Chapitre 1

L'atmosphère et l'océan en mouvement

Le système climatique se compose de l'atmosphère, des océans, de la cryosphère (les calottes glaciaires, les glaciers alpins et la banquise), et de la biosphère (l'ensemble des végétaux et la fine couche de sol dans laquelle ils s'enracinent). Ces différents éléments échangent en permanence de la quantité de mouvement, de l'énergie, de l'eau, et des constituants chimiques comme le carbone, l'azote, etc ... En première approximation, on peut considérer que ce système est énergétiquement isolé de la terre profonde : le flux d'énergie géothermique est très petit. Il échange par contre de l'énergie avec l'espace, recevant du rayonnement solaire de courtes longueurs d'ondes, et émettant vers l'espace du rayonnement de grandes longueurs d'ondes. Ces échanges énergétiques, inégalement répartis à la surface de la planète, sont à l'origine du mouvement de l'atmosphère et de l'océan. Dans ce cours, nous nous concentrerons sur ces deux constituants majeurs du système climatique, et nous tenterons d'illutrer comment leur mouvement, d'une extraordinaire complexité, peut être décrit avec précision par les lois de la mécanique des fluides.

Ce chapitre introductif se fixe pour objectif de donner un premier aperçu de la circulation générale de l'atmosphère et de l'océan, telle qu'elle nous est révélée par les observations météorologiques et océanographiques. Nous commencerons par un bref panomara historique des systèmes d'observations.

1.1 Principaux moyens d'observation

1.1.1 Atmosphère

L'observation de l'atmosphère remonte à l'antiquité. Le premier traité digne de ce nom est probablement l'ouvrage célèbre d'Aristote, *Les Météorologiques*, rédigé vers 334 av. J.-C., qui englobe en fait l'ensemble des sciences naturelles. La *Tour des Vents*, érigée à Athènes au second siècle avant l'ère chrétienne, abritait une horloge hydraulique et comportait huit côtés portant à leur sommet une représentation des huit vents définis par Aristote. L'idée de réaliser des observations météorologiques régulières, et de les consigner par écrit, est très ancienne, et se retrouve dans plusieurs civilisations. Les premiers thermomètres à tube scellé contenant un liquide sont mis au point à Florence vers 1650. Toutefois ce n'est qu'au XVIIe siècle que des progrès décisifs furent permis par l'invention ou le perfectionnement de véritables instruments de mesure : le baromètre de l'italien Evangelista Torricelli (vers 1644) et le thermomètre de l'allemand Daniel Gabriel Fahrenheit (1714). En 1648, Blaise Pascal vérifie au Puy de Dôme, puis à la Tour Saint Jacques, les variations systématiques de la pression avec l'altitude. L'hygromètre, l'anémomètre, et le pluviomètre sont inventés à peu près à la même époque.

Dès la fin du XVIIe siècle, on trouve la trace de multiples tentatives, sous l'impulsion de savants de plusieurs pays d'Europe, pour réaliser des mesures en réseau. Mais ces essais avortent en l'absence d'une véritable organisation logistique. C'est au milieu du XIXe siècle que cette étape peut être franchie grâce à l'utilisation du télégraphe électrique. Le 14 novembre 1854, une forte tempête détruit devant Sébastopol une partie de la flotte française engagée dans la guerre de Crimée. À la faveur de cet événement, Urbain Le Verrier, directeur de l'Observatoire de Paris, persuade Napoléon III de mettre en place un réseau national de mesures météorologiques. Celui-ci fonctionne à partir de 1855, et se fond progressivement dans un réseau de mesures européen, puis international. La météorologie opérationnelle est née. Dans la seconde moitié du XIXe siècle, la réalisation de cartes météorologiques quotidiennes devient une pratique courante dans les pays les plus avancés. Ces cartes ne concernent alors que la surface, seule accessible à l'observation. Mais l'idée de réaliser des mesures en altitude se développe dans les dernières années du siècle, avec l'avènement des ballons-sondes gonflés à l'hydrogène. En 1898, le français Léon Teisserenc de Bort analyse les résultats de plusieurs centaines de ballons-sondes, et découvre l'existence d'une rupture systématique du gradient vertical de température vers 10 km : c'est la *stratosphère*.

Avec le développement de l'aviation dans la première moitié du XXe siècle, la demande en paramètres météorologiques d'altitude se fait de plus en plus pressante. C'est l'invention de la « radio-sonde » par les français Robert Bureau et Pierre Idrac en 1929, qui permet le début de l'exploration systématique de la dimension verticale de l'atmosphère. Une radio-sonde est un petit appareil comportant des capteurs de

pression, température, et humidité, attaché sous un ballon rempli d'hydrogène ou d'hélium, qui s'élève jusqu'à une altitude d'environ 20 km avant d'exploser. Le déplacement horizontal de l'ensemble est suivi par un dispositif de localisation (radar, radio-navigation, ou plus récemment positionnement par satellite), ce qui permet de reconstituer la vitesse horizontale de l'air. L'ensemble des mesures est retransmis par radio, et traité immédiatement dans les centres météorologiques opérationnels. Depuis la seconde guerre mondiale, la météorologie opérationnelle repose essentiellement sur ce type de mesures. Il existe actuellement environ six cent sites opérationnels de radio-sondage dans le monde (Fig. 1.1), et les mesures sont effectuées deux fois par jour, à 00TU et 12TU (Temps universel). Le déséquilibre de ce réseau d'observation, entre les hémisphères nord et sud d'une part, entre les continents et les océans d'autre part, n'est pas très favorable à une restitution fidèle de la circulation atmosphérique. Afin de remédier au manque d'observations sur les océans, les pays les plus riches de la planète ont entretenu pendant plusieurs décennies des navires météorologiques à point fixe, d'où étaient lancées des radio-sondes. Toutefois ces mesures étaient extrêmement coûteuses, et sont maintenant remplacées par d'autres types d'observations. L'observation par les navires et avions commerciaux s'est développée depuis une vingtaine d'années. Certains navires commerciaux emportent des dispositifs de radio-sondages. Des compagnies aériennes acceptent également d'équiper leurs appareils de dispositifs de mesure de la température et du vent.

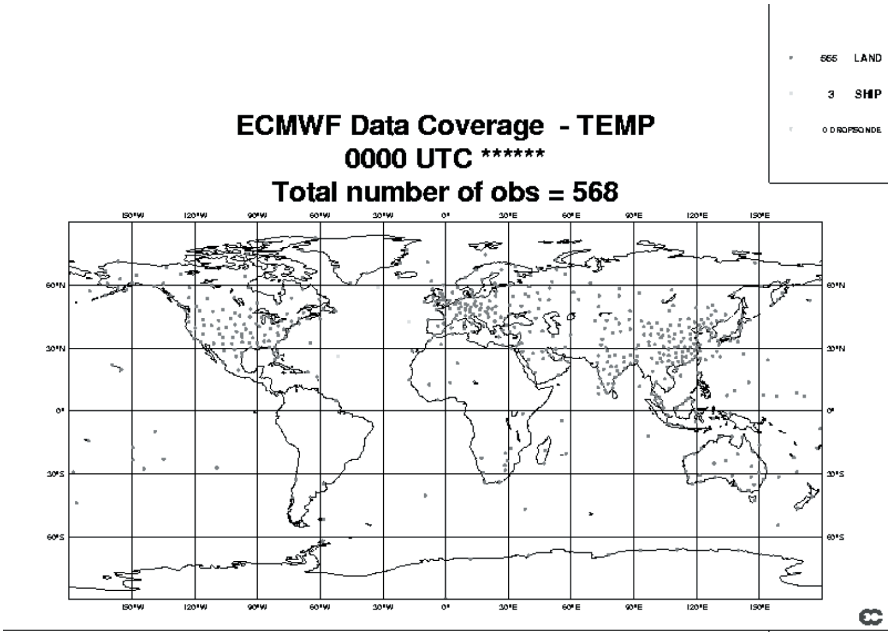

FIG. 1.1: *Le réseau mondial de radio-sondages en 1998. Figure extraite du site Internet du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme.*

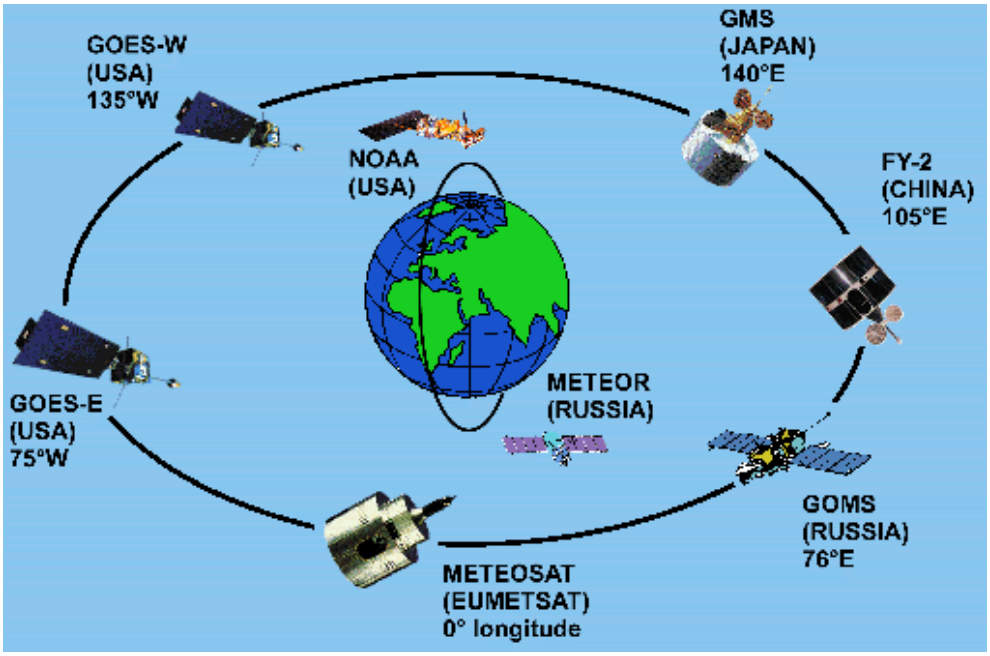

FIG. 1.2: *Les principaux satellites météorologiques (figure extraite du site Internet de l'organisation Eumetsat).*

Pour la période récente, c'est évidemment le développement de l'observation par satellite qui offre les perspectives les plus prometteuses. Les satellites météorologiques se divisent en deux grandes catégories (Fig. 1.2) : les satellites géostationnaires, dont l'orbite est à 36 000 km d'altitude, et les satellites défilants, qui se trouvent beaucoup plus bas. Les premiers présentent l'avantage de pouvoir observer à haute cadence temporelle une vaste zone de la planète : cinq satellites géostationnaires suffisent à couvrir l'ensemble de la surface terrestre. Par contre leurs observations sont limitées en résolution horizontale, en raison de leur altitude élevée. Les satellites défilants ont souvent une orbite polaire héliosynchrone, ce qui leur permet d'observer l'ensemble de la planète à la même heure locale. Ils ne reviennent qu'une fois par jour au dessus d'un même point, et ne peuvent donc pas servir à surveiller des phénomènes à évolution rapide. Le système d'observation météorologique par satellite repose sur une coopération internationale forte.

Les satellites ne peuvent mesurer que des flux radiatifs ascendants, mais dans des longueurs d'ondes très variées. Toutefois ces mesures peuvent être « inversées » par des programmes sophistiqués, pour donner accès à des informations sur les variables atmosphériques de base (température, humidité). Les flux radiatifs eux-mêmes sont très intéressants pour comprendre le forçage énergétique du système climatique. Les mesures dérivées les plus utilisées sont les suivantes : La vitesse horizontale du vent

peut être reconstituée à partir du déplacement des petits nuages, mais avec une bonne part d'incertitude car l'altitude des nuages observés ne peut être déterminée qu'avec une précision assez faible. Les profils verticaux de température et d'humidité peuvent être obtenus par inversion de l'équation du transfert radiatif dans l'atmosphère, dans la gamme des ondes infra-rouges et des micro-ondes. La précision de cette mesure est maintenant assez bonne (1 à 2 K pour la température), mais la résolution verticale reste faible (1 km au mieux). Le contenu total de vapeur d'eau dans la colonne d'air peut être déduit de mesures dans un canal particulièrements sensible à cette variable. Le contenu total d'eau liquide en suspension dans la colonne peut également être déduit des mesures dans le domaine des micro-ondes.

Depuis les années 1990, des *diffusiomètres* embarqués sur satellites permettent de reconstituer l'intensité et la direction du vent à la surface des océans à partir des caractéristiques des signaux rétrodiffusés par la surface océanique. La première décennie du XXIe siècle verra probablement l'avènement d'une nouvelle génération d'instruments, les *lidars spatiaux*. Ceux-ci permettront de mesurer directement la vitesse horizontale du vent à plusieurs altitudes dans toutes les zones dépourvues de nuages, par effet Doppler sur un rayon laser émis depuis le satellite, et retrodiffusé par l'atmosphère.

Le réseau opérationnel d'observation de l'atmosphère est ainsi en évolution rapide. La météorologie est un domaine où la collaboration internationale est très développée, car aucun pays ne dispose seul des moyens de connaître l'ensemble de l'atmosphère. L'Organisation Météorologique Mondiale, affiliée à l'ONU, offre un cadre institutionnel pour partager les responsabilités d'observation entre les différents pays, et intercomparer les différentes méthodes de mesures. Grâce à cette intense activité, nous disposons aujourd'hui d'une assez bonne connaissance de notre atmosphère.

1.1.2 Océan

Comparée à celle de l'atmosphère, l'observation de l'océan présente un défi bien plus sérieux. L'océan est en effet un milieu relativement hostile, et complètement opaque aux ondes électro-magnétiques. Par ailleurs, les paramètres utiles à mesurer (les écarts par rapport aux valeurs moyennes) sont beaucoup plus petits que dans l'atmosphère : on verra par exemple que les courants excèdent rarement quelques dizaines de centimètres par seconde, alors que les vents typiques sont de l'ordre de dix mètres par seconde. Par contre, en raison même des faibles vitesses caractéristiques des courants marins, les constantes de temps caractéristiques de l'évolution de l'océan sont beaucoup plus grandes que dans l'atmosphère. Il est donc possible de reconstituer des circulations cohérentes à l'aide de mesures ponctuelles réalisées à plusieurs semaines, voire plusieurs mois d'intervalle.

L'anglais Henry Ellis semble avoir été le premier, en 1751, à remarquer que la température de l'eau de mer décroit fortement avec la profondeur. La première carte

de température des eaux profondes a été établie par un autre anglais, Alexander Buchan, en 1895. Jusqu'au début des années 1970, les principales mesures ont été réalisées uniquement à l'occasion de campagnes de recherches océanographiques rares et coûteuses. Elles reposaient sur le système rudimentaire des *bouteilles de Nansen*, du nom d'un océanographe norvégien. L'effort demandé était considérable : le navire océanographique devait se mettre en station, dérouler jusqu'au fond un cable, sur lequel étaient fixées, à intervalles déterminés, des bouteilles d'échantillonnage et des thermomètres. Un « messager », sorte de poids coulissant le long du cable, était lancé et déclenchait en séquence la fermeture des bouteilles. Le tout était enfin treuillé à bord. Le contenu des bouteilles faisait l'objet d'analyses qui révélaient la température, la salinité, et la composition chimique détaillée de l'eau. Il n'y avait pas de mesure des courants profonds, sauf cas très particuliers. Ces mesures ont été répétées des milliers de fois lors des campagnes océanographiques, et ont permis d'acquérir une première image de l'océan. On peut mentionner la campagne de mesure historique du navire océanographique allemand Meteor (1925-1927), qui donna accès à la première représentation des masses d'eau d'origines diverses dans l'Atlantique. Ces mesures sont encore souvent citées en référence.

Ce n'est que dans la seconde moitié du XXe siècle que des capteurs in situ, comme les sondes CTD (Conductivité, Température, Densité), capables de retransmettre leurs mesures par un fil électrique, ont été mises au point. Plus récemment, des techniques permettant de réaliser des mesures sans que le navire s'arrête ont été développées : les capteurs sont installés sur une pièce métallique en forme de poisson, qu'on largue alors que le navire est en route. Le poisson est relié à un enregistreur de bord par un fil de cuivre, qui se déroule pendant qu'il coule. Les données sont retransmises en temps réel par satellite, en direction des centres mondiaux de données, dont le principal est installé à Brest. C'est le système XBT (eXpandable Bathy-Thermograph). De nombreux navires en sont maintenant équipés, et on estime à 150.000 le nombre des XBT réalisés chaque année. C'est peu face à l'immensité des océans !

Une technique beaucoup plus récente et encore peu développée, la *tomographie acoustique*, permet de reconstituer la température de l'océan à partir de son influence sur la vitesse du son. On doit déclencher des explosions et mesurer très précisément l'heure d'arrivée des ondes acoustiques en un grand nombre de points. On peut alors inverser ces signaux par l'utilisation de modèles numériques, et en déduire la distribution volumique de température.

Les courants de surface ont été cartographiés depuis très longtemps, à partir de la dérive des navires par rapport aux routes calculées. Les courants de profondeur n'ont été longtemps accessibles que par des courantomètres accrochés sur des mouillages ancrés au fond. La mise au point technique de ces mouillages a été extrêmement difficile, car ils doivent résister à la corrosion par le sel et à des efforts considérables lors des tempêtes. Mais il est beaucoup moins onéreux, en pratique, d'utiliser des bouées dérivantes, soit en surface, soit en profondeur. Leur déplacement donne accès

au champ de courant. Enfin les techniques basées sur l'effet Doppler sur un signal acoustique sont également maîtrisées.

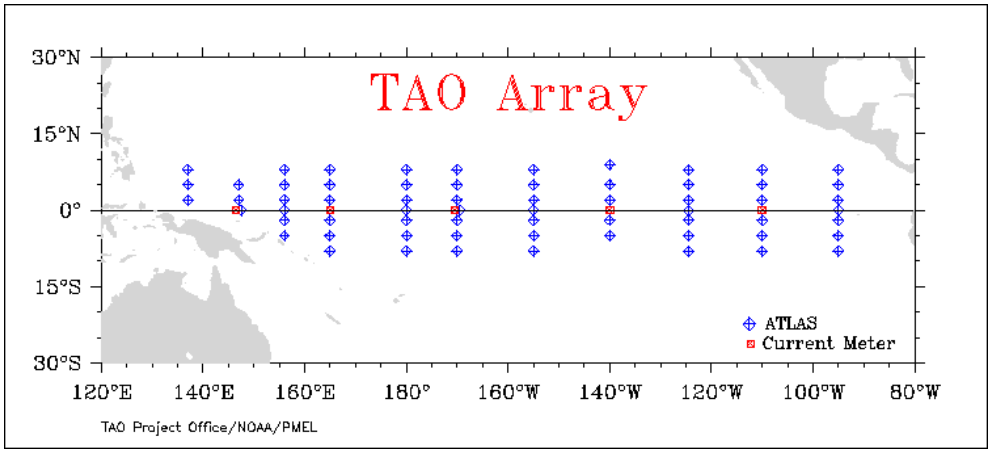

FIG. 1.3: *Le réseau TAO de bouées ancrées mis en place au début des années 1990 par la collaboration USA-France-Japon. Figure extraite du site Internet http ://www.pmal.noaa.gov/toga-tao/home.html*

Les satellites ont révolutionné notre vision de l'océan. La température de la surface de la mer est accessible assez facilement (mesures dans l'infra-rouge thermique), et fait l'objet d'un suivi régulier depuis une vingtaine d'années, tant par les météorologues que par les océanographes, en raison de ses nombreuses applications. Plus récemment, les techniques de mesure de l'altitude de la surface de l'océan (altimétrie) ont atteint une précision inespérée, de l'ordre de cinq centimètres pour le satellite franco-américain Topex-Poséidon. Il est alors possible de diviser le signal altimétrique en diverses composantes : les vagues, les marées, le géoïde, et enfin la *topographie dynamique*, qui présente un grand intérêt, car elle donne une information sur les courants marins. Par ailleurs, les variations à long terme du niveau de l'océan nous renseignent sur sa température, grâce à la loi de dilatation thermique.

Depuis le début des années 1990, une nouvelle page de l'histoire de l'océanographie est donc tournée, avec le début de l'observation systématique de l'océan, à des fins de prévision opérationnelle de son état. La réalisation la plus spectaculaire est la mise en place par les États-Unis, le Japon et la France d'un réseau de 70 mouillages ancrés par 4 000 mètres de fond dans le Pacifique équatorial (Fig. 1.3), en vue de suivre en temps réel l'oscillation climatique baptisée *El Niño* (voir Chapitre 10). On a pu voir en 1997 les premières retombées de cet énorme investissement, avec la détection six mois à l'avance, du très important *El Niño* de l'hiver 97-98. Un réseau similaire est en cours de réalisation sur l'Atlantique équatorial.

1.1.3 Assimilation des observations

En raison des contraintes logistiques, les observations disponibles de l'atmosphère et de l'océan se présentent donc sous la forme d'un ensemble assez disparate, et mal réparti dans l'espace et dans le temps. C'est dire qu'il n'est pas trivial de reconstituer à partir de ces observations des champs tri-dimensionnels cohérents de chaque paramètre, permettant des interprétations scientifiques fiables. Ce problème est celui de l'*assimilation* des observations. En pratique, il est utile de s'aider d'un modèle numérique apportant des contraintes supplémentaires dérivant des équations de la dynamique du fluide. Ces techniques ont fait l'objet de développements considérables pour les besoins de la prévision météorologique, et sont également en plein essort en océanographie. L'*Interpolation Optimale* est une technique qui permet de minimiser l'erreur d'interpolation grâce à la connaissance statistique fine des erreurs caractéristiques de chaque type d'observation. Elle a été largement utilisée depuis les années 1980. Elle tend maintenant à laisser la place à des *techniques variationnelles*, qui consistent à minimiser l'écart entre un champ tri- ou quadri-dimensionnel et l'ensemble des observations disponibles, sous la contrainte que le champ continue à satisfaire les équations de la mécanique de fluides.

On appelle *analyses objectives* les résultats de ces travaux, qui se présentent sous la forme de fichiers de données des divers paramètres, présentant une grande consistence spatiale, temporelle, et inter-paramètres. Ces analyses sont utilisées notamment pour initialiser les modèles numériques de prévision du temps. Mais leur intérêt dépasse largement cette fonction pratique, puisqu'elles offrent une représentation cohérente et complète de l'état de l'atmosphère. Au début des années 1990, la communauté scientifique du climat a demandé aux principaux centres météorologiques opérationnels de mettre à la disposition des chercheurs des analyses objectives représentant l'histoire détaillée de l'atmosphère depuis le début des mesures opérationnelles. Des grands projets de « ré-analyse », aux États-Unis et en Europe, ont ainsi permis de reconstituer l'état de l'atmosphère sous la forme de fichiers de données, disponibles toutes les six heures depuis les années 1950 jusqu'à nos jours. Ces fichiers couvrent l'ensemble de la planète, et leur résolution est de l'ordre de 300 km sur l'horizontale, et de quelques centaines de mètres sur la verticale. Les figures du présent ouvrage sont souvent basées sur ces réanalyses.

En océanographie, la production d'analyses objectives opérationnelles a débuté sur une base régionale il y a quelques années. Il est probable que, d'ici une dizaines d'années, plusieurs organismes réaliseront des analyses globales de l'océan similaires à celles qui sont disponibles pour l'atmosphère. Les projets dans ce sens sont déja très avancés, notamment en France le projet Mercator. En 2003, aura lieu une très grande expérience internationale de collecte et d'assimilation de données océanographiques (GODAE : Global Ocean Data Assimilation Experiment).

1.2 Forçage énergétique

L'observation par les satellites donne accès à la distribution géographique et temporelle de l'énergie radiative reçue et émise par la Terre. Cette opération demande des radiomètres passifs à bande large, qui intègrent l'énergie émise par la Terre sur toute la gamme des longueurs d'ondes infra-rouges, et l'énergie rétrodiffusée par la Terre sur la gamme des longueurs d'ondes solaires. Comme on connait l'énergie solaire incidente, on en déduit par simple soustraction l'énergie solaire absorbée. Pour échantillonner l'ensemble de la surface dans des conditions comparables, ces instruments doivent être embarqués dans des satellites à orbite polaire. Il est utile de disposer de plusieurs satellites, avec des orbites décalées, pour bien échantillonner le très important cycle diurne.

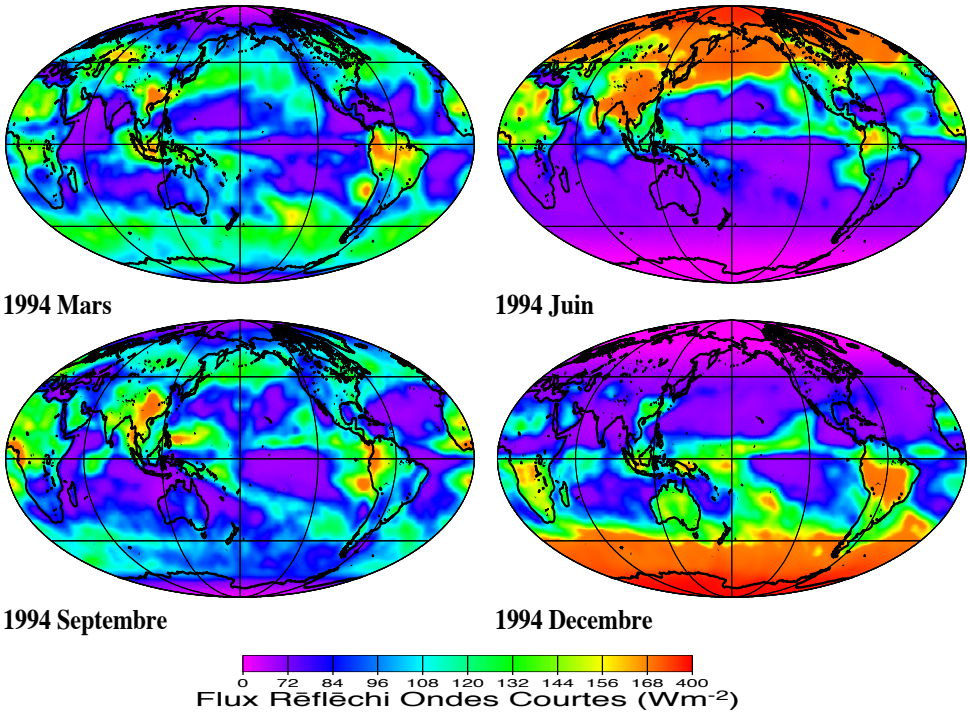

FIG. 1.4: *Flux solaire réfléchi par la Terre, mesuré par SCARAB pour quatre mois de l'année 1994 (figures aimablement communiquées par M. Viollier, du Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS).*

Les premières mesures de ce type ont été réalisée dans la deuxième moitié des années 1980 grâce à la mission américaine ERBE (NOAA-NASA, Earth Radiation Budget Experiment). D'autres mesures ont été réalisées en 1994-1995 grâce à l'instrument français SCARAB (LMD-CNES) sur un satellite russe de la série METEOR. Ces deux missions ont permis de réaliser des mesures du champ de bilan radiatif sur une assez longue durée, mais sans recouvrement temporel. Il est donc assez difficile de les comparer. Les figures 1.4 à 1.6 montrent une ébauche de climatologie du bilan radiatif de la Terre obtenue à partir des mesures de SCARAB. On y voit l'énergie solaire réfléchie par la Terre, l'énergie infrarouge émise par la Terre, et enfin le bilan net, qui représente les sources et les puits d'énergie du système Terre dans son ensemble. Pour chacune des trois quantités, on a choisi quatre moyennes mensuelles illustrant le cycle saisonnier.

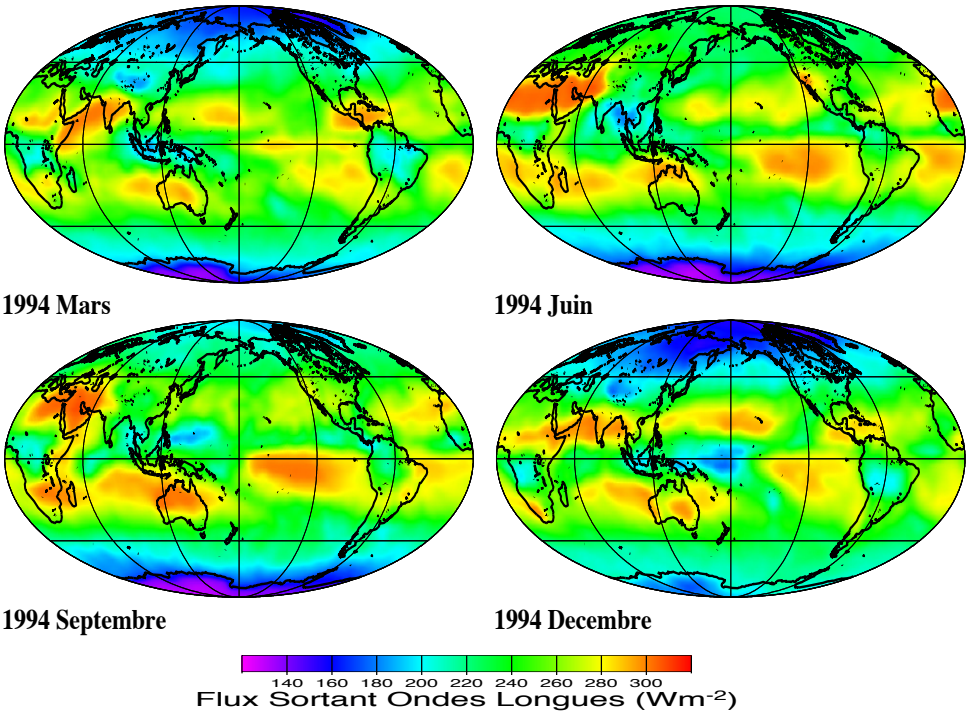

FIG. 1.5: *Flux infra-rouge émis par la Terre, mesuré par SCARAB pour quatre mois de l'année 1994.*

L'absorption de l'énergie solaire est évidemment maximale dans la bande tropicale, et elle varie saisonnièrement avec l'inclinaison du soleil, s'annulant aux hautes

latitudes de l'hémisphère d'hiver, dans la nuit polaire. On peut remarquer qu'elle est aussi modulée en *longitude* par les contrastes de l'albédo de la planète. L'albédo planétaire dépend à la fois de l'albédo des surfaces et de la présence de nuages. Les océans, avec un albédo faible, absorbent plus d'énergie solaire que les continents. Les zones désertiques de la ceinture tropicale (Sahara, Arabie) sont des zones d'albédo très élevé, qui paradoxalement absorbent relativement peu d'énergie solaire. Cette double modulation, en latitude par les paramètres astronomiques, et en longitude par les propriétés de la surface, est une caractéristique importante dont nous verrons plus loin les conséquences sur la circulation générale.

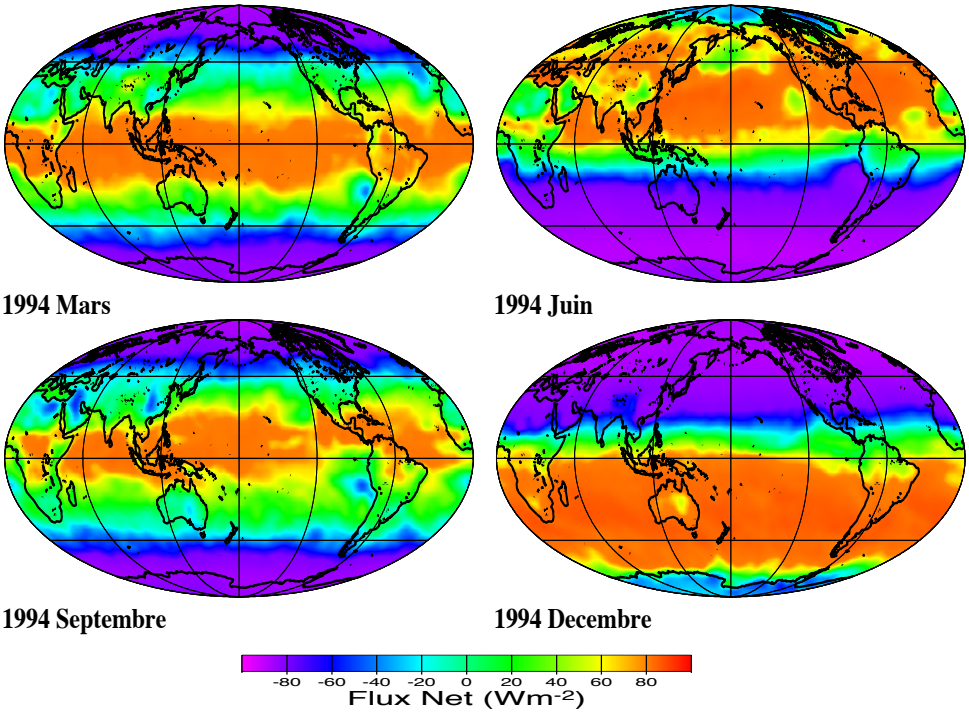

FIG. 1.6: *Bilan radiatif net du système Terre, mesuré par SCARAB pour quatre mois de l'année 1994.*

L'émission infrarouge est également maximale dans la ceinture tropicale, car elle dépend de la température d'émission (suivant la loi de Stefan $R = \sigma T^4$). Il faut toutefois noter que la température intervenant dans cette formule est une moyenne pondérée des températures des différents niveaux d'émission dans la colonne verticale regardée par le radiomètre. En présence de nuages, la température moyenne d'émission

est plus faible car les sommets nuageux hauts et froids représentent une proportion importante de l'émission. La vapeur d'eau joue un rôle comparable, quoique plus faible. Il s'agit d'un effet de serre, qui entraine une perte d'énergie moins grande dans les zones chargées en vapeur d'eau et en nuages. On note sur la Fig. 1.5 ces minima, très marqués au dessus des continents tropicaux, et liés à la convection nuageuse pendant la saison des pluies. Les grands nuages convectifs tropicaux (qui seront étudiés en détail au chapitre 7) se développent parfois jusqu'à une altitude de 17 km, où la température est très froide. Au contraire, au dessus des déserts, l'air est très sec, et l'effet de serre est minimal. Il y a donc une très forte perte en énergie infrarouge.

Comme on pouvait s'y attendre, le bilan net (Fig. 1.6) est à peu près nul en moyenne spatiale. Les régions excédentaires en énergie sont les régions tropicales durant l'été de leur hémisphère, avec une assez forte modulation en longitude, liées aux nuages et à l'albédo de surface. On notera que les excédents maximaux sont rencontrées dans les zones nuageuses des moussons et de la zone de convergence intertropicale. Par contre, les déserts tropicaux sont très déficitaires en énergie. On verra plus loin que ceci explique précisément leur maintien à l'état de désert, par une rétroaction faisant intervenir le mouvement de l'atmosphère. Les régions polaires sont déficitaires pendant l'hiver de leur hémisphère. Nous pouvons donc anticiper que le rôle de l'atmosphère et de l'océan sera de redistribuer l'énergie des régions excédentaires vers les régions déficitaires.

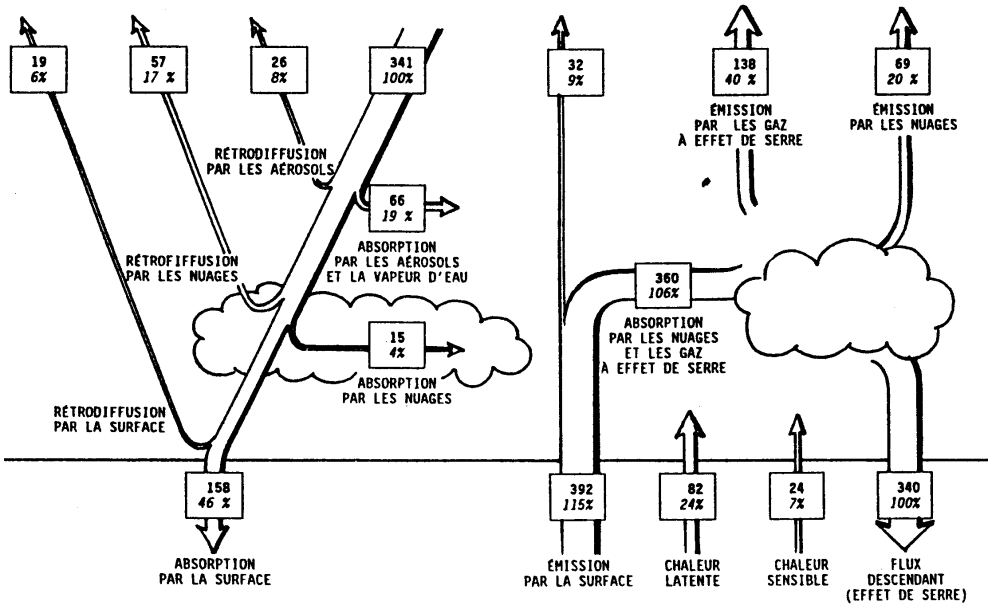

FIG. 1.7: *Le bilan énergétique moyen de la surface terrestre et de l'atmosphère, à gauche dans la gamme solaire, à droite, dans la gamme infra-rouge. L'unité est le Watt/m2.*

Notons pour conclure que si ces figures représentent probablement une vision assez exacte de la moyenne du bilan radiatif terrestre sur plusieurs années, elles masquent par contre la variabilité importante qui existe à toutes les échelles temporelles (de l'heure au siècle). La série de données disponibles est en effet trop courte pour pouvoir conclure sur ce point.

En effectuant une moyenne temporelle et spatiale des données précédentes, on accède aux bilans énergétiques moyens de l'atmosphère et de la surface. Ces derniers sont détaillés à la Fig. 1.7 (les surfaces terrestres et océaniques sont confondues dans cette figure). L'opérateur de moyenne spatio-temporelle a pour effet de répartir l'énergie solaire interceptée par la Terre sur l'ensemble de sa surface, égale à quatre fois l'aire d'un grand cercle. Le flux solaire incident (constante solaire $S_0 = 1368\mathrm{Wm}^{-2}$) est donc divisé par quatre, ce qui conduit à la valeur de $342\mathrm{Wm}^{-2}$ indiquée sur la figure. Cette énergie incidente n'est pas absorbée en totalité : une proportion d'un tiers environ est réfléchie ou rétrodiffusée vers l'espace par les aérosols atmosphériques (fines particules solides), les nuages, et la surface de la planète. Cette proportion définit l'*albédo planétaire moyen*, qui est plus élevé que la moyenne des albédos de surface. Le flux solaire net moyen absorbé par le sytème terre-océan-atmosphère est donc environ $240\mathrm{Wm}^{-2}$. Un tiers de ce flux est absorbé directement par l'atmosphère (là encore, ce sont les aérosols, la vapeur d'eau et les nuages qui emmagazinent cette énergie). Le reste est absorbé par l'océan, et par une mince pellicule de sol à la surface des terres émergées.

Du côté infra-rouge, on notera tout d'abord la très forte émission de rayonnement par la surface ($392\mathrm{Wm}^{-2}$), qui correspond, d'après la loi de Stefan, à une température équivalente moyenne de la surface $T_s = 288$ K. Ce flux d'énergie vers le haut est presque entièrement absorbé par les nuages et par les gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère, c'est à dire les gaz poly-atomiques comme la vapeur d'eau, le gaz carbonique CO2, le méthane CH4, l'ozone O3, les oxydes d'azote N2O, les chlorofluorocarbures et leurs substituts, etc ... Moins du dixième de ce rayonnement tellurique réussit à s'échapper vers l'espace ($32\mathrm{Wm}^{-2}$). Du rayonnement émis en retour par les nuages et les gaz à effet de serre, une partie est dirigée vers l'espace ($208\mathrm{Wm}^{-2}$), et le reste retourne réchauffer la surface ($340\mathrm{Wm}^{-2}$) : c'est *l'effet de serre*. On notera que le bilan est équilibré vers le haut, et que la valeur du rayonnement infra-rouge qui s'échappe vers l'espace définit la température équivalente de la Terre vue de l'espace, $T_e = 255$ K. La différence $T_s - T_e = 33$ K peut être considérée comme une mesure de l'effet de serre.

Pour équilibrer le bilan de la surface terrestre, il est par contre nécessaire de faire appel à d'autres processus : en effet les gains de la surface dans le domaine des courtes longueurs d'ondes sont supérieurs aux pertes dans le domaine infra-rouge d'environ $106\mathrm{Wm}^{-2}$. Cette quantité se retrouve sous la forme des flux de conduction thermique et d'évaporation à la surface. Le flux de chaleur sensible vaut $24\mathrm{Wm}^{-2}$ en moyenne, et le flux d'évaporation ou chaleur latente, atteint $82\mathrm{Wm}^{-2}$. Ces valeurs sont des moyennes pour l'ensemble des surfaces océaniques et continentales. On notera

l'existence d'un flux de chaleur sensible et d'un flux de chaleur latente aussi bien sur les surfaces continentales que sur les surfaces océaniques : sur les continents, les sols s'échauffent sous l'influence du rayonnement solaire, et emmagazinent une partie de l'eau de pluie. Chaleur et humidité sont ensuite rendues à l'atmosphère dans des proportions très variables suivant la date et le lieu. Sur l'océan, le flux d'humidité (chaleur latente) est généralement prépondérant, mais le flux de chaleur sensible peut occasionnellement devenir important, quand une masse d'air très froid circule sur une mer chaude.

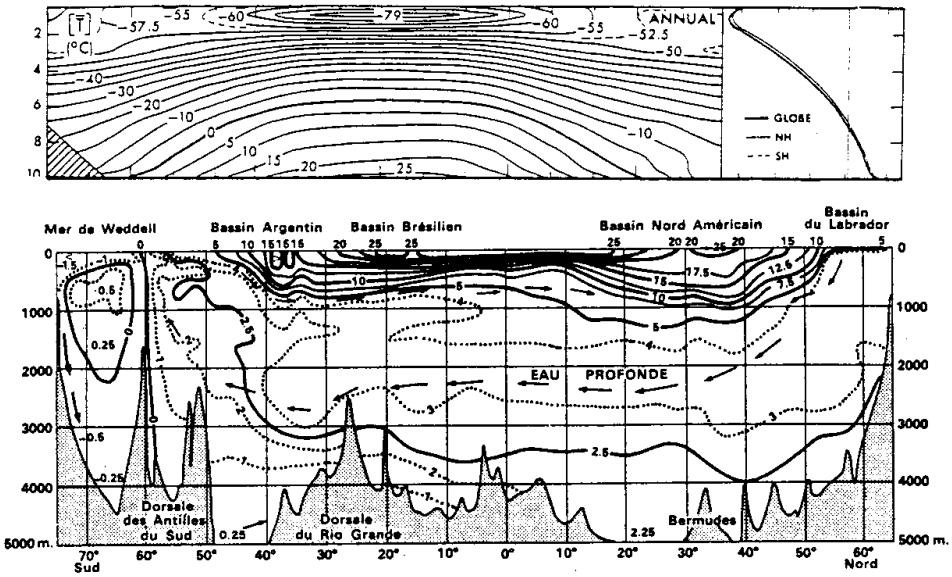

FIG. 1.8: *La distribution de température de l'atmosphère et de l'océan Atlantique, en moyennes zonales et annuelles (Celsius). D'après Tchernia (1978).*

Cette distribution méridienne moyenne nous montre que l'atmosphère est principalement chauffée par le bas : elle est chauffée beaucoup plus par la surface (directement par les flux de chaleur sensible, indirectement par l'effet de serre et le flux de chaleur latente), que directement par le rayonnement solaire. On pourra donc séparer l'atmosphère en une partie inférieure où l'influence de la surface est prépondérante : c'est la troposphère, où la température diminue quand on s'élève, et une partie supérieure où cette influence disparaît : c'est la stratosphère, où la source de chaleur est principalement l'absorption directe du rayonnement solaire par l'ozone, et où la température augmente avec l'altitude. La troposphère s'étend en moyenne jusqu'à une altitude d'une dizaine de kilomètres, et contient environ les quatre cinquièmes de la masse de l'atmosphère.

Quant à l'océan, il est chauffé par le haut : le flux géothermique est négligeable devant le flux solaire absorbé dans les premiers mètres au voisinage de la surface. On s'attend donc à voir la température décroître quand la profondeur augmente, ce qui est bien le cas. La distribution moyenne des températures dans l'atmosphère et dans l'océan Atlantique apparaît à la figure 1.8 (il s'agit d'une moyenne sur toutes les longitudes, ou *moyenne zonale*, pour l'atmosphère, et d'une moyenne sur les longitudes comprises entre les bords est et ouest pour l'Atlantique). Cette figure montre d'abord que la température décroit quand l'altitude augmente dans la troposphère et quand la profondeur augmente dans l'océan, et que le gradient thermique entre les pôles et l'équateur est principalement marqué au voisinage de la surface, dans les deux fluides : ce sont deux conséquences du fait que l'atmosphère est chauffée à sa base. On note par ailleurs que dans la ceinture intertropicale, la température est très homogène. Ceci reste vrai en l'absence de moyenne zonale et même en l'absence de moyenne temporelle, et devra faire l'objet d'une explication particulière. Enfin, dans l'océan, les eaux chaudes (disons, plus chaudes que 10°C) se réduisent à une mince lentille superficielle, restreinte aux basses et moyennes latitudes, et limitée par une zone de fort gradient vertical, appelée la *thermocline*.

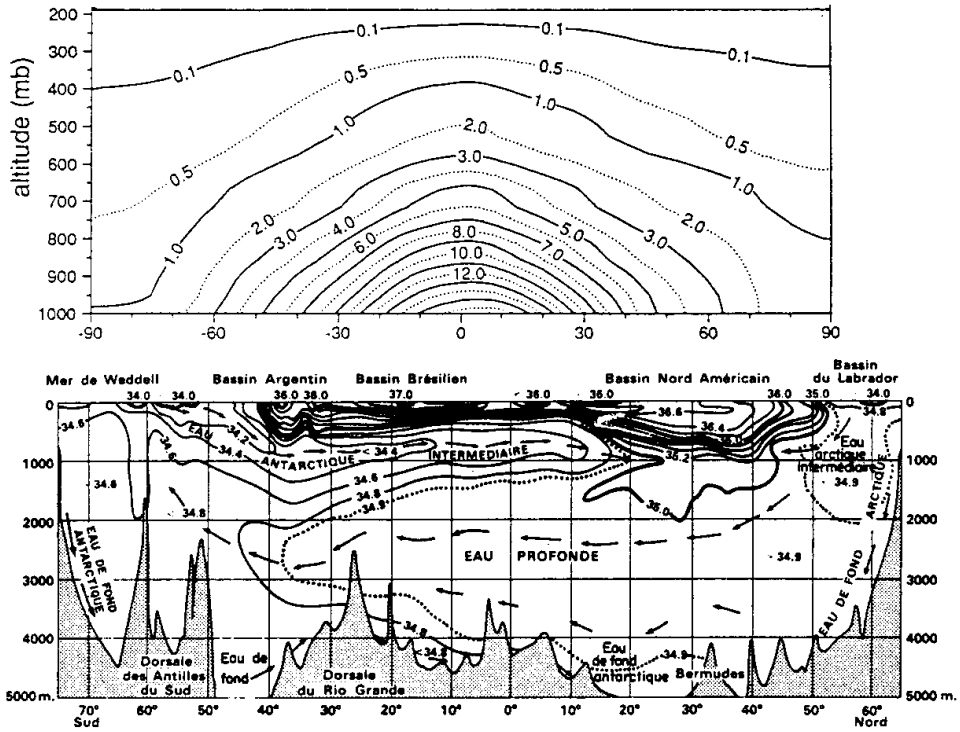

FIG. 1.9: *La distribution zonale moyenne d'humidité de l'atmosphère (en g/kg) et la distribution zonale moyenne de salinité de l'océan Atlantique (en g/kg). D'après Tchernia (1978).*

On notera que l'échelle verticale de la figure 1.8 est fortement étirée par rapport à l'échelle horizontale. Par exemple, le rapport du gradient vertical au gradient horizontal de température est, dans l'atmosphère, de l'ordre de 10^3. Il en est de même dans l'océan, bien que l'océan profond recèle de vastes domaines relativement homogènes en température. Il en va aussi de même pour les gradients de pression et de densité. L'atmosphère et l'océan peuvent donc être décrits comme *des fluides minces, tournants, et stratifiés.*

La figure 1.9 donne la distribution méridienne moyenne de l'humidité dans l'atmosphère, et de la salinité dans l'océan. L'humidité atmosphérique est principalement contrôlée par la température, car la pression de vapeur ne peut excéder sa valeur de saturation au dessus de la phase liquide, qui varie exponentiellement en fonction de la température (voir Chapitre 7). Ainsi, l'atmosphère est relativement sèche là où il fait froid, c'est-à-dire aux hautes latitudes et altitudes. La salinité de l'océan est, quant à elle, maximale dans la lentille d'eaux chaudes de la ceinture tropicale, où l'évaporation excède les précipitations dans le bilan d'eau douce de la surface océanique. Au contraire, dans les régions polaires, la salinité diminue car l'évaporation est très faible.

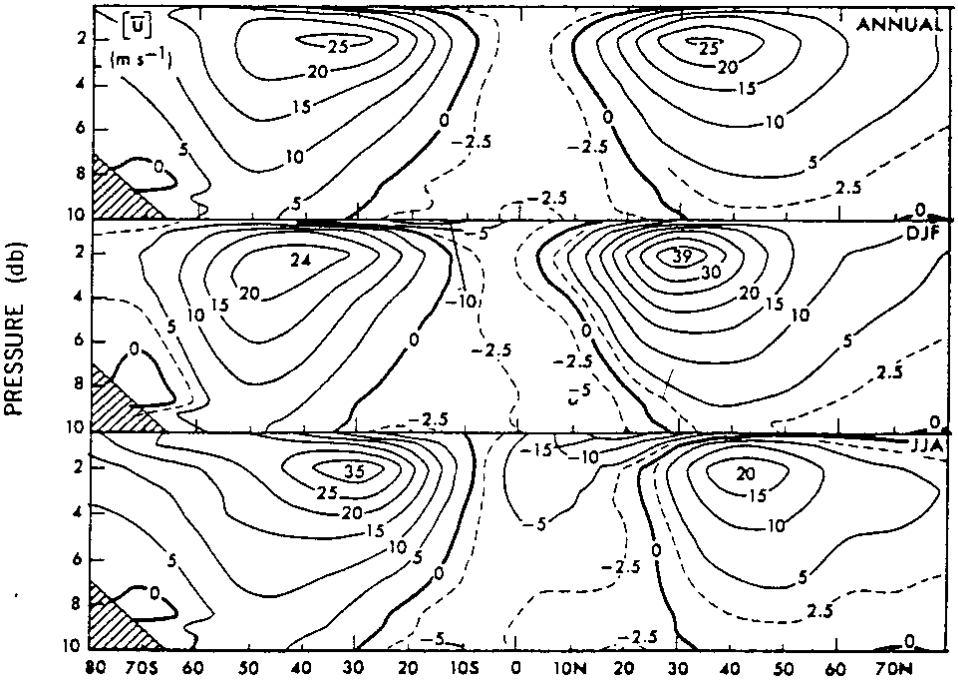

FIG. 1.10: *La distribution zonale moyenne de la vitesse du vent (m/s). De haut en bas : moyenne annuelle, hiver boréal, été boréal. D'après Peixoto et Oort, 1992.*

1.3 Mouvement moyen

1.3.1 Atmosphère

La figure 1.10 présente la distribution méridienne moyenne de la composante ouest-est de la vitesse du vent (encore appelée *composante zonale*). Cette distribution est tout à fait singulière, et l'étude des mécanismes physiques qui en sont responsables occupera une bonne partie de cet ouvrage. Elle est caractérisée par deux larges maxima, atteignant 25 ms^{-1} en moyenne annuelle (soit 100 km/heure !), et situés vers 12 km d'altitude vers 30N et 30S. Ce sont les *courants jets subtropicaux*, qui correspondent à une rotation rapide d'ouest en est d'une grande partie de l'atmosphère tout autour de la planète, et dans le même sens que cette dernière. Il s'agit ici d'une distribution moyenne dans l'espace et dans le temps. Les maxima instantanés de ces courants jets varient d'un jour à l'autre en position et en intensité, et atteignent parfois des valeurs bien plus grandes. On notera que la circulation d'ouest qui atteint son paroxysme au niveau des jets subtropicaux s'étend jusqu'aux pôles, et correspond donc à un *vortex polaire*. À l'opposé, dans la ceinture intertropicale, s'étend une vaste zone de vents circulant de l'est vers l'ouest, dont l'intensité est maximale à la surface de la planète, et est de l'ordre de 2 ms^{-1}. Ce sont les *vents alizés*, bien connus des navigateurs dès la Renaissance[1]. Ces vents sont connus pour être très réguliers. Enfin, un examen attentif de la figure révèle la présence de deux zones de vent d'est de faible extension situées au voisinage de la surface dans les hautes latitudes. Il s'agit des vents d'est circumpolaires, causés par les anticyclones thermiques polaires.

On notera que la position des jets subtropicaux et des alizés oscille légèrement du nord au sud au rythme des saisons. Pendant l'hiver boréal (Décembre-Janvier-Février), les jets descendent vers 30N et 40S respectivement, alors que pendant l'hiver austral (Juin-Juillet-Août) leur position est décalée de 10 degrés vers le nord (40N et 30S).

La distribution méridienne moyenne sera utilement complétée par des coupes horizontales de la circulation (toujours en moyenne temporelle). Le vortex polaire de l'hémisphère Nord est présenté à la figure 1.11, pour une pression moyenne de 250 hPa (soit à 10 km d'altitude à peu près). On constate que les courants jets ne sont pas parfaitement axisymétriques. Ils font apparaître une structure ternaire avec des maxima au dessus de la côte est des États-Unis, de l'Arabie Saoudite et du Japon. À l'opposé, l'Europe et la côte ouest des États-Unis apparaissent comme des zones plus calmes. Cette structure ternaire est liée à la distribution des principales chaînes de montagnes et à celle des océans. Elle détermine les grandes disparités entre les climats de zones de l'hémisphère nord situées à des latitudes voisines.

La figure correspondante dans l'hémisphère sud fait apparaître un vortex polaire beaucoup plus axisymétrique. Le vent atteint des valeurs fortes et régulières dans

[1] Les anglais appellent les alizés *trade winds*, ou *vents du commerce*.

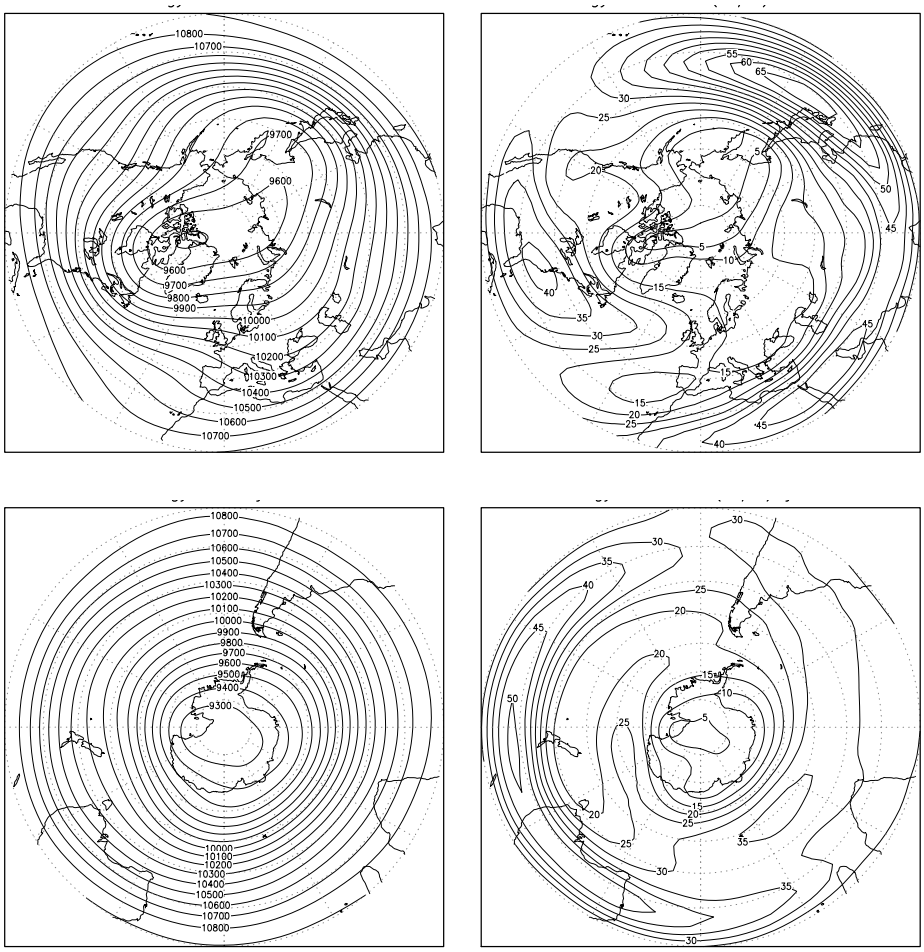

FIG. 1.11: *Hauteur géopotentielle et vitesse moyenne du vent à 250 hPa (10 km d'altitude) dans l'hémisphère nord (en haut) et dans l'hémisphère sud (en bas). Moyennes pendant les trois mois d'hiver de chaque hémisphère. Figures extraites du site Internet du National Center for Environmental Prediction.*

toute une bande de latitude comprise entre 40S et 60S (les *quarantièmes mugissants*). L'existence de cette zone continue de vents forts est à relier à la présence du continent antarctique et de ses énormes masses glacées.

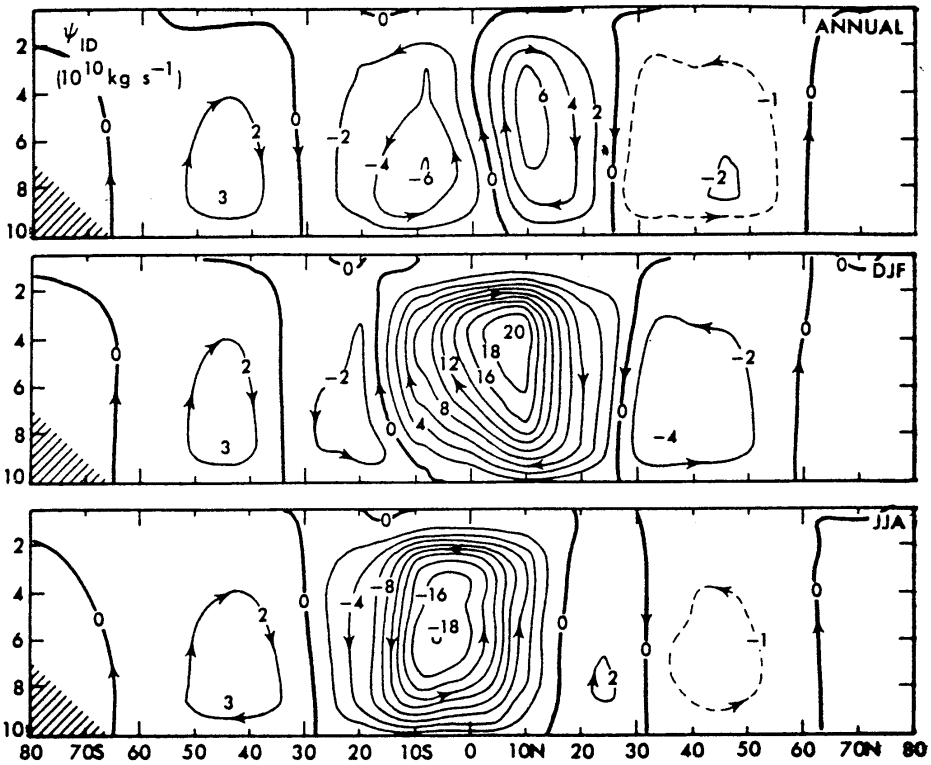

FIG. 1.12: *La fonction de courant de l'écoulement méridien, exprimée en débit massique (10^{10} kg/s). De haut en bas : moyenne annuelle, hiver boréal, été boréal. D'après Peixoto et Oort, 1992.*

Nous revenons à une coupe méridienne pour examiner la distribution (en moyenne zonale et temporelle) du mouvement dans les directions verticales et nord-sud. La figure 1.12 fait apparaître la fonction de courant de cette circulation méridienne moyenne, et indique l'existence de cellules alternées en fonction de la saison. Ce sont les célèbres *cellules de Hadley*[2]. On note que la zone équatoriale est en permanence le lieu d'une forte ascendance. Pendant l'hiver boréal, le bilan de masse est fermé par une circulation vers le nord en haute altitude et par des courants descendants centrés sur 30S. Au contraire pendant l'hiver austral , la circulation est fermée du côté sud.

[2]Georges Hadley, philosophe anglais, publie en 1735 la première étude tentant d'expliquer la circulation générale de l'atmosphère en tenant compte à la fois de l'échauffement dans la zone tropicale et de la rotation de la terre. Sa théorie assez exacte survivra jusqu'en 1920.

En moyenne annuelle, les deux cellules nord et sud sont présentes, mais la cellule nord est légèrement plus intense que la cellule sud.

Bien que les cellules de Hadley brassent une masse importante, les vitesses associées sont faibles, sans commune mesure avec celles de la circulation associée au vortex polaire, ni même avec celles des vents alizés. La composante méridienne de la vitesse est de l'ordre du mètre par seconde, et la composante verticale est de l'ordre du centimètre par seconde. Il s'agit donc d'une circulation secondaire, superposée à la circulation principale zonale.

On comprend facilement que ces cellules constituent un mécanisme efficace pour redistribuer l'énergie excédentaire dans la bande tropicale vers la partie de la planète la plus déficitaire à un instant donné : l'hémisphère d'hiver. La dissymétrie entre les deux cellules en moyenne annuelle est plus difficile à interpréter. Elle est probablement liée aux dissymétries géographiques entre les deux hémisphères : l'hémisphère nord a plus de terres émergées que l'hémisphère sud, et donc une inertie thermique plus faible (absence du rôle régulateur de l'océan à l'échelle saisonnière). Il faudrait également tenir compte du phénomène de la mousson indienne, qui correspond à une forte circulation trans-équatoriale saisonnière, pour interpréter cette figure.

Ces explications qualitatives ne sauraient être suffisantes, et nous devrons tenter d'expliquer les caractéristiques quantitatives des cellules de Hadley dans cet ouvrage. En particulier, il est tout à fait étonnant de constater qu'elles ne s'étendent pas jusqu'aux pôles. Il faut donc admettre que le transport d'énergie vers les pôles est effectué par un autre mécanisme au delà d'une certaine latitude. En fait, non seulement les cellules de Hadley ne s'étendent pas jusqu'aux pôles, mais on voit apparaître sur la figure 1.12 des circulations de sens opposé dans les moyennes latitudes (de l'équateur vers les pôles en basses couches, et des pôles vers l'équateur en altitude). Ce sont les *cellules de Ferrel*, d'amplitude beaucoup plus faible que les précédentes. Leur existence sera également expliquée au chapitre 8.

Ici encore, on ne saurait s'arrêter à une vision méridienne moyenne, et il convient d'examiner le détail de ces circulations lentes sur des coupes horizontales. On peut arriver à donner une représentation en trois dimensions de ces cellules en divisant l'écoulement en deux parties : une partie rotationnelle et une partie divergente. Sur une sphère, le champ de vitesse horizontale $\mathbf{U}_H$ se décompose en effet de manière unique en une partie rotationnelle, définie par une fonction de courant ψ, et une partie divergente définie par un potentiel de vitesse χ :

$$\mathbf{U}_H = \nabla_H \chi + \mathbf{k} \wedge \nabla_H \psi \ , \tag{1.1}$$

avec

$$\nabla_H^2 \chi = \nabla_H . \mathbf{U}_H \tag{1.2}$$

et

$$\nabla_H^2 \psi = \nabla_H \wedge \mathbf{U}_H \ . \tag{1.3}$$

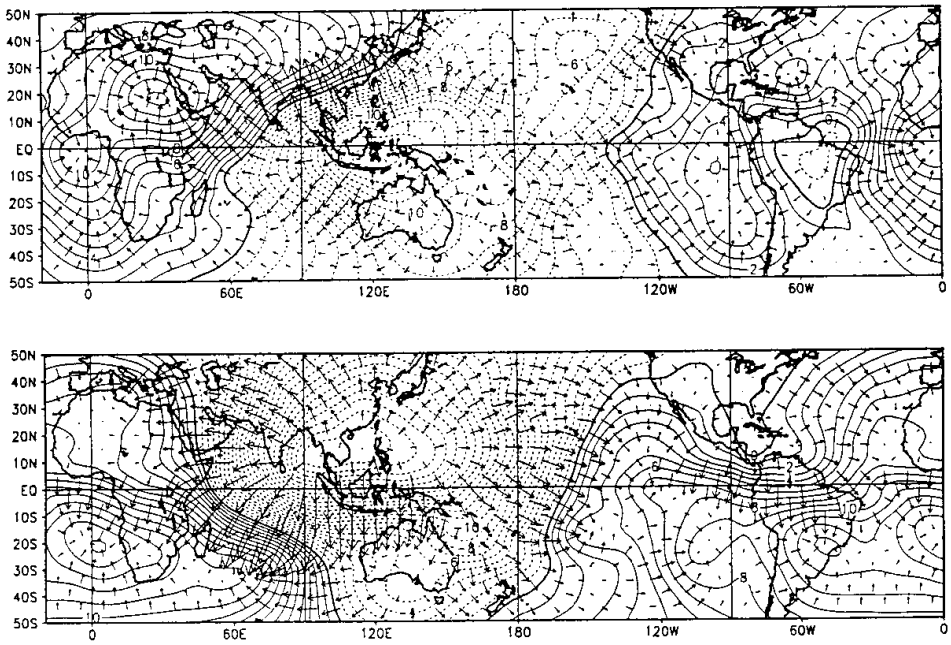

FIG. 1.13: *Moyennes mensuelles du potentiel de vitesse à 200 hPa, avec en superposition la composante divergente de la vitesse (extrait du bulletin du Climate Analysis Center. En haut, décembre 1996, en bas, juillet 1996)*

Les régions d'ascendance sont alors caractérisées par des zones de convergence ($\nabla_H.\mathbf{U}_H < 0$) dans les basses couches et des zones de divergence ($\nabla_H.\mathbf{U}_H > 0$) dans les couches supérieures, et inversement. Le potentiel de vitesse déduit de la divergence horizontale à 200 hPa est représenté à la figure 1.13. On constate que, tout comme les jets subtropicaux (qui correspondent à la partie rotationnelle de la vitesse), le potentiel de vitesse n'est pas axisymétrique. Les zones de divergence marquée à 200 hPa sont centrées sur l'Indonésie, l'Amazonie et l'Afrique centrale pendant l'hiver boréal, sur l'Inde, le sud-est asiatique, l'Amérique Centrale et le nord de l'Afrique équatoriale pendant l'été boréal. Ce sont les zones excédentaires en énergie que nous avons vues à la section 1.2, ou encore les *régions de moussons*. Au contraire, les zones déficitaires en énergie comme le Sahara, les régions désertiques du Moyen Orient, ou le Mexique pendant l'hiver boréal, l'Afrique du Sud et l'Australie pendant l'été boréal, sont des zones de convergence de l'écoulement à 200 hPa, et donc des zones de subsidence. On constate que la partie divergente de la vitesse correspond à des circulations zonales importantes dans la bande intertropicale. Ces circulations, analogues à la circulation

de Hadley, mais non axisymétriques, sont dénommées de manière générale *circulations de Hadley-Walker*[3].

Malgré les modulations en longitude ainsi causées par la distribution des continents et des océans, la zone intertropicale reste caractérisée, en raison des variations du forçage radiatif avec la latitude, par des vitesses horizontales convergentes en basses couches et divergentes en altitude. On peut définir une *zone de convergence intertropicale* dans les basses couches, doublée d'une zone de divergence en altitude, qui a la forme d'une bande relativement étroite faisant le tour de la planète, mais dont la position ne coincide pas systématiquement avec l'équateur et varie en fonction de la saison et de la longitude. Cette zone, encore appelée *front intertropical*, marque la séparation entre les masses d'air originaires de chaque hémisphère au voisinage de la surface. Elle est caractérisée par une zone presque continue de mauvais temps, dûe à la présence de nuages convectifs alimentés par l'humidité qui converge depuis chaque hémisphère sur les océans tropicaux. Cette zone est facile à identifier sur les images satellitales (exemple Fig. 1.14).

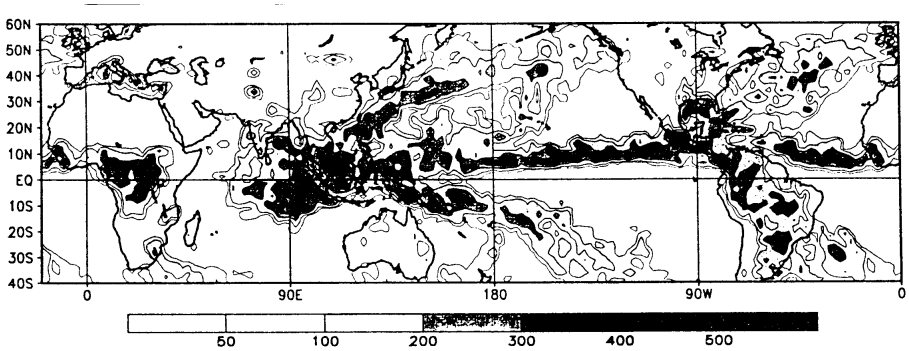

FIG. 1.14: *Précipitations mensuelles cumulées (mm) mesurées par satellite (Le Special Sensor Microwave Imager du Defence Meteorological Satellite Program de la NOAA). Extrait du Climate Analysis Bulletin, Octobre 1996.*

Nous terminerons l'examen rapide de la circulation générale de l'atmosphère par le champ de pression à la surface (Fig. 1.15). On constate que la distribution est fortement zonale, comme celle de la vitesse. Elle est caractérisée par une bande de maxima au niveau des tropiques (30N et 30S), parmi lequels on trouve le célèbre *anticyclone des Açores*. La zone intertropicale est au contraire caractérisée par des faibles pressions, ainsi que les moyennes latitudes. Dans les zones polaires, on retrouve des anticyclones assez bien marqués.

[3]Sir Gilbert Walker, responsable du service météorologique britannique aux Indes, étudia la variabilité interannuelle de la mousson indienne. Il mit en évidence sa corrélation avec la différence de pression entre l'Australie et la Polynésie, qui devait devenir un des meilleurs marqueurs du déplacement associé de la circulation zonale, connu depuis sous le nom d'oscillation australe (cf. chapitre 10).

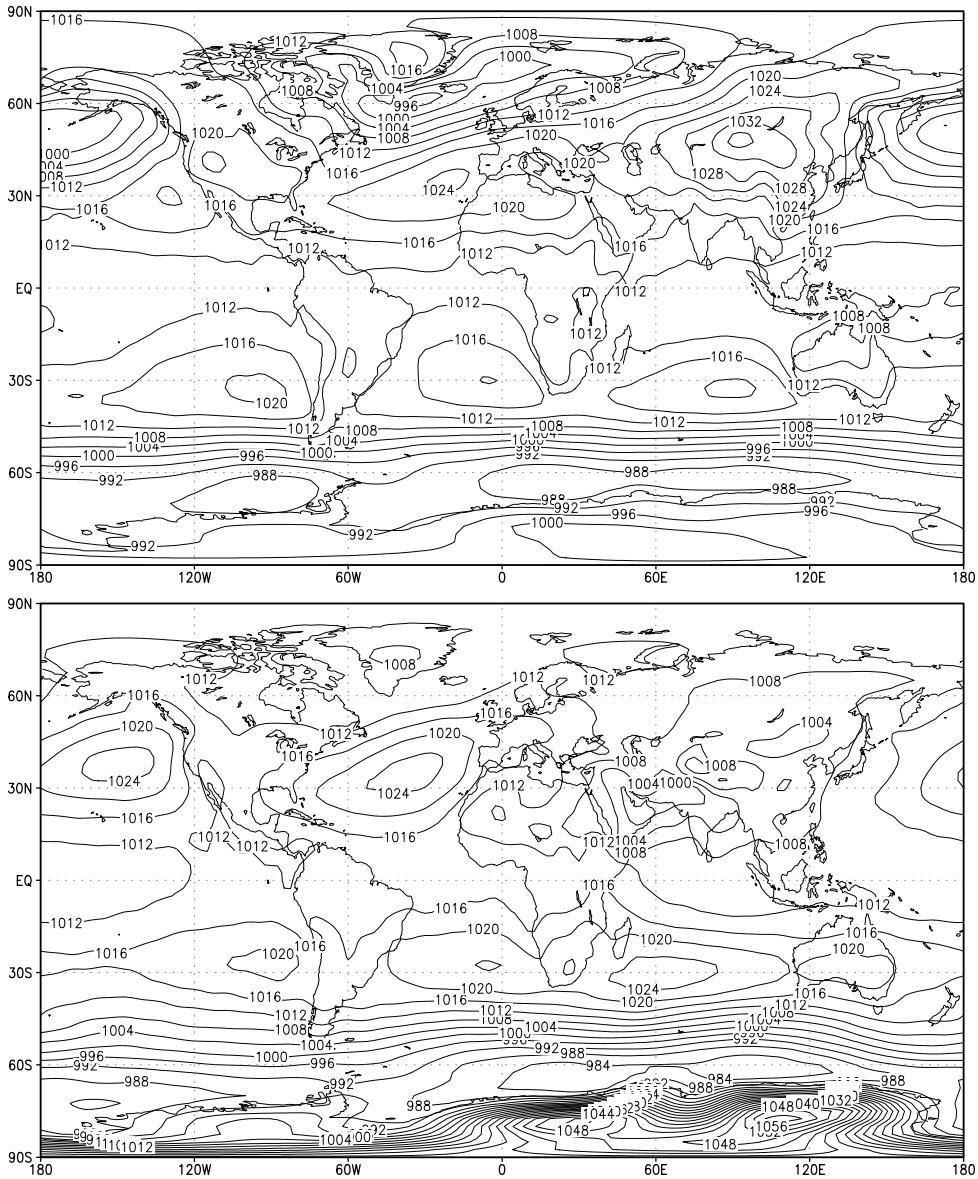

FIG. 1.15: *Distribution de la pression moyenne (hPa) en surface en Janvier (haut) et Juillet (bas). Figure issue du site Internet du National Center for Environmental Prediction.*

1.3.2 Océan

Examinons maintenant l'état moyen de l'océan. La figure 1.16 reproduit une carte classique des courants de surface, très utile aux navigateurs. On constate que ces courants répondent à peu près au forçage des vents et à la contrainte géométrique apportée par les bords des bassins. Ainsi, la circulation est plutôt vers l'est dans les régions tempérées et polaires, et vers l'ouest dans les régions tropicales, ce qui reflète la distribution des vents. La nécessité de fermer le bilan de masse de chaque bassin océanique amène la création de courants de bords, qui circulent de l'équateur vers les pôles sur les bords ouest des bassins, et en sens inverse sur les bords est. Les grands tourbillons anticycloniques ainsi formés sont appelés les *gyres anticycloniques subtropicaux*. On est immédiatement frappé par la forte dissymétrie entre l'intensité des courants de bords ouest comme le *Gulf Stream* ou le *Kuro Shio*, et la faiblesse des courants de bord est. Cet aspect sera expliqué au chapitre 9. Il est mis en évidence de manière encore plus frappante par les cartes de la *hauteur dynamique moyenne* de l'océan élaborées récemment grâce au satellite Topex-Poséidon (Fig. 1.17). Nous admettrons ici que les isolignes de hauteur dynamique représentent les lignes de courant de la circulation de surface, sauf au voisinage de l'équateur (il s'agit d'une conséquence de l'équilibre géostrophique, qui sera présenté au chapitre 3).

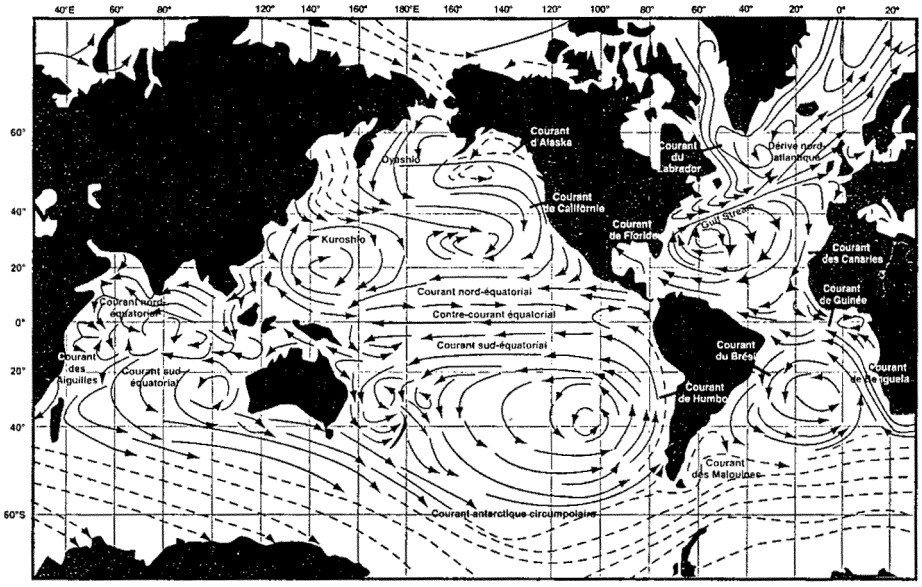

FIG. 1.16: *Les principaux courants à la surface de l'océan, d'après Minster (1997). Les flèches en pointillés correspondent à des courants froids. Dans les zones tropicales, les courants varient fortement avec les saisons : cette carte montre une situation d'hiver boréal.*

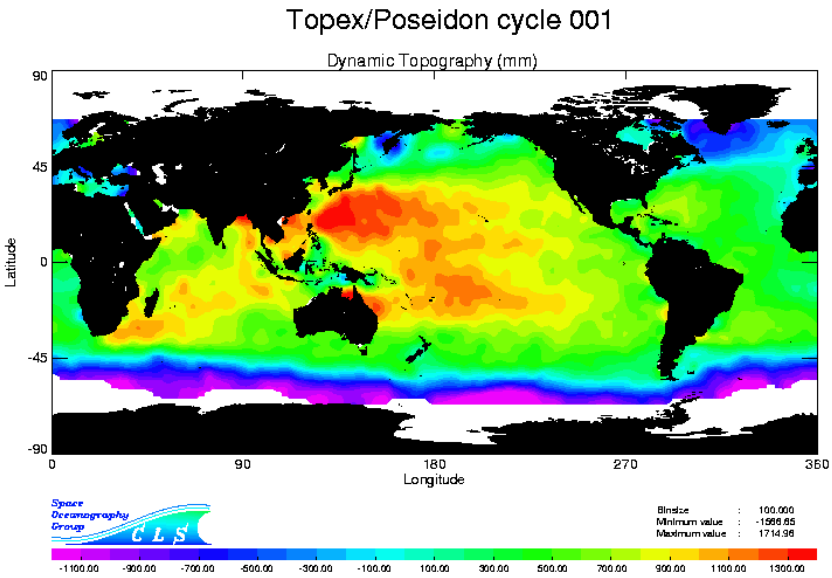

FIG. 1.17: *La topographie dynamique de l'océan, vue par le satellite Topex-Poséidon. On note les maxima de hauteur associés aux grands courants sur les bords ouest des océans Pacifique et Atlantique. Figure extraite du site Internet CLS-Argos.*

Dans les latitudes élevées, on trouve, au nord, des courants organisés en cellules cycloniques que l'on nomme les *gyres cycloniques subpolaires*, comme le courant du Labrador, et l'Oya Shio, au sud le courant antarctique circumpolaire, très puissant et presque zonal.

La circulation dans la bande équatoriale est un peu plus complexe. On voit apparaître des courants nord-équatorial et sud-équatorial portant vers l'ouest, et un *contre-courant équatorial* portant vers l'est, entre 5 et 10N. Les observations en profondeur révèlent par ailleurs un *sous-courant équatorial*, portant aussi vers l'est, et atteignant son intensité maximale de 1 m/s vers 100 m de profondeur, précisément sur l'équateur (voir chapitre 9). À l'évidence, les circulations des gyres subtropicaux sont insuffisantes pour recycler l'énorme masse d'eau qui dérive vers l'ouest dans la zone intertropicale sous l'influence des vents alizés, et une partie de ce flux retourne vers l'est dans le contre-courant équatorial et dans le sous-courant équatorial.

La vitesse des courants de surface est beaucoup plus faible que celle des vents, en raison de la grande différence de masse volumique entre l'eau et l'air. Elle varie d'une dizaine de centimètres par seconde dans la partie est des gyres subtropicaux,

à des maxima de 2 mètres par seconde au centre du Gulf Stream, ou 1 mètre par seconde dans les courants tropicaux. Mais il est plus utile de connaître le volume d'eau total brassé par les courants, qui se mesure en Sverdrups (Sv)[4]. Pour déterminer ce transport, il faut examiner la structure des courants en profondeur. On constate que les courants de surface se font sentir sur des profondeurs variant de 100 m à 1 kilomètre environ. Pour donner quelques ordres de grandeur, nous mentionnerons que le Gulf Stream culmine à 100 Sv, et que le courant antarctique circumpolaire transporte 130 Sv au niveau du Détroit de Drake (entre la Terre de Feu et l'Antarctique). À titre de comparaison, l'ensemble des fleuves du globe forme un flux de 1 Sv, et les précipitations totales au dessus des océans sont de l'ordre de 10 Sv.

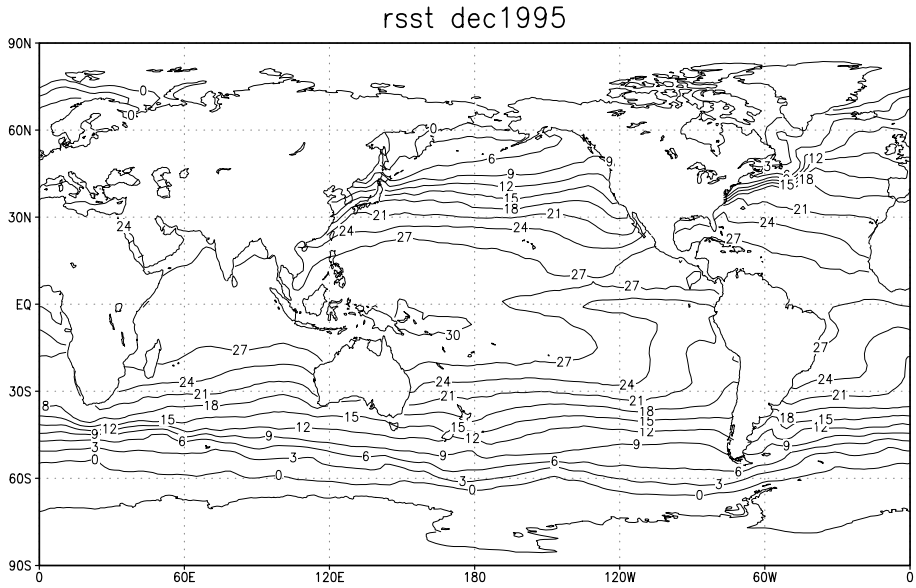

FIG. 1.18: *Température de moyenne de surface de la mer en Décembre 1995 (figure extraite du site Internet du National Center for Environmental Prediction).*

L'autre paramètre bien connu de l'océan est la température de surface. La figure 1.18 dévoile sa distribution horizontale moyenne. Celle-ci est le reflet du forçage radiatif, modulé par le transport par les courants de surface. On notera en particulier que les eaux équatoriales sont légèrement plus froides que les eaux tropicales. Mais elle se réchauffent progressivement au fur et à mesure qu'elles traversent les océans

[4] $1\ Sv = 10^6\ \mathrm{m}^3/\mathrm{s}$.

d'est en ouest. Il se développe alors un gradient thermique est-ouest, particulièrement intense à l'équateur. Dans le Pacifique, ce phénomène se conjugue avec la configuration particulière de l'Indonésie, encore appelée *continent maritime* (petits bassins, nombreuse îles, hauts fonds), pour favoriser la création d'une énorme masse d'eau chaude (près de 30 degrés celsius !). Cette « piscine d'eau chaude du Pacifique » joue un rôle considérable dans le climat de la planète (on étudiera notamment au chapitre 10 ses fluctuations interannuelles, en liaison avec le phénomène *El Niño*).

On pourra noter également l'existence de forts gradients thermiques dans la partie septentrionale des bords ouest des océans Pacifique et Atlantique Nord. Ces gradients sont dûs à la rencontre des courants chauds de bord ouest (Gulf Stream et Kuro Shio) avec les courants froids descendant des mers polaires (Courant du Labrador et Oya Shio). Ce phénomène est à rapprocher de l'accélération notable des jets streams atmosphériques dans les mêmes régions (cf. plus haut) qui donne au vortex polaire son aspect ternaire. Nous verrons que les phénomènes sont effectivement liés.

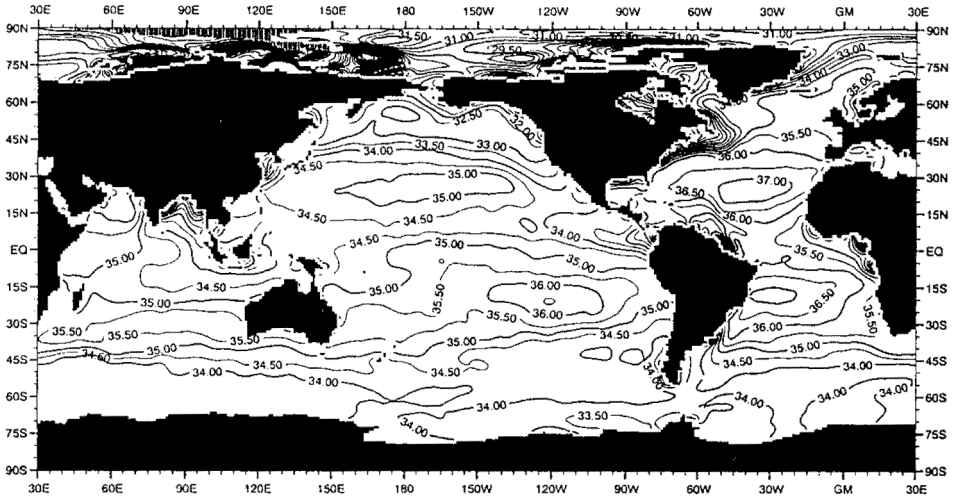

FIG. 1.19 : *Carte des salinités de surface de l'océan (d'après Mellor, 1996).*

La salinité est également une caractéristique intéressante de l'eau de mer. Sa valeur moyenne est de 35 g/kg environ. La composition chimique des sels est très constante, et les faibles variations de concentration totale donnent une indication sur l'équilibre précipitation/évaporation, et permettent de suivre le trajet des masses d'eau profondes sur de grandes distances et leur mélange. La figure 1.19 présente la carte des salinités de surface. On notera les fortes valeurs dans la zone tropicale, peu pluvieuse, et les valeurs plus faibles sous la zone de convergence intertropicale, ainsi que dans les hautes latitudes. La Méditerranée et la Mer Rouge, qui jouent le rôle de bassins de concentration, atteignent des valeurs très élevées. L'Atlantique (et surtout son bas-

sin nord) est plus salé que les autres océans, également en raison de précipitations déficitaires. Cet aspect revêt une assez grande importance pour l'équilibre climatique mondial, et nous y reviendrons.

La nature de la circulation océanique profonde est plus difficile à mettre en évidence, car elle correspond à des vitesses très faibles, difficiles à mesurer. Elle peut être reconstituée par l'étude de la température, de la salinité et de la constitution isotopique de l'eau. On met ainsi en évidence l'existence d'un petit nombre de *masses d'eau* caractéristiques, qui se retrouvent à divers degrés de mélange dans l'ensemble des océans. Ce sont :

– l'eau profonde nord-atlantique à 2.9° C et 34.9 g/kg, qui se forme dans les mers du Labrador, de Norvège, et du Groenland et s'étend vers 3 000 m de profondeur. Grâce à sa salinité élevée, on en retrouve facilement la trace jusque dans les autres océans.

– l'eau antarctique de fond à 0° C et 34.7 g/kg, eau très froide qui se répand depuis l'Antarctique à 4 000 m de profondeur moyenne. Elle occupe le fond de tous les océans.

– l'eau antarctique intermédiaire à 4° C et 34.3 g/kg se trouve plutôt vers 800 m de profondeur.

– l'eau méditerranéenne (12° C et 36.4 g/kg) et l'eau de la Mer Rouge (8° C et 35.1 g/kg) se répandent respectivement dans l'Atlantique Nord par le détroit de Gibraltar et dans l'Océan Indien par le détroit de Bab el-Mandeb.

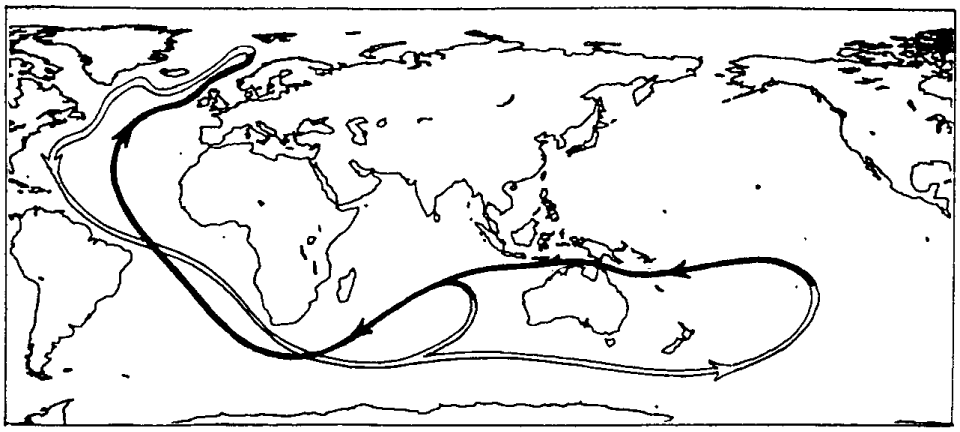

FIG. 1.20: *La circulation globale de l'océan, d'après Broecker. La partie noire de la boucle représente la circulation superficielle, et la partie blanche la circulation en profondeur.*

Ces différentes masses d'eau sont très différenciées dans l'Atlantique, mais apparaissent progressivement mélangées dans les océans Indien et Pacifique (on parle alors d'une *eau centrale*). Cette constatation et bien d'autres, ont conduit à l'idée que l'océan est le siège d'une vaste circulation tridimensionnelle, représentée à la figure 1.20. Cette circulation a reçu le nom de *tapis roulant océanique*. Elle est engendrée par le refroidissement intense que les eaux salées du Gulf Stream subissent dans le nord de l'océan Atlantique, par contact avec les masses d'air polaire. Les eaux denses qui se forment dans cette région du monde plongent jusqu'au fond de l'océan et amorcent un long trajet vers le sud. Elles représentent alors un flux de 18 Sv environ. Elles sont déviées vers l'ouest par la force de Coriolis et longent la côte est des États-Unis, puis après avoir traversé l'équateur, elles sont déviées vers l'est, et circulent au fond de l'océan austral. Le flux d'eau qui contourne l'Afrique du Sud pour alimenter en profondeur les océans Indien et Pacifique est estimé à 44 Sv. Dans ces océans, les eaux remontent lentement à la surface, et prennent le chemin du retour vers l'océan Atlantique, notamment à travers les détroits indonésiens (il y passe 11 Sv), mais aussi par le détroit de Drake au sud du Cap Horn. En fait, le retour des eaux vers l'Atlantique nord s'effectue par de nombreuses routes mal connues.

Le temps caractéristique du tapis roulant océanique a pu être mis en évidence à partir de datations isotopiques. Ce temps est assez variable suivant que l'on considère des particules qui restent au centre des principaux courants, ou des particules qui s'attardent au centre des bassins ! On estime qu'il faut entre 500 et 2 000 ans pour qu'une particule d'eau accomplisse la totalité du trajet, ce qui correspond à des vitesses maximales de l'ordre du centimètre par seconde.

On constate donc que les différents bassins ont des rôles dissymétriques dans la circulation globale de l'océan. L'Atlantique Nord semble jouer un rôle bien supérieur à ce que sa taille modeste laisserait penser, grâce au mécanisme de formation des eaux profondes. Ceci est probablement dû à son caractère très salé, mais la configuration particulière des côtes et des bassins joue aussi un rôle déterminant. En fait, notre connaissance de la circulation globale de l'océan est encore très imparfaite, et il y a fort à parier que le schéma proposé ici sera modifié dans les prochaines années, notamment par les résultats du programme international WOCE (World Ocean Circulation Experiment), qui vient tout juste de s'achever.

1.4 Fluctuations temporelles

La vision moyenne temporelle adoptée au paragraphe précédent ne saurait faire oublier l'existence d'une forte variabilité, à toutes les échelles de temps, des écoulements atmosphériques et océaniques. Nous avons déjà eu l'occasion d'insister sur les variations saisonnières, qui sont liées de manière évidente à l'évolution du forçage radiatif. Mais la variabilité temporelle se manifeste par bien d'autres phénomènes que nous allons rapidement décrire, en allant des plus rapides aux plus lents.

Dans les couches limites qui se développent au voisinage de la surface, l'écoulement devient turbulent, ce qui conduit à des fluctuations sensibles à des échelles de temps très courtes (quelques minutes). Ce sont les rafales du vent que nous ressentons de manière courante, et qui contribuent efficacement à disperser les divers polluants émis par l'homme. Ces phénomènes seront étudiés au chapitre 6.

Les nuages convectifs ont des cycles de vies de quelques heures. Ces phénomènes se rencontrent majoritairement au sein de la zone de convergence intertropicale, mais aussi aux moyennes latitudes, de manière plus sporadique. Ils seront étudiés au chapitre 7.

Le cycle diurne du rayonnement solaire est directement responsable de nombreux effets, comme la brise de mer, les brises de pentes, le développement des brouillards et nuages bas, etc ...

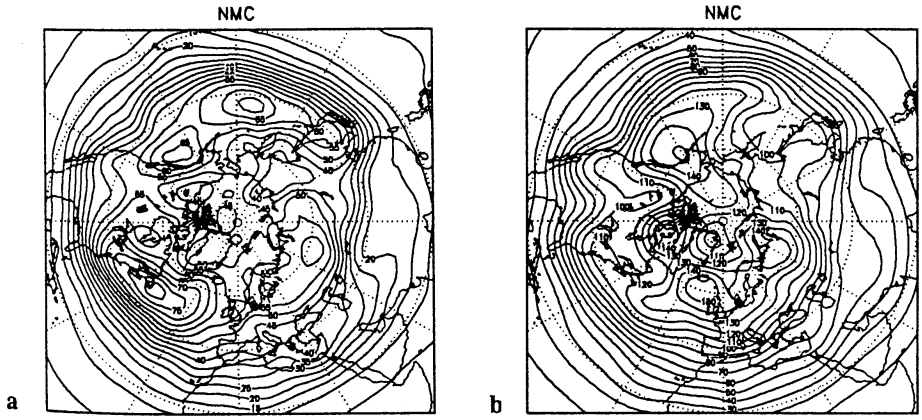

FIG. 1.21: *Variance de la hauteur géopotentielle à 500 hPa (en mètres), pour la période hivernale, dans deux gammes de fréquences : à gauche, hautes fréquences (périodes inférieures à dix jours, correspondant à l'activité barocline) ; à droite, basses fréquences (périodes supérieures à dix jours) ; d'après les réanalyses du NCEP.*

Aux moyennes latitudes, des tempêtes se forment régulièrement sous les zones d'intensité maximale des courants jets. Elles évoluent selon un cycle de vie de quelques jours tout en se déplaçant vers l'est. Le mécanisme de formation de ces tempêtes sera particulièrement étudié au chapitre 5 (instabilité barocline). La figure 1.21a présente une mesure de la variabilité de l'écoulement aux périodes inférieures à dix jours. Elle met en évidence des maxima marqués au voisinage de Terre Neuve, au large du Japon et en Asie centrale. On y retrouve la structure ternaire de l'intensité moyenne des courants jets. Le maximum de Terre Neuve correspond à la formation des grands *blizzards* de la côte est des États-Unis, qui peuvent avoir un caractère très destructeur. Ces tempêtes traversent l'Atlantique en se déplaçant légèrement vers le nord, et

arrivent en Europe dans un état très affaibli. Le mauvais temps européen n'est ainsi qu'une image bien pâle du mauvais temps américain !

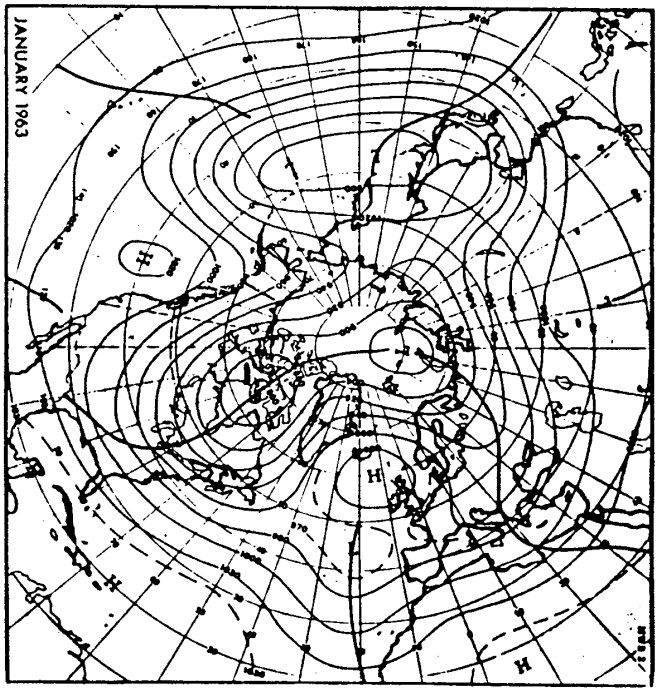

FIG. 1.22: *Le blocage de Janvier 1963 fut particulièrement fort, et dura suffisamment longtemps pour dominer la moyenne mensuelle du champ de pression. On constate que la France est sous l'influence d'un flux d'air très froid venant de Scandinavie.*

Le vortex polaire se déforme également de manière plus lente, ce qui conduit à la notion de *régime de temps*. Une région donnée, aux moyennes latitudes, est tantôt sous l'influence d'une fluctuation de vorticité positive du vortex polaire, qui se traduit par une période de mauvais temps, tantôt sous l'influence d'une fluctuation de vorticité négative, qui se traduit par une période de beau temps. Les échelles temporelles associées à ces fluctuations des régimes de temps sont de l'ordre de la dizaine de jours et plus. La figure 1.21b montre une mesure de la variabilité de l'écoulement aux périodes supérieures à dix jours. On constate que des maxima de cette variabilité se rencontrent en aval des trois zones d'intensité maximale des tempêtes. En particulier, l'Europe du Nord est sous l'influence d'un maxima de variabilité centré au sud de l'Islande, au débouché des trajectoires des tempêtes de Terre Neuve. De nombreuses théories cherchent à établir un lien de cause à effet entre les deux phénomènes. Les anomalies climatiques liées à ces phénomènes peuvent éventuellement durer suffisamment longtemps pour influencer les statistiques saisonnières. Dans le

cas d'une anomalie de vorticité négative, on parle d'un *blocage*, car les tempêtes sont alors déviées vers le nord, sans pouvoir pénétrer dans la zone de fortes pressions. Les blocages nord européens hivernaux correspondent à des vagues de froid intenses, puisque l'Europe est alors balayée par des masses d'air ayant séjourné au voisinage des pôles. La figure 1.22 montre le champ de pression moyenne de janvier 1963, qui reste dans les annales.

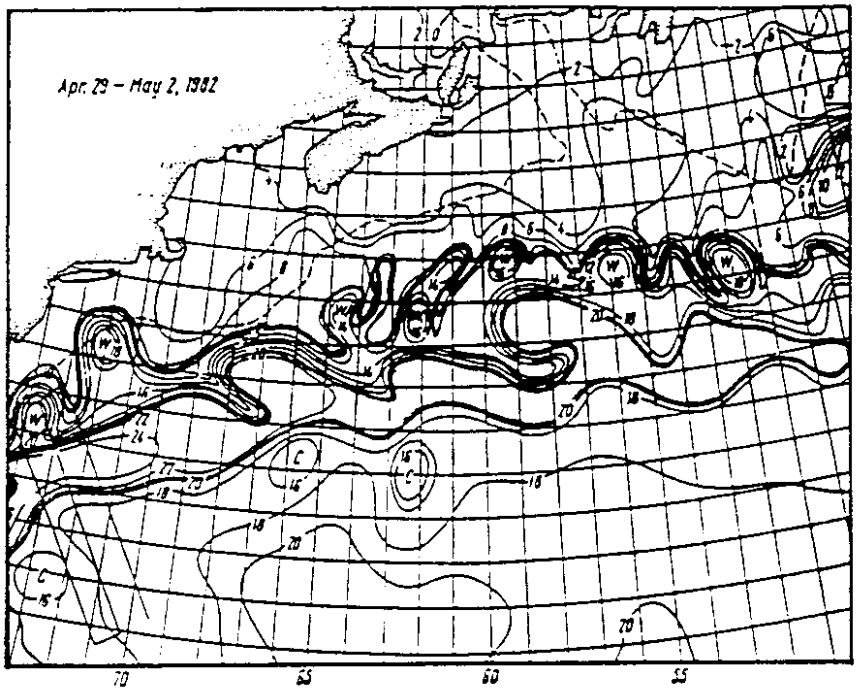

FIG. 1.23: *Tourbillons océaniques dans le Gulf Stream. À cause du fort contraste thermique entre les eaux froides du courant du Labrador et les eaux chaudes du Gulf Stream, les tourbillons apparaissent clairement sur le champ de température de surface. Les méandres peuvent se couper, éjectant des tourbillons froids vers le sud et des tourbillons chauds vers le nord (d'après Mellor, 1996).*

Dans la ceinture intertropicale, le régime des alizés est aussi, malgré sa grande stabilité, perturbé par des ondes se déplaçant vers l'est ou vers l'ouest, à des vitesses de phase variées. Ces ondes correspondent également à des noyaux alternés de vorticité positive et négative. Certaines d'entre elles s'amplifient et donnent naissance à des *cyclones tropicaux*, phénomènes dévastateurs, dont la trajectoire est capricieuse. D'autres, comme *l'onde de Madden-Julian*, ont une véritable dimension planétaire, et modulent l'activité des nuages convectifs et l'évaporation à la surface des océans tropicaux selon des mécanismes encore mal connus. Cette onde accomplit un tour

complet de la planète en 40 jours environ, en suivant l'équateur.

La variabilité saisonnière peut prendre des aspects extrêmes, comme dans le cas de *la mousson indienne*. Ce phénomène correspond à un transfert de masse très important de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord dans les basses couches, compensé par un transfert équivalent en altitude. Son intensité et la date de son déclenchement varient d'une année à l'autre.

Dans l'océan, la variabilité se manifeste à des échelles de temps généralement plus longues que dans l'atmosphère, en raison de la faiblesse des vitesses d'écoulement. Les principaux courants varient en position et en intensité d'un mois à l'autre, ce qui donne lieu à la formation de méandres, et parfois au détachement de tourbillons qui peuvent évoluer de manière indépendante pendant de très longues périodes (voir Fig. 1.23).

L'exemple le plus connu de variabilité lente est sans doute le phénomène de l'ENOA (*El Niño - Oscillation Australe*), qui amène le maximum de température de surface de l'océan Pacifique tropical à se déplacer depuis l'ouest du bassin jusqu'aux côtes américaines, en induisant un déplacement des zones de convection atmosphérique, ce qui déclenche des catastrophes climatiques des deux côtés du Pacifique (sécheresse à l'ouest, pluies diluviennes à l'est). Ce phénomène se reproduit avec une périodicité de l'ordre de trois à cinq ans, et le mécanisme profond de son déclenchement n'a pas encore été établi de manière sûre. Il repose sur un couplage entre l'océan et l'atmosphère qui sera étudié au chapitre 10.

Il faut donc imaginer l'atmosphère et l'océan comme le siège d'écoulements *macro-turbulents*. Une partie de la variabilité temporelle de l'écoulement provient de la variabilité des forçages : par exemple, le flux de rayonnement solaire reçu par chaque partie de la planète évolue à des échelles saisonnières et séculaires en fonction de paramètres astronomiques bien connus ; de plus, le système est perturbé de manière aléatoire par les émissions de poussières volcaniques, et par les émissions de gaz carbonique et d'aérosols engendrées par les activités humaines. Mais une autre partie de la variabilité est dûe au caractère fondamentalement instable de ces écoulements de fluides très peu visqueux. Même en présence de forçages énergétiques parfaitement contrôlés et constants, un fluide peut répondre par un comportement instationnaire.

L'une des difficultés essentielle de l'étude de ces milieux est donc de faire la part entre la variabilité naturelle et la variabilité induite par une modification des forçages. Cette question prend une dimension nouvelle dans l'appréciation des risques liés à l'évolution du climat, mise à l'ordre du jour par des mesures attestant la diminution de la quantité d'ozone dans la stratosphère polaire, l'augmentation de la quantité de gaz carbonique, et celle de la température moyenne de la planète depuis quelques années.

1.5 Objectifs du cours

À l'issue de cette brève présentation, nous pouvons pressentir que la circulation générale de l'atmosphère et de l'océan constitue une réponse de ces deux fluides aux contraintes qui leurs sont imposées :

– Répondre à la rotation terrestre.

– Transporter de l'énergie depuis la surface de la planète vers le haut (pour l'atmosphère) ou vers le bas (pour l'océan).

– Transporter de l'énergie depuis les régions tropicales excédentaires, (moussons, zone de convergence intertropicale), vers les régions déficitaires (pôles et déserts).

– Répondre aux fluctuations du forçage radiatif, qui se manifestent à diverses échelles temporelles (variations saisonnières, variations séculaires des paramètres d'orbite de la terre, éruptions volcaniques aléatoires, perturbations anthropiques croissantes).

– Conserver certains invariants, comme le moment cinétique par rapport à l'axe des pôles ou l'énergie totale.

– Accomoder la présence d'eau dans l'atmosphère et de sel dans l'océan et leurs conséquences sur la densité du fluide.

Nous avons vu que le mouvement résultant est instationnaire et même turbulent, ce qui explique les fluctuations observées aux échelles plus courtes que les échelles du forçage radiatif. Il se pourrait aussi que certaines des échelles très longues de variabilité soient uniquement déterminées par la dynamique interne du système.

L'objectif du cours sera de montrer comment les lois fondamentales de la mécanique des fluides permettent d'expliquer le comportement observé en fonction de ces diverses contraintes. Nous rappellerons ces lois dans le prochain chapitre, puis nous développerons des approximations de plus en plus puissantes, adaptées à chaque type d'écoulement, qui nous permettrons d'aller assez loin dans l'interprétation.

La connaissance précise des équations qui gouvernent la dynamique de l'atmosphère et de l'océan permet en outre d'envisager de *prévoir leur évolution*. Aux échelles de temps inférieures à la semaine, la prévision numérique de l'atmosphère a depuis longtemps fait ses preuves dans les grands centres météorologiques. De même, la prévision de l'état de l'océan aux échéances du mois à l'année commence à devenir une réalité. Aux échelles de temps supérieures, il existe des limites à la prévision déterministe : mauvaise connaissance de l'état initial dûe aux imperfections du système d'observation, mais aussi absence intrinsèque de prévisibilité, dûe à la croissance exponentielle des instabilités. Toutefois, les succès récents des essais de prévision à longue échéance dans plusieurs centres météorologiques accréditent l'idée que le sys-

tème climatique possède une prévisibilité à des échéances saisonnières ou annuelles, au moins en ce qui concerne les écarts moyens de température et de précipitation par rapport à la normale climatique. Par ailleurs, il y a maintenant consensus sur le fait que les émissions de gaz carbonique, de méthane, et d'autre gaz par les activités humaines conduisent à un réchauffement global de l'atmosphère et de l'océan, en raison de l'effet de serre. Des modèles numériques couplés de l'océan et de l'atmosphère sont donc utilisés par de nombreuses équipes de recherche pour tenter de déterminer la répartition régionale et les conséquences de ces modifications climatiques.