نشریه مدیریت آب در کشاورزی
جلد ۴، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۶، ص. ۴۸-۳۹

Water Management in Agriculture
Vol. 4, No. 1, Spring and Summer 2017, 39-48

آبشویی و اصلاح اراضی شور و سدیمی، بخش اول: مفاهیم نظری و روابط حاکم بر آبشویی نمک‌ها از نیمرخ خاک

مجید شریفی پور[۱]، عبد علی ناصری[۲]، عبدالرحیم هوشمند[۲]، علیرضا حسن اقلی[۳] و هادی معاضد[۲]

چکیده

بررسی مطالعات انجام‌شده در زمان‌های متفاوت در خصوص اراضی شور تحت آبیاری در ایران، نشان می‌دهد که سطح این اراضی در حال گسترش است. با تداوم ایجاد شبکه‌های آبیاری و زهکشی در بخش‌هایی از اراضی مسطح استان خوزستان، مقدار این اراضی بیشتر نیز خواهد شد. آبشویی تنها راه عملیِ شناخته‌شده برای احیاء اراضی شور می‌باشد و انجام آن نیازمندِ مصرف مقادیر بسیار زیاد آب است. شناخت مفاهیم نظری و روابط حاکم بر پدیده، به درک بهتر فرآیند کمک می‌کند و از اشتباهات و برداشت‌های غلطی که در این زمینه وجود دارد جلوگیری خواهد کرد که نتیجه آن کاهش هزینه، زمان و بهبود عملیات آبشویی و البته صرفه‌جویی در آب مصرفی خواهد بود. آبشویی نمک‌ها از خاک نمونه‌ای از جابه‌جایی اختلاط‌پذیر (جایگزینی سیال موجود در خلل و فرج با یک سیال دیگر) در محیط متخلخل است. ولی انتقال املاح در خاک به دلیل داشتن ساختمان و وجود منافذ ریز (درون خاکدانه‌ای) و درشت (بین خاکدانه‌ای)، با یک محیط متخلخل ساده متفاوت است. برای توصیف پدیده انتقال املاح در خاک ساختمان‌دار و آگاهی از جزئیات آن در راستای جهت‌دهی بهتر عملیات آبشویی و حصول نتیجه مناسب، باید از راهبردی استفاده نمود که در آن تخلخل شامل دو ناحیه آب ساکن (منافذ درون خاکدانه‌ای) و آب متحرک (منافذ بین خاکدانه‌ای) فرض شود که انتقال املاح در آن‌ها به ترتیب توسط پخشیدگی و جریان روان و انتشار صورت می‌گیرد. در این مقاله، پس از ارائه مفاهیم نظری مرتبط، معادلات ریاضی حاکم بر انتقال املاح در محیط‌های متخلخل (در شکل عمومی)، به‌صورت مختصر معرفی‌شده و سپس مدل‌های انتقال املاح در خاک (به‌صورت اختصاصی) ارائه می‌گردد. این معادلات شامل: معادله کلی انتقال املاح، انتقال املاح توسط پخشیدگی، انتقال املاح با جابه‌جایی، مدل‌های شبیه‌سازی انتقال املاح در خاک به‌عنوان محیطی دارای پیوستاری دوگانه و مدل‌سازی انتقال املاح بین نواحی آب ساکن و متحرک می‌باشد. در قسمت دوم این سری مقالات، از دریچه مفاهیمی که در قسمت اول معرفی می‌شوند، به مزایا و معایب روش‌های مختلف آبشویی پرداخته خواهد شد و همچنین اثر عوامل محیطی و سیستمی با کمک همین مفاهیم بررسی می‌شود. شناخت مفاهیم معرفی‌شده در این مقاله نه‌تنها برای انجام عملیات آبشویی اولیه، بلکه برای درک بهتر از مدیریت شوری در مزرعه در زمان بهره‌برداری نیز مفید خواهد بود.

واژه‌های کلیدی: منحنی رخنه، انتقال املاح در خاک، پخشیدگی املاح، انتشار املاح

مقدمه

اثر اسمزی ناشی از نمک اضافی موجود در محلول خاک، بر رشد گیاهان تأثیر سوء دارد و اثر سمی ناشی از بعضی عناصر خاص، آن را تشدید می‌کند. شوری خاک می‌تواند به حدی برسد که مانع از جوانه‌زنی و رشد رویشی شده، کیفیت و کمیت محصولات را پایین آورد و در نهایت، قابلیت کشت را در اراضی از بین ببرد (Wallender and Tanji, 2011). شواهد تاریخی نشان می‌دهد که در شش هزار سال گذشته، جوامع متعددی که بر پایه کشاورزی فاریاب به وجود آمده بودند، در اثر مشکلات ناشی از شوری از بین رفته‌اند. یکی از معروف‌ترین آن‌ها تمدن بین‌النهرین در عراق کنونی است. مشکلات ناشی از شوری در این اراضی که زمانی بسیار حاصلخیز بودند، بین سال‌های ۲۴۰۰ تا ۱۷۰۰ قبل از میلاد مسیح به‌تدریج شدت گرفت و به نابودی این تمدن منجر گشت (Wallender and Tanji, 2011; Hillel, 2005).

تفاوت زیادی بین آمار ارائه‌شده از شوری اراضی تحت آبیاری در ایران در گزارش‌های مختلف وجود دارد. این احتمالاً به دلیل فاصله زمانی تهیه گزارش‌ها و تغییر مساحت اراضی تحت آبیاری در این فاصله و همچنین، تغییر اراضی متأثر از شوری است. به‌هرحال با توجه به جدول ۱، در هیچ زمانی مقدار اراضی شور تحت آبیاری، کمتر از ۳۰ درصد کل اراضی تحت آبیاری نبوده است. گزارش‌های جدیدتر حاکی از آن است که مقدار این اراضی به ۵۰ درصد افزایش پیداکرده است (چراغی،

[۱] استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه لرستان (* نویسنده مسئول: sharifipour.majid@gmail.com)
[۲] اعضای هیئت علمی گروه آبیاری و زهکشی دانشگاه شهید چمران اهواز
[۳] دانشیار مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرج، ایران
تاریخ دریافت: ۹۶/۰۴/۲۴
تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۳۱

۲۰۰۴)؛ و البته همه این آمار و ارقام با شروع و تداوم طرح ۵۵۰ هزار هکتاری احیاء اراضی استان‌های خوزستان و ایلام (مشهور به طرح مقام معظم رهبری) که بخش‌هایی از آن تاکنون تحت کشت نبوده‌اند و دارای درجات مختلفی از شوری هستند، به‌تدریج دستخوش تحول خواهد شد.

جدول ۱- وسعت اراضی فاریاب متأثر از شوری ایران در مطالعات مختلف (به نقل از قدیر[۱] و همکاران، ۲۰۰۸)

منبع	کل اراضی تحت آبیاری	اراضی شور تحت آبیاری (میلیون هکتار)	درصد اراضی شور تحت آبیاری به کل اراضی فاریاب
کمیسیون بین‌المللی آبیاری و زهکشی[۲] (۱۹۷۷)	۴/۰۰	۱/۵۰	۳۸
فائو (۱۹۸۹)	۵/۷۴	۱/۷۲	۳۰
قاسمی و همکاران (۱۹۹۵)	۵/۷۴*	۲/۲	۳۸
کمیته بین‌المللی آبیاری و زهکشی (۲۰۰۲)	۸/۱۰	۴/۰۵	۵۰

* سطح اراضی تحت آبیاری بر اساس مطالعات فائو (۱۹۸۹) بوده است.

تنها راه مؤثر و شناخته‌شده برای بیرون راندن املاح اضافه از خاک، آبشویی است و انجام آن نیازمندِ مصرف مقادیر بسیار زیاد آب است. با توجه به گسترش شوری در اراضی تحت آبیاری و مشکلات ناشی از آن، شناخت مفاهیم مرتبط با آبشویی نمک‌ها از خاک اهمیت فراوان دارد. در حال حاضر، ورود نیافتن به جزئیات پدیده و تفاوت‌های برداشت کارشناسان از فرآیند آبشویی سبب شده روش سنتیِ انباشت آب بر سطح خاک همچنان به گستردگی برای شوری‌زدایی استفاده گردد. شناخت مفاهیم نظری و ریاضی حاکم، به درک این فرآیند کمک می‌کند و از اشتباهات و برداشت‌های غلطی که در این زمینه وجود دارد جلوگیری خواهد کرد که نتیجه آن کاهش هزینه، زمان و بهبود عملیات آبشویی و البته صرفه‌جویی در آب مصرفی خواهد بود. کاربرد این مفاهیم تنها در زمان آبشویی اولیه نیست، بلکه به مدیریت شوری مزرعه در زمان بهره‌برداری (آبیاری محصولات) نیز یاری خواهد رساند. در قسمت اول از این مقاله دوبخشی، به مفاهیم نظری و ریاضی فرآیند شستشوی املاح از پروفیل خاک پرداخته می‌شود. در قسمت دوم با استفاده از مفاهیمی که در قسمت اول معرفی‌شده‌اند، به مزایا و معایب روش‌های مختلف آبشویی پرداخته خواهد شد و اثر عوامل محیطی و سیستمی (عواملی به‌جز محیط طبیعی است که توسط انسان ایجاد می‌شوند، اعم از فیزیکی و مدیریتی) با کمک همین مفاهیم بررسی می‌گردد. همچنین برخی تجربیات داخلی و بین‌المللی در زمینه آبشویی و احیاء اراضی مرور خواهد شد.

مفاهیم نظری

۱- جایگزینی اختلاط‌پذیر و منحنی رخنه

جایگزینی اختلاط‌پذیر[۳] فرآیندی است که طی آن، سیالی با سیال دیگر مخلوط و جایگزین آن می‌گردد (Kirkham and Powers,1972). آبشویی نمک‌ها از خاک نمونه‌ای از جایگزینی اختلاط‌پذیر است، چراکه آب اضافه (اعمال) شده به خاک، با املاح خاک مخلوط و جایگزین املاح می‌گردد. املاح در سیال جایگزین شونده توسط فرآیندهای جریان توده‌ای[۴]، پخشیدگی[۵] و انتشار[۶] منتقل می‌شوند (Kirkham and Powers,1972; Rose,1973). انتقال روان (توده‌ای) املاح، جریانی است که از قانون دارسی پیروی می‌کند و مقدار املاح منتقل شده در این فرآیند، متناسب با غلظت املاح و شدت جریان است. پخشیدگی املاح زمانی اتفاق می‌افتد که املاح درون محلول به‌طور یکنواخت توزیع نشده باشند. در این حالت، مواد محلول از نقطه یا نقاطی که غلظت آن‌ها بیشتر است، به مکانی که غلظت آن‌ها کمتر است انتقال می‌یابند. البته فرآیند دیگری با عنوان انتشار نیز در یک محلول غیر همگن در محیط متخلخل (مانند خاک) که در حال حرکت است اتفاق می‌افتد. این فرآیند از سرعت جریان غیر یکنواخت محلول خاک در خلل و فرج آن ناشی می‌شود و از نظر مکانیسم عمل، با پخشیدگی متفاوت است.

هندسه پیچیده خلل و فرج خاک باعث می‌شود که جریان در آن بیشتر نامنظم[۷] باشد و انتشار املاح بین سیالات موجود و سیالات جایگزین شونده در خاک، نتیجه همین جریان نامنظم است. منگلد و تسانگ[۸] (۱۹۹۱) سه فرآیندی را که موجب انتشار املاح در منافذ خاک می‌شوند بدین‌صورت معرفی کردند؛ الف- اختلاط محلول‌های در حال جایگزینی، به دلیل اختلاف سرعت بین مولکول‌هایی که در میانه هر مجرا و یا در نزدیکی دیواره‌های آن در حال حرکت‌اند (شکل ۱، الف). ب- اختلاط محلول‌های در حال جایگزینی، به دلیل تفاوت در اندازه مجاری و به‌تبع آن، اختلاف سرعت بین جریان درون آن‌ها (شکل ۱، ب) و ج- اختلاط محلول‌های در حال جایگزینی، به دلیل تفاوت فاصله طی شده جریان در انشعابات مجاری و خلل و فرج خاک (شکل ۱، ج).

---

۱ Qadir et al., 2008

۲ International Commission on Irrigation and Drainage (ICID)

۳ Miscible displacement

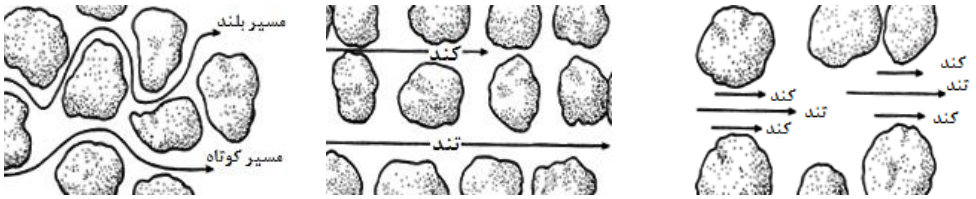
۴ Mass transport

۵ Diffusion

۶ Dispersion

۷ Erratic

۸ Malangol and Tsang, 1991



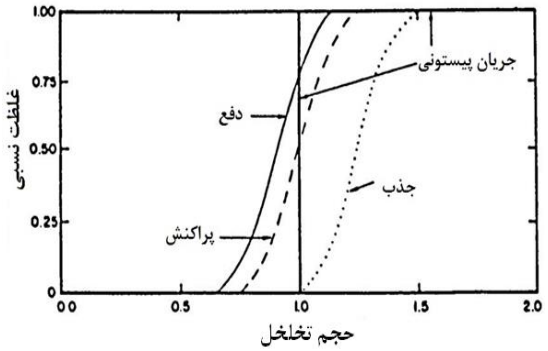
(الف) (ب) (ج)

شکل ۱- فرآیندهای انتشار املاح در منافذ خاک

توجه شود که پخشیدگی، به‌وسیله حرکت تصادفی مولکول‌های محلول به وجود می‌آید، درحالی‌که انتشار به دلیل جریان نامنظم سیالات از درون خلل و فرج خاک است. هرچند این دو فرآیند کاملاً متفاوت‌اند، ولی اثرشان در انتقال املاح که همان همگن شدن غلظت در محلول خاک است، مشابه می‌باشد (Wagenet, 1983).

ضریب انتشار هیدرودینامیکی[۱] که گاهی ضریب انتشار آشکار (Wagenet, 1983; Biggar and Nielsen, 1980) یا به‌طور ساده ضریب انتشار نامیده می‌شود، واژه‌ای است که برای توصیف پراکنش املاح در اثر هر دو فرآیند انتشار مکانیکی و پخشیدگی مولکولی به کار می‌رود (Freeze and Cherry, 1979; Passioura and Rose, 1971; Passioura,1971).

به دلیل پیچیدگی مطالعه شکل مرز بین سیالات مختلف در هنگامی‌که از لوله یا ستون خاک عبور می‌کنند، استفاده از پایش تغییرات غلظت محلول در سیال خروجی از ستون خاک متداول شده است. از چگونگی تغییرات غلظت می‌توان اطلاعاتی در خصوص محیط متخلخل و حرکت سیال دریافت کرد. داده‌های این روش به شکل استانداردی که منحنی رخنه[۲] نامیده می‌شود ارائه می‌شوند. منحنی رخنه نموداری است که تغییرات غلظت نسبی سیال خروجی (نسبت به یک غلظت استاندارد که معمولاً غلظت سیال ورودی است) را در برابر حجم نسبی سیال خروجی (نسبت به حجم تخلخل در ستون خاک) ترسیم می‌کند (Krupp and Elrick, 1968). در نبود پخشیدگی و انتشار (جایگزینی اختلاط ناپذیر)، منحنی رخنه شکل عمودی به خود خواهد گرفت. این حالت را که در آن پخشیدگی و انتشار وجود ندارد، جریان پیستونی انتقال املاح می‌نامند، چراکه املاح مانند یک پیستون در ستون خاک جایگزین می‌شوند، هرچند این نوع از جایگزینی در عمل به‌ندرت رخ می‌دهد. چیزی که در عمل در جبهه بین دو محلول اتفاق می‌افتد، اختلاط تدریجی دو محلول به دلیل پخشیدگی و انتشار است؛ بنابراین با پیشروی جبهه اختلاط در ستون خاک، پراکنش املاح افزایش می‌یابد و منحنی رخنه شکل S مانندی به خود می‌گیرد (Bear and Bachmat, 1991; Rose,1977). کشیده شدن منحنی به سمت چپ نشان‌دهنده وجود دفع[۳] املاح و یا جریان ترجیحی قابل‌توجه است، درحالی‌که کشیده شدن آن به راست نمایانگر جذب[۴] یا نگهداری[۵] املاح توسط خاک است (شکل ۲).



شکل ۲- حالت‌های متفاوت منحنی رخنه (Wagenet, 1983)

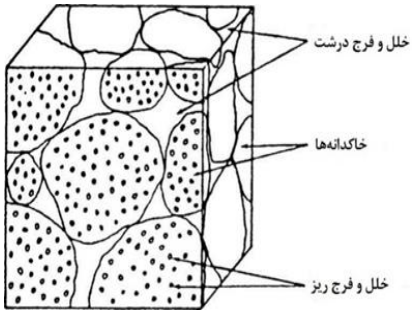
منحنی رخنه متقارن که در آن در حجم منفذی برابر یک و غلظت نسبی برابر ۰/۵ می‌شود، پراکنش نمونه[۶] یا منحنی رخنه آرمانی نامیده می‌شود. بیگار و نیلسون (۱۹۶۲) و رز (۱۹۷۷) بحث‌های جامع و فراگیری در خصوص شکل منحنی رخنه ارائه داده‌اند.

۲- انتقال املاح در خاک دارای ساختمان و مفهوم پیوستاری دوگانه

بخش جامد خاک عمدتاً شامل مواد معدنی است که در

[۱] Hydrodynamic dispersion coefficient
[۲] Breakthrough curve
[۳] Exclusion
[۴] Adsorption
[۵] Retention
[۶] Typical dispersion

قالب خاکدانه‌ها[۱] یا خاک سازه‌ها[۲] به هم پیوند خورده‌اند. به شکل قرارگیری ذرات خاک و خلل و فرج بین آن‌ها ساختمان خاک گفته می‌شود (Marshal and Holms, 1988). خلل و فرج خاک را می‌توان در دو گروه؛ بین خاکدانه‌ای[۳] و درون خاکدانه‌ای[۴] طبقه‌بندی کرد. منافذ بین خاکدانه‌ای بزرگ‌تر و مستقیم‌تر از منافذ درون خاکدانه‌ای هستند. شکل ۳ نحوه قرارگیری خاکدانه‌ها و منافذ ریز و درشت خاک را نمایش می‌دهد. اختلاف اندازه و اعوجاج ذرات خاک، کمک بسیاری به کنترل حرکت آب از میان خاک می‌نماید، بدین ترتیب که اجازه می‌دهد آب اضافی از خاک خارج شود ولی رطوبت در میان منافذ ریزترِ بین خاکدانه‌ها حفظ گردد. ساختمان خاک تأثیر قابل‌توجهی بر فرآیند انتقال املاح دارد و منحنی رخنه در خاک‌های ساختمان یافته، بسیار دور از جریان پیستونی املاح است.



شکل ۳- نحوه قرارگیری خاکدانه‌ها و توزیع منافذ ریز و درشت خاک

برای مدل‌سازی انتقال املاح در خاک ساختمان دار، معمولاً از راهبرد پیوستاری دوگانه[۵] (تخلخل دوگانه[۶]) استفاده می‌شود که در آن فرض می‌شود تخلخل شامل دو ناحیه است؛ الف- ناحیه آب متحرک[۷] (منافذ بین خاکدانه‌ای) که انتقال املاح در این ناحیه توسط جریان روان (توده‌ای) و انتشار صورت می‌گیرد. ب- ناحیه آب ساکن[۸] (منافذ درون خاکدانه‌ای) که انتقال املاح در آن تنها توسط پخشیدگی انجام می‌شود و نقش عوامل جریان روان و انتشار بسیار کم‌رنگ است.

انتقال املاح در ناحیه آب متحرک، بسیار سریع اتفاق می‌افتد، درحالی‌که جابه‌جایی املاح بین ناحیه آب ساکن و آب متحرک، توسط پخشیدگی بسیار آهسته صورت می‌گیرد و موجب می‌شود که رسیدن به حالت توازن طولانی و با تأخیر انجام شود. این مسئله در تحقیقات پاسیورا (۱۹۷۱)، رز (۱۹۷۳)، وان‌گنوختن و ویرنگا[۹] (۱۹۷۶)، دی‌اسمت[۱۰] و ویرنگا (۱۹۷۹)، تیلمن[۱۱] و همکاران (۱۹۹۱)، دیویدسون[۱۲] و همکاران (۱۹۸۰) و لافولیه و هایوت[۱۳] (۱۹۹۳) مشاهده شده است.

مفاهیم ریاضی

در این بخش ابتدا معادلات انتقال املاح در محیط‌های متخلخل معرفی می‌شوند و سپس مدل‌های انتقال املاح در خاک، به‌عنوان یک محیط متخلخلِ دارای پیوستاری دوگانه، ارائه می‌گردند.

۱- معادله کلی انتقال املاح

بر اساس بحث پیشین دربارهٔ نظریه جایگزینی اختلاط‌پذیر، مقدار کل جریان املاح، نتیجه اثر مجموع پخشیدگی و جابه‌جایی[۱۴] املاح است که به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$J_s = J_D + J_C \qquad (۱)$$

که در آن؛ J: جرم املاح انتقال‌یافته از سطح مقطع خاک در واحد زمان و نمادهای S، D و C: به ترتیب نمایانگر کل املاح، املاح انتقال‌یافته توسط پخشیدگی و املاح منتقل شده با جابه‌جایی هستند. توجه شود که به علت یکسانی عامل به وجود آورنده جابه‌جایی و انتشار (حرکت سیال)، اثر آن‌ها در این معادله با یک جمله درج‌شده است.

۱-۱- انتقال املاح توسط پخشیدگی

قانون اول فیک[۱۵] پخشیدگی یک‌بعدی املاح در محلول آزاد[۱۶] را به‌صورت زیر بیان می‌کند:

$$J_D = -D_\circ \frac{dC}{dx} \qquad (۲)$$

که در آن؛ C: غلظت املاح، x: فاصله و $D_\circ$: ضریب پخشیدگی یونی[۱۷] در آب آزاد [L2T-1] است. به دلیل پیچ‌وایپچی مسیر جریان در بافت خاک، معادله (۲) در خاک به‌صورت زیر درمی‌آید:

$$J_D = -D_e(\theta) \frac{dC}{dx} \qquad (۳)$$

که در آن؛ D_e: ضریب پخشیدگی مؤثر[۱۸] است که با توجه به پیچ‌وایپچی بافت خاک محاسبه می‌شود. مقدار پیچ‌وایپچی مسیر جریان در خاک، بستگی به رطوبت خاک دارد و با کم شدن

---

۱ Aggregates
۲ Peds
۳ Inter-Aggregate
۴ Intra-Aggregate
۵ Bi- continuum
۶ Dual porosity
۷ Mobile water region
۸ Immobile

۹ Van Genuchten and Wierenga,1976
۱۰ De Smedt and Wierenga,1979
۱۱ Tillman et al., 1991
۱۲ Davidson et al., 1980
۱۳ Lafolie and Hayot, 1993
۱۴ Convection
۱۵ Fick

۱۶ محلولی که مولکول‌های ماده حل شده در آن، به صورت تصادفی با حرکت براونی (Brownian motion) جابجا شوند.

۱۷ Ionic diffusion coefficient. مقدار جریان یک یون حل شده در آبی با دمای ۲۵ درجه سانتیگراد، از سطحی به مساحت واحد، تحت شیب غلظت واحد، بر حسب واحد جرم بر واحد زمان را ضریب پخشیدگی آن یون در آب آزاد گویند.

۱۸ Effective diffusion coefficient

مقدار رطوبت، جریان ناگزیر به عبور از مسیرهای دارای پیچ‌واپیچی بیشتر است؛ بنابراین D_e خود تابعی از رطوبت خاک (θ) است. برآورد مقدار $D_e(\theta)$ موضوع تحقیقات بسیاری بوده است. برسلر[۱] (۱۹۷۳)، مقدار D_e را برای هر یون با معادله زی برآورد کرد:

$$D_e(\theta) = D_0\theta\left[\frac{l}{l_e}\right]^2 \xi\gamma \qquad (۴)$$

که در آن؛θ: مقدار رطوبت حجمی و $\left[\frac{l}{l_e}\right]^2$ بیانگر پیچ‌واپیچی خلل و فرج بافت خاک است (l_e طول مسیر روده وار جریان در خاک و l طول مسیر مستقیم ظاهری است). ξ وγ به ترتیب نمایانگر اثر دفع و جذب آنیون‌ها بر لزوجت محلول خاک هستند.

جوری[۲] و همکاران (۱۹۹۱) معادله خود را برای برآورد D_e، بر اساس مدل پیچ‌واپیچی میلینگتون و کورک[۳] (۱۹۶۱)، به‌صورت زیر ارائه کردند:

$$D_e(\theta) = \frac{D_0\theta^{\frac{10}{3}}}{\varepsilon^2} \qquad (۵)$$

که در آن؛ ε تخلخل خاک است.

کمپر و وان‌شایک[۴](۱۹۶۶) برای D_e در سامانه‌ای متشکل از آب و رس، رابطه‌ای تجربی به‌صورت زیر ارائه دادند:

$$D_e(\theta) = D_0 a e^{b\theta} \qquad (۶)$$

که در آن؛ a و b مقادیر تجربی هستند. اولسن[۵] و کمپر (۱۹۶۸) برازش مناسبی برای این معادله در بافت خاک‌هایی بین شنی لومی تا رسی یافتند که در آن، ثابت a بین ۰/۰۰۱ و ۰/۰۰۵ و ثابت b برابر ۱۰ بود.

۱-۲- انتقال املاح با جابه‌جایی

انتقال ماکروسکوپی املاح همراه با جریان روان، معمولاً با دو مؤلفه اصلی جریان جابه‌جا کننده توصیف می‌شود که عبارتند از: الف- میانگین سرعت آب در خلل و فرج و ب- انحراف از میانگین سرعت، که درنتیجه تفاوت‌های موضعی سرعت جریان در مجاری مجزا رخ می‌دهد. همان‌طور که قبلاً اشاره شد مورد دوم، انتشار مکانیکی را به وجود می‌آورد که اثر آن مشابه پخشیدگی است، ولی حرکت املاح نه در اثر اختلاف غلظت، بلکه به دلیل برهم‌کنش سرعت‌های موضعی است که از مجاری کوچک و بزرگ عبور می‌کنند. این اثر را می‌توان با یک‌شکل عمومی از معادله فیک، با استفاده از انتشار مکانیکی به‌جای پخشیدگی مولکولی بیان کرد. با فرض جریان یک‌بعدی و پایدار آب در یک خاک همگن و دارای رطوبت یکنواخت، کل املاحی که به‌وسیله جابه‌جایی، از واحد سطح عمود بر جهت جریان عبور می‌کنند، برابر است با:

$$J_C = v\theta C - \theta D_m(v)\frac{dC}{dz} \qquad (۷)$$

که در آن؛ z: بعد فضایی دستگاه مختصات (جهت مثبت به سمت پایین)، v: سرعت متوسط آب در خلل و فرج خاک وD_m: ضریب انتشار مکانیکی که توسط الریک و کلوتیر[۶] (۱۹۹۰) به‌صورت زیر تعیین‌شده است:

$$D_m = \lambda v^{\eta} \qquad (۸)$$

در این معادله؛ λ و η ضرایب تجربی هستند که با آزمایش معین می‌شوند.

باخمات و بیر (۱۹۶۴) نشان دادند که در یک سامانه همگن اشباع، توان η نزدیک به یک است و بنابراین، معادله فوق را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$$D_m = \lambda v \qquad (۹)$$

که در آن؛ λ انتشار پذیری[۷] است که در خاک‌های مختلف، مقادیری بین ۰/۲ تا ۲ سانتی‌متر دارد (Biggar and Nielsen, 1980).

۱-۳- معادله ترکیبی انتقال املاح

از قرار دادن معادله‌های (۳) و (۷) در معادله (۱)، معادله‌های زیر حاصل می‌شود:

$$J_s = -[\theta D_m(v) + D_e(\theta)]\frac{dC}{dZ} + v\theta C \qquad (۱۰)$$

$$J_s = -\theta D_S(v,\theta)\frac{dC}{dZ} + v\theta C \qquad (۱۱)$$

که در آن؛ D_s ضریب انتشار هیدرودینامیکی است که از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$D_s(v,\theta) = D_m(v) + \frac{D_e(\theta)}{\theta} \qquad (۱۲)$$

معادله پیوستگی مبین این است که تغییرات مقدار املاح در یک جزء حجمی محدود[۸] برابر است با تفاوت بین شار[۹] املاح به درون و بیرون آن جزء (به‌علاوه در برخی موارد، افزایش یا کاهش املاح در اثر واکنش‌های شیمیایی و یا فعالیت‌های رادیواکتیو) (فریز و چری، ۱۹۷۹)، به عبارتی:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = -\frac{\partial J_s}{\partial_z} \qquad (۱۳)$$

از ترکیب این رابطه با معادله (۱۱) و با در نظر گرفتن واکنش‌های یون- خاک (جذب و دفع یون‌ها) و دریافت یا انبارش[۱۰] املاح (مانند فرونشینی شیمیایی[۱۱]، جذب سطحی و انحلال[۱۲]) می‌توان نوشت (Addiscott and Wagenet, 1985):

---

۱ Bresler, 1973
۲ Jury et al., 1991
۳ Millington and Quirk, 1961
۴ Kemper and Van Schaik, 1966
۵ Olsen and Kemper , 1968
۶ Elrick and Clothier, 1990
۷ Dispersivity
۸ Finite volume element
۹ Flux
۱۰ Source - sink (فرهنگستان علوم معادل «رابطه مبدا- مقصد» را پیشنهاد داده است)
۱۱ Chemical precipitation
۱۲ Dissolution

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t}+\frac{\partial(\rho S)}{\partial t}=-\left\{-[\theta D_s(\theta,v)]\frac{\partial^2 C}{\partial Z^2}+v\theta\frac{\partial C}{\partial Z}\right\}\pm\varphi(z,t) \quad (۱۴)$$

که در آن؛ $\varphi(z,t)$: دریافت یا انبارش املاح، ρ: جرم مخصوص ظاهری خاک و S: جرم مواد جذب‌شده بر بخش جامد خاک در واحد وزن خاک خشک است.

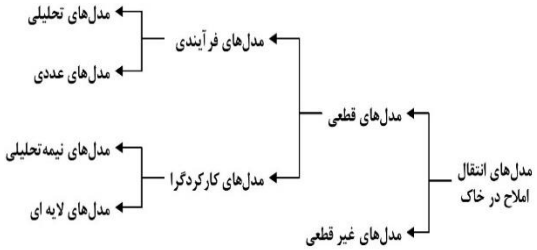
در جریان ماندگار[۱] آب، θ، v و D_s را می‌توان ثابت در نظر گرفت و بنابراین معادله (۱۴) را به شکل زیر ساده کرد (Selim, 1992):

$$\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{\rho}{\theta}\frac{\partial S}{\partial t}=\left\{-D_s\frac{\partial^2 C}{\partial Z^2}+v\frac{\partial C}{\partial Z}\right\}\pm\frac{\varphi(z,t)}{\theta} \quad (۱۵)$$

رابطه (۱۵)، معرف نظریه جایگزینی اختلاط‌پذیر است و عموماً معادله جابه‌جایی- پراکنش (CDE)[۲] نامیده می‌شود. برای شرایط جریان غیر ماندگار، معادله (۱۴) و برای شرایط ماندگار، شکل ساده‌شده آن (معادله ۱۵) را می‌توان به کار گرفت. این معادلات به‌صورت تحلیلی برای شرایط اولیه[۳] و مرزی[۴] مشخص، بررسی شده توسط وان گنوختن و کلیری[۵](۱۹۷۹) و نیز به‌صورت عددی با استفاده از روش‌های اجزای محدود[۶] قابل‌حل می‌باشند.

۲- مدل‌های شبیه‌سازی انتقال املاح در خاک

مدل‌های شبیه‌سازی انتقال املاح در خاک با یکدیگر تفاوت‌های بسیاری دارند، چه از لحاظ مفاهیم راهبردی و چه از لحاظ پیچیدگی. آدیسکات و واگنت (۱۹۸۵) مدل‌های انتقال املاح در خاک را در چارچوبی مطابق شکل ۴ طبقه‌بندی کرده‌اند. در مدل‌های قطعی[۷]، هر یک از سازوکارها و نیز تعامل بین آن‌ها به‌صورت ریاضی تعریف می‌شود و هر گروه از داده‌های ورودی، منجر به خروجی منحصر به فرد و قابل تکرار[۸] خواهد شد. در مدل‌های غیرقطعی[۹] تأکید کمتری بر سازوکارها و فرآیندها وجود دارد. این مدل‌ها بیشتر بر پیش‌بینی توزیع آماری یا احتمالاتی ویژگی‌ها تمرکز دارند (Tanji,1990). مدل‌های غیرقطعی، به‌ویژه در مطالعات میدانی که ویژگی‌های خاک و به‌تبع آن حرکت آب و املاح در گستره موردمطالعه تفاوت دارند، مفید هستند (Addiscott and Wagenet, 1985). در مدل‌های قطعی، تفاوت عمده بین مدل‌های فرآیندی[۱۰] و کارکردگرا[۱۱] است که در ادامه شرح داده می‌شوند.



شکل ٤- دسته‌بندی مدل‌های انتقال املاح در خاک (Addiscott and Wagenet, 1985)

۲-۱- مدل‌های فرآیندی

استفاده از کلمه «فرآیند» در عنوان این گروه از مدل‌ها به این دلیل است که در آن‌ها، اصلی‌ترین سازوکارهای مؤثر بر فرآیند با یکدیگر آمیخته می‌گردند. در انتقال املاح، از آمیختن معادله دارسی برای انتقال آب و ترکیب معادلات جریان روان و پخشیدگی و انتشار (معادله جابه‌جایی پراکنش یا CDE)، برای ساختن مدل فرآیندی استفاده می‌شود. این مدل‌ها در ادامه معرفی می‌گردند.

جریان ناپایدار[۱۲] یک‌بعدی آب در خاک غیراشباع، توسط یکی از شکل‌های معادله ریچاردز[۱۳] و به‌صورت زیر توصیف می‌شود (Jury et al, 1991):

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial Z}\left[K(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial Z}\right]+W_s(z,t) \quad (۱۶)$$

معادله (۱۶) شکل رطوبت خاک[۱۴] معادله ریچاردز نامیده می‌شود.

$$C_\omega(h)\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial Z}\left[k(h)\frac{\partial h}{\partial Z}\right]+W_s(z,t) \quad (۱۷)$$

معادله (۱۷) شکل پتانسیل ماتریک[۱۵] معادله ریچاردز نامیده می‌شود. در این معادلات؛ z: عمق [L]، k: هدایت هیدرولیکی[۱۶] [LT-1]، h: پتانسیل هیدرولیکی[۱۷] [L]، $C_\omega(h)\frac{\partial\theta}{\partial h}$: ظرفیت آب خاک[۱۸] یا شیب منحنی نگه‌داری آب خاک[۱۹] [L-1]، $W_s(z,t)$: دریافت یا برگردان[۲۰] آب [L3L-3T-1] و t: زمان هستند.

۱ Steady flow
۲ Convection-dispersion equation
۳ Initial condition
۴ Boundary condition
۵ Van Genuchten and Cleary
۶ Finite element
۷ Deterministic
۸ Reproducible
۹ Stochastic
۱۰ Mechanistic
۱۱ Functional
۱۲ Transient
۱۳ Richards
۱۴ Water content form
۱۵ Matric potential form
۱۶ Hydraulic conductivity
۱۷ Hydraulic potential
۱۸ Soil water capacity
۱۹ Soil water retention curve
۲۰ Sink or source

محققینی نظیر بیگار و نیلسون (۱۹۶۲)، وان‌گنوختن و ویرنگا (۱۹۷۶) و داهیا[۱] و همکاران (۱۹۸۱) دریافته‌اند که معادله کلاسیک جابه‌جایی- انتشار (CDE) (معادله ۱۵) برای تفسیر انتقال املاح از میان خاک‌های ساختمان یافته مناسب نیست. در مدل‌های جدیدتر، منافذ اختصاص‌یافته برای ناحیه آب متحرک به دو گروه تقسیم می‌شوند؛ منافذ کوچک‌تر که جریان در آن‌ها کندتر است و منافذ بزرگ‌تر و شکاف‌ها و درز و ترک‌ها که جریان ترجیحی سریع از میان آن‌ها عبور می‌کند (Hall, 1993). معادلات حاصل، انتقال املاح غیر واکنش‌دهنده را از میان محیط متخلخل شرح می‌دهند (Coats and Smith, 1964). این مدل‌ها شامل معادله کلاسیک CDE برای قسمت متحرک است که با حرکت عرضی املاح به درون و بیرون ناحیه راکد جفت شده است:

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} = \theta_m D_s \frac{\partial^2 C_m}{\partial z^2} - v_d \frac{\partial C_m}{\partial z} - \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} \qquad (۱۸)$$

که در آن؛ z: بعد عمودی مختصات (جهت مثبت به سمت پایین)، C_{im}: غلظت املاح در فضای درون خاکدانه‌ای (ناحیه آب ساکن)، C_m: غلظت املاح در فضای بین خاکدانه‌ها (ناحیه آب متحرک)، D_s: ضریب انتشار هیدرودینامیکی برای آب متحرک، v_d: سرعت دارسی، که برابر است با دبی جریان تقسیم بر سطح مقطع نمونه خاک، θ_m: نسبت حجم آب متحرک به حجم کل ستون و θ_{im}: نسبت حجم آب ساکن به حجم کل ستون می‌باشند.

۲-۲- مدل‌های کارکردگرا

دسته دوم از مدل‌های قطعی، مدل‌های کارکردگرا هستند. این مدل‌ها روابط ساده شدهٔ جریان آب و املاح در خاک را ترکیب می‌کنند و ادعایی بر لحاظ کردن مبانی و اصول فرآیندها ندارند. مدل‌های کارکردگرا جدا از این‌که ازلحاظ ریاضی بسیار ساده هستند، این مزیت را نیز دارند که داده‌های موردنیاز آن‌ها نسبتاً کم است. دو گروه عمده این مدل‌ها عبارتند از؛

الف- مدل‌های نیمه‌تحلیلی؛ که در آن‌ها جبهه جایگزینی املاح بدون در نظر گرفتن اثر پخشیدگی و انتشار (جریان پیستونی) محاسبه می‌گردد، سپس اثر پخشیدگی و انتشار محاسبه‌شده و به ناحیه اطراف جبهه اعمال می‌شود (Rose et al., 1982).

ب- مدل‌های لایه‌ای؛ که در آن‌ها خاک به‌صورت لایه‌لایه در نظر گرفته می‌شود. فرض بر این است که آب و املاح ورودی به هر لایه، با آب و املاح موجود در آن لایه مخلوط می‌شود. چنانچه مقدار رطوبت از میزان ظرفیت زراعی بیشتر شد، آب مازاد و املاح همراه آن به لایه بعدی منتقل می‌شوند و فرآیند به همین ترتیب تکرار می‌گردد (مانند مدل بارنز[۲]، ارائه‌شده در سال ۱۹۷۴).

آدیسکات (۱۹۷۷) برای مدل‌سازی آبشویی املاح در خاک‌های ساختمان یافته، با همین راهبرد، مدلی لایه‌ای را توسعه داد که در آن، آب در هر لایه خاک به دو قسمت ساکن و متحرک تقسیم می‌شد. تفکیک بین آب ساکن و متحرک بر اساس مقدار رطوبت خاک در مکش دو اتمسفر بود (معادل اندازه مجاری ۰/۷۵ میکرومتر). در این مدل، بارندگی موجب وقوع جریان پیستونی در ناحیه آب متحرک می‌شد که توسط آن، املاح از لایه‌ای به لایه بعدی منتقل می‌شد و چنانچه بارندگی بیشتر بود، در چندین لایه انتقال می‌افتاد. هنگامی‌که این جریان پیستونی متوقف می‌شد، انتقال املاح بین نواحی ساکن و متحرک رخ می‌داد تا آنجا که غلظت آب خاک در هر لایه به تعادل برسد.

۳- مدل‌سازی انتقال املاح بین نواحی آب ساکن و متحرک

مدل‌سازی انتقال املاح بین نواحی آب ساکن و آب متحرک می‌تواند هم به‌صورت صریح[۳] (فرآیندی یا کارکردگرا) و هم به‌صورت ضمنی[۴] انجام شود.

۳-۱- مدل‌سازی صریح

الف- مدل‌های فرآیندی که توزیع املاح را با استفاده از معادله فیک برای توصیف فرآیند فیزیکی جابه‌جایی املاح با پخشیدگی توصیف می‌کنند (Huyakorn et al., 1983). مثلاً برای یک کُره منفرد، معادله پخشیدگی عبارت است از:

$$\frac{\partial C_{im}(r,t)}{\partial t} = D_e(\theta) \frac{\partial^2 C_{im}(r,t)}{\partial r^2} \qquad (۱۹)$$

که در آن؛ r فاصله شعاعی از مرکز کُره است.

ب- مدل‌های پخشیدگی کارکردگرا که با استفاده از معادلات تجربی مرتبه اول انتقال توده‌ای (Van Genuchten and Wierenga, 1976) توزیع املاح را مدل‌سازی می‌کنند:

$$\partial_{im} \frac{\partial \overline{C_{im}}}{\partial t} = \alpha (C_m - \overline{C_{im}}) \qquad (۲۰)$$

که در آن؛ $\overline{C_{im}}$: متوسط غلظت املاح درون ناحیه آب ساکن و α: ضریب انتقال توده‌ای بین نواحی آب ساکن و متحرک است.

۳-۲- مدل‌سازی ضمنی

در این روش، از ضریب انتشار مجموع یا مؤثر که شامل اثر پخشیدگی، انبارش- دریافت، پخشیدگی محوری[۵] و انتشار هیدرودینامیکی است استفاده می‌شود (Passioura and Rose,

[۱] Dahiya

[۲] Burns

[۳] Explicit

[۴] Implicit

[۵] Axial diffusion

1971; Passioura,1971). در این مدل نیز آب موجود در منافذ خاک به دو ناحیه تقسیم می‌شود. این ضریب مجموع، جایگزین ضریب پراکنش هیدرودینامیکی در معادله جابه‌جایی پراکنش می‌گردد. هرچند این روش محدودیت‌هایی دارد، ولی اعتبار آن در آزمایش‌ها تائید شده است.

و اما شرط محدودکننده به‌صورت معادله زیر است:

$$\frac{(1-\Phi)D_e L}{a^2 V_\circ} > 0.3 \qquad (۲۱)$$

که در آن؛ Φ: نسبت آب موجود در منافذ بین خاکدانه‌ای نسبت به کل آب، L : طول ستون، $V_\circ$: سرعت متوسط آب در منافذ ($V_\circ = \frac{V_d}{\theta}$) و a: شعاع خاکدانه است.

مدل‌های فرآیندی پخشیدگی معمولاً مورداستفاده قرار نمی‌گیرند، چراکه فرآیند در عمل بسیار پیچیده است. مدل‌های مرتبه اول جریان توده‌ای معمولاً ترجیح داده می‌شوند، چون هم برآورد خوبی به دست می‌دهند و هم برای استفاده راحت‌ترند. مدل‌های کارکردگرا که نیازمند توصیف صریحی از هندسهٔ محیط متخلخل نیستند، احتمالاً برای کاربردهای عملی مناسب‌ترند.

نتیجه‌گیری

به زبان ساده می‌توان گفت که املاحی که درون خلل و فرج ریز خاک (درون خاکدانه‌ای) تجمع یافته‌اند، باید توسط فرآیند پخشیدگی به فضای بین خاکدانه‌ای راه یابند تا همراه با جریان روان و انتشار از نیمرخ خاک در عمق موردنظر، آبشویی و خارج شوند. با بازخوانی معادلات (۱) و (۲) مشخص می‌گردد که اختلاف غلظت بین محیط بیرون و درون خاکدانه، عامل وقوع پدیده پخشیدگی است. با دقت در بعد ضریب پخشیدگی، [L2T-1]، مشخص می‌شود که این معادله، میزان پخشیدگی صورت گرفته بر واحد سطح را در واحد زمان بیان می‌کند. در گام زمانی اول آبشویی، اختلاف غلظت بیشتر است. در گام‌های زمانی بعدی، با کاهش اختلاف غلظت، مقدار نمک پخشیده شده به بیرون خاکدانه در واحد زمان کاهش می‌یابد. پخشیدگی املاح از درون به بیرون خاکدانه بسیار کند اتفاق می‌افتد. این در حالی است که املاح منتقل شده به بیرون خاکدانه، معمولاً به‌راحتی توسط جریان روان موجود در منافذ درشت، به بیرون نیمرخ هدف منتقل می‌شوند. بخش اعظم آبی که درون خاک جریان می‌یابد، به‌صورت ترجیحی از مجاری درشت حرکت می‌کند، به همین علت نقش چندانی در شستشوی املاح بازی نمی‌کند، مگر در انتقال نمک پخشیده شده به بیرون خاکدانه‌ها تا خارج از عمق هدف آبشویی. چنانچه در زمان پخشیده شدن نمک به بیرون خاکدانه‌ها آب کمتری از میان خلل و فرج بین خاکدانه‌ای عبور کند، میزان نمک خارج‌شده از خاک به ازای واحد آب مصرفی افزایش خواهد یافت. اینکه چنین شرایطی چگونه در عمل به وقوع خواهد پیوست، مبحث بخش دوم این سری مقالات خواهد بود.

مراجع

Addiscott, T. M. and Wagenet, R. A. 1985. Concepts of solute leaching in soils. A review of modeling approaches. Journal of Soil Science 36: 411-424.

Addiscott, T. M. 1977. A simple computer model for leaching in structured soil. Journal of Soil Science 28: 554-563.

Bachmat, Y. and Bear, J. 1964. The general equations of hydrodynamic dispersion in homogeneous isotopic porous medium. Journal of Geophysics Research, 69: 2561-2567. Bear, I., and Bachmat, Y. 1991. Modeling of transport phenomena in porous media. Series of theory and applications of transport in porous media. Vol. 4. Kluwer Academic Publishers Netherlands.

Biggar, J. W. and Nielsen, D. R. 1962. Miscible displacement II. Behavior of tracers. Soil Science Society of America Proceedings 26: 125-128.

Biggar, J. W. and Nielsen, D. R. 1980. Mechanisms of chemical movement in soils. In Agrochemical in Soils (eds A. Banin & U. Kafkafl), pp. 213-227. Pergamon Press. U. K.

Bresler, E. 1973. Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. Water Resources Research, 9(4): 975-986.

Cheraghi, S. A. M. 2004. Institutional and scientific profiles of organizations working on saline agriculture in Iran. In Prospects of Saline Agriculture in the Arabian Peninsula: Proceedings of the International Seminar on Prospects of Saline Agriculture in the GCC Countries, 18–20 March 2001, Dubai, United Arab Emirates; pp. 399–412.

Coats K. H. and Smith, B. D. 1964. Dead end pore volume and dispersion in porous media. Society of Petroleum Engineering Journal, 4: 73 -84.

Dahiya, I. S., Malik, R. S. and Maharaj, S. 1981. Field studies on leaching behavior of a highly saline-sodic soil under two modes of water application in the presence of crops. Journal of Agricultural Science, Cambridge 97: 383-389.

Davidson, J. M., Rao, P. S. C., Green, R. F. and Selim, H. M. 1980. Evaluation of conceptual process models for behavior in soil-water system. In Agrochemicals in Soil (eds A. Banin & U. Kafkafi), pp. 241-252. Pergamon Press. U. K.

De Smedt, F. and Wierenga, P. J. 1979. Mass transfer in porous media with immobile water. Journal of Hydrology, 41: 59-67.

Elrick, D. E. and Clothier, I. I. E. 1990. Solute transport and leaching. In Irrigation of Agricultural Crops (eds B. A. Stewart & D. R. Nielsen), pp. 94-126. Agronomy No. 30P USA.

Freeze, I. L. A. and Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentic-Hall Inc. Englewood Cliffs. New Jersey, 227.

Hall, D. G. M. 1993. An amended functional leaching model applicable to structured soils. I. Model description. Journal of Soil Science, 44(4): 579-588.

Hillel D. 2005. Soil salinity: Historical and contemporary perspectives. Proceedings of the International Salinity Forum, Riverside, California, April 2005, 235–240.

Huyakorn, P. S., Lester, B. H. and Mercer, J. W. 1983. An efficient finite element technique for modeling transport in fractured porous media: 1. Single species transport. Water Resources Research, 19(3): 841-854.

Jury, W., Gardner, W. R. and Gardner, W. H. 1991. Soil physics. John Wiley & Sons. New York, USA.

Kemper, W. D. and Van Schaik, J. C. 1966. Diffusion of salts in clay-water system. Soil Science Society of America. Proceedings 30:534-540.

Kirkham, D. and Powers, W. L. 1972. Advanced soil physics. Wiley-Inter Science. USA.

Krupp, H. K. and Elrick, D. E. 1968. Miscible displacement in unsaturated glass bed media. Water Resources Research, 4: 809-815.

Lafolie, F. and Hayot, Ch. 1993. One-dimensional solute transport modeling in aggregated porous media, part one: model description and numerical solution. Journal of Hydrology, 143: 63-83. Malangol, D. S. and Tsang, C. 1991. A summary of subsurface hydrochemical models. Review of Geophysics, 29: 51-79.

Marshall, T. J. and Holmes, J. W. 1988. Soil physics. Cambridge University Press. Cambridge. U. K.

Millington, R. J. and Quirk, J. P. 1961. Permeability of porous solids. Transaction of Faraday Society, 57: 1200-207.

Olsen, S. R. and Kemper, W. D. 1968. Movement of nutrients to plant roots. Advances in Agronomy, 20: 91-15 1.

Passioura, J.D.and Rose, D.A. 1971. Hydrodynamic dispersion in aggregated media, II: effect of velocity and aggregate size. Soil Science, 111:345-351.

Passioura, J. B. 1971. Hydrodynamic dispersion in aggregated media. Theory of Soil Science, 111: 339-344.

Qadir, M., Qureshi, A. S. and Cheraghi, S. A. M. 2008. Extent and characterization of salt-affected soils in Iran and strategies for their amelioration and management. Land Degradation and Development. Volume 19, Issue 2, pp. 214-227.

Rose, C. W., Chichester, F. W., Williams, J. R. and Ritchie, J. T. 1982. A contribution to simplified models of field solute transport. Journal of Environmental Quality, 11(1), pp.146-151.

Rose, D. A. 1973. Some aspects of the hydrodynamic dispersion of solutes porous media. Journal of Soil Science, 24: 284-293

Rose, D. A. 1977. Hydrodynamic dispersion in porous materials. Soil Science, 123(5): 277-283.

Selim, H. M. 1992. Modeling the transport and retention of inorganics in soils. Advances in Agronomy, 47: 331-384

Tanji, K. K. 1990. Agricultural salinity assessment and management. In American Society of Civil Engineers, Vol. 54, pp. 413-415

Tillman, I. L. W., Scotter, D. K., Clotheir, D. E. and White, I. L. E. 1991. Solute movement during intermittent water flow in a field soil and some implications for irrigation and fertilizer in a field soil application. Agricultural Water Management, 20:119-133.

Van Genuchten, M. T. and Cleary, R. W. 1979. Movement of solutes in soil: computer-simulated and laboratory results. Developments in Soil Science, 5, pp.349-386.

Van Genuchten, M. T. and Wierenga, P. J. 1976. Mass transfer studies in sorbing porous media: analytical solution. Soil Science Society of America Journal, 40: 473-480.

Wagenet, R. C. 1983. Principles of salt movement in soils. In chemical mobility and reactivity in soil systems (ed. D. W. Neilsen), pp. 123-140. Soil Science Society of America Publication, No. 11. USA.

Wallender, W. W. and Tanji, K. K. 2011. Agricultural salinity assessment and management (ed.). American Society of Civil Engineers (ASCE), New York.

Water Management in Agriculture
Vol. 4, No. 1, Spring and Summer 2017, 39-48

نشریه مدیریت آب در کشاورزی
جلد ۴، شماره ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۶، ص. ۴۸-۳۹

Leaching and Reclamation of Saline and Sodic Soils, Part I: Theoretical Concepts and Governing Relationships on Salts Leaching from Soil Profile

M. Sharifipour[1*], A.A. Naseri[2], A.R. Hooshmand[2], A. Hassanoghli[3] and H. Moazed[2]

Abstract

Saline irrigated lands in Iran are expanding and with developing irrigation networks in south Khuzestan, their quantity will be much more. Leaching is the only known method for reclamation of saline soils, which requires large amount of water. Cognation of theoretical and mathematical concepts will help understanding the leaching process and prevent mistakes and misconceptions, which led to enhancement of leaching operation, reducing the time and of course, reducing in water consumption. Leaching is an example of miscible displacement in pores medium. To describe salt movement in the structured soils, bi-continuum concept should be used. After introducing theoretical concepts and mathematical equations of salt transport in pores medium, salt transport models in soil will present specifically. These equations consist: general equation of salt transport, salt transport by diffusion, salt transport by dispersion and simulating models of salt transport in soil as a bi-continuum pores medium. In part two of these series of papers, through the window opened in part one, advantages and disadvantages of different leaching methods will be investigated. In addition, effect of environmental and systematic factors will be considered using these concepts. Understanding the concepts that introduced in this paper is not only useful for primary leaching in reclamation period, but it is useful for salt management in fields.

Keywords: Breakthrough curve, Salt transport in soil, Salt diffusion, Salt dispersion.

[1] Assistant Professor, Department of Water Engineering, Lorestan University, Khoramabad, Iran. (* Corresponding Author: sharifipour.majid@gmail.com)

[2] Scientific Staff Members, Department of Irrigation and Drainage, Shahid Chamran University of Ahwaz, Iran.

[3] Associate Professor, Agricultural Engineering Research Institute, Agricultural Research, Education and Extension Organization. Karaj, Iran.

Received: Jul 15, 2017
Accepted: Aug 22, 2017