



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра ПО и КУПЗ

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

«Моделирование бароклинного прилива на крутом подводном рельефе»

исполнитель: Яковлева Калерия Константиновна

руководитель: к. г. н., Хаймина Ольга Владимировна

консультант: к. ф.-м. н., Софьина Екатерина Владимировна

«К защите допускаю»

О. Заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

0» 06 2025 г.

г. Санкт-Петербург

2025

Оглавление

Введение.....	3
1. Теория баротропных приливов.....	6
1.1 Моделирование баротропного прилива уравнениями мелкой воды	6
1.2 Волна Кельвина, математическая постановка для плоского дна.....	9
1.3 Шельфовые волны и волны Пуанкаре, дисперсионная диаграмма.....	11
2. Материалы и методы исследования.....	13
2.1 Модель FESOM-C	13
2.2 Программное обеспечение	14
2.3 Инициализация модели и краевые условия	14
3. Результаты экспериментов и их анализ.....	23
3.1 Плоское дно, гармоники K1 и M2	Ошибка! Закладка не определена.
3.2 Узкий шельф, гармоники K1 и M2 ...	Ошибка! Закладка не определена.
3.3 Каньон, гармоники K1 и M2	Ошибка! Закладка не определена.
Заключение	24
Список литературы	27

Введение

Приливы, несомненно, являются одним из важнейших динамических процессов для шельфовых морей и прибрежных зон. Они основной источник генерации внутренних волн, поскольку широко распространены и постоянно действующие. Внутренние приливы в океане генерируются при обтекании неровностей топографии течениями баротропных приливов. Возникающие при этом вертикальные составляющие течений становятся причиной возникновения периодических вертикальных смещений изопикнических поверхностей. Поскольку основными энергонесущими гармониками являются для полусуточного прилива волна M2 (с угловой частотой $28.98 \text{ }^\circ/\text{ч}$ и периодом 12.42 ч), для суточного прилива – волна K1 (с угловой частотой $15.04 \text{ }^\circ/\text{ч}$ и периодом 23.93 ч), именно они будут моделироваться в работе при выполнении численных экспериментов. На первом этапе, в настоящей работе будут рассматриваться баротропные приливы в рамках теории мелкой воды.

Баротропная приливная волна может быть описана при помощи волны Кельвина. Волна Кельвина – один из видов захваченных волн, которые распространяются во вращающейся жидкости. Эти волны распространяются вдоль шельфа, оставляя берег справа в Северном полушарии и их поперечные составляющие скорости невелики. Взаимодействие волн Кельвина с подводным рельефом в зоне шельфа может привести к возникновению захваченных шельфовых волн в области субинерционных частот (ниже инерционной частоты, т. е. параметра Кориолиса) и свободных волн Пуанкаре в области суперинерционных частот. При возникновении захваченных волн приливные течения резонансно усиливаются, поскольку происходит захват энергии в области неоднородности подводного рельефа и это приводит к образованию внутренних волн с большей амплитудой.

Несмотря на то, что приливы, как явление, изучаются достаточно давно, проблему их моделирования нельзя считать окончательно решенной. Глобальные океанские приливные модели, основанные на усвоении

мареографных и спутниковых данных по уровню моря, сейчас активно развиваются. Однако аккуратное представление прибрежных и шельфовых районов в них нуждается в улучшении. Так, в работе Романенкова и др. (2023 г.) показано наличие ошибок в глобальных моделях в дальневосточном регионе Тихого океана.

Региональное моделирование приливов остается актуальной проблемой. В частности, для акватории у берегов Камчатки модели приливов должны учитывать заметные особенности рельефа, такие как континентальный склон и каньоны. Рассеивание глобального прилива на особенностях рельефа может приводить к образованию значительных шельфовых эффектов. Измельчение вычислительных сеток необходимо, однако их излишнее сгущение может стать причиной неоправданных вычислительных затрат. Хотя шельфовые эффекты были рассмотрены во многих работах [1-5], их представление в численных моделях – тема, которая до сих пор остается не до конца изученной.

Целью данной работы является изучение роли шельфовых эффектов в формировании региональных приливов на примере идеализированного бассейна. Моделирование будет выполнено для 52° с.ш., таким образом, полусуточная и суточная волны M2 и K1 рассматриваются как супер- и суб-инерционные гармоники. Помимо этого, в работе изучается возможность их проявления в численных моделях при различных типах батиметрии и сеточном разрешении.

Для выполнения цели работы были поставлены следующие задачи:

1. изучение теории баротропных приливов на основе теории мелкой воды и типов баротропных волн (волны Кельвина, шельфовых волн);
2. ознакомление с моделью FESOM-C;
3. построение расчетной сетки идеализированного бассейна, инициализации модели, включая задание граничных условий;
4. проведение численных экспериментов на разных типах рельефа для волн K1 и M2;

5. анализ результатов и составление плана дальнейших исследований.

В работе используется модель FESOM-C, поскольку она сочетает в себе гибкость адаптивных сеток и позволяет учитывать сложный рельеф, что критично при моделировании шельфового эффекта, а также позволяет не увеличивать вычислительные затраты на гладких участках. Для интерпретации и проверки адекватности численных решений будут использоваться аналитические модели и представления приливов в терминах волновой физики. При успешном выполнении цели работы, ее результаты можно будет использовать для усовершенствования численных приливных моделей.

1. Теория баротропных приливов

1.1 Моделирование баротропного прилива уравнениями мелкой воды

Баротропным приливом называют тип приливов, который возникает, когда плотность воды принимается постоянной в пространстве и времени. Данная модель является упрощенной и игнорирует вертикальную стратификацию плотности воды. В баротропном приближении изменения температуры и солености принимаются как незначительные [6]. Баротропное приближение допустимо для приливов, поскольку их период (от 12 до 24 часов) значительно превышает время вертикального перемешивания воды. В связи с этим можно считать, что плотность постоянна во времени, а движение волн водных масс носит преимущественно горизонтальный характер.

Баротропный прилив характеризуется, в основном, горизонтальными перемещениями водных масс. Для их описания используют следующую систему уравнений:

- 1) уравнения движения (сохранения импульса) в приближении мелкой воды

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u * \frac{\partial u}{\partial x} + v * \frac{\partial u}{\partial y} - fv = g * \frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u * \frac{\partial v}{\partial x} + v * \frac{\partial v}{\partial y} + fu = g * \frac{\partial \eta}{\partial y} + F_y \quad (2)$$

где u, v - скорости по осям x и y соответственно, x, y - пространственные координаты, f – сила Кориолиса, g – ускорение свободного падения, η – отклонение уровня поверхности от среднего уровня (приливной уровень), $F_x,$

F_y - компоненты внешней приливной силы в соответствующих направлениях [7].

- 2) уравнение неразрывности (уравнение сохранения массы)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (h*u)}{\partial x} + v * \frac{\partial (h*v)}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

где h - полная глубина воды ($h = H + \eta$), H – невозмущенная глубина воды [7].

Приближение, используемое в уравнении движения, основано на теории мелкой воды. В данной теории вода предполагается несжимаемой и однородной, а влияние горизонтальной компоненты угловой скорости вращения Земли и ее сферичность не учитываются. Также допускается упрощение членов трения, за исключением тех, которые зависят от вертикального сдвига [8]. Эта упрощенная математическая модель описывает движение воды в Мировом океане, когда глубина района исследований значительно меньше его горизонтальных размеров. Теория мелкой воды наиболее применима для моделирования задач, которые при наличии начальных условий волны допускают рассмотрение ее распространения и дальнейших трансформаций.

Для решения системы уравнений необходимы начальные и граничные условия. При определенных предположениях система допускает точные решения. Так, при наличии береговой линии ($u=0$) и преобладании силы Кориолиса уравнениях (1) – (3) имеют особое решение – волны Кельвин. Их свойства следуют из линеаризованной системы уравнений (также называемой геострофическим равновесием) при $\frac{\partial}{\partial t} = 0$:

$$\begin{cases} -fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial \eta}{\partial x} = -H \frac{\partial v}{\partial y} \end{cases} \quad (4)$$

Решение этой системы приводит к экспоненциальному затуханию амплитуды волны от берега с масштабом $R = \frac{\sqrt{gH}}{f}$, известным как радиус деформации Россби. Само число Россби характеризует отношение скорости течения U к фазовой скорости топографических волн, а также взаимодействие струйных и топографических волн. Если оно мало, то это говорит о значительном

влиянии силы Кориолиса. Если же велико, то в рассматриваемой системе доминируют сила инерции и центробежная сила. Оно рассчитывается по следующей формуле

$$R_0 = \frac{U}{fL}, \quad (5)$$

где U – характерная скорость геофизического явления, L – характерный пространственный масштаб геофизического явления, f — параметр Кориолиса.

1.2 Волна Кельвина, математическая постановка для плоского дна

Как было сказано выше, волны Кельвина являются частным случаем береговых захваченных волн. Они охарактеризованы, как поверхностные волны, возникающие во вращающемся океане с прямолинейным вертикальным берегом (или двумя параллельными берегами – в бесконечно длинном канале). Волна Кельвина образуется при совместном влиянии вращения Земли и наличии твердой береговой границы.

Основными свойствами волны Кельвина являются:

1. бездисперсность: фазовая скорость не зависит от периода колебаний ($C = \sqrt{gH}$);
2. существование во всех частотах (выше и ниже инерционной);
3. экспоненциальное затухание амплитуд колебаний уровня и продольных (вдольбереговых) течений при удалении от берега.

Свободная волна Кельвина играет значимую роль в динамике приливов. Она участвует в формировании всех типов приливов на любых широтах, а также определяет наблюдаемое уменьшение амплитуд приливных гармоник в сторону открытого океана и преимущественно циклоническое направление распространения приливов [1].

Моделирование волн Кельвина требует точного задания граничных условий и баротропного приближения. Для моделирования ее распространения на однородном рельефе вдоль прямолинейного берега используется упрощенная модель. Ее аналитическим решением являются следующие уравнения амплитуды и скорости волны:

$$1) \eta = \eta_0 * e^{\left(\frac{-fx}{C}\right)} * \cos(l y - \omega t), \quad (6)$$

где η – поверхностное возвышение волны Кельвина, η_0 – амплитуда волны у границы, $e^{(-fx/C)}$ – экспоненциальный множитель, описывающий затухание амплитуды волны с расстоянием от границы, f – параметр Кориолиса, C – фазовая скорость волны, $\cos(l y - \omega t)$ – пространственно–

временная зависимость волны, l – волновое число вдоль границы ($l = \frac{2\pi}{\lambda}$, где λ – длина волны), ω – угловая частота волны, t – время.

$$2) v = \eta_0 * \sqrt{\frac{g}{h}} * e^{\left(\frac{-fx}{c}\right)} * \cos(l y - \omega t), \quad (7)$$

где v – компоненту скорости волны Кельвина вдоль границы, η_0 – амплитуда волны у границы, $\sqrt{(g/h)}$ – член, связывающий амплитуду скорости с амплитудой поверхности, g – ускорение свободного падения, h – глубина воды, $e^{(-fx/C)}$ – экспоненциальный член, описывающий затухание скорости с расстоянием от границы (аналогично первому уравнению), $\cos(l y - \omega t)$ – пространственно–временная зависимость скорости.

Согласна этим формулам, амплитуда волны экспоненциально затухает с увеличением расстояния до берега. Данное решение получено при постоянной глубине, однако свойства волны Кельвина сохраняются для более сложных случаев реального шельфового рельефа дна с переменной глубиной, при этом должны возникать другие типы захваченных и свободных волн.

1.3 Шельфовые волны и волны Пуанкаре, дисперсионная диаграмма

При изменении начальных условий модели волн, а именно топографии дна, граничных условий и частотных характеристик, происходит переход волн Кельвина в энергию волн с меньшим волновым числом: либо к шельфовым, либо к волнам Пуанкаре. Если в качестве дна рассматривать не плоскую поверхность, а имеющую некоторый наклон, а также принять угловую частоту волны меньше параметра Кориолиса ($\omega < f$), т.е. как субинерционную, то исследуемые волны будут относиться к шельфовому типу. Если же убрать береговую границу и принять частоту больше параметра Кориолиса ($\omega > f$), т.е. суперинерционную, то рассматриваемые волны перейдут к типу волн Пуанкаре.

Все составляющие волновой структуры различных типов приливов условно подразделяются на гравитационные составляющие (волны Кельвина, Пуанкаре, Свердрупа, краевые, вынужденные) и градиентно-вихревые (шельфовые, двойные волны Кельвина, волны Россби). Гравитационные составляющие проявляются, прежде всего, в колебаниях уровня моря, а градиентно-вихревые вызывают сильные баротропные течения. Присутствие в приливных колебаниях составляющих помимо волн Кельвина (прежде всего волн Пуанкаре) усложняет характер прилива и в отдельных случаях становится причиной изменения общего направления движения на антициклоническое. У шельфовых волн фазовая скорость и длина волны на один-два порядка меньше, чем у волн Кельвина и Пуанкаре, что приводит к появлению мелкомасштабных вариаций приливных гармоник, а также сильным приливным течениям вблизи берега.

Типы волн можно классифицировать по дисперсионной диаграмме (см. рис. 1). Данная диаграмма – график, отображающий зависимость частоты волны от ее волнового числа. Для захваченных волн такая диаграмма показывает:

1. какие частоты возможны для данного типа волн;

2. как фазовая и групповая скорости зависят от волнового числа;
3. каковы границы существования волн.

Для баротропных движений существует три основных механизма топографического захвата и соответственно три типа захваченных волн:

1. захват вращения Земли с наличием береговой границы – волна Кельвина;
2. гравитационный захват в области мелководья – краевые волны (гравитационные волны Стокса);
3. захват совместным эффектом вращения Земли и неоднородности рельефа – топографические волны Россби.

Дисперсионная диаграмма захваченных волн имеет физическую интерпретацию. Энергия шельфовых волн заперта у берега из-за топографии и вращения Земли, а у волн Пуанкаре энергия распространяется по всему океану. Шельфовые и волны Пуанкаре занимают непересекающиеся области на дисперсионной диаграмме, границей между ними является инерционная частота $\omega = f$. Также из этой диаграммы следует, что топография дна имеет значение для шельфовых и волн Кельвина, но не влияет на волны Пуанкаре.

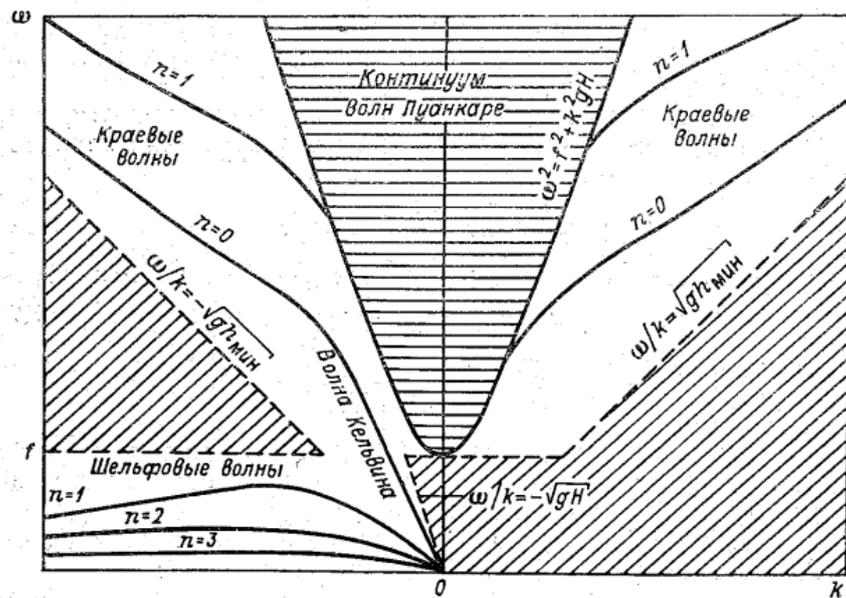


Рис. 1 Характеристическая дисперсионная диаграмма захваченных волн

2. Материалы и методы исследования

2.1 Модель FESOM-C

Для выполнения исследований работы была задействована модель FESOM-C, разработанная специально для прибрежных зон (FESOM-Coastal, <https://fesom.de/models/fesom-c/>). Данная модель разработана для решения разнообразных задач, связанных с гидрофизикой, гидрологией, инженерными разработками и экологией морей и океанов. FESOM-C применяет метод конечных объемов для дискретизации базовых уравнений, описывающих движение жидкости. При этом используется неструктурированная сетка, сформированная из треугольных и четырехугольных элементов. Четырехугольные сетки обладают высокой вычислительной эффективностью, а их комбинация с треугольными элементами обеспечивает плавный переход между участками сетки с отличающейся геометрией береговой линии или дна [9]. Ключевой особенностью этой модели является ее способность работать на сетках с переменным разрешением. Это позволяет охватить широкий спектр пространственных масштабов гидродинамических процессов.

В модели реализованы различные схемы для расчета адвекции, обеспечивающие минимизацию численного рассеивания. Также в модели предусмотрены модули для моделирования приливной динамики, анализа зон осушки и прогноза переноса донных отложений. Вертикальная координата преобразуется по сигма-координате, автоматически адаптирующейся к изменениям глубины в связи с неоднородностью рельефа дна. Численное решение в горизонтальной плоскости выполняется с применением явной схемы разделения баротропной (средней по вертикали) и бароклинной (зависящей от вертикального разделения плотности) мод. Для повышения производительности модели поддерживаются параллельные

вычисления с использованием технологий Open MPI для распределенной памяти и стандартный MPI для кластерных систем.

2.2 Программное обеспечение

Скрипты для построения расчетных сеток, инициализации начальных данных и граничных условий осуществлялись на языке программирования python в интегрированной среде разработки PyCharm. Были привлечены к использованию такие библиотеки, как: numpy – для работы с массивами и математика, matplotlib – для визуализации результатов, gsw – для расчетов параметров морской воды, scipy – для интерполяции данных.

2.3 Инициализация модели и краевые условия

Для проведения исследований поведения баротропных приливных волн K1 и M2 были разработаны скрипты для каждого из типов рельефа (плоское дно, узкий шельф, каньон). В зависимости от особенностей каждого из них, поведение приливных волн, предположительно, будет изменяться. Скрипты были написаны при использовании программного обеспечения, указанного выше. Поскольку моделировалась идеализированная область, то было необходимо разработать код, задающий:

1. сетку;
2. батиметрию (склон, каньон);
3. условие Куранта, определение шага по времени;
4. граничные условия (волна Кельвина для гармоник K1 (субинерционная) для широты места 52 град. (моделируется гипотетическое побережье Камчатки) и M2 (суперинерционная)).

Начальные условия включают в себя пространственные и физические параметры. К начальным пространственным параметрам относятся

1. геометрия области:

- 1) Ширина вдоль шельфа: $Lx = 100 \cdot 1e+3$
- 2) Протяженность шельфа: $Lx1 = 20 \cdot 1e+3$
- 3) Протяженность склона: $Lx2 = 20 \cdot 1e+3$
- 4) Длина вдоль берега: $Ly = 90 \cdot 1e+3$

2. разрешение сетки:

- 1) Пространственное разрешение на шельфе: $dx1 = 500$.
- 2) Пространственное разрешение на склоне: $dx2 = 100$.

3. глубины:

- 1) Минимальная глубина: $H_{min} = 100$.
- 2) Глубина начала склона: $H1 = 100$.
- 3) Глубина конца склона: $H2 = 3500$.
- 4) $Hx_ = 2000$.

4. координаты границ склона:

- 1) Точка начала залегания склона: $xH1 = 20000$.
- 2) Точка окончания склона: $xH2 = 40000$.
- 3) Расстояние до окончания $dx2$: $xH_ = (xH2-xH1)/(H2-H1) \cdot Hx_ + xH1$

Физические параметры в модели необходимы для задачи волны Кельвина на открытой границе. К ним относятся

1. Ускорение свободного падения: $g = 9.81$
2. Перевод градусов в радианы: $rad = np.pi/180$.
3. Амплитуда волны: $a0 = 1$.
4. Широта: $lat = 52$.
5. Параметр Кориолиса: $f = 2 \cdot 7.29e-5 \cdot np.sin(rad \cdot lat)$
6. Период приливной волны K1: $Tk1 = 23.93 \cdot 3600$.
7. Угловая частота K1: $\omega_{k1} = 2 \cdot np.pi / Tk1$

8. Период приливной волны M2: $Tm2 = 12.42 * 3600$.

9. Угловая частота M2: $\omega_{m2} = 2 * \pi / Tm2$

10. Скорость волны: $C = \pi * \sqrt{g * H2}$

Для численного моделирования приливных процессов была реализована двумерная четырехугольная ортогональная сетка с адаптивным разрешением. Ось x (поперек береговой линии) задается от 0 до 100 км в три зоны: шельфовая (0 – 20 км), материковый склон (20 – 31.9 км), глубоководный бассейн (31.9 – 100 км). В шельфовой зоне разрешение плавно уменьшается с 500 м до 100 м ближе к началу склона. Число узлов задается по формуле:

$$nx1 = \text{int}((Lx1)/0.5/(dx1 + dx2)),$$

где $Lx1$ – протяженность шельфа, $dx1$ – пространственное разрешение на шельфе, $dx2$ – пространственное разрешение на склоне.

В зоне склона фиксированное высокое разрешение в 100 м, количество узлов задавалось по формуле

$$nx2 = \text{int}((xH_ - x[-1])/dx2) + 1,$$

где $xH_$ - расстояние окончания склона, $dx2$ - пространственное разрешение на склоне.

В зоне глубоководного бассейна разрешение линейно увеличивается от 100 м до 1000 м. Оно задается по формуле

$$nx3 = \text{int}((Lx - x[-1])/0.5/(dx2 + dx3)),$$

где Lx – ширина вдоль шельфа, $dx2$ – пространственное разрешение на склоне, $dx3$ – пространственное разрешение в глубоководной зоне.

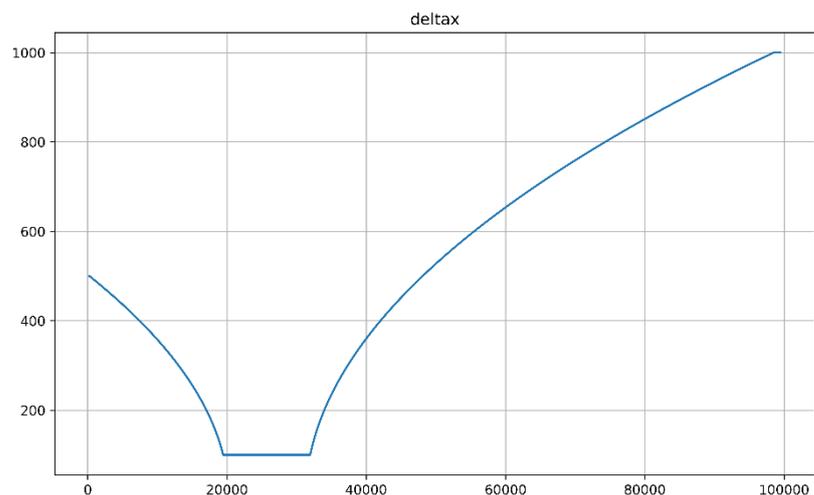


Рис. 2 Разрешение сетки вдоль оси x

Ось вдоль берега задавалась длиной в 90 км и разделена на три зоны: 0-30 км (с разрешением от 700 до 100 м) 30-60 км (с разрешением 100 м), 60-90 км (с разрешением от 100 до 700 м). Особенности реализации сетки является плавный переход между зонами, который обеспечивается линейной интерполяцией, кумулятивным суммированием для генерации координат узлов и жесткой фиксацией границы склона для контроля рельефа.

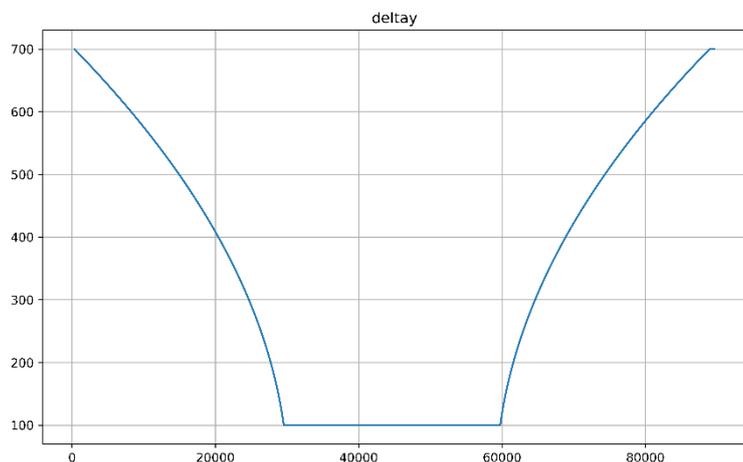


Рис. 3 Разрешение сетки вдоль оси y

Сетка задается на основе осей x и y. Все точки сетки сохраняются в отдельный массив, в котором содержатся как их координаты, так и метки. Они отвечают за обозначение расположения точки в сетки: 0 – внутренние

узлы, 1 – береговая закрытая граница, 2 – открытая граница. Берег задается слева, все остальные границы открытые. Сетка при помощи индексации узлов делится на прямоугольные элементы. Помимо граничных береговых условий среды, задаются также приливные возбуждения (амплитуда и фаза волнений) на открытых границах сетки. Они рассчитываются по следующим формулам для каждого из берегов:

1. северная граница:

```
amp = np.append(amp,a0*np.exp(-f*x[1:]/C))
```

```
pha = np.append(pha,np.repeat(omega/C*(Ly-y[-1])+90.*rad,nx-1))
```

2. восточная граница:

```
amp = np.append(amp,np.repeat(a0*np.exp(-f*x[-1]/C),ny-2))
```

```
pha = np.append(pha,omega/C*(Ly-y[1:ny-1])+90.*rad)
```

3. южная граница:

```
amp = np.append(amp,a0*np.exp(-f*x[1:]/C))
```

```
pha = np.append(pha,np.repeat(omega/C*(Ly-y[0])+90.*rad,nx-1))
```

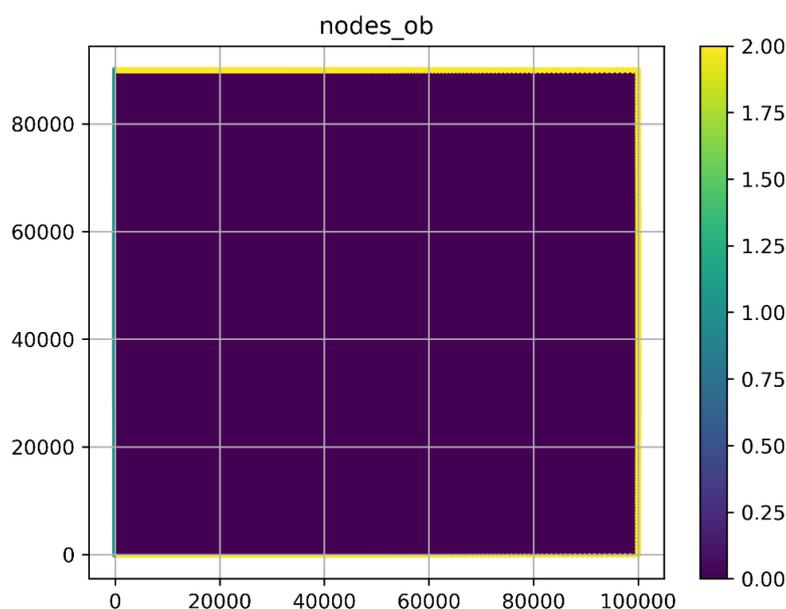


Рис. 4 Расчетная сетка модели с обозначением береговой и открытых границ (шкала: 0 – внутренние узлы сетки, 1 – береговая закрытая граница, 2 – открытые границы)

Батиметрия задается тремя способами в соответствии с тремя типами моделируемого рельефа. Первый – самый простой, это однородное дно без каких-либо особенностей.

В данном случае глубина задается константой в 3500 м. Второй – через гиперболический тангенс для склона. Задается по формуле

$$H = 0.5(H1 + H2) + \frac{(H1 - H2)}{2} * \text{TANH}(2 * (x - x_c(y))/H3),$$

где H1=100, H2=3500, H3=10000 м.

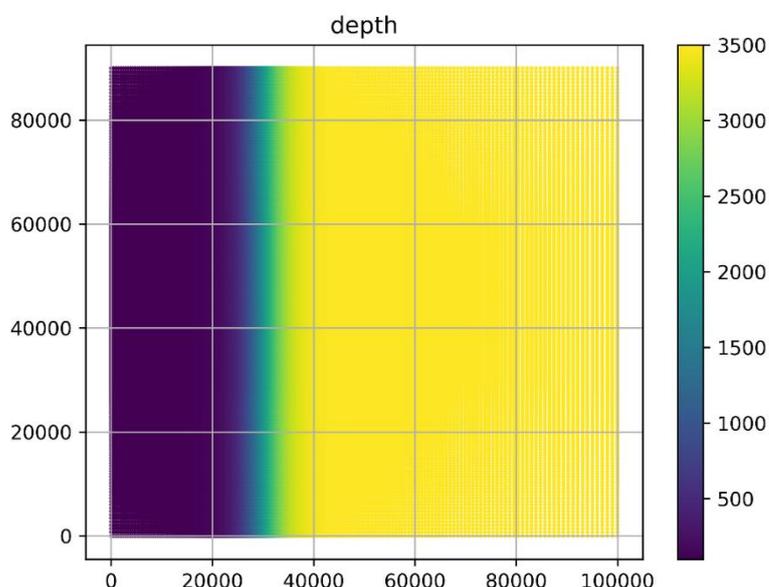


Рис. 5 Батиметрия дна со склоном (шкала показывает глубину в метрах)

Третий – также через формулу, но уже для каньона. Это наиболее сложная модель. Формула имеет следующий вид:

$$x_c(y) = \frac{h_c}{2} + \frac{h_c}{2} * \left(1 - \kappa * \exp\left(-0.75 * \frac{(y - y_c)^2}{W_c^2}\right) \right),$$

где h_c - точка начала каньона, $\kappa=1$, y_c –ордината оси каньона, W_c – полуширина каньона.

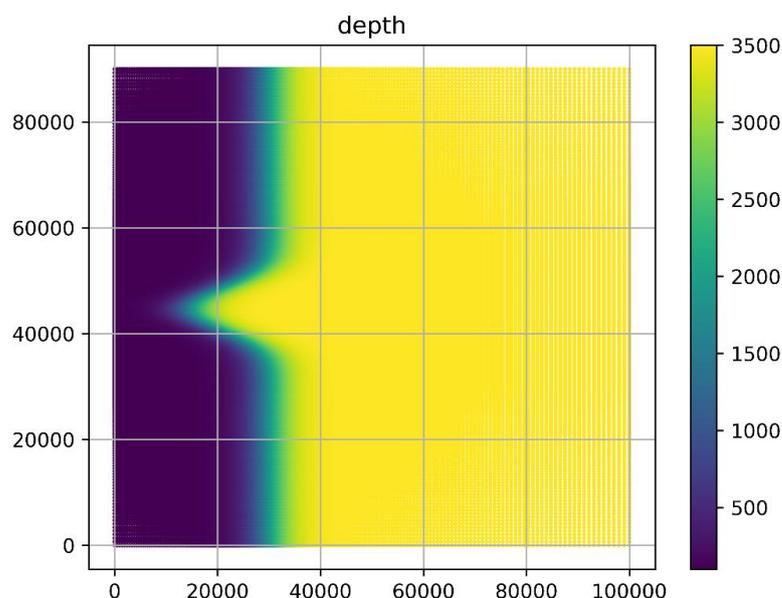


Рис. 6 Батиметрия дна с каньоном (шкала показывает глубину в метрах)

Модель FESOM-C реализована с сигма-координатой. Для оценки качества сетки используется критерий гидростатической согласованности $rx1$. Он рассчитывается через глубины соседних узлов по формуле

$$rx1 = \frac{|h_e - h_k + h_{e'} - h_{k'}|}{h_e + h_k - h_{e'} - h_{k'}}$$

где h – глубины соседних узлов сетки.

Значение критерия не должно превышать 0.3. При слишком больших перепадах глубин может потребоваться уменьшение шага по времени. В противном случае решение на такой сетке будет численно неустойчивым, и это повлияет на качества результатов экспериментов.

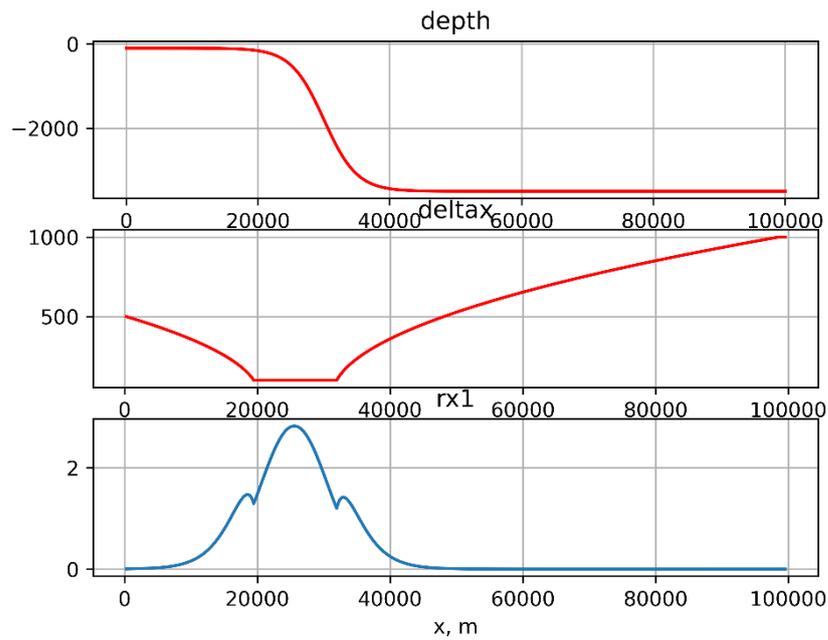


Рис. 7 Графики глубины, разрешения сетки по оси x и критерий $rx1$ на узком склоне

Как видно на рисунке 7, на склоне (20-40 км от берега) разрешение сетки уменьшено до 100 м, так как крутизна рельефа требует более точных расчетов. Из графика критерия гидростатической согласованности видно, что перепады глубины между соседними узлами сильно увеличились. В связи с этим риск ошибок при моделировании возрос.

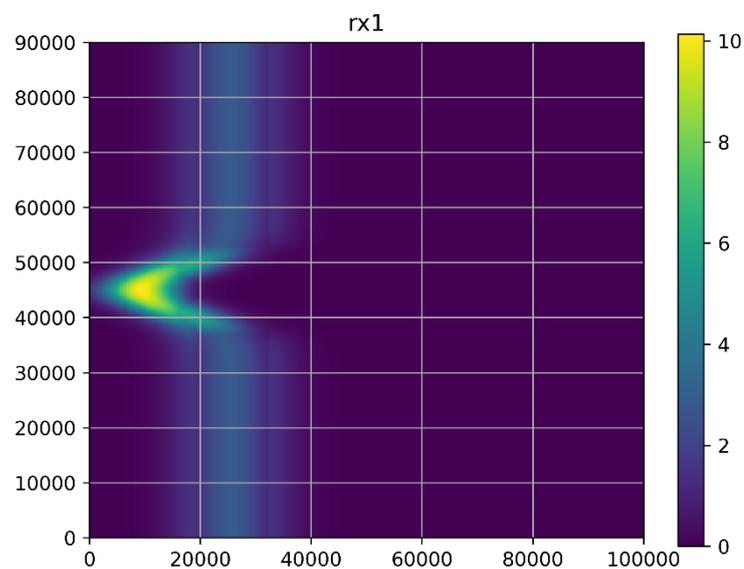


Рис. 8 Значение критерия $rx1$ склоне с каньоном

То же верно и для каньона. На рисунке 8 заметен резкий рост критерия $gx1$ в области каньона и вдоль склона. Это также говорит о необходимости сглаживания или увеличения количества узлов сетки.

Хотя в 2D-моделях (баротропный прилив) гидростатическая согласованность формально не учитывается, высокие значения $gx1$ могут искажать результаты расчетов. Для будущих расчетов бароклинного режима, которые будут основаны на предварительных результатах баротропного прилива, контроль $gx1$ станет обязательным, так он напрямую влияет на устойчивость сигма-координат и перенос солености и температуры.

3. Результаты экспериментов и их анализ

Часть работы не показана по требованию консультанта (рецензента)

Заключение

В ходе работы были выполнены все поставленные задачи. Во-первых, была изучена теория, необходимая для понимания моделируемых приливных процессов, а именно основные уравнения для расчетов баротропного прилива, особенности волны Кельвина и ее взаимодействие с различными типами рельефа, и, как следствие, ее трансформация в шельфовые и волны Пуанкаре. Помимо этого, была изучена модель FESOM-C, на основе которой производились расчеты. Одной из главных задач, которую также удалось выполнить, было построение расчетной области с верно заданными начальными, граничными условиями и сеткой. Основная часть работы была посвящена анализу проведенных экспериментов по моделированию волн Кельвина в идеализированной области на трех различных типах рельефа: плоское дно, узкий шельф, каньон.

Результатом расчетов приливной волны K1 на плоском дне стала проверка качества заданной сетки для дальнейших экспериментов. Как и предполагалось, энергия приливной волны, ее амплитуда и фаза, а также эллипсы течения были получены в соответствии с теоретическими представлениями распространения волны Кельвина в области с постоянной глубиной. Энергию волны K1 можно считать установившейся после 4-5-го приливного цикла, последующая незначительная модуляция связана с неточностями задания граничных условий, например, не учет трения при прохождении волны Кельвина вдоль береговой линии. Амплитуда приливных колебаний уменьшалась с отдалением от берега, фаза увеличивалась при прохождении волны вдоль берега, а приливные эллипсы вытянуты вдоль береговой границы, течения практически реверсивные.

После верификации расчетной области были произведены расчеты уже на крутом рельефе, а именно узком шельфе. Появление склона привело к тому, что характер параметров приливных волн несколько усложнился. Амплитуда и фаза колебаний уровня для волн K1 и M2 не отличаются, их

динамика все еще соответствует волне Кельвина. Однако по эллипсам течений становится заметно, что на суточную волну склон оказывает большее влияние, чем на полусуточную. Вдоль склона эллипсы течений суточной волны локально нереверсивные, амплитуда скоростей меняется.

Еще более сложная структура течений наблюдается в численных экспериментах с каньоном. Результаты этих расчетов можно считать наиболее интересными и значимыми. Ввиду сложности рельефа, различия между суточной и полусуточной волнами стали более видимыми. Распределение амплитуды и фазы вдоль берега у суточной волны заметно осложнено наличием каньона, в то время как полусуточная волна сохраняет поведение волны Кельвина. По распределению амплитуды и фазы компонент скорости моделируемых волн можно сделать вывод о том, что суточная волна подвержена в шельфовой зоне большим деформациям, чем полусуточная. Помимо этого, по картам приливных эллипсов видно, что на неоднородности рельефа дна полусуточная волна практически не деформируется, в то время как у суточной волны можно наблюдать эффект захвата. Вследствие этого суточная волна увеличивает свою энергию, и некоторая ее часть перераспределяется от волны Кельвина к шельфовым захваченным волнам. Также изменчивость фазы волны K1 может быть следствием распространения шельфовых волн. Локально максимальные скорости приливного течения для субинерционной гармонике K1 в районе каньона увеличивается до 25 см/с, в сравнении – для плоского дна только 7 см/с. Для суперинерционной гармонике M2 увеличение скорости не такое выраженное, всего до 12 см/с.

Таким образом, проанализировав результаты расчетов приливных суточной и полусуточной волн, можно сделать выводы о характере их взаимодействия с крутым рельефом. Волна K1 рассматривалась как субинерционная, поэтому часть ее энергии могла трансформироваться из волны Кельвина в шельфовые волны. Волна M2, задаваемая как суперинерционная, не могла быть захвачена шельфовыми волнами. Однако

такой переход энергии был возможен только при наличии определенного рельефа дна, который стал причиной появления шельфового эффекта. Это подтвердилось на экспериментах с каньоном, в которых захват энергии суточной волны в шельфовой зоне достаточно заметен, чтобы можно было его сравнить с отсутствием данного эффекта у полусуточной волны. Отсюда можно сделать вывод о том, что в зависимости от периода приливных волн, их энергия может быть подвержена захвату и направлена на образование шельфовых волн с учетом наличия особенностей топографии.

Цель работы была достигнута. На основании полученных результатов, можно сделать предположение, что при появлении шельфовых волн, резко возрастают скорости приливных течений. При взаимодействии с крутым рельефом они становятся причиной генерации внутренних приливных волн большой амплитуды. Однако это предположение требует дальнейшего изучения и подтверждения.

Список литературы

1. Волны в пограничных областях океана / В. В. Ефимов, Е. А. Куликов, А. Б. Рабинович, И. В. Файн; Под ред. В. В. Ефимова. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. - 280 с.
2. Роль физико-географических факторов в кинематике приливных течений обусловленные суточными волнами в шельфовой зоне острова Сахалин / В. Г. Яричин, Н. А. Власов, Е. Н. Марьина, М. А. Гришина // Труды ФГБУ Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт. – 2015. – № S1. – С. 63-84.
3. Шевченко Г.В., Романов А.А. Определение параметров суточных приливных шельфовых волн в районе Северных Курильских островов по данным спутниковой альтиметрии // Исследование Земли из космоса. 2008. № 3. С. 76–87
4. Шевченко, Г. В. Суточные шельфовые волны у берегов Северных и южных Курильских островов по данным спутниковой альтиметрии / Г. В. Шевченко, А. Т. Цой // Гидрометеорология и физика атмосферы: современные достижения и тенденции развития: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, Санкт-Петербург, 21–23 марта 2023 года. – Санкт-Петербург: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2023. – С. 295-300.
5. Романенков, Д. А. Моделирование баротропного прилива у юго-восточного побережья п-ва Камчатка с учетом точности глобальных приливных моделей в северо-западном регионе Тихого океана / Д. А. Романенков, Е. В. Софьина, А. Е. Родикова // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2023. – Т. 16, № 4. – С. 45-62.

6. Бухтеев В. Г., Доронин Ю.П., Зубов Л.Н. и др. Динамика океана / Под ред. д-ра физ-мат. наук, проф. Ю.П. Доронина – Ленинград: изд. Гидрометеоздат, 1980. – 304с.
7. Бураго Н. Г. Численное решение задач теории мелкой воды / Н. Г. Бураго, А. Д. Никитин // Материалы XXI Международной конференции по вычислительной механике и современным прикладным программным системам (ВМСППС'2019) : Материалы конференции, Алушта, 24–31 мая 2019 года. – Алушта: Московский авиационный институт (национальный исследовательский университет), 2019. – С. 409-411.
8. Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня моря. - Ленинград: Гидрометеоздат, 1971. - 237 с.
9. Зинченко В.А., Романенков Д.А., Андросов А.А. Сравнение вычислительной эффективности модели FESOM-с для расчета прибрежной баротропной гидродинамики при использовании различных неструктурированных сеток // Процессы в геосредах. 2018. № 3 (17). С. 227–228.
10. Luis Quaresma dos Santos. Super inertial tides over irregular narrow shelves. Earth Sciences. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. English.
11. Androsov, A., Fofonova, V., Kuznetsov, I., Danilov, S., Rakowsky, N., Harig, S., Helen Wiltshire, K. (2019). FESOM-C v.2: Coastal dynamics on hybrid unstructured meshes, Geosci. Model Dev., 12, 1009–1028, 2019