

فصل دوم

آب در خاک

از نقطه نظر این کتاب هدف از خاک اصولاً نقش آن به عنوان محل ذخیره آب و محیطی برای رشد ریشه است. همچنین خاک منبع ذخیره مواد غذایی معدنی و نیز مکانی است که گیاه در آن تثبیت می گردد. علاوه بر این خاک حاوی تعداد زیادی موجودات ذره بینی فعال و موجودات بزرگتری مثل کرمهای خاکی است که بر روی خواص شیمیائی و فیزیکی و نیز رشد ریشه اثرات مهمی دارند. این فصل به خواص مهم خاک و عواملی که به خصوص در نگهداری آب و در دسترس گذاشتن آن برای گیاه مؤثرند اختصاص یافته است. برای کسب اطلاعات بیش تر در زمینه خواص خاک می توان به نوشته های باور^۱، (۱۹۵۶)؛ هاگن و همکاران^۲، (۱۹۶۷)؛ لوتین^۳، (۱۹۵۷)؛ مارشال^۴، (۱۹۵۹)؛ رز^۵، (۱۹۶۶)؛ راسل^۶، (۱۹۶۱) و اسلاچر^۷، (۱۹۶۷) مراجعه نمود.

1— Baver

2— Hagan et al

3— Luthin

4— Marshall

5— Rose

6— Russel

7— Slatyer

خصوصیات مهم خاک

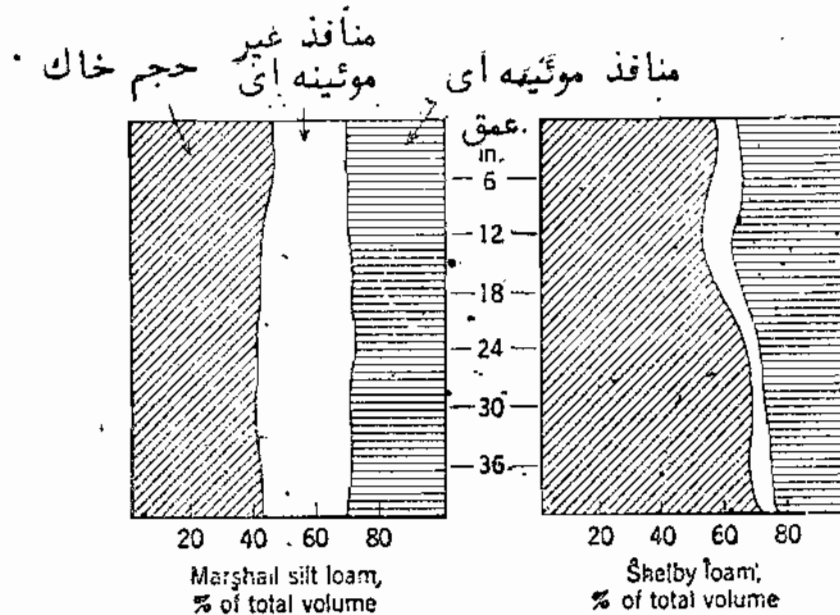
ترکیبات:

خاک سیستم پیچیده‌ای است که از نسبت‌های متفاوت چهارترکیب اصلی درست شده است و عبارتند از ذرات سنگ یا کانی و مواد آلی غیر زنده - که قسمت جامد آن را تشکیل می‌دهند - و محلول خاک و هوا که فضای بین ذرات جامد را اشغال می‌کنند. علاوه بر این چهارترکیب، خاک معمولاً حاوی تعداد زیادی موجودات زنده از قبیل باکتری، قارچ، جلبک تک یاخته، حشرات و جانوران کوچکی که به صورت مستقیم یا غیرمستقیم در ساختمان آن و رشد گیاه مؤثرند می‌باشد.

به استثنای خاکهای آلی مثل پیت^۱، مهم‌ترین قسمت خاک را از نظر حجم ذرات، مواد معدنی آن تشکیل می‌دهد. هم‌چنین پایدارترین اجزاء خاک نیز مواد معدنی هستند. این مواد ممکن است بواسطه هوادیدگی ذرات صخره‌ها در محل تشکیل شده باشند و یا آب یا باد آنها را در محل رسوب داده باشد. حجم مواد آلی غیر زنده بجز در لایه‌های سطحی یا خاکهای پیت معمولاً کمتر از ۵ درصد حجم خاک است. البته این مقدار ممکن است با عملیات زراعی به نحو قابل توجهی تغییر نماید. پس مانده‌های مواد آلی از مواد گوناگونی تشکیل یافته است که اندازه آنها از قطعات بزرگ ریشه گرفته تا ریشه‌های فرعی و اشغال و مواد کلونیدی که نتیجه پوسیدگی اجسام است در تغییر می‌باشد.

روشنترین خاصیت جزء جامد خاک طبیعت ذره‌ای بودن آن است.

برعکس آن، منافذ خاک پیوسته بوده و سیستم پیچیده‌ای را تشکیل می‌دهد که معمولاً ۳۰ تا ۶۰ درصد حجم کل خاک را شامل می‌شود (به شکل ۲-۱ مراجعه شود). این منافذ ممکن است کاملاً پراز آب باشند (مثل خاکهای اشباع) و یا قسمت اعظم آن از هوا پر شده باشد (مثل خاکهای خشک).



شکل ۲-۱ تفاوت بین مقدار فضای منافذ موئینه‌ای و غیر موئینه‌ای در دو خاک غیر مشابه. هرچه نسبت فضای منافذ غیر موئینه‌ای زیاد باشد، مقبوضتر خواهد بود زیرا موجب می‌شود زهکشی به آسانی صورت گرفته و خاک تهویه شود. برداشت با اجازه ال. د. باور^۹ از کتاب فیزیک خاک، چاپ دوم، کمپانی برادران جان وایلی^{۱۰}، نیویورک، ۱۹۴۸.

در خاکهای زراعتی مقدار آب در حد رطوبت ظرفیت زراعی^{۱۱} بین ۴۰ تا ۶۰ درصد حجم منافذ خاک را پر می‌کند. اگر چنانچه جزء آب موجود در خاک بهم پیوسته باشد، از نظر حرکت آب و نمک و نیز ریشه‌ها حائز اهمیت است.

علاوه بر ترکیبات غیرزنده، خاک حاوی ریشه‌های زنده و تعداد کثیری موجودات ذره‌بینی بخصوص در لایه‌های سطحی و مجاورت ریشه‌ها (منطقه نفوذ ریشه یاریزوسفر^{۱۲}) نیز می‌باشد. موجودات خاک در پوساندن مواد آلی و آزاد ساختن ازت و مواد غذایی معدنی که جذب دوباره گیاه می‌شوند نقش مهمی را ایفا می‌کنند. میکروارگانیسم‌ها در تغذیه اکسیژن خاک و افزایش میزان دی‌اکسید کربن و در نتیجه اصلاح اتمسفر خاک نیز نقش قابل توجهی دارند. مواد آلی که در نتیجه پوسیدگی اجسام بدست می‌آیند در چسباندن ذرات خاک به یکدیگر که منجر به اصلاح ساختمان خاک می‌گردد مهم می‌باشند. ریشه‌ها و جانوران کوچک مثل کرم‌های خاکی (به مقاله بارلی^{۱۳}، ۱۹۶۲ مراجعه شود)، حشرات، مهره‌داران حفار در روابط آب و خاک بخصوص در نفوذپذیری و توزیع آب در خاک نقش مهمی دارا می‌باشند. نقش حشرات و حیوانات کوچک به تفصیل توسط راسل^{۱۴} (۱۹۶۱) و نقش میکروارگانیسم‌ها در امراض گیاهی در سمپوزیومی به تفصیل بحث و توسط بکر و همکارانش^{۱۵} (۱۹۶۵) گردآوری شده است.

خصوصیات فیزیکی خاک اساساً به بافت یا توزیع ذرات کانی بر حسب

11— Field Capacity

12— Rhizosphere

13— Barley

14— Russel

15— Baker et al

اندازه آنها، ساختمان یا نحوه قرارگرفتن این ذرات نسبت بهم، نوع رس و نوع و مقدار یونهای قابل تعویض جذب شده روی ذرات و مقدار مواد آلی که همراه مواد معدنی وجود دارند بستگی دارد.

خصوصیات جزء رس خاک :

جزء رس قسمت اعظم سطح داخلی خاک را تشکیل می دهد. بنابراین کنترل کننده خواص مهم خاک می باشد. از این جهت لازم است که به تفصیل از آن صحبت شود.

سه نوع اصلی از رس وجود دارد: کائولینیت^{۱۶}، که معمولی ترین نوع رس در خاکهای هوا دیده است، و مونت موری لونیت^{۱۷} و ایلیت^{۱۸} که قسمت اعظم رس خاکهای جوان را تشکیل می دهند. واحد سازنده کائولینیت (کریستال یا میسل^{۱۹}) از ورقه های سیلیکا و آلومینا به نسبت ۱:۱ تشکیل شده است. این میسلها شبکه های مستحکمی را بوجود آورده به طوری که خاکهای حاوی کائولینیت با تغییر میزان آب به مقدار کمی متورم یا منقبض می گردند. میسلهای مونت موری لونیت و ایلیت از ورقه های سیلیکا و آلومینا در نسبت ۲:۱ درست شده است. در ایلیت بین ورقه های سیلیکا در بلورهای مجاور، یون پتاسیم گرفته و با تولید پیوندهای قوی شیمیائی از تورم و جدا شدن ورقه ها از یکدیگر جلوگیری می کند. چنین پیوندهائی در مونت موری لونیت وجود ندارد و به این جهت خاکهائی که محتوی مونت موری لونیت باشند با تغییر مقدار آب میزان تورم و انقباض قابل توجهی را

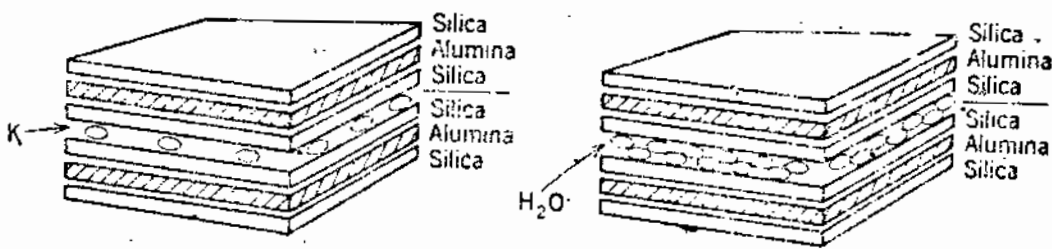
16— Kaolinite

17— Montmorillonite

18— Illite

19— Micelle

نشان داده و هنگامی که برای مدت طولانی خشک نگهداشته شوند شکافهای عریض و عمیقی در آنها بوجود می آید. (در شکل ۲-۲ دو نوع رس مشاهده می شود.)



شکل ۲-۲ نمایش نحوه قرار گرفتن ورقه های سیلیکا و آلومینا در بلورهای ایلیت (چپ) و مونت موری لونیت (راست). نفوذ آب بین لایه های سیلیکا موجب تورم خاکهایی که حاوی مقدار زیادی مونت موری لونیت باشند می شود (از تامپسون ۱۹۵۲).

بلورهای رس دارای بار الکتریکی منفی می باشند. این خاصیت به دلیل جایگزین شدن یونهای سیلیسیم و آلومینیم با دیگر یونها در شبکه متبaur آن است. یکی دیگر از علل آن ناقض ماندن بار ذرات رس به هنگام شکستن لبه های شبکه بلوری است. تراکم بار منفی نمایانگر ظرفیت تبادل یونی یا توانائی نگهداری کاتیونها است. مقدار آب یا یونهایی که به کلوئیدهای خاک پیوید شده اند بر خواص خاک اثرات مهمی دارند (شکل ۲-۲). ظرفیت تبادل یونی مواد آلی نیز بالا می باشد. بنابراین، تاثیر مواد آلی بر واکنشهای تبادل یونی به همان اندازه تاثیر نوع رس مهم است. (به جدول ۱-۲ مراجعه شود). خاکهایی که دارای مقدار رس کمتری هستند به دلیل وجود سیلت به شش از ظرفیت تبادل یونی کوچکی برخوردارند.

بافت خاک :

طبقه‌بندی خاک از نظر بافت براساس مقدار نسبی ماسه ، سیلت و رسی است که جزء جامد آن را تشکیل می‌دهند. خاکها به انواع ماسه‌ای، لومی، سیلتی و یا رسی طبقه‌بندی شده‌اند ، البته تعداد زیادی انواع بینا-بینی مثل لوم ماسه‌ای ، سیلت لوم ، لوم رسی نیز وجود دارد . درجدول ۲-۲ مثالهایی از طبقه‌بندی خاک بر مبنای اندازه ذرات ذکر گردیده‌است .

جدول ۲-۱ ظرفیت تبادل یونی هوموس و کانیهای رس بر حسب میلی اکی‌والانت در هر ۱۰۰ گرم خاک خشک

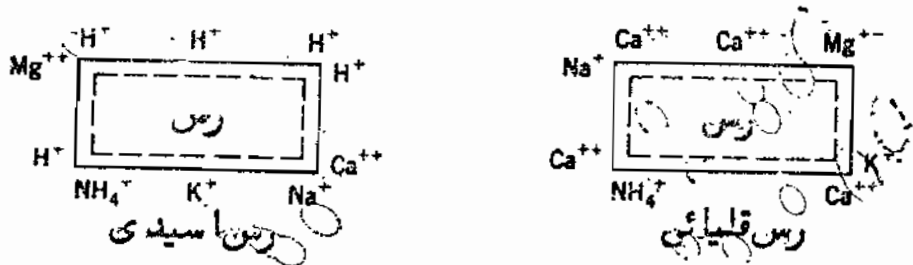
۱۶۰	ورمی‌کولیت
۱۰	کائولینیت
۳۰	ایلیت
۱۰۰	مونت موری لونیت
۱۰۰-۳۰۰	هوموس

ارقام از تامپسون^{۲۱} ، (۱۹۵۲) .

جدول ۲-۲ طبقه بندی ذرات خاک بر طبق سیستم بین المللی انجمن خاک شناسی
و تجزیه مکانیکی سه نوع خاک

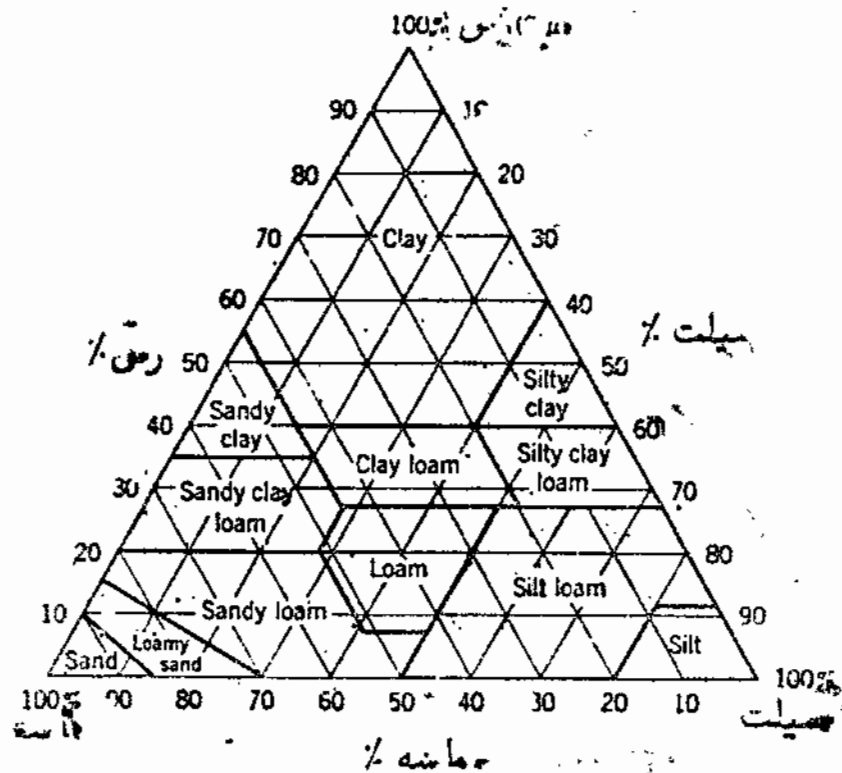
جزء	قطر به میلیمتر	درصد شن و لوم	درصد لوم	درصد رس سنگین
شن درشت	۲-۰/۲	۶۶/۶	۲۷/۱	۰/۹
شن نرم	۰/۲-۰/۰۲	۱۷/۸	۲۰/۳	۷/۱
سیلت	۰/۰۰۲-۰/۰۰۲	۵/۶	۲۰/۲	۲۱/۴
رس	کمتر از ۰/۰۰۲	۸/۵	۱۹/۳	۶۵/۸

از لیون و بالکمن^{۲۲}، چاپ چهارم، صفحه ۴۳



شکل ۲-۳ جذب کاتیونها به سطح باردار (منفی) ذرات رس . اگر چنانچه
دوی ذرات رس را مقدار زیادی یون هیدروژن پوشیده باشد خاک اسیدی
و اگر چنانچه سطح رس را یونهای بازی مثل کلسیم و سدیم پوشانده
باشد خاک قلیایی است . (از تامپسون^{۲۳} ، ۱۹۵۲)

شکل ۴-۲ طبقه‌بندی بافت خاک را بصورت گرافیک نشان می‌دهد. ساده‌ترین نوع خاک ماسه‌ای است که بنا به تعریف میزان سیلت و رس آن کمتر از ۱۵ درصد است. این چنین خاکها دارای سیستم موئینه‌ای نسبتاً ساده‌ای بوده و فضای غیر موئینه‌ای آنها زیاد است به‌طوری‌که زهکشی و تهویه آنها به آسانی صورت می‌پذیرد. خاکهای ماسه‌ای از نظر شیمیائی بی‌اثرند. این خاکها نرم و غیر چسبنده بوده ظرفیت نگهداری آب آنها و نیز ظرفیت تبادل یونی آنها کم است.



شکل ۴-۲ نمایش گرافیکی درصدهای ماسه، سیلت و رس در انواع

مختلف خاکها (از مجله انجمن خاکشناسی آمریکا شماره ۲۹، صفحه ۳۴۷، ۱۹۶۵)

از نظر اندازه ذرات و پیچیدگی سیستم، خاکهای رسی در حد دیگر طبقه‌بندی خاک قرار دارند. این خاکها محتوی بیش از ۴۰ درصد ذرات

رس و کمتر از ۵ درصد ماسه و سیلت می‌باشند. ذرات رس معمولاً به‌هم‌دیگر چسبیده شده و دانه‌هایی را که از نظر ساختمان پیچیده‌اند به‌وجود می‌آورند. به‌دلیل ورقه‌ای بودن آنها، سطح ذرات رس به‌مراتب بیشتر از سطح همان حجم اجسام مشابه کروی یا مکعبی شکل است. زیادی سطح موجب می‌شود که ذرات رس بتوانند بیش از خاکهای ماسه‌ای آب و مواد معدنی را درخود نگاهدارند. حتی حجم کوچکی از ذراتی به‌ابعاد کلوئیدها دارای سطحی بسیار وسیع هستند. یک ذره ماسه مکعبی شکل که هر ضلع آن یک میلی‌متر باشد سطح کل آن معادل ۶ میلی‌متر مربع است ولی اگر چنانچه همین مکعب به‌ذراتی به‌ابعاد کلوئیدی (۱/۱۰ میکرون در هر ضلع) تقسیم گردد، سطح کل ذرات بدست آمده معادل ۶۰۰۰۰ میلی‌متر مربع خواهد شد.

دی و همکاران^{۲۴} (۱۹۶۷) اظهار داشته‌اند که سطح موجود برای پیوند مولکولهای آب در ماسه‌های درشت کمتر از ۱۰۰۰ سانتی‌متر مربع در گرم و در رس متجاوز از ۱۰۰۰۰۰۰ سانتی‌متر مربع در گرم است. در خاکهای معدنی عامل اصلی کنترل‌کننده خواص فیزیکی و شیمیایی، اندازه ذرات جزء رس آن است.

در خاکهای لومی مقدار ماسه و سیلت و رس به‌نسبت تقریباً مساوی وجود دارند و از این جهت خواص آنها در شرایطی بین رس و ماسه قرار دارد. این خاکها از نظر رشد گیاه حائز بهترین شرایط هستند زیرا مقدار آب و کاتیونی که از این خاکها در اختیار گیاه قرار می‌گیرد بیشتر از خاکهای ماسه‌ای بوده و نیز تهویه در آنها به‌سهولت انجام شده و کارکردن (عملیات

زراعی) در آنها ساده‌تر از کارکردن در خاکهای رسی است .
 طبقه‌بندی خاک براساس بافت آنها بادر نظر گرفتن این که خاک محیط
 رشد گیاه است خیاى سطحی می‌باشد . زیرا خواص بافتی خاک بامواد آلی،
 نوع کانیهای رس ونوع ومقدار یونها به‌نحو بارزی تغییر می‌کند . اثر مواد
 آلی در خاکدانه‌ای شدن باعث می‌گردد که خاکهای ریز بافت رسی بعضی
 از خصایص خاکهای ماسه‌ای درشت بافت را (با خصوصیات منافذشان)
 بخود بگیرند و نیز اثر مواد کلوئیدی که در اثر افزودن مواد آلی به خاکهای
 ماسه‌ای درشت بافت ظاهر می‌شود موجب می‌گردد این خاکها بعضی از
 خصایص خاکهای ریز بافت (از قبیل نگهداری رطوبت و یونها) را بخود
 بگیرد . خواص يك خاک رسی که محتوی رس قابل تورم مونت‌موریلونیت
 است ممکن است مشابه خاکی باشد که از ذرات ریزتر رس کائولینیت
 درست شده باشد . علاوه براین، وقتی که اکثر یونهای جذب شده را سدیم
 تشکیل دهد، ذرات رس پراکنده شده و بنظر می‌رسد که بافت خاک ریزتر
 از زمانی است که این یونها کلسیم یا هیدروژن باشند . این حالت به دلیل
 پراکندگی خاکدانه‌ها و کاهش فضای بین ذرات در اثر یون سدیم است .

ساختمان و خال و فرج :

نتیجه نهائی بهم چسبیدن ذرات خاک وتبدیل آنها به خاکدانه (دانه‌ها،
 خرده خاک و کلوخ) ساختمان خاک را تشکیل می‌دهد . ساختمان خاک بر مقدار
 و اندازه منافذ آن مؤثر بوده و به این ترتیب حرکت آب و تهویه خاک نیز
 تحت تأثیر آن قرار می‌گیرد . منافذ خاک عبارت است از حجمی از خاک
 که به وسیله هوا و آب پر شده است . این منافذ معمولاً حدود ۵۰ درصد
 حجم خاک را تشکیل می‌دهند . ولی باید توجه داشت که مقدار فضای کلی

منافذ خاک نمایانگر مقدار رطوبت و قابلیت تهویه آن نیست. باور^{۲۵} (۱۹۵۶) دو نوع منافذ را طبقه‌بندی کرده است: (۱) منافذ بزرگ یا غیر موئینه‌ای که قادر نیستند آب را با نیروی شعریه نگاه دارند و (۲) منافذ کوچک یا موئینه‌ای که آب را با نیروی موئینه‌ای در خود نگه می‌دارند. منافذ غیر موئینه‌ای پس از بارندگی یا آبیاری به آسانی از آب تخلیه شده و معمولاً پر از هوا می‌باشند. منافذ موئینه‌ای اغلب پس از زهکشی آزاد مملو از آب باقی می‌مانند به عبارت دیگر این منافذ در حد ظرفیت زراعی از آب پر می‌باشند. بطوری‌که بعداً نشان داده خواهد شد این تقسیم‌بندی خیالی تجربی می‌باشد زیرا منافذ خاک و نگاهداری و تخلیه آب خواصی هستند پویا و مربوط به همدیگر و نمی‌توان برای هر مقدار خلل و فرج در منحنی نگاهداری آب حد فاصل مشخصی را تعیین کرد. در هر حال نظریه باور در تقسیم‌بندی مقدماتی منافذ خاک بسیار مفید واقع گردیده و از نظر رشد گیاهان به خوبی به کار گرفته می‌شود. این طبقه‌بندی در مطالعات صحرائی کشاورزی و اکولوژی نیز ارزشمند است. به طوری‌که در شکل ۱-۲ دیده می‌شود در خاک لوم شلبی^{۲۶} فضای غیر موئینه‌ای کم بوده و تهویه نمی‌گیرد. این خاک محیط خوبی برای رشد ریشه بشمار نمی‌رود. مثال دیگری برای شناخت تفاوت فضاهای موئینه‌ای و غیر موئینه‌ای در دو نوع خاک گوناگون در شکل ۲-۵ آورده شده است.

گرچه خاکهای ماسه‌ای دارای منافذ غیر موئینه‌ای زیادی هستند و زهکشی و تهویه آنها به آسانی انجام می‌شود ولی قدرت نگاهداری آب آنها کمتر از خاکهای رسی است (در خاکهای رسی نسبت منافذ غیر موئینه‌ای

کوچک بیش از خاکهای ماسه‌ای است). برطبق نظر باور^{۲۷} (۱۹۵۶) يك خاك ایده‌آل خاکی است که منافذ آن بطور مساوی بین منافذ كوچك (موئینه‌ای) و بزرگ (غیر موئینه‌ای) تقسیم شده باشد. درچنین خاکهایی به اندازه کافی منافذ بزرگ برای تهویه زهکشی و منافذ كوچك برای نگهداری آب وجود دارد.

ساختمان خاك در نتیجه يك سری فرآیندهای پیچیده‌ای بوجود می‌آید که در طی آن از ذرات اولیه خاك خاکدانه‌هایی ثابت با اسکاکی مشخص و باتوزیع خلل و فرج معینی بوجود می‌آید. لازمه خاکدانه‌ای شدن وجود ذرات كوچك اولیه است که با چسبیده شدن و یا انعقاد مواد خاکدانه‌های محکمی به وجود آید. اغلب فرض می‌شود که شن و ریزگ فاقد ذرات ریز اولیه بوده و از این نظر بدون ساختمانند. ولی ذرات درشت نیز می‌توانند طوری پهاوی هم قرار گیرند که ظاهراً مستحکم بوده و خواص نفوذپذیری و توزیع منافذ را دارا باشید.

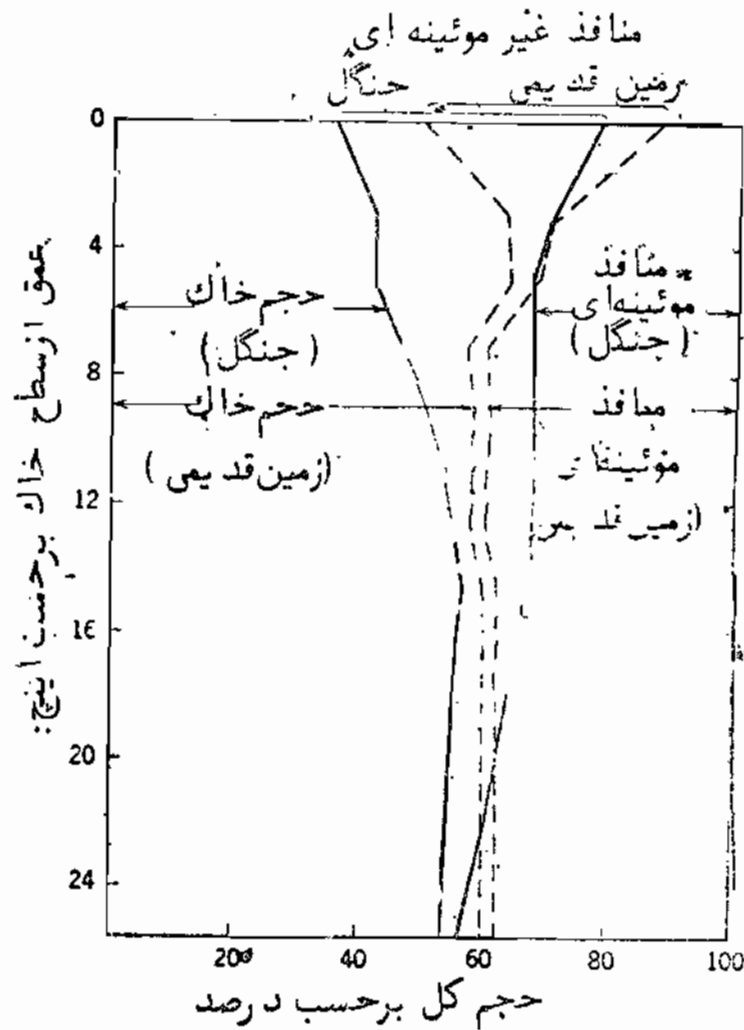
طبیعت انعقاد و چسبندگی ذرات به یکدیگر، گرچه بعضی از جنبه‌های آن روشن شده، هنوز به درستی مشخص نشده است (باور^{۲۷}، ۱۹۵۶). انعقاد ذرات رس زمانی صورت می‌گیرد که در محلول مقدار کافی کاتیون وجود داشته باشد. به این وسیله بار منفی ذرات رس خنثی شده و توسط ذره مجاور دفع نمی‌شوند تا این که امکان تجمع ذرات بوجود آمده و خاکدانه‌های نرمی ایجاد گردد. بنابراین برای چسبیدگی و تثبیت مواد لازم است در بین ذرات رس فعل و انفعالات کلوئیدی غیر قابل برگشت و یادیر برگشت صورت گیرد. این فعل و انفعالات ممکن است بوسیله مواد کلوئیدی معدنی

از قبیل آهن و آلومینیم و اکسیدهای آلومینیم و یاکوئیدهای آلی که از پوسیدگی اجسام آلی حاصل می‌شود انجام گیرد. تغییر شکلهای مکانیکی که در اثر خشک و مرطوب یا سرد و گرم شدن خاک بوجود می‌آید فرآیند خاکدانه‌ای شدن را تشدید می‌کند. ریشه‌ها فشار قابل توجهی را به ذرات خاک وارد می‌سازند. ریشه‌های فرعی و موئی و ترشحات آلی آنها نیز در چسبانیدن ذرات خاک به یکدیگر از اهمیت برخوردارند.

نظر به این که کلیه عوامل ذکر شده در قسمت سطحی خاک عمل می‌کنند، خاکدانه‌ای شدن در سطح بهتر از اعماق انجام می‌شود البته خاکدانه‌ها با عملیات زراعی از قبیل آبیاری و شخم (بخصوص اگر زمین فاقد پوشش گیاهی یا مواد آلی باشد) شکسته می‌شود. برای مثال می‌توان خاکهای ریزبافت را پس از آیش ذکر کرد که پس از بارندگی ذرات خاک پراکنده شده و با سله‌بستن لایه غیر قابل نفوذی در سطح زمین به وجود می‌آید که مانع از نفوذ آب و تبادل گازی و جوانه‌زدن بلر می‌گردد. عواملی که موجب می‌شوند ذرات ریز خاک و نمکها به اعماق خاک نفوذ کنند باعث می‌شوند لایه‌ای متراکم و نسبتاً غیر قابل نفوذ رسی یا سفت (دج) در عمق خاک به وجود آید. گاهی اوقات از مخلوط شدن ذرات ماسه به اندازه‌های مختلف ساختمانی به وجود می‌آید که محتوی ۴ یا ۵ درصد فضای خالی است (لاتس^{۲۸}، ۱۹۵۲).

حفاظت ساختمان خاک برای نفوذ آب و نیز فراهم آوردن شرایط مناسب برای رشد ریشه ضروری است. وجود توده‌های نمادی شکل ریشه که در زیر چمنها مشاهده می‌شود در بهبود و نگهداری ساختمان خاک مفید

است برعکس، شخم زدن بخصوص وقتی اراضی مرطوب باشند ساختمان خاک را از بین می برد. اثر مستقیم نفوذ ریشه پس از مرگ و پوسیدگی



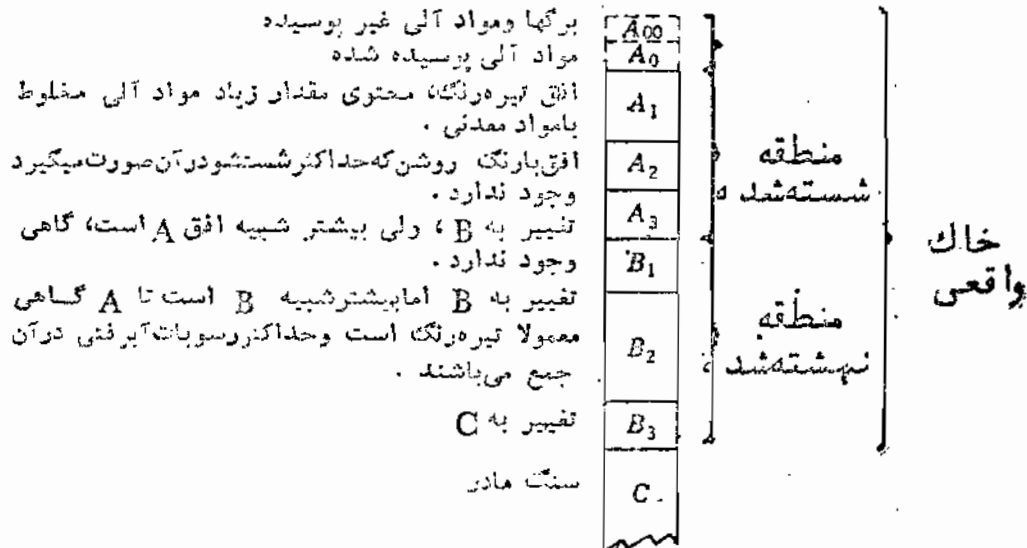
شکل ۲-۵ اختلاف بین مقدار منافذ موئینه ای در یک مزرعه قدیمی و جنگل مجاور آن. افزایش درصد منافذ موئینه ای موجب افزایش نفوذپذیری (به شکل ۲-۱ مراجعه شود) و کاهش مقدار آبدوی در موقع بارانهای شدید می شود (از هوور ۲۹، ۱۹۴۹)

باز کردن مجاری متعددی در خاک است. گرمیای خاکی نیز در بهبود ساختمان خاک فعالانه مؤثرند. تفاوت بین منافذ غیر مؤثنه‌ای در يك خاک بدون پوشش گیاهی (خاک آزاد) در مقایسه با خاک جنگل مجاور آن در شکل ۵-۲ نشان داده شده است.

یونهای اصلی خاک نیز بر ساختمان آن مؤثرند. برای مثال، ریچاردز و فایرمن^{۳۰} (۱۹۴۳) دریافته‌اند که نفوذپذیری خاکهای اشباع از یون سدیم به مراتب کمتر از خاکهای اشباع شده بایون کلسیم می‌باشد. سدیم موجب پراکندگی ذرات رس و برگرداندن خاکدانه‌ها به بلورهای رس گردیده و منافذ بزرگ را که به آسانی آب از داخل آنها عبور می‌کند کاهش می‌دهد.

نیمرخ (پروفیل) خاک:

گرچه بافت بعضی از انواع خاکها، از قبیل رسوبات آبرفتی جدید، تا اعماق چندین پا یکنواخت است ولی در اعماق مختلف تغییراتی مبهمی در بافت و حتی ساختمان خاک وجود دارد. این وضعیت بخصوص در خاکهای قدیمی که مقدار زیادی از مواد مختلف آنها به طرف پائین شسته شده است صدق می‌کند. در نتیجه این عمل در خاکها نيمرخي به وجود می‌آید که از طبقات یا افقهای مشخصی با خصوصیات مختلف درست شده است. در شکل ۶-۲ يك نیمرخ فرضی خاک دیده می‌شود.



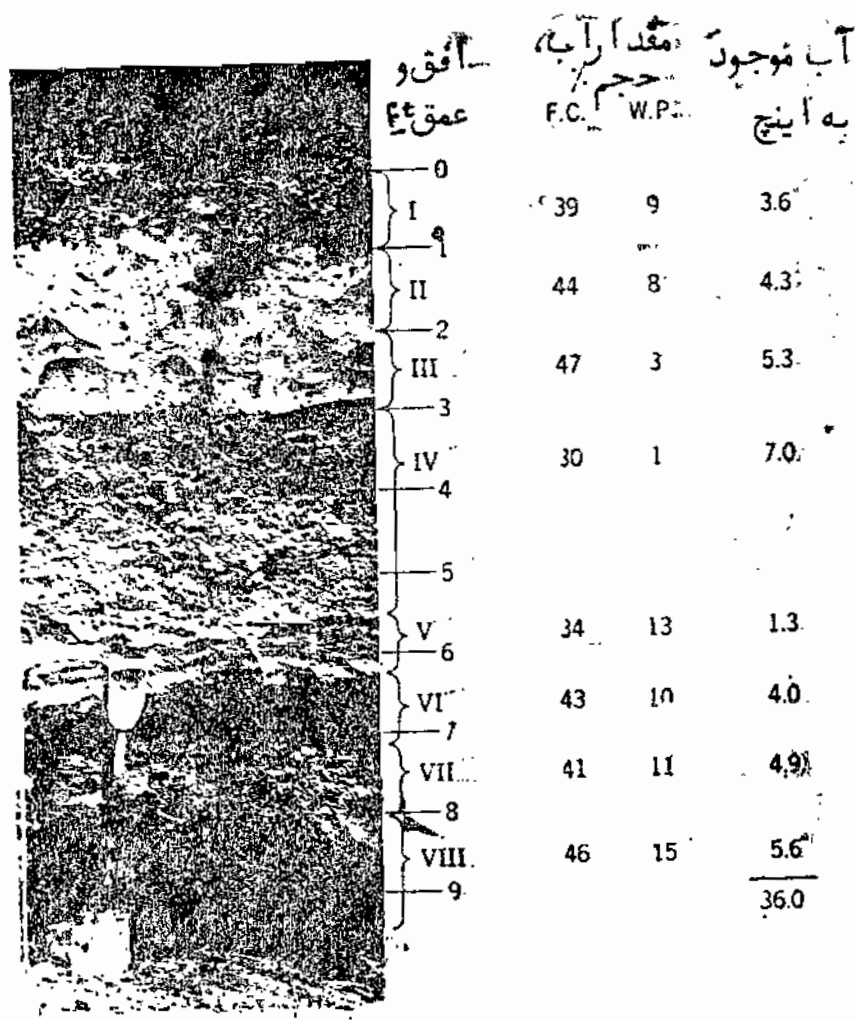
شکل ۲-۶ نیمرخ فرضی خاک که نمایانگر دهنده لایه های مختلفی است

که ممکن است در یک خاک کاملاً تکامل یافته دیده شود (از تامپسون ۱۹۵۱: ۳۹)

افق A چه از نظر بافت و چه از نظر خصوصیات نگهداری آب (ظرفیت زراعی و درصد رطوبت در پرمردگی دائم) با افق زیرین B متفاوت است. بنابراین لازم است که از سرتاسر عمقی که ریشه نفوذ می کند نمونه گیری نموده و برای اندازه گیری ذخیره آبی گیاه، خاصیت نگهداری آب تمام افتقانی که ریشه در آنها نفوذ می کند اندازه گیری شود. جمع آوری آمار مربوط به نگهداری آب در مورد گیاهانی که ریشه عمیق دارند با اشکالاتی مواجه است. برای مثال پاتریک و همکاران^{۳۲} (۱۹۶۵) گزارش کرده اند که در جنگلهای آب از اعماق ۶ متری نیز جذب می شود.

نگاهداری آب در خاک:

مقدار آب یک نمونه خاک بر طبق تعریف عبارت است از میزان آبی که



شکل ۶-۲ نیمرخ يك خاک سنگ پائی در نیوزلاند که از ته نشین شدن بقایای آتشفشان درست شده است. اندازه گیری آب در حد ظرفیت زراعی (FC) و پژمردگی دائم (WP) که بر حسب درصد حجم اندازه گیری شده اند برای هریک از افقها داده شده است. همچنین در هریک از افقها مقدار کل آب سهل الوصول (آبی که به راحتی در اختیار گیاه قرار می گیرد) تا عمق ۹ پائی داده شده است. ظرفیت این خاک برای نگهداری آب سهل الوصول زیاد است. این عکس توسط آج. جی همینگ^{۳۴} از اداره خدمات جنگل

نیوزلاند تهیه شده است و ارقام عکس از ویل و استون^{۳۴} (۱۹۶۷) اقتباس شده است. عمق واقعی افقهای مختلف عکس به آنچه ویل و استون ذکر کرده اند کمی تفاوت دارد. توزیع ریشه های کاج مانتری که در این خاک می روید در شکل ۱۳-۴ نشان داده شده است.

آن نمونه در ۱۰۵ درجه حرارت سانتی گراد از دست می دهد و برحسب وزن آب از دست داده شده در واحد وزن خاک خشک یا حجم آب در واحد حجم توده خاک توصیف می گردد. گرچه این تعریفی است مفید اما نمی تواند گویای مقدار آبی که در رشد گیاه به کار گرفته می شود باشد. زیرا يك خاک ماسه ای ممکن است با مقدار معینی آب اشباع گردد و نیز ممکن است همین مقدار آب در يك خاک رسی آن را به اندازه ای خشک نشان دهد که رشد گیاه عملی نباشد.

این تفاوت به دلیل طرق گوناگون نگهداری آب در انواع خاکهاست. اگر چنانچه با اعمال فشار یا کشش، بشون این که خاک منقبض گردد، آب آنرا خارج سازیم در عوض هوا جایگزین آب می شود. در نتیجه این عمل سطوح تماس آب و هوا درست شده و سطوح منحنی شکل متعددی از آب در بین ذرات مجاور بوجود می آید. کشش سطحی که در این سطوح تماس حاصل می شود فشار یا کشش آب را خنثی نموده و خود یکی از مکانیسمهای نگهداری آب در خاک است. اگر چنانچه در حین خروج آب خاک نیز منقبض گردد هوا جایگزین آب نشده و در نتیجه ذرات خاک به همدیگر نزدیک تر می شوند. چون ذرات خاک دارای بار الکتریکی منفی هستند یکدیگر را دفع نموده و هرچه به هم بیشتر نزدیک گردند نیروی دفع زیاد خواهد شد.

بنابراین، انقباض خاک و تولید نیروی دفع نیز تعادلی در فشار و کشش آب ایجاد نموده و خود مکانیسمی دیگر در نگهداری آب به حساب می آید. هردوی این مکانیسمها به عنوان قسمتی از نیروهای ماتریک که در فصل اول به آن اشاره شد به حساب آمده موجب کاهش انرژی آزاد یاپتانسیل آب می گردند.

مکانیسم سومی که در تقلیل انرژی آزاد و افزایش قدرت نگهداری آب خاک مؤثر است اجسام حل شدنی بخصوص املاح موجود در محلول خاک هستند که از طریق اسمز عمل می کنند. اجسام حل شدنی فشار بخار آب خاک را تقلیل داده و بطوری که در فصل اول گفته شد موجب کاهش انرژی آزاد یاپتانسیل آب می گردند. البته اجسام حل شدنی به طور مستقیم بر نگهداری آب در مقابل فشار یا کششهای وارده مؤثر نیستند بلکه باید اثر آنها از طریق غشاءهای غیر قابل نفوذ باشد. گرچه پتانسیل اسمتیک محلولهای خاک بر موجودیت آب برای گیاهان مؤثر است ولی در این جا از ذکر آن خودداری نموده در فصل ششم به بحث پیرامون آن خواهیم پرداخت.

مکانیسمهای دیگری نیز بر نگهداری آب مؤثرند ولی اثر آنها بر انرژی آزاد در چهارچوب رشد گیاه دارای اهمیت زیادی نیست (به کتاب اسلاچر^{۳۵} ۱۹۶۷ صفحات ۶۷ تا ۷۲ مراجعه شود). مثلاً وقتی خاک خشک در معرض بخار آب قرار می گیرد چندین لایه از مولکولهای آب با کاتیونهای قابل هیدراته شدن پیوند شده و نیروی قطبی سطوح باردار (میفی) ذرات خاک موجب جذب آب می گردد. این آب به سختی به ذرات خاک پیوندشده و قابل استفاده گیاه نیست.

طبقه‌بندی آب خاک :

در فصل اول اهمیت پتانسیل شیمیائی آب در سلولها و بافتبای گیاهی مورد بحث قرار گرفت . وضعیت آب در گیاهان و حرکت آن به داخل و خارج سلولها ، بافتها و یا اعضاء بر اساس پتانسیل شیمیائی آن است . پتانسیل شیمیائی آب که اصطلاحاً پتانسیل آب خاک ψ_{Soil} نام گرفته است در روابط آب و خاک حائز اهمیت است . پتانسیل آب خاک در روابط آب و گیاه نیز با فشار بخار نسبی مرتبط می‌باشد (معادل ۶-۱) این روابط در روندهای مختلف اندازه‌گیری آب خاک (به فصل سوم مراجعه شود) نیز به کار گرفته می‌شود زیرا اغلب این روندها ملزم به اندازه‌گیری فشار بخار نسبی هوائی است که با نمونه خاک به حالت تعادل درآمده باشد .

اصطلاحات ترمودینامیکی :

نیروهای اصلی که در پتانسیل آب و خاک دخالت دارند عبارتند از نیروهای مربوط به جزء جامد خاک ، نیروهای مربوط به خواص اسمزی محلول خاک و نیروهائی که بر فشار کل آب خاک مؤثرند . دو مکانیسم اصلی که شرح آن قبلاً گذشت و عامل نگهداری آب در خاتهای قابل انقباض و غیر قابل انقباض می‌باشند به‌طور مستقیم با خصوصیات ساختمانی و جزء جامد خاک مرتبط بوده و بدین لحاظ نیروهای ماتریک نامیده می‌شوند . پتانسیل ماتریک ψ_n از این نیروها مشتق می‌گردد . اجسام حل شدنی موجود در محلول خاک تولید نیروی اسمزی نموده و به این ترتیب پتانسیل اسمتیک ψ_s نیز حاصل می‌شود . ضمناً هر جزء فشار موجب بوجود آمدن پتانسیل فشاری ψ_p می‌شود . بنابراین پتانسیل آب خاک از سه جزء اصلی

درست شده است .

$$\psi_{\text{soil}} = \psi_m + \psi_s + \psi_p \quad (2-1)$$

پتانسیل آب خاک ممکن است نیروهای خارجی را از قبیل نیروی ثقل زمین که عامل ایجاد پتانسیل ثقلی ψ_g است نیز دربرداشته باشد. بنابراین معادله بالا را می توان به صورت زیر نوشت :

$$\psi_{\text{soil}} = \psi_m + \psi_p + \psi_s + \psi_g \quad (2-2)$$

برای کسب اطلاعات بیشتر پیرامون ترمودینامیک آب خاک و اصطلاحات روابط آب و خاک می توان به کتب رز^{۳۶} (۱۹۶۶) و اسلاچر^{۳۷} (۱۹۶۷) مراجعه کرد . شرح کامل تعاریف اصطلاحات را می توان در مقاله اسلانگ^{۳۸} (۱۹۶۳) و یا دروازدنامه خاک شناسی نشریه شماره ۲۹ انجمن خاک شناسان آمریکا یافت .

گذشته از اصطلاحات ترمودینامیکی ، اصطلاحات زیادتر دیگری نیز در طی سالیان گذشته مورد استعمال قرار گرفته که خواص آب و خاک و اهمیت آن در رشد گیاه بوسیله آنها توصیف شده اند . از مهم ترین آنها می توان دو اصطلاح ظرفیت زراعی^{۳۹} و حد پژمردگی دائم^{۴۰} را نام برد .

ظرفیت زراعی :

ظرفیت زراعی يك خاک عبارت است از مقدار رطوبتی كه پس از

36— Rose

37— Slayter

38— Aslyng

39— Field capacity

40— Permanent wilting point

کنند شدن سرعت جریان زهاب ثقلی بطور نسبی در خاک تثبیت می گردد . این حالت معمولاً يك تا سه روز بعد از خیس شدن کامل زمین بوسیله باران یا آبیاری به وجود می آید . ظرفیت زراعی را اصطلاحاً ظرفیت حمل رطوبت^{۴۱}، ظرفیت رطوبت معمول^{۴۲}، و ظرفیت موئینه‌ای^{۴۳} نیز گفته‌اند . ظرفیت زراعی يك حالت تعادل کامل نیست ، بلکه شرایطی است که در آن سرعت حرکت آب به اندازه‌ای کند است که نمی‌توان بین دو اندازه‌گیری رطوبت اختلاف قابل توجهی مشاهده کرد . گرچه در خاکهای عمیق ظرفیت زراعی به سرعت حاصل می‌شود ، اما در شرایطی که سفره آب زیرزمینی نزدیک به سطح خاک قرار گرفته خروج آب از خاک به زمان زیادتری نیاز دارد . هم چنین در يك خاک عمیق که بدو تا اعماق چندین متر از آب اشباع گردیده ظرفیت زراعی به مراتب کندتر از زمانی حاصل خواهد شد که فقط لایه سطحی خاک خیس‌انده شده باشد . عدم یکنواختی خاک نیز بر ظرفیت زراعی آن مؤثر است . مثلاً اگر لایه‌ای از خاک ریزبافت روی خاک درشت بافتی قرار گرفته باشد مقدار رطوبت آن بیش از خاکی خواهد بود که به‌طور یکنواخت ریزبافت است . بنابراین ، ظرفیت زراعی نه تنها به شرایط اندازه‌گیری بلکه به خواص خاک نیز بستگی دارد . برای مثال مقدار رطوبت خاک در مزرعه ، که آب ثقلی آن به‌طور طبیعی خارج شده باشد ، ممکن است با مقدار رطوبت استوانه‌ای از همان خاک که درون گاخانه روی لایه‌ای از ماسه قرار گرفته است تفاوت زیادی داشته باشد . از این لحاظ در تجزیه و تحلیل آمارهای مربوط به ظرفیت زراعی این عوامل باید در نظر

41— field carrying capacity

42— normal moisture capacity

43— Capillary capacity

گرفته شوند .

برای تعیین ظرفیت زراعی کافی است که زمین را غرقاب نموده و سپس با جلوگیری از تبخیر سطحی يك تا سه روز (بسته به نوع خاک) فرصت داده شود تا آب ثقلی آن خارج گردد . بعد از آن نمونه‌هایی از خاک بامته برداشت نموده مقدار رطوبت آن را به‌طریقه وزنی یا روندهای دیگری که در فصل سوم ذکر خواهد شد اندازه‌گیری کرده نتایج حاصله را بر حسب درصد وزنی و یا در مواردی که ذخیره آب مدنظر باشد بر حسب درصد حجمی تعیین نمود . ظرفیت زراعی قابل تکرار است به این معنی که نتیجه اندازه‌گیری تمام نمونه‌ها ، اگر از حد فاصل دو افق یا از محل جبهه نفوذ آب برداشته نشده باشند ، تقریباً یکسان است .

ظرفیت زراعی در خاکهای درشت بافت مشخص‌تر از خاکهای ریزبافت است . زیرا منافذ بزرگ در خاکهای درشت بزودی از آب تخلیه شده و کاهش سریع نفوذ آب موجب می‌گردد مرز بین حالت خشک و مرطوب در این خاکها مشخص‌تر از خاکهای ریزبافت باشد . حتی در این شرایط نیز ظرفیت زراعی تغییر می‌کند زیرا در يك نیمرخ هنگامی که لایه‌های فوقانی از آب تخلیه می‌شوند لایه‌های تحتانی مرطوب می‌گردند و دو قسمت بالا و پائینی نیمرخ خاک در دو طرف منحنی حلقه‌ای شکل پس ماند^{۴۴} قرار می‌گیرند . این وضعیت در شکل ۷-۲ نشان داده شده است .

چون ظرفیت زراعی با نیمرخ (پروفیل) و ساختمان خاک تغییر می‌کند اندازه‌گیری‌هایی که در آزمایشگاه انجام می‌گیرد ارقام قابل اعتمادی برای شناخت چگونگی وضع مزرعه نخواهند بود . ولی به هر حال اندازه‌گیری‌های

آزمایشگاهی اغلب مفید واقع می گردند. در اکثر اندازه گیریهای آزمایشگاهی کششی که به هنگام تخلیه آب در زمین ایجاد می شود به طریق مصنوعی مثل استفاده از صفحات فشاری یا جداول کششی تولید می گردد. در مورد این که برای بدست آوردن ظرفیت زراعی چه مقدار کشش به خاک وارد شود عقاید گوناگون است. مارشال^{۴۵} (۱۹۵۹) عقیده دارد برای نمونه های دست نخورده کشش معادل ۱۰۰ سانتی متر کافی است. در حالی که کلمن^{۴۶} (۱۹۴۷) و ریچاردز و ویور^{۴۷} (۱۹۴۴) مقدار ۰/۳ بار یا ۳۰۳ سانتی متر را برای نمونه های خاک نرم و الک شده توصیه کرده اند. چون بین ظرفیت زراعی و پتانسیل آب خاک هیچ گونه رابطه ای وجود ندارد لذا نمی توان به ظرفیت زراعی کمیت «مقدار رطوبت» اطلاق کرد. میزان رطوبت در ظرفیت زراعی با افزایش درجه حرارت تقلیل پیدا می کند (ریچاردز و ویور، ۱۹۴۴).

گاهی اوقات برای تخمین ظرفیت زراعی از رطوبت معادل^{۴۸} استفاده شده است رطوبت معادل عبارت است از مقدار آبی که یک نمونه خاک نرم و الک شده مرطوب پس از قرار گرفتن داخل سانتریفوژ و چرخش باشتاب $g = 1000$ در خود حفظ می کند. ریچاردز و ویور (۱۹۴۴) ۷۱ نمونه خاک را گرفته و آنها را با استفاده از صفحات فشاری تحت فشاری معادل ۰/۳ بار قرار داده و دریافته اند که متوسط مقدار رطوبت آنها تقریباً برابر رطوبت معادل است. البته تفاوت بین رطوبت معادل و ظرفیت زراعی در برخی از خاکها زیاد است و از این رو با توجه به این که قیمت دستگاههای تولید فشار ارزاتر از سانتریفوژ بوده و طرز کار آنها نیز آسان است امروزه اندازه گیری

45— Marshall

46— Colman

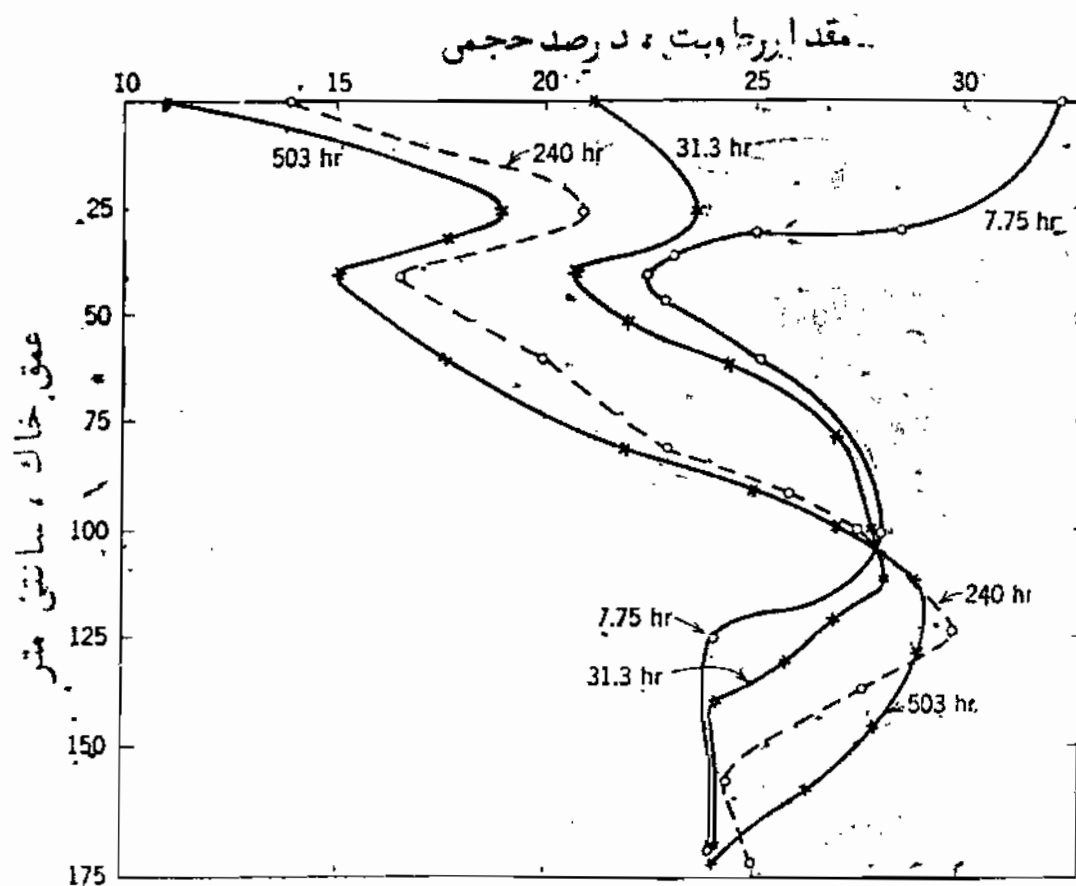
47— Richards and Weaver

48— moisture equivalent

رطوبت معادل به ندرت انجام می گیرد .

حد پژمردگی دائم :

حد بالای مقدار ذخیره آب برای رشد گیاه را ظرفیت زراعی و حد پائین آن را اصطلاحاً درصد پژمردگی دائم نام نهاده اند . پژمردگی دائم به حالتی اطلاق می شود که اگر چنانچه در آن شرایط خاک آبیاری نشود ،



شرح در صفحه روبرو

شکل ۷-۲ نیمرخ مقدار آب در یک نمونه خاک یکنواخت بعد از تخلیه

آب در فواصل زمانی متفاوت پس از آبیاری . بافت لایه سطحی لوم ماسه‌ای
تماسه نرم و عمق آن ۲۵ سانتی‌متر است . این لایه در عمق ۷۵ تا ۱۰۰
سانتی‌متری به لایه رس تبدیل می‌شود . لایه رس در پتانسیل ψm معادل
۳/۰- بار رطوبت زیادی در خود نگه می‌دارد . مقدار آب در عمق ۱۲۵ تا
۱۷۵ سانتی‌متری قبل از آبیاری ۲۵ درصد بوده است . به‌طوری‌که نیمرخ
نشان می‌دهد میزان آب در لایه‌های سطحی به‌مرور زمان کم شده ولی در عمق ۱۰۰ تا
۱۷۵ سانتی‌متری حتی تا ۲۴۰ الی ۵۰۳ ساعت بعد از آبیاری نیز رطوبت
افزایش می‌یابد. رطوبت خاک ۱۰ الی ۲۰ روز پس از آبیاری دوباره
به حالت اولیه خود برمی‌گردد (از رز و همکاران^{۴۹} ۱۹۶۵) .

گیاه برای همیشه پژمرده باقی خواهد ماند (فرض می‌شود پژمردگی در
برگها قابل رؤیت است) .

بریگز و شانتز^{۵۰} (۱۹۱۲) اولین بار برای حد رطوبت خاک تأکید نموده
و آن را ضریب پژمردگی^{۵۱} گفته‌اند . آنها برای بدست آوردن این ضریب
جوانه‌های کوچک را در گلدانی گذاشته تا در شرایط آب کافی رشد نموده
و چندین برگ بیرون دهد . سپس سطح خاک گلدان را پوشانده تا گیاه آب
خاک را تخلیه نماید و حالت پژمردگی در آن ظاهر گردد . بعد از آن گلدانها
را در محیط مرطوبی قرار داده‌اند تا چنانچه گیاه در طول شب شادابی
خود را بازیافت دوباره به‌هواي آزاد برگردانده شود و این عمل آنقدر تکرار
می‌شود تا این که گیاه قادر به بازگرداندن شادابی خود نبوده و در این شرایط

49— Rose et al

50— Briggs and Shantz

51— Wilting coefficient.

مقدار آب خاک اندازه‌گیری می‌شود.

اگرچه بریگز و شانتر در اظهار عقیده خود مبنی بر این که درصد رطوبت در پژمردگی دائم پائین‌ترین حد مقدار آب برای رشد گیاه است و سواس به‌خرج داده‌اند و دلیل آن هم امکان جذب آب توسط گیاه در این شرایط است، ولی وی مایر و هندریکسون^{۵۲} (۱۹۲۷، ۱۹۴۹، ۱۹۵۰) و هندریکسون و وی مایر^{۵۳} (۱۹۲۹، ۱۹۴۵) این حد را پائین‌ترین حد رطوبت قابل جذب گیاه نیز می‌دانند. آزمایشات آنها اغلب بر روی گیاهانی که ریشه‌های عمیق (غالباً درختان میوه) دارند صورت گرفته و ملاحظه کرده‌اند که در این حد کاهش قابل ملاحظه‌ای در مقدار رطوبت لایه نفوذ ریشه دیده نمی‌شود. این نتایج با توجه به این که اطلاعات کافی در مورد ریشه‌های عمیق و دسترسی آنها به آب تحت الارضی در دست نبوده است پیچیده به نظر می‌رسد. این مشاهدات هم چنین با نتایج آزمایشات دیگر افراد که گزارشی کرده‌اند تخلیه آب خاک تا مقادیر بسیار کم رطوبت نیز صورت می‌پذیرد تفاوت دارد (اسلاچر^{۵۴}، ۱۹۵۷، ۱۹۶۲).

با وجودی که در هنگام توقف رشد و پس از مرگ و زنده‌های گیاه بسته‌اند (به فصل ۹ و ۱۰ مراجعه شود) ولی هیچ‌گونه دلیل فیزیکی مبنی بر عدم حرکت آب از خاک به گیاه در این شرایط وجود ندارد. هم چنین پژمردگی ظاهری که در گیاهان زراعی دیده می‌شود به دلیل عدم توانایی گیاه در رساندن آب لازم برای تبخیر است نه به علت پژمردگی دائم آن. فیلیپ^{۵۵} (۱۹۵۷) وابستگی پژمردگی ظاهری گیاهان زراعی را به شرایط آب و هوایی،

52— Veihmeyer and Hendrickson

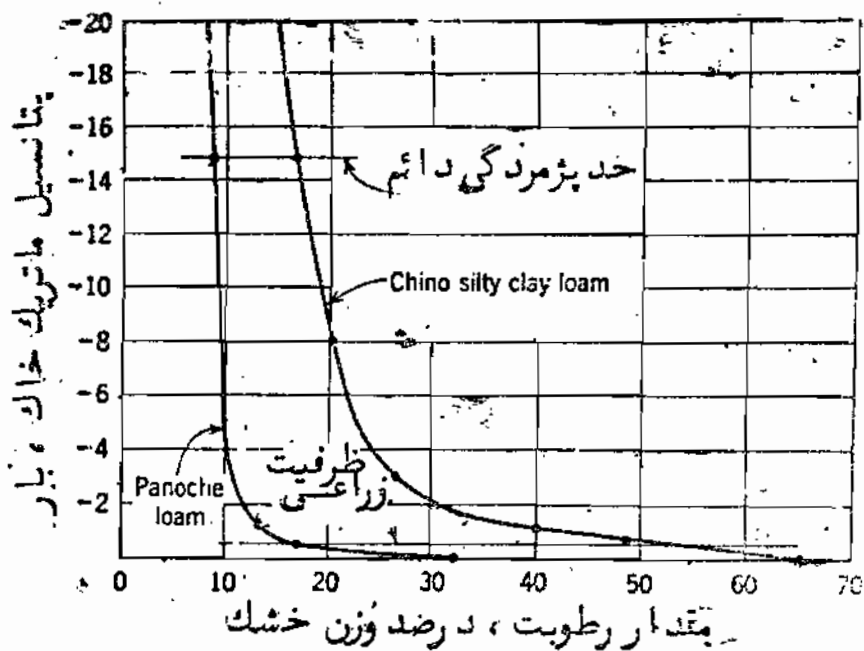
53— Henderickson and Veihmeyer

54 — Slayter

55— Philip

تراکم ریشه، حجم خاک مورد استفاده ریشه و نیز شرایط اسمزی گیاه که عامل اصلی پژمردگی مستقیم می باشد نشان داده است. هدایت آبی خاک نیز ممکن است بر پژمردگی مؤثر باشد.

باید متذکر شد که اسلاچر (۱۹۵۷) با نظریه استفاده از درصد پژمردگی به عنوان ضریب ثابت خاک بشدت مخالف است. او خاطر نشان ساخته است که اساس پیدایش پژمردگی به دلیل از دست دادن آماس برگها است و پژمردگی که در نقطه فشار آماس صفر دیده می شود مربوط به خواص اسمزی شیره بافت برگها می باشد. در نتیجه، پژمردگی زمانی صورت می گیرد که بین پتانسیل آب خاک و پتانسیل آب گیاه تعادلی پویا برقرار گردد. بنابراین پتانسیل آب خاک نیز در حد پژمردگی می تواند به اندازه تغییرات پتانسیل اسمزی گیاهان (بین ۵ تا ۲۰۰ بار) تغییر نماید. نکته شایان اهمیت در این جا این است که به دلیل شکل منحنی تغییرات پتانسیل آب با مقدار آب خاک (به شکل ۸-۲ مراجعه شود) با کمی تغییر.



شکل ۸-۲ پتانسیل ماتریک در خاکهای لوم ماسه‌ای و لوم رسی در
 رابطه با مقدار آب منحنی لوم پانوج^{۵۶} از وادلایت و همکران^{۵۷} ۱۹۴۶ و
 منحنی لوم‌چینو^{۵۸} از آمارهای ریچاردز و ویور^{۵۹} ۱۹۴۴ استخراج شده
 است .

در محتوی آب پتانسیل آب به مقدار زیادی تغییر می‌کند . بنابراین در
 عمل درصد پژمردگی دائم یا مقدار درصد رطوبت در ۱۵ بار می‌تواند
 به عنوان ضریب ارزشمندی به کار گرفته شود . این تخمین عملاً برای
 بسیاری از نباتات زراعتی صادق است زیرا پتانسیل اسمتیک اغلب آنها
 بین ۱۰ تا ۲۰ بار است . باید همواره در نظر داشت که در شرایط تعادل
 اندازه‌گیری که بریگز و شانتز تشریح کرده‌اند درصد پژمردگی برای هر نوع
 خاک تابعی است از ضرایب گیاهی .

آب سهل الوصول :

این اصطلاح موجودیت آب برای رشد گیاه را توصیف می‌کند و عبارت
 است از مقدار آبی که بین دوحظ ظرفیت زراعی و پژمردگی دائم در خاک
 وجود دارد . از جایی که ظرفیت زراعی بالاترین حد و درصد پژمردگی دائم
 پائین‌ترین حد آب قابل استفاده گیاه می‌باشد فاصله این دوحظ در ارزیابی
 خاکهای زراعی قابل اهمیت است . به‌طوری‌که در شکل ۸-۲ و جدول ۱-۲
 نشان داده شده است فاصله این دوحظ در خاکهای مختلف متفاوت
 است . معمولاً فاصله بین دوحظ ظرفیت زراعی و درصد پژمردگی

56— Panoch loam

57— Wadleigh et al

58— Chino loam

59— Richards and Weaver

دائم در خاکهای ریزبافت بیشتر از خاکهای درشت‌بافت است. هم‌چنین در خاکهای ریزبافت شیب منحنی تغییرات پتانسیل آب با مقدار رطوبت کم بوده و تخلیه آب با کاهش پتانسیل آب تدریجی است.

برعکس در خاکهای ماسه‌ای که نسبت منافذ غیر مؤثره‌ای آنها زیاد است با مقدار کم تغییرات پتانسیل آب بیشتر ذخیره آب آنها که در منافذ بزرگ جمع شده است تخلیه می‌گردد.

چون مقدار آب سهل الوصول به عوامل زیادی بستگی دارد لذا در استعمال آمارهای بدست آمده باید رعایت احتیاط را کرد. مثلاً نفوذ عمقی ریشه در هر خاکی ممکن است کوچک بوده فاصله دوحده آب قابل دسترس را در یک یا چند لایه از خاک جبران نماید و برعکس، عدم رشد ریشه و کوچکی فاصله دوحده مقدار آب قابل استفاده بخصوص در شرایطی که تابستانهای خشک زیاد اتفاق می‌افتد، برای رشد گیاه زیان‌آور است. ضمناً باید در نظر داشت که در بسیاری از خاکها مقدار آب موجود بین دوحده قابل استفاده بیش از مقدار آبی است که برای رشد گیاه لازم است. علاوه بر این در بین دوحده ظرفیت زراعی و پژمردگی دائم هر چه مقدار آب کاهش یابد، پتانسیل خاک ψ_{soil} نیز کاهش پیدا کرده و در نتیجه میزان آب قابل استفاده برای گیاه تقلیل می‌یابد (ریچاردز و وادلایت^{۶۰}، ۱۹۵۲: هاگن و همکاران^{۶۱}، ۱۹۶۱). باید توجه داشت که بین آب قابل استفاده و غیر قابل استفاده حدفاصل مشخصی وجود نداشته و درصد پژمردگی دائم فقط یک نقطه مناسب روی منحنی تغییرات کاهش مقدار آب قابل دسترس گیاه با کاهش پتانسیل آب است. در فصل ششم قابلیت استفاده آب خاک

به تفصیل مورد بحث قرار گرفته است . در این جا کافی است یادآور شود که مقدار آب خاک بین دو حد ظرفیت زراعی و درصد پژمردگی دائم اگر به نحو صحیحی تجزیه و تحلیل شود یکی از خواص مهم خاک به شمار می آید .

حرکت آب در خاک :

نفوذ آب به داخل خاک یکی از عوامل مهم تغذیه خاک از آب باران یا آبیاری است . مسیر حرکت نزولی آب در خاک که پس از آبیاری سطحی صورت می گیرد در مورد نیمرخهای یکپور توسط بودمن و کلمن^{۶۲} (۱۹۴۴) و در مورد نیمرخهای ناجور توسط کلمن و بودمن^{۶۳} (۱۹۴۵) به تفصیل مورد بحث قرار گرفته است . آنها دریافته اند که در یک خاک یکنواخت که آب از قسمت بالایی آن وارد شده و به طرف پائین حرکت می کند شیب ثابتی در سرتاسر نیمرخ خاک از لایه اشباع شده بالایی تا لایه در حال خیس شدن پائینی به وجود می آید . نیمرخ حرکت آب از ۵ منطقه درست شده است (۱) منطقه اشباع شده^{۶۴} به ضخامت حداکثر ۱/۵ سانتی متر (۲) منطقه عبور^{۶۵} بالایی کاهش سریع مقدار آب به ضخامت ۵ سانتی متر از سطح (۳) منطقه انتقال آبی^{۶۶} که تغییرات مقدار آب در آن جزئی است (۴) منطقه مرطوب شونده^{۶۷} که تغییر مقدار آب در آن به سرعت صورت می گیرد (۵) جبهه

62— Bodman and Colman

63— Colman and Bodman

64— Saturation zone

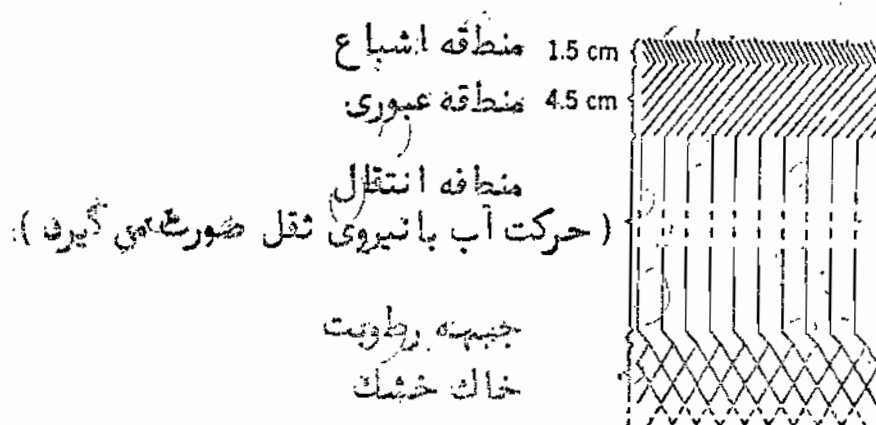
65— Transition zone

66— Main transmission zone

67— Wetting zone

رطوبت^{۶۸} که شیب مقدار آب در آن بسیار سریع بوده و مرز تاوذ آب در آن قابل رؤیت است. این مناطق در شکل ۹-۲ به صورت دیاگرام نشان داده شده‌اند.

فیلیپ^{۶۹} (۱۹۵۷) نفوذپذیری آب را از نظر تئوری تجزیه و تحلیل کرده و این تحلیلها تمام مناطق فوق بجز منطقه عبوری را دربر می‌گیرد. این اختلاف احتمالاً به دلیل محصور شدن هوا در لایه‌های نازک سطحی خاک است. منطقه انتقال اصلی لایه‌ای است غیر اشباع که مقدار آب و پتانسیل



شکل ۹-۲ نمای مناطق در يك خاک یکتراخت که از قسمت بالا مرطوب می‌شود. تغییرات مقدار آب در لایه انتقال اصلی ناچیز است. حرکت آب در این لایه بانبروی ثقل انجام می‌گیرد. مقدار آب و نیز پتانسیل ماتریک در جبهه رطوبت بطور سریع کاهش می‌یابد (از بر دمن و کلین^{۷۰} ۱۹۴۴).

آن ثابت است و طول آن به طور مرتب رو به افزایش می‌باشد، بر طبق گفته مارشال^{۷۱} (۱۹۵۹) پتانسیل ماتریک m/ψ این منطقه احتمالاً بالاتر از ۰.۲۵/۰-۰.

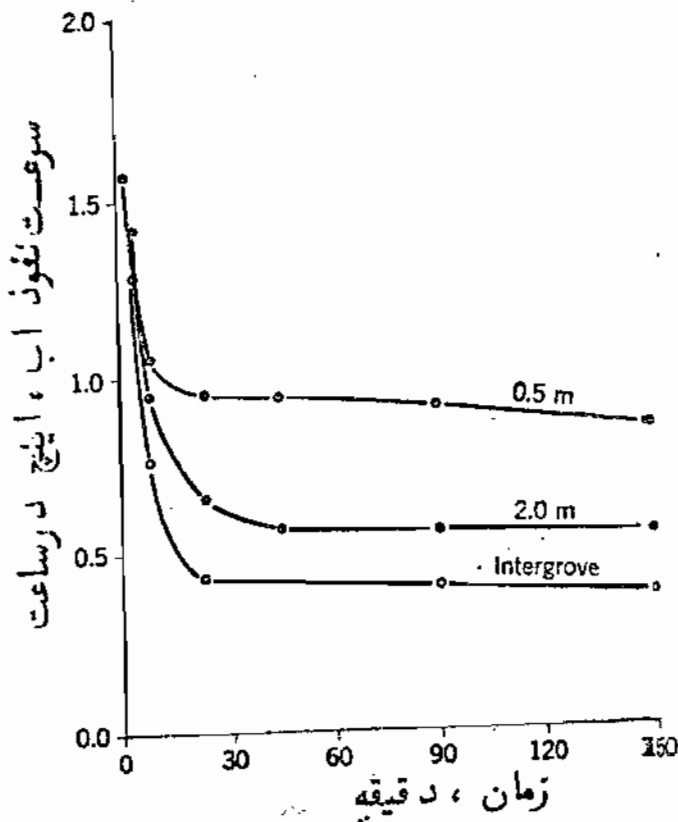
68— Wetting front

69— Philip

70— Bedman and Colman

71— Marshall

بسیار (نزدیک صفر) بوده و درجه اشباع خلل و خرج آن حدود ۸۰ درصد است. بعد از آن که آب تاعدقی قابل توجهی نفوذ کرد شیب ψ/m در منطقه انتقال اصلی خیلی کم خواهد شد (تیار و موسر^{۷۲}، ۱۹۵۳). بنابراین حرکت آب در این منطقه صرفاً به وسیله نیروی ثقل انجام می گیرد. میزان پیشرفت جبهه رطوبت به مقدار تأمین آبی که از طریق منطقه انتقال صورت می گیرد بستگی داشته و خیلی کم تحت تاثیر اندازه شیب پتانسیل بین این قسمت و خاک خشک زیرین قرار می گیرد. سرعت



شکل ۱-۲. سرعت نفوذ آب به داخل خاک رسی در فواصل مختلف از تنه درخت اکاسیا. اثر ریشه ها با نفوذ سریع آب به داخل خاک در نزدیک درخت آشکار است (از اسلاچر^{۷۳}، ۱۹۶۲).

نفوذپذیری باگذشت زمان کاهش پیدا می کند . در آزمایشات نفوذپذیری مشاهده می شود که پس از مدتی نفوذ آب نسبتاً ثابت شده و به حد اقلی می رسد . این حالت در سه منحنی شکل ۱-۲ دیده می شود واحد نفوذپذیری در عمل سانتی متر در ساعت ذکر می شود ولی در واقع عبارت است از مقدار - آبی است که در واحد زمان داخل خاک می شود . نحوه ارائه شکل ۱-۲ اطلاعات بیشتری را در این باره در اختیار قرار می دهد .

عوامل مؤثر بر نفوذپذیری :

عواملی که بر نفوذ آب به داخل خاک مؤثرند چه از نظر کشاورزی و چه از نظر آبخیزداری حائز اهمیت می باشند . زیرا اگر نفوذ آب به داخل خاک مختل شود تغذیه خاک از آب انجام نشده و نتیجه آن جریان شدید آب سطحی است که با فرسایش و برافروفتادن سیل همراه است .

بر طبق نظر ماسگریو^{۷۴} (۱۹۵۵) مؤثرترین عوامل مؤثر بر نفوذ آب به داخل خاک عبارتند از مقدار رطوبت اولیه خاک ، هدایت آبی لایه سطحی خاک ، خصوصیات داخلی خاک (از قبیل منافذ) ، درجه تورم کلوئیدهای خاک و مواد آلی ، مدت زمان بارندگی و درجه حرارت خاک و آب .

برخی از پژوهشگران گزارش کرده اند که هرچه مقدار آب خاک کاهش یابد نفوذپذیری آن نیز تقلیل پیدا می کند (تیسدا^{۷۵} ، ۱۹۵۱ ، آیر و

ویکرامانایاک^{۷۶}، ۱۹۵۸). این حالت به دلیل کاهش اختلاف پتانسیل درجهبه رطوبت و نیز کوچک شدن سطح مقطع منافذ عبور آب به واسطه تورم و هیدراته شدن ذرات رس است. فیلیپ^{۷۷} (۱۹۵۷) اظهار داشته است که هرچه مقدار آب اولیه خاک افزایش یابد، مقدار نفوذپذیری اولیه نیز کاهش می یابد ولی هرچه زمان بگذرد اثر آن کمتر خواهد شد و کلیه منحنی ها به حالتی نزدیک می شوند که در آن خاک بدو از آب اشباع بوده است.

نفوذپذیری خاک به وسیله لایه هایی که هدایت آبی آنها کم است به شدت کاهش می یابد از این لایه ها می توان سله های سطحی (مک اینتایر^{۷۸}، ۱۹۵۸) کفه های رسی و کفه های سخت زمین (فیش بک و دولی^{۷۹}، ۱۹۵۰)، لایه های متراکم شده به وسیله ادوات کشاورزی (دی بولد^{۸۰}، ۱۹۵۴) یا عبور انسان و حیوان و یا پراکندگی ذرات رس به علت زیادی مواد قلیائی (ریچاردز^{۸۱}، ۱۹۵۴) را نام برد. خاصیت نفوذپذیری خاک غالباً در طی نفوذ آب تغییر می کند و این نه تنها به دلیل افزایش مقدار آب است بلکه به دلیل جهت گیری دوباره ذرات سطح خاک و شسته شدن مواد ریز به داخل خاک نیز می باشد. ماسگریو^{۸۲} (۱۹۵۵) چهار نوع خاک را براساس حداقل سرعت نفوذپذیری آنها طبقه بندی کرده است. این گروه ها در جدول ۲-۳ نشان داده شده اند و به طوری که دیده می شود نفوذپذیری تامیزان ۱۰ برابر قابل تغییر است.

پوششهای محافظ (مالچ) اغلب برای بهتر کردن قابلیت نفوذ سطح

76— Ayers and Wikramanayake

77— Philip

78— McIntyre

79— Fishback and Duley

80— Diebold

81— Richards

82— Masgrave

خاك و نیز افزایش نفوذپذیری به کسار برده می‌شوند (فیثربك و دولی، ۱۹۵۰). مواد آلی نیز برای این منظور به سطح خاك افزوده می‌شوند (پیازیری و ریچاردز^{۸۳}، ۱۹۵۴). ارقامی که در شکل ۱-۲ مربوط به فواصل مختلف از تنه درخت (درخت مجزا شده) مشاهده می‌شود اثر مواد آلی و فعالیت‌های ریشه را روی نفوذپذیری اولیه و نهائی نشان می‌دهند. در شکل ۱۱-۲ اختلاف سرعت نفوذ آب در يك خاك جنگلی و زمین نرسوده مجاور آن را نشان می‌دهد. در بعضی از مناطق هدف اولیه کشت بهبود نفوذپذیری خاك است و به نظر می‌رسد که بعضی از عملیات تا اعماق قابل توجهی و نیز برای مدت زمان طولانی نفوذپذیری را بهبود می‌بخشند (دی‌ولد، ۱۹۵۴، وان‌دوین^{۸۴}، ۱۹۵۵).

۴ جدول ۲-۲ حد اقل سرعت‌های نفوذ آب در خاک‌های مرطوب
(از ماسگرو^{۸۵}، ۱۹۵۵)

نوع خاك	سرعت نفوذپذیری به سانتی‌متر در ساعت
خاکهای رس پلاستیک و قابل تورم و چندنوع خاك قلیائی	۰/۱۲۵ — ۰/۰
خاکهای کم عمق ماسه‌ای وسیلتی، خاك‌هائی که مقدار مواد آلی آنها کم است، و خاك‌های بامقدار رس زیاد	۰/۱۲۵ — ۰/۳۷۵
لوم ماسه‌ای و رسوبات بادی کم عمق	۰/۳۷۵ — ۰/۷۵
خاك‌های ماسه‌ای عمیق و رسوبات بادی	۰/۷۵ — ۱/۱۲۵

بندرت گزارش شده است که سطح خاك به اشکال خیس می‌شود و

83— Pillsbury and Richards

84— Van Duin

85— Masgraue

به این دلیل است که آب بارندگی یا آبیاری به زمین نفوذ نمی کند . جامیسون^{۸۶} (۱۹۴۶) گزارش داده است که در خاک های ماسه ای زیر درختان مرکبات در فلوریدای مرکزی نفوذپذیری غیر یکنواخت است و دلیل آن را اشکال در مرطوب شدن ذرات ماسه ذکر کرده است . واندرا^{۸۷} (۱۹۴۹) علت این حالت را پیدایش لایه ای از مواد صابونی قوی ضد آب در سطح خاک می داند . بعضی از پژوهشگران موفق شده اند با افزایش مواد مرطوب کننده نفوذپذیری خاک هایی را که به وضع بدی فشرده شده اند بهبود بخشند . هم چنین سعی شده است که نفوذپذیری خاک های آب زد^{۸۸} و اراضی که پوشش گیاهی آن سوخته است با افزایش مواد مرطوب کننده بهبود یابد (لتی و همکاران^{۸۹} ، ۱۹۶۲) . در هر حال قبل از آن که به توان توصیه ای در این مورد کرد پژوهشهای بیشتری مورد نیاز است .

حرکت آب در داخل خاک ها :

حرکت آب در داخل خاک نه تنها کنترل کننده سرعت نفوذ آب است بلکه فراهم نمودن آب برای ریشه و جریان آب زیرزمینی به طرف چشمه ها و جویبارها را نیز موجب می گردد . بر طبق تعاریف مصطلح ، حرکت آب مایع یا از داخل منافذ با نیروی ثقل و یا به صورت لایه ای از اطراف ذرات خاک تحت تاثیر نیروی کشش سطحی انجام می گیرد . آب به صورت بخار نیز از داخل منافذ پراز هوا و تحت تاثیر شیب فشار بخار نیز پخشیده می شود . در تمام حالات حرکت آب تابع شیبهای نزولی پتانسیل آب است .

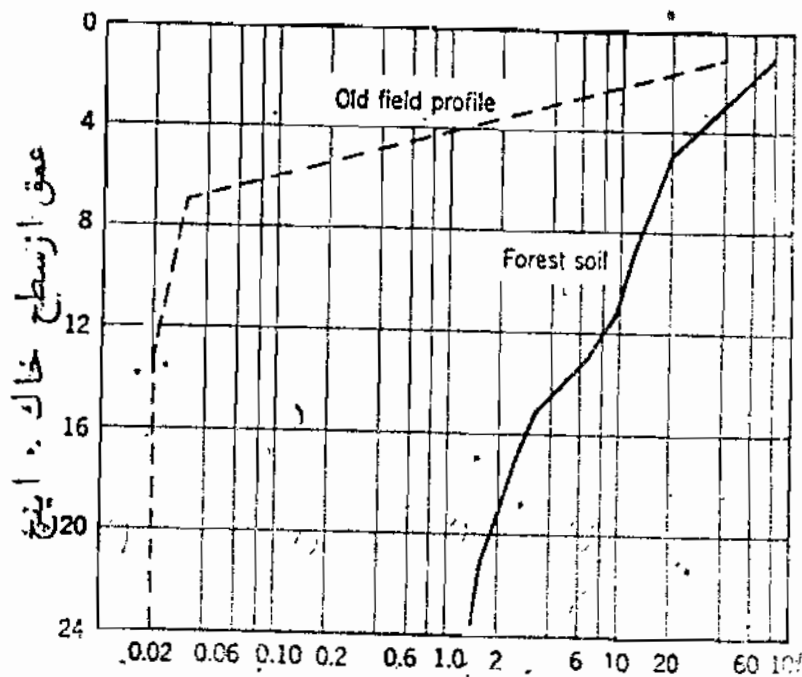
86— Jamison

87— Wander

88— hydrophobic soil

89— Letey et al

این شبیها از اجزاء مختلف پتانسیل کلی آب خاک تشکیل یافته است .
میلروکلوت^{۹۰} (۱۹۶۷) و کاری و تیار^{۹۱} (۱۹۶۷) حرکت آب در داخل خاک
را به تفصیل مورد بحث قرار داده اند .



سرعت حرکت آب در خاک ، اینچ در ساعت

شکل ۱-۲ مقایسه سرعت نفوذ آب دودر يك خاک جنگلی و زمین قدیمی

نزدیک آن . شکل ۲-۵ اختلاف منافذ غیر موثیده ای این دو خاک را نشان

میدهند . (از هوور^{۹۲} ۱۹۴۹) .

حرکت آب مایع :

معمولاً جریان اشباع یا هدایت آبی اشباع^{۹۳} در خاکهای اشباع شده

90— Miller and Klute

91— Cary and Taylor

92— Hoover

93— Saturated conductivity

از آب از جریان غیر اشباع یا هدایت آبی موئینه‌ای^{۹۴} که در خاک‌های غیر اشباع صورت می‌گیرد متمایز شده است. در حال حاضر اصطلاح هدایت هیدرولیکی که قبلاً در مورد جریان در خاک‌های اشباع به کار می‌رفت برای هر دو حالت اشباع و غیر اشباع به کار می‌رود (اسلاچر^{۹۵}، ۱۹۶۷ صفحه ۱۹۵). اختلاف عمده در این است که در خاک‌های اشباع عامل ایجاد شیب پتانسیل آب نیروی ثقل است در حالی که در خاک‌های غیر اشباع پتانسیل متریک کنترل‌کننده این شیب بوده در نتیجه به جای آن که حرکت آب از داخل منافذ تحت نیروی ثقل انجام شود به صورت لایه‌هائی از اطراف ذرات خاک انجام می‌شود.

جریان اشباع: نظریه حرکت آب مایع بر اساس قانون کنی داریسی^{۹۶} است که به موجب آن مقدار آبی که از واحد سطح مقطع می‌گذرد متناسب با اختلاف بار هیدرولیکی است. چنانچه اختلاف پتانسیل کلی $\Delta\phi$ جایگزین اختلاف بار هیدرولیکی شده و ضریب تناسب نیز به کار گرفته شود معادله زیر نتیجه خواهد شد:

$$v = -k \frac{\Delta\phi}{\Delta z}$$

اگر v سرعت جریان به سانتی‌متر در ثانیه درجهت z و ϕ پتانسیل کلی آب به سانتی‌متر آب و Δz عمق باشد ضریب k عبارت از هدایت هیدرولیکی خواهد بود که به واحد سانتی‌متر در ثانیه توصیف می‌گردد. جریان غیر اشباع: هر چه تخلیه آب بیشتر انجام شده و منافذ بزرگ

94— Capillary conductivity

95— Slatyer

96 — Darcy's law

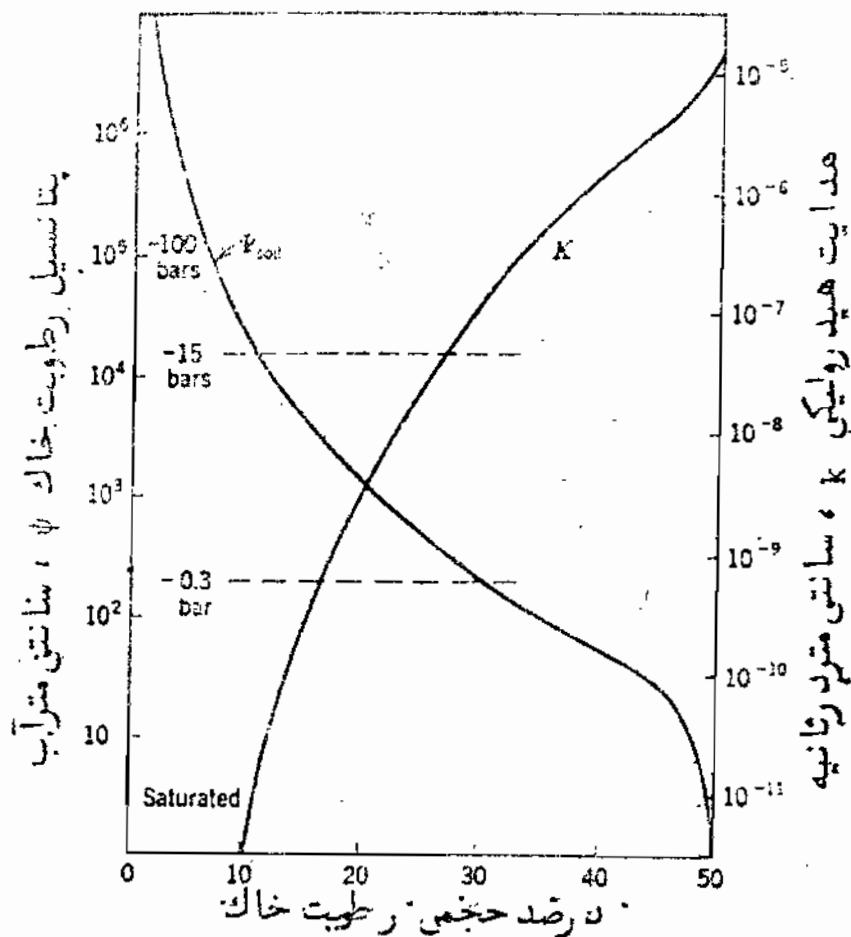
از آب تخلیه شوند، اثر بار هیدرولیکی یا جزء ثقلی پتانسیل کل اهمیت خود را از دست داده و بر اهمیت پتانسیل ماتریک ψ_m افزوده می شود. اثر فشار به دلیل وجود دائمی منافذ پراز هوا معمولاً قابل اغماض است. پتانسیل اجسام حل شدنی ψ_s نیز، مگر در حالتی که در یک نقطه از خاک غلظت غیر عادی نمک وجود داشته باشد، تأثیری بر شیب پتانسیل ندارد. قانون داری در صورتی در مورد جریان غیر اشباع صادق است که ضریب پیر به عنوان تابعی از مقدار رطوبت خاک در نظر گرفته شود. اگر مقدار رطوبت خاک و پتانسیل آب خاک کاهش یابند هدایت هیدرولیکی نیز خیای سریع تقلیل پیدا می کند (در شکل ۱۲-۲ نشان داده شده است). بنابراین وقتی که $\psi_{soil} = -15$ است مقدار ψ فقط 10^{-3} برابر مقدار خود در حالت اشباع است. بر طبق اظهار فیلیپ^{۹۷} (۱۹۵۷ b) کاهش سریع هدایت آبی به دلیل آن است که ابتدا منافذ بزرگ تخلیه شده و به مقدار زیادی از سطح مقطع عبور آب کاسته می شود. وقتی که پیوستگی ورقه های آب قطع گردید جریان آب مایع نیز وجود نخواهد داشت.

تفاوت های هدایت آبی در خاکها: مقدار ضریب k بسیار متغیر است و از ۰.۰۲۵ / سانتی متر در خاک های بانفوذ پذیری بسیار کم تا ۲۵ سانتی متر در ساعت در خاک های بانفوذ پذیری زیاد در نوسان است (اسمیت و براونینگ^{۹۹}، ۱۹۶۶). زهکشی در خاک هایی که هدایت هیدرولیکی آنها کمتر از ۲۵ / سانتی متر در ساعت است به کندی صورت می گیرد و نیز خاک هایی که هدایت آبی آنها بیش از ۲۵ سانتی متر در ساعت است نمی توانند برای

97— Philip

98— Philip

99— Smith and Browning



شکل ۱۲-۲ کاهش هدایت هیدرولیکی k و پتانسیل آب خاک ψ_{soil}

با کم شدن مقدار آب (از فیلیپ، ۱۹۵۷).

رشد گیاه آب لازم را در خود نگهدارند. نفوذپذیری یا هدایت آبی با کاهش منافذ خاک تقلیل پیدا کرده و نسبت به مقدار کاتیونها که بر روی مقدار تورم و جذب آب کلونیدهای رس مؤثرند نیز حساس می باشد. حبس شدن هوا در خاک منافذ را سد نموده و نفوذپذیری را به شدت تقلیل می دهد. پائین رفتن درجه حرارت لزوجت آب را زیاد کرده در نتیجه نفوذپذیری

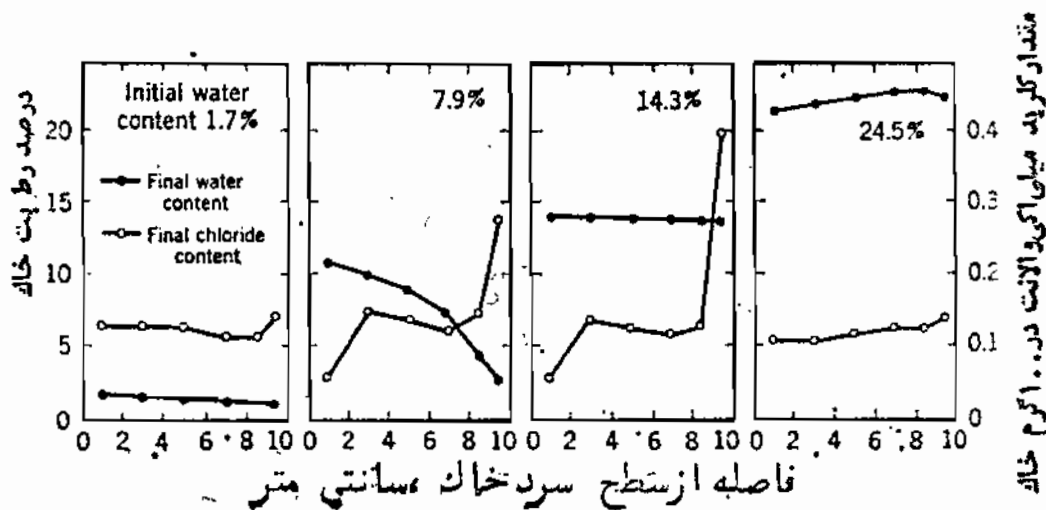
کاهش می‌یابد.

حرکت بخار آب: در حدود پتانسیل آب ۱۵- بار پیوستگی لایه‌های آب مایع شکسته شده و حرکت آب به صورت بخار انجام می‌شود. اگرچه انتقال بخار آب بسیار کند صورت می‌گیرد ولی حرکت آن به مراتب سریعتر از مقداری است که به طور تئوری از روی میزان پخشیدگی محاسبه شود. فیلیپ و دی وریز^{۱۰۰} (۱۹۵۷) در مورد این مطلب چنین اظهار عقیده کرده‌اند که در حقیقت قسمتی از مسیر حرکت آب به صورت مایع است، باین صورت که هر ذره مجزای آب از یک طرف تبخیر شده و در طرف دیگر آن بخار تبدیل به آب می‌شود. آنها نیز اظهار داشته‌اند که شیب درجه حرارت در منافذ هوا ممکن است دو برابر بیشتر از شیب متوسط درجه حرارت در توده خاک باشد. این دو عامل موجب می‌شود که حرکت بخار به مراتب بیش از آنچه از طریق تئوری محاسبه می‌شود باشد.

دلیل ناچیز بودن انتقال بخار در شرائط یک حرارتی (ایزوترم) و به هنگامی که مقدار رطوبت متوسط یا زیاد باشد در مرحله اول این است که حتی شیبهای تند m با شیبهای نسبتاً کم فشار بخار همراه بوده و این به دلیل رابطه‌ای است که بین e/e^0 و m وجود دارد. مثلاً در موقعی که p_{soil} معادل ۱۳- بار باشد فشار بخار به ۱۷۵/ میلی‌متر جیوه تقلیل پیدا می‌کند. در هر صورت اگر اختلاف فاحش فشار، غلظت اجسام حل‌شدنی و درجه حرارت وجود داشته باشد شیبهای تند فشار بخار بوجود خواهد آمد. اگرچه فشار به ندرت حائز اهمیت بوده و املاح نیز فقط گاهی اوقات شیبهای تندی را تولید می‌کنند ولی اغلب شیبهای تند درجه حرارت

خصوصاً نزدیک سطح خاک اتفاق می افتد .

آزمایشات گور و همکاران^{۱۰۱} (۱۹۵۲) اهمیت نسبی حرکت آب به صورت مایع و بخار را در درجات مختلف مقدار رطوبت نشان می دهد . این پژوهشگران استوانه های افقی از خاک را که رطوبت و مقدار نمک اولیه آنها در هر استوانه یکنواخت است انتخاب نموده اند و مقدار رطوبت ۱۰ استوانه را از خاک نسبتاً خشک تا شباع تغییر داده اند . سپس در هر یک از استوانه ها اختلاف درجه حرارت یکنواختی برقرار نموده و مقدار خالص انتقال آب و نمک را پس از ۵ روز اندازه گیری کرده و آنها را به ترتیب



شکل ۱۲-۲ توزیع آب و یونهای کلر در استوانه های از خاک لومی

بدرجات رطوبت گوناگون و پس از آنکه برای مدت ۵ روز تحت شیب درجه حرارت^{۱۰۲} قرار گرفته اند . در رطوبت ۷/۹ درصد میزان خالص انتقال آب به طرف ناحیه سرد قابل توجه است . ولی حرکت نمک به طرف ناحیه گرم صورت می گیرد . در رطوبتهای کم یا زیاد انتقال خالص آب و نمک ناچیز است (گور و همکاران ۱۹۵۲) .

نماینده حرکت آب خالص و حرکت مایع به طور کلی گزارش کرده اند .
 نتایج آزمایشات آنها نشان می دهد که معمولاً انتقال آب به طرف نقطه
 سردتر و حرکت نمك در جهت عكس انجام می شود . هم چنین حداكثر انتقال
 خالص آب در نمونه هایی بوده است که مقدار رطوبت کم یا متوسط است و
 حداكثر انتقال نمك در نمونه ای است که مقدار رطوبت آن متوسط است .
 در نمونه های بسیار خشك یا بسیار مرطوب حرکت آب و نمك کم است .
 (به شکل ۱۳-۲ مراجعه شود) .

این تضادهای ظاهری را می توان به صورت ذیل توضیح داد . اگر
 چنانچه رطوبت خاک به قدری کاهش یابد که پیوستگی مایع داخل آن شکسته
 شود انتقال رطوبت صرفاً به صورت بخار بوده و حرکت نمك نیز صورت
 نمی گیرد . ولی چنانچه در مایع پیوستگی مجدد به وجود آید حرکت آب
 به دو صورت مایع و بخار انجام شده و در چنین حالتی درجه حرارت موجب
 می گردد انتقال بخار به سوی قسمت سرد خاک صورت پذیرد که برای
 جبران مقدار انتقال آن حرکتی از مایع در جهت عكس و تحت تأثیر شبیهای
 پتانسیل آب انجام می شود . در نتیجه این عمل است که وقتی رطوبت خاک
 افزایش می یابد مقدار خالص آبی که به محل سرد خاک انتقال می یابد کاهش
 سریع نموده و برای مدتی بدون آن که در مقدار رطوبت خاک تغییری حاصل
 گردد حرکت بخار در جهتی و انتقال آب در جهت دیگر صورت می گیرد .
 این عمل موجب تجمع نمك در قسمت گرم خاک می گردد . وقتی خاک به نقطه
 اشباع نزدیک شده و پیوستگی مایع تکمیل شد انتقال رطوبت به صورت
 بخار ناچیز بوده و آب محتوی نمك تحت تأثیر اختلاف پتانسیل آبی انجام
 می شود جبران می گردد . از این جهت است که در خاکهای بسیار مرطوب
 تغییری در مقدار آب و نمك صورت نمی گیرد .

در طبیعت نوسانات فصلی درجه حرارت زیاد است. به این صورت که سطح خاک در مقایسه بالایه‌های زیرین در تابستان گرم و در زمستان سرد می‌شود. (به شکل ۱۴-۲ مراجعه شود). به این دلیل حرکت آب در زمستان به طرف بالا و در تابستان به طرف پایین می‌باشد. ادلفسن و بودمن^{۱۰۳} (۱۹۴۱) چنین جریاناتی را در تجربیات خود در شهر دیویس^{۱۰۴} از ایالت کالیفرنیا مشاهده کرده‌اند. لبه‌دف^{۱۰۵} (۱۹۲۸) گزارش کرده است که حرکت صعودی آب در نواحی جنوب روسیه یکی از عوامل مهم تأمین منابع آب زیرزمینی است. این نواحی دارای شبیه‌ای خاک بوده که در سطح خاک بخار تبدیل به آب می‌گردد. حرکت آب به این طریق معمولاً به صورت بخار انجام می‌شود ولی اسمیت^{۱۰۶} (۱۹۴۳) و بعضی از پژوهشگران دیگر گزارش کرده‌اند که حرکت آب تحت تأثیر حرارت به هر دو صورت مایع و بخار انجام می‌گردد. برای کسب اطلاعات بیشتر درباره این مسأله می‌توان به کتاب اسلاچر^{۱۰۷}، ۱۹۶۷، صفحات ۱۰۹ تا ۱۱۸ مراجعه کرد.

حرکت صعودی و افقی آب در خاک:

چون مقدار رطوبت لایه سطحی خاک به دلیل تبخیر و جذب آن به وسیله پوشش گیاهی تخلیه می‌شود از این جهت حرکت صعودی آب مورد توجه بسیار است. در مورد این سؤال که آب از چه عمقی صعود کرده و در اختیار ریشه قرار می‌گیرد در فصل ششم بحث شده است. پژوهشهای اولیه‌ای که روی مسأله صعود آب انجام گرفته به دلیل در نظر نگرفتن سطح آب

103— Edlefsen and Bodman

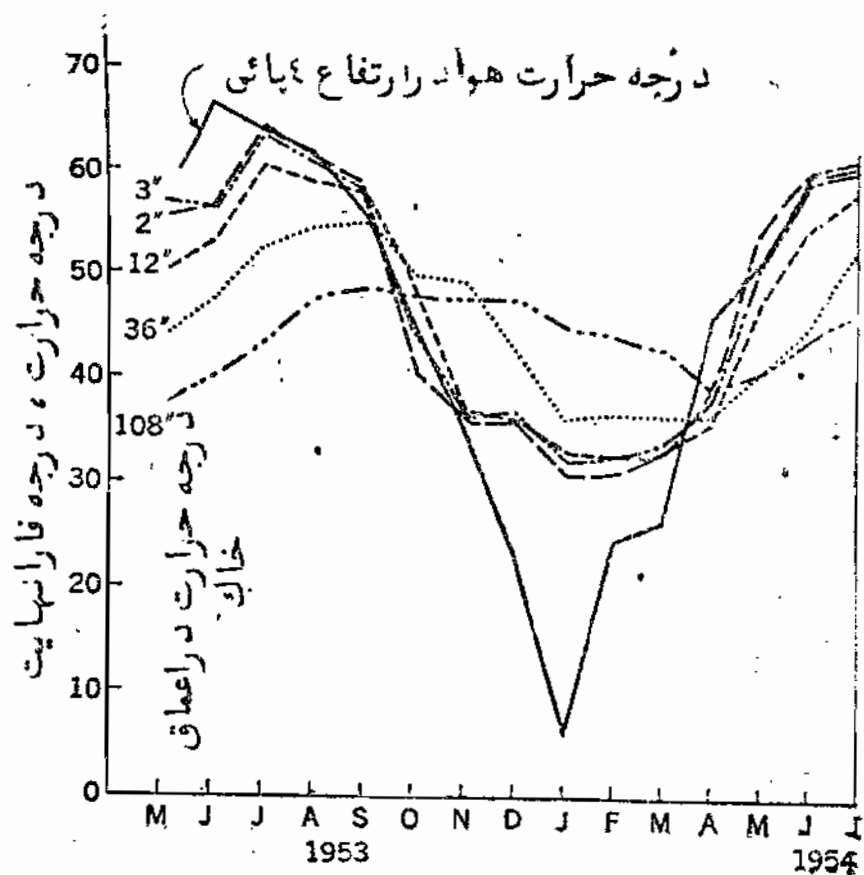
104— Davis

105— Lebedeff

106— Smith

107— Slatyer

زیرزمینی نامفهوم است. تحلیل‌های ریاضی جریان صعودی آب به وسیله گاردنر^{۱۰۸} (۱۹۵۸)، گاردنر و فایرمن^{۱۰۹}، (۱۹۵۸) و ویند^{۱۱۰} (۱۹۶۰) انجام



شکل ۱۴-۲ تغییرات فصلی درجه حرارت هوا و خاک در جنگلهای

نزدیک رودخانه چالک^{۱۱۱} در کانادا (از فراسر^{۱۱۲} ۱۹۵۷).

108— Gardner

109— Gardner and Fireman

110— Wind

111— Chalk river

112— Fraser

شده است. ویند تخمین زده است که در خاکهای درشت بافت که سطح آب زیرزمینی در عمق ۶۰ سانتی متری قرار گرفته باشد مقدار حرکت صعودی آب ۵ میلی متر در روز و در خاکهای ریز بافت ۲ میلی متر در روز است و اگر سطح آب زیرزمینی در عمق ۹۰ سانتی متری قرار گرفته باشد حرکت آب در هر دو نوع خاک یک میلی متر در روز خواهد بود.

ویند (۱۹۵۵a) محاسبه کرده است که اگر سطح آب زیرزمینی پائین تر از عمق یک متری نباشد جریان صعودی آب برای آبیاری زیرزمینی محصولات زراعی کافی است. گاردنر و فایرمن (۱۹۵۸) گزارش کرده اند که اگر در خاک ماسه ای نرم پاچاپا^{۱۱۳} سطح آب زیرزمینی از ۹۰ سانتی متری به ۱۸۰ سانتی متری برسد مقدار تبخیر ۱۲ درصد اندازه اولیه خورد کاهش می یابد و دلایل آنرا کنش شدن حرکت صعودی آب به لایه تبخیر کننده سطحی دانسته اند و این پائین بردن سطح آب زیرزمینی به عمق ۳ یا ۴ متری تأثیری کوچکی بر تبخیر داشته است. حرکت صعودی آب از سطح آب زیرزمینی تا اعماق ۸ الی ۹ متری قابل توجه است. پاتریک و همکاران^{۱۱۴} (۱۹۶۵) گزارش داده اند که در خلال زمستان در کرت های پوشیده شده مقدار قابل توجهی آب به طور عمودی و افقی از فواصل چندین متر از اراضی مرطوب اطراف به طرف کرت ها به جریان می افتد. گاردنر و اهلینگ^{۱۱۵} (۱۹۶۲) نیز نشان داده اند که در خاکهایی که رطوبت آنها زیر ظرفیت نگهداری است مقدار قابل توجهی انتقال عمودی آب وجود دارد. این جریان آب باید در مقدار رطوبت موجود برای ریشه گیاهان در سطح خاک مورد توجه قرار گیرد.

113— Pachapa

114— Patric et al

115— Gardner and Ehlig

خاک

خاک از چهار جزء تشکیل یافته است: ذرات مواد معدنی و مواد آلی غیر زنده که اسکلت آن را به وجود می آورند و محلول خاک و هوا که خلل و فرج بین مواد جامد یا اسکلت را پر می کند.

خاک محلی برای تثبیت گیاه بوده و موجب می شود که گیاه در آن سر پا قرار گیرد. خاک نیز منبع آب و املاح لازم برای گیاه است. بیشتر موفقیت گیاه در هر شرایطی بستگی به مناسبت بودن خاک به عنوان محیطی برای رشد و انجام وظایف ریشه دارد.

عامل اصلی نگهداری آب در خاک نیروهای ماتریک است که ذرات آب و خاک را به هم پیوند می دهد. عامل کم اهمیت تر دیگر نیروهای اسمتیک می باشد که دلیل پیدایش آن در خاک نمکهای موجود در محلول خاک است. موجودیت آب برای گیاه بستگی به پتانسیل آن و نیز هدایت هیدرولیکی خاک دارد. مقدار آبی که به آسانی قابل جذب گیاه است بین دو حد ظرفیت زراعی و درصد پژمردگی دائم قرار گرفته است. ظرفیت زراعی عبارت است از رطوبت خاک پس از آنکه تنخایه ثقلی آب بسیار کند شده و پتانسیل آن حدوداً معادل $3/0$ - بار یا کمتر گردد. حد پژمردگی دائم عبارت از مقدار رطوبتی است که در آن گیاه در حال پژمردگی دائم به سر می برد. پتانسیل آب در این حد بین 10 - تا 20 - بار است ولی مقدار اصلی آن بسته به نوع گیاه و شرایطی که پژمردگی صورت می گیرد متفاوت است.

سرعت نفوذ آب به خاک در رابطه با تغذیه خاک از آب باران یا آبیاری حائز اهمیت است عوامل مهمی که بر نفوذ آب به داخل خاک مؤثرند عبارتند از مقدار رطوبت، نفوذپذیری سطح خاک، خصوصیات داخلی خاک از قبیل منافذ، درجه تورم کلوئیدهای رس، مقدار مواد آلی و مدت بارندگی. سرعت حرکت آب در داخل خاک یا هدایت هیدرولیکی با کاهش منافذ تقلیل پیدا می کند. عامل حرکت آب در داخل خاک اگر رطوبت بالاتر از ظرفیت زراعی باشد نیروی ثقل و اگر خشک تر از ظرفیت زراعی باشد پتانسیل ماتریک است. با کاهش پتانسیل آب مقدار هدایت هیدرولیکی نیز سریعاً کاهش می یابد به طوری که در خاکهای خشک حرکت آب مایع بسیار کند شده و در حدود پتانسیل آبی ۵-۱۰ بار حرکت مایع متوقف می شود. در خاکهای خشک حرکت آب به صورت بخار انجام می شود. اختلاف درجه حرارت بین سطح خاک و لایه های زیرین باعث حرکت صعودی آب (به صورت بخار) در زمستان و حرکت نزولی آن در تابستان می گردد.

به نظر می رسد در خاکهایی که رطوبت آنها زیر ظرفیت زراعی است بیش از آنچه قبلاً تصور می رفت حرکت آب وجود دارد. مقدار حرکت آب حتی از اعماق چندین متر نیز قابل توجه است و اگر سطح آب زیرزمینی در فاصله ای کمتر از یک متر از سطح خاک واقع شده باشد حرکت صعودی آب برای تأمین آب مورد نیاز گیاهان زراعی کافی است.