

نوسانات اقیانوس اطلس شمالی

دکتر حسین عساکره
عضو هیئت علمی دانشگاه زنجان

۱ - مقدمه

هیچ منطقه‌ای از نظر اقلیمی مستقل نیست، بلکه الگوی اقلیمی غالب در یک منطقه، منطقه دیگر را نیز تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. زیرا با وجود اختلاف اقلیمی بین مناطق مختلف و به خصوص مناطق حاره و مناطق برون حاره، رابطه سیستماتیک جوی بین آنها وجود دارد و تغییراتی که مثلاً در منطقه حاره به وجود می‌آید، سبب شکل‌گیری اختلافات جوی بین مناطق عرضهای متوسط و دیگر عرضهای جغرافیایی می‌شود.

به طور کلی همواره رابطه کاملاً مشخص بین وضعیت جوی حاکم در یک ماه در عرضهای بالا، با وضعیت جوی حاکم در عرضهای پایین وجود دارد. بنابراین، اتمسفر زمین به عنوان یک سیستم واحد کار می‌کند. به طوری که تغییر گردش هوا در یک ناحیه از نیمکره شمالی به قسمتهای دیگر، در جهت بالادست یا پایین دست آن ناحیه اثر می‌گذارد (بوشتر ترجمه قائمی ۱۳۷۳).

هدف این مقاله ارائه وضعیت متغیر گردش هوا، به وجود آوردن شناخت نسبی از وردایی (تغییرپذیری) اقلیم وضعیتهای غیر معمول (ناهنجاری) فشار و جریانات هوایی در اقیانوس اطلس شمالی است. چه، که رفتار سامانه (سیستم) های فشار در اقیانوس اطلس بر همدیگر اثر متقابل داشته و از طرف دیگر به طور مستقیم و یا غیرمستقیم اقلیم ایران را متأثر

می‌سازد (علیجانی، ۱۳۶۶).

از این رو شناخت وضعیت سامانه‌های مزبور زمینه‌ای برای شناخت منشا برخی رفتارهای اقلیمی در ایران زمین خواهد بود. به منظور شناخت الگوهای سینوپتیکی زائیده شده از فازهای مختلف نوسانات اطلس شمالی، توزیع فشار و ناهنجاری‌های آن در سطح زمین و در محدوده اقیانوس اطلس شمالی مورد توجه قرار گرفته است.

۲ - سامانه (سیستم) های فشار در اقیانوس اطلس شمالی

نقشه‌های پراکنندگی فشار متوسط سطح دریا، تصویری کلی از محل احتمالی تشکیل عوارض عمده گردش هوای سطح زمین به دست می‌دهند. غالب‌ترین سیستم‌های حاکم بر منطقه مورد مطالعه بشرح زیر می‌باشد. (بوشتر ترجمه علیجانی ۱۳۷۳):

- مرکز کم فشار ایسلند: در زمستان دو مرکز کم فشار بر سطح سیاره زمین حاکم هستند. این مراکز عبارتند از مرکز کم فشار ایسلند که بین ایسلند و گرینلند قرار دارد و مرکز کم فشار آلتوشین که بر مجمع‌الجزایر آلتوشین مستقر است.
- فشار مرکزی کم فشار ایسلند کمتر کم فشار آلتوشین است. محل این

دو کم فشار استقرار دراز مدت (اقلیمی) فرودهای تروپسفری را در محلی حدود ۳۰ تا ۴۰ درجه در غرب و بالادست کم فشارهای سطح زمین نشان می‌دهد. کم فشار ايسلند یکی از عوامل احتمالی برای کنترل فشار و جریان هواسطح پایین به شمار می‌رود. از این کم فشار زبانه‌ای از طریق دریای نروژ تا دریای بارتز کشیده می‌شود و فروربارهای ثانویه ممکن است در امتداد آن حرکت کنند. در طرف جنوب این زبانه کم فشار، هوای معتدل در جهت شمال شرقی به منطقه قطبی می‌رود. در طرف شمال آن هم ممکن است بادهای شرقی ضعیفی یوزند که به سختی از بادهای شرقی قطبی افزاز می‌شوند.

۳- شاخص نوسانات اطلس شمالی (NAO)

از آنچه که در بالا به آن پرداخته شد می‌توان استنباط نمود که سامانه‌های حاکم بر اقیانوس اطلس شمالی بارفتاری نوسانی در امتداد مدار نصف النهاری موقعت خود در حرکت هستند. این رفتار نوسانی بر اثر قوت یک سامانه و ضعف سامانه دیگر حاصل می‌شود.

از این رونوسانات اقیانوس اطلس شمالی (NAO) بخش اساسی از تغییر پذیری اقلیم در حوضه اطلس و الگویی پایدار از تغییر پذیری چرخش عمومی خود را این ناحیه به شمار می‌آید. به یک نوسان نصف النهاری در جرم جوشاره دارد که مرکز عمل آن در نزدیکی ايسلند و بر روی منطقه جنوب حاره (از آرتاشبه جزیره ایبری) است. بنابراین می‌توان شاخص کمی از فازهای مختلف نوسانات شمالی ارائه و به شرح زیر تعریف نمود.

$$NAO = P(A) - P(I)$$

این شاخص بر پایه اختلاف فشار (P) نرمال شده سطح دریابین منطقه جنوب حاره آرتز (A) و کم فشار جنوب قطبی ايسلند (I) بنا نهاده شده است. در این بنام داده‌های رادرنظر داریم که از جنوب غربی "ریکیاویک" در "گیبیرتسری" و "پونت دلگادا" در آرتز و رگرد آوری شده است. اختلاف فشار نرمال شده در این دو نقطه شاخص نوسانات اطلس شمالی است.

به هنگام وقوع فاز منفی نوسانات شمالی (NAO-) کاهش گردادیان فشار موجب تکوین کم‌تر و ضعیف‌تر طوفانها در امتداد غربی - شرقی خواهد شد. همچنین هوای مرطوب اطلس به مدیترانه وارد شده و هوای سرد به شمال اروپا هجوم می‌آورد. در این هنگام گرینلند زمستان معتدل‌تر و سواحل شرقی ایالات متحده هوای سردتر و زمستان پربرفی را خواهند گذراند. (نگاره ۱-الف) در طی فاز منفی (NAO) یک مرکز پر فشار ضعیف‌تر از معمول در جنوب حاره ایجاد شده و کم فشار ناحیه ايسلند نیز ضعیف‌تر از نرمال خواهد بود.

فزون گردادیان فشار طی فاز مثبت (NAO)، طوفانهای قوی‌تر و با فرکانس بالاتری را در امتداد اقیانوس اطلس و به سمت شمال ایجاد می‌نماید. در این هنگام زمستان‌های گرم و مرطوب در اروپا استقرار می‌یابد در حالی که شمال کانادا و گرینلند زمستان سرد و خشکی را تجربه می‌کند. همچنین شرق ایالات متحده زمستان معتدل و مرطوبی را می‌گذراند. (نگاره ۱-ب)

مؤلفه دیگری که مستقیماً با گسترش و شدت فشار زیاد جنوب حاره ارتباط دارد، مؤلفه ورتکس قطبی است.

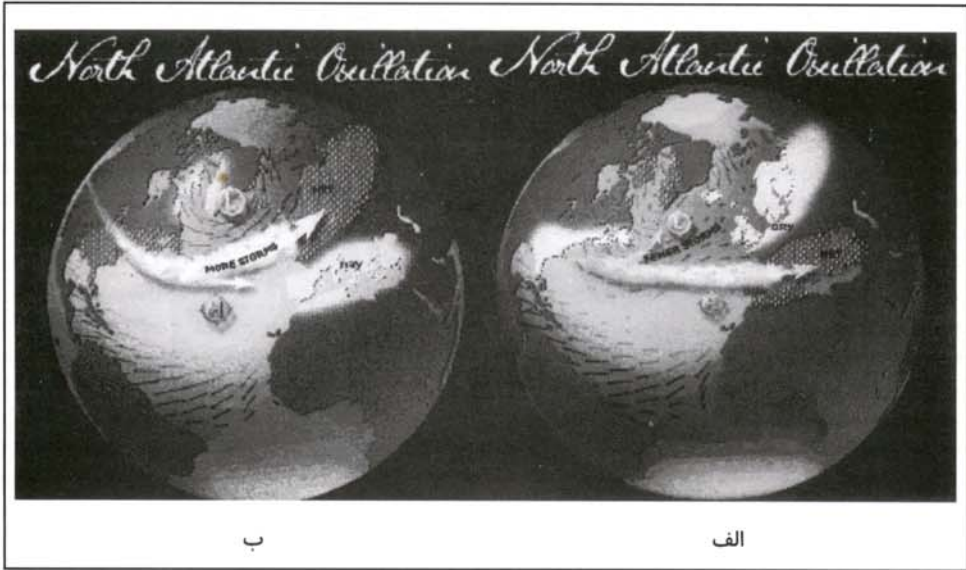
● مرکز پر فشار جنوب حاره آرتز: بر روی اقیانوس اطلس منطقه وسیعی از هوای نزول کننده از جزایر هند غربی تا داخل افریقای شمالی گسترده شده است.

مراکز پر فشار جنوب حاره، در شرق اقیانوس اطلس ثابت‌تر از دیگر قسمتهای اقیانوس است. نشست توده هوا در نزدیکی سواحل افریقا قوی است و به تدریج به سمت غرب ضعیف می‌شود. قسمت جنوبی اقیانوس اطلس شمالی در استیلای سلول پر فشار جنوب حاره‌ای است. بیشتر مواقع اثر آن در عرضهای بسیار بالاتر دیده نمی‌شود. قرارگاه اصلی آن به شکل بیضی و محور آن در امتداد شرق شمال شرقی به غرب جنوب غربی کشیده شده است.

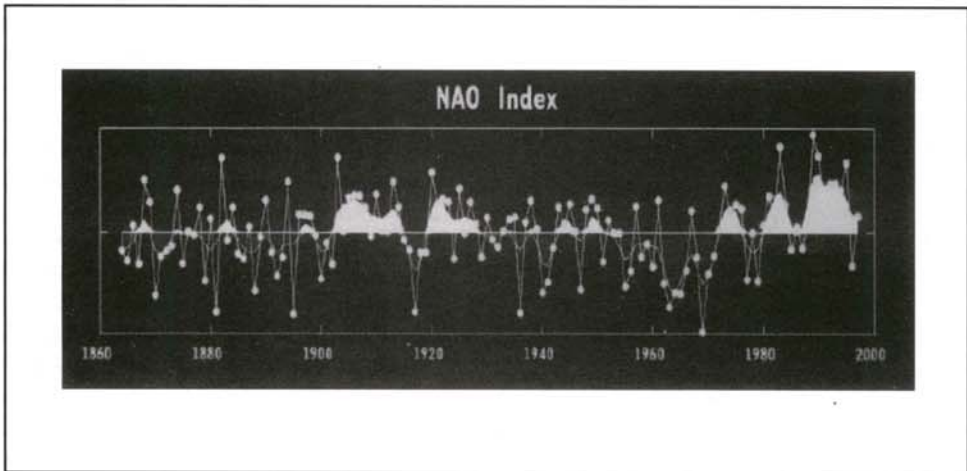
مرکز این پر فشار در حوالی ۴۰ درجه غربی و ۳۵ درجه شمالی در نزدیکی مجمع‌الجزایر موسوم به آرتز قرار دارد. میانگین فشار مرکزی آن در تابستان ۱۰۲۶ و در زمستان ۱۰۲۳ هکتوپاسکال می‌باشد. فشار مرکزی بیشتر سلولهای آن در حالت انفرادی بین ۱۰۳۲ تا ۱۰۴۰ هکتوپاسکال است. فرابار آرتز قسمتی از یک کمربند پر فشار بزرگتری را تشکیل می‌دهد که در منطقه جنوب حاره نیمکره شمالی کشیده شده است. این فرابار یک فرابار گرم است یعنی اینکه در محل استقرار آن و در تروپسفر پایینی دما به طور چشمگیری فزونی می‌یابد.

فرابار آرتز تا ارتفاع ۱۲ کیلومتری گسترش دارد و گنبد بزرگی را در تروپوپوز بوجود می‌آورد. در تروپسفر بالایی درجه حرارت ممکن است بسیار پایین‌تر از میانگین (۶۰- درجه سلسیوس) باشد. گاهی تا ۸۰- یا حتی ۱۰۰- درجه کاهش می‌یابد. علیرغم سردی هوای بالا، نزول هوا آن را به طریق آدیاباتیک گرم می‌کند و میزان نم نسبی رانیز پایین می‌آورد. بعضی اوقات فرابار آرتز ریزانه‌های پر فشار قوی و مداوم در اطراف خود بوجود می‌آورد و در برخی موارد، مرکز فراباره طرف شرق بر روی اروپا منتقل می‌شود. تحت چنین شرایطی جزایر بریتانیا احتمالاً گرمای غیر عادی را تجربه می‌کنند. گاهی ممکن است این فراباره به طرف شمال (گرینلند) گسترش یابد، به طوری که کاملاً از وزش بادهای غربی سطح زمین جلوگیری نماید.

اگر این وضعیت ادامه یابد، حالت - مانع - بوجود می‌آید. بر این اساس و بنا بر تعریف، هرگاه یک مرکز آنتی سیکلونی کامل از فرابار آرتز جدا شود



نگاره (۱): جهت جریان‌های طیف‌های منفی (الف) و مثبت (ب) نوسانات اطلس شمالی



نگاره (۲): رفتار بلندمدت شاخص نوسانات شمالی

ور تکس قطبی عبارت است از مرکز کم فشاری که در شمال کلاهدک قطبی ایجاد می‌شود.

این مرکز فشار کم ممکن است دوسلولل و یا یک سلول منفرد باشد و موقعیت آن هر سال مقداری تغییر نماید. ولی به صورت نرمال (بهنجار) دارای مرکز خاصی است که موقعیت و استقرار آن نیز طولانی مدت می‌باشد. جابه‌جایی این مراکز فشار کم نسبت به نرمال آن نه تنها تغییراتی در انتقال مرکز فشار زیاد جنب حاره ایجاد می‌کند بلکه تغییرات اقلیمی عرضهای میانی و در نهایت تغییرات اقلیمی کره زمین را نیز باعث می‌شود. ورتکس قطبی تعیین کننده میدان وزش بادهای استراتسفری در عرضهای متوسط و بالاتر است.

میدان وزش این بادهای ناحیه مزوپازرسیده و منجر به تشکیل بادهای غربی زمستانه می‌شود. که می‌تواند از پایین‌ترین تا بالاترین بخش تروپوسفور گسترش یابد.

ثابت شده است که منطقه وزش بادهای ناحیه‌ای در میزوپارطی ژانویه و فوریه در ارتباط نزدیکی با (NAO) است. بنابراین (NAO) شاخصی از مقدار چرخش نیمکره شمالی به ویژه ناحیه اترانتیک و اروپا بوده و چرخش این نواحی را تعیین کند. از این رو (NAO) خود به تنهایی می‌تواند شاخصی برای بادهای زمستانه در اروپای مرکزی باشد. زیرا شاخص‌های بزرگتر (NAO) با غربی‌های قوی در اروپای مرکزی همراه است. به طور واضح می‌توان اشاره نمود که در طی فاز مثبت (NAO) بادهای غربی در عرضهای میانه قوی‌تر از میانگین می‌وزند. این فاز با شرایط سرد در شمال غربی اطلس و هوای گرم در اروپا همراه است. در حالی که در اروپای شمالی شرایط خشک و در ایسلند تا اسکاندیناوی شرایط مرطوب حاکمیت می‌یابد.

۴ - تغییرات زمانی (NAO)

یکی از جنبه‌های قابل توجه (NAO) که مطالعات اخیر رابه خود جلب نموده است، روند محسوس (NAO) طی سی ساله اخیر می‌باشد که در دوره آماری بی سابقه بوده است.

بیشترین آنومالی‌های قابل توجه از زمستان ۱۹۸۹ آغاز شده است. (نگاره ۲) تغییرات مزبور مطالعات رادار مجرای بررسی تغییرات اقلیم و هوای عرضهای میانه و بالاتر نیمکره شمالی و همچنین اثرات آن بر اکوسیستم‌های آبی و خاکی قرار داده است. برای مثال هازل (۱۹۹۶) نشان داد که روند افزایشی اخیر در مقادیر (NAO)، گرمایش اروپا و آسیا و خنک شدن شمال غرب اطلس راداری داشت.

اگر چه در مورد فرایندهای مؤثر بر تغییرات بلندمدت (روند) و سی سال اخیر (NAO) اتفاق نظر وجود ندارد. اما این پدیده روندی طبیعی از تغییر پذیری اتمسفر است که با تغییر گاه و بی‌گاه از ارتفاع استراتسفر پایین و نیز بوسیله فرایندهای انسانی فاز یادمانه آن متأثر می‌شود. برای مثال شواهد فراوانی وجود دارد که نشان می‌دهد، چرخه‌های سالانه تابش خورشیدی و دمای سطح آب دریاها (SST) و نیز رفتار گازهای گلخانه‌ای

وارد شده به جوالگویی مشابه الگوی حاکم بر (NAO) داشته است. در مقابل والس و همکاران (۱۹۹۶) ثابت نمود که مقادیر ثبت شده (NAO) از یک فرایند تصادفی و ایستاب‌سختی قابل تمیز است.

جونس و همکاران (۱۹۹۷) نیز با بکارگیری تابع چگالی طیفی (NAO) نشان دادند که (NAO) یک فرایند تقریباً تصادفی است و طیف آن در بازه‌های دو و ده ساله معنی دار است، یعنی دارای نوسانات دوده ساله می‌باشد. از آنجا که سیستم اقلیم در درازمدت نمی‌تواند ایستاب‌باشد، لازم است فرض مقابل ایستایی مطرح و آزمون شود.

تامپسون و همکاران (۱۹۹۹) با آزمون شاخص (NAO) طی سی ساله اخیر معنی دار بودن تغییر پذیری درون هر سال و همچنین با مطالعه مقادیر صدساله پیشین تغییر پذیری درون دهه‌های رانابت کرده است.

۵ - نتایج اقلیمی تغییرات (NAO)

تغییرات بلندمدت (روند) نوسانات اطلس شمالی بیانگر فزونی فرکانسهای فاز مثبت است. این روند به طور خلاصه نتایج اقلیمی زیر را در پی داشته است.

۱- تقویت غربی‌های جنب قطبی از سطح زمین تا استراتسفر پایینی (تامپسون و همکاران ۱۹۹۹)

۲- تشکیل زمستانهای ملایم‌تر در اروپا و در مجاورت آسیا و زمستانهای سرد در کانادای شرقی و شمال غرب اقیانوس اطلس (والاس و همکاران ۱۹۹۵، هازل ۱۹۹۶، شیار و همکاران ۱۹۹۷).

۳- تغییرات ناحیه‌ای محسوس در الگوهای بارش که حاصل مطالعات هازل (۱۹۹۵) است.

۴- تغییرات محسوس میانگین فشار سطح در برابر شمالگان (والس و همکاران ۱۹۹۶)

۵- گرمایش استراتسفر بر روی کلاهدک قطبی (راندل و ویو ۱۹۹۹) و کاهش ستون ازن از ۴۰ درجه شمالی به سمت قطب‌ها (تامپسون و همکاران ۱۹۹۹).

۶- تغییر فعالیت طوفان زایی و دیگر گونی در فراوانی و شدت فصلی سیستم‌های مانع (بلوکینگ) در مسیر طوفانهای اطلسی (هازل ۱۹۹۵) بخش مهمی از روند گرمایشی دمای جهانی از تغییرات چرخش جوی در اقیانوس اطلس شمالی متأثر می‌شود. (گراف و همکاران ۱۹۹۵ و تامپسون و همکاران ۱۹۹۹). این وضعیت برای چرخه‌های چند ساله میانگین‌های ناحیه‌ای نیز صادق است. (وکجیونانی ۱۹۹۵ و کین و تگز برا ۱۹۹۰).

۶ - اثرات (NAO) بر اقلیم ایران

موقعیت جغرافیایی ایران باعث شده که کشور در معرض هجوم توده‌های هوایی مختلف از جمله توده‌های هوایی غرب و شمال غرب (اطلس، مدیترانه و دریای سیاه) قرار گیرد (علیچانی ۱۳۶۶). حرکت یا هجوم توده‌های هوایی یادشده، بی‌ارتباط با چگونگی توزیع و رفتار مراکز فشار ایسلند و آژور نبوده است.

عساکره (۱۳۸۰) با استفاده از آمار ایستگاههای قدیمی ایران نشان داده

بامقادیر پایین (NAO) و مقادیر بالای بارش بامقادیر متوسط (NAO) همخوانی نشان می‌دهد.

منابع و مآخذ

- ۱- بوشر، کیت، ترجمه هوشنگ قائمی (۱۳۷۳)، آب و هوای کره زمین، جلد اول، تهران، انتشارات سمت.
- ۲- بوشر، کیت، ترجمه هوشنگ قائمی (۱۳۷۳)، آب و هوای کره زمین، جلد دوم، تهران، انتشارات سمت.
- ۳- عساکره، حسین، (۱۳۸۰)، تجزیه و تحلیل آماری - اقلیمی سری‌های زمانی دما در ایران، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان.
- ۴- علیچانی، بهلول (۱۳۶۶)، رابطه پراکنندگی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم‌های هوایی بالا، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴.
- ۵- قزایی، سهراب، جاودانی، ناصر، جوانمرد، سهیلا، خزانه‌داری، لیلی و خسروی، محمود (۱۳۸۰)، بررسی نمایه‌های ارزیابی شدت خشکسالی و امکان‌سنجی کاربرد نمایه شدت خشکسالی پالمر در ایران، مشهد، پوالتن علمی مرکز ملی اقلیم‌شناسی شماره ۶.

است که میزان تأثیر (NAO) بر مقادیر دما - بارش ایستگاه‌های مختلف همسان و یکسان نبوده است و روابط غیرخطی و جزئی نیز قادر به ارائه الگویی برای بیان رابطه (NAO) با اقلیم ایران نمی‌باشد. چراکه از عموماً فازهای اقلیمی و فازهای نوسانات شمالی اگرچه به لحاظ زمانی تقارن نسبی داشته اما تصویری شهودی در شرایطی که میانگین‌های هر سال بالاتر یا پایین‌تر از میانگین کل باشند نوع رابطه یا اثر نوسانات شمالی بر روند اقلیمی ایران زمین متفاوت باشد و با توجه به شرایط فاز و موقعیت مقادیر نسبت به میانگین تأثیرات مربوط به نوسانات شمالی بر تغییرات متفاوت بوده است. بدین دلیل پس از تعیین توزیع‌های آماری مقادیر بارش - دما، دهک‌های آنها یاددهک‌های توزیع مناسب با (NAO) مقایسه نمود.

روش دهک‌ها جهت جلوگیری از مشکلات به کارگیری روش درصد نرمال ابداع شده است. این شیوه از تقسیم توزیع احتمال وقوع در باره آمار ثبت شده در از مدت بر بخشی از هر یک از ده درصد توزیع بدست می‌آید. هر یک از مقوله‌ها به نام دهک نامیده می‌شود. اولین دهک هر داده از مقادیر به وقوع پیوسته از پایین‌ترین ۱۰ درصد مقادیر تجاوز نمی‌کند. (جدول (۱)) در این روش به آمار اقلیمی طولانی نیاز می‌باشد. (قزایی و همکاران ۱۳۸۰)

وقتی داده‌ها از کوچکترین تا بزرگترین مقدار مرتب شدند، به طوری که حداقل مقدار مشخصی مثلاً ۱۰ درصد از مشاهدات منطبق بر مقادیر در سمت چپ آن و حداقل ۹۰ درصد در سمت راست آن قرار گیرد. در این روش محدوده‌های هر دهک از توزیع منحنی فراوانی تجمعی یا هر نظام معینی از داده‌ها محاسبه می‌شود. از این رو اولین دهک مقداری است که از کمترین ۱۰ درصد تجاوز نمی‌کند.

دومین دهک مقداری است که از کمترین ۲۰ درصد کل تجاوز نمی‌کند و ... دهک پنجم یا میانگین مقدار فراسنجی است که از ۵۰ درصد رخ داده‌ها تجاوز نمی‌کند. بر این اساس یک تقسیم بندی کلی برای داده‌های اقلیمی بر اساس دهک‌های یک توزیع بر حسب این روش و با تعمیم داده‌های جدول (۱) امکان‌پذیر است.

جدول (۱): درجه بندی دهک‌ها (قزایی و همکاران ۱۳۸۰)

دهک	فاصله	وضعیت نسبت به نرمال
۱-۲	پایین‌ترین ۲۰ درصد	خیلی کمتر از نرمال
۳-۴	۲۰ درصد بعد از پایین‌ترین	کمتر از نرمال
۵-۶	۲۰ درصد وسطی	تقریباً نرمال
۷-۸	۲۰ درصد بالاتر از وسطی	بیشتر از نرمال
۹-۱۰	بالا‌ترین ۲۰ درصد	خیلی بیشتر از نرمال

عساکره (۱۳۸۰) از نتایج حاصل، رابطه مناسبی بین مقادیر دهک‌های بارش - دما و (NAO) به دست آورد.

بدین معنی که مقادیر بالای دما با دهک‌های پایین (NAO) و مقادیر پایین دما بامقادیر بالای (NAO) همخوانی دارد. همچنین مقادیر پایین بارش