

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES TRANSITIONS EXTRATROPICALES DES
CYCLONES TROPICAUX DANS LE BASSIN ATLANTIQUE NORD

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

AUDE GARIN

FEVRIER 2025

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.12-2023). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je remercie chaleureusement mon directeur de mémoire Francesco S.R. Pausata, professeur au département de Sciences de l'atmosphère ainsi que mon codirecteur Mathieu Boudreault, professeur au département de Mathématiques, pour leur aide, leur disponibilité, leurs précieux conseils et pour m'avoir guidée et éclairée dans mes travaux de recherche.

Je tiens à remercier Katja Winger du centre ESCER UQAM pour m'avoir formée aux bases RPN, à Fortran et aux scripts shell. Je tiens à la remercier pour sa disponibilité, sa gentillesse et ses idées. Je remercie aussi Roberto Ingrassio, étudiant en doctorat à l'UQAM, pour son aide, son partage de connaissances et nos discussions.

Je remercie l'ensemble des professeurs et chargés de cours du département des Sciences de l'atmosphère de l'Université du Québec à Montréal, pour la qualité de leurs enseignements et leur disponibilité.

Je tiens à remercier mes amis et collègues, Margaux Girouard, Florian Knoll, Shivanghi Tiwari, Isma AbdelKader Di Carlo, pour leurs conseils. Merci de m'avoir soutenue et supportée et de m'avoir redonné le sourire dans les moments de doute. Merci à ma famille et à mes amis pour leurs encouragements, reprendre des études universitaires ne fut pas chose aisée mais j'ai pu compter sur leur soutien sans faille.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	ii
LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
RÉSUMÉ	viii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1. NOTIONS PRÉLIMINAIRES	5
1.1 Les cyclones tropicaux	5
1.1.1. Définition et classification	5
1.1.2. Mécanismes physiques : cyclogenèse, circulation et structure du cyclone.....	6
1.1.3. Intensité potentielle maximale et Cycle de Carnot	11
1.2 Les cyclones extratropicaux	14
1.2.1. Zone barocline	14
1.2.2. Perturbation cyclonique en surface et circulation secondaire	16
1.2.3. Perturbation cyclonique en altitude et circulation secondaire	17
1.2.4. Croissance et mort barocline.....	18
1.2.5. Eady Growth Rate : un indicateur de la baroclinicité de l'atmosphère	20
1.3 Les mécanismes de la transition extratropicale.....	22
1.3.1. Développement de la structure frontale	23
1.3.2. Interaction avec la circulation aux latitudes moyennes et facteurs influençant la transition.	25
CHAPITRE 2. L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES TRANSITIONS EXTRATROPICALES DES CYCLONES TROPICAUX DANS LE BASSIN ATLANTIQUE NORD	27
ABSTRACT	29
2.1 Introduction	30
2.2 Experiments and Methods.....	32
2.2.1. Data experiments and model description	32
2.2.2. Storm Tracking algorithm	33
2.2.3. Detection of extratropical transitions (ET).....	35
2.2.4. The Eady Growth Rate: An Indicator of the baroclinicity	38
2.2.5. Integrated Kinetic Energy: An indicator of the storm intensity	39
2.2.6. Minimal theoretical pressure of a TC.....	40
2.2.7. Statistical analysis	40
2.2.8. Validation	40
2.3 Results.....	41
2.3.1. Tropical cyclones in present-day simulations and future climate simulations	41
2.3.2. Change in the atmospheric baroclinicity	44

2.3.3.	ET events and ET ratios	45
2.3.4.	ET seasonal cycle in future climate.....	47
2.3.5.	Location of ET onsets.....	48
2.3.6.	Duration of ET in Future Climate	49
2.3.7.	Energetics of Transitioning Storms in Future Climate.....	50
2.3.8.	Reintensification during transition	52
2.4	Discussion and Conclusions	53
CONCLUSION		56
RÉFÉRENCES		61

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Anatomie d'un cyclone tropical.....	8
Figure 1.2 Mécanisme de fonctionnement d'un cyclone tropical via le Cycle de Carnot.....	12
Figure 1.3 Ajustement de l'atmosphère au chauffage différentiel de l'atmosphère. (a) : coupe pôle équateur-pôle avant ajustement. (b) : ajustement sans rotation de la Terre. (c) : ajustement avec rotation de la Terre.....	15
Figure 2.1 Box plot of the ET ratio for present-day simulations (blue), ERA5 (red), and IBTRACS (green)..	41
Figure 2.2 Average number of monthly TCs for present-day (blue) and future climate simulations (red) from June to December.....	42
Figure 2.3 Distribution of the maximum intensity for present-day (blue) and future climate simulations	43
Figure 2.4 Box plot of the latitude of the minimum pressure for present-day (blue) and future climate (red) simulations (a) for all TCs and (b) for transitioning TCs.	43
Figure 2.5 (a) Relative difference in 500-hPa Eady Growth Rate between future climate and present-day simulations and (b) Relative difference in 200-hPa Eady Growth Rate between future climate and present-day simulations.....	44
Figure 2.6 (a) Contours of mean Eady Growth rate for present-day (blue) and future climate (red) simulations. The solid lines represent the 0.25 day ⁻¹ level, the dashed lines represent the 0.5 day ⁻¹ level, and the dotted lines represent the 0.75 day ⁻¹ level. (b) Contours of the 960-hPa theoretical pressure for present-day (blue dashed line) and future climate (red solid line) simulations.....	46
Figure 2.7 Monthly contribution to mean annual ET ratio for present-day (blue) and future climate (red) simulations from June to December.....	47
Figure 2.8 Box plot of the (a) latitude of ET onset for present-day (blue) and future climate (red) simulations and (b) longitude of ET onset for present-day simulations (blue) and future climate simulations (red).....	48
Figure 2.9 Difference in onset ET density between future climate and present-day simulations.....	49
Figure 2.10 Box plot of the transition duration (in hours) for present-day experiments (blue) and future climate simulations (red) for: (a) all storms, and (b) storms for which the transition is completed within the regional zone.....	50
Figure 2.11 Box plot of Cumulative Integrated Kinetic Energy (in Joules) during the transition for present-day experiments (left) and future climate simulations (right).	51
Figure 2.12 Box plot for present-day experiments(blue) and future climate simulations (red) for: (a) the Surface Latent Heat Flux during, and (b) the average 500-hPa Eady Growth Rate during the transition...	51

Figure 2.13 (a) Box plot in difference in pressure at the storm center during the transition for present-day (blue) and future climate (red) simulations and (b) Box plot in relative difference in Integrated Kinetic Energy (for present-day simulations (blue) and future climate simulations (red) during the transition. ... 52

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Échelle de Saffir-Simpson.....	6
--	---

RÉSUMÉ

Lorsqu'ils migrent vers les moyennes latitudes, les cyclones tropicaux peuvent se transformer en des cyclones extratropicaux, ce processus étant appelé transition extratropicale. Près de la moitié des ouragans tropicaux entament une transition au cours de leur vie dans le bassin Nord-Atlantique. Parce qu'elles peuvent se réintensifier après la fin du processus de transition, ces tempêtes peuvent représenter un véritable danger pour les populations et les infrastructures. Les impacts des changements climatiques sur les cyclones tropicaux ont été largement étudiés mais des incertitudes persistent quant à l'impact des changements climatiques sur les transitions extratropicales. L'objectif de cette étude est de déterminer les impacts liés au changement climatique sur la fréquence, la localisation, l'intensité et la durée des transitions. Pour ce faire, des simulations régionales à haute-résolution, issues du modèle MRCC5 et déterminées à partir du scénario RCP 8.5, ont été utilisées couvrant deux périodes de 30 ans : le présent (1990-2019) et la fin du siècle (2071-2100). Les résultats confirment une diminution du nombre de cyclones tropicaux dans le futur mais ne montrent pas une augmentation des taux de transition extratropicale. Septembre et Octobre sont toujours les mois les plus propices aux transitions extratropicales. Néanmoins, le pic semble s'être déplacé de Septembre à Octobre, suggérant une amélioration des conditions environnementales favorables aux transitions en Octobre dans les simulations du futur. Une migration vers les pôles de l'intensité maximale des cyclones tropicaux est observée, néanmoins la latitude moyenne des transitions reste inchangée. L'étude menée suggère que les tempêtes pendant la transition seront plus intenses dans le futur malgré une atmosphère moins barocline en raison d'une contribution plus forte du transfert de chaleur latente. Le risque de réintensification post-transition ne devrait néanmoins pas augmenter.

MOTS-CLÉS : cyclones tropicaux, tempêtes extratropicales, transition extratropicale, climatologie, changement climatique, Modèle Régional Canadien du Climat.

INTRODUCTION

Les cyclones tropicaux sont, sans conteste, les aléas climatiques les plus dévastateurs et les plus coûteux. En effet, parmi les dix catastrophes naturelles mondiales les plus coûteuses en termes de pertes assurées entre 1900 et 2023, huit sont des cyclones tropicaux ayant impacté les États-Unis et les Caraïbes, pour un montant total, ajusté de l'inflation, de 391 milliards de dollars américains (Aon, 2024). Ces événements peuvent s'avérer très meurtriers puisque le nombre de victimes humaines, lié aux cyclones tropicaux aux États-Unis et dans les Caraïbes, est estimé à 1890 entre 2020 et 2021 (*Insurance Information Institute*¹). Outre les forts vents induits par ces phénomènes météorologiques, les ondes de tempête et les inondations côtières sont aussi responsables de nombreux dégâts matériels. À titre d'exemple, les pertes, ajustées de l'inflation, liées aux inondations associées à l'ouragan Katrina (2005), ont été estimées à 26 milliards de dollars, soit 25% du montant total (*FEMA*², *NFIP*³, Aon 2024). Le Nord-Est des États-Unis et le Canada ne sont pas immunisés contre de tels aléas puisque les cyclones tropicaux peuvent, en migrant vers les pôles, se transformer en des tempêtes extratropicales, ce mécanisme physique étant appelé transition extratropicale. Ce sont des événements relativement fréquents puisqu'environ 46% des cyclones tropicaux en Atlantique-Nord entament une transition au cours de leur vie (Hart & Evans, 2001). En outre, 50% des cyclones qui touchent terre sont en transition (Hart & Evans, 2001). Ces derniers peuvent représenter un véritable danger pour les populations et les infrastructures, notamment lorsque les systèmes se réintensifient après la fin de la transition. Les exemples de cyclones en transition ayant impacté sévèrement la côte Est des États-Unis ou du Canada sont nombreux; nous pouvons citer Floyd (1999), Sandy (2012) ou encore plus récemment Fiona (2022) qui a dévasté les provinces maritimes. Celle-ci est vraisemblablement la tempête la plus intense qu'ait connue le Canada avec un record de pression de 931.2 hPa (Chedabucto Bay, Nouvelle-Ecosse). Elle a été aussi synonyme de pluies diluviennes (212 mm à Big Intervale, Nouvelle Ecosse) et de vents très violents (rafales de vents de 179 km/h) à Arisaig en Nouvelle-Ecosse et de dégâts matériels records, estimés à plus de 800 millions de dollars canadiens (Pasch et al., 2023). Les transitions extratropicales sont donc un enjeu important pour les institutions gouvernementales et les acteurs économiques privés dont les assureurs et les réassureurs, qui doivent en quantifier la

¹ Insurance Information Institute from data supplied by the U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Hurricane Center

² Federal Emergency Management Agency

³ National Flood Insurance Program

fréquence et l'intensité, afin d'assurer une protection adéquate aux victimes potentielles de ces catastrophes.

D'un point de vue physique, le terme de transition extratropicale traduit le changement de source d'énergie d'un cyclone tropical, qui est initialement le flux de chaleur latente provenant de l'océan (K. A. Emanuel, 1986) auquel se substitue ensuite le réservoir d'énergie potentielle disponible dans l'atmosphère aux moyennes latitudes après transformation en une tempête extratropicale. L'interaction d'un cyclone tropical et de son vortex avec une zone barocline, caractérisée par des forts gradients de température, entraîne une déformation du champ de température potentielle, permettant ainsi au système de développer des caractéristiques frontales (Keyser et al., 1988; Harr & Elsberry, 2000). La circulation aux moyennes latitudes joue aussi un rôle crucial dans le processus de transition (Harr & Elsberry, 2000). L'interaction du cyclone avec un creux barométrique en altitude situé à l'ouest du cyclone a aussi une action frontogénétique par advection de moment cinétique (Hart et al., 2006). Le thalweg d'altitude offre aussi de la divergence en altitude, nécessaire au maintien du système. Les transitions extratropicales résultent donc de mécanismes d'interaction complexes entre des cyclones tropicaux et l'environnement synoptique aux moyennes latitudes. Le changement climatique affectera les mécanismes régissant la formation des cyclones tropicaux ainsi que les conditions atmosphériques à large échelle aux moyennes latitudes. Toutefois, la compréhension des impacts sur des composantes individuelles ne permet qu'une compréhension partielle et limitée des impacts sur des interactions complexes. La problématique de ce mémoire est donc l'impact du changement climatique des transitions extratropicales dans l'océan Atlantique-Nord.

L'impact du changement climatique sur les cyclones tropicaux a été largement étudié au cours de ces dernières années (Knutson et al., 2019, 2020; Kossin et al., 2020). Il est ainsi admis que la proportion de cyclones très intenses sera plus élevée bien que la fréquence globale pourrait être moins élevée (Bender et al., 2010; Hill & Lackmann, 2011; Knutson et al., 2020; Mallard, Lackmann, & Aiyyer, 2013). En outre, la localisation de l'intensité maximale de ceux-ci pourrait être plus au Nord (Lee et al., 2020; Studholme et al., 2022). L'environnement synoptique aux moyennes latitudes devrait être marqué par une baisse du cisaillement vertical du vent (Kossin et al., 2014). L'amplification polaire arctique, caractérisée par un réchauffement climatique plus marqué en Arctique, devrait conduire à une diminution de la baroclinicité en basse troposphère. *A contrario*, la baroclinicité en haute troposphère devrait augmenter en raison de l'amplification troposphérique tropicale qui traduit un réchauffement plus marqué, en altitude et aux

latitudes tropicales, lié à une évaporation plus intense. Les impacts potentiels sur les transitions extratropicales sont multiples. En effet, elles pourraient être plus probables et plus intenses (Jung & Lackmann, 2019, 2021, 2023), les cyclones étant plus puissants lorsqu'ils atteignent les zones baroclines et donc plus à même à permettre le relâchement de l'énergie potentielle disponible dans l'atmosphère. A *contrario*, celles-ci pourraient être moins probables en raison de la baisse de la baroclinicité dans la basse troposphère. Les études menées sur l'impact du changement climatique sur les transitions extratropicales montrent que celles-ci devraient être plus intenses, plus longues mais que le risque de réintensification post-transition ne devrait pas augmenter (Jung & Lackmann, 2021, 2023). Certaines études ont aussi montré une augmentation de la fréquence de ces événements, notamment au centre et dans le côté est de l'Atlantique-Nord (Liu et al., 2017; Baker et al., 2022). Si ces différents travaux ont permis de mieux appréhender comment les transitions extratropicales seront affectées dans un climat plus chaud, il n'existe pas encore de consensus fort sur le sujet.

Ainsi, l'objectif de recherche de ce mémoire est d'étudier l'impact du changement climatique sur les transitions extratropicales dans le bassin Atlantique Nord. Plus spécifiquement, l'étude a pour but d'évaluer la potentielle dangerosité de ces événements dans un climat plus chaud pour les populations de la côte Est des États-Unis et des provinces maritimes du Canada. Les principaux indicateurs analysés sont la fréquence, la localisation et l'intensité des transitions. Pour atteindre ces objectifs, la version 5 du modèle régional canadien du climat (MRCC5), piloté par les données issues des simulations globales produites par la version 4.8 du modèle *Global Environment Multiscale* (GEM), a été utilisée pour produire deux simulations couvrant les périodes 1990-2019 et de la fin du siècle (2071-2100). Les hypothèses d'émission de dioxyde de carbone correspondent au scénario d'émissions *Representative Concentration Pathway* (RCP) 8.5, qui conduirait à une augmentation de la température globale moyenne entre 3.2°C et 5.4°C. La détermination du nombre de transitions extratropicales a été effectuée en utilisant un algorithme permettant la détection des cyclones tropicaux et l'identification de leur changement de nature.

L'organisation de ce mémoire est la suivante : le CHAPITRE 1 introduit les notions préliminaires de physique nécessaires à la compréhension du CHAPITRE 2 qui est un article scientifique qui sera soumis à un journal scientifique et revu par des pairs. Les sections 1.1, 1.2 et 1.3 décrivent respectivement les mécanismes physiques des cyclones tropicaux, des tempêtes extratropicales et des transitions extratropicales. La section 2.1 est l'introduction de l'article tandis que la section 2.2 décrit les données et la méthodologie utilisées. Les résultats sont présentés dans la section 2.3 et la section 2.4 contient la discussion et la

conclusion de l'article. Enfin, la dernière partie conclut ce mémoire avec un résumé des résultats et des pistes de recherche futures.

CHAPITRE 1. NOTIONS PRÉLIMINAIRES

Ce présent chapitre a pour objectif d'expliquer les mécanismes physiques qui régissent le phénomène de transition extratropicale, brièvement introduit dans le chapitre précédent. À cette fin, nous décrirons, dans un premier temps, les principes physiques des cyclones tropicaux puis ceux des tempêtes extratropicales. Enfin, nous décrirons les processus physiques de la transition extratropicale ainsi que les facteurs physiques influençant l'évolution des tempêtes après la transition.

1.1 Les cyclones tropicaux

1.1.1. Définition et classification

Le National Hurricane Center (NHC) définit le cyclone tropical comme une perturbation atmosphérique

d'échelle synoptique non accompagnée d'un système frontal et à cœur chaud, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales et présentant une activité convective organisée ainsi qu'une circulation cyclonique fermée en surface. Une fois formé, le cyclone tropical est maintenu par l'extraction de l'énergie thermique provenant de l'océan à haute température et par relâchement de celle-ci dans la haute troposphère à basse température [Ma traduction] ⁴

Dans le bassin Nord-Atlantique et dans le bassin Nord Pacifique à l'est de la ligne du changement de date, ces phénomènes météorologiques sont appelés communément ouragans tropicaux et sont observés, généralement, entre début juin et fin octobre.

Les cyclones tropicaux sont des systèmes météorologiques potentiellement dangereux pour les vies humaines et les infrastructures. En effet, ces derniers génèrent des vents et des rafales intenses et provoquent des inondations importantes. Celles-ci sont dites côtières lorsqu'elles sont liées à la submersion marine (causée par l'augmentation du niveau de la mer) ou « éclair » lorsqu'elles sont liées aux fortes précipitations induites par les cyclones (Mitchell-Wallace, 2017). Parmi les périls associés à ces systèmes, le phénomène de secousses de tempêtes (*stormquakes*) a été récemment mis en lumière et est encore mal appréhendé. Il est lié à la capacité des cyclones très puissants à déclencher des vibrations dans le plancher océanique semblables à des séismes de magnitude supérieure à 3.5 (Fan et al., 2019).

⁴ (National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center (National Oceanic and Atmospheric Administration), n.d.)

L'échelle de Saffir-Simpson, développée en 1971 par l'ingénieur Herb Saffir et par le météorologue Bob Simpson, est un système de classification de l'intensité des cyclones comprenant une échelle de 1 à 5. Cet outil est principalement utilisé pour alerter et sensibiliser les populations aux dommages potentiels associés à chaque catégorie d'intensité, l'intensité étant reflétée par les vents à 10 m et soutenus pendant au moins une minute. Il est à souligner que l'échelle de Saffir-Simpson ne tient pas compte des dommages liés aux autres périls précédemment mentionnés. Une règle du pouce indique que les dégâts matériels augmentent d'un facteur de 4 pour chaque augmentation de catégorie (Pielke et al., 2008).

Tableau 1.1 Échelle de Saffir-Simpson (*National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center (National Oceanic and Atmospheric Administration), n.d.*)

Catégorie	Vent maximum soutenu (km/h)	Dégâts
1	119-153	Modérés
2	154-177	Importants
3	178-208	Dévastateurs
4	209-251	Catastrophiques
5	>252	Catastrophiques

Ces valeurs (et leurs équivalents en pression) ont été utilisées pour calibrer l'algorithme de détection des cyclones présenté dans la section 2.2.

1.1.2. Mécanismes physiques : cyclogenèse, circulation et structure du cyclone

Les observations par satellite nous permettent de décrire les cyclones tropicaux comme des systèmes composés de différentes bandes nuageuses de 5 à 50 km de large, au sein desquelles s'organise la convection profonde. À l'intérieur de ces bandes, aussi appelées bandes spiralées, la circulation est à la fois tangentielle et radiale. Au centre de ces bandes de spirales nuageuses, se trouve généralement l'œil du cyclone. Il s'agit d'une zone sans vent et sans nuages, entouré par une ceinture de cumulonimbus, appelée mur du cyclone, où les vents sont les plus forts (Mitchell-Wallace, 2017).

1.1.2.1. Cyclogenèse

La finalité du cyclone tropical est d'extraire de l'énergie thermique de l'océan pour la transformer en énergie cinétique. Cet échange se fait plutôt par transfert de chaleur latente et donc par évaporation plutôt

que par transfert de chaleur sensible. En effet, le déséquilibre thermodynamique entre l'atmosphère et l'océan est principalement lié à une différence d'humidité plutôt qu'à une différence de température ce qui donne lieu à la naissance des cyclones tropicaux afin de rétablir l'équilibre (K. A. Emanuel, 1991). Le taux de transfert de chaleur latente est une fonction qui dépend de l'intensité des vents de surface. Ainsi, il existe une boucle de rétroaction positive qui explique partiellement l'intensification de ces systèmes : l'énergie thermique extraite via l'évaporation est convertie en vent (énergie cinétique) qui stimule l'évaporation permettant ainsi d'extraire encore plus d'énergie thermique (K. A. Emanuel, 1991).

La phase de développement du système, appelée cyclogenèse, requiert l'existence de certaines contraintes énergétiques et dynamiques, mises en évidence par Gray (1979).

- Ainsi, la température de l'océan doit être au moins de 26.5°C sur une profondeur d'au moins 60 mètres.
- En outre, une humidité relative élevée dans la basse et la moyenne troposphère (*a minima* 70% entre 700 hPa et 500 hPa) est nécessaire au processus de la cyclogenèse, en limitant l'entraînement d'air sec lors des mouvements ascendants qui réduit la flottabilité des parcelles et inhibe la convection profonde (Gray, 1979). Une forte humidité atmosphérique minimise aussi l'évaporation des précipitations dans l'air sec et augmente l'efficacité précipitante du système.
- Enfin, il a été longtemps supposé qu'une atmosphère instable, permettant une convection profonde, était une condition nécessaire à la cyclogenèse (Gray, 1979). Il est actuellement admis que les cyclones peuvent aussi se développer dans une atmosphère neutre (K. A. Emanuel, 1986).

À ces contraintes thermodynamiques, s'ajoutent des contraintes dynamiques :

- Ainsi, la cyclogenèse ne s'initie généralement qu'à des latitudes supérieures à 5°, lorsque la force de Coriolis est assez forte pour que le mouvement rotatif caractéristique des cyclones tropicaux puisse s'amorcer. Si elles ont déjà été observées, les situations de cyclogenèse près de l'équateur demeurent rares et sont associées à des zones de forte vorticité verticale relative (Rajasree et al., 2023).
- Un faible cisaillement du vent vertical est aussi une condition nécessaire au développement des cyclones tropicaux. En effet, un fort cisaillement conduit à répartir sur une trop grande surface l'énergie apportée par les courants ascendants nuisant ainsi au renforcement du cyclone (Gray,

1979). Pour garantir le maintien de la dépression en surface, l'existence d'une divergence au niveau de la tropopause est requise.

- Enfin, le processus de cyclogenèse ne s'initie que dans des zones dans lesquelles la vorticité relative est positive (Gray, 1979).

Ainsi, l'existence d'un centre de basse pression, la force de Coriolis et le relâchement de chaleur latente permettent la mise en place de deux circulations : une circulation dite primaire, axisymétrique et tangentielle et une circulation dite secondaire, radiale et verticale, et qui est nettement moins intense que la circulation primaire (Levina & Montgomery, 2015).

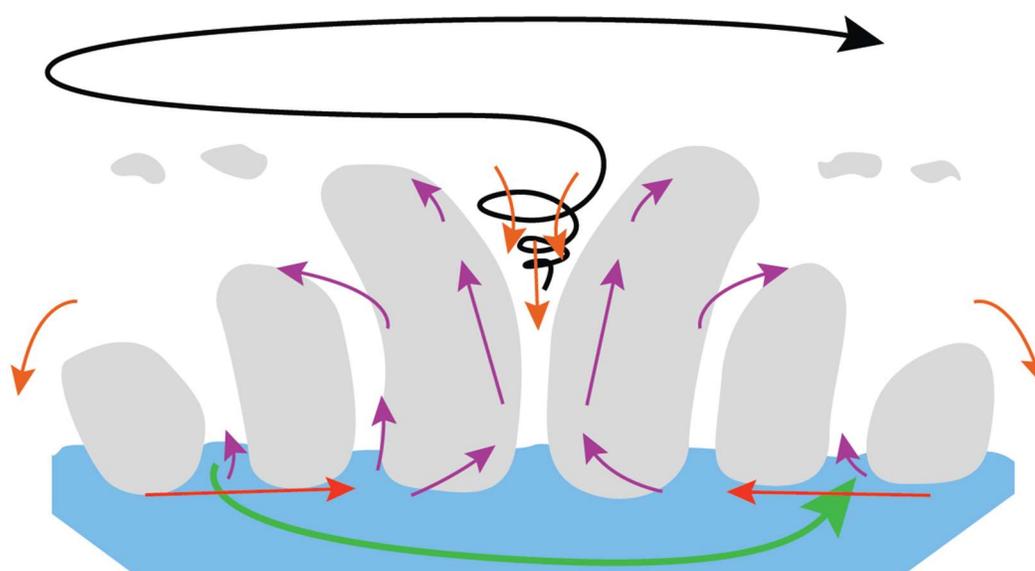


Figure 1.1 Anatomie d'un cyclone tropical. La circulation tangentielle est représentée par des flèches verte, la circulation radiale est représentée par les flèches rouge, la circulation verticale est représentée par les flèches violette. Les flèches orange représentent les flux subsidents à l'intérieur de l'œil du cyclone et à l'extérieur du système. La circulation anticyclonique et divergente, au niveau de la tropopause, est représentée par la flèche noire. Image adaptée avec autorisation, ©Elsevier BV, Figure 1 de Levina & Montgomery (2015). (Order License ID : 1574681-11).

1.1.2.2. Circulation tangentielle

L'intensité de la circulation tangentielle est d'autant plus forte que les parcelles d'air sont proches du centre de basse pression. Cette assertion se démontre en considérant la conservation du moment cinétique absolu au-dessus de la couche limite, lorsque la force de frottement peut être négligée. Sous cette hypothèse, la force liée au gradient de pression est la seule force horizontale qui s'exerce sur les parcelles

d'air et son moment est nul, le vecteur force et le vecteur directionnel entre la parcelle d'air et l'axe du cyclone étant colinéaires. Le théorème du moment cinétique nous indique donc que le moment cinétique est constant. Celui-ci s'écrit :

$$M = ru_{\theta} + \frac{f}{2}r^2 \quad (1)$$

où f est le paramètre de Coriolis, u_{θ} est la composante tangentielle du vent et r est la distance entre la parcelle d'air et le centre du cyclone.

Une analyse d'ordre de grandeur permet de négliger le second terme de l'équation et une expression simplifiée du moment cinétique absolu peut être alors obtenue :

$$M \approx ru_{\theta} \quad (2)$$

Ainsi, le moment cinétique étant constant, la vitesse tangentielle est d'autant plus grande que la distance au centre du système est faible.

Il existe une distance minimale r_c , en-dessous de laquelle, la vitesse tangentielle est nulle. Cette distance délimite l'œil du cyclone dans lequel les vents sont nuls. La prochaine section a pour objectif d'expliquer, à l'aide des équations physiques, l'existence de l'œil et du mur du cyclone.

1.1.2.3. Circulation radiale et verticale.

À la circulation tangentielle décrite ci-dessus, se superpose une circulation secondaire : une circulation radiale qui reflète le mouvement des parcelles d'air vers le centre du cyclone et une circulation verticale, extrêmement active dans le mur du cyclone et source de fortes précipitations.

L'équation de l'accélération radiale (dérivée de l'équation de quantité de mouvement) nous permet de comprendre la création du mur du cyclone:

$$\frac{du_r}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + fu_\theta + \frac{u_\theta^2}{r} \quad (3)$$

où u_r et u_θ sont les composantes radiale et tangentielle du vent, f est le paramètre de Coriolis, ρ est la masse volumique de l'air et r est la distance entre la parcelle d'air et le centre du cyclone.

La force du gradient de pression (1^{er} terme du membre de droite) tend à ramener la parcelle d'air vers le centre du cyclone tandis que la force de Coriolis (2nd terme du membre de droite) et la force centrifuge (dernier terme du membre de droite) éloignent la parcelle d'air du centre. Ainsi, le mouvement est convergent tant que le gradient de pression est assez fort pour compenser la force de Coriolis et la force centrifuge, ces deux forces étant d'autant plus fortes que la parcelle d'air se rapproche du centre, en raison de l'augmentation de la vitesse tangentielle.

Il existe cependant une limite physique à la valeur du gradient de pression. Ainsi, pour des valeurs inférieures à une certaine valeur de rayon critique r_c , l'accélération radiale devient négative et est dirigée donc vers l'extérieur tandis qu'elle est positive et dirigée vers l'intérieur du système pour des valeurs supérieures à r_c . Ainsi, en raison du principe de conservation de la masse, cette convergence des flux d'air entraîne la mise en place de fortes ascendances, permettant la naissance du mur. Comme la force de pression diminue avec l'altitude, le rayon critique augmente avec l'altitude ce qui conduit à une inclinaison du mur du cyclone.

Le rayon critique est aussi appelé rayon de vent maximal ou *Radius Maximum Wind (RMW)*.

Les ascendances initiales sont renforcées par le relâchement de chaleur latente qui, par réchauffement, augmente la flottabilité des parcelles d'air. Lorsque les parcelles d'air, sèches, arrivent en haute troposphère, au niveau de la couche limite, la circulation devient divergente, cette condition étant nécessaire au maintien de la basse pression en surface. Une partie du flux descend à l'intérieur de l'œil du cyclone et subit une compression adiabatique à l'origine du cœur chaud du cyclone. L'autre partie s'éloigne du mur du cyclone tout en effectuant une circulation anticyclonique pour ensuite subir une subsidence à l'extérieur du cyclone (Ahrens, 2009).

1.1.3. Intensité potentielle maximale et Cycle de Carnot

Le Dr Kerry Emanuel (K. A. Emanuel, 1988, 1991) a développé une théorie permettant d'estimer l'intensité maximale, c'est-à-dire la pression minimale ou le vent maximal que peut atteindre un cyclone, tenant compte de la température de l'océan et du profil de température de l'atmosphère. Selon cette théorie, les cyclones tropicaux peuvent être assimilés à des machines thermiques fonctionnant selon le cycle de Carnot, dont les sources chaude et froide sont respectivement l'océan et la tropopause. Une hypothèse importante est que les cyclones sont considérés comme des systèmes fermés n'échangeant pas de masse avec l'environnement.

La première branche du cycle est une compression isotherme et correspond au trajet horizontal de la parcelle d'air vers le centre du cyclone (Figure 1.2 : branche a-c), au cours duquel la parcelle d'air acquiert de l'humidité tout en maintenant une température constante grâce à l'océan. Parallèlement, le frottement de l'air sur la surface de l'océan induit une diminution de son moment angulaire.

La seconde branche est une expansion adiabatique humide (Figure 1.2 : branche c-o) et correspond à l'ascendance de la parcelle d'air dans le mur du cyclone qui s'éloigne ensuite du centre du système lorsque la flottabilité de la parcelle d'air est devenue neutre.

La troisième branche est une expansion isotherme (Figure 1.2 : branche o-o'). Au cours de cette étape, la parcelle d'air perd de la chaleur par rayonnement électromagnétique lors de sa descente dans la basse stratosphère où l'effet de serre est négligeable. Lors de cette étape, la circulation étant anticyclonique, la force de frottement permet de restaurer le moment angulaire à son niveau initial.

Enfin, la quatrième branche correspond à une compression adiabatique au cours de laquelle la température de la parcelle d'air augmente (Figure 1.2 : branche o'-a).

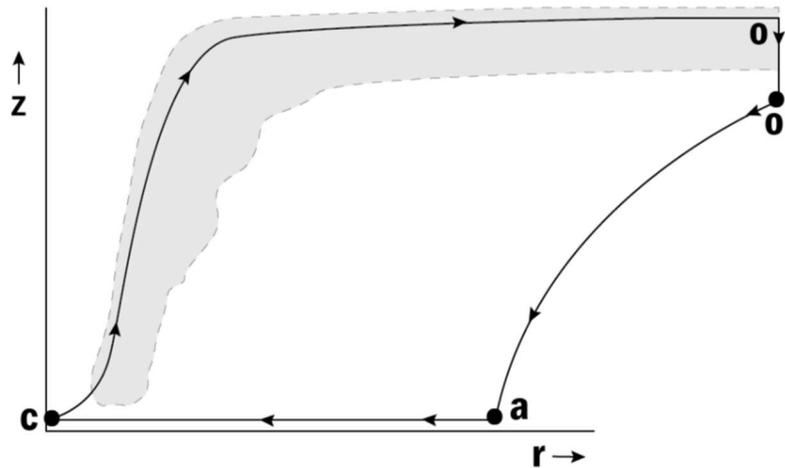


Figure 1.2 Mécanisme de fonctionnement d'un cyclone tropical via le Cycle de Carnot. La parcelle d'air commence sa trajectoire au point a et se dirige vers le point c en tournant en spirale. Ensuite, elle monte, de manière adiabatique, jusqu'à l'extérieur du système, représenté par le point o. Elle perd de la chaleur par rayonnement électromagnétique vers l'espace et se refroidit ainsi entre o et o'. La branche o'-a, qui est une compression adiabatique, permet de clore le cycle. Image adaptée avec autorisation, ©Annual Reviews, Figure 1 de Emanuel (1991). (Order License ID : [1576931-1]).

La pression minimale théorique que peut atteindre un cyclone tropical est obtenue en utilisant le théorème de Bernoulli, la première loi de la thermodynamique et la loi des gaz parfaits.

Le théorème de Bernoulli s'exprime comme suit :

$$d\left(\frac{1}{2}V^2\right) + d(gz) + \alpha dp = -F \cdot dl \quad (4)$$

où V , z , p et α représentent respectivement la vitesse, l'altitude, la pression et le volume de la parcelle d'air, g est la constante de gravité et F la force de frottement.

La première loi de la thermodynamique s'exprime comme suit :

$$c_p dT = \alpha dp + T ds - d(L_v q) \quad (5)$$

où c_p est capacité thermique massique de l'air et $\delta Q = T ds$ la chaleur échangée avec l'environnement, L_v la chaleur latente de vaporisation de l'air et q l'humidité spécifique de la parcelle d'air.

Et la loi des gaz parfaits s'exprime comme suit :

$$p\alpha = R_d T \quad (6)$$

où R_d est la constante spécifique des gaz parfaits pour l'air sec.

A partir de ces trois équations, Emanuel (1991) détermine l'équation suivante qui relie la pression minimale théorique du centre du système p_c , la pression de l'environnement p_a , le ratio de mélange à saturation au centre du système q_c , le ratio de mélange q_a , la température de l'océan T_s , le rayon maximal du système r_a et $\varepsilon = \frac{T_s - T_0}{T_s}$ le rendement énergétique du cycle du cyclone tropical.

$$\varepsilon \left(R_d T_s \ln \left(\frac{p_a}{p_c} \right) + L_v (q_c - q_a) \right) = R_d T_s \ln \left(\frac{p_a}{p_c} \right) + \frac{1}{4} f^2 r_a^2 \quad (7)$$

Cependant, cette équation ne tient pas compte de la dissipation de l'énergie cinétique qui induit, par dégagement de chaleur, une augmentation de la température de l'atmosphère. Une boucle de rétroaction positive se met ainsi en place : l'augmentation de la température de l'atmosphère favorise les mouvements convectifs, le système s'intensifie avec des vents qui deviennent plus forts augmentant ainsi les forces de friction et l'effet de dissipation. Bister & Emanuel (1998) ont montré que cet effet de réchauffement par dissipation était loin d'être négligeable : la prise en compte de ce terme, dans des simulations numériques, a conduit à une augmentation de l'énergie cinétique de 50%. La prise en compte de ce phénomène conduit à l'équation suivante qui permet de déterminer la pression minimale théorique au centre du système p_c (Bister & Emanuel, 2002) :

$$R_d T_s \ln \left(\frac{p_a}{p_c} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{T_s}{T_0} \frac{C_k}{C_D} (CAPE^* - CAPE_{env}) \right)_{RMW} + CAPE_{env}|_{RMW} \quad (8)$$

où C_k et C_D sont respectivement des coefficients d'échange d'enthalpy et de moment. $CAPE_{env}$ est l'énergie potentielle de convection disponible d'une parcelle d'air caractéristique de l'environnement. Lorsqu'elle est évaluée au rayon de vent maximal, elle dépend de p_c et son calcul suppose que la quantité de vapeur d'eau est uniforme entre le bord externe du système et le mur du cyclone. $CAPE^*|_{RMW}$ est

l'énergie potentielle de convection disponible d'une parcelle d'air saturée et évaluée au rayon de vent maximal. Elle dépend ainsi de p_c .

Les cyclones tropicaux n'atteignent que très rarement cette pression minimale théorique. Cet indicateur est cependant très utile dans les études climatologiques liées aux cyclones tropicaux. Par exemple, pour une zone spatiale donnée, l'augmentation de cet indicateur indique une probabilité plus élevée de formation de cyclones tropicaux intenses. De même, pour un niveau de pression donné, une migration vers le Nord de la ligne de niveau indique une probabilité plus élevée d'occurrence vers le Nord de cyclones tropicaux intenses.

Dans le cadre des transitions extratropicales, celles-ci sont plus probables si les cyclones sont assez intenses lorsqu'ils rencontrent des zones contenant de l'énergie potentielle. La pression minimale théorique est utilisée comme un indicateur pour déterminer l'intensité théorique de ces cyclones tropicaux et permet ainsi, d'un point de vue climatologique, de faire des hypothèses sur l'évolution des transitions extratropicales.

1.2 Les cyclones extratropicaux

1.2.1. Zone barocline

Les cyclones extratropicaux sont des systèmes de dépression à l'échelle synoptique dont le moteur est l'énergie potentielle de l'atmosphère présente aux moyennes latitudes. Cette énergie, dite barocline, résulte de l'ajustement géostrophique au chauffage différentiel entre l'équateur et les pôles. En effet, celui-ci est un « forçage permanent auquel s'ajuste l'atmosphère à grande échelle » afin de revenir à un état d'énergie minimale (Malardel, 2009).

Sous les tropiques, où la force de Coriolis est très faible, cet ajustement peut être total, les parcelles les plus légères et chaudes étant en altitude et les parcelles d'air les plus lourdes et froides près de la surface. L'énergie potentielle de l'atmosphère est à son niveau minimal et il n'existe pas de gradient thermique. Une telle atmosphère est dite barotrope (Malardel, 2009).

Aux moyennes latitudes, la force de Coriolis, plus importante, dévie les flux vers l'Est (vers l'Ouest dans l'hémisphère Sud), empêchant ainsi un ajustement total de l'atmosphère. Il en résulte un réservoir

d'énergie potentielle utilisable, définie comme la différence entre l'énergie potentielle obtenue après ajustement et l'énergie potentielle d'une atmosphère au repos (Malardel, 2009).

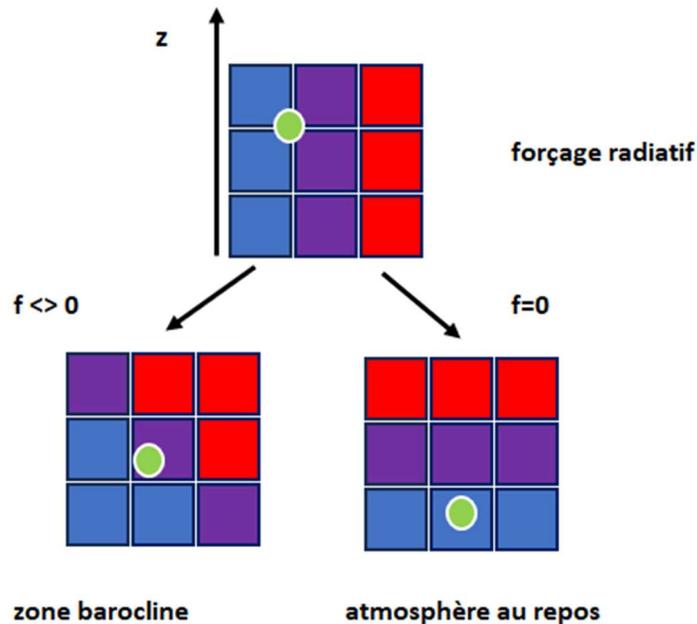


Figure 1.3 Ajustement de l'atmosphère au chauffage différentiel de l'atmosphère. (a) : coupe pôle équateur-pôle avant ajustement. (b) : ajustement sans rotation de la Terre. (c) : ajustement avec rotation de la Terre. Image adaptée avec autorisation, ©Cépaduès, Figure 19.2 de S. Malardel, [*Fondamentaux de Météorologie – à l'école du temps*, 2009].

Les zones baroclines sont caractérisées par un gradient thermique méridien et donc par la présence de fronts, lignes séparant des zones de température et/ou d'humidité différentes. Les ondulations ou perturbations de ces zones baroclines peuvent donner naissance à des cyclones extratropicaux. Le développement des perturbations baroclines est généralement lié à la présence d'une onde en altitude située en amont d'une onde en surface (Malardel, 2009).

Les prochaines sections (1.2.2, 1.2.3 et 1.2.4) s'appuient sur les travaux de synthèse de Malardel (2009) qui expliquent les circulations secondaires qui se mettent en place lors de l'apparition et du couplage entre des ondes en surface et en altitude.

1.2.2. Perturbation cyclonique en surface et circulation secondaire

La présente section a pour objectif de détailler les mécanismes physiques qui se mettent en place lorsqu'une perturbation cyclonique en surface se propage dans une zone barocline, permettant ainsi le relâchement de l'énergie potentielle disponible.

Dans une zone barocline idéalisée et en équilibre géostrophique caractérisée par un fort gradient thermique méridien et par des vents d'ouest, les particules sont advectées vers l'est et sont remplacées par des particules ayant exactement les mêmes caractéristiques. L'atmosphère est ainsi stationnaire et aucune circulation secondaire n'est requise pour rétablir les équilibres à grande échelle. En revanche, une anomalie cyclonique, maximale en surface, peut perturber cette zone barocline et déclencher la mise en place d'une circulation secondaire

Cette anomalie est aussi associée à une anomalie chaude et un minimum de pression. En effet, dans une atmosphère adiabatique à grande échelle, il y a conservation du tourbillon potentiel qui est défini comme suit :

$$TP = \frac{1}{\rho} \xi^a \cdot \vec{\nabla} \theta \quad (9)$$

où ρ est la masse volumique de l'air, ξ^a est le tourbillon absolu et $\vec{\nabla} \theta$ représente le gradient vertical de température potentielle qui est un indicateur de la stabilité statique de l'atmosphère.

Ainsi, une augmentation du tourbillon conduit à une diminution de la stabilité statique et à un écartement des isentropes. Aussi, au-dessus de l'anomalie cyclonique, une anomalie chaude, liée au fléchissement des isentropes vers la surface, est observée. Cette dilatation de la colonne d'air vers le bas explique la formation d'une basse pression.

À l'ouest de l'anomalie, le gradient de température potentielle est positif, la température potentielle étant maximale au centre de l'anomalie. Ainsi, le vent thermique est du Sud et par conséquent, le cisaillement du vent méridien est positif. La circulation étant cyclonique en surface, le vent méridien de surface est du Nord et est par conséquent maximal en surface pour respecter la contrainte d'un cisaillement positif. Il y a donc une advection froide méridienne à l'ouest de l'anomalie.

A *contrario*, à l'est de l'anomalie, le gradient de température potentielle est négatif entraînant ainsi un vent thermique du Nord et un cisaillement méridien négatif. Le vent méridien géostrophique de surface, du Sud, est maximal en surface pour respecter la contrainte de cisaillement négatif. Il y a donc une advection méridienne chaude à l'aval de l'anomalie.

Les deux advections méridiennes précédemment mentionnées créent un gradient de température zonal, perturbant ainsi l'équilibre du vent thermique. Pour restaurer cet équilibre, une circulation secondaire, comprenant deux mécanismes, se met donc en place. Le premier mécanisme a pour finalité de réduire le gradient de température zonal :

- À l'ouest, l'advection de particules froides en surface entraîne une circulation descendante, permettant de contrer le refroidissement par compression adiabatique.
- À l'est, l'advection de particules chaudes en surface entraîne une circulation ascendante, permettant de compenser le réchauffement par expansion adiabatique.

Le second mécanisme est lié à l'advection zonale de vent géostrophique méridien. Le vent zonal, d'Ouest, étant plus fort en altitude, advecte une perturbation négative de vent méridien au centre de l'anomalie créant ainsi un cisaillement négatif. Pour revenir à l'équilibre, un vent agéostrophique vers le centre de l'anomalie se met en place.

Les perturbations de surface, appelées aussi précurseurs de basses couches, sont souvent des zones dépressionnaires associées à des anomalies chaudes. Celles-ci peuvent être liées à un échange de chaleur avec la surface (courant océanique chaud) ou au relâchement de chaleur latente dans un système convectif. Il est à noter qu'il est assez rare qu'une perturbation de surface puisse provoquer le développement d'une tempête extratropicale. En effet, pour maintenir la basse pression en surface, il est nécessaire d'avoir un mécanisme qui crée de la divergence en altitude comme l'entrée droite d'un cœur de jet ou le côté est d'un creux en altitude.

1.2.3. Perturbation cyclonique en altitude et circulation secondaire

Une perturbation cyclonique en altitude peut aussi engendrer une circulation secondaire lorsqu'elle interagit avec une zone barocline. Une telle perturbation est associée à une anomalie froide et à un minimum de hauteur géopotentielle. En effet, la conservation du tourbillon potentiel implique un écartement des isentropes. En-dessous de cette anomalie, une anomalie froide est observée liée au

redressement vers le haut des courbes isentropes. Cette anomalie froide implique aussi un rétrécissement de la colonne d'air synonyme d'une anomalie négative de hauteur géopotentielle.

À l'ouest de l'anomalie, le gradient de température potentielle est négatif, la température potentielle étant minimale au centre de l'anomalie. Le vent thermique est ainsi du Nord et par conséquent, le cisaillement de vent méridien est négatif. La circulation étant cyclonique, le vent en altitude est du Nord et est ainsi maximal en altitude pour respecter la contrainte de cisaillement négatif. Il y a une advection méridienne froide, en altitude, à l'ouest de l'anomalie.

À l'est de l'anomalie, le gradient de température potentielle est positif, la température potentielle étant minimale au centre de l'anomalie. Le vent thermique est ainsi du Sud et par conséquent, le cisaillement de vent méridien est positif. La circulation étant cyclonique, le vent d'altitude est du Sud et est maximal en altitude pour respecter la contrainte de cisaillement positif. Il y a une advection méridienne chaude, en altitude, à l'ouest de l'anomalie.

Ces deux advections méridiennes induisent un gradient thermique zonal, perturbant ainsi l'équilibre du vent thermique : à l'ouest de l'anomalie, un refroidissement s'opère tandis qu'un réchauffement intervient à l'est de l'anomalie. Pour restaurer l'équilibre thermique, une circulation secondaire se met en place :

- À l'ouest, l'advection de particules froides en altitude crée une circulation subsidente, permettant de contrer le refroidissement par compression adiabatique
- À l'est, l'advection de particules chaudes crée une circulation ascendante permettant de contrer le réchauffement par expansion adiabatique.

Les perturbations baroclines en altitude, appelées aussi précurseurs en altitude, peuvent, si l'anomalie est suffisamment basse et la zone barocline suffisamment basse, déclencher une onde de tourbillon à la surface.

1.2.4. Croissance et mort barocline

Pour amorcer un développement barocline qui conduit à la formation de cyclones extratropicaux, il est nécessaire d'avoir une perturbation cyclonique en altitude et en surface, cette dernière devant se trouver en amont de l'onde en altitude.

Deux ondes, en altitude et en surface, peuvent interagir entre elles à travers leurs vitesses verticales (subsidence en amont, ascendance en aval). Cette interaction est favorable au développement des tempêtes baroclines lorsque l'onde d'altitude est à l'ouest de l'onde de surface.

En effet, si le maximum d'ascendance associé à l'anomalie de tourbillon en altitude se situe au-dessus du maximum du tourbillon au sol, alors la colonne d'air est étirée vers le haut. Comme il y a conservation du moment cinétique, il en résulte une augmentation de la valeur du tourbillon, la distance à l'axe diminuant en raison de l'étirement.

De même, dans cette configuration, le tourbillon en altitude se situe au-dessus du maximum de subsidence généré par l'anomalie de tourbillon en surface et la colonne d'air est étirée vers le bas. Comme énoncé précédemment, la conservation du moment cinétique implique une augmentation du tourbillon en altitude.

Ainsi, il existe une boucle de rétroaction positive entre les ondes en surface et au sol qui induit non seulement l'amplification des anomalies des tourbillons mais aussi des anomalies de température et de pression.

Pour que le creusement des pressions se poursuive et qu'ainsi les tempêtes extratropicales se développent, le décalage entre les deux ondes doit se maintenir au cours du temps. En outre, il est aussi nécessaire que les deux ondes continuent à se propager le long de la zone barocline.

Aussi, lorsque l'onde d'altitude se décale à l'est de l'onde de surface, un mécanisme de rétroaction négative se met en place. En effet, dans cette configuration, le tourbillon au sol se situe en-dessous du maximum de subsidence généré par l'onde en altitude. La conséquence est un rétrécissement de la colonne d'air qui induit, par conservation du moment cinétique, une diminution de la valeur du tourbillon. Parallèlement, la juxtaposition de l'ascendance générée par l'anomalie au sol et le tourbillon en altitude conduit à un rétrécissement de la colonne d'air vers le haut et donc à une diminution de la valeur du tourbillon. Si cette configuration se maintient, la perturbation barocline se désagrège.

1.2.5. Eady Growth Rate : un indicateur de la baroclinicité de l'atmosphère

Comme présenté précédemment, les tempêtes extratropicales ne peuvent se développer que dans des zones baroclines. Il est donc important de se doter d'indicateurs permettant d'évaluer la baroclinicité de l'atmosphère. L'*Eady Growth Rate*, développé par Eady en 1949 (Eady, 1949), répond à cette problématique. Il correspond au taux de croissance maximal des ondes de Rossby pouvant se former dans un environnement simplifié appelé modèle d'Eady.

Dans un premier temps, les hypothèses du modèle d'Eady seront énumérées, puis le processus de génération des ondes de Rossby sera expliqué. Enfin, le raisonnement conduisant à la détermination de la formule de l'*Eady Growth Rate* sera succinctement expliqué.

1.2.5.1. Hypothèses du modèle d'Eady

Les hypothèses du modèle d'Eady sont les suivantes (Lackmann, 2011) :

- D'une atmosphère de référence stationnaire, horizontalement uniforme, adiabatique, sans friction et hydrostatique. L'atmosphère réelle est supposée ne s'écarter que peu de cette atmosphère de référence.
- Le nombre de Rossby est très faible devant l'unité. Les advections des composantes du vent agéostrophique sont ainsi négligées ainsi que les advections horizontales par le vent agéostrophique.
- Les variations de densité sont négligeables sauf lorsqu'elles se produisent en combinaison avec la gravité.
- Le paramètre de Coriolis f_0 est considéré comme constant dans le plan considéré.
- La stabilité statique N est uniforme
- Le mouvement des parcelles d'air se fait entre deux surfaces horizontales, plates et rigides (surface et tropopause)
- Le cisaillement vertical Δ de l'environnement est uniforme

1.2.5.2. Génération des ondes de Rossby dans le modèle Eady

Les hypothèses citées précédemment permettent de montrer que le gradient du tourbillon potentiel de l'environnement est nul (Lackmann, 2011). Ainsi, le modèle théorique visant à expliquer la formation d'ondes de Rossby par des déplacements méridionaux des parcelles d'air ne peut s'appliquer. En effet, le paramètre de Coriolis étant constant, le tourbillon potentiel d'une parcelle n'augmente pas lorsque celle-ci se déplace vers le Nord. Par conséquent, la vorticité de la parcelle reste constante et il n'y a pas de formation d'ondes.

Dans la théorie d'Eady, les ondes sont générées soit à la surface, soit à la tropopause (Lackmann, 2011). Aux frontières, la vitesse verticale étant nulle, les advections de température potentielle par le vent géostrophique ne peuvent être compensées par une advection verticale de température. Ainsi, la température potentielle n'est pas conservée en présence d'un gradient méridional de température potentielle et les advections méridionales de température potentielle induisent des anomalies de température potentielle. Une circulation secondaire va ainsi se mettre en place pour assurer la conservation du tourbillon potentiel.

- Une anomalie chaude sur la surface équivaut à une diminution de la stabilité statique. Ainsi, le tourbillon de la parcelle d'air augmente en réponse à cette diminution, la circulation devenant cyclonique.
- A l'inverse, une anomalie chaude sur la tropopause équivaut à une augmentation de la stabilité statique et conduit donc à une diminution du tourbillon de la parcelle d'air et à une circulation anticyclonique.

1.2.5.3. Eady Growth Rate

L'indicateur Eady Growth Rate est le taux maximal de croissance des ondes décrites dans le paragraphe précédent.

Les paragraphes suivants forment une synthèse des étapes mathématiques conduisant à la solution du problème d'Eady (Lackmann, 2011).

Les ondes sont décrites mathématiquement par les perturbations de la fonction de courant. L'expression des amplitudes initiales des perturbations de la fonction de courant est obtenue en résolvant l'équation

de conservation des perturbations du tourbillon potentiel. La version de l'équation de conservation du tourbillon potentiel utilisée comprend les dérivées secondes de la fonction de courant plutôt que les dérivées premières du tourbillon potentiel. Le système de coordonnées utilisé pour obtenir les dérivées est un système de coordonnées log-pression.

La vitesse de phase est déterminée en utilisant l'équation thermodynamique aux frontières, où le terme d'advection verticale est nul, et sous la contrainte que cette vitesse de phase est un nombre complexe. Cette condition est, en effet, nécessaire pour que l'amplitude de l'onde puisse augmenter avec le temps. La version de l'équation thermodynamique utilisée décrit la conservation de la dérivée verticale de la fonction de courant plutôt que de la température potentielle.

Le taux de croissance de l'onde correspond à sa pulsation, c'est-à-dire au produit entre le nombre d'ondes et le module de la partie imaginaire de la vitesse de phase. L'*Eady Growth Rate* correspond à la valeur maximale de ce taux de croissance et est défini comme suit (Lindzen & Farrell, 1980) :

$$\sigma_{max} = 0.31 \frac{f_0}{N} \Delta \quad (10)$$

où les termes f_0 , Δ et N sont tels que définis dans la section 1.2.5.1.

1.3 Les mécanismes de la transition extratropicale

Ainsi, les cyclones tropicaux et les cyclones extratropicaux sont des systèmes très différents. Les premiers ont une structure non-frontale et concentrique, avec un cœur chaud, des vents plus élevés en basse troposphère qu'en haute tandis que les dernières ont une structure frontale, avec un cœur froid, des centres de basse pression non alignés et des vents plus élevés en haute troposphère qu'en basse. La description des processus complexes, à l'origine de la transformation des cyclones tropicaux en cyclones extratropicaux est l'objet de cette section.

Jones et al. (2003) ont décrit les changements de l'environnement synoptique que rencontrent les cyclones tropicaux lors de leur migration vers les pôles. Ainsi, aux moyennes latitudes, la température de la mer tend à diminuer tandis que la baroclinicité de l'atmosphère, le cisaillement vertical du vent horizontal, les gradients de température de la mer et le paramètre de Coriolis augmentent. La probabilité d'interaction

avec la terre est aussi plus importante, conduisant ainsi à une augmentation de la force de frottement. Enfin, la circulation atmosphérique est méandrique, comportant ainsi des creux et crêtes en altitude. Les impacts potentiels sur les cyclones tropicaux sont divers. Premièrement, leur intensité peut diminuer. En effet, la baisse de la température de la mer ou l'interaction avec la terre entraînent une diminution des flux de surface, notamment du flux de chaleur latente, moteur thermique du cyclone tropical. Le cisaillement affecte aussi de manière importante l'intensité du cyclone tropical en inclinant la structure et en désorganisant la convection. Ces différents effets peuvent conduire à une dissipation du cyclone.

Un modèle conceptuel de transition extratropicale a été décrit par Klein et al. (2000). Il comprend quatre principaux processus physiques. Premièrement, l'advection d'air froid et sec, dans le quadrant ouest de la circulation externe du cyclone, induit une inhibition de la convection profonde. L'advection d'air chaud et humide, dans le quadrant est de la circulation externe du cyclone, permet, quant à elle, un maintien de la convection. Il en résulte, ainsi, une asymétrie dans la distribution des nuages et des précipitations et un dipôle d'advection de température dans la basse troposphère. Le deuxième processus physique décrit a trait aux ascendances sur des surfaces isentropes inclinées provoquées par l'interaction entre le cyclone et une zone barocline préexistante. Ensuite, le troisième processus physique décrit concerne l'augmentation du cisaillement vertical dans l'environnement qui entraîne une inclinaison de la structure de cœur chaud et sa dissipation. Enfin, le mécanisme de frontogénèse se met en place. Ce dernier processus est détaillé dans la prochaine section.

1.3.1. Développement de la structure frontale

Le cyclone tropical et son vortex peuvent être considérés comme des précurseurs de basses couches qui permettent la mise en place d'une circulation secondaire. Néanmoins, les mécanismes décrits dans la section 2.2 n'expliquent que partiellement la formation de fronts dans le système, liée à l'interaction entre le champ de vents lié au cyclone tropical et une zone barocline.

Pettersen (1956) a défini la frontogénèse atmosphérique comme la dérivée lagrangienne du gradient de température potentielle. Le changement de magnitude est expliqué par trois composantes : la divergence, la déformation et l'inclinaison.

La divergence (convergence) a toujours un effet négatif (positif) sur la frontogénèse car elle tend à écarter (rapprocher) les isentropes diminuant (augmentant) ainsi le gradient de température potentielle. Lorsque

le cyclone interagit avec la terre, les forces de frottement tendent à diminuer la vitesse du vent et la force de Coriolis qui lui est proportionnelle, la circulation devient plus convergente et une frontogénèse peut s'amorcer.

La déformation horizontale, définie comme le changement de forme de la parcelle d'air sans changement de surface, peut conduire à une frontogénèse ou à une frontolyse. Si l'angle des isentropes et l'axe de dilatation est inférieur à 45° , alors la déformation est frontogénique tandis que dans le cas contraire, la déformation est frontolytique. Ces assertions peuvent s'appréhender en considérant deux situations extrêmes et simples. Si l'angle entre l'axe de dilatation et les isentropes est perpendiculaire alors la dilatation tend à écarter les isentropes, diminuant ainsi le gradient. *A contrario*, si l'axe de compression est perpendiculaire aux isentropes, la compression tend à écarter les isentropes, augmentant ainsi le gradient. Keyser et al. (1988) ont montré que l'interaction entre une zone barocline à symétrie zonale et un vortex à symétrie circulaire avait une action frontogénique sur le quadrant Nord-Est et Sud-Ouest du système. Si, dans la réalité, le cyclone tropical ne possède pas de vortex parfaitement circulaire et que la zone barocline n'est pas complètement axisymétrique, cela explique la formation d'un front chaud au Nord-Est et d'un front froid au Sud-Ouest de la basse pression du système.

L'interaction avec un creux en altitude peut aussi être frontogénétique et permettre la conversion du cœur chaud en un cœur froid (Harr & Elsberry, 2000; Hart et al., 2006). En effet, l'advection de moment cinétique en altitude perturbe l'équilibre du vent thermique. Au-dessus du maximum d'advection, la circulation du vent thermique reste cyclonique mais est plus intense alors que le gradient de température est inchangé. Pour rétablir l'équilibre, une circulation descendante, permettant un réchauffement adiabatique, se met en place. A l'inverse, en-dessous du maximum d'advection, la circulation du vent thermique devient anticyclonique. Pour rétablir l'équilibre, une circulation ascendante, permettant un refroidissement adiabatique, se met en place.

Outre son effet frontogénétique, l'interaction du cyclone tropical avec un creux en altitude est souvent fondamentale dans le processus de transition. La prochaine section a pour objectif de détailler les effets de la circulation aux latitudes moyennes.

1.3.2. Interaction avec la circulation aux latitudes moyennes et facteurs influençant la transition.

Les transitions extratropicales résultent souvent d'une interaction du cyclone tropical avec un thalweg d'altitude. Si celui-ci peut conduire à une dissipation du cyclone en inclinant la structure, il peut aussi, lorsqu'il se situe à l'amont du cyclone, offrir une source de divergence en altitude, nécessaire au maintien de la basse pression en surface. L'alignement du système avec l'entrée droite ou la sortie gauche du courant-jet, toutes deux sources de divergence, favorise aussi la transition extratropicale.

Néanmoins, Harr & Elsberry (2000) ont montré l'importance des impacts des autres caractéristiques de la circulation sur le processus de transition. En effet, ils ont analysé deux cyclones, David (1997) et Opal (1997), qui ont connu des transitions différentes sur le bord Ouest de l'océan Nord-Pacifique. Si ces deux systèmes ont tous deux interagi avec un creux en altitude, David s'est transformé en une tempête intense tandis qu'Opal s'est affaibli. Harr & Elsberry (2000) expliquent l'évolution d'Opal par la présence, en aval, d'une dépression stationnaire préexistante qui dominait la circulation. Celle-ci a inhibé l'interaction entre le creux en altitude et Opal, conduisant ainsi à sa dissipation.

Ainsi, l'évolution du cyclone post-transition dépend de nombreux facteurs. Hart et al. (2006) ont recensé trois scénarii possibles : le cyclone devient une tempête à cœur froid et se réintensifie, le cyclone devient une structure à cœur froid qui se dissipe ou le cyclone devient un *warm-seclusion* cyclone (Shapiro & Keyser, 1990). Ces dernières tempêtes, bien qu'extratropicales, ont conservé un cœur chaud en raison du recourbement du front chaud qui emprisonne, au cœur du système, une masse d'air chaud. Ce type de cyclone est associé à une forte dangerosité mais est moins probable (Hart et al., 2006).

Hart et al. (2006) ont identifié certains facteurs ayant un impact sur la structure post-transition en analysant 34 situations de transitions. Ainsi, la probabilité d'intensification est plus élevée après une interaction avec un creux en altitude, situé en amont et incliné négativement (*ie* avec un axe du Sud-Est au Nord-Ouest) tandis que la probabilité d'affaiblissement est plus forte après interaction avec un creux en altitude, situé en amont et incliné positivement (*ie* avec un axe du Sud-Ouest au Nord-Est). En effet, le terme de conversion barocline de l'équation de l'énergie cinétique turbulente a une contribution positive, la moyenne spatiale du produit des perturbations de vitesse zonale et méridienne étant négative. L'extension spatiale du creux a aussi une influence sur la structure post-transition : la structure *warm-seclusion* est plus probable lorsque la taille du thalweg correspond à la taille du cyclone en transition. Les caractéristiques du

creux exercent aussi une influence sur la durée des transitions : les transitions rapides sont associées à des creux de plus grande amplitude que ceux interagissant dans les transitions lentes. Les températures de la mer ont aussi un impact sur la durée des transitions : les transitions lentes se produisent dans des environnements avec des températures de la mer plus élevées d'environ 3-4° que les transitions rapides. Enfin, Hart & Evans (2001) ont aussi souligné que l'intensité du cyclone tropical initial était déterminante : les cyclones qui passent directement d'un environnement favorable aux cyclones tropicaux (pression minimale théorique inférieure à 960 hPa) à un environnement barocline étaient plus à même de transitionner.

Les transitions extratropicales sont donc des mécanismes complexes fortement dépendants des conditions de l'environnement synoptique.

Le prochain chapitre est consacré à l'étude des impacts du changement climatique sur la fréquence, la localisation, la durée et l'intensité de ces systèmes.

CHAPITRE 2.
L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES TRANSITIONS EXTRATROPICALES DES
CYCLONES TROPICAUX DANS LE BASSIN ATLANTIQUE NORD

Ce chapitre, présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais, sera soumis à un jour scientifique avec revue par les pairs. Le sujet de l'article est l'impact du changement climatique sur les transitions extratropicales des cyclones tropicaux dans le bassin Atlantique Nord.

THE IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON TROPICAL-TO-EXTRATROPICAL TRANSITIONS IN THE NORTH-ATLANTIC BASIN

By

Aude Garin^{1*}, Francesco S.R. Pausata¹, Mathieu Boudreault², Roberto Inghrosso¹, Katja Winger¹

¹Centre pour l'Étude et la Simulation à l'Échelle Régionale (ESCER), Department of Earth and Atmospheric Sciences, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada

²Department of Mathematics, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada

*Corresponding author: garin.aude@courrier.uqam.ca

ABSTRACT

As tropical cyclones migrate towards mid-latitudes, they can transform into extratropical cyclones, a process known as extratropical transition. In the North Atlantic basin, nearly half of the hurricanes undergo this transition. After transitioning, these storms can reintensify, posing significant threats to populations and infrastructure along the eastern coast of North America. While the impacts of climate change on hurricanes have been extensively studied, there remain uncertainties about its effects on extratropical transitions. This study aims to assess how climate change affects the frequency, location, intensity, and duration of these transitions. To achieve this, high-resolution regional simulations from a regional climate model, based on the RCP 8.5 emissions scenario, were used to compare two 30-year periods: the present (1990-2019) and the end of the century (2071-2100). The results indicate a projected decrease in the number of tropical hurricanes, with no significant change in extratropical transition rates. September and October continue to be the primary months for extratropical transitions. However, the season's peak appears to have shifted from September to October, suggesting that large-scale environmental conditions may become more favorable for extratropical transitions in October in future climate simulations. Although a poleward shift in the maximum intensity of tropical hurricanes is detected, the average latitude of the transitions does not change. Our findings suggest that transitioning storms will be more intense in the future, despite a less baroclinic atmosphere due to a stronger contribution from latent heat transfer. However, the risk of reintensification after transition is not expected to increase.

2.1 Introduction

Tropical cyclones can transform into extratropical cyclones through a process called extratropical transition (ET), in particular when they encounter a baroclinic environment and experience cooler sea surface temperatures. These transitions occur rather frequently in the North Atlantic basin, with approximately 50% of hurricanes having undergone an ET over the period 1950-2001 (Bieli et al., 2019; Hart & Evans, 2001). Moreover, about 50% of tropical cyclones that made landfall during this period were in the process of transitioning (Hart & Evans, 2001). Some of these cyclones can intensify after transitioning, resulting in significant damage to both human lives and infrastructures, as seen with Hurricane Floyd (1999) and Hurricane Sandy (2012). More recently, Hurricane Fiona in 2023 has set a new record (931.2 hPa) for the lowest pressure ever recorded in Canada (Chedabucto Bay). The North-Eastern Coast of the United States and the Canadian Maritimes, which typically experience 1-2 of these storms per year, as well as Western Europe, which faces them once every two years, are particularly vulnerable to these risks (Hart & Evans, 2001). Given the substantial financial losses these events can cause, there are growing concerns among economic stakeholders about the potential impact of climate change on the frequency and severity of these transitions.

The atmospheric mechanisms underlying extratropical transitions have been extensively studied in recent years. As a tropical cyclone moves poleward, it encounters several environmental changes, such as low sea surface temperature (SST), increased SST gradients, enhanced vertical wind shear, and a stronger Coriolis force (Jones et al., 2003). These changes may remarkably affect the tropical cyclone, resulting in a loss of intensity, a breakdown of its warm-core structure (the thermal structure of a tropical cyclone is characterized by tropospheric temperatures in and around the center warmer than its environment), and a loss of its axisymmetric structure (Jones et al., 2003). When a tropical cyclone encounters an existing extratropical system, typically a mid-tropospheric trough, the process of extratropical transition may be initiated (Hart et al., 2006; Jones et al., 2003; Klein et al., 2000). The mid-tropospheric trough favors the advection of the angular momentum – rather than the heat advection – which drives the conversion of the cyclone’s warm-core structure into a cold-core structure (Hart et al., 2006). This advection of angular momentum disturbs the classic structure of a tropical cyclone, characterized by a decrease in wind strength with height and a warm core, thereby disturbing the thermal wind balance. To restore thermal wind balance, a secondary circulation is established: above the maximum of angular momentum advection, adiabatic descent causes warming, while below the maximum, adiabatic ascent leads to cooling, resulting

in frontogenesis (Harr & Elsberry, 2000; Hart et al., 2006). During this transition, the storm's wind field expands and becomes asymmetric, shifting the location of maximum wind speeds (Evans & Hart, 2008).

Hence, the mid-latitude environment and weather systems play an essential role in a tropical cyclone's transition process. During and after the extratropical transition, the addition of baroclinic energy (Evans et al., 2017) and diabatic heating (Rantanen et al., 2020) may cause an intensification of post-transition tropical cyclones.

While the impact of climate change on tropical cyclones has been largely addressed in recent years, only a few studies have focused on the effects of a warmer environment on extratropical transition events. Regarding tropical cyclones, it is expected that their global frequency may decrease in a warmer environment, although the proportion of very intense hurricanes (especially Category 4 and 5 events) is likely to increase (Bender et al., 2010; Hill & Lackmann, 2011; Knutson et al., 2020; Mallard, Lackmann, & Aiyyer, 2013). Additionally, there may be a poleward expansion of tropical cyclone genesis (Garner et al., 2021) along with a poleward migration of the maximum intensity of tropical cyclones (Lee et al., 2020) due to higher SSTs and reduced wind shear at mid-latitudes. In the mid-latitude environment, a decrease in vertical wind shear (Kossin et al., 2014) and a reduction in the frequency of extratropical systems during the summer season in the Northern Hemisphere (Lehmann et al., 2014) are anticipated. Consequently, storms might become more intense during extratropical transition due to the projected increase in the intensity of tropical cyclones. Furthermore, extratropical transitions may occur farther north. Warmer SSTs could enable tropical cyclones to maintain their tropical characteristics and strength further north, thereby increasing the likelihood of encountering a baroclinic zone necessary for extratropical transition (Hart & Evans, 2001). However, the potential projected decrease in extratropical systems during summer (Lehmann et al., 2014), along with the reduction in baroclinicity in the low troposphere, may hinder extratropical transitions.

Regarding extratropical transitions in a warmer environment, they are expected to be more intense, last longer, and be associated with heavier precipitation (Jung & Lackmann, 2019, 2021, 2023; Michaelis & Lackmann, 2019, 2021). However, post-transition storms are expected to be less intense because of the potential reduction in the lower-tropospheric baroclinicity (Jung & Lackmann, 2019, 2021). An increase in the frequency of extratropical transition events is anticipated in the central and eastern North Atlantic basin (Baker et al., 2022; Liu et al., 2017), consistent with the projected poleward and eastward expansion

of tropical cyclone genesis regions. However, there is still uncertainty about how extratropical transition events will evolve in a warmer environment.

Our study aims to determine the impacts of climate change on the frequency, location, duration and intensity of extratropical transitions in the North Atlantic basin by using high-resolution simulations that span two 30-year periods: 1990-2019 for present-day simulations and 2071-2100 for simulations of the future. Simulations of future climate are based on the Representative Concentration Pathways 8.5 (RCP 8.5) scenario. The focus of the study is particularly on highly populated areas (U.S. Northeastern Coast and Canadian Maritimes) where casualties and infrastructure damages can be significant.

This paper is organized as follows: Section 2 describes the data and methodology used to track tropical cyclones and extratropical transition events, as well as the key metrics used to assess the change in extratropical transitions (ET). Section 3 presents the key findings and Section 4 discusses these findings and provide conclusions.

2.2 Experiments and Methods

2.2.1. Data experiments and model description

The two 30-year experiments used for this study are part of the set of simulations used in Ingrosso & Pausata (2024). These experiments encompass the present-day scenario (1990-2019) and the RCP 8.5 future scenario (2071-2100). We chose to focus on the most extreme scenario to determine whether any significant impacts emerge, as scenarios with lower greenhouse gas emissions are less likely to produce a discernible signal.

These experiments were performed with the developmental version of the Canadian Regional Climate Model/Global Environmental Multiscale (CRCM5/GEM 4.8) at a horizontal grid spacing of 0.12° and 57 vertical levels. The regional model CRCM5 was driven using the data from the global simulations performed with GEM4.8 at 0.55° horizontal resolution and 73 vertical levels (further details can be found in Ingrosso & Pausata (2024)). Deep convection was parameterized using the Kain-Fritsch scheme (*DEEP* = '*kfc2*'; Kain & Fritsch, 1990). This approach relies on a one-dimensional entraining/detraining plume model to simulate convective processes. Shallow convection was represented using the Bechtold scheme (*SHAL* = '*bechtold*'; Bechtold et al., 2001). Large-scale condensation followed the Sundqvist scheme (*STCOND* = '*consun*');

Sundqvist et al., 1989), which parameterizes cloud formation and precipitation based on large-scale moisture convergence.

To evaluate the model's performance, the regional model was compared with observations from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), the Climate Research Unit, and one reanalysis product (ERA5), focusing on the mean precipitation distribution from 2000 to 2019. The regional model demonstrated its ability to align with the observations despite a persistent dry bias in the median and lower percentiles. Additionally, the regional model has shown good performance in reproducing the general diurnal cycle, although rainfall was underestimated compared to satellite observations.

The regional area covered by the simulations extends from 3°S to 48°N and from 81°W to 52°E.

2.2.2. Storm Tracking algorithm

In this study, we employ a storm-tracking algorithm designed to detect both tropical cyclones (including tropical storms) and transitioning tropical cyclones. This algorithm is based on the methodology used in Dandoy et al. (2021) and follows a three-step procedure: storm identification, storm tracking, and storm lifetime, in line with previous studies (Gualdi et al., 2008; Scoccimarro et al., 2017). The algorithm uses 3-hourly outputs of the model for the period from June to December.

Storm identification

A storm is identified when several criteria are met. One of the key strengths of this algorithm is the double-filtering approach that prevents from double-counting a tropical cyclone (TC) when there is a temporary decrease in intensity, followed by a restrengthening. Specifically, each storm center is categorized as either a weak center (if it meets only loose criteria) or as a strong center (if it also meets strict criteria). The criteria used are as follows:

- Surface pressure: The center's surface pressure must be lower than 1013 hPa (1005 hPa to be classified as a strong center) and represent a minimum within a 250 km radius. Additionally, the center must be a closed low-pressure system, with the minimum pressure difference between the center and a circle of grid points in small (400 km) and large (800 km) radii around the center exceeding 1 and 2 hPa, respectively (4 and 6 hPa to be considered as a strong center).

- 850-hPa vorticity: The maximum 850-hPa vorticity within a 200-km radius around the center must exceed 10^{-5} s^{-1} (10^{-4} s^{-1} to be considered as a strong center).
- 10m wind: The maximum wind speed at 10 meters within a 100-km radius around the center must exceed 8 m/s (17.5 m/s to be considered as a strong center).

In this study, the criterion based on temperature anomalies was not used to reject centers, thus allowing for the detection of warm-core storms such as transitioning tropical storms. However, the algorithm still applies a strict criterion for identifying strong centers. Specifically, this criterion requires that the sum of the temperature anomalies at 250, 500 and 700 hPa, defined as the difference between the maximum temperature and the mean temperature within a 200 km radius around the center, must exceed 2°C.

Storm tracking

The purpose of this step is to assign each identified center to an existing storm or, if no existing storm can be linked to the detected center, to consider it as the origin of a new storm. Initially, centers that are more than 250 km apart are treated separately. If two centers are within this distance, only the center with the strongest vorticity is retained. Storms are tracked using the nearest-neighbor method, a technique also employed in various studies (Blender et al., 1997; Blender & Schubert, 2000; Schubert et al., 1998). For each existing storm, the algorithm predicts the potential location of the next center based on the historical trajectory of the previous two centers. A new center is then assigned to the storm whose predicted location is closest, with preference given to the nearest center.

Storm lifetime

For each determined track, the following final conditions must be met:

- The lifetime of the storm must exceed 36 hours.
- The storm must have at least 12 strong centers.
- The minimum travel distance must be at least 10° of combined latitude and longitude.
- The number of strong centers must account for at least 77% of the core trajectory, which is defined as the path between the first and the last strong center.

2.2.3. Detection of extratropical transitions (ET)

The removal of the warm-core loose criterion enables the algorithm to detect both warm-core and cold-core centers. Simultaneously, the use of the warm-core strict criterion ensures that only storms that have experienced a tropical cyclone phase are detected.

ET events are identified using the Cyclone Phase Space (CPS) methodology developed by Hart (2003) and widely employed in previous studies focusing on ET (Baker et al., 2022; Hart et al., 2006; Jung & Lackmann, 2019, 2021, 2023; Liu et al., 2017). This methodology involves three parameters: the lower-tropospheric thermal axisymmetry of the cyclone (B), the lower-tropospheric ($-V_T^L$) and the upper-tropospheric ($-V_T^U$) thermal winds. These three parameters describe and differentiate the structure of tropical cyclones, characterized by a warm-core and vertically stacked structure, from that of extratropical cyclones, characterized by a cold-core and tilted structure.

The use of high-resolution data ensures reliable CPS diagnostics (Hart, 2003).

Cyclone thermal symmetry (B)

This parameter allows for identifying the frontal nature of the cyclone, or the absence thereof. It is defined as the storm-motion-relative 900-600 hPa thickness asymmetry within a 500-km radius (Hart, 2003). For the Northern Hemisphere, B is defined as:

$$B = \left(\overline{Z_{600 \text{ hPa}} - Z_{900 \text{ hPa}} \Big|_R} - \overline{Z_{600 \text{ hPa}} - Z_{900 \text{ hPa}} \Big|_L} \right) \quad (11)$$

where Z represents the geopotential height, R and L indicate the right and left sides of storm motions, and the overbar denotes the mean area over a semicircle with a radius of 500 km.

Very low values of B are associated with non-frontal storms such as TCs, while high values of B are associated with frontal storms such as extratropical cyclones. Hart (2003) suggests that a threshold of 10m is appropriate for distinguishing non-frontal storms from frontal storms. This threshold has been widely utilized in other studies focusing on ET (Baker et al., 2022; Hart et al., 2006; Jung & Lackmann, 2019, 2021, 2023; Liu et al., 2017). However, Zarzycki et al. (2017) indicate that a threshold of 15 m is more appropriate threshold when using high-resolution.

To calculate the average speed of the 900-600 hPa layer, we considered four sub-layers: 900-850 hPa, 850-800 hPa, 800-700 hPa, and 700-600 hPa. The mean zonal and meridional speeds for each layer were computed as follows:

$$\bar{u}_i = \sum_{j \in D} u_{i,j} \quad (12)$$

where D represents the 500km-radius circle around the center.

Then, the total mean zonal and meridional speeds are defined as the weighted average of the mean speeds calculated for each sub-layer:

$$\bar{u} = \sum_{i=1,4} \bar{u}_i \omega_i \quad (13)$$

where ω_i represents the weight of the layer i .

The left layer comprises the points that satisfy the following criteria:

$$\frac{\pi}{180} R (\text{lat}_{i,j} - \text{lat}_{i_0,j_0}) > \frac{\pi}{180} R \frac{\bar{v}}{\bar{u}} \cos\left(\frac{\pi}{180} \text{lat}_{i,j}\right) \quad (14)$$

and the thickness of the layer is thus defined as:

$$\text{thickness} = \frac{1}{N_L} \left(\sum_{k=1}^{N_L} GZ_{600,k} - GZ_{900,k} \right) \quad (15)$$

where N_L is the number of points within the layer.

The same methodology is also applied to the right layer, which is defined as:

$$\frac{\pi}{180}R(lat_{i,j} - lat_{i_0,j_0}) < \frac{\pi}{180}R\frac{\bar{v}}{\bar{u}}\cos\left(\frac{\pi}{180}lat_{i,j}\right) \quad (16)$$

Lower and upper thermal winds

Tropical cyclones are characterized by a decrease in height perturbation with increasing altitude. In contrast, for extratropical cyclones, the height perturbation decreases with height.

In this study, the height perturbation ΔZ is calculated as the difference between the maximum geopotential height and the minimum geopotential height within a 500 km-radius circle ($\Delta Z = Z_{max} - Z_{min}$) and is proportional to the magnitude of the geostrophic wind (V_g)(Hart, 2003):

$$\Delta Z = \frac{dg|V_g|}{f} \quad (17)$$

where d represents the distance between the two geopotential extrema, f is the Coriolis parameter, and g is the gravity constant.

Scaled thermal winds can be defined as (Hart, 2003):

$$-V_T^L = \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln(p)} \Big|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}} \quad (18)$$

and

$$-V_T^U = \frac{\partial \Delta Z}{\partial \ln(p)} \Big|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} \quad (19)$$

A positive value of $-V_T^L$ (ie $-V_T^U > 0$) indicates a warm-core structure in the lower (ie upper) troposphere, while a negative value of $-V_T^L$ (i.e. $-V_T^U < 0$) indicates a cold-core structure in the lower (i.e. upper) troposphere. During ET, the signs of $-V_T^L$ and $-V_T^U$ may differ.

As recommended by Hart (2003), we conducted a linear regression on the vertical profile of ΔZ to estimate the thermal wind parameters. The levels used for these regressions are: 900 hPa, 850 hPa, 800 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, and 300 hPa.

Detection of ET events

To mitigate the variability in parameters caused by numerical noise, a 12-hour smoothing window is applied, following the recommendations of Michaelis & Lackmann (2019), who employed a 24-hour smoothing window. Additionally, a filtering algorithm was employed to exclude highly chaotic trajectories characterized by multiple transitions. The core principles of this algorithm are:

- Exclusion of ET events occurring below 20° as ET events rarely occur below this threshold (Hart & Evans, 2001)
- When multiple transitions occur, only the final transition is considered, provided that no reverse transition follows it.

For this study, the onset of ET is detected when (Liu et al., 2017; Michaelis & Lackmann, 2019):

- $\tilde{B} > 15 \text{ m}$ or $-\tilde{V}_T^L < 0$

And the completion of ET is detected when both criteria are simultaneously met.

In other studies (Hart, 2003; Hart et al., 2006; Jung & Lackmann, 2021), the onset of ET was detected when B exceeded the threshold. However Liu et al. (2017) argued that this methodology might be inadequate for capturing TCs that transition to cold-core systems before developing an asymmetric structure.

2.2.4. The Eady Growth Rate: An Indicator of the baroclinicity

The Eady Growth Rate (EGR) is a widely used indicator of the baroclinicity of the environment (Eady, 1949). ET are more likely to occur in zones associated with high values of EGR. It is defined as follows (Lindzen & Farrell, 1980):

$$\sigma = 0.31 \frac{|f|}{N} \left| \frac{dV}{dz} \right| \quad (20)$$

where f is the Coriolis parameter, $\frac{dV}{dz}$ is the vertical wind shear, and N is the Brunt-Väisälä frequency:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (21)$$

where θ is the virtual potential temperature, and g is the gravity constant.

In this study, we mainly focused on mid-troposphere baroclinicity and, therefore, computed the EGR at 500 hPa using the geopotential heights, humidity, meridional and zonal wind speeds, and temperatures at 400 hPa and 500 hPa.

2.2.5. Integrated Kinetic Energy: An indicator of the storm intensity

The concept of Integrated Kinetic Energy (IKE) was first introduced by Powell & Reinhold (2007), who demonstrated that this indicator might better assess a hurricane's destructive potential than the maximum sustained surface wind speed, as it accounts for storm size.

IKE is the integration of the 10-m kinetic energy per unit volume over a domain volume (V) centered around the storm's center. IKE is given by:

$$IKE = \int_V \frac{1}{2} \rho U^2 dV \quad (22)$$

where ρ is the air density and U is the 10-m wind velocity.

Assuming an air density value of 1 kg/m^3 and a volume height of 1m, the expression can be simplified as follows (Cheung & Chu, 2023):

$$IKE = \int_A \frac{1}{2} U^2 dA \quad (23)$$

In this study, the area considered is a circle with a 500km radius, centered around the TC center.

2.2.6. Minimal theoretical pressure of a TC

The minimal theoretical pressure allows to estimate the minimum pressure a TC center can reach, based on the SST and the atmospheric profile ((Bister & Emanuel, 2002). This critical pressure p_c is given by the following equation:

$$R_d T_s \ln\left(\frac{p_a}{p_c}\right) = \frac{1}{2} \left(\frac{T_s}{T_0} \frac{C_k}{C_D} (CAPE^* - CAPE_{env})|_{RMW} \right) + CAPE_{env}|_{RMW} \quad (24)$$

where p_a is the environmental pressure, T_s is the SST, T_0 is the outflow layer temperature, C_k and C_D are the enthalpy and momentum surface exchange coefficient, and R_d is the ideal gas constant for dry air. $CAPE^*|_{RMW}$ is the Convective Available Potential energy of a saturated air parcel and $CAPE_{env}|_{RMW}$ is the environmental Convective Available Potential Energy.

The minimum theoretical pressure was calculated with the pyPI package from Python (Gilford, 2021).

2.2.7. Statistical analysis

For the statistical assessment of the differences, the Mann-Whitney-Wilcoxon test was used to compare the distributions. This test is recommended when the normality assumption cannot be made.

A significance level of 10% was considered.

2.2.8. Validation

The annual ET ratio, defined as the ratio of the yearly number of ET events to the yearly number of tropical cyclones, was computed for the 1990-2019 period of the present-day experiment. This frequency was then compared with observational data from the International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS; Knapp et al., 2010) and with reanalysis data ECMWF reanalysis (ERA5; Hersbach et al., 2020), to which the tracking algorithm was applied within the same spatial domain as the present-day experiment.

The results demonstrate the current experiment's strong ability to reproduce the mean annual ET ratio despite exhibiting a lower distribution variability than ERA5 and IBTrACS (Figure 2.1).

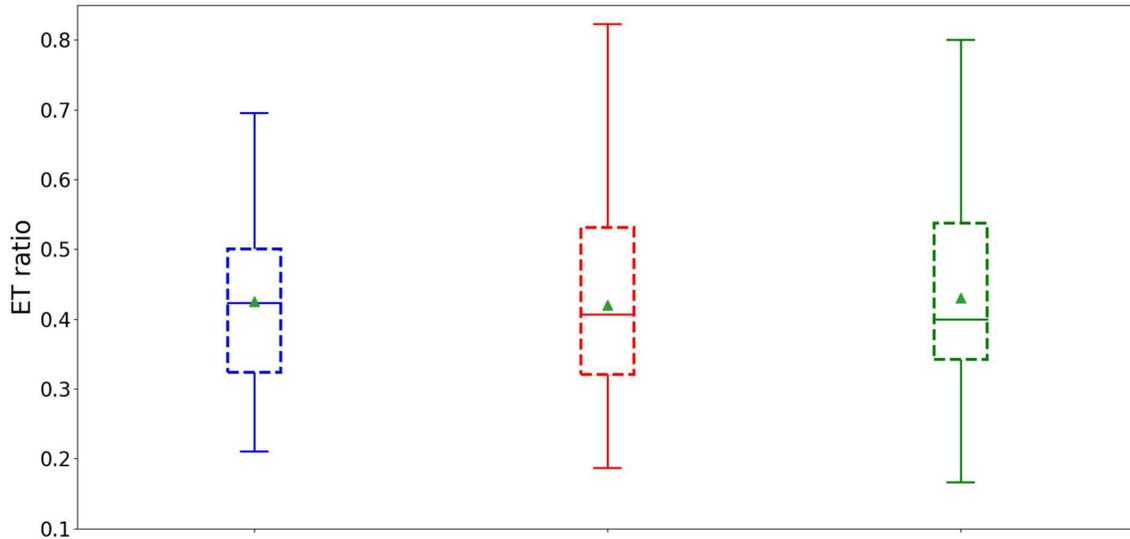


Figure 2.1 Box plot of the ET ratio for present-day simulations (blue), ERA5 (red), and IBTRACS (green). The box represents the interquartile range (IQR), containing 50% of the data; the upper edge of the box represents the 75th percentile (upper quartile -UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile – LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

2.3 Results

2.3.1. Tropical cyclones in present-day simulations and future climate simulations

The number of TCs, including tropical storms, is projected to decrease significantly in future climate simulations. While present-day simulations estimate an average of 18 tropical cyclones, future scenarios suggest a reduction to 14.3, representing a decline of 3.7 cyclones (~ 20%). . The season’s peak remains in September for future climate simulations (Figure 2.2).

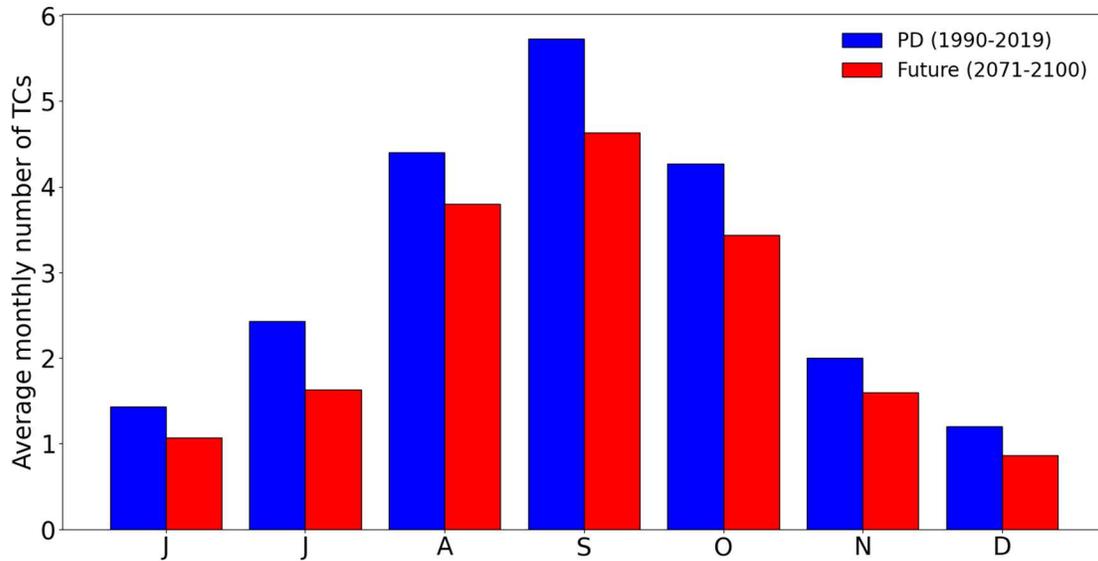


Figure 2.2 Average number of monthly TCs for present-day (blue) and future climate simulations (red) from June to December

For each tracked TC, the maximum intensity – defined here as the minimum pressure reached by the cyclone along its trajectory – was determined. Consistent with previous studies ((Hill & Lackmann, 2011; Knutson et al., 2020; Kossin et al., 2020), we found that there are more extreme events in future climate simulations than in present-day simulations (Figure 2.3) and that the mean storm minimum pressure is deeper in future climate simulations (-3 hPa).

Consistent with other studies (Lee et al., 2020; Studholme et al., 2022), the median TC maximum intensity is slightly shifted northwards of about 1.2° latitude (Figure 2.4 a) in a warmer environment because of higher SST that help TCs sustain their intensity at higher latitudes.

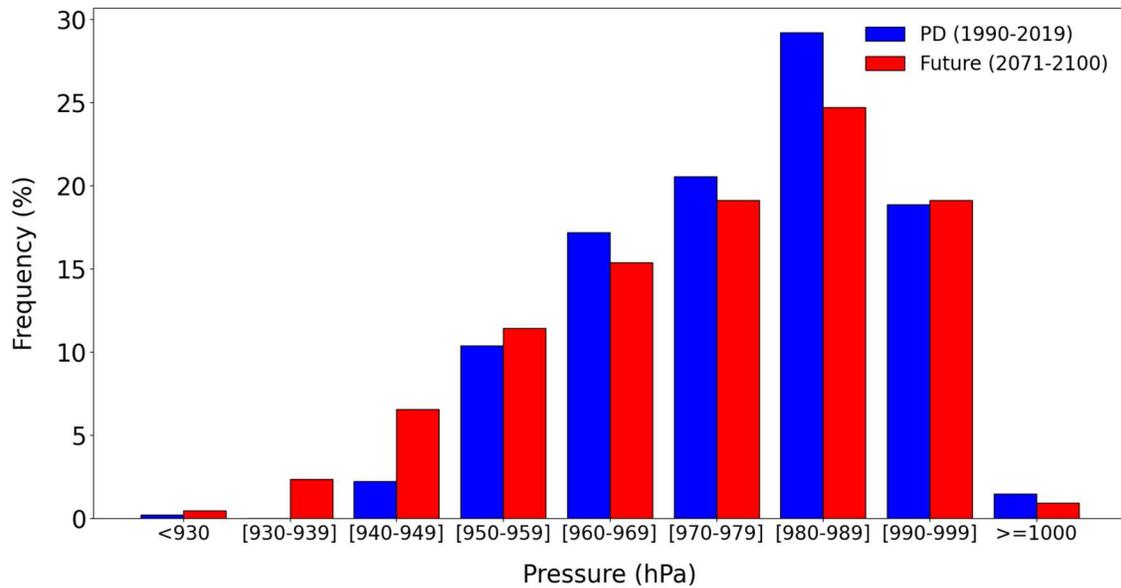


Figure 2.3 Distribution of the maximum intensity for present-day (blue) and future climate simulations (red). The maximum intensity is defined as the minimum pressure reached at the TC center during its lifetime.

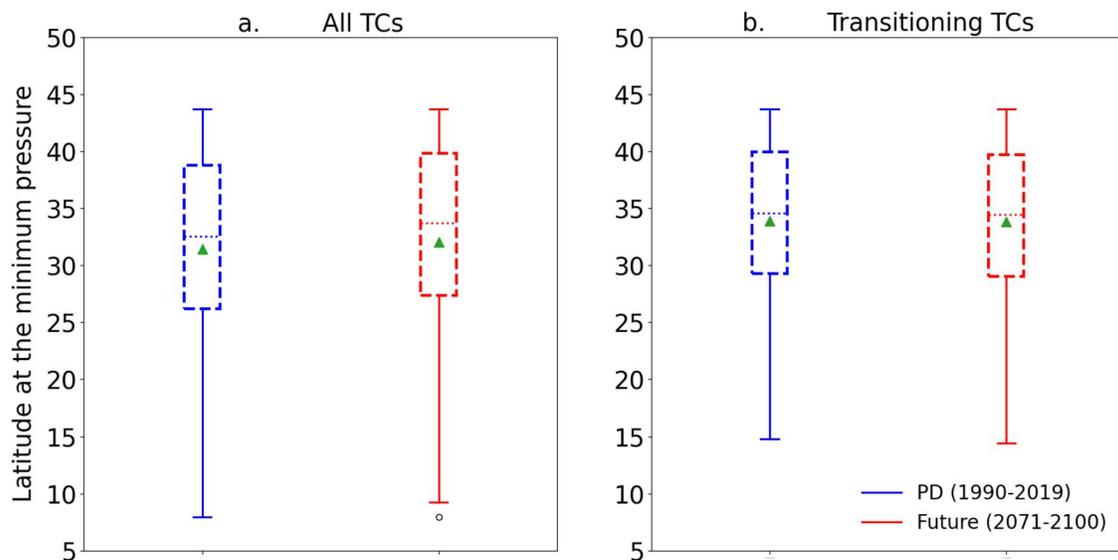


Figure 2.4 Box plot of the latitude of the minimum pressure for present-day (blue) and future climate (red) simulations (a) for all TCs and (b) for transitioning TCs. The box represents the interquartile range (IQR), containing 50% of the data; the upper edge of the box represents the 75th percentile (upper quartile- UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile - LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

2.3.2. Change in the atmospheric baroclinicity

The mid-tropospheric available potential energy, represented by the Eady growth rate in future climate simulations, is weaker than present-day simulations (Figure 2.5 a). This can be attributed to Arctic polar amplification warming, which reduces the thermal gradient between the high and tropical latitudes, resulting in a weaker baroclinic zone. The difference is particularly pronounced at the mid-latitudes and on the western side of the North Atlantic Ocean, where most transitions usually occur.

Conversely, the upper-tropospheric available potential energy is slightly higher in future climate simulations than present-day simulations (Figure 2.5 b). That is consistent with the tropical upper-troposphere warming effect, which increases the upper-tropospheric thermal gradient.

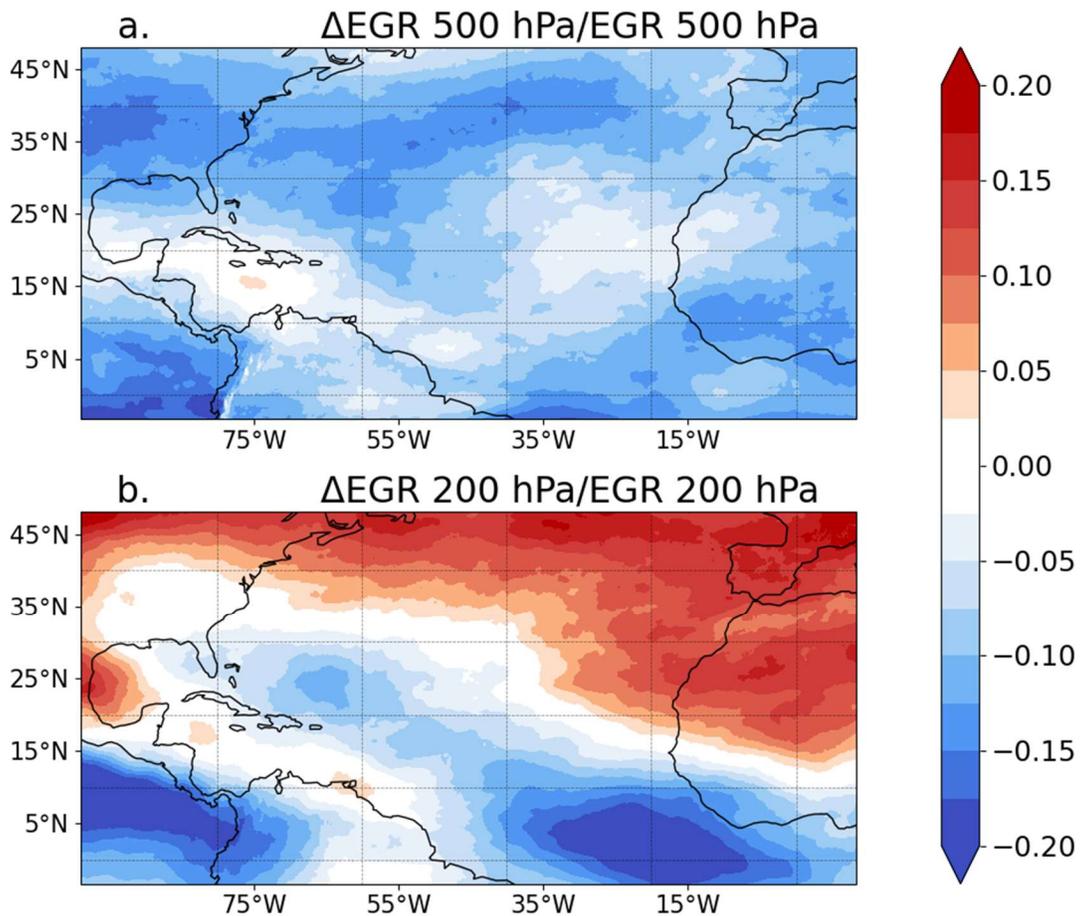


Figure 2.5 (a) Relative difference in 500-hPa Eady Growth Rate between future climate and present-day simulations and (b) Relative difference in 200-hPa Eady Growth Rate between future climate and present-day simulations

2.3.3. ET events and ET ratios

The mean annual number of ET events simulated in future climate simulations (6.1) is significantly lower (of about 20%) than in present-day simulations (7.6). The ET ratio, defined as the ratio of the number of ET events to the number of TCs, is, on the other hand, almost identical in future climate simulations (42.7%) than in present-day simulations (42.6%).

Hart & Evans (2001) highlighted that ET events are more likely to occur if TCs maintain a minimum level of intensity when they encounter a relatively strong baroclinic zone, enabling them to release the available potential energy of the atmosphere. This minimum intensity level generally corresponds to a theoretical minimum pressure of 960 hPa (Bister & Emanuel, 1998; Hart & Evans, 2001). Our findings indicate that the northward shift of the baroclinic zone (Figure 2.6 a) is balanced by a corresponding northward shift in the 960-hPa theoretical minimum pressure (Figure 2.6 b), thereby maintaining the relative position of this minimum intensity level with respect to the favorable baroclinic regions. As a result, these factors may help to partially explain why the probabilities of ET do not show significant differences.

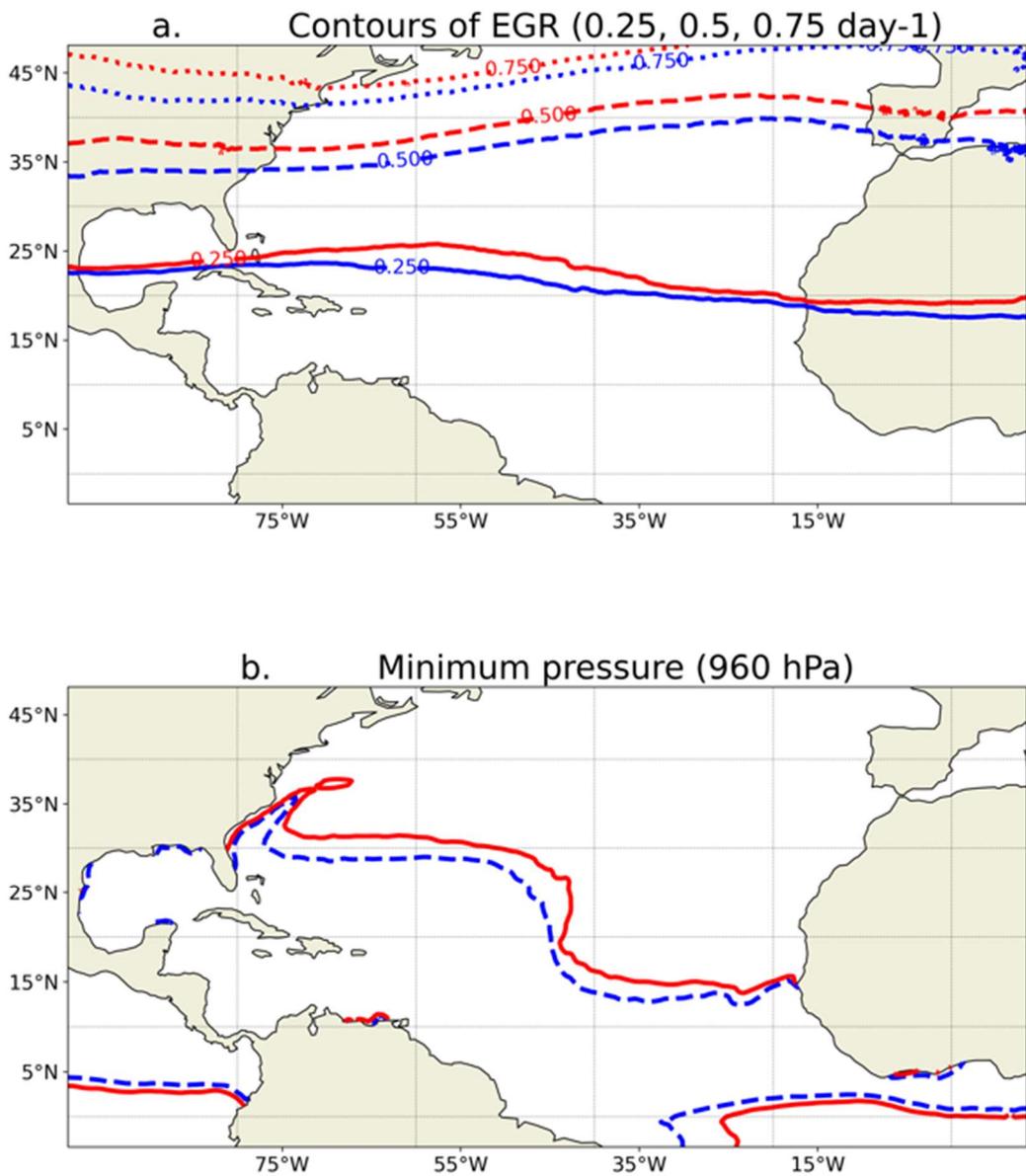


Figure 2.6 (a) Contours of mean Eady Growth rate for present-day (blue) and future climate (red) simulations. The solid lines represent the 0.25 day⁻¹ level, the dashed lines represent the 0.5 day⁻¹ level, and the dotted lines represent the 0.75 day⁻¹ level. (b) Contours of the 960-hPa theoretical pressure for present-day (blue dashed line) and future climate (red solid line) simulations.

2.3.4. ET seasonal cycle in future climate

To assess changes in the seasonality of ET events, the mean annual contribution of each month to the mean annual ET ratio was calculated. This indicator is calculated as follows: for each month and each year, the ET ratio is weighted by the monthly number of TC divided by the yearly total number of TC and then averaged over 30 years. This approach highlights the months when ET is most likely to occur, accounting for both the probability of TC occurrence and the conditional probability of ET.

In present-day simulations, September and October are the most significant contributors to the annual ET ratio, as highlighted in Hart & Evans (2001). During these two months, the number of TC and the baroclinic energy remain relatively high, providing favorable conditions for ET events. In future climate simulations, September and October remain the months when the baroclinic energy levels are highest. However, the ET season's peak appears to have shifted from September to October (Figure 2.7). Indeed, in future climate experiments, the simulated decrease in October ET events mean number is less significant than the simulated decrease in October mean number of TCs, suggesting a greater ET probability.

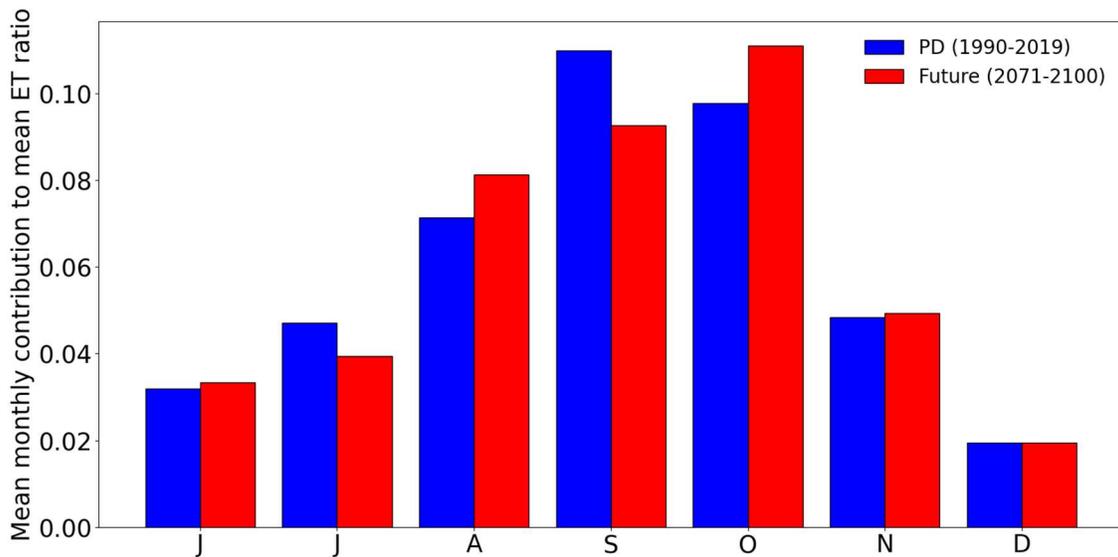


Figure 2.7 Monthly contribution to mean annual ET ratio for present-day (blue) and future climate (red) simulations from June to December.

2.3.5. Location of ET onsets

In this section, we focus on the impacts of ET locations, particularly to assess the threats they may pose to the U.S. and Canada coastal populations.

In both experiments, TCs that undergo ET reach their maximum intensity at higher latitudes compared to those that do not undergo ET (Figure 2.4 a and b). Indeed, TCs that are most likely to undergo ET need to sustain a minimum energy level at middle latitudes. However, no significant northward shift in maximum intensity location for TC undergoing ET is simulated (Figure 2.4 b). This finding partly explains why, despite the previously highlighted northward shift in the baroclinic zone in future climate simulations (Figure 2.6 a), transitions do not occur further north (Figure 2.8 a) in future climate simulations. These observations indicate that the mean meridional displacement between the maximum intensity and the ET onset locations does not significantly change under climate change. Additionally, the results show no significant change in the mean longitude of ET onsets (Figure 2.8 b).

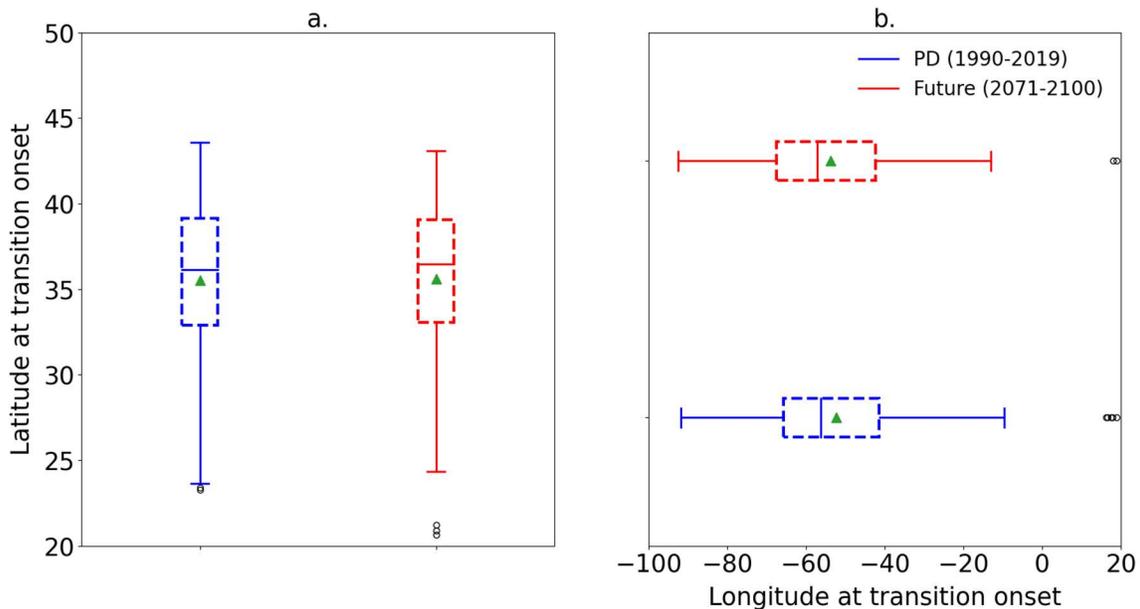


Figure 2.8 Box plot of the (a) latitude of ET onset for present-day (blue) and future climate (red) simulations and (b) longitude of ET onset for present-day simulations (blue) and future climate simulations (red). The box represents the interquartile range (IQR), containing 50% of the data; the upper edge of the box represents the 75th percentile (upper quartile - UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile - LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

The density map of ET onset, estimated with a Gaussian kernel, shows some minor differences (Figure 2.9), with more ET onsets occurring near the U.S. Northeastern coast around 35°N and 40 °N. This region corresponds to the zone where a pronounced northward shift in the theoretical minimum pressure is simulated in future climate experiments compared to present-day simulations (Figure 2.6 b).

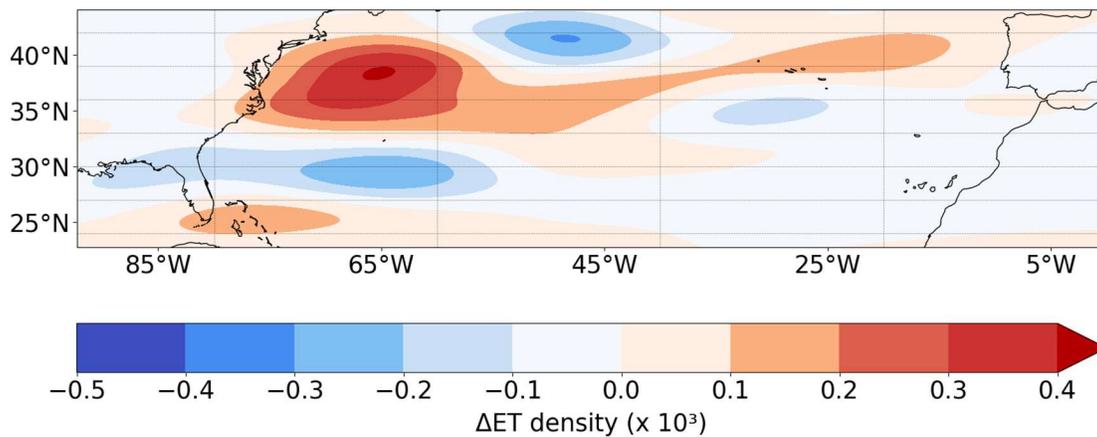


Figure 2.9 Difference in onset ET density between future climate and present-day simulations.

The overall lack of change in the mean ET onset latitude in future climate simulations might be explained by stronger tropical cyclones, which have slightly deeper low pressure (982 hPa compared to 986 hPa today) at the time of ET onset, compensating for the weaker mid-tropospheric baroclinic zone that drives energy release. Additionally, the upper-tropospheric baroclinic zone becomes stronger, further offsetting the mid-tropospheric weakening. As a result, these factors balance out, preventing significant shifts in the average latitude of extratropical transition onset.

2.3.6. Duration of ET in Future Climate

Here we investigate a potential change in the duration of ET events as high SSTs have been associated with low-transitioning storms, which are generally stronger than fast-transitioning storms (Hart et al. ,2006). The ET duration is defined as the time difference between the ET onset and ET completion. For ET events that are not completed within the regional domain, the ET completion time is defined as the time when the storm reaches the upper boundary of the spatial area.

The analysis shows no significant change in the ET duration for future climate simulations compared to present-day experiments (Figure 2.10 a). This conclusion also holds for storms where the transition is completed within the regional domain (Figure 2.10 b).

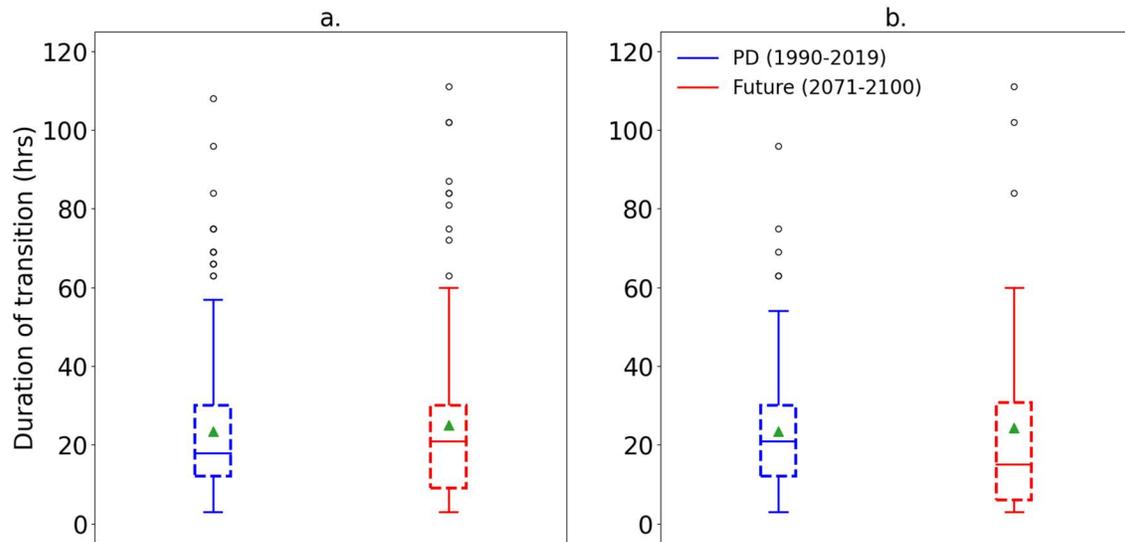


Figure 2.10 Box plot of the transition duration (in hours) for present-day experiments (blue) and future climate simulations (red) for: (a) all storms, and (b) storms for which the transition is completed within the regional zone. The box represents the interquartile range (IQR), containing 50% of the data; the upper edge of the box is the 75th percentile (upper quartile - UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile - LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

2.3.7. Energetics of Transitioning Storms in Future Climate

This section explores the energetic changes in transitioning storms under future climate scenarios, focusing on how their destructive potential evolves and the factors contributing to these changes. The destructive potential of transitioning storms is notably higher (+20.5%) in future climate simulations relative to present-day. This increase is reflected in the cumulative integrated kinetic energy over the transition period, which is significantly higher in future climate simulations (Figure 2.11). This increased destructive potential is partly attributed to a significantly higher latent heat flux (+17%) in future climate simulations during the transition, driven by higher SSTs (Figure 2.12 a). As expected, the available potential energy is significantly weaker in future climate simulations (Figure 2.12 b), suggesting a reduction in baroclinic conversion.

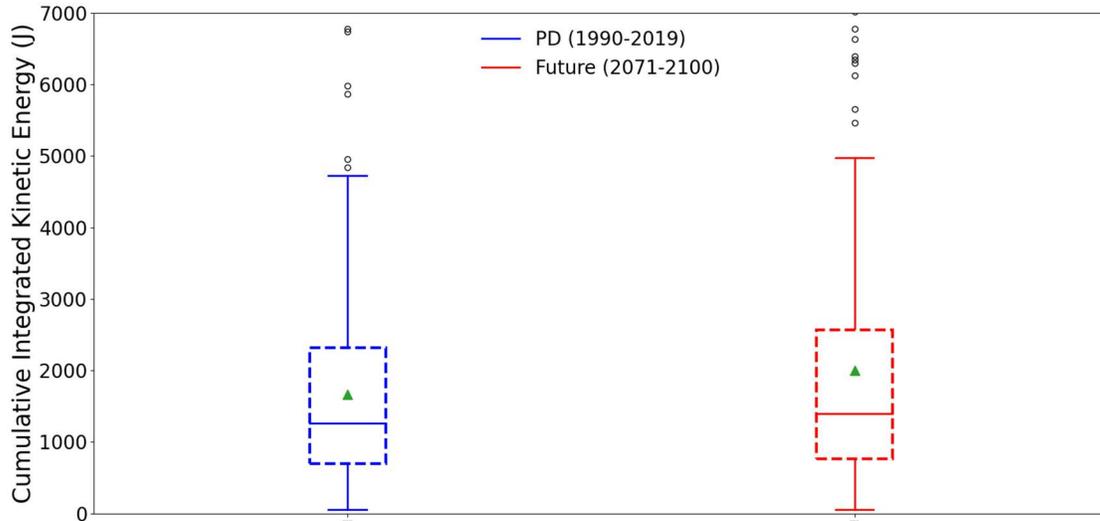


Figure 2.11 Box plot of Cumulative Integrated Kinetic Energy (in Joules) during the transition for present-day experiments (left) and future climate simulations (right). The box represents the interquartile range (IQR), containing 50% of the data; the upper edge of the box represents the 75th percentile (upper quartile - UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile - LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

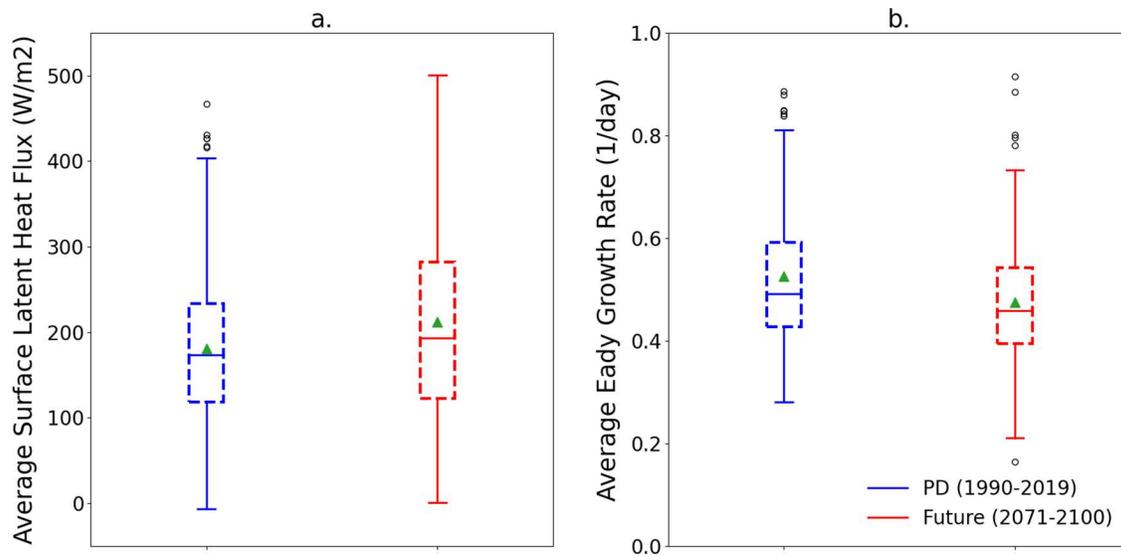


Figure 2.12 Box plot for present-day experiments (blue) and future climate simulations (red) for: (a) the Surface Latent Heat Flux during, and (b) the average 500-hPa Eady Growth Rate during the transition. The box represents the interquartile range (IQR) and contains 50% of the data; the upper edge of the box represents the 75th percentile (upper quartile - UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile - LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

2.3.8. Reintensification during transition

Reintensification of storms during the extratropical transition (ET) phase is a critical aspect to evaluate, as it influences the overall impact and longevity of transitioning storms. Reintensification during the transition phase is assessed using pressure differences and changes in Integrated Kinetic Energy (IKE). The analysis reveals that storms, on average, do not intensify during the transition, with no significant difference in the pressure change (Figure 2.13 a). On average, there is a slight increase in pressure for both experiments: +3.5 hPa for present-day simulations and +4.5 hPa for future climate simulations. Additionally, the relative difference in IKE also shows no significant variation between present-day and future climate simulations (Figure 2.13 b). Despite the increase in storm central pressure, there is a modest rise in IKE during the transition for both climate states (+6.6% for present-day experiments and +7.5% for future climate simulations), driven by the increase in storm size during the transition (Kozar & Misra, 2014).

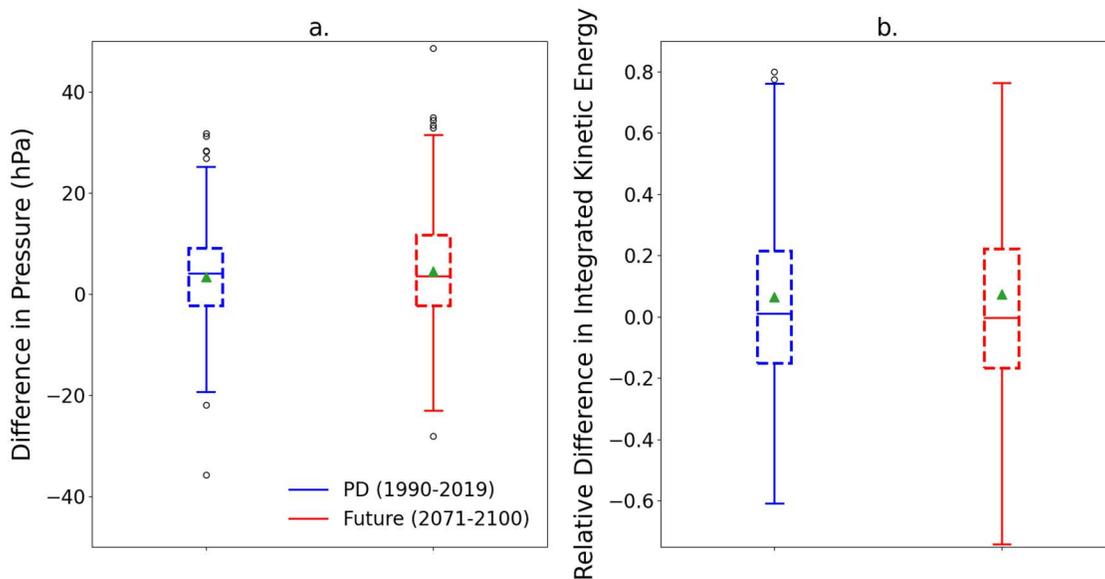


Figure 2.13 (a) Box plot in difference in pressure at the storm center during the transition for present-day (blue) and future climate (red) simulations and (b) Box plot in relative difference in Integrated Kinetic Energy (for present-day simulations (blue) and future climate simulations (red) during the transition. The box represents the interquartile range (IQR), containing 50% of the data; the upper edge of the box represents the 75th percentile (upper quartile - UQ) while the lower edge is the 25th percentile (lower quartile - LQ). The horizontal line within the box indicates the median, while the green triangle indicates the mean. The whiskers extend to the smallest and largest data points within 1.5 times the IQR from the quartiles. Points beyond the whiskers are considered outliers.

2.4 Discussion and Conclusions

This study investigates how extratropical transitions (ETs) in the North Atlantic basin might change by the end of the century under the RCP 8.5 climate scenario, using high-resolution climate simulations. While we found no significant difference in ET frequency, with the ET ratio (42.7%) in future climate simulations being nearly identical to that in present-day simulations (42.6%), our results indicate that transitioning storms in the future have greater potential destructiveness. Specifically, the Integrated Kinetic Energy associated with transitioning storms is significantly higher in future climate simulations, driven largely by increased surface latent flux rather than enhanced baroclinic energy. This result aligns with the findings by Cheung and Chu (2023), which also reported an increase in the potential destructiveness of ETs.

While our findings about the ET frequency results contrast with studies by Liu et al. (2017) and Baker et al. (2022), which reported a slight increase in ET frequency in the North Atlantic basin, our results are consistent with previous research indicating that TCs will become less frequent but more intense in the future (Bender et al., 2010; Knutson et al., 2020; Mallard, Lackmann, & Aiyyer, 2013). Our simulations also confirm a poleward migration of the maximum intensity of TCs (Lee et al., 2020), aligning with the expansion of TC cyclogenesis regions.

Our findings indicate that future climate simulations show a decrease and northward shift in the mid-tropospheric baroclinic zone, driven by polar amplification, along with a slight increase in the upper-tropospheric baroclinic zone due to warming in the tropical upper troposphere. This weakening of the baroclinic zone along with the decrease in the number of TCs explain the decrease in the number of ET events, which ultimately leads to the stability of the ET frequency.

Additionally, our results do not show a significant change in ET seasonality, with September and October remaining the primary months for ET events. However, the season's peak appears to have shifted from September to October, suggesting that large-scale environmental conditions may become more favorable for ET in October in future climate simulations.

No significant shift in the latitude of ET onsets is simulated in future climate simulations, although there is a slight increase in ET occurrences near the U.S. Northeastern coast. This could be due to more intense TCs reaching favorable baroclinic zones, which contrasts with Baker et al. (2022), who reported a decrease in

ET occurrences in this region, mainly explained by the poleward and eastward expansion of the cyclogenesis region.

Previous studies (Jung & Lackmann, 2019) suggested that the duration of ETs might be longer in the future due to higher SSTs, an empirical indicator of slow-transitioning storms (Hart et al., 2006), and due to reduced meridional SST gradient, which inhibits baroclinic conversion. However, despite an environment that is less baroclinic during ET, no significant difference in duration is simulated. However, the Cyclone Phase Space methodology we use in this study has the limitation of being unable to resolve the cyclone's inner-core structure (Evans et al., 2017) and hence may contribute to this finding.

Within the spatial zone considered, our study suggests that transitioning storms do not necessarily reintensify more in a warming environment, consistent with the findings of Jung and Lackmann (2023), due to a reduction in baroclinic conversion.

In conclusion, our study suggests that extratropical transitions will pose a greater risk for populations in the U.S. Northeastern coast and the Maritimes. However, uncertainties remain regarding the impact of global warming on ET frequencies and the spatial and temporal distribution of ET events. Further research is needed to address these uncertainties. Future studies should investigate the large-scale environmental conditions affecting the Northern Hemisphere, including East Pacific and North America. Hart and Evans (2006) emphasized that storms are more likely to intensify after interacting with a negatively-tilted rather than a positively-tilted trough. Therefore, a better understanding of how climate change will impact the occurrence of negative-tilted versus positive-tilted troughs will be crucial for grasping future ET dynamics. Additionally, the structure of post-transition storms warrants further exploration. Hart and Evans (2006) noted that warm-seclusion cyclones, which are more likely to cause damage, should be examined in the context of global warming. Assessing how global warming affects the post-transition structures of storms will enhance our understanding of future risks associated with ETs. Hart and Evans (2001) also mentioned that 50% of tropical cyclones making landfall between 1950 and 1996 were transitioning storms. Investigating the impact of global warming on the spatial pattern of transitioning storms that make landfall will be important for anticipating future damages. Finally, the simulations used in our study were atmospheric-only experiments with prescribed SST. Baker et al. (2022) demonstrated that high-resolution fully- coupled simulations may yield different outcomes compared to atmospheric-only simulations. For instance, while atmospheric-only simulations showed an equatorward shift in the completion latitude, fully

coupled simulations detected a poleward shift. Previous studies have highlighted the necessity of considering the ocean's negative feedback mechanism on tropical cyclones (Schade and Emanuel 1999; K. Emanuel et al. 2004). The winds associated with tropical cyclones induce upwelling of cold waters, which cools the sea surface temperature and inhibits the intensification of tropical cyclones (Schade and Emanuel 1999; K. Emanuel et al. 2004). The overestimation of the maximum wind can reach up to $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (K. Emanuel et al. 2004). Scoccimarro et al. (2017) demonstrated that a high coupling frequency could significantly reduce this bias. In the context of climate change, Huang et al. (2015) showed that this ocean feedback is expected to strengthen due to the increased ocean stratification, which could enhance the ocean's negative effect and reduce the expected intensification of tropical cyclones in certain regions of the North Atlantic. Therefore, further investigations using fully coupled models are needed to reconcile these discrepancies and build a comprehensive understanding of the impacts of climate change on extratropical transitions. Beyond the issue of ocean-atmosphere coupling, several studies have revealed the sensitivity of TCs to the parameters of convection schemes. For instance, an increase in the entrainment rate or in its minimum threshold leads to an increase in the number of TCs (Lim et al., 2015; Zhao et al., 2012). Indeed, a higher entrainment rate in convective plumes resulting in an enhanced lateral mixing reduces buoyancy, thereby inhibiting parametrized deep convection activity. This reduction leads to decreased condensation heating in the upper troposphere, while the lower troposphere becomes moister. As a result, the atmosphere becomes more stable, with higher levels of CAPE, these conditions being more favorable for dynamically-resolved convection. This, in turn, induces greater latent heat release, stronger vertical velocities, and enhanced surface heat fluxes, more favorable conditions for cyclogenesis. Therefore, it would be relevant to assess the impact of parameter changes in convection schemes on extratropical transitions as performed on TCs. Finally, our study did not address the question of precipitation associated with extratropical transitions, which is expected to increase in a warmer environment at a rate exceeding the Clausius-Clapeyron scaling (Jung & Lackmann, 2019, 2021). The simulations used in this study rely on a large-condensation scheme rather than on microphysical schemes. Yet, microphysical processes within clouds highly impact precipitation associated with tropical cyclones. The heavy rainfall linked to tropical cyclones is primarily associated with ice-phase microphysical processes (Wu et al., 2021). An adequate representation of these processes would thus be necessary to better simulate the average particle size and thereby assess the potential impact of a warmer climate on precipitation associated with extratropical transitions.

CONCLUSION

L'objectif de cette étude est d'analyser les impacts du changement climatique sur les transitions extratropicales, c'est-à-dire la transformation des cyclones tropicaux en tempêtes extratropicales dans l'Atlantique-Nord. A cette fin, des simulations à haute résolution, produites par la version du modèle régional canadien du climat (MRCC5) et pilotées par la version 4.8 du *Global Environment Multiscale* (GEM 4.8) ont été utilisées. Les simulations du climat du futur s'appuient sur un scénario pessimiste d'émissions de CO₂, RCP 8.5. Un algorithme de détection a été appliqué à ces simulations afin de recenser les tempêtes et cyclones tropicaux ainsi que les transitions extratropicales, permettant le calcul d'un taux de transition annuel.

Les résultats ont montré la bonne aptitude du modèle à reproduire le taux moyen annuel de transitions sur la période 1990-2019. L'analyse de l'environnement à l'échelle synoptique révèle, comme anticipé, une diminution de la baroclinicité dans le futur dans la moyenne troposphère. *A contrario*, une légère augmentation de la baroclinicité dans la haute troposphère, comme anticipé, a été simulée. Les résultats de cette étude sont aussi cohérents avec les résultats d'autres études qui montraient une baisse du nombre moyen annuel de tempêtes et de cyclones tropicaux mais une augmentation des événements extrêmes (Mallard et al., 2013; Knutson et al., 2020; Bender et al., 2010) . Une migration vers le pôle Nord de l'intensité maximale, définie dans notre étude comme la pression minimale atteinte au cours de la vie du cyclone, est aussi simulée dans les simulations du climat futur, ce résultat étant cohérent avec de précédentes études (Lee et al., 2020). Les résultats montrent une baisse du nombre moyen annuel de transitions extratropicales. Néanmoins, les taux de transition ne diffèrent pas, la baisse du nombre de transitions étant accompagnée par une baisse du nombre de cyclones. Ce résultat est en contradiction avec les études de (Liu et al., 2017; Baker et al., 2022) qui ont montré une légère augmentation des taux de transition dans le bassin Nord-Atlantique. La distribution temporelle des transitions est légèrement modifiée. Si Septembre et Octobre sont toujours les mois les plus propices aux transitions extratropicales, le pic semble s'être déplacé de Septembre à Octobre, suggérant une amélioration des conditions environnementales favorables aux transitions en Octobre dans les simulations du futur. La même conclusion s'applique à la distribution spatiale des transitions qui semble peu affectée par le changement climatique : une légère augmentation d'occurrence a été simulée près de la côte Est des États-Unis (entre le 35°N et le 40°N). Ce résultat diffère des conclusions de précédents travaux qui montrent une diminution de la fréquence dans cette zone au profit d'une augmentation de la fréquence dans le centre du bassin

Nord-Atlantique (Baker et al., 2022). De même, aucun changement dans la durée des transitions n'a été simulé dans cette étude, malgré des températures de la mer plus chaudes dans le futur, facteur empiriquement lié à des durées de transitions plus longues (Hart et al., 2006). En revanche, les résultats montrent bien une augmentation de l'intensité des transitions dans le futur en cohérence avec des travaux ultérieurs (Cheung & Chu, 2023; Jung & Lackmann, 2019, 2021, 2023; Michaelis & Lackmann, 2019, 2021). Celle-ci semble davantage liée à une hausse des flux de chaleur latente avec la surface qu'à une augmentation de la conversion barocline. Les résultats ne suggèrent pas une augmentation du risque d'intensification pendant la transition dans le domaine spatial considéré, confirmant ainsi les résultats de précédentes études (Jung & Lackmann, 2021, 2023).

Ainsi, l'étude semble confirmer que le changement climatique pourrait augmenter la dangerosité des transitions extratropicales. Si le scénario RCP 8.5 augmente la probabilité de détecter des signaux forts, il pourrait être aussi intéressant de tester des scénarios d'émission plus en phase avec les objectifs des instances mondiales. En outre, il reste cependant de nombreux points d'incertitude qu'il conviendrait d'éclaircir lors de prochaines études. L'impact du changement climatique sur la durée des transitions est, par exemple, une question non résolue. En effet, il a été montré que la méthodologie utilisée pour le diagnostic des transitions (*Cyclone Phase Space*) était peu efficace pour détecter les fins des transitions en raison de la présence d'un cœur chaud persistant dans certaines transitions (Evans et al., 2017). Jung & Lackmann (2023) ont essayé de mettre en place une méthodologie alternative, pour résoudre ce problème, basée sur la comparaison des niveaux entre le flux de chaleur latente, source d'énergie du cyclone tropical et la conversion barocline, source d'énergie du cyclone extratropical. Cette approche nécessite d'être encore améliorée et éprouvée. Une autre limite de l'étude est l'utilisation de simulations ne tenant pas compte des interactions air-océan. Plusieurs études (Schade & Emanuel, 1999; K. Emanuel et al., 2004) ont montré la nécessité de prendre en compte le mécanisme de rétroaction négative de l'océan sur les cyclones tropicaux. Les vents associés aux cyclones tropicaux provoquent une remontée d'eaux froides, ce qui refroidit la température de surface de la mer et inhibe l'intensification des cyclones tropicaux (Schade & Emanuel, 1999; K. Emanuel et al., 2004). La surestimation de l'intensité peut atteindre jusqu'à $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (K. Emanuel et al., 2004). Scoccimarro et al. (2011) ont montré que ce biais pouvait être fortement réduit avec une fréquence de couplage élevée (horaire). Dans le cadre du changement climatique, Huang et al. (2015) ont démontré que cette rétroaction océanique devrait se renforcer en raison de l'accentuation de la stratification de l'océan, ce qui pourrait amplifier l'effet négatif de l'océan et réduire l'intensification anticipée des cyclones tropicaux dans certaines régions de l'Atlantique Nord. Ainsi,

une modélisation adéquate des cyclones tropicaux nécessiterait un couplage océan-atmosphère avec une fréquence élevée. Dans le cadre des transitions extratropicales, ce sujet est d'autant plus important que Baker et al. (2022) ont montré que les modèles couplés et non-couplés pouvaient donner des résultats différents : une migration des transitions vers les pôles était simulée pour les modèles couplés tandis qu'une migration des transitions vers l'équateur était simulée pour les modèles non-couplés. En outre, pour s'assurer de la robustesse des résultats, il serait nécessaire d'utiliser plusieurs trajectoires simulées de modèles couplés, permettant ainsi une analyse sur un échantillon de données plus important. Au-delà de la question du couplage océan-atmosphère, plusieurs études ont révélé la sensibilité des cyclones tropicaux (TCs) aux paramètres des schémas de convection. Par exemple, une augmentation du taux d'entraînement ou de son seuil minimum entraîne une augmentation du nombre de TCs (Lim et al., 2015; Zhao et al., 2012). En effet, un taux d'entraînement plus élevé dans les panaches convectifs, induisant un mélange latéral accru, réduit la flottabilité, ce qui inhibe l'activité de la convection profonde paramétrée. Cette réduction entraîne une diminution du réchauffement par condensation dans la haute troposphère, tandis que la basse troposphère devient plus humide. En conséquence, l'atmosphère devient plus stable, avec des niveaux plus élevés d'énergie potentielle convective disponible (CAPE), des conditions qui sont plus favorables à la convection résolue dynamiquement. Cela, à son tour, induit un relâchement plus important de chaleur latente, des vitesses verticales plus élevées et des flux de chaleur de surface accrus, des conditions plus favorables à la cyclogenèse. Ainsi, il serait pertinent d'évaluer l'impact des changements de paramètres dans les schémas de convection sur les transitions extratropicales, comme cela a été fait pour les TCs. Enfin, notre étude n'a pas abordé la question des précipitations associées aux transitions extratropicales, qui devraient augmenter dans un environnement plus chaud à un rythme dépassant celui prédit par l'échelle de Clausius-Clapeyron (Jung & Lackmann, 2019, 2021). Les simulations utilisées dans cette étude reposent sur un schéma de grande condensation plutôt que sur des schémas microphysiques. Or, les processus microphysiques au sein des nuages influencent fortement les précipitations associées aux cyclones tropicaux. Les fortes précipitations liées aux cyclones tropicaux sont principalement associées aux processus microphysiques de phase glace (Wu et al., 2021). Une représentation adéquate de ces processus serait donc nécessaire pour mieux simuler la taille moyenne des particules et, ainsi, évaluer l'impact potentiel d'un climat plus chaud sur les précipitations associées aux transitions extratropicales.

Afin de mieux appréhender l'évolution future des transitions extratropicales, il pourrait être pertinent d'étudier l'impact du changement climatique sur la circulation atmosphérique de l'hémisphère Nord et

plus particulièrement sur l'occurrence des creux en altitude inclinés négativement, c'est-à-dire avec un axe s'étendant du Sud-Est au Nord-Ouest. En effet, Hart et al., (2006) ont montré que les risques d'intensification post-transition étaient plus élevés après interaction avec cette structure de creux plutôt qu'avec des creux inclinés positivement (axe du Sud-Ouest au Nord-Est). Les impacts sur la structure post-transition de la tempête pourraient aussi être étudiés de manière plus approfondie. En effet, il serait intéressant de quantifier l'évolution future de la fréquence d'occurrence des *warm-seclusion* cyclones, potentiellement plus dangereux (Hart et al., 2006). Enfin, le changement climatique peut potentiellement impacter les trajectoires spatiales des cyclones en transition qui représentent environ 50% des cyclones qui touchent terre (Hart & Evans, 2001). Ainsi, une meilleure compréhension de ces changements aiderait à mieux apprécier les risques auxquels sont exposées les populations et les infrastructures. Une politique efficace de couverture des dommages matériels nécessite d'étudier la transition extratropicale dans une optique assurantielle. Toutefois, les approches traditionnelles de détection des tempêtes ne sont pas adéquates pour la gestion des risques financiers liés aux cyclones tropicaux car il est très difficile d'attribuer des probabilités fiables à ces événements, notamment pour les tempêtes les plus intenses. Pour estimer une distribution de pertes et plus particulièrement les queues de distribution, il est, en effet, nécessaire de générer un nombre important de trajectoires de cyclones tropicaux et de transitions extratropicales. Les modèles climatiques traditionnels peinent à simuler de manière adéquate, les fréquences des atterrissages des tempêtes, ce qui constitue un frein à leur utilisation dans une optique de gestion des risques (Roberts et al., 2020). L'une des approches actuelles consiste à utiliser des modèles hybrides s'appuyant simultanément sur des méthodes statistiques, des modèles climatiques et des équations physiques (Carozza et al., 2024). Les modèles statistiques utilisent une ou plusieurs variables physiques comme prédicteurs et sont calibrés à partir d'observations historiques et/ou de produits de réanalyse. Les sorties de modèles climatiques sont utilisées comme forçages et permettent ainsi l'initialisation des prédicteurs dans les modèles statistiques. La génération d'un événement de cyclone tropical comprend quatre étapes : détermination de la localisation de la cyclogenèse, détermination de la trajectoire, détermination de l'intensité pour chaque point de la trajectoire, détermination de la taille et du profil radial de vent (Carozza et al., 2024). La fin du cyclone tropical est simulée lorsque le vent est inférieur à un seuil prédéfini. Cependant, cette approche ne tient pas compte de la complexité des processus physiques que connaissent les cyclones tropicaux, notamment les transitions extratropicales ou les phases de dissipation. Colette et al. (2010) ont identifié des variables physiques permettant de mieux simuler la probabilité et la vitesse de dissipation des cyclones tropicaux qui touchent terre. Dans le cadre des transitions extratropicales, une première étape est de calculer la probabilité de transition, pour un cyclone existant, à

l'aide d'une régression logistique dont les prédicteurs sont des variables physiques. Les paramètres de cette régression sont estimés à partir de la base *International Best Track Archive for Climate Stewardship* (IBTRaCS, Knapp et al., 2010) qui permet d'identifier, pour chaque bassin, les cyclones qui ont transitionné et, à partir d'un produit de réanalyse ERA5 (Hersbach et al., 2020) qui permet de calculer les valeurs des variables physiques pour chaque point de trajectoire des cyclones. Des travaux préliminaires ont montré que l'utilisation des variables physiques telles que *Eady Growth Rate*, la pression minimale théorique et le cisaillement du vent dans une régression logistique, permettait une modélisation efficace des probabilités de transition observées. Ainsi, ce modèle pourrait être utilisé avec des ensembles multimodèles simulant le climat futur pour quantifier les éventuels impacts financiers. Les étapes ultérieures devraient aussi comprendre la simulation de l'intensité du vent maximal, de la taille et du profil du vent pour les cyclones en transition.

RÉFÉRENCES

- Ahrens, C. D. (Ed.). (2009). *Meteorology today: An introduction to weather, climate, and the environment* (9. ed., International student ed). Brooks, Cole.
- Baker, A. J., Roberts, M. J., Vidale, P. L., Hodges, K. I., Seddon, J., Vannière, B., Haarsma, R. J., Schiemann, R., Kapetanakis, D., Tourigny, E., Lohmann, K., Roberts, C. D., & Terray, L. (2022). Extratropical Transition of Tropical Cyclones in a Multiresolution Ensemble of Atmosphere-Only and Fully Coupled Global Climate Models. *Journal of Climate*, *35*(16), 5283–5306. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0801.1>
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P., & Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *127*(573), 869–886. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757309>
- Bender, M. A., Knutson, T. R., Tuleya, R. E., Sirutis, J. J., Vecchi, G. A., Garner, S. T., & Held, I. M. (2010). Modeled Impact of Anthropogenic Warming on the Frequency of Intense Atlantic Hurricanes. *Science*, *327*(5964), 454–458. <https://doi.org/10.1126/science.1180568>
- Bieli, M., Camargo, S. J., Sobel, A. H., Evans, J. L., & Hall, T. (2019). A Global Climatology of Extratropical Transition. Part I: Characteristics across Basins. *Journal of Climate*, *32*(12), 3557–3582. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0518.1>
- Bister, M., & Emanuel, K. A. (1998). Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *65*(3–4), 233–240. <https://doi.org/10.1007/BF01030791>
- Bister, M., & Emanuel, K. A. (2002). Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity 1. Interannual to interdecadal variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *107*(D24). <https://doi.org/10.1029/2001JD000776>
- Blender, R., Fraedrich, K., & Lunkeit, F. (1997). Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *123*(539), 727–741. <https://doi.org/10.1002/qj.49712353910>
- Blender, R., & Schubert, M. (2000). Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. *Monthly Weather Review*, *128*(2), 377. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0377:CTIDSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0377:CTIDSA>2.0.CO;2)
- Carozza, D. A., Boudreault, M., Grenier, M., & Caron, L. (2024). UQAM-TCW: A Global Hybrid Tropical Cyclone Wind Model Based Upon Statistical and Coupled Climate Models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *16*(3), e2023MS003799. <https://doi.org/10.1029/2023MS003799>
- Cheung, H. M., & Chu, J.-E. (2023). Global increase in destructive potential of extratropical transition events in response to greenhouse warming. *Npj Climate and Atmospheric Science*, *6*(1), 137. <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00470-8>

- Colette, A., Leith, N., Daniel, V., Bellone, E., & Nolan, D. S. (2010). Using Mesoscale Simulations to Train Statistical Models of Tropical Cyclone Intensity over Land. *Monthly Weather Review*, *138*(6), 2058–2073. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3079.1>
- Dandoy, S., Pausata, F. S. R., Camargo, S. J., Laprise, R., Winger, K., & Emanuel, K. (2021). Atlantic hurricane response to Saharan greening and reduced dust emissions during the mid-Holocene. *Climate of the Past*, *17*(2), 675–701. <https://doi.org/10.5194/cp-17-675-2021>
- Eady, E. T. (1949). Long Waves and Cyclone Waves. *Tellus*, *1*(3), 33–52. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1949.tb01265.x>
- Emanuel, K. A. (1986). An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *43*(6), 585–605. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0585:AASITF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2)
- Emanuel, K. A. (1988). The Maximum Intensity of Hurricanes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *45*(7), 1143–1155. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1143:TMIOH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1143:TMIOH>2.0.CO;2)
- Emanuel, K. A. (1991). The Theory of Hurricanes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, *23*(1), 179–196. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.001143>
- Emanuel, K., DesAutels, C., Holloway, C., & Korty, R. (2004). Environmental Control of Tropical Cyclone Intensity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *61*(7), 843–858. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<0843:ECOTCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<0843:ECOTCI>2.0.CO;2)
- Evans, C., & Hart, R. E. (2008). Analysis of the Wind Field Evolution Associated with the Extratropical Transition of Bonnie (1998). *Monthly Weather Review*, *136*(6), 2047–2065. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2051.1>
- Evans, C., Wood, K. M., Aberson, S. D., Archambault, H. M., Milrad, S. M., Bosart, L. F., Corbosiero, K. L., Davis, C. A., Dias Pinto, J. R., Doyle, J., Fogarty, C., Galarneau, T. J., Grams, C. M., Griffin, K. S., Gyakum, J., Hart, R. E., Kitabatake, N., Lentink, H. S., McTaggart-Cowan, R., ... Zhang, F. (2017). The Extratropical Transition of Tropical Cyclones. Part I: Cyclone Evolution and Direct Impacts. *Monthly Weather Review*, *145*(11), 4317–4344. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0027.1>
- Fan, W., McGuire, J. J., De Groot-Hedlin, C. D., Hedlin, M. A. H., Coats, S., & Fiedler, J. W. (2019). Stormquakes. *Geophysical Research Letters*, *46*(22), 12909–12918. <https://doi.org/10.1029/2019GL084217>
- Garner, A. J., Kopp, R. E., & Horton, B. P. (2021). Evolving Tropical Cyclone Tracks in the North Atlantic in a Warming Climate. *Earth's Future*, *9*(12), e2021EF002326. <https://doi.org/10.1029/2021EF002326>
- Gilford, D. M. (2021). pyPI (v1.3): Tropical Cyclone Potential Intensity Calculations in Python. *Geoscientific Model Development*, *14*(5), 2351–2369. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-2351-2021>
- Gray, W. M. (1979). Hurricanes: Their formation, structure, and liley role in the tropical circulation. In D. B. Shaw (Ed.), *Meteorology Over the Tropical Oceans* (pp. 155–218). Royal Meteorological Society.

- Gualdi, S., Scoccimarro, E., & Navarra, A. (2008). Changes in Tropical Cyclone Activity due to Global Warming: Results from a High-Resolution Coupled General Circulation Model. *Journal of Climate*, 21(20), 5204–5228. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI1921.1>
- Harr, P. A., & Elsberry, R. L. (2000). Extratropical Transition of Tropical Cyclones over the Western North Pacific. Part I: Evolution of Structural Characteristics during the Transition Process. *Monthly Weather Review*, 128(8), 2613–2633. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<2613:ETOTCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<2613:ETOTCO>2.0.CO;2)
- Hart, R. E. (2003). A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131(4), 585–616. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0585:ACPSDF>2.0.CO;2)
- Hart, R. E., & Evans, J. L. (2001). A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. *Journal of Climate*, 14(4), 546–564. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0546:ACOTET>2.0.CO;2)
- Hart, R. E., Evans, J. L., & Evans, C. (2006). Synoptic Composites of the Extratropical Transition Life Cycle of North Atlantic Tropical Cyclones: Factors Determining Posttransition Evolution. *Monthly Weather Review*, 134(2), 553–578. <https://doi.org/10.1175/MWR3082.1>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hill, K. A., & Lackmann, G. M. (2011). The Impact of Future Climate Change on TC Intensity and Structure: A Downscaling Approach. *Journal of Climate*, 24(17), 4644–4661. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3761.1>
- Huang, P., Lin, I.-I., Chou, C., & Huang, R.-H. (2015). Change in ocean subsurface environment to suppress tropical cyclone intensification under global warming. *Nature Communications*, 6(1), 7188. <https://doi.org/10.1038/ncomms8188>
- Ingrosso, R., & Pausata, F. S. R. (2024). Contrasting consequences of the Great Green Wall: Easing aridity while increasing heat extremes. *One Earth*, 7(3), 455–472. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2024.01.017>
- Insurance Information Institute*. (n.d.). Insurance Information Institute. <https://www.iii.org/>
- Jones, S. C., Harr, P. A., Abraham, J., Bosart, L. F., Bowyer, P. J., Evans, J. L., Hanley, D. E., Hanstrum, B. N., Hart, R. E., Lalaurette, F., Sinclair, M. R., Smith, R. K., & Thorncroft, C. (2003). The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Weather and Forecasting*, 18(6), 1052–1092. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2003\)018<1052:TETOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2003)018<1052:TETOTC>2.0.CO;2)
- Jung, C., & Lackmann, G. M. (2019). Extratropical Transition of Hurricane Irene (2011) in a Changing Climate. *Journal of Climate*, 32(15), 4847–4871. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0558.1>

- Jung, C., & Lackmann, G. M. (2021). The Response of Extratropical Transition of Tropical Cyclones to Climate Change: Quasi-Idealized Numerical Experiments. *Journal of Climate*, *34*(11), 4361–4381. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0543.1>
- Jung, C., & Lackmann, G. M. (2023). Changes in Tropical Cyclones Undergoing Extratropical Transition in a Warming Climate: Quasi-Idealized Numerical Experiments of North Atlantic Landfalling Events. *Geophysical Research Letters*, *50*(8), e2022GL101963. <https://doi.org/10.1029/2022GL101963>
- Kain, J. S., & Fritsch, J. M. (1990). A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *47*(23), 2784–2802. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2)
- Keyser, D., Reeder, M. J., & Reed, R. J. (1988). A Generalization of Petterssen's Frontogenesis Function and Its Relation to the Forcing of Vertical Motion. *Monthly Weather Review*, *116*(3), 762–781. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0762:AGOPFF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0762:AGOPFF>2.0.CO;2)
- Klein, P. M., Harr, P. A., & Elsberry, R. L. (2000). Extratropical Transition of Western North Pacific Tropical Cyclones: An Overview and Conceptual Model of the Transformation Stage. *Weather and Forecasting*, *15*(4), 373–395. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0373:ETOWNP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0373:ETOWNP>2.0.CO;2)
- Knapp, K. R., Kruk, M. C., Levinson, D. H., Diamond, H. J., & Neumann, C. J. (2010). The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): Unifying Tropical Cyclone Data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *91*(3), 363–376. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2755.1>
- Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C. L., Emanuel, K., Ho, C.-H., Kossin, J., Mohapatra, M., Satoh, M., Sugi, M., Walsh, K., & Wu, L. (2019). Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part I: Detection and Attribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *100*(10), 1987–2007. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0189.1>
- Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C. L., Emanuel, K., Ho, C.-H., Kossin, J., Mohapatra, M., Satoh, M., Sugi, M., Walsh, K., & Wu, L. (2020). Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part II: Projected Response to Anthropogenic Warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *101*(3), E303–E322. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1>
- Kossin, J. P., Emanuel, K. A., & Vecchi, G. A. (2014). The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity. *Nature*, *509*(7500), 349–352. <https://doi.org/10.1038/nature13278>
- Kossin, J. P., Knapp, K. R., Olander, T. L., & Velden, C. S. (2020). Global increase in major tropical cyclone exceedance probability over the past four decades. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *117*(22), 11975–11980. <https://doi.org/10.1073/pnas.1920849117>
- Kozar, M. E., & Misra, V. (2014). Statistical Prediction of Integrated Kinetic Energy in North Atlantic Tropical Cyclones. *Monthly Weather Review*, *142*(12), 4646–4657. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00117.1>
- Lackmann, G. (2011). *Midlatitude synoptic meteorology: Dynamics, analysis, and forecasting*. American Meteorological Society.

- Lee, C.-Y., Camargo, S. J., Sobel, A. H., & Tippett, M. K. (2020). Statistical–Dynamical Downscaling Projections of Tropical Cyclone Activity in a Warming Climate: Two Diverging Genesis Scenarios. *Journal of Climate*, *33*(11), 4815–4834. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0452.1>
- Lehmann, J., Coumou, D., Frieler, K., Eliseev, A. V., & Levermann, A. (2014). Future changes in extratropical storm tracks and baroclinicity under climate change. *Environmental Research Letters*, *9*(8), 084002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/084002>
- Levina, G. V., & Montgomery, M. T. (2015). When will Cyclogenesis Commence Given a Favorable Tropical Environment? *Procedia IUTAM*, *17*, 59–68. <https://doi.org/10.1016/j.piutam.2015.06.010>
- Lim, Y.-K., Schubert, S. D., Reale, O., Lee, M.-I., Molod, A. M., & Suarez, M. J. (2015). Sensitivity of Tropical Cyclones to Parameterized Convection in the NASA GEOS-5 Model. *Journal of Climate*, *28*(2), 551–573. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00104.1>
- Lindzen, R. S., & Farrell, B. (1980). A Simple Approximate Result for the Maximum Growth Rate of Baroclinic Instabilities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *37*(7), 1648–1654. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<1648:ASARFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<1648:ASARFT>2.0.CO;2)
- Liu, M., Vecchi, G. A., Smith, J. A., & Murakami, H. (2017). The Present-Day Simulation and Twenty-First-Century Projection of the Climatology of Extratropical Transition in the North Atlantic. *Journal of Climate*, *30*(8), 2739–2756. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0352.1>
- Malardel, S. (2009). *Fondamentaux de météorologie: À l'école du temps* (2e éd). Cépaduès-éd.
- Mallard, M. S., Lackmann, G. M., & Aiyyer, A. (2013). Atlantic Hurricanes and Climate Change. Part II: Role of Thermodynamic Changes in Decreased Hurricane Frequency. *Journal of Climate*, *26*(21), 8513–8528. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00183.1>
- Mallard, M. S., Lackmann, G. M., Aiyyer, A., & Hill, K. (2013). Atlantic Hurricanes and Climate Change. Part I: Experimental Design and Isolation of Thermodynamic Effects. *Journal of Climate*, *26*(13), 4876–4893. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00182.1>
- Michaelis, A. C., & Lackmann, G. M. (2019). Climatological Changes in the Extratropical Transition of Tropical Cyclones in High-Resolution Global Simulations. *Journal of Climate*, *32*(24), 8733–8753. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0259.1>
- Michaelis, A. C., & Lackmann, G. M. (2021). Storm-Scale Dynamical Changes of Extratropical Transition Events in Present-Day and Future High-Resolution Global Simulations. *Journal of Climate*, *34*(12), 5037–5062. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0472.1>
- Mitchell-Wallace, K. (Ed.). (2017). *Natural catastrophe risk management and modelling: A practitioner's guide*. John Wiley and Sons, Inc.
- National Hurricane Center and Central Pacific Hurricane Center (National Oceanic and Atmospheric Administration). (n.d.). <https://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml>

- Pasch, R. J., Reinhart, B. J., & Alaka, L. (2023, March 23). *National Hurricane Center Tropical Cyclone Report*. National Oceanic and Atmospheric Administration. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL072022_Fiona.pdf
- Pettersen, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting: Volume I: Motion and Motion Systems* (2nd ed.). McGraw-Hill.
- Pielke, R. A., Gratz, J., Landsea, C. W., Collins, D., Saunders, M. A., & Musulin, R. (2008). Normalized Hurricane Damage in the United States: 1900–2005. *Natural Hazards Review*, 9(1), 29–42. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1527-6988\(2008\)9:1\(29\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1527-6988(2008)9:1(29))
- Powell, M. D., & Reinhold, T. A. (2007). Tropical Cyclone Destructive Potential by Integrated Kinetic Energy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(4), 513–526. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-4-513>
- Rajasree, V. P. M., Cao, X., Ramsay, H., Núñez Ocasio, K. M., Kilroy, G., Alvey, G. R., Chang, M., Nam, C. C., Fudeyasu, H., Teng, H.-F., & Yu, H. (2023). Tropical cyclogenesis: Controlling factors and physical mechanisms. *Tropical Cyclone Research and Review*, 12(3), 165–181. <https://doi.org/10.1016/j.tcr.2023.09.004>
- Rantanen, M., Räisänen, J., Sinclair, V. A., & Lento, J. (2020). The extratropical transition of Hurricane Ophelia (2017) as diagnosed with a generalized omega equation and vorticity equation. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 72(1), 1721215. <https://doi.org/10.1080/16000870.2020.1721215>
- Roberts, M. J., Camp, J., Seddon, J., Vidale, P. L., Hodges, K., Vannièrè, B., Mecking, J., Haarsma, R., Bellucci, A., Scoccimarro, E., Caron, L., Chauvin, F., Terray, L., Valcke, S., Moine, M., Putrasahan, D., Roberts, C. D., Senan, R., Zarzycki, C., ... Wu, L. (2020). Projected Future Changes in Tropical Cyclones Using the CMIP6 HighResMIP Multimodel Ensemble. *Geophysical Research Letters*, 47(14), e2020GL088662. <https://doi.org/10.1029/2020GL088662>
- Schade, L. R., & Emanuel, K. A. (1999). The Ocean's Effect on the Intensity of Tropical Cyclones: Results from a Simple Coupled Atmosphere–Ocean Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(4), 642–651. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<0642:TOSEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<0642:TOSEOT>2.0.CO;2)
- Schubert, M., Perlwitz, J., Blender, R., Fraedrich, K., & Lunkeit, F. (1998). North Atlantic cyclones in CO₂-induced warm climate simulations: Frequency, intensity, and tracks. *Climate Dynamics*, 14(11), 827–838. <https://doi.org/10.1007/s003820050258>
- Scoccimarro, E., Fogli, P. G., Reed, K. A., Gualdi, S., Masina, S., & Navarra, A. (2017). Tropical Cyclone Interaction with the Ocean: The Role of High-Frequency (Subdaily) Coupled Processes. *Journal of Climate*, 30(1), 145–162. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0292.1>
- Scoccimarro, E., Gualdi, S., Bellucci, A., Sanna, A., Giuseppe Fogli, P., Manzini, E., Vichi, M., Oddo, P., & Navarra, A. (2011). Effects of Tropical Cyclones on Ocean Heat Transport in a High-Resolution Coupled General Circulation Model. *Journal of Climate*, 24(16), 4368–4384. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4104.1>

- Shapiro, M. A., & Keyser, D. (1990). Fronts, Jet Streams and the Tropopause. In C. W. Newton & E. O. Holopainen (Eds.), *Extratropical Cyclones* (pp. 167–191). American Meteorological Society. https://doi.org/10.1007/978-1-944970-33-8_10
- Studholme, J., Fedorov, A. V., Gulev, S. K., Emanuel, K., & Hodges, K. (2022). Poleward expansion of tropical cyclone latitudes in warming climates. *Nature Geoscience*, *15*(1), 14–28. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00859-1>
- Sundqvist, H., Berge, E., & Kristjánsson, J. E. (1989). Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model. *Monthly Weather Review*, *117*(8), 1641–1657. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2)
- Wu, D., Zhang, F., Chen, X., Ryzhkov, A., Zhao, K., Kumjian, M. R., Chen, X., & Chan, P.-W. (2021). Evaluation of Microphysics Schemes in Tropical Cyclones Using Polarimetric Radar Observations: Convective Precipitation in an Outer Rainband. *Monthly Weather Review*, *149*(4), 1055–1068. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0378.1>
- Zarzycki, C. M., Thatcher, D. R., & Jablonowski, C. (2017). Objective tropical cyclone extratropical transition detection in high-resolution reanalysis and climate model data. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *9*(1), 130–148. <https://doi.org/10.1002/2016MS000775>
- Zhao, M., Held, I. M., & Lin, S.-J. (2012). Some Counterintuitive Dependencies of Tropical Cyclone Frequency on Parameters in a GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *69*(7), 2272–2283. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0238.1>