

Modélisation des impacts du changement climatique sur des infrastructures portuaires

Encadré par Stéphane Popinet et Julie Deshayes

Gwendal Léger

12 septembre 2023



Table des matières

1	Introduction	2
2	Présentation de l'étude et des objectifs	2
2.1	Constat climatique	2
2.2	Présentation du modèle utilisé	3
2.2.1	Modèle physique	3
2.2.2	Modèle mathématique	3
2.2.3	Modèle numérique	4
2.3	Relation de dispersion	4
2.3.1	Cas de Saint-Venant	5
2.3.2	Cas d'Euler	5
2.3.3	Comparaison des relations de dispersion	7
2.4	Un problème multi-échelles	8
2.5	Questions scientifiques	9
3	Mise en place des simulations	10
3.1	Simulation des vagues	10
3.2	Étude simple : plage en 1D	11
3.3	Obtention de données réelles de topographie et bathymétrie	11
3.4	Modélisation de l'impact du changement climatique sur le port	12
3.5	Validation des résultats	14
4	Analyse d'une simulation de référence	14
4.1	Paramètres de la simulation de référence	14
4.2	Altitude de la surface à la fin de la simulation	16
4.3	Moyenne et écart type de l'amplitude des vagues au cours de la simulation	16
4.4	Signaux des "marégraphes virtuels"	17
4.5	Implémentation d'un scénario climatique	21
5	Conclusion et perspectives	21
5.1	Conclusion	21
5.2	Perspectives	22
A	Énergie cinétique moyenne	22

1 Introduction

Dans leur sixième rapport paru en août 2021, les scientifiques du groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) [1] indiquent qu'avec la progression du réchauffement global par rapport à la période de référence du début de l'ère industrielle 1850-1900, la fonte des glaces polaires ainsi que d'autres phénomènes vont amener à une augmentation du niveau de la mer. Ils affirment également qu'il amènera des changements de régimes climatiques dans la plupart des régions du globe, ainsi qu'une augmentation et intensification des événements climatiques extrêmes (tempêtes, sécheresses...).

Les activités industrielles et commerciales humaines étant en majeure partie articulées autour du transport maritime avec 80% du volume du commerce mondial transporté par bateau [2], il est donc important de pouvoir bâtir des infrastructures portuaires pouvant résister aux changements annoncés, et d'étudier l'impact desdits changements sur les infrastructures existantes dans une optique de mitigation, car planifier et construire une infrastructure pérenne dans ces circonstances peut prendre plusieurs décennies [3].

L'objectif de cette étude est de mettre au point un code démonstrateur des capacités d'étude des effets du changement climatique sur les ports, en se basant sur des scénarios envisagés par les climatologues et océanographes.

Après avoir présenté la théorie du modèle utilisé nous expliquerons les principes de nos simulations, avant de présenter les résultats de ces simulations et enfin de conclure.

2 Présentation de l'étude et des objectifs

2.1 Constat climatique

Le réchauffement global moyen enregistré de nos jours est d'environ 1°C par rapport à la période de référence des études climatiques, entre 1850 et 1900.

Selon le GIEC [1], la montée du niveau global moyen de la mer mesurée est de plus de 20 centimètres à l'heure actuelle par rapport au niveau de référence et atteindra très probablement plus de 50 centimètre en 2100, dans le scénario le plus optimiste (neutralité carbone globale atteinte en 2050, réchauffement limité à 1.5°C en 2100). Au niveau européen, une hausse du niveau moyen de la mer de plus de 2 millimètres par an depuis 1970 a été enregistrée sur presque tout le littoral [4].

Le changement climatique serait aussi responsable d'un affaiblissement des gradients de température atmosphérique entre l'arctique et l'équateur, déplaçant ainsi la zone de phénomènes cycloniques vers le nord, mais causant un affaiblissement des vents et des vagues.

La circulation méridienne de retournement Atlantique (AMOC), dont fait partie le *Gulf Stream* qui contribue à distribuer de la chaleur depuis la Floride vers l'Europe du nord, pourrait s'affaiblir d'environ 20% d'ici 2100, causant une augmentation des tempêtes et de l'érosion sur les côtes européennes.

L'effondrement de l'AMOC est un des "points de bascule" du climat qui pourrait brusquement accélérer le changement climatique et dont les effets sont encore difficiles à prédire, au même titre que la fonte du pergélisol sibérien ou de la disparition de la forêt amazonienne par exemple.

De plus un changement de régime climatique peut amener une modification des directions principales des vents en Europe.

Avec ces prévisions, on remarque que le mot d'ordre semble être l'augmentation des phénomènes climatiques extrêmes. Par exemple, une sécheresse d'une intensité telle qu'elle n'arriverait que tous les cinquante ans durant la période de référence se produit 5 fois plus fréquemment et est en moyenne 1,2°C plus chaude actuellement ; et 40 fois plus fréquemment et avec 5°C de plus, avec un réchauffement de 4°C de plus qu'en 1900. De même, un journée de précipitation intense décennale sur la période 1850-1900 arrive désormais 1,3 fois plus souvent et est 7% plus humide ; et arriverait 2,7 fois plus fréquemment et serait 30% plus humide avec 4°C de réchauffement global.

De plus, cette "extrémisation" est aussi géographique car l'augmentation de la température sera d'autant plus forte que la zone concernée est aride. Il en va de même pour l'assèchement des régions.

Maintenant que nous avons vu que les scénarios envisageables sont divers et dépendent fortement de la localisation sur le globe, nous allons expliquer quel modèle nous avons choisi pour étudier tous ces effets sur un port.

2.2 Présentation du modèle utilisé

2.2.1 Modèle physique

Les équations prenant toute caractéristique de l'écoulement et du fluide en compte sont les équations de Navier-Stokes.

Cependant, sachant que notre modèle représente la propagation de vagues gravitaires, nous considérons que le fluide, dans notre cas de l'eau de mer, est incompressible, et nous négligeons la viscosité par rapport à l'inertie. Du fait de l'échelle du problème, nous négligeons les effets de tension de surface.

En raison du problème étudié, nous ne pouvons pas appliquer les simplifications dues à l'hypothèse d'hydrostaticité car cela nous empêcherait de représenter correctement les vagues de courte longueur d'onde par rapport à la profondeur.

Comme le sujet principal de notre étude est le port, nous faisons les hypothèses suivantes :

- on néglige la dissipation visqueuse dans l'écoulement, ce qui implique que l'écoulement est irrotationnel ;
- l'amplitude des vagues est petite devant leur longueur d'onde ;
- la cambrure (ou pente) des vagues est petite.

2.2.2 Modèle mathématique

Les écoulements de fluides sont souvent caractérisés par une stratification en couches (densités, courants, températures, etc...).

Pour concorder au modèle physique, nous utilisons donc un système de coordonnées en couches où une position est définie par des coordonnées horizontales (x, y) et une coordonnée verticale z_k , où k est l'indice d'une couche.

Cela nous amène à résoudre les équations suivantes sur chaque couche k [7] :

$$(1) \quad \partial_t h_k + \nabla \cdot (hu)_k = 0$$

$$(2) \quad \partial_t (hu)_k + \nabla \cdot (hu \otimes u)_k = -gh_k \nabla \eta - \nabla (h\phi)_k + [\phi \nabla \hat{z}]_k$$

$$(3) \quad \partial_t (hw)_k + \nabla \cdot (hwu)_k = -[\phi]_k$$

$$(4) \quad \vec{\nabla} \cdot (hu)_k + [w - u \cdot \nabla \hat{z}]_k = 0$$

Avec h la hauteur, $u := (u_x, u_y)$ les vitesses horizontales, w la vitesse verticale, $\phi := \frac{p}{\rho}$ la pression non-hydrostatique et η l'altitude de la surface libre, où k est l'indice de la couche et $\hat{z}_{k+\frac{1}{2}}$ l'altitude de l'interface entre les couches k et $k+1$. $[a]_k = a_{k+\frac{1}{2}} - a_{k-\frac{1}{2}}$ correspond au saut entre deux couches d'une quantité a .

Voir la figure 1 pour une représentation schématique du modèle.

L'équation (1) exprime la conservation de la masse au sein d'une couche, l'équation (2) exprime la conservation de la quantité de mouvement horizontalement, l'équation (3) exprime la conservation de la

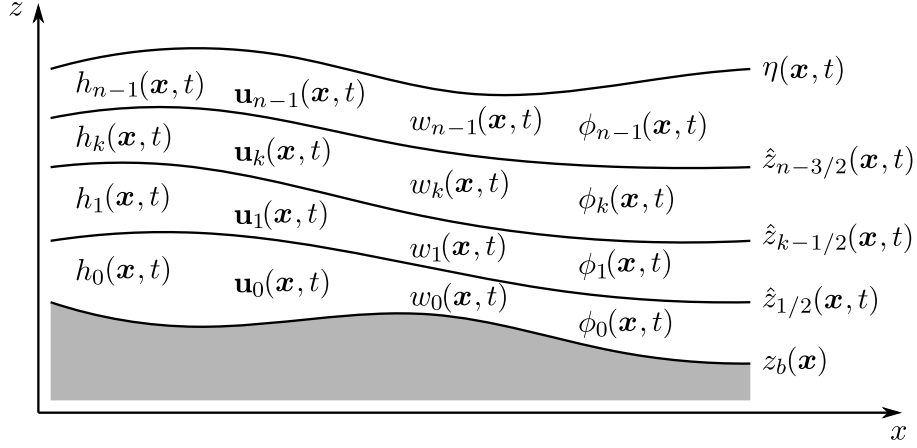


FIGURE 1 – Schéma illustrant le modèle en couches. Figure de Stéphane Popinet, tirée de [7].

quantité de mouvement verticalement et l'équation (4) exprime l'incompressibilité de l'écoulement (en considérant des couches de hauteurs constantes, nous reconnaissons : $\vec{\nabla}_{3D} \cdot (u_x, u_y, w) \approx \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{[w]_k}{h_k} = 0$).

Ces équations sont en fait une reformulation des équations d'Euler incompressible pour notre modèle en couches.

2.2.3 Modèle numérique

La résolution de ces équations se fait avec une méthode de volumes finis, voir [7] pour plus de détails.

Il peut être souhaitable de répartir notre fluide en couche selon une distribution donnée (e.g. uniforme, i.e. en couches de même épaisseur).

Une fois que toutes les couches sont "résolues", on ajuste les valeurs des inconnues du problème de chacune d'entre elles de manière à ce qu'elles soient toutes d'épaisseur h_k proportionnelles à une fonction donnée.

Remarque :

Si l'on néglige les effets non-hydrostatiques et considère une seule couche, on obtient les équations suivantes

$$\partial_t h + \nabla \cdot (hu) = 0$$

$$\partial_t(hu) + \nabla \cdot (hu \otimes u) = -gh\nabla(h - z_b)$$

et on reconnaît les équations bien connues de Saint-Venant (2D).

Le modèle de Saint-Venant n'est applicable qu'aux vagues de grandes longueurs d'onde par rapport à la profondeur et est non-dispersif (indépendance de la vitesse d'une vague par rapport à sa longueur d'onde).

Notre modèle multi-couches étant non-hydrostatique, il est dispersif et de fait applicable à toutes les longueurs d'onde.

Notre choix de discretisation est adapté à notre modèle et sa description est donc plus efficace, ce qui fait que le temps de calcul et le coût numérique est moindre par rapport aux maillages cartésiens.

2.3 Relation de dispersion

Revenons sur la dispersion des ondes et comparons les expressions de la relation de dispersion pour les équations de Saint-Venant et d'Euler.

Dans cette section, on prend pour convention que $z_b = 0$ et on suppose, sans perte de généralité, que l'écoulement étudié est unidirectionnel selon l'axe des x .

2.3.1 Cas de Saint-Venant

On a le système d'équations de Saint-Venant en 1D :

$$(5) \quad \begin{cases} \partial_t h + \partial_x(hu) &= 0 \\ \partial_t(hu) + \partial_x(huu) &= -gh\partial_x h \end{cases}$$

On suppose que les solutions h et u sont des petites variations de l'état de lac au repos $(h, u) = (H, 0)$ de la forme : $h(x, t) = H + \alpha e^{i(kx - \omega t)}$ et $u(x, t) = 0 + \beta e^{i(kx - \omega t)}$, avec $H, \alpha, \beta \in \mathbb{R}$ et ω la fréquence et k le nombre d'onde.

On suppose que les termes non linéaires sont négligeables donc $\alpha^2, \alpha\beta, \beta^2 \ll 1$, et on en déduit le système

$$(6) \quad \begin{cases} \omega\alpha - Hk\beta &= 0 \\ H\omega\beta - gHk\alpha &= 0 \end{cases}$$

qui a comme solution triviale $(\omega, k) = (0, 0)$.

Intéressons-nous plutôt à la solution non triviale, i.e. celle pour laquelle la matrice du système (6) est de déterminant nul.

En effet, on peut reformuler (6) sous la forme $M \cdot v = 0$, avec $M = \begin{pmatrix} \alpha & -H\beta \\ H\beta & -gH\alpha \end{pmatrix}$ et $v = \begin{pmatrix} \omega \\ k \end{pmatrix}$.

On a $\det(M) = 0 \iff \alpha = \sqrt{\frac{H}{g}}\beta$

et on en déduit

$$\omega = k\sqrt{gH}$$

qui est la relation de dispersion en eau peu profonde, le cadre d'application du modèle de Saint-Venant.

2.3.2 Cas d'Euler

Contrairement au cas de Saint-Venant, on doit ici considérer la dimension verticale (par convention z) en plus de l'horizontale, on a donc $\nabla = \begin{pmatrix} \partial_x \\ \partial_z \end{pmatrix}$ et $u = \begin{pmatrix} u_x \\ w \end{pmatrix}$.

Le mouvement du fluide peut être décrit par l'équation d'Euler :

$$(7) \quad \rho\partial_t u + \rho(u \cdot \nabla)u = \rho f - \nabla p$$

On écrit $f = \nabla\Psi$ avec $\Psi = gz$ car la seule force externe est la gravité.

Sachant que $(u \cdot \nabla)u = \frac{1}{2}\nabla u^2 - u \wedge (\nabla \wedge u)$, on a

$$(8) \quad \rho\partial_t u = -\frac{1}{2}\rho\nabla u^2 - \nabla p - \rho\nabla\Psi$$

car l'écoulement est supposé irrotationnel (i.e. $\nabla \wedge u = 0$).

Comme l'écoulement est irrotationnel, il est potentiel (car $\nabla \wedge \nabla = 0$), c'est à dire qu'on peut écrire $u = \nabla\psi$, et en intégrant on obtient l'équation de Bernoulli

$$(9) \quad \partial_t\psi + \frac{1}{2}u^2 + \frac{p}{\rho} + gz = \kappa$$

où κ est une constante.

Avec les conditions aux bords verticaux :

- Au fond de l'eau en $z = 0$, on a $w(z = 0) = 0$ (le fond est imperméable), donc $\partial_z\psi(z = 0) = 0$.
- On considère la fonction S donnée par : $S(x, z, t) := z - \eta(x, t)$, on a donc $\nabla S = \begin{pmatrix} 0 \\ 1 \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \partial_x\eta \\ 0 \end{pmatrix}$.

La surface du fluide correspond à l'isovaleur $S = 0$ car $S(z = \eta) = 0$.

De plus, S respecte la condition cinématique à l'interface matérielle, i.e.

$$(10) \quad \frac{D}{Dt}S(z = \eta) = \partial_t S(z = \eta) + u \cdot \nabla S(z = \eta) = 0$$

D'où, à la surface,

$$(11) \quad -\partial_t \eta - u_x \partial_x \eta + w = 0$$

Or $|\partial_x \eta| \ll 1$ par hypothèse (faible courbure de la surface), donc

$$(12) \quad -\partial_t \eta + w = 0$$

Comme pour Saint-Venant, on pose H une profondeur de référence, et on réécrit η comme

$$(13) \quad \eta(x, t) = H + \tilde{\eta}(x, t)$$

À la surface, on a par développement limité $w(z = \eta) \approx w(z = H) + \tilde{\eta} \partial_z w(z = H)$.

Or par hypothèse $|w(z = H)| \gg |\tilde{\eta} \partial_z w(z = H)|$, donc

$$(14) \quad w(z = \eta) = \partial_t \eta \approx w(z = H)$$

Comme le fluide est incompressible, on a

$$(15) \quad \nabla \cdot u = \Delta \psi = 0$$

Cette équation a une solution de la forme

$$(16) \quad \psi(x, z, t) = \alpha e^{i(kx - \omega t)} \cosh(kz) + \beta e^{i(kx - \omega t)} \sinh(kz)$$

D'une part, étant donné la condition au niveau du fond du fluide, $\partial_z \psi(z = 0) = 0$, on en déduit que $\beta = 0$.
D'autre part, $\partial_t \eta = \partial_z \psi(z = H) = -\alpha k \Re(e^{i(kx - \omega t)}) \sinh(kH)$.

Donc

$$(17) \quad \tilde{\eta} = \frac{\alpha k}{\omega} \sin(kx - \omega t) \sinh(kH)$$

Notons

$$(18) \quad \eta_{\max} = \frac{\alpha k}{\omega} \sinh(kH)$$

on a alors $\alpha = \frac{\eta_{\max} \omega}{k \sinh(kH)}$.

Comme

$$(19) \quad u^2 = \nabla \psi \cdot \nabla \psi = (\partial_x \psi)^2 + (\partial_z \psi)^2$$

on réécrit u^2 sous la forme

$$(20) \quad u^2 = \frac{\alpha^2}{\lambda^2} (\partial_x \bar{\psi})^2 + \frac{\alpha^2}{H^2} (\partial_z \bar{\psi})^2$$

ou encore

$$(21) \quad u^2 = \left(\frac{\eta_{\max}}{\lambda} \right)^2 \left(\frac{\omega}{k \sinh(kH)} \right)^2 (\partial_x \bar{\psi})^2 + \left(\frac{\eta_{\max}}{H} \right)^2 \left(\frac{\omega}{k \sinh(kH)} \right)^2 (\partial_z \bar{\psi})^2$$

or par hypothèse de faible cambrure, $\frac{\eta_{\max}}{\lambda} \ll 1$, et par hypothèse de faible amplitude par rapport à la profondeur, $\frac{\eta_{\max}}{H} \ll 1$.

Donc l'équation de Bernoulli (9) revient ici à

$$(22) \quad \partial_t \psi + \frac{p}{\rho} + gz = \kappa$$

or en faisant un développement limité on remarque que

$$(23) \quad \partial_t \psi(x, z = H + \tilde{\eta}(x, t), t) \approx \partial_t \psi(x, z = H, t) + \tilde{\eta}(x, t) \partial_{zt} \psi(x, z = H, t) = \partial_t \psi(z = H) + \tilde{\eta} \partial_t w(z = H)$$

et de manière similaire à (14) on a alors

$$(24) \quad \partial_t \psi(x, z = H + \tilde{\eta}(x, t), t) \approx \partial_t \psi(z = H)$$

Donc on peut encore simplifier (22) et on a alors avec (14) et (24)

$$(25) \quad \partial_t^2 \psi(z = \eta) + gw(z = \eta) \approx \partial_t^2 \psi(z = H) + gw(z = H) = 0$$

qui admet comme solution

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kH)}$$

qui est la relation de dispersion tirée d'Euler.

Notons que cette relation de dispersion est valable pour toute profondeur, car nous n'avons pas fait d'hypothèse à ce sujet.

2.3.3 Comparaison des relations de dispersion

La vitesse de phase (parfois appelée vitesse du son) c d'une onde est donnée par la formule $c = \frac{\omega}{k}$.

On voit donc qu'avec la relation de dispersion dérivée de Saint-Venant, on a $c = \sqrt{gH}$, tandis qu'avec celle dérivée d'Euler, on a $c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kH)}$.

On dit du modèle de Saint-Venant qu'il est non dispersif car la vitesse de phase est indépendante de la longueur d'onde, contrairement au modèle d'Euler.

La dispersivité est donc essentielle pour représenter de manière "réaliste" la propagation de vagues en eau de profondeur quelconque.

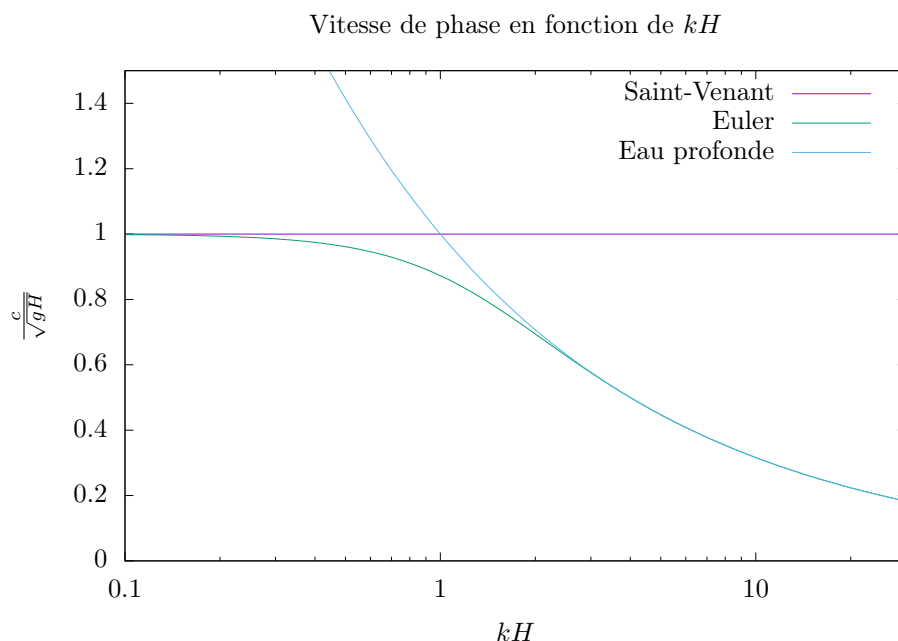


FIGURE 2 – Comparaison des vitesses de phase obtenues à partir des différents modèles par rapport à celle de Saint-Venant.

La figure 2 présente les graphes des vitesses de phase, adimensionnées en les divisant par \sqrt{gH} . On y a ajouté la vitesse de phase tirée des hypothèses d'eau profonde devant la longueur d'onde, qui a pour formule $c = \sqrt{\frac{g}{k}}$.

On voit bien les domaines de validité des cas "eau peu profonde" et "eau profonde", respectivement $kH < 1$ et $kH > 1$, là où leur courbe approche celle de référence, valable en toute profondeur.

On a modélisé la propagation d'une unique crête de vague sinusoïdale d'amplitude $\eta_{\max} = 0,3$ sur une mer de profondeur constante $H = 10$. À la figure 3 on peut voir des captures de valeurs de l'altitude de la surface libre η de cette simulation aux mêmes temps avec différents modèles : celui de Saint-Venant, celui d'Euler multicouche décrit plus haut et celui de Green-Naghdi qui est lui aussi dispersif. On remarque que le résultat du modèle de Saint-Venant semble moins réaliste que les deux autres. Notons qu'on préfère Euler multicouche à Green-Naghdi car ce dernier est plus long à calculer.

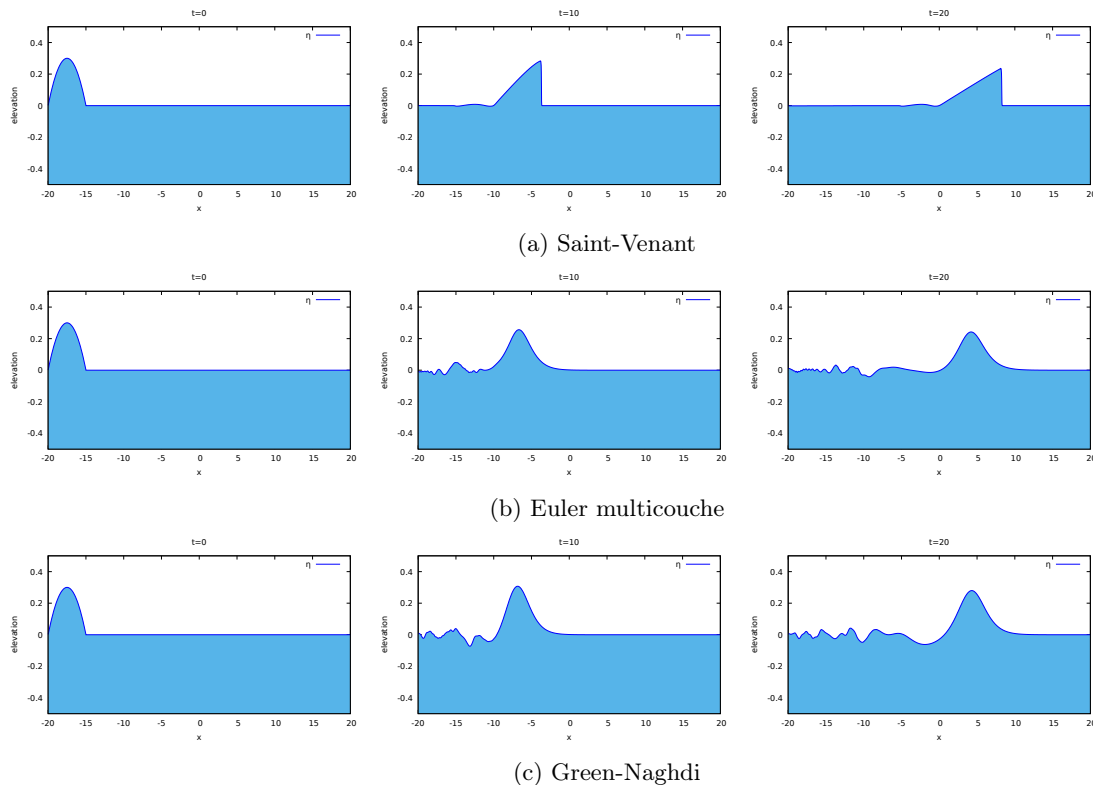


FIGURE 3 – Comparaison de la propagation d'une vague avec différents modèles.

2.4 Un problème multi-échelles

Le problème étudié ici comprend des phénomènes agissant à des échelles spatio-temporelles très différentes, et on peut voir sur la figure 4, qui place les différents phénomènes océaniques en fonction des ordres de grandeurs de leur échelle spatiale (abscisse) et de leur durée (ordonnée), que les vagues et le changement climatique sont éloignés l'un de l'autre.

Ainsi, les phénomènes climatiques se produisent à des échelles spatio-temporelles de l'ordre de la centaine de kilomètres et de la décennie tandis que les vagues se mesurent typiquement en mètres et en minutes. Une "cascade" de phénomènes intermédiaires lie ces phénomènes, avec notamment le cycle saisonnier, les tourbillons, les circulations intra-océaniques, ou encore les ondes internes.

Il existe également une "cascade inverse" avec par exemple les phénomènes de petites échelles qui causent l'érosion des côtes, ce qui peut changer le sens des courants de grandes échelles et se répercuter sur le climat lui-même.

Ces différences d'échelles se retrouvent également dans le comportement des personnes qui étudient et modélisent ces phénomènes : par exemple les océanographes considèrent des maillages où la taille de maille est de l'ordre du degré (un degré vaut environ 110 kilomètres à l'équateur) et mesurent les débits en sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), tandis que les personnes s'occupant d'infrastructures portuaires vont utiliser des échelles métriques.

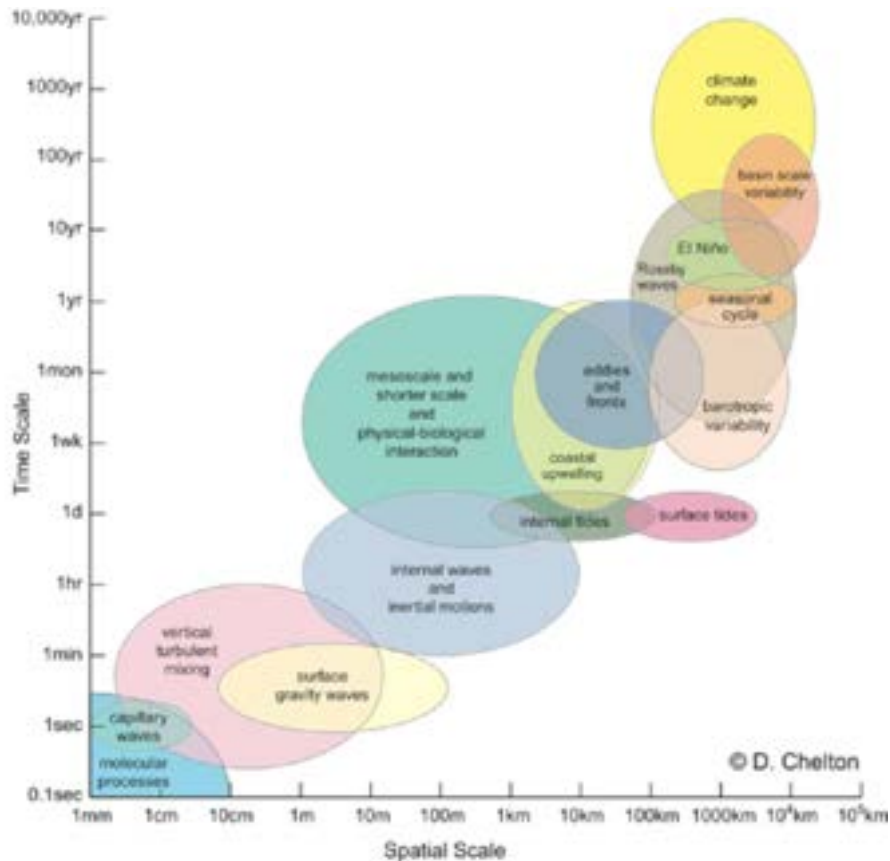


FIGURE 4 – Les différentes échelles spatiales et temporelles des phénomènes océaniques. Figure de Dudley Chelton, tirée de [6].

Plusieurs méthodes sont envisageables afin de faire le pont entre ces deux échelles très différentes :

La plus "naïve" nous ferait résoudre toutes les échelles intermédiaires afin de bien modéliser leurs interactions dans la "cascade descendante". Cela est évidemment très coûteux en calculs car il faut avoir une très bonne résolution sur l'ensemble du domaine et avoir des équations prenant en compte tous les termes exprimant les phénomènes considérés.

Une autre méthode, qui sera celle choisie ici, consiste à ne pas tenir compte des échelles intermédiaires dans un premier temps et de concentrer la fine résolution sur la zone d'intérêt, ici le port et ses environs. Un inconvénient est que l'on ne peut modéliser des vagues que dans la partie du maillage qui est finement résolue, mais c'est un compromis acceptable dans la mesure où les vagues à l'extérieur ne nous intéressent pas directement.

Une méthode bien connue en océanographie (du fait de la taille des mailles qui ne permet pas de représenter des vagues) est d'introduire de la viscosité numérique artificielle pour représenter la dissipation d'énergie due aux plus petites échelles. Cette dissipation est ajustée de manière empirique avec l'accord de mesures.

2.5 Questions scientifiques

Maintenant que le contexte est bien posé, nous sommes amenés à nous poser des questions, auxquelles nous nous efforcerons de répondre dans cette étude.

Une problématique importante pourrait être formulée par la question suivante :

Sait-on quantifier les effets du changement climatique sur des infrastructures portuaires ?

Comme on l'a vu, les effets liés au changement climatique peuvent être complexes et multiples et on ne peut se contenter de prévoir une hausse du niveau moyen de la mer, même si cela est un effet bien connu

et important.

Comment faire travailler de concert un modèle océanique (echelles hectokilométriques) et un modèle de port (echelles métriques) ?

Comme mentionné dans la section précédente, il faut trouver un moyen de simuler la dissipation d'énergie dans les échelles intermédiaires.

Y-a-t'il une géométrie d'infrastructure mieux adaptée pour résister aux effets du changement climatique ?

On l'a vu, la variété et l'intensité des phénomènes climatiques auxquels va être soumis le port dépend de sa localisation sur la Terre et de son environnement proche, mais peut-être existe-t'il des "motifs" qui permettraient une mitigation des effets du changement climatique reproductibles aisément ?

Se pose également la question de l'horizon temporel.

La plupart des prévisions climatiques s'arrêtent en 2100, principalement car de possibles emballements dûs aux "points de bascule" rendent les tentatives de prédiction au-delà de cet horizon trop spéculatives.

Enfin on peut s'interroger sur l'objectif fonctionnel.

Un des objectifs de ce stage est de mettre en place un logiciel simple à utiliser. Dans l'idéal une personne l'utilisant n'aurait que les données importantes à communiquer, comme la géométrie du port, la finesse de la résolution et un ou des scénarios climatiques.

3 Mise en place des simulations

Nous utilisons Basilisk [5], un logiciel libre écrit en langage C créé pour la résolution d'équations aux dérivées partielles, qui permet une prise en main très aisée grâce à une syntaxe simplifiée appelée "Basilisk C".

Cette partie présente des résultats de simulation, qui ont tous été obtenus en utilisant Basilisk.

Tous les codes et resultats sont disponible dans mon *bac à sable*¹, disponible sur le site de Basilisk.

3.1 Simulation des vagues

Notons bien que dans les exemples en deux dimensions, $X := (x, y)$ représente le vecteur de position horizontale et z la position verticale, de même que (u_x, u_y) est le vecteur vitesse horizontal et w le vecteur vitesse vertical.

Afin de générer des vagues en accord avec la relation de dispersion, nous utiliserons les formules utilisées dans la section dédiée, à savoir

$$\psi(X, z, t) = \alpha \cosh(k_0 z) \cos(\omega t - k \cdot X)$$

donc

$$u(X, z, t) := \nabla \psi(X, z, t) = \begin{pmatrix} \alpha \cosh(k_0 z) k_x \sin(\omega t - k \cdot X) \\ \alpha \cosh(k_0 z) k_y \sin(\omega t - k \cdot X) \\ \alpha k_0 \sinh(k_0 z) \cos(\omega t - k \cdot X) \end{pmatrix}$$

en notant $k = \begin{pmatrix} k_x \\ k_y \end{pmatrix} = k_0 \begin{pmatrix} \cos(\theta) \\ \sin(\theta) \end{pmatrix}$ le vecteur d'une onde qui a pour nombre d'onde k_0 et qui se propage dans la direction d'angle θ avec la convention que $\theta = 0$ signifie que l'onde se propage suivant l'axe des x .

On se rappelle qu'on a par (17) que $\alpha = \frac{\eta_{\max} \omega}{k_0 \sinh(k_0 H)}$ d'où

$$(26) \quad \eta(X, t) = \eta_{\max} \sin(\omega t - k \cdot X)$$

1. http://basilisk.fr/sandbox/Gwendal_Leger/README

et

$$(27) \quad u(X, z, t) := \begin{pmatrix} u_x(X, z, t) \\ u_y(X, z, t) \\ w(X, z, t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \eta_{\max} \omega \frac{\cosh(k_0 z)}{\sinh(k_0 H)} \cos(\theta) \sin(\omega t - k \cdot X) \\ \eta_{\max} \omega \frac{\cosh(k_0 z)}{\sinh(k_0 H)} \sin(\theta) \sin(\omega t - k \cdot X) \\ \eta_{\max} \omega \frac{\sinh(k_0 z)}{\sinh(k_0 H)} \cos(\omega t - k \cdot X) \end{pmatrix}$$

Ainsi, en se donnant η_{\max} , k_0 et θ on peut générer des vagues respectant la relation de dispersion.

3.2 Étude simple : plage en 1D

Pour apprendre Basilisk et sa syntaxe, le mieux est la pratique et c'est dans cette optique que nous avons commencé avec une situation simple unidimensionnelle de vagues se brisant sur une plage.

Cette étude a aussi servi à essayer d'importer une bathymétrie particulière, et à l'interpoler si besoin, afin de s'entraîner à essayer de faire fi d'éventuels manques de données ou de données grossières.

La figure 5 présente quelques captures de η à différents temps. On voit bien la dispersion des ondes : les ondes de petite longueur d'onde sont moins rapides que celle de plus grande longueur d'onde, qui est aussi celle qui a la plus grande amplitude. Ce test utilise les coefficients de déferlement et de friction déjà validés dans la suite de tests de Basilisk².

La friction est régie par la formule $\partial_t u = -C_f |u| \frac{u}{h}$, avec C_f le coefficient de friction. Ici on considère une friction de fond quadratique avec $C_f = 5 \times 10^{-3}$, et un schéma implicite en temps, ce qui revient à chaque pas de temps à diviser la vitesse horizontale dans chaque cellule par $1 + 5 \times 10^{-3} \Delta t \frac{|u_x|}{h}$, si la cellule est "humide", i.e. $h > \text{seuil}$ (avec *seuil* petit, typiquement 10^{-12}), et par un nombre arbitrairement grand si la cellule est "sèche".

Dans la pratique, comme on utilise un modèle en couches, il faut pour chaque cellule additionner les hauteurs de chaque couche pour h et calculer la moyenne de vitesse horizontale pour u_x .

Dans les deux dernières images de la figure 5, on voit que ce choix de friction permet le "mouillage et séchage" de la pente à droite du domaine. Cela rassure quand à la possibilité par le code de traiter correctement le déferlement de vagues sur une plage.

3.3 Obtention de données réelles de topographie et bathymétrie

Pour mettre en place un cas plus réaliste, il est nécessaire d'avoir accès à des données géographiques et géométriques concernant la bathymétrie et l'agencement du port. Nous avons cherché des données issues de ports existant déjà plutôt que de chercher à étudier un port générique dé-contextualisé.

Nous aurions pu en effet utiliser des données mondiales telles que GEBCO pour la bathymétrie et SRTM pour la topographie et placer des infrastructures sur un trait de côte choisi arbitrairement sur le globe. Outre le fait que de tels jeux de données ne sont pas suffisamment résolus pour étudier un port (15 secondes d'arc ≈ 450 mètres pour GEBCO [8] et 1 seconde d'arc ≈ 30 mètres pour SRTM [9]), on ne peut pas procéder ainsi car l'installation d'un port modifie forcément son environnement proche, en modifiant les directions des courants et donc les dépôts de sédiments et l'érosion à cause des infrastructures, mais aussi la géométrie du fond avec par exemple le dragage d'un chenal où la construction de polders.

Pour obtenir des données de bathymétrie et topographie fiables, nous nous sommes alors tournés vers le Service hydrographique et océanologique de la marine et son site internet [10], mais ces données se sont souvent révélées trop grossières ou inexistantes.

En effet, un de nos premiers port candidat était Lorient, du fait de sa situation au sein d'un petit estuaire formé par la confluence de deux fleuves, le Blavet et le Scorff, mais également proche de la côte. Ainsi les vagues atteignant le port ne sont pas trop atténuées en remontant l'estuaire. En plus, son importante activité portuaire et industrielle en fait le premier port de Bretagne administrative en tonnes de marchandises importées (deuxième derrière Brest si l'on compte aussi les exportations), en 2019 [11]. Malheureusement, les données les plus précises pour Lorient se sont avérées être celles de toute la façade Atlantique, qui sont trop grossières en raison de la résolution qui est de cent mètres, ce qui n'est pas

2. <http://basilisk.fr/src/test/beach-ml.c>

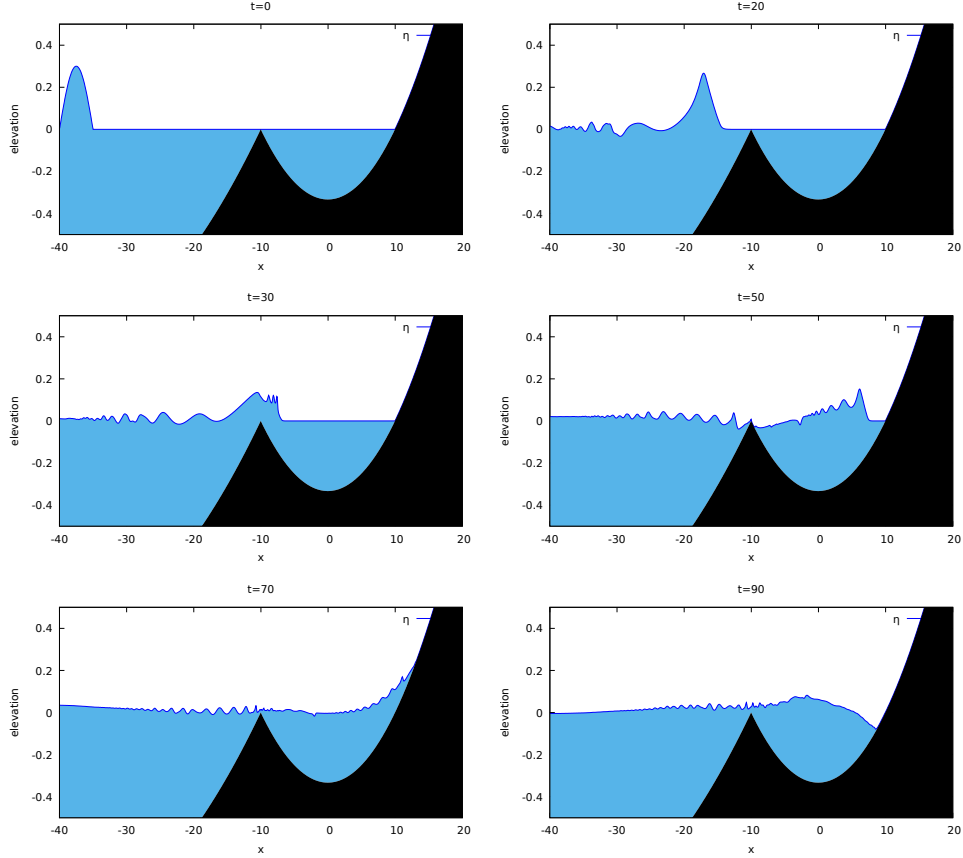


FIGURE 5 – Premier essai en 1D avec une vague sinusoïdale d’amplitude 0.3 et une profondeur de référence à gauche de $H = 1$.

assez fin pour pouvoir représenter des digues (qui font rarement plus de dix mètres de large) ou mêmes de petits bassins.

On le voit bien sur la figure 6, même interpoler les données ne nous aide pas, car on ne peut pas "voir" les détails importants pour notre étude comme la géométrie des jetées et des digues.

Notons également que sur les deux sous-figures de droite, les zones marron représentent une absence de données, car la carte acquise correspond uniquement à une carte de bathymétrie et presque aucun relevé n’a été fait au-dessus de la surface de l’eau.

Cela est vrai pour Lorient et bien d’autres zones côtières des jeux de données du SHOM, mais on peut aussi trouver les données de topographie de quelques villes portuaires, et à résolution satisfaisante. C’est le cas notamment de Boulogne-sur-mer, qui sera notre port d’étude pour le restant du stage.

Ce port est en effet modélisé avec une résolution de 10 mètres, ce qui est suffisant pour voir des digues, même si on peut voir sur l’image du milieu de la figure 7 que c’est en fait à peine suffisant car les digues ont des "trous" selon les données.

Comme nous utilisons le module `terrain.h` de Basilisk, qui permet de charger plusieurs jeux de données de bathymétrie différents, nous résolvons ce problème en "dessinant" à la main les digues et en les convertissant dans le format accepté par ce module, le format `kd-tree`.

Il est aussi intéressant car situé à l’embouchure d’un fleuve, la Liane, qui n’a cependant qu’un débit faible (en moyenne $3 \text{ m}^3/\text{s}$) comparé au Blavet à Lorient (en moyenne $28 \text{ m}^3/\text{s}$).

3.4 Modélisation de l’impact du changement climatique sur le port

Nous modélisons les effets du climat sur le port *via* la prescription de vagues sur les bords du domaine. Nous pourrions utiliser un logiciel appelé Wavewatch pour faire l’interface entre un modèle d’océan (par exemple NEMO, mis au point à l’Institut Pierre-Simon Laplace) et notre modèle de port. Il nous

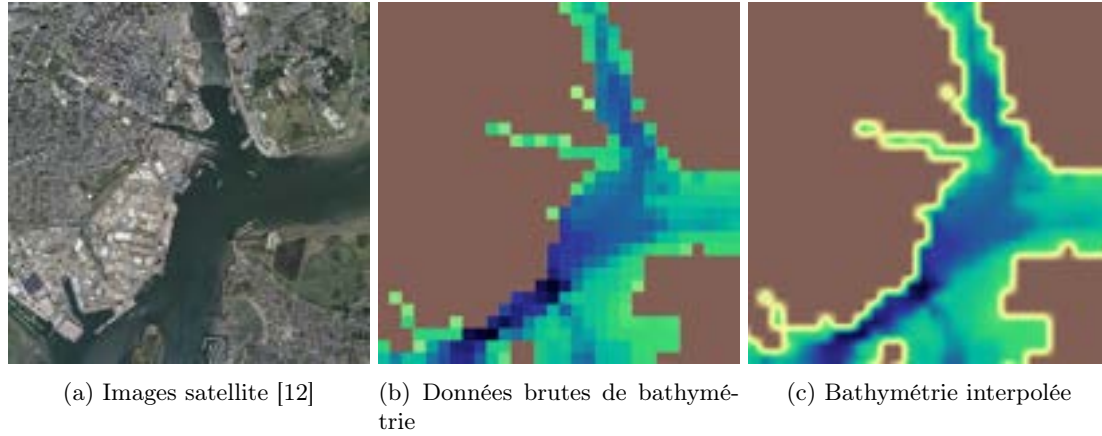


FIGURE 6 – Le port de Lorient vu par satellite (résolution de 20 centimètres) et les données de bathymétrie du SHOM (résolution de 100 mètres), où la couleur représente l'altitude de la bathymétrie, du bleu foncé en profondeur vers le marron au-dessus du niveau de l'eau.

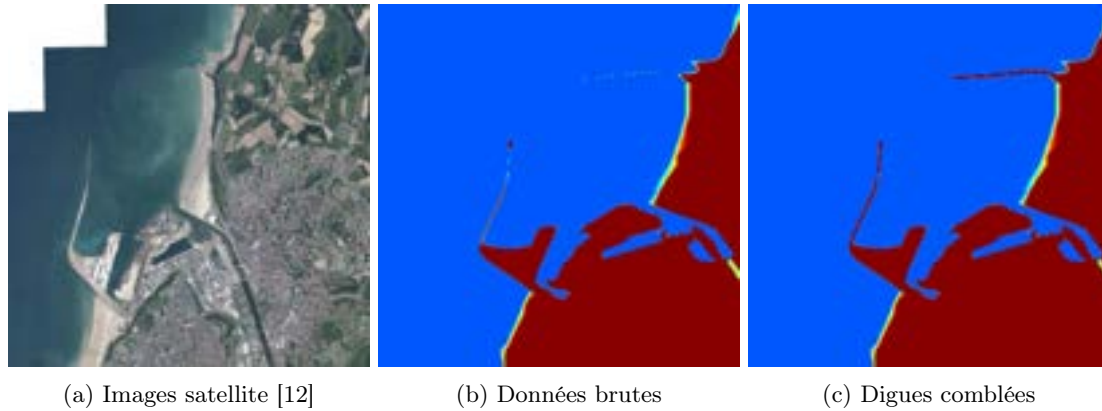


FIGURE 7 – Le port de Boulogne-sur-mer vu par satellite (résolution de 20 centimètres), les données de topographie du SHOM (résolution de 10 mètres) et ces mêmes données complétées par des digues dessinées "à la main", le bleu représente la surface de l'eau au repos, le jaune les plages et le rouge foncé la zone sèche.

aurait fournit des données spectrales sur les vagues que l'on aurait transformé en données "physiques" à l'aide d'une bibliothèque C nommée CFDwavemaker [13], pour les implémenter directement en tant que conditions aux limites.

Nous avons cependant choisi de nous concentrer sur la théorie, celle de la section 3.1.

Pour étudier les effets du changement climatique et comme nous n'avons pas le temps dans ce stage d'effectuer de nombreuses simulations, une idée inspirée de l'étude des tsunamis est de lancer quelques simulations et d'essayer d'en déduire une loi de probabilité de dépassement d'un seuil, par exemple l'intensité d'une tempête ou encore les dégats occasionnés à terre [14].

Une autre idée est de produire des cartes des fréquences dominantes, car si les régimes de vagues changent du fait du changement climatique cela peut entraîner des changements de fréquences dominantes. Si la fréquence des vagues correspond à la fréquence propre d'un bateau à quai et qu'il entre en résonance avec celles-ci, cela peut causer d'importants dommages aux infrastructures.

De même, une résonance d'un mode propre d'un bassin, excité par les vagues, peut causer des changements rapides de la profondeur ce qui peut endommager un navire dans le bassin.

C'est pourquoi un autre résultat pertinent pour ce travail est une carte des zones du port qui ne pourront pas être utilisées pour y mettre à quai des navires, du fait par exemple des phénomènes de résonance

mentionnés précédemment.

Sont également pertinentes les cartes de maximas et écart type au cours du temps de la hauteur des vagues, car elles révéleront les emplacements vulnérables aux inondations.

Enfin, il est intéressant de connaître les endroits où l'énergie cinétique est plus importante qu'ailleurs, et dans quelle mesure, afin d'essayer de prévoir l'usure des infrastructures à cause de l'impact des vagues par exemple.

Compte tenu du temps imparti, il nous paraît pertinent de produire une gamme de scénarios variés et d'essayer de relier leurs résultats avec ces méthodes d'évaluation probabiliste des risques.

3.5 Validation des résultats

Il est difficile de valider nos résultats quand ceux-ci proviennent de scénarios prédictifs.

Néanmoins des ressources permettent de confronter nos résultats à des mesures actuelles. Par exemple, nous pouvons utiliser les données des marégraphes, ou encore les données issues du programme européen Copernicus.

Cependant les données expérimentales sont souvent issues d'endroits précis, où la localisation joue un rôle prédominant (par exemple les marégraphes sont souvent situés à l'intérieur des ports, à l'abri derrière les digues et ne permettent donc de ne mesurer que les effets des vagues parvenant jusqu'au marégraphe), ou alors sont trop éparées pour s'appliquer à un cas très précis (par exemple les données ERA5 de Copernicus proviennent d'un maillage où les mailles font $0,25^\circ \approx 27$ kilomètres de long [15]), ce qui peut compliquer la comparaison avec des résultats de simulation.

De plus, les marégraphes ne peuvent généralement pas mesurer à haute fréquence et très précisément car ils sont souvent hérités du XIX^{ème} siècle et les mesures sont analogiques et non numériques.

Quelques éléments ont par ailleurs déjà été validés face à l'expérience, comme le coefficient de friction ou les conditions aux bords utilisées (notamment dans la suite d'exemples de Basilisk, sur les tsunamis de l'océan Indien de 2004³ et du Tohoku en 2011⁴).

4 Analyse d'une simulation de référence

4.1 Paramètres de la simulation de référence

Avant d'étudier plusieurs scénarios, il convient d'établir une simulation de référence, représentant l'état actuel du climat.

On choisit donc d'étudier un domaine carré de longueur $0,055^\circ$ (environ 5 kilomètres) autour du port de Boulogne-sur-mer.

On choisit comme temps de simulation 3600 secondes, avec un maillage de type multigrid à 1024×1024 points et à 3 couches, soit une résolution horizontale d'environ 5 mètres. Notons que nous travaillons avec une résolution plus fine que celle des données de bathymétrie.

On initie le fluide par un état de lac au repos $\eta = 0$ et $u = 0$.

Notons bien le changement de convention par rapport à la théorie pour l'initialisation de la simulation : L'altitude 0 est l'altitude de la surface libre au repos, i.e. $\eta = 0$ au repos et là où il y a du fluide on pose $z_b < 0$ à l'initialisation, tandis que si on est à un endroit sec on pose $\eta = z_b$. On a donc $H = \eta - z_b$.

On a pour conditions aux bords des conditions de radiation sur les bords est, sud et nord, tandis que l'on forcera les vagues sur le bord ouest. La condition de radiation peut s'exprimer comme une fonction r qui a comme argument une surface de référence $\eta_{\text{référence}}$ et dont l'expression est

$$(28) \quad r(\eta_{\text{référence}}) := \sqrt{(gH)_+} - \sqrt{(g(\eta_{\text{référence}} - z_b)_+}$$

où $(\cdot)_+ = \max(0, \cdot)$ est la fonction partie positive.

3. <http://basilisk.fr/src/examples/tsunami.c>

4. <http://basilisk.fr/src/examples/tohoku.c>

On va avoir une vitesse sortante positive si la profondeur de référence $\eta_{\text{référence}} - z_b$ est moins élevée que la profondeur mesurée H , c'est à dire que de l'eau va sortir du domaine, tandis que si la profondeur de référence est plus élevée la vitesse sortante va être négative, c'est à dire que de l'eau va entrer dans le domaine.

Comme notre hauteur de surface libre au repos est 0, en forçant la vitesse horizontale normale au bord du domaine à $r(0)$ on va avoir une sorte de régulation du volume d'eau pour qu'il reste proche du volume d'eau au repos.

De plus, comme il y a un marégraphe dans le port de Boulogne-sur-mer, nous nous sommes dit qu'il serait intéressant de mesurer l'évolution de la hauteur d'eau à l'endroit où il se trouve, afin de pouvoir ultérieurement comparer les données issues de la simulation avec les mesures. Nous avons fait de même à l'entrée du port, à l'endroit d'un petit bâtiment appelé le Caisson et au fond du port, non loin du bassin Napoléon. À chaque pas de temps, chaque "marégraphe" mesure l'altitude de la surface libre et l'écrit dans un fichier afin que le signal ainsi enregistré puisse être post-traité en fin de simulation.

On peut voir l'emplacement de ces "faux" marégraphes sur la figure 8. Ceux-ci sont à des endroits assez différents du port : on s'attend de celui à l'entrée du port qu'il enregistre presque toutes les vagues qui arrivent en entrée sur le bord ouest, et pour les deux autres on peut s'attendre à un filtrage des fréquences du fait de la géométrie du port et de la friction et peut-être même à des excitations de modes propres des bassins.

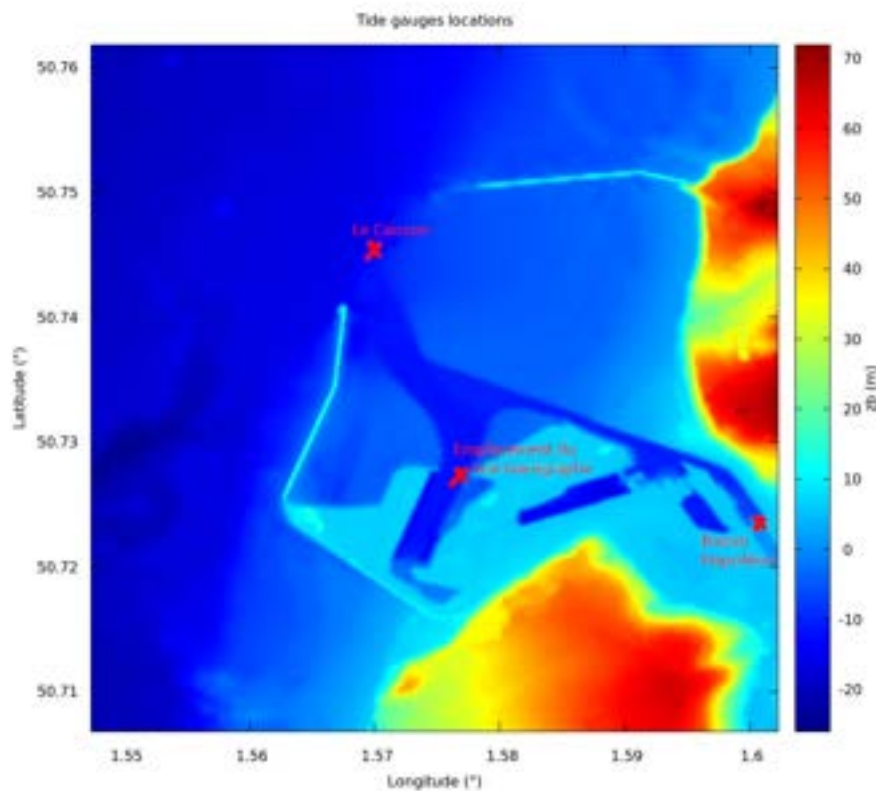


FIGURE 8 – Emplacements des "marégraphes numériques" sur la carte du port de Boulogne-sur-mer.

La friction est toujours calculée avec la formule $\partial_t u = -C_f |u| \frac{u}{h}$ et on utilise le même schéma implicite qu'en 1D avec $C_f = 5 \times 10^{-3}$.

Enfin, pour ce qui est des vagues, on choisit le spectre de 10 ondes décrit à la table 1.

Les relativement grandes valeurs d'amplitude peuvent inquiéter mais du fait de la friction, les vagues vont vite devenir moins imposantes.

Amplitude A (m)	Longueur d'onde λ (m)	Angle de propagation θ (rad)
2,5	1	0
5	2	0
2,5	3	0
3,75	4	0
5	7	0
2,5	10	0
1,25	11	0
1,65	12	0
2	13	0
2,5	25	0

TABLE 1 – Grandeurs caractéristiques du spectre de vagues de référence.

4.2 Altitude de la surface à la fin de la simulation

Maintenant que nous avons posé tous les paramètres, voyons ce que donne la simulation.

La figure 9 illustre la valeur de η à la fin de la simulation, à $t = 3600$ s. On y voit une multitude de vagues et de fréquences, ce qui est rassurant quant à la dissipation "virtuelle" (viscosité numérique et coefficient de friction) implémentée, malgré une propagation unidirectionnelle des vagues.

On voit sur la figure 10, qui présente l'altitude maximale atteinte par la surface de l'eau atteinte au cours de la simulation, qu'il y a une zone du port qui est plus à l'abri que les autres : il s'agit sans surprise de la zone directement derrière la digue sud.

On remarque aussi que les vagues arrivent jusqu'au fond du port car on voit que l'altitude maximale enregistrée y est plus élevée que le long de l'embouchure de la Liane, ce qui fait penser à un "rebond" des vagues sur le quai au fond du bassin.

Observez les motifs "circulaires" à l'ouest du "coude" de la digue sud. Ils dénotent une partie stationnaire de l'écoulement et sont typiques des réflexions sur les digues. On ne les n'observe pas entre 50,73 et 50,74 degrés de latitude car la partie verticale de la digue va réfléchir les vagues mais celles-ci vont interférer avec celles réfléchies par la partie en biais de la digue.

Notons également les effets visibles des conditions de radiation imposées aux bords sud et nord. En effet celles-ci "retirent" de l'eau du domaine car le niveau de cette dernière est plus haut que la référence, d'où ces "bandes" où l'eau est moins haute longeant les bords. Ces conditions ont été efficaces car si le volume total d'eau dans le domaine a augmenté de 1,5% au cours du premier tiers de la simulation, il est ensuite descendu et s'est stabilisé à 1%.

Cette augmentation initiale du volume s'explique par le fait qu'au début de la simulation toutes les ondes commencent en phase et donc "poussent" toutes en même temps sur le bord pour rentrer dans le domaine, avant de se désynchroniser du fait de leur différentes fréquences.

4.3 Moyenne et écart type de l'amplitude des vagues au cours de la simulation

Si nous regardons la moyenne au cours du temps de l'altitude de la surface libre sur la carte de gauche de la figure 11, nous remarquons qu'elle semble avoir la même valeur sur une grande partie du domaine.

Cela n'est pas surprenant car les vagues sont des sinusoïdes se propageant dans une seule direction, donc la valeur moyenne correspond en fait à la moyenne des toutes ces sinusoïdes soit 0. La valeur n'est pas réellement 0 du fait de la montée initiale du niveau de l'eau expliquée précédemment.

Notons également dans la partie agrandie, qui se focalise sur une plage, on voit que la hauteur moyenne de la surface y est plus élevée qu'ailleurs ce qui traduit l'avancée de l'eau sur le bord, ou une "inondation" de la plage.

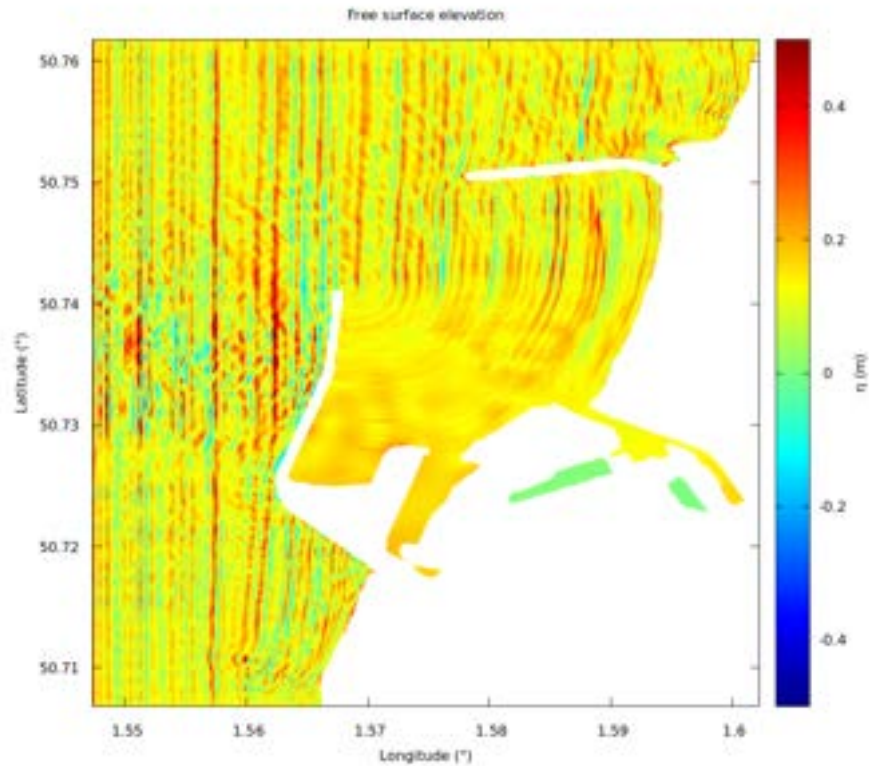


FIGURE 9 – État de la surface de l'eau au temps final de la simulation de référence.

On peut tirer les mêmes conclusions pour la carte de droite de la figure 11, qui est la carte d'écart type au cours du temps de l'altitude de la surface, mais notons quand même que comme cette grandeur représente le "brassage" du fluide, il est normal de la voir plus élevée dans le "coude" de la digue sud en raison de l'effet de deux réflexions sur la digue, verticale et en biais mais non perpendiculaires, ce qui fait que les deux directions des vagues interagissent.

4.4 Signaux des "marégraphes virtuels"

Les relevés des "marégraphes virtuels" sont présentés à la figure 12, avec la transformée de Fourier discrète de leur signal. On voit sur tous les signaux (graphes du haut) l'augmentation du niveau d'eau global, avant de commencer à osciller autour de +15cm, selon des modalités différentes suivant chaque lieu "sondé", ce qui se répercute sur leur transformées de Fourier (graphes du bas).

Pour le signal de la sonde située à l'entrée du port, on remarque 10 pics de magnitude supérieure à 100 dans le graphe de la norme de la transformée de Fourier. C'est ce à quoi on s'attendait car à ce stade les vagues n'ont pas encore pu être affaiblies par la friction ou les interactions avec les infrastructures portuaires.

Concernant l'emplacement du marégraphe de Boulogne-sur-mer, on voit que le signal contient moins de fréquences, ce qui est corroboré par le graphe de la transformée de Fourier qui contient moins de pics que le précédent. On note bien la grande oscillation sur le graphes de la transformée de Fourier, avec une période d'une demi simulation environ.

On retrouve cette oscillation dans le cas du "marégraphe" situé au fond du port mais surtout une autre

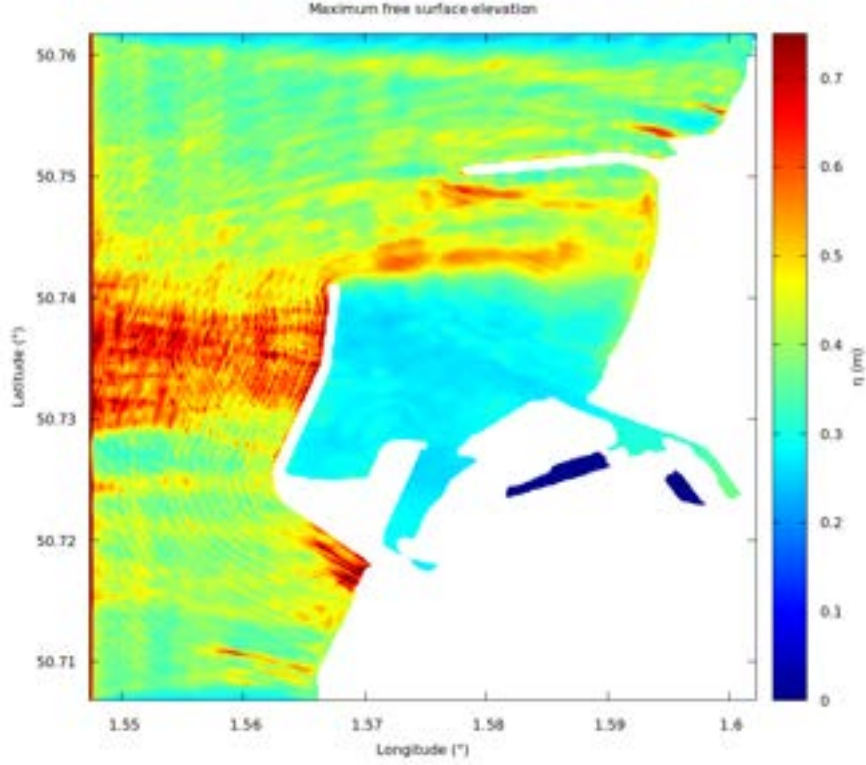


FIGURE 10 – Amplitude maximale des vagues au cours de la simulation de référence.

fréquence apparaît fortement, celle correspondant à environ un dixième de temps de simulation, c'est à dire une période de 300 secondes Elle est prédominante car elle correspond à l'onde propre du "bassin" de l'embouchure de la Liane.

En effet, le bras de la Liane à une longueur de $L = 1500$ mètres de long entre le fond du port et l'ouverture plus large dans l'avant port, et une profondeur de $H = 10$ mètres. Comme la période propre T d'un bassin est donnée par la formule tirée de la relation de dispersion pour le modèle de Saint-Venant

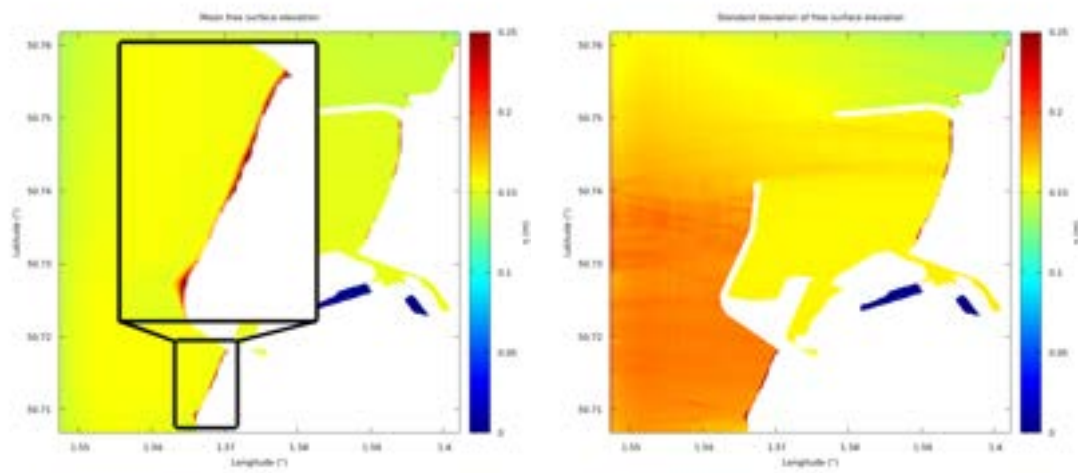
$$(29) \quad T = \frac{2L}{\sqrt{gH}}$$

on trouve qu'elle vaut ici environ 300 secondes ce qui correspond au pic observé sur le dernier graphe de la figure 12.

On remarque de plus que les amplitudes sont plus élevées au fond du port qu'à l'emplacement du vrai marégraphe. Cela peut être dû à une excitation du mode propre du bassin comme au fait que le bassin du vrai marégraphe est protégé par la digue.

Cependant, comme le port de Boulogne-sur-mer est très ouvert sur le large, sa fréquence de résonance est très basse car la période de résonance du port entier attendue est supérieure à 24 minutes. [16]

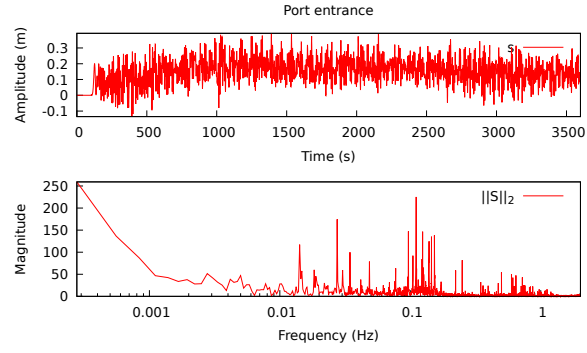
Donc pour savoir si nous avons vraiment affaire à une *seiche*, c'est à dire une oscillation du bassin sur un mode propre, il faudrait simuler sur un temps plus long, afin de pouvoir constater ou non de grandes amplitudes.



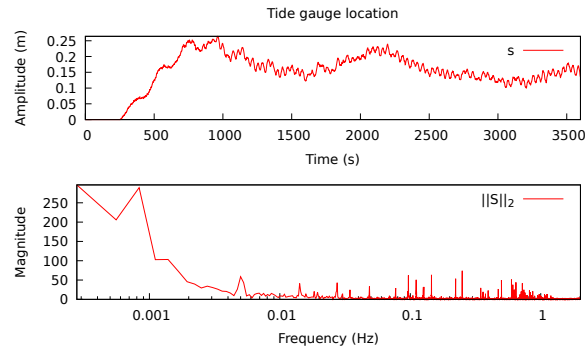
(a) Moyenne

(b) Écart type

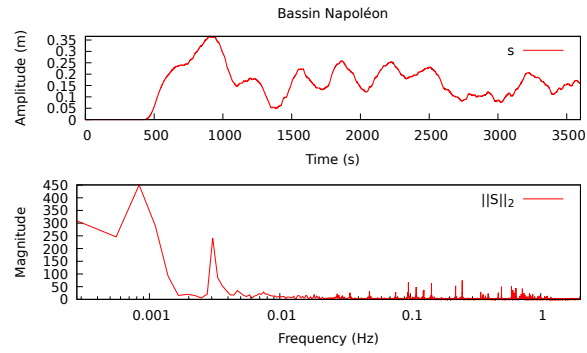
FIGURE 11 – Cartes de deux grandeurs statistiques de l'amplitude des vagues au cours de la simulation de référence, avec un agrandissement sur une plage dans la figure de gauche.



(a) Entrée du port



(b) Emplacement du vrai marégraphe



(c) Fond du port

FIGURE 12 – Mesures de l'évolution de la surface par rapport à la surface au repos en différents endroits, et transformée de Fourier S des signaux s ainsi mesurés.

4.5 Implémentation d'un scénario climatique

Nous avons choisi de n'effectuer qu'une simulation complète, et d'un cas "réaliste et actuel", pour mettre en exergue la complexité de la tâche, notamment du fait des nombreuses incertitudes présentes.

En effet, les données d'entrée de la simulation, comme la bathymétrie, présentent des incertitudes du fait de possibles erreurs de mesures car par exemple même dans des jeux de données "bien résolues" il se trouve que des points ne correspondent pas à des mesures mais à des interpolations.

Des incertitudes apparaissent également dans la calibration des termes de fermeture censés aider à dissiper l'énergie pour émuler les phénomènes de petites échelles par exemple.

L'échelle ou les échelles sont aussi source d'incertitudes car s'assurer que le maillage est bien adapté pour représenter les phénomènes étudiés sans mailler à haute résolution tout le domaine, ce qui causerait un temps de calcul prohibitif, n'est pas toujours aisé.

Des incertitudes existent aussi intrinsèquement à la nature informatique de la simulation, du fait de la précision employée, même si cela peut être minime.

Les modèles de climats comportent déjà des incertitudes, certaines dues aux incertitudes évoquées précédemment, certaines dues aux choix de simplification spécifiques aux études climatiques, par exemple il est rare en océanographie de considérer la hauteur des vagues à la surface de l'océan.

De plus, il y a bien entendu des incertitudes quant aux prédictions concernant l'évolution du climat, parce que le consensus scientifique concerne seulement les grandes tendances de l'évolution des "grands" phénomènes comme la température globale ou le niveau moyen de la mer mais ne quantifie pas précisément l'évolution de l'intensité des vagues par exemple.

Et enfin, des incertitudes existent quant aux attentes des usagers par rapport aux résultats apportés par le code, car un des objectifs de ce projet est de concevoir un logiciel utilisable par des personnes concevant ou travaillant sur des ports.

Une fois tout cela pris en compte, on peut quand même simuler un scénario climatique particulier avec notre code, il "suffit" de modifier le régime de vagues en accord avec des prédictions climatologiques et océanographiques, car elles dépendent principalement de phénomènes attachés à ces deux domaines physiques.

5 Conclusion et perspectives

5.1 Conclusion

Au cours de cette étude, nous avons mis en place un code permettant de simuler l'arrivée de vagues sur des infrastructures portuaires à l'aide d'un modèle en couches.

Avec ce code, il est aisé de simuler des scénarios climatiques provenant du GIEC par exemple, à condition d'avoir les données nécessaires concernant la "traduction" du scénario en termes de vagues et état de la mer.

Ainsi, nous pouvons lister les étapes nécessaires pour mettre en place une simulation de ce type :

- Choisir le modèle de vagues à utiliser.
- Placer le domaine étudié sur le globe.
- Obtenir des données de bathymétrie et topographie de résolution spatiale appropriée de cet emplacement.
- Choisir le scénario climatique, qui implique le choix du régime de vagues.
- Calibrer les termes de fermeture comme la friction et les conditions aux bords pour tenir compte des échelles non représentées.
- Si possible, consulter des données expérimentales en amont pour comparer avec les résultats en aval.
- Une fois les résultats obtenus, conclure sur leur validité et/ou sur les grandeurs nécessaires à mesurer expérimentalement, afin de pouvoir quantifier autant que possible les incertitudes des simulations.

Les données expérimentales sont essentielles pour un tel projet, pour valider les résultats mais surtout pour guider l'intuition de ce qu'il faut simuler en premier lieu.

Nous avons aussi vu que les ports, par leur géométrie principalement, peuvent être le lieu de phénomènes de résonance. Bien que ces derniers soient rares grâce aux études sur la construction des ports, ils pourraient apparaître à cause de changements de fréquences ou même de directions principales des vagues.

Enfin, configurer les conditions aux bords nécessite de l'attention, car si l'on veut les générer avec un modèle tiers, il faudra alors prendre en compte des résultats théoriques comme la relation de dispersion ou les solutions triviales du problème, sans quoi le code pourrait diverger.

5.2 Perspectives

Pour pousser plus loin notre étude il faudrait effectuer plus de simulations afin de pouvoir véritablement mettre en place une méthode d'évaluation des risques probabiliste.

Il serait également très intéressant d'utiliser le modèle océanique en combinaison du modèle multicouche utilisé ici pour avoir un point de vue plus global et prendre en compte plus précisément les phénomènes au lieu d'essayer de traduire "à la main" les effets des grandes échelles sur les petites. Il pourrait être pertinent d'utiliser à cet effet plutôt un maillage adaptatif qu'un maillage fixe. Cela permettrait d'avoir des zones du maillage très finement résolues et d'autres plus grossières là où il y a moins de phénomènes intéressants. Ce type de maillage est déjà implémenté dans Basilisk, notamment pour des études de tsunamis à l'échelle d'un océan. [17][18]

Un point important pour la finalité de ce projet est de mieux saisir quels sont les résultats désirés par les futurs utilisateurs et utilisatrices du code, c'est pourquoi une concertation avec de potentiels usagers (par exemple des entreprises de l'industrie portuaire ou des agences gouvernementales) pourrait révéler des finalités qui n'auraient pas été envisagées dans le cadre académique mathématico-physique, ou encore révéler des sources de données qui n'ont pas encore été envisagées.

Ce travail a été pour moi l'occasion d'apprendre de nombreuses choses, notamment

- la grande diversité des phénomènes océaniques,
- l'importance des échelles des phénomènes,
- la multitude d'incertitudes à prendre en compte, qu'elles soient dues aux mesures, aux erreurs numériques ou plus simplement à la méconnaissance de ce que l'utilisateur attend du programme,
- le besoin de physique pour guider le modèle mathématique, qui guidera en retour l'intuition physique,
- l'absence de "big data" de données géophysiques qui serait très utile pour de nombreux domaines d'étude et de modélisation.

De plus, le contact avec le monde académique, particulièrement avec d'autres chercheurs et chercheuses via de nombreux séminaires, permet de s'inspirer pour ses recherches comme de s'enrichir scientifiquement dans d'autres domaines.

A Énergie cinétique moyenne

La carte de moyenne d'énergie cinétique au cours de la simulation "de référence" est présentée figure 13. Notons que le code coule à une borne supérieure saturée, i.e. tous les points rouge foncé correspondent à une énergie au moins égale à la borne supérieure de l'échelle colorimétrique, c'est à dire supérieure à 10 joules par mètre cube.

Similairement à la carte de hauteur maximale, nous voyons la zone protégée derrière la digue sud et la zone de brassage dans le "coude" de cette même digue.

Mais ce qui apparaît encore plus clairement est la zone sur le bord ouest où l'énergie cinétique est beaucoup plus élevée que dans le reste du domaine. Cela est dû évidemment au fait que les vagues arrivent par ce bord, mais aussi au fait que la friction et l'incompressibilité du fluide "freinent" les vagues. Tout

cela forme un "front" d'énergie bien visible. L'effet de la forme de la bathymétrie est autant responsable de la forme non plane du front que la géométrie du port sur lequel se reflètent les vagues.

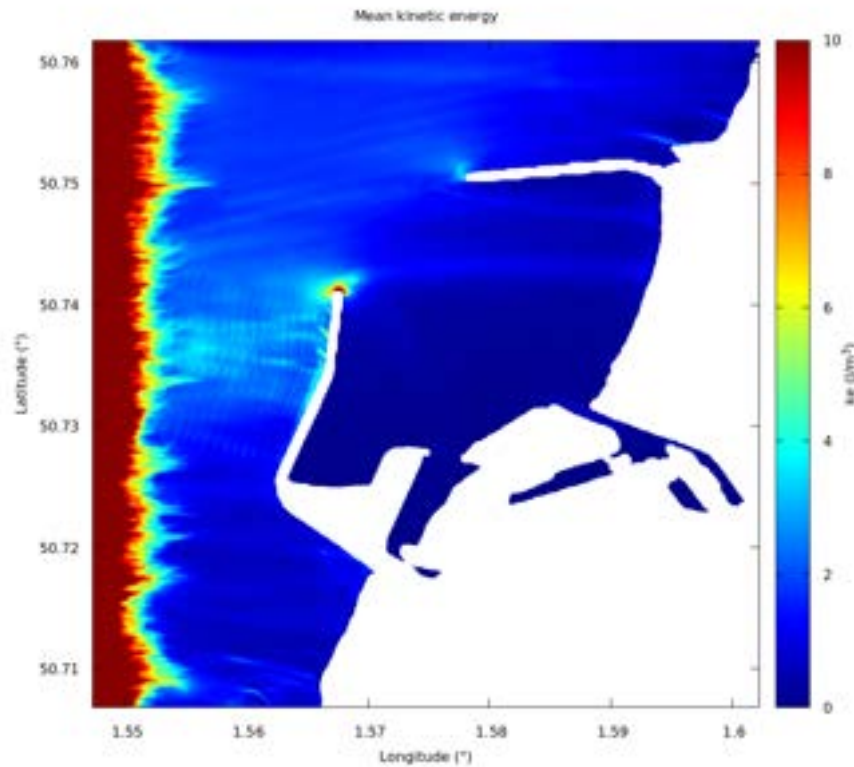


FIGURE 13 – Énergie cinétique moyenne.

Ce résultat ne correspond pas à la carte de l'altitude maximale de la surface de la figure 10 car on n'y observe pas de "front" comme pour l'énergie cinétique.

Nous n'arrivons pas à expliquer ce résultat de manière satisfaisante, aussi reste-t'il donc à approfondir son analyse.

Nous pourrions par exemple essayer de quantifier la dissipation numérique sur un cas simplifié, afin de vérifier la source de ce résultat surprenant.

Une autre piste qui mériterait de plus amples investigations concerne les conditions aux bords, car nous forçons uniquement la vitesse horizontale aux bords, puisque malgré le respect de la relation de dispersion en forçant les vitesses et la hauteur d'eau, nous obtenions des résultats difficiles à expliquer.

Références

- [1] Intergovernmental Panel on Climate Change, working group I, *Climate Change 2021, The Physical Science Basis, Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2021.
Disponible : <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-i/>
- [2] United Nations Conference on Trade and Development, *Review of Maritime Transport*, 2022.
Disponible : <https://unctad.org/rmt2022>
- [3] Intergovernmental Panel on Climate Change, *AR6 Synthesis Report Climate Change 2023, Longer Report*, 2023.
Disponible : <https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/>
- [4] European Academies Science Advisory Council, *A sea of change : Europe's future in the Atlantic realm*, 2021.
Disponible : <https://easac.eu/publications/details/a-sea-of-change-europes-future-in-the-atlantic-realm>
- [5] Basilisk, logiciel libre de résolution d'équations aux dérivées partielles sur des maillages cartésiens adaptatifs.
Site web : <http://www.basilisk.fr>
- [6] Bàrbara Barceló-Llull, *Quasi-geostrophic vertical motion from satellite and in-situ observations : impact on South East Pacific nitrate distribution through a Lagrangian simulation*, 2014. Figure par Dudley Cheldon.
https://www.researchgate.net/publication/301747481_Quasi-geostrophic_vertical_motion_from_satellite_and_in-situ_observations_impact_on_South_East_Pacific_nitrate_distribution_through_a_Lagrangian_simulation
- [7] Stéphane Popinet, *A vertically-Lagrangian, non-hydrostatic, multilayer model for multiscale free-surface flows*, Journal of Computational Physics, 418 :109609, 2020.
Disponible : <https://hal.science/hal-02365730v2/file/article-final.pdf>
- [8] General Bathymetric Chart of the Ocean, *The GEBCO_2023 Grid*, 2023.
Disponible : https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2023/
- [9] Jet Propulsion Laboratory, *U.S. Releases Enhanced Shuttle Land Elevation Data*, 2014.
Disponible : <https://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>
- [10] Service hydrographique et océanographique de la marine.
Données disponibles : <https://data.shom.fr>
- [11] Observatoire Régional des Transports de Bretagne, *Chiffres-clés, édition 2019*, 2019.
Disponible : <http://www.observatoire-transports-bretagne.fr/chiffres-cles-edition-2019-a2084.html>
- [12] Institut national de l'information géographique et forestière (IGN), *géoportail*. Site web : <https://www.geoportail.gouv.fr/donnees/photographies-aeriennes#!>
- [13] Øystein Lande, *CFDwavemaker : an open-source library for efficient generation of higher order wave kinematics*, Proceedings of the ASME 2022 41st International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, OMAE2022-81272, 2022.
Code et documentation disponibles : <https://github.com/oystelan/CFDwavemaker>
- [14] Jörn Behrens et al., *Probabilistic Tsunami Hazard and Risk Analysis : A Review of Research Gaps*, Frontiers in Earth Science, volume 9, 2021.
Disponible : <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.628772/full>
- [15] Copernicus, Europe's eyes on the Earth, *Climate reanalysis*.
Disponible : <https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis>
- [16] Gael André et al., *Predicting seiche hazard for coastal harbours along the northern and western coasts of France*, Natural hazards, 106 :1065–1086, 2021.
Disponible : <https://link.springer.com/article/10.1007/s11069-021-04509-y>
- [17] Stéphane Popinet, *Quadtree-adaptive tsunami modelling*, Ocean Dynamics, 61(9) :1261–1285, 2011.
- [18] Stéphane Popinet, *Adaptive modelling of long-distance wave propagation and fine-scale flooding during the Tohoku tsunami*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 12(4) :1213–1227, 2012.
Disponible : <https://nhess.copernicus.org/articles/12/1213/2012/>