

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПРИЛИВНЫЕ МОДЕЛИ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИЛИВНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

© 2020 г. В. Ю. Тимофеев<sup>1</sup>, \*, М. Г. Валитов<sup>2</sup>, Д. Г. Ардюков<sup>1</sup>, А. В. Тимофеев<sup>1</sup>,  
Б. Дюкарм<sup>3</sup>, Р. Г. Кулинич<sup>2</sup>, Т. Н. Колпащикова<sup>2</sup>, З. Н. Прошкина<sup>2</sup>, Е. В. Бойко<sup>1</sup>, С. Б. Наумов<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики  
им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup>Тихоокеанский океанологический институт  
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>3</sup>Центр исследований Земли и климата  
Католического Университета Лоувэйна, Лоувэйн, Бельгия

<sup>4</sup>Региональный информационно-обрабатывающий центр сейсмической подсистемы службы  
предупреждения о цунами Геофизической службы РАН, Владивосток, Россия

\*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 14.03.2019 г.

После доработки 12.05.2019 г.

Принята к публикации 18.06.2019 г.

Влияние приливных эффектов Мирового океана отражается в результатах высокоточных гравиметрических измерений. Эксперименты на станциях трансконтинентального земноприливного профиля позволяют проверить существующие приливные модели океана. В работе рассматриваются данные по станциям в зоне влияния Атлантического и Тихого океанов. Для станций, расположенных в центре Евразии, эффекты минимальны и хорошо описываются как широко известными моделями Швидерского, так и более современными моделями. Результаты изменяются при приближении к берегам океанов, где становятся значимыми океанические приливные нагрузки. В западной части профиля анализируются результаты наблюдений в Аквитании (Франция) в зоне влияния Бискайского залива. В восточной части профиля рассматриваются данные измерений в районе Хабаровска, на острове Сахалин и в Приморье на станциях Посъет и Мыс Шульца в зоне влияния Охотского и Японского морей. На юге Приморья получены многолетние серии равномерных и гравиметрических измерений. На основании полученных результатов проведен выбор приливных альтиметрических моделей океана и определен круг нерешенных вопросов.

**Ключевые слова:** приливные модели океана, приливные вариации силы тяжести, модели приливной деформации Земли, измерения уровня моря, статические приливные модели, динамические приливные модели, залив Посъет, Японское море, бухта Витязь

**DOI:** 10.31857/S0030157420010220

### ВВЕДЕНИЕ

Приливы — это планетарное явление, т.е. воздействие на все тело Земли от ее центра до поверхности, на океаны и поверхностные воды, создающее эффекты, отражающиеся на всех видах высокоточных измерений [1]. Известно, что приливы являются единственным геофизическим явлением, где априори, с очень высокой точностью известна сила воздействия. Отношение масс Земля–Луна и Земля–Солнце определено с точностью  $2 \times 10^{-6}$ , а частота орбитального движения и ее вариации, такие как частота вращения Земли, известны до 7-й цифры. Если бы орбиты Земли и Луны были круговыми и лежали в одной плоскости, то имелись бы две приливные компоненты: одна лунная и одна солнечная полусуточная вол-

на. Наклонение плоскостей орбит по отношению к экватору, эллиптичность обеих орбит, эвекция и вариация, обусловленные изменениями эллиптичности лунной орбиты Солнцем — все эти воздействия вызывают разделение основных спектральных линий и образование большого количества приливных компонент [6, 7]. В 1883 г. Д. Дарвин опубликовал первое гармоническое разложение приливного потенциала из 39 членов. В настоящее время имеется несколько новых разложений, содержащих 1200 волн. Приливный “гармонический” анализ, предложенный Кельвином в 1868 г., сейчас основывается на методе наименьших квадратов с использованием специальных цифровых фильтров для разделения трех лапласовых серий приливов перед выделением

**Таблица 1.** Положение пунктов гравиметрических измерений, периоды измерений, астрономические амплитуды главных приливных волн в  $\text{нм}/\text{с}^2$ .  $10 \text{ нм}/\text{с}^2 = 1 \text{ мкГал}$

Станция	Координаты		Период наблюдений годы	Амплитуда в $\text{нм}/\text{с}^2$	
	с.ш.	в.д.		волна O1	волна M2
Минипли	45°019′	0°105′	1995–2000	310.6	375.4
Уикль	50°799′	4°358′	1998; 2001; 2005	304.3	300.2
Новосибирск	54°842′	83°247′	1995–1996; 2003–2004	292.7	249.3
Талая	51°681′	103°644′	1996–1997	302.4	289.0
Забайкальское	47°630′	134°747′	2001–2003	309.4	341.3
Южно-Сахалинск	47°030′	142°717′	2004–2005	309.9	349.1
Мыс Шульца	42°650′	130°880′	2012–2014	309.4	407.2

наибольшего количества спектральных линий в зависимости от длины записи. Максимальная величина гравиметрического прилива – 240 мкГал ( $\sim 2 \times 10^{-7}$  от нормального значения ускорения силы тяжести;  $1 \text{ мкГал} = 10 \text{ нм}/\text{с}^2$ ). Приливный эффект для Земли описывается в рамках статической теории [6, 7, 17, 25], с учетом неупругости мантии – в рамках квазистатической теории [12], а с учетом эффекта жидкого ядра Земли – в рамках динамической теории жидкого ядра (резонанс на суточных периодах – до 2% в амплитуде) [6, 7, 12]. Современные модели приливной деформации рассчитываются путем численного интегрирования системы дифференциальных уравнений для всей Земли, состоящей из уравнений движения, уравнения Пуассона и реологического соотношения напряжение – деформация. Учитываются распределения по глубине: плотности, упругих модулей, притяжения и сжатия каждого слоя Земли [6, 7, 12, 25].

Исследование морских приливов в океанах и отдельных морях является сложной задачей [2–6, 8, 12]. Вклад эффекта океана в гравиметрические результаты на континентах и островах достигают 10% от эффекта приливной деформации Земли. Эти явления описываются в рамках динамической приливной теории Мирового океана. Здесь, помимо вынужденных приливных волн, появляются свободные колебания и резонансы, которые зависят от многих параметров (высота статического прилива на невозмущенной поверхности, трения на дне океана, вязкой турбулентной диссипации, глубины океана, вязкости воды, силы Кориолиса, высоты свободной поверхности океана и т.д.). Некоторые авторы полагают, что вихревая диссипация существенна в глубоких океанах, а донное трение важно в мелких морях. Известна важная роль приливной диссипации в Мировом океане в эволюции Земли, в частности, в изменении скорости вращения Земли. В последние десятилетия приливные модели Земли и Мирового океана активно используются в спут-

никовых технологиях для навигации (VLBI, GPS), в исследованиях климата и временных вариаций в параметрах гидросферы планеты (GRACE), для расчета поправок в высокоточные гравиметрические наблюдения, при газовой съемке и в других геофизических измерениях, где учитываются эффекты на уровне деформаций  $10^{-8}$  или соответствующих напряжений в земной коре (0.01 бар).

Задача наших исследований – провести оценку существующих моделей приливной деформации Земли (WD93 и DDW99) и приливных моделей океана (SCW80, CSR3, FES95, ORI96, CSR4, FES02, GOT00, NAO99, TPX06 и FES04) на разных расстояниях от побережья, рассмотреть особенность приливной реакции в прибрежной зоне.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ НА ПРОФИЛЕ

Высокоточные измерения современными приборами на профиле от Атлантического побережья Франции до Сахалина и Приморья выполнялись впервые. Наблюдения приливных вариаций силы тяжести проводились в полосе от 42 до 55° с.ш. и от 0° до 143° в.д. Исследовались волны суточного и полусуточного диапазонов. Известно, что амплитуды полусуточного прилива имеют максимум на экваторе, а на полюсах принимают нулевое значение. Суточные приливы принимают максимальные значения на широтах +45° и –45° при максимальном склонении возмущающего тела. Этими соображениями определяется среднеширотный выбор положения профиля (рис. 1, табл. 1). Высоты пунктов наблюдений составляли от 35 (мыс Шульца) до 550 м (Талая, Байкал).

Для измерений на трансконтинентальном профиле использованы мобильные цифровые гравиметры LaКоста-Ромберга различной модификации: LCR402, LCR906 и Gphone111 [1, 13]. На юге Приморья исследования дополнены измерениями уровня моря в заливе Посьета датчи-



**Рис. 1.** Положение станций трансконтинентального приливного профиля. Профиль включает станции Западной Европы (Минипли (Франция) и Уикль (Бельгия)), две станции юга Сибири (Ключи и Талая) и три станции на Дальнем Востоке России (Забайкальское и Южно-Сахалинск, мыс Шульца).

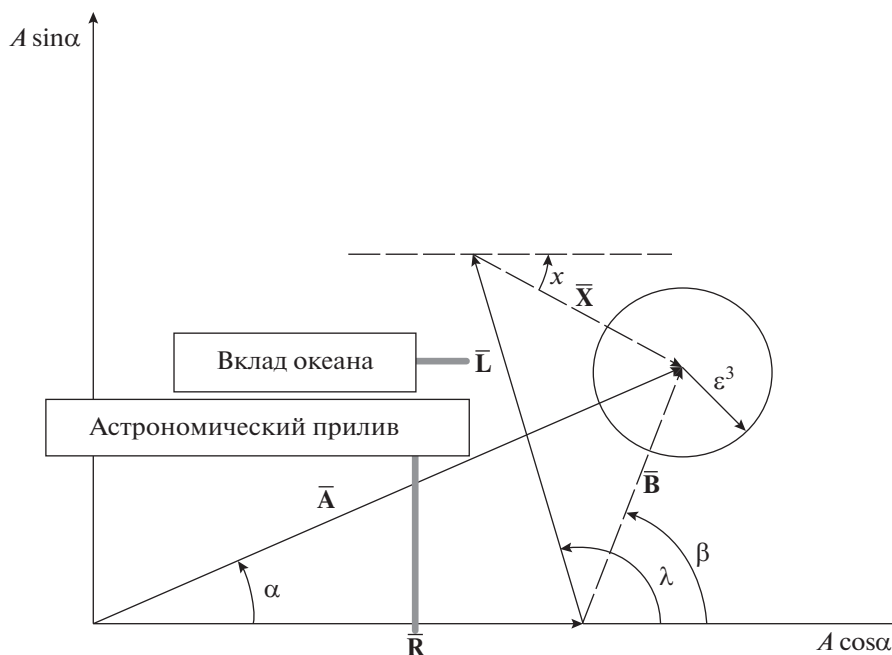
ком давления с разрешением в 1 см. Дискретизация цифровой записи на гравиметрах составляла — от 1 до 60 с. Продолжительность непрерывных измерений от 1 года до 3 лет, что позволяет надежно выделять и разделять более 10 волн приливного спектра. Анализ моделей проводился по наиболее сильным волнам полусуточного и суточного диапазонов. Почасовые данные обрабатывались приливными программами: ETERNA, ANALYSE-ETERNA и VAV03-VAV04 [22, 23, 26]. Тестирование гравиметров проводилось на базовой станции Международного приливного центра ICET (Королевская Обсерватория Бельгии, Уикль, Брюссель, координаты 50.7986° с.ш., 4.3581° в.д.). Уровнемерные данные обрабатывались по программам, используемым океанологами.

Анализ начинаем с результатов, полученных на внутриконтинентальных станциях, потом рассмотрим результаты, полученные на западе на побережье Атлантического океана. Далее двигаемся на восток до побережья Охотского и Японского морей. Проанализируем следующие приливные модели мирового океана: SCW80, CSR3, FES95, OR196, CSR4, FES02, GOT00, NAO99, TPX06 [9–11, 15, 16, 18, 19, 21]. В расчетах океанической модели SCW80 [20] использована сетка с разрешением 1° × 1°. Позднее с широким применением спутниковых данных происходит постоянное

уточнение моделей по сетке с ячейками размером до 10 км.

Остановимся на гравиметрических экспериментальных результатах и расчетах влияния океана для внутриконтинентальных станций Ключи (под г. Новосибирск) и Талая (в 6 км от берега озера Байкал), расположенных на расстояниях более трех тысяч километров от побережья Северного Ледовитого и Тихого океанов. В результате приливного анализа получаем два параметра: амплитудный фактор — это безразмерная величина, отношение амплитуд и фазовое запаздывание относительно приливной силы. Если бы Земля была абсолютно твердой, то гравиметр измерял бы только приливную силу — астрономический прилив, а приливный фактор, отношение измеренной амплитуды к астрономической, был бы равен единице. Реальная Земля дает увеличение приливного фактора на 15–16%. Теоретические значения амплитудного гравиметрического фактора ( $\delta = A/A_{th} = A_{\text{теоретическая-Земля}}/A_{\text{астрономическая}}$ ) в средних широтах Евразии для главных приливных волн (суточная O1 и полусуточная M2) для статической упругой модели Земли WD [25] и квазистатической модели DDW99 [12] приведены в табл. 2.

Учет влияния океана можно проиллюстрировать, используя векторные соотношения [17]



**Рис. 2.** Соотношения между наблюдаемым приливным амплитудным вектором  $\mathbf{A}(A, \alpha)$ , моделью для Земли  $\mathbf{R}(R, 0)$ , вычисленным океаническим приливным нагрузочным вектором  $\mathbf{L}(L, \lambda)$ , приливным остатком  $\mathbf{B}(B, \beta)$  и откорректированным остатком  $\mathbf{X}(X, \chi)$ :  $\mathbf{B} = \mathbf{A} - \mathbf{R}$ ;  $\mathbf{X} = \mathbf{B} - \mathbf{L}$ .

(рис. 2). В этом случае океаническая компонента — это приливный нагрузочный вектор  $\mathbf{L}$ , при построении которого принимаются во внимание прямое притяжение водных масс, изгиб земной поверхности и соответствующее изменение потенциала. Приливным анализом, для главных приливных волн мы определяем амплитуду  $A$  и разность фаз  $\alpha$ , т.е. вектор  $\mathbf{A}(A, \alpha)$ . Амплитудный фактор  $\delta$  определяем как отношение  $A/A_{th}$  [17], т.е. амплитуда  $A$  по отношению к астрономической приливной амплитуде  $A_{th}$ . Модельный приливный фактор строим на основе приливной амплитуды  $\mathbf{R}(R = A_{th}\delta_{DDW}, 0)$ , вычисленной по негидростатичной неупругой модели DDW99 [12], и океанического нагрузочного вектора  $\mathbf{L}(L, \lambda)$ , вычисляемого по приливным моделям океана для каждой волны. Модельный вектор  $\mathbf{A}_m(A_m, \alpha_m)$  получаем как:

$$\mathbf{A}_m = \mathbf{R} + \mathbf{L}. \quad (1)$$

Модельный амплитудный фактор  $\delta_m$  просто выражается через отношение  $A_m/A_{th}$ . Таким путем моделируется вектор из выражения:

$$\mathbf{A}_m(\delta_m A_{th}, \alpha_m) = \mathbf{R}(R, 0) + \mathbf{L}(L, \lambda). \quad (2)$$

В то же время откорректированный вектор определяется из соотношения:

$$\mathbf{A}_c(\delta_c A_{th}, \alpha_c) = \mathbf{A}(\delta A_{th}, \alpha) - \mathbf{L}(L, \lambda) = \mathbf{R}(R, 0) + \mathbf{X}(X, \chi). \quad (3)$$

Далее строим остаточный вектор  $\mathbf{B}(B, \beta)$ , получаемый как (рис. 3).

$$\mathbf{B}(B, \beta) = \mathbf{A}(\delta A_{th}, \alpha) - \mathbf{R}(R, 0). \quad (4)$$

И откорректированный остаток.

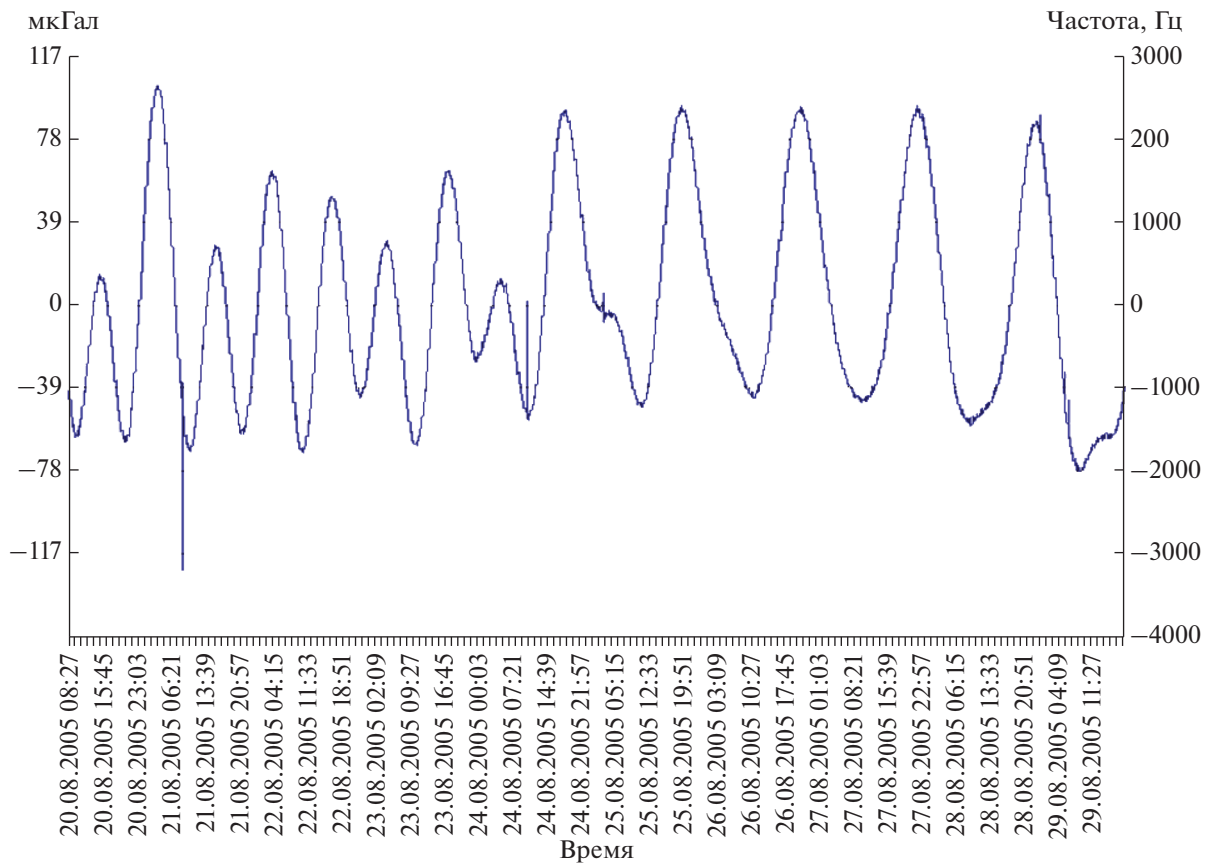
$$\mathbf{X}(X, \chi) = \mathbf{B}(B, \beta) - \mathbf{L}(L, \lambda). \quad (5)$$

Свидетельством хорошего соответствия модели является минимизация вектора  $\mathbf{X}(X, \chi)$ .

Экспериментальные результаты для суточной волны O1 и полусуточной волны M2, полученные по данным цифрового гравиметра ЛаКоста Ром-

**Таблица 2.** Теоретические значения приливной деформации Земли для различных моделей Земли для средних широт

Модель земных приливов	$\delta(O1)$	$\delta(M2)$
Упругая мантия на базе модели PREM	1.1519	1.1567
Упруго-вязкая с зависимостью добротности мантии от частоты вынуждающего воздействия $Q \sim \omega^{0.15}$	1.1562	1.1608



**Рис. 3.** Приливные вариации силы тяжести, станция Южно-Сахалинск. Минутная запись с 20 по 30.08. 2005 г., масштаб: 0.039 мкГал на 1 деление вертикальной шкалы справа, гравиметр LCR402.  $10 \text{ нм/с}^2 = 1 \text{ мкГал}$ .

берга G 402, приведены в табл. 3. Здесь же представлены модельные расчеты с использованием модели Земли DDW99 [11] и океанических моделей: SCW80 и FES02, CSR4, GOT00, TPX06 [9–11, 15, 16, 18–21]. В таблице показаны значения, средние для группы моделей океана, построенных по уровнемерным данным в портах: SCW80, и для групп моделей, построенных по альтиметрическим спутниковым данным: FES02, CSR4, GOT00, TPX06. Стандартное отклонение при расчете моделей океана в среднем составляет для всех станций профиля для амплитудного фактора  $0.0012$  (для фазового запаздывания  $0.079^\circ$ ) для суточной волны O1 и, соответственно,  $0.0018$  ( $0.099^\circ$ ) для полусуточной волны M2.

В результате для внутриконтинентальных станций согласно экспериментальным данным по суточным (O1) и полусуточным волнам (M2), отклонение амплитуд от приливной модели составляет менее долей процента (табл. 3). Вклад океанического прилива в фазовое запаздывание составляет от  $0.1^\circ$  до  $0.3^\circ$ , а отклонение от моделей, учитывающих влияние океана, не превышает  $0.05^\circ$ – $0.08^\circ$  и находится в пределах ошибки наблюдений.

Рассмотрим результаты, полученные в прибрежной зоне на западе профиля. В сводной табл. 4 приведены данные анализа для станции Минипли в Аквитании (Menesplet, Франция, 110 км от берега Бискайского залива Атлантического океана, цифровой гравиметр LCR906).

В восточной части профиля рассмотрим данные по станциям: Забайкальское (Хабаровский край, в 290 км от берега Татарского пролива Японского моря, цифровой гравиметр LCR G 402) и Южно-Сахалинск (остров Сахалин, в 35 км от берега Охотского моря, цифровой гравиметр LCR G 402). Пример гравиметрической цифровой записи прилива на станции Южно-Сахалинск (ИМГ ДВО РАН, о. Сахалин) с 20 по 30 августа 2005 г. приведен на рис. 3.

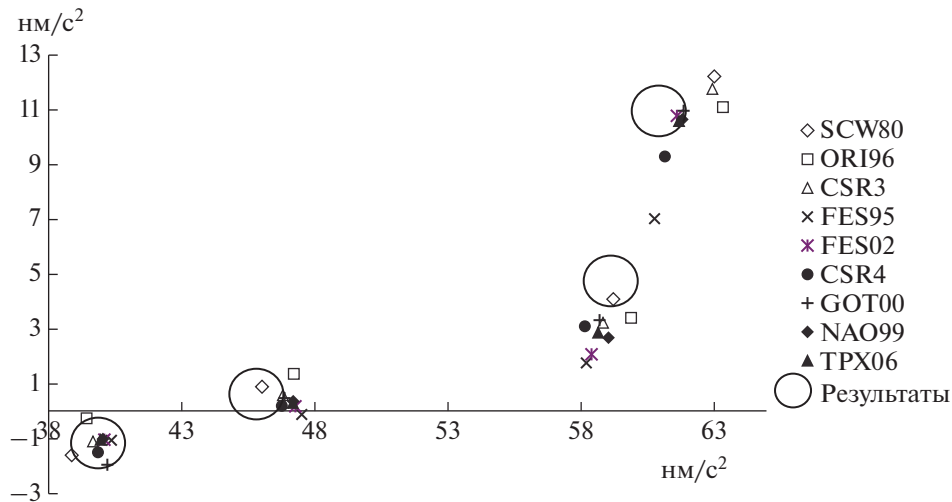
В табл. 4 приведено сравнение модельных данных (модель DDW99 + модель Швидерского и современные приливные модели океана) с экспериментальными результатами, полученными с помощью цифровых гравиметров ЛаКоста Ромберга, по западной и восточной части трансконтинентального приливного профиля. Отметим, что наибольшее влияние на фазу ( $6^\circ$ ) получено в зоне влияния Бискайского залива в Атлантиче-

**Таблица 3.** Результаты приливного анализа экспериментальных результатов по станциям Ключи (Новосибирск), Талая (Байкал), теоретические значения, построенные по квазистатической модели приливной деформации Земли (DDW) с учетом динамического влияния океана по моделям SCW80, и среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX06. O1 – суточная волна, M2 – полусуточная волна.  $\delta$  – амплитудный фактор (отношение наблюдаемой амплитуды прилива к теоретической амплитуде),  $\alpha$  – фазовый сдвиг (в градусах относительно теоретического прилива)

Волна	O1		M2	
Ключи, Новосибирск, периоды наблюдений 1995–1996 гг. и 2003–2004 гг.	$\delta$	$\alpha$ , град	$\delta$	$\alpha$ , град
РЕЗУЛЬТАТ, программа ANALYZE	1.1577	0.254	1.1599	–0.230
Ошибка измерений	$\pm 0.0039$	$\pm 0.193$	$\pm 0.0040$	$\pm 0.183$
Модель SCW80	1.1554	0.284	1.1560	–0.318
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX0	1.1543	0.303	1.1606	–0.275
Талая, Байкальский регион, период наблюдений 1996–1997 гг.	$\delta$	$\alpha$ , град	$\delta$	$\alpha$ , град
РЕЗУЛЬТАТ, программа ANALYZE	1.1598	0.313	1.1585	0.106
Ошибка измерений	$\pm 0.0051$	$\pm 0.270$	$\pm 0.0028$	$\pm 0.137$
Модель SCW80	1.1607	0.353	1.1592	0.153
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX0	1.1596	0.389	1.1627	0.052

**Таблица 4.** Результаты приливного анализа данных для пункта в Аквитании на атлантическом побережье Франции (Aquitaine, Menesplet), Забайкальское (Хабаровск), Южно-Сахалинск (Сахалин). Теоретические модельные значения, построенные по модели приливной деформации Земли DDW, с учетом влияния океана, модели SCW80 и для групп моделей: CSR4, FES02, GOT00, NAO99 и FES02, CSR4, GOT00, TPX06

Волна	O1		M2	
станция измерений и результаты				
Минипли (Aquitaine, Menesplet, Франция) период наблюдений 1995–1999 гг.	$\delta$	$\alpha$ , град	$\delta$	$\alpha$ , град
РЕЗУЛЬТАТ, программа ANALYZE	1.1490	–0.240	1.1896	6.020
С ошибкой	$\pm 0.0018$	$\pm 0.090$	$\pm 0.0004$	$\pm 0.020$
Модель SCW80	1.1461	–0.210	1.1875	5.890
Среднее по моделям CSR4, FES02, GOT00, NAO99	1.1458	–0.130	1.1882	6.010
Забайкальское, (юг Хабаровского края) период наблюдений 2001–2003 гг.	$\delta$	$\alpha$ , град	$\delta$	$\alpha$ , град
РЕЗУЛЬТАТ, программы ANALYZE + VAV04	1.1850	0.767	1.1729	0.674
С ошибкой	$\pm 0.0078$	$\pm 0.380$	$\pm 0.0055$	$\pm 0.270$
Модель SCW80	1.1868	0.870	1.1736	0.485
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX06	1.1837	0.813	1.1715	0.507
Южно-Сахалинск, (остров Сахалин), период наблюдений 2004–2005 гг.	$\delta$	$\alpha$ , град	$\delta$	$\alpha$ , град
РЕЗУЛЬТАТ, программа VAV04	1.2235	1.111	1.1752	1.531
С ошибкой	$\pm 0.0034$	$\pm 0.162$	$\pm 0.0022$	$\pm 0.106$
Модель SCW80	1.2199	1.334	1.1811	1.697
Среднее по моделям FES02, CSR4, GOT00, TPX06	1.2206	1.250	1.1768	1.453



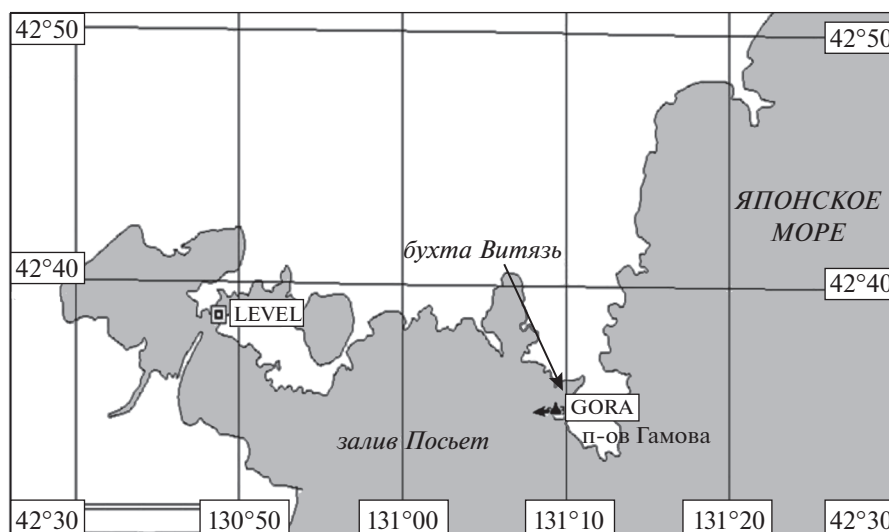
**Рис. 4.** Сравнение приливных моделей и экспериментальных результатов для полусуточной волны M2. По вертикальной оси — сдвиг по фазовой компоненте (около нуля для внутриконтинентальных станций, эффект увеличивается с приближением к океану). Слева направо: Новосибирск—Ключи (1289), Талая—Байкал (1301), Хабаровск—Забайкальское (1401), Южно-Сахалинск (1403). Приведены номера станций в мировой приливной сети.  $10 \text{ нм/с}^2 = 1 \text{ мкГал}$ .

ском океане (Аквитания, Франция) для полусуточной волны M2. В восточной части профиля полученное влияние достигает полутора градусов, что в пределах ошибки (от  $0.02$  до  $0.2^\circ$ ) хорошо соответствует модельным представлениям. Вклад в амплитуду достигает 5% и хорошо коррелирует с результатами моделирования. Различаются влияния океана для западной и восточной частей профиля. Так, в зоне влияния Атлантики сильнее вклад океана в полусуточный диапазон (см. табл. 3, по волне M2 сильное влияние для амплитуды и для фазы), а для восточных морей в зоне Тихого океана сильнее влияние в суточном диапазоне (см. табл. 4, значения амплитудного фактора  $\delta$ ).

Используя векторные соотношения (1–5), можно оценить корректность выбора океанической компоненты (приливного нагрузочного вектора  $L$ ), представительность котидальных карт и наземных измерений, проанализировав соотношение векторов  $\mathbf{B} = \mathbf{A} - \mathbf{R}$  и  $L$  по косинусным и синусным компонентам:  $B \cos \beta$  с  $L \cos \lambda$  и  $B \sin \beta$  с  $L \sin \lambda$ . Графически результаты сравнения по отдельным станциям профиля представлены на рис. 4. Здесь мы имеем по осям значения в фазе:  $\delta \cos \alpha$  (горизонтальная ось) и вне (вертикальная ось):  $\delta \sin \alpha$  (динамический эффект, т.е. океанический вклад). По горизонтальной оси — сравнение амплитуды для волны M2 (полусуточная), а именно — разность относительно астрономической амплитуды  $A_{\text{тн}}$  для каждой станции. Результаты такого анализа для восточной части профиля от Новосибирска до Южно-Сахалинска приведены на рис. 4. Показана остаточная часть амплитудной и фазовой реакции на приливную силу тяжести для станций профиля, расположенных в центре континента и далее к океану. Из

анализа результатов, представленных на рис. 4, можно видеть увеличение вклада океанического прилива до  $12 \text{ нм/с}^2 = 1.2 \text{ микрогал}$  при смещении на восток к Тихому океану. При отсутствии влияния океана результаты располагались бы вдоль горизонтальной оси почти на нулевом значении вертикальной оси. Как видим из рис. 4, модельные оценки хорошо соответствуют экспериментальным результатам. Заметим, что, убирая все моделируемые эффекты (модель отклика Земли, модель океанической нагрузки и притяжения) из наблюдений, можно исследовать другие эффекты: неупругость коры и мантии, горизонтальные неоднородности, корреляцию с тепловым потоком, диссипацию в ядро-мантийном слое Земли.

Продолжением гравиметрических приливных исследований на Дальнем Востоке явились измерения на научном полигоне “Мыс Шульца” ТОИ ДВО РАН, которые проводятся здесь различными типами приборов с 2010 г. Цифровой гравиметр Gphone111 используется для мониторинга силы тяжести на полигоне с 2012 г. Станция гравиметрических наблюдений расположена на юге Приморья, мыс Шульца, полуостров Гамова (координаты пункта гравиметрических измерений —  $42.58^\circ$  с.ш.,  $131.16^\circ$  в.д., пункт расположен в 130 м от берега бухты Витязь в заливе Посыет Японского моря, рис. 5). На пункте одновременно проводятся измерения смещений земной поверхности методом космической геодезии различными типами двухчастотных геодезических приемников [1]. Абсолютным гравиметром ГАБЛ здесь выполняются ежегодные измерения неприливных вариаций силы тяжести, в которых отражаются эффекты катастрофических землетрясений Дальнего Востока [1].



**Рис. 5.** Станции наблюдений на побережье Японского моря. Положение пунктов приливных наблюдений (пункт Залив Посьет “LEVEL” – измерения уровня моря) и мыс Шульца на полуострове Гамова (пункт гравиметрических измерений “GORA” (номер в международной сети приливных станций 1406)).

Гравиметрические измерения проводятся на массивных постах в специальном подземном бункере с пассивной термостабилизацией. Цифровой комплекс гравиметра Gphone111 имеет 18 каналов при 1 – секундной записи. Для анализа использовался канал № 1 и канал № 8, т.е. прямая запись с маятника гравиметра и вариации атмосферного давления на пункте. Результаты анализа данных измерений за период с 2012 по 2014 гг. приведены в табл. 5. В табл. 6 показаны результаты сравнения экспериментальных результатов и модельных расчетов для 10 моделей океана. Приливный анализ данных гравиметрических измерений по программам приливно-анализа ETERNA и VAV04 показал одинаковые результаты (табл. 5 и 6). Сравнение экспериментальных результатов с модельными оценками свидетельствует о значительном отличии как в амплитудном факторе, так и в фазовом запаздывании. Фазовое запаздывание достигает  $0.5^\circ$  при ошибке измерений в  $0.01^\circ$ , амплитудное – до 1% при ошибке в 0.02%.

С другой стороны, выбор приливной модели океана для расчета поправок в результаты может быть проведен на основании анализа данных уровневой приливной станции мониторинга цунами, расположенной в западной части залива Посьет (координаты пункта наблюдений –  $42.65^\circ$  с.ш.,  $130.88^\circ$  в.д.). Измерения выполнялись с помощью датчика давления, разрешение составляет 1 см. Экспериментальная запись морских приливов представлена на (рис. 6). Приливный анализ данных уровневых наблюдений показал хорошую сходимость результатов с приливными моделями океана CSR4 и FES02

(табл. 7), хотя эти измерения менее точны по сравнению с гравиметрическими.

В итоге, имеем для результатов анализа уровневых данных хорошее соответствие модельным оценкам (приливные модели океана CSR4 и FES02) для главных (по амплитуде) суточных и полусуточных волн. Более точные гравиметрические результаты показывают расхождение с модельными оценками, значительно превышающее ошибки измерений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение следует отметить, что результаты гравиметрических измерений, полученные на станциях трансконтинентального профиля на расстояниях от 3000 до 35 км от берега моря, показали хорошее соответствие современным приливным моделям океана NAO99, GOT00, FES02, CSR4, TPX06. Модели влияния Атлантического и Тихого океана на средних широтах в целом удовлетворяют требованиям высокоточных гравиметрических измерений, эффект рассчитывается до 0.1 микрогала ( $0.1 \text{ мкГал} = 1 \text{ нм/с}^2$ ). Расхождение с моделями обнаружено на юге Приморья, на пункте, расположенном в 130 м от берега бухты Витязь залива Посьет Японского моря, Тихого океана. Известно, что амплитуда полусуточных приливов в большинстве районов Тихого океана меньше, чем в Атлантическом. Эти закономерности отмечены в полученных нами экспериментальных результатах. Заметим, что из 13 морей, омывающих территорию Российской Федерации, только Берингово и Японское моря имеют средние глубины в полтора километра (1640 и 1539 м) и максимальные более 4 км (4420 и 4224 м).



**Таблица 5.** Результаты приливного анализа по программе ETERNA пункт Мыс Шульца период измерений (2012–2014 гг.). Представлены суточные, полусуточные и треть суточные волны. В суточном диапазоне на частоте волны K1 в амплитуде проявляется динамический эффект жидкого ядра Земли (занижение амплитуды на 2%) [6]. Внизу приведено значение коэффициента связи с атмосферным давлением в нанометрах на килопаскаль

Номер станции в международной приливной сети – 1406, станция “Мыс Шульца” – SHULTS CAPE

Период наблюдений: 20120623...20141224, 13 блоков. Всего суток в анализе: 558.875

Потенциал Тамура – Tamura (1987) 1200 волн

Использована неупругая модель Земли WAHR-DEHANT-ZSCHAU

Интервал осреднения 3600 с

Использован цифровой фильтр Перцева с 51 коэффициентом

Приливные параметры:

диапазон от цикл/день	до цикл/день	волна	$A_{\text{theor}}$ в нм/с <sup>2</sup>	$\delta$ фактор	ошибка	фазовый сдвиг в °	ошибка в °
0.501370	0.842147	SGQ1	2.2857	1.18232	0.03073	-0.6425	1.4893
0.842148	0.860293	2Q1	7.8394	1.18255	0.00929	0.2786	0.4498
0.860294	0.878675	SGM1	9.4619	1.18949	0.00724	0.5278	0.3490
0.878676	0.896968	Q1	59.2480	1.16760	0.00115	0.0344	0.0565
0.896969	0.911390	RO1	11.2540	1.15715	0.00552	-0.3253	0.2730
0.911391	0.931206	O1	309.4501	1.16540	0.00021	0.0786	0.0103
0.931207	0.947991	TAU1	4.0361	1.16113	0.01151	1.0458	0.5687
0.947992	0.967660	NO1	24.3372	1.16301	0.00263	0.2132	0.1299
0.967661	0.981854	CHI1	4.6545	1.16522	0.01395	-1.0953	0.6863
0.981855	0.996055	PI1	8.4170	1.14997	0.00698	0.3503	0.3491
0.996056	0.998631	P1	143.9864	1.15901	0.00042	-0.0251	0.0205
0.998632	1.001369	S1	3.4031	1.27373	0.02547	9.4348	1.2513
1.001370	1.004107	K1	435.2104	1.14574	0.00015	0.0221	0.0075
1.004108	1.006845	PSI1	3.4033	1.19917	0.01780	0.0417	0.8528
1.006846	1.023622	PHI1	6.1962	1.18309	0.00956	0.3540	0.4648
1.023623	1.035379	TET1	4.6538	1.19043	0.01338	-0.4087	0.6440
1.035380	1.057485	J1	24.3365	1.16962	0.00280	-0.2847	0.1374
1.057486	1.071833	SO1	4.0368	1.16816	0.01718	0.6642	0.8435
1.071834	1.090052	OO1	13.3137	1.14600	0.00762	-0.1702	0.3810
1.090053	1.470243	NU1	2.5491	1.14599	0.03879	-1.0635	1.9400
1.470244	1.845944	EPS2	3.0083	1.19326	0.01314	0.8468	0.6317
1.845945	1.863026	2N2	10.3175	1.17026	0.00412	-0.1804	0.2018
1.863027	1.880264	MU2	12.4513	1.15049	0.00303	0.6464	0.1508
1.880265	1.897351	N2	77.9694	1.16617	0.00050	0.8083	0.0244
1.897352	1.914128	NU2	14.8095	1.16561	0.00247	0.6537	0.1214
1.914129	1.950419	M2	407.2364	1.17104	0.00009	1.0513	0.0043
1.950420	1.964767	LAM2	3.0029	1.15759	0.01164	0.5610	0.5770
1.964768	1.984282	L2	11.5106	1.17131	0.00195	0.9116	0.0954
1.984283	1.998996	T2	11.0727	1.18991	0.00339	0.2730	0.1637
1.998997	2.002736	S2	189.4678	1.18247	0.00020	0.4386	0.0105
2.002737	2.022488	K2	51.4967	1.17979	0.00086	0.7745	0.0416
2.022489	2.057484	ETA2	2.8792	1.21188	0.01929	0.9562	0.9131
2.057485	2.451943	2K2	0.7541	1.21485	0.07860	1.0617	3.7123
2.451944	2.881176	MN3	1.6170	1.08708	0.01800	0.2331	0.9493
2.881177	3.381378	M3	5.8932	1.07970	0.00458	0.5400	0.2432

Метеорологический параметр, коэффициент связи с атмосферным давлением

значение коэффициент связи	ошибка	единица измерений
-4.17964	0.01882	нм/с <sup>2</sup> /КПа

**Таблица 6.** Модели приливной реакции на пункте Мыс Шульца (1406) и результаты анализа измерений гравиметром Gphone111, период наблюдений 22.06.2012–25.12.2014 (для анализа выбрано 585.3 дня). Результаты счета по приливной программе VAV04

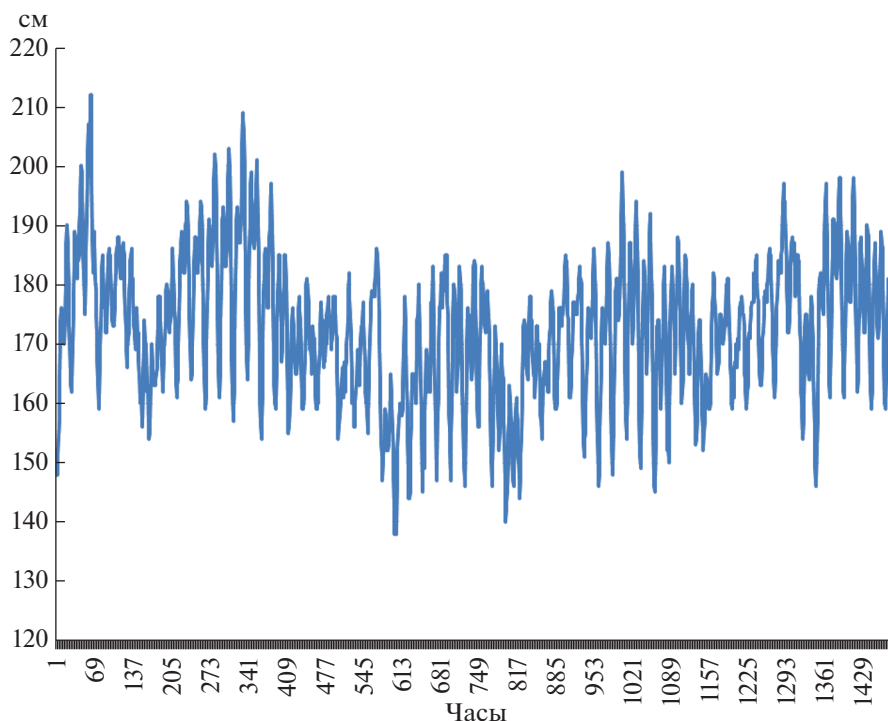
ВОЛНА	O1		M2	
амплитуда астрономическая, мкГал	30.945		40.723	
МОДЕЛЬ	$\delta_m$	$\alpha_m$	$\delta_m$	$\alpha_m$
1. SCW80	1.1834	0.550	1.1767	0.513
2 ORI96	1.1764	0.490	1.1777	0.587
3 CSR3	1.1747	0.585	1.1762	0.654
4 FES95	1.1760	0.307	1.1727	0.337
5 CSR4	1.1760	0.366	1.1736	0.474
6 GOT00	1.1760	0.387	1.1744	0.498
7 NAO99	1.1779	0.360	1.1745	0.464
8 FES02	1.1765	0.463	1.1744	0.453
9 TPX06	1.1772	0.413	1.1746	0.449
10 FES04	1.1749	0.390	1.1745	0.548
Среднее по моделям 2–7	1.1761	0.416	1.1749	0.496
Среднее по моделям 5–10	1.1764	0.397	1.1744	0.474
Среднее по моделям 2–10	1.1762	0.418	1.1748	0.492
РЕЗУЛЬТАТ	$\delta_o$	$\alpha_o$	$\delta_o$	$\alpha_o$
VAV04	1.16552	0.073	1.17106	1.048
Ошибка	$\pm 0.00019$	$\pm 0.010$	$\pm 0.00008$	$\pm 0.004$

**Таблица 7.** Альтиметрические модели океана CSR4 и FES02 и экспериментальные результаты (уровнемерная станция в заливе Посьета), для суточных (Q1, O1, P1, K1) и полусуточных (N2, M2, S2, K2) приливных волн. Для каждой приливной волны приведена амплитуда волны в сантиметрах и фазовое запаздывание в градусах (океанологическая модель). Координаты (коширота (кф) и долгота ( $\lambda$ )) в градусах, площадь ячейки в  $m^2$  (S). Период наблюдений – 23.11.2012–02.03.2015

Приливная волна			Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2
Результаты анализа данных										
Амплитуда в см			1.17	5.00	1.78	5.65	1.81	7.70	3.34	0.92
Фаза в °			181.0	198.0	223.0	227.0	181.0	194.0	219.0	209.0
N	кф (°) $\lambda$ (°)	S ячейки в $m^2$								
CSR4										
41895	47.0 131.50	$.2260658 \times 10^{10}$	1.520 197.87	4.280 195.52	1.850 222.28	6.010 224.19	1.210 191.08	5.970 184.77	2.860 202.48	0.790 205.09
42297	47.5 130.50	$.2278969 \times 10^{10}$	1.600 203.97	4.720 197.09	1.810 224.34	6.010 226.80	0.900 183.69	6.240 182.03	2.990 202.11	0.800 205.14
42298	47.5 131.00	$.2278969 \times 10^{10}$	1.560 201.48	4.780 196.04	1.830 223.57	6.010 225.94	1.020 187.38	6.010 183.98	2.940 202.88	0.800 205.57
FES02										
537842	47.0 131.75	$.5651670 \times 10^9$	1.140 164.80	4.890 201.32	1.790 233.83	5.110 232.73	2.010 143.31	8.620 196.66	3.190 202.25	0.820 198.51
536343	47.5 131.00	$.5697446 \times 10^9$	1.110 163.26	4.750 199.87	1.760 232.18	5.010 231.39	1.830 142.04	7.560 193.52	2.780 197.91	0.720 193.18

В Японском море шельф развит слабо, граница проходит в 30 км от суши, глубины до 200 м занимают 27% всей площади и приходятся в основном на Татарский пролив [5]. Наблюдения на станции, расположенной на берегу бухты Витязь (размеры бухты – 4 на 2 км, глубина 30 м, с островами

на выходе из бухты), выявили расхождения с существующими модельными оценками для Японского моря. Природа расхождений может быть связана с особенностями собственных колебаний в бухте Витязь залива Посьет Японского моря, т.к. существующие модельные сетки (10 на 10 км)



**Рис. 6.** Запись приливных вариаций, станция регистрации уровня воды Посыет. Почасовые данные. Шкала времени с 00 ч 01.12.2012 г. до 23 ч 31.01. 2013 г. Вертикальная шкала – в сантиметрах.

не могут точно отразить резонансы в небольшой бухте. С другой стороны, результаты могут быть проинтерпретированы в рамках реологических многослойных моделей земной коры, астеносферы, верхней мантии и, возможно, связаны с существованием астеносферы на границе континента. Так, есть представления, что кроме зоны субдукции, окаймляющей с востока Японские острова, существует вторая слабовыраженная субдукционная зона, простирающаяся от Японского моря и уходящая на запад под Приморье [14, 24]. Для районов, расположенных на окраине континентов в зоне субдукции эффекты запаздывания земных приливов по отношению к приливному потенциалу ( $0.5^\circ$ ) можно связать с наличием вязкой астеносферы. Различные реологические модели для фазовых запаздываний приливов на разных частотах рассматривались в работе [17]. В таком случае, используя реологическую модель Максвелла, получаем значение вязкости для астеносферы региона порядка  $\eta \sim 10^{17} - 10^{18}$  Па с. Заметим, что в этой области отмечается повышенный тепловой поток, а значения вязкости соответствуют расчетам, полученным для астеносферы в зоне Курильских островов [24]. В целом, остается задача интерпретации приливных параметров, полученных на полигоне мыс Шульца. Здесь требуется моделирование собственных колебаний по более мелкой сетке (минимум 1 на 1 км и менее) с учетом глубин, течений, изрезанности берегов и наличием

островов. С другой стороны, для вычисления поправок в результаты гравиметрических, геофизических и геодезических измерений могут быть использованы эмпирические оценки (например, табл. 5 и 6).

**Благодарности.** Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам полигона “Мыс Шульца” ТОИ ДВО РАН за постоянное содействие при проведении наблюдений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ардюков Д.Г., Калиш Е.Н., Носов Д.А. и др.* Результаты абсолютных измерений ускорения силы тяжести на мысе Шульца // *Гироскопия и навигация*. 2015. № 3 (90). С. 13–18. <https://doi.org/10.17285/0869-7035.2015.23.3.013-018>
2. *Богданов К.Т.* Приливы Мирового океана. М.: Наука, 1975. 116 с.
3. *Жуков Л.А.* Общая океанология. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 376 с.
4. *Каган Б.А.* Гидродинамические модели приливных движений в море. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1968. 220 с.
5. *Кузьмин В.И., Косарев Н.С. Антонович К.М.* Физика Земли. Строение атмосферы и гидросферы Земли. Новосибирск: СГУГиТ, 2017. 268 с.
6. *Мельхиор П.* Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
7. *Молоденский С. М.* Приливы, нутация и внутреннее строение Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 215 с.

8. *Перцев Б.П.* Влияние морских приливов ближних зон на земноприливные наблюдения // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1976. № 1. С. 30–38.
9. *Baker T.F., Bos M.S.* Validating Earth and ocean models using tidal gravity measurements // *Geophys. J. Int.* 2003. № 152. P. 468–485.
10. *Boy J.P., Lubes M., Ray R. et al.* Validation of long-period oceanic tidal models with superconducting gravimeters // *J. of Geodynamics.* 2006. № 41. P. 112–118.
11. *Chen J.L., Wilson C.R.* Low degree gravity changes from GRACE, Earth rotation, geophysical models and satellite laser ranging // *J. of Geophys. Res.* 2008. № 113. B066402. <https://doi.org/10.1029/2007JB00597>
12. *Dehant V., Defraigne P., Wahr J.M.* Tides for a convective Earth // *J. of Geophys. Res.* 1999. V. 104. № B1. January 10. P. 1035–1058.
13. *Ducarme B., Timofeev V.Yu., Everaerts M. et al.* A Trans-Siberian Tidal Gravity Profile (TSP) for the validation of the ocean tides loading corrections // *J. of Geodynamics.* 2008. V. 45. № 2–3. P. 73–82.
14. *Gornov P. Yu.* Relationship of the thermal conductivity of rocks in the Komsomol'sk ore district (Khabarovsk Territory) with minerageny and metasomatism // *Russian Geology and Geophysics.* 2015. V. 56. № 3. P. 493–499. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.02.010>
15. *Lyard F., Lefevre F., Letellier T., Francis O.* Modeling the global ocean tides: Insights from FES2004 // *Ocean. Dyn.* 2006. V. 56. P. 394–415.
16. *Matsumoto K., Takanezawa T., Ooe M.* Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data // *J. Oceanography.* 2000. № 56. P. 567–581.
17. *Melchior P.* The Tides of the Planet Earth. 2<sup>nd</sup> Edition. Pergamon Press. Oxford. 1983. 641 p.
18. *Neumeier J., Barthelmes F., Dierks O.* Combination of temporal gravity variations resulting from Superconducting Gravimeter recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models // *J. of Geodesy.* 2006. <https://doi.org/10.1007/S00190-005-0014-8>
19. *Ray R.D., Luthcke S.B., Boy J.-P.* Qualitative comparisons of global ocean tide models by analysis of intersatellite ranging data // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. C09017. <https://doi.org/10.1029/2009JC005362>
20. *Schiwiderski E.W.* Atlas of Ocean Tidal Charts and Maps // *Marine Geodesy.* 1983. V. 6. № 3–4. P. 219–265.
21. *Shum C. K., Andersen O. B., Egbert G.* Comparison of Newly Available Deep Ocean Tide Models by the TOPEX/POSEIDON Science Working Team // *J. Geophys. Res.* 1997. № 102 (C11). P. 25173–25194.
22. *Van Camp M., Vauterin P.* Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides // *Computer & Geosciences.* 2005. № 31. P. 631–640.
23. *Venedikov A., Arnoso J., Vieira R.* VAV: A program for tidal data processing // *Computers & Geosciences.* 2003. № 29. P. 487–502.
24. *Vladimirova I.S.* Modelling of postseismic processes in subduction regions // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2012. V. 3. № 2. P. 167–178.
25. *Wahr J.M.* Effect of the fluid core. A normal mode expansion for the forced response of rotating Earth, Body tides // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1981. V. 64. № 3. P. 635–728. P. 747–765.
26. *Wenzel H.G.* The nanogal software: earth tide data processing package ETERNA 3.30 // *Bull. Inf. Marées Terrestres (BIM).* 1996. V. 124. P. 9425–9439.

## Ocean Tidal Models and Tidal Gravity Observation

**V. Yu. Timofeev<sup>a, #</sup>, M. G. Valitov<sup>b</sup>, D. G. Ardyukov<sup>a</sup>, A. V. Timofeev<sup>a</sup>, B. Ducarme<sup>c</sup>, R. G. Kulinich<sup>b</sup>,  
T. N. Kolpashikova<sup>b</sup>, Z. N. Proshkina<sup>b</sup>, E. V. Boyko<sup>a</sup>, S. B. Naymov<sup>d</sup>**

<sup>a</sup>*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

<sup>b</sup>*Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

<sup>c</sup>*Georges Lemaître Centre for Earth and Climate Research Catholic University of Louvain, Louvain, Belgium*

<sup>d</sup>*Regional Tsunami Center GS RAS, Vladivostok, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: timofeevvy@ipgg.sbras.ru*

Tidal ocean corrections for gravity observation play an important part in the monitoring study. Tidal ocean models were test by Transcontinental Tidal Gravity Profile (TTGP) results. This part of world-wide tidal network was used for study Atlantic and Pacific oceans influence up to coastline. Our tidal result agrees with static theory and had a weak ocean dynamical influence (Schwiderski and other models) into Eurasia-continent center. Near the coast, where ocean effects were strong influence increases. In the East part of TTGP we had observation results for Khabarovsk region, for Sakhalin Island and for Primorie region (Okhotsk Sea and Japan Sea). At the South part of Primorie observation (Far East of Russia) was completed long-term measurement at Poisiet Gulf level station and Shultz Cap gravity station. Ocean tidal models were separate by observed results. New problem was show for the debate.

**Keywords:** tidal ocean models, tidal gravity variation, models of Earth tidal deformation, sea level observation, static tidal model, dynamic tidal model, Poisiet Gulf, Japan Sea, Vitias Bay