دانشگاه تبریز

دانشکده کشاورزی

گروه علوم خاک

پایان نامه

برای دریافت درجه کارشناسی ارشد

عنوان: تخمین ضرایب برخی مدلهای نفوذ با استفاده از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک با تأکید بر شاخص های پایداری خاکدانه‌ها

استاد راهنما: دکتر محمدرضا نیشابوری

اساتید مشاور: دکتر علی بنده حق مهندس اصغر فرج نیا

تحقیق و پژوهش: آزاد کریمی

بهمن ماه ۱۳۸۹ شماره: ۹۰

نام خانوادگی: کریمی	نام: آزاد
عنوان پایان نامه: تخمین ضرایب برخی مدل‌های نفوذ با استفاده از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک با تأکید بر شاخص‌های پایداری خاکدانه‌ها	
استاد راهنما: دکتر محمدرضا نیشابوری اساتید مشاور: دکتر علی بنده حق و مهندس اصغر فرجنیا	
مقطع تحصیلی: کارشناسی ارشد	
رشته: علوم خاک	گرایش: فیزیک و حفاظت خاک
دانشگاه: تبریز	دانشکده: کشاورزی
تاریخ فارغ التحصیلی: بهمن ماه ۱۳۸۹	تعداد صفحات: ۹۸ صفحه
کلید واژه‌ها: شاخص مخروطی، ضرایب نفوذ، معادلات نفوذ، توابع انتقالی، خصوصیات خاک	

چکیده:

در این پژوهش آزمایش نفوذ بوسیله استوانه‌های مضاعف و با اندازه‌گیری نفوذ تجمعی در زمان‌های مختلف در ۵۲ محل مختلف واقع در استان‌های آذربایجان شرقی و کردستان انجام یافت. در هر محل آزمایش در سه تکرار صورت گرفت و میانگین نتایج سه آزمایش به عنوان داده‌های نفوذ در آن محل تلقی گردید. با تعیین ضرایب پنج مدل نفوذ آب به خاک (کاستیاکوف، فیلیپ، SCS، کوتیلک-کرجکا و سوارتزندروبر)، سعی شد توابعی برای پیش بینی ضرایب مدل‌های نفوذ ذکر شده و همچنین تخمین سرعت نفوذ نهایی با استفاده از خصوصیات سهل الوصول خاک بدست آید. در ایجاد این توابع ضرایب مدل‌های نفوذ و سرعت نفوذ نهایی به عنوان متغیر وابسته وخصوصیات فیزیکی و شیمیایی اندازه گیری شده برای خاک‌ها به عنوان متغیر مستقل به کار برده شدند. دوازده ویژگی اندازه گیری شده شامل درصد شن، سیلت، رس، سنگریزه، کربن آلی، کربنات کلسیم معادل، EC، SAR، گچ، جرم مخصوص ظاهری، پایداری خاکدانه خیس(WAS)، میانگین وزنی قطر خاکدانه-(MWD) بودند. به طور کلی خاک‌های مورد آزمایش در ۹ کلاس بافتی متفاوت قرار داشتند اما بیشتر خاک‌ها در دو کلاس بافتی Loam و Clay loam قرار گرفتند. در بین دوازده ویژگی اندازه گیری شده چهار ویژگی سنگریزه، EC، SAR و گچ توزیع غیر نرمال داشتند و سایر پارامترها دارای توزیع آماری نرمال بودند. نتایج نشان داد که در بین مدل‌های مختلف مدل کوتیلک-کرجکا دارای بهترین عملکرد در برآورد نفوذ تجمعی بود.

ترتیب دقت مدل‌ها برای تخمین نفوذ تجمعی به صورت زیر بود: ۱- مدل کوتیلک-کرجکا ۲- مدل سوارتزندروبر ۳- مدل کاستیاکوف ۴- مدل SCS ۵- مدل فیلیپ. توابع انتقالی برای برآورد ضرایب تمام مدل-ها به غیر از ضریب b در مدل SCS و A_0 در مدل سوارتزندروبر بدست آمدند. اما دو ضریب مذکور با هیچ کدام از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک رابطه معنی داری نشان ندادند. فرم کلی این توابع به صورت رگرسیون چند متغیره خطی بود. در بین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی مقدار کربن آلی خاک بیشترین تاثیر را بر روی ضرایب داشت و در تمام توابع ایجاد شده برای برآورد ضرایب مدل‌های نفوذ به غیر از ضریب S مدل کوتیلک-کرجکا وارد گردید. همچنین سرعت نفوذ نهایی فقط با ماده آلی خاک رابطه معنی دار ($P=0.01$) نشان داد. سایر متغیرهایی که در ایجاد توابع انتقالی برای ضرایب مدل‌های نفوذ نقش داشتند به ترتیب اهمیت MWD، جرم مخصوص ظاهری و WAS بودند. در ۱۰ محل اندازه گیری نفوذ واقع در مناطقی از استان کردستان علاوه از دوازده متغیر ذکر شده، شاخص مخروطی و رطوبت اولیه تا عمق ۴۰ سانتی متری نیز اندازه گیری شد. بنابراین متغیرهای مستقل در این ۱۰ خاک به ۱۴ متغیر افزایش یافت. این دو پارامتر اثر معنی‌دار خود را تنها بر روی ضریب k_s مدل سوارتزندروبر و همچنین سرعت نفوذ نهایی نشان دادند و روی دیگر پارامترهای نفوذ در مدل‌های مورد آزمایش تأثیر معنی‌دار نداشتند.

فهرست مطالب صفحه

مقدمه..... ۱

۱- بررسی منابع..... ۵

۱-۱- تشریح فرایند نفوذ..... ۶

۱-۲- اساس تئوری نفوذ..... ۸

۱-۳- مدل‌های نفوذ آب در خاک..... ۱۳

۱-۳-۱- مدل کاستیاکوف..... ۱۴

۱-۳-۲- مدل SCS ۱۶

۱-۳-۳- مدل فیلیپ..... ۱۷

۱-۳-۴- مدل کوتیلک و کرجکا..... ۱۸

۱-۳-۵- مدل سوارتزندروبر..... ۱۹

۱-۴- عوامل مؤثر بر سرعت نفوذ..... ۲۰

۱-۵- روش های اندازه گیری نفوذ آب در خاک..... ۲۷

۱-۶- توابع انتقالی..... ۳۰

۱-۷- مروری بر تحقیقات انجام شده..... ۳۱

۲- مواد و روشها..... ۳۶

۲-۱- موقعیت محل‌های مورد آزمایش..... ۳۷

۲-۲- اندازه گیری نفوذ آب در خاک..... ۳۷

۲-۳- آزمایش‌های شیمیایی..... ۳۹

۲ -۴-آزمایش‌های فیزیکی..... ۴۲

۲-۵- تعیین ضرایب مدل‌های نفوذ و ارزیابی آنها..... ۴۹

۲-۶- معیارهای مقایسه مدل‌های نفوذ..... ۵۲

۲-۷- ایجاد توابع تخمین‌گر و سنجش اعتبار آنها..... ۵۳

۳- بحث و نتایج..... ۵۵

۳-۱- مشخصات عمومی خاک‌های مورد مطالعه..... ۵۶

۳-۲- ارزیابی مدل‌های نفوذ..... ۶۱

۳-۲-۱- ضرایب مدل‌ها..... ۶۱

۳-۲-۲- دقت تخمین مدل‌های مختلف..... ۶۷

۳-۳- توابع انتقالی بدست آمده برای ضرایب مدل‌های نفوذ..... ۷۲

۳-۴- تخمین سرعت نفوذ نهایی..... ۸۸

۳-۵- نقش شاخص مخروطی و رطوبت اولیه بر روی ضرایب مدل‌های نفوذ..... ۸۹

۳-۶- نتیجه گیری و پیشنهادات..... ۹۱

منابع مورد استفاده..... ۹۳

... و خداوند همه چیز را با آب زنده گردانید.

آب سرچشمه حیات است و نقش عمده‌ای در فعالیت‌های مختلف خاک و گیاه ایفا می‌کند. بیشتر فرایندهای گیاهی به صورت مستقیم یا غیر مستقیم به وجود آب بستگی دارد. ریشه، آب مورد نیاز گیاه را از طریق جذب از خاک در اختیار گیاه قرار می‌دهد. آب خاک اساساً از طریق نفوذ آب از سطح خاک به درون آن تأمین می گردد.

وارد شدن آب از سطح خاک به داخل آن را نفوذ[۱] می‌گویند، عمق آبی را که در یک دوره زمانی مشخص (یک یا چند ساعت) در خاک نفوذ می‌کند نفوذ تجمعی[۲] و حجم نفوذ در یک لحظه مشخص در واحد سطح خاک را سرعت نفوذ لحظه‌ای[۳] گویند. زمانی‌که سرعت نفوذ به مقدار ثابتی می‌رسد، آن سرعت را سرعت نفوذ نهایی[۴] نامند. واژه‌های سرعت نفوذ ثابت و سرعت نفوذ پایه نیز مترادف با سرعت نفوذ نهایی به کار رفته‌اند (علیزاده، ۱۳۸۰).

ورود آب به داخل خاک در نتیجه‌ی تأثیر توأم نیروهای ثقلی و مویینگی صورت می‌گیرد، نیروی ثقل فقط در جهت عمود عمل می‌کند، اما نیروی مویینگی هم در جهت عمود و هم افقی عمل می‌نماید. تأثیر نیروی مؤیینگی در ابتدا که خاک نسبتاً خشک است زیاد ولی به‌تدریج که منافذ اشباع می‌شوند اثر آن کمتر شده و آب فقط توسط نیروی ثقل حرکت عمودی دارد. این وضعیت را می‌توان در معادله دارسی که معادله‌ی اصلی برای حرکت آب در خاک است مشاهده نمود (علیزاده، ۱۳۸۰). عوامل زیادی بر سرعت و مقدار نفوذ تأثیر گذارند که عبارتند از: خصوصیات خاک، خصوصیات آب و بارندگی، چهره ظاهری زمین.

1- Infiltration
2- Accumulated infiltration
3- Instentaneous infiltration rate
4- Final infiltration rate

آگاهی از مشخصه‌های نفوذ آب به خاک اهمیت زیادی در اتخاذ استراتژی مربوط به تأمین آب در دسترس برای گیاه در ناحیه ریشه، کنترل رواناب و سیل، مدیریت فرسایش، انتقال املاح و آلاینده‌ها دارد (شاکلا و لال ۲۰۰۳). نفوذ آب به خاک را می‌توان به روش‌های مختلفی اندازه‌گیری کرد. انتخاب روش بسته به اینکه بخواهیم چه سیستم آبیاری پیاده کنیم متفاوت خواهد بود. در مطالعات بررسی و طراحی کلیه روش‌های آبیاری سطحی و همچنین زهکشی برای اندازه‌گیری نفوذ غالباً از حلقه‌های انفرادی یا مضاعف استفاده می‌شود. در هر حالتی عمق آب نفوذ یافته نسبت به زمان اندازه‌گیری می‌شود تا بر اساس آن بتوان چگونگی نفوذ آب به داخل خاک را تجزیه و تحلیل کرد و ضرایب معادلات نفوذ را بدست آورد (علیزاده، ۱۳۷۲). معادله‌های متفاوتی برای تعیین یا توصیف نفوذ آب به خاک وجود دارد که برخی از آنها مانند معادله فیلیپ و گرین-آمپ اساس علمی داشته و بر پایه معادلات دارسی و اصل پیوستگی جریان استنتاج شده‌اند. به کارگیری این نوع مدل‌های نفوذ در صورتی امکان پذیر است که روابط بین آب خاک، پتانسیل ماتریک و هدایت هیدرولیکی تعریف شده باشد. در ابداع این مدل‌ها یک سری فرضیات مثل یکنواخت بودن خاک و یکنواخت بودن رطوبت اولیه اعمال شده‌اند. گروه دیگری از مدل‌ها مانند معادلات هورتون (۱۹۴۰)، کاستیاکوف (۱۹۳۲) و... تجربی هستند. هر دو سری از مدل‌ها نیازمند انجام آزمایش نفوذ و یا بعضی مشخصه‌های هیدرولیکی دیگر برای بدست آوردن ضرایب آنها می‌باشند. نبود اطلاعات دقیق در مورد ضرایب مدل‌ها برای خاک‌های مختلف با شرایط ذاتی، مدیریتی و توپوگرافی متفاوت، استفاده از آنها را محدود می‌کند. انتخاب مدل مناسب در میان تعداد زیاد مدل‌ها که به بیش از سی مدل هم می‌رسند (وارادان و دیانمک، ۱۹۹۸) کاری دشوار خواهد بود.

با توجه به تأثیر پذیری زیاد نفوذ آب در خاک از خصوصیاتی نظیر بافت، ساختمان، جرم مخصوص ظاهری یا تراکم و... به نظر می‌رسد اگر بتوان بین این خصوصیات سهل الوصول و ضرایب مدل‌های نفوذ روابط تجربی معنی‌دار پیدا کرده و برای این ضرایب توابعی را تعریف کرد تا حد زیادی می‌توان محدودیت

تخمین نفوذ آب به خاک را کاهش داد. تحقیقاتی نیز در این رابطه صورت گرفته و پژوهشگران زیادی در پی یافتن این توابع بوده‌اند، ولی در هیچ‌کدام از آنها پارامترهای مهم مربوط به ساختمان خاک (پایداری خاکدانه‌ها[۴]) وارد نشده‌اند. در این پژوهش هدف یافتن توابعی است که بتوان با استفاده از خصوصیات سهل الوصول خاک ضرایب نفوذ در مدل‌های مختلف را تعیین کرد. مدل‌های انتخابی در این تحقیق پنج مدل کاستیاکوف[۱] (۱۹۳۲) فیلیپ[۲] (۱۹۵۷)، کوتیلک و کرجکا[۳] (۱۹۸۷)، سوارتزندروبر[۴] (۱۹۸۷) و سازمان حفاظت خاک آمریکا[۵] (کوینکا، ۱۹۸۹) خواهند بود. دلیل انتخاب این مدل‌ها این است که توابع تخمین‌گر برای ضرایب معادله فیلیپ با توجه به کارهای انجام شده دارای عملکرد خوبی در برآورد مقدار نفوذ آب به خاک می‌باشد (قربانی دشتکی و همایی، ۱۳۸۸ و فیتزجرالد و کوسنس، ۱۹۷۱). دو مدل کوتیلک-کرجکا و سوارتزندروبر به این دلیل انتخاب شده اند که تا حدودی جدید بوده و کمتر بر روی آنها کار شده است. مدل‌های فیلیپ، کوتلیک-کرجکا و سوارتزندروبر پایه فیزیکی داشته و حداقل از لحاظ تئوری باید همبستگی بیشتری با خصوصیات فیزیکی خاک در مقایسه با ضرایب مدل‌های تجربی داشته باشند. مدل‌های تجربی کاستیاکوف و SCS هم در این تحقیق گنجانده شده چون با توجه به کارها و تحقیقات انجام شده برای خاک‌های کشور مدل کاستیاکوف اکثراً بهترین تطابق را با داده‌های تجربی داشته و مناسب‌ترین مدل تشخیص داده می‌شود (جلینی، ۱۳۷۵، نشاط و پاره کار، ۱۳۸۶). دلیل دیگر انتخاب مدل‌های تجربی این بود که همبستگی ضرایب این مدل‌ها، با خصوصیات فیزیکی خاک بررسی شود.

1- Kostiakov model
2 - Philip model
3 -Kutilek-Krejca model
4- Swartzendruber model
5-Soil conservation service model

هدف از انجام این پژوهش بررسی موارد زیر می‌باشد:

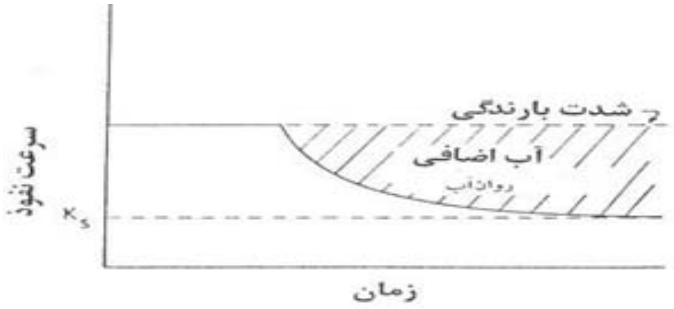
- یافتن توابع انتقالی برای تخمین ضرایب پنج مدل با استفاده از خصوصیات سهل الوصول خاک.
- یافتن توابع انتقالی برای تخمین مستقیم سرعت نفوذ نهایی.
- ارزیابی کارایی مدل‌های نفوذ در تخمین نفوذ تجمعی.
- مقایسه توابع انتقالی پارامترهای مدل‌های نفوذ.

بخش اول

بررسی منابع

۱- ۱- تشریح فرآیند نفوذ

اگر آب با شدتی بیش از نفوذپذیری خاک درسطح زمین قرار گیرد در زمان کوتاهی شدت ریزش آب بیش از قدرت جذب خاک می‌گردد و آب اضافی در سطح خاک تجمع یافته و بصورت رواناب در جهت شیب زمین جریان می‌یابد . شکل(۱-۱) این وضعیت را نشان می‌دهد.



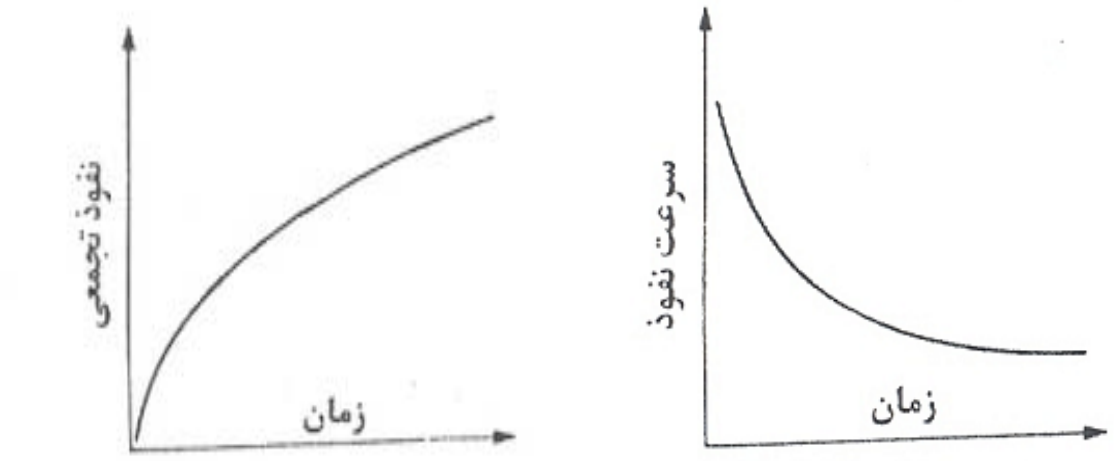
شکل ۱-۱. رابطه سرعت نفوذ آب با زمان در خاک تحت آبیاری با شدت ثابت (هیلل ۱۹۸۲)

شکل (۱-۱) نشان می‌دهد تا زمانی که شدت ریزش آب کمتر یا برابر قابلیت نفوذ[1] خاک باشد، آب اضافه شده در خاک نفوذ می‌نماید و شدت ریزش در نهایت تعیین کننده سرعت نفوذ آب به خاک است اما در صورتی که آب اضافه شده به سطح خاک در واحد زمان (شدت ریزش) از قابلیت نفوذ خاک بیشتر شود قابلیت نفوذ تعیین کننده سرعت نفوذ خواهد بود. در چنین حالتی سرعت نفوذ آب به خصوصیات خاک بستگی دارد (هیلل، ۱۹۸۲).

اگر سطح خاک خشکی را ناگهان به حالت اشباع برسانیم در ابتدا شیب پتانسیل ماتریک[2] که در لایه سطحی خاک عمل می‌کند بسیار زیاد است، ولی همچنان که منطقه مرطوب شونده عمیق‌تر می‌گردد،

[1] -Infiltrability
[2] - Matrice potential gradient

شیب آن کوچک تر شده و به سمت صفر میل می‌کند. به این علت در جریان افقی سرعت نفوذ به صفر می‌رسد. در جریان عمودی و رو به پایین و در خاک همگن با ساختمان پایدار، شیب هیدرولیکی در نهایت برابر با شیب پتانسیل ثقلی[۱] شده و سرعت نفوذ به مقدار ثابتی برابر با هدایت هیدرولیکی اشباع[۲] خاک می‌رسد. اگر سطح خاک به حالت اشباع نرسد، در این صورت سرعت نهایی نفوذ معادل هدایت مویینه‌ای[۳] و متناسب با رطوبت خاک خواهد بود (هیلل، ۱۹۸۲ و گیلدال و تریپاتی، ۱۹۸۷). مطابق شکل (۱-۲) سرعت نفوذ با زمان به‌صورت غیرخطی کاهش یافته و به مقدار ثابتی سیر می‌کند. کل آب نفوذ کرده در خاک در هر زمان عبارت از انتگرال منحنی سرعت نفوذ تا آن زمان است و شیب آن به تدریج کم می‌شود.



شکل ۱-۲. نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ به عنوان تابعی از زمان (هیلل، ۱۹۸۲)

[1]- Gravity potential gradient
[2] - Capillary conductivity
[2]- Saturated hydraulic conductivity

بافت، ساختمان، تراکم، ماده آلی، نوع رس و ترکیب املاح خاک روی شکل این منحنی‌ها تأثیر می‌گذارند. در خاک‌های شنی و سیلتی مقدار تجمعی آب نفوذ یافته نسبت به زمان مرتباً در حال افزایش است ولی برای خاک رسی هم مقدار نفوذ در یک زمان مشخص نسبت به خاک شنی و سیلتی کمتر بوده و هم بعد از چند دقیقه از آغاز نفوذ سرعت نفوذ به شدت کاهش می‌یابد (علیزاده، ۱۳۸۰).

۱-۲- اساس تئوری نفوذ

با ترکیب قانون دارسی[1] و معادله پیوستگی جریان[2]، معادله عمومی جریان آب در خاک برای حالت غیر اشباع در جهت افقی بدست می‌آید. قانون دارسی بصورت زیر است (هیلل، ۱۹۸۲):

$$q = -k(\theta)\frac{\partial H}{\partial X} \qquad (۱-۱)$$

q : شدت جریان آب $(L^3/L^2.T)$

k : هدایت هیدرولیکی (L/T)

H : پتانسیل آبی (L)

X : فاصله افقی در جهت جریان (L)

از طرفی معادله‌ی پیوستگی جریان به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x} \qquad (۱-۲)$$

θ : حجم آب در واحد حجم خاک

t : زمان

با ترکیب دو معادله‌ی فوق، معادله‌ی عمومی جریان در جهت x بدست می‌آید:

[1] - Darcy,s law
[2] - Flow continuity equation

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}[\, k(\theta) \frac{\partial H}{\partial x}] \qquad (۳-۱)$$

ساده ترین کاربرد این معادله توصیف نفوذ آب به خاک در جهت افقی است، در این مورد تأثیر نیروی ثقل بر روی جریان صفر می‌باشد و آب فقط تحت شیب پتانسیل ماتریک به داخل خاک نفوذ می‌کند. اگر خاک یکنواخت باشد، معادله (۱-۳) به فرم پخشیدگی به صورت زیر به کار می‌رود.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x}\right] \qquad (۴-۱)$$

که در آن $D(\theta)$ پخشیدگی آب خاک[1] (L^2/T) بوده و بقیه عوامل قبلاً تعریف شده‌اند.

در جریان عمودی و در یک خاک غیر اشباع، مجموع شیب‌های پتانسیل ثقلی و ماتریک در جریان آب در خاک دخالت دارند. با ادامه نفوذ آب، جبهه رطوبتی فاصله‌ی بیشتری در خاک طی کرده و ضخامت خاک مرطوب اشباع شده افزایش یافته و در نتیجه از شیب پتانسیل ماتریک کاسته می‌شود، زیرا اختلاف پتانسیل هیدرولیکی بین خاک سطحی و خاک خشک در جبهه رطوبتی که مقدار ثابتی است به فاصله بزرگتری تقسیم می‌شود و این روند آن‌قدر ادامه می‌یابد که در منطقه انتقال، شیب پتانسیل ماتریک ناچیز گردیده و شیب پتانسیل ثقلی تنها عامل ایجاد جریان می‌شود. از طرفی چون مقدار شیب پتانسیل ثقلی برابر با ۱- است (بار ثقلی به ازای هر سانتی متر فاصله از سطح خاک یک سانتی‌متر کاهش می-یابد). بنابراین در حد نهایی سرعت نفوذ یا جریان آب به خاک معادل هدایت هیدرولیکی منطقه انتقال می‌باشد (هیلل، ۱۹۸۲).

[1] -Soil water diffusivity

قانون دارسی برای جریان عمودی به فرم زیر می‌باشد:

$$q = -k(\theta)\frac{\partial H}{\partial Z} = -k(\theta)\frac{\partial}{\partial Z}(\Psi_m - z) \quad (۵-۱)$$

Ψ_m : پتانسیل فشار(L)

Z : فاصله عمودی از سطح خاک به طرف پایین(L)

با جایگزینی رابطه (۱-۵) در معادله پیوستگی جریان (معادله۱-۲) داریم.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z}\left(k\frac{\partial \Psi_m}{\partial Z}\right) - \frac{\partial k}{\partial Z} \quad (۶-۱)$$

اگر رابطه بین رطوبت حجمی خاک (θ) و پتانسیل ماتریک (Ψ_m) منحصر بفرد باشد رابطه زیر را می‌توان نوشت:

$$\frac{\partial \Psi_m}{\partial Z} = \left(\frac{\partial \Psi_m}{\partial \theta}\right)\left(\frac{\partial \theta}{\partial Z}\right) \quad (۷-۱)$$

با قرار دادن رابطه فوق در رابطه (۱-۶) خواهیم داشت:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z}\left(D\frac{\partial \theta}{\partial Z}\right) - \frac{\partial K}{\partial Z} \quad (۸-۱)$$

روابط (۱-۶) و (۱-۸) هر یک شکلی از معادله ریچاردز[1] می‌باشند (هیلل، ۱۹۸۲). در این معادلات عبارت اول سمت راست اثر شیب پتانسیل ماتریک و عبارت دوم اثر شیب پتانسیل ثقلی را بر روی نفوذ نشان می‌دهد. به هنگام شروع نفوذ آب در خاک خشک شیب پتانسیل ماتریک در ابتدا خیلی بزرگتر از شیب پتانسیل ثقلی است و سرعت نفوذ در جهات مختلف تقریباً با هم برابر است. با گذشت زمان و غالب شدن شیب پتانسیل ثقلی نفوذ در جهت عمودی بیشتر می‌گردد.

[1] - Richards,s equation

برای بدست آوردن نفوذ از این معادله باید رطوبت و پتانسیل را به عنوان تابعی از عمق و زمان بدست آوریم. فیلیپ (۱۹۵۷) اولین کسی بود که معادلات (۱-۶) و (۱-۸) را با اعمال یک سری از فرضیات حل کرد. فرضیات وی عبارت بودند از: یک خاک یکدست با عمق بی‌نهایت و با مقدار رطوبت اولیه ثابت (θ_i) که یک لایه نازک آب به صورت لحظه‌ای بر روی خاک قرار گرفته، خاک را غرقاب کرده و رطوبت خاک را از مقدار اولیه (θ_i) به مقدار نزدیک به اشباع (θ_0) می‌رساند. مقدار θ_0 در طول زمان نفوذ ثابت فرض می-گردد. فرضیات اعمال شده را می‌توان در قالب شرایط اولیه و مرزی زیر نشان داد.

$$t=0 \qquad z \geq 0 \qquad \theta=\theta_i \qquad (۹-۱)$$

$$t \geq 0 \qquad z=0 \qquad \theta=\theta_0$$

$$t>0 \qquad z\to\infty \qquad \theta=\theta_N$$

با به کارگیری شرایط فوق، فیلیپ (۱۹۵۷) روابط مختلفی برای مشخص ساختن موقعیت جبهه رطوبتی، مقدار آب نفوذ یافته و سرعت نفوذ بدست آورد. برای مشخص ساختن موقعیت جبهه رطوبتی رابطه زیر را ارائه داد.

$$z(\theta,t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(\theta).t^{\frac{n}{2}} \qquad (۱۰-۱)$$

$$=f_1(\theta)t^{1/2}+f_2(\theta)t+f_3(\theta)t^{3/2}+f_4(\theta)t \qquad (۱۱-۱)$$

z : عمقی از خاک که رطوبت آن مساوی θ است (l).

$f_n(\theta)$: توابعی که همگی از هدایت موئینگی و پخشیدگی آب خاک قابل محاسبه هستند.

از معادلهٔ (۱-۱۲)، توزیع آب خاک به هنگام نفوذ معین می‌گردد. مقدار آب نفوذ یافته بر حسب ارتفاع آب از معادلهٔ زیر محاسبه می‌شود:

$$I(t) = \sum_{n=1}^{\infty} J_n(\theta).\, t^{\frac{n}{2}} \qquad (۱۲-۱)$$

$$= St^{1/2} + (A_2 + K_0)t + A_3t^{3/2} + A_4t^2 + \ldots + A_nt^{n/2} \qquad (۱۳-۱)$$

S : قابلیت جذب[1] بوده و مبین مقدار آبی است که از طریق نیروی موئینگی قابل جذب یا دفع است $(L/T^{0.5})$.

K_0 : هدایت هیدرولیکی متناسب با θ_0 (L/T)

A_2 : ضریب ثابت

فیلیپ با مشتق‌گیری از معادلهٔ (۱-۱۳) رابطه زیر را برای محاسبه سرعت نفوذ ارائه داد.

$$i(t) = 1/2St^{-1/2} + (A_2 + K_0) + 3/2A_3t^{1/2} + 2A_4t + \ldots + n/2\ A_nt^{(n/2)-1} \qquad (۱۴-۱)$$

در عمل معادلات (۱-۱۳) و (۱-۱۴) به صورت زیر به کار می‌روند.

$$I_{(t)} = St^{1/2} + At \qquad (۱۵-۱)$$

$$i_{(t)} = 1/2St^{-1/2} + A \qquad (۱۶-۱)$$

A : معادل هدایت هیدرولیکی متناسب با θ_0 (L/T)

[1] - Sorptivty

۱-۳- مدل‌های نفوذ آب به خاک

توصیف پدیده نفوذ با حل معادله ریچاردز، در صورتی که روابط بین آب خاک، پتانسیل ماتریک و هدایت هیدرولیکی تعریف شده و معین باشد، امکان‌پذیر است (هیلل، ۱۹۸۲). علاوه بر نیاز به روابط فوق در حل معادله یاد شده اعمال یک سری فرضیات نیز اجتناب ناپذیر است. در حل معادله عوامل فیزیکی خاک از قبیل نفوذپذیری، تخلخل، درصد آب خاک، جرم مخصوص ظاهری خاک و... غالباً ثابت فرض می‌شوند در صورتی که این ویژگی‌ها تحت تاثیر عوامل گوناگون نظیر شخم و کیفیت آن، نوع گیاه و مرحله رشد آن، فعالیت زیستی موجودات زنده خاک، بارندگی و تعداد دفعات آبیاری از یک فصل تا فصل بعد و حتی از یک آبیاری تا آبیاری بعدی تغییر می‌کند (کلمنس، ۱۹۸۳) و مشخص کردن این تغییرات و دخالت دادن آنها در حل معادلهٔ ریچاردز اگر غیر ممکن نباشد بسیار مشکل است. در نتیجه کاربرد تئوری نفوذ در مزرعه عملاً با محدودیت مواجه است. به این جهت غالباً ترجیح داده می‌شود که از معادلات یا مدل‌های ریاضی که به صورت تجربی و با اتکا به داده‌های آزمایش بدست آمده اند در توصیف یا ارزیابی کم وکیف نفوذ آب به خاک استفاده شود (کلمنس، ۱۹۸۳). اما پدیده نفوذ یک پدیده پیچیده می‌باشد و یک معادله تجربی به تنهایی قادر به پیش‌بینی نفوذ برای همه نوع خاک و شرایط متنوع نیست، در نتیجه، معادلات تجربی مختلف ابداع و ارائه شدند، معادلات تجربی نفوذ بایستی به فرمی باشند که شرایط زیر در آنها صدق نماید (هاورکمپ و همکاران، ۱۹۸۸).

$$\lim_{t\to 0} I(t) = 0 \qquad \lim_{t\to \infty} I(t) = \infty$$

$$\lim_{t\to 0} i(t) = \infty \qquad \lim_{t\to \infty} i(t) = K \qquad (۱۷-۱)$$

$I(t)$: نفوذ تجمعی در مدت زمان نفوذ (L)

i(t) : سرعت نفوذ (L/T)

t : زمان از آغاز نفوذ (T)

K : هدایت هیدرولیکی در خاک اشباع شده مزرعه (L/T)

با توجه به توضیحات فوق به تشریح مدل‌های نفوذ استفاده شده در این پژوهش می‌پردازیم.

۱-۳-۱- مدل کاستیاکوف

یکی از اولین معادله‌هایی که برای توصیف نفوذ آب به داخل خاک ارائه شده است معادله کاستیاکوف می‌باشد کاستیاکوف مدل تجربی خود را این چنین پیشنهاد کرده است (نقل از علیزاده، ۱۳۸۰):

$$I(t) = at^b \qquad (۱۸-۱)$$

در این معادله a و b ضرایب تجربی بوده و برای خاک‌های مختلف متفاوت بوده و مقادیر آنها به ترتیب بزرگتر از صفر و بین صفر و یک می‌باشند (کلمنس، ۱۹۸۳). این ضرایب دارای ماهیت فیزیکی نیستند ولی بعضی از محققین ارتباط این ضرایب را با خصوصیات خاک بررسی کرده و وابستگی این ضرایب را به خصوصیات خاک نشان داده‌اند مثلاً فیلیپ (۱۹۵۷) بیان می‌کند که a برابر ضریب جذبی خاک می‌باشد. رحیمی (۱۳۸۵) و جلینی (۱۳۷۵) نیز چنین نتیجه‌ای بدست آورند. هارتلی (۱۹۹۲) بیان داشت که a و b به زمان، درصد رطوبت اولیه، هدایت موئینگی و هیدرولیکی خاک بستگی دارند. مقادیر a و b بوسیله برازش معادله (۱-۱۸) به داده های اندازه گیری شده نفوذ تجمعی بدست می‌آیند. مشتق گیری از این معادله سرعت نفوذ را در هر لحظه از زمان بدست خواهد داد.

$$i(t) = abt^{(b-1)} \qquad (۱۹-۱)$$

ایرادی که بر این معادله وارد است این است که اگر t به سمت بی‌نهایت میل کند، i(t) به سمت صفر میل می‌کند و این خلاف واقع است زیرا در یک خاک همگن سرعت نفوذ برابر هدایت هیدرولیکی خاک بوده و برابر صفر نخواهد شد. بنابراین معادله بالا فقط تا زمانی صحیح است که سرعت نفوذ از هدایت هیدرولیکی اشباع خاک بیشتر باشد و از آن به بعد معادله قادر به توصیف سرعت نفوذ در خاک نیست. نتایج آزمایش‌های مختلف نشان داده که برای تخمین سرعت نفوذ در کوتاه مدت (حدود ۲ تا ۶ ساعت) معادلهٔ مناسبی است و چون در طراحی سیستم‌های آبیاری با این زمان سر و کار داریم بنابراین معادله کاربرد زیادی در طراحی سیستم‌های آبیاری دارد (علیزاده، ۱۳۷۲). رشیدی و سیفی (۲۰۰۷) در آزمایشی که در ورامین انجام دادند نفوذ تجمعی بدست آمده از آزمایش استوانه های مضاعف را با مقادیر پیش‌بینی شده بوسیله پنج مدل کاستیاکوف (K)، کاستیاکوف- لوییز (KL) ، اداره حفاظت خاک آمریکا (SCS، RSCS) و والکر (W) مقایسه کردند. ترتیب دقت مدل‌ها به ترتیب زیر بدست آمد: K> KL> RSCS> SCS> W. جلینی (۱۳۷۵) در تحقیقی که در اراضی کرکج دانشگاه تبریز و بر روی ۳۰ نمونه خاک انجام داد نفوذ تجمعی بدست آمده از آزمایش استوانه مضاعف را با مقادیر پیش‌بینی شده بوسیله پنج مدل کاستیاکوف، فیلیپ، کاستیاکوف تعدیل شده، هورتون و SCS مقایسه کرد. در بین این مدل‌ها، مدل کاستیاکوف دارای بیشترین دقت در تخمین مقدار و سرعت نفوذ بود. کلمنس (۱۹۸۳) و هارتلی (۱۹۹۲) نیز کاربرد معادله کاستیاکوف را در آبیاری سطحی پیشنهاد کرده‌اند. نشاط و پاره کار (۱۳۸۶) با ارزیابی چند مدل نفوذ مشاهده کردند که مدل کاستیاکوف دارای بیشترین مقدار R^2 و کمترین واریانس در برآورد مقدار نفوذ تجمعی در کوتاه مدت (چند ساعت) می‌باشد ولی با افزایش زمان مدل‌های فیلیپ و SCS بهترین عملکرد را داشتند.