

Contrat Été 2024

RAPPORT HEBDOMADAIRE

RÉALISÉ DANS LE CADRE
D'UN PROJET POUR

ISMER-UQAR

23/08/2024

Rédaction
Charles-Édouard Lizotte
charles-edouard.lizotte@uqar.ca
ISMER-UQAR
Police d'écriture : **CMU Serif Roman**

Table des matières

1	Retour sur le modèle de vagues	2
1.1	Valeurs positives	2
1.2	Introduction de l'énergie dans les vagues	2
1.3	Whitecapping	2
1.4	Pierson-Moskowitz	2
2	Coefficient d'atténuation	3
2.1	Article de AUCLAIR et al. (2022)	3
2.1.1	Atténuation des vagues par la glace	3
3	Recherche d'une métrique sur l'hétérogénéité des paquets de glace	4

1 Retour sur le modèle de vagues

1.1 Valeurs positives

Un gros problème tout au long du modèle était l'existence de valeurs négatives pour le spectre de vague – ce qui ne fait aucun sens. Pour pallier au problème, j'ai donc mis des filtres qui s'assurent d'avoir un minimum de 0 pour le spectre lorsque les termes source font descendre notre spectre trop bas.

- ⇒ Le premier est après l'advection ;
- ⇒ Le second est juste après l'ajout des termes source.

1.2 Introduction de l'énergie dans les vagues

Le terme de croissance des vagues dans le modèle d'Eliot Bismuth est tiré des notes de Fabrice Ardhuin (ARDHUIN, 2024), qui sont elle aussi tirées d'un article de SNYDER et al. (1981). Essentiellement, on assume que la croissance des vagues dans le terme source prend la forme

$$S_{in}(f, \theta) = \sigma \beta E(f, \theta). \quad (1.1)$$

Dans l'équation précédente, le facteur β est un taux de croissance adimensionnel. Généralement, on utilise une fonction obtenue de manière empirique. Par contre, SNYDER et al. (1981) ont réussi à la mettre en équation, soit

$$\beta = \max \left\{ 0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_o} \left[28 \frac{u_*}{C} \cos(\theta_* - \theta) - 1 \right] \right\}. \quad (1.2)$$

En 1 dimension, ça se traduirait par

$$\beta = \max \left\{ 0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_o} \left[28 \frac{u_*}{C} - 1 \right] \right\}, \quad (1.3)$$

et c'est bien ce qu'on a ! Par contre, je n'ai pas vu le *max* dans le code de Bismuth. . .

1.3 Whitecapping

1.4 Pierson-Moskowitz

Y'a quelque chose de louche dans la maîtrise de Bismuth, c'est vraiment pas clair si les fréquences utilisées sont en s^{-1} ou en $\text{Rad} \cdot s^{-1}$. Particulièrement où il y a la ligne de Pierson-Moscowitz. C'est pourquoi je suis allé le chercher à la source, le *JONSWAP final report* (HASSELMANN et al., 1973). Donc Pierson-Moskowitz, c'est

$$E_{PM}(f) = \alpha g^2 (2\pi)^4 f^{-5} \exp \left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m} \right)^{-4} \right], \quad (1.4)$$

mais si on prend le spectre JONSWAP, on multiplie par une composante qu'on appelle le *peak enhancement factor*,

$$E_{JONSWAP}(f) = E_{PM}(f) \times \gamma^{\exp \left[\frac{-(f-f_m)^2}{2\sigma^2 f_m^2} \right]}, \quad (1.5)$$

ce qui nous laisse 5 paramètres flottant, soient $f_m, \alpha, \gamma, \sigma_a, \sigma_b$. Où l'on relit les derniers facteurs à l'aide de

$$\sigma = \begin{cases} \sigma_a & \text{si } f \leq f_m, \\ \sigma_b & \text{si } f > f_m. \end{cases} \quad (1.6)$$

Par contre, Bismuth prend plutôt la formulation

$$E_{JONSWAP}(f) = 0.2 H_s^2 \left(\frac{\omega_p^4}{\omega^5} \right) \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left(\frac{\omega_p}{\omega} \right)^4 \right\} \times 3.3^{\exp \left\{ \frac{-(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma^2 \omega_p^2} \right\}}. \quad (1.7)$$

Selon HASSELMANN et al. (1973), on devrait avoir les valeurs

$$\gamma = 3.3, \quad \sigma_a = 0.7, \quad \sigma_b = 0.9, \quad (1.8)$$

à l'équilibre – c'est d'ailleurs ce que Bismuth a mis.

Donc, l'erreur vient du fait que dans son manuscrit, tout est en $\text{Rad} \cdot \text{s}^{-1}$ quand tout devrait être en s^{-1} , ce qui se traduit par

$$E_{JONSWAP}(f) = 0.2 \left(\frac{H_s^2}{2\pi} \right) \left(\frac{f_p^4}{f^5} \right) \exp \left\{ -\frac{5}{4} \left(\frac{f_p}{f} \right)^4 \right\} \times 3.3^{\exp \left\{ \frac{-(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma^2 \omega_p^2} \right\}}. \quad (1.9)$$

On en fait justement mention sur [l'article de Wikiwaves sur le JONSWAP](#) en mentionnant que

$$S(\omega) = S(2\pi f) = 2\pi \cdot S(f) \quad (1.10)$$

2 Coefficient d'atténuation

Dany mentionnait l'article de AUCLAIR et al. (2022) qui offre un coefficient d'atténuation qui avait été proposé par SUTHERLAND et al. (2019).

2.1 Article de Auclair et al. (2022)

2.1.1 Atténuation des vagues par la glace

Grossièrement, on s'éloigne de la méthode de KOHOUT et al. (2011), ce qui est une bonne nouvelle. L'article de SUTHERLAND et al. (2019) semble empiriquement meilleur pour obtenir un coefficient d'atténuation physique α [m^{-1}]. Dans l'article, on illustre le terme source de l'atténuation par la glace par

$$S_{ice} = -\beta(A, h, f) E_{waves}. \quad (2.1)$$

Le coefficient d'atténuation temporel β [s^{-1}] est donné par

$$\beta = \frac{\nu \omega^2 \Delta_0}{2g\epsilon h}, \quad (2.2)$$

où

$$\nu = \frac{1}{2} \epsilon^2 \omega h^2, \quad (2.3)$$

est l'épaisseur relative d'une couche perméable de glace recouvrant notre eau et Δ_0 est un paramètre relié à l'amplitude du mouvement des vagues à l'intérieur de cette même couche. Il est donc suggéré de mettre ensemble ces deux équations pour obtenir,

$$\beta = \frac{\epsilon \Delta_0 h \omega^3}{4g}. \quad (2.4)$$

Les deux paramètres libres ϵ et Δ_0 peuvent être combinés. Selon les données de SUTHERLAND et al. (2019), on devrait avoir une relation empirique du genre

$$\epsilon \Delta_0 = 0.5. \quad (2.5)$$

Mentionnons qu'on peut aussi obtenir le taux d'atténuation par floe a – comme utilisé par KOHOUT et al. (2011) – et le mettre en relation avec le taux d'atténuation physique par distance α . La relation est donnée par

$$\alpha = \frac{Aa}{D}, \quad (2.6)$$

où D est le diamètre du floe et A est la concentration de glace.

3 Recherche d'une métrique sur l'hétérogénéité des paquets de glace

On pourrait commencer à regarder du côté de l'entropie. CLairement, il faudrait voir si on peut relier une *mesure du désordre* avec l'atténuation d'énergie dans un domaine de glace.

Mais comment représenter une mesure du désordre ?

Références

- HASSELMANN, K., BARNETT, T. P., BOUWS, E., CARLSON, H., CARTWRIGHT, D. E., ENKE, K., EWING, J., GIENAPP, A., HASSELMANN, D., KRUSEMAN, P., et al. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergaenzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A*. https://www.researchgate.net/publication/256197895_Measurements_of_wind-wave_growth_and_swell_decay_during_the_Joint_North_Sea_Wave_Project_JONSWAP
- SNYDER, R., DOBSON, F., ELLIOTT, J., & LONG, R. (1981). Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *Journal of Fluid mechanics*, 102, 1-59. <https://doi.org/10.1017/S0022112081002528>
- KOHOUT, A. L., MEYLAN, M. H., & PLEW, D. R. (2011). Wave attenuation in a marginal ice zone due to the bottom roughness of ice floes. *Annals of Glaciology*, 52(57), 118–122. <https://doi.org/10.3189/172756411795931525>
- SUTHERLAND, G., RABAULT, J., CHRISTENSEN, K. H., & JENSEN, A. (2019). A two layer model for wave dissipation in sea ice. *Applied Ocean Research*, 88, 111-118. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2019.03.023>
- AUCLAIR, J.-P., DUMONT, D., LEMIEUX, J.-F., & RITCHIE, H. (2022). A model study of convergent dynamics in the marginal ice zone. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 380(20210261). <https://doi.org/10.1098/rsta.2021.0261>
- ARDHUIN, F. (2024, août). *Ocean waves in geosciences*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.16019.78888/11>