concernant ...	description	nom	valeur
caractéristiques de la planète	rayon	a	6400 km
	gravité	g	9.8 ms^{-2}
	longueur du jour	day	86400 s
orbite (supposée circulaire)	longueur de l'année	yr	360 jours
	constante solaire		1027 Wm^{-2}
	obliquité	δ	24^o
propriétés de surface	coeff. frottement	C_D	3×10^{-3}
	albédo	A_s	0.115
	émissivité	ϵ_s	1
	inertie thermique	I	30 000 J m^{-2} s$^{-1/2}$ K^{-1}
Atmosphère	pression de surface moy.	p_s^{av}	1000 hPa
	masse moléculaire	μ_{gas}	28 g / mole
	R/C_p	κ	2/7
Rayonnement (Transmission)	Infrarouge	τ_{IR}	.08
	Visible	τ_{Vis}	.7
Dissipation horizontale	itérations	n_{diss}	2
	constante de temps	τ_{diss}	6×10^4 s
Dif. verticale	longueur de mélange	l_{mix}	35 m
	énergie cinétique min.	e_{mix}	10^{-6} m^{2}s^{-2}

TAB. 5.1 – Les 19 paramètres du modèle paramétrique et leurs valeurs pour la simulation A correspondant à un cas de pseudo Terre.

Dans la seconde version, appelée modèle paramétrique, l'atmosphère était idéalisée comme un gaz gris, dépendant de deux profondeurs optiques, l'une pour le spectre solaire (τ_{Vis}) et l'autre pour l'infrarouge thermique (τ_{IR}).

Dans ces deux modèles, on représente en plus la conduction thermique dans le sol discrétisé en 11 couches, le mélange turbulent dans la couche limite et un ajustement convectif sec pour éliminer les instabilités convectives. Le code dynamique tridimensionnel est inchangé à quelques constantes près comme la gravité ou les constantes thermodynamiques du gaz atmosphérique.

Les premières simulations de la superrotation atmosphérique ont été obtenues avec la version paramétrique du modèle (Hourdin et al., 1992). Dans une première simulation, on essaie de simuler une planète A aussi proche que possible de la Terre. Pour ce faire, l'inertie thermique du sol est augmentée pour représenter l'effet d'un océan (sans circulation). La planète est un peu éloignée du Soleil pour compenser l'absence de diffusion dans l'atmosphère. Les valeurs numériques retenues pour les 19 paramètres du modèle sont données dans la Table 5.1. Le modèle est intégré pendant plusieurs années avec un cycle saisonnier. On montre sur les graphiques de gauche de la Fig. 5.3 les résultats obtenus avec ce modèle pour l'hiver sud. On reconnaît une grande cellule de Hadley trans-équatoriale avec subsidence dans l'hémisphère d'hiver. L'isotherme zéro, les températures maximales à l'équateur, ainsi que les contrastes latitudinaux pôle/équateur sont simulés de façon relativement réaliste malgré la simplicité du modèle. L'intensité du jet simulé est relativement réaliste et on observe des vents négatifs (alizés) dans les basses latitudes.

Les figures de droite montrent les résultats obtenus pour une planète B tournant 10 fois plus lentement, absorbant davantage le rayonnement solaire ($\tau_{\mathrm{Vis.}}$=0.9 au lieu de 0.1) et avec une obliquité

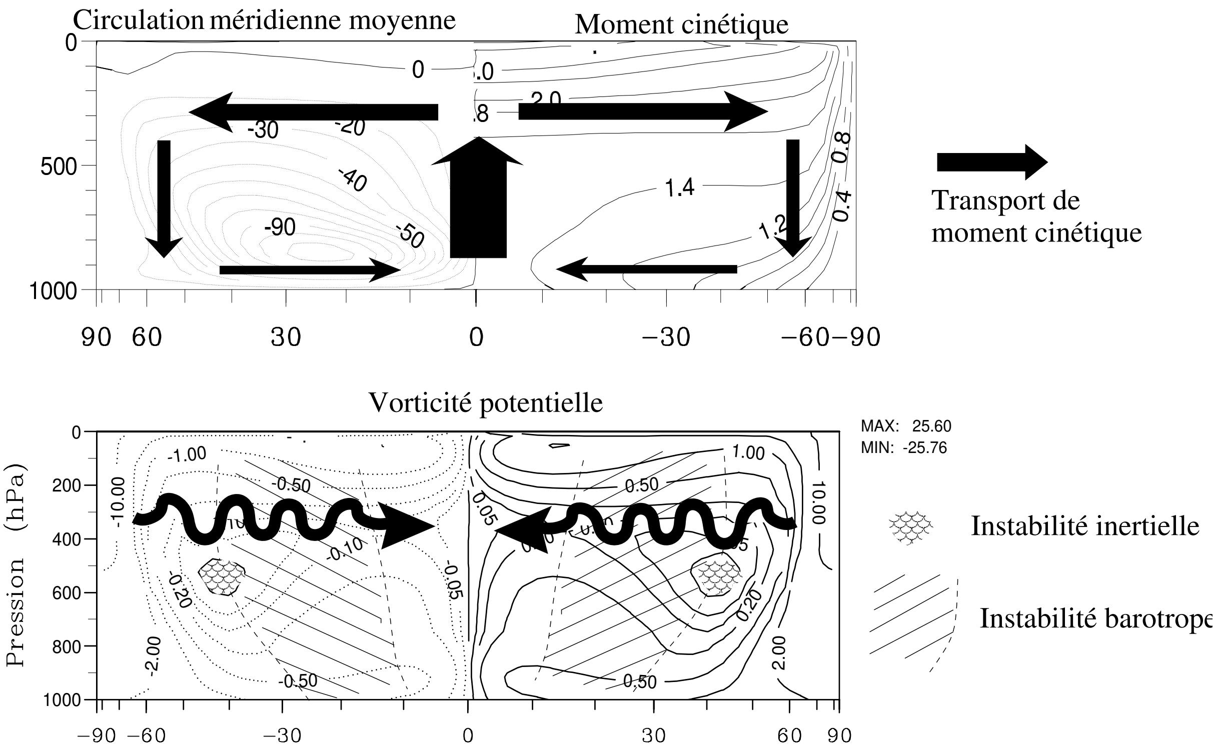

FIG. 5.4 – Moyenne zonale de la fonction de courant de la circulation méridienne (hémisphère nord de la figure du haut), du moment cinétique normalisé (hémisphère sud) et de la vorticité absolue dans la simulation de superrotation dont les résultats sont montrés sur la Fig. 5.3. Les flèches noires représentent le transport de moment cinétique dans le plan méridien, en haut par la circulation méridienne et en bas par les ondes. Les zones hachurées sont celles dans lesquelles les critères d'instabilité barotrope ou inertielle sont atteints.

nulle. On voit cette fois que la circulation méridienne moyenne est dominée par deux grandes cellules de Hadley s'étendant jusqu'aux pôles, et que l'atmosphère est pour l'essentiel en superrotation, avec un facteur environ 10 à 200 hPa. Sur les graphiques du bas, on montre le moment cinétique normalisé $\mu = a\cos\phi(u + a\Omega\cos\phi)/(3/2a^2\Omega)$. La moyenne planétaire de ce moment cinétique vaut 1 pour une atmosphère au repos. On peut donc le considérer comme un index de superrotation. On voit la très grande différence entre le moment cinétique de la planète A, essentiellement dominé par la rotation de la surface de la planète, et celui de la planète B, très homogène en latitude dans la branche haute des cellules de Hadley.

5.2.3 Le processus de Gierasch-Rossow

Dans les simulations décrites ci-dessus, le mécanisme responsable de la création et du maintien de la superrotation atmosphérique est celui qu'avait proposé Gierasch (1975) pour expliquer la superrotation de Vénus. La circulation méridienne moyenne fait monter plus de moment cinétique dans les basses latitudes, là où le moment cinétique dans l'atmosphère est maximum, qu'elle n'en ramène vers la surface dans les hautes latitudes, là où il est plus faible (ce qui est illustré sur la partie du haut de la Fig. 5.4). La circulation moyenne dans une telle atmosphère produit donc en permanence un transport de moment cinétique vers le haut de l'atmosphère. Ce mécanisme va par exemple expliquer l'établissement de la superrotation à partir d'une atmosphère au repos. Pour une telle atmosphère, qui tourne en fait à la même vitesse que la planète solide, le moment cinétique est en effet beaucoup plus grand à l'équateur que dans les hautes latitudes.

La situation se complique un peu quand la superrotation s'établit. En effet, il y alors plus de moment cinétique transporté vers les hautes latitudes dans la branche haute des cellules que vers l'équateur près de la surface. Il va donc falloir trouver un mécanisme capable de transporter le moment cinétique contre ce transport net vers les pôles, afin de maintenir un excès de moment cinétique à l'équateur (cet excès est bien présent dans les simulations).

En accord avec ce qui avait été suggéré par Gierasch (1975) et Rossow (1979), ce sont des ondes planétaires qui effectuent ce transport dans les simulations. En fait, une atmosphère en équilibre du vent gradient mais dont le moment cinétique croîtrait avec la latitude serait dynamiquement instable (instabilité inertielle). Prenons un écoulement axi-symétrique en équilibre entre un vent zonal positif et une force de pression dirigée vers les pôles. Si on suppose que localement le moment cinétique croît avec la latitude, et qu'on déplace vers le pôle une particule d'air (ou plutôt un anneau, c'est à dire une particule d'air dans une vision axi-symétrique de la circulation) en conservant son moment cinétique (pour un anneau, le moment des forces de pression par rapport à l'axe des pôles est nul) elle va tourner moins vite que l'environnement. La force centrifuge qui la retient vers les basses latitudes ne contrebalancera donc plus la force de pression et la particule partira plus loin vers les pôles. Dans les simulations présentées plus haut, on voyait se développer à la fois l'instabilité inertielle (légère inflexion de l'isocontour 1,4 sur la partie droite du graphique du haut de la Fig. 5.4) et l'instabilité barotrope. Un critère suffisant d'instabilité barotrope est qu'il existe un changement de signe de la dérivée latitudinale de la vorticité potentielle dans la région considérée (Kuo, 1949). L'instabilité inertielle peut également se traduire comme la présence d'un changement de signe de la vorticité elle-même. La vorticité obtenue pour la planète B (graphique du bas de la Fig. 5.4) montre effectivement des zones de changement de signe à la fois de la vorticité et de sa dérivée (régions hachurées).

Si on se place à une pression de 500 hPa, on voit que le transport vertical tend en permanence à renforcer le vent près du pôle et à le diminuer près de l'équateur. Cette circulation méridienne force donc en continu l'instabilité de l'écoulement moyen. Cette instabilité nourrit en retour des ondes planétaires qui transportent l'excès le moment cinétique vers l'équateur.

Les principaux mécanismes comparés de la Terre et de la planète en superrotation sont exposés sur la Fig. 5.5.

De façon très similaire, Del Genio et al. (1993) ont obtenu une superrotation en partant d'un modèle terrestre, en réduisant sa vitesse de rotation et en augmentant artificiellement la couverture nuageuse pour accroître l'absorption de rayonnement solaire. Là aussi, c'est le transport de moment cinétique par la circulation méridienne composée de grandes cellules de Hadley s'étendant de part et d'autre de l'équateur jusqu'aux pôles qui est responsable de la superrotation. Là aussi, les ondes planétaires associées à la présence d'instabilité barotrope dans l'écoulement moyen expliquent le transport vers l'équateur de moment cinétique dans la branche haute de la cellule de Hadley.

C'est en grande partie la moindre rotation de la planète qui permet à la circulation de Hadley de s'étendre jusque aux pôles (Hunt, 1979; Del Genio et Suozzo, 1987). En effet, la rotation de la planète est responsable de la création de jets d'ouest intenses (la conservation du moment cinétique d'une parcelle partant au repos de l'équateur produit sur Terre un vent de 135 m s^{-1} à 30 degrés de latitudes). La rotation de la planète fait également que la force de Coriolis (ou plus généralement la force centrifuge mentionnée plus haut) dirigée vers l'équateur arrive à freiner efficacement le mouvement de l'air vers les pôles. C'est cet effet qui explique que la circulation de Hadley est cantonnée dans les régions tropicales sur Terre. A l'extrémité des cellules de Hadley terrestres, c'est l'instabilité barocline de l'écoulement moyen qui génère des ondes planétaires. A l'opposé de la planète B, ces ondes vont

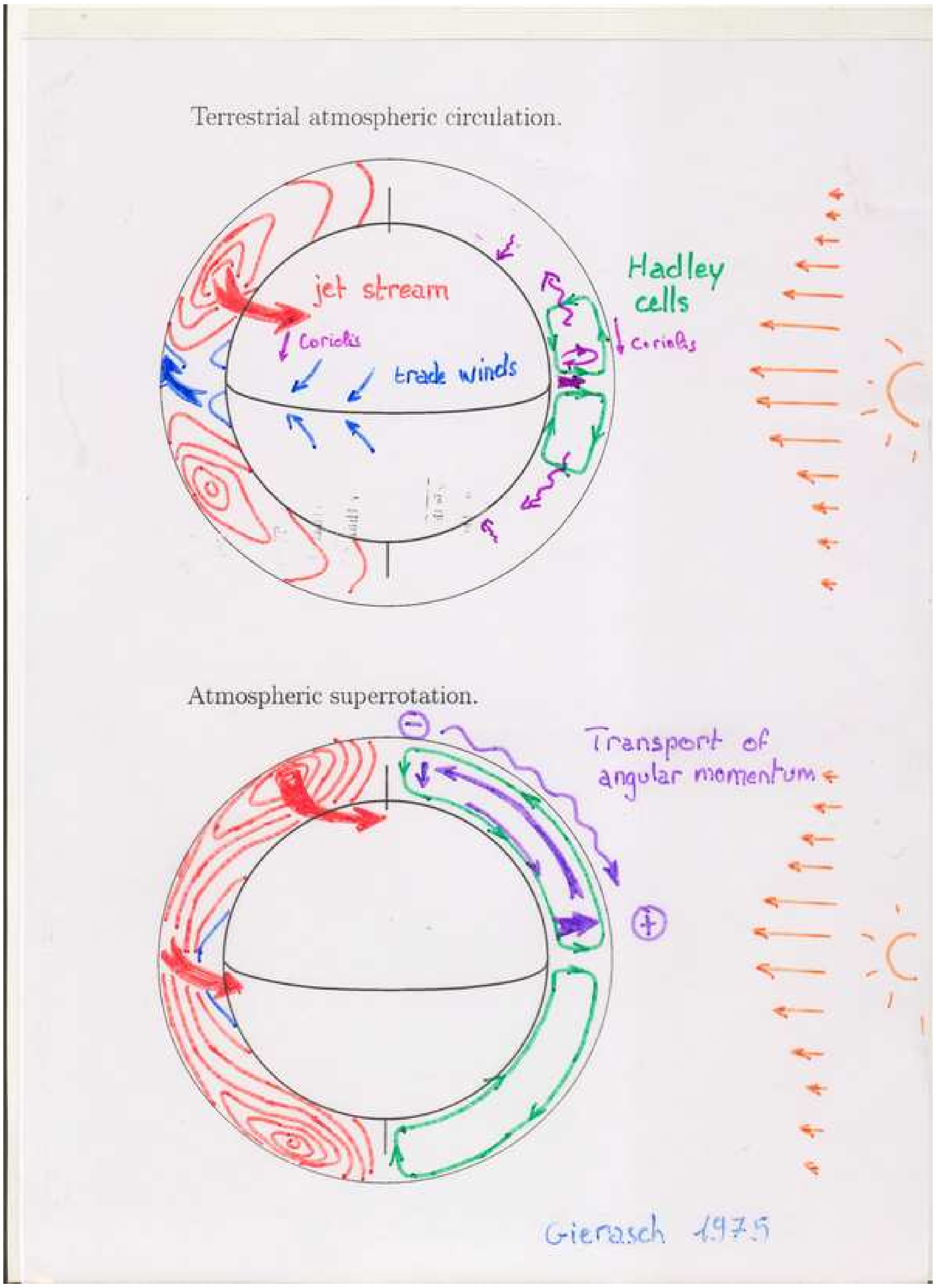

FIG. 5.5 – Vision schématique comparée de la circulation atmosphérique terrestre et de la circulation dans une atmosphère en superrotation comme celle obtenue avec le modèle à 19 paramètres. Sur la partie gauche des graphiques, on montre la forme des iso-contours du vent zonal. A droite, on montre d'une part les cellules méridiennes (courbes fermées avec flèches) et les différentes composantes du transport de moment cinétique dans le plan méridien (flèches).