

LA MESURE DU DÉSÉQUILIBRE ÉNERGÉTIQUE PLANÉTAIRE PAR GÉODÉSIE SPATIALE POUR CONTRAINDRE LE BILAN D'ÉNERGIE GLOBAL ET ESTIMER LA SENSIBILITÉ CLIMATIQUE

Jonathan CHENAL^{1,2}, Benoît MEYSSIGNAC^{1,3}, Alejandro BLAZQUEZ^{1,3}, Robin GUILLAUME-CASTEL¹

¹ LEGOS (CNES, CNRS, IRD, UPS), Toulouse, France

² ENPC, Champs-sur-Marne, France

³ CNES, Toulouse, France

Résumé : Nous revisitons l'estimation de la sensibilité climatique à partir d'observations du bilan d'énergie planétaire de diverses durées, en particulier en utilisant des estimations du déséquilibre énergétique déduites de plusieurs jeux de données de contenu de chaleur de l'océan, dont celles issues de mesures de géodésie spatiale. Nous testons plusieurs méthodes d'estimation, et corrigeons l'estimation observationnelle obtenue de l'effet de la variabilité interne du système climatique et de l'effet des structures spatiales du réchauffement. Nous aboutissons à des valeurs (5,5 [2,4;35,6]°C) qui contribuent à réconcilier résultats issus des observations et issus des modèles, et nous démontrons la possibilité d'un système d'observation géodésique des variations de la sensibilité climatique.

Mots-Clés : Sensibilité climatique ; déséquilibre énergétique ; contenu de chaleur de l'océan ; géodésie spatiale

Introduction

La sensibilité climatique d'équilibre (*Equilibrium climate sensitivity*, ECS) est la métrique fondamentale du changement climatique [Charney et al., 1979], qui conditionne les variations actuelles et futures de nombreuses variables climatiques [Große et al., 2018]. Définie comme la température d'équilibre atteinte après un doublement instantané de la concentration de CO₂ atmosphérique, elle reste depuis plusieurs décennies encore très incertaine [Forster et al., 2021]. En particulier, une dichotomie est apparue entre les méthodes utilisées pour l'estimer, avec les méthodes observationnelles qui en donnent des valeurs basses, et celles issues des modèles de climat qui en donnent des valeurs hautes [Sherwood et al., 2020]. De surcroît, il est apparu que la sensibilité climatique varie avec le temps, et que ces variations ne s'expriment pas de la même façon dans les simulations numériques du climat répondant à la définition de la sensibilité climatique et dans l'évolution historique du climat réel [Armour et al., 2013, Andrews et al., 2018].

Or, jusqu'à présent, les études observationnelles de la sensibilité climatique se sont appuyées sur des observations relativement courtes qui imposent d'avoir recours à une méthode d'estimation qui nécessite de s'appuyer sur un état climatique pré-industriel incertain (e.g. Lewis & Curry (2018), Sherwood et al. (2020)) ; l'impératif de contrainte observationnelle de la sensibilité climatique rend donc nécessaire d'utiliser des données plus longues qui rendent possible l'élaboration d'une méthode ne nécessitant pas l'invocation d'un état climatique pré-industriel. Enfin, la réconciliation des estimations de la sensibilité climatique requiert d'élaborer un cadre théorique qui permette de comprendre le biais entre estimations appuyées sur les observations et celles appuyées sur les modèles, et de le quantifier [Gregory et al., 2019].

Nous présentons ici la sensibilité climatique, métrique fondamentale du changement climatique qui découle de l'équation du bilan d'énergie planétaire (I), puis les données et méthodes utilisées (II), et enfin les résultats (III).

1. La sensibilité climatique, métrique fondamentale du changement climatique

1.1. Le bilan d'énergie planétaire

Aux échelles décennales à centennales, l'équation du bilan d'énergie planétaire s'exprime en $W.m^{-2}$ au sommet de l'atmosphère [Charney et al., 1979] : $N = F + R$. F est le forçage radiatif effectif, qui résulte de la variation de composition de l'atmosphère due aux émissions de gaz à effet de serre, dont le CO_2 est le premier contributeur [Arias et al., 2021]. N est le déséquilibre radiatif planétaire, c'est-à-dire la différence entre le rayonnement solaire visible incident, et le rayonnement infrarouge que renvoie la Terre vers l'espace, qui diminue en raison de l'élévation de la concentration de gaz à effet de serre [von Schuckmann et al., 2016]. N est ainsi la quantité d'énergie que stocke la Terre ; environ 91 % de cette quantité est absorbé par les océans et sont la cause de sa dilatation, tandis qu'environ 4 % de cette quantité est absorbé par les glaciers et les calottes polaires, dont l'eau de fonte augmente la masse de l'océan. Ainsi, 95 % du déséquilibre énergétique a pour traduction la hausse du niveau de la mer [Meyssignac et al., 2019]. Enfin, R est la réponse radiative de la Terre, c'est-à-dire le moyen par lequel le système climatique tend à revenir vers l'équilibre radiatif. L'hypothèse principale concernant R est qu'il s'écrit $R = \lambda T$; ainsi l'élévation de la température est le moyen physique de la Terre de rétablir l'équilibre radiatif.

1.2. Le problème de la sensibilité climatique d'équilibre

La sensibilité climatique d'équilibre est la température atteinte après retour à l'équilibre consécutivement au doublement instantané de la concentration de CO_2 de l'atmosphère. Si on note F_{2x} le forçage radiatif effectif associé au doublement du CO_2 atmosphérique, alors $ECS = - F_{2x} / \lambda$. L'ECS est la métrique fondamentale de l'amplitude et des projections du changement climatique. Ainsi, quels que soient les scénarios socio-économique du GIEC, la température de surface ou la dilatation thermique de l'océan à la fin du siècle sont par exemple proportionnelles à l'ECS [Sherwood et al., 2020].

Cependant, depuis plusieurs décennies, les estimations des valeurs probables de la sensibilité climatique sont restées très incertaines, allant du simple au triple, à savoir de $1,5^\circ C$ à $4,5^\circ C$ [Arias et al., 2021]. Très récemment, des études ont commencé à réduire cette plage de valeurs : Sherwood et al (2020) l'estiment entre $2,3^\circ C$ et $4,5^\circ C$, et le dernier rapport du GIEC entre $2,5^\circ C$ et $4^\circ C$ [Arias et al., 2021]. Un des symptômes de cette dispersion s'illustre dans les incohérences des estimations observationnelles, qui donnent des valeurs basses de l'ECS, et les estimations issues des modèles, qui en donnent des valeurs hautes.

La clé de cette dispersion est que le paramètre de réponse radiative λ varie avec le temps et n'est donc pas une constante du système climatique [Armour et al., 2013 ; Gregory & Andrews, 2016]. En particulier, λ dépend de la température globale moyenne, de la variabilité intrinsèque du système climatique, et des agents forçants et des variations temporelles de leurs concentrations [Andrews et al., 2018]. Dès lors, le comportement de λ est nécessairement différent selon l'évolution du climat, qu'il s'agisse du climat réel ou de celui, fictif, associé à la définition canonique de l'ECS. Les variations de λ résultent des structures spatiales de réchauffement, qui conduisent à des formations de nuages bas dont les évolutions diffèrent dans les deux types d'évolution du climat. L'estimation observationnelle de la sensibilité climatique doit donc tenir compte de ces effets pour aboutir à une valeur répondant à la définition canonique de l'ECS.

2. Données, méthodes et résultats

2.1. Données

Nous utilisons la série temporelle de forçage radiatif effectif de Sherwood et al. (2020), qui intègre les aérosols de Bellouin et al. (2020) ; nous considérons une incertitude de 20 % de la valeur de 2011 pour le forçage radiatif hors-aérosols, et nous ajustons une loi log-normale sur la distribution proposée par Bellouin et al. (2020). Le forçage associé au doublement de CO₂ est issu de Smith et al. (2020). La température de surface est issue du jeu de Cowtan & Way (2014) mis à l'échelle par Richardson et al. (2016).

Nous utilisons plusieurs jeux de déséquilibre énergétique. La mesure directe du déséquilibre énergétique planétaire est issue de la mission CERES (2000-2018) [Loeb et al., 2018]. Le déséquilibre énergétique peut être déduit du contenu de chaleur de l'océan évalué par les observations de température et salinité, soit par les campagnes hydrographiques in situ (1971-2018) dont on utilise un ensemble de cinq membres [Gouretski & Koltermann, 2007 ; Levitus et al., 2009 ; Levitus et al., 2012 ; Good et al., 2013 ; Cheng et al., 2017 ; Ishii et al., 2017], soit de la flotte de profileurs autonomes Argo (2005-2018) [Loeb et al., 2021]. Enfin, le contenu de chaleur de l'océan peut être déduit de mesures géodésiques, en l'occurrence de la différence entre le niveau de la mer observé par altimétrie radar (missions Topex-Poseidon, Jason 1 à 3) et la contribution à l'élévation du niveau de la mer due à la fonte de la cryosphère mesurée par gravimétrie spatiale (missions GRACE et GRACE-FO) Marti et al. (2022) : 2002-2016 ; Hakuba et al. (2021) : 2005-2015).

2.2. Méthodes d'estimation

Pour les séries temporelles courtes (CERES, géodésie, Argo), nous estimons λ par la différence de l'équation du bilan d'énergie planétaire entre un état final moyen (2) et un état de base pré-industriel (1) (e.g. Lewis & Curry (2018)) : $\lambda = ((N_2 - N_1) - (F_2 - F_1)) / (T_2 - T_1)$. Chaque terme est échantillonné selon sa distribution par un tirage de Monte-Carlo. Les reconstructions de F et T permettent facilement d'établir l'état de base associé à ces variables, en l'occurrence sur la période 1869-1882. En revanche, l'établissement de l'état de base de N est plus délicat et incertain. La plupart des études considèrent que N est positif à la fin du 19^e siècle. Cependant, un faisceau de preuves nous a plutôt amené à considérer N₁ comme négatif, l'océan Pacifique continuant de se refroidir en réponse au Petit Âge Glaciaire [Gebbie & Huybers, 2019]. Pour les séries temporelles longues (in situ), nous avons régressé la réponse radiative N-F en fonction de la température T. Nous échantillons les séries temporelles en tenant compte de la distribution considérée des observables N et F.

Quelle que soit la méthode d'estimation de λ , seules les valeurs négatives de la distribution qui lui est associée sont conservées, les valeurs positives étant impossibles physiquement, car conduisant à un climat instable. Une fois λ estimé par la voie observationnelle, nous le corrigeons de deux effets à partir des simulations historiques de modèles de climat participant à l'exercice CMIP6 [Eyring et al., 2016] : la variabilité interne du système climatique, et l'effet des structure spatiale de réchauffement. Enfin, une fois λ estimé et corrigé de ces divers effets, l'ECS est calculée par $ECS = -F_{2x} / \lambda$, en échantillonnant les distributions respectives de F_{2x} et λ .

2.3. Résultats

Les estimations de l'ECS issues des séries courtes (CERES, Argo, géodésie) et obtenues avec la méthode des différences d'état fournissent des distributions homogènes, avec une borne basse ($p=0,05$) autour de 1,6°C, une borne haute ($p=0,95$) autour de 21°C, et une médiane autour de 3,5°C (voir tab. 1 et fig. 1). Ces valeurs sont cohérentes avec les estimations, dans des conditions similaires, proposées dans le 6^e rapport du GIEC. Toutefois, la médiane et la borne haute sont probablement non contraignantes en raison de l'effet d'inflation des erreurs sur l'ECS dû à sa dépendance à $1 / \lambda$. Par ailleurs, la borne basse obtenue peut être

discutée au regard de l'incertitude pesant sur l'état de base utilisé. Ces estimations constituent une validation de l'approche géodésique pour estimer l'ECS, et forment la première estimation de la sensibilité climatique utilisant des données géodésiques.

L'estimation de l'ECS issue de la série longue (in situ) et obtenue par régression conduit à une distribution sensiblement plus élevée, avec une médiane à 4,4°C, et un intervalle de confiance à 90 % de [2,1;24,4]°C (voir tab. 1 et fig. 1). Toutefois, sur la plage de temps 1971-2017 de cette série, deux éruptions volcaniques majeures ont eu lieu (El Chichon, 1982, et Pinatubo, 1991) ; en retirant les années affectées par ces éruptions, nous avons obtenu des valeurs encore plus élevées, avec une médiane de 5,5°C et un intervalle de confiance à 90 % de [2,4;35,0]°C. La confiance que nous attribuons à ce résultat repose sur la robustesse des observations récentes utilisées, qui nous permettent d'utiliser une méthode de régression qui rend inutile l'utilisation d'un état de base ancien et incertain ; en outre, la longueur de la série (47 ans) la rend moins susceptible d'être aléatoirement affectée par un biais issu d'un état de variabilité climatique particulier.

figure 1. En haut : fonctions de densité de probabilité des différentes estimations de l'ECS ; en bas : les extrémités donnent les quantiles 5 % et 95 %, tandis que les extrémités des boîtes centrales indiquent les quantiles 25 % et 75 %, ainsi que la médiane à l'intérieur des boîtes.

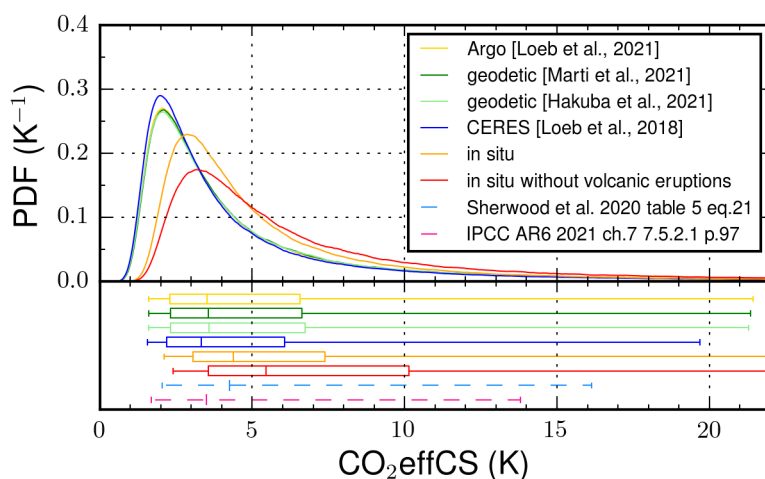


Tableau 1. ECS estimées avec différents jeux de données et différentes méthodes d'estimation. Les valeurs données sont la médiane et l'intervalle de confiance à 90 %. Par comparaison, les estimations fournies par Sherwood et al. (2020) et le 6^e rapport du GIEC [Forster et al., 2021] sont aussi indiquées.

Jeu de données	Période	Méthode	ECS (°C)
Argo ; EEI de Loeb et al. (2021)	2005-2018	Vs 1869-1882	3,5 [1,6;21,4]
Géodésique ; EEI de Marti et al. (2022)	2002-2016	Vs 1869-1882	3,6 [1,6;21,3]
Géodésique ; EEI de Hakuba et al. (2021)	2005-2015	Vs 1869-1882	3,6 [1,6;21,3]
CERES ; EEI de Loeb et al. (2018)	2006-2018	Vs 1869-1882	3,3 [1,5;19,7]
In situ [Chenal et al., 2022]	1971-2017	Régression	4,4 [2,1;24,4]
Id. mais sans les années affectées par les éruptions volcaniques majeures	1971-2017	Régression	5,5 [2,4;35,0]
[Sherwood et al., 2020]	2006-2018	Vs 1861-1880	4,3 [2,0;16,1]
[Forster et al., 2021]	2006-2019	1850-1900	3,5 [1,7;13,8]

Conclusion

Nous avons ici comparé plusieurs estimations de la sensibilité climatique d'équilibre à partir de diverses sources d'observations, en explorant les différences entre deux méthodes d'estimation, une très répandue dans la communauté et reposant sur des séries temporelles récentes courtes mais nécessitant le recours à un état climatique pré-industriel incertain, et une autre, que nous avons développée, qui exploite des séries longues, récentes et robustes, dans laquelle nous avons plus confiance que dans la précédente. Nous avons aussi développé un cadre rigoureux d'estimation des effets qui biaisent les estimations observationnelles de la sensibilité climatique à la baisse. La borne inférieure obtenue dans la configuration la plus robuste résultat fournit une contrainte forte contre les études qui conduisent à une ECS inférieure à 2,4°C. Notre résultat contribue en outre à réconcilier études observationnelles et études appuyées sur les modèles.

Par ailleurs, la méthode d'estimation observationnelle que nous avons développée peut être adaptée pour suivre les variations temporelles du paramètre de réponse radiative λ . La comparaison entre les variations observées de ce paramètre et celles simulées par les modèles de climat peut permettre de formuler une contrainte sur les projections climatiques de ceux-ci. Enfin, les séries courtes utilisées ici sont appelées à être pérennisées et à atteindre dans un avenir relativement proche une longueur qui permettra de leur appliquer la méthode de régression linéaire que nous avons développée. En particulier, la continuité des missions spatiales d'altimétrie radar et de gravimétrie spatiale rend possible d'envisager d'en faire un système d'observation des variations temporelles du paramètre de réponse radiative et donc de la sensibilité climatique.

Remerciements : Nous remercions les fournisseurs de données, en particulier le Programme mondial de recherche sur le climat qui est responsable des projets d'intercomparaison des modèles de climat (CMIP), et les centres de modélisations qui fournissent leurs sorties. Nos travaux bénéficient du centre de données et de calcul ESPRI de l'IPSL (<https://mesocentre.ipsl.fr>). Ces travaux sont possibles grâce au financement du projet H2020 COCLICO. JC remercie le ministère de la transition écologique pour son financement.

Bibliographie

Andrews T., Gregory J., Paynter D., Silvers L, Zhou C., Mauritsen T, 2018, Accounting for changing temperature patterns increases historical estimates of climate sensitivity, *Geophys. Res. Lett.* 45, p. 8490-8499

Arias P. A., N. Bellouin, E. Coppola, R. G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M. D. Palmer, G-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P. W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R. P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J. G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W. D. Collins, S. L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F. J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F. J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J. S. Fuglestedt, J. C. Fyfe, N. P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J. M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H. T. Hewitt, P. Hope, A. S. Islam, C. Jones, D. S. Kaufman, R. E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T. K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P. M. S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A. C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B. H. Samset, S. Sathyendranath, S. I. Seneviratne, A. A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Treguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang & K. Zickfeld, 2021, Technical Summary, *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Sous la dir. de 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 & B. Zhou. Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA : Cambridge University Press

Armour K., Bitz C., Roe G., 2013, Time-Varying Climate Sensitivity from Regional Feedbacks, *Journal of Climate* 26.13, p. 4518-4534. doi : 10.1175/JCLI-D-12-00544.1

Bellouin N., J. Quaas, E. Gryspeerdt, S. Kinne, P. Stier, D. Watson-Parris, Olivier Boucher, K. S. Carslaw, M. Christensen, A.-L. Daniau, Jean-Louis Dufresne, G. Feingold, Stephanie Fiedler, Piers M. Forster, Andrew Gettelman, J. M. Haywood, U. Lohmann, F. Malavelle, Thorsten Mauritsen, Daniel T. McCoy, G. Myhre, J. Mülmenstädt, D. Neubauer, A. Possner, M. Rugenstein, Y. Sato, Michael Schulz, S. E. Schwartz, O. Sourdeval, Trude Storelvmo, V. Toll, D. Winker & Bjorn Stevens, 2020, Bounding global aerosol radiative forcing of climate change, *Reviews of Geophysics* 58.1, e2019RG000660

- Charney J., Arakawa A., Baker D.J., Bolin B., Dickinson R., Richard M.G., Leith C.E., Stommel H.E., Wunsch C.I., 1979, Carbon Dioxide and Climate : A Scientific Assessment. The national Academies press, Washington D.C. : National research council
- Cheng L., Trenberth K., Fasullo J., Boyer T., Abraham J., Zhu J., 2017, Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015, *Sc. Adv.* 3.3, e1601545
- Cowan K., Way R., 2014, Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 140.683, p. 1935-1944
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosc. mod. dev.*, 9 (5), 1937–1958, doi:doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
- Forster P.M., Storelvmo T., Armour K., Collins M., Dufresne J.L., Frame D.J., Lunt D.J., Mauritsen T., Palmer M., Watanabe M., Wild M., Zhang H., 2021, The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity, *Climate Change, 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Sous la dir. de 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 & B. Zhou. Cambridge, United Kingdom et New York, NY, USA : Cambridge University Press
- Gebbie G., P. Huybers, 2019: The little ice age and 20th-century deep Pacific cooling. *Science*, 363 (6422), 70–74
- Good S.A, Martin M.J., Rayner N., 2013, EN4 : Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates, *J. Geophys. Res. : Oc.* 118.12, p. 6704-6716
- Gouretski V., Koltermann K.P., 2007, How much is the ocean really warming ?, *Geophys. Res. Lett.* 34.1
- Gregory J. M., T. Andrews, P. Ceppi, T. Mauritsen, M. Webb, 2020, How accurately can the climate sensitivity to CO2 be estimated from historical climate change?, *Climate Dyn.*, 54 (1), 821 129–157
- Grose, M. R., J. Gregory, R. Colman, T. Andrews, 2018, What climate sensitivity index is most useful for projections? *Geophys. Res. Lett.*, 45 (3), 1559–1566
- Hakuba M.Z., Frederikse T., Landerer F.W., 2021, Earth's Energy Imbalance from the ocean perspective (2005-2019), *Geophys. Res. Lett.* E2021GL093624
- Ishii M., Fukuda Y., Hirahara S., Yasui S., Suzuki T., Kanako S., 2017, Accuracy of global upper ocean heat content estimation expected from present observational data sets, *Sola* 13, p. 163-167
- Levitus S., J. I. Antonov, Boyer T., Baranova O., Garcia H., R. A. Locarnini, Ricardo A., A. V. Mishonov, J. R. Reagan, D. Seidov, E. Yarosh, M. M. Zheng, 2012, World ocean heat content and thermocline sea level change (0–2000 m), 1955–2010, *Geophysical Research Letters* 39.10
- Levitus S., J. I. Antonov, Boyer T., R. A. Locarnini, Garcia H., A. V. Mishonov, 2009, Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems, *Geophys. Res. Lett.* 36.7
- Lewis, N., J. A. Curry, 2018, The impact of recent forcing and ocean heat uptake data on estimates of climate sensitivity. *J. Climate*, 31 (15), 6051–6071
- Loeb N.G., Johnson G., Thorsen T., Lyman J., Rose F., Kato S., 2021, Satellite and ocean data reveal marked increase in Earth's heating rate, *Geophys. Res. Lett.* 48.13, e2021GL093047
- Loeb, Norman G., David R. Doelling, Hailan Wang, Wenying Su, Cathy Nguyen, Joseph G. Corbett, Lusheng Liang, Cristian Mitrescu, Fred G. Rose & Seiji 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* 31.2, p. 895-918
- Marti F., Blazquez A., Meyssignac B., Ablain M., Barnoud A., Fraudeau R., Jugier R., Chenal J., Larnicol G., Pfeffer J., Benveniste J., Restano M., 2022, Monitoring the ocean heat content and the earth energy imbalance from space altimetry and space gravimetry, *Earth Syst. Sc. Dat.* 2022, p. 1-32
- Meyssignac B., Boyer T, Zhao Z., Hakuba M., Landerer F., Stammer D., Köhl A., Kato S., L'Ecuyer T., Ablain M., Abraham J., Blazquez A., Cazenave A., Church J., Cowley R., Cheng L., Domingues C., Giglio D., Gouretski V., Ishii M., Johnson G., Killoch R., Legler D., Llovel W., Lyman J., Palmer M., Piotrowicz S., Purkey S., Roemmich D., Roca R., Savita A., von

Schuckmann K., Speich S., Stephens G., Wang G., Wijffels S., Zilberman N., 2019, Measuring Global Ocean Heat Content to Estimate the Earth Energy Imbalance, *Frontiers in Marine Science* 6, p. 432. issn : 2296-7745

Richardson M., Cowtan K., Hawkins E., Stolpe M, 2016, Reconciled climate response estimates from climate models and the energy budget of Earth, *Nature Climate Change* 6.10, p. 931-935

Sherwood S., Webb M., Annan J., Armour K., Forster P., Hargreaves J.C., Hegerl G., Klein S., Marvel K., Rohling E., Watanabe M., Andrews T., Braconnot P., Bretherton C., Foster G.L., Hausfather Z., von der Heydt A.S., Knutti R., Mauritsen T., Norris J.R., Proistosescu C., Rugenstein M., Schmidt G.A., Tokarska K., Zelinka M., 2020, An assessment of Earth's climate sensitivity using multiple lines of evidence, *Reviews of Geophysics* 58, e2019RG000678

Smith C., Kramer R.J., G. Myhre, Alterskjær K., M. Collins, A. Sima, O. Boucher, J.-L. Dufresne, P. Nabat, M. Michou, S. Yukimoto, J.N.S. Cole, D. Paynter, H. Shiogama, F. O'Connor, E. Robertson, A. Wiltshire, T. Andrews, C. Hannay, R. Miller, L. Nazarenko, A. Kirkevåg, D. Olivié, S. Fiedler, A. Lewischal, C. Mackallah, M. Dix, R. Pincus, P. M. Forster, 2020, Effective radiative forcing and adjustments in CMIP6 models, *Atmos. Chem. Phys.* 20.16, p. 9591-9618

von Schuckmann K., M. Palmer, K. Trenberth, A. Cazenave, D. Chambers, N. Champollion, James Hansen, S. A. Josey, N.G. Loeb & P.-P. Mathieu, 2016, An imperative to monitor Earth's energy imbalance, *Nature Climate Change* 6.2, p. 138-144