

7. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Изв. ВГО. 1977. Т. III. Вып. 3. С. 208–211.
8. Вейнбергс И.Г. Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями уровня Мирового океана: на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-восточной части Охотского моря // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Наука, 1978. С. 37–41.
9. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф: позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 186 с.
10. Hubbard D.K., Byrke R.B., Gill I.P. Styles of reef accretion along a steep shelf – edge reef, St. Croix, U.S. Virgin Islands // J. Sediment Petrol. 1986. V. 56. № 6. P. 848–861.
11. Flemming B.W. Factors controlling shelf sediment dispersal along the southeast African continental margin // Mar. Geol. 1981. V. 42. № 1–4. P. 259–277.
12. Schwab W.C., Rodriguez R.W., Danforth W.W., Gowen M.H. Sediment distribution on a storm-dominated insular shelf, Luquillo, Puerto Rico, U.S.A. // J. Coast. Res. 1996. 12. № 1. P. 147–159.
13. Mart Y., Belknap D.F. Beach ridges and eolianites on a submerged coast along northern Israel break // “3rd Int. Geomorphol. Conf., Hamilton, Aug. 23–28, 1993: Programme and Abstr”. Hamilton: 1993. P. 193.
14. Димитров П. Нови данни за строета и возраста на няком морски акумулативни форми на Българския Черноморски шелф // Пробл. Геогр. (НРБ). 1978. № 2. С. 42–50.
15. Маев Е.Г., Лохин М.Ю., Крыстев Т.И. Структура, морфология и история развития внешней части западного шельфа Черного моря (некоторые дискуссионные вопросы) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: Изд-во Болг. АН, 1990. С. 332–339.
16. Айбулатов Н.А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 270 с.

Московский государственный университет
 Географический факультет

Поступила в редакцию
 19.11.2001

RELICT SUBAERIAL RELIEF UNDER WATER OF THE WORLD OCEAN

S.A. LUKYANOVA

Summary

Numerous examples from various regions (eastern margin of the USA, Puerto-Rico, south-east of Africa, arctic shelf, continental margins of Israel and Bulgaria) illustrate influence of originally subaerial relict landforms of various origin on sediment transport over the shelf. Submerged river valley mostly make obstacles to longshore sediment transport, while relict coastal forms, such as beach ridges and dunes, impede transversal sediment flows.

УДК 551.4.035→551.4:911.6(268.45)

© 2003 г. С.А. ОГОРОДОВ

Морфодинамическое районирование береговой зоны Печорского моря¹

Общая особенность арктических морей – развитие береговой зоны в условиях наличия многолетнемерзлых пород. Береговые системы в криолитозоне обладают низкой устойчивостью [1], что хорошо заметно в районах интенсивного ресурсного освоения, в том числе и на побережье Печорского моря. Отличительная особенность Печорского сектора Баренцева моря – широкое распространение рыхлых мерзлых толщ, слагающих берега. Именно в таких условиях техногенные нарушения приводят к активизации разрушительных береговых процессов, которые могут серьезно осложнить условия промышленного освоения береговой зоны, вызвать значительные непроизводственные затраты на ликвидацию негативных последствий и восстановление нарушенных геосистем. В свою очередь, природные морфодинамические процессы,

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке ИНТАС (проект № 99-1489).

такие как размыв берегов, термоабразия, термоденудация, термоэрозия, дефляция, ледовая эскарпация, сами могут стать причиной прямых материальных потерь. Изучение морфологии и динамики берегов Печорского моря, в связи с изложенным выше, имеет прямое прикладное значение.

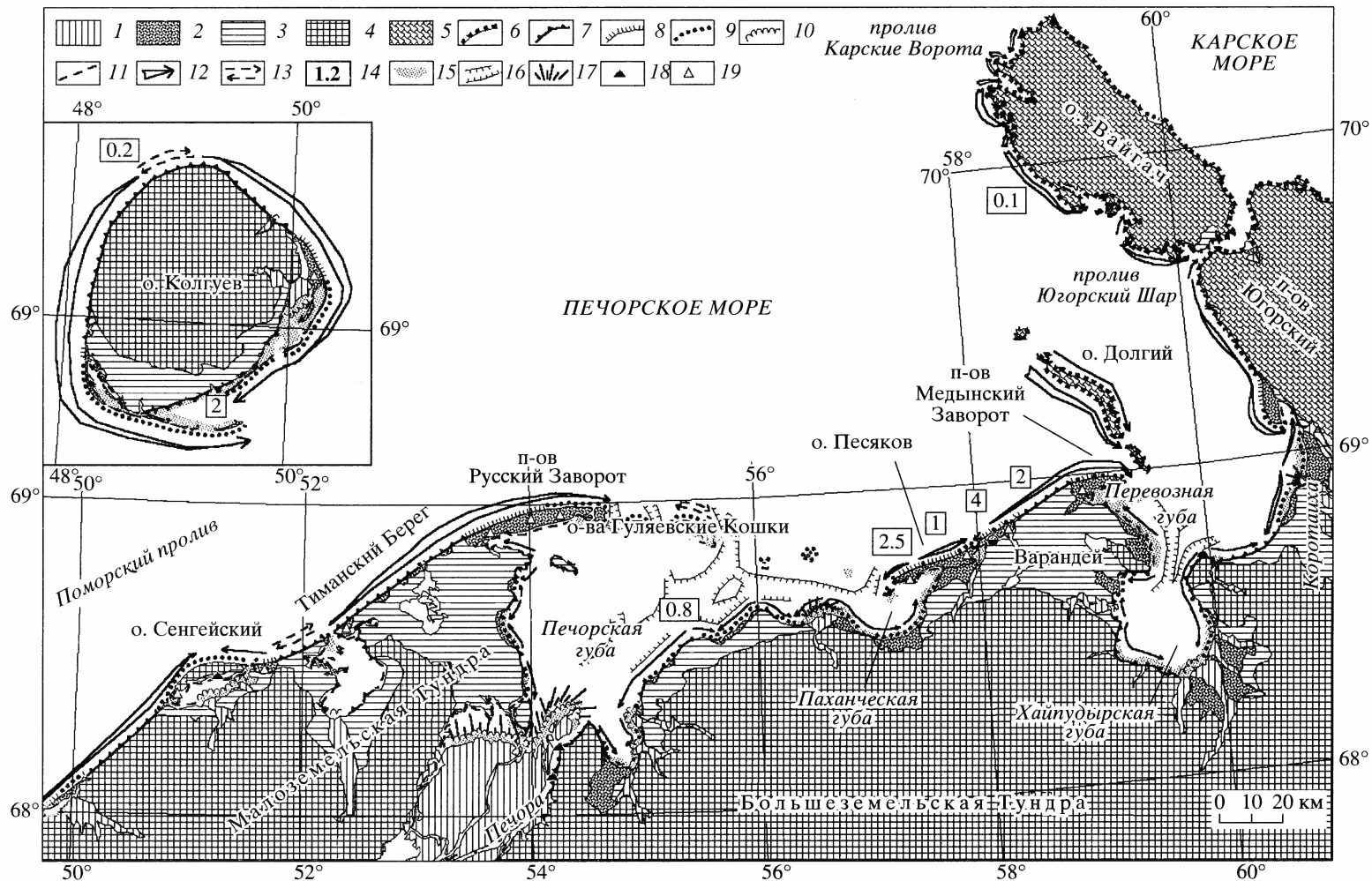
Облик береговой зоны есть результат ее последовательного развития в позднем плейстоцене-голоцене на фоне послеледникового подъема уровня моря и последовавшей затем стабилизации. Береговая зона в Печорском регионе в границах, близких к современным, сформировалась примерно 6 тыс. лет назад [2], когда уровень моря достиг современных отметок. За истекшее с этого периода время уровень испытал незначительные осцилляции, а основными рельефообразующими процессами стали волновые и термические.

Современная морфодинамика берегов Печорского моря отражена на прилагаемой схеме (рисунок). В основу выделения типов берегов положена генетическая классификация [3], уточненная и расширенная применительно к условиям арктических морей [4]. Направления потоков наносов получены на основе анализа как геоморфологических признаков [5], так и волновых энергетических характеристик, рассчитанных по методике Попова-Совершаева [6]. По морфодинамическим признакам проведено районирование береговой зоны.

Южная часть побережья Печорского моря от мыса Святой Нос до Хайпудырской губы находится в пределах Печорской плиты, где коренной (байкальский) фундамент лежит под мощным чехлом палеозойских и мезозойских пород, с поверхности перекрытых толщей ледниковых, морских и озерно-аллювиальных плейстоценовых и голоценовых осадков. Лишь начиная от о. Долгий и далее на восток появляются кристаллические породы, относящиеся к Предуральскому прогибу.

Тиманский береговой район (рис.) простирается от мыса Святой Нос до п-ова Русский Заворот. П-ов Святой Нос представляет собой аккумулятивную форму двойного питания типа переймы, образующуюся за счет наносов, поставляемых со стороны абразионного берега Индигской губы и встречного потока со стороны Горностальей губы [7]. Перейма соединяет берег и останец коренных пород. Далее на СВ тянется относительно прямолинейный участок – "Тиманский берег", протяженностью более 200 км. Между мысом Святой Нос и о. Сенгейский берег абразионно-аккумулятивный. Берега, омываемые Горностальей губой, преимущественно термоабразионные (мерзлая толща подстилает морскую террасу высотой 25–35 м). Еще восточнее встречаются и аккумулятивные участки. Остров Сенгейский, имеющий отметки до 50 м абс. и коренные породы в основании, по-видимому, является останцом средне-позднеплейстоценовой денудационной равнины. На поверхности острова развиты эоловые процессы. Наличие значительных запасов песчаного материала здесь связано с разгрузкой потоков наносов в зоне конвергенции. К СВ от о. Сенгейский сформировался голоценовый бар с высотами до 5–10 м. В современных условиях бар подвержен размыву, в результате на ряде участков, в частности, на восток от губы Колоколова к урезу выходит озерно-аллювиальная позднеплейстоцен-голоценовая терраса с высотами 10–15 м. Здесь берег термоабразионный. Оценок скорости отступления абразионного уступа в этом районе не проводилось, но, судя по морфологическим признакам, она должна составлять не менее 1 м/год. Генеральное направление потока наносов – северо-восток.

Печорский береговой район включает аккумулятивные формы Русский Заворот и Гуляевские Кошки [4], представляющие собой голоценовый бар. Причем Гуляевские Кошки – это полуподводный, местами островной, бар на продолжении Русского Заворота, ограждающий Печорскую губу с севера на протяжении более 50 км. Тот факт, что это именно бар, подтверждает отсутствие каких-либо серьезных источников питания, которые могли бы обеспечить здесь мощный вдольбереговой поток наносов, а также наличие пластовых льдов субаэрального происхождения. П-ов Русский Заворот сложен хорошо сортированным песчаным материалом, на его поверхности интенсивно проявляются эоловые процессы, формирующие мощный дюнный пояс. Вдольбереговой поток волновой энергии направлен на восток, чем обусловлен и вдольбереговой



поток наносов того же направления (рис.), в основном разгружающийся у дистального конца полуострова.

Гуляевские Кошки представляют собой цепь из девяти островных баров, подразделяемых на Западные и Восточные. В динамике Западных Гуляевских Кошек, более крупных по сравнению с Восточными, отмечается их смещение к югу и востоку. Приливы и дрейфовые течения формируют между ними проливные дельты, а волнения – косы на их оконечностях. В целом эти формы, питаемые наносами как с морского дна, так и из Печорской губы, относительно устойчивы. О-ва Восточные Кошки меньше Западных и вследствие местных особенностей гидродинамического режима их положение и размеры постоянно меняются [8]. Эти формы неустойчивы и для возведения долговременных сооружений непригодны. На старых поморских картах XVI–XVII вв. Гуляевские Кошки были несколько крупнее современных, а также превосходили нынешние числом. Вероятно, ранее Русский Заворот и Гуляевские Кошки представляли собой единую аккумулятивную форму.

В пределах **Печорской губы** (рис.) отмечается чередование абразионно-термоденудационных берегов (выработанных в мерзлых послеледниковых морских, аллювиально-озерных и биогенных отложениях) с аккумулятивными лайдовыми и лагунно-бухтовыми. Южную часть губы занимает дельта р. Печоры, относящаяся по своим морфологическим признакам к типу многорукавных.

Значительную протяженность занимают берега с отмершими абразионными уступами, окаймленными прислоненной озерно-аллювиально-морской молодой террасой – лайдой. Лайды формируются в тыловых частях баров, кос, вогнутостях берега и кутовых частях заливов под влиянием высоких штормовых нагонов, достигающих здесь 2.5–3.0 м абс. Формирование лайды связано с усилением аккумулятивного процесса в результате голоценовой стабилизации уровня после длительной фландрской трансгрессии, в период которой доминировала абразия. Лайды дренированы ручьями и многочисленными лайдейными каналами, формирующимися под воздействием нагонов и приливов. Сеть лайдейных каналов, как правило, весьма сложна и имеет несколько выходов в акваторию Печорской губы. Поверхность лайды местами сильно заозерена, особенно на участках, не защищенных пляжами и барами от прямого влияния нагонных явлений. Подобные мелкие озерные ванны формируются в результате суффозионно-эрозионных процессов, активно проявляющихся в периоды максимума нагонов и последующего стока нагонных вод обратно в море, выносящего из озерных ванн тонкозернистый материал [9]. Озерца часто соединены между собой мелкими протоками, через которые вода переливается с одного уровня на другой.

По данным [8], средняя скорость отступления абразионно-термоденудационного берега в ЮВ части губы (район пос. Вангурей) составляет 0.8–1.2 м/год, а в бухтах – 0.4 м/год и менее. Относительно небольшие значения абразии обусловлены более коротким по сравнению с открытым побережьем Печорского моря динамически активным периодом и низкой волновой энергетикой частично закрытой акватории губы. По оценке

Картосхема морфологии и динамики берегов Печорского моря

Рельеф прибрежной суши: 1 – поймы и дельты рек (Q_{IV}), 2 – эолово-морские (высотой до 10–12 м) и аллювиально-озерно-морские (высотой до 3.0–3.5 м) террасы (Q_{IV}), 3 – озерно-аллювиальные террасы высотой 5–20 м (Q_{III-IV}), 4 – денудационные равнины (Q_{II-III}) на рыхлых ледниковых, ледниково(ледово)-морских отложениях с фрагментами высоких морских террас, 5 – денудационные равнины (Q_{II-III}) на скальных породах с фрагментами цокольных морских террас. *Типы берегов:* 6 – абразионные (в скальных породах) с галечно-щебнистым пляжем, 7 – термоабразионные и термоденудационные (с песчано-галечным пляжем или валунной отмосткой), 8 – абразионные (в рыхлых породах) с песчаным или песчано-галечным пляжем, 9 – аккумулятивные с песчаным или песчано-галечным пляжем, 10 – дельтовые, 11 – лагунно-бухтовые. *Элементы динамики береговой зоны:* 12 – вдольбереговые потоки волновой энергии (толщина стрелки пропорциональна наносодвижущей силе), 13 – участки двухсторонних миграций наносов, 14 – скорость отступления берегового уступа, м/год. *Прочие обозначения:* 15 – ветровые осушки, 16 – фрагменты затопленных речных долин, 17 – авандельты, 18 – отдельные выходы коренных пород, 19 – пояса дюн

тех же авторов, за счет абразии (берегового уступа и подводного склона) в береговую зону губы поступает около 1000 м³ осадочного материала, что в 4.5 раза меньше твердого стока Печоры. Вероятно, большая часть тонкодисперсного материала выносятся за пределы губы, в том числе через затопленное русло палео-Печоры и многочисленные каналы стока приливных и нагонных вод. Высота приливов в Печорской губе достигает 1.2 м, обеспечивая широкое распространение регулярных осушек в вогнутостях берега и в волновой тени аккумулятивных островов.

Следует отметить еще один важный фактор динамики берегов и дна Печорской губы – деятельность морских льдов. Именно здесь наблюдается самая высокая встречаемость стамух в Печорском море: соответственно после таяния льда в рельефе дна обнаруживается большое количество борозд и ям ледового выпаживания. На участке, непосредственно примыкающем к дельте Печоры, можно прогнозировать образование воронок высверливания – форм, получивших широкое распространение в устьях арктических рек. Морские льды играют также важную роль в литодинамике, участвуя в выносе обломочного материала из губы во время схода припая.

Варандейский береговой район (рис.) охватывает участок от о-ва Песяков на западе до п-ова Медынский Заворот на востоке. О-ва Песяков и Варандей – это береговые голоценовые бары, сложенные песчаным материалом и по строению схожие с п-овом Русский Заворот [4]. Центральная часть баров на современном этапе подвержена размыву. На их дистальных оконечностях берег аккумулятивный. К востоку от о-ва Варандей отмечается выход к урезу 5–15-метровой цокольной террасы, здесь берег термоабразионный: абразии подвержена мерзлая толща среднеплейстоценовых валунных суглинков и глин. П-ов Медынский Заворот имеет сложный генезис – промежуточный вариант между косой и баром. Данный район характеризуется разнонаправленными и более слабыми, чем в районе Русского Заворота, вдольбереговыми потоками волновой энергии, а к центральной его части приурочена зона двухсторонних миграций наносов. Значения вдольберегового потока волновой энергии усиливаются лишь в районе п-ова Медынский Заворот, обеспечивая его размыв в прикорневой части и нарастание в дистальной (рис.).

Под защитой баров и кос получили развитие ветровые осушки и лайды. Хотя средняя величина прилива в Паханческой и Перевозной губах невелика – от 0.8 до 1.2 м, очень пологие уклоны как прибрежной суши за барами, так и подводного берегового склона способствуют развитию таких форм. В Перевозной губе, в волновой тени полуострова образуется местный противопоток наносов, обуславливающий ее заполнение мелкозернистым материалом. К югу от Перевозной губы вплоть до горла Хайпудырской губы сформировалась обширная аккумулятивная форма, развивающаяся под воздействием сгонно-нагонных колебаний уровня; наземная ее часть представлена обширной лайдой, рассеченной сетью каналов, подводная – сгонной осушкой.

Для Варандейского берегового района имеются наиболее достоверные на побережье Печорского моря данные по динамике берегов: начиная с 1987 г. здесь ведутся стационарные наблюдения силами Лаборатории геоэкологии Севера МГУ. На участках, относительно слабо затронутых человеческой деятельностью, скорость отступления берегового уступа составляет 1–2.5 м/год на о-ве Песяков [10] и 1.8–2 м/год [11] в пределах термоабразионного участка (рис.).

Иное происхождение имеет цепь островов к СВ от Варандейского берегового района, хотя территориально тяготеет к нему. **О-ва Матвеев, Голец, Долгий, Зеленцы** (рис.) образуют единый линейно вытянутый выступ кристаллических пород, переработанный волновыми процессами и физическим выветриванием. Берег абразионный, абразионно-аккумулятивный, абразионно-бухтовый. Прислоненные и карманные пляжи состоят из гальки и щебня. Отметки береговых валов, сохранившихся в современном рельефе, повышаются к центру о-ва Долгий, что может свидетельствовать о его тектоническом вздымании. Наличие кристаллических пород, значительные высоты (10–18 м) делают берега островов, да и сами острова, особенно о-в Долгий, весьма устойчивыми и удобными для хозяйственного использования.

Берега **Хайпудырской губы** представлены почти всеми типами, характерными для южной части Печорского моря. Подобное разнообразие объясняется выходом к урзу губы различных морфогенетических комплексов (рис.): от дельт небольших рек до высоких морских террас с отметками 50–60 м. Высокие (до 50 м) абразионно-термодеградационные откосы окаймляют губу с ЮЮЗ, типичные термоабразионные берега занимают северный и западный сектора, аккумулятивные пляжевые и дельтовые представлены на ЮВ. Потоки волновой энергии образуют зону конвергенции в южной кутовой части губы, формируя здесь протяженную ветровую осушку.

Западно-Югорский береговой район простирается от мыса Синькин Нос до пролива Югорский Шар [4]. В отличие от вышеописанных районов здесь широко представлен валунно-галечный материал в толще пород, слагающих берег, а в северной части имеется выход к морю скальных пород. К мысу Синькин Нос, представляющему собой выступ коренных пород с чехлом преимущественно рыхлого грубообломочного материала, приурочена зона дивергенции относительно слабых вдольбереговых потоков волновой энергии, чем обусловлен его размыв. В вогнутости берега восточнее мыса отмечается конвергенция потоков наносов, и в целом здесь преобладает процесс аккумуляции. У устья р. Кортаиха формируется обширный конус выноса – авандельта этой реки. В разные стороны от него направлены вдольбереговые потоки волновой энергии (рис.), которыми обусловлен двухсторонний разнос выносимого рекой материала. У входа в пролив Югорский Шар отмечается зона дивергенции вдольбереговых потоков волновой энергии, один из которых направлен на юг, к мысу Бельковский Нос, что способствует его росту, а другой, более короткий, – в пролив.

Острова **Новая Земля** и Вайгач являются продолжением Уральской горной системы и сложены породами складчатого герцинского комплекса. На большей части западного побережья о-вов **Южный** и Вайгач, обращенного к Печорскому морю, к урзу выходят относительно прочные кристаллические породы. Берегоформирующее значение имеет также Главный разлом, окаймляющий западные берега Вайгача и южной оконечности Новой Земли [12]. Основные линии разломов пересекаются густой сетью поперечных нарушений, которые использованы речными потоками, выработавшими по ним долины, а также ледниками, переработавшими эти долины в трюги. Низовья их впоследствии были подтоплены трансгрессирующим морем и преобразованы в фиорды [13], в том числе и на западной части о-ва Южный. Широкое распространение получили стрэндфлеты, имеющие здесь, по мнению П.А. Каплина, главным образом абразионный генезис. Однако большая часть береговой линии о-ва Южный, выходящая к акватории Печорского моря, представлена абразионно-бухтовыми берегами на западе и фиардово-шхерными на юге. Берега о-ва Южный нельзя отнести к категории берегов, не измененных морем [13]; здесь вследствие благоприятных гидродинамических условий под действием волн активно протекают абразионные и аккумулятивные процессы, так как эта часть Новой Земли находится под влиянием теплого течения и большую часть года свободна ото льда. В бухтах формируется широкий спектр аккумулятивных форм рельефа – пересыпей, кос, серповидных баров и перейм.

Берега о-ва Вайгач почти на всей периферии обрываются к морю абразионным уступом, сложенным дочетвертичными породами. Сравнительно слабое расчленение береговой линии на западном и восточном побережье острова связано с тем, что направление линии берега здесь совпадает с простиранием пород. Нередко подножия абразионных клифов окаймлены пляжами из грубообломочного материала. Береговая линия на З и СЗ расчленена из-за подтопления синклиналей и грабен, что сближает эти берега с далматинским [12] или фиардовым типом расчленения. В местах выходов более податливых пород выработаны абразионные бухты – такие берега можно отнести к абразионно-бухтовым. К мысам здесь приурочены участки дивергенции сильных вдольбереговых потоков волновой энергии, а материал от их абразии переносится в заливы и вогнутости берега, где формируются галечные пляжи и косы. Вдольбереговой поток волновой энергии направлен на юг (рис.), чем обусловлен перенос обломоч-

ного материала к проливу Югорский Шар. Как результат высокой прочности пород, скорости абразии берегов не превышают 0.1 м/год.

Структурно-геоморфологическая позиция **о-ва Колгуев** определяется его приуроченностью к погребенному Колгуево-Печорскому валу – платформенной структуре чехла Печорской плиты. Коренные породы на острове нигде не выходят. Его северная возвышенная часть сложена песками, валунными суглинками и глинами ледникового и ледово-морского происхождения. На высотах 20–30 и 40–70 м выделены уровни цокольных абразионных террас. Ю и В части острова представляют собой заболоченную низменность, сложенную поздне- и послеледниковыми песчаными отложениями. Мерзлота, продолжительное воздействие волн северных румбов определяют широкое развитие термоабразионного процесса. З, С и СВ берега о-ва Колгуев имеют высокие крутые обрывы от 8 до 53 м высотой [14], подверженные термической абразии. Наиболее высокие из них имеют двухчленное строение: в нижней части до высоты 10–15 м клифы формируются волновыми процессами и термоабразией (сложены слабольдистыми валунными суглинками), а в верхней части от 15 до 50 м – термоденудационными процессами (сложены сильнольдистыми песками и суглинками). Особенность таких берегов – низкая скорость отступления абразионного уступа, всего 0.1–0.2 м в год [14] – как результат наличия обширного валунного бенча на осушке и подводном склоне, а также большого объема обломочного материала, поступающего к подножью уступа с термоденудацией. Для этого сектора острова характерны самые высокие значения волновой энергии вследствие максимальной длины разгона волн соответствующих румбов. При снижении высоты береговой обрыва скорость абразии увеличивается до 1–3 м в год [7]. Ю и ЮВ части острова закрыты от прямого волнения материковой суши. Здесь, на тыловой по отношению к главным волнообразующим ветрам стороне Колгуева, значения потока волновой энергии падают, что приводит к разгрузке потока наносов и образованию аккумулятивных форм (рис.), представленных островными косами Западные и Восточные Тонкие Кошки, крупной косой-баром, отделяющей лагуну Песчаную от моря.

Таким образом, береговая зона Печорского моря подразделяется на 10 морфодинамических районов. Рыхлые мерзлые толщи, слагающие побережье на значительном протяжении, способствовали развитию термоабразионных берегов. Благодаря длительному динамически активному периоду и наличию на мелководье запасов песчаных наносов широкое распространение также получили крупные аккумулятивные формы: береговые бары и косы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геозкология Севера / В.И. Соломатин. М.: Изд-во МГУ, 2001. 270 с.
2. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 265 с.
3. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 417 с.
4. Попов Б.А., Совершаев В.А. и др. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследование устойчивости геосистем Севера. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 176–201.
5. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения / В.П. Зенкович, Б.А. Попов. М.: Мысль, 1980. 280 с.
6. Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии // *Вопр. геогр. Морские берега*. М.: Мысль, 1982. Сб. 119. С. 105–116.
7. Суздальский О.В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // *Геология моря*. Л.: Недра, 1974. Вып. 3. С. 27–33.
8. Суздальский О.В., Куликов И.В. Ландшафтно-литодинамическая схема Печорской губы // *Вопр. картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 72–83.
9. Романенко Ф.А. Формирование озерных котловин на равнинах Арктической Сибири: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1997. 25 с.
10. Огородов С.А. Морфология и динамика берегов Печорского моря // *Тр. ин-та океанологии БАН*. Варна: 2001. Т. 3. С. 77–86.

11. Новиков В.Н., Федорова Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1989. № 1. С. 64–68.
12. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991, 480 с.
13. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 187 с.
14. Великоцкий М.А. Особенности современной динамики берегов о. Колгуев // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 93–101.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
18.03.2002

MORPHODYNAMIC DIVISION OF THE PECHORA SEA COASTAL ZONE

S.A. OGORODOV

S u m m a r y

Analysis of geology and geomorphology together with calculations of wind and wave energy enabled to define types of the Pechora Sea coasts and to determine directions of sediment transport. 10 morphodynamic regions have been identified, based on dynamic characteristics and the coast morphology.

УДК 551.435.72(-924.86+-925.11)

© 2003 г. А.Н. САЖИН, Ю.И. ВАСИЛЬЕВ

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ДЕФЛЯЦИИ В СТЕПЯХ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ¹

Современный рельеф степной зоны формируется, в том числе, под воздействием процесса дефляции (ветровой эрозии), ускоренное течение которой спровоцировано хозяйственной деятельностью человека.

Наиболее благоприятные условия для ветровой эрозии создаются на песчано-глинистых отложениях степной зоны Западно-Сибирской равнины. В европейском регионе России дефляционные процессы наиболее интенсивно проявляются на старопашотных землях Сальских степей и восточных склонов Ставропольской возвышенности, на западных склонах Ергеней и на равнинах Предкавказья. Общая площадь распространения эоловых процессов в том и другом районах составляет не менее 700–900 тыс. км², а масса перемещенных на значительное расстояние продуктов разрушения подстилающей поверхности достигает многих миллионов тонн.

Региональные особенности современной дефляции заключаются в том, что в европейских степях разрушение и выдувание почвы с определенной периодичностью принимает катастрофический характер, тогда как в степях Сибири и Казахстана эти процессы менее интенсивны, но более устойчивы во времени, если не принимать во внимание резкое усиление дефляции в 60-е годы, связанное с распашкой значительных массивов целинных земель.

С позиций современного эолового морфогенеза и оценки общей геоэкологической ситуации проблемными представляются вопросы межгеосферного и пространственного перемещения вещества в пределах аридного и семиаридного поясов Евразии, выявления зон с преобладанием выдувания, транзитного переноса и аккумуляции эолового материала с учетом характерных размеров барических образований и их географического положения.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-65370).