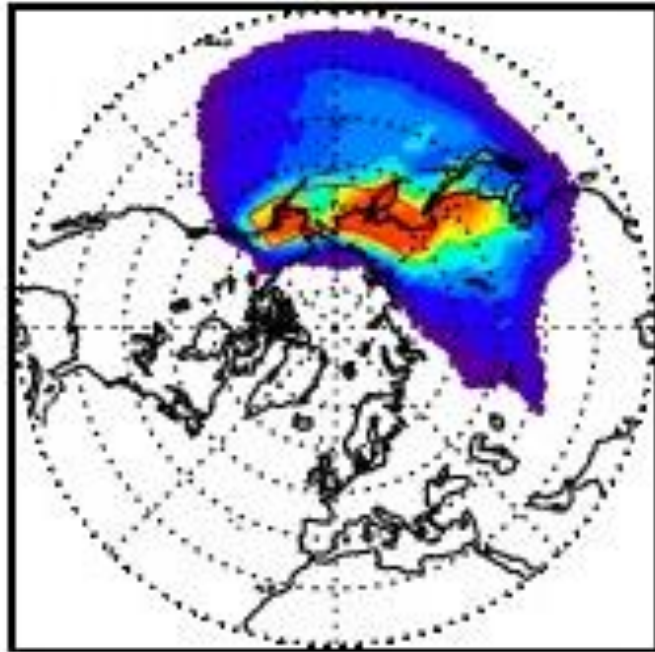


# Traballo Fin de Grao

Anomalías da evaporación sobre as fontes de  
humidade oceánica dos Ríos Atmosféricos (ARs)  
que chegan ao Ártico



**Karina Pereira Martínez**

Grao en Ciencias Ambientais

Xullo 2017

Faculta de Ciencias

Universidade de Vigo



**Dra. Raquel-Olalla Nieto Muñiz**, profesora titular del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo y **Dr. Luís Gimeno Presa** investigador del área de Física de la Tierra, del departamento de Física Aplicada, de la Universidad de Vigo

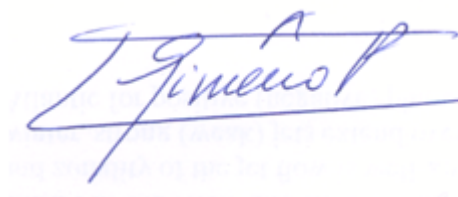
INFORMAN:

Que el trabajo titulado "**Anomalías de la evaporación sobre las fuentes de humedad oceánica de los Ríos Atmosféricos (ARs) que llegan al Ártico**" presentado por **D<sup>a</sup>/D. Karina Pereira Martínez, con D.N.I.: 15492036-H**, ha sido realizado bajo nuestra dirección en el departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y autorizamos su presentación como **Trabajo Fin de Grado del Grado de Ciencias Ambientales** al considerarlo apto para ser defendido.

Ourense, 19 de junio de 2017

D<sup>a</sup>. Raquel-Olalla Nieto Muñiz

D. Luis Gimeno Presa





## Resumo

É coñecido que hai varios mecanismos relacionados coa fusión do xeo no Ártico nos que o transporte de humidade está implicado. Na última década, algúns artigos amosan que hai un crecemento do transporte de humidade cara o Polo Norte, e este feito está relacionado coa fusión do xeo. A redución na cuberta de xeo alcanza o seu máximo durante o mes de setembro. Así, os procesos que se producen con anterioridade para este mes ou durante o mesmo, poderían estar relacionados cos fenómenos de derretemento da capa xeadada. Unha intrusión anómala de ciclóns cara o Ártico é una das causas ou mecanismos que producen un transporte de humidade anómalo cara a esta rexión. O principal mecanismo de transporte de humidade dende latitudes subtropicais cara latitudes máis ao norte son os Ríos Atmosféricos (ARs). Neste traballo, trátase de entender o papel destas estruturas meteorolóxicas no transporte de humidade cara a rexión do Ártico.

Utilizando os ARs da base de datos de Guan and Walliser (2016), que detecta os sistemas mediante un algoritmo automatizado, permitiu a identificación dos ARs que chegaron ao Ártico entre 1997 e 2014 para os meses de agosto e setembro, mes anterior e propio (respectivamente) no que o desxeo no Ártico é climatolóxicamente máximo. A detección dos ARs centrouse nunha banda entre 55°N-65°N, 5 graos ao norte e sur dos 60°N que é o límite considerado para a rexión Ártica en abundantes traballos científicos. Seleccionáronse aquelas áreas (dominios) dentro desa banda nas que a ocorrencia de ARs foi maior, aplicando o percentil 75 para ambos meses de estudo. A rexión de máxima ocorrencia de ARs para o mes de agosto atópase entre 142.5°-225.5° no océano Pacífico e para o mes de setembro entre 207.5°-242.5° tamén sobre o Pacífico e entre 322.5°-15° no océano Atlántico.

Foi utilizada unha análise das traxectorias que chegan asociadas con cada AR a cada una das rexións de maior ocorrencia de ARs mediante un modelo Lagranxeano 3D de transporte de partículas (FLEXPART 9.0) para identificar as principais áreas onde o aporte de humidade foi anómalo, é dicir, as fontes de humidade anómalas. Calculáronse os cambios de humidade (usando a humidade específica,  $q$ ) para cada paso de tempo hacia atrás de todas as traxectorias dos ARs de forma individual, retendo tan só os valores nos que se gaña humidade.

Os resultados mostran que, en xeral, para a rexión considerada, as principais áreas climatolóxicas para a absorción de humidade esténdense ao longo do Atlántico Norte e do Pacífico Norte en latitudes altas e medias, e tamén cada rexión sumidoiro aparece como un máximo local de humidade. No mes de agosto é destacable a fonte de humidade sobre o leste do continente asiático. Durante os eventos de ARs as rexións fontes atlántica e pacífica vensereforzadas pero son as propias rexións de máximos de ARs as que aportan unha maior cantidade de humidade de modo anómalo aos ARs, ademais das rexións limítrofes coas mesmas.



# Índice

|   |    |
|---|----|
| I. Introducción .....   | 15 |
| 1.O Ártico.....   | 15 |
| 1.1 O rol da atmosfera no ciclo da auga: o Ártico .....   | 17 |
| 1.2 O papel do transporte de humidade no desxeo do Ártico .....                                     | 18 |
| 2. Ríos atmosféricos .....  | 19 |
| 2.1 Impacto dos ARs .....   | 22 |
| II. Obxectivos.....   | 25 |
| 3. Modelo Lagranxeano FLEXPART .....  | 27 |
| 3.1. Características computacionais do modelo FLEXPART .....  | 28 |
| 3.1.1 Física do modelo.....   | 28 |
| Capa límite:.....   | 28 |
| Convección húmida: .....  | 29 |
| Flutuacións de vento: .....   | 29 |
| Transporte de partículas e difusión.....  | 29 |
| 3.2. Aplicación do modelo FLEXPART para a identificación das fontes de humidade .....               | 29 |
| 4. Base de datos dos ARs.....   | 31 |
| IV. Resultados.....   | 33 |
| 5. Identificación das rexións de máxima ocorrencia de ARs cara o Ártico .....                       | 33 |
| 6. Identificación das fontes de humidade e as súas anomalías para os ARs que chegan ao Ártico ..... | 35 |
| V. Conclusións.....   | 39 |
| VII. Referencias.....   | 41 |





# I. Introducción

## 1. O Ártico

Os Polos Norte e Sur son vitais para o clima da Terra, xa que actúan como sistema de refrixeración. A redución da cuberta nivosa fará que a Terra absorba máis calor do Sol e que as correntes oceánicas cambien.

O Ártico é unha vasta rexión (Figura 1), que ocupa unha sexta parte da superficie terrestre: máis de 30 millóns de Km<sup>2</sup> en 24 fusos horarios. Gran parte da rexión ártica está cuberta polas augas do océano, que alcanza ata 4 km de profundidade, pero tamén abarca enormes extensións de terra firme.

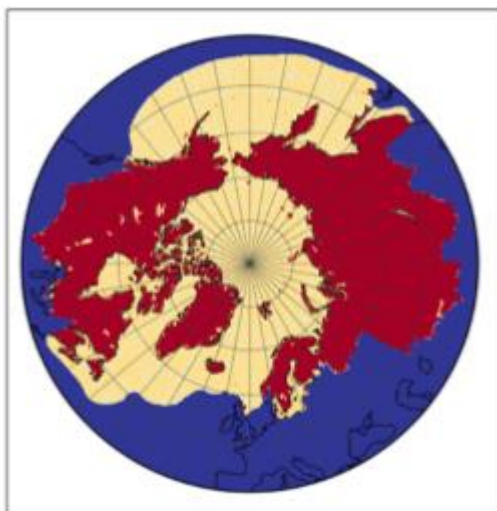


Figura 1: O sistema Ártico. Superficie continental (vermello) e oceánica (amarelo) pertencentes ao sistema Ártico definido por Vázquez et al. (2013).

O Ártico ten uns 4 millóns de habitantes, entre os que hai máis de 30 pobos indíxenas, e que se reparten entre os oito Estados que posúen territorios na rexión ártica: Canadá, Dinamarca/Groenlandia, Finlandia, Islandia, Noruega, a Federación Rusa, Suecia e Estados Unidos). Cinco deles son países membros da Axencia Europea de Medio Ambiente, e destes, tres son Estados membros da Unión Europea (páx. web-1).

O impacto do cambio climático (Figura 2) está a ser maior no Ártico que en calquera outra parte do mundo. É probable que o cambio na temperatura media global en superficie para o período 2016-2035, en relación co período 1986-2005, estea no rango de 0.3°C a 0.7°C (páx. web-2). As temperaturas subiron na zona o dobre da media mundial dos últimos 50 anos. Con motivo do Estudo Catlin (páx. web-3) sobre

o Ártico, realizado na primavera de 2009, inspeccionáronse os xeos dunha ruta de máis de 280 millas ao longo do mar de Beaufort, na beira norte do Ártico. Máis ou menos, os xeos tiñan case dous metros de espesor e tan só un ano de antigüidade. Os xeos mariños máis antigos, de maior grosor e estabilidade, están a desaparecer. Dende mediados do século XX, a extensión do manto de neve do hemisferio norte diminuíu 1.6% por decenio, en marzo e abril, no período do 1967-2012 e en xuño un 11.7% por decenio (páx- web-2).

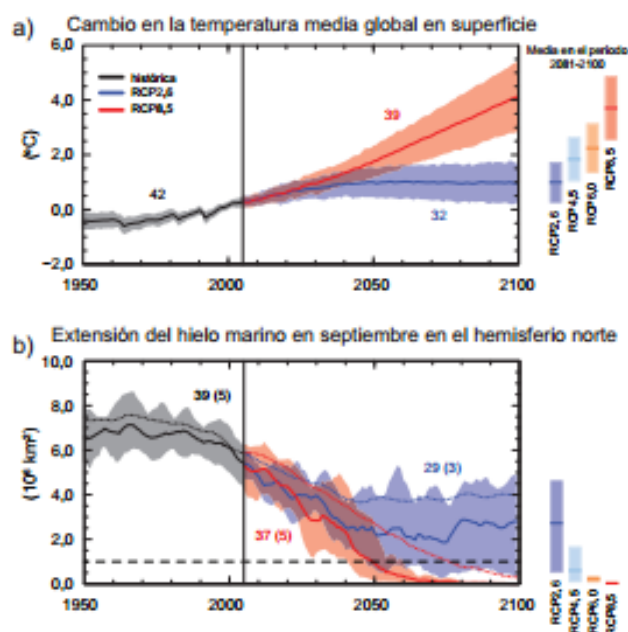


Figura 2: Series temporais simuladas, basadas en modelos múltiples da quinta fase do Proxecto de comparación de modelos acoplados, entre 1950 y 2100, de: a) o cambio anual na temperatura media global en superficie respecto de 1986-2005; b) a extensión de xeo mariño en setembro no hemisferio norte (páx. web-2).

Para moita da poboación mundial, o Ártico é algo moi afastado, tanto por motivos xeográficos como pola súa “escasa” repercusión na nosa vida. Con todo, esta rexión desempeña un papel crucial na regulación climática do planeta, e se o cambio climático continúa ao ritmo estimado, terá profundas consecuencias. En concreto, o océano Ártico, unha mestura de auga de mar e de auga doce achegada polo desxeo, inflúe nas correntes oceánicas de todo o planeta. Curry e Mauritzen (2005) cren que un exceso de achega de auga doce podería de feito «desconectar» algunhas destas correntes mariñas, que desempeñan un papel crucial no clima das rexións situadas a latitudes máis ao sur.

O quecemento global ademais outorgou un inesperado protagonismo ao casquete polar ártico. O aumento das temperaturas ao que está sometida esta rexión, especialmente sensible, mellorou as condicións dunha área ata agora inhóspita e de difícil acceso para concederlle unha posición xeoestratéxica de primeira orde. Segundo o Centro Nacional para a Neve e o Xeo (NSIDC), institución americana que utiliza satélites da NASA para controlar o estado dos Polos, o Ártico perde unha media do

10% do total da súa superficie xeada cada década. Mentres algúns científicos alertan da perigosidade do desxeo do Ártico e das graves consecuencias que isto supón, son moitos o que ven este fenómeno natural unha fonte inesgotable de oportunidades: o desxeo permitirá ter acceso a importantes recursos enerxéticos, mineiros e pesqueiros, e abrirá novas vías comerciais para o transporte marítimo e turístico. Por exemplo, permitirá un aforro de ata 6.400 km na travesía entre Shanghai e Hamburgo, e quedarán dúas rutas permanentemente abertas, a do Noroeste e a do Nordeste. A primeira bordea a costa setentrional norteamericana, conectando o Océano Atlántico e o Pacífico a través de varios estreitos, a segunda (tamén chamada a do Mar do Norte) une tamén o Océano Atlántico co Pacífico, pero a través das costas do norte de Rusia, dotando a este país dunha posición estratéxica no transporte internacional de mercancías.

No tocante a recursos enerxéticos, o Servizo de Inspección Xeolóxica de Estados Unidos calculou que esta área contén o 30% das reservas mundiais non descubertas de gas natural e o 13% das de petróleo.

A maior facilidade no acceso aos recursos naturais e a posibilidade de utilizar novas rutas marítimas converten o Ártico nunha zona de pequenas tensións internacionais, que poderían derivar en conflitos de maior identidade se non se conxuran a tempo. Así como as fronteiras terrestres están ben delimitadas, non o están as marítimas e estanse a plantexar problemas no reparto de soberanía destes novos espazos, nos que de momento Rusia, Noruega e Dinamarca obteñen recursos naturais sobre e baixo o fondo mariño a unha distancia da costa de ata 200 millas.

Por estes, e outros motivos, a Ártico, enfrontase a a perigos ambientais como vertidos de petróleo, a pesca ou a caza ilegal. A seguridade na zona é algo indispensable que existe canto antes a toma de medidas a escala nacionais e globais.

Así, en 1996 constituíuse o Consello Ártico para afrontar algúns destes problemas e preocupacións. Trátase dun foro consultivo para os gobernos e pobos da rexión, integrado por Canadá, Dinamarca, Estados Unidos, Finlandia, Islandia, Noruega, Rusia e Suecia. España atópase como observador. A actividade deste foro deixa ó marxe as disputas territoriais, destas encárgase as Nacións Unidas, e céntrase en cuestións ambientais, de desenrolo sostible e a preparación e posibles accións para casos de emerxencia.

## 1.1 O rol da atmosfera no ciclo da auga: o Ártico

O transporte de humidade dende océanos cara o continente é a principal compoñente atmosférica do ciclo da auga e forma o vínculo entre a evaporación no océano e a precipitación continental.

A atmosfera contén auga en diferentes estados: vapor, líquido e en forma de xeo. O contido total de auga na atmosfera é aproximadamente  $13.000 \text{ km}^3$ , dos cales  $200 \text{ km}^3$  atópanse sobre o Ártico. Estas cifras son moi pequenas comparadas cos océanos, capas de xeo, glaciares, lagos, ríos e terra. Sen embargo, a atmosfera é un

compoñente fundamental da auga e dos ciclos de enerxía no planeta. O vapor de auga na atmosfera do Ártico ten un tempo de residencia de aproximadamente dunha semana, en comparación cunha década para a auga doce no Océano Ártico, e miles de anos para as capas de xeo e os glaciares. A humidade atmosférica, as nubes e a precipitación simultaneamente afectan e son afectadas polo recente cambio climático no Ártico (Vihma et al., 2016 e artigos referidos). Un estudio detallado deste transporte pode mellorar a comprensión dos cambios observados e algunhas probas físicas para posibles proxeccións dispoñibles en climas futuros (Gimeno et al., 2016).

Palmen e Vuorela (1963) calcularon por primeira vez o transporte de vapor de auga na rexión entre 40°S a 40°N, pronto seguidas por estimacións que chegan ata o norte entre 70°-75°N (Starr et al., 1965; Rakipova, 1966; Oort, 1971). Vázquez et al. (2013) estudou o transporte de humidade na rexión ártica e a súa influencia na extensión do xeo mariño para un período de 10 anos dende o 1997 ao 2006.

A ocorrencia do vapor de auga no Ártico está parcialmente debida á evapotranspiración / evaporación e a condensación a nivel local, e tamén debida ao transporte dende latitudes baixas. O transporte dende latitudes baixas é posible polo gradiente norte-sur na humidade específica do aire e vese afectado polos patróns de circulación a grande escala, como as ondas planetarias, a corrente en chorro subtropical, a corrente en chorro do fronte Polar, o *track* de ciclóns, ademais de polas células de Hadley, Ferrel e Polar (Vihma et al., 2016 e artigos referidos). Jakobson and Vihma (2010) calcularon que o paso de ciclóns dominan o transporte de humidade por riba dos 70° N, contribuíndo nun 80-90%.

**Os ríos atmosféricos** (corredores estreitos de transporte de humidade intenso que teñen lugar no interior das cintas transportadoras de aire quente (WCBs) nos ciclóns extratropicais) **son unha das compoñentes chave dos eventos de transporte extremo** (Newman et al., 2012; Gimeno et al., 2014; Neff et al., 2014) e transportan aproximadamente máis dun 90% do fluxo total de vapor de auga integrado na vertical dende rexións subtropicais ata latitudes medias e altas (Gimeno et al., 2014).

De acordo con Sorteberg e Walsh (2008), a variabilidade interanual no transporte de humidade cara o Ártico está principalmente conducida pola variabilidade na actividade dos ciclóns (aos que van ligados os ARs) sobre o mar de Groenlandia e o mar de Siberia do leste. As conexións rexionais son complexas. Por exemplo, moitos ciclóns entran ao centro do Ártico dende o mar de Kara, e nestes casos redúcese o transporte total de humidade. Tamén hai constancia de cambios recentes no ciclo da auga atmosférico na rexión do Ártico durante as últimas décadas, sobre todo nos meses de verán e no outono (Vihma et al., 2016).

## 1.2 O papel do transporte de humidade no desxeo do Ártico

Nos últimos anos a extensión e o espesor do xeo Ártico sufriu unha redución dramática. Os rexistros mostran unha diminución da extensión do xeo nesta zona dende 1979 ata o presente (Kapsch et al., 2013). O maior decrecemento na extensión

do xeo tense observado para o mes de setembro. Este decrecemento asociouse a diferentes factores, como poden ser cambios na temperatura do aire en superficie, desprazamento do xeo debido a acción do vento, cambios nas características dos ciclóns que atravesan esa área, ou incluso variacións na precipitación (Simmond and Keay, 2009; Parkinson and Comiso, 2013). A importancia dos aportes de humidade na extensión do xeo mariño son evidentes, e a precipitación afecta directamente debilitando o xeo. Kapsch et al. (2013) observaron un crecente aumento no transporte de humidade durante a primavera cara as rexións onde se observa a retirada do xeo.

Como se comentou anteriormente, Vázquez et al. (2013) realizaron un estudo climatolóxico sobre as fontes e sumidoiros de humidade para o sistema Ártico para un período de 10 anos dende 1997 ata o 2006 analizando a diferenza de E-P (evaporación menos precipitación). Os resultados amosan que o sistema Ártico preséntase como un sumidoiro de humidade, e que a humidade que precipita nel provén principalmente dos océanos Pacífico e Atlántico, concretamente das súas fronteiras oeste, do mar Mediterráneo, existindo tamén aportes de humidade continentais nos meses de verán procedentes de Norteamérica e de Asia. O feito de que o océano Ártico sexa un sumidoiro de precipitación fai que o sistema sexa moi sensible a posibles cambios nos aportes de humidade dende as súas fontes.

Durante os anos que a extensión de xeo presenta un mínimo, sobre todo nos meses de setembro, é a precipitación dos meses previos a que afecta á extensión de xeo. Algúns estudos mostran como o aporte de humidade durante os meses de primavera, sobre todo abril-maio, incrementase para os anos nos que a extensión de xeo vése máis reducida naquelas zonas onde se observa a retirada de xeo (Vázquez et al., 2013).

## 2. Ríos atmosféricos

As dúas estruturas dinámicas meteorolóxicas a gran escala coñecidas que realizan un papel importante no transporte de humidade son os sistemas de chorro a niveis baixos (LLJ, *Low Level Jets*) e os ríos atmosféricos (ARs, das súas siglas en inglés *Atmosféric Rivers*). Os LLJ están maioritariamente asociados a zonas tropicais e subtropicais e, os ARs están confinados a zonas extratropicais.

Os ARs (figura 3) son corredores atmosféricos relativamente estreitos ao longo dos cales unha grande parte de vapor de auga atmosférico é transportado cara outras latitudes (Zhu e Newell, 1998). Mediante estas estruturas máis do 90% do fluxo total de vapor de auga integrado na vertical (IWV) que se atopa en latitudes medias é transportando dende os subtropicos. A capacidade dos ARs para o transporte de auga na atmosfera é similar á observada nos ríos terrestres máis grandes do mundo, coma o Amazonas. Os ARs subministran grandes cantidades de vapor de auga, xerando elevadas cantidades de precipitación que poden derivar en inundacións, provocando derrubes e danando ecosistemas.

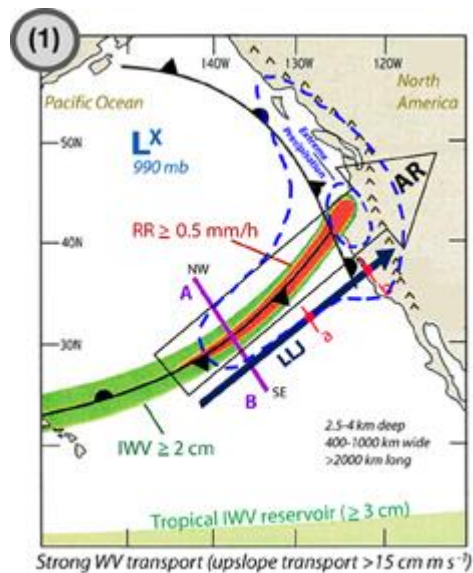


Figura 3 : Modelo conceptual dun Río Atmosférico (AR). Esquema da vista en planta mostrando as posicións relativas do frente frío e un sistema en chorro a nivel baixo (LLJ). A frecha grande mostra o AR e a azul o LLJ. En verde móstrase o vapor de auga integrado na vertical (IWV) e en vermello a intensidade de choiva asociada (RR). A liña azul discontinua define unha zona simbólica de precipitación máxima asociada a todo o sistema. Figura obtida de Gimeno et al. (2014).

Os ARs son estruturas de pouca profundidade e estreitos, entre 1-2.5 km de altura e, aproximadamente 300-500 km de ancho (Figura 4A). Están compostos principalmente de vapor de auga que se estende ao longo de distancias de polo menos 2.000 km (Newell et al., 1992). Os ARs están case sempre asociados con ventos fortes a niveis baixos da atmosfera, asociados cun LLJ local colocado por diante do fluxo máximo de humidade, debido ó gradiente de temperatura a través da fronte fría.

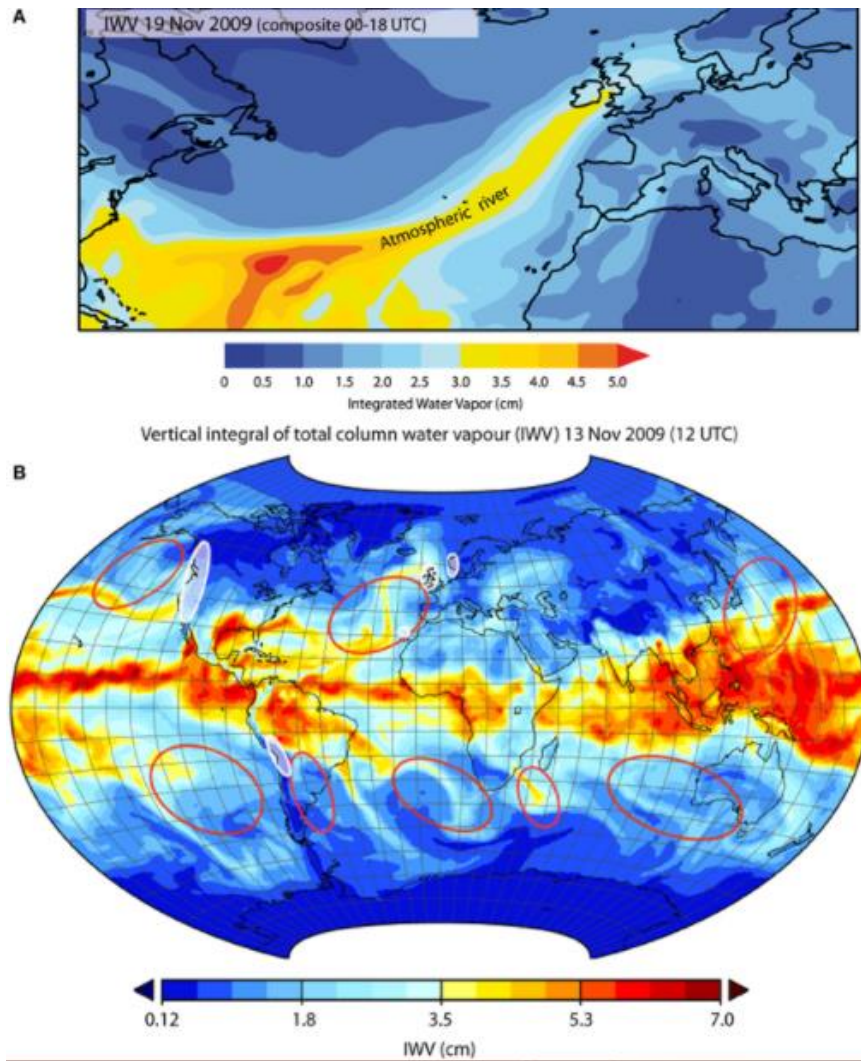


Figura 4: A) Columna total integrada de vapor de auga (IWV) entre as 00 e 18 UTC no día 19 de Novembro de 2009 na que se amosa un río atmosférico (AR) asociado con eventos de precipitación extrema que afectaron o Reino Unido (UK). Datos: ERA-Interim. B) Distribución xeral de áreas de ocorrencia de ARs (contornos vermellos) basados en Waliser et al. (2012) e Zhu e Newell (1998). Os contornos brancos mostran as áreas onde hai informes sobre casos de ARs conectados con precipitacións extremas e inundacións. Fonte: Atmospheric Rivers: a mini review de Gimeno et al. (2014).

En xeral, utilízanse dúas metodoloxías para detectar os ARs de modo obxectivo. A primeira está baseada no cálculo de IWV (Integrated Water Vapour Column). A segunda utiliza o transporte de vapor de auga integrado na horizontal (ecuación 1) (IVT, Integrated Water Vapour Transport) entre dous niveis atmosféricos.

$$(1) \quad IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g} \int_{1000 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} q u d p\right)^2 + \left(\frac{1}{g} \int_{1000 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} q v d p\right)^2},$$

onde  $q$  é a humidade específica,  $u$  e  $v$  son a capa zonal e meridional media de vento respectivamente, e  $dp$  é a diferenca de presión entre dous niveis adxacentes,  $g$  denota a aceleración debida á gravidade.

Este método mediante IVT é o que máis se está a utilizar nos últimos traballos publicados, como o de Lavers et al. (2013), que realizan climatoloxías para Europa e América, ou o de Guan and Waliser (2015) no que se mostra a ocorrencia dos ARs a nivel global en todas as costas do planeta (base de datos que será a utilizada neste traballo).

Comprender as posibles modificacións na frecuencia e intensidade dos ARs en climas futuros é de considerable importancia. Cambios no número ou intensidade nos ARs poden afectar a frecuencia e magnitude de asolagamento nun clima que está cambiando. É posible que a frecuencia de ARs poida ser alterada debido a cambios no storm track (Ulbrich et al., 2008).

## 2.1 Impacto dos ARs

Os ARs son os responsables en moitas ocasión de precipitacións extremas cando chegan a continente (figura 3). Os ARs teñen un dobre impacto sobre os continentes nos que fan contacto: son responsables de riscos derivados de precipitación abundantes e son o principal axente dos recursos hídricos en moitas rexións costeiras (Ralph e Dettinger, 2011). Cando un AR rico en vapor de auga, acompañado de ventos con carácter moi fortes na horizontal, atopan un terreo montañoso, o AR é forzado cara arriba e neste punto a orografía xoga o seu papel podendo desenvolver en eventos de precipitacións extremas seguidos de inundacións catastróficas (Ralph et al., 2006). Á vez os ARs representan unha fonte significativa de precipitación aos recursos hídricos. Guan et al. (2010) e Dettinger et al. (2011) estimaron que as choivas producidas por ARs proporcionaron entre 25-50% do abastecemento de auga de California para o período 2004-2010. As choivas fortes é o aspecto máis estudado do impacto dos ARs nos continentes. Na maior parte dos estudos sobre ARs mostrouse que o mecanismo predominante da precipitación é a elevación orográfica, aínda que hai outros procesos sinópticos a mesoescala que poden desempeñar un papel importante tanto na intensidade da precipitación como na duración dos eventos como son os movementos verticais de aire asociados coa convección, os cales pode intensificar a precipitación, ou tamén as ondas frontais mesoescalares que poden aumentar a duración das condicións dos ARs (Ralph et al., 2011). En calquera caso, os parámetros máis influentes para a precipitación total son: a forza do fluxo (expresadas ambas como o contido en vapor de auga e ventos de baixo nivel), a súa largura, a orientación do vento con respecto ás montañas, o propio movemento do



AR e a fronte fría (Ralph et al., 2013a).

Como se comentou previamente, Vázquez et al. (2013) analizaron as anomalías positivas (E-P) nos aportes de humidade para a rexión do Ártico nos meses de verán (xuño, xullo e agosto) para os anos 2007 e o 2012, mínimos climatolóxicos na extensión de xeo ártico. Atoparon que o Ártico sufríu un descenso notorio na súa superficie xeadada debido aos aportes de humidade en forma de precipitacións, e apuntaron a que unha das posibilidades deste transporte anómalo podería deberse aos efectos na incidencia dos ríos atmosféricos na zona.



## II. Obxectivos

Neste traballo o obxectivo principal trata de localizar as fontes anómalas de humidade que alimentan aos Ríos Atmosféricos (ARs) que chegan ata a rexión do Ártico para o mes de setembro, mes de máximo desxeo na rexión ártica, e para o mes previo (agosto). O período de estudo abrangue dende 1997 a 2014.

Este obxectivo principal articúlase nos seguintes obxectivos específicos:

- Determináronse os ARs que chegan ao Ártico.
- Delimitáronse as rexións de máxima ocorrencia de ARs.
- Localizáronse as fontes de humidade e as súas anomalías para os días de ocorrencia dos ARs usando un modelo Lagranxeano de dispersión de partículas.



# III. Datos e metodoloxía

O obxectivo principal deste traballo, como se comentou anteriormente, é a identificación das fontes anómalas de humidade que alimenta aos Ríos Atmosféricos (ARs) que chegan ao Ártico. Considérase unha fonte de humidade a aquela rexión na que a evaporación é maior que a precipitación, é dicir, na que o equilibrio do balance de  $(E - P)$  é positivo,  $(E - P) > 0$ , e polo tanto, existe unha achega positiva de humidade cara a atmosfera nesa área. Por outro lado, fálase de sumidoiro de humidade nunha rexión cando as precipitacións son maiores que a evaporación, así  $(E - P) < 0$ . Nestas rexións as masas de aire perden humidade no lugar de gañala.

Neste traballo trátase de identificar as fontes de humidade anómalas mediante un modelo de dispersión de partículas Lagranxeano, o modelo FLEXPART. Utilízanse as saídas do modelo corrido a escala global planetaria que dá saídas dende 1979 ata 2015. A base de datos usada destas saídas foron calculadas polo grupo EPhysLab da Universidade de Vigo para case 2 millóns de partículas modeladas cada 6 horas.

A continuación descríbese brevemente as características do modelo FLEXPART.

## 3. Modelo Lagranxeano FLEXPART

Este traballo baséase na análise do conxunto de datos derivados das traxectorias cara atrás no tempo (*backward mode*) xerado cun modelo de dispersión de partículas Lagranxeano (LDPM, das súas siglas en inglés). Os LDPM son modelos tridimensionais que inclúen tanto o vento en tres dimensións como a turbulencia (Seibert e Frank, 2004), entre outras variables. En concreto, utilízase o modelo FLEXPART na súa versión 9.0.

O modelo FLEXPART é un modelo de dispersión de partículas Lagranxeano 3-D (LDPM) desenvolvido pola Universidade de Viena e que foi orixinalmente concibido para o cálculo de dispersión de contaminantes do aire a partir de fontes puntuais. Nos últimos anos, o modelo FLEXPART foise desenrolando e perfeccionando ata converterse nunha ferramenta para a modelización do transporte atmosférico, entre unha grande variedade de aplicacións. Os campos de aplicación que varían desde estudos de contaminación atmosférica con outros aspectos en que o transporte atmosférica desempeña un papel importante, como o intercambio estratosfera-troposfera, o ciclo de auga e humidade no transporte global (Stohl et al., 2005), que é o caso deste traballo .

O modelo FLEXPART describe o movemento de cada partícula, que é acompañado na súa ruta completa. Unha das principais vantaxes do modelo é a súa flexibilidade

para ser alimentado por diferentes conxuntos de datos. Así, os datos poden ser usados ECMWF (Centro Europeo de Predición Tempo a medio prazo), GFS (Global Forecast System) ou o mesmo saída doutros modelos como o WRF (Weather Research e Forecasting Model). A principal razón para usar o modelo FLEXPART, en vez de outros modelos dispoñibles é a súa robustez, apoiado por unha longa lista de publicacións peer-reviewed en que o modelo é aplicado e validado.

A vantaxe das análises lagranxianas para estudar traxectorias de humidade é que permite coñecer as propiedades das parcelas de aire en cada momento concreto seguindo as partículas, como a orixe e o destino destas. Máis información sobre o modelo FLEXPART pódese atopar na nota técnica do FLEXPART publicado por Stohl et al. (2005) e dispoñible en liña en <http://transport.nilu.no/flexpart/model-information>.

### 3.1. Características computacionais do modelo FLEXPART

O modelo FLEXPART escríbese nun código estándar Fortran 77 cunha estrutura secuencial, no que un número de subrutinas chaman ao programa principal. Con esta configuración, os datos son cargados e lidos. Despois de revisar os percorridos de entrada e de almacenamento de datos dos datos de saída, o modelo é executado. Tamén engade unha serie de subrutinas que conteñen o modelo físico para xerar os ficheiros de saída finais coa información que inicialmente foi ordenada. O modelo foi deseñado para que cada parámetro físico é asignado a unha sub-rutina, que a súa vez recibe información de subrutinas individuais menores. Así, o modelo é executado a través da lectura dos datos de entrada e tendo información de cada sub-rutina individual.

#### 3.1.1 Física do modelo

O modelo FLEXPART calcula as traxectorias para un conxunto de datos de partículas hacia atrás (*backward mode*), que é o que se usa neste traballo, ou para adiante (*forward mode*) dependendo da análise específica prevista. A utilidade deste tipo de modelo baséase na vantaxe de ser independente da rede computacional e ten unha resolución infinitesimal. Ademais, a diferenza dos métodos Eulerianos non hai difusión numérica (Stohl et al., 2005). O modelo FLEXPART baséase nunha serie de opción das que se fan, a continuación, unha breve descrición de algunhas delas. Para máis detalles ver a nota técnica de Stohl et al. (2005).

#### Capa límite:

A parametrización da capa límite basease nas tensións turbulentas e os fluxos de calor sensible obtidos dos datos do ECMWF. No caso de que os datos non estean dispoñibles, o cálculo realízase aplicando o método de Berkowicz e Prahm (1982). A altura da capa límite calcúlase mediante o criterio do número de Ricardson ( $R_i$ ), que expresa a relación entre a enerxía potencial e a enerxía cinética dun fluído proporcionando unha medida da estabilidade do fluxo. O umbral crítico de  $R_i$  estableceuse en 0.25 (Taylor, 1931) utilizando a teoría de perturbacións.

### Convección húmida:

Na parametrización da convección húmida aplícase o esquema de parametrización de Emanuel e Zvykovic-Rothman(1999) (esquema E-ZR). Este esquema está baseado nunha parametrización anterior (Emanuel, 1991) coa vantaxe de que ofrece unha boa aproximación con outros esquemas en modelización rexional. No modelo FLEXPART, o esquema E-ZR foi utilizado de forma que a convección actívase cando a temperatura virtual dunha parcela de aire que se atopa por encima do nivel de condensación supera un determinado umbral.

### Flutuacións de vento:

As flutuacións do vento son parametrizadas seguindo o esquema Hanna (1982), baseado nos parámetros da capa límite cunha modificación aplicada por Ryall et al. (1997). As compoñentes das turbulencias estímense tendo en conta a estabilidade e seguindo o criterio de Panofsky et al. (1977) e Hicks (1985). A constante de difusividade vertical emprégase na estratosfera (Legras et al., 2003), mentres que a difusividade horizontal utilízase na troposfera libre. As ecuacións para calcular os termos de turbulencia para cada caso de estabilidade (condicións neutras, estables e inestables) pódense atopar en Stohl et al. (2005).

### Transporte de partículas e difusión

O modelo FLEXPART emprega un esquema de aceleración nulo (Ecuación 2):

$$(2) \quad X_{t+\Delta t} = X_t + v(X,t)\Delta t$$

A parametrización utilizada para as compoñentes de vento está baseada na ecuación de Langevin (Thomson, 1987). Para lapsos de tempo amplos emprégase a ecuación descrita por Legg e Raupach (1982) engadindo un termo adicional para dar conta da diminución da densidade do aire coa altura (Stohl e Thomson, 1999). Por outro lado, para períodos de tempo máis curtos, a ecuación pódese expresar en termos descritos por Wilson et al. (1983).

O número de partículas consideradas pode variar en cada simulación como resultado das variacións da masa da atmosfera ou por efectos numéricos. A cada partícula asígnaselle unha etiqueta numérica de modo que cada partícula é única e deste xeito, cando se liberen novas partículas non reemplacen ás partículas anteriores que xa existían.

## 3.2. Aplicación do modelo FLEXPART para a identificación das fontes de humidade

O modelo FLEXPART garda información de catorce variables diferentes en cada

punto da traxectoria da partícula, cun lapso de tempo de 6 horas. Na súa aplicación para a determinación de fontes de humidade, de todas estas variables, as de maior interese son a humidade específica e a posición exacta (latitude, lonxitude e altura) nas que se atopan as partículas en cada momento, co obxectivo de determinar as súas traxectorias cara atrás no tempo.

O método desenvolvido por Stohl e James (2004) permite coñecer a humidade atmosférica ao longo das traxectorias Lagranxianas de parcelas de aire na atmosfera, mediante o modelo FLEXPART. No caso deste traballo utilízanse as saídas globais dunha simulación do movemento de aproximadamente 2.0 millóns de parcelas atmosféricas cada 6h. En cada tempo de inicio FLEXPART distribúe as masas de aire (tamén chamadas partículas) homoxeneamente para cubrir o maior volume posible, sempre tendo en conta a distribución de masa na atmosfera. O modelo FLEXPART impón unha condición sobre a masa, que esta debe ser constante. A masa ten en conta o volume e a densidade do aire. Usa 61 niveis da atmosfera, dende 1000 a 0.1 hPa, de xeito que o volume da parcela de aire varía segundo o nivel en cuestión: así, o volume é máis pequeno preto da superficie maior e máis arriba porque a densidade do aire é maior preto da superficie e inferior a altitudes elevadas. Estas partículas son, entón, trasladadas polo campo de vento da reanálise tendo ademais en conta as parametrizacións de turbulencia e de convección, e mantendo sempre a coherencia da distribución de masa atmosférica (Stohl et al., 2005).

Os cambios na humidade específica ( $dq$ ) dunha partícula (con masa  $m$ ) ao longo do tempo ( $dt$ ) durante a súa traxectoria pode ser expresada como (Ecuación 3):

$$(3) \quad e - p = m \frac{dq}{dt},$$

onde  $(e - p)$  é a diferenza entre a evaporación e precipitación.

Os cambios de humidade  $(e - p)$  de todas as partículas nunha columna atmosférica sobre unha área específica ( $A$ ) dará como resultado o fluxo de auga doce en superficie  $(E - P)$ , onde  $E$  é a taxa de evaporación por unidade de área e  $P$  é a taxa de precipitación por unidade de área (Ecuación 4):

$$(4) \quad E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)}{A},$$

onde  $K$  é o número total de partículas na columna atmosférica.



Cada partícula é rastrexada en modo retroceso (*backward*) para un tempo de transporte de 10 días, sendo este o tempo medio de residencia de vapor de auga na atmosfera (Numaguti, 1999).

Deste xeito, o modelo FLEXPART analiza desde un enfoque lagranxeano, a variación temporal da humidade seguindo a traxectoria de cada partícula. Na figura 5 pódese apreciar a evolución temporal da humidade específica dunha partícula atmosférica, a cal aumenta ata que alcanza o punto de saturación e seguido comeza a precipitación. Desta forma, na primeira etapa, a partícula adquire humidade (vapor de auga) do ambiente e na segunda etapa perde a humidade adquirida a través do proceso de precipitación.

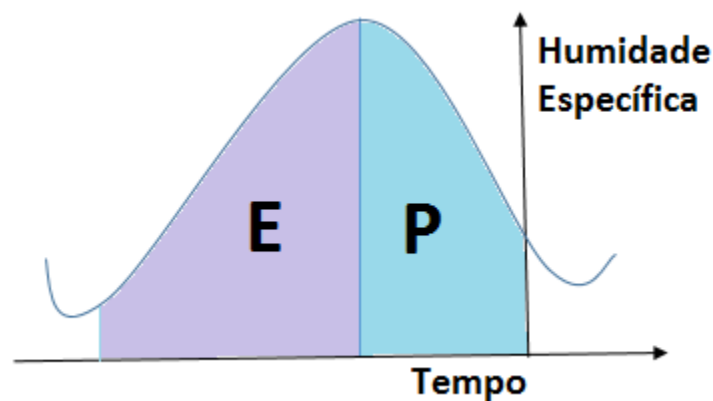


Figura 5: Variación temporal esquemática seguindo as traxectorias de humidade específica dunha partícula atmosférica.

## 4. Base de datos dos ARs

Os ARs utilizados para este traballo son cedidos polo Doutor Bin Guan (Guan and Waliser, 2015) do Instituto para a Enxeñería e a Ciencia do Sistema Rexional da Terra da Universidade de California, en EE.UU. Esta base de datos proporciona a posición dos ARs a escala global nunha rexilla de 1º grao de resolución espacial con un paso de tempo de 6 horas (00, 16, 12, 18 UTC) para todos os meses do ano. Neste traballo utilízanse os datos dos meses de agosto e setembro para o período 1997-2014.

A detección dos AR basease no cálculo do IVT para cada celda da cuadrícula derivado dos campos de vento e humidade específica usando datos do ERA-Interim do ECMWF en 61 niveis de presión na vertical entre 1000 e 0.1 hPa, ambos incluídos. Ao IVT impónlles un umbral no seu valor que é a combinación dun percentil (85%) e un límite inferior xa fixado ( $100 \text{ kgm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). Despois de ter os datos do percentil, estúdan a dirección do IVT, é dicir, se máis da metade das cuadrículas teñen unha desviación maior a 45º sobre o IVT medio, este non se ten en conta. Con isto deixan de lado os casos de AR que non mostran unha coherencia direccional e centranse naqueles que teñen unha dirección mais significativa do IVT.

Como resultado desta base de datos obtéñen, entre outras moitas características, a posición dos ARs ao longo de toda a súa traxectoria, podendo realizar mapas de ocorrencia destes sistemas a nivel global (figura 6).

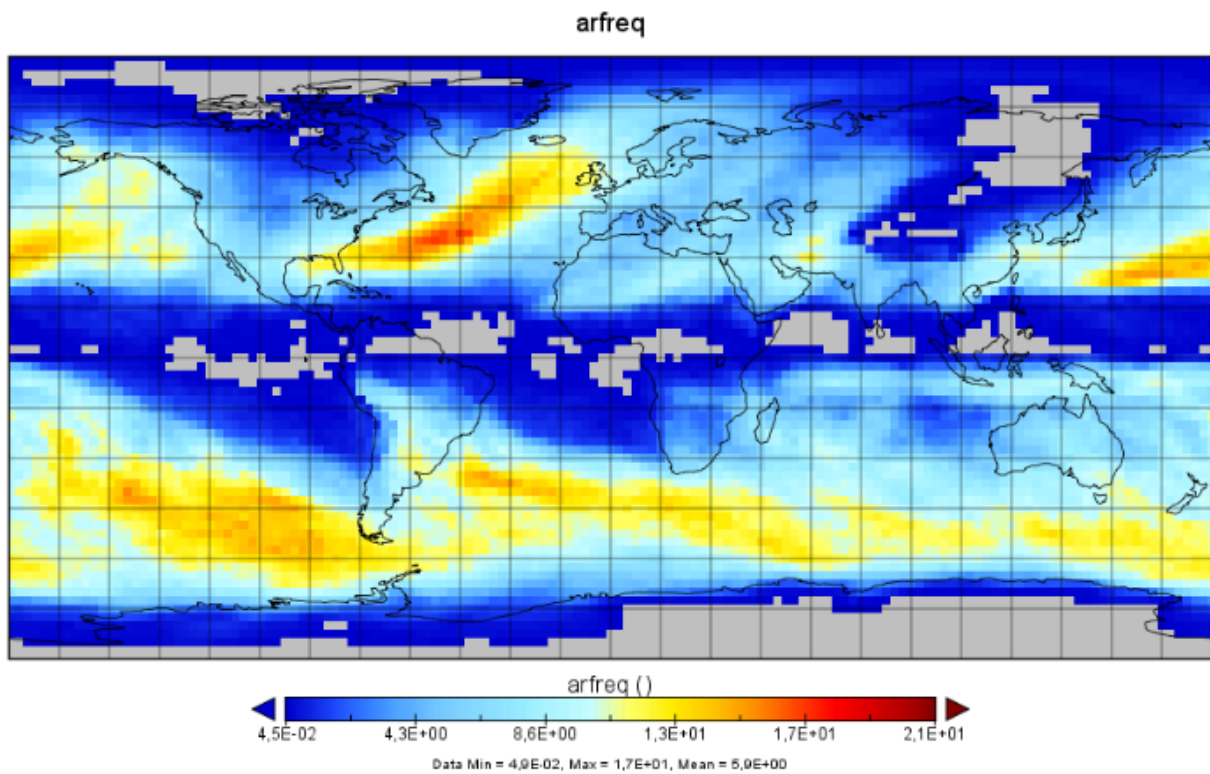


Figura 6: Mapa global da frecuencia de ARs para o período 1997-2014. As zonas en color amarelo e vermello son as de maior incidencia de ARs.

# IV. Resultados

## 5. Identificación das rexións de máxima ocorrencia de ARs cara o Ártico

Neste apartado descríbese como se identificaron as caixas nas que se atopan os máximos de ARs que se achegan á rexión de estudo, o Ártico. A figura 7 amosa a frecuencia de ocorrencia por punto de grid dos ARs no hemisferio norte para os meses de agosto e setembro entre os anos 1997-2014. A escala indícanos de esquerda a dereita a frecuencia de ARs, sendo azul case inexistencia de ARs e a medida que nos aproximamos á cor vermella a frecuencia é maior. Deste xeito, para o mes de agosto podemos diferenciar tres áreas importantes: unha banda que vai dende a India cara o Pacífico por debaixo da latitude  $40^{\circ}$  N, e outras dúas máis próximas á rexión do Ártico, unha no océano Atlántico perto das costas de Canadá (máis débil) e outra no océano Pacífico máis intensa. Para o mes de setembro obsérvanse dúas rexións de máxima ocorrencia de ARs, ámbalas dúas en rexións a latitudes altas preto do Ártico, unha no Pacífico norte (máximo entre Canadá e Alaska) e outra no Atlántico norte (cun máximo sobre o mar de Noruega).

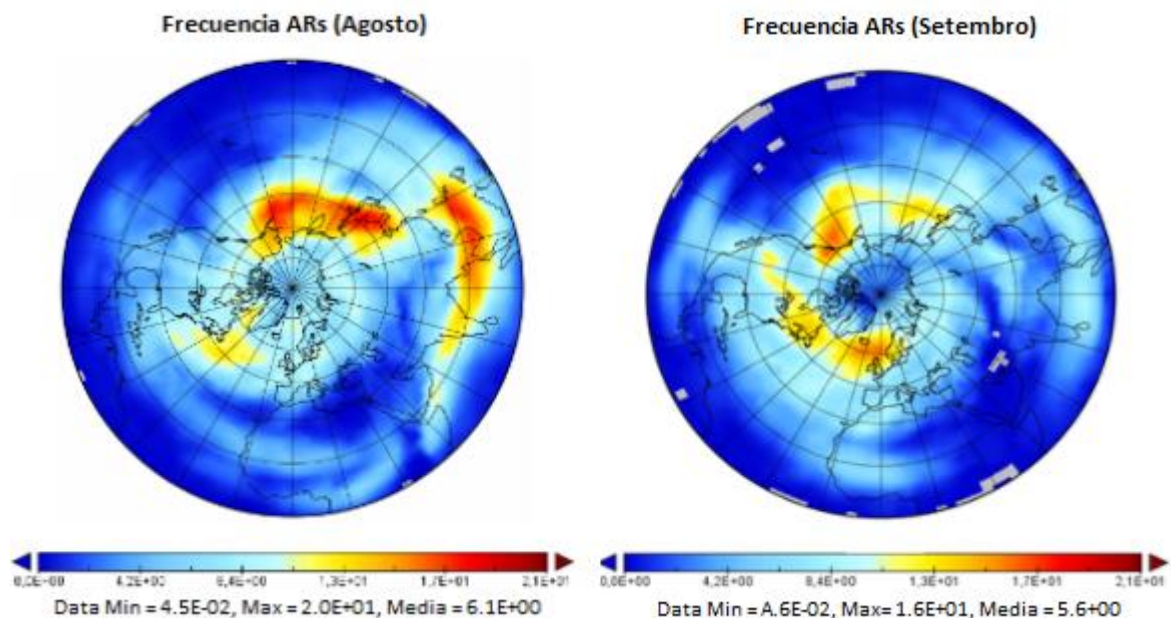


Figura 7: Frecuencia de ARs por punto de grid para o mes de agosto e setembro durante o período 1997-2014 no hemisferio norte. As zonas coloreadas de cor amarelo e vermello mostran onde se atopan os máximos de frecuencia de.

Para delimitar os ARs que interesan neste traballo considéranse a rexión Ártica aquela por riba da latitude  $60^{\circ}\text{N}$ , polo só se analizará a banda centrada nesta latitude (figura 9), entre o período 1997-2014. Para seleccionar as caixas dentro desa banda onde a ocorrencia de ARs é maior aplícouse un percentil do 75 ao número de sistemas por latitude.

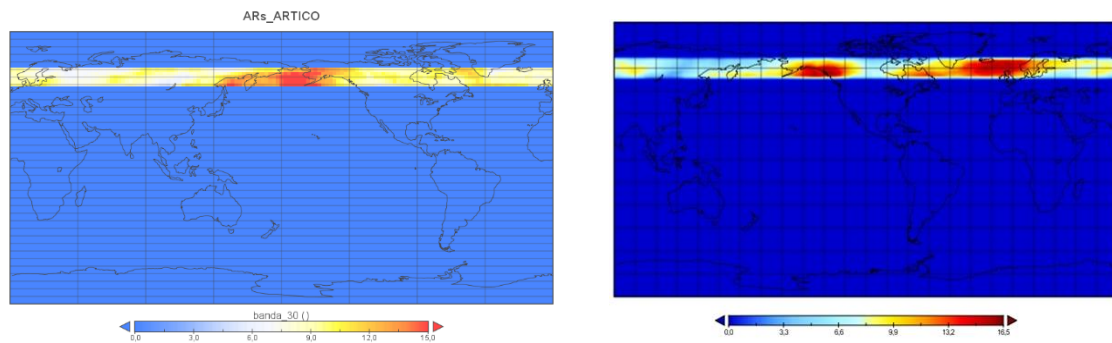


Figura 8: Ocorrencia de ARs na banda centrada en  $60^{\circ}\text{N}$  que marca a entrada dos ARs cara o Ártico para o mes de agosto (esquerda) e setembro (dereita).

A figura 9 mostra a distribución do número de sistemas por lonxitude e márcase cunha liña azul horizontal o valor do percentil 75 que delimitará as rexións de maior ocorrencia de ARs. Para o mes de agosto o percentil 75 é de 53.4 ARs, e no mes de setembro de 54.27 ARs.

Para o mes de agosto a caixa atópase entre  $142.5^{\circ}$ - $225.5^{\circ}$  E de lonxitude, a cal corresponde cunha zona no norte do océano Pacífico. No mes de setembro resultaron dúas áreas: unha no Atlántico entre  $322.5^{\circ}$ - $15^{\circ}$  e outra no Pacífico entre  $207.5^{\circ}$ - $242.5^{\circ}$  E. As latitudes son as mesmas para as tres caixas, entre  $55^{\circ}$ - $65^{\circ}$  N.

O número de días de AR para cada caixa son os seguintes: no mes de agosto 1677 para a caixa do Pacífico (representando o 79.5 % dos días de estudio), e no mes de setembro para a caixa do Atlántico 616 ( 30%) e no Pacífico 1173 (57.5%)

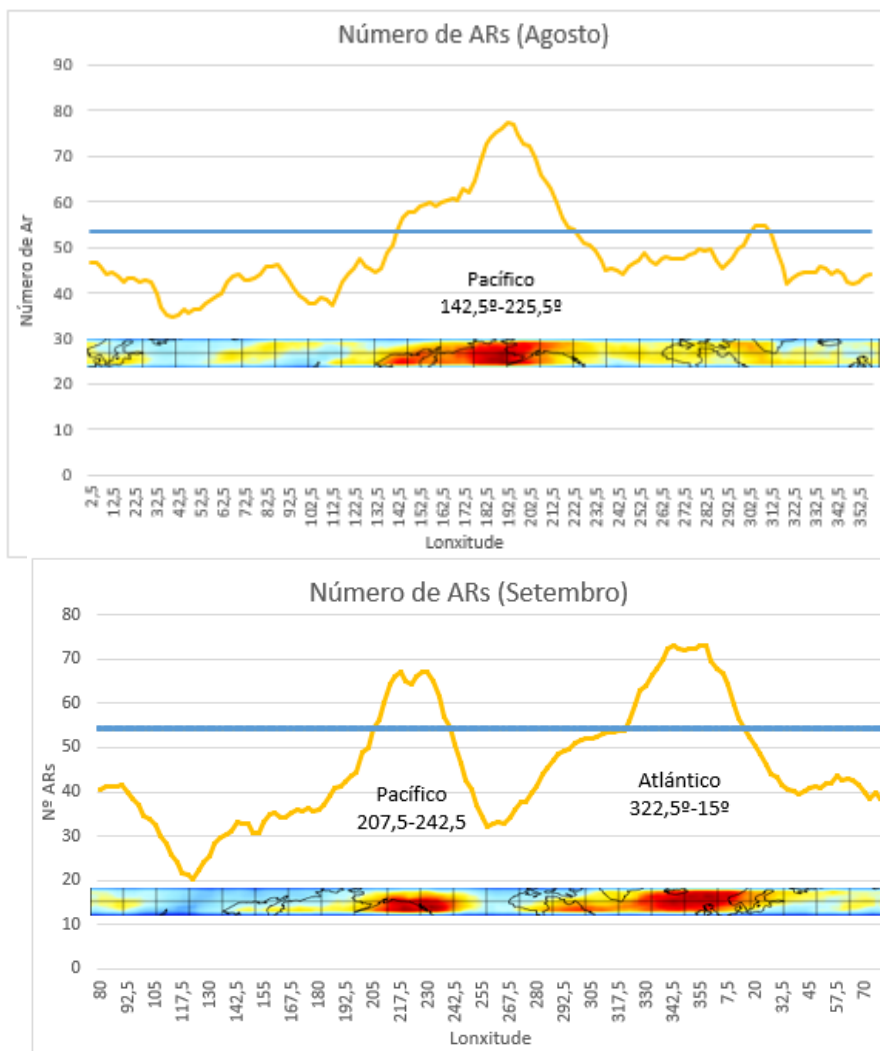


Figura 9: Ocorrencia de ARs por lonxitude na banda 55°-65° N. Insertada no gráfico atópase a distribución dos ARs.

## 6. Identificación das fontes de humidade e as súas anomalías para os ARs que chegan ao Ártico

O uso dun modelo lagranxeano como o FLEXPART permítenos a localización da orixe nos aportes de humidade asociados con todos os sistemas de ARs detectados dende un punto de vista climatolóxico que chegan á rexión do Ártico. Un AR transporta grandes cantidades de vapor de auga, que debe estar dispoñible para o seu transporte na atmosfera. Ademais, debe estar en forma de vapor e acumulado en zonas concretas nos días previos ao acontecemento do AR (Ramos et al., 2015).

Estimouse a absorción de humidade para cada un dos ARs detectados durante 10 días cara atrás de tempo cada 6h (40 pasos de tempo), tendo en conta soamente os cambios positivos na humidade específica. Para estudar onde os ARs toman anómalamente a humidade, primeiro calculáronse as fontes de humidade climatolóxicas para as tres caixas de maior ocorrencia de ARs, onde  $(E - P)_{Cli} > 0$ , para o mes de agosto e setembro dos anos entre 1997-2014, ambos incluídos. Despois foron calculadas as fontes de humidade só para os días de AR de cada unha das caixas definidas, onde  $(E - P)_{An} > 0$ .

A climatoloxía e a anomalía para os ARs que chegan á rexión do Ártico, dada por  $(E - P)_{Cli} > 0$  e  $(E - P)_{An} > 0$ , amósase na Figura. Na Figura 10 márcanse as zonas de máxima ocorencia de ARs cunhas caixas en negro e os valores de  $E - P > 0$  para agosto e setembro..

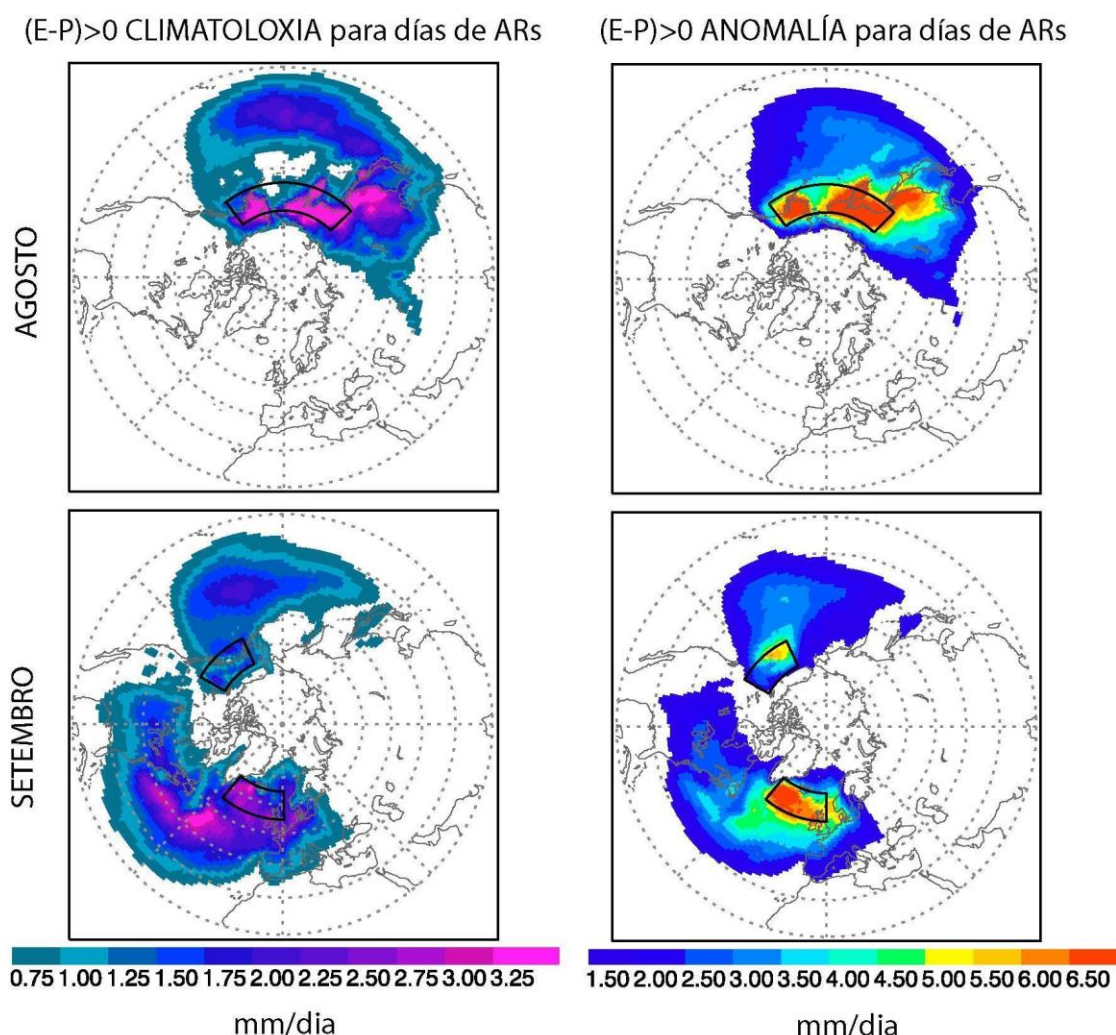


Figura 10: Esquerda, fontes de humidade  $[(E - P)_{Cli} > 0]$  para as caixas de maior ocorrencia de ARs. Dereita: fontes anómalas de humidade  $[(E - P)_{An} > 0]$  para as caixas de maior ocorrencia de ARs. Unidades en mm/día. As caixas de cor negro mostran as rexións de maior ocorrencia de ARs entre  $55^{\circ}$ - $65^{\circ}$ N.

Nos paneis da climatoloxía das fontes de humidade pódese ver que para o mes de agosto as fontes atópanse sobre o océano Atlántico, sobre a propia caixa de maior ocorrencia de ARs, e sobre o continente asiática perto da costa leste. Para o mes de setembro, para a caixa sobre o Atlántico a fonte principal abrangue case todo o océano e a propia caixa de interese, e para a rexión do Pacífico as fontes atópanse sobre océano.

Neste traballo interéanos saber en que rexións hai unha maior absorción anómala de vapor de auga asociada aos ARs. Estas zonas onde se reforza o aporte de humidade aparecen de cor amarela, laranxa ou vermella nos mapas de  $(E - P)_{An} > 0$  nos paneis da Figura 11 á dereita. En xeral, as maiores anomalías son detectadas sobre as propias rexión de ocorrencia máxima de ARs, e sobre latitudes cara o sur e oeste das mesmas. Cabe destacar o grande aporte dende o continente asiático no caso do mes de agosto para caixa no Océano Pacífico. É de resaltar que as anomalías de humidade duplican (ou superan este valor duplo) aos valores da climatoloxía, indicando que na presenza de ARs o aporte de humidade cara o Ártico excede en máis do 100% aos días sen ARs.





# V. Conclusións

Neste estudo describiuse a absorción anómala de humidade para os ARs que alcanza a rexión Ártica para dous meses na estación de verán: agosto e setembro, durante o período 1997-2014.

Os ARs foron identificados a partir da base de datos dos mesmos cedida por Guan e Waliser (2015) entre os anos arriba indicados para a rexión banda localizada entre 55-65°N, rexión límite ao sur do sistema Ártico.

Para a detección das rexións de aporte anómalo de humidade durante os eventos de ARs utilizouse un modelo Lagranxeano de transporte de partículas en 3D.

Os resultados máis importantes obtidos poden resumirse en:

- Para o mes de agosto a rexión de máxima ocorrencia de ARs que chegan ao Ártico detectouse entre 142.5°-225.5° E e 55-65°N sobre o océano Pacífico, cun total de 2174 sistemas.
- Para o mes de setembro detectáronse dúas rexións de máxima ocorrencia, unha sobre o Atlántico 322.5°-15° con 1468 sistemas e outra no Pacífico entre 207.5°-242.5° E con 933 ARs, nas latitudes entre 55°-65° N.
- A climatoloxía de fontes de humidade para as rexións de máxima ocorrencia de ARs amosan que para o mes de agosto estas atópanse sobre o océano Atlántico, sobre a propia caixa e na rexión continental sobre China máis perto do océano.
- Para o mes de setembro as fontes de humidade climatolóxicas para a caixa sobre o Atlántico abrangue case todo este océano e a propia caixa de interese, e para a rexión do Pacífico as fontes atópanse confinadas sobre o océano.
- Os aportes anómalos de humidade durante os eventos de ARs son detectadas sobre as propias rexións de ocorrencia máxima de ARs, e sobre latitudes cara o sur e oeste das mesmas.
- É salientable durante o mes de agosto o grande aporte de humidade anómala dende o continente asiático para caixa de máxima ocorrencia sobre o Pacífico.

- As anomalías de humidade duplican aos valores da climatoloxía, indicando que na presenza de ARs o aporte de humidade cara o Ártico é moi elevado.

# VII. Referencias

Berkowicz, R., L. P. Prahm (1982), "Sensible Heat Flux Estimated from Routine Meteorological Data by the Resistance Method", *Journal of Applied Meteorology*, 21(Dec.), 1845–1864.

Curry, R. e C. Mauritzen. (2005). "Dilution of the northern North Atlantic in recent decades. *Science*, 308, 1772-1774.

Dee,D.P.,etal.(2011),TheERA-Interimreanalysis:Configurationandperformanceofthedataassimilationsystem,Q.J.R.Meteorol.Soc.,137, 553–597, doi:10.1002/qj.828.

Emanuel, K. A. (1991), "A scheme for representing cumulus convection in largescale models", *J. Atmos. Sci*, 48, 2313-2335.

Emanuel, K. A., and M. Zivkovic Rothman (1999), "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", *J. Atmos. Sci*, 56, 1766-1782.

Gimeno, L., R. Nieto, M. Vazquez, and D. A. Lavers (2014), Atmosférico rivers: A mini-review, *Front. Earth Sci.*, doi:[10.3389/feart.2014.00002](https://doi.org/10.3389/feart.2014.00002).

Guan, B., and D. E. Waliser (2015), Detection of atmospheric rivers: Evaluation and application of an algorithm for global studies, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 12,514–12,535, doi:10.1002/2015JD024257.

Hanna, S. R. (1982), "Applications in air pollution modeling, in: *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling*", Edited by: Nieuwstadt, F. T. M. and van Dop,H., D. Reidel Publishing Company, Holland.

Hicks, B. B. (1985), "Behavior of Turbulence Statistics in the Convective Boundary Layer", *J. Appl. Meteor*, 24, 607-616.

Jakobson, E., and T. Vihma (2010), Atmospheric moisture budget in the Arctic based on the ERA-40 reanalysis, *Int. J. Climatol.*, 30, 2175–2194, doi:[10.1002/joc.2039](https://doi.org/10.1002/joc.2039).

Kapsch, M.L., R.G. Graverseny M. Tjernström, 2013. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea-ice extent. *Nature Climate Change*.

Lavers, D. A. and Villarini, G.: The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3259–3264, 2013.

Legg, B. J. and M. Raupach (1982), "Markov-Chain Simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows: the mean drift velocity induced by a gradient in eularian velocity variance", *Boundary-Layer Meteorology*, 24, 3-13.

Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., and Scott, C. (1992). Tropospheric rivers? A pilot study. *Geophys. Res. Lett.* 19, 2401–2404. doi: 10.1029/92GL02916

- Newman, M., G. N. Kiladis, K. M. Weickmann, F. M. Ralph, and P. D. Sardeshmukh (2012), Relative contributions of synoptic and low-frequency eddies to time-mean atmospheric moisture transport, including the role of atmospheric rivers, *J. Clim.*, 25, 7341–7361, doi:[10.1175/JCLI-D-11-00665.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00665.1).
- Neff, W., G. P. Compo, F. M. Ralph, and M. D. Shupe (2014), Continental heat anomalies and the extreme melting of the Greenland ice surface in 2012 and 1889, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 6520–6536, doi:[10.1002/2014JD021470](https://doi.org/10.1002/2014JD021470).
- Numaguti, A. (1999), "Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model", *J. Geophys. Res: Atmospheres* (1984-2012), 104, 1957-1972.
- Oort, A. H. (1971), The observed annual cycle in the meridional transport of atmospheric energy, *J. Atmos. Sci.*, 28, 325–339.
- Palmen, E., and L. A. Vuorela (1963), On the mean meridional circulations in the Northern Hemisphere during the winter season, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 89, 131–138.
- Panofsky, H. A., H. Tennekes, D. H. Lenschow, and J. C. Wyngaard (1977), "The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions", *Boundary-Layer Meteor.*, 11, pp 355-361.
- Parkinson, C.L. y J.C. Comiso, 2013. On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm. *Geoph. Res. Lett.*, 40, 1356-1361.
- Rakipova, L. R. (1966), Heat transfer and general circulation of the atmosphere, *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, 2, 983–986.
- Ralph, F. M., Coleman, T., Neiman, P. J., Zamora, R. J., and Dettinger, M. D. (2013a). Observed impacts of duration and seasonality of atmospheric river landfalls on soil moisture and runoff in coastal northern California. *J. Hydrometeor.* 14, 443–459. doi: 10.1175/JHM-D-12-076.1
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., Wick, G. A., Gutman, S. I., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., et al. (2006). Flooding on California's Russian River: role of atmospheric rivers. *Geophys. Res. Lett.* 33, L13801. doi: 10.1029/2006GL026689
- Ralph, F. M., and Dettinger, M. D. (2011). Storms, floods, and the science of atmospheric rivers. *Eos* 92, 265–266. doi: 10.1029/2011EO320001
- Ralph, F. M., Neiman, P. J., Kiladis, G. N., Weickman, K., and Reynolds, D. W. (2011). A multi-scale observational case study of a Pacific atmospheric river exhibiting tropical–extratropical connections and a mesoscale frontal wave. *Mon. Wea. Rev.* 139, 1169–1189. doi: 10.1175/2010MWR3596.1
- Ramos, A. M., Trigo, R. M., Liberato, M. L. R., and Tome, R.: Daily precipitation extreme events in the Iberian Peninsula and its association with Atmospheric Rivers,

*J. Hydrometeorol.*, 16, 579–597, doi:10.1175/JHM-D-14-0103.1, 2015.

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

Ryall, D. B., and R. H. Maryon (1997), "Validation of the UK MetOffice name model against the ETEX dataset, in: Model Verification and Emergency Response", edited by: Nodop, K., ETEX Symposium on Long-Range Atmospheric Transport, 151-154.

Robert, A. et al., 2010. A science plan for regional Arctic System modeling, a report to the National Science Foundation from the International Arctic Science Community. International Arctic Research Center Technical Papers, 10-0001. International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks.

Seibert, P., A. Frank. (2004). "Source-receptor matrix calculation with a Lagrangian particle dispersion model in backward mode", *Atmospheric Chemistry & Physics*, 4(Jan.), 51–63.

Simmond, I. y K. Keay, 2009. Extraordinary September Arctic sea ice reductions and their relationship with storm behavior over 1979-2008. *Geoph. Res. Lett.*, 36, L19715

Sorteberg, A., and J. E. Walsh (2008), Seasonal cyclone variability at 70°N and its impact on moisture transport into the Arctic, *Tellus A*, 60, 570–586.

Starr, V. P., J. P. Peixoto, and A. R. Chrsti (1965), Hemispheric water balance for the IGY, *Tellus*, 17, 463–472.

Stohl, A., and D. J. Thomson (1999), "A density correction for Lagrangian particle dispersion models", *Bound.-Layer Met*, 90, 155-167.

Stohl, A., and P. James (2004), "A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle: Part 1: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe", *J. Hydrometeorol.*, 5, 656-678.

Stohl, A., and P. James. (2005). "A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Earth's river catchments, ocean basins, and moisture transports between them", *J. Hydrometeorol.*, 6, 961–984, doi:10.1175/JHM470.1.

Taylor, G (1931), "Effect of variation in density on the stability of superposed streams of uid", *Proc. Roy. Soc. London. A*, 132.

Thomson, D. J. (1987), "Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows", *J. Fluid Mech*, 180, 529-556.

Ulbrich, U., Pinto, J. G., Kupfer, H., Leckebusch, G. C., Spanghehl, T., and Reyers, M. (2008). Changing northern hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J. Climate* 21, 1669–1679. doi: 10.1175/2007JCLI1992.1

Vázquez, M., Nieto, R. e Drumond, A. (2013). "Transporte de humedad en el Ártico y su influencia en la extensión del hielo marino". *Avances en Ciencias de la Tierra (ACT)*, 4, 74-80.

Vihma, T., J. Screen, M. Tjernström, B. Newton, X. Zhang, V. Popova, C. Deser, M. Holland, and T. Prowse (2016), The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 121, 586–620, doi:[10.1002/2015JG003132](https://doi.org/10.1002/2015JG003132).

Waliser, D.E., Moncrieff, M.W., Burridge, D., Fink, A.H., Gochis, D., Goswami, B. N., et al. (2012). The year of tropical convection (May 2008–April 2010): climate variability and weather highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 93, 1189–1218. doi: 10.1175/2011BAMS3095.

Wilson, J. D., B. J. Legg, and D. J. Thomson (1983), “Calculation of particle trajectories in the presence of a gradient in turbulent-velocity scale”, *Bound.-Layer Met.*, 27, 167-169.

Zhu, Y., and Newell, R. (1998). A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.* 126, 725–735. doi: 10.1175 / 1520-0493 (1998) 126%3C0725:APAFMF% 3E2.0.CO;2

## Páxinas web

Páx. web 1:

[http://www.ieee.es/Galerias/fichero/revistas/LaCrecienteImportanciaArtico\\_RED267\\_Palacian.pdf](http://www.ieee.es/Galerias/fichero/revistas/LaCrecienteImportanciaArtico_RED267_Palacian.pdf) (consultada 3- Xuño- 2017)

Páx. web 2: [http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5\\_SummaryVolume\\_FINAL\\_SPANISH.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SummaryVolume_FINAL_SPANISH.pdf) (consultada 15- Xuño- 2017)

Páx. web 3: <http://catlinseaviewsurvey.com/> (consultada 17- Marzo- 2017)