Archive of SID

جغرافیا (فصلنامه علمی ـ پژوهشی و بین‌المللی انجمن جغرافیایی ایران)

سال هفدهم، شماره 63، زمستان 1398

تحلیل همدیدی – ماهواره ای وقوع برف سنگین استان گیلان(مطالعه موردی روز 13 ژانویه 2008)

آرش شادپور [1]، حسن لشکری [2]

چکیده

در این پژوهش تلاش شده است تا به تحلیل همدیدی – ماهواره ای وقوع برف سنگین استان گیلان(مطالعه موردی روز13 ژانویه2008) پرداخته شود.به منظور شناسایی الگوهای بارش برف استان، آمار بارندگی،عمق برف و دمای روزانه ایستگاه سینوپتیک استان، طی دوره ی آمار(2017–1986) از سازمان هواشناسی تهیه شده وبر اساس شاخص صدک 99ام روزهای با عمق برف بالا انتخاب شدند. با استفاده از روش تحلیل عاملی(واریمکس)الگوی بارش برف 13 ژانویه 2008برای روزهای برفی استان گیلان تعیین شد. سپس نقشه های ترکیبی این الگو از لحاظ همدیدی و نقشه دمای سطح زمین ونمودار شاخص NDSI و پوشش برف آن از لحاظ ماهواری ترسیم و تحلیل گردید. نتایج تحقیق حاکی از آن است که عامل اصلی اغتشاشات جوی و تشدید جریانات بالا سودر استان گیلان در این الگوی بارشی غلبه نسیم دریا و چینش قائم شدید و شکل گیری شرایط سلونیدالی در لایه زیرین وردسپهر است.رطوبت مورد نیاز این سامانه از طریق جریانات شمال شرقی و شرقی واز روی دریای مازندران تامین شده است.علت ماندگاری سامانه در این الگو وجود یک پشته عمیق با راستای جنوب غربی _شمال شرقی از روی آفریقا تا شمال دریای مازندران و تشکیل یک بلوکینگ از نوع امگایی بر روی دریای سیاه و اروپای شرقی می باشد.بنابراین در این الگو عامل اصلی بارش برف سنگین بر روی استان گیلان یک پدیده بزرگ مقیاس نمی باشد بلکه عامل اصلی این بارش سنگین تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می باشد.

کلیدواژه‌ها: همدید، ماهواره، برف سنگین، استان گیلان

1. دانشجوی دکتری تخصصی آب و هواشناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

2. دانشیار اقلیم شناسی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران نویسنده مسئول:(Email; h-lashkari@sbu.ac.ir)

www.SID.ir

Archive of SID

مقدمه

درسال‌های اخیر در محافل علمی جهان موضوع تغییر اقلیم بیشتر موردبحث قرارگرفته است یکی از مباحث مربوط به این موضوع، تغییر نوع بارش‌ها و کاهش بارش برف در بسیاری از مناطق برف‌گیر جهان به‌ویژه عرض‌های متوسط است. آن دسته از تحقیقات مربوط به بارش برف در سطح جهانی انجام‌گرفته است می‌توان به کارهای زیر اشاره کرد.بویدن ۱۹۶۴، با مقایسه شش عامل پیش‌بینی کننده برای تعیین نوع بارش (برف یا باران)نتیجه گرفت که بهترین عامل ارتفاع تراز یخبندان و پس‌ازآن ، ترکیبی از فشار ضخامت لایه ۱۰۰۰-۸۵۰ هکتوپاسکال است(بویدن، ۱۹۶۴؛ ۳۶۵-۳۵۳).یانکین ۱۹۶۸،که با در نظر گرفتن آستانه بارش برف ۱۰ سانتی‌متری در مدت ۱۲ ساعت، الگوهای همدید آن را با استفاده از نقشه‌های ضخامت برای دوره زمانی ۱۹۶۳ تا ۱۹۶۷ در غرب آمریکا را شناسایی کرد(یانکین،۱۹۶۸؛۸۵۱-۸۵۳).بیرکلندو ماک ۱۹۹۶، ضمن توصیف الگوهای چرخشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روزهای همراه با حداقل ۳۲ سانتیمتری بارش برف در ایالت مونتانای آمریکا ، ارتباط بسیار نزدیک چنین بارش‌هایی را که منجر به وقوع بهمن می‌شوند با ارتفاع غیرمتعارف تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را اثبات نمودند. همچنین بیرکلند و همکاران۲۰۰۱، نقشه‌های غیرمتعارف ترکیبی را برای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و در ارتباط با رخدادهای بهمن شدید در چهار ایستگاه واقع در غرب آمریکا با استفاده از روش PCA و گروه‌بندی‌های آن استخراج نمودند.از جمله مطالعات انجام شده در دهه گذشته در خارج از کشور میتوان به کارهای محققینی چون(کونراد و کنت، ۲۰۰۴؛ ۱۱۶)؛ (برین و همکاران، ۲۰۰۴؛ ۱)؛ (استبان و همکاران، ۲۰۰۵)؛ (بدنزر، ۲۰۰۸)؛ (سینکلر و همکاران، ۲۰۱۰؛۱)؛ (بدنورز ،۲۰۱۱؛ ۱۱۰۹)؛ (مرینو و همکاران، ۲۰۱۴)؛ (استر و همکاران،۲۰۱۶؛۱۱۱۰)؛ (سینچنگما و همکاران،۲۰۱۷؛ ۲)و... اشاره کرد. در ایران تحقیقاتی که درزمینه بارش برف انجام‌یافته است به دلیل اینکه آمار بلندمدت ارتفاع برف تازه باریده چند سال پیش وجود نداشته است با محدودیت و با مشکلات زیادی همراه بوده است به‌طورکلی در داخل کشور تحقیقاتی که درزمینه ریزش برف در نیمه شمال و شمال غربی انجام‌گرفته است را می‌توان به موارد زیر تقسیم کرد که به طور کلی در اکثر کارها بیشتر آماری و همدیدی و در برخی از روش های سنجش از دور هم استفاده شده است از جمله کارها در زمینه برف در شمال غرب ایران می توان به کارهایی چون (لشکری و همکاران،۱۳۸۹)؛(میر موسوی و صبور،۱۳۹۳)؛(شکیبا و همکاران،۱۳۹۴)؛(دوستان و همکاران،۱۳۹۴)؛(لشکری و همکاران،۱۳۹۵)؛ (ورکشی و همکاران،۱۳۹۶)؛در شمال کشور(حاجی محمدی و کاشکی،۱۳۹۵؛ ۱)، درزمینه برف در استان گیلان می توان به کارهایی چون(رضایی و همکاران،۱۳۸۹)؛ (فهیمی نژاد و همکاران،۱۳۹۲؛۲۸۱)؛ (جمالی زاده و همکاران،۱۳۹۴؛ ۴۶)؛(غفاریان و همکاران،۱۳۹۵)؛ (عزیزی و همکاران،۱۳۹۶) اشاره کرد. در این پژوهش سعی خواهد شد با استفاده از داده‌های جوی زمینی و ترازهای مختلف الگو یا الگوهای جوی منجر به ایجاد برف‌های سنگین شناسایی شود.

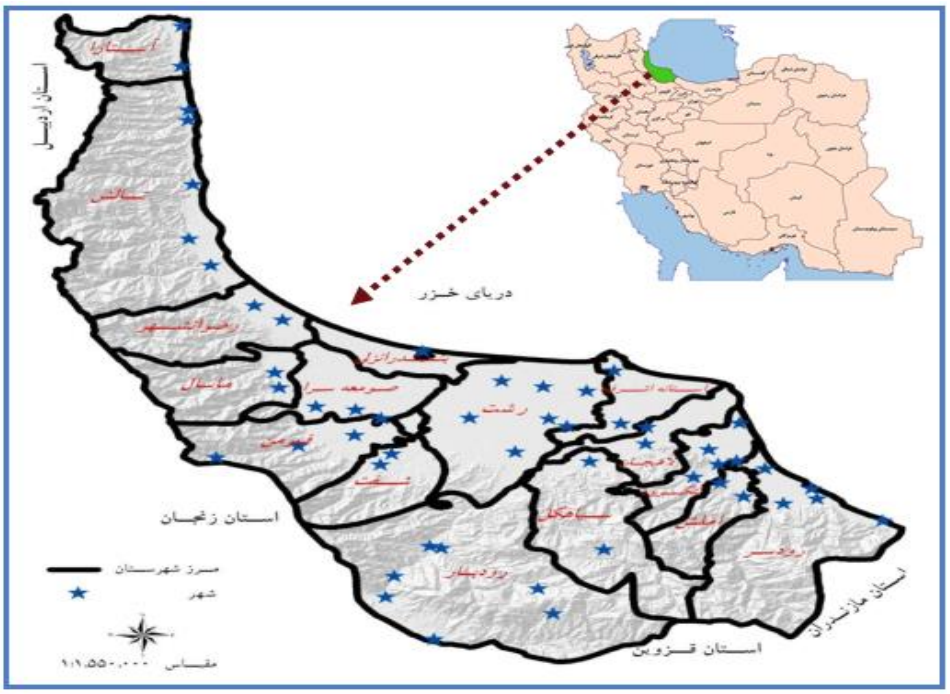
منطقه مورد مطالعه

استان گیلان، یکی از استان های شمالی کشور بالغ بر ۱۴ هزارکیلومتر مربع مساحت دارد. این استان در ۳۶ درجه و ۳۳ دقیقه تا ۳۸درجه و ۲۷ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۳۶ دقیقه طول شرقی از نصف النهار قرار گرفته است.در ازای آن از شمال باختری به جنوب خاوری، ۲۳۵ کیلومتر و پهنای آن ، از ۲۵ تا ۱۰۵ کیلومتر تغییر میکند.رشته کوههای البرز با ارتفاع متوسط ۳۰۰۰ متر ، همانند دیواری در باختر و جنوب گیلان کشیده شده و این منطقه جزاز راه دره منجیل، راه شوسه دیگری به فلات ایران ندارد.این استان، از شمال به دریای خزر، و کشور آذربایجان، از غرب به استان اردبیل، از جنوب به استان زنجان و قزوین و از شرق به استان مازندران محدود میگردد.بر اساس تقسیمات بازسازی شده سال ۱۳۹۰ استان گیلان در سال ۱۳۹۴ دارای ۵۲ شهر،۴۳ بخش، ۱۰۹ دهستان ،

www.SID.ir

Archive of SID

۲۹۲۱آبادی بوده است که از این تعداد ۲۵۹۰ آبادی دارای سکنه و ۳۳۱ آبادی خالی از سکنه بوده است(سالنامه آماری،۱۳۹۴).



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان گیلان

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه در استان گیلان

نام شهر	نوع ایستگاه	طول	عرض	سال تاسیس	ارتفاع از سطح دریا
بندرانزلی	سینوپتیک	49.27	37.28	1327	-23.6
رشت	بخش بین المللی	49.37	37.19	1330	-8.6
آستارا	سینوپتیک	48.51	38.21	1363	-21.1
منجیل	سینوپتیک	49.24	36.43	1371	338.3

منبع: سازمان هواشناسی استان گیلان

روش تحقیق

به منظور دستیابی به اهداف این تحقیق از دو پایگاه داده (محیطی و جوی) بهره گرفته شد: یکی داده‌های محیط سطحی، دوم داده‌های جوی، از داده‌های محیط سطحی برای شناسایی بارش ها استفاده گردیدو از داده‌های جو بالا برای شناسایی و منشأیابی الگوهای همدید منجر به برف سنگین در استان گیلان داده‌های گردشی سطوح مختلف جمع‌آوری گردیده است.در این پژوهش داده‌های عمق برف روزانه 4 ایستگاه همدیدی در بازه زمانی ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۶ میلادی از ایستگاه‌های همدید استان گیلان انتخاب شدند. با استفاده از صدک ۹۹ ام روزهایی به عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه عمق برف آنها به ترتیب برابر یا بیش از ۳۰ سانتیمتر باشد. سپس با استفاده از روش تحلیل عاملی با روش واریماکس در محیطی SPSS برروی داده های فشار سطح دریا برای تلاقی های ۲,۵ در ۲,۵ درجه ای از مجموع داده های بازسازی شده NCEP/NCAR (مرکز مطالعات و پیش بینی محیطی آمریکا)دریافت گردید.به گونه ای که شبکه انتخاب شده تمامی سیستم های همدید موثر بر استان گیلان را پوشش می دهد. این محدوده شامل عرض ۲۵ تا ۸۰ درجه شمالی و طول ۰ تا ۸۰ درجه شرقی را در بر می گیرد. بر اساس مقدار عامل ها در محیط

www.SID.ir

Archive of SID

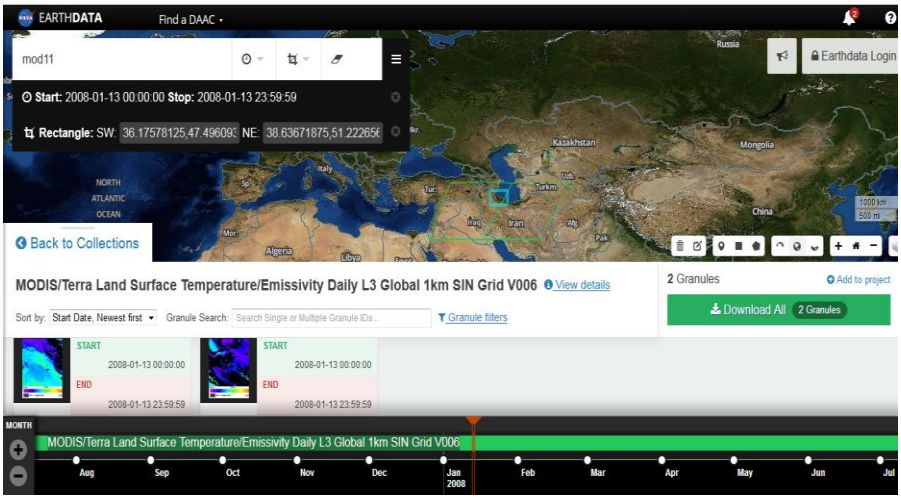
Matlab بر روی آنها خوشه بندی انجام شد. و در نهایت نمونه مورد مطالعه(۱۳ ژانویه ۲۰۰۸) به عنوان عامل اول انتخاب گردید که ۹۰,۹۹ درصد از رفتار اقلیمی برف استان را توجیه میکند.

درنهایت نقشه های ترکیبی مربوط به مولفه باد مداری و مولفه باد نصف‌النهاری، نم ویژه، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و امگا از سایت NCEP/NCAR در محدوده جغرافیایی 25 تا 60 درجه عرض شمالی و 0 تا 80 درجه طول شرقی در محیط grads ترسیم و مورد تحلیل قرار گرفته است.

جدول۲: مشخصات بارش‌های، دما و عمق برف درروز انتخابی

ردیف	زمان وقوع (میلادی)	عمق برف	دما	بارش
۱	۲۰۰۸/۰۱/۱۳	۸۰	-۱,۴	۳۶,۰۰

در بخش ماهواره پس از انتخاب نمونه مطالعاتی برای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ ضریب شاخص NDVI و پوشش برف و دمای سطح زمین و حداقل دمای آن برای هر چهار ایستگاه از سایت https://app.climateengine.org/ ترسیم و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.به منظور استخراج دمای سطح زمین استان گیلان، ابتدا داده‌های ماهواره‌ای LST (MOD11A1, A2)برای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ به فرمت HdF از سایت WIST دریافت گردید، این تصاویر مربوط به شیت H21V05 و H22V05 از سایت WIST می باشد. انتخاب این دو شیت به این جهت می باشد که تمامی سطح استان را در بر می گیرد.

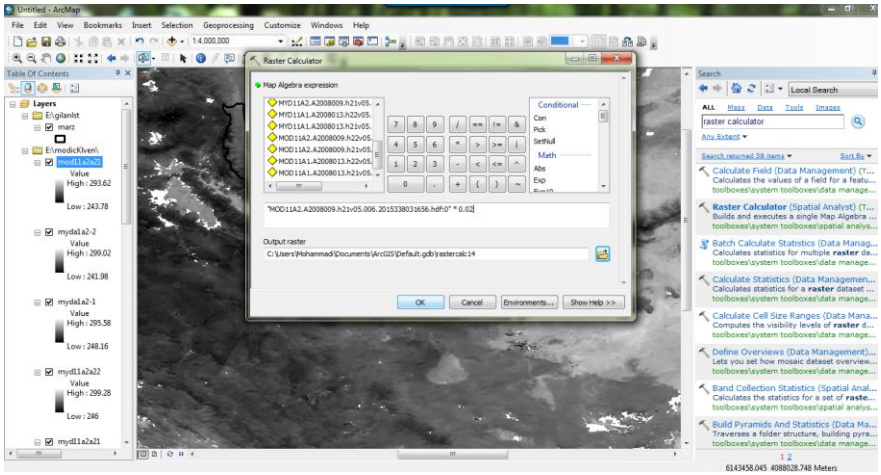


شکل۲: اخذ تصویر دمای سطح زمین برای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

سپس در محیط نرم افزار ArcGIS داده ها فراخوانی شده و بعد از انتخاب گزینه LST برای تبدیل فرمت با توجه به SCALING FACTOR در محیط RASTER CALCULATOR در ۰,۰۲ضرب و با فرمت دیگری ذخیره شده و سپس برای تبدیل به کلوین ۲۱۰۵- و دوباره با نام دیگری ذخیره گردید و در نهایت برای تبدیل به سانتیگراد از ۲۷۳,۱۵- کم شده که در نهایت خروجی نهایی نقشه به سانتیگراد می باشد.
شکل ۳ مراحل تبدیل فرمت را در داده های LST نشان می دهد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۳: مراحل تبدیل فرمت را در داده های LST

بحث و نتایج

تحلیل همدید

در این بخش بر اساس نتایج حاصل از تحلیل عاملی انجام شده برروی داده های برف سنگین یک عامل به عنوان الگوهای حاکم در شرایط برف سنگین استان گیلان انتخاب شده اند که در این بخش شرایط همدیدی و ترمودینامیکی این الگوها از ۲۴ ساعت قبل از شروع ریزش برف تا روز مورد نظر به عنوان الگو مورد بررسی قرارمی گیرد. این الگو همدیدی از الگوهای همراه با ریزش برف سنگین و طولانی مدت در ساحل شمالی ایران می باشد. به طوری که در بیشتر روزنامه ها در باره این بارش سنگین برف و خسارات ناشی از آن در سال ۱۳۸۶ صحبت کرده اند. همچنین در بررسی های صورت گرفته در بسیاری از مقالات که به بررسی ریزش برف سنگین جلگه گیلان پرداخته اند ژانویه ۲۰۰۸ یکی از سردترین و سنگین ترین بارش های برف را در این استان تجربه کرده است. در مورد سایر نمونه های که نتایج مشابه با این مطالعه را دارد. شرایط همدیدی حاکم در دوره غلبه این سامانه همدیدی در ترازهای مختلف جوی بصورت زیر می باشد.

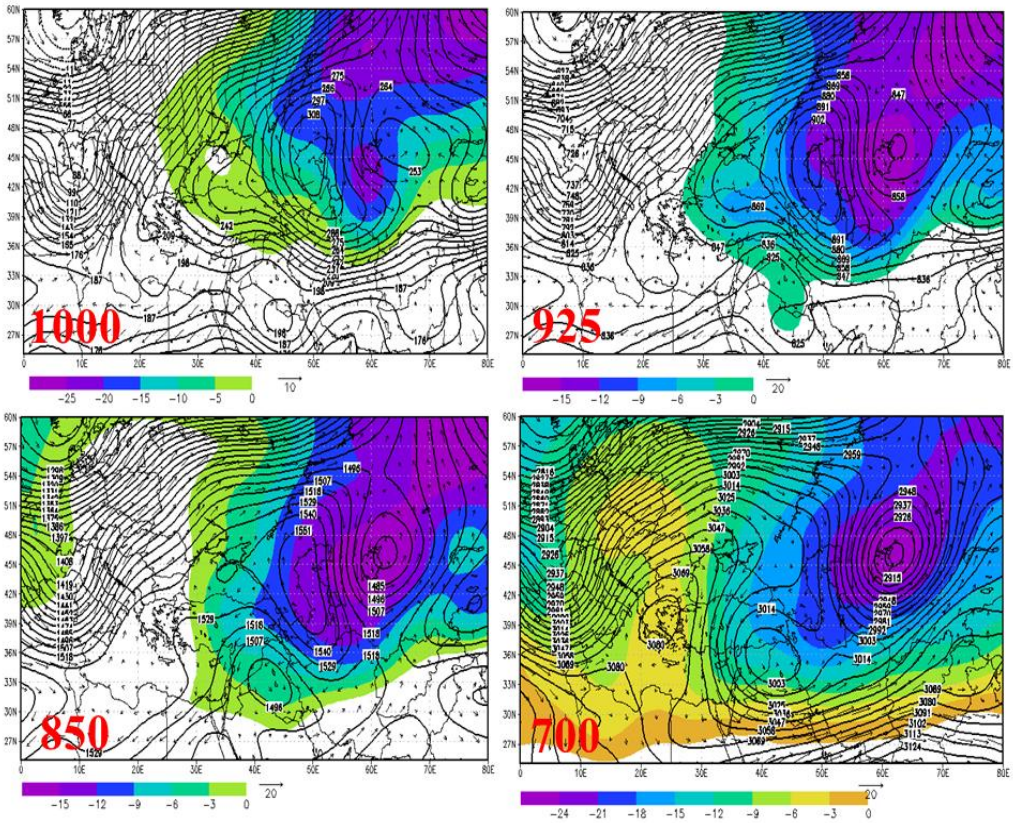
در این الگوی همدیدی مرکز واچرخندی در لایه زیرین وردسپهربرروی دریای مازندران قرار می گیرد.همان طور که دیده می شود زبانه های این مرکز واچرخندی با گستره غربی – شرقی تمام محدوده آسیای میانه تا نوارشمالی دریای مدیترانه و پهنه دریای سیاه و اروپای شرقی را در برگرفته است .گردش واچرخندی حاصل از این الگوی همدیدی سبب غلبه جریانات شرق و شمال شرقی در ضلع شرقی و جنوبی دریای مازندران شده است.این جریانات باعث فرارفت هوای سرد از جنوب دریاچه آرال برروی ساحل شرقی و جنوبی دریای مازندران گردیده است . این جریان سرد ضمن گسترش برروی آبهای نسبتاً گرم دریا بتدریج گرمتر شده وگرادیان قائم دما و به طبع چینش قائم را برروی منطقه افزایش می دهد . دمای هوا در این روز برروی منطقه به ۵- درجه سانتی گراد رسیده است.الگوی جوی حاکم در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال همچنان استقرار یک مرکزواچرخندی برروی دریای مازندران با راستای غالب غربی – شرقی نشان می دهد.در این تراز نیز همچنان فرارفت هوای سرد از چاله هوایی سردی که برروی شمال شرقی دریاچه آرال قرار گرفته است به چشم میخورد.هسته مرکزی واچرخند نسبت به تراز زیرین خود قدری شرقی تر و شمال سو تر شده است . دما ی هوا در این تراز برروی منطقه مورد مطالعه به ۹- درجه سانتیگراد رسیده است.همان طور که دیده می شود در این تراز از تندی باد به مقدار زیادی کاسته شده است.الگوی جوی حاکم از تراز دریا تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (وردسپهر زیرین تا لایه مرزی)کاملاً شبیه هم بوده و یکپارچگی حاکم در لایه زیرین وردسپهر را نشان

www.SID.ir

Archive of SID

می دهد.در عین حال از پهنه گسترش زنانه غربی واچرخند بر روی مدیترانه و اروپای شرقی کاسته شده است.در مقابل چاله سردی که بر روی دریاچه آرال قرار دارد در حال تقویت می باشد. این پدیده بدلیل تداوم و تشدید فرارفت سرد عرض های جنی قطبی بر روی منطقه است. دما در این لایه به ۱۳- درجه سانتی گراد رسیده است.

همان طور دیده می شود در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال آرایش کلی لایه زیرین وردسپهر کاملا به هم خورده است. مرکز واچرخندی که تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی دریاچه مازندران استقرار داشت اضمحلال پیدا کرده است. در مقابل مرکز کم ارتفاع بریده ای که از لایه زیرین وردسپهر تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی دریاچه آرال استقرار داشت در این تراز بدلیل تداوم و تشدید فرارفت سرد جنب قطبی کاملا تقویت شده و بر روی دریاچه مازندران گسترش یافته است. در ادامه این ناوه با زبانه کم فشاری که در ترازهای زیرین وردسپهر از روی سودان بر روی غرب ایران گسترش داشته است یک پارچه شده است.پدیده جدیدی که در این تراز کاملا تظاهر پیدا کرده است گسترش پشته عمیقی از روی آفریقا با راستای جنوب غربی – شمال شرقی بر مدیترانه شرقی ،دریای سیاه و شمال دریای مازندران گسترش یافته است. . این الگوی گسترش سبب شده است ناوه روی روی دریاچه آرال خمیده شده و محور آن با یک راستای شمال شرقی – جنوب غربی ،برگشت به عقب قابل ملاحظه ای پیدا کند. در نتیجه جابجایی رو به شرق سامانه با کندی زیادی همراه گردد. توقف طولانی مدت ناوه بر روی دریاچه آرال و تداوم ریزش سرد جنب قطبی بدرون ناوه چاله سرد قوی را ایجاد کرده است. این شرایط گرادیان دمایی و بدنبال آن چینش قائم را بر روی دریای مازندران تشدید نماید.



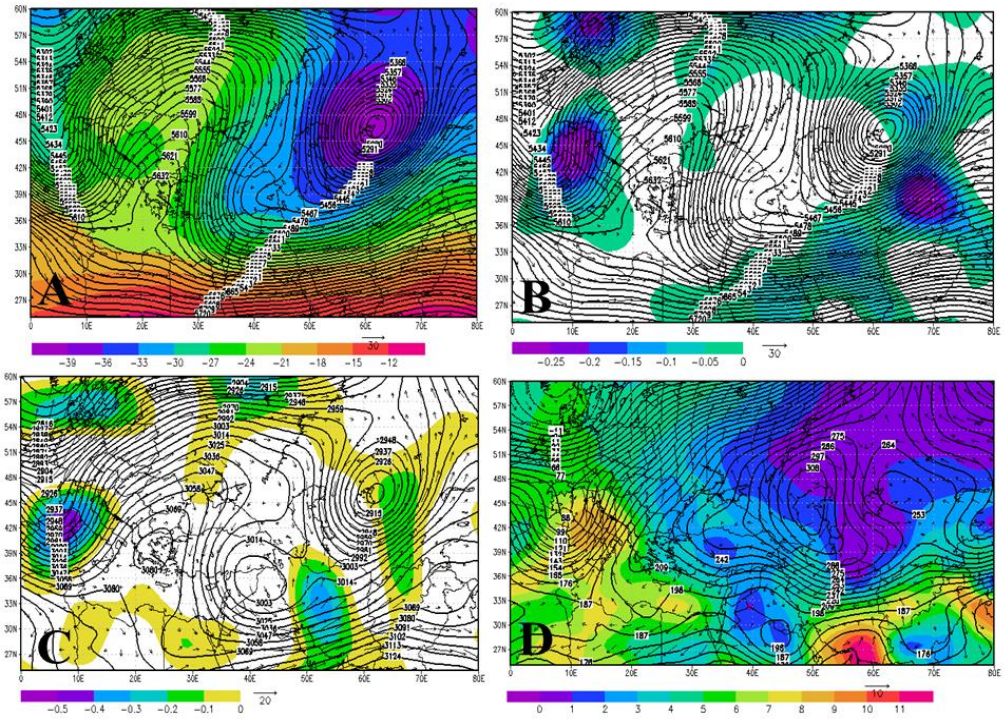
شکل ۴: پراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰- ۷۰۰ هکتوپاسکال روز12 ژانویه ۲۰۰۸ (۲۴ ساعت قبل از شروع ریزش برف سنگین)

در شکل A۵ در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال عمیق شدن پشته از روی آفریقا به سمت عرض های بالادر راستای جنوب غربی- شمال شرقی سبب کژفشاری شدیدی برروی ناوه شکل گرفته برروی شمال شرقی دریاچه آرال شده که در

www.SID.ir

Archive of SID

لایه های زیرین شکل گرفته بود و در این لایه به شدت تقویت شده و فرارفت هوای سرد عرض های بالا را برروی منطقه مورد مطالعه با ریزش های جوی به شکل برف را برروی منطقه به وجود آورده است دما برروی منطقه مورد مطالعه به ۳۳- درجه سانتیگراد رسیده است چنین دمایی سبب ریزش بارش به صورت برف برروی منطقه را فراهم نموده است .شکل5Bو5C نقشه ترکیبی ارتفاع و امگای تراز ۵۰۰ و ۷۰۰هکتوپاسکال را نشان می دهد .همان طور که دیده می شود چون اصولا بالاترین جریان بالا سو در جلو ناوه اتفاق می افتد منطقه بالاترین مقادیر امگای منفی با منطقه حداکثر بارش برف انطباق چندانی ندارد . میدان حداکثر امگای منفی بر روی شمال افغانستان و جنوب تاجیکستان واقع شده است. در حالی که منطقه مورد مطالعه در این تراز در پشت ناوه استقرار دارد.جریانات بر روی منطقه شمالی و حاکی از فرارفت سرد جنب قطبی بر روی منطقه است. بنابر این عامل اصلی بارش برف سنگین بر روی استان گیلان یک پدیده بزرگ مقیاس نمی باشد بلکه عامل اصلی این بارش سنگین تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می باشد.



شکل۵: Aپراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای500، Bامگای تراز 700هکتوپاسکال، Cامگای تراز 500هکتوپاسکال، D نم ویژه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روز12 ژانویه ۲۰۰۸ (۲۴ ساعت قبل از شروع ریزش برف سنگین)

شکل 5D پراکنش رطوبت را در تراز های ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد. همان طور که دیده می شود با توجه به نقشه جریان بر روی نوار جنوبی دریای مازندران تمرکز رطوبت در ضلع جنوب غربی دریای مازندران می باشد.به این ترتیب منبع رطوبتی سامانه های بارشی منجر به برف های سنگین از دو منبع اصلی تامین می شود. بخش عمده از این رطوبت از طریق جریانات جنوبی از روی دریاهای گرم جنوبی عمان و عرب و بخشی از آن از طریق جریانات شرقی در ساحل جنوبی دریای مازندران و بخصوص در تراز زیرین وردسپهر تامین می شود.این رطوبت بتدریج از لایه زیرین بدرون جریانات سلونیدالی شکل گرفته در ساحل بدرون سامانه فرارفت شده و در جریانات بلا سوی سلونیدالی صعود کرده و متراکم میگردند.با توجه به دمای پایه پایین {۳- } در لایه زیرین وردسپهر و فرارفت سرد لایه میانی وردسپهربصورت برف ریزش می نماید.

www.SID.ir

Archive of SID

روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ (روز ریزش برف سنگین)

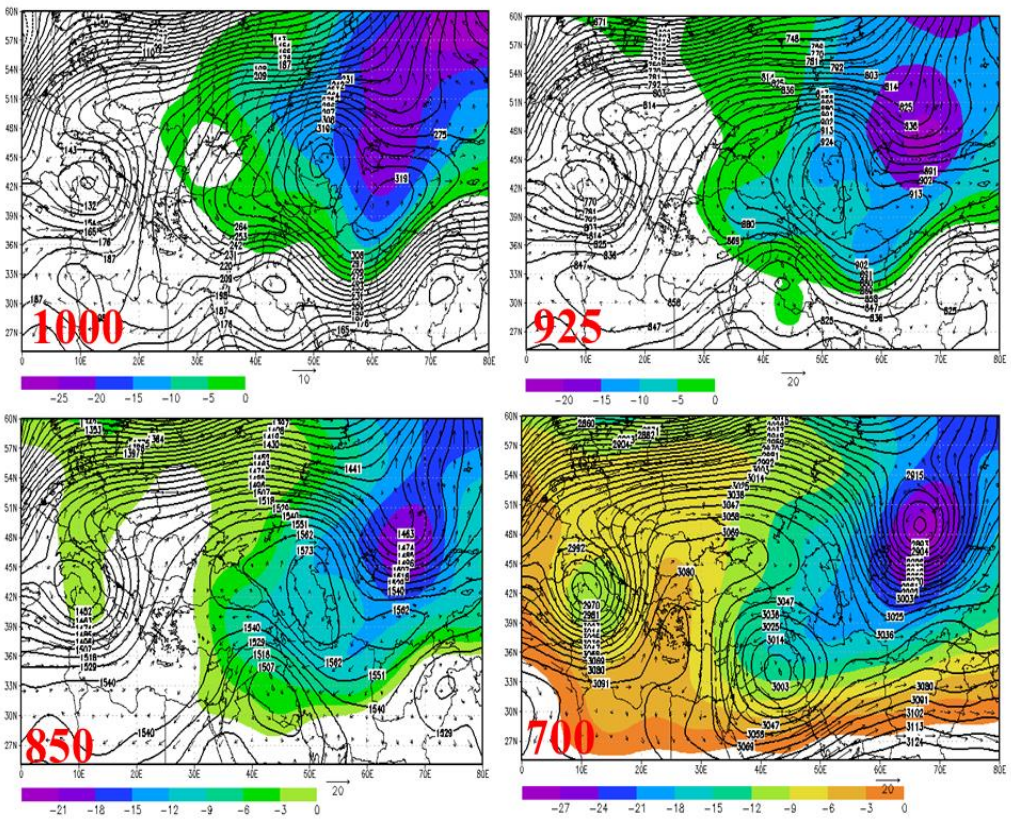
بر اساس محاسبات و گزارش هواشناسی، از هر سانتیمتر برف تازه به صورت میانگین جهانی، به طور متوسط ۰,۷میلیمتر آب حاصل میشود، در صورتی که در برف گیلان در ازای هر سانتیمتر برف، معادل ۲,۱میلی متر، یعنی ۳برابر میانگین جهانی آب حاصل گردید، که نشان دهنده ی سنگینی برف گیلان است(فهیمی نژاد و همکاران،۱۳۹۱).در این الگو در روز ۱۳ ژانویه ۶۷سانتیمتربرف ثبت شده که این مقدار در این روز معادل ۱۴۰,۷ میلیمتر بارش می باشد .در حالی که ارتفاع برف در ژانویه ۲۰۰۸ به ۹۳ سانتیمتر ثبت شده استو بعد از برف سال ۲۰۰۵ در رتبه دوم قرار دارد(منبع؛ غفاریان و همکاران،۱۳۹۴).

در لایه زیرین وردسپهر در دوره حاکمیت این الگوی همدیدی مرکز واچرخندی با ویژگی حرارتی برروی دریای مازندران قرار می گیرد.همان طور که دیده می شود زبانه های این مرکز واچرخندی با گستره غربی – شرقی تمام محدوده آسیای میانه تا نوارشمالی دریای مدیترانه و پهنه دریای سیاه و اروپای شرقی را در برگرفته است .گردش واچرخندی حاصل از این الگوی همدیدی سبب غلبه جریانات شرق و شمال شرقی در ضلع شرقی و جنوبی دریای مازندران شده است.این جریانات باعث فرارفت هوای سرد از چاله هوایی سردی که برروی جنوب دریاچه آرال قرار داردبرروی ساحل شرقی و جنوبی دریای مازندران گردیده است . این جریان سرد ضمن گسترش برروی آبهای نسبتاً گرم دریا بتدریج گرمتر شده و چینش قائم را برروی منطقه افزایش می دهد .این شیو حرارتی شدیدو چینش قائم حاصل از آن بتدریج شرایط سلونوئیدال را برروی منطقه ساحل و بخصوص بخشهای پایکوهی ساحل تشدید میکند.

همانطور که دیده می شود الگوی جوی حاکم از تراز دریا تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (وردسپهر زیرین تا لایه مرزی)کاملاً شبیه هم بوده و یکپارچگی حاکم در لایه زیرین وردسپهر را نشان می دهد. در تمام این لایه پدیده غالب حاکمیت یک مرکز واچرخندی با ماهیت حرارتی می باشد.در تمام ضخامت این لایه جریانات در بخش شرقی دریای مازندران شمالی و بتدریج شرقی و برعکس در بخش غربی و ساحل غربی آن جریان در تمام لایه جنوبی می باشد.این گردش واچرخندی شیو حرارتی را بخصوص در بخش جنوبی دریای مازندران تشدید میکند. وجود سد کوهستانی البرز در بخش جنوبی این گردش واچرخندی مانع از گسترش این جریانات به سمت جنوب شده و شیو حرارتی و فشاری حاصل از فرارفت سرد عرض های شمالی و برخورد آن با دامنه های شمالی البرزگردش سلونوئیدال را در لایه زیرین وردسپهر تشدید می کند.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۶: پراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای ۱۰۰۰- ۷۰۰ هکتوپاسکال روز۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال پشته بسیار عمیقی از روی آفریقا به عرض های بالا گسترش پیدا کرده تا شمال دریای سیاه را در برمیگیرد. گسترش شمال سوی این پشته و تقویت آن در لایه های بالاتر سبب ایجاد یک بلاکینگ قوی از نوع بلاکینگ امگا برروی منطقه شده است(شکل ۶تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال). این شرایط همدیدی ضمن کندی حرکت جریانات امواج غربی بدلیل نصف النهاری شدن جریانات برروی ساحل غربی دریای مازندران و شرق دریای سیاه و فرارفت سرد حاصل از آن مرکز کم ارتفاع بریده ای رابرروی شمال عراق ایجاده کرده است.این شرایط همدیدی در تمام لایه وردسپهر میانی حاکمیت دارد و باعث تداوم فرارفت سرد برروی دریای مازندران شده است توقف چند روز این مرکز کم ارتفاع بریده و سردچال حاصل از آن شیو حرارتی و فشاری را بخصوص برروی ساحل جنوبی دریای مازندران تشدید نموده است(شکل 7A).

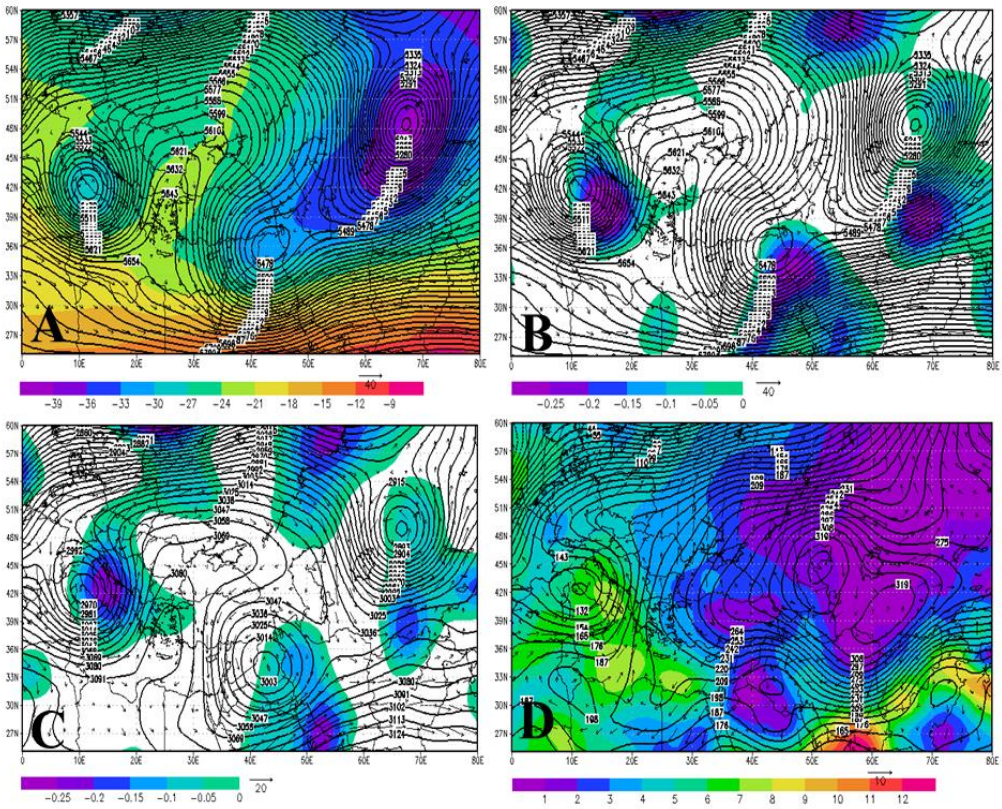
شکل 7B و7C همان طور که در بحث تحلیل میدان امگا در روز قبل از اوج برف نیز بیان شد هسته میدان بالاترین مقدار امگای منفی یا بالاترین میدان جریانات بالاسو در این الگو بارشی بر روی منطقه مطالعاتی قرار نگرفته است . بلکه منطقه اوج امگای منفی یا منطقه بالاترین جریانات بالا سو با فاصله زیادی از منطقه اوج ریزش برف قرار دارد.در این روز در امتداد ناوه دریاچه آرال ناوه دومی بر روی شمال غربی ایران شکل گرفته است که منطقه مورد مطالعه در حاشیه میدان امگای منفی یا جریانات بالا سو قرار دارد.این آرایش سامانه ای همچنان بیانگر غلبه و حاکمیت پدیده های کوچک مقیاس محلی و تقویت جریانات نسیم دریا بدلیل شرایط خاص توپوگرافیکی و فیزیکی منطقه می باشد. و پدیده های بزرگ مقیاس بستر این اغتشاشات را فراهم نموده اند.

شکل 7Dپراکنش مقادیر نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز۱۳ژانویه ۲۰۰۸ بخشی از رطوبت این سامانه از طریق جریانات جنوبی واچرخند بتدریج بر روی ایران و سپس بر روی منطقه فرارفت شده است . در عین حال بخش قابل

www.SID.ir

Archive of SID

توجهی از رطوبت سامانه بارشی از طریق جریانات شرقی حاکم در ساحل شرقی و جنوبی دریای مازندران بدرون سامانه فرارفت شده است. ولی بدلیل مقیاس عمل کرد این جریانات بخوبی بر روی نقشه های رطوبتی مشهود نمی باشد.



شکل۷: Aپراکنش مقادیر جریان، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای500، Bامگای تراز 700هکتوپاسکال، Cامگای تراز 500هکتوپاسکال، D نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

تحلیل تصاویر ماهواره ای سنجنده MODIS

در این بخش از تحقیق تغییرات دمای حداقل، دمای سطح زمین ، پوشش برف و ضریب شاخص NDSIبرای روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸مورد بررسی قرار گرفته است .

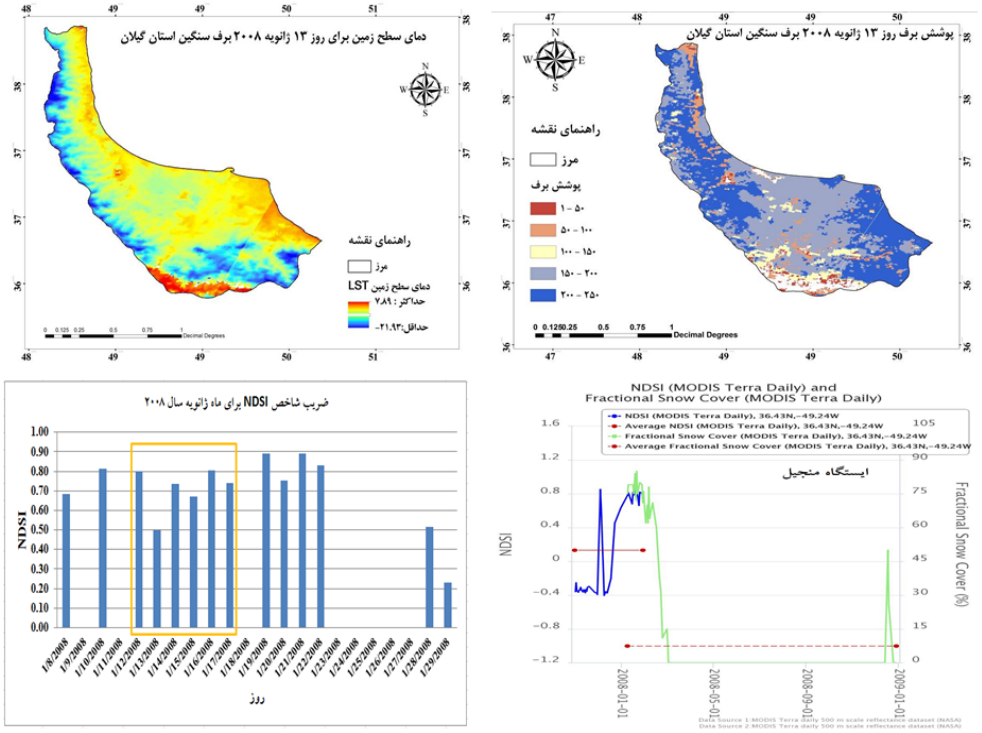
جدول۳: تغییرات دمای حداقل، دمای سطح زمین ، پوشش برف و ضریب شاخص NDSI

ایستگاه بندر انزلی	ایستگاه آستارا	ایستگاه رشت	ایستگاه منجیل	
-12.45	-28.65	-20.15	-13.85	دمای حداقل
0.8	0.7	0.81	0.68	شاخص NDSI
71	66	71	79	شاخص پوشش برف
-2.39	-19.25	-6.29	-14.49	دمای سطح زمین

منبع : نگارنده

www.SID.ir

Archive of SID

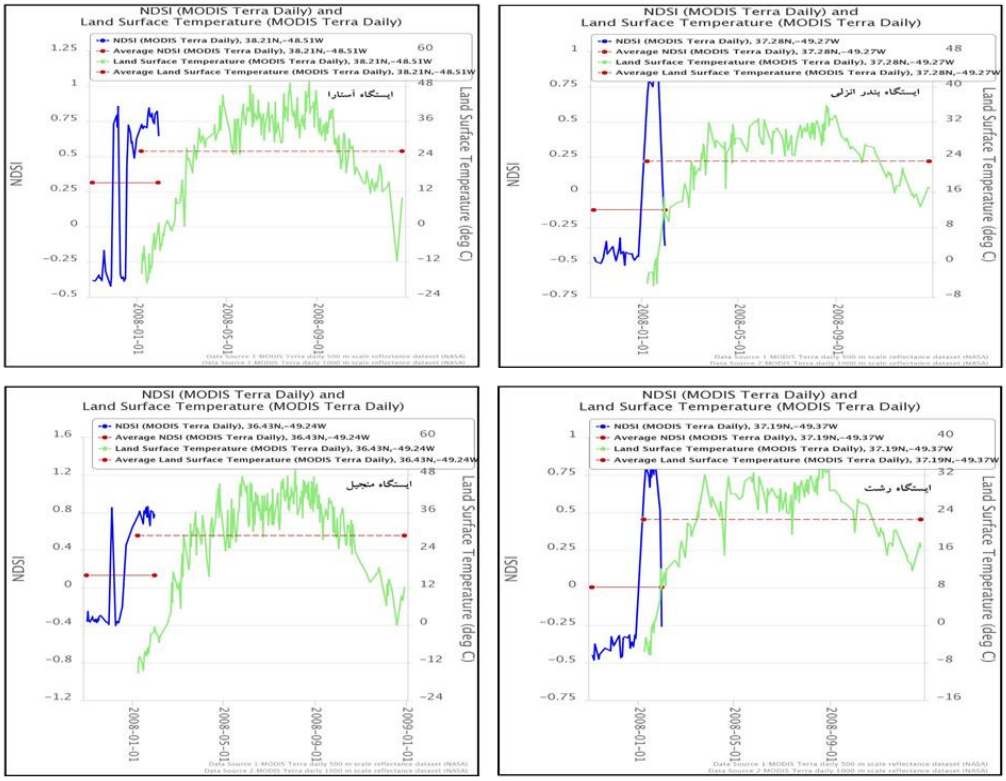


شکل۸: پوشش برف، دمای سطح زمین ، شاخص ضریب NDSI و ضریب شاخص پوشش برف برای تاریخ ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸

شکل ۸ در بررسی پوشش برف روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ همانطور که دیده می شود نواحی کوهستانی و مناطق دشت واقع در محدوده جلگه گیلان پوشیده از برف می باشد که کد ۱۵۰–۲۰۰ موید این مسئله می باشند. در ادامه شکل شماره ۹ وضعیت ضریب شاخص NDSI و مقدار پوشش برف را در ایستگاههای استان نشان می دهد .ضریب شاخص برای ۵ روز برفی در ایستگاه وضعیت ضریب شاخص را نشان میدهد که در همه روزها از ۰,۵ تا ۰,۸ متغیر می باشد.ضمن اینکه پوشش برف برای ایستگاه منجیل در روز ۱۳ ژانویه ۷۹ درصد می باشد در حالی که این ضریب در ایستگاه آستارا به ۶۶ درصد رسیده است.همچنین در ایستگاههای رشت و بندر انزلی پوشش برف به ۷۱ درصد رسیده است .این در حالی است که در تمامی ایستگاهها این مقدار از میانگین دوره بیشتر می باشد.

www.SID.ir

Archive of SID

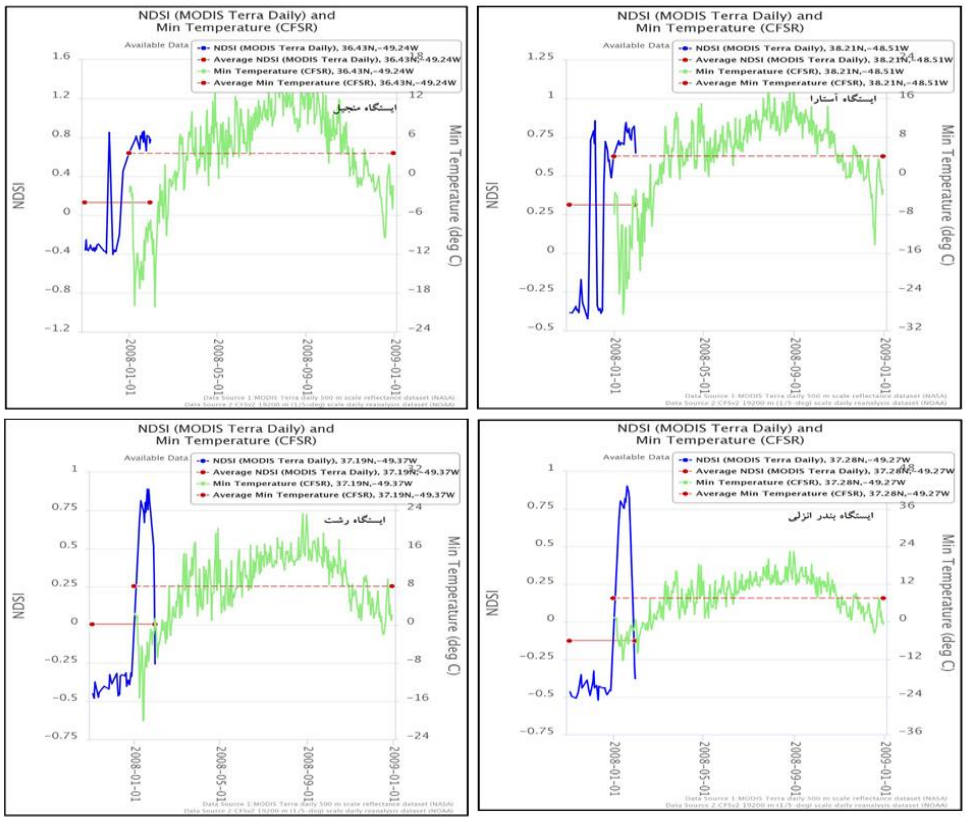


شکل۹: دمای سطح زمین و شاخص ضریب NDSI ژانویه ۲۰۰۸ در ایستگاههای استان گیلان

شکل ۱۰تغییرات دمای سطح زمین نسبت به دمای حداقل در دو ایستگاه رشت و بندر انزلی تغییرات قابل توجهی را نشان میدهند و این اختلاف بسیار مشهود است.در حالیکه تغییرات این پارامترها در ایستگاه منجیل و آستارا دارای اختلاف کمتری می باشند. در حالیکه از لحاظ پوشش برف و شاخص دو ایستگاه بندر انزلی و رشت تغییر چندانی را نشان نمی دهد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۱۰: دمای سطح زمین و دمای حداقل ژانویه ۲۰۰۸ در ایستگاههای استان گیلان

نتیجه‌گیری

مقدار عمق برف ، بارش و دما برای هر دو عامل مورد بررسی قرار گرفت و عمق برف در این عامل بالای ۵۰ سانتیمتر بود. روز ۱۳ ژانویه ۲۰۰۸ ،این الگوی همدیدی از الگوهای همراه با ریزش برف سنگین و طولانی مدت در ساحل شمالی ایران بود و پنج روزادامه داشته است طوری که در بیشتر روزنامه ها درباره این بارش سنگین برف و خسارات ناشی از آن در سال ۱۳۸۶ مطالبی بیان شده است. همچنین در بررسی های صورت گرفته در بسیاری از مقالات که به بررسی ریزش برف سنگین جلگه گیلان پرداخته اند ژانویه ۲۰۰۸ یکی از سردترین و سنگین ترین بارش های برف را در این استان تجربه کرده است.

الگوی همدیدی و ترمودینامیکی این الگو به شرح زیر بوده است : در این الگو مرکز واچرخندی در لایه زیرین وردسپهر برروی دریای مازندران شکل میگیرد که نتیجه آن غلبه جریانات شمالی در بخش شمالی دریای مازندران و جریانات شرق و شمال شرقی درضلع جنوبی دریای مازندران میگردد.این شرایط سبب می شود فرارفت سرد از عرض های شمالی بر روی دریا غالب شود. این جریانات ضمن عبور از روی آب های گرم دریا ،بخصوص در بخش جنوبی آن ،بتدریج گرم و مرطوب شده و با انتقال آن در وزش واچرخندی به ساحل جنوب غرب شیو دمایی و شیو فشاری را هم در جهت افقی و هم در جهت عمودی تشدید نماید . گرمایش هوا در لایه زیرین و فرارفت سرد در لایه بالاتر چینش قائم را در ساحل جنوبی تشدید می نماید. تشدید چینش قائم منجر به شکل گیری سلول های سلونیدالی در دامنه های شمالی زاگرس میگردد. .توقف طولانی مدت ناوه برروی دریاچه آرال و تداوم ریزش هوای سرد جنب قطبی به درون ناوه چاله سرد و قوی را ایجاد کرده است . در لایه میانی وردسپهرمرکز واچرخندی از روی دریای مازندران عقب نشینی کرده و ناوه عمیقی با راستای شمال شرقی – جنوب غربی تشکیل می شود . این ناوه در

www.SID.ir

Archive of SID

امتداد ناوه عمیقی که با همین راستا بر روی آسیای میانه و سیبری تشکیل شده است قرار میگیرد. در این شرایط نیمه جنوبی دریای مازندران در دامنه شمالی مرکز کم ارتفاع بریده ناوه دوم قرار میگیرد. در نتیجه جریانات در این تراز بسیار آرام و تندی بسیار کمی دارند. در نتیجه عامل اصلی اغتشاشات جوی و تشدید جریانات بالا سودر استان گیلان در این الگوی بارشی غلبه نسیم دریا و چینش قائم شدید و شکل گیری شرایط سلونیدالی در لایه زیرین وردسپهر است.رطوبت مورد نیاز این سامانه از طریق جریانات شمال شرقی و شرقی واز روی دریای مازندران تامین شده است.علت ماندگاری سامانه دراین الگو وجود یک پشته عمیق با راستای جنوب غربی _شمال شرقی از روی آفریقا تا شمال دریای مازندران و تشکیل یک بلوکینگ از نوع امگایی بر روی دریای سیاه و اروپای شرقی می باشدنتایج این تحقیق با مطالعات جمالی زاده و همکاران،۱۳۹۴؛ فهیمی نژاد و همکاران،۱۳۹۱؛ خالدی و همکاران،۱۳۹۶ و غفاریان و همکاران،۱۳۹۵ همخوانی دارد. بنابراین در این الگو عامل اصلی بارش برف سنگین بر روی استان گیلان یک پدیده بزرگ مقیاس نمی باشد بلکه عامل اصلی این بارش سنگین تشدید نسیم دریا و اغتشاشات محلی ناشی از تشدید شرایط سلونیدالی و چینش قائم شدید می باشد.

www.SID.ir

Archive of SID

منابع

۱. جمالی زاده، ناهید، زهرا موسوی و جعفر مرشدی،(۱۳۹۴)،"تحلیل سینوپتیک الگوهای فشار موثر در بارش برف سنگین استان گیلان"، سومین کنفرانس ملی توسعه پایدار در علوم جغرافیا و برنامه ریزی، معماری و شهرسازی، تهران، مرکز راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار.

۲. خالدی، شهریار، سمیه کمالی، فهیمه محمدی،(۱۳۹۶)،"بررسی همدیدی برف سنگین جلگه گیلان در بهمن ۱۳۹۲ و تأثیر آن بر سنجش مدیریت بحران"، مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۶، شماره ۱۴ ، صص ۳۵-۴۶.

۳. دوستان، رضا، سلیمان صادقی، امینه شکیبا،(۱۳۹۴)،" مراکز فعالیت و الگوهای سینوپتیکی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران"، مخاطرات محیطی، شماره ۱،صص۱۷-۱.

۴. رضائی، پرویز، غلامرضاجانبازی قبادی، علیرضا جعفرزاده،(۱۳۸۹)،"روند بارش برف در جلگه مرکزی گیلان و پیامدهای ناشی از آن"، مجله مطالعات برنامه ریزی سکونتگاه های انسانی، شماره ۱۱، صص۶۰-۴۷.

۵. شکیبا،امینه، سلیمان صادقی، رضا دوستان،(۲۰۱۵)،"مراکز فعالیت و الگوهای سینوپتیکی بارش برف سنگین در شمال غرب ایران"، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۴ صص۱۰۴-۸۸

۶. عزیزی، قاسم، مجتبی رحیمی، حسین محمدی، فرامرز خوش اخلاق،(۱۳۹۶)، "تغییرات زمانی- مکانی پوشش برف دامنه‌های جنوبی البرز مرکزی"،پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۳، صص 381-393.

۷. غفاریان پروین، نیما فرید مجتهدی، محمد مرادی، فرامرز خوش اخلاق، حسین عابد، سمانه نگاه،(۱۳۹۵)، "بررسی نقش واداشت‌های منطقه‌ای، در شکل‌گیری الگوی مکانی مخاطره‌ی برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه‌ی گیلان"، نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس شناسی، شماره ۲۷،صص ۸۵-۹۷.

۸. فهیمی نژاد، الهام، زهرا حجازی زاده، بهلول علیجانی، پرویز ضیائیان،(۱۳۹۱)،" تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان(فوریه،۲۰۰۵)،" جغرافیا و توسعه ناحیه ای،سال ۱۰، شماره ۱۹،صص۱۱۸-۱۰۵.

۹. کاشکی، عبدالرضا، حسن حاجی محمدی، (۱۳۹۶)،"بررسی سیستم های سینوپتیک جو در زمان رخداد برف سنگین در استان های شمالی ایران مطالعه موردی:بارش ۳۱ ژانویه تا ۳ فوریه ۲۰۱۴ "، تحقیقات منابع آب ایران، شماره ۱۳،صص ۱۸۱-۱۷۷.

۱۰. لشکری، حسن، حبیبه نقی زاده، محمد مرادی، محمد سعید نجفی،(۱۳۹۵)،"تحلیل همدید دمای پایه بارش برف در شمال غرب ایران"، پژوهش های اقلیم شناسی، شماره ۱۹، صص۲۲-۱۱.

۱۱. مفیدی، عباس، آذر زرین، غلامرضا جانباز قبادی،(۱۳۹۲)،"تعیین الگوی همدیدی بارش های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر"، مجله فیزیک زمین فضا، دوره ۳۳، شماره ۳، صص۱۵۴-۱۳۱.

۱۲. میر موسوی، سید حسین، لیلا صبوری،(۱۳۹۳)،"مطالعه روند تغییرات بارش برف در شمال غرب ایران"، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۵، شماره ۳،صص ۱۳۶-۱۱۹.

۱۳. ورکشی بیات ، مریم، علیرضا ایلدورمی، حمید نوری، حمید زارع ابیانه،(۱۳۹۶)،"برآورد مشخصه های برف به روش های موجک و زمین آمار (مطالعهٔ موردی: حوضه های آبریز شمال غرب کشور)"، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۹، شماره ۳،صص 422-409.

www.SID.ir

Archive of SID

14. Bednorz.E,(2008),"Synoptic reasons for heavy snow falls in the Polish-Germanl low lands .Acadmic *",Journal of Theoretical and Applied climatology*. Vol.22:133-140.

15. Bireland KW; Mock CJ.(1996),"Atmospheric circulation patterns associated with heavy snowfall events; Bridger Bowl; Montana; U.S.A.

16. Birkeland, K.W. and C.J. Mock,(2001), "The major avalanche cycle of February 1986 in the western United States", *Natural Hazards*24: 75-95.
17. Boyden, C. J., (1964), "A Comparison of Snow Predictors", *Met. Mag., London*, 93, PP. 353-365.
18. Estebban P; Jons P , Martin J ; Mases M.2005. "Atmomspheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra; Pyrenees*"*,. *International Journal of Climatology*. 25:319 – 329.

19. Younkin RJ,(1968)., Circulation patterns associated whit heavy snowfall.

www.SID.ir