

Rapport de stage de fin d'études N° 1118

Réflexion sur le développement d'un indicateur croisé Océan Atmosphère pour le monitoring des Cyclones Tropicaux avec le système global de prévision océanique Mercator Océan

PAR

CAROLINE AGIER & CLAUDE VANROYEN

Météo-France

caroline.agier@meteo.fr

claud.vanroyen@meteo.fr



**PROJET D'APPLICATION RÉALISÉ À MERCATOR OCEAN DU 13 MAI AU 27 JUIN 2008, SOUS LA
DIRECTION DE MME SILVANA BUARQUE.
REFERANT METEO FRANCE : HERVE GIORDANI**

**PROMOTION D'ELEVES TECHNICIENS SUPERIEURS D'EXPLOITATION DE LA METEOROLOGIE
2006/2008**



METEO FRANCE

Remerciements

Nos remerciements vont à Monsieur Pierre Bahurel, Directeur du Groupement d'Intérêt Public (GIP) Mercator Ocean de nous avoir donné l'opportunité d'effectuer ce stage. En effet, nous n'aurions pu effectuer notre travail sans que l'équipe Mercator Ocean nous mette à disposition un environnement de travail performant, ni sans leur accueil qui a grandement facilité notre intégration. Nous remercions le service informatique (Bertrand par exemple qui s'est même proposé pour relire notre rapport !) tout comme les Prévisionnistes Didier et David, Véronique et tous ceux que l'on oublie et qui ont aussi contribué à une ambiance de travail très agréable. Cette ambiance est également due à la présence de stagiaires très motivés avec lesquels l'émulation scientifique est très profitable à tous.

Nous tenons particulièrement à remercier Silvana Buarque pour toute l'aide qu'elle nous a apportée, pour sa réactivité et sa gentillesse. Nous sommes heureux d'avoir contribué à améliorer l'analyse des signaux océaniques pour le monitoring des cyclones. Cela était possible grâce aux outils d'exploitation de la production mis à disposition par le biais de la boîte à outils THOAD (Transparent Handling of Operational and Additional Data). Par ailleurs, même si nous n'avons pas réussi à libérer plus de temps pour discuter avec Hervé Giordani, notre référent Météo France, son expérience dans le domaine nous a permis de mieux appréhender la complexité de la physique des processus mis en jeu, problèmes qui n'ont pu être contournés en si peu de temps, qu'en ayant une approche simple pour ne tenir compte que des aspects les plus significatifs.

Enfin, cette expérience nous a été très profitable et nous a permis de mieux prendre conscience de l'environnement de travail qui sera le nôtre d'ici peu.

Résumé Court

Depuis janvier 2007, Mercator Ocean évalue l'aptitude de son Système d'Analyse et de Prévision Opérationnelle (SAPO) haute résolution à participer au monitoring des Cyclones Tropicaux (CT) en examinant l'évolution de la température de surface de la mer (Sea Surface Temperature, SST), l'anomalie du niveau de la mer (Sea Level Anomaly, SLA), le contenu thermique (Tropical Cyclone Heat Potential, TCHP) et la profondeur de l'isotherme 26°C (D26), en relation avec la pression atmosphérique estimée au centre du CT. Ces paramètres estimés à partir de l'observation satellitaire sont diffusés quotidiennement par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et utilisés par des prévisionnistes comme un indicateur supplémentaire lors de l'évaluation des changements de l'intensité des CT. En effet, ces paramètres portent l'information océanique de basse fréquence et grâce à cela les renseignements sur le « temps passé » (observations et analyses) peuvent déjà constituer un excellent indicateur océanique pour évaluer une tendance d'intensification d'un CT. Mais que sait-on des variations hautes fréquences des paramètres océaniques et leurs conséquences sur l'intensification des CT ?

Ce travail examine les prévisions Mercator en analysant à la fois des paramètres intégrant la variabilité de haute fréquence et aussi leurs corrélations avec la pression centrale observée. La répartition de l'énergie disponible dans l'océan, en phase avec les processus favorisant les échanges vers l'atmosphère, est mise en évidence au travers de la définition et de l'exploitation de l'ITCHC ; Interacting Tropical Cyclone Heat Content. Sur cette base, un indicateur croisé océan atmosphère portant l'information de haute fréquence est proposé et validé pour 26 cas de CT observés entre janvier 2007 et juin 2008.

Résumé Long

L'Océan représente 70 % de la surface de notre planète et plus de 95 % de l'eau disponible sur la Terre. C'est aussi un énorme réservoir d'énergie et de ce fait, l'étude de ses interactions avec l'atmosphère est capitale pour la compréhension et la prévision des phénomènes météorologiques dans leur ensemble. Du point de vue énergétique, l'océan emmagasine et redistribue autant de chaleur que l'atmosphère, permettant ainsi de contribuer au rééquilibrage énergétique entre les pôles et l'équateur. De plus, comme l'atmosphère, l'océan est composé d'une couche mince de fluide entraînée par la rotation de la terre, ce qui explique que ces deux milieux subissent une influence marquée de la force de Coriolis. Les observations par satellite ont par ailleurs montrées qu'il existe de grandes similitudes dans les comportements de ces deux milieux. En effet, les mouvements de grande échelle sont gouvernés par des contrastes ou gradients entre les paramètres qui caractérisent ces milieux. Dans l'atmosphère, les zones de forts contrastes de température ou d'humidité sont à l'origine d'écoulements qui favorisent notamment les mécanismes d'ascendance à grande échelle. De façon analogue, ce sont les gradients de température et de salinité qui sont à l'origine des courants océaniques de grande échelle. Malgré les efforts dans le domaine de la modélisation des écoulements atmosphériques d'une part, et océaniques d'autre part, les échanges en termes d'énergie et de masse entre ces deux milieux ont des impacts météorologiques qui restent encore méconnus à ce jour. Si la prévision atmosphérique opérationnelle a très tôt montré l'intérêt capital de son développement pour la protection des « sociétés humaines », les progrès dans la prévision océanographique opérationnelle sont très récents. Néanmoins, on peut aujourd'hui prévoir l'état futur de l'océan et cela notamment grâce au Groupe d'Intérêt Public (GIP) Mercator Ocean, dont la qualité de production numérique se rapproche à grand pas de celle utilisée à des fins de prévisions météorologiques. Toutefois, l'océanographie opérationnelle étant une innovation technologique récente, située au croisement de nombreux domaines scientifiques, il faut un certain temps avant qu'elle ne soit suffisamment éprouvée et qu'elle ne devienne incontournable. Elle offre déjà d'énormes possibilités d'améliorer notre compréhension des phénomènes qui se trouvent être à l'origine des différents « climats » de la planète, grâce à sa capacité de suivre les évolutions de l'état de l'océan en temps réel. Que se soit dans la compréhension de la dynamique physique de l'océan, ou de ses interactions avec la recherche halieutique et l'étude de la faune/flore marine, ou encore pour la prévision météorologique qu'elle soit saisonnière ou liée à la surveillance de phénomènes atmosphériques dangereux, l'océan joue un rôle fondamental dans tous ces domaines. C'est pourquoi l'amélioration des outils opérationnels dans le domaine de l'océanographie permettrait d'associer à l'information sur l'état de l'atmosphère, celle de l'état de l'océan, et cela

pour un coût moindre par rapport à l'utilisation de modèles couplés ayant une résolution suffisante. Ces derniers seront néanmoins certainement capables, dans le futur, de simuler l'écoulement diphasique dans son ensemble, et du fait, pourront implicitement tenir compte des différents échanges et interactions à l'interface océan atmosphère.

Le surveillance ou « monitoring » des Cyclones Tropicaux (CT) utilise la position observée en temps réel pour mettre en œuvre simultanément la prévision de la trajectoire et de l'intensité du phénomène. Etant donné les enjeux socio-économiques, toute avancée même minime concernant la profondeur d'anticipation de la prévision est capitale. L'actualité récente a prouvé qu'aujourd'hui encore ces phénomènes montrent une grande part d'imprévisibilité dans l'évolution de leurs caractéristiques (leur position mais aussi et surtout leur intensité). Ajouté à cela, le fait que près de 50 % de la population mondiale vit à moins de 100 km des côtes, il va en conséquence de l'amélioration des prévisions, la vie de milliards d'individus et la réduction de l'impact économique, qui peut être dans certaines régions du monde bien plus meurtrier que l'impact du phénomène lui-même.

Dans ce contexte, Mercator Ocean propose pour le monitoring et la prévision des CT la version « océan forcé à l'échelle mondiale ». En effet, parce qu'il a été montré que la principale source d'énergie d'un cyclone est l'océan, l'information de la répartition de l'énergie disponible en temps réel peut déjà nous apporter une indication. Cette information est déjà estimée à partir de l'observation satellitaire, diffusé quotidiennement par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et utilisé par des prévisionnistes comme un indicateur supplémentaire lors de l'évaluation des changements d'intensité des CT. Cependant, l'estimation faite du contenu thermique à partir de l'observation satellite donne l'information de basse fréquence de l'océan. Il serait donc intéressant de quantifier lors de l'intensification d'un CT, l'apport des variations haute fréquence des paramètres océaniques fournis par le système global de prévision Mercator. C'est sous cette approche que le sujet de ce stage a été abordé.

Ce travail examine les prévisions Mercator en analysant à la fois des paramètres intégrant la variabilité de haute fréquence et aussi leurs corrélations avec la pression centrale observée. La répartition de l'énergie disponible dans l'océan, en phase avec les processus favorisant les échanges vers l'atmosphère, est mise en évidence au travers de la définition et de l'exploitation de l'ITCHC ; Interacting Tropical Cyclone Heat Content. Sur cette base, un indicateur croisé océan atmosphère portant l'information de haute fréquence est proposé et validé pour 26 cas de CT observés entre janvier 2007 et juin 2008. Sur l'ensemble de nos résultats, l'exploitation de l'Interacting Tropical Cyclone Heat Content (ITCHC). Sur cette base, un indicateur croisé océan atmosphère portant l'information haute fréquence est proposé et validé pour 26 cas de CT observés entre janvier 2007 et juin 2008. Sur l'ensemble de nos résultats, l'exploitation du champ d'ITCHC a montré que ce

signal fait apparaître des noyaux énergétiques évoluant à la même fréquence que le phénomène atmosphérique. Afin de quantifier l'énergie utile disponible dans l'environnement du CT, l'ITCHC est normalisé par rapport à une constante définie par la climatologie traduisant le besoin quotidien d'un CT en énergie. La normalisation de l'ITCHC par cette constante donne origine à l'Indicateur de Célérité Cyclonique (ICC). L'ICC a montré dans plusieurs cas pris arbitrairement sa capacité d'anticipation sur l'évolution de l'intensité. Nous avons ainsi pu confirmer le caractère prédictif intrinsèque à la méthode qui consiste à fonder un lien entre une quantité d'énergie se trouvant dans l'eau et l'intensification d'un phénomène évoluant dans l'atmosphère. Les réarrangements dynamiques des réservoirs énergétiques, en particulier à l'avant du CT, qui ont été mis en évidence sur le cas de FITOW-2007 mais qui peuvent également être observés dans d'autres cas (RAMMASUN-2008 par exemple) semblent être correctement pris en compte par la méthode, au moins lorsque le forçage atmosphérique est cohérent avec un CT. Sur l'échantillon représentatif des bons forçages nous avons pu quantifier l'apport de cette information dynamique sur l'aspect prédictif de la méthode. Cependant, même lorsque nous ne disposons pas d'une bonne représentation du CT dans le forçage, voire même en son absence totale, la corrélation entre la valeur de l'ICC au jour J et la valeur de la pression au jour J+1 est encore proche de 40%. Ce résultat est, selon nous, le plus important et il confirme le caractère prédictif de la méthode en validant le filtrage de la quantité d'énergie totale pour représenter l'énergie utile au processus atmosphérique.

En termes de perspectives, les développements associés à cette étude seront prochainement utilisés pour valider le nouveau système global de prévision océanique de Mercator, qui bénéficiera d'un saut technologique (nouveaux systèmes d'assimilation et modèle numérique). Par ailleurs, le suivi des CT en mode opérationnel peut favoriser l'apprentissage des mécanismes en jeu lors de son intensification et/ou changement de trajectoire. Le repérage et l'étude en temps différé de cas singuliers, peu notamment aider dans l'identification plus précise du rôle de l'océan dans l'activité cyclonique. A titre d'exemple, il a été remarqué que l'intensification d'un cyclone est parfois corrélée à un brusque changement de direction, ce qui semble indiquer que non seulement l'océan influence son intensité mais aussi sa trajectoire.

MOTS CLEFS : Océanographie physique – Indicateur Océan Atmosphère – Prévision – Cyclones Tropicaux – Transferts Energétiques

Sommaire

| | |
|--|----|
| Remerciements | 3 |
| Résumé Court | 5 |
| Résumé Long | 7 |
| Sommaire | 11 |
| Introduction | 13 |
| 1. Les Cyclones Tropicaux | 17 |
| 1.1. Leur genèse | 17 |
| 1.2. Leur évolution | 18 |
| 1.3. Leur dynamique | 18 |
| 1.4. Leur structure | 19 |
| 1.5. Les conditions de cyclolyse | 20 |
| 1.6. Leur devenir dans le climat futur | 21 |
| 2. État de l'art du monitoring et de la prévision des Cyclones Tropicaux | 23 |
| 2.1. Les Cyclones Tropicaux vus par les observations satellitaires | 23 |
| 2.2. Les Cyclones Tropicaux vus par les modèles numériques globaux | 24 |
| 3. Le système global de prévision océanique Mercator | 25 |
| 3.1. L'assimilation de données | 25 |
| 3.2. La production pré opérationnelle | 26 |
| 3.3. Caractéristiques du modèle de circulation océanique | 28 |
| 3.4. L'exploitation en dehors de la chaîne de production | 29 |
| 4. Les indicateurs cycloniques prévus | 31 |
| 4.1. La température de surface de la mer | 31 |
| 4.2. La hauteur de la surface de la mer | 32 |
| 4.3. La profondeur de l'isotherme 26°C | 32 |
| 4.4. Le contenu thermique | 32 |
| 4.5. La couche de mélange océanique | 33 |
| 4.6. L'énergie du vent | 33 |
| 5. Un nouvel indicateur croisé océan atmosphère | 35 |
| 5.1. Validation événementielle | 38 |
| 5.2. Validation statistique | 45 |
| 5.3. Applications opérationnelles | 47 |
| Conclusions et perspectives | 51 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 53 |
| ANNEXES | 55 |
| ANNEXE 1 : Bassins d'activité cyclonique régulière | 57 |
| ANNEXE 2 : Description du cycle de Carnot dans le cas d'un cyclone | 59 |
| ANNEXE 3 : Classification des phénomènes selon les bassins océaniques | 63 |
| ANNEXE 4 : Tous les résultats concernant les 26 CT étudiés | 65 |

Introduction

Depuis les récents progrès aussi bien scientifiques que technologiques dans le développement des outils numériques de simulation des milieux océaniques, nous disposons de puissants outils permettant de mettre en oeuvre une surveillance et une évaluation en temps réel de l'état du milieu océanique, et cela d'un point de vue global. Pour ce faire, les comportements de nombreux paramètres physiques sont simulés, dont les plus parlant sont : la température, la salinité ou encore la vitesse des courants marins. Ainsi, avec la mise en conditions opérationnelles de certains modèles à l'échelle du globe, il est possible de prévoir l'évolution temporelle de l'ensemble de ces paramètres en tous points des océans interconnectés, comme dans toute la colonne d'eau, avec une profondeur d'une quinzaine de jours dans la prévision. Maintenant que cette étape a été franchie avec succès, il reste à canaliser ces nouvelles informations pour produire des données permettant d'améliorer la compréhension des phénomènes océanographiques et de mieux appréhender les évolutions du « Climat Océanique ».

Actuellement, une des questions primordiales concerne l'exploitation des données analysées et prévues, sous formes de champs synthétiques, intégrant par exemple l'influence de plusieurs paramètres, et pouvant être suffisants en vue d'une aide à la prise de décision ou encore pour permettre d'affiner/valider les prévisions atmosphériques. Pour cela, il est tout d'abord nécessaire de connaître très précisément les besoins de chaque utilisateur potentiel de ce type de données, afin d'adapter en conditions opérationnelles le post-traitement des données brutes permettant une utilisation « conviviale » de tels produits par des utilisateurs non experts. En effet, les produits finaux (champs de données océanographiques) devront contenir une information « intégrée » et facilement assimilable, que ce soit par des prévisionnistes atmosphériques ou encore des personnels non scientifiques.

Dans un premier temps, sont particulièrement visés les indicateurs permettant de caractériser l'état de l'océan et ses régimes (« Ocean Climate Monitoring »), les indicateurs océaniques pour le climat (phénomènes couplés où le facteur océanique est déterminant), les indicateurs associés aux écosystèmes (évolution de l'écosystème causée par les variations du milieu ambiant océanique), enfin, ceux permettant une aide à la prise de décision en terme de gestion et de sécurisation du milieu maritime lors d'une situation d'urgence. C'est dans ce dernier domaine que l'on retrouve la problématique concernant le monitoring des Cyclones Tropicaux (CT). Les progrès dans ce domaine sont particulièrement attendus et la moindre avancée qui permettrait d'accroître la

profondeur d'anticipation de tels phénomènes destructeurs aura un impact humain et économique particulièrement important.

Le présent rapport porte sur l'étude d'un nouvel indicateur croisé océan atmosphère pour la prévision et surveillance des CT. Seule l'aspect « intensification » est étudié car pour prévoir la trajectoire du système, les méthodes utilisées en conditions opérationnelles reposent principalement sur l'utilisation de modèles atmosphériques dynamiques, déterministes et statistiques. En effet, la trajectoire d'un cyclone dépend essentiellement de son environnement synoptique. Les résultats qui découlent de ces méthodes permettent de dégager des scénarios de plus ou moins fortes probabilités. Ils sont regroupés pour produire un champ synthétique représentant un faisceau de trajectoires prévues dans lequel doit se trouver la trajectoire réelle. Il est cependant encore très difficile de prédire précisément la progression de ces « objets » météorologiques à plus de 24 heures ou 36 heures d'échéance. On estime aujourd'hui qu'une prévision est « bonne » lorsque la dérive reste de l'ordre de 50km pour 24h d'échéance, entre la position simulée et la position observée, ce qui est deux fois mieux qu'il y a 30 ans. Il faut mettre en rapport l'ordre de grandeur de cette erreur « acceptée » avec la résolution spatiale actuelle des simulations atmosphériques globales. Avec une maille de l'ordre de 20 à 30 km, il est tout à fait cohérent d'avoir une erreur sur la position d'un CT qui soit du même ordre de grandeur. Bien entendu, cette erreur sur le positionnement diminue régulièrement avec l'augmentation de la résolution des simulations et donc avec l'augmentation de la capacité de calcul des microprocesseurs. En conséquence, de grands progrès sont attendus dans ce domaine grâce aux futurs modèles globaux, hautes résolutions, dans lesquels seront implémentés des modules permettant de prendre en compte une description plus précise des processus physiques. Rappelons en effet que pour introduire une représentation de la convection dans les modèles atmosphériques par exemple, il est nécessaire d'avoir une résolution spatiale 10 fois inférieure à celle des modèles globaux actuels, c'est à dire de l'ordre de 2 à 3 km.

Si la prévision des trajectoires des CT enregistre des progrès constants, les performances des prévisions d'intensité stagnent depuis près de 20 ans. L'intensité d'un cyclone dépend en grande partie des interactions océan atmosphère, mais aussi d'autres processus d'interaction incluant une très large gamme d'échelles spatio-temporelles, qui ne sont pas toutes correctement représentées dans les modèles atmosphériques globaux. Même si l'augmentation de la résolution des modèles peut à l'avenir permettre de mieux représenter les interactions d'échelles, il reste que sans une représentation plus précise de l'influence des couches superficielles de l'océan, d'où le cyclone tire le principal de son énergie, il ne sera pas possible de prévoir l'intensification du phénomène avec une fiabilité suffisante. C'est pourquoi il est intéressant de constater que les outils numériques

simulant les comportements océaniques, avec une résolution comparable à celle des modèles atmosphériques globaux, peuvent apporter une expertise de l'intensification de ce type de phénomènes. Il serait particulièrement intéressant de coupler à la prévision du contenu énergétique des couches superficielles de l'océan, celle des trajectoires correspondant aux scénarios choisis au préalable lors de la prévision de la progression du cyclone dans le flux atmosphérique. En effet, Buarques *et al.* (2007) ont montré qu'un cyclone se renforce lorsqu'il passe au-dessus d'une zone de fort potentiel thermique, caractérisée par une profondeur importante de l'isotherme 26°C. Lorsqu'il évolue sur ce type de zones, l'intensification du cyclone passe en général par une baisse de la pression au coeur corrélée à une augmentation de la force des vents, qui se traduit le plus souvent par un saut de classe dans l'échelle de Saffir-Simpson. A l'inverse, d'autres observations ont montré qu'au dessus d'une zone ne disposant que de peu d'énergie, l'intensité du cyclone tend à faiblir, voire même jusqu'à entraîner sa « mort ».

Il est évidemment séduisant de penser que de nouveaux champs océaniques produits dans des conditions opérationnelles permettraient d'associer à la prévision de l'évolution spatio-temporelle de la position du système, la prévision de son intensité. Le cas d'école du cyclone Katrina nous permet de prendre conscience du nombre de vies qui pourraient être sauvées si l'on pouvait alerter le public lorsqu'il est pressenti qu'un tel événement pourrait être si violent. Si ce cyclone était resté de classe 3 tout en suivant la même route, tout se serait passé différemment. C'est bien dans le cas de CT qui paraissent tout à fait "conventionnels" et qui s'intensifient brusquement pour atteindre les limites extrêmes des échelles humaines, que le danger est le plus grand. Dans le cas du cyclone Katrina, en moins de 24 heures après l'alerte d'évacuation émise lorsque le cyclone s'est renforcé au niveau 5, il s'est rapproché des côtes pour atteindre la Louisiane et a causé, comme nous le savons tous, tant de pertes humaines et matérielles que le traumatisme est encore présent dans cette région des Etats-Unis. C'est en ce sens que fournir un indicateur de l'évolution de l'intensité d'un tel phénomène est primordial pour mieux prévenir des risques encourus et alerter les populations à bon escient sur le niveau de risque potentiel. Notons par ailleurs que l'évolution climatique observée depuis ces dernières décennies montre une tendance, selon les experts, vers l'augmentation de l'intensité moyenne des CT, plutôt que de leur nombre (Emanuel K. 2000). En effet, avec l'augmentation de la température des eaux de surface et l'accroissement du déséquilibre énergétique entre les basses couches et la haute atmosphère qui en découle, l'intensité des phénomènes naturels tendant à rétablir l'équilibre augmentera considérablement tout au long du prochain siècle. Cette hypothèse du renforcement des CT, qui provoque actuellement de grandes discussions entre scientifiques, est largement étayée par les dernières observations. Parmi les 10 cyclones les plus puissants jamais vus dans l'Atlantique par exemple, 5 d'entre eux ont été observés depuis l'année 2000. Il est même probable que dans un futur proche l'échelle de Saffir-Simpson ne soit plus adaptée à la

classification des phénomènes extrêmes. Il faut donc s'attendre, dès aujourd'hui, à un impact grandissant des CT, dont les conséquences seront en plus aggravées par la hausse rapide du niveau des océans, mettant en péril des populations dans l'incapacité de se protéger.

Si ce préambule montre l'intérêt d'étudier les indicateurs océaniques pour le monitoring des CT, il n'en est pas moins que le choix de ces indicateurs comme l'interprétation de ces nouvelles données doivent être éprouvés, pour permettre une intégration de ces nouveaux outils dans des conditions d'utilisation opérationnelle.

Dans la première partie de ce rapport nous proposons un bref rappel des concepts et fondements théoriques qui permettent de comprendre la formation et la structure d'un cyclone tropical. Dans la deuxième partie nous présentons rapidement l'état de l'art dans le domaine du monitoring des CT. La troisième partie quant à elle porte sur le système global de prévision opérationnelle Mercator Ocean. La quatrième partie de ce rapport concerne les indicateurs océaniques prévus par les systèmes opérationnels. Enfin, dans la dernière partie, nous proposons un nouvel Indicateur de Célérité Cyclonique, ainsi que sa validation au travers de tous les cyclones présents dans la base de donnée Mercator (26 CT couvrant la période de janvier 2007 à juin 2008), avant de présenter nos conclusions et les perspectives à apporter à ce travail.

1. Les Cyclones Tropicaux

Le mot cyclone est un terme météorologique générique qui désigne un système dépressionnaire à coeur chaud en rotation. On peut trouver dans la littérature plusieurs types de perturbations appelées « cyclones » mais ayant des caractéristiques variables suivant le lieu où ils se forment. Ainsi, même si les dépressions peuvent être appelées « cyclones », ce terme reste davantage réservé aux systèmes qui se forment au-dessus des eaux chaudes des mers tropicales, les Cyclones Tropicaux (CT). Les CT sont nommés différemment selon les bassins océaniques sur lesquels ils se forment : on les appellera Ouragans dans l'Atlantique Nord, le golfe du Mexique et l'est du Pacifique Nord ou Typhon dans l'ouest du Pacifique Nord et la Mer de Chine méridionale.

1.1. Leur genèse

La figure A1.1. (Annexe 1) montre les bassins où une activité cyclonique est régulièrement observée, autrement dit les régions réunissant les conditions nécessaires à la formation des CT.

Tout d'abord, il faut un précurseur atmosphérique assurant les conditions de cyclogenèse: il peut s'agir d'une zone dépressionnaire, d'un amas nuageux, d'une ligne de grains ou encore d'une onde tropicale associée à la fois à de la convection et à de la convergence de basses couches. Cette dernière provoque des mouvements ascendants, qui permettent à l'air humide de s'élever.

Puis une source d'énergie suffisante. Plusieurs études ont montré que la température de la surface de l'océan doit être supérieure ou égale à 26°C sur au moins 50 m de profondeur, et sur une très grande surface, afin que la chaleur latente libérée par l'évaporation de surface et la condensation en milieu de troposphère, puisse fournir l'énergie nécessaire à l'épanouissement du cyclone.

L'humidité est aussi un facteur important. Si celle-ci est inférieure à 40%, le cyclone ne peut se former. En revanche, si elle est supérieure à 70% la formation du cyclone est favorisée.

L'influence de la force de Coriolis est essentielle. En effet, elle permet d'une part le déclenchement du mouvement tourbillonnaire, et d'autre part, le maintient des basses pressions. Ceci explique pourquoi un cyclone ne se forme jamais sur la bande équatoriale située entre 5° nord et 5° sud.

Enfin, pour que la structure prenne forme, il faut un faible cisaillement vertical du vent, c'est à dire une direction et une force homogène. Si cette condition n'est pas vérifiée, l'énergie du système peut alors se dissiper et le mouvement tourbillonnaire disparaître.

Toutes ces conditions n'impliquent pas forcément la formation d'un cyclone, mais un cyclone ne peut se former sans qu'elles ne soient satisfaites.

1.2. Leur évolution

Lorsque les conditions favorables à son développement sont remplies, la présence d'air chaud et humide dans les basses couches engendre un flux ascendant qui modifie en conséquence les conditions barométriques. On constate alors d'une part, de la convergence associée à un abaissement de la pression dans les basses couches, et d'autre part, une hausse de la pression à la tropopause, résultant de la divergence du flux au moment où il vient buter sur l'inversion de température à la limite de la troposphère. La force de Coriolis, quant à elle, provoque une déviation des vents, ce qui empêche le comblement du système dépressionnaire et entraîne sa mise en rotation.

Le renforcement de ce gradient de pression surface/tropopause est directement corrélé à l'accroissement de la vitesse du vent à la surface. Une fois le mécanisme enclenché, on observe un enroulement des nuages de basse couche qui se trouvent aspirés par la zone dépressionnaire et, pris dans le flux ascendant, ils finissent par être expulsés vers l'extérieur au niveau de la tropopause, dans un mouvement divergent anticyclonique.

Notons que lors du processus de formation comme pendant toute la durée de vie du cyclone, c'est toujours l'apport d'énergie engendré par la libération de la chaleur latente qui permet le creusement de la dépression. Dans une moindre mesure, les CT tirent également leur énergie de la différence de température air-mer.

1.3. Leur dynamique

Le différentiel de pression entre la tropopause et les basses couches pilote le flux subsident d'air sec d'origine stratosphérique. Cet air chaud et très sec se charge en humidité lorsqu'il est répandu dans les basses couches avant d'être entraîné dans la zone de convergence.

Le flux vertical ascendant alimente le cyclone en énergie (Figure 1) et assure la liaison entre les flux horizontaux convergents de basses couches et divergents à la tropopause. Le flux convergent, humidifié par l'évaporation rapide des eaux chaudes, engendre un air saturé qui vient alimenter les nuages formant le cyclone.

Trois forces influent principalement sur le comportement de ces deux flux horizontaux : la force de Coriolis, la force centrifuge et la force de pression.

La force de Coriolis, issue de la vitesse de rotation de la planète, imprime au flux une déviation vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Elle est ainsi à l'origine du mouvement rotationnel du CT et sa présence conditionne l'apparition d'un cyclone.

Au stade de maturité du CT, la force centrifuge (dirigée du centre vers l'extérieur) s'oppose à la force de pression (dirigée des hautes vers les basses valeurs, donc de l'extérieur vers l'intérieur du CT). De ce fait, il existe une zone de calme au cœur du cyclone, qui correspond à une zone dans laquelle il y a équilibre entre force de pression et force centrifuge.

Ces forces agissant dans la dynamique du CT entraînent des flux de masse subsidents en périphérie du cyclone et en son centre, dans la « zone d'accalmie » ou « oeil du cyclone ».

1.4. Leur structure

A sa maturité un CT est une masse nuageuse importante dont les caractéristiques sont cependant très variables et dont la dimension peut aller de 500 à 1500 km de diamètre. Les récents progrès de l'observation par satellite ont permis de mieux comprendre son organisation spatiale en bandes spiralées, qui convergent vers l'œil du cyclone.

Bien que situé au centre de la tempête tropicale, l'œil du cyclone est la partie la plus calme. Sa forme est celle d'un entonnoir, avec généralement un diamètre de 20 à 60 km. Cette zone est caractérisée par un minimum de pression à la surface, un vent faible, un ciel principalement clair et des précipitations nulles. En mer, la convergence des vagues donne le sentiment d'une mer énorme et désordonnée.

Même si la formation de l'œil n'est pas encore totalement élucidée, cette zone est supposée être produite par l'intense mouvement en spirale du cyclone et/ou par le lent affaissement de l'air. L'air subsident subit alors une compression adiabatique, ce qui provoque une anomalie d'air chaud. L'œil est donc la zone la plus chaude (cœur chaud) du cyclone avec des températures de 10 à 15°C plus forte que son environnement. Rappelons que l'air chaud et sec de l'œil du cyclone est d'origine stratosphérique, ce qui explique que même à la tropopause nous pouvons voir jusqu'à 10°C de plus dans son œil qu'à sa périphérie.

La masse nuageuse très dense qui entoure entièrement l'œil du cyclone est appelée le mur de l'œil. Le mur est principalement composé de cumulonimbus dont l'extension verticale correspond à l'épaisseur totale de la troposphère. Il peut avoir un rayon de 150 km et les vents comme les précipitations y sont les plus intenses. Comme pour l'œil du cyclone, les mécanismes de formation à l'origine du mur sont encore mal connus, même si l'intensité des mouvements ascendants et subsidents observés dans cette zone laisse penser que le fort cisaillement qui en découle en serait à l'origine.

Plus loin, à la suite du mur de l'œil se trouvent les bandes spiralées, composées de nuages convectifs de types cumulonimbus et/ou cumulus. Elles engendrent souvent des averses et des

orages, mais plus on s'éloigne du centre du cyclone plus l'extension verticale de ces nuages est faible.

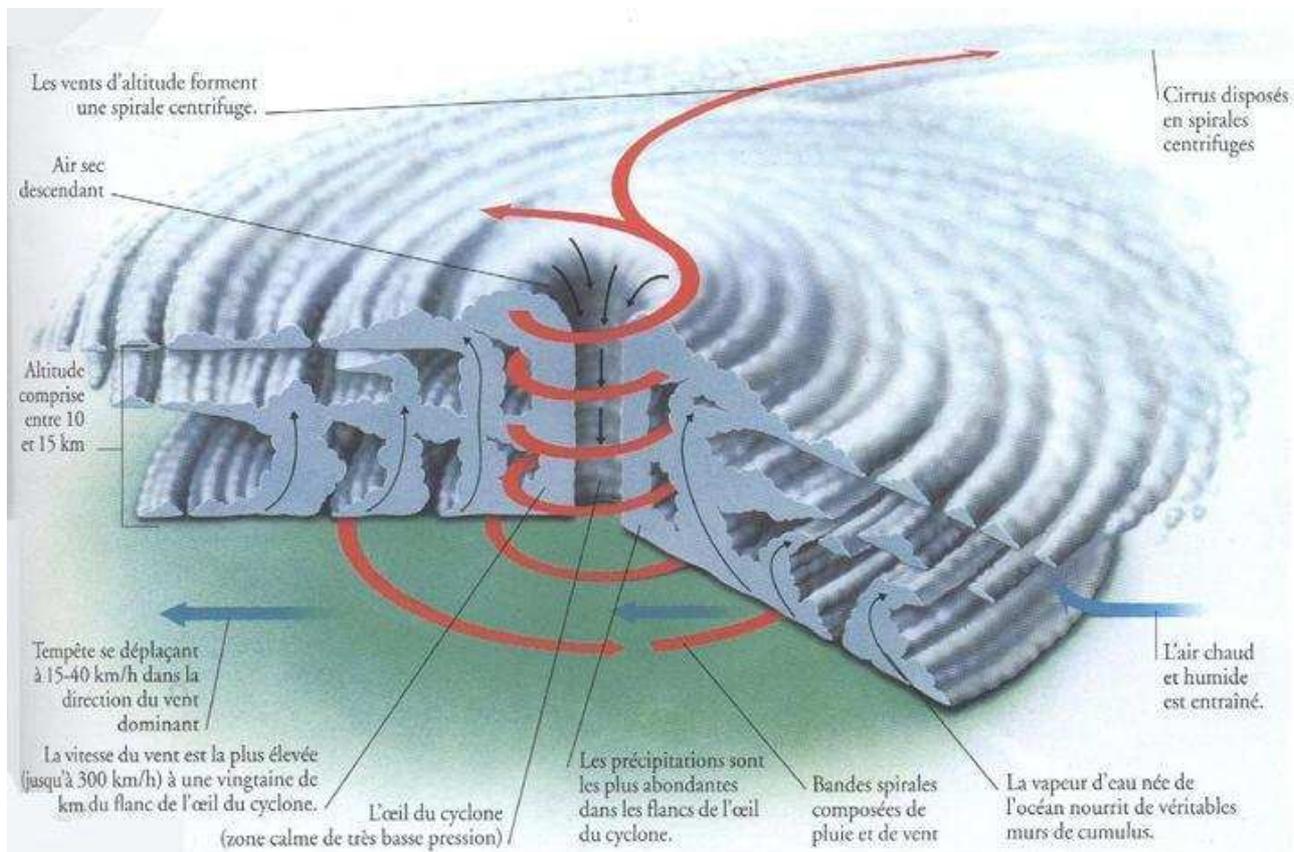


FIGURE 1 : SCHEMA DE LA STRUCTURE D'UN CYCLONE TROPICAL

1.5. Les conditions de cyclolyse

Plusieurs facteurs jouent un rôle important dans la cyclolyse :

- Des eaux de surface « froides » (inférieures à 26°C d'après la climatologie) ralentissant le processus d'évaporation ;
- Un fort cisaillement vertical du vent déstabilisant la structure verticale du cyclone, dans ce cas une grande partie de son énergie est dissipée par opposition à ce cisaillement ;
- Une advection d'air froid dans les basses couches inhibant de fait la convection ;
- Une couche d'air très sec en moyenne troposphère;
- L'arrivée dans des régions très proches de l'Equateur où la diminution de l'effet de la force de Coriolis affaiblit le mouvement cyclonique.

Aussi, lorsque le CT dissipe plus d'énergie cinétique par les interactions avec la surface (rugosité de la mer ou effet de reliefs des terres) que ce qui lui est fournie par la libération de la chaleur latente (évaporation puis condensation) il entame sa dégénérescence : sa pression centrale augmente,

l'intensité des vents diminue et le cyclone se comble progressivement. En effet, lorsque le CT atterrit, sa dissipation est souvent observée en moins de vingt-quatre heures. La nature de la surface et les forces de frottement sur terre ralentissent le flux convergent d'air chaud et humide dans les basses couches qui alimente le flux d'air ascendant. Toutefois, si le cyclone est assez puissant il peut conserver suffisamment d'énergie pour traverser quelques centaines de kilomètres terrestres, en perdant un peu d'intensité. Une fois de retour sur une surface océanique, il peut se développer à nouveau si toutes les conditions nécessaires sont réunies, et en particulier s'il retrouve une source d'énergie suffisante.

1.6. Leur devenir dans le climat futur

De nombreux chercheurs étudient l'activité cyclonique, en particulier depuis que se fait sentir « le réchauffement climatique global ». Qu'il soit d'origine naturelle ou anthropique, l'augmentation globale de la température est belle et bien une réalité. Toutes les études prospectives montrent par ailleurs que cette augmentation se poursuivra au moins durant tout le prochain siècle. Il est donc important d'anticiper sur cette évolution climatique, pour mieux comprendre les variations des conditions météorologiques qui en découleraient.

Kerry Emanuel (2005) a défini un indicateur de l'effet destructeur des CT, fondé sur la dissipation de leur énergie totale et il a montré que cet indicateur augmente depuis le milieu des années 70. Ses résultats suggèrent une augmentation du pouvoir destructif des CT. Il a analysé les conséquences d'une augmentation de la température terrestre sur l'intensité et la fréquence de formation des cyclones tropicaux, à l'aide d'un modèle simplifié qui repose sur le concept du « cycle de Carnot » (Cf. annexe 2). La variation de température étant directement liée à l'augmentation de l'émission de CO₂ anthropique suivant les évolutions attendues en terme de démographie et de normes environnementales dans la production industrielle. D'après les scénarios mis en œuvre pour estimer ces changements, il apparaît que l'intensité maximum des cyclones augmenterait remarquablement d'ici 50 à 100 ans. Il n'existe cependant aucune preuve scientifique qui pourrait justifier une augmentation de leur fréquence. Outre l'influence directe de l'augmentation de la température, les résultats montrent une tendance vers l'affaiblissement des vents en altitude dans les zones tropicales. Ce comportement pourrait lui aussi influencer l'activité cyclonique en ayant pour effet de diminuer considérablement le cisaillement vertical de vent. Cela aurait principalement deux impacts à considérer séparément. D'une part, la structure d'un CT sera en conséquence plus stable et sa durée de vie moyenne s'en trouvera fortement augmentée. D'autre part, la diminution du cisaillement de vents sous les tropiques, pourra avoir un effet sur leur fréquence. Ainsi, l'augmentation globale des surfaces d'eau chaude, dont la température est supérieure à 26°C,

pourrait étendre les zones propices au CT à des latitudes plus élevées, et donc accroître globalement le risque potentiel de leur formation.

On pourrait donc s'attendre, dans le futur, à voir apparaître ce type de phénomènes à des latitudes inhabituelles. Dans tous les cas, si rien ne prouve qu'il y aura effectivement plus de cyclones, cela reste néanmoins une éventualité à ne pas écarter totalement.

2. État de l'art du monitoring et de la prévision des Cyclones Tropicaux

Selon le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), « Beaucoup de zones côtières connaîtront des niveaux accrus d'inondation, d'érosion accélérée, de perte de terres humides et d'intrusion d'eau de mer dans les sources d'eau douce à la suite du réchauffement de la planète et des changements climatiques. »

2.1. Les Cyclones Tropicaux vus par les observations satellitaires

L'Atlantic Oceanographic Meteorological Laboratory (AOML) a mis à disposition sur son site Web¹ en temps quasi-réel et sur les régions de surveillance cyclonique définies par l'OMM quatre indicateurs océaniques d'intensification cyclonique issus de l'observation satellitaire :

- La profondeur de l'isotherme 26°C (Depth 26°C Isotherm, D26) ;
- Le contenu thermique potentiel (Tropical Cyclone Heat Potential, TCHP) ;
- L'anomalie de la hauteur de mer (Sea Level Anomaly, SLA) ;
- La température de surface de la mer (Sea Surface Temperature, SST).

La profondeur de l'isotherme 26°C est estimée grâce à l'étroite relation qui existe entre la hauteur de mer, appelé également hauteur dynamique et le champ de masse de l'océan. Il s'agit d'un modèle bicouche où l'isotherme 20°C est d'abord localisée car elle se trouve en dessous de la thermocline principale. Elle est souvent employée comme un indicateur des variations de l'épaisseur de la Couche de Mélange Océanique (CMO) sur l'Atlantique tropical ouest et particulièrement dans le Golfe du Mexique. On suppose alors que la majeure partie de la variabilité de la hauteur de la mer est due aux changements de profondeur de la thermocline principale (d'origine barotrope, pas de stratification). La profondeur de l'isotherme 26°C est issue d'un rapport climatologique entre celles des isothermes 20°C et 26°C.

Le TCHP est le contenu thermique intégré entre la profondeur de l'isotherme 26°C et la surface de l'océan.

Les SLA ou hauteurs de mer résiduelles sont la différence entre la hauteur de mer observée et la hauteur de mer moyenne (moyenne calculée sur les N années de mesure altimétrique)².

¹ <http://www.aoml.noaa.gov/phod/cyclone/data/method.html>

² Définition dans le site AVISO :
http://www.aviso.cnes.fr:8090/HTML/information/frames/applications/actu/sla_fr.html

La SST est obtenue à partir des champs du Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI).

La mesure satellitaire est actuellement utilisée pour localiser l'œil du CT au sommet de l'atmosphère et constitue un moyen efficace d'intégration de sa position dans les modèles de prévision atmosphérique. En effet, le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) suit les cyclones à l'échelle globale à l'aide des prévisions déterministes et probabilistes, après réception d'un signal d'alerte basé sur les observations. L'algorithme de suivi est fondé sur l'extrapolation de la direction de l'écoulement mi-troposphérique en rapport avec la position observée sur la surface. La position en temps réel est déterminée en cherchant le « Mean Sea Level Pressure » (MSLP) et le maximum de vorticité à 850hPa autour de la position initiale. Le maximum d'épaisseur, la vitesse du vent et l'orographie sont également évalués.

Les estimations issues de la mesure de paramètres concernant la surface de l'océan sont disponibles à une fréquence journalière et donnent l'information océanique basse fréquence.

2.2. Les Cyclones Tropicaux vus par les modèles numériques globaux

Depuis les années 90, les CT bénéficient d'un effort de recherche concernant la compréhension des processus pilotant les interactions océan atmosphère (Sanson *et al.*, 2007 ; Giordani *et al.*, 2001). En effet, il s'avère que l'énergie disponible dans les couches superficielles de l'océan conditionne d'une façon significative son potentiel de destruction. En conséquence, la prévisibilité des CT peut s'améliorer par la prise en compte de l'interaction entre les couches superficielles de l'océan et de l'atmosphère (Troccoli *et al.*, 2008).

Buarque et Landes (2008) ont corrélié les informations de basse fréquence océanique (D26 et TCHP) prévues par les systèmes globaux $\frac{1}{4}^\circ$ Mercator aux changements d'intensité des CT pour l'année 2007. Il ressort de cette étude que lorsque les forçages atmosphériques prévus ne sont pas en accord avec les observations, la basse fréquence de la variabilité océanique permet de préciser, malgré le manque d'informations côté atmosphère, les conditions favorables à l'épanouissement du cyclone. Dans le cas contraire, lorsque les prévisions atmosphériques sont de bonne qualité, les simulations océaniques permettent de suivre la variabilité haute fréquence en offrant un outil d'apprentissage sur la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques.

Les modèles statistiques constituent également un outil de surveillance cyclonique. Ces modèles mesurent le lien entre certains paramètres *prédicteurs* estimés ou observés en temps réel et l'intensité du CT.

3. Le système global de prévision océanique Mercator

Ce n'est que dans les années 90 que l'assimilation de données dans les modèles d'océan a pris son essor grâce aux progrès de la mesure satellitaire, de la gestion globale des mesures *in-situ* et des moyens de calcul permettant la modélisation numérique de la circulation océanique. En France, plusieurs laboratoires de recherche sont impliqués dans le développement de l'océanographie opérationnelle (LEGI, LEGOS, LOCEAN, etc.) en s'intéressant à la prédictibilité et à l'observabilité de la circulation océanique depuis l'espace. Mais cela constitue une dynamique plus globale où plusieurs programmes spatiaux de préparation de l'océanographie opérationnelle se mettent en place, notamment le Global Data Assimilation Experiment (GODAE) et le Global Ocean Observing System (GOOS). Le Groupement d'Intérêt Public (GIP) Mercator Ocean s'inscrit dans cette dynamique et a comme mission de développer et d'exploiter un système opérationnel d'analyse et de prévision de l'océan global. La surveillance et la prévision de l'état des océans avancent ainsi de pair. Ces deux aspects se rejoignent dans des programmes internationaux comme par exemple le Global Monitoring for Environment and Security (GMES), dédiés à assurer la sécurité maritime, améliorer la prévision du climat et venir en aide aux décisions gouvernementales concernant l'environnement.

Dans ce vaste contexte, les prévisions océaniques Mercator apportent une version océan global forcé avec assimilation de données au $\frac{1}{4}^\circ$ auprès des météorologues en complémentarité des prévisions issues des systèmes couplés océan atmosphère. Mercator peut ainsi dans une première approche contribuer à la validation des prévisions atmosphériques couplées, servir de plateforme R&D, mais aussi participer à des dispositifs d'alerte aux populations.

En dehors de sa capacité à favoriser la compréhension de la physique et de la dynamique de l'océan, la valeur ajoutée d'un système de prévision dans un cadre de surveillance de l'environnement est le nombre de paramètres dont on dispose pour représenter les interactions avec les phénomènes atmosphériques.

3.1. L'assimilation de données

A l'image de la prévision numérique du temps, les prévisions de l'état des océans nécessitent la connaissance d'un état initial, nommé *analyse*. Cette dernière est le résultat d'une opération appelée *Assimilation de Données* qui consiste à corriger la prévision du modèle, l'ébauche, à l'aide des observations. Elle minimise donc l'erreur de l'ébauche par rapport aux observations mais en tenant compte des imperfections des informations disponibles. L'assimilation de données peut être

effectuée soit spatialement comme dans les méthodes d'interpolation optimale ou 3D-VAR, soit spatio-temporellement comme en 4D-VAR.

Dans le processus d'*analyse* on utilise donc un mélange d'observations et de prévision sur une fenêtre temporelle. L'assimilation permet de prendre en compte un nombre important d'observations. En effet, avec les avancées en matière d'observation satellite par exemple, un nombre plus important de paramètres est mesuré, avec une qualité accrue, ce qui pilote la complexité des systèmes d'assimilation car il s'agit d'intégrer de plus en plus de données.

Mercator Ocean développe ses méthodes d'assimilation. Si dans les premières versions, seule la hauteur de la mer mesurée par satellite était intégrée, les dernières versions tiennent compte non seulement d'autres données satellites, par exemple la température de la surface de la mer, mais aussi des données in situ. Les Systèmes d'Assimilation Mercator (SAM) sont historisés en fonction des progrès subis. Dans SAM1 le schéma d'assimilation utilise l'Interpolation Optimale (IO) alors que dans SAM2 l'interpolateur est le filtre Singular Evolutive Extended Kalman (SEEK).

Parfois, le choix du schéma d'assimilation est une fonction de la nature et du nombre des données qu'on souhaite assimiler. A Mercator, l'information concernant les données est historisé selon les tags ci après:

- V1 : assimile uniquement les données altimétriques (satellites Envisat, Jason-1 et GFO);
- V2 : assimile l'altimétrie et des données in-situ.

Pour illustrer cela, notez que dans SAM1V2, les données in situ (température et salinité) et l'altimétrie sont assimilées. Alors que, dans SAM2V1, il s'agit des données altimétriques le long des traces, la SST hebdomadaire (Reynolds and Smith, 1994), et les profils de température et de salinité in situ (De Mey and Benkiran, 2002).

A Mercator, les mesures des profils verticaux température et de salinité et les courants sont originaires du programme inter organisme CORIOLIS³.

3.2. La production pré opérationnelle

A ce jour, la production opérationnelle de Mercator Ocean est hebdomadaire, avec un lancement des systèmes qui s'effectue le mercredi (jour J). Elle couvre une période de 28 jours allant de J-14 à J+14. On peut distinguer deux phases distinctes durant cette période. Les 14 premiers jours pour la phase d'analyse, et les 14 suivants pour la phase de prévision.

La prévision est le processus qui consiste à simuler l'état de l'océan pour un intervalle compris entre l'heure de l'*analyse* (réseau) et la durée de prévision (échéance). Elle s'appuie donc

³ <http://www.coriolis.eu.org>

uniquement sur le modèle qui est forcé par les conditions atmosphériques prévues. Ces dernières sont estimées à partir de prévisions issues du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT).

Les difficultés liées à la récupération et la validation des données de différentes natures (satellite et in situ) ont conduit à considérer une phase d'analyse qui dure 14 jours. L'analyse faite pour la période J-14 à J-8 est appelée "best estimate" car elle comprend un plus grand nombre de données assimilées. L'analyse faite pour la fenêtre d'assimilation entre J-7 et J-1 est de moindre qualité car les délais d'obtention des données validées sont encore trop importants pour que la totalité des mesures soit intégrée en temps réel. Ces analyses sont nommées dans le jargon « Hindcast ». A l'issue de cette première phase, suivent 14 jours de prévision. La production du jour J est appelé "Nowcast ».

Deux périodes se distinguent aussi dans la phase de prévision. La première couvre 10 jours (J+1 à J+10) et correspond à l'échéance maximale de prévision opérationnelle du CEPMMT donnant les forçages atmosphériques. En cohérence avec la production du CEPMMT la réactualisation des forçages atmosphériques est quotidienne. Au-delà de cette première période (J+11 à J+14) les forçages atmosphériques n'étant plus prévus, une technique de "persistance améliorée" est utilisée pour alimenter le modèle. Cette technique revient à ramener lentement l'état atmosphérique prévu à J+10 vers la moyenne des 10 jours précédents, cela pour éviter qu'un phénomène météorologique tel qu'un cyclone reste sur place trop longtemps ce qui déformerait artificiellement la réponse de l'océan : désalinisation excessive, refroidissement irréaliste, etc.

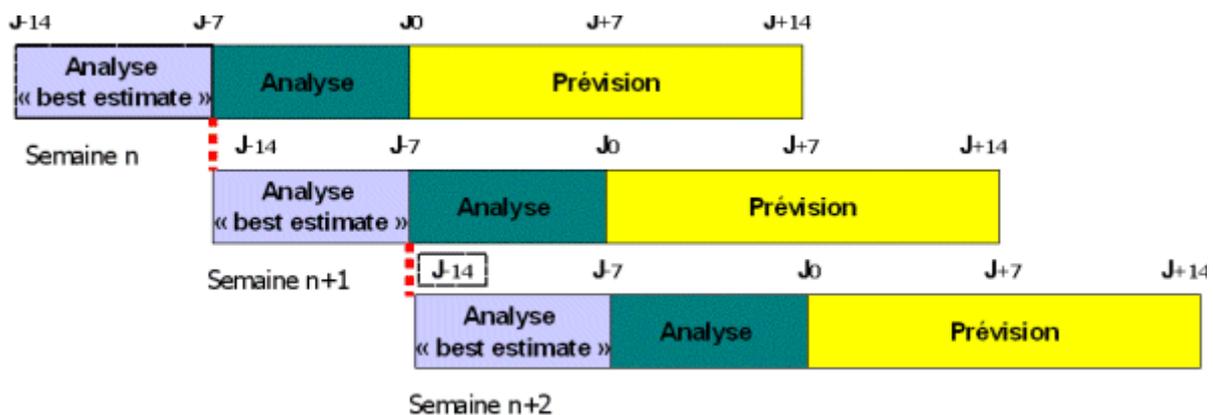


FIGURE 2 : SCHEMA DE LA PRODUCTION PRE-OPERATIONNELLE A MERCATOR OCEAN

Une schématisation détaillée des différents processus est proposée en figure 2, sur laquelle on peut observer l'enchaînement des différentes phases durant les 28 jours simulés. On peut également apprécier sur cette même figure, le déroulement de la production opérationnelle d'une semaine sur l'autre.

3.3. Caractéristiques du modèle de circulation océanique

La production globale du SAPO MERCATOR est en grille ORCA au $\frac{1}{4}^\circ$ (Figure 3). Le modèle de circulation océanique repose sur le code OPA (Océan PARallélisé) dans sa version 8.2 (Madec *et al.*, 1998). La grille ORCA possède une maille horizontale orthogonale et curviligne sur la sphère avec les deux pôles dans l'Hémisphère Nord (Figure 3)(Madec et Imbard, 1996). L'espacement méridien de la grille est plus grand près de l'équateur afin d'améliorer la dynamique. La résolution horizontale va donc de 6 km au pôle à 26 km à l'équateur permettant la représentation des tourbillons de méso-échelles. La résolution verticale est de 46 niveaux allant jusqu'au fond du bassin avec des couches plus minces près de la surface (Figure 3) afin de modéliser au plus près les phénomènes qui ont lieu dans les premiers 500m.

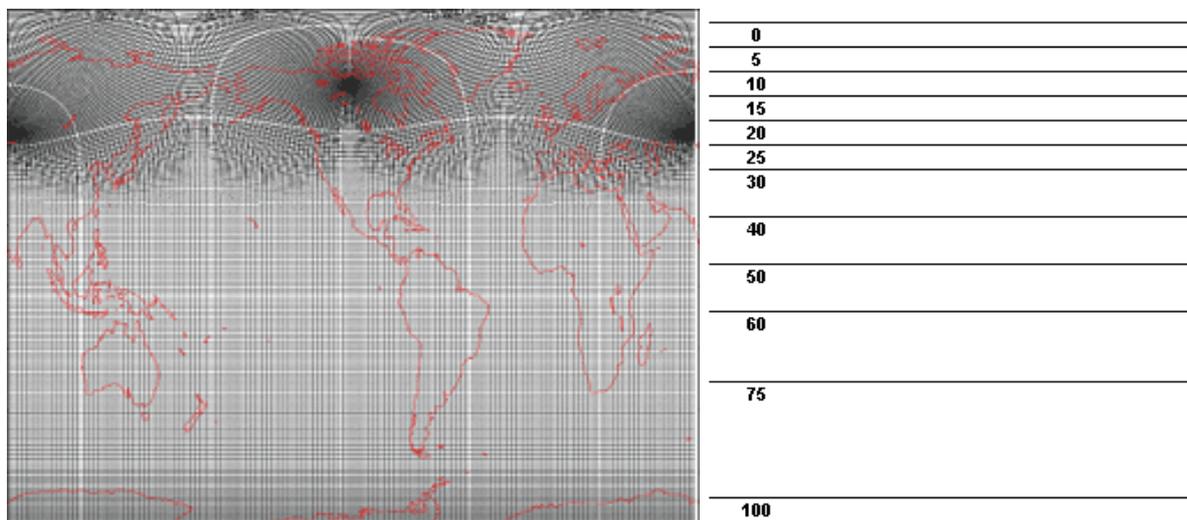


FIGURE 3 : RESOLUTION SAPIATALE DU MODELE DE CIRCULATION OCEANIQUE BASE SUR LE CODE OPA (OCEAN PARALLÉLISÉ) DANS SA VERSION 8.2 ET SUR LA GRILLE ORCA025 (MADEC ET AL., 1998) : (A) RESOLUTION SUR LE PLAN (X,Y) ; (B) RESOLUTION VERTICALE DE LA SURFACE JUSQU'A 100 (LA GRILLE COMPREND 46 NIVEAU ALLANT DE LA SURFACE JUSQU'AU FOND DU BASSIN).

La grille ORCA est complexe et son utilisation pour le développement de produits dérivés serait trop coûteuse en ressources. Afin de s'affranchir de cette complexité et de faciliter l'utilisation de ses produits, Mercator Ocean produit ses analyses et ses prévisions sur des grilles régulières dans différentes régions, chacune ayant sa propre résolution (Tableau 1).

| Grille | Abréviations | Régions | Résolution |
|-----------|--------------|---------------------------|------------|
| ORCA 1/4° | GLO | Global | 1/2° |
| | NAT | Atlantique Nord | 1/6° |
| | TAT | Atlantique Tropical | 1/4° |
| | SAT | Atlantique Sud | 1/6° |
| | NPA | Pacifique Nord | 1/4° |
| | TPA | Pacifique Tropical | 1/4° |
| | SPA | Pacifique Sud | 1/6° |
| | IND | Indien | 1/6° |
| | ACC | Antarctique Circumpolaire | 1/4° |
| | ARC | Arctique | 1/8° |
| | MED | Méditerranée et mer Noire | 1/8° |

TABEAU 1. REGIONS EN GRILLE STANDARD (REGULIERES) RELATIVES AU SAPO MERCATOR BASE SUR LA GRILLE ORCA 1/4° AVEC LEUR RESOLUTION.

3.4. L'exploitation en dehors de la chaîne de production

Afin de faciliter la mise en oeuvre de produits diagnostiques expérimentaux, en dehors de la chaîne de production, et d'assurer le transfert des procédures développées, la boîte à outils THOAD (Transparent Handling of Operational and Additional Data) est utilisée. Il s'agit d'un ensemble de scripts développés en Korn Shell paramétrant des procédures qui peuvent être dans tout autre langage.

Le traitement du monitoring des CT est intégré dans la THOAD. Les diagnostics sont faits à l'aide du logiciel FERRET⁴, qui est distribué gratuitement par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) - Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL).

A cette filière, qui intégrait déjà les indicateurs classiques utilisés dans monitoring des CT (Cf. § 2.1), il a été implémenté des nouveaux diagnostics comme par exemple le gradient de SST et le rotationnel de la tension du vent.

Tous les calculs faits dans cette étude ont été développés en utilisant les grilles standard et la région "global" (Cf. § 3.3) dont la résolution est de 0.5°. Il est important d'avoir à l'esprit que les signaux que nous voulons étudier porteront forcément des incertitudes liées aux interpolations et à la faible résolution.

⁴ http://ferret.pmel.noaa.gov/Ferret/Documentation/Release_Notes/v600.html

4. Les indicateurs cycloniques prévus

Depuis janvier 2007, Mercator Ocean évalue l'aptitude des prévisions globales haute résolution à participer au monitoring des CT en examinant les prévisions de la SST, de la SLA de la TCHP et de la D26 en relation avec la pression atmosphérique observée au centre du CT (Buarque et Landes, 2008). Ces paramètres portent l'information basse fréquence de l'océan. Grâce à eux, des renseignements peuvent déjà constituer un excellent indicateur océanique pour l'intensification d'un CT.

Mais que sait-on sur la haute fréquence des paramètres océaniques prévus et son rôle dans l'intensification des CT ? Ce travail examine les prévisions Mercator en analysant notamment les paramètres haute fréquence et leurs corrélations avec les centres dépressionnaires.

Afin de bien comprendre le raisonnement développé dans ce rapport il est important de connaître les méthodes de calcul et quelques spécificités concernant les paramètres prévus. Dans les paragraphes suivants nous vous donnerons un bref descriptif des paramètres utilisés pour cette étude.

4.1. La température de surface de la mer

Les prévisions Mercator prévoient l'évolution de la SST. Toutefois une technique corrective est appliquée en faisant un rappel à la SST (Barnier, 1998) selon l'équation suivante:

$$Q = Q_0 + \frac{dQ}{dT} (SST_{MOD} - SST_{OBS})$$

où,

Q_0 = flux de chaleur provenant du CEPMMT,

SST_{OBS} = Real Time Global SST (RTG-SST) quotidienne (Thiébaux *et al.*, 2003)

SST_{MOD} = SST prévue

dQ/dT = coefficient de rappel égal à $-40W / m^2 / ^\circ K$ (Madec and Delecluse, 1997).

La différence entre SST_{MOD} et SST_{OBS} est appelée le terme de rappel. Dans ses conditions la SST prévue est très proche de celle observée (Reynolds and Smith, 1994) et ne constitue pas un paramètre diagnostique apte à montrer que le modèle peut participer à la surveillance des CT.

Même si elle est utilisée comme un indicateur de zones favorables à la genèse des CT, elle reste néanmoins peu significative par rapport à l'énergie contenue en sub-surface. De ce fait, cet indicateur seul ne peut être à l'origine d'un raisonnement qui conduirait à prévoir l'intensité d'un CT. Néanmoins, comme nous le verrons plus loin, il existe une forte corrélation entre les zones où la température de surface est très chaude ($>28^{\circ}\text{C}$) et les zones à fort potentiel thermique.

4.2. La hauteur de la surface de la mer

On entend souvent parler du niveau de la mer comme si cette étendue d'eau était plate et inerte. Il n'en est rien. Les courants de surface, les différences de pression à la surface ou de température d'une zone à l'autre, sont autant de causes de variation de la hauteur de la surface de la mer. Par exemple, on observe souvent un abaissement du niveau de la mer sous un CT, et cela malgré la faible pression à la surface. A l'origine de ce phénomène, la divergence des courants de surface, eux même créés par le CT.

Le modèle prévoit la hauteur de la surface de mer (Sea Surface Height, SSH). On peut alors estimer la SLA ou hauteur de mer résiduelle prévue, définie par la différence entre la SSH modèle et la SSH moyenne, issue de l'observation ou de longues séries d'analyse ou prévision modèle.

4.3. La profondeur de l'isotherme 26°C

La profondeur de l'isotherme 26°C est un indicateur du potentiel énergétique contenu dans la totalité de la colonne d'eau définie entre la surface et la D26. On retient cette valeur car la température de l'air de basse couche sous un cyclone tropical est d'environ 26°C en moyenne. Pour que le cyclone se nourrisse efficacement de l'énergie contenue dans l'eau, via la libération de chaleur latente engendrée par évaporation/condensation, il faut que la température de l'eau soit supérieure à celle de l'air. C'est pourquoi, pour quantifier l'énergie qui pourra être absorbée par un cyclone, on s'intéresse à celle contenue dans l'eau qui se trouve à une température supérieure à la température moyenne de l'air sous un cyclone, soit 26°C .

4.4. Le contenu thermique

Le TCHP représente le potentiel énergétique de l'eau. Il est défini par l'intégrale sur la verticale de l'excès de température par rapport à la température de référence de 26°C ; l'intégrale est donc calculée de la surface de l'océan jusqu'à la profondeur de l'isotherme 26°C , soit:

$$TCHP = \rho \cdot C_p \int_{z=0}^{z(26^{\circ}\text{C})} (T - 26) dz$$

Le champ de la TCHP permet, comme pour la profondeur de l'isotherme 26°C, de connaître la répartition spatiale sur le plan (x,y) du potentiel énergétique contenu dans la totalité de la colonne d'eau.

4.5. La couche de mélange océanique

La CMO constitue une sortie modèle. Deux calculs de la CMO sont proposés et nous retiendrons celui basé sur le critère de densité suivant :

$$\rho(mld) = \rho(0) + \Delta\rho(\Delta T = 0.5^\circ\text{C})$$

où $\rho(mld)$ et $\rho(0)$ sont respectivement les densités de l'eau salée dans la CMO et à la surface et $\Delta\rho$ correspond à la variation de densité liée à la différence de température de 0.5°C à partir de la surface. La CMO est le niveau où la densité est égale à $\rho(mld)$ (Monterey and Levitus, 1997).

Lorsqu'un cyclone passe au dessus d'une surface océanique chaude, il se charge en énergie et on constate une chute brutale de la température de l'océan sur une profondeur de l'ordre de 50m.

4.6. L'énergie du vent

Le Wind Energy Flux (WEF) a été intégré dans les diagnostics dits expérimentaux afin de quantifier le transfert d'énergie cinétique vers l'océan (Sanson *et al.*, 2008). Giordani et Caniaux (2001) ont montré qu'une grande quantité d'énergie cinétique transférée à l'océan pouvait engendrer une production de turbulence suffisante pour mélanger les eaux profondes (en dessous de la CMO) avec les eaux de surface. Il ressort de cette étude que le paramètre, $\vec{\tau} \cdot \vec{U}$, où $\vec{\tau}$ est le vecteur « tension du vent » ou encore le vecteur contrainte à la surface de l'océan, et \vec{U} le vecteur courant à la surface de l'océan, est un bon indicateur des régions où ces transferts d'énergie sont majoritaires. Les zones où la valeur de ce paramètre est relativement importante, sont corrélées à celles où le refroidissement à la surface de la mer, sous un CT, est le plus significatif. Dans la mesure où la simulation océanique pourrait bénéficier d'un forçage atmosphérique suffisamment cohérent avec la réalité du cyclone, ce paramètre permettrait de mettre en évidence les zones où les interactions à la surface peuvent influencer le brassage à la base de la couche de mélange. En conséquence de quoi, il serait par exemple possible d'anticiper sur les remontées d'eaux froides engendrées par ce brassage et, dans ce cas précis, de prévoir des conditions défavorables à l'épanouissement d'un cyclone. Le point faible pour l'exploitation de ce paramètre dans des conditions de prévision opérationnelle est l'incertitude liée à la prévision atmosphérique. Toutefois, il est possible d'utiliser ce diagnostic pour définir les régions où les forts courants générés par les CT produiraient un réarrangement de l'énergie disponible dans l'océan.

5. Un nouvel indicateur croisé océan atmosphère

L'interaction entre le phénomène atmosphérique et l'océan qui le nourrit est déclenchée par les processus de surface ou plus précisément à l'interface entre l'océan et l'atmosphère. L'intensité des vents de surface et le transfert de l'énergie cinétique du cyclone vers l'océan opère des modifications de la topologie de sa source d'énergie (l'océan). C'est dans le but d'étudier ces interactions que d'autres paramètres sont spécifiquement développés à Mercator Ocean. Ceux-ci ne sont plus uniquement basés sur l'étude du signal énergétique basse fréquence de l'océan, mais aussi sur les modifications de ce signal engendrées par le passage du cyclone. En effet, même si les paramètres présentés précédemment contiennent une information sur le contenu énergétique de l'océan, ils ne permettent pas, à eux seul, de construire une prévision fiable de l'intensification d'un cyclone.

La quantité d'énergie enlevée à l'océan lors du passage d'un CT sur une zone donnée peut être déduite directement de la mesure du contenu énergétique, avant et après son passage. Cette quantité peut également être estimée à partir des relations issues du bilan énergétique du système (Leipper and Volgenau, 1972). Il ressort de ces études qu'un cyclone doit être en mesure de puiser dans l'océan 4000 cal.cm^2 , soit près de $16,5 \text{ kJ.cm}^2$ par jour et sur une surface suffisamment « grande » pour que le maintien de son activité soit assuré. Dans le cas contraire, il dissipera plus d'énergie que celle dont il dispose, ce qui se traduira en général par son comblement. Nous noterons F^{ref} cette valeur de référence de l'apport journalier d'énergie surfacique nécessaire au maintien de l'activité d'un CT.

Pour fournir un indicateur permettant d'estimer la probabilité qu'un CT puisse se creuser ou au contraire se combler, nous avons choisi de fonder notre travail sur le raisonnement suivant : *si nous étions capable de déterminer la fraction de l'énergie contenue dans les couches de l'océan qui interagissent « préférentiellement » avec un CT, nous serions en mesure de discriminer les zones de forts ou de faibles potentiels énergétiques, du point de vue de ce phénomène.*

Dès le début de cette étude nous étions conscients que pour calculer cette quantité d'énergie il nous fallait être capable de déterminer précisément l'épaisseur de la couche océanique interagissant avec le phénomène atmosphérique. Les différents processus pouvant être à l'origine du brassage des couches superficielles de l'océan sont nombreux. La friction due aux vents, à la surface, où on observe une production importante d'énergie cinétique, coté océan, est un de ces processus. Le

phénomène souvent appelé « pompage d'Ekman » qui se traduit par une ascendance des eaux dans la couche d'Ekman provoquée par une divergence des courants de surface, eux même engendrés par l'influence de la force de Coriolis, en est un autre.

D'autres processus, probablement minoritaires contribuent également à ce brassage comme les micros-écoulements engendrés par une forte évaporation qui entraîne le refroidissement d'une pellicule d'eau de surface. Cette pellicule se trouve, de plus, enrichie en sel du fait du passage des molécules d'eau dans l'atmosphère. Ces deux phénomènes contribuent à alourdir cette eau par rapport à son environnement. Des micros écoulements apparaissent alors pour rétablir à la fois l'équilibre thermique et l'équilibre massique.

Même s'il est intéressant d'étudier l'influence de ces mécanismes, le temps imparti pour ce stage ne nous permet pas d'approfondir ce travail.

Il est néanmoins admis que l'épaisseur de la couche qui peut « facilement » être mise en mouvement coïncide avec la profondeur de la couche de mélange océanique thermique. Cette profondeur mesurée à partir de la surface, correspond à la couche homogène en température. Au-delà de cette profondeur, les gradients de température forment une barrière physique au mélange. Il faudra alors, pour puiser cette eau « profonde », dépenser une grande quantité d'énergie pour déstabiliser la stratification thermique.

Cette profondeur, et l'énergie contenue dans la couche correspondante, sont vues dans la suite notre travail comme la fraction d'énergie facilement assimilable par un phénomène atmosphérique de l'ampleur d'un CT pendant le temps de son passage au-dessus d'un point fixe sur l'océan. De plus, en accord avec les études climatologiques effectuées dans ce domaine, nous ne tenons compte que de l'énergie contenue dans une eau dont la température est supérieure à 26°C. (cf. § 4.3). Nous définissons alors l'énergie potentielle interagissant avec le CT (Interacting Tropical Cyclone Heat Content, ITCHC) comme suit :

$$ITCHC(x, y) = \rho \cdot C_p \int_{z=0}^{z(CMO)} (T - 26) dz$$

A l'aide de cette information, il est relativement aisé de déterminer l'énergie contenue dans la CMO dans l'environnement proche d'un CT par l'intégrale surfacique de l'ITCHC. Il est ainsi définie la quantité d'énergie interagissant avec le CT ; en d'autres termes la quantité d'énergie qui peut passer de l'océan dans l'atmosphère en plusieurs heures (ce qui correspond à l'ordre de grandeur du temps de séjour d'un cyclone au dessus d'un point fixe), soit :

$$ITCE = \int_{\theta=0}^{2\pi} \int_{r=0}^{r^*} (ITCHC(r, \theta)) r dr d\theta$$

où,

$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}, \theta = \tan^{-1} \left(\frac{(y - y_0)}{(x - x_0)} \right)$$

et r^* représente le rayon correspondant au cercle de vent forts du cyclone. Nous avons considéré dans ce travail que le cercle de vent fort correspond à celui présenté dans la figure 4. Nous pouvons constater sur la courbe représentant l'évolution de l'intensité du vent que la valeur de 110km/h est une valeur remarquable. En effet, elle correspond à environ deux fois la valeur du vent loin du centre du CT (2×55 km/h). De plus, cette valeur est très proche de la moitié de l'amplitude de la variation du vent en allant de l'extérieur vers le mur : $110 \text{ km/h} \approx \frac{(165 - 55)}{2} + 55$.

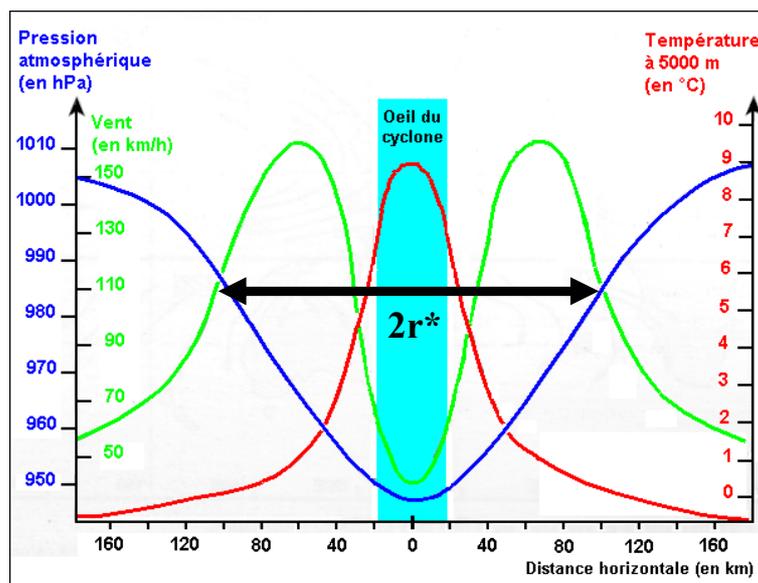


FIGURE 4: REPRESENTATION GRAPHIQUE DE L'EVOLUTION DES PARAMETRES PRESSION, VITESSE ET TEMPERATURE, LE LONG D'UN DIAMETRE DE CT.

A ce niveau nous pouvons définir le nouvel Indicateur de Célérité Cyclonique (ICC) comme étant le ratio entre l'énergie contenue dans la CMO dans la zone de vents forts et l'énergie que devrait libérer une surface équivalente pour assurer le maintien de l'activité du CT. Cet indicateur prend la forme suivante :

$$CCI(x, y) = \frac{ITCE}{S^* F^{ref}}$$

où S* la surface avec laquelle nous considérons le CT en interaction. Cette surface est choisie comme étant le cercle moyen de vents forts approximativement égal à 250km de diamètre (Figure 4).

Dans la section suivante nous utilisons cette méthode pour analyser les prévisions Mercator correspondant aux cyclones observés de janvier 2007 et juin 2008, et ainsi quantifier l'apport de l'ICC dans des conditions de monitoring opérationnel.

5.1. Validation événementielle

Dans cette section nous proposons une analyse des résultats obtenus en présentant un des différents événements étudiés pour chaque bassin océanique où une activité cyclonique est régulièrement observée. Dans chaque cas, nous essaierons de relier l'intensité du cyclone aux différents champs océaniques permettant une expertise de la quantité d'énergie contenue dans l'océan.

Bassin Pacifique

Nord Ouest

CT FITOW : du 29/08 au 08/09/2007 (Bon forçage)

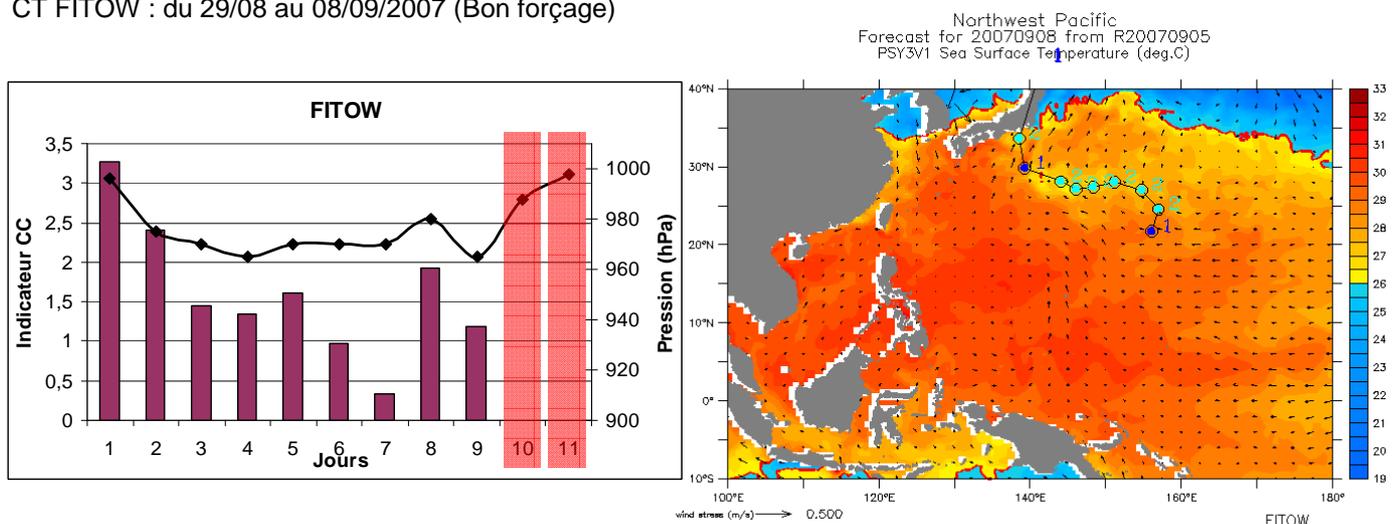


FIGURE 5 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT FITOW SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

Dans ce travail, l'intensité d'un CT est vue au travers de la pression mesurée en son centre. Pour chaque CT étudié dans cette section nous proposons principalement l'analyse des résultats présentés dans la figure 5 ci-dessus pour relier l'information donnée par l'Indicateur CC à l'évolution de la pression au centre du CT. Par ailleurs, selon les cas, d'autres informations seront ajoutées à notre analyse afin de mettre en évidence des comportements intéressants. Il est également à noter que dans cette partie, nous distinguons sur les différents graphiques présentés les points de mesure qui ont été écartés lors de l'analyse, du fait d'une interaction évidente avec des surfaces terrestres. Un code couleur a été adopté pour identifier les points problématiques. En rouge, les points écartés définitivement de l'analyse et en vert, des points pour lesquels une interaction avec les terres est probable mais qui ont néanmoins été conservés dans l'analyse. En général nous conservons les mesures lorsqu'un CT interagit avec une île de petite dimension ou lorsque sa trajectoire longe des côtes.

Nous pouvons constater sur ce premier cas que la valeur de l'ICC est maximale dès le premier jour et encore supérieure à 2,5 le deuxième jour d'observation. Il s'ensuit sur les deux jours suivant (J2 et J3) une baisse notable de la pression qui se traduit par un saut de classe de C1 à C2. De J3 à J6 l'ICC reste compris entre 1.6 et 0.9 et nous constatons relativement peu de variation de la pression centrale (sa classe reste C2). Puis, entre J6 et J7, nous voyons une nette diminution de l'ICC qui est suivit par une nette augmentation de la pression entre J7 et J8, et un saut de classe de C2 à C1. Enfin, l'ICC en J8 est assez fort et nous remarquons une baisse de pression entre J8 et J9 qui se traduit par un nouveau saut de classe de C1 à C2. Les deux derniers points de mesure ne seront pas traités du fait de l'interaction importante avec les terres (atterrissage) qui conduit au comblement du cyclone. Nous pouvons voir sur ce premier cas que l'intensité du cyclone est très bien corrélée à l'évolution de l'ICC.

Voyons maintenant comment cela se traduit sur les champs de ITCHC (Figures 6 et 7). Lorsque nous étudions attentivement ces champs et comme dans le cas présent lorsque la simulation a bénéficié d'une représentation d'assez bonne qualité en terme de forçage atmosphérique, nous pouvons observer comment le CT engendre un réarrangement des réservoirs énergétiques dans lesquels il pourra trouver l'énergie nécessaire à son épanouissement.

Remarquez le noyau d'énergie matérialisé par les pointillés sur les deux images suivantes. Si nous avons utilisé le seul signal de basse fréquence océanique, sans tenir compte des modifications dues au forçage atmosphérique, nous aurions fondé l'analyse sur le noyau de la première image (Figure 6). Le résultat en découlant aurait sous estimé la quantité d'énergie réelle disponible pour le CT. Nous pouvons constater ici, comment dans sa dynamique, un CT peut réorganiser spatialement le contenu énergétique de la CMO. La divergence en surface, comme le mouvement solide du CT,

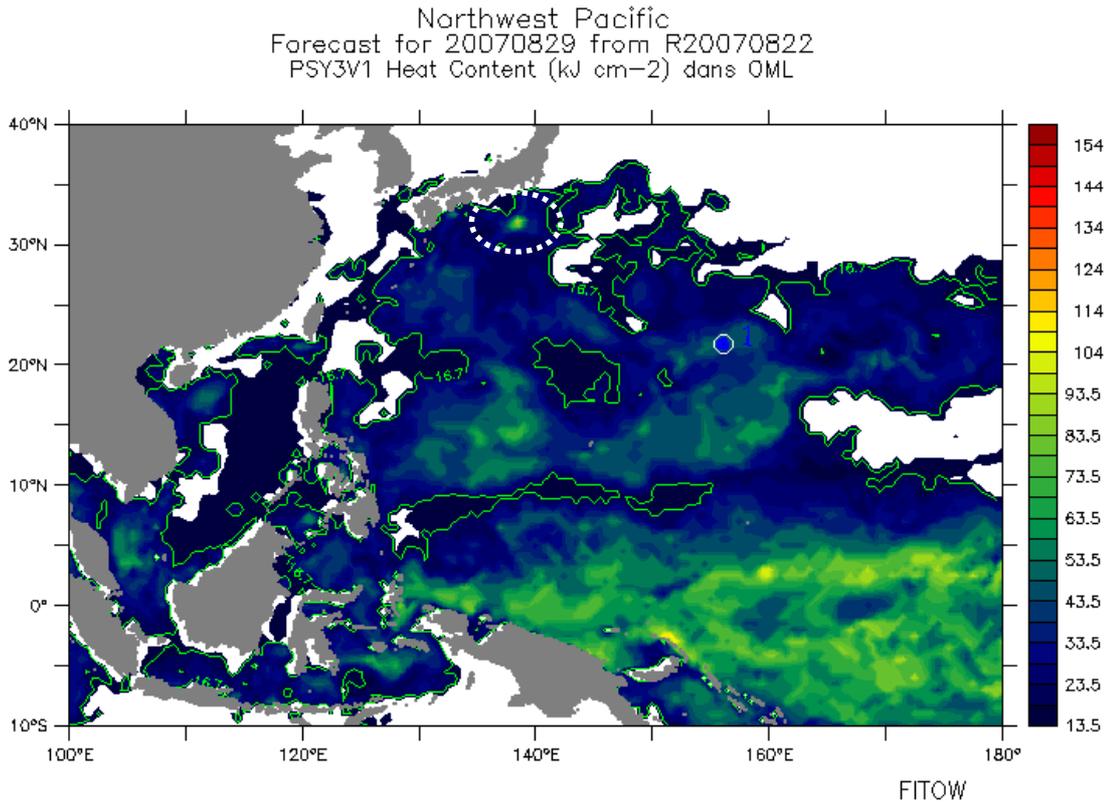


FIGURE 6 : CHAMP DE ITCHC DU PREMIER JOUR DE SUIVI DU CT

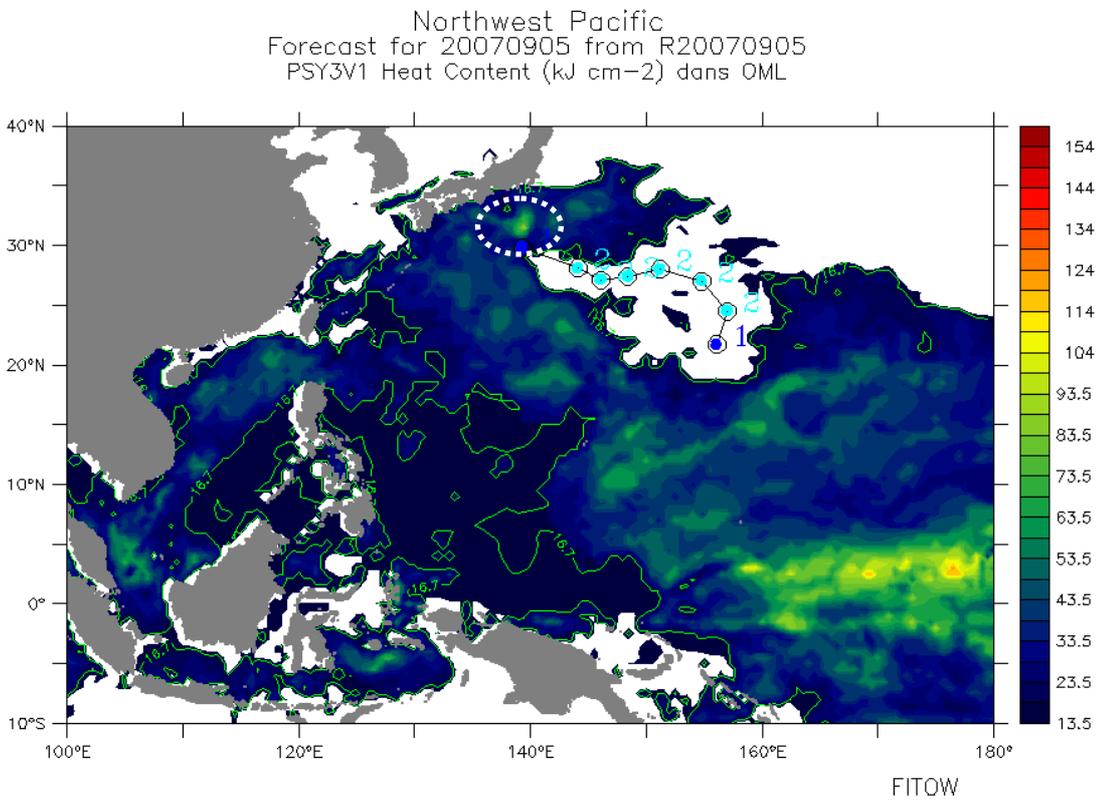


FIGURE 7 : CHAMP DE ITCHC DU HUITIEME JOUR DE SUIVI DU CT (J8)

sont certainement en grande partie responsables de ces modifications. Dans le cas présent, le déplacement de FITOW entre J8 et J9 est plein Nord, ce qui le conduit à interagir avec le noyau énergétique que nous avons mis en évidence sur la figure 7. Il s'ensuit fatalement une augmentation de l'intensité du CT. Le cas du cyclone RAMASUN est également un cas où l'apport de la modification dynamique du signal est très visible.

Sud Ouest

CT FUNA du 16/01 au 20/01/2008 (Bon forçage)

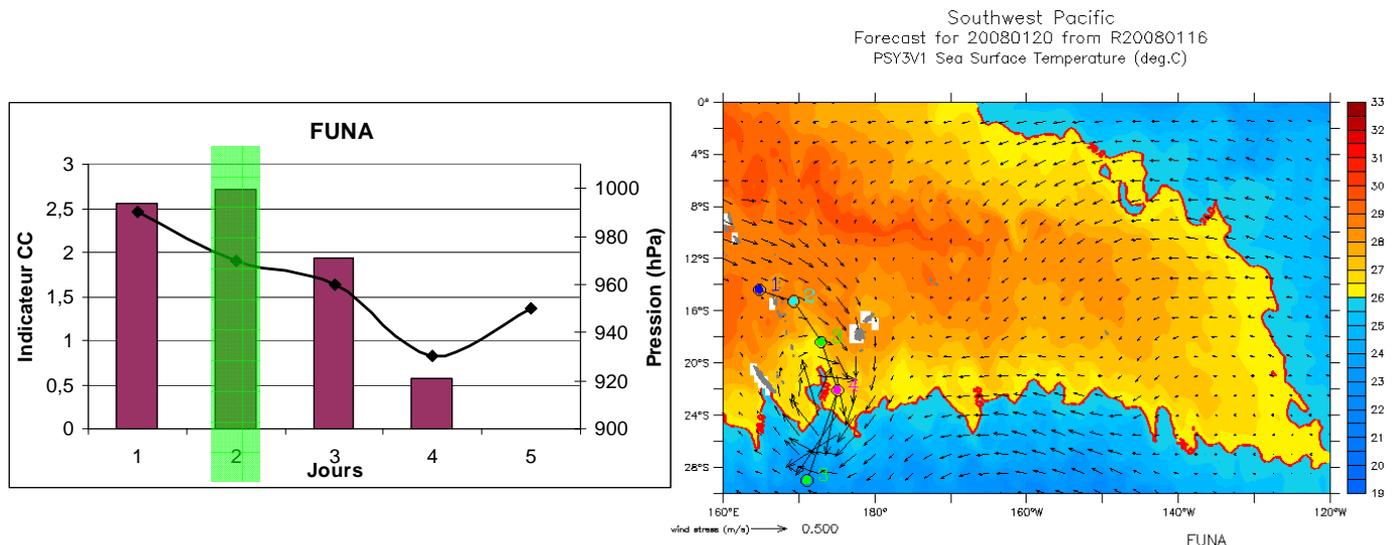


FIGURE 8 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT FUNA SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

L'exemple du CT FUNA est également un bon exemple de la capacité de l'Indicateur CC proposé à prévoir le creusement du phénomène. Dès son apparition nous constatons que le cyclone évolue sur des surfaces fortement énergétiques et encore une fois nous remarquons globalement qu'une forte valeur de l'indicateur présage d'une diminution de la pression centrale du CT et donc d'une augmentation de son intensité. Puis, l'ICC en J4 baisse notablement ce qui se traduit par une augmentation de la pression en J5 et donc un comblement du CT.

Nord Est

CT IVO : du 19/09 au 23/09/2007 (Mauvais Forçage)

Northeast Pacific
Forecast for 20070923 from R20070919
PSY3V1 Sea Surface Temperature (deg.C)

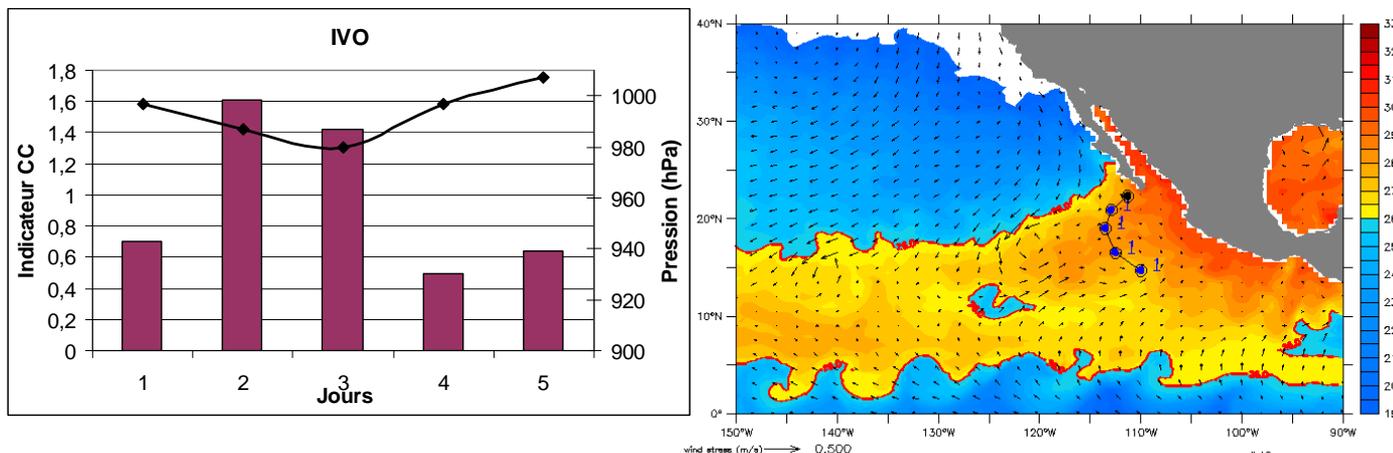


FIGURE 9 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT IVO SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

Cet exemple est le seul cas dont nous disposons pour ce bassin d'activité cyclonique régulière (bassin Pacifique Nord-Est). Il est relativement moins intéressant du fait des variations peu marquées de la pression au centre du CT et de par la représentativité qualifiée de mauvaise du forçage dont nous disposons. Néanmoins nous pouvons encore constater que globalement une forte valeur de l'ICC précède un affaiblissement de la pression et inversement (particulièrement vrai pour J2/J3 et J4/J5). Cependant, entre J3/J4 ce comportement n'est pas retrouvé. Nous sommes bien conscients que l'océan n'explique pas tout et qu'il est « normal » de ne pas représenter tous les comportements par cette méthode. Néanmoins, il apparaît sur ce résultat que les deux signaux semblent être en phase. Effectivement, si nous regardons à nouveau la figure ci-dessus, les faibles valeur de l'ICC de J coïncident avec de fortes valeurs de la pression et inversement. Nous reviendrons sur ce comportement plus loin dans ce rapport lors des tests statistiques effectués sur l'ensemble des cas étudiés.

Bassin Atlantique : Nord

CT FELIX du 01/09 au 04/09/2007 (Mauvais Forçage)

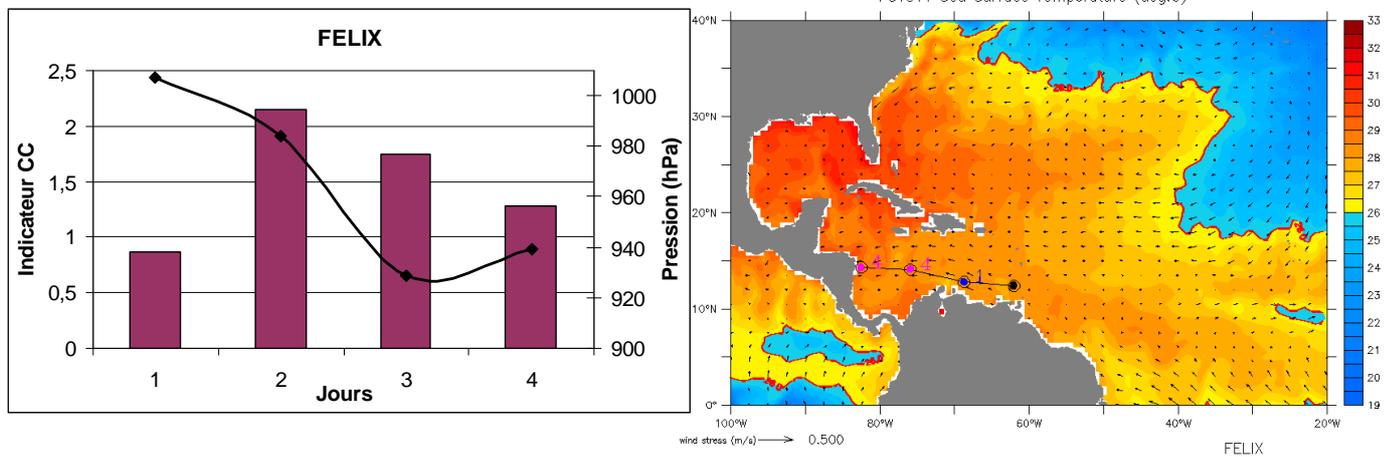


FIGURE 10 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT FELIX SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

Dans le cas du CT FELIX ou encore de NARGIS (resp. Figures 10 et 11), nous pouvons constater que même lorsque le forçage n'est pas bon, la réponse de l'indicateur permet de présager de l'intensité future du CT. Dans le premier cas, le maximum de l'ICC se situe en J2, donc juste avant le saut de catégorie de C1 à C4 entre J2 et J3. Dans le deuxième cas, le maximum de l'ICC est calculé en J3 et précède le saut de C3 en J3 à C4 en J4.

Bassin Indien :

Nord

CT NARGIS du 28/04 au 03/05/2008 (Forçage Moyen)

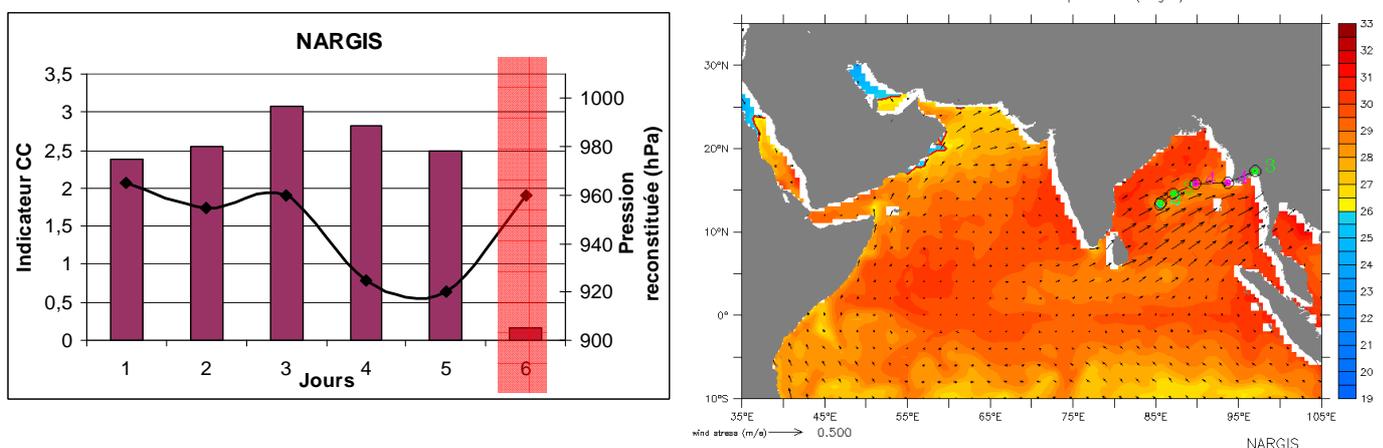


FIGURE 11 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT NARGIS SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

Sud Ouest

CT HONDO du 06/02 au 12/02/2008 (Bon Forçage)

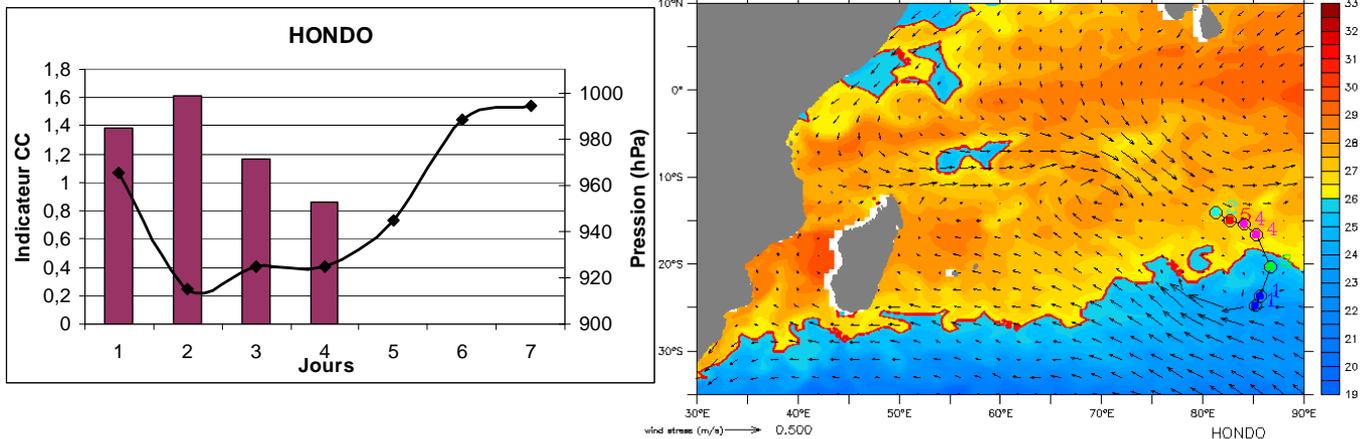


FIGURE 12 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT HONDO SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

Sud Est

CT GEORGE du 05/03 au 09/03/2007 (Forçage Moyen)

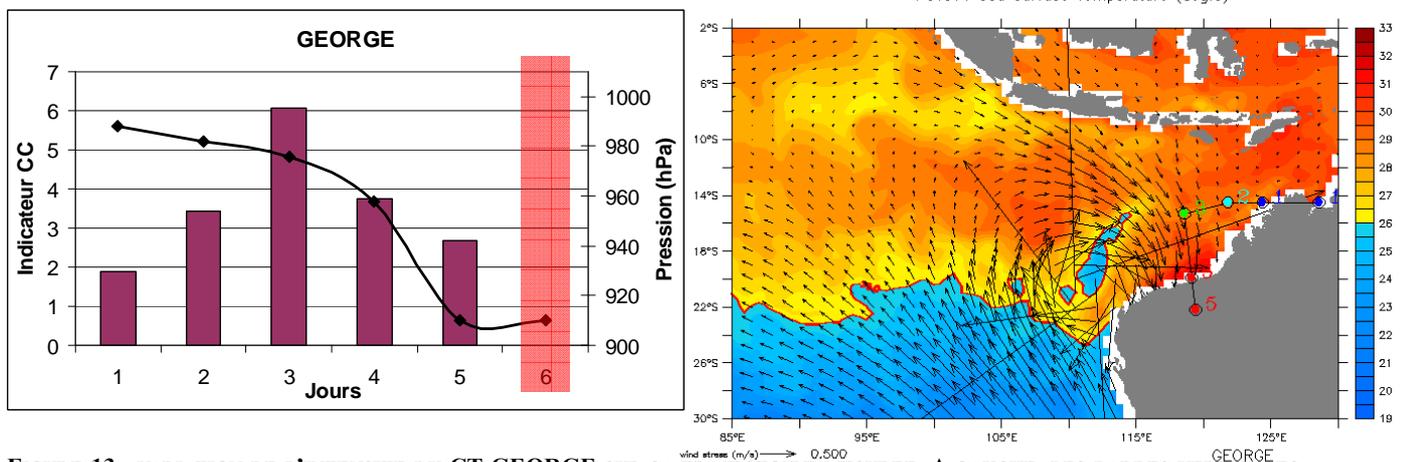


FIGURE 13 : VARIATION DE L'INTENSITE DU CT GEORGE SUR SA TRAJECTOIRE MESUREE. A GAUCHE, LES BARRES VERTICALES REPRESENTENT LA VALEUR DE L'ICC ET LA COURBE REPRESENTE LA PRESSION AU CENTRE DU CYCLONE. A DROITE, LE CHAMP DE SST AU DERNIER JOUR DE L'OBSERVATION DU PHENOMENE SUR LEQUEL ON REPRESENTE LES POSITIONS DU CT CHAQUE JOUR ET LA CLASSE CORRESPONDANT A LA PRESSION AU CENTRE.

Les deux derniers cas présentés en figure 12 et 13 nous conduisent à des analyses similaires à celles faites précédemment et montrent encore une fois la capacité de l'ICC à présager du creusement ou du comblement d'un CT.

Nous avons illustré dans cette partie un cas de CT par bassin océanique afin de montrer dans quelle mesure l'information énergétique fournie par l'ICC était corrélée à l'intensité du CT et cela quel que soit le bassin dans lequel il évolue.

5.2. Validation statistique

Après avoir constaté comment cette méthode pouvait être appliquée à la prévision cyclonique quel que soit le bassin océanique observé, nous voulons maintenant caractériser quantitativement le lien qui peut exister entre l'indicateur proposé et l'intensité du cyclone. Pour cela nous effectuons plusieurs régressions linéaires entre différents paramètres permettant d'établir la qualité de l'information fournie par l'indicateur, pour présager de l'évolution de l'intensité du CT.

Dans un premier temps nous effectuons une régression linéaire entre la valeur absolue de l'ICC calculée au jour J et la valeur absolue de la pression centrale mesurée au jour J. Nous constatons dans ce cas que le coefficient de corrélation est de 22% sur un échantillon de 149 points valides. Ce coefficient de corrélation est légèrement supérieur, mais du même ordre que celui concernant la régression appliquée au TCHP par S. Buarque *et al* (2008) dans des conditions équivalentes. Cela nous permet, dans un premier temps, de vérifier que le signal contenu dans l'ITCHC est comparable voire meilleur que celui contenu dans le TCHP pour établir une relation entre l'énergie contenue dans l'océan et l'intensité d'un CT, observés le même jour. Cependant, si ce premier résultat est encourageant, il n'en reste pas moins que pour effectuer une prévision il est nécessaire d'établir le lien entre le paramètre indicateur calculé au jour J et l'intensité du cyclone observée au jour J+1.

C'est dans le but de montrer le caractère prédictif de cet indicateur que nous proposons une régression linéaire entre la valeur absolue de l'Indicateur CC au jour J et la valeur absolue de la pression mesurée au jour J+1 au centre du cyclone (Tableau 2). Dans ces conditions, le coefficient de corrélation calculé est de 43% pour 123 mesures. Ce résultat confirme la tendance constatée lors de la validation événementielle. En effet plusieurs cas étudiés ont montré un lien plus fort entre la valeur de l'ICC et la variation de pression observée entre J et J+1.

Afin de confirmer ce comportement nous effectuons le même type de calcul mais en corrélant à la valeur de l'ICC au jour J, la variation de la pression centrale entre J et J+1. Dans ce dernier cas nous obtenons un coefficient de corrélation de 36%, qui reste du même ordre de grandeur que pour la corrélation avec la valeur absolue de la pression.

| Régression linéaire | Echantillon | Corrélation sur la pression absolue | Corrélation sur la variation de pression |
|---------------------|-------------|-------------------------------------|--|
| J par rapport à J | 149 mesures | 22,49% | / |
| J par rapport à J+1 | 123 mesures | 42,67% | 35,76% |

TABLEAU 2 : RECAPITULATIF DES TESTS STATISTIQUES

Ces derniers résultats montrent comment, en se basant sur l'expertise de la quantité d'énergie disponible dans l'eau, notre indicateur possède un caractère prédictif qui se trouve être selon nous un caractère intrinsèque à la méthode. En effet, cette énergie se trouvant dans l'eau au moment de l'analyse, il est plus que probable qu'elle viendra alimenter le cyclone après un certain temps, ce qui donne une vision à venir de l'intensité du phénomène.

Il y a cependant, un comportement remarquable dans la validation événementielle, qui nous a conduit à réexaminer l'ensemble des CT traités. Nous avons constaté des différences dans nos résultats qui semblent être principalement liées à la représentativité du forçage atmosphérique utilisé pour les simulations, à l'échelle globale et dans les conditions de production opérationnelles. Nous avons donc choisi d'étudier les corrélations de deux sous échantillons issus d'un classement continu de tous les CT, en commençant par le forçage le plus représentatif jusqu'au forçage le moins représentatif. Puis, la première moitié des points a constitué le sous échantillon représentant des forçages « plutôt bons » et la seconde moitié, des forçages « plutôt mauvais ». Enfin, les mêmes tests statistiques que ceux présentés précédemment nous ont permis de dégager certaines tendances intéressantes.

Nous avons pressenti lors de la validation événementielle que lorsque nous constatons une bonne représentativité des forçages atmosphériques, une forte valeur de ICC au jour J était souvent le présage d'une pression faible au jour J+1. Ce comportement est confirmé par la tendance des résultats statistiques contenus dans le tableau 3. Ces résultats montrent que par rapport à l'échantillon complet (22%), la valeur de l'ICC est bien moins corrélée à la pression au jour J. De plus, comme attendu la corrélation à la pression au jour J+1 est encore meilleure que sur la totalité des données. Cette amélioration est également très significative sur la variation de la pression entre J et J+1, avec une augmentation du coefficient de corrélation de près de 10%.

| Régression linéaire bons forçages | Echantillon | Corrélation sur la pression absolue | Corrélation sur la variation de pression |
|--------------------------------------|-------------|--|---|
| J par rapport à J | 76 mesures | 15.94 % | / |
| J par rapport à J+1 | 64 mesures | 46.6 % | 44 % |

TABLEAU 3 : RECAPITULATIF DES TESTS STATISTIQUES

Concernant maintenant l'échantillon décrit comme représentatif des mauvais forçages, nous avons remarqué lors de la validation événementielle que ces cas montraient moins souvent le caractère déphasé observé lorsque le forçage est bon. DAMMAN, GAMEDE, IVO ou encore DEAN sont de bons exemples de ce type de comportements (Cf. annexe 4). En effet, dans ces cas le minimum de pression et la valeur maximum de l'ICC sont souvent observés le même jour. Ce comportement est encore une fois confirmé par les résultats statistiques. En effet, sur la corrélation de l'ICC calculé le jour J par rapport à la pression à J, nous avons un coefficient de corrélation deux fois supérieur à celui concernant l'échantillon des bons forçages. Néanmoins, la régression linéaire montre que même si la représentativité du forçage n'est pas très bonne, le caractère prédictif de l'indicateur est conservé avec un coefficient de corrélation par rapport à la pression à J+1 de l'ordre de 40% (Tableau 4).

| Régression linéaire mauvais forçages | Echantillon | Corrélation sur la pression absolue | Corrélation sur la variation de pression |
|--------------------------------------|-------------|-------------------------------------|--|
| J par rapport à J | 73 mesures | 30.64 % | / |
| J par rapport à J+1 | 59 mesures | 38.72 % | 26.42 % |

TABLEAU 4 : RECAPITULATIF DES TESTS STATISTIQUES

5.3. Applications opérationnelles

Il est d'ores et déjà possible d'appliquer en conditions opérationnelles le calcul et la diffusion de cartes d'indicateurs océaniques spécifiquement pour le monitoring des CT, comme cela est fait pour d'autres paramètres. Nous proposons sur la figure 14 une forme possible de l'information à valeur ajoutée proposée dans ce rapport. Nous pensons qu'un champ 2D d'ICC permettrait, en pointant simplement le centre d'un CT sur ce champ, d'obtenir l'ICC correspondant et ainsi d'avoir une information intégrée de l'énergie dont dispose le CT. En choisissant un code de couleur adapté, l'information pourrait être facilement lisible et compréhensible par tous.

Par ailleurs, il serait particulièrement important de quantifier la qualité de l'ICC qui comme nous l'avons vu dépend fortement de la représentativité du forçage atmosphérique. Selon nous, la qualité de l'information produite suivrait la courbe proposée en figure 15. Dans le meilleur des cas, le forçage est bon, et en plus du signal de basse fréquence (quasi-statique) de l'océan, nous tenons compte également des réarrangements de haute fréquence des réservoirs énergétiques qui pourront interagir ultérieurement avec le CT. Lorsque le forçage atmosphérique ne voit pas de CT nous

avons vu que le seul signal de basse fréquence permettait déjà d'obtenir une information intéressante. Enfin, le pire des cas qui pourrait être rencontré serait une configuration où un forçage atmosphérique incohérent viendrait parasiter le signal de basse fréquence, configuration symbolisée par un minimum sur la courbe de la figure 15. Nous pouvons néanmoins penser que dans ce dernier cas, si nous étions capables de qualifier objectivement la représentativité du forçage au jour J par rapport au CT observé au jour J, nous pourrions, en revenant aux champs non parasités, disposer au moins de l'information de basse fréquence. Ainsi, la qualité de l'indicateur serait dans tous les cas au moins représentative de l'information de basse fréquence océanique. Alors, la qualité de l'ICC correspondant serait mieux représentée par la courbe en pointillés de la figure 15.

Enfin, même si l'information de l'ICC semble pertinente du point de vue océanique, il est nécessaire d'associer à cette expertise un complément d'information se rapportant aux conditions atmosphériques.

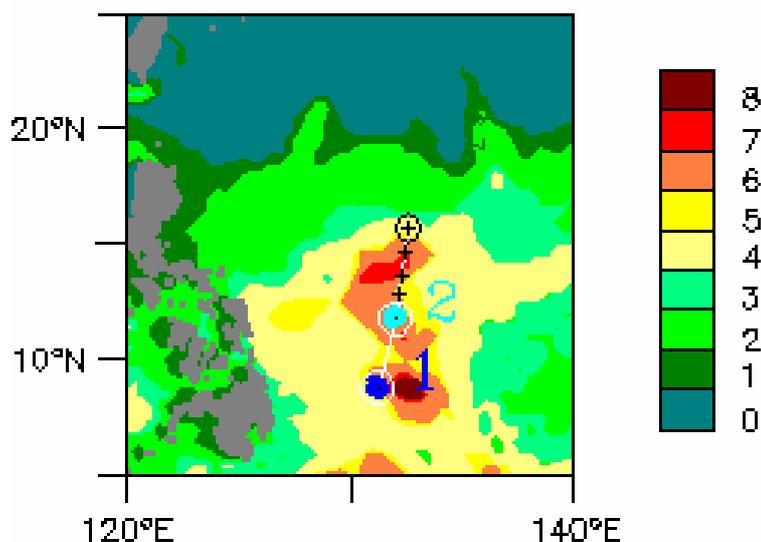


FIGURE 14 : SIMULATION D'UNE CARTE D'ICC PERMETTANT DE REPRESENTER DES ZONES A RISQUE D'UN POINT DE VUE OCEANIQUE POUR L'ACTIVITE CYCLONIQUE. NOUS SOMMES LE DEUXIEME JOUR, LE CYCLONE RAMMASUN PASSERA EN CLASSE 4 LE TROISIEME JOUR, LORSQU'IL SE SITUERA SUR LE POINT ENTOURE D'UN CERCLE NOIR.

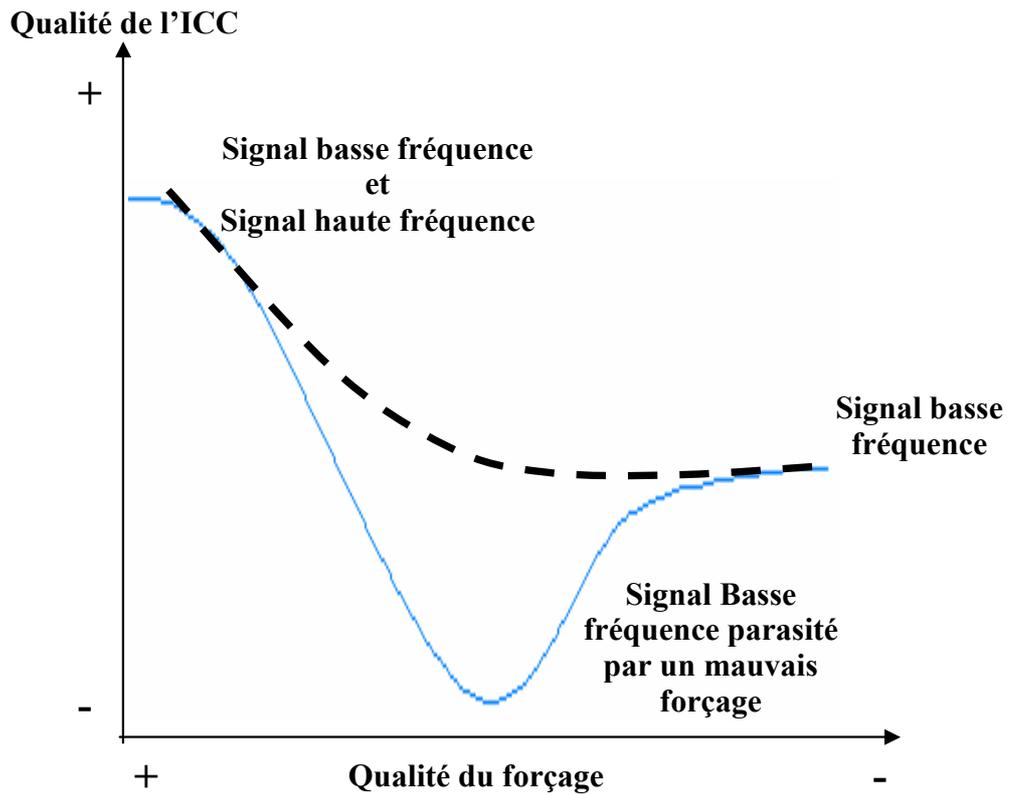


FIGURE 15 : ESTIMATION DE L'EVOLUTION DE LA QUALITE DE L'INDICATEUR ICC EN FONCTION DE LA QUALITE DU FORÇAGE ATMOSPHERIQUE. LA COURBE BLEUE REPRESENTE LA QUALITE DE L'ICC QUELLE QUE SOIT LA REPRESENTATIVITE DU FORÇAGE. LA COURBE EN POINTILLES REPRESENTE LA QUALITE DE L'ICC SI L'ON NE TIEN PAS COMPTE DE LA CONTRIBUTION DYNAMIQUE DUE A UN MAUVAIS FORÇAGE QUI PARASITERAIT LES CHAMPS EXPERTISES.

Conclusions et perspectives

L'objectif du présent travail a été d'identifier la part la plus significative de l'énergie contenue dans les couches superficielles de l'océan, contribuant à faire évoluer l'intensité d'un CT. Pour ce type de phénomène atmosphérique, le champ représentant l'ITCHC a montré, sur l'exploitation et l'expertise des cas étudiés, que ce signal énergétique fait apparaître des noyaux thermiques évoluant à la même fréquence que le phénomène atmosphérique. L'exploitation de ces champs afin de quantifier l'énergie utile disponible dans l'environnement du CT, au travers de l'ICC, a également montré dans plusieurs cas pris arbitrairement sa capacité d'anticipation de l'évolution de son intensité. Nous avons ainsi pu confirmer le caractère prédictif intrinsèque à la méthode qui consiste à fonder un lien entre une quantité d'énergie se trouvant dans l'eau et l'intensification d'un phénomène évoluant dans l'atmosphère. Les réarrangements dynamiques des réservoirs énergétiques, en particulier à l'avant du CT, qui ont été mis en évidence sur le cas de FITOW mais qui peuvent également être observés dans d'autres cas (RAMMASUN), semblent être correctement pris en compte par la méthode au moins lorsque le forçage atmosphérique est cohérent avec le CT. Sur l'échantillon représentatif des bons forçages nous avons pu quantifier l'apport de cette information dynamique sur l'aspect prédictif de la méthode. Cependant, même lorsque nous ne disposons pas d'une bonne représentation du CT dans le forçage, voire même en son absence totale, la corrélation entre la valeur de l'ICC au jour J et la valeur de la pression au jour J+1 est encore proche de 40%. Ce résultat est, selon nous, le plus important. Il nous permet de valider d'une part, le filtrage de la quantité d'énergie totale pour représenter l'énergie utile au processus atmosphérique. D'autre part, le caractère prédictif de la méthode développée avec la volonté d'effectuer une prévision à courte échéance de l'intensité d'un CT, en fonction de données observables au jour J. En effet, en montrant que l'indicateur mis en œuvre, calculé au jour J, est plus représentatif de la pression centrale d'un CT au jour J+1 qu'au jour J, nous avons montré que le fait de fonder notre analyse sur l'expertise de l'énergie dans l'océan nous permettait de tenir compte implicitement d'un intervalle de temps correspondant à la durée de transfert énergétique de l'océan vers l'atmosphère. Cet intervalle de temps semble être de l'ordre du jour, même si l'échantillonnage journalier des champs étudiés ne nous permet pas d'améliorer l'estimation de ce décalage temporel. Ce point est une des perspectives à apporter à ce travail. Une meilleure résolution temporelle et spatiale nous permettrait certainement d'affiner notre méthodologie.

Néanmoins, cette méthode se veut à terme être applicable aux systèmes globaux de simulation océaniques afin d'être en mesure de mettre en œuvre le Monitoring des CT à l'échelle de la planète.

Les CT sont des phénomènes atmosphériques que l'on retrouve sur tous les océans du monde et toute l'année. C'est pourquoi un monitoring global et permanent des CT aura certainement une importance croissante à l'avenir. C'est en ce sens que nous avons imaginé comment un champ ayant subi une expertise humaine, pourrait selon les conditions opérationnelles, être diffusé pour donner l'information complète coté océanique. Le champ d'ICC ainsi proposé pourrait être une possibilité. Cependant, cette information devra être superposée à une autre similaire et issue d'une expertise des conditions atmosphériques favorables/défavorables à l'épanouissement d'un CT.

La qualité ou la confiance à accorder à l'indication océanique devra être quantifiée et fournie avec l'information. Comme nous l'avons vu, cet indice dépendra en particulier de la cohérence des forçages atmosphériques. Dans les cas les plus défavorables le forçage représentera mal le CT et non seulement le signal dynamique ne sera pas bon mais il pourra même parasiter le signal statique ou basse fréquence. Cependant même dans cette configuration très défavorable, nous pourrions revenir au signal basse fréquence (avant qu'il ait été modifié) et fournir une information qui est encore de bonne qualité. Il faudra néanmoins être capable dans ce cas de qualifier objectivement la qualité des forçages pour être en mesure d'avoir, dans tous les cas, au moins le niveau de qualité donné par le signal de basse fréquence océanique.

Par ailleurs, il aurait été intéressant de tester notre méthode dans des conditions proches des conditions opérationnelles. Lorsque le forçage est considéré comme bon (nous avons pu constater que c'était le cas des CT RAMMASUN et HONDO par exemple) il suffit d'appliquer la méthode proposée non plus en utilisant la position observée par satellite, mais celle représentée par le forçage. Nous avons constaté dans cette configuration comment nous pourrions considérablement gagner en terme d'échéance de prévision. En effet, dans la mesure où le forçage décrit correctement le CT durant plusieurs jours, notre méthode est applicable sur les champs prévus. Nous pouvons dans ce cas anticiper sur les réarrangements haute fréquence de l'énergie de surface, avant même que le cyclone ne cause ces modifications. Cependant le peu de cas dont nous disposons ne nous a pas permis de valider la méthode dans ces conditions.

Enfin, notre étude tend à montrer que dans le cas de la prévision de l'évolution d'un CT l'influence de l'énergie contenue dans l'océan est très significative. Cette énergie transférée à l'atmosphère pourrait indiquer que les modèles atmosphériques auraient, tout au moins dans un premier instant, juste besoin d'un couplage à la CMO (moins coûteux) afin de disposer de l'information significative pour représenter l'interaction entre les phénomènes atmosphériques et l'océan.

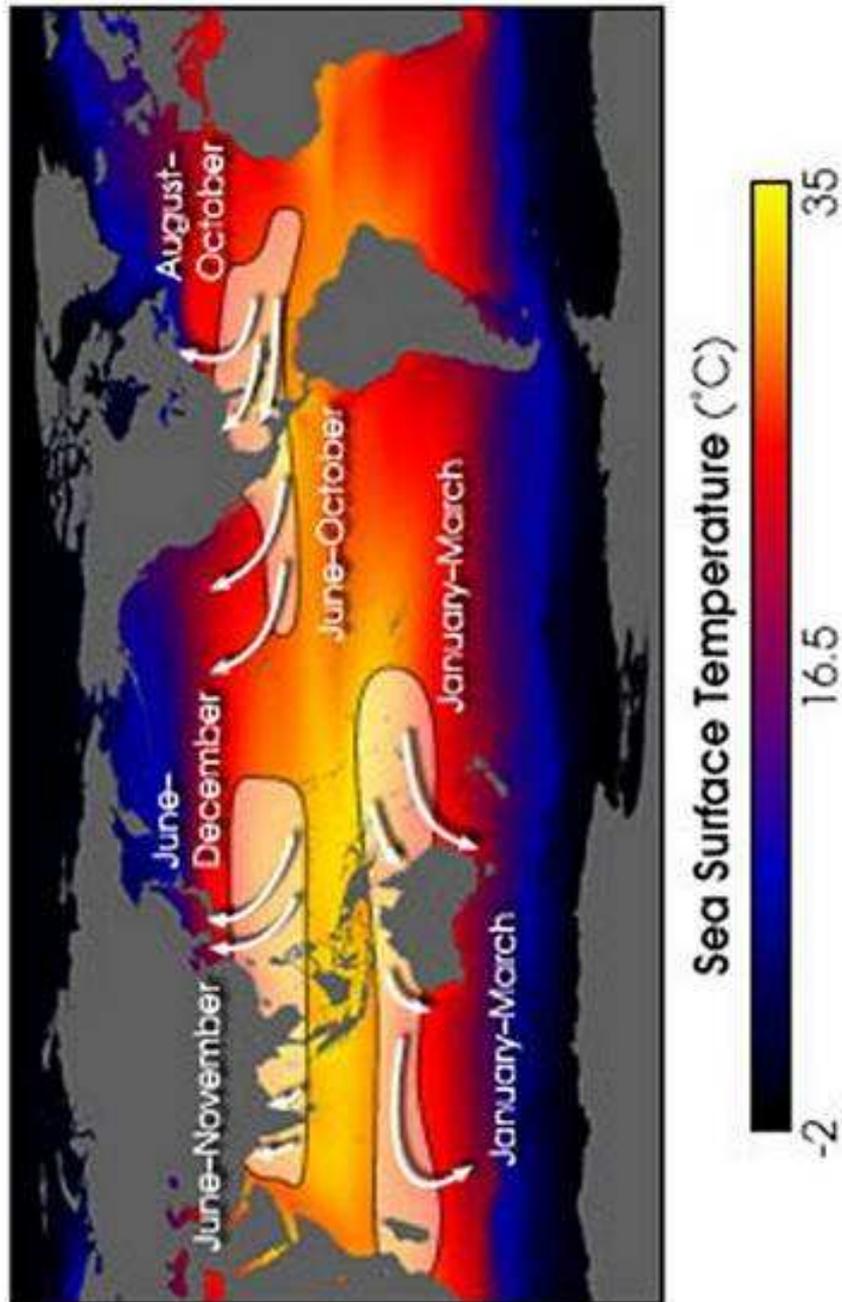
Cette information intégrée sur un champ bidimensionnel comme l'ITCHC ne serait pas plus représentative qu'une SST en terme de conditions de forçage des modèles atmosphériques ?

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- De Mey and Benkiran, 2002 : A multivariate reduced-order optimal interpolation method and its application to the Mediterranean basin-scale circulation, In *Ocean Forecasting, Conceptual basis and applications*, N. Pinardi and J.D. Woods, Eds., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 472pp.
- Emmanuel, Kerry, 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, Vol. 436, doi:10.1038/nature03906, 686-688.
- Giordani, H and G Caniaux, 2001 : Sensitivity of Cyclogenesis to Sea Surface Temperature in the Northwestern Atlantic, *Monthly Weather Review*, Vol.129, No. 6, 1273-1295
- Leipper, Dale F and LCDR Douglas Volgneau, 1972, Hurricane Heat Potential of the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 2, 218-224
- Madec, G., and M. Imbard, 1996: A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dynamics*, 12, 381-388.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Lévy, 1998: OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace, N°11, 91pp
- Monterey, G., and S. Levitus, 1997: Seasonal variability of mixed layer depth for the World Ocean. NOAA Atlas, NESDIS 14, 100, Washington, D.C.
- Ramos Buarque, S. and V. Landes, 2008: Aptitude du système global de prévision océanique PSY3V2 pour le monitoring des Cyclones tropicaux: un chemin vers le développement d'indicateurs croisés", *Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère*, 22-24 janvier, 10p.
- Richard W. Reynolds and Thomas M. Smith. 1994: Improved Global Sea Surface Temperature Analyses Using Optimum Interpolation. *Journal of Climate*: Vol. 7, No. 6, pp. 929-948.
- Samson, G, H Giordani, G Caniaux and F Roux, 2008 : Analysis of a resonant-like regime in the oceanic mixed layer induced by a moving Hurricane, 24th Conference on Severe Local Storms, 27-31 October 2008, Savannah
- Thiébaux, Jean, Rogers, Eric, Wang, Wanqiu, Katz, Bert, 2003: A New High-Resolution Blended Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis, *Bulletin of the American Meteorological Society* 2003 84: 645-656
- Van der Grijn, G, 2002 : Tropical cyclone forecasting at ECMWF : new products and validation, ECMWF Report N° 386, 13p.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Bassins d'activité cyclonique régulière



ANNEXE 2 : Description du cycle de Carnot dans le cas d'un cyclone

Pour l'étude des transferts énergétiques qui ont lieu dans un cyclone en régime stationnaire, on utilise souvent l'analogie avec une machine thermique représentée par un "cycle de Carnot". Nous proposons dans cette annexe une description succincte des différentes phases qui constituent ce cycle particulier (Cf. figure A2.1.).

Dans la première zone (zone 1), en basses couches, l'air est pris dans une spirale convergente qui l'aspire vers la zone de base pression. Il subit donc une transformation considérée isotherme sous l'effet majoritaire du gradient de pression face aux autres forces (Coriolis et centrifuges). Cette zone est celle où ont lieu les transferts d'énergie les plus importants entre l'atmosphère et l'océan. L'aspiration de l'air engendré par le gradient de pression entraîne deux types de transferts :

a) Le premier est un transfert d'humidité. En effet, par frottement à la surface, l'air se charge en humidité, ce qui se traduit par un échange de chaleur de l'océan vers l'atmosphère et non une augmentation de la température de l'air (transformation isotherme et donc pas de variations de la température de la surface de la mer).

La quantité d'énergie par mètre carré fournie au cyclone par l'océan sous forme de chaleur latente peut être exprimée comme suit :

$$G = \varepsilon \cdot C_k \cdot \rho \cdot V_s \cdot (k_0 - k_a)$$

où : ε est l'efficacité thermodynamique du cycle : $\varepsilon = (T_s - T_0) / T_s$; T_0 est la température de l'atmosphère à la surface de l'océan et T_s est la température de la surface de l'océan ; C_k est le coefficient d'échange d'enthalpie ; ρ est la masse volumique de l'air ; k_0 est l'enthalpie de l'océan près de la surface qui dépend du taux d'humidité ; k_a est l'enthalpie de l'atmosphère près de la surface ; V_s est le vent de surface.

b) Le second correspond au transfert ou dissipation de l'énergie cinétique du cyclone. C'est dans cette même zone que le vent généré par le cyclone frotte sur les rugosités de l'océan (principalement les vagues et peut être les bosses creux océaniques). Une grande partie de cette énergie est transférée à l'océan sous forme de quantité de mouvement pouvant être également vue en quantité d'énergie cinétique et une autre part est dissipée par effet Joules (échauffement par friction).

La quantité totale d'énergie par mètres carré transférée par le cyclone vers l'océan peut s'écrire comme suit :

$$D = C_d \cdot \rho \cdot V_s^3$$

Où C_d est le coefficient de traînée.

Dans la deuxième zone (zone 2), l'air est pris dans un flux ascendant et il subit une détente adiabatique saturée. Lors de cette transformation, la chaleur latente est transformée en chaleur sensible par condensation de l'air humide. La flottabilité de cet air devenu plus chaud s'en trouve affecté et l'air continu à monter. Ce processus se répète tout au long de cette ascension jusqu'à la tropopause.

Dans la troisième zone (zone 3), à la tropopause, le profil de température s'inverse et cette barrière physique dévie la trajectoire du flux d'air qui conserve néanmoins sa quantité de mouvement, et on observe une divergence horizontale du flux. Cette transformation est supposée isotherme. L'air perd progressivement le reste de chaleur latente qu'il contient par rayonnement infrarouge et regagne de l'énergie cinétique par contact avec les mouvements de l'atmosphère.

Dans la dernière zone (zone 4), l'air ayant rayonné vers l'espace le maximum d'énergie, sa flottabilité diminue progressivement pour atteindre une valeur suffisamment basse pour lui permettre de redescendre. L'air subit alors une transformation de type compression adiabatique.

En conclusion, il semble évident que la zone 1 est la zone clé, lieu de la compétition entre les différents transferts d'énergie. La puissance du cyclone dépendra directement de cet équilibre.

En effet, en intégrant sur la surface du cyclone l'équation $G=D$ qui gouverne cette zone et en supposant que la plus grande contribution provient de l'intérieur du cercle de vents maximum on obtient :

$$V_s^2 \approx \frac{C_d}{C_k} \cdot \mathcal{E} \cdot T_s \cdot (k_0 - k_a)$$

La violence des vents d'un cyclone (et donc la violence du cyclone) dépend donc de la différence d'énergie (enthalpie et chaleur) entre l'océan et l'atmosphère, de la température de la surface de la mer, de l'efficacité du cycle thermodynamique et du rapport C_d / C_k . Ce dernier rapport peut être vu comme le rapport entre : la capacité de l'océan à fournir de l'énergie au cyclone et la capacité de l'atmosphère à transférer son énergie vers l'océan. Il est donc évident que plus ce rapport est grand plus l'intensité du cyclone peut être élevée.

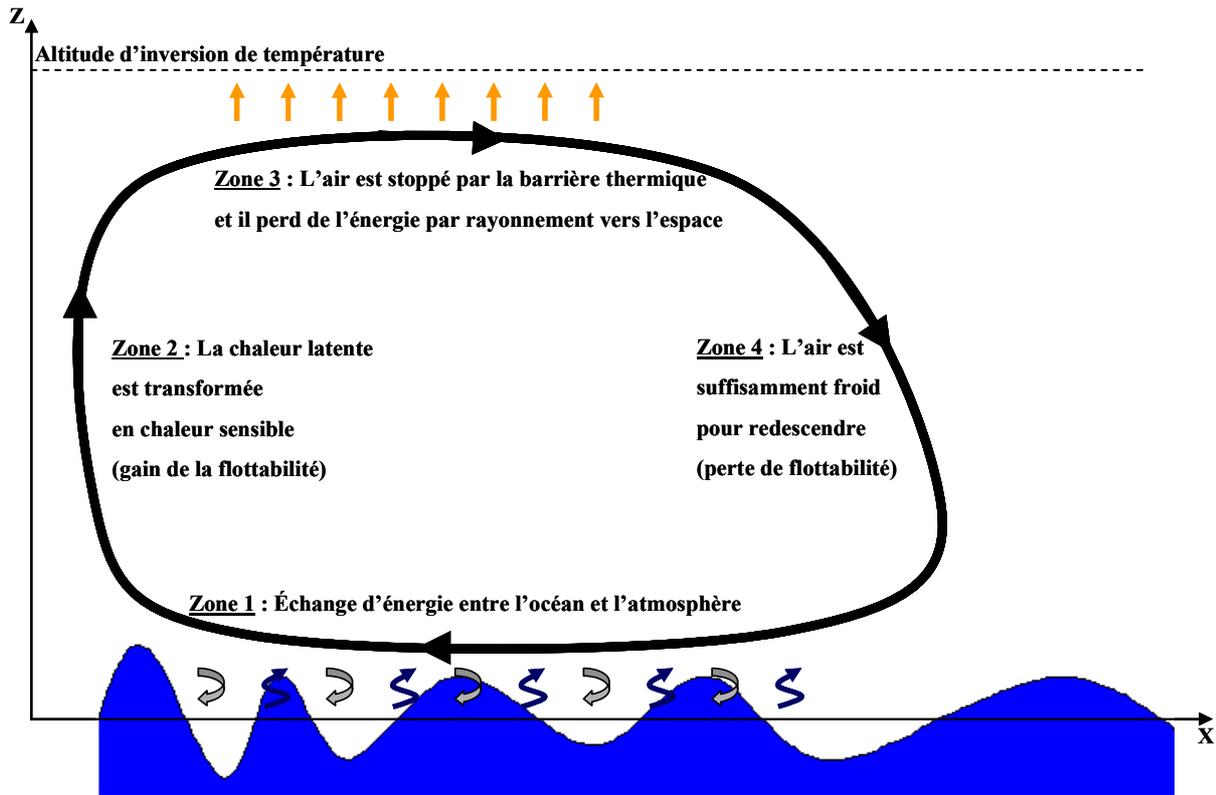


FIGURE A2.1. : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DU CYCLE DE CARNOT PERMETTANT L'ANALOGIE AU CT.

Le cycle énergétique d'un cyclone est modélisé en prenant l'océan comme source chaude et la tropopause comme source froide, ces deux sources étant supposées à température constante. Le cycle étant supposé isentropique idéal, il n'est seulement possible d'obtenir qu'un majorant de la violence des phénomènes par ce type de méthodes. Par ailleurs, l'influence de la force de Coriolis étant faible dans le cercle de vent fort, cette force est négligée dans la suite de ces travaux. Le modèle simplifié qui découle de cette méthode, modèle de théorie MPI (Maximum Potential Intensity), permet donc de calculer l'intensité que pourrait avoir un cyclone s'il exploitait au maximum les ressources de son environnement. En réalité, seulement 2/3 des cyclones atteignent 50% de l'IMP calculé, et seul environ 1/5 dépasse 75% de l'IMP.

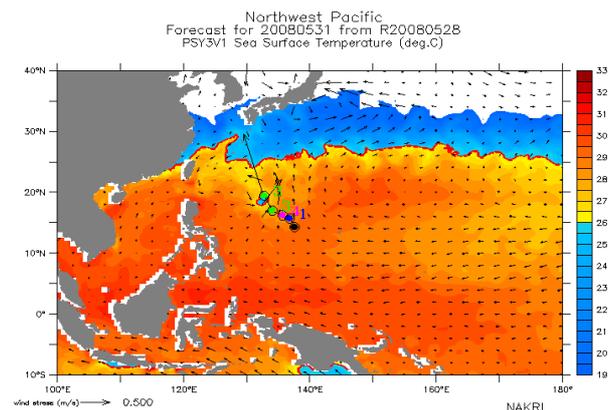
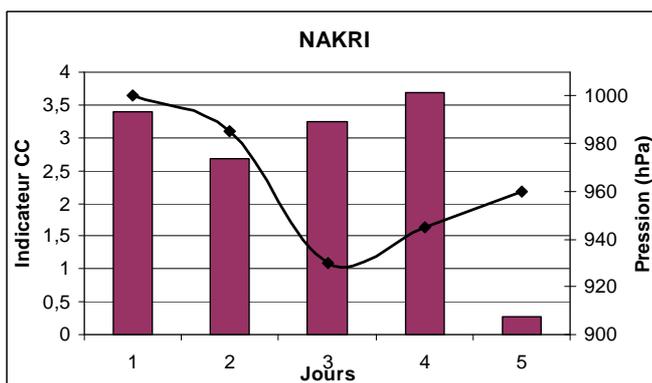
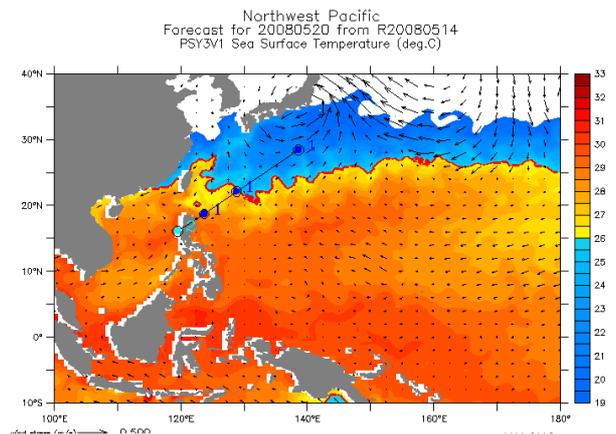
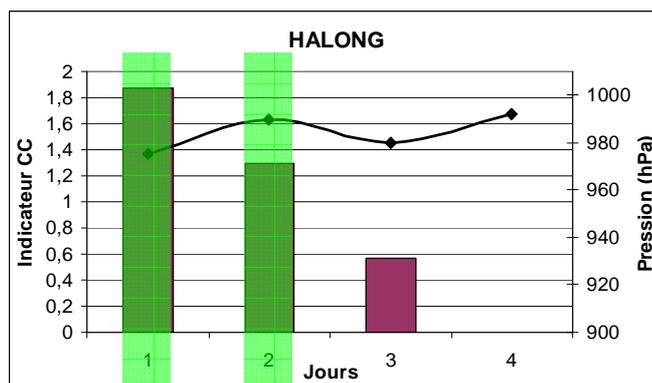
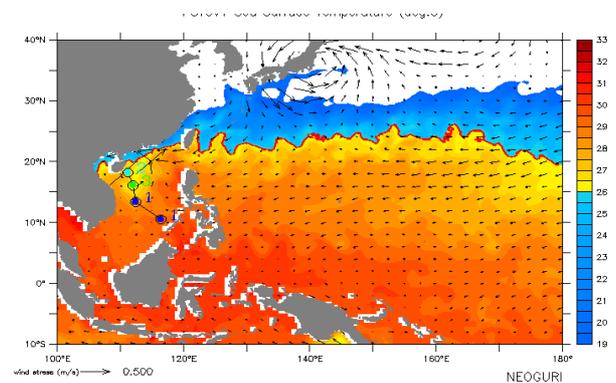
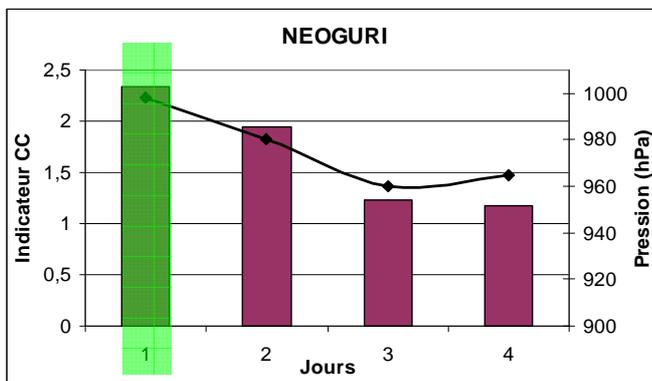
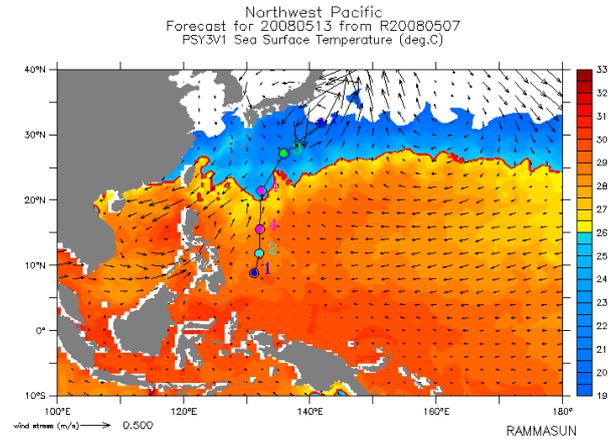
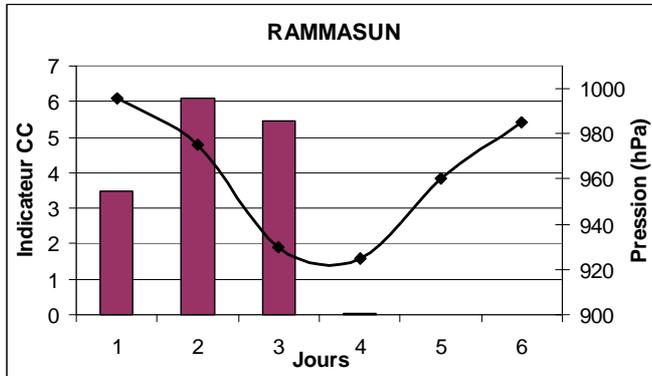
Ce type de modèle est donc très bien adapté pour caractériser la tendance probable de l'évolution des caractéristiques des CT, liée au changement climatique. Cependant, les cyclones étant étudiés dans des conditions stationnaires, après leur formation, il ne s'applique pas à la phase de cyclogenèse, lors de laquelle les processus physiques se mettent en place. Il ne permet donc pas d'estimer l'évolution de l'intensité d'un cyclone particulier dont on voudrait savoir s'il peut atteindre un seuil « dangereux » selon la région dans laquelle il évolue. C'est pourquoi il est fondamental de mieux caractériser la quantité d'énergie qu'un CT peut extraire de l'océan, afin de mieux présager de son évolution en fonction de ses propres caractéristiques (vitesse, dimensions, température de l'atmosphère des basses couches).

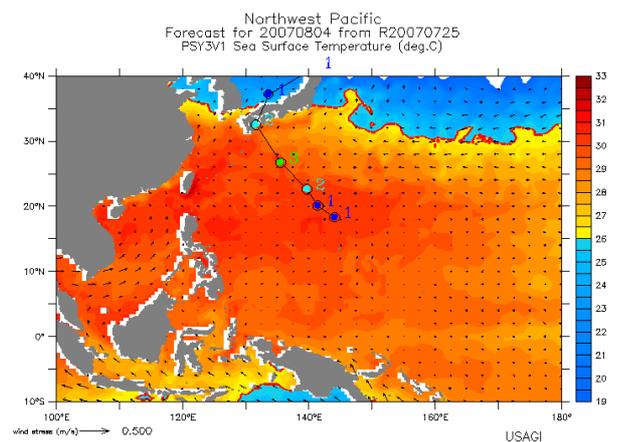
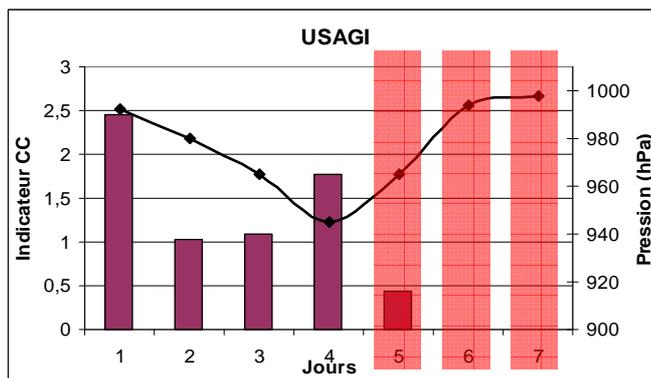
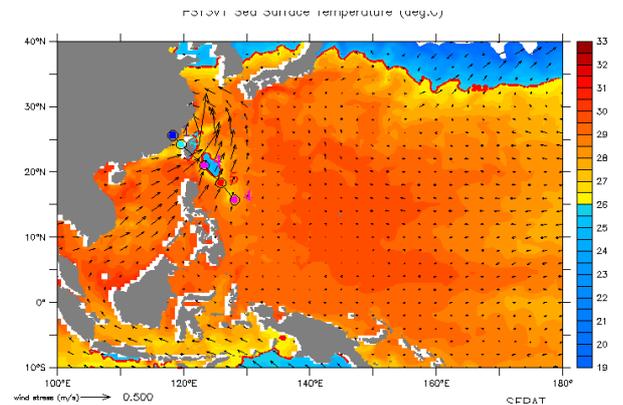
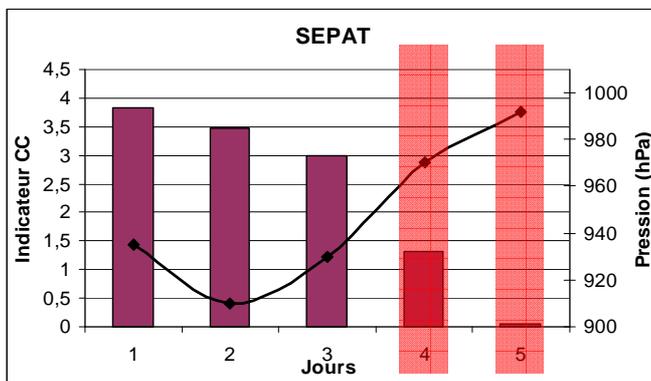
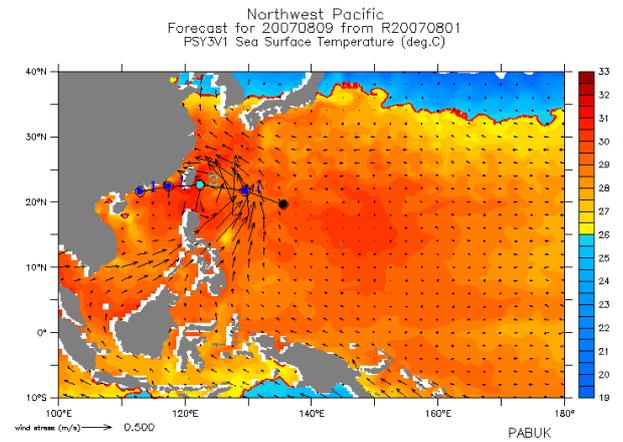
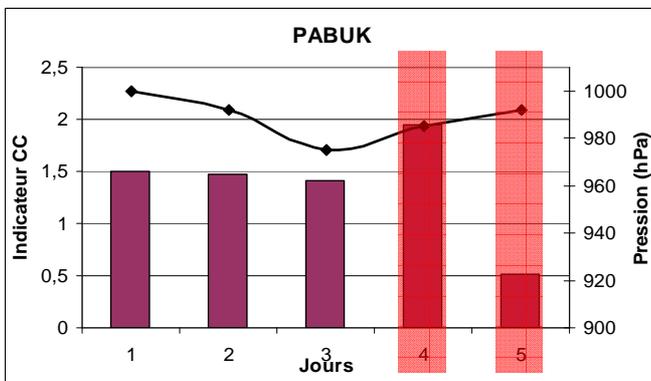
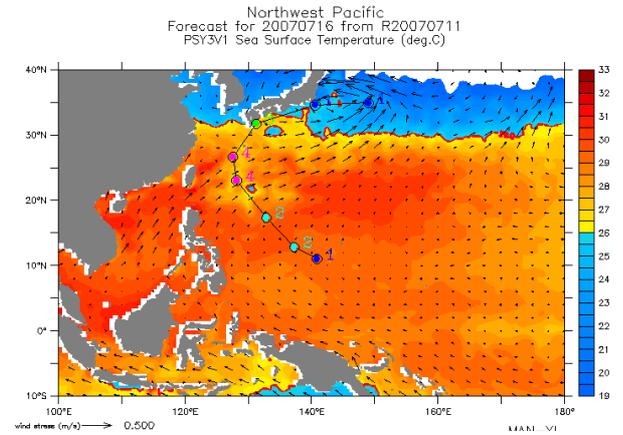
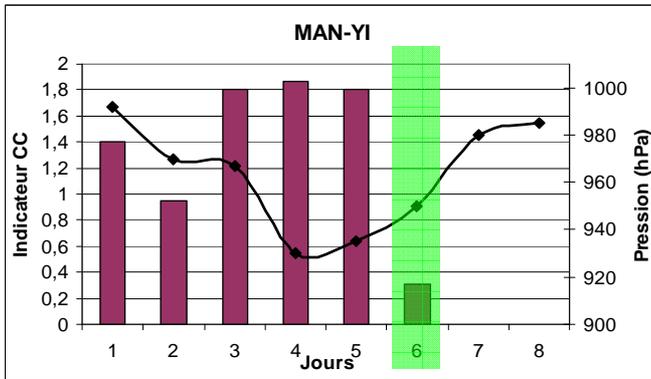
ANNEXE 3 : Classification des phénomènes selon les bassins océaniques

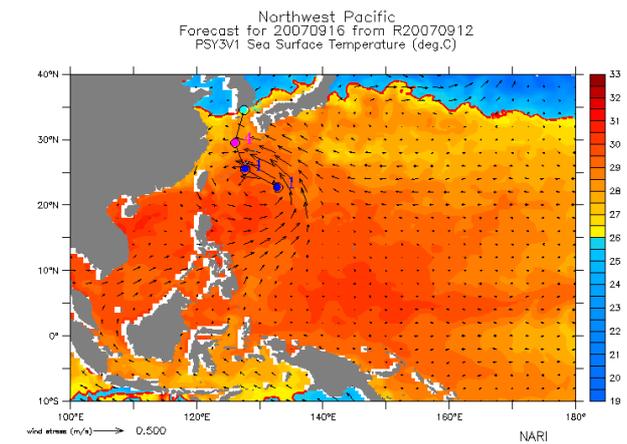
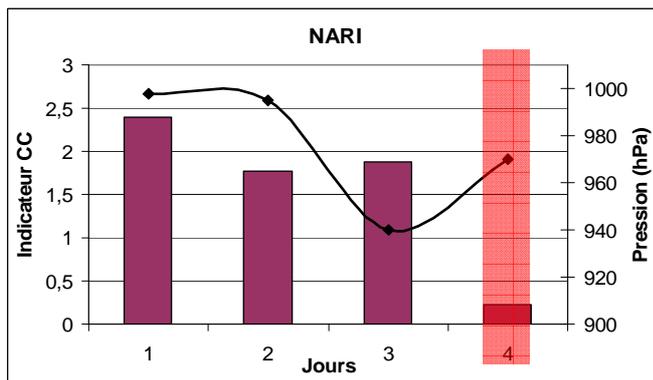
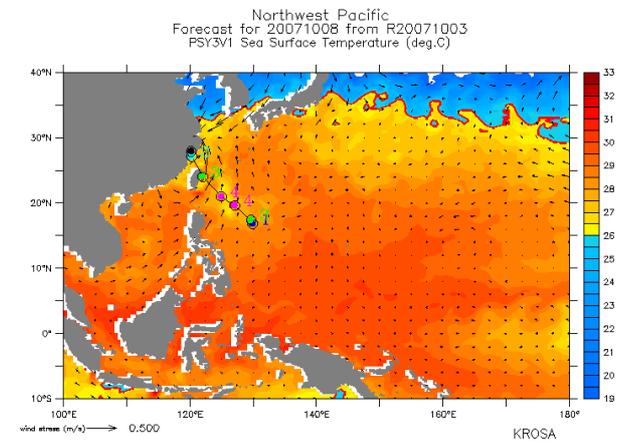
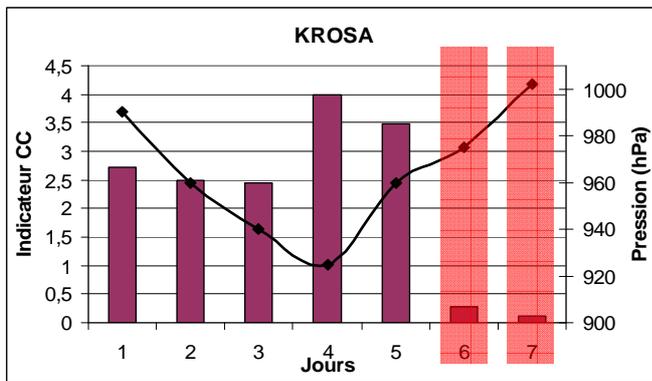
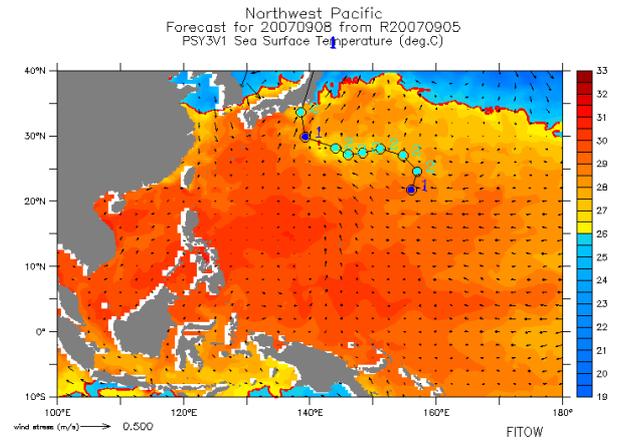
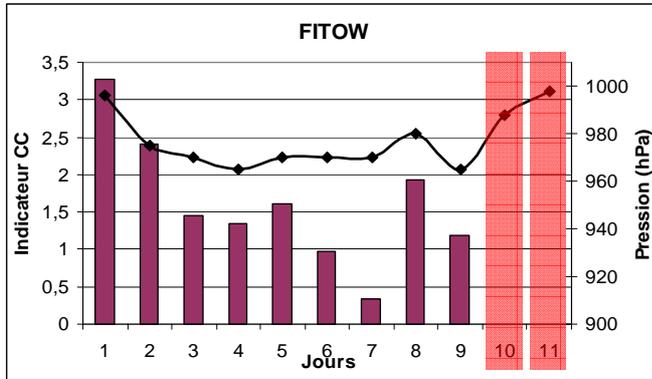
| Echelle de Beaufort | Vent soutenus sur 10min en Kt | Océan Indien nord Service météorologique indien | Océan Indien sud-ouest Météo France | Australie Bureau of Meteorology | Pacifique sud-ouest Fiji Meteorological Service | Pacifique nord-ouest Japan Meteorological Agency | Pacifique nord-ouest Joint Typhoon Warning Center | Pacifique nord-est et Atlantique nord National Hurricane Center et Central Pacific Hurricane Center |
|---------------------|---|--|--|------------------------------------|--|---|--|--|
| | | | | | | | | |
| 0 à 6 | <28 | Dépression | Dépression | Dépression tropicale | Dépression tropicale | Dépression tropicale | Dépression tropicale | Dépression tropicale |
| 7 | 28 à 29 30 à 33 | Dépression profonde | Dépression | Dépression tropicale | Dépression tropicale | Dépression tropicale | Dépression tropicale | Dépression tropicale |
| 8 à 9 | 34 à 47 | Tempête tropicale modérée | Tempête tropicale modérée | Cyclone tropical (1) | Tempête tropicale | Tempête tropicale | Tempête tropicale | Tempête tropicale |
| 10 | 48 à 55 | Tempête tropicale | Tempête tropicale | Cyclone tropical (2) | Tempête tropicale sévère | Tempête tropicale | Tempête tropicale | Tempête tropicale |
| 11 | 56 à 63 | Cyclone tropical | Cyclone tropical | Cyclone tropical sévère (3) | Typhon | Typhon | Typhon | Ouragan (1) |
| 12 | 64 à 72 | Cyclone tropical intense | Cyclone tropical intense | Cyclone tropical sévère (4) | | | | Ouragan majeur (3) |
| | 73 à 85 | Cyclone tropical très intense | Cyclone tropical très intense | Cyclone tropical sévère (5) | | | | Ouragan majeur (4) |
| | 86 à 89 90 à 99 100 à 106 107 à 114 115 à 119 | Super tempête cyclonique | Super tempête cyclonique | | Ouragan majeur (5) | | | |
| | >120 | | | | | | | |

ANNEXE 4 : Tous les résultats concernant les 26 CT étudiés

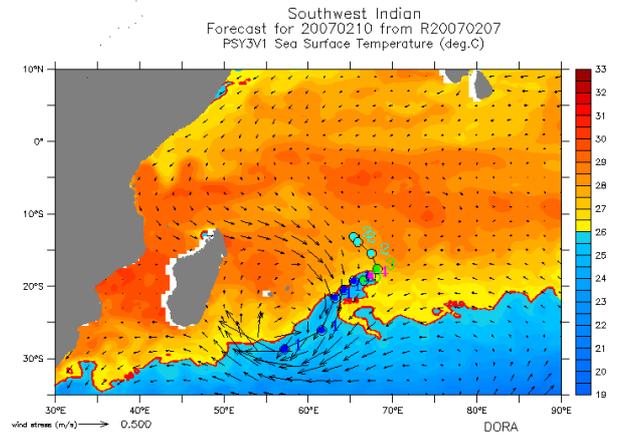
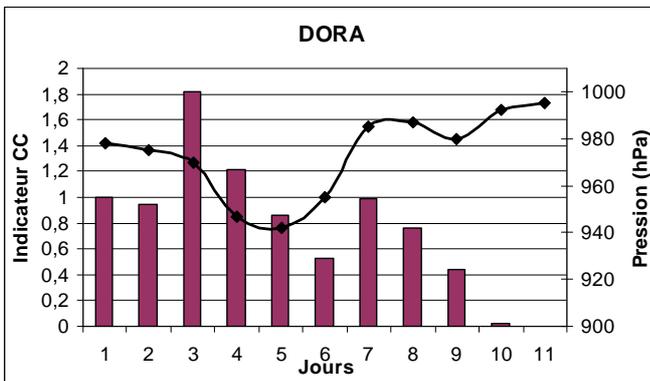
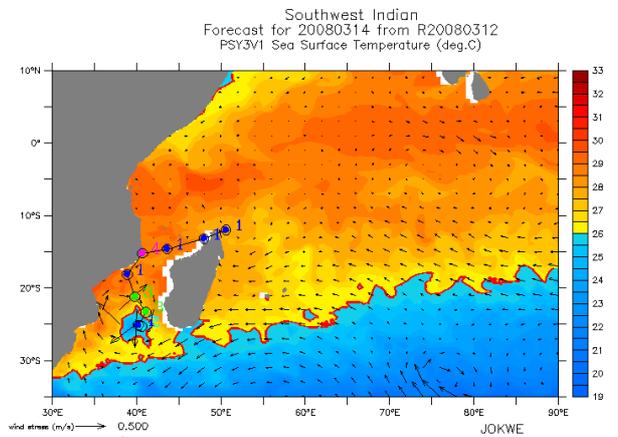
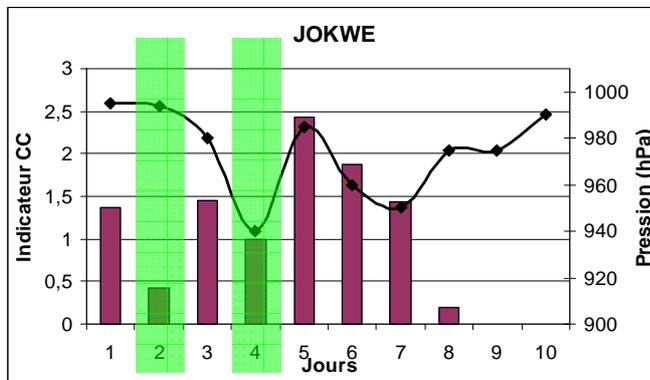
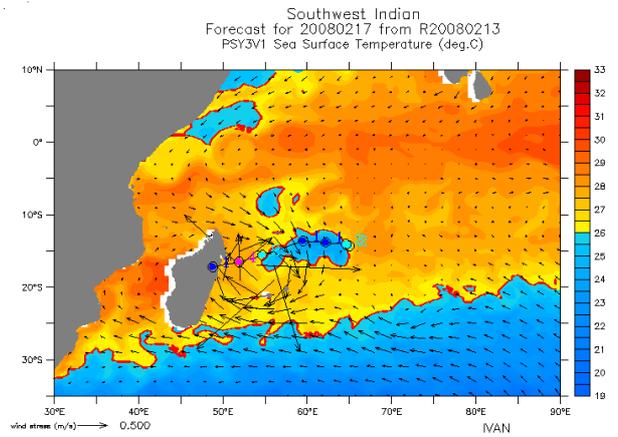
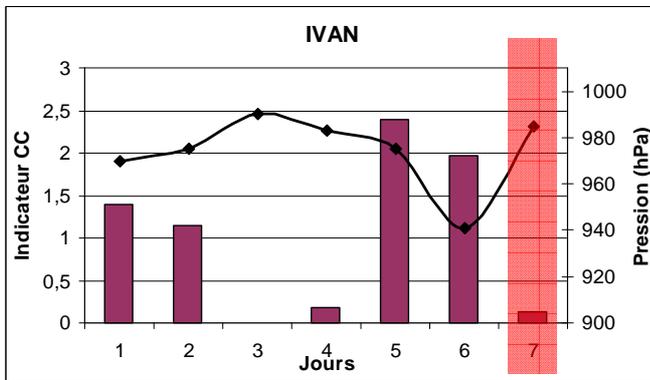
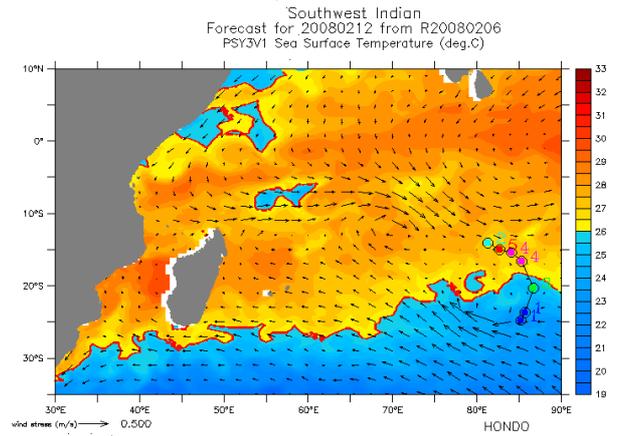
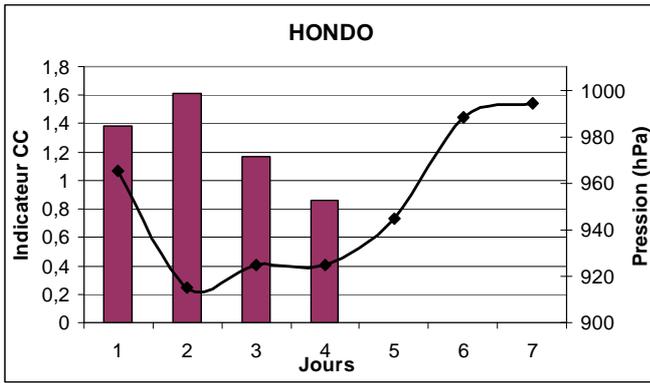
Bassin : Pacifique Nord-Ouest

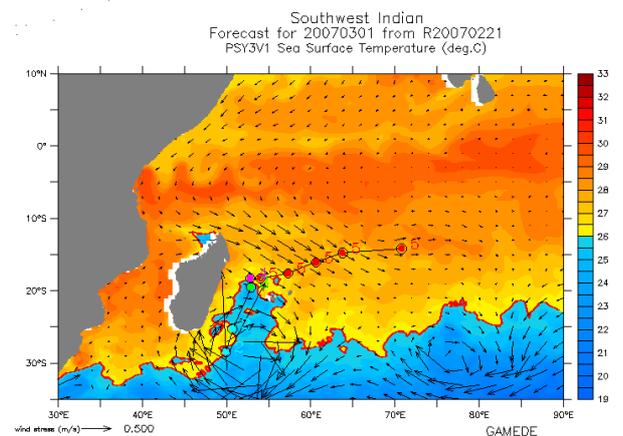
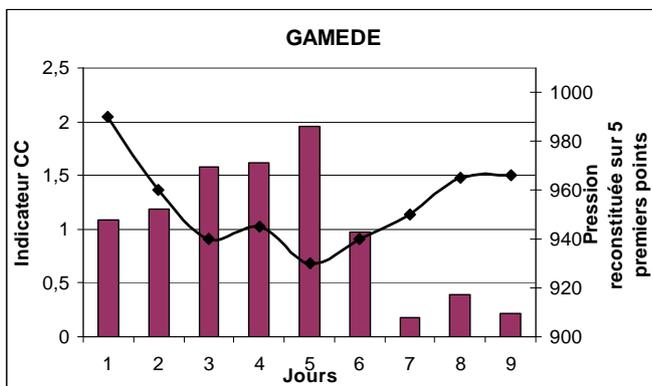
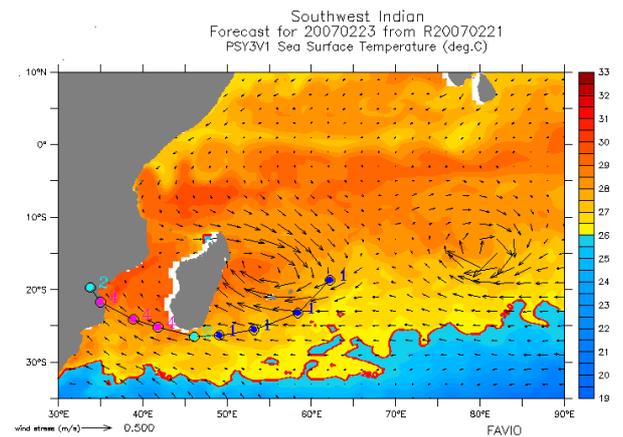
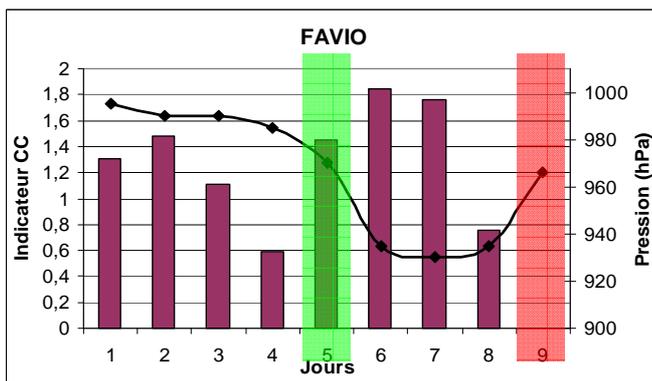
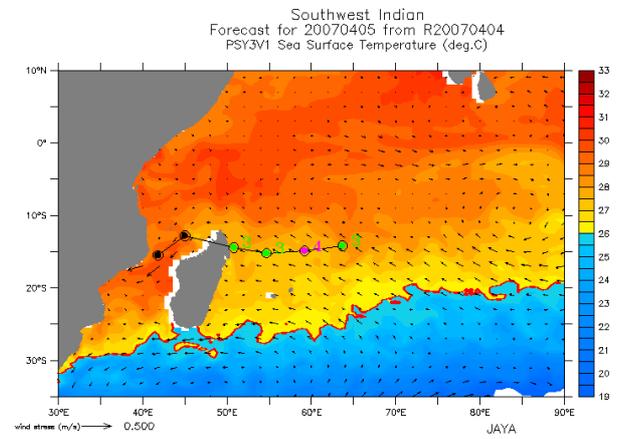
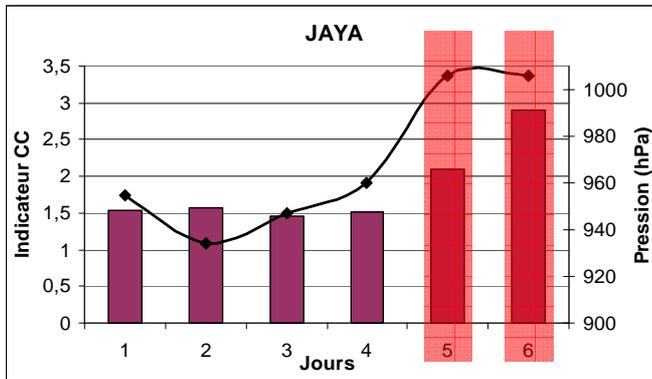




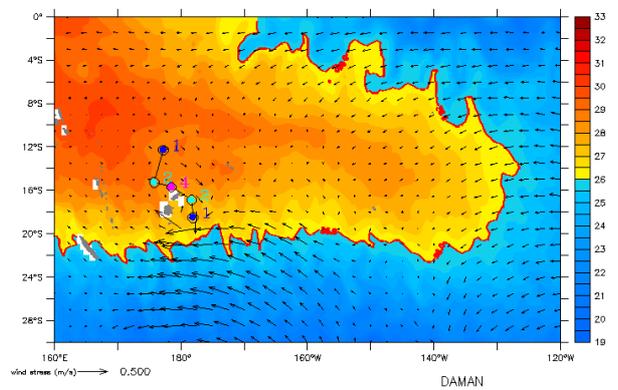
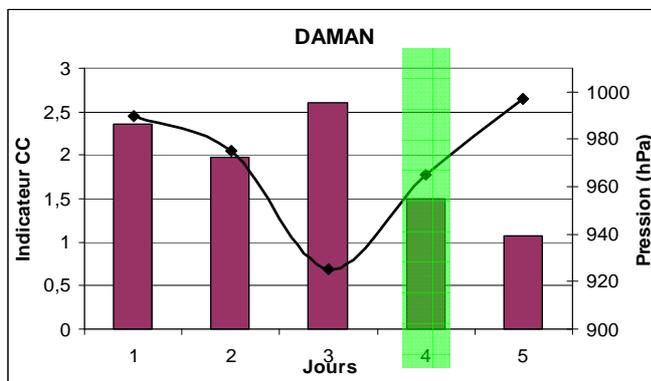
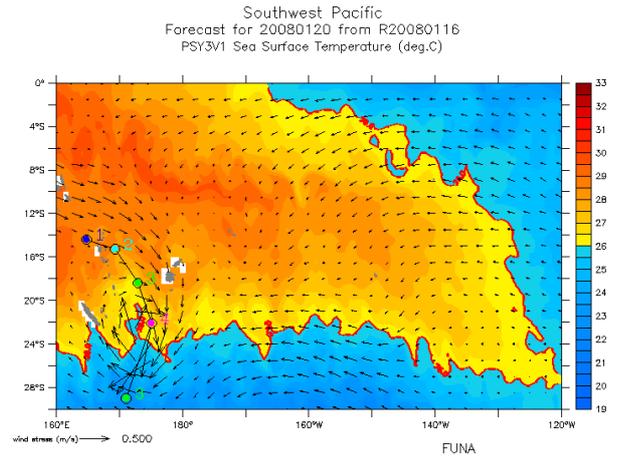
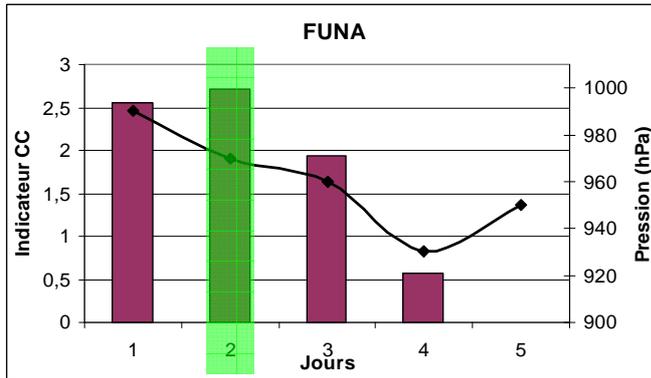


Bassin : Indien Sud-Ouest

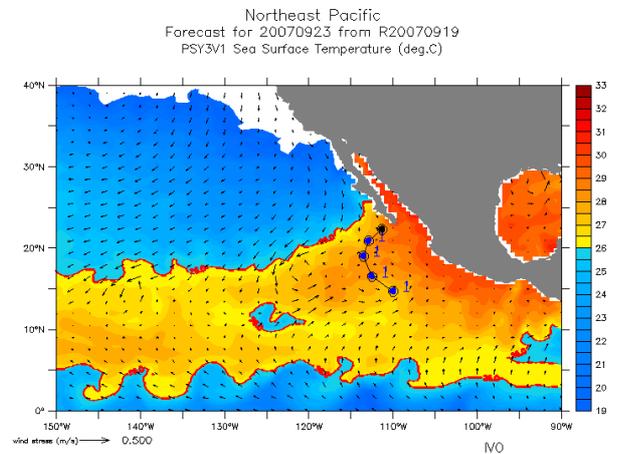
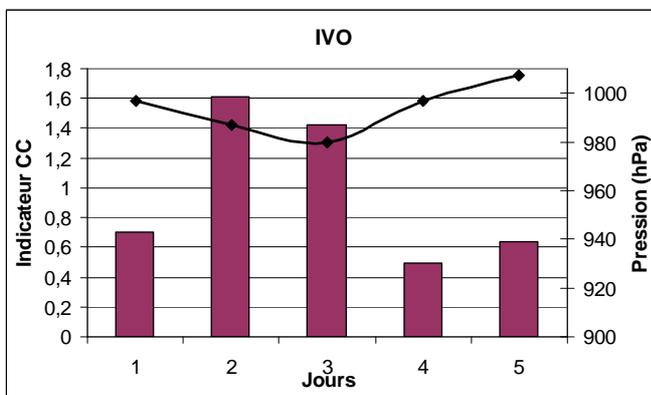




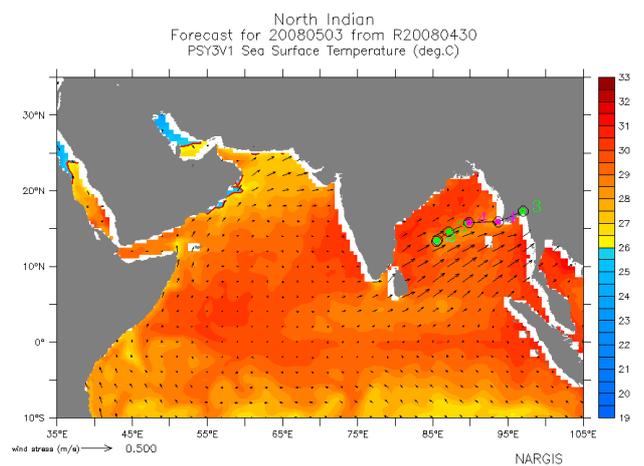
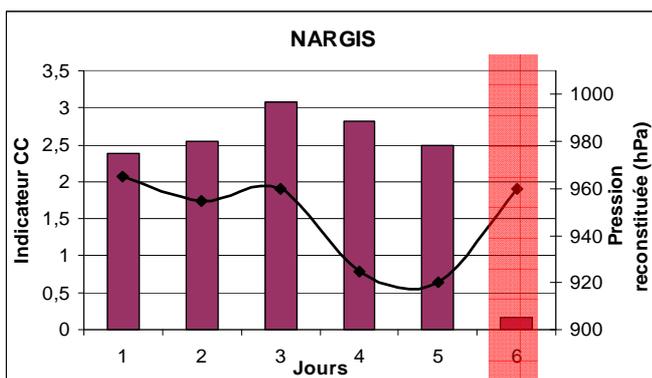
Bassin : Pacifique Sud-Ouest



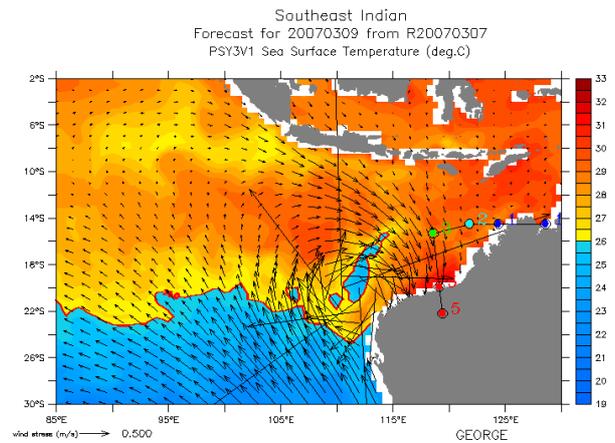
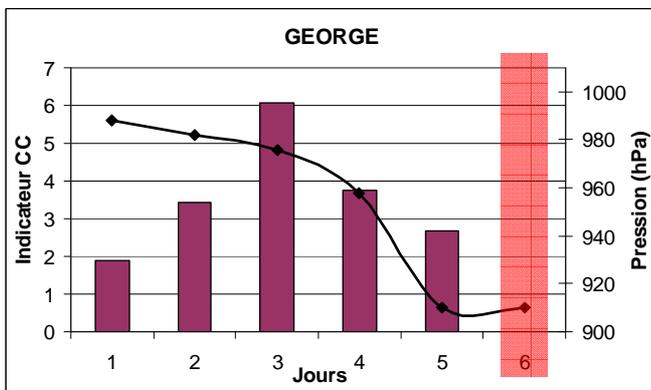
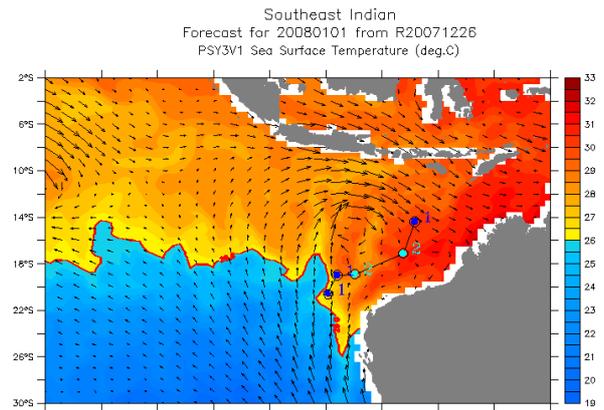
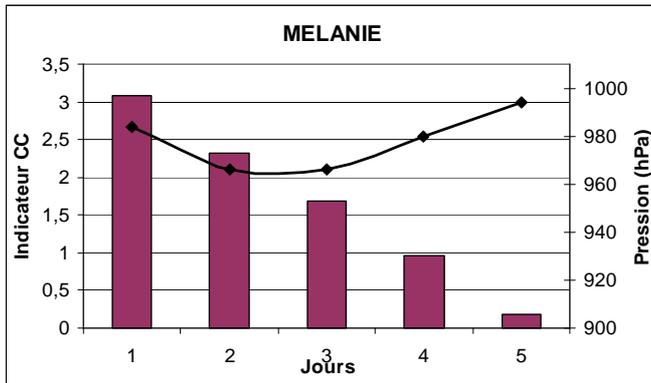
Bassin : Pacifique Nord Est



Bassin : Indien Nord



Bassin :Indien Sud est



Bassin Nord Atlantique

