

Морские террасы и влияние эффекта гидроизостазии на вертикальные движения Сахалина

© 2019 Р. Ф. Булгаков*, В. Н. Сеначин

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

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

В работе проверяется предположение о влиянии эффекта гидроизостазии при глобальных изменениях уровня моря на амплитуду вертикальных неотектонических движений о. Сахалин. Сравниваются палеогеографические оценки высотного положения и возраста морских террас, результаты численного моделирования изменений уровня моря последнего ледникового и распределение изостатических нарушений равновесия литосферы при изменениях уровня моря в шельфовой зоне о. Сахалин.

Ключевые слова: морские террасы, изменения уровня моря, гидроизостазия, вертикальные движения, Сахалин.

Marine terraces and hydroisostasy influence on the vertical movements of the Sakhalin

Rustam F. Bulgakov, Vladimir N. Senachin*

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

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

The submitted research is aimed to verify the assumption of hydroisostasy impact on the vertical movements of the Sakhalin Island during global sea level changes. Paleogeographically estimated ages and altitudes of marine terraces are compared, as well as the results of digital modeling of relative sea level (RSL) changes in last glaciation time, and the distribution of crust isostatic balance corrections at the Sakhalin shelf during sea level variations.

Keywords: marine terraces, sea level changes, hydroisostasy, vertical movements, Sakhalin Island.

Введение

Тектонические движения новейшего времени актуальны для полного понимания и оценки рисков катастрофических природных явлений. Сильные землетрясения, потенциальные наводнения с размывами берегов и активизацией склоновых процессов или, наоборот, отступления морских берегов, осложняющие хозяйственную деятельность береговых инфраструктур [Afanasyev, Ignatov, 2018], коррелируют с неотектонической активностью на Сахалине.

Вертикальная амплитуда и скорость неотектонических движений могут быть оценены по хронологии и высоте расположения древних следов морских трансгрессий в виде выровненных поверхностей – морских террас с сохранившимися на них сингенетично

аккумулированными осадками, содержащими микропалеонтологические остатки морского планктона.

Амплитуды и скорости вертикальных движений взбросо-сдвиговой тектоники Сахалина, обусловленные геодинамическим взаимодействием охотоморской и амурской плит [Сим и др., 2017], корректируются в результате возникновения дополнительных нагрузок на литосферу во время глобальных регрессий и трансгрессий Мирового океана за счет нарушений изостатического равновесия.

Морские террасы

В настоящее время продолжается дискуссия о количестве, возрасте и высоте плейстоценовых террас и осадочных слоев морского происхождения на Сахалине [Свиточ, 2004].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИМГиГ ДВО РАН.

Среди большого количества выделенных террасовидных поверхностей террас именно прибрежно-морского происхождения, подтвержденных микропалеонтологическими исследованиями, установлено сравнительно мало. Характерная особенность сахалинской геоморфологии и палеогеографии – это отсутствие морских террас на высотах более 40 м над современным уровнем моря. В обобщении, выполненном в 70-х годах прошлого столетия А.Н. Александровой [Александрова, 1978], отмечается, что для выровненных поверхностей на высотах от 50–80 м и выше микропалеонтологических свидетельств в пользу морского происхождения не обнаружено. Эта ситуация сохраняется до настоящего времени.

По А.Н. Александровой, морскими по происхождению можно считать террасы на высотах 15–40 м, отнесенные к началу позднего плейстоцена (QIII¹⁻²) по корреляции с террасами о. Хоккайдо, результатам палинологического анализа и присутствию на них морских моллюсков и диатомей. Следующим террасовым уровнем, возможно, морского происхождения второй половины позднего плейстоцена (QIII³⁻⁴) являются террасы на

высотах 12–15 м. Их прибрежно-морское происхождение также доказано коррелированием с Хоккайдо и результатами палинологического анализа [Александрова, 1978].

Осадочные разрезы морского позднего плейстоцена встречаются в районах тектонических погружений на побережье Амурского лимана, в зал. Байкал, на Северо-Сахалинской равнине, на Дунской, Айнской низменностях п-ова Терпения и побережье Поронайской низменности.

Голоценовые морские аккумулятивные формы высотой от 3–5 до 6–10 м, как отмечает А.Н. Александрова, окаймляют значительную часть побережья Сахалина и относятся по аналогии с японскими островами к голоценовой трансгрессии, называемой в Японии Дзэмон, с возрастом около 6000 л. н. [Александрова, 1978].

Следующее, комплексное исследование морских террас Сахалина было проведено специалистами Тихоокеанского института географии в 1990-х годах [Короткий и др., 1997]. Обследовалось западное побережье Сахалина, Анивское, по сути южное, побережье, а также изучались керны скважин, выполненных на шельфе северо-восточного побережья.

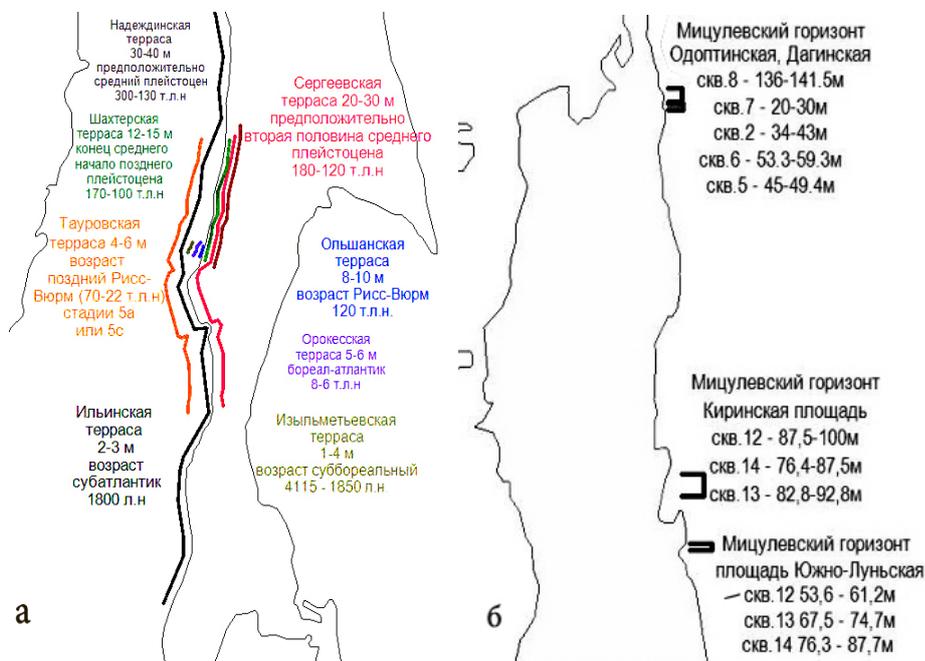


Рис. 1. Схема расположения четвертичных морских террас и скважин на шельфе с изученными морскими осадками. (а) высотные и возрастные характеристики обсуждаемых в тексте морских террас; (б) скважины (в пределах оконечных площадок) с указанием интервалов глубин мицулевского криохрона, формировавшегося при низком стоянии уровня моря в конце вюрмской ледниковой эпохи и начале последующей трансгрессии (по материалам [Короткий и др., 1997]).

В результате исследования обнаружили и подтвердили морской генезис выделенных поверхностей обнаружением морских и солоноватоводных диатомовых для следующей последовательности плейстоценовых террас с предполагаемыми возрастными от среднего плейстоцена до голоцена: надеждинская – высоты 30–40 м; сергеевская – 20–30 м, шахтерская – 12–15 м; ольшанская – 8–10 м; тауровская – 4–6 м.

Изучены и подтверждены морские голоценовые уровни с высотным положением до 5–6 м на западном побережье.

На берегах Анивского залива аккумулятивные формы на высотах 4.5–6 м отнесены ими к среднеголоценовому возрасту. Отмечено наличие на Сахалине переуглубленных речных долин с четвертичными осадками мощностью до 130–250 м, связанных с зонами стабильных опусканий [Короткий и др., 1997].

Для поверхностей выравнивания вдоль побережий западного Сахалина на высотах от 60 до 120 м, названных каменная терраса (100–120 м) и бошняковская терраса (60–80 м), пока не удалось найти микропалеонтологических доказательств морского генезиса. Возраст этих поверхностей, как предполагается, ранний или средний плейстоцен. Использовать эти поверхности для оценок параметров вертикальных неотектонических движений пока затруднительно.

Раннеплейстоценовые, по результатам микропалеонтологического анализа и палеомагнитного датирования, прибрежно-морские отложения, названные усть-бачинская свита, описаны в юго-восточной части п-ова Крильон в районе устья одноименной речки [Новейшие... , 1988].

В случае подтверждения ранне-среднеплейстоценового возраста и прибрежно-морского происхождения каменной и бошняковской террас, разница в амплитудах воздымания юго-восточной части п-ова Крильон и западного побережья в районе мыса Ламанон с начала плейстоцена будет около 100 м.

Изучением кернов скважин шельфа восточного Сахалина, в основном методами микропалеонтологического анализа, авторы [Короткий и др., 1997] подтвердили в осадках шельфа характерные для всего плейстоцена периодические изменения климата от теплых периодов к холодным и наоборот.

Последняя холодная эпоха, обозначенная авторами как мицулевский криохрон и соответствующая завершению вюрмского оледенения по Европейской шкале, была обнаружена на глубинах от 20 до 141 м ниже современного уровня моря. Возраст горизонта по комплексам лагунных диатомей и фораминифер авторы определили в интервале от 24 до 10,2 тыс. л. н. Таким образом, накопление мицулевского горизонта происходило в быструю фазу послеледниковой трансгрессии.

Определение высотного положения отложений, одновозрастных последнему оледенению, актуально, так как позволяет уточнить положение уровня моря относительно современного в условиях глобальной регрессии Мирового океана.

Вертикальные движения

Скорости вертикальных движений, как отмечают авторы [Короткий и др., 1997], рассчитанные по высотному положению морских террас и их возрасту, показывают снижение тектонической активности начиная с рисс-вюрмского межледниковья, после активизации в раннем–среднем плейстоцене.

В тех случаях, когда не указывается абсолютный возраст, здесь, для удобства, используется «длинный» плейстоцен, согласно Международной хроностратиграфической шкале 2016 г.

Высотное, практически над современным урезом моря, положение раннеплейстоценовых (возрастом около 700 тыс. л. н.) прибрежно-морских отложений усть-бачинской свиты подразумевает низкую тектоническую активность в раннем плейстоцене, по крайней мере в этом районе п-ова Крильон.

Если оценивать скорость вертикальных движений по наиболее высокой и имеющей подтвержденный морской генезис надеждинской террасе – средняя высота 37.5 м, а возраст, если принять кислородно-изотопную стадию (КИС) КИС-7 как наиболее заметный теплый стадиал в среднем плейстоцене с возрастом 190 тыс. л. н., то среднюю скорость воздымания западного побережья Сахалина можно оценить в $37.5 \text{ м} / 190 \text{ тыс. л.} = 0.2 \text{ мм/год}$. Средняя скорость по возрастным оценкам, полученным ранее А.Н. Александровой [Александрова, 1978], при том же высотном положении не сильно отличается: $37.5 \text{ м} / 120 \text{ тыс. л.} = 0.3 \text{ мм/год}$.

Оценки скоростей тектонических движений по высотам расположения сергеевской и шахтерской террас, которые, по оценке [Короткий и др., 1997], достаточно близки по возрасту, но расположены на существенно разных высотах, дают заметно различающиеся скорости подъема. Это противоречие устраняется предположением в конце среднего – нача-

ле позднего плейстоцена фазы активного тектонического подъема с амплитудой не менее 20 м [Короткий и др., 1997].

Среднюю скорость подъема сергеевской террасы, если присвоить ей возраст одного из небольших потеплений климата между КИС-7 и КИС-5е во второй половине среднего плейстоцена (по использованной в указанной монографии шкале плейстоцена) и принять уровень моря в –50 м (следуя предложенной авторами кривой изменений уровня моря на сахалинском шельфе и согласившись с их оценкой амплитуды поднятия сергеевской террасы в 40 м), можно оценить в 40 м / 170 тыс. л. = 0.23 мм/год.

Скорость подъема шахтерской террасы, учитывая назначенные авторами значения вертикальных движений в 30–35 м со времени ее формирования и возраст следующего теплого стадиала после сергеевского, – 32.5 м / 150 тыс. л. = 0.2 мм/год.

Для ольшанской террасы, сопоставленной с рисс-вюрмским межледниковым планетарным потеплением климата стадии КИС-5е, скорость подъема оказывается практически нулевой [Короткий и др., 1997], учитывая общеизвестный факт, что сангамонская трансгрессия превышала современный уровень на 8–10 м, а это как раз высота современного положения ольшанской террасы.

Авторские оценки возраста и высотного положения тауровской террасы, опирающиеся на кривую колебаний уровня моря «в четвертичное время для прибрежной зоны о. Сахалин» [Короткий и др., 1997, с. 167], прямо указывают на нулевую амплитуду. Высота тауровской террасы 4–6 м, тогда как возраст сопоставлен с КИС-5с или КИС-5а, во время трансгрессий которых, по мнению авторов, уровень моря превышал современный.

Оценка скоростей воздымания по голоценовым уровням, ориентируясь на кривую изменения уровня моря в [Короткий и др., 1997], дает нулевые скорости подъема западного Сахалина. Голоценовые террасы – орокеская, изыльметьевская, ильинская – располагаются на высотах, в принципе совпадающих с голоценовыми осцилляциями колебаний уровня моря. Правда, несколько смущают последние данные об отсутствии в эпоху Дзе-

мон превышений современного уровня моря [Ohira, 2003]. (В этом случае скорость воздымания в голоцене возрастет до 1 мм/год.) Но в то же время уровень изыльметьевской террасы на высоте, фиксирующей трансгрессию с превышением современного уровня моря в результате деградации антарктического ледникового щита 4 тыс. л. н. [Yokoyama et al., 2012], сохраняет основания оценивать скорости вертикальных тектонических движений в голоцене как нулевые. Разницу в превышениях уровня моря в оптимум голоцена вдоль японских островов, скорее всего, следует отнести к «эффекту геометрии» – на мысах отсутствие превышения, а в заливах заметные превышения современного уровня моря [Nakada et al., 1991].

Анализируя морские уровни только с подтвержденным морским генезисом, получаем средние скорости воздымания западно-сахалинских побережий в 0.2 мм/год для периода перед последним, рисс-вюрмским межледниковьем. После этого времени скорости вертикальных движений становятся нулевыми, что позволяет заключить, что западно-сахалинское побережье оставалось стабильным в отношении вертикальных движений последние 120 тыс. лет.

Похожий вывод можно сделать для северо-восточного шельфа Сахалина, где современные глубины мицулевского криохрона, формировавшегося во время отступления последнего оледенения, располагаются в интервале, соответствующем по возрасту быстрой послеледниковой трансгрессии. То есть территория северо-восточного-шельфа также была тектонически стабильна в отношении вертикальных движений по крайней мере в течение последних 20 тыс. лет.

Измеренные скорости современных движений блоков Сахалина, по данным геодезических наблюдений, составляют 3.9 мм/год для горизонтальных движений [Прытков и др., 2016]. Вертикальная компонента накопления сеймотектонических движений, по оценкам смещений на активных разломах, составляет около 1 мм/год [Кожурин, 2013].

Очевидные противоречия между средней скоростью воздымания территории западно-сахалинского шельфа в допозднеплейстоце-

новое время и скоростью современных движений, а также нулевые значения скоростей вертикальных движений в позднем плейстоцене – голоцене нуждаются в объяснении.

Значительным планетарным явлением, способным повлиять на характер и интенсивность тектонических движений в новейшее время, были глобальные оледенения. В середине прошлого века Е.В. Артюшковым было показано, что величины нагрузки, которые начинают деформировать литосферу, начинаются от 10 кг/см^2 [Артюшков, 1967]. А на площади приложения нагрузки в $10\,000 \text{ км}^2$ достаточно первых килограммов на 1 см^2 , чтобы начались процессы изостатической компенсации нагрузки [Асеев и др., 1974]. Изменения уровня моря в результате забора воды из океанов в ледниковые покровы Северного полушария и Антарктиды и последующего возвращения воды в Мировой океан в период межледниковий превышали 120 м, что больше требуемой деформационной нагрузки в 10 кг/см^2 .

Численное моделирование деградации ледниковых покровов последней ледниковой эпохи с учетом самогравитирующего океана [Farrel, Clark, 1976] подтверждает ранее выдвинутые догадки о неравномерном подъеме уровня моря в разных регионах, установленном на основе палеогеографических реконструкций изменений уровня моря в разных частях света. Как показало моделирование, эффект гидроизостазии делает заметный вклад в амплитуду изменения уровня моря в результате изменения формы дна чаши морей в зависимости от приложения нагрузки талой воды ледниковых покровов или снятия ее. Будет логично предположить, что это явление влияет на тектонические процессы.

Численное моделирование изменений уровня моря

Для проверки предположения о влиянии эффекта гидроизостазии на вертикальные тектонические движения Сахалина было проведено моделирование изменений уровня моря в акваториях, окружающих Сахалин, после таяния ледниковых покровов последнего глобального оледенения. Расчет подъема уровня моря выполняли в программном

комплексе с открытым кодом и свободным доступом SELEN 2.9, разработанном коллективом авторов под руководством Г. Спады [Spada, Stocchi, 2006, 2007; Spada et al., 2012].

Обсуждение алгоритмов моделирования выходит далеко за рамки данной статьи и в настоящее время уже представляет собой отдельное направление в науке, начатое в 70-х годах прошлого столетия [Farell, Clark, 1976; Clark, Lingle, 1979; Peltier, 1974; и др.]. Здесь приведем только те особенности вычислений, которые влияют на результаты моделирования.

При моделировании программа рассчитывает изменяющуюся уровенную поверхность гравитационного поля Земли по мере поступления масс талой воды из ледниковых покровов Северного полушария и Антарктиды. Изменения формы твердой поверхности Земли учитываются в максвелловской вязко-упругой модели мантии и упругой литосферы. При этом не учитывается реальная батиметрия океана; модель мантии и литосферы, указанная для рассматриваемого участка, принимается для всей Земли. Влияние вращения Земли не учитывается. При расчете таяния ледниковых покровов не принимаются во внимание многочисленные осцилляции послеледникового потепления климата, отразившиеся также в колебаниях повышения уровня моря, как это следует из многочисленных палеогеографических реконструкций. Радиус элементарной ячейки, для которой рассчитывались относительные изменения уровня моря, был взят исходя из вычислительных ресурсов – 46 км.

Областью нашего интереса был выбран охотоморский участок с координатами $135\text{--}165^\circ$ в.д. и $40\text{--}67^\circ$ с.ш. Реологическая модель мантии и литосферы при моделировании несколько отличалась от модели VM2a (см. таблицу), рекомендованной для тестового варианта разработчиками программы SELEN 2.9, поскольку была оптимизирована применительно к охотоморскому региону.

Для охотоморского района в реологической модели принимались, вслед за [Yokoуama et al., 2012], значения мощности литосферы 30 км, вязкости верхней мантии $0.2 \times 10^{21} \text{ Па}\cdot\text{с}$, вязкости нижней мантии – $5 \times 10^{21} \text{ Па}\cdot\text{с}$, остальные параметры взяты из модели VM2a.

Параметры модели VM2a

Слой	Радиус, км	Плотность, кг/м ³	Модуль сдвига, ×10 ¹¹ Па	Вязкость, ×10 ²¹ Па·с	Гравитация (ускорение свободного падения), м/с ²
Литосфера	6281–6371	4120	0.73	Бесконечность	9.707
Верхняя мантия	5951–6281	4120	0.95	0.5	9.672
Переходная зона	5701–5951	4220	1.10	0.5	9.571
Нижняя мантия	3480–5701	4508	2.00	2.7	9.505
Ядро	0–3480	10 925	0	0	10.622

В качестве модели ледниковых покровов использовали предложенную в программном комплексе ICE-5G [Peltier, 2004]. Программный комплекс рассчитывает деградацию ледников во времени с интервалом 1 тыс. лет.

На рис. 2 а, б представлена реконструкция относительного уровня моря (RSL) для 4 и 20 тыс. л. н.

Как видно из результатов моделирования, 4 тыс. л. н. (рис. 2а) наибольшие превышения уровня моря над современным – в 1.5 м случились на северо-западном побережье Сахалина в Амурском лимане. На западном

побережье, где палеогеографическими методами изучены морские террасы, 4 тыс. л. н. уровень моря превышал современный на 0.5–1.2 м. У изъёмтевьевской террасы в этом районе высота аккумулятивной части 3–4 м, а цокольной – не превышает 1 м. На побережье Анивского залива превышений над современным уровнем нет: расчет показывает нулевые и даже отрицательные значения, хотя по результатам палеогеографических исследований здесь выделяются лагунные террасы высотой 1.5–3.5 м и возрастом от 1 до 6.5 тыс. л. н.

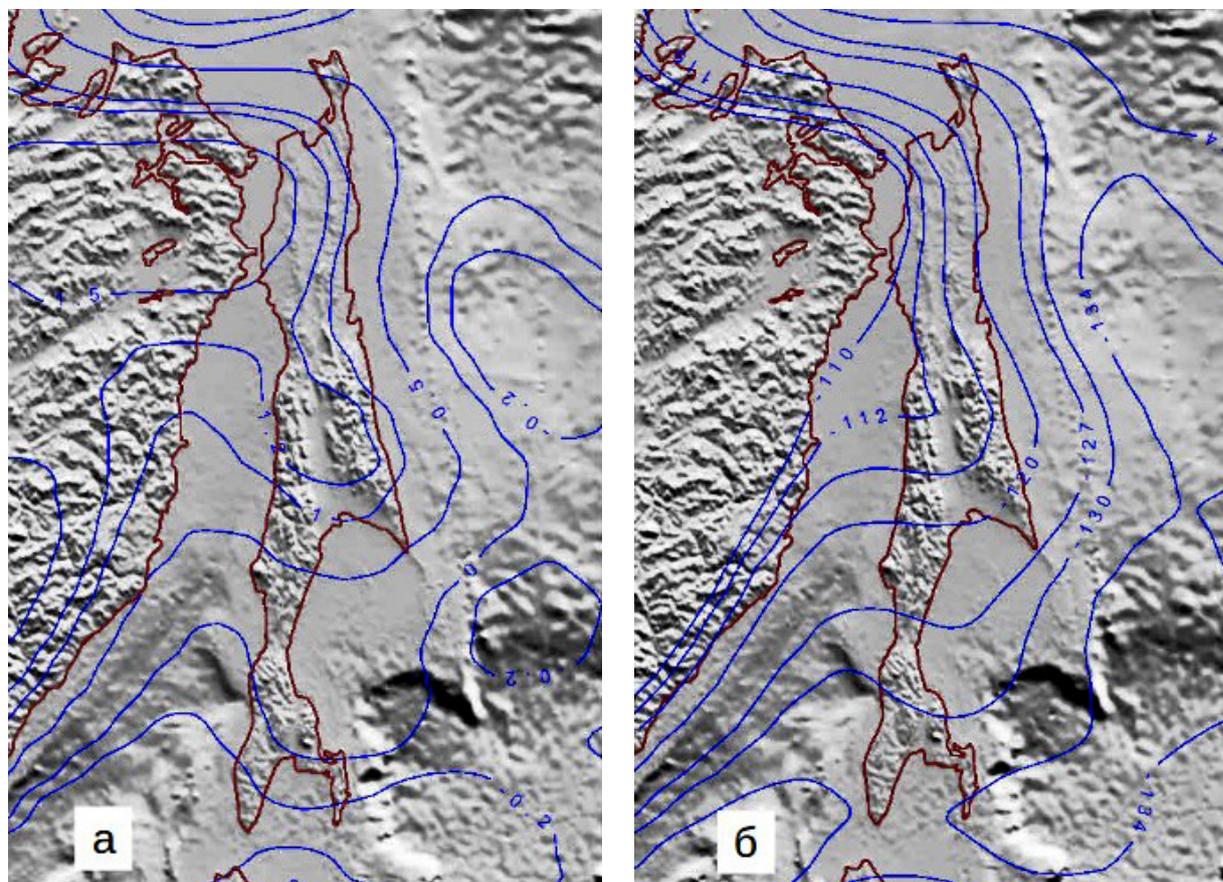


Рис. 2. Уровень моря (уровневая поверхность) (в м) относительно современного уровня 4 тыс. л. н. (а) и 20 тыс. л. н. (б).

20 тыс. л. н., во время максимума последнего оледенения, район изучения мицулевского криохрона на северо-западном шельфе Сахалина, возраст которого от 24 до 10.2 тыс. л. н., испытал понижение уровня моря от -120 до -127 м (рис. 2б). Для возраста от 10 до 11 тыс. л. н. моделирование показало в этом районе уровень моря относительно современного от -22 до -33 м. Это заставляет думать, что возраст мицулевского горизонта ближе к 10 тыс. л. н., чем к максимуму вюрмского оледенения около 20 тыс. л. н.

Так называемый эквивалентный уровень моря (ESL) – эвстатическое снижение уровня моря при формировании ледниковых покровов и забора воды в них из Мирового океана – по модели ICE-5G оценивается в -127.11 м. Если вычесть из ESL значения уровня моря 20 тыс. л. н., то разница, с некоторым приближением, покажет деформации «твердой поверхности» геоида (рис. 3) в результате изъятия этого объема воды.

Моделирование, при всех принятых ограничениях, наглядно демонстрирует (рис. 2

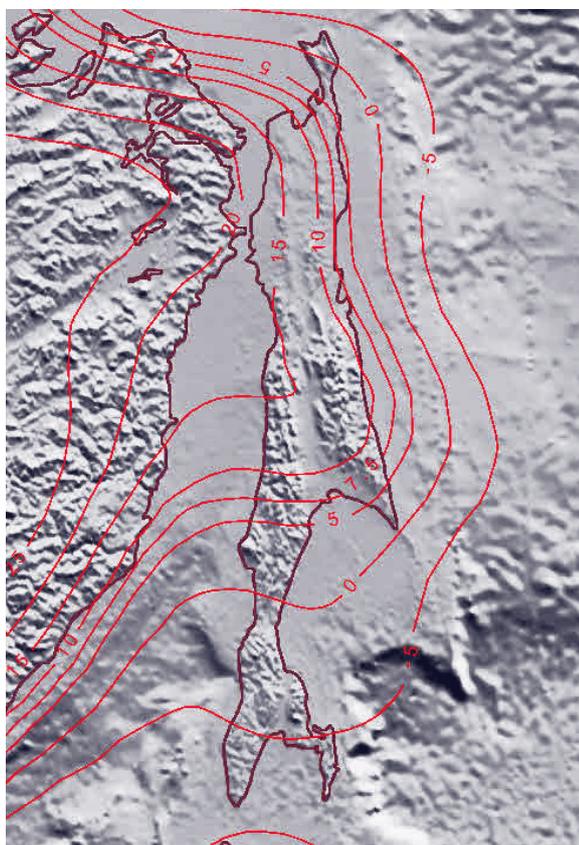


Рис. 3. Деформации «твердой поверхности» геоида при снижении уровня моря во время максимума оледенения 20 тыс. л. н. (в м).

а, б) неравномерное изменение уровня моря при заполнении чаши Мирового океана талой водой деградирующих ледников вюрмского времени даже на таком небольшом участке поверхности планеты, как акватория вокруг Сахалина. Объяснение неравномерности изменения уровня моря заключается, в том числе, и в неравномерной релаксации чаши дна моря под изменяющейся нагрузкой водной толщи [Farrell, Clark, 1976].

Расчет изостатической поправки для современного уровня моря и для условий морской регрессии последнего оледенения

Для подтверждения наличия эффекта гидроизостатических деформаций при колебаниях уровня моря было рассчитано значение изостатической коррекции с учетом глубины границы Мохо в охотоморском регионе. Изостатическую коррекцию рассчитывали по модели Эри–Хейсканена: компенсирующая поверхность на глубине 30 км, плотность литосферы 2.67 г/см³, плотность подлежащих слоев 3.27 г/см³, плотность воды 1.027 г/см³. Глубина границы Мохо (рис. 4а) взята из работы [Сеначин и др., 2013], положение границы Мохо и батиметрическая карта – из цифровой базы данных [Сеначин и др., 2013] с горизонтальным разрешением 02° .

Аналогичным способом была вычислена изостатическая коррекция для случая, когда уровень моря был снижен после ухода масс воды в ледниковые покровы Фенноскандии, Северной Америки и Антарктиды, вызванного оледенением вюрмского времени. Изостатическая поправка была рассчитана для значений уровня моря после удаления нагрузки слоя воды, ушедшей в ледниковые покровы (рис. 4в).

Любопытно, что при этом проявились незначительные, в первые единицы мГал, отрицательные нарушения изостази в пределах шельфа Сахалина и значительные, в 30 и более мГал, положительные поправки на юго-западном, восточном и северном окончаниях внешнего шельфа Сахалина (рис. 4в).

Картосхема разницы в значениях изостатической коррекции при ледниковом и современном уровнях моря, полученная вычитанием

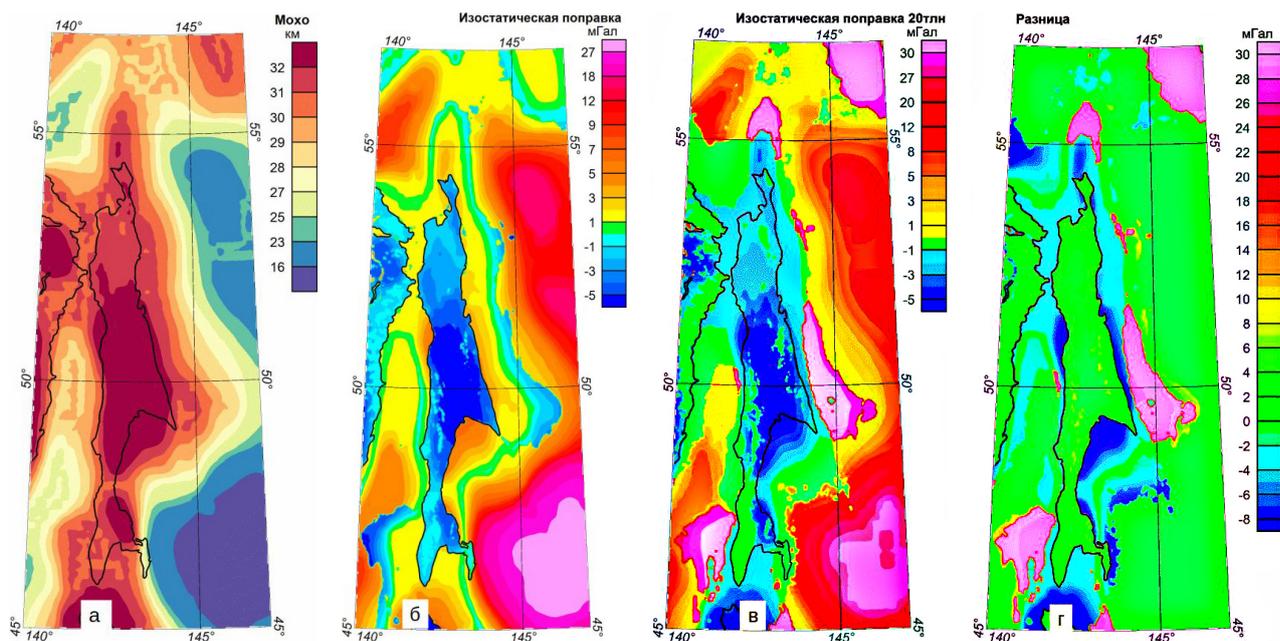


Рис. 4. Геофизические данные модели. (а) граница Мохо; (б) изостатическая поправка; (в) изостатическая поправка, рассчитанная при понижении уровня моря в максимум последнего оледенения; (г) разница при вычитании из значений изостатической поправки в максимум оледенения (часть в данного рисунка) изостатических поправок при современном уровне моря (часть б данного рисунка).

значений современной поправки из поправки времени последнего (20 тыс. л. н.) оледенения, наглядно иллюстрирует участки с нарушениями изостатического равновесия в результате гидроизостазии (рис. 4г).

Обсуждение результатов

Комплексное палеогеографическое изучение морских террас и плейстоценовых отложений на Сахалине выполнено пока на относительно ограниченном участке – это западное побережье в районе мыса Ламонон, Анивское побережье и северо-восточный шельф. Для остальной части территории острова имеются осторожные оценки взаимоотношения плейстоценовых изменений уровня моря и вертикальных неотектонических движений, полученные на основе морфологических признаков [Кулаков, 1973].

В пределах современной территории Сахалина наиболее древние раннеплейстоценовые морские, прибрежно-морские отложения обнаружены на Анивском побережье (устьбачинская свита), которые свидетельствуют о практически нулевой скорости подъема этой части острова за последние 700 тыс. лет.

Позднее, на интервале времени от 300 до 120 тыс. л. н., во время которого происходили

изменения уровня моря вследствие формирования и таяния льдов предпоследнего оледенения, можно оценить среднюю скорость воздымания западного побережья Сахалина в районе мыса Ламонон выше 0.2 мм/год.

Начиная с максимума рисс-вюрмского межледниковья – 120 тыс. л. н., средняя скорость воздымания центральной части западного Сахалина вновь снижается до нуля, и отсутствие интенсивных вертикальных движений сохраняется в голоцене.

Тектоническая стабильность в вертикальных движениях на протяжении верхнего плейстоцена – голоцена противоречит оценкам скорости современных вертикальных движений на островных блоках.

Результаты моделирования изменений уровня моря при таянии глобальных покровных ледников последнего оледенения показали максимальную трансгрессию 4 тыс. л. н. с превышением над современным уровнем на северо-западном побережье Сахалина до 1.5 м, с плавным снижением вдоль побережья. Схожая тенденция, но с большей амплитудой сохранилась и для регрессии уровня моря 20 тыс. л. н. – наименьшая амплитуда регрессии получилась на этом участке с увеличением амплитуды вдоль побережий на юг и юго-восток в сторону центра чаши Охотского моря.

Неравномерность в деформациях твердой поверхности геоида возрастает прямо пропорционально эвстатическому изменению уровня моря, что свидетельствует о гидроизостатической природе деформаций.

Следует оговориться, что моделирование было выполнено при весьма приблизительных параметрах. Реологические свойства мантии, рекомендованные для о. Хонсю, который располагается гораздо ближе к желобу, чем Сахалин, нуждаются в дальнейшей коррекции при применении их к району Сахалина. Одинаковая глубина нижней границы литосферы по площади всего интересующего участка – тоже вынужденное приближение. Также очевидно, что крупные элементарные ячейки расчета модели радиусом в 46 км значительно огрубил результаты расчетов. Для значительной части Татарского пролива эффект гидроизостазии от столба воды не учитывался из-за того, что площадь территории Татарского пролива меньше принятого в модели разрешения. Эта часть пролива принималась при расчете исключительно как сухопутная территория. Голоценовые климатические осцилляции не учитывались.

Поэтому уточнение параметров модели и увеличение разрешения должны улучшить расчеты, но, тем не менее, полученные результаты позволяют однозначно заключить о достаточно амплитудных деформациях твердой поверхности геоида в районе Сахалина вследствие морских регрессий и трансгрессий, последовавших в результате глобальных ледниковых эпох.

Общую тенденцию – увеличение амплитуды трансгрессии в северо-западной части острова при деградации глобальных ледников – следует учитывать при оценках угрозы наводнений в случае ожидаемых в будущем возможных повышений уровня моря из-за потепления климата.

Независимые от моделирования оценки изостатических поправок для условий регрессии моря в период оледенения с использованием в расчетах близкой к реальности глубины границы Мохо показали заметные нарушения изостатических равновесий. Нарушения равновесия достигают значений

перекомпенсации в +30 мГал (рис. 4г), что неминуемо вызывает компенсирующие погружения земной коры, действующие на общий тренд тектонических процессов.

При рассмотрении картосхемы с разницей изостатических поправок (рис. 4г) обращает на себя внимание слабая недокомпенсированная полоса вдоль побережий Сахалина от –4 до –6 мГал, площадь распространения которой увеличивается на западном побережье, в зал. Терпения, вдоль побережья Анивского полуострова и непосредственно у берега на восточном побережье. Изостатическая недокомпенсация вдоль восточного берега резко меняется на сильную перекомпенсацию далее на восток, в район внешнего шельфа (рис. 4г).

Предварительно можно предложить следующую интерпретацию полученных результатов. Удаление толщи воды слоем более 100 м, если рассматривать конкретно ситуацию с Сахалином, вызывает изостатическую перекомпенсацию в районах внешнего шельфа Сахалина, что ведет к нисходящим движениям в этих областях, вероятно увлекающим за собой, может в меньшей мере, прилегающие части территории острова. Возврат водных масс в межледниковье только частично может компенсировать случившиеся опускания, так как длительность межледниковий короче, чем длительность периода роста глобальных ледниковых покровов. Максимум последнего рисс-вюрмского межледниковья 120 тыс. л. н., максимум последнего, вюрмского оледенения 20 тыс. л. н., т.е. длительность послеледниковой трансгрессии 20 тыс. лет, а точнее 16 тыс. лет (учитывая прекращение таяния ледникового покрова Антарктиды 4 тыс. л. н.), длительность последнего ледникового периода, если начинать отсчет 120 тыс. л. н., – около 100 тыс. лет.

Также следует ожидать, что напряжения противоположного направления, вызванные образованием участков изостатической перекомпенсации и недокомпенсации в период последнего оледенения, реализовывались в вертикальных неотектонических подвижках Сахалинских блоков, проявления которых пока не установлено из-за недостаточной изученности территории.

Выводы

Явление гидроизостазии заметно влияет на неотектонику Сахалина.

Угроза природной катастрофы – изменение среднего уровня моря в результате изменений объема ледниковых покровов – актуальна для Сахалина.

Результаты моделирования изменений уровня моря показали максимальную голоценовую трансгрессию на северо-западном побережье Сахалина до 1.5 м, с плавным снижением вдоль побережья к югу до 0 м на мысе Крильон.

Оценки изостатических поправок для условий регрессии моря показали заметные нарушения изостатических равновесий до 30 мГал, воздействующие на общий тренд тектонических процессов.

Список литературы

1. Александрова А.Н. Морские террасы Сахалина и Хоккайдо // *Геоморфология и палеогеография шельфа*. М.: Наука, 1978. С. 123–131.
2. Артюшков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1967. № 1. С. 3–16.
3. Асеев А.А., Бронгулеев В.В., Муратов В.М., Пшенин Г.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры // *Геоморфология*. 1974. № 1. С. 3–14.
4. Кожурин А.И. *Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса*: автореф. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2013.
5. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. *Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина*. Владивосток: Дальнаука, 1997. 229 с.
6. Кулаков А.П. *Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей*. Новосибирск: Наука, 1973. 188 с.
7. *Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Сахалина* / А.А. Свиточ, Т.Н. Воскресенская, З.В. Алешинская, Н.С. Болиховская, Н.И. Глушанкова, В.С. Гунова, О.В. Денисенко, В.П. Степанов, Г.М. Шумова. МГУ, 1988. Деп. ВИНТИ № 9068-B88. 233 с.
8. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Геодинамика Северного Сахалина после Нефтегорского землетрясения 1995 г. Mw=7.1 по данным GPS наблюдений // *Мониторинг. Наука и техника*. 2016. № 3(28). С. 9–12.
9. Свиточ А.А. Морской плейстоцен дальневосточных побережий России // *Тихоокеанская геология*. 2004. Т. 23, № 3. С. 76–93.
10. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона // *Геоинформатика*. 2013. № 4. С. 33–44.
11. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Саввичев П.А., Камнев П.А. Особенности переходной зоны между Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами (на примере напряженного состояния о-ва Сахалин) // *Геосистемы переходных зон*. 2017. Т. 1, № 1. С. 3–22. doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.1.3-22
12. Afanasiev V.V., Ignatov E.I. Geomorphological aspects of coast protection in high latitudes // *Geosystems of Transition Zones (Геосистемы переходных зон)*. Vol. 2, N 2. P. 116–124. doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.2.116-124
13. Clark J.A., Lingle C.S. Predicted relative sea-level changes (18,000 years b.p. to Present) caused by late-glacial retreat of the Antarctic ice sheet // *Quaternary Research*. 1979. Vol. 11. P. 279–298. https://doi.org/10.1016/0033-5894(79)90076-0
14. Farrel W.E., Clark J.A. On postglacial sea level // *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*. 1976. Vol. 46(3). P. 647–667. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1976.tb01252.x
15. Nakada M., Yonekura N., Lambeck K. Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology // *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1991. Vol. 85(1–2). P. 107–122. https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90028-p
16. Ohira A. Holocene sea-level changes and evolution of the lower Tokachi River plain, Hokkaido, Japan // *Suppl. di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 2003. Vol. 6. P. 71–84.
17. Peltier W.R. The impulse response of Maxwell Earth // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1974. Vol. 12(4). P. 649–669. https://doi.org/10.1029/rg012i004p00649
18. Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G(VM2) model GRACE // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2004. Vol. 32(1). P. 111–149. doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359
19. Spada G., Stocchi P. *The sea level equation, theory and numerical examples*. Roma: Aracne, 2006. 96 p.
20. Spada G., Stocchi P. SELEN: A Fortran 90 program for solving the sea-level equation // *Computers & Geosciences*. 2007. Vol. 33(4). P. 538–562. http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006
21. Spada G., Melini D., Galassi G., Colleoni F., *Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code*. 2012. http://arxiv.org/abs/1212.5061
22. Yokoyama Y., Okuno J., Miyairi Y., Obrochta S., Demboya N., Makino Y., Kawahata H. Holocene sea-level change and Antarctic melting history derived from geological observations and geophysical modeling along the Shimokita Peninsula, northern Japan // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39(13). L13502. https://doi.org/10.1029/2012gl051983

Сведения об авторах

БУЛГАКОВ Рустям Фаридович (ORCID: 0000-0001-9095-3785), кандидат географических наук, научный сотрудник, СЕНАЧИН Владимир Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.