



HAL
open science

Estimating methane wetland emissions at the global scale based on remote sensing: long term and inter-annual variabilities

Juliette Bernard

► **To cite this version:**

Juliette Bernard. Estimating methane wetland emissions at the global scale based on remote sensing: long term and inter-annual variabilities. Continental interfaces, environment. Sorbonne Université, 2024. English. NNT: 2024SORUS233 . tel-04785711

HAL Id: tel-04785711

<https://theses.hal.science/tel-04785711v1>

Submitted on 15 Nov 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Estimation des émissions de méthane des zones humides à l'échelle mondiale à partir de la télédétection : variabilités à long terme et interannuelles

Une thèse présentée pour l'obtention du grade de
Docteur
de SORBONNE UNIVERSITÉ
ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT D'ÎLE-DE-FRANCE (N°129)

Présentée et soutenue le 3 octobre 2024 par :

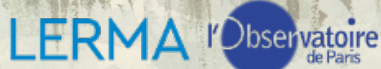
Juliette BERNARD

Sous la direction de :

| | |
|-------------------|------------------------|
| Catherine PRIGENT | Co-directrice de thèse |
| Marielle SAUNOIS | Co-directrice de thèse |
| Élodie SALMON | Co-encadrante de thèse |

Devant le jury composé de :

| | |
|---------------------|--------------|
| Agnès DUCHARNE | Présidente |
| Christophe GUIMBAUD | Rapporteur |
| Patricia DE ROSNAY | Rapporteuse |
| Fatima LAGGOUN | Examinatrice |
| Shushi PENG | Invité |
| Philippe CIAIS | Invité |





Résumé

Le méthane (CH_4) joue un rôle important dans la chimie atmosphérique et est un puissant gaz à effet de serre, responsable d'un tiers du forçage radiatif actuel. Les eaux de surfaces libres (lacs, rivières et réservoirs) et les zones humides représentent une source majeure de CH_4 à l'échelle planétaire. Cependant, leur contribution demeure incertaine en termes de contribution totale (25-51%) et de variations temporelles (saisonniers et inter-annuelles). Cette thèse a pour objectif de développer et d'évaluer des outils pour l'étude des émissions de CH_4 des zones humides à l'échelle mondiale, avec une attention particulière portée sur les estimations des surfaces dynamiques des zones humides.

Une première étude a permis l'évaluation du produit d'inondation dynamique GIEMS-2. GIEMS-2 est basé sur des observations satellites micro-ondes passives et couvre une période de 29 ans (1992-2020) à une résolution temporelle mensuelle et spatiale de 0.25° . GIEMS-2 a été évalué en le comparant à d'autres produits d'inondation issus de différentes méthodes de télédétection ainsi que des variables hydrologiques comme les débits de rivières, les précipitations et le stock d'eau total. Les résultats ont montré que GIEMS-2 est robuste pour détecter les variations inter-annuelles d'étendue en eau, y compris sur des bassins avec une végétation dense.

GIEMS-2 a ensuite été utilisé pour la cartographie dynamique des surfaces émettrices de CH_4 . Avant cette étude, une seule carte dynamique des zones humides issue d'observations satellitaires était disponible à l'échelle mondiale : WAD2M. Ce produit souffre cependant d'artefacts majeurs de contaminations par les déserts, la neige et les océans, ainsi que des incohérences sur la variabilité temporelle. C'est pourquoi, en fusionnant les données dynamiques de GIEMS-2 avec d'autres informations sur les écosystèmes aquatiques (GLWDv2, MIRCA2000), GIEMS-MethaneCentric a été créé. GIEMS-MethaneCentric (GIEMS-MC) est une base de données cohérente et dynamique à une résolution de 0.25° des différentes surfaces émettrices de CH_4 . GIEMS-MC fournit des cartes à une résolution mensuelle des zones humides de 1992 à 2020, et estime une surface annuelle maximale des zones humides incluant les tourbières de 7.8 Mkm^2 et minimale non enneigée de 1.3 Mkm^2 . Ces estimations présentent une saisonnalité et inter-annualité plus importante que WAD2M, sans artefact majeur dans les séries temporelles grâce à l'utilisation de GIEMS-2 qui repose sur des données satellitaires soigneusement inter-calibrées.

Un modèle simple d'émissions mondiales de CH_4 des zones humides, SatWetCH4, est développé. Cette approche qui utilise des données satellitaires autant que possible prend en compte les variations de température du sol, d'étendue en eau, ainsi qu'une nouvelle méthode pour estimer le substrat du sol disponible pour la méthanogénèse, permettant une approche indépendante des modèles de surface continentale. Malgré sa simplicité, le modèle produit des motifs spatiaux cohérents et des variations saisonnières comparables à des modèles de surface continentale plus complexes. Le modèle SatWetCH4, forcé avec le nouveau produit GIEMS-MC, a finalement été utilisé pour évaluer les variations temporelles des émissions de CH_4 des zones humides. Une tendance positive de $\sim +0.4\%$ par an des émissions des zones humides est alors estimée sur 1992-2020 à l'échelle globale. Des motifs temporels similaires sur 1992-2009 ont été trouvés entre le taux d'accroissement de CH_4 atmosphérique observé et les anomalies d'émissions des zones humides modélisées par SatWetCH4, suggérant le rôle potentiel des zones humides dans les variations inter-annuelles du CH_4 atmosphérique. L'amplitude des anomalies de SatWetCH4 est cependant nettement plus faible comparée aux taux de croissance mesurés.

Les produits et les approches simples développés dans cette thèse ouvrent la voie à diverses applications futures pour l'étude du cycle du CH_4 à l'échelle planétaire.

Mots clés : Zones humides, méthane, CH_4 , télédétection, changement climatique, surfaces en eau, micro-ondes passives



Summary

Methane (CH₄) plays an important role in atmospheric chemistry and is a powerful greenhouse gas, responsible for a third of current radiative forcing. Open surface waters (lakes, rivers and reservoirs) and wetlands represent a major source of CH₄ on a global scale. However, their contribution remains uncertain in terms of total contribution (25-51%) and temporal variations (seasonal and inter-annual). The aim of this thesis is to develop and evaluate tools for studying wetland CH₄ emissions on a global scale, with a particular focus on estimates of dynamic wetland surfaces.

An first study evaluated the GIEMS-2 dynamic inundation product. GIEMS-2 is based on passive microwave satellite observations and covers a 29-year period (1992-2020) at a monthly temporal and spatial resolution of 0.25°. GIEMS-2 was evaluated against other inundation products derived from different remote sensing methods, as well as hydrological variables such as river discharge, precipitation, and total water stock. The results showed that GIEMS-2 is robust in detecting inter-annual variations in water extent, even in densely vegetated basins.

GIEMS-2 was then used for dynamic mapping of CH₄-emitting surfaces. Prior to this study, a single dynamic map of wetlands derived from satellite observations was available worldwide : WAD2M. However, this product suffers from major artifacts of contamination by deserts, snow and oceans, as well as inconsistencies in temporal variability. Therefore, by merging dynamic data from GIEMS-2 with other information on aquatic ecosystems (GLWDv2, MIRCA2000), GIEMS-MethaneCentric was created. GIEMS-MethaneCentric (GIEMS-MC) is a coherent, dynamic database at 0.25° resolution of the various surfaces emitting CH₄. GIEMS-MC provides monthly maps of wetlands from 1992 to 2020, and estimates a maximum annual wetland area including peatlands of 7.8 Mkm² and a snow-free minimum area of 1.3 Mkm². These estimates show greater seasonality and inter-annuality than WAD2M, with no major artifacts in the time series, thanks to the use of GIEMS-2, which is based on carefully inter-calibrated satellite data.

A simple model of global wetland CH₄ emissions, SatWetCH₄, is being developed. This approach, which uses satellite data wherever possible, takes into account variations in soil temperature and water extent, as well as a new method for estimating the soil substrate available for methanogenesis, enabling an approach independent of land surface models. Despite its simplicity, the model produces consistent spatial patterns and seasonal variations comparable to more complex land surface models. The SatWetCH₄ model, forced with the new GIEMS-MC product, was finally used to assess temporal variations in wetland CH₄ emissions. A positive trend of ~+0.4% per year in wetland emissions is then estimated over 1992-2020 on a global scale. Similar temporal patterns over 1992-2009 were found between the observed atmospheric CH₄ increase rate and the wetland emission anomalies modelled by SatWetCH₄, suggesting the potential role of wetlands in inter-annual variations in atmospheric CH₄. However, the amplitude of the SatWetCH₄ anomalies is significantly lower than the measured growth rates.

The products and simple approaches developed in this thesis pave the way for various future applications for the study of the CH₄ cycle on a planetary scale.

Key words: Wetlands, methane, CH₄, remote sensing, climate change, surface water, passive microwaves



Contributions pendant ma thèse

Liste des articles écrits ou publiés durant la thèse :

- Publié – **Bernard, J.**, Prigent, C., Jimenez, C., Frappart, F., Normandin, C., Zeiger, P., Xi, Y., and Peng, S., (2024) "Assessing the time variability of GIEMS-2 satellite-derived surface water extent over 30 years", 2024, *Frontiers in Remote Sensing* DOI : <https://doi.org/10.3389/frsen.2024.1399234>.
- Preprint – **Bernard, J.**, Saunois, M., Salmon, E., Ciais, P., Peng, S., Berchet, A., Serrano-Ortiz, P., Gnanamoorthy, P., and Jansen, J. "Satellite-based modeling of wetland methane emissions on a global scale (Sat-WetCH4 1.0)", 2024, *EGUsphere, soumis dans GMD [preprint]* DOI : <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-1331>.
- Preprint – **Bernard, J.**, Prigent C., Jimenez, C., Lehner, B., Fluet-Chouinard, E., Saunois, M., Salmon, E., Ciais, P., Zhang, Z., Peng, S. "The GIEMS-MethaneCentric database: a dynamic and comprehensive product of global methane emitting areas", 2024, *EGUsphere, soumis dans ESSD [preprint]* DOI : <https://doi.org/10.5194/essd-2024-466>.

Liste des conférences fréquentées durant la thèse :

- Sep. 2022 – Journées Nationales du méthane, Paris : présentation d'un poster, "Data-driven scheme to model global CH₄ emissions in wetlands and inundated areas using extended GIEMS-2"
- Juin 2023 – 9th International Symposium on Non-CO₂ Greenhouse Gases (NCGG9), Amsterdam : Présentation orale, "Data-driven scheme to model global CH₄ emissions in wetlands and inundated areas"
- Avr. 2024 – European Geosciences Union General Assembly 2024 : Présentation orale, "Development of a global and dynamic map of wetland and inundated areas based on microwave remote sensing product (GIEMS-2) over 1992-2020"

Enseignement

- S1 2022-2023 – ESTP, Cachan : encadrante de TP de modélisation numérique. Création des sujets sur la modélisation d'éoliennes sur Python.
- S1 2022-2023 – Polytech Sorbonne, Paris : encadrante d'un groupe pour projet de modélisation numérique. Élaboration d'un sujet et suivi des étudiants.
- S2 2022-2023 – ENSTA, Palaiseau : tutrice de TP sur le changement climatique portant sur l'analyse de sorties CMIP6 sous Python.
- 2022, 2023 – ESPCI, Paris : cours magistraux (3h) sur le changement climatique, réalisé avec deux autres doctorants.

Engagement, sensibilisation et médiation scientifique

Avril 2024 – Les sacoches du climat : Tournée itinérante à vélo organisée avec 7 autres jeunes chercheur-euses. Interventions auprès d'un public scolaire en journée et de conférences / débats grand public le soir afin de créer des temps d'échanges autour des enjeux climatiques et de biodiversité. 8 villes étapes le long de la Loire, depuis Tours jusqu'à Nantes, avec la rencontre au total d'un peu moins d'un millier de jeunes et d'adultes.

2023, 2024 – Invitée avec deux autres doctorants par des associations de la ville de Gentilly pour animer des conférences/discussions grand public autour du changement climatique.

Remerciements

C'est déjà la fin de ces trois années de thèse. Comme toute thésarde, j'ai souhaité régulièrement, surtout les derniers mois, que ce manuscrit soit terminé. Pourtant, c'est déjà avec un peu de nostalgie que je rédige ces remerciements, seule section non relue, mais certainement la plus lue d'un manuscrit...

Ma thèse a été loin d'un travail solitaire. Un grand merci à vous, Catherine et Marielle d'avoir dirigé ce travail. Merci Catherine pour ton investissement infailible pour cette thèse, d'avoir toujours eu ta porte entre-ouverte pour discuter, réfléchir ensemble et répondre à mes questions. Marielle, merci pour nos échanges stimulants à tous points de vue, pour ton soutien confiant même à distance, pour toutes les compétences que tu m'as transmises. Elodie, merci d'avoir endossé la casquette de troisième encadrante, ton expertise et ta bienveillance ont considérablement apporté à ma thèse également. Philippe and Shushi, thank you for your contributions and for following my PhD. Même si ce n'a pas été toujours évident d'être entre deux laboratoires, j'ai conscience d'avoir eu une grande chance d'être encadrée par un grand nombre de chercheur-euses brillant-es, et j'ai pu profiter de la contribution de chacune et chacun. Merci également à toutes les personnes avec lesquelles nous avons collaboré pour les différentes études, et aux collègues du LSCE avec qui j'ai pu discuter.

Merci également aux institutions qui ont contribué à ce travail, notamment au CNRS pour avoir financé ma thèse, à l'Observatoire de Paris pour m'avoir offert un cadre de travail assez extra-ordinaire, et au LSCE pour avoir également subvenu à mes besoins matériels.

Je remercie vivement Patricia de Rosnay et Christophe Guimbaud pour leur lecture attentive et leurs commentaires qui m'ont aidée à améliorer ce manuscrit de thèse. Merci également à Agnès Ducharme pour son implication en tant que présidente du jury d'évaluation de cette thèse, ainsi qu'à Fatima Laggoun en tant qu'examinatrice. Je suis également reconnaissante envers Bertrand Guenet et Bertrand Decharme d'avoir fait partie de mon comité de suivi et de m'avoir conseillée scientifiquement et humainement pour mener à bien cette thèse.

En trois ans, j'ai pu rencontrer de formidables co-bureau. Tout d'abord, Samuel et Clément, merci pour les bons moments et pour votre aide, je n'aurais pu avoir mieux pour me mettre sur de bons rails ! Puis Léa, pour le bureau, le potager et tout le reste. Duong, Florian, Clément et Hugo, vos présences respectives et nos discussions me resteront aussi. Au-delà des murs du 801bis, Eulalie et Romain ont été des compères de thèse avec lesquels j'ai pu partager les étapes de ces trois années et ces derniers mois. Merci à tous les doctorant-es, post-docs, chercheur-euses, ingénieurs, gestionnaires, informaticiens qui ont contribué à rendre ces trois années à l'Observatoire très agréables. Une pensée particulière pour Aristide, David, Anaëlle, Victor, Matt, Grégory et Tarik.

Je remercie mes familles, de Nancy, de Tours, de Mettray, d'Avignon et de Vineuil, pour votre soutien, d'avoir toujours été présents si besoin, et même pour votre accueil en télétravail. Merci à mes amies de longue date, Cécile, Jeanne, sur qui je peux toujours compter. À Cécile, Marie, Manon, Valentine et Sophie, pour nos rencontres qui font sortir la tête du guidon. Alban, Antoine, Antoine, Julie, Alice, Alex et Rémi, merci de nous être embarqués tous les 8 dans l'aventure des sacoches du climat, ainsi qu'aux chercheur-euses invité-es qui se sont mis en selle sans hésiter avec nous dans cette belle épopée enrichissante scientifiquement et humainement. Rémi, les mots sont faibles pour te remercier d'être une telle source de rires et de soutien, et aussi d'avoir partagé toutes ces discussions quotidiennes scientifiques et sociétales qui ont nourri nos apprentissages et nos thèses.

Merci à tous-tes d'avoir contribué scientifiquement et humainement à cette thèse et à mon épanouissement pendant ces trois années. À toutes les personnes que j'ai pu oublier, soyez ici remerciées.



Table des matières

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Introduction | 1 |
| 1.1 | Le changement climatique et l'étude des gaz "à effet de serre" | 3 |
| 1.2 | Le cycle biogéochimique mondial du méthane et sa quantification | 7 |
| 1.2.1 | Classifications des sources de méthane | 7 |
| | Les processus de formation du méthane | 7 |
| | Les émissions anthropiques et les émissions naturelles | 9 |
| 1.2.2 | Les approches montantes et descendantes pour l'étude des flux de méthane | 9 |
| 1.2.3 | Sources anthropiques de méthane | 11 |
| 1.2.4 | Sources naturelles et anthropiques indirectes de méthane | 12 |
| 1.2.5 | Les puits de méthane | 13 |
| 1.2.6 | Variations récentes du méthane atmosphérique | 13 |
| 1.3 | Les écosystèmes aquatiques | 15 |
| 1.3.1 | Les différents écosystèmes aquatiques | 15 |
| 1.3.2 | Les zones humides | 16 |
| | Tentative de classification des zones humides | 16 |
| | Services écosystémiques des zones humides | 20 |
| | Le déclin des zones humides et leurs menaces | 21 |
| 1.3.3 | Les émissions de méthane dans les écosystèmes aquatiques | 21 |
| | Le carbone du sol et sa dégradation | 22 |
| | Méthanogénèse | 22 |
| | Oxydation | 23 |
| | Transport | 24 |
| | Les paramètres biotiques/abiotiques | 25 |
| | Les mesures de flux de méthane | 25 |
| 1.4 | Modéliser les émissions de méthane des zones humides | 27 |
| 1.4.1 | La représentation des surfaces en eaux pour et dans les modèles d'émission de méthane | 27 |
| | Les cartes inventaires statiques | 27 |
| | Les modèles hydrologiques | 28 |
| | Apports de la télédétection | 28 |
| | GIEMS-2, un produit d'inondation dynamique sur 30 ans | 32 |
| | Vers une cartographie dynamique spécifique des zones humides | 34 |
| 1.4.2 | La modélisation des flux de méthane des zones humides | 35 |
| | Variables prédictives des émissions de méthane in situ | 35 |
| | Modèles de surface continentale | 36 |
| | Incertitudes des modèles de surface continentale | 38 |
| | Équations simples | 39 |
| 1.5 | Objectifs et contenu de la thèse | 40 |
| 2 | La cartographie des zones inondées : l'apport de GIEMS-2 pour l'étude des variations inter-annuelles | 43 |
| | Détails de l'article | 44 |
| | Motivations | 44 |
| 2.1 | Abstract | 45 |

TABLE DES MATIÈRES

| | | |
|----------|--|-----------|
| 2.2 | Introduction | 45 |
| 2.3 | Data | 46 |
| 2.3.1 | Independent datasets | 46 |
| | Extended GIEMS-2 (1992-2020) | 46 |
| | MODIS-based surface water extent (2000-2020) | 47 |
| | CYGNSS-based surface water extent (August 2018-July 2019) | 47 |
| | GLWD | 47 |
| | River discharges | 48 |
| 2.3.2 | Auxiliary datasets | 48 |
| | SWAMPS (1990-2020) | 48 |
| | TOPMODEL (1980-2020) | 48 |
| 2.4 | Methods | 49 |
| 2.4.1 | Spatio-temporal data resampling | 49 |
| 2.4.2 | Snow and ocean masks | 49 |
| 2.4.3 | Definition of the evaluation metrics | 49 |
| 2.5 | Comparisons of GIEMS with the selected products | 50 |
| 2.5.1 | Global spatial distribution | 50 |
| 2.5.2 | Per-basin spatial distribution | 50 |
| 2.5.3 | Seasonal analysis | 52 |
| 2.5.4 | Analysis of the inter-annual variability | 54 |
| 2.6 | Discussion | 56 |
| 2.6.1 | Limitations and potentials | 56 |
| 2.6.2 | Analysis of differences between GIEMS-2 and SWAMPS | 58 |
| 2.6.3 | GIEMS-2 and hydrological models | 59 |
| 2.7 | Conclusion and outlook | 59 |
| 2.8 | Supplementary Material | 61 |
| | Résumé de l'article en français | 66 |
| 2.9 | Travaux additionnels | 67 |
| 2.9.1 | Comparaison avec le stock total d'eau (GRACE) et les précipitations | 67 |
| 2.9.2 | Inter-annualité de SWAMPS | 69 |
| 2.10 | Conclusions et perspectives | 71 |
| 3 | Création d'une cartographie dynamique et cohérente des zones aquatiques émettrices de méthane | 73 |
| | Détails de l'étude | 74 |
| | Motivations | 75 |
| 3.1 | Abstract | 76 |
| 3.2 | Introduction | 76 |
| 3.3 | Datasets | 78 |
| 3.3.1 | Input datasets to GIEMS-MC (GIEMS-2, GLWDv2, MIRCA2000) | 78 |
| 3.3.2 | Ancillary and correction datasets (ERA5, ESA CCI) | 79 |
| 3.3.3 | Comparison dataset (WAD2M) | 79 |
| 3.4 | Methods | 80 |
| 3.4.1 | Overview of the methodology | 80 |
| | Applying ocean mask | 80 |
| | Applying snow mask | 80 |
| | Applying urban mask | 80 |
| | Subtracting open permanent waters | 82 |
| | Subtracting rice paddies | 82 |

TABLE DES MATIÈRES

| | | |
|----------|--|------------|
| | Correcting ocean contamination | 82 |
| | Adding peatlands | 83 |
| 3.4.2 | Comparison | 83 |
| 3.4.3 | Description of GIEMS-MC dataset | 83 |
| 3.5 | GIEMS-MC results | 84 |
| 3.5.1 | Global inland water areas | 84 |
| 3.5.2 | Regional spatial patterns over main basins | 87 |
| 3.5.3 | Temporal seasonal and inter-annual variations | 90 |
| | Seasonal variations | 90 |
| | Inter-annual variations & trends | 90 |
| 3.6 | Discussion | 92 |
| 3.6.1 | Quantification of the influence of each process step on the GIEMS-MC global extents | 92 |
| 3.6.2 | Sensitivity to the GIEMS-MC procedure | 93 |
| | Coastal processing | 93 |
| | Rice subtraction | 93 |
| | Peatland integration | 95 |
| | Snow-covered pixel masking | 95 |
| 3.7 | Perspectives | 96 |
| 3.8 | Conclusions | 96 |
| 3.9 | Data availability | 97 |
| 3.10 | Supplementary Material | 98 |
| | Résumé de l'article en français | 102 |
| 3.11 | Conclusion et perspectives | 103 |
| 4 | Conception d'un modèle simple d'émission de méthane des zones humides axé sur les données | 105 |
| | Détails de l'étude | 106 |
| | Motivations | 106 |
| 4.1 | Abstract | 107 |
| 4.2 | Introduction | 107 |
| 4.3 | Materials and Methods | 110 |
| 4.3.1 | Model description | 110 |
| 4.3.2 | In situ data | 110 |
| 4.3.3 | Global forcing datasets | 112 |
| 4.3.4 | Calibration method | 112 |
| 4.4 | Results | 113 |
| 4.4.1 | Optimized model parameters | 113 |
| 4.4.2 | Evaluation of the model performance at site scale | 114 |
| 4.4.3 | Methane emissions from wetlands on a global scale | 115 |
| | Comparison of the spatial distribution of the wetland extents | 115 |
| | C _{substrate} spatial distribution | 116 |
| | Spatial variations of methane emissions | 117 |
| | Total methane emissions, latitudinal and seasonal variation of methane emissions | 119 |
| | Inter-annual variability in methane emissions at basin scale | 121 |
| 4.5 | Model limitations and outlook | 123 |
| 4.6 | Conclusions | 125 |
| 4.7 | Supplementary | 127 |
| A | Information about in situ fluxes and ancillary data | 127 |
| B | Comparison of ERA5-Land data with in situ data | 129 |

| | | |
|----------|---|------------|
| | Temperature | 129 |
| | Soil Water Content (SWC) | 129 |
| C | Land surface models detailed outputs | 131 |
| | Résumé de l'article en français | 133 |
| 4.8 | Travaux additionnels | 134 |
| 4.8.1 | SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC | 134 |
| | Simulations additionnelles | 134 |
| | Rôle du $C_{\text{substrate}}$ sur la variabilité temporelle | 134 |
| | Moyennes mondiales et motifs spatiaux | 135 |
| | Variations inter-annuelles et tendances | 138 |
| 4.8.2 | Facteurs de variations inter-annuelles des modélisations et comparaison aux variations de CH_4 atmosphérique | 140 |
| 4.8.3 | Contributions des sources d'émissions aux variations de CH_4 atmosphérique | 142 |
| 4.9 | Conclusions et perspectives | 145 |
| 5 | Conclusion et perspectives | 147 |
| 5.1 | Conclusion | 147 |
| 5.2 | Perspectives | 149 |
| 5.2.1 | Perspectives à court terme | 149 |
| | Insertion des émissions de SatWetCH4 dans un modèle de chimie-transport direct | 149 |
| | Projections des émissions des zones humides d'ici 2100 avec SatWetCH4 | 150 |
| | Améliorer SatWetCH4 en prenant en compte le type d'écosystème et l'humidité du sol locale | 150 |
| | Étendre SatWetCH4 à d'autres systèmes aquatiques | 151 |
| 5.2.2 | Perspectives à moyen terme | 151 |
| | Utiliser GIEMS-MC pour contraindre les modèles de surface continentale | 151 |
| | Incorporer SatWetCH4 dans les inversions chimie-transport | 151 |
| | Vers une cohérence des surfaces de rizières utilisées | 152 |
| | Étendre les séries temporelles de GIEMS-2 et GIEMS-MC | 152 |
| | De nouvelles données satellites pour le suivi des surfaces en eau | 153 |
| | Des observations de flux in situ de plus en plus nombreuses | 153 |
| 5.2.3 | Perspectives à long terme | 153 |
| | Une frontière repensée entre origine anthropique ou naturelle des émissions de CH_4 par les écosystèmes aquatiques | 153 |
| | Amélioration des estimations descendantes à l'échelle du globe | 155 |
| | Bibliographie | 156 |

Acronymes

| | |
|-------------------|--|
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts |
| EDGAR | Emissions Database for Global Atmospheric Research |
| ESA CCI LC | European Space Agency Climate Change Initiative Land Cover |
| FAO | Food and Agriculture Organization |
| FCH4 | CH4 flux |
| f_w | wetland fraction |
| GES | Gaz à Effet de Serre |
| GFED | Global Fire Emissions Database |
| GIEC | Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat |
| GIEC AR | GIEC Assesment Report |
| GIEMS | Global Inundation Extent from Multiple Satellites |
| GIEMS-MC | Global Inundation Extent from Multiple Satellites-Methane Centric |
| GLWD | Global Lakes and Wetlands Database |
| GMB | Global Methane Budget |
| GPP | Gross Primary Productivity |
| GRACE | Gravity Recovery and Climate Experiment |
| GSW | Global Surface Water |
| IPBES | Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services |
| IPCC | Intergovernmental Panel on Climate Change |
| IR, NIR | Infrared, Near Infrared |
| ISW | Inundated and Saturated Wetland |
| ISW+P | Inundated and Saturated Wetland + Peatland |
| k | scaling factor |
| LSM | Land Surface Models (modèles surface Terre) |
| MAmax | Mean Annual maximum |
| Mamean | Mean Annual mean |
| MAmin | Mean Annual minimum |
| MIRCA2000 | Global data set of Monthly Irrigated and Rainfed Crop Areas around the year 2000 |
| MODIS | Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer |
| MSWEP | Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation |
| NDVI | Normalized Difference Vegetation Index |
| NEE | Net Ecosystem Exchange |
| NEP | Net Ecosystem Production |
| NOAA | National Oceanic and Atmospheric Administration |
| NPP | Net Primary Production |
| P | Precipitation |
| PRG | potentiel de réchauffement global (Global Warming Potential) |
| RCP | Representative Concentration Pathways |

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|------------------|--|
| RMSD | Root Mean Square Deviation |
| SAR | Synthetic-Aperture Radar |
| SatWetCH4 | Satellite-based Wetland CH4 model |
| SIC | Soil Inorganic Carbon |
| SOC | Soil Organic Carbon |
| SSM/I | Special Sensor Microwave/Imager |
| SSMIS | Special Sensor Microwave Imager / Sounder |
| SWAMPS | Surface Water Microwave Product Series |
| SWC | Soil Water Content |
| SWE | Surface Water Extent |
| SWOT | Surface Water Ocean Topography |
| T | Temperature |
| TD | Top-Down (approche descendante) |
| TOPMODEL | TOPographie based MODEL |
| TWS | Total Water Storage |
| USEPA | U.S. Environmental Protection Agency |
| WAD2M | Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling |
| WTD | Water Table Depth |

Chapitre 1

Introduction

c) Autre exemple :

Une locomotive à vapeur, en 1 heure rejette autant de gaz carbonique qu'une ville entière d'environ 80000 personnes.

d) Que devient tout ce gaz carbonique ?

Les plantes vertes grâce à leur chlorophylle absorbent le gaz carbonique et rejettent de l'oxygène le jour seulement. La nuit les plantes vertes respirent comme nous.

Par le développement important des industries, la production de gaz carbonique a augmentée dans des proportions fantastiques et qui risquent de détruire l'équilibre de la nature.

| | | |
|-------|---|----|
| 1.1 | Le changement climatique et l'étude des gaz "à effet de serre" | 3 |
| 1.2 | Le cycle biogéochimique mondial du méthane et sa quantification | 7 |
| 1.2.1 | Classifications des sources de méthane | 7 |
| 1.2.2 | Les approches montantes et descendantes pour l'étude des flux de méthane | 9 |
| 1.2.3 | Sources anthropiques de méthane | 11 |
| 1.2.4 | Sources naturelles et anthropiques indirectes de méthane | 12 |
| 1.2.5 | Les puits de méthane | 13 |
| 1.2.6 | Variations récentes du méthane atmosphérique | 13 |
| 1.3 | Les écosystèmes aquatiques | 15 |
| 1.3.1 | Les différents écosystèmes aquatiques | 15 |
| 1.3.2 | Les zones humides | 16 |
| 1.3.3 | Les émissions de méthane dans les écosystèmes aquatiques | 21 |
| 1.4 | Modéliser les émissions de méthane des zones humides | 27 |
| 1.4.1 | La représentation des surfaces en eaux pour et dans les modèles d'émission de méthane | 27 |
| 1.4.2 | La modélisation des flux de méthane des zones humides | 35 |
| 1.5 | Objectifs et contenu de la thèse | 40 |

1.1 Le changement climatique et l'étude des gaz "à effet de serre"

En 1856, Eunice Foote¹ rédige un rapport intitulé "Circumstances affecting the Heat of the Sun's Rays". Elle y étudie des chambres contenant différents gaz placées à l'ombre ou au soleil. Lors de ces expériences, elle constate notamment que les cylindres exposés aux rayonnements solaires se réchauffent plus en présence d'air humide ou de dioxyde de carbone (CO₂) comparé à de l'air ordinaire. Cette scientifique Étasunienne y évoque même l'hypothèse que des hausses modérées de la concentration atmosphérique de dioxyde de carbone résulteraient en une élévation de la température terrestre :

“ *An atmosphere of that gas [CO₂] would give to our earth a high temperature ; and if as some suppose, at one period of its history the air had mixed with it a larger proportion than at present, an increased temperature from its own action as well as from increased weight must have necessarily resulted.* ”

Une atmosphère composée de ce gaz [CO₂] donnerait à notre terre une température élevée ; et si, comme certains le supposent, à une époque de son histoire, l'air s'y est mélangé en plus grande proportion qu'aujourd'hui, il en est nécessairement résulté une augmentation de la température par sa propre action ainsi que par l'augmentation de son poids. ”

Eunice Foote

“Circumstances Affecting the Heat of Sun's Rays”, in American Journal of Art and Science, 2nd Series, v. XXII/no. LXVI, November 1856, p. 382-383.

Svante Arrhenius est ensuite le premier à estimer le réchauffement climatique suite à une hausse de la concentration de CO₂. Il calcule qu'un doublement ou une réduction de moitié du CO₂ atmosphérique (ce que l'on appelle aujourd'hui la sensibilité climatique) entraînerait un réchauffement ou un refroidissement de la Terre de 5 à 6 °C². Il suggère même, quelques années plus tard dans un livre intitulé *"Worlds of the Making : The Evolution of the Universe"* (1908), que la prochaine période glaciaire pourrait être manquée à cause de la combustion industrielle du charbon. Arrhenius imaginait alors un impact positif de ces émissions de CO₂ dues aux énergies fossiles, qui selon lui provoqueraient des climats plus équitables sur la surface de la Terre. Il n'avait alors pas la moindre idée des implications au contraire néfastes qu'un tel changement climatique pourrait avoir sur la vie humaine, et du caractère inéquitable et injuste du changement climatique actuel (Pettit, 2004; Harlan et al., 2015; Islam et al., 2017).

“ *By the influence of the increasing percentage of carbonic acid [CO₂] in the atmosphere, we may hope to enjoy ages with more equable and better climates, especially as regards the colder regions of the Earth, ages when the Earth will bring forth much more abundant crops than at present for the benefit of rapidly propagating mankind.* ”

Sous l'influence du pourcentage croissant d'acide carbonique [CO₂] dans l'atmosphère, nous pouvons espérer connaître des époques où les climats seront plus équitables et meilleurs, surtout dans les régions froides de la Terre, des époques où la Terre produira

¹Les travaux de Eunice Foote n'étant redécouverts qu'en 2011 (Sorenson, 2011), John Tyndall sera généralement crédité de la découverte du pouvoir réchauffant de certains gaz comme le H₂O, le CO₂ ou le CH₄, pour des travaux datant de 3 ans plus tard (1859). Il semblerait cependant que Tyndall n'avait alors pas connaissance des travaux de Foote (Jackson, 2020).

²Les estimations de la sensibilité climatique sont aujourd'hui autour de +3°C (2.5-4) GIEC, AR6, WGI.1, 2021

des récoltes beaucoup plus abondantes qu'aujourd'hui pour le bénéfice de l'humanité qui se propage rapidement. ”

Svante ARRHENIUS

“*Worlds of the Making: The Evolution of the Universe*”, 1908

Le rôle majeur du CO₂ dans le bilan énergétique de l'atmosphère n'a été largement accepté que dans les années 1950 (GIEC, AR6, WGI.1, 2021). Les premiers enregistrements continus de la concentration de CO₂ atmosphérique ont été initiés en 1958 par Charles D. Keeling sur le site de l'observatoire de Mauna Loa. Placé à une altitude de 3400 m, on peut y mesurer des masses d'air représentatives du niveau de fond. Ainsi, la « courbe de Keeling » (Figure 1.1) fournit depuis lors une confirmation observationnelle de l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère au cours du temps. Lors des premières mesures, les concentrations de CO₂ étaient de l'ordre de 315 ppm. Elles atteignent 425 ppm au 1^{er} mai 2024 (NOAA (2024)). Dès 1976, Keeling prouve que cette augmentation est attribuable à la combustion de combustibles fossiles (Keeling et al., 1976).

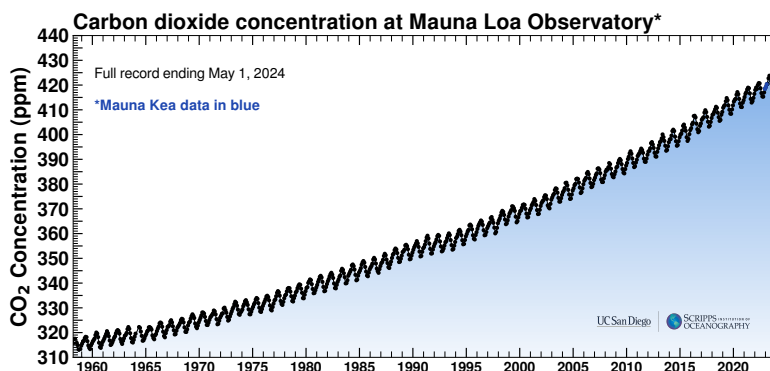


Figure 1.1: La courbe de Keeling, présentant l'enregistrement du CO₂ atmosphérique à l'observatoire de Mauna Loa, de 1958 à 2024. Crédits : Scripps Institution of Oceanography at UC San Diego.

D'autres gaz à effet de serre (GES) anthropiques, le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O) et les chlorofluorocarbones (CFCs), ont été identifiés dans les années 1970, ainsi que leurs potentiels rôles dans le réchauffement futur de la planète (Wang et al., 1976). Le développement de programmes de mesures continues ont débuté en 1983 pour le CH₄, 1986 pour les CFCs (CFC-11 et CFC-12), et 2001 pour le N₂O. L'évolution de leurs concentrations menées par la NOAA (2024) est représentée Figure 1.2.

Jones et al. (1986) fournissent quelques années plus tard la première preuve du réchauffement climatique basée sur des observations de température. Iels y évoquent également la compatibilité de ce réchauffement avec l'augmentation du CO₂ et autres GES dans l'atmosphère.

Le premier rapport d'évaluation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, AR1, WGI, 1990) étudie les émissions anthropiques de ces différents GES et montre que les activités humaines ont provoqué une augmentation de la concentration de ces gaz dans l'atmosphère. A l'époque, seules les émissions de CO₂ et des CFCs étaient bien quantifiées, les émissions de méthane étant "semi-quantitative" (GIEC, AR1, WGI, 1990). Les auteur-ices du rapport y calculent, *avec confiance*, que le CO₂ était responsable de la moitié du déséquilibre énergétique qui avait lieu, i.e., la moitié du forçage radiatif. Le forçage radiatif est le changement net dans le bilan énergétique du système terrestre dû à une perturbation imposée, exprimé en watts par mètre carré (GIEC, AR6, WGI, 2021). Également *avec confiance*, iels écrivent que des réductions immédiates des émissions dues aux activités humaines de 60% des GES à longue durée de vie (CO₂, N₂O et CFCs) et de 15 à 20 % pour le CH₄ seraient nécessaires

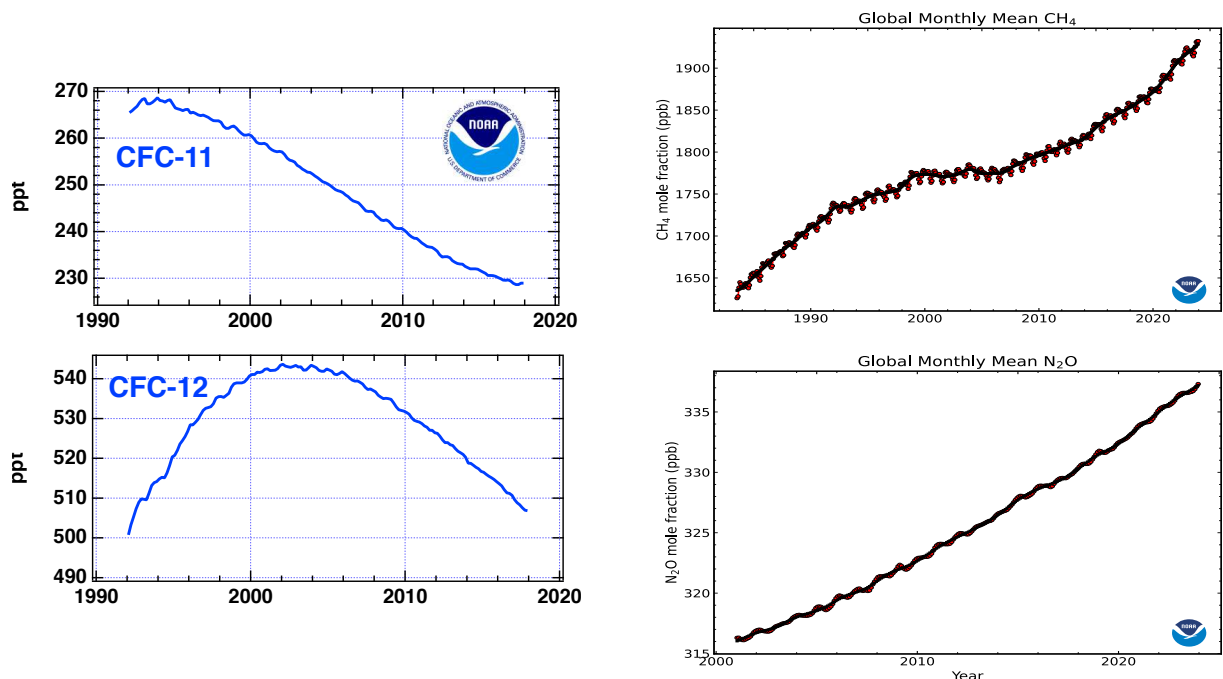


Figure 1.2: Concentrations atmosphériques du CFC-11, CFC-12, CH₄ et N₂O au cours du temps mesurés par la NOAA (2024). Les émissions et concentrations de CFCs ont diminué grâce au Protocole de Montréal, signé en 1987.

pour stabiliser leurs concentrations aux niveaux de l'époque (1990).

En 2021, le groupe de travail I "Les bases scientifiques physiques" publie son volet du sixième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, AR6, WGI, 2021). En trente ans, la compréhension théorique du système climatique s'est affinée et les mesures empiriques physiques, chimiques, biologiques pour le caractériser se sont développées. Les preuves de l'influence humaine se sont considérablement accrues au fil du temps et d'un rapport du GIEC à l'autre (GIEC, AR6, WGI.1, 2021). La science est claire : un changement climatique dû aux activités humaines a déjà des répercussions sur les différentes composantes du système Terre et ses habitants - humains compris.

Dans ce contexte, le suivi des concentrations des GES ainsi que l'estimation de leurs émissions sont nécessaires pour la compréhension du climat passé, et la projection du climat futur en fonction de nos émissions. Ces gaz à effet de serre ont tous le point commun d'absorber et d'émettre des rayonnements dans le spectre du rayonnement émis par la surface de la Terre, l'atmosphère et les nuages. Certains GES sont présents naturellement (H₂O, CO₂, CH₄, N₂O...), d'autres sont d'origine entièrement humaine (e.g., les halocarbones, qui incluent les CFCs). La vapeur d'eau (H₂O) est la principale contributrice à l'effet de serre naturel. Sa concentration dans l'atmosphère n'est cependant pas liée aux activités humaines directement, mais à la thermodynamique, c'est pourquoi nous n'en parlerons que peu ici. Les GES ont des propriétés physico-chimiques très diverses, notamment en terme de pouvoir réchauffant. Leurs différents cycles biogéochimiques font qu'ils ont entre autres des temps de vie ou des répartitions à la surface du globe différents. Le temps de vie, aussi appelé temps de demi-vie, est l'échelle de temps caractérisant la décroissance d'une impulsion instantanée dans un réservoir, ici le réservoir atmosphérique (GIEC, AR6, WGI, 2021). Ce temps de vie est utilisée pour quantifier un processus de décroissance exponentielle du premier ordre. Le CO₂ est un gaz bien mélangé à la surface terrestre et il est régi par le cycle du carbone : les émissions anthropiques arrivant dans l'atmosphère sont pour moitié absorbées par les puits de l'océan et de la biosphère (Friedlingstein et al., 2023), mais le surplus ajouté dans le réservoir atmosphérique n'est pas dégradé et reste dans l'atmosphère. On ne peut donc pas parler de temps de vie pour le CO₂, mais de

temps de résidence (ou temps de renouvellement *residence time*) dans l’atmosphère. Pour les autres GES évoqués, il existe un puits atmosphérique et l’on peut donc parler de temps de vie : une dizaine d’années pour le CH₄, une centaine pour le N₂O, et une cinquantaine pour le CFC-11 par exemple (Tableau 1.1).

Ces gaz n’ont également pas le même pouvoir réchauffant. Pour les comparer, on utilise le potentiel de réchauffement global (PRG, Global Warming Potential en anglais [GIEC, AR6, WGI, 2021](#)). Le PRG est un indice permettant de mesurer la quantité de rayonnement thermique infrarouge qu’un gaz à effet de serre absorberait sur une période donnée après avoir été ajouté à l’atmosphère. Il est exprimé en multiple du rayonnement qui serait absorbé par la même masse de CO₂ ajoutée. Le CO₂ a donc un pouvoir réchauffant de 1, tandis que le N₂O, par exemple a un pouvoir réchauffant sur 20 ans (PRG-20) autour de 270, qui est aussi la valeur de son PRG-100 (puisque sa durée de vie est supérieur à un siècle). Émettre un certain poids de N₂O est donc 270 fois plus impactant à l’échelle d’un siècle en terme de forçage radiatif supplémentaire qu’émettre le même poids de CO₂.

| Composé | Temps de vie | Indirect | PRG-20 | PRG-100 |
|------------------|--------------|--|------------|------------|
| CO ₂ | - | | 1 | 1 |
| CH ₄ | 9 ans | O ₃ , H ₂ O, CO ₂ | ~80±25 | ~30±10 |
| N ₂ O | 110±10 ans | | ~270±120 | ~270±130 |
| CFC-11 | 50±10 ans | | ~8300±2400 | ~6200±2300 |

Tableau 1.1: Caractéristiques des espèces sélectionnées, adapté des tableaux 6.1 et 7.15 de [GIEC, AR6, WGI, 2021](#).

Concentrons nous maintenant plus précisément sur le CH₄. Le CH₄ a un fort potentiel de réchauffement global (PRG) : il est de 80 sur 20 ans (PRG-20), et autour de 30 sur 100 ans (PRG-100) ([GIEC, AR6, WGI.5, 2021](#)), cette différence étant due au temps de vie du CH₄ d’une dizaine d’année avant d’être oxydé en CO₂. Le CH₄ est considéré comme un forçeur climatique à courte durée de vie, car sa durée de vie est courte dans l’atmosphère par rapport aux gaz à effet de serre bien mélangés (e.g., CO₂, N₂O). Même si son forçage radiatif a une influence principalement dans la première décennie qui suit ses émissions, la fraction du CH₄ émise qui reste dans l’atmosphère suit une décroissance exponentielle et une partie persiste au delà, dû au temps de vie. De plus, l’émission de CH₄, comme les autres GES, peut encore induire des effets climatiques à long terme même après sa disparition de l’atmosphère (hausse du niveau des mers par exemple).

Le CH₄, qui est un gaz chimiquement réactif, produira aussi un certain niveau de forçage radiatif dit indirect (Tableau 1.1). En effet, la dégradation de CH₄ dans l’atmosphère s’accompagne de la production d’O₃ troposphérique, qui est également un GES. On peut également citer d’autres effets indirects de l’émission de CH₄ comme par exemple l’augmentation du temps de vie du CH₄ lui-même (par diminution du puits atmosphérique), la production de CO₂ lors de sa dégradation, ou encore une augmentation d’H₂O stratosphérique ([GIEC, AR6, WGI.6, 2021](#)). Ainsi, le forçage radiatif, direct et indirect, du CH₄ fait de lui le deuxième GES anthropique le plus important, puisqu’il est en effet estimé être responsable d’environ un tiers du forçage radiatif total actuel et d’environ 0.5°C de réchauffement global ([GIEC, AR6, WGI.6, 2021](#)).

Le CH₄ est aussi indirectement lié à des problématiques de santé publiques et de production agricole, puisque l’O₃ troposphérique qu’il peut produire affecte la fonction pulmonaire ([Ebi et al., 2008](#)) et endommage la végétation ([Emberson, 2020](#)). En outre, la dégradation du CH₄ consomme des radicaux hydroxyles (OH), qui est l’oxydant principal de la troposphère, permettant de nettoyer de polluants atmosphériques comme le CO, le CH₄ et les composés organiques volatiles en général.

Étant donné que le CH₄ a un temps de vie relativement court (~10 ans) par rapport à d’autres gaz à effet de serre comme le CO₂, la réduction rapide de ses émissions est envisagée comme une opportunité

pour limiter le réchauffement à court terme et est considérée comme une action climatique facilement réalisable (Christensen, 2018). En 2021, le *Global Methane Pledge* a été lancé lors de la 26^{ème} conférence des parties (COP 26). Les pays participants, aujourd’hui au nombre de 155, s’engagent à prendre des mesures volontaires afin de contribuer à un effort collectif visant à réduire d’au moins 30% les émissions anthropiques mondiales de CH₄ d’ici 2030 par rapport aux émissions de 2020 (*Global Methane Pledge* 2024).

Pour ces raisons, il est primordial de comprendre et surtout d’estimer le bilan mondial des sources et puits du CH₄. Les concentrations de CH₄ atmosphérique ont augmenté en moyenne de 12 ppb yr⁻¹ de 1984 à 1991, puis cette croissance a ralenti dans les années 1992-1999 avec une augmentation moyenne de 6 ppb yr⁻¹, jusqu’à une stabilisation des concentrations de 1999 à 2006 (voir Figure 1.2 ; Dlugokencky et al., 1998; 2009 ; NOAA (2024)). Depuis 2007 et jusqu’aujourd’hui (2024), la concentration atmosphérique de CH₄ a de nouveau augmenté, avec des taux de croissance remarquablement élevés ces dernières années, de 15, 18, 13 et 10 ppb yr⁻¹, pour les années 2020, 2021, 2022 et 2023 respectivement (NOAA (2024)). Les changements en CH₄ atmosphérique présentent une variabilité temporelle complexe. Cela est dû à la fois à la courte durée de vie du CH₄ (~10 ans), ainsi qu’à des sources et des puits très diversifiés, qui peuvent changer rapidement sur de courtes périodes (Poulter et al., 2017). Afin d’essayer de comprendre ces variations, il nous faut étudier plus en détails les composantes des sources et des puits du bilan mondial du CH₄ dans la Section suivante.

1.2 Le cycle biogéochimique mondial du méthane et sa quantification

La seule valeur du cycle biogéochimique du CH₄ que nous pouvons tangiblement mesurer est sa concentration dans l’atmosphère. L’incertitude est faible : ±1 ppb (<0.1%). Les variations de cette concentration, son taux de croissance (*growth rate* ; *gr*), reflète la différence entre les sources *S* et les puits *P* de CH₄³ :

$$\frac{d[\text{CH}_4]}{dt} [\text{ppb yr}^{-1}] \times 2.75 \text{ TgCH}_4\text{ppb}^{-1} = \sum_i S_i [\text{TgCH}_4\text{yr}^{-1}] - \sum_i P_i [\text{TgCH}_4\text{yr}^{-1}] \quad (1.1)$$

Le cycle biogéochimique du CH₄ fait intervenir de nombreux processus et comporte à la fois des sources et des puits identifiés, mais dont les contributions chiffrées sont aujourd’hui encore largement incertaines (Saunois et al., 2020). Chacune de ces sources *S_i* varie au cours du temps, tout comme chacun des puits *P_i*, ce qui rend la tâche d’autant plus ardue.

1.2.1 Classifications des sources de méthane

Les sources de CH₄ peuvent être classifiées selon leur processus de formation (microbien, thermogénique ou pyrogénique), mais également selon leur origine naturelle ou anthropique (Tableau 1.2).

Les processus de formation du méthane

La première classification porte sur les processus de formation du CH₄, qui sont au nombre de trois. La production microbienne de CH₄ correspond à la décomposition de matière organique en milieu anoxique par des micro-organismes, tout d’abord par des bactéries qui produisent des molécules de faible masse molaire (acétates, H₂, et CO₂ ou formate), qui seront ensuite transformées en CH₄ par des archéens

³le facteur de conversion 2.75 TgCH₄ppb⁻¹ a été calculé par Prather et al. (2012) en multipliant 0.1765 (téramoles par ppb d’air sec) × 16.0 (poids moléculaire du CH₄) × 0.973 (facteur de remplissage qui représente le profil observé par rapport à ce qui serait obtenu si le gaz était uniformément mélangé dans toute l’atmosphère) (voir Prather et al., 2012, Tableaux S1 et S2).

| Source | Attribution | Processus |
|---|-----------------------------|---------------|
| Zones humides | Naturelle | Microbien |
| Eaux libres de surface | Naturelle | Microbien |
| Élevage | Anthropique | Microbien |
| Gestion des déchets | Anthropique | Microbien |
| Culture du riz | Anthropique | Microbien |
| Termites | Naturelle | Microbien |
| Animaux sauvages | Naturelle | Microbien |
| Energies fossiles (gaz, pétrole et charbon) | Anthropique | Thermogénique |
| Sources géologiques | Naturelle | Thermogénique |
| Combustion de biomasse et de biocarburants | Majoritairement Anthropique | Pyrogénique |

Tableau 1.2: Sources de méthane selon leur origine naturelle ou anthropique (représentée par les couleurs) et le processus de formation (représenté par les encadrés).

méthanogènes⁴. La production de CH₄ microbienne a lieu dans les zones où le sol est très humide voir saturé en eau ou inondé (zones humides, surfaces d'eau continentales, rizières...), dans le système digestif des ruminants et des termites, ainsi que lors de la décomposition de la matière organique présente dans les déchets et les eaux usées. Le second processus est la production thermogénique de CH₄, qui se forme dans des conditions de chaleur et pression intenses en profondeur de la croûte terrestre. Ce phénomène est aussi lié à la décomposition de la matière organique, mais à des échelles de temps géologiques (formation des énergies fossiles). Le CH₄ thermogénique peut être relâché dans l'atmosphère par suintements de gaz géologiques marins et terrestres, dont ceux causés par l'exploitation et la distribution des combustibles fossiles. Pour finir, le troisième processus est la production pyrogénique, qui a lieu lors de la combustion incomplète de matière organique (lorsque l'oxygène disponible est insuffisant pour une combustion complète). Le CH₄ pyrogénique est émis par des feux de biomasse (tourbières, forêts...), la combustion de déchets agricoles ou de biocarburants.

Cette classification, fondée sur les mécanismes de formation du CH₄, constitue un outil précieux pour améliorer l'estimation des flux dans le bilan mondial du CH₄. En effet, différents marqueurs peuvent aider à estimer les différents flux de CH₄. C'est le cas notamment des isotopes du carbone (¹²C, ¹³C, ¹⁴C) et de l'hydrogène (¹H, deutérium D, ³H) qui sont contenus dans le CH₄. En effet, le CH₄ aura une signature isotopique qui dépendra surtout de son processus de formation (proportion d'isotopes stables ¹³C et D) et de son âge (proportion d'isotopes instables, ¹⁴C et ³H). Ainsi, la quasi totalité du CH₄ est sous 3 formes : ¹²CH₄ (98.8%), ¹³CH₄ (1.11%) et CH₃D (0.0623%) (Stolper et al., 2014). Dans le cas des isotopes stables, on peut définir la signature isotopique comme un écart en concentration de l'isotope stable par rapport à une référence. Dans le cas du CH₄ on peut ainsi définir : $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = \left(\frac{(^{13}\text{CH}_4/^{12}\text{CH}_4)_{\text{échantillon}}}{(^{13}\text{CH}_4/^{12}\text{CH}_4)_{\text{standart}}} - 1 \right)$ et $\delta\text{D}(\text{CH}_4) = \left(\frac{(\text{CH}_3\text{D}/\text{CH}_4)_{\text{échantillon}}}{(\text{CH}_3\text{D}/\text{CH}_4)_{\text{standart}}} - 1 \right)$.

La Figure 1.3 montre la distribution de la signature isotopique en $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ et en $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$ selon la source. On voit en effet que la signature isotopique en $\delta^{13}\text{C}$ dépend du processus de formation, avec une densité du CH₄ microbien, au thermogénique, au pyrogénique, de plus en plus enrichi en ¹³C. On note cependant des chevauchements entre les distributions des trois processus. De plus, on note également des différences entre les distributions de sources émises par un même processus. Par exemple on voit que les émissions par les zones humides sont moins enrichies en ¹³C que les émissions par les déchets. De même pour la signature en $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$, les sources microbiennes sont moins enrichies en D que les sources pyrogéniques et thermogéniques.

⁴On peut souvent lire bactéries méthanogènes, ce qui est un abus de langage car les archées et les bactéries sont deux classes phylogénétiques distinctes.

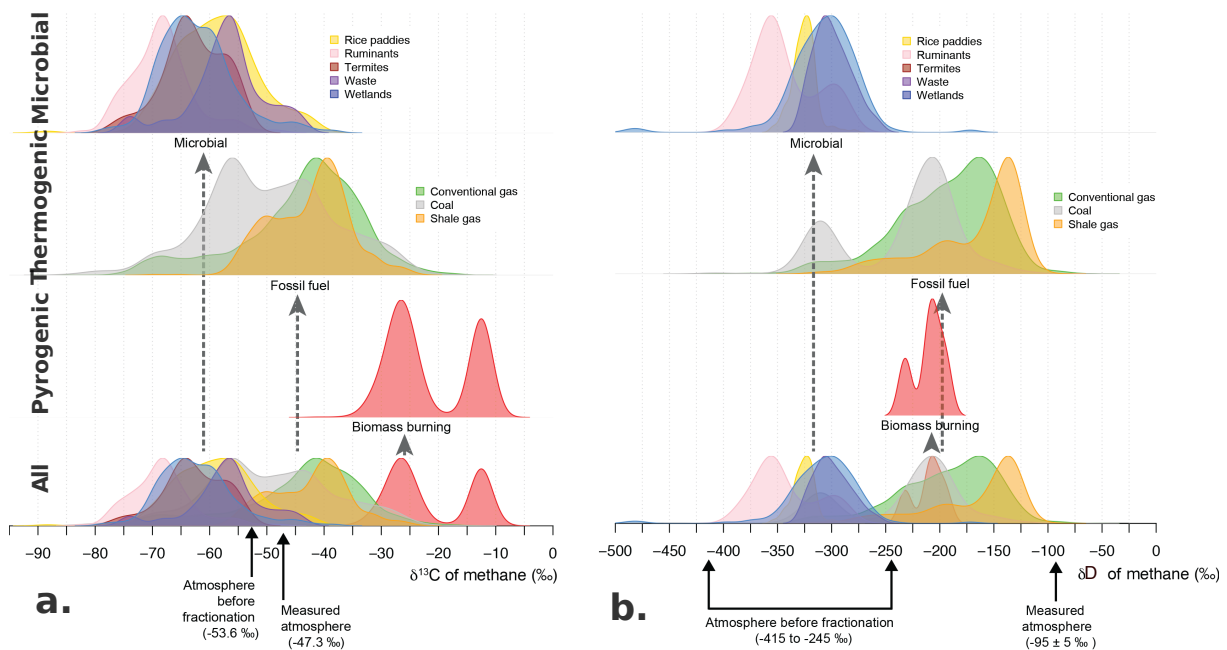


Figure 1.3: Distribution des signatures isotopiques en fonction de la source d'émission **a.** de $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ et **b.** de $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$. Figure adaptée de Sherwood et al. (2017).

Les émissions anthropiques et les émissions naturelles

La seconde classification largement utilisée est selon l'origine anthropique ou naturelle du CH_4 (Tableau 1.2). Ainsi, les émissions naturelles regroupent les zones humides, les eaux continentales, les termites, les sources géologiques, et les feux de biomasse naturels. Les émissions anthropiques regroupent les émissions dues à l'élevage de bétail, aux déchets, à la production de riz, au secteur des énergies fossiles et à la combustion de biocarburants, ainsi que la plupart de la combustion de biomasse.

Cette classification est particulièrement pertinente pour les politiques de réduction des émissions de GES. Il est en effet important de pouvoir différencier ce qui est attribuable aux émissions humaines directes, des émissions naturelles. Cette vision binaire, émissions anthropiques vs naturelles, est cependant simplifiée. Les émissions dites naturelles peuvent être influencées directement par l'action humaine (gestion d'écosystèmes aquatiques par exemple) ou indirectement (par le changement climatique notamment et agir en rétro-action). Cette classification est utilisée par le GIEC (GIEC, AR6, WGI.5, 2021) et le Global Methane Budget (GMB) (Kirschke et al., 2013; Saunois et al., 2016; 2020; 2024) dans leur estimation des flux. Ces estimations évaluent aujourd'hui que les émissions de CH_4 sont imputables à environ 60% (40-70%) aux humains, les autres 40% (30-60%) provenant de sources naturelles ou anthropiques indirectes.

1.2.2 Les approches montantes et descendantes pour l'étude des flux de méthane

Nous avons vu que le cycle biogéochimique du CH_4 fait intervenir un nombre important de puits et de sources, qui varient chacun dans l'espace et au cours du temps. Pour mieux comprendre ce cycle et estimer ses composants, deux approches sont utilisées, dites montantes (BU pour *bottom-up*) ou descendantes (TD pour *top-down*).

L'approche montante consiste à estimer les émissions par catégorie. Cela peut reposer sur des modèles, des inventaires ou encore des extrapolations de mesures in situ.

- Certains modèles intègrent des schémas représentant les processus responsables des émissions de CH_4 . Par exemple, les modèles de surface continentale (*Land Surface Models* ; LSMs) simulent

les flux d'énergie, d'eau et les cycles biogéochimiques à l'interface entre la surface terrestre et l'atmosphère. Ces modèles peuvent représenter les émissions de CH₄ des zones humides (Wania et al., 2013) ou de la combustion de biomasse (*Global Fire Emissions Database* GFED ; Chen et al., 2023). La Section 1.4.2 discutera de la modélisation des émissions de CH₄ des zones humides dans les modèles de surface continentale plus en détails.

- Les inventaires se basent à la fois sur des statistiques (démographie, caractéristiques socio-économiques, données d'activités) et des facteurs d'émission pour calculer les émissions de différents GES par région ou par pays. La méthode de calcul ainsi que les facteurs d'émission utilisés suivent généralement la méthodologie proposée par le GIEC (*IPCC Guidelines 2019*). Les inventaires sont majoritairement utilisés pour estimer les sources anthropiques comme l'élevage, les rizières, les déchets, les combustibles fossiles ou encore la combustion de biomasse et biocarburants. À l'échelle mondiale, plusieurs inventaires sont développés comme l'Emissions Database for Global Atmospheric Research (EDGAR ; Crippa et al., 2023a), Community Emissions Data System (CEDS ; Hoesly et al., 2018), Greenhouse gas and Air pollution Interactions and Synergies (GAINS ; Höglund-Isaksson et al., 2020), U.S. Environmental Protection Agency (USEPA ; USEPA, 2019), ou encore les estimations des émissions de l'agriculture par la Food and Agriculture Organization (FAOSTAT, 2023).
- L'extrapolation de mesures de flux est utilisée notamment pour les eaux de surfaces libres (Rosentretter et al., 2021 ; Johnson et al., 2022 ; Rocher-Ros et al., 2023) et les sources géologiques (Etiope et al., 2019). Elle était aussi utilisée auparavant pour les zones humides (Matthews et al., 1987) avant que des modèles ne soient développés.

Des simulations des processus chimiques permettent également des estimations des puits. Pour estimer les concentration de OH, des modèles de chimie-transport ou chimie-climat (*Chemistry-Transport Model* et *Chemistry-Climate Model*) sont utilisés (Stevenson et al., 2020).

Ainsi, dans l'approche montante, chaque communauté estime les émissions d'une source ou d'un puits. Par conséquent, une des limites majeure est que le total n'est alors pas contraint, avec des incohérences entre sources et puits, i.e., les variations de CH₄ atmosphérique que l'on observe ne sont pas nécessairement bien représentées par la somme des sources moins les puits.

L'approche descendante est une approche complémentaire. Cette méthode se base sur un modèle de transport atmosphérique ainsi que sur des méthodes numériques d'inversion atmosphérique afin d'optimiser les estimations de flux en accord avec les observations de concentration de CH₄ atmosphérique (Houweling et al., 2017). D'autres informations peuvent ajouter des contraintes observationnelles, comme la signature isotopique dépendant du processus de formation du CH₄ mentionnée Section 1.2.1 (e.g., Thanwerdas et al., 2022), ou encore les espèces co-émises avec le CH₄ par certaines sources comme l'éthane lors de la combustion des énergies fossile et de la biomasse (e.g., Ramsden et al., 2022). L'approche descendante n'est cependant pas indépendante de l'approche montante puisqu'elle nécessite une première estimation des flux montants du cycle du CH₄, aussi bien sur les sources que sur les puits.

Les prochains paragraphes sur les différentes sources se basent principalement sur le Global Methane Budget (Saunois et al., 2024), dont je prendrai les estimations produites pour 2010-2019. Ces estimations sont résumées Figure 1.4, avec un total d'émissions annuelles de CH₄ de 512-849 TgCH₄ yr⁻¹. On peut noter la présence pour chaque source et chaque puits de deux estimations : une par les approches montantes (gauche) et une par les approches descendantes (droite). Les sources sont présentées ci-après par leur origine anthropique ou naturelle et par ordre décroissant de leur contribution.

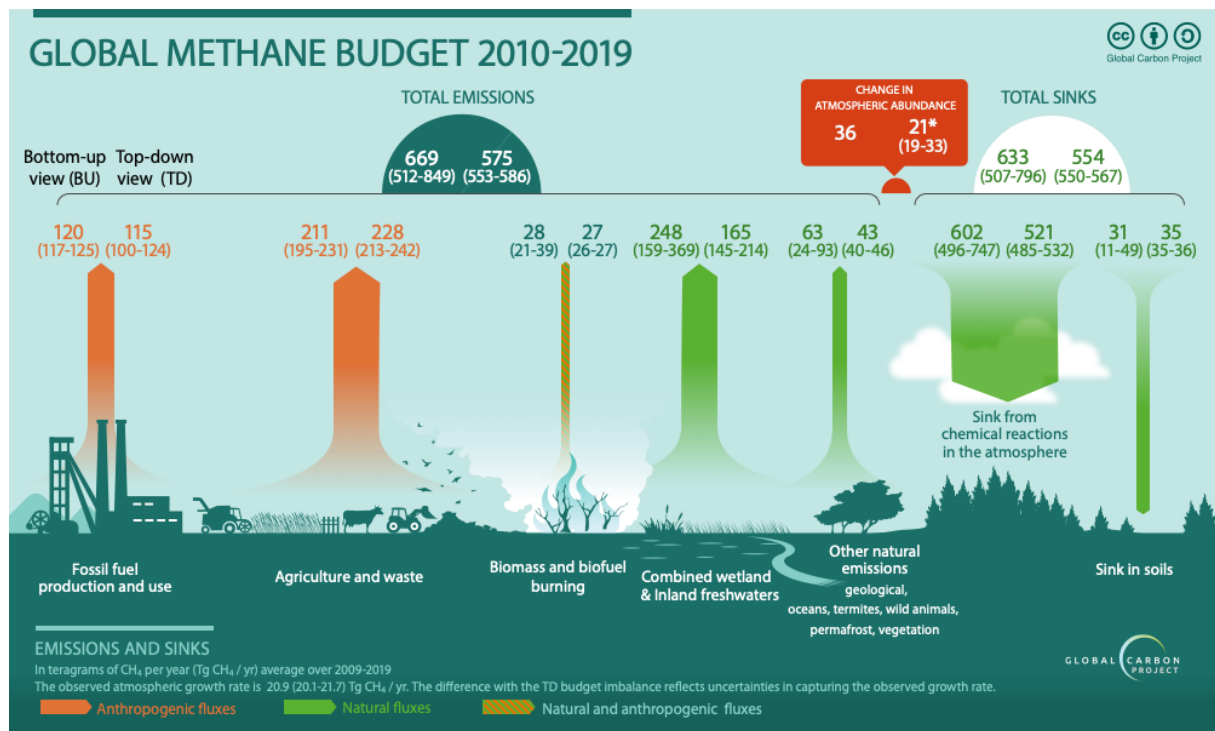


Figure 1.4: Estimations annuelles moyennes des flux de CH₄ par le Global Methane Budget (Sauniois et al., 2024) pour 2010-2019. Les flèches rouges symbolisent les émissions anthropiques, les vertes les émissions dites naturelles. Pour chaque flux, les chiffres de gauche correspondent aux estimations montantes (BU) et les chiffres de droite aux estimations descendantes (TD). Les chiffres entre parenthèses sont les fourchettes d'incertitudes qui correspondent aux estimations minimales et maximales pour chaque source, mais qui ne prennent pas en compte les incertitudes de chaque estimation.

1.2.3 Sources anthropiques de méthane

L'élevage : Le secteur de l'élevage est responsable d'émission de CH₄, et cela est principalement dû à deux activités : l'élevage de ruminants ainsi que la gestion du fumier. Les ruminants possèdent quatre estomacs (rumen, réticulum, omasum et abomasum). Dans le rumen a lieu la fermentation entérique, où des micro-organismes décomposent les glucides complexes en sucres simples dans des conditions anaérobiques stables en pH et en température (39°C, pH 6.5-6.8), ce qui mène à la production de CH₄. Ainsi, les ruminants libèrent du CH₄, principalement par leurs rots. Le stockage du fumier conduit souvent à des conditions anaérobiques, et donc des émissions de CH₄ (la gestion aérobie du fumier - fumier séché, ou déposé au sol - mène à des émissions de N₂O, qui est un autre GES). Le secteur de l'élevage est ainsi responsable de 107-118 TgCH₄ yr⁻¹.

Gaz naturel, pétrole et charbon : L'exploitation du gaz naturel - constitué principalement de CH₄ - comporte des émissions fugitives ou planifiées lors des différentes étapes (extraction, transport, stockage, distribution, utilisation). L'extraction du pétrole mène aussi à des émissions de gaz naturel, qui est parfois torché (*flaring*), récupéré, ou laissé à l'air libre. Pour finir, lors de l'exploitation du charbon, le CH₄ présent dans les mines doit être dégagé des exploitations par sécurité via des puits de ventilation ; il peut être récupéré ou éventé. D'autres émissions peuvent avoir lieu lors du transport du charbon et du pétrole. On estime l'ensemble de ces émissions à 100-125 TgCH₄ yr⁻¹.

La gestion des déchets : Les décharges gérées et non gérées (déchets solides) et le traitement des eaux usées sont responsables d'émissions de CH₄ par leur contenu en matière organique en milieu anoxique.

Ce secteur est estimé émettre 56-80 TgCH₄ yr⁻¹.

La culture du riz : La culture du riz est principalement réalisée sur des sols inondés, menant à des émissions de CH₄. Les émissions dépendent à la fois de facteurs météorologiques (e.g., la température), mais surtout anthropiques (e.g., gestion de l'eau, amendements, fertilisation). On estime ces émissions à 25-37 TgCH₄ yr⁻¹.

La combustion de biomasse et biocarburants : La combustion incomplète de biomasse et de biocarburants émet du CH₄. Il peut s'agir de la combustion d'écosystèmes (e.g., forêts, savanes, prairies), de déchets agricoles ou de biocarburants (e.g., bois, charbon, fumier...). Les feux des écosystèmes sont ici attribués aux émissions anthropiques car environ 90% des incendies sont déclenchés par l'humain (USEPA 2010). Ces émissions sont estimées à 21-39 TgCH₄ yr⁻¹.

1.2.4 Sources naturelles et anthropiques indirectes de méthane

L'émission de CH₄ par les écosystèmes aquatiques (deux prochains paragraphes) sera détaillée de manière plus approfondie dans la Section 1.3.3 car elle constitue le cœur de cette thèse.

Les zones humides : Les zones humides sont des écosystèmes (e.g., marais, marécages, mangroves, plaines d'inondation, tourbières) inondés ou saturés en eau avec une végétation spécifique (macrophyte). Sont exclus les eaux libres (sans macrophyte, e.g., lacs, rivières) et les rizières. Les conditions anoxiques et l'apport de matière organique mène à la production de CH₄ microbien par les archéens méthanogènes. Dans le GMB, les émissions des écosystèmes d'eau de surface saumâtre sont considérées à part, avec les sources océaniques. Les zones humides d'eau douce sont estimées émettre 145-214 TgCH₄ yr⁻¹.

Les eaux de surfaces libres : Les eaux douces (lacs, étangs, bassins, réservoirs, ruisseaux et rivières) émettent également du CH₄. Les estimations montantes (voir Section 1.2.2) fournissent une fourchette très incertaine de 49–202 TgCH₄ yr⁻¹, qui comprend les estimations individuelles minimum et maximum, mais pas l'incertitude de chaque estimation qui est aussi importante.

Les eaux de surfaces libres n'étaient pas incluses dans les *priors* des inversions atmosphériques (approches descendantes) car ces informations n'étaient pas disponibles sous forme de données grillées. Cependant, on peut estimer que les résultantes des approches descendantes catégorisées comme émissions des zones humides incluent à la fois les contributions des zones humides et des eaux de surfaces libres (Saunois et al., 2024). Ainsi, la somme des émissions des zones humides et des eaux libres sont estimées à 159-369 TgCH₄ yr⁻¹ et 145-214 TgCH₄ yr⁻¹ en approches montantes et descendantes respectivement. On voit ainsi une différence importante entre les deux approches avec 85 TgCH₄ yr⁻¹ de plus pour l'estimation moyenne selon l'approche montante par rapport à l'estimation moyenne de l'approche descendante. En somme, la fourchette des estimations des émissions des zones humides et des eaux de surfaces est 145-369 TgCH₄ yr⁻¹.

Sources géologiques : Du CH₄ produit dans la croûte terrestre peut s'échapper naturellement via des failles tectoniques et les roches fracturées. Ces émissions sont estimées à 18-63 TgCH₄ yr⁻¹.

Sources océaniques et côtières : Le GMB considère quatre sources de CH₄ par l'océan : la production par les sédiments marins ou le dégel du permafrost sous-marin, la production dans la colonne d'eau, les fuites provenant de l'infiltration marine géologique et la déstabilisation des hydrates de CH₄ marins. Le GMB considère dans cette catégorie les zones côtières (dont des zones humides comme les mangroves). Cette source totalise une estimation de 6-20 TgCH₄ yr⁻¹.

Les termites : Par la dégradation anaérobie de matière végétale dans leurs intestins, les termites produisent également du CH₄. Leur contribution à l'échelle mondiale est très incertaine, avec une estimation de 4–16 TgCH₄ yr⁻¹, bien que leur contribution au bilan total soit faible (0.4-3%).

Les animaux sauvages : Tout comme les ruminants d'élevage, les ruminants sauvages émettent du CH₄. Le GMB estime ces émissions autour de 1–3 TgCH₄ yr⁻¹.

Le pergélisol : La fonte du pergélisol est responsable d'émissions directes de CH₄ (libération du CH₄ contenu dans le pergélisol) qui sont estimées être assez faibles (0-1 TgCH₄ yr⁻¹). La fonte du pergélisol mène aussi à des émissions indirectes (méthanogénèse de la matière organique dégelée, changements hydrologiques, formation de lacs thermokarstiques) qui ne sont pas quantifiées par le GMB car 1) elles sont difficilement quantifiables par manque de données et 2) elles se recoupent avec d'autres sources, comme les zones humides et les eaux douces, qui doivent comptabiliser une partie de ces émissions.

1.2.5 Les puits de méthane

Le CH₄ atmosphérique est oxydé en d'autres molécules (e.g., CO, CO₂), soit par des radicaux libres de l'atmosphère, soit par des méthanotrophes dans le sol.

L'oxydation par des radicaux libres : La majeure partie des puits de CH₄ (~94%) est par réaction chimique dans l'atmosphère avec des radicaux libres (Kirschke et al., 2013; Saunio et al., 2020). Il s'agit principalement de réaction avec le radical hydroxyle OH (~90% du puits total), les deux autres radicaux libres réactifs réagissant avec le CH₄ étant le radical chlore (Cl) et l'oxygène atomique (O). Ce puits est estimé à 485-747 TgCH₄ yr⁻¹.

L'oxydation par le sol : Le reste du puits est dû à l'oxydation du CH₄ par les organismes méthanotrophes présents dans le sol. Les méthanotrophes sont des micro-organismes vivant en aérobie, qui utilisent le CH₄ comme source de carbone et d'énergie en l'oxydant. L'oxydation par le sol est estimée représenter un puits de 11-49 TgCH₄ yr⁻¹.

1.2.6 Variations récentes du méthane atmosphérique

Les variations de CH₄ atmosphérique au cours des dernières décennies, évoquées précédemment p.7, suscitent toujours des interrogations sur leurs causes. Plusieurs explications sont possibles et débattues. Les concentrations de δ¹³C (Figure 1.5) révèlent que l'augmentation de CH₄ avant le plateau de 1999-2006 était accompagnée d'un changement positif de δ¹³C, que le δ¹³C s'est stabilisé pendant le plateau de concentration de CH₄ de 1999-2006, et que l'augmentation qui a lieu depuis 2007 est accompagnée d'un changement négatif en δ¹³C. Ce changement de signature isotopique reflète un changement dans la répartition des sources entre les sources microbiennes, pyrogéniques et thermogéniques (Section 1.2.1).

Les inversions atmosphériques de Bousquet et al. (2006) suggèrent que la diminution de la croissance du CH₄ atmosphérique des années 90 est due à une diminution des émissions anthropogéniques (énergies fossiles). Ces émissions anthropiques fossiles auraient ensuite à nouveau augmenté à partir de 1999 (notamment en Asie du nord avec l'essor de la Chine), mais cette augmentation aurait été compensée sur la période du plateau 1999-2006 par des émissions plus faibles dans les zones humides.

Kirschke et al. (2013) établissent différents scénarios et concluent qu'une diminution des émissions de CH₄ provenant des combustibles fossiles est une explication plus probable de la stabilité du CH₄ atmosphérique entre 1990 et 2005 qu'une réduction des émissions microbiennes. Ils notent que les modulations dues aux tendances du puits OH restent incertaines.

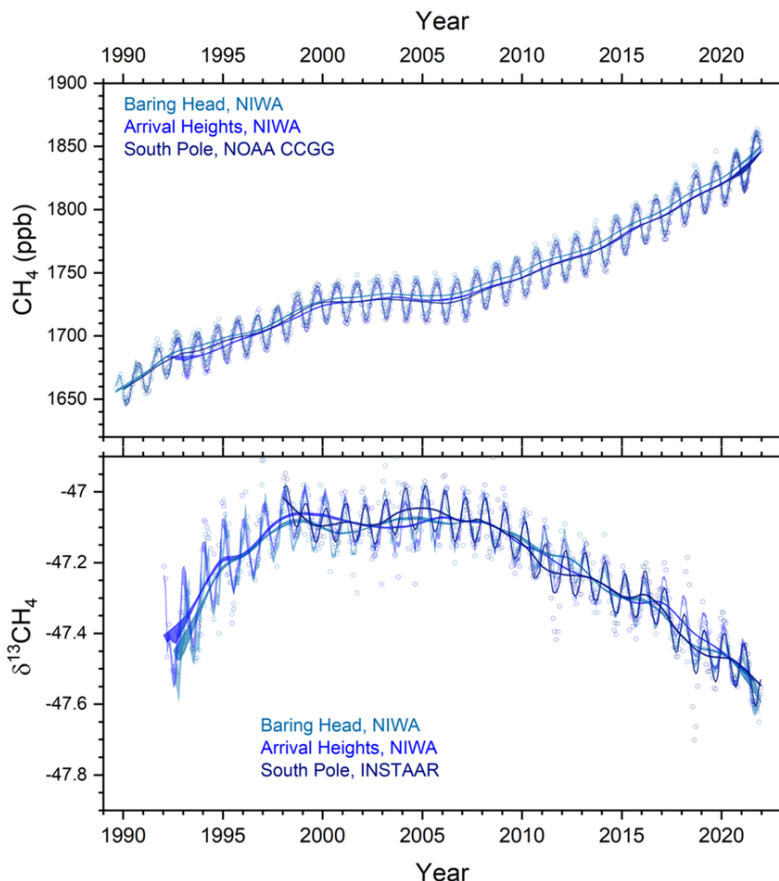


Figure 1.5: Concentration de CH₄ et signature isotopique en δ¹³CH₄. Figure de Nisbet et al. (2023), données du NIWA Nouvelle-Zélande (Baring Head (41°S), Arrival Heights (78°S) et NOAA/INSTAAR (SPO 90°S) (https://gml.noaa.gov/aftp/data/trace_gases/ch4c13/flask/surface/ et <https://gaw.kishou.go.jp/>)

Les causes de ces variations récentes font l’objet de recherches importantes mais restent encore largement inexplicées. De nombreuses études débattent encore la cause de la croissance de CH₄ atmosphérique accompagnée d’une tendance à la baisse du δ¹³CH₄ depuis 2007. Cette croissance présente une forte variabilité latitudinale (Nisbet et al., 2014). En reprenant l’équation $\frac{d[\text{CH}_4]}{dt} = \sum^i S_i - \sum^i P_i$, on peut faire des hypothèses sur les différentes contributions de chaque sources/puits. Plusieurs explications sont proposées.

- La plupart des études suggèrent que cette croissance s’explique en partie par une augmentation des sources microbienne (Schwietzke et al., 2016; Fujita et al., 2020) telles que les zones humides (Nisbet et al., 2016; Thompson et al., 2018; Basu et al., 2022; Peng et al., 2022; Drinkwater et al., 2023; Feng et al., 2023; Nisbet et al., 2023; Zhang et al., 2023) ou les sources agricoles/déchets/élevage (Nisbet et al., 2016; Patra et al., 2016; Schaefer et al., 2016; Thanwerdas et al., 2024), et de nombreux travaux localisent cette augmentation dans les tropiques (Nisbet et al., 2016; Patra et al., 2016; Schaefer et al., 2016; Schwietzke et al., 2016; Fujita et al., 2020; Feng et al., 2023).
- Le rôle des émissions du secteur des énergies fossiles est controversé. De nombreuses études ont conclu que la nouvelle croissance était due à la fois à une augmentation des émissions microbiennes et des émissions de combustibles fossiles (Patra et al., 2016; Rice et al., 2016; Bader et al., 2017; Worden et al., 2017; McNorton et al., 2018; Thompson et al., 2018; Jackson et al., 2020; Chandra et al., 2021; Thanwerdas et al., 2024). Cependant, d’autres études ont montré que ces émissions avaient diminué ou s’étaient stabilisées (Schaefer et al., 2016; Schwietzke et al., 2016; Fujita et al., 2020).

- D'autres études suggèrent qu'une forte diminution des concentrations d'OH aurait pu expliquer les variations récentes (Rigby et al., 2017; Turner et al., 2017; Drinkwater et al., 2023; Feng et al., 2023). Les modifications d'autres composés chimiques tels que les oxydes d'azote (NOx) ou le monoxyde de carbone (CO) influencent les concentrations d'OH, et donc le puits de CH₄ atmosphérique. La baisse du puits aurait pu notamment être responsable de la moitié du taux de croissance en 2020 car le confinement COVID19 a entraîné une diminution des émissions de NOx (Peng et al., 2022).

Si la quantification de la contribution des systèmes aquatiques à l'augmentation récente depuis 2007 du CH₄ atmosphérique est débattue, ces émissions doivent continuer d'être étudiées pour plusieurs raisons. Premièrement, au sein du bilan mondial du CH₄ (Saunois et al., 2024), les émissions des écosystèmes aquatiques représentent en moyenne 37% et 28% des émissions totales par les approches montantes et descendantes respectivement. Des incertitudes conséquentes influent sur la compréhension du bilan. En effet, si l'on prend en compte les incertitudes, ces émissions varient de 145 à 369 TgCH₄ yr⁻¹, avec des différences notables entre les approches montantes (159-369 TgCH₄ yr⁻¹) et les approches descendantes (145-214 TgCH₄ yr⁻¹), ce qui fait que les écosystèmes aquatiques représentent 25 à 51% des émissions totales (25-51% pour les approches ascendantes et 25-36% pour les montantes)⁵. De plus, les fluctuations des émissions des zones humides représenteraient la principale contribution à la variabilité inter-annuelle des émissions sur la période 1984-2003 (Bousquet et al., 2006) et 1985-2010 (Kirschke et al., 2013). Ainsi, réussir à isoler leur contribution permettrait de mieux comprendre les autres contributions. Pour finir, dans un contexte de changement climatique, les émissions des zones humides devraient augmenter (Zhang et al., 2017b; Koffi et al., 2020), avec l'émergence d'une rétroaction climatique entre les zones humides et les émissions de CH₄ (Zhang et al., 2017b). Selon les estimations, les émissions de CH₄ des zones humides en réponse au changement climatique devraient augmenter de 30% (RCP2.6) à 100% (RCP8.5) (Zhang et al., 2017b; Koffi et al., 2020) en fonction des trajectoires d'émissions anthropiques. Une question que nous aborderons dans cette thèse peut être formulée ainsi :



Les changements de CH₄ atmosphérique observés au cours des dernières décennies sont-ils liés aux variations des émissions provenant des systèmes aquatiques, en particulier des zones humides ?

Intéressons-nous maintenant aux émissions des systèmes aquatiques. La Section 1.3 introduit les écosystèmes aquatiques et décrit les processus générant des émissions de CH₄ dans ces écosystèmes.

1.3 Les écosystèmes aquatiques

1.3.1 Les différents écosystèmes aquatiques

On oppose généralement les écosystèmes aquatiques aux écosystèmes terrestres. Les zones humides sont à la frontière entre les deux. Un écosystème aquatique est situé dans ou autour d'une masse d'eau (*water body*). On peut différencier des systèmes aquatiques salés ou d'eau douce. On peut également différencier les systèmes lenticques (eaux stagnantes comme les lacs), des systèmes lotiques (courants importants comme les rivières), des zones humides (sols saturés ou inondés régulièrement). Notons que ces définitions et classifications varient, certain.e.s considérant par exemple que tous ces systèmes

⁵Ces fourchettes en % sont obtenues pour l'estimation basse (resp. haute) en divisant l'estimation basse (resp. haute) des émissions des écosystèmes aquatiques par la somme des estimations hautes (resp. basses) des autres sources et l'estimation basse (resp. haute) des émissions des écosystèmes aquatiques. Cela correspond par exemple pour l'approche montante à une fourchette basse de $\frac{159}{125+231+39+159+93}=25\%$.

aquatiques sont des zones humides.

La Plateforme Intergouvernementale scientifique et politique sur la Biodiversité et les Services Écosystémiques (en anglais IPBES) est un groupe international d'experts sur la biodiversité. C'est en quelque sorte le pendant du GIEC pour la biodiversité, créé plus récemment en 2012. L'IPBES propose la définition suivante pour les zones humides:

“ *In the context of IPBES, wetlands are permanent or temporary freshwater, brackish and marine areas (floodplains, bogs, swamps, marshes, estuaries, deltas, peatlands, potholes, vernal pools, fens and other types, depending on geography, soil, and plant life) where water covers the soil, or is present either at or near the surface of the soil all year or for varying periods of time during the year. A distinction was made between inland waters (lakes, rivers, reservoirs) and wetlands.*

Dans le contexte de l'IPBES, les zones humides sont des zones permanentes ou temporaires d'eau douce, saumâtre ou marine [plaines d'inondation, tourbières, marécages, marais, estuaires, deltas, tourbières, étangs, bas-marais et autres types]⁶ où l'eau recouvre le sol ou est présente à la surface ou près de la surface du sol toute l'année ou pendant des périodes variables au cours de l'année. Une distinction a été faite entre les eaux intérieures (lacs, rivières, réservoirs) et les zones humides. ”

IPBES

The global assessment report on biodiversity and ecosystem services, Glossaire, 2022

Dans cette thèse, nous définissons les zones humides comme les sols inondés de façon saisonnière ou permanente qui sont végétalisés, y compris les forêts riveraines (longeant un cours d'eau), les plaines d'inondation (*floodplains*) et les zones humides formant de la tourbe (tourbières, *peatlands*). Cependant, nous excluons les zones humides anthropiques (rizières) et les plans d'eau non végétalisés tels que les bassins (*ponds*), les lacs, les cours d'eau, les rivières, les embouchures et les réservoirs. Il s'agit d'une classification courante dans la modélisation des émissions de CH₄ par les zones humides (Zhang et al., 2021c). Ces différents écosystèmes aquatiques sont comparés plus loin dans le tableau 1.3.

1.3.2 Les zones humides

Tentative de classification des zones humides

Il est difficile de définir rigoureusement les types de zones humides. Il s'agit d'écosystèmes très variés et complexes qu'il n'est pas facile de classer selon des définitions rigides. De plus, les termes utilisés pour décrire les types de zones humides varient considérablement d'un domaine à l'autre ou d'une région à l'autre. Pour finir, les dénominations varient également d'une langue à l'autre, pouvant créer des confusions. C'est pourquoi je prendrai ici la terminologie en anglais qui est plus directe et largement utilisée dans la communauté de la modélisation des émissions de CH₄ des zones humides. Un équivalent français le plus précis possible sera donné.

Il existe ainsi un grand nombre de systèmes de classification qui définissent les zones humides et les types de zones humides chacun à leur manière. Cependant, deux systèmes de classification se dégagent dans lesquelles la plupart des zones humides entrent. La première famille de classification les sépare

⁶Les traductions des types de zones humides étant sujettes à des imprécisions (voir section 1.3.2), la liste donnée ici est constituée d'exemples de zones humides en français mais ne correspond pas directement au texte anglais.

en cinq catégories selon leur localisation et leur hydrologie : *marine, estuarine, lacustrine, riverine* et *palustrine*. Le [Federal Geographic Data Committee \(2013\)](#) aux États-Unis utilise ce genre de classification par exemple. Une autre séparation est portée sur les caractéristiques écosystémiques: *marsh, swamp, bog* et *fen*, et souvent s’ajoute *shallow water*. Ce genre de classification a été développé notamment au Canada par le [National Wetlands Working Group \(1987\)](#) dans le Canadian Wetland Classification System. La classification utilisée et détaillée ici suit la seconde famille et est inspirée de [Alberta Wetland Classification System, 2021](#) et [Environmental Protection Agency](#).

On peut distinguer les différentes zones humides notamment :

- par la nature de l’eau : douce, saumâtre ou salée
- par l’hydrologie : apport d’eau par les nappes et sources environnantes ou par la pluie
- par la végétation
- par la présence de tourbe ou non

Les tourbières sont souvent distinguées au sein des zones humides. La tourbe (*peat*) est un type de sol, composé en grande partie de débris organiques, qui peut s’accumuler dans certains types d’écosystèmes, appelés tourbières (*peatlands*). Ces débris sont majoritairement de la matière végétale partiellement décomposée qui se sont accumulés sur des centaines voir milliers d’années dans des conditions de saturation en eau, de manque d’oxygène et de nutriments, d’acidité élevée et de carence en éléments nutritifs ([International Peatland Society, <https://peatlands.org>](#)). Bien que les définitions puissent varier ([Lourenco et al., 2023](#)), la tourbe est souvent définie quantitativement comme un matériau qui est constitué d’au moins 30 % en masse sèche de matière organique morte accumulée de manière sédentaire ; et les tourbières comme des zones contenant une couche de tourbe d’au moins 30 cm ([Joosten et al., 2002](#)).

La majorité des tourbières se trouvent dans les régions tempérées, boréales et subarctiques ([Xu et al., 2018](#)), où elles se sont formées dans des environnements à faible relief, mal drainés, soumis à de fortes précipitations et à de faibles températures. Les basses températures, inférieures au point de congélation pendant de longues périodes au cours de l’hiver, y réduisent le taux de décomposition. La tourbe se forme dans ces zones principalement à partir de mousses (surtout des sphaignes), d’herbes, d’arbustes et de petits arbres ([Osaki et al., 2016](#)).



Shaignes (mousses étoilées dont l’accumulation génère la tourbe) et droseras (plante carnivore à feuilles couvertes de glandes pédonculées rouges typique des tourbières à sphaignes).

Il existe également des tourbières tropicales, particulièrement sur les côtes d’Asie du Sud-Est, mais aussi en Asie orientale continentale, dans les Caraïbes et en Amérique centrale, en Amérique du Sud et en Afrique ([Osaki et al., 2016](#)). Les conditions des basses terres tropicales humides ont permis à la tourbe de se former dans des conditions de fortes précipitations et de températures élevées ([Andriessse, 1988](#)). La tourbe provient principalement des restes d’arbres de la forêt tropicale (branches, feuilles, racines et troncs, [Osaki et al., 2016](#)). Certaines tourbières tropicales se trouvent aussi à des altitudes plus élevées (donc des températures plus froides) et peuvent alors ressembler aux tourbières des zones tempérées et boréales. Les tourbières de la zone tropicale sont soumises à diverses formes d’activités anthropiques, en particulier en Asie du Sud-Est dû à un haut taux de conversion des tourbières en plantations agricoles industrielles et à des incendies de tourbières généralisés ([Osaki et al., 2016](#)).

La tourbe est également puisée pour être utilisée en horticulture (terreau notamment), en chauffe et pour la confection de matériaux absorbants par exemple. Ces extractions nécessitent le drainage de la

tourbière (Joosten et al., 2016).

Les caractéristiques qui distinguent les cinq types de zones humides proposées sont détaillées ci-dessous. Le tableau 1.3 en propose un résumé ainsi que les différences avec d'autres écosystèmes aquatiques (eaux libres et systèmes aquatiques anthropiques). Deux types de zones humides sont toujours considérés comme des tourbières, les *bogs* et les *fens*, alors que les *swamps* peuvent en être ou non. Les zones humides naturelles sont estimées représenter $\sim 12 \text{ Mkm}^2$, soit $\sim 8\%$ des terres émergées, dont 4.3 Mkm^2 de tourbières (Lehner et al., 2024a).

Les *bogs* — tourbières humides marécageuses, tourbières ombrotrophes — sont surtout présents dans l'hémisphère nord et sont souvent légèrement surélevés. Ce sont des milieux humides voir saturés, pauvres en nutriments car leur source d'eau est pluviale (ombrotrophe) et particulièrement acides. La population végétale est adaptée, avec principalement des sphaignes, mais certaines sortes de lichens, arbres et arbustes peuvent aussi être présentes. Les *bogs* contiennent une épaisseur importante de tourbe (d'au moins 30 cm à plusieurs mètres).

Les *fens* — tourbières "drainées", tourbières minérotrophes — sont aussi présents dans l'hémisphère nord et plutôt sur des terrains plats ou dans un léger creux. Ils sont humides à saturés. Contrairement aux *bogs*, les *fens* tirent l'essentiel de leur eau des eaux souterraines ou de ruissellement riches en minéraux (minérotrophe). Ils sont aussi moins acides et peuvent ainsi abriter des espèces animales et végétales plus diversifiées. On y retrouve des sphaignes, mais aussi des herbes (graminoïdes, herbacées...), et parfois des arbres. Ces zones humides contiennent également de la tourbe, en général un peu moins que les *bogs*. Au fur et à mesure du temps, la tourbe s'accumulant, un *fen* peut se surélever, s'acidifier et devenir un *bog*.




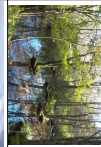


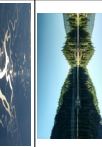



Les *marshes* — marais herbacés — sont des zones humides minérotrophes et riches en nutriments. Ils sont inondés en permanence ou fréquemment et leur niveau d'eau est souvent dynamique. On trouve des *marshes* d'eau douce le long de cours d'eau et de lacs et des *marshes* salés le long des côtes, qui peuvent être notamment sujets aux marées. Ils ne contiennent pas de tourbe et sont dominés par des graminées hautes comme des joncs, des roseaux ou des herbacées.

Les *swamps* — marécages boisés — sont des zones humides plutôt riches en nutriments et alimentés principalement par des débordements de lacs, rivières, la pluie ou l'océan. Ils sont saturés voir inondés en permanence. Ces écosystèmes se distinguent des autres car ils sont dominés par des arbres ou de grands arbustes. On trouve des *swamps* d'eau douce autour de rivières et de lacs, par exemple dans des plaines d'inondation boisées, mais aussi des *swamps* saumâtres ou salés sur les côtes, les mangroves notamment. Certains *swamps* contiennent de la tourbe, comme en Asie de l'Est et du Sud-Est ou au Congo.

Les *shallow water* — eaux peu profondes — sont des zones humides inondées en permanence ou de manière saisonnière, avec une hauteur d'eau inférieure à 2 m. Ces écosystèmes peuvent abriter une végétation submergée et/ou flottante, ou être nue. Les *shallow water* sont plutôt riches en nutriments.

Les rizières sont des zones humides anthropiques ou anthropisées, représentant environ 1.6 Mkm^2 à l'échelle mondiale (FAOSTAT, 2023). Les rizières sont ici exclues des zones humides naturelles car leur gestion modifie leurs propriétés. Dans cette thèse, la mention zones humides exclura implicitement les rizières.

Tableau 1.3: Exemple de classification des zones humides et systèmes aquatiques, inspiré de Alberta Wetland Classification System, 2021 et Environmental Protection Agency.

| Type | Nutriments | Tourbe | Alimentation en eau | Niveau et dynamique de l'eau | Salinité | Végétation | pH | Localisation | |
|--|--|--|--|---|---|--|------------------|--|--|
|  Bogs tourbière humide marécageuse, tourbière ombrotrophe | Sol pauvre | Présence >30cm à 10m d'épaisseur | Ombrotrophe (pluie) | Humide à saturé Variable micro-topographique (<10m) | eau douce | Dominée par des sphagnumes, d'arbustes et d'autres possibles | Acide | Surélevés par rapport au terrain environnant (pente douce) | |
|  Fens tourbière drainée, tourbière minérotrophe | Très variable, plus riche que les bogs | Présence <30cm, généralement moins que dans les bogs | Minérotrophe Cours d'eau ou sources | Humide à saturé Eau à faible mouvement | eau douce | Dominée par des phagnumes, arbustes, graminoides, herbacées et parfois des arbres. | Neutre | Paysages généralement plats ou pentes légères, souvent intégrés dans des complexes de zones humides plus vastes. | |
|  Marshes marais herbacé | Sol riche | Non (<30 cm) | Minérotrophe eau de surface ou souterraines | Fréquemment ou constamment inondé Souvent avec des niveaux d'eau très fluctuants et une hydrologie dynamique (périodes inondées et sèches, peuvent être exposées par le mouvement des marées). | catégories d'eau douce et d'eau salée. | Dominée par des graminées hautes telles que les joncs, les roseaux, les herbacées | Neutre à basique | Situés le long des rivages des lacs ou des côtes, le long des ruisseaux et des rivières, ou dans les plaines d'inondation et les deltas. | |
|  Swamps marécage boisé | Soils relativement riche | Présence possible | Débordements de rivières et lacs avoisinants, pluie. Pour les swamps sales, eau de la mer ou océan | Saturation permanente à inondation Fluctuations importantes | catégories d'eau douce, d'eau saumâtre, ou d'eau salée. | Dominée par des arbres ou de grands arbustes Dépend de l'environnement e.g., palmiers, mangroves), Papyrus, Cyprès, Tupelo, ... | Plutôt neutre | Zones de transition Fréquentes dans les plaines d'inondation bassées, entre les zones humides, les cours d'eau, les lacs et les plateaux, aussi sur les côtes le long des océans. | |
|  Shallow water eaux peu profondes | Variable Nutriments de l'eau principalement | Non (<30 cm) | Minérotrophe Provenant de leur voisinage, pluie | Eau libre et stagnante, inférieure à 2m Dynamique à très dynamique | catégories d'eau douce et d'eau salée. | Nu, ou plantes aquatiques submergées, flottantes ou émergentes | Neutre à basique | Eaux libres peu profondes en bordure de lacs, d'estuaires et de rivières, y compris les chemaux de rivières à faible courant. | |
| Eaux libres naturelles | | | | | | | | | |
|  Rivers and streams Rivières et cours d'eau | - | - | Sources et ruissellement | Inondé en permanence ou par intermittence Eau en mouvement | eau douce | Pas de végétation émergente | Plutôt neutre | - | |
|  Lakes Lacs | - | - | Cours d'eau | Inondé en permanence Profond (de quelques mètres à des centaines) stagnante ou mouvement lent | catégories d'eau douce et d'eau salée. | Pas de végétation émergente | Plutôt neutre | Zones montagneuses, zones de rift, zones de glaciation, bassins endoréiques, le long de rivières importantes. | |
|  Deltas and Estuaries Deltas et estuaires | - | - | Fluve | Inondé en permanence ou par intermittence Eau en mouvement | eau douce ou saumâtre | Pas de végétation émergente | Plutôt neutre | Embouchures de fleuve Delta si le fleuve a une influence dominante, estuaire si la mer est dominante | |
| Zones humides ou eaux libres anthropiques | | | | | | | | | |
|  Rice paddies Rizières | Riches, engrais | - | Pluie (rainfed), ou irrigué par l'humain (irrigated) | Saturé ou inondé Certains rizières peuvent être sèches (upland) | eau douce | Riz | - | Divers Terrasses, valliées, plaines d'inondations, plateaux, champs,... | |
|  Reservoirs Réservoirs | - | - | Humaine | Inondé en permanence Eau stagnante | eau douce | Pas de végétation émergente | Plutôt neutre | Souvent formés par un barrage | |

Services écosystémiques des zones humides

Quand nous faisons de la modélisation, nous sommes parfois sensiblement loin de notre sujet d'étude. Dans mon quotidien, les zones humides ne sont souvent perçues que comme une simple fraction d'un pixel, et uniquement considérées en tant que zones émettrices de CH₄. Pourtant, les zones humides sont des écosystèmes remarquables et leur conservation présente d'importants enjeux écologiques, climatiques, économiques et sociaux. Sur les 1148 pages du *Global Assessment report on Biodiversity and Ecosystem Services de l'IPBES* de 2022, le mot *wetland* apparaît 300 fois, montrant l'importance de ces écosystèmes. Cette section présente les services écosystémiques rendus par les zones humides ainsi que les pressions qu'elles subissent.

Hydrologie, prévention des crues et des sécheresses : Les zones humides agissent comme des éponges naturelles. Par exemple la tourbe peut contenir naturellement entre 80 et 95% d'eau (Barthélémy, 1999). Elles aident à la fois à contrôler et stocker les eaux de surface, et ainsi à réduire le risque d'inondation, la perte de sol et la sédimentation en aval. Elles participent à la recharge en eau douce des nappes souterraines (IPBES, GA, 2019; Bring et al., 2022).

Écologie : Les zones humides abritent une biodiversité extraordinaire, disproportionnellement élevée par rapport à leurs tailles (Kingsford et al., 2016). Elles servent de refuge à des espèces rares et menacées de plantes, mammifères, oiseaux, amphibiens, insectes, mollusques, crustacés, reptiles, poissons... et certaines de ces espèces dépendent des zones humides pour leur habitat, nidification, alimentation, reproduction... (OFB, 2013). Les zones humides en bonne santé font partie de la diversité biologique globale.

Épuration de polluants : Les zones humides agissent comme d'importants bio-filtres. Elles épurent naturellement des substances toxiques, telles que certains métaux lourds et toxines, certains engrais et pesticides nocifs, améliorant ainsi la qualité de l'eau du sol (Matagi et al., 1998; Vymazal, 2007; Díaz et al., 2012). Ce pouvoir épurateur n'est pas infini et un apport au-delà de leur capacité d'assimilation peut les menacer (IPBES, GA, 2019).

Climat : Les zones humides, et en particulier les tourbières, agissent comme stock de carbone à long terme. Les tourbières, qui représentent environ 3% des surfaces continentales, contiennent environ un tiers du stock total de carbone des sols (Gorham, 1991) - soit plus que ce qui est stocké dans toute la végétation terrestre (GIEC, AR6, WGI.5, 2021; Poulter et al., 2021). Les zones humides côtières ont des taux élevés d'enfouissement du carbone dans leurs sols et leurs sédiments (Chmura et al., 2003; GIEC, AR6, WGI, 2021). Ce stockage de carbone est souvent appelé carbone bleu (blue carbon).

Protection des côtes : La végétation des zones humides, notamment avec ses racines, stabilise les sols le long des berges et des cours d'eau. Les *marshes* côtiers et les mangroves offrent également une protection naturelle des côtes, réduisant l'impact des typhons et des tsunamis, et ils augmentent la résilience face au changement climatique (OFB, 2013).

Agriculture, aquaculture et matériaux : L'abondance d'eau et de nutriment font souvent des zones humides des lieux d'importante productivité biologique (Ramsar, 2015; IPBES, GA, 2019). Elles peuvent être le lieu d'élevage (paturage et fourrage pour le bétail même par sécheresse, réserve en eau), de production agricole (riz, maraîchage...) et piscicole (pêche, pisciculture, élevage de crustacés). Elles fournissent également des matières premières (bois, argile, tourbe...).

Loisirs, tourisme et enseignement : Les zones humides sont des lieux de loisirs ou de tourisme : randonnées, balades à vélo, photographie, navigation en barques, appréciation de ce patrimoine paysager en général. En France par exemple, les sites du conservatoire de l'espace littoral et des rivages lacustres, reçoivent 30 millions de visiteurs par an (OFB, 2013). Les zones humides sont aussi des lieux pédagogiques pertinents pour l'apprentissage de la structure et de la fonction des écosystèmes. Elles représentent également d'excellents exemples de problèmes environnementaux dus à des perturbations humaines.

Le déclin des zones humides et leurs menaces

Davidson (2014) a trouvé que 87% des étendues de zones humides naturelles ont été perdues entre 1700 et 2000, dont 64 à 71% depuis 1900. Dixon et al. (2016) estiment une diminution de 30% entre 1970 et 2008. Une étude de Fluet-Chouinard et al. (2023) montre des pertes moins conséquentes, de l'ordre de 16-23% depuis 1700; cette étude exclut cependant les zones intertidales et marines. Les pertes historiques seraient plutôt dans les terres alors que le déclin actuel plutôt sur les zones humides côtières (IPBES, GA, 2019). Toutes ces études s'accordent sur la disparité géographique de ces pertes, par exemple avec des pertes allant de quelques pourcents en Australie à plus de 90% en Irlande (Fluet-Chouinard et al., 2023).

La biodiversité hébergée par les zones humides a également été affectée, avec 25% des espèces répertoriées menacées d'extinction. De 1970 à 2018, Ramsar Convention on Wetlands (Ramsar, 2018) constate un déclin de 81% des populations de poissons d'eau douce dans les zones humides intérieures et de 36% des populations des espèces côtières et marines. Les *Peat Swamps Forest* d'Asie du Sud sont particulièrement marquées, où 33% des oiseaux et 45% des mammifères sont quasi-menacés d'extinction, vulnérables ou en danger (Posa et al., 2011) selon la classification de la Liste rouge de l'UICN (Union internationale pour la conservation de la nature ; en anglais IUCN). En outre, en cas de dégradation ou de disparition, les zones humides sont susceptibles de relâcher une grande partie de leur carbone dans l'atmosphère (GIEC, AR6, WGI, 2021).

Les zones humides subissent de nombreuses pressions. Elles sont souvent vues comme des friches et sont grandement impactées par des changements d'usage des terres, tels que l'agriculture, l'aquaculture, le pâturage des animaux, des activités de récolte telles que l'exploitation forestière ou de la tourbe (Ramsar, 2015; IPBES, GA, 2019). L'expansion urbaine, la construction de routes, de développements récréatifs (e.g., plages de baignade) participent aussi à la destruction de zones humides (IPBES, GA, 2019). La pollution (contamination de l'eau, envasement, transformation en décharge) ainsi que la gestion des niveaux d'eau (aménagement hydroélectriques, barrages, déversoirs, lignes de transmission) fragilisent également ces écosystèmes. Le changement climatique et ses implications (e.g., hausse des événements extrêmes, hausse du niveau des océans) s'ajoutent aux menaces pour les zones humides.

Face à ces pressions, la Convention de Ramsar (1971) est un traité intergouvernemental sur la protection des zones humides d'importance internationale. Les quatre objectifs du 4^{ème} plan stratégique de la convention (2016-2024) concernent 1) la lutte contre les moteurs de la perte et de la dégradation des zones humides, 2) la conservation et la gestion efficaces du réseau de sites Ramsar, 3) l'utilisation rationnelle de toutes les zones humides et 4) l'amélioration de la mise en œuvre de la Convention. Butchart et al. (IPBES, GA.3) évalue l'avancement de ces quatre objectifs de modéré à pauvre, et juge incertain si les engagements des gouvernements nationaux envers la convention de Ramsar ont permis de réduire les taux de perte des zones humides.

1.3.3 Les émissions de méthane dans les écosystèmes aquatiques

Les systèmes aquatiques sont composés de sols gorgés d'eau ou inondés, où des conditions d'anaérobiose peuvent mener à des émissions de CH₄ en présence de matière organique. Cette Section 1.3.3 explicite les processus de formation et d'émission de CH₄ dans ces écosystèmes.

Le carbone du sol et sa dégradation

Le carbone du sol est le carbone stocké sous forme solide dans les sols. Il comprend les deux formes de carbone disponibles dans la nature : le carbone organique et le carbone inorganique. Le carbone inorganique du sol (*Soil Inorganic Carbon* ; SIC) est constitué de formes minérales de carbone. Il provient soit de l'altération du matériau d'origine, soit de la réaction des minéraux du sol avec le CO₂ atmosphérique. Les minéraux carbonatés sont la forme dominante du carbone du sol dans les climats désertiques. Le carbone organique du sol (*Soil Organic Carbon* ; SOC) est présent sous forme de matière organique, liée à des organismes vivants. La respiration hétérotrophe et la méthanogénèse consomment une partie du SOC, en particulier la partie relativement disponible sous forme de restes végétaux frais (parfois appelée carbone actif, carbone labile ou réserve rapide) (Parton et al., 1987; Torres-Alvarado et al., 2005a). Schématiquement, ce "carbone labile" se différencie du carbone inerte (appelé carbone passif ou réservoir lent (*slow pool*)) constitué de matériaux issus des restes végétaux : humus et charbon de bois.

Le cycle du carbone est dominé par des cycles bio-géochimiques, dont les principaux flux sont entre l'atmosphère, les plantes et les sols, suivi des échanges atmosphère-océan (Kimble et al., 1995; Cawley, 2011). La Figure 1.7 représente une vue simplifiée des flux de carbone pertinents dans le cadre de ma thèse. Le carbone sous forme de CO₂ dans l'atmosphère est absorbé par les plantes par photosynthèse, ce que l'on appelle la production primaire brute (*Gross Primary Productivity* — GPP), et il est également rejeté par la respiration autotrophe des plantes (R_{aut}). Le solde net GPP - R_{aut} est appelé production primaire nette (*Net Primary Production* — NPP), et correspond à l'absorption nette de carbone de l'atmosphère par la végétation.

La matière organique formée est en partie stockée dans la végétation, consommée par les animaux, ou transmise au réservoir du sol (e.g., feuilles mortes, racines mortes). Dans un sol non saturé en eau, des micro-organismes hétérotrophes dégradent cette matière organique. La respiration hétérotrophe consomme du dioxygène et de la matière organique et relâche de l'H₂O et du CO₂. Si l'on soustrait à la NPP la respiration hétérotrophe du sol, R_{het} , on obtient la production nette de l'écosystème (*Net Ecosystem Production* — NEP). Elle représente le carbone stocké par un écosystème (végétation+sol). Une autre métrique parfois utilisée est l'échange net de l'écosystème (*Net Ecosystem Exchange* — NEE), correspondant au flux entre tout l'écosystème (végétation + sols) et l'atmosphère. La différence entre NEE et NEP étant que les pertes (lessivages et transferts latéraux) sont soustraites dans le NEP et non dans le NEE.

Dans les zones saturées et inondées en eau, la présence de matière organique peut induire des émissions de CH₄. La diffusion de l'oxygène étant 10 000 fois plus lente dans l'eau que dans l'air (Torres-Alvarado et al., 2005a), la présence d'eau limite donc l'accès à l'oxygène et la respiration hétérotrophe est fortement limitée, résultant en une faible dégradation de la matière organique. D'autres réactions métaboliques de la dégradation de la matière organique se mettent en place dans les milieux saturés en eau, dont la méthanogénèse. On distingue la production de CH₄ (ce qui est produit par méthanogénèse), des émissions de CH₄ (ce qui est émis dans l'atmosphère après le transport et l'oxydation). Les prochaines sections détaillent les processus impliqués dans les émissions de CH₄ qui sont résumés dans la Figure 1.8

Méthanogénèse

La hauteur de la nappe d'eau détermine la disponibilité de l'oxygène. Dans la partie anoxique (anaérobie) des sols, des archées méthanogènes transforment en CH₄ la matière organique déjà dégradée par des bactéries. Il existe trois chemins de production principaux (Torres-Alvarado et al., 2005a; Nzotungicimpaye et al., 2021):

- méthanogénèse acétotrophe : $\text{CH}_3\text{COOH} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{CH}_4$

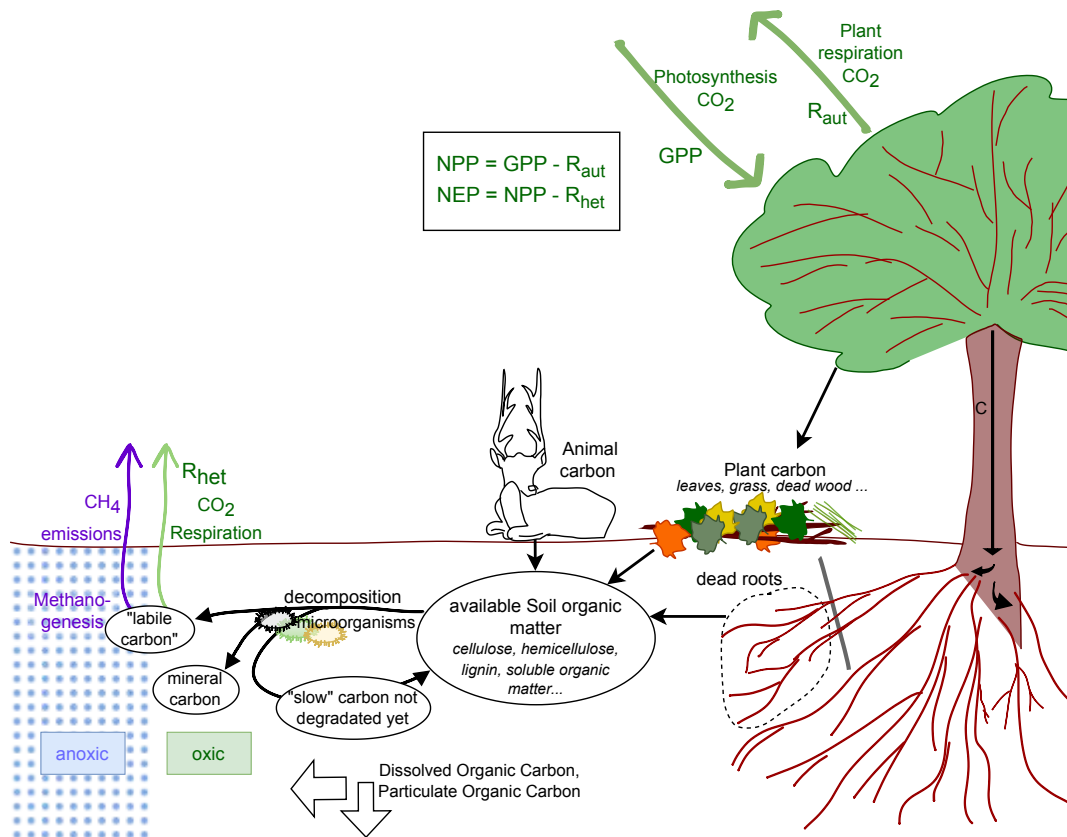


Figure 1.7: Vue simplifiée des échanges de carbone entre le sol, la biosphère et l’atmosphère.

- méthanogénèse hydrogénotrophe : $CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O$
- méthanogénèse métylotrophique : $4CH_3OH \rightarrow 3CH_4 + CO_2 + 2H_2O$
 $et\ 4CH_3NH_3 + 2H_2O \rightarrow 3CH_4 + CO_2 + 4NH_4^+$

La méthanogénèse a principalement lieu dans la partie supérieure (plusieurs dizaines de cm) de la couche anoxique, là où la matière organique facilement dégradable est la plus disponible (Nzotungicimpaye et al., 2021).

Des études montrent que la production de CH_4 peut également avoir lieu en aérobie, notamment par les plantes, dont la contribution globale n’est pas majoritaire mais incertaine (Keppler et al., 2009; Bridgham et al., 2013; Ge et al., 2024). Ce cas n’est actuellement pas pris en compte dans la plupart des modèles et ne sera pas développé dans la thèse.

Oxydation

Le CH_4 produit par les méthanogènes dans les sédiments et les sols peut être oxydé par d’autres micro-organismes, appelés méthanotrophes. Pour leur métabolisme, les méthanotrophes consomment le CH_4 qui remonte des zones de production en profondeur vers l’atmosphère et produisent principalement du CO_2 dans le cadre de leur respiration (Bridgham et al., 2013). La zone oxiq (aérobie) comporte la partie au-dessus de la nappe d’eau, voir une fine partie supérieure de la zone saturée proche de l’interface avec la zone oxiq, ainsi que les régions proches de la rhizosphère (racines) en raison de

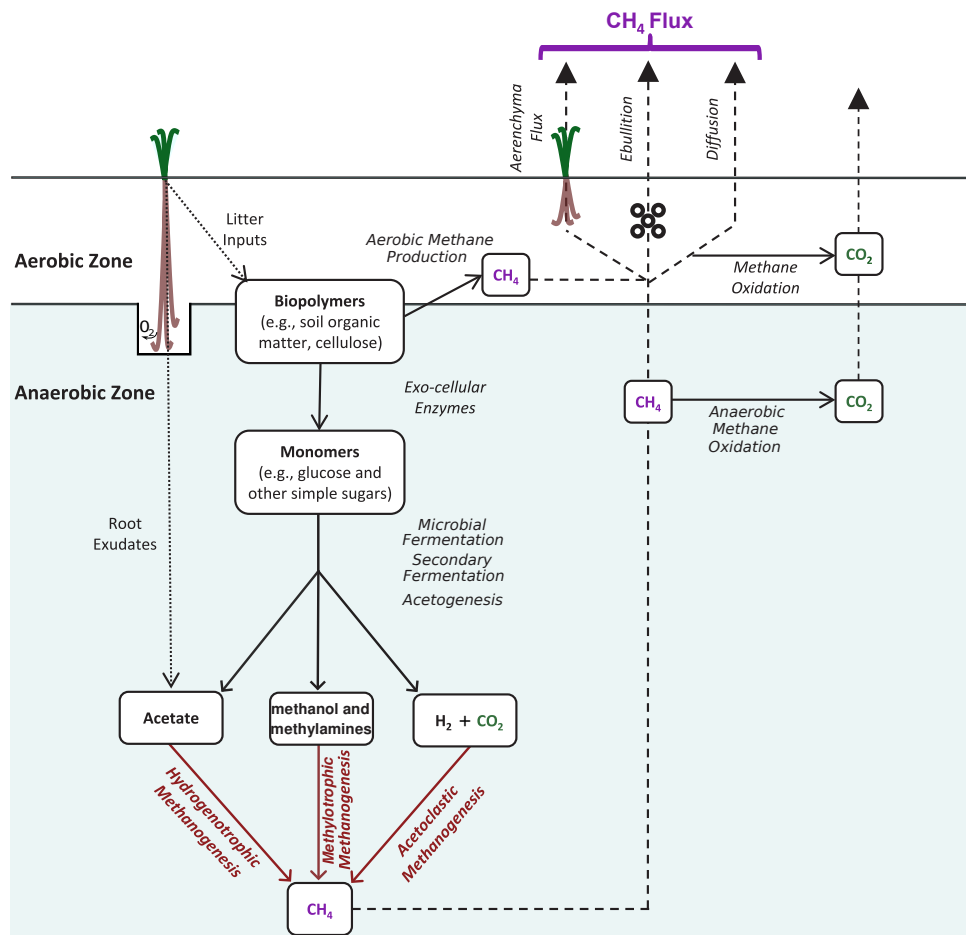


Figure 1.8: Vue schématique et simplifiée du cycle du méthane dans les écosystèmes des zones humides. Les réservoirs de carbone sont représentés dans des cases et les flèches pleines montrent la minéralisation progressive de ces réservoirs de carbone par les processus ou groupes microbiens identifiés. Les flèches rouges représentent les voies de méthanogénèse. Les lignes en pointillé illustrent les apports de carbone de la communauté végétale. Les lignes en tirets représentent le flux des produits finaux gazeux de ces processus (CH_4 et CO_2) vers l’atmosphère. Modifié de Bridgham et al. (2013).

leur acheminement d’oxygène. La méthanotrophie a lieu dans la zone oxygène par des micro-organismes oxydants et nitrifiants du CH_4 . La méthanotrophie peut avoir également lieu dans la zone anoxique où des archées méthanotrophes anaérobiques peuvent oxyder le CH_4 en relation syntrophique avec des bactéries sulfato- ou nitro-réductrices (Torres-Alvarado et al., 2005a; Bridgham et al., 2013).

Transport

Il existe trois voies de transport du CH_4 du sol à l’atmosphère : la diffusion, l’ébullition et le transport par les plantes. L’importance de chaque voie varie d’un écosystème à l’autre.

La diffusion est minoritaire dans le transport de CH_4 . En effet, la diffusion du CH_4 dans l’eau étant lente, la majeure partie du CH_4 transporté par diffusion est oxydée dans les parties oxygènes du sol avant même d’atteindre l’atmosphère (Bridgham et al., 2013; Ge et al., 2024).

Le CH_4 peut remonter à la surface en formant de petites bulles : c’est ce qu’on appelle l’ébullition. Ce transport a une grande variabilité spatio-temporelle, spatialement entre plusieurs écosystèmes et au sein d’un même écosystème (des flux très différents peuvent être mesurés à quelques mètres), temporellement à

l'échelle du jour ou de la saison (Bastviken et al., 2004). L'ébullition est la voie de transport prépondérante de certains systèmes aquatiques qui ne comportent pas de végétation comme les lacs, ou en début de saison de croissance de la végétation de certaines zones humides (Chanton et al., 1991). L'ébullition, et donc les émissions, diminuent avec la profondeur du lac (Bastviken et al., 2004).

Pour finir, les plantes à tissu aéré⁷ ou même certaines plantes ligneuses représentent une voie de transport importante du CH₄, en permettant de contourner les zones oxygènes où la méthanotrophie a lieu (Bridgham et al., 2013). La contribution du flux de CH₄ transmis par les plantes varie de 30 à 100% du CH₄ émis selon les zones humides (Bridgham et al., 2013).

Les paramètres biotiques/abiotiques

Différents paramètres influencent les émissions de CH₄ à chacune des étapes (production, oxydation, transport). Ces paramètres peuvent être abiotiques (température, hauteur de nappe, substrat disponible, type de sol, pH...) ou biotiques (type de plantes, leur densité, micro-organismes présents...) (Torres-Alvarado et al., 2005a; Bridgham et al., 2013; Ueyama et al., 2023). Par exemple, la végétation joue un rôle important à chacune de ces étapes : elle fournit de la matière organique, elle peut oxygéner le sol via ses racines, ce qui oxyde le CH₄, et elle sert de voie de transport pour le CH₄. De plus, de nombreux facteurs influençant les émissions de CH₄ interagissent entre eux. Par exemple, la température, la végétation et la hauteur de nappe affectent le substrat disponible, tandis que les conditions hydrologiques et chimiques du sol influencent la présence des micro-organismes.

Il est nécessaire d'observer à la fois les différents paramètres quantifiables dans ces écosystèmes, en parallèle des mesures de CH₄ pour analyser les processus de production et d'émission de CH₄.

Les mesures de flux de méthane

Les mesures de quantité de CH₄ — concentrations ou colonnes atmosphériques — sont essentielles pour le suivi du forçage radiatif et les modèles d'inversions atmosphériques utilisent également ces mesures afin d'optimiser les flux de CH₄ (voir approche descendante Section 1.2.2). Cependant, pour estimer les contributions de CH₄ des différents secteurs, et en particulier des zones humides, des mesures de flux sont nécessaires. Les mesures de flux sont moins précises que les mesures de concentrations, car elles reposent sur différentes hypothèses. Différentes techniques de mesure existent.

Chambres à flux : Les mesures de flux de CH₄ s'effectuaient historiquement grâce à des chambres à flux. Une chambre (boîte) est posée au sol et on mesure l'évolution de la concentration de CH₄ dans la chambre au cours du temps. Historiquement, des échantillons étaient prélevés, mais désormais les mesures peuvent être faites en direct par exemple grâce à des spectromètres chromatographiques en phase gazeuse équipés d'un détecteur à ionisation de flamme (GC-FID) mobiles. Ainsi, on peut remonter au flux par $F_{CH_4} \sim \frac{Chamber_{volume}}{Chamber_{surface}} \frac{\Delta[CH_4]}{\Delta t}$ (Oonk, 2010). Bien qu'il soit aujourd'hui possible d'automatiser la mise en place répétée de ces chambres, ces mesures sont la plupart du temps ponctuelles dans le temps. Ces mesures sont aussi très locales (surface de la chambre < 1 m²) et présentent le désavantage de modifier l'environnement par la pose de la chambre (modification du sol en posant le socle, la chambre peut aussi changer les conditions lors de la mesure en augmentant la température notamment ou l'humidité). La base de données Boreal-Arctic Wetland and Lake Methane Dataset (BAWLD-CH₄ ; Kuhn et al., 2021) compile des mesures de 189 études, résultant en un jeu de données de flux de CH₄ principalement mesurés par chambres dans un nombre conséquent de sites boréaux (dont 512 sites de zones humides).

⁷L'aérenchyme est le terme donné aux tissus végétaux contenant des espaces gazeux élargis dépassant les espaces intracellulaires habituels. Il se forme dans les racines et les pousses des espèces des zones humides et dans certaines espèces des zones sèches (Evans, 2004).

Tour à flux par eddy covariance : Une autre technique de mesure de flux in situ est la covariance des turbulences, *eddy covariance* en anglais. En mesurant les concentrations de CH₄ ainsi que des données météorologiques, en particulier le vent dans ses 3 dimensions, elle permet de calculer les flux verticaux de CH₄ grâce à des approximations mathématiques (Baldocchi et al., 1988; Burba, 2013). Ces mesures fournissent des mesures continues automatiques avec un échantillonnage temporel élevé (30 min), une modification minimale de l'écosystème, et sont représentatives d'une surface comparable à la taille d'un écosystème selon la hauteur de la tour et la taille du site (empreinte au sol d'une largeur de 100 m² à 10 000 m²) (Baldocchi et al., 2001; Kumar et al., 2017). Le déploiement de tours à flux s'est surtout développé dans les dix dernières années, mais leur répartition mondiale est très hétérogène avec une prépondérance en Europe et en Amérique du Nord (Delwiche et al., 2021). Des réseaux de mesure comme AmeriFlux (Baldocchi et al., 2001) ou EuroFlux (Valentini, 2003) rassemblent les données à l'échelle de continents, tandis qu'une base de données mondiale FLUXNET-CH₄ a récemment été créée (Delwiche et al., 2021), comportant 79 sites dans le monde : 42 zones humides d'eau douce, 6 zones humides saumâtres et salines, 7 écosystèmes ayant été drainés, 7 sites de rizières, 2 lacs et 15 hautes terres. Ces sites présentent cependant une distribution géographique inégale, avec la plupart des sites (64/79 ; 81%) situés en Amérique du Nord et Europe de l'Ouest (Figure 1.9).

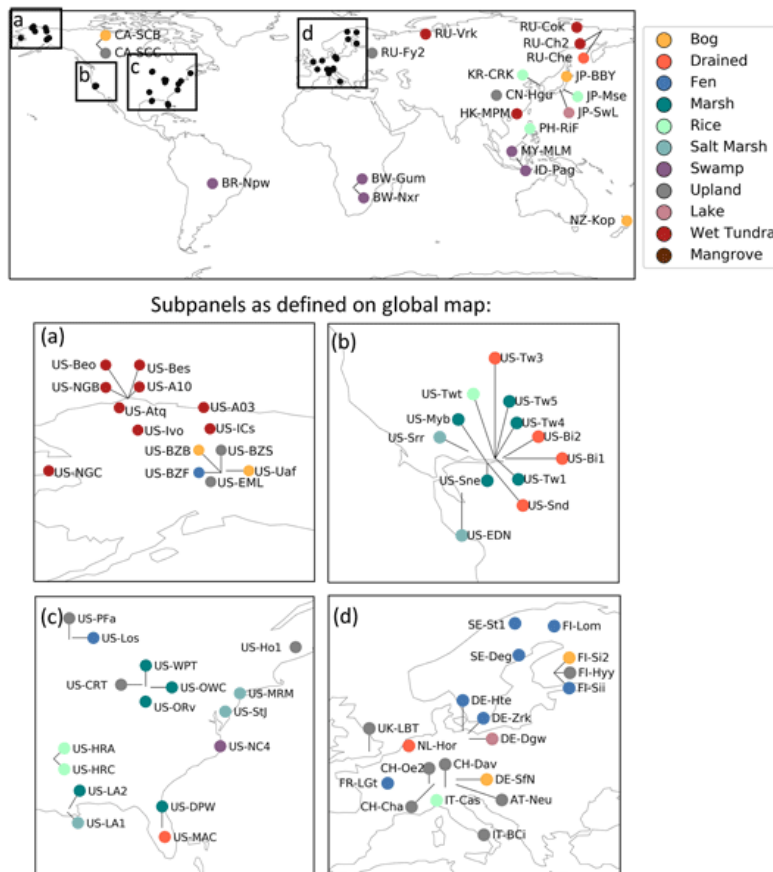


Figure 1.9: Carte globale des sites FLUXNET-CH₄ colorée par type de site. Les panneaux (a)-(d) montrent les sites qui étaient trop proches pour être distingués sur la carte globale. Figure de Delwiche et al., 2021.

Mesures de flux par eddy covariance à bord d'avions : Il est également possible de réaliser des campagnes à bord d'avions en utilisant l'eddy covariance (Burba, 2013). On peut ainsi remonter à des flux sur des régions plus grandes, de centaines à des milliers de km². Ces mesures sont néanmoins ponctuelles dans le temps.

1.4 Modéliser les émissions de méthane des zones humides

Les processus qui interviennent dans la formation et émission du CH₄ des systèmes aquatiques ont lieu à très petites échelles. Pour pouvoir fermer le bilan mondial du CH₄, il est pourtant nécessaire de modéliser ces émissions à des échelles globales. Il faut alors trouver des relations empiriques pour représenter au mieux ces émissions et leurs variations au cours du temps.

On peut représenter les émissions de CH₄ mondiales E_{CH₄} comme le produit d'une densité de flux de CH₄ F_{CH₄} (dépendante de paramètres locaux et temporels) multipliée par une surface émettrice S qui peut, elle aussi, varier au cours du temps:

$$E_{\text{CH}_4}(t) = \int^{\text{lat,lon}} F_{\text{CH}_4}(\text{lat,lon,t}) [\text{gCH}_4 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}] \times dS(\text{lat,lon,t}) [\text{m}^2] \quad (1.2)$$

Nous nous intéressons dans cette thèse plus spécifiquement aux émissions des zones humides. Il nous faut donc d'un côté estimer leurs surfaces (Section 1.4.1), et de l'autre leur densité de flux (Section 1.4.2). De plus, une modélisation orientée données (*data-driven*) basée sur des observations peut nous permettre d'apporter des éléments de réponses sur les variations de CH₄ du passé et nous affranchir de la dépendance à d'autres modèles (et leurs incertitudes).

1.4.1 La représentation des surfaces en eaux pour et dans les modèles d'émission de méthane

Différentes méthodes permettent de cartographier les surfaces en eau et les zones humides : 1) des compilations de données historiques indépendantes, 2) des simulations de modèles hydrologiques, et 3) des cartographies issues de la télédétection. Des combinaisons de plusieurs méthodes peuvent être utilisées, par exemple en compilant des cartes issues de modèles et d'observations satellites, ou encore en calibrant des modèles avec des observations satellitaires.

Les cartes inventaires statiques

La détermination de la répartition des zones humides a longtemps été réalisée à l'aide d'inventaires à l'échelle locale, régionale, nationale ou continentale.

Matthews et al. (1987) ont proposé la première carte mondiale des zones humides, à une résolution de 1°x1°. Il s'agit d'une compilation utilisant trois jeux de données indépendants sur la végétation, le sol et l'inondation. L'étendue mondiale des zones humides est estimée dans cette étude à 5.3 millions de km², majoritairement dans les zones polaires et boréales.

Aselmann et al. (1989) ont produit trois ans plus tard une autre carte à 2.5°x5° (lat-lon) en utilisant d'autres sources d'information, essentiellement des enquêtes et des monographies régionales sur les zones humides. La distribution estime un total de 5.7 Mkm² et comporte plus de zones humides dans les tropiques : ~2.25 Mkm² entre ±20° contre ~1.6 Mkm² pour Matthews et al. (1987).

D'autres compilations ont été réalisées depuis. En particulier, la Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) produite par Lehner et al. (2004). Elle comporte une distribution statique de 12 classes aquatiques (dont des zones humides et eaux libres) à une résolution de 30". Cette carte est calculée à partir de 17 jeux de données. Une nouvelle version, GLWD v2, comportant plus de classes et à une résolution de 15" a récemment été développée (Lehner et al., 2024a), dont la version delta peut être téléchargée sur <https://figshare.com/s/e40017f69f41f80d50df> et sera utilisée dans la suite de la thèse. Plus de détails seront donnés dans le Chapitre 3.

Les modèles hydrologiques

La présence de l'eau est le facteur déterminant de l'existence de zones humides. Des modèles hydrologiques se basent sur différents paramètres clés tels que la topographie, les caractéristiques de sol ou le climat pour quantifier spatialement et temporellement la présence d'eau. La modélisation peut ainsi être un moyen efficace d'obtenir une cartographie globale des zones humides, en particulier lorsque les modèles basés sur la physique peuvent refléter les mécanismes de formation des zones humides. L'un des principaux avantages des modèles est qu'ils permettent non seulement de retracer la distribution historique des zones humides, mais aussi de prévoir les changements futurs en fonction de différents scénarios socio-économiques ou climatiques.

Chaque modèle a ses particularités et privilégie souvent un seul processus de génération (Obled et al., 2004). On peut par exemple distinguer une classe de modèles basés sur l'humidité des sols et une connaissance fine de la topographie. Ce genre de modèle est nommé TOPographie based MODEL (TOPMODEL). Lorsque le sol arrive à saturation, un écoulement peut avoir lieu dans le sol parallèlement à la pente (Obled et al., 2004). Un autre exemple sont les modèles plus orientés vers les débordements de rivières. Le modèle CaMa-Flood (Catchment-based Macro-scale Floodplain) est l'un d'eux (Yamazaki et al., 2011). L'ensemble des réseaux fluviaux est divisé en bassins versants. Pour chaque bassin versant, grâce à une connaissance de la topographie des canaux et des plaines d'inondation, le modèle diagnostique la présence d'inondation en fonction de la quantité d'eau disponible.

Melton et al. (2013) ont montré que les calculs de l'étendue des zones humides varient considérablement entre les différents modèles hydrologiques contenus dans les modèles de surface continentale. En effet, l'étendue maximale annuelle des zones humides variait entre 7 et 27 Mkm² entre les différents modèles étudiés, ceux-ci présentant des cycles saisonniers très différents. Une des limites de la modélisation réside dans les simplifications de la réalité dues à la complexité de formation des zones humides (Hu et al., 2017a). De nombreux modèles de surface continentale s'appuient sur des modèles types TOPMODEL pour générer des zones humides. Les régions principalement plates (e.g., Pantanal) sont mal représentées par cette méthodologie basée sur la topographie (Parker et al., 2018). Pour que des zones humides commencent à se former dans ces modèles, il faut ainsi que la nappe phréatique soit très proche de la surface. De plus, l'alimentation par les rivières n'étant pas prise en compte, les approches type TOPMODEL ne sont pas capables de représenter les plaines d'inondation.

Une autre limitation importante est que ces modèles, représentant les processus naturels, ne prennent pas bien en compte l'interférence humaine (Hu et al., 2017a), il n'est donc pas recommandé d'utiliser ce type d'approches pour la cartographie thématique des zones humides mondiales.

Apports de la télédétection

La télédétection est particulièrement utile pour cartographier les zones humides lorsque leur isolement, leur immensité ou leur nature dynamique rendent les mesures sur le terrain peu pratiques. En particulier, les instruments satellitaires peuvent procurer des vues d'ensemble avec une résolution temporelle élevée, et sont donc efficaces pour cartographier les zones humides. Ces estimations se basent sur des observations visibles (380-780 nm) et proches infra-rouge (IR ; 0.7-2.5 µm), ou bien des observations micro-ondes actives ou passives (en particulier les bandes Ka, K, X, C et L). Les bandes utilisées sont représentées schématiquement Figure 1.10.

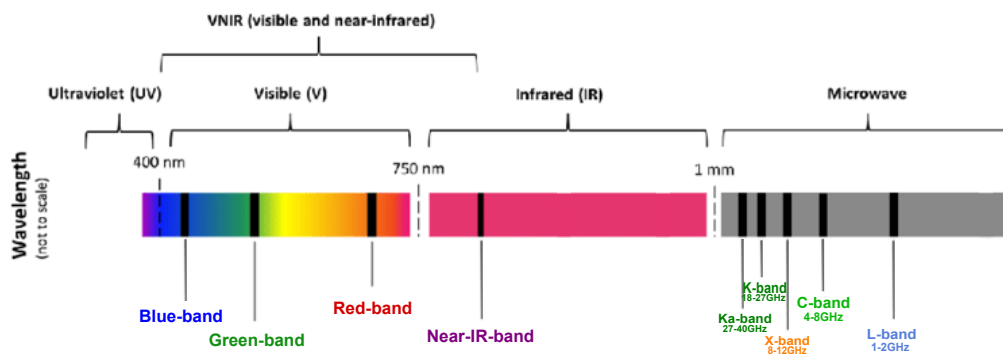


Figure 1.10: Spectre électromagnétique avec les bandes principalement utilisées pour la télédétection des eaux de surfaces dans le visible, proche IR, et dans le micro-onde. Modifié de [Pettorelli et al. \(2018\)](#).

Télédétection visible et proche infrarouge

Le spectre optique recouvre les domaines de l’infrarouge, le spectre visible, et de l’ultraviolet. La télédétection optique passive mesure la proportion de lumière réfléchi par la surface terrestre, appelée réflectance (Figure 1.12). Ces images dans le domaine visible et infrarouge proche sont utilisées pour cartographier les zones humides et les surfaces en eau. Les satellites du programme LANDSAT depuis 1972 et MODIS depuis 2000 fournissent désormais de longues séries temporelles, utiles pour le suivi et la détection de tendances. Leur avantage est la résolution spatiale (250-500 m pour MODIS et 30-80 m pour LANDSAT). La répétabilité temporelle est journalière pour MODIS et bi-mensuelle pour LANDSAT ([Markham et al., 2018](#); [NASA, 2024](#)). Plus récemment, Sentinel-2A et 2B fournissent de nouvelles données dans le visible avec une résolution de 10 ou 20 m et un temps de revisite de 5 jours depuis 2017 ([ESA, 2013](#)). Les bandes spectrales de ces séries de satellites sont présentés Figure 1.11.

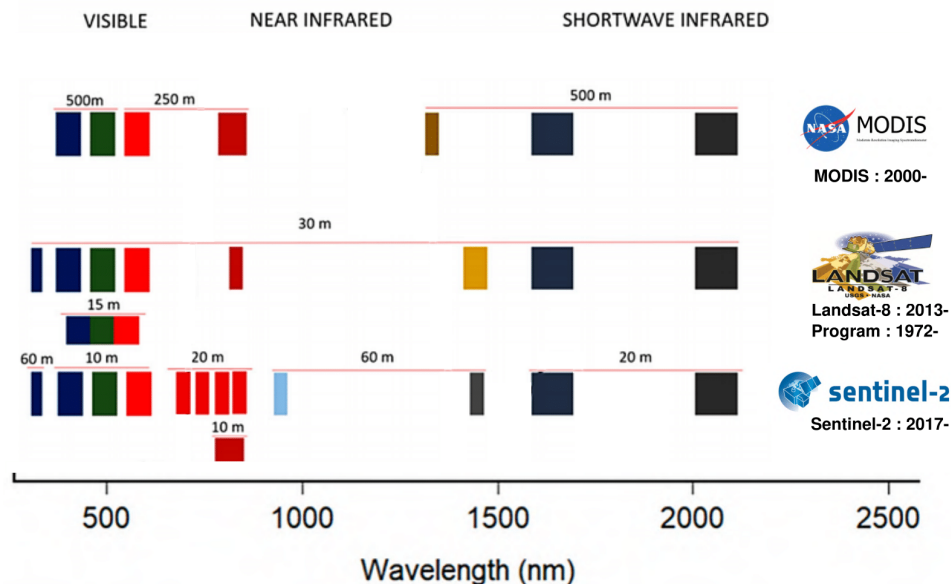


Figure 1.11: Caractéristiques des principaux instruments utilisés pour la télédétection des surfaces en eau dans le visible et proche IR : MODIS, programme Landsat (ici exemple de Landsat-8), et Sentinel-2. Adapté de [Segarra et al. \(2020\)](#).

La télédétection visible et proche IR présente plusieurs limitations. Tout d’abord, les signaux optiques ne sont observables que de jour, lorsque la Terre réfléchit les rayons du soleil (Figure 1.12). De plus, les signaux optiques ne pénètrent ni les nuages ni la végétation ; la télédétection des surfaces en eau

issue d'observations visibles et proche IR est ainsi particulièrement entravée dans les régions tropicales (e.g., le Congo et l'Amazonie), où les nuages sont fréquents et la végétation importante.

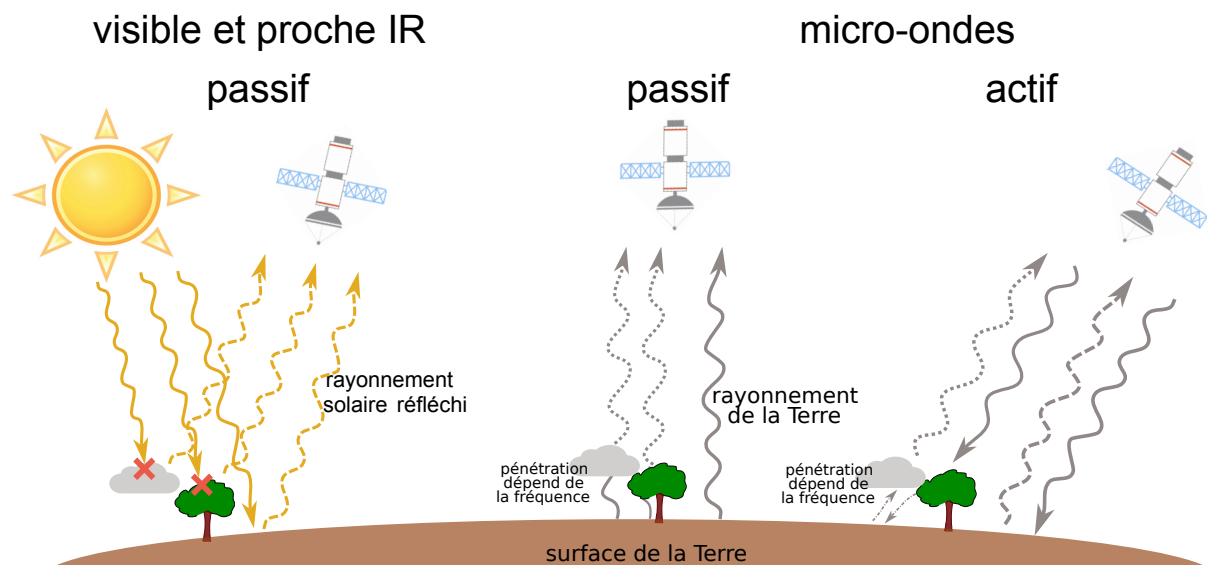


Figure 1.12: Vue simpliste des trois techniques de télédétection utilisées pour la cartographie des surfaces en eau : les signaux visibles en proches IR (passif), ainsi que les micro-ondes (actives ou passives).

NB : ce schéma n'est pas exhaustif, notamment les systèmes actifs où l'instrument émetteur et l'instrument récepteur ne sont pas sur le même satellite (comme la constellation CYGNSS) ne sont pas représentés.

Pour ces raisons, les cartes dynamiques de zones humides dérivées de télédétection optique sont souvent locales, ou régionales, là où la couverture nuageuse et surtout la végétation sont peu denses. A l'échelle globale, le produit Global Surface Water (GSW) de [Pekel et al. \(2016\)](#), basé sur 3 millions d'images Landsat, est une référence. Ce jeu de données n'est pas à proprement parler dynamique, mais il fournit des informations sur l'occurrence, la récurrence, la saisonnalité (pour 2021) et la transition (entre les premières et dernières années) des eaux de surfaces sur 38 ans (1984–2021). L'erreur sur la détection des eaux permanentes serait faible (1-2%) tandis que les omissions des surfaces en eaux saisonnières seraient de l'ordre de 25% ([Pekel et al., 2016](#)).

Télédétection micro-ondes

Les observations micro-ondes peuvent être passives ou actives (Figure 1.12). Dans le cas d'observations passives, un radiomètre micro-onde mesure une température de brillance qui correspond à la température d'un corps noir délivrant la même luminance que la surface étudiée. En négligeant la contribution atmosphérique, cette température de brillance est reliée à l'émissivité ϵ (varie de 0 à 1) et la température physique T par $T_b = \epsilon T$. Dans le cas d'observations actives, un signal électromagnétique est envoyé vers la Terre par un radar, et le signal rétro-diffusé est ensuite mesuré pour calculer le coefficient de rétrodiffusion σ ([Ulaby et al., 2014](#)). Ce signal contient différentes informations, comme l'amplitude de σ , la phase de l'onde rétrodiffusée, et le délai comparé à l'onde émise. Différents types de radars micro-ondes existent, comme les diffusiomètres (mesurent principalement l'amplitude de σ), les altimètres (mesurent l'altitude grâce au délai), ou les radars à synthèse d'ouverture (SAR) qui permettent une résolution plus fine.

Contrairement aux signaux dans le visible, les signaux micro-ondes peuvent être observés jour et nuit (les signaux sont émis passivement par la Terre, ou activement par des instruments), pénètrent les nuages, et partiellement la végétation. Ces caractéristiques sont nécessaires pour cartographier de manière dynamique les surfaces en eau où la couverture de végétation est importante (e.g., les *swamps* tropicaux).

Plusieurs bandes de fréquences peuvent être utilisées comme les bandes Ka, K, X, C et L (Figure 1.10). Selon la bande micro-onde utilisée, le signal électromagnétique a des propriétés physiques différentes, comme la pénétration à travers la végétation, ou la profondeur de pénétration dans le sol (Ulaby et al., 2014, pp. 577–578). Une fréquence plus élevée (longueur d’onde plus faible) réduit la pénétration des signaux micro-ondes ; la bande L pénètre ainsi mieux la végétation que les bandes Ka, K, X, C (Figure 1.10), et pénètre également les sols plus profondément.

La Figure 1.13.a montre différents radiomètres micro-ondes satellitaires (passifs). Le Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) a été le premier en 1978 ; il mesurait les températures de brillance à cinq fréquences entre 6.63 et 37.0 GHz. Les instruments des séries SSM/I et SSMIS fournissent sans interruption des données depuis 1987 à des fréquences entre 19.35 et 85.5 GHz. Depuis, d’autres instruments ont été lancés comme AMSR-E et AMSR2 qui travaillent dans des bandes similaires (6.9-89 GHz), où SMOS et SMAP en bande L. SSM/I et SSMIS ont été utilisés pour la télédétection des surfaces en eau, car celles-ci entraînent une diminution des températures de brillance de manière plus importante en polarisation horizontale qu’en polarisation verticale (Prigent et al., 2001). Le temps de revisite de ces instruments est satisfaisant (journalier), mais la résolution est assez grossière, allant de quelques km à plusieurs dizaines de km en fonction des instruments et des fréquences. Bien que ces fréquences puissent partiellement traverser la végétation, il faut néanmoins corriger l’atténuation par la végétation pour estimer les surfaces en eau, ce qui peut être fait par exemple en combinant les micro-ondes passives avec d’autres types d’observations (voir plus tard Section 1.4.1). Les instruments SMOS et SMAP, en bande L, ont des résolutions spatiales plus grossières (35-50 km) et sont généralement utilisés pour mesurer l’humidité des sols puisque la bande L permet une pénétration plus profonde des sols que les bandes à plus hautes fréquences.

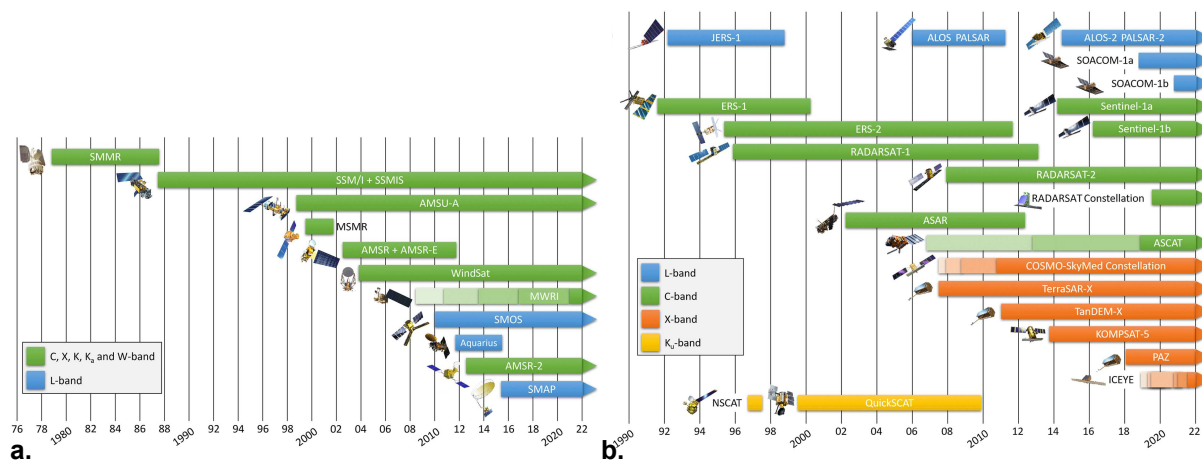


Figure 1.13: **a.** Liste des instruments micro-ondes radiomètres (passifs) à orbites quasi polaires héliosynchrones et **b.** sélection de missions radar (actifs) couvrant la bande L (1-2 GHz), la bande C (4-8 GHz), la bande X (8-12 GHz) et la bande Ku (12-18 GHz). De Mavrovic et al. (2023).

L’eau peut aussi être détectée en utilisant des données micro-ondes actives mesurées avec des radars à synthèse d’ouverture (*Synthetic Aperture Radar SAR*) (Figure 1.13.b). Une faible rétro-diffusion est observée au-dessus des surfaces d’eau libres, alors qu’une forte rétrodiffusion est observée au-dessus de végétation inondée (Richards et al., 1987). Les capteurs SAR permettent une résolution spatiale jusqu’à 1 m (Shen et al., 2019), mais la résolution temporelle était assez faible avant le lancement de Sentinel-1 A et B en 2014 et 2016 qui ont permis un temps de revisite de 6 jours (ESA, 2012). Cependant, les signatures des paramètres géophysiques varient selon les environnements et les angles d’incidence (Musa et al., 2015), rendant les cartographies à l’échelle mondiale complexes. A l’heure actuelle, la cartographie des zones humides reposant sur du SAR est uniquement disponible aux échelles locales ou régionales.

Une autre technique d’observation active, la réflectométrie Global Navigation Satellite Systems (GNSS-R), capte les réflexions des signaux GNSS en bande-L émis par les systèmes de navigation (e.g., les systèmes GPS ; *Global Positioning System*). L’avantage est que des signaux en bande L pénètrent mieux la végétation que ceux à des fréquences micro-ondes plus hautes. Cyclone Global Navigation Satellite System (CYGNSS) est une constellation de satellites GNSS-R lancée en Décembre 2016 qui procure des observations journalières entre $\tilde{38}^{\circ}\text{S}$ et $\tilde{38}^{\circ}\text{N}$. Des cartes des surfaces en eau ont pu être calculées grâce à ces données (Zeiger et al., 2023; Pu et al., 2024). Cependant, la série temporelle est limitée et la couverture n’est pas globale (seulement la bande inter-tropicale $\sim\pm 38^{\circ}$).

GIEMS-2, un produit d’inondation dynamique sur 30 ans

Prigent et al. (2001; 2007; 2020) ont combiné à la fois des données de micro-ondes passives, de micro-ondes actives, et de produits visible/proche IR pour produire le Global Inundation Extent from Multiple Satellites (GIEMS). Plusieurs versions de GIEMS se sont succédées, fournissant la fraction en eau depuis 1992⁸ à une échelle mensuelle et 0.25° de résolution spatiale. La dernière version, GIEMS-2 (Prigent et al., 2020), est disponible jusqu’à 2020.

GIEMS-2 se base principalement sur les données micro-ondes passives des instruments des séries SSM/I et SSMIS. Les instruments SSM/I comportent 4 fréquences d’observations (19.35, 22.235, 37.0 et 85.5 GHz) en polarisation V et H sauf pour 22.235 GHz qui est uniquement observé en polarisation V (Tableau 1.4). Les instruments SSMIS comportent plus de fréquences d’observation qui incluent celles de SSM/I.

| Bande | Polarisation | Résolution spatiale (empreinte à 3-dB) |
|----------------|--------------|--|
| 19.35 GHz (K) | V,H | 69 km x 43 km |
| 22.235 GHz (K) | V | 50 km x 40 km |
| 37.0 GHz (Ka) | V,H | 37 km x 28 km |
| 85.5 GHz (E) | V,H | 15 km x 13 km |

Tableau 1.4: Fréquences d’observations communes des instruments SSM/I et SSMIS (<https://remss.com/missions/ssmi/>, accès le 13/06/2024).

La méthode de production de GIEMS-2, détaillée dans Prigent et al., 2020, présente trois étapes. Un aperçu de la méthode est représenté Figure 1.14 et détaillée ci-dessous.

La première étape est le calcul des émissivités micro-ondes à 19 et 37 GHz pour les deux polarisations H et V. Tout d’abord, les zones très nuageuses sont filtrées des données SSM/I et SSMIS en utilisant le canal 85 GHz de SSM/I et SSMIS qui contient de l’information sur la présence de nuages convectifs. Ensuite, des réseaux de neurones sont utilisés pour calculer les émissivités mensuelles à 19 et 37 GHz (H et V) en prenant en entrée les mesures de température de brillance aux différentes fréquences communes de SSM/I et SSMIS, et des informations météorologiques sur la température de surface et la vapeur d’eau issues de réanalyses de l’ECMWF (ERA-5). Les émissivités mensuelles à 19 et 37 GHz (H et V) obtenues sont ensuite projetées sur une grille à surface égale (*equal area*) de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ à l’équateur.

La seconde étape consiste à déterminer les pixels qui contiennent des eaux de surface. A cette étape, un filtre de neige utilisant des données de neige de l’ECMWF (ERA-5) est alors appliqué car les données micro-ondes sont très sensibles à la présence de neige, et cette contamination empêche le calcul des eaux de surface. Les observations micro-ondes sont aussi sensibles à la présence de végétation dont l’effet doit être corrigé. Pour cela, deux sources de données sont utilisées : des observations micro-ondes

⁸Les données SSM/I sont disponibles depuis 1987, mais des problèmes techniques sur les premiers instruments (pas d’acquisition des données à 85 GHz pour le premier, orbite pour le deuxième) ne permettent de calculer les eaux de surfaces qu’à partir de 1992.

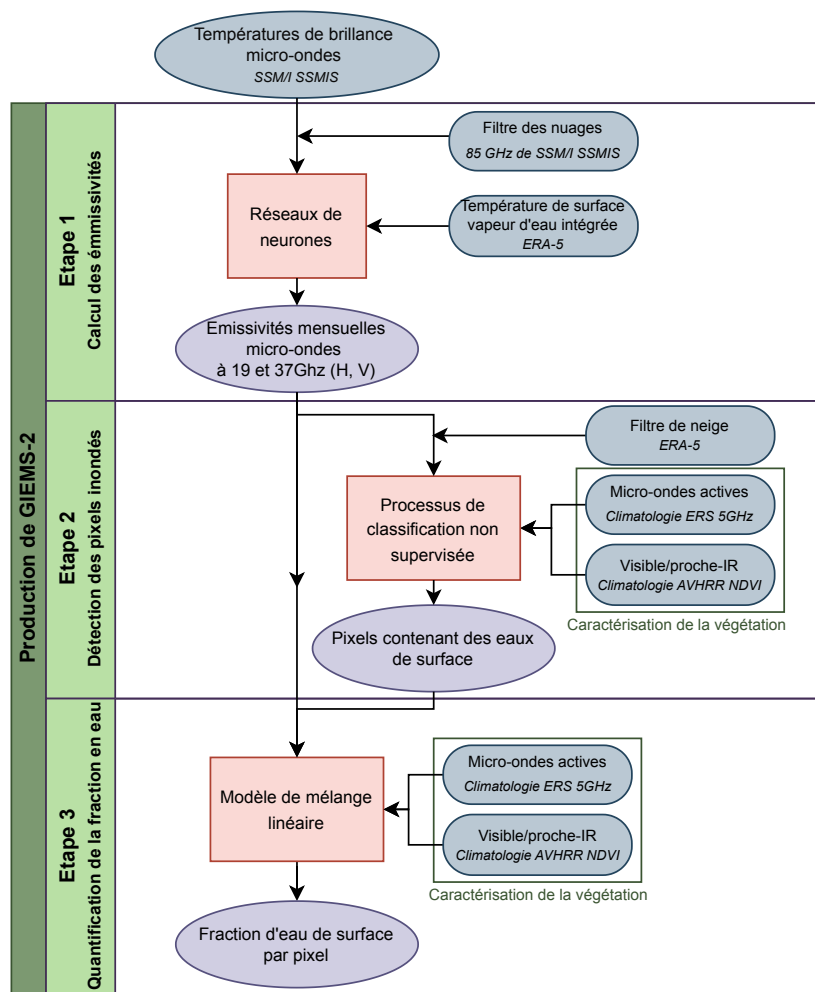


Figure 1.14: Aperçu de la méthodologie de GIEMS-2, adapté de Prigent et al. (2020).

actives du diffusiomètre Earth Remote-Sensing Satellite (ERS) à 5 GHz, ainsi que le produit Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) du Advanced Very-High-Resolution Radiometer (AVHRR). Ces deux informations sont complémentaires, et sont utilisées sous forme de climatologies (saisonnalité de 12 mois). Une classification non supervisée sur les émissivités en utilisant ces informations sur la végétation permet d'identifier les pixels qui contiennent des eaux de surfaces (sans en calculer les surfaces, ce qui est fait à l'étape 3).

Pour finir, la troisième et dernière étape permet l'estimation de la fraction de surface en eau par pixel. Pour ce faire, un modèle de mélange linéaire permet de calculer la fraction d'eau sur les pixels déterminés à l'étape 2 en corrigeant l'effet de la végétation sur les émissivités à 19 et 37 GHz (H et V). Cette correction utilise les mêmes deux sources d'information sur la végétation que l'étape 2 (micro-ondes actives à 5 GHz et NDVI).

Aussi, les plus grands lacs sont soustraits dans GIEMS-2 et les côtes sont filtrées. En effet, le long des côtes, la présence des océans dans un pixel contamine la détection des surfaces terrestres en eau dans ce pixel, mais la présence d'océan dans des pixels voisins peut aussi contaminer un pixel donné. Il faut mentionner que GIEMS détecte les zones inondées, mais aussi les zones très saturées en eau (Prigent et al., 2020) car les micro-ondes sont sensibles à la couche supérieure du sol (la pénétration dépendant de la longueur d'onde et des propriétés du sol comme vu précédemment Section 1.4.1).

GIEMS a été évalué et comparé à d'autres données dans de nombreuses études (e.g., Papa et al.,

2006; Prigent et al., 2007; Papa et al., 2008; 2010; Pham-Duc et al., 2017; Prigent et al., 2020). Les avantages de GIEMS sont sa couverture mondiale et ses longues séries temporelles (~30 ans). Il avait été estimé pour la première version de GIEMS que les faibles surfaces en eau (de moins de 10%) peuvent être manquées (Prigent et al., 2007). Une limitation de GIEMS est sa résolution spatiale assez grossière ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) due à la résolution des données micro-ondes passives utilisées. Cependant, la résolution de GIEMS est adaptée pour les modèles de surface continentale qui sont exécutés en majeure partie à des résolutions de l'ordre du demi degré pour des simulations longues à l'échelle planétaire.

Le produit Surface Water Microwave Product Series (SWAMPS) est basé sur des données semblables à GIEMS (Schroeder et al., 2015; Jensen et al., 2019), et fournit également une estimation mensuelle des fractions d'eau de surface depuis 1992 à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Néanmoins, la méthode utilisée n'est pas la même puisqu'elle ne repose pas sur le calcul des émissivités de SSM/I et SSMIS comme dans GIEMS-2, mais sur le Microwave Polarization Difference Index (MPDI) de SSM/I et SSMIS à 19 GHz défini comme $MPDI = (T_{b(V)} - T_{b(H)}) / (0.5(T_{b(V)} + T_{b(H)}))$. De plus, les données utilisées pour la végétation sont aussi différentes dans le cas de SWAMPS, où plusieurs diffusiomètres sont utilisés pour les données micro-ondes actives (ERS, QSCAT et ASCAT), ainsi que des données sur la couverture végétale/terrestre de MODIS et de réanalyses. Il a été montré que SWAMPS est sujet à plusieurs problèmes, dont la contamination des zones côtières et des déserts (Pham-Duc et al., 2017). Une comparaison des surfaces de GIEMS-2 et SWAMPS pourra être trouvée dans le Chapitre 2.

Vers une cartographie dynamique spécifique des zones humides

La détection des eaux de surfaces ne permet pas directement la détection des zones humides. En effet, les surfaces en eau comportent des zones humides inondées/saturées, mais aussi des eaux libres (lacs, rivières, réservoirs...) qui ne sont pas des zones humides, ainsi que les rizières inondées/saturées et ne comportent pas les zones humides dont la hauteur de nappe est en dessous de la surface, comme cela peut être le cas dans les tourbières (*bogs* et *fens*, c.f. Tableau 1.3). Ainsi, pour cartographier les zones humides, il faut croiser plusieurs sources d'information, notamment sur les eaux libres, les rizières et les tourbières. Ces cartes peuvent aussi reposer sur des inventaires ou de la télédétection visible proche-IR et micro-ondes. Le produit Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M) (Zhang et al., 2021c) est à ce jour le seul jeu de données dynamique représentant les zones humides à l'échelle mondiale. Il est basé sur SWAMPS pour sa dynamique, et utilise également des cartes statiques des zones humides et autres surfaces inondées. Ce jeu de données comporte malheureusement des problèmes inhérents à SWAMPS (contamination des côtes, des déserts, de la neige, ainsi que des changements brusques et incohérents dans les séries temporelles). Par conséquent, nous manquons de cartes dynamiques cohérentes des zones humides.

Il est donc important de trouver une alternative 1) à WAD2M qui présente des erreurs de contamination de variabilité temporelle et 2) aux modèles hydrologiques qui ne représentent pas bien tous les processus de création des zones humides et de répondre à la question suivante :



Peut-on mieux représenter les surfaces émettrices de méthane et leurs dynamiques à partir de GIEMS-2 ? Quel est l'apport d'un tel produit par rapport aux approches existantes pour modéliser les émissions de méthane des zones humides ?

Le développement de nouvelles cartes dynamiques des surfaces en eaux distinguant les zones humides a fait l'objet d'une partie de ma thèse, Chapitre 3.

1.4.2 La modélisation des flux de méthane des zones humides

Nous avons décomposé auparavant les émissions de CH₄ mondiales (Eq. 1.2) en un produit d'une densité de flux par une surface :

$$E_{\text{CH}_4}(t) = \int^{\text{lat,lon}} F_{\text{CH}_4}(\text{lat,lon,t}) [\text{gCH}_4 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}] \times dS(\text{lat,lon,t}) [\text{m}^2] \quad (1.2)$$

Une fois les cartes des surfaces émettrices de CH₄ établies, il faut également estimer les flux émis par ces différentes surfaces. La production de CH₄ dépend de la quantité de substrat disponible, des micro-organismes présents et des conditions physico-chimiques (température, hydrologie, potentiel redox, ...). Certains de ces paramètres peuvent varier à petite échelle, c'est le cas de la hauteur de nappe qui peut varier avec la micro-topographie au sein de la même zone humide. Une fois émis, l'oxydation et le transport du CH₄ dépendent aussi de paramètres locaux physico-chimiques et de la végétation. Nous pouvons résumer les processus abordés précédemment Section 1.3.3 par :

$$F_{\text{CH}_4}(\text{lat,lon,t}) = [\text{Production}(\text{température, substrat disponible, humidité, végétation, ...}) \\ - \text{Oxydation}(\text{humidité, végétation, ...}) \\ \times \text{Transport}(\text{hauteur de nappe, végétation, ...})] \quad (1.3)$$

Ainsi, en fonction des échelles temporelles et spatiales considérées, des variables prédictives doivent être sélectionnées pour modéliser cette densité de flux de CH₄. La variabilité saisonnière des flux de CH₄ dans les zones humides d'eau douce devrait être déterminée par les changements de température, d'humidité du sol (ou la nappe phréatique) et de la disponibilité récente de substrats carbonés, qui influencent les taux de production et de consommation de CH₄ (Bridgham et al., 2013; Dean et al., 2018; Delwiche et al., 2021).

Variables prédictives des émissions de méthane in situ

Les observations in situ montrent que la température affecte fortement le flux de CH₄ (Yvon-Durocher et al., 2014; Sturtevant et al., 2016; Peltola et al., 2019; Knox et al., 2021; Kuhn et al., 2021). Le flux de CH₄ est également déterminé par l'humidité du sol (ou hauteur de nappe) (Sturtevant et al., 2016; Evans et al., 2021; Knox et al., 2021) mais cependant, cette dépendance n'est pas vérifiée par toutes les études in situ (Peltola et al., 2019; Delwiche et al., 2021). La disponibilité du substrat influe sur le potentiel de production de CH₄ et est liée à la GPP, car la photosynthèse alimente la méthanogenèse (Sturtevant et al., 2016; Knox et al., 2021; Kuhn et al., 2021).

L'importance relative de ces relations varie selon le type d'écosystème et en particulier les types de plantes et l'aire biogéographique (biome). Les zones tempérées et boréales présentent un cycle saisonnier suivant la température, et la GPP, tandis que les variations des flux des sites tropicaux ne sont pas autant déterminés par ces variables (Delwiche et al., 2021). Kuhn et al. (2021), en étudiant les flux de leurs base de données BAWLD comprenant 512 sites boréaux de zones humides, ont par exemple trouvé une relation forte entre la présence de graminoides émergentes et les flux de CH₄ ainsi que des différences significatives entre les classes de zones humides : les flux médians étaient les plus élevés dans les *marshes*, *tundra*, et *fens*, plus faibles dans les *bogs* et particulièrement faibles dans les *permafrost bogs* (Figure 1.15).

L'échelle temporelle influe également sur les variables prédictives des flux de CH₄. Knox et al. (2021) ont réalisé une étude multi-sites sur les relations entre les flux de CH₄ et différentes variables à différentes échelles de temps (Figure 1.16). Aux échelles de temps les plus courtes (cycle diurne), le flux de chaleur latente est le prédicteur principal, suivi du déficit de pression de vapeur et de la GPP/NEE.

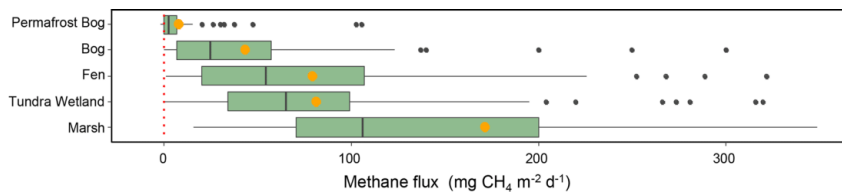


Figure 1.15: Relation entre les flux de méthane et les classes d’occupation des sols BAWLD. Les points orange représentent les valeurs moyennes arithmétiques des flux, et les lignes noires représentent les valeurs médianes des flux. Les boîtes représentent les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles. Figure adaptée de (Kuhn et al., 2021).

La température joue un rôle dominant aux échelles journalières, pluri-journalières et saisonnières, suivie par la hauteur de nappe. Cependant, ces résultats varient aussi en fonction des sites. Par exemple la profondeur de la nappe phréatique est le prédicteur dominant pour les zones humides présentant de faibles variations de température (e.g., les zones humides tropicales). On observe également de l’avance plus ou moins grande (parfois retard) de ces prédicteurs par rapport aux flux.

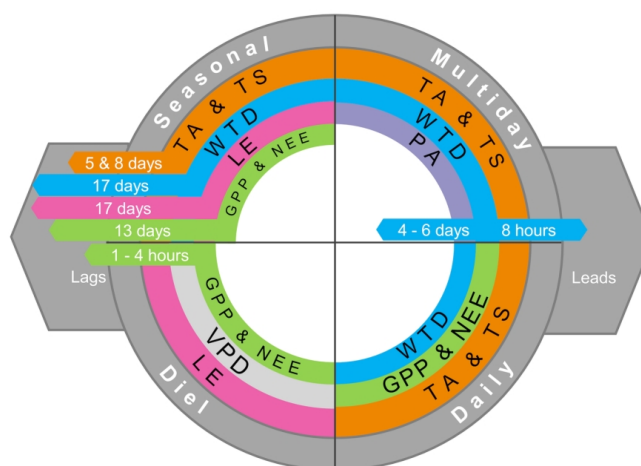


Figure 1.16: Figure de Knox et al. (2021) : Variables prédictives dominantes du flux de CH₄ sur tous les sites à différentes échelles de temps (diurne, journalier, pluri-journalier et saisonnier). Les variables sont classées par ordre d’importance, de la plus dominante (anneau extérieur) à la moins dominante (anneau intérieur). Les flèches indiquent les avances (flèche droite) et les retards (flèche gauche) significatifs du prédicteur correspondant de même couleur. Les variables prédictives sont la température de l’air et du sol (TA, TS), la profondeur de la nappe phréatique (WTD), le flux turbulent de chaleur latente (LE), la productivité primaire brute (GPP), l’échange net d’écosystèmes (NEE), la pression atmosphérique (PA) et le déficit de pression de vapeur (VPD).

Modèles de surface continentale

Les modèles de surface continentale (*Land Surface Models* ; LSMs) représentent les bilans d’énergie et d’eau, ainsi que certains cycles biogéochimiques (végétation, cycle du carbone...). Ce sont des modèles physiques complexes dont certains prennent en compte de plus en plus de processus tels que la dynamique de l’humidité du sol, le fonctionnement des stomates, l’hétérogénéité de la surface terrestre, les processus hydrologiques de surface, les distributions dynamiques de la végétation, les feux, les environnements urbains, le cycle de l’azote ou du phosphore, ou encore l’hydraulique des plantes (Fisher et al., 2020).

Certains de ces modèles de surface continentale modélisent les émissions de CH₄ des zones humides. Les processus pris en compte et leur mises en équations ainsi que les variables modélisées varient d’un LSM à l’autre. Wania et al. (2013) et Melton et al. (2013) ont comparé dans le projet WETCHIMP

différents modèles de surface continentale, en regardant à la fois la modélisation des processus (voir Tableau 1.5), ainsi que leurs estimations.

| Model | CH ₄ production (P) | CH ₄ oxidation (O) | Atmospheric CH ₄ oxidation (O_{atm}) | Net CH ₄ flux (F) |
|-------------------|--|--|--|--|
| CLM4Me | $P = R_{het} r_{CH_4:C} f_{pH} f_{pE} Q_{10}$ | $O = O_{max} f_{[O_2]} f_{[CH_4]} f_{\Theta} Q_{10}$ | $O_{atm} = R_{0,max} f_{[O_2]} f_{atm}[CH_4] f_{[CH_4]} f_{\Theta} Q_{10}$ | $F = (P - O) f_{transport} - O_{atm}$ |
| DLEM | $P = P_{max} C_{labile} f_T f_{pH} f_{\Theta}$ | $O_{trans} = O_{trans,max} f_{planttrans} f_T$ $O_{soil} = O_{soil,max} f_{[CH_4]} f_{r_{soil}} f_{pH} f_{oxid,\Theta}$ | $O_{atm} = O_{atm,max} f_{atm}[CH_4] f_{T_{air}} f_{pH} f_{oxid,\Theta}$ | $F = (P - O_{trans} - O_{soil}) f_{transport} - O_{atm}$ |
| IAP-RAS | $P = f_T$ | - | - | $F = P f_{\Theta} Q_{10}$ |
| LPJ-Bern peat | $P = R_{het} r_{CH_4:C} f_{root} f_{WTP}$ | $O = f_{[O_2]} f_{[CH_4]} r_{O_2}$ | - | $F = (P - O) f_{transport}$ |
| LPJ-Bern wetlands | $P = R_{het} r_{CH_4:C}$ | - | - | $F = P$ |
| LPJ-Bern rice | $P = R_{het} r_{CH_4:C}$ | - | - | $F = P$ |
| LPJ-Bern wetsoils | $P = R_{het} r_{CH_4:C} f_{\Theta}$ | - | $O_{atm} = f_{atm}[CH_4] f_T f_{\Theta} f_{soil}$ | $F = P - O_{atm}$ |
| LPJ-WHyMe | $P = R_{het} r_{CH_4:C} f_{root} f_{WTP}$ | $O = f_{[O_2]} f_{[CH_4]} r_{O_2}$ | - | $F = (P - O) f_{transport}$ |
| LPJ-WSL | $P = R_{het} r_{CH_4:C} f_{ecosys}$ | - | - | $F = P$ |
| ORCHIDEE | $P = R_0 C_{labile} f_{WTP} f_T Q_{10}$ | $O = f_{WTP} f_{[CH_4]} Q_{10}$ | - | $F = (P - O) f_{transport}$ |
| SDGVM | $P = R_{het} r_{CH_4:C} f_{WTP} f_T Q_{10}$ | $O = 0.9P$ | - | $F = P - O$ |
| UW-VIC | $P = R_0 f_{NPP} f_{root} f_T Q_{10}$ | $O = f_{[CH_4]} Q_{10}$ | - | $F = (P - O) f_{transport}$ |

| Variable name | Description |
|------------------|---|
| C_{labile} | labile carbon pool |
| O_{air} | soil oxidation of atmospheric CH ₄ , i.e. CH ₄ uptake |
| $O_{air,max}$ | maximum soil oxidation of atmospheric CH ₄ rate |
| O_{soil} | oxidation in the soil pore water |
| $O_{soil,max}$ | maximum oxidation rate in the soil pore water |
| O_{trans} | oxidation associated with transport through plants |
| $O_{trans,max}$ | maximum oxidation associated with transport through plants |
| O_{max} | maximum oxidation rate |
| P_{max} | maximum CH ₄ production |
| Q_{10} | factor describing dependence on temperature |
| R_{het} | heterotrophic respiration |
| R_0 | CH ₄ production rate |
| $f_{[CH_4]}$ | function of pore water CH ₄ concentration |
| $f_{atm}[CH_4]$ | function of atmospheric CH ₄ concentration |
| f_{ecosys} | function of ecosystem type |
| $f_{C_{PP}}$ | function of the ratio of monthly to annual net primary production (NPP) |
| $f_{[O_2]}$ | function of pore water O ₂ concentration, determined by rate of O ₂ diffusion through soil water and aerenchyma |
| f_{pE} | function of alternative electron acceptors |
| f_{pH} | function of pH value |
| $f_{planttrans}$ | function of plant-mediated CH ₄ transport |
| f_{root} | function of vertical root distribution |
| f_{soil} | function of soil type |
| f_T | function of temperature |
| f_{Θ} | function of soil moisture |
| $f_{transport}$ | function of CH ₄ transport |
| f_{WTP} | function of water table position |
| $r_{CH_4:C}$ | fraction of C converted to CH ₄ |
| r_{O_2} | fraction of O ₂ used for CH ₄ oxidation |

Tableau 1.5: Tableaux de Wania et al. (2013) : Description générale des dépendances des processus d'émission de CH₄ dans différents modèles de surface continentale. Les noms de variables ont été harmonisés dans la mesure du possible, mais des noms identiques n'indiquent pas des valeurs identiques dans les différents modèles. Tous les flux sont modulés par une surface de production de CH₄.

Pour modéliser les émissions de CH₄ par les zones humides à l'échelle mondiale, il est nécessaire de trouver des relations pour représenter au mieux ces processus à des échelles larges. Les équations pour représenter une zone humide à l'échelle locale ne seront pas les mêmes que celles utilisées aux échelles mondiales.

Tout d'abord, le Tableau 1.5 montre que certains des modèles de surface continentale (e.g., IAP-RAS, LPJ-Bern Wetlands, LPJ-Bern rice, LPJ-WSL) relie directement les émissions à certaines variables en une étape, i.e. $F_{CH_4} = Production$. D'autres (e.g., CLM4Me, DLEM, LPJ-Bern peat, LPJ-WHyMe, ORCHIDEE, SDGVM, UW-VIC) modélisent de façon explicite les étapes d'oxydation et/ou de transport, i.e. $F_{CH_4} = (Production - Oxydation) \times Transport$. La modélisation de l'oxydation est plus ou moins complexe, allant d'une fraction fixe d'oxydation (SDGVM) à la prise en compte du pH, de la température, des plantes et de la concentration de CH₄ (DLEM). De même pour le transport, pris en compte par la moitié des modèles de WETCHIMP : certains modèles comme UW-VIC différencient les trois processus (diffusion, ébullition, par les plantes), tandis que d'autres ne l'incluent qu'implicitement en produisant

moins de CH₄ ou en l’oxydant avant de l’émettre dans l’atmosphère (Wania et al., 2013).

La température est toujours prise en compte à grande échelle pour la méthanogénèse (f_T). Elle est quasi systématiquement représentée par un coefficient de température Q_{10} permettant l’extrapolation exponentielle du taux de réaction avec la température. Il peut être défini comme $Q_{10} = \left(\frac{R_2}{R_1}\right)^{10/(T_2-T_1)}$, et donc $R_2 = R_1 Q_{10}^{(T_2-T_1)/10}$, avec R_1 et R_2 les taux de réaction aux températures T_1 et T_2 respectivement. Ainsi, la valeur du Q_{10} représente le rapport d’augmentation pour une élévation de 10 K, et donc la sensibilité à la température.

La hauteur de nappe (f_{WTD} pour *Water Table Depth* ou f_{WTP} pour *Water Table Position*) est prise en compte dans certains modèles pour différencier la partie oxygène de la partie anoxique. Elle permet à la fois de déterminer dans quelles couches du sol la méthanogénèse a lieu, puis dans quelles couches du sol le CH₄ est oxydé. D’autres modèles utilisent plutôt l’humidité du sol (f_Θ) pour faire la distinction. Notons que la hauteur de nappe (f_{WTD}) et l’humidité du sol (f_Θ) varient à petite échelle, ces paramètres moyennés à grande échelle (km ou dizaines de km) représentent souvent mal des conditions hydrologiques très locales de certaines zones humides.

La quantification de la matière organique disponible pour la méthanogénèse n’est pas triviale. À l’échelle locale, cette quantité ne peut être mesurée directement. De nombreux indicateurs sont utilisés dans la littérature sans qu’un consensus ne soit trouvé : certains modèles utilisent la GPP ou la NPP comme indicateur, tandis que d’autres calculent la production de CH₄ simplement en multipliant la respiration hétérotrophe par un rapport CO₂ : CH₄. D’autres modèles comportent différents réservoirs de carbone afin de distinguer le SOC facilement disponible du SOC récalcitrant, c’est le cas du modèle ORCHIDEE (C_{labile}).

Incertitudes des modèles de surface continentale

Bien qu’ils tentent de représenter les voies complexes impliquées dans les émissions de CH₄, les modèles de surface continentale conduisent encore à des incertitudes significatives en termes d’émissions totales globales, de cycle saisonnier et de motifs spatiaux (Melton et al., 2013; Poulter et al., 2017; Saunio et al., 2020).

Wania et al. (2013) distinguaient au sein des modèles de WETCHIMP trois grandes catégories de méthodes utilisées pour estimer l’étendue des zones humides : les méthodes prescrites basées sur les cartes de distribution des zones humides, les relations pronostiques entre les états hydrologiques basées sur les observations par satellite et les bilans de masse hydrologiques explicites. Ces différentes surfaces de zones humides considérées varient considérablement d’un LSM à l’autre, contribuant significativement aux incertitudes des émissions de CH₄ (Melton et al., 2013; Peltola et al., 2019). Saunio et al. (2016) estiment que les zones humides représentent la source d’incertitude la plus importante sur le bilan du méthane, et que les surfaces des zones humides pourraient contribuer à hauteur de 30 à 40% à la fourchette des incertitudes des émissions des zones humides.

De plus, les calculs de densité de flux et les calibrations dans les modèles de surface continentale aboutissent également à des incertitudes importantes. Dans le Global Methane Budget (Saunio et al., 2020), deux exercices ont été réalisés avec les modèles de surface continentale. Une série de simulations *pronostiques*, utilisant les approches internes des modèles pour estimer les zones humides, a donné une fourchette d’émissions de 125 à 218 TgCH₄ yr⁻¹. En contraignant la surface des zones humides avec une même carte dynamique (WAD2M) lors de simulations *diagnostiques*, la dispersion reste similaire, avec une fourchette de 102 à 182 TgCH₄ yr⁻¹. Cependant, il convient de noter que la méthode d’intégration de WAD2M diffère selon les modèles et les surfaces prises en compte ne sont finalement pas identiques pour tous les modèles, comme évoqué plus tard Chapitre 4 Section 4.4.3.

Équations simples

Des formulations plus simples que les modèles de surface continentale ont aussi été développés (Gedney et al., 2004; Bloom et al., 2017; Albuhaïsi et al., 2023) et représentent implicitement les processus de la production de CH₄ en une approche en une seule étape. Bien que ces équations ne puissent pas fournir une plus grande précision par rapport aux modèles de surface continentale, ces équations ont l'avantage d'être exécutées beaucoup plus rapidement, et d'avoir une compréhension plus directe de l'influence des paramètres essentiels sur les variations temporelles et spatiales. En fournissant des estimations rapides, ces approches peuvent être précieuses pour des tests de sensibilité ou l'analyse des tendances.

En général, les variables considérées dans les différents modèles simples sont la surface des zones humides (*wetland fraction*, f_w), la température du sol, un indicateur de substrat carboné et parfois une variable sur l'humidité du sol (humidité ou la profondeur de la nappe phréatique) :

$$F_{\text{CH}_4}(\text{lat}, \text{lon}, t) = f_w \times f(\text{température}) \times f(\text{substrat}) \times f(\text{humidité}) \quad (1.4)$$

Les différences entre ces modèles simples dépendent de la formulation de l'équation, du choix des ensembles de données utilisés pour contraindre les variables et de la méthode de calibration. En particulier, le proxy utilisé pour le substrat disponible varie d'une étude à l'autre. En l'absence de données globales sur la disponibilité des substrats, Gedney et al. (2004) ont proposé une équation simple basée sur la fraction des zones humides, la température et le SOC total du sol. Cependant, tout le SOC ne peut pas être utilisé pour la respiration par les bactéries méthanogènes (Section 1.3.3) et cela mène donc à une surestimation du substrat disponible. Ces trois variables ont été modélisées en utilisant le modèle climatique du Met Office (Gordon et al., 2000) couplé au schéma de surface terrestre MOSES-LSH (Gedney et al., 2003), et leur modèle a été exécuté pour la période 1990-1998. Bloom et al. (2017) ont également utilisé une approche simplifiée basée sur une équation reposant sur la fraction des zones humides, la température du sol, la respiration hétérotrophe du sol et alimentée par différents ensembles de données, formant l'ensemble WetCHARTs 1.0 pour la période 2001-2015. Les données de respiration hétérotrophe ont été dérivées de modèles de biosphère terrestre, et ne sont donc pas indépendants des estimations des modèles de surface continentale. En général, les indicateurs utilisés dans ces études sont dérivés de modèles (modèles de surface continentale, modèles hydrologiques...) et dans de rares cas de données de télédétection. Récemment, Albuhaïsi et al. (2023) ont proposé une formulation des émissions de CH₄ alimentée uniquement par des ensembles de données satellites et dérivés de satellites pour l'humidité du sol et le SOC. Cependant, cette approche n'a été appliquée que dans la région boréale pour la période 2015-2021.

Une étape importante reste la calibration des modèles, pour laquelle diverses méthodes sont utilisées. Une première méthode consiste à utiliser les variations de concentration atmosphérique. Gedney et al. (2004) supposaient que les anomalies de concentration atmosphérique globale étaient uniquement dues aux zones humides. Cette approximation est discutable si l'on en croit les estimations actuelles des tendances des émissions anthropiques et naturelles de CH₄ (Jackson et al., 2020). Une autre approche peut être de contraindre les émissions totales avec d'autres estimations issues de la littérature. Dans WetCHARTs (Bloom et al., 2017) par exemple, la calibration du modèle a été effectuée avec les émissions moyennes de l'ensemble des modèles de surface continentale du Global Methane Budget. Là encore, la dépendance aux modèles de surface continentale est très forte. Il est aussi possible de calibrer les modèles grâce à des mesures de flux in situ, telles que celles obtenues par chambres à flux, ou depuis leur développement avec les tours d'eddy covariance (Section 1.3.3). Albuhaïsi et al. (2023) ont utilisé 12 stations de flux disponibles entre 2015 et 2018 dans la base de données FLUXNET-CH4 pour calibrer en partie les paramètres de leur modèle simple.

Pour conclure, il n'existe pas aujourd'hui de modèles simples d'émission de CH₄ des zones humides

à l'échelle mondiale, basé sur des données satellitaires ou de réanalyses, qui soit indépendant des modèles de surface continentale, que ce soit pour la formulation de substrat ou la calibration du modèle. Un des axes de recherche est donc :



Comment modéliser les émissions de CH₄ des zones humides à l'échelle globale à partir d'un modèle simple, basé essentiellement sur des observations satellitaires et in situ, indépendant des modèles de surface continentale en particulier pour la calibration ?

1.5 Objectifs et contenu de la thèse

Nous avons expliqué que le CH₄ est un composé atmosphérique important, en raison de son rôle en tant que gaz à effet de serre et de son implication dans la chimie atmosphérique. Les zones humides sont des sources naturelles majeures de CH₄, car des conditions anaérobiques y favorisent sa production par des processus microbiens. La quantification précise des émissions provenant des zones humides est essentielle, entre autres, pour comprendre les fluctuations des concentrations atmosphériques de CH₄ des dernières décennies et pour élaborer des stratégies de réduction des émissions afin de lutter contre le changement climatique.

Ainsi, nous avons posé au cours de cette introduction trois questions scientifiques, de la plus générale à la plus spécifique :



Les changements de méthane atmosphérique observés au cours des dernières décennies sont-ils liés aux variations des émissions provenant des systèmes aquatiques, en particulier des zones humides ?



Peut-on mieux représenter les surfaces émettrices de méthane et leurs dynamiques à partir de GIEMS-2 ? Quel est l'apport d'un tel produit par rapport aux approches existantes pour modéliser les émissions de méthane des zones humides ?



Comment modéliser les émissions de CH₄ des zones humides à l'échelle globale à partir d'un modèle simple, basé essentiellement sur des observations satellitaires et in situ, indépendant des modèles de surface continentale en particulier pour la calibration ?

Pour répondre à ces questions, nous intéresserons tout d'abord à la représentation des zones humides, puis à la modélisation de leurs émissions de CH₄, et pour finir à l'étude des variations de leurs émissions au cours des trois dernières décennies.

Les Chapitres 2 et 3 se focaliseront sur la représentation des surfaces en eau, et plus particulièrement sur la dynamique des zones humides. Le Chapitre 2 évalue le jeu de données mensuel d'inondation GIEMS-2 à 0.25° x 0.25° (Section 1.4.1) en le comparant avec d'autres produits satellitaires et hydrologiques. Cette comparaison est surtout axée sur l'inter-annualité, qui nous intéressera pour les tendances mondiales de CH₄ atmosphérique. Le Chapitre 3 porte sur le développement d'un produit dynamique à 0.25° x 0.25° des écosystèmes aquatiques émetteurs de CH₄ (zones humides incluant les tourbières, eaux de surfaces libres, rizières), GIEMS-MethaneCentric. GIEMS-MC est principalement basé sur la fusion des informations contenues dans GIEMS-2 (pour la dynamique annuelle et inter-annuelle) et GLWDv2 (pour la caractérisation des différents environnements aquatiques). GIEMS-MC contient 2 cartes dynamiques des zones humides (les zones humides saturées et inondées ainsi qu'une carte de toutes

les zones humides incluant les tourbières) et des cartes cohérentes des autres écosystèmes aquatiques (statiques pour les lacs, rivières, réservoirs et saisonnières pour les rizières).

Le Chapitre 4 présente tout d'abord le développement d'un modèle d'émission de CH₄ des zones humides, SatWetCH₄. SatWetCH₄ est un modèle simple *data-driven* pour étudier les variations inter-annuelles et tendances des émissions de CH₄, calibré sur des observations de flux in situ. Il prend en compte la température, les surfaces des zones humides et un proxy pour le substrat en carbone issu d'une nouvelle approche qui sera détaillée. Une première partie présente SatWetCH₄ et ses résultats globaux lorsqu'il est exécuté avec des surfaces en eau disponibles au début de ma thèse, WAD2M et des sorties de TOPMODEL. La seconde partie du Chapitre 4 présente les résultats de SatWetCH₄ lorsque le modèle utilise les surfaces en eau de GIEMS-MC.

Pour finir, le Chapitre 5 conclut cette thèse et propose des perspectives.

Les Chapitres 2, 3 et la première partie du Chapitre 4 contiennent principalement des manuscrits d'articles écrits pendant ma thèse. Ils sont alors insérés en anglais. Les lecteur.ices préférant la lecture dans le format article trouveront les références dans chaque chapitre le cas échéant.

Chapitre 2

La cartographie des zones inondées : l'apport de GIEMS-2 pour l'étude des variations inter-annuelles

| | |
|---|----|
| Détails de l'article | 44 |
| Motivations | 44 |
| 2.1 Abstract | 45 |
| 2.2 Introduction | 45 |
| 2.3 Data | 46 |
| 2.3.1 Independent datasets | 46 |
| 2.3.2 Auxiliary datasets | 48 |
| 2.4 Methods | 49 |
| 2.4.1 Spatio-temporal data resampling | 49 |
| 2.4.2 Snow and ocean masks | 49 |
| 2.4.3 Definition of the evaluation metrics | 49 |
| 2.5 Comparisons of GIEMS with the selected products | 50 |
| 2.5.1 Global spatial distribution | 50 |
| 2.5.2 Per-basin spatial distribution | 50 |
| 2.5.3 Seasonal analysis | 52 |
| 2.5.4 Analysis of the inter-annual variability | 54 |
| 2.6 Discussion | 56 |
| 2.6.1 Limitations and potentials | 56 |
| 2.6.2 Analysis of differences between GIEMS-2 and SWAMPS | 58 |
| 2.6.3 GIEMS-2 and hydrological models | 59 |
| 2.7 Conclusion and outlook | 59 |
| 2.8 Supplementary Material | 61 |
| Résumé de l'article en français | 66 |
| 2.9 Travaux additionnels | 67 |
| 2.9.1 Comparaison avec le stock total d'eau (GRACE) et les précipitations | 67 |
| 2.9.2 Inter-annualité de SWAMPS | 69 |
| 2.10 Conclusions et perspectives | 71 |

Détails de l'article

Assessing the time variability of GIEMS-2 satellite-derived surface water extent over 30 years.

Publié dans *Frontiers in remote sensing* (2024).

DOI : <https://doi.org/10.3389/frsen.2024.1399234>

Juliette Bernard^{1,2}, Catherine Prigent^{1,3}, Carlos Jimenez^{3,1}, Frederic Frappart⁴, Cassandra Normandin⁴, Pierre Zeiger⁵, Yi Xi², et Shushi Peng⁶

¹LERMA, CNRS, Observatoire de Paris, Paris, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Gif-sur-Yvette, France

³Estellus, Paris, France

⁴ISPA, UMR 1391 INRAE/Bordeaux Science Agro, Villenave-d'Ornon, France

⁵Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), Grenoble, France

⁶College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Motivations

Dans un premier temps, nous souhaitons répondre aux questions suivantes : peut-on mieux représenter les surfaces émettrices de méthane et leurs dynamiques à partir de GIEMS-2 ? Quel est l'apport d'un tel produit par rapport aux approches existantes pour modéliser les émissions de méthane des zones humides ? Ce chapitre vise alors premièrement à évaluer la robustesse de GIEMS-2 avant de l'utiliser pour calculer des cartes plus spécifiques des eaux de surface pour la modélisation des émissions naturelles de méthane.

La principale motivation est d'évaluer les variations inter-annuelles des étendues de surface en eau dans GIEMS-2. L'inter-annualité est importante pour étudier des questions de variation de ressources (besoin en eau), de risque (inondations, sécheresses) et de climat (émissions de méthane). Les estimations de surfaces en eau de GIEMS ont été améliorées et étendues temporellement au fur et à mesure des années (Prigent et al., 2001; 2007; 2012; 2020). Le jeu de données a déjà été évalué avec des débits de rivières, des données altimétriques ou encore avec des données de précipitations. Ces études montrent une bonne concordance des variations inter-annuelles entre GIEMS et ces données hydrologiques. Cependant, aucune évaluation approfondie de la dernière version de GIEMS-2, étendue jusqu'en 2020, n'a été faite avec d'autres estimations satellitaires récentes d'étendues en eau. Cassandra Normandin et Frédéric Frappart nous ont fourni des données d'inondations calculées grâce aux observations MODIS (visible/proche IR) pour 2000-2022 sur 10 bassins (Frappart et al., 2018; Normandin et al., 2018; 2024). Pierre Zeiger nous a également fourni des estimations produites grâce aux données CYGNSS (bande L, 1.4 GHz, en actif) (Zeiger et al., 2023). Les données de débit de rivières sont également utilisées car elles permettent une comparaison avec des séries temporelles longues.

2.1 Abstract

Inland waters, especially wetlands, play a crucial role in biodiversity, water resources and climate, and contribute significantly to global methane emissions. This study investigates the seasonal and inter-annual variability of the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ surface water extent (SWE) from the Global Inundation Extent from Multi-Satellites (GIEMS-2) extended to a 30-year time series (1992-2020). Comparison with MODIS-derived SWE, CYGNSS-derived SWE and the Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) shows consistent spatial patterns globally and over 10 different basins, although there are discrepancies in extent, partly due to different resolutions of the initial satellite observations. Strong cross-correlation (>0.8) in seasonal variability is observed when comparing GIEMS-2 with MODIS, CYGNSS and river discharge in most of the basins studied. Encouraging similarities were found in the inter-annual variability in most basins (cross-correlation >0.6) between GIEMS-2 and MODIS over twenty years, and between GIEMS-2 and river discharge over long time series, including over the Amazon and the Congo basins. These results highlight the reliability of GIEMS-2 in detecting changes in SWE in different environments, especially under dense vegetation, making it a valuable resource for calibrating hydrological models and studying global methane emissions.

2.2 Introduction

Inland surface waters influence the ecological and climatic balance of our planet. Rivers and lakes play a role in the hydrological cycle as well as in human activities such as agriculture. Wetlands regulate freshwater, host rare and diverse fauna and flora, and store carbon in peatlands (Denny, 1994; Meli et al., 2014; Poulter et al., 2021). Moreover, these areas contribute significantly to global emissions of methane, a potent greenhouse gas (Torres-Alvarado et al., 2005a; Saunois et al., 2020). Approximately one third of the total methane emission is estimated to come from inland water systems, and these natural methane emissions represent the largest uncertainty in the global budget and a major contributor to its inter-annual variability (Wania et al., 2013; Saunois et al., 2020). For these reasons, the monitoring of surface waters at local and global scales over long time series is essential in the context of climate change, with these ecosystems particularly vulnerable to significant alterations (Papa et al., 2021; Cretaux et al., 2023) and affected by floods and droughts of unprecedented magnitude (Kreibich et al., 2022).

The dynamics of surface waters can be simulated using hydrological models and observed from in situ measurements or from satellites. Models allow the study of periods or locations where few or no observations are available, and can provide projections into the future. However, these models have large uncertainties due to the challenges of understanding, representing, and parameterizing all the processes involved (Kraft et al., 2022). Relevant in-situ and remote sensing observation data offer another approach to quantify key variables linked to the water cycle (Fernández-Prieto et al., 2012; Fassoni-Andrade et al., 2021). They are useful to evaluate or feed models using different integration approaches (Kraft et al., 2022).

Measurements of surface water extent rely exclusively on remote sensing data, as there are only a few in situ flood monitoring stations worldwide, and these are not capable of measuring flood extent. Different remote sensing techniques are commonly used to map Surface Water Extent (SWE) dynamics. They include the use of visible and near-infrared (NIR) images acquired at medium and high spatial resolution at a daily (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) to bi-monthly (Landsat missions) temporal sampling, providing observation over several decades (Pekel et al., 2016; Huang et al., 2018). Visible and NIR observations are severely impacted by clouds and vegetation, preventing the continuous estimation of SWE dynamically on a global scale. Microwave observations are particularly relevant for wetland studies because they can penetrate clouds and vegetation better. Passive microwave satellite observations from Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) and Special Sensor Microwave

Imager Sounder (SSMIS) instruments provide twice-daily observation long time series (from the 90's) at low spatial resolution (from 69 km x 43 km at 19GHz to 15 km x 13 km at 85GHz). SWE detection using passive microwaves is limited by snow, ocean contamination, and confusion with desert signatures (Prigent et al., 2001). Surface water are also observed using active microwave sensors, with synthetic aperture radar (SAR) providing very high resolution data (down to 1m) (Shen et al., 2019). However, SAR-based SWE are mostly regional or local, as it is difficult to retrieve water surfaces coherently on a global scale. In addition, the time resolution was poor before the launch of Sentinel-1 A and B in 2014 and 2016 enabling a 6-day revisit. Finally, L-band spaceborne GNSS reflectometry (GNSS-R) observations from the CYGNSS mission provides data at ~ 1 km x 6 km resolution with a 7h mean revisit time on a 25 km x 25 km pixel (Ruf et al., 2016). However, the actual coverage period is short (2016-present), and the spatial coverage ranges only from 38° S to 38° N.

To overcome the limitations of a single type of observations, the combination of multiple satellite measurements has been proposed to estimate surface water extent and their dynamics (Prigent et al., 2001; Jensen et al., 2019). The Global Inundation Extent from Multi-Satellites (GIEMS) merges passive and active microwaves observations with Normalized Difference Vegetation Index (NDVI, from visible and near-infrared observations) to monitor global SWE at 0.25° x 0.25° spatial resolution and monthly time steps since 1992 (Prigent et al., 2001; 2007; Papa et al., 2010; Pham-Duc et al., 2017). Prigent et al. (2020) improved the GIEMS methodology (GIEMS-2), and this dataset has been extended to 2020, providing the opportunity to study global inundation dynamics over a 30-year period.

This study focuses on the assessment of the seasonal and inter-annual variability of the GIEMS-2 product. With GIEMS-2 providing long-time series of global SWE, it can help prescribe surface water areas for the estimation of natural methane emissions and its temporal variability. For a better understanding and attribution of the inter-annual fluctuations of global methane budget (Bousquet et al., 2006; Peng et al., 2022), the evaluation of the naturally emitted methane from the surface water should be based on surface water extent with realistic inter-annual fluctuations and trends.

In this work, the GIEMS-2 long-term product is compared with independent SWE products over a wide range of environments, from tropical to boreal regions. The comparison products include two decades of MODIS estimates, one year of CYGNSS estimates, and a static product. The temporal variability of GIEMS-2 is also evaluated against river discharge records. The analysis compares spatial patterns and then focuses on the seasonal and inter-annual variability of the selected independent products. The limitations and strengths of GIEMS-2 are discussed in the context of the previous comparison, with further insights provided by discussions of GIEMS-2 in comparison with another microwave-based SWE product and the outputs of hydrological models.

2.3 Data

2.3.1 Independent datasets

This section present the independent datasets used for GIEMS-2 evaluation.

Extended GIEMS-2 (1992-2020)

GIEMS-2 (1992-2015), as described in Prigent et al. (2020), is essentially based on passive microwave observations from the SSM/I and SSMIS satellites that include measurements from 18 to 90 GHz. First, a neural network is used to derive monthly passive emissivities at 19 and 37 GHz. Then, an unsupervised classification process is used to identify inundated pixels (snow pixels are flagged, i.e., not processed). For this, a combination of active microwave satellite observations (scatterometer) and NDVI helps to better characterize the vegetation and to subtract its contribution from the passive microwave

signal. Finally, monthly global maps of surface water extent are calculated from microwave emissivities time series at a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, using the active microwave data and NDVI to account for vegetation. The seamless consistent time series relies on carefully inter-calibrated SSM/I and SSMIS observations, provided by the EUMETSAT Climate Satellite Application Facilities (Fennig et al., 2020). The initial GIEMS-2 dataset (1992-2015) (Prigent et al., 2020) has been extended to 2020 for this study, taking into account the latest processing and inter-calibration changes. GIEMS-2 dataset includes all continental water surfaces, including wetlands, rivers, reservoirs, and lakes, with the exception of the largest lakes that have been masked.

MODIS-based surface water extent (2000-2020)

Inundation extent has also been derived from the radiances acquired by the MODIS instrument launched on the Terra satellite in 1999. MOD09A1 version 6, a level 3 product, is used. The data can be freely downloaded from <https://search.earthdata.nasa.gov/search>. The approach is based on the multi-thresholding of the Enhanced Vegetation Index (EVI) and Land Surface Water Index (LSWI) spectral indices derived from the MODIS radiances, and their difference (Frappart et al., 2018; Normandin et al., 2018; 2024). It is a simplified version of the method earlier proposed by Sakamoto et al. (2007). The resulting maps have a spatial resolution of 500 m, a temporal resolution of 8 days, and are available over 2000-2022. Pixels are classified as inundated, mixed (containing both water and vegetation) or non-inundated for each map. Due to limitations related to visible observations, such as vegetation and cloud cover, the data are not accessible globally but have been calculated over specific basins. The available basins are the Mackenzie Delta, the lower Ob, the Mississippi, the Yangtze, the Mekong, the Nile, the Inner Niger Delta, the Lake Chad, La Plata, and the Eyre.

CYGNSS-based surface water extent (August 2018-July 2019)

The Cyclone Global Navigation Satellite System (CYGNSS) is a spaceborne GNSS-Reflectometry (GNSS-R) mission composed of 8 micro-satellites launched in 2016 (Ruf et al., 2016). Each satellite carries a receiver that collects the reflected GPS L1 signals (wavelength ~ 19 cm) in a bi-static configuration. The 8 satellites collect up to 64 measurements per second (32 before July, 2019) between $\pm 40^\circ$ latitude and so provide a very high repetitivity. The main products of CYGNSS are the L1 Delay Doppler Maps (DDM). Highly coherent signals are typically associated with surface water, so the coherent reflectivity from CYGNSS was used to detect the presence of inundation (Zeiger et al., 2022). These coherent reflectivities were converted to water fraction through a linear model trained on inundation maps from MODIS (Frappart et al., 2018; Normandin et al., 2018) for low vegetation cover and from the L-band SAR instrument on board JERS-1 (Hess et al., 2003; 2015) for dense vegetation cover. The linear model takes into account the attenuation by the vegetation using a third-order polynomial fit against the GlobBiomass Above Ground Biomass (AGB) maps from Santoro et al. (2021). The resulting SWE product has a $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ spatial resolution and a 7-day temporal resolution. It was computed for one year (August 2018 - July 2019) and the spatial coverage ranges from 37.5°S to 37.5°N . The dataset is available at <https://doi.org/10.6096/3003> and more details can be found in Zeiger et al. (2023).

GLWD

The Global Lakes and Wetlands Database level 3 (Lehner et al., 2004) provides globally a static distribution of the fraction of 12 wetlands and open water classes at 30-second resolution. It is not based directly on satellite observations, but derived from 17 other datasets (see Lehner et al. (2004) for more details). GLWD is a widely used point of comparison for surface water studies.

River discharges

River discharge measurements were collected from the Global Streamflow and Metadata Archive (GSIM) (Do et al., 2018; Gudmundsson et al., 2018), the HYBAM Observation Service (<https://hybam.obs-mip.fr/fr/donnees/>), the Water Office Canada (<http://wateroffice.ec.gc.ca/>), and personal exchange with B. Pham-Duc for data over the Mekong. When several stations were available in a basin, the selection of the station aimed to ensure its location was as integrative as possible with respect to the entire basin. Detailed information about river discharges stations used can be found in Supplementary Tab.2.S1.

| Data product | Wavelength | Spatial coverage | Spatial resolution | Temporal resolution | Available period |
|--------------|------------------------------|--------------------|---------------------|---------------------|-------------------|
| GIEMS-2 | microwaves, visible, near IR | global | 0.25° x 0.25° | monthly | 1992-2020 |
| MODIS | visible | selected basins | ~ 0.0045° x 0.0045° | 8 days | 2000-2020 |
| CYGNSS | L-band | 37.5°S to 37.5°N | 0.1°x0.1° | 7 days | Aug 2018-Jul 2019 |
| GLWD | - | global | 0.0083° x 0.0083° | static | - |
| river gauges | - | point measurements | - | monthly/daily | station dependent |

Tableau 2.1: Characteristics of the independent products used for comparison analysis.

2.3.2 Auxiliary datasets

This section describes datasets used for discussion in this work that have an interdependence with GIEMS-2. SWAMPS uses identical microwave observations as GIEMS-2, while TOPMODEL, which is a model-derived product, is calibrated with GIEMS-2.

SWAMPS (1990-2020)

The Surface Water Microwave Product Series (SWAMPS) (Jensen et al., 2019) product is derived using similar observations to GIEMS-2. In fact, it is based on a combination of passive and active microwaves with a priori knowledge of land cover. This product provides global SWE at 0.25° x 0.25° for 1992-2020.

TOPMODEL (1980-2020)

Xi et al. (2022) developed a set of monthly global wetland products using TOPMODEL. TOPMODEL simulates grid-level wetland fraction by input of soil moisture and topography index, so that the wetland fraction from TOPMODEL follows the variation in soil moisture. In the version used here, TOPMODEL is run with the ERA5 soil moisture as input, and has been calibrated with a GIEMS-2 mean annual seasonal climatology. The TOPMODEL simulation covers the period 1980-2020 and its spatial resolution is 0.25°x0.25°. The inter-annual variability of the model is completely independent of GIEMS-2: the model is calibrated once with the GIEMS-2 mean annual seasonal climatology and is then run over the full time period without any additional tuning to the GIEMS-2 long-term series.

2.4 Methods

2.4.1 Spatio-temporal data resampling

In order to achieve a consistent comparison between GIEMS-2 and the other data sources, i.e. MODIS, CYGNSS, GLWD, and river discharges, a spatio-temporal resampling of these products is needed to ensure comparable temporal and spatial resolutions.

In the case of MODIS, the sum of inundated and mixed pixels is considered. The data are converted from 500 m to 0.25° by calculating the fraction of inundated and mixed 500 m x 500 m pixels within each larger 0.25° x 0.25° pixel. A monthly average is then calculated from the initial 8-day resolution.

For CYGNSS, monthly means are calculated from the 7-day resolution data. A first-order Conservative Remapping (Jones, 1999) is employed to regrid the data from 0.1° to 0.25°. This remapping numerical method preserves the integral of the original data.

In the case of GLWD, the fraction of each class is calculated over 0.25° x 0.25° pixels. A sum across all classes gives the total 0.25° fraction occupied by wetlands or inundated areas. It is recognized that this may result in an overestimate because some GLWD categories include non-flooded areas, such as those containing peatlands. The GLWD wetland complex categories are expressed in percentage ranges, then the median value is selected as an approximation for these classes (e.g. for the 50-100% wetland category, pixels are considered to be 75% wetland). Note that GLWD is mostly used here as a comparison in terms of spatial patterns, and the authors verified that choosing the minimum, maximum or median value had little effect on the spatial distribution of GLWDv2.

For river discharges, monthly data are used when available. For the Tan Chau station (Mekong), monthly averages are derived from daily data. To enhance comparability, a normalization process sets the maximum value of either the seasonality or the entire time series for each gauge to 1.

2.4.2 Snow and ocean masks

The microwave observations used in GIEMS-2 and CYGNSS are affected by the presence of snow. As a result, the surface water fraction cannot be reliably quantified if snow is present in a pixel. Also, MODIS visible/IR observations do not penetrate the snow cover. Then, water bodies beneath the snow are not considered here, only snow-free water surfaces. To handle snow-covered pixels uniformly, a dynamic 0.25° snow mask is developed using ECMWF ERA5 data (Copernicus Climate Change Service, 2019), which identifies pixels with a snow fraction greater than 2%. For each month, snow-covered pixels have their inundation fraction systematically set to 0 in GIEMS-2, MODIS, and CYGNSS datasets.

Passive microwave observations are sensitive to the presence of water, including oceans. Then, a static 0.25° ocean mask is developed by excluding pixels with more than 10% ocean using HydroSHEDS HydroBASINS shapefiles (Lehner et al., 2013) and excluding also the Caspian Sea using HydroSHEDS HydroLakes (Messager et al., 2016). This ocean mask is applied to 0.25° GIEMS2, MODIS, CYGNSS, and GLWD products.

2.4.3 Definition of the evaluation metrics

For each grid point and each selected basin, a 12-month climatology of the SWE (or mean annual seasonal cycle) is calculated for each month over the entire available period. Then, the monthly maximum, minimum, and mean of each pixel is selected, leading to the generation of three static maps of Mean Annual maximum, minimum, and mean (MAmax, MAmin, and MAmean respectively). GLWD is a static map encompassing all wetlands and inundated areas, including those periodically wet : GLWD is expected to be approximately equivalent to a MAmax when compared to other datasets, acknowledging

that GLWD is likely to be closer to a long-term maximum and not a Mean Annual maximum. Note that CYGNSS-based SWE is available for only one year, and as a consequence the seasonal cycle of this dataset is only representative of one year (along with the related MAm_{ax}, MA_{min} and MA_{mean}).

The agreement between the mean annual seasonal cycle of the different products is evaluated through the calculation of their Pearson cross-correlation coefficients (r_{sea}), providing the maximum correlation between two 12-month time series and the corresponding lag (in month) to obtain the maximum correlation. The Root Mean Square Difference is also calculated between the mean seasonal cycle of GIEMS-2 (12 values) and the mean seasonal cycle of the other products (12 values). It is noted $RMSD_{sea}$ (note that no lag is considered in this calculation). For an easier comparison between basins, the $RMSD_{sea}$ is also normalized by the GIEMS-2 MA_{mean} SWE over that basin.

The evaluation of the inter-annual variations is performed through the calculation of the cross-correlations between the long-term time series of monthly values (r_{ts}). The cross-correlation of the anomalies is also calculated (r_{ano}), removing the mean annual seasonal cycle from each long-term time series.

2.5 Comparisons of GIEMS with the selected products

The GIEMS-2 dataset is here compared with the other independent products. First, spatial considerations (total extent and spatial patterns) on global and basin scales are presented. Seasonality, long-term time series and their anomalies at the basin scale are then analyzed.

2.5.1 Global spatial distribution

Fig.2.1 represents the SWE MA_{max} of GIEMS-2, CYGNSS, and MODIS products and the sum of GLWD classes at 0.25°. Large basins such as the Amazon, the Mississippi, or the Ganges can be consistently identified on GIEMS-2, CYGNSS, and GLWD MA_{max} maps. Some large differences exist, and can be partially explained. First, large lakes have been removed from GIEMS-2 (e.g., Victoria Lake), which is not the case for MODIS. For CYGNSS, they were filtered out during the processing due to the dominant incoherent scattering found over large lakes (Zeiger et al., 2022) and further refilled with a 100% water fraction. Second, the CYGNSS product includes only one year of data, resulting in an annual maximum that depends on the conditions of that particular year. Finally, some GLWD classes include peatlands that are not flooded (see peatland rich regions such as North America and the Congo basin) and some areas that are only occasionally flooded.

GLWD presents a total surface area of 10.6 Mkm²: this is much higher than GIEMS-2 MA_{max} of 6.18 Mkm², which is not surprising given the points raised just above. If we focus on 37.5°S-37.5°N latitudinal band, GIEMS-2 presents a MA_{max} values of 3.65 Mkm² which is higher than the CYGNSS MA_{max} of 2.46 Mkm². The same occurs for MA_{mean} with GIEMS-2 MA_{mean} at 1.58 Mkm² and CYGNSS at 1.25 Mkm², while MA_{min} present very close values : 0.57 Mkm² for GIEMS-2 and 0.59 Mkm² for CYGNSS.

2.5.2 Per-basin spatial distribution

Fig.2.2 presents the SWE MA_{max} of GIEMS-2, MODIS, CYGNSS, and GLWD total SWE over four basins, each representative of distinct latitudinal bands and environments: the lower Ob, the Mississippi, the Amazon, and La Plata. Additional basins (the Mackenzie delta, the Yangtze, the Ganges, the Mekong, the Orinoco, and the Congo) are shown in Supplementary Fig.2.S1. Despite the same 0.25° regriding used for the maps, GIEMS-2 shows a coarser and more diffuse pattern compared to CYGNSS and MODIS, due to the original low spatial resolution of the passive microwave observations.

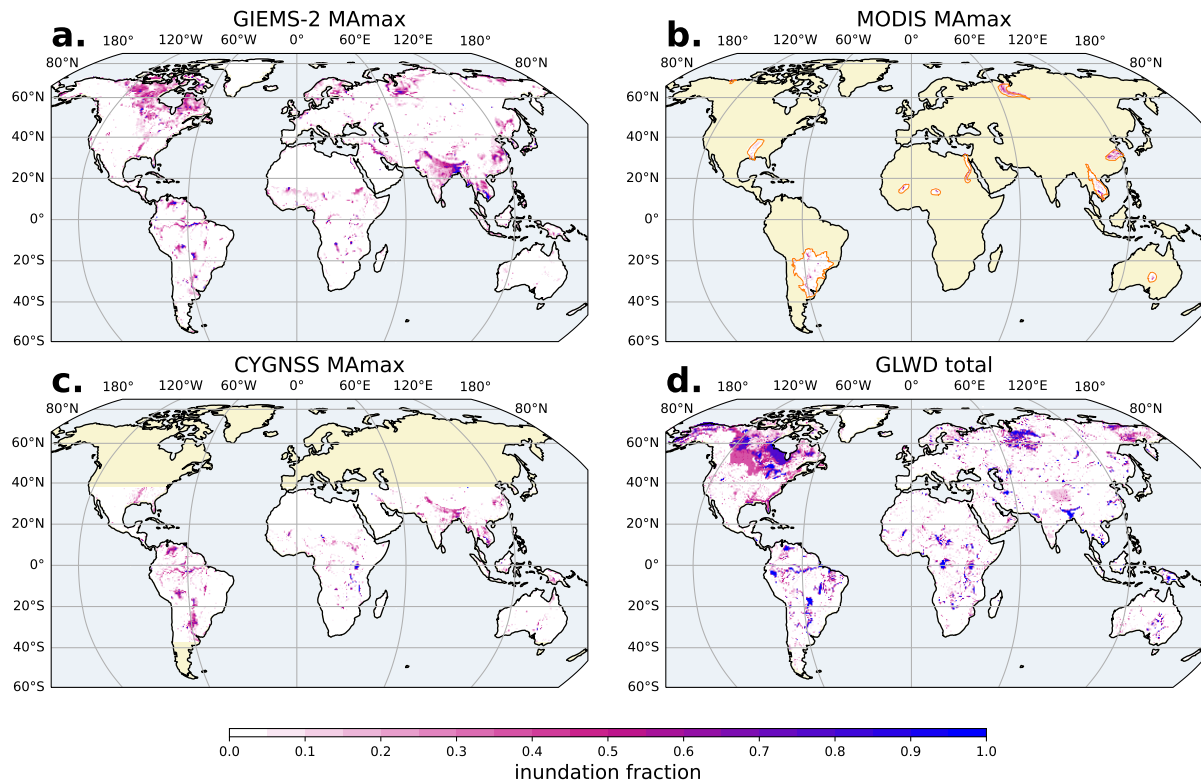


Figure 2.1: Mean Annual maximum (MAMax) of **a.** GIEMS-2, **b.** MODIS, **c.** CYGNSS. The same basin and dynamic snow masks are applied to GIEMS-2, MODIS, and CYGNSS 0.25° monthly gridded datasets. **d.** GLWD total (sum over all classes). Khaki background indicates regions that are not covered by the products.

The combined visual analysis of Fig.2.2 and Fig.2.S1 reveals consistent spatial patterns between the different products over the basins studied. GIEMS-2 and CYGNSS show very similar patterns, probably influenced by the fact that both datasets are mostly derived from microwave observations, as highlighted by Zeiger et al. (2023). However, it should be noted that the frequency bands observed by GIEMS-2 (18-90 GHz) and CYGNSS (1-2 GHz) are different, and that GIEMS-2 is based on passive microwaves while CYGNSS is based on active microwaves, which are different technologies. The visual consistency is confirmed by the spatial correlation analysis shown in Fig.2.3. Over the 10 basins studied, the spatial correlations of GIEMS-2 MAMax with MODIS MAMax range from 0.55 to 0.77, while with CYGNSS MAMax, the correlations range from 0.67 to 0.87.

For the lower Ob basin, MODIS shows more extensive detection of wet areas around the lower Ob riverbed compared to GIEMS-2, but this detection is not confirmed by GLWD. The resulting MAMax over the lower Ob basin is however similar for MODIS ($67.7 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) and GIEMS-2 ($73.8 \cdot 10^3 \text{ km}^2$). For the Mississippi, MODIS shows lower MAMax ($21.2 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) across the basin compared to the other two datasets (49.0 and $46.3 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ for resp. GIEMS-2 and CYGNSS). This is consistent with the presence of inundated forests along the Mississippi River, which may not be detected by visible and NIR observations. Over the Amazon basin, GIEMS-2 and CYGNSS present very close signatures with a spatial correlation of 0.80, but GIEMS-2 misses small streams as expected, due to its low spatial resolution. GLWD shows roughly the same spatial pattern ($r = 0.56$), but with finer structures, and elevated values attributed to a swamp in the western part of the basin (5°N , 75°W) that are not present in GIEMS-2 and CYGNSS. In the northern region of the La Plata basin (18°S , 57°W), GLWD presents larger inundation than the other products due to the presence of floodplains, but these areas are not systematically flooded every year, which can partly explain the different patterns and fraction values as compared to GIEMS-2, MODIS, and

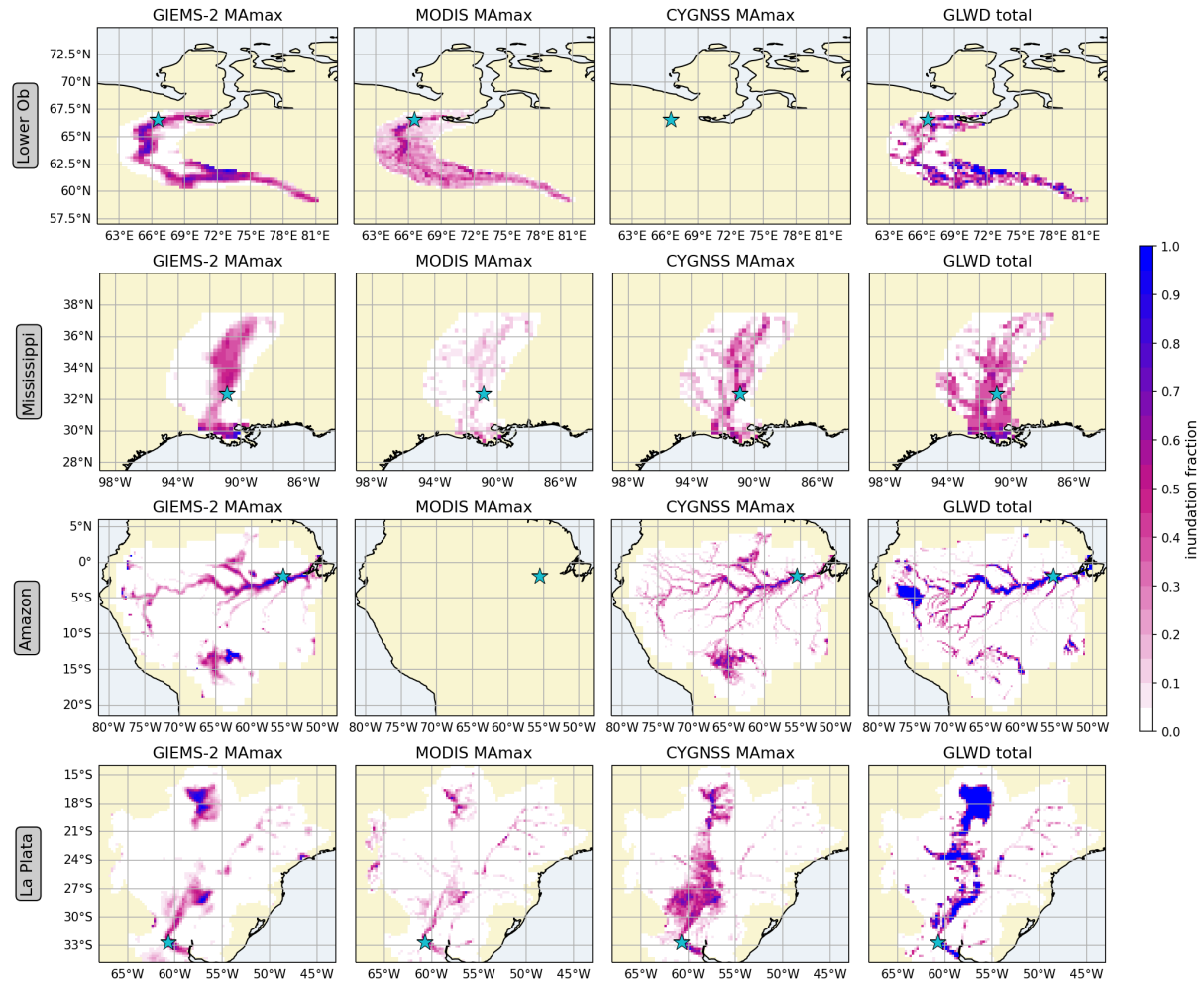


Figure 2.2: Mean Annual maximum (MAMax) of the different datasets per basin when available. The same basin and snow masks are applied to all 0.25° monthly gridded datasets. Khaki background indicates regions that are not covered by the products. Blue stars represent the selected river gauge location. With one year of CYGNSS product, the MAMax corresponds to that year maximum.

CYGNSS. In addition, CYGNSS MAMax is based on the maximum of the 2018-2019 monthly mean, as only one year of data is available. This factor may contribute to differences with the other products, especially in the La Plata basin, where the SWE in 2019 was particularly high, as shown later in Fig.2.6. Indeed, we see that the CYGNSS MAMax fractions in La Plata are higher than the MODIS and GIEMS-2 MAMax.

2.5.3 Seasonal analysis

Fig. 2.4 shows the mean annual seasonal cycle of SWE estimated by GIEMS-2, MODIS, and CYGNSS over the lower Ob, the Mississippi, the Amazon, and La Plata basins. The mean seasonal cycle of the normalized river discharge is also presented (division by the seasonal discharge maximum). Other studied basins are in Supplementary Fig.2.S2. The cross-correlation coefficients and the corresponding lags are depicted in Fig.2.5.a. Fig.2.5.b presents the MAMean of GIEMS-2, MODIS, and CYGNSS datasets, along with the $RMSD_{sea}$ (the color provides the $RMSD_{sea}/MAMean_{GIEMS-2}$). As the CYGNSS SWE seasonal cycle represents only one year, cross-correlations between products were also calculated by limiting the data to the same year as CYGNSS for all datasets, and it gave similar results (not shown).

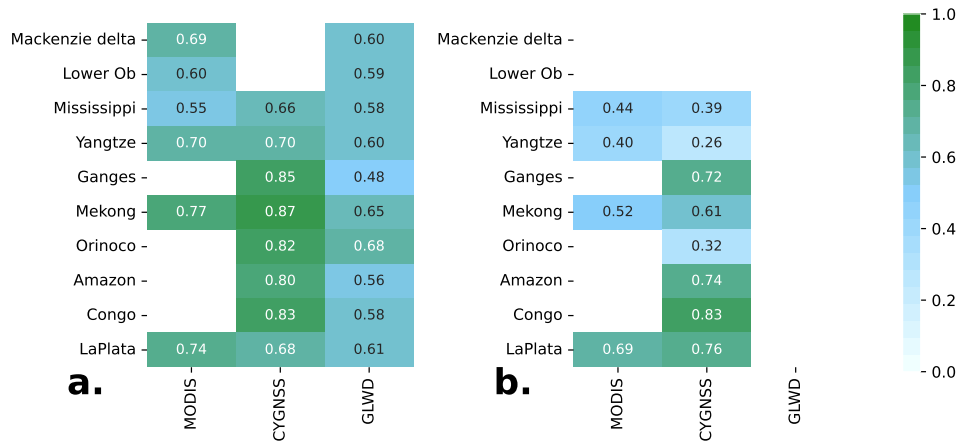


Figure 2.3: **a. MAMax** and **b. MAMin** spatial correlation of the different products with GIEMS-2 over selected basins. Cross-correlation is achieved at 0.25° over snow-free pixels.

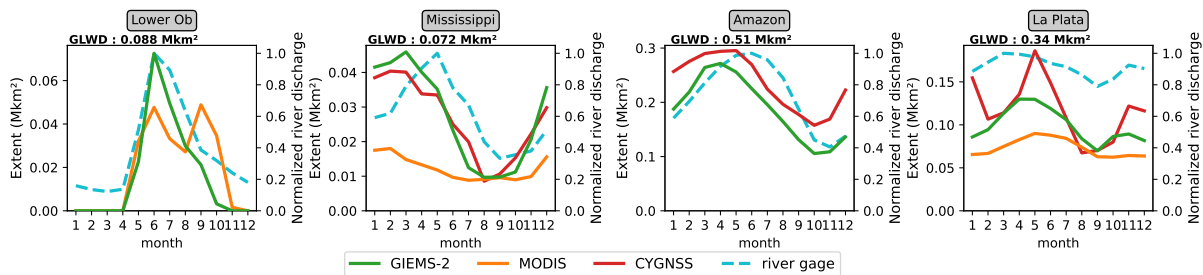


Figure 2.4: Mean annual seasonal cycle of the different datasets over selected basins, calculated over all available data between 1992 and 2020. The same basin and snow masks are applied to all 0.25° monthly gridded datasets.

GIEMS-2 and MODIS exhibit similar seasonal variations ($r_{sea} > 0.75$), often lagged by one month (the Mekong, La Plata). The seasonality on the Yangtze is very different between MODIS and GIEMS-2: GIEMS-2 has a large peak, while MODIS has a less pronounced seasonal cycle. GIEMS-2 and CYGNSS SWE present very similar seasonal temporal variations: the temporal correlation coefficients between the 2 seasonal cycles exceed 0.84 for all basins except La Plata ($r_{sea} = 0.69$), with no temporal delay in 8 basins out of 10. While the seasonal behaviors between GIEMS-2 and river discharge align in all basins ($r_{sea} > 0.85$), GIEMS-2 (and CYGNSS) tends to precede river discharge, manifesting as a one-month lead over the Amazon, the Congo, the Mekong, and La Plata basins, and a two-month lead for the Mississippi and Yangtze. This temporal offset is consistent with gauge locations close to the river mouth, highlighting the sensitivity of GIEMS-2 and CYGNSS to basin-wide flooding dynamics as observed previously (e.g., Papa et al., 2008; Frappart et al., 2012), which, in turn, influences estuarine behavior where the water concludes its course.

The seasonality in boreal regions is highly dependent on freeze-thaw processes, and indeed we see similar temporal variations over the Mackenzie delta for GIEMS-2 and MODIS. However, over the lower Ob basin, MODIS shows a double flood peak in June and September, while GIEMS-2 and river gauge measurements show only the first peak. The hydrology of the lower Ob basin is complex, and its seasonal variations are attributed to melting ice in spring and rain and evapotranspiration in summer and autumn (Biancamaria et al., 2009; Agafonov et al., 2016). Human influence through damming also alters the hydrological behavior (Yang et al., 2004; Shiklomanov et al., 2021). The literature shows a single seasonal peak (Yang et al., 2004), or a slight second peak (Biancamaria et al., 2009) for river discharge. However, there are only a few studies on water extent for this lower Ob region. Zakharova et al. (2014)

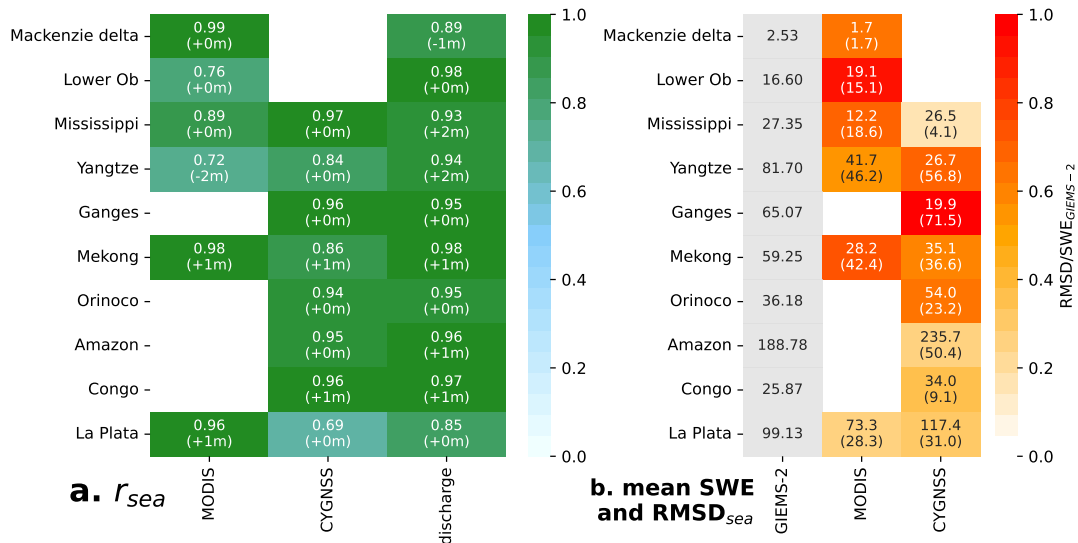


Figure 2.5: **a.** Maximum cross-correlation between the mean annual seasonal cycles of GIEMS-2 SWE and the other data products (MODIS SWE, CYGNSS SWE, and river discharge) over selected catchments, with the corresponding time delays in brackets. Delays from 0 to ± 2 months have been tested (applied to GIEMS-2). **b.** MAmean and in brackets the $RMSD_{sea}$, both in $10^3 km^2$. GIEMS-2 is used as a reference for the $RMSD_{sea}$ calculation. The colors represent the ratio between $RMSD_{sea}$ and $MAmean_{GIEMS-2}$.

obtained SWE by radar altimetry, showing a SWE with a single or double peak, depending on the part of the West Siberian Lowland studied. Mialon et al. (2005) found a double peak seasonality using microwave emissivities. The presence of a second peak in the SWE remains then unclear and would warrant further investigation. The SWOT mission, a Ka-band SAR launched in December 2022, will undoubtedly provide access to new relevant data on this region to improve our understanding of this single or double peak in SWE.

Fig.2.5.b shows that GIEMS-2 exhibits higher mean annual SWE compared to MODIS in all basins, with MODIS peaks being from 30 to 50% lower than GIEMS-2. This is reflected by MODIS $RMSD_{sea}/MAmean_{GIEMS-2}$ being above 50% in 5 out of the 6 common basins (see colors in Fig.2.5.b). GIEMS-2 and CYGNSS agree on SWE values on the Mississippi, the Amazon, the Congo, and La Plata basins with $RMSD_{sea}/MAmean_{GIEMS-2} \leq 35\%$ over these basins. Over the Orinoco, the amplitudes are also similar (see Fig.2.S2), but the $RMSD_{sea}/MAmean_{GIEMS-2}$ is higher (0.69). CYGNSS is closer to MODIS SWE values over the Yangtze and the Mekong basins. Over-estimation of the GIEMS products have already been noted in Asia, over saturated soil with low vegetation (e.g., Papa et al., 2015). A correction has been attempted (Prigent et al., 2020), but further adjustments might still be needed.

GLWD consistently exhibits either comparable or higher values than the other SWE products seasonal maximum, except for basins such as the Ganges, the Yangtze, and the Mekong where GIEMS-2 peaks exceed GLWD values. In addition to the possible overestimation of the SWE by GIEMS-2 in these environments, the absence of rice paddies in GLWD also probably lead to underestimation of inundated areas in these regions where rice cultivation is important.

2.5.4 Analysis of the inter-annual variability

The SWE inter-annual variations are analyzed here. Fig.2.6 shows the time series and their anomalies for the SWE estimates and for the river discharges above the four selected basins (additional basins available in Supplementary Fig.2.S3). The cross-correlation of the time series r_{ts} and the correlation of their anomalies r_{ano} between GIEMS-2 and other products can be found in Fig.2.7 a and b, respectively.

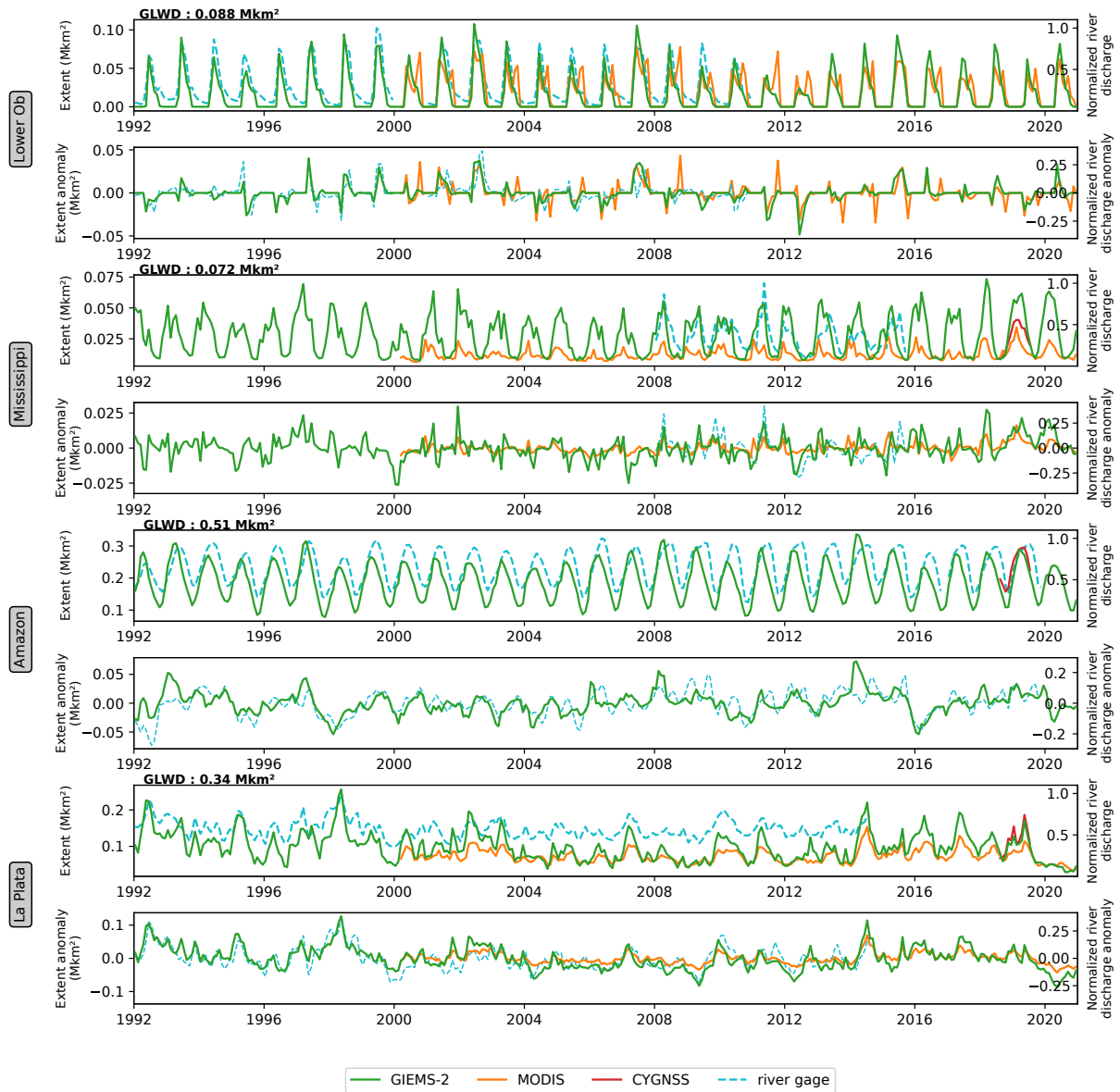


Figure 2.6: **Monthly time series and monthly time series anomalies of the SWE products and river discharges over selected basins.** The same basin and snow masks are applied to all 0.25° monthly gridded datasets. With only one year of CYGNSS SWE available, no anomalies can be calculated. River discharges are normalized, setting their time series maximum to 1.

First, similar patterns can be identified between GIEMS-2 and MODIS in terms of inter-annual variability of SWE and their anomalies. Qualitatively, Fig.2.6 and 2.S3 show good agreement between GIEMS-2 and MODIS over the Mackenzie delta, the lower Ob, the Mekong, La Plata, and the Mississippi, confirmed by cross-correlation coefficients of $r_{ts} \geq 0.74$ and $r_{ano} \geq 0.59$. Lower correlations are recorded over the Yangtze ($r_{ts} = 0.51$ and $r_{ano} = 0.33$). The agreement on the long-term anomalies for 5 out of 6 basins between GIEMS-2 and MODIS is very encouraging. These two datasets are independently derived from two different types of satellite observations, over 20 years. Reaching a good correlation over long-term time series with large seasonal cycles can be expected (with the seasonal cycle driving a large part of the correlation), but once the seasonal cycle is subtracted, only the inter-annual changes are left, and their order of magnitude is much smaller and difficult to capture. The correlations obtained here between GIEMS-2 and MODIS provides confidence in the inter-annual changes observed by both satellite

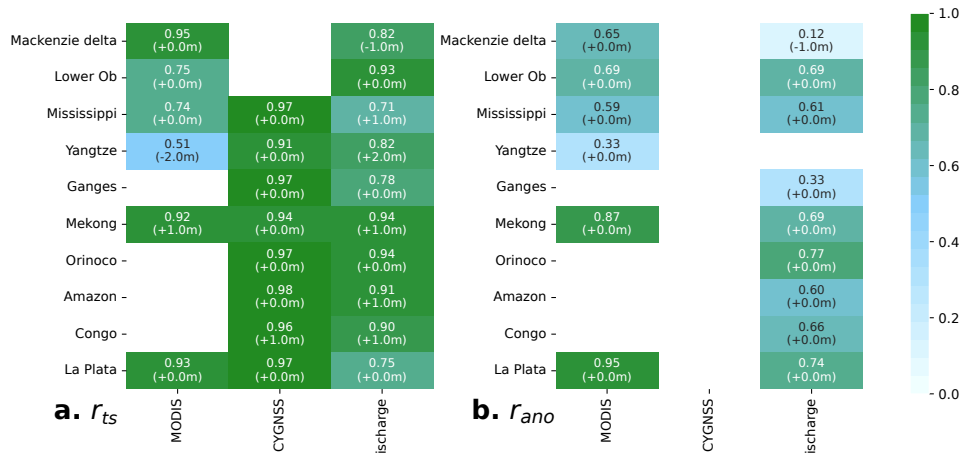


Figure 2.7: **a. Time series cross-correlations r_{ts}** and **b. Times series anomalies cross-correlations r_{ano}** . Cross-correlation with time delay up to ± 2 months between GIEMS-2 SWE and the other data products for different basins. The cross-correlations are calculated over the common period of the datasets. As only one year of CYGNSS data is available, no anomalies can be calculated.

products.

The river discharges at the mouth of the river allow long-term observations of the basin hydrology that should be related to the SWE integrated over the basins. Here again, the long-term time series of GIEMS-2 and discharges as well as their anomalies show good agreements (Fig.2.6 and 2.S3). On the monthly time series, a delay of one or two months can be observed between GIEMS-2 and discharges, as already discussed in Section 2.5.3. The agreement is confirmed by the correlation values, with $r_{ts} \geq 0.71$ for all basins and $r_{ano} \geq 0.60$ for 7 of the 9 basins. Note that over the forested tropical basins, the long-term anomalies of GIEMS-2 and river discharge agree well (e.g. $r_{ano} = 0.60$ for the Amazon and $r_{ano} = 0.66$ for the Congo). This notable performance suggests that GIEMS-2 has the ability to detect swamps and floodplains, as well as their inter-annual changes, even under dense tropical forests. Results from the Mackenzie delta and the Ganges (resp., $r_{ano} = 0.12$ and $r_{ano} = 0.33$) could be partly related to the locations of the two river gauges in these basins, rather far from the river mouths and less representative of the full extent of the basins. In fact, the Mackenzie delta gauge is located upstream of the basin, and the Ganges gauge is located in the upper part of the Hasdeo river, which is part of the Ganges basin, but not a tributary of the Ganges. The inter-annual variations at these specific gauges are therefore probably unrepresentative of the entire basins.

GIEMS-2 data spans 30 years and relies on passive microwave observations from several satellites. Using carefully inter-calibrated satellite observations and a robust methodology makes it possible to generate a long time-series of SWE showing an inter-annual variability that agrees with MODIS estimates, as well as with river discharges, under a large range of environments.

2.6 Discussion

2.6.1 Limitations and potentials

Comparisons of SWE from multiple sources is challenging. This is corroborated by the wide dispersion found in the literature, with global SWE ranging from 4.5 to 12.9 Mkm² depending on the products (see Tab.1 in Xi et al. (2022)). All information sources do not consider the same surface types, some including open water bodies such as lakes and rivers, while others remove part of the large open water bodies. Non-inundated peatlands can also be considered in datasets such as GLWD. Irrigated and/or rainfed rice fields are also sometimes included or removed, depending on the datasets. The satellite-derived

SWE considered here are extracted from different satellite observations, with different spatial resolutions, as well as with different sensitivities to vegetation.

Variations in the inundation fraction values are observed between the different products. In particular, GIEMS-2 tends to detect more water than MODIS and CYGNSS in areas characterized by high inundation fractions, possibly leading to an overestimation in these areas. Its detection capability seems also to decrease compared to MODIS and CYGNSS in areas with lower flood fractions or fine spatial structures. This is related to the low spatial resolution of the passive microwave observations from which GIEMS-2 is extracted compared to the finer spatial resolution of the MODIS and CYGNSS observations. [Prigent et al. \(2007\)](#) estimated that GIEMS and GIEMS-2 probably underestimates small wetlands comprising less than 10% fractional coverage and overestimates large wetland fractions, due to the low spatial resolution of the initial satellite observations, although the results have been improved from GIEMS to GIEMS-2.

GIEMS-2 is derived from passive microwave observations that can show similar signatures over ocean, desert, and continental surface water ([Pham-Duc et al., 2017](#)). That leads to possible over-estimation of the SWE in the coastal regions (ocean contamination in the signal) and in arid regions (misinterpretation of the signal). This risk of confusion is taken into account in the GIEMS-2 processing. However, in an attempt to avoid misclassification, the GIEMS-2 product could be over-cleaned, resulting in lower SWE compared to MODIS in some arid regions (e.g. the north of the Inner Niger Delta in Supplementary Fig.2.S4). Nevertheless, significant differences between the three remotely sensed SWE considered here have been observed over arid regions, e.g. over the Nile basin in Supplementary Fig.2.S4, where the spatial correlation between the three products are low ($r < 0.25$), and the SWE varies greatly between the products (from $32 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ for MODIS to $7 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ for CYGNSS). Note that the SWE pre-processing of CYGNSS filters out desert surfaces, for which SWE recovery is clearly not designed. This highlights the uncertainties in remotely sensed SWE estimates in these environments.

Finally, the strengths of GIEMS-2 lie in its long time series, global nature and consistency in terms of temporal variability, as shown in the results section. This comparison helps to understand the strengths and limitations of the information sources, with notable differences found among the various SWE estimates. Efforts are already underway to take advantage of the complementarity of the different techniques. For example, the high spatial resolution of visible imagery (such as MODIS) will be used to provide accurate estimates of open water, while microwave observations, which are less affected by vegetation, will provide key information in forested areas such as the Amazon floodplains.

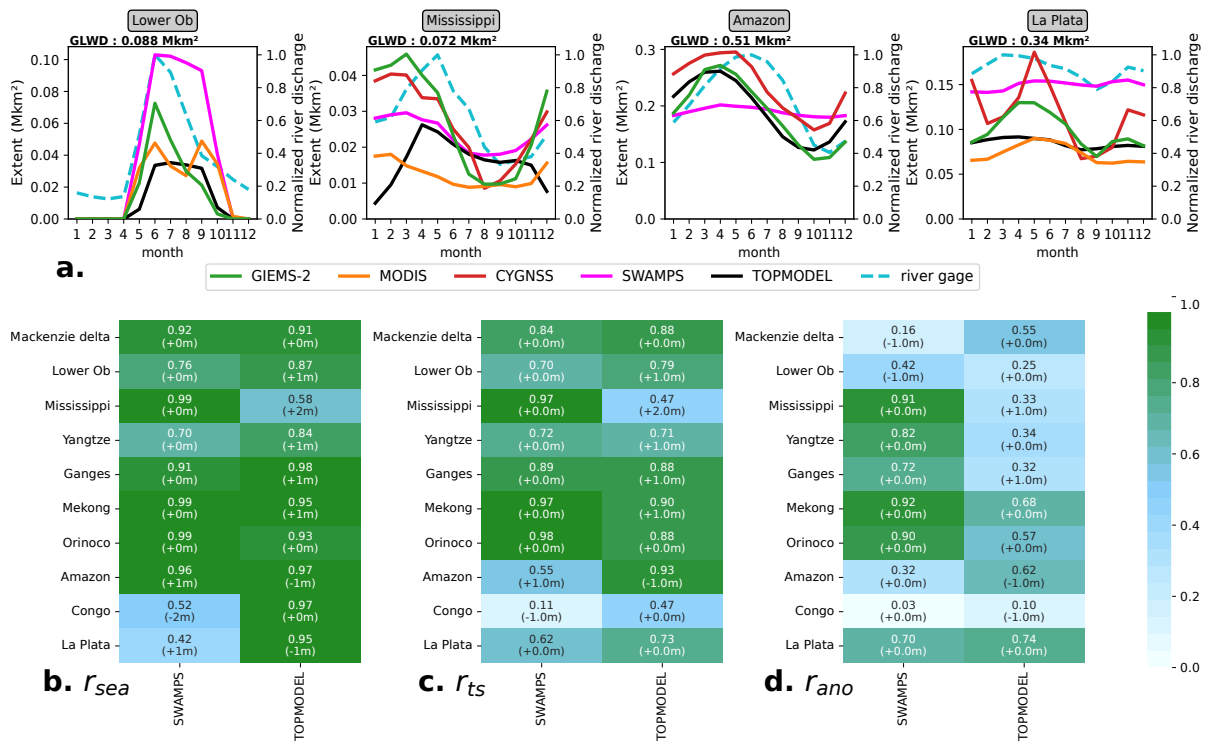


Figure 2.8: **a.** Mean annual seasonal cycle of different datasets over selected basins, calculated over all available data between 1992 and 2020. Cross-correlations between GIEMS-2 and SWAMPS or TOPMODEL over the selected basins for **b.** the mean annual seasonal cycle, **c.** the long-term time series and **d.** the long-term anomalies.

2.6.2 Analysis of differences between GIEMS-2 and SWAMPS

To further highlight specific aspects of a microwave-based SWE product, we briefly discuss here a comparison of GIEMS-2 and SWAMPS. As mentioned in section 2.3, SWAMPS and GIEMS-2 are using the same satellite information, passive microwave observations from SSM/I and SSMIS. The differences between SWAMPS and GIEMS are only due to different processing / algorithms to estimate the surface water. SWAMPS shows globally higher SWE MAMax (8.4 Mkm²) than GIEMS-2 (6.2 Mkm²). We found that major differences in total extent occur in 1. coastal areas, 2. snow-covered pixels and 3. desert areas. To compare areas not contaminated by these environments, a test was performed by setting pixels <50 km from the coast, snow-covered pixels and desert pixels in both datasets to 0 fraction. To have access to arid areas, 0.25° pixels with bare areas as dominant class from ESA CCI land cover are selected. Comparing the remaining areas, SWAMPS MAMax is reduced to 5.2 Mkm² and GIEMS-2 to 5.0 Mkm², which are much closer SWE values. Moreover, SWAMPS MAMax presents 65% of the coastal pixels with SWE >5% over the 37.5°S-37.5°N band, while only 20%, 29% and 26% are detected by GIEMS-2 MAMax, CYGNSS MAMax, and GLWD, respectively (note that CYGNSS is also likely contaminated by oceans but at much smaller scale of \sim 10 km as no filtering was applied). This means that the higher SWAMPS values are probably due to contamination of surfaces that have similar signatures to continental water surfaces (e.g. coastal regions, deserts, and snow). The filtering process in these environments is thus very important and strongly influences the resulting SWE.

SWAMPS monthly seasonal cycles are shown over the lower Ob, the Mississippi, the Amazon, and La Plata basins in Fig.2.8 along with GIEMS-2, MODIS, and CYGNSS estimates (other basins in Supplementary Fig.2.S2). Cross-correlations with GIEMS-2 in terms of mean seasonality, long-term time series, and anomalies are presented in Fig.2.8. Cross-correlations of anomalies are greater than 0.7

over 6 out of the 10 basins, but differ on the Mackenzie delta, the lower Ob, the Amazon, and the Congo basins. This reflects important differences between GIEMS-2 and SWAMPS products, although the same satellite observations are used. Also, we notice on Fig.2.8 that SWAMPS presents flat seasonal cycles over the Amazon (SWE seasonal amplitude ~ 0.02 Mkm²) and the Congo (SWE seasonal amplitude ~ 0.002 Mkm²), two basins with dense vegetation, while GIEMS-2 and CYGNSS show significant seasonal variations over the two basins (SWE seasonal amplitude > 0.1 Mkm² for the Amazon and > 0.01 Mkm² for the Congo). Indeed, passive microwave observations are strongly affected by dense vegetation, and subtracting the vegetation from the signal under tropical forest is challenging. The vegetation effect is likely not correctly subtracted in the SWAMPS dataset over dense forest.

2.6.3 GIEMS-2 and hydrological models

Hydrological models represent changes in the different components of the water cycle and the fluxes between them. They help to quantify current water resources and are a unique resource for climate projections under different scenarios. In this section, we analyze the SWE outputs derived from the TOPMODEL to illustrate the potential of GIEMS-2 for hydrological modeling.

The spatial correlation coefficient between GIEMS-2 and TOPMODEL SWE M_{Amax} is 0.85 on a global scale. However, their M_{Amin} show different patterns (correlation 0.38), reflecting their independence in temporal variations. The seasonal variations of the TOPMODEL product over the selected basins are shown in Fig.2.8 and Supplementary Fig.2.S2. The seasonal cross-correlation r_{sea} between GIEMS-2 and TOPMODEL is greater than 0.75 in 9 out of 10 basins (Fig.2.8), but 7 out of 10 basins show a lag. Compared to the three remote sensing datasets, TOPMODEL has a distinct seasonal cycle over the Mississippi and the Yangtze basins. GIEMS-2 and TOPMODEL agree particularly well on the long-term anomalies over the Mekong, La Plata, and Amazon basins ($r_{ano} = 0.69, 0.74$ and 0.62 respectively), with anomalies over the remaining basins showing less agreement.

Generally, TOPMODEL assumes soil moisture distribution in a grid following the distribution of topography index, which can capture regular wetlands defined as saturated soil. However, floodplains, as the flooded area near the river when the river is full, cannot be simulated well by TOPMODEL because floodplains have different drivers of formation (Nanson et al., 1992; Dunne et al., 2013). GIEMS-2 captures seasonal and inter-annual variations of floodplains, explaining different seasonal cycles between GIEMS-2 and TOPMODEL in some basins (e.g., Mississippi), where GIEMS-2 has better correlations with river gauges. These floodplain variations cannot be modeled by TOPMODEL alone. Combining TOPMODEL and a floodplain model has been suggested (Decharme et al., 2012; Lauerwald et al., 2017) to obtain more accurate wetland fractions in basins with significant floodplain fractions. The robust seasonal variations observed in GIEMS-2 and largely validated here will be useful in calibrating or evaluating the coupled model, like any other hydrological model.

2.7 Conclusion and outlook

GIEMS-2 provides an estimate of the monthly surface water extent from 1992 to 2020 with a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. GIEMS-2 is derived primarily from passive microwave observations provided by the SSM/I and SSMIS sensors. It is evaluated here against other independent products.

On the basin scale, the SWE from GIEMS-2, MODIS, and CYGNSS products show consistent spatial patterns. However, differences can be observed in the extent, for both mean annual maximum and minimum. This is explained by the combination of several factors, including the differences in the spatial resolutions of the satellite observations. The mean annual seasonal cycle shows significant agreement (with cross-correlations above 0.8 for most selected basins) between GIEMS-2 and the other satellite-derived products, as well as with the river discharges. Over their common 20 years, the inter-annual

variations of GIEMS-2 and MODIS present very similar features, with their anomalies having correlations above 0.6 over basins in diverse environments. Compared to river discharge, GIEMS-2 also shows realistic inter-annual variability, with correlations over 0.6 between long-term anomalies over most basins, including under tropical basins (Amazon and Congo) where passive microwaves are often suspected to be insensitive to surface water variations. Based on carefully inter-calibrated satellite observations and a robust methodology, GIEMS-2 shows no artefacts related to satellite changes over the 30 years, and provides a seamless SWE time record that can be used for climate analysis.

Calibration of a hydrological model (TOPMODEL) with GIEMS-2 shows encouraging results, and improvements are expected by coupling TOPMODEL with a flood model. Modeling approaches are the only means to provide climate predictions for surface waters, with efforts based on robust observational estimates showing promise.

Given that wetlands are responsible for approximately a third of global methane emissions, the global methane budget is significantly influenced by the seasonal and inter-annual dynamics of wetland extents. We showed here that GIEMS-2 provides a 30-year time series of global surface water extent, with very realistic inter-annual variations, and thus can provide key information to the methane emission modelers for the analysis of the inter-annual variation of atmospheric methane. Methane emissions are not uniform across all surface waters and depend on surface characteristics. The next step will consist in combining GIEMS-2 with land cover data and other water body distributions to build a coherent product representing different surface water categories. This effort is intended to facilitate the coherent simulation of methane emissions across various ecosystems.

2.8 Supplementary Material

| Basin | Station name | Source | lat | lon | Start | End |
|-----------------|------------------------------------|---------------------|--------|---------|---------|---------|
| Mackenzie delta | Mackenzie river at artic red river | Water Office Canada | 67.46 | -133.75 | 1992-01 | 2019-12 |
| Lower Ob | Salekhard | GSIM | 66.57 | 66.53 | 1992-01 | 2010-12 |
| Mississippi | At Vicksburg, MS | GSIM | 32.32 | -90.91 | 2008-01 | 2016-12 |
| Yangtze | Datong | GSIM | 30.77 | 117.62 | 2004-01 | 2004-12 |
| Ganges | Manendragarh | GSIM | 23.20 | 82.22 | 1992-01 | 2014-12 |
| Mekong | TanChau | B. Pham Duc | 10.80 | 105.25 | 2001-01 | 2020-12 |
| Orinoco | Ciudad Boli | Hybam | 8.14 | -63.61 | 2003-01 | 2020-01 |
| Amazon | Obidos | Hybam | -1.95 | -55.51 | 1992-01 | 2019-12 |
| La Plata | Timbues | GSIM | -32.67 | -60.71 | 1992-01 | 2014-12 |
| Congo | Congo à Beach Brazzaville | Hybam | -4.28 | 15.30 | 1992-01 | 2020-11 |

Tableau 2.S1: River discharge station information. For start and end dates, common time period with GIEMS-2 is given.

CHAPITRE 2 – LA CARTOGRAPHIE DES ZONES INONDÉES : L'APPORT DE GIEMS-2 POUR L'ÉTUDE DES VARIATIONS INTER-ANNUELLES

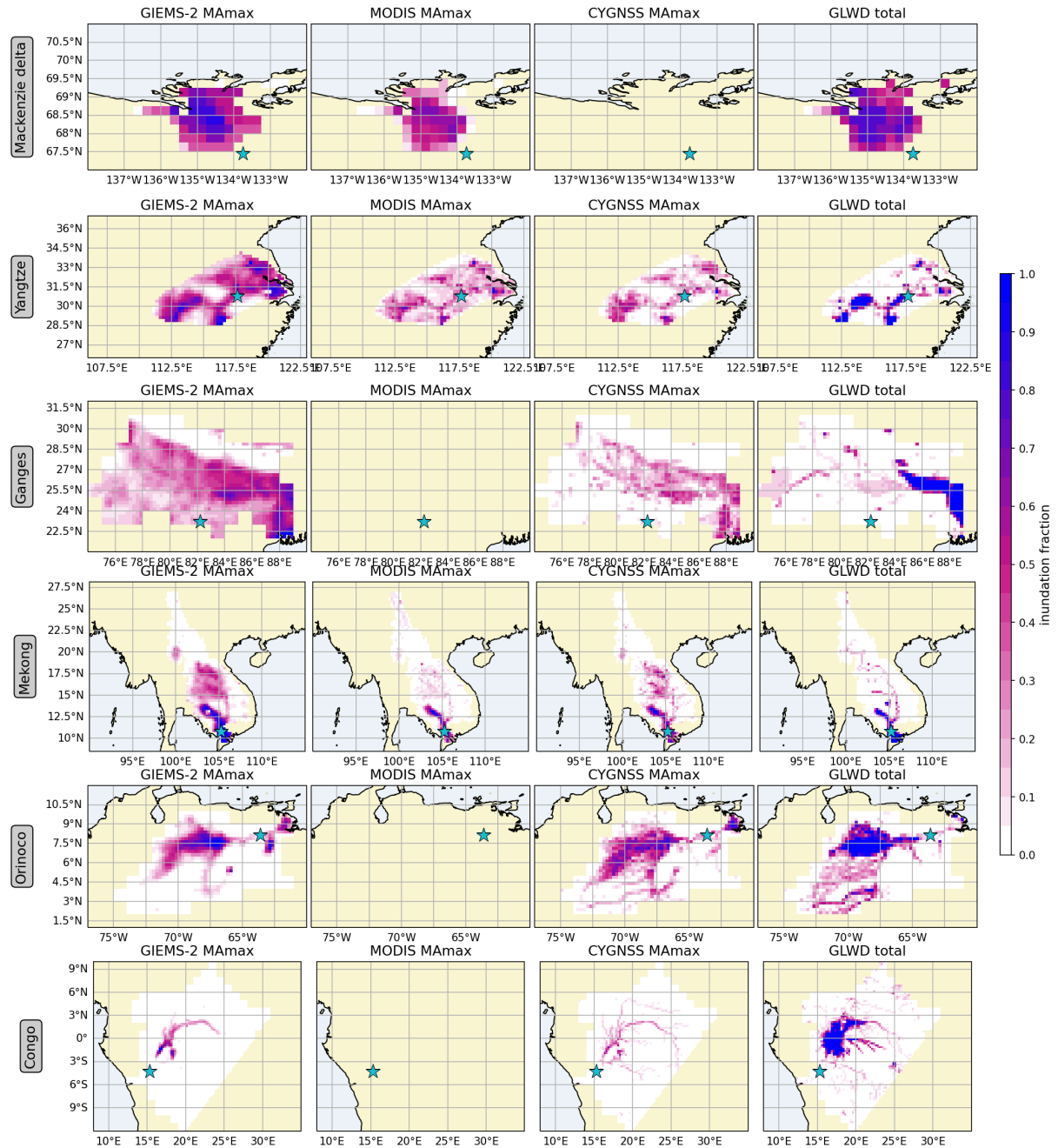


Figure 2.S1: Same as Fig.2.2 for additional basins.

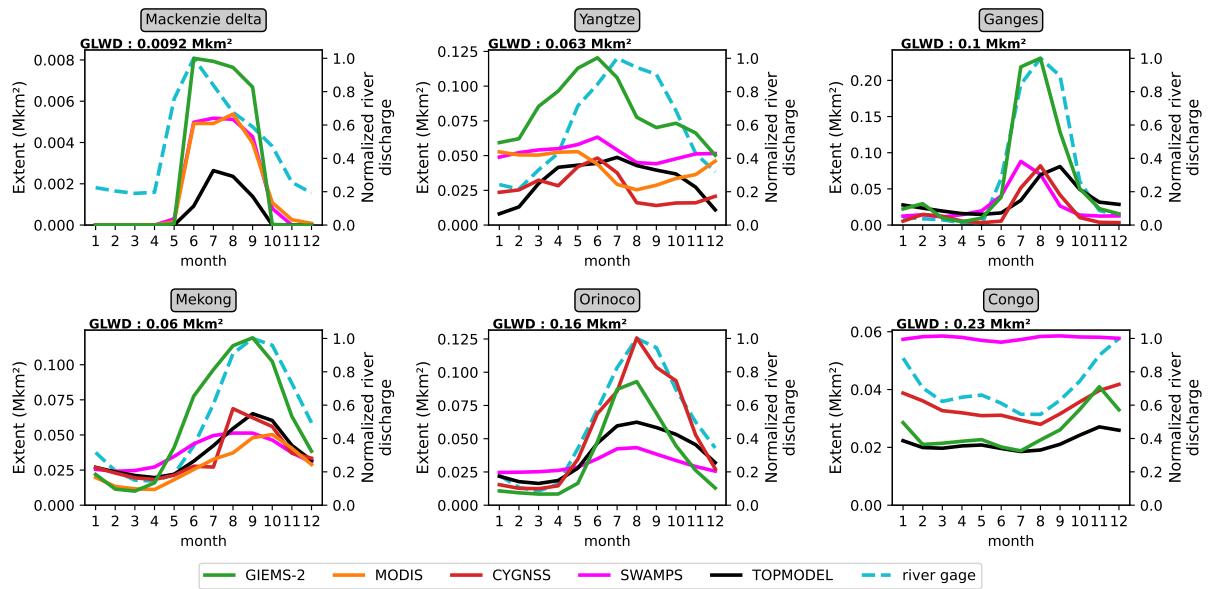


Figure 2.S2: Same as Fig.2.4 and Fig.2.8.a for additional basins.

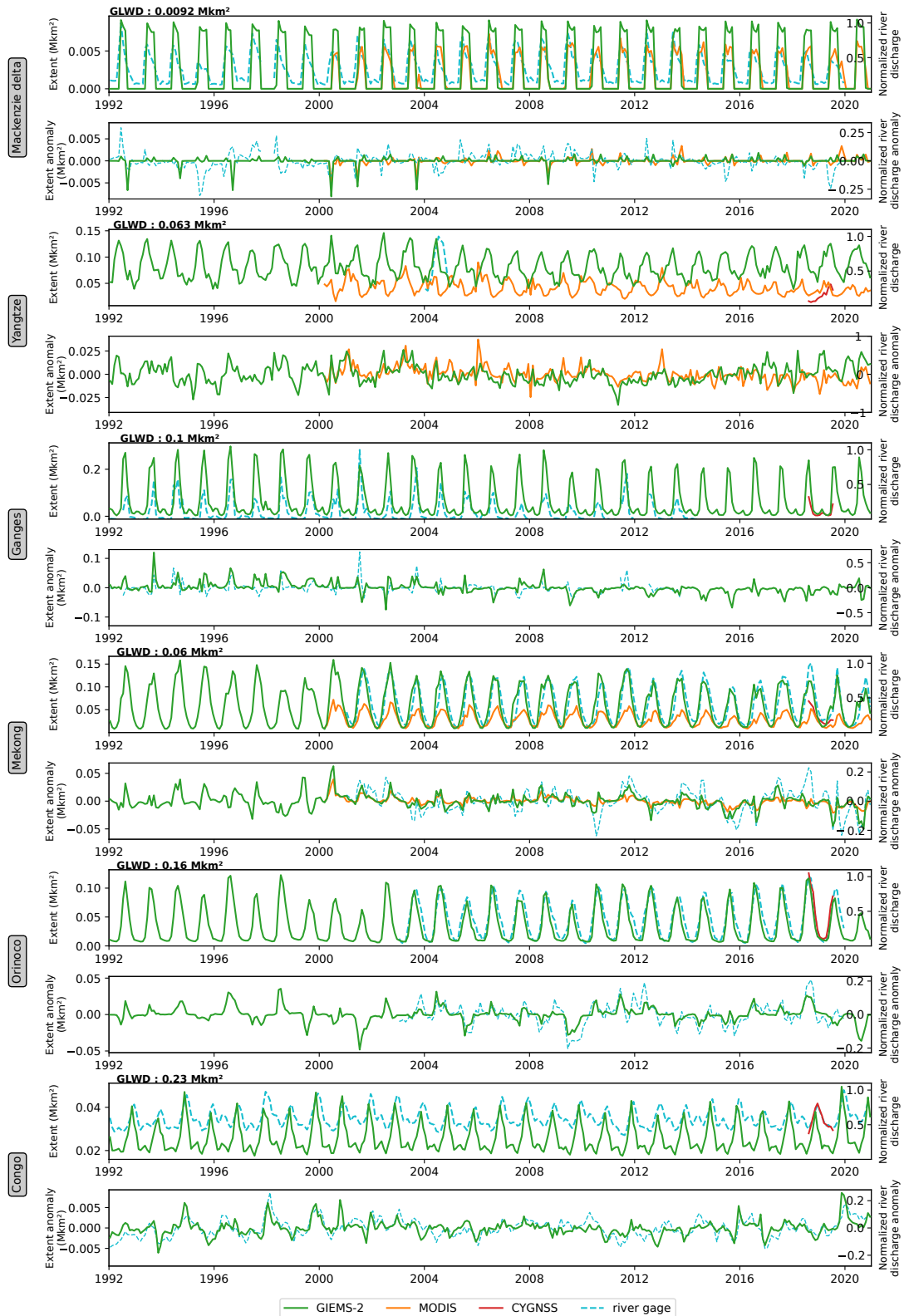


Figure 2.S3: Same as Fig.2.6 for additional basins.

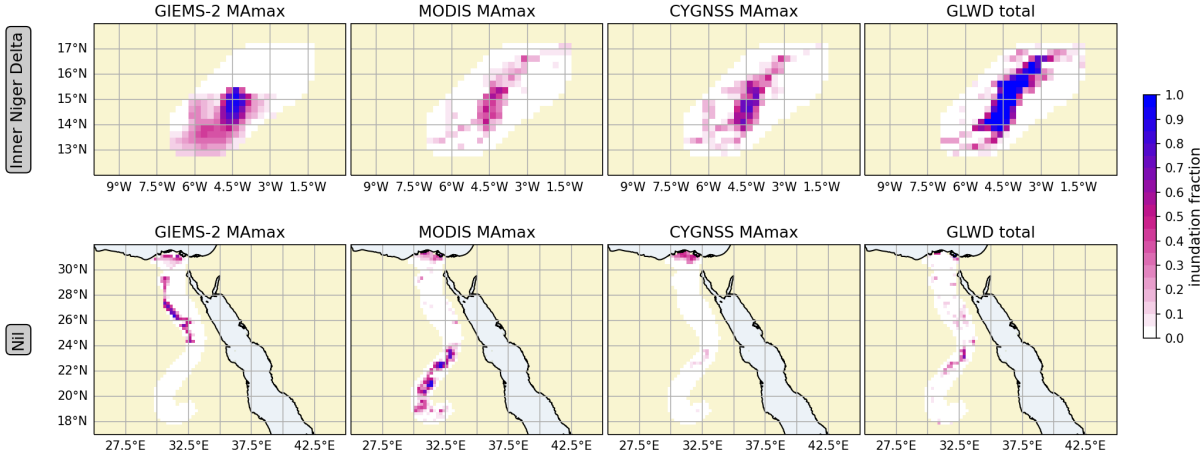


Figure 2.S4: Same as Fig.2.2 for the Inner Niger Delta and the Nile (arid areas).

Résumé de l'article en français

GIEMS-2 est un jeu de données fournissant mensuellement la fraction inondée par pixel sur une grille régulière $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de 1992 à 2020. Principalement basé sur les données micro-ondes (SSM/I et SSMIS), c'est l'un des deux produits à fournir ces informations dynamiques à l'échelle du globe sur une série temporelle de trente ans. Il est question dans cet article de comparer les nouvelles séries temporelles (étendues jusqu'en 2020) avec d'autres produits : 20 ans de données d'inondations issues de MODIS disponibles à l'échelle de bassins, 1 an de données d'inondation de CYGNSS sur la bande $\pm 37.5^\circ$ et de longues séries temporelles de débits de rivières. La comparaison est faite sur 10 bassins représentant des environnements différents : l'Ob inférieur, le Mississippi, l'Amazone, La Plata, le delta du Mackenzie, le Yangtze, le Gange, le Mékong, l'Orénoque et le Congo.

Cette comparaison montre des motifs spatiaux similaires entre GIEMS-2, MODIS et CYGNSS (coefficients de corrélation supérieurs à 0.65 sur presque tous les bassins). GIEMS-2, MODIS, CYGNSS et les débits de rivières révèlent également des variations saisonnières très proches (corrélations sur les 12 mois de la saisonnalité moyenne supérieures à 0.8 sur la plupart des bassins). Cependant, la valeur de l'étendue en eau est assez incertaine et peut varier grandement entre les trois estimations satellitaires (RMSD > 40% sur la moitié des bassins en terme d'étendue moyenne). Concernant les variations inter-annuelles, les résultats montrent que GIEMS-2, MODIS et les débits de rivières présentent des anomalies désaisonnalisées semblables (coefficients de corrélations sur les anomalies supérieurs à 0.6 pour la plupart des bassins). Des corrélations temporelles fortes sont aussi calculées sur les bassins du Congo et de l'Amazone entre GIEMS-2 et les débits de rivières, montrant la capacité de GIEMS-2 à détecter la présence d'eau et ses variations sous une végétation dense. GIEMS-2 ne montre pas d'artefact lié aux changements satellitaires au cours des 30 dernières années, fournissant un inventaire temporel continu des eaux de surface qui peut être utilisé pour l'analyse du climat.

Les variations saisonnières robustes observées dans GIEMS-2 et largement validées ici seront utiles pour calibrer ou évaluer les modèles hydrologiques. Un exemple de calibration avec GIEMS-2 d'un modèle hydrologique type TOPMODEL est discuté. Des améliorations seraient nécessaires pour que le modèle puisse reproduire les plaines d'inondation, en couplant par exemple TOPMODEL avec un modèle de débordement de rivières.

Les émissions de méthane des zones humides, et donc le bilan mondial du méthane, sont fortement influencés par la dynamique saisonnière et inter-annuelle de l'étendue des zones humides. Pour conclure, GIEMS-2 peut fournir des informations clés aux modélisateurs d'émissions naturelles de méthane pour l'analyse de la variation inter-annuelle du méthane atmosphérique ce qui fait l'objet de la suite de la thèse.

2.9 Travaux additionnels

Alors que les produits satellitaires que nous avons utilisés dans l'article [Bernard et al. \(2024b\)](#) se concentrent sur le *Surface Water Extent* (SWE), des comparaisons avec d'autres variables hydrologiques ont été réalisées au cours de la thèse mais n'ont pas été prises en compte dans l'article. En particulier, la comparaison de GIEMS-2 avec des données sur le stock total en eau ainsi que des données de précipitations est présentée Section 2.9.1. De plus, des problèmes identifiés dans l'inter-annualité de SWAMPS sont discutés dans la Section 2.9.2, car ces problèmes sont à l'origine d'erreurs dans le jeu de données WAD2M qui sera largement utilisé dans les deux chapitres suivants, à savoir les Chapitres 3 et 4.

2.9.1 Comparaison avec le stock total d'eau (GRACE) et les précipitations

Le stock total en eau (*Total Water Storage*, TWS) ainsi que les précipitations peuvent fournir d'autres références hydrologiques à l'échelle mondiale pour évaluer le comportement de GIEMS-2.

Les deux satellites identiques de la mission Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) ont été lancés en 2002 ([Tapley et al., 2004](#)) et leurs deux successeurs (GRACE-Follow on) en 2018. L'instrument KBR (K/Ka-Band Ranging) à leurs bords mesure la distance entre les deux satellites identiques qui se suivent avec une précision de quelques microns. En analysant leurs accélérations, soumises à la gravité terrestre, on peut remonter à la variation de quantité de masse terrestre à la verticale des satellites. La majeure partie de ces transferts de masse est liée à des transferts d'eau sous forme solide, liquide ou gazeuse. GRACE et GRACE-FO permettent ainsi de calculer la variation du TWS incluant l'eau libre, l'eau dans le sol et les eaux souterraines. Les données GRACE sont initialement disponibles à une résolution de ~ 300 km. Le produit développé par le Center for Space Research (CSR) GRACE (CSR GRACE mascons, [Save et al. \(2016\)](#)) fournit des données retraitées sur un maillage plus fin à 0.25° . Le changement de TWS est exprimé en épaisseur équivalente d'eau liquide (en cm). Les données sont téléchargeables sur https://www2.csr.utexas.edu/grace/RL06_mascons.html (version 06.02, accès 12/2023). Les données sont fournies depuis Avril 2002 et mises à jour jusqu'à mars 2024 avec un pas de temps proche d'une résolution mensuelle mais avec des mois manquants. Les données sont rééchantillonnées ici à un pas de temps mensuel comprenant 190 sur 225 mois entre avril 2002 et décembre 2020.

Le produit MSWEP (Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation) ([Beck et al., 2017](#)) fournit des estimations des précipitations de 1979 à aujourd'hui à une résolution temporelle de 3h et spatiale de 0.1° . Ce produit est basé sur des données de débits de rivières, des données satellitaires et des données de réanalyse. Les données sont disponibles sur <http://www.gloh2o.org> (accès 01/2022). Le produit MSWEP est rééchantillonné à 0.25° sur un pas de temps mensuel pour être comparé à GIEMS-2.

La Figure 2.9 montre les anomalies du SWE de GIEMS-2, du TWS de GRACE et des précipitations de MSWEP, sur différentes bandes latitudinales. Comme les produits n'étudient pas la même grandeur physique, les anomalies ont été normalisées en fixant leur maximum à 1. Les Figures 2.10.a-d. montrent des cartes de la corrélation croisée du SWE de GIEMS-2 avec les données de TWS (GRACE) et de précipitation (MSWEP), ainsi que le décalage temporel correspondant. Le coefficient de corrélation croisée est également calculé à l'échelle des dix bassins étudiés dans l'article pour le cycle saisonnier (e), les séries temporelles (f) et les anomalies (g). De la même manière que dans l'article, la corrélation croisée est calculée en prenant le maximum des corrélations temporelles obtenues pour des décalages de -3, -2, -1, 0, 1, 2 et 3 mois entre 2 jeux de données.

Des similarités sont observées dans les anomalies sur la bande 30°S - 30°N entre les données de SWE de GIEMS-2 (1992-2020), les précipitations MSWEP (1992-2020) et les données GRACE (2003-2020) (Fig.2.9). Les pics de précipitations précèdent régulièrement ceux de l'étendue en eaux de 1-2 mois (e.g., 1994, 1995, 200-2002, 2011). Les variations du TWS de GRACE semblent au contraire en retard

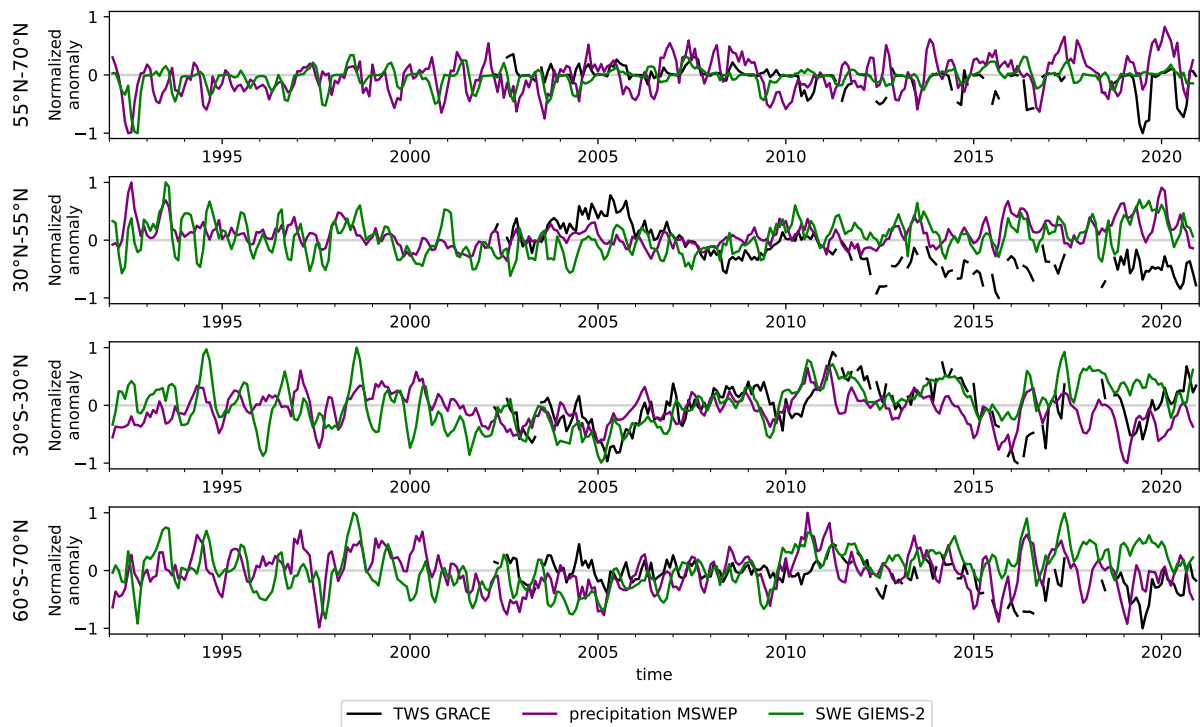


Figure 2.9: Anomalies normalisées de la variation du TWS pour 2003-2020 (GRACE, [Save et al. \(2016\)](#)), des précipitations pour 1992-2020 (MSWEP, [Beck et al. \(2017\)](#)) et de l’étendue en eau de GIEMS-2 pour 1992-2020. Les mêmes masques de neige et d’océan sont appliqués sur les jeux de données, et la période 2005-2011 est utilisée comme période de référence pour le calcul des anomalies désaisonnalisées. Par soucis de visualisation, les données de GIEMS-2 et MSWEP sont lissées avec une fenêtre glissante de 3 mois, ce qui n’est pas le cas pour les données GRACE à cause des données manquantes.

de ~ 3 mois comparées à celles du SWE de GIEMS-2 (e.g., début 2005, fin 2009, augmentation puis diminution entre 2010 et 2013). Ces tendances sont aussi visibles Figure 2.10 où le SWE de GIEMS-2 enregistre entre 30°S et 30°N des retards par rapport aux précipitations (Figures 2.10.b) et des avances par rapport au TWS (Figures 2.10.d). Ces observations sont cohérentes avec d’autres études ([Papa et al., 2013; 2015](#)), avec des variations de précipitations qui se répercutent en une augmentation du SWE (plaines d’inondations) et donc du TWS également, puis en transfert de SWE en eaux souterraines qui ne sont plus détectées par le SWE de GIEMS-2 mais toujours visibles sur le TWS de GRACE. La corrélation croisée des séries temporelles entre GIEMS-2 et les précipitations de MSWEP est élevée sur les bassins du Mackenzie, de l’Ob inférieur, du Yangtze, du Gange, du Mékong, de l’Orénoque et de l’Amazone (Figure 2.10.f, $r_{TS} \geq 0.7$), les précipitations étant détectées comme retardées par rapport à GIEMS-2 sur les trois derniers de ces bassins (resp. -1 m, -1 m et -2 m). On voit en effet, sur la carte Figure 2.10.a notamment, une corrélation très forte ($r \sim 0.9$) entre les eaux de surfaces et la précipitations sur la région du Gange et le bassin du Mékong. Le SWE de GIEMS-2 présente des corrélations élevées avec le TWS de GRACE ($r_{TS} \geq 0.75$ et $r_{ano} \geq 0.52$) en termes de séries temporelles et d’anomalies pour 2003-2020 sur les bassins tropicaux sans décalage temporel (Orénoque, Amazone et Congo) ou avec une faible avance (Gange et Mékong). Ceci est cohérent avec les études montrant que l’eau de surface représente une grande partie des variations inter-annuelles du TWS ($\sim 50\%$) sur le bassin de l’Amazone ([Frappart et al., 2012; Papa et al., 2013; Frappart et al., 2019](#)) et celui de l’Orénoque ([Frappart et al., 2014](#)).

Dans les régions boréales (30°N - 55°N) et tempérées du nord (55°N - 70°N), les données TWS de GRACE montrent une tendance à la baisse du TWS (Figure 2.9). Cette décroissance est localisée principalement en Alaska et dans le bassin du Mackenzie ([Scanlon et al., 2016; Bringeland et al., 2024](#)).

Cette décroissance n'est pas observée pour le SWE et les précipitations. Cela laisse penser à un changement de stockage des eaux souterraines ou à la perte de glaciers qui représentent une réserve d'eau douce.

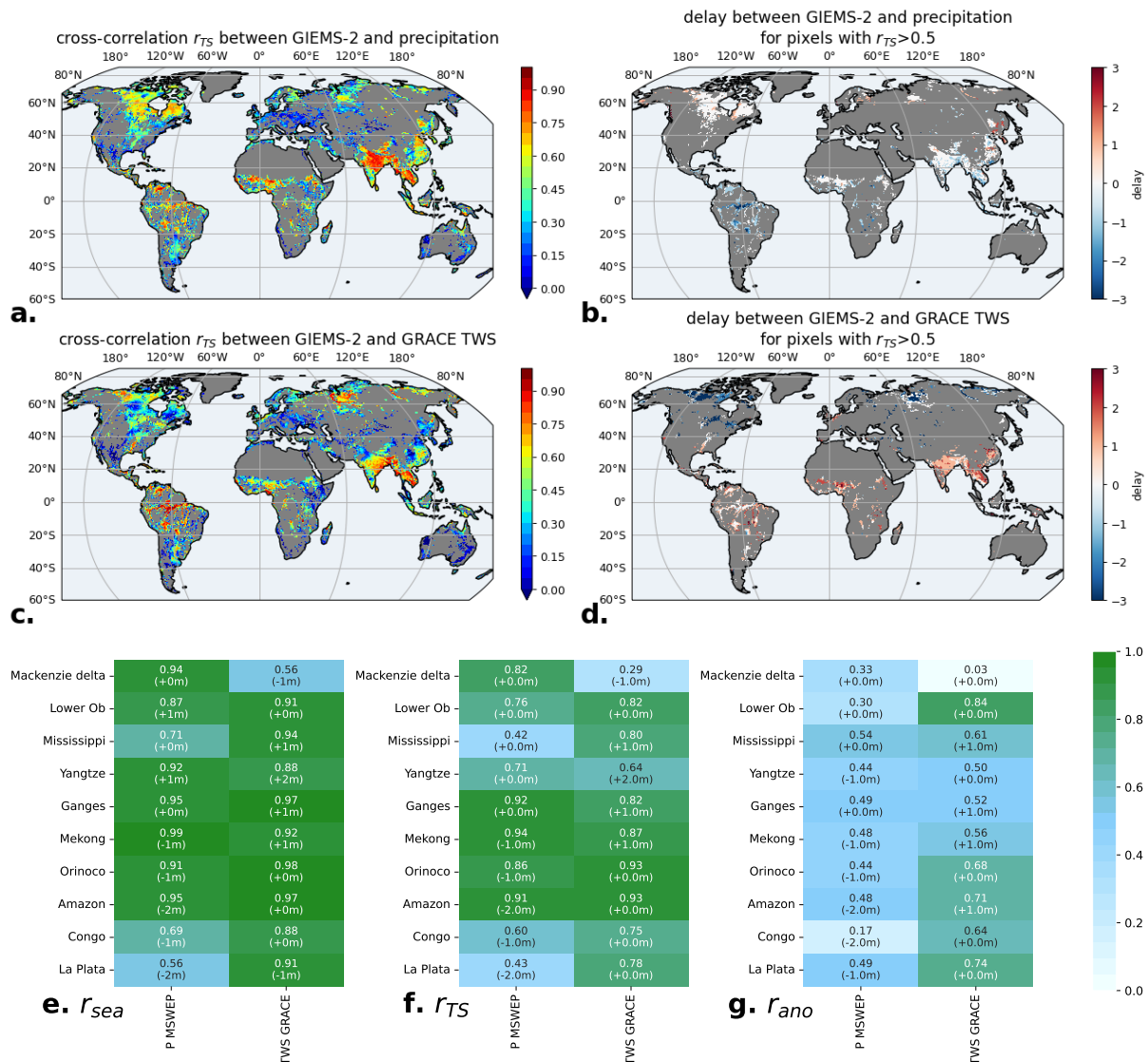


Figure 2.10: Coefficients de corrélation croisée des séries temporelles entre GIEMS-2 et **a.** les précipitations (MSWEP) avec **b.** le délai correspondant en mois, et de même **c.** et **d.** entre GIEMS-2 et le TWS (GRACE). Les délais sont indiqués uniquement lorsque $r_{TS} \geq 0.5$. Coefficients de corrélation croisée sur les bassins étudiés pour **e.** la saisonnalité, **f.** les séries temporelles et **g.** les anomalies désaisonnalisées. La comparaison est réalisée à 0.25° uniquement sur les pixels non enneigés. Les délais indiqués sont ceux appliqués à GIEMS-2, un délai de -1 mois sera donc un retard de 1 mois de GIEMS-2 par rapport à l'autre variable.

2.9.2 Inter-annualité de SWAMPS

La Fig.2.11 montre sur quatre bassins les séries mensuelles du SWE de SWAMPS ainsi que ses anomalies désaisonnalisées non montrées dans l'article. Les anomalies désaisonnalisées des SWE de GIEMS-2 et MODIS sont ajoutées pour comparaison, mais pas les séries mensuelles pour des raisons de lisibilité (celles-ci sont disponibles Figures 2.6 et 2.S3). Sur les bassins tropicaux (Amazone, La Plata, Congo), on observe un important artefact en 1994, ainsi que des changements d'amplitude du cycle

saisonnier intrigants en 2009 et 2019. Ces problèmes correspondraient à un changement d'instrument (diffusomètre) utilisé dans la production de SWAMPS (ces données sont utilisées en plus du NDVI pour caractériser la végétation). Ces changements brusques sont problématiques pour des études climatiques.

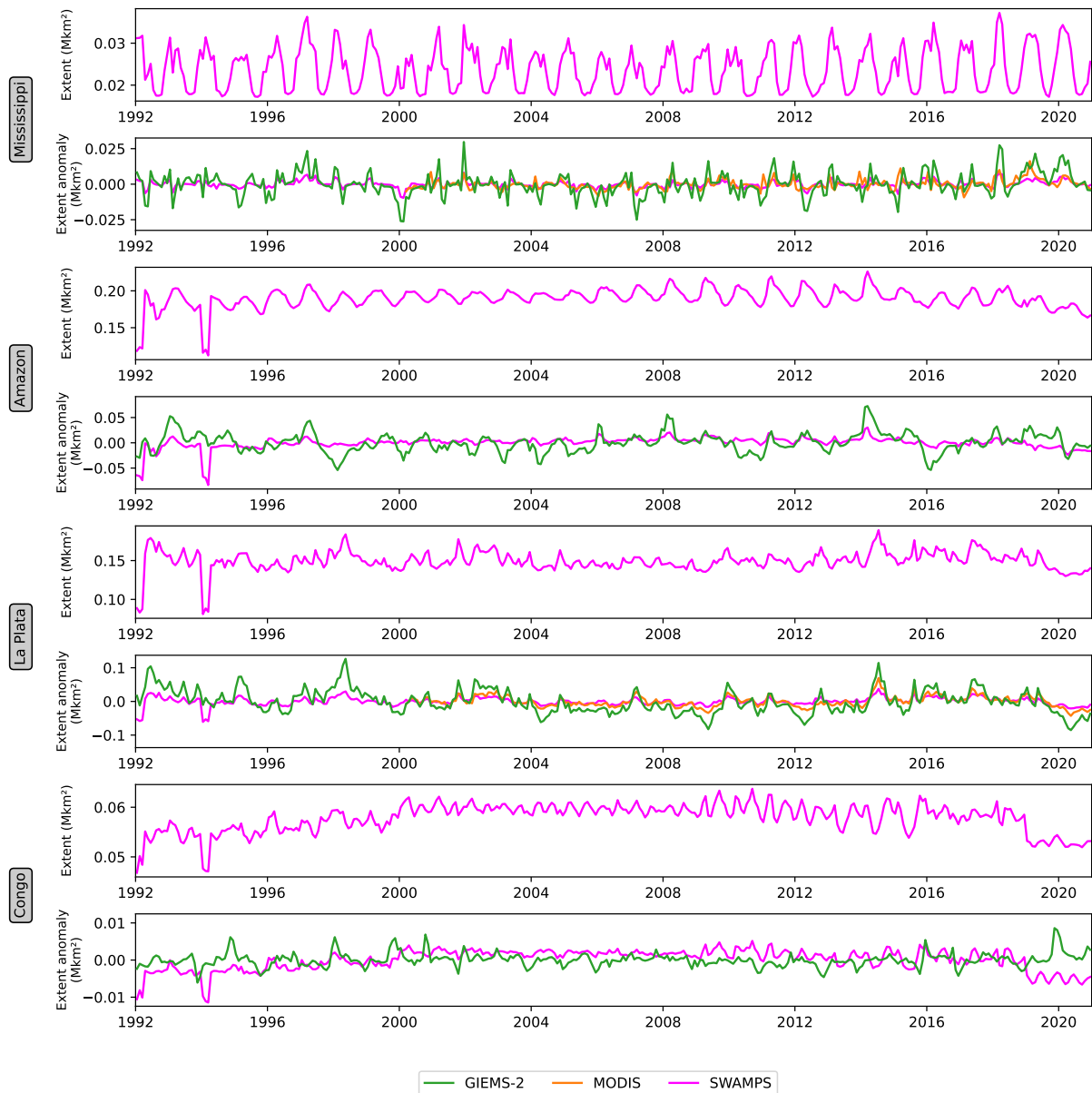


Figure 2.11: Séries temporelles mensuelles de SWAMPS et anomalies désaisonnalisées des séries temporelles de SWAMPS, GIEMS-2 et MODIS sur des bassins sélectionnés. Pour les séries temporelles, uniquement celles de SWAMPS sont affichées par souci de visibilité. Pour comparaison, les séries temporelles de GIEMS-2 et MODIS sont représentées sur les Figures 2.6 et 2.S3.

WAD2M (Zhang et al., 2021c) est une base de données de zones humides utilisant la dynamique de SWAMPS. Les auteur.ices évoquent les problèmes inhérents à SWAMPS (Section Discussion de l'article Zhang et al., 2021c) tels que des limites de détection sous végétation dense, des erreurs de détection dans des zones désertiques (Sahel) et des problèmes d'intercalibration. Les tendances à long terme de WAD2M souffrent ainsi de ces mêmes problèmes que nous évoquerons de nouveau dans le Chapitre 4.

2.10 Conclusions et perspectives

GIEMS-2 est un jeu de données de surfaces en eau, disponible de 1992 à 2020 à une résolution temporelle mensuelle et spatiale de 0.25° . GIEMS-2 est basé principalement sur des données micro-ondes passives. L'étendue d'eau détectée par GIEMS-2 a été comparée dans [Bernard et al. \(2024b\)](#) à d'autres jeux de données issus de la télédétection : des surfaces calculées à partir d'observations MODIS (disponibles à l'échelle de bassins sur 2000-2020), ou CYGNSS (disponibles de 37.5°S à 37.5°N sur Août 2018-Juillet 2019). Des mesures de débits de rivières sur de longues séries temporelles sont également utilisées. Cette comparaison révèle la robustesse de la détection des variations saisonnières et inter-annuelles de GIEMS-2, y compris sous une végétation importante.

Des séries temporelles de CYGNSS maintenant plus longues ([Pu et al., 2024](#)) pourraient être un point de comparaison supplémentaire pour les variations inter-annuelles. Les données prochainement disponibles de Surface Water Ocean Topography (SWOT) ([Biancamaria et al., 2016](#)) lancé en 2022 pourrait également être utilisées comme autre point de comparaison à l'échelle planétaire. Les observations de SWOT, en bande Ka, pourraient fournir des estimations de SWE à une résolution de l'ordre de 100 m ([Papa et al., 2023](#)).

GIEMS-2 est actuellement disponible jusqu'en 2020 et pourrait être étendu dans le temps. Plusieurs instruments SSMIS (F15 à F18) sont actuellement (Juin 2024) toujours opérationnels. Cependant, il n'est pas prévu de lancer de nouvel instrument SSMIS lorsque que ceux-ci s'arrêteront. Des adaptations dans le processus GIEMS-2, telles que l'incorporation des données de l'Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR), seront nécessaires pour assurer la continuité de la production avec des changements importants en terme de résolution spatiale et en terme d'heure locale de passage à l'équateur.

Ainsi, GIEMS-2 présente ~ 30 ans de données sur les surfaces en eau, sans problème majeur dans les séries temporelles. Il est donc un produit très intéressant pour développer des cartes dynamiques des surfaces aquatiques émettrices de CH_4 , en particulier des zones humides, suivant une méthodologie similaire à WAD2M. Cela est développé dans le Chapitre 3.

Chapitre 3

Création d'une cartographie dynamique et cohérente des zones aquatiques émettrices de méthane

| | |
|---|-----|
| Détails de l'étude | 74 |
| Motivations | 75 |
| 3.1 Abstract | 76 |
| 3.2 Introduction | 76 |
| 3.3 Datasets | 78 |
| 3.3.1 Input datasets to GIEMS-MC (GIEMS-2, GLWDv2, MIRCA2000) | 78 |
| 3.3.2 Ancillary and correction datasets (ERA5, ESA CCI) | 79 |
| 3.3.3 Comparison dataset (WAD2M) | 79 |
| 3.4 Methods | 80 |
| 3.4.1 Overview of the methodology | 80 |
| 3.4.2 Comparison | 83 |
| 3.4.3 Description of GIEMS-MC dataset | 83 |
| 3.5 GIEMS-MC results | 84 |
| 3.5.1 Global inland water areas | 84 |
| 3.5.2 Regional spatial patterns over main basins | 87 |
| 3.5.3 Temporal seasonal and inter-annual variations | 90 |
| 3.6 Discussion | 92 |
| 3.6.1 Quantification of the influence of each process step on the GIEMS-MC global extents | 92 |
| 3.6.2 Sensitivity to the GIEMS-MC procedure | 93 |
| 3.7 Perspectives | 96 |
| 3.8 Conclusions | 96 |
| 3.9 Data availability | 97 |
| 3.10 Supplementary Material | 98 |
| Résumé de l'article en français | 102 |
| 3.11 Conclusion et perspectives | 103 |

Détails de l'étude

The GIEMS-MethaneCentric database: a dynamic and comprehensive product of global methane emitting areas

Soumis dans *Earth System Science Data* le 11/05/2024, début des discussions le 17/10/2024.

DOI : <https://doi.org/10.5194/essd-2024-466> Jeu de données et documentation disponibles sur :
<https://doi.org/10.5281/zenodo.13919645>

Juliette Bernard^{1,2}, Catherine Prigent^{1,3}, Carlos Jimenez^{3,1}, Etienne Fluet-Chouinard⁴, Bernhard Lehner⁵, Marielle Saunois², Elodie Salmon², Philippe Ciais², Zhen Zhang⁶ et Shushi Peng⁷

¹LERMA, CNRS, Observatoire de Paris, Paris, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), Gif-sur-Yvette, France

³Estellus, Paris, France

⁴Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA, USA

⁵Department of Geography, McGill University, Montreal, QC H3A 0B9, Canada

⁶Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

⁷College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

Motivations

Dans la continuité du chapitre précédent, nous souhaitons répondre aux questions suivantes : Peut-on mieux représenter les surfaces émettrices de méthane et leurs dynamiques à partir de GIEMS-2 ? Quel est l'apport d'un tel produit par rapport aux approches existantes pour modéliser les émissions de méthane des zones humides ? Ce chapitre développe GIEMS-MethaneCentric qui contient de nouvelles cartes dynamiques des zones humides, ainsi que des cartes harmonisées des autres écosystèmes aquatiques émetteurs de CH₄ (eaux de surface libre, rizières).

Les concentrations de CH₄ atmosphérique ont considérablement augmenté depuis l'ère pré-industrielle. Faire des inventaires des émissions anthropiques et des simulations d'émissions naturelles de CH₄ est une des méthodes pour essayer de comprendre le rôle relatif de chacune des sources dans les variations de CH₄ atmosphérique observées.

Pour quantifier les émissions naturelles des surfaces aquatiques, des cartes de surfaces aquatiques sont prescrites ou calculées dans les modèles de surface continentale. En particulier, le jeu de données Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M) est le seul produit à fournir des cartes dynamiques des zones humides. Ce produit présente néanmoins plusieurs problèmes, car il est basé sur SWAMPS que nous avons évoqué Chapitre 2. En effet, les problèmes de contamination par les surfaces océaniques, désertiques et neigeuses sont propagés dans WAD2M, ainsi que les sauts et dérives temporelles liés au changement d'instrument satellitaire.

Il s'agit donc de créer un autre jeu de données représentant les zones humides, basé sur GIEMS-2, pour la modélisation des émissions de CH₄ à l'échelle globale et pour plusieurs décennies. De plus, la récente base de données Global Lakes and Wetlands Database (GLWD) version 2 apporte une information statique harmonisée sur les surfaces aquatiques à l'échelle globale. En combinant GIEMS-2 et GLWDv2, nous souhaitons constituer un jeu de données contenant à la fois des cartes dynamiques des zones humides, mais en fournissant également des informations sur les différents systèmes aquatiques. Le but est de proposer un produit harmonisé entre les zones humides et les autres écosystèmes aquatiques émetteurs de CH₄ (lacs, rivières, réservoir, rizières) avec des informations compatibles entre elles, et valides sur de longues séries temporelles.

3.1 Abstract

The Global Inundation Extent from Multi-Satellites (GIEMS) database first published in 2001 (Prigent et al., 2001) was a key advance toward the accurate representation of wetlands globally by providing dynamic time series of global surface water based on passive microwave observations. This study supplements the second version of GIEMS (GIEMS-2) with other datasets to produce GIEMS-MethaneCentric (GIEMS-MC), a dynamically mapped dataset of methane-emitting waterlogged and inundated ecosystems. We separated open water from wetlands in GIEMS-MC by using the Global Lakes and Wetlands Database version 2 (GLWDv2), while adding unsaturated peatland areas undetected by GIEMS-2. Rice paddies are identified using the Monthly Irrigated and Rainfed Crop Areas (MIRCA2000) product. A specific coastal zone filtering is applied to avoid ocean artifacts while preserving coastal wetlands. GIEMS-MC covers the period 1992-2020 on a monthly scale at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ spatial resolution. The GIEMS-MC product includes two layers of monthly wetland time series - one for flooded and saturated wetlands and another for all wetlands and peatlands - together with seven layers of compatible static maps of open water bodies (lakes, rivers, reservoirs) and seasonal rice paddy maps used in its production. The dominant vegetation and wetland types per pixel are also provided in GIEMS-MC variables. GIEMS-MC is compared to Wetland Area and Dynamics for Methane Modelling (WAD2M), a dataset providing dynamic wetland information. In terms of wetland extent, GIEMS-MC all wetlands and peatlands and WAD2M show similar results, with a mean annual maximum of 7.8 Mkm² for GIEMS-MC and 6.8 Mkm² for WAD2M, and similar spatial patterns in most regions. The GIEMS-MC seamless time series represents a significant advance in wetland representation for methane modelling, although limitations remain in the accurate identification of rice, coastal and peatland areas. This resource provides harmonized dynamic maps of aquatic methane emitting surfaces and is available at <https://zenodo.org/records/13919645>.

3.2 Introduction

Following a stable period from 1999 to 2006, atmospheric methane levels have started to rise again, reaching a record growth rate of +18 ppb yr⁻¹ in 2021 (NOAA (2024)). This increase is a cause for concern, particularly given that anthropogenic emissions of this potent greenhouse gas account for approximately one-third of the human-induced radiative forcing (GIEC, AR6, WGI.6, 2021). As a chemically active greenhouse gas with multiple, time-varying sources and sinks (Saunois et al., 2024), closing the methane budget is challenging. The causes of the observed increase in atmospheric methane remain uncertain. Potential factors include increased human or natural emissions, reduced sinks, or a combination of these factors. However, isotopic evidence suggests that biogenic sources (livestock, wetlands, waste, etc.) may play a significant role in the observed increase (Nisbet et al., 2016; 2019).

Among the sources, natural emissions from wetlands and freshwater ecosystems account for 145 to 369 Tg CH₄ yr⁻¹, i.e., 25 to 51% of global methane emissions (Saunois et al., 2024). Wetland emissions show significant inter-annual variability (Bousquet et al., 2006; Bridgham et al., 2013) and are sensitive to climate (Bridgham et al., 2013; Zhang et al., 2023). Thus, better understanding natural methane emissions variability in the past will inform future predictions of wetland emissions and their feedback on climate. Large uncertainties remain for both wetlands and freshwater ecosystems methane emissions (Saunois et al., 2020; GIEC, AR6, WGI.5, 2021). This is due to the difficulty of modelling methane fluxes, which depend on many biotic and abiotic factors (Bridgham et al., 2013; Ge et al., 2024), to the small number of flux observations (GIEC, AR6, WGI.5, 2021), and to uncertainties in wetland and freshwater area (Bridgham et al., 2013; Melton et al., 2013; Saunois et al., 2020; GIEC, AR6, WGI.5, 2021), including issues of double counting, where the same area may be counted twice under different categories, inflating estimated emissions (Thornton et al., 2016; GIEC, AR6, WGI.5, 2021). Yet, the area covered by seasonal wetlands remains the single largest source of uncertainty on wetland CH₄ emissions (Melton et al., 2013; Poulter et al., 2017; Zhang et al., 2017a; Peltola et al., 2019).

The first global wetland map was produced by [Matthews et al., 1987](#), providing composite static information on wetland types. Since then, new static wetland products have been established, either from composite information ([Lehner et al., 2004](#); [Tuanmu et al., 2014](#); [Tootchi et al., 2019](#)) or from remote sensing approaches ([Loveland et al., 2000](#); [Friedl et al., 2002](#); [Bartholomé et al., 2005](#); [Carroll et al., 2009](#); [Feng et al., 2016](#)). Further datasets have been developed based on hydrological model outputs ([Ringeval et al., 2012](#); [Wania et al., 2013](#); [Xi et al., 2022](#)), presenting their advantages and disadvantages compared to satellite-derived products. Those models can be used both to reconstruct the historical distribution of wetlands and to predict their future evolution. Modelling can be an effective method for producing a global map of wetlands, particularly where physics-based models can reflect the mechanisms by which wetlands are formed. The two main limitations of these model outputs are 1) that hydrological models are simplified representations of the real-world complexity of wetlands (e.g., models often focus on a single water surface generation process ([Obled et al., 2004](#))), and 2) that human interference is not well accounted for in the models ([Hu et al., 2017b](#)). Moreover, observations are required to constrain and/or validate these model predictions.

However, there are only a few available observational dynamic time series of surface water maps at a global scale. Notably, these include: 1. the Global Inundation Extent from Multi-Satellites (GIEMS and GIEMS-2) ([Prigent et al., 2001](#); [2007](#); [Papa et al., 2010](#); [Prigent et al., 2020](#)) and its downscaled versions ([Fluet-Chouinard et al., 2015](#); [Aires et al., 2017](#)), and 2. the Surface Water Microwave Product Series (SWAMPS) ([Schroeder et al., 2015](#); [Jensen et al., 2019](#)).

GIEMS-2 and SWAMPS both provide monthly fractions of surface water at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ for 1992-2020, mainly based on passive microwave observations from Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and the Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS). Although SWAMPS and GIEMS-2 both aim to represent both inundated surfaces and are produced using similar input data, they present significant differences both in terms of spatial distribution and inter-annual variations ([Pham-Duc et al., 2017](#); [Bernard et al., 2024b](#)).

GIEMS-2 and SWAMPS products do not differentiate surface water categories, e.g., wetland, lake, reservoir, pond, or rice paddy, and are therefore not directly usable for wetland studies modeling seasonally inundated wetlands separately from open water bodies. Recent efforts have been made by [Zhang et al., 2021c](#) to produce the Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M) product based on SWAMPS, which represents a pioneering attempt to dynamically map wetlands, including peatlands. Using additional high-resolution static estimates of wetlands and open permanent water, as well as seasonal information on rice paddies, [Zhang et al., 2021c](#) were able to apply these correction layers to SWAMPS to distinguish wetlands from other surface water. WAD2M version 2.0 ([Zhang et al., 2021a](#)) provides monthly estimates on a global scale for 2000-2020 at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. However, WAD2M has encountered difficulties in capturing reliable inter-annual trends ([Zhang et al., 2021c](#); [Bernard et al., 2024b](#)). In fact, issues in SWAMPS are propagated into WAD2M, such as ocean/desert artifacts leading to overestimation and abrupt changes in time series partly due to changes in satellites ([Pham-Duc et al., 2017](#); [Bernard et al., 2024b](#)).

In an attempt to compare the corrected wetland extent of WAD2M and GIEMS, [McNicol et al., 2023](#) applied the same correction layers to GIEMS-2, but this exercise did not eliminate the large differences between these two datasets. In particular, the WAD2M procedure rescales the SWAMPS surface water extent fractions, which are always positive, with other high resolution static wetland datasets, which potentially produces some unreliable seasonality where the wetland fractions in SWAMPS are below the instrumental noise level. On the contrary, GIEMS-2 shows some zero fractions over numerous pixels where no water is detected. This makes it impossible to use the same procedure as in [Zhang et al., 2021c](#) to produce WAD2M from SWAMPS. The correction procedure needs to be modified to adapt to GIEMS-2. Furthermore, since the release of WAD2M, the most recent maps of aquatic ecosystems have

been aggregated into the Global Lakes and Wetlands Database version 2 (GLWDv2), which now offers the most comprehensive and up-to-date representation of global wetland classes (Lehner et al., 2024a).

This study presents a new comprehensive database of methane emitting surfaces, named the Global Inundation Extent from Multi-Satellites-MethaneCentric (GIEMS-MC). GIEMS-MC aims at providing spatially and dynamically consistent maps of the different methane-emitting ecosystems, with the purpose of providing data for modelling methane emissions at the global scale ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) over 1992-2020. In particular, two time series of wetland maps are developed at monthly timescale: inundated and saturated wetlands (ISW), and all wetlands including non-inundated peatlands (inundated and saturated wetlands + peatlands, ISW+P). GIEMS-MC also provides compatible information from the ancillary data used, including static surface extents of open permanent waters (lakes, rivers, reservoirs), and seasonal surface extents of rice paddies, along with dominant vegetation on wetland classes. GIEMS-MC takes advantage of the GIEMS-2 product that offers ~ 30 -year seamless time series of surface water with realistic seasonality and inter-annuality (Prigent et al., 2020; Bernard et al., 2024b), and largely benefits from the recently developed comprehensive static map of GLWDv2 (Lehner et al., 2024a). This article outlines the methodology behind the production of GIEMS-MC and provides an analysis and comparison with existing datasets : WAD2M (Zhang et al., 2021c), GLWDv2 (Lehner et al., 2024a), and the original GIEMS-2 (Prigent et al., 2020). Two inundation products based on Cyclone Global Navigation Satellite System (CYGNSS) data are also used for comparison over the Sudd (Gerlein-Safdi et al., 2021; Zeiger et al., 2023). The sensitivity of the wetland estimates to the different process steps is also discussed.

3.3 Datasets

This section presents the three types of data used in the production of GIEMS-MC: 1. the surface data of the different aquatic ecosystems, 2. the data used for the masks and additional ecosystem layers, and 3. the WAD2M comparison dataset.

3.3.1 Input datasets to GIEMS-MC (GIEMS-2, GLWDv2, MIRCA2000)

The GIEMS-2 dataset, spanning 1992 to 2015 and extended to 2020 in this study, uses mainly passive microwave observations from the SSM/I and SSMIS satellites at frequencies from 19 to 85 GHz, as described in Prigent et al., 2020. This dataset utilizes also active microwave satellite data and Normalised Difference Vegetation Index (NDVI) derived from visible and near-infrared measurements to characterize vegetation and mitigate its influence on the passive microwave signal. The initial GIEMS-1 methodology (Prigent et al., 2001; 2007) has been thoroughly evaluated (Papa et al., 2006; Prigent et al., 2007; Papa et al., 2008; 2010), as was the new GIEMS-2 algorithm (Prigent et al., 2020; Bernard et al., 2024b). GIEMS-2 provides monthly global maps of surface water extent with a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. The continuity of this dataset relies on carefully intercalibrated SSM/I and SSMIS observations (Fennig et al., 2020). GIEMS-2 includes all continental water surfaces, such as wetlands, rice paddies, rivers, reservoirs, and lakes, with the exception of large lakes ($> 15\,000\text{ km}^2$), which have been masked out. Microwave observations used in GIEMS-2 are sensitive to the presence of snow, and this contamination prevents the calculation of surface water over snow-covered regions. Thus, snow-covered pixels are set to 0 fraction using ERA5 in the previous studies and in the distributed GIEMS-2 product. Passive microwaves are sensitive to the presence of water, including estuarine and offshore marine waters. To avoid misinterpretations of the data, coastal pixels have been filtered out from the distributed GIEMS-2 product, leading to possible underestimation of inundated surface extent in the coastal areas. Here we use an unfiltered version of GIEMS-2 in which coastal regions are not excluded, in order to improve the cleaning of the coasts during the production process of GIEMS-MC based on GLWDv2, as described in Sect. 3.4.

The Global Lakes and Wetlands Database version 2 (GLWDv2) (Lehner et al., 2024a) provides comprehensive global maps of aquatic ecosystems synthesized from a variety of ground- and satellite-based data products. GLWDv2 combines various data products to generate consolidated and harmonized static maps representative of the period 1990-2020. The GLWDv2 product contains 33 wetland and water body classes, which are listed in Supplementary Table 3.S1. GLWDv2 represents the maximum extent of each of its 33 classes (in pixel fraction) at a resolution of 15 arc seconds (approximately 500 m at the equator). For this study, the 33 GLWDv2 class maps were aggregated at $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$.

Rice cultivation varies seasonally according to cropping calendars, and their inundated cover can be confused with that of wetlands. The majority of global rice paddy maps are static representations, typically for a specific time period. A notable data source that gives insights into the seasonality of rice paddy at global scale is the MIRCA2000 dataset (Portmann et al., 2010). MIRCA2000 provides data on irrigated and rainfed cultivated areas at a resolution of 5 arc minutes for each month of a reference year (representative of circa 2000). The dataset integrates several data sources, including agricultural statistics such as cropping calendar and remote sensing data. This study uses both irrigated and rainfed rice data extracted from the MIRCA2000 dataset.

3.3.2 Ancillary and correction datasets (ERA5, ESA CCI)

The European Centre for Medium-range Weather Forecasts reanalysis (ECMWF-ERA5) (Hersbach et al., 2020) is a state-of-the-art reanalysis for climate applications. It provides global climate and weather data spanning from 1940 to the present. ERA-5 uses assimilation techniques by integrating a wide diversity of observational data to deliver hourly estimates of multiple atmospheric, land, and oceanic variables at a resolution of 31 km. ERA5 can be downloaded at a resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ from <https://cds.climate.copernicus.eu/>. In the GIEMS-2 and GIEMS-MC process, the area covered with snow in a pixel is derived from the ERA5 variables snow density and snow depth.

The European Space Agency (ESA) Climate Change Initiative (CCI) Land Cover dataset (ESA, 2017) provides a classification of land cover features at a spatial resolution of 300 m for each year from 1992 to 2022. The dataset is derived from various satellite Earth observation data. According to the standards of the United Nations Land Cover Classification System (Di Gregorio et al., 2005), it contains 22 land cover classes (Supplementary Table 3.S2), including 18 vegetation categories and urban, bare, water bodies, and snow/ice categories. The ESA CCI Land Cover dataset can be accessed via the ESA CCI Land Cover project website : <https://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/download.php>. Here, we aggregated a version to $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, where the dominant class within each pixel is determined based on the highest fractional coverage.

3.3.3 Comparison dataset (WAD2M)

The Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M) version 2.0 dataset (Zhang et al., 2021a; c) is a comprehensive global product designed to support methane modelling. It provides the fraction of wetland area, including peatlands, at a resolution of $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, and at a monthly time step for 2000-2020. The WAD2M dataset uses dynamic data from the Surface Water Microwave Product Series (SWAMPS) dataset (Jensen et al., 2019), which provides monthly inundation fraction at $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Similar to GIEMS-2, SWAMPS is derived mainly from passive microwave observations from SSM/I and SSMIS, but the methodology and ancillary data used differ between the two products (Schroeder et al., 2015; Prigent et al., 2020), resulting in important differences in some regions (Pham-Duc et al., 2017; Bernard et al., 2024b). The creation of WAD2M involved combining SWAMPS surface inundation time series with static datasets to distinguish between different wetland types. The static datasets used in WAD2M production are 4 peatlands maps (NCSCD from Hugelius et al., 2013, CAWASAR from Widhalm et al., 2015, GLWDv1 from Lehner et al., 2004, and CIFOR from Gumbrecht et al., 2017), one

inland open water map (GSW from [Pekel et al., 2016](#)), one coastal mask (MOD44W from [Carroll et al., 2009](#)), and seasonal irrigated rice map (MIRCA2000 from [Portmann et al., 2010](#)). These static layers allow the wetland fractions to be rescaled to include non-inundated wetlands (peatlands) and exclude non-wetland inundated areas (irrigated rice paddies and open waters).

3.4 Methods

3.4.1 Overview of the methodology

GIEMS-2 uses satellite passive microwave data, which are particularly responsive to the presence of water, to determine the fraction of inundated and saturated soil per pixel. However, modifications to the GIEMS-2 dataset are required in order to remove inundated or saturated areas that are not wetlands (e.g., rice paddies, lakes, rivers, reservoirs), and to add wetlands where the water table may be undetectable below ground level (e.g., some peatlands). As a consequence of the aforementioned remote sensing approach, the present study will first distinguish the inundated wetlands identified by GIEMS-2 and then add the unsaturated wetlands. In addition to GIEMS-2, the GLWDv2 dataset will be used.

The original GIEMS-2 product ([Prigent et al., 2020](#)) has been extended to 2020 ([Bernard et al., 2024b](#)), and a special version without coastal filtering is used here. In total, seven steps, described in the following subsections, are required to derive wetland maps from this data. The operations are made in terms of pixel fraction f on a regular grid of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Multiplication by pixel area is then needed to derive wetland extent. A summary of the procedure is shown in [Fig. 3.1](#), and the seven steps are described in detail in the following subsections.

Applying ocean mask

For consistency with GLWDv2, we here used the regional shapefiles of the HydroATLAS database (version 1.0; [Linke et al., 2019](#)), which provides near-identical coastlines as GLWDv2. This allowed us to calculate the ocean fraction for each $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ pixel. The ocean water fraction is set to -999 if the ocean fraction of a pixel is greater than 99%, to avoid confusion between ocean pixels and pixels where no surface water was detected (zero fraction pixels).

Applying snow mask

GIEMS-2 surface water detection relies primarily on passive microwave observations, which are affected by the presence of snow ([Foster et al., 1984](#)). Thus, the surface water fraction cannot be reliably quantified in the presence of snow. Consequently, the surface water detection algorithm in the GIEMS-2 production is not run when snow is present in a pixel. To exclude these snow-covered pixels, ECMWF snow information from ERA5 is used in the GIEMS-2 processing, and pixels with a snow fraction above 2% are set to a surface water fraction of 0 ([Prigent et al., 2020](#)). In GIEMS-MC, the pixel value is given its dedicated snow flag value of -998 when the snow fraction of a pixel is greater than 2%. It should be noted that this mask remains for all subsequent steps and is therefore also applied to the peatlands (step 7).

Applying urban mask

It has been observed that unexpectedly large water surfaces are detected by GIEMS-2 in areas of high urban density. This could be due to the different surface materials used in buildings, some of which strongly reflect microwaves. For example, highly reflective areas over Paris are misinterpreted as water due to predominance of zinc roofs. To apply an urban mask, the urban class product of the ESA CCI land cover map aggregated at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ is used. The grid cells with urban percentage above 40% are systematically masked to -997 to avoid any confusion between urban and water surfaces. Note that

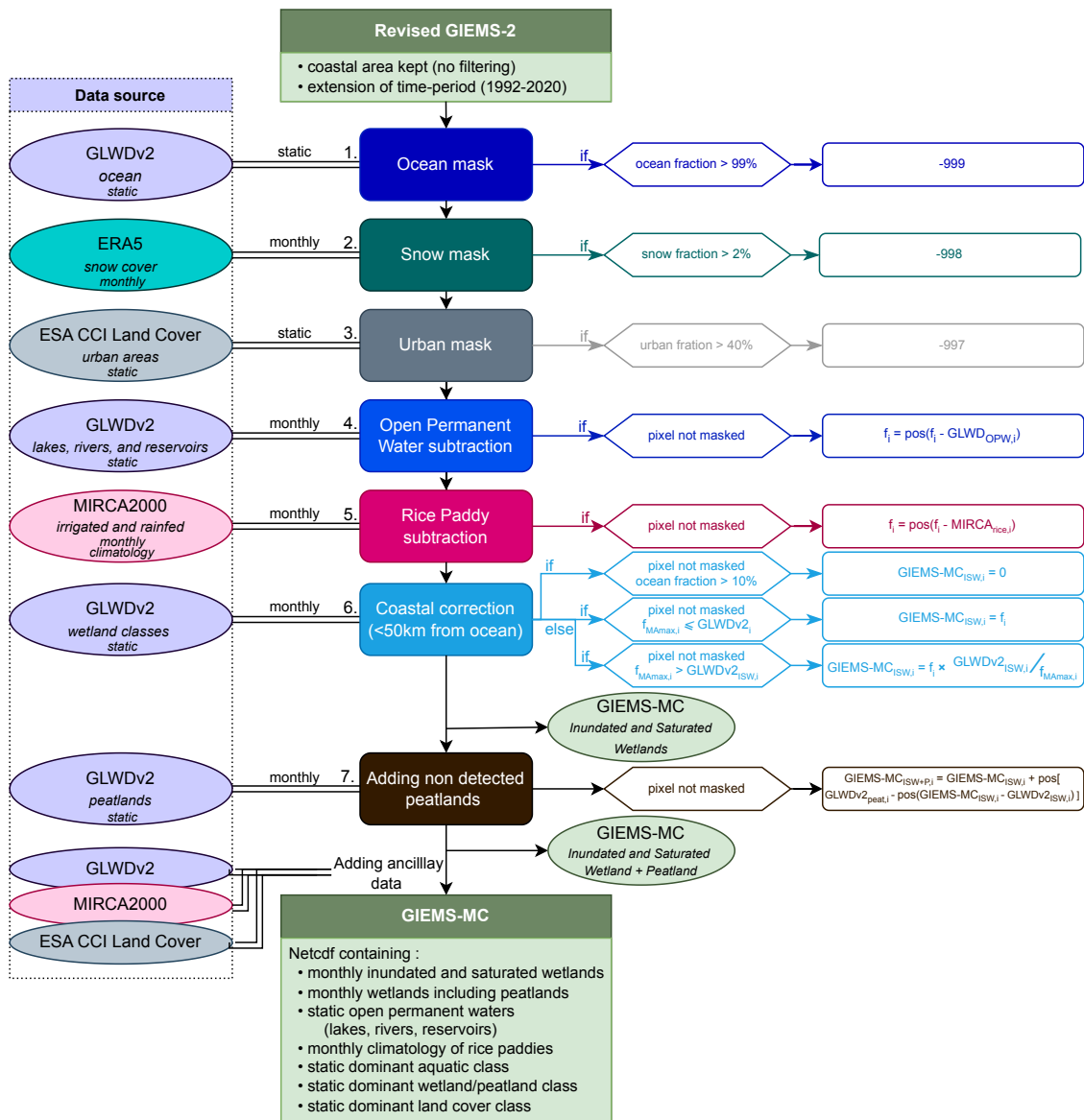


Figure 3.1: Schematic of the GIEMS-MC dataset production process. All operations are performed in terms of pixel fractions at a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Ocean pixels are set to -999, snow-covered pixels are set to -998, and urban pixels are set to -997 in a revised version of GIEMS-2. Open permanent water and then rice paddies areas are subtracted from the surface water areas. A specific coastal cleaning is applied to remove ocean contamination, resulting in a dynamic map of Inundated and Saturated Wetland (GIEMS-MC_{ISW}). Peatlands areas undetected by GIEMS-2 are added to derive a dynamic map of all wetlands including peatlands, called Inundated and Saturated Wetland + Peatland (GIEMS-MC_{ISW+P}). Finally, initial ancillary data information is added to the product so that users can easily access the different fraction maps of all surface water categories, including Inundated and Saturated Wetland, Inundated and Saturated Wetland + Peatland, open permanent waters, rice paddies, and the dominant wetland and vegetation classes. f_i refers to the fraction of a pixel i before the corresponding step. $\text{pos}(f)$ refers to the positive part of f , i.e. $\text{pos}(f) = \max(f, 0)$. GLWDv2 Open Permanent Water (GLWDv2_{OPW}) is the sum of all GLWDv2 classes 1 to 5. GLWDv2 Inundated and Saturated Wetland (GLWDv2_{ISW}) is the sum of all GLWDv2 wetlands excluding peatlands corresponding to classes 8 to 21, 28, 29, 31, and 32. GLWDv2 Peatland (GLWDv2_{peat}) is the sum of all GLWDv2 peatlands corresponding to classes 22 to 27.

applying this urban mask results in neglecting change in terms of surface water global area (<1% change on mean extent), but this avoids local artifacts over the high urban density areas.

Subtracting open permanent waters

Inland permanent open waters are considered separately from wetlands in methane budgets (Sauniois et al., 2020; GIEC, AR6, WGI.5, 2021), as different methane production and transport processes are involved. To derive wetland maps, these open permanent surface water areas must be subtracted from the GIEMS-2 estimates. Here, we define permanent open water as non-vegetated, permanently inundated areas that are not wetland. Some dynamic datasets could have been used, but consistency was preferred, so GLWDv2 harmonized maps were used in GIEMS-MC production. Then, permanent open water areas of GLWDv2 corresponding to layers 1 to 5 (*Freshwater Lake, Salt Lake, Reservoir, Large River and Large Estuarine River*) are subtracted from the GIEMS-2 fractions. These GLWDv2 areas are derived from HydroLAKES (Messenger et al., 2016 ; Lakes), the Global Dam Watch (GDWv1) database (Lehner et al., 2024b ; Reservoirs), the Global River Width from Landsat (GRWL) dataset (Allen et al., 2018 ; Large Rivers) and augmented with the Global Surface Water (GSW) database (Pekel et al., 2016)).

Subtracting rice paddies

Rice paddies are intermittently saturated or inundated depending on irrigation practices, and their methane emissions are considered to be an anthropogenic source that should be separated from those of natural wetlands. GLWDv2 contains a static rice paddy map, but the seasonal variation of rice paddies is important in terms of extent and needs to be taken into account to avoid over-subtraction of rice paddies in the GIEMS-MC process. However, there is to our knowledge no dynamic (intra-annual resolution) product available that represents rice paddies at global scale over our observation period. As the MIRCA2000 product provides maps with a typical seasonality (circa 2000) of global rice paddies, it appears to be the most appropriate product available. Consequently, the MIRCA2000 12-month seasonality of irrigated and rainfed rice paddy areas is subtracted from the area estimates. This rice paddy processing and its uncertainties are discussed further in Sect. 3.6.2.

Correcting ocean contamination

The GIEMS-2 version used here has not been filtered in coastal areas, as it is usually done in the distributed GIEMS-2 version. The SSM/I and SSMIS passive microwave observations used in GIEMS-2 production are very sensitive to the presence of water, including the ocean. The GIEMS-2 fraction and seasonality estimates are less reliable for pixels with larger ocean fractions. Thus, pixels containing more than 10% ocean in GLWDv2 ($GLWDv2_{ocean} > 10\%$) are set to 0. Tests were made to tune this 10% threshold, to avoid masking all pixels containing a small fraction of ocean area, while ensuring reasonable seasonality. However, pixels containing up to 10% ocean area will undergo an additional coastal cleaning procedure that follows. Ocean contamination can arise from the presence of ocean within the pixel, but also from the ocean in neighboring pixels. A GIEMS-2 pixel ($\sim 800 \text{ km}^2$ at the equator, $\sim 400 \text{ km}^2$ at 60°N or S) is smaller than the -3dB footprint of the original microwave satellite observations ($69 \text{ km} \times 43 \text{ km}$ at 19 GHz and $37 \text{ km} \times 28 \text{ km}$ at 37 GHz). Moreover, microwave energy is also measured in the side lobes of the satellite instrument footprint. Coastal areas should then undergo a cleaning process to reduce these artifacts. Pixels whose centers are between 0 and 50 km from a coastline or large lakes ($> 15\,000 \text{ km}^2$) are considered as coastal areas.

In an attempt to correct for ocean contamination, the following procedure is applied to ensure that the wetland areas in GIEMS-MC in coastal regions are equal to or lower than the GLWDv2 inventory. This is done by calculating GLWDv2 Inundated and Saturated Wetland ($GLWDv2_{ISW}$), i.e., the sum of all GLWDv2 wetlands excluding peatlands (which are not necessarily saturated surface water) corresponding

to classes 8 to 21, 28, 29, 31, and 32. The fraction of the modified version of GIEMS-2 up to this step, incorporating the 5 aforementioned corrections and cleaning processes (ocean, snow, urban masks and open water, and rice paddies removal), is called f . Its Mean Annual Maximum f_{MAmax} is calculated by taking a monthly average over all years and taking the maximum of this monthly seasonality for each pixel i . In the coastal region, for each time step and for each pixel i , with the resulting areas called Inundated and Saturated Wetland map in GIEMS-MC (GIEMS-MC_{ISW}):

- if $GLWDv2_{ocean, i} > 10\%$:
then $GIEMS-MC_{ISW, i} = 0$
- if $GLWDv2_{ocean, i} \leq 10\%$ and $f_{MAmax, i} < GLWDv2_{ISW, i}$:
then $GIEMS-MC_{ISW, i} = f_i$
- if $GLWDv2_{ocean, i} \leq 10\%$ and $f_{MAmax, i} > GLWDv2_{ISW, i}$:
then $GIEMS-MC_{ISW, i} = f_i * \frac{GLWDv2_{ISW, i}}{f_{MAmax, i}}$

Adding peatlands

Finally, in order to have a complete map of wetlands, the peatlands not detected by GIEMS-2 (monthly unsaturated or unflooded peatlands) have to be taken into account in the wetland fraction. This is done using the following procedure. The sum of GLWDv2 peatlands, i.e. GLWDv2 classes 22 to 27, is denoted here as $GLWDv2_{peat}$. GLWDv2 peatland information is a composite product relying on most up-to-date peatland maps : PeatMap (Xu et al., 2018, global), SoilGrids250m (Hengl et al., 2017, global), Northern Peatlands (Hugelius and Olefeldt, north of 23° N), and CIFOR (Gumbrecht et al., 2017, only south of 23.5° N). More details can be found in Lehner et al., 2024a. $GLWDv2_{peat}$ represents 4.26 Mkm², which is consistent with primary PeatMap estimates of 4.23 Mkm². The peatlands detected by GIEMS-2 are derived by the difference, if positive, between GIEMS-MC_{ISW} and $GLWDv2_{ISW}$. The undetected peatlands are then derived for each month as the difference between $GLWDv2_{peat}$ and the peatlands detected by GIEMS-2. These undetected peatlands are added to the GIEMS-MC_{ISW}, resulting in GIEMS-MC Inundated and Saturated Wetland + Peatland (GIEMS-MC_{ISW+P}), i.e., for each pixel i :

$$\text{undetected peatlands}_i = \text{pos}[GLWDv2_{peat_i} - \text{pos}(GIEMS-MC_{ISW_i} - GLWDv2_{ISW_i})]$$

$$GIEMS-MC_{ISW+P} = GIEMS-MC_{ISW} + \text{undetected peatlands.}$$

The uncertainty in terms of areas of this step is discussed in Sect. 3.6.2.

3.4.2 Comparison

GIEMS-MC_{ISW} is compared with the original GIEMS-2 product and $GLWD_{ISW}$. GIEMS-MC_{ISW+P} is compared to $GLWDv2_{ISW+P}$ ($GLWDv2_{ISW} + GLWDv2_{peat}$) and to WAD2M, as all also include peatlands (Table 3.3, Fig.3.2, and Supplementary Fig. 3.S1). As GLWDv2 is a static map representing long term maximum extent, the GIEMS-MC Long Term maximum (LTmax) will be used for comparison with GLWDv2 instead of MAmax (Table 3.3). To derive this LTmax, the maximum of each pixel over the whole time period is selected. This can lead to the selection of extreme values with moderate reliability, and LTmax should then be interpreted with caution.

3.4.3 Description of GIEMS-MC dataset

Following the seven steps outlined, a netcdf product at 0.25°x0.25° resolution containing the derived variables and ancillary variables is created. The variables included in this product are detailed in Table 3.1. Its components include both dynamic monthly maps of GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P}. Permanent Open Water classes (GLWDv2), i.e., Freshwater Lake, Saline Lake, Reservoir, River, and Estuarine River,

are also added as static variables in GIEMS-MC. The 12-month seasonality of Irrigated and Rainfed Rice Paddy (MIRCA2000) is included. Three static maps provide information on the main ecosystems per pixel : the dominant aquatic class (GLWDv2), the dominant wetland or peatland class (GLWDv2), and the dominant land cover class (ESA CCI Land Cover map).

| GIEMS-MC variable | Long name | Type | Primary or main data source | Time resolution |
|-----------------------------|--|-------------------------|-----------------------------|----------------------|
| inund_sat_wetland_frac | Inundated and Saturated Wetland | fraction | GIEMS-2 | monthly |
| inund_sat_peat_wetland_frac | Inundated and Saturated Wetland + Peatland | fraction | GIEMS-2 + GLWDv2 | monthly |
| fresh_lake_frac | Freshwater Lake | fraction | GLWDv2 | static |
| saline_lake_frac | Saline Lake | fraction | GLWDv2 | static |
| reservoir_frac | Reservoir | fraction | GLWDv2 | static |
| river_frac | Large River | fraction | GLWDv2 | static |
| estu_river_frac | Large Estuarine River | fraction | GLWDv2 | static |
| rice_irri_frac | Irrigated Rice Paddy | fraction | MIRCA2000 | 12-month seasonality |
| rice_rainfed_frac | Rainfed Rice Paddy | fraction | MIRCA2000 | 12-month seasonality |
| dom_aqua_class | Dominant Aquatic Class | 33 classes (Table 3.S1) | GLWDv2 | static |
| dom_wet_peat_class | Dominant Wetland or Peatland Class | 25 classes (Table 3.S1) | GLWDv2 | static |
| dom_land_cover_class | Dominant Land Cover Class | 37 classes (Table 3.S2) | ESA CCI Land Cover | static |

Tableau 3.1: Summary of GIEMS-MC variables with corresponding data sources and temporal resolution. For details about data sources, see Sect. 2.3 or Prigent et al., 2020 for GIEMS-2, Lehner et al., 2024a for GLWDv2, Portmann et al., 2010 for MIRCA2000, and ESA, 2017 for ESA CCI Land Cover.

3.5 GIEMS-MC results

3.5.1 Global inland water areas

To quantify the variations in terms of extent, the Mean Annual maximum (MAmax), Mean Annual mean (MAmean), and Mean Annual minimum (MAmin) are calculated by averaging the 29-year data to a typical 12-month seasonality for each pixel. Then, the maximum, the mean, and the minimum are respectively selected for each pixel.

Globally, GIEMS-MC_{ISW} represent 3.90 Mkm², with a MAmean of 1.27 Mkm² (Table 3.2). The addition of peatlands greatly increases these global areas, with GIEMS-MC_{ISW+P} reaching 7.83 Mkm² (+3.93 Mkm²) in terms of MAmax and 3.54 Mkm² (+2.27 Mkm²) in terms of MAmean. This increase is mainly due to Europe+Siberia, and North America, where large peatlands contribute significantly to the total wetland area (74% and 58% respectively).

| | | Global | Africa | Asia | Europe +Siberia | Oceania | North America | South America |
|--|--------|--------|--------|-------|--------------------|---------|------------------|------------------|
| GIEMS-MC_{ISW} (Inundated and Saturated Wetland) | MAmax | 3895 | 518 | 1034 | 618 | 207 | 837 | 676 |
| | MAmean | 1274 | 166 | 276 | 155 | 103 | 262 | 308 |
| | MAmin | 264 | 48 | 31 | 12 | 46 | 32 | 93 |
| GIEMS-MC_{ISW+P} (Inundated and Saturated Wetland + Peatland) | MAmax | 7834 | 638 | 1212 | 2370 | 522 | 1993 | 1019 |
| | MAmean | 3538 | 296 | 403 | 889 | 429 | 794 | 666 |
| | MAmin | 1318 | 183 | 97 | 79 | 378 | 78 | 455 |
| Freshwater lake | static | 2045 | 197 | 76 | 429 | 22 | 1214 | 81 |
| Saline lake | static | 359 | 33 | 97 | 88 | 40 | 21 | 20 |
| Reservoir | static | 316 | 40 | 62 | 71 | 6 | 87 | 47 |
| River | static | 384 | 40 | 72 | 109 | 13 | 53 | 93 |
| Estuarine river | static | 79 | 5 | 12 | 16 | 9 | 10 | 13 |
| Irrigated Rice Paddy | MAmax | 639 | 14 | 509 | 16 | 46 | 14 | 22 |
| | MAmean | 431 | 8 | 355 | 6 | 30 | 8 | 10 |
| | MAmin | 64 | 0 | 62 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Rainfed Rice Paddy | MAmax | 614 | 42 | 452 | 0 | 71 | 3 | 25 |
| | MAmean | 251 | 21 | 178 | 0 | 29 | 1 | 12 |
| | MAmin | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Total | MAmax | 12271 | 1013 | 2495 | 3102 | 731 | 3400 | 1326 |
| Total distribution | MAmax | 100% | 8.3% | 20.3% | 25.3% | 6.0% | 27.7% | 10.8% |

Tableau 3.2: Global and continental surfaces of GIEMS-MC variables in 10³ km². For dynamic classes, MAmax and MAmin are shown. Total MAmax is the sum of GIEMS-MC Inundated and Saturated Wetland + Peatland MAmax, open permanent water (Freshwater Lake, Saline Lake, Reservoir, River, Estuarine River) from GLWDv2, and Rice Paddy from MIRCA2000 MAmax (Irrigated and Rainfed). Regions correspond to the shapefiles of HydroATLAS database (version 1.0; Linke et al., 2019).

GIEMS-MC_{ISW} consistently shows much lower extent than the original GIEMS-2 (MAmax reduced from 6.80 Mkm² to 3.90 Mkm²) that comprises all inundated and saturated areas, including non-wetland categories. The lower areas in GIEMS-MC_{ISW} is mainly due to the removal of open permanent waters in Europe, Siberia, and North America, and to rice paddies subtraction in Asia. The LTmax of GIEMS-MC_{ISW} reaches 8.90 Mkm², close to the GLWDv2_{ISW} estimates of 8.22 Mkm².

Globally, the MAmean estimates of GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M are in agreement (resp. MAmean of 3.54 Mkm² and 4.21 Mkm²), but regional differences exist in Africa (MAmean of 296 and 719 10³km², respectively) and Oceania (MAmean of 429 and 572 10³km², respectively). In those regions, WAD2M detects comparatively more water, likely due to desert contamination in the SWAMPS product used in the WAD2M production (see Fig.3.2 and Supplementary Fig. 3.S1). In Asia, Europe, Siberia, and North America, GIEMS-MC_{ISW+P} shows similar MAmean areas but has a larger MAmax-MAmin amplitude, possibly due to 1) higher peatland estimates in GLWDv2 than in the ancillary data used in WAD2M production, which could explain the higher MAmax, and 2) more stringent snow and coastal filtering in GIEMS-MC, which could explain the lower MAmin. As GLWDv2 peatlands are used to derive GIEMS-MC_{ISW+P} from GIEMS-MC_{ISW}, similar total extents are consistently found between GIEMS-MC_{ISW+P} LTmax of 12.24 Mkm² and GLWDv2_{ISW+P} LTmax of 12.49 Mkm².

CHAPITRE 3 – CRÉATION D’UNE CARTOGRAPHIE DYNAMIQUE ET COHÉRENTE DES ZONES AQUATIQUES ÉMETTRICES DE MÉTHANE

| | | Global | Africa | Asia | Europe +Siberia | Oceania | North America | South America |
|---|--------|--------|--------|------|-----------------|---------|---------------|---------------|
| GIEMS-MC_{ISW} (Inundated and Saturated Wetland) | LTmax | 8894 | 1414 | 2177 | 1551 | 648 | 1606 | 1493 |
| | MAMax | 3895 | 518 | 1034 | 618 | 207 | 837 | 676 |
| | MAMean | 1274 | 166 | 276 | 155 | 103 | 262 | 308 |
| | MAmin | 264 | 48 | 31 | 12 | 46 | 32 | 93 |
| Orginal GIEMS-2 | MAMax | 6796 | 631 | 1793 | 1071 | 339 | 1804 | 945 |
| | MAMean | 2730 | 236 | 659 | 339 | 216 | 647 | 506 |
| | MAmin | 795 | 88 | 149 | 42 | 133 | 93 | 218 |
| GLWDv2 _{ISW} (Inundated and Saturated Wetland) | static | 8223 | 1010 | 1958 | 1416 | 541 | 1755 | 1269 |
| GIEMS-MC_{ISW+P} (Inundated and Saturated Wetland + Peatland) | LTmax | 12374 | 1516 | 2321 | 3116 | 915 | 2639 | 1786 |
| | MAMax | 7834 | 638 | 1212 | 2370 | 522 | 1993 | 1019 |
| | MAMean | 3538 | 296 | 403 | 889 | 429 | 794 | 666 |
| | MAmin | 1318 | 183 | 97 | 79 | 378 | 78 | 455 |
| WAD2M | MAMax | 6756 | 1077 | 743 | 1675 | 678 | 1308 | 985 |
| | MAMean | 4208 | 719 | 370 | 776 | 572 | 760 | 778 |
| | MAmin | 2437 | 479 | 184 | 176 | 482 | 293 | 639 |
| GLWDv2 _{ISW+P} (Inundated and Saturated Wetland + Peatland) | static | 12486 | 1147 | 2156 | 3280 | 878 | 3023 | 1646 |

Tableau 3.3: Comparison of GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P} surface extents with WAD2M (Zhang et al., 2021c) and GLWDv2 (Lehner et al., 2024a) datasets, in 10³ km². For dynamic classes, MAMax and MAmin are shown. GLWDv2_{ISW} refers to the sum of GLWDv2 classes 8 to 21, 28, 29, 31, and 32, while GLWDv2_{ISW+P} refers to the sum of GLWDv2 classes 8 to 29, 31 and 32. Regions correspond to the shapefiles of HydroATLAS database (version 1.0; Linke et al., 2019).

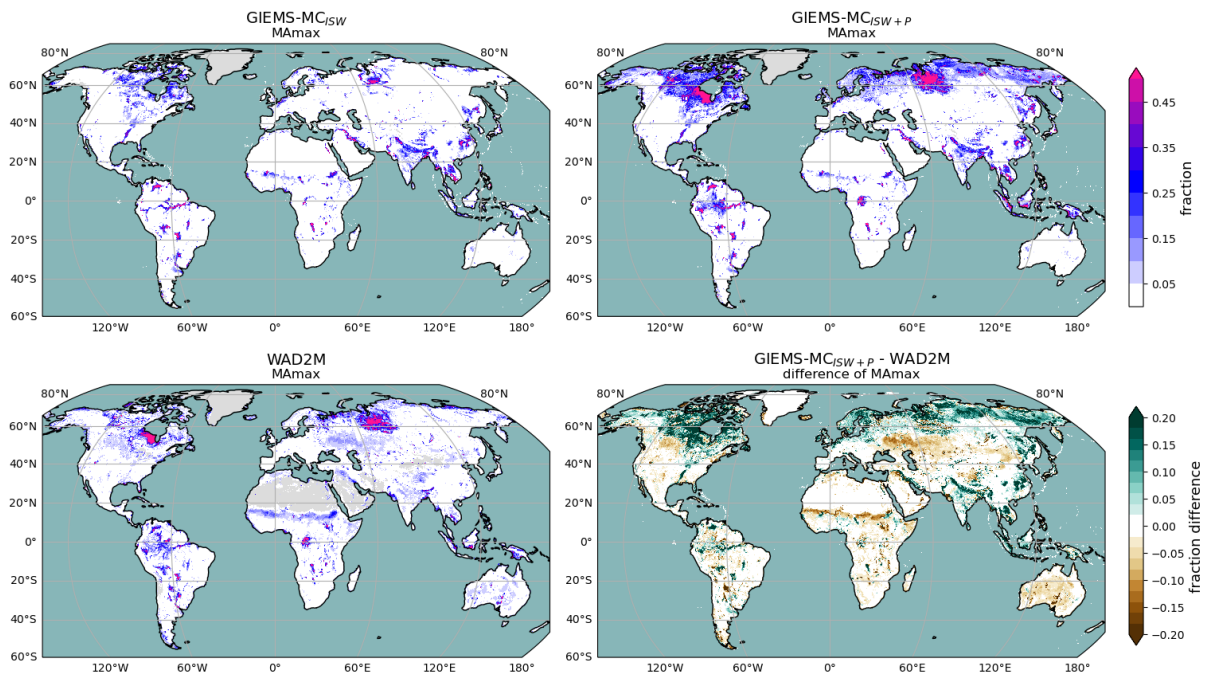


Figure 3.2: Global distribution of the MAMax of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P}, and WAD2M (Zhang et al., 2021c), as well as the difference of MAMax from GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M. Refer to Supplementary Fig. 3.S1 for maps with MAmin.

Figure 3.3 provides the latitudinal distribution of a) GIEMS-MC variables and b) GIEMS-MC_{ISW+P} against WAD2M. GIEMS-MC_{ISW} shows a relatively uniform distribution across all latitudinal zones, with a peak just south of the equator due to the Amazon basin. The inclusion of peatlands in GIEMS-MC_{ISW+P} increases largely the wetland area in the boreal (>55°N, e.g., the Hudson Bay and the Siberian Low Lands) and tropical (10°S-5°N, e.g., the Congo) bands, leading to a similar distribution as in WAD2M (Fig. 3.2 and 3.3.c). Differences between GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M are observed around 15°N and 10-30°S, due to discrepancies between the SWAMPS and GIEMS-2 methodologies (Pham-Duc et al., 2017; Bernard et al., 2024b), mostly related to desert contamination in SWAMPS (Sahel and Australia on Fig. 3.2).

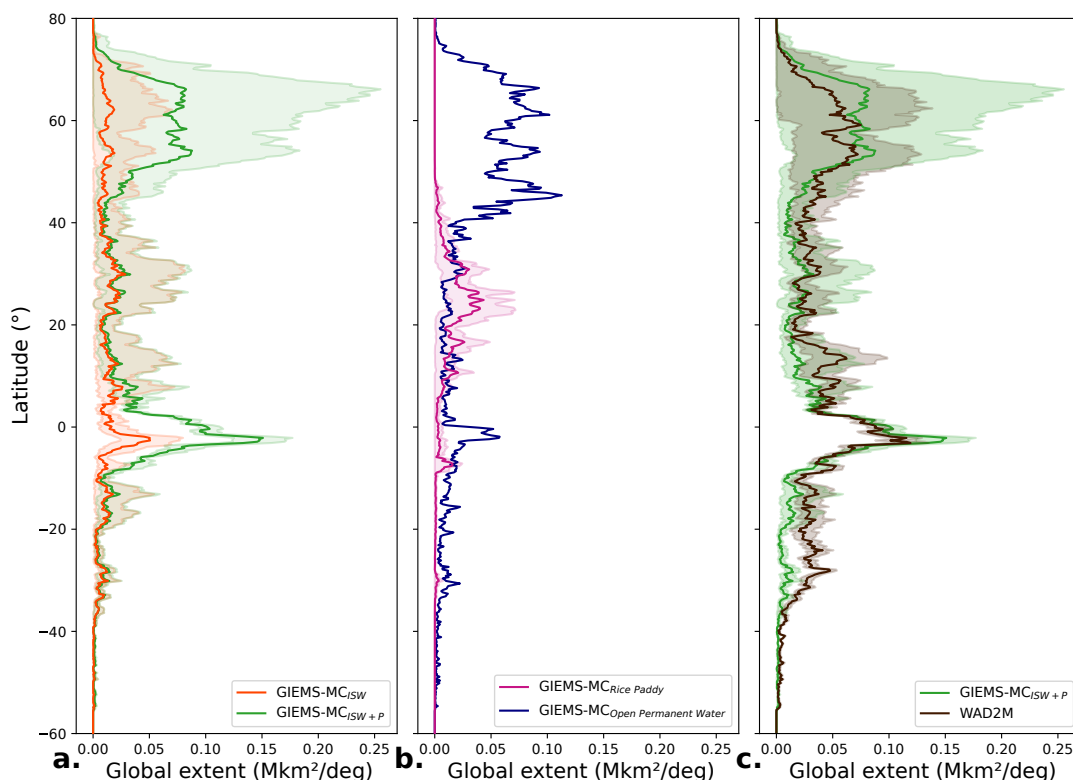


Figure 3.3: Latitudinal distributions of **a.** the GIEMS-MC wetland variables (Inundated and Saturated Wetlands, Inundated and Saturated Wetlands + Peatlands), **b.** GIEMS-MC wetland ancillary variables (Rice Paddy, and the sum of Open Permanent Water), and **c.** GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M product. For dynamic variables, solid lines represent the MAmean, while colored fillings represent the MAmax-MAmin interval. The extents are given per 1-degree latitudinal bin.

3.5.2 Regional spatial patterns over main basins

GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P} data are analyzed in the following sections over large wetland complexes representing different environments : the Siberian Lowlands, the Sudd, the Amazon and South-East Asia.

As expected, peatland addition noticeably amplifies the extent between GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P} over the Ob basin (Western Siberian Low Lands, Fig. 3.4). WAD2M and GIEMS-MC_{ISW+P} consistently present similar patterns. However, discrepancies occur in the southern part of the Ob basin that can be attributed to different snow filtering between SWAMPS (used for WAD2M) and GIEMS-2 (used for GIEMS-MC).

In the Sudd basin shown in Fig. 3.5, GIEMS-MC_{ISW+P} extent corresponds essentially to GIEMS-MC_{ISW}, indicating minimal presence of peatlands. For comparison, two other products, both derived from Cyclone Global Navigation Satellite System L-band remote sensing observations, are also shown (Gerlein-Safdi et al., 2021; Zeiger et al., 2023). Gerlein-Safdi et al., 2021 estimates are available for the southern part of the basin (MA_{max} of 0.27 Mkm² for 2018-2019), and are much higher than the GIEMS-MC (MA_{max} of 0.04 Mkm² for 2018-2019) and WAD2M (MA_{max} of 0.1 Mkm² for 2018-2019) estimates. Zeiger et al., 2023 product provides an MA_{max} of 0.06 over 2018-Aug to 2019-Jul, which is within the GIEMS-MC and WAD2M estimates. While good agreement is observed in the southern part of the basin between the spatial pattern of GIEMS-MC_{ISW+P}, WAD2M, and the product of Zeiger et al. (2023), significant disparities emerge between WAD2M and the two products in the northern-east desert region of the Sudd basin, probably due to contamination in the original SWAMPS dataset.

Over the Amazon (Fig. 3.6), GIEMS-MC_{ISW} fractions are high (>0.5) along the main river channel, while including peatlands adds smaller surfaces, resulting in finer spatial patterns. The resulting GIEMS-MC_{ISW+P} MA_{max} map closely resembles that of WAD2M.

GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M agree well in South-East Asia (Fig. 3.7), with GIEMS-MC_{ISW+P} showing greater peatland extent than WAD2M due to higher peatland areas estimated by GLWDv2 used in GIEMS-MC production than the earlier estimates used in WAD2M.

These findings underline the legacy of the two original microwave-based datasets (GIEMS-2 and SWAMPS) used respectively in GIEMS-MC and WAD2M production, despite the corrections. Indeed, methodological disparities between GIEMS-2 and SWAMPS production may lead to distinct spatial inundation detection patterns, particularly in regions where contamination from ocean, desert, and snow need careful consideration.

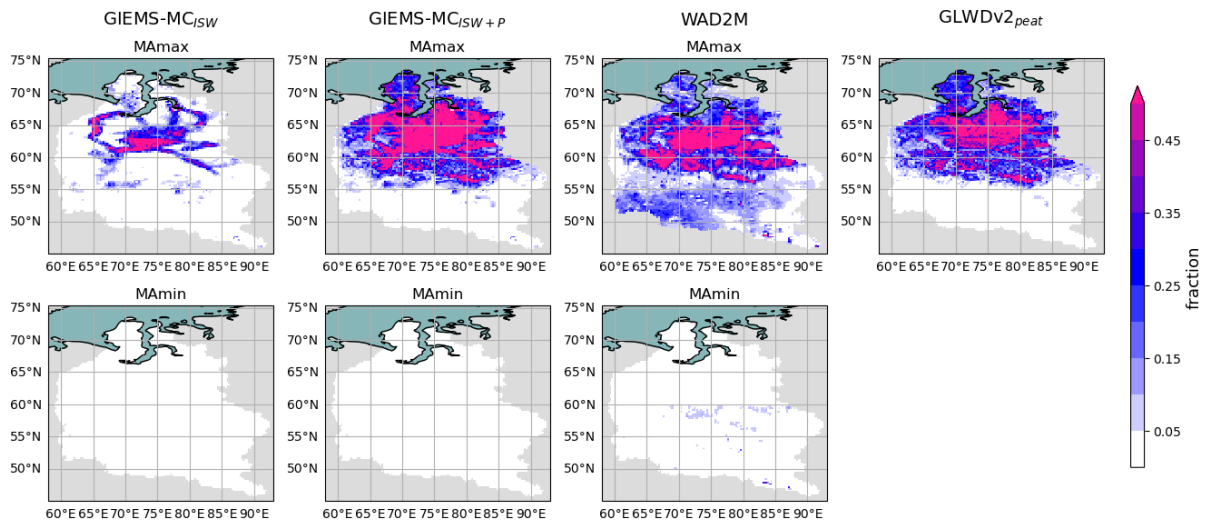


Figure 3.4: MA_{max} and MA_{min} maps of GIEMS-MC_{ISW} (1992 to 2020), GIEMS-MC_{ISW+P} (1992 to 2020), and WAD2M (2000 to 2020) over the Ob, as well as GLWDv2 (static) peatland map. Low MA_{min} are due to the snow mask.

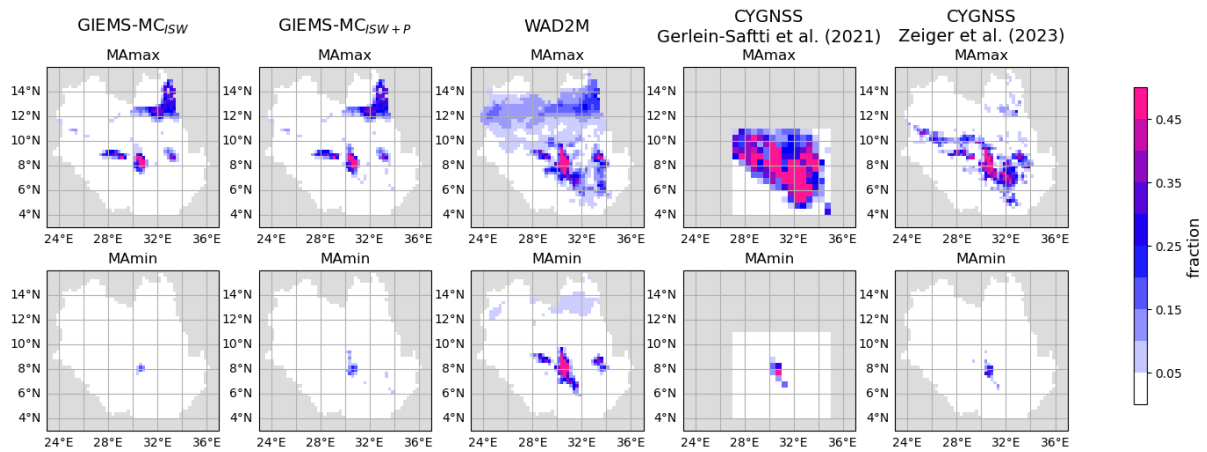


Figure 3.5: MMax and MAmin maps over the Sudd region of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P} (1992 to 2020), WAD2M (2000 to 2020) and CYGNSS-based estimates from Gerlein-Safti et al., 2021 (2017-Jun to 2020-Apr) and Zeiger et al., 2023 (2018-Aug to 2020-Jul). The available periods differ between the products.

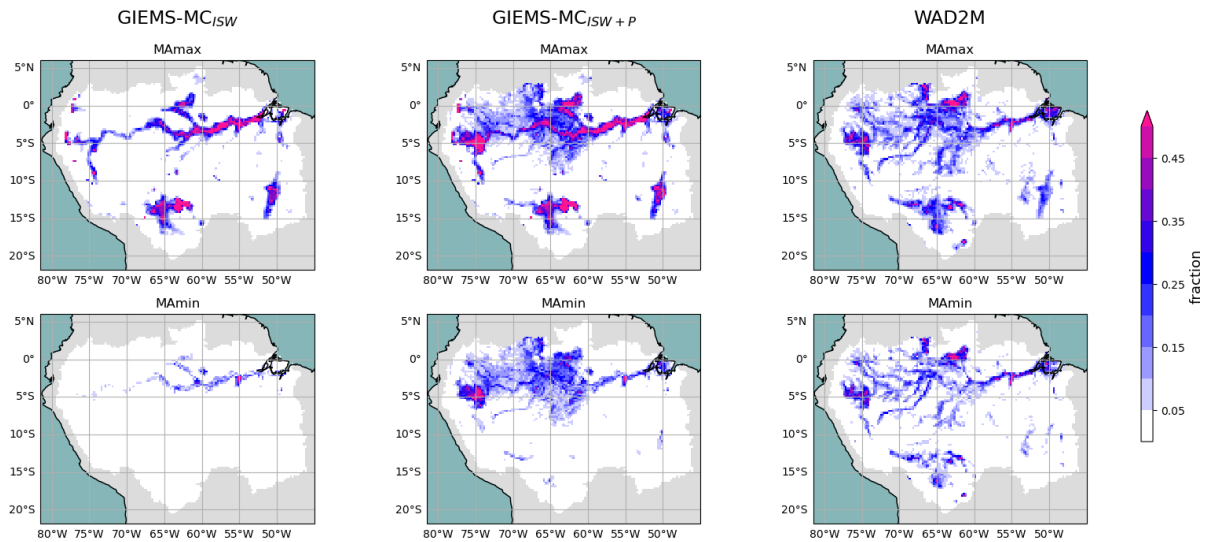


Figure 3.6: MMax and MAmin maps of GIEMS-MC_{ISW} (1992 to 2020), GIEMS-MC_{ISW+P} (1992 to 2020), and WAD2M (2000 to 2020) over the Amazon basin.

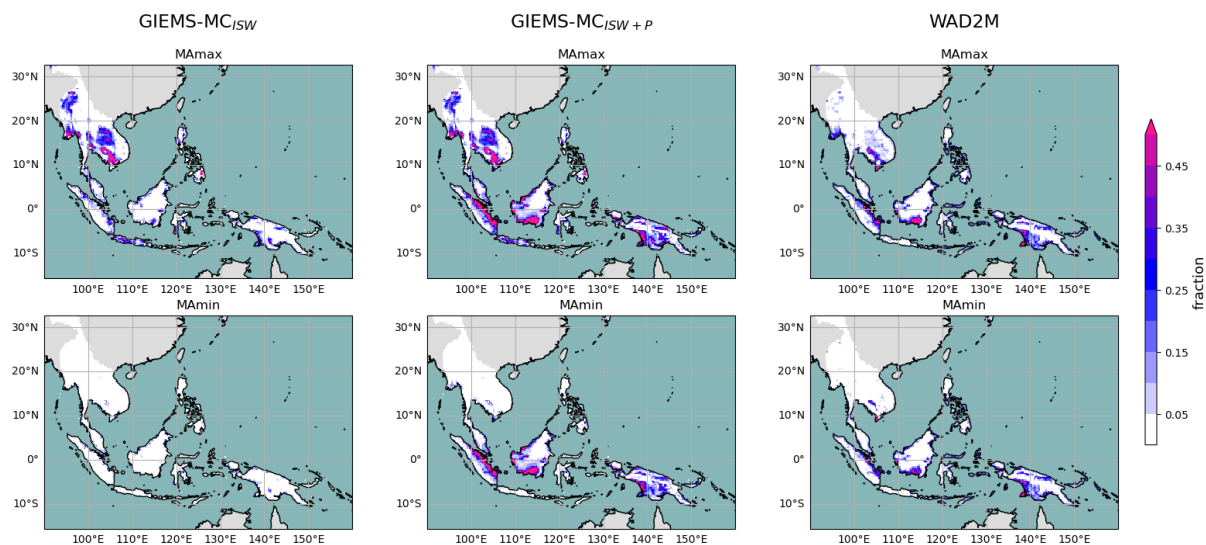


Figure 3.7: MAMax and MAmin maps of GIEMS-MC_{ISW} (1992 to 2020), GIEMS-MC_{ISW+P} (1992 to 2020), and WAD2M (2000 to 2020) over South-East Asia.

3.5.3 Temporal seasonal and inter-annual variations

The temporal dynamics of GIEMS-2 was extensively examined in Prigent et al., 2020 and evaluated in Bernard et al., 2024b, where it was compared with other hydrological observations, including MODIS-derived surface water extent (Frappart et al., 2018; Normandin et al., 2018; 2024), CYGNSS-derived (Zeiger et al., 2023) surface water extent, and river discharge. The evaluation showed that GIEMS-2 reliably captures temporal variations, including seasonality and inter-annual variabilities, even in regions with dense vegetation cover (Fig. 3.8 and Fig. 3.9).

Seasonal variations

The 2000-2020 mean seasonality of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P}, and WAD2M over the Ob, the Sudd, the Amazon, the Congo, and South-East Asia, are presented in Fig. 3.8 (left). The seasonal variations of the GIEMS-MC variables are driven by the dynamics of saturated and inundated wetlands (GIEMS-MC_{ISW}), with peatlands contributing to an offset effect between GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P}. In the Ob, the Amazon, the Congo, and South-East Asia, GIEMS-MC_{ISW+P} exhibits comparable magnitudes than WAD2M. In the Sudd region, WAD2M shows distinct seasonality than GIEMS-MC and the two CYGNSS derived products, probably due to the SWAMPS artifacts in desert regions mentioned above.

Across latitudinal bands, the global seasonality of GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P} are mainly driven by the boreal and temperate northern regions, due to snow cover changes (Fig. 3.9, left). However, notable differences in terms of seasonal cycle between GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M exist over the mid to high latitudes. Indeed, larger peatland surfaces are included in GIEMS-MC than in WAD2M (higher amplitude) and the more widespread snow masking in GIEMS-MC in the temperate zone leads to a stronger seasonal cycle compared to WAD2M. The seasonal cycles over the tropics and southern hemisphere are more similar between GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M, but surface extents are larger in WAD2M, predominantly due to desert and ocean contamination in SWAMPS, as discussed in Sect. 3.5.1.

Inter-annual variations & trends

Figure 3.8 (right) shows the deseasonalized monthly anomalies of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P}, and WAD2M over different regions, while Fig. 3.9 (right) corresponds to latitudinal bands. The reference

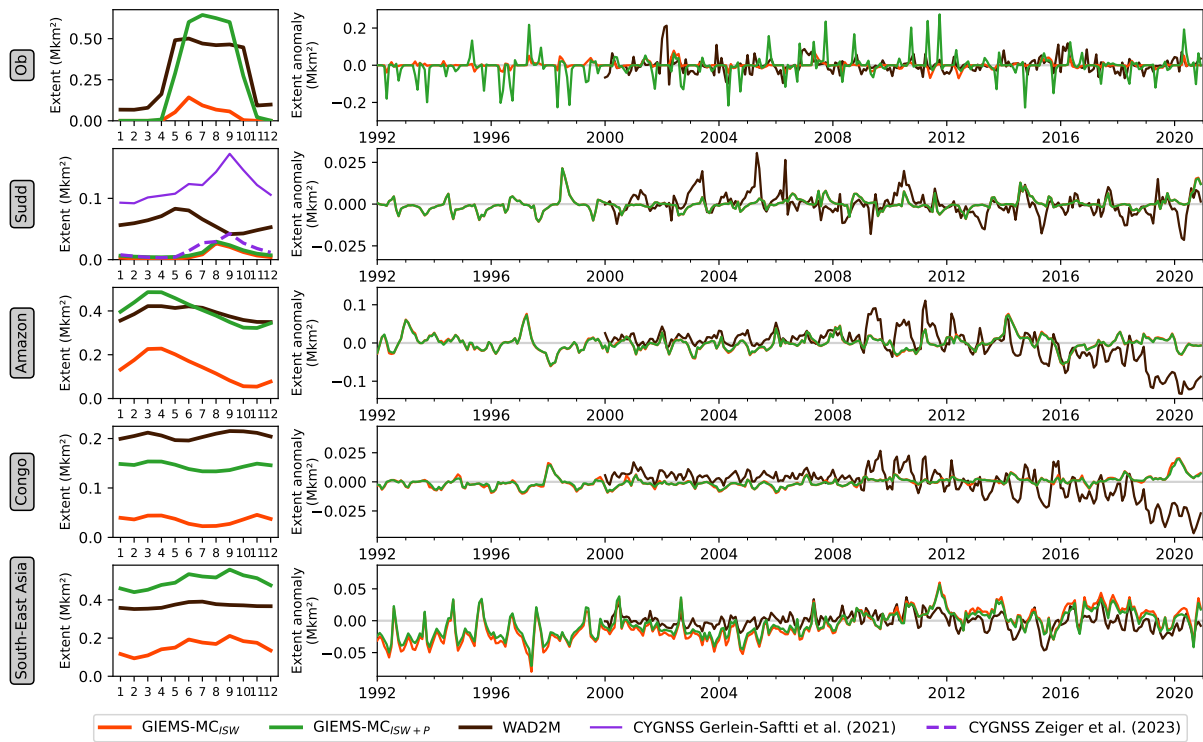


Figure 3.8: Left: Monthly mean seasonal cycle of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P}, and WAD2M over different regions. Right: Deseasonalized monthly anomalies of the same three variables. To derive the deseasonalized monthly anomalies, the average monthly seasonal cycle was subtracted from the long term monthly time series. For the Sudd basin seasonality comparison, estimations from [Gerlein-Safitti et al., 2021](#) (2017-06 to 2020-04) and [Zeiger et al., 2023](#) (2018-08 to 2020-07) are added.

seasonality period subtracted is the 2000-2020 seasonal average. As expected, GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P} have the same anomalies for latitudes below 30°N because the temporal dynamics comes from the inundated and saturated wetlands, and not from the static peatland map. For northern temperate and boreal areas, the snow cover also imposes a seasonality on peatlands, which explains larger anomalies of GIEMS-MC_{ISW+P} than in GIEMS-MC_{ISW}. For GIEMS-MC_{ISW+P} over the boreal region (55°N-90°N), a positive trend is detected over May and June (+10 10³ km² yr⁻¹) and September and October (+24 10³ km² yr⁻¹) months that can possibly be attributed to earlier snow melt and delayed snow cover arrival.

No long-term trends were found at regional scales in GIEMS-MC_{ISW}, except for South-East Asia, where a small positive trend was found (+1.7 10³ km² yr⁻¹, i.e. ~+50 10³ km² for 30 yr). This is likely mostly due to the increasing trend in rice paddies, which is not taken into account because only the MIRCA2000 climatology is used, and new rice paddies over the years are then aliased to wetlands over time (see Discussion Sect.3.6.2).

An abrupt change in WAD2M inter-annual variability amplitude occur over the Amazon and Congo basins in 2009, attributed to a change in one of the satellite data used in SWAMPS, together with a decreasing trend also found in the SWAMPS data (Fig. 3.8). Due to these problems in SWAMPS, the inter-annual variability of WAD2M should be considered with caution, and makes time-series comparison with GIEMS-MC_{ISW+P} difficult over these regions.

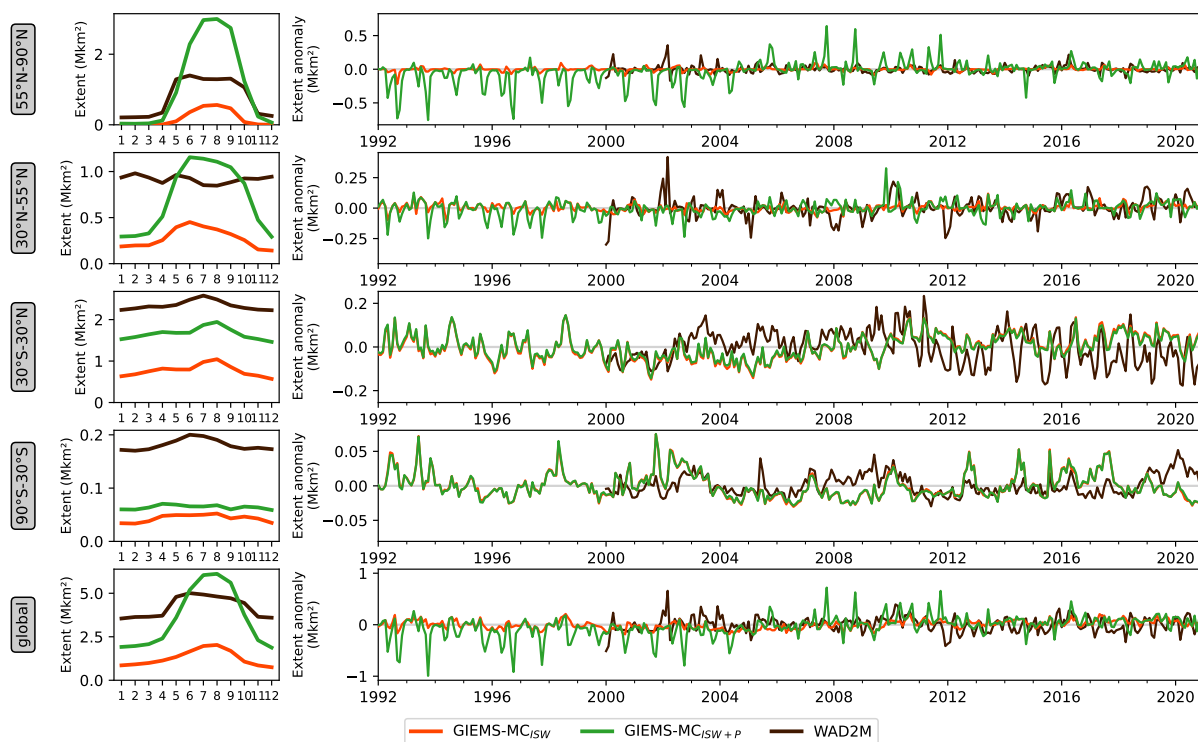


Figure 3.9: Left: Monthly mean seasonal cycle of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P}, and WAD2M over different latitudinal bands. Right: Deseasonalized monthly anomalies of the same three variables. To derive the deseasonalized monthly anomalies, the average monthly seasonal cycle was subtracted from the long term monthly time series.

3.6 Discussion

The production of GIEMS-MC involves seven steps, each of which contributes to the transition from inundation time series to wetland map time series, but also to the uncertainties of the final product. It has been estimated that the GIEMS product possibly underestimates surface water areas by less than 10% (Prigent et al., 2007). This value can be used as an order of magnitude of the uncertainty in GIEMS-2, although methodological improvements have been made between GIEMS and GIEMS-2 (Prigent et al., 2020). This is also likely a realistic approximation for the GIEMS-MC_{ISW} error, as it uses mainly GIEMS-2 information. A quantification of the uncertainties of the GIEMS-MC variables would require a deeper knowledge of the measurement and detection uncertainties of all the products used, some of which are not calculated in the original source, which is beyond the scope of this study. However, it is possible to quantify the influence of each step in the GIEMS-MC procedure and to study the sensitivity of the results to the processing choices.

3.6.1 Quantification of the influence of each process step on the GIEMS-MC global extents

Table 3.4 shows the influence of the successive steps in terms of M_{Amax}, M_{Amean} and M_{Amin}. The removal of open permanent water (Step 4.), as well as the subtraction of rice paddies (Step 5.), have a significant impact on the global extent, both resulting in a subtraction of -2.34 Mkm² on M_{Amax} and -1.16 Mkm² on M_{Amean}. Coastal cleaning also has a large influence on the reduction of the area: -2.60 Mkm² in M_{Amax} and -1.60 Mkm² in M_{Amean}, and especially on M_{Amin}, which decreases from 1.17 Mkm² to 0.26 Mkm². In fact, the coastal region has an artificially high minimum value due to ocean contamination before this cleaning step. Finally, the addition of peatlands turns out to be an extremely significant step in terms of surface area for GIEMS-MC_{ISW+P}, with large increases observed in both

MAmax (+3.94 Mkm²) and MAmean (+2.27 Mkm²) extents.

| Step | Step description | MAmax | MAmean | MAmin |
|--------|---|-------------|-------------|-------------|
| 0 | GIEMS-2 revised version | 9.02 | 4.15 | 1.63 |
| 1 to 3 | After masking oceans, snow and urban areas | 8.83 | 4.03 | 1.58 |
| 4 | After subtracting open permanent water | 7.10 | 3.20 | 1.30 |
| 5 | After subtracting rice paddies | 6.49 | 2.87 | 1.17 |
| 6 | After cleaning coasts (GIEMS-MC _{ISW}) | 3.89 | 1.27 | 0.26 |
| 7 | After adding peatlands (GIEMS-MC _{ISW+P}) | 7.83 | 3.54 | 1.32 |

Tableau 3.4: Global MAmax, MAmean and MAmin in Mkm² after each step of GIEMS-MC production. It should be noted that snow and oceans were already set to zero fraction in GIEMS-2, and that the snow mask is applied to all wetlands, including peatlands, and is then responsible for the low MAmin values.

3.6.2 Sensitivity to the GIEMS-MC procedure

The three critical stages in the production of GIEMS-MC are further discussed in this section, along with the use of a snow mask.

Coastal processing

In the Methods Sect. 3.4.1, we chose to apply a cleaning procedure to coastal pixels located within 50 km of the coast. Figure 3.10.a shows the global mean seasonality of GIEMS-MC_{ISW} and GIEMS-MC_{ISW+P} when considering coastal bands ranging between 0 and 100 km from the coast to be processed using GLWDv2 information, following the methodology in Sect. 3.4. After removing the pixels with more than 10% ocean, the cleaning of the coastal band up to 30 km from the coast reduces GIEMS-MC_{ISW} MAmax by 0.7 Mkm². Cleaning also the 30-50 km band reduces it further by 0.5 Mkm², while the 50-70 km (-0.12 Mkm²) and 70-100 km (-0.08 Mkm²) bands have smaller effects. The cleaning over 50 km is consistent with our technical understanding of the contamination.

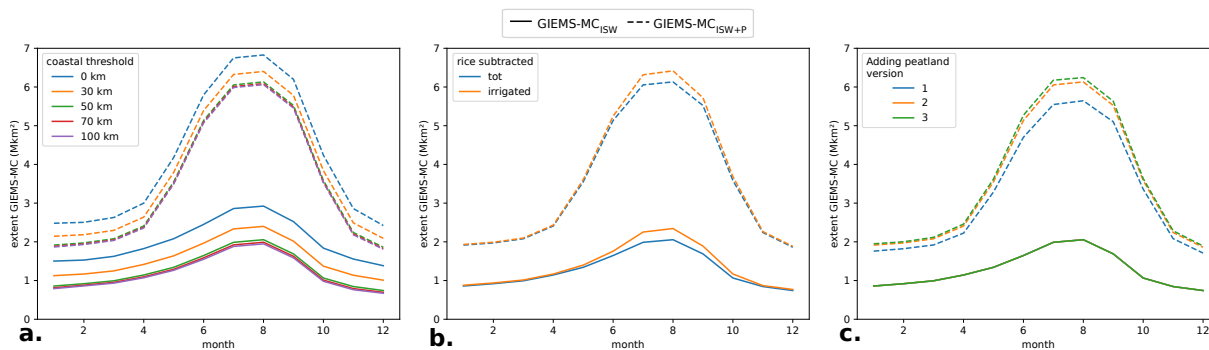


Figure 3.10: Sensitivity of GIEMS-MC averaged seasonality to the different steps of the production procedure : **a.** the coastal threshold for coastal cleaning, **b.** the rice procedure, and **c.** the way peatlands are added. Solid lines represent the extent of GIEMS-MC_{ISW}, while dashed lines represent GIEMS-MC_{ISW+P}. Colors show the different GIEMS-MC treatments.

Rice subtraction

An issue concerning rice in GIEMS-MC production stems from the classification used in the MIRCA2000 dataset, which separates rice paddies into irrigated and rainfed types. Irrigated paddies are typically fully inundated at least part of the year. Rainfed paddies have variable levels of submergence, with approximately 80% inundated and 20% remaining upland paddies (Maclean et al., 2013). Under these conditions, the upland rice (9% of total rice paddies area ; Maclean et al., 2013) should not be

subtracted from GIEMS-2 in the GIEMS-MC processing steps, if we could distinguish upland rice from the rest of the rainfed paddies. To explore this, we attempted a classification based on topographic information to separate inundated from non-inundated within the rainfed rice category. The resulting maps, shown in Supplementary Table 3.S3, lead to surface extent inconsistent with FAO statistics per country (FAO, 2002). In the absence of any reliable distinction possibility, the total rice paddies were subtracted, acknowledging that the subtracted area might be overestimated by about 9%. Note that this light overestimation of subtracted rice paddies might be counterbalanced by the fact that MIRCA2000 areas estimates are underestimated when compared to FAOSTAT (Fig. 3.11).

In WAD2M production, the MIRCA2000 is also used to differentiate rice paddies from wetlands, but only irrigated paddy class is subtracted (Zhang et al., 2021c). To evaluate the impact of rice handling in GIEMS-MC, Fig. 3.10.b shows global seasonality of $GIEMS-MC_{ISW}$ and $GIEMS-MC_{ISW+P}$ if only irrigated rice paddies are subtracted, or if both irrigated and rainfed are subtracted. The difference occurs mainly between June and October, in the Northern Hemisphere summer, corresponding to a difference of 0.25 Mkm² in terms of M_{Amax} (6% of $GIEMS-MC_{ISW}$ and 3% $GIEMS-MC_{ISW+P}$ M_{Amax}). While this has a moderate influence on global extent, this difference can be important in rice cultivating countries, e.g., a difference of 30% in $GIEMS-MC_{ISW}$ M_{Amax} over India depending on the type of subtraction used. For $GIEMS-MC_{ISW+P}$, as the total surfaces are higher, the influence of rice paddy subtraction is proportionally less important.

Finally, subtracting the MIRCA2000 climatology in the GIEMS-MC processing and not taking into account the inter-annual variation of some rice paddies over the period 1992-2020 can lead to misclassification of rice paddies as wetlands. The MIRCA2000 product is compared in Fig. 3.11 with the estimates from the Food and Agriculture Organization (FAO) of the United Nations estimates FAOSTAT (<https://www.fao.org/faostat/en/#data/QCL>, access 30/06/2023). FAOSTAT is widely used for global estimates of methane emissions from rice paddies, notably in the Emissions Database for Global Atmospheric Research (EDGAR ; Janssens-Maenhout et al., 2019). The cropland area of rice paddies is increasing in South-East Asia, with FAOSTAT estimating +60 10³ km² between 1992 and 2020 in this region, which corresponds to the increasing trend of ~+50 10³ km² in $GIEMS-MC_{ISW}$ over this period (Sect. 3.5.3).

MIRCA2000 (M_{Amax} of 1.25 Mkm²) presents smaller rice paddies extent than FAOSTAT (1.47 Mkm² in 1992 to 1.64 Mkm² in 2020). In GLWDv2, the map from Salmon et al., 2015 is used as primary information but undergoes numerous corrections related to artifacts in the product, including double-checking information using the RiceAtlas (Laborte et al., 2017). This lead to a static map of rice paddies of 1.2 Mkm², close to MIRCA2000 M_{Amax} estimates. Then, various inventories of anthropogenic methane emissions that are accounting for rice methane emissions are not using the same maps for rice paddies, which can lead to mismatches across the estimates (surfaces double counting or miscounting). Efforts to use similar compatible rice maps between the two research communities would greatly improve the consistency of wetland time series, and then the methane emission estimates. A dynamic map that accurately reflects the temporal variation of inundated rice paddies would better meet the needs of remote sensing wetland mapping. This approach would address the limitations of existing classifications, such as MIRCA's irrigated/rainfed or FAO's yearly irrigated/rainfed/upland categories, which do not adequately address the specific needs of the community.

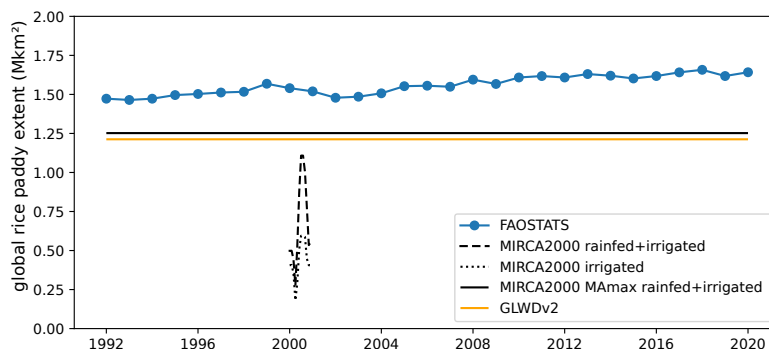


Figure 3.11: Rice paddy surface extent estimations from MIRCA2000 (Portmann et al., 2010), FAOSTAT (<https://www.fao.org/faostat/en/#data/QCL>), and GLWDv2 (Lehner et al., 2024a). MIRCA2000 MAMax is higher than the maximum of the MIRCA2000 seasonality plot because not all pixels have their maximum in the same month.

Peatland integration

Peatlands contribute to more than a half of areas in $GIEMS-MC_{ISW+P}$ (Table 3.4), and depends highly on the GLWDv2 peatland map used here.

Most of the peatlands are not saturated or inundated areas, although some can have their water table above the peat surface intermittently (Lourenco et al., 2023). A large part of peatlands are then not detected by GIEMS-2. Three ways of integrating GLWDv2 peatlands were tested to assess how sensitive the peatlands integration method is. For each pixel i , we did the following:

1. Set $GLWDv2_{peat}$ fraction as the minimum of $GIEMS-MC_{ISW+P}$, minimizing $GIEMS-MC_{ISW+P}$ areas:
if $GIEMS-MC_{ISW_i} < GLWDv2_{peat_i}$, then $GIEMS-MC_{ISW+P_i} = GLWDv2_{peat_i}$.
2. Attempt to add only the peatlands not detected by GIEMS-2 as described in Methods Sect. 3.4.1:
 $GIEMS-MC_{ISW+P_i} = GIEMS-MC_{ISW_i} + \text{pos}[GLWDv2_{peat_i} - \text{pos}(GIEMS-MC_{ISW_i} - GLWDv2_{ISW+P_i})]$
3. Add all GLWDv2 peatland, maximizing $GIEMS-MC_{ISW+P}$ areas:
 $GIEMS-MC_{ISW+P_i} = GIEMS-MC_{ISW_i} + GLWDv2_{peat_i}$.

The effect of these three peatland integration approaches on $GIEMS-MC_{ISW+P}$ extent are represented in Fig. 3.10.c. A difference of 0.85 Mkm² (11%) is found for $GIEMS-MC_{ISW+P}$ MAMax between the two extreme approaches 1 and 3. Approach 1 likely underestimates peatland integration, as some pixels can contain both inundated or saturated wetlands and peatlands. Approach 3 likely overestimates peatland integration, as some peatlands (inundated and saturated) should be detected in GIEMS-2. The method 2 appears as a sensible consensus, but this approach also likely overestimates peatland surfaces, as GLWDv2 wetland categories, used to discriminate detected and non-detected peatlands by GIEMS-2 (see Sect. 3.4.1), is a long term maximum.

Snow-covered pixel masking

Due to the influence of snow on passive microwave observations, snow-covered pixels are masked in the estimation of GIEMS-2 and GIEMS-MC inundation fractions (see 3.4.1). This masking prevents models from accounting for methane emissions from snow-covered areas. However, cold-season methane fluxes in arctic peatlands and tundra have been shown to contribute between 25% and 50% of the annual local fluxes (Mastepanov et al., 2008; Zona et al., 2016; Bao et al., 2021; Rößger et al., 2022; Ito et al., 2023). Therefore, the sensitivity of microwave remote sensing to snow is a limitation in boreal regions. Nevertheless, the boreal zones are estimated to contribute only about 5% of annual global wetland and

inland freshwater emissions using a top-down approach, and about 10% using a bottom-up approach (Saunois et al., 2024), with only up to half of these boreal emissions potentially occurring during the cold season. Consequently, the exclusion of snow-covered areas is likely to add only a few percents of uncertainty to global methane emissions from wetlands and inland waters.

3.7 Perspectives

Several key areas for future improvement of the GIEMS-MC production process were identified. First, taking into account the inter-annual variations of rice paddies would help improve the accuracy and in particular the long-term trend of GIEMS-MC. Ideally, these estimates should be consistent with those used in anthropogenic greenhouse gas emission inventories such as FAOSTAT. Secondly, a better distinction between inundated and dry peatlands would allow a more accurate integration of peatlands into GIEMS-MC_{ISW+P}. New satellite data, such as the 2022-launched Surface Water and Ocean Topography (SWOT) with its Ka-band Radar Interferometer, hold promise for the monitoring of continental surface water area and height at high spatial resolution and temporal sampling (Neeck et al., 2012; Pedinotti et al., 2014; Biancamaria et al., 2016; Prigent et al., 2016; Peral et al., 2018). In particular, either high resolution SWOT data or water table depth from a hydrological model combined with the 500 m GLWDv2 data could help to better distinguish the inundated from the non-inundated peatlands to improve the integration of non-inundated peatlands in GIEMS-MC_{ISW+P}. In addition, the upcoming NASA-ISRO Synthetic Aperture Radar (NISAR), scheduled for launch in 2025, will provide high-resolution (below 7 m) observations in L and S bands (Chuang et al., 2016; Adeli et al., 2021). These frequencies are particularly advantageous for mapping of sub-canopy inundation in forested wetlands, as they penetrate vegetation more effectively than the Ka band used for SWOT.

GIEMS-MC dynamics is derived from GIEMS-2, which provides valuable insights into global water surface dynamics with seamless time series of surface water extent. The continuity of GIEMS-2 production holds the potential to extend the temporal coverage of the GIEMS-MC maps. However, no new SSMIS instrument is planned to be launched when the current instruments (F15 to F18) are decommissioned. Adaptations to the GIEMS-2 process, such as the incorporation of Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) data, will be required to extend the observation period despite critical changes in satellite overpassing local time and spatial resolution. Other passive microwave future missions are expected to cover all or part of the SSMIS microwave frequency range, such as the MicroWave Imager (MetOp-SG, D'Addio et al., 2014) or the Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR, Vanin et al., 2020), offering alternative data sources for GIEMS-MC production but also requiring adjustment to the methodology. In addition, plans to increase the temporal resolution of GIEMS-2 to a 10-day data record could provide a more detailed understanding of wetland dynamics over time.

3.8 Conclusions

GIEMS-2 product is combined with other information to produce GIEMS-MethaneCentric (GIEMS-MC), a dataset containing spatially and dynamically consistent maps of different methane-emitting aquatic ecosystems. In particular GLWD v2 dataset enables the separation of open water surfaces (lakes, rivers, reservoirs) in GIEMS-2, as well as the addition of peatlands not detected by microwaves satellite observations used in GIEMS-2 production. Rice paddies are identified using the MIRCA2000 product. A specific filtering of coastal areas is applied, different from that of the distributed version of GIEMS-2.

Despite numerous advances in methane measurements and modeling, the extent of wetlands remain a key gap. Here, GIEMS-2 product was combined with other information to produce GIEMS-MethaneCentric (GIEMS-MC), a dataset containing spatially and dynamically consistent maps of different methane-emitting aquatic ecosystems. In particular, GLWDv2 dataset enables the separation of open

water surfaces (lakes, rivers, reservoirs) in GIEMS-2, as well as the addition of peatlands not detected by microwave satellite observations used in GIEMS-2 production. Rice paddies are identified using the MIRCA2000 product. Updated coastal zone filtering improves on the previous complete masking in the distributed version of GIEMS-2.

GIEMS-MC provides two harmonized times series maps at $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ and monthly time step of wetland surfaces from 1992 to 2020: one representing inundated and saturated wetlands, and the other covering all wetlands, including peatlands. In addition, GIEMS-MC provides consistent maps of rice paddies and categories of open permanent water. Information on the dominant vegetation type and wetland type per pixel is also provided. This comprehensive database will hopefully set a new standard for harmonizing and consistently mapping methane emission from the different aquatic ecosystems.

3.9 Data availability

GIEMS-MC dataset in NetCDF format and its documentation are available at <https://zenodo.org/records/13919645> (Bernard et al., 2024a).

3.10 Supplementary Material

| Class number | Class |
|--------------|--|
| 0 | Dryland (non-wetland) |
| 1 | Freshwater lake |
| 2 | Saline lake |
| 3 | Reservoir |
| 4 | Large river |
| 5 | Large estuarine river |
| 6 | Other permanent waterbody |
| 7 | Small streams |
| 8 | Lacustrine, forested |
| 9 | Lacustrine, non-forested |
| 10 | Riverine, regularly flooded, forested |
| 11 | Riverine, regularly flooded, non-forested |
| 12 | Riverine, seasonally flooded, forested |
| 13 | Riverine, seasonally flooded, non-forested |
| 14 | Riverine, seasonally saturated, forested |
| 15 | Riverine, seasonally saturated, non-forested |
| 16 | Palustrine, regularly flooded, forested |
| 17 | Palustrine, regularly flooded, non-forested |
| 18 | Palustrine, seasonally saturated, forested |
| 19 | Palustrine, seasonally saturated, non-forested |
| 20 | Ephemeral, forested |
| 21 | Ephemeral, non-forested |
| 22 | Arctic or boreal peatland, forested |
| 23 | Arctic or boreal peatland, non-forested |
| 24 | Temperate peatland, forested |
| 25 | Temperate peatland, non-forested |
| 26 | Tropical peatland, forested |
| 27 | Tropical peatland, non-forested |
| 28 | Mangrove |
| 29 | Saltmarsh |
| 30 | Delta |
| 31 | Other coastal wetland |
| 32 | Salt pan, saline or brackish wetland |
| 33 | Paddy rice |

Tableau 3.S1: GLWDv2 classes. For more details about GLWDv2, see (Lehner et al., 2024a).

| Class number | Class |
|--------------|--|
| 0 | no_data |
| 10 | cropland_rainfed |
| 11 | cropland_rainfed_herbaceous_cover |
| 12 | cropland_rainfed_tree_or_shrub_cover |
| 20 | cropland_irrigated |
| 30 | mosaic_cropland |
| 40 | mosaic_natural_vegetation |
| 50 | tree_broadleaved_evergreen_closed_to_open |
| 60 | tree_broadleaved_deciduous_closed_to_open |
| 61 | tree_broadleaved_deciduous_closed |
| 62 | tree_broadleaved_deciduous_open |
| 70 | tree_needleleaved_evergreen_closed_to_open |
| 71 | tree_needleleaved_evergreen_closed |
| 72 | tree_needleleaved_evergreen_open |
| 80 | tree_needleleaved_deciduous_closed_to_open |
| 81 | tree_needleleaved_deciduous_closed |
| 82 | tree_needleleaved_deciduous_open |
| 90 | tree_mixed |
| 100 | mosaic_tree_and_shrub |
| 110 | mosaic_herbaceous |
| 120 | shrubland |
| 121 | shrubland_evergreen |
| 122 | shrubland_deciduous |
| 130 | grassland |
| 140 | lichens_and_mosses |
| 150 | sparse_vegetation |
| 151 | sparse_tree |
| 152 | sparse_shrub |
| 153 | sparse_herbaceous |
| 160 | tree_cover_flooded_fresh_or_brakish_water |
| 170 | tree_cover_flooded_saline_water |
| 180 | shrub_or_herbaceous_cover_flooded |
| 190 | urban |
| 200 | bare_areas |
| 201 | bare_areas_consolidated |
| 202 | bare_areas_unconsolidated |
| 210 | water |
| 220 | snow_and_ice |

Tableau 3.S2: ESA CCI Land Cover Classes. For more details see (ESA, 2017).

CHAPITRE 3 – CRÉATION D’UNE CARTOGRAPHIE DYNAMIQUE ET COHÉRENTE DES ZONES
AQUATIQUES ÉMETTRICES DE MÉTHANE

| | India | China | Indonesia | Bangladesh | Thailand | Vietnam |
|-------------------------------|-------|-------|-----------|------------|----------|---------|
| FAO | ~15% | ~2-3% | ~5% | ~9% | ~1-2% | ~5% |
| MIRCA rainfed where slope >3% | 10% | 5% | 32% | 2% | 11% | 19% |

Tableau 3.S3: Proportion of upland rice area to total rice area estimated by FAO (FAO, 2002) or estimated by categorizing MIRCA rainfed rice areas with the highest slope topography (slope > 3%). The 3% slope threshold was chosen so that the derived global area of upland rice paddies matched the FAO global estimate of upland rice paddies. Topography data come from Copernicus DEM (Fahrland, E., 2022) that have been averaged at 0.25° resolution.

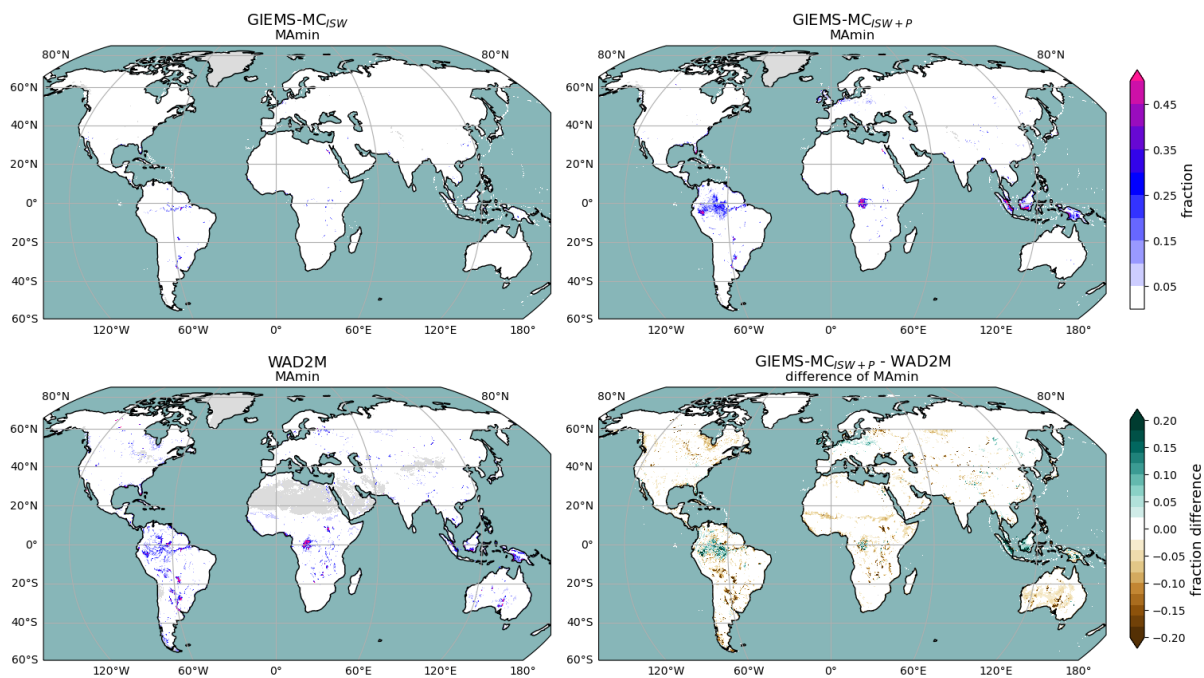


Figure 3.S1: Global distribution of the Mamin of GIEMS-MC_{ISW}, GIEMS-MC_{ISW+P}, and WAD2M (Zhang et al., 2021c), as well as the difference of Mamin from GIEMS-MC_{ISW+P} and WAD2M.

Résumé de l'article en français

GIEMS-2 offre une série chronologique continue d'environ 30 ans de l'étendue des eaux de surface avec une saisonnalité et une variabilité inter-annuelle réalistes, principalement basée sur des données micro-ondes passives. Il est question dans cet article de combiner GIEMS-2 avec d'autres informations pour produire GIEMS-MethaneCentric (GIEMS-MC), un jeu de données contenant des cartes cohérentes spatialement et dynamiquement des différents écosystèmes aquatiques émetteurs de méthane. En particulier, le produit Global Lakes and Wetlands Database version 2 (GLWD v2) permet de séparer les surfaces en eau libre (lacs, rivières, réservoirs) dans GIEMS-2, ainsi que d'ajouter les tourbières non détectées par les micro-ondes. Les rizières sont identifiées en utilisant le produit Monthly Irrigated and Rainfed Crop Areas (MIRCA2000). Un filtrage spécifique des zones côtières est appliqué, différent de celui de la version distribuée de GIEMS-2, permettant une gestion plus fine.

Comme GIEMS-2, GIEMS-MC couvre 1992-2020 à une échelle mensuelle et à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Le produit contient deux cartes dynamiques des zones humides : une première carte contient les zones humides inondées et saturées et la seconde toutes les zones humides incluant les tourbières. GIEMS-MC intègre également d'autres cartes statiques sur les eaux permanentes libres (lacs, rivières, réservoirs), ainsi que les cartes saisonnières de MIRCA2000 sur les rizières. Des informations sur le type de végétation et le type de zone humide dominants par pixel sont aussi incluses dans le produit.

GIEMS-MC est comparé à WAD2M, le seul jeu de données actuel procurant une information dynamique sur les zones humides. En terme d'étendue des zones humides, GIEMS-MC et WAD2M présentent des résultats similaires, avec un Mean Annual maximum de 7.8 Mkm^2 pour GIEMS-MC et 6.8 Mkm^2 pour WAD2M. Les structures spatiales sont de plus semblables dans la plupart des régions. Cependant, WAD2M montre des artefacts dus à la contamination des déserts, de la neige, et de l'océan issus de SWAMPS, qui est utilisé dans sa production. WAD2M rencontre des difficultés à capturer des tendances inter-annuelles fiables, ce qui est aussi lié à SWAMPS. GIEMS-MC, au contraire, ne présente pas d'artefact majeur dans ses séries temporelles, grâce à l'utilisation de données satellites soigneusement inter-calibrées entre elles sur les ~ 30 ans.

L'influence des différentes étapes de la création de GIEMS-MC est discutée, notamment la gestion des rizières et des côtes, ainsi que l'intégration des tourbières qui sont des étapes clés. GIEMS-MC apparaît comme un outil précieux pour l'analyse des variations d'émissions de CH_4 dans le temps, avec des cartes dynamiques harmonisées des surfaces émettrices de méthane.

3.11 Conclusion et perspectives

L'étude présentée dans ce Chapitre 3 a permis le développement d'une nouvelle cartographie dynamique des zones humides de 1992 à 2020 à 0.25°. Ces informations sont regroupées, avec des cartes compatibles des autres écosystèmes aquatiques, dans le jeu de données GIEMS-MC.

Des améliorations peuvent être envisagées pour des versions futures. En particulier, la gestion du riz pourrait faire l'objet d'une étude approfondie pour être harmonisée avec les estimations utilisées dans les inventaires anthropiques, prenant en compte les changements d'usage des sols. L'incorporation des tourbières pourrait aussi être améliorée en utilisant des données à plus haute résolution pour distinguer les tourbières sèches qui doivent être ajoutées des tourbières inondées. Cependant, ces points ne sont pas triviaux notamment car les données satellitaires micro-ondes à plus fine résolution sont récentes (e.g., depuis 2018 pour CYGNSS, depuis 2023 pour SWOT) et ne couvrent pas toute la période depuis 1992. De plus, lorsque GIEMS-2 sera étendu dans le temps, GIEMS-MC pourrait l'être conjointement pour étudier les variations des années récentes.

La dynamique de GIEMS-MC est basée sur GIEMS-2 dont nous avons montré dans le Chapitre 2 la robustesse pour détecter les variations inter-annuelles des eaux de surface. GIEMS-MC présente donc un intérêt pour l'étude des émissions de CH₄ des zones humides, en particulier pour étudier si les changements des surfaces des zones humides inondées ou saturées impactent les variations inter-annuelles et tendances du CH₄ atmosphérique. Nous nous servons de GIEMS-MC à la fin du Chapitre 4 en ce sens.

Chapitre 4

Conception d'un modèle simple d'émission de méthane des zones humides axé sur les données

| | |
|---|-----|
| Détails de l'étude | 106 |
| Motivations | 106 |
| 4.1 Abstract | 107 |
| 4.2 Introduction | 107 |
| 4.3 Materials and Methods | 110 |
| 4.3.1 Model description | 110 |
| 4.3.2 In situ data | 110 |
| 4.3.3 Global forcing datasets | 112 |
| 4.3.4 Calibration method | 112 |
| 4.4 Results | 113 |
| 4.4.1 Optimized model parameters | 113 |
| 4.4.2 Evaluation of the model performance at site scale | 114 |
| 4.4.3 Methane emissions from wetlands on a global scale | 115 |
| 4.5 Model limitations and outlook | 123 |
| 4.6 Conclusions | 125 |
| 4.7 Supplementary | 127 |
| A Information about in situ fluxes and ancillary data | 127 |
| B Comparison of ERA5-Land data with in situ data | 129 |
| C Land surface models detailed outputs | 131 |
| Résumé de l'article en français | 133 |
| 4.8 Travaux additionnels | 134 |
| 4.8.1 SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC | 134 |
| 4.8.2 Facteurs de variations inter-annuelles des modélisations et comparaison aux variations de CH ₄ atmosphérique | 140 |
| 4.8.3 Contributions des sources d'émissions aux variations de CH ₄ atmosphérique | 142 |
| 4.9 Conclusions et perspectives | 145 |

Lors de ma thèse, nous avons d’abord développé le modèle SatWetCH₄, et ceci avant la base de donnée GIEMS-MC dû à l’articulation dans le temps avec d’autres études (le développement de GLWDv2 notamment). C’est pourquoi SatWetCH₄ a été testé et analysé premièrement avec WAD2M, présenté dans Bernard et al., 2024c dans le début de ce chapitre, avant d’être testé avec GIEMS-MC, dont les résultats sont montrés dans une partie travaux additionnels.

Détails de l’étude

Satellite-based modeling of wetland methane emissions on a global scale (SatWetCH₄ 1.0)

Soumis dans *Geoscientific Model Development* le 04/05/2024, début des discussions le 24/05/2024.

DOI (preprint) : <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-1331>

Juliette Bernard^{1,2}, Marielle Saunois¹, Elodie Salmon¹, Philippe Ciais¹, Shushi Peng³, Antoine Berchet¹, Penélope Serrano-Ortiz⁴, Palingamoorthy Gnanamoorthy^{5,6}, et Joachim Jansen⁷,

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

²LERMA, Paris Observatory, CNRS, PSL, Paris, France

³College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

⁴Department of Ecology, Andalusian Institute for Earth System Research (CEAMA-IISTA), University of Granada, Spain

⁵CAS Key Laboratory of Tropical Forest Ecology, Xishuangbanna Tropical Botanical Garden, Chinese Academy of Sciences, Menglun, China

⁶Coastal Systems Research, M. S. Swaminathan Research Foundation, Chennai, India

⁷Department of Ecology and Genetics/Limnology, Uppsala University, Uppsala, Sweden

Motivations

Les émissions de CH₄ des zones humides représentent 159 à 369 TgCH₄ yr⁻¹, soit entre un cinquième et un tiers des émissions mondiales, et sont sujettes à une variabilité temporelle importante. Ces estimations présentent à la fois une grande incertitude en termes de contribution aux émissions totales, mais aussi une grande incertitude sur les variations saisonnières et inter-annuelles. Les motivations de cet article résident dans la nécessité de mieux comprendre les variations de cette source significative de CH₄.

Nous nous sommes demandés lors de l’étude présentée en début de ce chapitre comment modéliser les émissions de CH₄ des zones humides à l’échelle globale à partir d’un modèle simple. Nous souhaitons ce modèle basé essentiellement sur des observations satellitaires et in situ pour assurer une indépendance des modèles de surface continentale en particulier pour la calibration.

Dans un contexte où la concentration de CH₄ atmosphérique augmente, ce modèle pourrait aider grâce à des tests de sensibilités à comprendre les grandes tendances des émissions de CH₄ des zones humides, et ainsi leur rôle potentiel dans les changements de concentration de CH₄ atmosphériques des dernières décennies.

4.1 Abstract

Wetlands are major contributors to global methane emissions. However, their budget and temporal variability remain subject to large uncertainties. This study develops the Satellite-based Wetland CH₄ model (SatWetCH₄), which simulates global wetland methane emissions at 0.25°x0.25° and monthly temporal resolution, relying mainly on remote sensing products. In particular, a new approach is derived to assess the substrate availability, based on Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer data. The model is calibrated using eddy covariance flux data from 58 sites, allowing for independence from other estimates. At the site level, the model effectively reproduces the magnitude and seasonality of the fluxes in the boreal and temperate regions, but shows limitations in capturing the seasonality of tropical sites. Despite its simplicity, the model provides global simulations over decades and produces consistent spatial patterns and seasonal variations comparable to more complex Land Surface Models. Such an independent data-driven approach based on remote-sensing products is intended to allow future studies of intra-annual variations in wetland methane emissions. In addition, our study highlights uncertainties and issues in wetland extent datasets and the need for new seamless satellite-based wetland extent products. In the future, there is potential to integrate this one-step model into atmospheric inversion frameworks, thereby allowing optimization of the model parameters using atmospheric methane concentrations as constraints, and hopefully better estimates of wetland emissions.

4.2 Introduction

The article 1.1 of the Ramsar Convention (1971) defines wetlands as "areas of marsh, fen, peatland, or water, whether natural or artificial, permanent or temporary, with water that is static or flowing, fresh, brackish, or salt, including marine water areas the depth of which at low tide does not exceed six meters". Each wetland exhibits very specific local conditions, such as water source (ombrotrophic or minerotrophic source) and quantity (groundwater level, soil moisture), vegetation (types, density), and soil properties (pH, carbon content, microbial communities). These areas harbor a rich biodiversity of flora and fauna and play a significant role in regulating water resources, water purification, and flood prevention (Denny, 1994; Meli et al., 2014).

Wetlands are also a crucial element for climate. On the one hand, waterlogged conditions in wetlands lead to a reduction in the rate of decomposition of soil organic carbon (SOC) and thus to a significant accumulation of carbon, such as in peatlands. This wetland SOC stock has been estimated at around 520 to 710 PgC worldwide (Poulter et al., 2021). On the other hand, anaerobic conditions favor the production of methane (Torres-Alvarado et al., 2005b), a powerful greenhouse gas with a global warming potential of 80 ± 26 over 20 years (GIEC, AR6, WGI.7, 2021, Table 7.15). In the last Global Methane Budget (GMB) (Saunois et al., 2020), it has been estimated that methane emissions from wetlands contribute for approximately 12 to 36% of the total methane sources. These estimates have been established from bottom-up (102-182 Tg CH₄ yr⁻¹, 12-31% of total annual sources) and top-down approaches (159-200 Tg CH₄ yr⁻¹, 27-36% of total annual sources).

Top-down approaches rely on a prior estimate of the ensemble of methane fluxes, including prior knowledge of wetland emissions, and are therefore dependent on bottom-up estimates. Bottom-up approaches estimate methane fluxes from wetlands using formulations ranging from the simplest to the most complex, such as in Land Surface Models (LSMs). LSMs represent the budgets of water, energy, and carbon under some meteorological constraints. They account for soil processes in a series of successive steps that explicitly simulate part or all of the following processes: methane production, oxidation, and transport by diffusion, ebullition or higher plants (Riley et al., 2011; Morel et al., 2019; Salmon et al., 2022).

In the context of climate change, understanding past and predicting future trends in global wetland

methane emissions are key issues, but these trends are still uncertain (Jackson et al., 2020). Although they try to represent complex pathways involved in methane emissions, LSMs models still lead to significant uncertainties in terms of global total emissions, seasonal cycle and spatial patterns (Melton et al., 2013; Saunio et al., 2020). In particular, the internal wetland surface area varies considerably from one LSM to another (Melton et al., 2013). Moreover, a large part of the studies (Zhu et al., 2013; Bohn et al., 2015; Guimberteau et al., 2018; Peltola et al., 2019; Qiu et al., 2019; Kuhn et al., 2021; Tenkanen et al., 2021; Rößger et al., 2022; Salmon et al., 2022) focus only on boreal and temperate regions. In fact, the boreal regions are of great interest because temperatures there are rising faster than the global average (Post et al., 2019; England et al., 2021; Previdi et al., 2021) and permafrost is thawing, which could lead to large increases in carbon dioxide and methane emissions (Schuur et al., 2022). However, about three quarters of global wetland methane emissions actually occur in tropical regions (Saunio et al., 2020), where wetland methane emissions are still poorly understood (Meng et al., 2015), partly due to the scarcity of measurements in tropical wetlands compared to boreal and temperate regions (Delwiche et al., 2021).

Simpler formulations than LSMs, operating on a global scale (Gedney et al., 2004; Bloom et al., 2017; Albuhaishi et al., 2023) implicitly represent soil processes in a one-step approach between soil organic carbon content, which is the main substrate for methanogenesis, and CH₄ emissions. While these models may not provide greater accuracy compared to LSMs, they have the advantage of operating faster (within a few seconds) and relying on only a few parameters and variables. They provide quick estimates and can be valuable for sensitivity testing or trend analysis. Typically, the variables considered in the different models are the wetland area, the soil temperature, a proxy for carbon substrate and sometimes a local water variable (water table depth, WTD, or soil water content, SWC). The differences between these simple models depend on the equation formulation, the choice of data sets used to constrain the variables and the calibration method.

Methanogenic bacteria use organic carbon from litterfall, root exudates, dead plants and dissolved organic carbon that has already been broken down to low molecular weight molecules by other microorganisms (Torres-Alvarado et al., 2005b; Bridgham et al., 2013; Nzotungicimpaye et al., 2021). Quantifying the organic matter available for methanogenesis is not trivial, as it cannot be measured directly. Many proxies are used in the literature without a consensus being found (Melton et al., 2013; Wania et al., 2013): Some models use NPP as a proxy (e.g. UW-Vic, Walter et al., 2000), while others consider that methane production could be derived by multiplying heterotrophic respiration by a CO₂:CH₄ ratio (e.g. LPJ, CLM4Me, SDGVM). Other models use SOC as a proxy for carbon available for methanogenesis (Gedney et al., 2004). However, not all SOC can be used for respiration by methanogenic bacteria. Carbon pool models are embedded in some LSMs such as ORCHIDEE (Ringeval et al., 2010; Salmon et al., 2022) to distinguish readily available SOC from recalcitrant SOC.

In the absence of global data on substrate availability, Gedney et al., 2004 proposed a simple equation based on wetland fraction, temperature, and total soil carbon. These three variables were modelled using the Met Office climate model (Gordon et al., 2000) coupled to the land surface scheme MOSES-LSH (Gedney et al., 2003), and their model was run for the period 1990-1998. Bloom et al., 2017 also used a simplified approach based on an equation relying on wetland fraction, soil temperature, soil heterotrophic respiration, and fed with different datasets, forming the WetCHARTs 1.0 ensemble for 2001-2015. The heterotrophic respiration data were derived by terrestrial biosphere models. In general, the proxies used in these studies are derived from models (LSMs, hydrological models...) and in some rare cases from remote sensing data. Recently, Albuhaishi et al., 2023 proposed a methane emission formulation fed only by satellite and satellite-derived data sets for soil moisture and SOC. However, this approach was carried out only in the boreal region for the period 2015-2021.

The calibration methods of these approaches have varied in recent years due to important changes in the available data. The first attempt by Gedney et al., 2004 assumed that the global atmospheric

concentration anomalies were solely due to wetlands. This approximation is highly questionable according to current estimates of anthropogenic and natural methane emission trends (Jackson et al., 2020). Too few flux data measurements were available in the early 2000s to be used for calibration. In WetCHARTs (Bloom et al., 2017), the model calibration was performed by constraining total wetland methane emissions to the GMB ensemble mean (Saunois et al., 2016), and as such was not independent of other LSM approaches. However, recent efforts by the FLUXNET community (Delwiche et al., 2021) have led to the construction of a unified database of methane fluxes measured by eddy covariance worldwide, offering the possibility of new independent calibration methods. The eddy covariance method provides stable and continuous in situ flux measurements over relatively large areas (>100m²) with limited environmental disturbance (Baldocchi et al., 2001; Kumar et al., 2017). The FLUXNET-CH₄ database includes some ancillary data such as soil temperature, gross primary productivity, WTD or SWC, but not for all sites. An important issue is still the inhomogeneous distribution of flux towers across the globe, with sites mainly located in temperate and boreal regions. Albuhaishi et al., 2023 used 12 flux stations available between 2015 and 2018 from the FLUXNET-CH₄ database to calibrate the scaling parameter of their boreal emission models, but the two other parameters (Q_{10} and T_0) were set according to literature values.

In addition to this improvement in available methane flux data, new dynamic estimates of wetland area have emerged since the studies of Gedney et al., 2004 and Bloom et al., 2017. These estimates are based on either satellite observations or hydrological models. The Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling product (WAD2M), published by Zhang et al., 2021b, provides a complete dynamic map of wetlands, including peatlands. It is partly based on satellite data and is widely used in the community, especially for the GMB (Saunois et al., 2020). Xi et al., 2022 produced an ensemble of 28 wetland extent products derived from TOPMODEL, a hydrological model.

Recently, McNicol et al., 2023 developed a random forest framework (UpCH₄) to predict CH₄ fluxes based on 43 wetland sites from the FLUXNET-CH₄ database. This approach combined with WAD2M wetland surfaces estimates allowed them to provide independent global data-driven empirical upscaling of wetland CH₄ emissions.

Our study aims to revise the simplified process-based modelling approach for wetland methane emissions proposed by Gedney et al., 2004, taking advantage of recent developments. The objective is to develop a model framework capable of assessing the main features of wetland methane emissions (annual budget, seasonal cycle, spatial distribution) on a global scale with a resolution of 0.25°x0.25°, with a focus on methane fluxes inter-annual variability. The Satellite-based Wetland CH₄ model (SatWetCH₄) is based on a data-driven approach, mostly fed with satellite-derived datasets, to allow fast and easy sensitivity calculations. SatWetCH₄ provides an independent estimate, and uses in situ eddy covariance data for model calibration. Particular attention has been paid to the proxy for available carbon. As methanogenic activity has been shown to be related to plant productivity (Bridgham et al., 2013), here we use a MODIS plant photosynthesis product to derive a $C_{substrate}$ dataset to assess the organic matter available for methanogenesis, as described in Sect. 4.3.1. The aim of deriving the $C_{substrate}$ product is to obtain a carbon product that 1) best represents the carbon available for methanogenesis, 2) is dynamic, 3) is based on satellite data, and 4) is independent of LSMs.

Section 2 presents the materials and methods, including the model, the satellite-based input datasets and the calibration procedure. Optimization results are presented in Sect. 3.1, followed by a site-level evaluation of the model in Sect. 3.2. The global-scale results for the period 2003-2020 are presented in Sect. 3.3. Section 4 examines the model’s limitations and prospects for improvement given the current state of modeling.

4.3 Materials and Methods

4.3.1 Model description

We estimate the methane flux using the following formulation, similar to that of [Gedney et al., 2004](#):

$$F_{CH_4} = k f_w C_{substrate} Q_{10}(T)^{(T-T_0)/10} \quad (4.1)$$

where k is a scaling factor, f_w the wetland fraction of the pixel, $C_{substrate}$ the carbon content that is available for methanogenesis, and T the soil temperature. $Q_{10}(T)$ depends on Q_{10}^0 the temperature sensitivity of methanogenesis and T . It is defined by $Q_{10}(T) = Q_{10}^0 T^0/T$. T^0 is set to 273.15 K, resulting in low emissions for frozen or near frozen soils. Consequently, Q_{10}^0 and k are the two parameters to be calibrated.

The substrate available in the soil for methanogenesis, $C_{substrate}$, is calculated independently, upstream of the model. It is constructed as a litter pool model scheme and depends on temperature, Net Primary Productivity (NPP) and varies with time. This $C_{substrate}$ is computed using the following equation :

$$\frac{dC_{substrate}}{dt} = NPP - K(T)C_{substrate} \quad (4.2)$$

In this scheme, the available substrate is assumed to originate mainly from photosynthesis, which is approximated as NPP. The second term represents the carbon loss due to soil heterotrophic respiration, which depends on a turnover rate function $K(T) = K^{ref} Q_{10K}^{(T-T_K^{ref})/10}$. K^{ref} reflects the reference turnover time, Q_{10K} the temperature sensitivity coefficient of respiration, and T_K^{ref} the reference temperature. Incubation experiments ([Parton et al., 1987](#); [Khvorostyanov et al., 2008](#); [Schädel et al., 2014](#)) provided estimates of K between 0.2 and 2.5 yr⁻¹, corresponding to a residence time of carbon in soils between 0.4 and 5.5 years. Therefore, to obtain a consistent K , the model parameters are set to $K^{ref} = 1/2yr = 0.5yr^{-1}$, $T_K^{ref} = 303.15 K$, and $Q_{10K} = 2$.

The global estimate of $C_{substrate}$ is established in advance by discretizing Eq.4.2 at monthly time steps. The $C_{substrate}$ was primarily run for 100 years to reach an equilibrium stage, constrained with 2001 NPP values obtained from remote sensing data ([Zhang et al., 2017b](#)) detailed in Sect. 4.3.3. NPP data between 2003 and 2020 were then used to estimate $C_{substrate}$ over the same period on a monthly scale.

4.3.2 In situ data

Eddy covariance time series of methane fluxes from different databases were combined in order to use robust, continuous and the longest methane flux monitoring period recorded at each site. In situ data from 58 wetland sites were collected from FLUXNET-CH4 ([Delwiche et al., 2021](#)), AmeriFlux ([Baldocchi et al., 2001](#)), EuroFlux ([Valentini, 2003](#)). In addition, data for BW-Gum and BW-Npw sites were obtained from the UK Centre for Ecology & Hydrology website, and IN-Pic data were provided through personal exchanges with the principal investigator, P. Gnanamoorthy. Some ancillary variables of interest for methane emission modelling (e.g. soil temperatures, WTD, SWC, precipitation) are available at some of the sites. Links to the sources used are given in Supplementary Table 4.S1 and the full list of sites and details are listed in Supplementary Table 4.S2.

The length of the time series, wetland types, and location of the sites are presented in Fig. 4.1. Despite the construction of the most comprehensive database from recent literature, the global distribution of methane eddy covariance tower sites shows significant heterogeneity. The majority of sites, 46, are located at latitudes greater than 30°N, with 36 sites in North America and 10 sites in Europe. Only 11

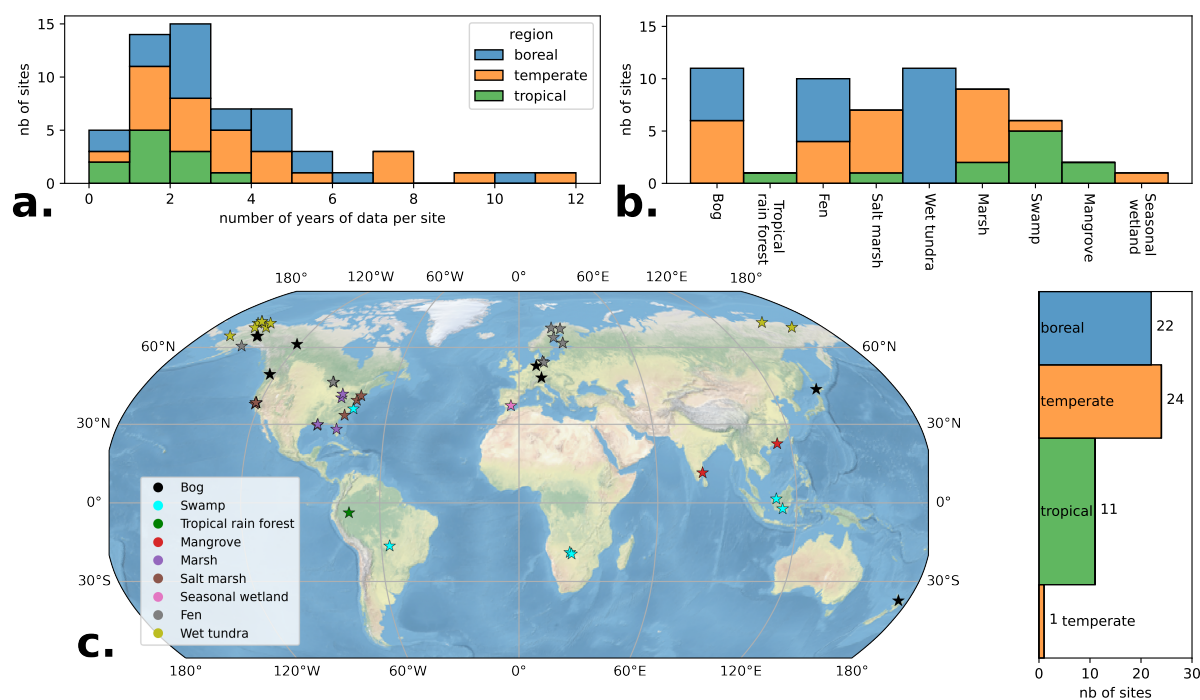


Figure 4.1: Sites distribution per **a.** length of available observation period, **b.** wetland type and **c.** geographic location. In map **c.**, because of their close location (few km) some sites overlaps. Site color depends **a.** and **b.** on site latitude : boreal (55°N-90°N), temperate (30-55°N or °S), or tropical (30°S-30°N), and **c.** on wetland type.

sites (19%) are located in the tropical band 30°S-30°N, including, for example, only 2 sites on the entire African continent, which are only a few kilometers apart, and 2 sites in South America. In addition, Fig. 4.1.a highlights the heterogeneity in measurement duration, with tropical sites having a median measurement duration of 1.6 years, as contrasted with 2.7 and 3.2 years for boreal and temperate sites, respectively. It is also important to note that sites can be very close to each other (within a few kilometers). This uneven distribution of sites introduces a bias in the global calibration of the model. In particular, tropical wetlands are severely underrepresented, although they are expected to account for about ~75% of global wetland methane emissions (Saunois et al., 2020).

To ensure a homogeneous dataset, the same data processing was applied to the raw data. The 30 min raw data points were extracted, and the variable units were unified. Outliers are removed for all variables, including ancillary data, notably for methane fluxes, for each site and day, data outside of $\overline{F_{CH_4 day}} \pm 5std_{F_{CH_4 day}}$ are excluded. Finally, daily averages are calculated for all variables, and monthly averages are only calculated if more than 4 days of data are available in a given month. A monthly time scale was chosen for this study because it effectively captures seasonal variations while minimizing the influence of variables that operate at shorter time intervals, such as daily or multi-day changes in atmospheric pressure, or diurnal cycles in vegetation and temperature (Knox et al., 2021). Furthermore, as our model is a one-step model without differentiation between production and emissions, the monthly time scale also mitigates potential errors due to time lags between methane production and transport (Ueyama et al., 2023).

This results in a dataset of 2354 monthly mean methane fluxes associated to their available ancillary data.

4.3.3 Global forcing datasets

MODIS PSnet data To derive $C_{substrate}$ estimates, as defined in Eq.4.2 in Sect. 4.3.1, we use PsnNet from the MODIS MOD17A2HGF v6.1 dataset (Running et al., 2021). The PsnNet dataset represents NPP, except that it excludes growth and maintenance respiration costs. This product is based on satellite Fraction of Photosynthetically Active Radiation (FPAR) data, a reanalysis meteorological dataset, and land cover classification.

The data cover the period from 2000 to the current year, but data for 2002 are not available, so only the period from 2003 to 2020 has been used in this study. The PsnNet product has been regridded from the native 500 m resolution to a 0.05° product used for model optimization at the site level, and to a 0.25° resolution product used for the global simulation. In terms of timescale, monthly averages were estimated from the initial 8-day product.

ERA5-Land soil temperature For the soil temperature variable, monthly averaged data from ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021), available at <https://cds.climate.copernicus.eu/>, are used. The temperature in the 7-28 cm soil layer is selected, denoted as *lay2*. These data are available from 1950 to the present with a resolution of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. A comparison of in situ soil temperature measurements with monthly ERA5-Land *lay2* closest 0.1° pixel is detailed in the Supplementary Fig. 4.S1, showing good agreement between in situ and ERA5-Land soil temperatures, with in particular a high temporal correlation ($r > 0.9$) and low RMSD (< 2 K) for 37 of the 42 sites equipped with temperature probes.

Global wetland extent datasets Two wetland areas are used to estimate global methane emissions. The Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M) version 2.0 (Zhang et al., 2021b) describes the fraction of wetlands per pixel globally at a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ for the period 2000-2018 with a monthly time step. The dynamics of WAD2M are driven by the Surface Water Microwave Products Series (SWAMPS) (Jensen et al., 2019), which relies on passive and active microwave satellite observations. Several static datasets are used to add non-inundated wetlands, such as peatlands, and to remove lakes, irrigated rice paddies (Zhang et al., 2021c). The second wetland map used is based on the TOPography-based hydrological MODEL (TOPMODEL). Xi et al., 2022 built an ensemble of 28 maps describing globally the fraction of wetlands per pixel at a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ for the period 1980-2020 at a monthly time step (Xi et al., 2021). A combination of 7 different soil moisture reanalysis datasets and 4 different surface wetland extent products were used to calibrate the model. Among the 28 products, we select here the version calibrated with ERA5-Land soil moisture data and the GIEMS-2 (Prigent et al., 2020) long-term maximum, as it shows the highest correlations of wetland area with the original wetland product (Xi et al., 2022).

4.3.4 Calibration method

The in situ methane fluxes at the sites were used to calibrate the SatWetCH4 model parameters k and Q_{10}^0 . Model calibration at site level implies that each site is considered to be completely covered by wetland, resulting in a wetland fraction of 1 ($f_w = 1$). The flux equation to be optimized at site level is then $F_{CH_4} = k C_{substrate} Q_{10}(T)^{(T-T_0)/10}$. The $C_{substrate}$ product (described in Sect. 4.3.1) and ERA5-Land soil temperature (described in Sect. 4.3.3) are used as input variables by selecting the nearest pixels to the sites, at 0.05° for $C_{substrate}$ and 0.1° for ERA5-Land soil temperature respectively.

Least squares regression is performed simultaneously on all sites using the Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno algorithm (Byrd et al., 1995). For sites with less than 12 months of data, a weight proportional to the number of monthly measurements is assigned to the site data. Sites with more than 12 months of data are given equal weights. The minimized cost function is :

$$J = \sum_{sites} w_{site} MSD_{site} = \sum_{sites} w_{site} \overline{(F_{CH_4obs} - F_{CH_4sim})^2_{site}} \quad (4.3)$$

where w_{site} is the site weight, MSD is the Mean Square Deviation, F_{CH_4obs} is the in situ methane flux observed at the sites, and F_{CH_4sim} is the methane fluxes simulated by the model. If the number of monthly methane flux measurements at the site, n_{site} , is greater than or equal to 12, $w_{site} = 1$ otherwise $w_{site} = \frac{n_{site}}{12}$. Different initial parameter sets for $k_{firstguess}$ (0.01, 0.1, 1, and 10) and $Q_{10}^{0firstguess}$ (1.5, 2.5, 3, and 4) are tested to evaluate the influence of the calibration initialization and to ensure the global nature of the found minimum.

4.4 Results

4.4.1 Optimized model parameters

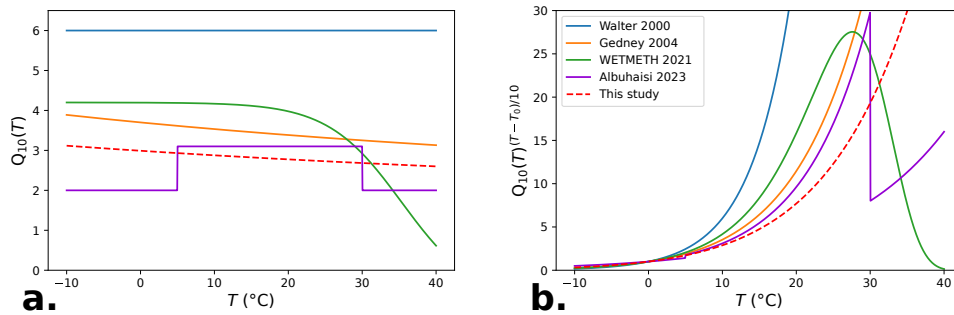


Figure 4.2: **a.** Comparison of $Q_{10}(T)$ formulation with Walter et al., 2000, Gedney et al., 2004, WETMETH Nzotungicimpaye et al., 2021, and Albuhaishi et al., 2023. **b.** Effect of the different $Q_{10}(T)$ formulations when incorporated in the temperature dependency function.

The calibration is performed according to the method described in Sect. 4.3.4. The minimum cost function is found for $Q_{10,opt}^0 = 2.99$ and $k_{opt} = 3.097 \cdot 10^{-2} \mu gCH_4/m/s$. The value of k_{opt} has no numerical meaning, as it is highly dependent on the units and order of magnitude of the substrate proxy we use. The $Q_{10}(T)$ formulation obtained from this calibration is compared with the literature values in Fig. 4.2a. Figure 4.2b shows the influence of $Q_{10}(T)$ expressions when inserted in the temperature formulation $Q_{10}(T)^{(T-T_0)/10}$.

Walter et al., 2000 used a Q_{10} value of 6, based on the observations range available at the time. Nzotungicimpaye et al., 2021 in WETMETH proposed a $Q_{10}(T)$ formulation such that, when incorporated into the equation $Q_{10}(T)^{(T-T_0)/10}$, it indicates an optimal temperature range for methanogenesis around 25-30°C. Although we attempted a similar approach to formulate $Q_{10}(T)$, it resulted in minimal changes in the flux outcomes while increasing the complexity of the formulation and hindering the convergence of the cost function. Albuhaishi et al., 2023 used a fixed $Q_{10} = 3$, with a reduced value to $Q_{10} = 2$ for temperatures above 5°C or above 30°C to account for an optimal range. However, this results in abrupt transitions at these temperature thresholds (Fig. 4.2b). This implementation may not be appropriate for global analysis, as tropical wetlands experience temperatures above 30°C, and such sudden changes do not reflect of physical reality.

Therefore, the Gedney et al., 2004 formulation $Q_{10}(T) = Q_{10,opt}^0 \frac{T_0}{T}$ was used in SatWetCH4, resulting in $Q_{10}(T)$ from 3.12 (-10°C) to 2.60 (40°C), which is slightly lower than the Gedney et al., 2004 value (3.89 at -10°C to 3.13 at 40°C). Our $Q_{10}(T)$ value contrasts with that of Walter et al., 2000 ($Q_{10} = 6.0$, no temperature dependence), but closely matches with the value chosen by Albuhaishi et al.,

2023 for the 5°C-30°C range ($Q_{10} = 3.1$ for T between 5°C and 30°C, $Q_{10} = 2.0$ below 5°C or above 30°C). Consequently, similar $Q_{10}(T)^{(T-T_0)/10}$ curves are observed in Fig. 4.2.b between our estimate and those of Gedney et al., 2004, and the 5-30°C range of Aluhaisi et al., 2023, although our formulation exhibits slightly lower values. This would result in a slightly lower increase in methane fluxes with soil temperature. The $Q_{10}(T)$ found in this study is also in agreement with meta-analysis of Q_{10} defined from in situ data, e.g., 2.8 in Kuhn et al., 2021 and 2.57 in Delwiche et al., 2021.

4.4.2 Evaluation of the model performance at site scale

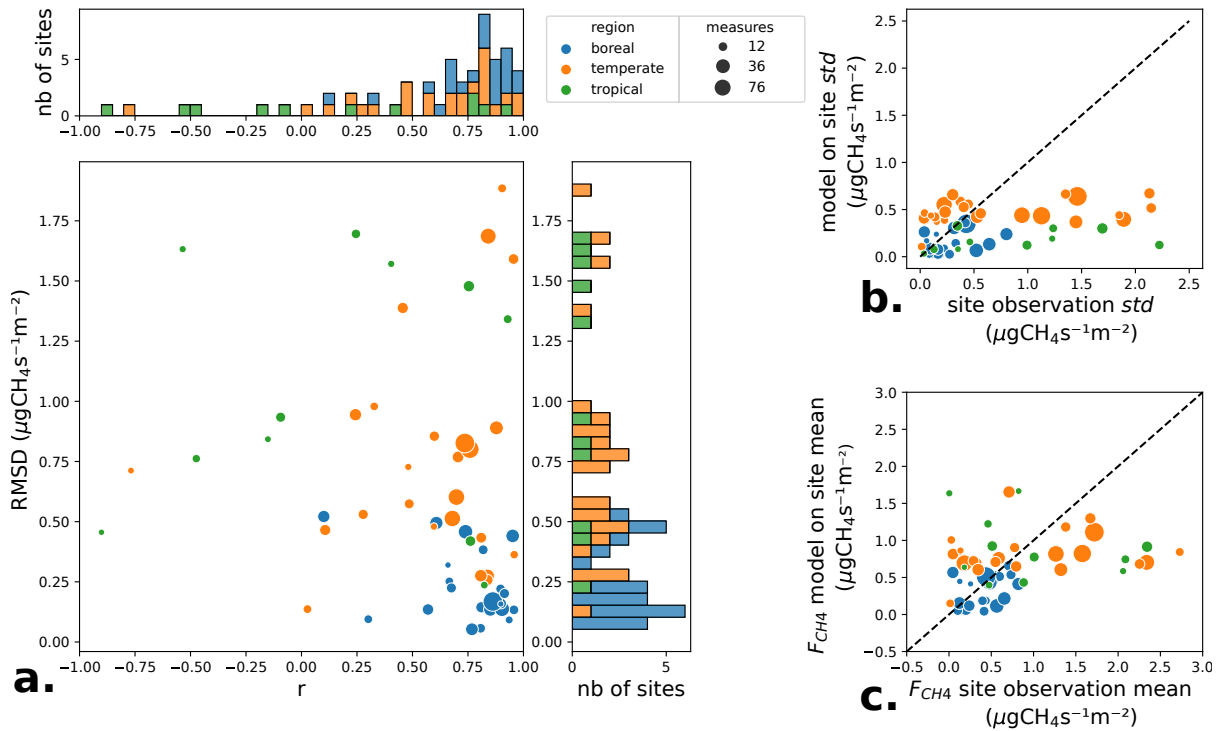


Figure 4.3: Comparison of methane fluxes modeled at site level with observations. Each site is represented by a point, its location by its color, while site number of measurements are represented by point sizes. **a.** Temporal correlation (r) and RMSD between model and observation. **b.** Standard deviation (std) of model fluxes in function of standard deviation of observation. **c.** Mean of model fluxes in function of mean of observation.

To evaluate the SatWetCH4 model, we run it at the site scale with the optimized parameters, setting $f_w = 1$ in Eq.4.1, and using the variables values from the pixels closest to the site, i.e. at 0.05° for $C_{\text{substrate}}$ and at 0.1° resolution for ERA5-Land temperature. Note that the difference in spatial resolution between the site level, i.e. the footprint of the flux towers (up to 1km^2), and the resolution of the available substrate ($0.05^\circ \times 0.05^\circ \sim 25\text{km}^2$) limits the comparison. The temperature is more homogeneous and its aggregation at 0.1° is less problematic. Figure 4.3 compares the in situ flux data with the modeled site-level output. Fig. 4.3.a shows the Root Mean Square Deviation (RMSD) and the temporal correlation (r) between the observations and the simulated flux. It indicates a generally lower average RMSD in the boreal zones (average RMSD of $0.23 \mu\text{gCH}_4\text{s}^{-1}\text{m}^{-2}$) compared to the temperate zones (average RMSD of $0.8 \mu\text{gCH}_4\text{s}^{-1}\text{m}^{-2}$) and the tropics (average RMSD of $1.1 \mu\text{gCH}_4\text{s}^{-1}\text{m}^{-2}$). It shows that the model captures the seasonality of emissions well for boreal sites ($r > 0.7$ for 16/22 boreal sites), less well for temperate sites ($r > 0.7$ for 11/25 sites) and poorly for tropical sites ($r > 0.7$ for 4/11 sites, with 5/11 sites having $r < 0$). Figure 4.3.b and Fig. 4.3.c display the amplitude variations (standard deviation) and

mean values of the observed and modelled fluxes. The mean fluxes are consistent with the in situ values (Fig. 4.3.c), while the standard deviation (std), which represents the amplitude of the seasonal variation, is underestimated for fluxes with std greater than $1 \mu\text{gCH}_4\text{s}^{-1}\text{m}^{-2}$ (Fig. 4.3.b).

Thus, the model reproduces boreal fluxes better than temperate and tropical fluxes. This results in higher RMSD values for tropical and temperate zones, as shown in Fig. 4.3.a, although these higher RMSD values are also due to generally larger fluxes in the tropics. The underestimation of fluxes in the tropics is partly due to the sampling bias mentioned in Sect. 4.3.2: only a small proportion (19%) of the sites are located between 30°S and 30°N , and they have shorter monitoring periods, resulting in a cumulative weight of 18.5% in the cost function J (boreal sites weight 38% and temperate sites 43%). Furthermore, the mechanisms driving the temporal variations in tropical methane flux are certainly poorly represented in the model, as discussed in Sect. 4.5.

4.4.3 Methane emissions from wetlands on a global scale

After calibrating k_{opt} and $Q_{10,opt}^0$, we run the SatWetCH₄ model (Eq.4.1) on a global scale for the period 2003-2020 at a resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ with forcing datasets $C_{substrate}$, ERA5-Land soil temperature and either WAD2M or TOPMODEL product for wetland extent at the same resolution. In the following, we compare the wetland emissions derived from SatWetCH₄ in terms of total global methane emissions, spatial distribution and temporal variations with Bloom et al., 2017, UpCH₄ (McNicol et al., 2023), and the ensemble mean of the GMB (Saunois et al., 2020).

Comparison of the spatial distribution of the wetland extents

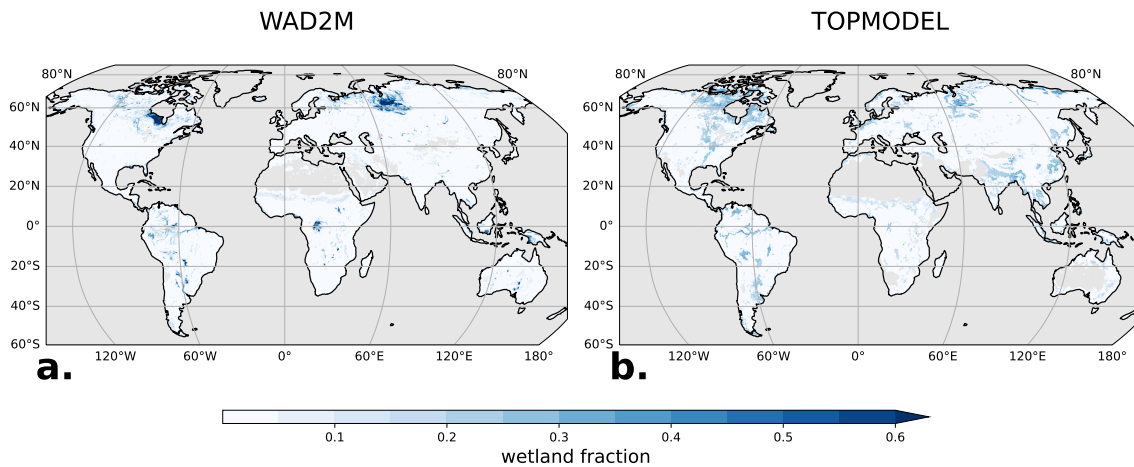


Figure 4.4: Wetland fraction 2003-2020 annual mean of **a.** WAD2M and **b.** the model TOPMODEL.

For both products, the monthly average of surface extent served to derive a Mean Annual Mean (MAmean) and Mean Annual Maximum (MAmax) by selecting for each 0.25° pixel the mean or maximum of the typical 12-month seasonality. The maps of MAmean of both wetland extent products are presented in Fig. 4.4. WAD2M has a global MAmean of 4.21 Mkm^2 and a MAmax of 6.76 Mkm^2 over 2003-2020, while TOPMODEL is lower with 3.04 Mkm^2 and 5.12 Mkm^2 respectively.

This discrepancy in the value of the total area is mainly due to the methodology employed to construct the products. First, WAD2M is known to overestimate coastal areas due to ocean contamination by nearby ocean pixels in the original SWAMPS data (Pham-Duc et al., 2017; Bernard et al., 2024b). Second, WAD2M includes non-inundated wetlands, such as peatlands, whereas TOPMODEL represents only inundated wetlands. Indeed, Xu et al., 2018 estimate that peatlands cover around 4.23 Mkm^2 . In

fact, WAD2M wetland fraction over peatland areas (e.g. Hudson Bay, Congo, Siberian lowlands, Amazon floodplain) is larger than in TOPMODEL (Fig. 4.4). Note that some boreal peatlands in WAD2M are masked by snow cover in winter, which explains the lower MAMean than the global peatland extent. There are other large spatial differences between the two datasets. Of concern in WAD2M is the substantial detection of water over Australia, a predominantly desert and semi-arid region, and subequatorial Africa (Sahel). Wetlands and deserts have similar microwave signatures, explaining the possible confusion (Pham-Duc et al., 2017). Finally, TOPMODEL shows higher scattered extents over North America, India, and China than WAD2M.

$C_{substrate}$ spatial distribution

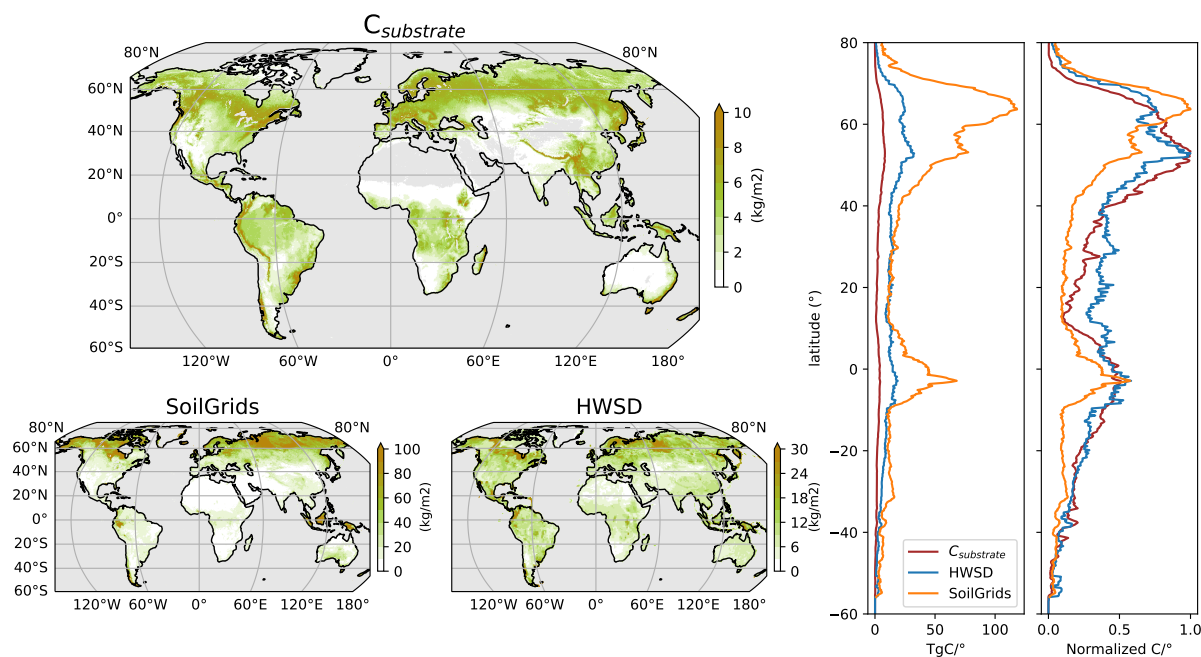


Figure 4.5: Derived $C_{substrate}$ product (top left) showing the 2003-2020 mean, alongside two SOC databases (bottom left and middle) for the 0-100 cm layer: HWSD (Wieder, 2014) and SoilGrids (Hengl et al., 2017). The corresponding latitudinal and normalized latitudinal profiles are displayed (right panels). Normalization is achieved by dividing by the latitudinal maximum for each product.

The 2003-2020 mean map of the $C_{substrate}$ product is shown in Fig. 4.5. This product is used as a representation of the soil carbon substrate available for methanogenesis. It should be noted that there are no analogous products for evaluation. We suggest a comparison with global estimates of 0-100cm SOC stocks derived from the World Soil Database (HWSD) (Wieder, 2014) and SoilGrids (Hengl et al., 2017) to see differences between our proxy for available substrate compared to total organic carbon stocks. The latitudinal distribution and the latitudinal distribution normalized by the latitudinal maximum of the three products are shown on the right side of the figure.

The numerical values of $C_{substrate}$ tend to be consistently lower than those of the SOC estimates, differing by about an order of magnitude. This observation aligns with the fact that elevated SOC values, which are particularly common in peatlands, do not translate into a proportionally increased production of CO₂ or CH₄ emissions. In fact, the slow decomposition of organic matter in peatlands leads to carbon sequestration in soils over millennia (Clymo et al., 1998). It is important to emphasize that the order of magnitude of the numerical value of $C_{substrate}$ is of limited significance, since the calibration of the k factor is used for the methane flux calculation. The critical focus is on the spatial variations and temporal

dynamics of $C_{substrate}$ for accurate methane flux assessments.

The $C_{substrate}$ product shows a small seasonal variation (about 5% at global and basin scales), implying that its contribution is mainly of spatial nature. Indeed, we observe a different spatial distribution between the three products. SoilGrids and HSWD tend to show more localized high carbon values in regions where peatlands are abundant, such as the western Siberian lowlands or the northern part of America, or for SoilGrids in Indonesia. $C_{substrate}$ presents a more homogeneous distribution, with moderate values in boreal and temperate regions. It consistently shows no or low available substrate values over bare soil regions (Sahara, Australia). In light of these considerations, $C_{substrate}$ appears to be a valuable candidate for estimating soil carbon availability.

Spatial variations of methane emissions

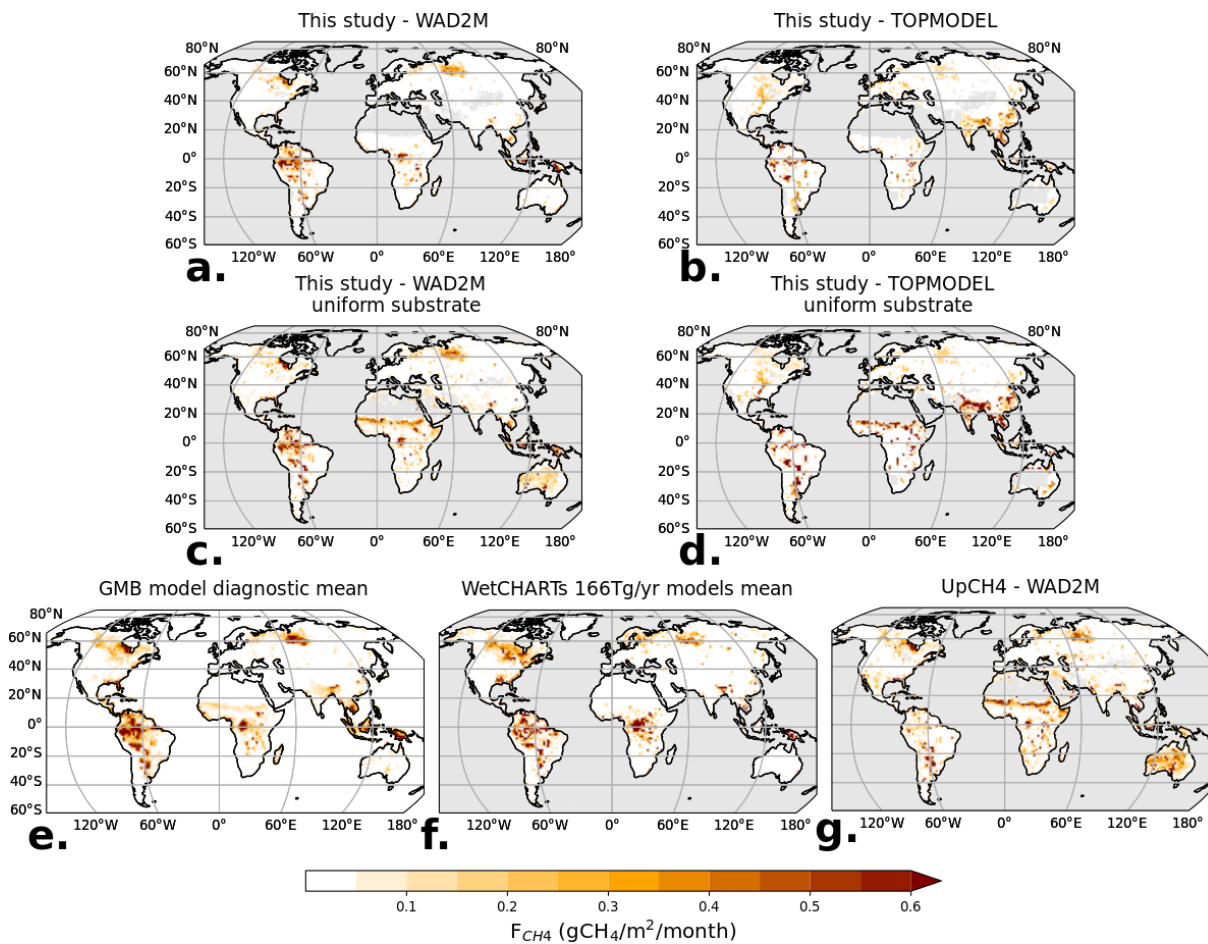


Figure 4.6: SatWetCH4 modeled mean methane emissions: **a.** using WAD2M and **b.** TOPMODEL wetland surfaces; and with a uniform substrate (i.e., $C_{substrate} = 1$) **c.** using WAD2M and **d.** using TOPMODEL. Emissions obtained by **e.** the mean of GMB diagnostic models, **f.** the mean of WetCHARTs ensemble, and **g.** UpCH4 upscaling.

The methane fluxes derived from SatWetCH4 are strongly influenced by the spatial patterns of the wetland extent used: the differences between WAD2M and TOPMODEL mentioned in Sect. 4.4.3 are partly reflected in the output fluxes (Fig. 4.6.a and b). In fact, the parameter f_w is directly a multiplicative coefficient in the flux calculation in Eq.4.1. In particular, peatland regions emit more in the WAD2M version, and the Ganges and Yangtze basins show much more intense methane emissions when TOPMODEL is used.

We assess the sensitivity of SatWetCH4 model to the $C_{substrate}$ product derived from the NPP (Eq.4.2) by comparing the results from SatWetCH4 reference run (with $C_{substrate}$) and a run that considers a uniform substrate ($C_{substrate}=1$ over the globe). Note that to do this, we had to calibrate the model parameters k and Q_{10}^0 using the same method described in Sect. 4.3.4, resulting in a lower $Q_{10,opt}^0$ (1.83 instead of 2.99). The spatial distribution is then very different (Fig. 4.6.c and .d), depending only on the wetland extent dataset and weighted by temperature. In particular, emissions are significantly higher in subequatorial Africa (Sahel) with both wetland datasets when no substrate product is included in the model. In fact, $C_{substrate}$ is small over this region due to a small value of the MODIS PsnNet input (Fig. 4.5). Over Australia we observe significantly higher fluxes with WAD2M when $C_{substrate}$ is not considered. This shows an overestimation of WAD2M wetland detection in the Australian desert, which is mitigated by the small $C_{substrate}$ over this region when $C_{substrate}$ is considered instead of the uniform substrate (Fig. 4.5).

The ensemble mean of the GMB LSMs simulations (Saunois et al., 2020) is shown in Fig. 4.6.e. Detailed maps of the individual model outputs are provided in the Supplementary Fig. 4.S3, together with the LSMs output standard deviation map. Comparison is made with GMB LSMs run in diagnostic mode, i.e. all LSMs were run with the same wetland area WAD2M standardized to the same $1^\circ \times 1^\circ$ grid for consistency. In addition, Fig. 4.6.f shows the model mean of the WetCHARTs ensemble (Bloom et al., 2017), which considers different wetland extent products, but not WAD2M. In the WetCHARTs ensemble, three scaling factors are tested to amount to a global mean annual flux of 124.5, 166 or 207.5 TgCH4 yr⁻¹ (Saunois et al., 2016 lower, mean and upper estimates). Here we have selected only those members of the ensemble that were calibrated to the mean budget (166 TgCH4 yr⁻¹). The standard deviation map of methane emissions from the WetCHARTs ensemble is also included in Supplementary Fig. 4.S3. Figure 4.6.g shows the flux estimates of UpCH4 (McNicol et al., 2023). The UpCH4 estimate is defined using WAD2M wetland extent and is independent of the GMB LSMs.

The spatial distribution of the SatWetCH4 emissions run with WAD2M is similar to the average of the LSMs ensemble run with the same wetland extent over America, Australia, and Europe. However, there is considerable variability in the spatial emissions between models in some regions, including the Siberian lowlands (Ob), Australia, India, and over sub-equatorial Africa, even though the same water surface map is prescribed.

In subequatorial Africa (Sahel), emissions are highly uncertain between models. The different diagnostic outputs of the GMB LSMs (run with WAD2M) show a wide range of emissions (Supplementary Fig. 4.S3). Four of the diagnostic LSMs have low emissions (<0.1 gCH4/m²/month), while the other nine have moderate to high emissions (0.1 to 0.5 gCH4/m²/month). Like the first group of diagnostic LSMs, the ensemble mean of WetCHARTs (which is based on a different wetland extent than WAD2M) and the SatWetCH4 model predict almost negligible emissions (<0.05 gCH4/m²/month). The GMB LSMs are also run in prognostic mode (Saunois et al., 2020), i.e., using their own calculation of wetland extent (not shown here). Prognostic results from 10 out of the 11 GMB LSMs show insignificant emissions over Sahel (<0.05 gCH4/m²/month). The UpCH4 estimates, which are established with WAD2M, predict very high fluxes over the Sahel (>0.5 gCH4/m²/month). Therefore, it appears that this emission overestimation in the Sahel region might be due to the wetland extent, WAD2M, that is employed for the GMB model intercomparison study and UpCH4. This wetland detection in the Sahel is due to desert contamination in this region (see Sect. 4.4.3) In SatWetCH4, there is a compensation between the high wetland fraction, f_w , defined using WAD2M, and the low $C_{substrate}$ value for the Sahel area. As the PsnNet parameter of the MODIS parameter is low in this zone, the $C_{substrate}$ dataset estimates a very low available carbon. The number of measurements available to evaluate the different methane emission simulations in the Sahel region, and in general over the tropics, is limited (difficult to access areas, no flux towers, no in situ flux or concentration measurements).

In Australia, desert areas are also mistaken to inundated area in WAD2M. Most diagnostic LSMs outputs show Australia with low emissions. However, some models produce surprising spatial patterns in Australia, especially in desert regions for LPJ-GUESS and TEM-MDM. UpCH4 also presents high fluxes in most of the country. However, other models, including ours, certainly mitigate this issue by reducing emissions due to other parameters such as vegetation cover or hydrological settings, thereby compensating for the problem of misclassification of wetlands.

Northern India also exhibits lower emissions in SatWetCH4 when run with WAD2M compared to the GMB average. Supplementary Fig. 4.S3 indicates that this elevated average is mainly due to one model, DLEM, with very high emissions in this region, while the other models show emissions similar to ours. This discrepancy raises questions about the representation of rice paddies in the DLEM model, despite the forcing of water surface dynamics.

Overall, the spatial distribution of SatWetCH4 run with WAD2M globally aligns with the ensemble of LSMs, WetCHARTS, UpCH4 and their uncertainties. We have discussed that when SatWetCH4 is run with TOPMODEL, different spatial patterns emerge, which are no less surprising when compared to the variations observed within the GMB LSMs ensemble, WetCHARTs ensemble, and UpCH4 simulations.

Total methane emissions, latitudinal and seasonal variation of methane emissions

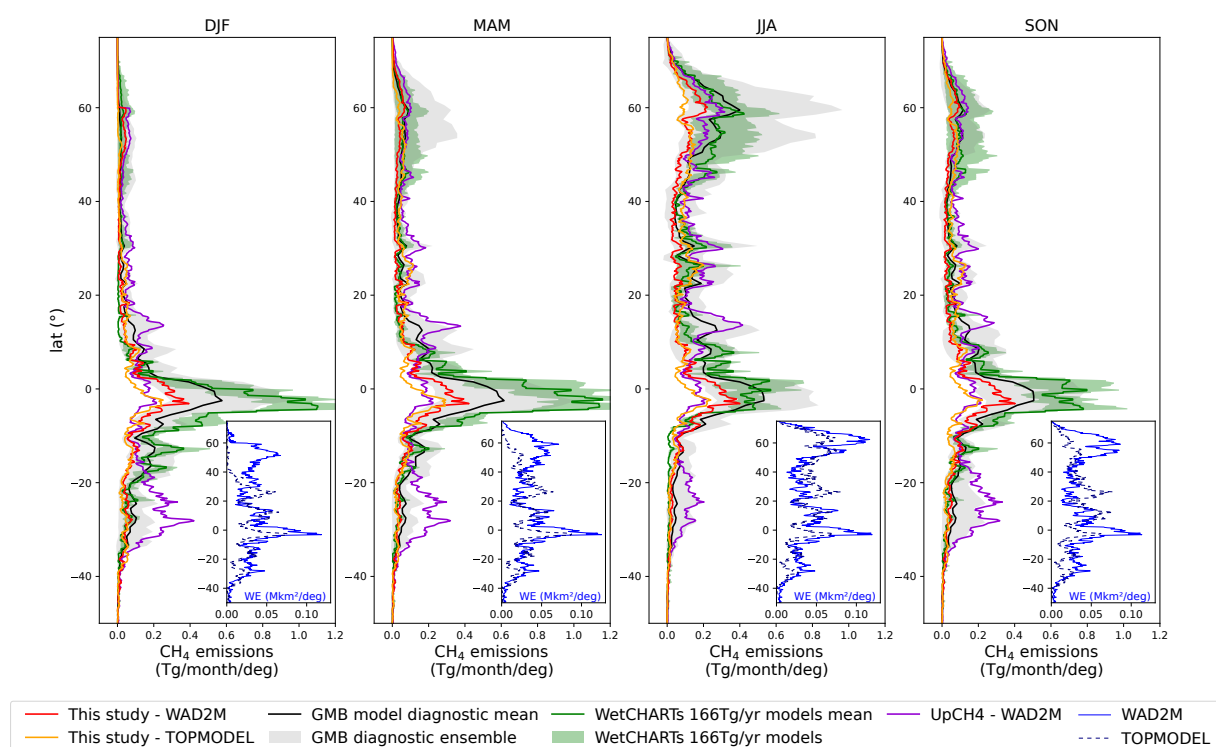


Figure 4.7: Latitudinal distribution depending on the season of wetland methane emissions from SatWetCH4 run with WAD2M (red) or TOPMODEL (orange), from LSMs (filled grey) with LSMs average (black), from WetCHARTS models calibrated with 166 Tg CH₄/yr budget (filled green) with ensemble average (green), and from UpCH4 (violet). WAD2M and TOPMODEL wetland extents seasonal mean are also presented in bottom-right box inserts (blue resp. solid and dashed lines). LSMs estimates are those contributing to the GMB (Saunois et al., 2020), all run with the same wetland extent product (WAD2M). All representations are 2003–2020 seasonal means.

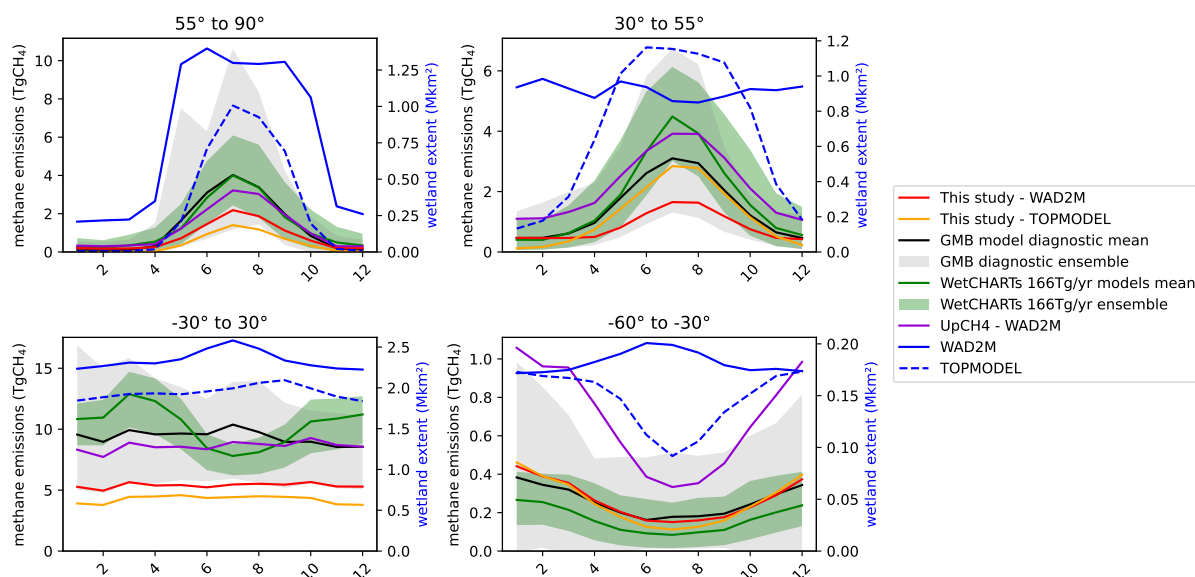


Figure 4.8: 2003-2020 CH₄ emission mean per month per latitudinal band from SatWetCH₄ run with WAD2M (red) or TOPMODEL (orange), from LSMs (filled grey) with LSMs average (black), from WetCHARTS models calibrated with 166 Tg CH₄/yr budget (filled green) with ensemble average (green), and from UpCH₄ (violet). WAD2M and TOPMODEL monthly wetland extent 2003-2020 means are presented in blue. LSMs estimates are those contributing to the GMB (Saunois et al., 2020), all run with the same wetland extent product (WAD2M).

Figure 4.7 shows the latitudinal distribution per season for SatWetCH₄ run with WAD2M and TOPMODEL, as well as the GMB LSMs, WetCHARTs ensemble, and UpCH₄ estimates. The monthly variation for emissions estimates and wetland extent per latitudinal band is shown in Fig. 4.8. Note that the WetCHARTs models are calibrated to the GMB annual budget and are therefore not independent in terms of methane emission amplitude. SatWetCH₄ is in the lower range of the GMB LSMs (grey areas), or even slightly below this range in the 30°S-30°N band. The total annual budget of SatWetCH₄ wetland emission estimate averages 85.6 Tg CH₄ yr⁻¹ with WAD2M (resp. 70.3 with TOPMODEL), which is lower than the range of the GMB LSMs estimates (102 to 182 Tg CH₄ yr⁻¹) and the UpCH₄ estimates (146 Tg CH₄ yr⁻¹) even if the same wetland extent is used. This discrepancy can be explained by 1. an underestimation of methane fluxes by SatWetCH₄ especially of tropical fluxes (discussed in Sect. 4.4.2 and in the following paragraph) and 2. the consideration by WAD2M of desert regions as inundated areas, leading to methane fluxes overestimation in Australia and Sahel in UpCH₄ and some diagnostic LSMs (see discussion Sect. 4.4.3, Fig. 4.6, 4.S3 and 4.7). Indeed, Sahel and Australia represent 33.4 out of the 146 Tg CH₄ yr⁻¹ estimated by UpCH₄ using WAD2M, while these regions represent 4.5 Tg CH₄ yr⁻¹ in SatWetCH₄ using WAD2M.

The scarcity of site-level data in tropical regions, coupled with the absence of tropical peatlands and floodplain sites, has undoubtedly contributed to the uncertainty associated with the calibration of parameters. Furthermore, the use of site-level calibration for tropical wetland emission may result in an underestimation at the regional or global scale. This is due to the fact that dynamic wetland mapping products account for saturated or inundated areas, whereas site-level measurements conducted during the dry season are likely to underrepresent the emission intensity of saturated areas. Consequently, the parameters calibrated from dry season measurements may underestimate emission intensity when multiplied by the area of saturated wetlands. This is a less significant issue in temperate and Arctic regions, where the wet seasons occur in summer and there is minimal emission in winter. As the number of tropical sites increases, future studies could consider refining the calibration for the tropics, for example, by only

using wet season measurements for calibration.

Note that this difference in total emissions could be easily resolved by calibrating the k parameter to the total emissions of the mean GMB LSMs if we need to constrain total emissions, as it has been done previously by Bloom et al., 2017; Gedney et al., 2019.

SatWetCH₄ simulation with TOPMODEL estimates lower emissions in the tropical and boreal bands compared to the simulation with WAD2M (Fig. 4.7). This is consistent with the smallest wetland extent of TOPMODEL over these regions, as non-inundated peatlands are not considered in TOPMODEL. Note also the higher fluxes obtained in the simulation with TOPMODEL than with WAD2M around 25-30°N, due to the larger wetland extent of TOPMODEL over Asia. The latitudinal distribution of SatWetCH₄ (Fig. 4.7) is consistent with the distribution of the LSMs ensemble, except for the Sahel band mentioned earlier. SatWetCH₄ reproduces similar seasonal changes as the GMB LSMs (Fig. 4.7), while the latitudinal distribution of the WetCHARTs ensemble presents larger emissions in the 10°S-5°N band in the DJF, MAM and SON seasons (mainly due to high emissions in the Congo region, visible in Fig. 4.6). UpCH₄ presents a different latitudinal distribution, with higher fluxes in the 15°N and 35°S-15°S bands. These are respectively due to the Sahel and Australia artifacts mentioned above. UpCH₄ has lower fluxes in the tropical 10°S-5°N band (due to the Amazon and the Congo basins).

This different seasonal cycle in the tropical band (30°S-30°N) for WetCHARTs ensemble is also visible on Fig. 4.8, while there is an absence of a pronounced seasonal pattern, both in terms of emissions and in terms of wetland extent for our model and the GMB models. This difference in tropical seasonal cycle could be due to the wetland extent used in WetCHARTs. For the boreal region (55-90°N), we find that the seasonal variation of the simulated emissions from our model is close to that of most GMB LSMs, as it is in the northern temperate band (30-55°N). However, the wetland extents of WAD2M and TOPMODEL show very different seasonality, particularly in the northern temperate band (30-55°N), where WAD2M has a more stable wetland extent than TOPMODEL. Indeed, the methane emission seasonality in the boreal and temperate regions is mainly driven by temperature, which explains these similar seasonal cycles in emissions, although the seasonal cycles in wetland extent are different. For the southern temperate band (60°S-30°S), WAD2M and TOPMODEL exhibit contrasting seasonality in wetland extent, but the simulated seasonal variations in emissions are close because, as expected, temperature drives the variability of methane fluxes in this temperate region.

Inter-annual variability in methane emissions at basin scale

Figure 4.9 depicts SatWetCH₄ model, GMB LSMs and UpCH₄ emissions simulated with WAD2M and their anomalies for three basins: the Amazon, the Ob, and the Congo. Also shown are wetland areas and their anomalies over these basins.

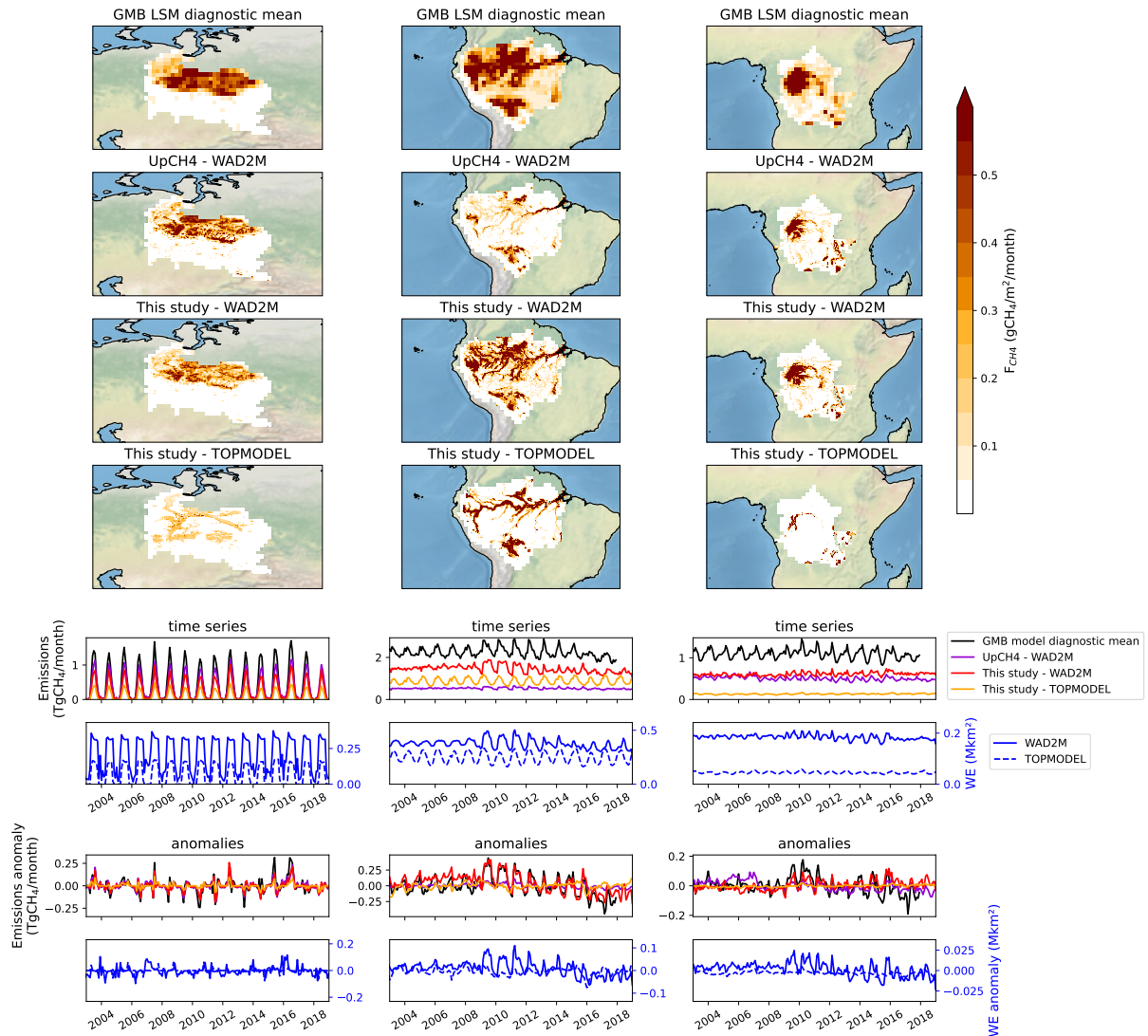


Figure 4.9: Methane emissions for different basins: the Ob, the Amazon, and the Congo. The maps show the spatial pattern of methane emissions from the GMB LSMs mean, UpCH4 run with WAD2M, and SatWetCH4 simulations with WAD2M or TOPMODEL. The lower panels represent the sum of methane emission time series and deseasonalized anomalies over the basins of SatWetCH4 simulations with WAD2M (red) or TOPMODEL (orange), LSMs diagnostic mean (black), and UpCH4 simulation with WAD2M (Violet). All LSMs were run with the same WAD2M wetland extent. WetCHART's ensemble is excluded here because its methane emissions estimates are rescaled to the average values of the GMB LSMs estimates.

In the Amazon and Congo basins, notable amplitude irregularities were observed when using WAD2M in SatWetCH4 or UpCH4. Two regime changes are observed in the WAD2M extent around 2009 and 2014, probably due to inter-calibration problems caused by satellite changes in the original SWAMPS surface water product. Surprisingly, the average of the LSMs is less affected, even though the LSMs are forced with the same water surface. However, on closer examination of individual LSMs (see Supplementary Fig. 4.S4), we see that some LSMs are as affected as SatWetCH4 by these inconsistent water surface changes, while others are less affected. We deduce that these models, which are not affected by the WAD2M temporal changes, must have parameters that interfere with the consideration of the wetland surface. TOPMODEL suggests more consistent time series in terms of wetland extent (softer variations), which also allows for more realistic variations in terms of emissions.

4.5 Model limitations and outlook

The simplified approach used here as a one-step model allows for some quick and easy simulations, representing major first order phenomena affecting methane emissions from wetlands. While presenting a smaller annual budget, due to a possible underestimation of the magnitude of emissions, we found that this formulation presents realistic spatial and temporal variations when compared to other more complex and computationally intensive models. By scaling the k factor to a target estimate, the discrepancy in global emissions could be easily resolved.

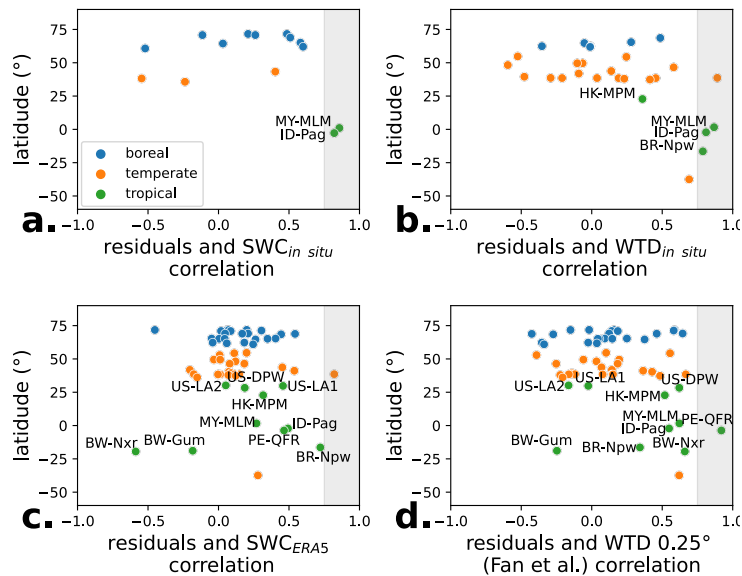


Figure 4.10: Correlation of residuals (observation-prediction) with **a.** in situ WTD, **b.** in situ SWC, **c.** 0.25° ERA5-Land SWC and **d.** 0.25° WTD (Fan et al., 2013). These residuals are calculated for a single site calibration of SatWetCH4 in order to remove the seasonal cycle that the model can capture through its variables (soil temperature and substrate availability). Grey background represents $r > 0.75$.

Some refinements could be considered to improve the accuracy of the model. We found that the simulated temporal variability is less well captured at tropical sites than at temperate and boreal sites, as temperature does not drive seasonality in these regions. In fact, some studies (Knox et al., 2021; Kuhn et al., 2021) suggest that methane emissions in tropical regions are influenced by WTD. To investigate the flux dependence on a local water parameter, we calculated residuals from the single site calibration presented in Sect. 4.4.2. A residual is the difference between observed and predicted methane fluxes, and thus represents the error of the model at a given site at a given time. Figure 4.10 illustrates the correlation of different hydrological variables with the residuals. In the tropics, the missing variability appears to be strongly linked to soil water variations: 2 out of 2 (MY-MLM and ID-Pag) tropical sites monitoring SWC show a strong temporal correlation ($r > 0.75$) of residuals with locally measured SWC, and 3 out of 4 sites monitoring WTD (HK-MPM, MY-MLM, ID-Pag and BR-Npw) show a strong temporal correlation ($r > 0.75$) of residuals with locally measured WTD.

To test whether this site-level correlation could be used in SatWetCH4 model, we repeat this experiment using global datasets at 0.25° of SWC and WTD. For each site, we selected the nearest 0.25° pixel of the ERA5-Land monthly averaged SWC dataset (available at <https://cds.climate.copernicus.eu/>), and the nearest pixel of the WTD from Fan et al., 2013 aggregated at 0.25° (as only one typical year is provided, this year is replicated for all years of the in situ flux measurement period). Figure 4.10.c and Figure d show the resulting correlation of these two variables at 0.25° with the residuals. None of the 11 tropical sites show an $r > 0.75$ between residuals and ERA5-Land SWC and only one site (PE-QR)

shows an $r > 0.75$ between residuals and 0.25° WTD. This is due to the fact that these 0.25° datasets poorly represent the temporal variations measured in situ, as shown in Supplementary Fig. 4.S2 for the ERA5-Land SWC. SWC and WTD in wetlands have very spatially localized specificities and variations. Furthermore, the small number of sites available in the tropics (11) makes it even more difficult to find an empirical relationship with a water variable. We were unable to include this important parameter at SatWetCH4 model resolution of 0.25° . The 100m satellite-derived SWC obtained by Planet (De Jeu et al., 2014) could be examined and the model run at finer resolution. In fact, Albuhaishi et al., 2023 found an improvement in their model for the boreal region when using this high resolution product. Further research could be conducted to see if similar results are obtained in the tropics, where this parameter is most needed. Unfortunately, this product is not freely available.

It is worth noting that the site level comparison of modeled fluxes with observations assumes that the sites are all wetlands ($f_w = 1$), without any temporal variation. However, when the SatWetCH4 model is run, this wetland fraction is dynamic, introducing seasonality due to water and partially compensating for the lack of a local water parameter.

Another limitation is that the consistency of the time series of methane emission estimates at the catchment scale is strongly affected by errors in the WAD2M database. This makes it difficult to study inter-annual variability or trends. The TOPMODEL time evolution does not have these major temporal inconsistencies, but it is based on a hydrological model and not on satellite observations. It also does not include non-inundated peatlands. An improved satellite-derived dynamic wetland surface map would be crucial to address these issues while maintaining observational data in our data-driven approach.

The simplified SatWetCH4 model we have developed makes important approximations that imply important shortcuts. In particular, no distinction is made between methane production and emissions. This supposes that SatWetCH4 one-step equation includes production, oxidation, and transport in a single formulation, which are sometimes distinguished in some of the more complex LSMs (Wania et al., 2013; Morel et al., 2019; Salmon et al., 2022). Among the 3 pathways of methane transport in wetlands, including diffusion, ebullition and plant-mediated transport, plant-mediated transport is the dominant one (Ge et al., 2024). Ge et al., 2024 have recently published a comprehensive review of the role of plants in methane fluxes, showing their influence not only on methane transport but also on methane production and oxidation. Feron et al., 2024 also show that trends in methane flux changes at the site level depend on ecosystem and vegetation type. Accounting for the different vegetation classes therefore appears to be a possible improvement to our simplified approach.

A simple way to account for this in the SatWetCH4 model at a first order would be to fit the scaling factor k and/or Q_{10}^0 as a function of vegetation class or wetland type. Indeed, Q_{10} was found to depend on ecosystems (Chang et al., 2021). We performed such calibration tests, taking into account the wetland classification. However, the cost function either did not converge due to the small number of sites per category, or the result was highly dependent on few sites, thus overfitting results. In fact, eddy covariance flux towers measuring methane emissions are not evenly distributed around the globe and their distribution is highly skewed, as discussed in part 4.3.2. Some wetland categories are poorly represented, for example, there are only two mangrove sites. This scarcity of data makes this type of calibration highly uncertain. However, we can expect an improvement in the coming years, as in situ methane measurement is a rapidly growing field, as shown by the increasing number of flux towers along the years in the Supplementary Table 4.S2. Future data, especially in the tropics, will be essential to better constrain the models and to include more processes into account. Some refinement of the Q_{10} function (here $Q_{10}(T) = Q_{10}^0 T^{0/T}$ according to Gedney et al., 2004) could be envisioned, such as the incorporation of a hysteresis (Chang et al., 2021).

Despite the impossibility of analyzing temporal variation due to WAD2M issues, Fig. 4.9 informs us that the temporal variations of SatWetCH4 are more similar to GMB LSMs than UpCH4. This is consistent

with the fact that SatWetCH4 is a - highly simplified - process-based equation, whereas UpCH4 relies on empirical flux upscaling using random forest. SatWetCH4 and UpCH4 approaches both provide new independent estimates of wetland emissions, while offering distinct perspectives. A deeper comparison of the fluxes modelled by SatWetCH4 and UpCH4 at the site level could serve understanding differences between the simplification of complex processes represented by a fixed process equation (SatWetCH4) versus a pure machine learning data-driven approach (UpCH4). In addition, running both SatWetCH4 and UpCH4 with another wetland extent database would also serve to assess uncertainties and errors associated with WAD2M product and a better comparison of global methane emissions trends estimated by SatWetCH4 and UpCH4. Both methods are currently limited by the scarcity of eddy covariance flux data (McNicol et al., 2023), especially over important wetland methane emitting regions of the world, e.g., in the tropics (Congo, Sudd, Amazon) and Russia (Siberian lowlands).

4.6 Conclusions

SatWetCH4 model was developed to simulate global wetland methane emissions at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ with a monthly time resolution. This data-driven approach was calibrated with 58 sites of eddy covariance flux data, allowing an approach independent of other estimates. Most of SatWetCH4 model input variables are derived from satellite observational products. In particular, a new estimate of the substrate availability was derived using MODIS-derived NPP. This product, called $C_{substrate}$, appears to be a more realistic approach than previous studies that considered all SOC as available carbon.

At the site level, the SatWetCH4 model reproduces well the boreal fluxes and most of the temperate fluxes, but poorly the emissions seasonality of the tropical sites. This could possibly be improved in future studies by adding high resolution information on local water availability (SWC). Another important improvement would be a calibration per wetland type, which would allow the influence of vegetation to be taken into account as major transport pathways. For this, more eddy covariance flux measurements in the tropics are essential to gain a deeper insight into the processes governing temporal variations in this latitudinal band, and to develop and calibrate this one-step model.

This simple formulation allows fast (within a few seconds) simulations over decades. Compared to the Global Methane Budget (GMB, Saunio et al., 2020) LSMs, the SatWetCH4 model shows consistent spatial patterns and seasonal variations. However, it is below the range of the GMB LSMs in terms of budget: $86 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$ (estimated with WAD2M wetland extent) and $70 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$ (estimated with TOPMODEL wetland extent), while the LSMs show a global range of $102\text{-}182 \text{ Tg CH}_4 \text{ yr}^{-1}$. This underestimation is partly due to the scarcity of eddy covariance data in the tropics, leading to an underrepresentation of high emitting tropical sites. Although the total methane emission estimates from SatWetCH4 are lower than those reported in the literature (Saunio et al., 2020; McNicol et al., 2023), they are useful to study methane emissions inter-annual trends. Thus, SatWetCH4 model benefit from independent remote sensing data and from process-based model approach since it is calibrated using in situ site observations

Finally, we found some inconsistencies in the widely used WAD2M surface wetland extent. A new wetland map is currently being produced (Bernard et al., in prep.), based on GIEMS-2 (Prigent et al., 2020) observations, which provide a seamless estimate of inundated areas with realistic inter-annual variability (Bernard et al., 2024b). Applying SatWetCH4 model with this new dataset would allow the study of annual variability and trends in emissions.

Another perspective is the coupling of SatWetCH4 with atmospheric inversions. Indeed, one way to overcome the challenges associated with calibration using surface flux data is to incorporate this simple model into an atmospheric inversion model. This would allow the optimization of both parameters k and Q_{10} in the inversion equation using atmospheric concentrations (more numerous than methane fluxes

data, especially with satellite data), rather than just the optimization of the methane flux value, as is usually done in inversion models.

4.7 Supplementary

A Information about in situ fluxes and ancillary data

| Source | Data access | Accessed |
|-----------------|--|-------------------------------|
| FLUX-NET CH4 | https://fluxnet.org/data/fluxnet-ch4-community-product/ | 1 ^{rst} August 2022 |
| AmeriFlux | https://ameriflux.lbl.gov/sites/site-search/ | 3 rd October 2022 |
| EuroFlux | http://www.europe-fluxdata.eu/home/data/request-data | Novembre 2022 |
| P. Gnanamoorthy | Personal exchanges | 29 th Octobre 2022 |
| C. Helfter | https://catalogue.ceh.ac.uk/documents/d366ed40-af8c-42be-86f2-bb90b11a659e https://catalogue.ceh.ac.uk/documents/2170ebd0-7e6f-4871-97d9-1d42e210468f | 10 th October 2022 |

Tableau 4.S1: Methane eddy covariance flux data sources

| site ID | data source | lat | lon | start | end | monthly data | DOI |
|---------|-------------|------|--------|-------|------|--------------|---|
| US-A10 | FLUXNET | 71.3 | -156.6 | 2012 | 2018 | 21 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669662 |
| US-Beo | FLUXNET | 71.3 | -156.6 | 2013 | 2014 | 16 | No DOI available |
| US-Bes | FLUXNET | 71.3 | -156.6 | 2013 | 2015 | 27 | No DOI available |
| US-NGB | FLUXNET | 71.3 | -156.6 | 2012 | 2018 | 39 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669687 |
| RU-Cok | FLUXNET | 70.8 | 147.5 | 2008 | 2016 | 21 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669656 |
| US-A03 | FLUXNET | 70.5 | -149.9 | 2015 | 2018 | 28 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669661 |
| US-Atq | FLUXNET | 70.5 | -157.4 | 2013 | 2016 | 27 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669663 |
| RU-Ch2 | FLUXNET | 68.6 | 161.4 | 2014 | 2016 | 26 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669654 |
| US-ICs | AmeriFlux | 68.6 | -149.3 | 2007 | 2021 | 52 | https://doi.org/10.17190/AMF/1246130 |
| US-Ivo | FLUXNET | 68.5 | -155.8 | 2013 | 2016 | 41 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669679 |
| SE-St1 | EuroFlux | 68.4 | 19.1 | 2012 | 2019 | 70 | No DOI available |
| FI-Lom | FLUXNET | 68 | 24.2 | 2006 | 2010 | 60 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669638 |
| US-Uaf | FLUXNET | 64.9 | -147.9 | 2011 | 2018 | 48 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669701 |
| US-NGC | FLUXNET | 64.9 | -163.7 | 2017 | 2018 | 8 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669688 |
| US-BZF | AmeriFlux | 64.7 | -148.3 | 2011 | 2022 | 56 | https://doi.org/10.17190/AMF/1756433 |
| US-BZB | AmeriFlux | 64.7 | -148.3 | 2011 | 2022 | 59 | https://doi.org/10.17190/AMF/1773401 |
| US-BZo | AmeriFlux | 64.7 | -148.3 | 2018 | 2022 | 30 | https://doi.org/10.17190/AMF/1846662 |
| SE-Deg | EuroFlux | 64.2 | 19.6 | 2014 | 2020 | 76 | No DOI available |
| FI-Si2 | FLUXNET | 61.8 | 24.2 | 2012 | 2016 | 34 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669639 |
| FI-Sii | EuroFlux | 61.8 | 24.2 | 2008 | 2020 | 130 | No DOI available |
| CA-SCB | FLUXNET | 61.3 | -121.3 | 2014 | 2017 | 30 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669613 |
| US-KPL | AmeriFlux | 60.5 | -150.5 | 2021 | 2021 | 7 | https://doi.org/10.17190/AMF/1865478 |
| DE-Hte | FLUXNET | 54.2 | 12.2 | 2011 | 2018 | 85 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669634 |
| DE-Zrk | FLUXNET | 53.9 | 12.9 | 2013 | 2018 | 63 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669636 |
| DE-UtM | EuroFlux | 52.5 | 8.8 | 2016 | 2017 | 19 | No DOI available |
| CA-DBB | AmeriFlux | 49.1 | -123 | 2014 | 2020 | 58 | https://doi.org/10.17190/AMF/1543378 |
| CA-DB2 | AmeriFlux | 49.1 | -123 | 2019 | 2020 | 13 | https://doi.org/10.17190/AMF/1881564 |
| DE-SfN | FLUXNET | 47.8 | 11.1 | 2012 | 2014 | 29 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669635 |
| US-Los | AmeriFlux | 46.1 | -90 | 2000 | 2022 | 91 | https://doi.org/10.17190/AMF/1246071 |
| US-ALQ | AmeriFlux | 46 | -89.6 | 2015 | 2022 | 35 | https://doi.org/10.17190/AMF/1480323 |
| JP-BBY | FLUXNET | 43.3 | 141.8 | 2015 | 2018 | 40 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669646 |

CHAPITRE 4 – CONCEPTION D’UN MODÈLE SIMPLE D’ÉMISSION DE MÉTHANE DES ZONES HUMIDES
AXÉ SUR LES DONNÉES

| | | | | | | | |
|--------|--------------------|-------|--------|------|------|-----|---|
| US-WPT | FLUXNET | 41.5 | -83 | 2011 | 2013 | 34 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669702 |
| US-MRM | FLUXNET | 40.8 | -74 | 2012 | 2013 | 21 | No DOI available |
| US-ORv | FLUXNET | 40 | -83 | 2011 | 2015 | 50 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669689 |
| US-StJ | AmeriFlux | 39.1 | -75.4 | 2014 | 2017 | 31 | https://doi.org/10.17190/AMF/1480316 |
| US-Hsm | AmeriFlux | 38.2 | -122 | 2021 | 2022 | 10 | https://doi.org/10.17190/AMF/1890483 |
| US-Srr | FLUXNET | 38.2 | -122 | 2014 | 2017 | 43 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669694 |
| US-Tw1 | AmeriFlux | 38.1 | -121.6 | 2011 | 2020 | 115 | https://doi.org/10.17190/AMF/1246147 |
| US-Tw5 | AmeriFlux | 38.1 | -121.6 | 2018 | 2020 | 22 | https://doi.org/10.17190/AMF/1543380 |
| US-Tw4 | AmeriFlux | 38.1 | -121.6 | 2013 | 2021 | 93 | https://doi.org/10.17190/AMF/1246151 |
| US-Myb | AmeriFlux | 38 | -121.8 | 2010 | 2021 | 133 | https://doi.org/10.17190/AMF/1246139 |
| US-Sne | FLUXNET | 38 | -121.8 | 2016 | 2018 | 32 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669693 |
| US-EDN | AmeriFlux | 37.6 | -122.1 | 2018 | 2019 | 20 | https://doi.org/10.17190/AMF/1543381 |
| ES-Pdu | EuroFlux | 37 | -3.6 | 2014 | 2017 | 38 | https://doi.org/10.1029/2019JG005169 |
| US-NC4 | AmeriFlux | 35.8 | -75.9 | 2009 | 2021 | 39 | https://doi.org/10.17190/AMF/1480314 |
| US-HB1 | AmeriFlux | 33.3 | -79.2 | 2019 | 2021 | 12 | https://doi.org/10.17190/AMF/1660341 |
| US-LA2 | FLUXNET | 29.9 | -90.3 | 2011 | 2013 | 22 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669681 |
| US-LA1 | FLUXNET | 29.5 | -90.4 | 2011 | 2012 | 15 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669680 |
| US-DPW | FLUXNET | 28.1 | -81.4 | 2013 | 2017 | 40 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669672 |
| HK-MPM | FLUXNET | 22.5 | 114 | 2016 | 2018 | 34 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669642 |
| IN-Pic | P. Gnanamoorthy | 11.4 | 79.8 | 2018 | 2020 | 8 | No DOI available |
| MY-MLM | FLUXNET | 1.5 | 111.1 | 2014 | 2015 | 19 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669650 |
| ID-Pag | FLUXNET | -2.3 | 113.9 | 2016 | 2017 | 12 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669643 |
| PE-QFR | AmeriFlux | -3.8 | -73.3 | 2018 | 2019 | 10 | https://doi.org/10.17190/AMF/1671889 |
| BR-Npw | FLUXNET | -16.5 | -56.4 | 2013 | 2016 | 30 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669368 |
| BW-Gum | C. Helfter | -19 | 22.4 | 2018 | 2020 | 26 | https://doi.org/10.5285/d366ed40-af8c-42be-86f2-bb90b11a659e |
| BW-Nxr | C. Helfter | -19.5 | 23.2 | 2018 | 2020 | 12 | https://doi.org/10.5285/2170ebd0-7e6f-4871-97d9-1d42e210468f |
| NZ-Kop | FLUXNET | -37.4 | 175.6 | 2012 | 2015 | 48 | https://doi.org/10.18140/FLX/1669652 |

Tableau 4.S2: List of methane eddy covariance flux sites used in this study

B Comparison of ERA5-Land data with in situ data

Temperature

We study the variable *Soil temperature level 2 (lay2)* from ERA5, which represents soil temperature in 7-28 cm soil layer. We compare it to soil temperature measurements available at the sites. Out of the 58 sites, 42 are equipped with temperature probes. If multiple probes are available, we choose the one closest to the surface. For ERA5, we select the nearest pixel to the site.

ERA5 *lay2* temperature is consistent with in situ measurements. The comparison is shown in Fig. 4.S1. Each site is represented by a point. In Fig. 4.S1.a, the temporal correlation between ERA5 temperature and observations is strong: r is bigger than 0.9 for 37 out of 42 sites. A RMSD lower than 2 °K is shown for 39 out of 42 sites on Fig. 4.S1.b. ERA5 temperatures have a good spatial correlation on average with observations, as Fig. 4.S1.c shows a linear relationship between mean in situ temperatures and mean ERA5 *lay2* temperatures. There is an RMSD of 1.8 °K between the observation and ERA5 means. Finally, Fig. 4.S1.d indicates a good reproduction of the seasonal variations for ERA5 *lay2*: the RMSD between the sites standard deviations of observations and ERA5 is 1.2 °K.

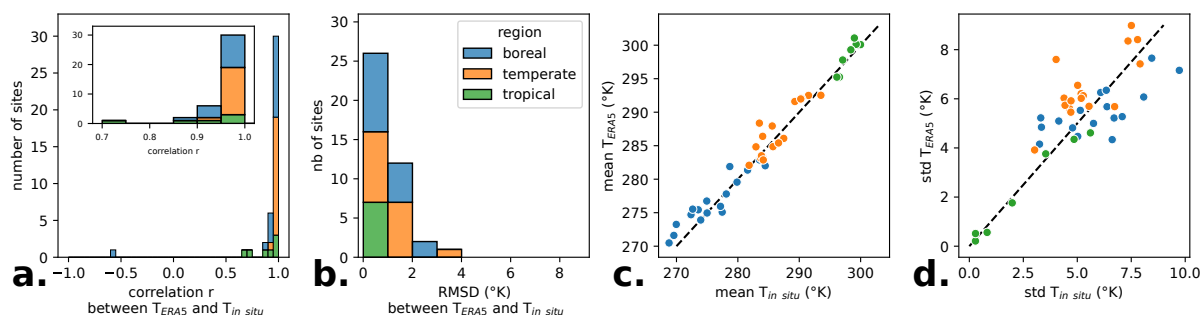


Figure 4.S1: Comparison of 0.25° ERA5 *lay2* temperature with in situ temperature measurements. ERA5 data consistently match local in situ measurements. **a.** Temporal correlation coefficient between ERA5 *lay2* temperature and in situ data. **b.** RMSD of ERA5 data compared to observations. **c.** Spatial pattern: mean in situ temperature for each site compared to mean of ERA5 estimates. **d.** Amplitude comparison: standard deviation of in situ temperature for each site compared to standard deviation of ERA5 estimates. In c. and d., each point represents a site.

Soil Water Content (SWC)

We study the variable *SWC level 2* from ERA5, which represents Soil Water Content (SWC) in 7-28 cm soil layer. We compare it to SWC measurements available at the sites. Out of the 58 sites, 14 are equipped with SWC probes. For ERA5, we select the nearest pixel to the site.

ERA5 SWC 0.25° data do not consistently match local in situ measurements. Indeed, Fig. 4.S2.a shows an unclear temporal correlation between in situ SWC and ERA5 SWC. Fig. 4.S2.b indicates high RMSDs (0-30% for values around 40%) between ERA5 and local SWC measurements. Moreover, ERA5 tends to underestimate the mean SWC compared to local measurements as shown in Fig. 4.S2.c. ERA5 highlights a significant underestimation of SWC variation amplitude by ERA5 compared to observations (Fig. 4.S2.d).

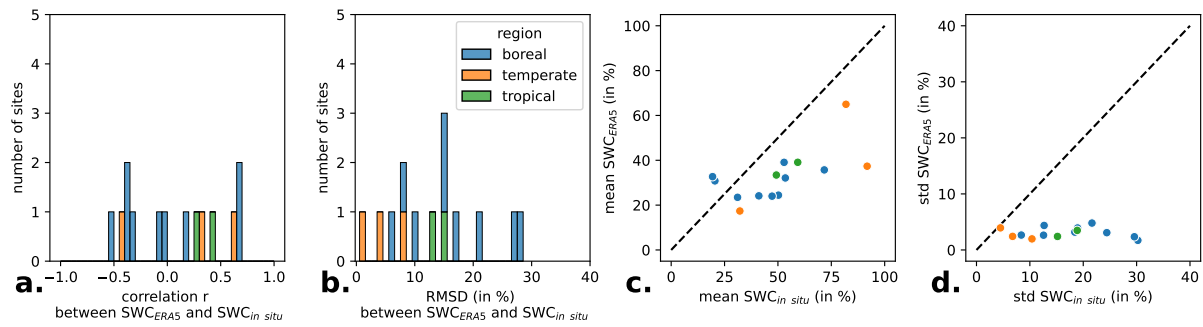


Figure 4.S2: Comparison of 0.25° lay2 ERA5 Soil Water Content (SWC) with local in situ SWC observations. ERA5 data does not consistently match local in situ measurements. Each point represents a site. **a.** Temporal correlation between in situ SWC and ERA5 SWC. **b.** RMSD between ERA5 SWC and observed local SWC. **c.** Spatial pattern: mean in situ SWC for each site compared to mean of ERA5 SWC. **d.** Amplitude comparison: standard deviation of in situ SWC for each site compared to standard deviation of ERA5 estimates.

C Land surface models detailed outputs

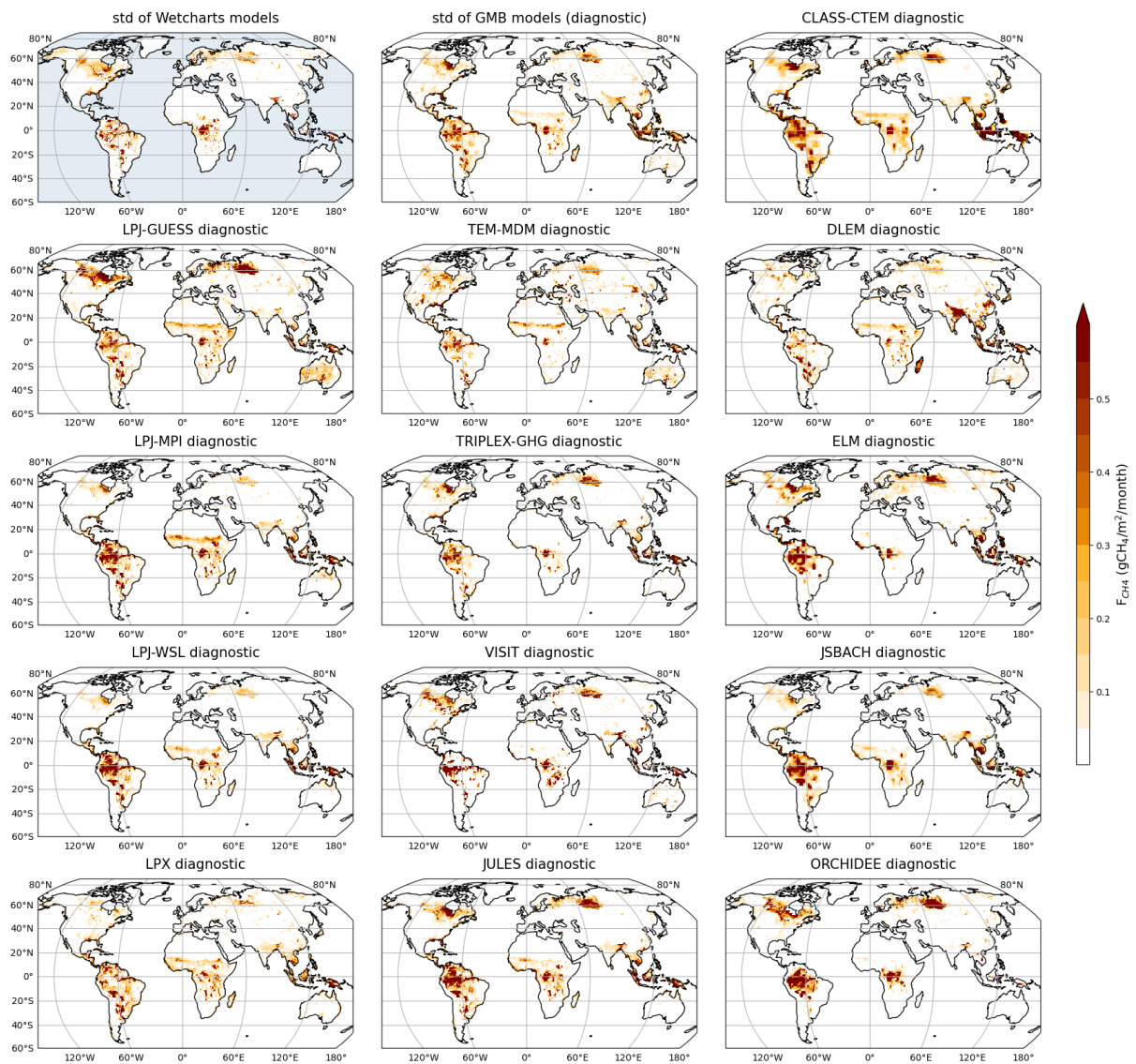


Figure 4.S3: Emissions monthly mean for 2003-2018 of Land surface Models run with WAD2M for GMB (Saunois et al., 2020). Spatial patterns and intensity show considerable variability between the different GMB Land Surface Models, especially in Canada, subequatorial Africa, Siberian Lowland, and Australia.

CHAPITRE 4 – CONCEPTION D’UN MODÈLE SIMPLE D’ÉMISSION DE MÉTHANE DES ZONES HUMIDES AXÉ SUR LES DO

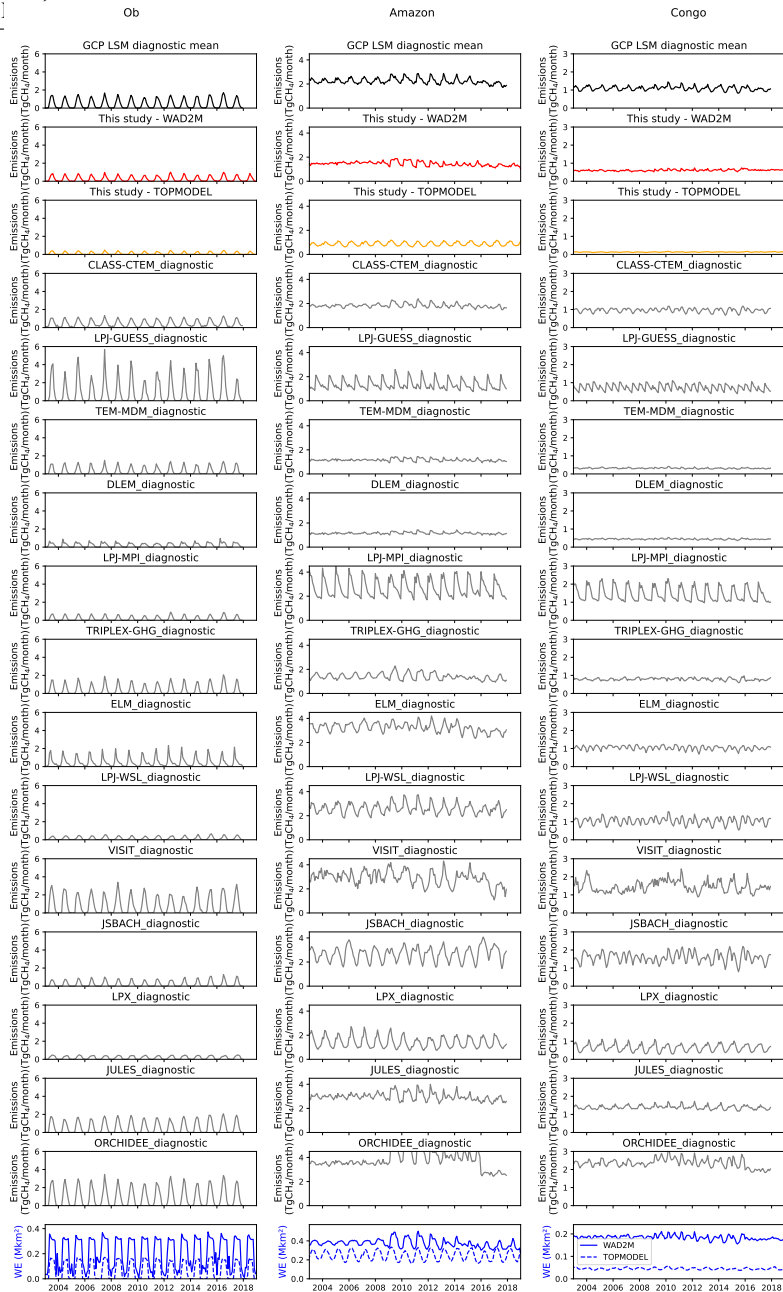


Figure 4.S4: Methane emissions from different basins (Ob, Amazon and Congo) from the mean of the GMB LSM models diagnostic (black), our simulations (red), and each LSM from GMB diagnostic runs (grey). The Wetland Extent (WE) used for the runs is WAD2M and is shown in the lower graphs.

Résumé de l’article en français

Cette étude développe SatWetCH4 (pour *Satellite-based Wetland CH4 model*), un modèle *data-driven* forcé principalement avec des données satellites pour simuler les émissions de méthane des zones humides à une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ et une résolution mensuelle. Il utilise une approche simplifiée pour représenter la production de CH₄, avec une équation reliant la fraction de zone humide, la température du sol et le substrat disponible pour la méthanogenèse. En particulier, une nouvelle approche est utilisée pour évaluer la disponibilité du substrat, basée sur les données du Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Le modèle est calibré à l’aide de données in situ de flux d’eddy covariance provenant de 58 sites, permettant l’indépendance de SatWetCH4 par rapport à d’autres estimations.

À l’échelle du site, le modèle reproduit l’amplitude et la saisonnalité des flux dans les régions boréales et tempérées, mais montre des limitations pour reproduire la saisonnalité des sites tropicaux, lié au manque d’un paramètre local d’humidité du sol. En termes de bilans annuels, la calibration indépendante engendre une moyenne d’émission $85.6 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$, ce qui est inférieur à la fourchette des modèles de surface continentale du Global Methane Budget ($102\text{-}182 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$). Malgré sa simplicité, le modèle SatWetCH4 fournit des simulations globales sur des décennies et produit des motifs spatiaux et des variations saisonnières cohérents, comparables aux LSMs plus complexes. Cette étude souligne également les incertitudes et les problèmes dans les produits d’étendue des zones humides et la nécessité de nouveaux jeux de données.

Le modèle SatWetCH4 offre une méthode efficace et rapide pour estimer les émissions de CH₄ des zones humides à l’échelle mondiale ainsi que leur sensibilité à différents paramètres. Une amélioration sera possible grâce à l’intégration de nouveaux jeux de données, notamment pour les surfaces en eau, et de nouvelles techniques de calibration par l’intégration de SatWetCH4 dans un système d’inversion.

4.8 Travaux additionnels

Nous nous sommes demandé en introduction si les changements de méthane atmosphérique observés au cours des dernières décennies sont liés aux variations des émissions provenant des systèmes aquatiques, en particulier des zones humides. SatWetCH₄ a été testé et analysé premièrement avec WAD2M comme présenté dans la première partie de ce chapitre, mais comme nous avons pu le voir, la base de donnée WAD2M n’est pas appropriée pour l’analyse des émissions à long terme et des variations inter-annuelles en raison de problèmes dans les séries temporelles. Ainsi, pour répondre à la question soulevée, je présenterai dans cette section les émissions obtenues en exécutant SatWetCH₄ avec GIEMS-MC. Nous nous intéresserons aussi à l’implication potentielle des jeux de données de surfaces des zones humides dans les variations inter-annuelles et tendances des concentrations de CH₄ atmosphérique.

4.8.1 SatWetCH₄ exécuté avec GIEMS-MC

Simulations additionnelles

On réalise dans cette partie quatre simulations complémentaires d’émissions de CH₄ par SatWetCH₄, présentées Tableau 4.2, détaillées et analysées par la suite. SatWetCH₄ est forcé avec trois variables : la surface en eau, la température et le substrat du sol disponible. Le jeu de données de réanalyse de température du sol d’ERA5-Land utilisé couvre toute la période de GIEMS-MC (1992-2020), mais le jeu de données $C_{\text{substrate}}$ développé dans Bernard et al. (2024c) est basé sur des données MODIS et n’est disponible que depuis 2003 (Section 4.3.1). Une climatologie de $C_{\text{substrate}}$ est donc systématiquement utilisée pour couvrir 1992-2020.

| n° | calibration | surface des zones humides | température du sol | substrat du sol |
|------|------------------------|--|------------------------|-------------------------------------|
| 1 | tours à flux | GIEMS-MC _{ISW+P} | ERA5-Land | $C_{\text{substrate}}$ climatologie |
| 1bis | k recalibré avec GMB | GIEMS-MC _{ISW+P} | ERA5-Land | $C_{\text{substrate}}$ climatologie |
| 2 | tours à flux | GIEMS-MC _{ISW+P} climatologie | ERA5-Land | $C_{\text{substrate}}$ climatologie |
| 3 | tours à flux | GIEMS-MC _{ISW+P} | ERA5-Land climatologie | $C_{\text{substrate}}$ climatologie |

Tableau 4.2: Résumé des simulations tests.

Rôle du $C_{\text{substrate}}$ sur la variabilité temporelle

Afin d’obtenir des estimations sur toute la période de disponibilité de GIEMS-MC (1992-2020), nous utilisons dans les quatre nouvelles simulations (Tableau 4.2) une climatologie du $C_{\text{substrate}}$. Il est cependant nécessaire de vérifier au préalable que cette variable n’a pas d’influence majeure sur les émissions en termes d’inter-annualité. La Figure 4.11 montre à gauche le cycle saisonnier des émissions mondiales obtenu avec les deux cartes des zones humides que nous avons développées, i.e., GIEMS-MC_{ISW} en orange et GIEMS-MC_{ISW+P} en vert, la température du sol d’ERA5-Land, et $C_{\text{substrate}}$ (traits pointillés) ou une climatologie de $C_{\text{substrate}}$ (traits pleins). La partie de droite montre les anomalies désaisonnalisées des mêmes simulations.

La différence est quasi nulle en termes d’émissions totales moyenne à l’échelle mondiale : sur 2003-2020, SatWetCH₄ tourné avec GIEMS-MC_{ISW+P} donne des émissions de 87.09 TgCH₄ yr⁻¹ avec la variabilité inter-annuelle de $C_{\text{substrate}}$ prise en compte, contre 87.08 TgCH₄ yr⁻¹ pour SatWetCH₄ tourné avec une climatologie de $C_{\text{substrate}}$ (simulation 1), soit ~0.01% de différence. Cette différence est aussi imperceptible sur le cycle saisonnier des émissions (gauche de la Figure 4.11). Cependant, utiliser la climatologie amplifie légèrement les variations des anomalies des émissions de CH₄ à l’échelle mondiale (droite de la Figure 4.11), résultant en une RMSD de 0.88 TgCH₄ yr⁻¹ en termes d’anomalies entre les deux simulations mais une corrélation importante ($r=0.977$). Cette différence est principalement due à

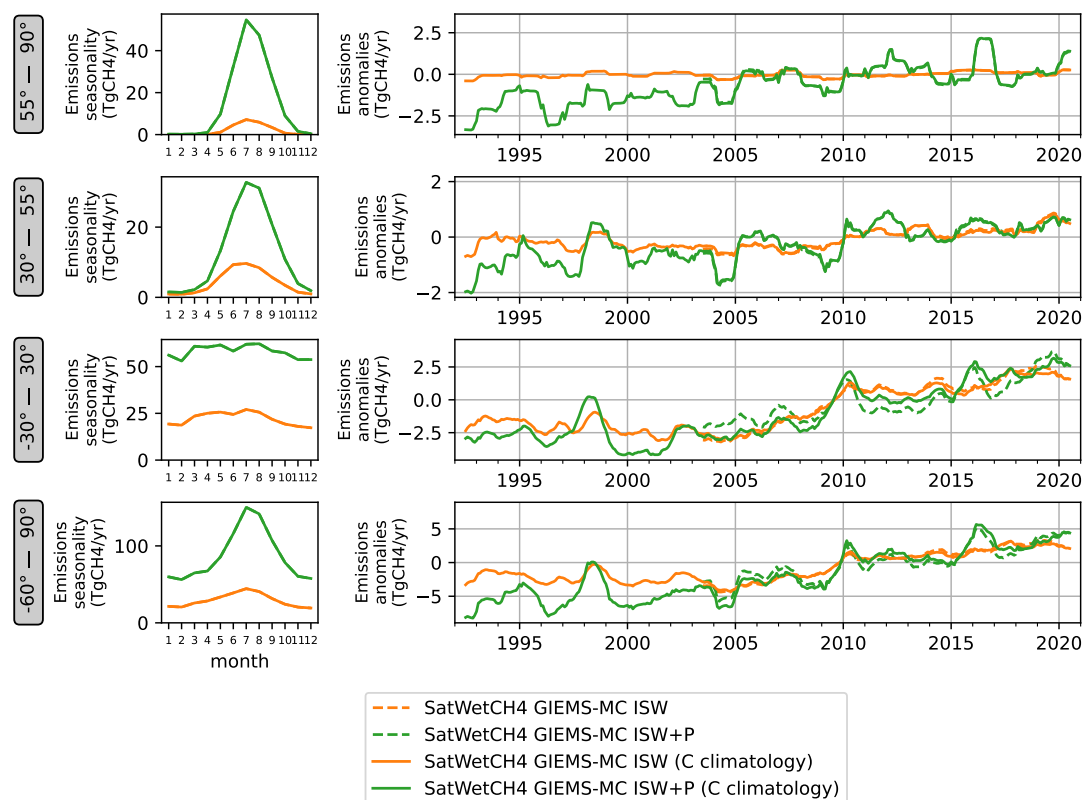


Figure 4.11: A gauche, les cycles saisonniers et à droite, les anomalies désaisonnalisées des émissions simulées de CH₄. Le modèle SatWetCH₄ est exécuté avec les surfaces en eau GIEMS-MC_{ISW} (orange) et GIEMS-MC_{ISW+P} (vert), ainsi qu’avec la série temporelle de C_{substrate} 2003-2020 (traits pleins) ou une climatologie de C_{substrate} (cycles saisonniers mensuels moyens de C_{substrate} sur 2003-2020). Pour obtenir les anomalies mensuelles désaisonnalisées des émissions, les cycles saisonniers mensuels moyens des émissions sur 2003-2020 ont été soustraits aux séries temporelles mensuelles. Par soucis de visualisation, les données sont lissées grâce à une fenêtre glissante de 12 mois.

la bande tropicale où la végétation, et donc la NPP et le C_{substrate}, sont importants. On négligera par la suite les variations inter-annuelles du C_{substrate} en simulant les émissions de CH₄ par SatWetCH₄ avec une climatologie de C_{substrate} dans l’optique de couvrir toute la période 1992-2020.

Moyennes mondiales et motifs spatiaux

Nous avons vu précédemment que GIEMS-MC_{ISW+P} et WAD2M étaient similaires en terme de surfaces totales (M_Amean de 3.6 Mkm² pour GIEMS-MC_{ISW+P} et 4.2 Mkm² pour WAD2M) mais avec des amplitudes saisonnières plus importantes pour GIEMS-MC_{ISW+P} (M_Amax de 7.8 Mkm²) que WAD2M (M_Amax de 6.8 Mkm²). Les émissions calculées par SatWetCH₄ avec GIEMS-MC_{ISW+P} sont de 87.1 TgCH₄ yr⁻¹, légèrement supérieures à celles calculées avec WAD2M de 85.6 TgCH₄ yr⁻¹, mais toujours nettement inférieures aux LSMs du GMB (102-182 TgCH₄ yr⁻¹ ; Saunois et al., 2020), sans surprise puisque les deux produits de surface des zones humides présentent des surfaces totales du même ordre de grandeur.

La Figure 4.12 montre les émissions mensuelles moyennes sur 2000-2017 (couverture du GMB de Saunois et al., 2020) calculées avec SatwetCH₄ et GIEMS-MC_{ISW+P} (simulation 1) et WAD2M, ainsi que la moyenne des LSMs du GMB tournés en prognostique (i.e., avec leurs propres estimations de surfaces des zones humides) ou diagnostique (WAD2M est prescrit pour les surfaces des zones humides). Les

motifs spatiaux des deux simulations de SatWetCH₄ avec GIEMS-MC_{ISW+P} et WAD2M sont similaires, avec des émissions légèrement plus importantes avec GIEMS-MC_{ISW+P} dans les zones boréales (de +0.1 à +0.2 gCH₄/m²/mois) et plus importantes en Asie du Sud-Est (de +0.2 à +0.3 gCH₄/m²/mois) dues aux plus grandes étendues de tourbières dans GIEMS-MC_{ISW+P}. On observe également des flux plus grands avec GIEMS-MC_{ISW+P} sur le bassin de l’Amazonie (de +0.2 à +0.3 gCH₄/m²/mois), avec des émissions plus faibles en Afrique et le reste de l’Amérique du Sud (d’environ -0.3 gCH₄/m²/mois).

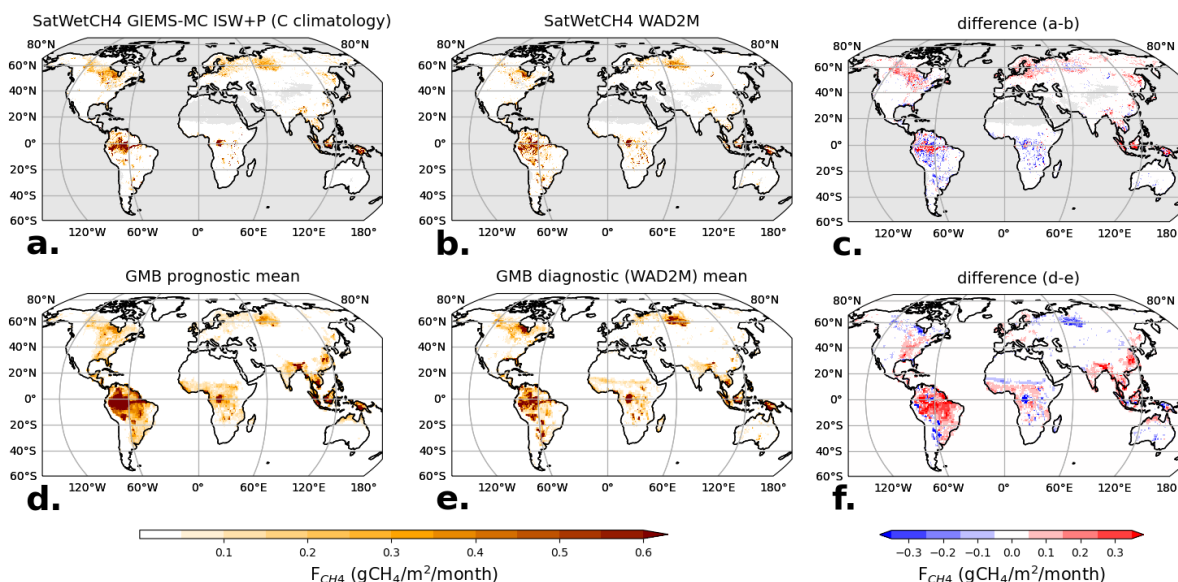


Figure 4.12: Émissions moyennes de CH₄ modélisées par SatWetCH₄ en utilisant **a.** GIEMS-MC_{ISW+P} et **b.** WAD2M pour les surfaces des zones humides, et **c.** leur différence. Émissions obtenues par la moyenne des LSMs du GMB exécuté **d.** en prognostique avec leur propre surface des zones humides et **e.** en diagnostique avec WAD2M, ainsi que **f.** leur différence. Les moyennes sont faites sur 2003-2017 qui est la période de couverture du GMB (Saunois et al., 2020) et du C_{substrate} (utilisé avec ses variations inter-annuelles dans **b.**).

Afin d’appréhender les larges incertitudes qui existent entre les modèles, la Figure 4.13 montre les profils latitudinaux des estimations d’émission de CH₄ par SatwetCH₄ avec GIEMS-MC_{ISW+P} (simulation 1) ainsi que les estimations des LSMs du GMB. Les amplitudes des flux 20°S-0° pendant l’été de l’hémisphère Sud (DJF) ainsi que l’automne (MAM) varient d’un facteur 10, de 0.1 TgCH₄ month⁻¹ à plus de 1 TgCH₄ month⁻¹. Les émissions des zones boréales présentent également une grande dispersion entre les LSMs. Si tous les modèles s’accordent sur des émissions quasi nulles en hiver (DJF) pour les zones au-dessus de 55°N (<0.1 TgCH₄ month⁻¹), les estimations divergent pour les autres saisons, à nouveau d’un facteur 10. Les estimations de SatWetCH₄ simulation 1 (vert), avec sa calibration indépendante, se situent dans la fourchette basse des modèles pour toutes les latitudes et saisons. On note cependant que les estimations sur les zones boréales de SatWetCH₄ simulation 1 en JJA correspondent à la moyenne des LSMs du GMB. À noter que l’estimation la plus importante dans les régions boréales au sein des LSMs du GMB est ORCHIDEE, le modèle de surface continentale de l’Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Ce modèle utilise une approche de *pools* de carbone organique du sol (SOC) plus complexe, mais fondée sur les mêmes idées de base que le jeu de donnée C_{substrate} que nous utilisons. Ainsi, le proxy utilisé pour la disponibilité en substrat pourrait être une des explications des grandes différences dans la zone boréale où l’approche choisie pour estimer le carbone disponible peut influencer de manière plus importante, dû à la présence de nombreuses tourbières.

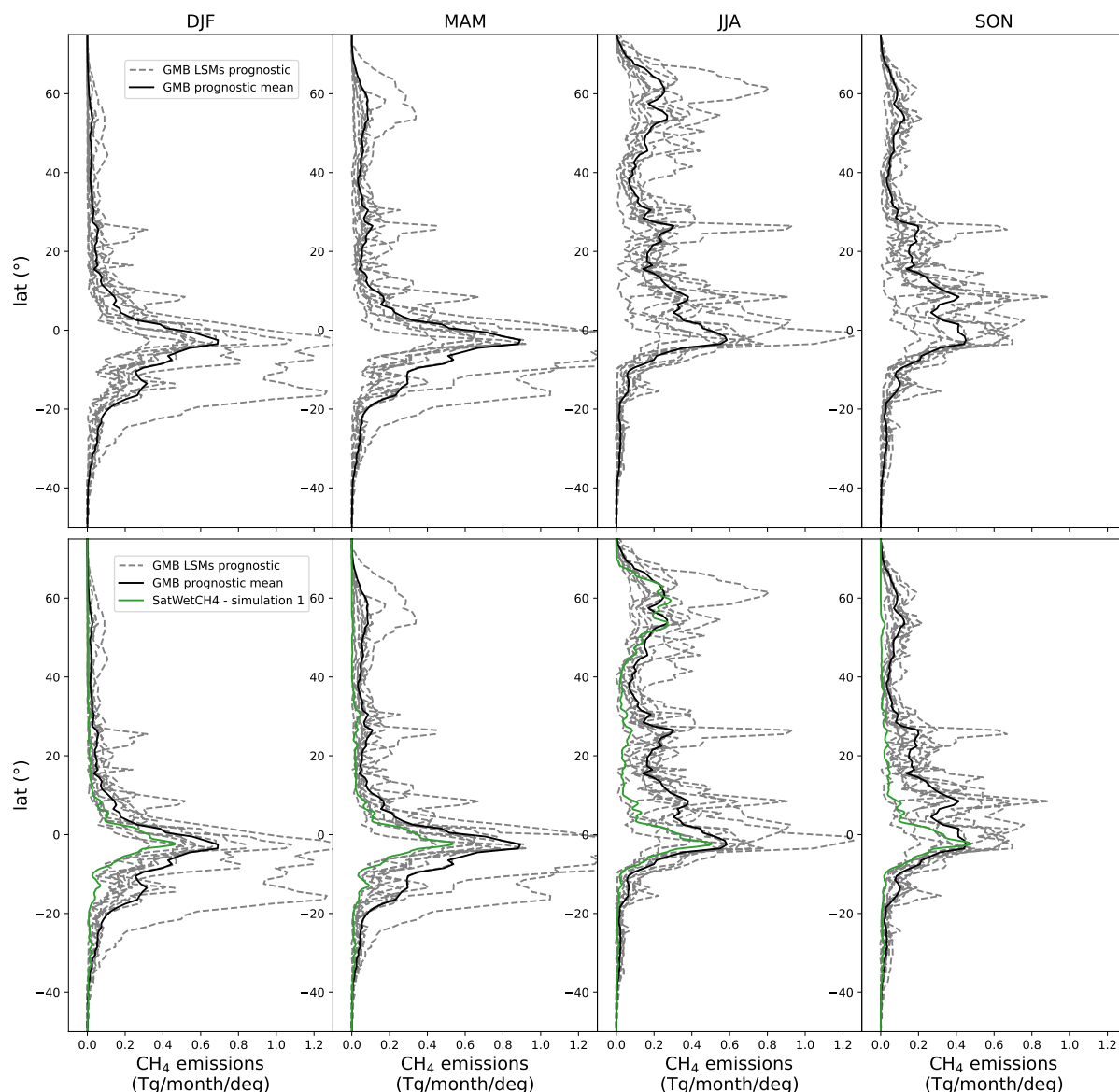


Figure 4.13: Émissions moyennes de CH₄ sur 2000-2017 par degré de latitude et par saison simulées par les LSMs prognostiques du GMB (pointillés gris) (Saunois et al., 2020) et la moyenne des LSMs prognostiques du GMB (noir). Les estimations par SatWetCH4 simulation 1 (vert) et SatWetCH4 - WAD2M (rouge) sont ajoutées sur le panneau du bas. SatWetCH4 simulation 1 (resp. SatWetCH4 - WAD2M) correspondent à une simulation de SatWetCH4 calibrée avec les données d’Eddy Covariance, exécuté avec GIEMS-MC_{IWS+P} (resp. WAD2M) pour les surfaces en eau, ERA5-Land pour la température, et une climatologie du C_{substrate}.

Les différences entre les profils latitudinaux de SatWetCH4 simulation 1 exécuté avec GIEMS-MC_{IWS+P} et SatWetCH4 exécuté avec WAD2M (Fig. 4.13) sont cohérentes avec les différences entre les profils latitudinaux des deux jeux de surfaces en eau (Fig. 3.3). En effet, SatWetCH4 simulation 1 présente plus d’émissions dans les zones boréales, dû à de plus grandes étendues des tourbières dans GIEMS-MC_{IWS+P}, ainsi qu’ autour de 5°S car GIEMS-MC_{IWS+P} estime de plus grandes étendues sur l’ Amazonie et l’ Asie du Sud-Est. Les simulations avec WAD2M estiment plus d’émissions dans l’hémisphère sud (<10°S) principalement à cause de contamination dans les zones désertiques comme l’ Australie (discuté en Chapitres 3 et 3 et visible sur les cartes de la Fig. 3.2).

Variations inter-annuelles et tendances

Contrairement à WAD2M, GIEMS-MC_{ISW+P} ne semble pas présenter de problème majeur d’intercalibration dans ses séries temporelles (Section 3.5.3). Nous nous intéressons ici aux variations inter-annuelles et tendances de SatWetCH₄ exécuté avec GIEMS-MC_{ISW} et GIEMS-MC_{ISW+P}, et ne considérerons donc pas d’estimations utilisant WAD2M. On observe sur la Figure 4.14 des émissions avec un cycle saisonnier semblable entre les deux simulations, mais des émissions totales bien plus grandes avec GIEMS-MC_{ISW+P}, ce qui est cohérent avec les étendues de GIEMS-MC_{ISW+P} (MAMean de 3.5 Mkm²) nettement supérieures à GIEMS-MC_{ISW} (MAMean de 1.2 Mkm²). Ces différences en termes d’émission de CH₄ sont plus prononcées sur les zones boréales (facteur ~5 entre les deux simulations) et tempérées de l’hémisphère Nord (facteur ~3) où l’ajout des tourbières domine les surfaces des zones humides, tandis que les émissions de la bande tropicale sont un peu plus que doublées.

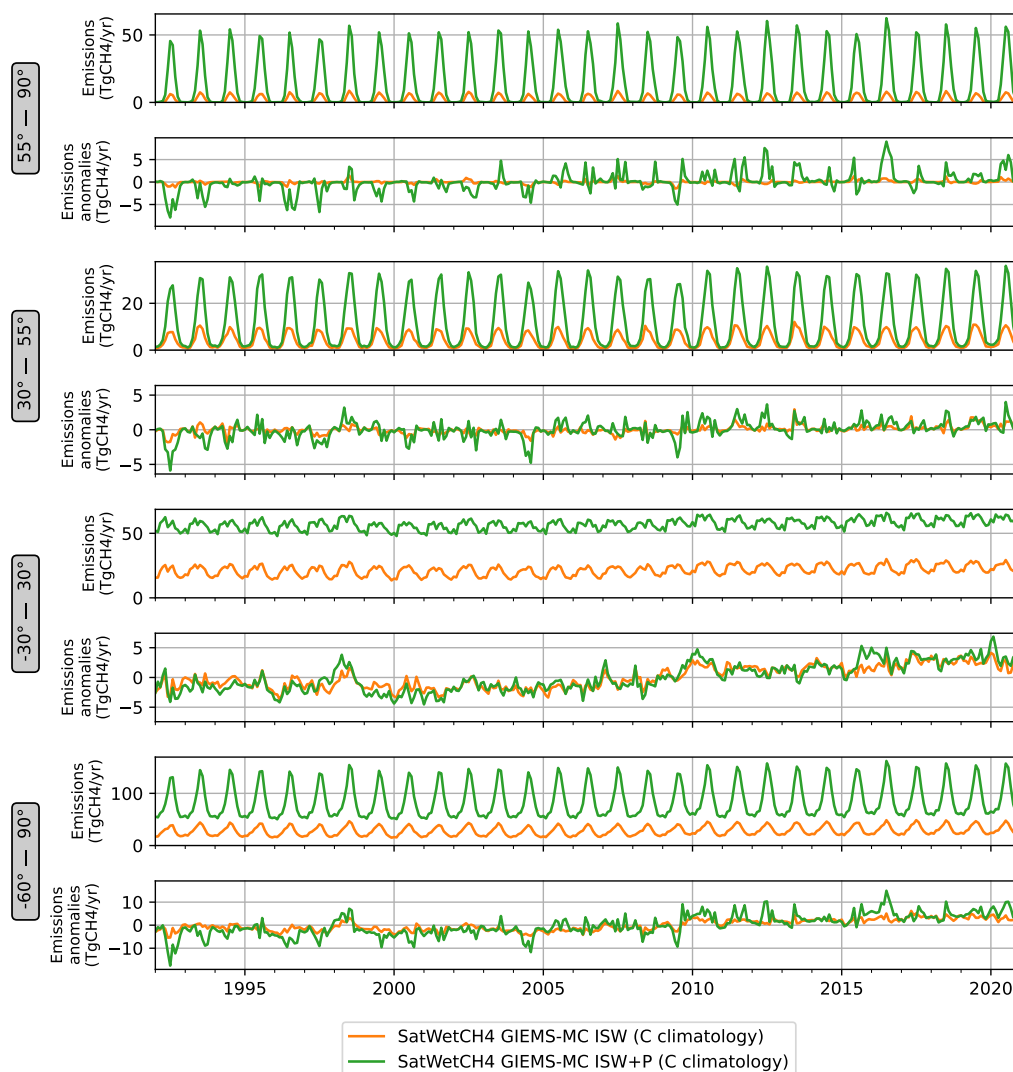


Figure 4.14: Émissions modélisées par SatWetCH₄, avec la température du sol de la couche 2 d’ERA5-Land, la climatologie de C_{substrate} et GIEMS-MC_{ISW} (orange) ou GIEMS-MC_{ISW+P} (vert). Pour chaque bande de latitude, le panneau du haut montre les émissions totales, tandis que celui du dessous montre les anomalies désaisonnalisées où la climatologie moyenne de chaque mois sur 1992-2020 a été soustraite.

Les simulations avec GIEMS-MC_{ISW+P} présentent des anomalies désaisonnalisées des émissions

avec des variations plus importantes que les simulations avec GIEMS-MC_{ISW} dans les régions boréales et tempérées Nord, dû à l’inclusion des tourbières et au masque de neige qui module les étendues plus importantes. Les anomalies sont semblables sur les tropiques entre GIEMS-MC_{ISW} et GIEMS-MC_{ISW+P} ; ceci est cohérent avec le fait que la dynamique vient essentiellement de GIEMS-2 pour les deux cartes des zones humides. Notamment, une anomalie positive en 1998 est remarquable, correspondant à l’important phénomène El Niño impliquant des températures plus élevées sur les tropiques que la normale. A l’échelle planétaire, on trouve une tendance positive avec une pente de $+0.38 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$ ($\sim +0.4\%$ par an) pour SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC_{ISW+P}, soit $+11 \text{ TgCH}_4$ sur 1992-2020. Cette pente est plus intense sur la période 2000-2020, $+0.51 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$, soit une augmentation de $\sim 0.6\%$ par an.

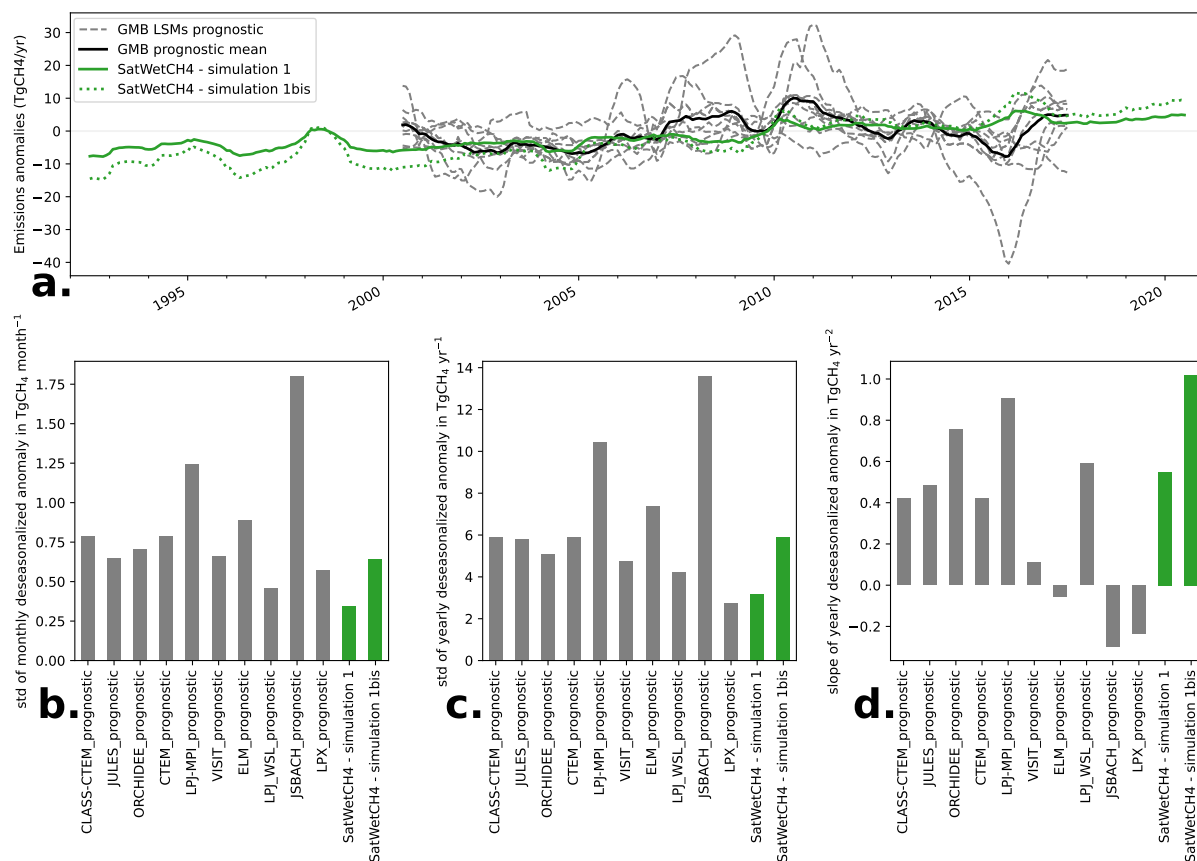


Figure 4.15: **a.** Anomalies désaisonnalisées des émissions mondiales de CH₄ des zones humides estimées avec les LSMs prognostiques du GMB (Saunois et al., 2020) ainsi que de SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC_{ISW+P} et calibré soit comme décrit Section 4.3.4 avec les flux in situ (simulation 1) ou recalibré pour correspondre à la moyenne des estimations de LSMs du GMB (simulation 1bis). Les anomalies désaisonnalisées ont été calculées en soustrayant à chaque mois la moyenne du mois sur 2000-2017. Un lissage sur 12 mois est opéré pour des raisons de lisibilité. Écart type **b.** mensuel, **c.** annuel et **d.** tendances des LSMs, de SatWetCH4 simulations 1 et 1bis.

La Figure 4.15 montre sur la partie supérieure les anomalies désaisonnalisées des LSMs du GMB tournés en prognostique et de SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC_{ISW+P} (simulation 1, Tableau 4.2). Les diagrammes en barres **b.**, **c.** et **d.** montrent respectivement leur écart type des émissions mensuelles, leur écart type des émissions annuelles et leurs tendances sur 2000-2017. SatWetCH4 simulation 1 présente un écart type sur les émissions mensuelles de $0.35 \text{ TgCH}_4 \text{ month}^{-1}$, plus faible que tous les LSMs, et l’écart type sur les émissions annuelles le deuxième plus faible ($3.2 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$). Ceci suggère que notre modèle produit des variations des émissions trop faibles comparées aux estimations des LSMs du

GMB, potentiellement lié aux estimations totales également plus faibles. On étudie alors la simulation simulation 1bis (Tableau 4.2) où le total des émissions est contraint avec les estimations moyennes du GMB, soit $165 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$, le facteur de calibration k de SatWetCH4 (Eq. 4.1) est alors modifié : $k_{opt} = 5.7510^{-2} \mu\text{gCH}_4/\text{m}^2/\text{s}$ au lieu de $k_{opt} = 3.0110^{-2} \mu\text{gCH}_4/\text{m}^2/\text{s}$. Les émissions de SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC_{ISW+P} et recalibré avec la moyenne du GMB prognostique (simulation 1bis) présente alors des écarts-types mensuels et annuels dans la fourchette des LSMs (Figure 4.15.a et b). Les tendances de SatWetCH4 exécuté avec GIEMS-MC_{ISW+P} sur 2000-2017 ($+0.55 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$) sont dans l’intervalle des tendances des LSMs prognostiques du GMB ($-0.30 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$ à $+0.90 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$), et cette tendance est doublée lorsque SatWetCH4 est contraint avec les émissions prognostiques totales des LSMs du GMB ($+1.02 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$). Ces tendances sont légèrement plus faibles si l’on considère toute la période 1992-2020 pour la simulation 1 (soit $+0.38 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$ soit $+11 \text{ TgCH}_4$) et la simulation 1bis ($0.76 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-2}$ soit $+21 \text{ TgCH}_4$).

Ainsi, nous disposons de deux estimations par SatWetCH4 simulées avec GIEMS-MC_{ISW+P} : une calibrée sur les données de flux in situ comme initialement décrit dans la Section 4.3.4 (simulation 1), et une autre calibrée sur le total des émissions des LSMs du GMB (simulation 1bis). Ces simulations montrent des variations inter-annuelles de l’ordre respectivement de 3.2 et 5.9 $\text{TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$ (3.6 et 3.7% du total annuel), ainsi que des tendances positives ($\sim +0.6\%$ par an sur 2000-2020). Nous souhaitons savoir à quel(s) paramètre(s) sont dues ces variations et tendances, et si elles peuvent avoir joué un rôle dans l’inter-annualité de la concentration de CH_4 atmosphérique.

4.8.2 Facteurs de variations inter-annuelles des modélisations et comparaison aux variations de CH_4 atmosphérique

Afin d’étudier les facteurs responsables des variations inter-annuelles des émissions de CH_4 par les zones humides, nous analysons la simulation 2, exécutée avec une climatologie de GIEMS-MC_{ISW+P}, et la simulation 3, exécutée avec une climatologie de la température d’ERA5-Land (Tableau 4.2).

Les anomalies d’émission représentent une quantité supplémentaire de CH_4 ajoutée dans l’atmosphère comparé à une année moyenne, et sont exprimée en $\text{TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$ soit en quantité de CH_4 supplémentaire par an. On ne peut donc pas directement comparer ces données avec le CH_4 atmosphérique représentant une quantité de CH_4 , mais on peut le comparer au taux d’accroissement qui représente une quantité supplémentaire mesurée dans l’atmosphère entre deux mois ou deux années (*gr* pour *growth rate*) exprimé en ppb yr^{-1} . Ces deux unités sont reliées par un facteur 2.75 : $1 \text{ ppb yr}^{-1} = 2.75 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$ (Prather et al., 2012).

Nous avons évoqué en Introduction Section 1.1 que la concentration de CH_4 sur les dernières décennies avait connu différentes tendances dont les causes sont encore aujourd’hui débattues. Le CH_4 atmosphérique a augmenté de 1992 à 1999, s’est stabilisé de 1999 à 2006, et augmente depuis 2007 à nouveau (Figure 1.2). La Figure 4.16 montre les anomalies désaisonnalisées des quatre simulations décrites Tableau 4.2, ainsi que le taux d’accroissement du CH_4 atmosphérique mesuré par la NOAA (2024). On calcule dans le Tableau 4.3 les coefficients de corrélation de Pearson entre les anomalies désaisonnalisées de la simulation 1 vs les simulations 2 et 3, et le taux de croissance du CH_4 sur 3 périodes de 10 ans¹ : 1) de juillet 1992 à juin 2002, 2) de janvier 2000 à décembre 2009, 3) de janvier 2010 à décembre 2019 et sur la période totale de juillet 1992 à juin 2020.

¹Comme un lissage sur 12 mois est appliqué, les données de SatWetCH4 lissées ne sont disponibles que de juillet 1992 à juin 2020. Le découpage proposé est celui se rapprochant le plus d’un découpage par décennie 1990-1999, 2000-2009 et 2010-2019.

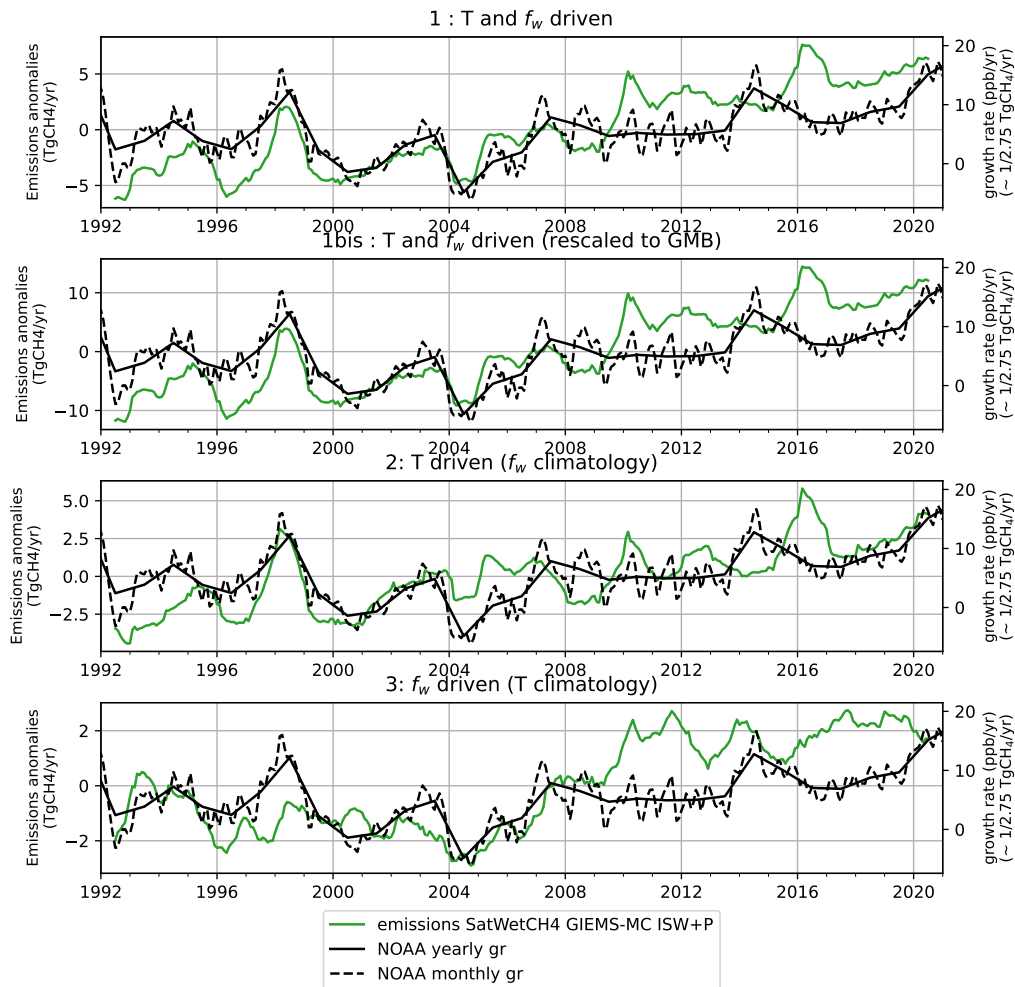


Figure 4.16: Anomalies désaisonnalisées des émissions mondiales de CH_4 des zones humides estimées par les quatre simulations décrites Tableau 4.2 et taux d’accroissement (*gr* pour *growth rate*) du CH_4 atmosphérique. Les anomalies désaisonnalisées ont été calculées en soustrayant à chaque mois la moyenne de ce mois sur 1992-2020. Les taux d’accroissement sont calculés à partir des données de concentration de la NOAA (2024) disponible sur https://gml.noaa.gov/ccgg/trends_ch4/ (dernier accès 06/2024).

On voit ainsi que les variations temporelles des émissions du modèle SatWetCH4 sont mieux expliquées par des changements de température que par les changements de surface des zones humides car les coefficients de corrélation sont plus importants entre la simulation 1 et 2 (0.78-0.93 par décennie) qu’entre 1 et 3 (0.25-0.52 par décennie). Cependant, les changements de surfaces semblent jouer un rôle plus important sur certaines périodes, comme les années 2000-2009 où le coefficient de corrélation entre les simulations 1 et 2 est plus bas que pour les autres décennies (0.78 contre 0.93 et 0.92), et celui entre 1 et 3 plus haut (0.52 contre 0.25 et 0.26). L’augmentation notable autour de 2010 (Figure 4.16) est par exemple également due à une augmentation de surface des zones humides (principalement dans la bande tropicale d’après les Figures 2.9 et 3.9).

| | July1992- June2002 | Jan2000- Dec2009 | Jan2010- Dec2019 | July1992- June2020 | |
|----------------------------|-----------------------|---------------------|---------------------|-----------------------|--------|
| SatWetCH4-1 vs SatWetCH4-2 | 0.93 | 0.78 | 0.92 | 0.92 | p<0.01 |
| SatWetCH4-1 vs SatWetCH4-3 | 0.25 | 0.52 | 0.26 | 0.84 | p>0.01 |
| SatWetCH4-1 vs gr NOAA | 0.77 | 0.72 | 0.15 | 0.62 | |

Tableau 4.3: Coefficient de corrélation de Pearson r et valeur p correspondante entre les anomalies désaisonnalisées des émissions modélisées par SatWetCH4 (simulation 1) et les anomalies désaisonnalisées des simulations SatWetCH4 2 et 3, et le taux d’accroissement du CH₄ atmosphérique, calculées sur trois décennies (voir la note de bas de page 1 page 140) et la période complète. Les anomalies désaisonnalisées ont été lissées sur une fenêtre de 12 mois comme sur la Figure 4.16. Le taux d’accroissement (gr) de la NOAA a été calculé grâce aux mesures de concentrations mensuelles de CH₄ atmosphérique de la NOAA (2024), plus précisément la tendance à long terme qui est similaire à une moyenne glissante sur 12 mois.

Une ressemblance entre les variations de la simulation 1 de SatWetCH4 et le taux d’accroissement du CH₄ atmosphérique apparaît entre 1992 et 2009 (haut de la Figure 4.16). Le taux d’accroissement du CH₄ atmosphérique est effectivement corrélé aux émissions des zones humides modélisées par SatWetCH4 sur les périodes 1992-2002 (r=0.77) et 2000-2010 (r=0.72) (Tableau 4.3). Cependant, si l’on compare les amplitudes de ces variations : dans la simulation 1 de SatWetCH4, calibrée avec les flux in situ, les anomalies d’émissions des zones humides fluctuent autour de -5 à 3 TgCH₄ yr⁻¹ entre 1992 et 2009, soit une amplitude de l’ordre de 8 TgCH₄ yr⁻¹, qui est environ doublée à 15 TgCH₄ yr⁻¹ si SatWetCH4 est calibré avec les estimations du GMB (simulation 1bis), tandis que les fluctuations de concentrations mesurées oscillent entre -5 et 10 ppb yr⁻¹ soit une amplitude de $\sim 15 \times 2.75 \sim 40$ TgCH₄ yr⁻¹. Ainsi, les variations des émissions par les zones humides modélisées par SatWetCH4 sur 1992-2009, bien que fortement corrélées aux variations de concentration de CH₄ atmosphérique, expliqueraient en ordre de grandeur moins de la moitié des variations de la concentration de CH₄ observées. La moyenne et médiane des amplitudes des fluctuations des modèles prognostiques du GMB sont à 19 TgCH₄ yr⁻¹ pour 2000-2009, et donc également un facteur deux en dessous de l’amplitude des variations atmosphériques. Les inversions atmosphériques de Bousquet et al. (2006), qui attribuaient les variations inter-annuelles de CH₄ à 70% aux zones humides simulées par un modèle simple pendant 1983-2003, trouvaient des variations d’émissions des zones humides plus importantes, de l’ordre de 20-40 TgCH₄ yr⁻¹ sur 1992-2009 (Figure 2 de Bousquet et al. (2006)).

Plusieurs hypothèses peuvent alors être émises. Premièrement, la corrélation sur ces périodes entre les émissions des zones humides que nous avons modélisées et le taux d’accroissement serait fortuite car leur amplitude est trop faible, et qu’uniquement des changements d’autres sources ou puits sont responsables de ces variations. Deuxièmement, nous pourrions au contraire, faire l’hypothèse que la modélisation de SatWetCH4 explique en grande partie les variations sur 1992-2009, et que seule l’amplitude est mal représentée dans les modèles. De plus, d’autres sources entrent également en jeu, notamment les eaux de surface libres qui sont aussi sensibles à la température et l’humidité, et pourraient avoir des changements similaires et amplifier ces variations en émission. Pour finir, nous comparons ici un taux d’accroissement avec des anomalies d’émissions, le taux d’accroissement étant sensible aux changements des dernières années des sources et des puits (car le CH₄ est dégradé au bout d’un certain temps) et non uniquement aux anomalies au temps considéré. Dans la dernière section, nous allons tester un simple modèle (modèle à une boîte) prenant en compte les différentes sources et puits afin de modéliser les concentrations de CH₄ atmosphérique et de les comparer directement aux concentrations observées.

4.8.3 Contributions des sources d’émissions aux variations de CH₄ atmosphérique

Considérons également des estimations des autres sources de CH₄ et de son puits. Afin d’estimer les variations de CH₄ atmosphérique, nous appliquons un modèle à une boîte, comptabilisant des entrées

(sources) et sorties (puits) de CH₄ dans l’atmosphère. Nous utilisons :

- les émissions anthropiques mensuelles estimées par EDGARv8.0 (Crippa et al., 2023b) sur 1970-2022, téléchargeables à https://edgar.jrc.ec.europa.eu/dataset_ghg80 (dernier accès juin 2024). Ces estimations comportent les secteurs de l’agriculture, des bâtiments, de l’exploitation des énergies fossiles, de l’industrie, du transport et des déchets.
- les estimations des feux de forêts par GFEDv4.1s (RANDERSON et al., 2017) sur 1997-2022, téléchargeables sur <https://www.geo.vu.nl/~gwerf/GFED/GFED4/> (dernier accès juin 2024).
- On estime grossièrement les sources naturelles autres que les zones humides et eaux de surface libres (principalement la source géologique, les océans et les termites) à une valeur constante de 44 TgCH₄ yr⁻¹ qui est la valeur pour 2000-2019 fournie par les inversions du GMB (Saunois et al., 2024).
- l’estimations du temps de vie de 9.7 ± 1.1 yr par Szopa et al. (GIEC, AR6, WGI.6, 2021) (Tableau 6.2). Le puits est alors proportionnel à la concentration de CH₄ divisé par ce temps de vie. Le puits de CH₄ atmosphérique n’est cependant pas constant. Nous faisons fluctuer le puits grâce à un facteur K_{OH} issu des estimations des variations du champs de OH par Patra et al. (2021). Cette approximation est justifiée par le fait que le puits total de CH₄ est à ~90% dû au puits de OH (Saunois et al., 2024).

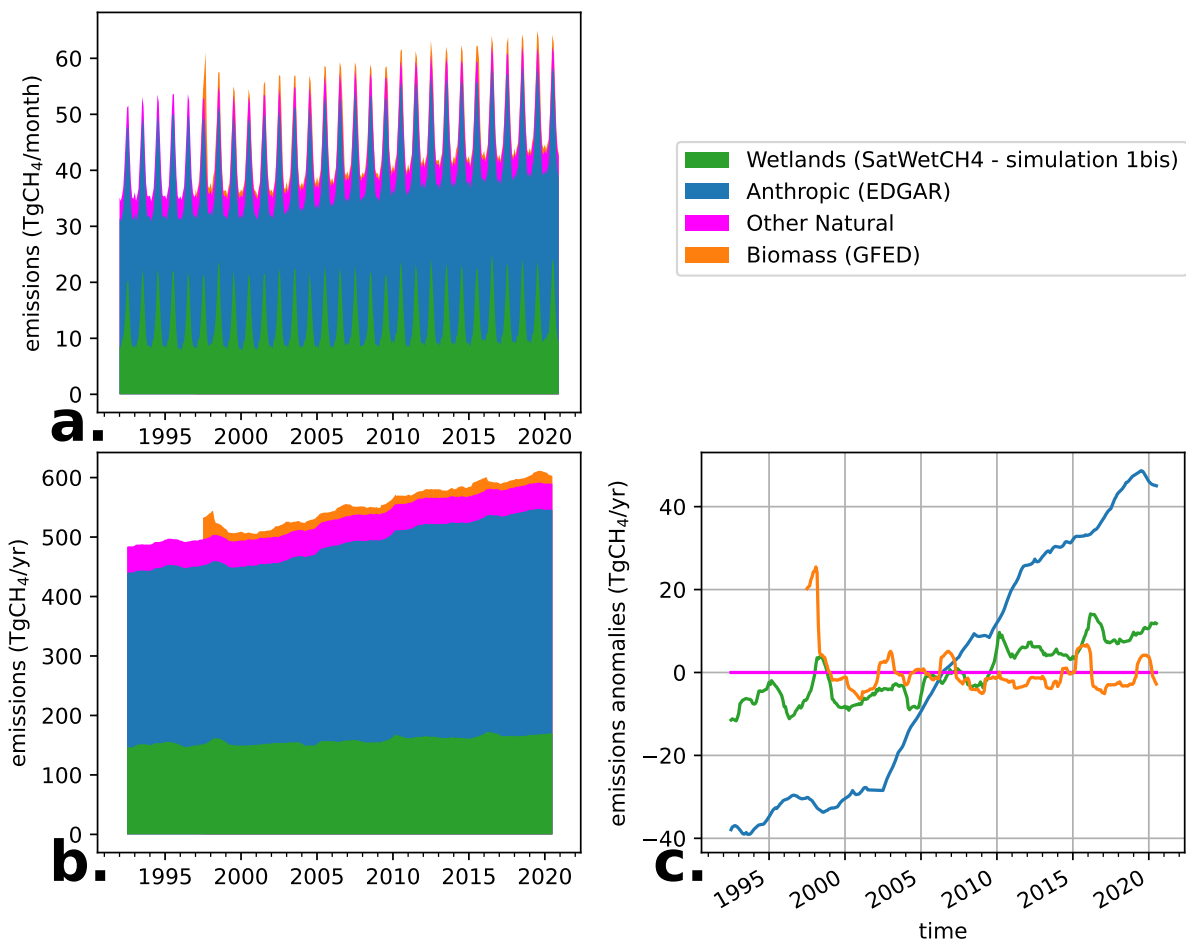


Figure 4.17: Cumul des estimations des sources **a.** mensuel ou **b.** annuel lissé sur 12 mois. **c.** Anomalies désaisonnalisées des différentes sources considérées calculées en soustrayant à chaque mois la moyenne de ce mois sur 1997-2020, lissées sur 12 mois.

La somme des sources considérées est présentée Figure 4.17 ainsi que les anomalies désaisonnalisées de chaque source. Pour la période 1997 (début de GFED) à 2020, nous calculons mois par mois ce qui est ajouté ou soustrait de l’atmosphère selon ces estimations :

$$\begin{aligned}
 [CH_4]_{mois} = & [CH_4]_{mois-1} + \text{Anthropique (EDGAR}_{mois-1}) \\
 & + \text{Feux de biomasse (GFED}_{mois-1}) \\
 & + \text{Autres émissions naturelles (44 TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}) \\
 & + \text{Zones humides (SatWetCH}_4_{mois-1} \text{ simulation 1bis)} \\
 & - K_{OH} \text{ }_{mois-1} \frac{[CH_4]_{mois-1}}{T_{vie}}
 \end{aligned}
 \tag{4.4}$$

Trois cas sont testés pour trois durées de vie : 8.6, 9.7 et 10.8 yr (correspondant à 9.7 ± 1.1 yr). Les concentrations et taux d’accroissement correspondants sont présentés Figure 4.18. Sur toute la période juillet 1997 à juin 2020, le taux d’accroissement modélisé avec le temps de vie moyen de 9.7 yr, *mean gr*, présente un facteur de corrélation de $r=0.56$ ($p<0.001$) et une RMSD de 7.7 ppb yr^{-1} avec les taux d’accroissement mesurés (lissés sur une fenêtre glissante de 12 mois comme sur la Figure 4.18). Les concentrations simulées sont en avance d’environ 3 mois en termes de cycle saisonnier, comparées aux mesures, tout comme les taux d’accroissement.

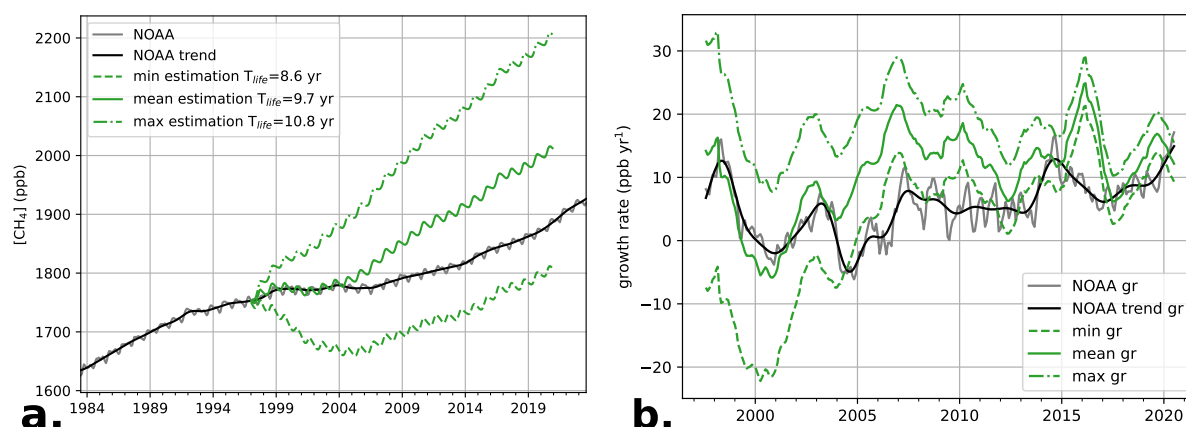


Figure 4.18: Estimation grâce au modèle à une boîte de **a.** la concentration de CH₄ atmosphérique et **b.** de son taux de croissance, ainsi que les observations de la NOAA (2024) disponibles sur https://gml.noaa.gov/ccgg/trends_ch4/ (dernier accès 06/2024). Trois cas sont testés pour le temps de vie correspondant au minimum, centre et maximum des estimations de Szopa et al. (GIEC, AR6, WGI.6, 2021).

On observe sur les premières années 1997-2004 une meilleure adéquation entre les simulations et les mesures de concentrations ainsi que le taux d’accroissement ($r=0.785$ et $RMSD=3.861 \text{ ppb yr}^{-1}$). On note cependant que l’augmentation à la fin du plateau est trop précoce (2004 au lieu de 2006), et que la croissance modélisée de CH₄ de 13.8 ppb yr^{-1} [8.7-19.3] sur cette période est trop importante devant les observations de $+6.7 \text{ ppb yr}^{-1}$ même avec le scénario avec le temps de vie le plus court (fourchette basse de 8.7 ppb yr^{-1}). Cette pente est majoritairement due aux estimations des émissions anthropiques dans EDGAR puisque l’augmentation des émissions totales estimées entre 2005 et 2020 est à 80% dues aux estimations de EDGAR et 20% aux estimations des zones humides de SatWetCH₄, le puits atmosphérique et les autres sources naturelles ajoutés ne présentant pas de tendance (Patra et al., 2021). Les émissions moyennes d’EDGAR pourraient être en effet surestimées car elles sont à la limite des incertitudes hautes dans les estimations du GMB sur les décennies 2000-2009 ($320 \text{ TgCH}_4 \text{ yr}^{-1}$ vs GMB

à 261-343 TgCH₄ yr⁻¹) et encore plus particulièrement pour 2010-2019 (363 TgCH₄ yr⁻¹ vs GMB à 290-366 TgCH₄ yr⁻¹) compatibles avec une possible sur-estimation de l’augmentation des émissions anthropiques (Tableau 3 de [Saunois et al., 2024](#)).

Bien que le taux d’accroissement présente sur les 29 ans des variations avec des motifs temporels similaires avec toutefois une surestimation et un décalage temporel, les observations sur la période 2014-2018 sont très mal reproduites par nos estimations. Les estimations issues du modèle simple à une boîte présentent un pic intense d’accroissement en 2016 dû à 1) un pic des émissions des feux de forêts estimés par GFED lié à El Niño suivi de 2) des émissions intenses des zones humides modélisées par SatWetCH4 suite à des températures particulièrement élevées (Figures 4.17.c et 4.16). Il semble donc soit que les émissions des zones humides et des feux de biomasse n’aient pas été si intenses, soit qu’elles aient été compensées par une baisse des autres secteurs d’émissions ou une hausse du puits non référencée dans les estimations prises en compte. Une augmentation du taux d’accroissement dans les tropiques et les régions boréales a cependant été notée en 2015 ([Nisbet et al., 2019](#)), compatible avec les augmentations modélisées des émissions des zones humides dans ces deux bandes de latitude et des feux de forêts dans les tropiques.

4.9 Conclusions et perspectives

Ce chapitre détaille le développement d’un modèle simple *data-driven*, SatWetCH4, pour produire rapidement des estimations des émissions de CH₄ des zones humides à 0.25° et une résolution mensuelle.

Dans [Bernard et al. \(2024c\)](#), les trois variables de SatWetCH4 sont alimentées par :

- ERA5-Land pour la température du sol
- WAD2M pour l’étendue dynamique des zones humides
- un nouveau jeu de données C_{substrate} basé sur des observations MODIS est développé pour représenter le substrat disponible dans le sol pour la méthanogénèse

Le modèle est calibré avec les mesures de flux de CH₄ par *eddy covariance* de 58 sites à travers le monde, permettant une estimation indépendante des autres modèles. La simulation par SatWetCH4 des émissions de CH₄ des zones humides à l’échelle globale donne des émissions totales de 85.6 TgCH₄ yr⁻¹ pour 2003-2020, inférieures aux estimations du Global Methane Budget de 102-182 TgCH₄ yr⁻¹ ([Saunois et al., 2020](#)). Le modèle estime cependant des variations spatiales et temporelles compatibles avec les autres estimations, et présente l’avantage d’être très économe en terme de calcul (code tournant en local en moins d’une seconde pour trente ans) comparé aux modèles de surface continentale. Les problèmes de contamination et de discontinués dans WAD2M que nous avons déjà évoqués rendent l’analyse des inter-annualités et des tendances impossibles dans cette première étude.

SatWetCH4 a ensuite été exécuté avec GIEMS-MC (développement détaillé dans le Chapitre 3) dans la partie travaux additionnels de ce chapitre, afin de voir si les variations du CH₄ atmosphérique des dernières décennies pouvaient être en partie expliquées par les variations des émissions des zones humides telles que calculées dans notre modèle simple. Une tendance de ~+0.4% par an des émissions des zones humides a été trouvée sur les estimations de SatWetCH4 sur 1992-2020, augmentant à ~+0.6% sur 2000-2020. Nous avons observé des motifs temporels similaires sur 1992-2009 entre le taux d’accroissement de CH₄ observé par la [NOAA \(2024\)](#) et les anomalies d’émissions des zones humides modélisées par SatWetCH4, avec cependant une amplitude nettement plus faible de SatWetCH4 (facteur quatre) et des autres modèles du Global Methane Budget en général (facteur deux) par rapport au taux de croissance atmosphérique. Plusieurs hypothèses sont discutées, et une approche simpliste à une boîte prenant en compte des estimations mensuelles des différentes sources (dont SatWetCH4) et puits est testée.

Plusieurs améliorations sont envisageables pour SatWetCH4. Notamment, la saisonnalité des flux est mal représentée dans plusieurs sites tropicaux, sûrement dû au manque d’un paramètre local sur l’humidité du sol. Il faudrait cependant exécuter SatWetCH4 à une échelle plus fine pour prendre en compte cette variable car c’est à petite échelle qu’elle intervient. En effet, ajouter cette variable moyennée à 0.25° n’améliore pas les estimations du modèle. A long terme, plus de données in situ dans les tropiques permettraient une meilleure compréhension de ces variations saisonnières.

En outre, des flux différents sont observés dans les mesures in situ en fonction du type de zone humide ou de végétation (Delwiche et al., 2021; Kuhn et al., 2021). L’optimisation de SatWetCH4 par type de zone humide ou de végétation n’est cependant pas possible car trop peu de données d’*eddy covariance* sont accessibles par classe. Nous pourrions envisager une autre optimisation pour prendre ces différences en compte. Le facteur k pourrait être pondéré selon la littérature ; un *marsh* aurait ainsi par exemple une production de CH₄ deux fois plus grande qu’un *fen* (Kuhn et al., 2021) dans les mêmes conditions.

De plus, SatWetCH4 pourrait être incorporé dans les modélisations dites inverses, ou inversions atmosphériques (approches descendantes). Les systèmes d’inversions utilisent un modèle de chimie-transport ainsi que des flux grillés a priori (*priors*), fournis par les modèles de surface continentale pour les émissions des zones humides et des estimations grillées des flux des autres secteurs. Les calculs d’inversion optimisent ensuite ces flux pour correspondre au mieux aux observations de concentration de CH₄ atmosphérique, sans contrainte si ce n’est de ne pas trop diverger des *priors* en fonction d’une erreur attribuée. Dans un premier temps, les estimations de SatWetCH4 pourraient être utilisées comme *prior* des émissions des zones humides. On pourrait également envisager une optimisation par le système d’inversion non pas des flux mais des paramètres Q_{10}^0 et k de SatWetCH4 après implémentation du modèle et de son adjoint dans le système inverse. Ceci aurait le double avantage de conserver ainsi les informations spatiales et temporelles contenues dans les trois variables de SatWetCH4, et de pouvoir calibrer les paramètres Q_{10}^0 et k avec d’autres observations que sont les colonnes atmosphériques intégrées de CH₄, et cette optimisation pourrait se faire par bande de latitude ou par type de zone humide.

Pour finir, nous pourrions réaliser des simulations et tests de sensibilité avec SatWetCH4 en fonction de scénarios climatiques futurs, notamment les projections de température, en utilisant les sorties des modèles de climat de CMIP6 (O’Neill et al., 2016; Gidden et al., 2019).

Chapitre 5

Conclusion et perspectives

5.1 Conclusion

Cette thèse a permis de développer et d'évaluer des outils pour l'étude des émissions de CH₄ des zones humides à l'échelle mondiale avec une attention particulière portée sur les estimations des surfaces des zones humides. Le travail a été structuré autour de quatre principales études, schématisées Figure 5.1.

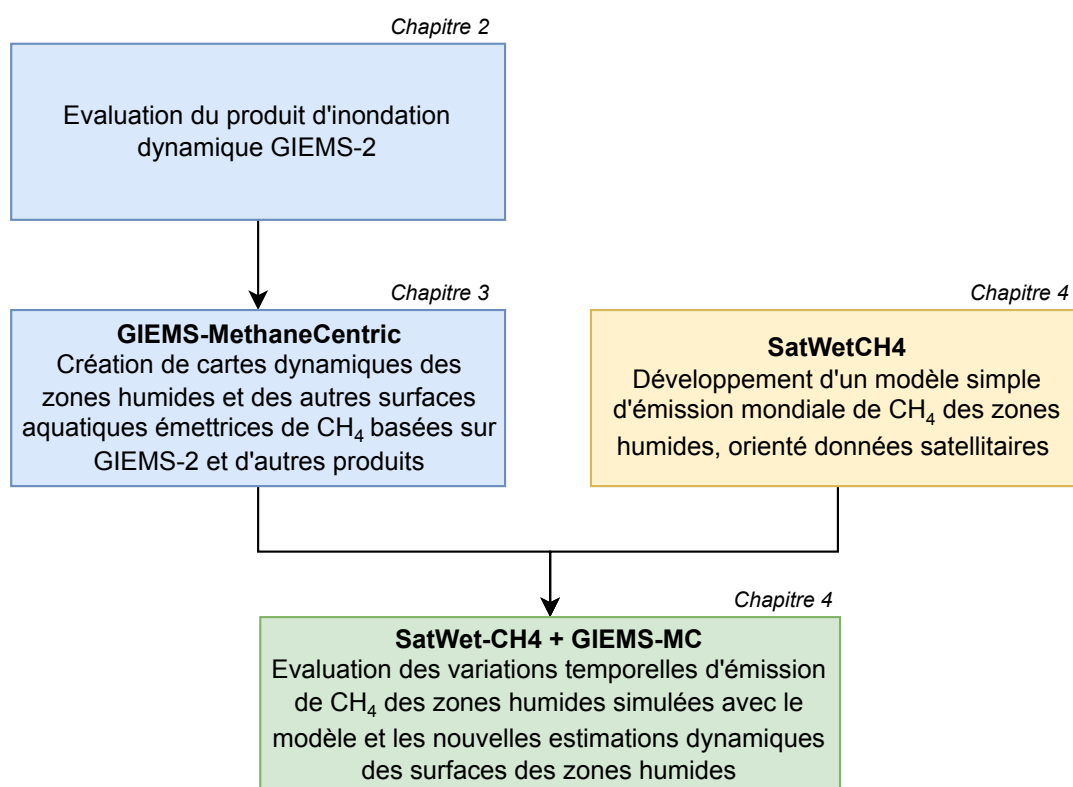


Figure 5.1: Résumé des études réalisées pendant la thèse et structure du manuscrit.

Nous avons posé lors du chapitre d'introduction trois grandes questions auxquelles nous avons pu

répondre, partiellement ou entièrement, durant la thèse. Nous résumons ici les réponses.



Peut-on mieux représenter les surfaces émettrices de méthane et leurs dynamiques à partir de GIEMS-2 ? Quel est l'apport d'un tel produit par rapport aux approches existantes pour modéliser les émissions de méthane des zones humides ?

Pour répondre à cette question, nous avons effectué deux études.

Premièrement, nous avons évalué le produit d'inondation dynamique GIEMS-2. Les 29 ans de données GIEMS-2 ont été comparés à d'autres produits d'inondation issus d'autres méthodes de télédétection. La comparaison a aussi été étendue à d'autres variables hydrologiques comme les débits de rivières, les précipitations et le stock d'eau total. Cette étude a reflété la robustesse de GIEMS-2 à détecter les variations inter-annuelles d'étendue en eau, y compris sur des bassins avec une végétation dense. Cette faculté de GIEMS-2 à détecter les variations d'inondation ainsi que sa longue série temporelle de 29 ans en font donc un jeu de données plus pertinent sur lequel se baser pour établir des cartes dynamiques des zones humides que d'autres produits tels que SWAMPS ou des sorties de modèles hydrologiques.

Une seconde étude a alors porté sur la cartographie des surfaces émettrices de méthane, en particulier la création de cartes dynamiques des zones humides excluant les autres systèmes aquatiques tels que les lacs, les rivières, les réservoirs et les rizières. En utilisant la dynamique de GIEMS-2, des informations statiques sur les écosystèmes aquatiques et les zones humides fournies par GLWDv2, ainsi que des informations saisonnières de MIRCA2000 sur les rizières, nous avons pu développer GIEMS-MethaneCentric. Ce jeu de données comporte deux cartes dynamiques des zones humides, une contenant les zones humides inondées et saturées en eau détectées par GIEMS-2, la seconde incluant également toutes les tourbières dont certaines, avec une nappe d'eau plus profonde, n'étaient pas détectées par GIEMS-2 mais répertoriées dans GLWDv2. Ces cartes montrent des étendues maximales annuelles de 7.8 Mkm² des zones humides, cohérentes avec d'autres estimations globales, et des variations inter-annuelles réalistes. Les cartes statiques des autres systèmes aquatiques (lacs, rivières, réservoirs) et les cartes saisonnières des rizières utilisées pour la séparation des différents écosystèmes, et donc cohérentes entre elles en termes de surfaces, sont aussi incorporées dans les variables de GIEMS-MC. GIEMS-MC contient en outre des informations sur le type d'écosystème dominant dans chaque pixel (végétation dominante, système aquatique dominant, type de zone humide dominante).



Comment modéliser les émissions de CH₄ des zones humides à l'échelle globale à partir d'un modèle simple, basé essentiellement sur des observations satellitaires et in situ, indépendant des modèles de surface continentale en particulier pour la calibration ?

Une large partie de ma thèse a également été dédiée au développement d'un modèle simple pour simuler les émissions de CH₄ des zones humides à l'échelle mondiale. Ce modèle, appelé SatWetCH₄, est une approche orientée vers les données satellitaires. SatWetCH₄ prend en entrée une carte de surface en eau, la température du sol (dans cette étude ERA 5) et une estimation du substrat disponible pour la méthanogénèse déterminée par une nouvelle approche à partir de MODIS. Ce modèle a été calibré en utilisant les mesures in situ de flux de CH₄ par *eddy covariance* sur 58 sites, permettant une estimation indépendante des autres estimations fournies par des modèles types modèles de surface continentale ou des estimations d'inversion atmosphérique. À l'échelle des sites, SatWetCH₄ reproduit le cycle

saisonnier des flux des sites boréaux et tempérés, mais présente de plus larges erreurs pour les sites tropicaux, dû au manque d'une variable hydrologique locale. Le modèle SatWetCH₄, exécuté avec le jeu de données WAD2M, fournit un bilan mondial moyen de 85 TgCH₄ yr⁻¹, inférieur aux estimations du Global Methane Budget (GMB) de 100-200 TgCH₄ yr⁻¹. Bien que la distribution spatiale soit incertaine entre les différents modèles d'émission utilisés dans le GMB, SatWetCH₄ utilisant WAD2M semble cohérent avec la moyenne des modèles. Cependant, l'utilisation de WAD2M est fortement limitée pour analyser les variations inter-annuelles à cause d'artefacts dans les données utilisées pour sa création (contamination par les déserts, océans, neige, ainsi que des dérives et des changements d'amplitude suspects dans les surfaces estimées).



Les changements de méthane atmosphérique observés au cours des dernières décennies sont-ils liés aux variations des émissions provenant des systèmes aquatiques, en particulier des zones humides ?

Pour finir, je me suis intéressée aux variations temporelles des émissions de CH₄. Pour ce faire, les nouvelles estimations des surfaces des zones humides de GIEMS-MC ont été utilisées dans SatWetCH₄. Le total d'émission de 87 TgCH₄ yr⁻¹ est proche de celui trouvé avec WAD2M. Avec la calibration indépendante, on observe une tendance de +11 TgCH₄ sur 1992-2020, et de +21 TgCH₄ si SatWetCH₄ est calibré avec les émissions mondiales moyennes des modèles du GMB. Cette tendance est plus importante sur les deux dernières décennies étudiées 2000-2020 (+0.6% par an) que sur toute la période 1992-2020 (+0.4% par an). Une corrélation entre les anomalies des émissions modélisées par SatWetCH₄ et le taux d'accroissement du CH₄ atmosphérique est trouvée sur la période 1992-2009 ($r > 0.7$), soulignant le rôle des émissions des zones humides dans les variations inter-annuelles de CH₄ atmosphérique sur cette période. Cependant, la contribution des zones humides en termes d'amplitude des variations inter-annuelles des émissions modélisées est inférieure aux observations. Pour finir, un modèle à une boîte est testé, en prenant en compte des estimations d'autres sources et des estimations du puits de CH₄. Cette approche indique une surestimation de l'augmentation des émissions de CH₄ sur 2007-2020, vraisemblablement due à une surestimation de l'augmentation des émissions anthropiques dans l'inventaire utilisé.

Cette thèse a permis de développer des produits et des approches utiles pour l'analyse du cycle du CH₄ à l'échelle planétaire et d'étudier les variations récentes du CH₄ atmosphérique. Cependant, pour répondre plus précisément à cette question, d'autres analyses plus poussées sont nécessaires, telles que proposées dans la suite.

5.2 Perspectives

Différentes améliorations des outils développés dans la thèse, ainsi que diverses applications orientées sur les données satellitaires, sont envisagées et discutées dans les paragraphes suivants. Des perspectives à plus long terme ainsi que des perspectives plus générales au sein de la communauté de modélisation de CH₄ sont aussi mentionnées.

5.2.1 Perspectives à court terme

Insertion des émissions de SatWetCH₄ dans un modèle de chimie-transport direct

Le modèle de circulation générale atmosphérique LMDz est un modèle développé et utilisé au sein de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). Le modèle de chimie INCA (INteraction avec la Chimie et les Aérosols) est souvent couplé à LMDz pour former le modèle chimie-transport couplé LMDz-INCA

(Hauglustaine et al. (2004), Lin et al. (2018) and Peng et al. (2022)). Un module simplifié de chimie SACS (Simplified Atmospheric Chemistry Assimilation System) a également été développé (Pison et al., 2009; Thanwerdas et al., 2022). LMDz-SACS est ainsi moins coûteux en calcul car c'est un module très simplifié de chimie modélisant uniquement la chaîne d'oxydation du CH₄ (contrairement à LMDz-INCA qui représentent des centaines de gaz et d'équations), et qu'il utilise une version pré-calculé du transport de LMDz.

Les flux simulés par SatWetCH4 et contraints par GIEMS-MC pourraient être incorporés dans des modélisations de transport direct dans LMDZ-INCA ou LMDZ-SACS. Grâce aux estimations dynamiques des flux des différentes sources et puits de CH₄ grillées sur le globe, le modèle chimie-transport fournit des cartes dynamiques des concentrations atmosphériques de CH₄ et potentiellement du signal isotopique en $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$. Une telle étude permettrait une analyse plus poussée que les tests faits avec le modèle en boîte présenté à la fin du Chapitre 4. Premièrement, elle permettrait une comparaison des concentrations et du taux d'accroissement correspondants plus précise par région ou bande de latitude. On sait en effet que le CH₄ atmosphérique et son taux d'accroissement varient selon la zone géographique, en particulier selon la latitude (Nisbet et al., 2016). De plus, la spatialisation 3D du modèle chimie-transport sera plus pertinente que le modèle en boîte, notamment, car la signature isotopique en $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ du CH₄ émis par les zones humides et certains autres secteurs varie selon la latitude (Ganesan et al., 2018; Oh et al., 2022). Grâce à des cartes 2D de signature isotopique par secteur (Ganesan et al., 2018; Oh et al., 2022), LMDz-SACS peut fournir des estimations grillées de signal isotopique atmosphérique, ce qui permettrait un point de comparaison supplémentaire : est-ce que nos simulations reproduisent les changements de $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ sur 1992-2020 telles que présentés Figure 1.2?

Projections des émissions des zones humides d'ici 2100 avec SatWetCH4

Nous avons vu que les émissions modélisées par SatWetCH4 estiment une augmentation des émissions de CH₄ de 13% entre 1992 et 2020 (+0.4% par an), due à la fois à des changements de température et de surfaces des zones humides. Des simulations de projection pourraient être effectuées avec SatWetCH4. On pourrait notamment utiliser des climatologies du substrat disponible et des surfaces de zones humides, et utiliser des projections de température jusqu'à 2100 comme celles produites par l'ensemble des modèles de CMIP6 (O'Neill et al., 2016; Gidden et al., 2019) en fonction des cinq scénarios d'émissions SSPs (*Shared Socioeconomic Pathways*).

Améliorer SatWetCH4 en prenant en compte le type d'écosystème et l'humidité du sol locale

Plusieurs améliorations sont envisageables pour SatWetCH4. Nous avons montré que la saisonnalité des flux est mal représentée dans plusieurs sites tropicaux et tempérés, où la différence entre les simulations et les flux observés peut s'expliquer en partie avec les variations locales d'humidité du sol. Ainsi, ajouter une variable hydrologique locale pourrait améliorer la précision du modèle. Cependant, nous avons trouvé qu'ajouter une telle variable à 0.25 n'améliore pas les prédictions. Une étude montre que la considération de l'humidité du sol issue de télédétection fournie par Planet (De Jeu et al., 2014) à 10 km ($\sim 0.1^\circ$) plutôt qu'à 100 km ($\sim 1^\circ$) améliore les estimations de flux (Albuhaisi et al., 2023). Cependant, le modèle utilisé dans cette étude se base sur une carte statique des zones humides, et cette amélioration dans leur modèle ne garantit pas qu'ajouter l'humidité du sol à 10 km améliore les prédictions de SatWetCH4 où l'hydrologie est en partie déjà prise en compte grâce à une carte dynamique des zones humides.

Afin de proposer une calibration indépendante d'autres estimations, les deux paramètres Q_{10}^0 et k de SatWetCH4 ont été calibrés avec des mesures dynamiques de flux de CH₄ par covariance des turbulences. Une des perspectives est de réaliser cette calibration par type de zone humide ou par type de végétation. En effet, le type d'écosystème, et en particulier la végétation présente, influe sur la production, l'oxydation et le transport du CH₄ (Section 1.3.3 et 1.4.2). Cependant, une telle approche n'est pour l'instant pas possible,

à cause du manque de données de tours d'*eddy covariance* disponibles par type de zone humide (voir Figure 4.1). Une façon de tenir compte de ces différences serait de faire varier le facteur de calibration k selon le type de zone humide en se basant sur la littérature et les autres mesures existantes, e.g., [Delwiche et al. \(2021\)](#) et [Kuhn et al. \(2021\)](#). Par exemple, [Kuhn et al. \(2021\)](#) trouvent que les émissions des *fens* sont en moyenne environ deux fois plus élevées que celles des *bogs*, et que les émissions des *marshes* sont environ deux fois plus élevées que celles des *fens*. Ainsi, l'information apportée dans GIEMS-MC par GLWDv2 sur le type d'écosystème et par les cartes de couverture de végétation pourrait être utilisée lors de l'exécution du modèle pour contraindre k selon les différentes classes.

Étendre SatWetCH4 à d'autres systèmes aquatiques

Les estimations des émissions des flux des lacs, rivières et réservoirs à l'échelle globale sont à l'heure actuelle moins nombreuses que celles des zones humides. L'estimation des flux de ces surfaces est difficile, car les flux d'ébullition varient grandement au cours du temps et de l'espace. Cependant, des progrès majeurs ont été réalisés au cours des dernières années avec, en particulier, l'augmentation de données in situ de concentration (dans l'eau) et de flux de CH₄ ([Lauerwald et al., 2023](#)). Ces estimations sont très incertaines, notamment dû aux différents produits de surfaces utilisées pour extrapoler ou sur lesquelles calculer ces émissions ([Saunois et al., 2024](#)). La plupart des estimations reposent sur des extrapolations de mesures in situ ([Rosentreter et al., 2021](#); [Johnson et al., 2022](#); [Rocher-Ros et al., 2023](#)) et peu sur des modèles de processus ([Zhuang et al., 2023](#)), ce qui conduit certainement à des estimations trop élevées ([Saunois et al., 2024](#)). Les émissions de l'ensemble des écosystèmes aquatiques — hors rizières, mais zones humides comprises — sont estimées à 248 TgCH₄ yr⁻¹ [159-359] par l'approche montante du GMB, et en effet corrigées à la baisse dans l'approche descendante à 165 TgCH₄ yr⁻¹ [145-214].

GIEMS-MC fournit des cartes cohérentes des zones humides et d'autres systèmes aquatiques émetteurs de CH₄ comme les lacs, les rivières, les réservoirs ou les rizières. Nous pourrions essayer de développer des équations simples pour modéliser les émissions de ces systèmes d'eaux douces (lacs, réservoirs, rivières) en nous basant sur les études existantes afin d'obtenir des estimations dynamiques et grillées d'émissions de CH₄, ce qui n'est à notre connaissance aujourd'hui pas disponible à l'échelle du globe.

5.2.2 Perspectives à moyen terme

Utiliser GIEMS-MC pour contraindre les modèles de surface continentale

GIEMS-MC pourrait être utilisé, comme ce fût le cas pour WAD2M dans les modèles de surface continentale du Global Methane Budget ([Saunois et al., 2020](#); [2024](#)). De plus, la présence de cartes compatibles des différents systèmes aquatiques pourrait permettre de contraindre de manière cohérente les autres écosystèmes aquatiques dans les modèles de surface continentale. Un module d'émission de CH₄ des lacs dans le modèle de surface continentale ORCHIDEE est en train d'être développé par le LSCE dans le cadre du projet GREENFeedback. L'utilisation de cartographie harmonisée des différents écosystèmes serait alors pertinente pour éviter des problèmes de double comptage ou non-comptage des surfaces aquatiques.

Incorporer SatWetCH4 dans les inversions chimie-transport

Nous avons évoqué la perspective d'utiliser les estimations produites par SatWetCH4 dans des simulations chimie-transport. Ces estimations pourraient aussi être utilisées dans le cadre d'inversions atmosphériques. Le système d'inversion prend en entrée des estimations grillées des flux de CH₄ des différents secteurs, nommées *priors*, pour simuler des champs de concentrations de CH₄ atmosphérique. En utilisant le modèle chimie-transport, le système d'inversion optimise par itérations successives les

flux des différentes catégories afin que les concentrations de CH₄ simulées correspondent au mieux aux observations de concentrations de CH₄ atmosphérique. D'autres contraintes peuvent être ajoutées, comme les observations d'isotopes ou d'espèces co-émises, comme discuté Section 1.2.2. Deux perspectives sont envisageables pour lier SatWetCH₄ et un système d'inversion basé sur LMDZ-SACS.

La première, la plus immédiate, serait d'utiliser les estimations de SatWetCH₄ comme *prior* des émissions des zones humides, et ainsi analyser comment l'incrément calculé par le modèle d'inversion est sensible au *prior* des émissions des zones humides utilisé.

Une autre perspective, nécessitant un ajustement du système d'inversion, serait de coupler SatWetCH₄ avec le système d'inversion afin d'optimiser non pas les flux prescrits, mais les paramètres Q_{10}^0 et k du modèle. Optimiser alors dans l'inversion les paramètres Q_{10}^0 et k et non les flux grillés des zones humides permettrait donc de conserver les informations contenues dans SatWetCH₄, c'est à dire 1) une représentation plus physique des processus tels que la dépendance en température et le substrat du sol disponible et 2) une cartographie des émissions des zones humides plus réaliste (car basée sur GIEMS-MC). Cette étude serait aussi une nouvelle manière de calibrer nos deux paramètres Q_{10}^0 et k , basée sur les observations des concentrations de CH₄ atmosphérique, couvrant mieux le globe que les tours à flux très ponctuelles.

Finalement, des inversions sont effectuées sur des parties réduites du globe, sur une échelle continentale ou régionale, à une résolution de l'ordre de 30 km. Un projet d'inversion sur l'Amérique du Sud avec le modèle CHIMERE a lieu au LSCE, dans lequel les estimations de SatWetCH₄ pourraient être également utilisées comme *prior*, et où une optimisation de Q_{10}^0 et k pourrait être réalisée à l'échelle régionale.

Vers une cohérence des surfaces de rizières utilisées

Nous avons soulevé dans le Chapitre 3 le manque de cohérence entre la gestion des surfaces des rizières dans les modèles d'émissions de CH₄ des eaux de surface (qui ont pour habitude de soustraire les surfaces des rizières) et les surfaces de rizières utilisées dans les inventaires anthropiques de CH₄ pour calculer les émissions de la culture du riz. Le produit MIRCA2000 que nous avons utilisé semble le plus pertinent à l'heure actuelle pour soustraire les rizières dans les cartographies dynamiques des zones humides, car c'est le seul à présenter une saisonnalité. Néanmoins, des écarts importants en termes de surface ont été observés entre MIRCA2000 et les surfaces de la FAO utilisées pour les inventaires anthropiques (Figure 3.11). Ces écarts peuvent être notamment source de double comptage ou de non-comptage. De plus, MIRCA2000 étant une climatologie, ce produit ne permet pas de prendre en compte les changements d'usage des terres et leurs tendances.

Bien que ce point ne soit pas la majeure source d'incertitude en termes d'étendue mondiale des zones humides, elle peut l'être sur certaines zones où la culture du riz est importante (e.g., l'Inde, la Chine) et où elle biaise également les tendances observées. Ainsi, le développement de nouvelles cartes dynamiques des rizières permettrait de prendre en compte à la fois la saisonnalité et l'inter-annualité de leurs étendues. Ces cartes devraient être conçues pour être utilisées à la fois dans les estimations des émissions de CH₄ des zones humides mais aussi dans les inventaires anthropiques des émissions de gaz à effet de serre des rizières.

Étendre les séries temporelles de GIEMS-2 et GIEMS-MC

GIEMS-2 fournit ~30 ans de données sur les surfaces en eau, et cette longue série temporelle représente un atout majeur pour étudier le lien entre les variations inter-annuelles des surfaces des zones humides et leurs émissions de CH₄. Dans un contexte de changement climatique, l'étude des années récentes représente un enjeu majeur pour mieux prédire le climat futur. Étendre GIEMS-2 au-delà de

2020, et ainsi permettre l'extension de GIEMS-MC, est donc souhaitable afin d'assurer cette continuité et d'étudier les variations récentes des surfaces en eau. Plusieurs instruments SSMIS (F15 à F18) sont actuellement (juin 2024) toujours opérationnels et permettraient une extension. Cependant, il n'est pas prévu de lancer de nouvel instrument SSMIS lorsque ceux-ci s'arrêteront. Des adaptations dans le processus GIEMS-2, telles que l'incorporation des données de l'Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) peuvent être envisagées pour la suite, mais impliquent des changements importants dans les algorithmes (e.g., résolution spatiale plus élevée, heure locale de passage à l'équateur, intercalibration).

De nouvelles données satellites pour le suivi des surfaces en eau

De nouveaux instruments fonctionnant dans les micro-ondes ont récemment été lancés. Nous avons pu en effet comparer GIEMS-2 à un produit d'inondation basé sur un an de données CYGNSS (Zeiger et al., 2023) dans le Chapitre 2. De nouveaux jeux de données d'inondation basés sur CYGNSS présentant des séries temporelles sur août 2018 - août 2023 seront prochainement disponibles (Pu et al., 2024). La mission SWOT lancée en 2022 fournira également des données intéressantes pour la cartographie des zones inondées et saturées avec une résolution bien plus haute (~100 m, Papa et al., 2023). Ces estimations pourraient être un point de comparaison supplémentaire pour les variations inter-annuelles de GIEMS-2, sous réserve que GIEMS-2 soit étendu au delà de 2022 pour la comparaison avec SWOT.

La disponibilité de tels jeux de données à plus haute définition pourrait par ailleurs permettre un traitement des données de GIEMS-2 afin d'augmenter leur résolution. GIEMS a déjà été *downscaled* par des méthodes basées principalement sur la topographie (Fluet-Chouinard et al., 2015; Aires et al., 2017). Une autre méthode pour *downscaler* GIEMS serait de se baser sur des observations satellites à plus haute résolution, grâce à apprentissage des motifs spatiaux à plus fine échelle des surfaces en eau sur les années en commun disponibles avec CYGNSS ou SWOT. Enfin, la résolution plus fine de CYGNSS ou SWOT pourrait aider à mieux représenter l'inondation dans certaines régions de GIEMS-MC, notamment des zones côtières ou des tourbières.

Des observations de flux in situ de plus en plus nombreuses

Un échantillonnage ponctuel des flux représente à la fois un risque 1) de biais en terme temporel avec des mesures le plus souvent de jour, dans des conditions climatiques qui le permettent et 2) des modifications de l'environnement lors des mesures. Ainsi, le développement des tours à flux depuis les années 2010 par la communauté scientifique internationale a permis le suivi continu d'émissions in situ d'écosystèmes aquatiques et de mieux appréhender leurs variations temporelles. De nouveaux sites profiteront à mieux contraindre les estimations, ils sont en particulier nécessaires dans les nombreuses régions sous-représentées, notamment les régions tropicales.

5.2.3 Perspectives à long terme

Une frontière repensée entre origine anthropique ou naturelle des émissions de CH₄ par les écosystèmes aquatiques

Les émissions des zones humides et des eaux de surface libres sont souvent entièrement considérées comme des émissions naturelles. C'était notamment le cas dans les trois premiers GMB (Kirschke et al., 2013; Saunois et al., 2016; 2020). Pourtant, certaines de ces émissions sont anthropiques, car certains écosystèmes considérés sont artificiels (e.g., les réservoirs et étangs artificiels), ou puisque l'humain a modifié ces systèmes (e.g., tourbière cultivée ou drainée). C'est pourquoi la nouvelle version du GMB (Saunois et al., 2024) distingue les émissions de CH₄ non plus en catégories "naturelles" et "anthropiques", mais en catégories "anthropiques directes" et "naturelles et anthropiques indirectes". Cette étude a de plus

estimé au sein des systèmes aquatiques distinctement les flux naturels et les flux anthropiques, présentés Figure 5.2.

Dans un contexte politique de développement de la comptabilité carbone, les méthodes de calcul et catégorisation utilisées devront faire l'objet d'une attention particulière. En effet, les nations peuvent déclarer des émissions, positives ou négatives, des terres gérées. La recherche académique sur le climat se doit d'inclure une réflexion sur les méthodes d'attribution et sur l'interprétation possible de ses études, afin de promouvoir une comptabilité la plus juste possible.

De plus, l'effet du changement climatique qui est d'origine anthropique influe sur les émissions naturelles. Des études d'attribution peuvent permettre d'établir si une hausse (passée ou à venir) des émissions de CH₄ par les zones humides dites "naturelle" est attribuable à une origine anthropique ou non séparable de la variabilité climatique interne, via des modèles de climat et des méthodes statistiques.

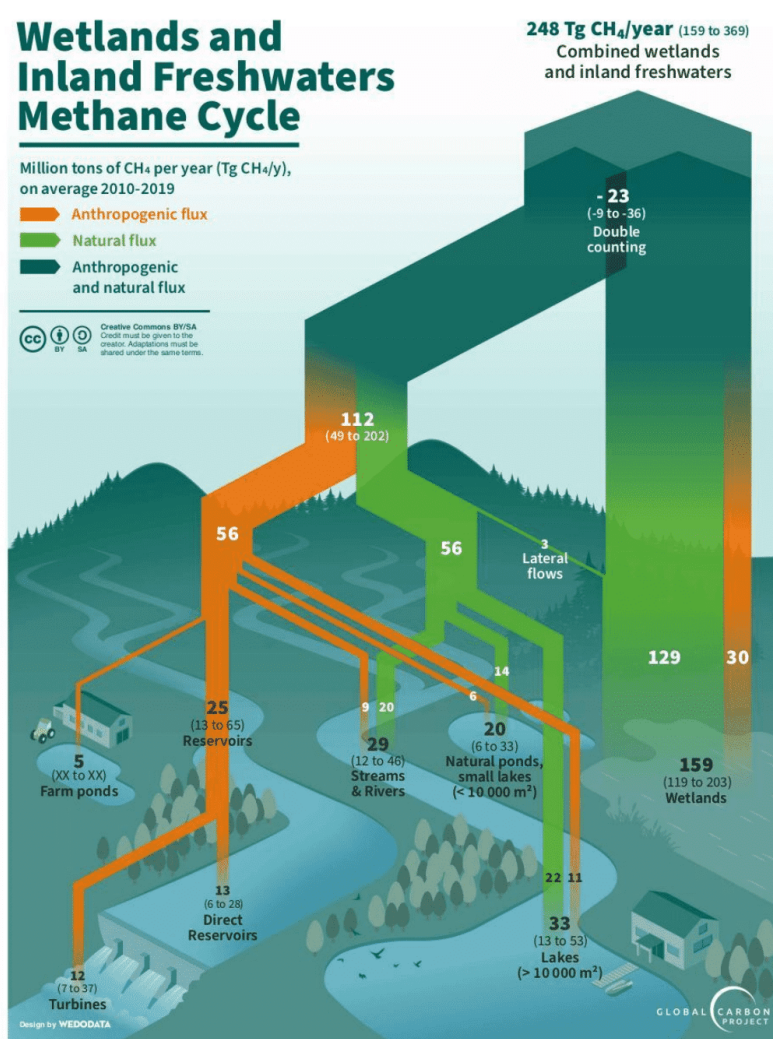


Figure 5.2: Figure issue de Saunois et al. (2024). Estimation des émissions des zones humides et des eaux de surface libre sur la décennie 2010-2019. Les flux liés aux perturbations volontaires (telles que les réservoirs ou les étangs agricoles) ou involontaires (liées à l'utilisation des terres ou à l'eutrophisation) du cycle du méthane sont représentés ici en orange. Tous ces flux sont regroupés sous le terme sources "naturelles et anthropiques indirectes" dans les nouvelles estimations du GMB (Saunois et al., 2024).

Amélioration des estimations descendantes à l'échelle du globe

Actuellement, les inversions atmosphériques à l'échelle planétaires les plus résolues sont opérées sur des grilles de $1^\circ \times 1^\circ$ ($\sim 100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ à l'équateur). Les approches montantes peuvent être tournées à plus haute résolution, notamment notre modèle simple SatWetCH₄ a par exemple une résolution de 0.25° . Les inventaires anthropiques d'EDGAR sont disponibles à 0.1° , les estimations de feux de forêts de GFED à 0.25° , et les observations de colonne atmosphérique de CH₄ de l'ordre de la dizaine de km. Avec l'augmentation de la puissance de calcul, il est envisageable de faire tourner les inversions à plus fine maille, pour l'ensemble du globe.

Il existe aussi des perspectives concernant les observations satellitaires des fractions molaires de CH₄ moyennées sur la colonne atmosphérique (XCH₄). Les instruments utilisés actuellement sont des instrument passif dans le proche infra-rouge (*ShortWave InfraRed absorption spectrometry*, SWIR) : SCIAMACHY à bord d'ENVISAT (2002-2012, Buchwitz et al., 2006), TANSO-FTS à bord de GOSAT (2009-2024 pour GOSAT et depuis 2018 pour GOSAT2, Kuze et al., 2016), et TROPOMI à bord de Sentinel-5P (depuis 2017, Hu et al., 2016). Les instruments passifs SWIR offrent une couverture limitée dans les régions couvertes de nuages et dans les hautes latitudes car ces mesures nécessitent la source solaire. D'autres instruments basés sur la spectroscopie infrarouge thermique (*Thermal InfraRed*, TIR) comme IASI à bord de MetOp (depuis 2007, Crevoisier et al., 2009) peuvent également être utilisés. Ces instruments peuvent observer le XCH₄ à des latitudes élevées, mais ils sont beaucoup plus sensibles aux concentrations dans la troposphère moyenne qu'aux concentrations dans la couche limite, où se produisent les émissions de CH₄ (Figure 5.3) et sont donc généralement moins utilisés que TROPOMI et GOSAT.

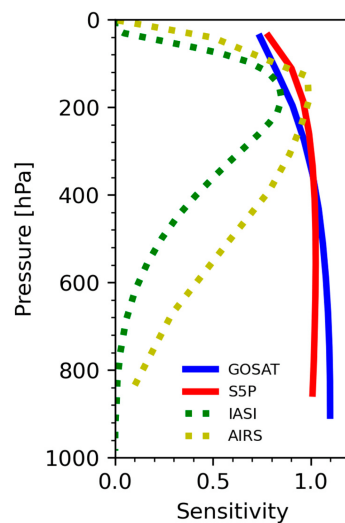


Figure 5.3: Sensibilités verticales typiques en fonction de la pression pour les observations satellitaires du CH₄ dans le SWIR (GOSAT et TROPOMI) et le TIR (IASI et AIRS). Figure issue de Ni et al. (2023).

Le lancement du satellite MERLIN (Methane Remote Sensing Lidar Mission), prévu pour 2028, fournira pour la première fois depuis l'espace des mesures actives de concentration de CH₄ grâce à un LIDAR (CNES (2024)). Contrairement aux missions passives existantes, l'utilisation d'un système actif permettra un fonctionnement de jour comme de nuit (et donc en toute saison et à toutes les latitudes), ainsi que des avantages techniques comme la non-contamination par les aérosols ou la vapeur d'eau et certainement une meilleure pénétration des nuages (Ehret et al., 2017). Sa plus grande précision spatiale (spot laser de $\sim 120 \text{ m}$) permettrait une meilleure estimation et à plus fine échelle des flux, particulièrement utiles pour le suivi des émissions territoriales de CH₄ et la politique climatique de réduction de GES (protocole de Kyoto, Global Methane Plege) (Stephan et al., 2011).

Bibliographie

- Adeli, S., B. Salehi, M. Mahdianpari, L. J. Quackenbush and B. Chapman (Nov. 2021). 'Moving Toward L-Band NASA-ISRO SAR Mission (NISAR) Dense Time Series: Multipolarization Object-Based Classification of Wetlands Using Two Machine Learning Algorithms'. In: *Earth and Space Science* 8.11, e2021EA001742. ISSN: 2333-5084, 2333-5084. DOI: [10.1029/2021EA001742](https://doi.org/10.1029/2021EA001742). (Visited on 09/10/2024).
- Agafonov, L. I., D. M. Meko and I. P. Panyushkina (Dec. 2016). 'Reconstruction of Ob River, Russia, Discharge from Ring Widths of Floodplain Trees'. In: *Journal of Hydrology* 543, pp. 198–207. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2016.09.031](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.031). (Visited on 07/02/2024).
- Aires, F., L. Miolane, C. Prigent, B. Pham, E. Fluet-Chouinard, B. Lehner and F. Papa (May 2017). 'A Global Dynamic Long-Term Inundation Extent Dataset at High Spatial Resolution Derived through Downscaling of Satellite Observations'. In: *Journal of Hydrometeorology* 18.5, pp. 1305–1325. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: [10.1175/JHM-D-16-0155.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0155.1).
- Alberta Wetland Classification System* (2021). *Alberta Wetland Classification System: Field Guide*. Edmonton, AB: Ducks Unlimited Canada. ISBN: 978-0-9812303-9-9.
- Albuhaisi, Y. A. Y., Y. Van Der Velde, R. De Jeu, Z. Zhang and S. Houweling (July 2023). 'High-Resolution Estimation of Methane Emissions from Boreal and Pan-Arctic Wetlands Using Advanced Satellite Data'. In: *Remote Sensing* 15.13, p. 3433. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs15133433](https://doi.org/10.3390/rs15133433). (Visited on 25/07/2023).
- Allen, G. H. and T. M. Pavelsky (Aug. 2018). 'Global Extent of Rivers and Streams'. In: *Science* 361.6402, pp. 585–588. ISSN: 0036-8075, 1095-9203. DOI: [10.1126/science.aat0636](https://doi.org/10.1126/science.aat0636).
- Andriessse, J. P. (1988). *Nature and Management of Tropical Peat Soils*. FAO Soils Bulletin 59. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations. ISBN: 978-92-5-102657-1.
- Arrhenius, S. (Apr. 1896). 'On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground'. In: *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 41, pp. 237–276.
- Arrhenius, S. (1908). *Worlds in the making - the evolution of the universe*. Harper & Brothers, p. 63.
- Aselmann, I. and P. J. Crutzen (May 1989). 'Global Distribution of Natural Freshwater Wetlands and Rice Paddies, Their Net Primary Productivity, Seasonality and Possible Methane Emissions'. In: *Journal of*

- Atmospheric Chemistry* 8.4, pp. 307–358. ISSN: 0167-7764, 1573-0662. DOI: [10.1007/BF00052709](https://doi.org/10.1007/BF00052709). (Visited on 12/05/2024).
- Bader, W. et al. (Feb. 2017). ‘The Recent Increase of Atmospheric Methane from 10 Years of Ground-Based NDACC FTIR Observations since 2005’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 17.3, pp. 2255–2277. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-17-2255-2017](https://doi.org/10.5194/acp-17-2255-2017). (Visited on 18/06/2024).
- Baldocchi, D. et al. (Nov. 2001). ‘FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem–Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities’. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 82.11, pp. 2415–2434. ISSN: 0003-0007, 1520-0477. DOI: [10.1175/1520-0477\(2001\)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2). (Visited on 16/11/2023).
- Baldocchi, D. D., B. B. Hincks and T. P. Meyers (Oct. 1988). ‘Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods’. In: *Ecology* 69.5, pp. 1331–1340. ISSN: 0012-9658, 1939-9170. DOI: [10.2307/1941631](https://doi.org/10.2307/1941631). (Visited on 22/05/2024).
- Bao, T., X. Xu, G. Jia, D. P. Billesbach and R. C. Sullivan (Jan. 2021). ‘Much Stronger Tundra Methane Emissions during Autumn Freeze than Spring Thaw’. In: *Global Change Biology* 27.2, pp. 376–387. ISSN: 1354-1013, 1365-2486. DOI: [10.1111/gcb.15421](https://doi.org/10.1111/gcb.15421). (Visited on 18/09/2024).
- Barthélémy, F. (1999). *Mémento roches et minéraux industriels: la tourbe et les tourbières*. Ed. by BRGM.
- Bartholomé, E. and A. S. Belward (May 2005). ‘GLC2000: A New Approach to Global Land Cover Mapping from Earth Observation Data’. In: *International Journal of Remote Sensing* 26.9, pp. 1959–1977. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431160412331291297](https://doi.org/10.1080/01431160412331291297). (Visited on 10/04/2024).
- Bastviken, D., J. Cole, M. Pace and L. Tranvik (Dec. 2004). ‘Methane Emissions from Lakes: Dependence of Lake Characteristics, Two Regional Assessments, and a Global Estimate’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 18.4, 2004GB002238. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1029/2004GB002238](https://doi.org/10.1029/2004GB002238). (Visited on 22/05/2024).
- Basu, S. et al. (Dec. 2022). ‘Estimating Emissions of Methane Consistent with Atmospheric Measurements of Methane and $\delta^{13}\text{C}$ of Methane’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 22.23, pp. 15351–15377. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-22-15351-2022](https://doi.org/10.5194/acp-22-15351-2022). (Visited on 18/06/2024).
- Beck, H. E., A. I. J. M. Van Dijk, V. Levizzani, J. Schellekens, D. G. Miralles, B. Martens and A. De Roo (Jan. 2017). ‘MSWEP: 3-Hourly 0.25° Global Gridded Precipitation (1979–2015) by Merging Gauge, Satellite, and Reanalysis Data’. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 21.1, pp. 589–615. ISSN: 1607-7938. DOI: [10.5194/hess-21-589-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-589-2017). (Visited on 15/12/2023).
- Bernard, J., C. Prigent, C. Jimenez, E. Fluet-Chouinard, B. Lehner, E. Salmon, P. Ciais, Z. Zhen, S. Peng and M. Saunois (Oct. 2024a). *GIEMS-MethaneCentric*. Version v1. Zenodo. DOI: [10.5281/zenodo.13919645](https://doi.org/10.5281/zenodo.13919645). URL: <https://doi.org/10.5281/zenodo.13919645>.
- Bernard, J., C. Prigent, C. Jimenez, F. Frappart, C. Normandin, P. Zeiger, Y. Xi and S. Peng (2024b). ‘Assessing the time variability of GIEMS-2 satellite-derived surface water extent over 30 years’. In: *Frontiers in Remote Sensing* 5. ISSN: 2673-6187. DOI: [10.3389/frsen.2024.1399234](https://doi.org/10.3389/frsen.2024.1399234). URL: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/frsen.2024.1399234>.

- Bernard, J., M. Saunois, E. Salmon, P. Ciais, S. Peng, A. Berchet, P. Serrano-Ortiz, P. Gnanamoorthy and J. Jansen (May 2024c). *Satellite-Based Modeling of Wetland Methane Emissions on a Global Scale (SatWetCH4 1.0)*. DOI: [10.5194/egusphere-2024-1331](https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-1331). (Visited on 25/06/2024).
- Biancamaria, S., P. D. Bates, A. Boone and N. M. Mognard (Dec. 2009). ‘Large-Scale Coupled Hydrologic and Hydraulic Modelling of the Ob River in Siberia’. In: *Journal of Hydrology* 379.1-2, pp. 136–150. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2009.09.054](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.09.054). (Visited on 25/01/2024).
- Biancamaria, S., D. P. Lettenmaier and T. M. Pavelsky (Mar. 2016). ‘The SWOT Mission and Its Capabilities for Land Hydrology’. In: *Surveys in Geophysics* 37.2, pp. 307–337. ISSN: 0169-3298, 1573-0956. DOI: [10.1007/s10712-015-9346-y](https://doi.org/10.1007/s10712-015-9346-y). (Visited on 02/04/2024).
- Bloom, A. A., K. W. Bowman, M. Lee, A. J. Turner, R. Schroeder, J. R. Worden, R. Weidner, K. C. McDonald and D. J. Jacob (June 2017). ‘A Global Wetland Methane Emissions and Uncertainty Dataset for Atmospheric Chemical Transport Models (WetCHARTs Version 1.0)’. In: *Geoscientific Model Development* 10.6, pp. 2141–2156. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-10-2141-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-2141-2017).
- Bohn, T. J. et al. (June 2015). ‘WETCHIMP-WSL: Intercomparison of Wetland Methane Emissions Models over West Siberia’. In: *Biogeosciences* 12.11, pp. 3321–3349. ISSN: 1726-4189. DOI: [10.5194/bg-12-3321-2015](https://doi.org/10.5194/bg-12-3321-2015). (Visited on 15/03/2023).
- Bousquet, P. et al. (Sept. 2006). ‘Contribution of Anthropogenic and Natural Sources to Atmospheric Methane Variability’. In: *Nature* 443.7110, pp. 439–443. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/nature05132](https://doi.org/10.1038/nature05132). (Visited on 20/02/2024).
- Bridgman, S. D., H. Cadillo-Quiroz, J. K. Keller and Q. Zhuang (May 2013). ‘Methane Emissions from Wetlands: Biogeochemical, Microbial, and Modeling Perspectives from Local to Global Scales’. In: *Global Change Biology* 19.5, pp. 1325–1346. ISSN: 13541013. DOI: [10.1111/gcb.12131](https://doi.org/10.1111/gcb.12131).
- Bring, A., J. Thorslund, L. Rosén, K. Tonderski, C. Åberg, I. Envall and H. Laudon (Dec. 2022). ‘Effects on Groundwater Storage of Restoring, Constructing or Draining Wetlands in Temperate and Boreal Climates: A Systematic Review’. In: *Environmental Evidence* 11.1, p. 38. ISSN: 2047-2382. DOI: [10.1186/s13750-022-00289-5](https://doi.org/10.1186/s13750-022-00289-5). (Visited on 12/06/2024).
- Bringeland, S. and G. Fotopoulos (Feb. 2024). ‘Analysis of Gap Filling Techniques for GRACE/GRACE-FO Terrestrial Water Storage Anomalies in Canada’. In: *Journal of Hydrology* 630, p. 130644. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2024.130644](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.130644). (Visited on 24/06/2024).
- Buchwitz, M. et al. (July 2006). ‘Atmospheric Carbon Gases Retrieved from SCIAMACHY by WFM-DOAS: Version 0.5 CO and CH₄ and Impact of Calibration Improvements on CO₂ Retrieval’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6.9, pp. 2727–2751. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-6-2727-2006](https://doi.org/10.5194/acp-6-2727-2006). (Visited on 12/07/2024).
- Buendia, E. E. C., K. Tanabe, A. Kranjc, B. Jamsranjay, M. Fukuda, S. Ngarize, A. Osako, Y. Pyrozhenko, P. Shermanau and S. Federici (2019). ‘2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories’. In.

- Burba, G. (2013). *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural, and Regulatory Applications: A Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates*. Lincoln, Nebraska: LI-COR Biosciences. ISBN: 978-0-615-76827-4.
- Butchart, S. H. M. et al. (May 2019). ‘Chapter 3. Assessing progress towards meeting major international objectives related to nature and nature’s contributions to people’. In: *Global assessment report of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services*. Ed. by E. Brondizio, J. Settele, S. Díaz and H. T. Ngo. Bonn, Germany, p. 214. DOI: [10.5281/zenodo.3832052](https://doi.org/10.5281/zenodo.3832052). URL: <https://doi.org/10.5281/zenodo.3832052>.
- Byrd, R. H., P. Lu, J. Nocedal and C. Zhu (1995). ‘A Limited Memory Algorithm for Bound Constrained Optimization’. In: *SIAM Journal on Scientific Computing* 16.5, pp. 1190–1208. DOI: [10.1137/0916069](https://doi.org/10.1137/0916069).
- Canadell, J. et al. (2021). ‘Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks’. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by V. Masson-Delmotte et al. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press. Chap. 5. DOI: [10.1017/9781009157896.007](https://doi.org/10.1017/9781009157896.007). URL: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter05.pdf.
- Carroll, M., J. Townshend, C. DiMiceli, P. Noojipady and R. Sohlberg (Dec. 2009). ‘A New Global Raster Water Mask at 250 m Resolution’. In: *International Journal of Digital Earth* 2.4, pp. 291–308. ISSN: 1753-8947, 1753-8955. DOI: [10.1080/17538940902951401](https://doi.org/10.1080/17538940902951401). (Visited on 10/04/2024).
- Cawley, G. C. (Nov. 2011). ‘On the Atmospheric Residence Time of Anthropogenically Sourced Carbon Dioxide’. In: *Energy & Fuels* 25.11, pp. 5503–5513. ISSN: 0887-0624, 1520-5029. DOI: [10.1021/ef200914u](https://doi.org/10.1021/ef200914u). (Visited on 29/06/2023).
- Centre de ressources milieux humide, Office Français de la biodiversité (2013a). *Les milieux humides, des bienfaits multiples*. https://www.zones-humides.org/sites/default/files/fiche_03_0.pdf.
- Centre de ressources milieux humide, Office Français de la biodiversité (2013b). *Les milieux humides, entre terre et eau*. https://www.zones-humides.org/sites/default/files/fiche_01_0.pdf.
- Chandra, N. et al. (2021). ‘Emissions from the Oil and Gas Sectors, Coal Mining and Ruminant Farming Drive Methane Growth over the Past Three Decades’. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 99.2, pp. 309–337. ISSN: 0026-1165, 2186-9057. DOI: [10.2151/jmsj.2021-015](https://doi.org/10.2151/jmsj.2021-015). (Visited on 18/06/2024).
- Chang, K.-Y. et al. (Apr. 2021). ‘Substantial Hysteresis in Emergent Temperature Sensitivity of Global Wetland CH₄ Emissions’. In: *Nature Communications* 12.1, p. 2266. ISSN: 2041-1723. DOI: [10.1038/s41467-021-22452-1](https://doi.org/10.1038/s41467-021-22452-1). (Visited on 19/06/2024).
- Chanton, J. P. and J. W. Dacey (1991). ‘Effects of Vegetation on Methane Flux, Reservoirs, and Carbon Isotopic Composition’. In: *Trace Gas Emissions by Plants*. Elsevier, pp. 65–92. ISBN: 978-0-12-639010-0. DOI: [10.1016/B978-0-12-639010-0.50008-X](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-639010-0.50008-X). (Visited on 22/05/2024).

- Chen, D. et al. (2021). ‘Framing, Context, and Methods’. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by V. Masson-Delmotte et al. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press. Chap. 1. DOI: [10.1017/9781009157896.003](https://doi.org/10.1017/9781009157896.003). URL: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter01.pdf.
- Chen, Y., J. Hall, D. van Wees, N. Andela, S. Hantson, L. Giglio, G. R. van der Werf, D. C. Morton and J. T. Randerson (Mar. 2023). *Global Fire Emissions Database (GFED5) Burned Area*. Version 0.1. Zenodo. DOI: [10.5281/zenodo.7668424](https://doi.org/10.5281/zenodo.7668424). URL: <https://doi.org/10.5281/zenodo.7668424>.
- Chmura, G. L., S. C. Anisfeld, D. R. Cahoon and J. C. Lynch (Dec. 2003). ‘Global Carbon Sequestration in Tidal, Saline Wetland Soils’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 17.4, 2002GB001917. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1029/2002GB001917](https://doi.org/10.1029/2002GB001917). (Visited on 12/06/2024).
- Christensen, J. (2018). *Emissions Gap Report 2018*. English. Ed. by A. Olhoff. UNEP DTU Partnership.
- Chuang, C.-L. et al. (May 2016). ‘NISAR L-band Digital Electronics Subsystem: A Multichannel System with Distributed Processors for Digital Beam Forming and Mode Dependent Filtering’. In: *2016 IEEE Radar Conference (RadarConf)*. Philadelphia, PA, USA: IEEE, pp. 1–5. ISBN: 978-1-5090-0863-6. DOI: [10.1109/RADAR.2016.7485225](https://doi.org/10.1109/RADAR.2016.7485225). (Visited on 09/10/2024).
- Clymo, R. S., J. Turunen and K. Tolonen (Mar. 1998). ‘Carbon Accumulation in Peatland’. In: *Oikos* 81.2, p. 368. ISSN: 00301299. DOI: [10.2307/3547057](https://doi.org/10.2307/3547057). JSTOR: [3547057](https://www.jstor.org/stable/3547057). (Visited on 20/02/2024).
- CNES (2024). URL: <https://cnes.fr/projets/merlin>.
- Copernicus Climate Change Service (2019). *ERA5 monthly averaged data on single levels from 1979 to present*. DOI: [10.24381/CDS.F17050D7](https://doi.org/10.24381/CDS.F17050D7). URL: <https://cds.climate.copernicus.eu/doi/10.24381/cds.f17050d7>.
- Cretaux, J.-F., S. Calmant, F. Papa, F. Frappart, A. Paris and M. Berge-Nguyen (Aug. 2023). ‘Inland Surface Waters Quantity Monitored from Remote Sensing’. In: *Surveys in Geophysics* 44.5, pp. 1519–1552. ISSN: 1573-0956. DOI: [10.1007/s10712-023-09803-x](https://doi.org/10.1007/s10712-023-09803-x). URL: <http://dx.doi.org/10.1007/s10712-023-09803-x>.
- Crevoisier, C., D. Nobileau, A. M. Fiore, R. Armante, A. Chédin and N. A. Scott (Sept. 2009). ‘Tropospheric Methane in the Tropics – First Year from IASI Hyperspectral Infrared Observations’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 9.17, pp. 6337–6350. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-9-6337-2009](https://doi.org/10.5194/acp-9-6337-2009). (Visited on 12/07/2024).
- Crippa, M. et al. (2023a). *GHG emissions of all world countries*. Tech. rep. KJ-NA-31-658-EN-N. Luxembourg (Luxembourg). DOI: [10.2760/953322](https://doi.org/10.2760/953322).
- Crippa, M. et al. (2023b). *EDGAR v8.0 Greenhouse Gas Emissions*. DOI: [10.2905/B54D8149-2864-4FB9-96B9-5FD3A020C224](https://doi.org/10.2905/B54D8149-2864-4FB9-96B9-5FD3A020C224). URL: <http://data.europa.eu/89h/b54d8149-2864-4fb9-96b9-5fd3a020c224>.
- D’Addio, S., V. Kangas, U. Klein, M. Loiselet and G. Mason (May 2014). ‘The Microwave Radiometers On-Board MetOp Second Generation Satellites’. In: *2014 IEEE Metrology for Aerospace (Met-*

- roAeroSpace*). Benevento, Italy: IEEE, pp. 599–604. ISBN: 978-1-4799-2069-3. DOI: [10.1109/MetroAeroSpace.2014.6865995](https://doi.org/10.1109/MetroAeroSpace.2014.6865995). (Visited on 10/04/2024).
- Davidson, N. C. (2014). ‘How Much Wetland Has the World Lost? Long-term and Recent Trends in Global Wetland Area’. In: *Marine and Freshwater Research* 65.10, p. 934. ISSN: 1323-1650. DOI: [10.1071/MF14173](https://doi.org/10.1071/MF14173). (Visited on 12/06/2024).
- De Jeu, R. A., T. R. Holmes, R. M. Parinussa and M. Owe (Aug. 2014). ‘A Spatially Coherent Global Soil Moisture Product with Improved Temporal Resolution’. In: *Journal of Hydrology* 516, pp. 284–296. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2014.02.015](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.015). (Visited on 23/02/2024).
- Dean, J. F. et al. (Mar. 2018). ‘Methane Feedbacks to the Global Climate System in a Warmer World’. In: *Reviews of Geophysics* 56.1, pp. 207–250. ISSN: 8755-1209, 1944-9208. DOI: [10.1002/2017RG000559](https://doi.org/10.1002/2017RG000559). (Visited on 19/06/2024).
- Decharme, B., R. Alkama, F. Papa, S. Faroux, H. Douville and C. Prigent (Apr. 2012). ‘Global Off-Line Evaluation of the ISBA-TRIP Flood Model’. In: *Climate Dynamics* 38.7-8, pp. 1389–1412. ISSN: 0930-7575, 1432-0894. DOI: [10.1007/s00382-011-1054-9](https://doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9). (Visited on 09/02/2024).
- Delwiche, K. B. et al. (Jan. 2021). *FLUXNET-CH4: A Global, Multi-Ecosystem Dataset and Analysis of Methane Seasonality from Freshwater Wetlands*. Preprint. Biosphere – Biogeosciences. DOI: [10.5194/essd-2020-307](https://doi.org/10.5194/essd-2020-307).
- Denny, P. (Oct. 1994). ‘Biodiversity and Wetlands’. In: *Wetlands Ecology and Management* 3.1. ISSN: 0923-4861, 1572-9834. DOI: [10.1007/BF00177296](https://doi.org/10.1007/BF00177296). (Visited on 15/03/2023).
- Di Gregorio, A. and L. J. Jansen (2005). *Land Cover Classification System (LCCS): Classification Concepts and User Manual*. URL: <https://www.fao.org/3/x0596e/x0596e00.htm>.
- Díaz, F. J., A. T. O’Geen and R. A. Dahlgren (Feb. 2012). ‘Agricultural Pollutant Removal by Constructed Wetlands: Implications for Water Management and Design’. In: *Agricultural Water Management* 104, pp. 171–183. ISSN: 03783774. DOI: [10.1016/j.agwat.2011.12.012](https://doi.org/10.1016/j.agwat.2011.12.012). (Visited on 12/06/2024).
- Dixon, M., J. Loh, N. Davidson, C. Beltrame, R. Freeman and M. Walpole (Jan. 2016). ‘Tracking Global Change in Ecosystem Area: The Wetland Extent Trends Index’. In: *Biological Conservation* 193, pp. 27–35. ISSN: 00063207. DOI: [10.1016/j.biocon.2015.10.023](https://doi.org/10.1016/j.biocon.2015.10.023). (Visited on 12/06/2024).
- Dlugokencky, E. J., K. A. Masarie, P. M. Lang and P. P. Tans (June 1998). ‘Continuing Decline in the Growth Rate of the Atmospheric Methane Burden’. In: *Nature* 393.6684, pp. 447–450. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/30934](https://doi.org/10.1038/30934). (Visited on 17/06/2024).
- Dlugokencky, E. J. et al. (Sept. 2009). ‘Observational Constraints on Recent Increases in the Atmospheric CH₄ Burden’. In: *Geophysical Research Letters* 36.18, 2009GL039780. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2009GL039780](https://doi.org/10.1029/2009GL039780). (Visited on 17/06/2024).
- Do, H. X., L. Gudmundsson, M. Leonard and S. Westra (2018). *The Global Streamflow Indices and Metadata Archive - Part 1: Station catalog and Catchment boundary*. data set. DOI: [10.1594/PANGAEA.887477](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887477). URL: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887477>.

- Drinkwater, A., P. I. Palmer, L. Feng, T. Arnold, X. Lan, S. E. Michel, R. Parker and H. Boesch (July 2023). ‘Atmospheric Data Support a Multi-Decadal Shift in the Global Methane Budget towards Natural Tropical Emissions’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 23.14, pp. 8429–8452. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-23-8429-2023](https://doi.org/10.5194/acp-23-8429-2023). (Visited on 18/06/2024).
- Dunne, T. and R. Aalto (2013). ‘9.32 Large River Floodplains’. In: *Treatise on Geomorphology*. Elsevier, pp. 645–678. ISBN: 978-0-08-088522-3. DOI: [10.1016/B978-0-12-374739-6.00258-X](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00258-X). (Visited on 09/02/2024).
- Ebi, K. L. and G. McGregor (Nov. 2008). ‘Climate Change, Tropospheric Ozone and Particulate Matter, and Health Impacts’. In: *Environmental Health Perspectives* 116.11, pp. 1449–1455. ISSN: 0091-6765, 1552-9924. DOI: [10.1289/ehp.11463](https://doi.org/10.1289/ehp.11463). (Visited on 25/05/2024).
- Ehret, G. et al. (Oct. 2017). ‘MERLIN: A French-German Space Lidar Mission Dedicated to Atmospheric Methane’. In: *Remote Sensing* 9.10, p. 1052. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs9101052](https://doi.org/10.3390/rs9101052). (Visited on 12/07/2024).
- Emberson, L. (Oct. 2020). ‘Effects of Ozone on Agriculture, Forests and Grasslands’. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 378.2183, p. 20190327. ISSN: 1364-503X, 1471-2962. DOI: [10.1098/rsta.2019.0327](https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0327). (Visited on 25/05/2024).
- England, M. R., I. Eisenman, N. J. Lutsko and T. J. W. Wagner (Aug. 2021). ‘The Recent Emergence of Arctic Amplification’. In: *Geophysical Research Letters* 48.15, e2021GL094086. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2021GL094086](https://doi.org/10.1029/2021GL094086). (Visited on 26/04/2024).
- Environmental Protection Agency (n.d.). URL: <https://www.epa.gov/wetlands/classification-and-types-wetlands#undefined>.
- ESA (2012). *Sentinel-1: ESA’s Radar Observatory Mission for GMES Operational Services*. Ed. by K. Fletcher and European Space Agency. ESA SP 1322/1. Noordwijk, The Netherlands: ESA Communications. ISBN: 978-92-9221-418-0.
- ESA (2013). ‘Sentinel-2 User Handbook 1.2’. In: ESA Standard Document.
- ESA (Apr. 2017). *Land Cover CCI. Product User Guide Version 2.0*. Tech. rep.
- Etiopie, G., G. Ciotoli, S. Schwietzke and M. Schoell (2019). ‘Gridded Maps of Geological Methane Emissions and Their Isotopic Signature’. In:
- Evans, C. D. et al. (May 2021). ‘Overriding Water Table Control on Managed Peatland Greenhouse Gas Emissions’. In: *Nature* 593.7860, pp. 548–552. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/s41586-021-03523-1](https://doi.org/10.1038/s41586-021-03523-1).
- Evans, D. E. (Jan. 2004). ‘Aerenchyma Formation’. In: *New Phytologist* 161.1, pp. 35–49. ISSN: 0028-646X, 1469-8137. DOI: [10.1046/j.1469-8137.2003.00907.x](https://doi.org/10.1046/j.1469-8137.2003.00907.x). (Visited on 12/06/2024).
- Fahrland, E. (2022). *ERA5-Land monthly averaged data from 1950 to present*. Version 4.0.

- Fan, Y., H. Li and G. Miguez-Macho (Feb. 2013). ‘Global Patterns of Groundwater Table Depth’. In: *Science* 339.6122, pp. 940–943. ISSN: 0036-8075, 1095-9203. DOI: [10.1126/science.1229881](https://doi.org/10.1126/science.1229881).
- FAO (Dec. 2002). *FAO Rice Information, Volume 3*. en. FAO.
- FAOSTAT (2023). *FAOSTAT Climate Change: Agrifood systems emissions, Emissions Totals*. URL: <http://www.fao.org/faostat/en/#data/GT>.
- Fassoni-Andrade, A. C. et al. (Dec. 2021). ‘Amazon Hydrology From Space: Scientific Advances and Future Challenges’. In: *Reviews of Geophysics* 59.4, e2020RG000728. ISSN: 8755-1209, 1944-9208. DOI: [10.1029/2020RG000728](https://doi.org/10.1029/2020RG000728). (Visited on 01/03/2024).
- Federal Geographic Data Committee (2013). ‘Classification of Wetlands and Deepwater Habitats of the United States’. In: Second Edition.
- Feng, L., P. I. Palmer, R. J. Parker, M. F. Lunt and H. Bösch (Apr. 2023). ‘Methane Emissions Are Predominantly Responsible for Record-Breaking Atmospheric Methane Growth Rates in 2020 and 2021’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 23.8, pp. 4863–4880. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-23-4863-2023](https://doi.org/10.5194/acp-23-4863-2023). (Visited on 18/06/2024).
- Feng, M., J. O. Sexton, S. Channan and J. R. Townshend (Feb. 2016). ‘A Global, High-Resolution (30-m) Inland Water Body Dataset for 2000: First Results of a Topographic–Spectral Classification Algorithm’. In: *International Journal of Digital Earth* 9.2, pp. 113–133. ISSN: 1753-8947, 1753-8955. DOI: [10.1080/17538947.2015.1026420](https://doi.org/10.1080/17538947.2015.1026420). (Visited on 10/04/2024).
- Fennig, K., M. Schröder, A. Andersson and R. Hollmann (2020). ‘A Fundamental Climate Data Record of SMMR, SSM/I, and SSMIS Brightness Temperatures’. In: *Earth System Science Data* 12.1, pp. 647–681. DOI: [10.5194/essd-12-647-2020](https://doi.org/10.5194/essd-12-647-2020). (Visited on 26/01/2024).
- Fernández-Prieto, D., P. Van Oevelen, Z. Su and W. Wagner (Feb. 2012). ‘Editorial “Advances in Earth Observation for Water Cycle Science”’. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 16.2, pp. 543–549. ISSN: 1607-7938. DOI: [10.5194/hess-16-543-2012](https://doi.org/10.5194/hess-16-543-2012). (Visited on 12/01/2024).
- Feron, S. et al. (Jan. 2024). ‘Recent Increases in Annual, Seasonal, and Extreme Methane Fluxes Driven by Changes in Climate and Vegetation in Boreal and Temperate Wetland Ecosystems’. In: *Global Change Biology* 30.1, e17131. ISSN: 1354-1013, 1365-2486. DOI: [10.1111/gcb.17131](https://doi.org/10.1111/gcb.17131). (Visited on 13/02/2024).
- Fisher, R. A. and C. D. Koven (Apr. 2020). ‘Perspectives on the Future of Land Surface Models and the Challenges of Representing Complex Terrestrial Systems’. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12.4, e2018MS001453. ISSN: 1942-2466, 1942-2466. DOI: [10.1029/2018MS001453](https://doi.org/10.1029/2018MS001453). (Visited on 26/05/2024).
- Fluet-Chouinard, E., B. Lehner, L.-M. Rebelo, F. Papa and S. K. Hamilton (Mar. 2015). ‘Development of a Global Inundation Map at High Spatial Resolution from Topographic Downscaling of Coarse-Scale Remote Sensing Data’. In: *Remote Sensing of Environment* 158, pp. 348–361. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2014.10.015](https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.015).

- Fluet-Chouinard, E. et al. (Feb. 2023). ‘Extensive Global Wetland Loss over the Past Three Centuries’. In: *Nature* 614.7947, pp. 281–286. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/s41586-022-05572-6](https://doi.org/10.1038/s41586-022-05572-6). (Visited on 12/06/2024).
- Foote, E. (1856). ‘Circumstances Affecting the Heat of Sun’s Ray’. In: *American Journal of Art and Science* 22.66, pp. 382–383.
- Forster, P. et al. (2021). ‘The Earth’s Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity’. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by V. Masson-Delmotte et al. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press. Chap. 7. DOI: [10.1017/9781009157896.009](https://doi.org/10.1017/9781009157896.009). URL: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter07.pdf.
- Foster, J. L., D. K. Hall, A. T. C. Chang and A. Rango (May 1984). ‘An Overview of Passive Microwave Snow Research and Results’. In: *Reviews of Geophysics* 22.2, pp. 195–208. ISSN: 8755-1209, 1944-9208. DOI: [10.1029/RG022i002p00195](https://doi.org/10.1029/RG022i002p00195). (Visited on 20/06/2024).
- Frappart, F. et al. (Sept. 2018). ‘Influence of Recent Climatic Events on the Surface Water Storage of the Tonle Sap Lake’. In: *Science of The Total Environment* 636, pp. 1520–1533. ISSN: 00489697. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.04.326](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.326). (Visited on 21/11/2023).
- Frappart, F. et al. (Feb. 2019). ‘The Spatio-Temporal Variability of Groundwater Storage in the Amazon River Basin’. In: *Advances in Water Resources* 124, pp. 41–52. ISSN: 03091708. DOI: [10.1016/j.advwatres.2018.12.005](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.12.005). (Visited on 15/12/2023).
- Frappart, F., F. Papa, Y. Malbeteau, J. León, G. Ramillien, C. Prigent, L. Seoane, F. Seyler and S. Calmant (Dec. 2014). ‘Surface Freshwater Storage Variations in the Orinoco Floodplains Using Multi-Satellite Observations’. In: *Remote Sensing* 7.1, pp. 89–110. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs70100089](https://doi.org/10.3390/rs70100089). (Visited on 15/12/2023).
- Frappart, F., F. Papa, J. Santos Da Silva, G. Ramillien, C. Prigent, F. Seyler and S. Calmant (Dec. 2012). ‘Surface Freshwater Storage and Dynamics in the Amazon Basin during the 2005 Exceptional Drought’. In: *Environmental Research Letters* 7.4, p. 044010. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/7/4/044010](https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044010). (Visited on 15/12/2023).
- Friedl, M. et al. (Nov. 2002). ‘Global Land Cover Mapping from MODIS: Algorithms and Early Results’. In: *Remote Sensing of Environment* 83.1-2, pp. 287–302. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/S0034-4257\(02\)00078-0](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00078-0). (Visited on 10/04/2024).
- Friedlingstein, P. et al. (Dec. 2023). ‘Global Carbon Budget 2023’. In: *Earth System Science Data* 15.12, pp. 5301–5369. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-15-5301-2023](https://doi.org/10.5194/essd-15-5301-2023). (Visited on 01/05/2024).
- Fujita, R., S. Morimoto, S. Maksyutov, H.-S. Kim, M. Arshinov, G. Brailsford, S. Aoki and T. Nakazawa (July 2020). ‘Global and Regional CH₄ Emissions for 1995–2013 Derived From Atmospheric CH₄, δ¹³C-CH₄, and δD-CH₄ Observations and a Chemical Transport Model’. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125.14, e2020JD032903. ISSN: 2169-897X, 2169-8996. DOI: [10.1029/2020JD032903](https://doi.org/10.1029/2020JD032903). (Visited on 18/06/2024).

- Ganesan, A. L., A. C. Stell, N. Gedney, E. Comyn-Platt, G. Hayman, M. Rigby, B. Poulter and E. R. C. Hornibrook (Apr. 2018). ‘Spatially Resolved Isotopic Source Signatures of Wetland Methane Emissions’. In: *Geophysical Research Letters* 45.8, pp. 3737–3745. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1002/2018GL077536](https://doi.org/10.1002/2018GL077536). (Visited on 10/07/2024).
- Ge, M. et al. (Mar. 2024). ‘Plant-Mediated CH₄ Exchange in Wetlands: A Review of Mechanisms and Measurement Methods with Implications for Modelling’. In: *Science of The Total Environment* 914, p. 169662. ISSN: 00489697. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2023.169662](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.169662). (Visited on 23/02/2024).
- Gedney, N., C. Huntingford, E. Comyn-Platt and A. Wiltshire (Aug. 2019). ‘Significant Feedbacks of Wetland Methane Release on Climate Change and the Causes of Their Uncertainty’. In: *Environmental Research Letters* 14.8, p. 084027. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/ab2726](https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2726). (Visited on 11/01/2024).
- Gedney, N. and P. M. Cox (Dec. 2003). ‘The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity’. In: *Journal of Hydrometeorology* 4.6, pp. 1265–1275. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: [10.1175/1525-7541\(2003\)004<1265:TSOGCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1265:TSOGCM>2.0.CO;2).
- Gedney, N., P. M. Cox and C. Huntingford (2004). ‘Climate Feedback from Wetland Methane Emissions’. In: *Geophysical Research Letters* 31.20, p. L20503. ISSN: 0094-8276. DOI: [10.1029/2004GL020919](https://doi.org/10.1029/2004GL020919). (Visited on 03/03/2023).
- Gerlein-Safdi, C., A. A. Bloom, G. Plant, E. A. Kort and C. S. Ruf (Dec. 2021). ‘Improving Representation of Tropical Wetland Methane Emissions With CYGNSS Inundation Maps’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 35.12. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1029/2020GB006890](https://doi.org/10.1029/2020GB006890).
- Gidden, M. J. et al. (Apr. 2019). ‘Global Emissions Pathways under Different Socioeconomic Scenarios for Use in CMIP6: A Dataset of Harmonized Emissions Trajectories through the End of the Century’. In: *Geoscientific Model Development* 12.4, pp. 1443–1475. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-12-1443-2019](https://doi.org/10.5194/gmd-12-1443-2019). (Visited on 11/07/2024).
- Global Methane Pledge* (2024). URL: <https://www.globalmethanepledge.org/>.
- Gordon, C., J. M. Gregory and R. A. Wood (2000). ‘The Simulation of SST, Sea Ice Extents and Ocean Heat Transports in a Version of the Hadley Centre Coupled Model without τ_{ux} Adjustments’. In: *Clim. Dyn.*
- Gorham, E. (May 1991). ‘Northern Peatlands: Role in the Carbon Cycle and Probable Responses to Climatic Warming’. In: *Ecological Applications* 1.2, pp. 182–195. ISSN: 1051-0761, 1939-5582. DOI: [10.2307/1941811](https://doi.org/10.2307/1941811). (Visited on 10/05/2024).
- Gudmundsson, L., H. X. Do, M. Leonard and S. Westra (2018). *The Global Streamflow Indices and Metadata Archive (GSIM) - Part 2: Time Series Indices and Homogeneity Assessment*. data set. DOI: [10.1594/PANGAEA.887470](https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887470). URL: <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887470>.
- Guimberteau, M. et al. (Jan. 2018). ‘ORCHIDEE-MICT (v8.4.1), a Land Surface Model for the High Latitudes: Model Description and Validation’. In: *Geoscientific Model Development* 11.1, pp. 121–163. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-11-121-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-121-2018). (Visited on 03/10/2023).

- Gumbrecht, T., R. M. Roman-Cuesta, L. Verchot, M. Herold, F. Wittmann, E. Householder, N. Herold and D. Murdiyarso (Sept. 2017). ‘An Expert System Model for Mapping Tropical Wetlands and Peatlands Reveals South America as the Largest Contributor’. In: *Global Change Biology* 23.9, pp. 3581–3599. ISSN: 1354-1013, 1365-2486. DOI: [10.1111/gcb.13689](https://doi.org/10.1111/gcb.13689).
- Harlan, S. L., D. N. Pellow, J. T. Roberts, S. E. Bell, W. G. Holt and J. Nagel (Oct. 2015). ‘Climate Justice and Inequality’. In: *Climate Change and Society*. Ed. by R. E. Dunlap and R. J. Brulle. Oxford University Press, pp. 127–163. ISBN: 978-0-19-935610-2. DOI: [10.1093/acprof:oso/9780199356102.003.0005](https://doi.org/10.1093/acprof:oso/9780199356102.003.0005). (Visited on 23/05/2024).
- Hauglustaine, D. A., F. Hourdin, L. Jourdain, M.-A. Filiberti, S. Walters, J.-F. Lamarque and E. A. Holland (Feb. 2004). ‘Interactive Chemistry in the Laboratoire de Météorologie Dynamique General Circulation Model: Description and Background Tropospheric Chemistry Evaluation’. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109.D4, 2003JD003957. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2003JD003957](https://doi.org/10.1029/2003JD003957). (Visited on 10/07/2024).
- Hengl, T. et al. (Feb. 2017). ‘SoilGrids250m: Global Gridded Soil Information Based on Machine Learning’. In: *PLOS ONE* 12.2. Ed. by B. Bond-Lamberty, e0169748. ISSN: 1932-6203. DOI: [10.1371/journal.pone.0169748](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0169748).
- Hersbach, H. et al. (July 2020). ‘The ERA5 Global Reanalysis’. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.730, pp. 1999–2049. ISSN: 0035-9009, 1477-870X. DOI: [10.1002/qj.3803](https://doi.org/10.1002/qj.3803). (Visited on 12/09/2024).
- Hess, L. L., J. Melack, E. M. Novo, C. C. Barbosa and M. Gastil (Nov. 2003). ‘Dual-Season Mapping of Wetland Inundation and Vegetation for the Central Amazon Basin’. In: *Remote Sensing of Environment* 87.4, pp. 404–428. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2003.04.001](https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.04.001). (Visited on 21/11/2023).
- Hess, L. L., J. M. Melack, A. G. Affonso, C. Barbosa, M. Gastil-Buhl and E. M. L. M. Novo (Aug. 2015). ‘Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar’. In: *Wetlands* 35.4, pp. 745–756. ISSN: 0277-5212, 1943-6246. DOI: [10.1007/s13157-015-0666-y](https://doi.org/10.1007/s13157-015-0666-y). (Visited on 01/03/2024).
- Hoesly, R. M. et al. (Jan. 2018). ‘Historical (1750–2014) Anthropogenic Emissions of Reactive Gases and Aerosols from the Community Emissions Data System (CEDS)’. In: *Geoscientific Model Development* 11.1, pp. 369–408. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-11-369-2018](https://doi.org/10.5194/gmd-11-369-2018). (Visited on 10/06/2024).
- Höglund-Isaksson, L., A. Gómez-Sanabria, Z. Klimont, P. Rafaj and W. Schöpp (Feb. 2020). ‘Technical Potentials and Costs for Reducing Global Anthropogenic Methane Emissions in the 2050 Timeframe –Results from the GAINS Model’. In: *Environmental Research Communications* 2.2, p. 025004. ISSN: 2515-7620. DOI: [10.1088/2515-7620/ab7457](https://doi.org/10.1088/2515-7620/ab7457). (Visited on 10/06/2024).
- Houghton, J., J. Jenkins and J. Ephraums (1990). *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press.
- Houweling, S., P. Bergamaschi, F. Chevallier, M. Heimann, T. Kaminski, M. Krol, A. M. Michalak and P. Patra (Jan. 2017). ‘Global Inverse Modeling of CH₄ Sources and Sinks: An

- Overview of Methods’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 17.1, pp. 235–256. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-17-235-2017](https://doi.org/10.5194/acp-17-235-2017). (Visited on 10/06/2024).
- Hu, H., O. Hasekamp, A. Butz, A. Galli, J. Landgraf, J. Aan De Brugh, T. Borsdorff, R. Scheepmaker and I. Aben (Nov. 2016). ‘The Operational Methane Retrieval Algorithm for TROPOMI’. In: *Atmospheric Measurement Techniques* 9.11, pp. 5423–5440. ISSN: 1867-8548. DOI: [10.5194/amt-9-5423-2016](https://doi.org/10.5194/amt-9-5423-2016). (Visited on 12/07/2024).
- Hu, S., Z. Niu and Y. Chen (Oct. 2017a). ‘Global Wetland Datasets: A Review’. In: *Wetlands* 37.5, pp. 807–817. ISSN: 0277-5212, 1943-6246. DOI: [10.1007/s13157-017-0927-z](https://doi.org/10.1007/s13157-017-0927-z). (Visited on 12/05/2024).
- Hu, S., Z. Niu and Y. Chen (Oct. 2017b). ‘Global Wetland Datasets: A Review’. In: *Wetlands* 37.5, pp. 807–817. ISSN: 0277-5212, 1943-6246. DOI: [10.1007/s13157-017-0927-z](https://doi.org/10.1007/s13157-017-0927-z). (Visited on 10/04/2024).
- Huang, C., Y. Chen, S. Zhang and J. Wu (June 2018). ‘Detecting, Extracting, and Monitoring Surface Water From Space Using Optical Sensors: A Review’. In: *Reviews of Geophysics* 56.2, pp. 333–360. ISSN: 8755-1209, 1944-9208. DOI: [10.1029/2018RG000598](https://doi.org/10.1029/2018RG000598). (Visited on 12/01/2024).
- Hugelius, G., C. Tarnocai, G. Broll, J. G. Canadell, P. Kuhry and D. K. Swanson (2013). ‘The Northern Circumpolar Soil Carbon Database: Spatially Distributed Datasets of Soil Coverage and Soil Carbon Storage in the Northern Permafrost Regions’. In.
- International Peatland Society (n.d.). *What is Peat?* URL: <https://peatlands.org/peat/peat/>.
- IPBES (May 2019). *Global assessment report of the Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services*. Ed. by E. Brondizio, J. Settele, S. Díaz and H. T. Ngo. Bonn, Germany, p. 1444. DOI: [10.5281/zenodo.3831673](https://doi.org/10.5281/zenodo.3831673). URL: <https://doi.org/10.5281/zenodo.3831673>.
- 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*. Ed. by V. Masson-Delmotte et al. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press. DOI: [10.1017/9781009157896](https://doi.org/10.1017/9781009157896). URL: https://report.ipcc.ch/ar6/wg1/IPCC_AR6_WGI_FullReport.pdf.
- Islam, S. N. and J. Winkel (2017). ‘Climate Change and Social Inequality’. In: *DESA Working Paper 152. Department of Economic & Social Affairs, United Nations*.
- Ito, A. et al. (July 2023). ‘Cold-Season Methane Fluxes Simulated by GCP-CH₄ Models’. In: *Geophysical Research Letters* 50.14, e2023GL103037. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2023GL103037](https://doi.org/10.1029/2023GL103037). (Visited on 18/09/2024).
- Jackson, R. B., M. Saunio, P. Bousquet, J. G. Canadell, B. Poulter, A. R. Stavert, P. Bergamaschi, Y. Niwa, A. Segers and A. Tsuruta (July 2020). ‘Increasing Anthropogenic Methane Emissions Arise Equally from Agricultural and Fossil Fuel Sources’. In: *Environmental Research Letters* 15.7, p. 071002. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/ab9ed2](https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9ed2). (Visited on 12/02/2024).
- Jackson, R. (Mar. 2020). ‘Eunice Foote, John Tyndall and a Question of Priority’. In: *Notes and Records: the Royal Society Journal of the History of Science* 74.1, pp. 105–118. ISSN: 0035-9149, 1743-0178. DOI: [10.1098/rsnr.2018.0066](https://doi.org/10.1098/rsnr.2018.0066). (Visited on 29/04/2024).

- Janssens-Maenhout, G. et al. (July 2019). ‘EDGAR v4.3.2 Global Atlas of the Three Major Greenhouse Gas Emissions for the Period 1970–2012’. In: *Earth System Science Data* 11.3, pp. 959–1002. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-11-959-2019](https://doi.org/10.5194/essd-11-959-2019). (Visited on 12/05/2023).
- Jensen, K. and K. McDonald (Sept. 2019). ‘Surface Water Microwave Product Series Version 3: A Near-Real Time and 25-Year Historical Global Inundated Area Fraction Time Series From Active and Passive Microwave Remote Sensing’. In: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 16.9, pp. 1402–1406. ISSN: 1545-598X, 1558-0571. DOI: [10.1109/LGRS.2019.2898779](https://doi.org/10.1109/LGRS.2019.2898779). (Visited on 13/03/2023).
- Johnson, M. S., E. Matthews, J. Du, V. Genovese and D. Bastviken (July 2022). ‘Methane Emission From Global Lakes: New Spatiotemporal Data and Observation-Driven Modeling of Methane Dynamics Indicates Lower Emissions’. In: *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 127.7, e2022JG006793. ISSN: 2169-8953, 2169-8961. DOI: [10.1029/2022JG006793](https://doi.org/10.1029/2022JG006793). (Visited on 10/06/2024).
- Jones, P. D., T. M. L. Wigley and P. B. Wright (July 1986). ‘Global Temperature Variations between 1861 and 1984’. In: *Nature* 322.6078, pp. 430–434. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/322430a0](https://doi.org/10.1038/322430a0). (Visited on 01/05/2024).
- Jones, P. W. (Sept. 1999). ‘First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates’. In: *Monthly Weather Review* 127.9, pp. 2204–2210. ISSN: 0027-0644, 1520-0493. DOI: [10.1175/1520-0493\(1999\)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2). (Visited on 30/11/2023).
- Joosten, H. and D. Clarke (2002). *Wise Use of Mires and Peatlands: Background and Principles Including a Framework for Decision-Making*. International Peat Society ; International Mire Conservation Group. ISBN: 978-951-97744-8-0.
- Joosten, H., A. Sirin, J. Couwenberg, J. Laine and P. Smith (2016). ‘The role of peatlands in climate regulation’. In: *Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice*. Ed. by A. Bonn, T. Allott, M. Evans, H. Joosten and R. Stoneman. Ecological Reviews. Cambridge University Press, pp. 63–76.
- Keeling, C. D. (May 1960). ‘The Concentration and Isotopic Abundances of Carbon Dioxide in the Atmosphere’. In: *Tellus* 12.2, pp. 200–203. ISSN: 00402826, 21533490. DOI: [10.1111/j.2153-3490.1960.tb01300.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1960.tb01300.x).
- Keeling, C. D., R. B. Bacastow, A. E. Bainbridge, C. A. Ekdahl, P. R. Guenther, L. S. Waterman and J. F. S. Chin (Dec. 1976). ‘Atmospheric Carbon Dioxide Variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii’. In: *Tellus* 28.6, pp. 538–551. ISSN: 00402826, 21533490. DOI: [10.1111/j.2153-3490.1976.tb00701.x](https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1976.tb00701.x). (Visited on 25/05/2024).
- Keppler, F., M. Boros, C. Frankenberg, J. Lelieveld, A. McLeod, A. M. Pirttilä, T. Röckmann and J.-P. Schnitzler (2009). ‘Methane Formation in Aerobic Environments’. In: *Environmental Chemistry* 6.6, p. 459. ISSN: 1448-2517. DOI: [10.1071/EN09137](https://doi.org/10.1071/EN09137). (Visited on 21/05/2024).
- Khvorostyanov, D. V., G. Krinner, P. Ciais, M. Heimann and S. A. Zimov (Jan. 2008). ‘Vulnerability of Permafrost Carbon to Global Warming. Part I: Model Description and Role of Heat Generated

- by Organic Matter Decomposition’. In: *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 60.2, p. 250. ISSN: 1600-0889, 0280-6509. DOI: [10.1111/j.1600-0889.2007.00333.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00333.x).
- Kimble, J. M., E. R. Levine and B. Stewart (1995). ‘Soils and Global Change’. In:
- Kingsford, R. T., A. Basset and L. Jackson (Sept. 2016). ‘Wetlands: Conservation’s Poor Cousins’. In: *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 26.5, pp. 892–916. ISSN: 1052-7613, 1099-0755. DOI: [10.1002/aqc.2709](https://doi.org/10.1002/aqc.2709). (Visited on 10/05/2024).
- Kirschke, S. et al. (Oct. 2013). ‘Three Decades of Global Methane Sources and Sinks’. In: *Nature Geoscience* 6.10, pp. 813–823. ISSN: 1752-0894, 1752-0908. DOI: [10.1038/ngeo1955](https://doi.org/10.1038/ngeo1955). (Visited on 15/03/2023).
- Knox, S. H. et al. (Aug. 2021). ‘Identifying Dominant Environmental Predictors of Freshwater Wetland Methane Fluxes across Diurnal to Seasonal Time Scales’. In: *Global Change Biology* 27.15, pp. 3582–3604. ISSN: 1354-1013, 1365-2486. DOI: [10.1111/gcb.15661](https://doi.org/10.1111/gcb.15661). (Visited on 02/05/2023).
- Koffi, E. N., P. Bergamaschi, R. Alkama and A. Cescatti (Apr. 2020). ‘An Observation-Constrained Assessment of the Climate Sensitivity and Future Trajectories of Wetland Methane Emissions’. In: *Science Advances* 6.15, eaay4444. ISSN: 2375-2548. DOI: [10.1126/sciadv.aay4444](https://doi.org/10.1126/sciadv.aay4444). (Visited on 15/03/2023).
- Kraft, B., M. Jung, M. Körner, S. Koirala and M. Reichstein (Mar. 2022). ‘Towards Hybrid Modeling of the Global Hydrological Cycle’. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 26.6, pp. 1579–1614. ISSN: 1607-7938. DOI: [10.5194/hess-26-1579-2022](https://doi.org/10.5194/hess-26-1579-2022). (Visited on 12/01/2024).
- Kreibich, H. et al. (Aug. 2022). ‘The Challenge of Unprecedented Floods and Droughts in Risk Management’. In: *Nature* 608.7921, pp. 80–86. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/s41586-022-04917-5](https://doi.org/10.1038/s41586-022-04917-5). (Visited on 12/01/2024).
- Kuhn, M. A., R. K. Varner, D. Bastviken, P. Crill, S. MacIntyre, M. Turetsky, K. Walter Anthony, A. D. McGuire and D. Olefeldt (Nov. 2021). ‘BAWLD-CH₄: A Comprehensive Dataset of Methane Fluxes from Boreal and Arctic Ecosystems’. In: *Earth System Science Data* 13.11, pp. 5151–5189. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-13-5151-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-5151-2021).
- Kumar, A., A. Bhatia, R. Fagodiya, S. Malyan and B. Meena (Aug. 2017). ‘Eddy Covariance Flux Tower: A Promising Technique for Greenhouse Gases Measurement’. In: *Advances in Plants & Agriculture Research* 7.4. ISSN: 23736402. DOI: [10.15406/apar.2017.07.00263](https://doi.org/10.15406/apar.2017.07.00263). (Visited on 13/03/2023).
- Kuze, A. et al. (June 2016). ‘Update on GOSAT TANSO-FTS Performance, Operations, and Data Products after More than 6 Years in Space’. In: *Atmospheric Measurement Techniques* 9.6, pp. 2445–2461. ISSN: 1867-8548. DOI: [10.5194/amt-9-2445-2016](https://doi.org/10.5194/amt-9-2445-2016). (Visited on 22/05/2024).
- Laborte, A. G. et al. (May 2017). ‘RiceAtlas, a Spatial Database of Global Rice Calendars and Production’. In: *Scientific Data* 4.1, p. 170074. ISSN: 2052-4463. DOI: [10.1038/sdata.2017.74](https://doi.org/10.1038/sdata.2017.74). (Visited on 18/08/2023).
- Lauerwald, R., P. Regnier, M. Camino-Serrano, B. Guenet, M. Guimberteau, A. Ducharne, J. Polcher and P. Ciais (Oct. 2017). ‘ORCHILEAK (Revision 3875): A New Model Branch to Simulate Carbon

- Transfers along the Terrestrial–Aquatic Continuum of the Amazon Basin’. In: *Geoscientific Model Development* 10.10, pp. 3821–3859. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-10-3821-2017](https://doi.org/10.5194/gmd-10-3821-2017). (Visited on 09/02/2024).
- Lauerwald, R. et al. (May 2023). ‘Inland Water Greenhouse Gas Budgets for RECCAP2: 2. Regionalization and Homogenization of Estimates’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 37.5, e2022GB007658. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1029/2022GB007658](https://doi.org/10.1029/2022GB007658). (Visited on 10/07/2024).
- Lehner, B. and P. Döll (Aug. 2004). ‘Development and Validation of a Global Database of Lakes, Reservoirs and Wetlands’. In: *Journal of Hydrology* 296.1-4, pp. 1–22. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2004.03.028](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.028).
- Lehner, B. and G. Grill (July 2013). ‘Global River Hydrography and Network Routing: Baseline Data and New Approaches to Study the World’s Large River Systems’. In: *Hydrological Processes* 27.15, pp. 2171–2186. ISSN: 0885-6087, 1099-1085. DOI: [10.1002/hyp.9740](https://doi.org/10.1002/hyp.9740). (Visited on 24/11/2023).
- Lehner, B. et al. (2024a). ‘Mapping the World’s Inland Surface Waters: An Update to the Global Lakes and Wetlands Database (GLWD V2)’. In.
- Lehner, B. et al. (Oct. 2024b). ‘The Global Dam Watch Database of River Barrier and Reservoir Information for Large-Scale Applications’. In: *Scientific Data* 11.1, p. 1069. ISSN: 2052-4463. DOI: [10.1038/s41597-024-03752-9](https://doi.org/10.1038/s41597-024-03752-9). (Visited on 11/10/2024).
- Lin, X. et al. (July 2018). ‘Simulating CH₄ and CO₂ over South and East Asia Using the Zoomed Chemistry Transport Model LMDz-INCA’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 18.13, pp. 9475–9497. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-18-9475-2018](https://doi.org/10.5194/acp-18-9475-2018). (Visited on 10/07/2024).
- Linke, S. et al. (Dec. 2019). ‘Global Hydro-Environmental Sub-Basin and River Reach Characteristics at High Spatial Resolution’. In: *Scientific Data* 6.1, p. 283. ISSN: 2052-4463. DOI: [10.1038/s41597-019-0300-6](https://doi.org/10.1038/s41597-019-0300-6). (Visited on 20/06/2024).
- Lourenco, M., J. M. Fitchett and S. Woodborne (Aug. 2023). ‘Peat Definitions: A Critical Review’. In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 47.4, pp. 506–520. ISSN: 0309-1333, 1477-0296. DOI: [10.1177/03091333221118353](https://doi.org/10.1177/03091333221118353). (Visited on 10/04/2024).
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang and J. W. Merchant (Jan. 2000). ‘Development of a Global Land Cover Characteristics Database and IGBP DISCover from 1 Km AVHRR Data’. In: *International Journal of Remote Sensing* 21.6-7, pp. 1303–1330. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/014311600210191](https://doi.org/10.1080/014311600210191). (Visited on 10/04/2024).
- Maclean, J., B. Hardy and G. Hettel (Dec. 2013). *Rice Almanac, 4th edition: Source book for one of the most important economic activities on earth*. en. IRRI.
- Markham, B., T. Arvidson, J. Barsi, M. Choate, E. Kaita, R. Levy, M. Lubke and J. Masek (2018). ‘Landsat Program’. In: *Comprehensive Remote Sensing*. Elsevier, pp. 27–90. ISBN: 978-0-12-803221-3. DOI: [10.1016/B978-0-12-409548-9.10313-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10313-6). (Visited on 18/05/2024).

- Mastepanov, M., C. Sigsgaard, E. J. Dlugokencky, S. Houweling, L. Ström, M. P. Tamstorf and T. R. Christensen (Dec. 2008). ‘Large Tundra Methane Burst during Onset of Freezing’. In: *Nature* 456.7222, pp. 628–630. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/nature07464](https://doi.org/10.1038/nature07464). (Visited on 18/09/2024).
- Matagi, S., D. Swai and R. Mugabe (Jan. 1998). ‘A Review of Heavy Metal Removal Mechanisms in Wetlands’. In: *African Journal of Tropical Hydrobiology and Fisheries* 8.1, pp. 13–25. ISSN: 0002-0036. DOI: [10.4314/ajthf.v8i1.1386](https://doi.org/10.4314/ajthf.v8i1.1386). (Visited on 12/06/2024).
- Matthews, E. and I. Fung (Mar. 1987). ‘Methane Emission from Natural Wetlands: Global Distribution, Area, and Environmental Characteristics of Sources’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 1.1, pp. 61–86. ISSN: 08866236. DOI: [10.1029/GB001i001p00061](https://doi.org/10.1029/GB001i001p00061).
- Mavrovic, A., O. Sonnentag, J. Lemmetyinen, J. L. Baltzer, C. Kinnard and A. Roy (July 2023). ‘Reviews and Syntheses: Recent Advances in Microwave Remote Sensing in Support of Terrestrial Carbon Cycle Science in Arctic–Boreal Regions’. In: *Biogeosciences* 20.14, pp. 2941–2970. ISSN: 1726-4189. DOI: [10.5194/bg-20-2941-2023](https://doi.org/10.5194/bg-20-2941-2023). (Visited on 14/05/2024).
- McNicol, G. et al. (Oct. 2023). ‘Upscaling Wetland Methane Emissions From the FLUXNET-CH4 Eddy Covariance Network (UpCH4 v1.0): Model Development, Network Assessment, and Budget Comparison’. In: *AGU Advances* 4.5, e2023AV000956. ISSN: 2576-604X, 2576-604X. DOI: [10.1029/2023AV000956](https://doi.org/10.1029/2023AV000956). (Visited on 24/10/2023).
- McNorton, J., C. Wilson, M. Gloor, R. J. Parker, H. Boesch, W. Feng, R. Hossaini and M. P. Chipperfield (Dec. 2018). ‘Attribution of Recent Increases in Atmospheric Methane through 3-D Inverse Modelling’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 18.24, pp. 18149–18168. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-18-18149-2018](https://doi.org/10.5194/acp-18-18149-2018). (Visited on 18/06/2024).
- Meli, P., J. M. Rey Benayas, P. Balvanera and M. Martínez Ramos (Apr. 2014). ‘Restoration Enhances Wetland Biodiversity and Ecosystem Service Supply, but Results Are Context-Dependent: A Meta-Analysis’. In: *PLoS ONE* 9.4. Ed. by M. Hajibabaei, e93507. ISSN: 1932-6203. DOI: [10.1371/journal.pone.0093507](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0093507). (Visited on 15/03/2023).
- Melton, J. R. et al. (Feb. 2013). ‘Present State of Global Wetland Extent and Wetland Methane Modelling: Conclusions from a Model Inter-Comparison Project (WETCHIMP)’. In: *Biogeosciences* 10.2, pp. 753–788. ISSN: 1726-4189. DOI: [10.5194/bg-10-753-2013](https://doi.org/10.5194/bg-10-753-2013).
- Meng, L., R. Paudel, P. G. M. Hess and N. M. Mahowald (July 2015). ‘Seasonal and Interannual Variability in Wetland Methane Emissions Simulated by CLM4Me’ and CAM-chem and Comparisons to Observations of Concentrations’. In: *Biogeosciences* 12.13, pp. 4029–4049. ISSN: 1726-4189. DOI: [10.5194/bg-12-4029-2015](https://doi.org/10.5194/bg-12-4029-2015). (Visited on 15/03/2023).
- Messenger, M. L., B. Lehner, G. Grill, I. Nedeva and O. Schmitt (Dec. 2016). ‘Estimating the Volume and Age of Water Stored in Global Lakes Using a Geo-Statistical Approach’. In: *Nature Communications* 7.1, p. 13603. ISSN: 2041-1723. DOI: [10.1038/ncomms13603](https://doi.org/10.1038/ncomms13603).
- Mialon, A., A. Royer and M. Fily (Sept. 2005). ‘Wetland Seasonal Dynamics and Interannual Variability over Northern High Latitudes, Derived from Microwave Satellite Data’. In: *Journal of Geophysical*

- Research: Atmospheres* 110.D17, 2004JD005697. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2004JD005697](https://doi.org/10.1029/2004JD005697). (Visited on 25/01/2024).
- Morel, X., B. Decharme, C. Delire, G. Krinner, M. Lund, B. U. Hansen and M. Mastepanov (Jan. 2019). ‘A New Process-Based Soil Methane Scheme: Evaluation Over Arctic Field Sites With the ISBA Land Surface Model’. In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11.1, pp. 293–326. ISSN: 19422466. DOI: [10.1029/2018MS001329](https://doi.org/10.1029/2018MS001329).
- Muñoz-Sabater, J. et al. (Sept. 2021). ‘ERA5-Land: A State-of-the-Art Global Reanalysis Dataset for Land Applications’. In: *Earth System Science Data* 13.9, pp. 4349–4383. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-13-4349-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021). (Visited on 17/09/2024).
- Musa, Z. N., I. Popescu and A. Mynett (Sept. 2015). ‘A Review of Applications of Satellite SAR, Optical, Altimetry and DEM Data for Surface Water Modelling, Mapping and Parameter Estimation’. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 19.9, pp. 3755–3769. ISSN: 1607-7938. DOI: [10.5194/hess-19-3755-2015](https://doi.org/10.5194/hess-19-3755-2015). (Visited on 18/05/2024).
- Nanson, G. and J. Croke (Apr. 1992). ‘A Genetic Classification of Floodplains’. In: *Geomorphology* 4.6, pp. 459–486. ISSN: 0169555X. DOI: [10.1016/0169-555X\(92\)90039-Q](https://doi.org/10.1016/0169-555X(92)90039-Q). (Visited on 09/02/2024).
- NASA (2024). *Terra & Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)*. URL: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/missions-and-measurements/modis/>.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2024). *Trends in CO₂, CH₄, N₂O, SF₆*. <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/>.
- National Wetlands Working Group (1987). *The Canadian Wetland Classification System*. Vol. 21. Ecological Land Classification Series. Ottawa, ON, Canada: Lands Conservation Branch, Canadian Wildlife Service, Environment Canada. ISBN: 978-0-662-15787-8.
- Neeck, S. P., E. J. Lindstrom, P. V. Vaze and L.-L. Fu (Nov. 2012). ‘Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission’. In: *SPIE Remote Sensing*. Ed. by R. Meynart, S. P. Neeck and H. Shimoda. Edinburgh, United Kingdom, 85330G. DOI: [10.1117/12.981151](https://doi.org/10.1117/12.981151). (Visited on 21/06/2024).
- Ni, Q., M. Zhou, J. Wang, T. Wang, G. Wang and P. Wang (Sept. 2023). ‘Intercomparison of CH₄ Products in China from GOSAT, TROPOMI, IASI, and AIRS Satellites’. In: *Remote Sensing* 15.18, p. 4499. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs15184499](https://doi.org/10.3390/rs15184499). (Visited on 12/07/2024).
- Nisbet, E. G. et al. (Sept. 2016). ‘Rising Atmospheric Methane: 2007–2014 Growth and Isotopic Shift’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 30.9, pp. 1356–1370. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1002/2016GB005406](https://doi.org/10.1002/2016GB005406). (Visited on 10/04/2024).
- Nisbet, E. G. et al. (Mar. 2019). ‘Very Strong Atmospheric Methane Growth in the 4 Years 2014–2017: Implications for the Paris Agreement’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 33.3, pp. 318–342. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1029/2018GB006009](https://doi.org/10.1029/2018GB006009). (Visited on 10/04/2024).
- Nisbet, E. G., E. J. Dlugokencky and P. Bousquet (Jan. 2014). ‘Methane on the Rise—Again’. In: *Science* 343.6170, pp. 493–495. ISSN: 0036-8075, 1095-9203. DOI: [10.1126/science.1247828](https://doi.org/10.1126/science.1247828). (Visited on 17/06/2024).

- Nisbet, E. G. et al. (Aug. 2023). ‘Atmospheric Methane: Comparison Between Methane’s Record in 2006–2022 and During Glacial Terminations’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 37.8, e2023GB007875. ISSN: 0886-6236, 1944-9224. DOI: [10.1029/2023GB007875](https://doi.org/10.1029/2023GB007875). (Visited on 17/06/2024).
- Normandin, C., F. Frappart, L. Bourrel, A. T. Diepkilé, E. Mougin, L. Zwarts, F. Blarel, F. Egon and J.-P. Wigneron (Jan. 2024). ‘Quantification of Surface Water Extent and Volume in the Inner Niger Delta (IND) over 2000–2022 Using Multispectral Imagery and Radar Altimetry’. In: *Geocarto International* 39.1, p. 2311203. ISSN: 1010-6049, 1752-0762. DOI: [10.1080/10106049.2024.2311203](https://doi.org/10.1080/10106049.2024.2311203). (Visited on 01/03/2024).
- Normandin, C., F. Frappart, B. Lubac, S. Bélanger, V. Marieu, F. Blarel, A. Robinet and L. Guiastrennec-Faugas (Feb. 2018). ‘Quantification of Surface Water Volume Changes in the Mackenzie Delta Using Satellite Multi-Mission Data’. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 22.2, pp. 1543–1561. ISSN: 1607-7938. DOI: [10.5194/hess-22-1543-2018](https://doi.org/10.5194/hess-22-1543-2018). (Visited on 21/11/2023).
- Nzotungicimpaye, C.-M., K. Zickfeld, A. H. MacDougall, J. R. Melton, C. C. Treat, M. Eby and L. F. W. Lesack (Oct. 2021). ‘WETMETH 1.0: A New Wetland Methane Model for Implementation in Earth System Models’. In: *Geoscientific Model Development* 14.10, pp. 6215–6240. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-14-6215-2021](https://doi.org/10.5194/gmd-14-6215-2021).
- O’Neill, B. C. et al. (Sept. 2016). ‘The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6’. In: *Geoscientific Model Development* 9.9, pp. 3461–3482. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-9-3461-2016](https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016). (Visited on 11/07/2024).
- Obled, C. and I. Zin (Jan. 2004). ‘TOPMODEL : principes de fonctionnement et application’. In: *La Houille Blanche* 90.1, pp. 65–77. ISSN: 0018-6368, 1958-5551. DOI: [10.1051/lhb:200401009](https://doi.org/10.1051/lhb:200401009). (Visited on 14/05/2024).
- Oh, Y. et al. (July 2022). ‘Improved Global Wetland Carbon Isotopic Signatures Support Post-2006 Microbial Methane Emission Increase’. In: *Communications Earth & Environment* 3.1, p. 159. ISSN: 2662-4435. DOI: [10.1038/s43247-022-00488-5](https://doi.org/10.1038/s43247-022-00488-5). (Visited on 27/06/2024).
- Oonk, H. (2010). ‘LITERATURE REVIEW: METHANE FROM LANDFILLS’. In: *OonKAY!* Sustainable Landfill Foundation.
- Osaki, M. and N. Tsuji, eds. (2016). *Tropical Peatland Ecosystems*. Tokyo: Springer Japan. ISBN: 978-4-431-55680-0 978-4-431-55681-7. DOI: [10.1007/978-4-431-55681-7](https://doi.org/10.1007/978-4-431-55681-7). (Visited on 17/05/2024).
- Papa, F., A. Güntner, F. Frappart, C. Prigent and W. B. Rossow (June 2008). ‘Variations of Surface Water Extent and Water Storage in Large River Basins: A Comparison of Different Global Data Sources’. In: *Geophysical Research Letters* 35.11, 2008GL033857. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2008GL033857](https://doi.org/10.1029/2008GL033857). (Visited on 15/12/2023).
- Papa, F., C. Prigent, F. Aires, C. Jimenez, W. B. Rossow and E. Matthews (June 2010). ‘Interannual Variability of Surface Water Extent at the Global Scale, 1993–2004’. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115.D12, 2009JD012674. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2009JD012674](https://doi.org/10.1029/2009JD012674). (Visited on 15/12/2023).

- Papa, F. and F. Frappart (Oct. 2021). ‘Surface Water Storage in Rivers and Wetlands Derived from Satellite Observations: A Review of Current Advances and Future Opportunities for Hydrological Sciences’. In: *Remote Sensing* 13.20, p. 4162. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs13204162](https://doi.org/10.3390/rs13204162). (Visited on 15/12/2023).
- Papa, F., F. Frappart, A. Güntner, C. Prigent, F. Aires, A. C. V. Getirana and R. Maurer (Nov. 2013). ‘Surface Freshwater Storage and Variability in the Amazon Basin from Multi-satellite Observations, 1993–2007’. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118.21. ISSN: 2169-897X, 2169-8996. DOI: [10.1002/2013JD020500](https://doi.org/10.1002/2013JD020500). (Visited on 15/12/2023).
- Papa, F., C. Prigent, F. Durand and W. B. Rossow (Apr. 2006). ‘Wetland Dynamics Using a Suite of Satellite Observations: A Case Study of Application and Evaluation for the Indian Subcontinent’. In: *Geophysical Research Letters* 33.8, 2006GL025767. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2006GL025767](https://doi.org/10.1029/2006GL025767). (Visited on 15/12/2023).
- Papa, F. et al. (Sept. 2015). ‘Satellite-Derived Surface and Sub-Surface Water Storage in the Ganges–Brahmaputra River Basin’. In: *Journal of Hydrology: Regional Studies* 4, pp. 15–35. ISSN: 22145818. DOI: [10.1016/j.ejrh.2015.03.004](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.03.004). (Visited on 15/12/2023).
- Papa, F. et al. (Feb. 2023). ‘Water Resources in Africa under Global Change: Monitoring Surface Waters from Space’. In: *Surveys in Geophysics* 44.1, pp. 43–93. ISSN: 0169-3298, 1573-0956. DOI: [10.1007/s10712-022-09700-9](https://doi.org/10.1007/s10712-022-09700-9). (Visited on 15/12/2023).
- Parker, R. J., H. Boesch, J. McNorton, E. Comyn-Platt, M. Gloor, C. Wilson, M. P. Chipperfield, G. D. Hayman and A. A. Bloom (June 2018). ‘Evaluating Year-to-Year Anomalies in Tropical Wetland Methane Emissions Using Satellite CH₄ Observations’. In: *Remote Sensing of Environment* 211, pp. 261–275. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2018.02.011](https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.011). (Visited on 15/03/2023).
- Parton, W. J., D. S. Schimel, C. V. Cole and D. S. Ojima (Sept. 1987). ‘Analysis of Factors Controlling Soil Organic Matter Levels in Great Plains Grasslands’. In: *Soil Science Society of America Journal* 51.5, pp. 1173–1179. ISSN: 03615995. DOI: [10.2136/sssaj1987.03615995005100050015x](https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100050015x).
- Patra, P. K. et al. (Feb. 2021). ‘Methyl Chloroform Continues to Constrain the Hydroxyl (OH) Variability in the Troposphere’. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 126.4, e2020JD033862. ISSN: 2169-897X, 2169-8996. DOI: [10.1029/2020JD033862](https://doi.org/10.1029/2020JD033862). (Visited on 05/07/2024).
- Patra, P. K. et al. (2016). ‘Regional Methane Emission Estimation Based on Observed Atmospheric Concentrations (2002-2012)’. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* 94.1, pp. 91–113. ISSN: 0026-1165, 2186-9057. DOI: [10.2151/jmsj.2016-006](https://doi.org/10.2151/jmsj.2016-006). (Visited on 18/06/2024).
- Pedinotti, V., A. Boone, S. Ricci, S. Biancamaria and N. Mognard (Nov. 2014). ‘Assimilation of Satellite Data to Optimize Large-Scale Hydrological Model Parameters: A Case Study for the SWOT Mission’. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 18.11, pp. 4485–4507. ISSN: 1607-7938. DOI: [10.5194/hess-18-4485-2014](https://doi.org/10.5194/hess-18-4485-2014). (Visited on 21/06/2024).
- Pekel, J.-F., A. Cottam, N. Gorelick and A. S. Belward (Dec. 2016). ‘High-Resolution Mapping of Global Surface Water and Its Long-Term Changes’. In: *Nature* 540.7633, pp. 418–422. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/nature20584](https://doi.org/10.1038/nature20584). (Visited on 01/03/2024).

- Peltola, O. et al. (Aug. 2019). ‘Monthly Gridded Data Product of Northern Wetland Methane Emissions Based on Upscaling Eddy Covariance Observations’. In: *Earth System Science Data* 11.3, pp. 1263–1289. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-11-1263-2019](https://doi.org/10.5194/essd-11-1263-2019).
- Peng, S. et al. (Dec. 2022). ‘Wetland Emission and Atmospheric Sink Changes Explain Methane Growth in 2020’. In: *Nature* 612.7940, pp. 477–482. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/s41586-022-05447-w](https://doi.org/10.1038/s41586-022-05447-w). (Visited on 03/10/2023).
- Peral, E. and D. Esteban-Fernandez (July 2018). ‘Swot Mission Performance and Error Budget’. In: *IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Valencia: IEEE, pp. 8625–8628. ISBN: 978-1-5386-7150-4. DOI: [10.1109/IGARSS.2018.8517385](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8517385). (Visited on 21/06/2024).
- Pettit, J. (July 2004). ‘Climate Justice: A New Social Movement for Atmospheric Rights’. In: *IDS Bulletin* 35.3, pp. 102–106. ISSN: 02655012, 17595436. DOI: [10.1111/j.1759-5436.2004.tb00142.x](https://doi.org/10.1111/j.1759-5436.2004.tb00142.x). (Visited on 23/05/2024).
- Pettorelli, N., H. Schulte to Bühne, A. C. Shapiro and P. Glover-Kapfer (2018). ‘Satellite Remote Sensing for Conservation’. In: *WWF Conservation Technology Series 1*.
- Pham-Duc, B., C. Prigent, F. Aires and F. Papa (Apr. 2017). ‘Comparisons of Global Terrestrial Surface Water Datasets over 15 Years’. In: *Journal of Hydrometeorology* 18.4, pp. 993–1007. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: [10.1175/JHM-D-16-0206.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0206.1). (Visited on 05/06/2023).
- Pison, I., P. Bousquet, F. Chevallier, S. Szopa and D. Hauglustaine (2009). ‘Multi-Species Inversion of CH₄, CO and H₂ Emissions from Surface Measurements’. In: *Atmos. Chem. Phys.*
- Portmann, F. T., S. Siebert and P. Döll (Mar. 2010). ‘MIRCA2000-Global Monthly Irrigated and Rainfed Crop Areas around the Year 2000: A New High-Resolution Data Set for Agricultural and Hydrological Modeling: MONTHLY IRRIGATED AND RAINFED CROP AREAS’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 24.1, n/a–n/a. ISSN: 08866236. DOI: [10.1029/2008GB003435](https://doi.org/10.1029/2008GB003435). (Visited on 18/08/2023).
- Posa, M. R. C., L. S. Wijedasa and R. T. Corlett (Jan. 2011). ‘Biodiversity and Conservation of Tropical Peat Swamp Forests’. In: *BioScience* 61.1, pp. 49–57. ISSN: 1525-3244, 0006-3568. DOI: [10.1525/bio.2011.61.1.10](https://doi.org/10.1525/bio.2011.61.1.10). (Visited on 10/05/2024).
- Post, E. et al. (Dec. 2019). ‘The Polar Regions in a 2°C Warmer World’. In: *Science Advances* 5.12, eaaw9883. ISSN: 2375-2548. DOI: [10.1126/sciadv.aaw9883](https://doi.org/10.1126/sciadv.aaw9883). (Visited on 26/04/2024).
- Poulter, B. et al. (Sept. 2017). ‘Global Wetland Contribution to 2000–2012 Atmospheric Methane Growth Rate Dynamics’. In: *Environmental Research Letters* 12.9, p. 094013. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/aa8391](https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8391).
- Poulter, B. et al. (Oct. 2021). ‘A Review of Global Wetland Carbon Stocks and Management Challenges’. In: *Geophysical Monograph Series*. Ed. by K. W. Krauss, Z. Zhu and C. L. Stagg. First. Wiley, pp. 1–20. DOI: [10.1002/9781119639305.ch1](https://doi.org/10.1002/9781119639305.ch1).

- Prather, M. J., C. D. Holmes and J. Hsu (May 2012). ‘Reactive Greenhouse Gas Scenarios: Systematic Exploration of Uncertainties and the Role of Atmospheric Chemistry’. In: *Geophysical Research Letters* 39.9, 2012GL051440. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2012GL051440](https://doi.org/10.1029/2012GL051440). (Visited on 17/06/2024).
- Previdi, M., K. L. Smith and L. M. Polvani (Sept. 2021). ‘Arctic Amplification of Climate Change: A Review of Underlying Mechanisms’. In: *Environmental Research Letters* 16.9, p. 093003. ISSN: 1748-9326. DOI: [10.1088/1748-9326/ac1c29](https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29). (Visited on 26/04/2024).
- Prigent, C., C. Jimenez and P. Bousquet (2020). ‘Satellite-Derived Global Surface Water Extent and Dynamics Over the Last 25 Years (GIEMS-2)’. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125.3. ISSN: 2169-897X, 2169-8996. DOI: [10.1029/2019JD030711](https://doi.org/10.1029/2019JD030711).
- Prigent, C., D. P. Lettenmaier, F. Aires and F. Papa (2016). ‘Toward a High-Resolution Monitoring of Continental Surface Water Extent and Dynamics, at Global Scale: From GIEMS (Global Inundation Extent from Multi-Satellites) to SWOT (Surface Water Ocean Topography)’. In: *Surveys in Geophysics* 37.2, pp. 339–355. ISSN: 0169-3298, 1573-0956. DOI: [10.1007/s10712-015-9339-x](https://doi.org/10.1007/s10712-015-9339-x). (Visited on 22/05/2023).
- Prigent, C., E. Matthews, F. Aires and W. B. Rossow (Dec. 2001). ‘Remote Sensing of Global Wetland Dynamics with Multiple Satellite Data Sets’. In: *Geophysical Research Letters* 28.24, pp. 4631–4634. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2001GL013263](https://doi.org/10.1029/2001GL013263). (Visited on 19/12/2023).
- Prigent, C., F. Papa, F. Aires, C. Jimenez, W. B. Rossow and E. Matthews (Apr. 2012). ‘Changes in Land Surface Water Dynamics since the 1990s and Relation to Population Pressure’. In: *Geophysical Research Letters* 39.8, 2012GL051276. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2012GL051276](https://doi.org/10.1029/2012GL051276). (Visited on 15/12/2023).
- Prigent, C., F. Papa, F. Aires, W. B. Rossow and E. Matthews (2007). ‘Global Inundation Dynamics Inferred from Multiple Satellite Observations, 1993–2000’. In: *Journal of Geophysical Research* 112.D12, p. D12107. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2006JD007847](https://doi.org/10.1029/2006JD007847). (Visited on 22/05/2023).
- Pu, T., C. Gerlein-Safdi, Y. Xiong, M. Li, E. A. Kort and A. A. Bloom (Feb. 2024). ‘Berkeley-RWAWC: a new CYGNSS-based watermask unveils unique observations of seasonal dynamics in the Tropics’. In: DOI: [10.22541/essoar.170689043.36956273/v1](https://doi.org/10.22541/essoar.170689043.36956273/v1). URL: <http://dx.doi.org/10.22541/essoar.170689043.36956273/v1>.
- Qiu, C., D. Zhu, P. Ciais, B. Guenet, S. Peng, G. Krinner, A. Tootchi, A. Ducharne and A. Hastie (July 2019). ‘Modelling Northern Peatland Area and Carbon Dynamics since the Holocene with the ORCHIDEE-PEAT Land Surface Model (SVN R5488)’. In: *Geoscientific Model Development* 12.7, pp. 2961–2982. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-12-2961-2019](https://doi.org/10.5194/gmd-12-2961-2019). (Visited on 03/10/2023).
- Ramsar Convention on Wetlands (Feb. 2015). *World wetlands day - Wetlands: why should I care ?* Conference.
- Ramsar Convention on Wetlands (2018). *Global Wetland Outlook: State of the World’s Wetlands and their Services to People*.

- Ramsden, A. E. et al. (Mar. 2022). ‘Quantifying Fossil Fuel Methane Emissions Using Observations of Atmospheric Ethane and an Uncertain Emission Ratio’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 22.6, pp. 3911–3929. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-22-3911-2022](https://doi.org/10.5194/acp-22-3911-2022). (Visited on 27/05/2024).
- RANDERSON, J., G. VAN DER WERF, L. GIGLIO, G. COLLATZ and P. KASIBHATLA (2017). *Global Fire Emissions Database, Version 4.1 (GFEDv4)*. en. DOI: [10.3334/ORNLDAAAC/1293](https://doi.org/10.3334/ORNLDAAAC/1293). URL: https://daac.ornl.gov/cgi-bin/dsviewer.pl?ds_id=1293.
- Rice, A. L., C. L. Butenhoff, D. G. Teama, F. H. Röger, M. A. K. Khalil and R. A. Rasmussen (Sept. 2016). ‘Atmospheric Methane Isotopic Record Favors Fossil Sources Flat in 1980s and 1990s with Recent Increase’. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113.39, pp. 10791–10796. ISSN: 0027-8424, 1091-6490. DOI: [10.1073/pnas.1522923113](https://doi.org/10.1073/pnas.1522923113). (Visited on 18/06/2024).
- Richards, J. A., P. W. Woodgate and A. K. Skidmore (July 1987). ‘An Explanation of Enhanced Radar Backscattering from Flooded Forests’. In: *International Journal of Remote Sensing* 8.7, pp. 1093–1100. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431168708954756](https://doi.org/10.1080/01431168708954756). (Visited on 18/05/2024).
- Rigby, M. et al. (May 2017). ‘Role of Atmospheric Oxidation in Recent Methane Growth’. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114.21, pp. 5373–5377. ISSN: 0027-8424, 1091-6490. DOI: [10.1073/pnas.1616426114](https://doi.org/10.1073/pnas.1616426114). (Visited on 18/06/2024).
- Riley, W. J., Z. M. Subin, D. M. Lawrence, S. C. Swenson, M. S. Torn, L. Meng, N. M. Mahowald and P. Hess (July 2011). ‘Barriers to Predicting Changes in Global Terrestrial Methane Fluxes: Analyses Using CLM4Me, a Methane Biogeochemistry Model Integrated in CESM’. In: *Biogeosciences* 8.7, pp. 1925–1953. ISSN: 1726-4189. DOI: [10.5194/bg-8-1925-2011](https://doi.org/10.5194/bg-8-1925-2011). (Visited on 03/10/2023).
- Ringeval, B. et al. (July 2012). ‘Modelling Sub-Grid Wetland in the ORCHIDEE Global Land Surface Model: Evaluation against River Discharges and Remotely Sensed Data’. In: *Geoscientific Model Development* 5.4, pp. 941–962. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-5-941-2012](https://doi.org/10.5194/gmd-5-941-2012).
- Ringeval, B., N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, P. Bousquet, C. Prigent, F. Papa and W. B. Rossow (June 2010). ‘An Attempt to Quantify the Impact of Changes in Wetland Extent on Methane Emissions on the Seasonal and Interannual Time Scales: WETLAND EXTENT’S CHANGES AND CH₄ EMISSIONS’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 24.2, n/a–n/a. ISSN: 08866236. DOI: [10.1029/2008GB003354](https://doi.org/10.1029/2008GB003354).
- Rocher-Ros, G., E. H. Stanley, L. C. Loken, N. J. Casson, P. A. Raymond, S. Liu, G. Amatulli and R. A. Sponseller (Sept. 2023). ‘Global Methane Emissions from Rivers and Streams’. In: *Nature* 621.7979, pp. 530–535. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/s41586-023-06344-6](https://doi.org/10.1038/s41586-023-06344-6). (Visited on 29/09/2023).
- Rosentreter, J. A. et al. (Apr. 2021). ‘Half of Global Methane Emissions Come from Highly Variable Aquatic Ecosystem Sources’. In: *Nature Geoscience* 14.4, pp. 225–230. ISSN: 1752-0894, 1752-0908. DOI: [10.1038/s41561-021-00715-2](https://doi.org/10.1038/s41561-021-00715-2). (Visited on 10/06/2024).
- Rößger, N., T. Sachs, C. Wille, J. Boike and L. Kutzbach (Nov. 2022). ‘Seasonal Increase of Methane Emissions Linked to Warming in Siberian Tundra’. In: *Nature Climate Change* 12.11, pp. 1031–1036. ISSN: 1758-678X, 1758-6798. DOI: [10.1038/s41558-022-01512-4](https://doi.org/10.1038/s41558-022-01512-4). (Visited on 15/03/2023).

- Ruf, C. S. et al. (Mar. 2016). ‘New Ocean Winds Satellite Mission to Probe Hurricanes and Tropical Convection’. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.3, pp. 385–395. ISSN: 0003-0007, 1520-0477. DOI: [10.1175/BAMS-D-14-00218.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00218.1). (Visited on 23/01/2024).
- Running, S. W. and M. Zhao (2021). ‘Daily GPP and Annual NPP (MOD17A2H/A3H) and Year-end Gap-Filled (MOD17A2HGF/A3HGF) Products NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm (For Collection 6.1)’. In:
- Sakamoto, T., N. Van Nguyen, A. Kotera, H. Ohno, N. Ishitsuka and M. Yokozawa (Aug. 2007). ‘Detecting Temporal Changes in the Extent of Annual Flooding within the Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta from MODIS Time-Series Imagery’. In: *Remote Sensing of Environment* 109.3, pp. 295–313. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2007.01.011](https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.01.011). (Visited on 21/11/2023).
- Salmon, E. et al. (Apr. 2022). ‘Assessing Methane Emissions for Northern Peatlands in ORCHIDEE-PEAT Revision 7020’. In: *Geoscientific Model Development* 15.7, pp. 2813–2838. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-15-2813-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-2813-2022). (Visited on 24/04/2024).
- Salmon, J., M. A. Friedl, S. Frohling, D. Wisser and E. M. Douglas (June 2015). ‘Global Rain-Fed, Irrigated, and Paddy Croplands: A New High Resolution Map Derived from Remote Sensing, Crop Inventories and Climate Data’. In: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 38, pp. 321–334. ISSN: 15698432. DOI: [10.1016/j.jag.2015.01.014](https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.01.014). (Visited on 27/08/2024).
- Santoro, M. et al. (Aug. 2021). ‘The Global Forest Above-Ground Biomass Pool for 2010 Estimated from High-Resolution Satellite Observations’. In: *Earth System Science Data* 13.8, pp. 3927–3950. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-13-3927-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-3927-2021). (Visited on 21/11/2023).
- Saunio, M. et al. (Dec. 2016). ‘The Global Methane Budget 2000–2012’. In: *Earth System Science Data* 8.2, pp. 697–751. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-8-697-2016](https://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016). (Visited on 15/03/2023).
- Saunio, M. et al. (July 2020). ‘The Global Methane Budget 2000–2017’. In: *Earth System Science Data* 12.3, pp. 1561–1623. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-12-1561-2020](https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020).
- Saunio, M. et al. (June 2024). ‘Global Methane Budget 2000–2020’. In: DOI: [10.5194/essd-2024-115](https://doi.org/10.5194/essd-2024-115). (Visited on 15/06/2024).
- Save, H., S. Bettadpur and B. D. Tapley (Oct. 2016). ‘High-resolution CSR GRACE RL05 mascons’. In: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121.10, pp. 7547–7569. ISSN: 2169-9356. DOI: [10.1002/2016jb013007](https://doi.org/10.1002/2016jb013007). URL: <http://dx.doi.org/10.1002/2016JB013007>.
- Scanlon, B. R., Z. Zhang, H. Save, D. N. Wiese, F. W. Landerer, D. Long, L. Longuevergne and J. Chen (Dec. 2016). ‘Global Evaluation of New GRACE Mascon Products for Hydrologic Applications’. In: *Water Resources Research* 52.12, pp. 9412–9429. ISSN: 0043-1397, 1944-7973. DOI: [10.1002/2016WR019494](https://doi.org/10.1002/2016WR019494). (Visited on 24/06/2024).
- Schädel, C., E. A. G. Schuur, R. Bracho, B. Elberling, C. Knoblauch, H. Lee, Y. Luo, G. R. Shaver and M. R. Turetsky (Feb. 2014). ‘Circumpolar Assessment of Permafrost C Quality and Its Vulnerability over Time Using Long-Term Incubation Data’. In: *Global Change Biology* 20.2, pp. 641–652. ISSN: 13541013. DOI: [10.1111/gcb.12417](https://doi.org/10.1111/gcb.12417).

- Schaefer, H. et al. (Apr. 2016). ‘A 21st-Century Shift from Fossil-Fuel to Biogenic Methane Emissions Indicated by $^{13}\text{CH}_4$ ’. In: *Science* 352.6281, pp. 80–84. ISSN: 0036-8075, 1095-9203. DOI: [10.1126/science.aad2705](https://doi.org/10.1126/science.aad2705). (Visited on 18/06/2024).
- Schroeder, R., K. McDonald, B. Chapman, K. Jensen, E. Podest, Z. Tessler, T. Bohn and R. Zimmermann (Dec. 2015). ‘Development and Evaluation of a Multi-Year Fractional Surface Water Data Set Derived from Active/Passive Microwave Remote Sensing Data’. In: *Remote Sensing* 7.12, pp. 16688–16732. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs71215843](https://doi.org/10.3390/rs71215843). (Visited on 09/04/2024).
- Schuur, E. A. et al. (Oct. 2022). ‘Permafrost and Climate Change: Carbon Cycle Feedbacks From the Warming Arctic’. In: *Annual Review of Environment and Resources* 47.1, pp. 343–371. ISSN: 1543-5938, 1545-2050. DOI: [10.1146/annurev-environ-012220-011847](https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012220-011847). (Visited on 24/10/2023).
- Schwietzke, S. et al. (Oct. 2016). ‘Upward Revision of Global Fossil Fuel Methane Emissions Based on Isotope Database’. In: *Nature* 538.7623, pp. 88–91. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/nature19797](https://doi.org/10.1038/nature19797). (Visited on 18/06/2024).
- Scripps Institution of Oceanography at UC San Diego (n.d.). *Terra & Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)*. URL: <https://keelingcurve.ucsd.edu>.
- Segarra, J., M. L. Buchaillet, J. L. Araus and S. C. Kefauver (May 2020). ‘Remote Sensing for Precision Agriculture: Sentinel-2 Improved Features and Applications’. In: *Agronomy* 10.5, p. 641. ISSN: 2073-4395. DOI: [10.3390/agronomy10050641](https://doi.org/10.3390/agronomy10050641). (Visited on 14/05/2024).
- Shen, X., D. Wang, K. Mao, E. Anagnostou and Y. Hong (Apr. 2019). ‘Inundation Extent Mapping by Synthetic Aperture Radar: A Review’. In: *Remote Sensing* 11.7, p. 879. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs11070879](https://doi.org/10.3390/rs11070879). (Visited on 17/01/2024).
- Sherwood, O. A., S. Schwietzke, V. A. Arling and G. Etiope (Aug. 2017). ‘Global Inventory of Gas Geochemistry Data from Fossil Fuel, Microbial and Burning Sources, Version 2017’. In: *Earth System Science Data* 9.2, pp. 639–656. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-9-639-2017](https://doi.org/10.5194/essd-9-639-2017). (Visited on 03/05/2024).
- Shiklomanov, A., S. Déry, M. Tretiakov, D. Yang, D. Magritsky, A. Georgiadi and W. Tang (2021). ‘River Freshwater Flux to the Arctic Ocean’. In: *Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems*. Ed. by D. Yang and D. L. Kane. Cham: Springer International Publishing, pp. 703–738. ISBN: 9783030509309. DOI: [10.1007/978-3-030-50930-9_24](https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9_24). (Visited on 07/02/2024).
- Sorenson, R. P. (2011). ‘Eunice Foote’s Pioneering Research On CO₂ And Climate Warming’. In: *American Association of Petroleum Geologists*.
- Stephan, C., M. Alpers, B. Millet, G. Ehret, P. Flamant and C. Deniel (Sept. 2011). ‘MERLIN: A Space-Based Methane Monitor’. In: *SPIE Optical Engineering + Applications*. Ed. by U. N. Singh. San Diego, California, USA, p. 815908. DOI: [10.1117/12.896589](https://doi.org/10.1117/12.896589). (Visited on 10/07/2024).
- Stevenson, D. S. et al. (Nov. 2020). ‘Trends in Global Tropospheric Hydroxyl Radical and Methane Lifetime since 1850 from AerChemMIP’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 20.21, pp. 12905–12920. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-20-12905-2020](https://doi.org/10.5194/acp-20-12905-2020). (Visited on 10/06/2024).

- Stolper, D., A. Sessions, A. Ferreira, E. Santos Neto, A. Schimmelmann, S. Shusta, D. Valentine and J. Eiler (Feb. 2014). ‘Combined 13C–D and D–D Clumping in Methane: Methods and Preliminary Results’. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 126, pp. 169–191. ISSN: 00167037. DOI: [10.1016/j.gca.2013.10.045](https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.10.045). (Visited on 06/05/2024).
- Sturtevant, C., B. L. Ruddell, S. H. Knox, J. Verfaillie, J. H. Matthes, P. Y. Oikawa and D. Baldocchi (Jan. 2016). ‘Identifying Scale-emergent, Nonlinear, Asynchronous Processes of Wetland Methane Exchange’. In: *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 121.1, pp. 188–204. ISSN: 2169-8953, 2169-8961. DOI: [10.1002/2015JG003054](https://doi.org/10.1002/2015JG003054). (Visited on 19/06/2024).
- Szopa, S. et al. (2021). ‘Short-Lived Climate Forcers’. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by V. Masson-Delmotte et al. Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press. Chap. 6. DOI: [10.1017/9781009157896.008](https://doi.org/10.1017/9781009157896.008). URL: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Chapter06.pdf.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, M. Watkins and C. Reigber (May 2004). ‘The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission Overview and Early Results’. In: *Geophysical Research Letters* 31.9, 2004GL019920. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2004GL019920](https://doi.org/10.1029/2004GL019920). (Visited on 22/06/2024).
- Tenkanen, M., A. Tsuruta, K. Rautiainen, V. Kangasaho, R. Ellul and T. Aalto (Dec. 2021). ‘Utilizing Earth Observations of Soil Freeze/Thaw Data and Atmospheric Concentrations to Estimate Cold Season Methane Emissions in the Northern High Latitudes’. In: *Remote Sensing* 13.24, p. 5059. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs13245059](https://doi.org/10.3390/rs13245059). (Visited on 15/03/2023).
- Thanwerdas, J., M. Saunois, A. Berchet, I. Pison and P. Bousquet (Feb. 2024). ‘Investigation of the Renewed Methane Growth Post-2007 with High-Resolution 3-D Variational Inverse Modeling and Isotopic Constraints’. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 24.4, pp. 2129–2167. ISSN: 1680-7324. DOI: [10.5194/acp-24-2129-2024](https://doi.org/10.5194/acp-24-2129-2024). (Visited on 18/06/2024).
- Thanwerdas, J., M. Saunois, A. Berchet, I. Pison, B. H. Vaughn, S. E. Michel and P. Bousquet (June 2022). ‘Variational inverse modeling within the Community Inversion Framework v1.1 to assimilate $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ and CH_4 : a case study with model LMDz-SACS’. In: *Geoscientific Model Development* 15.12, pp. 4831–4851. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-15-4831-2022](https://doi.org/10.5194/gmd-15-4831-2022). (Visited on 25/05/2024).
- Thompson, R. L., E. G. Nisbet, I. Pisso, A. Stohl, D. Blake, E. J. Dlugokencky, D. Helmig and J. W. C. White (Oct. 2018). ‘Variability in Atmospheric Methane From Fossil Fuel and Microbial Sources Over the Last Three Decades’. In: *Geophysical Research Letters* 45.20. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2018GL078127](https://doi.org/10.1029/2018GL078127). (Visited on 18/06/2024).
- Thornton, B. F., M. Wik and P. M. Crill (Dec. 2016). ‘Double-counting Challenges the Accuracy of High-latitude Methane Inventories’. In: *Geophysical Research Letters* 43.24. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1002/2016GL071772](https://doi.org/10.1002/2016GL071772). (Visited on 22/08/2024).
- Tootchi, A., A. Jost and A. Ducharme (2019). ‘Multi-Source Global Wetland Maps Combining Surface Water Imagery and Groundwater Constraints’. In:

- Torres-Alvarado, R., F. Ramírez-Vives and F. J. Fernández (2005a). ‘Methanogenesis and Methane Oxidation in Wetlands. Implications in the Global Carbon Cycle Metanogénesis y Metano-Oxidación En Humedales. Implicaciones En El Ciclo Del Carbono Global’. In: 15.3.
- Torres-Alvarado, R., F. Ramírez-Vives and F. J. Fernández (2005b). ‘Methanogenesis and Methane Oxidation in Wetlands. Implications in the Global Carbon Cycle Metanogénesis y Metano-Oxidación En Humedales. Implicaciones En El Ciclo Del Carbono Global’. In: *Hidrobiológica* 15.3.
- Tuanmu, M.-N. and W. Jetz (Sept. 2014). ‘A Global 1-km Consensus Land-cover Product for Biodiversity and Ecosystem Modelling’. In: *Global Ecology and Biogeography* 23.9, pp. 1031–1045. ISSN: 1466-822X, 1466-8238. DOI: [10.1111/geb.12182](https://doi.org/10.1111/geb.12182). (Visited on 26/09/2024).
- Turner, A. J., C. Frankenberg, P. O. Wennberg and D. J. Jacob (May 2017). ‘Ambiguity in the Causes for Decadal Trends in Atmospheric Methane and Hydroxyl’. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114.21, pp. 5367–5372. ISSN: 0027-8424, 1091-6490. DOI: [10.1073/pnas.1616020114](https://doi.org/10.1073/pnas.1616020114). (Visited on 18/06/2024).
- Ueyama, M. et al. (Apr. 2023). ‘Modeled Production, Oxidation, and Transport Processes of Wetland Methane Emissions in Temperate, Boreal, and Arctic Regions’. In: *Global Change Biology* 29.8, pp. 2313–2334. ISSN: 1354-1013, 1365-2486. DOI: [10.1111/gcb.16594](https://doi.org/10.1111/gcb.16594). (Visited on 15/03/2023).
- Ulaby, F. and D. Long (2014). *Microwave radar and radiometric remote sensing*.
- USEPA (2019). *Global Non-CO2 Greenhouse Gas Emission Projections & Mitigation Potential: 2015-2050*. DOI: [10.22541/essoar.170689043.36956273/v1](https://doi.org/10.22541/essoar.170689043.36956273/v1). URL: <http://dx.doi.org/10.22541/essoar.170689043.36956273/v1>.
- USEPA, B. Anderson, K. B. Bartlett, S. Frolking, K. Hayhoe, J. C. Jenkins and W. A. Salas (2010). ‘Methane and Nitrous Oxide Emissions from Natural Sources’. In: Office of Atmospheric Programs EPA 430-R-10-001.
- Valentini, R. (2003). *Fluxes of Carbon, Water and Energy of European Forests*. Springer Berlin Heidelberg. ISBN: 9783662051719. DOI: [10.1007/978-3-662-05171-9](https://doi.org/10.1007/978-3-662-05171-9). URL: <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-05171-9>.
- Vanin, F., P. Laberinti, C. Donlon, B. Fiorelli, I. Barat, M. P. Sole, M. Palladino, P. Eggers, T. Rudolph and C. Galeazzi (Sept. 2020). ‘Copernicus Imaging Microwave Radiometer (CIMR): System Aspects and Technological Challenges’. In: *IGARSS 2020 - 2020 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Waikoloa, HI, USA: IEEE, pp. 6535–6538. ISBN: 978-1-72816-374-1. DOI: [10.1109/IGARSS39084.2020.9324259](https://doi.org/10.1109/IGARSS39084.2020.9324259). (Visited on 10/04/2024).
- Vymazal, J. (July 2007). ‘Removal of Nutrients in Various Types of Constructed Wetlands’. In: *Science of The Total Environment* 380.1-3, pp. 48–65. ISSN: 00489697. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2006.09.014](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.09.014). (Visited on 12/06/2024).
- Walter, B. P. and M. Heimann (Sept. 2000). ‘A Process-Based, Climate-Sensitive Model to Derive Methane Emissions from Natural Wetlands: Application to Five Wetland Sites, Sensitivity to Model Parameters, and Climate’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 14.3, pp. 745–765. ISSN: 08866236. DOI: [10.1029/1999GB001204](https://doi.org/10.1029/1999GB001204).

- Wang, W. C., Y. L. Yung, A. A. Lacis, T. Mo and J. E. Hansen (1976). ‘Anthropogenic Gases May Alter Our Climate by Plugging an Atmospheric Window for Escaping Thermal Radiation’. In: 194.
- Wania, R. et al. (May 2013). ‘Present State of Global Wetland Extent and Wetland Methane Modelling: Methodology of a Model Inter-Comparison Project (WETCHIMP)’. In: *Geoscientific Model Development* 6.3, pp. 617–641. ISSN: 1991-9603. DOI: [10.5194/gmd-6-617-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-617-2013).
- Widhalm, B., A. Bartsch and B. Heim (Nov. 2015). ‘A Novel Approach for the Characterization of Tundra Wetland Regions with C-band SAR Satellite Data’. In: *International Journal of Remote Sensing* 36.22, pp. 5537–5556. ISSN: 0143-1161, 1366-5901. DOI: [10.1080/01431161.2015.1101505](https://doi.org/10.1080/01431161.2015.1101505). (Visited on 20/06/2024).
- Wieder, W. (2014). *Regridded Harmonized World Soil Database v1.2*. en. DOI: [10.3334/ORNLDAAAC/1247](https://doi.org/10.3334/ORNLDAAAC/1247). URL: http://daac.ornl.gov/cgi-bin/dsviewer.pl?ds_id=1247.
- Worden, J. R., A. A. Bloom, S. Pandey, Z. Jiang, H. M. Worden, T. W. Walker, S. Houweling and T. Röckmann (Dec. 2017). ‘Reduced Biomass Burning Emissions Reconcile Conflicting Estimates of the Post-2006 Atmospheric Methane Budget’. In: *Nature Communications* 8.1, p. 2227. ISSN: 2041-1723. DOI: [10.1038/s41467-017-02246-0](https://doi.org/10.1038/s41467-017-02246-0). (Visited on 18/06/2024).
- Xi, Y. et al. (2021). *Dynamics of global wetlands by TOPMODEL*. en. DOI: [10.5281/ZENODO.6409309](https://doi.org/10.5281/ZENODO.6409309). URL: <https://zenodo.org/record/6409309>.
- Xi, Y. et al. (June 2022). ‘Gridded Maps of Wetlands Dynamics over Mid-Low Latitudes for 1980–2020 Based on TOPMODEL’. In: *Scientific Data* 9.1, p. 347. ISSN: 2052-4463. DOI: [10.1038/s41597-022-01460-w](https://doi.org/10.1038/s41597-022-01460-w).
- Xu, J., P. J. Morris, J. Liu and J. Holden (Jan. 2018). ‘PEATMAP: Refining Estimates of Global Peatland Distribution Based on a Meta-Analysis’. In: *CATENA* 160, pp. 134–140. ISSN: 03418162. DOI: [10.1016/j.catena.2017.09.010](https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.010). (Visited on 30/10/2023).
- Yamazaki, D., S. Kanae, H. Kim and T. Oki (Apr. 2011). ‘A Physically Based Description of Floodplain Inundation Dynamics in a Global River Routing Model’. In: *Water Resources Research* 47.4, 2010WR009726. ISSN: 0043-1397, 1944-7973. DOI: [10.1029/2010WR009726](https://doi.org/10.1029/2010WR009726). (Visited on 14/05/2024).
- Yang, D., B. Ye and A. Shiklomanov (Aug. 2004). ‘Discharge Characteristics and Changes over the Ob River Watershed in Siberia’. In: *Journal of Hydrometeorology* 5.4, pp. 595–610. ISSN: 1525-755X, 1525-7541. DOI: [10.1175/1525-7541\(2004\)005<0595:DCACOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0595:DCACOT>2.0.CO;2). (Visited on 25/01/2024).
- Yvon-Durocher, G., A. P. Allen, D. Bastviken, R. Conrad, C. Gudasz, A. St-Pierre, N. Thanh-Duc and P. A. Del Giorgio (Mar. 2014). ‘Methane Fluxes Show Consistent Temperature Dependence across Microbial to Ecosystem Scales’. In: *Nature* 507.7493, pp. 488–491. ISSN: 0028-0836, 1476-4687. DOI: [10.1038/nature13164](https://doi.org/10.1038/nature13164). (Visited on 19/06/2024).
- Zakharova, E. A., A. V. Kouraev, F. Rémy, V. A. Zemtsov and S. N. Kirpotin (May 2014). ‘Seasonal Variability of the Western Siberia Wetlands from Satellite Radar Altimetry’. In: *Journal of Hydrology* 512, pp. 366–378. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydro.2014.03.002](https://doi.org/10.1016/j.jhydro.2014.03.002). (Visited on 25/01/2024).

- Zeiger, P., F. Frappart, J. Darrozes, C. Prigent and C. Jiménez (Dec. 2022). ‘Analysis of CYGNSS Coherent Reflectivity over Land for the Characterization of Pan-Tropical Inundation Dynamics’. In: *Remote Sensing of Environment* 282, p. 113278. ISSN: 00344257. DOI: [10.1016/j.rse.2022.113278](https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113278).
- Zeiger, P., F. Frappart, J. Darrozes, C. Prigent, C. Jiménez and L. Bourrel (Nov. 2023). ‘Weekly Mapping of Surface Water Extent in the Intertropical Wetlands Using Spaceborne GNSS Reflectometry’. In: *Journal of Hydrology* 626, p. 130305. ISSN: 00221694. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2023.130305](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130305). (Visited on 21/11/2023).
- Zhang, B., H. Tian, C. Lu, G. Chen, S. Pan, C. Anderson and B. Poulter (Sept. 2017a). ‘Methane Emissions from Global Wetlands: An Assessment of the Uncertainty Associated with Various Wetland Extent Data Sets’. In: *Atmospheric Environment* 165, pp. 310–321. ISSN: 13522310. DOI: [10.1016/j.atmosenv.2017.07.001](https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2017.07.001). (Visited on 15/03/2023).
- Zhang, Y., X. Xiao, X. Wu, S. Zhou, G. Zhang, Y. Qin and J. Dong (Oct. 2017b). ‘A Global Moderate Resolution Dataset of Gross Primary Production of Vegetation for 2000–2016’. In: *Scientific Data* 4.1, p. 170165. ISSN: 2052-4463. DOI: [10.1038/sdata.2017.165](https://doi.org/10.1038/sdata.2017.165).
- Zhang, Z., E. Fluet-Chouinard, K. Jensen, K. McDonald, G. Hugelius, T. Gumbrecht, M. Carroll, C. Prigent, A. Bartsch and B. Poulter (Oct. 2021a). *Development of a global dataset of Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M)*. Version 2.0. Zenodo. DOI: [10.5281/zenodo.5553187](https://doi.org/10.5281/zenodo.5553187). URL: <https://doi.org/10.5281/zenodo.5553187>.
- Zhang, Z., E. Fluet-Chouinard, K. Jensen, K. McDonald, G. Hugelius, T. Gumbrecht, M. Carroll, C. Prigent, A. Bartsch and B. Poulter (2021b). *Development of a global dataset of Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M)*. DOI: [10.5281/ZENODO.5553187](https://doi.org/10.5281/ZENODO.5553187). URL: <https://zenodo.org/record/5553187>.
- Zhang, Z., E. Fluet-Chouinard, K. Jensen, K. McDonald, G. Hugelius, T. Gumbrecht, M. Carroll, C. Prigent, A. Bartsch and B. Poulter (May 2021c). ‘Development of the Global Dataset of Wetland Area and Dynamics for Methane Modeling (WAD2M)’. In: *Earth System Science Data* 13.5, pp. 2001–2023. ISSN: 1866-3516. DOI: [10.5194/essd-13-2001-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-2001-2021).
- Zhang, Z., B. Poulter, A. F. Feldman, Q. Ying, P. Ciais, S. Peng and X. Li (May 2023). ‘Recent Intensification of Wetland Methane Feedback’. In: *Nature Climate Change* 13.5, pp. 430–433. ISSN: 1758-678X, 1758-6798. DOI: [10.1038/s41558-023-01629-0](https://doi.org/10.1038/s41558-023-01629-0). (Visited on 18/06/2024).
- Zhu, X., Q. Zhuang, Z. Qin, M. Glagolev and L. Song (June 2013). ‘Estimating Wetland Methane Emissions from the Northern High Latitudes from 1990 to 2009 Using Artificial Neural Networks: METHANE EMISSIONS FROM NORTHERN WETLANDS’. In: *Global Biogeochemical Cycles* 27.2, pp. 592–604. ISSN: 08866236. DOI: [10.1002/gbc.20052](https://doi.org/10.1002/gbc.20052). (Visited on 15/03/2023).
- Zhuang, Q., M. Guo, J. M. Melack, X. Lan, Z. Tan, Y. Oh and L. R. Leung (Mar. 2023). ‘Current and Future Global Lake Methane Emissions: A Process-Based Modeling Analysis’. In: *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 128.3, e2022JG007137. ISSN: 2169-8953, 2169-8961. DOI: [10.1029/2022JG007137](https://doi.org/10.1029/2022JG007137). (Visited on 10/07/2024).

Zona, D. et al. (Jan. 2016). 'Cold Season Emissions Dominate the Arctic Tundra Methane Budget'. In: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 113.1, pp. 40–45. ISSN: 0027-8424, 1091-6490. DOI: [10.1073/pnas.1516017113](https://doi.org/10.1073/pnas.1516017113). (Visited on 18/09/2024).