

# O Clima da Terra a partir do Espaço: estimativas do Balanço Radiativo

Isabel F. Trigo<sup>1,2</sup>, Carlos C. DaCamara<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Meteorologia e Geofísica, Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA)

<sup>2</sup> Instituto Dom Luiz (IDL), Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa

isabel.trigo@ipma.pt; cdcamara@fc.ul.pt

*Satellite-based observations have transformed our perspective of the earth's climate, leading us to regard it both as an integrated global system and as a three-dimensional entity.*

José P. Peixoto and Abraham H. Oort, *Physics of Climate* (1992)

## 1. Introdução

O conceito de Clima sofreu uma profunda evolução desde o início do século XX, quando se tinha por base as estatísticas dos elementos climáticos observados (temperatura e humidade do ar, precipitação, direção e força do vento, pressão à superfície, radiação solar direta e difusa, entre outros parâmetros), calculadas para períodos de trinta anos (as denominadas normais climatológicas). Durante muito tempo, a Climatologia teve um caráter eminentemente descritivo, centrando-se na identificação e caracterização de regiões mais ou menos homogêneas em termos de condições meteorológicas, que seriam definidas com base na variabilidade sazonal média de variáveis como a temperatura e a precipitação. Deste tipo de abordagem, surgiram as classificações climáticas clássicas, das quais a de Köppen-Geiger é ainda hoje largamente utilizada (e.g., Beck et al., 2018). A partir de meados do século XX, a atmosfera e posteriormente todo o planeta Terra começaram a ser encarados como um sistema complexo, que pode ser estudado e compreendido com recurso às leis da Física. Esta estratégia foi fundamental para o desenvolvimento da Meteorologia, dando origem à previsão numérica do tempo, e da Ciência Climática, com a modelação do clima. O Prof. Pinto Peixoto colaborou e privou de perto com cientistas de topo nestas áreas (sendo certamente injustos nas omissões, podemos referir Victor Starr, Edward Lorenz, Barry Saltzman, Syukuro Manabe), pioneiros no estudo da circulação geral da atmosfera e da dinâmica do clima. O seu livro *Physics of Climate* de 1992 foi um marco nesta área, conjugando teoria e observações ao serviço de uma compreensão profunda do sistema climático.

Hoje, a Ciência Climática não é apenas descritiva, mas os dados observacionais continuam a ser a sua espinha dorsal. A observação da Terra a partir de instrumentos a bordo de satélites veio proporcionar uma quantidade e variedade de dados sem precedentes, complementando as observações ditas convencionais, mas acima de tudo permitindo observar

indiscriminadamente tanto zonas densamente povoadas como áreas remotas ou inacessíveis. A cobertura espacial e a frequência temporal das observações a partir do Espaço permitem o acompanhamento em tempo quase real de uma enorme variedade de fenómenos meteorológicos, oceânicos ou ambientais (e.g., Trigo et al., 2011; Bauer et al., 2015). Por outro lado, os dados reunidos por vários satélites operados nas últimas quatro décadas, combinados com observações de missões atuais ou em preparação, fornecem informações fundamentais sobre o estado do sistema climático e a sua evolução, como é reconhecido no último relatório do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC) (2021): desde a extensão das calotes polares, à monitorização do nível médio do mar e do estado da vegetação, ou ao mapeamento do ozono, são inúmeras as variáveis atualmente estimadas a partir de observações de satélite, que contribuem decisivamente para o acompanhamento e compreensão do sistema climático.

Neste artigo, propomo-nos revisitar o balanço radiativo da Terra medido a partir do Espaço: a determinação de desvios ao equilíbrio radiativo do planeta é uma questão fundamental da Ciência Climática de difícil aferição e, também por isso, continuamente objeto de estudo ao longo das últimas décadas. Sendo uma questão fundamental, foi também abordada pelo Prof. Pinto Peixoto em várias das suas publicações (e.g., O Sistema Climático e as Bases Físicas do Clima de 1982). O livro *Physics of Climate* (Peixoto e Oort, 1992) dedica um capítulo ao Balanço Radiativo, no qual são discutidas as características da radiação solar e terrestre e respetivas interações com os constituintes da atmosfera, nuvens e superfície do globo. Nesse mesmo capítulo, são apresentadas as primeiras estimativas globais da radia-

ção absorvida e emitida pelo sistema Globo-Atmosfera obtidas a partir de observações de satélite. Os mesmos cálculos são aqui revistos, à luz de observações de satélite mais recentes.

## 2. O Balanço Radiativo do Planeta

### 2.1 Radiação absorvida, radiação emitida

A radiação solar é a fonte primária de energia dos processos bio-geofísicos que ocorrem no sistema climático. De toda a radiação solar que atinge o topo da atmosfera, parte é retrodifundida e/ou reflectida pelos constituintes atmosféricos, nuvens e superfície para o espaço (num total de quase 30 %), sendo a restante absorvida pelo sistema Globo-Atmosfera. Numa situação de equilíbrio radiativo global, em que o sistema climático se mantivesse num estado estacionário, a quantidade de radiação emitida pelo sistema Terra para o espaço deveria igualar a quantidade de radiação solar absorvida, ou seja, o balanço radiativo no topo da atmosfera seria nulo, i.e. teríamos  $R_{NET\_TA} = 0$ , em que:

$$R_{NET\_TA} = (1 - \alpha_{TA}) R_{SW\_TA} - R_{LW\_TA} \quad (1)$$

onde  $\alpha_{TA}$  representa o albedo global do sistema Terra, i.e., a razão entre a quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera,  $R_{SW\_TA}$ , e a refletida, e onde  $R_{LW\_TA}$  denota a quantidade de radiação emitida pelo sistema Globo-Atmosfera. O equilíbrio radiativo é quebrado (i.e.,  $R_{NET\_TA} \neq 0$ ) localmente e, como detalhadamente comentado no capítulo 6 do livro *Physics of Climate* de Peixoto e Oort (1992), as distribuições espacial e temporal de  $R_{NET\_TA}$  são os principais fatores que induzem as circulações atmosférica e oceânica.

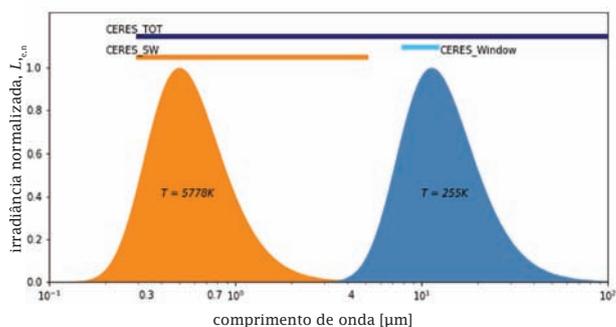


Figura 1 - Curvas da irradiância normalizada emitida por um corpo negro a 5778 K (laranja) e a 255 K (azul), correspondendo, respetivamente, à temperatura aproximada da superfície do Sol e à temperatura radiativa efetiva do sistema Terra. As linhas horizontais indicam a gama de comprimentos de onda dos três canais do instrumento CERES: CERES\_TOT, sensível a radiação no domínio do visível e infravermelho (entre 0,3  $\mu\text{m}$  e 200  $\mu\text{m}$ ); CERES\_SW, sensível a radiação de curto c.d.o (entre 0,3  $\mu\text{m}$  e 5  $\mu\text{m}$ ); e CERES\_Window, sensível a radiação na "janela atmosférica" do infravermelho térmico (entre 8  $\mu\text{m}$  e 12  $\mu\text{m}$ ).

O potencial da utilização de satélites para medir as componentes do balanço radiativo do sistema Globo-Atmosfera, i.e., os termos da equação (1), foi reconhecido desde muito cedo. A este respeito, convém lembrar que a quantidade de radiação solar ( $R_{SW\_TA}$ ) e a quantidade de radiação emitida pelo sistema Globo-Atmosfera ( $R_{LW\_TA}$ ) têm características distintas e, portanto, a estimativa do balanço radiativo implica a observação do fluxo radiativo em

zonas diferentes do espectro eletromagnético. O espectro de emissão solar segue, de um modo geral, o de um corpo negro a 5778 K, sensivelmente a temperatura da superfície do Sol, com um pico de emissão na gama da radiação visível, ou seja, para comprimentos de onda (c.d.o.) entre 0,3  $\mu\text{m}$  e 0,6  $\mu\text{m}$ . Por outro lado, podemos definir a temperatura radiativa efetiva do sistema Globo-Atmosfera,  $T_{TA}$ , como a de um corpo negro que emita a radiação  $R_{LW\_TA}$ , em (1), i.e., tal que, de acordo com a lei de Stefan-Boltzmann, se tenha  $R_{LW\_TA} = \sigma T_{TA}^4$  (onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann). Se considerarmos que o sistema Globo-Atmosfera se encontra próximo do equilíbrio radiativo, i.e., que de facto  $R_{NET\_TA} \approx 0$ , então sabendo que  $\alpha_{TA} \approx 0,29$  e que  $R_{SW\_TA} \approx 340 \text{ W/m}^2$  (correspondente a um quarto do valor da constante solar no topo da atmosfera), facilmente concluímos que  $T_{TA} \approx 255 \text{ K}$ . Com efeito, o sistema Globo-Atmosfera segue o comportamento de um corpo negro a pouco mais de 255 K, com emissão significativa no infravermelho e máximos para c.d.o. entre 10  $\mu\text{m}$  e 12  $\mu\text{m}$ . A Fig. 1 mostra os espectros de emissão (valores normalizados), de acordo com a função de Planck, para corpos negros a 5778 K e 255 K, respetivamente, i.e., apresenta espectros próximos dos da radiação solar incidente e da radiação terrestre emitida, no topo da atmosfera.

### 2.2 O Balanço radiativo medido por satélites de Observação da Terra

No final da década de 1970, o instrumento ERB (*Earth Radiation Budget*) foi enviado para uma órbita helio-síncrona, a bordo do satélite Nimbus-7. Tratou-se do primeiro instrumento concebido para medir as componentes da equação (1), nomeadamente a irradiância solar no topo da atmosfera ( $R_{SW\_TA}$ ), a quantidade de radiação solar refletida ( $\alpha_{TA} \cdot R_{SW\_TA}$ ) e a radiação de c.d.o. longo emitida pelo sistema Globo-Atmosfera (permitindo estimar  $R_{LW\_TA}$ ). Seguiu-se o sensor ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*) que, cerca de 9 anos depois, garantiu a continuidade destas primeiras observações por mais de uma década (Barkstrom et al., 1989). Os campos de radiação solar absorvida, do albedo do sistema Globo-Atmosfera e da radiação emitida que são apresentados e discutidos no capítulo 6 de Peixoto e Oort (1992) são baseados nestas primeiras observações (ERB e ERBE), tratadas por Campbell e Vonder Haar (1980). O instrumento CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) tem operado, nas últimas décadas, a bordo de vários satélites de órbita polar helio-síncrona (e.g., Terra, Aqua) que cruzam o equador em torno das 10:30 e 1:30 (am e pm) locais. O CERES fornece observações nas bandas do espectro eletromagnético representadas na Fig. 1: o canal identificado como CERES\_SW é obviamente utilizado para determinar a radiação solar refletida, que é observada no topo da atmosfera, enquanto a diferença entre as observações nas bandas CERES\_TOT e CERES\_SW permite calcular a radiação emitida pelo sistema Globo-Atmosfera, na gama do infravermelho. A função de resposta de cada canal do CERES não é uniforme ao longo da respetiva banda, sendo necessárias correções para que se obtenham observações de banda larga "não filtradas" e, portanto, correspondentes de facto a  $R_{LW\_TA}$  ou a  $\alpha_{TA} \cdot R_{SW\_TA}$  (Loeb et al., 2001). A banda CERES\_Window, que abrange o pico de emissão terrestre, fornece informação adicional para, entre outros, se obter estimativas ótimas de  $R_{LW\_TA}$ .

Em comparação com os seus antecessores ERB e ERBE, as observações do CERES apresentam melhorias significativas quer em termos de precisão, quer em termos de resolução espacial, mas não são apenas esses os aspetos que contribuirão para aperfeiçoar as estimativas dos fluxos radiativos no topo da atmosfera. A frequência das observações de instrumentos em satélites de órbita polar pode ser muito limitativa para variáveis que apresentem flutuações diurnas consideráveis, como é o caso das componentes do balanço radiativo. A combinação de observações CERES a partir dos satélites Terra e Aqua (em 2 órbitas heliossincronas, com tempos de passagem local distintos), com observações de satélites geostacionários, que proporcionam sobretudo radiancias em canais de banda estreita, mas com frequências temporais sub-horárias, permitem aumentar significativamente a confiança nas estimativas das componentes do balanço radiativo, (Loeb et al., 2018). A Fig. 2 mostra os campos médios sazonais (dezembro a fevereiro e junho a agosto, respetivamente) e anuais do balanço radiativo no topo da atmosfera ( $R_{NET\_TA}$ ), estimados a partir de dados CERES\_EBAF\_Edition4.1 (CERES Energy Balanced and Filled) disponibilizados pela NASA<sup>1</sup>, para o período entre 2005 e 2015<sup>2</sup>.

A característica mais marcante dos campos da Fig.2 é o contraste latitudinal, com perdas radiativas ( $R_{NET\_TA} < 0$ ) nas regiões polares e ganhos ( $R_{NET\_TA} > 0$ ) nas latitudes baixas. A sazonalidade é acentuada, com máximos de  $R_{NET\_TA}$  nas regiões subtropicais do hemisfério de verão e mínimos durante o inverno polar. Por outro lado, apesar de a distribuição da radiação solar que chega ao topo da atmosfera ser puramente zonal, o mesmo não acontece com  $R_{NET\_TA}$ , como se pode ver na Fig. 2. Os desvios devem-se a flutuações na absorção da radiação solar e também da radiação emitida ao longo de cada banda latitudinal. As primeiras são devidas a alterações no albedo do planeta ( $\alpha_{TA}$ ), mais elevado na presença de nuvens ou onde a superfície está coberta de neve ou gelo, enquanto as flutuações na temperatura radiativa efetiva determinam as segundas: haverá máximos locais de  $T_{TA}$  em regiões quentes e simultaneamente secas, uma vez que tanto o vapor de água como as nuvens são eficazes em absorver a radiação emitida pela superfície e, portanto, em diminuir a temperatura radiativa do planeta; por sua vez, em regiões muito frias (e.g., polos), ou com grande nebulosidade (e.g. nas zonas de convergência dos ventos alísios) teremos mínimos locais de  $T_{TA}$  (ou de  $R_{LW\_TA}$ ).

A Fig. 3 mostra perfis meridionais das várias componentes do balanço de energia no topo da atmosfera: a radiação solar absorvida pelo sistema Globo-Atmosfera (Fig. 3b) segue inexoravelmente o perfil da radiação solar disponível ( $R_{SW\_TA}$ ), embora seja penalizada na região equatorial devido a um pico local do albedo (Fig. 3a) causado por uma maior cobertura de nuvens; as latitudes altas, no inverno, são duplamente penalizadas por valores baixos de  $R_{SW\_TA}$  e albedos muito elevados associados à presença de neve e gelo na superfície (Fig. 3a e 3b); a variação meridional de  $R_{LW\_TA}$  é modulada nos trópicos pela nebulosidade, com mínimos na estação húmida (Fig. 3c); nas latitudes médias e altas, a perda radiativa é maior no hemisfério de Verão, sendo, portanto, determinante a temperatura da superfície e da troposfera para elevar o valor de  $T_{TA}$ .

Finalmente, a Fig. 3d apresenta o perfil meridional do balanço  $R_{NET\_TA}$ : o gradiente meridional, resultante do excedente de energia nas latitudes baixas em contraposição com o déficit nas altas, induz o transporte de energia para os polos sendo, por isso, a grande força motriz da circulação geral da atmosfera. Conforme descrito e amplamente discutido em Peixoto e Oort (1992), a célula de Hadley transporta energia, sob a forma de energia potencial, para as latitudes médias, onde, por sua vez, as perturbações transientes se encarregam de transportar energia para os polos. Ainda segundo Peixoto e Oort (1992), o transporte de energia para as latitudes elevadas realizado pelas circulações atmosférica e oceânica é determinado pelo balanço radiativo zonal,  $R_{NET\_TA}(\phi)$  (onde  $\phi$  representa a latitude e  $r$  o raio médio da Terra):

$$Q(\phi) = \int_{\phi'=\phi}^{\pi} R_{NET.TA}(\phi') 2\pi r^2 \cos(\phi') d\phi' \quad (2)$$

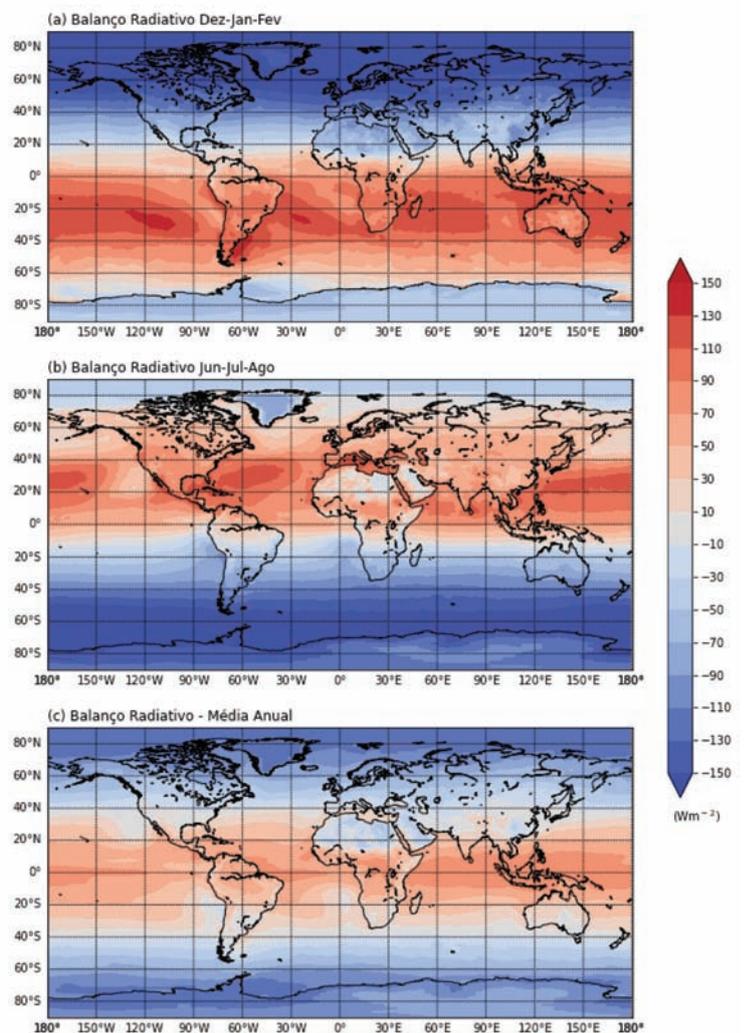


Figura 2 - Balanço radiativo médio no topo da atmosfera,  $R_{NET\_TA}$  ( $Wm^{-2}$ ), estimado para os meses de (a) dezembro a fevereiro; (b) junho a agosto; e (c) janeiro a dezembro, obtidos a partir de dados CERES\_EBAF, Edição 4.1 (Doi: 10.5067/TERRA-AQUA/CERES/EBAF-TOA\_L3B004.1), cobrindo o período entre 2005 e 2015.

<sup>1</sup> NASA - National Aeronautics and Space Administration

<sup>2</sup> CERES Energy Balanced and Filled Edition 4.1, doi: 10.5067/TERRA-AQUA/CERES/EBAF\_L3B.004.1

Queremos sublinhar aqui, por um lado, a relevância do balanço radiativo para o transporte de energia no sistema climático e, por outro, a sua elevada sensibilidade a incertezas nas componentes. Mais ainda, quando estimado ao nível global, i.e., quando integrado sobre toda a superfície do globo e para períodos de tempo relativamente longos, o balanço global de energia é responsável pelo caráter estacionário do sistema climático. A tabela 1 mostra estimativas globais dos componentes do balanço radiativo, baseadas nos dados CERES, para o período 2005 – 2015, e os cálculos apresentados por Peixoto e Oort (1992) baseados em observações ERB e ERBE, obtidas nas décadas de 1970 e 1980. Notando que o valor anual de  $R_{NET\_TA}$  é inferior a 0,3 % dos termos da diferença entre  $(1 - \alpha_{TA}) \cdot R_{SW\_TA}$  e  $R_{LW\_TA}$ , a semelhança entre as estimativas do balanço de energia no topo da atmosfera, feitas à distância de mais de 30 anos, é notável. Claro que existem diferenças significativas nos valores de cada componente, bem como entre os balanços obtidos para o período de verão e inverno boreal. No entanto, ao comparar os valores obtidos com dados CERES com os de Peixoto e Oort (1992), há que ter em conta a evolução da qualidade das observações CERES versus as dos seus antecessores ERB e ERBE, as diferenças no período de observação e a persistência de incertezas nas estimativas aqui apresentadas (que estimamos ser da ordem de  $0,1 \text{ W m}^{-2}$ ).

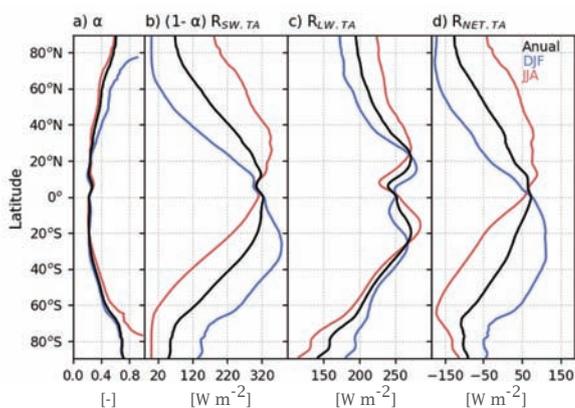


Figura 3 - Perfis meridionais (a) do albedo do sistema Globo-Atmosfera, (b) da radiação solar absorvida e (c) da radiação emitida pelo sistema Globo-Atmosfera, e (d) do balanço radiativo no topo da atmosfera. A linha preta representa médias anuais, enquanto as linhas a azul e vermelho correspondem a médias para dezembro-janeiro-fevereiro e junho-julho-agosto, respetivamente, para o período entre 2005 e 2015. Os perfis foram estimados a partir de dados CERES\_EBAF, Edição 4.1 (Doi: 10.5067/TERRA-AQUA/CERES/EBAF-TOA\_L3B004.1).

Tabela 1 - Estimativas globais dos componentes do balanço radiativo no topo da atmosfera apresentados em Peixoto e Oort (1992), baseadas em observações ERB e ERBE, e calculadas a partir de dados CERES (2005-2015) para todo o ano e para os meses de dezembro a fevereiro (DJF) e junho a agosto (JJA), respetivamente. Todos os valores (exceto o albedo) são em  $\text{W m}^{-2}$ .

	Peixoto e Oort (1992)			CERES_EBAF (Ed. 4.1)		
	Annual	DJF	JJA	Annual	DJF	JJA
Radição Solar: $R_{SW\_TA}$	345	354	335	340,0	350,2	330,4
Albedo: $\alpha_{TA}$	0,307	0,317	0,301	0,291	0,300	0,285
Rad. Solar Absorvida: $(1 - \alpha_{TA}) R_{SW}$	239	242	234	241,0	245,2	263,3
Radição Emitida: $R_{LW\_TA}$	238	236	242	240,2	237,4	243,9
Balanço Radiativo: $R_{NET\_TA}$	+0,8	+6,7	-7,5	+0,8	+7,8	-7,5

### 3. O desequilíbrio radiativo do Planeta e as Alterações Climáticas

A emissão de gases com efeito estufa para a atmosfera durante o período pós-revolução industrial veio quebrar o delicado equilíbrio entre radiação solar absorvida e emitida, estando na base das alterações climáticas de origem antropogénica (IPCC, 2021). Como resultado do desequilíbrio energético global ( $\sim 0,8 \text{ W m}^{-2}$  de acordo com a Tabela 1), o sistema Globo-Atmosfera continuará a armazenar energia até que um novo equilíbrio radiativo seja atingido. Recentemente, von Schuckmann et al. (2020) estimaram que, durante a última década, os oceanos têm armazenado 90 % deste excesso de energia, as superfícies continentais têm retido cerca de 5 %, o degelo das grandes massas de neve e gelo consumiu cerca de 3 % e os restantes 2 % contribuíram para o aquecimento da atmosfera.

A relevância do cálculo e da monitorização do balanço radiativo para auscultar o clima é evidente. Apesar da dificuldade inerente, resultante da amplificação das incertezas numa pequena diferença entre dois grandes números, sabemos que o sistema climático se encontra em desequilíbrio energético e também que esse desequilíbrio está a aumentar. A Fig. 4 (de Loeb et al., 2021) mostra séries temporais de duas estimativas independentes do desequilíbrio energético do Planeta: uma baseada em estimativas de  $R_{NET\_TA}$  com os mesmos dados CERES já referidos neste trabalho; outra obtida a partir inventários das variações de energia armazenada nas várias componentes do sistema climático (oceanos, criosfera, zonas terrestres e atmosfera, conforme referidas no parágrafo anterior), baseadas em extensas bases observacionais *in situ*. Para uma explicação mais pormenorizada sobre os dados, a metodologia e os resultados, remete-se o leitor para Loeb et al., (2021). Desse estudo, salienta-se aqui (i) a impressionante concordância de resultados obtidos de formas totalmente independentes; (ii) a persistência do aumento do desequilíbrio energético do sistema climático, sendo que a linha de tendência dos dados CERES sugere que os valores médios de  $R_{NET\_TA}$  de  $(0,42 \pm 0,48) \text{ W m}^{-2}$  em 2005 aumentam para  $1,12 \pm 0,48 \text{ W m}^{-2}$  em 2019.

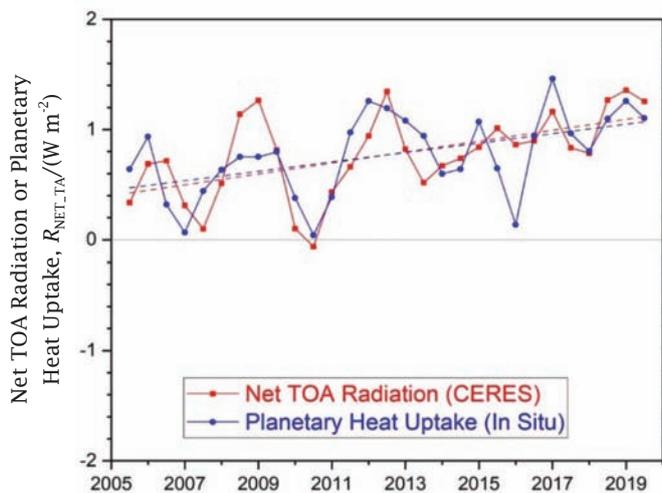


Figura 4 - Estimativas de médias móveis de  $R_{NET\_TA}$  (médias móveis de 12 meses, calculadas de 6 em 6) baseadas nos dados CERES\_EBAF, Edição 4.1 (linha vermelha, a cheio) e do armazenamento de energia no sistema climático estimado a partir de diversas observações *in situ* (linha azul, a cheio); as linhas a tracejado representam as respetivas tendências lineares, Fonte: Loeb et al. (2021).

O desequilíbrio energético do sistema climático levanta problemas quando se pretende manter a definição tradicional do clima, baseada em estatísticas dos elementos climáticos ao longo de um intervalo de tempo da ordem de 30 anos. Com efeito, a ausência de estacionariedade das séries temporais de elementos climáticos dificulta seriamente a definição da janela temporal onde se efetuam os cálculos, devendo a janela ser suficientemente longa para garantir a estabilidade das estatísticas e suficientemente curta para que se possam caracterizar as variações dessas estatísticas devidas ao forçamento radiativo do sistema climático.

Esta dificuldade pode, no entanto, ser mitigada definindo o clima como um ensemble (Leith, 1978). Nesta aceção, inspirada na noção introduzida por Josiah Willard Gibbs em Mecânica Estatística, o ensemble é constituído por um conjunto infinito de réplicas conceptuais da Terra, todas sujeitas à mesma evolução lenta do forçamento radiativo, e com o estado do tempo evoluindo em cada uma, independentemente das restantes. A distribuição dos estados do tempo no ensemble será tal que a distribuição de probabilidade não é afetada pelas flutuações rápidas de cada membro, mas sofre variações lentas devido a alterações no forçamento externo (como, por exemplo, as associadas a pequenas flutuações na radiação solar anual disponível no topo da atmosfera ou ao aumento antropogénico de concentração de dióxido de carbono na atmosfera ou ainda às mudanças profundas do coberto vegetal associadas ao avanço de terrenos agrícolas e urbanos). Nesta conformidade, o clima pode ser definido “num dado instante” através de estatísticas efetuadas sobre o ensemble nesse instante. Vale a pena notar que, caso os ensembles sejam estacionários (o que pressupõe o sistema climático em equilíbrio energético), esta noção generalizada de clima se reduz à definição tradicional: neste caso vale a hipótese ergódica, o que significa que a média temporal ao longo de um dado membro do ensemble é igual à média no ensemble.

Se bem que atrativa do ponto de vista concetual, a definição de clima como ensemble tem, no entanto, o inconveniente de não ser utilizável com base em séries de observações efetuadas no sistema climático, as quais obviamente só permitem conhecer um único membro da infinidade de membros do ensemble, circunstância que só não é limitativa no caso de validade da hipótese ergódica. No entanto, os modelos computacionais do clima, cada vez mais sofisticados e proporcionando simulações cada vez mais realistas, permitem operacionalizar a definição de clima como ensemble, abrindo novas perspectivas para uma compreensão mais profunda da natureza do sistema climático.

#### 4. Considerações finais

A quantificação do balanço energético do sistema Globo-Atmosfera é fundamental em Ciência Climática, sendo o seu acompanhamento um indicador crucial de alterações climáticas a nível global. Cedo se percebeu o potencial de observações de satélite para medir os fluxos radiativos no topo da atmosfera: como se mostrou, essa foi

mesmo uma das primeiras aplicações de dados de satélite em clima. As grandes agências espaciais estão cientes desse facto: a NASA, depois da experiência pioneira com os instrumentos ERB e ERBE, tem vindo a apostar na continuidade do CERES em múltiplas plataformas; na Europa, a EUMETSAT<sup>3</sup> tem vindo a operar o instrumento GERB (*Geostationary Earth Radiation Budget*) com observações em bandas semelhantes às representadas na Fig.1 como CERES\_SW e CERES\_TOT, a partir da série de satélites geostacionários Meteosat Second Generation (MSG), fornecendo observações de alta frequência, mas limitadas ao disco do MSG (centrado no ponto de 0° de latitude e 0° de longitude e estendendo-se, para norte e para sul, até cerca de 70° de latitude e, para oeste e para leste, até 70° de longitude); também na Europa, a ESA<sup>4</sup> aprovou o desenvolvimento da missão FORUM (*Far-infrared Outgoing Radiation Understanding and Monitoring*), com lançamento previsto para 2026 e que aposta em observações detalhadas do espectro de emissão terrestre, com muito mais informação do que a obtida com canais de banda larga como o CERES (Palchetti et al., 2020). A caracterização dos fluxos de radiação emitida e absorvida pelo planeta será certamente um tema sempre presente na Observação da Terra.

#### Referências

- [1] Barkstrom, B. R., E. F. Harrison, G. L. Smith, R. D. Cess, 1989: *Results from the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)*, *Advances in Space Research*, Volume 9, Pages 75-82, doi: 10.1016/0273-1177(89)90146-4.
- [2] Bauer, P., A. Thorpe, G. Brunet, 2015: The quiet revolution of numerical weather prediction, *Nature*, 525, 47-55, doi: 10.1038/nature14956.
- [3] Beck, H., N. Zimmermann, T. McVicar, N. Vergopolan, A. Berg, E. F. Wood, 2018: Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5, 180214, doi: 10.1038/sdata.2018.214.
- [4] Campbell, G.G., T. H. Vonder Haar, 1980: *Climatology of Radiation Budget Measurements from Satellites*, Atmospheric Science Paper No. 323, Colorado State University, 73 p.
- [5] IPCC, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.

<sup>3</sup> EUMETSAT – Organização Europeia para a exploração de Satélites Meteorológicos

<sup>4</sup> ESA – Agência Espacial Europeia

- [6] Leith, C. E., 1978: Predictability of climate. *Nature*, 276, 352–355, doi: 10.1038/276352a0.
- [7] Loeb, N. G., D. R. Doelling, H. Wang, W. Su, C. Nguyen, J. G. Corbett, L. Liang, C. Mitrescu, F. G. Rose, S. Kato, 2018: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) energy balanced and filled (EBAF) top-of-atmosphere (TOA) Edition 4.0 data product. *Journal of Climate*, 31, 895–918. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0208.1.
- [8] Loeb, N. G., G. C. Johnson, T. J. Thorsen, J. M. Lyman, F. G. Rose, S. Kato, 2021: Satellite and Ocean Data Reveal Marked Increase in Earth's Heating Rate, *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL093047, doi: 10.1029/2021GL093047.
- [9] Loeb, N. G., K. J. Priestley, D. P. Kratz, E. B. Geier, R. N. Green, B. A. Wielicki, P. O. Hinton, S. K. Nolan, 2001: Determination of unfiltered radiances from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) instrument. *J. Appl. Meteor.*, 40, 822–835, doi: 10.1175/1520-0450(2001)040%3c0822:DOURFT%3e2.0.CO;2.
- [10] Palchetti, L., H Brindley, R. Bantges, S. A. Buehler, C. Camy-Peyret, B. Carli, U. Cortesi, S. Del Bianco, G. Di Natale, B. M. Dinelli, D. Feldman, X. L. Huang, L. C.-Labonnote, Q. Libois, T. Maestri, M. G. Mlynchak, J. E. Murray, H. Oetjen, M. Ridolfi, M. Riese, J. Russell, R. Saunders, C. Serio, 2020: FORUM: Unique Far-Infrared Satellite Observations to Better Understand How Earth Radiates Energy to Space, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102, doi: 10.1175/BAMS-D-19-0322.1.
- [11] Peixoto, J. P., 1987: O Sistema Climático e as Bases Físicas do Clima, série "O Homem, o Clima e o Ambiente", Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, 187 p.
- [12] Peixoto, J. P., A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*, American Institute of Physics, 520 p.
- [13] Trigo, I. F., C. C. DaCamara, P. Viterbo, J.-L. Roujean, F. Olesen, C. Barroso, F. Camacho-de Coca, D. Carrer, S. C. Freitas, J. García-Haro, B. Geiger, F. Gellens-Meulenberghs, N. Ghilain, J. Meliá, L. Pessanha, N. Siljamo, and A. Arbole da, 2011: The Satellite Application Facility on Land Surface Analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 32, 2725–2744, doi:10.1080/01431161003743199.
- [14] Von Schuckmann, K., L. Cheng, M. D. Palmer, J. Hansen, C. Tassone, V. Aich, S. Adusumilli, H. Beltrami, T. Boyer, F. J. Cuesta-Valero, D. Desbruyères, C. Domingues, A. García-García, P. Gentine, J. Gilson, M. Gorfer, L. Haimberger, M. Ishii, G. C. Johnson, R. Killick, B. A. King, G. Kirchengast, N. Kolodziejczyk, J. Lyman, B. Marzeion, M. Mayer, M. Monier, D. P. Monselesan, S. Purkey, D. Roemmich, A. Schweiger, S. I. Seneviratne, A. Shepherd, D.A. Slater, A. K. Steiner, F. Straneo, F., M.-L. Timmermans, S. E. Wijffels, 2020: Heat stored in the Earth system: where does the energy go?, *Earth Syst. Sci. Data*, 12, 2013–2041, doi: 10.5194/essd-12-2013-2020.



Isabel F. Trigo, é investigadora no Instituto Português do Mar e Atmosfera (IPMA), onde coordena o Núcleo de Observação da Terra (NOT). Iniciou a sua carreira científica na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, onde obteve o grau de mestre em Ciências Geofísicas (2007), tendo-se doutorado em Meteorologia e Ciências Climáticas pela Universidade de East Anglia, Reino Unido (2000). Ao longo de mais de 20 anos, tem vindo a trabalhar em estudos de variabilidade climática e aplicações de dados de satélite para a monitorização das superfícies terrestres e caracterização da interação superfície-atmosfera. Tem liderado/co-liderado vários projetos nacionais e internacionais financiados pela FCT, ESA, EUMETSAT e programa Europeu Copernicus. É responsável pelo *Satellite Applications Facility on Land Surface Analysis* (LSA-SAF), parte integrante do segmento de solo da EUMETSAT, dedicado à produção de dados, em tempo real e climáticos, relacionados com as superfícies continentais.



Carlos C. DaCamara, completou o Bacharelato em Física (1979) e a Licenciatura em Ciências Geofísicas (1981) na FCUL e doutorou-se em Ciências da Atmosfera (1991) pela Universidade de Missouri-Columbia (EUA). É Professor Associado do Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia (DEGGE) e investigador do Instituto Dom Luiz (IDL) da FCUL. Foi vice-presidente do Instituto de Meteorologia (2003-2004) e membro do "Space Advisory Committee" para o 6.º Programa-Quadro de Investigação e Desenvolvimento Tecnológico da União Europeia. A sua investigação tem incidido sobre um espectro largo de temas que incluem a deteção remota por satélite de fogos ativos e de áreas queimadas, a determinação da temperatura e da emissividade da superfície do solo com base em informação proveniente de satélite, a avaliação de risco meteorológico a curto e médio prazos de incêndios florestais, a recuperação de vegetação em áreas queimadas, as condições meteorológicas associadas a eventos extremos (secas, ondas de calor, etc.) e a atividade das ondas planetárias e suas implicações na variabilidade climática.