МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В.ЛОМОНОСОВА

Географический факультет

На правах рукописи

ОГОРОДОВ Станислав Анатольевич

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРСКИХ ЛЬДОВ

25.00.25 – геоморфология и эволюционная география

Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук

Научный консультант: д.ф.-м.н., А.В.Марченко

Оглавление

Введение 3
1 Рельефообразующая деятельность морских льдов: история
исследовании и постановка проолемы 1/
2 Динамика прибрежно-шельфовой зоны замерзающего моря:
основные понятия и определения 20
3 Классификация воздействий морских льдов на берега и дно 44
3.1 Защитная роль припая и дрейфующих льдов 45
3.2 Экзарация берегов и дна морскими льдами. Морфология и
морфометрия образовавшихся форм рельефа
3.3 Транспорт наносов морскими льдами71
3.4 Местный размыв дна, обусловленный особенностями ледовых
3 5 — Формирование мерзицу пород в контактной зоне дел дио 83
5.5 Формирование мерзлых пород в контактной зоне лед-дно
4 Региональные особенности воздействий морских льдов на берега
И ДНО
4.1 Байдарацкая губа Карского моря
4.1.1 Ледовые условия
4.1.2 Методика натурных исследовании
4.2 Каспийское море
4.3 Оценка интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно
арктических морей 157
5 Рельефообразующая деятельность морских льдов в условиях
климатических изменений в XXI веке 166
5.1 Влияние изменений климата на интенсивность экзарации лна
ледяными образованиями
5.1.1 Ледово-экзарационные палеоформы на шельфе и на суше
5.2 Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на
динамику берегов
5.2.1 Эволюция берегов Печорского моря в XXI веке
Заключение
Список литературы 221
Альбом-глоссарий терминов форм рельефа, процессов и явлений.
возникновение которых связано с ледовым фактором

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Морские льды как зональный фактор играют рельефа прибрежно-шельфовой важную роль В динамике зоны замерзающих морей. Существующие режимно-климатические данные по морским льдам не дают представления о динамике рельефа и используются в основном для обеспечения судоходства в Арктике. Расширяющееся освоение месторождений И строительство различных объектов нефтегазовой отрасли (подходные каналы, резервуарные парки, терминалы, буровые платформы, подводные трубопроводы и кабели связи) как на берегах, так и на шельфе требуют нового уровня знаний о влиянии морских льдов на динамику рельефа берегов и дна. При проектировании подводных трубопроводов и кабелей связи в арктических и других замерзающих морях необходимы достоверные оценки интенсивности воздействий ледяных торосистых образований на дно и глубины их внедрения в грунт. Недооценка величин экзарации дна может привести к повреждению инженерных сооружений, в тоже время излишнее заглубление объектов сильно удорожает их строительство.

В настоящее время, когда в связи с активизацией ресурсной деятельности в Арктике и на Дальнем Востоке слова Михаила Васильевича Ломоносова «...Российское могущество прирастать будет Сибирью и Северным океаном...» (Ломоносов, 1763) как никогда актуальны и воплощаются в жизнь, вопрос оценки интенсивности воздействий льдов на берега и дно приобретает все большую практическую ценность и значимость. Именно фактор ледовых воздействий может стать лимитирующим для строительства инженерных сооружений в береговой зоне. Недостаточный учет ледового фактора может обернуться не только значительными материальными потерями, свести «на нет» рентабельность добычи сырья, но и в ряде случаев привести к катастрофическим экологическим последствиям.

Имеющаяся в настоящее время нормативная база по методам исследований воздействий ледяных образований (торосов и стамух) ограничивается несколькими абзацами в разделе «Литодинамические исследования» Строительных Норм и Правил (СП 11-114-2004) и не удовлетворяет современные потребности развития науки и техники. Нормативные значения заглубления линейных инженерных сооружений в береговой зоне замерзающих морей не разработаны вообще.

Таким образом, актуальность исследования определяется, с одной стороны, необходимостью развития фундаментальных основ данного научного направления, с другой – потенциальной значимостью в связи с необходимостью обеспечения геоэкологической безопасности при строительстве и эксплуатации промышленных объектов в прибрежношельфовой зоне арктических и других замерзающих морей России.

Объектом исследования является прибрежно-шельфовая зона замерзающего моря. Прибрежно-шельфовая зона моря как область взаимодействия литосферы, гидросферы И атмосферы, отличается исключительно высокой динамичностью. Одним из важнейших факторов динамики этой зоны являются морские льды. Морские льды способны оказывать как прямое механическое, термическое и физико-химическое воздействие на берега и дно, так и ограничивать воздействие других за динамику прибрежно-шельфовой зоны, факторов, ответственных например, течений. Совокупность процессов и волн И явлений, определяющих роль морских льдов в динамике рельефа прибрежношельфовой зоны, составляет предмет настоящего исследования. Основное внимание в работе отдано механическим воздействиям морских льдов, приводящим к наиболее заметным изменениям рельефа прибрежношельфовой зоны.

Цель и задачи исследования. Цель работы – дать качественную и количественную характеристику рельефообразующей деятельности

морских льдов как фактора динамики прибрежно-шельфовой зоны арктических и других замерзающих морей.

Для достижения поставленной цели сформулированы и решены следующие частные задачи:

 собраны, обработаны и обобщены материалы отечественных и зарубежных исследований воздействий морских льдов на берега и дно замерзающих морей;

– проведена типизация воздействий морских льдов на берега и дно;

 выполнено описание морфологических и морфометрических признаков форм и микроформ рельефа, образовавшихся в результате динамических воздействий морских льдов в прибрежно-шельфовой зоне арктических и других замерзающих морей;

 для типичной мелководной акватории замерзающего моря получены количественные оценки предельных глубин экзарации дна и берегов ледяными торосистыми образованиями (торосами, стамухами, несяками);

– выполнены оценки сохранности форм ледово-экзарационного рельефа и интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно мелководной замерзающей акватории в зависимости от глубины моря, рельефа дна и транспорта наносов в береговой зоне;

 составлена схема районирования прибрежно-шельфовой зоны типичного замерзающего моря по видам и интенсивности рельефообразующих воздействий морских льдов;

 определены факторы региональной дифференциации интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно;

выполнены оценки влияния изменений климата на интенсивность
экзарации дна ледяными образованиями;

 выполнены оценки влияния изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов;

– разработана технология оценки интенсивности воздействий ледяных образований на берега и дно замерзающих морей.

Теоретические основы исследования и личный вклад автора. Диссертация выполнена В Лаборатории геоэкологии Севера Географического факультета Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова в тесном сотрудничестве с Отделом прикладных водохозяйственных исследований изысканий морских И И Государственного океанографического института имени Н.Н.Зубова.

В основу диссертации положен обширный фактический материал, собранный в рамках работ, в которых автор являлся руководителем и ответственным исполнителем, в том числе по проектам Министерства образования и науки РФ: г/к № 02.442.11.7518 «Роль морских льдов в динамике берегов и дна арктических морей» и г/к № 02.442.11.7193 «Динамика берегов западного сектора арктических морей России в условиях глобальных климатических изменений и локальных техногенных нарушений» ФЦНТП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития науки и техники» на 2002-2006 годы; № П1574 от 10 сентября 2009 г. «Разработка научных основ и методов проведения мониторинга динамики берегов и колебаний уровня моря с целью последующего внедрения на станциях Федеральной службы ПО гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды», г/к № П1739 «Воздействия морских льдов на берега, дно И гидротехнические сооружения в прибрежно-шельфовой зоне Российской Арктики», г/к № П2393 «Абразия берегов и экзарация дна ледяными образованиями как факторы риска возникновения природных и техногенных катастроф в прибрежно-шельфовой зоне морей России», г/к № П1099 «Экзарация дна Северного Каспия ледяными торосистыми образованиями», г/к 14.740.11.0295 «Прогноз динамики берегов, сложенных дисперсными многолетнемерзлыми породами, В условиях изменения климата И ледовитости арктических морей в XXI веке»; соглашение № 8508 «Воздействия ледяных образований на дно морей Российской Арктики: анализ натурных наблюдений и моделирование» ФЦП «Научные и научно-

педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы; грантам РФФИ № 05-05-64258 «Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны», РФФИ-ОФИ № 07-05-12072 «Разработка технологии оценки интенсивности динамических воздействий морских льдов на берега, дно и подводные инженерные сооружения» и РФФИ-Гельмгольц № 09-05-91322 «Оценка восприимчивости арктической береговой динамики к изменениям».

Кроме того, большой объем натурного фактического материала получен лично автором BO время многолетних экспедиционных исследований и изысканий на Белом, Баренцевом, Печорском, Карском, Охотском и Каспийском морях, проводившихся в связи с проектированием сооружений, различных инженерных прежде всего, подводных трубопроводов и кабелей связи. Дополнительно использовано большое количество, в основном зарубежных, литературных источников и открытых фондовых материалов Лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова, ФГБУ ГОИН, ВНИГМИ МЦД, АМИГЭ, ВНИИОкеангеология, ВНИИГАЗ и ААНИИ, а также данные из сети Интернет.

Научная новизна диссертационной работы заключается в существенном развитии и систематизации существующих представлений о рельефообразующей деятельности морских льдов, в том числе:

 составлена полная классификация видов воздействий морских льдов на берега и дно;

 определена роль морских льдов как одного из наиболее значимых факторов формирования и динамики рельефа прибрежно-шельфовой зоны замерзающих морей;

 предложена новая схема районирования прибрежно-шельфовой зоны типичного замерзающего моря по видам и интенсивности воздействий ледяных торосистых образований;

 сформулировано представление об интенсивности экзарации и степени сохранности ледово-экзарационных микроформ в рельефе дна;

 определены факторы локальной и региональной дифференциации интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно;

 проведена интегральная оценка и выполнено ранжирование арктических морей по интенсивности ледово-экзарационных воздействий морских льдов;

 выполнена оценка влияния изменений климата на рельефообразующую деятельность морских льдов.

Важнейшие результаты диссертационной работы сформулированы в виде защищаемых положений:

1. Воздействия морских льдов на берега и дно можно разделить на две группы: (1) косвенное – выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от волн и приливов; (2) прямое, включающее экзарацию берегов и дна; транспорт наносов морскими льдами; местный обусловленный особенностями ледовых условий; размыв дна, формирование мерзлых пород в контактной зоне лед-дно. Среди этих процессов наиболее опасным является экзарация – деструктивное механическое воздействие льдов на грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением И стамухообразованием ПОД влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны.

2. Рельефообразующая деятельность морских льдов в прибрежношельфовой зоне большинства замерзающих морей находится в одном ранге с волнением и приливами. Параметры форм рельефа, созданных под воздействием морских льдов, могут достигать по глубине – первых метров, по ширине – первых десятков метров, по протяженности – нескольких километров, а объемы транспорта наносов на отдельных участках профиля подводного склона сопоставимы или превышают объемы наносов, перемещаемых под действием волн и течений. Таким образом, в замерзающих морях внешнюю границу береговой зоны целесообразно

проводить на глубине, начиная с которой прекращается волновая переработка ледово-экзарационных форм, а ледово- экзарационный микрорельеф становится доминирующим.

3. Интенсивность экзарации дна определяется ледовыми условиями, глубиной акватории и геоморфологией дна. Наибольшие интенсивность и глубина экзарации дна приурочены к области дрейфующих льдов, тяготеющей к кромке припая, где в течение всего холодного сезона происходят торошения и вдоль которой осуществляется дрейф ледяных полей с вмерзшими в них торосистыми образованиями, достигающими дна. С увеличением глубины моря вероятность образования и встречи тороса, килем достигающего дна, падает, вследствие чего уменьшается число актов пропашки. В пределах припая динамические воздействия морских льдов на дно ограничены его слабой подвижностью и локализованы вокруг стамух и гряд торосов, «сидящих» на подводных береговых валах.

4. Встречаемость и глубина борозд выпахивания характеризуют сохранность ледово-экзарационного микрорельефа, которая зависит как от давности акта пропашки, так и интенсивности развития литодинамических процессов. Благодаря низким скоростям седиментации на больших глубинах происходит «накопление» ледово-экзарационных форм, в то же время, в области волновых деформаций такие формы достаточно быстро перерабатываются. Кроме того, сразу после пропашки дна килем тороса имеет место частичное заполнение борозд в результате обрушения бортиков обваловки. Таким образом, для оценки максимальной глубины внедрения киля тороса в грунт и вероятностного определения частоты актов пропашки соответствующей глубины, характеристик встречаемости и глубины борозд недостаточно.

5. Региональная дифференциация интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно, включая интервал глубин зоны наиболее интенсивной экзарации, предельную глубину моря, до которой возможно воздействие килей торосов на дно, и максимальную глубину их внедрения

определяется геоморфологическим строением прибрежно-В грунт, шельфовой зоны, суровостью климата и системой циркуляции морских вод льдов. Именно она отвечает за пространственно-временное И перераспределение морских льдов различных типов. Так в арктическом бассейне наиболее интенсивные воздействия морских льдов фиксируются в прибрежно-шельфовой зоне морей, находящихся под напорным воздействием многолетних дрейфующих льдов из центральной Арктики. В тех арктических морях, где доминируют отжимные явления И формируются молодые льды, интенсивность воздействий морских льдов на берега и дно существенно ниже.

6. Потепление климата и вызванные им снижение ледовитости вместе со снижением мощности ледяного покрова, ширины развития припая и размеров ледяных образований приводят к смещению зоны наиболее интенсивного ледово-экзарационного воздействия в сторону суши. Рост температуры воздуха и воды, увеличение длины разгона волн, увеличение вероятности возникновения экстремальных штормовых нагонов на фоне увеличения продолжительности динамически активного безледного периода создают синергетически благоприятные условия для роста абразионного потенциала разрушения берегов, сложенных дисперсными многолетнемерзлыми породами.

Практическая ценность. Результаты и выводы, изложенные в данной работе, в прикладном аспекте могут быть использованы для разработки определяющих нормативных документов, условия проектирования, строительства и эксплуатации инженерных сооружений в прибрежно-шельфовой зоне замерзающих морей, а также для разработки и методологии внедрения проведения соответствующих инженерных изысканий под строительство. С учетом региональной специфики некоторые из полученных закономерностей могут быть использованы на стадии принятия стратегических решений по выбору мест расположения

под строительство промышленных объектов на берегах и в акватории замерзающих морей России.

Результаты исследования использованы при проектировании и строительстве подводного перехода системой магистральных газопроводов «Бованенково-Ухта» Байдарацкой губы Карского моря. Трасса трубопровода была скорректирована в пользу динамически более стабильного участка. Учтены рекомендации автора по заглублению трубопровода в грунт.

Однако основная ценность работы выражается в возможности использовать полученные результаты И выводы развития для фундаментальных знаний и учебно-методического процесса в высших учебных заведениях страны. Диссертация является наиболее подробным на обобщением существующих сегодняшний день представлений «0 воздействиях морских льдов на берега и дно», направленным на решение фундаментальной научной проблемы динамики рельефа береговой зоны замерзающих морей в условиях длительного сезонного присутствия морских льдов и их взаимодействия с берегами и дном. В этой связи она может быть также рекомендована студентам и аспирантам широкого круга специальностей.

Автором диссертации разработан и читается студентам-магистрантам Географического факультета МГУ спецкурс «Геоморфология и динамика прибрежно-шельфовой зоны арктических морей: теория и методы исследований».

Апробация работы. Защищаемые положения, результаты и выводы диссертационной работы опубликованы в серии статей и монографий, в том числе в 30 статьях журналов, рекомендованных ВАК России для публикации основных научных результатов диссертаций на соискание ученой степени доктора наук (Вестник Московского государственного университета. Серия 5. География; Известия РГО; Геоморфология; Криосфера Земли; Водные ресурсы; Геоэкология. Инженерная геология,

геокриология; Проблемы Арктики Антарктики, гидрогеология, И Естественные и технические науки; Проблемы региональной экологии; Доклады Академии Наук; Океанология; Труды Центрального научноисследовательского института имени академика А.Н.Крылова; Water Resources; Geo-Marine Letters; Doklady Earth Sciences; Oceanology; Estuaries and Coasts), монографиях «Ледяные образования морей Западной Арктики. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. Под ред. Г.К. 2006., 272 c.»: «Геоэкологическое арктического побережья России состояние И безопасность природопользования. Под ред. Н.И. Алексеевского, Москва, ΓΕΟC, 2007. C. 507.»; «State of the Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook. Forbes, D.L. (editor). Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 2011, 178 р.» и «Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011, 173 с.».

Результаты исследования докладывались И обсуждались на всероссийских и международных конференциях и совещаниях, в том числе на следующих: Международная конференция «Консервация И трансформация вещества и энергии в криосфере Земли» (Пущино, 2001); II International Workshop «Arctic Coastal Dynamics» (Потсдам, Германия, 2001); III International Workshop «Arctic Coastal Dynamics» (Осло, Норвегия, 2002); V международное совещание «Взаимодействие суша-океан в Российской Арктике» (Москва, 2002); Ломоносовские чтения (Москва, МГУ, 2003, 2005, 2007, 2008, 2012); Международная конференции «Криосфера Земли как среда жизнеобеспечения» (Пущино, 2003); IV International Workshop «Arctic Coastal Dynamics», (С.-Петербург, 2003); XXI конференция "Прибрежная Международная береговая зона моря: морфолитодинамика и геоэкология» (Светлогорск, 2004); V International Workshop «Arctic Coastal Dynamics» (Монреаль, Канада, 2004); II International Conference on Arctic Research Planning (Копенгаген, Дания, 2005); II European Conference On Permafrost (Потсдам, Германия, 2005); Международная научно-практическая конференция «Теория и практика

морских исследований интересах комплексных В экономики И российского Севера» (Мурманск, 2005); безопасности International Workshop «Arctic Coastal Dynamic-II» (Гронинген, Нидерланды, 2006); Международная конференция «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз её изменения» (Тюмень, 2006); XXII Международная береговая конференция «Проблемы управления И устойчивого развития прибрежной зоны моря» (Геленджик, 2007); Международная конференция «Криогенные ресурсы полярных регионов» Салехард, 2007); 19th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions "Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions" (Далянь, Китай, 2007); 8-я Международная конференция и выставка по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа СНГ RAO/CIS Offshore (С.-Петербург, 2007); International Workshop "Arctic Coastal Zones at Risk" (Тромсе, Норвегия); Научная конференция «Полярные океаны и морская криосфера» (С.-Петербург, 2007); XVII научная конференция по морской геологии (Москва, 2007); Научный семинар «Субаквальная криолитозона Арктики: исследований, методика изучения, моделирование» (С.результаты Научно-практическая конференция Петербург, 2008); «Обеспечение комплексной безопасности северных регионов Российской Федерации» (Москва, 2008); The Ninth International Conference on Permafrost (Фербанкс, США, 2008); II Международная конференция «Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток» (Москва, 2008); 9-я Международная конференция по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (С.-Петербург, 2009); VI-е Щукинские чтения (Москва, 2010); Международная научная конференция «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена» (Мурманск, 2010); International Climate Change Adaptation Conference (2010, ГолдКост, Австралия); International Conference "The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change" (Москва, 2010); Storm Surges Congress (Гамбург, Германия, 2010)»; The Tenth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, (Родос, Греция, 2011); Всероссийская конференция «Гидрометеорологическое обеспечение работ на континентальном шельфе» (Москва. 2012); Научно-практическая конференция «Управление Арктическими территориями на базе научных знаний» (Салехард, 2012); Морские берега - эволюция, экология, экономика: XXIV Международная береговая конференция, посвященная 60-летию со дня основания Рабочей группы "Морские берега", (Туапсе, 2012); конференция «Геоморфологические Международная И палеогеографические исследования полярных регионов» (Санкт-Петербург, 2012); Всероссийская конференция «Полярная механика» (Новосибирск, 2012); IV Международная Конференция «Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток» (Москва, 2012); INQUA SEQS 2012 Meeting "At the Edge of the Sea: Sediments, Geomorphology, Tectonics, and Stratigraphy in Quaternary Studies" (Сассари, Италия, 2012).

Награды и премии. По теме диссертации в последние годы автором были получены следующие премии:

Лауреат премии фонда «Вольное дело» О.В.Дерипаска за 2007 год: за цикл работ «Роль морских льдов в динамике берегов и дна арктических морей», 2009-2010 годы: за статью «Огородов С.А., Архипов В.В. Экзарация дна Каспийского моря ледяными торосистыми образованиями. Доклады Академии наук, 2010, том 432, № 3, С. 403-407 // Ogorodov S.A. and Arkhipov V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes. Doklady Earth Sciences, 2010, Volume 432, Part 1, P. 703-707.»; 2012 год: за монографию «Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011, 173 с.».

Лауреат премии Ученого Совета Географического факультета МГУ за лучший доклад на «Ломоносовских чтениях – 2012» на тему «Рельефообразующая деятельность морских льдов» (1-я премия). Лауреат премии II степени имени графа И.И.Шувалова за 2012 год за монографию «Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011, 173 с.».

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения, общий объем – 261 страница, включая 181 рисунок, 5 таблиц и список литературы из 289 наименований, глоссарий.

Работа включает в себя исторический и терминологический обзор, характеризующий эволюцию взглядов и терминов, описывающих вопросы взаимодействия морских льдов с берегами и дном, результаты собственных полевых исследований, теоретические построения и выводы, полученные как на примере конкретных районов Карского и Каспийского морей, так и для арктического бассейна в целом.

На основе районирования по видам ледяных образований и их воздействию на дно рассматривается строение прибрежно-шельфовой зоны замерзающего моря. Проведено деление воздействий морских льдов на группы «косвенных» и «прямых». Косвенное или пассивное воздействие морских льдов на динамику берегов и дна замерзающих морей выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от воздействия волн и приливов. Наибольшее внимание в работе отдано наиболее опасному из прямых воздействий – ледовому выпахиванию или экзарации. Рассмотрена транспортирующая роль морских льдов. Даются основные сведения о весьма редких и малоизученных формах рельефа, образовавшихся под действием ледовых процессов. Кратко описан вопрос термического и физико-химического воздействия морского льда на грунт, определяющий специфику морфолитогенеза в контактной зоне лед-дно.

В региональном разделе рассматривается история и методология исследований воздействий морских льдов на берега и дно в Байдарацкой губе Карского моря. Приводятся основные результаты районирования по интенсивности воздействий морских льдов и развитию литодинамических процессов на трассе подводного перехода газопроводом Байдарацкой губы.

Рассматриваются ледовые условия и возможность воздействия ледяных образований на дно Северного Каспия в годы с мягкими, умеренными и суровыми зимами.

Выполнено ранжирование морей Северного Ледовитого океана по ледово-экзарационных воздействий функции интенсивности как глобальной циркуляции морских приводящей вод И льдов, К пространственно-временному перераспределению морского льда различного возраста и происхождения.

Приведен сценарий развития прибрежно-шельфовой зоны замерзающего моря в условиях изменения климата и ледовитости. Установлены причинно-следственные связи между температурным режимом и продолжительностью безледного периода, длиной разгона волн и волновой энергией, как факторами динамики арктических берегов.

Благодарности. Автор благодарит профессора В.И. Соломатина, профессора Ф.Э. Арэ, профессора К.Н. Шхинека, профессора Г.А. Сафьянова, профессора Г.И. Рычагова, профессора Е.И. Игнатова, профессора Л.А.Жиндарева, д.г.н. Г.К. Зубакина, д.ф-м.н. А.В. Марченко, научные взгляды которых оказали существенное влияние на автора, как на ученого – «морского геоморфолога», и его представления об объекте и предмете исследования; коллег по лаборатории и соратников по работе, к.г.н. А.С. Цвецинского, к.г.н. Ф.А. Романенко, к.г.н. Ермолова, к.г-м.н. В.Е. Тумского, к.г.н. О.С. Шилову, к.г.н. Д.А. Шумовскую, к.г.н. О.В. Кокина, к.г.н. Н.Г. Белову, А.М. Камалова, В.Ю. Бирюкова, В.В. Архипова, Д.Е. Кузнецова, А.И. Носкова, А.В. Баранскую, Н.Н.Шабанову и А.П. Вергуна – за моральную поддержку, переданный опыт, предоставленные материалы, участие в экспедиционных исследованиях, ценные замечания и помощь в подготовке диссертации.

Светлой памяти Вениамина Александровича Совершаева посвящается.

1 РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРСКИХ ЛЬДОВ: ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Строение и динамика прибрежно-шельфовой зоны арктических и других замерзающих морей имеют существенные отличия от морей умеренных и тропических широт, обусловленные зональными условиями, в первую очередь термическим режимом, характеризующимся отрицательными температурами в течение продолжительного холодного сезона или большую часть года.

Фундаментальные основы и общие закономерности развития береговой зоны замерзающих морей к настоящему моменту достаточно хорошо изучены (Вильнер, 1955; Леонтьев, 1961; Леонтьев и др., 1975; Зенкович, 1962; Каплин, 1971; Попов, 1977; Попов, Совершаев, 1982; Арэ, 1980, 1985, 2012; Сафьянов, 1978, 1996; Совершаев, 1981, 1992; Суздальский, 1974; Reimnitz, Barnes, 1974; Barnes et al., 1988; Are, 1996).

особенностью прибрежно-шельфовой Характерной зоны большинства замерзающих и, прежде всего, арктических морей является ее развитие в условиях криолитозоны. На значительном протяжении берега замерзающих морей сложены мерзлыми льдистыми грунтами И развиваются по термоабразионному типу. Термоабразия – процесс разрушения берегов, сложенных мерзлыми дисперсными породами, под совместным воздействием механической и тепловой энергии моря. Термин «термическая абразия / thermal abrasion» отечественный, однако, после выхода монографии Феликса Эрнестовича Арэ на английском языке (Are, 1988) все чаще используется и за рубежом. Большой прогресс в этой области знания достигнут в рамках реализации Международного инициативного проекта "Arctic Coastal Dynamics" (http://arcticportal.org/acd; Rachold et al., 2005). В последние годы фундаментальная проблема исследования развития термоабразионных берегов получила новый

существенный импульс в связи с прогнозируемым потеплением климата и возможным ускорением термоабразионного процесса. Появились работы, в которых делается попытка количественно определить скорости отступания термоабразионных берегов, дать прогноз изменения этих скоростей под влиянием тех или иных факторов меняющейся природной среды (Арэ и др., 2004; Васильев, 2005; Васильев и др., 2006; Григорьев, 2008; Григорьев и др., 2006; Леонтьев, 2002, 2003; Огородов, 2008; Разумов, 2000, 2001, 2002; Павлидис и др., 2007; Павлидис, Леонтьев, 2000; Are et al., 2005; Atkinson, Solomon, 2003; Solomon, 2005). Таким образом, оказалось, что, заложенные ранее фундаментальные основы, несмотря на вопрос динамики берегов, сложенных мерзлыми льдистыми грунтами разработан еще недостаточно. Вместе с тем, уровень понимания и проработки проблемы термоабразии морских берегов В отечественной науке превосходит среднемировой.

Другой важнейшей особенностью, общей для всех типов берегов замерзающих морей, является длительное сезонное присутствие морского льда, обуславливающее развитие процессов его взаимодействия с берегами и дном. По своей значимости этот вопрос находится на одном уровне с термоабразией, однако в силу отсутствия народнохозяйственного заказа и несовершенства четкой постановки задач, a также технического обеспечения гражданских исследований и трудной доступности объекта изучения не получил должного внимания в советский период. Распад Советского Союза совпал по времени с активизацией освоения прибрежношельфовой зоны замерзающих морей и ознаменовался ростом интереса к данной проблеме, обусловленным пониманием прикладной значимости учета опасных ледовых процессов. Многочисленные частные фирмы и целые государственные научно-исследовательские институты, не знакомые с имеющимися мировыми достижениями в изучении и методологии исследования воздействий морских льдов, не имея ни базовых знаний, ни нормативных документов, начали бессистемно проводить изыскания в

различных районах нашей страны. Основная проблема всех этих исследований – отсутствие фундаментальной основы, необходимой для понимания причинно-следственных связей и закономерностей в вопросах взаимодействия льда с берегами и дном. Многие специалисты, решая частные прикладные задачи, оказались просто не знакомы с имеющимися достижениями, получившей существенно более серьезное развитие зарубежной научной мысли. В результате некоторые отечественные работы страдают тенденциозностью и «неверным» пониманием сути процессов. Таким образом, для того, чтобы заполнить существующие пробелы в отечественной науке, нужна обобщающая работа, которая позволит суммировать и классифицировать существующие представления о взаимодействии морских льдов с берегами и дном (Совершаев, Соломатин, 1988). Именно в этом состоит задача данной работы – заложить фундаментальную основу теории динамики рельефа береговой зоны моря в условиях длительного сезонного присутствия морских льдов и их взаимодействия с берегами и дном.

Необходимо отметить, что в нашей стране вопросы взаимодействия морских льдов с берегами и дном вплоть до последнего времени практически не исследовались. За рубежом, особенно в США и Канаде, это направление, напротив, получило приоритетное развитие. Работы американских и канадских исследователей были начаты с выявления и систематизации сведений по экзарации дна торосами и стамухами. Первые наиболее детальные исследования в этом направлении проведены на шельфе морей Бофорта и Чукотского (Carsola, 1954; Rex, 1955). С помощью эхолотов и водолазных обследований на дне моря в пределах глубин 20–30 м выявлены борозды глубиной 1–2 м, шириной до 40 м и протяженностью до 2 км. Анализ скоростей придонных течений мористее 20-метровой изобаты позволил отклонить предположения о гидрогенном происхождении этих форм и трактовать их как формы ледовой экзарации.

Необходимость обеспечивать геоэкологическую безопасность освоения И строительства инженерных объектов стимулировала интенсивные комплексные исследования опасных природных процессов и явлений на арктическом побережье и шельфе Аляски. Систематические исследования всего комплекса процессов, связанных с прямым и косвенным воздействием морских льдов на дно и берега, ведутся Американской геологической службой, начиная с 70-х годов прошлого века, в рамках работ по изучению морфо- и литодинамики береговой зоны морей Бофорта и Чукотского (Reimnitz, Bruder, 1972; Reimnitz et al., 1972, 1974; 1975, 1978, 1985; Reimnitz, Barnes, 1974; Reimnitz, Maurer, 1979; Barnes, Reimnitz, 1979; Barnes, 1982; Barnes et al., 1982, 1984, 1988; Hartz, 1978; Hopkins, Hartz, 1978; Kobayashi et al., 1981; Kovacs, Sodhi, 1980; Osterkamp, Gosink, 1984; Short, 1974). Исследования велись по следующим направлениям: 1) Динамика береговой зоны и объемы вдольберегового транспорта наносов в условиях постоянного присутствия льдов; 2) Роль торосов и стамух в образовании экзарационных ледовых форм в рельефе дна; 3) Транспорт наносов, обусловленный дрейфом и подвижками льдов. фундамент Эти исследования заложили существующих сегодня представлений о взаимодействии морских льдов с берегами и дном, литодинамике береговой зоны замерзающих морей.

В этот же период были открыты, описаны и детально изучены такие совершенно уникальные природные явления, как: 1) Воронки размыва (Reimnitz et al., 1974; Reimnitz, Kempema, 1983); 2) Ямы вытаивания (Reimnitz, Kempema, 1982; 3) Гряды ледового напора (Hume, Schalk, 1964; Barnes, 1982); 4) Образование внутриводного льда и транспорт им наносов (Osterkamp, 1978; Reimnitz et al., 1987). Эти явления до настоящего времени практически не изучены в нашей стране.

В 1988 году вышла первая обобщающая работа «Береговая геоморфология Арктической Аляски» (Barnes et al., 1988), суммирующая результаты исследований предшествующего периода. На рисунке 1

представлен трехмерный эскиз, иллюстрирующий комплекс рельефообразующих процессов в береговой зоне типичного арктического моря, рассматриваемых авторами данной работы.



Рис. 1. Строение береговой зоны Арктической Аляски (Barnes et al., 1988)

В последние два десятилетия, в связи с введением в США моратория дальнейшее освоение нефтегазовых месторождений на Аляски И окончанием «холодной войны». масштабные экспедиционные исследования в этом регионе были сокращены. Основные исследования воздействий морских льдов на дно и берега в последние годы ведутся преимущественно в Канадском секторе моря Бофорта (Forbes, Taylor, 1994; Carmack, Macdonald, 2002), в районе дельты р. Макензи, где были открыты крупные месторождения углеводородов.

В Советском Союзе исследования морских льдов имели приоритетное значение, прежде всего для решения главной на тот момент задачи – гидрометеорологического обеспечения мореплавания в

арктических морях. С этой целью была создана крупнейшая в Мире специализированная организация – Арктический и антарктический научноисследовательский институт, построена сеть полярных станций И организовано проведение систематических научных исследований. Развитие наблюдений высокоширотной Арктике системы В c использованием дрейфующих станций, воздушных экспедиций «Север», масштабных авиационных разведок по трассам Северного Морского Пути позволило решать широкий круг задач по освоению Арктики И укреплению обороноспособности страны на арктическом направлении. В конце 1960-х годов были построены научно-экспедиционные суда (НЭС) ледового класса «Михаил Сомов» и «Академик Федоров». В конце 1980-х годов научный флот ААНИИ насчитывал семь судов. Суда института проводили широкомасштабные работы в Арктике, а отечественная наука по праву занимала ведущее место в мире в области исследования морских льдов и их режимно-климатических характеристик.

Вместе с тем, специальных исследований воздействий морских льдов на берега и дно в советский период долгое время не проводилось, так как насущной народнохозяйственной задачи, связанной со строительством инженерных сооружений в прибрежно-шельфовой зоне не было.

Из анализа отечественной литературы этого периода видно, что вопросы, поднимаемые авторами, встали на повестку дня не в связи с исследованиями воздействий морских льдов как таковых, а при изучении смежных вопросов географии, геологии, геоморфологии, ледоведения и мерзлотоведения. По результатам анализа и обобщения литературных источников советского периода можно выделить следующие направления: 1) Защитная роль припая и дрейфующих льдов, ограничивающих воздействие активных гидродинамических факторов на развитие берегов и шельфа арктических морей (Каплин, 1971; Совершаев, 1976, 1982; Сафьянов, 1978; Арэ, 1980); 2) Роль морских льдов в переносе обломочного материала (Белов, 1976; Шуйский, 1986; Чувардинский, 1974; Лисицын, 1994); 3) Воздействия морских льдов на берега (Совершаев, 1981; Арчиков и др., 1989); 4) Экзарационные воздействия на дно торосов и стамух (Кошечкин, 1958; Арэ, 1980); 5) Формирование многолетне- и сезонно-мерзлых пород в зоне контакта «лед-дно» (Григорьев, 1987; Жигарев, Плахт, 1977).

Связующим звеном работ отечественных и зарубежных исследований стала обобщающая работа Ф.Э. Арэ «Динамика прибрежной зоны арктических морей» (Аге, 1996), в которой заметное место уделено описанию и типизации процессов, связанных с присутствием и рельефообразующей деятельностью морских льдов.

Первые отечественные исследования ледяного покрова, в рамках которых были обнаружены, измерены и документально зафиксированы были борозды выпахивания, выполнены под руководством A.H. Чилингарова и Г.А. Кадачигова (1981) в районе мыса Харасавэй (Западный Ямал) весной 1977 и 1978 гг. Работы проводились с целью обеспечения безопасной разгрузки судов на припай, а также последующей транспортировки берег. Было грузов на выполнено детальное исследование как надводной, так и подводной морфологии припая, прежде всего, стамух и барьеров торосов, придающих припаю устойчивость. Водолазное обследование подводного строения торосистых образований показало, что под водой они состоят из обломков льда толщиной около метра и от 2 до 5 м в поперечнике, на которых местами прослеживаются частицы грунта, а сами обломки контактируют с дном, либо частично вдавлены в него (рис. 2). В сторону открытого моря в направлении перпендикулярном обследованной гряде торосов на несколько десятков метров прослеживались широкие борозды, глубиной до 50 см. Было установлено, что появление борозд связано с подвижкой припая в сторону берега, а образование торосов произошло на несколько большей глубине.

С 1988 г., когда начались работы по исследованию природных условий Байдарацкой губы Карского моря (Природные условия..., 1997), в

связи с активизацией коммерческого освоения прибрежно-шельфовой зоны морей России начался новый этап исследования воздействий морских льдов на берега и дно. Специальные исследования воздействий ледяных торосистых образований на дно и навалов льда на берега ведутся в рамках инженерно-гидрометеорологических, инженерно-геологических и инженерно-гидрографических изысканий в рамках комплексного изучения природных условий под строительство гидротехнических сооружений в береговой зоне, прежде всего подводных трубопроводов и кабелей связи. Недостатком подобного рода исследований является тот факт, что их результаты, как правило, закрыты для широкой научной общественности и не опубликованы в открытой печати, не выходя за рамки проектов.



Рис. 2. Образование стамухи в Карском море (Бородачев и др., 1990)

К настоящему времени в России воздействия морских льдов в той или иной степени детальности исследованы в 4 районах. Это Байдарацкая

губа Карского моря (Природные условия..., 1997; Совершаев и др. 1998; Огородов, 2008, 2011; Огородов и др., 2007, 2008, 2010; Beloshapkov, Marchenko, 1998; Marchenko et al., 2007; Ogorodov, 2008; Марченко и др., 2009), Печорское море (Гудошников и др., 2003; Нестеров и др., 2003; Зубакин и др., 2003, 2004; Ледяные образования Западной Арктики, 2006; Zubakin et al., 2002; Ogorodov et al., 2005), шельф Сахалина (Поломошнов, 1990; Сурков, Трусков, 1993; Астафьев и др., 1997; Вершинин и др., 2005, 2007), Северный Каспий (Бухарицин, 1984, 1987, 1994; Болгов, 2007; Огородов и др., 2010; Огородов, Архипов, 2010).

Наиболее острой проблемой современной науки и практики является достоверное определение глубины внедрения киля тороса в грунт. В силу суровости природных условий в замерзающих морях, трудной доступности объекта исследований и технической сложности инструментального определения натурные измерения не всегда дают ответ об интенсивности и глубине экзарации дна ледяными образованиями. В ряде случаев на помощь приходит математическое и лабораторное моделирование ледовых воздействий на берега и дно, активно развивающееся в последние десятилетия как за рубежом (Chari, Allen, 1974; Chari, 1979; Been et al., 1990, Kioka et al., 1995, 1998; Foriero, 1998; Yang et al., 1997; Liferov et al., 2007), так и в России (Ryabinin et al., 1995; Астафьев и др., 1997; Клячкин и Сухоруков, 1997; Beloshapkov et al., 1998; Beloshapkov, Marchenko, 1998; Arkhipov et al., 1999; Vershinin et al., 2004; Ледяные образования морей Западной Арктики, 2006; Marchenko et al., 2007; Вершинин и др., 2005; Вершинин и др., 2007; Огородов и др., 2008; Марченко и др., 2009; Богородский и др., 2010; Shestov et al., 2010; Шестов и др., 2011; Ogorodov et al., 2013). В свою очередь, развитие математического моделирования тормозится отсутствием надежных данных изысканий, например, по килей дрейфующих прочностным характеристикам торосистых образований, также как и по физико-механическим свойствам донных грунтов в ненарушенном состоянии.

2 ДИНАМИКА ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЗАМЕРЗАЮЩЕГО МОРЯ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Согласно определению (Морская геоморфология..., 1980), *береговая зона* – это прибрежная полоса моря и заливаемой при волнении суши со специфическими формами рельефа, созданными под преимущественным воздействием волн, которые, трансформируясь и разрушаясь в пределах данной полосы вследствие уменьшения глубины, расходуют энергию в основном на переформирование подводного берегового склона и берега, перемещение прибрежно-морских наносов и построение аккумулятивных береговых форм.

Термин прибрежно-шельфовая зона, часто употребляющийся в данной работе, не имеет точного определения в научной литературе, но фактически является аналогом термина «береговая зона» в более широком понимании, взаимодействия литосферы, гидросферы как зона И атмосферы, не ограничиваясь волновым движением наносов. Например, в арктических морях воздействия ледяного покрова, как части гидросферы на дно (литосферу) под действием ветра (атмосферы) может распространяться существенно глубже, чем волновой транспорт наносов.

Береговая (так же как и прибрежно-шельфовая) зона, состоит из трех геоморфологических элементов – берега, подводного склона и пляжа (рис. 2.1). Берег – полоса суши, на которой имеются формы рельефа и накопления наносов, созданные морем при его современном среднемноголетнем уровне. На абразионных берегах верхняя граница берега, а следовательно, и береговой зоны проходит по кромке клифа, на берегах аккумулятивных – по внутреннему краю современной надводной террасы.

Ниже берега лежит подводный береговой склон, в пределах которого профиль дна, накопления наносов и формы мезорельефа образовались

также при современном среднемноголетнем уровне моря. Между берегом и подводным склоном выделяется прибойная полоса, где при волнении образуется возвратно-поступательный прибойный поток, или накат. В возвратную фазу наката поверхность грунта обнажается, а во время поступательной фазы часть берега заливается водой. Если в эту полосу поступает достаточное количество наносов, они образуют специфическое, весьма изменчивое аккумулятивное образование, называемое пляжем.



Рис. 2.1. Береговая зона бесприливного моря (по Морская геоморфология..., 1980, с изменениями): І – абразионный берег, ІІ – аккумулятивный берег; А – побережье, Б – береговая зона, В – открытое море, Г – подводный береговой склон, Д – зона трансформации волн; Е – волноприбойная зона; H₀ – глубина начала волнового движения наносов; $H_{\kappa p}$ – глубина начала разрушения волн

В приливных морях и при нагонах прибойная полоса мигрирует по отмелому берегу в зависимости от хода уровня, а также от рельефа и

уклона берега и подводного склона. В этом случае верхней границей подводного берегового склона следует считать урез воды при отливе (малая вода) или при сгоне, а между этой границей и пляжем формируется еще один геоморфологический элемент – приливная, или ветровая *осушка*, т.е. полоса дна, осушаемая в фазе отлива или во время сгона и развивающаяся вследствие этого, как и пляж, под воздействием не только морских, но и субаэральных факторов.

Нижняя граница береговой зоны проходит там, где активные гидродинамические факторы, а именно – наиболее крупные штормовые волны, свойственные данному району, создают при наиболее низком уровне моря придонные скорости, достаточные для взмучивания и направленного перемещения наносов, что, согласно теории волновых процессов, соответствует глубине, равной половине длины волны в открытом море.

Динамикой береговой зоны называется совокупность локализованных в ней процессов и явлений, обусловливающих ее развитие (Морская геоморфология..., 1980).

Факторы, определяющие динамику береговой зоны, делят на активные, обладающие достаточной кинетической энергией, чтобы производить работу по перестройке берега и подводного склона, по перемещению наносов и созданию крупных аккумулятивных форм, и пассивные, не обладающие такой энергией, но способные влиять на интенсивность, а иногда и на характер проявления активных факторов.

К первым следует отнести, прежде всего, ветровое волнение, зыбь и обусловливаемые ими волновые течения, ветер, волновые и приливные течения, а в замерзающих морях также и прямые воздействия морского льда на берега и дно. Ко вторым – большую группу геологогеоморфологических факторов, включая строение и состав пород, слагающих берег, морфологию подводного берегового склона, рельеф и уклоны прилегающей суши, характеристики наносов и источников

береговой питания ими зоны, некоторые климатические факторы (широтная зональность береговых процессов, определяющая ветровой и ледовый режимы бассейна, а в ряде случаев и свойства слагающих берег например. распространение многолетнемерзлых грунтов пород, В факторов, обусловливающих арктическом секторе) И группу периодическое или эпизодическое изменение уровня моря в береговой зоне (приливы и нагоны) и тем самым перераспределение энергии первой группы активных факторов.

Морские льды определяют особенности динамики береговой зоны замерзающих морей, участвуя наряду с другими факторами как в группе активных, так и в группе пассивных, в значительной мере определяющих место и продолжительность действия факторов первой группы. *Морской лед* – любая форма льда, встречающегося в море и образовавшегося в результате замерзания морской воды (WMO Sea-Ice Nomenclature, 1989).

Льды, встречающиеся в море, вслед за М.В.Ломоносовым (1761) по происхождению делят на *морские*, пресноводные и *материковые* или глетчерные (Классификация и терминология..., 1954). Для *пресноводных* льдов, образующихся в распресненных приустьевых районах моря или вынесенных из рек и озер, применима соответственно та же классификация и терминология, что и для собственно морских льдов.

Морские льды классифицируются по пяти основным характеристикам (признакам), а именно: 1) по стадиям развития (возрасту) льда, 2) по подвижности льда, 3) по строению ледяного покрова, 4) по состоянию поверхности льда и 5) по стадиям таяния и разрушения льдов.

Все эти характеристики взаимно связаны и, дополняя друг друга, позволяют создать достаточно цельное представление обо всем известном разнообразии льдов и ледовых явлений.

В отличие от морского льда материковый лед значительно менее разнообразен. Поэтому льды материкового происхождения в море делятся в основном только на неподвижные (*шельфовые ледники*) и дрейфующие

(*айсберги*). Другие характеристики (возраст льда, состояние его поверхности и т. п.), существенные для морских льдов, не имеют столь важного значения для льдов материкового происхождения.

В данной работе рассматривается взаимодействие лишь морских льдов с берегами и дном, процесс, носящий глобальный циркумполярный характер и, соответственно в большей степени характеризующийся общими (для данного класса встречающихся в море льдов) закономерностями. Распространение же айсбергов приурочено к крупным ледниковым массивам и имеет локализацию в виде ареалов (Котляков, 1994), а их воздействие на берега и дно специфично для каждого из ареалов и заслуживает отдельного исследования.

Ниже приводится классификация и терминология для морского и материкового льда, из которых первый образуется из морской воды, а ко второму относятся находящиеся на плаву части ледников, спускающиеся в море, и оторвавшиеся от них дрейфующие обломки – айсберги (рис. 2.2).

Рассмотрим особенности строения береговой ИЛИ точнее прибрежно-шельфовой зоны типичного замерзающего моря, а также основные виды формирующихся здесь ледяных образований. Наиболее удачно строение прибрежно-шельфовой зоны замерзающего моря было российским охарактеризовано выдающимся советским И ученымполярником, помором по рождению, Вениамином Александровичем Совершаевым, внесшим огромный вклад в изучение береговой зоны арктических морей и стоявшего в нашей стране у истоков нового научного направления полярных исследований в области «динамики береговой зоны замерзающего моря», включая воздействия морских льдов на берега и дно. На примере Байдарацкой губы Карского моря, одного из наиболее изученных с этой позиции в России района, им была предложена первая схема районирования прибрежно-шельфовой зоны по видам воздействия морских льдов (Природные условия..., 1997).



Рис. 2.2. Схема построения классификации льдов, встречающихся в море (Классификация и терминология..., 1954)

Поступающие в последние годы более детальные и точные данные, в том числе результаты натурных исследований автора, позволили существенно уточнить модель В.А. Совершаева как по характеристикам ледяных образований, так и морфологии подледного рельефа. Далее приводится обновленная схема строения прибрежно-шельфовой зоны замерзающего моря в интерпретации автора настоящей работы и соответствующая ей детальная характеристика, в которой она разделена на сегменты в направлении от берега вниз по подводному склону (рис. 2.3).

<u>Первый сегмент (I)</u> находится за пределами прямого влияния морских льдов и не имеет особых отличий от берегов умеренных широт.

<u>Второй сегмент (II)</u> включает береговой откос и верхнюю часть пляжа. Здесь на берегах с откосами возможны навалы и надвиги льдов с образованием гряд несортированного пляжного материала, срезание растительного покрова с береговых откосов, что в условиях криолитозоны приводит к деградации многолетнемерзлых пород и ускорению термоабразионных и термоденудационных процессов. *Навал льда* – нагромождение льдин на берегах акваторий (Бородачев и др, 1994).

Третий сегмент (III) включает в себя область осушки и прибрежного вдольберегового вала, В пределах которых В холодный период формируется неподвижный припай. Припай основная форма неподвижного морского льда, которая образуется вдоль побережья, где он прикреплен к берегу, а на мелководных участках моря – ко дну; может образоваться естественным образом из соленой воды или в результате примерзания к берегу или припаю плавучего льда любой возрастной категории (WMO Sea-Ice Nomenclature, 1989). Припайный лед смерзается с грунтом, образуя подошву припая. Подошва припая – прибрежная часть припая, смерзшаяся с дном до глубины равной толщине льда (Словарь океанографических терминов, 2002). В морях с приглубым подводным склоном область, занимаемая подошвой припая относительно узкая; в некоторых мелководных заливах может достигать десятков километров. В контактной зоне лед-дно формируется сезонно-мерзлый слой. Припай здесь остается неподвижным при приливных колебаниях уровня моря и сохраняется некоторое время после взлома его основной части; от остальной мористой части припая отделяется приливной трещиной.





Рис. 2.3. Прибрежно-шельфовая зона замерзающего моря. Условные обозначения: 1 – припай, смерзшийся с дном; 2 – припай «на плаву»; 3 – дрейфующие ледяные поля; 4 – торосистые ледяные образования (торосы, стамухи, ледяные плотины), навалы и надвиги льда на берег; 5 – внедрение киля тороса в грунт; 6 – формирование сезонно-мерзлых грунтов в контактной зоне «лед-дно»; 7 – приливная трещина; 8 – высокоминерализованные воды в межваловых ложбинах, криопеги Приливная или сгонно-нагонная трещина – трещина, образующаяся между припаем и его подошвой под влиянием колебаний уровня моря (Классификация и терминология..., 1954) и делит припай на неподвижный и «припай на плаву».

Четвертый сегмент (IV) включает себя зону мористых береговых валов и подводный береговой склон, находящиеся в пределах припая «на плаву» и в этой связи менее устойчивого по сравнению с той его частью, которая смерзлась с грунтом. От припая «на дне» припай «на плаву» обычно отделяется приливной трещиной или серией трещин. Ширина сегмента обычно меняется в зависимости от уклонов дна и суровости климата. Под действием приливно-отливных И сгонно-нагонных колебаний уровня припай «на плаву» испытывает вертикальные движения, амплитуда которых тем выше, чем дальше тот или иной участок находится берега. В районах с высокими уклонами подводного склона, ОТ интенсивной гидродинамикой и переходным менее суровым климатом припай «на плаву» нестабилен, может периодически взламываться и отрываться от берега. В период становления припая осенью на вдольбереговых валах, как правило, формируются гряды торосов и стамухи. Эти торосы играют роль защитного барьера, принимая все сжатия и ледовые нагрузки со стороны моря на себя. Мористая часть сегмента – участок относительно ровного дна, где формируются отдельные стамухи и гряды торосов, но образование их обусловлено не морфологией дна, а гидрометеорологическими условиями, т.е. носит случайный характер.

Торос – нагромождение льда, образовавшееся в результате бокового давления ледяных полей друг на друга, а также на берега и на мелководные участки дна и происходящего при этом обламывания их краев (Гляциологический словарь, 1984). *Гряда торосов* – сравнительно прямолинейное нагромождение битого льда, образовавшегося в результате сжатия (WMO Sea-Ice Nomenclature, 1989).

Торосы формируются при ветровых и приливных сжатиях ледяных полей вследствие выдавливания блоков и обломков льда на поверхность ледяного покрова и в воду (рис. 2.4).



Рис. 2.4. Образование тороса (по Дееву, 2002, с изменениями). Стрелками показаны силы сжатия (1), силы тяжести (2), архимедовы силы (3)

В результате неравенства архимедовой силы и силы тяжести при образовании тороса его форма в надводной и подводной частях уравновешивается при соотношении высот примерно 1 к 5 (Ломоносов, 1761; рис. 2.5). Сечение тороса представлено двумя равнобедренными трапециями, сложенными большими основаниями на уровне воды. Все линейные размеры тороса кратны высоте его надводной части h_{μ} . Осадка тороса h_n равна $5h_{\mu}$. Угол ската надводной части $a = 27^{\circ}$. *Киль* – гребень подводной части тороса.



Рис. 2.5. Поперечный разрез гряды тороса (Богородский, Гаврило, 1980).

Стамуха – ледяное торосистое образование, сидящее на грунте или на мели (Гляциологический словарь, 1984). Образуется из остатков торосистого берегового припая, из несяков и торосистых льдин, севших на
грунт. В ряде случаев стамухи смерзаются с грунтом, образуя на дне сезонномерзлый слой (рис. 2.3). У стамухи соотношение высот надводной и подводной части обычно составляет 1: 2, в ряде случаев даже 1: 1 (Зубов, 1944). Поморский термин *стамуха*, введенный в употребление в научную литературу М.В.Ломоносовым (1761), в настоящее время широко применяется в англоязычной научной литературе.

Несяк – большой торос или группа смерзшихся торосов, образующих отдельную льдину, находящуюся на плаву (Гляциологический словарь, 1984). Встречаются однолетние и многолетние несяки, причем некоторые из них выступают на высоту до 5 метров над уровнем моря.

<u>Пятый сегмент (V, см. рис. 2.3)</u> включает в себя зону торошения на мористой кромке припая, где в течение всего зимнего периода происходят мощные сжатия и деформации дрейфующих льдов преимущественно со стороны моря. В результате динамических нагрузок в прикромочной части припая обычно формируется серия субпараллельных гряд торосов, т.е. пояс торошения. Значительная часть торосистых образований здесь может достигать дна. Следует также заметить, что в течение холодного сезона вместе С развитием припая эта зона смещается мористее, а сформировавшиеся ранее гряды торосов оказываются в пределах припая (сегмент IV).

Шестой сегмент (VI) включает в себя зону ледяных полей, дрейфующих вдоль мористой кромки припая. Многие ледяные поля могут достигать несколько километров в поперечнике и содержать в своем теле торосистые образования, в том числе в некоторых районах Арктики и многолетние. Под действием ветра и приливных течений такие ледяные поля дрейфуют вдоль кромки припая, выпахивая при этом дно. В периоды активизации сильных прижимных ветров они оказывают мощное напорное воздействие, вызывая торошения на кромке припая (сегмент V), где гряды торосов часто образуют ледяную плотину. При действии отжимных ветров в пределах сегмента VI формируется заприпайная полынья. Здесь же

встречаются «несяки», которые могут быть принесены течениями из других районов и акваторий с более суровыми ледовыми условиями, и также способны эродировать дно.

Ледяное поле – наиболее крупное по площади образование дрейфующего льда (от 0,5 км до 10 км и более, Классификация и терминология..., 1954). Образуется при постепенном намерзании ровного льда или вследствие смерзания льда разного вида, а также разрушения берегового припая на большие части, которые затем выносятся в море. Ледяное поле может быть ровным или торосистым, по возрасту – однолетним или многолетним.

Ледяная плотина – протяженная гряда из достигающих дна торосов и набивного льда, образующаяся под напорным воздействием ледяных полей на кромку припая.

Заприпайная полынья – устойчивое, обширное пространство чистой воды, начальных видов льда, ниласа любой сплоченности или зона редкого льда других возрастных градаций, образовавшееся между припаем и дрейфующими льдами более высокой сплоченности (по Бородачев и др, 1994 с изменениями).

<u>Седьмой сегмент (VII</u>, см. рис. 2.3) по видам ледяных образований практически не отличается от сегмента VI. Принципиальное отличие заключается в том, что глубина моря здесь больше и дрейфующие торосистые образования не достигают дна, а формирование стамух на такой глубине тем более невозможно. В некоторых районах Мирового океана на таких глубинах могут быть встречены айсберги и их обломки, однако проявления их локальны и не носят циркумполярный характер. Айсберги, являясь продуктом деятельности ледников, генетически не относятся к морским льдам и их деятельность в данной работе не рассматривается.

С учетом того, что рельефообразующая деятельность морских льдов, включая экзарацию берегов и дна ледяными торосистыми образованиями,

является основным предметом данной работы, рассмотрим основные понятия и определения в этой области знаний.

В словаре морских ледовых терминов (Бородачев и др, 1994) *экзарация дна торосистыми образованиями* определяется, как вспахивание дна подводной частью торосов, стамух, плотин из набивного льда и т.д.

Автор предлагает более широкое и универсальное определение (по Огородов, 2003): *ледовое выпахивание или экзарация* – деструктивное механическое воздействие льдов на грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением и стамухообразованием под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа береговой зоны.

Формы рельефа, образовавшиеся при этом, по рангу и размеру следует отнести к *микроформам*, а ледово-экзарационный рельеф к *микрорельефу* (Никифоров, 2006).

Терминология в вопросах изучения особенностей взаимодействия льда с морским дном до настоящего времени не стандартизована. В 1982 году на координационном совещании «Совет национальных ресурсов Канады» в рабочем порядке установил использование термина *ice scouring* (ледовая эрозия) для процессов взаимодействия между льдом и дном моря. Вместе с тем, американские ученые чаще используют термин *ice gouging*, что в дословном переводе на русский язык означает «ледовое выдалбливание или выдавливание (грунта)». Следует отметить, что российскими исследователями чаще используется термины «пропашка», «ледовое выпахивание» или «ледовая экзарация», характеризующие те же процессы. За рубежом термин «экзарация» для процессов механического воздействия морских льдов на грунт не используется.

Что касается форм рельефа, образовавшихся под действием морских льдов, длительное время среди отечественных исследователей не было единого мнения по вопросу определения морфометрических параметров ледово-экзарационных форм. В частности, глубина борозд выпахивания

измерялась в одних случаях с учетом бортиков обваловки, в других – от среднего уровня поверхности дна. Имелись и проблемы с переводом на русский язык некоторых англоязычных терминов, не имевших аналогов в отечественной научной литературе, например, *strudel-scour depression* – воронка сверления (высверливания, размыва и др. варианты).

работы Учитывая тот факт, ЧТО американских и канадских исследователей в рамках научного направления по изучению процессов экзарации дна ледяными образованиями других вопросов И взаимодействия морских льдов с берегами и дном заметно опередили отечественные исследования этой области, автор предлагает В воспользоваться наработками зарубежных ученых.

Наиболее удачно механизм образования и параметры ледовоэкзарационных форм были охарактеризованы П.Бэрнсом с соавторами (Barnes et al., 1984, рис. 2.6).



Рис. 2.6. Схема формирования систем параллельных борозд выпахивания «многокилевыми» и единичных борозд «однокилевыми» торосистыми образованиями (Barnes et al., 1984): k – глубина моря; s – высота тороса (над уровнем моря); d – глубина борозды; w – ширина борозды; r – высота бортика обваловки; m – ширина системы борозд; sf – ширина бортика; θ – ориентировка борозды

Далее представляется основная терминология, используемая как зарубежными, так и большинством отечественных специалистов для описания качественных и количественных характеристик ледовоэкзарационных форм и других, связанных со льдами явлений.

Борозда выпахивания, борозда ледовой экзарации, ледовая борозда – отрицательная линейная форма рельефа дна, пляжа или осушки, сформировавшаяся в результате механического воздействия килей перемещающихся ледовых образований (рис. 2.6).

Плотность борозд – число отрицательных ледово-экзарационных форм на единице площади дна.

Глубина борозды – глубина формы ледовой экзарации, измеренная вертикально от среднего положения окружающего дна до самой глубокой точки борозды. В результате последующего гидрогенного и гравитационного заполнения борозды наносами глубина ее в момент измерения обычно не эквивалентна начальной, которую выпахал лед, т.е. глубина борозды не равна глубине экзарации. Глубину борозды также не следует путать с глубиной ее дна относительно уровня моря.

Ширина борозды – расстояние, измеренное горизонтально поперек борозды на уровне среднего положения дна. В это значение не входит ширина боковых гряд, которые обычно окаймляют борозды.

Высота бортика обваловки – высота сложенного донными осадками бокового бортика борозды, измеренная вертикально между наивысшей точкой гряды и средним уровнем дна.

Размах (мощность) борозды – сумма глубины борозды и высоты сопряженного с ней бортика обваловки.

Ориентировка борозды – направление оси ледовой борозды относительно направления на истинный Север. С использованием этого параметра определяется предполагаемое направление движения льда, однако, необходимо учитывать, что выпахивание теоретически могло осуществляться в любом из двух противоположных направлений.

Определить направление движения тороса достаточно сложно, т.к. в силу большой протяженности борозд найти место входа киля тороса в грунт и место остановки процесса выпахивания в большинстве случаев не представляется возможным. Значительные вариации в ориентировке борозд нередко приводят к субъективным ошибкам в оценке этого параметра.

Интенсивность выпахивания количественно определенные видимые нарушения дна, выражающие в интегрированном виде сумму параметров – плотность борозд, их максимальную глубину и ширину. Система борозд – две борозды или более, практически параллельные или налегающие друг на друга, обязанные своим формированием многокилевой ледяной гряде. Важно рассматривать каждую отдельную борозду в пределах системы как единичную геоморфологическую форму, обусловленную единичным ледовым воздействием, так как отнюдь не всегда можно достоверно определить сформирована система борозд многокилевым ледяным образованием или серией одиночных, двигавшихся параллельно в одном направлении.

Число борозд в системе – количество отдельных борозд, образованных многокилевым ледяным образованием.

Ширина зоны нарушений – ширина поверхности дна с нарушенным льдом рельефом, измеренная поперек системы борозд. Ширина зоны нарушений единичных борозд обычно не учитывается, она приблизительно на 25% больше, чем ширина самой борозды.

Ориентировка системы – ориентировка оси системы борозд относительно направления на Север.

Воронки размыва (высверливания) – локальные отрицательные формы рельефа дна и осушек, образовавшиеся в результате эрозионного воздействия водоворотов в местах стока речных вод в отверстия в припае. Образуются в период весенне-летнего половодья в период разлива речных

и талых вод на поверхности припая. Механизм образования таких воронок изучен слабо.

Ямы вытаивания – отрицательные формы рельефа, образующиеся на пляже в результате вытаивания льда, захороненного ранее наносами.

Напорные валы, гряды ледового напора – гряды из обломочного материала ориентированные, как правило, субпараллельно линии берега. Они формируются в результате выдавливания обломочного материала припайными льдами со дна и осушек и последующего его отложения на берег. Такие валы и гряды могут находиться как вблизи уреза, так и могут быть продвинуты на десятки и даже сотни метров вглубь суши.

Помимо терминов, характеризующих отдельные формы рельефа, в данной работе часто будет упоминаться пространственно-временное понятие «ледовитость». *Ледовитость* – распространение льдов в акватории, независимо от их сплоченности и возраста, определяемая отношением площади с морским льдом к площади акватории в целом (Бородачев и др, 1994).

3 КЛАССИФИКАЦИЯ ВОЗДЕЙСТВИЙ МОРСКИХ ЛЬДОВ НА БЕРЕГА И ДНО

В настоящей главе проведено обобщение доступной автору информации о видах воздействий морских льдов на берега и дно замерзающих морей (Огородов, 2003). Результаты обобщения И критического анализа систематизированы по видам воздействия морских льдов. При анализе воздействий морских льдов на берега и прибрежношельфовую зону с большой долей условности их можно разделить на 2 группы (рис. 3.1): (1) косвенные – выражаются в защитной роли припая и дрейфующих льдов от волн и приливов; (2) прямые, включающие экзарацию берегов и дна, транспорт наносов морскими льдами, местный размыв дна. обусловленный особенностями ледовых условий, формирование мерзлых пород в контактной зоне «лед-дно». Конкретные примеры ледовых воздействий в прибрежно-шельфовой зоне рассмотрены для наиболее изученных с этой позиции районов российской Арктики, а также морей американо-канадского сектора.



Рис. 3.1. Виды воздействий морских льдов на берега и дно

3.1 Защитная роль припая и дрейфующих льдов

Косвенное или пассивное воздействие морских льдов на динамику берегов и дна замерзающих морей выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от воздействия волн и приливов. Блокируя береговую зону в течение большей части года, припай регулирует действие активных гидродинамических факторов, сокращая время их проявления (на отдельных участках до 10 % годового времени (Совершаев, 1976, 1992; Каплин, 1971; Арэ, 1980). С учетом того, что в Арктике прибрежношельфовая большую часть года покрыта припайными зона И дрейфующими льдами, величина суммарного расхода волновой И приливной энергии сокращается здесь в 5-10 раз (Сафьянов, 1978). В результате динамический возраст береговой зоны замерзающих морей значительно меньше по сравнению с морями умеренных и тропических широт.

Наиболее полное представление о длительности динамически активного периода может быть получено с помощью коэффициента безледного времени (Совершаев, 1981), представляющего собой отношение суммарного среднемноголетнего периода открытой воды к календарному числу дней в году, выраженное в процентах. Если принять динамический возраст, достигшей в целом стадии зрелости современной береговой зоны безледных морей, равным 6 тыс. лет (считая от момента достижения уровнем Мирового океана современных отметок), то, имея в виду, что эти 6 тыс. лет ледовые условия в замерзающих морях были близки к современным, берега последних следовало бы считать находящимися в стадии юности (Зенкович, 1962). Динамический возраст береговой зоны арктических морей составляет всего 600–2500 лет (табл. 3.1).

Эволюция значительной части берегов арктических морей происходит в криогенных условиях, поэтому понятие «профиль

динамического равновесия» теряет смысл. Термоабразионные берега могут разрушаться сколь угодно долго даже при крайне низких значениях уклона подводного склона, так как в процессе термоабразии происходит увеличение глубин над подводным береговым склоном (Арэ, 1980). Таким образом, благодаря криогенному и ледовому факторам морфология берегов и подводного склона береговой зоны арктических морей имеет существенные отличия. Морфодинамические закономерности, присущие морям умеренных и тропических широт, здесь, в ряде случаев, не выполняются.

Таблица 3.1

Коэффициент безледного времени и динамический возраст берегов морей Арктики (Совершаев, 1992, с дополнениями)

	Море				
	Печорское	Карское	Лаптевых	Восточно- Сибирское	Чукотское
Коэффициент безледного времени (%)	20–40	10–18	14–20	10–18	10–27
Динамический возраст (лет)	1200–2400	600–1100	850–1200	600–1100	600–1600

В летний период, когда большая часть прибрежной акватории уже свободна от льда, морские льды также в состоянии оказывать косвенное воздействие на ход береговых процессов. Так, П.А. Каплин (1971) отмечает, что стамухи способны длительное время препятствовать подходу волн к приурезовой зоне, защищая берег от их прямого воздействия. В Чукотском море он наблюдал протяженный барьер из стамух, сформировавшийся в 3–4 км от берега в зоне глубин с отметками 10–15 м, который принимал на себя удары волн. Между стамухами и берегом оставалась полоса спокойной воды.

Фрагменты припая и битый однолетний лед, вынесенные на пляж (рис. 3.1.1), или остающиеся на мелководье (рис. 3.1.2) способны некоторое время защищать береговые уступы от прямого разрушительного воздействия волн (Арэ, 1980). Однако такие льды сравнительно быстро тают или уничтожаются прибоем.



Рис. 3.1.1. Берег Печорского моря. Фрагменты припайных льдов, вынесенные на пляж, некоторое время защищают береговой уступ от воздействия волн



Рис. 3.1.2. Байдарацкая губа Карского моря. 30 августа 1997 г. Наличие стамух, торосов на береговых валах, битого однолетнего льда приводит к полному гашению волн в береговой зоне

Наличие плавучих льдов вблизи берега также приводит к существенному падению энергии волн и даже полному их гашению (рис. 3.1.3). Б.А. Попов (1984) с помощью математического моделирования установил, что полоса плавучего льда может полностью погасить волну, если выполняется неравенство:

 $\eta \delta / h_0 \ge 0,28$,

где η – сплоченность льда (доля акватории покрытая льдом); δ – толщина льда; h₀ – начальная высота волны на безледной акватории.

Полученное неравенство хорошо соответствует результатам экспериментальных полевых наблюдений в Беринговом и Гренландском морях (Wadhams, Spuire, 1979).



Рис. 3.1.3. Печорское море. 15 июля 2002 г. Граница «чистой воды» и полосы со льдом. Битый лед, вынесенный из Карского моря, привел почти к полному гашению ветровых волн в береговой зоне п-ва Русский Заворот

Развитие шельфа арктических и других замерзающих морей за весь послеледниковый период постепенно сдерживалось присутствующими В динамике морского здесь морскими льдами. оледенения И, следовательно, в развитии шельфа и берегов отмечалась ритмичность – периоды относительной литодинамической активности сменялись

периодами максимальной консервации береговой зоны. За время послеледниковой трансгрессии на дне арктических морей сформировалась серия береговых линий, из которых наиболее четко выраженные могли образовываться в периоды минимальной ледовитости (Совершаев, 1982; Бирюков и др., 2008).

3.2 Экзарация берегов и дна морскими льдами. Морфология и морфометрия образовавшихся форм рельефа

Как уже отмечено выше, экзарация есть деструктивное механическое воздействие ЛЬДОВ на подстилающую поверхность. Механическое воздействие на берега и дно арктических морей связано с динамикой льда, его подвижностью, торошением и стамухообразованием под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны. Оно захватывает участки берега от 10-20 метров выше уровня моря (рис. 3.2.1) на суше, до глубин 15–35 м, в ряде регионов до глубин 50-65 м, а по некоторым данным – до 75 м (Reimnitz et al., 1972). Прямыми наблюдениями с подводных лодок документально зафиксированы кили крупных торосистых образований, достигающие глубины 50 м (Лисицын, 1994).



Рис. 3.2.1. Навалы так называемых «черных» или «грязных» льдов на высокий абразионный берег о. Новая Сибирь (фото В.Е. Тумского)

Однако надо полагать, на глубинах свыше 50 м в выпахивании дна в основном участвуют так называемые «ледяные остова», содержащие обломки айсбергов, а не в чистом виде торосистые образования, сформировавшиеся исключительно из обломков морского льда.

Берега подвержены ледовым воздействиям как в период осеннего ледообразования, так и во время весеннего разрушения припая и очищения моря ото льдов. В замерзающих морях с неустойчивым ледяным покровом, где припай не образуется или часто взламывается, надвиги и навалы морских льдов на берег случаются в течение всего ледового сезона (рис. 3.2.2).



Рис. 3.2.2. Навалы льда на аккумулятивный берег Азовского моря

В рельефе берегов, сложенных крупнообломочным материалом, широкое распространение получили гряды ледового напора. Осенью, в начале зимы, молодые льды толщиной 20–40 см в периоды нагонов или ледовых подвижек со стороны моря могут выдавливаться на сушу. При своем движении этот сплошной ледяной покров перемещает обломочный материал, формируя из него гряды несортированного материала. Высота таких гряд может достигать 2–3 м, протяженность – сотни метров. Механизм этого явления детально изучен П. Бэрнсом (Barnes, 1982; рис. 3.2.3).



Рис. 3.2.3. Механизм формирования гряды ледового напора (Barnes, 1982)

На берегах с песчаными пляжами в результате ледовых надвигов и навалов формируются мелкие экзарационные формы): борозды, царапины, ямы (рис. 3.2.4), а также разнообразные напорные валы и гряды (рис. 3.2.5). Глубина (высота) таких форм, как правило, не превышает 1 м, длина – 100 м (Природные условия..., 1997). Большинство экзарационных форм ориентировано по нормали к линии уреза, напорные валики – вдоль линии берега. В отличие от гряд, сложенных крупнообломочным материалом, на песчаных берегах гряды ледового напора и ледово-экзарационные микроформы обычно разрушаются после первого сильного шторма.



Рис. 3.2.4. Берег Печорского моря. Мелкобороздчатая экзарация пляжа льдами: борозды выпахивания, ямы и напорные валики



Рис. 3.2.5. Вал ледового напора, Уральский берег Байдарацкой губы Карского моря (фото Н.В. Копа-Овдиенко)

В ряде случаев экзарации подвергается и береговой откос (Совершаев, 1981). В 1971 г. В.А. Совершаевым на береговых откосах восточного берега моря Лаптевых были обнаружены и описаны ледовые выпахи, отдельные из которых достигали высоты 14 метров над уровнем моря (рис. 3.2.6). При своем движении в сторону суши лед срезал вершину пляжа, переместил несколько валунов диаметром более 1 м вверх по склону на высоту 8-10 м, срезал почвенно-растительный покров на участке берега шириной 50–60 м. Впоследствии на участке экзарации в результате термоэрозионных склоновых процессов образовался глубокий овраг.



Рис. 3.2.6. Море Лаптевых. Береговой откос поврежден экзарацией до высоты 14 м над уровнем моря (фото В.А. Совершаева)

На низких приморских низменностях, затопляемых в периоды высоких штормовых нагонов, морские льды могут быть занесены на несколько десятков и даже сотен метров в глубь суши. Так, например, по свидетельствам местных жителей, в зимний период на участке между поселками Новый и Старый Варандей (Печорское море), где берег представляет собой пологую нагонную осушку, неоднократно отмечались надвиги льдов, причем ширина зоны надвига льда на указанном участке достигала временами первых сотен метров. Косвенным доказательством приводимых фактов может служить погнутая у основания наблюдательная вышка (рис. 3.2.7), находящаяся на нагонной осушке в 150 м от уреза.



Рис. 3.2.7. Берег Печорского моря. Наблюдательная вышка повреждена в результате надвига припайных льдов на нагонную осушку

В литературных источниках также имеется масса свидетельств надвигов льда на низменные берега. Так Б.Г. Островский (1937) пишет: «5 января 1888 г., рано утром, на село Кашкаранцы, расположенное у самого моря на южном берегу Кольского полуострова, надвинулись льды. Низменный берег не представлял для них препятствия, и к 8 часам утра, когда нажим кончился, весь поселок был срезан точно бритвой. На берегу осталась полоса льда длиною около 1 км и шириной 60 м. При этом отдельные нагромождения достигали 16 м высоты».

эффекта Помимо выдавливания льда на берег, серьезное экзарационное воздействие может оказать так называемый «ледовый шторм», который правильнее было бы назвать ледово-волновой экзарацией, проявляющийся в прибрежной относительно мелководной зоне при наличии остаточных льдов редкой сплоченности (1–3 балла). Как правило, он обусловлен прохождением над морскими акваториями глубоких циклонов, вызывающих штормовые волны, сопровождаемые нагонами воды у берегов. В периоды таких штормов пляжи и подводный береговой склон, испытывают интенсивное волновое воздействие и ударное воздействие отдельных льдин, эродирующих дно и создающих глубокие борозды. Имеются свидетельства катастрофических последствий «ледового шторма» на народнохозяйственные объекты в портах Охотска и Певека. В результате таких штормов повреждения получили причальные сооружения, десятки судов были полностью выведены из строя (Арчиков и др., 1989; Природные условия..., 1997).

Механическое воздействие льда на дно начинается с момента его образования и продолжается до полного очищения берегов и акватории моря ото льдов. После смерзания молодых льдов с дном в приурезовой зоне эта полоса льда служит своеобразным защитным буфером. Самые близкие к берегу гряды торосов (до глубин 3–5 м) формируются над подводными береговыми валами. Так как над береговыми валами глубина моря уменьшается и они становятся ядрами торошения, количество гряд торошения часто соответствует числу валов. Сидящие на валах гряды смерзаются с подводными торосов местами валами, способствуя устойчивости припая. Так как область подводных валов и верхней части подводного склона является одним из наиболее динамичных сегментов береговой зоны, то следы экзарации здесь исчезают практически сразу после освобождения акватории ото льда после первого сильного волнения.

Далее в море расположение гряд и барьеров торосов носит случайный характер и определяется гидродинамическими причинами, в основном положением кромки припая в период его формирования и последующей его динамикой во время сильных штормовых ветров. Под действием шторма происходит разрушение льдов в прикромочной зоне и формирование очередной гряды торосов или стамухи (рис. 3.2.8 и 3.2.9).



Рис. 3.2.8. Стамуха у побережья Ямала (фото А.А. Ермолова)



Рис. 3.2.9. Строение стамухи и ее воздействие на дно

После окончательного становления припая стамухи остаются малоподвижными, в ряде случаев примерзая ко дну. После их таяния и разрушения волнами на дне остаются небольшие (до 1 м глубиной) ямы и мелкие, относительно короткие борозды (рис. 3.2.10 и 3.2.11). Борозды ледового выпахивания в этой области ориентированы преимущественно либо хаотично, либо по нормали к линии берега, чему способствует напорное воздействие льдов со стороны моря (Огородов и др., 2007, 2008).



Рис. 3.2.10. Подводный склон Ямала. Следы воздействия стамухи на дно. Съемка гидролокатором бокового обзора, размер снимка 20×50 м



Рис. 3.2.11. Подводный склон Ямала. Следы воздействия стамухи на дно

Подводное строение подобного торосистого образования (рис. 3.2.8) впервые было исследовано в апреле-мае 1978 г. аквалангистами ААНИИ у берегов п-ова Ямал (Бородачев В.Е. и др., 1990). Обследование показало, что барьер торосов плотно лежит на грунте на глубине 10,6 м, образуя подводную «ледяную плотину» на протяжении 40 м. Надводная часть барьера торосов достигала максимальной высоты 4,5 м. Барьер торосов был сложен молодыми льдами осеннего происхождения толщиной до 25 см, ширина отдельных льдин достигала 6 м. На всем протяжении «ледяной плотины» смерзания кусков льда с грунтом и между собой не торосистое образование обнаружено, И В целом ЭТО не было консолидированным. Форма профиля «ледяной плотины» имела заметную асимметрию: со стороны моря она была более пологой, чем с береговой, и состояла из набивного льда, что свидетельствует о значительной силе давления льда со стороны моря. На дне, с мористой стороны, прослеживались параллельные между собой борозды длиной 12–15 м, шириной 0,5–1,5 м, глубиной до 0,5 м. С береговой стороны следов экзарации дна не обнаружено. Авторы делают вывод о том, что образование этого барьера торосов произошло в результате осеннего торошения при толщине припая на его кромке 25 см. В дальнейшем, возможно, было смещение этого ледяного образования в сторону берега под воздействием последующих сжатий и торошений. Эта «ледяная плотина» могла перемещаться к берегу до тех пор, пока сила сцепления, а также сопротивление грунта не уравновесились с силой ледяного сжатия со стороны моря. Система стабилизируется, когда с мористой стороны образуется новая полоса припая. Такой механизм образования стамух обусловливает их довольно продолжительное существование, а также способствует стабильности самого припая, препятствующего дальнейшим мощным сжатиям.

Более интенсивное воздействие на дно следует ожидать на зимней кромке припая, где в течение всего холодного периода времени формируются гряды И барьеры торосов («ледяные плотины»), достигающие дна (рис. 3.2.12). Борозды ледового выпахивания в этом случае образуют так называемую «гребенку», ориентированную обычно по нормали к линии берега, чему способствует напорное воздействие льдов со открытого моря. В 2007 г. гидролокационной стороны съемкой, выполненной ЗАО «Эко-Система» с борта НИС «Иван Петров», на глубине 12-13 м на подводном склоне Ямальского берега Байдарацкой губы была зафиксирована подобная «гребенка» шириной около 70 м и длиной около 400 м, состоящая из системы параллельных борозд глубиной до 1,5 м (рис. 3.2.13). Ориентирована она была по нормали к линии берега. Срок жизни борозд выпахивания в этой области сильно зависит от литодинамических условий в конкретной акватории, соотношения частоты актов пропашки дна с волновым транспортом наносов.



Рис. 3.2.12. Механизм выпахивания дна за счет воздействия дрейфующих ледяных полей на кромку припая (Barnes et al., 1988)



Рис. 3.2.13. Подводный склон Ямала. Следы воздействия «ледяной плотины» на дно. Гидролокационная съемка, размер снимка 90×150 м

Однако наибольшие интенсивность и глубина экзарации дна приурочены к области дрейфующих льдов, тяготеющей к кромке припая, где в течение всего холодного сезона происходят торошения и вдоль которой осуществляется дрейф ледяных полей с вмерзшими в них торосистыми образованиями, достигающими дна (рис. 3.2.14). В силу того, что в работе по выпахиванию дна фактически участвует масса всего ледяного образования (ледяное поле плюс торос) здесь образуются самые глубокие и протяженные борозды (рис. 3.2.15). Борозды выпахивания ориентированы здесь в основном параллельно линии берега (Reimnitz et al., 1978; Barnes et al., 1982), как результат преимущественно вдольберегового дрейфа торосистых образований. В силу низкой литодинамической активности на данных глубинах, недоступных для волнового воздействия, седиментация происходит крайне медленно. В результате борозды «накапливаются» на дне и происходит наложение одной системы борозд на другую. Иногда они покрывают до 100% поверхности дна (Огородов, 2003).



Рис. 3.2.14. Экзарация дна торосом, вмерзшим в дрейфующее ледяное поле (Marchenko et al., 2007)



Рис. 3.2.15. Глубокие и широкие борозды выпахивания в зоне дрейфующих льдов Байдарацкой губы. Гидролокационная съемка, размер снимка 80×150 м

В тех случаях, когда силы, движущие ледяное образование по какимто причинам недостаточны для выпахивания дна и образования протяженных борозд, и в тоже время киль торосистого образования достаточно крепок, чтобы избежать разрушения, торосистое образование под действием отлива может войти в контакт с грунтом и остановиться (Кокин и др., 2012; Огородов и др., 2013). Дрейфующие рядом и задевающие край торосистого образования ледяные поля закручивают киль тороса, формируя на дне серию ям и гряд сложной формы, так называемых - *ям и гряд застамушивания* (рис. 3.2.16). В прилив торос всплывает, захватив с собой часть вмерзшего в него грунта.



Рис. 3.2.16. Ямы и гряды застамушивания, Западный Ямал, глубина 25 м. Гидролокационная съемка, размер снимка 80×150 м

На глубинах, превышающих максимально возможную для данной акватории осадку торосистых образований, экзарация дна прекращается. Эта глубина зависит от суровости климата, конкретных

океанографических гидрометеорологических, И геоморфологических условий акватории. В районах, где доминируют однолетние льды, как правило, эта глубина не превышает 25-35 м, в районах распространения многолетних льдов она может составлять и 60-65, а возможно и 75 м. Как уже было отмечено в начале главы, документально зафиксированы кили торосистых образований, достигавшие глубины 50 м (Лисицын, 1994), однако так как борозды ледового выпахивания встречены на глубинах до 65 м (Barnes et al., 1984), можно предположить, что пока такие мощные торосы просто еще не зафиксированы. По Н.Н. Зубову (1944), максимальная высота, наблюденных в ледяных полях торосов составила 13 м. Учитывая известное соотношение надводной и подводной частей торосов (Богородский, Гаврило, 1980) 1: 5, полученная максимальная величина подводной части самых крупных торосистых образований хорошо согласуется с максимальной глубиной распространения экзарационных форм в море Бофорта (Barnes et al., 1984).

Несомненный интерес вызывает не только сам процесс экзарации, но и форма борозд и систем борозд, их морфометрические параметры. Борозды выпахивания различны по морфологии, встречаются: U-образные (в поперечнике), V-образные, W-образные, корытообразные, сложной формы, с асимметричными и симметричными бортами (рис. 3.2.17).



Рис. 3.2.17. Фрагмент эхограммы дна Байдарацкой губы Карского моря

Детальные статистические исследования распределения встречаемости и морфометрических параметров борозд ледового

выпахивания в море Бофорта позволяют сделать вывод, что их глубина, ширина и высота бортиков имеют прямую зависимость от глубины моря и распределение, близкое к нормальному (рис. 3.2.18). Так, от глубин 0–10 м до 20-40 м наблюдается рост значений морфометрических параметров таких форм, а с увеличением глубины до 50-60 м отмечается их резкое падение. Обращает на себя внимание интересный факт: если наибольшее количество борозд на единицу площади (плотность) зафиксировано на глубине около 25 м, что хорошо объясняется близостью этой зоны к кромке припая, то максимум распределения глубин борозд приурочен к интервалу глубин в 30-40 м, а наиболее широкие борозды встречаются на глубинах 40-50 м. Такие отклонения статистических показателей распределения глубины и ширины борозд выпахивания в направлении увеличения глубин моря объясняется тем, что с одной стороны с увеличением глубины моря уменьшается число торосистых образований, достигающих дна, однако увеличивается их масса и соответственно сила воздействия киля тороса на грунт, в результате чего формируются более глубокие и широкие борозды. Ширина борозд достигает здесь 20–35 м, глубина – 1,5–2,5 м, высота бортиков – 0,7–1,5 м.

Встречаются и более крупные борозды выпахивания, например, в заливе Гаррисон в 1980 г. обнаружена борозда, глубина которой составила 4,0 м, высота бортиков – 2,3 м, ширина до 78 м (рис. 3.2.19).

Следует заметить, что такие крупные и глубокие борозды выпахивания, как в заливе Гаррисон, по размерам более характерные для айсбергов, чем для морских льдов, могли образоваться лишь под воздействием многолетнего дрейфующего торосистого образования с прочным консолидированным килем.

При своем образовании (рис. 2.4) весь торос состоит из отдельных кусков-блоков и как конструкция не обладает высокой прочностью. Киль же тороса остается в слабоконсолидированном состоянии (рис. 3.2.20).



Рис. 3.2.18. Распределение встречаемости и морфометрических параметров форм ледового выпахивания с изменением текущей глубины моря (Barnes et al., 1984): В – глубина борозд, С – ширина борозд, D – высота бортиков



Рис. 3.2.19. Система крупных борозд ледового выпахивания на дне залива Гаррисон моря Бофорта (Barnes et al., 1984)



Рис. 3.2.20. Упрощенная схема распределения прочности тороса. Деформация грунта начинается при глубине моря равной h_{ks} , когда в контакт с грунтом вступает прочная часть киля: $h_{ks} = h_k - B_{cr} tg \theta$, где h_k полная осадка киля, θ - угол ската боковой поверхности киля, критическое значение ширины киля B_{cr} (Алексеев и др., 2005).

Однако под действием более холодного, чем вода, атмосферного воздуха происходит термодинамическая консолидация тороса в его надводной и верхней половине подводной части (Марченко, 2007; Marchenko, 2008). Этому процессу также способствует тот факт, что при своем движении торос проходит через водные массы с различными термохалинными свойствами (Shestov et al., 2010). Как показало моделирование экзарации дна для условий Байдарацкой губы, возможная глубина внедрения киля такого тороса в грунт не может превышать 1,1 м (Marchenko et al, 2007; Огородов и др. 2008). При этом он начинает разрушаться (рис. 3.2.21). Следовательно, для образования более глубоких борозд киль тороса должен быть более прочен, либо торосистое образование сместится на более мелководный участок, либо необходимо неоднократное прохождение тороса по той же траектории. Последний вариант развития событий теоретически возможен, например, при

развитии реверсивных течений в рамках приливо-отливного цикла.



Рис. 3.2.21. Схема разрушения киля тороса при взаимодействии с дном

Рассмотрим возможные сценарии формирования более прочного (1)Вследствие процессе киля. разрушения В экзарации дна слабоконсолидированного киля тороса баланс архимедовой силы и силы тяжести нарушается, в результате происходит некоторая осадка тороса, которая, в свою очередь, приводит к новому торошению над просевшим торосом и его дальнейшей осадке. При этом новый киль формируется из более прочной консолидированной части прежнего тороса. В результате процесс экзарации продолжится торосом, имеющим уже более прочный киль, и глубина борозд выпахивания может увеличиться. (2) Второй случай характерен для многолетних льдов. В теплый период года неконсолидированная нижняя часть киля тороса оттаивает и разрушается. Bo внутренней части параллельно происходит термодинамическая консолидация. В результате в новый холодный сезон торосистое образование вступает, освободившись от неконсолидированной части и с новым, существенно более прочным килем.

Что касается протяженности борозд выпахивания, в отличие от относительно коротких выпахов, образующихся в зоне припая, для области дрейфующих льдов характерны значительные длины борозд. Так исследования в Байдарацкой губе, на полигоне шириной 2,25 км показали, что большинство обнаруженных там борозд не начинаются и не

заканчиваются в пределах данного полигона, а пересекают его насквозь. Этот факт говорит о том, что их длина заведомо превышает ширину полигона и может достигать величин на порядок ее превышающих.

Такие протяженные борозды свидетельствуют 0 TOM. что образовались они под действием киля тороса, прочность которого заведомо превышает силу сопротивления грунта. К сожалению, специальных натурных исследований, позволяющих оценить, как те или различными физико-механическими иные типы грунтов с характеристиками влияют на экзарацию дна ледяными образованиями, в силу их сложности не проводилось. Имеющиеся в литературных источниках (Природные условия..., 1997) соображения по этому поводу нельзя назвать достоверными, так как рассматриваемые типы грунтов на значительном находятся друг ОТ друга расстоянии В иных условиях. В реальных условиях литодинамических и ледовых В большинстве арктических морей в области интенсивной экзарации дна, находящейся в пределах глубин от 10 до 30 метров, в большинстве случаев донные осадки до глубины 1-2 метра представляют собой дисперсные супеси и суглинки с относительно невысоким коэффициентом удельного сопротивления (С). К другой группе следует отнести крайне редко встречающиеся в указанном диапазоне глубин мерзлые грунты и скальные породы, в которых экзарация невозможна.

Реальные морфологические особенности, в частности, ширина борозд, форма профиля, уклон бортов на эхограммах могут быть существенно искажены (завышены) в связи с разным углом подхода линии эхолотного профиля к направлению простирания экзарационной борозды. Ширина борозды может оказаться в несколько раз меньше измеренной по эхограмме.

К сожалению, результаты инструментального исследования параметров ледово-экзарационного микрорельефа не всегда дают ответ на вопрос о подлинной глубине экзарации, так как борозды выпахивания к

моменту съемки могут быть в разной степени размыты или заполнены В этой наносами. связи хороший результат дает применение профилографа, высокоразрешающего акустического позволяющего определить наличие ледово-экзарационных форм, полностью заполненных наносами и не читающихся как формы современного рельефа (рис. 3.2.22 и 3.2.23).



Рис. 3.2.22. «Молодая» борозда ледового выпахивания глубиной около 2 м, начавшая заполняться наносами. Под бороздой видны следы уплотнения грунта. Съемка акустическим профилографом в устье Обской губы Карского моря (ВНИИОкеангеология)



Рис. 3.2.23. Крупная борозда ледового выпахивания, полностью заполненная наносами и не выраженная в современном рельефе дна на выходе из Обской губы Карского моря. Судя по данным акустического профилографа, ее начальная глубина достигала не менее 3 м

3.3 Транспорт наносов морскими льдами

Транспортирующая роль морских льдов заключается в разносе обломочного материала из прибрежной контактной зоны на другие, в основном глубоководные участки морей. Часть материала, напротив, выдавливается на берег (см. раздел 3.2 и рис. 3.2.2; рис. 3.3.1), а часть транспортируется вдоль берега. При этом во всех случаях происходит нарушение естественной волновой сортировки донных осадков.



Рис. 3.3.1. Берег Печорского моря. Пологая гряда из несортированного крупнообломочного материала, выдавленного припайными льдами с подводного склона на пляж

Велика подъемная сила морских льдов: один кубический метр льда может переносить до 100 кг осадочного вещества (Лисицын, 1994). Морские льды способны переносить осадочный материал очень широкого

диапазона крупности – от пелита до валунов диаметром в несколько метров.

Среди механизмов попадания осадочного материала на лед можно выделить следующие: а) эоловый вынос с осушек и берегов; б) за счет обрушения и осыпания береговых уступов; в) паводковыми водами; г) захват взвеси в процессе ледообразования; д) вмерзание донных осадков и крупнообломочного материала в подошву припая в контактной зоне «припай–дно»; е) в результате всплытия донного льда; ж) штормовой выброс наносов на припай; и) захват донных осадков килями дрейфующих торосистых ледяных образований.

Эоловому выносу подвержен, прежде всего, мелкопесчаный и алеврит-пелитовый материал. Малая мощность снежного покрова, господство ветров, дующих с суши благодаря влиянию Сибирского и Гренландско-Канадского барических максимумов, определяют значительные объемы выноса эолового материала на поверхность ледяных полей. Шлейфы ЭОЛОВОГО локальный выноса имеют характер распространения, так как задернованность прибрежной суши различных арктических побережий сильно отличается.

Роль склоновых процессов не следует переоценивать: береговые уступы большую часть года находятся в мерзлом состоянии, тем не менее, попадание склонового материала на лед нельзя исключить в переходные сезоны. Так, Е.И. Арчиков и соавторы (1989) отмечают, что весной береговые уступы Охотского моря оттаивают еще задолго до очищения береговой зоны от припая.

Определенная часть осадочного материала заносится на лед реками и временными водотоками в период весеннего половодья, когда русла их промерзают до дна и паводковые воды, содержащие большое количество влекомых и взвешенных наносов, растекаются по поверхности припая (Reimnitz et al., 1974; Совершаев, 1981).
Еще один способ «бесконтактного» попадания наносов в лед – захват взвеси в процессе ледообразования (Osterkamp, 1978; Reimnitz et al., 1987). В результате осеннего усиления штормовой активности часть тонкозернистых донных осадков переходит во взвесь, концентрация которой может достигать 1000 мг/л и более (Kempema et al., 1989). Велико содержание взвесей и в эстуариях приливных морей. При охлаждении воды возникают движущиеся наверх зерна льда, «отцеживающие» взвешенные частицы. Затем частицы смерзаются, и взвесь остается во льду, формируя «мутные льды».

Самый крупный источник поступления наносов в лед – поверхность осушки и подводного берегового склона в области контакта с припаем. Вода в период, когда ее температура достигла точки замерзания, содержит множество отдельных ледяных частиц-кристаллов. При прохождении осенне-зимних штормов в приурезовой зоне происходит перемешивание наносов и ледяных частиц (Reimnitz et al., 1985). Позднее смесь изо льда и наносов примерзает к припаю. В приливных морях процесс смерзания припая с дном может происходить многократно, формируя в подошве припая прослойки, более или менее обогащенные осадочным материалом (Арчиков и др., 1989; рис. 3.3.2).

В контактной зоне «лед-дно» происходит выжимание грунта по приливным трещинам и примерзание обломков к днищу льдин (Чувардинский, 1974). Вмерзшие в лед валуны способны мигрировать вверх внутри ледовой толщи в процессе многократного оттаивания и замерзания. Оттаявшая вокруг валуна вода днем стекает под него, ночью она замерзает и «приподнимает» валун вверх (рис. 3.3.3). В результате множества таких циклов валун может оказаться на поверхности льда.



Рис. 3.3.2. Белое море, эстуарий р. Мезень. Припайный лед с прослоями осадочного материала (фото Г.А. Ржаницына)



Рис. 3.3.3. Валуны во льду Заславского водохранилища (Минское море) на разных стадиях миграции

На берегах с более крутыми уклонами дна, грубыми осадками (Баренцево море, северо-восточная часть Карского) все вышеописанные явления менее выражены. На участках, где береговая зона сложена тонким материалом (западная часть Восточно-Сибирского моря, море Лаптевых) и где зона контакта «лед–дно» достигает десятка и более километров, роль морского льда в транспортировке наносов может быть определяющей (Совершаев, 1981). При этом основное количество материала включается в лед в период ледообразования. Весной-летом после взлома припая льдины могут быть вынесены в открытое море, там они постепенно растают, а частицы наносов будут отложены на дно. В результате в тонкозернистом глубоководном материале замерзающих морей встречаются относительно крупные частицы пляжеобразующих размерностей, и даже валуны.

Рассмотрим один из примеров захвата морскими припайными льдами осадочного материала и формирования так называемых «грязных» льдов (Совершаев, 1981). При смерзании припая с дном в толщу льда вмерзает слой осадочного материала (рис. 3.3.4а). Поскольку таяние льда весной происходит сверху, этот материал может сохраниться до следующего ледообразования (рис. 3.3.4б). Так как процесс намерзания происходит снизу, за период второго ледостава материал окажется в толще льда (рис. 3.3.4в). При новом весеннем таянии осадочный материал концентрируется на поверхности льда (рис. 3.3.4г). На эту особенность миграции вмерзшего материала, обусловленную особенностями его нарастания и таяния, впервые обратил внимание Г.У. Свердруп (1930).

В настоящее время еще нет надежных данных о роли морских льдов в балансе наносов. Можно отметить, что масштабы этого явления в различных районах арктических морей сильно разнятся. По оценке H.A. Белова (1976), с поверхности льдов при их таянии и разрушении ежегодно переходит во взвесь следующее количество обломочного материала: в Карском море – 5,4 млн. тонн, в море Лаптевых – 9,1, в Восточно-Сибирском – 9,26, в Чукотском – 9,1. Однако Н.А. Белов

учитывал обломочный материал, находящийся только на поверхности льда, но если учесть весь материал, включенный в толщу льда, то количественная оценка будет иной, и роль морских льдов в транспорте наносов значительно возрастет. Так, исследования по оценке транспорта наносов припайными льдами Карского моря на участке от мыса Бурунный до мыса Харасавэй показали, что в среднем с одного погонного километра берега в море выносится около 800 тонн обломочного материала (Бирюков, Совершаев, 1985). Поскольку исследования проводились в период разрушения припая и очищения акватории ото льдов, из расчета была исключена часть приурезовой зоны (водяной заберег), в пределах которой материал при таянии льдов остается на месте.



Рис. 3.3.4. Схема миграции вмерзшего в лед рыхлого материала (Совершаев, 1981). Условные обозначения: 1 – лед, 2 – рыхлый материал. Состояние льда: а – в конце первой зимы, б – в начале второй зимы, в – в конце второй зимы, г – в начале третьей зимы, д – в конце третьей зимы

Донный лед, образующийся из переохлажденных вод на дне, при всплытии захватывает некоторое количество наносов (Reimnitz et al., 1987). Для такого льда характерно пятнистое распределение осадочного вещества, отвечающее зоне контакта с дном. Предполагается, что этот процесс идет в крупных незамерзающих полыньях, особенно в «Великой Сибирской» в море Лаптевых.

Штормовой выброс наносов на припай типичен для морей с относительно приглубым подводным склоном (Баренцево, Чукотское), где формирование припая происходит довольно долго и сопровождается его частыми штормовыми взломами.

Захват донных осадков килями дрейфующих торосистых ледяных образований – явление слабо изученное. Известно, что большая часть ледово-экзарационных борозд ориентирована параллельно берегу, так как генеральное направление дрейфа льдов – вдольбереговое (Reimnitz. et al., 1978; Barnes, Reimnitz, 1979; Barnes et al., 1982). Ледяные торосистые образования, проходя над мелководьями, не только царапают дно, но и одновременно участвуют во вдольбереговом транспорте наносов (Rearic et al., 1990). На мористой границе береговой зоны, где наблюдается высокая интенсивность экзарации дрейфующих дна килями торосистых образований, а волновой транспорт наносов сходит «на нет», объемы вдольберегового транспорта наносов ледяными торосистыми образованиями могут превышать объемы транспорта волнами и течениями (рис. 3.3.5).

Физический смысл термина береговая зона сводится к зоне, где возможен транспорт наносов под действием волнового фактора. Таким образом, в большинстве замерзающих морей внешнюю границу береговой зоны целесообразно проводить на максимальной глубине моря, где прекращается волновая переработка ледово-экзарационных форм под действием волн, и глубже которой отмечается хорошая сохранность ледово-экзарационного микрорельефа.





наносов килями торосов превышает волновой

3.4 Местный размыв дна, обусловленный особенностями ледовых условий. Прочие виды ледовых воздействий

Воронки размыва или сверления (strudel-scour depressions) – формы практически не изучавшиеся в нашей стране, хотя данные об их существовании в российской Арктике в литературе встречаются. Так в дельте Лены были обнаружены формы (Are et al., 2002; рис. 3.4.1), аналогичные, описываемым в море Бофорта. По данным зарубежных исследований (Reimnitz, Kempema, 1983) они представляют собой кратеры, сформированные на мелководных прибрежных участках дна. Эти формы образуются весной при таянии снега и затоплении поверхности припая речными водами. Воды половодья могут распространяться в сторону моря на расстояние до 15 км (Reimnitz, Bruder, 1972). Речные и талые воды через промоины во льду с большой скоростью устремляются под лед и размывают в дне воронки (рис. 1). Над промоинами фиксируется эффект водоворота. Этому процессу, по-видимому, способствуют приливоотливные колебания уровня и припая. По данным наблюдений в море Бофорта такие воронки достигают в глубину до 6 м, в диаметре – до 25 м, а число их может составлять 2-3 на 1 κm^2 площади дна (Reimnitz et al., 1974).

На открытых участках дна воронки заполняются наносами за 2-3 года (рис. 3.4.2), в более спокойных гидродинамических условиях этот процесс более длительный. Следовательно, подобные формы могут фиксироваться на эхограммах по прошествии нескольких лет со времени их образования. Согласно наблюдениям, заполняться наносами воронки сверления начинают с «наветренной» стороны. Объемы перемещенных наносов в процессе высверливания воронок сопоставимы в ряде районов с объемами вдольберегового транспорта (Reimnitz et al., 1974; Reimnitz, Kempema, 1983).



Рис. 3.4.1. Предположительно, воронки размыва на профиле подводного берегового склона по данным эхолотирования взморья р. Лена, море Лаптевых, август 1999 г. (по Are et al., 2002)



Рис. 3.4.2. Заполнение воронки размыва (Reimnitz, Kempema, 1983)

Местный размыв дна может отмечаться вокруг оснований стамух, эффект хорошо известный в мостостроении. Он обусловлен увеличением турбулентности потока и скорости течений, обтекающих стамухи. По непроверенным данным размыв дна вокруг стамух может достигать 3 м глубины и более 50 м в диаметре. Вероятно, этот эффект распространен в морях, где приливные колебания уровня составляют не менее 2 м.

Еще одно природное явление – воронки или *ямы вытаивания* (Reimnitz, Kempema, 1982). Ледяные валуны (Зубов, 1944; рис. 3.4.3) и обломки припая, выброшенные на берег во время шторма, могут быть захоронены под слоем наносов. По другим представлениям (Совершаев, 1981), они могут быть углублены в грунт под действием волновых ударов. Со временем лед вытаивает, а на пляже остаются ямы глубиной до 2-3 м и 10-15 м в поперечнике (рис. 3.4.4).



Рис. 3.4.3. Земля Франца-Иосифа. Ледяные валуны, выброшенные на берег во время шторма (фото М.А. Чичаевой)



Рис. 3.4.4. Воронка вытаивания на берегу моря Бофорта (фото П. Бэрнса)

3.5 Формирование мерзлых пород в контактной зоне лед-дно

Термодинамическое и физико-химическое взаимодействие гидросферы и литосферы в замерзающих морях создает условия для развития своеобразного литогенеза, предопределяющего специфические характеристики донных осадков, в частности, формирование океанической криолитозоны (Жигарев, 1997).

Термическое воздействие морских льдов проявляется В формировании сезонно- и многолетнемерзлых пород, в особенности на участках аккумуляции обломочного материала. Эти явления имеют широкое распространение и исследовались Н.Ф. Григорьевым (1987) на мелководьях морей Карского и Лаптевых. Среди исследователей морской и прибрежной криолитозоны нет единого мнения о распространении многолетнемерзлых пород в приурезовой зоне. Так, ПО мнению И.Д. Данилова Л.А. Жигарева (1977), И сплошные вдольбереговые многолетнемерзлые породы распространены во всех арктических морях, где они окаймляют аккумулятивные (субаквальные многолетнемерзлые породы) и абразионные (субаэральные многолетнемерзлые породы) берега у континентальной и островной суши. В юго-восточной части Баренцева моря (в Печорском море) их распространение ограничено полосой в первые десятки метров, в Карском море – от сотен метров до первых километров. В.П. Мельников и В.И. Спесивцев (1995) считают, что сплошные многолетнемерзлые породы окаймляют лишь абразионные стабильных берега (рис. 3.5.1), a ДЛЯ берегов присущи только редкоостровные реликты континентальной криолитозоны. Однако формирование сезонномерзлых пород на контакте «припай–дно» отмечают все исследователи.

Ледовый фактор играет важную роль в тепловом балансе водных масс и омываемых ими донных осадков. Летом присутствие льдов в морях уменьшает поглощение солнечной радиации поверхностным слоем

морской воды, а зимой – препятствует потоку тепла из глубинных слоев воды к поверхностным, что отражается на температурах и минерализации морских вод, в том числе придонного слоя, являющегося показателем температурного поля подводных отложений. Продолжительное существование сплоченного ледяного покрова приводит к устойчивому понижению температур и повышению минерализации воды у дна моря, что благоприятно влияет на сохранность реликтовых многолетнемерзлых пород. Авиатермосъемка, проведенная В Восточно-Сибирском И Чукотском морях в августе – сентябре 1973 г., показала, что средняя по площади за все время наблюдений температура в поверхностном слое при чистой воде составляет 1,6°C, при сплоченности льда 1–3 балла – +0,1°, при сплоченности 4-6 баллов – -0,5°, при сплоченности 7-10 баллов – -0,8° (Жигарев, 1997). По-видимому, реакция придонных температур морской воды на ледовитость моря выражена в еще большей степени.



Рис. 3.5.1. Мерзлая поверхность осушки абразионного берега в контактной зоне «лед-дно» (о. Новая Сибирь, фото В.Е. Тумского)

Наибольший эффект оказывают припайные льды, образующиеся не только у континентальных и островных берегов, но и вдали от них, на открытых мелководных акваториях морей. Формирование у берегов ледяного припая вызывает промерзание донных осадков и появление новообразований многолетнемерзлых пород. Перед образованием припая в условиях низких температур происходит промерзание пляжей и осушек, формируется ледяная корка. При температуре –5°С и ниже вдольбереговое и поперечное перемещение материала на пляже полностью прекращается (Попов, 1977). При температуре –15°С сплошной ледяной чехол покрывает весь пляж, защищая его от каких-либо внешних воздействий. Начало формирования припая осенью способствует смерзанию его с донными осадками, которое начинается сразу же на урезе воды. Смерзание припайного льда с донными осадками прекращается на глубине моря, равной или большей толщины льда. На участках морской аккумуляции, где припайный лед смерзается С донными осадками, формируются субаквальные мерзлые породы (Жигарев, 1997), которые имеют довольно однообразное криогенное строение (обычно массивная криотекстура). Чаще всего такие осадки представляют собой чередование мерзлых (например, песков) и охлажденных ниже 0°С (например, немерзлых суглинков и глин) пород. С увеличением времени пребывания под дном все моря многолетнемерзлые породы более теряют характерные субаэральные признаки и приобретают специфические субаквальные, которые заключаются В повышении температур мерзлых пород. увеличении содержания незамерзшей воды с уменьшением ее солености. В результате в приурезовой зоне на участке контакта с припайными льдами формируется «козырек» из мерзлых пород, выдвинутый с суши в море. Ширина и мощность «козырька» обычно зависит от суровости климата и уклона дна. Так, по итогам бурения бара на Ямальском побережье Байдарацкой губы с целью выявления мерзлых пород, на подошве припая обнаружен подобный «козырек» (Совершаев и др., 1998; рис. 3.5.2). В

скважине на урезе песчано-глинистая толща под припаем оказалась в мерзлом состоянии на глубину 4,0 м, т.е. здесь сезонномерзлый слой мощностью 1,3–1,5 м смерзается с многолетнемерзлой толщей. В результате проведенных работ установлено, что «козырек» сезонномерзлых пород в прибрежной зоне выдвинут от уреза в сторону моря на расстояние 200 м, причем под береговыми валами, имевшими контакт с льдом его мощность увеличивалась (рис. 3.5.2). Бурение в Печорской губе в районе устья р.Дресвянки и к востоку от нее также показало наличие «козырька» из сезонномерзлого слоя, распространившегося до изобаты 1 м.





Необходимость учета развития подобного сезонномерзлого козырька можно проиллюстрировать на примере строительства первой очереди Варандейского нефтяного терминала с подводным трубопроводом для подачи нефти на танкеры. Первоначально предполагалось заглубить трубопровод в траншею, разработанную с применением специального плужного устройства (рис. 3.5.3а). Однако вследствие досрочного начала работ, сразу после освобождения акватории ото льда, плуг уперся в слой сезонно-мерзлых грунтов, в результате чего трубопровод не удалось заглубить должным образом (рис. 3.5.3б). Уже следующей весной трубопровод был вырван льдом и выброшен на берег (Черников, 2006).



Рис. 3.5.3. Плужное устройство и оголенный трубопровод, Варандей-2000

В районах, где мелководье сложено кристаллическими породами в контактной зоне «лед-дно» происходит воздействие также на подстилающую поверхность горной породы. Ледообразование в трещинах скальных пород приводит к их ускоренному разрушению. В результате в некоторых районах формируются так называемые «стрэндфлеты» (рис. 3.5.4), террасовидные поверхности, в образовании которых существенную роль сыграло морозное выветривание скальных пород при ледообразовании (Каплин, 1962).



Рис. 3.5.4. Срэндфлет на берегу Баренцева моря (фото Д.Е.Кузнецова)

Химическое воздействие морских льдов на дно проявляется в прибрежных мелководных акваториях и лагунах в процессе образования припайного льда, вытеснения из него солей. К концу зимы при максимальной мощности льдов ЭТИ акватории почти полностью изолируются от моря, формируя свой солевой и температурный режим, отличный от режима открытого моря. Так как соленость существенно превышает среднюю (50-80 ‰), температура опускается ниже точки замерзания морской воды. В результате грунт постепенно засоляется и переходит В сезоннопереохлажденное состояние, образуется так называемый криопег (Молочушкин, 1969). Такие условия отмечаются в бухте Русская Гавань в Баренцевом море, Паханческой и Перевозной губах Печорского моря, в губах и заливах Карского моря, Ванькиной губе моря Лаптевых, мелководных районах Восточно-Сибирского моря, лагунах Чукотского моря.

Аналогичные условия формирования криопегов могут возникнуть в межваловых ложбинах, когда увеличивающий свою мощность лед достигает дна и смерзается с ним на валах. В этом случае межваловые ложбины также оказываются отчлененными OT моря И В них высокоминерализованные препятствующие накапливаются воды, промерзанию донных пород (рис. 3.5.2). Так, исследования в районе островов Шараповы Кошки показали (Григорьев, 1987), что в прибрежной зоне под припаем толщиной 2 м залегали талые породы, сохранявшие в интервале глубин 0,2–0,5 м температуру –4,5°С, что соответствует минимальной солености, равной 76‰ (Зубов, 1944). По мере удаления в море температура охлажденных донных пород постепенно повышалась и соответствовала температуре морской воды. Следует заметить, что вопрос химического воздействия морских льдов в прибрежно-шельфовой зоне остается слабо изученным и в будущем требует постановки специальных исследований, в т.ч. исследования агрессивности воздействия сильно минерализованных натриево-хлоридных вод на бетон и металл.

4 РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЙ МОРСКИХ ЛЬДОВ НА БЕРЕГА И ДНО

В последние два десятилетия на полуострове Ямал и Северном Каспии активизировались работы по освоению имеющихся здесь запасов углеводородов, сопровождающиеся проектированием и строительством стационарных платформ, подводных трубопроводов и других объектов нефтегазовой инфраструктуры. В этой связи оценка интенсивности ледовых воздействий, относящихся к категории опасных природных процессов, является ключевым звеном обеспечения ДЛЯ как геотехнической безопасности нефтегазовых объектов, так и экологической безопасности в акватории. При проектировании подводных трубопроводов и кабелей связи в арктических и других замерзающих морях необходимы достоверные оценки интенсивности воздействий ледяных торосистых образований на дно и глубины их внедрения в грунт. Недооценка величин экзарации дна может привести к повреждению инженерных сооружений, в время излишнее заглубление объектов сильно удорожает их тоже строительство.

Байдарацкая губа Карского моря и Северная часть Каспийского моря принципиально отличаются друг от друга как по природно-климатическим условиям, так и по степени изученности процессов. В силу суровости климата и большой продолжительности ледового сезона вопрос ледовых воздействий на берега и дно Байдарацкой губы с самого начала изысканий под строительство подводного перехода магистральными трубопроводами и кабелями связи привлек пристальное внимание научной общественности и был детально исследован. На сегодняшний день район Байдарацкой губы Карского моря является наиболее изученным с этой позиции. На Северном Каспии, где ледовые условия существенно мягче, исследования ледовых воздействий до последнего времени проводились в редуцированном виде, а явления экзарации дна многими специалистами просто отрицались.

4.1 Байдарацкая губа Карского моря

В августе 2007 г. началось строительство подводного перехода системы магистральных газопроводов через Байдарацкую губу Карского моря, который кратчайшим путем по дну мелководного залива должен соединить месторождения Ямала с трубопроводной сетью Европейской России (рис. 4.1.1). Длина подводной части трубопровода составляет около 65 км, максимальная глубина моря в районе перехода достигает 22-23 м. С целью оценки воздействия ледяных образований на дно был выполнен комплекс исследований, включавший в себя как натурные наблюдения, так и математическое моделирование. Некоторые результаты проведенных исследований представлены в данном разделе.



Рис. 4.1.1. Трасса подводного перехода Байдарацкой губы Карского моря магистральными газопроводами «Бованенково-Ухта»

4.1.1 Ледовые условия

Климат В районе перехода магистральными трубопроводами Байдарацкой губы Карского моря характеризуется низкими среднегодовыми температурами (-7 – -10°С), продолжительным ледовым сезоном – 8-11 месяцев в году (Природные условия..., 1997). Средний срок устойчивого ледообразования вдоль Ямальского берега губы (ГМС Марре-Сале) составил по наблюдениям до 1995 года 18 октября. В последнее десятилетие дата устойчивого формирования ледяного покрова сдвинулась с середины на конец октября. Режим замерзания Уральского побережья Байдарацкой губы не претерпел заметных изменений, и находится в пределах естественной изменчивости природного явления. Средняя продолжительность безледного периода увеличилась до 120 дней в последнее десятилетие, что на 30 дней больше, чем 1942-1995 гг. и на 60 дней больше, чем в 1960-1990 гг. (рис. 4.1.2).



Рис. 4.1.2. Продолжительность безледного периода по данным ГМС

Марре-Сале, 1942-2010 гг.

Осеннее ледообразование в Байдарацкой губе обычно происходит в условиях отсутствия остаточных льдов, т.е. на чистой воде. В начале октября, по мере перехода радиационного баланса и температуры поверхностного слоя воды к отрицательным значениям, наблюдается первое появление льда, которое, как правило, нестабильно и неустойчиво. При средних многолетних условиях наибольшая повторяемость сроков устойчивого ледообразования наблюдается 15-20 октября. начала Гидрометеорологическая изменчивость природных условий определяет естественный временной размах замерзания акватории. При адвекции холодных воздушных масс из Арктики или с охлажденного материка ледообразование наблюдается в ранние сроки (первая декада октября); при переносе теплых воздушных масс из Атлантики ледообразование наблюдается в поздние сроки (конец ноября и даже декабрь). Замерзание мористой части акватории, удаленной от берега, происходит на 10-15 суток позже, чем у побережья.

После достижения ледяным покровом стадии серо-белых льдов, скорость дальнейшего увеличения толщины прямо пропорциональна интенсивности выхолаживания подстилающей поверхности в зимний слабо коррелирует с аномалией сроков устойчивого период, И ледообразования. Ежедекадное приращение толщины льда составляет 8-10 см в ноябре-феврале, и затем постепенно уменьшается: до 5-6 см в марте, до 2-4 см в апреле, до 1-2 см в мае. Отметим важную режимную особенность: средняя толщина льдов на мелководном Ямальском берегу, как правило, больше, чем на приглубом Уральском (рис. 4.1.3): в октябреноябре на 1-4 см, в декабре-феврале на 8-11 см, в марте-мае на 14-19 см.

К концу холодного периода толщина льдов на Ямальском берегу достигает в среднем 140 см, т.е. ледяной покров, как правило, переходит в стадию однолетних толстых льдов. На Уральском берегу толщина льдов увеличивается в среднем только до 120 см. Поэтому нередко формируются условия, когда ледяной покров к концу зимы не достигает стадии

однолетних толстых льдов и остается внутри возрастной градации однолетних льдов средней толщины.



Рис. 4.1.3. Изменение толщины ледяного покрова (см) с Октября по Май на Ямальском (сплошная линия) и Уральском (прерывистая линия) берегах

Ледяной покров в Байдарацкой губе состоит из дрейфующего льда и припая (рис. 4.1.4). Вблизи открытых Ямальского и Уральского побережий припай образуется спустя 2-3 декады после замерзания моря при толщине льдов около 30 см. Молодой припай относительно небольшой толщины крайне неустойчив в начальный период существования, т.е. подвержен взлому в результате усиления скорости ветра и подъема уровня моря. Однако по мере увеличения толщины ледяного покрова (до 0,5 м) и формирования на отмелях торосов и стамух, стабилизирующих состояние льдов, устойчивость припая существенно увеличивается. Устойчивый припай формируется только со стороны Ямальского берега и в кутовой части губы. Со стороны Уральского берега припай менее устойчив и в последние годы наблюдаются явления его отрыва от берега. В первые месяцы существования припай относительно быстро распространяется в море: в ноябре его внешняя граница достигает глубин 5-7 м, а в декабре – глубин 8-10 м. В феврале-марте мористая граница припая устанавливается примерно по изобате 15 м у Ямальского берега, где его ширина составляет 7-9 км, и по изобате 10-12 м у уральского берега, где его ширина составляет около 5-7 км.



Рис. 4.1.4. Ледяной покров Байдарацкой губы: 1 – припай Ямальского берега, 2 – припай Уральского берега, 3 – припай кутовой части, 4 – дрейфующий лед осевой части, 5 – дрейфующий лед открытого моря

За внешними границами припая, в центральной части Байдарацкой губы с глубинами более 10-15 м, располагаются дрейфующие льды (рис. 4.1.5). Преобладающая сплоченность этих льдов зимой составляет 9-10 баллов. В первой половине зимы преобладают серо-белые льды толщиной 15-30 см, а во второй половине зимы - однолетние тонкие и средние льды

толщиной более 30 см. Преобладающей формой являются битые льды (размеры льдин до 100 м) в период до декабря, и большие ледяные поля (размеры льдин от 0,5 до 2,0 км) в период после января.



Рис. 4.1.5. Типичная ледовая обстановка в период наибольшего развития ледяного покрова в конце зимы (Природные условия..., 1997)

В течение холодного периода года толщина дрейфующих льдов постепенно увеличивается и ледяной покров последовательно проходит через все основные возрастные градации: начальные виды льдов – серые льды – серо-белые льды – тонкие льды – средние льды – толстые льды. По сравнению с неподвижными припайными льдами, при прочих равных условиях, толщина дрейфующих льдов, как правило, меньше; основной причиной этого является неравномерность дрейфа льдин относительно друг друга, которая формируется в результате гидрометеорологических процессов синоптического и месячного масштаба.

Дрейфующие льды, в свою очередь, состоят из двух частей: льды непосредственно внутри губы образуют осевой участок, а льды в мористой части губы образуют мористый участок. В течение зимнего сезона дрейфующий лед постоянно смещается под действием приливо-отливных течений и ветра. На границе между дрейфующим льдом и припаем, а также на границах дрейфующих ледяных полей происходит формирование торосистых образований. Торосы вмерзают в ледяные поля и образуют сложные образования, дрейфующие вместе.

Дрейфующий лед состоит из полей различных размеров. Анализ размеров ледяных полей для условий апреля 2006 г. по данным спутникового изображения показал (рис. 4.1.6а), что большинство дрейфующих полей имеют диаметр меньше 2 км (рис. 4.1.66). Присутствует несколько ледяных полей с диаметром, достигающим 6-10 км. Толщина дрейфующих льдов и припая достигает к маю от 120 до 140 см. Максимальный вертикальный размер зафиксированного в Байдарацкой губе тороса, включая парус и киль, достигает 30 м, в то время как его длина может быть 300 м. Масса ледяного поля диаметром 1 км при толщине льда 1 м составляет около 10⁶ тонн. Таким образом, масса крупнейшего тороса размером 30м×30м×300м составит около 2,7×10⁵ тонн, что много меньше массы ледяного поля среднего размера (Marchenko et al, 2007). Таким образом, условия экзарации дна в большей степени определяются массой ледяных полей с вмерзшими в них торосами, нежели торосами в отдельности.

Движущие силы, вызывающие дрейф ледяных полей, формируются в результате воздействия ветра и морских течений на верхнюю и нижнюю поверхность ледяного поля. Морские течения, измеренные в безледный период, практически реверсивные и направлены вдоль оси губы (рис. 4.1.7а). Течения формируются полусуточным приливом. Максимальная скорость приливного течения за приливной цикл достигает 0,5 м/с, в то время как измеренная максимальная скорость морского течения составляет

1 м/с. Максимальное приливное изменение уровня морской поверхности составляет около 1,1 м, а с учетом сгонно-нагонных явлений и до 1,5-2 м (рис. 4.1.7б). Роза ветров за зимний период показана на рис. 4.1.7а. Во время зимнего сезона преобладают юго-западные и южные ветра. При отсутствии стационарных течений такие ветра создают условия для дрейфа ледяного покрова от Уральского к Ямальскому берегу губы.



Рис. 4.1.6. Ледовые условия на 04.04.2006: а) снимок с ИКЗ ТЕРРА, дешифрирование ААНИИ; б) параметры и число ледяных полей (по Marchenko et al, 2007)



Рис. 4.1.7. Эллипсы полусуточного прилива и роза ветров за зимний период (а); колебания уровня моря в Байдарацкой губе, в см. от дна (б)

4.1.2 Методика натурных исследований

Первые натурные исследования экзарации дна ледяными образованиями в Байдарацкой губе Карского моря выполнены в 1988-1992 гг., когда были проведены съемки дна с применением гидролокатора бокового обзора (ГБО; рис. 4.1.8) и промерного эхолота (Природные условия..., 1997). Аналоговые данные записывались на термобумагу, а привязка галсов осуществлялась с помощью систем радионавигации. В результате на глубинах свыше 12 м со стороны Ямальского берега и свыше 14 м со стороны Уральского берега были выявлены многочисленные, преимущественно линейные формы микрорельефа, в основном, глубиной до 1 м и шириной до 10 м. В редких случаях были встречены отдельные, более крупные борозды, глубиной до 2 м и шириной до 40 м. Определить максимальную протяженность микроформ не удалось вследствие несовершенства технических средств пространственного позиционирования, не позволивших осуществить точную привязку и проследить характерные линейные микроформы на соседних галсах. По итогам исследования были сделаны выводы, что данные линейные микроформы – результат экзарации дна морскими льдами. Также было выдвинуто предположение о возможном проникновении айсбергов и их 1995), Байдарацкую губу (Елисов, ответственных обломков в за формирование наиболее крупных борозд. Еще одна гипотеза, которая в последствии не подтвердилась, говорила о возможности формирования крупных борозд на самых глубоководных участках (20 м и более) в период более низкого стояния уровня моря в голоцене 7-8 тыс. лет назад (Природные условия..., 1997).

Кроме того, в 1992 г. в зимний период на мелководье были выполнены водолазные обследования оснований стамух и прилегающих к ним участков (рис. 4.1.9). Обследования выявили вокруг стамух многочисленные ямы глубиной до 1 м и сравнительно короткие и

относительно неглубокие (также до 1 м) борозды – следы подвижек стамух под действием приливо-отливных колебаний уровня и давления припайных льдов.



Рис. 4.1.8. Фрагмент гидролокационной съемки микрорельефа дна Байдарацкой губы (Отчет..., 1992)



Рис. 4.1.9. Основание стамухи в грунте (подводное фото, Отчет..., 1992)

Ha изысканий 2006-2007 этапе ΓГ., непосредственно предшествовавших строительству трубопровода, исследования экзарации выполнены c использованием современных высокоточных дна технических средств. При натурных полевых исследованиях ледовомикрорельефа И определения морфологических экзарационного И морфометрических параметров форм ледовой экзарации на дне нами был использован комплексный подход, позволяющий совместно использовать взаимодополняющих методов. Так, исследования выполнялись ряд параллельно гидролокатором бокового обзора и эхолотом методом одновременной сонарной съемки и 4.1.10). эхолотирования (рис. Пространственное положение галсов съемки определялось с высокой точностью с помощью современного GPS-приемника, принимающего WAAS-поправки. Скорость движения судна на галсах равнялась 4 узлам. Вся информация, поступающая от гидролокатора бокового обзора (рис. 4.1.11), эхолота, GPS, подавалась на вход компьютерного модуля в цифровом формате, выводилась в режиме реального времени на мониторе (рис. 4.1.12) и регистрировалась на жесткий диск С помощью специализированного программного обеспечения фирм производителей оборудования (рис. 4.1.13-14).



Рис. 4.1.10. Технология съемки микрорельефа дна



Рис. 4.1.11. Подготовка излучателя ГБО к работе



Рис. 4.1.12. Контроль записи ГБО, эхолота и GPS в процессе съемки



Рис. 4.1.13. Интерфейс программного модуля для записи и просмотра данных с гидролокатора бокового обзора и GPS. Фиксация царапин на дне



Рис. 4.1.14. Интерфейс программы для просмотра записи данных с эхолота и GPS. На фоне ровного дна видны 2 борозды выпахивания

Затем, после получения координат характерных борозд выпахивания, на глубинах 12-15 м выполнялось водолазное обследование борозд (рис. 4.1.15), их фото- и видеосъемка.

Цель водолазного обследования – визуализация и заверка результатов дистанционного гидроакустического определения (ГБО и эхолот) борозд, получение данные о параметрах типичной борозды методом прямых измерений.

Для водолазных работ выбираются участки дна с наиболее четко выраженным (по данным ГБО) «рисунком» борозд выпахивания. Работы производятся при условии хорошей погоды и очищения водной массы от взвесей. Местоположение борозд определяется с помощью GPS.



Рис. 4.1.15. Спуск легкого водолаза с борта НИС «Иван Петров».

В задачи водолаза входит: (1) фото- и видеосъемка характерных борозд выпахивания по простиранию и поперечнику; (2)

морфометрические измерения параметров борозд выпахивания (рис. 4.1.16); (3) измерения мощности наилка в днище борозды.



Рис. 4.1.16. Схема определения морфометрических параметров борозды:
(а) точки измерения уклона дна в поперечном сечении борозды; (б)
измерение наклона дна уровнем в точке сечения C₁, C₂, C₃ для проведения
измерений параметров сечений борозды, максимальной глубины борозд,
высоты бортиков обвалования.

Водолаз проводит измерение профилей борозд в нескольких сечениях с помощью уровня. В каждом сечении проводится измерение наклона дна в точках, отстоящих друг от друга на известные расстояния (~1-2 м). По проведенным измерениям восстанавливается реальный профиль поперечного сечения борозды и ее обваловки. В тех же точках, в которых проводились морфометрические измерения, с помощью мерной рейки определяется мощность неконсолидированного слоя донных осадков.

Если погодные условия или приливные течения не позволяли проводить водолазные работы, фото- и видеосъемка дна выполнялась с помощью специальных телескопических штанг (рис. 4.1.17).



Рис. 4.1.17. Поверхность дна на участке интенсивного выпахивания ледяными торосистыми образованиями (кадры видеосъемки)

Ha мелководье, где ледово-экзарационные микроформы ИЗ-За высокой гидродинамической активности не сохраняются длительное были время, предварительно проведены рекогносцировочные исследования области припая с целью точного определения местоположения стамух и гряд торосов, зафиксированных с помощью GPS (рис. 4.1.18). После съемки мелководья ГБО и эхолотом, выполненной с маломерного самоходного плашкоута сразу после схода припая, также были обнаружены следы выпахивания дна стамухами.



Рис. 4.1.18. Схема ледовой обстановки на трассе перехода магистральных газопроводов через Байдарацкую губу (составил А.А.Ермолов)

Помимо ледово-экзарационного микрорельефа съемки дна. В отдельные годы также производились исследования на берегах. Как правило, наблюдения велись непосредственно перед освобождением акватории ото льда. С помощью GPS И лазерных тахеометров фиксировались морфологические и морфометрические параметры как ледовых образований (навалов и надвигов льда на берег, гряд торосов), так и микроформ рельефа (борозды, ямы, валики), созданных ими.

Обработка геофизических данных, полученных в результате съемки ледово-экзарационного микрорельефа дна включает в себя несколько этапов (рис. 4.1.19).





По окончании полевых работ, цифровые данные подвергаются компьютерной обработке: электронной «сшивке» данных с геометрической коррекцией на наклонную дальность, прецизионному амплитудно-временному выравниванию, электронному монтажу сонограмм в виде «мозаики» в географической системе координат (рис. 4.1.20; 4.1.21). Данные с эхолота преобразуются в графический формат.

После чего выполняется статистическая обработка результатов съемки, начинающаяся с определения местоположения, морфологических и морфометрических параметров ледовых форм, их распределения по профилю дна (рис. 4.1.22). Гидролокационная съемка позволяет дешифрировать на дне количества ледово-экзарационных микроформ, их
ширину и ориентировку, эхолотный промер дает профиль и глубину борозд выпахивания и высоту бортиков обваловки.



Рис. 4.1.20. Схема галсов гидролокационной съемки и промера эхолотом в рамках рейса НИС «Иван Петров», август 2006 г.

an mer fan Leine fan de fenske en en fan men de fenske en en generenderte en mer fan mer fan mer de men men de Beneren Beneren generender men men generenderte generenderte en mer generenderte en de fense van de mer de mer m Beneren Benerender men de men men generenderte de men m
×

Рис. 4.1.21. Полигон "В"(см. рис 4.1.19) – 2,25 × 3 км, мозаика из 15 галсов гидролокационной съемки, борозды пересекают полигон по нормали

Статистическая обработка обычно проводится с помощью программного обеспечения ArcGIS и MsExcel и включает два этапа:

- сбор параметров борозд выпахивания в единой таблице;
- построение наглядных графиков и диаграмм морфометрического анализа и пространственного распределения ледово-экзарационных форм.

Исходными материалами для данной работы является мозаика из сонограмм ГБО вдоль трассы (трубопровода) и географически привязанные к ней профили эхолотных промеров (рис. 4.1.22).



Рис. 4.1.22. Вид рабочего набора ArcGIS: сонограмма ГБО, линия эхолотного профиля, эхограмма, параметры выделенной борозды

Параллельно заполняется атрибутивная таблица распределения параметров борозд (рис. 4.1.23), каждой из которой задается порядковый номер (NAME) и записываются следующие характеристики ледовоэкзарационных микроформ, а также любые другие необходимые примечания:

- h глубина борозды;
- 1 ширина борозды;
- n- количество борозд;
- t характер поперечного профиля борозды;
- а высота левого валика;
- с высота правого валика;
- w ширина левого валика;
- v ширина правого валика.

	Attributes of	borozdy								_		×
	FID	h		n	t	NAME	а	c	w	v		•
	359	0,6	16	1	7	356	0,4	0,1	5	2		
	360	0,4	11	1	6	357	0,1	0,2	3	5		
	361	0,5	30	1	7	358	0,1	0,1	2	4		
	362	0,5	10	1	8	359	0,1	0,2	2	3		
	363	0,6	2	1	2	360	0,1	0,1	1	2		
	364	0,3	5	1	2	361	0,2	0,1	3	1		
	365	0,2	16	1	6	362	0,1	0,3	12	8		
	366	0,3	40	1	7	363	0,1	0,3	11	20		
	367	0,4	13	1	8	364	0,1	0,3	10	7		
	368	0,1	0	3	0	365	0	0	0	0		
	369	0,2	50	1	7	366	0,2	0,1	13	8		
	370	0,1	0	3	0	367	0	0	0	0		
	371	0,5	20	1	8	368	0,3	0,7	20	20		
	372	0,6	110	1	7	369	0,2	0,1	13	10		
	373	0,5	38	1	8	371	0,5	0,1	32	12		
	374	0,3	38	1	6	370	0,1	0,1	10	7		
	375	0,3	15	1	2	372	0,4	0,1	17	6		
	376	0,2	18	1	7	373	0,1	0,2	5	21		
	377	0,4	23	1	2	374	0,1	0,1	5	6		
	378	0,2	18	1	4	375	0,1	0,2	10	10		
	379	0,4	70	1	7	376	0,2	0,1	10	10		
	380	0,2	23	1	7	381	0,2	0,3	12	14		
	381	0,4	27	1	7	382	0,4	0,3	13	18		•
ĺ	Record: I	• 1	► ► Show	i: All	Selecte	ed	Rec	ords	(0 o	ut ol	f	•

Рис. 4.1.23. Пример атрибутивной таблицы

Результаты морфометрического анализа, распределения ледовоэкзарационных форм и интерпретации данных статистического анализа представлены в разделе 4.1.3.

4.1.3 Оценка интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно

На фоне крупных морфологических элементов в рельефе дна Байдарацкой губы Карского моря прослеживаются многочисленные микроформы – следы выпахивания дна торосистыми ледовыми образованиями. Проведенными исследованиями обнаружены борозды ледового выпахивания глубиной до 2 м, шириной до 50 м (Природные условия..., 1997). Длина многих крупных борозд заведомо превысила 2 км. В Байдарацкой губе воздействия морских льдов захватывают как берега, так и дно, по крайней мере, до глубины 26 м (здесь нами обнаружены самые глубоководные борозды ледового выпахивания).

Берега подвержены ледовым воздействиям в период осеннего ледообразования и весеннего разрушения припая и очищения моря ото льдов. В периоды нагонов или ледовых подвижек со стороны моря припайные и дрейфующие льды могут выдавливаться на сушу. На низких берегах, затопляемых в периоды высоких штормовых нагонов, морские льды могут быть занесены на несколько сотен метров в глубь суши, о чем свидетельствуют металлические репера сети мониторинга динамики берегов, погнутые у основания (рис. 4.1.24). В редких случаях экзарации подвергается и береговой откос.

На берегах с песчаными пляжами в результате ледовых надвигов и навалов формируются мелкие экзарационные формы (рис. 4.1.25): борозды, царапины, ямы, а также разнообразные напорные валы (рис. 3.2.4). Все эти формы эфемерны и исчезают после первого сильного шторма.

112



Рис. 4.1.24. Большинство геодезических реперов на побережье Байдарацкой губы до отметок 2 м выше уровня моря погнуты у основания



Рис. 4.1.25. Борозды выпахивания и ямы ледового вытаивания в тыловой части пляжа на Уральском берегу Байдарацкой губы

Начиная с уреза вплоть до отметок 12 м на Уральском берегу и до отметок 10 м на Ямальском берегу Байдарацкой губы, инструментально формы ледовой экзарации в летне-осенний период зафиксировать практически удавалось. Единственным не документальным свидетельством экзарации дна на этих глубинах являются результаты зимнего водолазного обследования (рис. 3.2.11). Немногочисленные донные формы ледовой экзарации, в большинстве случаев имеющие глубину до 0,5 м, при первых летних штормах здесь исчезают. Следовательно, на мелководье возраст экзарационных борозд, как правило, не превышает одного года. Вследствие активного гидродинамического воздействия борозды выпахивания быстро нивелируются, поэтому их плотность невысокая по сравнению с зоной кромки припая. Так, например, уже ко второй половине августа 2006 г. на дне на месте апрельской стамухи (см. рис. 3.2.8) остались лишь слабовыраженные заметно переработанные волнением небольшие ямы и валики (рис. 4.1.26).



Рис. 4.1.26. Следы воздействий ледяных торосистых образований на мелководье Ямальского берега. Съемка ГБО, Август 2012 г.

Мелководная область – в интервале глубин от 10 до 12 м на Ямальском берегу и от 12 до 14 м – на Уральском характеризуется наличием редких свежих микроформ ледового выпахивания на фоне идеально ровной поверхности дна (рис. 4.1.27). В этой зоне следы ледового воздействия найти достаточно сложно, т.к. здесь имеет место активное воздействие на ДНО гидродинамических факторов. В результате 1-2 лет. Большинство сохранность микроформ не превышает ИЗ наблюдаемых борозд очень мелкие, на момент наблюдения, слабо выражены в рельефе. Многие борозды занесены и читаются лишь при гидролокационной съемке, а на эхограмме отсутствуют. Видимая глубина борозд не превышает 0,5 м, ширина до 7 м.



Рис. 4.1.27. Свежая борозда и многочисленные мелкие ямы и валики, образовавшиеся на участке застамушивания ледяного торосистого образования. Ямальский берег, глубина около 10 м

С 12 м на Ямальском и 14 м на Уральском участках до глубины 19 м отмечается зона максимальной концентрации борозд, характеризующаяся как большим количеством свежих борозд, так и достаточно «старых» занесенных наносами, от которых хорошо сохранились лишь окаймлявшие их валы, высотой до 0,7 м. В этих интервалах глубин можно встретить разнообразные ледово-экзарационные формы, подробно описанные в разделе 3.2, характерные как для мористой кромки припая, так и для тяготеющей к ней области дрейфующих льдов. Максимальная глубина борозд выпахивания составляет здесь 1,6-1,8 м, ширина – 25 м. Плотность распределения борозд в этой зоне максимальная для створа перехода и на большей части площади составляет 100% проекционного покрытия (рис. 4.1.28). На Уральском участке в интервалах глубин от 14 м до 18 м и на Ямальском в интервале глубин 12-18 м наблюдается увеличение изрезанности дна (количество и глубина борозд) формами ледового выпахивания с глубиной, достигая максимума в интервале 18-19 м. Такая ситуация объясняется снижением влияния волн и приливных течений с увеличением глубины и увеличением массы дрейфующих торосистых образований.



Рис. 4.1.28. 100 % поверхности дна покрыто следами ледовых воздействий различного возраста. Ямальский берег. Глубина около 15 м. Съемка ГБО

В пределах глубоководного участка (20-22 м) изрезанность дна формами выпахивания заметно сокращается, однако и здесь встречены крупные и протяженные борозды (рис. 4.1.29). Встречающиеся борозды в большинстве своем «старые», с частично или полностью заполненными днищами и выположенными валиками. Свежие борозды единичны. Максимальная видимая глубина борозд достигает 1,2, ширина – 50 м.

Несмотря на меньшую вероятность «царапания» дна торосистыми образованиями, борозды ледовой экзарации попадаются ледяными достаточно часто. Данное явление обусловлено слабой гидродинамической активностью и низкими скоростями седиментации. Борозды, особенно могут сохраняться на поверхности дна крупные, десятилетиями. Относительно низкая интенсивность ледовой экзарации компенсируется здесь хорошей сохранностью форм. Срабатывает накопительный эффект, дающий ложное представление об интенсивности ледовой экзарации.



Рис. 4.1.29. a) Относительно глубокие (до 1,2 м) и широкие (до 40 м) борозды на эхограмме наиболее глубокого участка трассы перехода трубопроводом Байдарацкой губы, 1992 г.; б) те же борозды в 2006 г.

В качестве примера можно представить 3 крупные борозды, впервые обнаруженные эхолотированием с НИС «Яков Смирницкий» в 1992 г., и повторно зафиксированные эхолотированием с НИС «Иван Петров» в 2006

на том же месте (рис. 4.1.29). Обращает на себя внимание тот факт, что за период с 1992 по 2006 г. глубина борозд уменьшилась вдвое в результате частичного их заполнения осадками. На рис. 4.1.29. четко видно, что днища борозд идеально ровные, формирующиеся в процессе относительно медленного горизонтального осадконакопления. Так как борозды могли сформироваться и до 1992 г. и, учитывая период необходимый для их полного заполнения и нивелировки элементов обваловки, можно с уверенностью утверждать, что «срок жизни» крупных борозд на данных глубинах может составлять первые десятки лет.

Основной метод косвенной оценки интенсивности экзарации – оценка плотности (встречаемости на профиле; рис. 4.1.30) и глубины выпахивания (рис. 4.1.31). борозд ледового Между тем, сроки существования таких форм могут существенно варьировать в зависимости от глубины моря, типа осадков и продолжительности динамически активного периода, поэтому вопрос об интенсивности экзарации берегов и дна морскими льдами непосредственно связан с проблемой сохранности форм ледового выпахивания. Строение микрорельефа дна зависит как от интенсивности ледовых воздействий, так и активности литодинамических процессов (Камалов и др., 2006). Вследствие заносимости борозд наносами реальную глубину экзарации дна в Байдарацкой губе в зависимости от глубины моря и характеристик грунта достоверно удается определить не всегда.

Наибольшие глубина экзарации и встречаемость борозд ледового выпахивания наблюдаются в интервале глубин от 17 до 19 м (см. рис. 4.1.30-31), что объясняется их хорошей сохранностью и возможностью накапливаться десятилетиями. На меньших глубинах, где параметры ледово-экзарационных форм оказываются меньше, за счет более интенсивного транспорта наносов наблюдается быстрое заполнение борозд выпахивания наносами, и тем более быстрое, чем меньше глубина моря. На больших глубинах, в свою очередь, вероятность царапания дна килем

118

ледяного образования с увеличением его осадки также снижается. В тоже время на больших глубинах растет и масса торосов, что позволяет выпахивать более крупные и глубокие борозды, поэтому максимальные величины глубины экзарации смещены от пика встречаемости на 2 м по глубине (см. рис. 4.1.30-31).



Рис. 4.1.30. Встречаемость борозд выпахивания глубиной более 0,2 м на трассе перехода газопроводом Байдарацкой губы



Рис. 4.1.31. Глубина борозд выпахивания на трассе перехода газопроводом Байдарацкой губы в зависимости от текущей глубины моря

основе сопряженного анализа батиметрии, геоморфологии На (Бирюков И др., 2008) И многочисленных результатов ГБО И эхолотирования в Байдарацкой губе и створе трассы проектируемого трубопровода через Байдарацкую губу с учетом литодинамических процессов проведено детальное районирование берегов и дна губы (рис. 4.1.32), и трассы трубопровода (рис. 4.1.34) по распространению и параметрам ледово-экзарационных форм.



Рис. 4.1.32. Районирование по интенсивности воздействий морских льдов и развитию литодинамических процессов берегов и дна Байдарацкой губы Карского моря на трассе подводного перехода газопроводом

В таблице 4.1.1 для каждого из выделенных сегментов приводится детальное описание особенностей ледово-экзарационного микрорельефа, его динамики и развития с учетом ледовых, морфо- и литодинамических условий; дается экспертная оценка предельных величин экзарации.

Районирование по интенсивности воздействий морских льдов и развитию литодинамических процессов берегов и дна Байдарацкой губы Карского моря на трассе подводного перехода газопроводом

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
А (04 м	Эффективная экзарация пляжа	Зона осушки, являясь
БС) – осушка.	и осушки возможна осенью в	непосредственным
область	период становления припая, а	продолжением пляжа,
прибрежных	также в меньшей степени в	испытывает постоянные
ПОДВОДНЫХ	период разрушения. По мере	вертикальные и плановые
береговых	того как припай смерзается с	деформации как в пределах
валов	дном, в толще дна	приливо-отливного цикла, так
(Уральский	формируется сезонно-мерзлый	и волнений слабой и средней
берег)	слой. В весенний и осенний	интенсивности. Текущие
-	период, отдельные льдины	волновые вертикальные
	могут быть выдавлены на пляж	деформации поверхности
	и осушку, но создать глубокие	достигают 1,0-1,5 м. Область
	экзарационные формы (не	подводных береговых валов,
	более 0,5 м) они не могут,	являющихся естественным
	поскольку пляж и осушка	свидетельством наличия
	находятся в мерзлом	достаточного количества
	состоянии. Следовательно,	песчаного материала,
	сезонно-мерзлый слой на	чрезвычайно динамична. В
	пляже, осушках и береговых	створе трассы трубопровода
	откосах играет защитную роль	оольшую часть динамически
	от воздеиствия морских льдов.	активного периода хорошо
	В пределах зоны приорежных	выражено 2 подводных
	вдольоереговых валов и	песчаных вала. С учетом
	ложоин формируются гряды	межваловых ложоин размах
	торосов и стамухи, как	рельефа достигает здесь двух
	правило, приуроченные к	метров. Валы чрезвычаино
	валам, которые выступают как	
	игранат ран, ранитного	распространения испытывает
	баргара, принимая рее сусатия	максимальные амплитуды
	и делов не нагрузки со сторон и	полното склона 1520м
	и ледовые нагрузки со стороны	P период сильных штормор
	также как и на осущке	в период сильных штормов
	формируется сезонно мерзпый	
	слой. препятствующий	ОНИ МОГУТ ЗАНЯТЬ МЕСТО
	эффективной экзарашии	межвалового понижения, а на
	Максимальная глубина	месте вала временно
	внедрения тороса в вал обычно	формируется новое
	не превышает 1 м. Борозлы	межваловое понижение. При
	выпахивания, по-вилимому.	волнениях средней
	ориентированы по нормали к	интенсивности над зоной

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	линии берега. В результате активной гидродинамики происходит быстрое заполнение наносами и экзарационные формы нивелируется в пределах первого, даже относительно слабого шторма. В связи с этим, точно измерить параметры форм ледовой экзарации в этой зоне не представляется возможным.	подводных валов постоянно происходит забурунивание и разрушение волн. В результате в поперечной структуре расхода вдольберегового потока наносов максимум приходится именно на эту область. Баланс наносов в области осушки и подводных береговых валов – отрицательный, так как в процессе разрушения берега, профиль подводного склона будет смещаться в сторону суши и, следовательно, глубины над областью текущего положения осушки и подводных береговых валов булут расти.
В (-413м	Область подводного	Область подводного
БС) –	берегового склона за	берегового склона с отметками
подводный	пределами зоны подводных	-49 м – средняя и нижняя
береговой	береговых валов представляет	часть подводного берегового
склон и его	собой участок относительно	склона, представляет собой
подножье	ровного дна, как правило,	пологонаклонную
(на	находящийся в зимний период	преимущественно
Уральском	под защитой припая (в теплые	абразионную равнину,
берегу	годы с сильными отжимными	развивающуюся циклично в
реально до	юго-западными ветрами часто	зависимости от характеристик
14м)	происходит отрыв припая от	волнений. При волнениях
	уральского берега), в пределах	средней силы активизируется
	которого формируются	материал волнового поля,
	стамухи. Их образование	преимущественно
	обусловлено не морфологией	начинает перемещаться по
	лна, а	нормали к берегу. При
	гилрометеорологическими	наиболее сильных волнениях
	условиями, т.е. здесь не	начинается абразия дна и
	следует ожидать формирования	активизируется
	торосов и стамух на одних и	вдольбереговое перемещение
	тех же участках дна, и	наносов. Однако масштабы
	динамическое воздействие на	перемещения наносов и,
	него носит случайный	соответственно, деформаций
	характер. Вследствие высокой	дна существенно ниже по
	гидродинамической	сравнению с зоной подводных
	активности заполнение форм	береговых валов.

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	ледовой экзарации происходит достаточно быстро, вследствие чего, как и для зоны подводных береговых валов, получить натурные данные о глубине экзарации представляется весьма сложно. Основываясь на методе экспертных оценок, следует предположить, что глубина экзарации здесь не превышает 1,0-1,5 м. Ориентировка борозд выпахивания – либо по нормали к линии берега, либо хаотичная. Для целей проектирования в силу почти полного отсутствия натурных измерений параметров борозд необходимо воспользоваться	Подножье подводного берегового склона (-914 м) является транзитной переходной зоной между подводным береговым склоном и нижележащей преимущественно аккумулятивной равниной. Рельеф подножья подводного склона осложняется ложбинами и валами. Сохранность этих форм может говорить о том, что они поддерживаются течениями различного генезиса, а процесс волнового выравнивания дна здесь сходит «на нет».
B ₁ (локальная возвышен- ность на глубине 13 м)	Предельная величина выпахивания здесь не выше 1,5 м.	Локальная донная аккумулятивная форма типа берегового бара, соответствующая древней береговой линии. Сложена песчано-галечным материалом и может рассматриваться как источник строительных
С (глубоководн ая часть губы, от -14 м на Уральском берегу до -12 м на Ямальском, максималь- ная глубина до -22м)	Глубоководная часть Байдарацкой губы находится в пределах полыньи и прикромочной зоны припая. На мористой кромке припая в течение всей зимы происходят мощные сжатия и деформации дрейфующих льдов преимущественно со стороны моря. В результате динамических нагрузок здесь обычно формируется серия субпараллельных гряд торосов, т.е. пояс торошения. За счет набивного льда торосы и стамухи оказывают мощное	материалов. Основная часть дна глубоководного сектора Байдарацкой губы на трассе проектируемого трубопровода представляет собой практически плоскую равнину преимущественно неволновой аккумуляции. В составе донных осадков доминируют супеси и суглинки. Перемещение наносов здесь ограничивается в основном тонкозернистыми фракциями. Деформации дна несущественны и носят знакопеременный характер,

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	дно. В пределах заприпайной	аккумуляция. В этих условиях
	полыньи формируются	хорошо сохраняются
	молодые льды, участвующие в	очертания крупных
	торошении на кромке припая.	субаэральных форм: древней
	В течение всеи зимы эта	эрозионнои сети, крупных
	ооласть находится под	эрозионных останцов,
	воздеиствием дреифующих в	береговых линии с остатками
	рамках приливо-отливного	оаров или замытыми
	цикла глубокосидящих	Барагорых уступор
	«несяков» и ледяных полеи с	береговых уступов.
	образованиями создающих	
	самые глубокие и опасные лля	
	сооружений экзарационные	
	формы на лне. По условиям	
	пеловых возлействий эту зону	
	слелует отнести к наиболее	
	динамичной и опасной для	
	эксплуатации подводных	
	сооружений. Максимальная	
	видимая глубина борозд	
	выпахивания до 1,5-1,8 м.	
	Ширина – обычно до 10 м, но	
	встречаются борозды до 40 м,	
	правда, в этом случае они	
	бывают не глубже 1 м.	
	Максимальная длина не	
	определена, но, по-видимому,	
	она может значительно	
	превышать 2,25 км – ширину	
	полигона съемки, так как	
	многие оорозды пересекают	
	ПОЛИГОН НАСКВОЗЬ.	
	ориснтировка до 90% оброзд	
	приливо-отливными	
	течениями.	
С1 (сегмент	На глубинах от -14 до -17 м,	Сегмент дна в интервале
лня в	соответствующих	глубин -14 – -17 м фактически
интервале	прикромочной зоне припая,	является продолжением
глубин	должна наблюдаться наиболее	подводного склона Уральского
-14 – -17 м на	интенсивная экзарация дна.	берега. Вследствие открытости
подводном	Однако вследствие господства	Уральского берега к север-
склоне	в зимний период отжимных	северо-западным волнениям,
Уральского	юго-западных ветров припай	развивающимся над открытой
берега)	на Уральском берегу может в	частью Карского моря,

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	течение холодного периода неоднократно взламываться и отрываться. В результате происходит формирование полыньи свободной ото льда, а воздействие морских льдов на дно несколько ослабевает (по сравнению с Ямальским берегом). Таким образом, встречаемость форм ледовой экзарации здесь ниже, чем на больших глубинах, как за счет более активной гидродинамики, так и вследствие местных причин. Глубина борозд, зафиксированных на эхограммах не превышает 0,4- 0,5 м. Реальная глубина экзарации должна быть определена на основе моделирования и, по видимому не превышает 1,0-1,5 м. Срок жизни борозд – менее 10 лет. Ориентировка – по оси губы.	обеспечивается подход к берегу наиболее крупных волн. Перемещение наносов, приводящее к постепенной нивелировке борозд, возможно лишь при экстремальных волнениях.
С ₂ (сегмент дна в интервале глубин -17 – -20 м на подводном склоне Уральского берега)	Участок дна с глубинами -17 – -20 м, тяготеющий к Уральскому берегу соответствует зоне дрейфующих льдов, где экзарацию дна осуществляют крупные торосистые образования, как правило, вмерзшие в ледяные поля и дрейфующие вместе с ними под действием приливо- отливных течений. За счет массы всего ледяного поля потенциальная энергии этого сложного ледяного образования растет, а кили способны выпахивать на дне протяженные и глубокие борозды сколь угодно долго. Максимальные глубины молодых борозд в этой зоне в	В литодинамическом отношении участок дна с глубинами -17 – -20 м, тяготеющий к Уральскому берегу, относится к зоне, где волновое движение наносов практически прекращается. Соответственно, заполнение борозд осадками будет происходить крайне медленно, вероятно – первые десятки лет.

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	целом должны соответствовать реальным величинам экзарации дна. По данным эхолотирования они составили до 1,3-1,6 м. С учетом первичного заполнения борозд осадками, можно полагать, что глубина экзарации не превышает здесь 1,8 м. Ориентировка – по оси губы. Вследствие высокой интенсивности экзарации на фоне длительного периода заполнения борозд осадками происходит постоянное накопление борозд. В результате 90-100% поверхности дна нарушено ледово-экзарационными формами различного возраста, глубины и степени заполнения осадками.	С точки зрения генезиса
С3 (локальная	царапающего дно, над	С точки зрения генезиса данная ложбина, скорее всего,
ложбина в	ложбиной, в большинстве	имеет субаэральное
рельефе дна с	киля из грунта, так как	элементом древней эрозионной
относитель- ной глубиной	основная масса торосистых	сети. В настоящее время
до 1м	образований врезается в грунт	ложбина, судя по-всему,
относительно	менее чем на 1м.	поддерживается
средних	Глубокосидящие несяки, по-	концентрирующимися в ней
отметок	видимому, все-таки	стоковыми и разрывными течениями. Об этом
окружаю-	ложбины на глубину до 0.4 м	свидетельствует почти полное
отметка дна	(единичная небольшая борозда	отсутствие ледово-
около -19м	~0,3 м обнаружена в ложбине).	экзарационных форм.
	Отсутствие других борозд	
	говорит в пользу того, что	
	ложбины отличается от	
	окружающего дна в сторону	
	заметного увеличения	
	скоростей течений,	
	концентрирующихся в	

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
С ₄ (днище губы с	Наиболее глубокий участок дна Байдарацкой губы в створе	Литодинамический режим самой глубоководной части
глубинами	перехода газопровода	губы спокойный. Здесь
-20 – -22 м)	соответствует зоне	созданы условия для
	дреифующих льдов. В этих	медленной неволновой
	условиях экзарация дна может	аккумуляции
	осуществляться наиоолее	тонкодисперсного материала.
	торосами, вмеращими в	при этом ледово-
	пеляные поля и принесенными	сохраняться лесятилетиями
	из открытой части Карского	conputation geometristernamin.
	моря. Чем больше киль, тем	
	ниже вероятность его	
	формирования. Торосистые	
	образования с килем более 20 м	
	более характеры для паковых	
	многолетних льдов. В юго-	
	западной части Карского моря	
	в силу особенностей	
	циркуляции ледового покрова	
	там доминируют однолетние	
	льды. Вероятность	
	формирования торосистого	
	ооразования из молодых	
	Однолетних льдов с килем в 21-	
	25 M Kpauhe Maja, Kpome 1010,	
	при подходе к трассе	
	вероятность захвата и	
	частичного разрушения такого	
	тороса еще на подходе к	
	описываемому участку. В	
	результате акты пропашки дна	
	в этой зоне перехода весьма	
	редки. Вместе с тем, так как	
	величина киля торосов,	
	пропахивающих дно на этих	
	глубинах, растет, растет и их	
	масса, а, следовательно, и	
	потенциальная энергия.	
	Вследствие чего в рельефе	
	представлены самые широкие	
	оорозды (до 40 м).	
	максимальная глуоина оорозд,	
	из эхограммах, не превысила	
	на эхограммах, не превысила	

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	здесь 1,2 м. Определить же	
	степень заполнения их	
	осадками достаточно сложно.	
	Количество оорозд невелико:	
	на фоне идеально ровнои	
	поверхности дна оорозды	
	занимают от 10 до 20%	
	проективного покрытия. С	
	литодинамический режим	
	здесь спокоиный и оброзды	
	могут сохраняться длительный	
	широких борога с илеаньно	
	пироких оброзд с идеально	
	ровными (заполненными	
	говорить о невозможности	
	оценки реальной глубины	
	экзарации лишь на основе	
	натурных съемок. Лля	
	определения этих величин	
	следует воспользоваться	
	результатами моделирования.	
	По нашим предварительным	
	оценкам реальная величина	
	экзарации может составить	
	здесь не менее 1,5-1,8 м.	
C ₅	По сравнению с предыдущим	Как и в предыдущем случае,
(локальная	участком в пределах локальной	волновой литодинамический
возвышен-	возвышенности днища губы	режим в пределах локальной
ность в	вместе с резким падением	возвышенности днища гуоы
днище губы,	глубины моря резко возрастает	спокоиныи. Доминирует
выступаю-	вероятность акта пропашки дна	медленная неволновая
щая над	образованиями. На фоне	аккумуляция тонколисперсного материала
среднеи	чрезвычайно низкой злесь	Пелово-экзарационные формы
поверхнос-	гилролинамической	могут сохраняться
тью днища на	активности накопление лелово-	лесятилетиями. Основной
1-2 м) с отметками	экзарационных	движущей силой перемещения
-19 – -20 м	разновозрастных форм	наносов являются
1) 20 M	происходит десятилетиями.	дрейфующие торосистые
	Максимальная глубина	образования, достигающие
	экзарации, по-видимому,	дна.
	хорошо соответствует самым	
	глубоким обнаруженным на	
	эхограмме бороздам (глубиной	

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	до 1,8 м), и с учетом их заполнения, вероятно, достигает 2 м. Ориентированы борозды по оси губы. Ледово- экзарационные формы занимают 90-100% лна.	
С (сегмент	Участок дна с глубинами -	В литодинамическом
лна в	16 – -20 м, тяготеющий к	отношении участок дна с
интервале	Ямальскому берегу	глубинами -16 – -20м,
глубин	соответствует области	тяготеющий к Ямальскому
-16 – -20м в	дрейфующих льдов, где	берегу, относится к зоне, где
нижней части	экзарацию дна осуществляют	волновое движение наносов
подводного	крупные торосистые	практически прекращается.
склона	образования, как правило,	Соответственно, заполнение
Ямальского	вмерзшие в ледяные поля и	оорозд осадками оудет
берега)	дреифующие вместе с ними	происходить краине медленно,
	отливных течений В отличие	вероятно первые десятки лет.
	от Уральского берега.	
	доминирующие здесь сильные	
	юго-западные ветра приводят к	
	массовым торошениям на	
	кромке значительно более	
	устойчивого Ямальского	
	припая. В результате	
	формируется самое большое	
	для района трассы	
	трубопровода количество	
	торосистых образований,	
	достигающих дна. Прижатые к	
	Ямальскому припаю ветром	
	они могут многократно	
	царапать одни и те же участки	
	дна, двигаясь вдоль кромки	
	припая в пределах приливо-	
	Максимальные глубины	
	молодых борозд в этой зоне в	
	целом должны соответствовать	
	реальным величинам экзарации	
	дна. По данным	
	эхолотирования они составили	
	до 1,6-1,8 м. С учетом	
	первичного заполнения борозд	
	осадками, можно полагать, что	
	глубина экзарации здесь	

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	составляет не менее 2,1 м. Борозды ориентированы по оси губы, также как и кромка Ямальского припая. Вследствие высокой интенсивности экзарации на фоне длительного периода заполнения борозд осадками происходит постоянное накопление борозд. В результате 100% поверхности дна нарушено ледово- экзарационными формами различного возраста, глубины и степени заполнения осадками. Описанную область следует отнести к наиболее опасной для подводных сооружений.	
C ₇	При прохождении киля тороса,	С точки зрения генезиса
(локальная	царапающего дно, над	данная ложбина, скорее всего,
ложбина в	ложойной происходит	имеет субаэральное
рельефе дна с	частичный выход киля из	происхождение и является
относитель-	прунта, так как основная масса	эрозионной сети либо превней
нои глуоинои	врезается в грунт менее чем на	лагуной (расположенной за
до 0,5 м	1 м. В результате глубина	баром – остаток переловой
относительно	экзарации нал ложбиной	аккумулятивной формы также
средних	несколько падает.	имеется). В настоящее время
OFMCTOR OKDVЖЯЮ-	Глубокосидящие торосы	течения в ложбине достаточно
шего лна).	пропахивают грунт в пределах	слабы, о чем свидетельствует
отметка дна	ложбины на глубину до 0,5-1,0	большое количество мелких
около -16м	м. Обнаруженные здесь	борозд выпахивания,
	борозды не превышают по	обнаруженных в ложбине.
	глубине 0,5м, однако с учетом	
	ооычно концентрирующихся в	
	ложойнах течений, можно	
	экзарании лостигает 1м	
Са (сегмент	Сегмент дна в интервале	Сегмент дна в интервале
тня в	глубин -12 – -16 м тяготеет к	глубин -12 – -16 м является
интервале	мористой части Ямальского	продолжением подводного
глубин	припая, где в период его роста	склона Ямальского берега. В
-12 – -16 м на	происходят торошения льда на	отличие от Уральского берега
подводном	формирующейся кромке	подводный склон Ямала
склоне	припая. Вследствие господства	частично закрыт

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
Ямальского	в осенне-зимний период юго-	Марресальским выступом от
берега)	западных ветров кромка	волнений открытого моря, в
	припая может неоднократно	связи с чем, аналогичный по
	взламываться вплоть до	литодинамике участок здесь
	окончательного становления	находится на меньших
	припая. Поэтому, по	глубинах и борозды
	сравнению с аналогичным	относительно хорошо
	сегментом дна уральского	сохраняются вплоть до 12 -
	оерега, интенсивность	метровой отметки (на у рале
	возденствия морских льдов на	это 14 м). Однако во время
	особенно в интервале слубин -	злесь начинается спабое
	14 – -16 м. т.е. пол кромкой	перемещение наносов.
	припая в периол его	приволяшее к постепенной
	максимального развития.	нивелировке борозд.
	Встречаемость и глубина	
	борозд выпахивания в данном	
	сегменте падает с	
	уменьшением глубины. Если	
	на глубинах -14 – -16 м	
	встречаются борозды,	
	глубиной до 1,0 м, то к 12-	
	метровой отметке, они не	
	превышают 0,4 м. Таким	
	ооразом, встречаемость форм	
	ледовой экзарации здесь ниже,	
	чем на обльших плубинах, как	
	гипролинамики так и	
	вспелствие местных причин.	
	Реальная глубина экзарации	
	должна быть определена на	
	основе моделирования и, по	
	видимому, не превышает 1,3-	
	1,6 м. Срок жизни борозд – до	
	10-15 лет. Ориентировка – по	
	оси губы, однако встречаются	
	борозды хаотично	
	ориентированные.	25
D (-413м	Область подводного	Область подводного
БС) –	оерегового склона за	оерегового склона с отметками
подводный	пределами зоны подводных	-4о м, – средняя и нижняя
оереговои	собой участок относительно	склона, представляет собой
склон (на Ямон оком	ровного дна, как правило.	пологонаклонную
лімальском берегу	находящийся в зимний период	преимущественно

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы	
реально до 12	под защитой припая, в	абразионную равнину,	
м)	пределах которого	развивающуюся циклично в	
	формируются отдельные гряды	зависимости от характеристик	
	торосов и стамухи. Их	волнений. При волнениях	
	образование обусловлено не	средней силы активизируется	
	морфологией дна, а	материал волнового поля,	
	гидрометеорологическими	преимущественно	
	условиями, т.е. здесь не	мелкопесчаный, который	
	следует ожидать формирования	начинает перемещаться по	
	торосов и стамух на одних и	нормали к берегу. При	
	тех же участках дна, и	наиболее сильных волнениях	
	динамическое воздеиствие на	начинается абразия дна и	
	него носит случаиный	активизирустоя влопьбереговое перемещение	
	характер. Вследствие высокой	вдольосреговое перемещение наносов. Однако масштабы	
	Гидродинамической	наносов. Однако масштаоы перемешения начосов и	
	активности заполнение форм	перемещения наносов и, соответственно леформаций	
	ледовой экзарации происходит	лна сушественно ниже по	
		сравнению с зоной полволных	
	береговых валов получить	береговых валов	
	натурные данные о глубине	Подножье подводного	
	экзарации представляется	берегового склона (-812 м)	
	весьма сложно. Основываясь	является транзитной	
	на методе экспертных оценок,	переходной зоной между	
	следует предположить, что	подводным береговым	
	глубина экзарации здесь не	склоном и нижележащей	
	превышает 1,0-1,5 м.	преимущественно	
	Ориентировка борозд	аккумулятивной равниной.	
	выпахивания – либо по	Рельеф подножья подводного	
	нормали к линии берега, либо	склона осложняется	
	хаотичная. Для целей	ложбинами и валами.	
	проектирования в силу почти	Сохранность этих форм может	
	полного отсутствия натурных	говорить о том, что они	
	измерений параметров борозд	поддерживаются течениями	
	необходимо воспользоваться	различного генезиса, а процесс	
	результатами моделирования.	волнового выравнивания дна	
$\mathbf{E} \left(0 - 1 \times \mathbf{E} \mathbf{C} \right)$	Det de array pues a proprio puesto a proprio puesto a	здесь сходит «на нет».	
$E(\mathbf{U}4 \text{ M BC})$	Эффективная экзарация пляжа	зона осушки, являясь	
– осушка,	и осушки возможна оссныю в	продолжением пляха	
приблежных	также в меньшей степени в	испытывает постоянные	
ПОЛВОЛНЫХ	период разрушения. По мере	вертикальные и плановые	
береговых	того как припай смерзается с	деформации как в прелелах	
валов	дном, в толще дна	приливо-отливного цикла, так	
(Ямальский	формируется сезонно-мерзлый	и волнений слабой и средней	
берег)	слой. В весенний и осенний	интенсивности. Текущие	

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
	период, отдельные льдины могут быть выдавлены на пляж	волновые вертикальные деформации поверхности на
	экзарационные формы (не	1.0-1.2 м. Область полволных
	более 0,5 м) они не могут,	береговых валов, являющихся
	поскольку пляж и осушка	естественным свидетельством
	находятся в мерзлом	наличия достаточного
	состоянии. Сезонно-мерзлый	количества песчаного
	слой на пляже, осушках и	материала, чрезвычайно
	оереговых откосах играет	динамична. В створе трассы
	защитную роль от воздеиствия	труоопровода оольшую часть
	морских льдов. В пределах	динамически активного
	зоны приорежных	периода хорошо выражено 2-3
	пожбин формируются грялы	учетом межваловых ложбин
	торосов и стамухи, как	размах рельефа лостигает
	правило, приуроченные к	здесь 1,5 метров. Валы
	валам, которые выступают как	чрезвычайно подвижны, а
	ядра торошения. Эти торосы	область их распространения
	играют роль защитного	испытывает максимальные
	барьера, принимая все сжатия	амплитуды деформаций в
	и ледовые нагрузки со стороны	пределах подводного склона –
	моря на себя. Нередко на валах	1,5 м: в период сильных
	также как и на осушке	штормов положение валов
	формируется сезонно мерзлый	может меняться вплоть до
	слои, препятствующии	того, что они могут занять
	эффективной экзарации.	место межвалового
	Максимальная Глубина	понижения, а на месте вала
	внедрения тороса в вал обычно	временно формируется новое
	не превышает т м. ворозды	межваловое понижение. при
	ориентированы по нормали к	интенсивности нал зоной
	линии берега.	полволных валов постоянно
	Под действием активной	происходит забурунивание и
	гидродинамики происходит	разрушение волн. В результате
	быстрое заполнение наносами	в поперечной структуре
	и экзарационные формы	расхода вдольберегового
	нивелируется в пределах	потока наносов максимум
	первого, даже относительно	приходится именно на эту
	слабого шторма. В связи с	область. Баланс наносов в
	этим, точно измерить	области осушки и подводных
	параметры форм ледовой	береговых валов –
	экзарации в этой зоне не	отрицательный, так как в
	представляется возможным.	процессе разрушения берега,
		профиль подводного склона
		оудет смещаться в сторону

Сегмент дна	Интенсивность экзарации	Литодинамические процессы
		суши и, следовательно,
		глубины над областью
		текущего положения осушки и
		подводных береговых валов
		будут расти.

Установлена четкая связь между глубиной моря, морфологией дна, литодинамической активностью и интенсивностью выпахивания ледяными торосистыми образованиями. На карте-схеме «Воздействия ледяных образований на берега и дно Байдарацкой губы Карского моря», рис. 4.1.33, наглядно видно, что трасса трубопровода большей частью расположена в пределах сегмента дна, где сосредоточены наиболее интенсивные (в пределах Байдарацкой губы) воздействия ледяных образований на дно. В этой связи представляется чрезвычайно важным обязательное заглубление трубопровода в грунт на всем протяжении перехода, а также тщательный его мониторинг.

Ниже приведена сводная оценка интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно губы как функция встречаемости борозд ледового выпахивания И глубины экзарации в створе перехода трубопроводом (рис. 4.1.34; табл. 4.1.2). Этот вариант представления информации разработан специально для использования проектировщиками и строителями, так как позволяет рассчитать заглубление трубопроводов и кабелей связи на безопасную глубину. Как уже было отмечено выше, недооценка величин экзарации дна может привести к повреждению инженерных сооружений, в тоже время излишнее заглубление объектов сильно удорожает их строительство. Как видно из рисунков 4.1.32-34, наиболее интенсивное воздействие морских льдов сосредоточено на подводном склоне Ямальского берега в интервале глубин 16-19 м, а также в пределах подводной возвышенности в центральной части створа перехода.



Рис. 4.1.33. Воздействия ледяных образований на берега и дно Байдарацкой губы Карского моря: 1 – навалы и надвиги морских льдов на низкие берега, пляжи и осушки; 2 – область развития устойчивого припая «на дне» с участками смерзания с грунтом в приурезовой зоне, на подводных вдольбереговых валах и в мелководных заливах. Ледяные образования – гряды торосов и стамухи приурочены к подводным береговым валам. Экзарация дна ограничена слабой подвижностью припая. Сохранность ледово-экзарационных форм низкая; 3 – область развития неустойчивого припая «на плаву». Вдольбереговые гряды торосов, «ледяные плотины» и отдельные стамухи соответствуют периодам напорного сжатия и торошения в прикромочной зоне формирующегося припая, отражая стадии его проградации. Интенсивность экзарации дна – средняя. Сохранность ледово-экзарационных форм низкая; 4 – область торошений в прикромочной зоне припая. Интенсивная экзарация дна «ледяными» плотинами в результате напорных движений ледяного покрова в сторону суши и дрейфующими вдоль кромки припая ледяными тороситыми образованиями. Сохранность ледово-экзарационных форм средняя; 5 – область дрейфующих льдов. Наиболее интенсивная экзарация килями торосистых образований, вмерзших ледяные поля, дрейфующие под действием приливных течений Сохранность ледово-экзарационных форм высокая; 6 – область дрейфующих льдов. Крупнобороздчатая экзарация килями тяжелых глубокосидящих торосистых образований, вмерзших в ледяные поля, «несяками» и обломками айсбергов, дрейфующих под действием приливных течений. Сохранность ледово-экзарационных форм высокая; 7 – область дрейфующих льдов за пределами зоны экзарационного воздействия морских льдов. Кили ледяных образований в большинстве своем не достигают дна. Вероятность актов пропашки дна крайне низкая. 135

ш	3,4-66,1 66,1-67,1	6,7 1,0	1,5 1,0
ပဳ	48,9-59,4 55	10,5	1,6
C,	47,4-48,9	1,5	1,0
ပိ	37,9-47,4	9,5	2,1
C4	35,2-37,9	2,7	1,8
ပိ	29,9-35,2	5,3	2,0
C₄	21,9-29,9	8,0	1,8
ວ [∞]	20,3-21,9	1,6	1,8
ပိ	19,3-20,3	1,0	5 '0
°2	16,4-19,3	2,9	1,8
õ	8,9-16,4	7,5	1,5
۵	0,8-8,9	8,1	1,5
A	0-0,8	0,8	1,0
№ Сегмента дна	Километраж от Урала, км	Ширина сегмента, км	Глубина

Соответствие сегментов дна, километража и максимальной глубины экзарации (см. рис. 4.1.31; 4.1.32)

Таблица 4.1.2.





Ямал

Расстояние от Уральского берега, км

Урал



На основании проведенного детального анализа и выполненного районирования трассы перехода газопроводом по интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно Байдарацкой губы Карского моря можно отметить следующее:

берега до отметок 2 м выше уровня моря и все дно до глубины
26-28 м подвержены воздействиям морских льдов;

размеры борозд ледового выпахивания достигают по глубине –
2 м, ширине – 50 м, протяженности – несколько километров;

– повсеместное распространение борозд выпахивания глубже 14 м на Уральском участке и глубже 12 м на Ямальском свидетельствует о том, что экзарация дна морскими льдами является здесь основным рельефообразующим фактором;

 – 80% идентифицированных борозд имеют ориентировку с северо-запада на юго-восток (или близкую к этому направлению) в соответствии с генеральным простиранием Байдарацкой губы и приливоотливных течений;

– с глубиной «срок жизни» ледово-экзарационных форм увеличивается, в результате сохранность таких форм может достигать десятков лет, а площадь покрытия дна ледовыми микроформами на некоторых участках составляет 100%;

– с учетом различной литодинамической активности и разного «возраста» ледово-экзарационных форм, интенсивность экзарации дна и берегов морскими льдами не может определяться, исходя лишь из плотности или встречаемости борозд выпахивания;

 наибольшая интенсивность воздействия морских льдов на дно отмечается вдоль зимней кромки припая Ямальского берега и сопряженным с ним участком дрейфующих льдов.

137

4.2 Каспийское море

Каспийское море относится к частично замерзающим морям. Ледовые условия Каспийского моря характеризуются большой сложностью и изменчивостью. Его северная мелководная часть замерзает ежегодно, в средней части лед появляется вдоль побережий лишь в суровые зимы, в южной части льда не бывает (Бухарицин, 1987; Болгов и др., 2007). Ледовый период на Северном Каспии продолжается с ноября по Ледовые характеризуются большой условия сложностью март. И изменчивостью. Полное замерзание и образование припая обычно происходит севернее линии о.Чечень – о.Кулалы (рис. 4.2.1). В холодные и экстремально холодные зимы припайный лед может устанавливаться до изобаты 20 м (рис. 4.2.2).



Рис. 4.2.1. Вероятность ледообразования и дрейф льда (Гидрометеорология..., 1992): 1 - изолиния вероятности, %; направления дрейфа: 2 – генеральное; 3 – преобладающее



Рис. 4.2.2. Изохронны границ распространения льда (а) и припая (б) в суровые (I), умеренные (II) и мягкие (III) зимы (Гидрометеорология..., 1992)

На фоне прогнозов, что ледяной покров Каспийского моря в условиях потепления климата исчезнет, должного внимания изучению воздействий образовании берега, ледяных на дно инженерные И Так, сооружения здесь уделялось. подводные трубопроводы, не построенные в Российском и Казахстанском секторах Северного Каспия, проложены без заглубления в грунт. Результат долго не заставил себя ждать: в зимний сезон 2012-2013 годов подвижки и наслоение льдин, толщина которых достигала нескольких десятков сантиметров, привели к аварии на нефтепромысле «Кашаган» в Казахском секторе Северного Каспия, где льдом были повреждены четыре нитки трубопровода, проложенного по дну без заглубления.

Ледообразование на Северном Каспии при характерной солености вод от 2 до 11‰, в отличие от вод арктических и дальневосточных морей, имеет место при температуре замерзания в диапазоне от -0,2 до $-0,6^{\circ}$ С (Жигарев, 1997). Плотность не содержащего включений морского льда здесь ниже, чем в Арктике и составляет ~920 кг/м (Лукьянова, 1965). Температурный режим льда сильно зависит от температуры окружающего воздуха. В типичных условиях это $-1 - -2^{\circ}$ С с гомотермическим распределением, при продолжительных 20-градусных морозах температура в приводном слое льда может понижаться до $-4 - -8^{\circ}$ С со значительным градиентом распределения (Гидрометеорология..., 1992).

Максимальная толщина ровного льда на Северном Каспии даже в очень суровые зимы не превышает 60-70 см, припая – 90-120 см (Бухарицин, 1987; Болгов и др., 2007). Однако значительную часть акватории может занимать так называемый наслоенный лед (Бородачев и др., 1994). Наслоение льда в Каспийском море наблюдается практически ежегодно в результате надвигов одной ледяной пластины на другую (рис. 4.2.3). Как правило, в наслоении участвует молодой лед толщиной менее 30 см. Максимальная толщина наслоенного льда может достигать здесь 3 м (Бухарицин, 1987;).

Специфика ледовых условий Северного Каспия, с его относительно тонким и «теплым» льдом, коротким по сравнению с Арктикой периодом ледообразования, обусловливает относительно низкие прочностные характеристики ровного льда и, соответственно, на фоне сильных ветров, условия, особенно благоприятные для его взлома и торошения. Наиболее характерным для Северного Каспия является ветровое торошение, которому также способствуют подледные течения и сгонно-нагонные колебания уровня. Существенное влияние на характер процессов торошения оказывают мелководность, извилистость береговой черты и довольно сложный рельеф дна с большим количеством подводных банок и кос (рис.4.2.4; Бухарицин, 1984, 1987, 1994).



Рис. 4.2.3. Наслоенный лед в районе банки Безымянная (фото ААНИИ)



Рис. 4.2.4. Батиметрическая карта Северного Каспия («О» соответствует -28 м БС)

Максимальная торосистость при всех типах зим наблюдается в зоне контакта припая и дрейфующего льда. В результате того факта, что положение кромки припая в течение холодного сезона постоянно меняется, зона активного торошения захватывает большие площади. Следствием торосообразования является установление на границе устойчивого (как и в зоне неустойчивого) припая гряд торосов, перпендикулярных направлению ветра, вызывающего торошение. Для активного торосообразования характерно как возникновение торосов, так и появление стамух, сидящих на грунте (рис. 4.2.5).



Рис. 4.2.5. Зимняя стамуха на Северном Каспии (фото ААНИИ)

На Северном Каспии различают стамухи осеннего и зимнего происхождения (Бухарицин, 1984, 1987; рис. 4.2.5). Стамухи осеннего происхождения образуются в ноябре-декабре из ниласа и серого льда толщиной 5-15 см. Они имеют, как правило, небольшие размеры в поперечнике и высоту 1-3 м над поверхностью ровного льда. Такие стамухи образуются повсеместно в прибрежной полосе до глубин 2 м. Стамухи зимнего происхождения обычно образуются из серо-белого и белого льда толщиной 20-70 см. Они могут достигать размеров 100-300, иногда 500 м в поперечнике и высоты 10-15 м. Максимальная зарегистрированная высота паруса стамухи составила 20 м. Максимальная глубина, до которой документально зафиксировано образование стамух на Каспийском море, составляет 12 м.

Помимо стамух, на Северном Каспии также широко распространены навалы льда (рис. 4.2.6), погребающие под собой многочисленные острова и банки, находящиеся выше и ниже текущего положения уровня моря. По своей природе они имеют аналогичное стамухам происхождение. Весной после очищения акватории ото льда, они могут еще достаточно долго сохраняться в рельефе.



Рис. 4.2.6. Навал льда на о. Малый Жемчужный (фото ААНИИ)

Температурный режим региона Северного Каспий чрезвычайно неустойчив в зимний период и отличается большой межгодовой изменчивостью, особенно отчетливо выраженной на фоне глобальных изменений десятилетий. Отношение климата последних суммы положительных температур в теплые и холодные годы может отличаться в 7 раз (рис. 4.2.7). Период роста суммы отрицательных температур, имевший место вплоть до 2004 года, сменился падением. Этот фактор непосредственное оказывает влияние на состояние И площадь распространения ледяного покрова, положение границы припая, толщину соответственно, льда И, количество, размеры И местоположение торосистых образований.



Рис. 4.2.7. Сумма отрицательных температур за холодный период по ГМС Астрахань, сезон 1984-1985 гг. – сезон 2012-2013 гг.

При анализе количества гряд торосов и стамух для Северного Каспия можно отметить следующую закономерность (рис. 4.2.8): наибольшая торосистость наблюдается в годы со средней ледовитостью холодного периода; в суровые зимы большую часть акватории занимает устойчивый припай, препятствующий слишком активному торошению; в годы с мягкими зимами, процесс торошения также ограничен не полностью покрытой льдом акваторией и малой толщиной льда.


Рис. 4.2.8. Расположение гряд торосов (слева) и стамух (справа) на Северном Каспии в суровые (а), умеренные (б) и мягкие (в) зимы; стамухи: 1– осеннего и 2 – зимнего происхождения, 3 – максимальное положение кромки льда (Бухарицин, 1984, 1987)

При прочих равных термических условиях ледообразования важным фактором, определяющим интенсивность ледово-экзарационного процесса, является текущее положение уровня моря. Колебания уровня Каспия (рис. 4.2.9), достигавшие в XX веке амплитуды 3 м (Клиге, 1997), в общем случае оказывают заметное влияние на рельеф мелководий (Игнатов, Огородов, 1998, Игнатов и др., 1999), в значительной мере определяющий торосистость Северного Каспия (Бухарицин, 1984, 1987, 1994; Болгов и др., 2007). Колебания уровня Каспия, достигающие за расчетный период эксплуатации гидротехнических сооружений нескольких метров, способны приводить к существенному перераспределению глубин и перестройке рельефа дна (Игнатов, Огородов, 1998, Игнатов и др., 1999) и, соответственно, менять условия формирования ледяных торосистых образований и экзарации ими дна и берегов (Огородов, Архипов, 2010; Огородов, 2011). Так, в настоящее время, после периода стабилизации уровня 1993-2005 гг., начался период достаточно быстрого падения: всего за 7 лет уровень упал почти на 1 м.



Рис. 4.2.9. Колебания уровня Каспийского моря, пост Махачкала, 1990-2012 гг.

Современное, весьма неравномерное распределение глубин на Северном Каспии (рис. 4.2.10) стало результатом истории развития рельефа в голоцене, в которой запечатлелись периоды многочисленных трансгрессий, регрессий и стабилизаций положения уровня Каспийского моря (Бадюкова Е.Н. и др, 1996). Очевидно, что в случае продолжительной трансгрессии на 2 м и более зона наиболее интенсивного ледовоэкзарационного воздействия (Ogorodov et al., 2013), соответствующая, по нашему мнению, интервалу глубин от 4 до 6 м, сместится на современные мелководные участки и, напротив, в условиях регрессии эта область сместится вниз по современному подводному склону. Учитывая неравномерное распределение глубин, в условиях трансгрессии область дна, подверженная ледово-экзарационному воздействию заметно расширится. В условиях регрессии, напротив, резко сократится (рис. 4.2.10).



Рис. 4.2.10. Распределение глубин на Северном Каспии

Первым, кто обратил внимание на «следы деятельности подвижных льдов» на поверхности дна Северного Каспия и опубликовал пионерную статью на эту тему, был выдающийся советский географ, геолог, а в последствии этнолог и писатель, Борис Иванович Кошечкин (Кошечкин, 1958). Выводы и результаты, полученные на тот момент Б.И. Кошечкиным, представляли несомненный интерес, добавляя значительный вклад в интенсивно развивавшуюся теорию геоморфологии и динамики берегов, так что мгновенно попали в учебники (Леонтьев, 1961).

При производстве аэрогеологических работ с применением материалов аэрофотосъемки и аэровизуальных наблюдений в пределах восточного побережья Каспийского моря было обращено внимание на

специфический рисунок поверхности морского дна (Кошечкин, 1958). Этот рисунок представляет собой на первый взгляд лишенные всякой закономерности, взаимно пересекающиеся борозды и шрамы светлого тона на фоне более темной поверхности дна (рис. 4.2.11). Иногда отмечаются и целые серии таких борозд, строго параллельных друг другу и имеющих в плане вид «гребенки». Как правило, этот рисунок приурочен к мелководным участкам акватории, которые в зимнее время покрываются льдом. Наиболее характерно и четко он выражен в пределах мелководной зоны Мангышлакского залива, вплоть до глубин, ограниченных 3метровой изобатой.

Было предположено (Кошечкин, 1958), что образование борозд и шрамов связано с выпахивающей деятельностью льда в период его весенних подвижек. Глыбы льда, оторвавшись от края ледяного поля, двигаются в направлении господствующих ветровых течений. При этом они сдирают поверхностный слой илистых отложений и покров водорослей и образуют за собой «шрамы выпахивания», длина которых достигает 2-3 км. По мере таяния глыбы ее масса и, как следствие, ее способность механически воздействовать на грунт уменьшаются, а затем глыба всплывает на воде.

Этот процесс нашел свое отражение в морфологии полос. Каждая борозда имеет четко выраженное начало – резкую границу в месте отрыва льдины от края неподвижного ледяного поля. Чем дальше, тем более сокращается ширина борозды – она сужается и, наконец, постепенно выклинивается. Анализ распределения основных направлений шрамов и сопоставление этих направлений с направлением преобладающих ветров показал, что движение масс нагроможденного льда подчиняется господствующим ветрам и возбуждаемым ими течениям.



Рис. 4.2.11. Шрамы выпахивания на морском дне к востоку от о. Кулалы (Кошечкин, 1958): а) Аэрофотоснимок 1953 г., б) Аэрофотоснимок 1954 г. Масштаб 1: 20 000

Позднее, обследований В ходе ЭХОЛОТНЫХ И водолазных Кулалинской банки (район месторождений Филановского и Корчагина) Андреевым с соавторами (1971) B.B. были обнаружены «серии подводных валов и бороздин, вытянутых в юго-восточном направлении», генезис которых они не решились определить однозначно. Валы имели превышение над бороздинами до 40-60 см и прослеживались до глубины 15-16 м, а наиболее четко были выражены на глубине 11-12 м. В настоящее время, когда представления об экзарации дна и сохранности форм ледового выпахивания существенно продвинулись, последнее обстоятельство хорошо объясняется тем, что на глубинах до 7-8 м имела место значительная волновая переработка ледово-экзарационных форм (Огородов, Архипов, 2010), образовавшихся В предшествующий холодный период, а на глубинах свыше 15-16 м, такие формы на Каспии в принципе формироваться не могут, так как кили дрейфующих торосистых образований здесь не так велики, чтобы достигать столь больших глубин.

При прочих равных условиях наибольшие интенсивность и глубина экзарации дна приурочены к области дрейфующих льдов, тяготеющей к кромке припая, где в течение всего холодного сезона происходят торошения и вдоль которой осуществляется дрейф ледяных полей с вмерзшими в них достигающими дна торосистыми образованиям. Вмерзнув в дрейфующие ледяные поля, они создают наиболее глубокие и протяженные борозды выпахивания (рис. 3.2.14).

В Каспийском море наблюдения за ледовой обстановкой ведутся постоянно, вместе с тем, специальных исследований, направленных на выявление форм ледовой экзарации практически не проводилось. Многочисленные попытки документально зафиксировать микроформы ледовой экзарации с применением сейсмоакустических профилографов, эхолотов и гидролокаторов бокового обзора (ГБО) не приводили к успеху. Основная причина – проведение съемок в летний период, т.е. когда с момента образования борозд выпахивания прошло уже несколько месяцев,

в том числе весенних, характеризующихся как интенсивным волнением, так и высоким содержанием взвесей в волжских водах. За этот период большинство борозд были снивелированы И занесены наносами, характеризующимися здесь относительно высокой подвижностью. Тем не менее, навалы морских льдов на берега, стамухи, определенно «сидящие на дне» и следы экзарации дна на малых глубинах (до 3 м) были зафиксированы прямыми наблюдениями документально различных организаций Росгидромета (рис. 4.2.12).



Рис. 4.2.12. Ледово-экзарационные борозды на мелководном участке дна Северного Каспия (фото П.И.Бухарицина, из Blanchet et al., 2007)

На больших глубинах, в силу ограниченной прозрачности морских вод Северного Каспия и практически постоянного в переходный период года волнения, формы ледовой экзарации документально зафиксированы не были. В марте 2008 г., характеризовавшегося умеренными зимними условиями, в рамках совместной экспедиции ГОИН и МГУ по трассе трубопровода от месторождений Филановского и Корчагина (рис. 4.2.13) сразу после очищения акватории ото льдов были проведены параллельно гидролокационная съемка (ГБО) и эхолотирование.



Рис. 4.2.13. Ледовая обстановка на снимке TERRA MODIS, 12.01.2008 (красной линией показана трасса трубопровода)

Результаты обработки данных ГБО и эхограмм показали наличие четко выраженных в рельефе дна, в том числе и на глубоководном участке (глубина до 12 м), борозд и систем борозд выпахивания (рис. 4.2.14; 4.2.15), образованных дрейфующими одно- и многокилевыми торосистыми образованиями, вмерзшими в ледяные поля. Всего на трассе трубопровода было идентифицировано 238 борозд и систем. Длина наиболее крупных и четко выраженных из обнаруженных борозд, по-видимому (большинство борозд пересекают съемочный полигон и неизвестно где заканчиваются), превышает первые километры; ширина единичных борозд – до 5 м, систем борозд – до 200 м; точную глубину борозд вследствие постоянного волнения установить не удалось, но, судя по данным ГБО и эхограммам, она составляет до 1 м. Помимо линейных форм также были обнаружены локальные ямы, оставшиеся от стамух, сидящих на дне.



Рис. 4.2.14. Крупная борозда пересекает систему более мелких борозд выпахивания, район месторождения Филановского, глубина моря 8 м



Рис. 4.2.15. Фрагмент мозаики ГБО (0,25×0,7 км) с отчетливо выраженной системой борозд выпахивания (1) и локальной ямой со следами застамушивания (2), глубина моря ~10 м

Таким образом, на Северном Каспии впервые документально зафиксированы формы ледовой экзарации на глубинах от 3 до 12 м. Вместе с тем, вопросы определения предельной глубины моря, где возможно выпахивание дна ледяными торосистыми образованиями, также как и глубины их внедрения в грунт для Каспия остаются открытыми. Наиболее интенсивное воздействие морских льдов в условиях Северного Каспия имеет место на поясе торошения мористой кромки припая и зоне дрейфующих льдов, примыкающей к кромке припая. На больших глубинах торосистые образования не достают дна, а на меньших – их движения ограничены слабой подвижностью припая. Припай, в свою очередь, сдерживает воздействие дрейфующих льдов.

Исходя из вышеизложенных принципов на базе батиметрической карты для условий среднемноголетней ледовитости и тороситости (умеренно холодная зима) составлена карта-схема «Районирования воздействий морских льдов на дно Северного Каспия» (рис. 4.2.16). В пределах Северного Каспия были выделены районы с 4 типами ледовых воздействий:

1 – область припая, характеризующаяся ограниченным экзарационным воздействием ледяными торосистыми образованиями, преимущественно стамухами и грядами торосов, подвижность которых и воздействие на дно определяется устойчивостью и подвижностью самого припая. Экзарация дна дрейфующими ледяными образованиями в период разрушения припая;

2 – область припая / дрейфующих льдов, характеризуется интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля, в редких случаях крупных стамух.

3 – область дрейфующих льдов в пределах относительно глубоких участков дна, характеризуется интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля.

4 – область дрейфующих льдов в пределах банок и отмелей, характеризуется наиболее интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля, и формированием крупных стамух.



Рис. 4.2.16. Районирование воздействий морских льдов на дно Северного Каспия

Исследования экзарации дна ледяными образованиями на Северном Каспии находятся в зачаточном состоянии. Игнорирование этого вопроса нефтегазовыми компаниями, позиция которых в значительной мере была усилена разговорами о глобальном потеплении и грядущей полной деградацией ледяного покрова Каспийского моря, привело к тому, что проектов реализовано без большинство должного учета ледовых воздействий на дно и подводные сооружения. Так, практически все подводные трубопроводы на Северном Каспии не заглублены в грунт. В результате чего стала возможной авария на нефтепромысле «Кашаган» в Казахском секторе Северного Каспия, где льдом были повреждены четыре нитки трубопровода, проложенного по дну без заглубления.

К настоящему моменту вопрос об интенсивности воздействий на дно Северного Каспия остается открытым и требует решения. Сложность решаемой проблемы с одной стороны определяется слабой изученностью процессов взаимодействия ледяного покрова с грунтовым основанием дна Северного Каспия, с другой – многогранностью решаемых задач в связи с чрезвычайно высокой изменчивостью положения уровня и ледовитости Каспийского моря (Buharitsin, Ayazbayev, 2013)/

Для достоверного определения требуемых науке и практике характеристик и детального понимания, рассмотренной в статье проблемы, необходимо системное и упорядоченное исследование процессов экзарации дна Каспийского моря. Настоящее исследование является лишь первым шагом на пути к решению поставленных задач.

4.3 Оценка интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно арктических морей

Интенсивность воздействия морских льдов на дно и берега является интегральным показателем глубины экзарации и количества актов пропашки. Как было показано в общетеоретическом разделе 3.2 на примере ледово-экзарационных форм на дне моря Бофорта и в разделе 4.1 при описании ледово-экзарационных процессов в Байдарацкой губе Карского моря, наиболее интенсивное воздействие морских льдов имеет место на поясе торошения мористой кромки припая и зоне дрейфующих льдов, примыкающей к кромке припая (рис. 4.3.1). На больших глубинах торосистые образования не достают дна, а на меньших – их движения ограничены слабой подвижностью припая.

Интенсивность экзарации берегов и дна существенно меняется не только в зависимости от места на профиле подводного склона, но и от региона. Суровость климата и морфология подводного берегового склона во многом определяют толщину льдов, площадь припая, его устойчивость и глубину моря, до которой продолжается его формирование, а, следовательно, и местоположение мористой кромки припая. Припай, в свою очередь, сдерживает воздействие дрейфующих льдов.

Не менее важный фактор, в значительной мере определяющий глубину внедрения в грунт килей ледяных образований, – это физикомеханические свойства и грунта и самих торосистых образований. Физикомеханические свойства грунтов определяются литологогеоморфологическим строением прибрежно-шельфовой зоны. Прочность килей и всего торосистого образования зависит от суровости климата, возраста и истории формирования ледяного покрова. Исходя из этого, логично предположить, что в тех мелководных районах, куда проникают многолетние льды, содержащие торосы С прочными хорошо консолидированными килями, интенсивность экзарации выше.



Рис. 4.3.1. Интенсивность ледово-экзарационных и литодинамических процессов в береговой зоне замерзающего моря

Наряду с геоморфологическим строением прибрежно-шельфовой зоны и определяющей процесс ледообразования суровостью климата, важнейшую роль в распределении интервала глубин зоны наиболее интенсивной экзарации, предельной для данного района глубины моря, где экзарация еще имеет место, а также максимально возможной глубины внедрения киля тороса в грунт играет глобальная система циркуляции морских вод и льдов в арктическом бассейне (рис. 4.3.2). Именно она отвечает за пространственно-временное распределение и перераспределение морских льдов, находящихся в том или ином состоянии. На рисунке 4.3.3 представлено типичное, характерное на конец зимы состояние ледяного покрова Евразийской Арктики.

Под действием глобальной циркуляции морских вод и льдов в морях и Восточно-Сибирском, в меньшей Бофорта степени Чукотском, доминирует перемещение мощных многолетних льдов из центральной части арктического бассейна в направлении к берегу. В результате кромка припая в этих морях находится под постоянным давлением ледяного Арктики, покрова центральной приводящим К исключительно интенсивным торошениям и частым актам пропашки дна прочными, хорошо консолидированными килями многолетних торосистых образований, формирующих самые крупные и самые глубоководные борозды в арктическом регионе (табл. 4.3.1).

В морях Карском, Лаптевых и Печорском доминируют отжимные явления, формируется протяженная, существующая продолжительное время полынья, отделяющая припай от относительно молодых, сформировавшихся в этот же холодный период, дрейфующих льдов толщиной от 0,3 до 2 м. Соответственно, процессы экзарации дна здесь существенно слабее по сравнению с морями восточного арктического сектора, борозды выпахивания образуются реже, они более мелкие и встречаются на меньших глубинах (табл. 4.3.1).



Рис. 4.3.2. Направление дрейфа льдов в Арктике (Лисицын, 1994)

Таким образом, в большинстве арктических морей России можно выделить, по крайней мере, две области, местоположение которых определяется сочетанием рассмотренных выше геоморфологических и гидрометеорологических факторов (рис. 4.3.4). Соответственно, в пределах этих областей различается механизм и интенсивность воздействия морских льдов на дно.



Рис. 4.3.3. Типичное на конец февраля состояние ледяного покрова Арктики (<u>http://www.aari.ru</u>)

Таблица 4.3.1

Экзарация дна ледяными торосистыми образованиями в прибрежно-шельфовой зоне морей Северного Ледовитого океана

		I			
Mope Бофорта*	55-65	20-30	3-4	Q	
Чукотское море*	30-50	15-25	2-3	4	
Восточно- Сибирское море*	40-60	20-30	2,5-3,5	S	
Море Лаптевых	30-40 20-25		1,5-2,0	0	
Карское море	25-35	15-20	2,0-2,5	ŝ	
Печорское (юго-восточная часть Баренцева моря) море	20-25	8-12	1,0-1,5		
	Предельная глубина моря, где возможна экзарация дна морским льдом	Интервал глубин с наибольшей интенсивностью экзарации дна	Максимальная глубина ледово- экзарационных микроформ на дне	Интегральная оценка интенсивности экзарации дна в условных баллах (1 – наименьшая; 6 – наибольшая)	

* - с учетом многолетних дрейфующих торосов



торосистыми образованиями, преимущественно стамухами и грядами торосов, подвижность которых и воздействие интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в - область припая, характеризующаяся ограниченным экзарационным воздействием ледяными на дно определяется устойчивостью и подвижностью самого припая. Интенсивные торошения и воздействие на дно барьеров торосов и ледяных плотин вдоль мористой кромки припая; 2 – область дрейфующих льдов, характеризуется Рис. 4.3.4а. Районирование прибрежно-шельфовой зоны арктических морей России по видам воздействий морских дрейфующие ледяные поля, а также отдельными глубокосидящими «несяками» льдов на дно:



образованиями, преимущественно стамухами и грядами торосов, подвижность которых и воздействие на дно определяется устойчивостью и подвижностью самого припая. Интенсивные торошения и воздействие на дно барьеров торосов и ледяных плотин вдоль мористой кромки припая; 2 – область дрейфующих льдов, характеризуется титенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие А ледяные поля, а также отдельными глубокосидящими «несяками» Рис. 4.3.46. Районирование прибрежно-шельфовой зоны арктических морей России по видам воздействий морских льдов на дно: 1 – область припая, характеризующаяся ограниченным экзарационным воздействием ледяными торосистыми

Косвенным подтверждением приведенных выше соображений о различной интенсивности ледовых воздействий в арктических морях, является тот факт, что из морей российского арктического сектора наибольшее число стамух образуется в Восточно-Сибирском море (рис. 4.3.5). Здесь же встречаются самые крупные стамухи, некоторые из них достигают в поперечнике 10 км. И если в Печорском море максимальная осадка стамух достигает 18 м, а в Карском 26-28 м (Ледяные 2006), Восточно-Сибирском образования..., то В море стамухи встречаются и на глубинах 30-35 м, причем некоторые ИЗ НИХ Общее перелетовывают становятся многолетними. И количество зафиксированных по данным авиаразведки стамух за период 1962-1991 гг. в Карском море составило – 2610, в море Лаптевых – 2086, в Восточно-Сибирском – 6688, в российском секторе Чукотского моря – 651 штук (Горбунов и др., 2005).



Рис. 4.3.5. Положение стамух и граница их максимального распространения в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, 1962-1991 гг. (Горбунов и др., 2005)

5 РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРСКИХ ЛЬДОВ В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В XXI ВЕКЕ

Прибрежно-шельфовая зона арктических и других замерзающих морей России в XXI веке становится объектом первоочередного освоения в связи с необходимостью создания производственной инфраструктуры по добыче, хранению и транспорту полезных ископаемых, прежде всего, углеводородов. В сложившихся условиях детальное понимание природных процессов (ACIA, 2004; State of the Arctic Coast..., 2011), протекающих в береговой зоне на фоне глобальных изменений климата (рис. 5.1), имеет стратегическое значение для России.



поясе 70–85° с.ш., 1891–2010 гг. (Обзор гидрометеорологических..., 2011)

Морские льды как зональный фактор являются важным пассивным и активным рельефообразующим агентом в прибрежно-шельфовой зоне арктических и других замерзающих морей. Пассивное воздействие морских льдов на динамику берегов и дна замерзающих морей выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от воздействия волн и приливов. Блокируя береговую зону в течение большей части года, морской лед регулирует действие активных гидродинамических факторов, сокращая время их проявления и определяя тем самым интенсивность абразии берегов и дна. Прямое или активное воздействие морских льдов проявляется в процессе ледовой экзарации (выпахивании) берегов и дна, транспорте наносов морскими льдами, формировании мерзлых пород в контактной зоне «лед-дно», явлениях локального размыва дна вокруг стамух и под приливными трещинами.

Абразия берегов и экзарация дна относятся к категории наиболее опасных процессов применительно к объектам нефтегазотранспортной инфраструктуры и, в частности, подводным трубопроводам. Вопрос определения величины заглубления трубопровода в грунт является весьма актуальным. Недооценка величин абразии берегов и экзарации дна может привести к повреждению инженерных сооружений, в тоже время излишнее заглубление объектов сильно удорожает их строительство. Найти оптимальный вариант и, тем самым, снизить риски возникновения чрезвычайных ситуаций в настоящее время наиболее актуальная задача науки и практики. Причем задача эта усложняется тем фактом, что нефтегазовое прибрежно-шельфовой активное освоение зоны замерзающих морей в настоящее время ведется в условиях глобальных климатических изменений (рис. 5.1). В результате потепления осенью 2012 года в Северном полушарии достигнут исторический минимум площади ледяного покрова с начала спутниковых наблюдений с 1978 года (рис. 5.2).

Рост температуры воздуха и воды, увеличение длины разгона волн, увеличение вероятности возникновения экстремальных штормовых нагонов на фоне увеличения продолжительности динамически активного безледного периода создают благоприятные условия для ускоренного разрушения берегов, в особенности, сложенных многолетнемерзлыми породами.



Существенно меняются характер и интенсивность экзарационного воздействия ледяных образований на дно и берега. В результате снижения

продолжительности ледового сезона и толщины ледяного покрова активизируется динамика льда, увеличивается его торосистость. Вместе с перераспределение зоны наиболее тем имеет место интенсивных воздействий на более мелководные участки. На фоне сокращения ширины и устойчивости припая усиливается воздействие морских льдов на берега. Параллельно активизируется динамика ледников, В результате увеличивается сброс айсбергов, повышается вероятность выпахивания ими дна на глубоководных участках, встречи с судами и танкерами.

Конкретной фундаментальной задачей в рамках вышеобозначенной проблемы «динамики рельефа прибрежно-шельфовой зоны замерзающих морей в условиях изменения климата», является определение

качественных и количественных характеристик изменчивости абразионного (термоабразионного) и ледово-экзарационного процессов на рубеже XX и XXI веков под воздействием глобального потепления.

берегов Скорости абразии при неизменных литологогеоморфологических (криолитологических) условиях определяются гидрометеорологических изменчивостью (термического ветро-И волнового) факторов. Для районов, где в последние десятилетия ведутся стационарные наблюдения за динамикой берегов, указанные факторы могут быть определены на основе данных береговых морских гидрометеорологических станций. Соответственно, имеется возможность последующего сопоставления данных натурных наблюдений за динамикой берегов расчетов И результатов величин интегрального гидрометеорологического воздействия (термоабразионный потенциал).

Интенсивность экзарации дна ледяными образованиями (при неизменных литолого-геоморфологических условиях) в значительной степени определяется изменчивостью состояния, площади и мощности ледяного покрова. Последние характеристики могут быть получены на основе данных с гидрометеорологических станций и анализа спутниковых изображений с последующим сопоставлением с результатами съемок ледово-экзарационного микрорельефа разных лет.

5.1 Влияние изменений климата на интенсивность экзарации дна ледяными образованиями

Как уже было отмечено выше, в последние десятилетия на фоне потепления климата в арктическом бассейне отмечается не только снижение ледовитости в целом, но и перестройка системы циркуляции морских вод и льдов, что приводит к переопределению областей распространения тонких молодых и толстых многолетних паковых льдов (рис. 5.1.1).



Рис. 5.1.1. Снижение доли и пространственное переспределениен многолетних паковых льдов и припая за последние 10 лет (<u>www.aari.nw.ru</u>)

Среди однолетних льдов в последнее десятилетие наблюдаются четко выраженные аномалии мощности ледяного покрова (рис. 5.1.2). Уменьшение толщины льда не может не сказываться на размере ледяных торосистых образований, осадка которых находится в прямой зависимости от толщины льда. Имеется четкая физическая зависимость между этими показателями. Из литературных источников известно, что при толщине льда 0,5-0,7 м в Каспийском море стамухи образуются до глубины 10-12 м (Гидрометеорология..., 1992), в Печорском море при толщине льда 1,0-1,4м стамухи образуются до глубины 18 метров (Ледяные образования, 2006), в Карском море при толщине льда 1,5-2,0 метра стамухи образуются до глубины 26-28 м (Ледяные образования, 2006), в Восточно-Сибирском море, где толщина однолетнего льда достигает 2,0 м, а средняя толщина распространенных здесь многолетних паковых льдов достигает 3-4 м, стамухи образуются на глубинах до 35 м (Горбунов и др., 2005). Также изменяется и граница максимального распространения припая.



Рис. 5.1.2. Аномалии мощности ледяного покрова на конец мая: a) 2011 г.; б) 2012 г. (Обзор гидрометеорологических..., 2011; 2012)

Моделирование параметров торосистых образований в зависимости от толщины льда также показывает четкую физическую зависимость между этими показателями (табл. 5.1). Таким образом, в условиях потепления климата будет наблюдаться снижение размеров торосов и стамух, сокращение ширины припая, что в конечном образе приведет к смещению зоны наиболее интенсивного воздействия ледяных образований на дно – в сторону сушу, в зону с меньшими глубинами.

Таблица 5.1

Зависимость максимально возможных параметров ледяных образований (торосов и стамух) от толщины ледяного поля (Вершинин и др., 2005)

Толщина ледяного поля <i>h</i> , м	Отношение высот киля и паруса при отсутствии зацепа	Высота киля Нк при отсутствии зацепа, м	Отношение высот киля и паруса при наличии зацепа	Величина зацепа с , Кпа	Высота киля Нк при наличии зацепа, м
0.5	5,1	20,3	4,0	2	16,0
0.6	5,3	22,1	4,5	2	18,1
0.8	5,7	25,3	4,6	3	19.5
1.0	6,0	28,1	5,0	3	22,3
1.2	6,3	30,5	5,2	3	24,6
1.32	6,7	32,1	5,5	3	26,0

Для того чтобы получить оценку реальной интенсивности ледовоэкзарационного воздействия в настоящее время необходимо проведение повторных съемок микрорельефа для выделения ледовых форм, образовавшихся в период между съемками.

Натурные наблюдения, включая мониторинговые по одним и тем же профилям, проводятся в Байдарацкой губе Карского моря и на трассе перехода газопровода «Бованенково-Ухта» в период с 2005 по 2012 гг., совпавший с условиями заметного потепления климата и снижения ледовитости в Карском море (рис. 5.1.3).



О.А.Шиловцевой и Ф.А.Романенко

За последние 2 десятилетия продолжительность ледового сезона сократилась почти на 1,5 месяца, образование припая характеризуется эффектами его частого отрыва (особенно со стороны Уральского берега), толщина ледяного покрова сократилась минимум на 10-15 см. В мае 2007 года в полынье со стороны Уральского берега было документально зафиксировано появление небольшого айсберга (рис. 5.1.4). Последний раз в указанном районе айсберг был зафиксирован в 1932 году, в период, также характеризовавшийся потеплением и снижением ледовитости (рис. 5.1.3). Вероятно, появление айсбергов в данном районе не случайно совпадает с периодами потепления. На севере Новой Земли в условиях потепления ледники активизируется, количественно увеличивается сброс айсбергов в акваторию Карского моря. Система постоянных течений и протяженные полыньи создают благоприятные условия для проникновения айсбергов в Байдарацкую губу (рис. 5.1.4).

Проведенные натурные наблюдения подтверждают тот факт, что в условиях потепления климата, сокращения мощности ледяного покрова, параметров ледяных торосистых образований, ширины припая - область наиболее интенсивного ледово-экзарационного воздействия сместилась на меньшие глубины. Так, если ранее максимум ледово-экзарационного воздействия (по количеству и глубине ледово-экзарационных борозд, см. главу 4) был приурочен к интервалу глубин 17-20 м, то в настоящее время эта зона сместилась на глубину 12-16 м (рис. 5.1.5). В центральной, глубоководной части губы борозды перестали образовываться. В условиях засыпанной грунтом траншеи определить молодые борозды, образовавшиеся период строительства трубопровода, В после не представляет труда: молодые борозды оставляют свои следы на свежем грунте траншеи – «как на чистом листе бумаги» (рис. 5.1.6). За период наблюдений после строительства первой нитки трубопровода лишь 1 борозда образовалась на глубине около 20 м зимой 2009 года.



Рис. 5.1.4. Айсберг на трассе перехода Байдарацкой губы газопроводом



Рис. 5.1.5. Пример результатов обработки материалов геофизической съемки за 2011-2012 гг. на трассе перехода «Бованенково-Ухта»



Рис. 5.1.6. Пример формирования «свежих» борозды выпахивания над засыпанной траншеей 1-ой нитки перехода системы магистральных газопроводов через Байдарацкую губу Карского моря

Таким образом, на основе анализа литературных источников, моделирования и результатов натурных исследований установлено, что в условиях потепления климата и снижения ледовитости зона наиболее интенсивного ледово-экзарационного воздействия смещается в сторону суши, на более мелководные участки.

5.1.1 Ледово-экзарационные палеоформы на шельфе и на суше

Если не рассматривать районы Арктики, где массово встречаются айсберги, анализ распространения ледово-экзарационных форм на континентальном шельфе показывает, что эти формы распространены либо в прибрежно-шельфовой зоне в интервале глубин обычно от 10 (15) до 30 метров (реже до 50 м – в морях, где доминируют многолетние льды, Огородов, 2011), либо глубже 80 метров (Лобковский, Никифоров и др., 2013; рис. 5.1.7).



Рис. 5.1.7. Глубоководные борозды ледового выпахивания (Лобковский, Никифоров и др., 2013): (а) запись гидролокатора бокового обзора, (б) - сейсмоакустический разрез

До глубин 10-15 м вновь образующиеся борозды выпахивания и другие формы ледовых воздействий обычно перерабатываются волнением и исчезают в зависимости от интенсивности волнового воздействия: минимум – после первого сильного шторма, максимум в течение нескольких лет. Глубже 30 (50) метров распространение современных ледово-экзарационных форм ограничено предельными размерами образования тороса. Как показали наши исследования (Огородов, 2011, Огородов и др., 2013, Ogorodov et al., 2013; также см. главу 4), скорости седиментации и заполнения борозд осадками в прибрежно-шельфовой зоне (за пределами зоны волновой переработки) достаточно велики и максимальный срок существования даже крупных борозд не превышает нескольких столетий. Таким образом, в мелководной прибрежно-шельфовой зоне представлены исключительно современные ледовоэкзарационные формы.



Рис. 5.1.8. Уровень Мирового океана в позднем плейстоцене – голоцене (Fleming et al., 1998)

Ледово-экзарационные формы, сохранившиеся на современных глубинах более 80 м, скорее всего, образовались в конце позднего плейстоцена, когда уровень моря был ниже современного не менее чем на 60 м (рис. 5.1.8). Ледовые условия в этот период были экстремально тяжелыми, благоприятными для формирования крупных ледовоэкзарационных форм: доминировал тяжелый многолетний паковый лед с крупными торосистыми образованиями и обломками айсбергов, имевшими прочные консолидированные кили; образование полыньи и, соответственно, развития волнения не происходило. Скорости подледной седиментации в тот период и последующие периоды голоцена были здесь чрезвычайно низкими, что способствовало сохранению крупных ледовоэкзарационных форм. Таким образом, крупные глубоководные борозды, скорее всего, являются палеоформами. Следует также заметить, что в настоящее время данных натурных исследований таких форм еще недостаточно, поэтому данное умозаключение является предварительным.

В следующий, теплый период с начала голоцена (от 10 до 6 тыс. лет назад), характеризовавшейся интенсивным подъемом уровня с отметок от 60 близких к современным (рис. 5.1.8), Μ ДО трансгрессия распространялась в районы, где мерзлота не успевала оттаивать (Тумской, 2002), а тонкий деятельный слой наносов подвергался волновой переработке в береговой зоне того времени. Залегавшая близко к поверхности дна мерзлота препятствовала глубокому проникновению килей торосистых образований в грунт и образованию крупных ледовоэкзарационных форм. Мелкие же формы оказались к настоящему времени были либо заполнены наносами, либо переработаны волнением. Таким образом, в современном интервале глубин от 30 (50) до 80 м ледовоэкзарационных форм практически не обнаружено.

Стабилизация климатических условий и уровня моря около 6 тыс. лет назад на отметках, близких к современным, создала условия для постепенного оттаивания мерзлых пород в прибрежно-шельфовой зоне. Стабилизировались ледовые условия и, соответственно условия экзарации дна в арктическом бассейне приобрели современные очертания. Однако следует иметь в виду, что за истекшие 6 тыс. лет береговая линия и вслед за ней область наиболее интенсивного ледово-экзарационного воздействия (интервал глубин ~ от 15 до 25 м) существенно сместились в сторону берега в результате абразии берегов и подводного склона.

Ледово-экзарационные формы рельефа можно встретить и на суше. Такие формы рельефа обнаружены нами при анализе космических и аэрофотоснимков на бывшем дне северо-восточного побережья Аральского моря (рис. 5.1.9). В средствах массовой информации и в ряде изданий казахской прессы и околонаучной общественности эти формы интерпретируются как следы божественного происхождения, следы деятельности инопланетян, приводятся сравнения с изображениями на плато Наска в Южной Америке, отмечая, что эти «следы» находятся на одно и той же широте. Однако если проанализировать природные условия (Гидрометеорология..., том VII, Аральское море, 1990) высыхающего бассейна Арала, то всякое сомнение в генезисе этих «следов» проходит и они интерпретируются как борозды ледового выпахивания.



Рис. 5.1.9. Борозды ледового выпахивания на космическом снимке побережья Аральского моря, масштаб изображения - 4х6 км (Scanex)

Площадь Аральского моря по состоянию на 1960 г. перед началом падения уровня составляла 69 тыс.кв.км, объем воды – 700 км.куб., соленость 12 промилле. За 50 лет падения уровня, составившего около 25

метров, площадь сократилась до 11 тыс.кв.км., объем воды – до 70 км.куб., соленость в искусственно поддерживаемой Казахстаном акватории Малого Аральского моря составила 10 промилле, в остальной части – около 100 промилле (<u>http://ru.wikipedia.org;</u> рис. 5.1.10а). Глубина моря достигала более 60 м (рис. 5.1.10б).



Рис. 5.1.10. Аральское море (а) космический снимок 2010 года (Scanex),
(б) – распределение глубин при отметке 53 м, абс. (1960 г.;
Гидрометеорология..., том VII, Аральское море, 1990)

Климат Аральского моря несколько более суровый по сравнению с Северным Каспием (Гидрометеорология..., том VII, Аральское море, 1990). В феврале средняя температура воздуха достигает –9 – –12°С. Продолжительность ледового сезона сильно зависит от суровости холодного периода и в среднем длится с середины ноября до середины апреля. В холодные зимы к Февралю всю акваторию занимает припай. Мощность ровного льда колеблется от 65 до 115 см. Благодаря доминирующим в холодный период сильным северо-восточным ветрам
(35% повторяемости), ледяной покров сильно наслоен и всторошен. Таким образом, здесь имелись все условия для весьма интенсивной экзарации дна ледяными образованиями.

Падение уровня, достигавшее с середины 70-х до начала 90-х прошлого века до 70 см в год происходило так быстро, что борозды выпахивания не успевали заполняться наносами. За год осушалось километров поверхности бывшего несколько сразу дна. Волновая переработка на северо-восточном отмелом побережье практически отсутствовала в силу его отмелости и доминирования штормовых ветров, дующих все с того же северо-востока. Хорошей сохранности борозд способствовал суглинистый характер донного грунта, которое здесь существенно отличается от Северного Каспия по составу донных осадков. В заключение, хотелось бы отметить, что изучение параметров ледовоэкзарационного рельефа на бывшем дне Аральского моря имеет большое фундаментальное и прикладное значение для понимания условий и интенсивности экзарации дна на мелководных замерзающих морях.

Климатические и антропогенные изменения любого порядка могут приводить к кардинальной перестройке природной среды и менять условия формирования и сохранности ледово-экзарационного рельефа на дне замерзающих морей.

5.2 Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов

Прибрежно-шельфовая зона моря, как область взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы И исключительно динамична. Гидрометеорологические, в том числе литодинамические и ледовые процессы, протекающие здесь, являются одним из главных факторов, определяющих выбор места и инженерных решений при строительстве объектов обустройства нефтегазового комплекса как на акватории, так и на берегу. В XXI веке в условиях глобального изменения климата неизбежно произойти должны заметные изменения гидрометеорологических характеристик приземного слоя атмосферы, которые в свою очередь приведут к изменениям в гидросфере и литосфере. Рост температур вызовет покрытой уменьшение площади, льдами, при ЭТОМ продолжительность безлёдного периода увеличится. Сокращение площади морских льдов и приведет к увеличению длины разгона ветровых волн, бассейне. В доминирующих В арктическом сентябре 2007 Г., зафиксирована самая малая площадь льдов в Северном полушарии Земли за весь период инструментальных спутниковых наблюдений, ведущихся с 1978 г. (рис. 5.1.2). В сентябре 2012 года этот минимум был обновлен (рис. 5.2.1). В арктических морях доминирует ветровое волнение. Лишь в Баренцевом и в меньшей степени Чукотском морях заметное значение имеет океанская зыбь. В результате усилится воздействие волн на берег, что, несомненно, скажется на динамике берегов, вызвав усиление их абразии (рис. 5.2.2). Соответственно, абразионная эффективность периода открытой воды определяется как интенсивностью штормовых нагонов, так и продолжительностью штормового периода. Интенсивность штормовых нагонов будет зависеть от разгона волн, который определяется размером полыньи, и при ее увеличении энергия волн будет расти (рис. 5.2.3).



Рис. 5.2.1. Изменение площади морских льдов в арктическом бассейне (15 сентября 1997 – 15 сентября 2012 гг., <u>http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere</u>)



Рис. 5.2.2. Сценарий развития береговой зоны замерзающего моря в условиях изменения климата и ледовитости (2000-2100 гг.)



Рис. 5.2.3. Связь динамики берегов и ледовитости моря

Произойдут и другие изменения гидрометеорологических характеристик, связанные с прохождением глубоких циклонов, изменением волновой активности и высоты штормовых нагонов, а также повышением уровня моря, которые также отразятся в динамике береговых процессов (Павлидис и др., 2007).

Несмотря короткий на динамически активный период морфолитодинамические процессы в береговой зоне арктических морей обусловленной отличаются высокой динамичностью, низкой устойчивостью берегов, сложенных дисперсными многолетнемерзлыми породами и развивающимися под влиянием термоабразионного процесса. Около половины протяженности береговой линии арктического побережья России подвержено разным формам термоабразионного процесса и отступает со средней скоростью от 1 до 5 м/год. Динамика типичных термоабразионных берегов в общем виде определяется сочетанием и взаимодействием целого ряда активных гидрометеорологических факторов, среди которых определяющее значение имеют термический и волно-энергетический, а важным связующим звеном является ледовитость акватории (рис. 5.2.4).



Рис. 5.2.4. Активные гидрометеорологические факторы, определяющие динамику берегов, сложенных мерзлыми дисперсными отложениями

Термическое воздействие выражается в передаче энергии к мерзлым породам, слагающим берега, в результате контакта с воздухом и водой, температура которых выше, чем температура мерзлых пород. Соответственно, чем выше температура воздуха и воды, и чем дольше продолжительность периода с положительными температурами воздуха и контакта с морской водой, температура которой выше нуля, тем заметнее фактора берегов, влияние термического на динамику сложенных многолетнемерзлыми породами.

Воздействие волно-энергетического фактора проявляется в прямом механическом воздействии морских волн на берега. Соответственно эффект влияния этого фактора определяется как интенсивностью, так и В продолжительностью волнений. штормовых свою очередь, интенсивность волнения в значительной степени зависит от длины разгона волн (местоположения границы распространения ледяного покрова), а суммарная продолжительность штормовых волнений OT

продолжительности динамически активного периода, когда акватория свободна ото льда.

В условиях глобального изменения климата и ледовитости арктических морей, прогнозируемых на XXI век, влияние на динамику термоабразионных берегов как термического, так и волно-энергетического факторов неизбежно возрастет. Усиление термоабразии будет иметь место как за счет термического фактора в результате более интенсивного оттаивания мерзлых грунтов под действием более высоких температур воздуха и воды, возможного увеличения количества осадков, так и за счет увеличения волнового воздействия на берег, рост которого обусловлен возможным увеличением повторяемости штормовых ветров, расширением динамически активного периода и в меньшей степени повышением уровня.

Таким образом, для оценки влияния изменений климата и ледовитости на процессы разрушения берегов, сложенных различными типами мерзлых дисперсных отложений, необходимо:

- оценить влияние изменений термического режима на ледовитость;

- рассчитать межгодовую изменчивость ветро-волно-энергетических характеристик береговой зоны;
- определить вклад волно-энергетического фактора в термоабразию;
- определить вклад термического фактора в термоабразию берегов.

Для решения поставленных задач мы проанализировали влияние активных гидрометеорологических факторов на примере двух типов берегов, имеющих широкое распространение в наиболее хорошо изученном Печорско-Карском регионе Российской Арктики.

В указанном районе гидрометеорологические наблюдения ведутся с 1914 года, что позволило получить достаточные по репрезентативности ряды гидрометеорологических данных (рис. 5.2.5). На основе сравнения суммы среднегодовых температур и продолжительности безледного периода, удалось установить, что термический режим и ледовитость тесно связаны (см. рис. 5.1.3), соответственно взаимозаменяемы.



Рис. 5.2.5. Ключевые гидрометеостанции Печорско-Карского региона, годы их основания

Первый представлен берегами, ТИП сложенными мерзлыми песчаными отложениями с низким содержанием льда (Огородов, 2004). Как правило, это берега крупных береговых аккумулятивных форм, сформировавшихся в голоцене – береговых барьеров и так называемых баров-кос (рис. 5.2.6). Отложения, слагающие такие берега, не дают процессам, осадки, не подвержены оползневым термоэрозии И термокарсту. Береговые уступы хорошо держат отвесную стенку, процессы здесь развиваются медленно. С инженерносклоновые геологических позиций такие барьерные формы рельефа часто являются весьма привлекательными для строительства жилых и промышленных объектов, естественно, как правило, по сравнению с окружающими сильно-заболоченными тундровыми равнинами. Так как термоабразионный эффект здесь не развит, основным фактором динамики таких берегов должен быть волновой, а не термический.

Для анализа влияния активных гидрометеорологических факторов на динамику берегов первого типа был выбран район о.Варандей, где имеется и ГМС (рис. 5.2.6) и достаточно длительный период ведутся наблюдения за динамикой берегов. Первый параметр, который был проанализирован – температура воздуха. Сумма среднемесячных температур теплого периода года была сопоставлена с результатами наблюдений за динамикой берегов. Никакой связи между ними нам обнаружить не удалось (Ogorodov, 2008).



Рис. 5.2.6. Размываемый берег о.Варандей

Для оценки влияния второго фактора мы провели расчет потока волновой энергии, генерируемой ветрами волноопасных румбов за динамически активный период для каждого года с 1981 по 2009. Расчет, выполнен на основе данных срочных 3-х часовых наблюдений по ветроэнергетической методике Попова-Совешаева (Попов, Совершаев, 1979, 1981, 1982), которая позволяет наиболее точно учитывать конкретные ледовые условия акватории и, соответственно, важнейший параметр – величину разгона волн, от которого в значительной степени зависит суммарный объем энергии волн, приходящих к внешней границе береговой зоны.

Применение волноэнергетических методов в арктических морях ограничивается отсутствием надежных данных инструментальных наблюдений за волнением. Кроме того, большинство станций мониторинга волн, как правило, расположено в защищенных от моря акваториях и не отражает волновой режим открытого моря. При подходе к берегу волны испытывают значительную трансформацию и рефракцию, ЧТО В арктических морях особенно ярко проявляется в силу их мелководности. В результате, наблюдения, ведущиеся на береговых гидрометеорологических станциях, для определения параметров волн в открытом море не репрезентативны. Результаты наблюдений на автоматических буйковых станциях локальны, а информация закрыта для общего пользования. Таким образом, В виду отсутствия или низкой репрезентативности продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях, оценки параметров ветрового волнения могут быть получены лишь на основе модельных расчетов и прогнозов (Ogorodov, 2002).

Не вдаваясь в подробности, рассмотрим некоторые основные положения указанного метода (Попов, Совершаев, 1979, 1981, 1982). Для условий глубокой воды, т.е. когда дно не влияет на развитие волн, расчет секундного потока волновой энергии (на 1 м длины фронта волны за пределами береговой зоны) производится по уравнению, близкому к соответствующему уравнению метода Лонгинова (Лонгинов, 1966):

 $\Theta_{027.} = 3 \times 10^{-6} V_{10}^3 x$, (5.1)

где V_{10} – анемометрическая (истинная) скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря, *м/c*;

x – соответствующий фактический или предельный разгон, км; размерность числового коэффициента соответствует размерности ρ/g (ρ – плотность, m/m^3), т.е. $\frac{mm^3}{mc^2}$, в соответствии с чем \mathcal{P}_0 имеет размерность $\frac{mm}{mc}$, или m/c, как это принято в динамике береговой зоны.

Для мелководного моря аналогичное уравнение имеет вид:

$$\mathcal{P}_{0,\text{MERK.}} = 2 \times 10^{-6} \left(\frac{gH}{V_{10}^2} \right)^{1,4} V_{10}^5, \ (5.2)$$

где числовой коэффициент тоже размерный, а размерность Э₀ такая же, как в (5.1). Уравнение (5.2) справедливо при выполнении двух условий. Для мелководных бассейнов, к которым может быть отнесено большинство арктических морей, энергия волн определялась с учетом безразмерного соотношения $\frac{gH}{V_{10}^2}$ между глубиной *H* по направлению разгона ветра и его скоростью V_{10} (g – ускорение силы тяжести), названного нами кинематическим показателем мелководности. При $\frac{gH}{V_{10}^2} \le 3$ (5.3) глубина водоема ограничивает развитие ветровых волн.

Второе условие определяется следующими соображениями: взаимодействие волн с дном начинается при определенной, достаточно большой их величине; чтобы достичь ее, волны должны пробежать некоторый идеальный путь, не ощущая воздействия дна, т.е. развиваясь в условиях глубокого водоема, для которого справедливо уравнение (5.1). Следовательно, на границе между глубоководной и мелководной зонами должны одновременно выполняться уравнения (5.1) и (5.2). Исходя из этого устанавливается соотношение между минимальным разгоном, обеспечивающим начало взаимодействия волн и дна, и глубиной на разгоне:

$$\frac{x_{\min}}{H} \ge 6.5 \left(\frac{gH}{V_{10}^2}\right)^{0.4}, (5.4)$$

где x_{\min} выражено в километрах, а H – в метрах.

При
$$\frac{gH}{V_{10}^2} = 3$$
 соотношение (5.4) дает $\frac{gx_{\min}}{V_{10}^2} \ge 30$, (5.5)

Из (5.4) получаем величину предельного разгона для глубоководного моря, совпадающую с установленной другими методами:

$$x_{nped} = 3V_{10}^2 . (5.6)$$

Для перехода от секундного потока энергии, генерируемого ветром данной скорости данного румба, к волновой энергии ветра данной градации полученная величина Э₀ умножается на продолжительность действия данного ветра (например, за динамически активный период). Затем величины волновой энергии каждой градации скорости ветра суммировались в пределах заданного волноопасного румба и в результате получались румбовые среднемноголетние величины суммарной энергии волнений за расчетный период – \mathcal{P}_{α} .

Для определения продолжительности динамически активного периода и длины разгона волн с учетом ледовитости акваторий Печорского и Карского морей были использованы данные по бальности ледяного покрова с гидрометеорологических станций и сплоченности льдов, доступных с разрешением 1-3 дня на сайте Университета штата Иллинойс (США), начиная с 1978 г. (<u>http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere</u>).

Многие исследователи связывали возможный рост волновой энергии с ростом температур воздуха в связи с возможным усилением циклонической и штормовой активности (Каплин, Селиванов, 1999). Поэтому, полученные значения волновой энергии были сопоставлены с температурными характеристиками (рис. 5.2.7). Для исследуемого района Печорского моря корреляция между этими характеристиками отсутствует, что, в целом, находится в противоречии сложившемуся мнению.



Рис. 5.2.7. Температурный и волновой режим (Варандей, 1981-2009 гг.)

Сопоставление результатов расчета волновой энергии с данными по отступанию берегов подтвердили предположения о главенствующей роли волно-энергетического фактора в динамике берегов баров и кос, сложенных малольдистыми отложениями (рис. 5.2.8). Коэффициент корреляции высокий – 0,8, единственная проблема – короткий ряд ежегодных наблюдений за динамикой берегов. В постперестроечный период ежегодные наблюдения здесь не осуществлялись.

Таким образом, на примере Варандейского района Печорского моря, удалось показать прямую связь динамики берегов баров и кос с волновым фактором и отсутствие связи с термическим.



Рис. 5.2.8. Связь абразии берегов о. Варандей с волновой энергией

Второй тип берега – чрезвычайно широко распространенные в Печорско-Карском регионе и других районах Арктики типичные термоабразионные и так называемые абразионно-термоденудационные берега (рис. 5.2.9). Такие берега находятся под влиянием всего комплекса активных гидрометеорологических факторов, и термических, и волноэнергетических, находящихся в постоянном взаимодействии и взаимосвязи друг с другом (рис. 5.2.4). Термические факторы, действующие в основном летом, оказывают определяющее влияние на развитие береговой термоденудационных, разрушающих уступ, процессов. Волновой фактор, в свою очередь, удаляет материал, поставляемый берегового Развитие термоденудацией К подножью уступа. термоденудационных процессов замедляется, если волны не удаляют продукты термоденудации, а волновой фактор не будет столь эффективно разрушать берег, если таковой находится в мерзлом, не подготовленном термоденудацией, состоянии.



Рис. 5.2.9. Побережье Байдарацкой губы Карского моря. Типичный термоабразионный берег с выходами пластовых льдов

В качестве ключевого участка с термоабразионным типом берега был выбран район Марре-Сале в Карском море (рис. 5.2.5), где, как и на Варандейском участке, имеется ГМС и ведутся наблюдения за динамикой берегов, начиная с 1978 года (Vasiliev et al., 2005). Дополнительно были привлечены данные по динамике берегов двух участков Байдарацкой губы Карского моря (рис. 5.2.9), где также ведутся стационарные наблюдения.

На основе срочных наблюдений за ветром по ГМС Марре-Сале, взятых за безледный период, для каждого года в отдельности был рассчитан объем волновой энергии, приходящей на внешнюю границу береговой зоны (рис. 5.2.10). Корреляция между продолжительностью безледного периода и волновой энергией оказалась относительно низкой. Оказалось, например, что годы С большой продолжительностью динамически активного периода характеризуются низкой ветроволновой активностью (1981, 1984; 2000-2004 гг.), и, наоборот, в годы с коротким 1-2 безледным периодом отмечалось экстремально сильных И 1982, шторма (1979,1985-1986), продолжительных определивших относительно высокие значения волновой энергии в эти годы. Таким образом, ледовитости, несмотря снижение на увеличение продолжительности безледного периода и длины разгона волн, не всегда влечет за собой рост волновой энергии и, соответственно ускорение волновой абразии берегов.



Рис. 5.2.10. Продолжительность безледного периода и объем волновой энергии, район ГМС Марре-Сале, 1977-2009 гг.

Интенсивность абразии морского берега и подводного берегового склона определяются воздействием волн и возбуждаемых ими течений. Так как в арктических морях России наблюдаются в основном ветровые волны, то решающим фактором в формировании потоков волновой энергии является ветровой режим. Берега здесь испытывают воздействие волн только в безледный период. Интенсивность отступания берега за сезон определяется продолжительностью этого периода и количеством поступившей ветро-волновой энергии. Наибольший вклад в суммарное количество ветро-волновой энергии дают штормы. Изменения климата последних десятилетий проявляются как в изменении ледовых условий, так и в изменении повторяемости скоростей ветра. На побережье арктических морей России, где максимум годового хода средней скорости ветра и количества дней со штормовыми значениями скорости ветра приходится на октябрь и ноябрь, сдвиг даты образования ледяного покрова в сторону зимы приводит к тому, что береговая линия окажется незащищённой от воздействия волн во время наиболее интенсивных штормов. Это, в свою очередь, ведёт к ускорению абразионного процесса, что подтверждается натурными наблюдениями.

Исследования межгодовой изменчивости потоков ветро-волновой энергии, вычисленных по методу Попова-Совершаева (1980) выявили рост значений ветро-волновой энергии от 1977 к 2011 году на фоне роста продолжительности динамически активного периода, а также период слабой ветро-волновой активности в 1998–2004 гг. (Огородов, 2011; рис. 5.2.10). Ретроспективный анализ повторяемости и межгодовой изменчивости штормовых событий позволяет установить наличие и характер связи с изменчивости потока ветро-волновой энергии и, соответственно, абразионным потенциалом (рис. 5.2.11).

Исследования климатической изменчивости скорости ветра в Арктике показывают, что в северном полушарии наблюдается её

уменьшение с середины XX века к началу XXI, особенно заметное на побережьях арктических морей и у полюса (Мещерская, Баранова, 2006; Vautard et al.2002). Уменьшение скоростей ветра в северном полушарии за последние десятилетия происходит, в первую очередь, за счёт уменьшения повторяемости сильных ветров. Одновременно наблюдается уменьшение повторяемостей штилей. Изменчивость распределения скоростей ветра внутри безлёдного периода на станции ГМС Марре-Сале не имеет направленного тренда на увеличение или уменьшение штормовой активности. Выделяются периоды повышенной (по отношению к средней) повторяемости больших (более 10 м/с) значений скорости ветра в июле-октябре – 1982–1996 гг. и 2005–2011 гг. – и период с относительно спокойными ветровыми условиями летом – 1997–2004 гг. Сдвиг даты окончания динамически активного периода в сторону ноября лишь увеличивает экспозицию берега волнам и не приводит к увеличению В октябре повторяемости штормов. повторяемость волноопасных направлений значительно больше, чем в ноябре, поэтому включение октября в динамически активный период сказывается на увеличении повторяемости штормов и росте значений ветро-волновой энергии. Увеличение периода открытой воды приводит к увеличению экспозиции берега волнам и вовлечению октябрьских штормов в формирование суммарного потока ветро-волновой энергии. Это обуславливает большую продолжительность действия штормовых ветров в безлёдный период в 2000-х по сравнению с 70-ми годами прошлого века. Минимум ветроволновой энергии в 1998-2004 гг. обусловлен низкой повторяемостью больших скоростей ветра в эти годы. В 1982–1996 гг. наблюдалась повышенная повторяемость высоких значений скоростей ветра в июненоябре, в 2005–2011 – в октябре. Таким образом, поток ветро-волновой энергии в прибрежной зоне и соответствующий ему отклик в динамике берегов зависит от нескольких взаимосвязанных факторов, которые

обладают своей климатической изменчивостью и действуют как по отдельности, так и совместно, то ослабляя, то усиливая друг друга.





Рис. 5.2.11 Начало и конец динамически активного (безлёдного) периода на ГМС Марре-Сале по данным наблюдений за сплочённостью льда и скорость

приземного ветра в сроки наблюдения (Шабанова, Огородов, 2012) *а*) – для всех направлений ветра; *б*) – для волноопасных направлений ветра

Еще хуже оказалась связь между температурным режимом и волновой энергией (рис. 5.2.12). Как и в Печорском море, корреляционная связь между этими показателями не выявлена. Так, например, теплый период 2000-2004 гг. оказался в противофазе с ветро-волновой активностью. Этот факт еще раз свидетельствует в пользу недостоверности выводов о том, что потепление способствует усилению штормовой активности в арктическом регионе. Кроме того, известен тот факт, что потепление проявляется в основном в виде повышения температур холодного периода (Обзор гидрометеорологических..., 2011, 2012, 2013) и выражается в снижении толщины и площади распространения морского льда, который затем быстрее тает. Температурный же фон динамически активного безледного периода меняется слабо.



Рис. 5.2.12. Корреляция между температурным режимом и объемом волновой энергией в районе Марре-Сале, 1977-2009 гг.

Межгодовая изменчивость объемов волновой энергии, приходящей на внешнюю границу береговой зоны, на фоне менее резких колебаний температур весьма велика (рис. 5.2.11): значения волновой энергии (а, следовательно, и волновой абразии берегов) в годы с большой продолжительностью динамически активного периода и интенсивной гидродинамикой могут быть в 5-7 раз выше, чем в годы с коротким динамически активным периодом и невысокой волновой активностью.

Результаты расчетов были сопоставлены с данными наблюдений за динамикой берегов. Оказалось, что годы, в которые наблюдаются совпадения температурного и волно-энергетического максимумов (рис. 5.2.12) достаточно хорошо соответствуют увеличению скоростей отступания берегов. И, наоборот, при совпадении температурного и волноэнергетического минимумов – величины отступания берегов оказались минимальными. Остальные значения, в годы, когда, например, отмечается высокий температурный фон и низкая волновая энергия, или теплый низким волно-энергетическим потенциалом год, но С соответствуют, как правило, промежуточным значениям величин отступания берега.

Корреляция суммарной температуры воздуха и волновой энергии с величинами отступания берегов на Марре-Сале и в Байдарацкой губе невелика. Связь между этими показателями в отдельности выявлена, однако коэффициент корреляции с каждым из этих параметров достаточно низкий – 0,41 и 0,39 соответственно (рис. 5.2.13; рис. 5.2.14).

Так как корреляции между температурой и волновой энергией не обнаружено, логично предположить, что термический режим не может «напрямую» влиять на волновую абразию. Термический режим определяет лишь оттаивание мерзлых пород, а волновой режим – лишь механическую волновую абразию, что в отдельности недостаточно для эффективного разрушения берега. Без волнового удаления оттаявшего материала развитие термоденудационных процессов со временем прекратилось бы.

С другой стороны, воздействие волн на мерзлый, не оттаявший берег было бы на порядок менее эффективно и свелось бы к кратковременному термоабразионному оттаиванию в момент контакта грунта с водой, механическое же воздействие на мерзлые породы было бы аналогичным абразионному эффекту волн на твердые кристаллические породы. Соответственно, попытка подтвердить возможность совместного влияния термического и волно-энергетического фактора на динамику берегов должна оказаться результативной.



Рис. 5.2.13. Связь между температурным режимом и отступанием берегов в районе ГМС Марре-Сале, 1977-2004 гг.



Рис. 5.2.14. Связь между волно-энергетическим режимом и отступанием берегов в районе ГМС Марре-Сале, 1977-2004 гг.

Для того чтобы определить совместное влияние вышеобозначенных факторов на динамику берегов была проведена нормализация рядов по температуре и волновой энергии, а затем нормализованные значения сложили отдельно для каждого года, получив так называемый «термо-

волноэнергетический» показатель. Показатель был сопоставлен с результатами наблюдений за динамикой берегов, коэффициент корреляции составил 0,6 (при стабильном вероятностном отклонении), что свидетельствует о высокой степени зависимости величин отступания берегов от суммарного «температурно-волноэнергетического» эффекта (рис. 5.2.15).

Таким образом, на примере ключевого участка юго-западной части Карского моря нам удалось показать связь динамики термоабразионных берегов и с температурой и с волновой энергией.



R = 0.6; $R^2 = 0.34$; F=11.9; Pr>F = 0.002

X = (Tnorm. + Enorm.) - сумма нормализованных значений волновой энергии

Рис. 5.2.15. Связь между скоростью отступания термоабразионных берегов юго-западной части Карского моря и показателем, определяющим совокупное влияние термического и волно-энергетического факторов

Основной вывод, следующий из анализа зависимостей для первого и второго типов берегов: чем выше льдистость мерзлых дисперсных пород, слагающих берега, тем большую роль в их динамике играет термический фактор и, соответственно, чем ниже льдистость пород, тем большее значение в динамике берегов приобретает волно-энергетический фактор. Т.е. динамика типичного термоабразионного берега определяется и термическим и волно-энергетическим режимом акватории, их сочетанием и взаимодействием.

Для прогноза изменений в динамике берегов арктического региона в условиях изменения климата и ледовитости арктических морей важно понять – как влияет снижение ледовитости на энергию волн, главный фактор динамики нетермоабразионных берегов и важный фактор динамики термоабразионных берегов.

В условиях потепления климата изменение ледовитости во времени выражается в увеличении продолжительности безледного периода, что приводит к росту суммарного объема волновой энергии и отражается в ускорении абразии берегов. Изменение ледовитости в пространстве выражается в увеличении площади открытой воды, длины разгона волн и, соответственно, возможности для развития более крупных ветровых волн и увеличения высоты штормовых нагонов, что также должно привести к ускорению абразионного процесса.

Рассмотрим возможный сценарий развития акватории арктического бассейна в условиях потепления климата, при котором наблюдается последовательное смещение границы ледяного покрова от берега в сторону открытой акватории (рис. 5.2.16). Как при этом изменится объем волновой энергии, приходящей на внешнюю границу береговой зоны? Чтобы дать ответ на этот вопрос, по методу Попова-Совершаева был проведен тестовый расчет волновой энергии для следующих условий:

- увеличивающаяся потенциальная длина разгона волн от 50 до 1000 км;
- ветер со скоростью 15 м/с дует по нормали к берегу в течение 72 часов;
- осредненное поле глубин «глубоководного» и «мелководного» моря.

Поле глубин акватории «глубоководного» моря примерно соответствует рельефу дна морей Бофорта и Чукотского, «мелководного» - морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.



Рис. 5.2.16. Изменение длины разгона волн при смещении границы распространения морских льдов, км

Результаты расчетов приведены на рисунках 5.2.17 и 5.2.18. Оказалось, что с увеличением расстояния от границы льдов до берега в условиях «глубоководного» моря имеет место направленный рост волновой энергии, приходящей к внешней границе береговой зоны, вплоть до достижения границей льдов расстояния около 700 м от берега, затем, рост волновой энергии прекращается (рис. 5.2.17). Этот факт обусловлен тем, что при скорости ветра в 15 м/с на таком расстоянии от берега достигается предел развития ветровых волн (см. формулу 5.6). В условиях «мелководного» моря при смещении границы льдов в сторону открытого моря на начальном этапе произойдет быстрый рост волновой энергии в соответствии с формулой «глубокой» воды вплоть до расстояния около 200 км от берега, затем, при дальнейшем увеличении расстояния от границы льдов до берега параметры волн увеличатся до критического значения (см. формулу «критерия мелководности» - 5.3), при котором на развитие волнения начинает влиять дно, после чего рост энергии волн происходит медленнее в соответствии с формулой «мелководного» моря (5.2) и на расстоянии около 700 км от берега прекращается (рис. 5.2.18).

Анализируя влияние длины разгона волн, следует также заметить, что в арктическом регионе в циклоническом вихре в зависимости от его величины на расстоянии в 500-1000 км происходит поворот вектора действия ветра на 90°, что также препятствует развитию ветровых волн, начиная с определенного расстояния.



Рис. 5.2.17. Зависимость значений волновой энергии, генерируемой ветром 15м/с за 72 часа, в «глубоководном» море от положения кромки льдов



Рис. 5.18. Зависимость значений волновой энергии, генерируемой ветром 15м/с за 72 часа, в «мелководном» море от положения кромки льдов

В условиях изменения климата косвенным, но регионально значимым фактором, определяющим изменение площади свободной ото льда воды и длины разгона волн станет фактор изменения системы глобальной циркуляции морских вод и льдов в арктическом бассейне. Так, если проанализировать события 2007 и 2012 годов, когда были достигнуты исторический минимум площади льдов (рис. 5.1.2), в Баренцевом и Карском морях в условиях сокращения площади ледяного покрова разгон волн практически не изменился, зато в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта разгон волн резко возрос.

По результатам выполненных расчетов и проведенного в главе анализа различных гидрометеорологических факторов влияния на динамику берегов в условиях изменения климата и ледовитости можно утверждать, что катастрофического многократного усиления абразии арктических берегов не произойдет в силу частичной метахронности гидрометеорологических процессов И, соответственно, не полной реализации абразионного потенциала.

5.2.1 Эволюция берегов Печорского моря в XXI веке

Как было показано выше волно-энергетический фактор играет определяющее значение в динамике берегов Печорского моря и проявляется в прямом механическом воздействии морских волн на берега. Соответственно эффект влияния этого фактора определяется как интенсивностью, так и продолжительностью штормовых волнений. В свою очередь, интенсивность волнения, в значительной степени, зависит от длины разгона волн (местоположения границы распространения ледового покрова) и продолжительности динамически активного периода, когда акватория свободна ото льда.

В условиях глобального изменения климата И ледовитости арктических морей, прогнозируемых на XXI век, влияние на динамику берегов Печорского моря неизбежно возрастет, что может привести к скоростей берегов. существенному увеличению разрушения Продолжительность динамически активного периода увеличится почти на два месяца (ACIA, Impacts of, 2004), что должно в исследуемом районе способствовать увеличению скоростей абразии берегов к 2100 г., по нашим оценкам, по крайней мере, в 1,5 раза (Огородов и др., 2005). Рост объема волновой энергии, приходящей к внешней границе береговой зоны, также может быть обусловлен увеличением длины разгона волн и волновой активности в регионе. В Печорском море, находящемся под заметным влиянием Атлантики, в отличие от других морей российского сектора Арктики развитие ледового покрова в период его становления происходит со стороны суши, а очищение акватории ото льда – со стороны моря. В таких условиях увеличения длины разгона волн не произойдет. Что касается изменения волновой активности в регионе Печорского моря: как показали наши расчеты, выполненные для последних 25-лет, межгодовые изменения суммарного объема волновой энергии достигают 4-5 раз, а устойчиво продолжительность периодов, характеризующихся

определенным уровнем волновой активности не превышает 3-5 лет. В этой связи можно полагать, что в XXI столетии будут наблюдаться периоды с уровнем волновой активности как выше, так и ниже среднего современного уровня. Таким образом, этот параметр наиболее плохо прогнозируемый.

Еще один важный фактор – повышение уровня моря. В течение XX столетия средняя скорость повышения глобального уровня Мирового океана составляла в среднем 2 мм в год, за последнее десятилетие отмечено увеличение скорости подъема уровня – до 3 мм в год (ACIA, Impacts of, 2004). Согласно последним сценариям наиболее вероятный рост уровня моря в за XXI век должен составит от 30 до 50 см, т.е. средняя скорость трансгрессии достигнет 4 мм в год. Регионально, и в частности в южных районах Печорского моря, можно ожидать, что за счет тектонической составляющей относительные величины подъема уровня будут несколько выше.

Однако как показали результаты моделирования эволюции берегов Печорского моря (Леонтьев, 2002), величины отступания берегов с абразионными уступами, сложенными дисперсными отложениями, при увеличении скорости подъема уровня от 3 до 10 мм в год практически не изменятся. Таким образом, динамика таких берегов в условиях изменения климата будет в большей мере определяться возможным увеличением суммы положительных температур и продолжительности безледного периода, нежели подъемом уровня моря.

Более заметное влияние повышение уровня моря может оказать на низменные аккумулятивные, лайдовые и дельтовые берега. В случае если скорость повышения уровня моря превысит скорости осадконакопления, на таких берегах к концу XXI века следует ожидать затопления обширных площадей суши. Вместе с тем, для ряда низменных участков, в частности для тыловых частей береговых баров (Огородов и др., 2003), характерны

достаточно высокие скорости осадконакопления, которые могут быть достаточными для компенсации эффекта от повышения уровня моря.

Береговая зона в Печорском регионе в границах, близких к современным, сформировалась примерно 6 тыс. лет назад, когда уровень моря достиг современных отметок. За истекшее с этого периода время уровень менялся незначительно, а основными рельефообразующими процессами стали волновые и термические. Благодаря длительному динамически активному периоду и наличию на мелководье запасов песчаных наносов широкое распространение также получили крупные аккумулятивные формы: береговые бары и косы.

Рыхлые высокольдистые глинистые, суглинистые и песчаные мерзлые толщи, слагающие побережье на значительном протяжении, термоабразионных способствовали развитию берегов. Скорости отступания берегов на участках, относительно слабо затронутых человеческой деятельностью в среднем составляют 1-2 м в год: на о.Песяков – 1,0-2,5 м/год (Огородов, 2003), на о. Колгуев – 0,6-2,6 м/год (Кизяков, 2004), к востоку от о. Варандей – 1,8-2,0 м/год (Новиков, Федорова, 1989), в Печорской губе – 0,4-1,2 м/год (Суздальский, Куликов, 1997). Под влиянием относительно медленного современного потепления некоторые берега района в аномально тёплые годы отступают со скоростью до 10 м/год (Селиванов, 1996; Каплин и Селиванов, 1999). В соответствии с данными измерений, несколько сегментов южных берегов арктических островов отступает на 40-50 м/год (Аре, 1980; Жигарев, 1997).

Наибольший интерес с точки зрения эволюции и динамики берегов в XXI веке представляет южное побережье Печорского моря от мыса Святой Нос до Хайпудырской губы, а также побережье о. Колгуев. На значительном протяжении берега здесь сложены мерзлыми дисперсными отложениями и должны чутко реагировать на потепление климата. Динамика типичных термоабразионных берегов в общем виде определяется сочетанием термического и волно-энергетического факторов.



В XXI веке наибольшие изменения произойдут в южной части Печорского моря (рис. 5.2.19).

Рис. 5.2.19. Карта-схема морфологии и динамики берегов Печорского моря в XXI веке. Условные обозначения: *Рельеф прибрежной суши:* 1 – поймы и дельты рек (Q_{IV}); 2 – эолово-морские (высотой до 10-12 м) и аллювиальноозерно-морские (высотой до 3,0-3,5 м) террасы (Q_{IV}); 3 – озерноаллювиальные 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 галечнощебнистым пляжем: 7 _ термоабразионные И абразионнотермоденудационные С песчано-галечным валунной пляжем ИЛИ отмосткой; 8 – абразионные (в рыхлых породах) с песчаным или песчаногалечным пляжем; 9 – аккумулятивные с песчаным или песчано-галечным пляжем; 10 – дельтовые; 11 – лагунно-бухтовые. Элементы динамики береговой зоны: 12 – вдольбереговые потоки волновой энергии (толщина пропорциональна наносодвижущей силе); стрелки 13 _ участки двухсторонних миграций наносов; 14 – прогнозные величины отступания берегов в XXI веке, м. Прочие обозначения: 15 – ветровые осушки; 16 – фрагменты затопленных речных долин; 17 – авандельты; 18 – отдельные выходы коренных пород; 19 – пояса дюн.

Тиманский береговой район простирается от мыса Святой Нос на западе до п-ова Русский Заворот на востоке (рис. 5.2.19). На участке между мысом Святой Нос и о. Сенгейский, где берег представлен высоким абразионно-термоденудационным уступом, в условиях потепления климата следует ожидать заметного увеличения темпов абразии, прежде всего за счет активизации термоденудационных процессов. За сто лет берег может отступить здесь на 150-200 м. Заметное увеличение потока наносов в сторону о. Сенгейский создаст благоприятные условия для сохранения здесь стабильного аккумулятивного берега с мощным дюнным поясом (рис. 5.2.20). Далее к северо-востоку от острова развит 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 познеплейстоцен-голоценовая терраса с высотами 10-15 м и сложенная мерзлыми дисперсными отложениями. В пределах этих сегментов берег термоабразионный (рис. 5.2.21). Ускорение отступания берегов в XXI веке будет способствовать деградации бара, а протяженность абразионных участков здесь вырастет.



Рис. 5.2.20. Остров Сенгейский: мощный дюнный пояс защищает берег



Рис. 5.2.21. Термоабразионныйй берег к востоку от губы Колоколова

Печорский береговой район включает аккумулятивные формы полуостров Русский Заворот и о-ва Гуляевские Кошки, ранее вероятно представлявшие собой единый береговой бар (Огородов, 2003). На старых поморских картах 16-17 веков Гуляевские Кошки были несколько крупнее современных, а также превосходили нынешние числом. Ближайшие 100 лет продолжится деградация Гуляевских Кошек вследствие того, что вдольбереговой поток наносов от «Тиманского берега» больше не подпитывает их. Наносы, движущиеся с запада, аккумулируются в пределах полуострова Русский Заворот и уходят в проливные дельты, разделяющие Кошками и полуостров. Восточные Гуляевские Кошки, имеющие абсолютные отметки до 1-2 м над уровнем моря, могут просто Русский Заворот, исчезнуть. Полуостров сложенный хорошо сортированным песчаным материалом, в результате увеличения потока наносов, напротив, должен сохранить свои очертания, даже несмотря на подъем уровня.

В (рис. Печорской губы 5.2.19) абразионнопределах термоденудационные берега, часто с отмершими абразионными уступами (рис. 5.2.22) чередуются с аккумулятивными лайдовыми и лагуннобухтовыми. Южную часть губы занимает Дельта р. Печоры, относящаяся по своим морфологическим признакам к типу многорукавных дельт. Динамика берегов Печорской губы определяется более низкими значениями волновой энергии, по сравнению с открытой частью Печорского моря. За XXI век в пределах Печорской губы не следует ожидать каких-либо кардинальных изменений в морфологии и динамике берегов. Лишь на ряде низких лайдовых участков положение береговой линии может заметно измениться (на десятки метров) вследствие их пассивного затопления и размыва. Кроме того, как отмечают (Kaplin et al., 2005), процессы эрозии могут активизироваться в протоках р. Печоры.



Рис. 5.2.22. Печорская губа: отмерший береговой уступ за лайдой

Варандейский береговой район (рис. 5.2.19) охватывает участок от о. Песяков на западе до п-ова Медынский Заворот на востоке. О-ва Песяков и береговые Варандей голоценовые бары, сложенные песчаным материалом. Центральные части этих баров на современном этапе подвержены размыву, который в значительной мере обусловлен влиянием техногенного фактора (Огородов, 2004). В XXI веке морфолитодинамика этих берегов также будет в большей степени определяться влиянием человеческой деятельности (рис. 5.2.23): здесь построен крупнейший на северо-востоке Европейской России нефтяной терминал. К востоку от о. Варандей, где к урезу выходит уступ 5-15 метровой цокольной террасы, Абразии берег термоабразионный. подвержена мерзлая толща среднеплейстоценовых валунных суглинков и глин (рис. 5.2.24). В условиях потепления климата здесь термоабразионный процесс должен активизироваться. Потери суши составят от 250 до 300 м за сто лет. берегов Питание наносами полуострова Медынский Заворот осуществляется с вдольбереговым потоком наносов, поступающих с вышеописанного термоабразионного участка. В результате усиления абразионного процесса увеличится поступление наносов в береговую зону

и, соответственно, усилится питание полуострова наносами. В условиях резкого падения объема волновой энергии на дистальной оконечности Медынского Заворота следует ожидать нарастание косы.



Рис. 5.2.23. Техногенно преобразованный берег острова Варандей



Рис. 5.2.24. Термоцирк в мерзлых валунных суглинках террасы

О-ва Матвеев, Голец, Долгий, Зеленцы, расположенные к востоку от Варандейского района (рис. 5.2.19), образуют единый линейно вытянутый

выступ кристаллических пород, переработанный волновыми процессами и физическим выветриванием. Берега островов не претерпят существенных изменений в XXI веке. Наличие кристаллических пород, значительные высоты (10-18 м) делают берега островов, да и сами острова, особенно о. Долгий, весьма устойчивыми и удобными для хозяйственного использования.

Берега Хайпудырской губы представлены почти всеми типами, характерными для южной части Печорского моря (рис. 5.2.25). Подобное разнообразие объясняется выходом К урезу губы различных морфогенетических комплексов (рис. 5.2.19): от дельт небольших рек до высоких морских террас с отметками 50-60 м. В условиях потепления климата объем наносов, поступающих в акваторию губы с высоких абразионно-термоденудационных откосов должен возрасти, что обеспечит усиление аккумулятивного процесса на широко развитых здесь осушках и пляжах, компенсируя эффект от повышения уровня моря. На самих абразионных участках величины отсупания берегов в XXI веке не превысят 150-200м в силу относительно низких волноэнергетических показателей закрытой от проникновения крупных волн акватории губы.



Рис. 5.2.25. Хайпудырская губа: берег защищен галечно-валунным пляжем

В отличие от вышеописанных районов в пределах Западно-Югорского берегового района в толще пород, слагающих берег, доминирует валунно-галечный материал, а в северной части имеется выход к морю скальных пород. Относительно широкие галечно-щебнистые пляжи защищают берег от размыва. За текущее столетие берег может отступить максимум на 50-100 м. У устья р. Коротаиха формируется обширный конус выноса – авандельта этой реки. Поступление речных наносов на участок авандельты в условиях потепления климата увеличится, что должно обусловить сохранение существующих глубин над авандельтой, несмотря на повышение уровня моря. В северной части района и на мысу Синькин Нос берега сложены кристаллическими породами и весьма устойчивы к размыву.

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, выходящего к Печорскому морю, к урезу выходят относительно прочные кристаллические породы (рис. 5.2.26). Большая часть береговой линии имеет здесь абразионно-бухтовое и фиардово-шхерное расчленение. Берега островов не претерпят больших изменений в XXI столетии.



Рис. 5.2.26. Абразионный берег острова Вайгач
Остров Колгуев сложен толщей осадочных песчано-глинистых многолетнемерзлых отложений. Встречаются залежи пластовых льдов, мощностью от 0,5 до 2 м (Великоцкий, 1998). На западном и северном побережье острова Колгуев береговые уступы достигают 40-50 м (рис. 5.2.27). К местам вскрытия пластовых льдов приурочены крупные прибрежные термоцирки протяженностью вдоль берега от 200 до 400 и врезанные вглубь суши до 200 м. Средние скорости отступания термоабразионных берегов Западного Колгуева за последние полвека составили 0,6-2,6 м/год (Кизяков, 2004). В условиях потепления климата величины отступания берега составят здесь не менее 150-350 м/год. В юговосточной части острова вследствие увеличения мощности вдольбереговых потоков наносов, действующих В направлении от абразионных участков, напротив, произойдет заметное усиление аккумулятивного процесса.

Таким образом, береговая зона Печорского моря в XXI веке претерпит существенные изменения в морфо- и литодинамическом режиме, обусловленные глобальным как влиянием изменений климата, изменением ледовитости и повышения уровня моря, так И локальным влиянием техногенного фактора.



Рис. 5.2.27. Западный берег острова Колгуев (фото А.И.Кизякова)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненной работы решена крупная фундаментальная и научно-практическая проблема динамики прибрежно-шельфовой зоны замерзающих морей – исследована рельефообразующая деятельность морских льдов.

Морские льды могут оказывать как пассивное влияние на динамику береговой зоны, защищая берега и дно от гидродинамического воздействия волн и приливов, так и оказывать непосредственное механическое, выражающееся термическое И физико-химическое воздействие, В процессах экзарации, транспорте наносов морскими льдами, провоцируя размыв дна и формирование мерзлых пород. Среди этих процессов наиболее опасным является экзарация – деструктивное механическое воздействие льдов на грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением И стамухообразованием влиянием под гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежно-шельфовой зоны.

Рельефообразующая деятельность морских льдов в прибрежношельфовой зоне большинства замерзающих морей находится в одном ранге с волнением и приливами. Параметры форм рельефа, созданных под воздействием морских льдов, могут достигать по глубине – первых метров, по ширине – первых десятков метров, по протяженности – нескольких километров, а объемы транспорта наносов на отдельных участках профиля подводного склона сопоставимы или превышают объемы наносов, перемещаемых под действием волн и течений. Таким образом, в замерзающих морях внешнюю границу береговой зоны целесообразно проводить на глубине, начиная с которой прекращается волновая переработка ледово-экзарационных форм, a ледово-экзарационный микрорельеф становится доминирующим.

На основе собственных исследований в Карском, Печорском и Каспийском морях, а также анализа зарубежных литературных источников

установлен ряд закономерностей динамики рельефа береговой зоны типичного замерзающего моря:

- интенсивность экзарации дна определяется ледовыми условиями, глубиной акватории И геоморфологией лна. Наибольшие интенсивность и глубина экзарации дна приурочены к области дрейфующих льдов, тяготеющей к кромке припая, где в течение всего холодного сезона происходят торошения и вдоль которой осуществляется дрейф ледяных полей с вмерзшими в них торосистыми образованиями, достигающими дна. С увеличением глубины моря вероятность образования и встречи тороса, килем достигающего дна, падает, вследствие чего уменьшается число актов пропашки. В пределах припая динамические воздействия морских льдов на дно ограничены его слабой подвижностью и локализованы вокруг стамух и гряд торосов, «сидящих» на подводных береговых валах.
- глубина борозд выпахивания характеризуют встречаемость и сохранность ледово-экзарационного микрорельефа, которая зависит как от давности акта пропашки, так и интенсивности развития Благодаря литодинамических процессов. низким скоростям седиментации на больших глубинах происходит «накопление» ледово-экзарационных форм, в то же время, в области волновых деформаций такие формы достаточно быстро перерабатываются. Кроме того, сразу после пропашки дна килем тороса имеет место частичное заполнение борозд в результате обрушения бортиков обваловки. Таким образом, для оценки максимальной глубины внедрения киля тороса в грунт и вероятностного определения частоты актов пропашки соответствующей глубины, характеристик встречаемости и глубины борозд недостаточно.

В диссертации также показано, что региональная дифференциация интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно, включая

интервал глубин зоны наиболее интенсивной экзарации, предельную глубину моря, до которой возможно воздействие килей торосов на дно, и максимальную глубину ИХ внедрения В грунт, определяется геоморфологическим строением прибрежно-шельфовой зоны, суровостью климата и системой циркуляции морских вод и льдов. Именно она отвечает за пространственно-временное перераспределение морских льдов различных типов. Так в арктическом бассейне наиболее интенсивные воздействия морских льдов фиксируются в прибрежно-шельфовой зоне воздействием морей, находящихся под напорным многолетних дрейфующих льдов из центральной Арктики. В тех арктических морях, где доминируют отжимные явления И формируются молодые льды, интенсивность воздействий морских льдов на берега и дно существенно ниже.

Установлено, что потепление климата и вызванные им снижение ледовитости вместе со снижением мощности ледяного покрова, ширины развития припая и размеров ледяных образований приводят к смещению зоны наиболее интенсивного ледово-экзарационного воздействия в сторону суши.

настоящей работы найти Предпринятые В рамках попытки закономерности развития берегов в условиях изменений климата и ледовитости арктических морей не привели к явному успеху. Рост температуры воздуха и воды, увеличение длины разгона волн, увеличение вероятности возникновения экстремальных штормовых нагонов на фоне продолжительности динамически безледного увеличения активного периода создают синергетически благоприятные условия для роста абразионного потенциала разрушения берегов, сложенных дисперсными многолетнемерзлыми породами. Вместе с тем, на основе ретроспективного метахронности воздействия анализа выявлено. что вследствие гидрометеорологических факторов потепление отнюдь не всегда приводит к росту волновой энергии и ускорению абразионного процесса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев С.П., Анцыферов С.М., Давидан И.Н., Добротворский А.Н., Драбкин В.В.,. Дружевский С.А, Кантаржи И.Г., Лавренов И.В., Леонтьев И.О., Неелов И.А., Серебряков А.М. Исследование закономерностей переформирования рельефа дна под воздействием волнения, течений и ледяного покрова в некоторых прибрежных районах Балтийского моря // Морской вестник, № 3 (15) 2005, С.110-115.
- Андреев В.В., Добрынина Т.А., Игнатов Е.И., Маев Е.Г., Ширяев В.Н. Рельеф и донные отложения Мангышлакского порога // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 2, Изд-во МГУ, 1971, С. 75-89.
- Архипов В.В., Землянов И.В., Огородов С.А. Ледово-экзарационный рельеф на дне Северного Каспия. Геология, география и экология океана. Материалы Международной научной конференции, посв.100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону: Издво ЮНЦ РАН, 2009, С. 24-26.
- Архипов В.В., Огородов С.А. Ледово-экзарационный рельеф на дне Северного Каспия // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения – Труды. М., Географический факультет МГУ, 2010, с. 261-263.
- Арчиков Е.И., Степанова Л.Е., Майоров И.С. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря. Владивосток. Изд-во ДГУ, 1989. 112 с.
- 6. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 158 с.
- Арэ Ф.Э. Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск: Наука, 1985. 171 с.
- Арэ Φ.Э. Разрушение берегов арктических приморских низменностей, Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2012, 291 с.

- Арэ Ф.Э., Григорьев М.Н., Рахольд Ф., Хуббертен Х.-В. Определение скорости отступания термоабразионных берегов по размерам термотеррас // Криосфера Земли, 2004, Том VIII, № 3, с. 52-56.
- Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря СПб., Прогресс-Погода, 1997, 197 с.
- Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. О генезисе рельефа дна Северного Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т.71. Вып.5. С. 80-89.
- 12. Белов Н.А. Общая оценка и пути разноса обломочного материала в районе Сибирского шельфа // XXIII Международный географический конгресс. Симпозиум «География полярных стран». Л., Гидрометиздат, 1976. С. 17-19.
- Белова Н.Г., Огородов С.А. Роль пластовых льдов в динамике югозападного побережья Карского моря (по данным мониторинга абразии берегов в районах ГМС «Флокс» и ГМС «Харасавэй») // Естественные и технические науки, № 4, 2011, с. 369-371.
- 14. Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 89-95.
- Бирюков В.Ю., Огородов С.А. Рельеф дна Печерского моря // Трудове на Института по океанология, Т. 4, Варна, 2003, 105-110.
- Бирюков В.Ю., Ермолов А.А., Огородов С.А. Рельеф дна Байдарацкой губы Карского моря // Вестник Московского государственного университета. Серия 5. География, 2008, № 3, С. 79-84.
- Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 384 с.
- Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Огородов С.А. Формирование припая и его воздействие на береговую зону // Океанология, 2010, том 50, № 3, С. 345-354.

- 19. Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007, 381 с.
- Бородачев В.Е., Комов Н.И., Дворкин Е.Н. Многолетние стамухи в Карском море // Труды ААНИИ. Т. 418. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. С. 107-115.
- 21. Бородачев В.Е., Гаврило В. П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 127 с.
- Бухарицин П.И. Особенности ледового режима и методы прогноза ледовых условий северной части Каспийского моря: Дис. на соискание уч. степ. канд. геогр. наук. – ААНИИ, Ленинград, 1987. 149 с.
- Бухарицин П.И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря // Водные ресурсы. -1984. - № 6. - С. 115-123.
- 24. Бухарицин П.И. Опасные гидрологические явления на Северном Каспии // Водные ресурсы, Том 21, №№ 4-5, 1994. С. 444-452.
- 25. Валлер Ф.И. Прочность ледяного покрова Северного Каспия (по результатам работ зимой 1973-74 гг.) // Сборник работ Астраханской ГМО, 1980, Вып. 2, С. 102-108.
- 26. Валлер Ф.И., Егоров И.Г. О преобладающем переносе вод Северного Каспия в навигационный и ледовый периоды // Сборник работ Астраханской ГМО, 1980, Вып. 2, С. 73-92.
- 27. Васильев А.А. Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики // Криосфера Земли, 2005, Том IX, №3, с. 64-72.
- Васильев А.А., Остроумов В.Е., Губин С.В., Сороковиков В.А. Моделирование и прогноз термоабразии морских берегов Российской Арктики на ближайшие десятилетия Криосфера Земли, 2007, т. XI, №2, с. 60-67.

- 29. Васильев А.А., Покровский С.И., Шур Ю.Л. Динамика термоабразиооных берегов Западного Ямала // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 44-52.
- Великоцкий М.А. Особенности современной динамики берегов о. Колгуев // Динамика арктических побережий России. М., МГУ, 1998. С. 93-101.
- Вершинин С.А., Трусков П.А., Кузмичев К.В., Воздействие льда на сооружения Сахалинского шельфа. М.: "Институт Гипростроймост", 2005, 208 с.
- Вершинин С.А., Трусков П.А., Лиферов П.А. Воздействие ледовых образований на подводные объекты. М.: "ИПК «Русская книга», 2007. 196 с.
- Вильнер Б.А. Особенности динамики берегов северных морей // Динамика и морфология берегов. М., Изд-во АН СССР. 1955.
- 34. Гляциологический словарь. Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 527с.
- 35. Гидрометеорология и гидрохимия морей, Том IV, Каспийское море, Выпуск 1, Гидрометеорологические условия, под ред. Ф.С. Терзиева и др., 1992, 360 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, Том VII, Аральское море, под ред. Ф.С. Терзиева и др., 1990, 196 с.
- Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала // Труды Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР. Якутск, 1987. 112 с.
- Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Том № 4., с. 74-95.
- Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи арктических морей сибирского шельфа // Новости ЕСИМО. Электронное периодическое издание. Обнинск. 2005 г., Вып. 22. <u>http://www.oceaninfo.ru</u>

- 40. ГУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ГУ ААНИИ): <u>http://www.aari.ru</u>
- 41. Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Печорского моря по многолетним экспедиционным данным // Труды RAO-03-Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003. СПб, 2003. С. 295-299.
- Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии литорально-шельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 115-135.
- 43. Деев М.Г. Морские льды. М.: Изд-во Московского университета, 2002, 135 с.
- 44. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011 год. Москва, Росгидромет, 2012. 98 с.
- 45. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. Москва, Росгидромет, 2013. 86 с.
- 46. Елисов В.В. Моделирование движения айсберга в южной части Карского моря. Метеорология и гидрология. 1995, № 5, с. 74-82.
- 47. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320с.
- 48. Жигарев Л.А., Плахт И.Р. Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Проблемы криолитологии. Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 115-124.
- 49. Зенкович В.П. Основы учения о морских берегах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
- 50. Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Наумов А.К., Нестеров А.В. Комплексная оценка воздействия ледовых образований на дно Печорского моря // Технологии ТЭК, № 2, 2004. С.74-81.

- 51. Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Огородов С.А., Камалов А.М., Наумов А.К., Нестеров А.В. Ледовое выпахивание в динамике береговой зоны морей Печорско-Карского региона // Тезисы докладов на Международной конференции «Криосфера Земли как среда жизнеобеспечения», Пущино, 2003. С. 245-246.
- 52. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1944, 360 с.
- 53. Игнатов Е.И., Огородов С.А. Морфодинамика берегов Каспийского моря в условиях колебаний его уровня // Известия русского географического общества, 1998, т. 130. вып. 6, С. 27-38.
- 54. Игнатов Е.И., Сафьянов Г.А., Огородов С.А. Особенности морфодинамики аккумулятивных берегов Каспийского моря на современном этапе // Геоморфология, 1999, № 1, С. 56-63.
- 55. Ионин А.С. Особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря // Труды Океанографической комиссии АН СССР, 1958, т. 3.
- Ионин А.С., Павлидис Ю.А., Юркевич М.Г. Рельеф шельфа Северовостока СССР и вопросы его классификации // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., «Наука», 1985, с. 172-184.
- 57. Камалов А.М., Огородов С.А., Бирюков В.Ю., Совершаева Г.Д., Цвецинский А.С., Архипов В.В., Белова Н.Г., Носков А.И., Соломатин В.И. Морфолитодинамика берегов и дна Байдарацкой губы на трассе перехода магистральными газопроводами // Криосфера Земли, 2006, т. Х, № 3, С. 3-14.
- 58. Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М., 1962, 197с.
- 59. Каплин П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей // Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971. С. 22-34.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., 1973, 278 с.

- Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
- 62. Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов в районах с распространением залежей пластовых льдов // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск, ИГ СО РАН, 20-24 сентября 2004 года. Новосибирск, 2004, с.132-134.
- 63. Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли, Том IX, №1, с. 63-67
- 64. Классификация и терминология льдов, встречающихся в море. Л.: Гидрометиздат, 1954, 24 с.
- 65. Клиге Р.К. Варианты прогнозов положения уровня Каспийского моря // Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря, ред. Каплин П.А., Игнатов Е.И. / Геоэкология Прикаспия. Вып. 1. Гл. ред. Касимов. Н.С. М.: МГУ. 1997. С. 14-27.
- 66. Клячкин С.В., Сухоруков К.К. Комплексная модель динамического и квазистатического взаимодействия торосистого ледяного образования с морским льдом // Труды РАО-97, 1997. 8 с.
- 67. Кокин О.В., Архипов В.В., Огородов С.А. Современный ледовоэкзарационный рельеф Западного шельфа Ямала // Материалы совместной международной конференции "Геоморфология и палеогеография полярных регионов". Санкт-Петербург, СПбГУ, 9-17 сентября 2012 - СПб, 2012, с. 144-146.

- 68. Копа-Овдиенко Н.В., Цвецинский А.С., Кузнецов Д.Е., Огородов С.А. Влияние строительства магистрального газопровода на динамику берегов Западного Ямала // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Том 5: Расширенные тезисы на русском языке. – Тюмень, Россия: Печатник, 2012, стр. 150-151.
- 69. Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
- Кошечкин Б.И. Следы деятельности подвижных льдов на поверхности дна мелководных участков Северного Каспия // Труды Лаборатории аэрометодов АН СССР, 1958, т. 6, С. 227-234.
- Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К.
 Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. 272 с.
- 72. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции аккумулятивных берегов Баренцева и Карского морей // Геоморфология. 2002. № 1. С. 53-64.
- 73. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции термоабразии берега // Геоморфология, 2003, № 1, с. 15-24.
- Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во. МГУ, 1961. 214 с.
- 75. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов С.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ. 1975. 336 с.
- Лисицин А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
- 77. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е., Семилетов И.П., Либина Н.В., Ананьев Р.А., Дмитревский Н.Н. О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // Доклады Академии наук, 449, №2, 2013, с.185-188.
- 78. Ломоносов М.В. Трактат «Мысли о происхождении ледяных год в северных морях», 1761.

- Ломоносов М.В. Трактат «Краткое описание разных путешествий по северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию», 1763.
- 80. Лонгинов В.В. Энергетический метод оценки вдольберегового пеемещения наносов в береговой зоне моря. // Труды СоюзморНИИпроекта, 1966. № 12 (18). С. 13-28.
- Лукьянова Л.В. Соленость и плотность каспийских льдов // Гидрометеорология Азербайджана и Каспийского моря, Баку, 1965, С. 197-201.
- Марченко А.В., 2007. Моделирование консолидации и таяния торосов.
 Вопросы морской ледотехники. Труды ЦНИИ им. акад.
 А.Н.Крылова, СПб, 2007, С. 97-139.
- Марченко, А.В., Зубакин, Г.К., Гудошников, Ю.П., Макштас, А.П. Термодинамическая консолидация торосов. Труды ААНИИ, 2004. Т. 449, с. 64-89.
- 84. Марченко А.В., Огородов С.А., Цвецинский А.С., Шестов А.С. Опасные ледовые явления на шельфе Баренцева и Карского морей Труды 9-й Международная конференция по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ. С.-Петербург, 15-18.09.2009. Т.1, С. 91-96.
- 85. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 198 с.
- 86. Мещерская А.В., Баранова А.А. Изменение режима скорости ветра на территории России во второй половине XX века. Тезисы стендовых докладов Международной конференции по проблемам гидрометеорологической безопасности (прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям). М.: Триада-ЛТД, 2006. – с. 49.

- 87. Молочушкин Е.Н. Некоторые данные о солености и температурном режиме воды в прибрежной зоне моря Лаптевых. - В кн.: Вопросы географии Якутии. Якутск, 1969, вып. 5.
- Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. Научн. ред. В.П. Зенковича и Б.А. Попова. М.: Мысль, 1980, 280 с.
- Нестеров А.В., Наумов А.К., Гудошников Ю.П., Г.К. Зубакин. Оценка воздействия торосистых образований на дно Печорского моря в связи с проектированием трубопроводов // Труды RAO-03-Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003. СПб, 2003. С. 186-189.
- 90. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа российской Арктики. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. Москва. Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, 2006, 36 с.
- 91. Новиков В.Н., Федорова Е.В. Разрушение берегов в юго-восточной части Баренцева моря // Вестник МГУ, сер. 5, География, 1989, № 1. С. 64-68.
- 92. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане в 2010 году. Под. Ред. И.Е. Фролова, Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ, 2011. 118 с.
- 93. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане в 2011 году. Под. Ред. И.Е. Фролова, Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ, 2012. 114 с.
- 94. Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане в 2012 году. Под. Ред. И.Е. Фролова, Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ, 2013. 124 с.
- 95. Огородов С.А. Морфология и динамика берегов Печерского моря // Трудове на Института по океанология Т. 3. Варна, 2001, 77-86.
- 96. Огородов С.А. Морфодинамическое районирование береговой зоны Печорского моря // Геоморфология, 2003, № 1, С. 72-79.

- 97. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике береговой зоны арктических морей // Водные ресурсы, 2003, том. 30, № 5, С. 555-564.
- 98. Огородов С.А. Глава 1.4. Берега // Печорское море. Системные исследования (гидрофизика, оптика, биология, химия, геология, экология, социо-экономические проблемы). Под ред. Е.А. Романкевича, А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, М.: Изд-во «Море», 2003, 39-52.
- 99. Огородов С.А. Морфолитодинамика береговой зоны Варандейского района Печорского моря в условиях техногенного прессинга // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология, 2004, № 3, С. 273-278.
- 100. Огородов С.А. Динамика абразионных берегов, сложенных малольдистыми дисперсными отложениями в глобальных изменениях природной среды и климата // Сборник «Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология». Материалы XXI Международной береговой конференции. Под. Ред. В.В. Орленка, Калининград: Изд-во КГУ, 2004, С. 51-52.
- 101. Огородов С.А. Влияние изменений климата и площади распространения морских льдов на динамику арктических берегов Евразии // Материалы Международной конференции «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз её изменения». Т.1. Тюмень, ТюмГНГУ, 2006, С. 264-265.
- 102. Огородов С.А. Глава 2.2. Роль морских льдов в динамике берегов и дна арктических морей. Введение. В книге: Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. С. 139-140.
- 103. Огородов С.А. Глава 2.2.1. Защитная роль припая и дрейфующих льдов. В книге: Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. С. 140-142.

- 104. Огородов С.А. Глава 2.2.2. Роль морских льдов в выносе обломочного материала с мелководья. В книге: Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. С. 142-145.
- 105. Огородов С.А. Глава 2.2.3. Экзарация берегов и дна льдами. Морфология и морфометрия образовавшихся форм рельефа. В книге: Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. С. 145-150.
- 106. Огородов С.А. Глава 2.2.5. Процессы формирования припая и мерзлых пород в приурезовой зоне. В книге: Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. С. 160-162.
- 107. Огородов С.А. Глава 2.2.6. Районирование береговой зоны по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно. В книге: Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. ААНИИ. 2006. С. 162-164.
- 108. Огородов C.A. Влияние изменений климата И площади распространения морских льдов на динамику арктических берегов Материалы Международной конференции Евразии. «Теория и оценки состояния криосферы Земли и прогноз практика eë изменения». Т.1. – Тюмень, ТюмГНГУ, 2006, С. 264-265.
- 109. Огородов С.А. Влияние изменений климата и площади распространения морских льдов на динамику берегов Печорского и Карского морей // Материалы XXII Международной береговой конференции «Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря», Геленджик, 16-20 мая 2007 г., Ред. Л.А. Жиндарев и др., Краснодар, «Эдарт принт», 2007, С. 135-139.

- 110. Огородов С.А. Глава 6.5.5. Региональные особенности современных береговых процессов. Байдарацкая губа // Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования. Под ред. Н.И. Алексеевского, Москва, ГЕОС, 2007. С. 507.
- 111. Огородов С.А. Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии. Расширенные тезисы // Тезисы докладов научной конференции «Моря высоких широт и морская криосфера», 25-27 октября 2007 г., С.-Петербург, ААНИИ, С. 62-64.
- 112. Огородов С.А. Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, №1 (78), С. 123-128.
- 113. Огородов С.А. Морские льды в динамике рельефа береговой зоны // Естественные и технические науки, 2008, № 4, С. 189-198.
- 114. Огородов С.А. Оценка интенсивности воздействий морских льдов на дно Байдарацкой губы Карского моря // Естественные и технические науки, 2008, № 4, С. 199-205.
- 115. Огородов С.А. Экзарация дна морскими льдами как фактор возникновения экологически опасных ситуации на трассе подводного перехода трубопроводами и кабелями связи Байдарацкой губы Карского моря // Проблемы региональной экологии, 2008, № 4, С. 177-182.
- 116. Огородов С.А. Влияние изменений климата и ледовитости арктических морей на динамику берегов Евразии // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, №1 (78), С. 123-128.

- 117. Огородов С.А. Районирование береговой зоны замерзающего моря по видам и интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно. Геология, география и экология океана. Материалы Международной научной конференции, посв.100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009, С. 153-155.
- 118. Огородов С.А. Критерии стабильности (устойчивости) арктических берегов // Естественные и технические науки, №6, 2010, С. 356-358.
- 119. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011, 173 с.
- 120. Огородов С.А., Полякова Е.И., Каплин П.А. Эволюция береговых баров Печорского моря // Доклады Академии Наук, География, 2003, том. 388, № 3, 392-394.
- 121. Огородов С.А., Олюнина О.С., Романенко Ф.А. Особенности динамики берегов Баренцева моря, сложенных малольдистыми дисперсными отложениями, в условиях изменений климата, Тезисы докладов Международной научно-практической конференции «Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера» (Мурманск, 15-17 марта 2005 г.), Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2005, 112-113.
- 122. Огородов С.А., Архипов В.В., Ермолов А.А., Камалов А.М., Марченко А.В., Цвецинский А.С. Комплексные исследования динамики берегов и дна Байдарацкой губы Карского моря на трассе перехода магистральными газопроводами // Материалы XXII Международной береговой конференции «Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря», Геленджик, 16-20 мая 2007 г., Ред. Л.А. Жиндарев и др., Краснодар, «Эдарт принт», 2007, С. 132-135.

- 123. Огородов С.А., Белова Н.Г., Кузнецов Д.Е., Носков А.И. Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики берегов Карского моря // Земля из космоса – наиболее эффективные решения, 2011, №10, С. 66-70.
- 124. Огородов С.А., Марченко А.В., Камалов А.М., Архипов В.В., Ермолов А.А., Носков А.И. Оценка интенсивности процессов взаимодействия ледяных торосистых образований с берегами и дном Байдарацкой губы Карского моря // Материалы Международной конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов», г. Салехард, Июнь, 2007, ОНТИ ПНЦ РАН, Пущино, 2007, С. 215-218.
- 125. Огородов C.A., Марченко Цвецинский A.C. A.B., Оценка интенсивности абразии берегов и экзарации дна в прибрежношельфовой зоне арктических и дальневосточных морей России Π Тезисы докладов. Международная научно-техническая конференция «Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток», 17-18 сентября 2008, Москва, ВНИИГАЗ, 2008. С. 74-75.
- 126. Огородов С.А., Марченко А.В., Цвецинский А.С., Шестов А.И., Архипов В.В. Воздействие ледяных образований на дно Байдарацкой губы Карского моря: натурные исследования и математическое моделирование // Труды ГОИН, Вып. 211, Исследования океанов и морей, Обнинск, 2008, С. 152-177.
- 127. Огородов С.А., Архипов В.В. Экзарация дна Каспийского моря ледяными торосистыми образованиями // Доклады Академии наук 2010, том 432, № 3, с. 403–407.

- 128. Огородов С.А., Архипов В.В., Носков Н.Н., Цвецинский А.С., Марченко А.В. Современный ледово-экзарационный рельеф на дне Байдарацкой губы Карского моря // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Выпуск 10, Материалы Международной научной конференции, Мурманск, 27-30 октября 2010г., ГЕОС, 2010, С. 235-241.
- 129. Огородов С.А, Архипов В.В., Землянов И.В., Цвецинский А.С. Воздействие морских льдов на дно Северного Каспия // Труды Государственного Океанографического Института, выпуск 212, Москва, 2010. С.159-169.
- 130. Огородов С.А., Белова Н.Г., Кузнецов Д.Е., Носков А.И. Использование материалов разновременных аэрокосмических съемок в целях исследования динамики берегов Карского моря // Земля из космоса – наиболее эффективные решения, 2011, №10, С. 66-70.
- 131. Огородов С.А., Головчанский А.Ю. Организация сети мониторинга динамики берегов и колебаний уровня моря на базе станций Росгидромета: методология и практика // Естественные и технические науки. 2010. № 5. С. 340-343.
- 132. Огородов С.А., Носков А.И., Белова Н.Г., Кокин О.В., Марченко А.В. Воздействие морских льдов на берега, дно и инженерные сооружения в прибрежно-шельфовой зоне российской Арктики // Естественные и технические науки. 2010. № 5. С. 344-348.
- 133. Огородов С.А., Романенко Ф.А., Соломатин В.И. М.В.Ломоносов и Северный морской путь // Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2011, № 5, С. 11-17.

- 134. Огородов С.А., Цвецинский А.С. Абразия берегов и экзарация дна образованиями, как факторы риска возникновения ледяными чрезвычайных ситуаций в прибрежно-шельфовой зоне морей России в условиях климатических изменений XXI века // Научное издание «Обеспечение комплексной безопасности северных регионов Российской Федерации». Материалы научно-практической конференции 22 апреля 2008 г. МЧС России, Москва. 2008, С. 192-203.
- 135. Огородов С.А, Архипов В.В, Землянов И.В., Цвецинский А.С. Воздействие морских льдов на дно Северного Каспия // Труды Государственного Океанографического Института, выпуск 212, Москва, 2010. С.159-169.
- 136. Огородов С.А., Архипов В.В., Носков А.И., Цвецинский А.С., Марченко А.В. Современный ледово-экзарационный рельеф на дне Байдарацкой губы Карского моря // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Материалы международной научной конференции, Мурманск, 28-29 октября 2010 г., С. 235-241.
- 137. Огородов С.А., Носков А.И., Белова Н.Г., Кокин О.В., Марченко А.В. Воздействие морских льдов на берега, дно и инженерные сооружения в прибрежно-шельфовой зоне Российской Арктики // Естественные и технические науки, № 5, 2010, С. 344-348.
- 138. Огородов С.А., Архипов В.В., Баранская А.В., Вергун А.П., Кокин О.В., Марченко А.В., Цвецинский А.С. Современный ледовоэкзарационный рельеф на шельфе Западного Ямала // Тезисы докладов Всероссийской конференции «Полярная механика», 2-9 июня, Новосибирск, Институт гидродинамики им. М.А.Лаврентьева, 2012, С. 41-42.

- 139. Огородов С.А., Цвециский А.С. Особенности развития абразионных и ледово-экзарационных процессов в районах нефтегазового освоения Российской Арктики В условиях глобальных климатических локальных техногенных возлействий IV изменений И // Международная Конференция «Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток», 10-11 октября 2012 г., Тезисы докладов, ООО «Газпром ВНИИГАЗ», С. 90.
- 140. Огородов С.А., Шестов А.С., Архипов В.В., Баранская А.В., Вергун А.П.,. Кокин О.В, Марченко А.В., Цвецинский А.С. Современный ледово-экзарационный рельеф на шельфе Западного Ямала: натурные исследования и моделирование: Вестник НГУ. Серия: Математика, механика, информатика. 2013, Т. 13, вып. 3. С. 78–90.
- 141. Островский Б.Г. Белое море, М.: Изд-во Главсевморпути, 1937. 144 с.
- 142. Отчет по НИР «Разработка научных основ для проектирования технологических, природоохранных и технических решений системы магистральных газопроводов «Ямал-Запад». М: Эко-Система, 1992, 186 с.
- 143. Павлидис Ю.А., Бабаев Ю.М., Ионин А.С., Возовик Ю.И., Дунаев Н.Н. Особенности полярного морфолитогенеза на шельфе Северо-Востока СССР. Континентальные и островные шельфы. Рельеф и осадки. М., «Наука», 1981, с. 33-96.
- 144. Павлидис Ю.А., Леонтъев И.О. Прогноз развития береговой зоны Восточно-Сибирского моря при повышении уровня и потепления климата // Вестник РФФИ. 2000. № 1 (19). С. 31-39.
- 145. Павлидис Ю.А., Леонтьев И.О., Никифоров С.Л., Рахольд Ф., Разумов С.О., Васильев А.А. Генеральная прогнозная схема развития прибрежных зон арктических морей Евразии в XXI веке // Океанология, № 1, том 47, 2007. С. 116-126.
- 146. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М. : Наука, 2007. 455 с.

- 147. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л., Огородов С.А., Тарасов Г.А. Печорское море: прошлое, настоящее, будущее // Океанология, 2007. т. 47, № 6, С. 927-939.
- 148. Поломошнов А.М. Формирование стамух и воздействие их на морское дно в условиях шельфа северного Сахалина. Автореферат на соискание ученой степени к.г.н. Владивосток: ТОИ, 1990. 23 с.
- 149. Попов Б.А. Соотношение динамики берегов арктических и южных морей // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977. С. 45-56.
- 150. Попов Б.А. Волногасящий эффект плавучего льда в динамике береговой зоны моря. Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 5. С. 58-60.
- 151. Попов Б.А., Совершаев В.А. Методические аспекты ветроэнергетического расчета волновой энергии в мелководных водоемах. Тез. Всесоюзного совещания по динамике берегов. Черкассы, 1979, кн.4. С. 73-76.
- 152. Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выбора исходных данных для расчета потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М., Наука, 1981. С. 47-53
- 153. Попов Б.А., Совершаев В.А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии. В кн.: Вопросы географии. 119, М. Мысль, 1982. С. 105-116.
- 154. Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. Под редакцией Г.И. Дубикова, В.А. Совершаева и В.С. Тужилкина М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
- 155. Разумов С.О. Скорость термоабразии морских берегов как функция климатических и морфологических характеристик побережья // Геоморфология, 2000, № 3, с. 88–94.

- 156. Разумов С.О. Моделирование эрозии берегов арктических морей в меняющихся климатических условиях // Криосфера Земли, 2001, т. V, № 1, с. 53-60.
- 157. Разумов С.О. Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 35-44.
- 158. Романенко Ф.А. Региональные особенности развития берегов арктических морей в голоцене // Геоморфология. 2012. № 4. С. 81-92.
- 159. Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Динамика ледового покрова на приливных берегах Белого моря //Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2012. № 4. С. 61-66.
- 160. Свердруп Г.У. Плавание на судне «Мод» в водах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Л.: Изд-во АН СССР, 1930. Вып. 30. 440 с.
- 161. Словарь океанографических терминов, ЕСИМО, 2002, (http://www.oceaninfo.ru/sprav/termin2.htm).
- 162. Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль. 1978, 263с.
- 163. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М., 400 с.
- 164. Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоценеголоцене и развитие морских берегов. М.: Изд-во ИВП РАН, 1996. 267 с.
- 165. Слинченков В.И., Самойлович Ю.Г., Николаев В.В., Константинов В.М.. Строение кайнозойских отложений северной части Обской губы Карского моря по акустическим данным // Проблемы Арктики и Антарктики, 2009, № 2(82), с. 106-117.
- 166. Совершаев В.А. Значение ледового фактора для динамики береговой зоны моря. Деп. рукопись. ВИНИТИ, № 1777-76. Редколлегия журнала «Вестник МГУ». Сер. геогр. М.: 1976. 11 с.

- 167. Совершаев В.А. Берегоформирующие факторы и районирование берегов морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского по динамическому принципу. // Дисс. на соискание уч. ст. кандидата геогр. наук. Москва, МГУ, Геогр. факультет, 1980, 212 с.
- 168. Совершаев В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа // Криолитозона арктических морей. Якутск: Изд. Ин-та Мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. С. 70-83.
- 169. Совершаев В.А. Динамика морского оледенения и формирование береговых линий на шельфе арктических морей // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1982, № 1. С. 88-90.
- 170. Совершаев В.А. Береговая зона Арктических морей // Геоэкология Севера. Под редакцией В.И. Соломатина, М.: МГУ. 1992. С. 55-60.
- 171. Совершаев В.А., Воскресенский К.С., Камалов А.М., Романенко Ф.А.
 Развитие береговых аккумулятивных форм в условиях криолитозоны
 // Динамика арктических побережий России. Под. Ред. В.И.
 Соломатина и др. 1998. С. 80-92.
- 172. Совершаев В.А., Соломатин В.И. Проблемы исследований побережий и шельфа арктических морей //Динамика арктических побережий России. М.: Географический ф-т МГУ, 1998. с. 7-11.
- 173. Соломатин В.И., Великоцкий М.А., Огородов С.А., Романенко Ф.А., Бирюков В.Ю. Геокриология: новые подходы к решению проблем освоения Севера (к 40-летию Лаборатории геоэкологии Севера) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2010. № 1. С. 84-89.
- 174. СП 11-114-2004. «Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений», М.: ФГУП «ПНИИИС» Госстроя России, 2004. 105 с.
- 175. Суздальский О.В. Литодинамика мелководья Белого, Баренцева и Карского морей // Геология моря. Л.: Недра, 1974. Вып. 3. С. 27-33.

- 176. Суздальский О.В., Куликов И.В. Ландшафтно-литодинамическая схема Печорской губы // Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. С.-П., 1997. С. 72-83.
- 177. Сурков Г.А., Трусков П.А. Опыт исследования борозд от воздействия дрейфующих ледовых образований на дно // Гидротехнические сооружения: Межвуз. сб. научн. тр. / ДВГТУ. Владивосток, 1993 с.124-131.
- 178. Тумской В.Е. Термокарст и его роль в развитии региона моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. к.г.-м.н. - М.: 2002. - 26 с.
- 179. Черников Н.А. Дуга Баркова. ООО «Издательский дом журнала «Смена», 2006, 238 с.
- 180. Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А. Некоторые особенности морфологии нижней и верхней поверхностей припайных льдов // Проблемы Арктики и Антарктики, 1981. Вып. 56. С. 46-50.
- 181. Чувардинский В.Г. О роли припайных льдов в образовании валунных отложений на примере Кандалакшского залива // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Недра, 1974. С. 19-66.
- 182. Шабанова Н.Н., Огородов С.А. Повторяемость штормовых событий безлёдного периода как фактор динамики береговой зоны Ямала // Морские берега - эволюция, экология, экономика: Материалы XXIV Международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы "Морские берега". Т.1. 2012. стр. 362-367.
- 183. Шестов А.С., Марченко А.В., Огородов С.А. Математическое моделирование воздействия ледяных образований на дно Байдарацкой губы Карского моря // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова, вып.5, 2011, 63(347), С. 105–118.
- 184. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометиздат, 1986. 239 с.

- 185. ACIA, Impacts of Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press. 2004, 140 p.
- 186. Arctic Coastal Dynamics <u>http://arcticportal.org/acd</u>.
- 187. Are, F.E. Dynamics of the littoral zone of the Arctic seas (State of the art and goals) // Polarfoschung, 1996, v. 64 (3), P. 123-131.
- 188. Are, F.E. Thermal abrasion of sea coasts // Polar Geography and Geology12, V.H. Winston and Sons, 1988. 157 p.
- 189. Are, F.E., Grigoriev, M.N., Hubberten, H.-W., Rachold, V., Rasumov, S. and Schneider, W. Comparative shoreface evolution along the Laptev Sea coast, Polarforschung, 2002, v. 70, P. 135-150.
- 190. Arkhipov, B.V., Marchenko, A.V., Solbakov, V.V., Development of "Ice Scouring" module at the specialized information system "Yamal" (SIS-YAMAL), POAC-99, Helsinki: 1999. P.529-536.
- 191. Atkinson, D.E., Solomon, S.M. A circum-arctic environmental forcing database for coastal morphological prediction: development and preliminary analyses// Arctic Coastal Dynamics. Report of an International Workshop, University of Oslo (Norway) 2-5 December 2002. Reports on Polar and Marine Research, 2003, 443, p. 19-23.
- 192. Barrette, P. Offshore pipeline protection against seabed gouging by ice: an overview // Cold Regions Science and Technology, 2011, v. 69, no. 1, p. 3-20.
- 193. Barnes, P.W. Marine Ice-Pushed Boulder Ridge, Beaufort Sea, Alaska // Arctic. 1982. V. 35, No. 2. P. 312-316.
- 194. Barnes, P.W., Rawlinson, S.E. and Reimnitz E. Coastal geomorphology of Arctic Alaska // Arctic Coastal Proc. and Slope Protection Design, TCCR Practice Rept, ASCE, May. 1988. P. 3-30.
- 195. Barnes, P.W., Reimnitz, E. and Fox, D. Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism. Beaufort Sea, Alaska // J. Sediment. Petrology. 1982. V. 52, No.2, June. P. 0493-0502.

- 196. Barnes, P.W., Rearic, D.M. and Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes // The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments / Eds.: P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz. Acad. Press Inc., Orlando, Florida. 1984. P. 185-212.
- 197. Barnes, P.W., Reimnitz, E. Ice gouge obliteration and sediment redistribution event; 1977 - 1978, Beaufort Sea Alaska // U.S. Geological Survey Open-File Rept. 1979. V. 848. 22 p.
- 198. Barnes, P.W., Reimnitz, E. and Fox D. Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism. Beaufort Sea, Alaska // J. Sediment. Petrology. 1982. V. 52, No.2, June. P. 0493-0502.
- 199. Blasco, S.M., Shearer, J.M., Campbell, P., Wright, B. and Melling, H. Reduction in sea ice scour impact rates on the seabed 1979-2003, Canadian Beaufort Sea. American Geophysical Union, Spring Meeting, 2004, abstract C43A-10.
- 200. Been, K., Kosar, K., Hachey, J., Rogers, B.T. and Palmer A.C. Ice scour models. Proceedings of the 9th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering Conference, 1990, Vol. 5, Houston, USA, P. 179–188.
- 201. Beloshapkov, A., Marchenko, A. "Mathematical modelling of ice bottom scouring in Baydaratskaya Bay" // Ice in Surface waters, Shen (ed.), Balkema, Rotterdam, 1998. pp.345-352.
- 202. Beloshapkov, A., Marchenko, A., Dlugach, A., Sseabed exaration by ice formations // Proc. Ice Scour and Arctic Marine Pipelines Workshop 13-th Int. Symp. On Okhotsk Sea and Sea Ice, C-CORE: 1998. P. 101-120.
- 203. Buharitsin P., Ayazbayev E. The role of drifting ice in building the bottom landscape and sediment composition in the shallow waters of north Caspian sea // ISSN 0376-6756. Material of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (June 9-13, 2013, Espoo, Finland). Finland, Helsinki 2013. - 4c

- 204. Blanchet D., Croasdale K.R., Spring W. and Thomas G.A.N. ISO TC 67
 SC 7 WG 8 An International Standard for Arctic Offshore Structures.
 Proceeding of 19th International Conference on Port and Ocean
 Engineering Under Arctic Conditions "Recent Development of Offshore
 Engineering in Cold Regions", POAC-07, Dalian, China, June 27-30.
 Edited by Qianjin Yue Shunying Ji. Dalian University of Technology
 Press, Dalian, 2007, P. 3-21.
- 205. Bogorodskii, P.V., Marchenko, A.V., Pnyushkov, A.V., and Ogorodov, S.A. Formation of Fast Ice and Its Influence on the Coastal Zone of the Arctic Seas // Oceanology 2010, Vol. 50, No. 3, P. 317-326.
- 206. Carmack, E.C., Macdonald, R.W. Oceanography of the Canadian Shelf of the Beaufort Sea: A Setting for Marine Life // Arctic. 2002, Vol. 55, Supp. 1. P. 29-45.
- 207. Carsola, A.J. Extent of glaciation on the continental shelf in the Beaufort Sea // Amer. J. Sci. 1954. V. 252. No 6. P. 366-371.
- 208. Chari, T.R. Geotechnical aspects of iceberg scours on ocean floor // Canadian Geotechnical Journal, v. 16, No 2, 1979. P. 379-390.
- 209. Chari, T.R., Allen, J.N. 1974. An analytical model and laboratory tests on iceberg sediment interaction //. Proc. IEEE Int. Conf. On Eng. in the Ocean Environment. New York: Inst. Of Electrical and Electronic Engineers, Inc. 1:P.133-136.
- 210. Fleming, K, Johnston P., Zwartz D., Yokoyama Y., Lambeck K and Chappell J. "Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites". Earth and Planetary Science Letters, 1998, 163 (1-4): 327-342. <u>doi:10.1016/S0012-821X(98)00198-8</u>
- 211. Forbes, D.L., Taylor, R.B. Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts. Progress in Physical Geography, 1994, Vol. 18, No. 1, 59-89.

- 212. Forbes, D.L., Manson, G.K., Chagnon, R., Solomon, S.M., van der Sanden, J.J. and Lynds, T.L. Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence // Ice in the Environment: Proceedings, 16th International Symposium on Ice. International Association of Hydraulic Engineering and Research, Dunedin, New Zealand, 2002, p. 344-351.
- 213. Foriero, A. Steady-state ice scouring of the seabed. Proc. Ice Scour and Arctic Marine Pipelines Workshop 13-th Int. Symp. On Okhotsk Sea and Sea Ice, C-CORE: 1998. P.83-99.
- 214. Grasby, S.E., Smith, I.R., Bell, T. and Forbes, D.L. Cryogenic brine and mirabilite precipitation formed by marine transgression of high latitude coastal lake basins – Sachs Harbour, western Canadian Arctic // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2013, v. 110, p. 13-28.
- 215. Hartz, R.W. Erosional hazards map of the arctic coast of the National Petroleum Reserve, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report. 1978, 78-406, 8 p.
- 216. Hill, P.R., Blasco, S.M., Harper, J.R. and Fissel, D.B. Sedimentation on the Canadian Beaufort Shelf // Continental Shelf Research, 1991, v. 11, nos. 8-10, p. 821-842.
- 217. Hnatiuk, J. and Brown, K. Sea bottom scouring in the Canadian Beaufort Sea // Proceedings 9th Annual Offshoe Technology Conference, Houston, 1977, v. 3, p. 519-527.
- 218. Hopkins, D.M. and Hartz, R.W. Coastal morphology, coastal erosion and barrier islands of the Beaufort Sea Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report. 1978, 78-1063, 54 p.
- 219. Hume, J.D. and Schalk, M. The effects of ice push on Arctic beaches: American Journal of Science 1964, v.262, P. 267-273.

- 220. Kaplin, P.A., Selivanov, A.O., Sobolev, V.M. Evolution of the southern Pechora Sea coasts during the present century as expected from future changes in climate and sea-level // Pechora Sea Environments: Past, Present and Future. Ed. by H.A. Bauch, Yu.A. Pavlidis, Ye.I. Polykova, G.G. Matishov, N. Koc / Berichte zur Polar- und Meeresforschug/ Report on Polar and Marine Research. AWI, Bremerhaven, Germany, 2005, Vol. 501, p. 211-229.
- 221. Kempema, E.W., Reimnitz, E., Barnes, P.W Sea ice sediment entraiment and rafting in the Arctic // J. Sediment Petrol. 1989. V. 59, No 2. P. 308-317.
- 222. Kioka, S., Saeki, H., Mechanisms of ice gouging. Proc. Fifth Int. Offshore and Polar Engineering Conf., Vol. 2, ISOPE: 1995. P.398-402.
- 223. Kioka, S., Terai,Y, Otsuka, N., Honda Y., Saeki, H., Mechanical model of ice gouging on sloping sandy beach. Proc. Ice Scour and Arctic Marine Pipelines Workshop 13-th Int. Symp. On Okhotsk Sea and Ice, C-CORE: 1998. P.71-76.
- 224. Kobayashi Nobuhisa, Vivatra Vitoon, Madsen O.S., and Boaz L.B. Erosion prediction for exploration and production structures in the Arctic // 13th Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, 1981, v. OTC paper no 4114, P. 459-472.
- 225. Kopa-Ovdienko, N.V., Tsvetsinskiy, A.S., Kuznetsov, D.E., Ogorodov, S.A. The Impact of the Gas Main Construction on the Dynamics of the Coasts in Western Yamal // Tenth International Conference on Permafrost: Resources and Risks of Permafrost Areas in a Changing World. Vol.4/1: Extended Abstracts. – Fort Dialog-Iset: Ekaterinburg, Russia, 2012, pp. 278-279.
- 226. Kovacs, A., Sodhi, D.S. Shore ice pile-up and ride-up: field observations, models, teoretical analysis. Cold Regions Science and Technology. 1980, v.2, pp.209-288.

- 227. Lanan, G.A., Cowin, T.G. and Johnston, D.K. Alaskan Beaufort Sea pipeline design, installation and operation. // Proceedings of OTC Arctic Techology Conference, Houston, Texas, February 7-9. Offshore Technology Conference, 2011, 9 p.
- 228. Lantuit, H., Overduin, P.P., Couture, N., Wetterich, S., Are, F., Atkinson, D., Brown, J., Cherkashov, G., Drozdov, D., Forbes, D., Graves-Gaylord, A., Grigoriev, M., Hubberten, H.-W., Jordan, J., Jorgenson, T., Ødegård, R.S., Ogorodov, S., Pollard, W., Rachold, V., Sedenko, S., Solomon, S., Steenhuisen, F., Streletskaya, I., Vasiliev, A. The Arctic Coastal Dynamics database. A new classification scheme and statistics on arctic permafrost coastlines // ESTUARIES AND COASTS, 2012, Volume 35, Number 2, 383-400, DOI: 10.1007/s12237-010-9362-6.
- 229. Lewis, C.F.M. Estimation of the frequency and magnitude of drift-ice groundings from the ice scour tracks in the Canadian Beaufort Sea // Proceedings, 4th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, St. John's NL, 1977, v. 1, p. 568-579.
- 230. Liferov, P., Shkhinek, K.N., Vitali, L. and Serre, N. Ice gouging study actions and action effects // Proceeding of 19th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions "Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions", POAC-07, Dalian, China, June 27-30. Edited by Qianjin Yue Shunying Ji. Dalian University of Technology Press, Dalian, 2007, P. 774-786.
- 231. Lobkovskii L.I., Nikiforov S.L., Shakhova N.E., Semiletov I.P., Libina N.V., Anan'ev R.A., Dmitrievskii N.N. Mechanisms Responsible for Degradation of Submarine Permafrost // Doklady Earth Sciences, 2013, Vol. 449, Part 1, pp. 280–283.
- 232. Løset, S; Shkhinek, K.N; Gudmestad, O.T; Høyland, K.V. Actions from Ice on Arctic Offshore and Coastal Structures, St. Petersburg, Russia: LAN 2006. ISBN 5-8114-0703-3. 271 p.

- 233. Макштас А.П., Богородский П.В., Кустов В.Ю. Быстрое таяние припайного льда в заливе Сого (бухта Тикси) весной 2011 г. //Проблемы Арктики и Антарктики, 2012, №1 (91), С.37-47.
- 234. Marchenko, A., Modeling of the formation of long grooves in the seabed by grounded ice keels. J. Ship and Ocean Technology, the Society of Naval Architects of Korea, 2003, Vol. 7, N 4, 1-15.
- 235. Marchenko, A.V., Ogorodov, S.A., Shestov, A.V. and Tsvetsinsky A.S. Ice gouging in Baidaratskaya bay of the Kara Sea: field studies and numerical simulations // Proceeding of 19th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions "Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions", POAC-07, Dalian, China, June 27-30. Edited by Qianjin Yue Shunying Ji. Dalian University of Technology Press, Dalian, 2007, P. 747-759.
- 236. Marchenko, A. Thermodynamic consolidation and melting of sea ice ridges. Cold Regions Science and Technology, 2008. Vol. 52, P. 278-301.
- 237. Marchenko, A.V., Ogorodov, S.A., Tsvetcinsky, S.A., Shestov, A.S., 2009.
 Dangerous ice phenomena on the shelf of the Barents and Kara Seas.
 Proc. RAO/CIS Offshore. 2009, St.-Petersburg, HIMIZDAT, V.1, 91-96.
- 238. Johannessen OM, Bengtsson L, Miles MW, Kuzmina SI, Semenov VA, Alekseev GV, Nagurnyi AP, Zakharov VF, Bobylev L, Pettersson LH, Hasselmann K, Cattle HP (2002) Arctic climate – observed and modelled temperature and sea ice variability. Nansen Environmental and Remote Sensing Centre Tech Rep.
- 239. Ogorodov, S.A. Application of wind-energetic method of Popov-Sovershaev for investigation of coastal dynamics in the Arctic // Arctic Coastal Dynamic. Report of an International Workshop. Potsdam (Germany) 26-30 November 2001. Reports on Polar and Marine Research. Edited by V. Rachold et al. Bremerhaven. 2002, Vol. 413, 37-42.

- 240. Ogorodov, S.A. The Role of Sea Ice in the Coastal Zone Dynamics of the Arctic Seas // Water Resources, 2003, Vol. 30, N 5, P. 509-518.
- 241. Ogorodov, S.A. Human impacts on coastal stability in the Pechora Sea // Geo-Marine Letters. An International Journal of Marine Geology, 2005, Vol. 25, N 2-3, P. 190-195.
- 242. Ogorodov, S.A. The Role of Wave Energy in Dynamics of Arctic Coasts Formed by Deposits with Low Ice Content // Arctic Coastal Dynamics. Report of the 5rd International Workshop. McGill University, Montreal (Canada) 13-16 October 2004. Edited by V. Rachold et al. Reports on Polar and Marine Research. Bremerhaven. 2005, Vol. 506, P. 82-85.
- 243. Ogorodov, S.A. The Role of Wave Energy in Dynamics of Arctic Coasts Formed by Deposits with Low Ice Content // Arctic Coastal Dynamics. Report of the 5rd International Workshop. McGill University, Montreal (Canada) 13-16 October 2004. Edited by V. Rachold et al. Reports on Polar and Marine Research. Bremerhaven. 2005, Vol. 506, P. 82-85.
- 244. Ogorodov, S.A. The role of sea ice in coastal and bottom dynamics in the Pechora Sea // Pechora Sea Environments: Past, Present, and Future. Edited by H.A. Bauch et al. Reports on Polar and Marine Research. Bremerhaven. 2005, Vol. 501, P. 113-124.
- 245. Ogorodov, S.A. Effects of Changing Climate and Sea Ice Extent on Pechora and Kara Seas Coastal Dynamics // Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, US, 2008, Vol. 2, P. 1317-1320.
- 246. Ogorodov, S.A. The Role of Sea Ice in Coastal and Bottom Dynamics in the Baidaratskaya Bay // Extended Abstracts of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, US, 2008, P. 231-232.
- 247. Ogorodov, S.A. Barents Sea Coasts // Geography, Environment, Sustainability, 2011, N. 03 [v. 04], P. 34-51.

- 248. Ogorodov, S.A. and Arkhipov, V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes // Doklady Earth Sciences, 2010, Volume 432, Part 1, P. 703-708.
- 249. Ogorodov S.A., Arkhipov V.V. Caspian Sea Bottom Scouring by Hummocky Ice Floes // Proceeding of The Tenth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, 25-29 October 2011, Rhodes, Greece, MedCoast 2011, vol. 2, P. 885-893.
- 250. Ogorodov, S., Arkhipov, V., Kokin, O., Marchenko, A., Overduin, P, Forbes, D. Ice effect on coast and seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // Geography, Environment, Sustainability, 2013, N. 03 [v. 06], P. 32-50.
- 251. Ogorodov S.A., Belova N.G., Kamalov A.M., Noskov A.I., Volobueva N.N., Grigoriev M.N. Wetterich S., and Overduin P.P. Storm surges as a forcing factor of coastal erosion in the western and eastern Russian Arctic // Storm Surges Congress, Hamburg, Germany 13–17 September 2010, SSC2010-195.
- 252. Ogorodov S, Belova N, Romanenko F and Shilovtseva O. Effects of Changing Climate and Sea Ice Extent on Dynamics of Russian Arctic Coasts // 2010 International Climate Change Adaptation Conference, 29 June – 1 July 2010, Gold Coast Convention Centre, Gold Coast, Queensland, Australia, P. 270.
- 253. Ogorodov, S.A., Polyakova, Ye.I. and Kaplin, P.A. Evolution of Barrier Beaches in the Pechora Sea // Doklady Earth Sciences, 2003. Vol. 388, N. 1-3, P. 114-116.
- 254. Ogorodov, S.A., Kamalov, A.M., Zubakin, G.K. and Gudoshnikov, Yu.P. The role of sea ice in coastal and bottom dynamics in the Pechora Sea // Geo-Marine Letters. An International Journal of Marine Geology, 2005, Vol. 25, N 2-3, P. 146-152.
- 255. Osterkamp, T.E. Frazil ice formation: a review: Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers 1978. v.104, no. HY9, P. 1239-1255.

- 256. Osterkamp, T.E. and Gosink, J.P. Observation and analyses of sediment laden sea ice, in Barnes, P.W., Schell, D.M. and Reimnitz E. (eds.) The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments: Academics Press Inc., Orlando, Florida. 1984, P.73-94.
- 257. Overduin P., Solomon S., Atkinson D.E., Dallimore S.R., Eicken H., Forbes D.L., Grigoriev M., Holmes R.M., James T.S., Manson G.K., McClelland J.W., Mueller D., Ødegård R., Ogorodov S., Proshutinsky A., Wetterich S. 2.1 Physical State of the Circum-Arctic Coast // State of the Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook. International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association. Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 2011, P. 11-39. <u>http://arcticcoasts.org</u>
- 258. Pavlidis, Yu.A., Nikiforov, S.L., Ogorodov, S.A. and Tarasov, G.A The Pechora Sea: Past, Recent, and Future // Oceanology, 2007, Vol. 47, No. 6, P. 865-876.
- 259. Polar Sea Ice Cape and Snow Cryosphere Today (University of Illinois, Dept. of Atmospherics Sciences): <u>http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere</u>.
- 260. Rachold, V., Are, F. E., Atkinson, D. E., Cherkashov, G., & Solomon, S.
 M. Arctic Coastal Dynamics an introduction. Geo-Marine Letters, 2005.
 25(2-3): P. 63-68.
- 261. Rearic, D.M., Barnes, P.W., Reimnitz E. Bulldozing and resuspension of shallow – shelf sediment by ice kills: Implication of Arctic sediment transport trajectories // Mar. Geol. 1990. V. 91. P. 133-141.
- 262. Reimnitz, E., Barnes, P.W., Forgatsch T. and Rodeick C. Influence of grounding ice on the Arctic shelf of Alaska. U.S. Geological Survey, Menio Park, California. Mar.Geol. 1972, 13, P. 323-334.
- 263. Reimnitz, E., Barnes, P.W. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska // The Coast and Shelf of the Beaufort Sea; Arctic Institute of North America, Arlington, VA. / Eds.: J.C. Reed, J.E. Sater. 1974. P. 301-353.
- 264. Reimnitz, E., Bruder, K.F. River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort Sea, coast and Alaska. Geol. Soci. Ame. Bull. 1972. V. 83. P. 861-866.
- 265. Reimnitz, E., Graves, S.M. and Barnes, P.W. Beaufort Sea coastal erosion, shoreline evolution and sediment flux // U.S. Geol. Survey. Open-File Rept. 1985. V. 380. P. 1-74.
- 266. Reimnitz, E., Kempema, E.W. and Barnes, P.W. Anchor continental shelf morphology, related to sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska // Mar. Geol. 1978. V. 28. P. 179-210.
- 267. Reimnitz, E., Kempema, E.W. Dynamic ice-wallow relief in nothern Alaska's nearshore: Journal of Sedimentary Petrology. 1982, v.52, no.2, pp.451-462.
- 268. Reimnitz, E., Kempema, E.W. High rates of bed load transport measured from the infilling rate of large strudel-scour craters in the Beaufort Sea, Alaska // Continental Shelf Research. 1983. V. 1. No 3. P. 237-251.
- 269. Reimnitz, E., Kempema, E.W. and Barnes, P.W. Anchor ice, seabed freezing and sediment dynamics in shallow Arctic Seas // J. Geophysi Res. 1987. V. 92. No. C13. P. 14671-14678.
- 270. Reimnitz, E. and Maurer, D.K. Effects of storm surges on the Beaufort Sea coast, nothern Alaska // Arctic. 1979. v. 32, no. 4, P. 329-344.
- 271. Reimnitz, E., Rodeick, C.A. and Wolf, S.C. Strudel scour: A unique arctic marine geologic phenomenon // J. Sediment. Petrol. V. 44. No 2. 1974. P. 409-420.
- 272. Reimnitz, E., Toimil, L., Barnes, P.W. Development of the stamukhi zone and its relation to Arctic shelf processes and morphology, Beaufort Sea, Alaska. U.S. Geological Survey, Menio Park, California. 1975, 70 p.

- 273. Rex, R.W. Microrelief produced by sea ice grounding in the Chukchi Sea near Barrow, Alaska // Arctic. 1955. V. 8. No 3. P. 177-186.
- 274. Romanenko, F.A., Ermolov, A.A., Efimova, L.Ye., Arkhipov, V.V. and Ogorodov S.A. The peculiarity of fast ice dynamics in the White Sea tideflat zone. Arctic Coastal Dynamics // Report of the 4th International Workshop. Reports on Polar and Marine Research, Bremerhaven, Vol. 478. 2004. P. 214-215.
- 275. Ryabinin, V.E., Danilov, A.I., Elisov, V.V., Klepikov, A.V., Kurdumov, V.A., Malek, V.N., Smirnov, V.N., Stepanov, I.V., Timofeev, O.Ya. Marine ice bottom gouging: Some mechanisms and an approarch to depth evaluation // Proc. Sea Ice Mech. and Arctic Modelling Workshop. Anchorage. Alaska. 1995. 2: P.276-285.
- 276. Shapiro, L.H., Metzner, R.C., Hanson, A. and Johnson, J.B. Fast ice sheet deformation during ice-push and shore ice ride-up. In: Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments (eds. P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz). Academic Press, Orlando, 1984, p. 137-157.
- 277. Shestov A.S., Marchenko A.V., Ogorodov S.A. Thermodynamic consolidation of ice ridges keels in the water at the varying freezing point // 20th IAHR International Symposium on Ice. Lahti, Finland, June 14 to 18, 2010, 11 p.
- 278. Short A.D., Coleman J.M., and Wright L.D. Beach dynamics and nearshore morphology of the Beaufort Sea coast, Alaska // Reed J.C. and Sater J.E. (eds.). The Coast and Shelf of the Beaufort Sea / Arctic Institute of North America, Arlington. 1974, VA, P. 477-488.
- 279. Solomon, S. 2005. Spatial and temporal variability of shoreline change in the Beaufort-Mackenzie Region Northwest Territories Canada. Geo-Marine Letters, 25(2-3): 127-137.

- 280. State of the Arctic Coast 2010 Scientific Review and Outlook. International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association. Ed.: Forbes, D.L.. Helmholtz-Zentrum, Geesthacht, Germany, 2011, 178 p.
- 281. Vautard Robert, Cattiaux Julien, Yiou Pascal, Thépaut Jean-Noël & Ciais Philippe. Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness // Nature Geoscience, №3, 756–761 (2010) doi:10.1038/ngeo979.
- 282. Vershinin, S.A., Truskov, P.A. and Kouzmitchev, K.V. A Gouging Model for a First-year Ice Ridge Penetrating the seabed // Proceedings of the 17th International Symposium on Ice, 2004, St. Petersburg, Russia, Vol. 2, P. 33-41.
- 283. Wadhams, P., Spuire, V.A. Field experiments on wave-ice interaction in Bering Sea and Greenland waters // Polar Records. 1979. V. 20. No. 125. P. 3-20.
- 284. WMO Sea-Ice Nomenclature, Volume 1: Terminology and Codes // World Meteorological Organization, report 259, Geneva, Switzerland, Suppl. No. 5, 1989.
- 285. Zubakin, G.K., Ogorodov, S.A., Kamalov, A.M., Gudoshnikov, Yu.P., Naumov, A.K. and Nesterov A.V. The role of sea ice in coastal and bottom dynamics in the Pechora Sea // Fifth International Workshop on Land Ocean Interactions in the Russian Arctic (LOIRA). М., Ин-т океанологии, 2002. С. 144-146.
- 286. Yang, Q.S. and Poorooshasb H.B. Numerical Modeling of Seabed Ice Scour. Computers and Geotechnics, 1997, Vol. 21, P. 1-20.
- 287. Cryosphere Today http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/
- 288. ААНИИ <u>http://www.aari.ru</u>
- 289. Википедия <u>http://ru.wikipedia.org</u>

АЛЬБОМ-ГЛОССАРИЙ ТЕРМИНОВ ФОРМ РЕЛЬЕФА, ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ, ВОЗНИКНОВЕНИЕ КОТОРЫХ СВЯЗАНО С ЛЕДОВЫМ ФАКТОРОМ

ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ





Морской лед – любая форма льда, встречающегося в море и образовавшегося в результате замерзания морской воды.

Ледяной покров СЛО состоит из дрейфующего *многолетнего* (пакового) *льда* со средней мощностью от 2 до 7 м (за счет торосистых образований с хорошоконсолидированными килями, достигающими отметок глубины до 50 м, и вмерзших в него); дрейфующего *однолетнего льда* мощностью обычно до 2 м со молодыми слабоконсолидированными торосами достигающими глубины до 25 м; *припая* мощьностью до 2 м, подвижность которого ограничено контактом с берегами и дном.

ПРИБРЕЖНО-ШЕЛЬФОВАЯ ЗОНА ЗАМЕРЗАЮЩЕГО МОРЯ

1		• beper	говая зона моря
др	ейфующий лед—		—— припай————→
\sim		~~~	
зона	_		1
за пределам •воздействий морских льдо	1 зона наисоле →I ← ледово-экз в воздей	е интенсивного арационного → (← іствия	зона ограниченного ледово экзарационного воздействия

🖾 , 🎞 , 💭 , 🚧 , 🜌 , 🖾 , 📷 ,

Прибрежно-шельфовая зона - зона взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы. Применительно к замерзающим морям ее верхняя и нижняя граница определяется зоной воздействия морских льдов на берега и дно.

Районирование прибрежно-шельфовой зоны замерзающего моря – выделение однородных (с точки зрения видов и интенсивности ледовых воздействий) сегментов дна и берега.

КОСВЕННОЕ ИЛИ ПАССИВНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ



Косвенное или пассивное воздействие морских льдов на динамику берегов и дна замерзающих морей выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от воздействия волн и приливов. Блокируя береговую зону в течение большей части года морские льды, таким образом, являются важнейшим регулятором абразии берегов и транспорта наносов.

ПРЯМОЕ ИЛИ АКТИВНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

ЭКЗАРАЦИЯ

Ледовое выпахивание (ice gouging, ice scouring) или экзарация – деструктивное механическое воздействие льдов на грунт, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением и стамухообразованием под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа береговой зоны.
<i>Торос (ice ridge, ice hummock)</i> – нагромождение льда, образовавшееся в результате бокового давления ледяных полей друг на друга, а также на берега и на мелководные участки дна и происходящего при этом обламывания их краев
Механизм формирования гряды ледового напора (ice-pushed ridge). Осенью, в начале зимы, молодые льды в периоды нагонов или ледовых подвижек со стороны моря могут выдавливаться на сушу. При своем движении этот сплошной ледяной покров перемещает обломочный материал, формируя из него гряды несортированного материала.
На берегах с песчаными пляжами <i>гряды</i> ледового напора имеют эфемерный характер. Обычно они разрушаются после первого сильного шторма.
Навалы и надвиги морских льдов наиболее типичны для низких аккумулятивных берегов. Формируются за счет напорного воздействия морских льдов со стороны открытого моря под действием ветра, дрейфовых, приливных и постоянных течений.

На берегах с песчаными пляжами в результате ледовых надвигов и навалов также формируются и мелкие экзарационные аккумулятивные формы: <i>борозды, царапины, валики и ямы.</i> Также как и грады ледового напора на песчаных берегах они имеют эфемерный характер.
<i>Ледовые выпахи</i> образуются в результате прямого воздействия (экзарации) на береговые уступы и откосы надвигов и навалов льда
Стамуха (grounded ice hummock, stamukhi) – ледяное торосистое образование, сидящее на грунте или на мели.
Ямы и борозды ледового выдавливания образуются под стамухами, а также в период максимума отлива, когда торосистое образование на короткий период садится на мель.
Ледяная плотина (ice dam): образование ледяной плотины и механизм выпахивания ей дна за счет воздействия дрейфующих ледяных полей на кромку припая.
«Гребенка» или многокилевой выпах – следы воздействия ледяной плотины или другого многокилевого ледяного торосистого образование на дно.

ледяное поле торос борозда дно	Торосистые образования (ice ridge), вмерзшие в ледяные поля (floe), дрейфующие вдоль кромки припая, создают самые глубокие и глубоководные борозды выпахивания (ice gouges).
	Ледово-экзарационные борозды, ледовые борозды, борозды ледового выпахивания – линейные отрицательные формы мкрорельефа дна замерзающих морей, образовавшиеся в результате выдавливания грунта движущимся ледяным телом (торосом, несяком или айсбергом).
	Ямы и гряды застамушивания образуются в процессе выдавливания грунта килями торосистых образований, временно севших на дно в период отлива. Дрейфующие рядом и задевающие край торосистого образования ледяные поля закручивают киль тороса, формируя на дне серию ям и гряд сложной формы. В прилив торос всплывает, захватив с собой часть вмерзшего в него грунта.
	Заполнение борозд выпахивания наносами. «Молодые», недавно образовавшиеся, борозды постепенно заполняются наносами. Соответственно, возраст борозд – понятие относительное, зависит от скорости седиментации или волновой переработки донных осадков.
	Пример определения <i>«свежих»</i> борозды выпахивания над засыпанной траншеей газопровода и направления, в котором двигалось ледяное образование. Наличие следов сброса грунта в траншею свидетельствует, что данная экзарационная борозда образовалась после ее засыпки.
	«Старые», заполненные донными осадками, борозды могут быть не выражены или лишь частично выражены в рельефе дна. Соответственно, реальная глубина экзарации дна может быть определена лишь с учетом заполнения борозды наносами.

ТРАНСПОРТ НАНОСОВ МОРСКИМИ ЛЬДАМИ

	Морские льды способны <i>перемещать наносы</i> , которые не способны перемещать волны. Выдавливание льда на берег приводит способствует перемещению крупных обломков, включая <i>валуны</i> , и образованию <i>гряд из несортированного</i> волнами <i>материала</i> на берегу.
	В приливных морях процесс смерзания припая с дном может происходить многократно, формируя в <i>подошве припая</i> прослойки, более или менее обогащенные осадочным материалом. <i>Ледовый разнос:</i> весной такой лед, обогащенный осадочным материалом, может быть вынесен в открытое море, где лед растает и этот материал отложится на дно.
	Вмерзшие в лед валуны способны мигрировать вверх внутри ледовой толщи в процессе многократного оттаивания и замерзания. Оттаявшая вокруг валуна вода днем стекает под него, а ночью она замерзает и «приподнимает» валун вверх. Таким образом, крупнообломочный материал может оказаться даже на поверхности льда.
(a) (B) (π) (a) (B) (π) (a) (b) (π) (b) (π) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c) (c)	Поскольку таяние льда весной происходит сверху, осадочный материал может сохраниться до следующего ледообразования. Так как <i>процесс намерзания</i> происходит снизу, за период второго ледостава материал окажется в толще льда. При новом весеннем таянии осадочный материал концентрируется на поверхности льда. Соответственно, за этот продолжительный период захваченные льдом наносы могут оказаться за сотни и тысячи километров от места захвата наносов льдом.
	При охлаждении воды образуются движущиеся наверх зерна льда, «отцеживающие» взвешенные частицы. Эти частицы смерзаются, и взвесь остается во льду, формируя «мутные льды». Перезимовав и перелетовав (1 или 2 раза в соответствии с вышеописанной схемой), затем формируются <i>«грязные» (черные) льды</i> .

ПРОЧИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СВЯЗАННЫЕ С ЛЕДОВЫМИ ВОЗДЕЙСТВИЯМИ



ВОЗДЕЙСТВИЯ В КОНТАКТНОЙ ЗОНЕ ЛЕД-ДНО

