

تأثیر شارش‌های همدید بر روی نسیم دریا در سواحل جنوبی دریای خزر

قاسم عزیزی

دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

جعفر معصوم پور سماگوش*

استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه

فرامرز خوش اخلاق

استادیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

عباس رنجبر سعادت آبادی

استادیار گروه شیمی جو و آلودگی هوا، پژوهشکده هواشناسی

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۰۹/۰۹ تاییدیه نهایی: ۱۳۹۳/۱۱/۲۹

چکیده

نسیم دریا یکی از پدیده‌های غالب جوی در مناطق ساحلی است که می‌تواند اثرهای مثبت یا منفی در شکل‌گیری بارش، شدت آلودگی و جابجایی هوا در شهرهای ساحلی داشته باشد. تمرکز این مقاله بر روی مشخصه‌های نسیم دریا طی ماه‌های می تا سپتامبر و اثر بادهای غالب همدید بر روی این پدیده در سواحل جنوبی دریای خزر می‌باشد. در بررسی اولیه ۱۶۸ مورد وقوع نسیم دریا در یک دوره آماری ۱۷ ساله (۲۰۰۶-۱۹۹۰) مشخص گردید. برای نشان دادن مشخصه‌های اصلی سیستم نسیم دریا، اثر روزانه بادهای همدید در تراز دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی مطالعه شد. برای شبیه سازی موارد از خروجی مدل TAPM استفاده گردیده است. جهت ارائه نقش بادهای همدید؛ دو رژیم شارش‌های دریاسوا^۱ و خشکی سوا^۲ معین شدند. در نهایت مشخصه‌های اصلی نسیم دریا شامل میانگین تأخیر عبور نسیم دریا، سرعت و جهت باد در زمان شروع، میانگین مدت نسیم دریا، گسترش رو به خشکی نسیم دریا آزمون شدند. نتایج نشان دادند که در مقایسه با شارش‌های همدید خشکی سوا، شارش‌های دریاسوا، شروع و خاتمه نسیم دریا را به داخل خشکی به تأخیر می‌اندازند و مانع از نفوذ بیشتر نسیم دریا به داخل خشکی می‌شوند. در مقابل شارش‌های خشکی سوا سبب تقویت نفوذ خشکی سوی نسیم دریا می‌گردند. به طور کلی، قدرت شارش‌های همدید، نقش مهمی بر روی گسترش و نفوذ نسیم دریا در نوار جنوبی سواحل دریای خزر بازی می‌کند و مدل‌سازی عددی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. نتایج پژوهش همچنین نشان داد، زمانی که شارش‌های همدید، مخالف نسیم دریا می‌وزند، اثر بخشی و قدرت نسیم دریا قویاً به تغییر پذیری روزانه گرادیان فشار همدید و گرادیان دمای بین سطح خشکی و آب وابسته است.

واژگان کلیدی: نسیم دریا، مدل TAPM، شارش درون کرانه‌ای، سواحل جنوبی دریای خزر.

E-mail: j.masoompour@razi.ac.ir

¹ - offshore flow

² - onshore flow

* - نویسنده مسئول: ۰۹۱۸۳۳۱۷۹۸۹

مقدمه

نسیم دریا گردشی محلی است که در مناطق ساحلی رخ می‌دهد. این پدیده، نتیجهٔ اختلاف حرارتی خشکی و دریاست و گرادبان دمای محلی در نزدیک ساحل، رفتار نسیم دریا را مشخص می‌کند. سیستم نسیم دریا به واسطهٔ عوامل محیطی منطقه و ویژگی‌های محلی کنترل می‌شود (میزوما^۳، ۱۹۹۸). کارنسوناس^۴ (۲۰۰۲) این عوامل را به دو دسته تقسیم کرده است: (الف) عوامل فیزیکی - جغرافیایی از قبیل عرض جغرافیایی، انحناء (محدب و مقعر) خط ساحلی، فاصله بین سواحل روبروی هم، مرز خشکی - دریا، عمق آب، توپوگرافی و کاربری اراضی و (ب) عوامل اقیانوسی، هیدرولوژیکی و هواشناختی از قبیل جهت و قدرت شارش همدید، پایداری توده هوا (وارونگی‌های سطح پایین)، پوشش ابر، رطوبت خاک، امواج و جریان‌های آبی و دمای سطح دریا (باوترز^۵، ۲۰۰۴). دسته اول ثابت و بدون تغییرند و یا خیلی آهسته تغییر می‌کنند، در حالی که دسته دوم در اغلب روزها متغیرند و عوامل هواشناختی از روزی به روز دیگر و یا حتی ساعت به ساعت تغییر می‌کنند.

محرک اصلی سیستم نسیم دریا عمدتاً اختلاف دمای (ΔT) جو- خشکی - دریا می باشد که با اختلاف فشار رابطه ای مستقیم دارد. مطالعات پیشین نسیم دریا نشان داده است که شدت نسیم دریا مستقیماً با تابش خورشیدی محل و گرمایش سطحی تناسب دارد و شارش همدید نیز به مراتب عامل مهمی در وقوع نسیم دریا می‌باشد (آسورین و چن^۶، ۲۰۰۹).

در شارش‌های بزرگ مقیاس، جهت باد (WD)^۷ نقش مهمی در تکامل سیستم نسیم دریا بازی می‌کند. به نحوی که اگر شارش همدید، هم جهت نسیم دریا باشد و از سرعت قابل ملاحظه‌ای (بین ۶ تا ۱۲ متر بر ثانیه) نیز برخوردار باشد می‌تواند اثر بیشتری نسبت به گرادبان دمایی ایجاد شده توسط گرمایش روزانه ایجاد کند (گیلیام و همکاران^۸، ۲۰۰۴). نقش باد غالب (PW)^۹ نیز در تعیین شکل و موقعیت نسیم دریا قابل توجه است. باد غالب از این نظر دارای اهمیت می‌باشد که در رخداد نسیم دریا و نفوذ آن روی خشکی تأثیر می‌گذارد (فینکله^{۱۰} و همکاران، ۱۹۹۵ و معصوم پور سماکوش، ۱۳۸۹). در طی یک مطالعه میدانی بر روی رفتار نسیم دریا در سواحل ژاپن (میزوما، ۱۹۹۸)، مشخص شد که گردش نسیم دریا (SBC)^{۱۱}، از شکل خط ساحلی و همچنین جهت و قدرت باد غالب تأثیر می‌پذیرد.

در سواحل جنوبی دریای خزر، نسیم دریا در ماه‌های می تا سپتامبر بیشترین فراوانی را دارد، به طوری که در بیش از یک سوم طول روز نسیم دریا نمایان می‌شود و در ماه جولای میانگین مدت نسیم دریا حداکثر حدود ۹ ساعت در روز می‌باشد (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۹، ۱۸). سرعت باد (WS)^{۱۲} شارش‌های همدید نیز، نقش بسزایی بر روی نسیم دریا

³ - Misuma

⁴ - Carnesoltas

⁵ - Bowers

⁶ - Azorin and Chen

⁷ - Wind Direction

⁸ - Gilliam et. al

⁹ - Prevailing Wind

¹⁰ - Finkle

¹¹ - Sea Breeze Circulation

¹² - Wind Speed

دارد و حرکت افقی آن را در امتداد ساحل کنترل می‌کند (آسورین و چن، ۲۰۰۹). زمانی که گردان شارش‌های محیطی با سرعت باد تغییر می‌کند، سیستم نسیم دریا نیز به طور قابل توجهی دچار تغییر می‌شود (بشتولد^{۱۳}، ۱۹۹۱). در مطالعه بر روی نسیم دریا در ژاپن، چیبایا^{۱۴} و همکاران (۱۹۹۹) مشخص کردند که نسیم دریا در نیمه‌های روز می‌تواند ۱۰ تا ۲۵ کیلومتر به داخل خشکی نفوذ کند و این امر به قدرت شارش همدید، لایه بندی جوی و عوارض جغرافیایی منطقه وابسته است. آنها تأکید می‌کنند که در این منطقه اگر عرض ساحل (از خشکی تا داخل دریا) دارای جوی ناپایدار باشد، نفوذ نسیم دریا به ۱۰ کیلومتر اولیه ساحل محدود می‌شود، اما اگر لایه بندی جو در عرض ساحل پایدار و ثابت باشد و شارش همدید نیز خشکی سو و سرعتی معادل ۶ متر بر ثانیه داشته باشد، نسیم دریا تا ۱۵ کیلومتر به داخل خشکی نفوذ می‌کند.

در بررسی ویژگی‌های نسیم دریا - خشکی با استفاده از مدل‌های تحلیلی در ایستگاه بوشهر مشخص شد که میانگین عمق و بعد افقی نسیم دریا - خشکی به ترتیب ۳۵۰ متر و ۴۱ کیلومتر می‌باشد و فراوانی وقوع نسیم دریا در ماه‌های سپتامبر، نوامبر و دسامبر بیشتر از ماه اکتبر می‌باشد (بیدختی و مرادی، ۱۳۸۴: ۷). باد زمین‌گرد ضعیف^{۱۵} (W_g)، چرخش آنتی‌سیکلونی، تابش خورشیدی و آسمان صاف، شرایط هواشناختی مطلوبی را برای شروع نسیم دریا در غرب دریای مدیترانه فراهم می‌کند (رامیز و رومرو^{۱۶}، ۱۹۹۵). مطالعه نسیم دریا در ارتباط با شارش‌های همدید به جهت تأثیرشان بر روی گسترش و انتقال آلودگی؛ شروع، موقعیت، و شدت نسیم دریا و همچنین همگرایی سطحی ناشی از آن؛ پیش‌بینی آتش‌سوزی جنگل؛ کشاورزی (بوناردوت^{۱۷} و همکاران، ۲۰۰۵)، امنیت هوایی، کشتیرانی و گلايدر سواری (سیمپسون^{۱۸}، ۱۹۹۴) اهمیت دارد. از آنجا که سامانه نسیم دریا سامانه‌ای کم‌ضخامت و محدود به حداکثر چند صد متر زیرین جو است در این پژوهش ضمن بررسی برخی از مشخصه‌های نسیم دریا نظیر تأخیر در شروع، سرعت شروع، جهت شروع، تأخیر در توقف، سرعت حداکثر، و نفوذ رو به خشکی نسیم دریا، تلاش شده است فهم بیشتری از کنش متقابل نسیم دریا با شارش‌های همدید یا سامانه‌های غیر محلی که در ابعاد بزرگتری عمل می‌کنند، حاصل گردد. به عبارت دیگر در این مقاله تلاش شده است نقش شارش‌های با مقیاس همدید در تقویت و تضعیف نسیم دریا در امتداد خط ساحلی خزر ارائه گردد. همین‌طور ارزیابی اثرگذاری این شارش‌ها بر روی نفوذ نسیم دریا به داخل خشکی مورد توجه می‌باشد.

¹³ - Bechtold

¹⁴ - Chiba

¹⁵ - Weak Geostrophic Wind

¹⁶ - Ramis and Romero

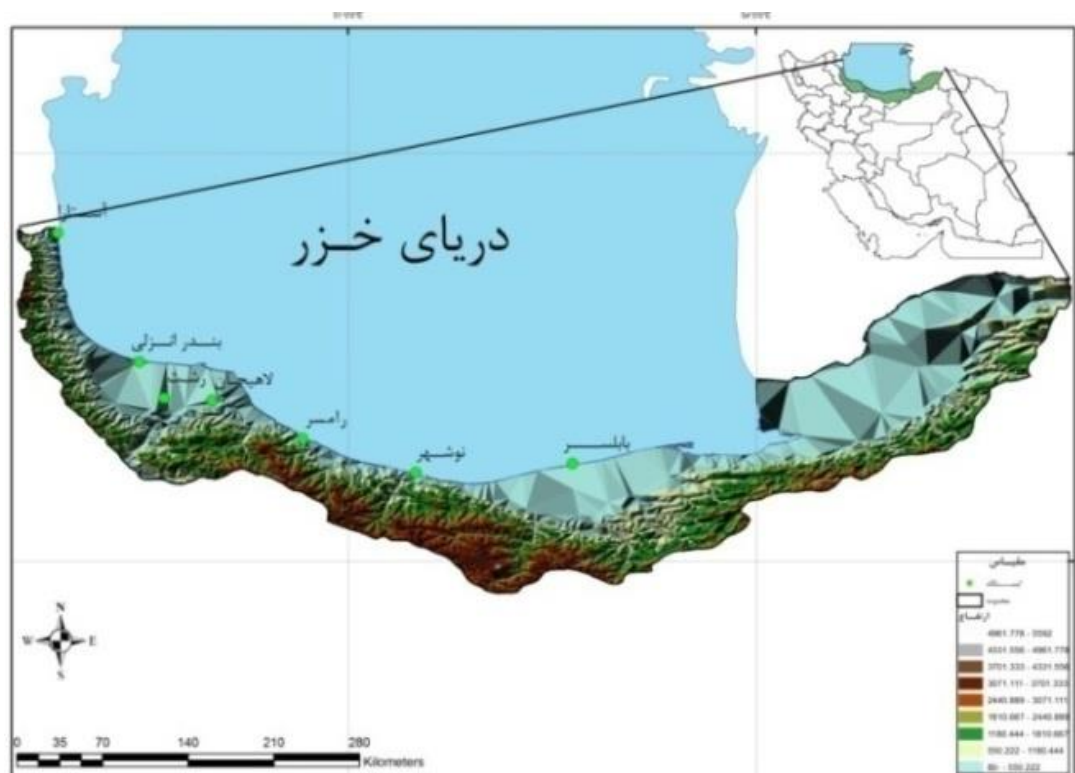
¹⁷ - Bonnardot

¹⁸ - Simpson

داده‌ها و روش‌ها

– منطقه پژوهش

منطقه مورد مطالعه با طول نسبتاً زیاد و شکل مقعر خط ساحلی شامل سواحل جنوبی دریای خزر می‌شود (شکل ۱). انحنای مقعر و گاهی محدب (منطقه انزلی) خط ساحلی نشان از پیچیدگی منطقه مورد مطالعه دارد. تمرکز اصلی این مقاله شامل منطقه بابلسر تا آستارا بوده و ایستگاه‌های رشت و انزلی به عنوان ایستگاه‌های همدید مرجع^{۱۹} جهت نشان دادن نفوذ روبه خشکی نسیم دریا در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ۱: موقعیت منطقه و ایستگاه‌های مورد مطالعه

– داده‌ها

از بین ایستگاه‌های موجود در منطقه خزر، ۶ ایستگاه (جدول ۱)، به نحوی انتخاب شدند که از داده‌های پیوسته و قابل قبولی برخوردار باشند.

¹⁹ - Reference Synoptic Station

جدول ۱: مشخصات جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

نام ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	فاصله از ساحل (کیلومتر)
آستارا	۳۸° ۲۵'	۴۸° ۵۲'	-۱۸	۲
بندر انزلی	۳۷° ۲۸'	۴۹° ۲۸'	-۲۶/۲	۳
رشت	۳۷° ۱۳'	۴۹° ۳۹'	۳۶/۷	۴۰
رامسر	۳۶° ۵۴'	۵۰° ۴۰'	-۲۰	۱/۵
نوشهر	۳۶° ۳۹'	۵۱° ۳۰'	-۲۰/۹	۲
بابلسر	۳۶° ۴۳'	۵۲° ۳۹'	-۲۱	۱

دیده بانی‌های هواشناختی سطحی شامل سمت (درجه) و سرعت باد (متر بر ثانیه) می‌باشند. دوره زمانی مطالعه شامل یک دوره ۱۷ ساله (۲۰۰۶-۱۹۹۰) از می تا سپتامبر انتخاب شده است. داده‌های روزانه مولفه u و v در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای مشخص کردن رژیم شارش‌های همدید استفاده شده است. داده‌های شبکه‌ای به گونه‌ای انتخاب شدند که اثر شارش‌های همدید را بر روی ویژگی‌های نسیم دریا در سواحل جنوبی خزر نشان دهند. سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی به عنوان نماینده سطوح واداشتهای همدید انتخاب شد، به جهت این که لایه ۱۵۰۰-۰ متری، مکانی است که سیستم نسیم دریا در آن توسعه می‌یابد (باتتا^{۲۰} و همکاران، ۱۹۹۳؛ هلمیس^{۲۱} و همکاران، ۱۹۹۵). داده‌های مربوط به فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ و مؤلفه‌های مداری و نصف النهاری باد از تارنمای: (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>) اخذ شد و نقشه‌ها در محیط نرم افزار GRADS ترسیم شدند.

داده‌های باد در جهت حرکت عقربه ساعت برای دو وضعیت دسته بندی شدند: (الف) بادهای دریاسو (۲۷۰-۹۰ درجه یا نیمه جنوبی)، که شارش‌های بزرگ مقیاس از خشکی به سمت دریا را پوشش می‌دهد، (ب) بادهای خشکی سو (۹۰-۲۷۰ درجه یا نیمه شمالی) که با شارش‌های همدید از دریا به سمت خشکی مطابقت دارد. هر یک از دو رژیم اصلی در طبقه‌های سبک- ملایم ($Lm, \leq 5.14 \text{ m s}^{-1}$)^{۲۲} و قوی ($Str, > 5.14 \text{ m s}^{-1}$)^{۲۳} مطابق با کانل^{۲۴} و همکاران، (۲۰۰۱) و (مولینا و چن^{۲۵}، ۲۰۰۹) دسته بندی شدند.

- معیارها و روش

وقوع نسیم دریا، بر اساس دو ویژگی اصلی مشخص می‌شود: (الف) مشخصه‌های سمت و سرعت باد، و (ب) فرآیندهای فیزیکی سامانه نسیم دریا. نخستین ویژگی، تغییر ناگهانی در سرعت و جهت باد است و همراه با متغیرهایی چون زمان شروع، زمان خاتمه و سرعت باد حداکثر (WS_{max}) در سیستم نسیم دریا بررسی می‌شود. دومین ویژگی بر اختلاف دمای

20 - Banta

21 - Helmis

22 - Light and Moderate

23 - Strong

24 - Connell

25 - Molina and Chen

روزانه سطح آب و خشکی است که برای ماه‌های می تا سپتامبر در یک دوره ۱۷ ساله (۲۰۰۶-۱۹۹۰) در نظر گرفته شده است. بر پایه این دو ویژگی، معیارهای انتخاب روزهای نسیم دریا در این پژوهش عبارتند از:

(۱) معیار $T_{land} - T_{sea} > 3^{\circ}C$ (بورنه^{۲۶} و همکاران، ۱۹۹۸، ۴): که حداکثر دمای روزانه بر روی خشکی طی ساعت-های آفتابی، و T_{sea} دمای سطح دریا (SST)^{۲۷} می‌باشد. این معیار، اختلاف دمایی بین دریا و خشکی را طی یک روز گسترش نسیم دریا نشان می‌دهد. برای پذیرش احتمال وقوع نسیم دریا، وجود حداقل ۳ درجه سانتی‌گراد اختلاف دما بین دریا - خشکی در طی ۲۴ ساعت روزانه لازم است.

(۲) معیار $surface\ WD_{diff} > 30^{\circ}$: طی ساعت‌های روز از طلوع تا غروب آفتاب تغییر جهت باد سطحی بیش از 30° درجه باشد. وقتی که شرایط همدید مساعد، و اختلاف دمایی بین خشکی و دریا وجود داشته باشد، تغییر سریع در جهت باد سطحی بارزترین خصیصه نسیم دریا می‌باشد. با محاسبه تغییر جهت باد سطحی طی روز، روزهای نسیم دریا با معیار تغییر جهت بیش از 30° درجه باد سطحی انتخاب شدند (بورنه و همکاران، ۱۹۹۸، ۴). (یعنی جهت باد سطحی هنگام شروع نسیم دریا، باید نسبت به ساعات اولیه صبح حداقل 30° درجه تغییر جهت داشته باشد).

(۳) معیار وزش باد از دو ساعت بعد از غروب آفتاب تا حدود دو ساعت بعد از طلوع آفتاب، فراکرانه‌ای یا آرام باشند (فوربرگ^{۲۸} و همکاران، ۲۰۰۲، ۵).

(۴) معیار وزش باد حداقل برای سه ساعت متوالی طی ساعت‌های طلوع تا غروب آفتاب درون کرانه‌ای باشد. انتخاب روزها در این مرحله به واسطه اندازه‌گیری‌های سطحی سرعت و جهت باد، فشار هوا، دمای سطح دریا و خشکی، و ابرناکی صورت گرفته است. در واقع تغییرات روزانه جهت باد مهمترین معیار برای انتخاب نسیم دریا می‌باشد. با رعایت موارد فوق، ویژگی‌های نسیم دریا در ارتباط با بادهای همدید بزرگ مقیاس به این شرح محاسبه شده‌اند:

❖ **شروع:** جابجایی نسیم دریا به سمت خشکی بین ۱ تا ۷/۵ ساعت بعد از طلوع آفتاب شروع نسیم دریا تعریف می‌شود، که این امر در سواحل جنوبی دریای خزر، بیش از دو ساعت بعد از طلوع آفتاب رخ می‌دهد شروع نسیم دریا زمانی اتفاق می‌افتد که میانگین سرعت باد برابر یا بیشتر از ۱/۵ متر بر ثانیه و میانگین جهت باد از ۴۵ تا ۱۸۰ درجه در همان زمان باشد (آسورین و چن، ۲۰۰۹، ۶). تأخیر در شروع (O_{lag})، سرعت شروع (O_{ws}) و جهت شروع (O_{wd}) نیز در این پژوهش مطالعه شده است. فرض شده است زمانی O_{lag} طولانی‌تر است که بادهای همدید بزرگ مقیاس دریاسو، بزرگتر از مشابه خشکی‌سو هستند. یعنی بادهای دریاسو سبب می‌شوند تا شروع وزش نسیم دریا به تعویق بیفتد؛

²⁶ - Borne

²⁷ - Sea Surface Temperature

²⁸ - Furberg

- ❖ **پایان:** پایان نسیم دریا بین یک ساعت قبل و ۵ ساعت بعد از غروب آفتاب تعیین می‌شود. تأخیر در پایان نسیم دریا زمانی اتفاق می‌افتد که بادهای خشکی سو بزرگ مقیاس بیشتر از ۲/۵ متر بر ثانیه قدرت داشته باشند یا جهت باد کاملاً شمالی باشد. یعنی بادهای خشکی سو قوی می‌توانند موجب تداوم بیشتر نسیم دریا طی روز شوند؛
- ❖ **تداوم زمانی نسیم دریا (D_t):** دوره زمانی بین شروع و پایان نسیم دریا می‌باشد؛
- ❖ **سرعت حداکثر:** حداکثر سرعت باد در دوره زمانی وقوع نسیم دریا می‌باشد. انتظار می‌رود بیشترین سرعت نسیم دریا زمانی رخ می‌دهد که گرادیان دمایی قوی در عرض ساحل بین سطح خشکی و دریا وجود داشته باشد؛
- ❖ **نفوذ به داخل خشکی:** گسترش افقی سیستم نسیم دریا یا نفوذ به داخل خشکی به شرح زیر محاسبه می‌شود (نقل از آزرین مولینا و چن، ۲۰۰۳: ۲۵۲):

$$SB_{ext} = \sum \sqrt{u^2 + v^2} * \Delta t \quad (1)$$

که u و v مؤلفه‌های مداری و نصف النهاری (اشتول^{۲۹}، ۱۹۹۵) سیستم نسیم دریا و Δt معادل فاصله زمانی می‌باشد که داده‌های باد ذخیره می‌شوند (هر سه ساعت در ایستگاه‌های همدید). با فرض این که جهت باد در مسیر حرکتش ثابت باشد، این معادله فاصله پیموده شده توسط ذره را اندازه گیری می‌کند. با این کار گسترش رو به خشکی نسیم دریا را با استفاده از مشاهده نقطه‌ای و بدون ملاحظه توپوگرافی تخمین زده می‌شود (سیمپسون، ۱۹۹۴). انتظار می‌رود بادهای همدید دریاسو، گسترش افقی نسیم دریا را کاهش دهند.

برای تبیین بهتر نتایج حاصل از شرایط سینوپتیک، از خروجی‌های مدل TAPM^{۳۰} استفاده گردیده است. مدل TAPM یک مدل سه بعدی، قابل کنترل، با کارایی و قدرت تفکیک بالا می‌باشد که از نمایش گرافیکی بالایی برخوردار است و جریان‌هایی که برای آلودگی هوا در مقیاس محلی مهم هستند - مانند نسیم دریا - را پیش بینی می‌کند (لوهار و هورلی، ۲۰۰۴).

داده‌های ورودی مدل TAPM:

- ❖ داده‌های مربوط به سطح زمین (Terrain database) شامل: داده‌های نقاط ارتفاعی، عوارض زمین، نوع خاک و پوشش گیاهی و دمای سطح آب (SST)؛
- ❖ داده‌های هواشناسی: فشار سطحی هوا، سرعت و جهت باد (مؤلفه‌های U و V)، درجه حرارت و رطوبت ویژه ترازهای مختلف؛
- ❖ داده‌های آلودگی (pollution database): این داده‌ها، غلظت آلاینده‌های مختلف هوا است که بر حسب هدف کاربر قابل انتخاب می‌باشند؛

²⁹ - Stull

³⁰ - The Air Pollution Model

بخش هواشناسی مدل TAPM متکی بر یک معادله اصلی، غیرهیدرواستاتیکی و تراکم ناپذیر است و برای شبیه‌سازی سه بعدی از سیستم مختصات عوارض زمین بهره می‌برد. خروجی‌های این مدل نیز به آسانی و سریع با انواع اطلاعات اقلیمی قابل ترکیب هستند. به علاوه این مدل معادله‌های اساسی جریان‌های جوی، ترمودینامیک، مبادله رطوبت، اغتشاش و پراکندگی را به طور کاربردی مورد استفاده قرار می‌دهد.

نتایج و بحث

جهت مشخص شدن نوع شارش‌های همدید در تراز دریا و تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی و تأثیر آنها بر روی نسیم دریا و همچنین گسترش رو به خشکی نسیم دریا، تمامی روزهای مورد مطالعه بررسی شدند. همزمان با فعالیت شارش‌های همدید خشکی سو نسیم دریا دارای فراوانی بیشتری (۶۳/۱٪) می‌باشد (۵۹/۸٪ روزها طی می تا سپتامبر)، و همزمان با فعالیت شارش‌های همدید دریاسو ۳۶/۹٪ فراوانی وقوع نسیم دریا مشاهده شده است (۴۱/۲٪ روزها از می تا سپتامبر) (جدول ۲).

جدول ۲: توزیع فراوانی مطلق (n_i)، نسبت ($n_i, \%$) و مجموع فراوانی نسبی ($\sum N_i, \%$) رخدادهای نسیم دریا برای دوره ۱۷ ساله (۲۰۰۶-۱۹۹۰): از می تا سپتامبر به واسطه میانگین رژیم‌های شارش سبک و ملایم ($Lm, \leq 5.14 \text{ m s}^{-1}$) و قوی ($Str, > 5.14 \text{ m s}^{-1}$)

رژیم شارش		فراکرانه‌ای		درون کرانه‌ای	
		سبک و ملایم	قوی	سبک و ملایم	قوی
نسیم دریا	n_i	۶۱	۱۴	۱۰۹	۵۳
	$N_i, \%$	۲۰/۹	۴/۸	۷۳/۳	۱۸/۲
	$\sum N_i, \%$	۳۵/۹		۶۴/۱	
۱۷ سال	n_i	۱۵۲	۹۱	۲۳۸	۱۲۴
	$N_i, \%$	۲۰/۶	۱۲/۳	۳۲/۲	۱۶/۸
	$\sum N_i, \%$	۴۱		۵۹	

به جهت این‌که اثر شارش‌های همدید دریاسو و خشکی سو بر روی نسیم دریا و نفوذ آن به داخل خشکی مشخص شود دو روز به صورت موردی مطالعه شده است.

الف) ۵ ژوئن ۲۰۰۳؛ روزی که شارش همدید در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی دریاسو بوده است؛

ب) ۲۱ آگوست ۲۰۰۳؛ روزی که شارش در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی خشکی سو و قوی بوده است.

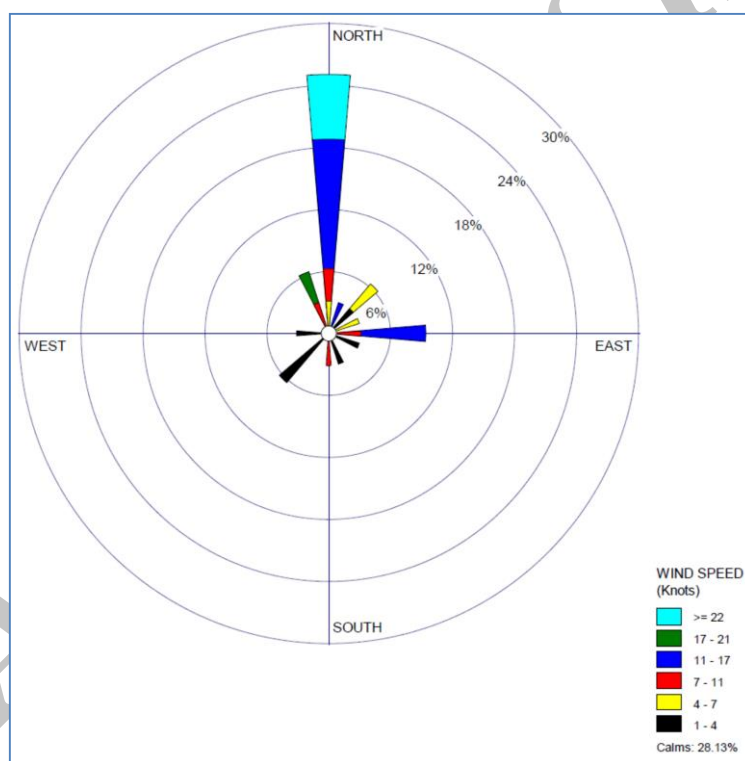
- پنجم ژوئن ۲۰۰۳ (باد سطحی خشکی سو و قوی، شارش همدید دریاسو در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی)

در این روز جهت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی از سمت جنوب و جنوب‌شرقی بود که سرعت آن بیش از ۳ متر بر ثانیه ثبت شده است (شکل ۴).

- شرایط همدید

منطقه در سطح زمین تحت نفوذ شارش‌های فرارفتی سرد (جهت جریان شمال شرقی) ناشی از پرفشار واقع در مناطق شمالی اروپای مرکزی می‌باشد (شکل ۳). جهت باد سطحی دیده بانی شده نیز در این روز کاملاً شمالی می‌باشد (شکل ۲).

فرارفت هوای سرد به سمت جنوب غربی سواحل جنوبی دریای خزر سبب گردید تا جبهه نسیم دریا تقویت و در خط ساحلی به خوبی نمایان شود (شکل ۵). شارش هوا در تراز سطح دریا شمال شرقی است (شکل ۳) و این امر موجب گشته تا فرارفت هوای سرد رطوبت بیشتری را به سواحل غربی سوق دهد، بنابراین همگرایی سطحی و همچنین جبهه نسیم دریا - به واسطه نفوذ جبهه سرد عرض‌های بالا و پی آمد آن بوجود آمدن اختلاف دمای سطحی بیشتر بین دریا - خشکی - در این مناطق (از نوشهر تا آستارا) تقویت گشته است.



شکل ۲: گلباد سرعت و جهت باد سطح زمین برای منطقه مورد مطالعه در روز ۵ ژوئن ۲۰۰۳

در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی (شکل ۴) شارش دریاسوی نسبتاً قوی مشاهده می‌شود. اما به دلیل وجود اختلاف دمایی نسبتاً زیاد بین خشکی - دریا (میانگین ۶ درجه سانتی‌گرادی در ایستگاه‌های مورد نظر)، این شارش دریاسوی سطح بالا مانع شکل‌گیری نسیم دریا نشده است. این شارش دریاسو سبب گردیده تا جریان برگشتی نسیم دریا در این روز در لایه فوقانی با ارتفاع کمتری نسبت به سطح زمین، حدود ۱۲۵۰ متری (جدول ۳) به سمت دریا برگشت داشته شود. اما در شبیه‌سازی بدون شرایط همدید این شرایط، (جریان برگشتی) مشهود نیست (جدول ۴). در مقایسه این دو جدول آنچه

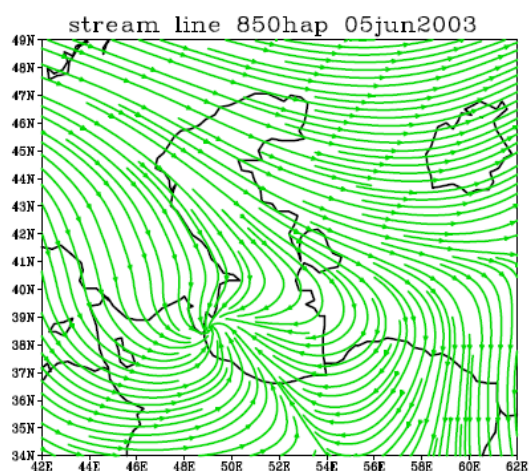
مشخص است افزایش رطوبت نسبی و سرعت باد در شرایط همدید می‌باشد، و همچنین یکنواختی سرعت باد تا ارتفاع ۷۵۰ متری در شرایط بدون همدید نشان از تأثیرگذاری کامل اختلاف دمای سطحی بین خشکی و دریا دارد (جدول ۴).

جدول ۳: شبیه‌سازی برون‌داد مدل برای سرعت و جهت باد در ساعت ۱۰ گرینویچ (۵ ژوئن ۲۰۰۳) (با همدید)

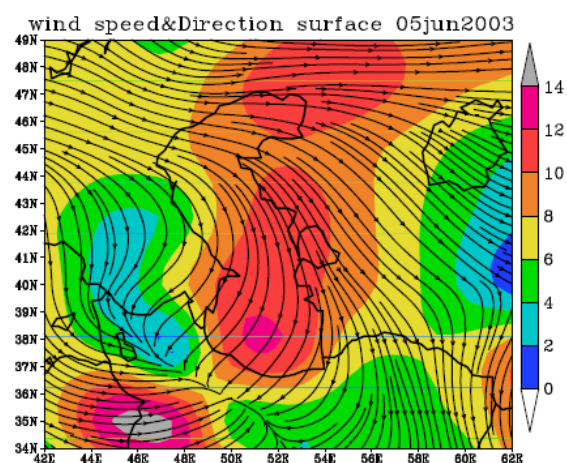
تاریخ	ساعت	سطح	ارتفاع	سرعت باد	جهت باد	رطوبت نسبی
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱	۱۰	۵/۱	۴۷	۶۲/۷
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۲	۲۵	۵/۷	۴۷	۶۴/۲
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۳	۵۰	۶/۳	۴۸	۶۵/۹
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۴	۱۰۰	۶/۸	۴۹	۶۸/۲
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۵	۱۵۰	۷	۵۰	۷۰/۴
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۶	۲۰۰	۷/۱	۵۱	۷۱/۶
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۷	۲۵۰	۷/۱	۵۲	۷۲/۸
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۸	۳۰۰	۷/۱	۵۳	۷۴/۷
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۹	۴۰۰	۷	۵۵	۷۷/۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۰	۵۰۰	۶/۷	۵۸	۷۸/۳
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۱	۶۰۰	۵/۸	۶۹	۶۲/۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۲	۷۵۰	۴/۳	۷۷	۵۵/۸
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۳	۱۰۰۰	۲/۱	۷۹	۵۹/۴
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۴	۱۲۵۰	۰/۵	۱۶۱	۶۲
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۵	۱۵۰۰	۲/۳	۲۲۴	۶۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۶	۱۷۵۰	۴/۵	۲۳۰	۷۴/۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۷	۲۰۰۰	۶/۲	۲۳۴	۷۷/۹
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۸	۲۵۰۰	۸/۷	۲۴۲	۶۹/۳
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۹	۳۰۰۰	۱۱/۴	۴۷	۵۶/۱

جدول ۴: شبیه‌سازی برون‌داد مدل برای سرعت و جهت باد در ساعت ۱۰ گرینویچ (۵ ژوئن ۲۰۰۳) (بدون همدید)

تاریخ	ساعت	سطح	ارتفاع	سرعت باد	جهت باد	رطوبت نسبی
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱	۱۰	۳/۸	۵۲	۵۶/۲
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۲	۲۵	۴	۵۲	۵۷/۶
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۳	۵۰	۴/۲	۵۲	۵۸/۳
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۴	۱۰۰	۴/۴	۵۳	۶۱/۱
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۵	۱۵۰	۴/۴	۵۴	۶۲/۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۶	۲۰۰	۴/۵	۵۵	۶۴/۶
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۷	۲۵۰	۴/۵	۵۶	۶۶/۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۸	۳۰۰	۴/۵	۵۷	۶۷/۱
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۹	۴۰۰	۴/۵	۵۸	۶۹/۶
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۰	۵۰۰	۴/۴	۵۹	۷۰/۷
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۱	۶۰۰	۴/۴	۶۰	۷۱/۲
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۲	۷۵۰	۴/۲	۵۷	۵۹/۱
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۳	۱۰۰۰	۳	۳۳	۳۱/۳
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۴	۱۲۵۰	۲/۳	۱۳	۳۴/۳
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۵	۱۵۰۰	۲/۲	۳۵۳	۳۷/۵
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۶	۱۷۵۰	۲/۲	۳۳۷	۴۴/۹
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۷	۲۰۰۰	۲/۳	۳۲۵	۴۵/۷
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۸	۲۵۰۰	۲/۱	۳۱۱	۳۳/۱
۲۰۰۳/۰۶/۰۵	۱۰	۱۹	۳۰۰۰	۱/۲	۳۰۵	۹/۱



شکل ۴: نقشه خطوط جریان سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۱۲، ۵ ژوئن ۲۰۰۳



شکل ۳: نقشه ترکیبی خطوط جریان و سرعت باد تراز سطح دریا برای ساعت ۱۲، ۵ ژوئن ۲۰۰۳ (مشاهده می شود که هسته سرعت در سواحل جنوبی دریای خزر قرار دارد).

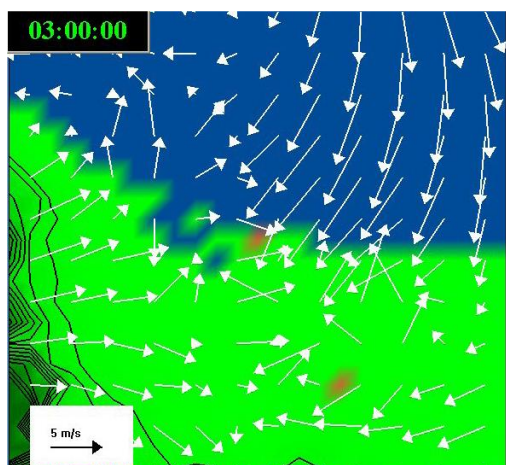


شکل ۵: تصویر ماهواره ای باند مرئی مربوط به ۵ ژوئن ۲۰۰۳، نشان دهنده جبهه نسیم دریا در امتداد سواحل جنوبی خزر (از ماهواره MODIS)

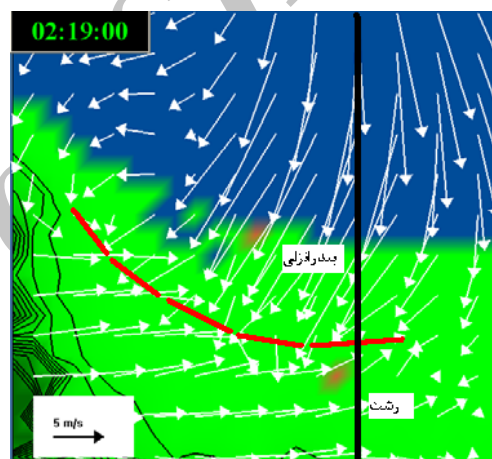
– شبیه سازی ها

در سرتاسر سواحل جنوبی دریای خزر، نسیم دریا در این روز تقریباً از ساعت ۹ آغاز شد و به دلیل این که دمای سطح دریا در سواحل بندرانزلی و قسمت مرکزی سواحل استان گیلان کمتر از مناطق دیگر است حداکثر بین ۳۰-۴۰ کیلومتر به داخل خشکی نفوذ کرد (شکل ۶). در این روز به دلیل شارش های دریاسوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (شکل ۴)، همگرایی سطحی خیلی قوی نیست، بلکه این شارش های همدید سطح پایین هستند (شکل ۳) که امکان صعود را فراهم می کنند و این امر سبب قدرت بخشیدن نسیم دریا می شود، در نتیجه به موجب آن جبهه نسیم دریا نیز تقویت شده است. می توان گفت زمانی که گرادیان دمایی سطح دریا-خشکی خیلی زیاد نیست، شارش های خشکی سوی قوی در سطح تراز دریا می تواند سبب تقویت نسیم دریا شود و به نوعی رطوبت را به ساحل سوق دهد. در این صورت انتظار آن می رود تا

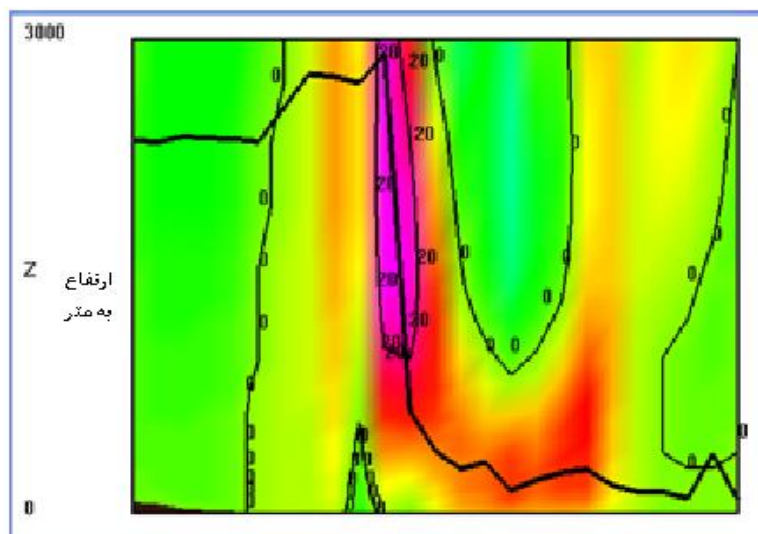
نسیم دریا و پی آمد آن جبهه نسیم دریا پیشروی بیشتری به سمت خشکی داشته باشند. این وضعیت شرایط ایده‌آل بارندگی حاصل از نسیم دریا می‌باشد (در این روز تمامی ایستگاه‌های مورد مطالعه یک روز بارانی را تجربه کردند). با حرکت نسیم دریا به سمت خشکی، گرادیان دمایی تقویت شده است. خاطر نشان می‌گردد که در این روز، دمای سطحی بابلسر در ساعت ۱۴ از ۳۵ درجه تجاوز کرده است. این شرایط سبب گردیده تا نسیم دریا با سرعت ۶ کیلومتر در ساعت شروع به حرکت به داخل خشکی کند و گرادیان دمایی میان جبهه نسیم دریا در سرتاسر منطقه در فاصله ۳-۶ کیلومتری ساحل، از ۷ درجه تجاوز کند. در ساعت ۱۹، نسیم دریا به حداکثر نفوذش به داخل خشکی می‌رسد (بین ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر از لاهیجان تا رشت، شکل ۶). در حالیکه جبهه نسیم دریا به آرامی در منطقه بندر انزلی شروع به عقب نشینی کرده و گرادیان دمایی عرض ساحل نیز کاهش یافته است. در نتیجه نسیم دریا به آرامی به سمت ساحل عقب نشینی می‌کند (شکل ۷).



شکل ۷: شبیه سازی میدان باد در ارتفاع ۱۰ متری برای ساعت صفر در ۵ ژوئن ۲۰۰۳. نشان دهنده اضمحلال نسیم دریا (در این ساعت جبهه نسیم دریا نیز کاملاً از بین رفته است)



شکل ۶: شبیه سازی میدان باد در ارتفاع ۱۰ متری برای ساعت ۱۹ در ۵ ژوئن ۲۰۰۳. نشان دهنده نفوذ نسیم دریا به داخل خشکی و همگرایی سطحی نسیم دریا (خط بریده قرمز حداکثر نفوذ تا حوالی رشت). خط ممتد مشکی نیز بازگو کننده موقعیت ترسیم نیمرخ عمودی حرکت قائم هوا در شکل ۸ می‌باشد.



شکل ۸: حرکت قائم هوا در ساعت ۱۵ برای ۵ ژوئن ۲۰۰۳، نشان دهنده حداکثر سرعت قائم هوا در منطقه همگرایی سطحی است. مقادیر در Z و ارتفاع بالای سطح زمین به متر می‌باشند (خط ضخیم نشان دهنده ارتفاع لایه آمیخته می‌باشد). در منطقه همگرایی سطحی سرعت قائم هوا ۲۰ سانتی‌متر بر ثانیه می‌باشد. (محور X نشان دهنده نیمرخ عرضی در راستای عرض ساحل می‌باشد که مربوط به طول جغرافیایی ۴۹ درجه و ۳۹ دقیقه است).

سرعت قائم نماینده خوبی برای موقعیت جبهه نسیم دریا و همگرایی سطحی نسیم دریا می‌باشد. سرعت قائم بالاسو در ارتفاع ۷۰۰ متری، پیشانی جبهه نسیم دریا را نشان می‌دهد، که این منطقه نشان دهنده همگرایی سطحی قوی می‌باشد. آن طوری که مشاهده می‌شود سرعت قائم باد در منطقه همگرایی، ۲۰ سانتی‌متر بر ثانیه است و خطوط ضخیم که ارائه دهنده ارتفاع لایه آمیخته می‌باشند، در این منطقه بیشترین تلاطم را نشان می‌دهند (شکل ۸). به دلیل اختلاف دمایی موجود بین سطح خشکی - دریا، نسیم دریا در هسته مرکزی اش سرعت بیشتری می‌گیرد (۱۲ متر بر ثانیه) و زمانی که به منطقه همگرایی سطحی در خشکی می‌رسد، به سبب برخورد دو توده هوای متفاوت (دریایی و خشکی) از سرعتش کاسته می‌شود و اینجا است که سرعت بالاسو در منطقه همگرایی شدت می‌گیرد (شکل ۸).

سه شبیه سازی ارائه شده (پنجم ژوئن ۲۰۰۳)، اثر بخشی دمای سطح آب دریا و اختلاف دمایی بین خشکی و دریا را در امتداد ساحل بر ضعف و قدرت گردش نسیم دریا تأیید می‌کند، یعنی زمانی که شارش باد همدید دریاسو ملایم است، گرادیان دمایی خشکی - دریا ظاهر می‌گردد که برای شروع گردش نسیم دریا نیاز است.

بیست و یکم آگوست ۲۰۰۳ (باد سطحی خشکی سو و شارش همدید قوی خشکی سو در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی): در این روز بادهای خشکی سو ۸۵۰ هکتوپاسکالی از شمال شرق (بین ۷/۵ و ۱۲/۵ متر بر ثانیه در ساعت ۱۲) در سرتاسر منطقه بادی قوی به حساب می‌آید.

- شرایط همدید

چون شارش سطح دریا کاملاً شمالی یا خشکی سو می‌باشد (شکل ۱۰) و همچنین شارش تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی نیز خشکی سو (شکل ۱۱)، این امر سبب می‌گردد تا به دلیل اختلاف دمایی بیشتر بین خشکی - دریا، همگرایی سطحی در

مناطق خشکی بیشتری دارند (مناطقمانند بابلسر و انزلی) تقویت گردد. در واقع اختلاف دمایی بین سطح خشکی و دریا در این مناطق سبب می‌گردد تا همگرایی سطحی و صعود هوای دریایی بخوبی صورت پذیرد و ابرهای کومه‌ای نمایان گردند و پی آمد آن بارش به صورت رگباری ریزش کند (شکل ۹).

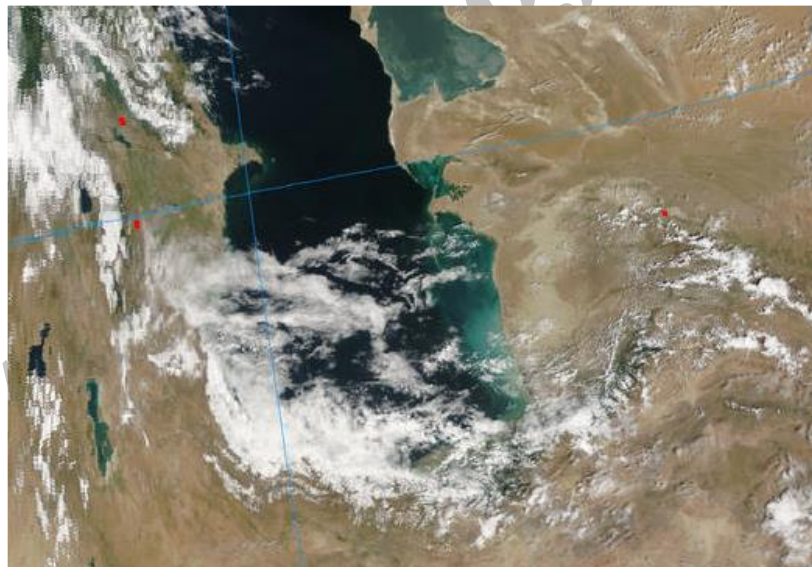
جدول ۵: نشان دهنده شبیه سازی برونداد مدل برای سرعت و جهت باد در ساعت ۱۲ گرینویچ (۲۱ آگوست ۲۰۰۳)

تاریخ	ساعت	سطح	ارتفاع	سرعت باد	جهت باد	رطوبت نسبی
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱	۱۰	۵/۸	۴۹	۵۷/۵
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۲	۱۵	۶/۵	۴۹	۵۸/۸
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۳	۵۰	۷/۳	۵۰	۶۰/۳
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۴	۱۰۰	۸	۵۱	۶۲/۵
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۵	۱۵۰	۸/۳	۵۲	۶۳/۴
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۶	۲۰۰	۸/۴	۵۳	۶۴/۶
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۷	۲۵۰	۸/۵	۵۴	۶۵/۷
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۸	۳۰۰	۸/۶	۵۴	۶۶/۸
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۹	۴۰۰	۸/۶	۵۶	۶۸/۲
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۰	۵۰۰	۸/۴	۵۸	۶۷/۷
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۱	۶۰۰	۷/۱	۵۹	۴۵/۳
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۲	۷۵۰	۵/۴	۴۹	۴۳
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۳	۱۰۰۰	۴/۴	۴۱	۴۸/۷
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۴	۱۲۵۰	۲/۹	۴۲	۵۳/۲
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۵	۱۵۰۰	۱/۴	۴۶	۶۱/۲
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۶	۱۷۵۰	-/۲	۷۲	۷۱/۵
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۷	۲۰۰۰	-/۹	۱۸۲	۷۹/۹
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۸	۲۵۰۰	۳/۸	۲۰۵	۷۸
۲۰۰۳/۰۸/۲۱	۱۲	۱۹	۳۰۰۰	۶/۶	۲۱۵	۷۸/۵

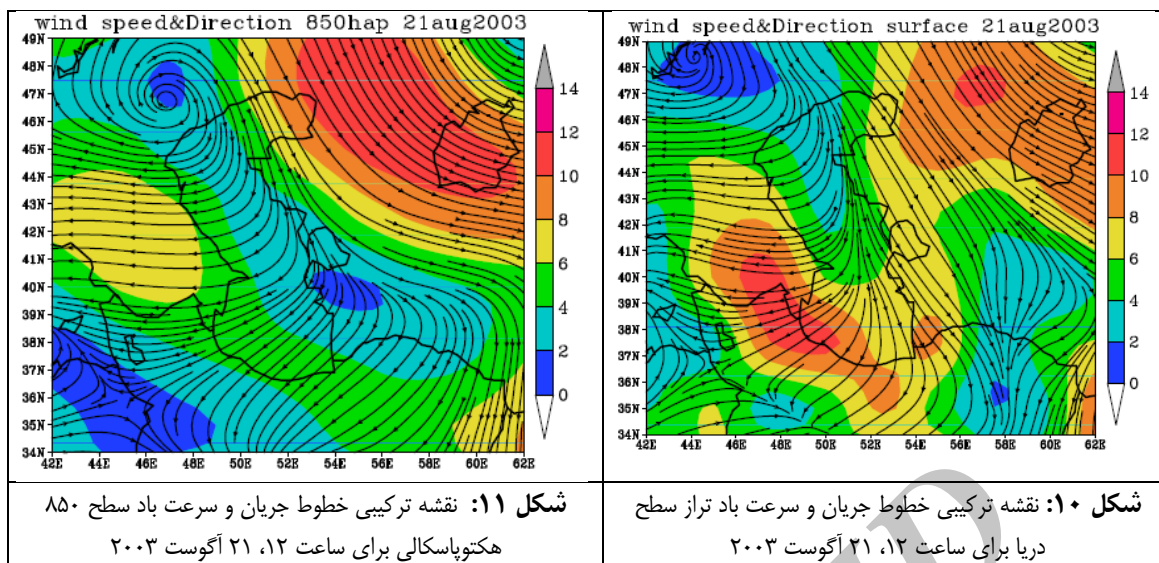
شارش خشکی سو در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (شکل ۱۱) سبب می‌گردد تا جریان برگشتی نسیم دریا نیز در ارتفاع بالاتر از معمول به سمت دریا جریان یابد. یعنی شارش خشکی سو تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی ضمن این که همگرایی سطحی را تقویت می‌کند، سبب ارتفاع بیشتر جریان برگشتی نیز می‌گردد و در ارتفاع ۲۰۰۰ متری به سمت دریا (جریان کاملاً جنوبی) جریان می‌یابد. همان طور که مشاهده می‌شود به دلیل شکل گیری مناسب همگرایی سطحی، رطوبت نسبی بیشتر (۷۹/۹ درصد) در این سطح مشاهده می‌شود که گویای تراکم هوای دریایی در این سطح می‌باشد (جدول ۵). اما در شبیه سازی بدون شرایط همدید، شرایط شبیه مورد قبل نیست و حداکثر سرعت باد تا ارتفاع ۳۰۰ متری نمایان است (۶/۳ متر بر ثانیه، جدول ۶) که در واقع تأثیر شارش همدید را در قدرت نسیم دریا نشان می‌دهد. مساحت وسیعی از پر فشار (۱۰۱۱ هکتوپاسکال) بر روی کل سواحل جنوبی خزر مسقر شده و به سمت جنوب غرب حرکت می‌کند. در تراز بالاتر (۸۵۰ هکتوپاسکالی) نیز شارش قوی درون کرانه ای این امر را تقویت می‌کند و سبب سهولت بیشتر حرکت هوای دریایی به سمت خشکی می‌گردد و جریان خشکی سو سطحی را تقویت می‌بخشد (شکل ۱۱).

جدول ۶: نشان دهنده شبیه سازی برون داد مدل برای سرعت و جهت باد در ساعت ۱۲ گرینویچ (۲۱ آگوست ۲۰۰۳) (بدون همید)

رطوبت نسبی	جهت باد	سرعت باد	ارتفاع	سطح	ساعت	تاریخ
۵۴/۴	۵۰	۴/۹	۱۰	۱	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۵۶/۱	۵۱	۵/۳	۱۵	۲	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۵۷/۲	۵۱	۵/۷	۵۰	۳	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۰/۴	۵۳	۶/۱	۱۰۰	۴	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۱/۴	۵۴	۶/۲	۱۵۰	۵	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۲/۲	۵۵	۶/۳	۲۰۰	۶	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۴/۴	۵۶	۶/۳	۲۵۰	۷	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۴/۹	۵۷	۶/۳	۳۰۰	۸	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۵/۴	۵۸	۶/۲	۴۰۰	۹	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۶۲/۴	۶۰	۵/۹	۵۰۰	۱۰	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۳۶/۳	۵۸	۵/۱	۶۰۰	۱۱	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۳۴/۷	۴۸	۴/۱	۷۵۰	۱۲	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۳۳/۳	۳۳	۳/۲	۱۰۰۰	۱۳	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۳۷/۱	۱۳	۲/۶	۱۲۵۰	۱۴	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۴۸/۳	۳۵۳	۲/۳	۱۵۰۰	۱۵	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۵۷/۲	۳۳۶	۲/۳	۱۷۵۰	۱۶	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۵۶	۳۳۳	۲/۳	۲۰۰۰	۱۷	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۴۲/۸	۳۰۸	۲/۱	۲۵۰۰	۱۸	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱
۱۰/۹	۳۰۱	۱/۳	۳۰۰۰	۱۹	۱۲	۲۰۰۳/۰۸/۲۱



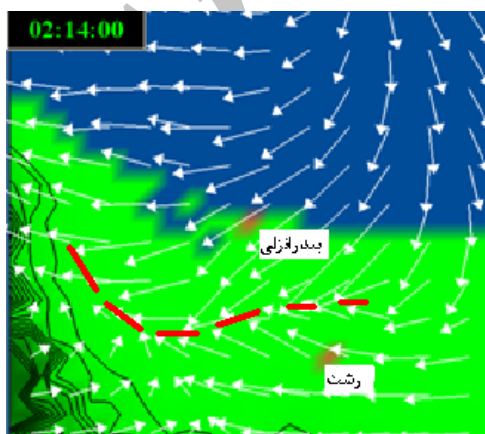
شکل ۹: تصویر ماهواره ای مرئی مربوط به ۲۱ آگوست ۲۰۰۳، نشان دهنده پوشش ابر در امتداد سواحل جنوبی خزر (از ماهواره MODIS)



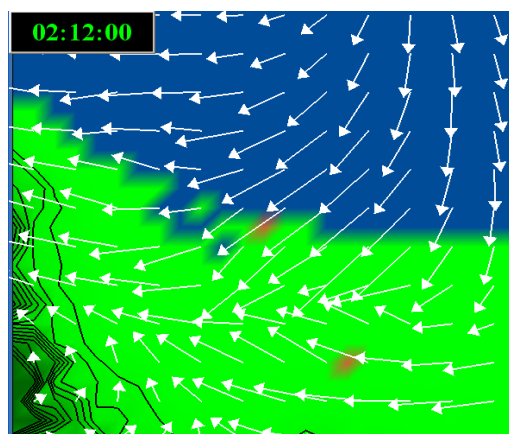
– شبیه سازی

نسیم دریا حدود ساعت ۱۲ می تواند تا ۴۰-۵۰ کیلومتر به داخل خشکی نفوذ کند، این نفوذ در مناطقی صورت می گیرد که اختلاف دمایی بین خشکی- دریا زیاد باشد و بتواند نسیم دریا را تقویت بخشد (شکل ۱۲). علت نفوذ بیشتر آن در واقع شارش خشکی سویی نسبتاً قوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی می باشد. دمای سطحی بر روی خشکی در ساعت ۱۲ بین ۳۰-۳۲ درجه می باشد و متعاقب آن دمای سطح دریا بین ۲۷-۲۸ درجه است که این امر گرادیان دمایی ۴-۶ درجه سانتی گراد خشکی- دریا را در تقریباً ۸ کیلومتری دریا تا خشکی نمایان می سازد.

زمان تقریبی حداکثر قدرت نسیم دریا در تمامی نقاط ساعت ۱۴ می باشد که دمای سطح خشکی بین ۳۲-۳۴ است. در این ساعت گرادیان دمایی خشکی- دریا در ۸ کیلومتری از ساحل تقریباً بین ۶-۸ درجه می باشد، زمانی که نسیم دریا کاملاً به داخل خشکی نفوذ کرده است (شکل ۱۳).

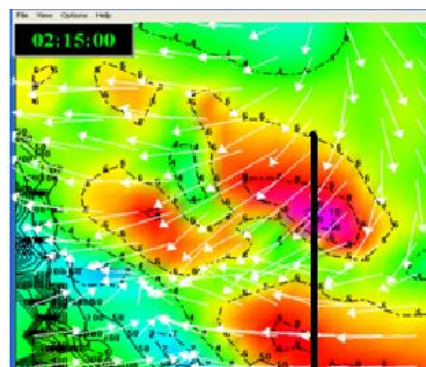
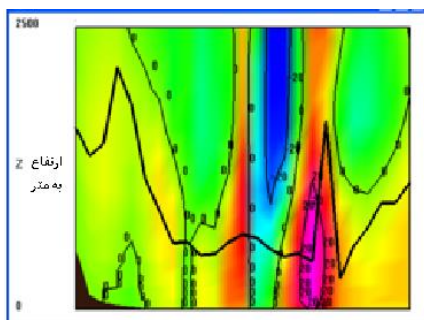


شکل ۱۳: شبیه سازی میدان باد برای ساعت ۱۴ در ۲۱ آگوست ۲۰۰۳. نشان دهنده نفوذ جبهه نسیم دریا به داخل خشکی و همگرایی سطحی نسیم دریا (خط چین قرمز) (حداکثر نفوذ تا رشت می باشد)



شکل ۱۲: شبیه سازی میدان باد در ارتفاع ۱۰ متری برای ساعت ۱۲ ظهر در ۲۱ آگوست ۲۰۰۳. نشان دهنده شروع نسیم دریا به سمت ساحل می باشد

نیمرخ عرضی قائم نشان می‌دهد که سلول چرخش نسیم دریا بواسطه جبهه سطحی نسیم دریا در خشکی تا حدی بی قاعده توسعه می‌یابد. فاصله نسبتاً زیاد بین ساحل و کوهستان در انزلی و بابلسر سبب می‌گردد تا نسیم دریا نفوذ بیشتری به داخل خشکی داشته باشد که این امر سبب قدرت همگرایی سطحی می‌شود، در نتیجه هوای مرطوب ساحلی صعود بیشتری می‌تواند داشته باشد (شکل ۱۵). به هر حال، گردش نسیم دریا در خشکی با افزایش ارتفاع و افزایش زمان جابجا می‌شود. این امر به سبب شارش همدید قوی در سطح بالا می‌باشد (شکل ۱۱).



شکل ۱۵: شبیه سازی سرعت باد سطحی در ساعت ۱۵ روز ۲۱ آگوست ۲۰۰۳، نشان می‌دهد در منطقه همگرایی سطحی سرعت بیشتر است، Z ارتفاع بالای سطح زمین به متر می‌باشند (خط ضخیم نشان دهنده ارتفاع لایه آمیخته می‌باشد). در منطقه همگرایی سطحی سرعت قائم هوا ۲۰ سانتیمتر بر ثانیه می‌باشد. محور x نشان دهنده نیمرخ عرضی در راستای عرض ساحل می‌باشد که مربوط به طول جغرافیایی ۴۹ درجه و ۲۸ دقیقه است)

شکل ۱۴: شبیه سازی سرعت باد سطحی در ساعت ۱۵ روز ۲۱ آگوست ۲۰۰۳. نشان دهنده سرعت بیشتر باد در دو سمت منطقه همگرایی که در منطقه همگرایی به علت برخورد دو توده هوای خشکی و دریایی از سرعت کاسته می‌شود. مقدارها در m/s^{-1} می‌باشند. خط ممتد مشکی نیز بازگو کننده موقعیت ترسیم نیمرخ عمودی حرکت قائم هوا در شکل ۱۵ می‌باشد. منطقه صورتی رنگ منطقه بیشینه صعود قائم هوا می‌باشد که با همگرایی سطحی مطابقت دارد و مقدار آن نیز در شکل ۱۵ به وضوح نمایان است.

سازوکار شروع عبور نسیم دریا

– میانگین تأخیر عبور نسیم دریا (O_{lag})

برای محاسبه O_{lag} از داده‌های زمان طلوع آفتاب در ایستگاه انزلی از می تا سپتامبر استفاده شده است. طلوع آفتاب از ساعت ۵ و ۵۲ دقیقه طی انقلاب تابستانی تا ساعت ۶ و ۷ دقیقه در پایان سپتامبر متغیر است. از آنجایی که پارامتر O_{lag} مستقیماً از گرمایش خورشیدی تأثیر می‌پذیرد، شروع نسیم دریا را (در ارتباط با رژیم‌های همدید) بهتر از میانگین زمان شروع $(O_t)^{31}$ مشخص می‌کند. به دلیل این که متوسط زمان وزش نسیم دریا (۸ ساعت و ۴۱ دقیقه) از عامل فصل تأثیر می‌پذیرد، میانگین زمانی بادهای دریاسو، ۸ ساعت و ۲۶ دقیقه و میانگین زمانی بادهای خشکی سو، ۸ ساعت و ۵۶ دقیقه می‌باشد. در کل در این مطالعه، میانگین زمان تأخیر (O_{lag}) شروع و خاتمه نسیم دریا در صورت وجود وجود باد دریاسو ۳ ساعت و ۴۰ دقیقه می‌باشد.

31 - Onset time

حداکثر تأخیر ۵ ساعت و ۲۶ دقیقه و حداقل آن ۱ ساعت و ۵۴ دقیقه می‌باشد. نتیجه این که قدرت شارش‌های همدید هر دو رژیم (خشکی‌سو و دریاسو) را تقویت می‌کند. شارش دریاسو ضعیف شروع نسیم دریا را حدود ۱۱ دقیقه به تأخیر می‌اندازد، ولی شارش خشکی‌سو قوی، شروع نسیم دریا را تسریع می‌بخشد.

سرعت عبور نسیم دریا

سرعت باد در زمان شروع نسیم دریا^{۳۲} (O_{ws}) برای هر مورد محاسبه شد و شدت آنها در ۶ گروه دسته بندی شدند. فراوانی‌های نسبی هر فاصله زمانی برای هر گروه به شکل زیر می‌باشند:

سرعت ۱/۸ متر بر ثانیه ۵/۵۵٪، سرعت ۲/۲ متر بر ثانیه ۲۹/۸٪، سرعت ۲/۷ متر بر ثانیه ۱۰/۶٪، سرعت ۳/۱ متر بر ثانیه ۲/۱٪، سرعت ۳/۶ متر بر ثانیه ۱/۴٪، و سرعت ۴ متر بر ثانیه ۰/۶٪. میانگین O_{ws} ۲/۹ متر بر ثانیه برای تمامی وقایع نسیم دریا می‌باشد. شارش‌های همدید خشکی‌سو به تقویت میانگین O_{ws} (سرعت شروع باد) تمایل دارند که البته قابل توجه نیست (۲/۹۴ متر بر ثانیه، ۰/۰۴ بالای میانگین).

نتیجه گیری

مجموعه داده‌ها شامل ۱۶۸ روز نسیم دریا برای دوره ۱۷ ساله (۱۹۹۰-۲۰۰۶) در سواحل جنوبی دریای خزر مشخص گردید. رژیم‌های باد همدید در ۲ گروه خشکی‌سو و دریاسو دسته بندی شدند. این رژیم‌ها همچنین به زیرگروه‌های ملایم تا متوسط ($\leq 5.14 \text{ m s}^{-1}$) و شارش‌های قوی ($\geq 5.14 \text{ m s}^{-1}$) تقسیم شدند و نتایج زیر فراهم شد:

(۱) ورود نسیم دریا تحت شارش‌های همدید قوی و دریاسو به تأخیر می‌افتد (۵ ژوئن ۲۰۰۳). در عوض، شروع زود هنگام نسیم دریا طی شارش خشکی‌سو رخ می‌دهد. همچنین حداکثر سرعت عبور نسیم دریا تحت شارش‌های بزرگ مقیاس خشکی‌سو اتفاق افتاد (۲۱ آگوست ۲۰۰۳). قوی‌ترین نسیم‌های دریا تحت شارش‌های قوی از جانب شمال شرقی، تحت شرایط اختلاف بیشتر دمایی بین سطح دریا- خشکی به وقوع می‌پیوندند. شارش‌های مخالف نیز تمایل به تضعیف میانگین سرعت باد در زمان شروع دارند؛

(۲) میانگین نفوذ نسیم دریا به خشکی بیشتر تحت تأثیر باد همدید قوی و خشکی‌سو می‌باشد تا شارش قوی دریاسو. در زمان شارش قوی خشکی‌سو (۲۱ آگوست ۲۰۰۳)، حداکثر نفوذ نسیم دریا به خشکی در منطقه رشت به حدود ۵۰ کیلومتر می‌رسد؛

(۳) میانگین مدت نسیم دریا برای شارش‌های همدید خشکی‌سو (۸ ساعت و ۵۶ دقیقه) و طولانی‌تر از شارش‌های دریا-سو (۸ ساعت و ۲۶ دقیقه) می‌باشد. شارش همدید قوی، میانگین ماندگاری روزانه نسیم دریا (به استثنای شرایط دریاسو) را افزایش می‌دهند.

³² - Onset wind speed

در روزهای با شارش دریاسو قوی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی، حداکثر سرعت قائم نسیم دریا تا ارتفاع ۳۵۰ متری و با شارش خشکی سو تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی تا ارتفاع ۴۵۰ متری مشاهده می‌شود، یعنی حداکثر ارتفاع (عمق) نسیم دریا در سواحل جنوبی دریای خزر بین ۳۵۰ تا ۴۵۰ متر می‌باشد.

شارش دریاسو در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی سبب می‌گردد تا همگرایی سطحی قدرت چندانی نداشته باشد و نتواند سبب تراکم و تشکیل ابرهای بارانزا شود. در واقع شارش دریاسو قوی سبب می‌شود تا واگرایی نیز در سطوح بالاتر تضعیف شود و متعاقب آن جریان برگشتی نیز (همانند ۵ ژوئن ۲۰۰۳) در ارتفاع پایین‌تری به سمت دریا جریان یابد. همچنین مانع نفوذ بیشتر نسیم دریا به داخل خشکی می‌گردد.

هر دو مؤلفه اصلی سلول گردش نسیم دریا یعنی شارش نسیم دریا در سطوح پایین تر و جریان برگشتی در سطوح بالاتر مدل‌سازی شدند. گسترش قائم سلول گردش نسیم دریا ۱/۵-۱ کیلومتر می‌باشد و گسترش خشکی سوی افقی نسیم دریا نیز ۴۵-۲۰ کیلومتر می‌باشد. واضح است که گرادیان دمایی در منطقه ساحلی شاخصی با اهمیت برای توسعه نسیم دریا و زمان شروع آن است. در مطالعه موردی ۵ ژوئن ۲۰۰۳، پیش بینی شده که افزایش دمایی سطحی آب از ۳ تا ۷/۵ درجه سانتیگراد در نزدیک ساحل، می‌تواند تأثیر حضور شارش دریاسو را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی خنثی کند. ساختار نسیم دریا از گرادیان دمایی خشکی- دریا تأثیر می‌پذیرد، در حالی که عمق نسیم دریا بیشتر تحت تأثیر قدرت شارش همدم می‌باشد.

تجربه مدل‌سازی عددی نشان می‌دهد که شکل خط ساحلی نقش بیشتری را طی مراحل اولیه (شروع) نفوذ نسیم دریا به داخل خشکی دارد (شکل‌های ۶، ۸ و ۱۳). چنین استدلال می‌شود که نسیم دریا در منطقه مورد مطالعه موازی با ساحل به داخل خشکی نفوذ نمی‌کند و حداکثر نفوذ به داخل خشکی در مرکز استان گیلان به سبب شکل محدب خط ساحلی است که گرادیان دمایی بین خشکی- دریا را به تصویر می‌کشد. شکل‌های (۶، ۸ و ۱۳)، نفوذ نسیم دریا و همچنین همگرایی سطحی ناشی از نفوذ رو به خشکی نسیم دریا را نشان می‌دهند.

منابع

- ۱- عزیزی، ق، معصوم پور سماکوش، ج، خوش اخلاق، ف، رنجبر سعادت آبادی ع. و زواررضا، پ، (۱۳۸۰): شبیه سازی عددی نسیم دریا در سواحل جنوبی دریای خزر بر مبنای مشخصه‌های اقلیمی، م. پژوهش‌های اقلیم شناسی، سال اول، شماره اول، ۲۱-۳۸.
- ۲- علی اکبری بیدختی، ع. و مرادی، م، بهار و تابستان (۱۳۸۴): مطالعه مشاهداتی نسیم دریا در منطقه بوشهر، م. نیوار، ۵۶ و ۵۷، ۷-۳۲.
- ۳- معصوم پور سماکوش، ج، (۱۳۸۹): مکانیسم شکل‌گیری نسیم دریا در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری به راهنمایی قاسم عزیزی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

- 4- Azorin-Molina, C., Chen, D., (2009): A Climatological Study of The Influence of Synoptic-Scale Flows on Sea Breeze Evolution in The Bay of Alicante (Spain), *Theor Appl Climatol*, 96, 249–260.
- 5- Banta, R. M., Olivier, L. D., Levinson, D. H., (1993): Evolution of The Monterey Bay Sea-Breeze Layer as Observed by Pulsed Doppler Lidar, *J Atmospheric Science*, 50, 3959–3982.
- 6- Bechtold, P., Pinty, J. P., Mascart, P., (1991): A Numerical Investigation of The Influence of Large-Scale Winds on Sea Breeze and Inland Breeze Type Circulations, *J Applied Meteorology*, 30, 1268–1279.
- 7- Bonnardot, V., Planchon, O., Cautenet, S., (2005): Sea Breeze Development Under an Offshore Synoptic Wind in The South-Western Cape and Implications for Tthe Stellenbosch Wine-Producing Area, *Theor Appl Climatol*, 81, 203–218.
- 8- Borne, K., Chen, D., Nunez, M., (1998): A method for Finding Sea Breeze Days Under Stable Synoptic Conditions and Its Application to The Swedish West Coast, *Int. J. Climatology*, 18, 901–914.
- 9- Bowers, L. A., (2004): The Effect of Sea Surface Temperature on Sea Breeze Dynamics Along the coast of New Jersey, Thesis for Master of Science, The State University of New Jersey, USA, New Brunswick.
- 10- Carnesoltas, M., (2002): La Circulation Local de Brisa de Mary Tierra. Concept's Fundamentals, *Rev Cub Meteor*, 9, 39–60.
- 11- Chiba, O., Kobayashi, F., Naito, G., Sassa, K., (1999): Helicopter Observations of The Sea Breeze Over a Coastal Area, *J. Appl. Meteorol*, 38, 481–492.
- 12- Connell, B. H., Gould, K. J., Purdom, J. F. W., (2001): High-Resolution GOES- 8 Visible and Infrared Cloud Frequency Composites Over Northern Florida During The Summers 1996–1999, *Weather Forecast*, 16, 713– 724.
- 13- Finkele, K., Hacker, J. M., Kraus, H., and Byron-Scott, R. A. D., (1995): A Complete Sea-Breeze Circulation Cell Derived From Aircraft Observations, *Boundary Layer Meteorol*, 73, 299–317.
- 14- Furberg, M., Steyn, D. G., Baldi, M., (2002): The Climatology of Sea Breezes on Sardinia. *Int J Climatol* 22, 917–932.
- 15- Gilliam, R.C., Raman, S., Niyogi D.D.S., (2004): Observational and Numerical Study on The Influence of Large-scale Flow Direction and Coastline Shape on Sea Breeze Evolution, *Bound-Layer Meteor* 111, 275–300.
- 16- Helmis, C. G., Papadopoulos, K. H., Kalogiros, J. A., Soilemes, A. T., Asimakopoulos, D. N., (1995): The Influence of The Background Flow on The Evolution of The Saronikos Gulf Sea Breeze, *Atmos Env*, 29, 3689–3701.
- 17- Luhar, Sh. K., Hurley, P. J., (2004): Application of a Prognostic Model TAPM to Sea-Breeze Flows, Surface Concentrations, and Fumigating Plumes, *Environmental Modelling & Software*, 19, 591–601.
- 18- Mizuma, M., (1998): General Aspects of Land and Sea Breezes in Western Seto Inland Sea and Surrounding Areas, *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 76(3), 403–418.
- 19- Ramis, C., Romero, C., (1995): A First Numerical Simulation of The Development and Structure of The Sea Breeze on The Island of Mallorca, *Ann Geophysical*, 13, 981–994.
- 20- Simpson, J. E., (1994): *Sea Breeze and Local Wind*. Cambridge University Press, Cambridge, p 234.
- 21- Stull, R.B., (1995): *Meteorology Today for Scientists and Engineers*: West Publishing Company, St. Paul, p 385.