

Гидроизостазия как фактор, повлиявший на ход послеледниковой трансгрессии на шельфе и побережье Приморья, по результатам численного моделирования

© 2020 Р. Ф. Булгаков¹, В. В. Афанасьев¹, Е. И. Игнатов²

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,

географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Резюме. В статье рассматриваются факторы, влияющие на ход послеледниковой трансгрессии на Приморском побережье (территории нынешнего Приморского края) и шельфе Дальнего Востока России. Особенностью этого региона оказалось заметное отставание наступления моря в начале голоцена, после завершения холодного стадиала позднего дриаса. Причиной этого ряд авторов считает нисходящий характер тектонических движений, доминирующий в этом регионе на протяжении всего кайнозоя. Однако обнаруженные поднятые следы древних береговых линий в период климатического оптимума голоцена противоречат выводу о равномерном тектоническом опускании. Предложено объяснение данного противоречия компенсацией гидроизостатической нагрузки за счет упруго-вязких свойств мантийных слоев после завершения таяния ледников последнего оледенения с поступлением больших объемов воды в бассейн Японского моря. Доминирующие нисходящие тектонические движения западного борта Японского моря и Приморского побережья прервались гидроизостатически обусловленным воздыманием в атлантическое время 5–6 тыс. л.н. Численные расчеты послеледниковой трансгрессии в программах SELEN 2.9 и SELEN 4 показали, что гидроизостатическое влияние при увеличении значений вязкости мантийных слоев ведет к замедлению трансгрессии. Реологические характеристики мантийных слоев в районе Приморского побережья имеют более низкие значения в сравнении с Японскими островами, расположенными ближе к зоне современной субдукции.

Ключевые слова: послеледниковая трансгрессия, вязкость мантии, гидроизостазия, вертикальные движения, Приморье Дальнего Востока.

Для цитирования: Булгаков Р.Ф., Афанасьев В.В., Игнатов Е.И. Гидроизостазия как фактор, повлиявший на ход послеледниковой трансгрессии на шельфе и побережье Приморья, по результатам численного моделирования. *Геосистемы переходных зон*, 2020, Т. 4, № 2. с. 210–219.

<https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.210-219.220-229>

Effect of hydroisostasy on postglacial transgression on the shelf and coast of Primorye as revealed by computer modelling

Rustam F. Bulgakov*¹, Victor V. Afanas'ev¹, Evgeniy I. Ignatov²

¹Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Abstract. Factors affecting the process of postglacial transgression on the shelf and coast of the Primorye (the territory of modern Primorsky Krai) in the Russian Far East are considered. The main regional feature consists in a significant lag of the sea level rise at the beginning of the Holocene following the completion of the Younger Dryas cold stadial. While some researchers explain this phenomenon in terms of descending tectonic movements that predominated in this region over the course of the Cenozoic era, traces of the Holo-

cene climatic optimum sea level highstands along the coastline contradict the conclusion that tectonic submergence was uniform. In order to explain this contradiction, the hypothesis of hydroisostatic load compensation due to the viscoelastic properties of the mantle layers following the end of the last period of glaciation and involving the influx of huge volumes of water to the basin of the Sea of Japan is proposed. Dominating tectonic submergences of the western rim of the Sea of Japan and the Primorye coast were interrupted by hydroisostatic emergence during the Atlantic period between 5–6 ka BP. The use of a computer simulation of postglacial transgression in the SELEN 2.9 and SELEN 4.0 software environments demonstrates a transgression lag under hydroisostatic influence along with the increasing viscosity of mantle layers. The viscosity of mantle layers in the Primorye region is shown to be lower than for the Japanese Archipelago, which is located closer to the recent subduction zone.

Keywords: postglacial transgression, mantle viscosity, hydroisostasy, vertical movements, Primorye, Russian Far East.

For citation: Bulgakov R.F., Afanas'ev V.V., Ignatov E.I. Effect of hydroisostasy on postglacial transgression on the shelf and coast of Primorye as revealed by computer modelling. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 2, pp. 220–229. (In Engl.).
<https://doi.org/10.30730/gtr.z.2020.4.2.210-219.220-229>

Введение

Послеледниковая трансгрессия в Приморском районе российского Дальнего Востока проходила с заметным отставанием от трансгрессии, обусловленной только эвстатическим фактором, при этом вдоль всего побережья отмечаются поднятые выше современного уровня моря следы древних береговых линий. По данным [Park et al., 2000; Плетнев, 2012], Японское море даже в максимум последнего оледенения не теряло связь с океаном, поэтому перерывов в поступлении водных масс в результате изоляции Японского моря от Мирового океана не происходило и на отставание хода трансгрессии они не влияли.

Для выявления факторов, влияющих на ход трансгрессии, нами предпринято моделирование изменений уровня моря в результате таяния ледников в зависимости от реологических параметров мантийных слоев. Моделирование, выполненное в программных пакетах SELEN 2.9 и SELEN 4.0, показало существенное влияние эффекта гидроизостазии на ход трансгрессии.

Программные пакеты SELEN 2.9 и SELEN 4.0, предназначенные для решения уравнения изменения уровня моря с учетом гляцио- и гидроизостатической коррекции, разработаны и представлены в открытом доступе коллективом авторов под руководством Г. Спада [Spada, Stocchi, 2006; Spada, Stocchi, 2007; Spada et al., 2012; Spada, Melini, 2019].

В работе при анализе литературных данных об изменениях уровня моря, полученных в результате полевых исследований предшественниками, учитывались реконструкции высотного положения и возраста древних следов моря, выполненные методами микропалеонтологического анализа и подтвержденные абсолютными определениями возраста. Качество данных позволяет использовать их как опорные отметки для моделирования кривой послеледниковой трансгрессии уровня моря и оценок вклада эвстатической трансгрессии и тектонических движений.

Изменение уровня моря в Приморье по результатам полевых наблюдений

Короткий с соавторами [Короткий и др., 1980] отмечают, что вследствие кайнозойского погружения прибрежной полосы Приморья и уничтожения древних береговых линий определение плейстоценовых этапов развития побережья весьма затруднительно. На шельфе Приморья обнаружено несколько подводных абразионных террас на глубинах 20, 30–40, 100–120 м, возраст которых, однако, неизвестен. Они могут датироваться ранним, или средним, или поздним плейстоценом, а могут фиксировать стадии послеледниковой трансгрессии.

Несомненно, что в течение плейстоцена на шельфе Приморья несколько раз сменялись трансгрессивные и регрессивные режимы.

Трансгрессии и регрессии, видимо, были синхронны общепланетарным гляциоэвстатическим колебаниям уровня Мирового океана. Однако достоверных следов этих изменений уровня моря практически не обнаружено. На шельфе они, вероятно, размыты, так как при бурении под слоем прибрежно-морских голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений чаще всего вскрываются отложения неогена и более древних эпох.

На побережье следов межледниковых трансгрессий также не обнаружено. Исключением являются найденные в нескольких бухтах морские отложения, залегающие на уровне, близком современному. Они представлены береговыми и лагунными отложениями с комплексами сублиторальных и лагунных диатомей и пылью теплолюбивых растений. Возраста этих отложений авторы [Короткий и др., 1980] не указывают даже предположительно.

В начале голоцена поведение кривой уровня моря Короткий и др. [1980] характеризуют следующим образом: «В амурскую (пребореальную) фазу береговая линия Японского моря располагается на отметках (–50... –70) м. Осадки, отвечающие проникновению морских вод в переуглубленные долины рек Туманная, Раздольная, Киевка, вскрыты на глубинах (–48.7) и (–43) м. Наиболее достоверно положение уровня моря в пребореале определено в скв. 2 в Амурском заливе, где фациальная граница, отделяющая континентальные отложения от морских, проходит на отметке (–42.9) м» [Короткий и др., 1980, с. 183].

Таким образом, в начале голоцена заметных отставаний от характерной для эвстатической кривой трансгрессии уровня моря еще не отмечено.

Но позже, по окончании позднего дриаса, в период импульса поступления талой воды MWP-1B (melt water pulse-1B) [Peltier, Fairbanks, 2006; Tanabe et al., 2010], приведшего к ускорению послеледниковой трансгрессии, на приморском шельфе уже фиксируются отставания в ходе трансгрессии.

Так, в среднем Приморье, несмотря на редкую встречаемость голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений на шельфе При-

морья, описан [Кузьмина и др., 1987] такой разрез, удачно вскрытый скважинами в бухте Киевка, на глубине моря 16–35 м. Предложено принять его как стратотип голоцена морских осадков Приморья. Авторы [Кузьмина и др., 1987] считают, что скважина располагается в относительно тектонически стабильном, по [Кулаков, 1973], районе, хотя свидетельствуют, что этот район приурочен к Центрально-Сихотэ-Алиньскому тектоническому шву. В разрезе отмечается непрерывное осадконакопление с сартанского похолодания – временной интервал осадков 20–25 тыс. л.н. Разрез палеонтологически охарактеризован и датирован радиоуглеродным методом.

В скважине № 132, пробуренной на шельфе, на глубине 20 м получены датировки прибрежных осадков возрастом 9660 ± 160 лет (МГУ-822), которые, как считают [Кузьмина и др., 1987], сформировались на отметках чуть ниже 48–49 м от современного уровня моря и по своему фациальному составу свидетельствуют о положении уровня моря в это время.

По результатам палинологического анализа датированный слой характеризуется резким потеплением климата, что может являться свидетельством продолжения импульса поступления талой воды MWP-1B – события, сменившего поздний дриас, как это было обнаружено на о. Барбадос [Peltier, Fairbanks, 2006; Tanabe et al., 2010]. Формировался слой в обстановке окислительного и активного гидродинамического режима [Кузьмина и др., 1987].

П.А. Каплин [Каплин, 1978], проанализировав результаты работ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ на Японском море и обобщив имеющиеся литературные сведения, пришел к выводу, что на шельфе Приморья выявлены три комплекса следов древних береговых линий. Два представлены аккумулятивными формами на глубинах 45–50 и 35–40 м с возрастом более 40 тыс. л.н. и один на глубинах 20–25 м с возрастом 7–8 тыс. л.н.

Следы древней береговой линии возрастом 7–8 тыс. л.н. обнаружены на глубинах 20–25 м, в то время как на других побере-

жьях, в том числе на расположенном не так далеко о. Окинава, следы береговых линий этого возраста находятся на глубинах 10–15 м [Evelpidou et al., 2019]. Это также подтверждает факт отставания хода послеледниковой трансгрессии на приморском шельфе.

Другой характерной особенностью послеледниковой трансгрессии на побережье Приморья является превышение современного уровня моря в оптимум голоцена. Аккумулятивные формы рельефа голоценового возраста, располагающиеся выше современного уровня моря, часто состоят из нескольких генераций береговых валов.

Например, в бухте Рудная выделяются три такие генерации, их высота от берега вглубь суши 2, 3–4 и 5–6 м. Они разделены заболоченными понижениями – бывшими лагунами. Аккумулятивные формы сложены толщей песчано-гравийных отложений, включающих линзы ила. По отложениям аккумулятивных форм получено большое количество радиоуглеродных дат в диапазоне от 5.5 до 1 тыс. л.н. [Игнатов, 2004].

В атлантическое время Кузьмина и др. [1982] определяют подъем уровня моря выше современного на 2–3 м. Они полагают, что в это время формировались (2.5–3)-метровая морская терраса и основание 3.5-метровой лагунной террасы побережья. Позже, в начале суббореала, произошла небольшая регрессия моря, подтвержденная находками археологических стоянок: стоянки обнаружены на абразионной поверхности высотой 4.5 м, сразу после выхода ее из волноприбойной зоны.

Для среднеголоценового времени (атлантического), барабашевской эпохи, авторы [Короткий и др., 1980] выделяют поднятую голоценовую террасу практически по всему материковому побережью Японского моря. В юго-западном Приморье она представлена обширной низменной равниной Хасанского взморья, которая далее к северо-востоку отмечается в устьях рек и изголовьях бухт. Ее высота колеблется в пределах 4–8 м. За зоной древних штормовых валов выделяется аллювиально-лагунная терраса высотой 3–4 м. Амплитуда относительных поднятий прибрежной суши оценивается неоднозначно: 2–3, 5–8 и 11–13 м. Поэтому в качестве

репера для отсчета предельных колебаний уровня Японского моря в среднем голоцене предлагают использовать высотные отметки кровли лагунных слоев в разрезе 3–4-метровой террасы [Короткий и др., 1980].

Возраст пачки лагунных отложений в разрезе 3–4-метровой террасы колеблется от 736 ± 160 лет (МГУ-ИОАН-229) в устье р. Барабашевка до 4500–5000 лет в устье р. Черная. Эти лагунные отложения хорошо коррелируют с накоплениями пляжевых отложений в разрезе 5-метровой морской террасы, радиоуглеродные датировки которых 5530 ± 110 лет (ГИН-738), 5630 ± 110 лет (ГИН-739а), 6000 ± 130 лет (ГИН-739б) [Короткий и др., 1980].

Далее, в амбинскую (суббореал) фазу, выделяется понижение относительно максимума атлантика на 2.5–3.0 м [Короткий и др., 1980].

Во второй половине суббореала, в период потепления климата, отмечается вновь подъем уровня моря, подтвержденный поселениями древних людей на структурно-денудационных поверхностях высотой 20–40 м [Селиванов, Степанов, 1982].

В субатлантике море регрессирует, древние поселения людей (янковская культура, 2500–2000 л.н.) найдены не только на высоте 4–5 м, но и на современном уровне моря. В субатлантике-2 (SAT2) на 2.5-метровой морской аккумулятивной террасе датированы моллюски 1420 ± 18 (МГУ-758) и 1400 ± 200 лет (МГУ-810), что говорит о трансгрессии Японского моря. Археологические данные свидетельствуют о погребении артефактов янковской культуры в пляжном песке и гальке прибрежных валов высотой 4.2 м [Селиванов, Степанов, 1982].

Таким образом, общей особенностью хода послеледниковой трансгрессии в Приморье в начале голоцена, после завершения холодного стадиала – позднего дриаса, является отставание от эвстатической трансгрессии [Каплин, 1978; Короткий и др., 1980; Кузьмина и др., 1987]. При этом отставание подъема уровня моря продолжается и после того, как скорость поступления талой воды вновь увеличилась.

Другой характерной особенностью послеледниковой трансгрессии в Приморье

является превышение современного уровня моря в атлантическое время с последующим плавным спадом, сопровождаемым осцилляциями регрессий и трансгрессий с амплитудами в первые метры.

Характер хода трансгрессии/ингрессии Японского моря по речным долинам и риазовый тип побережья Приморья подтверждают преобладание отрицательных тектонических вертикальных движений в этом регионе. Но повсеместное распространение поднятых береговых линий атлантического времени свидетельствует о чередовании нисходящих тектонических движений с воздыманиями.

Вывод о прерывистых, импульсных тектонических движениях, характерных в целом для региона, не противоречит результатам анализа сейсморазрезов [Антипов, 1987], которые показывают, что япономорский глубоководный бассейн был создан двумя импульсами дифференцированных кратковременных опусканий: предсреднемиоценовым и позднечетвертичным. Для бортов Японского моря характерны «флексурно-разрывные» зоны [Антипов, 1987], по которым происходили тектонические движения.

Моделирование послеледниковой кривой изменения уровня моря для Приморья

С использованием пакета программ с открытым кодом SELEN 2.9 в работе выполнены расчеты с целью получить кривые послеледникового изменения уровня моря для района побережья Приморья.

Программный пакет SELEN 2.9 предназначен для решения так называемого уравнения уровня моря (SLE — sea level equation) [Spada, Stocchi, 2006]. Решение «уравнения уровня моря» находится в области значений пространственно-временной изменчивости рельефа дна Мирового океана при сохранении гравитационного потенциала морской поверхности, постоянной для конкретно взятого сценария таяния покровных ледников ледниковой эпохи и вязко-эластичной модели Земли [Wu, Peltier, 1983]. Программный пакет реализует основополагающие принципы, предложенные [Farrel, Clark, 1976] для расчета изменений уровня моря после перераспре-

деления талой воды из ледников по поверхности вязко-эластичной модели Земли.

Расчеты сделаны для разных реологических характеристик слоев мантии Земли и при разных сценариях таяния ледников. Дополнительно в тестовом режиме провели моделирование с помощью последней версии пакета программ SELEN 4 [Spada, Melini, 2019]. Новая версия программы отличается от предыдущей SELEN 2.9 такими обновлениями, как учет вращения Земли, изменения конфигурации суши и океана по мере повышения уровня Мирового океана вследствие таяния позднеплейстоценовых ледников, сдвиг полюса по мере деградации ледников. Для моделирования таяния ледников в SELEN 4 используется обновленная версия модели позднеплейстоценового оледенения ICE6gC с реологической моделью мантии VM5a [Peltier et al., 2015]. Следует заметить, что пока не получилось добиться устойчивых результатов в программном пакете SELEN 4, поэтому приводится только один расчет.

В таблице приведены значения вязкости мантийных слоев, использованные [Nakada et al., 1991] для оценки мантийной реологии Японских островов и взятые нами для расчетов. Он предложил 3 типа вязкостной характеристики мантийных слоев Земли: А, В и С. Четвертый тип D, с предельными для мантийных слоев значениями вязкости, добавлен нами в качестве «наиболее вязкого» [Булгаков и др., 2020]. Названия моделей в таблице состоят из обозначения модели сценария послеледникового таяния – ICE3g [Tushingham, Peltier, 1991] и ICE5g [Peltier, 2004], с добавлением символа, указывающего на тип вязкостной характеристики мантийных слоев Земли.

Таким образом, к примеру, обозначение ICE5gA говорит, что при расчете использовалась модель таяния ледников ICE5g по [Peltier, 2004] с вязкостной моделью типа А по [Nakada et al., 1991].

В результате расчетов были получены кривые изменения уровня моря послеледниковья для всех перечисленных вязкостных характеристик и моделей сценариев таяния ледников последнего оледенения. На рис. 1 представлены полученные кривые для точки местонахождения г. Находка. Обозначения

Таблица. Вязкостные характеристики мантийных слоев, Па·с

Слой	Модель								
	ICE3gD	ICE3gB	ICE5gA	ICE5gB	ICE5gC	ICE5gD	SELEN 4		
Литосфера, вязкость и толщина, км	$\infty, 55$	$\infty, 30$	$\infty, 50$	$\infty, 30$	$\infty, 30$	$\infty, 55$	$\infty, 90$		
Верхняя мантия слой 1	10^{22}	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{19}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$		
слой 2	10^{22}				$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$		
Транзитный слой, 400–670 км	10^{22}				$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$		
Нижняя мантия слой 1	10^{23}	10^{22}	10^{22}	10^{22}	10^{22}	10^{23}	$1.5 \cdot 10^{21}$		
слой 2	10^{23}				10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$		
слой 3	10^{23}				10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$		
слой 4	10^{23}				10^{22}	10^{23}	10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
слой 5									$3.2 \cdot 10^{21}$
слой 6									$3.2 \cdot 10^{21}$
Ядро	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞		

Примечание. Объяснения к обозначениям моделей даны в тексте.

кривых соответствуют обозначениям моделей в таблице.

Схожие результаты расчетов хода послеледниковой трансгрессии получили [Evelpidou et al., 2019] в программном пакете SELEN с моделями ICE6g и VM5a для сравнительно близкого к Приморью региона, о. Окинава архипелага Рюкю. Результаты расчетов использовались при уточнении полевых данных, свидетельствующих о превышении уровня моря в оптимум голоцена в районе архипелага Рюкю.

Обсуждение

Р. Pirazzoli [Pirazzoli, 2005], сравнив результаты численного моделирования голоценовой трансгрессии, выполненного разными авторами для нескольких моделей хода таяния ледников, с данными полевых наблюдений в Средиземном море, пришел к выводу, что в одних случаях результаты расчетов превышают и опережают оценки, полученные при полевых наблюдениях на побережьях, а в других отстают от них. Анализ, выполненный [Pirazzoli, 2005], показывает, что

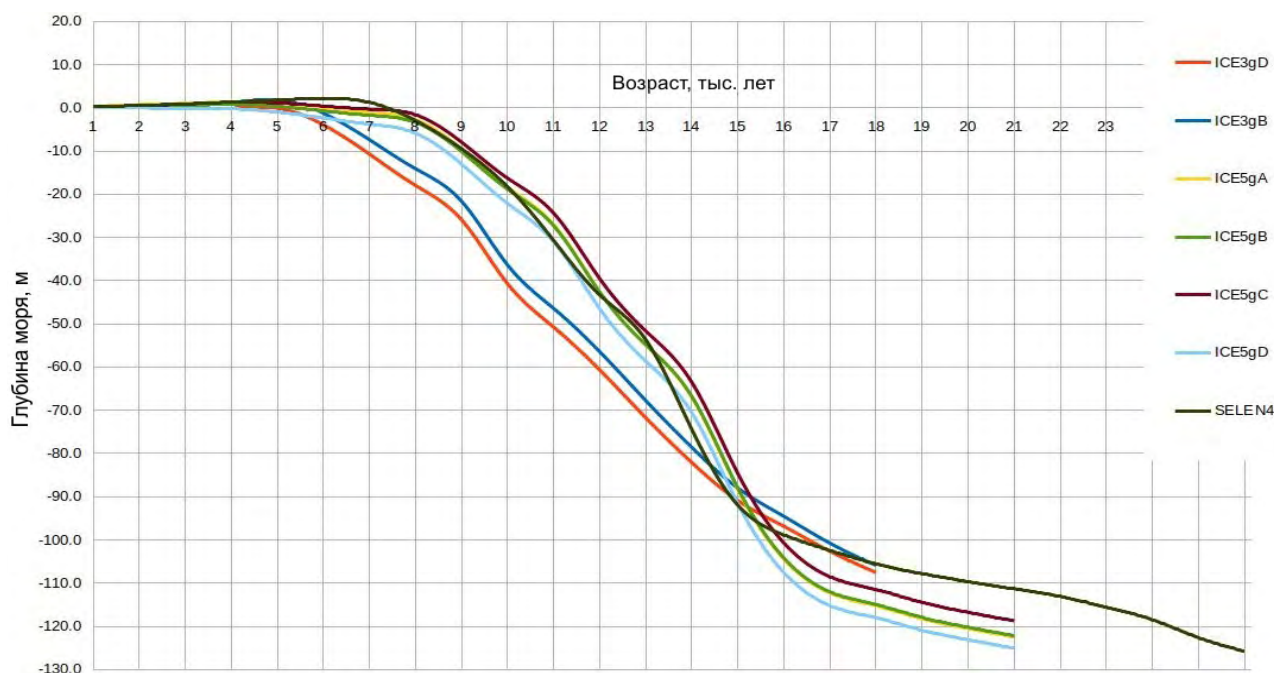


Рис. 1. Кривые послеледниковой трансгрессии в районе г. Находка.

численные методы пока не могут в точности воспроизводить ход трансгрессии во всех регионах Мирового океана.

Надо оговориться, что эта ситуация сохраняется до сих пор, несмотря на значительное совершенствование как методик расчетов, так и моделей хода таяния ледников. В настоящей работе расчеты используются в большей мере для оценки тенденций, чем для получения точных значений высоты морских палеоуровней.

Из результатов полевых работ, представленных выше, наиболее надежной выглядит оценка уровня Японского моря, определенная по скв. 132 с возрастом 9.6 тыс. л.н. на глубинах около –48... –49 м [Кузьмина и др., 1987], которая свидетельствует об экстремально низком уровне моря этого времени. Оценка для хронологически последующего положения уровня Японского моря на глубинах 20–25 м в интервале времени 7–8 тыс. л.н. [Каплин, 1978] подтверждает вывод о замедлении трансгрессии и расширяет временной интервал, на котором фиксируется это замедление.

Если значение уровня моря 9.6 тыс. л.н. (рис. 1) сравнить с уровнем моря, полученным по результатам исследования скважины № 132, видно, что наиболее близка к этим результатам кривая ICE3gD (рис. 1, линия оранжевого цвета), для которой уровень моря близок к –37 м. Такая же тенденция – наибольшая близость к наблюдаемым значениям – видна для интервала времени 7–8 тыс. л.н., когда уровень моря по наблюдениям находился на глубине 20–25 м, а на кривой ICE3gD – на глубине 10–19 м.

Для модели ICE3gD, как следует из ее обозначения, при расчете использовалась модель послеледникового таяния ICE3g. Эквивалентная кривая изменений уровня моря для модели приведена на рис. 2 а. Согласно этой кривой, общий объем воды, поступившей в океан за 22 тыс. лет, эквивалентен повышению уровня моря на 113.49 м, что меньше величины, рассчитанной за тот же период времени для скорректированной модели ICE5g, – 127.11 м. Разница между кривыми двух моделей особенно значима для отрезка времени от 6 до 22 тыс. л.н. Не вдаваясь в анализ причин, просто учтем, что ско-

рость трансгрессии в интервале времени от 6 до 22 тыс. л.н. на кривой модели ICE3g ниже, чем на последующей версии ICE5g.

С одной стороны, скорость трансгрессии за счет поступления воды в районе Приморья оказалась сниженной, хотя на многих побережьях этого времени отмечается импульс ускорения поступления воды от таяния ледников – MWP-1B [Lambek et al., 2014]. И нужно учитывать, что изоляции Японского моря от Мирового океана не происходило, перерывов в поступлении водных масс в Японское море не было и на ход трансгрессии они, по данным [Park et al., 2000; Плетнев, 2012], не влияли.

С другой стороны, тип D вязкостной характеристики мантийных слоев имеет наиболее высокие значения вязкости (см. таблицу), при которых полученные расчетные кривые изменения уровня моря демонстрируют наибольшее запаздывание трансгрессии.

Если проанализировать кривые по другим расчетным моделям, то выделяется общая тенденция: чем выше «вязкость» мантийных слоев модели, тем медленнее трансгрессия и ниже одновозрастные уровни моря. Это характерно для обеих моделей хода таяния ледников.

На моделях с низкими значениями вязкости, как, например, ICE5gC, скорость трансгрессии наиболее высокая и среднеголоценовые превышения наиболее значительны. Надо заметить, что наибольшие превышения в середине голоцена получились на кривой SELEN 4, которая выполнялась по усовершенствованному сценарию таяния ледников ICE6g и мантийной модели с низкими значениями вязкости.

В отношении среднеголоценовой трансгрессии, которая совпадает с климатическим оптимумом голоцена и зафиксирована на многих побережьях Мирового океана, следует обратить внимание, что в моделях таяния ледников (рис. 2 а, б) никак не учитываются климатические осцилляции, которые повсеместно зафиксированы как биографическими методами, так и по изменению соотношений изотопов кислорода [Каплин, 1978]. То есть для образования следов превышения современного уровня моря в атлантический климатический оптимум голоцена

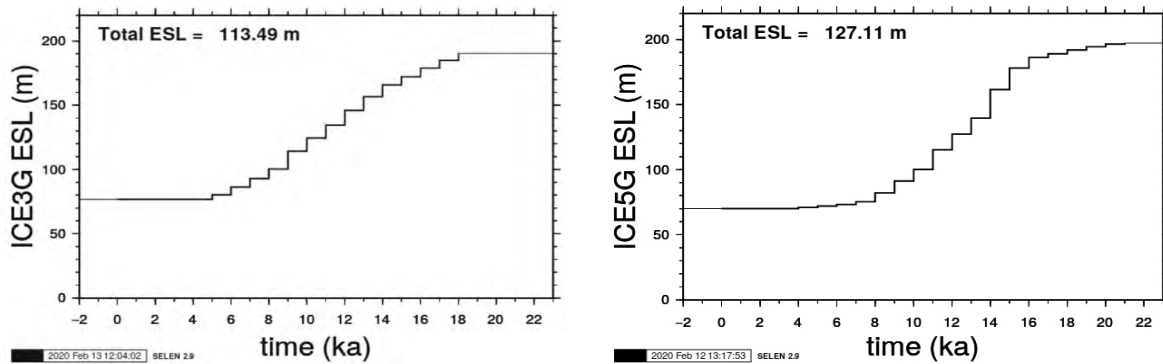


Рис. 2. Эквивалентные кривые изменения уровня моря (ESL) для модели ICE3g (a) и модели ICE5g (b). ka – 10^3 лет.

не требуется дополнительный объем талой воды из ледников, а достаточно релаксации литосферы и мантии после гидроизостатического нагружения [Lambeck et al., 2014].

Если такой механизм объясняет среднеголоценовое превышение современного уровня, то будет допустимо не исключать подобный вклад гидроизостатической релаксации и в отношении последующих колебаний уровня моря, наблюдаемых на побережьях Приморья. Это регрессия в суббореале (4 тыс. л.н.), небольшая трансгрессия в конце суббореала, регрессия в субатлантике (2–2.5 тыс. л.н.) и трансгрессия в субатлантике-2 (1.4 тыс. л.н.).

В подтверждение идеи том, что ведущую роль в колебаниях уровня моря после окончания таяния ледников играли вертикальные движения земной коры в результате гидроизостатической релаксации, можно привести результаты, полученные на о. Хонсю, где одновозрастный уровень среднеголоценового превышения уровня моря в разных точках острова меняется от полного отсутствия до нескольких метров выше современного уровня моря [Nakada et al., 1991], чего нельзя было бы ожидать при осцилляции поступления талой воды.

За пределами обсуждений в этой статье, как предмет отдельного изучения, остается вопрос о вкладе гидроизостатического нагружения талой водой ледников последнего покровного оледенения чаши Японского моря, как усилителя и ускорителя нисходящих тектонических движений, характерных для Приморья в течение всего кайнозоя.

Среди вязкостных моделей типов А, В, С, заимствованных из использованных для Японских островов [Nakada et al., 1991], наиболее высокое среднеголоценовое пре-

вышение уровня моря при расчетах дали модели с пониженной вязкостью типа С, в которых современный уровень достигнут около 8 тыс. л.н. И наоборот, среднеголоценовое превышение современного уровня моря не показали модели с наибольшими значениями вязкости типа D.

Реологические характеристики мантийных слоев в районе Приморья, скорее всего, ближе к моделям типа А и В. На модели типа В нет такой излишне высокой скорости трансгрессии, как на модели типа С, но превышение современного уровня в середине голоцена все-таки отмечается. Кривая, полученная по модели типа А, очень похожа на кривую типа В, но при этом имеет мощность литосферы 50 км, что ближе к данным, полученным геофизическими методами [Родников и др., 2005]. Неполное соответствие полевым наблюдениям объясняется несовершенством моделей хода таяния ледников.

Полученные на кривых особенности поведения уровня моря в послеледниковую трансгрессию позволяют предположить, что мантийные слои в районе Приморья более «вязкие» сравнительно с районом Японских островов.

На восточном борту Японского моря, на равнине Ичиго (Этиго) о. Хонсю, после детального изучения кернов скважин [Tanabe et al., 2010] установили в интервале времени 9.9–9.7 тыс. л.н. ускорение трансгрессии, которое описывают как уникальное явление, присущее только этому побережью Японского моря и не встречающееся в других районах Мирового океана. Связывают это ускорение с косейсмическими тектоническими погружениями по активному разлому, ограничивающему равнину Ичиго с запада.

При этом уровень моря в этом районе, после учета вклада сеймотектоники, для возраста 9.6 тыс. л.н. оценивают на уровне -33.5 м [Tanabe et al., 2010] (для сравнения, в Приморье чуть выше $-48...-49$ м).

Учитывая, что результаты моделирования показали для Приморья приближение к отметкам, полученным при полевых наблюдениях, но все-таки не достигли этих отметок, можно предположить, что в задержку послеледниковой трансгрессии внесли свой вклад косейсмические тектонические опускания побережья и шельфа Приморья по аналогии с о. Хонсю. Хотя активных голоценовых разломов вдоль побережья Приморья пока не выявлено, сеймотектонические просадки побережья и шельфа могли происходить по «флексурно-разрывным зонам» (по [Антипов, 1987]).

Заключение

Результаты моделирования послеледниковой трансгрессии в районе Приморья показали, что при определенных условиях ход послеледниковой трансгрессии приближается к зафиксированным по полевым наблюдениям отметкам уровня Японского моря в районе побережья Приморья.

Отставание хода послеледниковой трансгрессии от эвстатической в этом районе в полной мере возможно объяснить только наличием прерывистых во времени сеймотектонических погружений шельфа в первой половине голоцена.

Обоснованно выглядят более высокие значения вязкости мантийных слоев в рай-

оне Приморья сравнительно с вязкостными характеристиками мантийных слоев района Японских островов. Если Японские острова расположены непосредственно над зоной современной субдукции и находятся под влиянием этого процесса, то на район Приморья взаимодействие плит влияет уже в меньшей степени.

Превышения современного уровня моря в атлантический оптимум голоцена – около 5–6 тыс. л.н., зафиксированные на приморских побережьях, могут быть объяснены реакцией на гидроизостатическое погружение береговой линии вследствие относительно быстрого приращения водной нагрузки, под воздействием которой на шельфе усилился общий тренд нисходящих движений, а по окончании поступления талой ледниковой воды, за счет упруго-вязких свойств мантии, нисходящий тренд прервался и шельф вернулся на свой сбалансированный уровень.

В осцилляции колебаний уровня моря после достижения среднеголоценового максимума – регрессии в суббореале около 4 тыс. л.н. и начале субатлантика 2–2,5 тыс. л.н. – могли внести значительный вклад тектонические факторы, с усилением тенденции нисходящих движений. Это ставит вопрос о специальных исследованиях доли вклада колебаний климата в осцилляции уровня моря после голоценового климатического оптимума, если принять во внимание окончание деградации ледникового покрова Антарктиды 4–6 тыс. л.н.

Список литературы

1. Антипов М.П. 1987. *Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря*. М.: Наука, 86 с. (Труды ГИН; вып. 412).
2. Булгаков Р.Ф., Сеначин В.Н., Сеначин М.В. 2020. Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного желоба. *Геосистемы переходных зон*, 4(1): 116–130. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.116-130>
3. Игнатов Е.И. 2004. *Береговые морфосистемы*. Москва; Смоленск: Маджента, 352 с.
4. Каплин П.А. 1978. Развитие шельфовой зоны в плейстоцене. В кн.: *Геоморфология и палеогеография шельфа*. М.: Наука, 157–164.
5. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. 1980. *Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография*. Новосибирск: Наука, 232 с.
6. Кузьмина Н.Н., Полякова Е.И., Шумова Г.М. 1982. К истории голоценовой трансгрессии Японского моря. В кн.: *Геология морей и океанов: Тез. докл. V Всесоюз. школы морской геологии*. М.: Ин-т океанологии им П.П. Ширшова АН СССР, 1: 50–52.

7. Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И. и др. **1987**. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря. *Изв. АН СССР, Серия географическая*, 4: 78–89.
8. Кулаков А.П. **1973**. *Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей*. Новосибирск: Наука, 187 с.
9. Плетнев С.П. **2012**. *Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (поздний мел – кайнозой)*: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Владивосток.
10. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. **2005**. Геотраверс региона Охотского моря. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 5: 45–58.
11. Селиванов А.О., Степанов В.П. **1982**. Опыт георхеологических исследований на морском побережье (на примере советского Приморья). В кн.: *Изменения уровня моря*. М.: Изд-во МГУ, с. 115–133.
12. Evelpidou N., Kawasaki S., Kararkani A., Saitis G., Spada G., Economou G. **2019**. Evolution of relative sea level in Okinawa (Japan) during Holocene. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 42: 3–16.
13. Farrel W.E., Clark J.A. **1976**. On postglacial sea level. *Geophysical J. International*, 46: 647–667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x>
14. 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>
15. Nakada M., Yonekura N., Lambeck K. **1991**. Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaogeography, Palaoclimatology, Palaecology*, 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)
16. Park S.-C., Yoo D.-G., Lee E.-I. **2000**. Last glacial sea-level changes and paleogeography of the Korea (Tsushima) Strait. *Geo-Marine Letters*, 20(2): 64–71. <https://doi.org/10.1007/s003670000039>
17. 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*, 20(32): 111–149. [doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359)
18. Peltier W.R., Fairbanks R.G. **2006**. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25: 3322–3337.
19. Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R. **2015**. Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 120: 450–487. <https://doi.org/10.1002/2014jb011176>
20. Pirazzoli P.A. **2005**. A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1989–2001. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.026>
21. Spada G., Melini D. **2019**. SELEN 4 (SELEN version 4.0): a Fortran program for solving the gravitationally and topographically self-consistent sea level equation in Glacial Isostatic Adjustment modeling. *Geoscientific Model Development*, 12: 5055–5075. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-5055-2019>
22. Spada G., Stocchi P. **2006**. *The sea level equation: Theory and numerical examples*. Roma: Aracne, 96 p.
23. Spada G., Stocchi P. **2007**. SELEN: A Fortran 90 program for solving the sea-level equation. *Computers and Geosciences*, 33(4): 538–562. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006>
24. Spada G., Melini D., Galassi G., Colleoni F. **2012**. *Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code*. <http://arxiv.org/abs/1212.5061>.
25. Tanabe S., Nakanishi T., Yasui S. **2010**. Relative sea-level change in and around the Younger Dryas inferred from late Quaternary incised-valley fills along the Japan Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29: 3956–3971. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.09.018>
26. Tushingham A.M., Peltier W.R. **1991**. ICE-3G – A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of Post-Glacial relative sea level change. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 96: 4497–4523. <https://doi.org/10.1029/90jb01583>
27. Wu P., Peltier W.R. **1983**. Glacial isostatic adjustment and the free air gravity anomaly as a constraint on deep mantle viscosity. *Geophysical J. International*, 74: 377–449.

Об авторах

БУЛГАКОВ Рустям Фаридович (ORCID 0000-0001-9095-3785), кандидат географических наук, научный сотрудник лаборатории береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН), Южно-Сахалинск, r.bulgakov@imgg.ru, АФАНАСЬЕВ Виктор Викторович (ORCID 0000-0002-2344-1269), кандидат географических наук, заведующий лабораторией береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН), Южно-Сахалинск, vvasand@mail.ru, ИГНАТОВ Евгений Иванович (ResearcherID 587057; Scopus ID 7801398734), доктор географических наук, профессор кафедры геоморфологии и палеогеографии, географический факультет, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва