

Faculté des sciences

Évaluation de la variabilité saisonnière et de la tendance de la confluence Brésil-Malouines simulée par les modèles CMIP6 de 1993 à 2050

Auteur: **Camille EVERARTS**

Promoteurs: **Thierry FICHEFET, Leandro PONSONI (Flanders Marine
Institute - VLIZ)**

Lecteur: **Veerle VANACKER**

Année académique 2023–2024

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Résumé

La confluence Brésil-Malouines (BMC) est une zone de rencontre dynamique entre les courants océaniques chauds et salés du Brésil et les courants froids des Malouines. Cette région est essentielle pour la régulation du climat global et la biodiversité marine. La circulation océanique y joue un rôle crucial en transportant chaleur, nutriments et gaz dissous, influençant ainsi le climat régional et global. Cette étude a pour objectif d'évaluer la variabilité spatiale de la BMC à l'aide de données de 13 modèles de la sixième phase du Projet d'Intercomparaison de Modèles Couplés (CMIP6), et de comparer ces résultats avec des observations satellitaires recueillies entre 1993 et 2014. Les principaux axes de recherche concernent la caractérisation des tendances et variabilités observées et modélisées de la BMC, ainsi que l'impact de la résolution spatiale des modèles sur la fidélité des simulations.

Les observations satellitaires mettent en évidence une variabilité saisonnière marquée de la BMC, avec des déplacements nord-sud annuels. Concernant les tendances globales, les observations et certains modèles montrent une migration de la confluence vers le sud. Parmi les modèles étudiés, HadGEM3-GC31-HM et MPI-ESM1-2-HR se démarquent par leur capacité à reproduire cette variabilité avec une précision relative. L'augmentation de la résolution spatiale des modèles montre des résultats mitigés : pour la représentation de la variable du niveau de la mer au dessus du géoïde, elle n'améliore pas systématiquement la précision des simulations, surtout lorsque l'échelle diminue, pour la représentation des tendances de la BMC, la résolution améliore les simulations. Les projections pour le 21ème siècle basées sur les simulations CMIP6 indiquent une tendance à une migration vers le sud de la BMC, en réponse aux changements climatiques. Cette migration pourrait avoir des conséquences significatives sur la distribution de la chaleur et des nutriments dans l'océan Atlantique Sud, ainsi que sur les écosystèmes marins locaux.

Malgré les avancées, plusieurs limites subsistent. Les écarts entre les simulations et les observations suggèrent de mieux comprendre les interactions complexes influençant la BMC. Les projections pour le 21ème siècle comportent des incertitudes nécessitant des études plus détaillées pour affiner ces prévisions et mieux comprendre leurs implications pour les écosystèmes marins.

Remerciements

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui ont rendu ce mémoire possible et qui ont contribué à ma formation académique durant ces cinq dernières années.

Je remercie tout particulièrement mes promoteurs : Mr Fichet pour sa présence, ses conseils avisés et son suivi tout au long de ce projet, et Mr Ponsoni pour son expertise, son suivi et son orientation qui m'ont été d'une aide inestimable lors de cette étude. Je souhaite également remercier le doctorant Noé Pirlet pour son aide lors de problèmes techniques lors de la création de mes résultats.

Un grand merci à ma famille et amis pour leur soutien moral et leurs encouragements tout au long de cette aventure. Leur présence a été une source de motivation continue. Je tiens à remercier tout particulièrement Germain qui m'a soutenu tout au long de ce travail dans les moments de doute et de stress. Merci à Antoine pour son aide précieuse concernant mon code, ses encouragements et sa motivation.

Merci aux personnes qui ont pris le temps de relire et de commenter mon mémoire. Je remercie tout particulièrement mon papa, dont les corrections minutieuses ont grandement amélioré la clarté et la cohérence de ce travail. Sa rigueur et son œil attentif ont été d'une aide précieuse.

Enfin, je tiens à remercier mes camarades avec qui j'ai passé ces cinq dernières années. Particulièrement Juliette, Antonin et Louis pour les moments passés en terrain, en salle des mémorants ou encore même en Erasmus pour Antonin et Juliette, pour l'entraide perpétuelle de ce groupe qui m'a permis de progresser dans un environnement bienveillant à travers ces années.

Table des matières

Introduction	1
1 Revue de la littérature	4
1.1 Circulation océanique	4
1.2 L’océan Austral	7
1.3 La circulation de l’océan Atlantique Sud	10
1.4 Confluence Brésil-Malouines	11
2 Matériel et méthode	16
2.1 Donnée satellitaires analysées	16
2.1.1 Altimétrie satellitaire	16
2.1.2 Variable : niveau de la mer au dessus du géoïde	17
2.1.3 Données satellitaires	18
2.2 CMIP6 : Projet d’intercomparaison des modèles couplés 6	19
2.3 Métriques et diagnostics dérivés	23
2.4 Projections	24
3 Validation	25
3.1 Validation globale	25
3.2 Validation régionale	28
4 Résultats et discussion	32
4.1 Tendances et variabilités observées de la BMC	32
4.2 Tendances et variabilités modélisées de la BMC	36
4.3 Projections des tendances et de la variabilité de la BMC	41
4.4 Limites	43
Conclusion	46
Références	48
Annexe	58

Liste des sigles et acronymes

AABW	Antarctic Bottom Water (Eaux de fond antarctiques)
ACC	Antarctic Circumpolar Current (Courant circumpolaire antarctique)
ADT	Absolute Dynamic Topography (Topographie dynamique absolue)
BC	Brazil Current (Courant Brésil)
BMC	Brazil-Malvinas Confluence (Confluence Brésil-Malouines)
CMCC	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici
CMIP6	Coupled Model Intercomparison Project 6 (Projet d'Intercomparaison de Modèles Couplés 6)
CMR	Circulation méridienne de retournement
CESM1	Community Earth System Model version 1
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
FGOALS	Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model
HadGEM	Hadley Centre Global Environment Model
INM	Institute of Numerical Mathematics
MABL	Marine Atmospheric Boundary Layer (Couche limite atmosphérique marine)
MC	Malvinas Current (Courant Malouines)
MDT	Mean Dynamic Topography (Topographie dynamique moyenne)
MRF	Mean Residual Flux (Flux résiduel moyen)
MPI	Max Planck Institute for Meteorology
MRC	Mean Residual Circulation (Circulation résiduelle moyenne)
MSS	Mean Sea Surface (Niveau moyen de la mer)
NADW	North Atlantic Deep Water (Eaux profondes nord-atlantiques)
PBL	Planetary Boundary Layer (Couche limite planétaire)
PF	Polar Front (Front polaire)

PFZ	Polar Front Zone (Zone du front polaire)
PSU	Practical Salinity Unit (Unité de salinité pratique)
RMSE	Root Mean Squared Error (Erreur quadratique moyenne)
SAC	South Atlantic Current (Courant de l'Atlantique Sud)
SAF	Subantarctic Front (Front subantarctique)
SAZ	Subantarctic Zone (Zone subantarctique)
SLA	Sea Level Anomaly (Anomalie du niveau de la mer)
SEC	South Equatorial Current (Courant sud équatorial)
SSH	Sea Surface Height (Hauteur de la surface de la mer)
SST	Sea Surface Temperature (Température de surface de la mer)
STF	Subtropical Front (Front subtropical)
ZCS	Zone of Confluence and Separation (Zone de confluence et de séparation)

Introduction

Les courants marins sont des acteurs clés dans la préservation de la vie marine et la régulation du climat. La circulation océanique transporte la chaleur, le carbone, l'oxygène et les nutriments le long de la surface terrestre dans les bassins océaniques (NOAA, 2011). En séquestrant le carbone et la chaleur dans les profondeurs des océans, elle limite l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère et permet de limiter le réchauffement climatique. Il est donc primordial de connaître les interactions entre les océans et le climat afin de voir les impacts du dérèglement climatique sur ceux-ci.

Les océans jouent le rôle de thermostat de la planète (Bussi-Copin et al., 2016). Ils stockent une grande quantité de chaleur et la redistribuent à l'aide des courants marins (Bussi-Copin et al., 2015). L'augmentation des températures causées par les activités anthropiques est limitée grâce à la circulation de retournement méridienne, car elle transporte la plupart de la chaleur provenant des activités humaines vers les profondeurs (Kostov et al., 2014). Le réchauffement des océans permet l'augmentation de l'énergie stockée dans le système climatique. Plus de 90% de l'énergie accumulée entre 1971 et 2010 est stockée dans l'océan avec seulement environ 1% stocké dans l'atmosphère (GIEC, 2014). En plus de la grande capacité de stockage de la chaleur des océans, ces derniers sont également considérés comme une pompe à carbone et comme un producteur d'oxygène (Bussi-Copin et al., 2016). Il y a deux principaux moyens par lesquels le CO_2 atmosphérique est transféré vers les océans. Le premier est via l'activité biologique et le second via la dissolution du CO_2 dans l'eau de mer. Le second est facilité par la circulation océanique qui entraîne le gaz vers les fonds marins (Bussi-Copin et al., 2016). Étant donné que les températures de l'eau de mer sont plus faibles dans les régions polaires, c'est dans ces régions que l'océan capture le plus facilement le dioxyde de carbone (Bussi-Copin et al., 2015). L'eau froide a tendance à couler sous l'eau chaude, amenant avec elle des gaz comme le CO_2 . Les régions polaires ont dès lors une importance majeure dans le cycle du carbone.

De ce fait, l'étude des régions polaires est un enjeu dans la compréhension de la dynamique du climat. L'océan Austral est un élément clé de cette dynamique climatique. Il constitue une zone de mélange entre les océans Pacifique, Atlantique et Indien, qui sont tous reliés par le courant circumpolaire antarctique (ACC). Cette connexion entre les différents bassins

contribue à la circulation méridienne de retournement, qui permet le transport de chaleur et d'autres propriétés influençant le climat mondial. De plus, l'océan Austral est un endroit où plusieurs fronts océaniques se forment. Les fronts sont des régions océaniques où l'activité biologique est favorisée et où le climat régional et global y est influencé (Saraceno et al., 2004). Ces zones ont de grands impacts sur la biomasse marine et sur les vitesses d'échange de gaz entre l'atmosphère (Froneman et al., 1997 ; Brandini et coll., 2000) et l'océan étant donné quelles sont des régions où l'on retrouve de forts gradients horizontaux des propriétés océanique et une circulation verticale plus intense (Saraceno et al., 2014).

À la limite entre l'océan Atlantique Sud et l'océan Austral se trouve une zone de front. Le courant du Brésil (BC) et le courant des Malouines (MC) entre en contact près de la côte Argentine à environ 38°S de latitude. Cet endroit se nomme la confluence Brésil-Malouines (BMC). Les eaux chaudes et salées du BC provenant du nord et les eaux froides du MC provenant d'une branche de l'ACC, entrent en contact à cet endroit là, formant l'une des régions les plus énergétiques de l'océan mondial (Saraceno et al., 2014). Cette énergie découle de la présence de méandres et de tourbillons en plus d'une forte concentration en chlorophylle-a (Gonzalez-Silvera et al., 2006 ; Gayoso et Podestá, 1986 ; Garcia et al., 2004). La rencontre des eaux subtropicales et subantarctiques favorise l'échange de propriétés à travers le front et contrôle la distribution de la chaleur et de la salinité dans le bassin (Orúe-Echevarría Iglesias, 2019). De plus, sur la côte argentine, le fleuve Plata Plum se déverse dans l'océan apportant une quantité d'eau douce contenant des nutriments privilégiant l'augmentation de la biomasse en phytoplancton et en zooplancton dans cette région (Gonzalez-Silvera et al., 2006). En raison de tous ces phénomènes, la compréhension de la dynamique de la BMC permettrait de comprendre davantage l'implication de l'océan Austral et de l'océan Atlantique Sud dans les processus climatiques (Orúe-Echevarría Iglesias, 2019).

En outre, il n'y a pas que la circulation océanique qui influence le climat, les activités anthropiques ont plusieurs conséquences sur les caractéristiques physiques du climat. L'acidification des océans, le déclin de la vie marine, la dégradation côtière, l'élévation du niveau des mers, la modification de la circulation générale de l'atmosphère, l'affaiblissement de la circulation méridienne de retournement (CMR) et la modification de la localisation moyenne des courants font partie de ces conséquences qui ont des retombées sur les sociétés humaines. Cependant, nombreuses de ces interactions sont encore mal comprises et il est primordial d'améliorer la compréhension de ces phénomènes afin d'obtenir des modèles numériques fiables.

La sixième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP6) représente une initiative majeure dans le domaine de la climatologie (Eyring et al, 2016), succédant à CMIP5 et faisant partie des efforts continus depuis les années 1990 pour coordonner et standardiser la simulation du climat à l'échelle mondiale. CMIP6 est crucial pour évaluer et améliorer les modèles climatiques utilisés pour comprendre les changements passés, présents et futurs du climat. Ce projet se charge de modéliser de nombreuses variables climatiques comme la hauteur du niveau de la mer par rapport au géoïde, qui sera analysée dans ce

mémoire. Il est important d'évaluer la fiabilité de ces modèles en faisant des vérifications à l'aide de données observées.

Ce mémoire vise à évaluer la variabilité saisonnière ainsi que la tendance globale de la BMC au cours du temps simulée par 13 modèles venant de CMIP6 et de comparer ces résultats avec des données observées afin d'évaluer la fiabilité de ces modèles. Les questions de recherche principales sont les suivantes : 1) Comment la variabilité de la BMC est-elle caractérisée et quelles tendances se dégagent des observations satellitaires entre 1993 et 2014 ? 2) Quelle est la qualité de la représentation de la BMC dans les résultats issus des simulations CMIP6 ? 3) Comment l'augmentation de la résolution spatiale dans les modèles climatiques affecte-t-elle leur capacité à reproduire les observations réelles ? 4) En présence de tendances observées, quelles seraient les projections de l'évolution de la BMC durant le 21ème siècle ?

Pour répondre à ces questions, une validation globale, sur l'océan Austral, et une validation régionale, sur la zone de la confluence, des modèles suivants sont réalisées : CMCC-CM2-HR4, CMCC-CM2-VHR4, ECMWF-IFS-HR, ECWFS-IFS-LR, ECMWF-IFS-MR, FGOALS-f3-H, HadGEM3-GC31-HM, HadGEM3-GC31-MM, HadGEM3-GC31-LL, MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-XR, INM-CM5-H et CESM1-CAM5-SE-H. Cette validation a pour but de montrer à quel point les modèles CMIP6 représentent d'une manière efficace les observations de la hauteur de la mer au-dessus du géoïde. Ensuite, la courbe représentant la confluence est extraite et plusieurs métriques sont déduites pour analyser la variabilité spatiale de la confluence et pouvoir comparer les observations avec les modélisations. Premièrement, la position la plus au nord atteinte par le MC est représentée par le maximum de la courbe de la confluence tandis que la position la plus au sud du BC est désignée par le minimum. La différence entre ces deux extrêmes représente l'amplitude de la confluence, qui sert à évaluer la force des courants. La moyenne des positions de la confluence a aussi été sélectionnée comme indicateur pour étudier sa variabilité et sa tendance à se déplacer vers le nord ou le sud, ou à rester stable au fil du temps. Enfin, l'écart-type est utilisé pour examiner si la confluence devient plus fluctuante après la rencontre des deux courants. Ces indicateurs observés et simulés sont comparés à l'aide de tests de Student, de corrélations de Pearson et de Root Mean Squared Error (RMSE). Pour finir, les projections de la BMC sont analysées afin de connaître la tendance future de la confluence.

Ce mémoire est structuré en plusieurs chapitres distincts. Le premier chapitre reprend la revue de la littérature indiquant les concepts importants pour la lecture du mémoire comme les mécanismes de l'océan Austral et de ses courants. Il fait également l'état des connaissances sur les liens avec la modélisation de la variabilité spatiale de la BMC. Le deuxième chapitre explique la méthode et le matériel utilisés pour répondre aux questions de recherche. Le troisième chapitre expose la validation globale et régionale des modèles utilisés. Le quatrième chapitre présente, analyse et discute les résultats produits dans ce mémoire tout en les comparant à la littérature, dans le but de répondre aux questions de recherche. Pour finir, la conclusion synthétise l'étude effectuée et répond à la question de recherche.

Revue de la littérature

Ce chapitre se divise en différentes sections. La première section (section 1.1) détaille la circulation océanique et son importance dans la régulation du climat mondial. Ensuite, la section 1.2 présente les caractéristiques de l’océan Austral et explique les processus de la circulation océanique dans cet océan. La section 1.3 explique comment se déroule la circulation Atlantique Sud. Pour finir, la section 1.4 expose les processus qui se déroulent dans la BMC, son importance ainsi que les travaux qui ont déjà été réalisés sur le sujet.

1.1 Circulation océanique

Les océans, en perpétuel mouvement, affectent le climat global et les écosystèmes marins du monde (NOAA, 2011). Les courants océaniques sont un des moteurs du climat mondial. Ils transportent la chaleur, les organismes marins, les nutriments et les gaz dissous tels que l’oxygène, le dioxyde de carbone et les polluants du monde entier (Huang, 2013). On distingue une circulation rapide de surface, principalement engendrée par les vents et une circulation lente de profondeur résultant des différences de densité (Delorme et al., 2017). La circulation méridienne globale de retournement, souvent appelée tapis roulant océanique, est formée par ces deux composantes et correspond à un système de circulation océanique à grande échelle qui relie les océans Arctique, Atlantique, Indien et Pacifique via l’océan Austral (Lee et al., 2019).

Les courants de surface sont essentiellement induits par les vents (Figure 1.1) soufflant au-dessus de l’océan et exerçant une friction sur la surface (Bussi-Coppin et al., 2016). La trajectoire de ces courants est déterminée par la position des continents (NOAA, 2011). De plus, sous l’effet de la rotation de la Terre et donc de la force de Coriolis, le vent entraîne un transport d’Ekman qui ne circulent pas parallèlement au vent, mais perpendiculairement à ceux-ci, vers la droite dans l’hémisphère Nord et vers la gauche dans l’hémisphère Sud (Bussi-Coppin et al., 2016). Ce déplacement implique un frottement entre la couche supérieure en mouvement et la couche directement située en dessous d’elle. La couche suivante se met dès lors en mouvement suite au frottement qu’implique le déplacement de la couche supérieure. Ce phénomène se déroule ainsi de suite à mesure que l’eau devient plus profonde. L’effet de

pour que cela se produise, il y a très peu de régions où cela apparaît. Dans l'hémisphère Nord, la convection profonde se déroule dans les mers de Norvège, du Groenland, d'Islande et de Labrador. Tandis que dans l'hémisphère Sud, la convection profonde a lieu au voisinage et au large de l'Antarctique, particulièrement dans les mers de Wedell et de Ross. Lorsque l'atmosphère est froide, il y a un transfert de chaleur de l'océan vers l'atmosphère et l'eau de mer devient froide et dense (NOAA, 2011). De plus, si l'eau atteint son point de congélation, elle se transforme en glace laissant une partie de son sel dans l'océan rendant la couche d'eau plus dense (Bussi-Copin, 2016). Cette eau plus dense coule dans les profondeurs, amenant l'eau de surface à se déplacer vers les régions froides et à se refroidir à leur tour. C'est ainsi que démarre le "tapis roulant mondial", un système connecté de courant profond et de surface qui circule autour du globe (NOAA, 2011).

Les océans absorbent une grande quantité du rayonnement solaire dans les régions tropicales près de l'équateur (Delorme et al., 2017). Une fois cette chaleur absorbée, elle est redistribuée dans le monde entier à l'aide des courants océaniques et des vents. Ce mécanisme permet de contrebalancer la répartition inégale du rayonnement solaire arrivant sur la surface de la Terre (NOAA, 2011). Sans cette redistribution de chaleur par les océans, la Terre aurait des températures beaucoup plus extrêmes aux pôles et à l'équateur, et peu de régions continentales seraient habitables (NOAA, 2011). En d'autres termes, les océans jouent le rôle de thermostat de la planète (Bussi-Copin et al., 2016). Ils possèdent une capacité thermique élevée, ce qui lui permet d'emmagasiner plus de chaleur que l'atmosphère (Bussi-Copin et al., 2016). Le transfert de cette chaleur de l'océan vers l'atmosphère peut se faire sur de très longues périodes. Les activités anthropiques font augmenter les températures et 93% de cette chaleur est absorbée par les océans (GIEC, 2014). La CMR est l'un des principaux mécanismes qui permet de limiter l'impact du changement climatique, car elle transporte la plupart de la chaleur provenant des activités humaines vers les profondeurs (Kostov et al., 2014). Selon Bussi-Copin et al. (2016), l'énergie absorbée chaque année par les océans est 10 fois plus élevée que la quantité consommée par l'humanité sur la même période. La CMR est un acteur majeur dans la régulation et le contrôle des grands équilibres planétaires.

En plus du stockage et de la distribution de la chaleur, les océans ont un impact sur la biologie marine. L'océan influence les réseaux trophiques et la reproduction des organismes marins. Les courants ascendants froids embarquent avec eux des sources de nutriments du fond de l'océan jusqu'à la surface, permettant d'alimenter les pêcheries et les animaux tels que les poissons et les mammifères marins. De plus, les courants permettent à certaines espèces d'amener leurs sources de nourriture et de distribuer les larves et les cellules reproductrices.

Pour finir, les océans sont également considérés comme une pompe à carbone et un producteur d'oxygène (Bussi-Copin et al., 2016). C'est un autre mécanisme des océans qui permet de limiter le réchauffement climatique. Il existe deux manières de faire passer le CO₂ atmosphérique dans les bassins océaniques. Le premier provient de l'activité biologique. Le phytoplancton pratique la photosynthèse en absorbant du dioxyde de carbone et en rejetant de l'oxygène (Bussi-Copin et al., 2016). Ces micro-algues capturent de l'énergie solaire, du

CO₂ ainsi que divers sels minéraux dissous dans l'eau et rejettent de l'oxygène et de la matière organique (riche en carbone) (Stassart, 2024). Dans une grande partie des cas, le phytoplancton et la matière organique servent à nourrir les animaux marins, mais lorsque ce n'est pas le cas, ils coulent au fond de l'océan, emportant une partie du CO₂ qu'ils renferment (Stassart, 2024). Une fois au fond de l'océan, le carbone est séquestré pour une très longue période (Stassart, 2024). Les espèces à coquilles participent aussi à ce stockage de carbone dans les océans. Ils capturent le CO₂ et le stock sous forme de calcium (CaCO₃) afin de créer leur coquille. Cette méthode représente environ 10% de l'accumulation du CO₂ dans les eaux marines. Les 90% restants proviennent de la dissolution du gaz dans l'eau de mer (Bussi-Copin et al., 2016). Ce mécanisme se produit grâce à la circulation océanique. L'eau plus dense coule vers les profondeurs, emprisonnant le CO₂ dissous avec elle. Les régions polaires jouent un rôle crucial dans la capture du dioxyde de carbone par les océans, principalement en raison des basses températures de leurs eaux. L'eau froide, plus dense, a tendance à s'enfoncer sous l'eau chaude, entraînant avec elle le CO₂ dissous, ce qui rend les océans polaires essentiels pour le cycle du carbone (Bussi-Copin et al., 2015).

1.2 L'océan Austral

Dans le cadre de cette étude sur la BMC, il est essentiel d'examiner l'océan Austral, car le MC, qui influe significativement sur la dynamique de cette confluence, prend son origine dans les eaux froides et riches en nutriments de l'océan Austral. Les mouvements de ces masses d'eau depuis l'Antarctique vers le nord façonnent les caractéristiques physiques et biologiques de la région, rendant indispensable une compréhension approfondie de l'océan Austral pour une analyse complète de la confluence Brésil-Malouines.

L'océan Austral (Figure 1.2), avec une superficie de plus de 20 millions de kilomètres carrés, est l'un des cinq grands océans de la planète. Il y a 34 millions d'années, le continent antarctique et l'Amérique du Sud se séparèrent, créant le passage de Drake et formant l'ACC (Kennet, 1977). Cela fait de lui l'océan le plus jeune de la planète.

Ce bassin océanique, délimité uniquement par des fronts océaniques plutôt que des frontières continentales, englobe une série de zones et de fronts. Les variations zonales des propriétés spécifiques de l'eau, comme la température et la salinité, sont utilisées pour classer ces régions. Dans la littérature, l'océan austral est souvent décrit comme la région entre le continent antarctique et le front subtropical (STF). Le STF marque la transition entre les eaux subtropicales chaudes et salées et les eaux plus froides et plus douces du sud (Rintoul, 2011). Sa position est variable en latitude. Cependant elle est toujours située entre 35° et 45°S (Smith et al., 2013). Cette zone est caractérisée par une transition de température et de salinité. La température moyenne de surface de la mer (SST) chute approximativement de 12°C à 7/8°C et la salinité diminue de plus de 34,9 à 34,6 ou moins. Plus au sud, plusieurs fronts et zones associés à l'ACC, du nord au sud, sont : la zone subantarctique (SAZ), le

front subantarctique (SAF), la zone frontale polaire (PFZ), le front polaire (PF), la zone antarctique et le front sud de l'ACC. La convergence antarctique, située environ 200 km au sud du front polaire, présente des variations saisonnières marquées de SST, allant de 3°C à 5°C en été et de 1°C à 2°C en hiver. Plus loin vers le pôle, au nord du SAF, la SST est supérieure à 4°C, tandis qu'au sud du PF, elle est inférieure à 2°C. La SST au pôle à 65°S est d'environ -1,0°C (Smith et al., 2013).

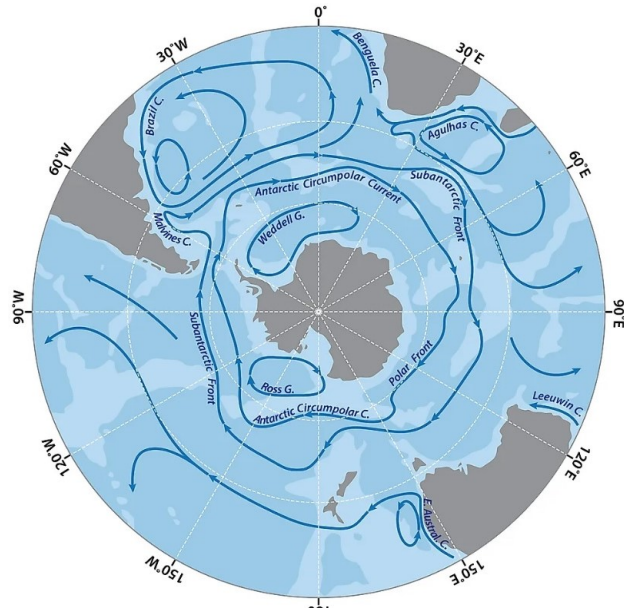


FIGURE 1.2 – Circulation moyenne de l'océan Austral (Rintoul, 2011)

Étant donné l'absence de barrières terrestres, l'océan Austral est une zone de mélange entre les principaux océans du monde (Cunningham et al., 2003). Ceux-ci sont reliés par l'ACC. Les limites de l'ACC sont souvent définies sans points de référence continentaux, à l'exception du passage de Drake. Cette connexion a une influence profonde sur la dynamique des courants dans l'océan Austral et, plus généralement, sur le climat de la Terre. Ce courant favorise les échanges entre l'océan Indien, l'océan Atlantique et l'océan Pacifique, facilitant la diffusion de signaux climatiques et réduisant les disparités zonales des propriétés de l'eau de mer (Smith et al., 2013). L'ACC d'environ 25 000 km de long s'écoule d'ouest en est autour du continent antarctique (Sielder et al., 2001). L'ACC est considéré comme un courant géostrophique. Sa vitesse résulte de l'équilibre entre la force due au gradient horizontal de pression et la force de Coriolis (Webb, 2019). Cet équilibre est valable pour une grande partie des océans mondiaux se trouvant loin des côtes, où les forces de frottement peuvent être négligées (Fichefet et Crucifix, 2022). La direction de ces courants est toujours perpendiculaire au gradient horizontal de pression puisque la force de Coriolis agit perpendiculairement au mouvement. Il s'ensuit que dans l'hémisphère Nord, les hautes pressions se trouvent à droite et les basses pressions à gauche lorsque l'on regarde dans la direction du courant, et inversement dans l'hémisphère Sud (Fichefet et Crucifix, 2022). L'écoulement géostrophique de

l'ACC implique des fortes pentes des surfaces d'égale densité qui s'étirent vers le sud, amenant des eaux plus denses à affleurer en surface dans les hautes latitudes de l'océan Austral (Smith et al., 2013). Dans ces régions, les eaux profondes et denses entrent en contact avec l'atmosphère, permettant un échange de chaleur, d'eau douce et de gaz tels que l'oxygène et le dioxyde de carbone (Webb, 2018). Ainsi, l'océan Austral joue un rôle crucial en agissant comme une interface de régulation des flux entre les eaux océaniques profondes et superficielles. Ce processus de remontée d'eau contribue à ramener des nutriments et du carbone dans la couche supérieure, tandis que la subduction des eaux de surface aide à séquestrer l'oxygène et le dioxyde de carbone d'origine humaine dans les profondeurs de l'océan (Rintoul et al, 2001). Grâce à sa dynamique de circulation de retournement intense, l'océan Austral se révèle être un réservoir majeur pour la chaleur et le CO₂ anthropique.

Au-delà de sa contribution à la régulation climatique, l'océan Austral se distingue par son impact significatif sur la circulation thermohaline globale, un processus essentiel pour le transport de chaleur et de nutriments à travers les océans du monde. Les eaux profondes et froides qui caractérisent cet océan, jouent un rôle déterminant dans la formation des masses d'eau profondes, essentielles à la circulation océanique mondiale (Rintoul et al, 2001).

L'Antarctique, au cœur de cet océan, détient une grande partie de l'eau douce planétaire, représentant 90% des réserves mondiales sous forme de glace. De plus, la glace de mer qui entoure le continent joue un rôle déterminant dans la régulation du forçage radiatif dans les hautes latitudes méridionales et impacte significativement la circulation atmosphérique. La zone est également un indicateur sensible des changements environnementaux, comme en témoigne l'épuisement marqué de l'ozone stratosphérique au-dessus de l'Antarctique, résultat direct de l'activité anthropique principalement située dans l'hémisphère Nord. Ce phénomène d'appauvrissement en ozone a des répercussions locales sur le climat et est intrinsèquement lié aux processus de réchauffement climatique, soulignant l'interdépendance complexe entre l'océan Austral et le système climatique global (Mayewski et al, 2009).

L'océan Austral est au cœur des processus régulant le climat de notre planète, influençant profondément les schémas climatiques, la circulation océanique et la richesse de la vie marine (Cai et al, 2023). Il sert de pivot central dans le maintien de l'équilibre climatique terrestre, grâce à son rôle actif dans la régulation des températures et la gestion du dioxyde de carbone atmosphérique, notamment par l'intermédiaire de ses courants dynamiques, la formation et la fonte saisonnière de glace de mer, ainsi que par sa capacité remarquable à séquestrer la chaleur et le carbone (Cai et al, 2023). Malgré son importance, l'ACC demeure une caractéristique complexe et relativement mal comprise de l'océan Austral, nécessitant une exploration et une étude approfondie pour en comprendre pleinement les implications. L'observation et la modélisation de l'ACC présentent des défis uniques en raison de son isolement géographique et de ses conditions environnementales extrêmes. Les avancées technologiques telles que les satellites océanographiques et les instruments de suivi autonomes ont permis des progrès significatifs dans la compétence à surveiller et à comprendre ce courant complexe. Cependant, des recherches supplémentaires sont nécessaires pour élucider pleinement les mécanismes

physiques, biologiques et climatiques associés à l’ACC, afin d’améliorer la capacité à prédire et à atténuer les effets du changement climatique sur les écosystèmes océaniques et la société humaine.

1.3 La circulation de l’océan Atlantique Sud

Le gyre subtropical de la circulation Atlantique Sud (Figure 1.3) est une circulation des eaux provenant principalement de l’océan Pacifique et de l’océan Austral via le passage de Drake, nommé la route froide (Rintoul, 1991), et de l’océan Indien via la fuite Agulhas, nommé route chaude (Gordon, 1986). Dans ce gyres, l’eau intermédiaire de l’Antarctique (AAIW), est injectée depuis le Pacifique à travers le passage de Drake et est convertie en eau de surface grâce aux interactions air-mer, devenant ainsi la source principale d’eau de surface de l’Atlantique Sud (Garzoli et Matano, 2010). De plus, des eaux de surface de l’Atlantique Sud provenant de l’océan Indien, sous forme de tourbillons et de filaments, libérés lors de la rétrodéviation du courant d’Agulhas, puis transportés vers le nord-ouest par le courant de Benguela et son extension (Garzoli et Matano, 2010) prennent part à la circulation du gyre. L’Atlantique Sud est, dès lors, connecté aux océans Pacifique et Indien, agissant comme un passage par lequel la composante atlantique de la circulation méridionale de retournement (AMOC) interagit avec le reste du monde (Garzoli et Matano, 2010). En conséquence, on s’attend à un échange significatif de masses d’eau entre les bassins adjacents (Garzoli et Matano, 2010). Comme évoqué dans la section 1.1, la circulation du gyre subtropical est contrôlée par les vents et les déséquilibres thermohalins dans l’Atlantique Sud (Orue-echevarria, 2019). Les couches supérieures contrôlées par le vent sont dominées par le gyre anticyclonique subtropical (Peterson et Stramma, 1991; Stramma et England, 1999) et contient les courants sud-équatorial (SEC), du Brésil (BC), de l’Atlantique Sud (SAC) et du Benguela.

Le gyre subtropical de l’hémisphère Sud est délimité au sud par le SAC, qui se propage vers l’est à partir de 50°O en direction de l’Afrique (Orue-echevarria, 2019). À proximité du continent africain, ce courant se divise en deux : une partie se dirige vers l’océan Indien, tandis que l’autre remonte vers le nord en suivant le courant de Benguela avant de rejoindre le courant sud-équatorial (SEC) (Orue-echevarria, 2019). Ce dernier achemine les eaux subtropicales depuis la zone influencée par le courant de Benguela en direction de l’ouest vers le Brésil, constituant ainsi la frontière nord du gyre (Orue-echevarria, 2019). Lorsque le SEC atteint la marge continentale sud-américaine, aux alentours de 15°S, il se scinde en deux : le courant du Brésil Nord remonte vers le nord et le BC descend vers le sud. Cette séparation s’effectue à des niveaux plus profonds aux environs de 27°S, contribuant au sud du courant de bord ouest (Boebel et al., 1999; Legeais et al., 2013).

Le BC correspond à la limite ouest du gyre subtropical sud. Ce courant transporte des eaux chaudes et salées, ainsi que de la NADW au sein du courant de bord ouest. Vers 38° S de latitude, le BC rencontre le MC au niveau de la BMC (Gordon et Greengrove, 1986). À la suite de cette confluence, une partie du BC est déviée vers l’est, pour former le SAC

fermant le gyre subtropical. Une partie du MC est rétrofléchi vers le sud, le courant retour des Malouines (MRC) (Piola et al., 2013) et ensuite rejoint l'est dans le front subtropical (STF) à 45° S (Peterson et Whitworth, 1989), en tant qu'extrême sud du gyre subtropical. Il sépare les masses d'eau subtropicales plus chaudes et salées au nord des masses d'eau subantarctiques froides (Orue-echevarria, 2019).

Ces différentes masses d'eau connaissent des transformations significatives durant leur parcours dans le bassin sud-atlantique, influencées par les échanges avec l'atmosphère, le brassage diapycnal à petite échelle, le mélange isopycnal provoqué par les tourbillons, ainsi que la subduction et l'advection (Bianchi et al., 1993 ; 2002 ; Sloyan et Rintoul, 2000). Ces multiples phénomènes rendent la dynamique de ce bassin essentielle au fonctionnement de l'AMOC (Orue-echevarria, 2019).

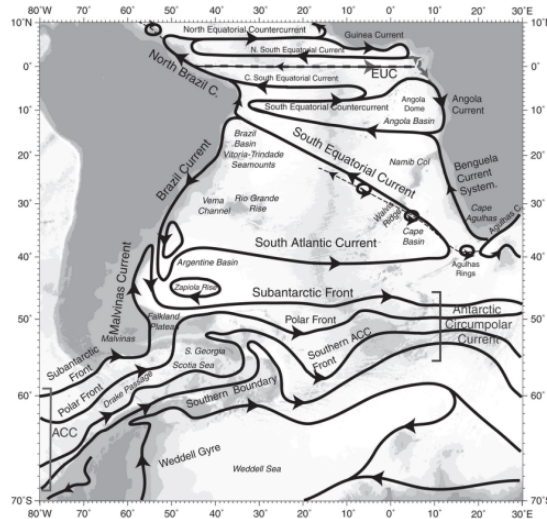


FIGURE 1.3 – Circulation moyenne de la région de l'océan Atlantique Sud (Orué-Echevarria, 2019).

1.4 Confluence Brésil-Malouines

La Confluence Brésil-Malouines (BMC), également connue sous le nom de Zone de Confluence Subtropicale (ZCS), est une zone océanique d'une importance géophysique et biologique significative située dans l'océan Atlantique Sud. Cette confluence crée une frontière écologique dynamique où des processus océanographiques complexes se produisent, influençant la circulation des masses d'eau, la biodiversité marine et les conditions climatiques régionales. La confluence se situe le long de la marge occidentale du bassin argentin et se forme grâce à la rencontre entre le BC et le MC (Orue-Echevarria et al., 2021). C'est un site de formation d'eau intermédiaire et un des fronts océaniques ouverts les plus intenses de la planète (Orue-Echevarria et al., 2021).

Le MC est une branche de l'ACC. Ce courant circule vers le nord passant entre le continent et les îles Malouines (Lumpkin et Johnson, 2013), le long de la côte est de l'Argentine dans l'océan Atlantique Sud. Il prend sa source dans le passage de Drake, où la topographie pousse la branche nord de l'ACC, le SAF, à se diriger vers le nord et à rentrer dans le bassin atlantique sud (Artana et al. 2019). Il est dévié vers l'est entre 30°S et 40°S de latitude, lorsqu'il rejoint le BC à environ 38°S de latitude, au large de l'estuaire du Rio de la Plata (Telesca et al., 2018). À la suite de cette rencontre, le MC suit une boucle vers le sud, nommé le MRC pour ensuite rejoindre le SAF (Barré et al., 2006). Le MC est caractérisé par des eaux froides d'une température moyenne de 6°C, avec une salinité relativement faible (environ 33,5 PSU), et riches en nutriments (Telesca et al., 2018). De plus, ces eaux douces contenant un grand nombre de nutriments enrichissent le plateau patagonien et maintiennent la productivité élevée dans cette région (Artana et al. 2019). Les régions riches en nutriments et en plancton, situées dans les MC, ont favorisé le développement d'un écosystème complexe, abritant une grande diversité de plantes et de vie marine. L'abondante prolifération de phytoplancton constitue la base de cet écosystème marin (Caitlin Dempsey, 2019).

Le BC prend son origine dans le courant sud-équatorial (SEC) de l'Atlantique, circulant vers le sud le long de la côte orientale de l'Amérique du Sud (Garrafo et al., 2003). Il prend sa source au cap de São Roque au Brésil et prend fin lors de la rencontre avec le MC (Garrafo et al., 2003). Lors de cette rencontre, le BC est dévié au large du Rio de la Plata vers l'est (Bischof et al, 2004). Cette séparation est située entre 39° et 38° de latitude sud et est, dans la plupart du temps, confiné aux 600 premiers mètres de la colonne d'eau (Bischof et al, 2004). Suite à la rencontre avec le MC, les courants divergent de la côte et s'orientent vers le large. Un segment du BC emprunte le front du BC, qui émane de la zone de confluence et se dirige vers le nord en tant que composante orientale d'une cellule de recirculation se déversant de nouveau dans le BC (Artana et al., 2019). Parallèlement, une autre portion du BC longe le front subtropical, s'étendant vers le sud jusqu'à approximativement 45°S. Ce phénomène est désigné comme le dépassement du BC, avant de rebrousser chemin vers le nord, rejoignant le SAC (Artana et al., 2019). Le BC est caractérisé par des températures relativement élevées et des salinités de 35 à 37 PSU (Garrafo et al., 2003). Les températures le long du courant varient considérablement, de 18°C à 28°C, avec des fluctuations annuelles plus prononcées près des côtes. Ces fluctuations sont influencées par divers facteurs tels que les invasions d'eau subantarctique et les rejets des fleuves côtiers (Bischof et al, 2004). Contrairement au MC, il est relativement faible et peu profond. Le BC est soumis à des variations complexes tout au long de son parcours depuis sa source dans les eaux peu profondes jusqu'à sa rencontre avec le MC. L'estimation de son débit présente des défis, en particulier dans sa région septentrionale où il est confiné au plateau continental. Les observations indiquent des valeurs de transport variant entre 5 et 6,5 Sv près de la surface, tandis que des tourbillons et des méandres affectent sa trajectoire, notamment près de la dorsale de Vitoria-Trindade. Au sud de 24°S, le courant du Brésil prend de l'ampleur avec une augmentation de débit d'environ 5% tous les 100 km, atteignant une valeur totale d'environ 18 Sv à 33°S et jusqu'à 19-22 Sv à 38°S, lorsqu'il rencontre les courants des Malouines (Bischof et al, 2004).

Les zones de front sont des régions importantes pour l'activité biologique et le climat régional et mondial (Saraceno et al., 2004). Les vitesses des courants de surface dans la zone de la BMC sont très intenses et sont associées à des tourbillons et méandres (Artena et al., 2019). L'énergie cinétique des tourbillons est l'une des plus intenses de l'océan mondial avec des valeurs dépassant les $2000 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ après la rencontre des deux courants (Artena et al., 2019). Ces tourbillons libérés à la suite de la confluence influencent la formation des masses d'eau, affectent la ventilation de la thermocline régionale et permettent la distribution de la chaleur et du sel dans tout l'Atlantique Sud (de Souza et al., 2019). À l'échelle méso-océanique, les tourbillons océaniques sont responsables du mélange et du transport de propriétés physiques, chimiques, biologiques et biogéophysiques. Ils conservent les propriétés des courants d'origine et ont des échelles de temps caractéristiques de plusieurs mois et des échelles spatiales de plusieurs dizaines à des centaines de kilomètres. Ces tourbillons influencent la circulation à grande échelle, la SST et les flux océan-atmosphère. Ils ont également un impact sur les cycles biogéochimiques en modifiant le brassage et l'advection verticale des nutriments. Leur signature thermique de surface affecte l'atmosphère sus-jacente, avec des tourbillons chauds (froids) produisant localement des anomalies de flux de chaleur turbulents positives (négatives) et une couche limite atmosphérique marine (MABL) chaud, bien mélangé, instable (froid, stratifié, stable) associé. Ces interactions ont aussi des répercussions sur le vent près de la surface, les propriétés des nuages et les précipitations (Pezzi et al., 2021). Concernant les vents, les fronts impliquent une interaction air-mer différente avec des corrélations positives entre les anomalies de SST et la vitesse du vent de surface (Tokinaga et al., 2005). Deux hypothèses distinctes sont proposées. La première, par Lindzen et Nigam (1987), affirme que les modulations du vent de surface sont influencées par les variations de la pression au niveau de la mer. Des pressions plus basses (élevées) se situent au-dessus des eaux plus chaudes (plus froides) et, par conséquent, des vents plus forts se trouvent où les gradients de pression ou la SST est plus élevés. La deuxième, de Wallace et al. (1989), avance l'idée d'un mécanisme de mélange vertical pour expliquer la relation synchronisée entre la SST et le vent de surface. Selon leur proposition, une SST élevée crée une instabilité dans la couche limite planétaire atmosphérique (PBL), favorisant un mélange rapide de l'air de haute altitude vers la surface, ce qui entraîne une accélération du vent de surface. En revanche, une SST plus basse stabilise la PBL et réduit le mélange vertical, conduisant ainsi à une décélération du vent de surface (Tokinaga et al., 2005).

La BMC, est un épiceutre de biodiversité marine. L'interaction entre le BC chaud et le MC plus froid crée un environnement propice à la prolifération du phytoplancton (de Moura Falcao et al., 2022), qui sert de fondement à la chaîne alimentaire marine. Cette abondance de vie végétale microscopique attire une myriade d'espèces marines, allant des poissons aux mammifères marins, sans oublier les oiseaux qui parcourent le ciel à la recherche de nourriture (Herandez et al., 2024). Les recherches sur le terrain ont révélé que la région de la confluence est particulièrement riche en chlorophylle-a (de Souza, 2019), un indicateur de la densité du phytoplancton en surface. La zone est également caractérisée par des variations rapides de température, de salinité et de turbidité, dues à l'interaction entre les eaux côtières et les courants profonds de l'océan (Orue-Echevarria et al., 2021). Ces changements influencent la

distribution des nutriments et des espèces marines, façonnant les communautés écologiques le long de la côte sud-américaine et au-delà. Les variations saisonnières et annuelles des conditions océanographiques modulent la distribution et la migration des espèces, faisant de la confluence un habitat essentiel pour de nombreuses populations marines, qu'elles soient migratrices ou résidentes (Gonzalez-Silvera, 2006).

C'est pour toutes ces raisons qu'il est primordial de comprendre la variabilité de la BMC afin d'évaluer la dynamique de la circulation de l'Ouest de l'Atlantique. Les variabilités et tendances à long terme ont des impacts sur le climat régional et mondial, ainsi que sur les écosystèmes marins se trouvant dans cette région.

La confluence entre les courants du Brésil et des Malouines présente une variabilité saisonnière et interannuelle significative, sous l'influence des oscillations des courants en jeu (Legeckis et Gordon, 1982). En été, le courant chaud du Brésil prend le dessus, tandis qu'en hiver, c'est le courant froid des Malouines qui prédomine, altérant ainsi la répartition des nutriments et de la vie marine, avec des répercussions directes sur les activités de pêche et la biodiversité (Provost et al., 1992). La position latitudinale moyenne de la BMC varie de 2° avec un déplacement maximal vers le nord en hiver austral, et vers le sud durant l'été austral (Matano et al., 1993). Les températures de surface de la mer changent avec les saisons, affectant la densité et la dynamique des courants. En été, les eaux de surface sont plus chaudes, ce qui peut renforcer le courant du Brésil (Piola, A. R. et al, 2004). En hiver, les eaux plus froides peuvent intensifier le courant des Malouines (Piola et al, 2004). De plus, les régimes de vents saisonniers et les systèmes de haute et basse pression influencent la direction et la force des courants (Stewart, 2008). Cependant, au-delà de cette dynamique saisonnière, des phénomènes tels qu'El Niño, perturbent l'équilibre entre les courants, accentuant la complexité de la confluence (Chelton et al., 1990). Des recherches récentes ont mis en évidence une tendance alarmante : la confluence semble dériver vers le sud (Goni et al. 2011 ; Lumpkin et Garzoli, 2011 ; Combes et Matano, 2014). Entre 1993 et 2008, des études basées sur des modèles et des observations satellitaires ont révélé ce déplacement, bien que ses causes exactes demeurent en grande partie inexpliquées (Lumpkin et Garzoli, 2011). Cette dérive vers le sud a été associée à des facteurs tels que le maximum de la vorticité de la tension du vent moyennée par bassin (la valeur maximale de la vorticité de la tension du vent moyennée sur l'ensemble d'un bassin océanique) et les variations dans le transport de l'ACC, mais aucune conclusion définitive n'a été tirée quant à ses moteurs fondamentaux (Matano et al., 1993 ; Combes et Matano, 2014). De plus, des études ont souligné une augmentation de la variabilité saisonnière du transport des courants après les années 2000, ajoutant une dimension supplémentaire à cette dynamique océanique déjà complexe (Spadone et Provost, 2009). En ce qui concerne la position habituelle de la confluence, autour de 38°S , des observations passées et des modèles climatiques ont révélé une variabilité significative, influencée par des forces atmosphériques saisonnières locales (Gordon et Greengrove, 1986). Des études ont mis en évidence l'impact des cycles saisonniers dans l'hémisphère Sud sur la position de cette confluence, illustrant ainsi la sensibilité de cet écosystème marin aux changements environnementaux (Garzoli et Giulivi, 1994). En somme, la BMC est un microcosme océa-

nique dynamique, où des courants marins se mêlent dans une danse complexe, régulée à la fois par les saisons et par les forces climatiques plus vastes. Cependant, la tendance à la dérive vers le sud souligne les défis croissants posés par le changement climatique et la nécessité d’une surveillance continue pour comprendre et protéger cet écosystème marin crucial.

Ce mémoire cherche donc à caractériser la variabilité de la BMC et identifier les tendances émergentes à partir des observations satellitaires entre 1993 et 2014. Cette analyse approfondie offre une compréhension plus nuancée de l’évolution de la confluence au fil du temps, fournissant ainsi des informations précieuses pour évaluer les changements à long terme dans cet écosystème marin. Ensuite, en évaluant la qualité de la représentation du BC et du MC dans les résultats des simulations CMIP6, une contribution à la validation des modèles climatiques et à l’amélioration de leur précision est apportée. Cette évaluation est essentielle pour garantir la fiabilité des projections basées sur ces modèles et leur exploitation pour la prise de décision. De plus, l’impact de l’augmentation de la résolution spatiale dans les modèles de simulation sur leur capacité à reproduire les observations réelles est exploré. Cette analyse fournit des informations cruciales sur la sensibilité des modèles aux détails spatiaux, ce qui peut orienter les futures améliorations des modèles climatiques pour une meilleure représentation des processus océaniques régionaux. Enfin, en utilisant les tendances observées comme base, des projections de l’évolution de la BMC au cours du 21ème siècle ont analysées. Ces projections offrent des aperçus précieux sur l’évolution potentielle de cet écosystème dans un contexte de changement climatique, fournissant ainsi des informations importantes pour la planification et la gestion des ressources marines à l’avenir.

Matériel et méthode

Ce chapitre donne une description détaillée des étapes réalisées lors de cette étude. Premièrement, les données satellitaires (Section 2.1) sont étudiées. La sous-section 2.1.1 décrit le fonctionnement de l’altimétrie satellitaire. Ensuite, la sous-section 2.1.2 présente la variable utilisée dans l’analyse. Pour finir, le jeu de données satellitaire est introduit dans la sous-section 2.1.3. Deuxièmement, les modèles climatiques utilisés sont présentés dans la section 2.2. Troisièmement, les étapes d’analyse de la BMC suivies dans ce mémoire sont exposées dans la section 2.3. Finalement, la section 2.4 décrit la méthode d’analyse des projections.

2.1 Donnée satellitaires analysées

2.1.1 Altimétrie satellitaire

L’altimétrie satellitaire permet de cartographier la surface de la mer (Sanchez et al, 2024). Les satellites vont mesurer le temps que mettent les impulsions radar pour faire un aller-retour entre l’engin et la surface de la mer (Odatis, 2022). Étant donné que la vitesse de la lumière est connue, on peut calculer la distance entre le satellite et la surface de la mer. De plus, comme l’orbite du satellite est familière, la distance entre celui-ci et une surface de référence (géoïde ou ellipsoïde) est également connue. Afin de connaître la hauteur de la surface de mer, il suffit de soustraire la distance entre le satellite et la surface de référence avec la distance entre le satellite et la surface de la mer (Sanchez et al, 2024). En d’autres mots, les hauteurs de la mer correspondent à l’élévation de la surface de mer par rapport à une surface de référence (Odatis, 2022). Il est possible de calculer ces hauteurs suivant des échelles temporelles différentes, selon qu’elles intègrent une valeur instantanée (à un instant t) ou une évolution dans le temps (dh/dt) ou une période de référence (Odatis, 2022). À l’aide de l’altimétrie satellitaire, plusieurs variables peuvent être mesurées (Figure 2.1) :

- La hauteur de la surface de la mer (SSH) est directement déduite de la mesure altimétrique. Elle correspond à la distance entre l’ellipsoïde de référence et la surface de la mer (Pujol et al, 2023).

- La hauteur de surface de la mer moyenne (MSS) représente la moyenne temporelle de la hauteur de la surface de la mer sur une période donnée (Pujol et al, 2023).

$$MSS_p = \langle SSH \rangle_p \quad (2.1)$$

- L'anomalie du niveau de la mer (SLA) représente les écarts de la surface de la mer par rapport à la surface moyenne de la mer (Pujol et al, 2023).

$$SLA_p = SSH - MSS_p \quad (2.2)$$

- La topographie dynamique moyenne (MDT) est la topographie dynamique moyenne de l'océan sur une période donnée. Elle correspond au relief océanique et le gradient est lié à la circulation géostrophique de surface moyenne dans le temps (Pujol et al, 2023).

$$MDT = MSS_p - \text{Géoïde} \quad (2.3)$$

- La topographie dynamique de l'océan (ADT) indique la hauteur du niveau de la mer par rapport au géoïde. Elle permet d'analyser des changements à haute et basse fréquences des signaux stériques (température et salinité), de la circulation océanique, des vents, des tourbillons et de la propagation des ondes planétaires (Pujol et al, 2023).

$$ADT = SLA_p + MDT_p = MSS_p + MDT_p \quad (2.4)$$

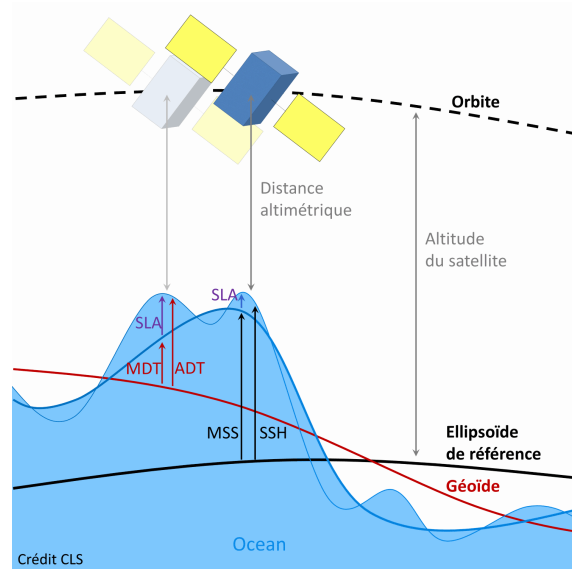


FIGURE 2.1 – Mesures calculées à l'aide de l'altimétrie satellitaire.

2.1.2 Variable : niveau de la mer au dessus du géoïde

La variable étudiée dans ce mémoire représente la hauteur de la surface de la mer par rapport au géoïde ou encore la topographie dynamique absolue (ADT). Le géoïde est une

surface équipotentielle gravitationnelle qui modélise la surface de l’océan sans courant, comme si celui-ci était au repos (Meehl et al, 2007). Ce qui veut dire que lorsque le volume moyen des océans change en raison de la fonte glaciaire ou encore du réchauffement global de l’océan, le géoïde va également changer (Meehl et al, 2007). Il est important de noter que l’océan est influencé par les vents, le chauffage différentiel et les précipitations, ce qui engendre un déplacement de sa surface par rapport au géoïde. Dès lors, la distance entre le géoïde et la surface de l’océan fournit des informations sur la dynamique océanique (Pujol et al, 2023). De plus, lorsque l’ADT est multipliée par la surface des cellules couvertes par l’océan, cela donne le volume d’eau de mer au-dessus du géoïde (Meehl et al, 2007). Cette variable a été choisie, car elle permet d’identifier la BMC précisément. Elle correspond à toutes les valeurs de l’ADT étant égales à 0. Quand l’ADT est égale à 0, on entend que le niveau de la mer est exactement égal à la surface du géoïde. Il s’agit d’une référence pour la navigation et la cartographie, car elle permet de repérer des phénomènes océaniques tels que les confluences où des courants océaniques de diverses régions se rencontrent.

2.1.3 Données satellitaires

Les données satellitaires de la hauteur de la surface de la mer par rapport au géoïde proviennent de Copernicus Marine Service (SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047). L’Union Européenne a lancé un programme spatial qui contient une composante d’observation de la Terre appelée Copernicus. C’est la Commission européenne qui gère ce programme en partenariat avec les États membres, l’Agence spatiale européenne (ESA), l’Organisation européenne pour l’exploitation des satellites météorologiques (EUMETSAT), le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMET), les agences de l’UE et Mercator Océan, l’Agence européenne pour l’environnement (AEE) et le Centre commun de recherche (CCR). Ce programme offre des services d’information sur l’observation de la Terre par satellite ou sur des données in situ. Copernicus offre des données à l’échelle mondiale pouvant également être utilisées à des échelles plus locales dans le but d’améliorer la compréhension de notre planète afin de protéger notre environnement d’une manière plus durable. Ces données sont en libre accès pour tous les utilisateurs (Copernicus, nd).

Ces données satellitaires sont fournies par des satellites Sentinel ainsi que par des satellites commerciaux et publics existants. Ces derniers, qui sont gérés par des organisations nationales, européennes ou internationales, fournissent déjà une multitude de données pour les services Copernicus. Les satellites Sentinel -1, -2, -3 et -6 ont spécialement été créés pour le programme Copernicus, tandis que les satellites Sentinel-4 et -5 sont des instruments mis à bord des satellites météorologiques d’EUMETSAT (Copernicus, nd).

Le programme Copernicus comprend 6 services différents (Atmosphère, Marin, Terre, Changement climatique, Sécurité et Urgence). Ces services traitent et analysent les données récoltées afin de produire des ensembles de données comparables et consultables sur de longues périodes de temps (années, décennies) permettant aux utilisateurs de suivre le changement au cours du temps de ces variables (Copernicus, nd).

Dans le cadre de ce mémoire, les données de la hauteur du niveau de la mer par rapport au géoïde proviennent du service Marin. Il fournit des données gratuites, régulières et systématiques sur l'état physique et biogéochimique de l'océan aux échelles mondiale et régionale. Il vise à servir les politiques de l'UE et les engagements juridiques internationaux liés à la gouvernance des océans, tout en répondant aux besoins de la Société dans son ensemble en matière de connaissance mondiale des océans. Cet outil offre des contributions essentielles qui appuient les principales politiques et initiatives européennes et internationales. Il peut contribuer à divers domaines tels que la lutte contre la pollution, la protection marine, la sécurité maritime, l'utilisation durable des ressources océaniques, le développement des ressources énergétiques marines renouvelables, la promotion de la croissance bleue, la surveillance du climat, les prévisions, etc. Ce service est financé par la Commission européenne (CE) et mis en œuvre par Mercator Ocean International (MOi) (Copernicus Marine Service, nd).

MOi est une organisation à but non lucratif en cours de transition vers une organisation intergouvernementale qui se concentre sur les sciences océaniques pour soutenir la conservation et l'utilisation durable de l'océan, en accord avec les objectifs de développement durable des Nations Unies. MOi développe des systèmes de simulation océanique basés sur des données d'observation pour analyser et prévoir l'état de l'océan à différentes échelles (Copernicus Marine Service, nd).

Les données utilisées sont mensuelles avec une résolution de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ et couvrent une période allant de 1993 à 2023. Dans le cadre de ce mémoire, les données ont été sélectionnées jusqu'en 2014 afin de concorder avec les données provenant des simulations historiques de CMIP6. Avant l'évaluation des données, la moyenne pondérée de la hauteur du niveau de la mer de la surface mondiale sur la période allant de 1993 à 2014 est retirée aux valeurs initiales dans le but d'éviter un biais entre les données modélisées et les observations (Chenyang et al., 2023).

2.2 CMIP6 : Projet d'intercomparaison des modèles couplés 6

Il y a un peu plus de 25 ans, le Groupe de travail sur la modélisation couplée (WGCM) du Programme mondial de recherche sur le climat mondial a débuté le projet d'Intercomparaison de modèles couplés (CMIP). Cela a commencé par une comparaison entre quelques modèles climatiques couplés mondiaux effectuant des expériences en utilisant des modèles atmosphériques couplés à des modèles d'océan, de sols et de glace de mer. Par après, le projet s'est développé via cinq différentes phases pour devenir aujourd'hui une activité de recherche multi-modèles internationale de grande envergure. Ce projet contribue à développer la recherche scientifique dans le domaine du climat en permettant une meilleure compréhension du climat passé, présent et futur. De plus, c'est un élément central des évaluations nationales et internationales du changement climatique, comme souligné par le Groupe d'experts

intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 2013). L'une des principales missions du CMIP est de rendre les résultats des modèles accessibles au public dans un format standardisé, facilitant ainsi les analyses par la communauté climatique élargie. Cela a été rendu possible grâce à la standardisation des résultats des modèles et à la mise en place de centres de réplication de données, notamment le Earth System Grid Federation (ESGF). Cependant, le succès croissant du CMIP présente également des défis. Avec l'ajout de nouveaux modèles et l'expansion des questions scientifiques abordées, la coordination du projet est devenue plus complexe. L'augmentation de la diversité et du volume des résultats demandés a également mis à rude épreuve l'infrastructure technique du CMIP, comme documenté par Williams et al. (2015). En réponse à ces défis, une restructuration vers une structure plus fédérée a été adoptée pour la sixième phase du CMIP (CMIP6) et les phases ultérieures. Cette transition vise à mieux répondre aux nouveaux intérêts de recherche et à aborder une gamme plus large de questions scientifiques, tout en atténuant les pressions sur l'infrastructure technique et en optimisant la coordination entre les différents acteurs du projet.

Dans le cadre du CMIP6, plusieurs projets d'intercomparaison de modèles (MIPs) ont été mis en place pour répondre à des questions spécifiques sur le climat. Chaque MIP est centré sur une thématique particulière et utilise des modèles climatiques pour explorer cette thématique sous différents scénarios climatiques. Dans la cadre de ce mémoire, nous utilisons la variable du niveau de la mer par rapport au géoïde provenant d'HighResMIP. Le projet HighResMIP est un MIP de CMIP6 qui se concentre sur les simulations climatiques à haute résolution spatiale afin de mieux comprendre les processus climatiques régionaux et locaux. Il a pour but d'étudier l'impact de la résolution horizontale. Ces expériences sont spécifiquement conçues pour évaluer les simulations climatiques à résolution horizontale standard et améliorée, tant dans l'atmosphère que dans l'océan.

Ce projet est divisé en trois niveaux (Tiers). Le premier niveau (Tier 1) lance des simulations à haute résolution spatiale de l'atmosphère uniquement. Les simulations de ce niveau permettent de mieux comprendre les processus atmosphériques à petite échelle et leur impact sur le climat régional. Il comporte une expérience « highresSST-present » avec une période de simulation allant de 1950 à 2014. Ensuite, le niveau 2 (Tier 2) se concentre sur les simulations couplées de l'atmosphère et de l'océan à haute résolution spatiale. Le couplage permet d'étudier les interactions complexes entre l'atmosphère et l'océan, y compris les phénomènes tels que les tempêtes tropicales, les ondes atmosphériques et les courants océaniques régionaux. Dans ce niveau, plusieurs expériences sont réalisées. D'abord, « control-1950 » qui modélise 100 années avec le forçage fixe des années 1950. Dans ce forçage sont repris les gaz à effet de serre, y compris O_3 , et la charge en aérosols pour une climatologie des années 1950. Ensuite, « hist-1950 » correspond à des simulations historiques pour la période 1950-2014 utilisant la condition initiale du « control-1950 ». Après, « highres-future » correspond aux simulations de scénarios couplées pour la période 2015-2050. Cette expérience représente la continuation de la simulation historique vers le futur. Les forçages de cette expérience sont basés sur les SSPx de CMIP6. Pour finir, « spinup-1950 » consiste en une période d'initialisation visant à établir des conditions initiales stables pour les simulations climatiques à haute résolution.

C'est une expérience importante pour réduire les biais initiaux des modèles et assurer une cohérence dans les résultats des simulations. Le troisième niveau (Tier 3) prolonge les simulations atmosphériques du Tier 1 uniquement jusqu'en 2050, avec la possibilité de les prolonger jusqu'en 2100. Afin de faciliter la comparaison avec les intégrations couplées, le même forçage de scénario que celui utilisé pour le Tier 2 (SSP5-8.5) est employé.

Pour étudier le changement climatique, il est essentiel d'utiliser des projections climatiques basées sur des scénarios. Il convient de souligner que la projection climatique consiste à évaluer l'évolution future des conditions météorologiques moyennes ou extrêmes. Les projections climatiques permettent d'estimer les probabilités d'observer un changement spécifique sur une période de temps, dans un scénario futur donné et pour une région spécifique. Il est donc nécessaire que chaque modèle climatique soit "forcé" avec des niveaux d'émissions de gaz à effet de serre afin de garantir des niveaux de réchauffement. En revanche, il est possible d'associer chaque scénario d'émissions de gaz à effet de serre à des niveaux de réchauffement potentiel en fonction des résultats des simulations à des horizons spécifiques. Les scénarios SSP (Shared Socio-economic Pathways) sont des narratifs, traduits en ensembles d'hypothèses socio-économiques (Population, Éducation, Urbanisation, PIB). Ces récits mettent en scène des transformations alternatives de la société à venir en l'absence de changement climatique ou politique climatique. Le GIEC a mis en place cinq narratifs, chacun numéroté de 1 à 5. Dans ce mémoire, les modèles utilisent le SSP5. Il prévoit des perspectives plutôt positives pour le développement humain, avec des investissements importants dans l'éducation et la santé, une croissance économique rapide et des institutions en bon état de marche. Par contre, le SSP5 implique une économie à forte consommation d'énergie et fondée sur les énergies fossiles. L'abréviation SSPx-y est utilisée pour désigner un scénario, où x correspond au numéro (1 à 5) du scénario socio-économique SSP utilisé pour élaborer la trajectoire d'émissions, et y correspond à la valeur approximative du forçage radiatif (en W/m^2) atteint à la fin du siècle. Un "scénario SSPx-y" correspond donc à une trajectoire d'émissions de gaz à effet de serre et de réchauffement qui y est liée. Le SSP5-8.5 correspond à une trajectoire d'émissions de gaz à effet de serre qui entraîne un forçage radiatif de $8,5 W/m^2$ en 2100, ce qui entraîne un réchauffement d'environ $4,4^{\circ}C$ par rapport à la période préindustrielle (Le-pouzes et Aboukrat, 2022).

Concernant ce mémoire, les résultats provenant des simulations "hist-1950" sont utilisés dans le but de les comparer avec les données observées et cela afin de vérifier si les modèles sont fiables pour simuler la variable ADT. Ensuite, les simulations "highres-future" sont également analysées de manière à prédire les variations spatiales futures de la BMC.

Sept modèles modélisent la hauteur de la mer par rapport au géoïde selon le premier membre r1i1p1f1, dont quatre avec des résolutions différentes (CMCC, ECMWF, MOHC et MPI). Un membre représente une simulation parmi un ensemble de simulations (Eyring et al., 2016). Afin de satisfaire les conditions spécifiées d'une expérience, plusieurs simulations sont souvent effectuées (Eyring et al., 2016). Prenons l'exemple des simulations historiques, celles-ci proviennent de différents points du cycle de contrôle et permettent de satisfaire les

conditions définissant l'expérience. Lorsque que ces membres sont pris ensemble, ils forment un ensemble conforme (Eyring et al., 2016). Il existe 4 indices définissant un membre d'ensemble : « r » pour la réalisation, « i » pour l'initialisation, « p » pour la physique et « f » pour le forçage. Tous ces indices sont représentés par un entier supérieur ou égal à 1. Premièrement, l'indice de réalisation distingue les membres d'un ensemble de simulations qui ne diffèrent que par leurs conditions initiales. Deuxièmement, l'indice d'initialisation est dans la plupart des cas égal à 1 sauf lorsqu'il faut distinguer les simulations qui ont été réalisées sous les mêmes conditions, mais avec un procédé d'initialisation différente. Cet indice est utilisé pour faire la distinction entre les différents algorithmes utilisés pour imposer des conditions initiales à une prévision, soit pour faire la distinction entre les différents ensembles de données d'observation utilisés pour initialiser une prévision. Troisièmement, l'indice physique permet de différencier les modèles selon leur version physique. L'utilisation de cet indice est réservée à des versions de modèles étroitement liés (par exemple, comme dans un ensemble de « physique perturbé ») ou à la même exécution de modèles avec des paramétrisations légèrement différentes (par exemple, de la physique des nuages). Dernièrement, l'indice de forçage permet de distinguer les simulations d'une expérience avec différentes variantes de forçage. Les principales caractéristiques de chaque modèle sont reprises dans le Tableau 4.1.

TABLE 2.1 – Résumé des caractéristiques des modèles analysés

Modèles	Nom complet	Résolution atmo- sphérique	Résolution océa- nique	Composante atmosphé- rique	Composante océa- nique
CMCC	CMCC-CM2- HR4	100 km	25 km	CAM4	NEMO3.6
	CMCC-CM2- VHR4	25 km	25 km	CAM4	NEMO3.6
ECMWF	ECMWF-IFS- HR	25 km	25 km	IFS	NEMO3.4
	ECMWF-IFS- LR	50 km	100 km	IFS	NEMO3.4
	ECMWF-IFS- MR	50 km	25 km	IFS	NEMO3.4
CAS	FGOALS-f3-H	25 km	10 km	FAMIL2.2	LICOM3.0
MOHC	HadGEM3- GC31-HM	50 km	25 km	HadGEM3- GA7.1	NEMO- HadGEM
Continué sur la page suivante					

Table 2.1 – suite de la page précédente

Modèles	Nom complet	Résolution atmo- sphérique	Résolution océa- nique	Composante atmosphé- rique	Composante océa- nique
	HadGEM3- GC31-MM	100 km	25 km	HadGEM3- GA7.1	NEMO- HadGEM
	HadGEM3- GC31-LL	250 km	100 km	HadGEM3- GA7.1	NEMO- HadGEM
MPI	MPI-ESM1-2- HR	100 km	50 km	ECHAM6.3	MPIOM1.63
	MPI-ESM1-2- XR	50 km	50 km	ECHAM6.3	MPIOM1.63
INM	INM-CM5-H	50 km	10 km	INM-AM5-H	INM- AM5-H
NCAR	CESM1-CAM5- SE-HR	25 km	10 km	CAM5.2	POP2

Afin de répondre aux différentes questions de recherche, une validation des modèles est réalisée dans le but de mettre en avant la fiabilité des modèles par rapport aux observations. Pour ce faire, une interpolation bilinéaire de toutes les données est réalisée à la même résolution que les données observées, c'est-à-dire $0,25^\circ$, sur une région reprenant l'entièreté de l'océan Austral. Les données sur lesquelles se trouve de la glace de mer ont été masquées afin de correspondre aux données observationnelles. Pour évaluer la correspondance globale entre les simulations des modèles et les observations, des coefficients de corrélation spatiale et les erreurs quadratiques moyennes (RMSE) sont calculés. Une bonne performance du modèle est indiquée par un coefficient de corrélation plus élevé et un RMSE plus petit. Par la suite, la même analyse est effectuée au niveau régional, pour la région de la BMC. Nous réalisons une analyse régionale, premièrement, pour voir si certains modèles sont plus performants localement que d'autres et, deuxièmement, pour voir l'influence des résolutions des modèles.

2.3 Métriques et diagnostics dérivés

Afin d'analyser la variabilité et la tendance de la BMC, plusieurs métriques ont été définies (Figure 2.2) dans une région spécifique de la confluence. La zone d'étude s'étend de 30°S à $47,5^\circ\text{S}$ de latitude et de $57,5^\circ\text{O}$ à 35°O de longitude. Le maximum représente la position la plus au nord atteinte par le MC, tandis que le minimum désigne la position la plus au sud du BC. La différence entre ces deux extrêmes est nommée l'amplitude de la confluence,

qui sert à évaluer la force des courants : une plus grande amplitude signifie des courants plus forts. En d'autre mot, on désigne l'amplitude de la confluence comme l'écart entre la position la plus au nord atteinte par le MC et la position la plus au sud du BC. La moyenne des positions de la confluence a aussi été sélectionnée comme indicateur pour étudier sa variabilité et sa tendance à se déplacer vers le nord ou le sud, ou à rester stable au fil du temps. Enfin, l'écart-type par rapport à la moyenne de la confluence est utilisé pour examiner si la confluence devient plus fluctuante à l'est de la rencontre des deux courants. Dans la suite de ce mémoire le mot méandre sera utilisé pour qualifier cette caractéristique de la BMC. Pour cette métrique, la zone d'étude change afin d'ignorer la région où les deux courants se rencontrent. Ce qui nous intéresse pour l'écart-type, c'est ce qui se déroule donc à l'est de cette rencontre. La zone d'étude est limitée de 35°O à 50°O de longitude. De plus, des analyses de la variabilité saisonnière et de la tendance à plus long terme sont également réalisées. Ces différents indicateurs des données observées vont être comparés aux données des modèles CMIP6 à l'aide de test de Student afin de comprendre quels modèles représentent les tendances spatiales de la confluence de la meilleure manière.

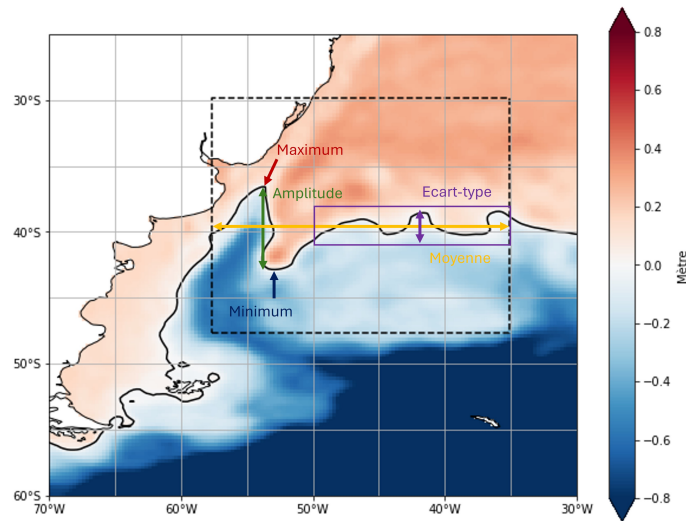


FIGURE 2.2 – Différentes métriques analysées afin d'analyse la variabilité de la confluence et d'évaluer les modèles dans leur représentation de la confluence

2.4 Projections

Les modèles les plus performants dans la modélisation de la topographie absolue dynamique (ADT) sont utilisés pour visualiser l'évolution future au cours du 21ème siècle de la variabilité spatiale de la BMC. Les tendances historiques et futures ainsi que les tendances sur toute la période sont analysées pour chaque modèle. L'écart-type des projections de la position moyenne de la confluence est également calculé dans le but d'évaluer si la variabilité de la BMC augmente, diminue ou reste stable.

Validation

Ce chapitre a pour but d'évaluer les modèles représentant la variable étudiée afin de valider les meilleurs modèles. La section 3.1 explique cette validation pour la région de l'océan Austral tandis que la section 3.2 le fait pour la région de la BMC.

3.1 Validation globale

Tous les modèles étudiés simulent relativement bien la hauteur de la mer au-dessus du géoïde, comme le montre la Figure 3.1. Ils capturent le passage des élévations du niveau de la mer négatives à celles positives. Certains modèles ont des valeurs négatives plus basses que les observations comme les modèles FGOALS-f3-H, MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-XR, INM-CM5-H et CESM1-CAM5-SE-HR.

Les séries temporelles de la topographie dynamique absolue montrées à la Figure 3.2. Pour chaque série temporelle, la tendance et la variabilité saisonnière ont été enlevées. Chaque graphe correspond à un modèle avec ses différentes résolutions qui ont été analysées. Visuellement, l'augmentation de la résolution des modèles n'a pas d'impact sur la fiabilité de la simulation de la variable. À cette échelle, il n'y a pas de grandes différences de simulation entre les résolutions. Tous les modèles étudiés ont tendance à surestimer la topographie dynamique absolue lors des premières années de simulation. Lors de la fin de la période, certains modèles rejoignent les observations ; c'est le cas pour les modèles ECMWF, HadGEM, CESM1 et INM.

Quantitativement, les modèles avec de faibles RMSEs ont des simulations de la variable étudiée plus proches de la réalité. Les modèles de faible et moyenne résolutions EMCWF, le modèle de faible résolution HadGEM et le modèle CEMS1 ont des RMSE inférieurs à 0,09. Ceux-ci ont donc une plus grande fiabilité que les autres modèles. Les simulations les moins fiables sont celle du FGOALS avec un RMSE de 0,1305. Concernant les coefficients de corrélation, les modèles ayant un coefficient de corrélation supérieur à 0,8, étant proche de 1, sont ECMWF-IFS-LR, HadGEM3-GC31-LL, MPI-ESM1-2-XR et CESM1-CAM5-SE-HR. Le modèle le moins corrélé à la variable ADT est le modèle INM. Les simulations représentant

la variable de la manière la moins proche de la réalité sont FGOALS et INM. Les résultats des corrélations sont cohérents avec ceux des RMSE. Les résolutions de chaque modèle ont des répercussions sur les simulations de l'ADT. Une des questions de recherche de ce mémoire était d'évaluer l'impact de la résolution sur la reproduction des observations réelles par les modèles. Dans le cadre de la visualisation globale, l'augmentation de résolution ne permet pas d'améliorer la fiabilité des simulations. Mis à part les modèles MPI, où l'augmentation de la résolution permet de meilleures simulations, les modèles à plus faibles résolutions sont ceux avec les meilleurs coefficients de corrélation et RMSE. Les résultats de chaque corrélation et RMSE se trouvent dans le Tableau 3.1

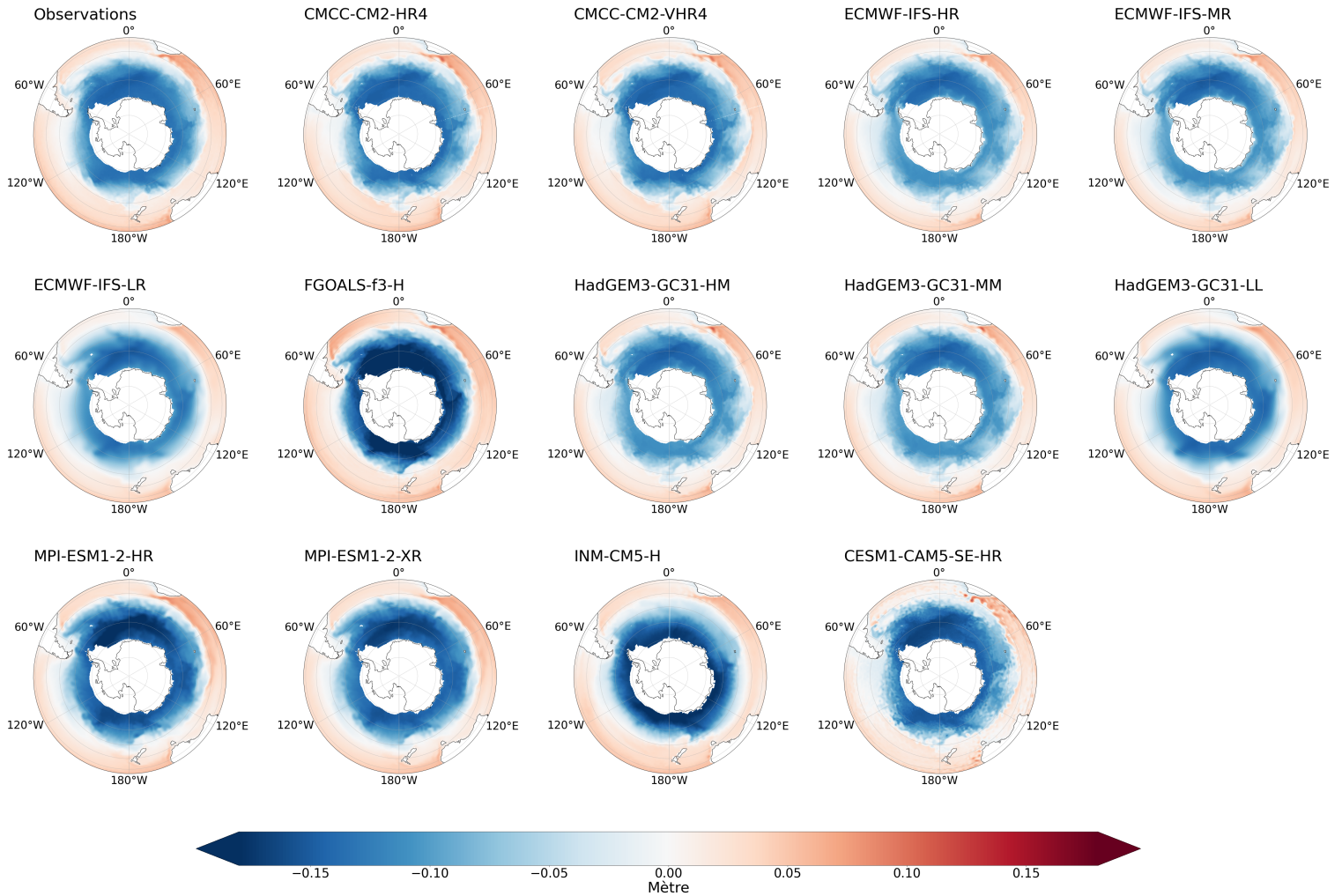


FIGURE 3.1 – Moyenne de la topographie dynamique observée et simulée par les modèles en février sur la période 1993 à 2014.

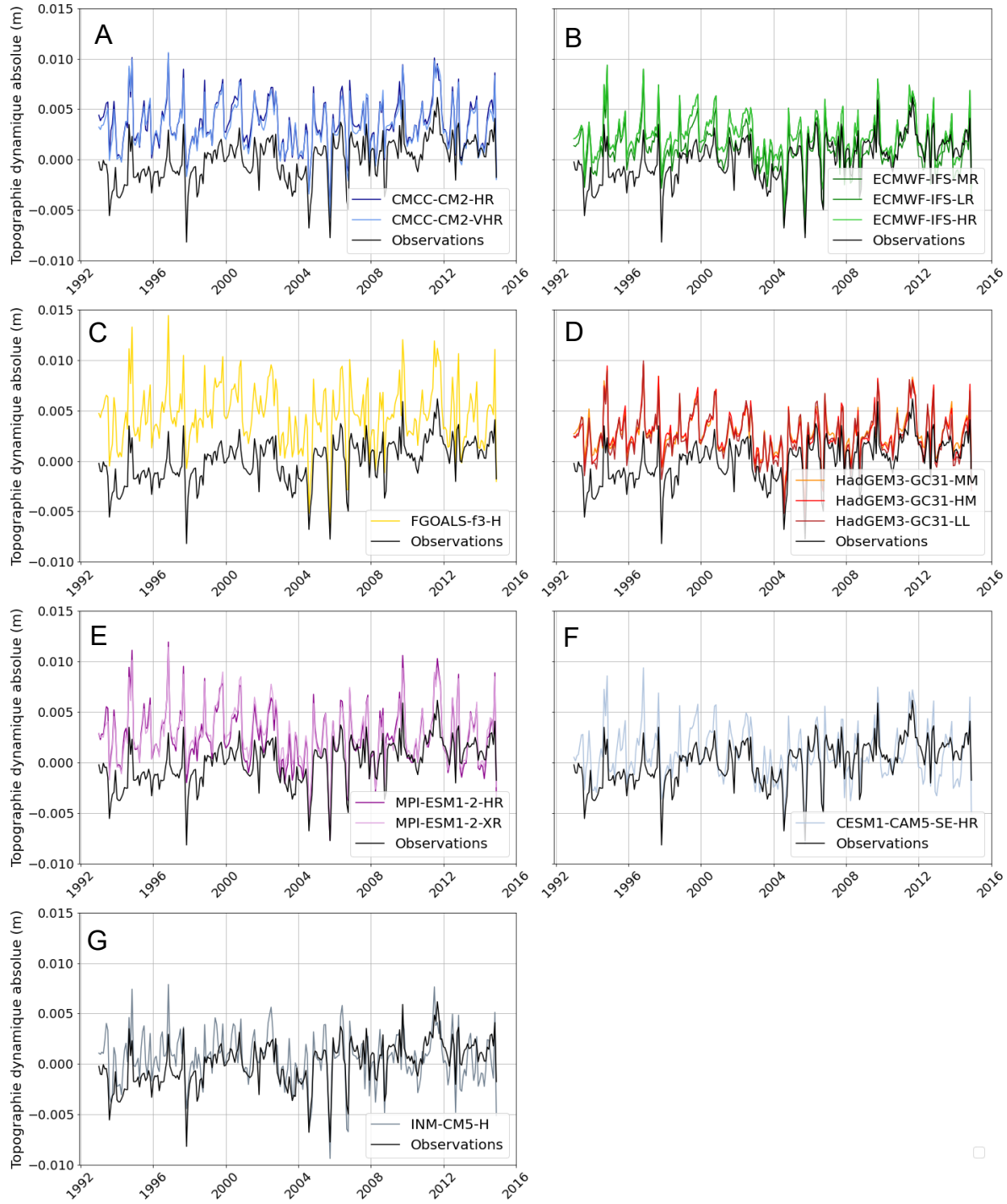


FIGURE 3.2 – Séries temporelles de la topographie dynamique absolue sans tendance et sans variabilité saisonnière observées et simulées par les modèles A. CMCC, B. ECMWF, C. FGOALS, D. HadGEM3, E. MPI, F. CESM1 et G. INM.

TABLE 3.1 – Résultats des corrélations et des RMSEs entre les données satellitaires et les données de chaque modèle

Modèle	RMSE	Corrélation
CMCC-CM2-HR4	0,1054	0,7800
CMCC-CM2-VHR4	0,1054	0,7709
ECMWF-IFS-HR	0,1010	0,7744
ECMWF-IFS-MR	0,0854	0,7663
ECMWF-IFS-LR	0,0854	0,8369
FGOALS-f3-H	0,1305	0,7324
HadGEM3-GC31-HM	0,1031	0,7730
HadGEM3-GC31-MM	0,1033	0,7692
HadGEM3-GC31-LL	0,0848	0,8409
MPI-ESM1-2-HR	0,1058	0,7843
MPI-ESM1-2-XR	0,0977	0,8028
INM-CM5-H	0,1171	0,6261
CESM1-CAM5-SE-HR	0,0879	0,8480

3.2 Validation régionale

La variable ADT permet une bonne visualisation de la BMC (Figure 3.3). Les différents modèles étudiés permettent d’identifier la localisation de cette confluence. Le modèle FGOALS surestime les valeurs extrêmes de la variable, tandis que le modèle CESM1 montre plus de variabilité dans la représentation de la variable comparé aux observations. Les simulations à faible résolution, comme celles de ECMWF-IFS-LR et HadGEM3-GC31-LL, ont tendance à lisser l’intersection entre les deux courants. Les méandres après la confluence sont moins visibles.

Les séries temporelles de la topographie dynamique absolue dans la région de la BMC sont illustrées à la Figure 3.4. Comme pour la validation globale, pour chaque série temporelle, la tendance et la variabilité saisonnière ont été enlevées et chaque graphe représente un modèle avec ses différentes résolutions. Dans la plupart des modèles (CMCC, HadGEM, MPI, CESM1), les simulations ont tendance à surestimer la variable ADT au début de la période de simulation, alors qu’à la fin de période, il y a une sous-estimation de la part des simulations. Les modèles ECMWF sous-estiment la topographie dynamique absolue alors que

le modèle FGOALS et INM surestiment cette variable.

Pour ce qui est des RMSE, pour la région de la BMC, les valeurs sont globalement légèrement plus grandes que pour l'ensemble de l'océan Austral. Comme pour l'analyse globale, le modèle HadGEM3-GC31-LL a le plus petit RMSE (0,089) et le modèle FGOALS-f3-H a la plus grande valeur de RMSE (0,1548). Pour les modèles qui ont différentes résolutions, au plus la résolution est fine, au plus les RMSEs sont grands. L'amélioration de la résolution n'a pas d'impact sur la simulation de la variable d'intérêt (ADT) à cette échelle. Concernant les corrélations, elles sont largement moins puissantes que celles de la validation globale. Aucun des coefficients ne dépasse 0.4. La corrélation la plus forte, avec une valeur de 0,3994, est celle entre la résolution la plus grande des modèles HadGEM et les observations. Tandis que la corrélation la plus faible est celle entre le modèle FGOALS et les observations. Ici aussi, les corrélations sont plus fortes à mesure où la résolution devient plus grossière. Les résultats de chaque corrélation et RMSE se trouvent dans le Tableau 4.1

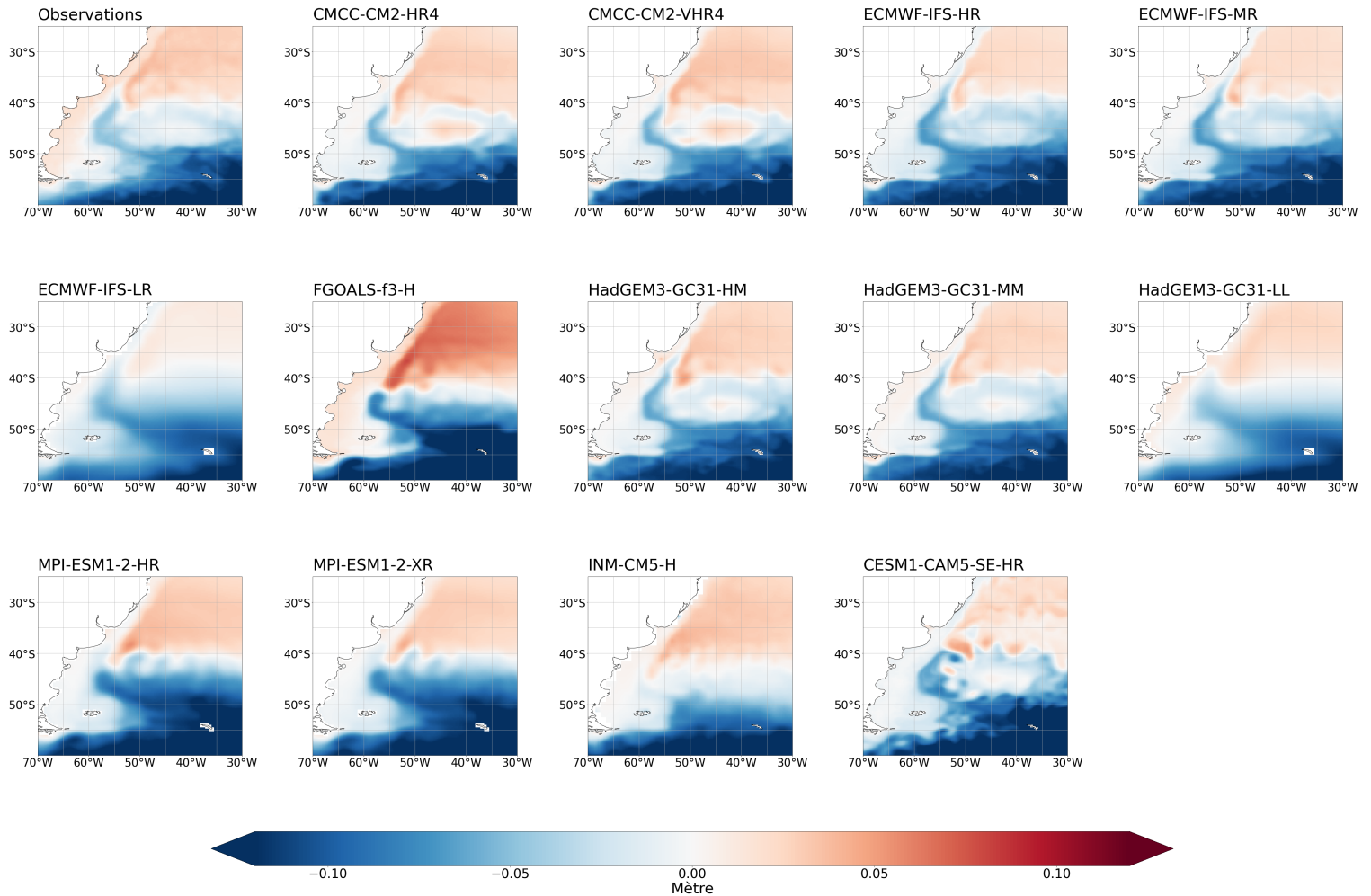


FIGURE 3.3 – Moyenne de la topographie dynamique observée et simulée par les modèles en février sur la période 1993 à 2014 dans la région de la BMC.

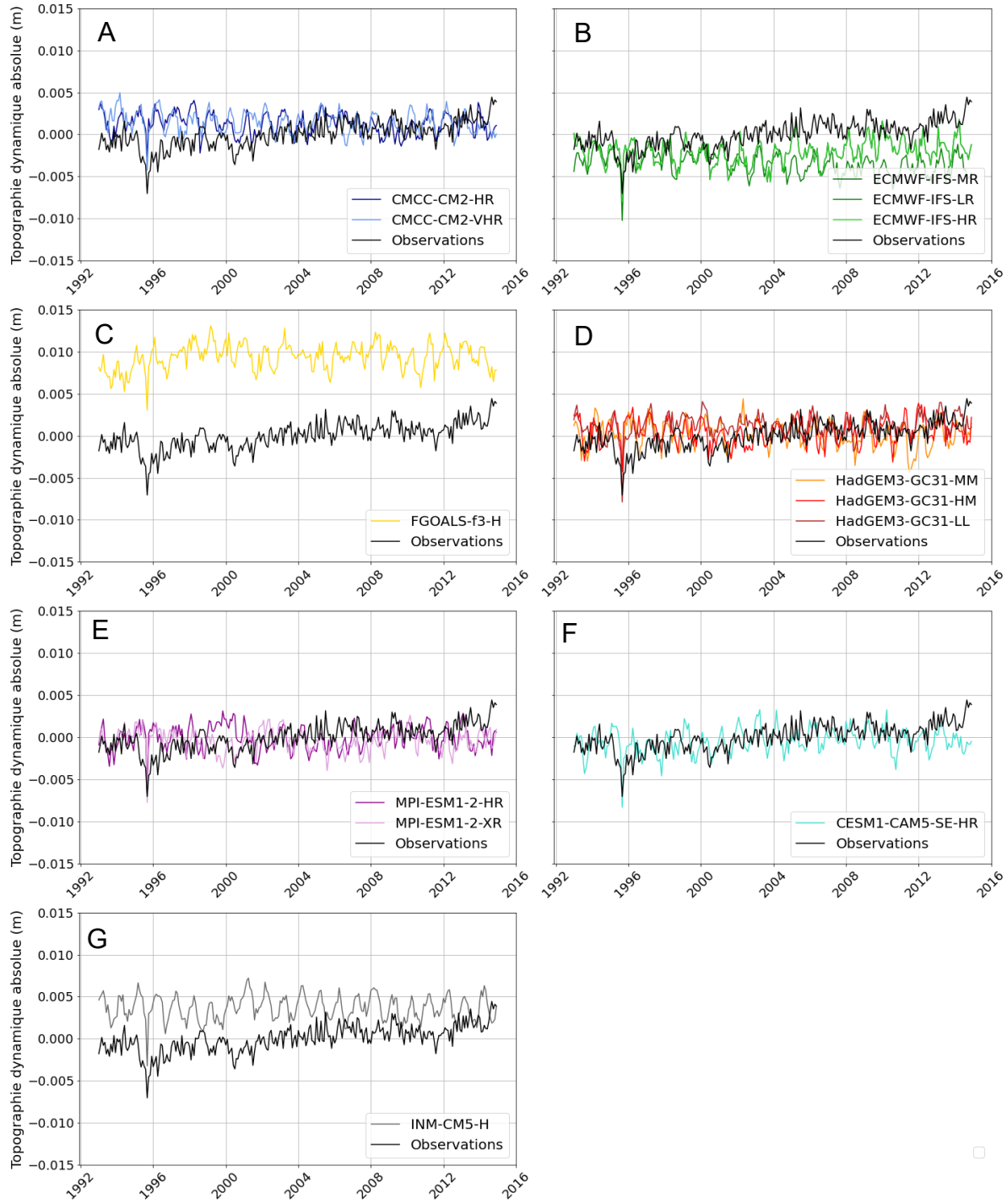


FIGURE 3.4 – Séries temporelles de la topographie dynamique absolue sans tendance et sans variabilité saisonnière observées et simulées par les modèle A. CMCC, B. ECMWF, C. FGOALS, D. HadGEM3, E. MPI, F. CESM1 et G. INM dans la région de la BMC.

TABLE 3.2 – Résultats des corrélations et des RMSEs entre les données satellites et les données de chaque modèle

Modèle	RMSE	Corrélation
CMCC-CM2-HR4	0,1151	0,3023
CMCC-CM2-VHR4	0,1151	0,2987
ECMWF-IFS-HR	0,1144	0,3144
ECMWF-IFS-MR	0,0917	0,3103
ECMWF-IFS-LR	0,0917	0,3422
FGOALS-f3-H	0,1548	0,2324
HadGEM3-GC31-HM	0,1155	0,3183
HadGEM3-GC31-MM	0,1141	0,33328
HadGEM3-GC31-LL	0.0890	0,3994
MPI-ESM1-2-HR	0,1142	0,2482
MPI-ESM1-2-XR	0,1060	0,2852
INM-CM5-H	0,0987	0,3101
CESM1-CAM5-SE-HR	0,0954	0,2979

La représentation de la variable du niveau de la mer par rapport au géoïde par les modèles est plus fiable à l'échelle globale de l'océan Austral qu'à l'échelle de la BMC. Les modèles offrent donc de meilleures simulations lors de modélisation de régions plus grandes. Au plus l'échelle spatiale est petite, au plus les modèles ont du mal à capturer la variable étudiée. À petite échelle, la variabilité des phénomènes est plus grande, rendant ainsi la tâche de modélisation plus complexe. Pour ce qui est de la résolution au sein des mêmes modèles, l'augmentation de celle-ci n'a pas d'impact positif sur la fiabilité des résolutions de manière générale, ce qui est contraire aux hypothèses postulant que la finesse de la résolution améliore les simulations.

Résultats et discussion

Ce chapitre présente et analyse une partie des résultats obtenus dans le cadre de ce mémoire, afin de répondre à la question de recherche. La section 4.1 expose les tendances et les variabilités de la confluence Brésil-Malouines observées par les satellites. Ensuite, les tendances et les variabilités modélisées de la confluence sont présentées et analysées dans la section 4.2. Pour finir, la section 4.3 décrit et interprète les projections futures de la BMC.

4.1 Tendances et variabilités observées de la BMC

Les analyses spatiales des différentes métriques au cours du temps mettent en évidence une évolution spatiale de la BMC (Figure 4.1). Dans l'ensemble, cette confluence est soumise à une grande variabilité saisonnière. Les métriques de localisation (Figure 4.1 A, B et C) présentent un pic vers le nord en hiver austral et vers le sud en été. De manière similaire, les métriques d'amplitude (Figure 4.1 D et E) indiquent une hausse pendant l'hiver austral par rapport à l'été. La position la plus septentrionale du MC (Figure 4.1 A.) varie selon les saisons : durant l'été austral, elle se situe à 36.9°S , tandis que pendant l'hiver austral, elle atteint au maximum 35.7°S . On observe ainsi un déplacement du point le plus au nord atteint par le MC vers des latitudes plus nordiques au cours de l'année. La localisation la plus méridionale du courant BC (voir Figure 4.1 B.) est caractérisée par une variabilité plus prononcée tout au long de l'année. Cependant, on observe tout de même une tendance à une position plus méridionale pendant l'automne austral et une position plus septentrionale durant le printemps. En ce qui concerne la localisation moyenne de la BMC (Figure 4.1 C.), on note une variabilité similaire à celle des positions les plus méridionales et les plus septentrionales des deux courants étudiés. La confluence se trouve généralement plus au sud durant l'automne austral, puis migre vers le nord pour atteindre sa position la plus septentrionale au printemps. L'amplitude de la confluence (Figure 4.1 D.) présente une variation dans la force des courants, avec une amplitude habituellement plus élevée en hiver et au printemps par rapport à l'été et à l'automne. On peut suggérer que les courants sont plus puissants ou rapides en hiver et au printemps. Enfin, l'amplitude des méandres à l'est de la BMC, calculée à partir de l'écart-type (Figure 4.1 E.), présente également une variabilité semblable

à celle des autres métriques. Les méandres sont plus prononcés en hiver austral qu'en été, ce qui s'explique par la plus grande puissance des courants pendant cette période. Ces résultats coïncident avec les études précédentes réalisées sur la variabilité saisonnière de la BMC (Legeckis et Gordon, 1982).

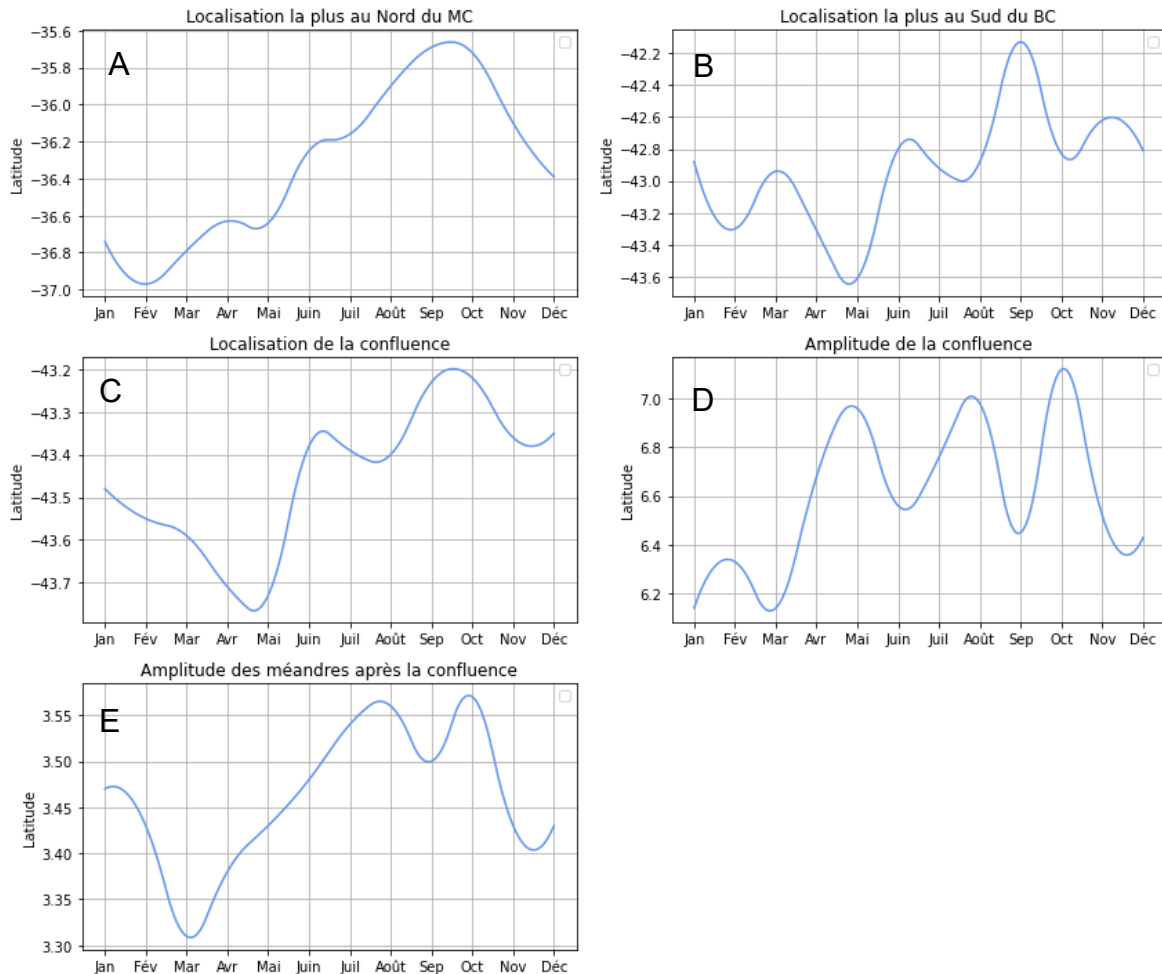


FIGURE 4.1 – Variabilité saisonnière observée (satellites) des métriques étudiées : A. Localisation la plus au nord du MC, B. Localisation la plus au sud du BC, C. Position moyenne de la confluence, D. Amplitude de la confluence, E. Amplitude des méandres après la confluence

L'évolution de la position de la confluence au cours du temps (de 1993 à 2014) est représentée à la figure 4.2. Une migration vers le sud de la position la plus méridionale du MC est clairement observée, suggérant un déplacement progressif de cette partie du courant vers des latitudes plus basses au fil des années, ce qui suggère par un affaiblissement de ce courant. En ce qui concerne la position la plus septentrionale du BC, bien que la migration soit moins évidente sur la figure en raison d'un dégradé de couleur moins marqué, une analyse plus approfondie révèle tout de même un léger déplacement. Il semble donc y avoir une migration plus prononcée du MC que du BC sur la période étudiée, indiquant ainsi une plus grande variabilité au cours du temps pour le BC. Cela pourrait être dû à divers facteurs, tels que des

changements dans les schémas de vent et de température de l'eau, qui affectent différemment les deux courants et leur interaction. À l'est de la rencontre des MC et BC, une migration vers le sud de la zone avec les méandres est également visible sur la figure. Cette observation suggère que cette région subit également des changements dans sa localisation au fil du temps.

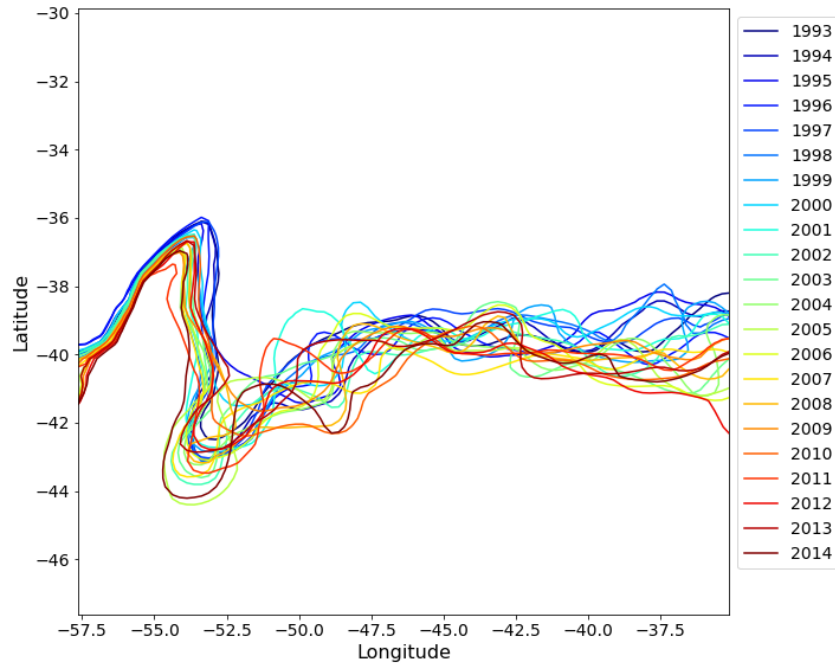


FIGURE 4.2 – Évolution observée de la position de la BMC de 1993 à 2014.

La figure 4.3 comprend cinq graphiques qui montrent les variations de latitude de la position de la BMC de 1993 à 2014. Chaque graphique correspond à une métrique spécifique, montrant les changements sur cette période, accompagnés d'une ligne de tendance pour donner un aperçu global des variations. La figure 4.3 A., en rouge, illustre la latitude la plus au nord qu'atteint le MC. Il révèle une migration vers le sud de $0,45^\circ/\text{décennie}$. Lors de la période d'étude, la position s'est déplacée de 1° vers le sud. Le deuxième graphique (Figure 4.3 B.), en bleu, montre la latitude la plus au sud qu'atteint le BC. La tendance est également vers le sud et avoisine $0,33^\circ/\text{décennie}$. Dans le troisième graphique (Figure 4.3 C.), en orange, nous remarquons que la latitude moyenne de la position de la BMC, se déplace aussi vers le sud à un taux de $0,25^\circ/\text{décennie}$. Ces résultats indiquent qu'il y a une migration de toute la confluence vers le sud et pas seulement une migration d'un des deux courants, ou encore une migration opposée de ceux-ci. La figure 4.3 D., en vert, représente la différence entre la latitudes la plus au nord atteinte par le MC et la latitude la plus au sud atteinte par le BC, nommée amplitude de la confluence. Cette différence présente une légère tendance décroissante de $0,12^\circ/\text{décennie}$. L'amplitude de la confluence diminue, cela suggère que la force ou l'intensité des courants qui se rejoignent est plus faible qu'auparavant. En d'autres termes, les courants sont moins puissants, ce qui entraîne une rencontre moins vigoureuse et une amplitude résultante réduite. Enfin, la figure 4.3 E., en violet, représente les méandres à

l'est de la rencontre entre MC et BC. La ligne de tendance est également décroissante avec un taux de $0.07^\circ/\text{décennie}$, révélant une réduction globale de la taille des méandres au cours du temps. Cela pourrait être dû à une diminution de la force des courants. Dans l'ensemble, les graphiques indiquent une tendance vers le sud/décroissante des métriques, accompagnée de changements dans la variabilité et l'amplitude des latitudes des métriques sur la période étudiée.

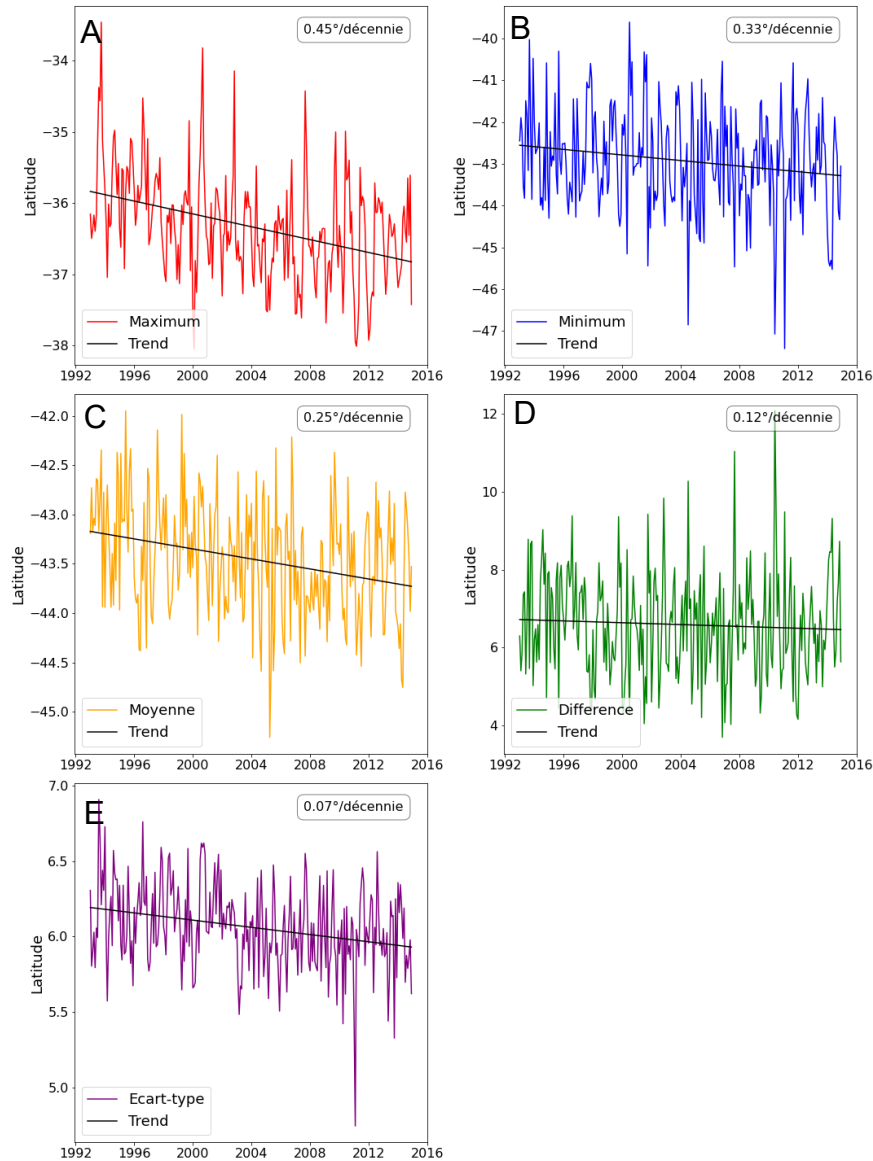


FIGURE 4.3 – Évolution mensuelles des métriques en fonction du temps avec mise en évidence de la tendance sur la période de 1993 à 2014 (noir) : A. Localisation la plus au nord du MC, B. Localisation la plus au sud du BC, C. La position moyenne de la confluence, D. L'amplitude de la confluence, E. L'amplitude des méandres après la confluence.

Les causes de la migration de la BMC ne sont pas encore claires, mais plusieurs pistes ont été suggérées. Premièrement, comme évoqué dans la revue de la littérature, Lumpkin et Gar-

zoli (2011) et Goni et al. (2011) ont trouvé une corrélation entre cette migration et la vorticité moyenne de la tension du vent du bassin. La force et l'emplacement du gyre de l'Atlantique Sud pourraient induire ce déplacement de la BMC vers le sud. Deuxièmement, l'étude de Combes et Matano (2014) indique que cette migration de la confluence s'est produite brusquement en 1999-2000. Ce déplacement abrupt serait dès lors causé par l'affaiblissement de la circulation dans l'océan Austral, car aucun changement notable n'a été observé dans la courbure maximale de contrainte du vent pendant la période 1998-2002. Ceci indique que le déplacement vers le sud serait causé par les changements dans le transport du MC induits par les variations de l'ACC. Étant donné que l'ACC se rapproche du plateau antarctique, sa branche nord entraîne une réduction du transport du MC (de Souza et al, 2019). Comme le MC s'affaiblit, la BMC est entraînée vers le sud.

4.2 Tendances et variabilités modélisées de la BMC

La figure 4.4 présente les tracés de la confluence (niveau de la mer par rapport au géoïde étant égal à 0) simulés par les différents modèles utilisés et un tracé noir de la confluence réellement observée. On note que la plupart des modèles, tels que les modèles ECMWF, FGOALS, CESM1 et INM, s'écartent sensiblement de la réalité. Cependant, certains modèles, comme CMCC, HadGEM et MPI, arrivent à capturer la forme de la confluence. Une figure représentant chaque famille de modèles dans des graphiques séparés est reprise dans l'Annexe A.

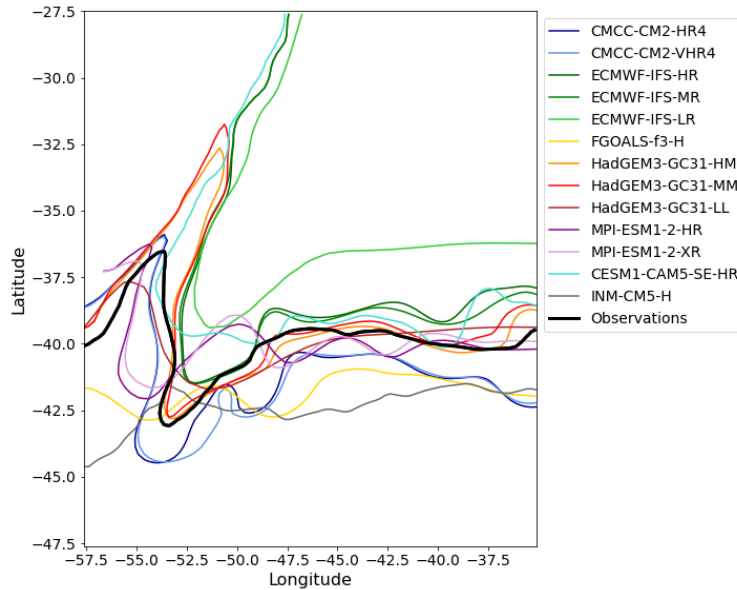


FIGURE 4.4 – Tracés de la position moyenne de la BMC durant la période 1994 à 2014 simulés par les modèles (courbes de couleurs), comparés au tracé observé de la confluence (courbe noire).

Les modélisations CMCC (Figure 4.4 ; Figure 7.A.) suivent de près le tracé observé de la position la plus au nord du MC ainsi que la position la plus au sud du BC même si cette dernière a un plus grand écart et est modélisée plus au sud que les observations. Concernant la différence entre les résolutions, elles ne sont pas flagrantes.

Les modèles ECMWF (Figure 4.4 ; Figure 7.B.) ont des difficultés à représenter la position la plus septentrionale du MC. Par contre, les simulations suivent la courbe de la position la plus méridionale du BC, même si celle-ci se situe plus au sud dans les observations. Les simulations à haute et moyenne résolutions ne diffèrent quasiment pas. En partant de l'ouest, les résultats coïncident parfaitement pour, par la suite, se séparer légèrement vers 48°O. Cependant, les simulations à faible résolution sont très différentes des deux autres. Les détails de la variabilité représentés par cette résolution sont complètement effacés et la position de la confluence se trouve plus au nord par rapport aux deux autres.

Le modèle FGOALS (Figure 4.4 ; Figure 7.C.) n'arrive pas à capturer les caractéristiques de la BMC. Dans le tracé de la position moyenne de la confluence, la position la plus septentrionale et la position la plus méridionale ne sont pas identifiables. De plus, la ligne de confluence se trouve plus au sud (42°S) que la confluence observée.

Les modèles HadGEM3 (Figure 4.4 ; Figure 7.D.) capturent toutes les caractéristiques de la BMC. Néanmoins, la position la plus septentrionale du MC est simulée bien plus au nord que dans les observations. Les modèles à haute et moyenne résolutions positionnent cette métrique entre 32,5°S et 32°S alors que les données satellitaires la localisent vers 37°S. Le modèle à faible résolution simule cette position à 37,5°S. Elle est donc plus proche de la réalité. Pour ce qui est de la position la plus méridionale du BC, les hautes et moyennes résolutions sont assez proches des observations, alors que la faible résolution simule la position plus au nord que la réalité. Tout comme les autres modèles qui simulent avec une résolution réduite, celui-ci ne reflète pas adéquatement la variabilité de la confluence. Les méandres à l'est de la confluence ont une variation de leur position en latitude plus constante. Alors que les haute et moyenne résolutions capturent une partie de la variation de la position en latitude des méandres.

Les modèles MPI (Figure 4.4 ; Figure 7.E.) simulent relativement bien les différentes caractéristiques de la BMC. Il y a toutefois quelques différences avec les données satellitaires. La confluence est décalée vers l'ouest par rapport aux observations. La position la plus au nord du MC se trouve environ à la même latitude que les observations. Par contre au niveau de la longitude, il y a un décalage vers l'ouest. Pour ce qui est de la position la plus au sud du BC, il y a un décalage vers l'ouest, mais également un léger décalage vers le nord par rapport à la confluence réellement observée. Les deux résolutions considérées conduisent à des résultats assez proches.

Le modèle CESM1 (Figure 4.4 ; Figure 7.F.) a de grosses difficultés à simuler le BMC, plusieurs caractéristiques ne sont pas capturées. Tout d'abord, la position la plus au nord du

MC n'est pas visible dans la fenêtre étudiée. Ensuite, la position la plus au sud du BC est représentée, mais elle atteint une position latitudinale beaucoup plus au nord que ce qui a été observé. Les simulations ne montrent pas la retroflexion de la confluence à cet endroit. Concernant la région à l'est de la rencontre entre les deux courants, le modèle simule quelques méandres, mais ceux-ci ne correspondent pas à ceux observés durant la période analysée.

Le dernier modèle analysé, l'INM (Figure 4.4 ; Figure 7.G.), ne capture pas quant à lui les caractéristiques de la BMC. La position moyenne de la confluence, la position la plus septentrionale et méridionale ne sont pas identifiables. De plus, la ligne se trouve plus au sud que la confluence observée.

De manière globale, on peut affirmer que, pour la simulations de la des caractéristiques de la BMC, l'amélioration de la résolution a un impact positif sur la modélisation de la confluence Brésil-Malouines, mais seulement jusqu'à un certain stade. Le passage d'une faible résolution à une moyenne améliore la représentativité des modèles. Par contre, le passage d'une résolution moyenne à une haute résolution n'améliore pas davantage les résultats. De plus, on observe également une grande variabilité des simulations dans la région où le MC rencontre le BC, suggérant que chaque modèle représente différemment les conditions dans ces régions. Les zones où plusieurs courbes se rejoignent indiquent un certain consensus entre les modèles, tandis que les endroits où elles divergent révèlent une incertitude ou une sensibilité particulière des modèles à certaines conditions. En résumé, malgré la diversité des modèles qui donnent des indications utiles, les différences entre eux et les observations mettent en évidence la nécessité d'affiner davantage les modèles pour améliorer la précision des simulations. Étant donné que les modèles FGOALS, CESM1 et INM ne capturent aucune caractéristique de la BMC, ils ne seront pas repris dans les analyses qui suivront. Les modèles ECMWF ne capturent pas la position septentrionale du MC. Dès lors, ils ne seront pas repris dans les analyses basées sur cette métrique.

Afin d'étudier la variabilité spatiale de la BMC au cours du temps, des graphiques pour chaque modèle montrant la moyenne de la position de la confluence par an sont donnés dans l'Annexe B. Commençons par le modèle CMCC. Celui dont la résolution est la plus faible (Figure 7A) montre un déplacement de la confluence dirigé vers le nord tandis que celui avec la plus haute résolution (Figure 7B) ne montre pas de tendance claire. Pour ce qui est des modèles ECMWF, celui dont la résolution est la plus fine montre un déplacement de la BMC vers le sud tandis que celui à moyenne résolution ne simule pas de déplacement au cours du temps. Le modèle à faible résolution indique pour sa part une migration vers le nord, ce qui est contraire aux observations. Les modèles HadGEM et MPI ne montrent pas de déplacement clair visuellement ; les analyses plus poussées ci-dessous permettront d'en savoir davantage.

Pour évaluer la capacité des modèles à simuler les tendances des différentes métriques considérées, un test de Student est réalisé afin de quantifier la différence des moyennes entre les modèles et les observations. La colonne T-test (Table 4.1) indique l'écart entre les résultats des

modèles et les données satellitaires. Une valeur t négative suggère que la moyenne des résultats d'un modèle est inférieure à celle du comparatif et vice-versa pour une valeur positive. La p -valeur indique la probabilité que les résultats obtenus soient dûs au hasard. Une p -valeur inférieure à 0.001 (comme c'est le cas pour la plupart des résultats) signifie que la différence entre les ensembles de données est statistiquement significative. Sachant que les différentes caractéristiques de la BMC observées ont des tendances négatives, suggérant une migration vers le sud des caractéristiques et une diminution de l'amplitude de la confluence et des méandres, comparons cette information aux modèles. La direction des tendances du modèle HadGEM3-GC31-HM est la même que celle des observations pour toutes les métriques. Par la suite, les modèles CMCC-CM2-VHR et MPI-ESM1-2-HR présentent des tendances vers le sud pour toutes les métriques, à l'exception de l'amplitude des méandres. La tendance vers le nord de cet indicateur est également observée chez tous les autres modèles, à l'exception du modèle HadGEM-GC31-HM. L'amplitude des méandres est une mesure difficilement capturée par les modèles étant donné sa variabilité spatiale et temporelle. Dans cette analyse de tendance, la résolution spatiale a un impact sur la fiabilité des simulations. La finesse de la résolution permet d'améliorer la représentation des tendances de chaque métrique par les modèles. Prenons l'exemple de CMCC. La version à plus basse résolution de ce modèle simule des tendances vers le nord pour toutes les métriques alors que celle qui est plus fine montre des tendances vers le sud pour tous les indicateurs, à part pour l'amplitude des méandres. Il y a donc un passage des tendances vers le nord à des tendances vers le sud au fur et à mesure que la résolution devient plus précise. Il en est de même pour les modèles ECMWF et HadGEM. Pour les modèles MPI, ce n'est pas le cas.

TABLE 4.1 – Résultats du test de Student afin de comparer les tendances modélisées et observées

Modèles	Métriques	Migration	T-test	P-valeur
CMCC-CM2-HR4	Position septentrionale (MC)	vers le nord	1.611	0.108
	Position méridionale (BC)	vers le nord	-95,760	5.236e-285
	Position moyenne	vers le nord	-71,507	2,255e-251
	Amplitude de BMC	vers le nord	212,346	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le nord	211,915	≈ 0
CMCC-CM2-VHR4	Position septentrionale (MC)	vers le sud	-2,749	0,0064
	Position méridionale (BC)	vers le sud	-231,398	4,585e-316
	Position moyenne	vers le sud	-83,133	1,531e-213
	Amplitude de BMC	vers le sud	645,857	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le nord	487,799	≈ 0
ECMWF-IFS-HR	Position septentrionale (MC)	vers le sud	/	/
	Position méridionale (BC)	vers le sud	70,111	1,314e-182
Continué sur la page suivante				

Table 4.1 – suite de la page précédente

Modèles	Métriques	Migration	T-test	P-valeur
	Position moyenne	vers le sud	125,343	4,174e-288
	Amplitude de BMC	vers le nord	999,065	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le nord	856,216	≈ 0
ECMWF-IFS-MR	Position septentrionale (MC)	vers le sud	/	/
	Position méridionale (BC)	vers le sud	64,187	2,462e-193
	Position moyenne	vers le sud	118,989	4,584e-254
	Amplitude de BMC	vers le nord	1068,83	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le nord	907,439	≈ 0
ECMWF-IFS-LR	Position septentrionale (MC)	vers le nord	/	/
	Position méridionale (BC)	vers le nord	266,873	≈ 0
	Position moyenne	vers le nord	208,6	≈ 0
	Amplitude de BMC	vers le nord	410,211	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le sud	763,995	≈ 0
HadGEM3-GC31-HM	Position septentrionale (MC)	vers le sud	179,002	≈ 0
	Position méridionale (BC)	vers le sud	-18,684	3,107e-51
	Position moyenne	vers le sud	14,85	7,188e-15
	Amplitude de BMC	vers le sud	435,744	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le sud	950,212	≈ 0
HadGEM3-GC31-MM	Position septentrionale (MC)	vers le nord	195,295	≈ 0
	Position méridionale (BC)	vers le sud	8,492	1.167e-15
	Position moyenne	vers le nord	42,646	1.722e-140
	Amplitude de BMC	vers le nord	240,39	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le sud	878,419	≈ 0
HadGEM3-GC31-LL	Position septentrionale (MC)	vers le nord	-61,583	1.282e-158
	Position méridionale (BC)	vers le sud	97,586	3.832e-220
	Position moyenne	vers le nord	-27,506	1.263e-81
	Amplitude de BMC	vers le nord	-418,734	≈ 0
	Amplitude des méandres	vers le nord	624,302	≈ 0
MPI-ESM1-2-HR	Position septentrionale (MC)	vers le sud	55,227	2.438e-191
	Position méridionale (BC)	vers le sud	42,179	1.112e-142
	Position moyenne	vers le sud	-42,021	2.288e-136
	Amplitude de BMC	vers le sud	31,333	5.623e-98
Continué sur la page suivante				

Table 4.1 – suite de la page précédente

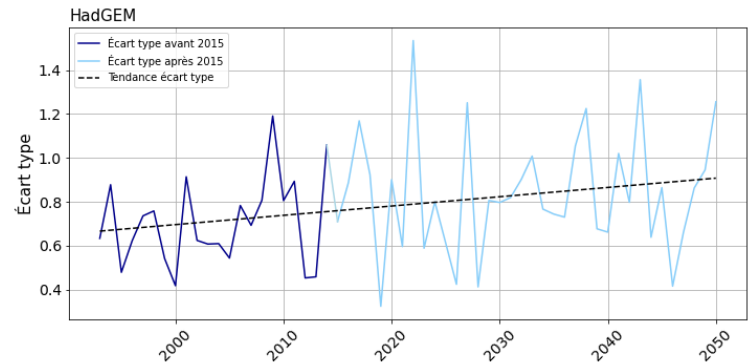
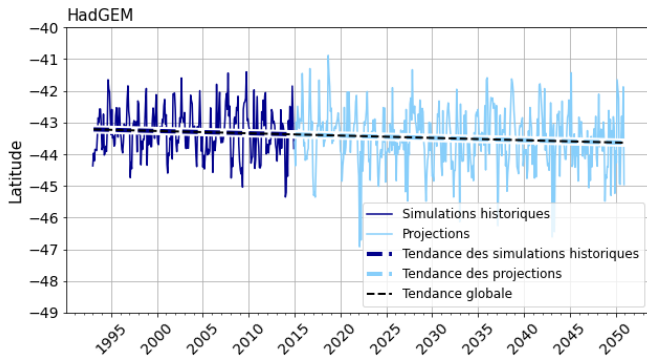
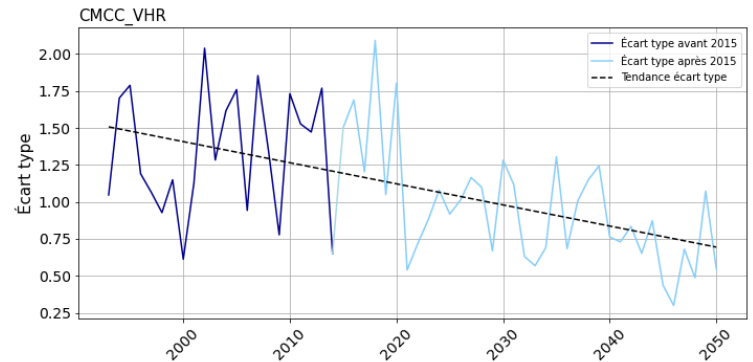
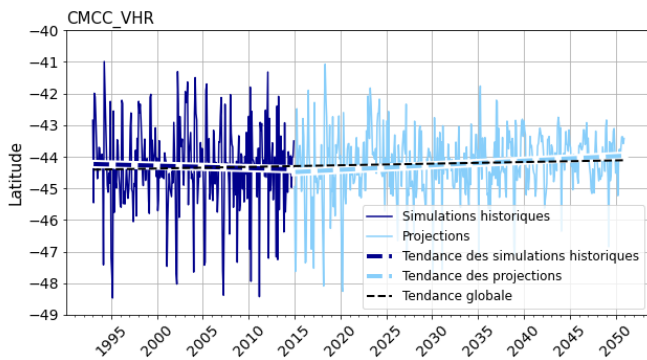
Modèles	Métriques	Migration	T-test	P-valeur
	Amplitude des méandres	vers le nord	778,926	≈ 0
MPI-ESM1-2-HR	Position septentrionale (MC)	vers le nord	27,972	4.614e-105
	Position méridionale (BC)	vers le nord	83,199	6.388e-192
	Position moyenne	vers le nord	-33,045	8.581e-96
	Amplitude de BMC	vers le nord	-27,180	< 6.043e-84
	Amplitude des méandres	vers le nord	691,206	≈ 0

Nous allons nous focaliser sur la métrique de la position moyenne de la BMC afin de déterminer les modèles les plus adéquats pour l’analyse des projections. Seuls les modèles CMCC-CM2-VHR4, ECMWF-IFS-HR, ECWF-IFS-MR, HadGEM-GC31-HM et MPI-ESM1-2-HR, avec des valeurs de t de -83.133, 125.343, 118.989, 14.85, -42.021 respectivement, simulent des tendances dirigées vers le sud pour la métrique d’intérêt. Dès lors, le modèle HadGEM-GC31-HM ayant la moyenne la plus proche des observations, suivi du modèle MPI-ESM1-1-HR et CMCC-CM2-VHR4, sont les trois modèles qui sont repris dans l’exploration de la position future de la BMC à travers le temps. Dès lors, les modèles ayant les moyennes les plus proches des observations sont le modèle HadGEM-GC31-HM, suivi du modèle MPI-ESM1-1-HR et du modèle CMCC-CM2-VHR4. Par conséquent, ceux-ci sont utilisés pour étudier la position future de la BMC à travers le temps.

4.3 Projections des tendances et de la variabilité de la BMC

Les projections réalisées par les modèles les plus performants permettent d’estimer le futur de la BMC. Les trois modèles sélectionnés montrent une migration vers le sud de la localisation moyenne de cette caractéristique océanique. La première colonne de la Figure 4.5 présente l’évolution de cette position à travers le temps selon les simulations historiques et les projections jusqu’au milieu du 21ème siècle. Pour le modèle CMCC-CM2-VHR, des variations significatives dans la position de la confluence sont observées entre 1993 et 2014, avec un déplacement vers le sud. Les projections montrent une tendance plus stable, avec une légère migration vers le nord. Le modèle HadGEM-GC31-HM présente des fluctuations importantes dans la position de la confluence, bien que les variations paraissent moins prononcées que celles du CMCC-CM2-VHR. Les projections présentent une baisse de latitude et, par conséquent, un déplacement vers le sud. Pour le modèle MPI-ESM1-1-HR, des variations de la position de la confluence sont observées dans les simulations historiques, mais semblent moins extrêmes comparées aux deux autres modèles. Les projections exposent une migration vers le sud de la position de la BMC, mais l’amplitude des variations de cette positions aux cours du temps sont moins grandes dans le futur.

La deuxième colonne de la Figure 4.5 donne l'évolution de l'écart-type de la confluence afin de montrer si l'amplitude des fluctuations de la BMC change à travers le temps. Pour le modèle CMCC-CM2-VHR, l'écart-type présente des fluctuations importantes jusqu'aux alentours de 2015, avec une tendance générale à la baisse. L'écart-type diminue progressivement dans les projections, ce qui suggère une stabilisation de la variabilité de la position de la confluence. En d'autres termes, la position de la BMC évolue avec un écart de latitude moins important au fil du temps. La tendance générale indique une diminution de la variabilité au fil du temps. Le modèle HadGEM-GC31-HM montre des fluctuations de l'écart-type, avec des périodes de haute variabilité et une tendance à la hausse. Les projections présentent une augmentation de la variabilité, avec une tendance marquée vers une augmentation de l'écart-type, indiquant un changement accru avec un écart entre les positions maximales et minimales de la BMC de plus en plus grande. Pour le modèle MPI-ESM1-2-HR, les écarts-types historiques indiquent des fluctuations, mais avec des valeurs généralement plus basses que les deux autres modèles. Les projections futures montrent une réduction progressive de l'écart type, avec une tendance à la stabilisation. La tendance expose une très faible diminution de la variabilité future.



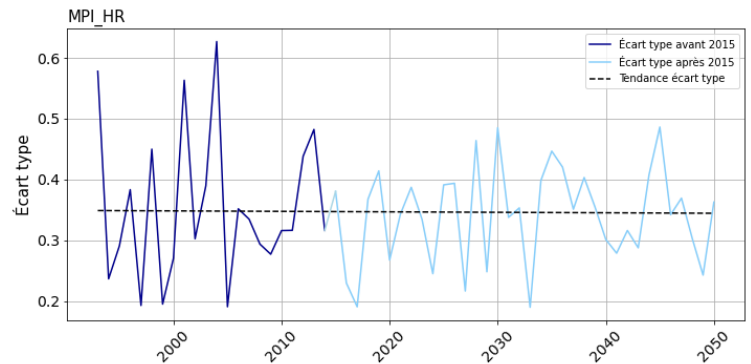
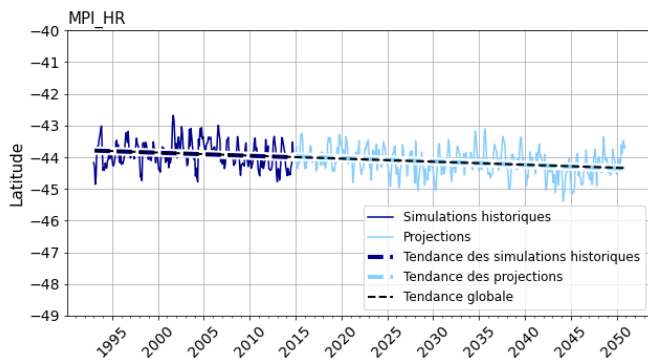


FIGURE 4.5 – Séries temporelles de la position moyenne de la BMC basées sur les simulations historiques (courbe bleu foncé) de 1993 à 2014 et sur les projections (courbe bleu clair) de 2015 à 2050. Evolution des écarts-types de chaque année au cours du temps.

Les résultats des graphiques révèlent des tendances importantes concernant la position et la variabilité de la BMC. Deux des trois modèles analysés montrent une migration de la BMC vers le sud dans les projections. Cette migration est plus marquée pour le modèle HadGEM-GC31-HM. Deux modèles sur trois suggèrent une réduction de la variabilité de la position de la confluence dans le futur, ce qui devrait conduire à une prévisibilité de cette position. La dérive vers le sud de la confluence Brésil-Malouines pourrait avoir des implications significatives pour les écosystèmes marins et la circulation océanique dans la région. Une position plus stable pourrait affecter les courants marins, les températures de surface de la mer et les conditions météorologiques locales. Bien que les tendances générales soient similaires (déplacement vers le sud et réduction de la variabilité), il existe des différences notables entre les modèles. La comparaison entre plusieurs modèles permet de mieux appréhender la gamme des futurs climatiques possibles. Les graphiques fournissent une vue d'ensemble précieuse sur les tendances futures de la BMC. Ces résultats soulignent l'importance de continuer à affiner les modèles climatiques pour mieux comprendre et prévoir les impacts du changement climatique sur les systèmes océaniques critiques.

4.4 Limites

Ce mémoire se concentre sur l'évaluation de la variabilité spatiale de la BMC en utilisant des données satellitaires et des simulations issues du projet CMIP6. Ce travail présente plusieurs limites qui nécessitent une attention future.

Une des principales limites concerne les incohérences entre certains modèles climatiques et les observations réelles. Les modèles FGOALS et CESM1, par exemple, montrent des divergences significatives par rapport aux données observées, ce qui peut remettre en question la fiabilité de certaines conclusions. Ces incohérences soulignent la nécessité d'améliorer la précision des modèles climatiques. Il est important de noter que les modèles climatiques reposent sur des équations mathématiques complexes décrivant les interactions entre les différents

éléments du climat. Cependant, ces modèles présentent encore des limitations importantes malgré les grandes avancées scientifiques de ces dernières années. L'une des principales limitations réside dans leur capacité à représenter fidèlement les processus physiques de petites échelles. En outre, bien que les projections montrent des tendances intéressantes, il existe une incertitude notable entre les différents modèles climatiques. Les modèles de circulation générale du climat, tels que ceux utilisés pour étudier la BMC, sont construits sur des hypothèses et des paramètres qui peuvent varier d'un modèle à l'autre. Ces différences peuvent entraîner des écarts significatifs dans les projections des tendances futures. Ces différences soulignent l'incertitude inhérente aux projections climatiques. Chaque modèle climatique utilise des approximations et des simplifications des processus physiques complexes. Les paramètres utilisés et les résolutions spatiales et temporelles varient d'un modèle à l'autre, ce qui peut conduire à des résultats divergents. Par conséquent, il est crucial d'interpréter les résultats des modèles climatiques avec prudence. Les conclusions tirées des projections doivent toujours prendre en compte les marges d'erreur et les incertitudes associées comme les forçages utilisés par les modèles. Les simulations futures dépendent en grandes parties de ces forçages.

Un autre aspect limitant est le manque de données satellitaires pour la période avant 1993. Une analyse encore plus crédible pourrait être réalisée si ces données étaient disponibles. Les comparaisons entre les modèles et les observations sont moins robustes que si elles avaient été réalisées sur de plus longues périodes. De plus, l'analyse des tendances à long terme est également affectée. Pour comprendre les tendances climatiques à long terme, il est essentiel de disposer de séries de données continues sur plusieurs décennies. Les études régionales sont souvent touchées par ce manque de données historiques. Certaines régions du globe, comme l'océan Austral et l'Atlantique Sud, sont particulièrement mal couvertes. Les données satellitaires post-1993 ont permis de combler ces lacunes, mais pour les études nécessitant une perspective historique plus longue, le manque de données antérieures reste un obstacle majeur. Cela limite la compréhension des variabilités et des changements régionaux sur des échelles de temps prolongées, ce qui est essentiel pour des études climatiques détaillées et pour la planification des mesures d'adaptation au changement climatique.

Enfin, cette étude conclut que des recherches supplémentaires sont nécessaires pour approfondir la compréhension et la modélisation de la BMC. Cette reconnaissance de la complexité du sujet et du besoin continu de recherche est à la fois une limite et un appel à l'amélioration des modèles et des méthodes utilisées. La dynamique de BMC est influencée par une multitude de facteurs interconnectés, y compris les courants marins, la température de surface de la mer, et les conditions atmosphériques. Pour mieux comprendre ces interactions et leurs impacts potentiels sous l'influence du changement climatique, des études plus détaillées et spécifiques sont indispensables.

En premier lieu, il est essentiel d'analyser les interactions entre l'air et la mer propres à la BMC afin de déterminer leur impact sur la variabilité et la dynamique de la confluence. Les interactions entre l'atmosphère et l'océan jouent un rôle essentiel dans les échanges de chaleur et d'humidité, ce qui a un impact sur les courants marins et les conditions climatiques locales

et régionales. Une autre piste importante consiste à développer et à intégrer des modèles biogéochimiques détaillés dans les modèles climatiques afin d'analyser l'effet des changements de la BMC sur les écosystèmes marins locaux. Les écosystèmes marins pourraient être mieux modélisés afin de mieux appréhender l'impact des changements de confluence sur la biodiversité et les services écosystémiques, tels que la productivité biologique et les pêcheries. En parallèle, il faut examiner l'impact des variations de la BMC sur le cycle du carbone et des nutriments dans l'Atlantique Sud. Il est essentiel de comprendre ces dynamiques biogéochimiques afin d'évaluer l'influence de la BMC sur les échanges de carbone entre l'océan et l'atmosphère, ainsi que sur la fertilité des eaux marines, qui est essentielle pour la vie marine. Enfin, réaliser des projections climatiques régionales en se basant sur différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre permettrait de comprendre les impacts futurs sur la BMC. Ces prévisions pourraient permettre d'anticiper les évolutions potentielles de la confluence sous différents scénarios climatiques, offrant ainsi des données précieuses pour la gestion des ressources marines et la planification de l'adaptation aux changements naturels.

Conclusion

La BMC a été précédemment identifiée comme un élément critique influencé par des facteurs tels que la circulation océanique globale et les changements climatiques (de Moura Falcao et al., 2022). Cette rencontre de courants est primordiale pour la régulation du climat mondial et régional et pour la biodiversité marine (de Souza, 2019). Il est dès lors crucial de comprendre la dynamique de la BMC afin d'évaluer les différents impacts que celle-ci peut avoir sur notre planète. De plus, dans le contexte de changement climatique actuel, des modifications des caractéristiques de la BMC peuvent avoir de nombreux impacts sur les écosystèmes de la région. Plusieurs études antérieures ont été examinées (Legeckis et Gordon, 1982 ; Provost et al., 1992 ; Lentini et al., 2001 ; Matano et al., 1993 ; Goni et al. 2011 ; Lumpkin et Garzoli, 2011 ; Combes et Matano, 2014), révélant des migrations significatives de la confluence et des variations dans la force des courants associés. Cependant, de nombreux mécanismes concernant cette composante océanique sont encore méconnus, comme les différents engrenages de ce déplacement vers le sud.

Les questions de recherche principales abordées dans ce mémoire étaient les suivantes : Comment la variabilité de la BMC est-elle caractérisée et quelles tendances se dégagent des observations satellitaires entre 1993 et 2014 ? Quelle est la qualité de la représentation de la BMC dans les résultats issus des simulations CMIP6 ? Comment l'augmentation de la résolution spatiale dans les modèles de simulation affecte-t-elle leur capacité à reproduire les observations réelles ? En présence de tendances climatiques observées, comment la BMC va-t-elle évoluer au cours du 21ème siècle ?

Pour répondre à ces différentes questions, cette étude s'est articulée autour de l'analyse des données d'observation et de la modélisation. Des données satellitaires, couvrant la période de 1993 à 2014, ont été utilisées pour caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la BMC. Ces données ont été obtenues à partir de missions d'altimétrie spatiale par le service Copernicus, fournissant des mesures précises de la hauteur de la surface de la mer par rapport au géoïde. Pour la modélisation, nous avons exploité les simulations du projet CMIP6, qui incluent des modèles climatiques utilisés pour évaluer les changements climatiques futurs soumis à différents scénarios de forçage climatique. Une validation des résultats de ces modèles a été réalisée afin d'évaluer la capacité de chacun d'entre eux à capturer la variable

ADT d'une manière adéquate. Une attention particulière a été accordée à l'influence de la résolution spatiale des modèles, en comparant les résultats de modèles à haute résolution avec ceux des modèles à résolution plus grossière. De plus, différentes métriques de la BMC ont été développées dans le but de quantifier la variabilité et les tendances de cette caractéristique océanique. Ces métriques ont servi à évaluer la performance des modèles dans la reproduction des caractéristiques observées de la BMC. Pour finir, une analyse de projections réalisées à l'aide des modèles a été menée afin d'identifier les différentes tendances possibles de la BMC dans un futur proche.

Les observations satellitaires entre 1993 et 2014 ont révélé une variabilité saisonnière significative de la BMC, avec des migrations nord-sud annuelles. Ces données montrent que la position la plus septentrionale du MC et la position la plus méridionale du BC varient selon les saisons, avec une tendance à des déplacements vers le nord en hiver et vers le sud en été. L'évaluation des simulations CMIP6 a démontré que certains modèles reproduisent avec une précision relative les observations de la BMC, bien que des divergences subsistent. Les modèles HadGEM3-GC31-HM et MPI-ESM1-2-HR se sont distingués par leur capacité à modéliser la variabilité de la confluence de manière plus fidèle. Bien que l'on puisse s'attendre à une amélioration des simulations avec une résolution plus fine, cette étude a révélé que l'augmentation de la résolution n'améliore pas systématiquement la précision des modèles, en particulier pour des phénomènes à petite échelle. Les projections indiquent une tendance à une migration continue vers le sud de la BMC, attribuée aux forçages du SSP5-8.5 influençant les courants marins et les conditions atmosphériques. Deux des trois modèles étudiés prévoient une réduction de la variabilité saisonnière de la position de la confluence.

Malgré les avancées réalisées, notre étude reconnaît plusieurs limites qui nécessitent des recherches complémentaires. Les écarts entre les simulations et les observations suggèrent une meilleure compréhension des interactions complexes influençant la BMC. Les projections comportent des incertitudes liées aux scénarios climatiques et aux modélisations des courants marins, nécessitant des études plus détaillées pour affiner ces projections et mieux comprendre leurs implications pour les écosystèmes marins.

En conclusion, cette recherche fournit une analyse détaillée et rigoureuse de la variabilité et de l'évolution récente et future de la BMC, contribuant ainsi à l'avancement des connaissances dans ce domaine critique pour la science climatique et océanographique. La BMC joue en effet un rôle vital dans la dynamique océanique globale, et les résultats de cette étude soulignent l'importance de poursuivre les efforts de recherche pour améliorer notre compréhension et notre capacité à prédire les changements futurs. La reconnaissance des interactions complexes entre les courants océaniques, les conditions climatiques et les impacts anthropiques est essentielle pour élaborer des modèles plus précis et des politiques efficaces de gestion des ressources marines.

Bibliographie

ABADIE, A., (2019, novembre 26), La circulation océanique, Sea(e)scape.

ABOUT COPERNICUS | CMEMS, (s. d.). <https://marine.copernicus.eu/about> (page consultée le 10/04/24)

ABOUT PRODUCERS | CMEMS, (s. d.). <https://marine.copernicus.eu/about/producers> (page consultée le 10/04/24)

ARTANA, C., PROVOST, C., LELLOUCHE, J.-M., RIO, M.-H., FERRARI, R. & SENÉCHAEL, N., (2019), The Malvinas Current at the Confluence With the Brazil Current : Inferences From 25 Years of Mercator Ocean Reanalysis, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 124, n°10, p. 7178 7200.

BARRÉ, N., PROVOST, C. & SARACENO, M., (2006), Spatial and temporal scales of the Brazil–Malvinas Current confluence documented by simultaneous MODIS Aqua 1.1-km resolution SST and color images, *Advances in Space Research*, vol. 37, n°4, p. 770 786.

BIANCHI, A. A., GIULIVI, C. F. & PIOLA, A. R., (1993), Mixing in the Brazil-Malvinas confluence, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, vol. 40, n°7, p. 1345 1358.

BIANCHI, A. A., PIOLA, A. R. & COLLINO, G. J., (2002), Evidence of double diffusion in the Brazil–Malvinas Confluence, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, vol. 49, n°1, p. 41 52.

BOEBEL, O., SCHMID, C. & ZENK, W., (1999), Kinematic elements of Antarctic Intermediate Water in the western South Atlantic, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 46, n°1, p. 355 392.

BRANDINI, F. P., BOLTOVSKOY, D., PIOLA, A., KOCHMUR, S., RÖTTGERS, R., ABREU, P. C. & LOPES, R. M., (2000), Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30–62 S), *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, vol. 47, n°1, p. 1 15.

graphic Research Papers, vol. 47, n°6, p. 1015 1033.

BUSSI-COPIN, C., CAPET, X., DELORME, B., GASCUEL, D., GRILLET, C., HIGNETTE, M., ... BUSSI-COPIN, C., (s. d.), Les interactions entre l'océan et le climat.

CAI, W., GAO, L., LUO, Y., LI, X., ZHENG, X., ZHANG, X., XIE, S.-P., (2023), Southern Ocean warming and its climatic impacts, Science Bulletin, vol. 68, n°9, p. 946 960.

CHAPTER 9 : OCEAN, CRYOSPHERE AND SEA LEVEL CHANGE, (2014). <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/chapter/chapter-9/> (page consultée le 06/06/24)

CHELTON, D. B., MESTAS-NUÑEZ, A. M. & FREILICH, M. H., (1990), Global Wind Stress and Sverdrup Circulation from the Seasat Scatterometer, Journal of Physical Oceanography, vol. 20, n°8, p. 1175 1205.

COMBES, V. & MATANO, R. P., (2014), Trends in the Brazil/Malvinas Confluence region, Geophysical Research Letters, vol. 41, n°24, p. 8971 8977.

COPERNIC EN DÉTAIL | COPERNIC, (s. d.). <https://www.copernicus.eu/en/about-copernicus/copernicus-detail> (page consultée le 10/04/24)

COURANTS OCÉANIQUES | NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION, (s. d.). <https://www.noaa.gov/education/resource-collections/ocean-coasts/ocean-currents> (page consultée le 26/04/24)

CUNNINGHAM, S. A., ALDERSON, S. G., KING, B. A. & BRANDON, M. A., (2003), Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage, Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 108, n°C5.

DEMPSEY, C., (2019, octobre 22), Malvinas Current, Geography Realm.

DE SOUZA, M. M., MATHIS, M. & POHLMANN, T., (2019), Driving mechanisms of the variability and long-term trend of the Brazil–Malvinas confluence during the 21st century, Climate Dynamics, vol. 53, n°9, p. 6453 6468.

EKMAN, V., 1905 : On the influence of the Earth's rotation on ocean-currents. Ark. Mat. Astron. Fys., 2, 1–53.

EKMAN TRANSPORT - AN OVERVIEW | SCIENCEDIRECT TOPICS, (s. d.). <https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/ekman-transport> (page consultée le 07/06/24)

ESTIMATES OF AREA-AVERAGED DIAPYCNAL FLUXES FROM BASIN-SCALE BUDGETS IN : JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY VOLUME 30 ISSUE 9 (2000),

(s. d.). https://journals.ametsoc.org/view/journals/phoc/30/9/1520-0485_2000_030_2320_eoaaadf_2.0.co_2.xml (page consultée le 06/06/24)

EYRING, V., BONY, S., MEEHL, G. A., SENIOR, C. A., STEVENS, B., STOUFFER, R. J. & TAYLOR, K. E., (2016), Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, vol. 9, n°5, p. 1937 1958.

FALCÃO, R. H. DE M., MELO, P. A. M. DE C., FILHO, M. C. DE A. & CUNHA, M. DA G. G. DA S., (2022), Brazil-Malvinas Confluence in the South-West Atlantic Ocean : phytoplankton species, life forms and trophic mode, *Botanica Marina*, vol. 65, n°6, p. 391 403.

FICHEFET, T., (2023), LPHYS2163 - Atmosphere and ocean : physics and dynamics, UCLouvain.

FICHEFET, T & CRUCIFIX, M, (2022) LPHYS1365 : Météorologie, UCLouvain.

FRONEMAN, P. W., PAKHOMOV, E. A., PERISSINOTTO, R., LAUBSCHER, R. K. & MCQUAID, C. D., (1997), Dynamics of the plankton communities of the Lazarev Sea (Southern Ocean) during seasonal ice melt, *Marine Ecology Progress Series*, vol. 149, n°1 3, p. 201 214.

GARCIA, C. A. E., SARMA, Y. V. B., MATA, M. M. & GARCIA, V. M. T., (2004), Chlorophyll variability and eddies in the Brazil–Malvinas Confluence region, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 51, n°1, p. 159 172.

GARRAFO, Z. D., JOHNS, W. E., P. CHASSIGNET, E. & GONI, G. J., (2003), North Brazil Current rings and transport of southern waters in a high resolution numerical simulation of the North Atlantic, In : G. J. GONI et P. MALANOTTE-RIZZOLI (éd.), *Elsevier Oceanography Series*, Elsevier, vol. 68, , p. 375-409.

GARZOLI, S. L. & GIULIVI, C., (1994), What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents?, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, vol. 41, n°10, p. 1527 1550.

GARZOLI, S. L. & MATANO, R., (2011), The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 58, n°17, p. 1837 1847.

GAYOSO, A. M. & PODESTÁ, G. P., (1996), Surface hydrography and phytoplankton of the Brazil-Malvinas currents confluence, *Journal of Plankton Research*, vol. 18, n°6, p. 941 951.

GONI, G. J., BRINGAS, F. & DINEZIO, P. N., (2011), Observed low frequency variability of the Brazil Current front, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 116, n°C10, .

GONZALEZ-SILVERA, A., SANTAMARIA-DEL-ANGEL, E. & MILLÁN-NÚÑEZ, R., (2006), Spatial and temporal variability of the Brazil-Malvinas Confluence and the La Plata Plume as seen by SeaWiFS and AVHRR imagery, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 111, n°C6.

GORDON, A. L., (1986), Interocean exchange of thermocline water, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 91, n°C4, p. 5037 5046.

GORDON, A. L. & GREENGROVE, C. L., (1986), Geostrophic circulation of the Brazil-Falkland confluence, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, vol. 33, n°5, p. 573 585.

HAUTEURS DE MER, (2024, février 5). [https://www.odatis-ocean.fr/ressources/ressources-thematiques/disciplines-de-recherche/physique-de-locean/hauteurs-de-mer/page?chash=23e3c7c1f8e19aba585184ced6811a00&tx_news_pi1\[currentpage\]=2&cHash=a6d97d0b08014ce57bb3d55d9c8e9cc5](https://www.odatis-ocean.fr/ressources/ressources-thematiques/disciplines-de-recherche/physique-de-locean/hauteurs-de-mer/page?chash=23e3c7c1f8e19aba585184ced6811a00&tx_news_pi1[currentpage]=2&cHash=a6d97d0b08014ce57bb3d55d9c8e9cc5)(pageconsultele10/04/24)

HERNANDEZ, M. M., FAVERO, M. & SECO PON, J. P., (2024), Effect of environmental variability on seabird assemblages across the Brazil–Malvinas Confluence during the austral winter, *Marine Biology*, vol. 171, n°2, p. 51.

HUANG, R. X., (2013), Ocean, Energy Flows, In : *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier.

INFRASTRUCTURE OVERVIEW | COPERNICUS, (s. d.). <https://www.copernicus.eu/en/about-copernicus/infrastructure-overview> (page consultée le 10/04/24)

JIN, C., LIU, H. & LIN, P., (2023), Evaluation of the seasonal to decadal variability in dynamic sea level simulations from CMIP5 to CMIP6, *Geoscience Letters*, vol. 10, n°1, p. 35.

KENNETT, J. P., (1977), Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography, *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), vol. 82, n°27, p. 3843 3860.

KOSTOV, Y., ARMOUR, K. C. & MARSHALL, J., (2014), Impact of the Atlantic meridional overturning circulation on ocean heat storage and transient climate change, *Geophysical Research Letters*, vol. 41, n°6, p. 2108 2116.

LEE, S.-K., LUMPKIN, R., BARINGER, M. O., MEINEN, C. S., GOES, M., DONG, S.,

YEAGER, S. G., (2019), Global Meridional Overturning Circulation Inferred From a Data-Constrained Ocean & Sea-Ice Model, *Geophysical Research Letters*, vol. 46, n°3, p. 1521 1530.

LEGEAIS, J.-F., OLLITRAULT, M. & ARHAN, M., (2013), Lagrangian observations in the Intermediate Western Boundary Current of the South Atlantic, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, vol. 85, p. 109 126.

LEGECKIS, R. & GORDON, A. L., (1982), Satellite observations of the Brazil and Falkland currents— 1975 1976 and 1978, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, vol. 29, n°3, p. 375 401.

LES SCÉNARIOS SSP | CARBONE 4, (s. d.). <https://carbone4.com/fr/publication-scenarios-ssp-adaptation> (page consultée le 06/06/24)

LINDZEN, R. & NIGAM, S., (1987), On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 44.

LUMPKIN, R. & GARZOLI, S., (2011), Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 116, n°C1.

LUMPKIN, R. & JOHNSON, G. C., (2013), Global ocean surface velocities from drifters : Mean, variance, El Niño–Southern Oscillation response, and seasonal cycle, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 118, n°6, p. 2992 3006.

MATANO, R. P., SCHLAX, M. G. & CHELTON, D. B., (1993), Seasonal variability in the southwestern Atlantic, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 98, n°C10, p. 18027 18035.

MAYEWSKI, P. A., MEREDITH, M. P., SUMMERHAYES, C. P., TURNER, J., WORBY, A., BARRETT, P. J., ... VAN OMMEN, T., (2009), State of the Antarctic and Southern Ocean climate system, *Reviews of Geophysics*, vol. 47, n°1.

ORÚE-ECHEVARRÍA, D., PELEGRÍ, J. L., ALONSO-GONZÁLEZ, I. J., BENÍTEZ-BARRIOS, V. M., EMELIANOV, M., GARCÍA-OLIVARES, A., VIDAL, M., (2021), A view of the Brazil-Malvinas confluence, March 2015, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, vol. 172, p. 103533.

ORÚE-ECHEVARRÍA IGLESIAS, D., (2019), The Brazil-Malvinas Confluence : from local to global scales.

PETERSON, R. G. & STRAMMA, L., (1991), Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean, *Progress in Oceanography*, vol. 26, n°1, p. 1 73.

PETERSON, R. G. & WHITWORTH III, T., (1989), The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 94, n°C8, p. 10817 10838.

PEZZI, L. P., DE SOUZA, R. B., SANTINI, M. F., MILLER, A. J., CARVALHO, J. T., PARISE, C. K., RUBERT, J., (2021), Oceanic eddy-induced modifications to air–sea heat and CO2 fluxes in the Brazil-Malvinas Confluence, *Scientific Reports*, vol. 11, n°1, p. 10648.

PIOLA, A. R., CAMPOS, E. J. D., MOLLER JR, O. O., WESSON, J. & MARTINEZ, C. M., (2004), Observando la influencia del Río de la Plata en la plataforma occidental del Atlántico Sur, *Newsletter IAI*, vol. 34, p. 8 11.

PIOLA, A. R., FRANCO, B. C., PALMA, E. D. & SARACENO, M., (2013), Multiple jets in the Malvinas Current, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 118, n°4, p. 2107 2117.

PROVOST, C. & LE TRAON, P.-Y., (1993), Spatial and temporal scales in altimetric variability in the Brazil-Malvinas current confluence region : Dominance of the semiannual period and large spatial scales, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 98, n°C10, p. 18037 18051.

PUJOL, M.-I. & TABURET, G., (2023), SEALEVEL_GLO_PHY_L3_NRT_OBSERVATIONS_008_044 SEALEVEL_GLO_PHY_L4_NRT_OBSERVATIONS_008_046 SEALEVEL_EUR_PHY_L3_NRT_OBSERVATIONS_008_059 SEALEVEL_EUR_PHY_L4_NRT_OBSERVATIONS_008_060 SEALEVEL_GLO_PHY_L3_MY_008_062 SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047 SEALEVEL_EUR_PHY_L3_MY_008_061 SEALEVEL_EUR_PHY_L4_MY_008_068 SEALEVEL_GLO_PHY_NOISE_L4_STATIC_008_033, n°9, .

RINTOUL, S. R., (1991), South Atlantic interbasin exchange, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 96, n°C2, p. 2675 2692.

RINTOUL, S. R., (2011), The Southern Ocean in the Earth System, In : *Science diplomacy : science, Antarctica, and the governance of international spaces*, Smithsonian Institution Scholarly Press, p. 175 187.

SARACENO, M., PROVOST, C., PIOLA, A. R., BAVA, J. & GAGLIARDINI, A., (2004), Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, vol. 109, n°C5.

SEA SURFACE HEIGHTS, (s. d.), GGOS.

SECTEUR MARITIME | COPERNIC, (s. d.). <https://www.copernicus.eu/en/copernicus-services/marine> (page consultée le 10/04/24)

SIEDLER, G., CHURCH, J. & GOULD, W. J., (2001), Ocean circulation and climate : observing and modelling the global ocean, Academic Press, San Diego.

SPADONE, A. & PROVOST, C., (2009), Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992, Journal of Geophysical Research, vol. 114, .

STRAMMA, L. & SCHOTT, F., (1999), The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, vol. 46, n°1 2, p. 279 303.

SUMMARY FOR POLICYMAKERS, (s. d.), IPCC 5th Assessment Synthesis Report. http://ar5-syr.ipcc.ch/topic_summary.php?pageconsultele06/06/24

TALLEY, L., (2013), Closure of the Global Overturning Circulation Through the Indian, Pacific, and Southern Oceans : Schematics and Transports, Oceanography, vol. 26, p. 80 97.

THE ANTARCTIC CIRCUMPOLAR CURRENT, (s. d.). <https://oceancurrents.rsmas.miami.edu/southern/antarctic-cp.html> (page consultée le 06/06/24)

THE EKMAN SPIRAL AND GEOSTROPHIC FLOW, (2019, juin 22), Geosciences LibreTexts. [https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Oceanography/Introduction_to_Oceanography_\(Webb\)/09%3A_Ocean_Circulation/9.03%3A_The_Ekman_Spiral_and_Geostrophic_Flow](https://geo.libretexts.org/Bookshelves/Oceanography/Introduction_to_Oceanography_(Webb)/09%3A_Ocean_Circulation/9.03%3A_The_Ekman_Spiral_and_Geostrophic_Flow) (page consultée le 26/04/24)

THEUNIS, L., (2024, mars 20), La séquestration du carbone ne s'opère pas seulement dans l'océan profond, DAILY SCIENCE.

TOKINAGA, H., TANIMOTO, Y. & XIE, S.-P., (2005), SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil–Malvinas Confluence : Satellite and In Situ Observations, Journal of Climate, vol. 18, n°17, p. 3470 3482.

VALLA, D., PIOLA, A. R., MEINEN, C. S. & CAMPOS, E., (2018), Strong Mixing and Recirculation in the Northwestern Argentine Basin, Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 123, n°7, p. 4624 4648.

VELLINGA, M. & WOOD, R. A., (s. d.), Global Climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation.

WALLACE, J. M., MITCHELL, T. P. & DESER, C., (1989), The Influence of Sea-Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific : Seasonal and Interannual Variability, Journal of Climate, vol. 2, n°12, p. 1492 1499.

Table des figures

1.1	Circulation moyenne de surface dans l'océan mondial (Abadie, 2019).	5
1.2	Ciruculation moyenne de l'océan Austral (Rintoul, 2011)	8
1.3	Circulation moyenne de la région de l'océan Atlantique Sud (Orué-Echevarria, 2019).	11
2.1	Mesures calculées à l'aide de l'altimétrie satellitaire.	17
2.2	Différentes métriques analysées afin d'analyse la variabilité de la confluence et d'évaluer les modèles dans leur représentation de la confluence	24
3.1	Moyenne de la topographie dynamique observée et simulée par les modèles en février sur la période 1993 à 2014.	26
3.2	Séries temporelles de la topographie dynamique absolue sans tendance et sans variabilité saisonnière observées et simulées par les modèles A. CMCC, B. ECMWF, C. FGOALS, D. HadGEM3, E. MPI, F. CESM1 et G. INM.	27
3.3	Moyenne de la topographie dynamique observée et simulée par les modèles en février sur la période 1993 à 2014 dans la région de la BMC.	29
3.4	Séries temporelles de la topographie dynamique absolue sans tendance et sans variabilité saisonnière observées et simulées par les modèle A. CMCC, B. ECMWF, C. FGOALS, D. HadGEM3, E. MPI, F. CESM1 et G. INM dans la région de la BMC.	30
4.1	Variabilité saisonnière observée (satellites) des métriques étudiées : A. Localisation la plus au nord du MC, B. Localisation la plus au sud du BC, C. Position moyenne de la confluence, D. Amplitude de la confluence, E. Amplitude des méandres après la confluence	33
4.2	Évolution observée de la position de la BMC de 1993 à 2014.	34
4.3	Évolution mensuelles des métriques en fonction du temps avec mise en évidence de la tendance sur la période de 1993 à 2014 (noir) : A. Localication la plus au nord du MC, B. Localisation la plus au sud du BC, C. La position moyenne de la confluence, D. L'amplitude de la confluence, E. L'amplitude des méandres après la confluence.	35

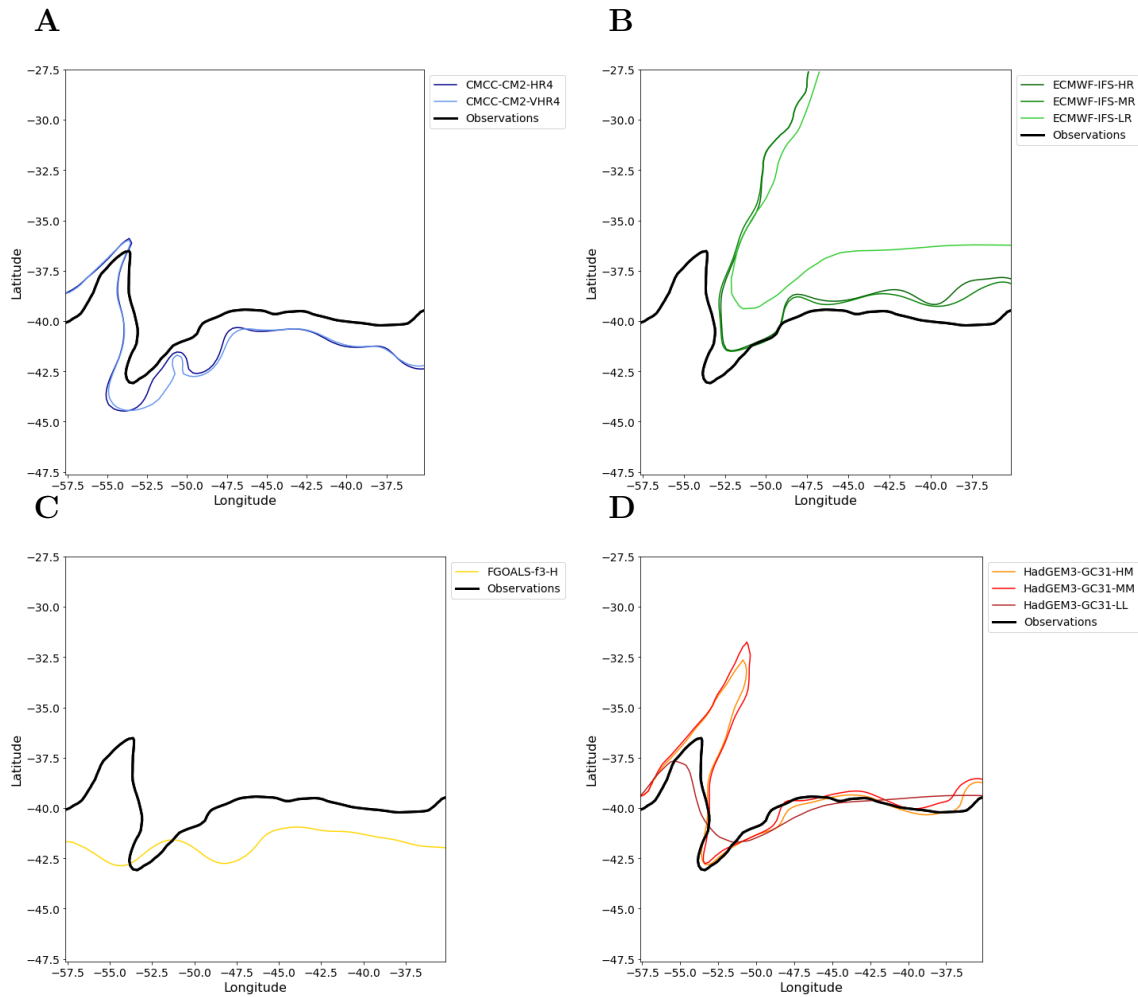
4.4	Tracés de la position moyenne de la BMC durant la période 1994 à 2014 simulés par les modèles (courbes de couleurs), comparés au tracé observé de la confluence (courbe noir).	36
4.5	Séries temporelles de la position moyenne de la BMC basées sur les simulations historiques (courbe bleu foncé) de 1993 à 2014 et sur les projections (courbe bleu clair) de 2015 à 2050. Evolution des écarts-types de chaque année au cours du temps.	43
6	Tracés de la position moyenne de la BMC durant la période 1994 à 2014 simulés par les modèles (courbes de couleurs), comparés au tracé observé de la BMC (courbe noir).	59
7	Localisation de la BMC en fonction du temps simulée par les modèles A. CMCC-CM2-HR4, B. CMCC-CM2-VHR4, C. ECMWF-IFS-HR, D. ECMWF-IFS-MR, E. ECMWF-IFS-LR, F. HadGEM3-GC31-HM, G. HadGEM3-GC31-MM, H. HadGEM3-GC31-LL, I. MPI-ESM1-2-HR, J. MPI-ESM1-2-XR. . .	61

Liste des tableaux

2.1	Résumé des caractéristiques des modèles analysés	22
3.1	Résultats des corrélations et des RMSEs entre les données satellitaires et les données de chaque modèle	28
3.2	Résultats des corrélations et des RMSEs entre les données satellites et les données de chaque modèle	31
4.1	Résultats du test de Student afin de comparer les tendances modélisées et observées	39

Annexes

Annexe A



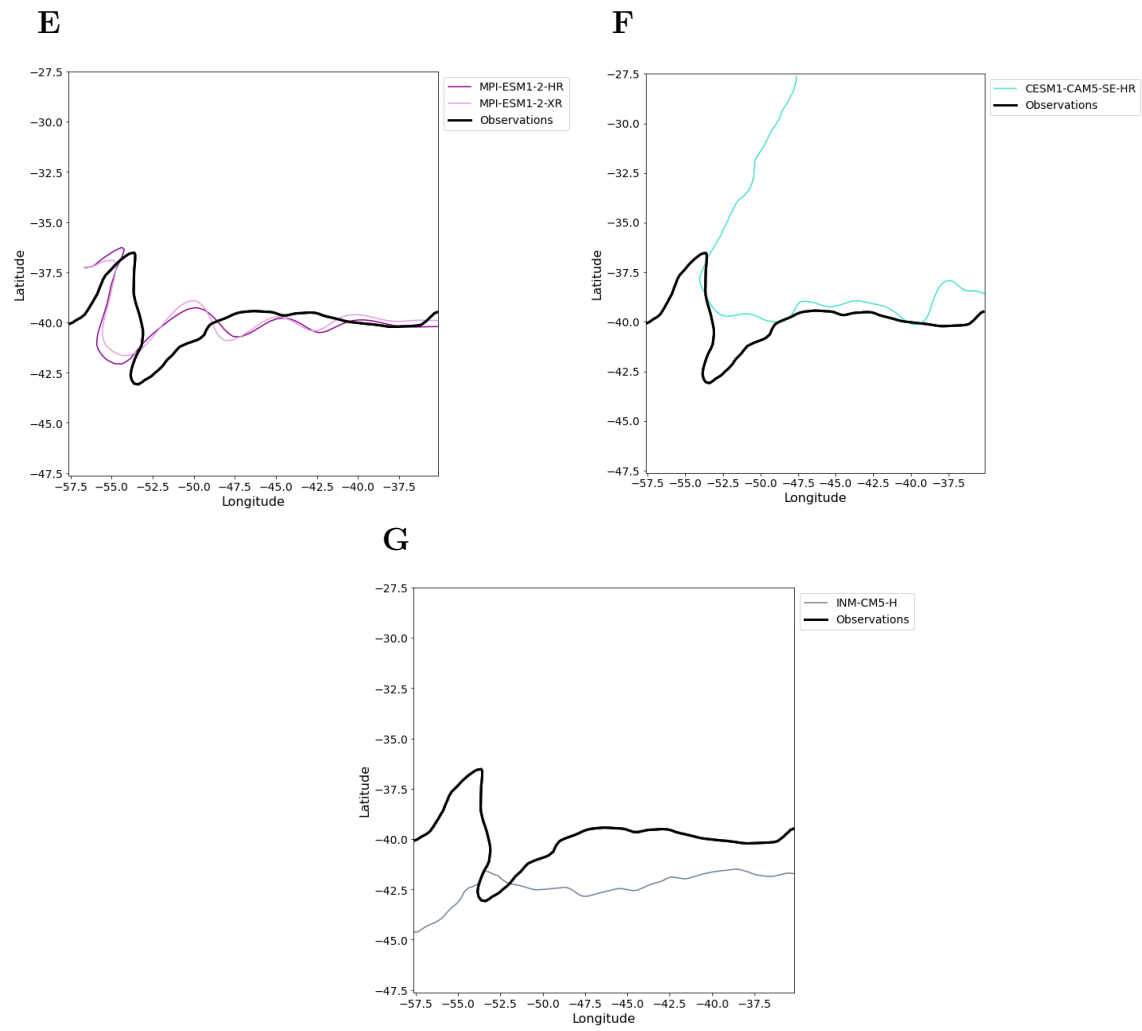
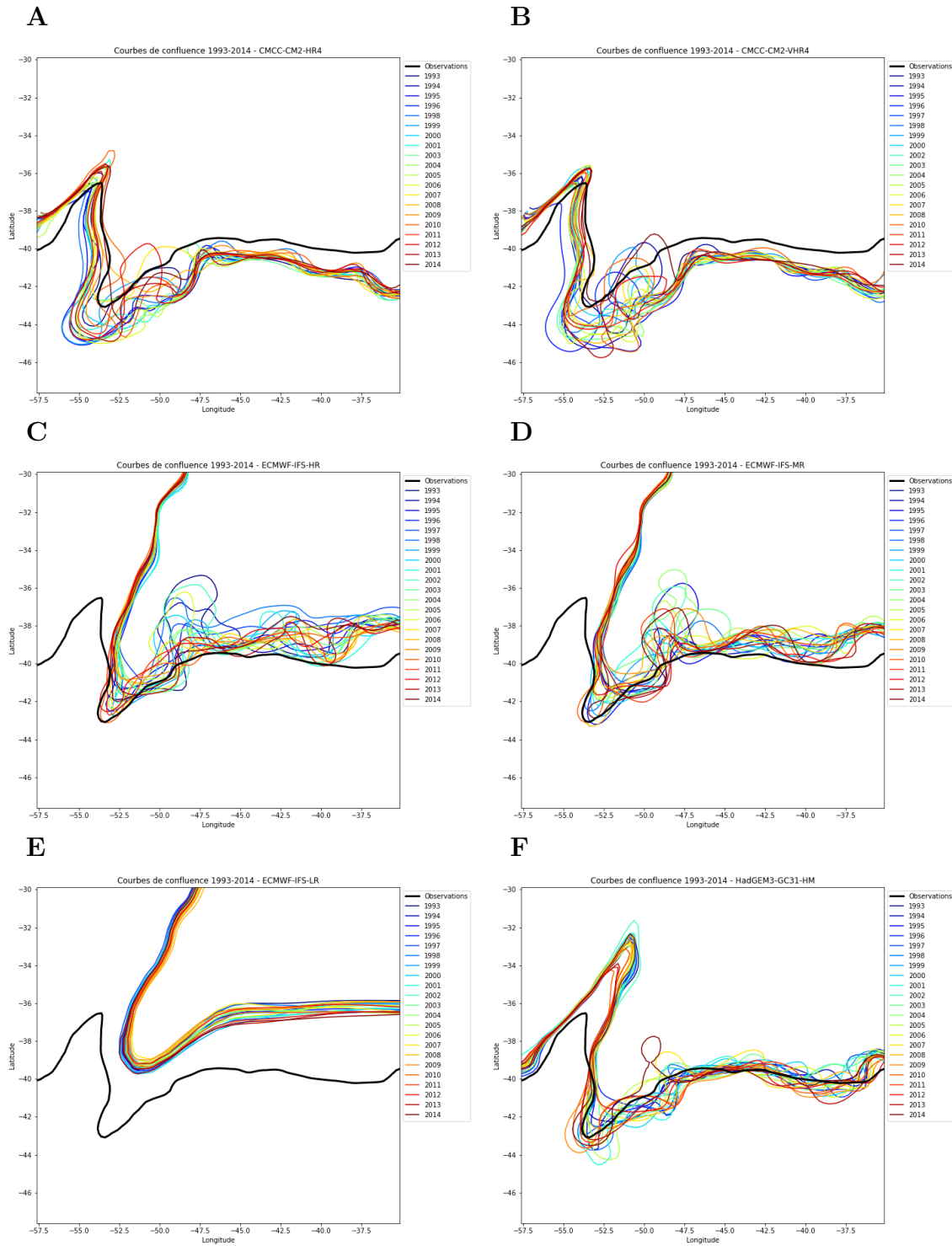


FIGURE 6 – Tracés de la position moyenne de la BMC durant la période 1994 à 2014 simulés par les modèles (courbes de couleurs), comparés au tracé observé de la BMC (courbe noir).

Annexe B



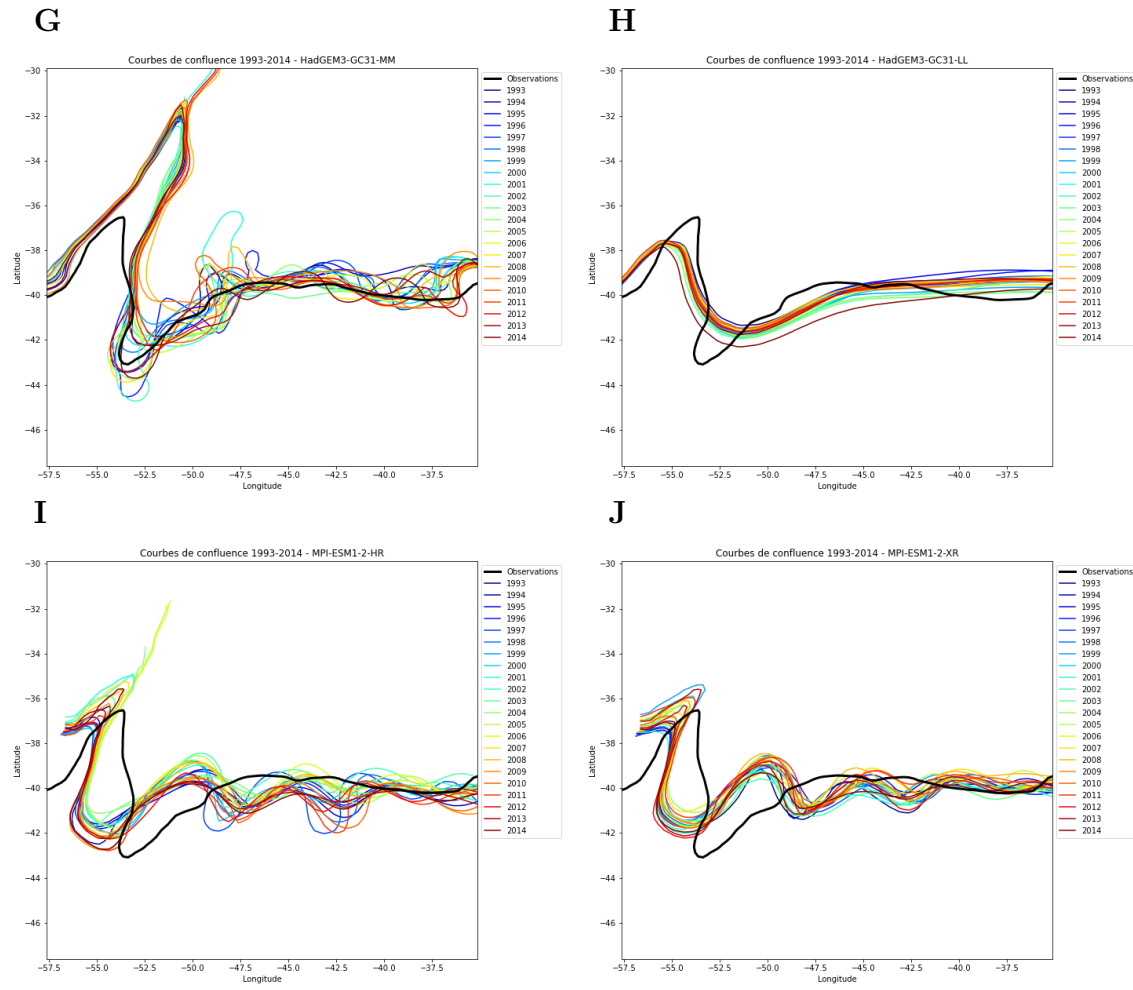


FIGURE 7 – Localisation de la BMC en fonction du temps simulée par les modèles A. CMCC-CM2-HR4, B. CMCC-CM2-VHR4, C. ECMWF-IFS-HR, D. ECMWF-IFS-MR, E. ECMWF-IFS-LR, F. HadGEM3-GC31-HM, G. HadGEM3-GC31-MM, H. HadGEM3-GC31-LL, I. MPI-ESM1-2-HR, J. MPI-ESM1-2-XR.

Autobiographie

Coordonnées

- Everarts Camille
- 01/08/1999
- camille.everarts@gmail.com
- Le Grand Closin 3, 1380 Lasne
- +32497625108

Formation académique

- 2005-2011 Primaire à l'école St Joseph d'Ohain
- 2011-2017 Secondaire au Lycée du Berlaymont à Waterloo
- 2018-2019 Première année de sciences politiques à l'Université Libre de Bruxelles
- 2019-2022 Bachelier en sciences géographiques, orientation générale, à l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve
- 2022-2024 Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, à l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve

