ته نشینی تعیین میشوند.

۴-خاکهای غنی از رس دارای ظرفیت و قابلیت زیاد در نگهداری آب و تهویه نامناسب هستند.

۵-امکان تشکیل کلوخه و توده های بسیار سخت در نتیجه شخم بی موقع زیاد میباشد.

۶-سطح ویژه بسیار بالا (11 تا 1100 مترمربع در هر گرم رس) و فعالیت شیمیایی نسبتاً زیاد.

۷-ذرات رس از آلومینوسیلیکاتهای ساده تشکیل شده که به همراه مقادیر متنوعی از آهن، کلسیم، منیزیم، پتاسیم، سدیم، آمونیوم. غیره به صورت تثبیت شده یا شکل تبادلی هستند.

۸-فرم تبادلی کاتیونها جهت استفاده گیاهان آزاد می شوند.

۹-سوسپانسیون ذرات رس خصوصیات مواد کلویدی نظیر حرکت براونی پدیده های الکتروکینتیک، هماورشدن، انتشار، بار الکتریکی در سطح و پدیده جذب و غیره را بروز می دهند.

	Rating associated with soil saparotes		
	Properties __ behavior		
	sand	silt	clay
	high	medium	low
γ -total prosity	low	medium	high
α - macro pores	low	high	medium low
β -micro pores	low	medium	high
δ - internal drainage and drain age rate	high	slow	to medium very slow
ϵ -soil aeration	good	medium	poor
ν -plasticity	non plastic	slightly plastic	very plastic
λ -stickiness	non sticky	slightly sticky	very sticky
ρ -swelling – shrinkpotentid	nile	very low	low to very high
σ -water holding cabacity	low	medium	high
τ - infiltration and permeability	high	slow	very slow to medium

۱۲-unsaturated hydraulic conductivity	low	medium	high
۱۳-buffering capacity	low	medium	high
۱۴-ability to stor and supply plant nutrients	poor	medium	high
۱۵-soil organic matter level	low	mediumtohigh	high to medium
۱۶-decomposition of o.m	rapid	moderate	slow
۱۷-compactibility	very low	medium	high
۱۸-susceptibility to wind erosion	moderate	high	low
۱۹- susceptibility to water erosion	low	high	low if aggregated high if not
۲۰-mineralogical characteristic	quartz	quartz	alomino silicates
a)dominant minerals	feldespar	feldespar	quartz
b)other minerals	mica	mica	gibbcit goethite

madsq.com

بافت خاک :

کلاسهای بافتی خاک :

clay loam ،sandy clay loam، silt، silt loam، loam،sandy loam، loamy sand ،Sand

clay،silty clay ، sandy clay ،silty clay loam،

۱.sandy soils

حداقل ۷۰ درصد شن

۱۵ درصد یا کمتر رس

-Sand

-Loamy sand

فعالیت شیمیایی ،مقاوم به هوازدگی هستند

سطح ویژه کم ،به لحاظ کم بودن مقدار مواد آلی

شکل ناپذیر - غیر چسبنده -- ظرفیت نگهداری آب کم

آب قابل استفاده برای گیاهان کم - شرایط زهکشی مطلوب - وضعیت تهویه مطلوب

ظرفیت تبادلی کم -توان تأمین عناصر غذایی ونگهداری عناصر غذایی خیلی

بارخیزی و تولید محصول به طور طبیعی کم و ناچیز است.

۲.loamy soils

ایده آل ،مقادیر مساوی ،شش زیر گروه دارد

-sandy loam

نسبتاً درشت

-loam

-silt loam

متوسط

-sandy clay loam

نسبتاً ریز

-silty clay loam

-clay loam

یک خاک لومی ایده آل :

نرم (لمس) و چسبنده است

زهکشی خوب

ظرفیت نگهداری آب متوسط

شکل پذیری کم - چسبندگی کم

ظرفیت تبادل کاتیونی متوسط

توان و قدرت نگهداری عناصر غذایی و توان تأمین عناصر غذایی گیاهان متوسط

خاک های مناسبی برای تولید محصول هستند

۳-clayey soils

-حداقل ۳۵ درصد رس

-در بسیاری از حالات نباید مقدار رس کمتر از ۴۰ درصد باشد

-ریز بافت

-sandy clay

-silty clay

-clay

در sandy clay ممکن است مقدار شن بیشتر از مقدار رس باشد

در silty clay معمولاً مقدار سیلت بیش از مقدار رس است

سطح ویژه زیاد

ظرفیت تبادل کاتیونی خیلی بالا

ظرفیت جذب آب و عناصر غذایی بالا است

بسیار چسبنده

بسیار شکل پذیر

به علت اینکه مقدار تخلخل کل و تخلخل ریز آن در مقایسه با خاکهای شنی بیشتر است. مدت

نگهداری و عرضه آب به گیاه در آن بالا است.

شرایط زه کشی داخلی آن ناچیز

تهویه ناچیز (فقیر)

عملیات خاک ورزی دشوار

۴.silty soils

حداقل ۸۰ درصد سیلت

-silt

رس ۱۲ درصد یا کمتر

بافت متوسط

لمس زبر

دارای مقداری چسبندگی و شکل پذیری است

ظرفیت جذب تا حدودی دارد

سطح این خاکها معمولاً وییوسته (سله ایست)

آب قابل استفاده گیاه متوسط

تهویه وزه کشی نسبتاً مطلوب

اهمیت بافت خاک :

داشتن بافت خاک از جهت تعیین تناسب خاک ها برای تولید محصولات گیاهی پی ساختمان ها فوق العاده حایز اهمیت است . ماهیت و خصوصیات اجزاء خاک , مقدار نسبی آنها ونحوه آرایش نسبی آنها ونحوه آرایش آنها تاثیر عمده ای بر رشد گیاهان وسایر کاربردهای خاک دارد . با توجه به بافت خاک می توان توان و قابلیت آن را در تامین عناصر غذایی مژرد گیاهان تعیین نمود. انتخاب درست نوع محصول , تناوب زراعی ومدیریت خاک مستقما به بافت خاک وابسته است (فاصله آبیاری - کوددهی)

در خاک های رسی گیاه ذرت که نیاز به تهویه مناسب دارد نمیتوان به خوبی کشت وپرورش داد وخاک های شنی به شدت زهکشی شده وتهویه بسیار بالایی داشته ونمی تواند آب وعناصر غذایی لازم را درخود ذخیره کند لذا محصولاتی که به آب زیادی نیاز دارند نظیر شالی دراین خاک ها مناسب نمی باشند . خاک های رسی برای بسیاری از محصولات مناسبترین هستند زیرا به خوبی زهکشی میشوند ومیتوانند به مقدار کافی آب وعناصر غذایی را در خود نگه دارند .

نسبت لای ورس مسعله مهمی برای طبقه بندی خاک ها وارزیابی پدیده هایی نظیر مهاجرت رس,هواپدگی ومواد مادری است

مسایل تا مشکلات خاک های سنگین :

خاک های سنگین عبارت از خاک های ریز بافت یعنی خاکهای رسی است دررطوبت های خیلی کم این خاکها بسیار سخت وبه هم چسبیده هستند که ناشی از اثر سیمانی کنندگی اجزاء رس می باشد در رطوبت های زیاد این خاک ها بسیار شکل پذیر وجسبنده هستند و بدین ترتیب شخم کردن این خاکها مشکل میباشد. اگر خاکهای رسی تحت شرایط خشک شخم زده شوند نیاز به توان وقدرت بیشتری جهت شخم زدن داشته و کلوخه بزرگ وسختی تشکیل میشود که امکان فراهم کردن بستری مناسب برای بذر را دشوار می سازد اگر تحت شرایط مرطوب نسبت به شخم زدن این خاکها اقدام شود کلوخه های بزرگی ایجاد میشود که نلشی از

شکل پذیری و چسبندگی رس می باشد که پس از خشک شدن این کلوخه ها فوق العاده سخت شده که به راحتی قابل خرد شدن نیستند. در حالت خیس چنانچه شخم زده شوند بعلت زیاد بودن چسبندگی و شکل پذیری بالا خاکدانه تخریب شده و ذرات منفرد به صورت مستقل عمل کرده و تخلخل درشت از بین رفته و گفته میشود که خاک حالت گلخراپی پیدا کرده است در چنین شرایطی خاک تقریبا نسبت به آب و هوا غیر قابل نفوذ شده و تهویه خاک نیز به خوبی انجام نمی شود بنابراین عملیات خاک ورزی در خاکهای سنگین بایستی در رطوبت های مناسب و بادقت انجام شود.

شرایط زهکشی درونی و تهویه خاکهای سنگین به علت ناچیز بودن مقدار تخلخل درشت خاک بسیار ناچیز بوده و ممکن است با مصرف مواد آلی فراوان و عملیات خاک ورزی دقیق و صحیح در مقادیر مناسب رطوبت و شرایط تهویه و زهکشی داخلی این خاکها بهبود یابد.

مشکلات فیزیکی خاکهای سبک:

خاکهای سبک به خاکهای بابافت درشت یعنی خاکهای شنی اطلاق می شود مشکلات اساسی خاک هلد سبک زهکشی شدید و تهویه زیاد این خاکها بوده و قادر نیستند که آب کافی و مواد غذایی لازم برای رشد گیاهان و محصولات کشت شده را نگهداری نمایند.

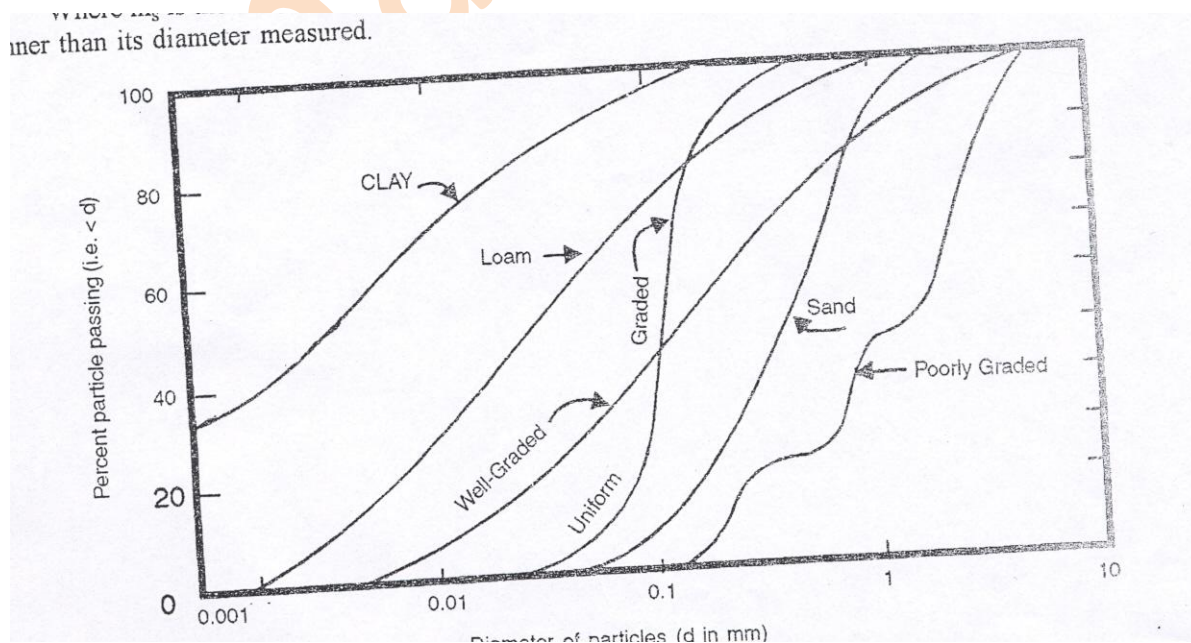
بطور طبیعی و معمول مقدار مواد آلی این خاک کم بوده و امکان تشکیل ساختمان تک دانه ای در آنها بالاست. اگر خاکهای سبک دارای رس و سیلت باشند ولی مقدار آنها برای دانه بندی مناسب خاک کافی نباشد و ذرات شن نیز مخلوطی از ذرات با اندازه های مختلف باشد در صورتی که تحت شرایط مرطوب بر روی آنها عملیات خاکورزی انجام شود بع علت توجیه ذرات ریز تر در بین و ذرات درشتتر به صورت توده ای در می آیند و در نتیجه کفه هایی نظیر کفه های شخم یا فراجی پن یا غیره تشکیل می شود ساختمان توده ای

ساختمان بهم چسبیده بوده و خصوصیتی نظیر سنگ ها را بروز می دهند و اغلب خاک نسبت به ریشه آب و هوا غیر قابل نفوذ می شوند .

اضافه کردن مقدار زیادی کود های حیوانی و بقایای گیاهی و غیره به خاکهای سبک و شنی نه تنها موجبات دانه بندی و تشکیل خاکدانه در اینگونه خاکها فراهم می شود و از تشکیل ساختمان توده ای جلوگیری می نماید بلکه باعث افزایش ظرفیت نگهداری آب در خاک نیز می گردد.

توزیع اندازه ذره Particle Size Distribution:

نتایج حاصل از تجزیه مکانیکی خاک به صورت نمودار به شکل منحنی توزیع اندازه ذره (منحنی دانه بندی) نمایش داده می شود. نظیر این منحنی ها در شکل زیر نشان داده شده است. قطر ذرات روی محور افقی با مقیاس لگاریتمی بر روی کاغذ نیمه لگاریتمی تعیین می شود در حالیکه درصد وزنی ذرات با مقیاس عددی روی محور قائم مشخص می گردد. نقاط بدست آمده را بهم وصل کرده که نتیجه آن بدست آمدن منحنی دانه بندی است.



هیدرومتر Hydrometer

برای تعیین بخش رس و سیلت دو نوع هیدرومتر به کار می رود هیدرومترهای نوع چگالی نسبی (American standard of testing, astm شماره ۵۱۱h) و انواع گرم در لیتر (۱۵۲h . astm no) با هیدرومترهای نوع چگالی نسبی، درصد خاک باقیمانده در سوسپانسیون در سطحی که این هیدرومتر چگالی سوسپانسیون را اندازه گیری می نماید با خواندن یا قراعت هیدرومتر و به کار بردن فرمول زیر محاسبه می شود .

$$P = \left[\frac{V}{W} \times \frac{\rho_s}{\rho_s - V_w} \right] (R - \rho_w) \times 100$$

p-درصد خاک باقیمانده در سوسپانسیون و در سطحی که چگالی اندازه گیری میشود .

V_ حجم سوسپانسیون بر حسب cm

w- وزن خاک خشک شده بر حسب گرم

P_s- وزن مخصوص حقیقی بر حسب گرم بر سانتیمتر مکعب

P_w_ چگالی یا وزن مخصوص سیال گرم بر سانتیمتر مکعب

R_ قراعت هیدرومتر با تصحیح حرارتی

تصحیح حرارتی به سه دلیل ضرورت دارد :

تغییر دما : هیدرومتر معمولاً توسط کارخانه سازنده معمولاً برای یک دمای معین که ۲۰°C یا ۶۸°F است

واسنجی می شود . چنانچه دما به هنگام استفاده از هیدرومتر از دمای کالیبراسیون بیشتر یا کمتر است ، باید

تصحیح مناسب صورت گیرد .

تغییر در چگالی نسبی: هیدرومتر به طور طبیعی در آب مقطر کالیبره می شود، اضافه کردن مواد لیسیرس کننده نظیر هیدروکسید سدیم یا هگزا متافسفات سدیم منجر به افزایش چگالی نسبی آب مقطر میشود. بنابراین انجام تصحیح حرارتی لازم است.

تغییر در موقعیت سطح هلالی شکل: قرائت بایستی صحیح انجام شود و قرائت صحیح در نظر گرفتن انتهای هلال مایع تشکیل شده روی ساقه هیدرومتر انجام میشود که مشکل انجام میشود و معمولاً قسمت بالای هلال قرائت میشود. بنابراین انجام تصحیح حرارتی اجتناب ناپذیر است.

هیدرومتر نوع گرم بر لیتر مستقیماً غلظت ذرات را محصول را در محصول سوسپانسیون خاک بر حسب گرم بر لیتر اندازه گیری میشود.

فرضیات قانون استوکس:

(i) اندازه ذرات در مقایسه با مولکول های سیال باید به اندازه کافی بزرگ باشد (ذرات درشت تر از $d > 0.001$) تا حرکت براونی بر سقوط ذرات تاثیر گذار نباشد.

(ii) محیط تعلیق باید به اندازه کافی رقیق باشد (درصد حجمی یل غلظت باید حدود یک باشد) در اینصورت سقوط آزادانه ذرات تحت تاثیر دیواره های ظرف محتوی آنها قرار نگرفته و ذرات هر یک به صورت مستقل سقوط می کنند و ذرات درشت تر مانند قیف برای ذرات ریزتر عمل نکنند.

(iii) ذرات سخت، کروی و صاف هستند اما بسیاری از ذرات نه صاف هستند و نه کروی. برلی ذرات غیر کروی قانون استوکس تنها در صورتی اعتبار دارد که از مفهوم قطر معادل یا قطر موثر استفاده شود. (اصطلاح شعاع یا قطر معادل یا موثر عبارت است از شعاع یک ذره ی کروی از همان ماده که با همان سرعت ذره مورد نظر سقوط نماید).

(iv) نباید بین سطح ذره و مایع لغزشی یا برشی وجود داشته باشد. از آنجا که در اطراف ذره خیس شده، پوسته ای از آب ایجاد شود بنابراین بین ذره و مایع امکان لغزندگی وجود ندارد.

محدودیت های قانون استوکس:

(i) شکل ذرات: بسیاری از ذرات خاک کروی نبوده و با شکل های نامنظم هستند. دربخش رس تعداد زیادی از ذرات به شکل ورقه یا ورقه مانند هستند گرچه جهت غلبه بر این مشکل شعاع معادل یا شعاع موثر استفاده می شود. تاثیر اشکال مختلف ذرات بر روی سرعت ته نشین شدن آنها از جمله عمده ترین محدودیت های کاربرد قانون استوکس است. ذرات ورقه مانند و نازک با سرعتی خیلی کمتر از ذرات کروی سقوط می کنند و در نتیجه مقدار این ذرات ممکن است بیشتر برآورد شوند یا مقدار آنها بیشتر بدست آید.

(ii) لزوجت سیال: با افزایش درجه حرارت لزوجت سیال کاهش پیدا می کند تغییر در مقدار لزوجت تحت تاثیر درجه حرارت موجب تغییر در سرعت سقوط ذرات می شود. به عنوان مثال سرعت سقوط یک ذره در دمای ۳۰ درجه حدود ۱۲ درصد سریعتر از سرعت سقوط آن در ۲۵ درجه سانتی گراد است. بنابراین لازم است در اندازه گیری ذرات از تصحیح حرارتی استفاده می شود یا دما به هنگام نمونه برداری جهت برآورد سیلت یا رس ثابت نگهداری شود.

(iii) چگالی ذرات: چگالی ذرات نیز بر دقت وصحت قانون استوکس تاثیر دارد.

(iv) حرکت براونی (Brownian motion):

ACIDIC SULFATE SOLUBLE CAT CLAYS

خاکهای رسی خیس، خاکهایی هستند که قابلیت شدیداً اسیدی شدن را دارند ($\text{pH} < 3.5$) زیرا وجود مقدار زیادی شکل های احیاء شده گوگرد وجود دارد که به اسید سولفوریک اکسین می شوند. هنگامی که زه کشی

شده و یا حفاری و گود برداری شوند و موجب شوند که خاک در معرض اکسیژن قرار گیرند . خاکهای رسی خیس با مقادیر کافی سولفیدها (FeS_2) هنگامی که زه کشی شوند و به اندازه کافی تهویه گردند شدیداً اسیدی می شوند . سنگینی رسی با واکنشهای شیمیایی و میکروبی، سولفیدها اکسید شدن و تبدیل به سولفات می شوند که نهایتاً منجر به تشکیل اسید سولفوریک می شود. میزان تولید اسید به مقدار سولفیدهای موجود و به زمان و شرایط اکسید شدن بستگی دارد.

واکنش شیمیایی

واکنش بیوشیمیایی

بوسیله باکتری های نظیر تیوباسیلوس فرواکسیدانس

مدیریت خاکهای cat clay

مدیریت خاکهای cat clay بستگ دارد به :

الف) مقدار اکسید تشکیل شده

ب) ضخامت لایه سولفیدی

ج) امکان آبشویی

د) ارزش زمین

مراحل اصلاح این خاکها عبارت است از:

۱. تسطیح، غرقاب شدن نگاهداشتن منطقه و کاشت برنج ، شالیزار

۲. کنترل سطح ایستایی، لایه‌ای از خاک که دارای سولفید (FeS_2) می‌باشد بایستی در زیر سطح

ایستایی حفظ شود تا شرایط بی‌هوازی تداوم یابد.

۳. آهک دهی و آشولی: در مواردی مقرون به صرفه نمی‌باشد زیرا نیاز به ۲۲۴ تن آهک در هر هکتار

دارد

- توصیف و تشریح بعضی از واژه‌ها و اصطلاحات در ترکیب مکانیکی خاک:

پتانسیل زتا: ذرات رس، ذراتی با بار منفی می‌باشند. این بارهای منفی با مقادیر برابر آنها با کاتیون‌ها خنثی

می‌شوند. که یونهای تبادل‌ناپذیر می‌شوند که در سطح رسها با نیروی کولمب (coulomb forces)

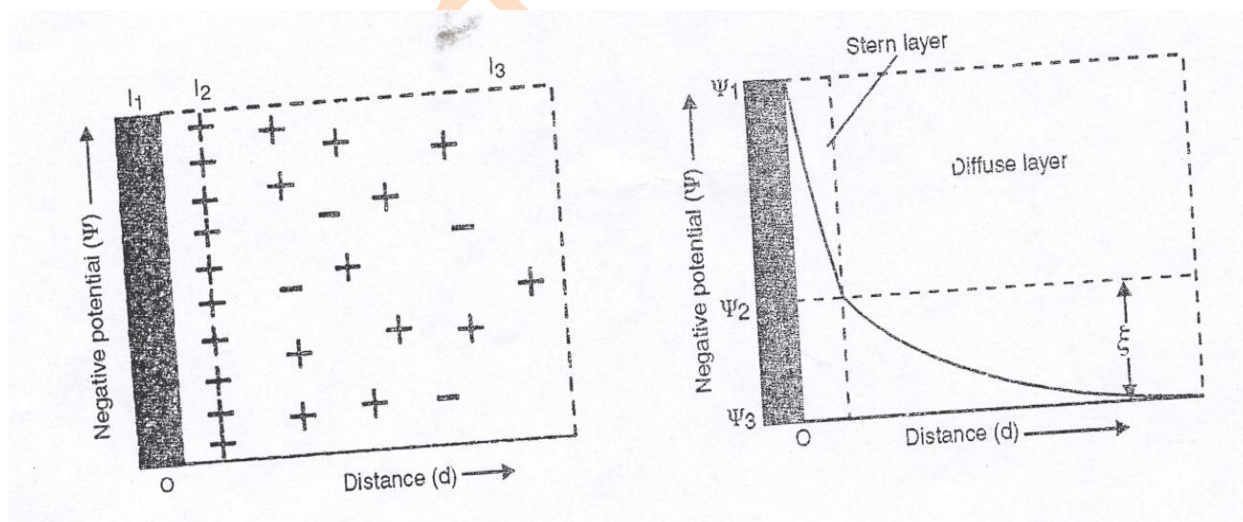
نگهداری می‌شوند. بارهای منفی در سطح رس و کاتیونهای خنثی کننده بارهای منفی در اطراف ذره یک لایه

دوگانه الکتریکی تشکیل می‌دهند. اشترن stern، نشان داد که لایه دوگانه از دو بخش تشکیل شده است.

بخش اول که تنها به ضخامت یک یون می‌باشد در مجاورت سطح ذره به صورت ثابت و تثبیت شده می‌باشد

که لایه اشترن نامیده می‌شود و بخش دوم که تا فاصله‌ای از سطح ذره رسی گسترش یافته است از نظر

خصوصیت پخش شده است. این نحوه توزیع یونها به صورت شماتیک در شکل زیر نشان داده شده است.



بر طبق مدل اشترن، حد فاصل جامد و مایع، بارهای بخش اول لایه دئو گانه در سطح ذرات جامد ثابت می‌ماند (۴) بخش محلول لایه دو گانه حاوی یونهای نی‌نو محلول می‌تواند به دو بخش شامل بخش تثبیت شده (L_2) که در فاصله چند آنگسترمی از سطح ذرات جامد قرار می‌گیرد و دیگری بخش پخشیده L_3 تقسیم می‌شود.

اگر ψ_1 پتانسیل کل در سطح ذره کلونید باشد، ψ_2 پتانسیل لایه فیکس شده و ψ_3 پتانسیل لایه آزاد پخشیده می‌باشد. بین ψ_1 و ψ_2 یک افت ناگهانی وجود دارد که پتانسیل از ψ_1 به ψ_2 در بخش تثبیت شده (یا لایه اشترن) به ناگاه افت پیدا می‌کند. افت پتانسیل از ψ_2 به ψ_3 تدریجی می‌باشد که در بخش لایه آزاد پخشیده از لایه دو گانه دیده می‌شود.

بدین ترتیب افت پتانسیل کل از سطح جامد (ψ_1) به ψ_3 (توده محلول) پتانسیل لایه دو گانه نامیده می‌شود. در حالیکه اختلاف پتانسیل بین بخش تثبیت شده لایه دو گانه و توده محلول (یعنی تغییر پتانسیل در امتداد لایه پخشیده) پتانسیل زتا یا پتانسیل الکترولیتیک نامیده می‌شود. پتانسیل زتا در واقع عبارت است از اختلاف پتانسیل ایجاد شده در حد فاصل حرکت نسبی در دو فاز می‌باشد. پتانسیل زتا تحت تأثیر یونهای افزوده شده ناشی از بارهای بخش بیرونی لایه دو گانه پخشیده می‌باشد. ممکن است پتانسیل زتا را به صورت رابطه زیر نشان داد.

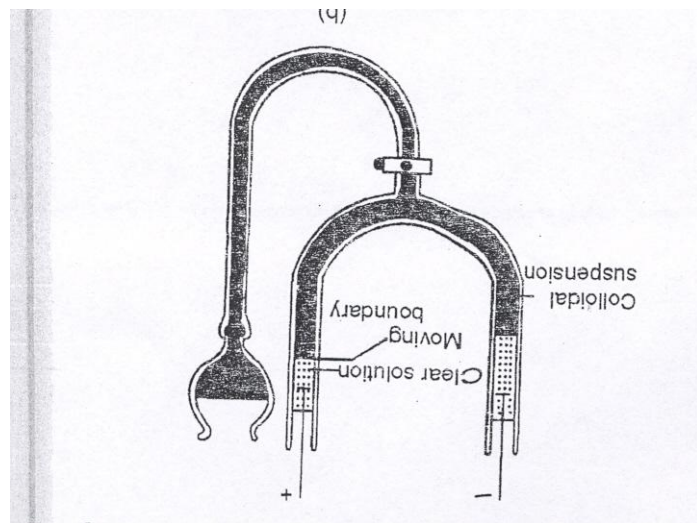
$$\xi = \frac{4\pi ed}{D^*}$$

$$\xi = \text{پتانسیل زتا}$$

$$e = \text{مقدار بار در سانتی متر مربع}$$

$$d = \text{فاصله بر حسب سانتی متر}$$

$$D^* = \text{ثابت دی‌الکتریک محیط پخش}$$



هنگامی که یک سوسپانسیون کلوئیدی در یک میدان الکتریکی قرار گیرد، ذرات کلوئیدی به سمت قطب (در مورد اسمهای با بار منفی به سمت قطب مثبت) حرکت می کنند و یونهای مخالف در لایه دو گانه جذب قطب مخالف می شود (شکل زیر) بعد از یک مدت کوتاهی به یک حالت پایدار می رسد که در این حالت هر لایه ای از مایع به سرعت یک نواخت به موازات سطح کلوئید حرکت می نماید.

اگر صفحه ای که در آن سیال نتواند بلغزد درون لاین پخشیده، سرعت الکتروکنیتیک برابر خواهد شد با :

$$V = \frac{D^* \xi E^1}{4\pi y}$$

$$D^* = \text{ثابت دی الکتریک}$$

$$\xi = \text{پتانسیل زتا با الکتروکنیتیک}$$

$$E^1 = \text{مقاومت جریان}$$

$$y = \text{ویسکوزیته سیال}$$

سطح ویژه **specific surface**

سطح ویژه عبارت است از سطح واحد جرم خاک خشک (S_m) یا سطح واحد حجم ذرات جامد خاک (S_{vs}) یا سطح واحد حجم خاک (S_{vt}). S_m بر حسب سانتی متر مربع در گرم خاک خشک، S_{vs} بر حسب سانتی متر مربع در سانتی متر مکعب ذرات جامد خاک و S_{vt} بر حسب سانتی متر مربع در سانتی متر مکعب خاک بیان می شود.

$$S_m = \frac{S_A}{M_S}$$

$$S_{vs} = \frac{S_A}{V_S}$$

$$S_{vt} = \frac{S_A}{V_t}$$

$$S_A = \text{مساحت سطح کل}$$

$$M_S = \text{جرم ذرات جامد خاک یا جرم خاک خشک}$$

$$V_S = \text{حجم بخش جامد (ذرات جامد) خاک}$$

$$V_t = \text{حجم کل خاک}$$

سطح ویژه خاک از خصوصیات بسیار مهم خاک محسوب می گردد، زیرا بخش عمده ای از واکنشهای فیزیکی و شیمیایی در سطح ذرات روی می دهد و بنابراین مقدار این واکنشها تقریباً متناسب با سطح ویژه است.

عوامل موثر بر سطح ویژه ذرات خاک:

سطح ویژه خاک اساساً بستگی به سه عامل دارد که عبارتند از:

(الف) اندازه ذره، (ب) شکل ذره، (ج) نوع ذره

الف) اندازه ذره: سطح ویژه اساساً از اندازه و ذره ناشی می‌شود. با کاهش اندازه ذره سطح ویژه آن افزایش می‌یابد. مکعبی به ابعاد ۱ سانتی‌متر یا کره‌ای به قطر ۱ سانتی‌متر سطح ویژه‌ای برابر با ۶ سانتی‌متر مربع بر سانتی‌متر مکعب دارد. سطح ویژه مکعبی به ابعاد ۰/۱ سانتی‌متر یا یک ذره کروی شکل به قطر ۰/۱ سانتی‌متر برابر ۶۰ سانتی‌متر مربع بر سانتی‌متر مکعب می‌باشد. بدین ترتیب هنگامی که ابعاد یک مکعب یا شعاع یک کره ۱۰ برابر کوچک شود ($\frac{1}{10}$ شود)، سطح ویژه در واحد حجم ۱۰ برابر افزایش می‌یابد. یک ذره دیسک ماند یا ورقه‌اش شکل به ضخامت 1×10^{-4} سانتی‌متر و شعاع $1/155 \times 10^{-4}$ سانتی‌متر حجمی برابر $4/2 \times 10^{-12}$ سانتی‌متر مکعب و سطح ویژه‌ای مساوی ۳۷۱۴۲ سانتی‌متر مربع بر سانتی‌متر مکعب خواهد داشت. حجم ذره‌ای دیسک ماند به ضخامت 1×10^{-5} سانتی‌متر و شعاع $3/65 \times 10^{-4}$ سانتی‌متر برابر $4/2 \times 10^{-12}$ سانتی‌متر مکعب و سطح ویژه آن ۲۰۴۵۲۴ سانتی‌متر مربع بر سانتی‌متر مکعب خواهد شد. بنابراین برای همان حجم $4/2 \times 10^{-12} \text{ cm}^3$ هنگامی که شعاع به میزان $\frac{1}{10}$ کاهش یابد، سطح واحد حجم آن ۵/۵ بار افزایش می‌یابد.

ب) شکل ذره: سطح ویژه با شکل ذرات تغییر می‌کند. ذرات کروی شکل کمترین سطح ویژه ذره کروی شکل است. اگر ذره کروی شکل به ذره دیسک ماند یا ورقه‌آی شکل تبدیل شود، سطح ویژه افزایش می‌یابد. ذرات ورقه‌ای یا دیسک ماند بیشترین سطح ویژه را دارا هستند. در حجم یکسان، هنگامی که ضخامت ذره دیسک ماندن برابر با شعاع ذره کروی باشد، سطح ویژه آن ذره دیسک ماند بر حسب واحد حجم $۱/۲۳۸$ برابر یا $۲۳/۸$ درصد بیشتر از سطح ویژه ذره کروی خواهد شد. ذرات صاف و تخت یا ذرات کشیده در مقایسه با ذرات با ابعاد برابر نظیر ذرات مکعبی یا کروی در حجم برابر سطح ویژه بزرگتری دارند.

ج) نوع ذره type of particle

دو نوع ذره در خاک وجود دارد. یک نوع آن آماس پذیر بوده یعنی با جذب آب انبساط می یابند و نوع دیگر غیر آماس پذیر یا آماس ناپذیر هستند. یعنی با جذب آب منبسط نمی شوند هر دو نوع ذره دارای سطح بیرونی می باشند ولی نوع آماس پذیر علاوه بر سطح بیرونی دارای سطح داخلی نیز هستند که مقدار آن خیلی بزرگتر از سطح خارجی آن می باشد. بنابراین سطح ویژه نوع آماس پذیر ذرات در مقایسه با ذرات آماس ناپذیر خیلی بیشتر است.

عوامل موثر بر سطح ویژه خاک:

عوامل مهم و موثر بر سطح ویژه خاک عبارتند از:

(i) بافت خاک: چون ذرات رسی از نظر اندازه در مقایسه با سایر اجزاء معدنی خاک کوچکتر و خیلی نزدیک تر به ورقه ای شکل یا تخته مانند در مقایسه با ذرات سیلت و شن هستند. سطح ویژه آنها نیز خیلی بزرگتر از ذرات لای و شن می باشد. در نتیجه با افزایش مقدار رس موجود در خاک، سطح ویژه خاک نیز افزایش می یابد. به عبارت دیگر سطح ویژه خاکهای ریز بافت در مقایسه با خاکهای درشت بافت بیشتر است. سطح ویژه خاکهای با ملاسهایی مختلف؟؟؟ در جدول زیر ارائه شده است:

کلاس بافتی	سطح ویژه (m ² /gr)	کلاس بافتی	سطح ویژه (m ² /gr)
خاک شنی	۲۰-۵	لوم لای	۱۲۰-۱۵۰
لوم شنی	۱۰-۴۰	لوم رسی لای	۱۲۰-۲۰۰
لوم	۵۰-۱۰۰	خاکهای رسی	۱۵۰-۲۵۰

در واقع سطح ویژه رس در مقایسه با سطح ویژه لای و شن آنقدر بیشتر می‌باشد که در عمل سطح کل خاک معدنی با بافت ریز ناشی از بخش رس خاک می‌باشد و این امر در مورد رسهای و ماس پذیر نیز صدق می‌کند. اگر یک خاک با بافت لوم لای با سطح ویژه ۱۰۰ متر مربع بر گرم باشد و وزن مخصوص ظاهری آن ۱/۳ گرم بر سانتی متر مکعب، یک هکتار از این خاک به عمق ۱۵ سانتی متر سطح کلی برابر ۱۹/۵ میلیون هکتار $19/5 \times 10^4 \text{ cm}^2$ خواهد داشت (سطح کل بخش معدنی خاک)

(ii) نوع کانیهای رسی

کانیهای رسی دو نوع هستند، کانیهای رسی آماس پذیر و کانیهای رسی آماس ناپذیر همانطور که قبلاً بیان شد، کانیهای رسی آماس ناپذیر تنها دارای سطح بیرونی بوده در حالیکه نوع آماس پذیر علاوه بر سطح بیرونی دارای سطح درونی یا داخلی نیز هستند (سطح بین ورقه‌های رسی) که سهم زیادی در افزایش سطح ویژه خاک دارند. سطح ویژه ذرات رسی از ۱۵ متر مربع در هر گرم رس در رسهای درشت و آماس ناپذیر تا ۸۰۰ متر مربع ریزترین رسهای آماس پذیر تغییر می‌کند. رسهای کائولینیت معمولاً ضخیم بوده و چون جزء رسهای آماس ناپذیر می‌باشد لذا فاقد سطوح داخلی بوده و بدین ترتیب سطح ویژه آنها کم است (۲۰ تا ۴۰ متر مربع در هر گرم) رسهای ایلیمیت از نظر اندازه، متوسط بوده و ساختمان آن گرایش به رسهای آماس ناپذیر پیدا می‌کند و بنابراین سطح ویژه رس ایلیمیت ۶۰-۱۲۰ متر مربع در هر گرم است. سطح ویژه رسهای ورمیکولیت ۷۰۰-۹۰۰ متر مربع در هر گرم رس و در رس مونت موریلونیت ۵۰۰-۸۰۰ متر مربع در هر گرم است. رسهای ورمیکولیت و مونت بر میلیونیت جزء رسهای انبساط پذیر در نتیجه جذب آب بوده بنابراین سطح داخلی آنها قابل توجه است.

(iii) مقدار مواد آلی: چون مواد آلی خصوصاً هوموس ذرات کلوئیدی هستند، لذا دارای سطح ویژه بزرگی بوده و بنابراین خاکهایی که دارای مقادیر زیادی ماده آلی هستند سطح ویژه بالایی دارند.

محاسبه سطح ویژه بر اساس اندازه و شکل ذرات .

d الف) ذرات کروی با قطر

(i) سطح ویژه بر حسب واحد حجم ذرات جامد خاک (S_{vs})

$$S_{vs} = \frac{S_A}{V_s} = \frac{4\pi\left(\frac{d}{2}\right)^2}{\frac{4}{3}\pi\left(\frac{d}{2}\right)^3} = \frac{\pi d^2}{\frac{\pi d^3}{6}}$$

$$S_{vs} = \frac{6}{d} = \frac{3}{r}$$

اگر ذرات کروی با اندازه‌های متفاوت بوده و C_i مقدار کسری از قطر d_i باشد در اینصورت $S_{vs} = 6 \sum \frac{C_i}{D_i}$

(iii) سطح ویژه بر حسب واحد جرم ذرات جامد (S_m)

بر سانتی متر مکعب است. بنابراین خواهیم داشت:

$$S_m = \frac{S_A}{M_s} = \frac{S_A}{\rho_s V_s} = \frac{6}{\rho_s d} = \frac{3}{\rho_s r}$$

چون ρ_s وزن مخصوص حقیقی خاک بوده و مقدار تقریبی آن ۲/۶۵ گرم

$$S_m = \frac{6}{2.65d} = \frac{2.264}{d}$$

برای ذرات کروی با اندازه‌های متفاوت

$$S_m = 2.264 \sum \frac{C_i}{d_i}$$

(ب) ذرات مکعبی به ابعاد

برای ذرات مکعبی با ابعاد متفاوت C_i کسری از ذرات مکعبی به ابعاد L_i

$$S_{vs} = \frac{S_A}{V_s} = \frac{6L}{L^3} = \frac{6}{L}$$

$$S_v = 6 \sum \frac{C_i}{d_i}$$

$$S_m = \frac{S_A}{V_s \times \rho_s} = \frac{6L^2}{\rho_s L^3} = \frac{6}{\rho_s L}$$

$$\rho_s = 2.65 \text{ g/cm}^3$$

$$S_m = \frac{2.264}{L}$$

برای ذرات مکعبی با ابعاد گوناگون $\sum \frac{C_i}{d_i}$

(ج) ذرات صاف با ضخامت h و ابعاد L

$$L^2 = \text{مساحت سطح بتونی آن}$$

$$Lh = \text{مساحت سطح لبه}$$

$$S_A = 2L^2 + 4Lh = \text{سطح کل}$$

$$V_s = L^2 h = \text{حجم کل}$$

$$(i) S_{vs} = \frac{2L^2 + 4Lh}{L^2 h} = \frac{2}{h} + \frac{4}{L} = \frac{2L + 4h}{Lh}$$

$$(ii) S_m = \frac{2L^2 + 4Lh}{\rho_s L^2 h}$$

$$\rho_s = 2.65 \text{ y/cm}^3$$

$$\text{یا } S_m = \frac{2L(L + 2h)}{2.65 L^2 h}$$

$$S_m = 0.75 \left(\frac{L + 2h}{Lh} \right)$$

در صورتی که ذرات صاف یا متوی رسی و با ضخامت خیلی کم ($10^{\circ} A$ یا 10^{-7} cm) باشد چون ضخامت آن

در مقایسه با ابعاد آن خیلی کوچکتر می باشد (10^{-5} یا 10^{-4} سانتی متر) می توان از مساحت لبه ها چشم پوشی

کرد، در این صورت:

$$S_{vs} = \frac{2L^2}{L^2h} = \frac{2}{h}$$

$$S_m = \frac{2}{\rho_s h} = \frac{2}{2.62h}$$

$$S_m = \frac{0.75}{h}$$

د - ذرات دیسک (ورقه ای) مانند با ضخامت h و قطر d

$$\text{سطح جانبی} = \pi dh \quad d=2r$$

$$\text{سطح قاعده} = \frac{\pi d^2}{4}$$

$$S_A = \frac{2\pi d^2}{4} + \pi dh$$

$$S_A = \frac{\pi d^2}{2} + \pi dh$$

$$S_v = \frac{\pi d^2}{4} \cdot h$$

$$S_{vs} = \frac{SA}{VS} = \frac{\frac{\pi d^2}{2} + \pi dh}{\frac{\pi d^2 h}{4}}$$

$$S_{vs} = \frac{\frac{\pi d^2}{2}}{\frac{\pi d^2 h}{4}} + \frac{\pi dh}{\frac{\pi d^2 h}{4}}$$

$$S_{vs} = \frac{2}{h} + \frac{4}{d}$$

$$S_m = \frac{1}{\rho_s} \left(\frac{2}{h} + \frac{4}{d} \right)$$

$$S_m = \frac{1}{2.65} \left(\frac{2}{h} + \frac{4}{d} \right) = \frac{2}{2.65} \left(\frac{d+2h}{h \cdot d} \right)$$

$$S_m = 0.75 \left(\frac{d+2h}{h \cdot d} \right)$$

در مورد رسها، مقدار ضخامت h خیلی کم بوده (10^{-4}) که در مقایسه با قطر و d ؛ ($10^{-3} - 10^{-4}$ A) قابل

چشم پوشی است. چون مقدار $\frac{2}{h}$ خیلی بزرگتر از $\frac{4}{d}$ است و لذا از $\frac{4}{d}$ صرف نظر می شود. و به عبارت دیگر از

مساحت لبه ها πdh چشم پوشی می شود.

بدین ترتیب سطح ویژه ذره رسی ورقه ای شکل را می توان به صورت زیر بدست آورد:

$$S_{vs} = \frac{\frac{\pi d^2}{2}}{\frac{\pi d^2 h}{4}} = \frac{2}{h}$$

$$S_m = \frac{2}{2.65h} = \frac{0.75}{h}$$

تاثیر سطح ویژه بر پاره ای از خصوصیات خاک

الف) بار سطحی: سطوح خارجی و داخلی ذرات ریز حامل بارهای منفی و یا مثبت می‌باشند. ذرات ریز با داشتن سطح ویژه بیشتر دارای بار سطحی بیشتری هستند.

ب) ظرفیت نگهداشت آب: هنگامی که مقدار کمی آب به خاک خشک اضافه گردد، به‌صورت یک پوشش (فیلم) در سطح ذرات خاک نگهداری می‌شود. لذا ظرفیت نگهداشت آب با افزایش سطح ویژه فزونی می‌یابد.

ج) ظرفیت نگهداشت عناصر غذایی: عناصر غذایی در سطح ذرات خاک جذب و نگهداری می‌شوند. بنابراین با زیاد شدن سطح ویژه جذب و نگهداری عناصر غذایی افزایش می‌یابد.

د) هوادیدگی و آزاد شدن عناصر غذایی

ه) تشکیل خاکدانه.

تأثیر سطح ویژه بر پاره‌ای از ویژگی‌های خاک:

الف - بار سطحی surface charge

سطوح خارجی و داخلی ذرات ریز خاک حامل بارهای منفی یا مثبت می‌باشند. ذرات ریزی که دارای سطح ویژه بیشتر هستند، معمولاً بار سطحی بیشتری نیز دارند.

ب - ظرفیت نگهداشت آب water retention capacity

با افزایش سطح ویژه، ظرفیت نگهداشت آب خاک افزایش می‌یابد.

هنگامی که مقدار کمی آب به خاک خشک اضافه شود، به‌صورت فیلم نازکی در سطح ذرات خاک نگهداری می‌شود.

ج - ظرفیت نگهداری عناصر غذایی: nutrient retention cap.

عناصر غذایی بر روی سطح ذرات خاک جذب و نگهداری می‌شود. بنابراین با افزایش سطح ویژه ظرفیت جذب و نگهداری عناصر غذایی نیز افزایش می‌یابد.

د - هواپدگی و آزاد شدن عناصر غذایی مورد نیاز گیاه : *wealthering and velease of plant nutrients*

ه - تشکیل خاکدانه: هر چه سطح مساحت سطح ذرات بیشتر گردد. تمایل ذرات به چسبیدن با یکدیگر افزایش می‌یابد و در یک توده چسبنده موجب تشکیل خاکدانه‌های آب پایا می‌شود.

Water stable aggregate

- اندازه گیری سطح ویژه:

سطح ویژه ممکن است با روشهای مختلفی اندازه گیری شود. رایج ترین این روشها عبارتند از

BET – methodi : *teller* و *Emmelte* ، *brunaune* ، معادله‌ای را با توجه به جذب گازها بر روی سطح جامدات ارائه داده‌اند که به معادله *bet* معروف است که به صورت زیر است:

$$\frac{X}{V(1-X)} = \frac{1}{CUM} + \frac{(C-1)X}{CUM}$$

نسبت فشار بخار گاز به فشار بخار $x = \frac{P}{P_0}$ اشباع مایع در دمای معین

ساختمان خاک:

ذرات اولیه خاک نظیر شن، لای و رس در کنار یکدیگر قرار گرفته و به وسیله مواد آلی، اسیدهای آهن و آلومینیوم، کربناتها و سیلیس تثبیت شده و ذرات ثانویه خاک را تشکیل می‌دهند که خاکدانه (*aggregate*) نامیده می‌شوند. نحوه ترتیب و آرایش ذرات اولیه خاک و خاکدانه‌های آنها به شکلهای مشخصی در می‌آیند که ساختمان خاک نامیده خاک که به صورت ذرات مرکب با شکل خاص در آمده‌اند، نسبت داده می‌شود. که این خاکدانه‌های ایجاد شده از خاکدانه‌های مجاور خود از طریق سطوح ضعیف جدا می‌گردند. از نقطه نظر

ادافولوژیکی واژه ساختمان تشکیل شده که نحوه و چگونگی توزیع خلل و فرج خاک کنترل می کند، در هنگام خیس شدن پایدار و هنگامی که خشک هستند، سخت تر می گردند. کلید واژه هایی که برای تشریح خاکدانه به کار می روند، عبارت از clod, ped و fragment می باشند. یک ذره خاکدانه منفرد و طبیعی ped نامیده می شود. نظیر خاکدانه ورقه ای (play ped) خاکدانه مکعبی (blachy ped) خاکدانه منشوری (prismatic ped) و خاکدانه کروی (دانه ای یا اسفنجی، spheroidal p) و غیره می باشد. توده های متشکل که در نتیجه شخم زدن یا کندن به شکل های مختلف شکسته می شوند. cold نامیده می شوند. هنگامی که یک خاکدانه در امتداد سطوح رخی شکسته شوند به هر یک از ذرات یا قطعات ایجاد شده fragment گویند. واژه دیگری که اغلب با یک خاکدانه ممکن است اشتباه شود، concretion می باشد. کنکرسیون (concretion) عبارت از توده های چسبنده است که داخل خاک در نتیجه ته نشین شدن و سخت شدن بعدی برخی از ترکیبات شیمیایی حل شده در آب تشکیل می شوند.

ساختمان خاک ممکن است از چهار جنبه مختلف مورد توجه قرار گیرند که عبارتند از (الف) شکل ساختمان (ب) پایداری و ثبات ساختمان (ج) انعطاف پذیری ساختمان (structural resilier و د) آسیب پذیری ساختمان (structural vulnerability به هر یک از قطعات تشکیل شده طی شکسته شدن سطوح رخی فرگفت گفته می شود.

الف) فرم یا شکل ساختمان structural form: فرم ساختمان به آن ویژگی های ساختمانی خاک اطلاق می شود که مبین ترتیب و آرایش ناهمگن خلل و فرج و ذرات جامد خاک در یک زمان معین است. فرم ساختمان که به خلل و فرج خاک مربوط می شود شامل تخلخل کل، توزیع اندازه خلل و فرج و پیوستگی و تداوم شبکه خلل و فرج می شود.

فرم ساختمانی از جهت ذرات جامد، ترتیب و چگونگی آرایش ذرات اولیه خاک و تشکیل ذرات ثانویه نظیر aggregates یا peds را شامل می‌شود که از طریق سطوح طی از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

ب) پایداری و ثبات ساختمانی structural stability: پایداری ساختمان عبارت است از مقاومت خاکدانه‌های خاک در مقابل جدا شدن آنها تحت تاثیر آب و ابزار آلات مکانیکی. برخی از انواع ساختمان به سهولت در نتیجه فرآیندهایی نظیر شخم و عملیات خاک ورزی، رفت و آمد بر خورد قطرات باران از هم گسیخته می‌شوند در حالیکه انواعی دیگر از خاکدانه‌ها در مقابل اینگونه فرآیندهای مقاومت می‌کنند.

ج) انعطاف پذیری ساختمانی Structural resiliency: انعطاف پذیری ساختمان در خاک به توان و قابلیت حفظ فرم ساختمانی آن از طریق فرآیندهای طبیعی اتلاق می‌شود با هنگامی که تحت فشارهای ناشی از فرآیندهایی نظیر عملیات شخم، آمد و رشد بر خورد ضربات ناشی از قطرات باران قرار گیرند که می‌توانند اثرات این فشارها را بر طرف کرده و یا کاهش دهند. انعطاف پذیری خاک از فرآیندهایی نظیر خشک و مرطوب شدن ذوب و انجماد فعالیتهای میکروبی و فعالیت پوشش گیاهی ناشی می‌شود.

د) آسیب پذیری ساختمانی structural vulnerability: آسیب پذیری خاک به خصوصیتی از خاکها بر می‌گردد که هم بر ثبات و پایداری ساختمانی خاک تاثیر می‌گذارد و هم انعطاف پذیری خاک را تحت تاثیر قرار می‌دهد کمترین آسیب پذیری خاک در خاکهایی دیده می‌شود که در مقابل فشار مقاومت زیادی داشته و خیلی انعطاف پذیر هستند.

مفهوم ساختمان خاک:

از آنجا که ساختمان خاک و ثبات و پایداری آن نگهداری و انتقال آب، تهویه خاک، نفوذ آب به خاک، آبدوی، قابلیت نفوذ، جریان داخلی نفوذ و گسترش ریشه، تلفات عناصر غذایی گیاهان را از طریق آبدویی

تحت تاثیر قرار می‌دهد، از این جهت ممکن است به عنوان یکی از مولفه‌های حاصلخیزی و بارخیزی خاک به شما رأید و بر این اساس مدیریت موفق خاک به منظور تولید محصول بستگی به اعمال مدیریت کارآمد ساختمان خاک خواهد داشت. بنابراین از نقطه نظر مدیریت، ساختمان خاک ممکن است به صورت خصوصیتی از خاک در نظر گرفته شود که توزیع، ثبات و پایداری و دوام خلل و فرج خاک را با اندازه‌های متفاوت جهت نگهداری آب و حرکت آب در خاک پخشیدگی گاز بین هوای خاک و هوای جو را تنظیم نموده و رشد و گسترش ریشه گیانها را در خاک کنترل می‌کند.

قطر ریشه‌های گیاهان $0/25$ میلی‌متر و یا بیشتر می‌باشد و جهت ریشه دوانی بیشتر و گسترش ریشه باید بخشی از خلل و فرج خاک با قطر $0/25$ میلی‌متر یا بیشتر باشد. همچنین ذرات خاک بایستی به گونه‌ای آرایش پیدا کنند که حداقل ده درصد از حجم خاک با خلل و فرج به قطر $0/08$ میلی‌متر یا بزرگتر باشد تا آب آزادانه از خاک زه کشی شود. این خلل و فرج باید از سطح خاک تا عمق کافی توسعه یابد که به ریشه گیاه اجازه داده شود که تحت شرایط هوایی رشد کند. علاوه بر موارد یاد شده باید حداقل ده درصد حجم خاک را به خلل و فرج با قطر بین $0/08$ تا $0/0005$ میلی‌متر تشکیل دهد تا آب لازم جهت مصرف ریشه فراهم گردد.

* یکی از مهمترین نقش‌های ساختمان خاک که باید به مقدار کافی ثابت و پایدار بماند، حفظ خلل و فرج در مقابل فشارهای مختلف فیزیکی است. چون از جهت جذب آب حاصل از بارندگی نفوذ و به تبع آن مقدار رواناب حاصله از بارندگی و فرسایش ناشی از آن حائز اهمیت است. در صورتی که خاک سطحی از خاکدانه‌های با ثبات و با قطر بین 1 تا 5 میلی‌متر تشکیل شده باشد. به علت تخلخل زیادی که بین خاکدانه‌ها تا و با قطر بیش از $0/08$ میلی‌متر ایجاد می‌گردد، آب به راحتی می‌تواند به داخل خاک نفوذ کند. در صورتی که خاکدانه‌ها ناپایدار باشند در نتیجه برخورد و تصادم قطرات باران با آنها، به حالت انتشار درآمده و یا در نتیجه فشار وارد آمده توسط حیوانات یا چرخهای تراکتور یا سایر ادوات کشاورزی، متراکم و فشرده شده و نفوذ آب

به داخل خاک کاهش می‌یابد به هنگام خشک شدن خاک مرطوب نیز در نتیجه پر شدن خلل و فرج ایجاد شده بین خاکدانه‌ها توسط خاکدانه‌های کوچکتر و یا ذرات انتشار یافته در سطح خاک سله ایجاد می‌شود. مسئله ایجاد شده ورود آب به داخل خاک را محدود کرده و منجر به رواناب و فرسایش خاک می‌گردد. در عین حال سله از جوانه زدن بذر گیاهان نیز ممانعت به عمل آورده و تهویه خاک را دچار مشکل می‌کند.

طبقه بندی ساختمان خاک

ساختمان خاک ممکن است در سه گروه طبقه بندی شود که عبارتند از:

الف - نوع (مبتنی بر شکل خاکدانه‌ها) ب - کلاس (بر اساس اندازه خاکدانه‌ها) ج - درجه (مبتنی بر پایداری و ثبات یا درجه تمایز بین خاکدانه‌ها).

الف - نوع ساختمان خاک: انواع اصلی ساختمان خاک که بر مبنای شکل هندسی خاکدانه‌ها تعیین می‌شود ممکن است به دو گروه تقسیم شود که شامل (a) ساختمان ساده (b) ساختمان مرکب می‌شود.

(a) ساختمان ساده: در ساختمان ساده سطوح رخ طبیعی وجود نداشته و یا نامشخص می‌باشد که از جمله آنها می‌توان به انواع زیر اشاره کرد:

(i) ساختمان تک دانه: این نوع ساختمان را در خاکهای شنی با مقدار مواد آلی ناچیز می‌توان دید.

(ii) ساختمان توده‌ای: توده‌ای چسبیده بهم با وزن مخصوص ظاهری زیاد و در سله‌های متراکم کفه‌های شخم (plough pans) و فراچی پن روی می‌دهد.

(iii) تا ولچه‌ای یا شانه عسل مانند: این نوع ساختمان ممکن است از نوع توده‌ای و سفت باشد و یا خاکدانه‌های سستی از توده گره مانند حاوی آهن است که از خصوصیت لاتریتی شدن می‌باشد.

ساختمان مرکب: در ساختمان مرکب یا متشکل سطوح رخ طبیعی به وضوح دیده می‌شود. انواع ساختمان مرکب بر اساس طول نسبی آنها در جهت محورهای افقی یا عمودی و شکل خاکدانه‌ها توصیف می‌شوند. ساختمان مرکب (متشکل) شامل ۴ تیپ اصلی ساختمان بوده و هر یک از تیپهای اصلی دارای دو تیپ فرعی هستند که به شرح زیر می‌باشد:

(i) ساختمان ورقه مانند platelike st هنگامی که طول محور افقی خاکدانه بیش از طول محور عمودی آن باشد که به آن ظاهری شبیه سطح مسطح، فشرده شده عدسی شکل می‌باشد. این نوع ساختمان خاک را ممکن است در خاکهای بکر یافت ولی بیشتر در افقهای آبرفتی تجمعی allvial یافت می‌شود. همچنین ممکن است در هر بخشی از نیمرخ خاک بویژه در لایه‌های خاک حاصله از ته نشست‌های جدید رسی یافت شود.

(ii) ساختمان منشور مانند prism like st: در صورتی که محور عمودی با طول بیشتر در مقایسه با محور افقی باشد و به صورت یک ستون قائم و عمودی شکل در خاکدانه‌ها درآید که اندازه ارتفاع آنها متغیر بوده و ممکن است با قطری برابر ۱ تا ۱۵ سانتی و بیشتر باشد، ساختمان خاک را منشور مانند (prism like) گویند. انواع فرعی این نوع ساختمان منشوری (prismatic) و ستونی (columnar) می‌باشد. خاکدانه‌های منشور مانند با نوک یا رأس گرد شده و سطوح صاف ستونی خوانده می‌شوند. در صورت مسطح بودن رأس یا نوک خاکدانه‌ها با سطوح و زاویای مشخص و معین به آنها ساختمان منشوری گفته می‌شود. این نوع ساختمان در تحت الارض مناطق خشک و نیمه خشک مخصوصاً در خاکهای سدیمی (solic soil) همراه با رسهای از نوع آماس پذیر رایج می‌باشد. در مناطق مرطوب گاهی در خاکهای با زه‌کشی ناچیز و یافراچی پن یافت می‌شود.

(ii) ساختمان مکعب مانند: هنگامی که طول محور افقی و عمودی خاکدانه‌ها تقریباً یکسان بوده و خاکدانه‌های با اندازه‌های ۱ تا ۱۰ سانتی متر در امتداد سر محور به صورت یکسان رشد کرده باشند در این صورت خاکدانه‌ها را با ساختمان مکعب مانند گویند. شامل anagular blocky و subangular blocky

می‌باشد خاکدانه‌های منشوری معمولاً در نتیجه گسترش درز و ترک‌های افقی یا سطوح با پیوند ضعیف به خاکدانه‌های مکعبی شکل تبدیل می‌شوند.

ساختمان مکعبی معمولاً در افق‌های تحتانی مانند افق B بازه کشی مناسب و نفوذ ریشه در مناطق مرطوب یافت می‌شود. ممکن است در افق A نیز تشکیل شود.

(iv) ساختمان کروی: خاکدانه‌های گرد شده یا کروی هستند. معمولاً با اندازه کوچک می‌باشند و شامل ساختمان اسفنجی (crumb) و دانه‌های (granular) است در صورتی که دانه‌ها خیلی متخلخل باشند، ساختمان اسفنجی و در صورتی که تخلخل آنها کم باشد دانه‌ای نامیده می‌شوند. قطر ساختمان دانه‌ای معمولاً کمتر از ۱ سانتی‌متر و قطر ساختمان اسفنجی کمتر از ۰/۵ سانتی‌متر است. خاکدانه‌های اسفنجی و دانه‌ای در خاکهایی تشکیل می‌شود که دارای مقاومت کششی بالا و آماس پذیری پایین هستند. در ۱۵ سانتی‌متر خاک سطحی یا عمق شخم، خصوصاً خاکهای با مواد آلی زیاد تشکیل می‌شوند. در افق A خاکهای چمنزار و خاکهایی که مورد استفاده کرمهای خاکی قرار گرفته‌اند، یافت می‌شوند.

ب - کلاس ساختمان خاک: کلاسهای ساختمان خاک بر اساس اندازه خاکدانه‌های منفرد متمایز می‌شوند. از این جهت هر یک از انواع ساختمان اولیه بسته به اندازه خاکدانه‌های به ۵ کلاس تقسیم می‌شوند که در جدول زیر ارائه شده است.

کلاس	اندازه خاکدانه (میلی متر)
ورق‌ای	< ۱
منشوری	< ۱۰
یاستونی	< ۵
مکعبی	< ۱
دانه‌ای	< ۱
اسفنجی	< ۱

خیلی ریز یا خیلی نازک

۱-۲	۱-۲	۵-۱۰	۱۰-۲۰	۱-۲	ریز یا نازک
۲-۵	۲-۵	۱۰-۲۰	۲۰-۵۰	۲-۵	متوسط
-	۵-۱۰	۲۰-۵۰	۵۰-۱۰۰	۵-۱۰	درشت یا ضخیم
-	>۱۰	>۵۰	>۱۰۰	>۱۰	خیلی درشت یا خیلی ضخیم

واژه نازک و ضخیم برای انواع ساختمان ورقه‌ای و واژه ریز و درشت برای سایر انواع ساختمان به کار می‌رود.

ج - درجات ساختمان خاک: درجات ساختمان خاک مبین درجه وضوح، پایداری و مقاومت خاکدانه‌ها و سهولت جدا شدن آنها می‌باشد. درجه ساختمان خاک تحت تاثیر مقدار آب خاک است. تحت شرایط مرطوب ساختمان ضعیف تر شده و با خشک شدن ساختمان محکم تر (قوی تر) می‌گردد. ساختمان خاک از این نظر به گروه‌های زیر تقسیم می‌شوند.

الف فاقد ساختمان: در این حالت یا خاکدانه‌ای موجود نمی‌باشد یا ذرات خاک آرایش منظمی ندارند. ممکن است به صورت توده‌ای ناپیوسته باشند چنانچه شنهای سست بدون چسبندگی که به ساختمان تک دانه‌ای موسوم هستند و یا ممکن است به صورت توده‌ای ساختمان توده‌ای نامیده می‌شوند. در خاکهای با قلیائیت بالا نیز یافت می‌شود.

ب) واجد ساختمان: شامل سر کلاس می‌شود.

۱ - ضعیف: خاکدانه‌هایی هستند که پایدار نبوده و به زحمت قابل تشخیص هستند و به سهولت از هم گسیخته می‌شوند و تشکیل مقدار زیادی مواد غیر خاکدانه‌ای می‌دهند.

۲- متوسط: این نوع خاکدانه‌ها به خوبی شکل گرفته‌اند و از خاکدانه‌های با پایدار متوسط و نسبتاً مشخص تشکیل شده‌اند که با شکسته شدن به مخلوطی از خاکدانه‌های کامل، خاکدانه‌های شکسته شده و به مقدار کمی مواد غیر خاکدانه‌های تبدیل می‌شوند.

۳- ساختمان قوی: این نوع ساختمان خیلی خوب شکل گرفته‌اند، کاملاً پایدار بوده و از خاکدانه‌های کاملاً مشخص تشکیل شده‌اند. با شکسته شدن اغلب به خاکدانه‌های کامل و مشخص تبدیل می‌شوند. در این حالت خاکدانه‌ها بدون شکسته شدن به سهولت قابل جابجا شدن هستند.

فرق بین بافت و ساختمان خاک

ساختمان خاک	بافت خاک
الف - آرایش ذرات اولیه منفرد خاک و مجتمع شدن آنها در الگوهای مشخص ساختمان خاک نامیده می‌شود.	الف - مقادیر نسبی اجزاء مختلف خاک شامل شن، لای و رس بافت خاک نامیده می‌شود.
ب - ساختمان خاک به سهولت قابل تغییر و اصلاح می‌باشد که می‌تواند با انجام عملیات خاک ورزی کشت و کار، زه کشی، آهک دهی اضافه کردن کود آلی به خاک و غیره انجام شود.	ب - بافت خاک به راحتی قابل تغییر و اصلاح نیست و به همین علت است که بافت خاک یک ویژگی اصلی خاک محسوب می‌شود.
ج - حجم خلل و فرج خاک اساساً به آرایش ذرات خاک یعنی ساختمان خاک به عنوان مثال خاکهای با ساختمان کروی مخصوصاً ساختمان اسفنجی خلل و فرج بیشتری در مقایسه با ساختمان ورقه‌ای دارند.	ج - حجم خلل و فرج خاک با تغییر اندازه ذرات خاک تغییر نمی‌کند به عنوان مثال ذرات به قطر ۱ میلی متر و ۰/۰۱ میلی متر با آرایش مکعبی همان ۴۷/۶ درصد خلل و فرج را دارند. اما تغییر فضا خلل و فرج ناشی از تغییر در بافت خاک اساساً ناشی از تغییر آرایش ذرات خاک است.

تشکیل ساختمان خاک:

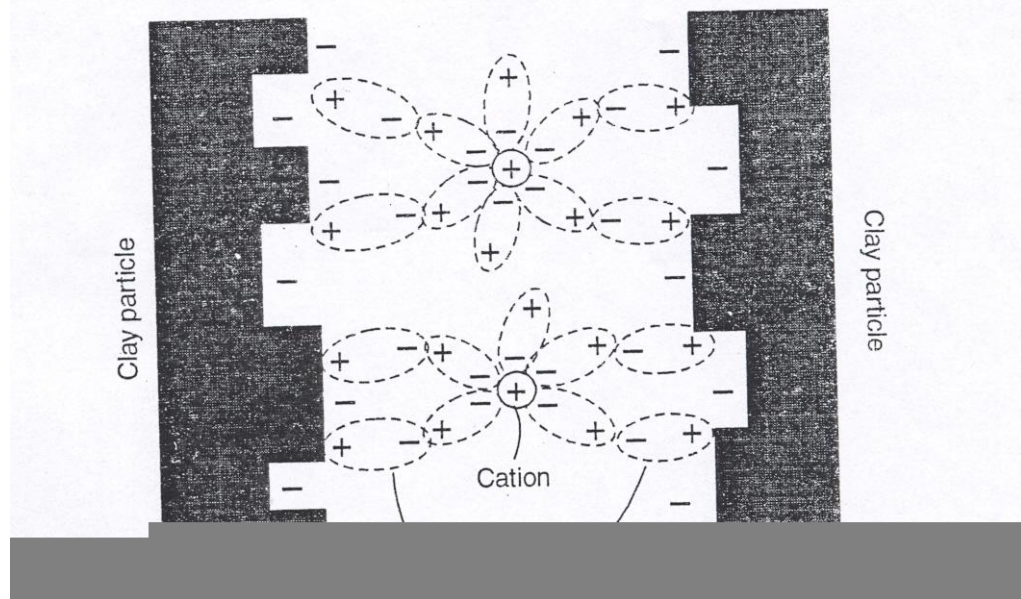
خاکدانه یا در اثر پیوستگی ذرات ریز و یا شکسته شدن توده‌های درشت پیدایش و تشکیل ساختمان خاک به تشریح مکانیزمهای تشکیل واحدهای ساختمانی خاکدانه می‌پردازد. تشکیل یک خاکدانه پایدار و با ثبات نیاز به هم‌آورد شدن ذرات اولیه ریز خاک توسط یونها دارد. تمام ذرات اولیه خاک باید توسط عامل یا عوامل سیمانی کننده که خاصیت چسبندگی دارند، به هم پیوسته و تثبیت شوند و یا توده‌های خاک توسط مکانیزم آماس و انقباض به ذرات ریزتر تبدیل شوند. بنابراین تشکیل خاکدانه یا در اثر پیوستگی ذرات اولیه خاک تحت تاثیر عوامل سیمانی کننده صورت می‌گیرد و یا توده‌ای از خاک در اثر انبساط و انقباض به واحدهای کوچکتر تبدیل می‌گردد.

(i) هم‌آورد شدن یا پیوسته شدن ذرات ریز و اولیه خاک توسط یونها:

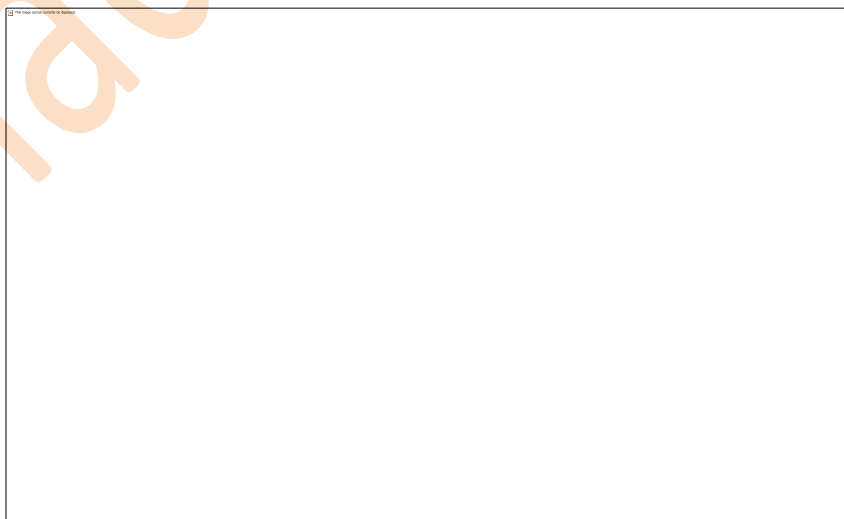
الف) کاتیونها هماورشدن و انعقاد رس از ضرورت‌های تشکیل خاکدانه‌های با ثبات می‌باشد. رس‌های خاک در صورتی به صورت پیوسته و هماورشده در می‌آیند که محل‌های تبدلی بر روی ذرات رس توسط کاتیون‌های دو ظرفیتی نظیر کلسیم و منیزیم اشباع شود. در صورتی که محل‌های تبدلی کانیهای رسی توسط یون سدیم اشباع شود، شرایطی که در خاک‌های سدیک مناطق خشک و نیمه خشک به وقوع می‌پیوندد؛ ذرات رس به شدت به حالت انتشار درآمده و خاکدانه‌ها تخریب می‌شوند. در نتیجه اینگونه خاکها توان و ظرفیت ساختمانی نداشته و یا ناچیز خواهد بود. اما وجود نمک‌های خنثی نظیر NaCl یا Na_2SO_4 در محلول خاک و کمپلکس تبدلی خاک اشباع شده از سدیم، تحت تاثیر املاح اضافی چندان به حالت انتشار در نیامده و به صورت هماورشده باقی می‌مانند (نظیر خاک‌های شور و قلیایی) وجود این املاح خنثی از ضخامت لایه دو گانه الکتریکی یونهای سدیم جذب سطحی شده جلوگیری کرده و موجب کاهش پتانسیل، آبدگیری؛ آماس و پراکنش ذرات خاک شده و نتیجتاً سبب انعقاد مواد کلوئیدی خاک می‌شود. کیفیت نامناسب ساختمانی خاک‌های سدیک را می‌توان با به کار بردن ژپس و جایگزین کردن سدیم تبدلی با کلسیم اصلاح کرده و شرایط فیزیکی مطلوب را در خاک ایجاد نمود. رس‌های اشباع شده از هیدروژن و رس‌های اشباع شده از کلسیم دارای خصوصیات فیزیکی مشابه هم هستند. تفاوتی بین خاک‌های اشباع شده از هیدروژن و رس‌های اشباع شده از کلسیم از نظر آماس و نفوذ پذیری وجود ندارد.

تشکیل خاکدانه مستلزم اثر متقابل بین کاتیون‌های تبدلی دو ظرفیتی نظیر کلسیم بر روی ذرات رسی و ملکولهای دو قطبی آب در خلل و فرج خاک می‌باشد که موجب تشکیل پیوند دو قطبی بین ذرات رس با بار منفی می‌گردد. توجه این حالت به صورت زیر می‌باشد:

the two clay particles are held together by cations by sharing their water envelopes.



ب) آنیونها: در بین آنیونها، آنیون فسفات نقشی مهم در تشکیل خاکدانه دارد. فسفاتهای چند ظرفیتی با ذرات کلوئیدی خاک از طریق آهن و آلومینیوم احتمالاً به صورت زیر پیوند برقرار می نمایند .



اثر سیمانی کننده رسوب فسفاتهای آهن و آلومینیوم بعد از جذب شدن در سطح ذرات کلوئیدی خاک ممکن است منجر به تشکیل خاکدانه‌ها شود. فسفاتهای اضافه شده به خاک گاهی با اجزاء فعال خاک از طریق گروههای هیدروکسیل (OH) واکنش داده و فسفاتها را به ذرات کلوئیدی به شکل زیر پیوند می‌دهد. از نقطه نظر ساختمان خاک، تشکیل خاکدانه نیاز به سیمانی شدن و یا پیوند ذرات هماور شده دارد. بنابراین هماور شدن ممکن است کمک به فرآیند تشکیل خاکدانه نماید ولی خود خاکدانه نیست. بنابراین نقش یونها در تشکیل خاکدانه نقش غیر مستقیم است.

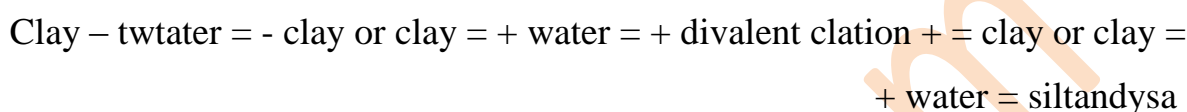
(ii) سیمانی شدن ذرات هماور شده توسط مواد چسبنده:

سیمانی کننده‌ها اثرات رس، اسیدهای آهن و آلومینیوم، مواد آلی

در شن ولای و عدم وجود ذرات کلوئیدی خاکدانه تشکیل نمی‌شود سه گروه اصلی کلوئیدی‌های خاک نقش اساسی در سیمانی شدن ذرات اولیه خاک و تشکیل خاکدانه را بر عهده دارند، که شامل ذرات رس، اکسیدهای آبدار آهن و آلومینیوم و مواد آلی می‌شود. علاوه بر این عوامل یاد شده کربنات کلسیم نیز در خاکهایی که مقدار رس و مواد آلی آنها کم است نقش اساسی در سیمانی شدن ذرات اولیه خاک و تشکیل خاکدانه دارد.

الف) ذرات رسی: وجود رسهای هماور شده از ضرورت‌های اصلی در تشکیل خاکدانه‌های با ثبات به شمار می‌رود. بار سطحی زیاد، سطح ویژه بالا و اثر چسبندگی شدید بین ذرات خاک به مقدار رس موجود در خاک بستگی دارد. از آنجا که بار سطحی، سطح ویژه و درجه چسبندگی به مقدار رس موجود در خاک بستگی دارد. از آنجا که بار سطحی سطح ویژه و درجه چسبندگی رسها بستگی به نوع آنها دارد، بنابراین نوع خاکدانه‌های تشکیل شده با نوع رس تغییر می‌کند. نظر به اینکه سطح ویژه و بار سطحی ذرات شن ولای در مقایسه با ذرات

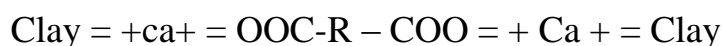
رس ناچیز می باشد. بدین ترتیب از نقش آنها در ایجاد پیوند بین ذرات چشم پوشی می شود. مقدار کل خاکدانه‌ها در خاک و وسعت و دامنه‌ای که رس به صورت واحدهای ثانویه بزرگتر به خاکدانه تبدیل شود بستگی به مقدار و نوع رس موجود در خاک دارد، تمایل به تشکیل پیوند بین ذرات رس و سیلت یا شن با کاهش اندازه ذرات رس، افزایش می یابد. چون سطح ویژه رس زیاد می گردد. نحوه توجیه ذرات رس در خاکدانه‌های خاک به صورت زیر است



ب - کلوئیدهای آهن و آلومینیوم: در خاکهای السی بول (oxisols) یعنی خاکهای قرمز و لاتریت مناطق حاره، اکسیدهای دهیدراته، آهن و آلومینیوم عهده دار تشکیل خاکدانه‌های پایدار می باشند، زیرا کلوئیدهای دهیدراته در نتیجه دهیدراته شدن اغلب کاملاً غیر قابل برگشت می شوند. در این قبیل خاکها رابطه نزدیکی بین مقدار اکسیدهای آهن آزاد و خاکدانه‌های آب پایا وجود دارد. بخشی از آهن آزاد موجود در محلول خاک به صورت یک عامل هماور کننده و هیدروکسید آهن ژلاتینی به صورت یک عامل سیمانی عمل می کنند. بخش عمده‌ای از آهن به صورت ژل هیدروکسیل رسوب کرده و دهیدراته شدن ژل حاصله سیمانی مناسب جهت پیوند ذرات هماور شده با یکدیگر و تشکیل خاکدانه را تشکیل می دهد. کوارتز پوشیده شده با سرکوبی اکسیدها مقاومت پیوند رس - کوارتز را افزایش می دهد. اثر متقابل اسیدهای هومیک و سرکوبی اکسیدهای آزاد، ترکیبات آلی معدنی را تشکیل می دهد که با ذرات خاک، خاکدانه‌های بسیار پایدار را به وجود می آورند. در خاکهای اسیدی حاوی رسهای ۱: ۲ تشکیل خاکدانه‌های پایدار را به پیوند با آلومینیوم نسبت می دهند.

ج - مواد آلی: مواد آلی خاک شامل پلی ساکاریدها، همی سلولز بعلاوه تعداد دیگری از پلی مرهای طبیعی که ماهیتاً پلی الکترولیتیک هستند و بارهای چندگانه دارند، می شود. همچنین دارای چربی، روغن و انواع موم نیز هستند. این مواد از طریق پیوندهای هیدروژنی با پل کاتیونی و نیروهای واندروالز و مکانیزم جذب آنیونی به

سطح رس می چسبند. به این علت است که مواد آلی نقش مهمی در تشکیل خاکدانه چه به صورت ایجاد پیوند و چه به صورت عامل سیمانی کننده دارند. مواد آلی تجزیه شده مانند هوموس ممکن است در سطح ذرات خاک از طریق ایجاد پیوند جذب شوند. اسیدهای هومیک و فولویک دارای بار منفی بوده و ممکن است با پل کاتیونی بین رس و کلوئید آلی منجر به تشکیل خاکدانه‌های پایدار به صورت زیر شود:



یعنی $\text{clay} = + \text{cation}+ = \text{organic matter} = + \text{cation} + = \text{clay}$

به این ترتیب کمپلکس رس - مواد آلی (آرژیلوهومومیک) تشکیل می‌شود.

در اغلب خاکها رس و مواد آلی از عوامل اصلی پیوند و سیمانی کننده برای تشکیل خاکدانه می‌باشند.

در خاکهای با بافت ریز ذرات رس در تشکیل خاکدانه نقش کلیدی و اصلی را ایفا می‌کنند. در حالیکه در

خاکهای درشت بافت مواد آلی نقش اصلی را در تشکیل خاکدانه دارند.

د - کربنات کلسیم. کربنات کلسیم می‌تواند پایداری قابل ملاحظه‌ای در خاکدانه‌های ضعیف خاک ایجاد کند

. در خاکهایی که مقدار رس، مواد آلی و کلوئیدهای آهن و آلومینیوم کم باشد نقش کربنات کلسیم را در

ایجاد و تشکیل خاکدانه‌های با ثبات حائز اهمیت زیاد است.

(iii) تشکیل توده‌های خاک و تجزیه و فروپاشی آنها به اجزاء ریزتر توسط آب

ذرات خاک در توده خاک خشک و سست به طور تصادفی آرایش پیدا می‌کنند. توجیه ذرات و لغزش بعدی

آنها بر روی یکدیگر هنگامی روی می‌دهد که آب کافی برای پوشاندن هر یک از ذرات موجود باشد. ذرات

توجیه شده با این پوشش آب در کنار یکدیگر نگاهداشته و تشکیل توده‌ای از خاک را می‌دهد. مواد کلوئیدی

موجود در توده خاک به صورت عامل روان کننده بین ذرات درشتتر عمل کرده و توده خاک را متراکم ساخته

و به شدت سیمانی می‌شوند. توده خاکی که متراکم شده و به سختی سیمانی شده‌اند، به خاکدانه‌های کوچک‌تر تبدیل می‌شوند که در اثر آماس و انقباض که اساساً عهده‌دار جابجایی خاک هستند، صورت می‌گیرد که منجر به ایجاد درز و ترک در توده خاک شده یا سبب ایجاد سطوح رخی در توده خاک می‌شوند که تشکیل خاکدانه‌های طبیعی را در پی دارد. با آماس پیدا کردن توده خاک در نتیجه خیس شدن یا یخ بستن و سپس منقبض شدن در اثر خشک شدن یا ذوب شدن یخ، درز و ترکها و یا سطوح رخی ایجاد می‌شود. توسط خاک بین درز و ترکها یا سطوح رخی به علت سیمانی شدن با مواد آلی، اکسیدهای آهن، کربناتها و حتی سیلیس به صورت چسبیده باقی می‌مانند. الگوی درز و ترک برداشتن و یا تشکیل سطوح رخی در حین انقباض توده خاک علت تشکیل خاکدانه‌های با اشکال گوناگون می‌باشد.

در مرحله اولیه انقباض، سطوح رخی ایجاد شده عمدتاً در جهت عمودی هستند که منجر به تشکیل خاکدانه‌های منشور مانند می‌شود. در مراحل بعدی، ترکهای افقی یا سطوح رخی خصوصاً در خاکهای با بافت ریز توسعه و گسترش یافته و سبب تشکیل خاکدانه‌های مکعب مانند می‌شود. برآمدگی‌های ناشی از یخبندان، نوسان سطح ایستایی، لایه بندی نازک آبرفت‌های با بافت‌های متفاوت یا مواد دریاچه‌ای و تراکم خاکهای بافت ریز کمک به تشکیل سطوح رخی و عمدتاً در جهت افقی شده که حاصل آن تشکیل خاکدانه‌های ورقه مانند است. خاکدانه‌های کروی (crumb, granular) معمولاً در افق سطحی خاک تشکیل می‌شود. خاکهای معدنی توسط مواد آلی به‌همدیگر چسبیده و توسط جوندگان، کرم‌های خاکی و عملیات خاک ورزی با هم مخلوط شده و بدین ترتیب خاکدانه‌ها از نظر اندازه کوچک شده و لبه‌ها و گوشه‌های آنها صاف و گرد می‌شود.



عواملی که سبب تحریک در تشکیل خاکدانه‌ها می‌شوند.

عواملی که سبب تحریک در تشکیل خاکدانه‌ها می‌شوند:

عواملی که تشکیل خاکدانه‌ها را از نظر پایداری و گسترش آنها تحریک می‌کنند ممکن است به دو دسته شامل

(الف) عوامل بیولوژیکی و (ب) عوامل فیزیکی تقسیم شوند.

الف - عوامل بیولوژیکی مهمترین عوامل بیولوژیکی محرک در خاکدانه سازی ناشی از فعالیتهای میکروبی

کرمهای خاکی و اثرات پوشش گیاهی می‌باشد.

(i) فعالیتهای میکروبی: با اضافه شدن مواد آلی تازه به خاک میکروارگانیزمها نظیر انواع قارچها اکتینومیتها،

باکتری‌ها و مخمرها فعالیتهای خود را جهت تجزیه و تخریب مواد آلی آغاز می‌کند و مواد آلی تازه و تجزیه

نیافته بدون تجزیهو تخریب میکروبی اثرات کمی بر ساختمان خاک دارند. از طرف دیگر میکروارگانیزمها نیز

بدون مواد آلی که منبع انرژی آنها محسوب می‌شوند در تشکیل خاکدانه در خاک بی‌تاثیر خواهند بود. بعلت

ترکیب و پیوستگی مواد آلی تجزیه نشده با خاک میکروارگانیزمهای خاک به سرعت تکثیر یافته و توده زنده

بسیار بزرگی را ایجاد کرده و تعدادی مواد حد واسط نظیر انواع پلی ساکارید، همو سلولز، موم، صمغ و غیره

تشکیل می‌شود که موجب پیوند ذرات خاک به یکدیگر و تشکیل خاکدانه از طریق مکانیزمهای پیچیده نظیر

جذب گیر اندازهای فیزیکی و سیمانی شدن توسط مواد صمغی مترشحه می‌گردد. بدین ترتیب در حضور مواد

آلی تازه و تجزیه نشده میکروارگانیزمها به سه طریق به تشکیل خاکدانه کمک می‌کنند.

۱ - عمل پیوند مکانیکی سلولها و رشته‌های ارگانیزمها

۲ - اثرات سیمانی کننده محصولات حاصل از ساخت و سازها یا سنتزهای میکروبی

۳ - عمل تثبیت کنندگی نتایج و محصولات حاصله از تجزیه و تخریب مواد آلی که به صورت انفرادی یا

ترکیب با یکدیگر عمل می‌کنند.

(ii) فعالیتهای گرمهای خاکی

(iii) اثرات پوششهای گیاهی

اثرات آسمانه گیاهی: اثر محافظتی دارند که خاکدانه‌ها را در مقابل اثرات تخریبی قطرات باران محافظت می‌کنند، بقایای گیاهی نیز سبب افزایش مواد آلی خاک شود.

اثرات ریشه گیاهان: به طرق مختلف در خاکدانه سازی تاثیر دارند.

(V) عوامل فیزیکی شامل تر و خشک شدن متناوب خاک، و ذوب و انجماد متناوب خاک

پلی مرهای آلی مصنوعی: شامل پلی کاتیونها، پلی آنیونها و پلی مرهای غیر یونی نیز مانند پلی مرهای طبیعی نظیر

پلی ساکاریدها و پلی اورونیدها قادر به ساخت خاکدانه و استحکام بخشیدن به واحدهای ساختمانی هستند پلی

وینیل کلراید (PVC)، پلی فنول هیدروکلراید که در زمره پلی کاتیونها هستند توسط رسها جذب شده که

کلسیم به منزله پلی بین ذرات رس و پلی مرهای آلی عمل می‌کند. پلی آکریلونیتریت هیدرولیز شده

(HPAN) و ونیل استات - مالتیک اسید (VAMA) از جمله پلی آنیونهای هستند که از طریق ایجاد

پیوندهای هیدروژنی سبب بهم پیوستن شبکه‌های رس به یکدیگر از طریق آرایق لبه به لبه آنها می‌شود. این

پلی مرها سبب هموار شدن کلونیدها می‌شود بلکه رسهای هموار شده را؟؟؟ می‌کنند. پلی وینیل الکل (PVA)

از مواد نرم کننده غیر یونی خاک می‌باشد که با شبکه رسهای آماسی پذیر تشکیل کمپلکس‌هایی می‌دهد که

سبب پایداری خاکدانه‌ها می‌شود.

نقش آب در تشکیل ساختمان خاک

آب به طرق مختلف نقش اساسی در تشکیل ساختمان خاک دارد:

۱ - تر و خشک شدن متناوب خاک، موجب آماس و انقباض کلونیدی خاک می‌شود.

۲- نیروی کششی سطحی آب در حد فاصل آب و هوا موجب چسبندگی ذرات و توجیه آنها می‌شود.

۳- انفجار خفیف در ضمن خروج هوای محبوس شده در خلل و فرج خاک تحت تاثیر نیروی کششی سطحی

آب که باعث خرد شدن خاکدانه‌های متراکم شده که در نتیجه ساختمان توده‌ای به اجزائی ریزتر تبدیل می‌شود.

۴- اثر انجماد و ذوب که بستگی به مقدار آب موجود در خاک، توزیع اندازه خلل و فرج و سرعت و دامنه

وسعت یخبندان دارد. در خاکهای خیلی خشک این پدیده صورت نمی‌گیرد.

پایداری ساختمان خاک

ثبات و پایداری ساختمان خاک عبارت است از مقاومت خاکدانه‌ها یا واحدهای ساختمانی خاک در مقابل

اثرات تخریبی آب و تغییرات مکانیکی ذرات خاک به عبارت دیگر واژه پایداری و ثبات ساختمان خاک

بیانگر توانایی خاک در حفظ آرایش ذرات جامد و خلل و فرج خاک به هنگام قرار گرفتن خاک در معرض

تنشهای مختلف است .

آب ممکن است به دو طریق باعث تخریب ساختمان خاک شو.

۱. از طریق آبگیری و فرآیند آماس و انفجار ناشی از هوای محبوس شده .

۲. اثر برخورد قطرات باران یا ضوابط قطرات باران به سطح خاکهای لخت و عاری از پوشش گیاهی،

تکرار عملیات شخم و شیار زدن خاک، تردد مکرر ماشین آلات سنگین.

تخریب و فروریختگی ساختمان خاک

تخریب و فروریختگی ساختمان خاک باعث از بین رفتن خلل و فرج یا پیوستگی خلل و فرج یا هر دو می‌شود،

در خاک سطحی یا سطح خاک تخریب و فروریختگی ساختمان خاک معمولاً همراه تشکیل سله در سطح

زرین است . که نتیجه آن کاهش نفوذ آب به داخل خاک با افزایش رواناب سطحی و سخت و دشوار شدن

جوانه زدن بذر و خفگی بذر و افزایش فرسایش خاک است . در تحت الارض تشکیل کفه یا سخت لایه یا تراکم کلی خاک که موجب کاهش ظرفیت نگهداری آب در خاک و آب قابل استفاده گیاه و کاهش قدرت و توان جابجایی و حرکت آب در خاک می شود توسعه ریشه گیاه نیز دچار وقفه یا مشکل می شود.

madsq.com

- علل تخریب ساختمان خاک:

الف) کاهش مقدار مواد آلی خاک در نتیجه کشتکار مداوم خاک بدون استفاده از کودهای آلی تجزیه بیشتر و

عدم برگشت بقایای گیاهی به خاک

ب) اثر خرد کنندگی ضربات قطرات باران: مسدود شدن خلل و فرج و تشکیل سله عملیات کشتکار سبب

می شود که خاک بیشتر در معرض برخورد قطرات باران قرار گرفته و تخریب ساختمان خاک افزایش یابد.

ج) تراکم خاک و توسعه و گسترش ناحیه متراکم (کم شخم) بلافاصله در زیر لایه شخم در اثر رفت و آمد

مکرر تراکتور یا سایر ماشین آلات سنگین کشاورزی یا رفت و آمد سایر وسائط نقلیه

تخریب ساختمان خاک

مسدود شدن خلل و فرج خاک بادخیز لایه سطحی

از بین رفتن خلل و فرج در آن لایه

نفوذ ناچیز آب به داخل خاک

ذخیره ناچیز آب در نیمرخ یا پروفیل خاک

تهویه ناچیز

انجام عملیات خاک ورزی در رطوبتهای نامناسب

محدود شدن رشد و گسترش و رشد

د) ناکافی بودن با نامناسب بودن کاربرد تکنولوژی کشاورزی، مواد حاصلخیز کننده و مواد شیمیایی کشاورزی

(agrochemicals) برای تولید توده زنده موجب تخریب ساختمان خاک می شود. نامناسب بودن

مدیریت های اعمال شده فیزیکی خاک خصوصیات عملیات خاک ورزی در شرایط نامناسب رطوبتی

بکار بردن مداوم کودهای شیمیایی اسیدزا نظیر اوره، سولفات آمونیوم و غیره باعث از بین رفتن کاتیونهای

دوظرفیتی نظیر کلسیم و منیزیم می شود چرا؟ که موجب افزایش هر چه بیشتر چسبندگی خاک و سخت شدن

آن می گردد.

ه) عدم رضایت اصول صحیح آبیاری و بکار بردن آب نامناسب جهت آبیاری در مناطق خشک و نیمه خشک

که منجر به تشکیل خاکهای شود از طریق

(i) بالا آمدن سطح سفره های آب زیرزمینی در نتیجه مصرف آب اضافی یا تراوش آب از کانالهای آبرسانی

اصلی و فرعی

(ii) استفاده از آبهای آبیاری شور و حاوی مقدار زیادی املاح محلول یا کربنات سدیم باقیمانده که منجر به

تخریب ساختمان خاک می شود.

بازسازی و مرمت ساختمان خاک

بازسازی و جبران ساختمانهای تخریب شده خاک و تبدیل مجدد آن به خاکدانه های پایدار و با ثبات فرآیندی

بالنسبه کند و تدریجی بوده و سالهای زیادی طول می کشد تا دوباره خاکدانه های پایدار تشکیل شود. بازسازی

و مرمت ساختمان خاک به طریق زیر انجام می شود.

(V) سیستم کشت و کار: سیستمهای کشت و کار نقشی مهم در ایجاد دوباره ساختمان خاک دارند که در وهله نخست اثرات دانه‌بندی کردن شبکه ریشه‌های گیاهی است (محصولات چمنی دارای شبکه ریشه‌ای متراکم هستند) اثرات حفاظتی آسمانه‌های گیاهی و تشکیل مواد آلی که سبب تحریک فعالیتها میکروبی می‌شود. اثر گیاهان یا نباتات چند ساله بیش از نباتات یکساله است.

(b) آهک، کودهای حیوانی و شیمیایی

اضافه کردن ۵۰ تا ۶۰ تن آهک در هکتار از تخریب ساختمان خاک جلوگیری می‌کند و آهک دهی به خاک موجب توسعه و گسترش هر چه بیشتر پوشش گیاهی و به تبع آن مواد آلی در خاک می‌شود که به بازسازی ساختمان خاک و تشکیل مجدد خاکدانه کمک می‌کند.

مصرف کود حیوانی اثر مهمی بر ساختمان خاک دارد. اضافه کردن کود حیوانی به خاکها و اراضی تحت کشت به منظور حفظ ساختمان خاک امری اساسی و ضروریست

افزایش فعالیت میکروبی در خاک

مواد حاصل از فعالیت جامعه میکروبی خاک شامل پلی‌ساکاریدها، صمغ‌های میکروبی که به صورت عامل پیوند ذرات خاک عمل کرده که خاکدانه تشکیل می‌شود.

(multiple charges) هوموس بعلت داشتن بار الکتریکی مستقیماً جذب سطحی ذرات خاک شده یا از

طریق یک کاتیون حدواسط بارهای چندگانه منجر به تشکیل خاکدانه می‌شود. در مورد نحوه تاثیر کودهای شیمیایی در بازسازی ساختمان خاک اطلاعات زیادی در دسترس نمی‌باشد. بدون شک افزایش میزان شاخ و برگ گیاهی در نتیجه مصرف کودهای شیمیایی تاثیر زیادی در حفظ و بازسازی ساختمان خاک دارد. اضافه

کردن کودهای فسفات نقش مهمی در خاکدانه سازی دارد. نقش سیمانی کنندگی رسوب فسفاتهای آهن و آلومینیوم ممکن است سبب تشکیل خاکدانه شود.

مدیریت ساختمان خاک:

مدیریت ساختمان خاک در خاکهای تکدانه‌ای: مالچ - گل و لای جمع شده در استخر - کود حیوانی

مدیریت ساختمان خاک در خاکهای با بافت درشت و متوسط (افزودن مواد آلی) مدیریت ساختمان خاک در

خاکهای با بافت خیلی ریز و یا سنگین

مدیریت ساختمان خاک در خاکهای اسیدی و خاکهای قلیایی یا سدیمی

استفاده از کودهای حیوانی تجزیه شده و پوسیده - کشت گیاهان کلوفیوزنی

در تناوب

ارزیابی ساختمان خاک:

روشهای ارزیابی ساختمان خاک را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد: الف - روشهای مستقیم ب - روشهای غیر

مستقیم روشهای مستقیم ارزیابی ساختمان خاک مبتنی بر اندازه گیری شکل ، اندازه و نحوه آرایش خاکدانه‌های

خاک می‌باشد در حالیکه روشهای غیر مستقیم ارزیابی بر اساس وسعت و پایداری خاکدانه‌ها و با توجه به

ویژگی‌های وابسته به ساختمان خاک انجام می‌شود.

الف - روش مستقیم

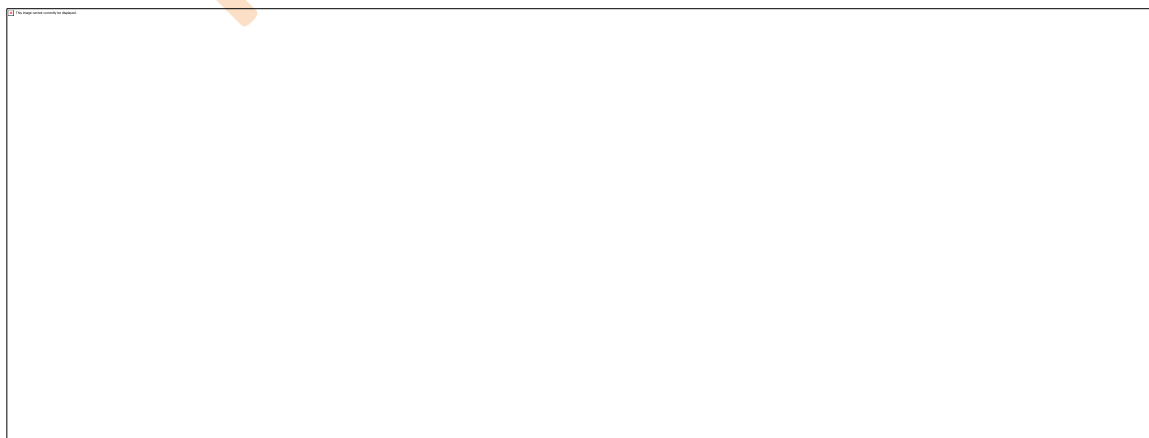
روش مستقیم ارزیابی ساختمان خاک عبارت است از روشهای زیر می‌باشد:

(i) روش میکروسکوپی (ii) روش ماکروسکوپی یا روش صحرایی

(i) روش میکروسکوپی: در این روش مقاطع نازک خاک در آزمایشگاه و با میکروسکوپیهای پولاریزان مورد مطالعه قرار می‌گیرد که به وضوح ماهیت، شکل و اندازه ذرات ثانویه و خلل و فرج را نشان می‌دهد و از آن می‌توان عکس نیز گرفت.

(ii) روش ماکروسکوپی یا روش صحرایی یک تکه از خاک خشک از زمین کنده و به آرامی از ارتفاع حدود یک متری بر روی یک تخته چوبی رها می‌شود. تکه خاک (کلوخ) به قطعاتی از خاکدانه با اندازه‌های مختلف و شکل‌های گوناگون بسته به وضع رخ موجود در بین خاکدانه‌ها تقسیم می‌شود. اشکال هندسی خاکدانه‌ها نوع ساختمان خاک را تعیین می‌کند. اندازه‌های خاکدانه‌ها کلاس ساختمان خاک را مشخص می‌سازد. درجه وضوحی که خاکدانه‌ها مشاهده می‌شوند از جمله اینکه آیا ذرات خرد شده کلوخه دارای خاکدانه‌های مشخص هستند یا مخلوطی از خاکدانه‌ها و ذرات دانه بندی نشده یا به طور کامل به صورت مواد غیر خاکدانه‌ای می‌باشند.

هنگامی که خط رخی مشخص در خاکدانه‌های قابل مشاهده خاک وجود نداشته باشد گفته می‌شود که خاک فاقد ساختمان است. در تپه‌های شنی که ذرات خاک چسبیده نیستند و تک دانه هستند و این نوع ساختمان دیده می‌شود. در خاکهای گلخراب شالیزارها و در کفه‌های دارای ساختمان متراکم و توده‌ای که ذرات خاک بسیار چسبنده هستند، کلوخه به قطعات کوچکتر تقسیم نمی‌شوند، نیر در زمره خاکهای فاقد ساختمان هستند.



ب - روش غیر مستقیم

در این روشها ساختمان خاک به طرق زیر مورد ارزیابی قرار می گیرند .

(i) توزیع اندازه و پایداری خاکدانه‌ها که به طور عام تجزیه خاکدانه قرار می گیرند.

(ii) ویژگیهایی که به ساختمان خاک مربوط می شود.

(i) تجزیه خاکدانه: هدف از تجزیه خاکدانه اندازه گیری ذرات ثانویه آب پایا در خاک و دامنه‌ای است که

اجزاء ریزتر به خاکدانه‌های درشت تر تبدیل می شوند. تکنیک‌هایی که برای تجزیه خاکدانه‌ها به کار گرفته

می شوند. عبارتند از الک کردن خیس، الک کردن خشک، ظرف به ظرف کردن و رسوبگذاری

الف) الک کردن خیس: در این روش خاک از طریق خاصیت موئینگی به تائی به مدت ۳۰ دقیقه خیس

می شود. نمونه خاک خیس شده به الک با روزنه‌های درشت تر واقع در یک ظرف انتقال داده می شود و ظرف

بهمراه الک به زیر آب فرو برده می شود. الک را به آهستگی به حالت قائم با روش مکانیکی داخل آب بالا و

پایین برده که با سرعت ۳۰ نوسان در دقیقه و به مدت ۳۰ دقیقه انجام می شود. الک ۴ با روزنه‌های به قطر ۸

میلی متر تا ۰/۱ میلی متر (۸، ۵، ۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵ و ۰/۱ میلی متر) وزن خشک اتو و اجزاء خاکدانه باقیمانده بر

روی هر یک از الک‌ها به منظور به دست آوردن نسبت توزیع خاکدانه‌ها اندازه گیری می شو. بخش باقیمانده بر

روی هر یک از الک‌ها بیانگر دامنه اندازه یعنی اندازه روزنه الکی که آن بخش از ذرات خاک بر روی آن

باقیمانده که درست بالاتر از اندازه‌ای که است که ذرات از آن عبور کرده‌اند.

در این روش باید مراقب بود که در هنگام خیس کردن نمونه خاک به خاکدانه‌های کوچکتر با شکسته شدن

تبدیل نشود. هر چه سرعت خیس شدن آب بیشتر باشد، خاکدانه‌های بزرگتر سریع تر خرد می شود خیس کردن

آنها به طریق کاپیلاری (موئینگی) دارد. خیس کردن با عمل کاپیلاری یا فرو بردن در نتیجه اثر خرد کنندگی

هوای محبوس شده خاکدانه‌ها را خرد می‌کند. خیس کردن در خلا اثر خرد کنندگی هوای محبوس شده را بر طرف می‌سازد. از این رو خیس شدن در خلا خاک باید در نتیجه اثر خرد کنندگی هوای محبوس شده خاکدانه‌ها را خرد می‌کند. خیس کردن در خلا اثر خرد کنندگی هوای محبوس شده را بر طرف می‌سازد. از این رو خیس شدن در خلا خاک باید در تجزیه خاکدانه با روش الک کردن خیس انجام شود.

ب) الک کردن خشک: الک کردن خشک اندازه و پایداری خاکدانه‌های خشک یا کلوخه‌هایی که در آنها پیوند بین خاکدانه‌ها ضعیف می‌باشد نظیر خاکهای خشک اندازه گیری می‌کند.

تفسیر نتایج: نتایج حاصل از تجزیه خاکدانه را جهت نشان دادن وضع دانه‌بندی وسعت دانه بندی و متوسط آماری اندازه خاکدانه تشریح و تفسیر می‌شود.

در صد توزیع وزنی: distribution percent by weight



Sc: وزن خاک خشک اتو و باقیمانده بر روی یک الک معین

So: وزن خاک خشک اتو و نمونه اصلی

میانگین وزنی قطر (MWD) mean weight diameter

میانگین وزنی قطر هر دامنه‌ای از اندازه خاکدانه‌ها (x_i) در وزن خاکدانه‌های آن دامنه ضرب و نسبت این حاصلضرب به وزن کل ذرات محاسبه می‌شود. با جمع حاصلضربهای حاصله مقدار MWD به دست می‌آید.



تفاوت بین MWD الک کردن خشک و MWD در روش الک کردن خیس تغییر در میانگین وزنی خاک (CMWD) نامیده می‌شود.

در محدوده‌ای معین هر قدر CMWD پایین تر باشد، ساختمان خاک مناسبتر خواهد بود. $CMWD =$ change in mean weight diameter

میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD) geometric mean diameter

روشی ساده برای بیان نحوه توزیع اندازه خاکدانه در خاک می‌باشد.

$$GMD = \exp . [(\sum_{i=1}^n w_i \log x_i) / \sum_{i=1}^n w_i]$$

W_i وزن خاکدانه‌ها بر حسب گرم با متوسط قطر x_i

$$\sum_{i=1}^n w_i \text{ وزن کل نمونه بر حسب گرم}$$

شاخص پایداری: شاخص پایداری خاکدانه‌ها از اختلاف بین درصد مجموع لای و رس خاک به دست آمده از

تجزیه مکانیکی خاک و درصد مجموع لای و رس به دست آمده (سوسپانسیون تهیه شده با آب مقطر بدون

انجام عمل پراکنش بدست می‌آید. هر چه این اختلاف بیشتر باشد، ساختمان مناسبتر است.

ضریب ساختمانی (S.C) : structural coefficient

$$S.C. = \frac{D - S}{S}$$

$D =$ درصد ذرات کوچکتر از ۰/۲۵ میلی‌متر (از طریق تجزیه مکانیکی بدست می‌آید)

$S =$ درصد خاکدانه‌های کوچکتر از ۰/۲۵ میلی‌لیتر که از طریق الک کردن به روش خیس به دست می‌آید.

ضریب پراکنش Dispersion coefficient

ضریب پراکنش عبارت است از نسبت بین مقدار رس به دست آمده از طریق پراکنش خاک در آب مقطر ()

(C) و آن مقداری که از طریق پراکنش همان مقدار خاک در تجزیه مکانیکی به دست می آید (C)

$$D.C. = \frac{C^{\circ}}{C} \times 100$$

هر چه مقدار D.C کمتر باشد پایداری ساختمان خاک بیشتر است .

هر چه مواد آلی بیشتر باشد خاکدانه‌های جدید بیشتر تشکیل می شود تخلخل بین آنها بیشتر PH کمتر است.

جدول ۲: شناسایی در مورد اثر مواد آلی بر روی وزن مخصوص ظاهری و حجم تخلخل در خاکهای گرم

مقدار مواد آلی (درصد)	وزن مخصوص ظاهری mg/m^3	درصد تخلخل
۵/۲	۱/۱۲	۹/
۴/۰	۱/۱۸	۵۵/۶
۲/۹	۱/۳۳	۵۰
۱/۸	۱/۳۹	۴۷/۷
۰/۸	۱/۴۶	۴۵/۱

(د) عمق خاک: وزن مخصوص خاکهای سطحی معمولاً کمتر از وزن مخصوص خاکهای تحت الارضی است

و با افزایش عمق خاک افزایش می یابد. جدول زیر

جدول ۳: تغییر وزن مخصوص ظاهری و درصد تخلخل خاک با افزایش عمق خاک در خاکهای لوم شن تحت

کشت

عمق خاک (cm) وزن مخصوص ظاهری mg/m^3 % فضای خالی (تخلخل)

۰-۱۵ ۱/۴۸ ۴۴/۴

۱۵-۳۰ ۱/۵۴ ۴۲/۱

۳۰-۶۰ ۱/۶۲ ۳۹/۱

۶۰-۱۰۰ ۱/۶۶ ۳۸/۰

دلیل کاهش درصد تخلخل و افزایش وزن مخصوص ظاهری خاک، کم شدن مواد آلی و افزایش تراکم خاک ناشی از وزن لایه‌های فوقانی است.

ه - تراکم: تراکم خاک ناشی از کاهش تخلخل کل خاک می‌باشد که منجر به افزایش وزن مخصوص ظاهری می‌گردد. تراکم پذیری خاکهای شنی در مقایسه با خاکهای ریز کمتر بافت می‌باشد. در نتیجه تغییر وزن مخصوص ظاهری خاکهای درشت بافت تحت تاثیر تراکم شدن آنها محدودتر است.

و - طبیعت یا ماهیت محصولات زراعی و مدیریت:

در صورتی که به جای محصولات زراعی در اراضی نباتات علوفه‌ای و چمنی کشت کرده وزن مخصوص ظاهری خاک کاهش می‌یابد. زیرا شبکه ریشه گیاهان علوفه‌ای و چمنی فشرده و متراکم است که در نتیجه فشار ناشی از ریشه‌ها در حال رشد ساختمان گرانول یا اسفنجی تشکیل می‌شود. چنانچه محصولات نظیر سیب زمینی، ذرت و غیره کشت گردد چون این گونه محصولات نیاز به عملیات فشرده کشت و کار دارند وزن مخصوص ظاهری خاک افزایش می‌یابد. زیرا مقدار مواد آلی خاک کاهش یافته و خاکدانه‌ها نیز تخریب

می شوند. افقهای سطحی اراضی جنگلی دارای وزن مخصوص کم هستند. تخریب جنگل موجب افزایش وزن مخصوص ظاهری خاک می شود. زیرا باعث کاهش سریع و شدید مواد آلی خاک در افق سطحی می شود. با اضافه کردن بقایای گیاهی و کود حیوانی فراوان به خاک وزن مخصوص ظاهری خاک سطح الارض کاهش می یابد. کاشت هر گونه محصول زراعی در نتیجه کاهش مواد آلی و تخریب ساختمان خاک موجب افزایش وزن مخصوص ظاهری لایه فوقانی خاک می شود.

محصولات زراعی باعث افزایش pd می شوند ولی نباتات علوفه ای و چمنی باشد کاهش وزن مخصوص ظاهر می شود.

وزن مخصوص ظاهری sd

مقدار وزن مخصوص ظاهری یک خاک آرمانی $1/33$ مگا گرم بر متر مکعب است.

در خاکهای شنی ممکن است از $1/6$ مگا گرم بر متر مکعب نیز بیشتر شود.

در خاکهای لومی دانه بندی شده و خاکهای رسی ممکن است از $1/1$ مگا گرم بر متر مکعب نیز کمتر شود.

خاک خشک

$$sd = \frac{Ps}{Vt} = \frac{Ps}{Vs + Vv} = \frac{Ps}{Vs + Va + Vw}$$

خاک مرطوب

$$St = \frac{Pt}{Vt} = \frac{Ps + Pw}{Vs + Vv} = \frac{Ps}{Vs + Va + Vw}$$

عوامل موثر بر وزن مخصوص ظاهری

الف) بافت خاک: حجم فضاهای خالی یا تخلخلی در خاکهای با بافت ریز بیش از خاکهای با بافت درشت می باشد. بدین ترتیب وزن واحد حجم خاکهای ریز بافت کمتر از خاکهای درشت بافت است بنابراین خاکهای با بافت رسی، رسی شنی و رسی لای وزن مخصوص ظاهری کمتری در مقایسه با خاکهای با بافت لوم شنی، شن لومی و شن دارند.

گروه اول $1-1/6 \text{ mg/m}^3$ گروه دوم $1/2-1/8 \text{ mg/m}^3$

رابطه بین وزن مخصوص ظاهری خاکهای سطحی در جدول زیر ارائه شده است: جدول شماره ۱

بافت خاک	وزن مخصوص ظاهری mg/m^3	تخلخل (درصد)	بافت خاک	وزن مخصوص ظاهری mg/m^3	% تخلخل
شن لوسی	۱/۶۷	۳۷/۲	لوم لای	۱/۳۴	۴۹/۴
لوم شنی	۱/۵۰	۴۳/۶	لوم رسی	۱/۲۸	۵۱/۸
لوم	۱/۳۹	۴۷/۶	رسی	۱/۱۸	۵۵/۶

معمولاً مقدار مواد آلی در خاکهای درشت بافت کمتر از خاکهای ریز بافت است.

ب) ساختمان خاک: خاکهای با ساختمان دانه بندی شده مناسب در مقایسه با خاکهایی که دانه بندی آنها ناچیز است، وزن مخصوص کمتری دارند. ساختمانهای مکعبی و منشوری وزن مخصوص متوسطی دراند.

ج) مواد آلی: همانطور که در بخش ساختمان خاک اشاره شد خاکهای با مواد آلی فراوان یا محصول تجزیه و تخریب آن ذرات اولیه خاک را بهم پیوسته داده و خاکدانه تشکیل می دهد که نتیجه آن افزایش تخلخل کل خاک و کاهش وزن واحد حجم خاک است. زیرا در این شرایط داخل و بین خاکدانه های خاک فضاهای خالی ایجاد می شو. بدین ترتیب هنگامی که مواد آلی خاک افزایش یابد، وزن مخصوص ظاهری خاک کاهش می یابد.

هر چه خلل و فرج در خاکی بیشتر باشد وزن مخصوص ظاهری آن خاک کمتر است.

۱- نمونه هایی از تاثیر بافت خاک بر وزن مخصوص ظاهری و تخلخل در خاکهای تحت کشت

Soil texture	Bulk density y/cm ³	Pore space	Soil teoutre	B.density y/ cm ³	Pore space %
Loamy sand	۱.۶۷	۳۷.۲	silty loam	۱.۳۴	۴۹.۴
Sandy loam	۱.۵۰	۴۳.۶	Clay loam	۱.۲۸	۵۱.۸
Loam	۱.۳۹	۴۷.۶	Clay	۱.۱۸	۵۵.۶

۲- مثالهایی از تاثیر مواد آلی بر وزن مخصوص ظاهری خاک و حجم تخلخل در خاک لوم

Organic matter content%	Bulk density (g/cm ³)	Pove space (%)
۵.۲	۱.۱۲	۵۷.۹
۴.۰	۱.۱۸	۵۵.۶
۲.۹	۱.۳۳	۵۰
۱.۸	۱.۳۹	۴۷.۷
۰.۸	۱.۴۶	۴۵.۱

۳- مثالهایی از وزن مخصوص ظاهری خاک و تخلخل در عمقهای مختلف خاک تحت کشت با بافت لوم

شنی

Soil depth (cm)	Bulk density (g/cm ³)	Pove space (%)
۰-۱۵	۱.۴۸	۴۴.۴

۱۵-۳۰	۱.۵۴	۴۲.۱
۳۰-۶۰	۱.۶۲	۳۹.۱
۶۰-۱۰۰	۱.۶۵	۳۸

۴- وزن مخصوص ظاهری و تخلخل در تعدادی از اراضی تحت کشت (بیش از ۵۰ ساعت کشت و کار) و خاک مجاور آن که بدون کشت بوده است.

Soil texture	Bulk density (g/cm ³)		Pore space (%)	
	Cultivated	Uncultivated	Cultivated	Uncultivated
Loamy sand	۱.۶۷	۱.۵۳	۳۷.۲	۴۲.۴
Sandy loam	۱.۵۰	۱.۳۴	۴۳.۶	۴۹.۸
Loam	۱.۳۹	۱.۲۲	۴۷.۷	۵۴.۲
Silty loam	۱.۳۴	۱.۱۵	۴۹.۴	۵۶.۸
Clay loam	۱.۲۸	۱.۰۹	۵۱.۸	۵۹
Clay	۱.۱۸	۱	۵۵.۸	۶۳

نمونه‌هایی از وزن مخصوص ظاهری و تخلخل تعدادی از خاکهای تحت کشت و خاکهای و خاکهای کشت نشده و در مجاور هم با سابقه کشت بیش از ۵۰ سال (جدول شماره ۴)

بافت خاک	وزن مخصوص ظاهری mg/m ³	تخلخل (درصد)
خاک تحت کشت	خاک کشت نشده	خاک تحت کشت
خاک کشت نشده	خاک کشت نشده	خاک کشت نشده

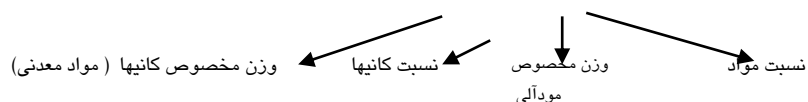
۴۲/۴	۳۷/۲	۱/۵۳	۱/۶۷/۱	شن لومی
۲۹/۸	۴۳/۶	۱/۳۴	۱/۵۰	لوم شنی
۵۴/۲	۴۷/۷	۱/۲۲	۱/۳۹	لوم
۸۶/۸	۴۹/۴	۱/۱۵	۱/۳۴	لوم لای
۵۹	۵۱/۸	۱/۰۹	۱/۲۸	لوم سی
۶۳	۵۵/۶	۱/۰۰	۱۰/۸	رسی

(ز) شخم: شخم ممکن است موقتاً سطح خاک را سست نماید. اما در طولانی مدت شخم شدید، وزن مخصوص ظاهری خاک را با کاهش دادن مواد آلی و تضعیف ساختمان خاک افزایش می دهد. استفاده از ماشین آلات سنگینی جهت اجرای شخم و عملیات خاک ورزی و برداشت محصول یا تکرار سفت و آمد نسبت انتقال ممکن است منجر به تشکیل کفه شخم د رزیر لایه شخم شود.

وزن مخصوص حقیقی، S_p

وزن مخصوص حقیقی خاک عبارتست از وزن واحد حجم ذرات جامد خاک خشک که بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب یا مگاگرم در متر مکعب یا کیلوگرم بر متر مکعب بیان می شود. وزن مخصوص حقیقی خاکهای معدنی با مواد آلی کم (کمتر از ۱ درصد) حدود ۲/۶۵ مگاگرم بر متر مکعب است. وزن مخصوص حقیقی خاک با مقدار مواد آلی زیاد در حقیقت برابر با مجموع حاصلضرب وزن مخصوص کانیها (ρ_m) در نسبت آنها و وزن مخصوص مواد آلی (ρ_o) و نسبت مواد آلی (f_o) می باشد.

$$S_p = P_m F_m + \rho_o f_o$$



عوامل موثر بر وزن مخصوص حقیقی خاک

عوامل موثر بر وزن مخصوص حقیقی خاک به شرح زیر می باشد.

الف) ترکیب شیمیایی ذرات کانی خاک

وزن مخصوص حقیقی خاک به ترکیب شیمیایی ذرات کانی تشکیل دهنده خاک بستگی دارد. چگالی تعدادی

کانیهای مهم موجود در خاک به شرح جدول زیر ارائه شده است. (جدول شماره ۵)

وزن مخصوص Mg/m^3	اجزاء کانی تشکیل دهنده خاک	وزن مخصوص mg/m^3	اجزاء کانی تشکیل دهنده خاک
۲/۲-۲/۶	کوارتز	۲/۵-۲/۸	رس
۲/۶-۲/۸	دولومیت	۲/۸-۲/۹	کلسیت
۲/۷-۳	بیوتیت	۲/۸-۳/۱	موسکویت
۳/۲-۳/۳	لیمونیت	۳/۵-۴	آپاتیت
۴/۹-۵/۲	هماتیت	۴/۹-۵/۲	پیریت

ب) مواد آلی: دامنه چگالی مواد آلی خاک (وزن واحد حجم ذرات مواد آلی) بین ۱/۱ تا ۱/۵ گرم بر سانتی متر

خاک تغییر می کند. لذا وجود مواد آلی در خاک، وزن مخصوص حقیقی خاک را پایین می آورد. با افزایش

مواد آلی خاک، وزن مخصوص حقیقی کاهش می یابد.

ج) عمق خاک

چگالی (pp) مواد آلی بین ۱/۱ تا ۱/۵

معمولاً وزن مخصوص حقیقی خاک سطحی کمتر از خاک تحت الارضی است، زیرا مواد آلی آن بیشتر است در برخی از خاکهای معدنی، خاک فوقانی با مواد آلی زیاد (۱۵ تا ۲۰ درصد) وزن مخصوص حقیقی برابر با ۲/۴ مگا گرم بر متر مکعب دارند یا حتی کمتر در حالیکه خاک تحت الارضی با محتوای مواد آلی کم ممکن است وزن مخصوصی برابر ۲/۷۵ مگا گرم بر متر مکعب و بیشتر داشته باشد.

فضای خالی یا تخلخل (p)

فضای خالی یا خلل و فرج خاک آن بخش از حجم کل (vt) خاک است که توسط ذرات جامد اشغال نگردیده ولی با هوا و یا آب و یا آب و هوا اشغال گردیده است که معمولاً بر حسب درصد بیان می شود. گاهی نیز ممکن است بر حسب حجم خلل و فرج در حجم واحد خاک (cm^3/cm^3) بیان گردد.

عوامل موثر بر خلل و فرج خاک

الف) بافت و ساختمان خاک:

گرچه خلل و فرج کل در بین کلاسهای مختلف بافت خاک کاملاً متغیر می باشد، به اندازه ذرات بستگی ندارد. خلل و فرج کل ذرات با قطرهای ۰/۰۱، ۰/۰، ۰/۰۱ میلی متر هنگامی که آرایش مکعبی داشته باشند، یکسان خواهد بود. یعنی مقدار کل خلل و فرج در این صورت برابر ۴۷/۶٪ می شود. تغییر خلل و فرج کل در کلاسهای مختلف بافت خاک ناشی از چگونگی آرایش ذرات جامد می باشد. چون ذرات جامد در بافتهای شنی و درشت نزدیک به یکدیگر قرار می گیرند. خلل و فرج کل کم می باشد. اما چنانچه این ذرات به صورت خاکدانه های متخلخل در خاکهای با بافت متوسط و ریز آرایش پیدا کنند تخلخل کل در این خاکها زیاد می شود. بدین ترتیب هر چه بافت خاک ریزتر شود یعنی مقدار رس افزایش یابد، کل خلل و فرج نیز زیاد می شود (جدول شماره ۱)

خاکهای با ساختمان اسفنجی (crumb) حداکثر تخلخل کل را دارا بوده بعد از آن ساختمان دانه‌ای (granular) قرار می‌گیرد. تخلخل خاکهای با ساختمان مکعب مانند کمتر از ساختمان کروی است. تخلخل خاکهای با دانه بندی مناسب در مقایسه با خاکهای با ساختمان دانه بندی شده ناچیز، ساختمان توده‌ای و خاکهای با ساختمان تک دانه‌ای بیشتر می‌باشد.

ب) مواد آلی: مقدار تخلخل کل خاک با افزایش مواد آلی آن افزایش می‌یابد. جدول شماره ۲

ج) عمق خاک: تخلخل خاک با عمق آن تغییر می‌کند (جدول شماره ۳) تخلخل کل خاک سطحی افق فوقانی از تخلخل کل خاکهای تحت الارضی یا افقهای پایینی معمولاً بیشتر است که ناشی از مواد آلی فراوان موجود در خاک سطحی است. در عین حال میزان دانه بندی خاک سطحی نیز بیشتر بوده ریشه‌های نباتات نیز انبوه‌تر می‌باشد. برخی از خاکهای متراکم شده تحت الارضی کمتر از ۲۵-۳۰ درصد خلل و فرج دارند که تهویه در این قبیل لایه‌ها یا افق‌های خاک ناکافی بوده و نفوذ ریشه به درون آنها نیز ناچیز است.

د - تراکم:

ه - طبیعت با نوع محصولات و مدیریت خاک: (جدول شماره ۴)

رابطه بین وزن مخصوص ظاهری (S_d)، وزن مخصوص حقیقی (S_p) و تخلخل کل (P) می‌دانیم که:

$$V_t = V_s + V_v$$

$$V_v = V_t - V_s$$

بنابراین خواهیم داشت:

$$V_v = V_t - V_s \quad \text{حجم تخلخل کل}$$

$$P = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{V_t}{V_t} - \frac{V_s}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t}$$

$$\text{یا } \frac{V_v}{V_t} = 1 - \frac{V_s}{V_t}$$

$$\frac{V_v}{V_t} = 1 - \frac{P_s}{V_t} \cdot \frac{V_s}{P_s}$$

$$\frac{P_s}{V_t} = Sd, \quad \frac{P_s}{V_s} = S_p$$

$$\text{با جایگذاری} \quad = 1 - \rho d \cdot \frac{1}{\rho p} = 1 - \frac{\rho d}{\rho p}$$

$$\text{درصد تخلخل کل} = \left(1 - \frac{\rho d}{\rho p}\right) \times 100$$

اندازه خلل و فرج:

خلل و فرج خاک به دو گروه تخلخل درشت و تخلخل ریز تقسیم می شود. خلل و فرج بالنسبه بزرگ که به هوا و آب زه کشی اجازه حرکت و جابجا شدن آزادانه را می دهند، خلل و فرج درشت نامیده می شوند. قطر خلل و فرج درشت (ماکروپور macropores) معمولاً ۰/۰۸ میلی متر و یا بزرگ تر می باشد. بعد از اشباع شدن خاک آب از این نوع خلل و فرج زه کشی شده که تحت تاثیر نیروی ثقل انجام می شود. در نتیجه این نوع خلل و فرج قادر به نگهداری و حفظ آب در خود نبوده و براحتی از آب تخلیه شده و اغلب با هوا پر می شوند.

تخلخل درشت را تخلخل تهویه دار نیز گویند. تخلخلی تهویه ای بنابراین می تواند به صورت درصد خلل و فرج خاک که پس از رسیدن رطوبت آن به ظرفیت مزرعه از هوا پر شده اند یا توسط هوا اشغال می شوند، تعریف شود. چنانچه تخلخل تهویه ای حاکی زیاد باشد، خاک از تهویه مناسبی برخوردار بوده و قابلیت نفوذ و نفوذپذیری آن نیز بالا خواهد بود. خلل و فرج نسبتاً کوچک، که حرکت هوا و آب را محدود می سازند، خلل و فرج ریز (micropores) نامیده می شوند. قطر خلل و فرج ریز از ۰/۰۸ میلی متر کمتر بوده و در شرایط مرطوب عمدتاً از آب اشغال شده و اب را برای یک دوره زمانی قابل توجه در خود حفظ و نگهداری می نمایند. خلل و فرج ریز را گاهی اوقات تخلخل موئینگی (capillary porosity) نیز می نامند که عبارت از درصدی

از خلل و فرج خاک است که بعد از خارج شدن آب زه کشی و رسیدن رطوبت خاک به حد ظرفیت زراعی، با آب کاپیلاری (موئینگی) اشغال شده‌اند. چنانچه تخلخل موئینگی خاک زیاد باشد در این صورت امکان دارد که خاک از شرایط تهویه مناسب برخوردار نبوده، و قابلیت نفوذ و نفوذ پذیری آن نیز پایین باشد .

خلل و فرج های ریز به خلل و فرج متوسط (mesopores) خلل و فرج ریز و (pores) تقسیم میشوند. در جدول زیر انواع خلل و فرج ارائه شده است .

اندازه خلل و فرج	کلاس خلل و فرج	دامنه قطر موثر mm	مشخصات و نقش خلل و فرج
خلل و فرج درشت	خلل و فرج درشت macropores	$\geq 5-0.08$	معمولاً در بین خاکدانه‌ها یافت می‌شوند، اجازه حرکت و جابجا شدن آزادانه و آسان هوا و آب زه کشی را می‌دهند به اندازه کافی بزرگ هستند که ریشه‌های گیاهان در آنها مستقر شوند . زیستگاه اصلی میکروارگانیسمهای خاک هستند.
خلل و فرج ریز	خلل و فرج ریز میانه mesomicro pores	$< 0.08-0.03$	قادر به نگهداری آب برای یک دوره زمانی قابل توجه هستند، با عمل یا خاصیت موئینگی آب را انتقال می‌دهند تارهای کشنده و قارچها در آن مستقر می‌شوند.
	Micromicro pores	$0.03-0.005$	در خاکدانه‌ها اغلب یافت می‌شوند . آب را در خود نگه می‌دارند که قابل استفاده برای گیاهان می‌باشد جایگاه باکتریها هستند.
	Ultramicro pores	$0.005-0.0001$	معمولاً در گروههای رسی دیده می‌شوند آب نگاهداری شده در این خلل و فرج برای گیاهان قابل استفاده نیست.

عوامل موثر بر اندازه خلل و فرج

الف) بافت و ساختمان خاک: خاکهای درشت بافت دارای خلل و فرج کل بالنسبه کم هستند اما بخش عمده تخلخل کل اینگونه خاکها از نوع ماکروپور می‌باشد و به همین علت است که جابجایی و حرکت هوا و آب در خاکهای شنی سریع می‌باشد. از طرف دیگر تخلخل کل در خاکهای ریز بافت نسبتاً زیاد می‌باشد ولی بخش عمده آن از نوع میکروپور می‌باشد. بنابراین حرمت و جابجایی آب و هوا از خاکهای بافت ریز ک ند و بطئی می‌باشد. غالب بودن تخلخل ریز (میکروپور) در اینگونه خاکها موجب می‌شود که برای یک مدت قاب لتوجه انباشته از آب بوده و در نتیجه تهویه در آنها ناکافی بوده و بویژه در خاکهای تحت الارضی برای توسعه و گسترش ریشه و فعالیت مطلوب میکروارگانیزمها محدودیت ایجاد می‌شود.

ساختمانهای دانه‌ای (granular) پایدار در خاکهای ریز بافت، تخلخل کل احتمالاً به طور یکسان بین تخلخل درشت و ریز توزیع می‌شود. لذا حرکت هوا و آب برای رشد گیاهان مطلوب و مناسب است. اما در خاکهای با ساختمان ناپایدار مخصوص در خاکهای ریز بافت، بخش عمده تخلخل خاک از نوع ریز (میکروپور) بوده و در نتیجه حرکت و جابجایی آب و هوا بطئی می‌باشد. خاکدانه‌های بزرگ تر از ۰/۵ میلی متر در افزایش خلل و فرج درشت موثر می‌باشند.

ب) مواد آلی: مواد آلی سبب تشکیل ساختمان دانه‌ای پایدار می‌شود. بعلاوه مواد آلی فراوان در خاکهای درشت بافت تخلخل ریز را افزایش می‌دهد و در خاکهای ریز بافت تخلخل درشت را افزایش می‌دهد. به عبارت دیگر مواد آلی تخلخل کل خاک را افزایش داده و نسبت تخلخل درشت و ریز را کاهش داده و در خاکهای سبک و سنگین سبب بهبود توزیع خلل و فرج ریز و درشت می‌شود.

ج) عمق خاک: مقدار تخلخل درشت و ریز در لایه سطحی خاک در مقایسه با لایه‌های تحتانی بیشتر می‌باشد. علت این امر ممکن است ناشی از بیشتر بودن مواد آلی در خاک سطحی باشد. در عین حال در لایه سطحی خاک دانه بندی خاک بیشتر بوده و گسترش و نفوذ ریشه نیز در آن افزون تر است. با افزایش عمق خاک کاهش تخلخل درشت خاک بیش از کاهش تخلخل ریز است.

د) بهم فشردگی و تراکم خاک: متراکم شدن خاک سبب کاهش تخلخل ریز و درشت خاک می‌شود این کاهش خصوصاً در خاکهای ریز بافت و خاکهای با دانه بندی مناسب و خوب بارزتر است. در نتیجه متراکم شدن خاک، کاهش نسبی تخلخل درشت در مقایسه با تخلخل ریز بیشتر است.

ه) کشت و کار: کشت و کار مداوم خصوصاً در خاکهای حاوی مواد آلی فراوان، موجب کاهش خلل و فرج درشت می‌شود که علت آن کاهش مواد آلی و تخلخل کل خاک است. این تاثیر در لایه سطحی خاک بیش از لایه‌های تحتانی آن است.

تخلخل پر شده از هوا (fa)

$$\text{air filled porosity (fa)} = \frac{\text{حجم هوا}}{\text{حجم کل خاک}} = \frac{V_a}{V_t}$$

این نسبت وضع تهویه خاک را نشان می‌دهد.

$$V_a = V_v - V_w$$

با جایگذاری خواهیم داشت:

$$\frac{V_v}{V_t} - \frac{V_w}{V_t} = \text{air filled porosity (fa)} = \frac{V_v - V_w}{V_t}$$

$$\theta_v = \frac{V_w}{V_t} \quad \text{قبلاً داشتیم}$$

$$P = \frac{V_v}{V_t}$$

با جایگذاری $f_a = P - \theta_v$

رابطه بین تخلخلی تهویه‌ای و تخلخل خاک و رطوبت حجمی

روابط بین پارامترهای مختلف

۱- رابطه بین تخلخل (P) و نسبت پوی (e)

$$P = \frac{e}{1+e}$$

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

تمرین: درستی روابط فوق را تحقیق کنید.

۲- رابطه بین تخلخل (P)، وزن مخصوص ظاهری (ρ_d) و وزن مخصوص حقیقی (ρ_p)

$$P = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_p}$$

$$\rho_d = (1 - P) \cdot \rho_p$$

$$\rho_p = \frac{\rho_d}{1 - P}$$

$$P = \frac{F_a}{1 - \theta_s} \quad \text{تخلخل}$$

۵- رابطه بین رطوبت حجمی (θ_v) درجه اشباع (θ_s) و تخلخل

رطوبت حجمی

درجه اشباع

تخلخل

$$\theta_v = P \cdot \theta_s$$

$$\theta_s = \frac{\theta_v}{P}$$

$$P = \frac{\theta_v}{\theta_s}$$

تمرین ۱: رابطه بین نسبت پوکی و تخلخل پر شده از هوا (f_a) را بدست آورید

تمرین ۲: رابطه بین تخلخل و نسبت پوکی را تعیین کنید.

حدود آتربرگ

آتربرگ دانشمند سوئدی در آغاز قرن بیستم حدود و فرزهایی برای خاصیت خمیرایی خاک تعیین نموده است که هنوز هم مورد استفاده قرار دارد که این ضرایب به شرح زیر می باشند:

الف - حدهماوری یا انعقاد . flocculation L هنگامی که مخلوط خاک و آب تحت شرایط پراکنش زیاد باشد بیانگر یک سیال یا مایع واقعی است در صورتی که مقدار رطوبت چنین مخلوطی با تبخیر کاهش یابد، از حالت سیال یا مایع واقعی به سیال غلیظ و لزج تبدیل می شود. حداقل مقدار رطوبتی که در آن این تغییر و تبدیل انجام شود حد هماوری خوانده می شود.

ب - حد بالایی خمیرایی یا حدسیلان upper plastic limit = liquid limit

حد سیلان یا حد بالایی خمیرایی عبارت از رطوبتی است که در آن پوشش آب اطراف ذرات خاک به قدری ضخیم می شود که چسبندگی کاهش می یابد و خاک به حالت نیمه مایع درمی آید، یا حالتی از خاک مرطوب است که در رطوبتهای بیشتر از آن حد، خاک مانند یک مایع و در رطوبتهای کمتر مانند یک جسم خمیری شکل پذیر رفتار می کند .

رطوبت موجود در خاک در این حد با مکتی نزدیک به $PF = 0.5$ (۳/۲ سانتی متر ستون آب) نگهداری می شود.

ج - حد پایینی خمیرایی یا حد خمیری ($The\ lower\ plastic\ limit = plastic\ L$) رطوبتی است که در رطوبتهای کمتر از آن خاک حالت خمیری نداشته و در صورتی که فتیله ای از خاک به قطر ۳ میلی متر تهیه کنیم، این فتیله نمی تواند پایدار مانده و می شکند. در این منطقه آب کافی جهت تشکیل پوششی از آب در اطراف هر یک از ذرات خاک وجود دارد که امکان لغزش آنها را بر روی یکدیگر فراهم می کند. مکش رطوبت خاک در این حد برابر pf بین ۲/۸ تا ۳/۳ (۶۶۶ تا ۲۰۰۰ سانتی متر ارتفاع ستون آب) می باشد.

د - حد انقباضی $shrinkage\ limit$

مقدار رطوبتی از خاک که کمتر از آن حد خاک از منقبض شدن باز ایستاده متوقف می شود در این نقطه کاهش بیشتر آب موجود در خاک تاثیری در تغییر حجم خاک ندارد. نزدیک به حد انقباضی، توان و ظرفیت خاک شدیداً افزایش می یابد و توده خاک بیشتر شبیه یک جسم جامد عمل می کند نه یک ماده شکل پذیر. خاک از حالت نیمه جامد به حالت جامد تبدیل می شود. به عبارت دیگر پایین ترین حد حالت نیمه جامد می باشد. $Is = PI - SI$ با تخلیه رطوبت خاک از طریق تبخیر، ذرات خاک به یکدیگر نزدیکتر شده و انقباض صورت می گیرد.

ه - عدد خمیرایی یا شاخص خمیرایی $plastic\ number\ or\ plasticity\ index$

دامنه یا عدد شکل پذیری یا شاخص خمیرایی عبارت از اختلاف مقدار رطوبت بین حد بالایی و پایینی خمیرایی می باشد. $I_p = W_L - W_P$ که در W_L و W_P رطوبت خاک در دو حد یاد شده می باشد.

و - خمیرایی خاک:

خمیرایی (Plasticity) خاک، توانایی آن را برای تغییر شکل مداوم در مقابل نیروهای خارجی و حفظ شکل جدید پس از برکناری و حذف نیروها را نشان می‌دهد. در خاک ذرات رس و گاهی سلت ویژگیهای خمیرایی را بروز می‌دهند و ذرات شن نقشی در این پدیده ندارد.

به همین علت در خاکهایی که مقدار رس از ۱۶ درصد کمتر است. از پدیده خمیرایی نیز خبری نمی‌باشد. مقدار رس لازم برای بروز حالت خمیرایی بستگی به نوع و مقدار رس، فراوانی نسبی شن و سیلت و مواد آلی دارد. هر چه مقدار رس خاک بیشتر باشد. دامنه‌ای از رطوبت که در آن خاک به صورت خمیر باقی می‌ماند، بیشتر می‌شود.

در رطوبت‌های بیش از اشباع، ذرات خاک در آب به صورت پراکنده بوده و خاک نیز توأم با آب جریان می‌یابد. به تدریج که از رطوبت خاک کاسته شود، توده خاک به صورت خمیری درآمده و در برابر جاری شدن مقاومت می‌کند. با کاهش بیشتر رطوبت، خمیر حاصله خاصیت چسبندگی یافته و به دست یا هر چیز جامد دیگر می‌چسبد. اگر به مقدار رطوبت خاک از این حد نیز کمتر شود، حالت چسبندگی از بین رفته و خاک به صورت خمیر شکل پذیر در می‌آید. که با کاهش بیشتر رطوبت، از حالت خمیری بیرون آمده شکل پذیری خود را از دست داده مانند یک جسم جامد رفتار می‌کند.

و - نسبت انقباض shrinkage ratio نسبت انقباض عبارت است از تغییر حجم در تغییر واحد مقدار آب

$$Sr = \frac{(v_i - v_e) / v_d}{w_1 - w_2} \times 100$$

$$Sr = \frac{(v_1 - v_2)}{v_d(w_1 - w_2)} \times 100$$
 خاک این نسبت شیب خط شکل بین حد خمیرایی و حد انقباض می‌باشد.

نسبت انقباض

شدت بار الکتریکی هر چه بیشتر رطوبت حد سیال بیشتر .

اهمیت ضریب خمیرایی خاک:

حدود آتربرگ و مقادیر ثابت ممکن است به عنوان شاخص برای طبقه بندی فیزیکی خاک به کار روند. رطوبت حد سیلان بستگی به نوع کانیهای خاک، شدت بار الکتریکی ذرات، فراوانی آب و سطح ویژه ذرات دارد. به طور کلی در کانیهایی که بار الکتریکی قابل توجه است این کانه‌ها به صورت پولک بوده و هر چه ضخامت پولک‌ها نیز کوچکتر باشد، آب بیشتری جذب آن شده و رطوبت حد سیلان نیز افزایش می‌یابد. در خاکهایی که رس غالب خاک از نوع مونتیموریلونیت باشد در مقایسه با خاکهای حاوی رس کائولینیت رطوبت حد سیلان بیشتر خواهد بود. هر چه مقدار رس خاک هم بیشتر باشد حد سیلان نیز متناسب با آن افزایش می‌یابد.

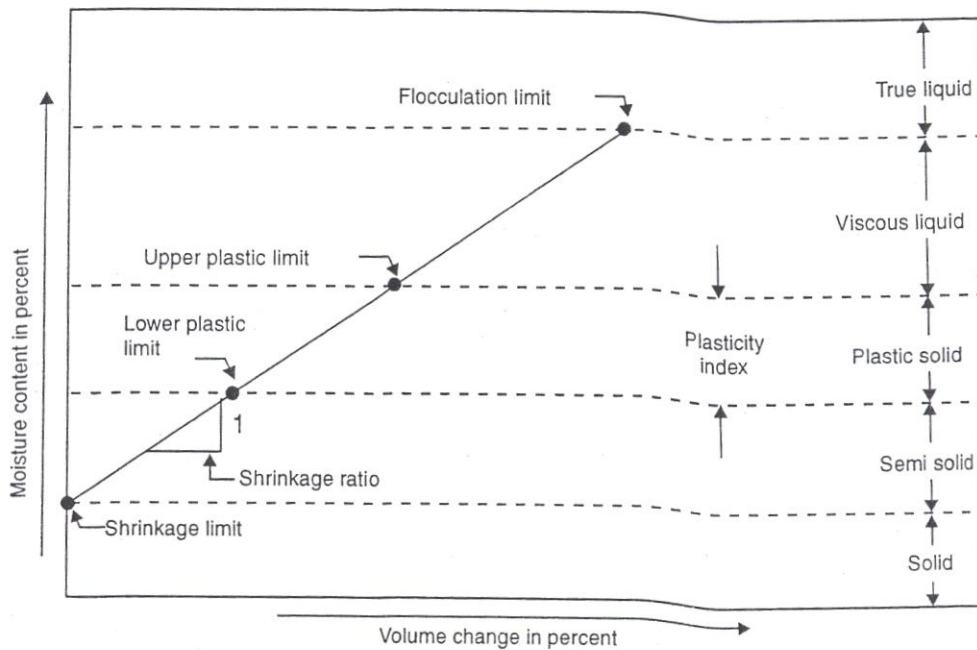
رس کائولینیت > رس موفت موری لونیت → رطوبت حد سیلان

تغییرات رطوبت حد خمیری به مراتب کمتر از حد سیلان بوده و با افزایش سطح ذرات رس در خاک رطوبت حد خمیری نیز افزایش می‌یابد ولی این افزایش متناسب با افزایش سطح ذرات نمی‌باشد. مثلاً سطح ذرات رس مونتیموریلونیت تقریباً ۴۰ برابر سطح ذرات رس کائولینیت می‌باشد. ولی رطوبت حد خمیری آن بیش از ۲ تا ۳ برابر نیست.

حدود آتربرگ و ثابت‌های مربوطه شاخص برای تجمع رس در یک نیمرخ خاک می‌باشد و مبین اختلاف پایایی خاکهای مختلف می‌باشد. این حدود و ثابت‌ها به تراکم پذیری خاکها نیز مربوط می‌شوند. تراکم خاک در رطوبتهای پایین کم و با افزایش رطوبت خاک از حد پایین خمیرایی، فزونی می‌یابد.

حدود آتربرگ بهترین شاخص برای شخم خاک است. حد پایینی خمیرایی دلالت بر حداقل مقدار آب خاک می‌باشد که در آن رطوبت خاک به صورت گلخراب puddle در می‌آید. ساختمان خاک نیز تخریب شده و موقعیتی نامطلوب از نظر کشاورزی ایجاد می‌شود. در چنین حالتی خاک باصطلاح گاورو نمی‌باشد. اعداد شکل پذیری یا خمیرایی کوچک بیانگر سهولت عملیات شخم بدون پدیده گلخرابی است. عدد خمیرایی بزرگ نشان می‌دهد که به علت خاصیت چسبندگی زیاد رس، عملیات خاک ورزی دشوار می‌شود. حد انقباضی مبین آن مقدار آب خاک است که خاکها ترد هستند و در هنگام تردی و نرم بودن خاک شرایط برای عملیات شخم مناسب می‌باشد. حد انقباضی مناسب‌ترین شرایط برای عملیات خاک ورزی و شخم می‌باشد. زیرا در چنین شرایطی خاکدانه‌ها نرم چسبندگی حداقل و آب کافی بین ذرات خاک وجود دارد که اثر عوامل سیمانی‌کننده رابه حداقل می‌رساند. علاوه بر اینها توان تحمل خاک در نزدیکی حد انقباضی آنقدر افزایش می‌یابد که توده خاک بیشتر رفتار یک جامد را پیدا می‌کند و رفتار شکل پذیری خاک کاهش می‌یابد. همچنین حد انقباضی خاک از جهت صنایع کاشی و سرامیک و مسائل هندسی تولید سرامیک، ساخت ابنیه سد و بزرگ راه حائز اهمیت می‌باشد.

شکل زیر حدود آتربرگ (شامل ۴ حد) و ۲ ثابت که از این حدود برآورد می‌شوند را نشان می‌دهد که از رسم رابطه بین مقدار رطوبت خاک و تغییر حجم خاک حاصل شده است.



اندازه گیری حد سیلان یا حد بالایی خمیرایی

برای تعیین رطوبت حد سیلان، معمولاً آنقدر آب به کاسه محتوی خاک اضافه می شود. که اگر توسط تیغه مخصوص جام کاسه گرانده شیاری به عرض ۱۲ میل متر در آن ایجاد کنیم پس از ۲۵ بار ضربه، این شیار هم آمده و پر شود.

اگر درصد رطوبت خاک را بر روی مقیاس عددی و تعداد ضربات لازم برای هم آمدن شکاف در خاک مورد نظر را به صورت لگاریتمی رسم کنیم، خط مستقیمی به دست می آید که رابطه این خط به صورت زیر

$$\text{است: } w - w_1 = -I (\log N - \log N_1)$$

$$W = -I \log \frac{N}{N_1} + W_1$$

که در آن W رطوبت خاک (درصد)، N تعداد ضربات و I شیب این خط است اگر N_1 برابر واحد باشد،

W_1 رطوبتی است که در آن شیار با یک ضربه بسته می شود و معادله به صورت زیر درمی آید:

$$W = -I \log N + W_1$$

با توجه به رابطه خطی بین رطوبت و تعداد ضربات لزومی ندارد که رطوبت خاک را پس از ۲۵ ضربه تعیین کرده و در صورت هم آمدن شیار آن را معادل رطوبت حد سیلان بدانیم، بلکه برای مقادیر مختلف N و W خط مستقیم را به نقاط حاصله از آزمایش تحمیل کرده و از رابطه زیر حد سیلان را محاسبه می‌کنیم:

$$W_L - W_N \left(\frac{N}{25} \right)^{0.12} \text{ د راین معادله ، } W_L \text{ رطوبت خاک در حد سیلان و } W_N \text{ رطوبتی از خاک است که شیار}$$

موجود با N ضربه بسته می‌شود

روش کار:

۱- ابتدا خاک را از الک شماره ۴۰ (۰/۴۲ میلیمتری) عبور داده، ۱۰۰ گرم از آن را با آب مقطر مخلوط کرده و بهم بزنید تا خمیر یکنواختی به دست آید.

۲- تقریباً ۴۰ گرم از خمیر را در جام مخصوص کاساگرانده قرار داده سطح آن را صاف کنید سپس در حالیکه تیغه مخصوص را عمود بر سطح گل در دست گرفته‌اید با آن شیار در گل به نحوی ایجاد کنید که سطح گل به دو قسمت قرینه تقسیم شود.

۳- دسته را با سرعت دو دور در ثانیه بگردانید تا جام از ارتفاع یک سانتی متری بیفتد. سپس تعداد ضرباتی را که لازم خواهد شد تا تقریباً ۱۲ میلی متر (نیم اینچ) از کف شیار بهم آید، شمارش کنید (شیار بایستی با جریان یافتن گل مسدود شود نه با لغزش گل در جام)

۴- نمونه را مجدداً خوب مخلوط کرده عملیات ۲ و ۳ را تکرار کنید تا شماره ضربات لازم تقریباً ثابت بماند (اختلاف ۲ تا ۳ ضربه احتمالاً به علت خوب مخلوط نشدن نمونه باشد)

۵- اگر شماره ضربات لازم بین ۱۲ تا ۳۸ ضربه گردید تقریباً ۱۰ گرم از نمونه را از کنار شیار برای اندازه‌گیری رطوبت آن بردارید و اگر تعداد ضربات بین این دو حد قرار نگرفت.

فعالیت خاکها activity of soils

نسبت بین شاخص خمیرایی و درصد رس بیان کننده فعالیت خاکهاست.

$$A = \frac{I_p}{\% \text{ clay}} = \frac{I_p}{C} \quad \% \text{ clay} = C$$

فعالیت خاک = A

شاخص خمیرایی = $I_p = W_L - W_P$

W_L = رطوبت حد سیلان (روانی)

W_P = رطوبت حد خمیرایی

فعالیت خاک شاخص ظرفیت نگهداری آب توسط آن خاک می باشد در رسهای مونت موریلونیت $A > 4$

فعالیت زیاد

در رسهای ایلیت ۱-۲ A فعالیت متوسط

در رسهای کائولینیت $A < 1$ فعالیت کم

$A < 1$ خاک غیر فعال

A بین ۰/۷۵ تا ۱/۲۵ خاک نرمال (فعالیت نرمال یا طبیعی)

$A > 1.25$ خاک فعال

نکات:

* با افزایش مقدار رس حدود خمیرایی و سیلان (روانی) افزایش می یابد ولی افزایش حد سیلان بیشتر می باشد
اندازه ذرات

* با شاخص خمیرایی و حد سیلان (روانی) می توان به نوع رسها در خاک پی برد.

* خاکهای شنی حالت خمیری از خود نشان نمی دهند.

* با افزایش مقدار مواد آلی (O.M) رطوبت حد خمیرایی افزایش می یابد، ولی تغییرات حد دوانی ناچیز است

شاخص خمیرایی در خاکهای با مواد آلی زیاد کم است $I_p = W_L - W_p$ اختلاف کم می شود.

* با کاهش رطوبت حد سیلان (کاهش مقدار رس و افزایش مقدار شن)، مقاومت برشی کاهش، ولی تراکم پذیری و نفوذ پذیری افزایش می یابد.

این اندازه گیری بر روی کلوخه طبیعی پوشش دار شده با پلاستیک خاص انجام می شود اگر مقدار COLE از ۰/۰۹ تجاوز کند، آماس و انقباض قابل توجه خواهد بود. اگر مقدار ضریب انبساط خطی بیش از ۰/۰۳ گردد، نشان می دهد که مقدار قابل ملاحظه ای از رس مونتموریلونیت یا سایر انواع رسها آماس پذیر در خاک وجود دارد.

رابطه بین شاخص خمیرایی (Ip) و حد سیلان (WL)

کاساگرانده پس از آزمایشهای فراون به این نتیجه رسید که رابطه بین شاخص خمیرایی (IP) و حد سیلان

(WL) را با رابطه زیر می توان نشان داد:

$$I_p = 0.73 (WL - 20)$$

در این رابطه IP و WL بر حسب گرم رطوبت درصد گرم خاک بیان می شود.

شاخص قوام (CI) consistency index یا قوام نسبی

$$CI = \frac{LL - W}{PI} \times 100$$

LL = حد سیلان یا حد روانی liquid limit

W = رطوبت اولیه یا طبیعی خاک

PI یا Ip = شاخص خمیرایی

شاخص قوام، نشان دهنده مقدار سختی خاک می باشد و نزدیکی رطوبت به حد خمیرایی را نشان می دهد. شاخص قوام خاک در حالت سیلان (روانی) برابر صفر است. در حد خمیرایی، شاخص قوام خاک صد درصد (۱۰۰٪) است.

شاخص قوام در صورتی که از ۱۰۰ درصد باشد، بیان کننده حالت های نیمه جامد و جامد خاک است.

$$LI + CI = \left(\frac{W - PL}{PI} + \frac{LL - W}{PI} \right) \times 100 = \frac{LL - PL}{PI} \times 100 = \frac{PI}{PI}$$

۱۰۰٪ = شاخص قوام + شاخص سیلان (روانی)

شاخص جریان (FI) Flow Index

شاخص جریان عبارت است از شیب منفی به دست آمده از آزمایش کاساگرانده

$$FI = \frac{W1 - W2}{\text{Log}\left(\frac{m2}{m1}\right)}$$

خصوصیات فیزیکی آب

آب ماده‌ای حیاتی برای موجودات زنده است. که با آن آشنایی فراوان داریم و بعلاوه در طبیعت بسیاری از خواص و مشخصات آن را نادیده می‌گیریم. خواص و رفتار آب با هر مایع دیگر متفاوت است. مثلاً وزن مخصوص آب در حالت مایع بیشتر از حالت جامد آن می‌باشد.

عناصری که آب را تشکیل می‌دهند یعنی اکسیژن و هیدروژن نیز عناصری استثنایی هستند. بدین معنی که هر دو فوق‌العاده فعال بوده و ترکیب پذیرند. اکسیژن مهمترین منبع انرژی است که در تنفس موجودات زنده و احتراق مواد سوختی شرکت می‌کند. هیدروژن نیز از این جهت منحصر به فرد است که فقط دارای یک الکترون بوده و این الکترون می‌تواند در بین دو اتم سهیم گشته و پیوند هیدروژنی بوجود آورد. پیوند هیدروژنی ملکولهای آب را به یکدیگر مرتبط می‌سازند و از این رو نایست آب را مجموعه‌ای از مولکولهای منفرد دانست بلکه مجموعه واحدی از آنهاست. پیوند هیدروژنی تشعشعات نور خورشید را که طول موج آن در حدود سه میکرون است جذب می‌کند و به همین علت رنگ آب آبی متمایل به سبز به نظر می‌رسد.

آب جزء لاینفک هر موجود زنده و هر خاک حاصلخیز است. و از اعماق پوسته زمین تا مراتب بالای جو یافت می‌شود.

ساختمان آب: هر مولکول آب شکل نسبتاً کروی داشته و زاویه بین دو اتم هیدروژن در حدود 105° درجه است. این ترتیب قرار گرفتن اتمها سبب می‌شود که مرکز بار مثبت و بار منفی در یک نقطه متمرکز نشوند. و یک جسم دو قطبی dipole تشکیل می‌شود. حال اگر ملکولهای آب در یک حوزه الکتریکی قرار گیرند همه مولکولها در یک جهت توجیه می‌شوند.

فضایی را که یک مولکول آب اشغال می‌کند به طور عمده مدیون یون اکسیژن است. ملکول گرم آب از 10^{23} $\times 6/02$ مولکول آب تشکیل شده است و قطر هر مولکول آب $2/64$ آنگسترم می‌باشد.

تمرین: برای اینکه ارتفاع آب به یک سانتی متر بالغ شود تعداد مولکولهای لازم که باید روی هم قرار گیرند در چه حدودی است.

وجود پیوند هیدروژنی بین مولکولهای آب موجب شده که خواصی از قبیل نقطه جوش، نقطه ذوب، ضریب دی الکتریک، گرمای ویژه و لزوجت یا گر انروی آب نسبت به سایر ترکیبات مشابه و یا حتی با وزن مولکولی بیشتر به طور غیر منتظره‌ای بزرگتر می‌گردد. پیوند هیدروژنی هم چنین موجب می‌شود که در درجات حرارت معمولی آب به صورت مایع باشد و نه گاز.

آب به سه حالت مایع، جامد و بخار یافت می‌شود و تغییر حالت آن با تغییر انرژی توام است. در حالت جامد انرژی سینتیک آن کمترین و در حالت گازی بیشترین است.

- کشش سطحی آب **surface tension**

کشش سطحی پدیده ایست که معمولاً در حد فاصل مایع و گاز تشکیل می‌شود و شبیه غشاء کشش پذیری الاستیک (elastic) عمل می‌کنند.

برای تشریح وقوع کشش سطحی شکل زیر را در نظر بگیرید. مولکولهای آب که در داخل مایع است با نیروی مساوی در کلیه جهات جذب می‌شود ولی مولکول آبی که در سطح قرار دارد با نیروی بیشتری جذب مولکولهای آب زیرین شده و نیروی جاذبه از بخش فوقانی که شامل گاز است قابل توجه نمی‌باشد. این عدم تعادل نیرو سبب می‌شود که مولکولهای سطحی آب به درون کشانده شود و سطح آب متمایل به انقباض باشد. مایعات مختلف به شرح زیر دارای ضرایب کشش سطحی متفاوتی هستند.

آب ۲۷/۷ دین برسانتی متر (۲۰ درجه سانتی‌گراد)

الکل اتیلیک ۱۷ دین برسانتی متر

بنزن

۲۹ دین برسانتی متر

جیوه

۴۳۰ دین برسانتی متر

کشش سطحی تحت تاثیر درجه حرارت و مواد محلول قرار دارد. با افزایش درجه حرارت مقدار کشش سطحی آب به صورت خطی کاهش می یابد. اجسام محلول بسته به نوع آن می توانند موجب کاهش یا افزایش کشش سطحی آب شوند. اگر الکترولیتی را در آب حل کنیم نیروی جاذبه بین یونهای آن و مولکولهای آب بیشتر از نیروی جاذبه بین مولکولهای آب خواهد بود و بدین وسیله کشش سطحی افزایش می یابد. بسیاری از ترکیبات آلی بویژه مواد پاک کننده detergents در گروهی قرار دارند که باعث کاهش کشش سطحی آب می شوند.

- صعود شعریه ای (کاپیلاری)

یکی از پدیده های عمده کشش سطحی در خاک خیز یا صعود شعریه ای اس . خیز موئینگی بستگی به نیروی جاذبه بین مولکولهای مایع cohesion و نیروی جاذبه بین مولکولهای مایع و سطح جامد adhesion دارد. اگر یک لوله باریک شیشه ای را در داخل ظرف آبی قرار دهیم، مقداری آب وارد آن شده و بسته به قطر لوله در نقطه ای متوقف می شود . سطح حد فاصل بین آب و هوا یک سطح منحنی و به شکل هلال meniscus بوده و مبین اختلاف فشار در حد فاصل این سطح است که در شکل نشان داده شده است .

d قطر موثر خلل و فرج h ارتفاع صعود ب موئینگی آب

معادله ۳ نیز هنگامی به کار می رود که با دانستن ارتفاع صعود آب می توان قطر موثر بزرگترین خلل و فرج را محاسبه کرد.

رابطه بین قطر خلل و فرج خاک و خیز آب نسبت به سطح آزاد آن در شکل زیر نشان داده شده است .

چون چگالی و کشش سطحی آب هر دو با دما تغییر می کنند بنابراین صعود موئینگی نیز تغییر خواهد کرد.
با افزایش دما صعود موئین کاهش می یابد هر چه قطر لوله های موئین بیشتر باشد سرعت خیز آب بیشتر است.

- وزن مخصوص آب

وزن مخصوص اغلب مواد با افزایش دما، کاهش می یابد. در مورد آب این دلیل در دمای بی از ۴ درجه سانتی گراد صادق است و در درجات حرارت کمتر ازدیاد دما با افزایش وزن مخصوص توام است .
پیوند هیدروژنی با افزایش درجه حرارت گسسته می شود و بایستی موجب افزایش وزن مخصوص گردد. از طرفی درجه حرارت سبب ازدیاد حرکات جنبشی گشته و هر مولکول فضای بزرگتری را اشغال می کند. بنابراین دو عامل فوق در جهت مخالف یکدیگر عمل کرده و سرنوشت وابستگی وزن مخصوص آب را به درجه حرارت تعیین می کند. در درجات حرارت صفر تا ۴ درجه سانتی گراد عامل پیوند هیدروژنی بر نیروی دیگر تفوق داشته و در دمای بیش از ۴ درجه سانتی گراد تاثیر افزایش فاصله بین مولولی در وزن مخصوص آب محسوس تر می گردد.

- نقطه جوش boiling point

نقطه جوش معمولی هر مایع دمائی است که در آن حداکثر فشار بخار آب مایع معادل فشار جوی یا جیوه است . هر چه فشار محیط بیشتر باشد نقطه جوش نیز بالاتر خواهد بود.

در آب با افزایش دما تا ۴ درجه وزن مخصوص نیز افزایش می یابد ولی بیش از ۴ درجه کاهش می یابد.

به ازای هر ۱ گرم ماده حل شده در یک لیتر آب ۰/۵۲ افزایش نقطه جوش

وجود پیوندهای هیدروژنی سبب می شود که به انرژی قابل توجهی برای گسستن آنها مورد نیاز باشد و به این

دلیل است که نقطه جوش آب نسبت به وزن مولکولی آن قابل ملاحظه ست .

اگر جسم جامدی در آب حل گردد یا مایع کمتر فراری با آن مخلوط شود نقطه جوش بالا می‌رود. به ازاء حل شدن هر مولکول گرم از جسم قابل حل در آب به حجم یک لیتر (به ازاء هر یک مولکول گرم جسم حل شده در یک لیتر آب) نقطه جوش $0/52$ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد.

- نقطه انجماد **freezing point**

نقطه انجماد و همچنین نقطه ذوب (**melting point**) هر جسم درجه حرارتی است که در آن اشکال مایع و جامد جسم در حال تعادل است.

بر اثر انحلال هر مولکول گرم از جسم در هزار گرم آب، نقطه انجماد آن $1/85$ درجه سانتی‌گراد پایین می‌آید. علت تاثیر نمکهای حل شده در آب در کاهش نقطه انجماد ممانعتی است که مولکولها یا یونهای جسم حل شده در تشکیل ساختمان یخ به عمل می‌آورند. نقطه انجماد بر اثر فشار را نیز کاهش می‌یابد. زیرا از انبساط مولکولهای آب که لازمه تشکیل یخ است جلوگیری می‌کند.

- گرما سنجی **heat capacity**

طبق تعریف گرما سنجی آب یک کالری بر گرم است. تقریباً گرما سنجی دیگر اجسام کمتر از آب است. گرما سنجی یخ $0/493$ کالری بر گرم است. گرمای ویژه بسیاری از کانیهای خاک $0/2$ کالری بر گرم است. گرمای ویژه خاک به حجم یک سانتی‌متر مکعب تا 50 درصد تخلخل اگر خشک باشد برابر $0/25$ کالری ولی اگر اشباع از آب باشد، $0/75$ کالری خواهد بود. گرمای ویژه محلولهای آهکی کمتر از آب است. زیرا مواد محلول بعضی از پیوندهای هیدروژنی را می‌شکنند. در نتیجه انرژی کمتری برای از بین بردن پیوندهای هیدروژنی لازم خواهد بود.

- فشار بخار **vapor pressure**

فشار بخار، عبارت از فشار بخار مایعی است که در حال تعادل با مایع خود باشد و در واقع مبین تمایل جسم برای تبخیر است فشار بخار با دما افزایش می یابد.

فشار بخار یخ و آب مایع در صفر درجه یکسان است.

فشار بخار آب جوشان یک آتمسفر و یا مساوی فشار محیط است.

فشار بخار در آب حاوی املاح کمتر از آب خالص است. زیرا مواد محلول انرژی آزاد مولکولی آب را کاهش می دهند.

فشار بخار آب خاک تحت تاثیر مواد محلول، جنس خاک و دما قرار دارد.

هر حجم معین از فضا فقط مقدار معینی از بخار آب را می تواند در خود نگاه دارد یا اشباع نسبی هوا را از بخار آب رطوبت نسبی می نامند و عبارت است از درصد مقدار بخار آب موجود نسبت به حداکثر مقداری که می تواند در آن دما در هوا جای گیرد.

نقطه شب نم dew point

دمایی است که بخار آب موجود در هوا را به صورت قطرات آب در می آورد.

- گرمای تبخیر آب

تبخیر یک واکنش گرماگیر یعنی نیازمند به گرماست تبخیر هر یک گرم آب ۵۸۰ کالری گرمان لازم دارد به همین علت است که تبخیر به میزان قابل توجهی از گرمای محیط می کاهد، گرمای تبخیر آب نسبت به سایر مایعات خیلی زیاد است زیرا در ضمن تبخیر پیوندهای هیدروژنی بیشماری باید شکسته شود.

- چگالش (میعان) condensation گرمای

چگالش یا میعان عکس تبخیر است و یک واکنش گرمازا (exothermic) می باشد . همانقدر که در تبخیر گرما جذب شده در طی فرآیند میعان از دست می رود. به این ترتیب خاک به هنگام چگالش گرم تر می شود. آب در واقع مانعی برای کاهش یا افزایش دمای خاک است .

madsq.com

گرمای ذوب heat of fusion

انجماد آب یک واکنش گرمازا می باشد و از هر گرم ۸۰ کالری گرما تولید می شود. آب شدن یخ بر عکس انجماد با جذب گرما همراه است و مقدار گرمای دریافتی یا پس داده شده در هر دو صورت مساوی است.

گرمای تصعید heat of sublimation of water

تصعید تغییر حالت مستقیم از جامد به بخار و گرمای تصعید برابر مجموع گرمای تبخیر و گرمای ذوبان است.

$$\text{گرمای ذوب} + \text{گرمای تبخیر} = \text{گرمای تصعید}$$

لزوجت یا گرانروی viscosity

لزوجت هر مایع یا گاز عبارت است از سایش داخلی است که منجر به ایجاد مقاومت در برابر جریان می شود. لزوجت آب مانند سایر سیالات با دما تغییر می کند. لزوجت را با واحد پوآیز می سنجند، یک پوآیز یک دین - ثانیه بر سانتی متر مربع و لزوجت آب در ۲۰ درجه سانتیگراد با تقریب دقیق یک صدم پوآیز یا یک سانتی پوآیز می باشد و نسبت به وزن مولکولی کمی که دارد مقدار آن بسیار زیاد و علت همان پیوند هیدروژنی است. لزوجت یخ (یخچالهای طبیعی) $10^{13} \times 12$ پوآیز می باشد.

با افزایش دما مقدار ویسکوزیته یا گرانروی آب کاهش می یابد. بدین ترتیب نفوذ تراوش و حرکت آب در خاک که اساساً به مقدار و نوع رس و ثبات و پایداری خاکدانه ها بستگی دارد تحت تاثیر لزوجت آب نیز می باشد. (افزایش سرعت نفوذ اب با افزایش دما ناشی از کاهش لزوجت آب است. در نزدیکی سطوح ذرات جامد؛ لزوجت آب بسیار زیاد و این امر سبب کندی حرکت و یا حتی توقف کامل حرکت آب می شود.

آب به عنوان یک حلال water us a solvent

آب حلال بسیار خوبی است که مهمترین دلایل قدرت زیاد حلالیت آب به شرح زیر است:

۱- چون ترکیبی دو قطبی است بنابراین این می تواند به گونه‌ای توجیه شود که قطب منفی آب به قطب مثبت جسم یا ماده حل شونده و قطب مثبت آن به قطب منفی آن جسم یا ماده متصل گردد.

۲- ضریب دی‌الکتریکی آب بزرگ است. زیرا برای جابجایی پیوند هیدروژنی، انرژی فراوانی مورد نیاز بوده و این خود جذب الکتریکی بین یونهای محلول را کاهش می دهد. پس از انحلال مجدد یونها دشوار است.

۳- پیوند هیدروژنی آب با سایر مولکولها، آب را یکی از واکنش پذیرترین اجسام کرده است هر یک هنگامی در آب محلول خواهد بود که انرژی آبنگیری بزرگتر از انرژی شبکه باشد. یعنی نیروی جاذبه بین یونها و مولکولهای آب بیشتر از نیروی جاذبه بین یونها باشد.

- ضریب دی الکتریک آب dielectric constant

چون آب یک جسم دو قطبی است بنابراین دارای خاصیت الکتریکی نیز می باشد. برای اندازه گیری این خاصیت آب ابتدا ظرفیت یک خازن الکتریکی را در خلا اندازه گیری نموده و سپس با استفاده از آب در بین صفحات ذخیره کننده ظرفیت آن را مجدداً تعیین می کنیم. ضریب دی الکتریک E از رابطه زیر حاصل می شود:

$$E = \frac{C_v}{C_w}$$

C_v ظرفیت الکتریکی در خلاء

C_w ظرفیت الکتریکی با آب

برای آب خالص این نسبت در حدود ۸۰ بوده و حاکی از این است که مولکولهای آب به شدت در حوزه الکتریکی یا مغناطیسی توجیه می شوند.

توجیه مولکولهای دو قطبی اب پایه و اساس جذب آب بر روی سطوح ذرات رسی و سایر کلوئیدها در خاک می باشد.

اختلاف فشار سبب می شود که آب در لوله های موئین به بالا رانده شود. بدیهی است خیز موئینگی تنها در محیطی امکانپذیر است که در آن نیروی کشش بین دیواره لوله و مولکولهای آب بیشتر از نیروی جاذبه بین مولکولهای آب است.

در حالت تعادل، نیرویی که سبب کشیدن آب در لوله است باید با نیرویی که آب را به پایین می کشاند، مساوی ولی مختلف جهت باشد. نیروی پایین کشنده آب حاصلضرب عوامل زیر است:

h - ارتفاع آب در لوله موئین از سطح آب آزاد

d - وزن مخصوص آب (ML-۳)

g - شتاب ثقل (LT-۲)

πr^2 = سطح مقطع لوله موئین (L^۲)

نیروی بالا برنده آب نیز حاصلضرب عوامل زیر است:

σ - کشش سطحی آب (MT-۲)

$2\pi r$ - محیط لوله موئین (L)

$\cos a$ - کسینوس زاویه تماس آب با جدار لوله (بدون بعد)

$$hdg\pi r^2 = \delta 2\pi r \cos a \quad L \times ML^{-3} \times L^2 = MT^{-2} \times L$$

$$MLT^{-2} = MLT^{-2}$$

$$h = \frac{2\delta \cos a}{dgr}$$

d = وزن مخصوص آب g = نیروی ثقل r = شعاع لوله δ = کشش سطحی

چون زاویه تماس آب صفر درجه است، سپس $\cos a$ مساوی واحد است. از طرفی در ۲۰ درجه سانتی گراد

مشخصات آب عبارت است از:

$$\delta = 72/75 \text{ دین بر سانتی متر}$$

$$d = 0/998 \text{ گرم بر سانتی متر مکعب}$$

$$g = 981 \text{ ارگ بر گرم سانتی متر}$$

اگر در معادله فوق مقادیر داده شده را قرار دهیم، خواهیم داشت:

$$\frac{0.297}{2r} = \frac{0.3}{2r} \Rightarrow h = \frac{0.3}{2r} \rightarrow h = \frac{0.3}{d}$$

معادله فوق را می توان به صورت زیر هم نوشت:

$$d = \frac{0.3}{h} = \text{قطر لوله}$$

در صورتی که اندازه موثر بزرگترین قطر خلل و فرج خاک را بدانیم از معادله (۲) برای محاسبه صعود آب در خاک می توانیم استفاده کنیم.

کانیهای رسی (کانیهای ثانویه)

رسها از نظر فیزیکی، ذراتی هستند که در محدوده کوچکتر از ۲ میکرون قرار دارند. که از آنها رسها سیلیکاتی معمولاً از کانیهای اولیه مانند فلدسپات، میکاها، آمفیبول و پیروکن ها تکامل می یابند. درباره تشکیل آنها عقاید متعددی ابراز شده که با اندک اختلافی در مطالب زیر مشترکند:

الف - تجزیه و تغییر شکل فیزیکی کانیهای سیلیکاتی لایه ای مانند میکاها و سایر انواع مهم سیلیکاتها مانند فلدسپاتها، آمفیبول و پیروکسن.

ب - تجزیه شیمیایی کانیهای اولیه مخصوصاً فلدسپاتها همراه با ترکیب و تبلور مجدد عناصر نهایی تجزیه (کریستالیزاسیون مجدد)

ذرات رسی در محدوده کوچکتر از ۴ میکرون قرار می گیرند. wentworth. در زمین شناسی بر اساس مقیاس ۱

بیشتر کانیهای رسی آلومینوسیلیکاتهایی هستند که عناصر مهم ساختمانی آنها اکسیژن، سیلیسیم و آلومینیوم است. اتمهای سیلیسیم به صورت چهار وجهی (تراهیدرون) و آلومینیومها به صورت هشت وجهی (اکتاهیدرون) قرار دارند.

آلومینیوم از نظر فراوانی پس از اکسیژن و سیلیسیم سومین عنصر پوسته کره زمین است (۸/۱۳٪) آلومینیوم در ساختمان اتمی خود سه الکترون دارد (Al^{+3}) بنابراین ۶ اتم اکسیژن را به خود جذب کرده و هشت وجهی اکتاهیدرون را تشکیل می‌دهد (شکل زیر)

چهار وجهی سیلیسیم و هشت وجهی O اتم اکسیژن آلومینیوم واحدهای اصلی ساختمان کانیهای رسی هستند.

در شرایط آب و هوایی مختلف زمین و در ارتباط با زمان و مکان تشکیل، رسهای متفاوتی پدید آمده‌اند. چنانکه در شرایط اقلیمی استوایی و نیمه استوایی مرطوب، در خاکهای رسهای کائولینیتی بیشتر تشکیل شده‌اند. در صورتی که در شرایط نیمه مرطوب معتدل، رسهای ایلیت و مونتموریلونیت از نظر کمی غلبه دارند. خاکهای لسی و همینطور اکثر خاکهای شور تحت تاثیر آب زیرزمینی، اکثراً محتوی ایلیت فراوان هستند. ایلیت از سنگهای مادر دارای واکنش اسیدی بویژه گرانیت نیز به مقدار قابل توجهی در خاکها، ایجاد می‌شود. در حالیکه از تخریب سنگهای آذرین بازیک مانند بازالت، اکثراً کانیهای رسی مونتموریلونیت و ورمی کولیت پدید می‌آیند.

از طرف دیگر در محیطهای متنوع در اثر جابجایی یونهای شرکت کننده در ساختمان رسها ممکن است رسهای جدیدی تشکیل گردند. چنانچه ایلیت در آب و هوای گرم و مرطوب با اندک تغییراتی می‌تواند به مونتموریلونیت و سپس کائولیت تبدیل گردد.

در وضعیت کریستالیزاسیون مجدد؛ ساختمان داربستهای کریستالی کانی اولیه به کلی متلاشی شده و عمل تخریب تا مرحله تشکیل مولکول و یون پیش می‌رود. در این ضمن مخصوصاً مقدار اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی Si و AL در محیط افزایش می‌یابد. از این مولکول، کانیهای رسی جدیدی به وجود می‌آید. مراحل تشکیل رس از یونها فقط در شرایط قلیائی و خنثی امکان پذیر است. زیرا یون Si از سیلیکاتها و AL از آلومیناتها تنها در شرایط یاد شده می‌توانند همزمان در جوار یکدیگر به صورت آزاد باشند و ترکیب سنتزی انجام دهند. در غیر این صورت به سبب انحلال متفاوت آنها در واکنشهای مختلف مجاورت Si و AL به طور آزاد ممکن نیست.

ضمن انجام سنتز از ترکیب مواد مذکور، ابتدا کلوئیدهای ژل سیلیکاتی آلومینیومی با نسبت $\frac{Si}{AL}$ کوچکتر ساخته شده و پس از گذشت زمان کلوئیدهای مزبور به کانیهای ثانوی با سیستم تبلور کامل تبدیل می‌گردند. در این شرایط با وجود بازهای فراوان، و بالا بودن PH، رسهای سه لایه‌ای و در واکنشهای پایین‌تر، رسهای دو لایه تشکیل می‌شود.

در آب و هوای نیمه خشک و نیمه مرطوب قسمت اعظم رسها را رسهای سیلیکاتی تشکیل می‌دهند. در صورتی که شرایط گرم و استوایی مناسب برای تشکیل رسهای هیدروکسیدی هستند.

منشا ساختمان و خواص کانیهای رسی:

در مباحث گذشته جنبه‌های تخریبی هوا دیدگی مورد بحث قرار گرفت و توضیح داده شد که کریستالها در نتیجه این اعمال اتم یا گروههای اتمی آزاد می‌کنند. برخی از اتمهای آزاد شده مورد استفاده گیاهان قرار گرفته و عده‌ای دیگر در اثر آبخوبی از پروفیل خاک خارج گردیده و بالاخره گروهی از اتمها مجدداً با یکدیگر ترکیب شده و مینرالهای جدید را تولید می‌نمایند. بنابراین در نتیجه ترکیب اتمها با یکدیگر عمل سنتز مینرالهای جدید و تشکیل هسته مرکزی کریستالها شروع می‌گردد. کریستالها به تدریج رشد نموده و بزرگتر می‌شوند و بخش رس خاکها را تشکیل می‌دهند. در هر حال مینرالهای بخش رس خاکها در مقایسه با کانیهای موجود در بخش شن و سیلت کوچکتر بوده و سطح ویژه آنها زیادتر است.

از مطالب فوق استنباط می‌شود که بخش رس خاک از کانیهای ثانویه رسی تشکیل یافته است.

مطالعه و درک منشاء ساختمان و خوی این کانیها ضروری می‌باشد. این گونه بررسی‌ها نیز به درک نحوه نگهداری و ذخیره عناصر غذایی گیاهی در خاک، ماهیت و اهمیت واکنش خاک و بالاخره برخی از مشخصات فیزیکی خاک کمک فراوانی می‌نماید.

منشاء مینرالهای رسی:

ایلیت

مونت موری یونیت

وری کلیت

کایونیت

رسهای سیلیکاتی

اکسیدهای آهن

آلومینیوم

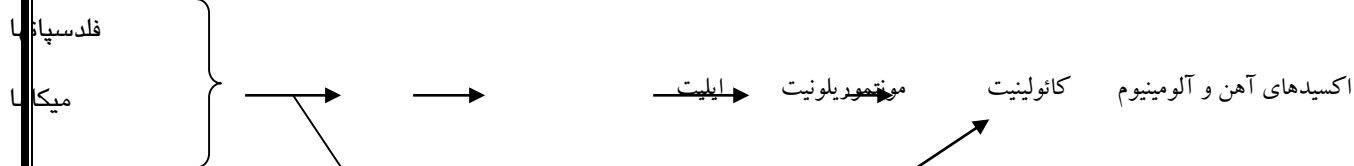
رسهای اکسیدی

کانیهای رسی به دو گروه عمده تقسیم می‌شود، گروه اول رسهای سیلیکاتی شامل ایلیت مونت موریلونیت، ورمی کولیت و کائولینیت و گروه دوم رسهای اکسید شامل اکسیدهای آهن و آلومینیوم می‌باشد.

همانطور که بیان شد کانیهای ثانویه در اثر تجزیه و تخریب کانیهای اولیه و یا به وسیله عمل سنتز تشکیل می‌شوند. بنابراین انواع گوناگون کانیهای اولیه و همچنین انواع و مقدار یونهای موجود در خاک در تشکیل آنها موثر است.

فلسپاتها، میکاها و کانیهای فرومیزی می‌توانند رسهای سیلیکاتی از قبیل ایلیت، مونت موریلونیت کائولینیت و حتی اکسیدهای آهن و آلومینیوم از قبیل جیپسیت (اکسید آلومینیوم آبدار) را تولید کنند محیطی که این تغییرات در آن صورت می‌گیرد نیز در تشکیل نوع رس موثر است. به عنوان مثال میکاها با از دست دادن قسمتی از پتاسیم ساختمان خود و هیدراته شدن تبدیل به ایلیت شده و در نتیجه این کانی در شرایط متوسط تخریبی تشکیل می‌شود. در حالی که برای تشکیل مونت موریلونیت میزان زیاد منیزیوم محیط خاک و همچنین واکنش خنثی تا کمی اسیدی لازم است. در نواحی معتدل نیز ایلیت می‌تواند تغییر شکل داده به مونت موریلونیت تبدیل شود.

کائولینیت در شرایط اسیدی و خاکهایی که عمل آبشویی به شدت در آنها صورت گرفته از مونت موریلونیت به وجود می‌آید. در نواحی حاره‌ای مرطوب کائولینیت مستقیماً از کانیهای اول به وجود می‌آید. این کانی نیز با وجود اینکه کاملاً در برابر هوادیدگی مقاوم می‌باشد.؟؟ تجزیه و تخریب حاصل کرده و تبدیل به چلسیت یا $AL(OH)_3$ می‌شود.



مراحل گوناگون و احتمالی تشکیل کانیهای ثانویه رسی و اکسید

سنتز کائولینیت نیز در صورت وجود اکسیدهای آلومینیوم و ترکیبات سیلیس در آبهای غنی از سیلیسیم و سایر شرایط مناسب دیگر امکان پذیر است.

ساختمان عمومی رسها:

برای درک بهتر و بیشتر کانیهای رسی بایستی ساختمان آنها در مقیاس اتمی بررسی شود. در این مورد دایره‌هایی با اندازه‌های متفاوت دیده می‌شوند که نشان دهنده اتمهای گوناگون است. و خطها طرز اتصال آنها را به یکدیگر نشان می‌دهد. شکل زیر راهنمایی برای نام کانیهای رسی است. چهار وجهی سیلیسیم با مشارکت اتمهای اکسیژن ورقه‌هایی را تشکیل می‌دهند. و هشت وجهی آلومینیوم هم نیز به همین نحو عمل می‌کند. ورقه‌های تتراهیدرون و اکتاهیدرون مانند ساندویچ روی هم قرار گرفته و واحد لایه‌ای را به وجود می‌آورد. از قرار گرفتن این لایه‌ها بر یکدیگر کانیهای رسی گوناگون پدید می‌آید. اتصال ورقه‌ها به یکدیگر با مشارکت اتمهای اکسیژن موجود بین ورقه‌هاست که به راههای جالبی یکدیگر را نگه می‌دارد.

سیلیکاتهای رسی: کانیهای سیلیکات رسی بر پایه تعداد ورقه‌های اتم سیلیسیم و آلومینیوم در هر واحد لایه خود به گروههای به شرح زیر تقسیم می‌شوند. این گروهها عبارتند از کاندیت که دارای یک ورقه سیلیس و یک ورقه آلومین می‌باشد. اسمکتایت که برای هر ورقه آلومین دو ورقه سیلیس دارد. گروه سوم ورمی کلویت است که آن هم از ۲ ورقه سیلیس و یک ورقه آلومین تشکیل شده است ولی ویژگی‌های آن با گروه اسمکتایت متفاوت است و بالاخره گروه آخر کلویت است که دارای دو ورقه سیلیس و یک ورقه آلومین بوده لیکن در آن یک ورقه منیزیم نیز بین ورقه‌های سیلیس مجاور قرار می‌گیرد (جدول زیر) در آغاز ممکن است که این تقسیم بندی پیچیده به نظر برسد اما هنگامی که درباره هر یک از این کانیها توضیح داده و شکلها و نمودارها

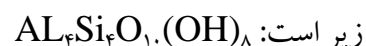
بررسی شود این موضوع روشن خواهد شد که چرا این کانیها با یکدیگر متفاوت است و چرا اختلاف آنها از دیدگاه وضع خاک پر اهمیت است.

madsq.com

جدول فرمولهایی برای واحدهای ساختمانی برگزیده از کانیهای رسی

فرمول	کانی
$AL_2Si_2O_5(OH)_4$	(kaolinite) کائولینیت
$AL_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 4H_2O$	(Halloysite) هالوزیت
	(Smectite) اسمکتایت
$(AL_xMg)Si_2O_5(OH)_4$	(Montmorillonite) مونت موریلونیت
$Fe_x(Si_yAL)O_5(OH)_4$	(Nontronite) نالترونیت
$Mg_x(Si_y,AL)O_5(OH)_4$	(Saponite) ساپونیت
$Mg(AL, Fe, Mg_x)(AL_y, Si_z)O_5(OH)_4 \cdot nH_2O$	(vermiculite) ورمی کولیت
$Mg_x(OH)_2(AL, Mg_y)(AL_z, Si_w)(chlorite)O_5(OH)_4$	(Chlorite) کولیت

کاندیت‌ها: ساده‌ترین گروه کانیهای سیلیکات رسی گروه کاندیت است. این کانیها از نوع ۱ به ۱ بوده که در آن یک ورقه سیلیس به یک ورقه آلومین متصل است. کائولینیت عضوی از گروه کاندیت و با فرمول شیمیایی



ضخامت یک لایه کائولینیت ۷/۱ آنگسترم (۰/۷۱ نانومتر) است. برای تشکیل یک ذره رسی ۰/۰۰۲ میلی‌متر

حدود سه هزار واحد ۷/۱ آنگسترومی مورد نیاز است. در کائولینیت واحدهای ساختمانی از طریق پیوند

هیدروژنی (در مورد کائولینیت هیدورکسی‌ها از سطح یک واحد در مجاورت اتمهای اکسیژن سطح واحد

ساختمانی دیگر) با یکدیگر متصل می‌شوند. شکل زیر نحوه اتصال اتمهای سازنده واحد ساختمانی رس

کاتولینیت و فضای بین لایه‌ای را نشان می‌دهد. آب و کاتیونها نمی‌توانند به فضاهای بین لایه‌ای کاتولینیت داخل شوند.

کاندیتها گروهی از کانیهای رسی را تشکیل می‌دهند که از آن جمله می‌توان ناکریت، دیکیت، هالوئیت و کاتولینیت را نام برد.

هالوئیت یکی دیگر از کانیهای گروه کاندیت است که دارای یک ورقه سیلیس چهار وجهی بوده که به یک ورقه آلومین هشت وجهی متصل شده است. لیکن در فضاهای بین لایه‌ای و یک گاهی دولایه از مولکولهای آب وجود دارد. به دلیل وجود این مولکولهای آب ضخامت واحد ساختمانی هالوئیت به ۱۰ آنگسترم می‌رسد. یکی دیگر از خصوصیات کانی هالوئیت آن است که بلورهای آن به شکل لوله بوده در حالیکه بلورهای دیگر کانیهای رسی مسطح می‌باشند. در خاکهای پرزولی و سایر خاکهای اسیدی مشابه مقدار رسهای کاتولینیتی بر رسهای گروه دیگر غلبه دارد.

به طور خلاصه کاندیتها به وسیله سه خاصیت از کانیهای دیگر رسی متمایز می‌شوند. نخست آنکه این کانیها از نوع ۱ به ۱ می‌باشند. به عبارت دیگر برای هر ورقه چهار وجهی سیلیسیم در ورقه چهار وجهی یا دیگر کاتیونها به جای آلومینیوم در ورقه هشت وجهی زیاد نیست. سوم آنکه فضای بین لایه‌ای ورقه‌ها بسته است و مقدار کمی آب یا کاتیون می‌تواند به داخل ورقه راه یابد.

مونت موری لونیت اسمکتایت‌ها: اسمکتایت‌ها آلومینو سیلیکاتهای لایه‌ای ۲ به ۱ هستند. دو ردیف سیلیسی در دو طرف یک ردیف آلومینیومی را احاطه کرده‌اند. (شکل زیر) مهمترین عضو گروه اسمکتایت کافی مونت موریلونیت است. دیگر عضوهای این گروه عبارتند از: نانترونیت، ساپونیت، هکتوریت و ساکونیت. عامل تعیین کننده تعداد زیاد کانیهای رسی در گروه اسمکتایت ساختمان و مقدار جانشینی هم مشکل است. فرمول کلی کانیهای گروه اسمکتایت به صورت زیر است:

شکل گروه اسمکتایت کانیهای رس از آلومینوسیلیکاتهای ۲ به ۱ درست شده است. هر ورقه چهار وجهی سیلیسیم مانند ساندویچ قرار گرفته است.

در مقایسه با گروه کاندیت تعداد اتمهای سیلیسیم در واحد ساختمانی کانیهای گروه اسمکتایت دو برابر اتمهای آلومینیوم و تعداد اتمهای اکسیژن نیز دو برابر است. لیکن هیدروکسیل آنها نصف هیدروکسیل های گروه کاندیت می باشد. شباهتی که بین گروه اسمکتایت و کانی هالوئیت می توان دید وجود مولکولهای آب در واحد ساختمانی است با این تفاوت که در اسمکتایت تعداد مولکولهای آب متغیر است. وجود دو ورقه آب در واحد ساختمانی است با این تفاوت که در اسمکتایت تعداد مولکولهای آب متغیر است. وجود دو ورقه و لایه های متعدد آب سبب می شود که واحد سلولی اسمکتایت از نظر اندازه متغیر و بزرگتر از واحدهای سلولی کاندیت باشد.

فاصله بین دو لایه مجاور در اسمکتایت ممکن است بین ۹/۶ تا ۱۸ آنگسترم یا بیشتر تغییر نماید. اسمکتایتها دارای گستره ای از ساختار شیمیایی بوده زیرا جایگزینی یونی در آنها زیاد صورت گرفته است. اغلب در لایه چهار وجهی آلومینیوم به جای سیلیسیم قرار گیرد و آهن و منیزیم در لایه هشت وجهی جانشین آلومینیوم می شوند.

فاصله متغیر بین لایه های اسمکتایت بر این دلالت دارد که حجم آنها تغییر پذیر است. خاکی که رس غالب آن مونتموریلونیت باشد در حال خشک جمع و فشرده شده و هنگامیکه مرطوب می شود آماس می کند هم آب و هم کاتیونهای گوناگون می توانند واد فضای بین لایه های اسمکتایت بشوند ولی در مورد کاندیت ها این حالت میسر نیست. علت این امر را می توان در ساختمان کانی جستجو کرد. در رسهای ۲ به ۱ چهار وجهی سیلیسیم در برابر قرار میگیرند. اکسیژنهای موجود در سطح واحدهای ساختمانی در مجاورت یکدیگر قرار گرفته و در نتیجه پیوند هیدروژنی تشکیل نمی شود. نبودن پیوند هیدروژنی در این حالت بدان معنی است که واحدهای ساختمانی

با اتصال ناپایداری رویهم قرار گرفته و بنابراین مولکولهای آب می‌توانند به داخل آنها وارد شوند. تعداد مولکولهای آب و گونه‌های کاتیون وابسته به آن ضخامت واحد ساختمانی را تعیین می‌کند.

کانی رسی پیروفیلیت یکی از کانیهای گروه اسمکتایت بوده که در آن جانشینی صورت نگرفته است بنابراین مولکولهای آب نیز در بین لایه‌های آن دیده نمی‌شود.

در مونتموریلونیت جانشینی همشکل در ورقه چهار وجهی به صورت آلومینیوم به جای سیلیسیم و در ورقه هشت وجهی منیزیم به جای آلومینیوم است. اگر چنانچه بار منفی منشاء آن در لایه هشت وجهی باشد برای نگهداری کاتیونها در سطح لایه‌ها توانایی کمتری دارد تا باری که در لایه چهار وجهی به وجود آمده باشد. بسته به گونه، مقدار، موقعیت جانشینی همشکل خصوصیاتهای شیمیایی هر عضو گروه اسمکتایت تا اندازه‌ای با یکدیگر تفاوت دارند. کانی نانترونیت در ورقه هشت وجهی خود به جای AL دارای اتمهای Fe است. ورقه هشت وجهی کافی ساپونیت همگی از Mg درست شده (تری اکتاهیدرال ۲ است) و آلومینیوم در آن دیده نمی‌شود. وهکتوریت مقداری Li در ورقه هشت وجهی خود دارد.

در خاکهای آهکی مناطق خشک و نیمه خشک در جوار سایر انواع رسها، رسهای مونتموریلونیت نیز به مقدار قابل توجه یافت می‌شوند. در این شرایط به رسهای مذکور نامهای دیگری مانند رسهای کلسیم و منیزیم و رسهای سدیم نیز اطلاق می‌شود.

. در صورتی که در هر هشت وجهی مجاور هم یک رس بدون وقفه اتم مرکزی وجود داشته باشد. آنرا تری اکتاهیدروال ۲ می‌نامند (ورمی کولیت، کلویت) که در این صورت هر سه کاتیون از نوع دو ظرفیتی بوده و در واقع به جای دو اتم آلومینیوم نشسته‌اند ولی اگر از هر سه هشت وجهی مجاری یکی فاقد اتم مرکزی باشد، به دی اکتاهیدرال موسوم است (مونتموریلونیت).

در خاکهایی که زه کشی نامطلوب داشته و یونهای سدیم در جوار سایر کاتیونهای قلیایی محیط، به مقدار کافی موجود باشد، نیز رسهای مونتوریلونیتی تشکیل می شود.

ورمی کولیت: این کانی نیز مانند اسمکتایت از نوع ۲ به ۱ است (شکل زیر). در ورمی کولیت جانشینی AL به جای Si در ورقه چهار وجهی و Fe^{+3} و Mg^{+2} به جای Al^{+3} در ورقه هشت وجهی به طور نسبی زیاد است. فضای بین لایه‌ای در این کانی معمولاً به وسیله منیزیم و مولکولهای آب اشغال شده است. فاصله بین دو لایه مجاور در ورمی کولیت بین ۱۰ تا ۱۵ آنگسترم و یا بیشتر متغیر است. چون بیشتر پدیده‌های جایگزینی در این کانی در ورقه چهار وجهی صورت می گیرد. مقدار آب و گونه‌های کاتیون بین لایه‌ای در مقایسه با اسمکتایت از محدودیت بیشتری برخوردار است. به خاطر آنکه لایه‌ها با شدت بیشتری یکدیگر را نگه می دارند. انبساط واحد ساختمانی در ورمی کولیت نیز کمتر از اسمکتایت است.

در اکثر خاکهای ورمی کولیت به مقدار قابل توجهی وجود دارد اکثراً از منشاء بیوتیت (سه اکتاهیدرال) به وجود می آید. در مقایسه با ایلیت مقدار K^{+} کمتر ولی مقدار Mg بیشتر است که در فواصل بین لایه‌ای جذب و نگهداری می شود. اگر Mg توسط K^{+} یا MH^{+4} استخلاف گردد ضخامت لایه به $10A^{\circ}$ تقلیل می یابد ورمی کولیت در خاکشناسی از نظر انتقال و در دسترس قرار دادن عنصر غذایی Mg به گیاه اهمیت دارد.

کلویت: کلویت یک کانی غیر قابل آماس ۲ به ۱ می باشد. لایه اضافی در این کانی وجود ورقه هیدروکسید منیزیم $Mg^{+2}(OH)^{-}$ یا بروسیت در فضای بین لایه‌ای است. ساختمان ۲ به ۱ سیلیس و آلومین در این کاف شباهت در ورقه بروسیت یونهای آلومینیوم و Fe^{+3} و Fe^{+2} می توانند جانشین Mg^{+2} شده که به ایجاد بار مثبت خالص می انجامد و سبب تقویت تشکیل پیوند محکمی بین ورقه‌ها می شود ضخامت واحد ساختمانی کلویت^۰ ۱۴A است.

کلویت معمولاً در اثر تجزیه و تغییر شکل کانیهای اولیه مخصوصاً اورژیت تشکیل می‌گردد محیط مناسب تشکیل آنها غالباً اسیدی و مرطوب بوده و ترکیبات اسیدی و هیدروکسیدی فلزات سنگین در آن فراوان یافت می‌شوند. به طور کلی در ساختمان آنها تنوع زیادی مشاهده می‌شود به طوری که می‌توانند سه اکتاندری، دو اکتاندری و سه اکتاندری توامان یافت شود.

ایلیت: ایلیت گونه‌ای دیگر از کانیهای رسی ۲ به ۱ است به این کانی گاهی میکای آبدار نیز گفته می‌شود. زیرا عقیده بر این است که ایلیت فرآورده هوایی دیدگی کانی میکا می‌باشد. میکا از کانیهای سیلیکاته ورقه‌ای است که با انواع مشهور خود یعنی میوتیت (سه اکتاندری) و موسکویت (دو اکتاندری) در اکثر خاکها به وفور یافت می‌شود. در اثر هیدرولیز و یا سایر انواع تجزیه‌های شیمیایی به مرور زمان ممکن است کانیهای هیدراته میکای آبدار یا شبه ایلیت‌ها تشکیل شوند. ضخامت لایه با فاصله مربوطه کمتر از مونتیمریلونیت و حدود 10 \AA است. و از جمله رسهای غیر آماسی پذیر می‌باشد. در ایلیت بعضی از سیلیس‌های ورقه تتراندی توسط Ap تعویض شده و پس از این جانشینی، بارهای منفی اضافی ایجاد می‌شود. اجتماع بارهای اضافی مزبور کلاً سطوح این رس را دارای بار منفی می‌کند.

از طرف دیگر در اکثر انواع ایلیت‌ها بارهای منفی بین لایه‌ای، عملاً با جذب شدید یونهای پتاسیم متعادل شده‌اند. و در اثر تخریب یونهای K^+ تثبیت شده در بین لایه‌های رس ایلیت در محلول خاک آزاد می‌گردد. رس ایلیت منشأ یکی از مواد و عناصر غذایی مهم گیاه یعنی پتاسیم می‌باشد. ایلیت در اکثر خاکهای به وفور یافت می‌شود. شرایط خاکهای آهکی و اسیدی ضعیف، از مناسب‌ترین محیط تشکیل رسهای ایلیتی به شمار می‌رود.

آلوفانها: ساختمان آلوفانها به حالت بی‌شکلی و کلوئیدی نزدیک بوده و تبلور آنها ناقص است. احتمالاً در آنها نیز لایه‌های مرکب از واحدهای ساختمانی چهار وجهی و هشت وجهی وجود دارد که هنوز به صورت لایه‌های

کریستالی منظم درنیامده‌اند. ترکیب شیمیایی آنها تقریباً $Al_2O_3, 2SiO_2, H_2O$ بوده و از نقطه نظر عناصر فرمولی شباهت زیادی به اکسیدهای AL و Si دارند که در خاکها تمایز آنها از یکدیگر مشکل است .

رسهای غیرسیلیکاتی: برخی خاکها دارای مقدار فراوانی از کانیهای در اندازه رس می‌باشند که پاره‌ای ویژگی‌های سیلیکاتی رسی را دارا هستند ولی واحد ساختمانی آنها بدون Si است . این گونه کانیها راسرکوبی اکسید می‌نامند و نام دیگر این کانیها، اکسیدهای آبدار آهن و آلومینیوم می‌باشد. کانیهای یاد شده ممکن است متبلور یا کاملاً بی‌شکل بوده و یا اینکه حالت تبلور ناپایدار داشته باشند. گونه‌های تبلور آنها ویژگیهای مشابه سیلیکاتهای رسی دارند. گونه‌های بی‌شکل این کانیها دارای ویژگی تبادل کاتیونی و آنیونی زیادی هستند. اکسیدها و هیدروکسیدها، مانند آلومینوسیلیکاتها چه متبلور باشند و چه بی‌شکل (آمورف) بار الکتریکی خود را از پدیده جانشینی هم شکل به دست نیاورده بکله بار خود را از راه کسب پروتون یا از دست دادن آن به دست می‌آورند. بسته به غلظت یونهای هیدروژن در محلول خاک، ممکن است یونهای هیدروژن به ساختمان کانی افزوده شود (پروتون گیری) یا اینکه از ساختمان کانی آزاد شود (پروتون دهی) کانیهای یاد شده از بار الکتریکی متغیر با بار وابسته به PH برخوردار دارند . به سخنی دیگر بسته به غلظت یون هیدروژن مقدار بار الکتریکی آنها تغییر می‌کند به واکنش زیر دقت کنید.

ویژگی‌های مهم رسها: بازگویی این نکته لازم است که دو خاصیتی که اهمیت رسها را در خاک تعیین می‌کند عبارت است از بار الکتریکی و مساحت سطح ذرات رسی می‌باشد.

رسها از یک طرف به علت داشتن قدرت نسبی جذب آب و استعداد جذب و نگهداری کاتیونهای دارای هیدراتاسیون شدید ، به تنظیم و حفظ تعادل آب در خاک کمک می‌نمایند که در مناطق خشک و نیمه خشک بدین طریق از تلفات آب به صورت تبخیر سطحی جلوگیری می‌شود.

ذرات رسی در خاک عملاً کاتیونها و آنیونها را جذب کرده، به صورت مواد غذایی ذخیره و قابل دسترسی گیاه نگهداری می نمایند. اهمیت این عمل مخصوصاً هنگام استفاده از کودهای شیمیایی بیشتر قابل لمس است. معمولاً کاتیونهای غذایی موجود در کودها پس از انحلال در فاز مایع، قابل شست و شو با آبهای آبیاری و بارندگی بوده و از این طریق سالیانه مقدار قابل توجهی بهدر می رود. وجود رسها در خاک به طور موثر از این هدر رفتگی جلوگیری می کند.

علاوه بر کاتیونهای جذب و نگهداری شده در سطوح رسها خود رسها نیز در ساختمان اصلی خود محتوی کاتیونها و عناصر غذایی گیاه مانند Na, K, Ca, Mg, Fe, B, Ze و غیره هستند که در نتیجه تخریب این عناصر آزاد شده و در دسترس گیاه قرار میگیرند. کانیهای رسی در خاک نقش تامپون هم داشته و از تغییرات شدید واکنش خاک در نتیجه افزایش مواد اسیدی یا قلیایی جلوگیری می نماید. تشکیل کمپلکس رس و هوموس از جمله فعل و انفعالات خاک است که جزو عوامل مساعد بشمار می آید زیرا این ترکیب آلی - معدنی مانع تجزیه سریع مواد آلی شده و از این نظر در حاصلخیزی خاک اهمیت دارد.

منشاء بار الکتریکی رسها:

در کانیهای رسی و غیر رسی سه گونه منشاء بار الکتریکی دیده می شود که عبارتند از:

الف - بار الکتریکی لبه کانی جایی که پایان می یابد و لبه های شکسته کانیهای رسی

ب - بار الکتریکی ناشی از جانشینی هم شکل Isomobphus substitution

ج - بار الکتریکی متغیر در نتیجه پدیده های پروتون دهی و پروتون گیری

در واحدهای تتراندر، گاهی اتم سیلیسم جای خود را به آلومینیوم داده و در واحدهای اکتاندری نیز به جای

AP^{+} کاتیون دو ظرفیتی مانند Mg و Fe نشسته و در اثر این جانشینی از هر یک از دو واحد ساختمانی یک

بار منفی به وجود می آید. وضعیت فوق در شیمی رسها به نام جانشینی ایزومورف یا هم شکل مشهور است .
بارهای منفی رس و رمیکولیت (سه اکتاندری) در نتیجه جانشینی هم شکل در واحدهای تتراذر ایجاد می شود
. در صورتیکه مونتموریلونیت (دو اکتاندری) به علت جانشینی Mg به جای AL در واحدهای اکتاندر بار
منفی پیدا می کند.

جانشینی هم شکل در واحدهای ساختمانی ذرات رسی، بارهای منفی قابل ملاحظه ای در سطوح مختلف آن رس
تولید می نماید. مجموعه بارهای آزاد، فعالیت شدید سطحی به رسها داده و به آنها استعداد جذب و تبادل
کاتیونی و آنیونی می بخشد.

از آنجا که در محدوده قطر ذرات کوچکتر از ۲ میکرون سطوح نسبی زیادی در وزن معینی از رسها موجودات
لذا بارهای آزاد نیز به همان نسبت بی شمار خواهد بود. در جدول زیر سطوح نسبی ویژه چند رس جهت مقایسه
بایکدیگر آمده است.

جدول سطوح نسبی رسهای مهم خاک در هر گرم آنها بر حسب M₂

نوع رس	سطوح داخلی	سطوح خارجی	سطوح کلی
کائولینیت	۰	۱۰-۳۰	۱۰-۴۰
		۲۰-۴۰	
مونتموریلونیت	۸۰۰	۸۰	۷۸۵-۸۸۰
ایلیت	۰-۲۰	۸۰-۱۲۰	۸۰-۱۲۰
ورمی کولیت			۶۵۰-۷۰

منشاء دیگر پیدایش بارهای منفی همانطور که بیان شدن لبه‌های شکسته کانیهای رسی است که هنگام تجزیه فیزیکی به وجود می‌آید. مثلاً در یک واحد چهار وجهی مرکب از ترکیبات Si-O-Si شکستگی به صورت زیر است:

در مراحل مختلف فعل و انفعالات شیمیایی خاک و تجزیه‌های مداوم ثانوی، از واحدهای ترکیبی Si-O-H و AL-OH، استحکام ترکیب هیدروژن‌ها با یونیزه شدن آنها از OH سست شده و هیدروژن در فاز مایع آزاد گشته و بالاخره یک بار منفی آزاد از اکسیژن باقی می‌ماند.

از دیدگاه اقلیمی در مناطق خشک و نیمه خشک و در خاکهای بیابانی، رسهای مونتموریلونیتی در اکثریت اند، ولی در مناطق خشک و سرد و با دوره‌های یخبندانهای طولانی و در جوار یونهای فراوانی K در فاز مایع خاک و رسهای باقیمانده از رسوبات یخچالی زمانهای گذشته و مارنهای واریزه‌ای غالباً از نوع ایلیتی هستند

از دیدگاه مواد مادری، سنگ مادرهای آذرین فقیر از سیلیس و غنی از کاتیونهای قلیایی خاک (Ca, Mg) مثلاً بازالت و سنگ مادرهای رسوبی از نوع مارن و لس حاوی کانیهای کلسیت و دولومیت محیط مناسبی جهت تشکیل رسهای مونتموریلونیتی هستند. در صورتی که سنگهای مادرهای غنی از سیلیس و حاوی K فراوان وقتی که فقیر از Ca و Mg باشند رسهای سریلیتی تولید می کنند.

در محیطهای با هوا دیدگی شدید، بویژه هنگامی که بارندگی فراوان و آبشویی شدید املاح حکمفر باشد اقلیم مرطوب استوایی، مرطوب نیمه استوایی) رسهای کائولینیتی رس غالب محسوب می شوند. فرآیند تشکیل این نوع رسها با آبشویی کاتیونهای قلیایی آغاز شده و پس از اسیدی شدن محیط در جوار آب زیاد، تکمیل می گردد.

پدیده‌های جذبی خاک و تعویض یونی:

به طور کلی جذب یونی یک خاک را می توان یک نوع جذب و نگهداری یونی سطحی دانست که در نتیجه آن یونهای محلول در فاز مایع، جذب کلوئیدها می شود. که این یونهای جذب شده در سطح ذرات باردار کلوئیدی قابلیت جانشین شدن توسط سایر یونها را دارد. بنابراین جذب یونها یک پدیده قابل برگشتی می باشد که در آن یونهای جذب شده در سطوح فعال خاک به مقدار آلی و ؟؟؟ یعنی تحت تاثیر تساوی ظرفیتها، به وسیله سایر یونهای محلول در محیط مایع خاک جابجا می گردند مثلاً به جای یک یون Ca^{+2} یون یک ظرفیتی مثل K^{+} و یا به جای یک آنیون سه ظرفیتی $PO_4^{=3}$ یک آنیون یک ظرفیتی NO_3^{-} و یک آنیون دو ظرفیتی $SO_4^{=2}$ می نشینند.

پدیده جذب یونی که در آن یونها و ملکولها در سطح کلوئیدهای خاک (رسی، هوموسی و اکسیدی و هیدروکسیدی) جذب می شوند بر روی بعضی از خصوصیات مهم خاک مانند ساختمان خاکدانه‌ای؟؟ جذب عناصر غذایی گیاه، PH و شور و قلیا بودن و همچنین روند تکاملی خاک و غیره: تاثیر بسزایی دارد.

تبادل یونی:

کمپلکس جذبی خاکها بسته به شرایط آب و هوایی و محلی، با کاتیونهای مختلفی پوشیده شده که در اغلب حالات جذب و نگهداری آنها قابل برگشت می باشد. و بین کاتیونهای جذب سطحی شده تبدلی و کاتیونهای موجود در فاز مایع تعادل وجود دارد.

تبادل کاتیونی: همانطور که بیان شدن ذره های رس و مواد آلی دارای بار سطحی هستند. جایگزینی هم شکل و لبه های شکسته در رسها و نیز از دست دادن H^+ از گروههای اسیدی در مواد آلی موجب می شود که رسها و مواد آلی از گونه ای بار خالص منفی برخوردار باشند. در طبیعت خنثی بود بار الکتریکی قانونی کلی است و جذب یونها و بارهای مخالف به صورت جذب یونی که در مقایسه با پیوند کوالانسی جذب نسبتاً ناپایداری می باشد. همین ماهیت ناپایدار است که تبادل یک کاتیون با کاتیون دیگر را در پدیده تبادل کاتیونی و آنیونی را با آنیون دیگر در تبادل آنیونی آسان می سازد.

کاتیونهای قابل تبدلی خاک را قبل از همه کاتیونهای Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ تشکیل می دهند. در خاکهای اسیدی AL^{+++} محلول و H^+ آزاد و یونهای Fe^{+++} نیز جزو این کاتیونها محسوب می شوند.

کاتیونهایی مانند Zn , Mn , Cu را نیز که به مقادیر خیلی کم در خاکها وجد دارند و از دیدگاه نیاز گیاهان

نسبت به عناصر کم مصرف حائز اهمیت اند، می توان جزء کاتیونهای قابل تبادل به شمار آورد. مجموع کل

کاتیونهای قابل تبادل یک خاک Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , H^+ , AL^{+++} , Fe^{+++} بر حسب میلی

اکی والان درصد گرم خاک مبین ظرفیت تبادل کاتیونی آن خاک (C.E.C) cation exchangeable

capacity می باشد.

مجموعه کاتیونهای بازی قابل تبادل (Ca , Mg , K , Na) در یک خاک گنجایش تبادل بازی را تشکیل

می دهد (S)

$$C.E.C. = \sum exch.cat$$

$$S = \sum exch.B$$

درصد اشباع، بازی به هم درصدی مجموع کاتیونهای بازی (S) از ظرفیت تبادل کاتیونی خاک (C.E.C)

گفته می شود و مقدار آن به طریق ساده زیر محاسبه می شود:

$$(basas sturation\ percentage) B.S.P. = \frac{S}{C.E.C.} \times 100$$

تمرین: ترکیب کاتیونهای تبدلی در ۱۰ گرم از خاکی به صورت زیر تعیین شده است .

$$Na^+ = 0.68meq \quad Ca^{++} = 1.2meq \quad Mg^{++} = 0.36meq \quad K^+ = 0.24meq \quad H^+ = 0.48meq$$

ظرفیت تبادل کاتیونی (C.E.C) و درصد اشباع بازی (B.S.P) را برای این نمونه خاک حساب کنید.

نوع و مقدار رس خاک و مقدار مواد آلی از جمله عامل هایی هستند که بر کل ظرفیت تبادل کاتیونی خاک

موثر می باشد.

نوع کمپلکس جذبی و علل تبادل کاتیونی:

اهم کمپلکس جذبی فعال خاکها عبارتند از:

- رسها

- ترکیبات هوموسی و خود هوموس

- کلوئیدهای اکسیدی و هیدروکسیدی آلومینیوم، سیلیسیم، آهن و منگنز

همانطور که در مباحث پیشین بیان گردید پدیده جذب یونی در خاک به علت وجود ذرات دارای بار الکتریکی

می باشد. بارهای منفی دائمی رسها بیشتر در اثر جانشینی همشکل در واحدهای تترا سیلیس و اکتاندر آلومینیوم

به وجود می آید. در کناره‌های شکستگی رسها نیز بسته به فرم و محل شکستگی از محل‌های Si-O- Al-

OH, Si- O- Si- OH و با شرکت H^+ (یا OH-) به وقوع می‌پیوندد.

در این رابطه تغییر PH محیط حائز اهمیت است. و اینگونه بارها را بار وابسته به PH می‌گویند پدیده‌های جذب سطحی مدیون فعالیت سطحی کلوئیدهای دارای بار الکتریکی می‌باشد که با توجه به نوع و مقدار آنها ظرفیت تبدالی خاکها تغییر می‌کند.

خاکهای محتوی رسهای مونتموریلونیت و ورمی کولیت، نیروی جذبی و گنجایش تبدالی بالا دارند، در صورتی که رسهای ۱:۱ دارای قدرت جذب و تبدالی کمتری هستند. ظرفیت تبدالی کانیهای رسی در جدول زیر مورد مقایسه قرار گرفته‌اند.

جدول مشخصات سطوح و ظرفیت تبدالی کاتیونی انواع رسها

نوع رس	سطوح کلی (m ² /g)	سطوح داخلی به واحد % از متوسط متراکم بارها (mual/ ۱۰۰ gr رس)	متوسط متراکم بارها (mual/ ۱۰۰ gr رس)
کاتولینیت	۲۰	۱۰-۳۰	۵× ۱۰-۷
مونتموریلونیت	۸۰۰	۸۰-۹۰	۱/۳× ۱۰-۷
ورمی کولیت	۸۰۰	۸۰-۹۰	-
ایلیت	۱۰۰(۵۰-۳۰۰)	۳۰-۵۰	۳× ۱۰-۷
کلریت	-	۲۰-۴۰	-

منشا بارهای هوموس به طوری که قبلاً نیز تاحدی بدان اشاره شده بیشتر از ناحیه گروههای جانبی اسیدی -

COOH و فنلی OH- سرچشمه می‌گیرد. در این گروهها نیز مانند لبه های سنگ رسها، با افزایش غلظت

OH محیط و جدا شدن H^+ از ترکیب هوموس قادر است کاتیونها را؟؟؟؟ نماید و برعکس با ازدیاد غلظت

H^+ و یونیزاسیون OH از ترکیب هوموس قادر به جذب آنیونی می‌گردد. تراکم بارهای منفی در سطوح ترکیبات هوموسی بیشتر از رسها می‌باشد و از این جهت کمپلکس جذبی هوموس در مقایسه رسها ظرفیت تبدلی بیشتری دارد و تغییرات و نوسانات PH محیط در تغییرات ظرفیت تبدلی ترکیبات هوموسی در مقایسه با موثرتر می‌باشد. متوسط ظرفیت تبادل کاتیونی اسیدهای تشکیل دهنده هوموس بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ میلی‌اکی والان درصد گرم است. متوسط ظرفیت تبدلی مواد آلی تجزیه نیافته بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ میلی‌اکی والان در صد گرم است. دومین خود ترکیبات سازنده هوموس نیز تفاوت‌هایی وجود دارد. بنابراین می‌توان بر اساس ظرفیت تبدلی آنها ردیف زیر را صادق دانست. فولوات‌ها > هومین‌ها > هومات‌ها

بالاخره از انواع کمپلکس جذبی خاکها که به مقدار کم و در شرایط بخصوصی قابلیت جذب و تبادل نشان می‌دهند می‌توان اکسیدها و هیدروکسیدهای کلوئیدی سیلیسم، آلومینیوم و آهن را نام برد. ترکیبات مزبور در خاکهای عادی و حاصلخیزی زراعی، از نظر جذب و تبادل کاتیونی مهم چندانی نداشته و فقط در مناطق مرطوب و خاکهای اسیدی بر روی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکها موثرند.

بار الکتریکی رسهای اکسید نیز کاملاً از واکنش محیط تبعیت می‌کند. به عنوان مثال چنانچه به یک خاک اسیدی حاوی رسهای اکسید، آهک اضافه شود، عکس العمل زیر صورت می‌گیرد.

چنانچه عمل افزایش آهک ادامه یابد از مقدار پروتونها نیز مجدداً کاسته شده و عکس العمل زیر صورت می‌گیرد.

عوامل موثر در جذب و تبادل کاتیونی

اختلاف موجود بین کمپلکس جذبی خاکها و خصوصیات انواع کاتیونهای قابل تبادل، سبب می‌شود که شدت جذب و تبادل کاتیونی در شرایط مختلف محیطی متفاوت باشد. در این مبحث عواملی که روی شدت و ضعف جذب و تبادل موثرند.

الف- تاثیر ظرفیت کاتیونها:

نیروی جذبی سطحی کلوئیدها با فرض ثابت بودن سایر شرایط، بر روی کاتیونها با ظرفیت بالاتر موثرتر است. بنابراین کاتیونهای دو ظرفیتی مانند Ba^{2+} و Ca^{2+} با نیروی بیشتری در مقایسه با K^{+} و Na^{+} جذب و لذا راحتتر می‌توانند جای کاتیونهای یک ظرفیتی را بر روی کمپلکس تبادلی بگیرند. در نتیجه هر قدر شدت نگهداری یک کاتیون توسط کلوئید جذبی کمتر باشد تبادل آن توسط یک کاتیون دیگر که قابلیت جذبی بیشتر دارد آسانتر صورت می‌گیرد و بر عکس.

اگر در بین عوامل موثر در جذب و تبادل کاتیونها، فقط به عامل ظرفیت توجه شود، ردیف زیر صادق است.



ب - تاثیر درجه هیدراتاسیون و قطر کاتیونها:

منظور از هیدراتاسیون یونها، کشش و جذب مولکولهای دو قطبی آب در میدان الکتریکی یک یون بوده و درجه هیدراتاسیون هر یون عبارت است از تعداد ملکولهای آبی که به صورت پوشش آبی توسط آن یون جذب شده است.

اصولاً نیروی جذبی میدان الکتریکی یک یون، با تعداد ملکولهای آب جذب شده و همچنین با ضخامت پوشش آبی، رابطه معکوس دارد. از طرف دیگر با افزایش فاصله هسته مثبت یا منفی هر یون از مولکولهای آب، نیروی

جذبی خود یونها در آن منطقه و نیروی جذبی کمپلکس جذبی نسبت به آن کاهش می یابد. از این رو یونهایی که دارای قطر بیشتری هستند به علت فاصله زیاد مرکز یون با قسمت خارجی یون نسبت به مولکولهای آب کشش کمتری نشان می دهند. لذا معمولاً کاتیونهای کوچک با درجه هیدراتاسیون زیاد بود و قشر آب هیدراته نسبتاً ضخیمی دارند.

در واکنشهای تبدالی سری لیوتروپیک ترتیب کلی برتری کاتیونها را نشان می دهد که به صورت زیر است:



ج - تاثیر غلظت کاتیونی:

به طور کلی غلظت زیاد یک کاتیون در محلول گذشته از اندازه و بار الکتریکی گرایش زیادتری برای واکنش تبدالی نشان می دهد. به عبارت دیگر کاتیونی که ظاهراً و با در نظر گرفتن سایر خواص جذبی، می بایست شدت جذبی کمتری داشته باشد. با ازدیاد غلظت آن در محلول، یونهای دارای شدت جذبی بیشتر را تعویض می نماید. بنابراین اگر ماده اصلاح کننده ای مانند آهک ($CaCO_3$) به خاک افزوده شود یونهای کلسیم بیشتری نسبت به سایر یونها، بر روی کمپلکس تبدالی قرار می گیرد. دلیل این امر آنست که افزایش غلظت سبب انقباض و فشردگی لایه الکتریکی دو گانه گشته و در نتیجه در اثر جذب کاتیونی بیشتر پتانسیل الکتریکی در مجموع کاهش می یابد بر عکس با رقیق شدن محلول و جذب آب بیشتر لایه دو گانه پخشیدگی باز شده و پتانسیل الکتریکی آن بعلا آزاد ماندن قسمتی از بارهای سطوح افزایش می یابد. با افزایش قدرت جذبی کلوئیدها، کاتیونهای دارای ظرفیت بیشتر بهتر جذب می شوند. بنابراین کلوئیدها هنگام رقیق بودن محلول، کاتیونهای با ظرفیت بزرگ و در شرایط زیاد بودن غلظت؛ کاتیونهای دارای ظرفیت کمتر را بهتر جذب می نمایند.

د - تاثیر خواص انتخابی کمپلکس جذبی

به غیر از تاثیر خصوصیات کاتیونهای قابل تبادل روی شدت جذبی آنها، ماده جذب کننده نیز می تواند با خواص معین خود نسبت به کاتیونهای مختلف، جذب انتخابی داشته و پس از جذب نیز شدت نگهداری متفاوتی از خود نشان دهد. لذا بر اساس این فکر از آنجا که جذب کاتیونها از فاز مایع (محلول) در حال تعادل با فاز جامد خاک به وقوع می پیوندد. در عمل جذب تعادلی کاتیونها توسط کمپلکس جذبی بر اساس ضریب انتخاب و روابط تعادلی زیر صورت می گیرد.

$$K_s = \frac{Ca \times (جذبی) \times k \text{ (محلول)}}{Ca \times (جذبی) \times k \text{ (محلول)}} = \text{ضریب انتخاب}$$

وقتی $K_s < 1$ باشد. مفهوم آن این است که از طرف کمپلکس جذبی، جذب انتخابی بیشتری نسبت به کاتیونی جذبی موجود در صورت (در رابطه اول Ca و در رابطه دوم K جذبی) برقرار است.

در صورتی که $K_s > 1$ باشد معلوم می شود که کلونید جذبی خاک، جذب انتخابی بهتری نسبت به کاتیون جذبی موجود در مخرج کسر نشان می دهد (K جذبی در رابطه اول و Na جذبی در رابطه دوم).

قابلیت جذبی انتخابی انواع کمپلکسهای جاذب خاک، بدین ترتیب پذیرفته شده است:

اسیدهای هومیک $H > Ca > Mg > K > Na$

مونت موریلونیت $Ca > Mg > H > K > Na$

کائولینیت $Ca > Mg > K > H > Na$

میکا $H > K > Ca > Mg > Na$

با در نظر گرفتن خواص کاتیونها و کمپکلس جذبی و همچنین شناسایی اثرات متقابل آن خواص بر روی یکدیگر، و پس از جمع بندی نهایی عوامل موثر در جذب و تبادل کاتیونها عملاً نیز نهایی شدت تعویض کاتیونی به قرار زیر مشخص می گردد:



باریوم با داشتن بیشترین نیروی تعویض، همه کاتیونهای طرف چپ را استخلاف نموده و لیتیم با کمترین نیروی تبدلی، توسط همه کاتیونهای طرف راست خود تعویض می شود.

موارد استفاده رسها:

اهم مصارف رسها را می توان به صورت زیر خلاصه نمود:

- ۱- محصولات سرامیکی شامل سفالها، ظروف چینی، ظروف شیمیایی، ظروف بهداشتی، کاشی و کوره های پخت
- ۲- محصولات رسی ساختمانی آجر معمولی لوله های فاضلاب و سایر مواد ساختمانی
- ۳- تهیه مواد نسوز مانند آجر نسوز، بوتله، خاک نسوز
- ۴- در کاغذسازی و صنایع سلولزی، خصوصیات نظیر نرمی، قابلیت جذب مرکب و شفافیت طبیعی کائولینی را مناسب استفاده در صنعت کاغذسازی نموده همچنین بعنوان filler در تهیه انواع لاستیک مورد استفاده قرار می گیرد.
- ۵- به عنوان گل حفاری (بنتونیت)

۶- به عنوان عامل جاذب: بعضی از انواع رسها قادرند مواد رنگی را از نفت چربی‌ها و واکس جدا نمایند. این نوع رسها مصرف عمده ای در صنعت نفت داشته و برای رنگ زدایی جدا کردن صمغها از بنزین و لجن‌های اسیدی از روغن‌ها و صاف کردن پارافین استفاده می‌شوند.

۷- در سیمان و به عنوان یک ماده سبک: رس به عنوان یکی از اجزاء سیمان خصوصاً در انواع آهک آنها درصد بالایی از کلسیم داشته باشند مصرف زیادی دارند.

۸- مصارف متفرقه دیگر: کانی آتاپولژیت attapoulgite وقتی در کف تعمیر گاههای ماشین یا کارخانه‌های ریخته شود روغن و گریسهای ریخته را جذب کرده و حتی از کف زمین آنها را مکیده و جمع می‌کند و همچنین این ماده در تهیه گریس برای مصارف عمومی و در تهیه کاغذ مخصوص که بدون استفاده از کاربن چند نسخه می‌تواند کپیر بیندازد مصرف می‌گردد. از کائولین و بنتونیت در تهیه مواد حشره کش و قارچ کش استفاده می‌گردد. بنتونیت قابل انبساط برای درزگیری سدها و مخازن وسیع آب و کانالهای آبیاری و ... به عنوان کاتالیزور در عمل کراینگ نفتها مصرف می‌گردد.

پتانسیل های آب در خاک

پتانسیل آب خاک (ψ) عبارتست از مقدار کاری که باید انجام شود تا واحد کمیت آب را از سطح مقایسه یا وضعیتی که به عنوان مرجع انتخاب شده به نقطه‌ای در خاک انتقال دهد و اختلاف پتانسیل بین دو نقطه از خاک سبب حرکت آب در خاک می‌شود. در سیستم آب و خاک وضعیتی را که به عنوان مرجع یا سطح مقایسه انتخاب می‌شود معمولاً سطح ایستایی (water table) می‌باشد انواع پتانسیل به شرح زیر می‌باشد:

۱- پتانسیل ثقلی : Gravitational P.

به علت وجود نیروی ثقل هر گرم از جرم آب با نیروی مساوی g دین (dyne) به طرف مرکز زمین کشانده می‌شود این نیروی ثقل همان وزن آب است و به همین علت آب همیشه گودی می‌جوید و یا از خاک به سمت زه‌کشها جریان می‌یابد. طبق تعریف پتانسیل ثقلی عبارت از مقدار کاری است که برای انتقال واحد کمیت آب از نقطه‌ای که $\psi/g=0$ است تا نقطه مورد نظر لازم است و مقدار آن از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\psi/g = \int \rho \cdot g \cdot dz = \rho \cdot g \cdot z$$

که در آن ρ چگالی آب، g شتاب ثقل (980 cm/s^2) و z فاصله نقطه مورد نظر تا سطح یا مبدا مقایسه است که همانطور که بیان شد معمولاً سطح ایستایی آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود بنابراین پتانسیل ثقلی مستقل از ویژگیهای خاک است و تنها به فاصله عمودی بین نقطه مورد نظر تا سطح مقایسه بستگی دارد.

۲- پتانسیل ایستایی hydrostatic potential

استوانه‌ای از خاک را در نظر گرفته سطح تحتانی آن را بر روی سفره آبی قرار دهید. ملاحظه می‌شود که خاک به تدریج از پایین مرطوب می‌گردد. صعود آب در خاک مشابه بالا آمدن آب در لوله‌های موئین است و هر دو منشاء واحدی دارد. خاصیت یا پدیده جذب موئینه‌ای از نیروهای ملکولی که در مرز بین دو فاز قرار گرفته است سرچشمه می‌گیرد. اگر این دو فاز را از آب و هوا فرض کنیم سطح حد فاصل بین دو فاز به شکل هلالی (meniscus) مشاهده می‌شود که اگر از بالا به آن نگاه کنیم به صورت نیمکره است. اگر با تیغی شکافی در این نیمکره ایجاد کنیم. نیروی لازم است که از جدا شدن این دو قسمت جلوگیری کند. نیروی لازم در واحد طول به نام کشش سطحی موسوم است.

نیروهای موثر در جذب موئینگی ملکولها در بین دو فاز نیروی کشش سطحی نیرو چسبندگی و برای یک سیستم مرکب از آب و هوا مقدار آن $72/75$ دین در سانتی‌متر و در بیت درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

سایر نیروهای موثر در جذب موئینگی در حد فاصل بین سطوح ذرات خاک و آب قرار دارد. یکی از این نیروها، نیروی چسبندگی یا جذب مولکولهای مایع توسط جسم جامد است که برای جدا کردن این دو بایستی کاری انجام داد و مقدار این کار با زاویه تماس بین دو فاز جامد و مایع (DL) بستگی دارد و مساوی $w = \delta(1 + \cos a)$ می باشد که در آن δ کشش سطحی است.

اگر در یک لوله موئینه‌ای به شعاع (r)، آب تا ارتفاع (h) بالا بیاید در این صورت با صرف نظر کردن از زاویه تماس، نیروی کشش سطحی که آب را به طرف بالا می کشاند برابر $2\pi r \delta$ و نیرویی که آب را به طرف پایین می کشد معادل وزن آب در لوله و یا مساوی $\pi r^2 h \delta g$ است که در آن چگالی آب و g شتاب ثقل زمینی

$$2\pi r \sigma = \pi r^2 h s g$$

است در حالت تعادل مقادیر این دو نیرو با هم مساوی است. یعنی این معادله صعود آب را در $h = \frac{2\sigma}{r s g}$

یک لوله موئینه‌ای تحت تاثیر نیروی شعریه‌ای نشان می دهد. اگر δ برای آب 72.75 دین بر سانتی متر (dyne/cm) و δ یک گرم در سانتی متر مکعب و 981 ارگ بر گرم سانتی متر برای آب فرض شود خواهیم داشت.

$$h = \frac{2 \times 72.75}{r \times 1 \times 981} \Rightarrow h \approx \frac{0.3}{2r} \approx \frac{0.3}{5} r \approx \frac{0.3}{2h} \Rightarrow d = \frac{0.3}{h}$$

این رابطه خیز موئینه‌ای را با شعاع لوله‌های موئین در خاک نشان می دهد.

بافت و ساختمان خاک مقدار I یا شعاع خلل و فرج را در خاک تعیین می کند و کمیت h مبین مشخصات توده خاک (matrix) است که مجموعه آن را می توان با نیروی matric یانیریوی که از توده خاک منشاء می گیرد. مشخص ساخت. اگر مشتی خاک را در نظر بگیریم، این نمونه خاک بسته به مقدار آب موجود در آن دارای نیروی ماتریکی معینی است و اگر مقدار آب آن تغییر کرده و یانظام بافتی و ساختمانی آن بهم بخورد مقدار نیروی ماتریک نیز تغییر خواهد کرد. نیروی ماتریک به بافت - ساختمان و رطوبت خاک بستگی دارد.

برای اینکه مقداری آب را از خاکی خارج سازیم، بایستی با نیرویی آن رامکیده و یا تحت فشار قرار دهیم و هرچه نیروی مکش بیشتر باشد آب بیشتری از آن خارج و در حالت تعادل، آب باقی مانده در خاک کمتر می‌شود. بنابراین پتانسیل ماتریک یا ایستایی عبارت است از مقدار کاری که واحد کمیت آب (حجم، جرم، وزن) در انتقال از نقطه ای به نقطه دیگر که کلیه ویژگیهای نقطه اول را دارد قادر به انجام است مشروط بر اینکه در نقطه اخیر خاکی موجود نباشد. بنابراین پتانسیل ماتریک، یک کمیت منفی می‌باشد. زیرا آب به سهولت در یک خاک خشک جذب شده و مقداری انرژی حرارتی آزاد می‌کند. به عبارت دیگر برای چنین انتقالی کاری مورد نیاز نیست و حتی کار انجام می‌شو.

پتانسیل ایستایی اگر در زیر سطح ایستایی محاسبه شود با افزایش عمق بعلت و زنآب ازدیاد حاصل می‌کند. ولی اگر در بخش فوقانی سطح ایستایی در نظر گرفته شود، چون نیروی مکشی معادل h در کاراست. می‌تواند مصرف پتانسیل ماتریک (ψ_m) باشد و مقدار آن از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\psi_m = \int \frac{dp}{dl} \cdot dl = P$$

که در آن ψ_m انرژی پتانسیل واحد حجم آب و $\frac{dp}{dl}$ تغییرات نیروی مکش یا ماتریک نیست به فاصله dL است که طی گردیده است. بدیهی است مقدار ψ_m در سطح ایستایی مساوی صفر، در بالای سطح ایستایی، منفی و در زیر سطح ایستایی که با پتانسیل ایستایی (فشاری) مشخص می‌شود مثبت می‌باشد. پتانسیل ماتریک را به صورت زیر نیز می‌توان نوشت: $\psi_m = P = sgh$ (کمیت حجمی)

که در اینحالت واحد کمیت آب، سانتی متر مکعب آب است. اگر واحد کمیت آب گرم و یا وزن جسم باشد

$$\text{معادله فوق به صورت زیر در می‌آید: } \psi_m = \frac{P}{s} = gh \text{ (کمیت جرمی) } \psi_m = \frac{P}{sg} = h \text{ (کمیت وزنی)}$$

معادله آخر حاکی از این است که پتانسیل ماتریک در واحد وزن آب عبارت از ارتفاع خیز شعریه‌ای در آن نقطه است.

برخلاف پتانسیل ثقلی که فقط تابعی از موقعیت نقطه مورد نظر تا سطح مقایسه است پتانسیل ماتریک بستگی به مقدار آب در خاک است.

برای اندازه‌گیری پتانسیل ماتریک از تانومتر *rensiometer* و برای سنجش پتانسیل ایستایی که در زیر سطح ایستایی است. از پیزومتر *piezometer* استفاده می‌کنند

۳- پتانسیل اسمزی *osmotic potential*

پتانسیل اسمزی عبارت از مقدار کاری است که باید بر روی واحد کمیت آب خالص صورت گیرد تا به نقطه‌ای که ترکیب آن مشابه محلول خاک است انتقال یابد پتانسیل اسمزی از آبدگیری یونهای خاک حاصل می‌شود و آب با خاصیت دو قطبی که دارد انواع کاتیونها و آنیونها را احاطه می‌کند. بدیهی است که آبدگیری یونها با صرف انرژی همراه است و پتانسیل اسمزی در حقیقت عبارت از کار لازم برای جدا کردن ملکولهای آب از کاتیونها و آنیونها است. چنانچه ملکولهای آب خالص به وسیله پرده نیمه تراوانی از محلولی جدا شود. ملکولهای آب خالص به طرف محلول خاک حرکت می‌کند و این خود حاکی از آن است که وجود املاح از استعداد انجام کار توسط آب می‌کاهد. از طرفی چون پتانسیل اسمزی آب خالص صفر است پس پتانسیل اسمزی محلول خاک یا رطوبت خاک منفی است.

$$\psi_o = -\frac{1}{\rho} \cdot \pi$$

ρ : چگالی آب

π : فشار اسمزی حاصله از انحلال املاح مختلف در آب است.

پتانسیل کل

مجموع پتانسیل‌هایی که در آب خاک موثر هستند عبارت است از ک

$$\psi_t = \psi_g + \psi_m + \psi_o$$

$$\psi_g = \text{پتانسیل ثقلی}$$

ψ_m = پتانسیل ایستایی یا ماتریک که بستگی به اشباع یا عدم اشباع خاک از آب دارد.

$$\psi_o = \text{پتانسیل اسمزی}$$

معمولاً می‌توان از پتانسیل اسمزی صرف‌نظر کرد و در نتیجه پتانسیل کل به صورت زیر در می‌آید.

$$\psi_t = \psi_g + \psi_m$$

$$\psi_t = \rho \cdot g \cdot h + p$$

که معادله اخیر پتانسیل را در واحد حجم آب منتقله نشان می‌دهد اگر به جای حجم، جرم آب را در نظر

$$\text{بگیریم. در این صورت } \psi_w = \frac{P}{\rho} + gh$$

$$\text{و اگر واحد وزن آب در نظر گرفته شود. } \psi_w = h + \frac{P}{\rho g}$$

در می‌آید که در آن $\frac{P}{\rho g}$ اختلاف ارتفاع بین دو سطح آب یا جیوه در تانسیومتر بوده h ارتفاع نقطه مورد نظر

از سطح یا مبدا مقایسه است پس:

$$\psi_w = h + h \quad \text{که در آن } H = \frac{P}{\rho g} \text{ و } \psi_w \text{ به بار آبی hydraulic head موسوم است و } H \text{ به نام بار فشار}$$

h و ψ_w به اسمی چون بار ثقلی gravity head یا بار ارتفاع elevation head نامیده

می‌شود.

در حالت اشباع پتانسیل کل عبارت است از: $\psi_w = H + h$ در حالت غیر اشباع $\psi_w = H - h$

واحدهای پتانسیل

در تعاریف پتانسیل، همیشه صحبت از واحد کمیت آب بود. اگر واحد کمیت را جرم در نظر بگیریم واحد

پتانسیل کار یا انرژی در واحد جرم آب خواهد بود. $\frac{erg}{gr}$ یا $\frac{J}{kg}$ (ژول) پتانسیل در واحد جرم را پتانسیل ویژه

آب P. specific water می نامند.

اگر واحد کمیت آب، حجم آن باشد پتانسیل را پتانسیل حجمی آب uolumetric W.P. می گویند که در

آن انرژی در واحد حجم محاسبه می شود. حالت سوم نیز موردی است که واحد کمیت آب وزن آن بوده

ولازم است مقدار انرژی در واحد وزن تعیین شود. تبدیل به آسانی به یکدیگر با آسانی امکانپذیر است و روابط

زیر بین آنها حکمفرماست.

پتانسیل حجمی = وزن مخصوص \times پتانسیل ویژه (۱)

$$gh \times \rho = \rho gh$$

$$\frac{\text{انرژی}}{\text{واحد جرم}} \times \frac{\text{جرم}}{\text{واحد جرم}} = \frac{\text{انرژی}}{\text{واحد جرم}} = \text{فشار (pressure)}$$

$$\text{Erg} = \text{dyne} - \text{cm}$$

$$\frac{erg}{gr} \times \frac{gr}{cm^3} = \frac{erg}{cm^3} = \frac{dyne}{cm^2}$$

$$\frac{\text{پتانسیل ویژه}}{\text{شتاب ثقل}} = \text{پتانسیل حذفی}$$

پتانسیل وزنی = شتاب ثقل \div پتانسیل ویژه (۲)

انرژی انرژی

= شتاب \div

واحد جرم

واحد وزن

Head = بار

$$\frac{erg}{gr} \div \frac{Cm}{se^2} = \frac{erg}{dyne} = Cm$$

بر اساس جرم

$$potential = \frac{work}{mass} = \frac{کار}{جرم} = \frac{mgh}{m} = gh$$

$$potential = \frac{MLT^{-2}}{M} = L^2T^{-2}$$

erg/g یا dyne - cm/g mks joule/ug

بر اساس حجم

$$potential = \frac{mgh}{V} \rightarrow -V \text{ حجم واحد}$$

$$\rho = \frac{m}{v} \rightarrow V = \frac{m}{\rho} \text{ چگالی جرم}$$

$$\rightarrow potential = \frac{mgh}{\frac{m}{\rho}} = \rho gh$$

بر اساس وزن

$$\frac{erg}{cm^3} = \frac{dyne - cm}{cm^3} = \frac{dyne}{cm^3} = bar \text{ or } atm$$

$$potential = \frac{mgh}{mg} = h$$

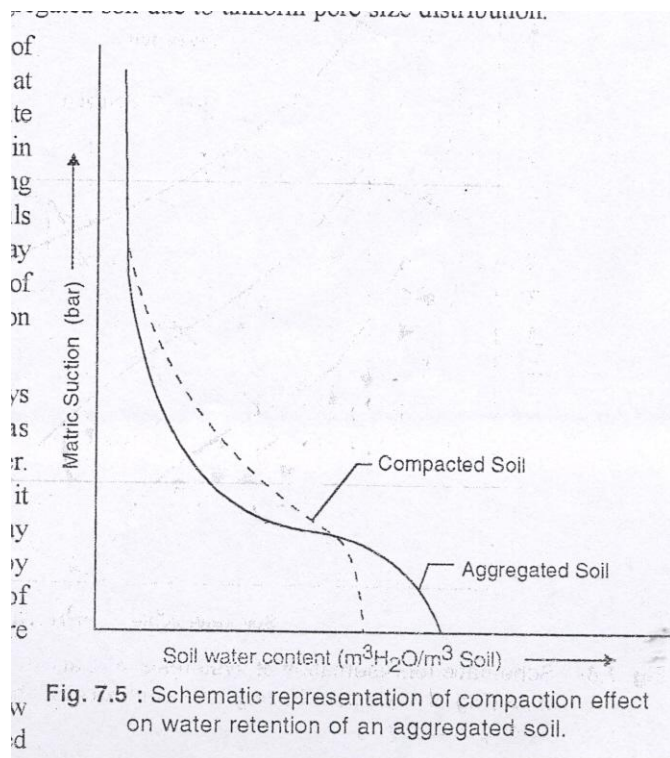
$$\frac{evg}{dyne} = \frac{dyne - cm}{dyne} = cm$$

منحنی رطوبتی خاک

رابطه‌ای که بین مکش ماتریک ψ_m و رطوبت خاک موجود است. به منحنی رطوبتی خاک soil

moisture characteristic موسوم می‌باشد که در کلیه عملیات آبیاری و زه کشی اهمیت فوق‌العاده‌ای

دارد.



رطوبت خاک در حالت تعادل تابعی است از اندازه و حجم خلل و فرج پر شده از آب و مکش ماتریکی بافت و ساختمان خاک و سطح ویژه ذرات

در مکش ماتریک برابر صفر ($sm=0$) خاک از آب اشباع است. فشار واقعی آب برابر فشار اتمسفر است.

اگر به خاک اشباع، مکش جزئی یعنی فشار کمتر از اتمسفر وارد کنیم آب از خاک خارج نمی‌شود. مگر اینکه مکش افزایش یابد از یک حد بحرانی بگذرد که در آن بزرگترین خلل و فرج شروع به خالی شدن از آب می‌نمایند. این مکش بحرانی را مکش ورود هوا (air-entry suction) می‌نامند. مکش وارد شده نمی‌تواند آب را در خود نگهدارند، از آب تخلیه می‌شوند. در مکشهای زیاد فقط خلل و فرج های خیلی ریز آب را در خود نگه می‌دارند. افزایش مکش خاک، بانقصان ضخامت لایه‌های آب که سطح ذرات را می‌پوشاند همراه است. افزایش مکش بانقصان رطوبت همراه می‌باشد. مقدار رطوبت خاک در حالت تعادل تابعی است از اندازه و حجم خلل و فرج که از آب پرمانده اند و بنابراین تابعی از مکش ماتریکس است که خود تابعی از ساختمان و

سطح ویژه ذرات و نیروی adhesion و در نتیجه بافت خاک است. در مکشهای نسبتاً کم ساختمان خاک و در مکشهای بالا بافت سطح ویژه خاک اهمیت پیدا می کند.

همانطور که گفته شد تا نیروی مکش به حد معینی که متناسب با شعاع خلل و فرج خاک است نرسد، آبی از آن خارج نمی شود. به عبارت دیگر خاک تا این نقطه از مکش در حلت اشباع است. این بخش از منحنی رطوبتی خاک را حاشیه موئینگی یا capillary fringe می نامند. اگر یک سطح ایستایی آب زیرزمینی را در نظر بگیریم. در زیر سطح ایستایی فشار مثبت و در بالای آن نیروی مکش مشاهده می شود. از طرفی با وجود آنکه در سطح ایستایی نیروی فشار یا ایستایی به نیروی مکش تبدیل می شود. معذک سطح آب در خلل و فرج خاک مشابه لوله های موئین بالاتر از سطح ایستایی واقعی قرار می گیرند و رطوبت در این قسمت مانند زیر سطح ایستایی اشباع از آب است. آب در خاک و در لوله های موئین یا نیروی شعریه ای در حد فاصل جامد و مایع با نیروی کشش سطحی، و در اطراف یونها با نیروی جاذبه آنها موجود است. و فقط هنگامی خاک را ترک می کند که نیروی وارد ه بر آن از نیروهای نگهدارنده فوق تجاوز نماید. از طرفی چون پتانسیل آب در خاک و یا انرژی آن بستگی به درجه حرارت فشار، مقدار آب و ترکیب شیمیایی آن دارد، بنابراین بایستی انتظار داشت که این عوامل هر کدام به تنهایی در منحنی رطوبتی خاک موثر باشد. تاثیر درجه حرارت را در پتانسیل آب می توان به شرح زیر خلاصه کرد:

۱- در خاکهای مرطوب تاثیر درجه حرارت ناچیز است.

۲- هرچه رطوبت خاک کمتر و به نقطه پژمردگی نزدیکتر شود تاثیر درجه حرارت در پتانسیل یا انرژی آب بیشتر می شود.

۳- در اندازه گیری های پتانسیل آب که از تاثیر درجه حرارت صرف نظر گردد، وجو خطا انکار ناپذیر است.

۴- تاثیر درجه حرارت در خاکهای مختلف و رطوبتهای متفاوت یکسان نیست.

مطلب مهم که باید بر آن تاکید گردد این است که در یک خاک غیر اشباع که فشار زیر اتمسفر دارد آب هرگز از خاک خارج نمی شود تا وارد اتمسفر شود. برای اینکه آب از خاک خارج و وارد اتمسفر گردد باید فشار آن از فشار اتمسفر بیشتر باشد.

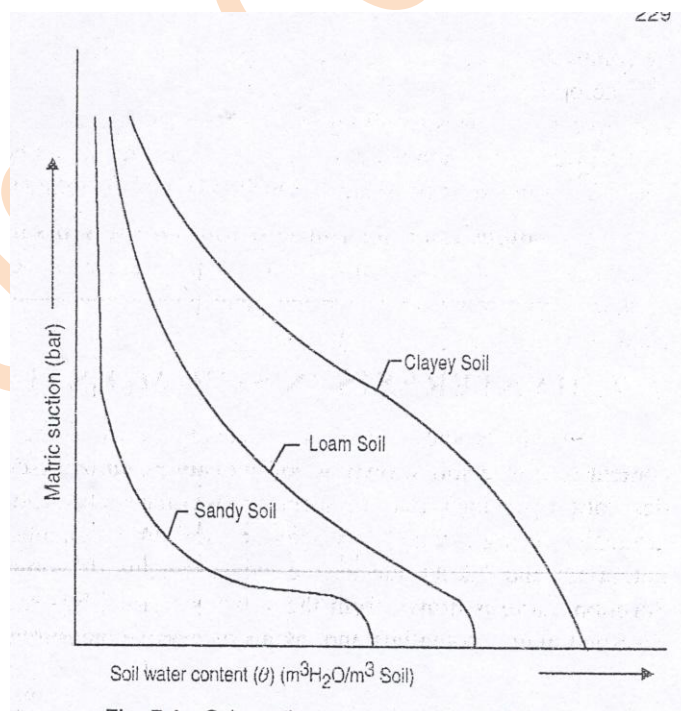
عوامل موثر بر منحنی رطوبتی خاک

مهمترین عوامل تاثیر گذار بر منحنی رطوبتی خاک به شرح زیر می باشند:

الف) بافت خاک: منحنی رطوبتی خاک به شدت تحت تاثیر بافت خاک می باشد. مقدار آب نگهداری شده در خاک در یک مکش معین با افزایش مقدار رس خاک، افزایش می یابد. در خاکهای شنی تخلخل کل خاک کم بوده و بخش عمده از خلل و فرج نیز از نوع درشت (ماکروپور) می باشد که منجر به نگهداری مقدار کم آب در یک مکش معین می شو. و با به کار بردن مکش کوچک در خاکهای شنی اشباع شده از آب، این خلل و فرج درشت به سرعت از آب تخلیه شده و بعد از آن مقدار کمی آب در خاک باقی می ماند. اما در خاکهای رسی، توزیع خلل و فرج در مقایسه با خاکهای شنی یکنواخت تر بوده و بخش عمده ای از آن را نیز خلل و فرج ریز (میکروپور) تشکیل می دهد و سطح ویژه آن نیز زیاد می باشد که منجر به نگهداری مقدار قابل ملاحظه آب در یک مکش معین می گردد و با افزایش مکش ماتریک مقدار آب موجود در خاک به تدریج کاهش می یابد. برای یک مقدار حجمی معین آب، مکش در خاکهای شین در مقایسه با خاکهای با بافت ریز کمتر می باشد.

ب) ساختمان خاک: در مکش های رطوبتی خشکی کم (صفر تا یک بار) نگهداری آب در خاک به دشت تحت تاثیر ساختمان خاک قرار می گیرد. زیرا مقدار آب نگهداری شده در خاک در مقادیر بسیار کم مکش

رطوبتی (۰ تا ۱ بار) در وهله اول به تخلخل کل خاک و توزیع خلل و فرج در خاک بستگی دارد که فضای خالی بین ذرات هم بستگی به ساختمان خاک دارد. در خاکهایی که دانه بندی مناسب می باشد. فضای خالی کل زیاد بوده و مقدار خلل و فرج ریز آب در مکش های کم می و ش. در مکش های ماتریک زیاد نگهداری آب در خاک تحت تاثیر ساختمان خاک نمی باشد زیرا در مکش های خیلی زیاد نگهداری آب در خاک به جذب سطحی ذرات خاک مربوط بوده که بستگی به سطح ویژه خاک داشته و در نتیجه به ساختمان خاک مربوط نمی شود. در مکش های ماتریک بین ۱ تا ۲ بار نگهداری آب در خاکهای با دانه بندی م مناسب به علت توزیع یکنواخت اندازه خلل و فرج می باشد.



ج) نوع کانی رسی: نوع کانیهای رسی بر نگهداری آب در خاک در مکشهاث مختلف تاثیر دارند. خاکهای غنی از مونت موریلونیت (مانند خاک سیاه black soil) بیشترین مقدار آب را نگهداری می کنند. خاکهای غنی از رسهای ایلیت (نظیر خاکهای آبرفتی، alluvial soils) در مرتبه بعدی و خاکهای غنی از رسهای

کاتولینیت نظیر خاکهای لاتریت کمترین مقدار آب را نگهداری می کنند که این اختلاف در قدرت نگهداری آب به خاصیت آماس پذیری و سطح ویژه کانیهای رسی مربوط می شود.

د) مواد آلی: خاکهای غنی از مواد آلی در مقایسه با خاکهایی که از نظر مواد آلی فقیر هستند تعداد بیشتری آب را در خود نگهداری می کنند. این اختلاف در نگهداری آب در مکشهای ماتریک ناچیز زیاد بوده و با افزایش مکش ماتریک، کاهش می یابد. ممکن است علت این امر تشکیل خاکدانه اسفنجی دانه ای در خاکهای غنی از مواد آلی باشد که سبب تخلخل کل بیشتر و توزیع یک نواخت اندازه خلل و فرج باشد.

ه - تراکم و تحکیم خاک: تراکم و تحکیم خاک موجب کاهش تخلخل کل خاک بخصوص حجم فضاهای خالی بین خاکدانه ها شده و نیز حجم خلل و فرج درشت نیز کاهش یافته و در نتیجه در مکشهای ماتریک کم ده تا ۱ بار نگهداری آب در خاک کاهش می یابد. اما مقدار خلل و فرج ریز (میکروپور) افزایش یافته و موجب می شود که در مکشهای متوسط نگهداری آب در خاک افزایش یابد. اما در مکش های زیاد و نگهداری آب در خاک چندان تحت تاثیر تراکم خاک نمی باشد. زیرا در مکشهای ماتریک خیلی زیاد نگهداری آب در خاک بستگی به سطح ویژه ذرات خاک دارد که تراکم و تحکیم خاک بر آن تاثیری ندارد.

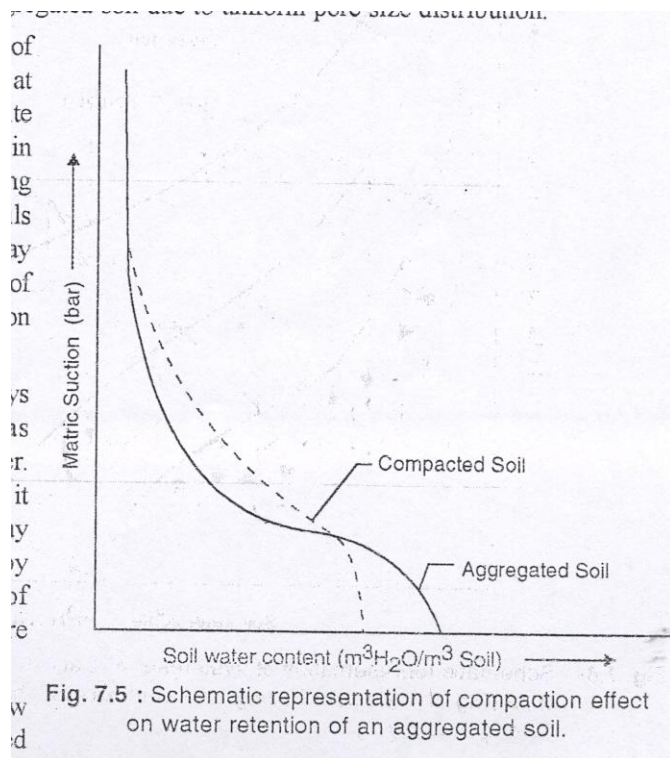
و) ترکیب و غلظت املاح خاک: در یک ماتریک معین مقدار نگهداری آب در خاک هنگامی که محلول خاک با الکترولیت های با کاتیونهای دو ظرفیتی نظیر کلسیم نسبتاً غلیظ شده باشد افزایش می یابد. زیرا سبب کاهش آماس کانیهای کاتی می گردد.

پس ماند رطوبتی در خاک

هنگامی که در مجموعه آب و خاک تعادل ایجاد شود میزان رطوبت خاک بستگی به جهت تعادل مزبور دارد اگر خاک خیزی را در معرض کشش زیاد قرار دهیم، در حالت تعادل رطوبت آن بیش از هنگامی است که خاک خشکی به همان کشش برسانیم. به عبارت دیگر، منحنی نمایش تغییرات مقدار رطوبت بر حسب کشش رطوبتی در یک خاک منحنی ثابتی نمی‌باشد بلکه بسته به اینکه خاک در حال خشک شدن باشد یا در حال خیس شدن فرق می‌کند و در یک کشش معین، خاک در حال خشک شدن نسبت به خاک در حال خیس شدن رطوبت بیشتری دارد. به این پدیده پس ماند رطوبت یا هیستریزیس (hysteresis) گویند.

پدیده پس ماند را مدیون عوامل زیر می‌دانند:

- ۱- نامتجانس بودن خلل و فرج خاک که در آن بعلت شکل خاص ذرات خاک خلل و فرج خاک با معابر باریکی به یکدیگر مرتبط می‌شوند.
- ۲- تاثیر زاویه تماس آب با خاک زاویه تماس در ضمن جذب آب بزرگتر از زاویه تماس در حالت خشکیدن است.
- ۳- هوای محبوس شده که از مقدار رطوبت خاک می‌کاهد.
- ۴- آماس و انقباض خاک که موجب بهم خوردن ساختمان خلل و فرج می‌شود. از بین عوامل فوق تاثیر عامل اول در ایجاد پدیده پس ماند بیش از سایر عوامل یاد شده است.



نفوذ پذیری و هدایت هیدرولیکی permeability and hydraulic conductivity

نفوذپذیری سهولت عبور مایعات را از یک محیط متخلخل بیان می کند. نفوذپذیری نشان دهنده آمادگی یک محیط متخلخل برای انتقال آب و یا مایعات دیگر است (نفوذپذیری منحصرأ خاصیتی است از یک محیط متخلخل نظیر خاک و شکل هندسی خلل و فرج آن به شرط آنکه بین مایع و جامد واکنش هایی که موجب تغییر یکی از آنها بشود صورت نگیرد.

هدایت هیدرولیکی (V) نیز مانند نفوذپذیری از خصیصه های مهم محیط های متخلخل از جمله خاک می باشد و عبارت است از سهولت هدایت، یا انتقال آب از طریق تخلخل های آن می باشد. هدایت هیدرولیکی ثابت تناسب در معادله قانون داربستی است که بیانگر توانایی خاک در انتقال مایع (آب) در حال جریان می باشد.

بنابراین هدایت آبی عبارتست از شدت جریان یا سرعت جریان موثر (Q بر حسب سانتی متر بر ثانیه) نسبت به

$$V = \frac{q}{i} \text{ (i یا شیب منحنی بین شدت جریان و شیب هیدرولیکی شکل زیر)}$$

با توجه به اینکه دیمانسیون شدت جریان LT است دیمانسیون هدایت هیدرولیکی بستگی به دیمانسیون نیروی

حرکت دهنده شیب پتانسیل) دارد. ساده ترین روش بیان شیب پتانسیل واحد طول یا بار است. شیب بار

هیدرولیکی $\frac{\Delta H}{L}$ که نسبت طول به طول می باشد. بدون بعد است. دیمانسیون هدایت آبی مانند شدت جریان

است LT^{-1} عوامل موثر بر نفوذپذیری یا هدایت هیدروکسی در خاکهای اشباع:

نفوذپذیری یا هدایت هیدرولیکی اساساً به ویژگی های خاک بستگی داشته و با افزایش تعداد تخلخل درشت

افزایش می یابد. از آنجا که توزیع اندازه خلل و فرج بستگی به بافت خاک دانه بندی خاک، تراکم خاک،

کاتیونهای تبادل، مقدار مواد آلی و غیره دارد از این رو هدایت هیدرولیکی توده خاک نیز به این عوامل

بستگی دارد و نحوه تاثیر این عوامل به شرح زیر است:

الف - بافت خاک: هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع در خاکهای شنی حداکثر و با افزایش مقدار رس خاک

کاهش می یابد. بافت های ریز تر از لوم رسی شنی ممکن است از این قاعده تبعیت نکنند. زیرا در خاکهای ریز

بافت، دانه بندی خاک ممکن است بر بافت خاک غلبه کند.

ب- ساختمان خاک: هدایت هیدرولیکی در خاکهای با ساختمان کروی، حداکثر و در ساختمان ورقه ای

حداقل است. ساختمان مکعبی مانند و منشور مانند نفوذپذیری متر سطحی دارند. هدایت هیدرولیکی در

خاکهای با ساختمان توده ای خیلی خیلی بطئی است. هر چه میزان دانه بندی خاک بیشتر باشد هدایت

هیدرولیکی نیز بیشتر است.

ج - تراکم، تراکم خاک خلل و فرج غیر موئین را کاهش داده بعلاوه موجب کاهش تخلخل کل خاک نیز شده که حاصل آن کاهش هدایت هیدرولیکی خاک است.

د - کاتیونهای تبادلی: وجود سدیم تبادلی خیلی زیاد در خاک منجر به کاهش شدید هدایت هیدرولیکی خاک در نتیجه پراکنش کلوئیدهای خاک می گردد و به همین علت است که خاکهای سدیمی نفوذ پذیری کمی داشته که می تواند با مصرف گچ و جایگزین کردن سدیم توسط کلسیم این مشکل را مرتفع نمود.

ه - مواد آلی: مواد آلی هدایت هیدرولیکی خاکهایی را که دارای نفوذ پذیری بطنی و کند هستند نظیر خاکهای ریز بافت بهبودی می بخشد زیرا مواد آلی موجب تشکیل مقدار زیادی خاکدانه آب پایا (ساختمان دانه ای و اسفنجی) می شود. هر چه مواد آلی خاک بیشتر باشد هدایت هیدرولیکی خاک هم بیشتر خواهد شد.

ز - سیالیت: نفوذ پذیری یا هدایت هیدرولیکی اشباعی به سیالیت (fluidity) که خود به غلظت و ترکیب املاح حل شده در آب و ویسکوزیته آن مربوط می شود. بستگی دارد. چنانچه مقدار املاح حل شده در آب ناچیز و املاح حاوی هیدروکسید سدیم یا کربنات سدیم باشد موجب پراکنش کلوئیدهای خاک شده و هدایت هیدرولیکی را کاهش می دهد. چنانچه غلظت املاح کل آب خاک به اندازه کافی زیاد باشد که از پراکنش ذرات کلوئیدی خاک جلوگیری نماید، هدایت هیدرولیکی ممکن است تحت تاثیر آن قرار نگیرد. با افزایش درجه حرارت ویسکوزیته آب کاهش یافته و هدایت هیدرولیکی خاک اشباع شده از آب افزایش می یابد. بنابراین هدایت هیدرولیکی در ۲۰ درجه سانتیگراد استاندارد شده و از تصحیح حرارتی استفاده می شود.

$$V_{20} = V + \mathfrak{S} + \mathfrak{S}_{20}$$

$$\mathfrak{S}_{20} = 1.009 \text{ centi} - \text{poils}$$

حرکت آب در خاک:

حرکت آب در خاک نه تنها سرعت نفوذ آب در خاک را کنترل می‌نماید . بلکه مقدار آبی که در دسترس ریشه‌های گیاهان قرار می‌گیرد و سرعت جریان های زیرزمینی و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی را نیز در بر می‌گیرد . به طور کلی قوانین و معادلات حاکم بر جریان آب در خاک شامل موارد زیر می‌گردد:

- نفوذ آب در خاک به منظور آبیاری

- خروج آب از خاک (زه کشی)

- حرکت و جابجایی آب در خاک در جهات مختلف

- حرکت آب در خاک به سمت ریشه

- تراوش آب از سدها

- تراوش آب از انبار و کانالها

صور حرکت آب در خاک:

آب در خاک به سه صورت مایع، بخار و جامد حرکت می‌کند. تحت شرایط معمولی، حرکت آب در خاک به شکل جامد (یخ) صورت نمی‌گیرد. ولی تشکیل بلورهای یخ موجب آماس کردن خاک شده و به این ترتیب آب به حالت جامد همراه با توده خاک جا به جا می‌شود. لذا حرکت آب در خاک به شکل جامد آن موضوع این بحث نمی‌باشد.

الف - جریان آب به شکل مایع:

در حرکت آب در خاک به صورت مایع نیروی رانش آب، شیب فشاری $pressure\ gradient$ می‌باشد. جریان آب به صورت مایع در خاک تنها در جهت کاهش شیب پتانسیل یا در جهت افزایش شیب مکش از یک

ناحیه خاک به ناحیه دیگر صورت می‌گیرد. جهت جریان از منطقه یاناحیه با پتانسیل بیشتر آب به طرف منطقه یا ناحیه با پتانسیل کمتر می‌باشد یا از منطقه با مکش کمتر به طرف منطقه با مکش بیشتر رخ می‌دهد.

حرکت آب به صورت مایع در خاک هنگامی رخ می‌دهد که خاک به اندازه کافی دارای آب باشد. که خود به دو قسمت در خاک تقسیم می‌شود.

۱. حرکت آب در حالت اشباع saturated flow

۲. حرکت آب در حالت غیر اشباع unsaturated flow

۱- حرکت یا جریان آب در حالت اشباع:

- تمام خلل و فرج خاک یا بخش عمده‌ای از آن از آب اشغال شده است.

- حرکت آب از تمامی منافذ انجام می‌گیرد.

- حرکت آب از انرژی بیشتر به طرف انرژی کمتر

- در این شرایط ψ/w برابر صفر است.

- عامل حرکت اختلافی دو نقطه می‌باشد.

قانون دارسی Darcy, s law

جریان آب از مواد متخلخل نظیر شن بیش از یک قرن پیش (در سال ۱۸۵۶) توسط یک مهندس فرانسوی هنری دارسی (henry darcy) به طور تجربی مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. او رفتار بسترهای شنی قائم را برای تأمین آب شهر دیجون (dijon) در فرانسه را مورد بررسی قرار داد. او مقدار آب تصفیه شده از طریق بستر شنی را اندازه‌گیری کرد و نشان داد که حجم آب عبور کرده از بستر در واحد زمان بستگی به چند عامل

دارد که شامل سطح مقطع بستر، ضخامت بستر، ارتفاع آب بر روی بستر تصفیه و ثابت تناسب V می شود. مقدار V بنا بر مشاهدات نامبرده به طبیعت یا ماهیت بستر بستگی دارد. فرمول معروف داری عبارت است از:

$$Q = V \frac{A(h+L)t}{L}$$

Q = حجم آب عبور کرده از بستر شنی بر حسب سانتی متر مکعب

L = طول بستر شنی؛ L بر حسب سانتی متر

A = سطح مقطع بستر تصفیه شنی، سانتی متر مربع

H = ارتفاع آب بر روی بستر، سانتی متر

t = ثابت تناسب سانتی متر بر ثانیه.

قانون داری را ممکن است جهت کاربرد بین هر دو نقطه‌ای از یک محیط متخلخل که اختلاف پتانسیل کل آب بین آن دو نقطه معلوم باشد، تعمیم داد.

با جایگذاری $q = \frac{Q}{At}$ می توان فرمول داری را به صورت زیر نوشت

$$q = \frac{Q}{At} = \frac{V \frac{A(h+L)t}{L}}{At} = V \frac{h+L}{L}$$

Q = حجم آب عبور کرده از سطح مقطع واحد در واحد زمان و به شدت جریان موسوم است. $\frac{cm^3}{cm^3}$ یا $\frac{cm^3}{sec}$

$$\frac{cm^3}{cm^2 \times sec} = \frac{cm}{sec} \text{ cm/sec}$$

$h+L$ = اختلاف بار هیدرولیکی بین مدخل و خروجی ستون، بر حسب cm

$$\text{شیب هیدرولیکی، بدون بعد} = \frac{h+L}{L}$$

از مطالب پیش گفته روشن است که مقدار دبی (حجم آب جریان یافته از ستون خاک در واحد زمان t) با سطح

مقطع A ، اختلاف بار هیدرولیکی تناسب مستقیم و تناسب با عکس طول ستون، L ، است. ثابت تناسب V

هدایت آبی (هدایت هیدرولیکی) نامیده می شود.

بدین ترتیب هدایت هیدرولیکی ثابت تناسب در قانون دارسی که برای جریان آب در خاک به کار می رود V

عبارت از جریان آب در گردایان واحد (شیب واحد) پتانسیل هیدرولیکی است.

madsq.com

بار هیدرولیکی (بارک بی) hydraulic head

در یک خاک اشباع، هدایت هیدرولیکی با پیزومتر اندازه گیری می شود که عبارت است از یک لوله باز ساده

است که در خاک تعبیه می شود تا سطح ایستایی آب زیرزمینی را مشخص نماید (شکل زیر)

بار هیدرولیکی یک تابع پتانسیل است. انرژی پتانسیل در واحد وزن آب و پتانسیل آبی یا هیدرولیک نیز نامیده

می شود. ψ/w از مولفه هایی تشکیل شده که شامل بار ثقلی z ، و بار فشاری h می باشد.

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

بار فشاری در هر نقطه با ارتفاع ستون آب واقع در بالای آن نقطه تعیین می شود.

بار ثقلی عبارت است از ارتفاع نقطه مورد نظر واقع در بالای سطح مبنا می باشد.

در خاکهای غیر اشباع برای اندازه گیری بار هیدرولیکی از تانسومتر استفاده می شود.

در حالت اشباع در نقطه A خاک اشباع شده است و پیزومتر بار هیدرولیکی را نشان می دهد. $H = h_1 + z_1$ در

نقطه B خاک غیر اشباع بوده و بار فشاری h منفی است زیرا کمبود فشار وجود داشته و نشان می دهد که

بارمکش آب خاک منفی است. در این نقطه بار هیدرولیکی H برابر است با $H = -h + z_2$

بار آبی، H به این ترتیب در نقطه A و B یکسان است. این امر همچنین دلالت بر آن دارد که بار آبی عبارت از

ارتفاع نسبت به سطح مبنای ویژه است که سطح آب در پیزومتر تعبیه شده در نقطه مورد نظر در خاک قرار

می گیرد. تعریف آن به خاک واقع در بالای سطح ایستایی که تانسومتر جایگزین پیزومتر شده نیز تعمیم

می یابد.

شیب هیدرولیکی Hydraulic gradient

می دانیم که آب در نتیجه اختلاف در مقدار بار هیدرولیکی جریان می یابد. جهت تاثیر نیروی خالص (برآیند نیروها) بر آب خاک شیب هیدرولیکی است. شیب هیدرولیکی عبارت از اختلاف مقادیر بار هیدرولیکی در دو نقطه تقسیم بر فاصله بین دو نقطه است که در جهت مسیر جریان اندازه گیری می شود. برای درک بهتر موضوع سیستم جریان نشان داده شده در شکل زیر را در نظر بگیرید. در این سیستم همه عناصر مربوط به آب خاک بار هیدرولیکی مربوط به خود را دارند و نیرویی که باعث برقراری جریان می شود در جهت بزرگترین کاهش بار هیدرولیکی عمل می کند.

اندازه این نیرو متناسب است با شیب هیدرولیکی نقطه مورد نظر. در سطح ایستایی بار فشاری h صفر است و بنابراین بار آبی در این نقطه بر روی سطح ایستایی، برابر با ارتفاع آن نقطه از سطح مینا می باشد. شیب سطح ایستایی همیشه بیانگر شیب هیدرولیکی نمی باشد. تنها تحت شرایط خاص می تواند صحیح باشد.

همانطور که در شکل زیر نشان داده شده شیب سطح ایستایی برابر است با:

$$\frac{H_1 - H_2}{S} = \operatorname{tg} \theta$$

S = تصویر افقی مسیر جریان L است. ولیکن شیب هیدرولیکی برابر است با

$$\frac{H_1 - H_2}{L} = \sin \theta$$

شیب سطح ایستایی برابر با شیب هیدرولیکی با جریان موازی می باشد یا هنگامیکه $S=L$ است و آن هنگامی

است که tg تقریباً برابر با \sin برای همه زوایا می باشد. در یک سیستم هماهنگ سه بعدی شیب می تواند با ∇H

بیان گردد. بنابراین می توان معادله داری را به صورت زیر نوشت.

$$q = -\nabla \nabla H$$

شیب هیدرولیکی

$$i = \frac{H_1 - H_z}{L}$$

$$\text{شیب سطح ایستایی} = \frac{H_1 - H_2}{S}$$

برخی از حالات جریان

همانطور که بیان شدن معادله دارسی یک معادله تجربی صرف می‌باشد و مبتنی بر مشاهدات تجربی می‌باشد حال

می‌توانیم حالات مختلف را برای تشریح جریان ناشی از اختلافات پتانسیل (بار هیدرولیکی) را مطرح کنیم:

حالت I: ستونی عمودی از خاک به طول L مانند شکل زیر در نظر بگیرید که مخزن آبی به ارتفاع ثابت بر

روی آن قرار دارد. بار ثابت h آب بر روی سطح خاک حفظ می‌شود که موجب جریان آب از ستون خاک

می‌گردد. بار هیدرولیکی در محل ورودی (نقطه A) و نقطه خروجی (B) و فرمول دارسی را برای این حالت

می‌توان به صورت زیر نوشت:

جریان آب در خاک غیر اشباع:

اکثر فرایندهای حرکت آب در خاک در شرایط مزرعه، و در منطقه ریشه گیاه، در شرایطی رخ می‌دهند که

خاک حالت غیر اشباع دارد. پتانسیل آب خاک معمولاً کمتر (منفی تر) از $0/33$ - بار می‌باشد. در خاکهای

غیر اشباع با بافت و ساختمان یکنواخت آب در امتداد شیب پتانسیل ماتریک از ناحیه خیس تر به ناحیه خشک تر

حرکت می‌کند. با افزایش شیب پتانسیل آب (اختلاف پتانسیل در واحد فاصله بین ناحیه خیس تر و خشک تر)

سرعت جریان افزایش می‌یابد. جریان آب در خاک غیر اشباع بسیار پیچیده و بررسی کمی آن نیز بسی دشوار

است. زیرا اغلب همراه با تغییر حالت مقدار آب در خاک می‌باشند. این تغییرات روابط پیچیده‌ای را که بین

متغیرهای رطوبت، مکش و هدایت آبی که خود به وسیله پس ماند تحت تاثیر قرار می‌گیرند شامل می‌شود.

مقایسه جریان آب در خاکهای اشباع و خاکهای غیر اشباع:

(i) = در خاکهای اشباع: جریان آب هنگامی به وقوع می‌پیوندد که اساساً تمام خلل و فرج خاک از آب اشغال شده و آب در خاک تحت کشش قرار ندارد. اما در خاکهای غیر اشباع تخلخل درشت خاک از هوا پر شده و خلل و فرج ریزتر را آب اشغال می‌کند که تحت کشش قرار دارد. هم در خاکهای اشباع و هم در خاکهای غیر اشباع جریان آب در خاک حاصل نیروی رانشی است که از یک شیب پتانسیل موثر ناشی می‌گردد و جریان در جهت کاهش پتانسیل صورت می‌گیرد.

(ii) نیروی رانش یا حرکت در خاکهای اشباع عبارت از شیب پتانسیل فشاری مثبت (از پتانسیل ثقلی صرف نظر می‌شود زیرا پتانسیل ثقلی متأثر از اشباع بودن یا نبودن خاک نیست) است و آب از ناحیه‌ای که فشار ایستایی آب بیشتر است به ناحیه با فشار ایستایی کمتر جریان می‌یابد. نیروی حرکت یا رانش در خاکهای غیر اشباع شیب پتانسیل فشاری منفی که مکش یا کشش نامیده می‌شود می‌باشد. آب بی‌اختیار و خود بخود از ناحیه با مکش ماتریک کمتر (مثلاً ۱ آتمسفر) به ناحیه با مکش ماتریک بالاتر (مثلاً ۱۰ آتمسفر) جریان می‌یابد. به عبارت دیگر آب از ناحیه‌ای که پوشش رطوبتی اطراف ذرات ضخیم‌تر می‌باشد یعنی محلی که پتانسیل ماتریک بیشتر است یعنی ۱ - آتمسفر به ناحیه‌ای که پوشش رطوبت اطراف ذرات نازک‌تر یعنی پتانسیل ماتریک کمتر (۱۰ - آتمسفر) جریان می‌یابد.

(iii) در حالت اشباع خاکهایی بیشترین هدایت آبی را دارند که بخش عمده‌ای از تخلخل آنها از نوع درشت و پیوسته می‌باشد و کمترین هدایت آبی در خاکهایی مشاهده می‌شود که خلل و فرج آن عمدتاً از نوع تخلخل ریز (میکروپور) باشد. بنابراین در حالت اشباع خاکهای شنی آب را خیلی سریعتر در مقایسه با خاکهای رسی از خود عبور می‌دهند. اما در حالت غیر اشباع برعکس می‌باشد. یعنی در رطوبت یکسان خاک های رسی خیلی سریع تراز خاکهای شنی اب را هدایت می‌کنند.

(iv) در خاکهای درشت بافت، اغلب تخلخل خاک را انواع درشت (ماکروپور) تشکیل می‌دهد. در خاکهای دانه بندی شده فضاهای بین خاکدانه‌ها نیز از نوع درشت می‌باشد. در شرایط غیر اشباع این گونه خاکها آب در نقاط تماس ذرات خاک باقی می‌ماند و بدین ترتیب تولید کیسه‌های کوچک مجزا و ناپیوسته آب می‌نماید. تخلخل درشتی که در حالت اشباع، هدایت آب را به تعداد زیادی انجام می‌دهند با تخلیه شدن از آب به صورت مانعی برای جریان آب از یک دانه به دانه مجاور عمل می‌کند.

(v) بر اساس قانون داریسی، شدت جریان متناسب با شیب پتانسیل می‌باشد. در جریان اشباع مقدار هدایت هیدرولیکی معمولاً مستقل از بزرگی پتانسیل آب یا فشار می‌باشد. اما از جریان غیر اشباع، مقادیر هدایت هیدرولیکی با مکش تغییر می‌کند یعنی با افزایش مقادیر مکش، مقدار هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد.

(vi) مسیر واقعی جریان در خاکهای اشباع از مسیر جریان در خاکهای غیر اشباع کمتر می‌باشد زیرا با تخلیه شدن خلل و فرج از آب، مسیر حرکت آب طویل تر می‌شود. بدین ترتیب با افزایش یافتن طول موثر مسیر جریان در خاکهای غیر اشباع حرکت و جابجایی آب در خاک غیر اشباع در مقایسه با خاک اشباع رو به کاهش می‌گذارد. زیرا قانون داریسی بیان می‌دارد که شدت جریان یعنی مقدار حرکت آب در واحد زمان از

$$q = V \frac{\Delta H}{L}$$

واحد سطح با طول مسیر جریان رابطه معکوس دارد.

(vii) با کاهش مقدار آب موجود در خاک از حالت اشباع به غیر اشباع، بخش عمده‌ای از تخلخل درشت از هوا پر شده تنها خلل و فرج ریز توسط آب اشغال شده‌اند. این وضعیت سبب کاهش سطح مقطع جریان شده و در نتیجه موجب کاهش هدایت هیدرولیکی خاک می‌شود.

هدایت هیدرولیکی در خاکهای غیر اشباع

تحت شرایط غیر اشباع، شدت جریان (q) با شیب هیدرولیکی رابطه خطی ندارد معادله داری به صورت غیر خطی درآمده و از این رو هدایت هیدرولیکی (v) به مقدار رطوبت خاک (θ) یا مکش خاک (ψ) بستگی دارد. هدایت هیدرولیکی در خاکهای غیر اشباع با کاهش رطوبت خاک با افزایش مکش خاک کاهش می‌یابد. در خاکهای غیر اشباع شکل اصلاح شده قانون داری را به صورت زیر می‌توان بیان کرد:

$$q = -v(\psi)\Delta H$$

$$q = -v(\theta)\Delta H$$

$Q =$ شدت جریان

$\Delta H =$ شیب بار آبی که شامل بار فشاری (h) یا بارکش (ψ) و بار ثقلی (z) می‌شود.

$\theta =$ رطوبت حجمی خاک است.

علامت منفی به این علت است که شدت جریان را مثبت نماید زیرا جریان از ناحیه با پتانسیل بیشتر به ناحیه پتانسیل پایین‌تر (مکش پایین‌تر به طرف مکش بالاتر است) یا از رطوبت حجمی بیشتر به رطوبت حجمی کمتر است.

(در یک خاک غیر اشباع نیروی رانش یا حرکت شیب مکش است) با افزایش مکش یا کاهش مقدار رطوبت خاک، هدایت هیدرولیکی کاهش می‌یابد. این کاهش هدایت هیدرولیکی در خاکهای شنی در مقایسه با خاکهای رسی تندتر است. در نتیجه در خاک غیر اشباع، هدایت هیدرولیکی در خاکهای درشت بافت در مقایسه با خاکهای ریز بافت کمتر می‌باشد.

گاردنر معادلات تجربی زیر را برای بیان نسبت هدایت هیدرولیکی به مکش یا مقدار رطوبت پیشنهاد کرده است.

$$V = \frac{a}{\psi^m} \text{ هدایت هیدرولیکی در هر مقدار از رطوبت حجمی خاک}$$

$$V = \frac{a}{\psi^m} \text{ هدایت هیدرولیکی خاک اشباع}$$

a و b و m، ثابتهای تجربی هستند.

که در معادلات یاد شده متفاوت هستند. $m \leq 2$ خاکهای ریز $m \leq 4$ خاکهای درشت

$$\psi - \text{ مکش ماتریک} = \frac{a}{b + \psi^m}$$

$$\theta - \text{ مقدار رطوبت حجمی خاک} = a\theta^m$$

$$V = VW_s^m \text{ درجه اشباع}$$

$$\psi/C = \text{ بار مکش هنگامی که } V = \frac{1}{2} \text{ است.}$$

در این معادلات فوق دو معادله اول کاربرد وسیعی دارند. ما بین معادله ساده ترین آنها بوده اما نمی تواند در

خاکهای اشباع یا نزدیک به اشباع مورد استفاده قرار می گیرند. مقدار m در دو معادله اول برای خاکهای ریز

بافت ۲ و یا کمتر از ۲ و برای خاکهای درشت بافت ۴ و یا قدری بیشتر است.

نفوذ آب به داخل خاک

نفوذ فرایندی است که به موجب آن آب به داخل خاک وارد می‌شود یا به عبارت دیگر نفوذ آب، ورود آب را از حد فاصل هوا و خاک به خاک رانشان می‌دهد و یکی از مهمترین فرآیندها می‌باشد زیرا مقدار آب اغلب مقدار تجمع یا آبدوی سطحی را در ضمن بارندگی یا آبیاری تعیین می‌کند. مقدار آبی که وارد نیمرخ یا پروفیل خاک همگن در واحد سطح خاک در واحد زمان می‌شود شدت نفوذ گویند.

شدت نفوذ آب به داخل خاک با زمان کاهش یافته تا به یک شدت ثابتی برسد (ظرفیت نفوذ)

علل کاهش شدت نفوذ با زمان عبارتند از:

۱. کاهش شیب هیدورلیکی یا شیب مکش ماتریک
۲. تخریب تدریجی ساختمان خاک و تشکیل سله
۳. جدا شدن تدریجی ذرات خاک و جابجا شدن ذرات ریزتر خاک و مسدود شدن خلل و فرج
۴. آماس و تورم رسها در نتیجه جذب آب
۵. محبوس شدن جابه‌های هوا
۶. تراکم شدن هوا در نتیجه ورود آب به داخل خاک

عوامل موثر بر شدت نفوذ

۱. زمان، با زمان کاهش می‌یابد تا به حدی ثابت برسد.
۲. شرایط سطح خاک، سله سطحی، ساختمان خاک ناپایدار باشد، مایع و مواد آلی در سطح خاک از تشکیل سله جلوگیری می‌کند.

زراعت ردیفی > زراعت با اجرای تناوب > مراتع اراضی مرتعی > جنگلهای حفاظت شده

(c) هدایت هیدرولیکی خاکهای اشباع از آب مقدار یا شدت نفوذ نمی تواند از هدایت هیدرولیکی پیشی بگیرد.

در صورت بالا بودن مقدار هدایت هیدرولیکی مقدار یا شدت نفوذ هم بالا می رود. در نتیجه عواملی که بر

هدایت هیدرولیکی تاثیر دارند بر شدت نفوذ هم موثر هستند. بافت ، ساختمان، تراکم .

(i) بافت خاک، خاکهای شنی ، تند ، خاکهای رسی بطنی ، با افزایش مقدار س شدت نفوذ کاهش می یابد

خاکهای با مقدار رس یکسان ممکن است شدت نفوذ آنها متفاوت باشد که بستگی به نوع رس دارد.

(ii) ساختمان خاک خاکهای با خاکدانه های اب پایا - خاکهای با دانه بندی ناچیز،

۳. مواد آلی

۴. تراکم

(d) وجود لایه غیر قابل نفوذ، سخت لایه ها (هدایت هیدرولیکی سخت لایه ها ناچیز است)

(e) رطوبت اولیه خاک نفوذ اولیه خاکهای مرطوب کمتر از خاکهای خشک است چون مقدار خلل و فرج و

درز و ترکهای خاک به رطوبت در مقایسه با خاکهای خشک کمتر و کوچکتر (آماس رس) ولی شدت نفوذ

نهایی در خاکهای خیس سریعتر است. شدت نفوذ نهایی چندان تحت تاثیر رطوبت اولیه نیست.

(f) واکنش خاک، در خاکهای سدیمی ، شدت نفوذ بسیار ناچیز است تخریب و پراکنده شدن کلوئیدها و

مسدود شدن خلل و فرج امکان تشکیل سله

(j) درجه حرارت خاک، افزایش دما، شدت نفوذ را افزایش می دهد (کاهش ویسکوزیته)

شدت نفوذ خاکهای سرد > شدت نفوذ خاکهای گرم

توزیع رطوبت در ضمن نفوذ آب به داخل خاک در یک نیمرخ یکنواخت یا همگن

۱ - ۴ ناحیه قابل تشخیص است شکل زیر .

۱- منطقه یا ناحیه اشباع سطح خاک تا عمق چند میلی متر کاملاً از آب اشباع است.

۲- منطقه یا ناحیه حدوسط درست در زیر منطقه یا ناحیه اشباع قرار داشته و تا عمق چند میلی متر از آن مقدار

رطوبت به سرعت کاهش می یابد.

۳- ناحیه یا منطقه انتقال درست در زیر ناحیه حدواسط قرار داشته و رطوبت آن یکنواخت است که کمک کمتر

از اشباع کامل است، خیزی آن نزدیک به نقطه اشباع است ضخامت این ناحیه با افزایش زمان نفوذ افزایش می یابد.

۴- ناحیه یا منطقه خیسیدگی: در زیر ناحیه انتقال قرار داشته و مقدار رطوبت خاک با عمق به شدت کاهش

می یابد.

۵- جبهه رطوبتی، مرز قاطعی بین ناحیه خیس و خشک است.

نفوذ به سمت صفر میل می کند.

نفوذ تجمعی، I ، ارائه شده توسط کوستیاکوف که یک معادله تجربی است به شرح زیر است:

I - مقدار آب (Q) بر حسب سانتی متر یا میلی متر $I = St^B$ که از واحد سطح مقطع (A) خاک عبور کرده

$$I = \frac{Q}{A} \quad (\text{نفوذ کرده است})$$

t = زمان بر حسب دقیقه

S و B با پارامترهایی هستند که به خاک و شرایط فیزیکی آن وابسته است.

$$\log I = \log S + B \log t$$

اگر $\log I$ به عنوان تابعی از $\log t$ رسم گردد. یک رابطه خطی مستقیم به دست می آید. شیب خط مستقیم بدست آمده برابر با مقدار پارامتر B و مقدار پارامتر S از نقطه تقاطع خط مستقیم و محور Y به دست می آید. با مشتق گیری از معادله کویستاکوف معادله به صورت زیر در می آید.

$$\frac{dI}{dt} = BSt^{B-1}$$

$$i = \frac{dI}{dt}, I = \int_0^t i dt$$

$$i = at^{-b}$$

$$a = BS$$

$$-b = (B - 1)$$

شدت نفوذ i

معادله کویستاکوف برای جریانهای افقی معتبر است یعنی درغیاب شیب بار ثقلی معادله دیگری که ارائه شده معادله فیلپ می باشد که به صورت زیر ارائه شده است.

$$I = St^{\frac{1}{2}} + at$$

$$i = \frac{dI}{dt} = \frac{1}{2}st^{-\frac{1}{2}} + a$$

S ، پارامتر مربوط به خاک بوده و $sorptivity$ موسوم است. a پارامتر دیگری است که به توان خاکها در

انتقال آب بستگی دارد و I شدت نفوذ است. S ، دیانسیون $\frac{L}{T^2}$ است (cm/sec^2)

$Sorptivity = capacity\ of\ homoyeneouse\ soil\ to\ absybe\ or\ release\ water$

برای زمانهای زیاد نفوذ، معادله فیلپ را ممکن است به صورت زیر نشان داد:

$$I = St^{\frac{1}{2}} + vt$$

$$i = \frac{dI}{dt} = \frac{1}{2}st^{-\frac{1}{2}} + v$$

V - هدایت هیدرولیکی اشباع لایه بالایی خاک تا ناحیه transmission (عبور) می‌باشد.

برای $t = \infty$ (زمان خیلی زیاد) معادله به صورت زیر در می‌آید.

$$i = V$$

برای نفوذ افقی، معادله زیر توسط فیلیپ پیشنهاد شده است:

$$I = St^{\frac{1}{2}}$$

$$S = \frac{I}{t^{\frac{1}{2}}}$$

تعیین رطوبت و پتانسیل آن در خاک:

تعیین رطوبت خاک به دو علت مورد نیاز است:

۱ - با تعیین مقدار ابی که در واحد حجم خاک موجود است. آب مورد نیاز گیاه و عمق لازم برای انبار کردن آن را تخمین می‌زنیم.

۲ - کمیت پتانسیل با رطوبت خاک را که عبارت از کار لازم جهت انتقال واحد حجم، وزن یا جرم آب در خاک است مشخص سازیم.

عکس العمل گیاهان نسبت به رطوبت خاک تابعی از پتانسیل اب در خاک بوده و مقدار آن زمان آبیاری و آب مورد نیاز را تعیین می‌کند.

برخی از روشهای معمول تعیین رطوبت و پتانسیل آن در خاک

۱- نمونه برداری و خشک کردن خاک: بهم خوردن ساختمان اولیه خاک

۲- استفاده از اصل ارشمیدس:

روش: نمونه خاک را در یک فلاسک بالون ژوزه دولیت سانتی متر مکعبی ریخته با وزن کردن (A) و با اضافه

کردن آرام آب، حجم را تا V سانتی متر مکعب (۲۰۰) می‌رسانیم. ضمناً با اضافه کردن چند قطره الکل

ایزوپروپیلنیک و بهم زدن آب هوای محبوس شده را خارج می‌کنیم و مجدداً فلاسک (بالون ژوزه) را وزن

می‌کنیم. (W)

M - درصد رطوبت

G - وزن مخصوص حقیقی خاک $U - V^1 = V_s$

$\rho =$ چگالی آب (1 gm/cm^3) وزن خاک + وزن بالون ژوزه + وزن آب = W

A = وزن نمونه خاک + بالون ژوزه

W = وزن فلاکس پس از اضافه کردن آب تا حجم V وزن نمونه خاک خشک = S

V - حجم فلاسک (بالون ژوزه) $\%M = A - S$

S - وزن نمونه خاک خشک

W - حجم آب در نمونه خاک $\%M = \left(\frac{W - A}{S}\right) \times 100$

$$W = S + \rho V^1 + [V - \frac{S}{Q} - V^1] \rho$$

$$W = S + \rho V^1 + \rho V - \rho \frac{S}{G} - \rho V^1 \Rightarrow S(1 - \frac{\rho}{Q}) + \rho V = W$$

$$\%M = \frac{(W - A)}{S} \times 100 \quad S = \frac{W - \rho V}{1 - \frac{\rho}{Q}}$$

$$\%M = \frac{(W - A)(G - \rho)}{G(W - \rho V)} \quad S = \frac{Q(W - \rho V)}{G - \rho}$$

$$\%M = \frac{WQ - W \times \rho - AG + A\rho}{G(W - \rho V)}$$

$$\%M =$$

$$W = (S + \rho V^1) + [(V - \frac{S}{G}) - V^1] \rho$$

$$= S - \frac{S}{G} \rho + \rho V$$

$$S = \frac{G(W - \rho V)}{G - \rho} \quad (2)$$

اگر مقدار S را از معادله (۲) در معادله (۱) قرار دهیم خواهیم داشت:

$$\%M = [\frac{(G - \rho)A}{G(W - \rho V)} - 1] \times 100 \quad (۳)$$

مقدار رطوبت را می توان از معادله (۳) به دست آورد.

۳- استفاده از بلوکهای گچی

مقاومت الکتریکی حجمی از خاک نه تنها به رطوبت خاک بلکه ترکیب شیمیایی بافت و غلظت املاح محلول

موجود در آن بستگی دارد. قالبهای گچی با مکش خاک در تعادل قرار می گیرند. بهترین نوع قطعات گچی از

گچ پاریس Plaster of faris که محتوی ۸۰ درصد آب ساخته می شود انواع فایبر گلاس حساسیت بیشتری

به املاح خاک در مقایسه با قطعات گچی دارند.

۵. هر قطعه گچی بایستی جداگانه واسنجی شود.

۶. سختی و اسنجی در اثر انحلال قطعات گچی پایدار نمانده و تغییر می کند. پوشاندن قطعات گچی با یک ترکیب پلاستیکی که به آب نفوذ پذیر است تا حدی از این نقص می کاهد.

۷. استفاده از آنها در خاکهای شور توصیه نمی شود بعلت حساسیت قطعات نسبت به املاح

۸. گاهی تصحیح و ارسی لازم دارند. زیرا هدایت الکتریکی تابعی از درجه حرارت آنهاست.

۹. در رطوبتهای زیاد خاک حساسیت کافی ندارند.

۱۰. پدیده پس ماند در مقدار رطوبت اندازه گیری شود فوق العاده موثر است.

$$A_v = \frac{R_s}{12\pi d} b - j$$

پخش نوترون: استفاده از نوترون متر

تضعیف پرتو γ (گاما): اساس این روش آن است که هنگام ایجاد پرتو گاما توسط منبع سزیم ۱۳۷ (CS۱۳۷)

پرتو حاصله از ستون خاک عبور کرده و پس از تضعیف پرتو، پخش و جذب پرتو روی می دهد. پرتوهای جذب شده و پخش شده شمارش می شوند. در صورتی که وزن مخصوص ظاهری خاک ثابت باقی بماند هر نوع تغییری در تضعیف پرتوهای گاما نشان دهنده تغییر در مقدار آب موجود در ستون خاک است. مقدار

$$A_v = -\log\left(\frac{N_m}{N_d}\right) / 0.04343 Mm.s$$

رطوبت حجمی را می توان با استفاده از فرمول زیر تعیین کرد:

$$Av = \text{رطوبت حجمی}$$

Nm = تعداد پرتوهای شمارش شده در خاک مرطوب (تعداد کوانتای اشعه گاما در واحد زمان) که از

ضخامت معینی از خاک عبور می کند.

$$Nd = \text{تعداد پرتوهای شمارش شده در خاک خشک}$$

$$S = \text{عرض ستون خاک cm}$$

$$Mm = \text{ضریب جذب جرمی آب که برابر است با } 0.0856 \text{ سانتی متر مربع بر گرم.}$$

- تکنیکهای سنجش از راه دور remote sensing techniques

۱- تکنیکهای مبتنی بر تشعشع گاما که تحت شرایط طبیعی رخ می‌دهد.

۲- تکنیکهای دو قطبی کردن و انعکاسی ناحیه مرئی و نزدیک به مادون قرمز نزدیک

۳- تکنیکای مبتنی بر تابش مادون قرمز حرارتی

۴- تکنیکهای مایکروویو فعال و غیر فعال

۱- تمام سنگها و کانیها و خاک ذاتاً رادیواکتیو بوده و پرتوهای گاما را منتشر می‌کنند چنانچه آب موجود در خاک به طور موثر اینگونه پرتوهای خشی را تضعیف نماید. امکان دریافت و استنباط تغییر در تعداد رطوبت خاک از طریق طیف نگاری اشعه گاما تکرار شده فراهم می‌گردد.

۲- در نتیجه تاثیر متقابل تشعشعات مرئی و مادون قرمز نزدیک با آب و سایر ویژگی‌های خاک نظیر با نسبت، ساختمان و غیره این اثرات متقابل برای یک خاک معینی تابعی از مقدار رطوبت خاک می‌باشد. طیف انعکاسی خاک عموماً با افزایش مقدار آب خاک کاهش می‌یابد زیرا خاکهای مربوط تیره‌تر از خاکهای خشک هستند. اندازه گیری پتانسیل آب در خاک:

همانطور که ذکر شد پتانسیل رطوبت خاک عبارت است از استعداد انجام کار توسط آب در خاک نسبت به آب آزاد و در همان درجه حرارت مولفه‌های این پتانسیل عبارتند از:

۱- پتانسیل اسمزی ψ_0 که از انحلال املاح در آب حاصل شده و نسبت به آب ظاهر همیشه منفی است.

۲- پتانسیل ماتریک ψ_m که از روابط و اثرات متقابل آب و حوزه‌های نیروهای ناشی از سطوح ذرات جامد حاصل شده و مقدار آن نیز همیشه منفی است.

۳- پتانسیل فشاری ، ψ_p ، که منشاء آن اختلاف فشار نسبت به سطح یا مبنای مقایسه بوده و اهمیت آن می تواند مثبت یا منفی باشد.

۴- پتانسیل ثقلی ψ_g که مبنی ارتفاع نقطه مورد نظر در خاک نسبت به سطح مبداء یا مقایسه بوده دسته به اینکه نقطه مورد نظر در بالا یا پایین این سطح قرار داشته باشد. مقادیر آن مثبت یا منفی خواهد بود. اندازه گیری پتانسیل ثقلی آسان است زیرا کافی است که اختلاف ارتفاع نمونه خاک را نسبت به سطح مقایسه اندازه گیری کنیم.

پتانسیل فشاری توسط دستگاه های صفحه فشار $pressure\ plate$ و غشاء تحت فشار $pressure\ membrane$ با قرائت ارقام فشارسنج امکان پذیر می گردد.

پتانسیل ماتریک ψ_m را می توان در دامنه صفر تا $0/8$ - آتمسفر با تانومتر اندازه گیری کرده و برای نیروهای مکشی بیشتر از بلوکهای گچی استفاده کرد.

پتانسیل اسمزی ψ_o را نیز می توان با نزول نقطه انجماد محلول خاک که از خاک حاصل شده است . محاسبه نمودند.

با سایکرومتر $psychrometer$ می توان مجموع پتانسیل باتریک و اسمتیک خاک را اندازه گیری نمود.

مجموع پتانسیل ماتریک و اسمتیک سایکرومتر

تانسیومتر یا مکش سنج $tersiometer$

الف - تانسیومتر با فشار سنج جیوه ای: از این تانسیومتر برای اندازه گیری پتانسیل ماتریک استفاده می شود. دو حالت تعادل خواهیم داشت.

$$\psi_m = -Z_{Hg} \frac{\rho_{Hg}}{\rho_w} + z$$

$Z = Z_{Hg}$ = ارتفاع ستون جیوه از سطح مخزن

$$Z = Z_0 + Z_{Hg}$$

$$\psi_w = -Z_{Hg} \frac{\rho_{Hg}}{\rho_w} + Z_0 + Z_{Hg}$$

$$\psi_w = -13.6 Z_{Hg} + Z_{Hg} + Z_0$$

$$\psi_w = -12.6 Z_{Hg} + Z_0$$

ب - تانسومتر خلا سنج tensiometer with vacuaw gague

بر حسب بار و سنجی شده است .

$$\psi_w = -f_g R_g + Z_0$$

بین ۱۰۰-۰ و سنجش شده اند که بر حسب واحدهای بار پتانسیل ماتریک برابر با ۰ تا ۱۰۰۰ سانتی متر است.

۱۱. نیرو کشش tension table

۱۲. صفحه تحت فشار

۱۳. غشاء تحت فشار

سایکرومتر ترموکوپل: با استفاده از پرده نیمه تراوای طبیعی خاک و فصل مشترک آب و هوا می توان فشار بخار

هوای خاک را تعیین کرده فشار بخار هوای خاک (که به رطوبت خاک در حال تعادل) با پتانسیل رطوبت

خاک در ارتباط است و به وسیله معادله زیر بیان می شود.

$$\psi_w = \frac{RT}{M_g} L_n \left(\frac{e}{e_0} \right)$$

ψ_w = پتانسیل رطوبت خاک بر حسب سانتی متر آب

R = ثابت گازهای کامل ($8.314 \times 10^7 \text{ erg c}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$)

T = درجه حرارت مطلق

g = شتاب ثقل 981 cm sec^{-2}

M = وزن مولکولی آب

$\frac{e}{e_0}$ - رطوبت نسبی که e مقدار بخار آب اشباع است .

$$\psi_w = \frac{RT}{Mg} L_n \left(\frac{e}{e_0} \right)$$

نزول نقطه انجماد:

از نقطه نزول انجماد مایعات معمولاً برای تعیین فشار اسمزی و وزن مولکولی املاح استفاده می‌شود . زیرا کاهش پتانسیل به میزان ۱۲ اتمسفر از نقطه انجماد به مقدار یک درجه سانتی گراد می‌کاهد کاهش نقطه انجماد پتانسیل آب خاک به معادله زیر به یکدیگر مربوط می‌شوند .

ψ_s = انرژی آزاد کسر مولی یا پتانسیل شیمیایی آب خاک

L = گرمای نهان ذوب یا انجماد

T = نقطه انجماد آب

ΔT = کاهش نقطه انجماد

$$Q = V \frac{A(L+h)t}{L}$$

$$q = \frac{Q}{At} \quad \text{شیب پتانسیل}$$

$$q = \frac{V(L+H)TA}{At} = V \frac{L+h}{L} \frac{L+h}{L} = i$$

$$q = vi \quad \text{شدت یا سرعت جریان}$$

$$q = v = vi \quad \text{L+h = بار آبی}$$

سرعت یا شدت جریان q ، از یک محیط متخلخل به طور مستقیم متناسب با نیروی دانش یعنی شیب هیدرولیکی یا شیب آبی (i) دارد.

$$Q = \frac{cm}{sec} \times \frac{cm^2(cm) \times sec}{cm} = cm^3$$

$$V = \frac{cm}{sec}$$

$$A = cm^2$$

$$h + L = Cm$$

$$t = sec$$

$$L = cm$$

محدودیت‌های قانون دارسی

۱۴. قانون دارسی برای جریان خطی صادق است.

۱۵. تغییرات شیب هیدرولیکی موجب تغییر درجه روانی یا نفوذ پذیری خاک نشود.

۱۶. در سرعت‌های زیاد حرکت آب در خاک قانون دارسی معتبر نیست و بین شدت جریان مایعات و شیب

هیدرولیکی $\frac{\Delta H}{L}$ رابطه خطی برقرار نیست.

دوسیلت و مواد ریزتر جریان خطی برقرار است.

در شن‌های درشت، سنگریزه و قلوه سنگ که شیب‌های هیدرولیکی بالاتر از واحد، شرایط جریان غیر خطی

ایجاد می‌شود.

در خاکهای سنگین ورسی، شیبهای هیدرولیکی خیلی کم و به حدی کندی جریان می‌شود که شدت جریان متناسب با شیب هیدرولیکی (i) نیست. ساختمان شیبه ساختمان بلور یخ با ساختمان کاملاً متفاوت با آب مایع.

هوای خاک

نقش هر یک از اجزاء تشکیل دهنده هوای خاک

اجزاء گوناگون هوای خاک نیز همانند بخش جامد و مایع آن برای بارخیزی خاکها لازم و ضروری‌اند. اکسیژن جهت تنفس ریشه گیاهان، میکروبها و دیگر موجودات زنده خاک و گاز کربنیک برای انحلال مواد غذایی و قابل جذب نمودن آنها ضرورت دارد. ازت در تشکیل ترکیبات ازتی به وسیله باکتریهای همزیست و غیر همزیست به کار می‌رود. بخار آب از خشک شدن ریشه‌ها و میکروبها جلوگیری کرده و به انتقال و جابجایی رطوبت در خاک کمک می‌کند.

نظر باینکه اکسیژن دائماً به مصرف ریشه و میکروبها می‌رسد از این رو وجود آن به مقدار کافی ضرورت دارد اگر اکسیژن به قدر کافی در خاک موجود نباشد غالب گیاهان زراعی و میکروبهای هوازی از فعالیت عادی خود باز می‌ایستند. باکتری‌های بی‌هوازی اکسیژن مورد نیاز خود را از مواد آلی و معدنی تامین می‌کنند و آنها را به ترکیباتی از قبیل سولفورها، نیتريت‌ها و آهن دو ظرفیتی و بالاخره سایر ترکیبات احیاء شده تبدیل می‌کنند که؟؟ در گیاهان مسمومیت ایجاد می‌کنند. زیادی اکسیژن در خاک نیز به علت سرعت زیاد اکسید شدن مواد مطلوب نمی‌باشد.

نیازهای گیاهان به هوای خاک

ریشه گیاهان برای تنفس همواره به مقداری اکسیژن نیاز دارند نیاز به اکسیژن با تراکم گیاهان در واحد سطح و شدت رشد آنان متناسب است. در بیشتر گیاهان زراعی، رشد طبیعی هنگامی میسر است که اکسیژن بیش از ده درصد هوای خاک را اشغال کرده باشند.

هنگامی که تدارک اکسیژن خاک محدود گردد و نسبت آن کاهش یابد رشد گیاهان زراعی نیز نقصان خواهد یافت تا جایی که اگر اکسیژن به کمتر از ۲ درصد برسد رشد کاملاً متوقف می شود. وقتی اکسیژن در خاک فراوان باشد امکان بهره گیری گیاه از آب و مواد غذایی افزایش یافته، در نتیجه نیاز آبی کاسته می گردد. کمبود اکسیژن در خاک موجب عدم جذب آب توسط گیاه و سبب بروز خشکی فیزیولوژیکی می شود. به عکس تهویه خاک در جذب عناصر غذایی تاثیر می نماید و اثر آن بستگی به نوع عنصر دارد. اثر اکسیژن در قابل جذب کردن پتاس بیش از همه بوده و در سایر عناصر به ترتیب نقصانی زیر می باشد. کلسیم، منیزیم، ازت، فسفر (لاوتون) به نظر می رسد که تهویه مهمترین عامل تعیین کننده و عمق نفوذ ریشه ها باشد.

نیاز گیاهان گوناگون به تهویه خاک بسیار متفاوت است. گوجه فرنگی، سیب زمینی، چغندر قند، نخود و جو به اکسیژن زیاد نیاز دارند. ذرت، گندم، جو و سر و سوژا در مرتبه بعدی هستند. به نظر می رسد که بسیاری از علف ها کمتر از ذرت و گندم به هوا نیاز دارند. برنج تا هنگامی که بخش بالایی بوته آن بیرون از آب و در معرض هوا قرار داشته باشند می تواند در شرایط غرقابی به خوبی رشد کند. علت آن است که در پوست ساقه برنج حفره هایی هوایی بهم پیوسته وجود دارد که می تواند اکسیژن مورد نیاز را از ساقه به ریشه منتقل نماید.

تعیین مقدار مناسب و حداقل اکسیژن مورد نیاز برای گیاهان مختلف دشوار است. می توان گفت که بیشتر گیاهان در خاکی که اکسیژن هوای آن خیلی کمتر از اکسیژن هوای آزاد است به خوبی رشد می کنند. وقتی مقدار اکسیژن از ده درصد کمتر شود رشد محصولات مختلف کاهش می یابد. کمبود اکسیژن در خاک هنگامی

آشکار می‌گردد که یاخته‌های ریشه گلوکز را به الکل اتیلیکت تبدیل می‌کنند و الکل حاصله رشد متعارفی گیاه را بویژه در مرحله گل دادن آسیب رسانده و از میزان محصول می‌کاهد.

در صورتی که یک خاک اشباع از آب را به حال خود رها سازیم مشاهده می‌شود به تدریج آب ثقلی از آن خارج و هوا جایگزین آن می‌گردد. در این مرحله هوا خلل و فرج درشت را اشغال می‌کند، با از دست رفتن رطوبت خاک بخش قابل توجهی از خلل و فرج ریز هم از هوا پر می‌شود. بنابراین مقدار هوای خاک بستگی دارد به:

۱- بافت خاک که بیشتر خلل و فرج ریز را تحت تاثیر قرار می‌دهد

۲- ساختمان خاک که بیشتر خلل و فرج درشت را رقم می‌زند.

۳- رطوبت خاک که به بافت و ساختمان خاک بستگی دارد.

و از آنجا می‌توان نتیجه گرفت که بهبود تهویه خاک با حفظ و بهسازی ساختمان خاک از طریق زه کشی عملیات زراعی، آهک دهی در صورت نیاز، افزایش مواد آلی و نهایتاً مقابله با آب اضافی خاک امکان پذیر است.

ترکیب هوای خاک

ترکیب هوای خاک نسبت به آهنگ مصرف اکسیژن و تجدید آن از یک طرف و شدت تولید گاز کربنیک و انتقال آن از طرف دیگر دارد. کلیه این عوامل با تغییر رطوبت، ساختمان و درجه حرارت در خاک نوسان پیوسته داشته و لذا نسبت به هوای اتمسفر ناپایدار است.

مقدار گاز کربنیک و بخار آب در هوای خاک نسبت به هوای جو زیادتر و اکسیژن آن کمتر است. در خاکهای خوب لایه شده در لایه رویی اکسیژن بین ۱۸ تا ۲۱ درصد حجم هوای خاک را تشکیل می‌دهد ولی در

لایه‌های زیری و بویژه در خاکهایی که مدت درازی خیس مانده باشند ممکن است اکسیژن خیلی کمتر بوده و در شرایط احیاء شوندگی هوای خاک دارای گاز متان هیدروژن سولفور و آمونیاک باشد.

ترکیب هوای خاک دستخوش تغییرات سریع می‌باشد دلیل این موضوع نقش دو خاصیت پویا در آن است یکی تبدیل اکسیژن به گاز کربنیک توسط ریشه‌ها و میکروبها و دیگر مبادله هوای خاک با هوای جو اثر عوامل گوناگون در ترکیب هوای خاک را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود. در شرایط مساوی خواهیم داشت.

۱- گاز کربنیک در تابستان بیش از زمستان است زیرا فعالیت ریشه‌ها و میکروبها بیشتر است.

۲- گاز کربنیک در خاکهایی که به آنها کود دامی، شیمیایی و آهک داده شده یا گیاه روئیده شده باشد نسبت به خاک فاقد کود و گیاه به دلیل بالا زیادتر است.

۳- گاز کربنیک در خاکهای خیس نسبت به خاکهای خشک به علت کاهش پخشیدگی بیشتر است و این موضوع معمولاً ناشی از زیادی رطوبت در آنهاست.

۴- گاز کربنیک در خاکهای با دانه بندی ضعیف نسبت به خاکهای با ساختمان اسفنجی با ز به سبب تفاوت شدت پخشیدگی افزونتر است.

۵- گاز کربنیک با افزایش عمق خاک افزایش و اکسیژن کاهش می‌یابد. زیرا ارتباط آن با هوای آزاد دشوارتر می‌گردد.

۶- در زمینهای آیش تولید گاز کربنیک کمتر از اراضی زیر کشت است.

در جدول زیر ترکیب هوای خاک و هوای اتمسفر باهم مقایسه شده است.

اجزاء ترکیب هوا	اتمسفر	هوای خاک
-----------------	--------	----------

اکسیژن	۲۱ درصد	۱۰ تا ۲۰ درصد
ازت	۷۸ درصد	۷۸/۵ تا ۸۰ درصد
گاز کربنیک	۰/۰۳ درصد	۰/۲ تا ۳/۵ درصد
بخار آب	متغیر	در حد اشباع

تغییراتی که در هوای خاک رخ می‌دهد مجدداً با تعویض هوا جبران می‌شود. در حقیقت فعالیت بیولوژیکی علت عمده تغییرات ترکیب هوای خاک است. تنفس ریشه‌ها و متابولیسم میکروارگانیزمهای هوازی و فونای خاک اکسیژن را مصرف و گاز کربنیک پس می‌دهند از؟؟؟ اکسیژن موجود در هوای خاک برای اکسیداسیون کانیهای خاک در فرآیند مداوم هوا دیدگی ضرورت دارد.

متوسط CO₂ تولید شده در سال تقریباً ۳ تا ۵ گرم در روز و در متر مربع خاک است. بنابراین از ۱۲ تا ۱۸۰۰۰ کیلوگرم هکتار و در سال قابل برآورد است. $\frac{2}{3}$ این مقدار حاصل فعالیت‌های میکروبی و $\frac{1}{3}$ بقیه از آن ریشه گیاهان است تولید CO₂ چنانچه ذکر شد متناسب با فصل درجه حرارت و رطوبت خاک مقدار مواد آلی، نوع خاک و عمق خاک تغییر می‌کند. معمولاً در خاکهایی که تهویه به خوبی انجام می‌شود. نسبت بین اکسیژن جذب شده و گاز کربنیک دفع شده در حد واحد است و فقط در مواردی که خاکها نداب شده و شرایط بیهوازی حاکم می‌شود این نسبت از واحد کوچکتر می‌گردد.

تجدید هوای خاک

تجدید هوای خاک بر اثر دو عامل پخشیدگی diffusion گازهای مختلف و جریان توده‌ای mass flow صورت می‌گیرد.

پخشیدگی: diffusion

پخشیدگی مهمترین وسیله تجدید هوای خاک است. پخشیدگی عبارت از حرکت تصادفی ملکولهای گاز یا مایع می باشد حرکت گازها منحصراً بر اثر پخشیدگی هنگامی رخ می دهد که فشار جزئی $parital\ pressure$ هر یک از گازهای دو سیستم مجاور یکدیگر متفاوت ولی فشار کلی یکسان باشد. پخشیدگی با توان دوم دمای مطلق متناسب است.

شدت پخشیدگی گازها در خاک طبیعی تابعی خطی از تخلخل موثر می باشد. منظور از تخلخل موثر بخشی از تخلخل کل است که گازها می توانند آزادانه از آن بگذرند و شامل حفره هایی است که از آب پر نبوده و توسط حفره های ریز پر از آب محصور نشده باشد.

ملکولهای گاز در درون خاک ناگزیرند که از مسیر پیچاپیچ که مسلماً طول آنها بیش از قطر لایه خاک مورد نظر می باشد و طبعاً این خود در کندی حرکت گاز تاثیر بسزایی دارد. عامل دیگری که در کاهش پخشیدگی نقشی دارد تغییر قطر حفره ها می باشد که از نقطه ای به نقطه دیگر فرق می کند.

چون شدت پخشیدگی گازها در خاک به ساختمان و رطوبت خاک هر دو بستگی دارد لذا نمی توان کشش رطوبتی معینی را به عنوان مرز تهویه مناسب در نظر گرفت ولی هرگاه ساختمان خاک متراکم نبوده و سخت لایه یا کفه نداشته باشد میتوان مکش رطوبتی ماتریک بیش از یک جو را مقدار مناسبی برای تهویه دانست.

جریان توده ای mass flow

در جریان پخشیدگی گازها عامل عمده تبادل فشار جزئی هر یک از گازها در خلل و فرج خاک است. ولی در مواردی تغییر درجه حرارت یا فشار جو نیز موجب انتقال هوا از نقطه ای به نقطه دیگر شده و تهویه خاک را

بهبود می‌بخشد. این قبیل جریانهای گازی به جریان توده‌ای معروف است. درجه حرارت به دو طریق در جریان توده‌ای موثر است که همه موجبات تبادل گازها را فراهم می‌آورد که عبارتند از:

۱- اختلاف درجه حرارت بین افقهای مختلف خاک

۲- اختلاف بین درجه حرارت هوای خاک و هوای آزاد

تغییرات درجه حرارت به ندرت از عمق ۵۰ سانتی متری خاک به بعد اهمیت داشته و معمولاً تغییراتی در حدود ۵ درجه سانتی گراد از سطح تا عمق ۵۰ سانتی متری خاک قابل توجه تلقی شده که این نوسانات درجه حرارت در مقیاس درجه حرارت مطلق یا کلوین بیشتر از $\frac{1}{60}$ نبوده و بنابراین در تهویه خاک نقش چشمگیری ندارد. تغییرات فشار جو نیز تاثیر مشابهی در تبادل گازها دارد. زیرا افزایش فشار هوا با کاهش حجم آن همراه است و در نتیجه مقداری از هوا وارد خاک می‌شود، بر عکس در اثر کاهش فشار هوا، هوای خاک انبساط حاصل گردد و از معابر خلل و فرج هوای آزاد می‌شود.

وزش باد نیز در تجدید هوای خاک می‌تواند سودمند باشد ولی اولاً سهم آن در تهویه خاک قابل توجه نبوده و ثانياً بیستگی به نوع عوارض سطح خاک و وجود یا فقدان پوشش گیاهی دارد. زیرا پوشش گیاهی روی سرعت باد اثر می‌گذارد.

باران نیز در تامین اکسیژن خاک موثر است. چون معمولاً باران سرشار از اکسیژن بصورت محلول می‌باشد لذا بارانی به اتساع یک سانتی متر در سطح یک هکتار ۴۳۳۹ گرم اکسیژن دارد که خود معادل حجم قابل توجهی از اکسیژن خالص است و چون نزول باران از برنامه خاصی تبعیت نمی‌کند لذا نمی‌توان آن را منبع قابل اعتمادی بشمار آورد.

سهم جریان توده ای گاز در تهویه خاک ناچیز است و بخش عمده تبادل گازی از طریق پخشیدگی انفرادی گازها صورت می گیرد. تبادل انفرادی گازها از شیب فشار جزئی گازها ناشی شده و اگر فشار کل ثابت بماند شیب فشار جزئی یک گاز را بایستی شیب فشار جزئی گاز دیگر در جهت مخالف خنثی نماید. بنابراین گونه های مختلف گازهای موجود در هوای خاک در جهات مخالف حرکت نموده و بدینوسیله تهویه خاک میسر می شود.

از آنجا که پدیده پخشیدگی مهمترین تهویه خاک است لذا با توجه به آنچه گذشت شکل سله در سطح خاک و مرطوب شدن آن یک حالت بیهوازی در خاک ایجاد می کند. زیرا خلل و فرج سله خاک بسیار ریز بوده و برای تخلیه آب از آن به نیرویی بیش از نیروی ثقل نیازمندیم. بنابراین سله خشک به تنهایی مساله حادی بویژه اگر درز و ترکهای سطح خاک باز بماند و در صورت وزش باد بوجود نمی آورد.

هوا سنجی خاک **ari capacity of the soil**

ظرفیت واقعی هوای خاک بخشی از تخلخل خاک است که از آب پر نشده و از هوا پر شده باشد و مقدار آن دائماً بر حسب رطوبت خاک تغییر می کند. بعلاوه تابع ساختمان خاک نیز می باشد. معمولاً هنگامی که آب زیرزمینی پایین بوده و خاک درشت بافت باشد ظرفیت هوا زیاد خواهد بود. برای سنجش هوا گنجی خاک خوب است که تخلخل تهویه ای آن را؟؟ کنیم. منظور از تخلخل تهویه ای آن بخش از تخلخل خاک است که در کشش رطوبتی ۵۰ سانتی متر ستون آن از هوا پر باشد. این نیروی مکش متناسب با خلل و فرج است که قطر آن ۰/۰۶۴ میلی متر است. یعنی کلیه خلل و فرج خاک که قطر آنها بزرگتر از ۰/۰۶ میلی متر است در اثر اعمال نیروی مکش فوق آب خود را از دست داده و هوا جایگزین می شود. اگر سطح آب زیرزمینی به طور موقت یا دائم در عمق کمتر از ۵۰ سانتی متر باشد ظرفیت هوا کمتر از تخلخل تهویه ای خواهد بود. زیرا کشش رطوبتی به اندازه ای نیست که بتواند آب اضافی را از حفره های درشت تر از ۰/۰۶ میلی متر نیز خارج سازد. در خاکهای ریز

بافت تخلخل تهویه‌ای به حالت دانه بندی بستگی تام دارد. خاکهایی که ساختمان؟؟؟ دارند در مقایسه با آنها که ساختمان گوشه دارد و یا تک دانه‌ای دارند دارای تخلخل تهویه‌ای بیشتری هستند. خاکهای ماسه‌ای نسبت به خاکهای لومی یا رسی تخلخل تهویه‌ای بیشتری دارند خاکهای لاتوسل هر چند رس زیاد داشته باشند ولی چون دانه بندی کامل دارند تخلخل تهویه‌ای آنها نیز زیاد است. در خاک کود نیز تخلخل تهویه‌ای زیاد است بطوریکه معمولاً از ۳۰ درجه تجاوز می‌کند.

تجارب مختلف نشان داده است که برای رشد مناسب گیاهان ظرفیت هوایی خاک باید در حدود ده درصد یا بیشتر باشد معمولاً پس از چند ساعت از انجام آبیاری و یا بارندگی و در صورتی که زه کشی طبیعی خاک مانعی برای انتقال آب اضافی از خاک نباشد چنین حالتی پیش آمده و حداکثر ظرفیت هوایی خاک تامین می‌شود.

تهویه و تاثیر آن در سایر ویژگی‌های خاک

صرفنظر از نقش تهویه در رویش و رشد گیاهان مهمترین اثر آن در فعال کردن میکروبیها و به طور غیر مستقیم در سایر ویژگی‌های خاک می باشد. باکتری‌های هوازی برای تامین رشد سریع خود به اکسیژن کافی آب مواد انرژی‌زا و کانی‌های مغذی نیاز دارند. در چنین شرایطی بخش مهمی از ترکیبات آلی سودمند خاک تشکیل می‌یابد که با پیوستن ذرات اولیه یعنی ماسه لای و رس به یکدیگر و پوشاندن خاکدانه‌ها سبب ایجاد ساختمان آب پایا می‌شود.

نارسایی هوا و فقدان اکسیژن آزاد در خاک موجب کمبود نوعی مواد آلی موثر در پایداری خاک می‌گردد و چنین خاکهایی ساختمان مناسبی نخواهند داشت. در حالیکه خاک خوب تهویه و زه کشی شده دارای ساختمان مناسب‌تری می‌باشد.

میزان مواد آلی خاک نیز تابعی از چگونگی تهویه خاک است. در خاکهای شنی و در مناطق خشک تهویه زیاد سبب اکسیداسیون مواد آلی و کاهش آن می‌گردد. می‌توان گفت هر قدر تهویه شدیدتر باشد مقدار مواد آلی کمتر است. تشکیل متان؟؟ سولفور، نیتريت آمونیاک ازت آزاد و ترکیبات آهن دو ظرفیتی از مظاهر نبودن شرایط تهویه‌ای باشد. برخی از این مواد و ترکیبات دیگر که در این شرایط تولید می‌شود برای گیاه سمی هستند. در خاکهایی که بطور؟؟ یا فصلی چندین سال در شرایط نامساعد تهویه‌ای قرار گیرند آهن به صورت ترکیبات دو ظرفیتی که خیلی محلول‌تر از ترکیبات سه ظرفیتی آن است در می‌آید به این ترتیب شسته و خارج می‌گردد.

آبیاری غرقابی یا ماندابی شدن خاکهایی که غنی از مواد آلی هستند سرآغاز یک سری واکنشهای بی‌هوازیست. یک ارگانیزمهای موجود در خاک در ضمن تجزیه مواد آلی هر آنچه اکسیژن محلول در آب است مصرف می‌کنند و چون شیب هوا با همان سرعت نمی‌تواند در خاک مرطوب پخشیدگی یابد لذا کمبود اکسیژن بروز کرده و واکنشهای حاصله از گیاه تاثیر بسزایی دارند. شرایط بی‌هوازی سبب می‌شود که عناصر غذایی آلی نتوانند اکسیداسیون کامل عمل کرده و به گاز کربنیک و آب تبدیل شوند. بنابراین در خاکهای ماندابی انواع ترکیبات آلی و معدنی در حالت؟؟ یافت می‌شوند.

در مجاورت یک سفره آب متحرک که کاملاً تجدید می‌شود و آب آن سرد و فاقد مواد آلی محلول است تنفس خیلی از گونه‌های؟؟؟؟ در سایه اکسیژن محلول ممکن می‌شود مثلاً بین درختان گونه‌هایی مانند زبان گنجشک و تبریزی را می‌توان ذکر کرد. اغلب سوزنی برگان نسبت به خفگی خیلی حساس هستند. و وقتی که مقدار اکسیژن محلول سفره‌های اب نسبت به محلول به کمتر از ۲۰٪ تنزل یابد نمی‌تواند به زندگی خود ادامه دهند.

بر عکس یک سفره آب راکد که تجزیه نمی‌شود و مستعد گرم شدن در تابستان می‌باشد خیلی نامناسب است شرایط خفگی خاک را بوجود می‌آورد و هر چه از مواد آلی غنی‌تر باشد خفگی ناشی از آن شدیدتر خواهد بود. این حالت نه تنها هوای ازاد خاک وجود ندارد بلکه خود محلولهای خاک نیز کاملاً عاری از اکسیژن محلول هستند این حالت شرایط خفگی بسیار شدید است و فقط موجودات ذره بینی غیر هوازی در این شرایط می‌توانند فعالیت و آنها عبارتند از گونه‌های خیلی مقاوم به خفگی مانند بیدها

مدیریت هوای خاک soil air managemtn

هدف مدیریت هوای خاک

وجود قابلیت اکسیژن رسانی و تهویه کافی خاک جهت تامین مناسب‌ترین شرایط رشد گیاه و تولید محصول فراوان لازم است و هنگامی این منظور عملی می‌گردد که شدت پخشیدگی گاز اکسیژن در خاک حداقل برابر $10^{-7} \times 30$ گرم بر سانتی متر مربع؟؟ باشد و غلظت اکسیژن هوای خاک تا عمق نفوذ ریشه برای محصول مورد نظر به ده درصد برسد. مواد غذایی مورد نیاز گیاه به اندازه کافی از طریق کودها تامین می‌گردد و آب نیز به اندازه نیاز در اختیار آن قرار گیرد. در این صورت؟؟ محدود کننده عملکرد معمولاً قابلیت اکسیژن رسانی خاک خواهد بود. از طرف دیگر تهویه زیادی نیز دارای معایبی از قبیل اکسیده کردن سریع مواد آلی و خشک نمودن خاک می‌باشد. چنین شرایطی عملاً در مزارع فقط در خاکهای درشت بافت و خاکهای سرشار از مواد آلی و در نواحی که فصل خشک آب و هوای گرم ممتدی دارند مشاهده می‌شود. در خاکهای بافت و سنگین و در آب و هوای مرطوب همواره کمبود تهویه مشکل اصلی است.

روشهای مدیریت تهویه خاک

همانطور که بیان شد مهمترین عامل تجدید هوای خاک پدیده پخشیدگی تجدید می‌باشد و لذا در مدیریت هوای خاک به قابلیت پخشیدگی آن توجه داشت و عوامل موثر در آن را که شامل ساختمان، رطوبت و دما می‌باشد مورد نظر قرار داد. هر قدر ساختمان خاک بازتر رطوبت کمتر و دما بیشتر باشد. شدت پخشیدگی فزونتر خواهد بود.

یک ساخت لایه یا یک شخم لایه متراکم تا وقتی خشک باشد امکان پخشیدگی اکسیژن و گاز کربنیک را به میزان کافی می‌دهد. ولی نکته مهم این است که چنین خاکهایی تا مدت زمانی طولانی پس از خیسی، آب را در حفره‌های ردیفی خود نگاه داشته و از پخشیدگی جلوگیری می‌کنند. از این رو اجتناب از برقراری سخت لایه و خاک متراکم حائز اهمیت فراوانی می‌باشد. برای داشتن یک خاک مناسب کارهایی از قبیل کشت و کار افزایش و آمیختن مواد آلی با خاک و مصرف مواد پوششی (مالچ) متداول و معمول است. برای بهبود وضع تهویه خاک می‌توان از کلیه وسائلی که در ایجاد ساختمان پایدار با دانه‌بندی خوب موثر است. استفاده نمود. باروشهای مزبور تهیه شرایط مساعد در لایه شخمی نسبتاً آسان است. برای اصلاح لایه‌های عمیق‌تر باید به کشت محصولات با ریشه عمقی پرداخت یا از دستگاه سوسولوز کمک گرفت.

دیگر وسایل مدیریت تهویه خاک شامل زه کی خاکهایی که سطح آب زیرزمینی در آنها بالاست که سبب کاهش رطوبت و افزایش دما می‌گردد که با لارفتن دما نیز موجب ازدیاد شدت پخشیدگی می‌گردد و فعالیت میکروبی و در نتیجه تولید CO₂ را نیز در خاک افزایش می‌دهد. مواد پوششی (مالچ) خاک را از تراکم نای از ضربات باران محفوظ داشته و از خرد شدن خاکدانه‌ها جلوگیری می‌کند و به این ترتیب در تهویه نقش مساعدی دارد. تنظیم تنفس ریشه‌ها و میکروبه‌ها بوسیله مصرف کود و عملیات کشت و کار تراکم پایه گیاه در سطح مقدار محل و موقع آمیختن بقایا در خاک و انتخاب درجه تجزیه بقا یا به هنگام اختلاط آنها با خاک نیز از جمله موثر می‌باشد. می‌توان با انتخاب نوع گیاه و روش کاربرد اراضی نیز اعمال مدیریت در زمینه هوای

خاک کرد یعنی چنانچه با روشهای یاد شده امکان افزایش تهویه وجود نداشت می توان محصولی کشت نمود که نیاز به اکسیژن کمتری داشته باشد.

سطح آب زیرزمین بالا رطوبت کم و افزایش دما می شود.

madsq.com

دمای خاک

دما از خواص بسیار مهم خاک به شمار می رود که بطور مستقیم در رشد گیاه موثر است به علاوه در رطوبت تهویه، ساختمان فعالیت میکروبی، و دیاستازی تجزیه بازمانده گیاهی و قابلیت جذب مواد غذایی توسط گیاه نقش بسزایی دارد و به دلایل مزبور در خور توجه ویژه ای می باشد.

دمای خاک نیز همانند آب هوا و مواد غذایی از مهمترین عوامل رشد گیاه به شمار می رود و زندگی بذر و ریشه گک یاهان و میکروبها در خاک و فرآیندهای حیاتی آنها مستقیماً تحت تاثیر آن قرار می گیرد.

تاثیر دما در رطوبت خاک از لحاظ رشد گیاه اهمیت زیادی دارد. تهویه تحت تاثیر دما و تغییرات رطوبت ناشی از آن قرار می گیرد. نقش دما در ساختمان از تاثیر آن بر رشد گیاه تغییر رطوبت و یخبندان و آب شدن نتیجه می شود.

در دمای کمتر از صفر فعالیتهای زیستی موجود نبوده آب به صورت مایع نمی تواند حرکت نماید. در درجات صفر تا ۵ درجه سانتی گراد نمو ریشه بسیاری از گیاهان و جوانه زدن بذر واغلب کشتها امکانپذیر نیست.

گونه های مختلف گیاهی به دماهای متفاوتی نیازمندند و بار دهی آنها در محدوده معینی از درجه حرارت به بیشترین مقدار بالغ می شود. از طرفی در هر لحظه گرمای خاک از افقی به افق دیگر متفاوت بوده و در طول روز ماه و سال بیان می کند.

درجه حرارت خاک نوع رشد و رویش ریشه را تعیین می کند. در درجات حرارت کم خاک ریشه های گوشتی و سفید تک بوده به آرامی پنبه ای شده و تمایلی به شاخه شدن و انشعاب ندارند برعکس در درجات حرارت بالا رنگ ریشه ها قهوه ای شده و انواع ریشه های فرعی بوجود آمده و ضمناً سرعت نیز چوب پنبه ای می شوند بدین

جهت نمو ریشه گیاهانی مانند ذرت، سورگوم و پنبه که اصولاً به آب و هوای گرم نیازمندند در فصل تابستان بیشترین خواهد بود.

مفاهیم و واحدهای گرما:

گرما: گرما انرژی جنبشی است که از حرکت تصادفی ذرات نهایی هر جسم پدید می‌آید. دما یا درجه گرما این واژه نمایانگر سطح یا درجه معینی از فعالیت ملکولی اجسام و بیان کننده شدت یا سطح گرماست. شرایط یک جسم از لحاظ انتقال گرما، خواه از آن جسم به جسم دیگر و یا جسم دیگر به آن و آن را با درجه اندازه می‌گیرند.

مقیاس رایج و معمول اندازه‌گیری دما مقیاس سانتی‌گراد است که یک درجه سانتیگراد عبارت از یکصد تفاوت دمای یخ در حال ذوب و آب در حال جوش است. در حالی که فشار جو، متعارفی یعنی 760 - میلی‌متر جیوه باشد.

گرماگنجی - مقدار گرمای موجود در یک جسم به نام گرماگنجی و یا ظرفیت حرارتی *heat capacity* نامیده می‌شود که می‌توان آن را به گونه‌ای دیگر تعریف کرد گرمای لازم برای تبدیل دمای توده معینی از جسم به درجه معین. واحد گرماگنجی گرم کالری است. کالری مقدار گرمای لازم برای رسانیدن دمای یک گرم آب ۱۵ درجه به ۱۶ درجه می‌باشد. گرمای ویژه همان گرماگنجی یک ماده نسبت به آب است از این رو گرمای ویژه آب یک کالری بر گرم و گرمای ویژه بسیاری از کانیهای خاک نزدیک به 0.2 کالری بر گرم می‌باشد. عملاً گرماگنجی کلید اجسام کمتر از آب است.

گرما رسانی: گرما رسانی عبارت از توانایی جسم است به جابجایی گرما از مولکولی به مولکول دیگر از این رو گاهی به نام رسانایی ملکولی *molecular conductivity* نیز نامیده شده است. واحد گرما رسانی بر حسب

کالری سانتی متر بر ثانیه بر سانتی متر مربع و بر شیب دمای سانتی گراد بیان می گردد. مقدار واقعی رسانایی گرما به گرما رسانی و شیب گرمایی بستگی دارد.

گرما پخش $\text{thermal diffusivity}$ گرما پخشی واژه ای است که شدت گرم شدن را در نتیجه وجود شیب گرمایی بیان می کند و آن شدت تغییر دما با زمان بوده و به گرما رسانی و با عکس ظرفیت گرمایی حجمی متناسب است .

$$\text{گرما پخش} = \frac{\text{گرما رسانی}}{\text{ظرفیت گرمایی حجمی} \times \text{چگالی}}$$

گرما پخش به گرما رسانی و ظرفیت ویژه گرمایی بستگی دارد.

همانگونه که گرما پخش شدت گرم شدن جسم را در شیب گرمایی موجود باز گو می کند وارونه آن بیانگر توانایی نگهداری گرما به وسیله جسم است . و می توان آن را گرما داری $\text{thermal retentivity}$ نامید.

تابش – تابش یا گرما تاب thermal radiation عبارت از جابجایی انرژی گرمایی از لابلای فضا، بدون دخالت ما دما رسان میان آنهاست. طول موجهای میان $2/2$ و $6/8$ میکرون از لحاظ گرما تابشی اثری ندارد.

خورشید با طول موج کوتاه ($0/3$ تا $2/2$ میکرون) می تابد که از لحاظ تابش گرما اهمیت زیادی دارد. خاک و هوای جو با طول موج بلند به طول $6/8$ تا 100 میکرون می تابند و توان نفوذی آنها خیلی کمتر است.

گرما تابشی از روی انرژی گرمایی که توسط واحد سطح در واحد زمان دریافت می گردد اندازه گیری می شود.

کالری بر سانتی متر مربع – دقیقه)

$$\text{to cal / cm}^2 - \text{min} \frac{ML^2T^{-2}}{L^2t} = MT^{-3}$$

عوامل موثر در دمای خاک

دمای خاک انرژی از برآیند عوامل گوناگون است. گرمای خاک یا از خورشید و آسمان و یا از درون زمین سرچشمه می‌گیرد، بخش اخیر بسیار ناچیز است. دگرگونیهای گرمای خاک ناشی از عوامل بیرونی محیطی و درونی خاک می‌باشد.

الف - عوامل محیطی

تابش خورشید، مقدار گرمائی که از خورشید به زمین می‌رسد دو کالری بر سانتی متر مربع در دقیقه (؟؟) در دقیقه) و مقدار انرژی تابشی که عملاً توسط سطح خاک دریافت می‌شود خیلی کمتر از این مقدار است و به

عوامل زیر بستگی دارد: Langley/ min

۱- زاویه برخورد تابش (پرتو) خورشید با سطح خاک که خود به:

عرض جغرافیایی، فصل، ساعت روز، تندی و جهت شیب و بلندی محل وابسته است.

۲- اثر پوششی عوامل گوناگون مانند هوا، بخار آب، مه، ابر، گرد و خاک، برف، گیاهان و یا مالچ

در منطقه معتدلیه روزانه بین ۱۰۰ تا ۸۰۰ لانگی اشعه توسط سطح زمین دریافت می‌گردد. برای تبخیر لایه‌ای از

آب به ضخامت یک سانتی متر ۵۸۰ لانگی انرژی مورد نیاز است. بدیهی است که فقط بخشی از انرژی تابشی

می‌تواند در تبخیر و ؟؟/ بکار رود. مابقی گرما در بالای سطح خاک یا به مصرف فتوسنتز (نورساخت) می‌رسد

و یا دوباره به آسمان بازتاب می‌گردد. پرتو خورشیدی دارای طول موج کوتاه می‌باشد.

مقدار گرما بر حسب

کالری

گ ما گنح.

$$H = SM\Delta t$$

$$H = ML^2T^{-2}$$

$$S = L^2T^{-2}\theta^{-1}$$

$$m = M$$

$$\text{دما} \quad -t = \theta$$

$$H = ML^2T^{-2}\theta^{-1} \times \theta$$

تابش از آسمان: در نقاطی که پرتو خورشید به طور خیلی مایل وارد جو زمین می‌شود. تابش از آسمان در گرمای خاک سهم بسزایی دارد. در شرایط مزبور مقدار زیادی انرژی توسط جو جذب و سپس در کلیه جهات پراکنه می‌شود. در مناطق گرمسیر پرتو خورشید تقریباً عمودی می‌تابد. از این رو انرژی نسبی تابیده از آسمان در آن ناچیز است.

رسانایی گرما از جو - چون گرما رسانی هوا ناچیز است از این رو هوا می‌تواند فقط از راه تماس دردمای خاک نقش موثری داشته باشد. بنابراین رسانایی گرما از جو بایستی به کمک جابجایی گرما convection یا باد صورت گیرد.

چگالش condenstation چگالش فرآیندی گرمازا exothermic است هنگامیکه بخار آب موجود در جو یا در خاک به حال اشباع درآمده به مایع تبدیل شود به میزان قابلی محیط اطراف را گرم می‌کند و در این شرایط افزایش برابر ۵ درجه سانتیگراد یا بیشتر ذکر شده است یخ بستن آب نیز به همین ترتیب گرما می‌آفریند. تبخیر: تبخیر که پدیده‌ای گرما گیر endo thermic است. در سوی دیگر عمل می‌کند هر چه شدت تبخیر افزایش یابد خاک سردتر می‌شود خاکهای مرطوب به ندرت ممکن است خیلی گرم شوند. آب شدن یخ را با جذب گرما همراه است.

باران: بر حسب دمای باران ممکن است خاک گرم یا سرد شود.

پوشش: خاک ممکن است توسط پوشش: گیاه، مالچ، برف و همچنین ابر و مه از تاثیر دمای محیط بر کنار ماند.

در هر حال تاثیر پوشش در یکنواخت نگاه داشتن دمای خاک می باشد.

در تابستان خاک پوشیده خنک تر و در زمستان گرمتر از خاک بدون پوشش است که مستقیماً و به طور طبیعی

در معرض تاثیر محیط قرار می گیرد.

رویش گیاه- تعرق، بازتاب پرتو برخورد کننده و انرژی به کار گرفته شده توسط گیاه در فتوسنتز عوامل

کاهش دمای اقلیمک microclimate محیط و به طور غیر مستقیم خاک بشمار می روند.

همانطور که پیشتر اشاره شد پوشش گیاهی با اثر محافظ خود در ملایم ساختن دامنه نوسان دمای خاک نقشی

دارد.

ب - نقش خاک

(i) ظرفیت گرمایی یا گرماگنجی - گرمای ویژه خاک معدنی خشک نزدیک به 0.2 کالری بر گرم است به بیان

دیگر هر سانتی متر مکعب خاک خشک در صورتی که نیمی از ماده جامد ونیم دیگر از فضای تشکیل شده

باشد. دارای گرماگنجی زیر خواهد بود. $0.265 \text{ Cal/cc} = 0.2 \times 2.65 \times 0.5$ (یا بطور تقریب کالری بر سانتی

متر مکعب) از گرماگنجی هوا نیز به سبب کوچکی آن می توان چشم پوشید. گرمای ویژه چنین خاکی

در حالت اشباع عبارت است از: $0.265 + (0.5 \times 1) \text{ cal/cc}$. هر گاه فقط نیمی از فضای تهی خاک با یک

چهارم حجم کل (از آب پر باشد گرمای ویژه عبارت خواهد بود از: $0.50 = 0.25 + (0.25 \times 1)$ کالری بر

سانتی متر مکعب) هنگامی که آب در خاک یخ ببندد گرماگنجی به میزان زیادی کاهش می یابد زیرا گرمای

ویژه یخ بیش از؟؟ بر گرم نیست.

(II) فعالیت زیستی - فعالیت زیستی با تولید گرمان همراه است هر چه بیشتر باشد خاک گرمتر خواهد بود. خاکی که مقدار زیادی مواد آلی عناصر غذایی، هوا به مقدار کافی رطوبت باشد نسبت به خاک بدون فعالیت زیستی همجوار؟؟ درجه گرمتر است.

(iii) تابش از خاک - پیوسته از سطح خاک به هوای مجاور گرما می‌تابد. تابش از سطح خاک گرم پیش از خاک سرد خلا بیش از هوا انجام می‌شود زیرا بخشی از انرژی تابشی توسط هوا جذب می‌گردد. به دلایل مشابه مه، ابر، بخار و مالچ خاک پوش گرما تابی از سطح خاک را کاهش می‌دهند. در دمای بالا مانند خورشید بیشتر پرتو تابیده را امواج الکترومغناطیسی کوتاه (۰/۳ تا ۲/۲ میکرون) با طیف موئی تشکیل می‌دهد. در صورتی که در دمای پایین مانند خاک گرم پرتو بیشتر به صورت امواج الکترومغناطیسی بلند (۶/۸ تا ۱۰۰ میکرون) خارج می‌شود. پرتو مزبور برای نفوذ در بخار آب هوا و شیشه توانایی چندانی ندارد. از این رو خاک در شب ابری و یا در گلخانه گرم باقی می‌ماند. رنگ در بازتاب پرتو موج کوتاه وارده نقشی مهم دارد. هر چه تیره‌تر باشد بخش بازتاب شده کمتر است نسبت مزبور را ضریب بازتاب یا آلبدو Albedo می‌نامند.

انرژی بازتاب شده

= ضریب بازتاب

انرژی تابیده

در شرایط برابر اگر ضریب بازتاب بزرگتر باشد خاک سردتر است. خاک با سطح صاف و یکنواخت کمتر از سطح ناصاف پرتو آفتا را دریافت می‌دارد.

(iv) ساختمان، بافت و رطوبت: هر گونه خاک در حالت فشردگی و تراکم نسبت به شرایط سست، ناپیوسته گرم‌رسانی بیشتری نشان می‌دهد. علت آن است که گرما رسانی ذرات کانی خاک به مراتب پیش از هوا است. از سوی دیگر در خاک فشرده برای ایجاد پلی در بین ذرات یا خاکدانه‌ها آب کمتری لازم می‌باشد.

خاکها در وضع طبیعی خود نسبت به وضع به هم خورده رسانایی بیشتر دارند. زیرا در این حال تماس بین ذرات خاک بیشتر است. رسانایی با چگالی ظاهری $bule\ density$ افزایش می‌یابد. خاکهایی که ساختمان صفحه‌ای یا تکه‌ای دارند نسبت به خاکهای با ساختمان دانه‌ای رسانایی زیادتری نشان می‌دهند. رسانایی خاکهای معدنی پیش از خاکهای؟؟ است. نقش رطوبت در تغییر گرماسانی به مراتب بیش از ساختمان و بافت می‌باشد.

رسانایی خاک معدنی < خاک آلی رسانایی خاک ورقه‌ای یا تکه‌ای < خاک دانه‌ای

درباره نقش رطوبت در گرما گنجی و گرما رسانی بحث شد رطوبت سطح خاک به کمک تبخیر موجب فکری خاک خشک نمی‌رسد. چون گرما رسانی خاک مرطوب بیشتر از خاک خشک است لذا گرما به طور یکنواخت تری در عمق آن (V) نمکهای محلول - تراکم نمکهای محلول در میزان تبخیر و به طور غیر مستقیم در دمای خاک موثر است.

با نقشی که املاح دربار خیزی خاک دارند در فعالیت زیستی و به طور غیر مستقیم در دمای خاک نیز تاثیر می‌نمایند. تراکم زیاد کمبود فاحش نمکها هر دو در جلوگیری از فعالیت زیستی موثرند.

نوسانات دمای خاک

دما از ویژگی‌های پویا (دینامیک)ی خاکها است که در معرض نوسانات روزانه و فصلی قرار می‌گیرد نوسانات مزبور در سایر شرایط خاک و زندگی گیاهان نقشی بازی می‌کند بررسی عمق و میزان نوسانات هر دو حائز اهمیت است عواملی که در نوسانات دمای خاک تاثیر می‌کنند. همانهایی هستند که در دمای خاک نقشی دارند.

نوسانات روزانه

نوسانات روزانه فقط در سطح خاک قابل توجه است. در عمق ۳۰ سانتی متر به ندرت ممکن است به ۳ درجه سانتی گراد برسد. در ۶۰ سانتی متری به یک درجه سانتی گراد و در یک متری تقریباً به صفر می رسد. این مقدار نوسانات در؟؟؟ انرژی در تعادل و ثبات دمان نقش موثری بعهدده دارد. گذشته از آن انرژی فرآورده خورشید در یک روز زمستان به مراتب کمتر از یک روز تابستان است. پوشش برف نیز به عنوان ماده عایق در ثابت نگاه داشتن دما تاثیر می نماید. در بسیاری از مناطق، در زمستان معمولاً خاکها مرطوب تر از تابستان است. از این رو در آنها گرما تبخیر بیشتر و در نتیجه نوسانات دما کمتر است.

در یک روز صاف و آفتابی سطح خاک بدون پوشش گرمتر از هوای مجاور است و هر دو یعنی سطح خاک و هوا؟؟؟ همزمان به اوج دما می رسند. اگر دمای اعماق مختلف خاک را اندازه بگیریم مشاهده می کنیم که تاخیر دمای حداقل و حداکثر نسبت به سطح خاک متناسب با عمق است. بنابراین نفوذ گرما به عمق زمان می خواهد میزان تاخیر به کیفیت خاک است و ساختمان و مقدار رطوبت آن بستگی دارد که همگی در گرما پخشی خاک موثرند.

آن است که در تغییرات روزانه دمای خاک سطحی، طول دوره خنک شدن تقریباً دو برابر دوره گرم شدن می باشد. آن دشت گرماگیری حاصل از دریافت اشعه موج کوتاه بیش از گرمادهی ناشی از پس دادن اشعه موج بلند بطوریکه پیوسته توسط خاک است. گرماگیری به طور عادی فقط از برآوردن آفتاب تا ساعت ۱ یا ۲ بعد از ظهر انجام می شود.

عوامل موثر در افزایش نوسانات دمای روزانه در نیمرخ خاک عبارتند از: آفتاب شدید؛ آلبدوی کم خشکی سطح خاک و زیادی گرما پخشی هر گاه گرما پخشی اندک و سایر عوامل مانند بالا باشد گرمای سطح بدون نفوذ زیاد به درون خاک بالا می رود چنین وصفی را در زمین تازه شخم خورده پر از خشک شدن سطح خاک می توان مشاهده کرد.

نوسانات روزانه دمان به وسیله عواملی مانند رطوبت، زیاد، ابر، مایع، برف، پوشش گیاهی و پشت به آفتاب بودن شیب شمالی در نیمکره شمالی را کاهش می‌یابد.

نوسانات فصلی

نوسانات فصلی دما به عمق خیلی بیشتری راه می‌یابد، به طوری که ممکن است به ده متر یا بیشتر نیز برسد. در آب و هوای برفی مناطق معتدله که اختلاف دمای سطحی خاک در زمستان و تابستان به بیشترین مقدار می‌رسد عمق نوسانات فصلی نیز بیشتر است. در نواحی گرمسیری و مناطق اقیانوسی تفاوت دمای زمستان و تابستان کمتر است. در مناطق منجمده یخ، موجب پایدار ماندن دماست.

مناطق معتدله نوسانات در زمستان و تابستان بیشترین مقدار

مناطق گرمسیری کمتر

مناطق منجمده پایدار زیرا یخ وجود دارد.

در زیر جنگل یا هر گونه پوشش متراکم گیاهی نسبت به نقاط بدون جنگل یا با گیاهان پراکنده نوسانات روزانه و فصلی هر دو کاهش یافته به عمق کمتری راه می‌یابند.

نکته جالب اینجاست که در عمقی که دما در مدت سال ثابت باقی می‌ماند مقدار دما اندکی بیش از میانگین

هوای محل است. دمای آب چشمه نیز کاملاً نزدیک به آن می‌باشد. عمق منبع چشمه هم موثر است. چشمه‌های سطحی دمای متغیری دارند. دمای آب چشمه‌های عمیق بیش از میانگین دمای محل است.

بخش عمده انرژی تابشی آفتاب توسط زمین و گیاه روئیده در آن و فقط مقدار کمی به وسیله جو جذب شود.

بیشتر گرمای جو از تابش از سطح زمین تامین می‌شود. از این رو در هر نقطه میانگین سالیانه دما در اعماق

مختلف زمین بیش از میانگین سالیانه دمای هوا می‌باشد.

نوسانات دمای خاک تا حد زیادی تحت تاثیر پستی و بلندی قرار می گیرد. شیب رو به آفتاب نوسانات روزانه و فصلی بیشتری نشان می دهد. هر چه شیب به وضع عمود بر اشعه آفتاب نزدیکتر است. تفاوتها فرآورده تر می گردد. به سبب سنگینی و گذار هوای سرد در پای شیب تا نسبت به نقاط بلندتر هوا سردتر است و این خود ممکن است تاثیر قابل توجهی در دمای خاک داشته باشد.

نقش دمای خاک در سایر شرایط آن

رطوبت خاک - فشار بخار و لزوجت آب در خاک بر حسب دما فرق می کند. رطوبت نسبی هوا در خاک مرطوب بین ۹۸ و ۱۰۰ درصد است. بنابراین در این شرایط تغییر دما تنها عامل عمده تغییر فشار بخار آب می باشد. اختلاف فشار بخار خود سبب ایجاد شیب فشاری بخار در اعماق مختلف می گردد و نتیجه آن حرکت آب در خاک به حالت بخار است.

با تاثیر دما در لزوجت انتظار می رود که سهولت حرکت آب در خاک با دما افزایش یابد ولی چون افزایش دما با آماس کلوئیدهای مرطوب و در نتیجه کاهش قطر خلل و فرج خاک همراه است لذا سنجشی از اثرات آن خنثی گردیده مجموعاً دما تاثیر قابل ملاحظه ای در نفوذ و فروشت آب در خاک ندارد. (فرونشت حرکت رو به پایین آب در خاک همان زه کشی است)

تا هنگامی که حفره های نسبتاً درشت از یخ پر نشده است خاک ممکن است نفوذپذیر باشد. وضعیت مزبور در خاکها مرطوب در فصل زمستان و پس از یخبندان دیده می شود. ولی هنگامی که خاک به حدود رطوبت اشباع رسید و سد یخ بست گذر گاه آب به وسیله یخ بسته شده نفوذ متوقف می شود.

ساختمان خاک

در یخبندان هنگامی که آب در لایه‌های بالایی خاک جمع شود باعث پراکنش ذرات می‌گردد. انبساط آب بر اثر یخ بستن تقریباً به همان نتیجه می‌انجامد. اثر سودمد یا زیانبار این پدیده به عواملی مانند میزان رطوبت ساختمان اولیه خاک و شدت یخبندان وابسته است.

دما در میزان مواد آلی خاک موثر است و از این راه به طور غیر مستقیم در برقراری ساختمان نقش مهمی ایفا می‌کند. به دلایل مشابه به دما در پیدایش گونه‌های مختلف رس خاک نقشی دارد. در آب و هوای معتدل (با میانگین سالیانه ۵ تا ۱۵ درجه سانتی‌گراد) رس آلومینوسیلیکاتی به بالاترین مقدار می‌رسد در حالیکه در آب و هوای بسیار گرم و یا خیلی سرد مقدار رس بسیار ناچیز است.

ورآیش heaving

بر اثر تناوب یخ زدن و آب شدن گیاه و خاک و یا پایه‌های چوبی فرو شده در آن از جا بلند می‌شود و با اصطلاح ور می‌آید. یخبندان، بایخ زدن آب موجود در حفره‌های درشت در سطح خاک آغاز می‌شود. به تدریج آب بیشتری از لایه‌های یخ بسته پایینی، بیشتر تحت تاثیر نیروی موئین و مقداری نیز به شکل بخار، بالا می‌آید. به این ترتیب به سبب تشکیل بلورهای یخ، خاک سطحی و آنچه در آن است به بالا رانده می‌شود. از آن پس پیشروی یخبندان در عمق به کندی صورت می‌گیرد. زیرا یخ بستن گرما می‌آفریند. گرمای مزبور به سوی سطح خاک حرکت می‌کند. گرمای یخ بستنی به نگهداشتن آب در حالت مایع در زیر لایه یخ بسته کمک می‌نماید. به این ترتیب بالا آمدن آب و افزایش بلور یخ ادامه می‌یابد. چون خاک یخ زده سطحی به سختی به ریشه گیاه چسبیده است. همراه با آن به بالا رانده می‌شود. در مدت روز که یخ آب می‌شود و به بیرون تراوش می‌کند خاک دوباره نشست نموده ریشه گیاه را همچنان در وضع یخبندان رها می‌کند. زیرا ریشه که به طور کامل بیرون آمده است. نمی‌تواند به وضعی نخستین باز گردد. این پدیده ممکن است چندین شب پیاپی تکرار شود تا آنکه طوقه گیاه چند سانتی‌متر بالاتر از سطح خاک قرار گیرد. نظر به اینکه ریشه گیاه ممکن

است به سختی به خاک چسبیده باشد از این رو در بسیاری از حالات نیروی وراثش موجب گسیختگی آن خواهد شد. مقدار و شدت وراثش به شدت تدارک رطوبت در زیر لایه یخ زده بستگی دارد. معمولاً وراثمدن کامل را در اواخر زمستان به ویژه در خاکهایی با رسانایی موئین زیاد می توان مشاهده کرد. بالا بودن سفره آب زیرزمینی و سختی و تراکم خاک زیرین نیز به تشکیل آن کمک می نماید. در بین خاکهای گوناگون خاک لوم لای بیش از همه و سپس خاک رسی و بالاخره کمتر از همه خاک ماسه ای در معرض وراثمدن است.

در خاکهایی که توسط مالچ یا گیاهان متراکم پوشیده شده باشند سرعت و فعالیت یخبندان و وراثمدن کمتر و به دلیل مزبور مخلوط یونجه و چمن نسبت به یونجه خالص از لحاظ وراثش محفوظ تر است معمولاً وراثش هنگامی اتفاق می افتد که پوشش گیاهی کامل نباشد این روش طبیعت است که جهت بذر کاری محلی مناسب فراهم می سازد.

تشکیل یخ سوزنی نوع ویژه ای از وراثش است. بلورهای یخ به موازات یکدیگر و عمود بر سطح خاک تشکیل و گسترش می یابند. معمولاً لایه نازکی از خاک یا بقایای مواد آلی توسط یخ سوزنی به بالا رانده می شود. از شرایط تشکیل یخ سوزنی تدارک آب موئین کافی به پایین بلورهای یخ و ملایم بودن یخبندان است.

فعالیت میکروبی و مواد غذایی گیاهان

فعالیت میکروبی به شدت تحت تاثیر دمای خاک قرار دارد و دردمای کمتر از ۱۰ درجه سانتی گراد بسیار ناچیز است و در بین ۱۸ و ۳۰ درجه سانتیگراد فعالیت میکروبهای سودمند به حداکثر خود می رسد. باکتریهای تثبیت کننده ازت در خاکهای گرم و بی زتاب به خوبی فعالیت می کنند. دردمای بیشتر از ۴۰ درجه میکروبهها از فعالیت باز می ایستند. برای باکتریهای عامل نتریفیکاسیون مناسب ترین دما در حدود سه درجه می باشد. سرما موجب تاخیر در جذب پتاسیم توسط ریشه است.

نقش دمای خاک در رویش گیاه

نیاز گیاهان به دما، بر حسب گونه‌های آن متفاوت است علاوه بر آن باید در نظر داشت که گیاه در دوره‌های گوناگون رشد نیز به دماهای مختلفی نیاز دارد. اندرسن و کمپر (Anderson and Kemper) ۱۹۶۴ در یافتند که محصول ذرت در دمای بالاتر از ۲۰ درجه به ازاء هر ده درجه افزایش تقریباً دو برابر می‌شود. در دمای پایین‌تر به ازاء هر ده درجه کاهش محصول کمتر از نصف می‌شود. درباره انواع گیاهان دیگر نیز اثر مشابهی از گرما در رشد به دست آمده است. آنها علاوه بر آن مشاهده کردند که با افزایش دما نسبت شاخ و برگ گیاه به ریشه زیاد می‌شود. احتمالاً این نتیجه از آنجا ناشی می‌شود که کارآیی ریشه‌ها از لحاظ جذب آب و عناصر غذایی بر اثر دما افزایش می‌یابد.

با رده بندی اثر دما بر گیاه به ترتیب زیر به خوبی می‌توان همبستگی دما و زندگی گیاهان را نمایان ساخت . مناسب‌ترین حد: که در آن گیاه از بالاترین رشد و تولید برخوردار است.

حد رشد: کلیه حدودیکه در آن گیاه می‌تواند رشد کند که خود شامل مناسب‌ترین حد نیز می‌گردد.

حدود زنده ماندن: بالاترین و پایین‌ترین دما که در آن گیاه هنوز قادر است به زندگی خود ادامه دهد. عملاً این دما بستگی به دوره رشد و طول مدت تاثیر هر یک از دو حد آن دارد.

سبز شدن

به هنگام سبز شدن تنها دمای خاک در خور اهمیت است و دمای هوا اثر مهمی ندارد. در این سه مقدار پایین‌ترین مناسب‌ترین و بالاترین حد دما وجود دارد. بهتر است بذر و گیاهان را فقط هنگامی در خاک قرار دهند که دما نزدیک به مناسب‌ترین حد باشد تا زود سبز گردند . در غیر این صورت ممکن است بذر در معرض

حمله قارچها و یا سایر آفات و بیماریها قرار گیرند و یا به سبب کندی سبز شدن علفهای هرز غالب گردند. زیرا علفهای هرز برای سبز شدن به دمای کمتری نیازمندند.

قابلیت جذب آب و عناصر غذایی در خاک

هر قدر خاک گرمتر باشد قابلیت جذب آب توسط گیاه بیشتر می شود و این تا یک حد فیزیولوژیکی ادامه دارد. در رطوبت نقطه پژمردگی، با گرم کردن خاک می توان به طور موقت حالت سرسبزی پیشین را به گیاه باز بخشید. قابلیت جذب عناصر غذایی به ویژه عناصری که قابلیت جذب آنها به فعالیت میکروبی وابسته است در دمای پایین کاهش می یابد. در دمای خیلی پایین ریشه ها از رشد باز می مانند و در نتیجه کوتاه و انشعابات کم خواهند شد. لذا قابلیت آنها برای جذب آب و عناصر غذایی کاهش خواهد یافت.

مدیریت دمای خاک:

با تغییر ساختمان و مقدار رطوبت خاک می توان گرما رسانی گرما گنجی و در نتیجه گرما پخشی و دمای موثر خاک را تغییر داد. با تنظیم ناهمواری رطوبت، و رنگ سطح خاک می توان از سوئی در مقدار جذب گرما و از سوی دیگر در میزان از دست دادن آن به وسیله گرما تابی و گرما رسانی نقش موثری ایفا نمود. کشش رطوبی خاک سطحی از مهمترین عوامل موثر در شدت تبخیر و چگالش می باشد که خود سبب سرد و گرم شدن خاک است.

مالچ پاشی از موثرترین کارها در تنظیم دمای خاک بشمار می رود. به این منظور تاکنون بازمانده های گیاهی کاغذ پلاستیک را به کار بوده از آنها بهره مطلوب گرفته اند. به کمک پوشش پلی اتیلنی شفاف به رنگ روشن می توان تا حدی زیادی به دمای خاک افزود. زیرا این راه انرژی گرمایی به خاک وارد می گردد ولی از انرژی

بر کششی از سطح خاک کاسته شده و از تبخیر جلوگیری به عمل می آید. به طور کلی مالچ پاشی از نوسانات

دمای خاک می کاهد.

madsq.com

مادسیج

شبکه آموزشی - پژوهشی ایران