

اثر پوشش گیاهی بر ایجاد خرد اقلیم در اکوسیستم‌های مناطق خشک

(مطالعه موردی: دشت سیستان)

- ❖ فرهاد ذوالفقاری؛ استادیار، مجتمع آموزش عالی سراوان، سراوان، ایران.
- ❖ حسین آذر نیوند؛ استاد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.
- ❖ حسن خسروی*؛ دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.
- ❖ غلامرضا زهتابیان؛ استاد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.
- ❖ شهرام خلیقی سیگارودی؛ دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، کرج، ایران.

چکیده

تغییر در سطح زمین اثراتی بر اقلیم نزدیک به سطح یا میکروکلیم خواهد داشت. تالاب بین المللی هامون در دهه‌های اخیر خشک و پوشش گیاهی در آن کاهش چشمگیری داشته است. آمارهای ایستگاه سینوپتیک زابل نشان دهنده افزایش درجه حرارت این محل می‌باشد. برای نشان دادن نقش و وضعیت سطح زمین بر میکروکلیمای نزدیک به سطح در سه میکروسایت با در صد پوشش مختلف، درجه حرارت عمق ۵ سانتیمتری، سطح زمین و ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری از سطح زمین و شارهای حرارتی و انرژی ارزیابی و مقایسه شده است. فاصله بین میکروسایت‌های مختلف پوشش گیاهی حدود ۲۰ کیلومتر و اختلاف ارتفاع بین آن‌ها کمتر از ۱۰ متر می‌باشد. میکروسایت A با ۶۵ در صد پوشش گیاهی در داخل تالاب هامون، میکروسایت B با ۲۰ در صد پوشش گیاهی در اراضی رها شده و ایستگاه سینوپتیک شهرستان زابل با تقریباً ۱۰۰ در صد خاک لخت به‌عنوان میکروسایت C انتخاب گردید. برای بررسی نقش و اثر پوشش گیاهی بر میکروکلیمای سطح زمین معادله تعادل انرژی سطحی مورد ارزیابی قرار گرفت. آنالیز داده‌ها در طول دوره مورد مطالعه نشان داد که درجه حرارت در میکروسایت C بیشتر از سایر مناطق بود. که به تبع آن دمای درجه حرارت ارتفاع نیز در این میکروسایت بیشتر مشاهده گردید. به نظر می‌رسد که کمبود پوشش گیاهی نقش عمده‌ای در افزایش درجه حرارت هوا در میکروسایت C داشته باشد. نتایج نشان داد که حداکثر اختلاف دما در سه میکروسایت مورد بررسی در ساعت ۳۰ دقیقه بامداد به وقت محلی و میزان دما حدود ۳/۲ درجه سانتیگراد گرم تر از میکروسایت‌های A و B بود. بررسی معادله شار انرژی نشان داد که دمای سطح زمین به دلیل تغییر در در صد پوشش سطح زمین متفاوت است و دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری وابسته به تغییرات شارهای حرارتی سطح زمین می‌باشد.

کلید واژگان: میکروکلیم، اثر سطح، مناطق خشک، درصد پوشش، سیستان

۱. مقدمه

با توجه به پدیده تغییر اقلیم در غالب مناطق خشک و نیمه خشک جهان شاهد تغییر در الگوهای پوشش گیاهی هستیم [۲۱]. از بین رفتن پوشش و برهنه شدن سطح خاک باعث بروز پدیده‌هایی چون بیابانی شدن این مناطق می شود. فقر ناشی از پوشش گیاهی دارای بازخوردهایی روی خشک شدن سطح خاک، میزان آلودگی، افزایش درجه حرارت سطح خاک و اقلیم‌های محلی خواهد داشت. کاهش پوشش گیاهی به نوبه خود موجب تغییر در میزان آلودگی و در نتیجه کاهش بازتابش خالص سطح خاک می شود. دمای سطح زمین در هر محدوده‌ای به خصوصیات مواد تشکیل دهنده آن و بازتابش انرژی خورشید وابسته است [۳۲]. بر این اساس یکی از علل تغییرات دمای هوا در میکروکلیمای هر محل، تغییر در کاربری زمین و پوشش گیاهی سطح زمین می باشد [۲۵]. مطالعات زیادی در خصوص ارتباط بین پوشش گیاهی و اقلیم در برخی اکوسیستم ها انجام شده است [۹]. پوشش گیاهی تغییرات ماده و انرژی را بین سطح زمین و اتمسفر تحت تأثیر قرار داده و باعث تعدیل شرایط میکروکلیمای نزدیک سطح زمین می شود [۱۷].

پوشش‌های گیاهی بر میزان تابش خورشیدی منعکس شده از سطح زمین، تفکیک تابش خالص در شار گرمایی محسوس و نهن، میزان باز یافت بارش، افزایش گرد و خاک و دیگر ذرات معلق موجود در جو، رطوبت خاک، انتقال بخار آب و آب‌های زهکشی و جریان رواناب‌ها تأثیر می گذارد [۳۱، ۲۷، ۱۶ و ۱۳].

همچنین تغییرات درجه حرارت سطح زمین در دوره‌های مختلف و کاهش سطح آب تالاب‌ها و رودخانه‌ها در سطوح محلی باعث ایجاد طوفان‌های گرد و غبار می گردد [۳]. بین پراکنش پوشش گیاهی و وضعیت اقلیم ارتباط تنگاتنگی وجود دارد. از طرف دیگر پوشش گیاهی نیز به دلیل تغییراتی که در زبری سطح، تبخیر و آلودگی ایجاد می کند روی آب و هوا اثر می گذارد، اما اثر این

بازخورد به آسانی قابل شناسایی نیست [۱۵ و ۱۴]. تفاوت در حداقل‌های دمایی در مناطق مرتعی و بوته زار بارها گزارش شده است [۱۹ و ۱۱]. همچنین تحقیقاتی در خصوص تأثیر پوشش‌های بوته‌ای و مرتعی بر شار انرژی سطحی و آب صورت پذیرفته است [۲۳ و ۲۴]. گرمایش شبانه در فصل زمستان در مناطق بوته زار به دلیل تفاوت در ویژگی‌های سطحی و شار انرژی بیان گردیده است [۲۰]. طبقه بندی مناطق کشاورزی بر اساس نوع محصولات از رویکرد دینامیک سالانه پوشش زمین بر اساس رفتار دمای سطح زمین و شاخص پوشش گیاهی استفاده گردیده است [۲۲]. نتایج بررسی‌ها نشان می دهد که تمایز بین محصولات به خوبی حاصل می گردد، فقط در خصوص محصولاتی که خصوصیات شاخص‌های دمای سطحی و پوشش گیاهی آن‌ها یکسان بود، مانند گندم، جو و یولاف تفکیک آن‌ها به سختی امکان پذیر می باشد.

در تحقیقاتی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مودیس نقش تغییرات درجه حرارت سطح زمین در دوره‌های مختلف و کاهش سطح آب در رودخانه فرات و برکه‌های مجاور آن را در طوفان‌های گرد و غبار غرب و جنوب غرب ایران بررسی گردیده است [۲]. اثر تغییر درجه حرارت بین دریای مدیترانه و بیابان سوریه در وقوع طوفان‌های گرد و غبار در نیمه غربی ایران نشان داد که اختلاف معنی داری بین درجه حرارت سطح در ایستگاه دمشق در سوریه و دریای مدیترانه در روزهای گرد و غباری وجود دارد [۳]. آن‌ها در این تحقیق نتیجه گرفتند که هرچه به وقوع روزهای گرد و غباری نزدیک تر می شویم اختلاف بین درجه حرارت سطح زمین و دریا بیشتر مشاهده می گردد و اختلاف درجه حرارت بین سطح دریای مدیترانه و سطح بیابان سوریه در وقوع طوفان گرد و غبار مهم ترین فاکتور در پیش بینی این رخداد می باشد.

نقش پوشش گیاهی در کاهش درجه حرارت سطح شهر مونیخ با استفاده از فناوری سنجش از دور و داده‌های کاربری زمین / پوشش زمین و اثر خنک کنندگی تغییرات پوشش گیاهی شهری را در خلال دوره‌های گرم سال

تصاویر ماهواره‌ای لندست مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و نشان داد که بر خلاف انتظار، حداکثرهای دمایی سطح در پهنه‌های متراکم شهری حضور گسترده‌ای ندارند و در پهنه‌های کوهستانی ارتباط بین دمای سطح زمین و شاخص NDVI پایین بوده و به طور کلی گرادینت توزیع دمایی در منطقه شهری تهران از شمال شرق به جنوب غرب کاهش می‌یابد. همچنین دمای هوا در تهران در طول گرادینت شمالی-جنوبی به طور بارزی کاهش می‌یابد و با افزایش شاخص NDVI (یک‌دست تر شدن پوشش در سطح زمین) همبستگی بین دمای سطح زمین و شاخص NDVI نیز قوی تر می‌گردد و سطوح پوشیده شده از پوشش گیاهی دمای سطحی کمتری دارند و پوشش گیاهی آثار خنک‌کنندگی بر پیرامون دارد [۱۸].

در بررسی دمای سطح در رابطه با کاربری و پوشش اراضی با تکنیک سنجش از دور نشان می‌دهد که دمای سطحی از جمله پارامترهای مهم در مطالعات مربوط به زمین و شهرها می‌باشد. که بیشترین دمای سطحی در نواحی بیرون شهری و جاهایی که سطح زمین کمترین پوشش را داشته اتفاق افتاده است [۱]. همچنین نتایج بررسی‌ها در ارزیابی تعدادی از نقاط نمونه که به صورت تصادفی انتخاب شده بود نشان دهنده وجود یک رابطه منفی بین پوشش گیاهی و دمای سطحی است.

درجه حرارت سطح زمین یکی از مهم‌ترین پارامترهای محیطی است که در تعیین تبادل انرژی و ماده در بین سطح زمین و لایه پایینی جو مورد استفاده قرار می‌گیرد. مناطق خشک جهان هر کدام دارای شرایط و خصوصیات ویژه‌ای می‌باشند. بنابراین ارزیابی‌های محلی در مناطق مختلف می‌تواند راهگشای بسیاری از امور مدیریتی در این مناطق باشد. منطقه سیستان در دهه‌های اخیر با معطلاتی از جمله طوفان‌های گردوغبار و خشک شدن تالاب بین المللی هامون مواجه گردیده است، پایش مستمر این پارامترها، اطلاعاتی را در مورد تغییرات احتمالی آب و هوا ارائه خواهد کرد. از طرفی با توجه به اینکه در منطقه مورد نظر تا کنون مطالعاتی از دیدگاه تبادلات انرژی و نقش

بررسی گردید [۵]. در این مطالعه برای محاسبه ارتباط بین درجه حرارت سطح زمین و کاربری / پوشش زمین از داده‌های مودیس و داده‌های پایه پوشش زمین استفاده شد. نتایج این تحقیقات نشان داد که اثر خنک‌کنندگی حاصل از پوشش شهری گرایش غیر خطی دارد و اثر خنک‌کنندگی قوی و قابل توجه از نظر درجه حرارت سطح زمین در مناطقی که مقدار پوشش گیاهی بین هفتاد و غالباً هشتاد درصد در هر کیلومتر مربع باشد مشهودتر می‌باشد. اثرات شهرسازی مرتبط با تغییرات کاربری و پوشش اراضی بر درجه حرارت و رطوبت سطحی با استفاده از داده‌های لندست در ایالات متحده بررسی [۳۳] و نتایج پژوهش‌ها بیانگر این بود که در پاسخ به تغییرات کاربری و پوشش گیاهی گرایش کلی تغییرات پیکسل‌ها از مناطقی با درجه حرارت پائین، پوشش گیاهی متراکم و وضعیت‌های بالای رطوبت به سمت مناطقی با درجه حرارت بالا، پوشش گیاهی پراکنده و وضعیت رطوبت سطحی اندک در شاخص اندازه‌گیری شده درجه حرارت پوشش گیاهی (نسبت دمای سطح زمین به شاخص کسر پوشش گیاهی) می‌باشد.

تغییر پذیری فضایی-زمانی حرارت در ارتباط با کاربری و پوشش زمین در منطقه شهری تبریز با استفاده از داده‌های انعکاسی و حرارتی سنجش از دور نشان داد که تبدیل کاربری‌های فضای سبز و کشاورزی به مناطق مسکونی با تغییرات حرارتی همراه بوده و انتقال پیکسل‌ها از شرایط مطلوب (دمای پایین و پوشش گیاهی متراکم) به شرایط نامطلوب (دمای بالا و پوشش گیاهی پراکنده و کم) منجر گردیده که از عوامل مؤثر در وقوع حرارت‌های بالا در شهر می‌باشد. این گونه استنباط می‌شود که ارتباط مستقیمی بین کاهش توده گیاهی و افزایش دمای سطح وجود دارد [۴]. استفاده از داده‌های حرارتی سنجش از دور و توزیع مکانی دمای سطح زمین در محیط زیست شهری تهران بررسی گردید [۱۸]. توزیع مکانی و گرادینت تغییرات دمای سطح و همچنین شاخص پوشش گیاهی NDVI در منطقه شهری تهران با استفاده از

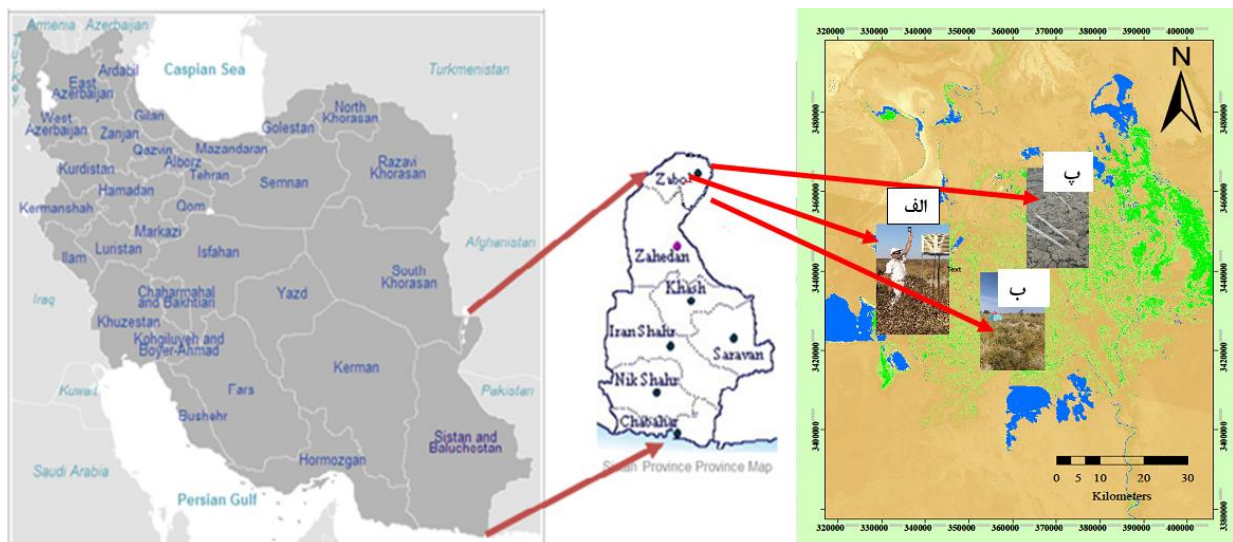
به ۴۰۰ هزار نفر زندگی می‌کنند و حیات این منطقه وابسته به تالاب بین‌المللی هامون می‌باشد [۳۱].
منطقه سیستان از شمال و شرق به کشور افغانستان، از جنوب به شهرستان زاهدان و از غرب و شمال غربی به دشت لوت و شهرستان نهبندان استان خراسان جنوبی محدود می‌شود. این منطقه در کمربند خشک جغرافیایی جهان قرار داشته و از دریاها و آب‌های آزاد فاصله زیادی دارد. میانگین بارندگی این منطقه ۶۱/۰۱ میلی‌متر است که حدود ۴۴ درصد بارندگی‌های آن در فصل زمستان اتفاق می‌افتد. متوسط بلند مدت درجه حرارت هوا ۲۶/۶ درجه سانتی‌گراد و گرم‌ترین ماه سال تیرماه با متوسط ۴۱/۴ درجه سانتی‌گراد و سردترین ماه سال دی‌ماه با ۲/۴ درجه سانتی‌گراد است. حداکثر سرعت بادهای غالب بر اساس دیده‌بانی‌های دراز مدت در ماه‌های خرداد، تیر، مرداد و شهریور می‌باشد و حداقل متوسط سرعت باد در آذرماه اتفاق می‌افتد [۳۵].

تغییرات سطحی بر اقلیم نزدیک به سطح زمین کمتر صورت گرفته است، با انجام این پژوهش و عملیات میدانی می‌توان تغییرات دمایی و اقلیمی منطقه مورد نظر و سایر مناطق مشابه را در مناطق خشک جدای از تأثیر گرمایش جهانی به احتمال زیاد در عوامل محلی و منطقه‌ای جستجو کرد که ضرورت بررسی این پژوهش را دو چندان می‌نماید.

۲. روش‌شناسی

۱.۲. معرفی منطقه مورد مطالعه

دشت سیستان با مساحت ۱۵۱۹۷ کیلومتر مربع در محدوده جغرافیایی ۱۵°۶۰' تا ۵۰°۶۱' طول شرقی و ۲۸°۳۰' تا ۲۸°۳۱' عرض شمالی در شمال سیستان و بلوچستان واقع شده است (شکل ۱). دلتای سیستان واقع در پایاب یک حوزه بسته واقع شده است. در این منطقه جمعیتی نزدیک



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه (الف) میکروسایت A، ب- میکروسایت B، پ- میکروسایت C

انتخاب شد. میکروسایت‌ها طوری انتخاب گردید که از نظر پوشش سطحی و پستی و بلندی به‌عنوان نماینده آن منطقه بوده و نشان دهنده خصوصیات محدوده مورد مطالعه باشند. اندازه میکروسایت‌هایی با شعاع ۱۰۰ تا

۲.۲. روش تحقیق

برای بررسی و ارزیابی تأثیر خصوصیات سطح اراضی بر اقلیم نزدیک سطح زمین، سه میکروسایت واقع در منطقه خشک سیستان با خصوصیات پوششی متفاوت

$L \downarrow_{atm}$: تابش موج بلند ورودی از اتمسفر

ε_{sfc} : گسیل مندی سطح زمین

برای دستیابی به پارامترهای معادله فوق در این سه میکروسایت فاکتورهای از جمله دمای عمق ۵ سانتیمتری، دمای سطح زمین و دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری از سطح زمین، سرعت باد و رطوبت نسبی هوا به صورت همزمان در پنج شبانه روز به صورت سه ساعته اندازه‌گیری گردید. برای بررسی ارزیابی اثرات تغییرات کاربری/پوشش زمین بر روی سیستم اقلیم در مطالعات مختلف فاصله‌های متفاوتی در نظر گرفته شده است. بطوری که در فاصله افقی کمتر از چهار کیلومتر بین منطقه تونداری آلپی و جنگل‌های تحت آلپی نیز اختلاف در دما، رطوبت نسبی و سرعت باد قابل مشاهده می‌باشد [۸ و ۲۸]. همچنین در مقایسه اثر متقابل زمین-اتمسفر و نمایش نقش سطوح مختلف، فاصله بین سایت‌های مورد مطالعه به این نحو تعیین گردید که فاصله بین سایت اول (مرکز شهر) با سایت دوم (مناطق حاشیة شهر) ۱۸ کیلومتر و فاصله بین مرکز شهر تا سایت‌های سوم و چهارم (اراضی پوشیده شده از علفزار و کشاورزی) ۳۸ کیلومتر بود. فاصله بین این میکروسایت‌ها در این مطالعه به گونه‌ای تعیین گردید که اولاً درصد پوشش سطح متفاوت با شد و همچنین اثر اختلاف ارتفاع در نتایج تأثیر گذار نباشد. با در نظر گرفتن این پیش فرض‌ها فاصله بین میکروسایت‌ها حدود ۲۰ کیلومتر و اختلاف ارتفاع بین آن‌ها در این پژوهش کمتر از ۱۰ در نظر گرفته شد. اندازه‌گیری‌ها در فصل پائیز و ماه آذر طوری انتخاب گردید که سرعت باد کمتر از ۴ متر بر ثانیه و آسمان صاف و بدون ابر باشد و با تاریخ عبور ماهواره لند ست از محل مورد مطالعه همزمان باشد. جهت یکسان سازی اندازه‌گیری‌ها دو عدد جعبه اسکرین به ابعاد ۵۵×۶۵×۵۵ سانتیمتر مشابه جعبه اسکرین مستقر در ایستگاه سینوپتیک زابل ساخته شد.

همچنین قبل از استقرار تجهیزات در میکروسایت‌های مورد مطالعه ابتدا کلیه دماسنج‌ها در آب صفر درجه کالیبره

۲۰۰ متر برای بررسی اثر خصوصیات سطح بر اقلیم نزدیک سطح زمین مناسب می‌باشد [۳۰]. در این مطالعه اندازه میکروسایت‌ها به صورت دایره‌ای با شعاع ۱۰۰ متر در نظر گرفته شد. برای اندازه‌گیری فاکتورهای دمای سطح و ارتفاع و همچنین عمق زمین محل استقرار تجهیزات مرکز دایره در نظر گرفته شد. میکروسایت A با ۶۵ درصد پوشش گیاهی و ۳۵ درصد خاک برهنه در داخل تالاب هامون و میکروسایت B با ۲۰ درصد پوشش گیاهی و ۸۰ درصد خاک برهنه در اراضی کشاورزی رها شده در منطقه شیب آب زابل و میکروسایت C با تقریباً ۱۰۰ درصد خاک برهنه واقع در ایستگاه سینوپتیک شهر استان زابل انتخاب گردید. پارامترهایی از قبیل دمای عمق ۵ سانتیمتری زمین، دمای سطح زمین و دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری از سطح زمین، سرعت باد و رطوبت نسبی هوا اندازه‌گیری می‌گردد. در نهایت برای هر کدام از میکروسایت‌های مورد بررسی داده‌های دمایی شب و روز به صورت جداگانه میانگین‌گیری و برای بررسی ارتباط و آنالیز داده‌ها از مدل رگرسیون خطی استفاده می‌شود [۲۶] و نقش پوشش سطح زمین بر روی اقلیم نزدیک سطح بررسی می‌شود. همچنین دلایل اختلاف دما در سه میکروسایت بر اساس معادله تعادل انرژی سطحی ارائه شده در رابطه (۱) مورد ارزیابی قرار می‌گیرد [۲۰].

رابطه (۱)

$$\rho C_p Z_a \frac{dT_{air}}{dt} = H + G + L \uparrow_{sfc} - \varepsilon_{sfc} L \downarrow_{atm} + (1 - \varepsilon_{sfc}) L \downarrow_{atm}$$

در این رابطه:

ρ : چگالی هوا کیلوگرم بر مترمکعب

C_p : گرمای ویژه هوا (۱۰۰۴ ژول بر کیلوگرم بر کلونین)

Z_a : ضخامت لایه هوا به متر

H : شار گرمای محسوس

G : شار گرمای خاک

$L \uparrow_{sfc}$: تابش موج بلند خروجی از سطح زمین

در این رابطه:

Z_1 و Z_2 ارتفاع اولیه و ثانویه به متر بالاتر از سطح
جابجایی در اثر پوشش
 $K=0.41$ میزان ثابت وان کارمن
 u_* : سرعت اصطکاکی متر بر ثانیه که میزان آن بر
اساس رابطه (۴) محاسبه می شود [۶].

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad \text{رابطه (۴)}$$

در این رابطه:

$K=0.41$ میزان ثابت وان کارمن
 U_x : سرعت باد متر بر ثانیه در ارتفاع z_x
 Z_{om} : طول زبری جنبشی بر حسب متر که با استفاده
از رابطه (۵) محاسبه می شود [۱۰].

$$Z_{om} = 0.1h \quad \text{رابطه (۵)}$$

در این رابطه:

h : ارتفاع پوشش گیاهی به متر است
ب- شار گرمایی خاک (G) میزان ذخیره گرمای
داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی
می باشد و با استفاده از رابطه (۶) محاسبه گردید [۲۳].

$$Q_G = -K_s \frac{(\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{(Z_2 - Z_1)} \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این رابطه:

K_s : قابلیت هدایت گرمایی $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$
 T_1 و T_2 درجه حرارت بر حسب کلون در عمق های
اولیه و ثانویه
 Z_1 و Z_2 عمق های مورد بررسی بر حسب متر

پ- تابش امواج بلند ورودی ($RL\downarrow$) در واقع شار
تابش حرارتی از آسمان به سمت پایین می باشد و بر
حسب وات بر متر مربع می باشد و با استفاده از رابطه

گردید. در گام بعدی برای بررسی خطای احتمالی
دماسنج ها و تجهیزات، به مدت ۲۴ ساعت در محل ایستگاه
سینوپتیک شهرستان زابل به صورت همزمان قرائت و دقت
آن ها بررسی گردید. با توجه به اینکه دماسنج های مورد
استفاده از نوع دماسنج های استاندارد و مشابه نمونه مورد
استفاده در ایستگاه سینوپتیک زابل بود، اختلافی در
اندازه گیری بین تجهیزات مشاهده نگردید. دمای سطح
زمین به وسیله دماسنج لیزری غیرتماسی اندازه گیری شد.
برای اندازه گیری دمای عمق و دمای ارتفاع از نمونه
دماسنج های ایستگاه سینوپتیک زابل استفاده گردید. برای
افزایش دقت پس از برداشت داده ها به صورت سه ساعته،
برای هر یک از ساعات میانگین آن ها محاسبه گردید.

۱،۲،۳. محاسبه پارامترهای معادله شار انرژی

شار گرمای محسوس (H)، عبارت است از میزان هدر
رفت گرما به هوا به وسیله همرفت و هدایت مولکولی به
علت اختلاف دما، با استفاده از رابطه (۲) محاسبه گردید
[۶ و ۷].

$$H = (\rho \times c_p \times dT) / r_{ah} \quad \text{رابطه (۲)}$$

در این رابطه:

ρ : چگالی هوا کیلوگرم بر مترمکعب
 c_p : گرمای ویژه هوا (1004 ژول بر کیلوگرم بر کلون)
 r_{ah} : مقاومت آئرو دینامیکی نسبت به انتقال گرما ثانیه
بر متر
 dT : اختلاف درجه حرارت در ارتفاع اولیه و ثانویه Z_2 و
 Z_1 به درجه کلون
میزان مقاومت آئرو دینامیکی با استفاده از رابطه (۳)
به دست می آید [۶ و ۷].

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \times k} \quad \text{رابطه (۳)}$$

√Sensible heat flux

√Soil heat flux

√Incoming longwave radiation

$$\varepsilon = \varepsilon_{veg} P_V + \varepsilon_{soil} (1 - P_V) \quad \text{رابطه (۱۱)}$$

در این رابطه:

ε_{soil} : گسیل‌مندی سطح خاک و معادل ۰/۹۷

ε_{veg} : گسیل‌مندی سطح پوشش گیاهی و معادل ۰/۹۹

P_V : نسبت پوشش گیاهی است که با استفاده از رابطه

(۱۲) محاسبه می‌گردد [۳۴].

$$P_V = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad \text{رابطه (۱۲)}$$

در این رابطه:

NDVI: شاخص تفاضلی پوشش گیاهی است که با

استفاده از رابطه (۱۳) بدست آمد [۱۳].

$$NDVI = (NIR - VIS) / (NIR + VIS) \quad \text{رابطه (۱۳)}$$

در این رابطه:

VIS: باند قرمز مرئی

NIR: باند مادون قرمز نزدیک

همچنین برای محاسبه طول ارتفاع جایگزینی از رابطه

(۱۴) استفاده گردید [۱۰].

$$d = 0.65h \quad \text{رابطه (۱۴)}$$

که در این رابطه:

h: ارتفاع پوشش گیاهی به متر است.

۳. نتایج

۳.۱. ارتباط بین دمای سطح و ارتفاع ۱/۵ متری

برای بررسی و آنالیز ارتباط بین دمای سطح زمین و

ارتفاع یک و نیم‌متری از نرم افزار PAST استفاده گردید.

نتایج نشان داد که ارتباطی قوی در هر سه میکروسایت بین

دمای سطح و دمای ارتفاع وجود دارد (شکل‌های ۲ تا ۴).

استفان - بولتز من طبق رابطه (۷) محاسبه می‌شود [۶].

$$R_L \downarrow = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad \text{رابطه (۷)}$$

در این رابطه:

T_a : دمای هوای نزدیک سطح زمین به درجه کلونین

σ : ثابت استفان بولتزمن ($5/67 * 10^{-8}$ بر حسب

وات بر متر مربع بر توان چهارم درجه کلونین)

ε_a : گسیل‌مندی اتمسفر بدون بعد که با استفاده از

رابطه (۸) قابل محاسبه می‌باشد [۶].

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad \text{رابطه (۸)}$$

در این رابطه: τ_{sw} قابلیت عبور اتمسفری است که به

عنوان بخشی از رادیانس ورودی که توسط اتمسفر انتقال

داده می‌شود تعریف شده و بیانگر تأثیرات اتفاق افتاده در

اتمسفر می‌باشد و مقدار آن از رابطه (۹) محاسبه شد [۶].

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2 * 10^{-5} * z \quad \text{رابطه (۹)}$$

در این رابطه:

Z: ارتفاع بالاتر از سطح دریا به متر در منطقه مورد

مطالعه می‌باشد.

ت- تابش امواج بلند خروجی ($RL \uparrow$) شار تابش

حرارتی از سطح زمین به بالا و سمت آسمان است که بر

حسب وات بر متر مربع بر اساس رابطه استفان - بولتزمن

بیان می‌شود و از طریق رابطه (۱۰) بدست آمد [۶].

$$R_L \uparrow = \varepsilon_0 * \sigma * T_s^4 \quad \text{رابطه (۱۰)}$$

در این رابطه:

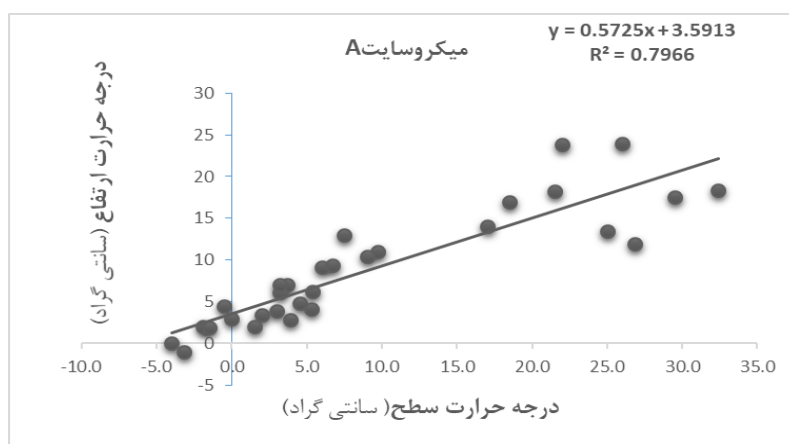
T_s : درجه حرارت سطح زمین بر حسب درجه کلونین،

σ : ثابت استفان بولتزمن ($5/67 * 10^{-8}$ بر حسب

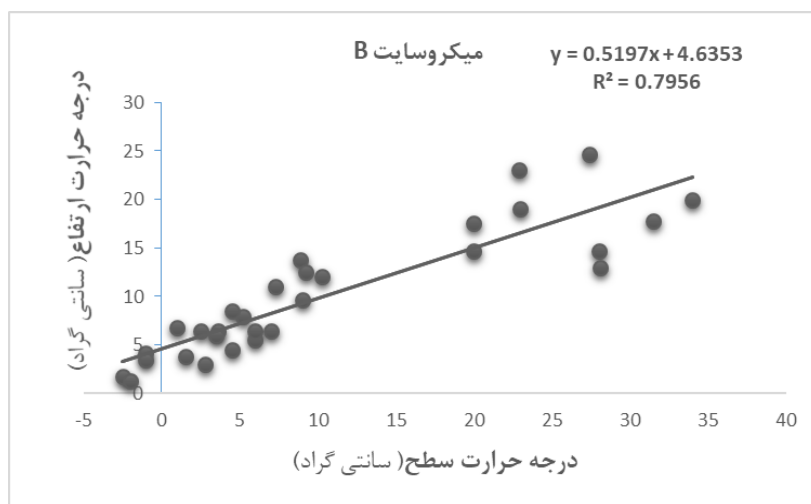
وات بر متر مربع بر توان چهارم درجه کلونین)

ε : گسیل‌مندی سطحی بدون بعد است که با استفاده

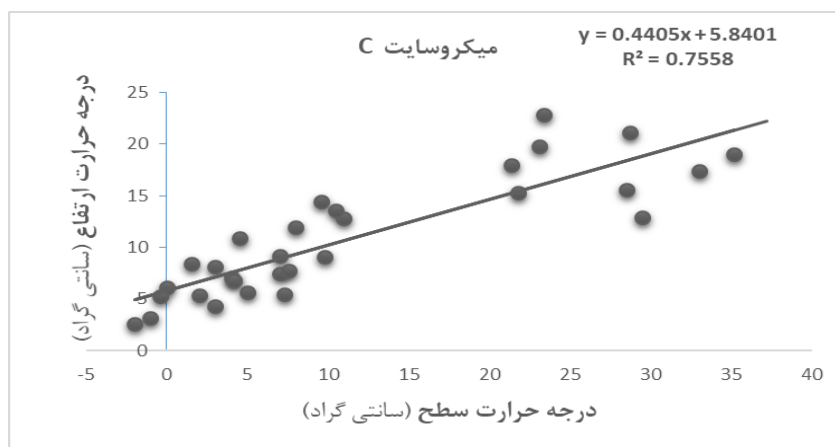
از رابطه (۱۱) بدست می‌آید [۲۹].



شکل ۲. ارتباط بین دمای سطح و دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری در میکروسایت A



شکل ۳. ارتباط بین دمای سطح و دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری در میکروسایت B



شکل ۴. ارتباط بین دمای سطح و دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری در میکروسایت C

ضریب تبیین حاصل از رگرسیون خطی بین دمای سطح زمین و دمای ارتفاع یک و نیم متری سطح زمین با استفاده از نرم افزار PAST₃ در سه میکروسایت مورد بررسی در جدول (۱) ارائه شده است.

نتایج نشان داد که ضریب همبستگی و ضریب تبیین دو میکرو سایت A و B تقریباً با یکدیگر برابر می باشد. در صورتی که این ضرایب در میکرو سایت C که صد در صد خاک برهنه بود متفاوت از این دو و کمتر از میکروسایت های A و B می باشد. ضریب همبستگی و

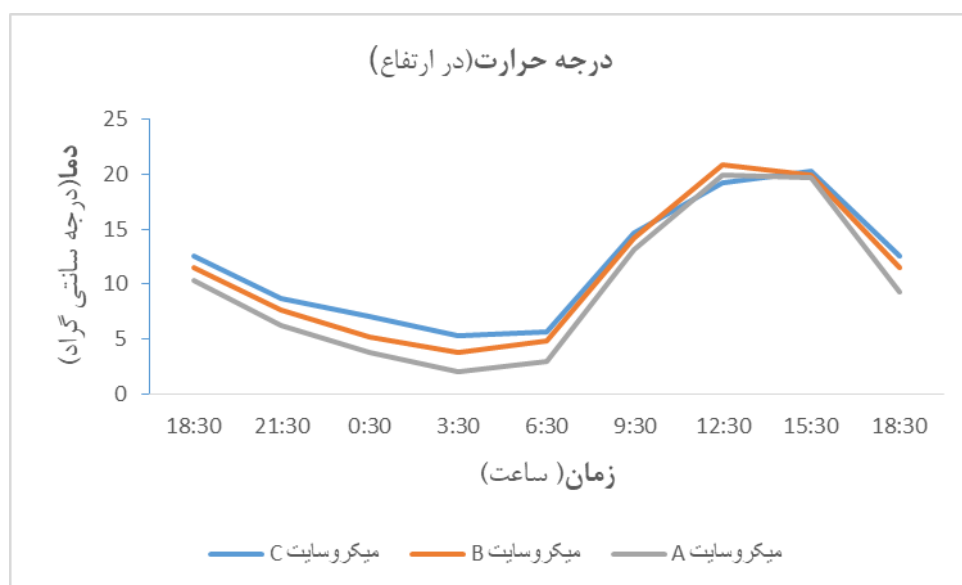
جدول ۱. نتایج حاصل از رگرسیون خطی بین دمای سطح و ارتفاع در میکروسایت های مورد مطالعه

پارامترها	میکرو سایت A	میکرو سایت B	میکرو سایت C
ضریب همبستگی (r)	۰/۸۹۲	۰/۸۹۱	۰/۸۶۹
ضریب تبیین (R ²)	۰/۷۹۶	۰/۷۹۵	۰/۷۵۵

۳:۳۰ دقیقه بامداد اتفاق افتاد و به ترتیب در میکروسایت A به اندازه ۲/۱ درجه سانتی گراد، در میکروسایت B به اندازه ۳/۷ درجه سانتی گراد و میکروسایت C به اندازه ۵/۳ درجه سانتی گراد به دست آمد. حداکثر درجه حرارت هوا نیز در ساعت ۱۲:۳۰ اتفاق افتاده و به ترتیب در میکروسایت A به مقدار ۱۹/۹، میکروسایت B به میزان ۲۰/۸ و در میکروسایت C مقدار ۲۰/۲ درجه سانتی گراد اندازه گیری گردید که نشان دهنده این است که درجه حرارت در طول روز اختلاف چشمگیری در سه منطقه مورد مطالعه نشان نمی دهد (شکل ۵).

۲.۳. بررسی دمای ارتفاع ۱/۵ متری

نتایج نشان داد که از بین سه منطقه مورد مطالعه حداقل دمای هوا در ارتفاع یک و نیم متری در میکروسایت A و در ساعت ۳:۳۰ دقیقه بامداد به وقت محلی به اندازه ۲/۱ درجه سانتی گراد اتفاق می افتد. همچنین در میکروسایت A از ساعت ۱۸:۳۰ تا ۶:۳۰ درجه حرارت بین ۲/۵ تا ۳/۳ درجه سانتی گراد کمتر از سایر میکروسایت ها می باشد. کمترین درجه حرارت هوا در ارتفاع یک و نیم متری در سه میکروسایت در ساعت

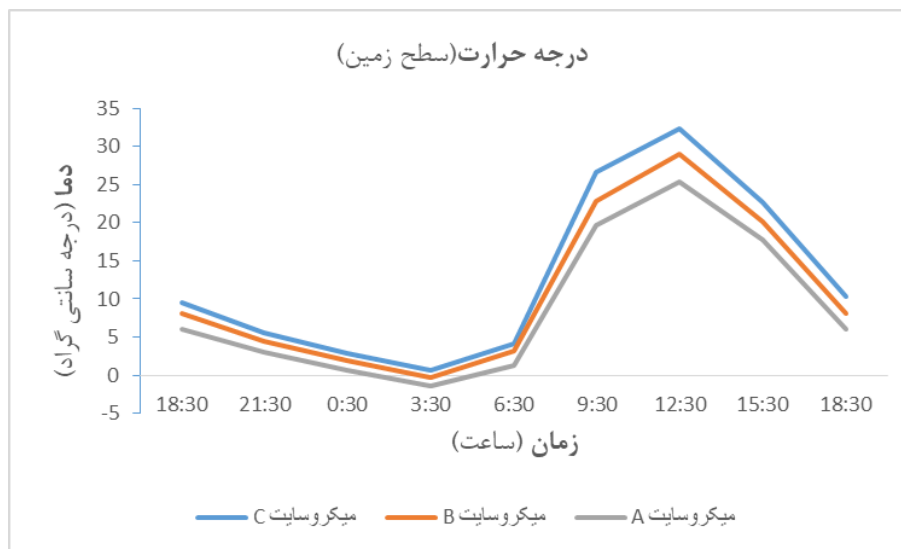


شکل ۵. تغییرات درجه حرارت ارتفاع ۱۵۰ سانتی متری از سطح زمین در سه میکروسایت مورد مطالعه

۳.۳. بررسی دمای سطح زمین

بررسی دمای سطح زمین در سه میکروسایت مورد بررسی نشان داد که کمترین درجه حرارت در ساعت

۳:۳۰ دقیقه بامداد به میزان ۱/۵- درجه سانتی‌گراد در میکروسایت A اندازه‌گیری گردید و بیشترین درجه حرارت در ساعت ۱۲:۳۰ دقیقه به میزان ۳۲/۳ درجه سانتی‌گراد در میکروسایت C اتفاق افتاده است (شکل ۶).



شکل ۶. تغییرات درجه حرارت سطح زمین در سه میکروسایت مورد مطالعه

گردید. نتایج حاصل از بررسی پارامترهای مورد نیاز این معادله و خصوصیات آئرو‌دینامیکی میکروسایت‌های مورد مطالعه در جدول شماره (۲) نشان داده شده است.

نتایج حاصل از بررسی شار گرمایی خاک در طول روز نشان می‌دهد که میزان شار گرمایی خاک در منطقه فاقد پوشش یا میکرو سایت C نسبت به دو میکرو سایت دیگر بیشتر است. این بدان معناست که در طول روز میزان گرمای بیشتری در مناطق فاقد پوشش گیاهی ذخیره می‌گردد و جهت جریان از سطح به داخل عمق خاک و مثبت می‌باشد. شار گرمایی خاک در شب بر عکس شده و جهت جریان از عمق به سطح بوده و در میکروسایت A بیشتر از دو منطقه دیگر می‌باشد. در مدل شار انرژی هر کدام از مولفه‌های اندازه‌گیری شده که در جدول شماره (۲) ارائه شده است برای هر کدام از سه میکروسایت مورد مطالعه جایگزین گردید، از آنجائی که در سمت چپ معادله برای هر سه میکروسایت پارامترهای ρ ، Z_a و C_p

نتایج حاصل از بررسی دمای سطح زمین به‌طور هم‌زمان در میکروسایت‌های مورد مطالعه بیانگر این است که در مناطقی که پوشش گیاهی وجود ندارد، میزان درجه حرارت سطح افزایش چشمگیری را نشان می‌دهد. به‌طوری که اختلاف درجه حرارت در ساعت ۱۲:۳۰ دقیقه به وقت محلی بین میکروسایت A و میکروسایت C به ۷ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. همچنین نتایج نشان داد که تغییرات در سه میکروسایت مورد مطالعه در طول شب نزدیک به هم می‌باشد. اما در طول روز به‌دلیل تابش مسقیم خورشید درجه حرارت سطح زمین در میکروسایت C به‌دلیل برهنه بودن سطح زمین از درجه حرارت بالاتری برخوردار می‌باشد.

۴.۳. بررسی معادله تعادل انرژی

جهت بررسی اختلافات درجه حرارت در میکروسایت‌های مورد مطالعه معادله تعادل انرژی بررسی

ϕ و Z_a و C_p به دلیل تغییرات مؤلفه‌های شارهای انرژی در سمت راست معادله می‌باشد.

که به ترتیب عبارتست از (چگالی هوا، ضخامت لایه سطحی و گرمای ویژه هوا) ثابت است. تغییرات درجه حرارت نسبت به زمان با توجه به برابر بودن پارامترهای

جدول ۲. نتایج حاصل از پارامترهای مورد بررسی در سه میکروسایت مورد مطالعه

ردیف	پارامترهای مورد ارزیابی	میکروسایت A	میکروسایت B	میکروسایت C
۱	درصد پوشش گیاهی	۶۵	۲۰	۰
۲	طول ارتفاع جایگزنی (d)	۰/۵۵۲	۰/۳۲۵	۰/۱
۳	طول زبری حرکتی (Z_0)	۰/۰۸۵	۰/۰۵	۰/۰۰۵
۴	گسیل‌مندی سطح زمین (ϵ)	۰/۹۷۵	۰/۹۷	۰/۹۷
۵	سرعت اصطکاکی (U^*)	۰/۱۴۲	۰/۱۲	۰/۱۰۷
۶	مقاومت آئرو دینامیکی (r_{ah})	۱۷/۱۷	۳۱/۰۸	۶۱/۷۲
۷	قابلیت عبور اتمسفری (T_{sw})	۰/۷۵۹	۰/۷۵۹	۰/۷۵۹
۸	گسیل‌مندی اتمسفر (ϵ_{atm})	۰/۷۵۶	۰/۷۵۶	۰/۷۵۶
۹	تابش موج بلند ورودی (RL_{\downarrow}) در شب	۲۵۸/۸	۲۶۴/۱۸	۲۶۹/۲۴
۱۰	تابش موج بلند ورودی (RL_{\downarrow}) در روز	۲۹۱/۰۲	۲۹۵/۱	۲۹۵/۱
۱۱	تابش موج بلند خروجی (RL_{\uparrow}) در شب	۳۲۲/۴۲	۳۲۵/۸	۳۲۹/۰۶
۱۲	تابش موج بلند خروجی (RL_{\uparrow}) در روز	۴۰۵/۱۹	۴۱۳/۶۱	۴۱۹/۴۸
۱۳	شار گرمای محسوس (H) در شب	-۲۵۱/۲	-۱۵۰/۰۱	-۷۳/۳۹
۱۴	شار گرمای محسوس (H) در روز	۱۳۳/۱۴	۱۳۷/۵۱	۱۱۶/۶۶
۱۵	شار گرمای خاک (Q _G) در شب	-۳۲/۲۲	-۳۱/۲۶	-۳۱/۲
۱۶	شار گرمای خاک (Q _G) در روز	۳۵/۸۲	۳۸/۵۲	۴۰/۹۸

۴. بحث و نتیجه گیری

عصر تا ۳:۳۰ دقیقه بامداد که تابش خورشید وجود ندارد. میانگین روزانه دماها از ساعت ۰۶:۳۰ دقیقه صبح تا ۱۵:۳۰ دقیقه عصر از زمان طلوع خورشید تا قبل از غروب خورشید است. نتایج نشان می‌دهد که در میکروسایت C که خاک برهنه بوده و پوشش گیاهی حضور ندارد نسبت به دو میکرو سایت B و A که درصدی از سطح خاک به وسیله پوشش گیاهی پوشیده شده است، دمای سطح زمین بالاتر است که منجر به بالا بودن درجه حرارت ارتفاع نیز می‌گردد. ارزیابی اثرات شهر سازی مرتبط با کاربری اراضی و تغییر پوشش بر درجه حرارت و رطوبت سطحی در ایالات متحده نشان داد که درجه

دمای سطح زمین با توجه به درصد پوشش گیاهی سطح زمین متفاوت بوده و هرچه در صد پوشش بیشتر باشد دمای سطح کمتر است. در واقع ارتباط مستقیمی بین کاهش مقدار توده گیاهی و افزایش درجه حرارت سطح وجود دارد [۴ و ۱۸]. دمای سطح زمین به طور مستقیم باعث تأثیر بر انرژی تابشی موج بلند از سطح زمین می‌شود، به طوری که در میکروسایت C میزان انرژی تابشی موج بلندی که خارج می‌شود نسبت به دو میکروسایت دیگر بیشتر است. نتایج ارائه شده در جدول (۲) حاصل از میانگین شبانه دماها از ساعت ۱۸:۳۰ دقیقه

دما در سه میکروسایت مورد مطالعه به دلیل درصدی از پوشش گیاهی است که به صورت یک محافظ سطح خاک را پوشانده و به صورت عایق عمل می‌نماید و در مناطقی که خاک بیشتر برهنه باشد، در طول روز میزان انرژی دریافتی که خاک برهنه دریافت می‌کند نسبت به مناطق دارای پوشش گیاهی بیشتر است. در طول شب این میزان انرژی به صورت امواج تابشی موج بلند از سطح زمین خارج می‌گردد. از آنجائی که ضریب انتشار سطحی در سه میکروسایت تفاوت قابل ملاحظه‌ای با یکدیگر ندارند ($\epsilon_A=0.975$, $\epsilon_B=0.97$, $\epsilon_C=0.97$) می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که دلیل اختلاف در میزان تابش طول موج بلند بازتاب شده از سطح زمین به دلیل تفاوت در دمای سطح زمین می‌باشد. نتایج بررسی در سه میکروسایت مورد مطالعه در این تحقیق نشان داد که دلیل عمده تفاوت در دمای سطح زمین به دلیل درصد پوشش گیاهی می‌باشد. به طوری که در مناطقی که سطح زمین برهنه می‌باشد دارای درجه حرارت سطحی بیشتری نسبت به مکان‌های است که سطح زمین پوشیده از گیاه می‌باشد.

سپاسگزاری

از نهادها و سازمان‌هایی که در مراحل انجام این پروژه همکاری و راهنمایی لازم را داشته‌اند از جمله سازمان هواشناسی استان سیستان و بلوچستان (ریاست محترم اداره هواشناسی شهرستان زابل جناب آقای مهندس عابدی) به دلیل همکاری و در اختیار گذاشتن تجهیزات مورد نیاز و اداره محیط زیست شهرستان زابل سرکار خانم مهندس آبتین قدردانی می‌گردد.

حرارت‌های پائین در مناطق با پوشش متراکم و دماهای بالا در پوشش های کم تراکم اتفاق می‌افتد [۳۳]. همچنین اثر تعدیل کنندگی قوی و قابل توجه‌ای از نظر درجه حرارت سطح زمین در مناطقی که مقدار پوشش گیاهی متراکم وجود دارد مشهودتر است [۵]. از طرفی با توجه به اینکه میزان تابش موج بلند خروجی از سطح زمین ارتباط مستقیمی با درجه حرارت دارد، باعث می‌شود که دمای ارتفاع ۱۵۰ سانتیمتری نیز در مناطق عاری از پوشش گیاهی بیشتر باشد [۲۱]. همچنین بررسی درجه حرارت هوا در ارتفاع در مناطق با پوشش بوته‌ای نسبت به مراتع مجاور آن بالاتر است [۲۲].

نتایج شار گرمایی زمین نیز بیانگر این است که در طول روز (از ۶:۳۰ صبح تا ۱۵:۳۰ عصر به وقت محلی) میزان شار گرمایی خاک در میکرو سایت C نسبت به دو میکروسایت دیگر بیشتر بود. می‌توان گفت برهنه بودن خاک و نبود پوشش گیاهی یک فاکتور کلیدی در ضریب انتشار گرمای خاک و جریانات گرمایی خاک محسوب می‌شود. به طوری که میزان شار گرمایی خاک در میکروسایت C برابر با ۴۰/۹۸ وات بر متر مربع و در میکروسایت A معادل ۳۵/۸۲ وات بر متر مربع بود. که دلیل این امر تفاوت در میزان انرژی دریافت شده توسط خاک برهنه به دلیل عدم وجود پوشش گیاهی می‌باشد [۲۱]. شار گرمایی محسوس نیز نشان دهنده این است که میزان این شار گرمایی در میکروسایت A بیشتر از میکرو سایت C است که در واقع با سردتر بودن دمای هوا در منطقه دارای پوشش گیاهی متناسب می‌باشد. بنابراین با توجه به پارامترهای اندازه‌گیری شده در سه میکروسایت مورد مطالعه در یک اکوسیستم خشک جدول (۲) به طور خلاصه می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که دلیل اختلافات

References

- [1] Ahmadi, B. Ghorbani, A. Safarrad, T. and Sobhani, B. (2013). Evaluation of surface temperature in relation to land use/cover using remote sensing data. *Remote sensing and Geographic Information System for Natural Resources*. Vol 6(1). pp. 61-77.
- [2] Amanollahi, j. Kboodvandpour, sh. Makmom Abdullah, a. Rashidi, p. (2012). Effect of the influence of heat and moisture changes of desert area around the Euphrates on the recent dust storms in Iran using Landsat satellite images processing. *International Journal of the Physical Sciences*. Vol. 7(5), pp. 827 – 833.
- [3] Amanollahi, j. Kaboodvandpour, sh. Qhavami, s. Mohammadi, b. (2015). Effect of the temperature variation between Mediterranean Sea and Syrian deserts on the dust storm occurrence in the western half of Iran. *Atmospheric Research*. (154): pp.116-125.
- [4] Amiri, R. Alimohamadi, A. and Alavipanah, S. K. (2007). Spatial-temporal variability study of temperature associated with the land use / land cover in the city of Tabriz using thermal and reflection TM and ETM+ Landsat data. *Journal of Environmental Studies*. 33(43). pp. 107-120.
- [5] Alavipanah, S. Wegmann, m. Qureshi, s. Weng, q. and Koellner, t. (2015). The Role of Vegetation in Mitigating Urban Land Surface Temperatures: A Case Study of Munich, Germany during the Warm Season. *Journal of Sustainability*. Vol. 7, pp. 4689 – 4706.
- [6] Allen, R. Tasumi, M. and Trezza, R. (2002). Surface Energy Balance Algorithms for Land. Advanced Training and User's Manual Idaho Implementation.
- [7] Allen, R. Irmak, M. Trezza, R. Hendrickx, J. M. H. Bastiaanssen, W. and Kjaersgaard, J. (2011). Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. *Hydrological Processes*. 25, 4011–4027.
- [8] Blanken, P. D., M. W. Williams, S. P. Burns, R. K. Monson, J. Knowles, K. Chowanski, and T. Ackerman. (2009): A comparison of water and carbon dioxide exchange at a windy alpine tundra and subalpine forest site near Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, 95, 61–76, doi:10.1007/s10533-009-9325-9.
- [9] Bonan, G. B. (2002). Ecological climatology: concepts and applications. *Cambridge University Press*.
- [10] Campbell. G. S and Norman. J. M. (1998). An Introduction to Environmental Biophysics. Second Edition *Springer Press*.
- [11] Carre, D. E. (2005). Influences of hydrocarbon emissions by *Larrea tridentata* on the thermal structure of the lower atmospheric boundary layer, University of Virginia, Charlottesville, Virginia.
- [12] Cai, G., Du, M., and Y. Liu. (2010). Regional drought monitoring and analyzing using MODIS data—a case study in Yunnan Province. In Proceedings of the 4th IFIP Computer and Computing Technologies in Agriculture (CCTA '10), vol. 345 of IFIP Advances in Information and Communication Technology, pp. 243–251, Nanchang, China
- [13] Charney, J. G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel, Q. J. R. *Meteorol. Soc.*101(428), 193–202.
- [14] Charney, J. G., Quirk, W. J., Chow, S., and Kornfield, J. (1977). A comparative study of the effects of albedo change on drought in the semiarid regions. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34, PP: 1366- 1385.
- [15] Courel, M. F., Kandel, R. S., and Rasool, S. I. (1984). Surface albedo and the Sahel drought. *Nature*, 307, PP: 528-531.
- [16] Eltahir, E. A. B., and R. L. Bras. (1996). Precipitation recycling, *Rev. Geophys.* 34(3). 367–378.
- [17] Foley, J. A. (2005). Global Consequences of Land Use. *Science*. 309(5734). 570–574.
- [18] Hashemi, S. M. Alavipanah, S. K. and Dinarvand, M. (2013). Assessment the spatial distribution of land surface temperatures by using thermal remote sensing in the urban environment. *Journal of Environmental Studies*. 39(1). pp. 81-92.
- [19] Hayden, B. P. (1998). Ecosystem feedbacks on climate at the landscape scale, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci.*, 353(1365), 5 –18, doi:10.1098/rstb.1998.0186.
- [20] He, Y., P. D'Odorico, S. F. De Wekker. D. Fuentes, and. it ak. (2010). On the impact of shrub encroachment on microclimate conditions in the northern Chihuahuan desert. *J. Geophys. Res.* 115, 10 PP.

- [21] He, Y., Stephan, F J De Wekker, Jose D, Fuentes and Paolo, D'Odorico. (2011). Coupled land-atmosphere modeling of the effects of shrub encroachment on nighttime temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*. (151). 1690–1697.
- [22] Julien, Y. Sobrino, J.A. and Jiménez-Muñoz, J.C. (2011). Land use classification from multitemporal Landsat imagery using the Yearly Land Cover Dynamics (YLCD) method. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. (13) :711–720.
- [23] Kaviani, M. R. (2008). Microclimatology. *SAMT press*.
- [24] Kurc, S. A., and E. E. Small. (2004). Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrub land ecosystems during the summer monsoon season, central New Mexico, *Water Resource. Res.*, 40, 15 PP.
- [25] Kurc, S. A., and E. E. Small. (2007). Soil moisture variations and ecosystem-scale fluxes of water and carbon in semiarid grassland and shrub land, *Water Resource. Res.*, 43, 13 PP.
- [26] Li, Z. Guo, X. Dixon, P. and He, Y. (2008). Applicability of Land Surface Temperature (LST) estimates from AVHRR satellite image composites in northern Canada. *Prairie Perspectives*. Vol. 11.
- [27] Nichol J. (1998). Visualisation of urban surface temperatures derived from satellite images. *International Journal of Remote Sensing*, 19(9). 1639-1649.
- [28] Rezaul, M. Roger A. Pielke Sr. and et al. (2010). Impacts of Land Use/Land Cover Change on Climate and Future Research Priorities. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol, 91. Pp. 37-47.
- [29] Sobrino, J. A. Jiménez, M. and Paolinib, C. J. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90: 434-440.
- [30] Stewart, L. and Oke, T. (2010). Thermal differentiation of local climate zones using temperature observations from urban and rural field sites. www.researchgate.net/publication/228420685.
- [31] UNEP (2006). Report History of Environmental Change in the Sistan Basin Based on Satellite Image Analysis. 1976 – 2005 UNEP Post-Conflict Branch Geneva.
- [32] Villegas, J. C. Breshears, D. D. Zou, C. B and Royer, P. D. (2010). Seasonally pulsed heterogeneity in microclimate: phenology and cover effects along deciduous grassland–forest continuum. *Vadose Zone J.* 9(3). 537–547.
- [33] Yitong, J. Peng, F. and Qihao, W. (2015). Assessing the Impacts of Urbanization-Associated Land Use/Cover Change on Land Surface Temperature and Surface Moisture: A Case Study in the Midwestern United States. *Remote Sens.* (7). 4880-4898.
- [34] Zhao, S. Qin, Q. Yang, Y. Xiong, Y. and Qiu, G. (2009). Comparison of two split-window methods for retrieving land surface temperature from MODIS data. *Journal of Earth System Science*. 118(4). 345-353.
- [35] Zolfaghari, F. Shahriyari, A. Fakhireh, A. Rashki, A. R. Noori, S. and Khosravi, H. (2011). Assessment of desertification potential using IMDPA model in Sistan plain. *Watershed Management Research (Pajouhesh & Sazandegi)* No 91 pp: 97-107.