

Geomorphological structure and history of development of the coastal plain of northwest Sakhalin

Afanasjev V.

Геоморфологическое строение и история развития прибрежной равнины северо-западного Сахалина

Афанасьев В. В.

*Афанасьев Виктор Викторович / Afanasjev Viktor - кандидат географических наук,
и.о. заведующего лабораторией,
лаборатория береговых геосистем,*

*Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук,
г. Южно-Сахалинск*

Аннотация: перспективы хозяйственного использования побережья северо-западного Сахалина связываются с развитием транспортных коридоров Сахалин - материк для целей нефтегазового комплекса и РЖД. Современное геоморфологическое строение побережья является результатом длительного и сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования. Это определило привлечение широкого спектра методов анализа геоморфологического строения территории.

Abstract: prospects for economic use of the coast of northwestern Sakhalin are associated with the development of transport corridors Sakhalin - Mainland for the purpose of oil and gas sector and Railways. Modern coastal geomorphological structure is the result of a long and complex interaction of endogenous and exogenous processes of relief formation. This determined the involvement of a wide range of methods of analysis of the geomorphological structure of the territory.

Ключевые слова: прибрежная равнина, геоморфологическое развитие, флювиальные процессы, густота горизонтального расчленения, морфоструктура.

Keywords: coastal plains, geomorphic development, fluvial processes, drainage density, sedimentary history, tectonic and geomorphological structure

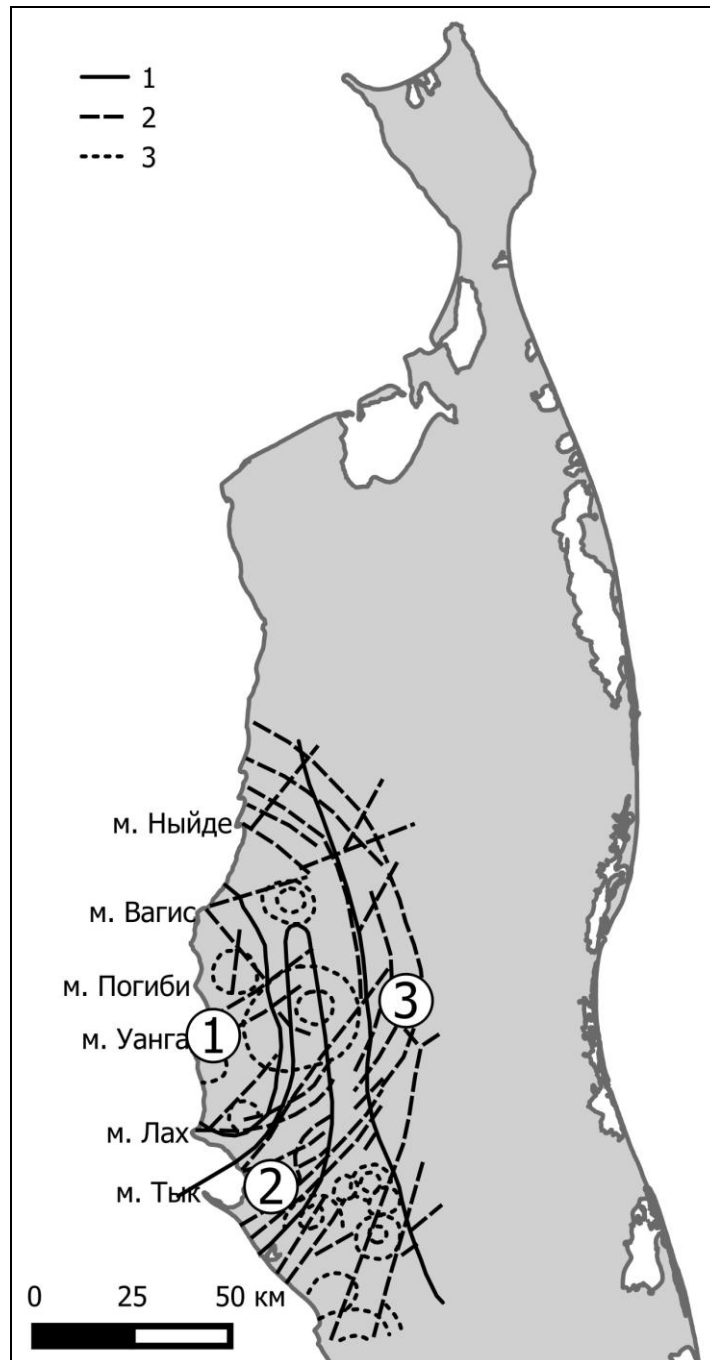
Современное геоморфологическое строение побережья является результатом длительного и сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования. Это определило привлечение широкого спектра методов анализа геоморфологического строения территории.

Морфоструктурные условия

Побережье северо-западного Сахалина располагается в пределах своеобразного морфоструктурного образования - зоне сочленения Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. В результате морфоструктурного дешифрирования космических снимков (КС) на территории западного Сахалина выделена система перекрывающихся "полукольцевых" образований, опирающихся на береговую линию [1].

Аналогичный ряд «полукольцевых» структур был установлен ранее в пределах северного побережья Сихотэ-Алиния [2]. Основными конформными комплексами материковых «полукольцевых» морфоструктур являются интрузивные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Крупные морфоструктуры захватывают краевыми частями меловые вулканогенно-осадочные комплексы аналогичные конформным комплексам МЦТ Западно-Сахалинского ряда [3].

Совпадение контуров каркасных элементов Западно-Сахалинских и Сихотэ-Алинских «полукольцевых» морфоструктур, сходные верхне-мезозойские конформные комплексы позволяют рассматривать их в качестве единой системы МЦТ. Формирование данных морфоструктур, очевидно, обусловлено деструкцией земной коры на окраине континента, сопровождающейся внедрением крупных плутонов и раздвиговыми явлениями [4]. Рассматривая с этих позиций морфоструктуру северо-западного Сахалина, мы полагаем, что Лазаревское и Погибинское «полукольцевые» образования являются фрагментами единой МЦТ диаметром около 140 км (Рис 1).



*Рис. 1. Сахалинский сегмент Лазаревско-Погибинской морфоструктуры центрального типа
 1 - границы структурно фациальных зон; 2 - каркасные (дизъюнктивные) элементы Лазаревско-Погибинской МЦТ;
 3 - брахиформные антиклинальные складки облекания.
 Цифры в кружочках: 1 - Погибинское магматическое образование основного состава, внедрившееся в осадочно-вулканогенную толщу; 2 – Вагисско-Тыкская депрессия; 3 - Дзюлокор-Энгизпальское плиоценовое горстовое поднятие*

Одним из основных элементов данной структуры является крупное магматическое образование основного состава, внедрившееся в осадочно-вулканогенную толщу [5].

Дугообразная депрессия, обрамляющая поднятие, на востоке имеет в современном рельефе более высокое гипсометрическое положение, обусловленное перекосом поверхности в результате Дзюлокор-Энгизпальского плиоценового горстового поднятия и формирования в ее пределах конусов выноса. Депрессия хорошо выделяется на КС, причем, Теньгинская, Вагисская и Тыкская синклиналильные зоны прослеживаются как единое образование. Строение осадочных толщ, выполняющих депрессию, свидетельствует об унаследованном с палеогена прогибания относительно центральных частей структуры. Мощность кайнозойских отложений изменяется от 3 500 м - на северном фланге зоны до 8 000 м - на южном [6].

Отсутствие региональных угловых несогласий и дислокаций в четвертичных отложениях свидетельствует о том, что формирование структурного плана, начавшееся в позднем миоцене, продолжилось в плиоцене, четвертичном периоде и не закончилось в настоящее время [7].

Берегоформирующая роль тектонические движений голоцена и верхнего плейстоцена, опосредствованная через морфометрические и морфодинамические параметры береговой зоны, уже мало у кого вызывает сомнения [8].

Сопряженный анализ строения берегов прибрежно-морской равнины северо-западного Сахалина и морфоструктуры побережья показал, что в условиях преимущественно вдольберегового переноса наносов крупнейшие на западном Сахалине голоценовые свободные аккумулятивные образования - коса Тык и система кос "азовского" типа, располагаются на участках выхода в береговую зону окраинно-депрессивных элементов морфоструктурного плана, для которых характерны максимальные скорости осадконакопления в продолжении всего неоген-четвертичного времени. Объем наносов, формирующих указанные аккумулятивные формы, равен, соответственно 152 млн. м³ и 96 млн. м³. Истинные масштабы аккумуляции отражают именно подводные части этих образований, в которых сосредоточено около 90% осадков.

Об унаследованном относительном погружении в голоцене депрессивных зон свидетельствует и система своеобразных грядово-озерковых образований на северном фланге Тыкско-Вагисской депрессии, ориентированных согласно основным структурным линиям Лазаревско-Погибинской МЦТ. Аналогичные системы в Западной Сибири рассматриваются как результат перемещения озерно-болотных образований в направлении тектонического перегиба [9].

Геоморфология аллювиально-морской равнины

Строение рельефа аллювиально-морской равнины северо-западного Сахалина изучено, в целом, довольно слабо. Наиболее отчетливо это выражается расхождениями во взглядах на проблему цикловых геоморфологических уровней. В одной из наиболее полных сводок по геоморфологии Сахалина описано 4 цикловых уровня [10]. Причем, только самая высокая терраса имеет, по мнению этих авторов, аллювиальное происхождение. В работе А.Н. Александровой описано два цикловых уровня [11]. Низкий представлен поверхностью 3-8 м (Q_{III}^{2-4}) северо-западного побережья Сахалина и террасами высотой 12-15 м (Q_{III}^{3-4}) к югу от мыса Тык. Отложения Q_{III}^{1-2} слагают террасовый уровень высотой до 40 м. Нижний горизонт соответственно Q_{III}^3 и Q_{III}^1 обеих террас представлен морскими терригенными отложениями, а верхний Q_{III}^4 и Q_{III}^2 - регрессивными морскими и континентальными отложениями.

Детальный анализ геолого-геоморфологического строения аллювиально-морской равнины был проведен на нескольких ключевых участках. Наряду со спорово-пыльцевой, диатомовой и гранулометрической характеристиками отложений здесь выполнено более 40 радиоуглеродных определений возраста.

В районе пролива Невельского в основании разреза повсеместно вскрываются отложения позднего плейстоцена 38340±1020 (ДВГУ-112а); 28800±1425 (ДВГУ-112); 30087±2400 (ДВГУ-111); 25223±434 (ДВГУ-110) (Рис 2).

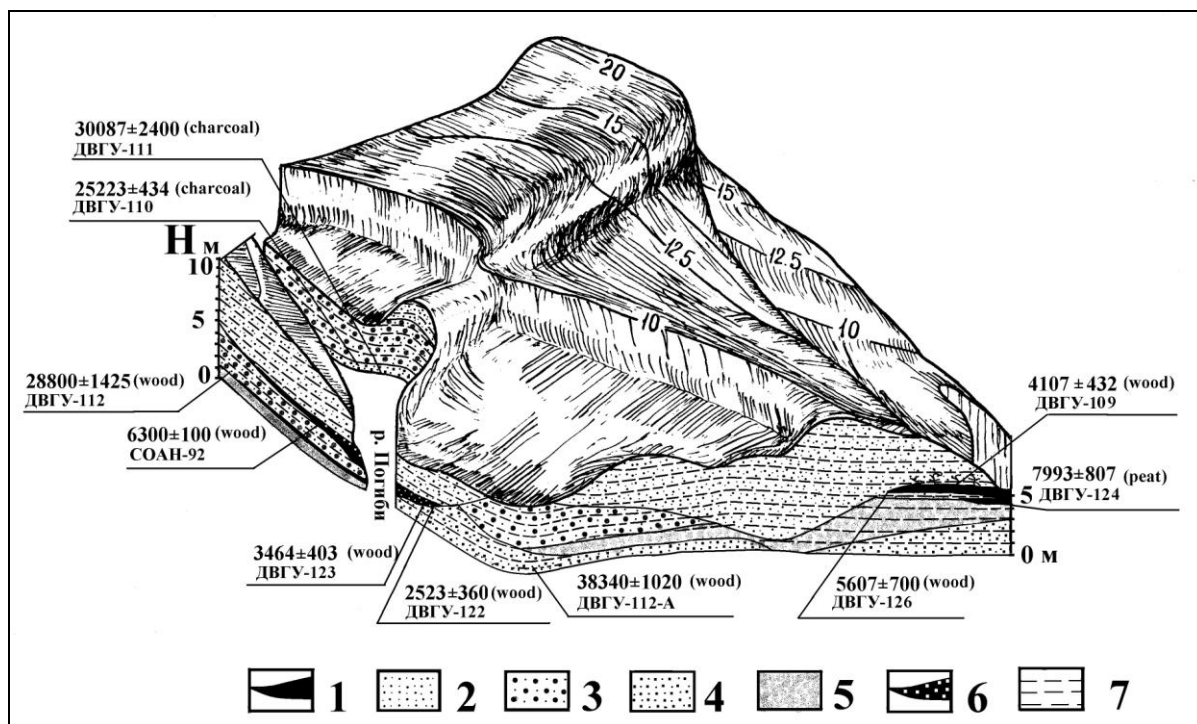


Рис. 2. Геолого-геоморфологическое строение аллювиально-морской террасы (мыс Погиби)

1 - торф, 2 - мелко-среднезернистые эоловые пески, 3 - ожелезненный галечник с гравием и песчаным заполнителем (аллювий), 4 - илстые мелкозернистые лагунные пески, 5 - песчано-галечные волноприбойные отложения, 6 - торф с алевро-пелитовым заполнителем. Система высот Балтийская (1977г).

На отметках - 0,5-1,7 м М.В.Черепановой определен комплекс диатомей, характерный для лагуны или даже пролива [12].

Лагунно-морские отложения (Q_{III}^3) перекрыты маломощным прослоем водорослевого торфа, на некоторых участках - двумя. Причем, лежащий выше на 0,3-0,4 м прослой моложе примерно на 10 000 лет. Выше этого горизонта наблюдается сложно построенная толща озерно-аллювиальных отложений. В нижней части пачки наблюдается слой серых супесей со следами криодислокаций слоев, обогащенных органикой. К сожалению, в образцах этих отложений диатомей не найдены. Еще выше залегают пески, суглинки, гравийно-галечные отложения, охарактеризованные болотными, озерными, аллювиальными и переходными между ними комплексами диатомей. Встречаются в этих осадках также переотложенные остатки водорослей древних видов. Венчают разрез отложений прибрежно-морской равнины голоценовые осадки, представленные торфяниками, эоловыми песками и эстуарно-лагунными фациями, вложенными в верхнеплейстоценовую толщу. Торфонакопление, продолжающееся до настоящего времени, является существенным фактором рельефообразования. При относительной однородности условий, чем выше гипсометрический уровень участка, тем позже на нем начинается формироваться торфяник. Таким образом, проявляется один из геоморфологических эффектов торфонакопления - сглаживание неровностей рельефа. Аналогичную функцию могут выполнять и эоловые процессы, однако, в основном они играют на побережье прямо противоположную роль. В районе устья р. Погиби эоловые формы достигают отметок +25 м. Возраст захороненных здесь в основании дюн древесных остатков составляет 4107±432 лет (ДВГУ-109).

Одной из наиболее интересных особенностей рельефа прибрежной равнины северо-западного Сахалина, изученных в районе пролива Невельского, являются песчаные гривы. Высота указанных образований достигает 10-15 м, и они весьма контрастно выделяются на заболоченной поверхности равнины. Приурочены они, за исключением р. Тык и р. Виахту, к левобережьям рек, что согласуется с современной результирующей вдольберегового потока наносов. Рассмотрим два разреза отложений, слагающих гривы в районе м. Вагис и в районе м. Уанга.

В районе м. Вагис описан следующий разрез:

Глубина в метрах

0,00-0,30 почва

0,30-3,00 темно-серый мелкосреднезернистый песок с тонкими прослоями зачаточных почв

3,00-3,30 светло-серый пылеватый песок с прослоями, обогащенными органическими остатками

3,30-3,90 коричневый ожелезненный мелкосреднезернистый песок с прослоями зачаточных почв
3,90-4,90 переслаивание серых мелкосреднезернистых песков со слоями, обогащенными органикой
4,90-5,50 коричневый мелкосреднезернистый песок с прослоями обогащенными органикой, наблюдаются криогенные метаморфозы (микроклинья)

5,50-6,20 коричневый разнозернистый песок с прослоями органических остатков

6,20-6,50 до уровня грунтовых вод серые мелкосреднезернистые пески

Характер наслоения, наличие рассеянной органики и тонких прослоев зачаточных почв, гранулометрический спектр аналогичный современным эоловым отложениям позволяет сделать предположение о преобладании эолового фактора при формировании гряды. К сожалению, даже в обогащенных образцах диатомеи не были найдены.

Второй разрез описан в районе м. Уанга в 500 метрах от устья одноименной реки вверх по течению. Разрез представлен:

0,00-0,30 почва

0,30-4,80 разнозернистые пески с тонкими прослоями мелкого гравия и сильно ожелезненных песков.

4,80-6,80 аналогичны вышележащим отложениям с включениями органики, характерными для современных эоловых отложений

6,80-7,30 разнозернистый серый песок с прослоями (1-2 см) темно-серых суглинков, в верхней части горизонта криогенно деформированный почвенный слой

7,30-8,30 разнозернистый серый песок с прослоями (1 - 2 см) темно-серых суглинков

В отличие от разреза м. Вагис здесь присутствуют прослойки мелкого гравия. Содержание его увеличивается вверх по разрезу, соответственно уменьшается содержание мелкого песка.

Анализ остатков диатомовой флоры показал, что в интервале 4,80-8,30 м для отложений характерен комплекс пресноводных диатомей, встречены переотложенные. На глубине 1,3 м при низком содержании диатомовых определен смешанный комплекс, также встречены переотложенные. На близость моря указывает присутствие *Paralia sulcata*.

Таким образом, имеющаяся информация позволяет отнести рассматриваемые формы к аллювиальным образованиям, существенно переработанным эоловыми процессами. Наличие в основании разреза отложений со следами криодислокаций, характер взаимоотношений с морскими, эстуарно-озерными отложениями и голоценовыми торфяниками позволяют предполагать их позднечетвертичный возраст (Q_{III}^{3-4}). Интересно, что в районе Виахту из отложений сходного состава и морфометрических параметров получена радиоуглеродная дата 26830 ± 940 (ДВГУ-188), что позволило рассматриваемую толщу к регрессивным озерно-аллювиальным отложениям [13].

В районе пос. Виахту, расположенного на берегу лагуны - эстуария одноименной реки, выделено три геоморфологических уровня (Рис. 3).

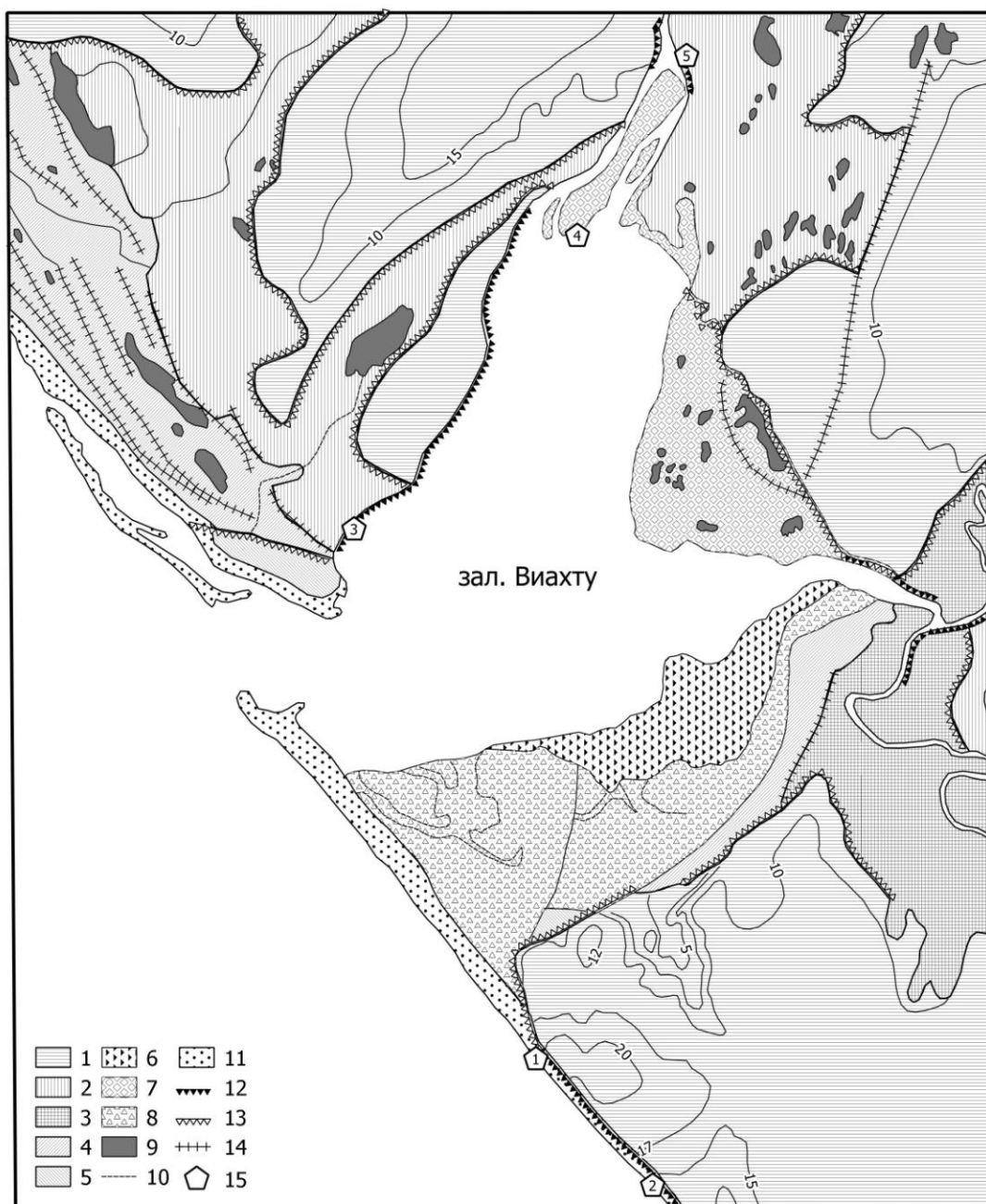


Рис. 3. Геоморфологическая карта эстуарной зоны р. Виахту

1 - позднечетвертичная полигенетическая аккумулятивная терраса;

2 - среднеголоценовая лагунная терраса; 3 - позднеголоценовая лагунная терраса; 4 - средне-позднеголоценовая поверхность волновой и золово-прибойной аккумуляции; 5 - позднеголоценовая поверхность волновой аккумуляции; 6 - приливно-отливные аккумулятивные осушки; 7 - марши; 8 - марши, подверженные воздействию ветропесчаного потока; 9 - остаточные озера; 10 - каналы стока; 11 - современные аккумулятивные формы береговой зоны; 12 - аккумулятивные абразионно-эрозийные уступы; 13 - отмершие абразионно-эрозийные уступы; 14 - древние береговые валы и гряды; 15 - геологические разрезы с отбором

Первый представлен современными золово-прибойными отложениями с абсолютными отметками тыловой закраины пляжа до 5 м и современной морской террасой, которая имеет здесь два уровня - "сизигийный", затопляемый в результате высоких приливов и ветровых нагонов и "квадратурный", затопляемый практически ежедневно. На поверхности высокой лайды хорошо прослеживаются каналы стока. Возраст низинного торфяника, залегающего на черно-синих алевритах - 430 ± 82 (ДВГУ-178). На участке лайды, примыкающем к приустьевому бару, происходит накопление золовых отложений.

Среднеголоценовые отложения слагают следующий уровень. Торфонакопление на террасе с абсолютной высотой 2,5-4 м началось около 3500 лет назад. Радиоуглеродные датировки подошвы торфяников - 3450 ± 277 (ДВГУ-177) и 3450 ± 390 (ДВГУ-174).

Терраса с абсолютными отметками 5-6,5 м начала формироваться как уровень прибрежно-морской аккумуляции около 6 000 лет назад, Об этом свидетельствует возраст подошвы торфяника, мощностью около 3-х метров - 5318±320 (ДВГУ-180).

Следующий уровень представлен поверхностью с абсолютными отметками 10-20 метров. Изучение отложений, обнажающихся в береговом уступе, позволило установить, что пятиметровая аномалия высот на участке, примыкающем к прикорневой части косы, обусловлена отложением здесь эоловых песков. Причем, накопление самой верхней 2-3 метровой пачки началось одновременно с формированием торфяника на высокой лаиде 430± 78 (ДВГУ-187). Ниже по разрезу наблюдается переслаивание разнородных песков, суглинков, гравия и гальки с линзами торфов мощностью до 1 м. Определение возраста древесных остатков из основания одного из таких торфяников показало, как отмечалось выше, 26830±940 (ДВГУ-188).

Характеризуя долинную сеть северного Сахалина в первую очередь следует отметить ее центробежный рисунок и аномальный характер линии главного водораздела, обусловленный тем, что абсолютные высоты орографических центров, приуроченных к палеосводовым поднятиям, ниже, чем высоты окаймляющих их молодых новейших поднятий [14]. Анализ распределения бассейнов водосбора по площади позволил выделить на территории северо-западного Сахалина три группы рек. Первую - представляют реки, ограниченные главным водоразделом северного Сахалина, с площадью водосбора более 300 км². Реки с площадью водосбора 80-180 км² образуют вторую группу. По своим характеристикам эти водотоки занимают промежуточное положение между реками главного водораздела и реками, дренирующими поверхность заозеренных низких позднечетвертичных уровней. Последние имеют площадь водосбора 10-60 км².

Рассматривая распределение в целом, можно отметить наличие двух мод. Максимум первой приходится на интервал 21-40 км² в группе водотоков с малой площадью, а максимум второй - на интервал 121-140 км² в промежуточной группе.

В речных долинах северо-западного Сахалина наблюдается до четырех террасовых уровней. Наиболее распространены первая и вторая надпойменные террасы, высота которых изменяется от 3-6 до 10-12 м, а ширина достигает 600 м. Третья терраса прослеживается небольшими фрагментами. Высота, в зависимости от бассейна и условий, может изменяться от 10-12 до 30 м. Поверхность сильно расчленена. Четвертая терраса в рельефе выражена плохо и встречается довольно редко. По мнению А.Н. Александровой аллювий второй и третьей надпойменных террас имеет возраст соответственно Q_{III}³⁻⁴ и Q_{III}¹⁻² [11]. Первую террасу и пойму формируют отложения голоцена. При этом на побережье отмечается переход поверхности первой террасы в морскую голоценовую равнину.

Исследования на прибрежной равнине о. Хоккайдо (р. Сару), выполненные при помощи датированных маркирующих горизонтов пепла позволили установить, что формирование топологически непрерывных поверхностей происходит в течение следующих временных интервалов [15]. Возраст поверхности четвертой террасы уменьшается вверх по течению от 33000 до 9000-15000 лет, а третьей - от 15000-33000 до 900-15000 лет. Для второй террасы возраст максимален в среднем течении (около 9000 лет) и уменьшается как вверх, так и вниз по течению. В приустьевой зоне ее возраст составляет 5000-6000 лет. Подобным же образом изменяется возраст наиболее молодой, первой террасы.

Как известно, расчленение поверхности формирующейся морской террасы начинается по мере отступления моря, за счет трансгрессивного развития субпараллельных, близко расположенных друг к другу речных долин с неглубокими врезами [16]. Дальнейшее увеличение горизонтальной расчлененности происходит в результате регрессивной эрозии [17]. Являясь одной из важнейших морфометрических характеристик речных бассейнов, густота расчленения, в условиях однородности геолого-геоморфологических параметров прибрежной аллювиально-морской равнины, приобретает особую информационную ценность (Рис 4Б). К наиболее общим, установленным нами закономерностям распределения густоты расчленения северо-западного Сахалина следует отнести наличие двух зон, ориентированных согласно генеральному, субмеридиональному направлению береговой линии и "главному" водоразделу. В пределах первой зоны, расположенной на высоких гипсометрических уровнях (более 40 м) коэффициент расчленения изменяется от 0,75 км/км² до 1,75 км/км². Вторая зона расположена на низких уровнях и характеризуется сложным, мозаичным строением поля значений от 0 до 1,0 км/км². Вдоль границы с первой зоной прослеживается практически сплошная полоса минимальных аномалий густоты расчленения.

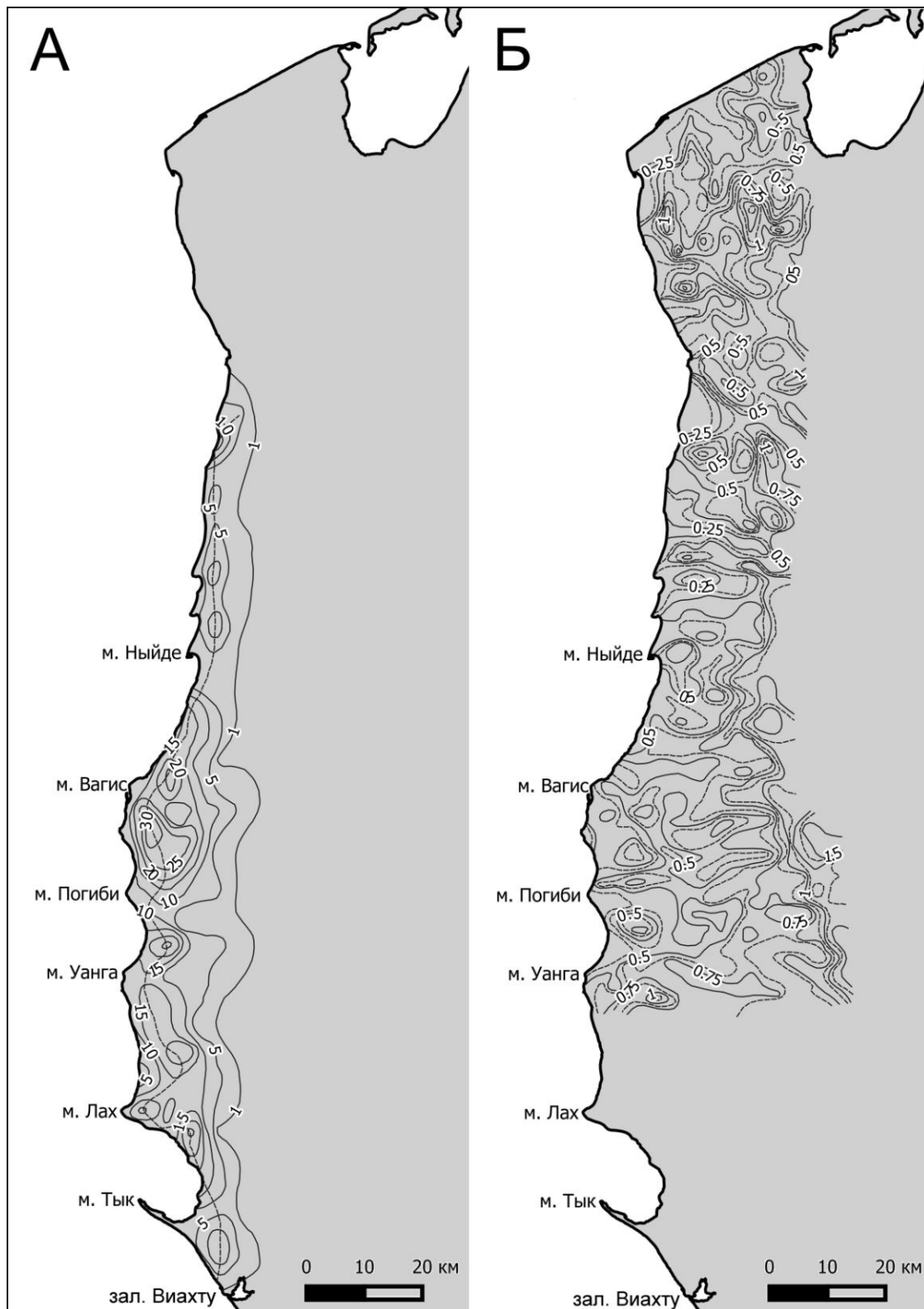


Рис. 4. Картометрические параметры прибрежной низменности
 А - карта заозеренности территории, Б – карта густоты эрозионного расчленения территории

В целом для низкой прибрежной равнины характерно чередование расчлененных участков и участков с практически полным отсутствием водотоков. Наибольшая густота речной сети приурочена к водоразделам низкопорядковой речной сети и наблюдается на удалении 5-8 км от устьевой зоны.

Наименьшее расчленение испытывают приводораздельные поверхности бассейнов крупных рек, здесь же наблюдаются наибольшие значения коэффициента заозеренности.

Озерный морфогенез типичен для прибрежной равнины северо-западного Сахалина. Здесь можно выделить следующие морфогенетические типы озер: подпрудные, межваловых понижений, остаточно-лагунные, термокарстовые, суффозионные и старичные. Широкое распространение имеют так называемые ориентированные озера.

Следует отметить, что представление об остаточно-лагунном происхождении большей части озер [18] является ошибочным, о чем свидетельствуют строение озерных котловин, характер донных осадков и общая геоморфологическая ситуация. В результате исследований установлено, что глубина прибрежных озер изменяется в интервале 1,0-2,5 м, донные осадки представлены размельченным, разжиженным торфом. На берегах крупных озер наблюдается пляж шириной до 10 м.

Для современной динамики характерно как увеличение, так и уменьшение площади водного зеркала. Разрастание озер происходит в результате размыва берегов, получившего распространение на всех озерах, за исключением малых. При этом на низких уровнях абразионные дуги формируются под действием южных ветров, а на более высоких - размываются как северные, так и южные берега.

Наибольшие изменения показателя заозеренности (отношение суммарной площади озер к площади расчетной единицы территории) обуславливает процесс спуска озер. Именно это явление объясняет тот факт, что осевая линия наибольшей заозеренности, протягивающаяся субпараллельно береговой линии, отстоит от нее на 3-7 км. На АФС отчетливо прослеживаются озера, которые либо существенно уменьшились, либо полностью исчезли в результате изменения условий дренажа при разрушении аллювиально-морской террасы. При этом в котловинах спущенных озер нередко формируются суффозионные западины и овраги. Длина последних может достигать 0,5 км, ширина - 5-6 м, глубина - 4 м.

Основные закономерности заозеренности территории северо-западного Сахалина, выраженные количественными показателями отражены на составленной нами карте заозеренности северо-западного Сахалина (Рис 4А). Площади озер подсчитывались по топооснове масштаба 1:25 000 при помощи палетки с размером квадратов 2x2 мм. За элементарную единицу площади принято 18 км². При подсчете учитывались озера только термокарстового происхождения. Граница заозеренной территории (величина заозеренности более 1%) практически совпадает с 20-метровой изогипсой на участке зал. Виахту - м. Лах. К северу она перемещается на более высокий гипсометрический уровень и с широты м. Ванга до широты м. Рейдовый проходит по 40-метровой изогипсе. Далее на север граница вновь следует вдоль 20-метровой изогипсы. Территория с заозеренностью свыше 5% практически полностью лежит ниже 20-метровых отметок. Исключение составляет междуречье рек Погиби - Вагис, где она доходит до 30 м.

К основным закономерностям заозеренности территории следует отнести связанными с трансгрессивным развитием речной сети на новообразованных равнинах является равномерное, с интервалом 10 и 20 км, распределение положительных аномалий вдоль побережья.

Основные события заключительных этапов истории развития побережья северо-западного Сахалина

Анализ изменений растительности и климата северо-западного Сахалина в позднем плейстоцене-голоцене, фациального состава, возраста отложений и геоморфологического строения аллювиально-морской равнины побережья с учетом региональных особенностей эволюции берегов морей Дальнего Востока позволяют представить основные события заключительных этапов истории развития побережья северо-западного Сахалина следующим образом.

В среднем Вюрме на месте большей части прибрежной низменности, существовала мелководная акватория. Диатомовые комплексы из отложений, обнажающихся в береговом уступе в интервале абсолютных отметок - 4 - +2 м соответствуют фациям лагун с различной степенью опреснения. Древняя береговая линия, вероятно, занимала положение между изолиниями 1 и 5% заозеренности. Диатомовые спектры с доминирующей *Paralia sulcata* из двух десятисантиметровых прослоев серых глин, залегающих на светло-серых мелкозернистых песках в разрезе 8-10-метровой первой надпойменной террасы р. Погиби (абс. отм. 25-27 м), в шестнадцати километрах от современной береговой линии, свидетельствуют о накоплении этих осадков в условиях опресненной лагуны. Причиной подъема средневюрмских морских отложений до отметок 25-27 м. является тектонический перекосяк геоморфологической поверхности в направлении береговой линии в результате роста Джолокор-Энгизпальского горстового поднятия, величина денудационного среза которого за неотектонический этап составляет 1,0-1,5 км.

Похолодание климата и снижение уровня моря в конце среднего Вюрма привело к осушению обширных прибрежных акваторий с последующим расчленением новообразованных равнин. В устьях крупных рек, по мере отступления моря, формировались выдвинутые дельты-гривы.

В поздневюрмскую эпоху на поверхности равнины происходило накопление аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных отложений. На более высоких гипсометрических уровнях формировался комплекс речных террас.

Теплый и влажный климат голоцена, сменивший сухой и холодный климат позднеледникового, обусловил начало основного события раннего голоцена на прибрежной равнине северо-западного Сахалина - торфонакопления, которое резко усилилось в теплых и влажных условиях среднего голоцена.

Потеплению климата в среднем голоцене соответствует и период высокого стояния уровня моря. По данным А.М. Короткого и Г.И. Худякова на западном побережье о. Сахалин высота подъема уровня относительно современного 5250+90 л.н. составляла 3,0-3,5 м [19]. На побережье северо-западного Сахалина прямые свидетельства более высокого стояния уровня моря в этот период обнаружены только в районе устья р. Виахту. Возраст 3-метрового торфяника 5318+320 л.н. (ДВГУ-180), лежащего на эстуарно-лагунных отложениях, учитывая основные закономерности прибрежно-морского осадконакопления позволяет отнести его к образованиям первого ритма голоценовой прибрежно-морской аккумуляции [12].

На более низких гипсометрических уровнях в период формирования торфяника продолжалась эстуарно-лагунная седиментация 5340+540 л.н. (ДВГУ-175); 5023+445 (ДВГУ-176).

В качестве свидетельства высокого стояния уровня, вероятно, можно рассматривать накопление 0,5м слоя эоловых отложений на поверхности торфяника, начавшего формироваться 7993+807 л.н. (ДВГУ-124) в районе м. Погиби. Возобновилось торфонакопление после 5607+700 л.н. (ДВГУ-126) и продолжалось до 4107+432 л.н. (ДВГУ-109), когда торфяник был снова перекрыт эоловыми отложениями, но на этот раз мощностью около 6 м.

Суббореальное потепление климата положило начало явлениям термокарста и озерообразованию. С повышением уровня моря в этот период, вероятно, связано начало формирования мощных толщ эоловых отложений на большей части побережья района.

В устье р. Погиби в этот период шло накопление оторфованных илов 2523+360 (ДВГУ-122); 3464+403 (ДВГУ-123). Учитывая особенности гидродинамики эстуарной зоны приливного моря положение уровня моря в этот период, возможно, было не выше современного, а если и выше то незначительно, так как в сизигийные приливы при нагонах, уровень воды достигает точек отбора. На севере района во время второго ритма прибрежно-морской аккумуляции, сформировалась большая часть голоценового аккумулятивного выступа - урочища Москальвинская падь и межваловых торфяников на его поверхности. Начало третьего ритма прибрежно-морской аккумуляции совпадает с началом эпохи средней Яеи. В этот период стабилизировалось положение системы кос "азовского" типа, о чем свидетельствует датировка из вала первой генерации косы Ныйде - 1470+84 л.н., происходило наращивание аккумулятивного выступа в районе Москальво и т.д. Последовавшее затем некоторое снижение уровня вызвало прекращение эстуарно-лагунного осадконакопления на большей части эстуария р. Виахту 940+1-0 л.н. (ДВГУ-179). Несколько позже лагунные осадки были перекрыты маломощным (40 см) торфяником 430+82 л.н. (ДВГУ-178). Синхронно с торфонакоплением на поверхности 20-метровой террасы формировалась двухметровая толща эоловых песков 430+78 л.н. (ДВГУ-187).

Основные выводы по результатам исследования формулируются следующим образом:

1. Тенденции развития берегов Сахалина в голоцене контролируются морфоструктурой побережья, основные элементы которой унаследованно развиваются, по крайней мере, с начала неогена. При этом голоценовые береговые аккумулятивные образования локализованы на участках с повышенными мощностями неоген-четвертичных отложений.

2. Детальный анализ строения верхнеплейстоценовой аллювиально-морской равнины, облик которой был существенно изменен в голоцене торфонакоплением, мерзлотными и эоловыми процессами, позволил установить сложный полигенный и полихронный характер формирования поверхностей даже одного геоморфологического уровня.

3. На участках побережья, характеризующихся большими объемами выноса обломочного материала с суши, главным образом в устьевых областях, развитие процессов эоловой аккумуляции связывается с понижением уровня моря. На побережье, где поступление наносов в береговую зону обеспечивается преимущественно морскими гидродинамическими процессами, эоловые отложения формируются в период волновой аккумуляции. В частности, мощные дюны побережья северо-западного Сахалина начали формироваться именно в начале второй фазы волновой аккумуляции.

Литература

1. *Афанасьев В. В.* К вопросу о морфоструктуре северо-западного Сахалина // Геологические и геоморфологические особенности некоторых регионов Дальнего Востока и зоны перехода к Тихому океану: Владивосток: ДВПИ, 1989. С. 100-106.
2. *Кулаков А. П.* Основные черты морфоструктуры и антропогеновой палеогеографии побережья Северного Сихотэ-Алиня // Геоморфоструктура Дальнего Востока: Владивосток: 1978. С. 58-78.
3. *Меланхолина Е. И.* Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 152 с.

4. *Харахинов В. В., Альперович И. М., Никифоров В. М., Терещенков А. А.* Новые данные о геологическом строении зоны сочленения Сахалина и Нижнего Приамурья // РАН, 1979. Т. 245. 1. С. 192-195.
5. *Кононов В. Э., Макаров Р. М., Никифоров В. М. и др.* Перспектива нефтегазоносности северо-западного Сахалина в свете новых геолого-геофизических данных // Тихоокеанская геология, 1988. № 3. С. 57-61.
6. *Мишаков Г. С., Ковальчук В. С., Ярошевич М. С.* Особенности развития северо-сахалинского осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М: Наука, 1983. С. 81-84.
7. *Худяков Г. И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока (Вопросы теории). М.: Наука, 1977. 256 с.
8. *Никифоров Л. Г.* Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во МГУ, 1977. 175 с.
9. *Мартынов О. С.* Болотные ландшафты - индикаторы прогнозируемых тектонических структур среднего Приобья // Природные и социально-экономические системы Тюменского Приобья. Тюмень; 1981. С. 105-114.
10. *Соловьев В. В., Ганешин Г. С.* Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина // Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер. Т. 172. М., 1971. 152 с.
11. *Александрова А. Н.* Стратиграфия четвертичных отложений острова Сахалин // Материалы по стратиграфии и палеогеографии востока Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 50-69.
12. *Афанасьев В. В.* Эволюция побережья дальневосточных морей в голоцене // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана – М: 1992. С. 166-174.
13. *Александрова А. Н.* Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 292 с.
14. *Александров С. М.* Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 182 с.
15. *Янагида М.* Процесс формирования голоценовых речных террас на р. Сару, о. Хоккайдо: Пер. с яп. - И-01967 // Тиригаку херои: Т. 54. 1981. С. 423-436
16. *Ласточкин А. Н.* Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л.: Недра, 1978. 247 с.
17. *Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Заитов И. Р., Лебедева Н. В.* Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 196 с.
18. *Гальцев-Безюк С. Д.* О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время // Изв. АН СССР. Сер. Географ, 1964. № 1. С. 56-61.
19. *Короткий А. М., Худяков Г. И.* Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.