

Ondes internes de gravité atmosphériques

caractérisation de l'effets des vents et de la viscosité

Jean-Denis Vauguet

Université Pierre et Marie Curie



1. présentation
 1. laboratoire d'accueil
 2. les ondes internes de gravité

2. effet des vents
 1. le modèle physique
 2. implémentation numérique, résultats

3. effet de la viscosité
 1. le modèle physique
 2. vers l'implémentation numérique



Ganymède

Équipe Études spatiales et planétologie (IPGP)

Axes de recherche :

- étude des **couplages Terre–océan–atmosphère** :
« depuis les perturbations atmosphériques transitoires provoquées par les séismes et les tsunamis, jusqu'aux interactions à long terme entre la dynamique interne et l'atmosphère des planètes » ;
- étude de la **structure et de la dynamique interne des planètes** : « depuis la structure profonde vue par la sismologie, jusqu'aux lithosphères planétaires vues par la gravimétrie, en passant par la modélisation numérique de la dynamique interne des planètes telluriques. »



principe

Un milieu fluide, stratifié, soumis à une perturbation, met en jeu :

- le forçage induisant la stratification (gravité. . .) ;
- une force de rappel liée à la stratification (force d'archimède. . .).

Équations primitives : les ondes internes de gravité (IGW) représentent une classe de solutions assez large, de nombreux phénomènes sont représentables selon les approximations utilisées en fonction du milieu (océan, atmosphère et échelles d'étude).



IGW atmosphériques

- **sources** : relief, nuages, turbulence. . .
- **propagation** : anisotrope (stratification), dispersive ou non
- **interactions** : transport d'énergie et de quantité de mouvement sous contrainte des phénomènes dissipatifs (flux de chaleur, viscosité. . .) et de couplage (ondes-ondes, ondes-flux moyen, turbulence. . .)

Paramétrer finement la signature atmosphérique doit permettre de remonter aux caractéristiques sources.



théorie linéaire, perturbations

$$\left\{ \begin{array}{lcl} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \right) \mathbf{v} & = & -\frac{1}{\rho} \nabla P \\ \nabla \cdot \mathbf{v} & = & 0 \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \rho \mathbf{v} & = & 0 \end{array} \right.$$

- décomposition : $X = X_0(z) + X_1(x, y, z, t)$ avec $X_1 \ll X_0$
- perturbation : $X_1(x, y, z, t) = \tilde{X}(z) \cdot e^{i \overbrace{(k_x x + k_y y - \omega t)}^{\text{phase } \Phi}}$
- linéarisation au premier ordre



propagation pseudo-spectrale

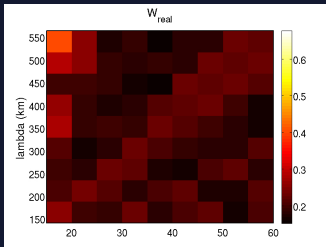
phase 2D en espace $\Rightarrow \frac{dV}{dz} = AV$

$$V = \begin{pmatrix} \tilde{u}_z^* \\ \tilde{p}^* \end{pmatrix}$$

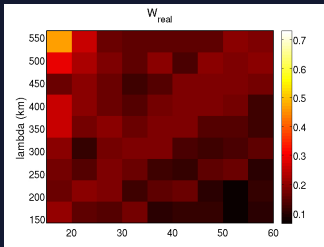
$$A = \begin{bmatrix} -\frac{1}{\Omega} \left(k_x \frac{du_{x0}}{dz} + k_y \frac{du_{y0}}{dz} \right) + \frac{1}{2} \frac{d \ln(\rho_0)}{dz} & -\frac{i(k_x^2 + k_y^2)}{\Omega} \\ i \left(\Omega + \frac{g}{\Omega} \frac{d \ln(\rho_0)}{dz} \right) & -\frac{1}{2} \frac{d \ln(\rho_0)}{dz} \end{bmatrix}$$



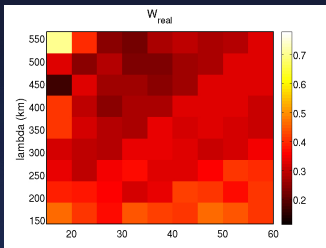
l'effet de filtre directionnel



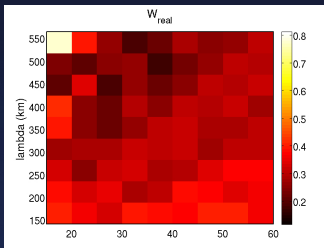
(a)



(b)



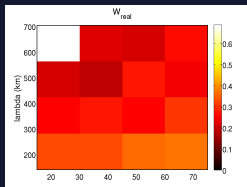
(c)



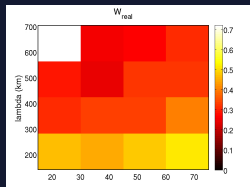
(d)



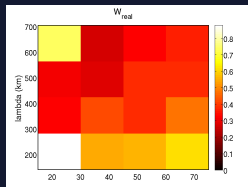
le rôle du gradient de vent moyen



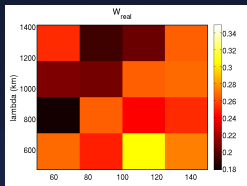
(e)



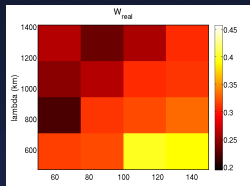
(f)



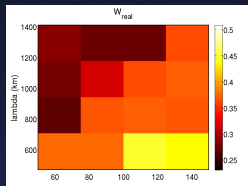
(g)



(h)



(i)



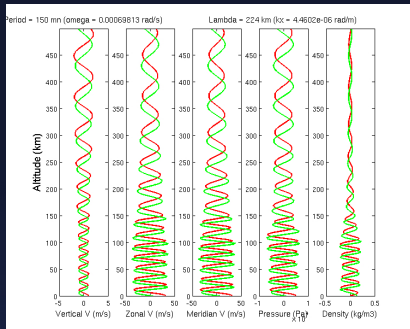
(j)



rôle de la diffusion de quantité de mouvement

Plusieurs phénomènes dissipatifs interviennent au cours de la propagation (viscosité, flux de chaleur, interactions d'onde).

Viscosité faible de l'air ($\simeq 10^{-5}$) mais effet non négligeable lorsque la densité devient très faible.





rhéologie du système étudié

$$\begin{aligned}\rho \frac{dv_i}{dt} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i \\ &= \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma}^d + \underbrace{\nabla \cdot (-P + \mu_B \nabla \cdot \mathbf{v})}_{\bar{\sigma}} + \rho \mathbf{g}\end{aligned}$$

et comme $G = 0$ pour les fluides, la **partie déviatorique** est purement **visqueuse**

$$= \frac{\partial 2\mu \dot{\epsilon}_{ij}^d}{\partial x_j} + \nabla (-P + \mu_B \nabla \cdot \mathbf{v}) + \rho \mathbf{g}$$

On montre que $2\mu \nabla \cdot \dot{\epsilon}^d = \mu \Delta \mathbf{v}$ (à μ constante !). De ce fait

$$\rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mu \Delta \mathbf{v} + \nabla (-P + \mu_B \nabla \cdot \mathbf{v}) + \rho \mathbf{g}$$



adimensionnement

$$u = Uu^*, v = Vv^*, w = Ww^* \text{ avec } U = V = W$$

$$x = Lx^*, y = Ly^*, z = Lz^*$$

$$t = \frac{L}{U}t^*, P = \rho U^2 P^*, \rho = R\rho^*$$

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{v}^*}{\partial t^*} + (\mathbf{v}^* \cdot \nabla) \mathbf{v}^* &= -\nabla P^* + \frac{\mu}{\rho UL} \Delta \mathbf{v}^* \\ \nabla \cdot \mathbf{v}^* &= 0 \\ \frac{\partial \rho^*}{\partial t^*} + \nabla \cdot (\rho^* \mathbf{v}^*) &= 0 \end{cases}$$

Nombre de Reynolds : $Re = \frac{\rho UL}{\mu}$

Le système des perturbations doit être adimensionné ainsi.



Perspectives

- terminer le code adimensionnel : coupler avec les vents, équation d'état
- passer du propagateur pseudo-spectral (étude modale) à une résolution par relation de dispersion
- passer en spectral complet (T.F.) : code 3D
- problème inverse à partir de sa signature atmosphérique : le séisme de Sumatra-Andaman
- paralléliser le code ?