УДК 551.3.051:551.46(571.642)

## doi: 10.30730/2541-8912.2019.3.2.209-218

# Донные наносы, переносимые течением в районе размыва берега залива Мордвинова (о. Сахалин)

© 2019 А. О. Горбунов, Д. П. Ковалев\*, П. Д. Ковалев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН \*E-mail: d.kovalev@imgg.ru

Рассмотрены литодинамические процессы в зоне размыва берега зал. Мордвинова и автомагистрали Охотское–Мальки, расположенной на нем, на основе данных натурных экспериментов по изучению волнения и течений. Получены оценки по переносу донных отложений приливными течениями и орбитальными движениями воды в ветровых волнах и зыби. Показано, что при максимальных скоростях приливных течений полусуточных приливов будет происходить размыв дна и транспортировка частиц диаметром до 0.5 мм, при суточных приливах размер переносимых частиц может быть увеличен до 2 мм. Установлено, что при спокойном с небольшим волнением состоянии моря (подобном его состоянию, по нашим данным, летом 2018 г.) волны с периодом около 6 с перемещают частицы диаметром до 0.6 мм, а при сильном шторме – гальку диаметром до 70 мм. Волны с периодами 16 с при слабом волнении перемещают частицы диаметром до 0.1 мм, при слабом шторме – до 25 мм. Полученные результаты нужны для количественной оценки динамического равновесия прибрежной зоны.

Ключевые слова: перенос наносов, разрушения берегов, прилив, волнение.

## The sediment transported by the flow in the eroding area of the Mordvinov Gulf coast (Sakhalin Island)

#### Alexey O. Gorbunov, Dmitry P. Kovalev\*, Peter D. Kovalev

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia \*E-mail: d.kovalev@imgg.ru

The lithodynamic processes in the area of washout of coast of the Gulf Mordvinova and highway Okhotskoe– Mal'ki have been considered here with using the data of field experiments for studying waves and currents. Estimates of sediment transport by tidal currents and orbital velocity of water in the wind waves and swell have been obtained. It is shown that at the maximum speeds of semidiurnal tides the bottom to be eroded, and the particles with a diameter of 0.5 mm to be transported. The size of the transported particles can be increased to 2 mm at daily tides. It is shown that the waves with a period of about 6 s (similar to the quite state of the sea in the summer of 2018) will move particles with a diameter of up to 0.6 mm. But they can move gravel with a diameter of up to 70 mm in a strong storm. The waves with periods of 16 s move particles with a diameter of up to 0.1 mm during weak swelling, and particles up to 25 mm diameter during week storm. The obtained results are necessary to quantification of the dynamic equilibrium of the coastal zone. **Keywords:** sediment transport, tide, wind waves, swell.

#### Введение

Морские берега вследствие волнения подвержены переформированию, а нередко и разрушению, что может представлять опасность для прибрежных построек и коммуникаций. Известно, что даже слабые волны, разбивающиеся на песчаном пляже, способны перемещать песчинки вверх и вниз по пляжу. Более сильное волнение приводит в движение более крупные частицы и обломки – гальку и валуны. Обломочный материал, приводимый в движение волнением

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

или течениями, принято называть прибрежно-морскими наносами [Морская геоморфология..., 1980]. Очевидно, что одним из важнейших параметров, контролирующим транспорт и осаждение частиц и зерен, является их размер.

Существуют четыре вида транспорта в воде: скользящий, катящийся (которые часто объединяют в один вид – влекомый), сальтирующий и взвешенный. При этом частицы одного и того же размера могут транспортироваться по-разному, в зависимости от скорости водного потока. Скольжение и качение превалирует в более медленных потоках, сальтация и взвешенные наносы – в более быстрых. Существует также специальная классификация осадков в зависимости от размера частиц [Селиверстов, 2016].

Процессы переноса осадков, эрозия и связанные с этим разрушения берегов напрямую зависят от скорости движения воды, которое может проявляться как в виде приливных или дрейфовых течений, так и за счет орбитальных движений в волне. В свою очередь гидродинамические особенности взморья зависят от нескольких факторов: силы ветра и его режима, уклона дна, изрезанности береговой линии, открытости морской акватории [Леонтьев, 2001, 2014]. Поэтому представляет интерес изучить для конкретных районов береговой зоны, частицы какого размера могут в них перемещаться движением воды.

Следует отметить, что термин «эрозия» применяется здесь только к процессу приведения частиц в движение на морском дне. Другие аспекты эрозии, а именно абразивное воздействие частиц наносов друг на друга и на поверхность, по которой они транспортируются, в настоящей работе не рассматриваются (хотя такое истирание, конечно, имеет место).

В работе приведены результаты изучения приливных и создаваемых волнами течений в прибрежной зоне вблизи автомагистрали Охотское–Мальки, которые приводят к эрозии, транспорту и отложению наносов. Известно, что наносы перемещаются больше на мелководье, чем в глубоководных районах, потому что поверхностные волны могут влиять на морское дно, а приливные течения обычно сильнее в шельфовых морях, чем в открытом океане, из-за увеличения высоты прилива. Данные исследования актуальны, поскольку практика гидротехнического строительства давно ставила перед исследователями задачу оценки перемещений наносов на побережьях морей. Существуют различные предложения по приближенной оценке, но не количества, а только направления преобладающего переноса твердого материала, как, например, [Зенкович, 1962; Waves..., 1999].

Ранее в данном районе проводились исследования по выявлению интегральных связей эндогенного и экзогенного факторов, определению индикаторов направленности процессов при транспортировке придонного слоя наносов, характеризующих состояние структурного блока и обстановки осадконакопления, для включения их в модели геоэкологического состояния экосистем [Ильин, 2014; Ильин и др., 2016]. Исследования включали сбор осадочного материала, перемещаемого в придонном слое, материала, слагающего морское дно и пляж, и гранулометрический анализ. В этих работах сделан вывод о том, что направленность и развитие современных процессов на каждом конкретном участке шельфа зависят от его структурной приуроченности и соответствующего состояния эндогенных факторов, а объемы поступающего материала и его перемещение определяются экзогенными факторами. Целью настоящей работы является анализ переноса частиц, основанный на данных натурных наблюдений за скоростями течений в этом районе, способствующими переносу осадков.

## Результаты и обсуждение

В настоящей статье использованы в основном данные по колебаниям уровня и скорости течения, полученные в 2015 и 2018 гг. вблизи с. Охотское (юго-восточная часть о. Сахалин) в районе размыва автодороги, и частично – данные наблюдений 2012-2013 гг. Все они получены с помощью измерителей скорости SONTEK и автономных регистраторов волнения АРВ-14. Дискретность измерений составляла для скорости течения 10 с, для уровня моря 1 с. Карта района постановки приборов приведена на рис. 1, а полученные временные ряды наблюдений в 2018 г. – на рис. 2.

Донные наносы, переносимые течением в районе размыва берега залива Мордвинова (о. Сахалин)

Глубина постановки приборов составляла, в 2018 и 2015 г. соответственно, 840 и 875 см, волны достигали высоты 33 и 55 см (в слабый шторм), в тихую погоду 5.4 и 5 см. Энергия полусуточных приливных течений 6 и 7  $(см/c)^2$  ч, скорость 8.12 и 8.77 см/с, энергия суточных течений 20 и 18 (см/с)<sup>2</sup> ч, скорость 14.8 и 11.49 см/с.

Следует отметить, что в эти периоды наблюдений сохранялась почти спокойная погода с небольшим волнением. Поэтому для оценки максимального размера частиц, переносимых ветровыми волнами в изучаемом районе, использовались данные 2012-2013 гг., когда измеритель волбыл нения установлен на глубине около 800 см. Зарегистриромаксимальная ванная



Рис. 1. Карта района постановки приборов: 1 – 2015 г., 2 – 2018 г.



Рис. 2. Временные ряды колебаний уровня моря и скорости течения, 2018 г.

амплитуда волнения, по данным этого прибора и наших многолетних наблюдений, составляла 280 см. К сожалению, измерение течений в этот период не проводилось.

#### Перенос наносов приливным течением

Основные течения в прибрежной мелководной зоне, как правило, связаны с приливами. При этом поток, протекающий вблизи твердой поверхности дна, замедляется трением по границе и испытывает сдвиг. Эта область называется пограничным слоем, который развивается везде, где жидкость движется по твердой поверхности.

В верхней части каждого слоя воды действует напряжение сдвига (сила трения) из-за слоя выше (который движется быстрее и стремится перетащить его вдоль), а также напряжение сдвига из-за слоя ниже (который движется медленнее и стремится перетащить его обратно). Чтобы определить, может ли донный осадок перемещаться потоком, необходимо знать значение напряжения сдвига на самом дне.

Известно, что напряжение сдвига, оказываемое любой движущейся жидкостью, пропорционально квадрату скорости потока. Кроме сопротивления трению, частицы испытывают подъемную силу движущегося потока – аналогично подъемной силе, воздействующей на крыло самолета, но в теоретической обработке это часто либо игнорируется, либо рассматривается как часть сопротивления (напряжения сдвига).

Перенос влекомых и сальтирующих наносов на дне происходит в относительно маломощном поверхностном слое, который

принято называть активным. Взвешенные наносы переносятся в толще воды; аналогию с активным слоем донных наносов допустимо проводить в том случае, если взвешивание происходит и поддерживается турбулентностью придонного слоя воды [Морская геоморфология..., 1980]. В океанах эрозия, осаждение и большая часть переноса наносов происходят в придонном пограничном слое, прилегающем к морскому дну, и на мелководье он может занимать всю толщу воды. Кроме того, быстротекущее приливное течение турбулентно, что подтверждается, в том числе, и нашими предыдущими исследованиями [Ефимов, Ковалев, 1980; Ковалев, Рабинович, 1980].

Интенсивность движения наносов зависит от степени турбулентности (фрикционное взаимодействие с пластом больше при турбулентном течении) и сдвига потока (т.е. скорости изменения скорости течения с глубиной, что определяет напряжение сдвига). Это зависит также от характера (состава) и шероховатости дна.

Помимо размера частиц и скорости течения, перенос и осаждение наносов регулируются такими факторами, как плотность частиц и воды (на практике контраст плотности частиц и воды), вязкость воды и ламинарность/ турбулентность потока. Эти факторы контролируют и скорость оседания частиц, что также важно при рассмотрении осаждения наносов.

В работе [Waves..., 1999] приведены полученные на основе данных экспериментов графики, которые позволяют оценить размеры частиц, переносимых приливными течениями и воздействием волн. Поскольку они получены экспериментально, то учитывают влияние придонной турбулентности, угла подхода волн к берегу и других факторов, что придает достоверность оценке переноса наносов.

Исходя из вышеизложенного, будем рассматривать эрозию, перенос и осаждение наносов в турбулентном пограничном слое. Для этого вначале определим скорость сдвига приливного потока и напряжение сдвига в придонном слое под потоком, исходя из полученных в экспериментах данных. Используя наблюденные данные по течениям, рассчитаем скорости сдвига для полусуточных и суточных приливов 2015 г., имеющих скорости течения 8.77 и 11.49 см/с, и для 2018 г., составляющих соответственно 8.12 и 14.8 см/с.

Скорость сдвига связана с обратным градиентом простым эмпирически определенным уравнением [Waves..., 1999]:

$$u_* = \frac{1}{5.75} \times \frac{d\bar{u}}{d\log z},\tag{1}$$

где z – высота над дном,  $\bar{u}$  – средняя скорость.

Для полученных нами в натурных экспериментах значений с использованием уравнения (1) получаем скорости сдвига для полусуточных и суточных приливов 2015 г.  $u_* = 0.016$  м/с,  $u_* = 0.021$  м/с и  $u_* = 0.015$  м/с,  $u_* = 0.028$  м/с для 2018 г., при этом рассчитанная  $u_*$  не зависит от выбранного интервала глубин, поскольку профиль скорости сдвига представляет собой прямую линию в логарифмическом масштабе. Размер шероховатостей  $z_0$  песчаного дна принят равным 1 мм (характерен для песка в районе выполненных нами наблюдений), что, согласно приведенной в [Waves..., 1999] классификации, соответствует границе песка и гравия.

В общем случае скорости сдвига (рассчитанные) примерно на порядок меньше средних (измеренных) реальных течений. По известным скоростям сдвига рассчитаем значение напряжения сдвига в придонном слое ( $\tau_0$ ) под потоком по формуле

$$\tau_0 = \rho u_*^2, \tag{2}$$

где р – плотность морской воды фактически постоянна, для большинства практических целей ее принимают 1025 кг·м<sup>-3</sup>. Получаем для полусуточных и суточных приливных течений 2015 г.  $\tau_0 = 16.6 \text{ Hm}^{-2}$  и  $\tau_0 = 21.74 \text{ Hm}^{-2}$ , для 2018 г.  $\tau_0 = 15.66 \text{ Hm}^{-2}$  и  $\tau_0 = 28.54 \text{ Hm}^{-2}$  соответственно.

Анализ эмпирического рис. 3 показывает, что для полученных нами из экспериментальных данных максимальных скоростей сдвига во время прилива транспортируются частицы до 0.5 мм (2 мм для суточного прилива). В то же время эрозии, понимаемой как отрыв от дна и перекатывание частиц по дну, при такой скорости не будет, так как эта скорость для частиц 0.5 мм выше – по разным данным от 30 до 50 см/с, а взвешивание в турбулентном потоке возможно при скорости около 6 см/с [Nevin, 1946]. Суточное при-



Рис. 3. Эмпирическая диаграмма, показывающая скорости сдвига, при которых частицы несвязного осадка с различными размерами зерна переходят во взвесь, транспортируются и осаждаются. Ломаные линии показывают градационные границы. Параметры для ила и песка, используемые для компиляции: плотность частиц (кварц)  $2.65 \times 10^3$  кг·м<sup>-3</sup>; плотность морской воды 1025 кг·м<sup>-3</sup> при 15 °C; молекулярная вязкость  $10^{-3}$  H·c/м<sup>-2</sup> и g = 9,8 м·с<sup>-2</sup>. [Waves..., 1999]

ливное течение, обладая большей скоростью, будет переносить частицы большего размера, которые по классификации, приведенной [Waves..., 1999], относятся к грубому и очень грубому песку.

Максимальный размер частиц, полностью транспортируемых во взвешенном состоянии полусуточным течением с такой скоростью сдвига, составляет около 0.04 мм (40 мкм), суточным – 0.06 мм (60 мкм).

Необходимо также учитывать, что приливное течение не является устойчивым. В течение нескольких часов оно будет то ускоряться, то замедляться. Это означает, что вычисленные значения для  $u_*$  и  $\tau_0$  действительны только в течение короткого времени. В то же время при снижении скорости течения частицы начнут осаждаться из взвеси и будут перемещаться по дну, а при дальнейшем уменьшении скорости их транспорт вообще прекратится.

#### Расход наносов

По существующей терминологии расход наносов – это масса наносов, которая перемещается через единицу площади водной толщи за единицу времени. Чтобы рассчитать общий расход наносов, необходимо учитывать как поток влекомых наносов, так и поток взвешенных наносов. В целом количество взвешенного осадка будет увеличиваться с увеличением текущей скорости, так как постепенно более грубые зерна поднимаются в суспензию.

Несмотря на то что трудно сделать прогнозы о переносе наносов в морской среде, эксперимент и теория предполагают, что расход наносов  $(q_b)$  пропорционален кубу скорости сдвига, т.е.

$$q_b \propto u_*^3, \tag{3}$$

при условии, что напряжение сдвига в слое больше критического напряжения сдвига. Кроме того, поскольку скорость сдвига сама связана со средней скоростью течения, скорость на дне потока тоже пропорциональна кубу средней скорости течения, измеренной на фиксированной высоте над дном (обычно 1 м). Формула (3) имеет важное значение, поскольку она показывает, что даже очень незначительные изменения текущей скорости или шероховатости слоя могут оказывать существенное влияние на расход донных наносов.

С использованием полученных в эксперименте данных, а также рассчитанных на их основе параметров определены средние скорости на высоте 1 м над дном и куб скорости течения в зависимости от изменения скорости приливного течения. Поскольку приливные течения вблизи берега имеют вдольбереговой реверсивный характер (рис. 4в) и их отрицательные значения соответствуют направлению на юг, то и результирующий перенос наносов в рассматриваемом районе будет осуществляться в южном направлении.

#### Движение наносов волнами

Определение касательных напряжений, вызванных волновыми движениями, довольно сложно, поскольку приходится иметь дело с возвратно-поступательными перемещениями, а не с более или менее однонаправленным потоком. Предварительно стоит отметить, что основные механизмы тех и других видов перемещений сходны. Касательные напряжения, обусловленные волнами, пропорциональны квадрату орбитальной скорости движения волны. Нужно также иметь в виду, что волны и течения возникают не изолированно друг от друга, а взаимодействуют.



**Рис. 4.** Приливные колебания уровня моря (а), изменения средней скорости приливного течения на высоте 1 м над морским дном –  $\bar{u}_1$  (б), изменения  $\bar{u}_1^3$  (в) в течение полного приливного цикла вблизи с. Охотское (о. Сахалин) в зоне размыва автодороги. Пунктирная линия отмечает пороговую скорость, необходимую для перемещения песчинок наносов диаметром 0.1 мм. Поскольку  $q_b$  пропорционально  $\bar{u}_1^3$ , затененные области пропорциональны количеству транспортируемых наносов. Пунктирные линии соответствуют порогу для графика куба скорости, которая показана в (б).

Скорость движения наносов в прибрежной зоне, а именно на пляж и с пляжа, контролируется такими факторами, как высота, скорость и крутизна волн, глубина воды, наклон пляжа, скорость оседания частиц, величина и направление локальных течений и др. [Waves..., 1999]. Частицы воды на поверхности в волне, перемещающейся по глубокой воде, следуют практически круговым орбитам, которые становятся все более плоскими эллипсами на мелководье, пока в итоге не происходит поступательное движение воды по дну моря.

Скорость, с которой вода движется по волновым орбитам, вычисляют по отрезку времени, необходимому частице воды для завершения орбиты, т.е. для перемещения частицы от гребня к желобу и обратно к гребню следующей волны по мере прохождения волновой формы. Эта скорость является орбитальной скоростью, она имеет максимальную горизонтальную составляющую по направлению к берегу непосредственно под гребнем волны и максимальную горизонтальную составляющую по направлению к морю прямо под желобом.

Для волн на глубине менее L/2, но более L/20 максимальная горизонтальная орбитальная скорость вблизи дна  $(u_m)$  связана с высотой волны H, глубиной воды d, длиной волны L и периодом волны T:

$$u_m = \frac{\pi H}{Tsinh(\frac{2\pi d}{L})}.$$
 (4)

Из (4) следует, что существует множество комбинаций периода волны, глубины воды и высоты волны, которые могут создавать горизонтальную орбитальную скорость, необходимую для перемещения зерен заданного размера.

Если глубина воды меньше, чем *L*/20, что в рассматриваемом случае от-

носится к волнам с периодом около 16 с, то волны ведут себя как волны на мелководье, а длинные оси эллиптических орбит и, следовательно, орбитальная скорость остаются постоянными с глубиной. Тогда *u*<sub>m</sub> определяется выражением [Waves..., 1999]

$$u_m = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{d}},\tag{5}$$

где *g* – ускорение свободного падения.

По мере продвижения волн в более мелководную зону они становятся выше, т.е. по мере уменьшения *d* значение *H* увеличивается. Оба изменения приводят к увеличению максимальной орбитальной скорости волны. Таким образом, напряжение сдвига на морском дне возрастает, равно как и потенциал движения наносов.

Используем известное приближение, что sinh  $x \approx x$ , где  $x \le 1$ , тогда в рассматриваемом случае в выражении (4) sinh  $\approx 2\pi d/L$ . Рассчитанные по выражениям (4, 5) орбитальные скорости  $u_m$  для полученных нами данных по глубине, высоте волны, длине волны для максимального волнения во время наблюдений 2012, 2015, 2018 гг. и разделенные по спектрам периодов волн 6, 8, 11, 16 с приведены в табл. 1.

Анализ таблицы показывает, что при уменьшении высоты волны ее орбитальная скорость также уменьшается. Это следует из уравнений (4) и (5):  $u_m$  пропорциональна H. Проследить по нашим натурным данным изменение и при изменении глубины воды не представляется возможным. В то же время можно полагать, что с увеличением глубины моря  $u_m$  должна также уменьшаться, поскольку по формуле (5)  $u_m \propto 1/\sqrt{d}$ . Как следует из расчетов, максимальные придонные горизонтальные орбитальные скорости волновых движений больше, чем скорости придонных течений, необходимые для перемещения частиц наносов. Возможно, это связано с небольшой высотой приливов и, как следствие, малыми скоростями приливных течений.

Ha основе приведенного в работе [Waves..., 1999] графика (рис. 5) можно заключить, что при спокойном с небольшим волнением состоянии моря (соответствующем нашим данным 2018 г.) волны с периодом 6 с будут перемещать частицы диаметром до 0.6 мм, в слабый шторм (2015 г.) – частицы диаметром до 2 мм, при сильном шторме (2012 г.) волны высотой до 2.8 м способны перемещать гальку диаметром до 70 мм. Волны с периодами 15 с при слабом волнении будут перемещать частицы диаметром до 0.1 мм, при сильном шторме – до 25 мм.

В то же время, как показано в работе [Waves..., 1999] на основе экспериментальных данных, с увеличением глубины моря размеры переносимых частиц волнами одного периода уменьшаются. Тем не менее большие штормовые волны способны двигать отложения на значительных глубинах на континентальном шельфе.

Следует отметить, что высоты волн измерены на расстоянии от берега на глубине около 8 м. В зоне обрушения пересчитанные высоты волн в соответствии с [Глуховский, 1966; Дуванин, 1956] возрастут примерно



Рис. 5. Эмпирические кривые, показывающие горизонтальную орбитальную скорость в ближнем слое, необходимую для перемещения отложений разного размера зерна под волнами разных периодов. Кривые построены для зерен кварца с плотностью 2.65 × 10<sup>3</sup> кг·м<sup>3</sup>. Разрывы в кривых 1 с и 5 с являются результатом ламинарного поведения волнового пограничного слоя при размерах зерен менее 0.5 мм и турбулентного поведения при бо́льших размерах зерен. [Waves..., 1999]

Глубина <i>d</i> , м	Высота волны <i>Н</i> , м	Длина волны <i>L</i> , м	Период Т, с	Скорость $u_{\rm m}$ , м/с	Год наблюдений
8.4	0.33	80	6	0.261	2018
8.4	0.33	120	8	0.294	2018
8.4	0.33	400	16	0.178	2018
8.77	0.55	80	6	0.418	2015
8.77	0.55	120	8	0.470	2015
8.77	0.55	400	16	0.291	2015
8	2.8	80	6	2.33	2012
8	2.8	160	11	2.54	2012
8	2.8	400	16	1.55	2012

Таблица 1. Орбитальные скорости движения воды в волнах разных периодов и высот

Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 2, с. 209–218

в два раза, а значит, и орбитальные скорости также удвоятся и волны смогут транспортировать частицы большего размера. Именно поэтому в зоне обрушения наблюдается максимальное разрушение берега.

### Вдольбереговой перенос наносов течениями, обусловленными волнами

Когда волны приближаются к прямой береговой линии под косым углом, как это обычно бывает, устанавливается вдольбереговое течение, скорость которого от 0.3 до 1 м·с<sup>-1</sup>. Скорости таких береговых течений пропорциональны как максимальным орбитальным скоростям волн в зоне разрушения, так и углу, под которым волновые фронты приближаются к береговой линии. Береговые течения лучше всего развиваются вдоль прямых береговых линий и являются важной причиной перемещения наносов вдоль берега, где есть пологие пляжи.

На крутых пляжах вдольбереговой перенос по прямой и обратной волне более важен, чем вдольбереговое течение. Когда волна подходит под углом к береговой линии, прибой управляет транспортом осадка вверх по пляжу под углом к береговой линии, пока обратный поток не потащит частицы вниз с пляжа под прямым углом к береговой линии, поэтому последовательные волны двигают осадки вдоль пляжа в форме зигзага.

В целях количественной оценки наносов (коэффициент вдольберегового переноса) необходимо определить существующую вдольбереговую энергию волн ( $P_1$ ). Она зависит от высоты волн в точке их разрушения (H), их групповой скорости ( $c_g$ ) и угла ( $\alpha$ ) между гребнем волны и береговой линией в точке разрушения. Взаимосвязь может быть выражена [Waves..., 1999]:

$$P_1 = c_g \left(\frac{1}{8}\rho g H^2\right) sin\alpha \cos\alpha, \qquad (6)$$

где  $\rho$  – плотность морской воды. Выражение в скобках определяет волновую энергию и  $c_g$  – скорость, с которой поступает энергия (т.е. групповая скорость). Синус в уравнении (6) необходим для того, чтобы определить береговую составляющую мощности волны (на 1 м длины гребня волны). Однако, чтобы быть значимым, он должен быть пре-

образован в мощность на 1 м длины береговой линии, поэтому в уравнении (6) использован косинусный член.

Используя значения групповой скорости для волн разных периодов на мелководье из наших экспериментов, рассчитываем энергию волны по уравнению (6). При этом высота волны в точке наблюдения была пересчитана в высоту волны в зоне обрушения в соответствии с [Глуховский, 1966; Дуванин, 1956]. Полученные результаты сведены в табл. 2.

Как следует из таблицы, двукратное увеличение высоты волн вызывает почти трехкратное увеличение скорости вдольберегового переноса, а двукратное увеличение групповой скорости волн вызывает ее пропорциональное увеличение (для примера сравниваемые величины выделены жирным шрифтом).

Волновая энергия для волн, разрушающихся прямо на берегу, вычисляется просто:

$$P = c_{g}E = c_{g}(1.25 \ \rho g H^{2}), \tag{7}$$

где E – волновая энергия. Имея рассчитанную энергию волны, скорость  $q_1$  вдольберегового переноса наносов для частиц размера песка от 0.0625 мм [Waves..., 1999] может быть определена из эмпирически полученного уравнения:

$$q_1 = \frac{0.77P_1}{g(\rho_s - \rho)0.6},\tag{8}$$

где  $q_1$  измеряется в м<sup>3</sup>/с<sup>-1</sup>;  $\rho_s$  и  $\rho$  – плотности осадка и воды соответственно; 0.77 – коэффициент, зависящий от потерь воды из-за просачивания через осадки; 0.6 – коэффициент, который представляет собой среднюю долю объемного осадка, занимаемого частицами, а не пористым пространством. Вдольбереговой перенос наносов часто бывает весьма значительным. Данные расчета скорости вдольберегового переноса наносов для зарегистрированных нами высот волн приведены в табл. 2. К примеру, расход наносов на юг вдоль берегов юго-восточного побережья США может достигать 0.5 × 10<sup>6</sup> м<sup>3</sup> в год [Waves..., 1999].

Хотя мы ограничились раздельным учетом переноса осадков приливными течениями и в результате волнового воздействия, Донные наносы, переносимые течением в районе размыва берега залива Мордвинова (о. Сахалин)

Высота волны	Групповая скорость	Энергия волны P <sub>1</sub> ,	Скорость вдольберегового переноса
Н, м	<i>с</i> <sub>g</sub> , м/с	Дж/с м	наносов $q_1$ , м <sup>3</sup> /с
0.668	4.84	1 177.34	0.095
0.668	6.24	1 517.89	0.122
0.668	8.57	2 084.67	0.168
0.668	12.49	3 038.22	0.245
1.13	4.84	3 369.04	0.271
1.13	6.24	4 343.56	0.349
1.13	8.57	5 965.43	0.480
1.13	12.49	8 694.07	0.699
5.6	4.84	82 741.87	6.661
5.6	6.24	106 675.47	8.587
5.6	8.57	146 507.82	11.794
5.6	12.49	213 521.90	17.189

Таблица 2. Вдольбереговая энергия волн в зависимости от высоты волны и периода

*Примечание*. Угол прихода волн равен 30°, что соответствует 0.525 рад.

на практике волны и течения действуют совместно в прибрежной зоне. Эти течения включают в себя как береговые, так и разрывные, а также приливные течения и даже незначительное вдольбереговое движение воды, вызванное волновым дрейфом. Наиболее вероятно, что суммарный перенос наносов будет происходить там, где движение течений, которые не в состоянии самостоятельно поднять вещество с морского дна, усиливается волновыми движениями, поскольку волны очень эффективны при перемешивании наносов на морском дне. Как только волны поднимают осадок во взвешенное состояние, при определенных размерах частиц он может переноситься течениями [Li et al., 2013].

## Заключение

Рассчитаны скорости вдольбереговых течений, создаваемых приливом, для выполненных нами наблюдений за колебаниями уровня моря в районе с. Охотское в 2012–2013, 2015 и 2018 гг. Показано, что при максимальных скоростях приливных течений будет происходить эрозия и транспортироваться частицы до 0.5 мм диаметром для полусуточных приливных волн и до 2 мм диаметром для суточных. По приведенной в литературе классификации это соответствует среднему по размерам песку, а суточное приливное течение будет переносить грубый песок и мелкий гравий.

Осаждение наносов начинается, когда скорость течения падает. Скорость осаждения наносов обратно пропорциональна кубу средней скорости течения  $\bar{u}_1^3$ . Скорость осаждения взвешенных частиц определенного размера изменяется в зависимости от размера зерна осадка и вертикального распределения концентрации взвеси над дном.

Определены скорости переноса наносов в зависимости от изменения скорости приливного течения, и построен график переноса наносов в зависимости от приливного цикла. Показано, что результирующий перенос наносов будет осуществляться в южном направлении.

Проведен анализ переноса наносов в результате воздействия волнения в диапазоне ветровых волн и зыби. Рассчитаны орбитальные скорости волновых движений в волнах вблизи дна для зарегистрированных периодов выполненных нами наблюдений. Показано, что с увеличением периода волн и их высоты орбитальная скорость также возрастает.

Определено, что при волнении летом 2018 г. волны с периодом около 6 с должны были перемещать частицы диаметром до 0.6 мм, в слабый шторм – диаметром до 2 мм, а в 2012 г. при сильном шторме волны высотой до 2.8 м способны были перемещать гальку диаметром до 70 мм. Волны с периодами 16 с могут перемещать частицы диаметром до 0.1 мм, при слабом шторме – до 25 мм.

Определена скорость вдольберегового перемещения наносов волнами разной высоты и групповой скорости, зависящей от периода волн, подходящих к берегу под углом 0.525 рад (30°). Показано, что двукратное увеличение высоты волн вызывает почти трехкратное увеличение скорости вдольберегового переноса, а двукратное увеличение групповой скорости волн вызывает пропорциональное увеличение скорости вдольберегового переноса.

Составление бюджетов наносов и определение ячеек переноса прибрежных отложений, на основе расчетов для конкретных участков побережья с использованием данных натурных экспериментов по скоростям течений и волнения, позволят количественно оценить динамическое равновесие прибрежной зоны, т.е. наличие чистой эрозии или аккумуляции берега. Такие исследования полезны для оценки вероятного или фактического воздействия прибрежных инженерных или строительных работ. Попытки изменить динамическое равновесие на одном участке береговой линии (например, с помощью мер по предотвращению эрозии) могут нарушить равновесие в других местах, что приведет к ускоренной (и нежелательной) эрозии и/или аккумуляции в других местах.

Работы по изучению перемещения наносов течениями в море для района с. Взморье будут в дальнейшем продолжены.

#### Список литературы

1. Глуховский Б.Х. Исследование морского ветрового волнения. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 283 с.

2. Дуванин А.И. *Уровень моря*. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 60 с.

3. Ефимов В.В., Ковалев П.Д. Исследование поля скорости в придонном слое океана // Морские гидрофизические исследования / МГИ АН УССР. Севастополь, 1980. № 3. С. 145–154.

4. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с. 5. Ильин В.В. Эндогенные и экзогенные факторы в процессах эрозии, переноса и аккумуляции осадков на северо-восточном шельфе острова Сахалин // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2014. Т. 324, № 1. С. 17–22.

6. Ильин В.В., Мелкий В.А., Верхотуров А.А., Гальцев А.А., Зарипов О.М., Долгополов Д.В. Мониторинг переноса придонного потока осадков в прибрежно-морской зоне шельфа для выявления основных параметров моделей состояния экосистем // Изв. Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327, № 1. С. 105–115.

7. Ковалев П.Д., Рабинович А.Б. Придонные измерения приливных течений в южной части Курило-Камчатского желоба // Океанология. 1980. Т. 20, № 3. С. 451–458.

8. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.

9. Леонтьев И.О. *Морфодинамические процессы* в береговой зоне моря. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Acad. Publ., 2014. 251 с.

10. Морская геоморфология: терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения / ред. В.П. Зенкович, Б.А. Попов. М.: Мысль, 1980. 280 с.

11. Селиверстов Н.И. Введение в геологию океанов и морей. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. 170 с.

12. Li H., Sanchez A., Brown M.E., Watts I.M., Demirbilek Z., Rosati J.D., Michalsen D.R. A modeling study of coastal sediment transport and morphology change // *The Twenty-third (2013) International Ocean* (*Offshore*) and Polar Engineering Conference, Anchorage, AK, June 30 – July 5, 2013. 8 p.

13. Nevin Ch. Competency of moving water to transport debris // *GSA Bulletin*. 1946. Vol. 57. P. 651–674. doi:10.1130/0016-7606(1946)57[651:COMWTT]2. 0.CO;2

14. Waves, tides and shallow water processes. Second Ed. Oxford: The Open University, Butterworth-Heinemann, 1999. 227 p. https://doi.org/10.1016/b978-0-08-036372-1.x5000-4

#### Сведения об авторах

ГОРБУНОВ Алексей Олегович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатории береговых геосистем, КОВАЛЕВ Дмитрий Петрович (ORCID 0000-0002-5184-2350), доктор физико-математических наук, руководитель лаборатории, КОВАЛЕВ Петр Дмитриевич (ORCID 0000-0002-7509-4107), доктор технических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск.