



FALL OF RELATIVE SEA LEVELS DURING THE LGM AND THE ROLE OF THE LOWER MANTLE LAYERS IN MANIFESTATION OF THE EFFECT OF HYDROISOSTASY

R.F. Bulgakov  

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 1B Nauki St, Yuzhno-Sakhalinsk 693022, Russia

ABSTRACT. The structure and functioning of coastal geosystems depend on the interaction of exogenous and endogenous factors. The results of such interaction can dramatically affect both the ecological situation and economic activity. Hydroisostasis, as one of the consequences of the change of sea level during glacial-to-interglacial changes and the resulting change in the solid earth's surface loading, affects the stress-strain state of the interior part of the earth. Until recently, the study of the role of hydroisostasis for the Russian coastal regions was not sufficiently involved in research activity. In this work, special attention is paid to two aspects that cause and accompany hydroisostasis: a decrease in the level of the World Ocean by about 120 meters during the last glacial maximum about 20 thousand years ago and involvement of layers of the lower mantle in its accompanying deformations and displacements.

KEYWORDS: hydroisostasy; sea level changes; mantle; Moho discontinuity; modeling

FUNDING: The work was carried out as part of the state assignment of the Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS.



RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Rustam F. Bulgakov, r.bulgakov@imgg.ru

Received: November 11, 2022

Revised: April 20, 2023

Accepted: May 12, 2023

FOR CITATION: Bulgakov R.F., 2023. Fall of Relative Sea Levels during the LGM and the Role of the Lower Mantle Layers in Manifestation of the Effect of Hydroisostasy. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (5), 0721. doi:10.5800/GT-2023-14-5-0721

ПАДЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО УРОВНЯ МОРЕЙ В МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И РОЛЬ НИЖНИХ СЛОЕВ МАНТИИ В ПРОЯВЛЕНИИ ЭФФЕКТА ГИДРОИЗОСТАЗИИ

Р.Ф. Булгаков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия

АННОТАЦИЯ. Строение и функционирование геосистем прибрежных районов зависят от взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов. Результаты такого взаимодействия способны негативно влиять как на экологическую ситуацию, так и на хозяйственную деятельность. Гидроизостазия как одно из следствий изменения уровня моря при смене оледенений на межледниковья и вызванного этим последующего изменения нагружения твердой поверхности Земли влияет на напряженно-деформированные состояния недр. До недавних пор для российских прибрежных регионов изучение роли гидроизостазии не было в достаточной степени вовлечено в исследовательскую активность. В данной работе уделяется особое внимание двум аспектам, обуславливающим гидроизостазию: понижению уровня Мирового океана приблизительно на 120 м в максимум последнего ледникового периода около 20 тыс. лет назад и вовлечению слоев нижней мантии Земли в деформации и дислокации, сопровождающие такое изменение уровня морей.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: гидроизостазия; изменения уровня моря; мантия; граница Мохо; моделирование

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

На гидроизостазию как на фактор, играющий значимую роль в развитии береговой зоны и вносящий вклад в изменения уровня Мирового океана до 30 % от общей амплитуды колебаний уровня морей при смене ледниковых эпох межледниковыми, в отечественном научном сообществе еще в 1979 г. обратил внимание Д.Д. Бадюков [Badyukov, 1979].

В своей работе автор [Badyukov, 1979] привел обзор представлений об этом явлении и выполнил собственный статистический анализ имеющихся к тому времени палеогеографических данных в подтверждение полученных выводов. Однако позже, несмотря на актуальность, исследовательское внимание к данному явлению практически прекратилось.

В отношении проявления гидроизостазии в масштабе морей Мирового океана принципиально важным является значение падения относительного уровня моря до отметок приблизительно в –120 м за счет вымораживания воды океана в лед во время максимума последнего покровного оледенения около 20 тыс. лет назад.

Другим непривычным фактором, сопровождающим изостатические эффекты при изменении уровня океана при смене ледниковых эпох межледниковьями, оказалось проникновение деформаций и дислокаций на всю глубину мантийных слоев, вплоть до слоя нижней мантии Земли.

Здесь приводится детализированный обзор имеющейся информации в научной литературе о колебаниях уровня морей Мирового океана при смене ледниковых эпох межледниковьями (даже той, которую автор ранее считал широкоизвестной российскому научному сообществу по умолчанию), а по оценкам мантийных

деформаций и дислокаций также приводятся собственные расчеты и перерасчеты по ранее составленным моделям с целью дополнительной аргументации к имеющейся в научной литературе.

2. ГИДРОИЗОСТАЗИЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МОРЕЙ ПРИ СМЕНЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ МЕЖЛЕДНИКОВЫМИ

Первые догадки о древних ледниках, превышавших размерами современные, и об их связи с библейским потопом были выдвинуты в конце XVIII в. Д. Шарпантье, вдохновленным научно-методологическими воззрениями И.В. фон Гете. С тех пор, очевидным образом, научно-методологический и экспериментально-измерительный инструментарий значительно усовершенствовался и многофакторный баланс между изменением уровня Мирового океана и эволюцией объемов ледников уже обсуждается в деталях в связи как с современной динамикой повышения уровня морей, так и с неотектонической и сейсмотектонической активностью [Yokoyama, Purcell, 2021; Whitehouse, 2009; и др.].

Термин «гидроизостазия» впервые был применен М. Криттенденом [Crittenden, 1963] при изучении истории оз. Бонневиль на западе Северной Америки, где древняя береговая линия в центре озера оказалась на 64 м выше, чем на периферии. Был сделан вывод, что исчезновение дополнительной нагрузки при высыхании озера привело к нарушению изостатического равновесия. Аналогичные исследования известны для оз. Чад в Африке [Memin et al., 2020], для Ладожского озера в России [Amantov, Amantova, 2017].

При определении вклада гидроизостазии в изменения уровня океана и деформации твердой поверхности

Земли учитываются все аспекты динамического баланса между объемом замерзшей воды в покровных ледниках и объемом воды Мирового океана. Учитываются гравитирующие свойства ледовых и водных масс, реологические свойства земной коры и слоев мантии.

Традиционно изменения относительного уровня Мирового океана оцениваются по результатам измерений высотного положения реконструированных следов как поднятых древних береговых линий, так и затопленных в настоящее время. Актуальными при измерении реконструированных следов являются оценки точности полученных результатов. Требования к индикации высотного положения следов древних береговых линий, обнаруженных палеогеографическими методами, обсуждались на протяжении последних десятилетий во многих работах.

В настоящее время начато составление глобальной базы данных по высотному положению следов уровня морей начиная с максимума последнего оледенения на основе так называемого стандарта SLIP (sea level indicator points – точки-индикаторы уровня моря), согласно требованиям, сформулированным коллективом авторов под руководством Я. Шеннона [Shennan et al., 2015]. К сожалению, в настоящее время данных, удовлетворяющих требованиям SLIP на дальневосточных и, особенно, восточно-арктических морях, пока не получено.

Другой стороной баланса, определяющего уровень Мирового океана, является объем и динамика роста и деградации ледниковых покровов при смене ледниковых эпох межледниковьями. Площадь, которую занимали покровные ледники, оценивалась по палеогеографическим свидетельствам наличия следов ледникового покрова и определениям возраста этих следов. Толщина же ледникового покрова, в дополнение к оценке объема ледника через массу льда и гляциоизостатического подъема территории, оценивалась по эмпирическим соотношениям, выведенным из соотношений площади и толщины современных ледовых покровов Гренландии или Антарктиды, например, как это сделал Патерсон для Лаврентийского ледникового щита [Paterson, 1972].

Связующей и координирующей информацией изменений в балансе объема ледового покрова и воды в Мировом океане служила так называемая «кислородная шкала» – соотношения изотопов кислорода ^{16}O и ^{18}O , определенная по осадочным колонкам, поднятым с морского дна, пробуренным на коралловых рифах, а также из колонок ледовых покровов Антарктиды или Гренландии. Кислородная шкала, демонстрирующая ход температуры воды во времени, характеризовала климатический фактор, влияющий на баланс льда и воды.

Прогресс последних десятилетий в отношении геофизических измерительных инструментов космического базирования позволил накопить данные по скорости вертикальных движений в областях, подверженных

гляциоизостазии, и смежных районах валов выпирания (forebulge zone), а также изменений гравитационного поля в результате деструкции ледовых покровов и изменений водного баланса. В то же время прогресс в производительности современной вычислительной техники позволяет сравнивать данные измерений космического базирования за последние годы с результатами, полученными при моделировании, что дополнительно улучшает верификацию баланса ледовых масс с объемом воды Мирового океана [Peltier, 2004].

3. ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КРИВЫЕ

Не вдаваясь в дискуссию, начавшуюся после введения в научную практику термина «эвстатическое изменение уровня моря» Зюсом [Farrell, Clark, 1976], можно следовать определению, предложенному коллективом соавторов [Gregory et al., 2019], как наиболее современному. Авторы предлагают заменить устаревший термин «эвстатическое...» на «эквивалентное» изменение уровня моря (ESL – equivalent sea level).

Оценки понижения уровня Мирового океана в максимум последнего оледенения, полученные в районах, удаленных от центров оледенений, где они не подвергались гравитационному влиянию ледовых масс покровных оледенений, влияющих на уровень моря, и не находились в зоне, которая после освобождения от нагрузки твердой поверхности Земли испытывает вертикальный подъем, точнее всего отражают объем воды, который замораживался в ледниковых покровах.

В таких районах на современной глубине 120–130 м были обнаружены свидетельства нахождения уровня моря возрастом в 20 тыс. лет: 1) коралловые рифы о. Барбадос; 2) шельф Зондских островов; 3) Залив Бонапарта (Австралия); 4) Большой барьерный риф возле г. Кэрнс (Австралия); 5) Большой барьерный риф восточный Макао (Восточный Китай); 6) Мальдивские острова [Lambeck et al., 2014]. Это районы, удаленные от центров покровных оледенений.

Материал коралловых рифов удобен для палеогеографических реконструкций, так как позволяет получать как возрастные даты, так и палеоклиматические по соотношениям изотопов кислорода, а биологические виды кораллов позволяют определять глубины, на которых они обитают.

Дополнительно к данным по коралловым рифам получены оценки уровня морей в максимум последнего оледенения около 20 тыс. лет, из седиментационных колонок, отобранных на шельфах Австралии (в районе г. Сиднея), Бенгальского залива, Южной Африки в районе мыса Святого Франциска. В этой работе К. Ламбек с соавторами [Lambeck et al., 2014] проанализировал около 1000 свидетельств высотного положения уровня моря со времени максимума последнего оледенения до голоцена, что позволило им оценить баланс объема ледниковых покровов с ходом изменения уровня морей во времени.

Любопытно, что после получения данных в заливе Бонапарта (на северном шельфе Австралии) о падении

уровня моря до –130 или –135 м в максимум последнего оледенения коллективом авторов [Yokoyama et al., 2000], предположивших, что это максимальные отметки, до которых понижался уровень океана, и одновременно критиковавших, что оценки, полученные при проведении программы CLIMAP [Cline, 1981] в 163 м ниже современного уровня океана, слишком большие, в дискуссию вступил «патриарх» исследований баланса объема воды в океане и покровных ледниках У.Р. Пельтье [Peltier, 2002]. Пельтье раскритиковал оценку даже в 130–135 м ниже современного уровня моря и указал, что падение уровня достигало только 120 м.

Предметом другой дискуссии по поводу хода уровня океана и баланса льда и воды начиная с последнего максимума оледенения является так называемый «дефицит льда» при учете объемов покровных ледников по отдельности, равный 18.1 ± 9.6 м над уровнем Мирового океана в эквивалентной кривой [Fairbanks, 1989], полученной в работе [Simms et al., 2019]. Наиболее вероятные объяснения, где могут оказаться скрытые, недостающие объемы льда, содержатся в работе [Clark, Tarasov, 2014], авторы которой вслед за авторами статьи [Niessen et al., 2013] указывают на неучтенный объем льда, вытеснивший воду и лежащий непосредственно на дне шельфа Восточной Сибири.

Дополнительный импульс при оценке баланса льда и объема воды получает учет объема ледниковых покровов с дальнейшим совершенствованием расчета эволюции ледника с учетом топографических особенностей местности, реологических свойств льда в зависимости от параметров окружающей среды, уточнений площади распространения ледника по палеогеографическим данным во времени [Gowan et al., 2021].

В этой работе [Gowan et al., 2021] выполнено перекрестное моделирование изменений уровня моря в программном комплексе SELEN [Spada, Stocchi, 2006, 2007; Spada et al., 2012] совместно с моделированием ледниковых покровов в программном комплексе ICESHEET [Gowan et al., 2016]. Авторы моделировали эволюцию баланса ледниковых покровов за последние 80 тыс. лет, при этом в сценарий минимального объема ледниковых покровов включили события Генриха (Heinrich Events) [Andrews, Voelker, 2018] – деградации ледниковых покровов, происходившие в оцениваемый период, которые позволили сделать вывод об освобождении от ледникового покрова залива Гудзон в Северной Америке. Для минимального сценария развития ледникового покрова авторы получили оценки понижения уровня Мирового океана для удаленной от центров оледенений зоны в –116 м, что заметно ниже значений, предложенных в работах [Lambeck et al., 2014; Yokoyama et al., 2000], и даже ниже общепринятого значения в –120 м, но авторы считают, что они не противостоят общепринятому выводу и объясняют занижения, полученные ими, выпадением в учете их баланса теплового расширения объема воды, объема подземных вод и вклада небольших ледниковых «шапок».

4. ЧИСЛЕННЫЙ РАСЧЕТ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В ХОДЕ СМЕНЫ ЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ МЕЖЛЕДНИКОВЬЯМИ

Как было отмечено выше, изменение уровня моря зависит от ряда факторов [Whitehouse, 2009], которые можно сформулировать следующим образом:

$$\Delta S_{\text{rsi}}(\vartheta, t) = \Delta S_{\text{eus}}(\vartheta, t) + \Delta S_{\text{isos}}(\vartheta, t) + \Delta S_{\text{local}}(\vartheta, t), \quad (1)$$

где ΔS – изменения уровня моря, rsi – относительное изменение уровня моря в зависимости как от времени (t), так и от пространства (ϑ), складывается из таких компонентов как:

1) эвстатические изменения уровня моря (или как в настоящее время предложено называть – эквипотенциальные) обозначены нижним индексом eus – это пространственно равномерные изменения уровня моря, связанные с замораживанием воды в ледники и высвобождением обратно при таянии в океан;

2) изостатические изменения уровня моря, обозначены индексом isos и варьируются как во времени, так и в пространстве, являются результатом вклада изменений формы твердой поверхности Земли и геоида из-за меняющейся нагрузки ледниковых покровов и воды океана. Перечисленные два компонента представляют собой основу «уравнения уровня моря», как будет показано ниже.

Третий член уравнения (1) представляет собой такие локальные факторы, как режим приливов, термическая динамика атмосферы и океана, уплотнения осадков и тектонические процессы. Обычно локальные факторы не очень значительные и при расчетах опускаются.

При изучении хода изменения уровня моря в геологическом прошлом относительное изменение уровня моря (RSL – relative sea level) является основным термином. Относительное изменение моря – это изменение глубины моря во времени в каждой точке поверхности Мирового океана.

Для выполнения расчетов удобно переписать уравнение (1) с использованием первых двух компонентов в виде:

$$\Delta S_{\text{rsi}}(\vartheta, t) = \Delta N(\vartheta, t) - \Delta U(\vartheta, t), \quad (2)$$

где $\Delta N(\vartheta, t) = R_{\text{ss}}(\vartheta, t) - R_{\text{ss}}(\vartheta, t_r)$, изменение высотного положения поверхности воды относительно центра масс Земли, R_{ss} – радиус поверхности (эквипотенциальной) Мирового океана относительно центра масс Земли, а $t_r \leq t$ – время в прошлом; $\Delta U(\vartheta, t) = R_{\text{se}}(\vartheta, t) - R_{\text{se}}(\vartheta, t_r)$ – вертикальное перемещение твердой поверхности Земли, R_{se} – радиус твердой поверхности Земли, также относительно центра масс Земли.

Окончательно уравнение изменения уровня моря записывается как:

$$\Delta S_{\text{rsi}}(\vartheta, \psi, t) = \frac{\rho_i}{g} G_{S^*i} I + \frac{\rho_w}{g} G_{S^*o} \Delta S_{\text{eus}} + C_{\text{SL}}(t), \quad (3)$$

при этом $C_{\text{SL}}(t)$ вычисляется как:

$$C_{\text{SL}}(t) = -\frac{M_i(t)}{\rho_w A_0(t)} - \frac{\rho_i}{g} \langle G_{S^*i} I \rangle - \frac{\rho_w}{g} \langle G_{S^*o} \Delta S_{\text{eus}} \rangle, \quad (4)$$

где $\Delta S_{\text{RSL}}(\theta, \psi, t)$ – относительное изменение уровня моря; θ – дополнение широты; ψ – долгота; t – время; I – пространственно-временная функция изменения толщины ледового покрова; ρ – плотность с индексом i – лед, с индексом w – вода; g – ускорение свободного падения; G_s – функция Грина, описывающая изменения дислокаций твердой поверхности Земли и потенциала гравитации благодаря нагрузке на поверхность, составленная из комбинации чисел Лява в результате вязкоупругих нагружений; $*$ _{i} и $*$ _{o} – обозначает свертку по пространству и времени по ледниковому покрову и океану, соответственно; A_0 – площадь поверхности океана; M_i – масса льда.

Следует отметить, что появление в обеих частях в уравнении (3) ΔS обозначает, что это дифференциальное уравнение, оно требует численного итерационного решения. Первые два члена в правой части уравнения (3) описывают изменения в уровне моря благодаря нагрузке от льда и воды океана соответственно, в то время как $C_{\text{SL}}(t)$ – это зависимость от времени, одинаковой величины шаги в изменении уровня моря. Первый член в правой части уравнения (4) – эквипотенциальное (эвстатическое) изменение уровня моря. Второй и третий члены (4) – средние значения изменения толщины ледового покрова и глубины океана.

Среди предложенных методов решения уравнения изменения уровня моря, примененных, в частности, в программном комплексе SELEN, популярным методом решения с точки зрения оптимальной цены вычисления является так называемый псевдоспектральный метод, описанный в статье [Mitrovica, Peltier, 1991].

Псевдоспектральный метод является модификацией полного спектрального метода решения, основанного на преобразовании Лапласа соотношения напряжение – деформация материала Максвелла [Peltier, 1974].

В псевдоспектральном методе важную роль играет функция океана:

$$O(t) = \begin{cases} 1, & \text{если } \vartheta \in \text{океану} \\ 0, & \text{если } \vartheta \in \text{суше} \end{cases}. \quad (5)$$

Алгоритм решения уравнения уровня моря может быть описан следующим образом.

1. Изначально предполагается, что изменения уровня воды в океане для заданного времени может быть записано в виде первого члена уравнения (4) – эквипотенциальное изменение уровня моря. Численным способом решается уравнение (3) в спектральной области после преобразования Лапласа.

2. Полученное решение обратно преобразуется в пространственный домен (поэтому название псевдоспектральный), и полученное значение проектируется на функцию океана (5).

3. Далее пространственно-временное решение преобразуется обратно в спектральную область для следующей пространственно-временной оценки изменения высоты уровня воды в океане согласно уравнению

(3). Итерации продолжаются до достижения заданного значения сходимости принятого шага времени.

Функция океана (5) реализуется с помощью ико-саэдрической пикселизации [Tegmark, 1996], которая дает равновесные точки интегрирования, позволяющие получить почти оптимальную квадратуру на сфере согласно:

$$\int_{\Omega} f(\vartheta, t) d\vartheta \sim \frac{4\pi}{N} \sum_{j=1}^{N_p} f(\vartheta_j, t), \quad (6)$$

где $f(\vartheta, t)$ – любая функция, определенная на Ω ; t – время; N_p – число пикселей и ϑ_j – центр пикселя с координатами (θ, ψ) , дополнение широты и долгота.

В отечественной научной литературе также выполнялся расчет изменений относительного уровня моря [Badyukov, 1979] при сходных вводных условиях. В работе была построена модель жесткой невращающейся сферы, покрытой негравитирующим слоем океана, но с условием гидростатического уравнивания. На глубине ниже нижней границы литосферы под регионами, занятыми палеоледниками, предполагалось наличие масс, компенсирующих вес ледников. Конфигурация ледниковых покровов рассматривалась близкой к реальности согласно оценкам М.Г. Гроссвальда с соавторами. Полученные после расчетов результаты не противоречили результатам, полученным [Farrell, Clark, 1976], но, как часто бывает, продолжения работы не получили.

5. НЕОБХОДИМОСТЬ УЧЕТА МАНТИЙНЫХ СЛОЕВ ПРИ ОЦЕНКЕ БАЛАНСА ОБЪЕМА ЛЕДОВЫХ ПОКРОВОВ И ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Прежде всего следует отметить, что вещество мантии Земли ведет себя как вязкоупругое тело, т.е. для него имеет значение время воздействия. Например, земная мантия имеет ненулевую упругость для краткосрочного воздействия в диапазоне <4 часов, но для шкалы времени в тысячи лет вещество мантии характеризуется вязким флюидом – материалом с нулевой упругостью [Peltier, 1974].

Необходимость учета свойств мантии на всю глубину, включая нижнюю мантию, при расчетах вертикальных перемещений твердой поверхности Земли под воздействием гляцио- и гидроизостазии обосновывается в работе [Peltier, Andrews, 1976]. В этой работе указывается, на основании предварительно [Peltier, 1974] выполненной оценки необходимых размеров ячейки мантийной конвекции для дрейфа литосферных плит, что конвекция должна иметь тот же порядок, что и вся толщина мантии, а не ограничиваться «слоем небольшой толщины в верхней мантии». Условием функционирования конвекционной ячейки на всю толщину мантии является отсутствие значительного скачка вязкости на границе нижней мантии и верхней. Отсутствие резкого скачка вязкости устраняет ограничения при преодолении течением вещества мантии сейсмической границы между нижним и верхними слоями мантии.

Важным оказалось по [Peltier, 1974], что при оценках изостатических процессов, связанных с изменениями уровня Мирового океана, необходимо учитывать не только вертикальные деформации мантийных слоев, но и растекание мантийного вещества под воздействием нагрузки на земную поверхность.

Современные работы по оценке мантийной конвекции [Trubitsyn, 2012, с. 21], базирующиеся на широком обзоре современных представлений о реологии мантийных слоев и современных методах численного моделирования, также показывают, что течения мантийного вещества «охватывают всю мантию, но концентрируются и имеют большую интенсивность преимущественно в верхней мантии». При этом оценки вязкости для слоев нижней мантии совпадают с оценками, полученными в работе [Peltier, 1998], а для верхней мантии оговаривается, что оценки вязкости требуют дальнейшего анализа.

Среди многочисленных работ с учетом вязкости нижней мантии при оценках изменений уровня моря выделяется работа [Lambeck et al., 2014], в которой авторы на основе современных данных о положении уровня моря в ходе послеледниковой трансгрессии (около 1000 точек), оценок объема покровных ледников

и реологических свойств мантийных слоев попытались определить баланс льда и воды в Мировом океане. Они приняли два основных сценария эволюции баланса воды и льда на протяжении последних 35 тыс. лет: сценарий с низкой вязкостью нижней мантии (около $1\text{e}+21$ Па·с) и сценарий с высокой вязкостью нижней мантии (между $1\text{e}+22$ – 23 Па·с). Оба сценария просчитывались с учетом независимых данных об эволюции ледниковых покровов Северного полушария, полученных по индивидуальным ледникам с учетом подъема занимаемых ими территорий в результате освобождения ото льда. Сохранение баланса между ледниками и объемом воды выполнялось за счет вариаций в эволюции ледникового покрова Антарктиды. На том основании, что сценарий с высокой вязкостью нижней мантии предполагал меньшее увеличение объема ледникового покрова Антарктиды в максимум последнего оледенения, а также учитывая оценки скоростей погружающейся литосферы при субдукции, авторы приняли в своей оценке баланса вариант с высокой вязкостью нижней мантии.

Оговорку к принятию высоких значений вязкости между $1\text{e}+22$ – 23 Па·с нижней мантии авторами [Lambeck et al., 2014] делает [Gowan et al., 2021] на том основании,

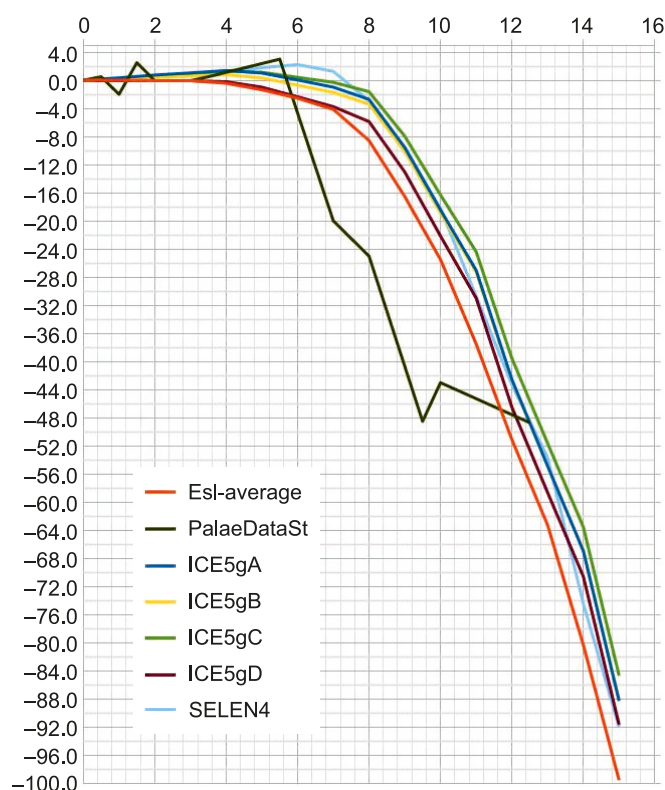


Рис. 1. Кривые послеледниковой трансгрессии в районе г. Находка.

Линия «Esl-average» – усредненная эквивалентная кривая поступления воды в Мировой океан по ICE5g [Peltier, 2004]. Линия «PalaeDataSt» – ход трансгрессии, реконструированный по результатам палеогеографических исследований. Остальные условные обозначения соответствуют обозначениям моделей в Прил. 1, табл. 1.1.

Fig. 1. Post-glacial transgression curves in the vicinity of Nakhodka.

«Esl-average» line is an averaged curve equivalent for water inflow to the World Ocean on ICE5g [Peltier, 2004]. «PalaeDataSt» line is the transgression course reconstructed from the paleogeographic data. Other notations correspond to those which mark the models in App. 1, Table 1.1.

что такая оценка противоречит предварительно полученным оценкам рядом авторов по подъему поверхности после отступления Лаврентийского ледового покрова.

Для побережья Приморья, где имеется сравнительно хорошая палеогеографическая изученность (в сравнении с восточно-арктическими морями) древних следов положения уровня Японского моря, в программном пакете SELEN автором [Bulgakov et al., 2020a] был выполнен расчет хода последледниковой трансгрессии в широком диапазоне значений вязкости мантийных слоев **Прил. 1, табл. 1.1**. Полученные кривые хода последледниковой трансгрессии продемонстрировали прямую зависимость от изменений значений вязкости мантийных слоев (**рис. 1**).

6. ПЕРЕРАСЧЕТЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИЙ И ДИСЛОКАЦИЙ В СЛОЕ НИЖНЕЙ МАНТИИ

Для оценки вклада нижних слоев мантии при проявлении эффекта гидроизостазии автор выполнил перерасчет для получения прямых оценок мантийных деформаций и дислокаций в результате нагружения поверхности Земли. Расчеты выполнялись в программном пакете ELMER/EARTH [Råback et al., 2019; Zwinger et al., 2020].

ELMER – мультифизический пакет с открытым кодом и открытым доступом, предназначенный для решения широкого круга физических и технических задач электромагнитных процессов диффузии, теплопроводности, гидродинамики, механики, электродинамики и др. Для решения задач деформаций земных недр программный пакет имеет блок-решатель для решения вязкоэластичных деформаций. Решатель рассчитывает силы плавучести в системе слоев с изменяющейся по глубине плотностью. При этом разработчики использовали особенность модуля решателя задач эластичных деформаций, в котором реализовано свойство разделения модели на отдельные тела, которые могут быть представлены земными слоями с закрепленными параметрами реологических свойств. Это позволило им учесть рекомендацию [Wu, 2004] об обязательном включении в код условий фундамента Винклера [Zwinger et al., 2020].

Моделирование выполнялось для идеализированного разреза земной коры и мантии в двухмерном и трехмерном варианте с реальной батиметрической поверхностью и границей Мохо для Охотоморского региона. Для уточнения роли нижних мантийных слоев в гидроизостазии расчет по ранее составленным моделям был повторен с реологическими параметрами, при которых наиболее затруднено проникновение поверхностных деформаций до глубин нижней мантии. Заданные реологические параметры приведены в **Прил. 1, табл. 1.2, 1.3**. Верхний мантийный слой с вязкостью $1e+19$ Па·с и нижний с вязкостью $1e+23$ Па·с, т.е. со значениями вязкостей с разницей на четыре порядка.

Следует отметить, что, хотя астеносферный слой по независимым от изостатических оценок расчетам

может иметь вязкость $1e+19$ Па·с [Bulgakov et al., 2020b], изостатические расчеты палеогеографически изученной территории японских островов, а также Скандинавии показывают, что такие значения вязкости все-таки занижены [Nakada et al., 1991; Okuno, Nakada, 2001].

На **рис. 2** представлены результаты численного моделирования. Моделирование выполнялось по двухмерной сетке (mesh), построенной слоями от поверхности до земного ядра. Нагружение производилось на 50-километровую площадку в левом верхнем углу с нарастанием по линейному закону «прибывающей толщи воды» от 0 до 120 м. В результате нагружения поверхности относительно незначительным слоем воды, возрастающим от 0 до 120 м в сравнении с радиусом Земли (6371 км), на протяжении 20 тыс. лет дислокации достигают нижней мантии.

Как вертикальные дислокации (**рис. 2, в**), суммарная амплитуда дислокации (**рис. 2, б**), так и поле напряжений (**рис. 2, а**) проникают в слои нижней мантии при заведомо «завышенных» реологических параметрах (см. **Прил. 1, табл. 1.2**). Здесь даже принято максимально возможное значение коэффициента Пуассона 0.49, чтобы уменьшить вклад вертикальной нагрузки. Для сравнения на **рис. 2, г**, показаны расчеты с более «мягкими» реологическими параметрами, принятыми в соответствии с независимыми от изостатических оценок значениями, заимствованными из работы [Zharkov, 2013] (**Прил. 1, табл. 1.3**). На **рис. 2, г**, видно, что проникновение дислокаций случилось на большую глубину.

Аналогичный перерасчет с целью проверки предположения о проникновении дислокаций в результате поверхностного нагружения до нижних слоев мантии был повторен для трехмерной модели, составленной на основе реальной батиметрии региона Охотского моря и реальной границы Мохо [Bulgakov, 2021]. Трехмерная модель, хотя и позволяет учитывать влияние пространственных неоднородностей геометрии и анизотропии вещества модели, тем самым улучшает расчет, но, тем не менее, в данном случае выполняет только роль независимой проверки для 2D-расчета выдвинутой гипотезы о проникновении дислокаций и деформаций в нижние слои мантии.

Реологические параметры были приняты также завышенными (**Прил. 1, табл. 1.4**).

Трехмерная модель была построена с запасом объема за пределами моделируемого региона Охотского моря для свободного перемещения мантийного материала в латеральном направлении при вертикальном нагружении в пределах акватории Охотского моря. Влияние земной сферичности от размера модели оценивалось в работе [Wu, Johnston, 1998], авторы которой сделали заключение, что если размер модели меньше по площади размера Скандинавского покровного ледника, то влияние сферичности незначительно и может не учитываться. Принятый для моделирования регион Охотского моря соразмерен площади Скандинавского покровного ледника, поэтому сферичность не учитывалась. Запас объема модели за пределами

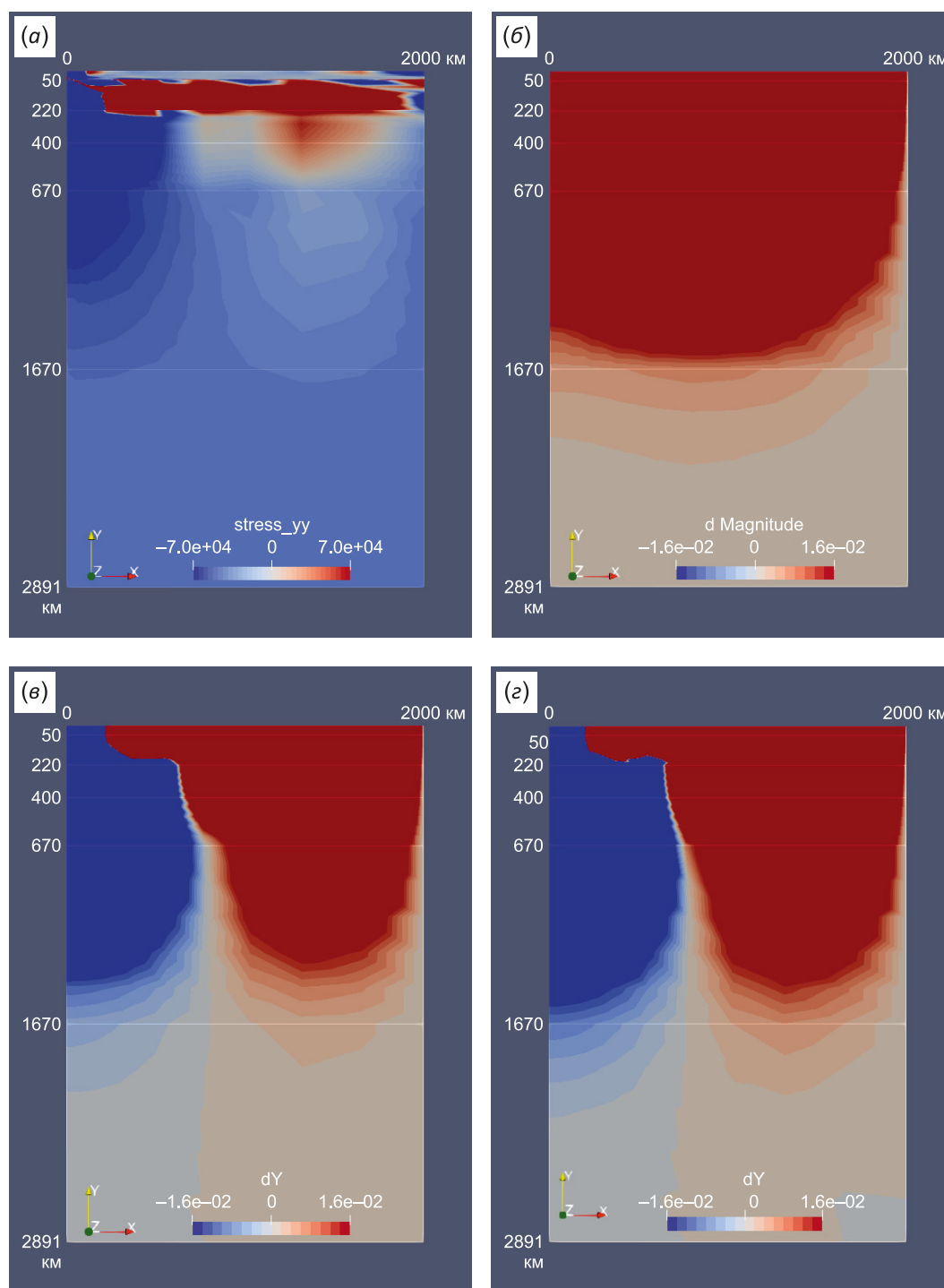


Рис. 2. Результаты двухмерного моделирования на идеализированном разрезе земной коры и мантии после нагружения водным слоем с увеличивающейся по линейному закону глубиной слоя до 120 м на протяжении 20 тыс. лет поверхности размером 50 км в левой части модели.

(а) – распределение напряжений по разрезу; (б) – распределение магнитуды дислокаций; (в) – распределение вертикальных дислокаций с реологическими параметрами (Прил. 1, табл. 1.2); (з) – распределение вертикальных дислокаций с реологическими параметрами (Прил. 1, табл. 1.3). Шкала дислокаций (dY) дана в метрах, шкала напряжений ($stress_yy$) – в Паскалях. Нужно учитывать, что диапазон показанных на рисунках шкал сильно сжат, чтобы показать относительно небольшие значения, достигающие нижних мантийных слоев.

Fig. 2. The results of an idealized two-dimensional cross-sectional modeling of the Earth's crust and mantle after loading with a water layer to the top part of the model with a size of 50 km in the left side with a linearly increasing depth up to 120 m for 20 ky.

(а) – distribution of stresses throughout the cross-section; (б) – distribution of dislocation magnitudes; (в) – distribution of vertical dislocations with rheological parameters (App. 1, Table 1.2); (з) – distribution of vertical dislocations with rheological parameters (App. 1, Table 1.3). Dislocation scale (dY) is in meters, stress scale ($stress_yy$) – in Pascals. It should be considered that the scale range in the figures is very compressed in order to show relatively small values for the lower mantle layers.

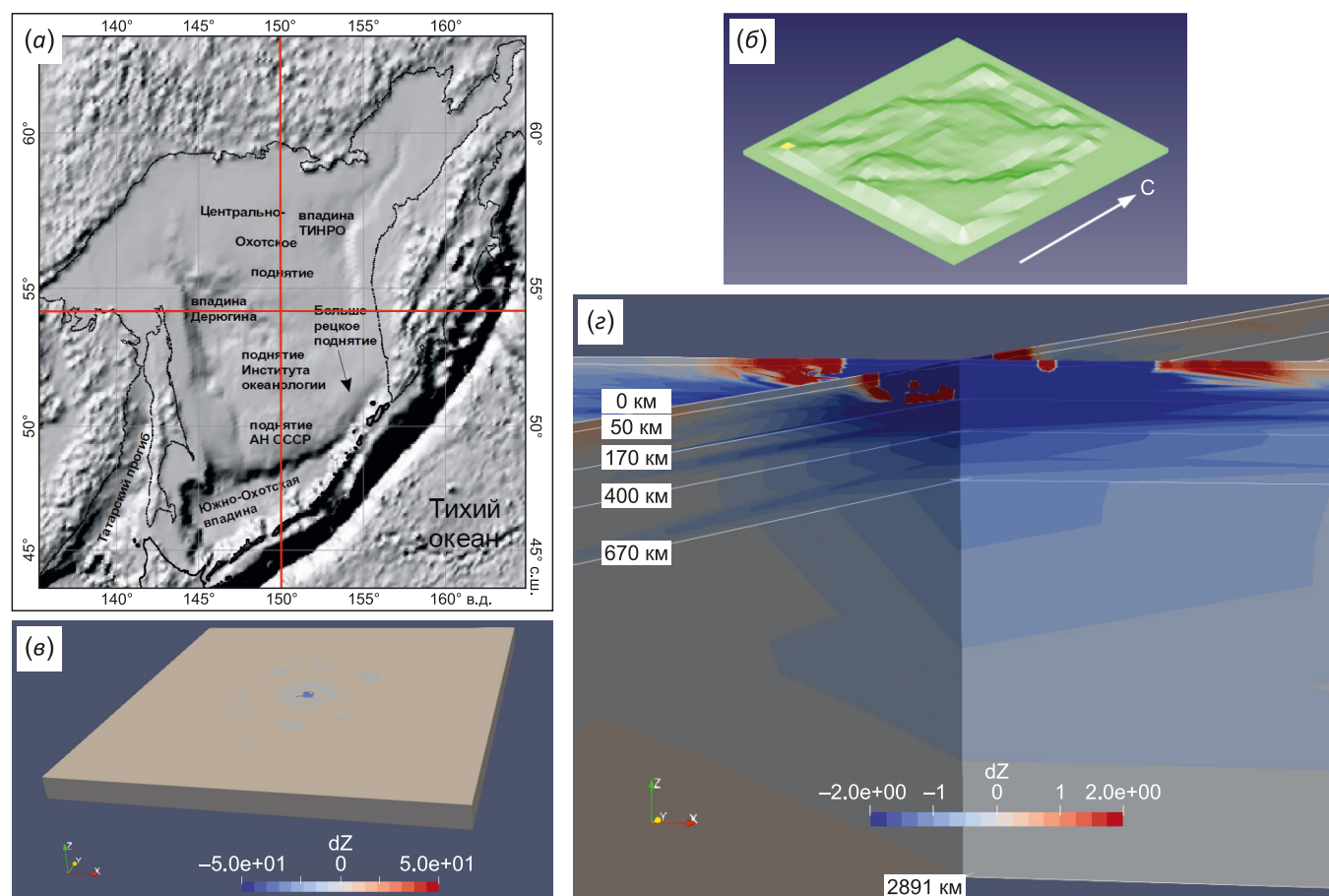


Рис. 3. Результаты трехмерного моделирования после нагружения водным слоем с увеличивающейся линейно глубиной до 120 м поверхности модели в пределах акватории Охотского моря на протяжении 20 тыс. лет.

Использована модель региона Охотского моря с реальной топо-батиметрической поверхностью и границей Мохо. (а) – красные линии – расположение разрезов на фрагменте (з); (б) – вид 3D-поверхности Мохо; (в) – общий вид модели, которая представляет собой прямоугольный параллелепипед со сторонами 50000 км и высотой 2891 км; (г) – распределение вертикальных дислокаций по разрезам с реологическими параметрами из Прил. 1, табл. 1.4.

Fig. 3. The results of three-dimensional modeling after loading with a water layer with a linearly increasing depth up to 120 m of the model surface within the waters of the Sea of Okhotsk for 20 ky.

A model of the Sea of Okhotsk region with a real topo-bathymetric surface and the Moho was used. (a) – red lines showing the cross-sectional locations in the fragment (z); (b) – a view of 3D Moho discontinuity; (c) – a general view of the model representing a rectangular parallelepiped with 50000 km sides and 2891 km height; (z) – distribution of vertical dislocations throughout the cross-sections with rheological parameters from App. 1, Table 1.4.

моделируемого региона Охотского моря (общий размер модели: 50000 км – стороны и 2891 км – высота) играет роль только «расширительного бачка» и не имеет другой роли при моделировании, поэтому не влияет на учет сферичности.

Результат перерасчета (рис. 3, в) в трехмерном случае также демонстрирует проникновение дислокаций в слой нижней мантии.

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Значение амплитуды падения уровня Мирового океана приблизительно в 120 м в результате вымораживания воды в покровные ледники было получено по результатам многочисленных полевых наблюдений. От величины и скорости колебаний уровня морей Мирового океана зависит значение нагрузки на земную поверхность, в результате которой проявляются

дислокации и деформации твердой поверхности, поэтому автор посчитал нужным выполнить обзор современных научных данных, чтобы лишний раз подтвердить общепринятый в мировом научном сообществе факт падения уровня Мирового океана приблизительно на 120 м в максимум последнего оледенения.

Перерасчеты по ранее построенным моделям, но с максимальными (даже завышенными) значениями реологических параметров для мантийных слоев в сравнении с принятыми в научном сообществе показали, что даже в этих условиях дислокации и деформации проникают до глубин нижней мантии при поверхностном нагружении/разгрузке слоем воды 120 м на протяжении отрезка времени 20 тыс. лет.

При перерасчетах материал мантии рассматривался как вязкоупругий материал Максвелла. Материал Максвелла под воздействием мгновенной нагрузки

ведет себя как упругий материал, но при длительном воздействии проявляет свойства вязкого [Peltier, 1974], поэтому деформации могут передаваться через мантийные слои.

При рассмотрении воздействия на нижний слой мантии определяющим является свойство упругости, а при учете вязкости основную роль играет шаг во времени – чем длительнее шаг, тем значительнее будет зависимость от вязкости материала, но обсуждение этого вопроса требует отдельных исследований.

Мантийное вещество принималось несжимаемым. Хотя возможности современных программных продуктов позволяют учитывать материал как сжимаемый, пока нет оценок, демонстрирующих значения сжимаемости сколько-нибудь существенные, чтобы играть заметную роль при оценках деформаций и дислокаций мантийного вещества.

В условиях, когда палеогеографическая изученность дальневосточных и восточно-арктических побережий России низка в сравнении с другими регионами Земли, моделирование является, по сути, единственным инструментом исследований.

Несомненно, изучение явления гидроизостазии для российских территорий, смежных с морскими акваториями, должно быть продолжено с дальнейшим палеогеографическим изучением высотного положения древних следов уровня моря и развитием вычислительных методик.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит рецензентов, внесших конструктивные предложения и критические замечания при работе над рукописью.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Автор заявляет об отсутствии какого-либо конфликта интересов. Автор прочел и одобрил финальную версию перед публикацией.

The author has no conflicts of interest to declare. The author read and approved the final manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Amantov A.V., Amantova M.G., 2017. Modeling of Postglacial Development of Lake Ladoga and Eastern Part of the Gulf of Finland. *Regional Geology and Metallogeny* 69, 5–14 (in Russian) [Амантов А.В., Амантова М.Г. Моделирование послеледниковой развития района Ладожского озера и восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2017. № 69. С. 5–14].

Andrews J.T., Voelker A.H., 2018. "Heinrich Events" (& Sediments): A History of Terminology and Recommendations for Future Usage. *Quaternary Science Reviews* 187, 31–40. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.017>.

Badyukov D.D., 1979. Late Glacial to Post-Glacial Sea Level Changes. Brief PhD Thesis (Candidate of Geographical Sciences). Moscow, 221 p. (in Russian) [Бадюков Д.Д. Изменение уровня океана в поздне- и послеледниковое время: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1979. 221 с.].

Bulgakov R.F., 2021. 3D Modeling of the Hydroisostasy Effect with a Configuration of Moho Surface of the Sea of Okhotsk Close to Real. *Geosystems of Transition Zones* 5 (4), 339–345 (in Russian) [Булгаков Р.Ф. 3D-моделирование эффекта гидроизостазии с близкой к реальной конфигурацией поверхности Мохо для Охотского моря // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 4. С. 339–345]. <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.4.339-345>.

Bulgakov R.F., Afanas'ev V.V., Ignatov E.I., 2020a. Effect of Hydroisostasy on Postglacial Transgression on the Shelf and Coast of Primorye as Revealed by Computer Modelling. *Geosystems of Transition Zones* 4 (2), 220–229. <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.210-219.220-229>.

Bulgakov R.F., Senachin V.N., Senachin M.V., 2020b. Density and Rheological Inhomogeneities in the Mantle of the Active Oceanic Margins of Western Part of Pacific Ocean and the Kuril Deep-Sea Trench Area. *Geosystems of Transition Zones* 4 (1), 116–130 (in Russian) [Булгаков Р.Ф., Сеначин В.Н., Сеначин М.В. Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного желоба. Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 1. С. 116–130]. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.116-130>.

Clark P., Tarasov L., 2014. Closing the Sea Level Budget at the Last Glacial Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111 (45), 15861–15862. <https://doi.org/10.1073/pnas.1418970111>.

Cline R. (Ed.), 1981. *Seasonal Reconstructions of the Earth's Surface at the Last Glacial Maximum*. GSA, Boulder, Colorado, 18 p., 9 sh.

Crittenden M.D., 1963. Effective Viscosity of the Earth Derived from Isostatic Loading of Pleistocene Lake Bonnevill. *Journal of Geophysical Research* 68 (19), 5517–5530. <https://doi.org/10.1029/JZ068i019p05517>.

Fairbanks R.G., 1989. A 17,000-Year Glacio-Eustatic Sea Level Record: Influence of Glacial Melting Rates on the Younger Dryas Event and Deep-Ocean Circulation. *Nature* 342, 637–642. <https://doi.org/10.1038/342637a0>.

Farrell W.E., Clark J.A., 1976. On Postglacial Sea Level. *Geophysical Journal International* 46 (3), 647–667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x>.

Gowan E.J., Tregoning P., Purcell A., Lea J., Fransner O.J., Noormets R., Dowdeswell J.A., 2016. ICESHEET 1.0: A Program to Produce Paleo-Ice Sheet Reconstructions with Minimal Assumptions. *Geoscientific Model Development* 9 (5), 1673–1682. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1673-2016>.

Gowan E.J., Zhang X., Khosravi S., Rovere A., Stocchi P., Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Mangerud J., Svendsen J.-I., Lohmann G., 2021. A New Global Ice Sheet Reconstruction for the Past 80000 Years. *Nature Communications* 12, 1199. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21469-w>.

Gregory J.M., Griffies S.M., Hughes C.W., Lowe J.A., Church J.A., Fukimori I., Gomez N., Kopp R.E., Landerer F., Le Cozannet G., Ponte R.M. et al., 2019. Concepts and Terminology for Sea Level: Mean, Variability and Change, Both Local and Global. *Surveys in Geophysics* 40, 1251–1289. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09525-z>.

Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y., Sambridge M., 2014. Sea Level and Global Ice Volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111 (43), 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>.

Memin A., Ghienne J.-F., Hinderer J., Roquin C., Schuster M., 2020. The Hydro-Isostatic Rebound Related to Megalake Chad (Holocene, Africa): First Numerical Modeling and Significance for Paleo-Shorelines Elevation. *Water* 12 (11), 3180. <https://doi.org/10.3390/w12113180>.

Mitrovica J.X., Peltier W.R., 1991. On Post-Glacial Geoid Subsidence over the Equatorial Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96 (B12), 20053–20,071. <https://doi.org/10.1029/91JB01284>.

Nakada M., Yonekura N., Lambeck K., 1991. Late Pleistocene and Holocene Sea-Level Changes in Japan: Implications for Tectonic Histories and Mantle Rheology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 85 (1–2), 107–122. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90028-P](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90028-P).

Niessen F., Hong J.K., Hegewald A., Matthiessen J., Stein R., Kim H., Kim S., Jensen L., Jokat W., Nam S., Kang S.-H., 2013. Repeated Pleistocene Glaciation of the East Siberian Continental Margin. *Nature Geoscience* 6 (10), 842–846. <https://doi.org/10.1038/ngeo1904>.

Okuno J., Nakada M., 2001. Effects of Water Load on Geophysical Signals Due to Glacial Rebound and Implications for Mantle Viscosity. *Earth, Planets and Space* 53, 1121–1135. <https://doi.org/10.1186/BF03352408>.

Paterson W.S., 1972. Laurentide Ice Sheet: Estimated Volumes during Late Wisconsin. *Reviews of Geophysics* 10 (4), 885–917. <https://doi.org/10.1029/RG010i004p00885>.

Peltier W.R., 1974. The Impulse Response of a Maxwell Earth. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 12 (4), 649–669. <https://doi.org/10.1029/RG012i004p00649>.

Peltier W.R., 1998. Postglacial Variations in the Level of the Sea: Implications for Climate Dynamics and Solid-Earth Geophysics. *Reviews of Geophysics* 36 (4), 603–689. <https://doi.org/10.1029/98RG02638>.

Peltier W.R., 2002. Comments on the Paper of Yokoyama et al. (2000), Entitled "Timing of the Last Glacial Maximum from Observed Sea Level Minima". *Quaternary Science Reviews* 21 (1–3), 409–414. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00112-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00112-3).

Peltier W.R., 2004. Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and Grace. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 111–149. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>.

Peltier W.R., Andrews J.T., 1976. Glacial-Isostatic – I. The Forward Problem. *Geophysical Journal International* 46 (3), 605–646. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01251.x>.

Råback P., Malinen M., Ruokolainen J., Pursula A., Zwinger T., 2019. Elmer Models Manual. Available from: <http://www.nic.funet.fi/pub/sci/physics/elmer/doc/> (Last Accessed January 21, 2022).

Shennan I., Long A.J., Horton B.P. (Eds), 2015. *Handbook of Sea-Level Research*. American Geophysical Union, 600 p. <https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch2>.

Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G., Whitehouse P.L., Clark J.F., 2019. Balancing the Last Glacial Maximum (LGM) Sea-Level Budget. *Quaternary Science Reviews* 205, 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>.

Spada G., Melini D., Galassi G., Colleoni F., 2012. Modeling Sea Level Changes and Geodetic Variations by Glacial Isostasy: The Improved SELEN Code. *arXiv:1212.5031 [physics.geo-ph]*. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1212.5061>.

Spada G., Stocchi P., 2006. *The Sea Level Equation: Theory and Numerical Examples*. Roma, Aracne, 96 p.

Spada G., Stocchi P., 2007. SELEN: A Fortran 90 Program for Solving the "Sea-Level Equation". *Computers & Geosciences* 33 (4), 538–562. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006>.

Tegmark M., 1996. An Icosahedron-Based Method for Pixelizing the Celestial Sphere. *The Astrophysical Journal* 470 (2), L81–L84. <https://doi.org/10.1086/310310>.

Trubitsyn V.P., 2012. Rheology of the Mantle and Tectonics of the Oceanic Lithospheric Plates. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48, 467–485. <https://doi.org/10.1134/S1069351312060079>.

Whitehouse P., 2009. *Glacial Isostatic Adjustment and Sea-Level Change. State of the Art Report*. Technical Report TR-09-11. Durham University, Stockholm, 105 p.

Wu P., 2004. Using Commercial Finite Element Packages for the Study of Earth Deformations, Sea Levels and the State of Stress. *Geophysical Journal International* 158 (2), 401–408. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02338.x>.

Wu P., Johnston P.J., 1998. Validity of Using Flat-Earth Finite Element Models in the Study of Postglacial Rebound. In: P. Wu (Ed.), *Dynamics of the Ice Age Earth: A Modern Perspective*. Trans Tech Publications Ltd, Canada, p. 191–203.

Yokoyama Y., Lambeck K., De Deckker P., Johnston P., Fifield L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from Observed Sea-Level Minima. *Nature* 406, 713–716. <https://doi.org/10.1038/35021035>.

Yokoyama Y., Purcell A., 2021. On the Geophysical Processes Impacting Palaeo-Sea-Level Observations. *Geoscience Letters* 8, 13. <https://doi.org/10.1186/s40562-021-00184-w>.

Zharkov V.N., 2013. *Interior Structure of the Earth and Planets. An Elementary Introduction to Planetary and Satellite Geophysics*. Science and Education, Moscow, 414 p. (in Russian) [Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику. М.: Наука и образование, 2013. 414 с.].

Zwinger T., Grace A. N., Ruokolainen J., King M.A., 2020. A New Open-Source Viscoelastic Solid Earth Deformation Module Implemented in Elmer (v8.4). *Geoscientific Model Development* 13 (3), 1155–1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1155-2020>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Вязкостные характеристики земной коры и мантийных слоев, Па·с

Table 1.1. Viscosity of Earth's crust and mantle layers, unit Pa·s

Слой, толщина, км	Модель, вязкость				
	ICE5gA	ICE5gB	ICE5gC	ICE5gD	SELEN 4
Земная кора (вязкость, толщина, км)	∞ , 50	∞ , 30	∞ , 30	∞ , 55	∞ , 90
Верхняя мантия 1			$2 \cdot 10^{19}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$
Верхняя мантия 2	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$
Транзитный слой, 400–670 км			$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$
Нижняя мантия 1, 670 км			10^{22}	10^{23}	$1.5 \cdot 10^{21}$
Нижняя мантия 2	10^{22}	10^{22}	10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
Нижняя мантия 3			10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
Нижняя мантия 4			10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
Ядро	0	0	0	0	0

Таблица 1.2. Заведомо «завышенные» реологические характеристики земной коры и мантийных слоев

Table 1.2. Artificially high rheological characteristics of the Earth's crust and mantle layers

Глубина, км	Плотность, кг/м ³	Модуль Юнга, Па	Вязкость, Па·с	Коэффициент Пуассона	Ускорение св. падения, м/с ²
50	3233.6	0.45E+11	1.0E+44	0.49	9.82
220	3988.065	0.45E+11	0.45E+19	0.49	9.8239
400	3988.065	0.85E+11	0.45E+19	0.49	9.8755
670	3988.065	0.85E+11	0.45E+21	0.49	9.8399
1670	4396.56	2.19E+11	0.9E+22	0.49	9.7921
2891	4396.56	2.19E+11	0.8E+24	0.49	9.7921

Таблица 1.3. Реологические характеристики земной коры и мантийных слоев заимствованные из [Zharkov, 2013]

Table 1.3. Rheological characteristics of the Earth's crust and mantle layers after [Zharkov, 2013]

Глубина, км	Плотность, кг/м ³	Модуль Юнга, Па	Вязкость, Па·с	Коэффициент Пуассона	Ускорение св. падения, м/с ²
50	3310.0	0.177E+11	1.0E+44	0.2377	9.837
220	3553.0	0.213E+11	0.45E+19	0.2984	9.837
400	3553.0	0.213E+11	0.45E+19	0.2984	9.8755
670	3553.0	0.213E+11	0.45E+21	0.2984	9.8755
1670	4377.0	0.417E+11	0.5E+22	0.2721	10.012
2891	5550.1	0.761E+11	0.9E+23	0.3	10.012

Таблица 1.4. Реологические характеристики земной коры и мантийных слоев

Table 1.4. Rheological characteristics of the Earth's crust and mantle layers

Слой	Радиус, км	Мощность слоя, км	Плотность, кг/м ³	Коэфф. Пуассона	Модуль Юнга, $\times 10^{11}$ Па	Вязкость, Па·с	Ускор. своб. падения, м/с ²
Земная кора	6371–6321	7–50	3233.6	0.3	0.18388	1.0×10^{44}	9.83
	6321–6151	170	3367.12	0.29	0.1941	0.5×10^{19}	9.83
Верхняя мантия	6151–5971	180	3467.12	0.29	0.2948	0.5×10^{20}	9.99
	5971–5701	270	3988.07	0.3	0.2948	0.7×10^{21}	9.99
Нижняя мантия	5701–3480	2221	4877.91	0.33	0.65844	0.27×10^{23}	10.69