

Т.Д. ЛЕОНОВА, О.В. БЕЛОУС

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, Россия, leon@poi.dvo.ru, belous@poi.dvo.ru

МОРФОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ УДСКОЙ ГУБЫ (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

Представлены результаты исследования рельефа береговой зоны Удской губы, одного из самых малоизученных и труднодоступных районов Охотского моря. Проведены экспедиционные исследования, дешифрирование космических снимков, анализ топографических и морских карт, изучены фондовые материалы (геолого-геоморфологические маршрутные береговые описания и гидрографические). В результате применения комплекса методов получены новые сведения о рельефе берегов и рельефообразующих процессах. Рассмотрены природные условия региона и выявлены факторы, оказывающие воздействие на формирование рельефа побережья залива. Влияние холодного Охотского моря, длительность ледостава, сильные приливно-отливные течения, ослабленный волновой режим — основные факторы современного рельефообразования дна залива. Сложный рельеф побережья обусловлен геологическим строением рассматриваемого района, а речной сток, деятельность льда, абразия морских берегов влияют на поставку осадочного материала. По морфодинамическим признакам и на основе генетической классификации берегов авторами проведено районирование береговой зоны Удской губы. Составлены схема районирования берегов Удской губы и детальная геоморфологическая схема залива Люцун. Выделено и описано восемь береговых районов.

Ключевые слова: береговой район, абразионно-денудационные берега, течения, осушка, рельефообразующие процессы.

T.D. LEONOVA, O.V. BELOUS

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
690041, Vladivostok, ul. Baltiiskaya, 3, Russia, leon@poi.dvo.ru, belous@poi.dvo.ru

MORPHODYNAMICAL ZONING OF THE COAST OF UDA BAY (SEA OF OKHOTSK)

We report results from investigating the landforms of the coastal zone of Uda Bay, one of the most poorly explored and hard-to-reach areas of the Sea of Okhotsk. Expedition-based investigations were carried out, satellite images were interpreted, topographic and sea maps were analyzed, and archival material was studied (namely, geological-geomorphological route coastal and hydrographic descriptions). A package of methods was used to obtain new evidence on coastal topography and morphogenetic processes. The region's natural conditions are considered to identify the factors influencing morphogenesis of the coast of Uda Bay. The influence of the cold Sea of Okhotsk, the duration of freeze-up, strong tidal currents, and an attenuated wave regime are the main factors for the present-day morphogenesis of the bay bottom. Composite coastal topography is determined by the geological structure of the study area, while the river runoff, activity of the ice, and abrasion of the seacoast have influence on input of sedimentary material. According to the morphodynamical attributes and on the basis of a genetic classification of the shores, we carried out a coastal zoning of Uda Bay. A schematic zoning map for Uda Bay and a detailed geomorphological schematic map for Lyutsun Bay were compiled. Eight coastal areas of Uda Bay were identified and described.

Keywords: coastal area, abrasion-denudation shores, currents, foreshore, morphogenetic processes.

ВВЕДЕНИЕ

Прибрежная зона представляет собой продукт взаимопроникновения и интенсивного взаимодействия двух разнородных природных сред — суши и воды — и является единой геологической, геоморфологической и гидрологической системой.

Морские берега — это динамичные природные объекты, чрезвычайно чувствительные к любым антропогенным воздействиям. Установление сложных взаимосвязей между природными процессами и рельефом остается насущной проблемой для районов, расположенных в зоне контакта суши и океана [1]. Минерально-сырьевой потенциал Шантарского региона Охотского моря огромен, и в услови-

ях расширяющегося освоения морских побережий остро встает вопрос охраны природной среды и изменения ландшафтов прибрежной зоны. Таким образом, важнейшей задачей становится обобщение имеющегося материала об особенностях формирования и развития побережий заливов Западного Приохотья. Данная статья продолжает серию публикаций по этому региону [2–5].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены материалы, полученные одним из авторов в 2016 г. на научно-исследовательском судне (НИС) «Профессор Гагаринский». Также использованы результаты геолого-гидрологических исследований, проведенных на НИС «Первенец» (1976 г.) и «Бриг» (1989, 2003 гг.), визуальных наблюдений на НИС «Убежденный» (2009 г.), «Осмотрительный» (2011 г.), «Бухаро» (2013 г.) и фондовые материалы Тихоокеанской экспедиции Всероссийского научно-исследовательского института морской геологии и геофизики (1972–1982 гг.). Дополнительный фактический материал получен при дешифрировании космических и аэроснимков, при морфологическом и морфометрическом анализе топографических и морских карт.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Природные условия. Берега западной части Охотского моря по характеру расчленения береговой линии близки к риасовым и представлены системой полуостровов и заливов, которые четко обозначают их разломно-глыбовое строение [6, 7]. В вершинах риасов сформированы аллювиальные низменности, ограниченные с моря комплексом береговых аккумулятивных форм.

Рельеф рассматриваемой части Западного Приохотья (от мыса Маджалинда до мыса Большой Дуганджа) характеризуется сложным сочетанием сводово-глыбовых и горстовых поднятий, разделенных обширными депрессиями. Хребты Прибрежный, Тайканский, Тьльский, Альский представляют собой сеть горных гряд, в пределах которых развиты денудационно-тектонический, эрозионный и аккумулятивный типы рельефа. Межгорные впадины (Удская, Торомская и др.) заполнены позднекайнозойскими осадками.

Реки Уда и Тором играют особую роль в балансе поступления осадков в Западном Приохотье: основное количество терригенного материала привносится с речным стоком; меньшее — при денудации и абразии берегов. Протяженные участки берега с параллельными им горными сооружениями отличаются минимальными значениями объема поступающего материала.

Климатические условия рассматриваемого региона, находящегося в умеренных широтах, характерны для Субарктики [8–10]. В конце октября–начале ноября наблюдается устойчивое ледообразование во всей Удской губе, а полное очищение района ото льда происходит только во второй декаде июня. Лед — активный агент переноса продуктов денудации, длительный ледовый период (7–8 мес.) препятствует волновой абразии.

В условиях ослабленного волнового режима увеличивается рельефообразующее значение приливо-отливных течений. Они обуславливают формирование эрозионных и аккумулятивных форм рельефа, усиливают процессы абразии во время приливов и способствуют перемещению осадочного материала за пределы прибрежной зоны. В Удской губе приливо-отливные течения, ледовая обстановка, циклоническая циркуляция вод [11] и волнение создают крайне сложные гидродинамические условия.

Районирование берегов. В основу выделения типов морских берегов положена генетическая классификация [12, 13], уточненная и расширенная авторами применительно к условиям западной части Охотского моря. В пределах рассматриваемого региона выделено восемь береговых районов (рис. 1).

Береговой район Прибрежный (см. рис. 1, № 1) простирается от мыса Маджалинда до мыса Манорского. Здесь хр. Прибрежный обрывается к берегу моря крутыми уступами, сложенными юрскими и меловыми андезитами, дацитами, туфами [14]. Разрывные нарушения нередко прослеживаются в виде трещин и узких щелей. Здесь сформировались типичные абразионные, абразионно-денудационные и на отдельных участках — абразионно-тектонические берега. Высота береговых обрывов нередко превышает 150–200 м (рис. 2). Их образование связано с серией крутопадающих разломов-сбросов, которые продолжают на шельфе. В верхних частях обрывов иногда фиксируются разделенные глубокими рвами скальные останцы, возникновение которых обусловлено опусканием блоков пород [15]. Подводный береговой склон отличается большими углами уклона, чем на других участках.

Побережье района испытывает сильное волновое воздействие моря, в результате чего размываются береговые уступы и бенчи, а также примыкающие к ним подводные склоны. На склонах активно

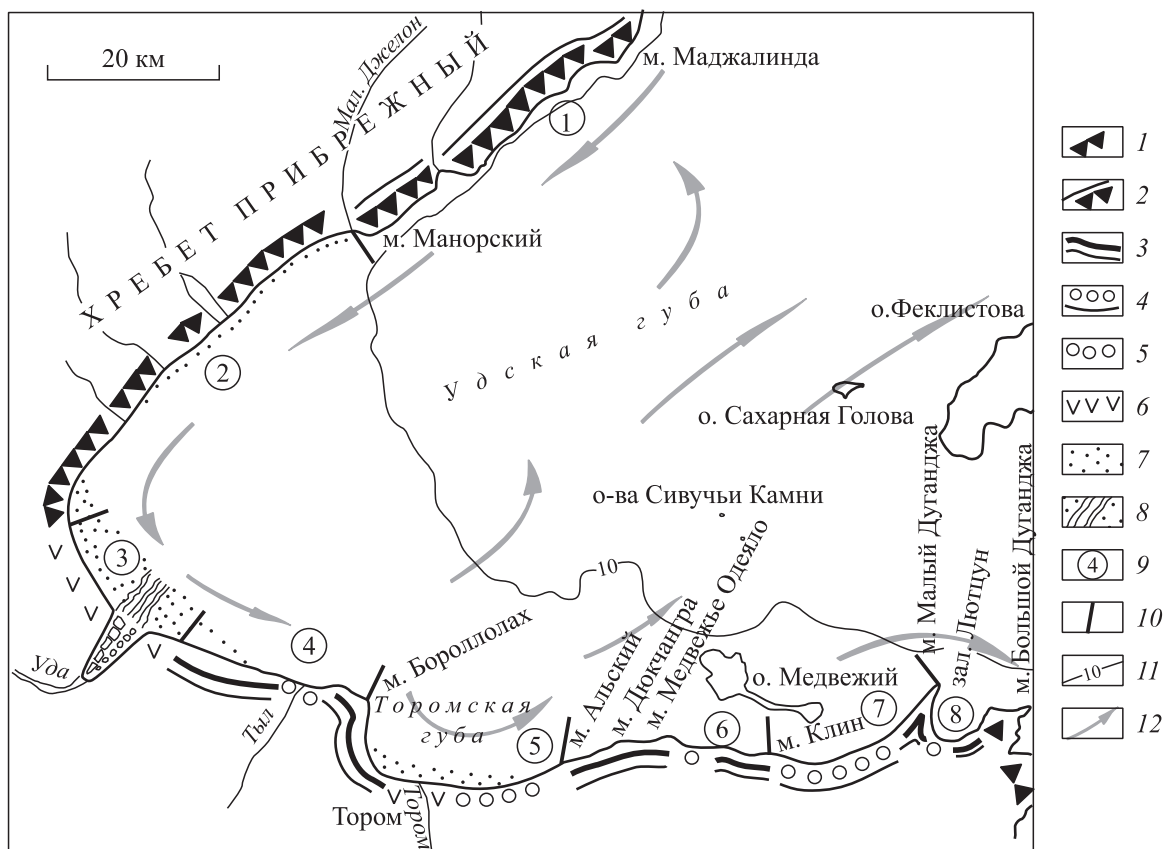


Рис. 1. Районирование и типы берегов Удской губы.

Берега: 1 — абразионные, 2 — абразионно-тектонические, 3 — денудационные, 4 — аккумулятивные выровненные, 5 — лагунные, 6 — ваттовые. 7 — зона осушки; 8 — русла рек в теле осушки; 9 — номера береговых районов; 10 — границы береговых районов; 11 — изобата; 12 — направление течений (по [11], с добавлениями авторов по результатам экспедиции на НИС «Гагаринский», 2016 г.).



Рис. 2. Абразионно-тектонический берег.

развиваются абразионные и оползневые процессы, однако современные пляжи встречаются крайне редко, в основном в небольших бухтах. Штормовые валы высотой в несколько метров наблюдаются, как правило, в приустьевых частях рек. На большей части берегов аккумулятивные формы прибрежно-морского рельефа практически отсутствуют.

Северо-западная часть Удской губы (см. рис. 1, № 2). Близ устья р. Малый Джелон горы несколько отступают от моря, а вдоль берега протягивается полоса выровненного рельефа с абсолютными отметками от 80 до 250 м. Это прибрежная полигенетическая равнина с мощностью рыхлых отложений более 100 м, в которые врезаны долины рек Киран, Большой и Малый Джелон и др. [15, 16]. Здесь сформировались абразионные выровненные и мелкобухтовые берега.

Береговые уступы достигают высоты 40–70 м. Прибрежные обрывы уходят глубоко под воду, но на отдельных участках (преимущественно в бухтах) развит грядовый бенч, ширина которого достигает первых сотен метров. На аккумулятивных участках берега прослеживается низкая голоценовая терраса, сформированная одним или серией штормовых валов высотой от 4 до 9 м над современным урезом. В данном районе преобладают вдольбереговые перемещения наносов.

Приустьевая часть Удской губы (см. рис. 1, № 3) представлена выровненным аккумулятивным берегом. Уда — самая крупная река региона с многорукавной дельтой и большим количеством мелких и очень низких островков. На широкой (до 4 км) песчаной осушке отмечена разветвленная сеть каналов отливных вод, продолжения рукавов реки, песчаные гряды и т. д. Берег отмельный, изобата 5 м удалена от береговой линии на расстояние до 11 км. Преобладают вдольбереговые перемещения наносов.

Тыльский береговой район (см. рис. 1, № 4) простирается по долине р. Тыл до мыса Бороллах. Здесь, на отрогах Тайканского и Тыльского горных хребтов, в основном представлены абразионно-денудационные берега. Четырехметровая абрадированная терраса реки, врезанная в мощную галечную толщу, заполняет Тыль-Удское междуречье. Толща представляет собой гигантский слившийся аллювиальный конус выноса рек Тыл и Уда, протягивающийся на 15 км вдоль берега и сложенный песками, галечниками с песчаным заполнителем [17]. По результатам геофизических и буровых работ в приустьевой части Уды установлен погребенный врез, выполненный отложениями значительной мощности — около 98 м. Щебнисто-песчаная осушка (до 2 км шириной) протянулась вдоль этой части района.

Восточнее невысокий Тыльский хребет, круто обрываясь в сторону моря, образует обрывы, сложенные палеозойскими толщами кремнисто-глинистых сланцев, довольно устойчивых к абразии. Осушка вдоль берега здесь сужается, становится каменистой с большим количеством осыхающих кекуров. Изобата 5 м почти вплотную подходит к мысу Бороллолах. Подводный береговой склон здесь пологий. Преобладает вдольбереговое перемещение наносов.

Вопрос о высоких морских террасах на южном побережье Удской губы (как и на южном побережье Охотского моря) окончательно не решен. На основании наблюдений на южном побережье Удской губы С.В. Денисов [18] выделил два генетически различных типа террас. Один из них (с остатками галечника), приуроченный к устьевым участкам современных рек, считается эрозионным; другой, развитый обычно на выдающихся в море мысах, связан с продуктами морозной педиplanation. Оба типа террас подняты на различную высоту над уровнем моря. В пределах современного побережья Удской губы целостность палеоудской речной системы была нарушена голоценовой послеледниковой трансгрессией. В итоге образовалось значительное количество больших и малых рек, впадающих в море, хотя принципиальной перестройки древнего плана речных долин не произошло.

Торомский береговой район (см. рис. 1, № 5) расположен в межгорной падине между Тыльским и Альским хребтами. На обрамлении Торомской депрессии сформировались коры выветривания. Сама депрессия постепенно заполнялась озерными, речными, а в прибрежной части — морскими отложениями [19]. В устьевых областях рек Тором и Ал простирается низменная болотистая равнина с двухуровневыми ваттовыми берегами, а в вершине Торомской губы сформировалась обширная песчано-илистая осушка шириной 1–1,5 км. Ее образование связано с накоплением на литорали большого количества глин и илов из-за выноса рек, а также мелкозернистых осадков — за счет разрушения мысов приливно-отливными течениями и выносом материала в кутовую часть залива.

Самой приметной формой рельефа этого района является узкая галечная коса, которая отделяет устье Ала от южного берега губы и протягивается на 8 км. При приливе оконечность косы покрывается водой, а во время отлива река впадает в губу несколькими узкими рукавами. В устье Торума песчано-галечный пляж оканчивается береговым валом, за которым располагается низкая морская терраса. Подводный береговой склон очень пологий. Направление потока наносов вдольбереговое.

Биранжинский береговой район (см. рис. 1, № 6) простирается от окрестностей мыса Альского до мыса Клин. На этом участке современная субширотная береговая линия пересекает небольшие субмеридиональные тектонические депрессии, выполненные рыхлыми отложениями. В местах пересе-

чений образованы неглубоко вдающиеся в сушу небольшие бухты, в вершинах которых развиты приустьевые аллювиальные конусы выноса, возвышающиеся на 10–12 м над поверхностью современного пляжа. Большинство мысов района сложено гранитоидами, а на побережье бухт и губ обнажаются мезозойские осадочные породы и рыхлые кайнозойские отложения [14].

В пределах рассматриваемого района можно выделить два участка. Западный участок имеет отчетливо выраженную абразионную препарировку, что характерно для берегов, пересекающих под прямым или близким к нему углом линии простираения тектонических структур прибрежной суши [20]. Выступающие мысы подвержены сильно воздействию морских волн. На береговых склонах широко распространены промоины, многочисленные оползни и обрушения уступов.

Восточный участок побережья прикрыт от штормовых волн о. Медвежий и испытывает менее разрушительное действие моря. С абрадируемыми участками, сложенными рыхлыми и коренными породами, соседствуют примкнувшие аккумулятивные формы типа баров, кос и др. Развиты галечные, песчано-галечные и песчаные пляжи. Ширина осушки небольшая — до 0,5 км.

В проливе Шевченко на глубине 5–8 м прослежен тальвег затопленной долины. Стоит отметить, что на подводном продолжении речных долин, более древних, чем современная береговая линия, возможно обогащение бедных аллювиальных россыпей за счет сортирующей деятельности волнения и прибрежных течений.

Уйканский береговой район (см. рис. 1, № 7) протягивается от мыса Клин до мыса Малый Дуганджа. Выровненный низменный берег открытой штормовым волнам бухты, расположенной к западу от залива Люцун, сложен верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями [14], представляет собой песчано-галечный пляж, вдоль которого тянется полоса песчано-илистой осушки (до 0,5 км). В устьях рек Малый и Большой Уйкан сформировались небольшие косы и острова. В вершине бухты преобладает поперечное направление перемещения наносов.

Люцунский береговой район (см. рис. 1, № 8) занимает пространство от мыса Малый Дуганджа до мыса Большой Дуганджа. Залив Люцун имеет неправильную подковообразную форму. Его западные и восточные берега, сложенные юрскими песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, туфогенных песчаников [14], обрывисты и подвергаются интенсивной абразии (рис. 3, 4). Вдоль мысов прослеживается широкий бенч в скальных породах. В вершине залива при поперечном переме-

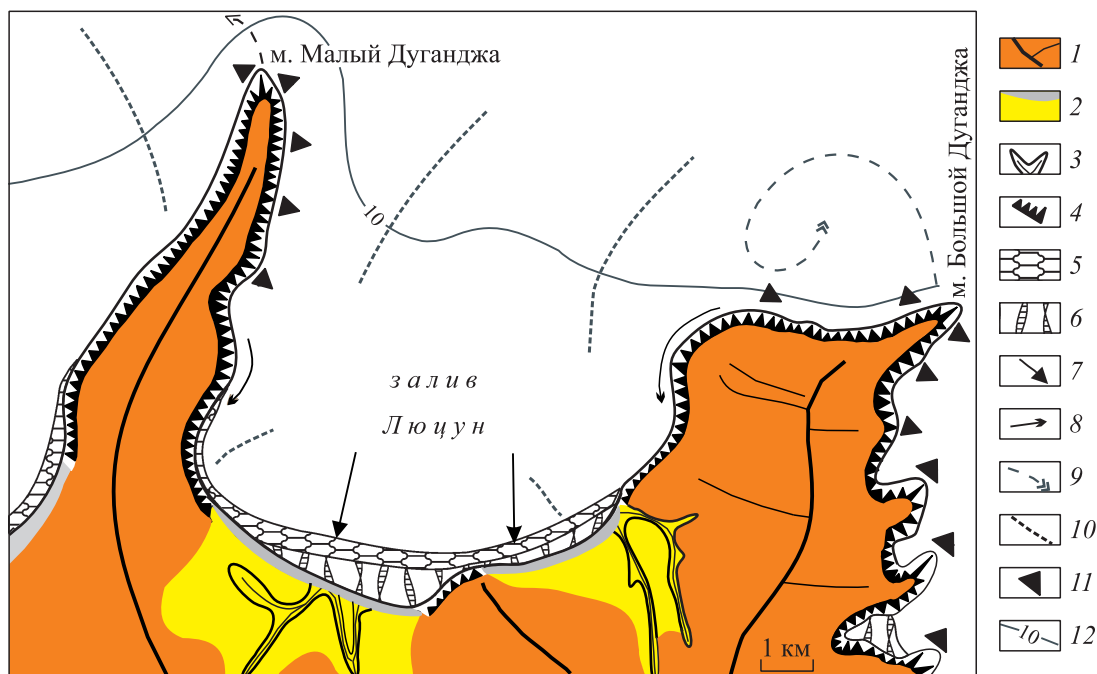


Рис. 3. Геоморфологическая схема залива Люцун.

1 — эрозионно-денудационное низкогорье с водоразделами; 2 — аллювиальные, морские равнины и пляжи; 3 — реки; 4 — активный клиф; 5 — валунно-галечная осушка; 6 — илистая осушка; 7 — поперечное перемещение наносов; 8 — вдольбереговое перемещение наносов; 9 — сулои; 10 — эрозионные ложбины; 11 — кекуры; 12 — изобаты.

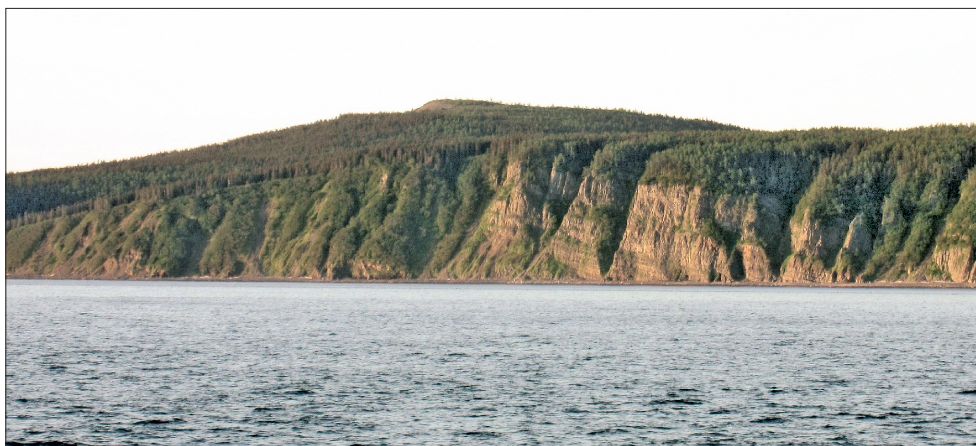


Рис. 4. Абразионный берег.

щении наносов сформировалась высокая аккумулятивная терраса из серии береговых валов и илисто-песчаная осушка.

В районах входных мысов отмечаются значительные сулои, хорошо заметные в тихую погоду. Изобата 10 м ограничивает акваторию самого залива и на расстоянии до 500 м подходит к мысам. Направление перемещения наносов в вершине залива поперечное, а вдоль бортов залива вдольбереговое.

Основные этапы развития рельефа берегов Удского залива. Начало перестройки Удско-Торомско-Тыльского бассейна и формирование новейшего структурного плана Удского залива Ю.К. Ивашинников и А.М. Короткий [20] относят к среднему плейстоцену. Береговая зона залива приобрела современный облик в результате ее последовательного развития в позднем плейстоцене–голоцене на фоне гляцио-эвстатических колебаний уровня моря. В течение этого времени положение береговой линии неоднократно менялось: положительное перемещение составляло 10–12 м, отрицательное — 100–130 м. Это подтверждено данными бурения, сейсмо- и электроразведки на современном шельфе.

Наиболее мощное для всего плейстоцена развитие абразионных процессов, приведших к формированию современных очертаний морских побережий и поверхности шельфа, обусловлено трансгрессией начала позднего плейстоцена [21]. С ней связана ингрессия морских вод в долины рек, особенно значительная в долине самой крупной реки — Уды. Повышение уровня моря вызвало образование лагун и озер, заболачивание значительных территорий.

Мощная регрессия, сопровождающая период оледенения в позднем плейстоцене, обусловила глубокий эрозионный врез в бассейнах рек. Береговая линия, по данным разных авторов, располагалась на отметках 110–130 м ниже современного уровня моря [22–25]. Во время регрессии территория, занятая современным Удским заливом, представляла собой субэвральную аккумулятивно-денудационную равнину, интенсивно расчлененную речными долинами. Глубина вреза долин достигала максимума вблизи современной береговой линии. В устье р. Уды она составляла 110 м, что подтверждено результатами буровых и геофизических работ в прибрежной части Удской депрессии, где вскрыты грубообломочные аллювиальные отложения максимальной мощностью до 110–120 м [26]. Это показывает, что при дальнейших повышениях уровня моря благодаря большому количеству поступающего аллювиального материала происходило заполнение локальных впадин и эрозионных врезов, образованных при регрессиях моря.

При исследованиях прибрежных районов Северо-Западного Приохотья В.С. Пушкарем [27] и А.М. Коротким с соавт. [28] выделен среднеголоценовый климатический оптимум, который характеризуется быстрым подъемом уровня моря: за 2 тыс. лет он повысился на 20–22 м. Периоды ускоренного подъема уровня моря сопровождались активизацией абразионно-аккумулятивной переработки контура береговой линии.

Около 6 тыс. л. н. трансгрессия достигла своего максимума: уровень моря был выше современного на 2–6 м [15, 16, 21]. Результатом этой трансгрессии считают низкую морскую террасу (4–6 м над ур. моря), образование которой стало важным этапом развития береговой зоны [26, 29, 30]. В Удском заливе эта терраса развита эпизодически.

Во время трансгрессии материал от размыва заполнял обширные низменности внутренних участков палеозалива, представлявшие собой заболоченные пойменные равнины, дренируемые рядом

мелких рек. Низовья рек занимали мелководные лиманы, отгороженные от моря песчаными пересыпями. В Торомской губе в устье Ала при положении уровня моря на 10–12 м ниже современного мелководный залив постепенно отчленялся от моря пересыпью-косой. Эволюция побережья данного района в период трансгрессий определялась как дальнейшим повышением уровня моря, так и разрастанием отгораживавшей ее от моря песчаной косы, что привело к полной изоляции палеозалива-лимана и его постепенному превращению в болотистую низину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Районирование береговой зоны Удской губы показало, что абразионные и аккумулятивные элементы ее берегов образуют единые взаимодействующие системы. При многократных поздне- и послеледниковых изменениях уровня моря под воздействием береговых абразионно-аккумулятивных процессов и речной эрозии рельеф побережий был существенно переработан и изменен. На трансгрессивных этапах развития формировались абразионные уступы и прислоненные к ним песчаные пляжи. В ходе регрессий аккумулятивные прибрежно-морские равнины, занимающие долины рек, перерабатывались многочисленными водотоками, с накоплением аллювиальных отложений, образующих пойменные и старичные формы рельефа. Перераспределение больших объемов обломочного материала приводило к формированию береговых валов, кос, образованию осушек.

В настоящее время в северо-западной части залива высокая подвижность вод способствует выносу осадочного материала. Здесь вдоль всего побережья практически отсутствуют аккумулятивные формы рельефа. В местах побережья, где ударная сила прибойных и штормовых волн наиболее велика, крайне многочисленны абразионные формы — кекуры, волноприбойные ниши и небольшие гроты. На продолжении мысов, как правило, встречаются каменные рифы. Однако под воздействием припайного льда, приливно-отливных течений, нивационных процессов облик абразионных берегов меняется за достаточно короткий срок: срезаются кекуры и нивелируется поверхность бенча.

В западной части Удской губы происходит частичная аккумуляция осадков с формированием широкой осушки и очень пологого подводного склона. Материал, возникший в результате выноса рек и разрушения берегов, частично отлагается в виде кос, пляжей и других аккумулятивных форм в южной части залива.

К устьям рек, более древним, чем современная береговая линия, обычно приурочены небольшие бухты. В их вершинах развиты приустьевые и аллювиальные конусы выноса высотой до 10 м над поверхностью пляжа. Эти образования рассматриваются как свидетели максимального послеледникового уровня моря и служат главными источниками питания небольших, но иногда богатых пляжных россыпей риасового берега. Примерами являются россыпи у мысов Медвежье Одеяло и Дюкчангра. На подводном продолжении речных долин региона возможно обогащение бедных аллювиальных россыпей за счет сортирующей деятельности волнения и прибрежных течений. Так, у южного побережья пролива Шевченко предполагается обогащение золотоносного аллювия за счет ритмично сменяющихся по направлению приливо-отливных течений.

Отложения плиоцен-четвертичного возраста (пески, глины, выветрелые галечники) заполняют межгорные депрессии, крупные долины рек и прибрежные озерно-аллювиальные низменности. Есть основания рассматривать плиоцен-четвертичный комплекс как один из важнейших источников полезных ископаемых, в числе которых, кроме золота, могут встречаться касситерит, циркон, ионацит и другие устойчивые минералы.

Работа выполнена в рамках комплексной программы РАН «Дальний Восток» (15-И-1-047, 15-И-1-010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леонтьев И.О. Прогнозирование эволюции берегов на основе морфодинамического моделирования // Океанология. — 2006. — Т. 46, № 4. — С. 603–611.
2. Леонова Т.Д. Геоморфология шельфа Западного Приохотья // Геоморфология. — 2010. — № 1. — С. 51–58.
3. Бровко П.Ф., Леонова Т.Д. Факторы рельефообразования и районирование побережья Тугурского залива (Охотское море) // Вестн. ДВО РАН. — 2012. — № 2. — С. 3–8.
4. Леонова Т.Д., Белоус О.В., Теницкий И.И. Формирование рельефа дна Тугурского залива // Тихоокеанская геология. — 2010. — Т. 29, № 2. — С. 81–89.
5. Леонова Т.Д., Белоус О.В. Морфодинамическое районирование побережья залива Академии (Охотское море) // География и природ. ресурсы. — 2015. — № 4. — С. 142–150.

6. Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. — Новосибирск: Наука, 1973. — 189 с.
7. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. — М.: Наука, 1980. — 177 с.
8. Арчиков Е.И. Особенности формирования рельефа берегов Тихого океана в субарктическом и умеренном климатических поясах // Исследования глобальных факторов климорфогенеза Дальнего Востока: Сб. науч. трудов. — Владивосток: Изд-во Дальневост. науч. центра АН СССР, 1979. — С. 70–78.
9. Арчиков Е.И., Бровко П.Ф., Рыбаков В.Ф., Шуйский Ю.Д. Абразионный фактор поступления осадочного материала в Охотское море // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока: Сб. науч. трудов. — Владивосток: Изд-во Дальневост. науч. центра АН СССР, 1982. — С. 165–177.
10. Арчиков Е.И. Проблемы теоретической и прикладной геоморфологии берегов дальневосточных морей. — Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1986. — 122 с.
11. Леонов А.К. Региональная океанография. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 766 с.
12. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и районирование // Теоретические вопросы динамики морских берегов. — М.: Наука, 1964. — С. 19–32.
13. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 711 с.
14. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б 1:2 500 000: Объяснительная записка / Науч. ред. Л.И. Красный. — Хабаровск: Госкомгеологии РСФСР; ПГО «Дальгеология», «Таежгеология», 1991. — 51 с.
15. Лебедев С.А., Фишкин О.Н., Лебедева Е.В., Косолапова М.В. Следы морских ингрессий в пределах депрессионных морфоструктур Юго-Западного Приохотья // Прибрежная зона дальневосточных морей в плейстоцене. — Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1988. — С. 36–52.
16. Лебедева Е.В. Эволюция рельефообразующих процессов Западного Приохотья в кайнозойе // Геоморфология. — 1998. — № 2. — С. 81–90.
17. Леонтьев О.К. Изучение древних береговых линий и морских террас // Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. — М.: Недра, 1970. — С. 148–156.
18. Денисов С.В. Перспективы поисков прибрежно-морских россыпей на южном и западном материковом побережье Охотского моря // Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка. — 1970. — № 5. — С. 72–76.
19. Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Кроушкина О.А., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. — Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 2002. — 148 с.
20. Иващенко Ю.К., Короткий А.М. Неотектоника и палеогеография кайнозоя Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны. — Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2005. — 392 с.
21. Короткий А.М. Эволюция субаральных геосистем и основные палеогеографические события в позднем кайнозойе на юге Дальнего Востока // Материалы XII науч. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. — Владивосток: Изд-во Тихоокеан. ин-та географии ДВО РАН, 2004. — С. 207–209.
22. Арчиков Е.И., Иващенко Ю.К. Особенности строения побережья и шельфа Юго-Западного Приохотья в зависимости от морфоструктурной основы // Геоморфология и палеогеография шельфа: Материалы XII пленума Геоморфологической комиссии. — М.: Наука, 1978. — С. 66–71.
23. Короткий А.М., Скрыльник Г.П. Ведущие природные факторы и аномальные явления юга российского Дальнего Востока // Материалы XIII науч. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. — Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007. — Т. 1. — С. 62–63.
24. Кулаков А.П. Морфоструктурные преобразования по восточной окраине Азии — следствие расширяющейся Земли // Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. — Владивосток: Изд-во Тихоокеан. ин-та географии ДВО РАН, 2004. — С. 42–43.
25. Хершберг Л.Б., Рязанцев А.А., Гуськов Л.Г., Шмулев В.Г., Наумов Ю.А. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. — М.: Наука, 1982. — С. 196–207.
26. Троицкий С.Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий // Проблемы экзогенного рельефообразования. — М.: Наука, 1976. — Кн. 1. — С. 351–426.
27. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков антропогена юга Дальнего Востока. — М.: Наука, 1979. — 140 с.
28. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. — Владивосток: Дальнаука, 1997. — 195 с.
29. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. — М.: Наука, 1980. — 177 с.
30. Кулаков А.П., Назаренко Е.М., Пушкарь В.С. О следах четвертичных морских трансгрессий в Северо-Западном Приохотье // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. — Владивосток: Изд-во Дальневост. науч. центра АН СССР, 1975. — С. 118–130.

Поступила в редакцию 31.08.2017

После доработки 04.12.2017

Принята к публикации 02.04.2019