

L'oscillation de Madden-Julian, principal mode de variabilité intrasaisonnière dans les tropiques

Camille Risi, Jean-Philippe Duvel

Laboratoire de météorologie dynamique, IPSL, École normale supérieure et Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris
camille.risi@lmd.jussieu.fr

Résumé

L'oscillation de Madden-Julian (MJO) est le principal mode de variabilité à l'échelle intrasaisonnière dans les tropiques. D'une période variant entre 30 et 60 jours, la MJO consiste en une large région de pluie plus intense qui se propage vers l'est le long de l'équateur, de l'océan Indien jusqu'au Pacifique central. Cet article résume nos connaissances sur la MJO, sur ses mécanismes et son influence sur les prévisions météorologiques. On donne également quelques pistes pour expliquer pourquoi la MJO est si difficile à simuler par les modèles numériques de climat.

Abstract

The Madden-Julian oscillation, main mode of intraseasonal variability in the Tropics

The Madden-Julian oscillation (MJO) is the main mode of tropical intraseasonal variability. The MJO has a period between 30 and 60 days, and is characterized by a wide region of more intense rain propagating eastward along the equator, from the Indian Ocean to the Central Pacific. This article summarizes our knowledge on the MJO, the mechanisms underlying this phenomenon and its potential impact on weather forecasts. We also give some hints to explain why the MJO is so difficult to simulate by numerical climate models.

Introduction

Aux moyennes latitudes, le temps varie surtout aux échelles spatiales et temporelles synoptiques, c'est-à-dire avec des successions de dépressions et d'anticyclones avec des échelles spatiales de l'ordre de quelques milliers de kilomètres et temporelles de quelques jours. Dans les tropiques, il existe également des ondes à l'échelle synoptique, mais une partie importante de la variation du temps concerne la position et l'intensité de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), avec des perturbations couvrant l'ensemble indopacifique, voire au delà, et des échelles de temps supérieures au mois. Ces fluctuations relativement lentes de la ZCIT sont dénommées perturbations intrasaisonnières.

Ces perturbations intrasaisonnières peuvent avoir différentes structures, suivant la saison et le bassin océanique que l'on considère, mais le principal mode de variabilité s'appelle l'oscillation de Madden-Julian (*Madden-Julian oscillation* ou MJO, en anglais). C'est le mode de variabilité intrasaisonnière le plus important, le plus reproductible et le plus étendu en longitude. Ce phénomène a une échelle de temps variant entre 30 et 60 jours, et consiste en une perturbation de plusieurs milliers de kilomètres qui se propage vers l'est le long de l'équateur, de l'océan Indien jusqu'au Pacifique central, et qui module fortement la pluie et le vent. La figure 1 montre par exemple quatre étapes d'une perturbation MJO en

novembre 2011, pendant la campagne de terrain Cindy-Dynamo (voir encadré). Le 22 novembre, une région de vent d'ouest apparaît au sud de l'équateur vers 60°E. Le 26 novembre, ce jet d'ouest s'est considérablement renforcé entre 50°E et 80°E et est alors associé à une forte couverture nuageuse qui traduit la présence de nombreux systèmes convectifs de méso-échelle (un ensemble de gros orages). Dans les jours qui suivent, cette région de forte activité convective se déplace vers l'est au-dessus de l'océan Indien, atteignant l'Indonésie début décembre 2011. À cette date, les nuages convectifs et les précipitations ont pratiquement disparu de l'océan Indien.

La MJO module fortement le temps dans les tropiques, mais elle a aussi une influence à l'échelle planétaire, y compris dans les extra-tropiques. Les longues échelles de temps (30-60 jours) de la MJO donnent donc des informations utiles pour les prévisions météorologiques à échéance étendue (15-30 jours) sur l'ensemble du globe. Toutefois, la MJO est encore un phénomène mal compris que les modèles numériques ont du mal à simuler et à prévoir. Cet article résume l'état de nos connaissances sur les caractéristiques et les mécanismes de la MJO. On tentera d'expliquer pourquoi elle est si difficile à simuler par les modèles numériques. On discutera ensuite de l'apport potentiel d'une meilleure simulation de la MJO pour les prévisions météorologiques.

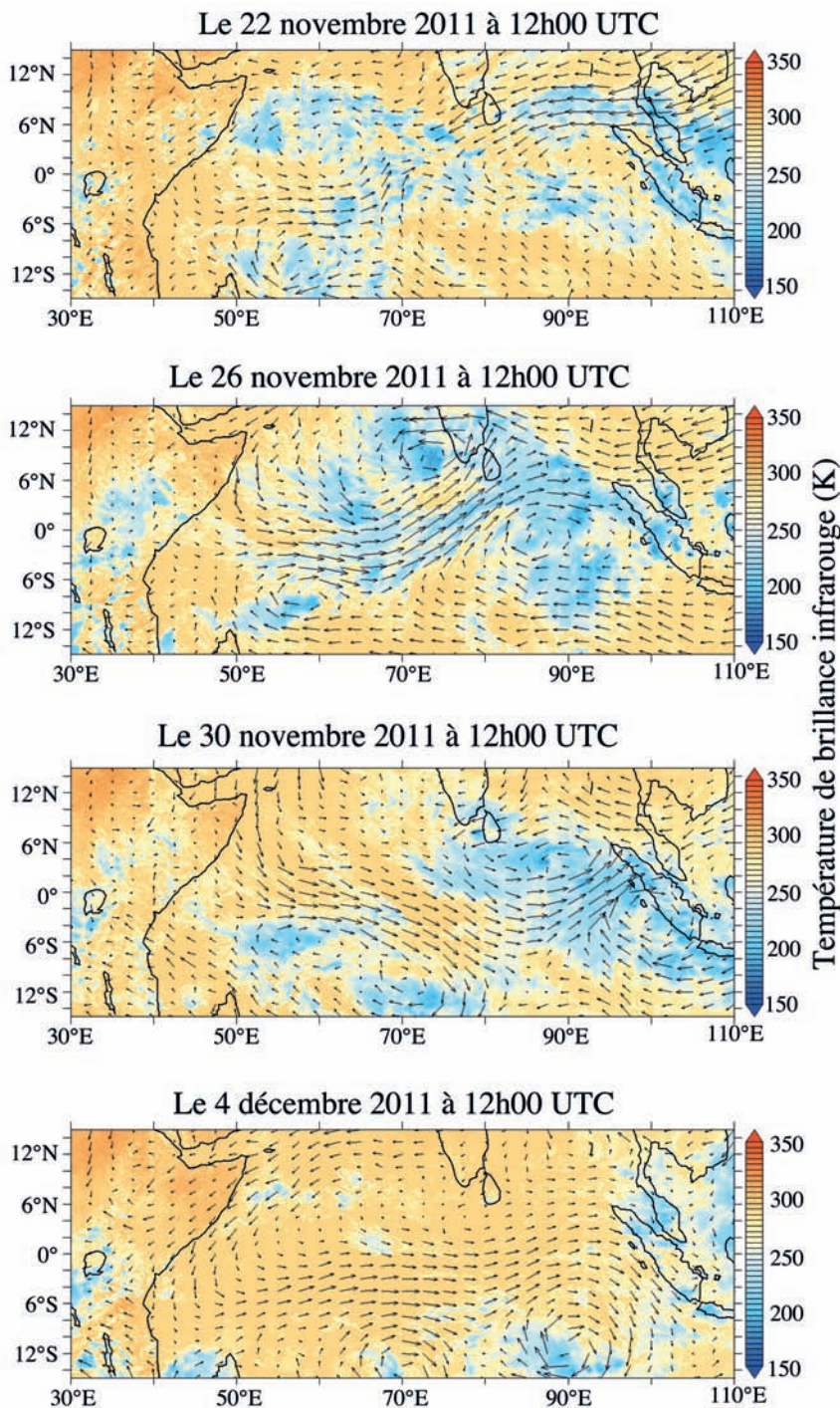


Figure 1. Images satellites des 22, 26 et 30 novembre et 4 décembre 2011, obtenues par le satellite *Meteosat* sur l'océan Indien. Les couleurs montrent la température de brillance infrarouge. Les zones bleutées correspondent aux nuages hauts qui masquent le rayonnement infrarouge émis par la Terre. Les flèches indiquent le vent à 850 hPa : une flèche de longueur 1° correspond à un vent de 5 m/s. On y voit la propagation vers l'est de l'événement MJO de l'ouest de l'océan Indien le 22 novembre jusqu'à l'ouest de l'océan Pacifique le 4 décembre 2011. La phase active de la MJO est caractérisée par une couverture nuageuse importante et par un vent d'ouest fort dans les basses couches de l'atmosphère.

Quelles sont les caractéristiques la MJO ?

La MJO a été découverte par Madden et Julian (1971, 1972) à partir de données de pression de surface et de radiosondages de la région indopacifique. Depuis, de

nombreuses études lui ont été consacrées en utilisant de nouveaux jeux d'observations fournis par des campagnes de mesures (voir encadré), des mesures satellitaires ou les analyses météorologiques des grands centres de prévision. Des modèles numériques plus ou moins idéalisés du système couplé océan-atmosphère sont également utilisés pour décortiquer les mécanismes de cette oscillation.

La figure 2a montre l'évolution observée des précipitations équatoriales en fonction de la longitude et du temps (diagramme de Hovmöller) pour l'été austral 2011-2012. Cinq événements MJO d'intensité et de durée variables sont identifiables sur cette période sous forme de zones de plus forte précipitation et de vent d'ouest qui se propagent lentement vers l'est, au-dessus de la région indopacifique, avec une vitesse d'environ 5 m/s. La pluie est engendrée dans des systèmes convectifs de méso-échelle. Au sein de ces systèmes, la vapeur d'eau des masses d'air qui montent dans le panache convectif se condense sous forme de gouttelettes ou de cristaux de glace en dégageant de l'énergie (ce que l'on appelle la « chaleur latente »). Ce chauffage convectif, organisé à grande échelle dans la phase active de la MJO, induit une réponse dynamique de l'atmosphère. La figure 2b montre le diagramme de Hovmöller pour les vents dans les basses couches de l'atmosphère. On voit que la propagation des événements MJO est associée à des perturbations à grande échelle du vent (ce que l'on voit également sur la figure 1). Les régions de forte convection correspondent également à des régions de convergence du vent dans les basses couches.

La figure 2a montre que la MJO n'est pas le seul phénomène qui se propage. Au sein des événements MJO, il y a des perturbations d'échelle synoptique (période de quelques jours) dues à des ondes ou à des systèmes dépressionnaires (voir figure 1) qui se propagent soit vers l'est, soit vers l'ouest, à différentes vitesses. Il y a aussi des systèmes convectifs de méso-échelle, avec des caractéristiques variées en taille, forme, position, durée de vie et direction de propagation. La phase active de la MJO est donc une sorte d'enveloppe de grande échelle contenant toutes sortes de systèmes convectifs et de perturbations dynamiques d'échelles plus fines.

La figure 2 montre aussi que la MJO n'est pas une oscillation purement périodique et reproductible d'un événement à l'autre. Les événements MJO sont le plus souvent situés au sud de l'équateur pendant l'été austral et au nord de l'équateur pendant l'été boréal (figure 3). Les différents événements peuvent en fait s'engendrer ou se renforcer sur différents bassins océaniques et ceux qui initient sur l'océan Indien se propagent plus ou moins loin au-dessus de l'Indonésie ou du

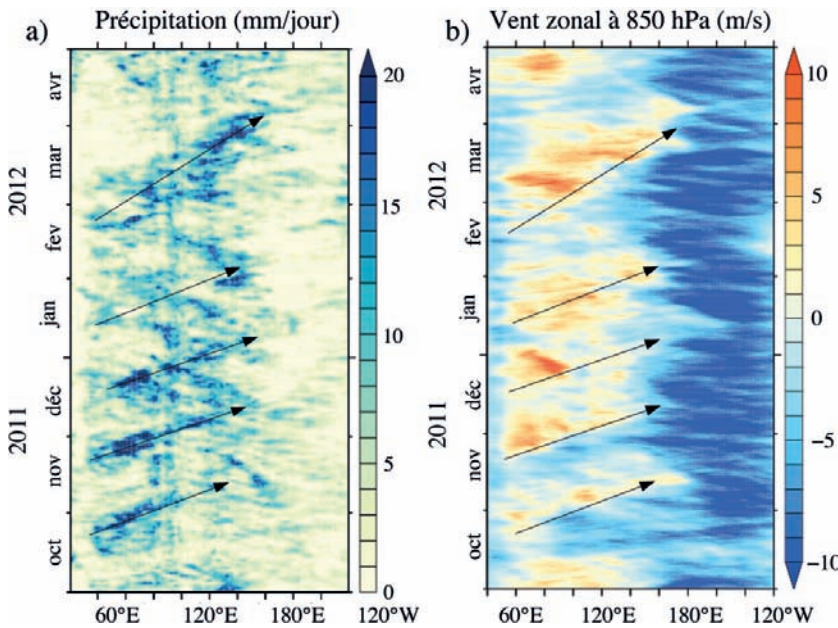


Figure 2. a) Diagramme Hovmöller représentant la pluie moyennée sur la bande de latitude 10°S-10°N, en fonction du temps et de la longitude, d'octobre 2011 à avril 2012. Les données proviennent de GPCP (Global Precipitation Climatology Project). b) La même chose pour le vent zonal à 850 hPa, issu des réanalyses ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ReAnalyses-Interim). Les flèches noires mettent en avant les événements MJO observés pendant la phase d'observation intensive de la campagne Cindy-Dynamo.

Pacifique. De plus, ces événements sont plus ou moins intenses et la durée entre deux d'entre eux est variable. Chaque événement MJO est donc unique.

Malgré tout, pour étudier les mécanismes des événements MJO, il est utile de construire un événement MJO synthétique, ou canonique. C'est ce qui est fait dans de nombreuses études et que nous reproduisons ici en créant un événement MJO « moyen ». Pour cela, nous sélectionnons tous les

événements MJO détectés dans l'est de l'océan Indien de 1979 à nos jours et nous les décomposons en huit phases. Pour cela, on utilise une série temporelle du flux infrarouge sortant (outgoing longwave radiation ou OLR) mesuré par satellite sur l'est de l'océan Indien comme indicateur de l'activité convective et des précipitations. Cette série est filtrée pour ne retenir que les fluctuations de période comprises entre 30 et 60 jours. Nous définissons la date de la phase 1 comme le maximum d'OLR (minimum de convection), et la

phase 5 comme le minimum d'OLR (maximum de convection). Après la phase 8 vient la phase 1 de l'évènement suivant. Les dates des phases 2 à 4 sont calculées en divisant l'intervalle de temps entre les phases 1 et 5 en quatre parties égales (environ cinq jours). De même, les dates des phases 6 à 8 sont calculées en divisant l'intervalle de temps entre la phase 5 et la phase 1 de l'évènement suivant en quatre parties égales.

La structure de l'évènement MJO moyen est donnée sur la figure 4 et schématisée sur la figure 5. Pendant la phase 1, l'atmosphère est en subsidence et calme sur un océan plutôt chaud ; l'évaporation et les précipitations sont faibles. Les précipitations augmentent alors progressivement jusqu'au maximum en phase 5, alors que la température de surface diminue et que l'évaporation augmente sous l'effet du vent. Le vent total est maximal en phase 6 avec une anomalie d'ouest. Au cours des phases 2 à 4, des nuages convectifs relativement bas de type cumulus dominant, suivis de nuages convectifs plus développés de type congestus (figure 5). L'humidification de la troposphère libre, située au-dessus de la couche limite, se fait progressivement sur une épaisseur croissante (figure 4e). La phase 5 correspond au cœur de la phase active de l'évènement MJO. La précipitation est maximale (figure 4b), l'atmosphère est humide (figure 4e), les cumulonimbus sont plus fréquents et s'organisent en systèmes convectifs de méso-échelle. L'atmosphère dans cette région est ascendante, et la convergence d'humidité dans les basses couches est forte. Les vents d'ouest se renforcent (figure 4d). Pendant les phases 6 et 7, l'atmosphère reste humide et il y a encore de nombreux nuages stratiformes en altitude (figure 4e). Puis, pendant la phase 8, il y a de nouveau subsidence de l'atmosphère. Les conditions calmes reviennent et les vents d'ouest faiblissent (figure 4d).

La température de l'océan est maximale avant la phase active de la MJO (figure 4a). La température de la couche de mélange océanique augmente pendant la phase inactive de la MJO sous l'action du fort ensoleillement, de la faible évaporation et du faible mélange turbulent dus aux vents faibles. L'évaporation de surface est maximale pendant les périodes de maximum de vent d'ouest, peu après le maximum de précipitation (figure 4c).

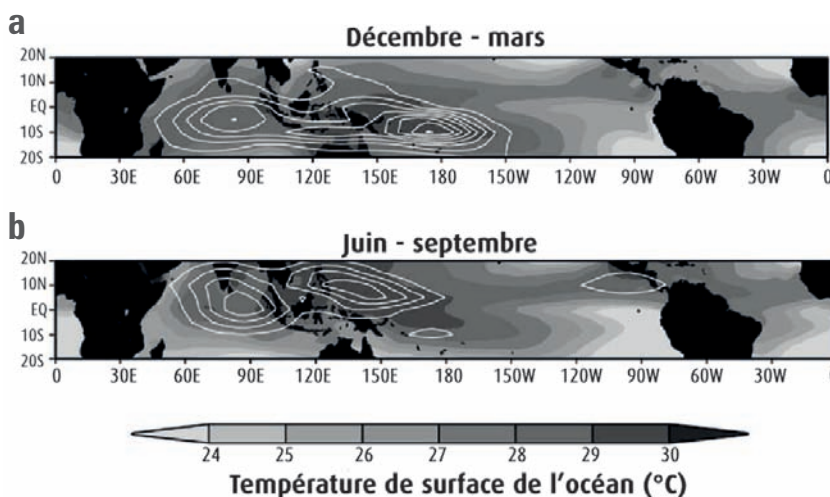


Figure 3. Variance de la précipitation associée à la MJO (contours) de a) décembre à mars et b) de juin à septembre, superposée à la température de surface de l'océan (nuances de gris). Les contours sont tous les 2 (mm/jour)² en partant de 2 (mm/jour)². Figure issue de Zhang, 2005.

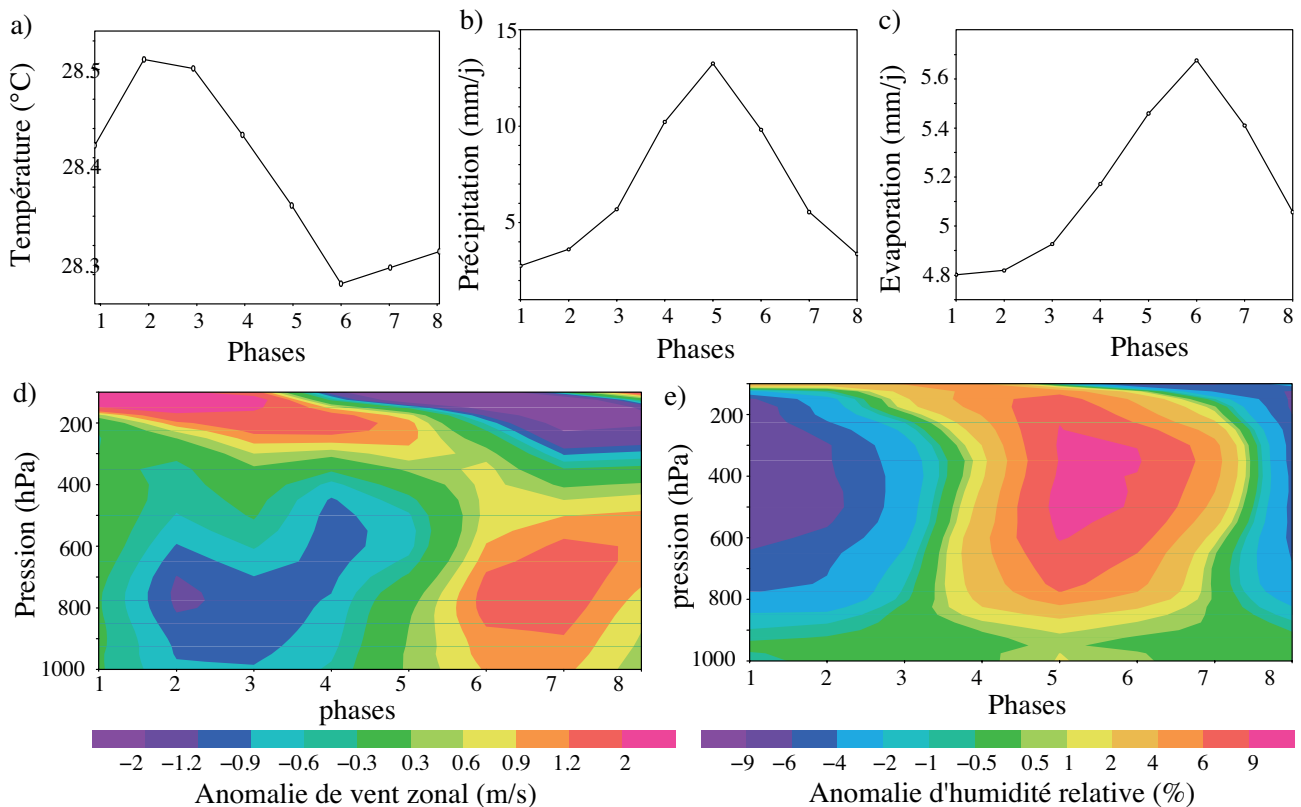


Figure 4. (a) Température de surface de l'océan, (b) précipitation, (c) évaporation en surface, anomalies de (d) vent zonal et (e) d'humidité relative dans l'océan Indien (moyennes sur la zone 15°S-0°N-80°E-100°E) au cours de la propagation des événements MJO. Pour cela, 921 jours au cours de la période 1979-2012 ont été identifiés comme associés à des événements MJO et classés en huit phases. Dans les catégories 1 à 4, le cœur des événements MJO est situé à l'est de la région d'étude de l'océan Indien et s'approche progressivement. Dans la catégorie 5, le cœur est situé exactement sur la région d'étude. Dans les catégories 6 à 8, le cœur des événements MJO s'éloigne vers l'est. Les données utilisées sont GPCP (Global Precipitation Climatology Project) pour les précipitations et les réanalyses ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ReAnalyses-Interim) pour les autres variables.

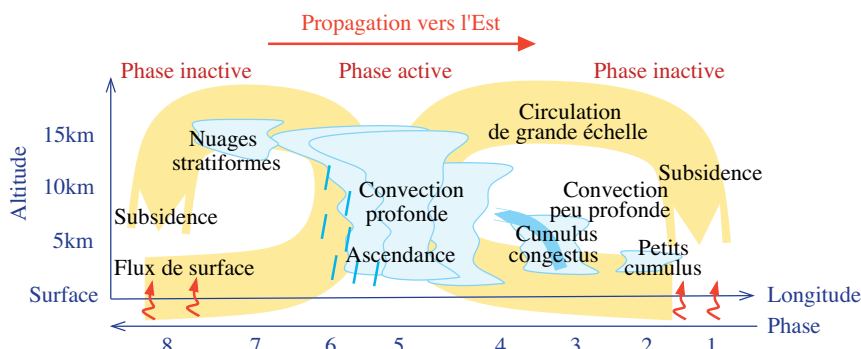


Figure 5. Schéma synthétique de la structure de la MJO en fonction de l'altitude et de la longitude, en un instant donné. Comme la MJO se propage vers l'est, ce schéma peut aussi représenter la structure de la MJO en fonction de l'altitude et du temps, à une longitude donnée. Nous avons gradué l'axe des temps selon les huit phases définies dans le texte et dans la figure 4. Les nuages dessinés représentent les types de nuages dominants. En réalité, les différents types de nuages cohabitent dans des proportions diverses.

Quels sont les mécanismes de la MJO ?

Les mécanismes physiques à l'origine des différentes caractéristiques de la MJO (période, propagation, intermitence) restent mal connus. Pour essayer de les comprendre, plusieurs approches

sont possibles. Tout d'abord, l'analyse des observations, comme celles issues de campagnes d'observations, permet de formuler des hypothèses sur la succession des différents états du système couplé océan-atmosphère au cours des différentes phases de la MJO. Ces hypothèses sont ensuite testées en utilisant des modèles numériques. Ces derniers peuvent être simples et conceptuels, ou complexes, comme des

modèles numériques de prédiction du temps et de climat couplés ou non à un modèle d'océan. Pour l'étude de certains processus de plus petite échelle, on utilise des modèles à haute résolution permettant de résoudre les échelles de la convection profonde (modèle de méso-échelle).

Interaction entre la convection profonde et la circulation de grande échelle

Les interactions entre la convection profonde et la circulation de grande échelle sont cruciales (figure 6). La convection profonde organisée par la MJO réchauffe la troposphère libre (au-dessus de la couche limite) et entraîne une réponse dynamique de grande échelle (Gill, 1980). Cette réponse dynamique donne en particulier des anomalies de vent d'ouest (est) à l'ouest (est) de la perturbation de précipitation. Cela augmente le vent d'ouest sur l'océan Indien et ainsi l'évaporation et le flux d'humidité disponible pour la convection. La réponse dynamique est donc susceptible d'entretenir dans un premier temps la convection profonde en fournissant de l'humidité dans les

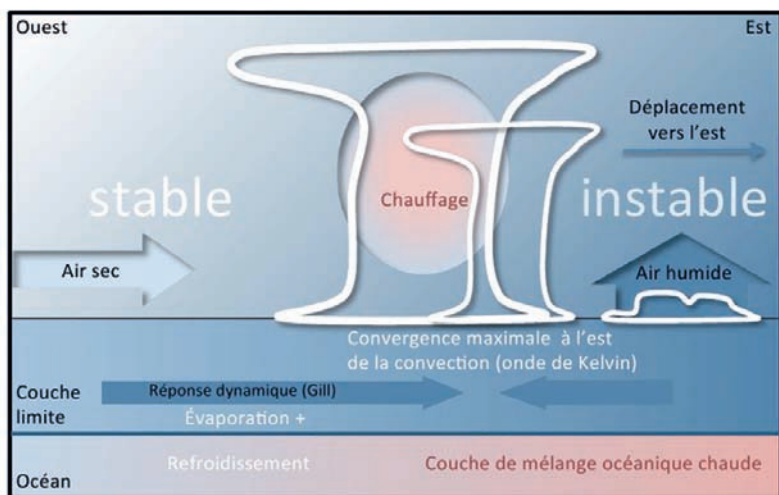


Figure 6. Schéma synthétique de différents mécanismes impliqués dans la MJO. La réponse de l'atmosphère à un chauffage convectif engendre une circulation de grande-échelle. Celle-ci est associée à une convergence d'humidité qui contribue à alimenter la convection vers l'est de la zone de convection. La couche de mélange océanique, plus chaude à l'est, contribue aussi au déplacement vers l'est de la convection.

basses couches de l'atmosphère. Il y a donc une rétroaction positive entre convection profonde et circulation de grande échelle. L'ascendance associée à la convergence d'air à grande échelle permet aussi de déstabiliser l'atmosphère et favorise donc la convection. Il faut ajouter à cela le rôle de l'humidification de la troposphère libre avant la phase active et le maintien de cette forte humidité pour alimenter la convection profonde. Cette humidité, associée aux nuages plus nombreux, augmente l'effet de serre et vient ainsi maintenir le chauffage de la troposphère libre dans la phase active.

Ces mécanismes expliquent comment la convection organisée et la réponse dynamique associée peuvent s'amplifier mutuellement, et donc comment une perturbation de convection initiale peut croître avec le temps jusqu'à produire une large région de forte convection accompagnée d'une large perturbation dynamique.

Comment expliquer la période de la MJO ?

Une hypothèse pour expliquer la période de la MJO est le mécanisme de recharge-décharge de l'humidité dans l'atmosphère (figures 6 et 7). Pendant la phase inactive de la MJO (par exemple figure 1d), l'atmosphère est asséchée par la subsidence. La couche de mélange océanique, la surface de la mer et la couche limite atmosphérique se réchauffent peu à peu sous l'effet du fort rayonnement solaire et des faibles flux turbulents d'évaporation (chaleur latente) et d'énergie (chaleur sensible) liés au faible vent de surface. L'énergie et l'humidité de la couche limite atmosphérique augmentent et des nuages convectifs d'abord peu étendus verticalement se développent et commencent à humidifier la base de la troposphère libre. Lorsque des cumulus plus vigoureux se développent (cumulus congestus avec des sommets vers 5 km), ils transportent de l'humidité vers le haut et humidifient ainsi

l'ensemble de la moyenne troposphère. Cette humidification de l'environnement (c'est-à-dire l'air environnant les panaches convectifs) semble être une condition préalable au déclenchement de la convection profonde. En effet, les panaches convectifs entraînent de l'air environnant plus froid et plus sec et cet « entraînement » amortira d'autant moins le panache que l'environnement est plus humide. Sans cet amortissement, le panache sera plus vigoureux et atteindra des altitudes plus élevées (sommets vers 15 km) en donnant plus de pluie. Dans une atmosphère humide, l'évaporation de cette pluie est aussi plus faible, ce qui limite le refroidissement des basses couches et donc la stabilisation de la colonne. La période de 30-60 jours pourrait donc être représentative du temps qu'il faut à la troposphère libre pour s'humidifier et se déstabiliser à grande échelle.

Dans ce processus, il a été suggéré que la modulation de la température de la couche de mélange océanique (CMO) participe fortement à ce processus de recharge-décharge. On constate en effet une augmentation progressive de la température de la CMO pendant la phase inactive (fort ensoleillement, faible vent) et le refroidissement progressif de celle-ci sous l'action de la convection et de la réponse dynamique pendant la phase active (figure 6). En particulier, il a été montré que des épaisseurs de l'ordre de 20-30 m de la CMO sont optimales pour amplifier le processus de recharge-décharge atmosphérique aux échelles de temps de la MJO (une CMO plus fine se réchauffe et se refroidit trop vite, une CMO plus épaisse est moins réactive).

Dans ce mécanisme de recharge-décharge, la date précise du déclenchement de la phase active est déterminée par différents forçages. Ces forçages sont de natures diverses et ne s'excluent pas mutuellement. Certains déclenchements peuvent être provoqués par des perturbations venant des moyennes latitudes. Certains déclenchements semblent également liés à la « circumnavigation » de la perturbation MJO, c'est-à-dire sa propagation autour de la Terre. En effet, si le cœur de la MJO et de la perturbation couplée entre la convection et la dynamique se trouve autour du continent maritime (l'Indonésie), cette perturbation produit en altitude un signal qui se propage tout autour de la Terre. Certaines études suggèrent que le retour de ce signal dans l'ouest de l'océan Indien pourrait favoriser l'initiation d'un nouvel

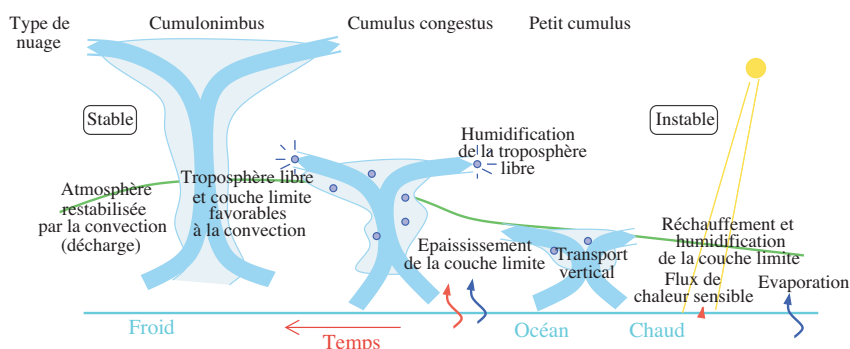


Figure 7. Schéma synthétique expliquant le mécanisme de recharge-décharge. Le temps s'écoule de droite à gauche, de manière cohérente avec les figures 4 et 5. Les nuages dessinés représentent les types de nuages dominants. En réalité, les différents types de nuages cohabitent dans des proportions diverses.

événement MJO et influencer ainsi sur sa périodicité. En fait, le déclenchement d'un nouvel événement MJO est probablement multifactoriel, ce qui explique certainement aussi la forte intermittence du phénomène.

Comment expliquer la propagation vers l'est ?

Nous avons vu plus haut que le chauffage par la convection induisait une réponse dynamique de type Gill de l'atmosphère. Cette réponse n'est pas tout à fait symétrique et favorise une propagation vers l'est en donnant une convergence des basses couches à l'est de la dépression engendrée par la convection (figure 6). Ceci est une caractéristique des ondes équatoriales de Kelvin qui se propagent vers l'est le long de l'équateur. Ces ondes ont tout naturellement été invoquées pour expliquer la propagation vers l'est de la MJO. La théorie des ondes équatoriales ne permet cependant pas d'expliquer simplement la fréquence et la vitesse de propagation observées de la MJO. Les ondes de Kelvin sont environ trois fois trop rapides pour expliquer la MJO. Des tentatives ont été faites pour ralentir ces ondes de Kelvin en prenant en compte le chauffage diabatique dans certaines phases de l'onde, mais les résultats ne montrent pas un phénomène ressemblant à la structure canonique de la MJO.

D'autres processus ont été proposés pour expliquer la propagation vers l'est de la MJO. Certains de ces processus reposent sur des arguments thermodynamiques, invoquant par exemple le refroidissement de la surface à l'ouest de la perturbation convective (lié au jet d'ouest, figures 1 et 6), alors que les régions situées à l'est sont convectivement instables. D'autres processus reposent sur des caractéristiques dynamiques et invoquent par exemple la circulation, en particulier rotationnelle, qui se développe de part et d'autre de l'équateur à l'ouest de la région convective (figures 6 et 8) et qui

participe à la stabilisation de l'atmosphère en apportant de l'air sec des latitudes plus élevées. Ici encore, c'est un ensemble de processus qui favorisent la propagation vers l'est des larges événements MJO.

Encore de nombreuses inconnues

À l'heure actuelle, aucune théorie simple ne permet d'expliquer à elle seule la structure, la période et la propagation de la MJO. En plus des mécanismes évoqués ci-dessus, d'autres hypothèses ont été proposées et testées à l'aide de modèles de circulation générale. Il apparaît que de très nombreux processus ont une influence certaine sur la capacité d'un modèle à simuler (ou non) des perturbations intrasaisonniers. Cependant, aucun processus n'apparaît à lui seul nécessaire et suffisant pour qu'un modèle représente correctement cette variabilité. De fait, un modèle peut, à l'occasion d'un changement dans sa façon de représenter les processus physiques, produire une variabilité intrasaisonnaire améliorée ou dégradée de manière aléatoire... C'est pour cette raison que la MJO représente un défi aussi important pour la modélisation du climat.

Que peut nous apporter une meilleure compréhension de la MJO pour les prévisions météorologiques ?

La MJO est le principal mode de variabilité dans les tropiques. Elle y module donc le temps et en particulier la précipitation. Ainsi, lors du passage d'un événement MJO, la probabilité d'avoir des précipitations extrêmes et des

inondations est plus forte. Au contraire, en phase inactive de la MJO, la probabilité d'avoir des sécheresses et des feux de forêts est plus forte. Des impacts significatifs ont été démontrés dans les régions tropicales bordant les océans Indien et Pacifique, comme l'Afrique de l'Est, l'Inde, l'Asie du Sud-Est, l'Australie, l'Indonésie, mais aussi dans des régions plus distantes comme l'Amérique du Sud, centrale, l'ouest des États-Unis et de l'Europe (Zhang, 2013).

La MJO affecte aussi les conditions de genèse et d'amplification des cyclones tropicaux. La figure 9 montre que la fréquence des cyclones dépend fortement de la phase de la MJO, avec plus de cyclones dans un bassin océanique donné lorsque la phase active de la MJO s'y situe.

La MJO module aussi d'autres phénomènes météorologiques. Par exemple, il y a statistiquement plus de tornades aux États-Unis lorsque la phase active de la MJO est située sur l'est de l'océan Indien. Cela peut être lié aux perturbations à l'échelle planétaire occasionnées par la MJO qui donnent localement des conditions de circulation plus propices aux tornades.

Si la MJO module la fréquence d'occurrence de phénomènes météorologiques, aux échelles de temps plus courtes, elle interagit aussi avec des modes de variabilité à échelles de temps plus longues. Ainsi, certaines études suggèrent que la phase de la MJO ou la fréquence des événements MJO pourrait avoir un impact sur l'initiation ou la décroissance d'événements El Niño (Zhang, 2005). De plus, les perturbations planétaires associées à la MJO pourraient affecter des modes de variabilité extratropicaux comme les oscillations nord-atlantique ou australe.

En conséquence, une bonne prédiction de la MJO pourrait aider à améliorer les prévisions météorologiques « statistiques » à échéance étendue (15-30 jours), y compris les prédictions de fréquence d'occurrence d'événements extrêmes.

La prévisibilité potentielle de la MJO est de 2 à 4 semaines. Toutefois, les modèles numériques de prévision du temps ont du mal à prédire l'évolution de la MJO à une échéance de plus d'une ou deux semaines. De manière plus générale, les modèles numériques ont du mal à simuler la MJO.

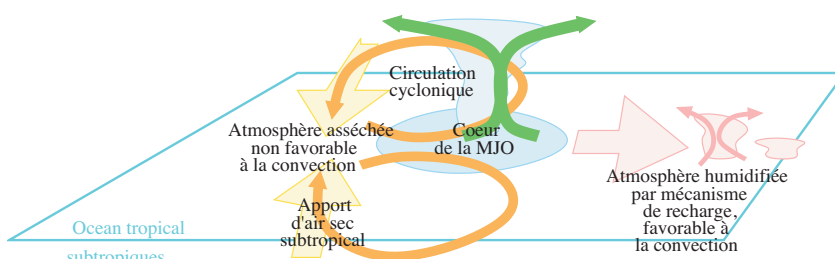


Figure 8. Schéma synthétique expliquant différents mécanismes possibles pouvant expliquer la propagation vers l'est.

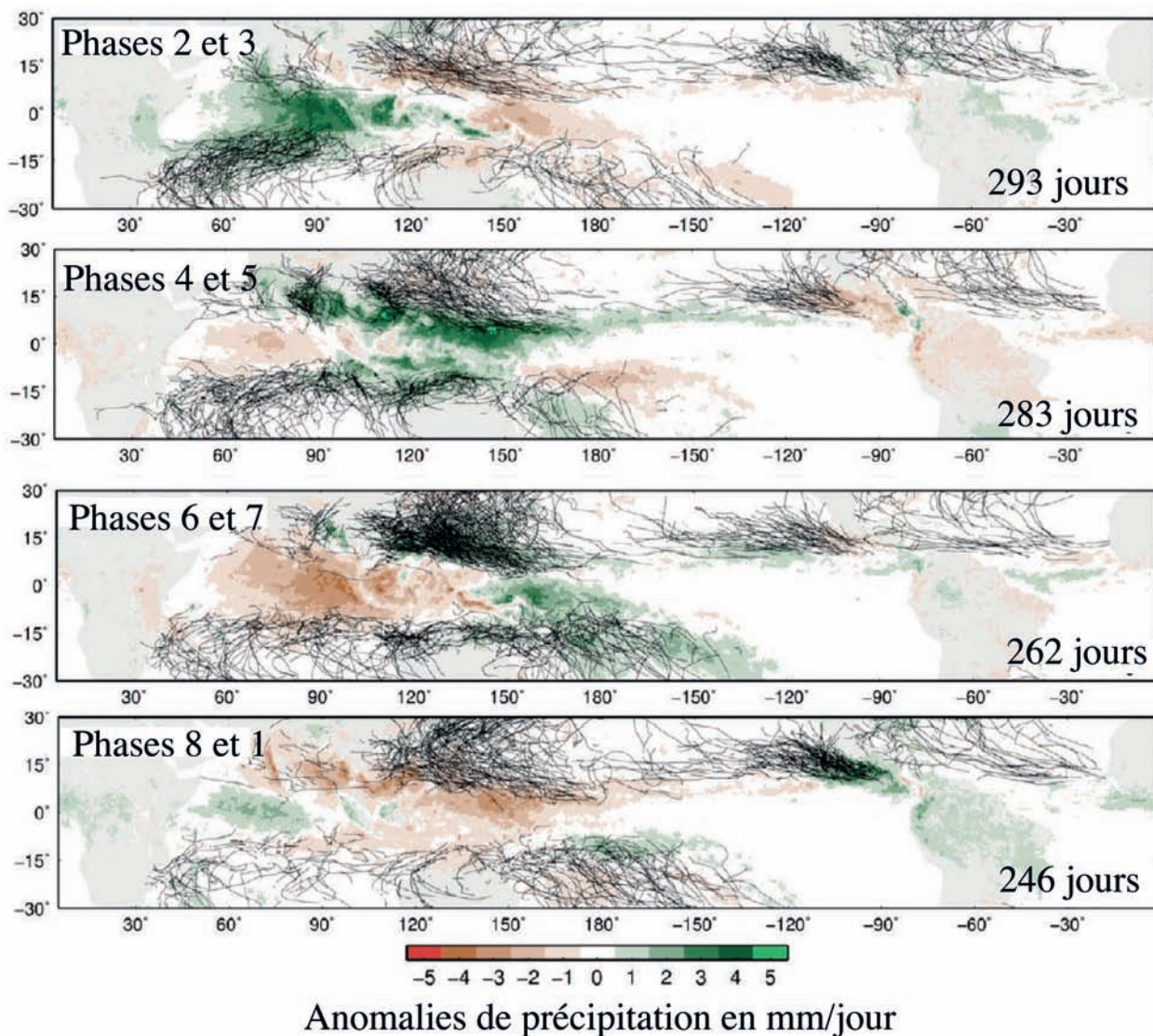


Figure 9. Impact de la MJO sur les cyclones tropicaux. La MJO a été divisée en huit phases : les phases 2 et 3 correspondent ici à un maximum de convection sur l’océan Indien, les phases 4 et 5 à un maximum de convection sur l’Indonésie, les phases 6 et 7 à un maximum de convection sur le Pacifique ouest, les phases 8 et 1 au déclin d’une ancienne MJO ou à l’initiation d’une nouvelle. Les couleurs illustrent les anomalies de précipitations associées à ces différentes phases. Les « spaghettis » montrent toutes les trajectoires de cyclones tropicaux de 1975 à 2011 selon les phases de la MJO. Le nombre total de jours où des cyclones sont présents est aussi indiqué. Figure d’après Zhang (2013).

Pourquoi la MJO est-elle si difficile à simuler par les modèles numériques ?

Les modèles numériques du système couplé océan-atmosphère, utilisés pour la prévision du temps ou pour les projections climatiques, ont des difficultés à simuler la MJO, bien que quelques progrès aient été faits ces dernières années (Hung *et al.*, 2013). Ils sous-estiment généralement la variance à l’échelle intrasaisonnière (figure 10) et représentent mal la propagation vers l’est de la perturbation de la convection.

Même lorsqu’ils simulent une oscillation intrasaisonnière se propageant vers l’est, elle a rarement la bonne vitesse de propagation et la bonne structure verticale.

Les recherches actuelles tentent d’identifier les processus physiques indispensables pour simuler cette variabilité intrasaisonnière. Comme il est dit ci-dessus, aucun mécanisme n’a encore émergé qui garantirait une bonne représentation de ce phénomène. Cependant, les facteurs suivants semblent importants pour la simulation de la MJO :

1) La représentation de la convection profonde est cruciale, puisque la rétroaction entre cette convection et la dynamique de grande échelle est à la base de la MJO (voir figure 6). La

convection profonde est un processus plus petit que la maille des modèles de climat actuels et doit donc être « paramétrisée ». Cette paramétrisation (estimation de l’action d’un processus compte tenu des variables connues et résolues par le modèle) est complexe, car elle fait intervenir de multiples processus (déclenchement, entraînement, microphysique des nuages et de la pluie, etc.). Les paramètres impliqués peuvent également varier en fonction de la résolution spatiale du modèle. Il a été montré qu’une meilleure représentation de la convection (par exemple en considérant un petit modèle à haute résolution dans chaque point de grille du modèle, les « superparamétrisations ») améliore la simulation de la MJO.

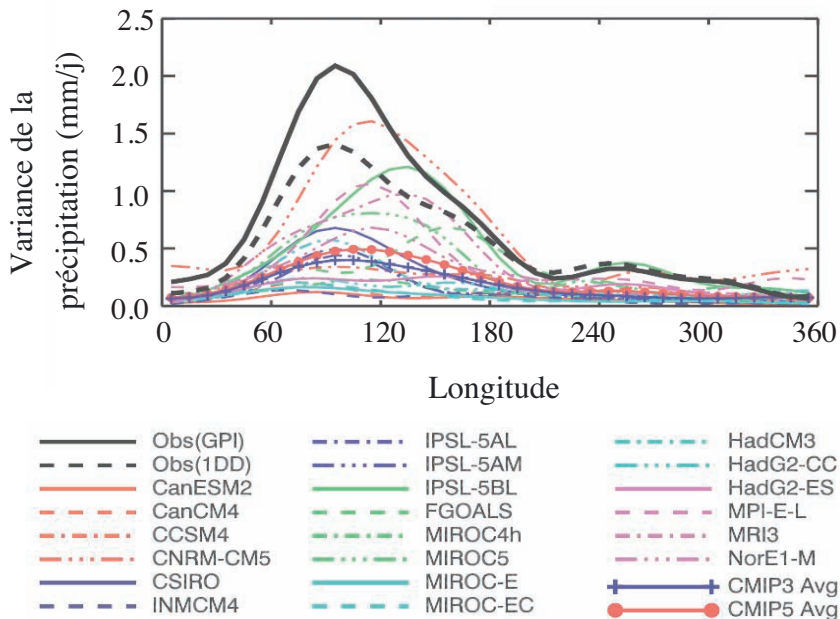


Figure 10. Variance de la précipitation correspondant au mode MJO, en moyenne entre 15°S et 15°N, en fonction de la longitude. Les observations sont en noir (traits plein et pointillé) et différents modèles ayant participé à l'exercice d'inter-comparaison CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, phase 5) sont en couleur. La moyenne entre tous les modèles de CMIP5 est en rouge gras, et la moyenne entre tous les modèles de CMIP3 (l'exercice d'inter-comparaison précédent) est en bleu gras. On peut noter que les deux modèles français, celui du CNRM (orange pointillé-triple pointé) et celui de l'IPSL (version IPSL-5BL, vert continu) sont parmi les modèles simulant le mieux l'amplitude de la MJO. D'après Hung *et al.* (2013).

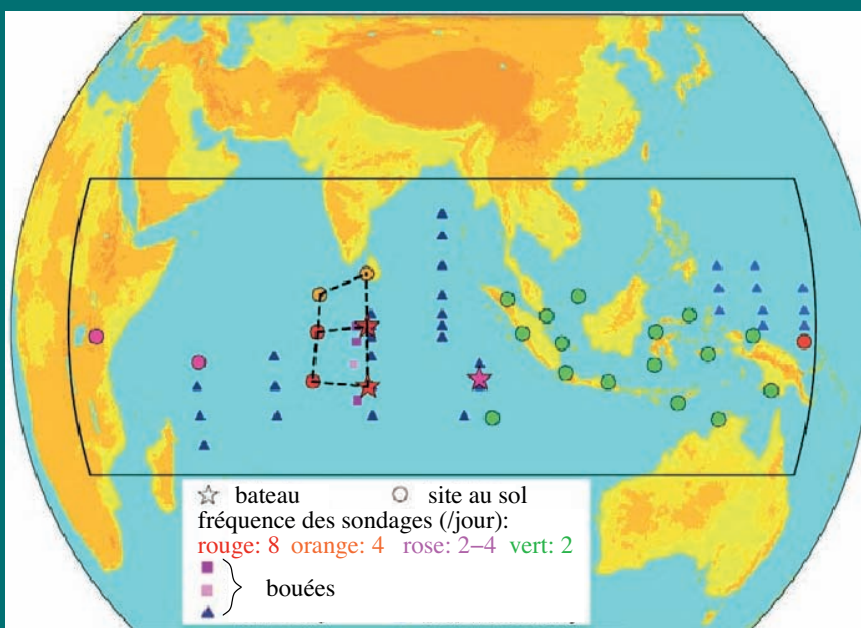
2) La représentation de la convection peu profonde et moyenne (petits cumulus et cumulus congestus) est aussi importante, puisqu'elle joue un rôle dans le l'humidification de l'atmosphère qui est préalable à la convection profonde dans le mécanisme de recharge-décharge.

3) Le rôle des interactions air-mer est encore mal connu, mais semble important, en particulier pour déterminer plus précisément l'évolution de la MJO pour un événement donné (c'est-à-dire pour les prévisions). Plusieurs groupes de modélisation ont rapporté des améliorations sensibles lorsque leur modèle atmosphérique est couplé à un modèle océanique. Le rôle des interactions air-mer est aussi important à travers l'influence des flux turbulents à l'interface, même pour les modèles avec une température océanique imposée.

4) La structure de la MJO dépend également de la bonne simulation des conditions atmosphériques moyennes (répartition des précipitations et notamment position de la zone de convergence intertropicale, température et vent de surface). Ces conditions moyennes dépendent de très nombreux facteurs dans le modèle, dont ceux cités

Les campagnes d'observations

Afin de mieux comprendre les mécanismes de la MJO, plusieurs campagnes d'observations ont été organisées au cours des dernières décennies. La dernière campagne internationale consacrée à ce sujet est Cindy-Dynamo (Yoneyama *et al.*, 2013) ; elle a eu lieu à l'hiver 2011-2012. La phase intensive d'une telle campagne dure typiquement plusieurs mois, au cours desquels la région est quadrillée par des observations océaniques et atmosphériques (figure 11). De nombreux instruments (stations météorologiques, radiosondages, radars, lidars...) ont été installés sur des sites au sol ou sur des bateaux. Disposés en quadrilatère, les mesures ont permis de reconstituer les bilans d'eau et d'énergie à l'intérieur du carré. Ces bilans peuvent ensuite être utilisés pour forcer des modèles numériques.



Les simulations numériques à haute résolution sont utiles pour analyser plus en détail les processus physiques qui se produisent lors de l'initiation et au cours des événements MJO. Les simulations numériques avec des modèles de prédiction du temps ou des modèles de climat, sont ensuite réalisées pour tester leur réalisme par rapport aux observations de la campagne dans le but de les améliorer.

Figure 11. Les différents instruments déployés lors de la campagne Cindy-Dynamo lors de l'hiver 2011-2012. Les étoiles rouges et roses montrent la position de bateaux instrumentés mesurant des variables atmosphériques et océaniques. Les triangles bleus et carrés violets correspondent à des bouées mesurant des variables océaniques. Les cercles verts, roses et rouges correspondent à des sites d'observation au sol (sur continent ou sur des îles) mesurant des variables atmosphériques. D'après Yoneyama *et al.* (2013).

ci-dessus. Cependant, la MJO modifie aussi l'état moyen (Bellenger *et al.*, 2009).

Conclusion

La MJO, principal mode de variabilité dans les tropiques, module une multitude de phénomènes météorologiques dans les tropiques et dans les moyennes latitudes. Malgré son importance, les

mécanismes sous-jacents sont encore mal connus et font toujours l'objet de recherches. Si l'on comprenait et simulait mieux la MJO, la prévisibilité du temps et de certains événements extrêmes serait probablement étendue significativement.

Le développement de modèles à résolution de plus en plus fine (de l'ordre de quelques kilomètres) et sur des régions de plus en plus étendues (voire sur la Terre entière) résoudra peut-être

le problème, mais sans forcément apporter les éléments permettant de comprendre les mécanismes fondamentaux. Pour cela, il est nécessaire de poursuivre les investigations sur les processus à l'origine de cette variabilité. Étant donné l'importance de la MJO sur le climat tropical et sa modulation, il est également certain que sa bonne représentation dans les modèles est nécessaire pour de nombreuses applications des tests de sensibilité climatique.

Bibliographie

- Bellenger H., Duvel J.-P., Lengaigne M., Levan P., 2009. Impact of organized intraseasonal convective perturbations on the tropical circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L16703, doi:10.1029/2009GL039584
- Gill A.E., 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 106, 447-462.
- Hung M.P., Lin J.L., Wang W., Kim D., Shinoda T., Weaver S.J., 2013. MJO and convectively coupled equatorial waves simulated by CMIP5 climate models. *J. Clim.*, 26, 6185-6214.
- Madden R.A., Julian P.R., 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- Madden R.A., Julian P.R., 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.
- Yoneyama K., Zhang C., Long C.N., 2013. Tracking pulses of the Madden-Julian oscillation. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 94, 1871-1891. doi:10.1175/BAMS-D-12-00157.1
- Zhang C., 2005. Madden-Julian oscillation. *Rev. Geophys.*, 43, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- Zhang C., 2013. Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 94, 1849-1870. doi:10.1175/BAMS-D-12-00026.1