

مدل سازی اثر تغییر اقلیم بر انتشار دی اکسید کربن خاک در مراتع خشک (جنوب ایران)

بیژن آزاد^۱، سید فخرالدین افزلی^{۲*}

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۵/۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۹/۱۴

چکیده:

مراتع مناطق خشک به دلیل میزان کربن آلی خاک پایین و گسترش سطحی زیاد در کره زمین، جایگاه ویژه‌ای در ترسیب کربن و کاهش اثرات گرمایش جهانی دارند، به طوری که کوچک‌ترین تغییرات در کربن آلی خاک اثرات قابل ملاحظه‌ای بر غلظت دی اکسید کربن اتمسفر خواهد گذاشت. با توجه به اینکه مراتع مناطق خشک ایران بخش بزرگی از کشور را در بر گرفته‌اند، این مطالعه با هدف ارزیابی کارایی مدل روتامستد به عنوان پراستفاده‌ترین مدل در مطالعات کربن خاک، و شبیه‌سازی اثر سه سناریو اقلیمی بر انتشار جمعی دی اکسید کربن و انتشار واقعی دی اکسید کربن از خاک‌های مراتع خشک بندبست در شهرستان قیر و کارزین استان فارس طی ۳۶ سال انجام شد. سناریوهای اقلیمی شامل سناریو بدون تغییر اقلیم و سناریوهای تغییر اقلیم CCH1 و CCH2 بودند. نتایج اعتبارسنجی مدل روتامستد نشان داد که با دقت مناسبی ذخیره کربن آلی خاک را شبیه‌سازی کرده و بنابراین می‌تواند برای شبیه‌سازی دینامیک کربن آلی خاک و انتشار دی اکسید کربن از خاک تحت سناریوهای مدیریتی و اقلیمی آینده استفاده شود. نتایج شبیه‌سازی مدل در طول ۳۶ سال نشان داد که انتشار جمعی دی اکسید کربن به میزان ۳/۶۲ درصد و ۴/۵۳ درصد و انتشار واقعی دی اکسید کربن به میزان ۳/۱۵ درصد و ۳/۷۸ درصد به ترتیب تحت سناریوهای CCH1 و CCH2 در مقایسه با سناریو بدون تغییر اقلیم افزایش خواهد یافت. همچنین با گذشت زمان انتشار واقعی دی اکسید کربن از خاک‌های مراتع بندبست تحت سناریوهای تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) روند کاهشی داشت و با گذشت زمان تحت تأثیر تغییر اقلیم مخازن کربن خاک به تجزیه مقاوم شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گرمایش جهانی، ترسیب کربن، کربن خاک، مدل روتامستد، مراتع خشک.

۱. کارشناسی ارشد مدیریت مناطق بیابانی، بخش مهندسی منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه شیراز

۲. هیئت علمی بخش مهندسی منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه شیراز، نویسنده مسئول؛ afzalif@shirazu.ac.ir

مقدمه

افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر به‌ویژه دی‌اکسیدکربن (CO_2) در دهه‌های اخیر، از عوامل مهم وقوع تغییر اقلیم جهانی و گرم شدن کره زمین بیان شده است (آی‌پی‌سی‌سی، ۲۰۰۷). در این میان، ترسیب کربن در اکوسیستم‌های طبیعی و به‌ویژه خاک‌ها، یکی از ساده‌ترین و ارزان‌ترین راهکارها برای کاهش دی‌اکسیدکربن اتمسفر و کاهش اثرات منفی تغییر اقلیم مطرح شده است (شای^۲ و همکاران، ۲۰۰۹؛ اسپارگو^۳ و همکاران، ۲۰۰۸)، زیرا خاک‌ها تقریباً ۷۵ درصد ذخایر کربن در اکوسیستم‌های خشکی را دارند و حدود ۱۰ درصد CO_2 اتمسفری هر ساله از طریق خاک‌ها به اتمسفر انتشار می‌یابد (گیفورد^۴، ۱۹۹۴؛ لال^۵، ۲۰۰۳؛ تورن‌کوئیست^۶ و همکاران، ۲۰۰۹). از این رو تغییرات در مقدار کربن آلی خاک تأثیر قابل توجهی بر غلظت CO_2 اتمسفر و گرمایش جهانی دارد (لال، ۲۰۰۴؛ فیلد^۷ و همکاران، ۲۰۱۴؛ شای و همکاران، ۲۰۰۹؛ مونوزروچاس^۸ و همکاران، ۲۰۱۵). خاک‌های مناطق خشک به دلیل گستردگی و همچنین پایین بودن میزان کربن، جایگاه ویژه‌ای در ترسیب کربن دارند (لال، ۲۰۰۷؛ تسچاکرت^۹ و همکاران، ۲۰۰۴؛ یوکوزاوا^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین مراتع مناطق خشک که حدود ۴۰ درصد از سطح زمین را می‌پوشانند (لی‌گین^{۱۱} و همکاران، ۲۰۰۲؛ وانگ و فانگ^{۱۲}، ۲۰۰۹) به دلیل گسترش سطحی زیاد در سراسر کره زمین، پتانسیل بالایی در ترسیب دادن CO_2 اتمسفر در خاک دارند (کوی^{۱۳} و همکاران، ۲۰۰۵؛ درنر و شوئن^{۱۴}، ۲۰۰۷).

بیشتر تحقیقات، تغییر اقلیم و افزایش دما را عامل اصلی

افزایش سرعت تجزیه مواد آلی خاک و انتشار CO_2 از خاک به اتمسفر و کاهش ذخیره کربن آلی خاک دانسته‌اند (بارانسیکاو^{۱۵} و همکاران، ۲۰۱۰؛ کاروالهو^{۱۶} و همکاران، ۲۰۱۶؛ مونوزروچاس و همکاران، ۲۰۱۵؛ وان^{۱۷} و همکاران، ۲۰۱۱). جونز^{۱۸} و همکاران (۲۰۰۵) بیان کردند که افزایش دما منجر به پس‌خور^{۱۹} مثبت بین تغییر اقلیم و چرخه کربن خواهد شد و در نتیجه میزان زیادی CO_2 از خاک‌ها انتشار می‌یابد و گرمایش جهانی را تشدید می‌کند. مارتینز^{۲۰} و همکاران (۲۰۱۶) بیان کردند که انتشار CO_2 در خاک‌های خشک استرالیا تحت تأثیر تغییر اقلیم، روند صعودی داشته است. فرانسواویجلیا^{۲۱} و همکاران (۲۰۱۷) بیان کردند در اثر تغییر اقلیم کربن ورودی به خاک از طریق بقایای گیاهی کاهش می‌یابد و به دنبال آن، ذخیره کربن خاک تحت تأثیر قرار می‌گیرد. با اینکه اکثر مطالعات، تغییر اقلیم را دلیل کاهش ذخیره کربن خاک و هدرروی آن بیان کرده‌اند، برخی از تحقیقات، کاهش تجزیه کربن خاک و در نتیجه افزایش کربن آلی خاک را تحت تأثیر تغییر اقلیم گزارش کرده‌اند (آلوارو-فیونتس^{۲۲} و همکاران، ۲۰۱۲؛ کیایس^{۲۳} و همکاران، ۲۰۱۰؛ فرانسواویجلیا و همکاران، ۲۰۱۲؛ تورنلی و گنل^{۲۴}، ۲۰۰۱). همچنین مطالعات نشان داده‌اند که ذخیره کربن آلی خاک در مناطق مختلف آب‌وهوایی زمین، واکنش متفاوتی به گرمایش جهانی از خود بروز می‌دهند (شکیبا^{۲۵}، ۲۰۰۰). با توجه به این که اثرات تغییر اقلیم بر تغییرات کربن آلی خاک هنوز قطعی نیست، ارزیابی تجمع کربن آلی خاک و هدرروی آن به فرم CO_2 در سناریوهای اقلیمی آینده بسیار مهم و ضروری است (آلوارو-فیونتس و پاستین^{۲۶}، ۲۰۱۱؛ چیزی^{۲۷} و همکاران، ۲۰۱۰).

1. IPCC
2. Shi
3. Spargo
4. Gifford
5. Lal
6. Tornquist
7. Field
8. Muñoz-Rojas
9. Tschakert
10. Yokozawa
11. LeCain
12. Wang and Fang
13. Cui
14. Derner and Schuman

15. Barancikova
16. Carvalho
17. Wan
18. Jones
19. Feedback
20. Martins
21. Francaviglia
22. Álvaro-Fuentes
23. Ciaïis
24. Thornley and Cannell
25. Shakiba
26. Álvaro-Fuentes and Paustian
27. Chiesi

انتشار CO₂ خاک در استان فوگیا^۹ (جنوب ایتالیا) بررسی کردند. جنکینسون^{۱۰} و همکاران (۱۹۹۱) با استفاده از مدل روتامستد اثر تغییر اقلیم را بر انتشار CO₂ از خاک‌های کره زمین پیش‌بینی کردند؛ اما مطالعه آن‌ها در سطح جهانی و برای بیوم‌های مختلف کره زمین بود. کیایس و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی چندین مطالعه در اروپا با استفاده از مدل روتامستد نشان دادند سرعت تجزیه کربن آلی خاک تحت تأثیر تغییر اقلیم و افزایش دما، کاهش خواهد یافت. آلواریو-فیوتس و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از مدل Century نشان دادند که با وقوع تغییر اقلیم و تحت تأثیر گرمایش جهانی، سرعت تجزیه کربن آلی خاک در خاک‌های کشاورزی شمال شرقی اسپانیا کاهش یافته است. مونوزروچاس و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از مدل CarboSOIL نشان دادند که کاربری‌های با درصد پوشش گیاهی پایین، به شدت تحت تأثیر تغییر اقلیم قرار گرفته و موجب هدرروی کربن آلی خاک در این مناطق خواهد شد. لی و همکاران (۲۰۱۶) با استفاده از مدل DayCent نشان دادند که تغییرات دما و بارش موجب افزایش انتشار CO₂ از خاک‌های مرتعی داکوتای جنوبی ایالات متحده شده است. مونوزروچاس و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از مدل CarboSOIL افزایش هدرروی کربن آلی خاک را با افزایش دما و کاهش بارندگی در شمال مصر بیان کردند.

کوچکی و همکاران (۲۰۰۷) افزایش دما و تغییر الگوهای بارش را همراه با کاهش بارش در تابستان‌ها و حتی زمستان‌های سرد در جنوب ایران پیش‌بینی کرده‌اند. ایران در کمربند خشک جهان قرار گرفته و در حالی که ۴/۲ درصد از بیابان‌های جهان را در خود جای داده، متأسفانه هر ساله شاهد پدیده بیابانزایی در کشور و از دست رفتن سطح وسیعی از عرصه‌های طبیعی کشور به‌ویژه در مناطق خشک کشور هستیم (فتاحی و همکاران، ۲۰۱۷(a,b)). حدود ۹۰ میلیون هکتار از اراضی کشور ایران را مراتع تشکیل می‌دهند که حدود ۷۰ درصد از این مراتع در مناطق خشک و نیمه خشک کشور قرار گرفته‌اند؛ اما تاکنون هیچ مطالعه‌ای به ارزیابی

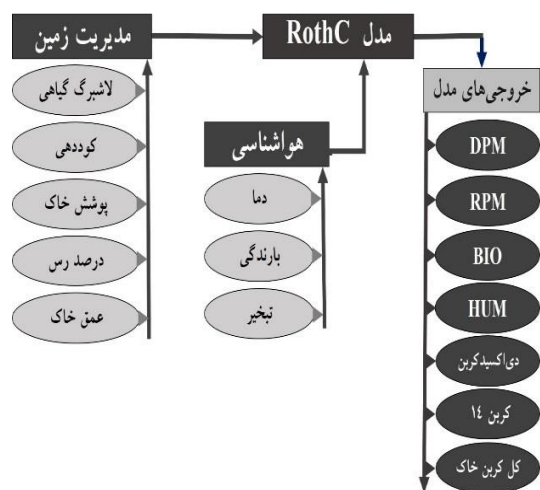
از آنجایی که ارزیابی سناریوهای مختلف تغییر اقلیم بر میزان انتشار CO₂ خاک در طولانی‌مدت، بدون ابزار مدل‌سازی مشکل است (لی^۱ و همکاران، ۲۰۱۶)، مدل‌ها به‌عنوان سیستم‌های پشتیبان تصمیم‌گیری برای پیش‌بینی تغییرات کربن آلی خاک و انتشار CO₂ خاک به اتمسفر تحت سناریوهای حال و آینده تغییر اقلیم بسیار مفید هستند (بلولر^۲ و همکاران، ۲۰۱۷؛ فارینا^۳ و همکاران، ۲۰۱۷؛ وان و همکاران، ۲۰۱۱). به‌منظور پیش‌بینی میزان انتشار CO₂ از خاک به اتمسفر در پاسخ به تغییر اقلیم، مدل‌های زیادی مانند EPIC, RothC, Daisy, DNDC, DayCent و Century برای این هدف توسعه پیدا کرده‌اند. در میان مدل‌های شبیه‌سازی، مدل روتامستد^۴ (سُلْمَن و جنکینسون^۵، ۱۹۹۶) به دلیل سادگی و در دسترس بودن داده‌های مورد نیاز برای اجرای مدل، به‌طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است (بارانسیکوا و همکاران، ۲۰۱۰؛ موندینی^۶ و همکاران، ۲۰۱۲؛ سگورا^۷ و همکاران، ۲۰۱۶؛ زو^۸ و همکاران، ۲۰۱۱). اسمیت و همکاران (۲۰۰۷) در مطالعه‌ای در روسیه و اوکراین، ضمن به‌کارگیری مدل روتامستد گزارش کردند که در شرایط تغییر اقلیم، به‌علت افزایش سرعت تجزیه ناشی از افزایش دما، میزان معدنی شدن ماده آلی افزایش و به‌دنبال آن، هدرروی کربن خاک افزایش خواهد یافت. زو و همکاران (۲۰۱۱) بیان کردند که افزایش دما موجب افزایش آزادسازی دی‌اکسید کربن از کربن آلی خاک به اتمسفر خواهد شد و نشان دادند که کربن آلی خاک پیش‌بینی شده توسط مدل روتامستد در ۴۰ سال اولیه تغییر اقلیم در طی سناریوهای مختلف تغییر اقلیم و در سایت‌های مختلف ۲ تا ۶ درصد کاهش خواهد یافت و افزایش تجزیه کربن آلی خاک و هدرروی کربن آلی خاک را به‌دنبال افزایش دما در آینده بیان نمودند. بلولر و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از مدل روتامستد اثر منابع مختلف کربن، کمپوست و نوع کشت را بر میزان

1. Lai
2. Bleuler
3. Farina
4. RothC
5. Coleman and Jenkinson
6. Mondini
7. Segura
8. Xu

9. Foggia

10. Jenkinson

همکاران، ۱۹۸۷ و ۱۹۹۲). این نرخ تجزیه بر مبنای رطوبت خاک، دمای خاک و پوشش سطح خاک در هر ماه تصحیح می‌شود. میزان رس خاک نیز بر نسبت CO_2 منتشر شده به بیومس میکروبی و مواد آلی هوموسی شده اثر می‌گذارد. مدل روتامستد برای مناطق خشک تصحیح شده (فارینا و همکاران، ۲۰۱۳) و در مطالعه حاضر، مدل روتامستد نسخه ۲۶/۳ برای شبیه‌سازی اثر تغییر اقلیم بر دینامیک ذخیره کربن آلی خاک و انتشار CO_2 از خاک (سُلْمَن و جنکینسون، ۱۹۹۶) استفاده شد. داده‌های ورودی به مدل روتامستد درون دو فایل اصلی (هواشناسی و مدیریت) وارد می‌شوند که هریک حاوی مجموعه‌ای از متغیرها (شکل ۱) هستند. خروجی‌های مهم مدل شامل میزان کربن در مخازن مختلف خاک، کل کربن خاک و میزان دی‌اکسیدکربن انتشار یافته از خاک است (شکل ۱).



شکل (۱): محیط مدل روتامستد

Figure (1): The RothC model environment

معرفی منطقه مطالعه

مراعات بندبست در شهرستان قیروکارزین در جنوب ایران با مساحت ۲۳۸۰ هکتار در فاصله ۲۰۰ کیلومتری در جنوب شرقی شهر شیراز و مختصات طول جغرافیایی ۵۲ درجه و ۵۹ دقیقه شرقی و عرض ۲۸ درجه و ۲۸ دقیقه شمالی قرار گرفته‌اند (شکل ۲). بر مبنای آمار هواشناسی ۳۲ ساله (۱۹۸۳-۲۰۱۴) ایستگاه هواشناسی منطقه مطالعه، میزان بارندگی سالانه ۲۷۵/۳۶ میلی‌متر، میانگین سالانه دما ۲۳/۹۴ سانتی‌گراد و میزان تبخیر سالانه از طشت تبخیر ۲۹۱۰/۹۸

انتشار CO_2 خاک به اتمسفر در مراتع خشک ایران در پاسخ به تغییر اقلیم نپرداخته است و مطالعه فعلی اولین تلاش برای فهم اثرات تغییر اقلیم بر میزان انتشار دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در یک اکوسیستم مرتعی در مناطق خشک جنوبی ایران است. لذا اهداف این مطالعه شامل ارزیابی کارایی مدل روتامستد، ارزیابی اثرات دو سناریو تغییر اقلیم و سناریو بدون تغییر اقلیم بر میزان انتشار تجمعی CO_2 از خاک به اتمسفر و همچنین میزان انتشار واقعی CO_2 از خاک به اتمسفر در مراتع خشک بندبست شهرستان قیروکارزین در جنوب استان فارس است.

مواد و روش

توصیف مدل کربن روتامستد

مدل روتامستد یک مدل ساده و مناسب برای شبیه‌سازی دینامیک طولانی‌مدت کربن آلی خاک و انتشار CO_2 از خاک به اتمسفر است؛ زیرا به تعداد داده‌های محدودی (سُلْمَن و جنکینسون، ۱۹۹۶) نیاز دارد. این مدل، کربن آلی خاک را به چهار جزء فعال و یک جزء غیرفعال تقسیم‌بندی می‌کند. اجزای فعال ماده آلی خاک شامل مواد گیاهی تجزیه‌پذیر (DPM^1)، مواد گیاهی مقاوم (RPM^2)، بیومس میکروبی^۳ و مواد آلی هوموسی شده^۴ هستند. در این مدل جزء غیرفعال، نسبتی از مواد آلی است که از نظر بیولوژیکی فعال نبوده و سن رادیوکربنی^۵ آن بیش از ۵۰/۰۰۰ سال است؛ بنابراین در چرخه کربن شرکت ندارد (سُلْمَن و جنکینسون، ۲۰۰۸). مدل روتامستد، لاشبرگ گیاهی ورودی به خاک را بر مبنای نسبت مواد گیاهی تجزی پذیر به مواد گیاهی مقاوم^۶ (کیفیت لاشبرگ) به داخل مخزن‌های RPM و DPM تقسیم‌بندی می‌کند و سپس مواد گیاهی به شکل CO_2 ، بیومس میکروبی و مواد آلی هوموسی شده تجزیه می‌شوند. همه اجزای فعال بر مبنای سینتیک درجه اول تجزیه می‌شوند؛ هر جزء فعال نرخ ثابت تجزیه مخصوص خود را دارد (جنکینسون و

1. Decomposable Plant Material=DPM
2. Resistant Plant Material=RPM
3. Microbial Biomass
4. Mummified Organic Matter
5. Radiocarbon age
6. DPM/RPM

(آوریل تا جولای سال ۲۰۱۴ میلادی) به روش تصادفی انجام گرفت. به این صورت که در هر ماه بعد از حذف لاشبرگ‌ها از عمق ۰-۲۰ سانتی متری از سطح مراتع ۲۰ نمونه خاک در هر ماه برداشت شد (در مجموع ۸۰ نمونه). به منظور تعیین وزن مخصوص ظاهری خاک دو نمونه سیلندر در کنار گودال خاک (به طور کلی ۱۶۰ نمونه) برداشته شد. بعد از خشک شدن نمونه‌های خاک در مجاورت هوا و حذف مواد گیاهی از آن‌ها، نمونه‌های خاک با الک ۲ میلی متری برای آزمایش‌های بعدی الک شدند. کربن آلی خاک به روش والکلی و بلاک^۴ (۱۹۳۴)، بافت خاک به روش هیدرومتری (بویوکس^۵، ۱۹۶۲) و وزن مخصوص ظاهری خاک به روش سیلندر (بلاک و هارتیج^۶، ۱۹۸۶) در آزمایشگاه تجزیه خاک و آب بخش مهندسی منابع طبیعی و محیط زیست اندازه‌گیری شدند. در نهایت، ذخیره کربن آلی خاک در عمق ۰-۲۰ سانتی متری با استفاده از معادله زیر (الرت و بتانی^۷، ۱۹۹۵) محاسبه شد:

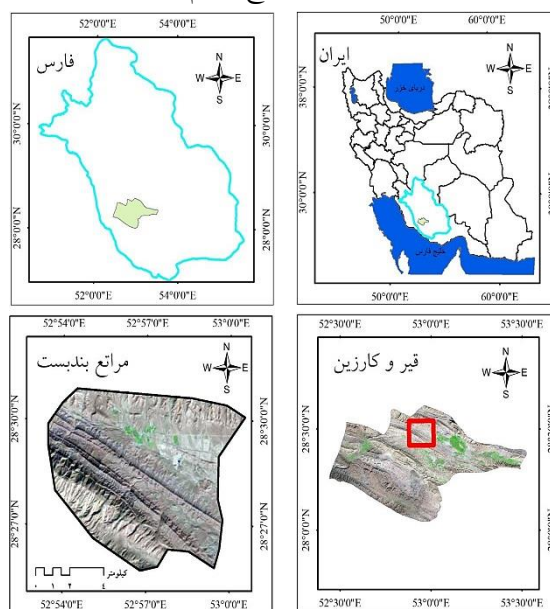
$$\text{SOC Stock} = \text{OC}(\%) \times \text{Depth (cm)} \times \text{Bd (gr cm}^{-3}\text{)} \quad (1)$$

که در آن، SOC Stock ذخیره کربن آلی خاک بر حسب تن بر هکتار، OC کربن آلی خاک به درصد، Depth عمق خاک به سانتی متر و B.d وزن مخصوص ظاهری خاک بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب است.

ارزش‌دهی اولیه^۸ و واسنجی مدل

ارزش‌دهی اولیه مدل شامل وارد کردن اطلاعات مورد نیاز خاک، پوشش گیاهی و اقلیم منطقه به مدل است. داده‌های میانگین ماهیانه بارش، میانگین ماهیانه دما و میانگین ماهیانه تبخیر از ایستگاه هواشناسی سینوپتیک منطقه مورد مطالعه به دست آمد. پارامترهای ویژه سایت^۹، شامل داده‌های خاک و پوشش گیاهی با استفاده از اندازه‌گیری‌های صحرائی و آزمایشگاهی تعیین شدند (جدول ۱). فاکتور کیفیت بقایای گیاهی (نسبت مواد گیاهی تجزیه‌پذیر به مواد گیاهی مقاوم)

میلی متر است (شکل ۳). به طور کلی، اقلیم محلی طی تابستان‌ها گرم تا خیلی داغ و در طی زمستان‌ها نسبتاً مرطوب است. مراتع بندبست شامل فیزیوگرافی مخروطه آبرفتی-کوهرفتی^۱ و در داخل یک حوضه نسبتاً مسطح با ارتفاع متوسط ۷۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته‌اند. خاک‌ها عمدتاً انتی سول با بافت سیلتی هستند (آی یواس اس ورکینگ گروپ^۲، ۲۰۱۵). پوشش گیاهی طبیعی این مراتع گراس‌های C₃ است که به عنوان پوشش گیاهی پتانسیل بومی منطقه دارای درصد تاج پوشش و تولید بیومس پایین هستند (خداقلی، ۲۰۱۷). به طور تاریخی، مدیریت مراتع بندبست شامل چرای سبک در فصل بهار بوده و هیچ‌گونه اقدامات مدیریتی مانند کوددهی در این مراتع انجام نشده است.



شکل (۲): موقعیت قرارگیری مراتع بندبست در جنوب ایران

Figure (2): Location map of the BandBast rangelands in the south of Iran

روش نمونه برداری و اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی

با توجه به همگن بودن منطقه از لحاظ توپوگرافی و پدولوژی، برداشت نمونه‌های خاک بر مبنای الگوی نمونه‌برداری تصادفی ساده^۳ در این مطالعه انجام گرفت که فواصل نقاط نمونه‌برداری نامنظم بود. نمونه‌برداری از خاک مراتع بندبست در ۴ ماه متوالی فروردین تا تیر سال ۱۳۹۳

4. Walkley and Black
5. Bouyoucos
6. Blake and Hartge
7. Ellert and Bettany
8. Initialization
9. Site-Specific

1. Alluvio-Colluvial
2. IUSS Working Group
3. Simple random

میزان ذخیره کربن آلی خاک در سال پایانی (در اینجا منظور میزان ذخیره کربن آلی خاک در سال ابتدایی می باشد که اولین اندازه گیری کربن خاک صورت گرفته است) برسد (بولور و همکاران، ۲۰۱۷؛ فرانسواویچلیا، ۲۰۱۲؛ سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۷). مدل به طور مکرر اجرا شد و خروجی های مدل در هر اجرا بازدید شده و کربن ورودی گیاهی مکرر تصحیح شد تا مقدار ذخیره کربن آلی خاک اندازه گیری شده با مقدار ذخیره کربن آلی خاک شبیه سازی شده در ژوئن ۲۰۰۲ برابر گردد.

جدول (۱): پارامترهای سایت؛ مشخصات خاک و پوشش گیاهی در

پوشش بومی مراتع بندبست

Table (1): Site parameters; soil and vegetation characteristics in native vegetation of BandBast grasslands

ارزش	پارامتر
۲۷۵/۳۶	کل بارش (mm)
۲۳/۹۴	میانگین دما (C°)
۲۹۱۰/۹۸	کل تبخیر (mm)
۳۶٪، ۵۱٪، ۱۳٪*	بافت خاک (رس*، سیلت، شن)
۱/۳۴	وزن مخصوص ظاهری* (gr/cm3)
۸	pH
۱۶/۶۸	کل کربن آلی اولیه خاک* (Ton ha ⁻¹) ^a
۲۰	عمق خاک (cm)
Entisols	رده خاک
۱/۲۰۸۶	*ماده آلی ناپایدار (Ton ha ⁻¹)
۰/۶۷	نسبت مواد گیاهی تجزیه پذیر به مواد گیاهی مقاوم به تجزی*
مرتع	نوع کاربری تاریخی
۹۵/۶۱	کربن ورودی به خاک (gr m ⁻²) ^b

متغیرهای مشخص شده با * ورودی های ضروری مدل روتامستد هستند.

^a میانگین ۴۰ نمونه خاک برداشت شده از سطح خاک مراتع بندبست در سال ۲۰۰۲ (زارعیان و سیدجلالی، ۲۰۰۲).

^b کربن ورودی به خاک با استفاده از روش Inverse در مدل RothC بر مبنای دانستن میزان کل کربن آلی خاک در یک منطقه با خصوصیات خاص اقلیمی برای هر پوشش گیاهی محاسبه می شود.

در مراتع بندبست، میزان ۹۵/۶۱ گرم کربن در مترمربع به عنوان کربن ورودی به خاک از طریق برگشت لاشبرگ به خاک نیاز بود تا ذخیره کربن آلی خاک به ۱۶/۶۸ تن کربن در هکتار در عمق ۲۰ سانتی متری در در ژوئن ۲۰۰۲ برسد (جدول ۱). با حفظ شرایط تعادل در این روش برای گراس های بومی مراتع بندبست، مدل روتامستد برای دوره

برای گراس های یک ساله مرتع بندبست ۰/۶۷ (سُلْمَن و جنکینسون، ۲۰۰۸؛ شیراتو و یوکوزاوا، ۲۰۰۶) انتخاب شد (جدول ۱).

خط مبنای^۲ مدل با گراس های یک ساله مرتعی به عنوان پوشش گیاهی بومی مراتع بندبست استقرار یافت؛ به این معنا که میزان کربن خاک در مراتع بندبست به عنوان میزان کربن اصلی و بومی منطقه در نظر گرفته شد. مدل بر مبنای وضعیت دانستن مقدار کل کربن آلی اولیه خاک^۳، مقدار رس، شرایط اقلیمی، نسبت مواد گیاهی تجزیه پذیر به مواد گیاهی مقاوم، پوشش سطحی خاک و همچنین مقدار ماده آلی پایدار^۴ برای عمق ۲۰ سانتی متری خاک که با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود (فالون^۵ و همکاران، ۱۹۹۸)، در مراتع بندبست در ژوئن ۲۰۰۲ (زارعیان و سیدجلالی، ۲۰۰۲) اجرا شد (جدول ۱).

$$IOM = 0.049 TOC^{1.139} \quad (2)$$

که در آن، IOM و TOC به ترتیب مقدار ماده آلی پایدار و کل کربن آلی خاک^۶ می باشند.

واسنجی^۷ مدل به وسیله اجرای مدل برای اقلیم آب و هوایی و خاکی در مراتع بندبست برای ده هزار سال در حالت تعادل^۸ و با نقطه پایانی در ژوئن ۲۰۰۲ انجام شد. داده های مخازن کربن خاک معمولاً به صورت مستقیم وارد مدل های کربن نمی شوند و از شبیه سازی یک دوره تعادل^۹ چندین هزارساله (۷۰۰۰ تا ۱۵۰۰۰ سال) تحت پوشش گیاهی بومی به دست می آیند. دوره تعادل یک خط مبنا برای ارزیابی اثرات اقدامات مدیریتی و شرایط اقلیمی بر کربن آلی خاک ایجاد می کند؛ به این معنا که با معرفی کردن ویژگی های منطقه (پوشش گیاهی بومی، خصوصیات خاک، مدیریت گذشته زمین و اقلیم) به مدل روتامستد، مدل مخازن کربن خاک را طی دوره تعادل طوری رشد می دهد که به

1. Shirato and Yokozawa
2. Baseline
3. Initial total SOC
4. Inert Organic Matter (IOM)
5. Falloon
6. Total Organic Carbon (TOC)
7. Calibration
8. Equilibrium state
9. Equilibrium

سناریوهای تغییر اقلیم بر مبنای مطالعه کوچکی و همکاران (۲۰۰۷) پایه‌گذاری شد که با استفاده از مدل گردش عمومی^۶ UKMO پیش‌بینی کرده بودند طی سال‌های ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۵ و ۲۰۲۵ تا ۲۰۵۰، تحت تأثیر تغییر اقلیم نسبت به ارزش‌های میانگین بلندمدت در منطقه مطالعه، به ترتیب بارش سالیانه به میزان ۶/۶۹ درصد و ۱۰/۹۳ درصد کاهش و متوسط دمای هوا به میزان ۹/۹۶ درصد و ۱۲/۵۳ درصد افزایش خواهد یافت. در مطالعه حاضر، مدل روتامستد بر اساس سه سناریوی اقلیمی اجرا شد. سناریوی اول شامل ادامه روند شرایط اقلیمی درازمدت برای دوره ۲۰۱۴-۲۰۵۰ بود (عدم وقوع تغییر اقلیم که با علامت P^۷ نام‌گذاری شد) که در واقع شامل میانگین ماهیانه بارش و دمای مشاهده‌شده در ایستگاه هواشناسی منطقه مطالعه طی دوره آماری ۳۲ ساله (۱۹۸۳-۲۰۱۴) است (شکل ۳). سناریوی دوم شامل شرایط وقوع تغییر اقلیم با کاهش ۶/۶۹ درصد بارندگی سالانه و افزایش ۹/۹۶ درصد درجه حرارت نسبت به میانگین درازمدت منطقه برای دوره ۲۰۱۴-۲۰۲۵ (با علامت CCH1^۸ نام‌گذاری شد) است (شکل ۳). سناریوی سوم شامل شرایط وقوع تغییر اقلیم با کاهش ۱۰/۹۳ درصد بارندگی سالانه و افزایش ۱۲/۵۳ درصد درجه حرارت نسبت به میانگین درازمدت منطقه برای دوره ۲۰۲۵-۲۰۵۰ (با علامت CCH2 نام‌گذاری شد) است (شکل ۳). سناریو CCH2 ارائه‌دهنده وقوع تغییر اقلیم است، اما با کاهش بیشتر در میزان بارش و افزایش بیشتر در دمای هوا نسبت به سناریو CCH1. برای بررسی اثر همه سناریوهای اقلیمی بر میزان انتشار دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر، هریک از این سه سناریو (CCH1، CCH2 و P) در سه زیرسناریو^۹ برای دوره‌های ۲۰۱۴-۲۰۲۵، ۲۰۲۵-۲۰۵۰ و ۲۰۱۴-۲۰۵۰ طبقه‌بندی شدند. در نهایت، میزان انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر و همچنین میزان انتشار واقعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر، تحت دو سناریو تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) و سناریو بدون تغییر اقلیم (P) برای دوره‌های ذکر شده در مراتع خشک بندبست

۲۰۰۲ تا ۲۰۱۴ اجرا شد و سپس سایر فایل‌ها برای شبیه‌سازی سناریوهای تغییر اقلیم ایجاد شد.

اعتبارسنجی مدل

میزان ذخیره کربن آلی خاک شبیه‌سازی شده توسط مدل با داده‌های ذخیره کربن آلی خاک اندازه‌گیری شده در مطالعه حاضر، طی ۴ ماه متوالی فروردین تا تیر سال ۱۳۹۳ (آوریل تا جولای سال ۲۰۱۴ میلادی)، بر اساس ضریب تبیین (R²)، میانگین مربعات خطا (RMSE) (معادله ۳) مقایسه شد. همچنین شاخص کارایی اجرای مدل (PE) برای اعتبارسنجی مدل استفاده شد (معادله ۴). کمترین ارزش RMSE، صفر است که نشان‌دهنده عدم تفاوت بین مقادیر اندازه‌گیری شده و مدل‌سازی شده است (جانسن و هوبرگر^۱، ۱۹۹۵). همچنین حداکثر مقدار شاخص PE برابر با ۱ بوده و هرچه این شاخص به یک نزدیک‌تر باشد، به معنای حداکثر برازش است (مارتینس و رانگو^۲، ۱۹۸۹؛ اسمیت و همکاران، ۱۹۹۷). محاسبه شاخص‌های RMSE و PE به شرح زیر است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{n}} \quad (3)$$

$$PE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (4)$$

که در آن، O_i و P_i به ترتیب مقادیر ذخیره کربن آلی خاک اندازه‌گیری شده و مدل‌سازی شده هستند. همچنین \bar{O} و n به ترتیب میانگین ارزش‌های اندازه‌گیری شده و تعداد مشاهدات می‌باشد. به طور کلی رویکرد اتخاذ شده در مطالعه حاضر در بخش واسنجی و اعتبارسنجی مدل مطابق با مطالعات قبلی است (بلولر و همکاران، ۲۰۱۷؛ فرانسواویجلیا و همکاران، ۲۰۱۲؛ لوم^۳ و همکاران، ۲۰۱۴؛ مَس^۴ و همکاران، ۲۰۱۷؛ سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۷؛ وینهولد^۵ و همکاران، ۲۰۱۷).

سناریوهای تغییر اقلیم

6. General Circulation Model
7. Present condition
8. Climate change condition
9. Sub-scenario

1. Janssen and Heuberger
2. Martinec and Rango
3. Loum
4. Maas
5. Wienhold

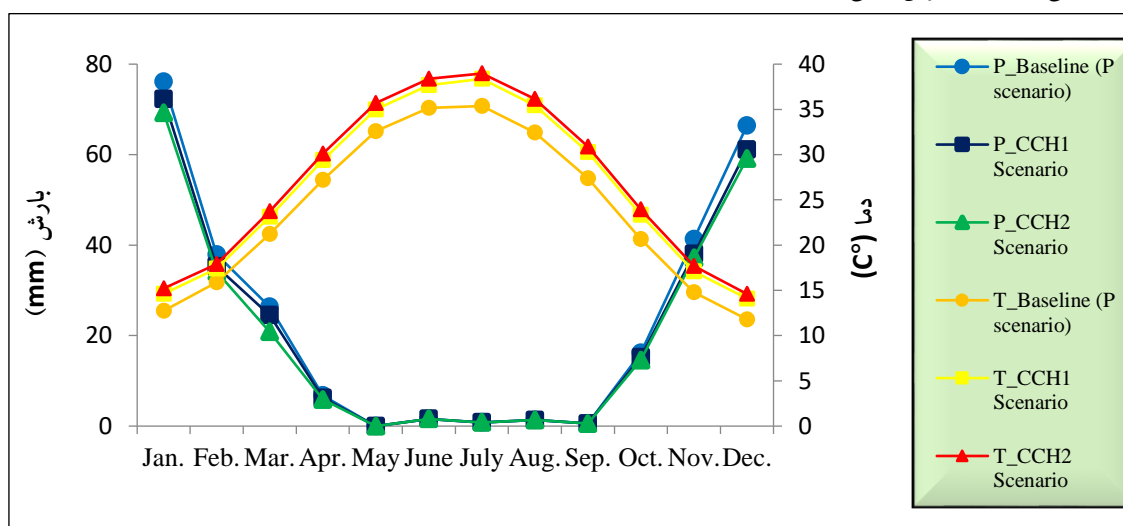
مدل سازی شد.

نتایج

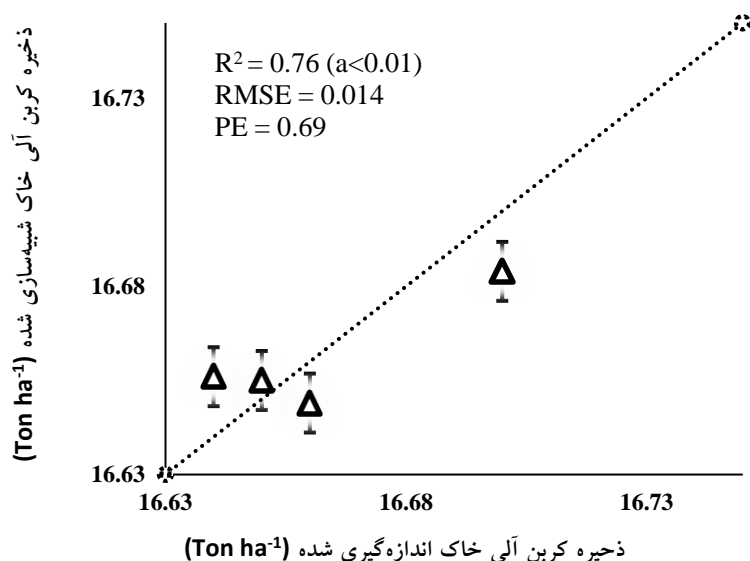
نتایج اعتبارسنجی مدل روتامستد یک رابطه خطی معنی دار ($R^2=0.76$) بین ذخیره کربن آلی شبیه سازی شده و اندازه گیری شده نشان داد (شکل ۴). مقادیر میانگین مربعات خطا (RMSE) و شاخص کارایی مدل (PE) به ترتیب 0.014 و 0.769 بود (شکل ۴). بر مبنای این نتایج، مدل روتامستد با دقت خوبی توانسته دینامیک ذخیره کربن آلی خاک را در مراتع بندبست شبیه سازی کند (شکل ۴). همچنین مقادیر اندازه گیری شده و شبیه سازی شده ذخیره کربن آلی خاک، به طور مناسبی در نزدیکی خط ۱:۱ پراکنش داشتند که بیانگر توانایی مدل روتامستد در پیش بینی دقیق ذخیره کربن آلی خاک است (شکل ۴).

خروجی های مدل روتامستد در طی ۱۱ سال (۲۰۱۴-۲۰۲۵) نشان داد که به طور میانگین انتشار جمعی دی اکسید کربن از خاک به اتمسفر در سناریوهای P، CCH1 و CCH2 به ترتیب به میزان $5/23$ ، $5/56$ و $6/16$ (تن در هکتار) خواهد رسید. نتایج شبیه سازی های مدل نشان داد که انتشار جمعی دی اکسید کربن طی ۱۱ سال (۲۰۱۴-۲۰۲۵)

تحت تأثیر تغییر اقلیم به میزان $6/31$ درصد و $17/28$ درصد به ترتیب در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) افزایش خواهد یافت (جدول ۲). به طوری که بعد از ۱۱ سال، میزان انتشار جمعی دی اکسید کربن از خاک به اتمسفر در سال آخر (سال ۲۰۲۵) در سناریوهای CCH1 و CCH2 به ترتیب به $11/16$ و $11/03$ (تن در هکتار) خواهد رسید. همچنین روند انتشار جمعی دی اکسید کربن در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) بیشتر افزایشی است (شکل ۵). تغییرات طولانی مدت انتشار جمعی دی اکسید کربن برای دوره ۲۰۲۵ تا ۲۰۵۰ در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) بیشتر خواهد بود (جدول ۲). به طوری که در اثر تغییر اقلیم میزان انتشار جمعی دی اکسید کربن از خاک به اتمسفر طی ۲۵ سال (۲۰۲۵-۲۰۵۰) در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) به ترتیب $3/36$ درصد و $4/19$ درصد افزایش خواهد یافت (جدول ۲).



شکل (۳): تغییرات ماهیانه بارش (P) و دمای هوا (T) در سه سناریوی تغییر اقلیم (P، CCH1 و CCH2) در شهرستان فیروکارزین
Figure (3): Change in monthly precipitation (P), and monthly air temperature (T) under three climate change scenarios (P, CCH1 and CCH2) in Ghir VA Karzin County



شکل (۴): ذخیره کربن آلی خاک اندازه‌گیری شده و مدل‌سازی شده در مراتع بندبست در مقایسه با خط ۱:۱

Figure (4): Measured and simulated SOC Stock in BandBast rangelands compare with 1:1 line

۵۳/۴ درصد نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) بیشتر خواهد بود (شکل ۵ و جدول ۲). اما نکته مهمی که حائز اهمیت است، درصد افزایش انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر در هریک از سناریوهای تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) در دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) در مقایسه با دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۲۵) کمتر می‌شود (جدول ۲). به طوری که در سناریو CCH1 میزان انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) در دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۲۵) و دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) به ترتیب ۶/۳۱ درصد و ۳/۳۶ درصد خواهد بود (جدول ۲). همچنین میزان انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر در سناریو CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) در دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۲۵) و دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) به ترتیب ۱۷/۷۸ درصد و ۴/۱۹ درصد بود (جدول ۲). به طور کلی در مراتع بندبست تحت تأثیر تغییر اقلیم با گذشت زمان، دی‌اکسید کربن با سرعت کمتری در دوره دوم نسبت به دوره اول به اتمسفر آزاد خواهد شد (جدول ۲). برای درک بهتر این موضوع باید میزان انتشار واقعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر را که ارائه‌دهنده میزان انتشار واقعی دی‌اکسید کربن در هر سال است، ارزیابی کرد.

خروجی‌های مدل روتامستد در طی ۲۵ سال (۲۰۲۵-۲۰۵۰) نشان داد که به طور میانگین، انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر در سناریوهای CCH1، P و CCH2 به ترتیب به میزان ۲۲/۹۱، ۲۳/۶۸ و ۲۳/۸۷ (تن در هکتار) است. به طور کلی در مراتع خشک بندبست با افزایش بیشتر دما و کاهش بیشتر بارندگی میزان انتشار جمعی دی‌اکسید کربن برای دوره ۲۰۲۵ تا ۲۰۵۰ در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) افزایش می‌یابد (شکل ۵).

بررسی خروجی‌های مدل برای کل دوره ۳۶ ساله (۲۰۱۴-۲۰۵۰) نشان داد که به طور میانگین در کل دوره، انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر در سناریوهای P، CCH1 و CCH2 به ترتیب به میزان ۱۷/۶۶، ۱۸/۳۰ و ۱۸/۴۶ (تن در هکتار) است (جدول ۲). همچنین میزان انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر در سال آخر (سال ۲۰۵۰) بعد از ۳۶ سال در سناریوهای P، CCH1 و CCH2 به ترتیب به میزان ۳۵/۳۲، ۳۵/۵۵ و ۳۴/۳۹ (تن در هکتار) خواهد رسید. به طور کلی میزان انتشار جمعی دی‌اکسید کربن از خاک به اتمسفر در دوره‌های ۲۰۱۴-۲۰۲۵، ۲۰۲۵-۲۰۵۰ و ۲۰۱۴-۲۰۵۰ در سناریو CCH1 به ترتیب ۶/۳۱، ۳/۳۶ و ۳/۶۲ درصد و در سناریو CCH2 به ترتیب ۱۷/۷۸، ۴/۱۹ و

CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) افزایش می‌یابد (شکل ۶). همچنین خروجی‌های مدل روتامستد نشان داد در کل دوره ۳۶ ساله (۲۰۱۴-۲۰۵۰) انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) به ترتیب به میزان ۳/۱۵ درصد و ۳/۷۸ درصد افزایش خواهد یافت (جدول ۳). به‌طور کلی روند انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر طی ۳۶ سال (۲۰۱۴-۲۰۵۰) تحت تأثیر تغییر اقلیم نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم افزایش می‌یابد (شکل ۶).

میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر طی ۳۶ سال (۲۰۱۴-۲۰۵۰) در مراتع خشک بندبست در سناریو بدون تغییر اقلیم (P) تقریباً در کل دوره ثابت، و مراتع در حالت تعادل خواهند بود (شکل ۶)؛ یعنی میزان کربن ورودی از طریق بقایای گیاهی به خاک با میزان کربن خروجی به‌صورت CO₂ از خاک برابر خواهد بود.

در سناریوهای تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) هرچند که میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) افزایش یافته است (جدول ۳)، با گذشت زمان میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن در سناریوهای CCH1 و CCH2 روند کاهشی داشته است (شکل ۶). به‌طوری که میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) در سناریو CCH1 در دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۵۰) ۵/۲۴ درصد و دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) ۱/۶۷ درصد افزایش یافته است (جدول ۳) و با گذشت زمان میزان انتشار در دوره دوم نسبت به دوره اول کاهش داشته است (جدول ۳ و شکل ۶).

جدول (۲): انتشار تجمعی CO₂ از خاک تحت سه سناریوهای اقلیمی (P, CCH1, CCH2) در مراتع بندبست

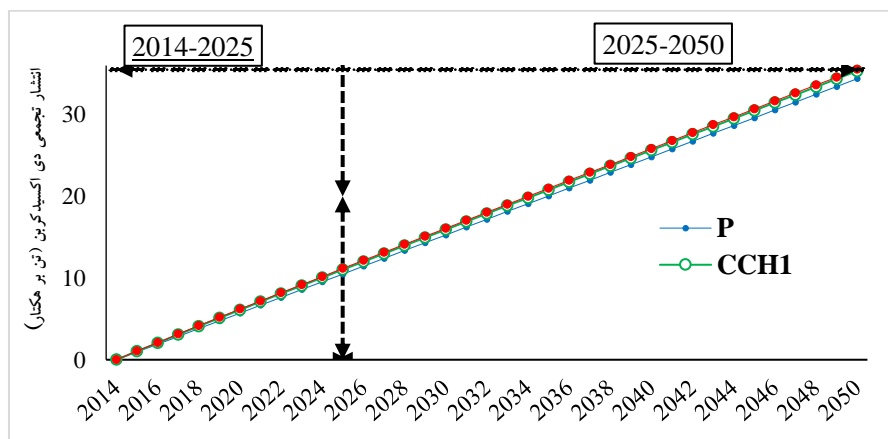
Table (2): Cumulative CO₂ emissions from soil under three climatic scenarios (P, CCH1, CCH2) in the BandBast rangelands

سناریو	انتشار تجمعی CO ₂ (Ton ha ⁻¹)		
	۲۰۱۴-۲۰۵۰	۲۰۲۵-۲۰۵۰	۲۰۱۴-۲۰۲۵
P	۱۷/۶۶	۲۲/۹۱	۵/۲۳
CCH1	۱۸/۳۰ (۳/۶۲٪)	۲۳/۶۸ (۳/۳۶٪)	۵/۵۶ (۶/۳۱٪)*
CCH2	۱۸/۴۶ (۴/۵۳٪)	۲۳/۸۷ (۴/۱۹٪)	۶/۱۶ (۱۷/۷۸٪)

* درصد تغییرات در مقایسه با سناریو بدون تغییر اقلیم (P).

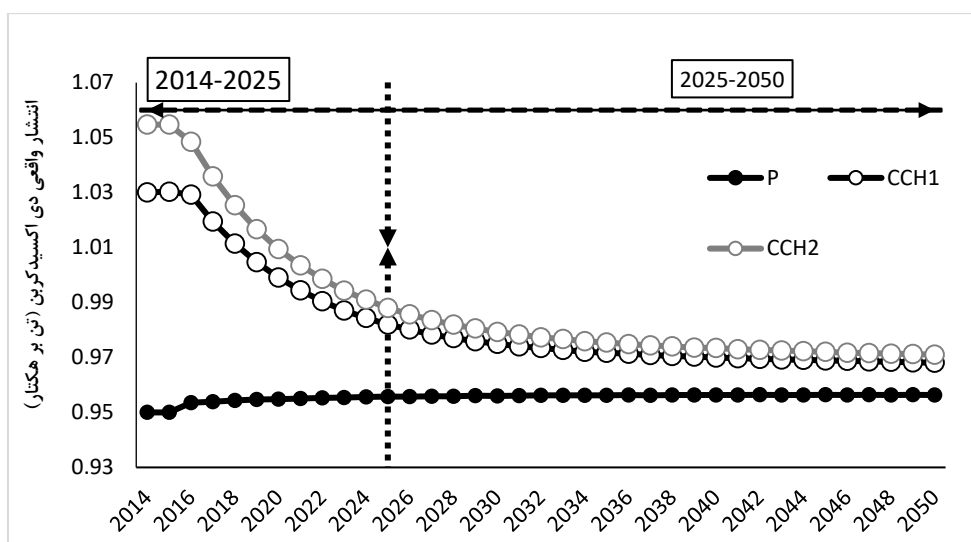
اثر تغییر اقلیم بر انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر

نتایج نشان داد که به‌طور میانگین انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر طی دوره ۲۰۱۴ تا ۲۰۲۵ در سناریوهای P, CCH1 و CCH2 به ترتیب به میزان ۰/۹۵۳، ۱/۰۰۳ و ۱/۰۱۵ (تن در هکتار) است (جدول ۳). با وقوع تغییر اقلیم نتایج شبیه‌سازی‌های مدل نشان داد که انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر طی ۱۱ سال (۲۰۱۴-۲۰۲۵) به میزان ۵/۲۴ درصد و ۶/۵۰ درصد در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) افزایش خواهد یافت (جدول ۳). نتایج مدل RothC نشان داد که با وقوع تغییر اقلیم میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن طی دوره ۲۰۲۵ تا ۲۰۵۰ در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) به ترتیب ۱/۶۷ درصد و ۱/۹۸ درصد افزایش خواهد یافت (جدول ۳). به‌طورکلی در مراتع خشک بندبست با وقوع تغییر اقلیم میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن طی ۲۵ سال (۲۰۲۵-۲۰۵۰) در سناریوهای



شکل (۵): انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در سه سناریو اقلیمی

Figure (5): Cumulative CO₂ emissions from soil to the atmosphere under three climatic scenarios



شکل (۶): انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در سه سناریو اقلیمی

Figure (6): Real CO₂ emissions from soil to the atmosphere under three climatic scenarios

بود (شکل ۴)، به طوری که ارزش شاخص کارایی مدل ۰/۶۹ و ضریب تبیین مدل ۰/۷۶ بود (شکل ۴). نتایج اعتبارسنجی مدل نشان داد که مدل روتامستد قادر بوده تغییرات ذخیره کربن آلی خاک را با دقت خوبی شبیه‌سازی کند (شکل ۴). بنابراین مدل روتامستد می‌تواند برای شبیه‌سازی اثر سناریوهای تغییر اقلیم بر منابع کربن خاک و انتشار CO₂ خاک به اتمسفر در مراتع بندبست به کار گرفته شود. چندین مطالعه قبلی کارایی مدل روتامستد را برای شبیه‌سازی اثر سناریوهای اقلیمی و مدیریتی بر ذخیره کربن خاک و انتشار CO₂ خاک تأیید کرده‌اند (بلولر و همکاران، ۲۰۱۷؛ فارینا و همکاران، ۲۰۱۷؛ سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۷).

نتایج شبیه‌سازی‌های مدل روتامستد نشان داد که در مراتع خشک بندبست، تغییر اقلیم موجب افزایش انتشار جمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر خواهد شد (جدول ۲). خروجی‌های مدل برای هر دو دوره (۲۰۱۴-۲۰۲۵، ۲۰۲۵-۲۰۵۰) نشان داد که اثر تغییر اقلیم بر میزان انتشار جمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر، افزایشی خواهد بود (شکل ۵) و میزان انتشار در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) افزایش خواهد یافت (جدول ۲). به طور کلی در مراتع خشک بندبست در شرایط تغییر اقلیم که با کاهش بارندگی و افزایش دما همراه خواهد بود (کوچکی و همکاران، ۲۰۰۷) انتشار جمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به

همچنین میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن نسبت به سناریو بدون تغییر اقلیم (P) در سناریو CCH2 در دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۲۵) ۶/۵۰ درصد و در دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) ۱/۹۸ درصد افزایش یافته و با گذشت زمان میزان انتشار در دوره دوم نسبت به دوره اول کاهش خواهد یافت (جدول ۳ و شکل ۶). اثر تغییر اقلیم بر میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن طی ۳۶ سال در هر دو سناریوی تغییر اقلیم (CCH2 و CCH1) روند کاهشی داشت، به طوری که در سال‌های ابتدایی میزان انتشار دی‌اکسیدکربن بیشتر است سپس با گذشت زمان کاهش یافته و به حد ثابتی رسیده است (شکل ۶).

جدول (۳): انتشار واقعی CO₂ از خاک تحت سه سناریوهای اقلیمی (P, CCH1, CCH2) در مراتع بندبست

Table (3): Real CO₂ emissions from soil under three climatic scenarios (P, CCH1, CCH2) in the BandBast rangelands

سناریو	انتشار واقعی CO ₂ (Ton ha ⁻¹)		
	۲۰۱۴-۲۰۲۵	۲۰۲۵-۲۰۵۰	۲۰۱۴-۲۰۵۰
P	۰/۹۵۱	۰/۹۵۶	۰/۹۵۳
CCH1	۰/۹۸۱ (۳/۱۵٪)	۰/۹۷۲ (۱/۶۷٪)	۱/۰۰۳* (۵/۲۴٪)
CCH2	۰/۹۸۷ (۳/۷۸٪)	۰/۹۷۵ (۱/۹۸٪)	۱/۰۱۵ (۶/۵۰٪)

* درصد تغییرات در مقایسه با سناریو بدون تغییر اقلیم (P).

بحث

ذخیره کربن آلی خاک شبیه‌سازی شده توسط مدل روتامستد به خوبی در ارتباط با مقادیر اندازه‌گیری شده در مطالعه حاضر

افزایش انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر شده است (شکل ۵)، درصد افزایش انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در هریک از سناریوهای تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) نسبت به سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) در دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) در مقایسه با دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۲۵) کمتر بود (جدول ۲) به این معنا که با گذشت زمان، میزان انتشار دی‌اکسیدکربن از منابع کربن خاک تحت تأثیر تغییر اقلیم کمتر می‌شود. برای درک بهتر این موضوع باید میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر را که میزان انتشار واقعی در هر سال را به‌جای انتشار تجمعی ارائه می‌دهد، ارزیابی کرد.

مدل روتامستد پیش‌بینی کرد که با وقوع تغییر اقلیم، میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر طی ۳۶ سال در مراتع خشک بندبست در مقایسه با سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) افزایش خواهد یافت (شکل ۶). به‌طور کلی، میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن در هر دو دوره نسبت به سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) بیشتر بود (جدول ۳). مونوزروچاس و همکاران (۲۰۱۷) افزایش هدرروی کربن آلی خاک را با افزایش دما و کاهش بارندگی بیان کردند. مونوزروچاس و همکاران (۲۰۱۳) بیان کردند که ارزش‌های مطلق هدرروی کربن خاک به دلیل تفاوت در بخش‌های خاک را نمی‌توان به‌طور مستقیم در میان مطالعات مختلف مقایسه کرد؛ بنابراین نتایج مطالعات با سایر تحقیقات را باید بر مبنای درصد تغییرات مقایسه کرد. خروجی‌های مدل RothC نشان داد در کل دوره ۳۶ ساله (۲۰۱۴-۲۰۵۰) انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در سناریوهای CCH1 و CCH2 نسبت به سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) به‌ترتیب به میزان ۳/۱۵ درصد و ۳/۷۸ درصد افزایش خواهد یافت (جدول ۳). بر مبنای یافته‌های ما، نتایج شبیه‌سازی‌های این تحقیق با مطالعه (زو و همکاران، ۲۰۱۱) که با استفاده از مدل RothC پیش‌بینی کرده بودند که ۲ تا ۶ درصد کربن آلی خاک طی ۴۰ سال تحت سناریوهای تغییر اقلیم در مراتع جنوب ایرلند هدر می‌رود مطابقت دارد.

میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر طی

اتمسفر، افزایش خواهد یافت (جدول ۳)، به‌طوری که میزان انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در سناریوهای تغییر اقلیم روندی صعودی را نشان داده است (شکل ۵). این نتایج با سایر مطالعات پیشین که افزایش سرعت تجزیه مواد آلی و انتشار دی‌اکسیدکربن از خاک را در شرایط تغییر اقلیم بیان کرده بودند، همخوانی دارد (اسمیت و همکاران ۲۰۰۷؛ بارانسیکوا و همکاران، ۲۰۱۰؛ زو و همکاران، ۲۰۱۱)

با افزایش دما، سرعت تجزیه بیشتر شده و به‌دنبال آن هدرروی کربن آلی خاک به‌صورت CO₂ در لایه‌های بالایی خاک افزایش پیدا خواهد کرد (بارانسیکوا و همکاران، ۲۰۱۰؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۰۵؛ وان و همکاران، ۲۰۱۱). مدل روتامستد پیش‌بینی کرد که در سناریو CCH2 با کاهش بیشتر بارندگی و افزایش بیشتر دما، کربن آلی خاک به فرم دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر انتشار می‌یابد (شکل ۵) و میزان انتشار در این سناریو بیشتر از سناریوی CCH1 در هر دو دوره (۲۰۱۴-۲۰۲۵ و ۲۰۲۵-۲۰۵۰) است (جدول ۲ و شکل ۵). نوسادوا^۱ و همکاران (۲۰۱۴) بیان کردند در شرایط اقلیمی خشک، بارش کمتر موجب کاهش رطوبت خاک و به‌دنبال آن کاهش رشد و زنده‌مانی گیاهی و در نهایت هدرروی ذخیره ماده آلی خاک می‌شود. همچنین برخی مطالعات بیان کرده‌اند که مناطق با پوشش گیاهی پایین به‌شدت تحت تأثیر تغییر اقلیم قرار گرفته و موجب هدرروی کربن آلی خاک در این مناطق خواهد شد (مونوزروچاس و همکاران، ۲۰۱۳).

در این مطالعه، مدل روتامستد پیش‌بینی کرد که روند صعودی انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن در مراتع خشک بندبست در سناریوهای تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) نسبت به سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) بیشتر است (شکل ۵). بر مبنای این نتایج ما می‌توانیم انتظار داشته باشیم که تغییر اقلیم موجب تشدید فرایند تجزیه کربن آلی خاک در مراتع خشک بندبست خواهد شد.

با اینکه تغییر اقلیم در مراتع خشک بندبست موجب

به دماهای پایین‌تر به تجزیه مقاوم‌ترند (دالیاس^۷ و همکاران، ۲۰۰۱). بنابراین بررسی ترکیبات کمپلکس آلی-معدنی و کمپلکس هوموسی در خاک مراتع بندبست برای مطالعات آینده توصیه می‌شود. در تحقیق حاضر چون میزان انتشار دی‌اکسیدکربن خاک فقط در یک منطقه بررسی شده و سناریوهای اقلیمی با استفاده از داده‌های هواشناسی یک ایستگاه هواشناسی استقرار یافته عملاً نمی‌توان ارتباط جداگانه بین گرادیان بارش و دما را با میزان انتشار دی‌اکسیدکربن بررسی کرد. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آینده در چندین ناحیه اقلیمی متفاوت کشور، اندازه‌گیری‌های میزان انتشار دی‌اکسیدکربن صورت پذیرد تا بتوان به‌طور مشخص اثر دقیق هریک از پارامترهای اقلیمی را به‌طور جداگانه بررسی کرد.

نتیجه‌گیری کلی

مدل روتامستد توانست با دقت قابل قبولی ذخیره کربن آلی خاک را برآورد کند؛ بنابراین می‌تواند برای ارزیابی اثر سناریوهای تغییر اقلیم بر کربن آلی خاک و میزان انتشار CO₂ در مراتع خشک بندبست استفاده شود. نتایج شبیه‌سازی مدل روتامستد نشان داد که افزایش دما و کاهش بارندگی موجب افزایش انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر در مراتع بندبست طی سناریوهای تغییر اقلیم نسبت به سناریوی بدون تغییر اقلیم خواهد شد. همچنین با گذشت زمان میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن تحت تأثیر تغییر اقلیم طی ۳۶ سال روند کاهشی نشان داد که این امر احتمالاً به‌دلیل مقاوم شدن منابع کربن خاک به تجزیه در طول زمان است. به این معنا که سرعت انتشار دی‌اکسیدکربن از خاک به اتمسفر تحت تأثیر تغییر اقلیم با گذشت زمان کاهش خواهد یافت.

۳۶ سال (۲۰۱۴-۲۰۵۰) در مراتع خشک بندبست در سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) تقریباً در کل دوره ثابت، و مراتع در حالت تعادل خواهند بود (شکل ۶)؛ یعنی میزان کربن ورودی از طریق بقایای گیاهی به خاک با میزان کربن خروجی به صورت CO₂ از خاک برابر بوده است. در شرایط طبیعی، کربن ورودی به خاک از طریق لاشبرگ گیاهان در مراتع با میزان کربن خروجی از خاک به‌صورت دی‌اکسیدکربن در حالت تعادل^۱ است (دی‌گو^۲ و همکاران، ۲۰۰۹؛ تورن‌کوئیست و همکاران، ۲۰۰۹). همان‌طور که در ارتباط با انتشار تجمعی دی‌اکسیدکربن پیش‌تر ذکر شد، میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن نیز نسبت به سناریوی بدون تغییر اقلیم (P) در سناریوهای CCH1 و CCH2 در دوره دوم (۲۰۲۵-۲۰۵۰) نسبت به دوره اول (۲۰۱۴-۲۰۲۵) کاهش می‌یابد (جدول ۲ و ۳) و با گذشت زمان میزان انتشار کاهش خواهد یافت (شکل ۶). اثر تغییر اقلیم بر میزان انتشار واقعی دی‌اکسیدکربن طی ۳۶ سال در هر دو سناریوی تغییر اقلیم (CCH1 و CCH2) روند کاهشی داشت، به‌طوری که در سال‌های ابتدایی، میزان انتشار دی‌اکسیدکربن بیشتر است و سپس با گذشت زمان کاهش یافته و به حد ثابتی رسیده است (شکل ۶). احتمالاً منابع کربن خاک با گذشت زمان نسبت به تجزیه مقاوم‌تر شده‌اند. هنگامی که مخازن کربن خاک با مواد قابل تجزیه به‌طور کامل یا جزئی خالی می‌شوند، جمعیت میکروبی و سرعت تجزیه لاشبرگ کاهش می‌یابد و در این مرحله یک تغییر شیمیایی ماده آلی اتفاق می‌افتد و کمپلکس‌های هوموس تشکیل می‌شوند که مقاومت بالایی نسبت به تجزیه دارند (چاپین^۳ و همکاران، ۲۰۰۲؛ گوی‌مارس^۴ و همکاران، ۲۰۱۳؛ مُسکولو^۵ و همکاران، ۲۰۱۳).

استول‌بوی^۶ (۲۰۰۲) بیان کرد که تحت تأثیر تغییر اقلیم هدرروی کربن آلی خاک در آینده نسبت به هدرروی کربن آلی خاک در گذشته، به‌دلیل فرایند هوموسی شدن کمتر است. مواد گیاهی برگشت داده شده به خاک در دماهای بالاتر نسبت

1. Equilibrium
2. Dieckow
3. Chapin
4. Guimarães
5. Muscolo
6. Stolbovoi

منابع

1. Álvaro-Fuentes, J., Easter, M., Paustian, K., 2012. Climate change effects on organic carbon storage in agricultural soils of northeastern Spain. *Agriculture, ecosystems and environment* 155, 87-94.
2. Álvaro-Fuentes, J., Paustian, K., 2011. Potential soil carbon sequestration in a semiarid Mediterranean agroecosystem under climate change: Quantifying management and climate effects. *Plant and soil* 338, 261-272.
3. Barancikova, G., Halas, J., Guttekova, M., Makovnikova, J., Novakova, M., Skalsky, R., Tarasovicova, Z., 2010. Application of RothC model to predict soil organic carbon stock on agricultural soils of Slovakia. *Soil and Water Research* 5, 1-9.
4. Blake, G.R., Hartge, K.H., 1986. Bulk density. In Klute A (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part I. Physical and Mineralogical Methods*. Soil Science Society of America Publication 363-376.
5. Bleuler, M., Farina, R., Francaviglia, R., Napoli, R., Marchetti, A., 2017. Modelling the impacts of different carbon sources on the soil organic carbon stock and CO₂ emissions in the Foggia province (southern Italy). *Agriculture Systems* 157, 258-268.
6. Bouyoucos, G.J., 1962. Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils. *Agronomy Journal* 54 (5), 464-465.
7. Carvalho, G.L.D., Maria, C.I., Equardo de sa, M., 2016. Trees modify the dynamics of soil CO₂ efflux in coffee agroforestry systems. *Agriculture and Forest Meteorology* 224, 30-39.
8. Chapin, F.S., Matson, P.A., Mooney, H.A., 2002. *Principles of terrestrial ecosystem ecology*. Springer-Verlag, New York.
9. Chiesi, M., Moriondo, M., Maselli, F., Gardin, L., Fibbi, L., Bindi, M., Running, S., 2010. Simulation of Mediterranean forest carbon pools under expected environmental scenarios. *Canadian journal of forest research* 40, 850-860.
10. Ciais, P., Wattenbach, M., Vuichard, N., Smith, P., Piao, S., Don, A., Luyssaert, S., Janssens, I., Bondeau, A., Dechow, R., 2010. The European carbon balance. Part 2: croplands. *Global Change Biology* 16, 1409-1428.
11. Coleman, K., Jenkinson, D.S., 1996. RothC-26.3 – A model for the turnover of carbon in soil. In Powlson D S, Smith P, Smith J U (eds.) *Evaluation of Soil Organic Matter Models Using Existing Long-Term Datasets*. Springer-Verlag, Heidelberg, 237-246.
12. Coleman, K., Jenkinson, D.S., 2008. RothC-26.3: A model for the turnover of carbon in soil, Model description and users guide (Windows version). Available online at https://www.rothamsted.ac.uk/sites/default/files/RothC_guide_WIN.pdf. (verified on April 5, 2018).
13. Cui, X., Wang, Y., Niu, H., Wu, J., Wang, S., Schnug, E., Rogasik, J., Fleckenstein, J., Tang, Y., 2005. Effect of long-term grazing on soil organic carbon content in semiarid steppes in Inner Mongolia. *Ecological Research* 20, 519-527.
14. Dalias, P., Anderson, J., Bottner, P., Coûteaux, M.-M., 2001. Long-term effects of temperature on carbon mineralisation processes. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1049-1057.
15. Derner, J., Schuman, G., 2007. Carbon sequestration and rangelands: a synthesis of land management and precipitation effects. *Journal of Soil and Water Conservation* 62, 77-85.
16. Dieckow, J., Bayer, C., Conceição, P., Zanatta, J., Martin-Neto, L., Milori, D., Salton, J., Macedo, M., Mielniczuk, J., Hernani, L., 2009. Land use, tillage, texture and organic matter stock and composition in tropical and subtropical Brazilian soils. *European Journal of Soil Science* 60, 240-249.
17. Ellert, B.H., Bettany, J.R., 1995. Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. *Canadian Journal of Soil Science* 75, 529-538.
18. Falloon, P., Smith, P., Coleman, K., Marshall, S., 1998. Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1207-1211.
19. Farina, R., Coleman, K., Whitmore, A.P., 2013. Modification of the RothC model for simulations of soil organic C dynamics in dryland regions. *Geoderma* 200-201, 18-30.
20. Farina, R., Marchetti, A., Francaviglia, R., Napoli, R., Di Bene, C., 2017. Modeling regional soil C stocks and CO₂ emissions under Mediterranean cropping systems and soil types. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 238, 128-141.
21. Fatahi, A., Azad, B., Ara, H., 2017(a). Desertification Assessment By Using Water Criterion In Iran's Central Arid Regions. *Journal of Applied Environmental and Biological Sciences (JAEBS)* 7(1), 188-197.
22. Fatahi, A., Karimi, K., Azad, B., Eyni, N., Sohrabi, H., 2017(b). Risk Assessment and Mapping of Desertification in Bostaq Plain, Southern Khorasan with Emphasis on the Key Criteria of Soil and Water. *Desert Ecosystem Engineering Journal*, 6(15), 59-72.
23. Field, C.B et al. 2014. Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. In Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA.
24. Francaviglia, R., Coleman, K., Whitmore, A.P., Doro, L., Urracci, G., Rubino, M., Ledda, L., 2012. Changes in soil organic carbon and climate

- change—Application of the RothC model in agro-silvo-pastoral Mediterranean systems. *Agricultural Systems* 112, 48-54.
26. Francaviglia, R., Di Bene, C., Farina, R., Salvati, L., 2017. Soil organic carbon sequestration and tillage systems in the Mediterranean Basin: a data mining approach. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 107, 125–137.
 27. Gifford, R., 1994. The global carbon cycle: a viewpoint on the missing sink. *Functional Plant Biology* 21, 1-15.
 28. Guimarães, D.V., Gonzaga, M.I.S., Da Silva T.O., Da Silva, T.L., Da Silva-Dias, N., Matias, M.I.S., 2013. Soil organic matter pools and carbon fractions in soil under different land uses. *Soil Tillage Research* 126, 177–182.
 29. IPCC., 2007. Climate change 2007: The scientific basis. IPCC fourth assessment. A report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change 18pp.
 30. IUSS Working Group WRB., 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome.
 31. Janssen, P.H.M., Heuberger, P.S.C., 1995. Calibration of process-oriented models. *Ecological Modelling* 83, 55–66.
 32. Jenkinson, D.S., Adams, D.E., Wild, A., 1991. Model estimates of CO₂ emission from soil in response to global warming. *Nature* 351, 304–306.
 33. Jenkinson, D., Harkness, D., Vance, E., Adams, D., Harrison, A., 1992. Calculating net primary production and annual input of organic matter to soil from the amount and radiocarbon content of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 295-308.
 34. Jenkinson, D., Hart, P., Rayner, J., Parry, L., 1987. Modelling the turnover of organic matter in long-term experiments at Rothamsted, UK. *INTECOL Bulletin* 15, 1-8
 35. Jones, C., McConnell, C., Coleman, K., Cox, P., Falloon, P., Jenkinson, D., Powlson, D., 2005. Global climate change and soil carbon stocks; predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil. *Global Change Biology* 11, 154-166.
 36. Khodaghali, M., 2017. Ecological regions of Iran-vegetation types of Fars province. Research Institute of Forests and Rangelands, Technical publication No.482, 337 pp.
 37. Koocheki, A., Nassiri, M., Kamali, G.A., 2007. Climate indices of Iran under climate change. *Journal of Iranian Field Crop Research* 5, 10. (in Persian).
 38. Lai, L., Kumar, S., Chintala, R., Owens, V., Clay, D., Schumacher, J., Nizami, A., Lee, S.S., Rafique, R., 2016. Modeling the impacts of temperature and precipitation changes on soil CO₂ fluxes from a Switchgrass stand recently converted from cropland. *Journal of Environmental Sciences* 43, 15–25.
 39. Lal, R., 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment international* 29, 437-450.
 40. Lal, R., 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma* 123, 1-22.
 41. Lal, R., 2007. World soils and global issues. *Soil and Tillage Research* 97, 1-4.
 42. LeCain, D.R., Morgan, J.A., Schuman, G.E., Reeder, J.D., Hart, R.H., 2002. Carbon exchange and species composition of grazed pastures and exclosures in the shortgrass steppe of Colorado. *Agriculture, ecosystems and environment* 93, 421-435.
 43. Loum, M., Viaud, V., Fouad, Y., Nicolas, H., Walter, C., 2014. Retrospective and prospective dynamics of soil carbon sequestration in Sahelian agrosystems in Senegal. *Journal of Arid Environments* 100, 100–105.
 44. Maas, E.D.v.L., Lal, R., Coleman, K., Montenegro, A., Dick, W.A., 2017. Modeling soil organic carbon in corn (*Zea mays* L.)-based systems in Ohio under climate change. *Journal of Soil and Water Conservation*. 72(3), 191–204.
 45. Martinec, J., Rango, A., 1989. Merits of statistical criteria for the performance of hydrologic models. *Water Resources Bulletin* 25, 421–432.
 46. Martins, C.S.C., Macdonald, C.A., Anderson, L.C., Singh, B.K., 2016. Feedback responses of soil greenhouse gas emission to climate change are modulated by soil characteristics in dryland ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 100, 21–32.
 47. Mondini, C., Coleman, K., Whitmore, A., 2012. Spatially explicit modelling of changes in soil organic C in agricultural soils in Italy, 2001–2100: Potential for compost amendment. *Agriculture, ecosystems and environment* 153, 24-32.
 48. Muñoz-Rojas, M., Jordán, A., Martínez Zavala, L., González Peñaloza, F., Rosa, D.d.l., Anaya Romero, M., 2013. Modelling soil organic carbon stocks in global change scenarios: a CarboSOIL application *Biogeosciences* 10, 8253–8268.
 49. Muñoz-Rojas, M., Doro, L., Ledda, L., Francaviglia, R., 2015. Application of CarboSOIL model to predict the effects of climate change on soil organic carbon stocks in agro-silvo-pastoral Mediterranean management systems. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 202, 8-16.
 50. Muñoz-Rojas, M., Abd-Elmabod, S.K., Zavala, L.M., De la Rosa, D., Jordán, A., 2017. Climate change impacts on soil organic carbon stocks of Mediterranean agricultural areas: a case study in Northern Egypt. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 238, 142-152.
 51. Muscolo, A., Sidari, M., Nardi, S., 2013. Humic substance: relationship between structure and activity. Deeper information suggests univocal

- findings. *Journal of Geochemical Exploration* 129, 57–63.
52. Novosádová, I., Záhora, J., Ruiz-Sinoga, J.D., 2014. The availability of mineral nitrogen in Mediterranean open steppe dominated by *Stipa tenacissima* L. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis* 59, 187-192.
53. Segura, C., Jimenez, M.N., Nieto, O., Navarro, F.B., Fernandez-Ondono, E., 2016. Changes in soil organic carbon over 20 years after afforestation in semiarid SE Spain. *Forest Ecol Management*. 381, 268–278.
54. Shakiba, A., 2000. Potential effect of global climate change on carbon sequestration in soils. Doctoral Thesis, Geography, university of Leeds.
55. Shi, X., Wang, H., Yu, D., Weindorf, D. C., Cheng, X., Pan, X., Sun, W., Chen, J., 2009. Potential for soil carbon sequestration of eroded areas in subtropical China. *Soil and Tillage Research* 105, 322-327.
56. Shirato, Y., Yokozawa, M., 2006. Acid hydrolysis to partition plant material into decomposable and resistant fractions for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 812–816.
57. Smith, J., Smith, P., Wattenbach, M., Zaehle, S., Hiederer, R., Montanarella, L., Rounsevell, M., Reginster, I., and Ewert, F., 2005. Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands. 1990-2060. *Global Change Biology* 11, 2141-2152.
58. Smith, P., Smith, J.U., Franko, U., Kuka, K., Romanenkov, V.A., Shevtsova, L.K., Wattenbach, M., Gottschalk, P., Sirotenko, O.D., Rukhovich, D.I., Koroleva, P.V., Romanenko, I.A., Lisovoi, N.V., 2007. Changes in mineral soil organic carbon stocks in the croplands of European Russia and the Ukraine. 1990-2070; comparison of three models and implications for climate mitigation. *Regional Environmental Change* 7, 105-119.
59. Smith, P., Smith, J., Powlson, D., McGill, W., Arah, J., Chertov, O., Coleman, K., Franko, U., Frolking, S., Jenkinson, D., 1997. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. *Geoderma* 81, 153-225.
60. Soleimani, A., Hosseini, S.M., Massah-Bavani, A., Jafari, M., Francaviglia, R., 2017. Simulating soil organic carbon stock as affected by land cover change and climate change, Hyrcanian forests (northern Iran). *Science of the Total Environment*. 599–600, 1646–1657.
61. Spargo, J.T., Alley, M.M., Follett, R.F., Wallace, J.V., 2008. Soil carbon sequestration with continuous no-till management of grain cropping systems in the Virginia coastal plain. *Soil and Tillage Research* 100, 133-140.
62. Stolbovoi, V., 2002. Carbon in agricultural soils of Russia. Proceedings of the OECD expert meeting on soil organic carbon indicators for agricultural land, Ottawa, Canada, 15–18 October 2002. Available at: <http://www.oecd.org/agr/env/indicators.htm>.
63. Thornley, J., Cannell, M., 2001. Soil carbon storage response to temperature: an hypothesis. *Annals of Botany* 87, 591-598.
64. Tornquist, C.G., Mielniczuk, J., Cerri, C.E.P., 2009. Modeling soil organic carbon dynamics in Oxisols of Ibirubá (Brazil) with the Century Model. *Soil and Tillage Research* 105, 33-43.
65. Tschakert, P., Khouma, M., Sene, M., 2004. Biophysical potential for soil carbon sequestration in agricultural systems of the Old Peanut Basin of Senegal. *Journal of Arid Environments* 59, 511-533.
66. Walkley, A., Black, I.A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*. 37, 29–38.
67. Wan, Y., Lin, E., Xiong, W., Li, Y., Guo, L., 2011. Modeling the impact of climate change on soil organic carbon stock in upland soils in the 21st century in China. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 141, 23–31.
68. Wang, W., Fang, J., 2009. Soil respiration and human effects on global grasslands. *Global and Planetary Change* 67, 20-28.
69. Wienhold, B.J., Jin, V.L., Schmer, M.R., Varvel, G.E., 2017. Soil Carbon Response to Projected Climate Change in the US Western Corn Belt. *Journal of Environmental Quality* 47, 704–709.
70. Xu, X., Liu, W., Kiely, G., 2011. Modeling the change in soil organic carbon of grassland in response to climate change: effects of measured versus modelled carbon pools for initializing the Rothamsted Carbon model. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 140, 372-381.
71. Yokozawa, M., Shirato, Y., Sakamoto, T., Yonemura, S., Nakai, M., Ohkura, T., 2010. Use of the RothC model to estimate the carbon sequestration potential of organic matter application in Japanese arable soils. *Soil Science and Plant Nutrition* 56, 168-176.
72. Zareeian, G.R., Sayed-jalali, S.A., 2002. Reload semi-detailed soil studies and land suitability studies for major agricultural products in plain Ghir-o-Karzin-Fars province. In: Institute, S.a.W. (Ed.). Ministry of Agriculture, Agricultural Education and Research Organization .p.p 80. (In Persian).

Modelling the impacts of climate change on the soil CO₂ emissions in arid rangelands (Southern Iran)

Bijan Azad¹, Sayed Fakhreddin Afzali*²

Received: 29/07/2018

Accepted: 05/12/2018

Extended abstract

Introduction: Carbon stored in soils particularly in arid rangelands soils is the most significant carbon sink in terrestrial ecosystems. In arid rangelands, Soils have special places in both carbon sequestration and mitigate global warming. Therefore, any small change in the soil organic carbon (SOC) leads to a significant impact on the CO₂ concentration in the atmosphere. Studies have shown that the climate change alters soil temperature and moisture conditions and subsequently affects soil respiration and carbon dioxide emitted from it into the atmosphere. Arid rangelands of Iran have taken a large part of the country. Modeling the effect of climate change on CO₂ emissions from soil in arid rangelands is an essential management solution that potentially leads to the reduction of the CO₂ emissions and the mitigation of its impacts on the climate change and global warming. Since evaluating the impacts of climate change on soil CO₂ emission in long-term is difficult without the use of a modeling tool. Moreover, studying of soil CO₂ emission under present or projected future scenarios of climate change through the use of simulation models is useful as decision support system. The primary purposes of this study were: 1) evaluating the performance of the RothC model simulations with the measured SOC stocks which is the most widely used model in the soil carbon studies and soil CO₂ emissions and 2) determining the impacts of three different climate change scenarios on soil CO₂ emissions in the arid rangelands of Ghir-o-Karzin's BandBast in south of Iran.

Materials and Methods: In this study, 80 soil samples were collected by randomized sampling method during four successive months (April to July of 2014) from a depth of 0-20 cm of soil. Also, two cylinders were collected beside each soil puddle (160 samples) for determining the soil bulk density in the arid rangelands of BandBast. After that, soil texture, soil bulk density, and soil organic carbon were measured by the Hydrometry method, the Core method and Walkley and Black method, respectively. Then, soil organic carbon (SOC) stock at depth of 0-20 cm was calculated. Initialization, calibrating and validating of the RothC model were performed by the use of weather data for 32 years as well as site-specific data (soil and plant data) of arid rangelands of BandBast. Finally, the effect of three climate scenarios on soil cumulative CO₂ emissions and soil real CO₂ emissions was simulated in the case study. Climate scenarios were including P scenario (refers to the 'no climate change' conditions or present climate condition consisted of the average monthly precipitation and mean monthly temperature during the period of 1983 to 2014), CCH1 scenario (refers to the climate change conditions with projected annual precipitation and the mean annual temperature decreased by 6.69% and increased by 9.96%, respectively) and CCH2 scenario (refers to the climate change conditions but with further decreases in rainfall and increase in temperature compared to the scenario CCH1 and also with projected annual precipitation and the mean annual temperature decreased by 10.93% and increased by 12.53%, respectively).

Results: Statistical comparisons between the simulated and measured data such as determination factor ($R^2=0.76$) and performance efficiency ($PE=0.69$), shows that RothC model accurately simulated the SOC stocks and therefore can be employed to simulate CO₂ emissions from soils in the arid rangelands of BandBast. The simulation results of RothC model during 36 showed that the cumulative and real values of CO₂ emissions from soil to atmosphere would increase by 3.62 and 4.53%; and 3.15 and 3.78% under CCH1 and CCH2 scenarios, respectively compared to P scenario. In the CCH2 scenario, With the highest increase in temperature and the highest decrease of precipitation in soil CO₂ emissions (cumulative and real) was higher in comparison with a CCH1 scenario. Result also showed that the trends of the soil real CO₂ emissions in arid rangelands of BandBast would decrease under the climate change scenarios (CCH1 and CCH2) during 36 years (2014–2050 period).

Discussion and Conclusion: Discussion and Conclusion: Generally, the simulation results of the model showed an increasing trend for the CO₂ emissions for future climate change scenarios (CCH1 and CCH2) in comparison with P scenario in the arid rangelands of Ghir VA Karzin's BandBast. Climate change with decreasing annual precipitation and increasing temperatures have a significant effect on SOC and its decomposition and might enhance the release of CO₂ from soil to the atmosphere. The trends of the real CO₂ emissions from soil decreased in both climate change scenarios (CCH1 and CCH2) during 36 years. Based on recent researches soil carbon pools will be resistant against further decomposition over time and it could be due to existing dehumification effect. Therefore, investigate of organic mineral complex and humus complex compounds in the soils of BandBast rangelands is recommended for future researches.

1. MSc of Desert Regions Management, Department of Natural Resources and Environment Engineering, Shiraz University

۲. Department of Natural Resources and Environment Engineering, Shiraz University

DOI: 10.22052/deej.2018.7.20.45

Keywords: Global warming, Carbon sequestration, Soil carbon, RothC model, Arid rangelands.