

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

Влияние вращения Земли на волны цунами, вызванные глубокофокусным Охотоморским землетрясением 2013 гМ. А. Носов,^{1,2,а} С. В. Колесов,^{1,2,б} Г. Н. Нурисламова,^{1,2} А. В. Большакова^{1,2}¹ *Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики моря и вод суши. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.*² *Институт морской геологии и геофизики ДОРАН. Россия, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б.*

Статья поступила 29.08.2018, принята к публикации 08.10.2018.

Методом численного моделирования исследуются особенности динамики слабых волн цунами, вызванных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013. Установлено, что обширная область косейсмических деформаций в сочетании с небольшими глубинами Охотского моря и высокими широтами создали благоприятные условия для проявления эффектов вращения Земли в динамике Охотоморского цунами 2013 г. Путем сопоставления результатов расчетов, выполненных с учетом и без учета силы Кориолиса, показано, что вращение Земли оказывает существенное влияние на волновое поле, изменяя волновые формы и распределение максимальных амплитуд.

Ключевые слова: глубокофокусное землетрясение, цунами, теория мелкой воды, сила Кориолиса, волны Кельвина, численное моделирование.

УДК: 551.466.62. PACS: 91.30.Nw.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о влиянии вращения Земли на динамику волн цунами неоднократно обсуждался в научных публикациях. В первую очередь здесь следует отметить теоретические работы российских авторов, построенные на основе анализа аналитических решений и опубликованные преимущественно в конце XX века [1–7]. В последние годы эта теоретическая линия была продолжена серией наших исследований [8–11]. В отмеченных работах, в частности, было показано, что во вращающемся безграничном океане постоянной глубины косейсмические деформации дна, возникающие в результате сильных подводных землетрясений, формируют не только волны цунами, но и геострофический вихрь. В геострофическом вихре частично связывается энергия источника, что приводит к некоторому ослаблению волн цунами.

В реальном океане, который характеризуется сложным рельефом дна и наличием береговой линии, формирование стационарного вихря возможно не всегда, а только при выполнении условия существования топографического вихря [10]. Использование аналитических решений для интерпретации процессов в реальном океане ограничено. На помощь здесь приходят методы численного моделирования, применение которых для воспроизведения волн цунами получило широкое распространение к началу XXI века [12]. Анализ проявлений эффекта вращения Земли в динамике цунами с применением методов численного моделирования проводился в работах [13–17], авторы которых сопоставляли волновые формы и пространственные распределения максимального смещения поверхности воды, рассчитанные с учетом и без учета силы Кориолиса. Общий вывод, к которому приходят авторы отмеченных работ, состоит в том, что сила Кориолиса незначительно меняет амплитуду волновых возмущений водной поверхности — в пределах нескольких процентов.

Слабое влияние вращения Земли на динамику цунами легко объяснимо. Из геофизической гидродинамики известно, что эффекты вращения Земли существенны для процессов, пространственные масштабы которых сопоставимы с радиусом деформации Россби или превосходят его [18]. Баротропный радиус деформации Россби определяется формулой $R_O = \sqrt{gH}/f$, где g — ускорение силы тяжести, H — глубина океана, f — параметр Кориолиса ($f = 2\omega \sin \varphi$, где ω — модуль угловой скорости вращения Земли, φ — широта). Типичное значение радиуса Россби для океана составляет $R_O \approx 2000$ км (при $H = 4$ км, $f = 10^{-4} \text{с}^{-1}$). Горизонтальная протяженность типичного очага цунами (область значительных косейсмических деформаций дна) на порядок меньше: $R_{TS} \sim 100$ км [19]. Только при сильнейших землетрясениях с моментной магнитудой $M_W > 9.0$ размер очага цунами достигает 1000 км или даже немного превосходит эту величину (Чили, 1960; Индонезия, 2004). Но и в этих крайне редких случаях типичный радиус Россби оказывается преобладающим.

Формальным критерием, отражающим значимость эффектов вращения Земли в динамике цунами, может служить параметр $\mu = R_{TS}/R_O$ [10]. Если $\mu \ll 1$, то этими эффектами можно пренебречь. При $\mu \gtrsim 1$ роль эффектов вращения Земли значительна.

Из определения параметра μ несложно заключить, что максимальных значений эта величина достигает при значительных размерах очага цунами, малых глубинах акватории и в высоких широтах. Все три означенных условия оказались выполненными для волн цунами, которые были вызваны сильным глубокофокусным землетрясением, произошедшим 24.05.2013 под дном Охотского моря. Глубина очага землетрясения превышала 600 км, что способствовало формированию необычно обширной области косейсмических деформаций. Кроме того, Охотское море заметно уступает океану по глубине (средняя глубина менее 1 км) и расположено оно в достаточно высоких широтах.

Следует заметить, что в соответствии с исторической базой данных HTDB/WLD (Historical Tsunami Database for the World Ocean) [20] землетрясения с глубинами

^а E-mail: nosov@phys.msu.ru^б E-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru

очагов свыше 200 км практически никогда не служили источником заметных волн цунами. Связано это, скорее всего, с тем, что амплитуда косейсмических деформаций быстро убывает с увеличением глубины очага землетрясения ($\sim h^{-2}$) [19]. Для Охотоморского землетрясения 24.05.2013 амплитуда деформаций дна составила всего несколько сантиметров. Образовавшиеся волны имели амплитуду того же порядка, и, следовательно, они не могли быть замечены очевидцами. В работах [21, 22] представлены немногочисленные существующие записи колебаний уровня моря при Охотоморском цунами, полученные глубоководными станциями DART в Тихом океане и береговым мареографом на о-ве Итуруп (г. Курильск). В соответствии с этими записями амплитуды волн находились на уровне нескольких миллиметров. При этом сигнал цунами с трудом различим на фоне проявлений сейсмических волн и иных шумов. Какие-либо иные данные о проявлениях Охотоморского цунами 24.05.2013, по нашим сведениям, отсутствуют.

Несмотря на малую амплитуду, Охотоморское цунами 24.05.2013 представляет значительный интерес с точки зрения геофизической гидродинамики. Цель настоящей работы состоит в том, чтобы на примере этого события продемонстрировать, что в реальных природных условиях возможны ситуации, когда вращение Земли оказывает сильное влияние на динамику цунами.

1. ИСТОЧНИК ОХОТОМОРСКОГО ЦУНАМИ

24.05.2013

В силу того, что формирование косейсмических деформаций дна при землетрясении происходит очень быстро по сравнению с периодом возбуждаемых в океане гравитационных волн, при численном моделировании цунами широкое распространение получила концепция «мгновенного источника» [12, 19]. В рамках этой концепции предполагается, что косейсмическая деформация дна мгновенно вытесняет некоторый объем воды, в результате чего поверхность водного слоя (также мгновенно) отклоняется от исходного равновесного положения. Возникшее возмущение водной поверхности (начальное возвышение) используют в качестве начального условия в задаче о распространении цунами. Начальное поле скорости течения при этом полагается нулевым.

При моделировании Охотоморского цунами 24.05.2013 мы придерживались концепции «мгновенного источника». На *первом этапе*, с использованием данных об очаге землетрясения (координаты, глубина, механизм, моментная магнитуда) по формулам Окада [23] рассчитывалось векторное поле косейсмических деформаций. При этом очаг землетрясения представлялся прямоугольной площадкой разрыва. Размеры площадки разрыва (длина L и ширина W), а также величина подвижки D определялись по моментной магнитуде M_W в соответствии с эмпирическими формулами [24, 25]

$$\log L[\text{м}] = \frac{3}{5}M_W + 3.642 - \frac{3}{5}\log C_1 - \frac{2}{5}\log C_2\mu, \quad (1)$$

$$\log W[\text{м}] = \frac{2}{5}M_W + 2.428 + \frac{3}{5}\log C_1 - \frac{4}{15}\log C_2\mu, \quad (2)$$

$$\log D[\text{м}] = \frac{1}{2}M_W + 3.035 + \frac{2}{3}\log C_2 - \frac{1}{3}\log \mu. \quad (3)$$

где $C_1 = 17.5\text{м}^{1/3}$ и $C_2 = 3.8 \cdot 10^{-5}$ — размерная и безразмерная эмпирические константы, $\mu = 3.3 \cdot 10^{10}$ Па — модуль поперечного сдвига.

По данным Геологической службы США (USGS), Охотоморское землетрясение произошло 24.05.2013 в 05:44:48 UTC. Моментная магнитуда составила $M_W = 8.3$, глубина очага — 611 км. Механизм очага определялся углами: $Strike = 189^\circ$, $Dip = 11^\circ$, $Rake = -93^\circ$. Заметим, что использование данных, соответствующих альтернативной нодальной плоскости, практически не меняло результаты расчета косейсмических деформаций. Размеры площадки разрыва и величина подвижки, рассчитанные в соответствии с формулами (1)–(3), составили $L \approx 273$ км, $W \approx 74$ км и $D \approx 5.4$ м.

На *втором этапе* с учетом вклада вертикальной и горизонтальных компонент вектора косейсмической деформации $\mathbf{u} \equiv (u_x, u_y, u_z)$, а также распределения глубин океана $H(x, y)$ рассчитывалось остаточное смещение поверхности дна [26, 27]

$$\eta = u_x \frac{\partial H}{\partial x} + u_y \frac{\partial H}{\partial y} + u_z. \quad (4)$$

На *третьем этапе* остаточное смещение дна (4) пересчитывалось в начальное возвышение водной поверхности. Наиболее корректным с гидродинамической точки зрения является вычисление начального возвышения из решения полной трехмерной задачи [28–30]. Но применение этого способа на практике затруднено значительным объемом вычислений. Поэтому для расчета начального возвышения был разработан быстросходящийся алгоритм, основанный на методе взвешенного скользящего среднего с весовой функцией Ω , которая зависит от глубины океана. Скользящее среднее применяется к функции η (4), которая представлена значениями в узловых точках некоторой пространственной сетки. Расчет начального возвышения выполнялся в соответствии со следующей формулой:

$$\xi_0(\mathbf{r}_j) = \frac{\sum_i \Omega(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|)\eta(\mathbf{r}_i)}{\sum_i \Omega(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|)}, \quad (5)$$

где \mathbf{r}_j — радиус-вектор узловой точки, в которой вычисляется начальное возвышение, \mathbf{r}_i — радиус-вектор узловой точки, расположенной внутри окна усреднения. Путем сопоставления результатов численного решения полной трехмерной задачи [29, 30] с результатами метода, основанного на формуле (5), было установлено, что наилучшее согласование результатов обеспечивает весовая функция следующего вида:

$$\Omega(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|) = \frac{1}{\cosh^2(|\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j|/H(\mathbf{r}_i))}. \quad (6)$$

В силу экспоненциально быстрого убывания весовой функции (6) фактический размер окна на практике был ограничен квадратом с размерами $6H \times 6H$.

Полученное в итоге начальное возвышение водной поверхности представлено на рис. 1. Максимальное поднятие составило 0.027 м, опускание — 0.055 м.

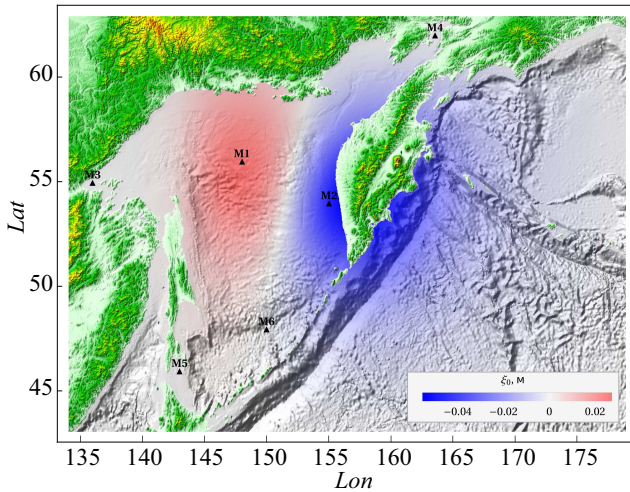


Рис. 1. Карта расчетной области. Начальное возвышение, сформированное на поверхности воды косейсмическими деформациями дна при землетрясении 24.05.2013, показано в соответствии с цветовой шкалой (правый нижний угол). Расположение виртуальных мареографов (M) отмечено черными треугольниками

Главная роль в формировании начального возвышения принадлежит вертикальной компоненте косейсмической деформации. Вклад горизонтальных компонент оказался незначительным. Из рисунка видно, что центральная часть дна Охотского моря претерпела поднятие, а п-ов Камчатка и прилегающие участки дна Тихого океана и Охотского моря — опускание.

2. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ И ЕЕ ВЕРИФИКАЦИЯ

Характеристики источника Охотоморского цунами позволяют предположить, что амплитуда волн будет малой, а их длина значительной. В этой связи для воспроизведения динамики цунами целесообразно использовать линейную теорию длинных волн. Уравнения линейной теории длинных волн запишем с учетом силы Кориолиса, которую представим в традиционном приближении [19]:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + (\nabla, H\mathbf{v}) = 0, \tag{7}$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -g\nabla \xi + \mathbf{v} \times \mathbf{f}, \tag{8}$$

где ξ — смещение свободной поверхности воды от равновесного положения, $\mathbf{v} = (U, V, 0)$ — вектор горизонтальной скорости течения, ∇ — дифференциальный оператор, действующий по горизонтали, $\mathbf{f} = (0, 0, f)$ — вертикальный вектор, характеризующий эффект вращения Земли, f — параметр Кориолиса.

Система уравнений (7)–(8) дополнялись граничными и начальными условиями. На береговой линии (изобате $H_0 = 1$ м) ставилось условие непротекания, на внешних границах расчетной области, проходящих по океану, — условие свободного прохода для длинных гравитационных волн. В качестве начального условия использовалось начальное возвышение при нулевом поле скорости.

Уравнения (7)–(8) решались в сферических координатах явным конечно-разностным методом на сетке, которая известна как «Arakawa C-grid» [31]. Для учета

силы Кориолиса применялся метод локального поворота вектора скорости (the local-rotation approach) [31], который позволяет сохранять стабильность численной схемы.

Работоспособность численной модели проверялась с использованием аналитического решения уравнения Клейна–Гордона, описывающего волны, образуемые во вращающемся океане постоянной глубины динамическими деформациями дна [11]. Для тестирования было выбрано осесимметричное пространственное распределение деформаций дна гауссовой формы:

$$\eta(r) = \eta_0 \exp(-r^2/R^2), \tag{9}$$

где η_0 — амплитуда деформации, r — расстояние до центра источника, R — радиус источника. При решении аналитической задачи предполагалось, что остаточная деформация дна (9) достигается практически «мгновенно», т.е. за время $\tau = 0.1$ с ($\tau \ll R/\sqrt{gH}$). В численных расчетах полагалось, что в начальный момент времени на поверхности воды существует возмущение, описываемое формулой (9).

Тестовые численные расчеты проводились в гипотетическом океане постоянной глубины ($H = 1$ км) при радиусе источника $R = 100$ км и амплитуде деформации $\eta_0 = 1$ м. Расчетная область простиралась от 0° до 50° E и от 40° до 70° N. Размеры области выбирались таким образом, чтобы исключить любое возможное влияние границ на центральную часть расчетной области до времен 30000 с. Число узлов расчетной сетки составило 600×640 . Центр источника

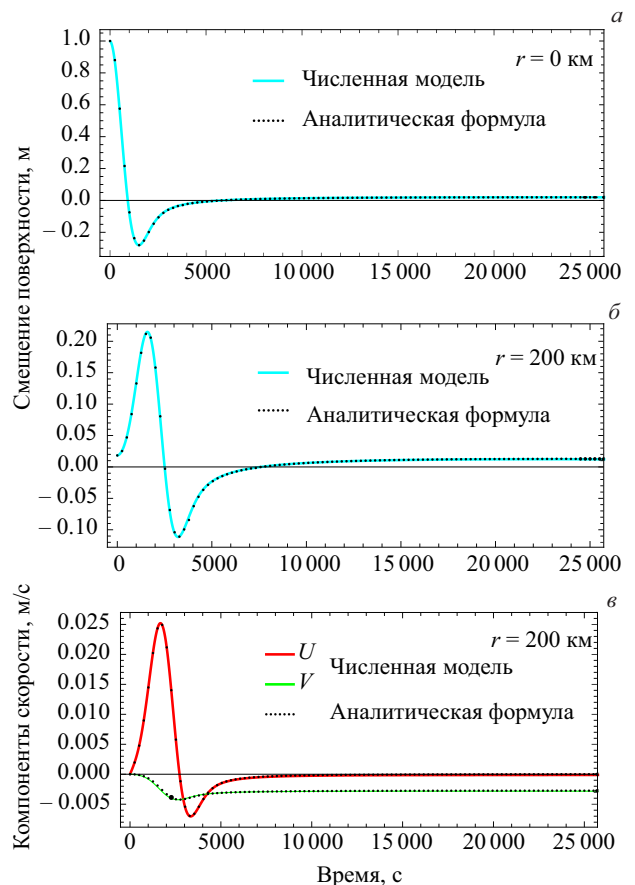


Рис. 2. Тестирование численной модели: сопоставление волновых форм, рассчитанных над центром источника и на удалении 200 км от центра. Численный расчет показан сплошными кривыми, аналитический — черными точками

совпадал с центром расчетной области (25° E ; 55° N). Параметр Кориолиса для аналитической модели, построенной в приближении f -плоскости, соответствовал широте центра расчетной области (55° N).

Результаты тестовых расчетов представлены на рис. 2. Динамика смещения свободной поверхности рассчитывалась в двух точках: над центром источника (25° E ; 55° N) и на удалении 200 км от центра в восточном направлении (28.12553° E ; 55° N). Во второй точке также рассчитывались компоненты скорости течения. Из рисунка видно, что численная модель правильно и точно воспроизводит основные особенности процесса генерации цунами во вращающемся океане. Помимо волнового возмущения, распространяющегося из области источника, наблюдается формирование остаточного геострофического вихря, которому на больших временах ($t > 15000 \text{ c}$) свойственны ненулевое смещение свободной поверхности воды и ненулевая скорость вихревого течения.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для выявления влияния вращения Земли на динамику Охотоморского цунами 24.05.2013 мы сопоставляли результаты двух численных экспериментов. В первом эксперименте волны цунами рассчитывались без учета силы Кориолиса, а во втором эксперименте — с учетом. В обоих случаях расчетная область простиралась по долготе от 134.1° до 178.9° E и по широте 43.1° до 62.9° N (рис. 1), а расчет проводился до времен $t_{\max} = 3 \text{ сут}$. В качестве цифровой модели рельефа дна и суши использовался массив данных GEBCO_2014 Grid (<https://www.gebco.net>). Значения глубин в узловых точках расчетной сетки определялись методом триангуляции и линейной интерполяции. Расчетная сетка насчитывала 600×447 узлов. Шаг по пространству в широтном направлении соответствовал 4.9 км, а в долготном направлении варьировался в зависимости от широты в диапазоне от 3.8 до 6.1 км. Шаг по времени определялся условием Куранта и составлял 8.8 с. В силу значительных размеров источника и, как следствие, значительных периодов волновых возмущений ($T > T_{\min} \approx 3600 \text{ c}$) дальнейшее измельчение шагов сетки практического смысла не имело [32]. Простая оценка минимальной длины волны, достигаемой на изобате $H_0 = 1 \text{ м}$, дает: $\lambda_{\min} = T_{\min} \sqrt{gH_0} \approx 11.3 \text{ км}$. Видно, что минимальная длина волны практически в два раза превосходит шаг сетки по пространству.

Вначале коротко остановимся на общих свойствах волновых возмущений, которые не зависят от наличия или отсутствия силы Кориолиса. Волны, сформированные косейсмической деформацией в Тихом океане, довольно быстро (за время $\sim 12 \text{ ч}$) покидают расчетную область через открытые границы на востоке и юге. Но колебания уровня вблизи восточного побережья Камчатки, Командорских и Алеутских о-вов, обязанные захваченным краевым волнам, наблюдаются в течение всего расчетного времени. Вблизи Центральных Курильских о-вов амплитуда волн очень мала, и эффект захвата волн шельфом здесь не наблюдается. Волны, сформированные в Охотском море, продолжают существовать в течение всего расчетного времени.

Незначительное убывание энергии этих волн, проявляющееся к концу 3 сут, обязано уходу волновой энергии через Курильские проливы в Тихий океан.

На рис. 3, а представлено распределение максимального смещения свободной поверхности, рассчитанное без учета силы Кориолиса по формуле

$$\xi_{\max}(lon, lat) = \max_{0 \leq t \leq t_{\max}} [\xi(lon, lat, t)], \quad (10)$$

где lon — долгота, lat — широта. Из рисунка видно, что максимальная амплитуда волн приурочена к мелководным областям. Максимальные значения $\sim 0.1 \text{ м}$ достигаются вдоль побережья Охотского моря и на Тихоокеанском побережье Камчатки. Амплитуды свыше 0.1 м наблюдаются только в вершинах некоторых бухт Охотского моря. Абсолютный максимум составил 0.34 м . Заметим, что в целом результаты моделирования неплохо соответствуют расчетам, выполненным авторами работы [21], которые использовали модель NAMI DANCE и параметры сейсмического источника, заимствованные из Единой геофизической службы РАН. В силу плохого качества существующих записей, оценка точности той или иной численной модели путем сопоставления результатов расчетов с натурными данными не представляется возможной.

На рис. 3, б представлена абсолютная величина разницы максимальных расчетных амплитуд, полученных с учетом (ξ_{\max}^C) и без учета (ξ_{\max}) силы Кориолиса: $|\xi_{\max}^C - \xi_{\max}|$. Заметим, что учет вращения

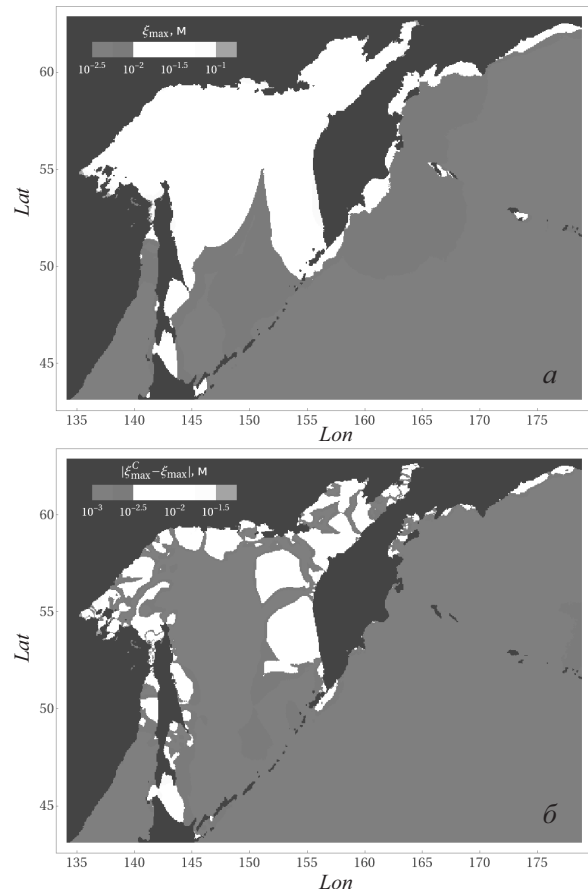


Рис. 3. а — Максимальное смещение свободной поверхности воды, рассчитанное без учета силы Кориолиса; б — абсолютная величина разницы максимальных смещений, рассчитанных с учетом и без учета силы Кориолиса. Цветовые шкалы показаны в левых верхних углах рисунков

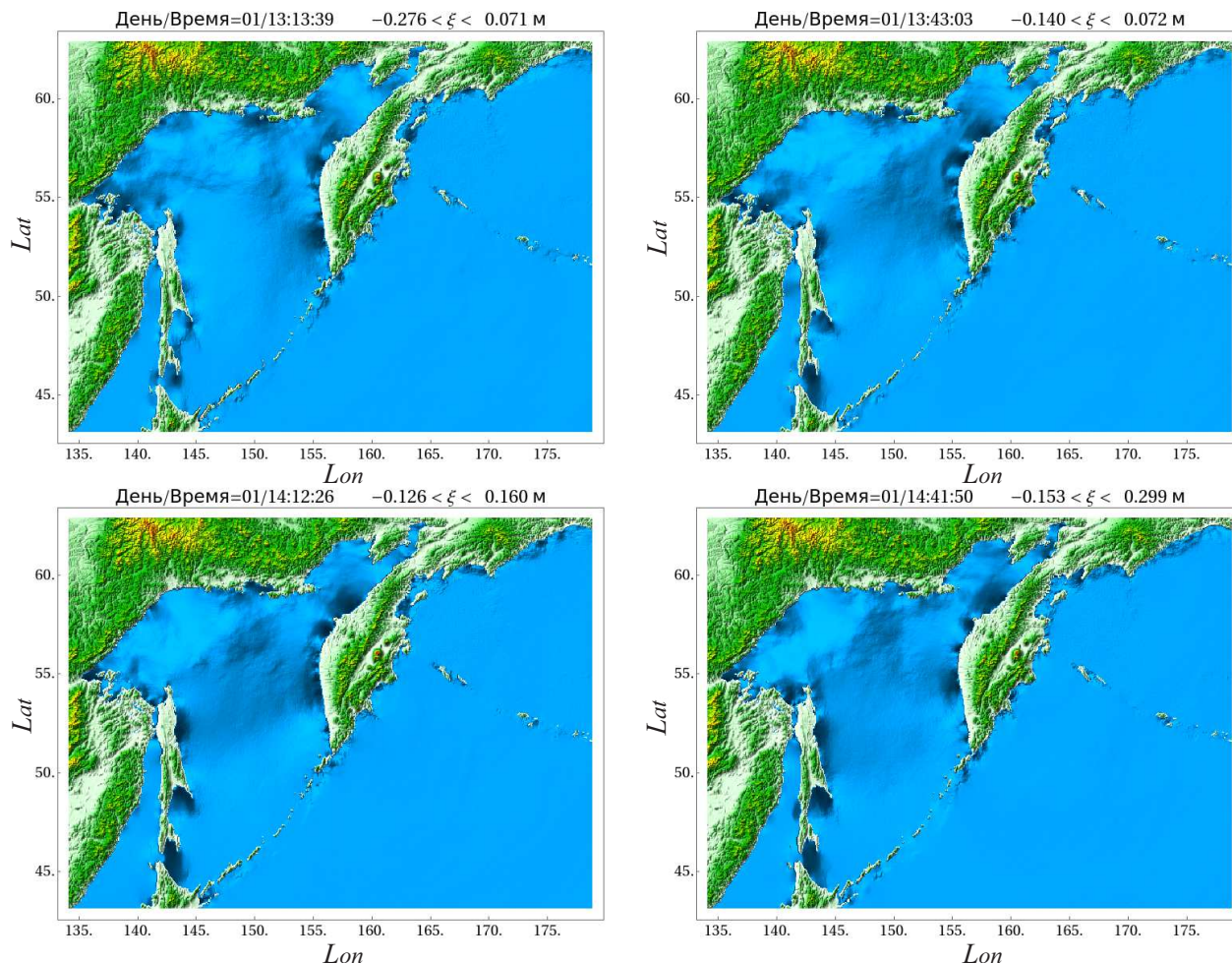


Рис. 4. Смещение свободной поверхности воды, рассчитанное в последовательные моменты времени (указаны на рисунке)

Земли меняет картину распределения максимальных амплитуд таким образом, что в одних областях амплитуда увеличивается, а в других уменьшается ($-0.1 \text{ м} < \xi_{\text{max}}^C - \xi_{\text{max}} < 0.15 \text{ м}$). На рисунке мы показываем абсолютную величину разницы, используя логарифмическую шкалу, которая позволяет представить данные в широком динамическом диапазоне.

Из рис. 3,б видно, что максимальные значения величины $|\xi_{\text{max}}^C - \xi_{\text{max}}|$ наблюдаются вдоль всего побережья Охотского моря. Как правило, разница не превышает $\sim 10\%$ от максимальной амплитуды. Экстремальные различия (0.15 м) достигают 44% от максимальной амплитуды (0.34 м).

Неожиданным результатом является тот факт, что учет силы Кориолиса увеличивает амплитуду колебаний уровня моря: абсолютный максимум амплитуды возрастает от 0.34 м до 0.38 м. «Выключение» в модели силы Кориолиса приводит к существенной недооценке амплитуды волн в ряде бухт и заливов, например в заливе Анива на юге о-ва Сахалин.

Физическая причина наблюдаемых различий, с нашей точки зрения, во многом обязана волнам Кельвина, для существования которых принципиальное значение имеет сила Кориолиса [18]. Проявление волн Кельвина можно проследить по эволюции возмущения свободной поверхности воды, представленной на рис. 4. Изображения соответствуют последовательным моментам времени с интервалом около 30 мин. Сопоставляя изображения, легко заметить, что волновые возмущения

перемещаются вдоль береговой линии, обходя акваторию Охотского моря против часовой стрелки. Первые проявления волн Кельвина становятся заметными примерно через 6 ч после землетрясения, и существует этот тип волн на протяжении всего расчетного времени. При «выключенной» силе Кориолиса наблюдаются обычные захваченные краевые волны, которые не имеют выраженного направления движения.

На рис. 5 представлены временные развертки смещения свободной поверхности и компонент скорости горизонтального течения, рассчитанные в шести точках, положение которых отмечено на рис. 1 черными треугольниками и буквой «М» (мареограф). Сплошными кривыми показаны результаты расчетов без учета силы Кориолиса, а пунктирными — с учетом. Энерго-несущий период волн составляет около 6 ч, что заметно превосходит типичные периоды, свойственные волнам цунами.

Из рис. 5 видно, что во всех случаях учет вращения Земли приводит к значительному изменению волновых форм. Различия имеют свойство накапливаться с течением времени. Через 3–6 ч после вступления волн эти различия всегда хорошо заметны. Кроме того, из рисунка хорошо видно, что в одних случаях (M1, M2) учет вращения Земли уменьшает амплитуду сигналов, а в других (M5 — залив Анива) — увеличивает. Примечательно, что в заливе Анива амплитуды первых нескольких волн отличаются примерно в два раза. Рис. 5 служит убедительной иллюстрацией того,

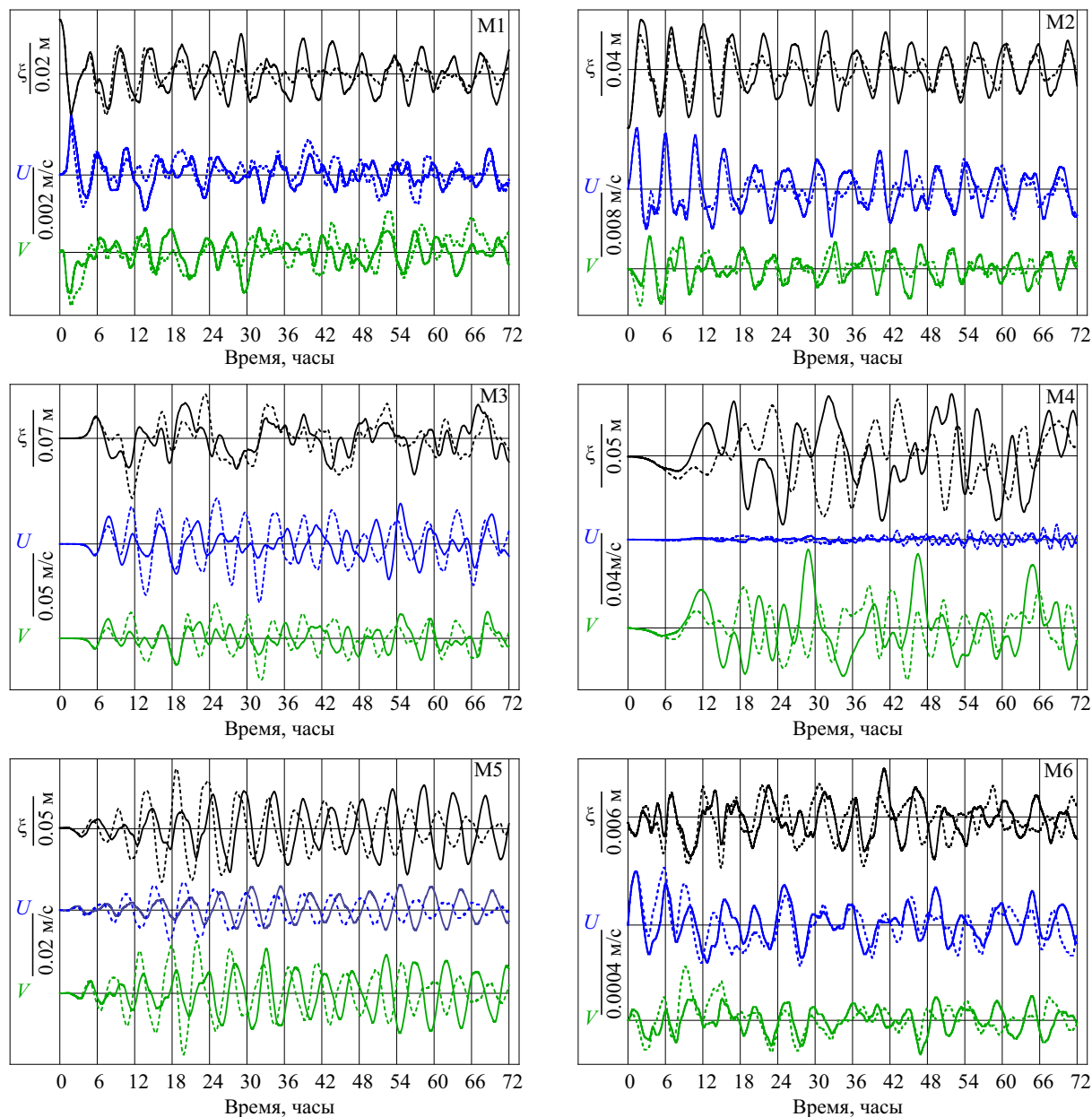


Рис. 5. Смещение свободной поверхности воды ξ , зональная U и меридиональная V компоненты скорости, рассчитанные как функции времени в точках расположения виртуальных мареографов, местоположение которых показано на рис. 1. Сплошными линиями показаны волновые формы, рассчитанные без учета силы Кориолиса, пунктиром — с учетом

что пренебрежение силой Кориолиса лишает модель способности корректно воспроизводить волны, вызванные Охотоморским глубокофокусным землетрясением 24.05.2013.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом численного моделирования в рамках линейной теории мелкой воды исследованы проявления вращения Земли в динамике волн цунами, вызванных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013. Важной особенностью данного события, которая обеспечила благоприятные условия для проявления эффектов вращения Земли, явилось сочетание обширной области косейсмических деформаций, малых глубин Охотского моря и высоких широт. Энергонесущий период исследуемых волн составлял около 6 ч, минимальный — 1 ч.

Показано, что учет вращения Земли приводит к существенному изменению пространственного распределения максимальных амплитуд и волновых форм.

При этом, в частности, увеличивается абсолютный максимум амплитуды от 0.34 м до 0.38 м и существенно возрастают амплитуды волн в ряде бухт и заливов. Например, в заливе Анива на юге о-ва Сахалин учет силы Кориолиса двукратно увеличивает амплитуду первых нескольких волн.

Установлено, что различия в динамике волновых возмущений, рассчитанных с учетом и без учета силы Кориолиса, обязаны главным образом волнам Кельвина, которые существуют только во вращающемся океане. Распространяясь вдоль берега (в Северном полушарии берег справа), волны Кельвина способствуют формированию картины максимальных заплесков, которая заметно отличается от случая невращающегося океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00053 А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Войт С. С., Лебедев А. Н., Себекин Б. И.* Исследования цунами. М.: Геофизич. комитет АН СССР, 1986. № 1. С. 15.
2. *Бобрович А. В.* Исследования цунами. М.: Геофизич. комитет АН СССР, 1990. № 4. С. 33.
3. *Пелиновский Е. Н.* Гидродинамика волн цунами. Н. Новгород, 1996.
4. *Ингель Л. Х.* // Доклады РАН. 1998. **362**, № 4. С. 548.
5. *Доценко С. Ф.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. **35**, № 5. С. 706.
6. *Доценко С. Ф.* // Прикладная гидромеханика. 2000. **2(74)**, № 4. С. 24.
7. *Доценко С. Ф., Шокин Ю. И.* // Вычисл. Технологии. 2001. **6**, № 1. С. 13.
8. *Носов М. А., Нурисламова Г. Н.* // Вестник Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2012. № 5. С. 44. (*Nosov M. A., Nurislamova G. N.* // *Moscow Univ. Phys. Bull.* 2012. **67**, N 5. P. 457.)
9. *Носов М. А., Нурисламова Г. Н.* // Вестник Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2013. № 6. С. 54. (*Nosov M. A., Nurislamova G. N.* *Moscow Univ. Phys. Bull.* 2013. **68**, N 6. P. 490.)
10. *Носов М. А., Нурисламова Г. Н., Мошенцева А. В., Колесов С. В.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. **50**, № 5. С. 591.
11. *Нурисламова Г. Н., Носов М. А.* // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. **33**, № 1. С. 58.
12. *Носов М. А.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. **50**, № 5. С. 540.
13. *Kowalik Z., Knight W., Logan T., Whitmore P.* // *Science of Tsunami Hazards*. 2005. **23**, N 1. P. 40.
14. *Dao M. H., Tkalich P.* // *Natural Hazards and Earth System Science*. 2007. **7**, N 6. P. 741.
15. *Løvholt F., Pedersen G., Gisler G.* // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. **113**. C09026.
16. *Kirby J. T., Shi F., Tehranirad B. et al.* // *Ocean Modelling*. 2013. **62**. P. 39.
17. *Watada S., Kusumoto S., Satake K.* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2014. **119**, N 5. P. 4287.
18. *Gill A. E.* *Atmosphere-ocean dynamics*. N. Y.; L.; P., 1982.
19. *Levin B. W., Nosov M. A.* *Physics of Tsunamis*, Second Edition. Springer, 2016.
20. *Gusiakov V. K.* // *The sea*. 2009. **15**. P. 23.
21. *Зайцев А. И., Пелиновский Е. Н., Куркин А. А. и др.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. **52**, № 2. С. 246.
22. *Okal E. A.* // *Geophysical Journal International*. 2017. **209**, N 1. P. 234.
23. *Okada Y.* // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1985. **75**, N 4. P. 1135.
24. *Leonard M.* // *Bull. Seism. Society of Amer.* 2010. **100**, N 5A. P. 1971.
25. *Носов М. А., Колесов С. В., Большакова А. В. и др.* // Ученые записки физ. ф-та Моск. ун-та. 2018. № 5. 1850901.
26. *Tanioka Y., Satake K.* // *Geophys. Res. Lett.* 1996. **23**, N 8. P. 861.
27. *Nosov M. A., Bolshakova A. V., Kolesov S. V.* // *Pure and Appl. Geophys.* 2014. **171**, N 12. P. 3515.
28. *Файн И. В., Куликов Е. А.* // Вычисл. технологии. 2011. **16**, № 2. С. 111.
29. *Nosov M. A., Kolesov S. V.* // *Pure and Appl. Geophys.* 2011. **168**, N 6–7. P. 1223.
30. *Носов М. А., Семенов К. А.* // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. **50**, № 5. С. 612.
31. *Kämpf J.* *Advanced ocean modelling: using open-source software*. Springer Science & Business Media, 2010.
32. *Носов М. А.* // Математическое моделирование. 2017. **29**, № 12. С. 63.

The Effect of the Earth’s Rotation on Tsunami Waves Triggered by the 2013 Deep-Focus Okhotsk Sea Earthquake

M. A. Nosov^{1,2,a}, S. V. Kolesov^{1,2,b}, G. N. Nurislamova^{1,2}, A. V. Bolshakova^{1,2}

¹*Chair of Physics of Sea and Inland Water, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University. Moscow 119991, Russia.*

²*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences. Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia.*

E-mail: ^anosov@phys.msu.ru, ^bkolesov@ocean.phys.msu.ru.

The features of the dynamics of weak tsunami waves caused by the deep-focus Okhotsk Sea earthquake on May 24, 2013, are studied with numerical modeling. It is found that the vast area of coseismic deformations along with the shallow depth of the Sea of Okhotsk and high latitudes were favorable for effects of the Earth’s rotation in the dynamics of the 2013 Okhotsk Sea tsunami. The comparison of calculations with and without the Coriolis force showed that the Earth’s rotation significantly affects the wave field, changing the wave forms and the distribution of the maximum amplitudes.

Keywords: deep-focus earthquake, tsunami, shallow water theory, Coriolis force, Kelvin waves, numerical simulation. PACS: 91.30.Nw.

Received 29 August 2018.

English version: *Moscow University Physics Bulletin*. 2018. **73**, No. 6. Pp. 702–709.

Сведения об авторах

1. Носов Михаил Александрович — доктор физ.-мат. наук, доцент, профессор; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: nosov@phys.msu.ru.
2. Колесов Сергей Владимирович — канд. физ.-мат. наук, мл. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru.
3. Нурисламова Гульназ Нуровна — канд. физ.-мат. наук, спец. по учебно-методической работе; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: nurislamova@physics.msu.ru.
4. Большакова Анна Владимировна — канд. физ.-мат. наук, вед. инженер; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: annabolshakova@list.ru.