

A importância dos Rios Atmosféricos no ramo aéreo do Ciclo Hidrológico

Ricardo M. Trigo¹, Alexandre M. Ramos¹

¹ Instituto Dom Luiz, IDL, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa 1749-016, Portugal
rmtrigo@fc.ul.pt

Preâmbulo

*O Prof. José Pinto Peixoto (JPP) desempenhou um papel central no desenvolvimento de uma teoria mais completa do ciclo hidrológico, contribuindo entre muitos outros aspetos, para sistematizar as equações que caracterizam o ramo aéreo e a sua ligação íntima com o ramo terrestre, bem como os vários modos de transporte atmosférico. Para se perceber a singularidade da sua contribuição para a climatologia, em geral, e para o ciclo hidrológico, em particular, não basta evocar os vastíssimos conhecimentos de matemática, termodinâmica, radiação ou física estatística que possuía e que sabia transmitir de forma tão clara aos milhares de estudantes que, como eu, tiveram a possibilidade de o ter como mestre. Como acontece com outros cientistas de renome, estou convencido que a enorme valia das suas contribuições científicas, sintetizadas nessa obra maior que é o livro *Physics of Climate* de 1992 resultou também de várias condicionantes externas que contribuíram de forma decisiva para que JPP alcançasse, com todo o mérito, uma posição cimeira no panorama científico internacional. A primeira condicionante central é relativa ao acesso a dados e aos meios computacionais necessários para os tratar. De facto, muitos dos dados meteorológicos em altitude, mas também relativos aos oceanos e às zonas polares, cruciais para um melhor entendimento das várias componentes do sistema climático, só passaram a ser recolhidos de forma sistemática após a segunda guerra mundial. Por outro lado, as duas instituições norte-americanas onde JPP trabalhou de forma continuada entre finais dos anos 1950 e os anos 1970 (MIT e GFDL na Universidade de Princeton), foram pioneiras no uso de supercomputadores para tratamento dessas grandes quantidades de dados meteorológicos e oceânicos então adquiridos e para desenvolver os primeiros modelos climáticos. Este preâmbulo pretende sublinhar que, num certo sentido, o Prof. José Pinto Peixoto era a pessoa com o intelecto e a preparação científica certa, que foi trabalhar na altura certa para as instituições certas dos EUA. De facto, é aproximadamente a meio da década de 1950 que JPP rumou para os EUA com o objetivo de obter o seu Doutoramento na prestigiada universidade MIT, passando a colaborar, no início da década seguinte e de forma muito ativa, no grupo coordenado pelo Prof. Victor Starr que integrava, ou viria a integrar, outros académicos proeminentes (e.g. E. Lorentz, B. Saltzman, A. Oort, J.J Smagorinsky, S. Manabe). Todos eles viriam a ter um papel central, particularmente nas décadas de 1960, 1970 e 1980 na caracterização das observações, sistematização analítica e modelação numérica do sistema climático. Este facto ficou bem patente com a recente atribuição a Syukuro Manabe de parte do Prémio Nobel da Física de 2021, pelos trabalhos pioneiros de modelação climática realizados no GFDL nos anos 1960 e 1970.*

1) Ramo aéreo do ciclo hidrológico clássico

O sistema climático do planeta Terra é bastante complexo, mas no essencial a sua dinâmica resulta da radiação solar diferencial que se observa entre as diferentes latitudes. A zona equatorial aquece mais, logo há valores muito mais elevados de evaporação de água nessas latitudes e a atmosfera é consideravelmente mais húmida (Figura 1). As leis da termodinâmica ditam que parte dessa energia interna e dessa humidade sejam transportados para latitudes mais frias e secas. Esse transporte é realizado por meio das grandes células que caracterizam a circulação geral da atmosfera, fortes correntes oceânicas e de sistemas transientes como os ciclones tropicais [1]. Sabemos que a atmosfera contém apenas uma pequena fração da água total existente no sistema climático terrestre. O vapor de água representa apenas cerca de 0,25 % da massa to-

tal da atmosfera, mas a sua importância na regulação do clima global e dos padrões climáticos é inegável. Por via do transporte de humidade, essa pequena fração desempenha um papel fundamental na ligação dos principais reservatórios de água (oceanos, lagos, rios, solos e gelo marinho), conjuntamente com os processos de precipitação e de evapotranspiração [2]. Podemos afirmar que o ciclo hidrológico pode ser resumido como sendo a ocorrência de evaporação de água da superfície em determinados locais e a precipitação noutros, em estreito equilíbrio com o transporte de água (nas fases líquida e de vapor) efetuado pelas componentes atmosférica, oceânica e hidrológica. Nas regiões oceânicas, a taxa de evaporação geralmente excede a taxa de precipitação, e os oceanos representam, portanto, uma fonte líquida de humidade que é então transportado pela atmosfera para os continentes [1]. A maior parte da água que evapora dos oceanos (90 %) precipita novamente nos oce-

anos, pelo que apenas 10 % acaba por cair sobre os continentes. Neste contexto, as grandes massas de terra continentais atuam como sumidouros líquidos de humidade atmosférica, pois nessas regiões a precipitação excede a evapotranspiração. Por outro lado, da precipitação total sobre os continentes, aproximadamente dois terços são reciclados sobre os próprios continentes (ou seja, voltam a evaporar), e apenas um terço desagua diretamente nos oceanos [3].

A quantidade de vapor de água (v.d.a) que existe numa coluna de atmosfera, de secção unitária e que se estende da superfície até ao topo da atmosfera, onde a pressão é nula, é denominada água precipitável W , a qual se exprime pela relação:

$$W(\lambda, \phi, t) = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp \quad (1)$$

onde q representa a humidade específica a um determinado nível, g a aceleração da gravidade. De facto, a água precipitável corresponde à água líquida que se obteria caso todo o v.d.a. na coluna vertical condensasse (expressa em mm ou kg/m²). A integração na vertical do transporte horizontal de v.d.a. representa o vetor fluxo de v.d.a. \vec{Q} , ou escoamento aéreo, que é calculado tendo em conta a humidade específica q e o vetor velocidade horizontal \vec{v} em cada nível considerado:

$$\vec{Q}(\lambda, \phi, t) = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q \vec{v} dp \quad (2)$$

Partindo das equações diferenciais relativas à continuidade, ao balanço de v.d.a. e ao balanço da água líquida, integrando na vertical para toda a coluna de atmosfera obtemos a equação de balanço da substância água. Se considerarmos médias para períodos de tempo relativamente longos temos:

$$\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} + \text{div}(\bar{\vec{Q}}) = \bar{E} - \bar{P} \quad (3)$$

onde P representa a quantidade de água precipitada denominada precipitação e E a quantidade de água evaporada por transpiração à superfície denominada evapotranspiração à superfície e $(\bar{\quad})$ o operador média temporal. Esta equação mostra que o excesso de evaporação relativamente à precipitação na superfície da terra tem de ser compensado essencialmente pela variação temporal de conteúdo de v.d.a. na atmosfera ($\partial \bar{W} / \partial t$) e pelo fluxo (de ou para fora da coluna) de v.d.a, dada pelo termo $\text{div}(\bar{\vec{Q}})$.

Os estudos iniciais por Starr e Peixoto (1958) [4] demonstraram que, desde que o fluxo de vapor de água \vec{Q} possa ser medido com suficiente precisão, a equação (3) podia ser utilizada para avaliar a mudança conjunta dos valores de armazenamento de água superficial e subsuperficial, grandezas particularmente difíceis de medir de forma direta à época dos estudos. Após esses estudos pioneiros, vários autores prosseguiram com o objetivo de estimar o valor de \vec{Q} usando conjuntos de novas observações disponíveis, como os obtidos de radiossondas [5] ou por satélites [6]. Na verdade, a partir dos anos 1980 as observações por satélite, com cobertura praticamente global e resolução temporal e espacial fina, tendem a revelar-se como método alternativo para a estimativa do escoamento aéreo \vec{Q} . É de salientar que para médias temporais relativamente longas (por exemplo 30 anos), a variação temporal de v.d.a. na atmosfera ($\partial \bar{W} / \partial t$) é praticamente nula, o que significa que a divergência do campo integrado verticalmente do transporte horizontal da humidade é igual a $E - P$, ou seja $\text{div}(\bar{\vec{Q}}) \cong \bar{E} - \bar{P}$

A Figura 1 mostra o campo vetorial do fluxo horizontal integrado verticalmente de vapor de água - \vec{Q} (também denominado IVT - *Integrated Water Vapor Transport*) para os meses de inverno (painel superior) e de verão (painel inferior) do hemisfério norte. A escala de cores representa os valores do campo da divergência de fluxo horizontal para as mesmas estações. De uma forma simplificada, as zonas identificadas a vermelho correspondem às grandes fontes de humidade do nosso planeta, isto é, aquelas onde a evaporação (E) supera de forma substancial a precipitação (P). Estas zonas de fonte de humidade são frequentemente identificadas em estudos com métodos lagrangeanos de forma a estabelecer a relação entre a origem da água (normalmente oceânica) que acaba por precipitar em determinadas zonas continentais, como se pode ver na Figura 2. Naturalmente que por contraste as zonas assinaladas a azul correspondem às zonas sumidouro de humidade, isto é, aquela onde a precipitação supera a evaporação.

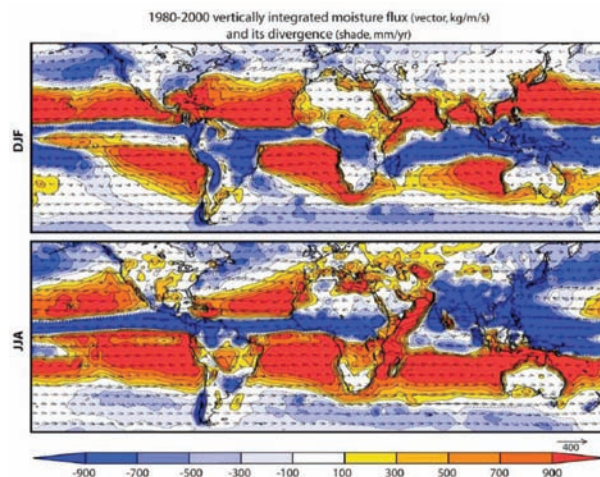


Figura 1 - Campo vetorial do fluxo horizontal de água integrado verticalmente (IVT, de símbolo de unidade de $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) para os meses de inverno (painel de cima) e de verão (painel de baixo entre 1980 e 2000). Pode-se também observar representado a cores, o campo da divergência de fluxo horizontal (mm/ano) para os mesmos meses. (Fonte: Gimeno et al., 2012 [2]).

2) Ramo aéreo do ciclo hidrológico com modelos lagrangeanos

O formalismo das equações 1 a 3 corresponde a uma perspetiva euleriana da quantificação da ligação entre o ramo aéreo e o ramo terrestre do ciclo hidrológico. Nas últimas décadas têm sido desenvolvidos modelos com formalismo lagrangeano, que fornecem informação complementar do ciclo hidrológico (uma síntese de todos os modelos pode ser encontrada em [7]). A utilização de modelos numéricos lagrangeanos, como o FLEXPART, permite estudar a evolução no tempo e no espaço, de grandes quantidades de partículas de ar representadas nos modelos, por milhões de parcelas elementares da atmosfera. Esta análise pode ser quantificada à medida que estas “partículas” se deslocam ao longo da sua trajetória, em função dos ventos conhecidos em cada ponto e instante. Este tipo de abordagem também nos permite caracterizar com precisão a evolução das massas de ar (por exemplo, a sua humidade

específica ou temperatura) que chegam a um determinado local. Ao conhecer a humidade específica (q) em cada passo temporal de uma determinada trajetória, é possível identificar as partículas que perdem humidade através da precipitação (p) ou ganham através da evaporação (e) local. O registo da evaporação menos a precipitação ($e - p$) fornece informação sobre as regiões de fonte de humidade (quando a evaporação excede a precipitação) e as correspondentes zonas de sumidouros de humidade (quando a precipitação excede a evaporação). Nestas condições, a equação diferencial de balanço para uma partícula de massa (m) que sofre ao longo da sua trajetória uma alteração de humidade específica, num intervalo de tempo elemental é dada por:

$$(e - p) = m \frac{dq}{dt} \quad (4)$$

As perdas ou ganhos de humidade específica ($e - p$) de todas as partículas de uma coluna de atmosfera com área (A) representam o balanço de água na superfície ($E - P$), onde E e P são as taxas de evaporação e de Precipitação por unidade de área:

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)}{A} \quad (5)$$

e cuja média temporal para períodos longos é dada pela mesma expressão ($\bar{E} - \bar{P}$) utilizada no método euleriano (equação 2) e onde K é o número total de partículas na coluna da atmosfera.

Estas metodologias baseadas em modelos lagrangeanos têm sido amplamente utilizadas ao longo da última década para a deteção e caracterização das fontes de humidade, tanto para estudos regionais (e.g.) Península Ibérica [8] como para estudos de carácter global [2]. Os leitores interessados podem encontrar nos artigos de revisão [2] e [7] muitos detalhes sobre a incerteza e significado desta abordagem lagrangeana, bem como a comparação com outros métodos de estimativa de transporte de humidade. As oito principais áreas de fonte de humidade oceânicas identificadas objetivamente podem ser observadas na Figura 2, estando identificadas com diferentes cores para se diferenciar melhor o impacto associado a cada uma delas nas zonas continentais adjacentes identificadas com as mesmas cores, durante a estação do inverno (painel superior) e de verão (painel inferior) do hemisfério norte. Seis destas regiões de fonte de humidade foram definidas considerando o limiar de 750 milímetros por ano do fluxo anual de humidade verticalmente integrado (ver as grandes regiões oceânicas a vermelho na Figura 1). Já as duas regiões fonte relativas ao Mar Mediterrâneo (MED) e o Mar Vermelho (REDS) foram definidas tendo em conta apenas os limites físicos de cada região.

Podemos afirmar que o impacto das principais fontes oceânicas de humidade não se encontra distribuído uniformemente entre elas, sendo algumas fontes oceânicas responsáveis por bastante mais precipitação continental do que outras. Por exemplo, a região fonte do Atlântico Norte (NATL) fornece humidade durante todo o ano a grande parte da zona leste da América do Norte e da re-

gião Amazónica (no inverno) Mas esta fonte de humidade é igualmente fundamental para a Europa ocidental e ilhas Britânicas. De facto, a ausência de grandes montanhas na costa atlântica da Europa Ocidental permite que a humidade seja transportada (principalmente em níveis baixos) até ao interior da Eurásia, e também a partir da região fonte do Mediterrâneo (MED) durante o inverno. A humidade do Pacífico Norte (NPAC) apresenta uma contribuição sazonal para a costa oeste da América do Norte. Relativamente às fontes do Pacífico Sul (SPAC) contribuem maioritariamente para o transporte de humidade sobre a costa oeste da América do Sul. No entanto, a sua área de influência é limitada, devido à presença dos Andes que correm paralelamente à costa oeste da América do Sul impedindo a humidade do Oceano Pacífico de penetrar muito para o interior do continente Sul americano [1].

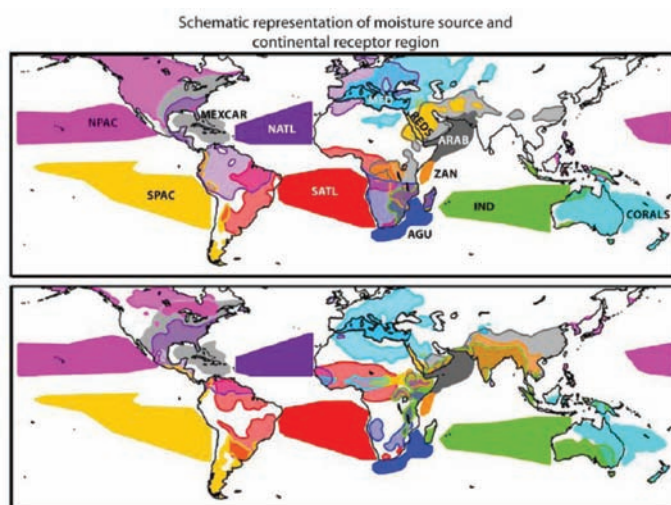


Figura 2 - Representação esquemática da fonte de humidade e das correspondentes regiões continentais recetoras para o período 1980-2000 DJF (painel superior) e JJA (painel inferior). As fontes de humidade (indicadas no painel superior) são as seguintes: NPAC, Pacífico Norte; SPAC, Pacífico Sul; NATL, Atlântico Norte; SATL, Atlântico Sul; MEXCAR, México Caribe; MED, Mar Mediterrâneo; REDS, Mar Vermelho; ARAB, Mar Árabe; ZAN, Corrente de Zanzibar; AGU, Corrente das Agulhas; IND, Oceano Índico; CORAIS, Mar de Coral. (Fonte: Gimeno et al., 2012 [2]).

3) Rios atmosféricos

Até há relativamente pouco tempo não se sabia que este transporte de humidade, mencionado nas secções anteriores, se faz, em grande medida, por meio de padrões de circulação atmosférica muito específicos denominados Rios Atmosféricos [9], os quais assumem uma relevância dantes desconhecida para o ramo aéreo do ciclo hidrológico [7]. Estas estruturas encontram-se diariamente na atmosfera sobre os oceanos e consistem em longas e estreitas faixas de elevada concentração de vapor de água nas camadas mais baixas da atmosfera. Em média, são responsáveis por cerca de 90 % do transporte de vapor de água das regiões subtropicais para as latitudes médias apesar de geralmente ocuparem apenas cerca de 10 % do globo [10]. Embora pouco profundos (relevantes apenas nos primeiros 1 km a 4 km da atmosfera) e relativamente estreitos (entre 300 km e 500 km), estendem-se por milhares de quilómetros (> 2000 km) como se pode observar na Figura 3. Um rio atmosférico de forte intensidade pode transportar uma quantidade de vapor de água superior ao fluxo médio de água do rio Amazonas.

Os Rios Atmosféricos estão normalmente associados a depressões extratropicais [11] e, como tal, têm uma orientação predominante oeste-este no hemisfério Norte. Quando chegam a ter-

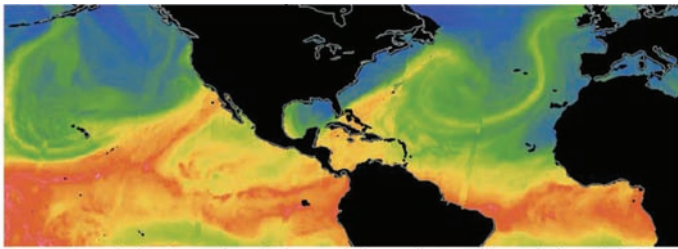


Figura 3 - Vapor de água integrado verticalmente obtido através de satélite, onde é possível observar diversos rios atmosféricos incluindo no Pacífico Norte (costa oeste dos estados unidos) e uma configuração mais fraca no Atlântico norte. Créditos: NASA Worldview

ra, estas bandas carregadas de humidade são frequentemente forçadas a subir, provocando forte condensação e favorecendo a ocorrência de forte precipitação, nomeadamente sobre Portugal [9]. Existem dois mecanismos principais de ascensão de massas de ar na atmosfera: quando deparam com sistemas orográficos (cadeias montanhosas, principal mecanismo na costa Leste do Pacífico e algumas regiões da Europa) ou quando estão associados a movimentos verticais em depressões extra-tropicais, como é frequente ocorrer em Portugal.

Os Rios Atmosféricos são responsáveis não só por uma fração significativa da precipitação que ocorre nas costas continentais ocidentais, mas particularmente pela maioria dos fenómenos hidrológicos extremos, como por exemplo cheias e deslizamentos de terra [9] e [12].

Um exemplo de um intenso rio atmosférico com fortes impactos, ocorreu na semana de 20-28 de Dezembro de 1909. Este evento hidro-geomorfológico provocou o maior número de eventos de inundações e de deslizamentos de terras ocorridos em Portugal desde 1865 [12], incluindo as maiores inundações nos últimos 200 anos na foz do rio Douro e na cidade do Porto (Figura 4).



Figura 4 - Postal referente à cheia no Rio Douro (zona da Ribeira) no dia 23 de Dezembro de 1909

Este evento registou também uma precipitação excecional na cidade da Guarda a 22 de Dezembro de 1909 e condições meteorológicas pouco usuais caracterizadas pela presença de uma depressão extratropical bastante profunda (966 hPa) localizada a noroeste da Península Ibérica associada a sistema frontal estacionário que produziu precipitações intensas na região Centro e Norte de Portugal e de Espanha (Figura 5, painel superior). A análise dos campos do vento e da humidade específica a 900 hPa (Figura 5, painel inferior) permitem inferir a disponibilidade de

humidade na região do Atlântico que pode ser advetada pelos ventos até Portugal Continental. É possível ver no painel inferior da Figura 5 a faixa estreita e prolongada de humidade (característico de todos os Rios Atmosféricos) a ser advetada de latitudes subtropicais, com origem próxima da região das Caraíbas. Esta faixa estreita apresenta um núcleo intenso com valores de humidade específica acima de 9 g/kg, sobre o Oceano Atlântico, sendo transportada para Portugal, por um jato de baixo nível com a direção de sudoeste, e com velocidades do vento claramente acima dos 25 m/s, ou seja 90 km/h (valores típicos associados a um Rio Atmosférico). Assim, é possível afirmar que este evento extremo esteve associado à presença de um Rio Atmosférico, que atravessou toda a bacia do Atlântico Norte e provocou um evento extremo de precipitação.

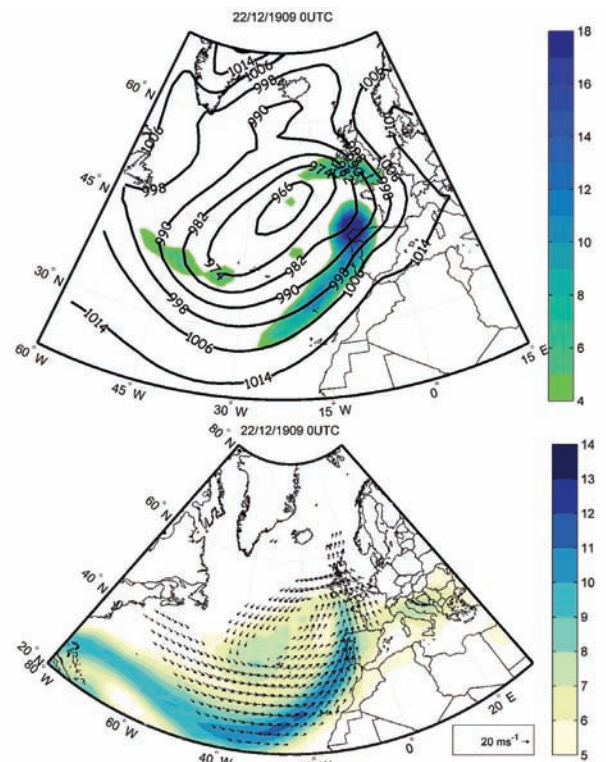


Figura 5 - A pressão ao nível médio do mar (hPa) e a precipitação (mm) são apresentados no painel superior, enquanto a direção e intensidade do vento (m/s) e a humidade específica (q , g/kg) aos 900 hPa são apresentados no painel inferior. Os mapas correspondem às 00UTC do dia 22 Dezembro 1909 utilizando os dados de reanálise do século XX (20CR). Adaptado de Pereira et al. [12].

4) Notas finais

Neste trabalho, damos a conhecer uma visão integrada do ramo aéreo do ciclo hidrológico, primeiro através de uma perspetiva clássica euleriana onde o formalismo das equações 1 a 3, que JPP ajudou a desenvolver, permite analisar o campo vetorial do fluxo horizontal de vapor de água integrado verticalmente. Nas últimas décadas, em virtude do acesso a bases de dados com maior definição espacial bem como aos enormes avanços no processamento, têm sido desenvolvidos modelos com formalismo lagrangeano mais exigentes computacionalmente, que fornecem informação complementar. Em particular, a utilização de modelos numéricos lagrangeanos, como

o FLEXPART, permite caracterizar com precisão a evolução das massas de ar, através de milhões de parcelas elementares da atmosfera, fornecendo assim informação sobre as regiões fonte de humidade, e as correspondentes zonas de sumidouros de humidade, onde a precipitação excede a evaporação.

Neste contexto, o papel desempenhado pelos Rios Atmosféricos é mais estrutural do que foi inicialmente considerado, uma vez que apesar de ocuparem apenas 10 % do globo, são responsáveis por cerca de 90 % do transporte de vapor de água das regiões subtropicais para as latitudes médias. Devido à gigantesca quantidade de vapor de água que transportam, os Rios Atmosféricos são responsáveis não só por uma fração significativa da precipitação que ocorre nas costas continentais ocidentais, mas particularmente pela maioria dos fenómenos hidrológicos extremos, como por exemplo cheias e deslizamentos de terra. Em contrapartida, a não ocorrência de Rios Atmosféricos durante um período de tempo prolongado pode levar à falta de precipitação em regiões continentais, podendo esta traduzir-se em períodos prolongados de seca. Dada a importância dos Rios Atmosféricos no contexto do ciclo hidrológico, o número de publicações dedicadas às diversas facetas deste tópico cresceu exponencialmente na última década. Este interesse crescente é bastante natural uma vez que os Rios Atmosféricos representam uma área de investigação de ponta, com evidentes potencialidades de virem a permitir melhorias no âmbito da modelação do clima, bem como no da previsão numérica do tempo a curto e médio prazo.

Agradecimentos

Este artigo foi publicado no âmbito do projeto HOLMO-DRIVE - "North Atlantic Atmospheric Patterns influence on Western Iberia Climate: From the Lateglacial to Present" (PTDC/CTA-GEO/29029/2017) financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia. Os autores gostariam de agradecer os comentários e sugestões dos colegas Carlos da Camara e Isabel Trigo.

Referências

- [1] Peixoto, J.P., A.H. Oort, "Physics of Climate", 520 pp., Am. Inst. of Phys., New York, (1992).
- [2] Gimeno, L., A.Stohl, R.M. Trigo, F. Dominguez, K. Yoshimura, L. Yu, A. Drumond, A.M. Durán-Quesada, R Nieto, "Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation.", Rev. Geophys. 50 (4), <https://doi.org/10.1029/2012RG000389>, (2012).
- [3] Trenberth, K.E., L. Smith, T. Qian, A. Dai, J. Fasullo (2007), "Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data", J. Hydrometeorol., 8, 758-769, doi:10.1175/JHM600.1, (2007).
- [4] Starr, V.P. e J.P. Peixoto, "On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts", Tellus, 10(2), 189-194., (1958).
- [5] Peixoto, J.P., D.A. Salstein, R.D. Rosen, "Intra-annual variations in large-scale moisture fields", J. Geophys. Res., 86, 1255-1264, <https://doi.org/10.1029/JC086iC02p01255>, (1981).

- [6] Xie, X., W.T. Liu, B. Tang, "Spacebased estimation of moisture transport in marine atmosphere using support vector regression", Remote Sens. Environ., 112(4), 1846-1855, doi:10.1016/j.rse.2007.09.003, (2008).
- [7] Gimeno, L. et al, "Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis", Earth Sci. Rev. 201, 103070, (2020).
- [8] Gimeno, L., Nieto, R., Trigo, R. M., Vicente-Serrano, S. M., & López-Moreno, J. I. (2010). Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach, Journal of Hydrometeorology, 11(2), 421-436.
- [9] Ramos, A.M., R.M. Trigo, M.L.R. Liberato, R. Tome "Daily precipitation extreme events in the Iberian Peninsula and its association with Atmospheric Rivers", J. Hydro meteorol., 16, 579-597, doi: 10.1175/JHM-D-14-0103.1, (2015).
- [10] Zhu, Y., R.E Newell "A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers", Mon. Weather Rev., 126(3), 725-735, 1998.
- [11] Ralph, F.M., M.D. Dettinger, M.M. Cairns, T.J., J. Eylan-der, "Defining "atmospheric river": How the glossary of meteorology helped resolve a debat", BAMS, 99(4), 837-839, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0157.1>, (2018).
- [12] Pereira, S., A.M. Ramos, J.L. Zêzere, R.M. Trigo, J.M. Vaquero, "Spatial impact and triggering conditions of the exceptional hydro-geomorphological event of December 1909 in Iberia", Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16, 371-390, <https://doi.org/10.5194/nhess-16-371-2016>, (2016).



Ricardo Machado Trigo. é Professor Associado do Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia e líder da linha de investigação de Alterações Climáticas no Instituto Dom Luiz (IDL), ambos da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. A sua pesquisa incide na análise da variabilidade e alterações climáticas no sul da Europa, bem como na caracterização da componente meteorológica de eventos extremos climáticos como as secas, ondas de calor, inundações e incêndios florestais. Publicou mais de 270 artigos indexados (índice $h=65$ no SCOPUS). Recebeu o Prémio da Royal Meteorological Society (Reino Unido) em 2008 e o Prémio UL-CGD de 2017 pela produção científica na área das Ciências da Terra.



Alexandre Miguel Ramos. é Investigador Auxiliar no Instituto Dom Luiz (IDL), da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. A sua investigação foca-se na bacia do Oceano Atlântico e regiões continentais adjacentes, onde estuda as influências dos Rios Atmosféricos nos eventos extremos de precipitação. Mais recentemente tem prestado uma particular atenção aos extremos climáticos de um ponto de vista de "Compound Events". Publicou mais de 80 artigos indexados (índice $h=32$ no SCOPUS) e recebeu o Prémio de "MECLIVAR 2016 Young Scientist Award" em 2016.