نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال هفدهم، شماره ۴۷، زمستان ۹۶

مدلسازیِ فضایی - زمانیِ آلبدو در گستره‌یِ ایران زمین

دریافت مقاله: ۹۵/۱۱/۲۹ **پذیرش نهایی**: ۹۶/۷/۲۳

صفحات: ۱-۱۷

زهرا حجازی زاده: استاد گروه آب و هواشناسی، دانشگاه خوارزمی تهران.
Email: hejazizadeh@tmu.ac.ir
میثم طولابی نژاد: دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه خوارزمی، تهران[1].
Email: Meysam.toulabi@gmail.com
علیرضا رحیمی: استادیار پژوهشکده انرژی، دانشگاه کاشان.
Email: rahimi2@kashanu.ac.ir
نسرین بزمی: دانشجوی دکتری آب و هواشناسی ، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نور.
Email: Bazmi.nasrin45@yahoo.com
عاطفه بساک: دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی ، دانشگاه خوارزمی، تهران.
Email: bosak.a.69@gmail.com

چکیده

این تحقیق با هدف مدلسازی تغییرات زمانی- مکانی آلبدو با استفاده از اثر همزمان چند مولفه از جمله: رطوبت لایه سطحی خاک (Wetness)، ابرناکی(Cloudiness)، توپوگرافی و تراکم پوشش گیاهی(NDVI) با استفاده از مدل MEERA2 با قدرت تفکیک ۵۰ در ۵۰ کیلومتر طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ در گستره- ی ایران مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از تحلیل فضایی مقادیر آلبدو در گستره ایران نشان داد که بیشترین مقدار در طول جغرافیایی ۴۴ تا ۴۵ درجه شرقی به میزان ۲/۸ تا ۳/۳ و کمترین مقدار بازتابش نیز بین ۵۲ تا ۵۳ درجه طول شرقی یعنی دامنه های شرقی رشته کوه‌های زاگرس به میزان ۱ تا ۱/۵ واحد به ثبت رسیده است. از نظر رتبه استانی نیز بیشترین بازتابش به میزان ۰/۲۵ واحد مربوط به استان ایلام می باشد و سپس استان فارس به مقدار ۰/۲۴ واحد در رتبه بعدی قرار گرفته است. کمترین میزان آلبدو نیز به استان‌های گیلان و سپس مازندارن با مقادیر ۰/۱۷ و ۰/۱۹ واحد اختصاص دارد. همچنین نتایج حاصل از تحلیل زمانی در مقیاس فصلی نشان داد که بیشترین مقدار آلبدو در پهنه ایران در فصل زمستان به مقدار ۰/۲۶ واحد و حداقل مقدار بازتابش در فصل بهار با ۰/۲۳ واحد به ثبت رسیده است. در مجموع با توجه به عوامل مورد استفاده، می‌توان گفت که مناطق غرب و مرکز کشور دارای بیشترین؛ و مناطق شمال و شمالغرب کشور دارای کمترین آلبدو هستند.

کلیدواژگان : آلبدو، تحلیل فضایی- زمانی، مدل MERRA2، ایران.

---

۱. **مسئول مقاله**: دانشگاه خوارزمی تهران، دانشکده علوم جغرافیایی، گروه آب و هواشناسی ۰۹۱۶۹۵۹۷۶۲۶

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

مقدمه

متوسط انرژی دریافتی در هر سانتی متر مربع بر حسب کالری در دقیقه در سطح زمین، تحت تأثیر عوامل متعددی نظیر؛ عرض جغرافیایی، مدت تابش آفتاب، میزان ابرناکی، رطوبت نسبی، فشار بخار آب، غبارآلودگی هوا و ...تغییر می کند. خورشید منبع اصلی تأمین انرژی برای کلیه فعالیت هایی است که در کره زمین صورت می گیرد. اما برونداد آن در سطح زمین به طور یکسان عمل نمی‌کند، به طوری که بعضی قسمت‌ها همانند مناطقی با عرض جغرافیایی پایین انرژی بیشتری دریافت می کنند و بعضی مناطق دیگر همانند مناطق قطبی انرژی کمتری دریافت می‌کنند(لطفی، ۱۳۹۰: ۳). نسبت میان برخورد تشعشعات خورشیدی با اجسام و میزان انعکاس آن در هوا را آلبدو می گویند. آلبدو در واقع به معنای کسری از تابش ورودی است که به وسیله سطح انعکاس داده می‌شود (کوکلای[۲]، ۲۰۰۳: ۱۹۱۵). بازتاب به طور کلی به نور مرئی اشاره دارد، اگر چه ممکن است برخی از مناطق مادون قرمز از طیف الکترومغناطیسی را نیز شامل شود(مایکوت[۳]،۱۹۸۶ :۱۵۵۱).

در تعریف دیگر، بخشی از انرژی خورشیدی ورودی پراکنده از زمین به فضا است که به عنوان بازتاب سیاره ای نامیده می شود. این انعکاس انرژی یک بخش مهم در تعادل انرژی زمین، و فرآیندهای حاکم بر مقدار، توزیع آن، و آب و هوا و تغییر شکل پذیری زمین است(استفان و همکاران[۴]، ۲۰۱۵ : ۳). این پدیده در بررسی تغییرات پوشش سطح زمین و تغییرات آب و هوا نقش کلیدی دارد(اکبرزاده، ۱۳۹۰: ۲۱). بازتابش زمینی بر مقدار تابش خورشیدی جذب شده توسط سیستم آب و هوایی حاکم در زمین و نتایج حاصل از فعل و انفعالات پیچیده بین بسیاری از فرایندهای تابشی در جو و در سطح سیاره ای اثرگذار است. تغییرات مکانی و زمانی در ابر، پوشش گیاهی، دریا، یخ، برف، و دیگر اجزای سیستم آب و هوایی به راحتی می تواند به نوسانات موضعی در بازتاب جو از ۲۰ تا ۸۰ درصد اثر بگذارد(شوارتز و همکاران ، ۲۰۱۰ :۳۲). اندازه‌ی آلبدو به طبیعت سطوح نیز بستگی دارد، به عنوان مثال برای جنگل ۵ تا ۱۰ درصد، برای زمین های شنی ۲۰ تا ۳۰ درصد، برای برف تازه ۸۰ تا ۹۰ درصد و برای دریا ۷ تا ۹ درصد خواهد بود. هم چنین زوایه ی برخورد اشعه ی خورشید با سطح نیز در اندازه ی آلبدو تاثیر خواهد داشت؛ بدین معنی که در لحظه ی طلوع یا غروب خورشید آلبدو در حدود ۱۰۰ درصد بوده در حالی که در هنگام ظهر به پایین ترین مقدار خود خواهد رسید. بر حسب انواع ابر نیز مقدار انعکاس تفاوت می کند. برای ابرهای آلتواستراتوس کمتر و در ابرهای استراتوکومولوس مقدار آن بیشتر است(علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۵۶).

بیلان انرژی تابشی دریافتی و برگشتی از کره زمین بیانگر انرژی قابل دسترس در هر بخش از سامانه زمین-اتمسفر می‌باشد. همچنین تابش خالص خورشیدی بنیادی‌ترین نیروی محرکه برای تبخیر و تعرق و تمامی کنش و واکنش‌ها مابین زمین و اتمسفر می‌باشد. این برهم کنش‌ها به گونه‌ای معنی‌دار بر اقلیم و دگرگونی آن سایه می‌افکنند. از این رو، برآورد ریزبینانه انرژی خالص در مقیاس گسترده از نظر مدل‌های اقلیمی جهانی و منطقه‌ای حائز اهمیت است.

2. *Coakley,*
3. *Maykut*
4. *Stephens et al*

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

از اولین تحقیقات در زمینه بیلان انرژی در کره زمین، می توان به اثر ارزشمند هارتمن و همکاران[5] (۱۹۸۶)، اشاره کرد. ایشان در این تحقیق به یک نمای کلی از اندازه گیری بودجه تابش جو در مطالعات آب و هوا پرداخته و دریافتند که جریان خالص انرژی تابشی در بالای جو و سطح زمین متعادل است. این تعادل بین جو و زمین توسط حرکات عمودی، و در سطح زمین بوسیله ذخیره سازی گرمای محلی و یا با جابجایی افقی بین سطح زمین و اقیانوس ها صورت می‌پذیرد. لیانگ[6] (۲۰۰۱) ؛ لیانگ و همکاران (۲۰۰۲)، با استفاده از باندهای طیفی باریک، روابطی تجربی برای به دست آوردن آلبدو از سطوح ناهمگن ارائه دادند. محصولات اندازه‌گیری مستقیم آلبدوی سطح، با تفکیک ۱ کیلومتر، را که به ترتیب بر ماهواره‌های ترا MISR و MODIS و سنجنده-های آکوآ قرار گرفته‌اند، برآورد نمودند. داده‌ها این فرصت را فراهم می‌کنند تا نه‌تنها تغییرات فصلی توازن انرژی تابشی فرانگری شود، بلکه کاهش انرژی و بازتابش آن را بر سامانه اقلیم امکان‌پذیر می‌سازند. ویلیکیل و همکاران[7](۲۰۰۵)، تغییرات ضریب آلبدوی زمین را که به وسیله ماهواره اندازه گیری شده بود بررسی نمودند و به افزایش درصدی در سالانه دست یافتند. برای تعیین تغییرات، نیاز به داده های طولانی تری می باشد. در بسیاری از مدل های گردش عمومی آلبدوی مرئی و مادون قرمز نزدیک به عنوان ورودی ندل در نظر گرفته شد. تسامی و همکاران[8](۲۰۰۸)، روش سریع و عملی را برای محاسبه آلبدوی سطحی از تصاویر لندست و مودیس، برای شرایط مختلف اتمسفری ارائه نمودند .آن ها برای ارزیابی آلبدوی به دست آمده با روش نوین آن را با محصول Mod 09 و/ Mod 43 مودیس مقایسه نمودند و به خطای ۳۵ + و ۳۵- دست یافتند. کیم و رامنتان[9](۲۰۰۸)، تابش خورشیدی و شدت تابش زمین را با وجود ذرات معلق در هوا و ابرها برآورد کرده و دریافتند که میزان جذب خورشیدی بسیار بزرگتر از آن مقداری است که هیئت بین الدولی تغییرات آب و هوا (IPCC) در سال ۲۰۰۱ اعلام کرده است؛ که این مقدار برابر با ۶۷ وات بر متر مربع می باشد. همچنین نتایج ایشان نشان داد که افزایش جذب انرژی خورشیدی در جو به علت گسترش آئروسل ها بوده است، هر چند که هنوز بخار آب بیشترین جذب تابش را بر عهده دارد. هی[10](۲۰۱۲)، برای تخمین آلبدوی سطحی از تصاویر مودیس، به جای این که ابتدا تصحیحات اتمسفری را انجام دهد و سپس تصاویر بازتابندگی و محصول آلبدوی سطحی را مطابق آنچه مرسوم است تولید کند، شرایط اتمسفری و توپوگرافی را همزمان تخمین زد. چایاکیو و همکاران[11](۲۰۱۵)، با استفاده از مدل آب و هوای منطقه ای بودجه تابش در سراسر اروپا را طی دو دوره آماری، از ۱۹۷۹ تا ۱۹۸۷ و دوره دیگر از ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۰ را با یکدیگر ارزیابی و مقایسه کردند. ایشان نتیجه گرفتند که مقدار بودجه تابشی در سری زمانی (۱۹۷۹-۱۹۸۷) افزایشی بوده است ولی در دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۰ با کاهش روبرو بوده است. یعنی مقدار انرژی مستقیم رسیده به سطح با کاهش مواجه شده است. استفان و همکاران[12](۲۰۱۵)، طی تحقیقی روند بازتابش زمین را بررسی نمودند، نتایج نشان می دهد که چگونه ابرها بازتاب زمین را تنظیم نموده و بین نیم‌کرات تقارن ایجاد می‌کنند. همچنین نتایج نشان داد که مدل های آب و

5. Hartmann at al
6 Liang
7 .Wielicki et al.
8. Tasumi et al.
9. Kim and Ramanathan
10. He
11. Chiacchio et al
12. Stephens et al

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

هوای فعلی فاقد توانایی در نمایش این درجه از تقارن و مقررات توسط ابرها هستند. ینگ و همکاران[۱۳] (۲۰۱۶)، مقدار بازتاب موج کوتاه در پهنه یخی قطب شمال را با استفاده از داده های سنجنده MODIS برآورد کردند. نتایج ایشان نشان داد که، الگوریتم مستقیم بازتاب، بر اساس BRDF-R دارای مقدار ۰/۶۷ و متوسط مربعات خطا (RMSE) برابر با ۰/۰۶۸ درصد است. همچنین نتایج اعتبارسنجی نشان می‌دهد که الگوریتم مستقیم برآورد بازتاب، مبتنی بر BRDF برای نقشه برداری موج کوتاه بازتابش از سطح یخ های قطب شمال مناسب است.

در ایران نیز تعداد محدودی تحقیق در این مورد صورت گرفته که اکثراً یا بصورت آماری و یا با تصاویر ماهواره-ای مانند مودیس و آکوا، با قدرت تفکیک بیشتر از ۱ درجه و به صورت موردی به انجام رسیده اند. اما در این تحقیق گستره کشور ایران بطور همزمان و با قدرت تفکیک ۵۰ در ۵۰ کیلومتر(۰/۵ در ۰/۶۲۵ درجه) بررسی شده است.

ازجمله کارهای انجام شده می توان به کار درخشی (۱۳۸۹)، اشاره نمود که تابش خورشیدی دریافتی در سطح افقی را با استفاده از پارامترهای اقلیمی در استان آذربایجان‌شرقی را بررسی کرده و نشان داد که، کمترین میزان تابش مربوط به ماه ژانویه و بیشترین میزان آن مربوط به ماه ژوئن می‌باشد. توزیع تابش سالانه استان از جنوب غربی به شمال و شمال شرقی روند کاهشی را نشان می‌دهد. میانگین تابش سالانه در استان، ۴۲۴۴ وات بر متر مربع در روز می باشد. دامنه تغییرات تابش سالانه استان ۴۴۳ وات بر متر مربع در روز و ضریب تغییر پذیری مکانی آن ۲ درصد می باشد. لطفی(۱۳۹۰)، تحقیقی با عنوان برآورد تابش خالص خورشیدی با کاربرد داده‌های سنجنده MODIS برای استان فارس به انجام رساند. یافته‌های این پژوهش نشان داد که: الف- میانگین روزانه انرژی تابشی خالص برای ایستگاه شیراز در تاریخ‌های ۱۳۹۰/۱۰/۱۲ و ۱۳۹۰/۴/۱۸ یکی پس از دیگری برابر با ۲۴۸ و ۴۸۰ وات بر متر مربع می‌باشد .ب- میانگین روزانه انرژی تابشی خالص برای ایستگاه لامرد که عرض جغرافیایی آن کمتر می‌باشد. ج- بیشینه و کمینه اندازه تابش موج بلند بیرون رفته از زمین در ایستگاه شیراز در تاریخ‌های ۱۳۹۰/۱۰/۱۲ و ۱۳۹۰/۴/۱۳ بین ۳۴۵ الی ۴۹۶ وات بر متر مربع برآورد گردید. د- اندازه تابش موج بلند خروجی در ایستگاه لامرد در تاریخ‌های۱۳۹۰/۱۱/۲۰ و ۱۳۹۰/۵/۱۸ یکی پس از دیگری برابر با ۳۸۶ و ۵۱۰ وات بر متر مربع می‌باشد. ثنائی‌نژاد و همکاران(۱۳۹۰)، از تصاویر سنجنده مودیس و الگوریتم سیال برای برآورد آلبدوی سطحی و تبخیر و تعرق واقعی در زیر حوضه آبریز مشهد پراختند. براساس نتایج به دست آمده، نواحی با پوشش گیاهی متراکم و دمای پایین دارای مقادیر آلبدوی سطحی پائین و مقادیر بالای تبخیر و تعرق بوده و مناطق دارای دمای بالا و پوشش گیاهی پراکنده و کم از مقادیر آلبدوی سطحی پائین و مقدار تبخیر و تعرق کمی برخوردارند. اکبرزاده (۱۳۹۰)، دقت محصولات آلبدوی MODIS با استفاده از تصاویر ASTER را مورد ارزیابی قرار داد. نتایج این ارزیابی نشان داد که در شرایط ایده-آل، چنانچه شرایط جوی در بازه زمانی ۱۶ روزه‌ی MODIS حاکی از عدم تغییر عمده جوی بوده و با شرایط جوی در زمان اخذ تصویر ASTER مشابه می‌باشد، تفاوت مقادیر آلبدوهای پهن‌باند موج‌کوتاه و مرئی MODIS نسبت به ASTER به ترتیب در حدود ۶ درصد، و ۷ درصد و RMSD اختلافات نسبی برای هر دو آلبدوی موج‌کوتاه و مرئی در حدود ۴ درصد می‌باشد. درغیر اینصورت با توجه به میزان و شدت تغییرات جوی

13. *Ying et al*

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

در طول بازه زمانی ۱۶ روزه‌ی MODIS در مقایسه با روز اخذ تصویر ASTER ، اختلاف آلبدوهای پهن‌باند MODIS نسبت به ASTER مقادیر بیشتری خواهد بود. خیرخواه‌زرکش و همکاران(۱۳۹۳)، در تحقیق خود با استفاده از تصاویر لندست و مودیس مقدار آلبدوی سطحی را محاسبه کردند. نتایج نشان داد که میانگین آلبدو در کاربری زراعت فعال، در تصویر لندست و مودیس، به ترتیب مقدار ۰/۱۸۶ و ۰/۳۴۴ را نشان می‌دهد، که کمترین مقدار را بین انواع کاربری‌ها دارا بوده و در کاربری مسیل، مقدار ۰/۲۴۳ را نشان می دهد که در بین کاربری‌های ذکر شده بیشترین مقدار می‌باشد. همچنین مقدار آلبدو در کاربری اراضی زراعی آیش در تصویر لندست و مودیس، به ترتیب دارای مقادیر حداقل ۰/۸۸ و ۰/۲۴۷ و نیز ۰/۳۷۴ و ۰/۴۶۴ می باشد. سبزی پرور و همکاران(۱۳۹۴)، در تحقیقی با عنوان، تخمین ضریب آلبدوی سطح زمین با استفاده از تصاویر level1_G و CDR ماهواره لندست۷ در همدان نشان دادند که آلبدوی برآورد شده پوشش سبز منطقه مورد مطالعه بین ۰/۲۱ تا۰/۲۶ متغیر بود و آلبدوی پوشش برف حدود ۰/۶۵ تخمین زده شد. در این رابطه، میانگین مربعات خطای آلبدوی سطحی تخمین زده شده از تصاویر بین ۰/۰۹ تا ۰/۰۲ به دست آمد. بیش ترین خطا مربوط به آلبدوی سطحی در محدوده مادون قرمز نزدیک بود.

با توجه به اینکه آلبدو پارامتر فیزیکی بسیار مهمی در مطالعات زیست‌محیطی، هواشناسی و مطالعات انتقال تابشی محسوب می‌شود، این تحقیق با هدف اندازه‌گیری تغییرات زمانی- مکانی آلبدو در گستره ایران زمین به انجام می‌رسد.

روش تحقیق

برای تعیین آلبدوی اجسام روی سطح زمین، در مقیاس وسیع و با در نظر گرفتن توپوگرافی‌های مختلف سطح زمین، امکان اندازه‌گیری زمینی مقادیر آلبدوی اجسام وجود نداشته، لذا به ناچار از روش‌های سنجش از دور استفاده می‌گردد(جکسون و همکاران[۱۴]، ۱۹۸۷). یکی از این روش ها می توان به داده‌های فضایی MERRA-2 نام برد که در این تحقیق جهت ارزیابی مقادیر آلبدوی گستره ی ایران مورد استفاد قرار گرفت.

داده‌های باز تحلیل مرکز ناسا تحت مدل MERRA-2 جایگزین نسل اول MERRA شده اند(رینکر و همکاران۱۵، ۲۰۱۲: ۳۶۲۵). این داده‌ها توسط دفتر ادغام و مدلسازی جهانی([۱۶] GMAO) ناسا تهیه می‌شود. داده‌های این مدل در حال حاضر توسط سیستم همانندسازی اطلاعات با نسخه ۵ (GEOS-5) تولید می-شوند(مالود[۱۷]، ۲۰۱۲ ؛ مالود و همکاران ۲۰۱۴). بر خلاف MERRA، تمام مجموعه داده‌های MERRA-2 بر روی شبکه افقی ارائه شده است. مجموعه این شبکه دارای ۵۷۶ نقطه در جهت طولی و ۳۶۱ نقطه در جهت عرضی، با قدرت تفکیک ۰/۵ در ۰/۶۲۵ درجه است(داسیلوا و همکاران[۱۸]، ۲۰۱۵). قدرت تفکیک طولی داده ها در مدل MERRA از ۱ درجه به ۰/۶۲۵ درجه در MERRA-2 تغییر یافته است، اما قدرت تفکیک عرضی بدون تغییر (۰/۵ درجه) باقی مانده است(بوسیلوویچ و همکاران[۱۹]، ۲۰۱۶).

14. Jackson et al
15. Rienecker et al
16. Global Modeling and Assimilation Office
17. Molod et al
18. da Silva et al
19. Bosilovich et al

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

سنجنده MODIS پرکاربردترین سنجنده در تولید محصولات آلبدو و تراکم پوشش گیاهی به صورت جهانی و مستمر، اما با قدرت تفکیک مکانی پایین است. خطا در محصولات آلبدوی این سنجنده می‌تواند نتایج خروجی مدل‌های اقلیمی که از محصولات مودیس استفاده می‌کنند را تحت تأثیر قرار دهد(سبزی پرور و همکاران، ۱۳۹۴ :۳۳)؛ بنابراین دلیل انتخاب داده‌های MERRA-2 برای ارزیابی مقادیر آلبدوی ایران، قدرت تفکیک مکانی بالای داده‌های این مدل (۵۰ در ۵۰ کیلومتر یا ۰/۵ در ۰/۶۲۵ درجه) در مقایسه با سنجنده های نظیر MODIS می باشد(وو و همکاران[20]، ۲۰۰۲: ۲۹۰۶).

جدول (۱). مشخصات مدل MERRA2

سال تولید	قلمرو مدل	قدرت تفکیک	قدرت آنالیز
۲۰۱۴	شامل اتمسفر، آئروسل و تصحیحات زمینی	۰/۵ * ۰/۶۲۵ (۵۰ در ۵۰کیلومتر)	3D, VAR Atmos

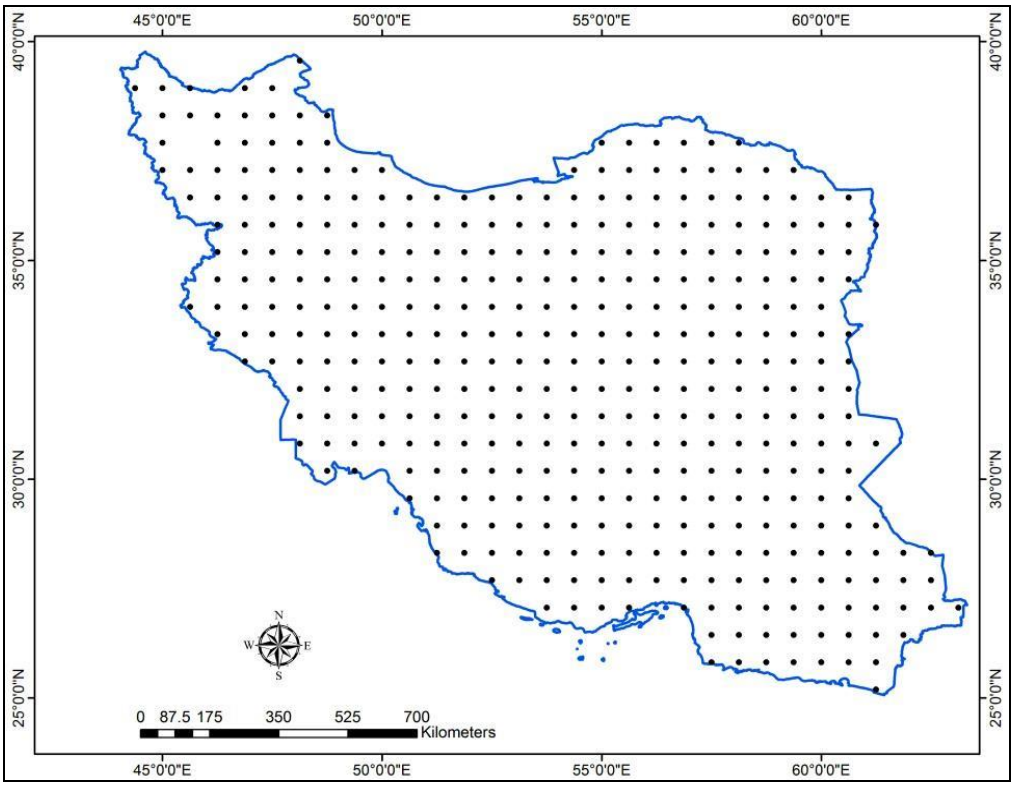
در این تحقیق شبکه افقی داده‌های آلبدوی استفاده شده برای گستره‌ی ایران، بین عرض‌های ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و از ۴۴ تا ۶۴ درجه طول شرقی، متشکل از ۳۶۹ نقطه شبکه(یاخته) می باشد شکل(۱). مقدار این بازتاب متفاوت، و بین صفر و یک در اشیاء مختلف در نوسان است. بازتاب معمولاً به "سفیدی" یک سطح اشاره دارد، مقدار صفر به معنی جسم سیاه و ۱ به معنی اجسام سفید است. مقدار صفر به معنای سطح "جذب کامل" است که تمام انرژی دریافتی را جذب می کند و مقدار ۱ به معنی سطح یک "بازتابنده کامل" که نشان دهنده بازتابش تمام انرژی دریافتی است(پروویچ[21]، ۱۹۹۸: ۵۸۴۶).

جهت بررسی آلبدو در گستره‌ی ایران علاوه بر آلبدو از داده‌های ابرناکی، رطوبت خاک و شاخص پوشش گیاهی(NDVI) استفاده شد. ابتدا این داده‌ها در مقیاس فصلی از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ با تفکیک مکانی ۵۰ در ۵۰ کیلومتر مدلسازی گردید، سپس مقادیر آلبدوی هر استان با استفاده از زیر مجموعه zonal statistics در نرم افزار GIS استخراج، و سپس رتبه بندی صورت پذیرفت. شکل(۱).

20. Wu et al
21. Perovich

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]



شکل (۱). منطقه مورد مطالعه همراه با تعداد یاخته‌های مدل MERRA2 در گستره‌ی ایران

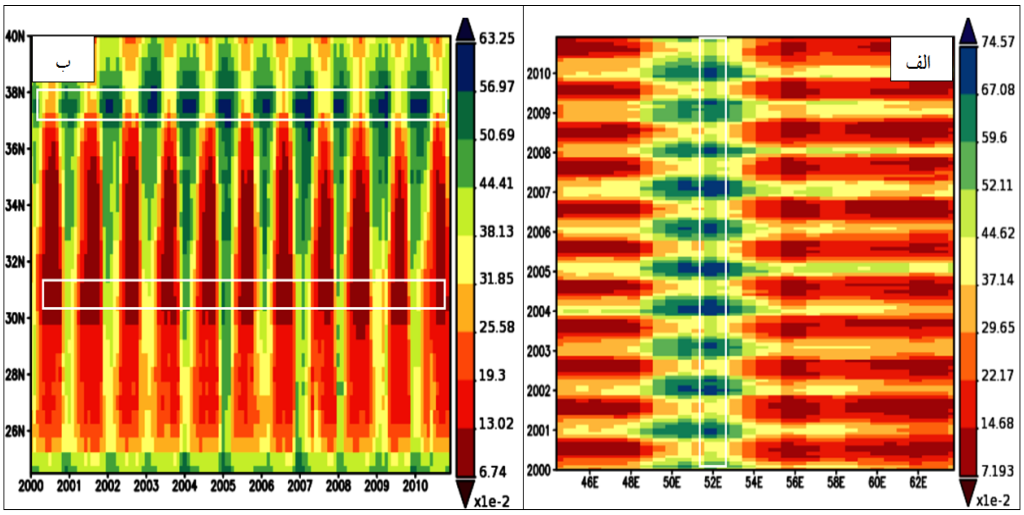
نتایج

رطوبت خاک

رطوبت خاک یکی از مهم ترین متغیر های خاک است که در مطالعات و مدیریت منابع آب وخاک کاربرد زیادی دارد. این متغیر از نوع متغیر های زمانی و مکانی است و یکی از اجزای مهم مدل های آب و هوایی، اکولوژیکی و هیدرولوژیکی محسوب می شود (بابازاده و همکاران،۱۳۹۰). بر این اساس، توزیع فضایی رطوبت خاک در جهت طول جغرافیایی در محدوده ایران شکل (۲ الف) نشان می دهد که بیشترین مقدار رطوبت خاک در طول ۵۲ و کمترین مقدار آن به طور جداگانه در طول‌های جغرافیایی ۴۶ و ۶۲ درجه می باشد. همچنین بیشترین مقدار در جهت عرض جغرافیایی شکل (۲ ب) ۳۸ درجه و کمترین مقدار آن در عرض ۳۰ تا ۳۲ درجه واقع شده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]



شکل (۲). مقادیر رطوبت خاک در طول (الف) و عرض(ب) جغرافیایی ایران

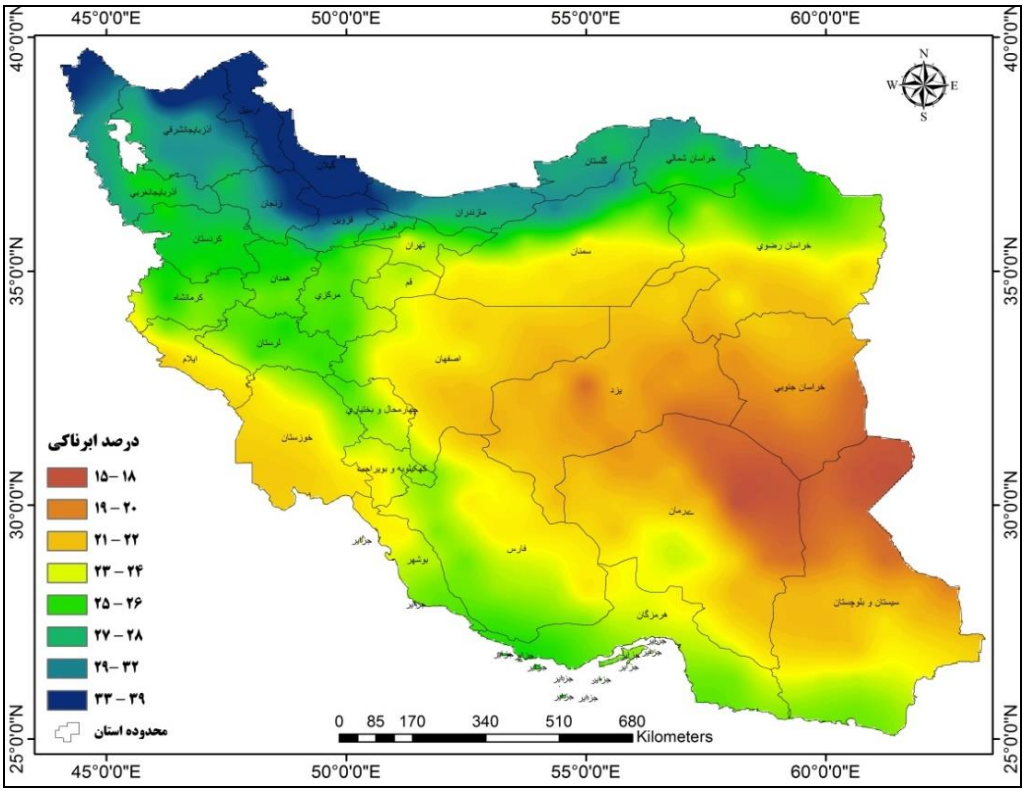
ابرناکی

ابرها از مهم ترین عناصر اقلیمی تأثیرگذار بر سامانه های اقلیمی سطحی کره زمین به شمار می آیند، چرا که از یک طرف در مجموعه سامانه های همدید، باعث انتقال مقادیر متنابهی از رطوبت اقیانوس ها به خشکی های سطح زمین می گردند و از طرف دیگر نقش تعیین کننده‌ای در توزیع این رطوبت به صورت بارش در سطح زمین دارند. همچنین به علت تأثیر بر مقادیر تابش خورشیدی و مقدار خروج انرژی از سطح زمین، کنترل کننده ترازمندی انرژی زمین می باشند. بنابراین ایجاد هرگونه تغییرات زمانی و مکانی در آنها می تواند بر سایر عناصر اقلیمی تأثیر گذار بوده و باعث تغییرات اقلیمی پیچیده ای گردد. همانگونه که شکل (۳) نشان می دهد، مدل MERRA2 بخوبی قادر به طبقه بندی مقدار پوشش ابر در کشور است. این مدل چندین منطقه مجزا برای مقدار پوشش ابر سالیانه کشور، شامل:۱- منطقه سواحل جنوبی دریای خزر، منطقه آذربایجان و البرز ۲- منطقه زاگرس غربی و دامنه های جنوبی البرز، منطقه جنوب غربی و شمال کویر مرکزی، خراسان رضوی ۳- منطقه جنوب شرقی و مرکز، حوزستان و شرق کشور ارائه نمود شکل (۲). این پهنه ها با یافته های گذشته محققان همخوانی خوبی دارد جدول (۲). در بررسی آمارهای میانگین سالانه روزهای ابرناکی مشخص شد که بین میزان ابرناکی و عرض جغرافیایی و ارتفاع رابطه تقریباً مستقیم برقرار می باشد. اما کوه‌های زاگرس این نظم را به هم زده‌است. همچنین مشخص شد که میزان ابرناکی با طول جغرافیایی رابطه زیادی ندارد. که بخش‌های شمالی بویژه کرانه های غربی خزر و بخش‌های میانی ایران را در بر می‌گیرد اساسا کمربند شمالی ایران در بالای مدار ۳۶ درجه نسبت به نقاط جنوبی دو برابر ابرناک‌تر است. در سراسر بخش‌های واقع بین مدار ۲۵ تا مدار ۳۶ درجه ابرناکی پیرامون ۱۰ درصد نوسان می‌کند. از مدار ۳۶ درجه تا ۳۸/۵ یعنی در ۲/۵ درجه قوسی ابرناکترین منطقه ایران واقع است. دراین منطقه ابرناکی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد در نوسان است. در عرض‌های شمالی‌تر ابرناکی پیرامون ۱۵درصد نوسان می‌کند شکل (۳).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

جدول (۲). رتبه بندی استان‌ها بر اساس درصد ابرناکی(۲۰۰۰-۲۰۱۰)

استان	حداقل	حداکثر	میانگین	استان	حداقل	حداکثر	میانگین
گیلان	۳۲/۹	۳۹/۳	۳۶/۹	تهران	۲۲/۶	۲۸	۲۴/۵
اردبیل	۳۱/۹	۳۸/۴	۳۴/۶	هرمزگان	۲۲/۱	۲۶/۱	۲۳/۹
قزوین	۲۵/۴	۳۵/۹	۳۱/۶	سمنان	۲۰/۶	۳۱/۲	۲۳/۸
آذربایجان شرقی	۲۷	۳۷/۴	۳۰/۹	چهارمحال	۲۱/۸	۲۵/۵	۲۳/۷
زنجان	۲۶/۵	۳۵/۶	۳۰/۷	بوشهر	۲۱/۷	۲۵/۵	۲۳/۵
مازندران	۲۵/۸	۳۴/۲	۳۰	قم	۲۲/۱	۲۴/۸	۲۳/۳
آذربایجان غربی	۲۶/۳	۳۴/۳	۲۹/۸	خراسان رضوی	۱۹/۱	۲۹/۱	۲۳/۳
گلستان	۲۷/۹	۳۱	۲۹/۴	فارس	۲۰	۲۵/۸	۲۳/۲
البرز	۲۴/۴	۳۳/۵	۲۸/۱	کهگیلویه	۲۲	۲۴/۳	۲۳/۱
خراسان شمالی	۲۵/۵	۳۰/۵	۲۸/۱	ایلام	۲۰/۸	۲۵	۲۲/۵
کردستان	۲۵/۵	۲۸/۷	۲۶/۹	خوزستان	۲۰/۶	۲۵	۲۲/۱
همدان	۲۴/۶	۲۸/۲	۲۵/۸	اصفهان	۱۹/۴	۲۵/۴	۲۱/۴
کرمانشاه	۲۲/۱	۲۶/۶	۲۵	سیستان	۱۵/۱	۲۴/۷	۱۹/۹
لرستان	۲۲/۴	۲۶/۱	۲۴/۹	کرمان	۱۵	۲۳/۳	۱۹/۵
مرکزی	۲۳	۲۷/۱	۲۴/۸	یزد	۱۶/۷	۲۱/۷	۱۹/۴
جزایر	۲۲	۲۶/۱	۲۴/۶	خراسان جنوبی	۱۵/۷	۲۰/۹	۱۸/۴



شکل (۳). میانگین درصد ابرناکی در پهنه‌ی ایران(۲۰۰۰-۲۰۱۰)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

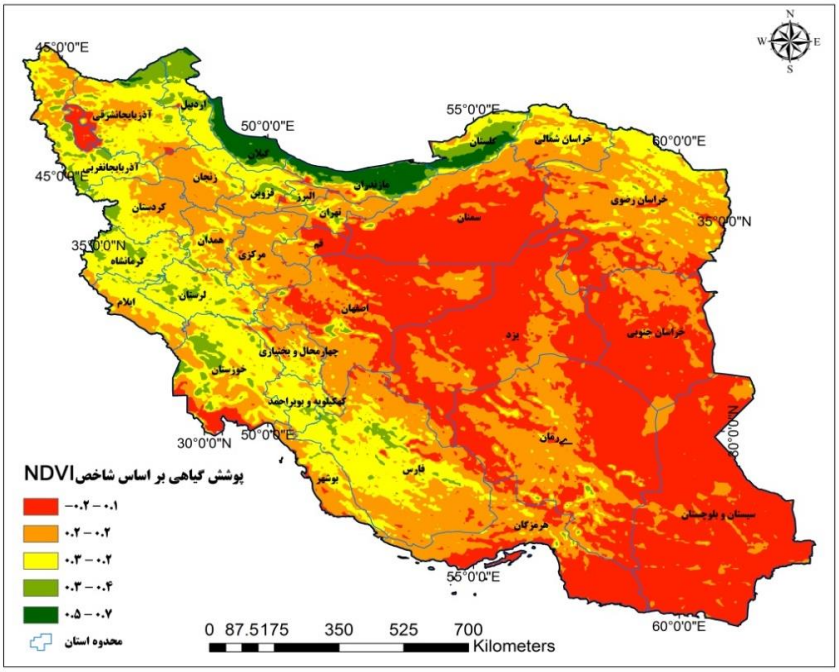
پوشش گیاهی

شاخص NDVI [۲۲] اولین بار توسط کرایگلر و همکاران(۱۹۶۹) جهت نمایش تراکم پوشش گیاهی مطرح شد(مفاخری و همکاران،۱۳۹۵: ۸۵). نحوه محاسبه این شاخص در رابطه آورده شد:

$$NDVI= (NIR- RED)/ (NIR+ RED)$$ رابطه (۱)

این شاخص، یکی از شاخص‌های مبتنی بر نسبت و نشان دهنده ارتباط مابین پارامترهای پوشش گیاهی شامل توده زنده برگ و سطح برگ سبز می‌باشد که این امر برای تشخیص پوشش گیاهی ارزش در خور توجهی دارد؛ دامنه تغییرات شاخص NDVI بین ۱+ تا ۱- می باشد(ابراهیمی، ۱۳۸۹: ۳۵).

همانگونه که از نقشه میانگین شاخص NDVI شکل (۴) پیداست، بخش‌های شمالی که متشکل از جنگل های انبوه همراه با کشاورزی متراکم است با میانگین ۰/۶ و سپس شمال غربی و بخش هایی از زاگرس با جنگل های بلوط و مناطق کشاورزی آبی در خوزستان با ۰/۳ تا ۰/۴ دارای مقادیر NDVI بالاتری نسبت به دیگر مناطق می باشند. با مراجعه به نقشه توپوگرافی منطقه مشخص شد که این قسمت از منطقه دارای زمین‌های پست و کم ارتفاعی است و تقریبا همگی به زیر کشت آبی یا دیم رفته است، بنابراین نسبت به دیگر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه دارای NDVI بیشتر و در نتیجه پوشش گیاهی بهتری می باشد. اما کم ترین مقدار شاخص NDVI با مقدار ۰/۲- مربوط به بخش های مرکزی و شرقی کشور است که شامل زمین های شنی و بیابانی است. با توجه به نتایج نقشه NDVI، نقش تراکم پوشش گیاهی در مقدار آلبدو بخوبی روشن شد. نتایج نشان دادند که اگر در هر سطحی پوشش گیاهی متراکم باشد، مقدار آلبدو کاهش و هرکجا که تراکم رو به ضعف باشد، مقدار آلبدو با افزایش روبه رو خواهد بود.



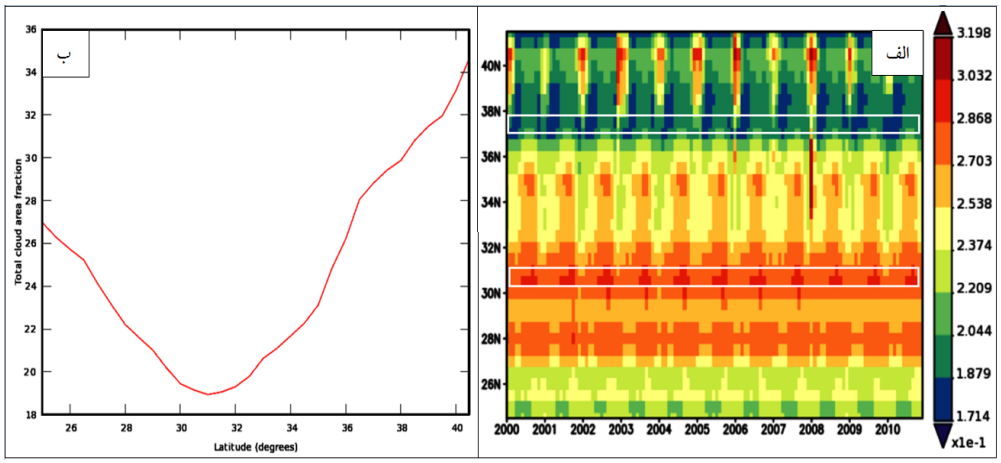
شکل (۴). تراکم پوشش گیاهی بر اساس شاخص NDVI

22. Normalized Difference Vegetation Index

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

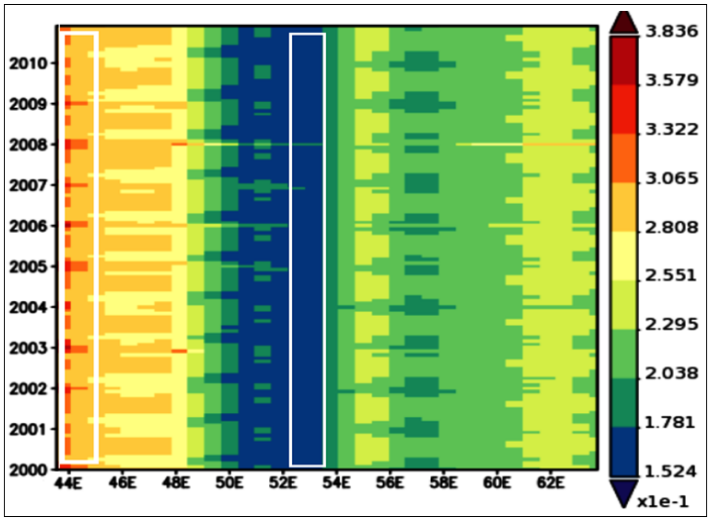
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

تابش آفتاب علاوه بر وضعیت هوا، موقعیت خورشید و ارتفاع محل مورد نظر، به زاویه برخورد پرتو خورشید به سطح مورد نظر نیز بستگی دارد. این میزان بین ۰ تا ۴ قرار دارد. همانگونه که شکل (۵ الف) نشان می دهد، میانگین بلند مدت بیشترین میزان آلبدو بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۰ میزان آلبدو در عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۳۱ درجه شمالی به میزان ۲/۷ تا ۳ واحد و کمترین میزان آن نیز بین عرض های ۳۷ تا ۳۸/۵ درجه شمالی در حدود ۱/۷ تا ۱/۸ واحد به ثبت رسیده است. در مورد آلبدوی سطحی ناحیه عرض ۳۷ درجه، می توان گفت که این مناطق بیشترین روزهای ابرناکی را دارا می باشند شکل (۵ ب) و زاویه تابش خورشید نیز بسیار کم و پوشش گیاهی غنی دارند؛ به همین علت مقادیر ضریب انعکاس کاهش نشان می دهد.



شکل (۵). (الف)مقدار آلبدو (ب) مقدار ابرناکی در امتداد عرض جغرافیایی ایران

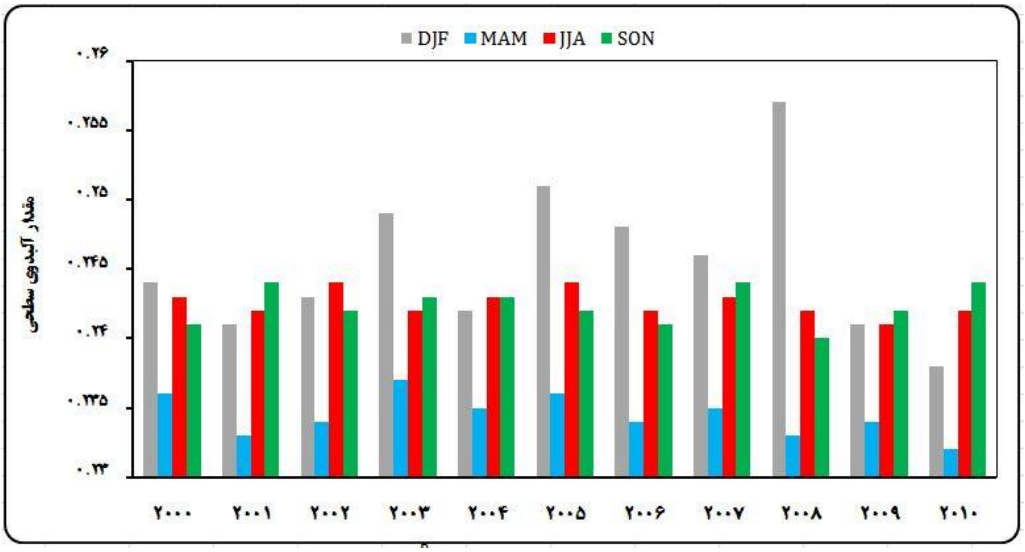
همچنین بر اساس شکل (۶)، میانگین بلند مدت بیشترین میزان آلبدو طی سال‌های مورد مطالعه، در طول جغرافیایی ۴۴ تا ۴۵ درجه شرقی به میزان ۲/۸ تا ۳/۳ و کمترین مقدار بازتابش نیز بین ۵۲ تا ۵۳ درجه طول شرقی یعنی دامنه های شرقی رشته کوه‌های زاگرس به میزان ۱ تا ۱/۵ واحد به ثبت رسیده است.



شکل (۶). مقدار آلبدو در طول جغرافیایی ایران

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

به منظور آگاهی از میزان آلبدوی فصلی در گستره ایران نمودار فصلی شکل (۷) ترسیم گردید. همانطور که نمودار نشان میدهد بیشترین مقدار آلبدو در پهنه ایران به فصل زمستان با مقدار ۰/۲۵ واحد اختصاص دارد؛ همچنین میانگین بلندمدت حداقل مقدار بازتابش در فصل بهار به مقدار ۰/۲۳ واحد به ثبت رسیده است. آلبدوی سطحی در بیابان‌ها از ۲۰ تا ۴۰ درصد تغییر می کند و تغییرات فصلی آلبدوی سطحی در این مناطق در نتیجهٔ تغییر شرایط رطوبت سطح اتفاق می افتد. رنگ خاک، رطوبت، ساختار، و ناهمواری، همگی بر آلبدوی سطحی تأثیر می‌گذارند و خاک‌های فاقد ساختار آلبدوی سطحی را ۱۵ تا ۲۰ افزایش می دهند.

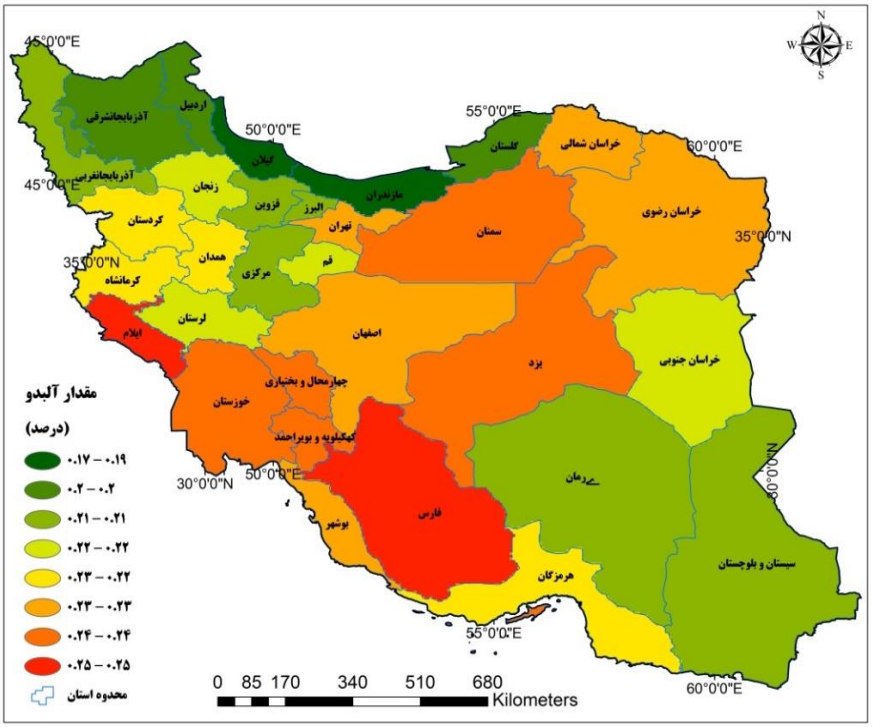


شکل (۷). مقدار بلندمدت فصلی آلبدو در گستره‌ی ایران

بر اساس پهنه بندی داده‌های آلبدو در گستره‌ی ایران می‌توان گفت که پهنه‌ی استان ایلام بیشترین بازتابش را به میزان ۰/۲۵ واحد دارا می باشد، سپس استان فارس به مقدار ۰/۲۴ واحد در رتبه بعدی قرار گرفته است. استان ایلام به علت ارتفاع بالاتر، جوی رقیق‌تر دارد و پهنه زیادی از این استان نیمه بیابانی و فاقد پوش گیاهی غنی است. همچنین این استان به علت توپوگرافی نیمه کوهستانی با شیب زیاد رو به سمت جنوب غرب، مقدار تابش در واحد سطح را بالا برده و به دنبال آن مقدار بازتابش را نیز افزایش می دهد. اما استان فارس به علت فقر پوشش گیاهی و قراگیری در عرض های پایین‌تر، مدت طولانی تری زیر نفوذ پرفشار جنب حاره قرار دارد؛ همچنین خورشید با زاویه تابش بیشتری به سطح زمین تابیده و مقدار انرژی رسیده بالاتر می رود؛ بدین ترتیب مقدار آلبدو نیز در واحد سطح افزایش خواهد یافت. همچنین رطوبت حاک در این دو منطقه بیشتر از مناطق دیگر است. اما کمترین میزان آلبدو به استان های گیلان و سپس مازندارن با مقادیر ۰/۱۷ و ۰/۱۹ واحد اختصاص دارد. استان‌های گلستان، اردبیل و تبریز نیز به ترتیب با مقادیر ۰/۲ واحد در رتبه های بعدی قرار دارند. از علل کاهش میزان بازتابش در این استان‌ها می توان به موقعیت قرارگیری آن‌ها در عرض‌های بالاتر، کمتر شدن زاویه تابش و همچنین میزان ابرناکی بیشتر این استان‌ها اشاره کرد. به علت خارج بودن این استان ها از حاکمیت پرفشار جنب حاره، دارای تعداد روزهای ابرناکی بیشتری هستند، و در نتیجه تابش

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

کمتری به سطح می رسد؛ همچنین پوشش گیاهی این مناطق نسبت به استان های غربی و مرکزی کشور غنی تر است که در اثر این پوشش، تابش خورشید جذب و مقدار بازتاب در واحد سطح کاهش می‌یابد شکل (۸). در مجموع می‌توان گفت که مناطق غرب و مرکز کشور دارای بیشترین، و مناطق شمال و شمالغرب کشور دارای کمترین بازتابش هستند. به طور کلی، در نواحی بیابانی به خصوص نمکزارهای منطقهٔ مورد مطالعه مانند یزد و سمنان به دلیل ماهیت فیزیکی و رنگ مواد تشکیل دهنده خاک، مقادیر آلبدوی سطحی و شدت آن بیشتر است. البته، در نواحی زهکش کویری مانند کرمان و سیستان که مقادیر بیشتری آب موجود در خاک دارند، عامل کاهش دمای سطحی و کاهش آلبدوی سطحی تا حدودی بیشتر مشاهده می شود.



شکل (۸). پهنه بندی گستره‌ی ایران از نظر مقدار آلبدو در واحد سطح

جدول (۳) رتبه بندی استان‌ها بر اساس مقدار بازتابش

میانگین آلبدو	استان	میانگین آلبدو	استان
۰/۲۲۰	هرمزگان	۰/۱۶۹	**گیلان**
۰/۲۲۴	کرمانشاه	۰/۱۷۱	**مازندران**
۰/۲۲۴	کردستان	۰/۱۸۶	**اردبیل**
۰/۲۲۷	تهران	۰/۱۹۶	**گلستان**
۰/۲۲۸	خراسان رضوی	۰/۲۰۳	**آذزبایجانشرقی**
۰/۲۲۸	اصفهان	۰/۲۰۵	**البرز**
۰/۲۳۲	خراسان شمالی	۰/۲۰۶	**قزوین**

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

۰/۲۳۲	بوشهر	۰/۲۰۷	**آذربایجان غربی**
۰/۲۳۳	چهارمحال	۰/۲۰۷	**سیستان**
۰/۲۳۳	جزایر	۰/۲۱۰	**کرمان**
۵/۲۳۵	یزد	۰/۲۱۱	**مرکزی**
۰/۲۳۶	خوزستان	۰/۲۱۵	**خراسان جنوبی**
۰/۲۳۶	کهگیلویه	۰/۲۱۷	**لرستان**
۰/۲۳۹	سمنان	۰/۲۱۷	**زنجان**
۰/۲۴۸	فارس	۰/۲۱۸	**قم**
۰/۲۴۹	ایلام	۰/۲۱۹	**همدان**

نتیجه‌گیری

در این تحقیق اثر همزمان چند مولفه از جمله: رطوبت لایه سطحی خاک (Wetness)، ابرناکی(Cloudness)، توپوگرافی و تراکم پوشش گیاهی(NDVI) در گستره‌ی ایران مورد بررسی قرار گرفت که نتایج زیر را در پی داشت.

تحلیل فضایی نقشه رطوبت خاک نشان می دهد که در جهت طول جغرافیایی در گستره ایران بیشترین مقدار رطوبت خاک در طول ۵۲ و کمتریان مقدار آن به صورت منقطع در طول‌های جغرافیایی ۴۵ و ۶۲ درجه، اما در جهت عرض جغرافیایی بیشترین مقدار رطوبت خاک در عرض ۳۸ و کمترین مقدار آن در عرض ۳۰ تا ۳۲ درجه به ثبت رسیده است. نتایج حاصل از شاخص NDVI نشان داد که بخش‌های شمالی که متشکل از جنگل های انبوه همراه با کشاورزی متراکم است با میانگین ۰/۶ و سپس شمال غربی و بخش هایی از زاگرس با جنگل های بلوط و مناطق کشاورزی آبی در خوزستان با ۰/۳ تا ۰/۴ دارای مقادیر NDVI بیشتری نسبت به دیگر مناطق بودند. با مراجعه به نقشه توپوگرافی منطقه مشخص شد که این قسمت از منطقه دارای زمین‌های پست و کم ارتفاعی است و تقریبا همگی به زیر کشت آبی یا دیم رفته است، بنابراین نسبت به دیگر قسمت‌های منطقه مورد مطالعه دارای NDVI بیشتر و در نتیجه پوشش گیاهی بهتری می باشد. اما کم ترین مقدار شاخص NDVI با مقدار ۰/۲- مربوط به بخش های مرکزی و شرقی کشور است که شامل زمین های شنی و بیابانی است. مطالعات ابرناکی نشان داد که میزان ابرناکی با طول جغرافیایی رابطه زیادی ندارد. که بخش‌های شمالی بویژه کرانه های غربی خزر و بخش‌های میانی ایران را در بر می‌گیرد اساساً کمربند شمالی ایران در بالای مدار ۳۶ درجه نسبت به نقاط جنوبی دو برابر ابرناک‌تر است. از مدار ۳۶ درجه تا ۳۸/۵ یعنی در ۲/۵ درجه قوسی ابرناکترین منطقه ایران واقع است. دراین منطقه ابرناکی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد در نوسان است. در عرض‌های شمالی‌تر ابرناکی پیرامون ۱۵درصد نوسان می‌کند.

بنابراین با توجه به تحلیل مولفه‌های مورد استفاده، نتایج حاصل از تحلیل فضایی مقادیر آلبدو در گستره ایران نشان داد که بیشترین مقدار در طول جغرافیایی ۴۴ تا ۴۵ درجه شرقی به میزان ۲/۸ تا ۳/۳ و کمترین مقدار بازتابش نیز بین ۵۲ تا ۵۳ درجه طول شرقی یعنی دامنه های شرقی رشته کوه‌های زاگرس به میزان ۱ تا ۱/۵ واحد به ثبت رسیده است. از نظر رتبه استانی نیز بیشترین بازتابش به میزان ۰/۲۵ واحد مربوط به استان ایلام می باشد و سپس استان فارس به مقدار ۰/۲۴ واحد در رتبه بعدی قرار گرفته است. استان ایلام به علت ارتفاع

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

بیشتر جوی رقیق‌تر دارد و پهنه زیادی از این استان نیمه بیابانی و فاقد پوش گیاهی غنی است. همچنین این استان به علت توپوگرافی نیمه کوهستانی شیب‌های زیادی رو به سمت جنوب غرب دارد که مقدار تابش در واحد سطح را بالا برده و به دنبال آن مقدار بازتابش نیز افزایش می یابد. اما استان فارس به علت فقر پوشش گیاهی، قرارگیری در عرض های پایین‌تر که مدت طولانی‌تری زیر نفوذ پرفشار جنب حاره قرار دارد، و با افزایش زاویه تابش خورشید، مقدار انرژی رسیده بالاتر رفته و مقدار آلبدو نیز در واحد سطح افزایش خواهد یافت. کمترین میزان آلبدو نیز به استان‌های گیلان و سپس مازندارن با مقادیر ۰/۱۷ و ۰/۱۹ واحد اختصاص دارد. همچنین نتایج حاصل از تحلیل زمانی در مقیاس فصلی نشان داد که بیشترین مقدار آلبدو در پهنه ایران در فصل زمستان به مقدار ۰/۲۵ واحد و حداقل مقدار بازتابش در فصل بهار به مقدار ۰/۲۳ واحد به ثبت رسیده است. آلبدوی سطحی در تغییرات ماهانه و فصلی آلبدوی سطحی در نتیجهٔ تغییر شرایط رطوبت سطح اتفاق می افتد.

در کل نتایج حاصل از بررسی نقشه و نمودارها نشان داد که، مقادیر آلبدوی به‌دست آمده از مناطق مختلف کشور می‌توان تفاوت در میزان ابرناکی، پوشش گیاهی، عرض جغرافیایی، رطوبت خاک در مناطق مختلف ایران را به خوبی درک کرد. عوامل سایه و رطوبت خاک و هوموس در مناطق جنگلی شمال ایران نیز موجب کاهش آلبدوی سطحی می شود. از طرفی، مقادیر آلبدوی سطحی در نواحی دارای پوشش گیاهی کمتر از نواحی فاقد پوشش گیاهی است. در مجموع می‌توان گفت که مناطق غرب و مرکز کشور دارای بیشترین، و مناطق شمال و شمالغرب کشور دارای کمترین بازتابش هستند.

نتایج این تحقیق با دیگر تحقیقات انجام شده نشان داد که ارتباط تنگاتنگی بین عناصر اقلیمی و مقدار آلبدو وجود دارد. البته این نقش در مناطق مختلف اندکی با هم دیگر متفاوت است. به عنوان مثال می توان از نتایج تحقیق خیرخواه‌زرکش و همکاران(۱۳۹۳)، نام برد که با استفاده از تصاویر لندست و مودیس مقدار آلبدوی سطحی را محاسبه کرده و دریافتند که، در مقادیر البدو به ترتیب ۰/۱۸۶ و ۰/۳۴۴ را نشان می‌دهد؛ یا مطالعه سبزی پرور و همکاران(۱۳۹۴)، که با استفاده از تصایر لندست نشان دادند آلبدوی برآورد شده منطقه بین ۰/۲۱ تا۰/۲۶ متغیر است. با مقایسه نتایج این تحقیق با دیگر تحقیقات می‌توان دریافت که از لحاظ مقادیر آلبدو با یکدیگر همخوانی قابل توجهی دارند.

منابع

ابراهیمی خوسفی، محسن .(۱۳۸۹)، **محاسبه درصد پوشش گیاهی با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی و شاخص‌های گیاهی جهت بهبود شاخص عمودی خشکسالی اصلاح شده (حوضه شیطور،یزد)**، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه آموزشیGIS و سنجش از دور.

اکبرزاده، مهری .(۱۳۹۰)، **ارزیابی دقت محصولات آلبدوی MODIS با استفاده از تصاویر ASTER** ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، دانشکده نقشه برداری.

بابازاده . ح. نوروزی اقدم . ا. عقیقی.ح. شمس نیا. س. م. خدادادی دهکردی. د.۱۳۹۰. **تخمین رطوبت لایه سطحی خاک اراضی مرتعی مناطق خشک و نیمه خشک با استفاده از شاخص دما و پوشش گیاهی**.

ثنایی نژاد، سیدحسین؛ سمیرا نوری و سیدمجید هاشمی نیا .(۱۳۹۰)، **برآورد تبخیر و تعرق واقعی با استفاده از تصاویر ماهوارهای در منطقه مشهد** .نشریه آب و خاک (علوم وصنایع کشاورزی)، **۲۵(۳)**: ۵۴۰-۵۴۷.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

خیرخواه زرکش، میرمسعود ؛ عادل محبوبیان و همایون حصادی .(۱۳۹۳)، **مقایسهٔ مقایر برآوردی آلبیدوی سطحی به‌دست آمده از تصاویر لندست و مودیس،** سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی ، ۵(۲): ۳۹-۴۸.

درخشی، جعفر .(۱۳۸۹)، **برآورد و پهنه‌بندی تابش خورشیدی دریافتی در سطح افقی با استفاده از پارامترهای اقلیمی در محیط GIS (مطالعه موردی: استان آذربایجان‌شرقی)**، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیا، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

سبزی پرور، علی‌اکبر؛ الهام فخاری‌زاده شیرازی؛ صفر معروفی و یوسف رضایی .(۱۳۹۴)، **تخمین ضریب آلبدوی سطح زمین با استفاده از تصاویر level1_G و CDR ماهواره لندست۷** ، نشریه هواشناسی کشاورزی، **۳(۲)**: ۴۵-۵۴.

لطفی، حسین. (۱۳۹۰)، **برآورد تابش خالص خورشیدی با کاربرد داده‌های سنجنده MODIS** ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه شیراز.

مفاخری، امید؛ شهریارخالدی؛ علی اکبرشمسی پور؛ مصطفی فلاحی‌خوشجی و آذرکرمانی.(۱۳۹۵)، **تحلیل خشکسالی با استفاده از شاخصNDVI در دشت قروه و دهگلان،** نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، **۱۶(۴۱)**: ۷۷-۹۴.

Bosilovich, M. G., R. Lucchesi, and M. Suarez, (2016). MERRA-2: File Specification. GMAO Office Note. 9 (1.1), pp73.

Chiacchio, M., F. Solmon, F. Giorgi, P. Stackhouse Jr., and M. Wild, (2015), **Evaluation of the radiation budget with a regional climate model over Europe and inspection of dimming and brightening**, J. Geophys. Res. Atmos., **120**: 1951–1971, doi: 10.1002/2014JD022497.

Coakley, J. A. (2003). **Reflectance and albedo, surface**. Encyclopedia of Atmos. Sci., 1914-1923.

da Silva, A. M., C. A. Randles, V. Buchard, A. Darmenov, P. R. Colarco, and R. Govindaraju, (2015). **File Specification for the MERRA Aerosol Reanalysis (MERRAero**). GMAO Office Note No. 7 .pp63.

Hartmann. D. L., Ramanthan V.A, Berroir. G, (1986), **Earth Radiation Budget Data and Climate Research**, REVIEWS OF GEOPHYSICS, 24(2): 439-468.

He, T. (2012). **Estimating land surface albedo from satellite data**. Doctor of Philosophy dissertation, Faculty of the Graduate School of the University of Maryland, College Park, pp54.

Jackson RD, Moran MS, Gay LW and Raymond LH. (1987). **Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data**. Irrigation Science, **8(2):** 81-90.

Kim, D., and V. Ramanathan, (2008), **solar radiation budget and radiative forcing due to aerosols and clouds**, Jurnal of Geophysical Research, **113**:1-34, D02203, doi: 10.1029/2007JD008434.

Liang S, Fang H, Morisette JT, Chen M, Shuey CJ, Walthall CL and Daughtry CS. (2002). **Atmospheric correction of Landsat ETM+ land surface imagery**. II. Validation and applications. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, **40(12**): 2736-2746.

Liang S. (2001). **Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms**. Remote Sensing of Environment, **76(2**): 213-238.

Maykut, G. (1986). **The surface heat and mass balance,** in *the geophysics of sea ice*, edited by N. Untersteiner. New York: Plenium.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]

Maykut, G., and N. Untersteiner. , (1971). **Some results from a time-dependent thermodynamic model of Arctic sea ice**. *Journal of Geophysical Research*, **76**(**6**): 1550-1575.

Molod, A., L. Takacs, M. Suarez, J. Bacmeister, I.-S. Song, and A. Eichmann,(2012). **The GEOS- 5 Atmospheric General Circulation Model: Mean Climate and Development from MERRA to Fortuna. NASA Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation**, NASA TM—2012-104606, Vol. 28, 117 pp.

Molod, A., Takacs, L., Suarez, M., and Bacmeister, J., 2014: **Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: evolution from MERRA to MERRA-2**, Geosci. Model Dev. Discuss., **7:7575-**7617, doi: 10.5194/gmdd-7-7575-2014.

Perovich, D.K. (1998**). Sea ice motion in response to geostrophic winds**. *Journal of Geophysical Research*, **87(8):** 5845-5852.

Rienecker and Coauthors, (2011). **MERRA - NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications.** J. Climate, **24**: 3624-3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.

Stephens, G. L., D. O'Brien, P. J. Webster, P. Pilewski, S. Kato, and J.-l. Li, (2015), **the albedo of Earth**, Rev. Geophys., **53**:1-23, doi: 10.1002/2014RG000449.

Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R. (2008). **Atsurface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance**. J. Hydrologic Eng., **13(2):**51-63.

Wielicki, B. A., Wong, T., Loeb, N., Minnis, P., Priestley, K., Kandel, R. (2005). **Changes in Earth's albedo measured by satellite**. Sci., **308(5723**): 825- 825.

Wu, W.-S., R.J. Purser and D.F. Parrish, (2002), **Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances**. Mon. Wea. Rev., **130**: 2905-2916.

Ying Qu, Shunlin Liang, Qiang Liu, Xijia Li, Youbin Feng, Suhong Liu. (2016). **Estimating Arctic sea-ice shortwave albedo from MODIS data.2016**. Remote Sensing of Environment, **186**:32–46, doi:10.1016/j.rse.2016.08.015.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1396.17.47.6.8]