

برآورد نرخ صعود موئینگی فصلی و ارتباط آن با تبخیر و تعرق و روند شور شدن خاک در منطقه خوزستان

محمدحسن رحیمیان^{۱*} و جهانگیر عابدی کوپائی^۲

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۵/۵؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۱۸)

چکیده

شور شدن خاک پدیده‌ای است که اراضی کشاورزی و عرصه‌های طبیعی را تهدید می‌کند و منجر به کاهش بهره‌وری، تخریب منابع خاک و پوشش گیاهی و در نهایت رها شدن این عرصه‌ها می‌شود. این پژوهش اقدام به کمی‌سازی صعود موئینگی آب زیرزمینی (CR) و تبخیر و تعرق واقعی (ETA) و ارتباط آنها با شور شدن خاک دشت آزادگان واقع در غرب استان خوزستان کرده است. منطقه مطالعاتی دارای آب و هوای گرم بوده که سطح ایستایی کم عمق، آب زیرزمینی شور و نرخ بالای تبخیر از مهم‌ترین ویژگی‌های آن محسوب می‌شود. به این منظور نمونه‌برداری‌های میدانی در چهار فصل متوالی سال انجام و پارامترهای شوری، رطوبت و بافت خاک، عمق سطح ایستایی و شوری آب زیرزمینی در ۲۷ نقطه معرف پراکنده از هم در سطح منطقه مطالعاتی اندازه‌گیری شد. سپس با به‌کارگیری مدل UPFLOW، مقدار CR در فصول مختلف سال برآورد شد. همچنین از تصاویر ماهواره‌ای لندست و مدل SEBAL برای برآورد ETA و تهیه نقشه‌های مربوطه در روزهایی از چهار فصل سال استفاده شد و تأثیر این پارامتر بر نرخ صعود موئینگی روزانه در همان روزها بررسی شد. نتایج این پژوهش نشان داد که میانگین ETA روزانه دشت آزادگان در فصول مختلف بین ۱/۵۵ تا ۷/۹۶ میلی‌متر بر روز متغیر بوده که موجب نرخ صعود موئینگی متغیر بین ۱/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر بر روز شده است. این مسئله به‌طور ماهانه، منجر به جابه‌جایی ۱۲ تا ۱۸/۸ تن بر هکتار نمک از آب زیرزمینی شور و کم عمق به سطح خاک این دشت و باعث شور شدن خاک سطحی شده است. همچنین ارتباط نزدیکی بین پارامترهای CR، ETA و روند شور شدن خاک وجود داشت که این ارتباط می‌تواند در مدل‌سازی تغییرات مکانی و زمانی شوری خاک و ارائه راهکارهای کاهش تجمع املاح در خاک منطقه مطالعاتی مورد استفاده قرار بگیرد.

واژه‌های کلیدی: مدل UPFLOW، مدل ROSETTA، مدل SEBAL، شور شدن ثانویه خاک، دشت آزادگان.

۱. مرکز ملی تحقیقات شوری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، یزد، ایران

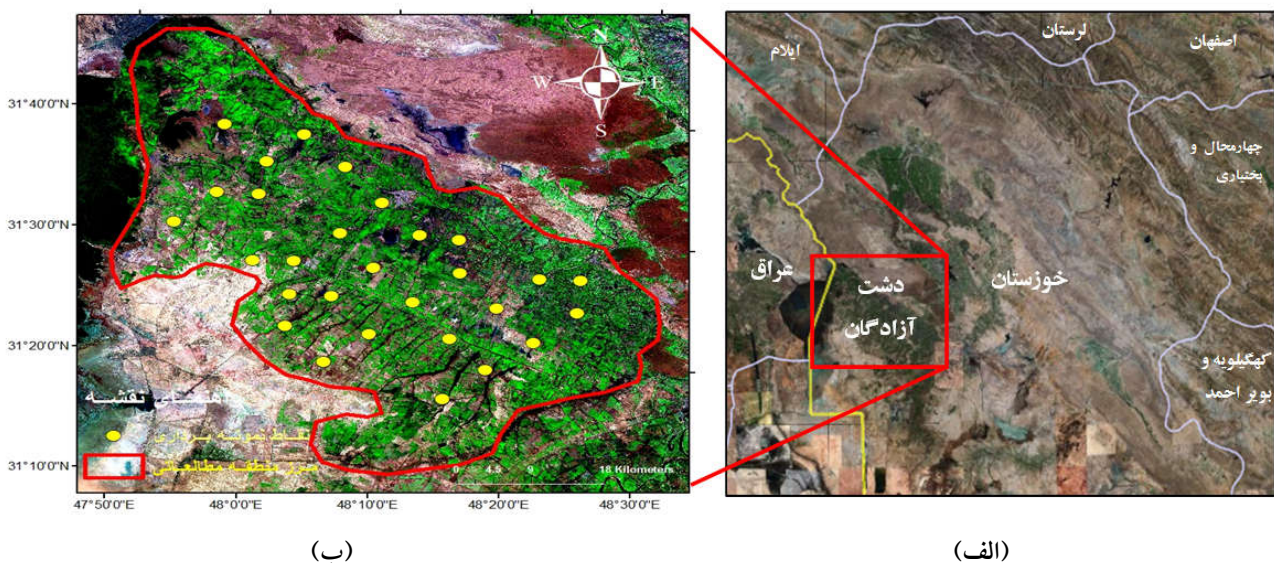
۲. گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

*: مسئول مکاتبات: پست الکترونیکی: mhrahimian@gmail.com

مقدمه

فعالیت‌های کشاورزی در دهه‌های اخیر در نقاط مختلف جهان و به‌ویژه در مناطقی که کشت آبی دارند، سبب انباشت تدریجی نمک و سایر مواد شیمیایی در خاک و آب‌های زیرزمینی آن مناطق شده است (۹). در مناطقی با سطح ایستابی بالا (اعم از وجود سفره دائمی و یا سفره‌های معلق و موقتی)، آبیاری بی‌رویه این مناطق سبب بالاتر آمدن سطح ایستابی، افت کیفی آب و شور شدن منابع زیرزمینی و به‌تبع آن سبب بروز مشکلاتی نظیر ماندابی شدن اراضی، تسریع در روند شوری‌زایی و تخریب خاک و حذف تدریجی پوشش‌های گیاهی در سطح خاک، افزایش هزینه‌های مدیریت و بهره‌برداری از خاک کشاورزی و یا بروز عوارض زیست‌محیطی ناشی از دفع زه‌آب توسط شبکه‌های زهکشی شده است (۱۰ و ۱۵). همین‌طور وقوع پدیده تغییر اقلیم، تغییر الگوی بارش و تبخیر، برداشت بیشتر آب از منابع موجود و یا تغییر کاربری اراضی ممکن است که منابع آب زیرزمینی و خاک‌های حاصلخیز کشاورزی را رو به زوال و شور شدن پیش‌برد (۹، ۱۱ و ۱۷). در این زمینه، پایش تغییرات زمانی و مکانی سطح ایستابی و کیفیت آب زیرزمینی و درک اثرات متقابل بین آب زیرزمینی و اکوسیستم‌های اطراف آن نظیر خاک ناحیه غیر اشباع بالای سطح ایستابی، پوشش‌های گیاهی موجود بر سطح خاک، فعالیت‌های کشاورزی در حال اجرا در منطقه و غیره از اقداماتی است که می‌تواند به شناخت ابعاد مسئله و برنامه‌ریزی برای حل آن کمک کند (۱، ۶ و ۱۳). در ایران، به‌دلیل شرایط خاص اقلیمی و اتکای اصلی بخش کشاورزی به آبیاری، شور شدن تدریجی خاک یکی از محدودیت‌ها و چالش اصلی بسیاری از مناطق به‌ویژه فلات مرکزی، جنوب و جنوب غرب کشور است. بر اساس آخرین اطلاعات شوری خاک کشور در مقیاس سرزمین که از نقشه منابع و استعداد خاک‌های ایران استخراج شده است، اراضی دارای خاک‌های با درجات مختلف شوری دارای مساحتی بالغ بر ۵۵/۶ میلیون هکتار یعنی ۳۴ درصد مساحت کل ایران را شامل می‌شوند که بیشتر این اراضی در

فلات مرکزی، دشت‌های ساحلی جنوب و دشت خوزستان قرار دارند (۱۶ و ۲۲). عوامل مختلفی از جمله زمین‌شناختی، توپوگرافی، اقلیمی، هیدرولوژیکی و مدیریتی در نقاط مختلف کشور وجود دارند که منجر به بروز و تشدید پدیده شوری خاک شده‌اند (۱۹). در اقلیم‌های گرم و خشک مانند خوزستان، عواملی نظیر تبخیر زیاد از آب زیرزمینی کم‌عمق، کمبود بارندگی، دمای زیاد و رطوبت کم می‌توانند بر بیلان نمک در خاک تأثیر گذاشته و منجر به تشدید شوری‌زایی شوند (۷ و ۱۲). مطالعاتی که راجع به علل شور شدن منابع خاک در خوزستان انجام شده، نشان می‌دهد که سطح بالای آب زیرزمینی، لایه‌های خاک حاوی نمک، تبخیر و تعرق بالا، انتقال نمک به‌وسیله آب و باد و محدودیت امکانات زهکشی از مهم‌ترین این عوامل است. در این مناطق شوری خاک تا حد زیادی وابسته به شوری آب زیرزمینی بوده ($R^2=0/70$) و این وابستگی با افزایش عمق خاک، افزایش می‌یابد (۲۰). در این منطقه صعود کاپیلاری (موئینگی) یکی از مهم‌ترین عواملی است که موجب انباشت نمک در افق‌های مختلف و سطح خاک شده و شرایط را برای استقرار گیاهان، نامساعد کرده است. بنابراین، اطلاع از نرخ صعود موئینگی می‌تواند به مدیریت شوری خاک منطقه کمک کرده و راهکارهایی را برای حفظ توازن نمک در خاک و یا کاهش آن ارائه کند. از طرفی دیگر، حتی در شرایط مناسب بودن کیفیت آب زیرزمینی در کم‌عمق و عدم امکان صعود املاح به ناحیه ریشه گیاه، سهم آب زیرزمینی کم عمق بر افزایش رطوبت خاک بالای آن و تأمین آب مورد نیاز گیاه و تولید محصول نیز مهم بوده و همین موضوع، ضرورت بررسی و برآورد نرخ صعود موئینگی در این مناطق را سبب می‌شود (۸ و ۱۴). پژوهش حاضر به بررسی اهمیت و نقش صعود کاپیلاری در شور شدن خاک پرداخته و به‌کمک مدل‌های UPFLOW (۱۸)، ROSETTA (۲۳) و SEBAL (۳) اقدام به برآورد نرخ صعود موئینگی فصلی و تبخیر و تعرق واقعی در اراضی دشت آزادگان در استان خوزستان و نقش تبخیر و تعرق و صعود موئینگی در انباشت نمک در خاک کرده و از این



شکل ۱. الف) موقعیت قرارگیری منطقه مطالعه مطالعاتی در استان خوزستان و ب) موقعیت مکانی نقاط نمونه برداری

پتانسیل تبخیر سالانه منطقه به ترتیب برابر با ۱۷۵ و ۲۰۰۴ میلی‌متر است. کشت غالب در اراضی زراعی آن گندم است و افزون بر آن، جو، برنج، سبزیجات و گیاهان جالیزی نیز در برخی نقاط دشت کشت می‌شوند. سطح ایستابی نسبتاً بالا در این دشت (به‌طور متوسط ۲/۵ تا ۳ متر) و همراه شدن با پتانسیل زیاد تبخیر سبب شده که اراضی شور و شور-سدیمی بایر و بدون پوشش گیاهی (و یا برخی گیاهان مرتعی شورپسند) در فواصل بین اراضی کشاورزی به‌وفور دیده شوند. جدول ۱ کلاس‌های بافت خاک اعماق مختلف (از سطح خاک تا عمق ۱۵۰ سانتی‌متر) در محل هر یک از سایت‌های نمونه‌برداری را نشان می‌دهد. همان‌طوری که ملاحظه می‌شود، کلاس‌های بافت خاک در اکثر سایت‌های نمونه‌برداری از نوع لوم سیلتی رسی (Si.C.L.)، لوم رسی (C.L.) و یا رس سیلتی (Si.C.) است، بیشتر حاوی ذرات سیلت و رس بوده و در زمره خاک‌های به‌نسبت سنگین و سنگین طبقه‌بندی می‌شود.

روش انجام پژوهش: شکل ۲ روندنمای (فلوچارت) پژوهش حاضر را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در این پژوهش از داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک بستان واقع در درون منطقه مطالعاتی، داده‌های خاک اخذ شده از منطقه

طریق، راهکارهایی را برای کنترل و کاهش شوری خاک منطقه مطالعاتی ارائه کرده است.

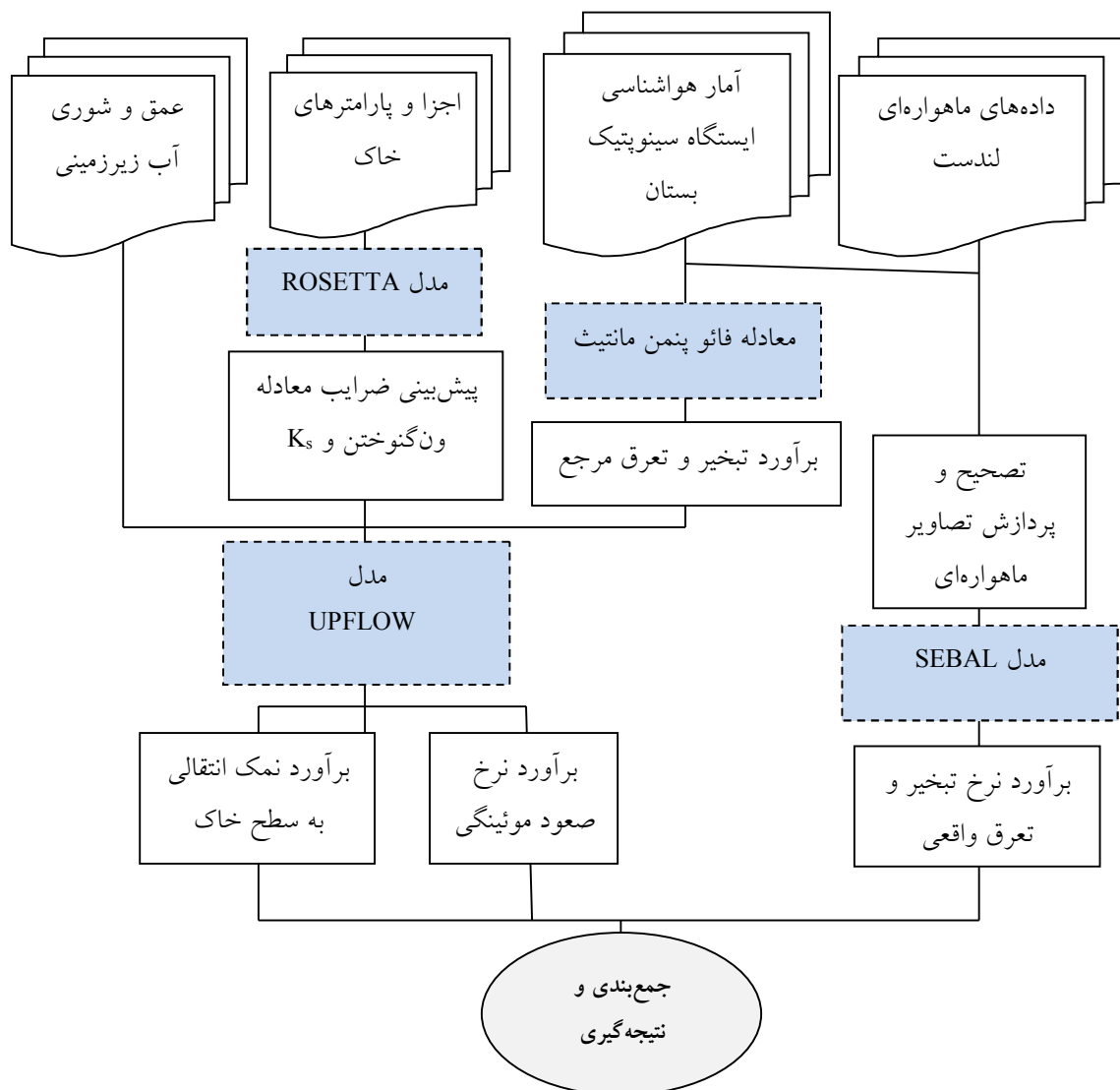
مواد و روش‌ها

معرفی منطقه مطالعاتی: این پژوهش در دشت آزادگان واقع در غرب استان خوزستان انجام شد. منطقه مطالعاتی حدود ۱۵۰ هزار هکتار وسعت دارد و در ۶۰ کیلومتری غرب اهواز واقع است. منطقه مورد مطالعه از شمال به مسیر اصلی رودخانه کرخه، از شرق به حمیدیه، از غرب به هورالهویزه در مرز ایران و عراق و از جنوب به حاشیه پایینی کرخه نور و انشعابات آن محدود می‌شود. شکل ۱- الف تصویری از موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد.

بر اساس مطالعات پیشین خاکشناسی، خاک این منطقه دارای رسوبات آبرفتی رودخانه‌ای است که عمق رسوبات آن از ۱۰ تا ۱۰۰ متر در نقاط مختلف دشت و بر اساس فاصله از رودخانه تغییر می‌کند. قسمت‌های عمیق دشت از رسوبات کواترنری انباشته شده است. خاک‌های زیرین این رسوبات بیشتر دارای بافت سنگین با نفوذپذیری ناچیز و زهکشی ضعیف هستند. بر اساس همین گزارشات، میانگین بارندگی و

جدول ۱. کلاس‌های بافت خاک اعماق مختلف (از سطح خاک تا عمق ۱۵۰ سانتی‌متر) در محل هر یک از سایت‌های نمونه‌برداری

عمق خاک (سانتی‌متر)					نام سایت نمونه‌برداری
۱۲۰-۱۵۰	۹۰-۱۲۰	۶۰-۹۰	۳۰-۶۰	۰-۳۰	
Si.C.L.	Si.C.	Si.C.L.	Si.C.L.	Si.L.	S13, S18, S19
Si.L	C.L.	L.	L.	L.	S26, S27
Clay	Clay	Si.C.	Si.C.L.	C.L.	S1, S2
Si.L.	Clay	Si.C.	Si.C.L.	Si.C.L.	S15, S16
C.L.	Si.C.	Clay	Clay	Si.C.	S7, S10, S11, S14
Si.L.	C.L.	Si.C.	Clay	Si.C.L.	S21
Si.L.	Si.L.	Si.C.L.	Si.C.L.	Si.C.L.	S17, S22
Si.C.L.	Si.C.L.	Si.C.L.	Si.C.L.	Si.C.L.	S24, S28
C.L.	Si.C.L.	Clay	Si.C.	Si.C.	S3, S5, S6, S8, S9



شکل ۲. روندنمای انجام پژوهش

مختلف (H1, H2, H3, H4, H5) اقدام به تعیین پارامترهای معادله ون گنوختن می‌کند. در زیرمدل H1 تنها نوع کلاس بافتی خاک به‌عنوان ورودی مدل نیاز است و با تعیین نوع کلاس بافت خاک، تمامی پارامترهای مدل ون گنوختن به کمک یک جدول (LookUp table) در اختیار کاربر قرار می‌گیرد. زیرمدل H2 نیازمند داده‌های درصد ذرات معدنی تشکیل دهنده خاک (شن، سیلت و رس) است. در زیرمدل H3 علاوه بر درصد ذرات معدنی تشکیل دهنده خاک، به چگالی ظاهری خاک (BD) نیز نیاز دارد. در زیرمدل H4 افزون بر پارامترهای فوق، به رطوبت حجمی خاک در شرایط ظرفیت زراعی (۳۳ کیلوپاسکال) نیاز است. در زیرمدل H5 افزون بر تمامی پارامترهای فوق، به رطوبت حجمی خاک در نقطه پژمردگی دائم (۱۵۰۰ کیلوپاسکال) نیاز دارد تا بتواند پارامترهای منحنی مشخصه رطوبتی خاک را پیش‌بینی کند. با افزایش تعداد پارامترهای خاک، دقت پیش‌بینی‌ها از زیرمدل‌های H1 تا H5 افزایش خواهد یافت (۲). لیکن محدودیت‌های مربوط به کمبود داده‌های خاک، استفاده از زیرمدل‌های ساده‌تر نظیر H1 و H2 را توجیه‌پذیر می‌کند. در این پژوهش از زیرمدل H2 (بهره‌گیری از درصد شن، سیلت و رس) استفاده شد؛ به‌طوری که در نقاط نمونه‌برداری، درصد شن، سیلت و رس خاک اعماق مختلف (از سطح زمین تا سطح ایستابی و با فواصل ۳۰ سانتی‌متری) تعیین شدند. سپس به‌کمک مدل ROSETTA، علاوه بر پارامترهای معادله ون گنوختن، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_s) برآورد و برای ورود به مدل UPFLOW آماده شد.

معرفی مدل UPFLOW: این مدل (۱۸) قادر به تخمین مقدار آبی است که به‌صورت ماندگار از طریق صعود کاپیلاری (CR) از یک سطح ایستابی کم‌عمق به سطح خاک منتقل می‌شود. منظور از شرایط ماندگار وضعیت در خاک است که در آن ویژگی‌های جریان با زمان تغییر نمی‌کند؛ به‌طوری که شار محاسبه شده برای جریان تا موقعی معتبر است که حرکت جریان آب در تعادل با شرایط محیطی (تبخیر و تعرق) بوده و

مطالعاتی و مدل‌های SEBAL, ROSETTA, UPFLOW و استفاده شده است. از داده‌های هواشناسی روزانه برای تعیین تبخیر و تعرق مرجع (ET_0) به‌روش فائو-پنمن-مانتیت و همچنین استفاده از پارامترهای سرعت باد و دمای هوا در مدل SEBAL برای محاسبه تبخیر و تعرق واقعی (ET_a) استفاده شد. اطلاعات میدانی استفاده شده در این پژوهش شامل عمق سطح ایستابی (متر)، شوری آب زیرزمینی (دسی‌زیمنس بر متر)، رطوبت خاک (درصد)، اجزای خاک (درصد شن، سیلت و رس) و شوری لایه سطحی خاک (۳۰-۰ سانتی‌متر) بود که توسط نمونه‌برداری در ۲۷ نقطه مختلف و در چهار فصل متوالی به‌دست آمد. شکل ۱-ب) موقعیت مکانی نقاط نمونه‌برداری شده را نشان می‌دهد. همچنین، از داده‌های شوری خاک برای واسنجی و ارزیابی دقت مدل UPFLOW در پیش‌بینی نرخ صعود موئینگی آب زیرزمینی در خاک (CR) استفاده شد. در انتها، نرخ صعود موئینگی در فصول مختلف سال و میزان نمک جابه‌جا شده فصلی از طریق صعود موئینگی برآورد شد و همچنین، ارتباط صعود موئینگی (CR) با تبخیر و تعرق واقعی (ET_a) مورد تجزیه و تحلیل آماری و تفسیر قرار گرفت.

معرفی مدل ROSETTA: این مدل یک بسته نرم‌افزاری است که از توابع انتقالی سلسله‌مراتبی و شبکه‌های عصبی مصنوعی، در برآورد خصوصیات هدایت هیدرولیکی خاک (اشباع و غیراشباع) و پارامترهای معادله منحنی مشخصه آب خاک ون گنوختن استفاده می‌کند (۲۳):

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^{1-\frac{1}{n}}} \quad (1)$$

که در این معادله $\theta(h)$ ، رطوبت خاک به عنوان تابعی از مکش خاک (h) ، θ_r و θ_s به ترتیب رطوبت باقیمانده و اشباع خاک و α و n پارامترهای شکل منحنی مشخصه رطوبتی خاک هستند. ضریب α در واقع عکس مکش نقطه ورود هواست که به توزیع اندازه خلل و فرج خاک وابسته است. مدل ROSETTA در قالب پنج زیرمدل (Sub model)

ورود داده‌های لایه‌های مختلف خاک به مدل UPFLOW (که برخی از آنها توسط ROSETTA پیش‌بینی شده است) و اجرای مدل، نرخ صعود موئینگی برای هر نقطه از منطقه مطالعاتی محاسبه شد و سپس مورد تجزیه و تحلیل واقع شد. با توجه به اینکه داده‌های میدانی مورد نیاز این پژوهش برای هر فصل سال به صورت جداگانه تهیه شدند، میانگین تبخیر و تعرق مرجع نیز به صورت فصلی محاسبه و در مدل استفاده شد. برای واسنجی این مدل، از مقادیر اندازه‌گیری شده شوری خاک در فصول مختلف سال استفاده شد و با اجرای مدل در دفعات متعدد و انجام عملیات سعی و خطا، این مقادیر با میزان انباشت نمک محاسباتی توسط مدل برابر شد.

- معرفی مدل SEBAL: توسط این مدل (۳) یکی از مهم‌ترین اجزای معادله بیلان انرژی که محاسبه آن از پیچیدگی‌های خاصی برخوردار است (شار گرمای محسوس یا H) محاسبه می‌شود. این کار به کمک تصاویر ماهواره‌ای، آمار هواشناسی و برخی اطلاعات جانبی نظیر ارتفاع پوشش گیاهی و شناسایی پیکسل‌های سرد و گرم در منطقه مطالعاتی، طی چندین گام متوالی و توسط فرایند سعی و خطا صورت می‌گیرد. همچنین تشعشع خالص باقیمانده در سطح زمین (R_n) و شار گرمای خاک (G) به کمک روابط فیزیکی و نیمه تجربی تعیین می‌شوند. پس از تعیین H ، R_n و G ، تبخیر و تعرق واقعی یا شار گرمای نهان (LE) به عنوان بخش باقیمانده معادله بیلان انرژی، به صورت زیر تعیین می‌شود:

$$ET_a = LE = R_n - H - G \quad (3)$$

در این پژوهش از چهار تصویر ماهواره‌ای لندست فریم ۳۸-۱۶۶ و مربوط به روزهای واقع در ماه‌های اردیبهشت، تیر، آبان و بهمن ماه استفاده شد و به عنوان نماینده چهار فصل سال، نقشه‌های تبخیر و تعرق واقعی روزانه در فصول مختلف سال تهیه شد. البته اجزای بیلان انرژی محاسبه شده در مدل SEBAL به صورت لحظه‌ای (Instantaneous) و مربوط به زمان گذر ماهواره بوده و برای تعمیم آن به طول روز و

شرایط محیطی مذکور نیز دستخوش تغییر نشود. ساختار سلسله مراتبی منوهای اصلی مدل UPFLOW به صورت شکل ۳ است. در مدل UPFLOW نحوه محاسبه جریان ماندگار بر اساس روش ارائه شده توسط دلالت (۵) است. در این روش و با فرض برقراری جریان ثابت از سطح ایستابی کم عمق به سطح خاک، شکل انتگرالی معادله دارسی به صورت معادله ۲ است:

$$z = - \int_0^h \frac{K(h)}{q + K(h)} dh \quad (2)$$

که در آن z (متر) میزان حرکت آب در امتداد عمودی و یا ارتفاع نسبت به سطح ایستابی، q جریان روبه بالای آب با نرخ ثابت (متر مکعب بر متر مربع بر روز)، h پتانسیل ماتریک خاک بر اساس واحد وزن مقدار آب یا بار آبی (متر) و $K(h)$ هدایت هیدرولیکی خاک (متر بر روز) است. سطح مینا به گونه‌ای انتخاب می‌شود که مقادیر z و h هر دو صفر باشند. همچنین مقدار عددی z و q در جهت بالا مثبت در نظر گرفته شده است. در صورتی که ارتباط بین K و h به صورت یک تابع یعنی به صورت $K(h)$ مشخص باشد، به کمک معادله ۲ می‌توان پتانسیل ماتریک خاک (h) در هر نقطه بالای سطح ایستابی (با ارتفاع z) را برای یک جریان رو به بالای ماندگار (q) به دست آورد. ارتباط بین ارتفاع آب نسبت به سطح ایستابی (z) و بار ماتریک (h) به پروفیل فشار معروف است که به کمک منحنی مشخصه رطوبتی (رابطه بین رطوبت خاک، θ و بار ماتریک خاک، h)، این پروفیل قابل تبدیل به پروفیل رطوبتی خاک نیز خواهد بود. بر اساس روابط موجود بین $K-h$ و $h-\theta$ برای هر لایه از خاک، مدل UPFLOW قادر به محاسبه پروفیل‌های فشار و رطوبت خاک است. میزان آب عبوری از ستون خاک به سمت بالا با تبخیر و تعرق از سطح خاک کنترل می‌شود که خود تابعی از شرایط محیطی حاکم بر منطقه است. برای محاسبه بار نمک منتقل شده از آب زیرزمینی با یک شوری مشخص به سطح خاک، این مدل تبدیل ریاضی بین حجم آب انتقال یافته در واحد سطح و نمک همراه با آن را در طول یک ماه انجام داده و برحسب تن در هکتار در ماه ارائه می‌کند. در این پژوهش با

جدول ۲. خلاصه آماری از تغییرات شوری آب زیرزمینی و خاک نقاط نمونه برداری در فصول مختلف سال

فصل	شوری آب زیرزمینی (دسی زیمنس بر متر)					شوری خاک (دسی زیمنس بر متر)				
	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	خطای استاندارد	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	خطای استاندارد
تابستان	۸/۹	۱۲۵/۸	۵۲/۳	۳۱/۱	۶/۶	۴/۸	۱۱۴/۰	۲۲/۰	۲۸/۰	۶/۱
پاییز	۲۶/۲	۱۰۳/۵	۶۳/۳	۲۴/۰	۶/۲	۴/۴	۱۰۱/۷	۲۹/۴	۳۰/۲	۷/۸
زمستان	۹/۲	۹۲/۳	۴۶/۹	۳۰/۱	۷/۸	۳/۸	۸۱/۶	۱۸/۷	۲۱/۰	۶/۱
بهار	۸/۴	۱۰۴/۲	۴۷/۲	۲۸/۱	۶/۳	۲/۵	۱۰۸/۲	۲۰/۲	۲۹/۳	۶/۷

نشان دهنده پتانسیل بسیار بالای این آب در شور کردن خاک سطحی از طریق صعود موئینگی است. وجود ارتباط آماری معنی دار بین شوری خاک لایه های مختلف و شوری آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه از قبل بررسی شده که بیانگر تأثیرپذیری شوری خاک این منطقه از پدیده صعود موئینگی است (۲۰). طی این تحقیقات ارتباط شوری آب زیرزمینی با شوری خاک منطقه مطالعاتی با فاصله گرفتن از سطح ایستابی کاهش می یابد؛ به طوری که برای شوری خاک سطحی همبستگی کمتر و برای خاک لایه نزدیک تر به سطح ایستابی همبستگی بیشتری گزارش شده است.

با کمک مدل UPFLOW نرخ صعود موئینگی در فصول مختلف سال و در نقاط مختلف دشت آزادگان بررسی شد. شکل ۴ نشان دهنده این تغییرات است. همان طوری که ملاحظه می شود، نرخ صعود موئینگی فصلی بین ۰/۱ تا حدود ۵ میلی متر بر روز در نقاط مختلف دشت متغیر است. تفاوت های مذکور بیشتر ناشی از تفاوت در عمق آب زیرزمینی (سطح ایستابی) و بافت خاک است که در هر یک از نقاط مشاهداتی متفاوت بوده است. به عنوان مثال، در تحقیق انجام شده توسط اودوم و اتا (۲۴) نرخ صعود موئینگی در دو خاک سبک (لومی شنی) و سنگین (شنی رسی) و در شرایط سطح ایستابی متغیر (۷۰ تا ۱۵۵ سانتی متر) اندازه گیری شد و حداکثر صعود موئینگی برابر با ۳/۳ میلی متر بر روز در خاک سنگین و با سطح ایستابی ۷۰ سانتی متر و حداقل صعود موئینگی برابر با ۰/۱۳

محاسبه تبخیر و تعرق روزانه، از پارامتر جزء تبخیری (EF) استفاده شد، که محاسبه آن به صورت زیر است (۳):

$$EF = \frac{LE}{LE + H} \quad (4)$$

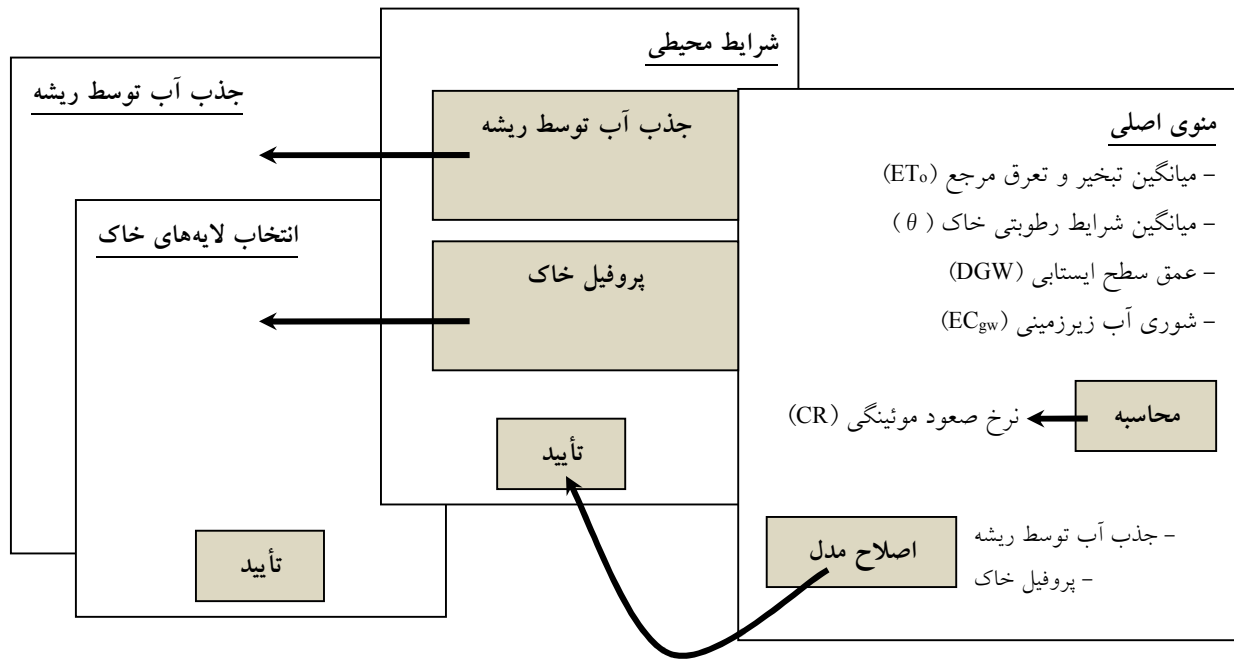
فرضیه استفاده شده در این روش ثابت بودن جزء تبخیری در طول روز و یا به عبارتی دیگر برابری جزء تبخیری لحظه ای و روزانه است (۴). بسیاری از محققان نیز از همین فرضیه برای تعمیم نتایج لحظه ای به مقادیر روزانه استفاده کرده اند. با به دست آمدن جزء تبخیری برای هر تصویر، مقدار تبخیر و تعرق واقعی روزانه توسط رابطه زیر محاسبه شد:

$$ET_a = \frac{EF * R_n}{28.588} \quad (5)$$

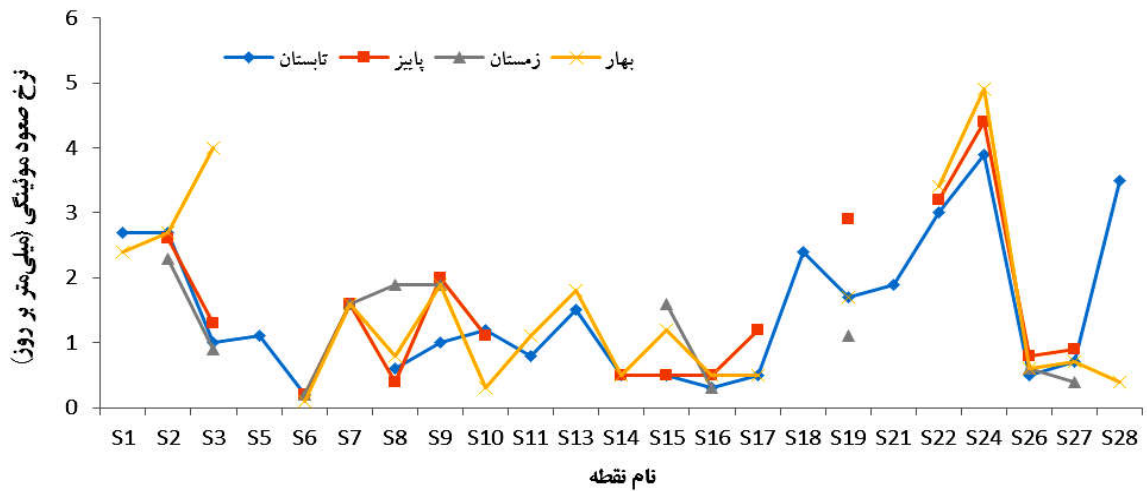
که در این معادله مقدار R_n تشعشع خالص روزانه بوده که خود تابعی از آلبیدوی سطح، قابلیت انتقال (-Transmissivity) و طول موج کوتاه ورودی در ناحیه بالایی اتمسفر است. جزئیات بیشتر در خصوص نحوه اجرای مدل SEBAL در راهنمای واترز و همکاران (۲۵) قابل مشاهده است.

نتایج و بحث

جدول ۲ خلاصه آماری تغییرات شوری آب زیرزمینی و خاک دشت آزادگان در فصول مختلف سال را نشان می دهد. همان گونه که ملاحظه می شود حداکثر شوری آب زیرزمینی در فصول مختلف سال به بالای صد دسی زیمنس بر متر می رسد که



شکل ۳. ساختار سلسله‌مراتبی منوهای اصلی در مدل UPFLOW (۱۸)

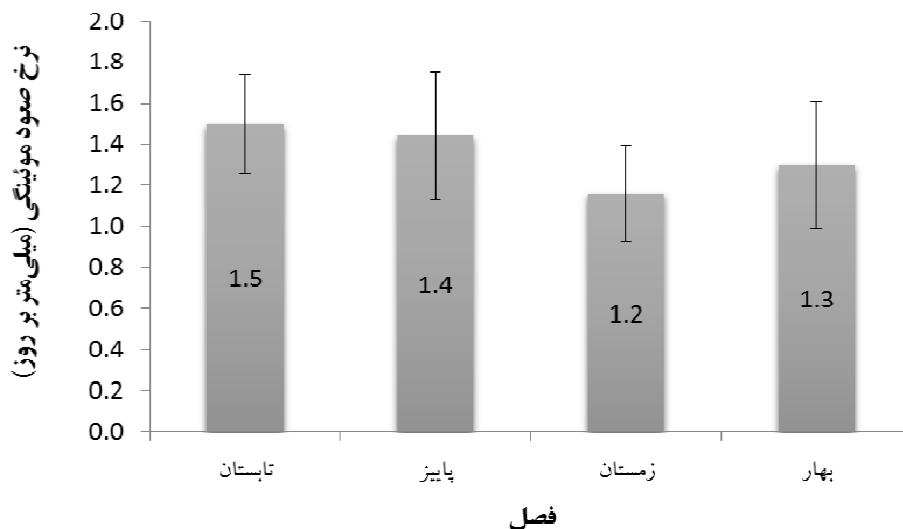


شکل ۴. تغییرات نرخ صعود موئینگی فصلی (میلی‌متر در روز) در نقاط مختلف دشت آزادگان (رنگی در نسخه الکترونیکی)

میانگین تبخیر و تعرق مرجع فصلی (ET_0) به‌ترتیب برابر با ۱۲/۳، ۵/۷، ۲/۴ و ۶/۸ میلی‌متر بر روز بوده است. در شکل مذکور، خطای استاندارد (SE) یا ضریب تغییرات نرخ صعود موئینگی فصلی نیز به‌صورت میله‌های تیره‌رنگ نمایش داده شده است. تفاوت فصلی نرخ صعود موئینگی، ناشی از تفاوت تبخیر

میلی‌متر بر روز و در خاک سبک با سطح ایستابی ۱۵۵ سانتی‌متر به‌دست آمد.

برای فصول تابستان، پاییز، زمستان و بهار، میانگین فصلی نرخ صعود موئینگی به‌ترتیب برابر با ۱/۵، ۱/۴، ۱/۲ و ۱/۳ میلی‌متر بر روز بوده است (شکل ۵). برای فصل‌های مذکور،



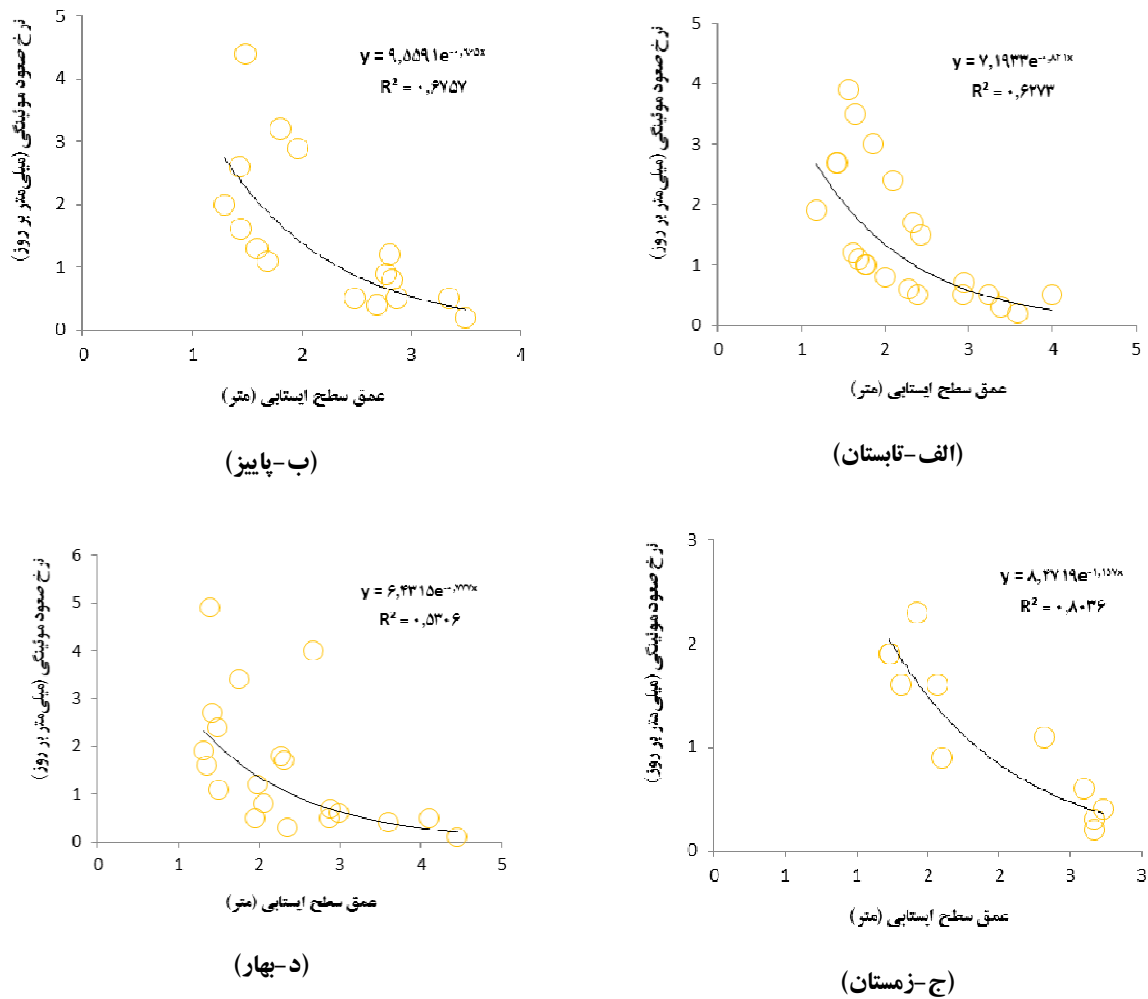
شکل ۵. میانگین نرخ صعود موئینگی دشت آزادگان (میلی متر در روز) و ضریب تغییرات آنها در فصول مختلف سال

انتقال املاح از طریق پدیده موئینگی مربوط به فصل پاییز و زمستان است. دلایل این موضوع، اول به شوری آب زیرزمینی (که در فصول پاییز و زمستان به ترتیب حداکثر و حداقل است) و دوم به نرخ صعود موئینگی در این مواقع از سال (که در فصول تابستان و زمستان به ترتیب حداکثر و حداقل است) بر می‌گردد. نمک انتقالی به سطح خاک توسط صعود موئینگی آب شور زیرزمینی در برخی از نقاط دشت و در فصول گرم سال، ماهانه به بیش از ۷۲ تن در هکتار رسیده که نشان‌دهنده سرعت و شدت شور شدن خاک دشت آزادگان در اثر صعود موئینگی است. همچنین، میانگین شوری خاک لایه ۰-۳۰ سانتی متری خاک در نقاط مشاهداتی برابر با ۲۲/۶ دسی‌زیمنس بر متر است (جدول ۱) که معادل با ۴۳ تن بر هکتار نمک در این لایه از خاک است. برآوردهای شوری خاک بر اساس روش‌های استفاده شده در تحقیقات پیشین نظیر آبلیز و همکاران (۱)، آلوارز و همکاران (۲) و پانگل و همکاران (۱۷) انجام شده که این برآوردها با پیش‌بینی‌های مدل UPFLOW برابری می‌کند. در شکل ۷ نقشه‌های طبقه‌بندی شده شوری خاک سطحی منطقه مطالعاتی (۰-۳۰ سانتی متر) برای فصول مختلف ارائه شده است. بیشترین مقادیر شوری خاک در فصول تابستان و پاییز و کمترین آنها در فصول زمستان و بهار دیده می‌شود. همچنین،

و تعرق مرجع (دمای هوا)، رطوبت خاک و همچنین، سطح ایستابی منطقه بوده است. بدیهی است که در فصول گرم، سطح ایستابی پایین‌تر و در فصول سرد، سطح ایستابی بالاتر بوده است. اهمیت ارتفاع قرارگیری سطح ایستابی نسبت به زمین در مسئله صعود موئینگی توسط پژوهشگران دیگری نیز بررسی شده است.

شکل ۶ روابط رگرسیونی به‌دست آمده بین نرخ صعود موئینگی و عمق سطح ایستابی در فصول مختلف سال را نشان می‌دهد. همان‌طوری که ملاحظه می‌شود، تمامی روابط مذکور - که بالاترین همبستگی را داشته‌اند - به‌صورت نمایی به‌دست آمده است. ضریب همبستگی این روابط بین ۰/۵۳ تا ۰/۸۰ در فصول مختلف سال متغیر بوده و کمترین آن مربوط به فصل بهار و بیشترین آن مربوط به فصل زمستان بود.

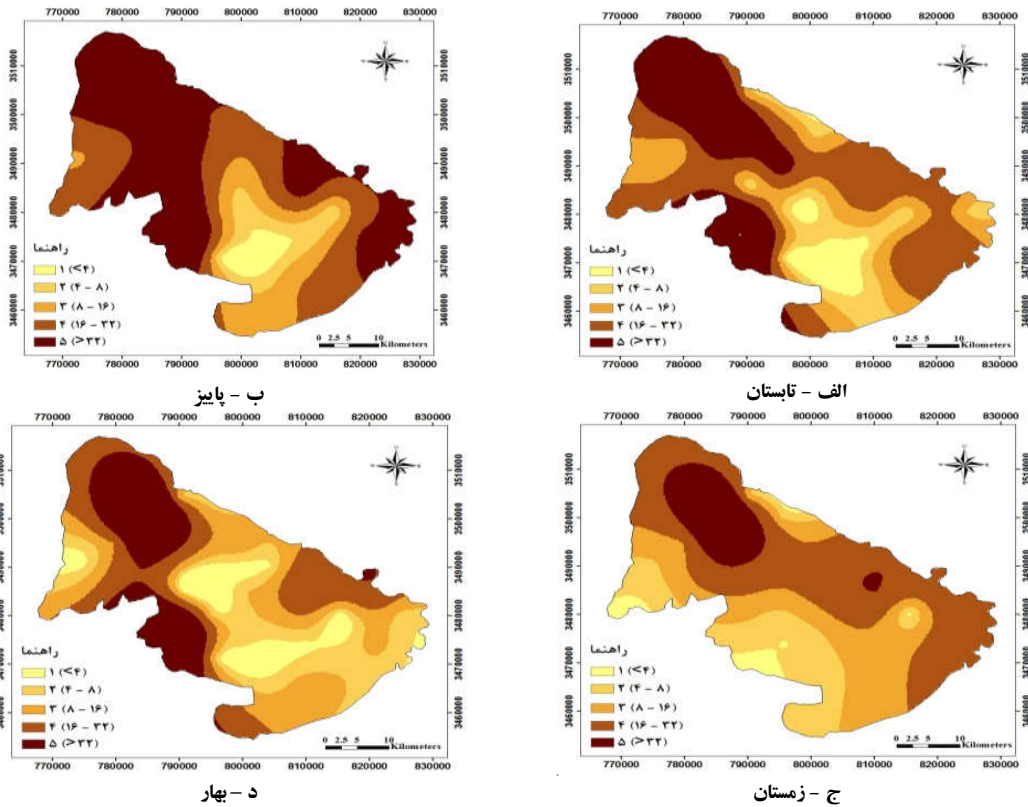
وقوع پدیده صعود موئینگی با نرخ ذکر شده، منجر به انتقال نمک از آب زیرزمینی به سطح خاک شده است. بر اساس برآوردهای صورت گرفته توسط مدل UPFLOW، میزان نمک جابه‌جا شده در فصول مختلف سال متغیر بوده و ماهانه بین ۱۲ تا ۱۸/۸ تن بر هکتار به‌دست آمد. این مقدار برای فصول تابستان، پاییز، زمستان و بهار به‌ترتیب برابر با ۱۴/۱، ۱۸/۸، ۱۲/۰ و ۱۲/۹ تن در هکتار بوده است. بیشترین و کمترین میزان



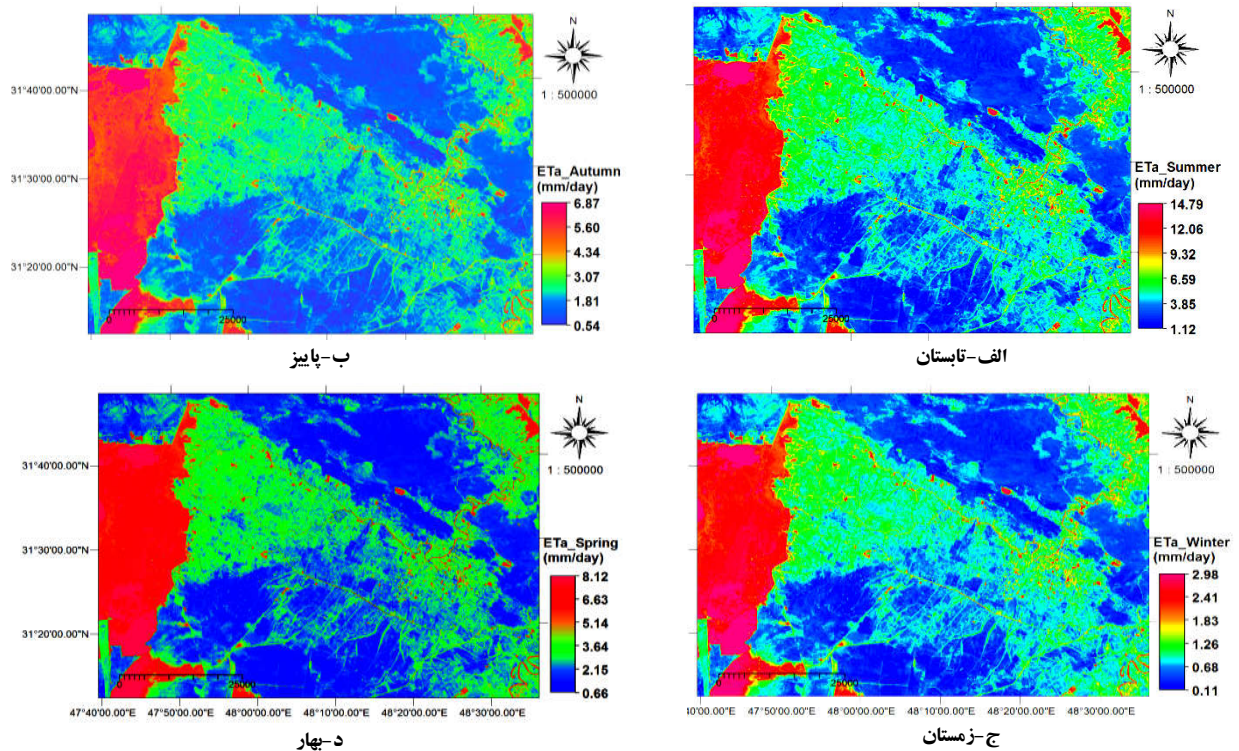
شکل ۶. ارتباط بین نرخ صعود موئینگی و عمق سطح ایستابی در فصول: الف) تابستان، ب) پاییز، ج) زمستان و د) بهار در دشت آزادگان

تکمیلی است که مورد پیشنهاد تحقیق حاضر است. شکل ۸ نقشه‌های تبخیر و تعرق واقعی برای هر یک از فصول سال را نشان می‌دهد که توسط مدل SEBAL برای منطقه مطالعاتی محاسبه شده‌اند. هر نقشه مربوط به یک روز خاص از فصول چهارگانه سال است که به‌عنوان روز معرف آن فصل در نظر گرفته شده است. به‌کمک هیستوگرام‌های هر نقشه، میانگین تبخیر و تعرق واقعی منطقه مطالعاتی که متشکل از تبخیر و تعرق اراضی زراعی در نواحی مرکزی هر نقشه، تبخیر و تعرق از سطح تالاب هورالعظیم، پوشش گیاهی طبیعی در سمت غرب و زمینه خاکی گسترده در نقاط مختلف نقشه به‌ویژه در جنوب و شمال است، به‌دست آمد.

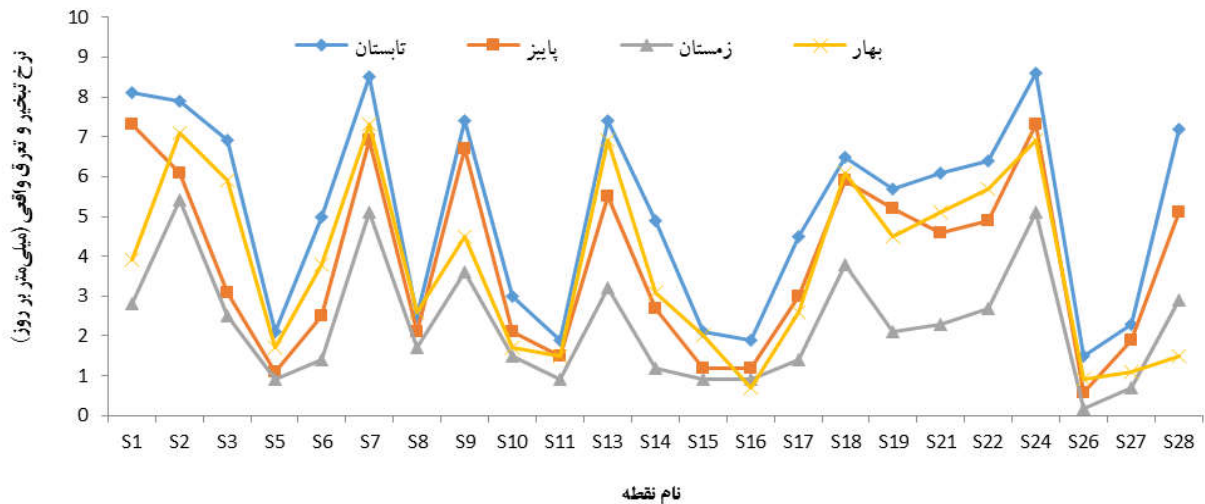
بیشترین مقادیر شوری خاک در بخش‌های شمال غربی و غرب منطقه مطالعاتی و کمترین آن در نواحی میانی، جنوب شرقی و جنوب منطقه مطالعاتی مشاهده شده است. در مناطق با شوری بالای خاک سطحی، امکان برگشت نمک از سطح به خاک ناحیه ریشه و یا به آب زیرزمینی از طریق بارندگی یا آبیاری‌ها وجود دارد که در نتیجه آبشویی و حرکت رو به پایین نمک در خاک خواهد بود. بررسی میزان آبشویی توسط بارندگی با آبیاری، اثرات مثبت (تعدیل شوری خاک) و اثرات منفی آن (پراکندگی ریزدانه‌های خاک در مناطق دارای سدیم بالا و ورود نمک‌ها به آب زیرزمینی کم‌عمق و مسائل دفع نمک‌ها توسط شبکه زهکش‌های مصنوعی)، از موضوعات



شکل ۷. نقشه تغییرات مکانی شوری خاک منطقه مطالعاتی (عمق ۳۰- سانتی متر) در فصول مختلف سال (رنگی در نسخه الکترونیکی)



شکل ۸. نقشه‌های تبخیر و تعرق دشت آزادگان (میلی متر در روز)، به دست آمده توسط مدل SEBAL در فصول مختلف سال (رنگی در نسخه الکترونیکی)



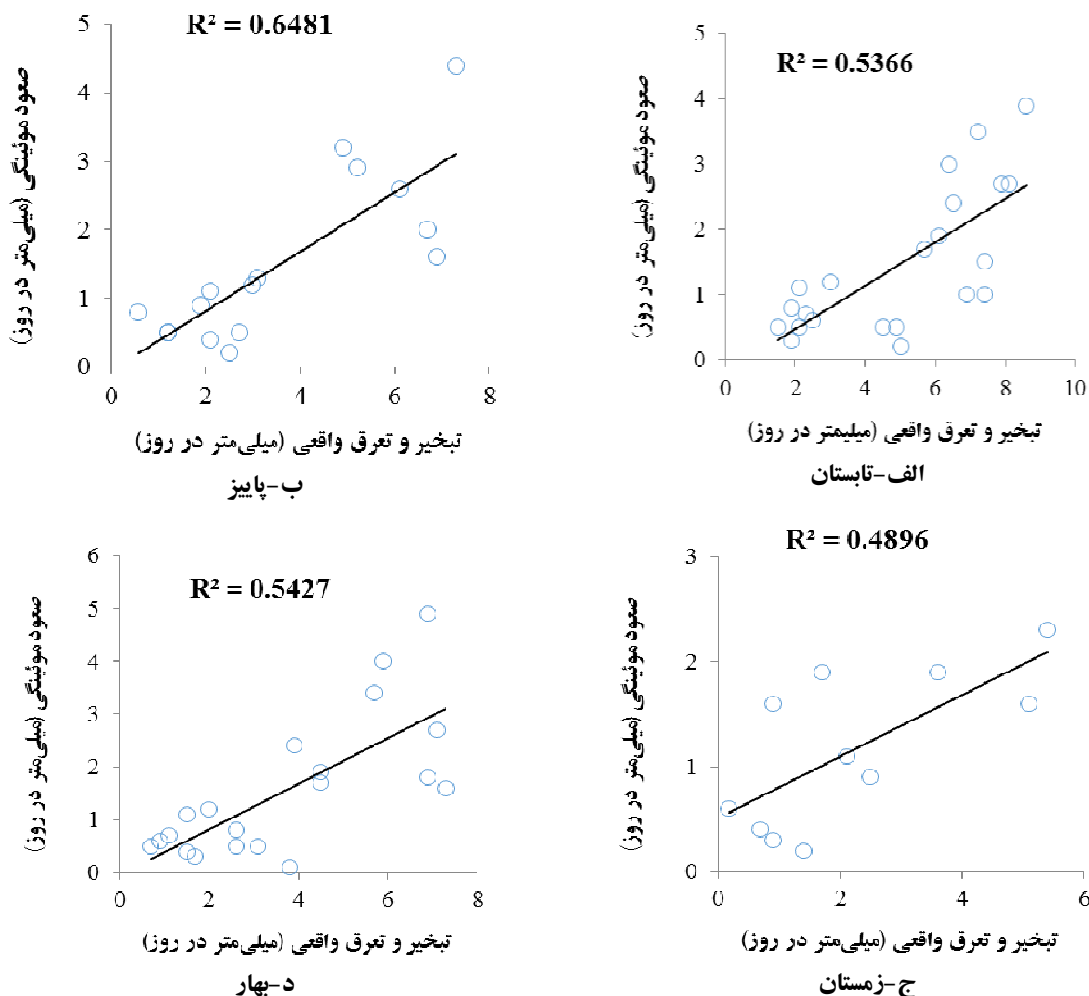
شکل ۹. مقادیر تبخیر و تعرق واقعی هر یک از نقاط مشاهداتی دشت آزادگان در فصول مختلف سال (میلی‌متر در روز)

پوشش گیاهی بوده است. به تبع آن، امکان شور شدن خاک در اراضی دارای پوشش گیاهی نسبت به اراضی فاقد پوشش، کمتر خواهد بود. این موضوع نشان‌دهنده اهمیت پوشش گیاهی در کنترل شوری و جلوگیری از تخریب منابع خاک منطقه مطالعاتی است. کاشت گیاهان علوفه‌ای متناسب با شرایط شور (هالوفیت‌ها) و جلوگیری از لخت و بیابانی شدن بخش‌های جنوبی دشت، تکمیل اقدامات زهکشی مصنوعی در اراضی کشاورزی به منظور کنترل سطح ایستابی و آبشویی توسط آب آبیاری و به‌طور همزمان، بهینه‌سازی مدیریت آبیاری در داخل مزارع به منظور کاهش حجم زهاب خروجی از منطقه مطالعاتی می‌تواند از جمله اقدامات عملی برای مقابله با پدیده شور شدن تدریجی منابع خاک و آب زیرزمینی دشت آزادگان و کاهش اثرات زیست‌محیطی آن محسوب شود.

در شکل ۱۰ ارتباط رگرسیونی بین تبخیر و تعرق و نرخ صعود موئینگی به تفکیک فصل آورده شده است. این ارتباط در تمامی فصول معنی‌دار بوده و ضریب تبیین (R^2) بین این دو پارامتر بین ۰/۴۹ تا ۰/۶۵ متغیر است. همچنین برخلاف رابطه معکوس بین عمق سطح ایستابی و نرخ صعود موئینگی (شکل ۶)، رابطه بین تبخیر و تعرق و نرخ صعود موئینگی به صورت مستقیم است.

بر این اساس و در فصل‌های تابستان، پاییز، زمستان و بهار، میانگین تبخیر و تعرق واقعی (و انحراف معیار هر نقشه) به ترتیب برابر با ۷/۹۶ (۳/۹۶)، ۳/۷۱ (۱/۸۳)، ۱/۵۵ (۰/۸۴) و ۴/۴ (۲/۱۶) میلی‌متر بر روز بود. محدوده تغییرات حداقل و حداکثر تبخیر و تعرق واقعی در راهنمای هر نقشه قابل مشاهده و مقایسه است.

به منظور بررسی ارتباط تبخیر و تعرق واقعی با نرخ صعود موئینگی به دست آمده در هر یک از نقاط نمونه‌برداری، اقدام به استخراج مقادیر تبخیر و تعرق در محل نقاط مذکور از روی نقشه‌های چهارگانه - که در قبل آمده - شد. نمودار شکل ۱۰ تغییرات مقادیر مذکور را به تصویر کشیده است. بر این اساس، مقادیر تبخیر و تعرق در نقاط مشاهداتی برای فصول مختلف سال متغیر بوده و بین ۰/۲ تا ۸/۶ میلی‌متر در روز به دست آمد. تفاوت مقادیر تبخیر و تعرق واقعی (که روی شکل ۸ نیز مشهود است)، به دلیل تنوع و گستردگی در نوع و تراکم پوشش گیاهی، کاربری اراضی، سطح ایستابی و تا حدودی تنوع پارامترهای اقلیمی (به ویژه رطوبت و دمای هوا به دلیل مجاورت با هورالعظیم) است. بر اساس نتایج مطالعات پیشین انجام شده در این دشت (۲۱)، تبخیر و تعرق سالانه در مناطقی از دشت آزادگان که سطح خاک از پوشش گیاهی پوشیده شده است، کمتر از مناطقی است که دارای خاک لخت و عاری از هر گونه



شکل ۱۰. همبستگی بین تبخیر و تعرق واقعی و نرخ صعود موئینگی (میلی متر در روز) در فصول مختلف سال

نتیجه گیری

مرجع ایستگاه هواشناسی بستان در تابستان ۱۲/۳ میلی متر بر روز است) و سطح ایستابی کم عمق (بین ۱ تا ۴ متر) از دلایل اصلی وقوع تبخیر و تعرق واقعی و به تبع آن، شکل گیری پدیده صعود موئینگی، صعود نمک به سطح خاک و در نهایت شور شدن خاک سطح دشت آزادگان به شمار می روند. در این پژوهش، تأثیرات آنها به صورت کمی بررسی شد. از پیشنهادات تحقیق حاضر، استفاده از دو فاکتور تبخیر و تعرق و نرخ صعود موئینگی در امر مدل سازی تغییرات مکانی و زمانی شوری خاک در دشت آزادگان و یا در مناطقی مشابه با شرایط این دشت است. بر این اساس، راهکارهایی که بتوانند به کاهش پدیده تبخیر و تعرق از

نتایج اجرای مدل UPFLOW نشان داد که میانگین نرخ صعود موئینگی دشت آزادگان بین ۱/۲ تا ۱/۵ میلی متر بر روز بوده است که به طور ماهانه منجر به جابه جایی ۱۲ تا ۱۸/۸ تن بر هکتار نمک از آب زیرزمینی به خاک سطحی این دشت شده است. نقشه های تبخیر و تعرق واقعی نیز به کمک مدل SEBAL برای این منطقه تهیه شده و بر اساس آنها مشخص شد که تبخیر و تعرق واقعی روزانه در نقاط مشاهداتی، می تواند به حدود ۹ میلی متر در روز هم برسد. پتانسیل تبخیری زیاد منطقه مطالعاتی (میانگین تبخیر و تعرق

تشکر و قدردانی

نگارندگان این مقاله مراتب تشکر و قدردانی خود را از مرکز ملی تحقیقات شوری به دلیل تأمین داده‌های مورد نیاز برای این پژوهش و همچنین آقای سیداحسان باقری (دانشجوی سابق دکترای علوم و مهندسی آب دانشگاه صنعتی اصفهان) به‌خاطر همکاری در تهیه و اجرای مدل UPFLOW اعلام می‌دارند.

سطح زمین کمک کنند (نظیر استفاده از مالچ، حفظ بقایای گیاهی در سطح اراضی کشاورزی و احیای پوشش‌های مرتعی و بیابانی در اراضی غیرکشاورزی) می‌تواند صعود موئینگی آب شور از سطح ایستابی کم عمق به سطح زمین را کاهش داده و روند شور شدن خاک منطقه در فصول غیرکشت را کندتر کند.

منابع مورد استفاده

1. Abliz, A., T. Tiyip, A. Ghulam, U. Halik, J. L. Ding, M. Sawut, F. Zhang, I. Nurmemet and A. Abliz. 2016. Effects of shallow groundwater table and salinity on soil salt dynamics in the Keriya Oasis., Northwestern China. *Environmental Earth Science* 75: 260.
2. Alvarez, A. C., R. J. Lascano and L. Stroosnijder. 2012. Test of the rosetta pedotransfer function for saturated hydraulic conductivity. *Soil Science* 2: 203-212.
3. Bastiaanssen, W. G. M., M. Menenti, R. A. Feddes and A. A. M. Holtslag. 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): Formulation. *Journal of Hydrology* 212(213): 213-229.
4. Borchardt, S. and M. H. Trauth. 2012. Remotely-sensed evapotranspiration estimates for an improved hydrological modeling of the early Holocene mega-lake Suguta, northern Kenya Rift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 361(362): 14-20.
5. De Laat, P. J. M. 1980. Model for unsaturated flow above a shallow water-table. Applied to a regional sub-surface flow problem. PUDOC, Doctoral thesis, Wageningen Uni., The Netherlands.
6. Fan, Y., H. Li and G. Miguez-Macho. 2013. Global patterns of groundwater table depth. *Science* 339(6122): 940-943.
7. FAO/UNESCO. 1973. Irrigation, Drainage and Salinity. An International Sourcebook.
8. Gao, Y., Z. Huo, Z. Qu, X. Xu, G. Huang and T. S. Steenhuis. 2017. Modeling contribution of shallow groundwater to evapotranspiration and yield of maize in an arid area. *Scientific Reports* 7(1): 431-422.
9. Ghassemi, F., A. J. Jakeman and H. A. Nix. 1995. Salinization of Land and Water Resources: Human Causes, Extent, Management and Case Studies. The Australian National University, Canberra, Australia, and CAB International, Wallingford, Oxon, UK.
10. Gong, L., Q. Ran, G. He and T. Tiyip. 2015. A soil quality assessment under different land use types in Keriya river basin, Southern Xinjiang, China. *Soil Tillage Research* 146: 223-229.
11. Jordan, Y. C., A. Ghulam and S. Hartling. 2014. Traits of surface water pollution under climate and land use changes: a remote sensing and hydrological modeling approach. *Earth Science Research* 128: 181-195.
12. Khanmirzaei, A., K. Bazargan, A. A. Moezzi and K. Shahabazi. 2013. Chemical forms of soil cadmium and its concentration in wheat grain in some calcareous soils of Khuzestan province. *Iranian Journal of Soil Research* 26(4): 347-357.
13. Klove, B., P. Ala-Aho, G. Bertrand, J. J. Gurdak, H. Kupfersberger, J. Kværner and M. Pulido-Velazquez. 2013. Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology* 518: 250-266.
14. Kroes, J., I. Supit, M. Mulder, J. Van Dam and P. Van Walsum. 2016. Capillary rise affecting crop yields under different environmental conditions. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 598(3): 1-29.
15. Li, J., L. Pu, M. Han, M. Zhu, R. Zhang and Y. Xiang. 2014. Soil salinization research in China: advances and prospects. *Journal of Geographical Science* 24(5): 943-960.
16. Moameni, A. 2011. Geographical distribution and salinity levels of soil resources of Iran. *Iranian Journal of Soil Research* 24(3): 203-215.
17. Pangle, L. A., J. W. Gregg and J. J. McDonnell. 2014. Rainfall seasonality and an Eco hydrological feedback offset the potential impact of climate warming on evapotranspiration and groundwater recharge. *Water Resource* 50(2): 1308-1321.

18. Raes, D. 2004. UPFLOW: water movement in a soil profile from a shallow water table to the topsoil (capillary rise). Reference Manual Version 2.2, K.U. Leuven University, Belgium.
19. Rahimian, M. H., S. Poormohammadi, Y. Hasheminejhad and M. A. Meshkat. 2013. Impact of climate change on salinization in Iran. *Iranian Journal of Soil Research* 27(1): 1-11.
20. Rahimian, M. H., M. J. Rousta, M. A. Meshkat, M. A. Goosheh and M. Shiran. 2013. Soil salinity profile as affected by saline shallow water table in Azadegan plain, Khuzestan. *Iranian Journal of Soil Research* 26(4): 381-389.
21. Rahimian, M. H. and S. Poormohammadi. 2012. Assessing the impact of climate change on evapotranspiration and soil salinization (A case study from Iran). PP. 69-76. In: L. Filho (Eds.), *Climate Change Management*, Springer Pub., Part 1.
22. Roozitalab, M. H., H. Siadat and A. Farshad. 2017. *The Soils of Iran*. Springer.
23. Schaap, M. G., F. J. Leij and M. T. Van Genuchten. 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* 251(3-4): 163-176.
24. Udom, I. J. and S. A. Nta. 2020. UPFLOW model prediction of capillary rise into root zone soil moisture for shallow water table soils of Obio Akpa river floodplain in the Niger-Delta environment, Nigeria. *Agricultural Engineering International* 22(2):21-31.
25. Waters, R., R. Allen, M. Tasumi, R. Trezza and W. G. M. Bastiaanssen. 2002. *Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL)*. Idaho Department of Water Resources, USA.

Estimation of Seasonal Capillary Rise and its Relationship with Evapotranspiration and Soil Salinization in Khuzestan Region

M. H. Rahimian^{1*} and J. Abedi Koupai²

(Received: July 26-2020; Accepted: February 6-2021)

Abstract

Soil salinization is a phenomenon that threatens agricultural lands and natural areas, leading to reduced productivity, declinations of soil resources and vegetation covers, and finally, the abandonment of these areas. This study has quantified the groundwater Capillary Rise (CR) and actual Evapotranspiration (ET_a) and their relationship with the soil salinity of Azadegan plain, west of Khuzestan Province. The study area has an arid climate, characterized by shallow and saline water table and a high potential evaporation rate. For this purpose, field samplings were carried out in four consecutive seasons of the year to measure salinity, soil moisture, and texture, groundwater table, and salinity at 27 scattered representative points of the study area. The CR values were estimated in different seasons of the year using UPFLOW model. Moreover, four representative Landsat satellite images were acquired to map seasonal changes of ET_a through the SEBAL algorithm. Then, the effects of ET_a on CR and consequent soil salinity build up were quantified in a seasonal time scale. The results showed that the average daily ET_a of Azadegan plain varied from 1.55 to 7.96 mm day⁻¹ in different seasons which caused a capillary rise of around 1.2 to 1.5 mm.day⁻¹. This has led to the upward movement of 12 to 18.8 ton ha⁻¹ month⁻¹ of salts from shallow groundwater to the soil surface, which has caused surface soil salinization. Also, there was a close relationship between ET_a, CR, and soil salinity parameters, which can provide insight into modeling of spatial and temporal changes of soil salinity and provision of solutions to reduce the accumulation of solutes in the soils of the study area.

Keywords: UPFLOW model, ROSETTA model, SEBAL model, Secondary soil salinization, Azadegan Plain

1. National Salinity Research Center (NSRC), Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Yazd, Iran.

2. Water Engineering Department, College of Agriculture, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran.

Corresponding author, Email: mbrahimian@gmail.com