

СВЯЗЬ ТИПОВ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА С ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ

М.А. ХОЛМЯНСКИЙ¹, В.М. АНОХИН^{2,3,4}

¹ — ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, e-mail: holm936@rambler.ru

² — ФГБУН «Институт озероведения» РАН, Санкт-Петербург, e-mail: vladanokhin@yandex.ru

³ — Санкт-Петербургский научный центр РАН, Санкт-Петербург

⁴ — РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург

На основании интерпретации геофизических и геологических данных авторами была составлена карта криогенной геодинамики шельфа Баренцева и Карского морей, на которой выделены шесть основных типов строения разреза криолитозоны. Проведен анализ связи динамики криолитозоны с геоморфологическими, литологическими, геотермическими характеристиками шельфа Баренцева и Карского морей. По результатам этого анализа сделаны выводы о связи современного состояния слоя многолетнемерзлых и многолетнеохлажденных пород с глубиной их залегания, мощностью, температурой на поверхности, типом и литологическим составом отложений самой криолитозоны и вмещающих ее пород. Выявлено устойчивое соответствие стабильного состояния мерзлой зоны равнинным возвышенным участкам рельефа (плато), а нестабильного — пониженным участкам рельефа (синеклизам и желобам). Результаты анализа позволяют прогнозировать степень и позицию в разрезе оттайки криолитозоны в разных частях района исследования.

Ключевые слова: криолитозона, многолетнемерзлые породы, западно-арктический шельф, геоморфология, слой.

ВВЕДЕНИЕ

Формирование криолитозоны Западно-Арктического шельфа России в позднем кайнозое было обусловлено климатическими, литодинамическими и тектоническими процессами. Оно также определялось сформированными ранее геоморфологическим и тектоническими структурами. Вопросам, посвященным генезису, строению и развитию криолитозоны (КЛЗ) Баренцева, Карского и Белого морей посвящено сравнительно небольшое число отечественных и зарубежных работ.

К сожалению, все авторы опубликованных и фондовых материалов располагали скудными фактическими данными, не позволяющими в достаточной степени оценить реальные характеристики многолетнемерзлых пород (ММП), обычно определяемые по бурению и каротажу. Поэтому они использовали в первую очередь результаты термодинамического моделирования и метод аналогий, т.е. переноса характеристик ММП, детально изученных на суше, на близкие по геологическому строению и палеогеографии районы шельфа. Наиболее полное отображение известные материалы получили в атласах геокриологических карт, опубликованных на рубеже девяностых и

двухтысячных годов (Атлас, 2011; Атлас палеогеографических карт..., 1992; Баранов, 1977; Линдберг, 1972).

Один из основоположников геокриологического моделирования на шельфе А.А. Шарабятян выделяет четыре этапа формирования и развития ММП (Шарабятян, 1974). Он отмечает, что наибольший интерес представляют первые два этапа, связанные с регрессией и трансгрессией моря.

Первый этап — с начала периода многолетнего промерзания пород, предшествовавшего Ямальской трансгрессии, и до ее окончания. Промерзание началось в четвертичном периоде с похолоданием климата. С раннего плейстоцена и до казанцевского времени территория низменности была занята опресненными водами, южная граница которых проходила по 63-й параллели. На протяжении значительной части первого периода развития ММП водный бассейн располагался севернее 64–66 ° с.ш. Многолетнемерзлые породы в результате трансгрессии моря на юг оттаивали, оказавшись под слоем опресненных вод. Потому ММП, существующие в настоящее время к северу от этой широты, начали формироваться после регрессии моря.

Второй этап развития ММП охватывает вторую половину верхнего плейстоцена и часть голоцена (до климатического оптимума). По мере регрессии водного бассейна на протяжении казанцевского времени промерзание проходило на новых территориях, свободных от моря. На островах, появившихся на крайнем севере низменности при понижении уровня моря, началось эпигенетическое промерзание пород.

Последующее развитие ММП определялось потеплением климата и частичным протаиванием пород (климатический оптимум — третий этап) и последующим похолоданием и новым промерзанием пород (позднеголоценовое время — четвертый этап развития ММП).

Подробное описание строения позднеголоценовой мерзлой зоны в разрезе шельфа приводится канадскими и американскими исследователями для акватории моря Бофорта (Ferrians, 1994; Ferrians, Hobson, 1973; Hinz et al., 1998; Rogers, Morack, 1978; Permafrost in the Beaufort Sea, 1983), где буровыми работами установлено, что под поверхностными тальми отложениями общей мощностью 20 м залегает горизонт ММП, достигающий мощности несколько десятков метров. Большое количество скважин, пробуренных на шельфе Канады и Аляски, показывает, что этот горизонт встречается на значительной территории шельфа при глубине моря 10–20 м и на удалении от берега до десятков км.

Основная цель авторов настоящей работы — установить пространственную и, в меньшей степени, генетическую связь типов криолитозоны с основными геологическими элементами и на этом основании определить тенденции к изменению ее мощности на акватории шельфа Баренцева и Карского морей.

МЕТОДИКА

Настоящая работа тесно связана с анализом и обобщением результатов как предшествующих работ, так и работ самих авторов, проведенных в разные годы, в т.ч. морских работ на акватории Баренцева и Карского морей. В частности, для построения «Карты криогенной геодинамики шельфа Баренцева и Карского морей» мы использовали результаты выполненных нами электроразведочных работ методом становления электромагнитного поля в ближней зоне и сейсморазведочных работ. Горизонты многолетнемерзлых пород находят четкое отражение на кривых проводимости (Алхименко и др., 2004), что было использовано при построении карты, приведенной на рис. 1.

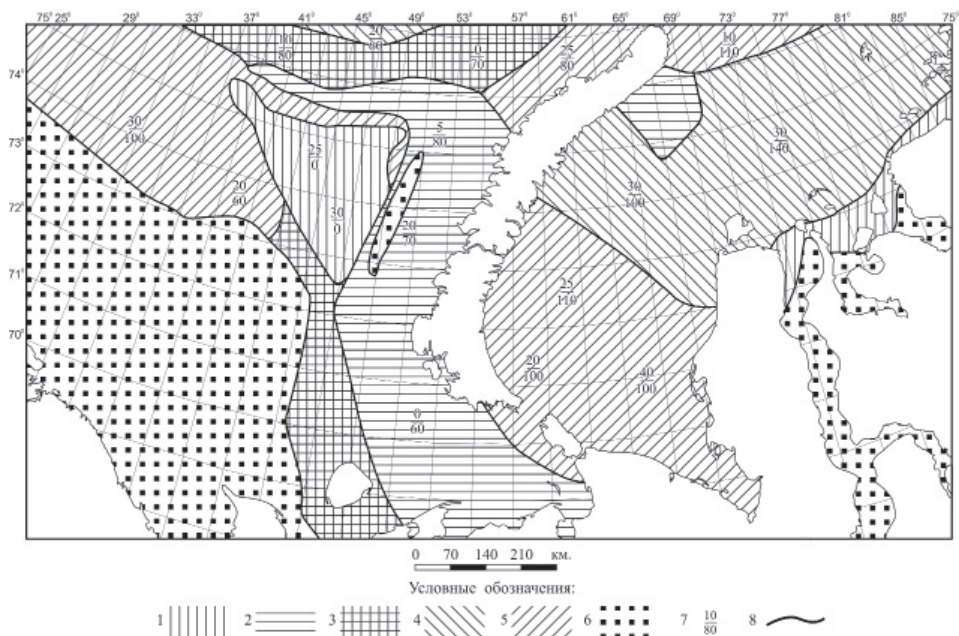


Рис. 1. Карта типов криолитозоны шельфа Баренцева и Карского морей.

1 — однослойная криолитозона, представленная верхнеплейстоцен-голоценовыми отложениями; 2 — однослойные реликтовые многолетнемерзлые отложения; 3 — двухслойные реликтовые многолетнемерзлые отложения; 4 — трехслойная криолитозона, представленная голоценовыми и двухслойными реликтовыми, преимущественно многолетнемерзлыми породами; 5 — трехслойная криолитозона, представленная голоценовыми и двухслойными реликтовыми, преимущественно многолетнеохлажденными породами; 6 — талые посткриогенные отложения; 7 — мощность криолитозоны: числитель — верхнеплейстоцен-голоценовых отложений, знаменатель — реликтовых многолетнемерзлых (многолетнеохлажденных) пород; 8 — границы геокриологических районов.

Авторами также использовались результаты моделирования, выполненного разными исследователями (Романовский и др., 1999; Соловьев, 1981; Кригеотермия и гидраты..., 1987; Шарабатян, 1974; Lozan et al., 2002). Эти результаты обобщены в работе Н.Н. Романовского (2011).

Сейсмические материалы (Hobson, 1967; Rogers, Morack, 1978) для геокриологических целей использовались избирательно. Если существует заверка выделенных на сейсмограммах геокриологических горизонтов материалами бурения или каротажа, пусть даже в ограниченном числе буровых скважин, на наш взгляд, данные сейсморазведки могут быть использованы. Это подтверждается материалами, полученными рядом авторов (Алхименко и др., 2004; Воронков, 2009; Зыков, 2007; Козлов, 2004; Скворцов и др., 2011; Ferrians, Hobson, 1973; Rogers, Morack, 1978).

При построении карты были детально проанализированы палеогеографические, геоморфологические и тектонические материалы, выполнена интерпретация собственных профильных электроразведочных измерений, определенного объема сейсмических данных и использованы геокриологические карты, построенные нами ранее самостоятельно или в соавторстве (Алхименко и др., 2004; Неизвестнов и др., 2005). Успешное использование геофизических материалов для геокриологических построений основывается на отличии петрофизических ха-

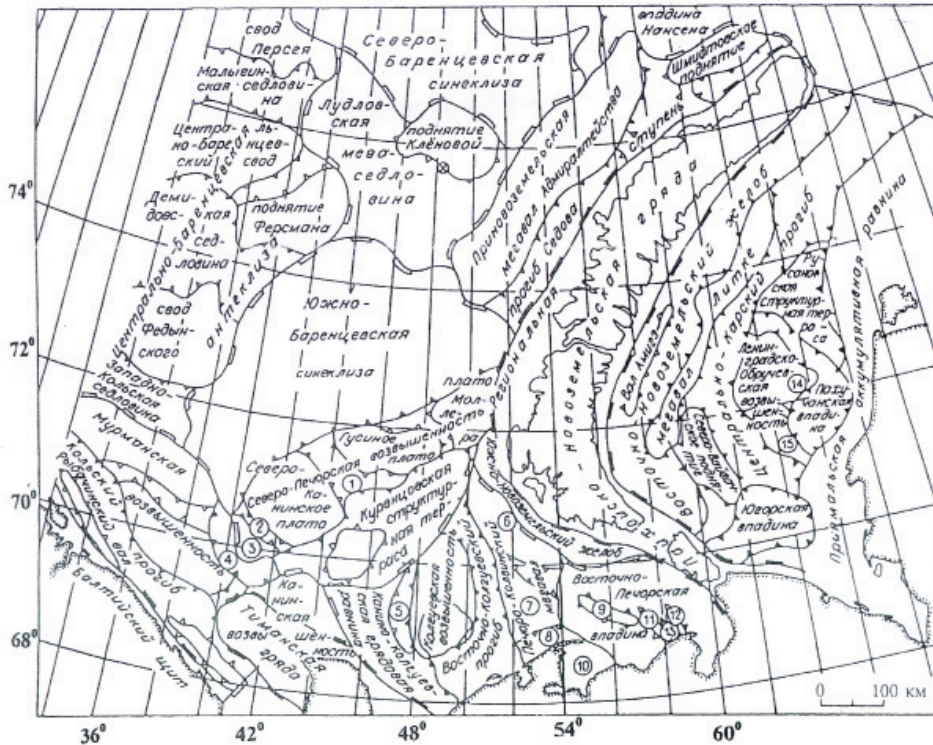


Рис. 2. Морфоструктурная схема Западно-Арктического шельфа России по В.В. Назимову.

1–4 — морфоструктуры первого – четвертого порядков. Цифры на схеме: 1 — Гусиный желоб, 2 — Канинский желоб, 3 — Южно-Канинское плато, 4 — желоб Нордьюпет, 5 — Колгуевская депрессия, 6 — Новоземельское поднятие, 7 — Русское поднятие, 8 — Малоземельская депрессия; 9 — Гуляевский вал, 10 — Усть-Печорская депрессия, 11 — вал Сорокина, 12 — Мединский вал, 13 — Мореюкская депрессия, 14 — Ленинградское поднятие, 15 — Обручевское поднятие.

характеристик многолетнемерзлых и талых пород. Эти характеристики детально изучались авторами для осадков и пород арктического шельфа (Алхименко и др., 2004; Холмянский, 1986).

Основу карты составляют типы геокриологического разреза, соответствующие предложенной выше версии. Основными критериями для определения типа разреза являются характеристики, полученные в результате интерпретации сейсмических и электроразведочных материалов.

Для анализа связи типов мерзлоты и динамики их изменения с геологическими особенностями шельфа Баренцева и Карского морей нами были использованы: атласы палеогеографических и геологических карт, ряд карт, построенных в результате тематических работ ВНИИОкеангеология (карты рельефа дна, литологических типов современных донных осадков, геоморфологического районирования и морфолито-динамическая) и вошедших в отчеты ВНИИОкеангеология 2002–2004 гг., ряд опубликованных материалов (Абатурова и др., 2016; Алхименко и др., 2004; Атлас, 2011; Атлас палеогеографических карт..., 1992; Баранов, 1977; Козлов, 2004; Мельников, Спесивцев, 1995; Неизвестнов и др., 2005; Рокос и др., 2009; Соловьев, 1981; Криогеотермия и гидраты..., 1987; Холмянский, 1986; Шарабатян, 1974; Lozan et al., 2002).

В качестве основной версии геоморфологического строения шельфа Баренцева и Карского морей была использована «Морфоструктурная схема Западно-Арктического шельфа России» В.В. Назимова, приведенная на рис. 2.

Для определения тенденций в изменении состояния криолитозоны были использованы следующие характеристики: геоморфологические, морфолитодинамические, литологические особенности; придонные температуры, элементы разломной тектоники.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как известно, своим происхождением и последующей трансформацией многолетнемерзлые породы (ММП) обязаны этапам климатических похолоданий и потеплений. Пространственные границы криолитозоны, тип и мощность ММП в первую очередь определяются именно тектоно-океанологическим режимом арктического океана в разные геологические эпохи.

Характеристика этапов этого режима основана на анализе палеогеографических материалов с учетом схем, предложенных предшествующими исследователями (Абатурова и др., 2016; Атлас палеогеографических карт..., 1992; Баулин, 1970; Козлов, 2004; Мельников, Спесивцев, 1995; Неизвестнов и др., 2005; Рокос и др., 2009; Романовский, Тумской, 2011; Криогеотермия и гидраты..., 1987; Шарабатян, 1974; Lozan et al., 2002; Permafrost in the Beaufort Sea, 1983).

Конец самарского времени отмечен трансгрессией океана на юг, достигшей 61° с.ш. В основном вся площадь морского дна находилась тогда в немерзлом состоянии. На суше, расположенной южнее, мощность криолитозоны достигала 500–600 м. В конце казанцевского времени океан отступил на север до 65° с.ш., началось интенсивное промерзание освободившейся суши.

Конец зырянского времени ознаменован продолжением регрессии океана, южнее 61° мощность КЛЗ увеличивалась. То же характерно и для каргинского времени.

В сартанское время произошло похолодание климата, сменившееся потеплением, которое в голоцене опять сменилось похолоданием.

Потепление приводит к вытаяванию льда в подошве и кровле ММП, замене его охлажденной морской водой, что обеспечивает появление горизонтов многолетнеохлажденных пород (МОП), вмещающих ММП или полностью их заменивших. Мощность горизонтов охлажденных пород может меняться в широких пределах, зависящих от палеогеографических и современных температурных условий. В большинстве случаев сплошные ММП находятся между горизонтами охлажденных пород.

По заключению разных авторов (Баулин, 1970; Мельников, Спесивцев, 1995; Мельников и др. 2010; Морские инженерно-геологические исследования..., 2003; Неизвестнов и др., 2005; Рокос и др., 2009; Романовский и др., 1999; Соловьев, 1969; 1981; Криогеотермия и гидраты..., 1987; Lozan et al., 2002; Permafrost in the Beaufort Sea, 1983), мощности слоев могут достигать: ММП — до 800 м, МОП — до 100 м.

ММП, образованные на суше в периоды похолодания, переходят в субмаринные при затоплении и перекрываются, в случае трансгрессии моря, морскими осадками, накапливающимися в период потепления. Нам удалось установить четкую связь мощности ММП с геоморфологическим строением акватории. Во внешних частях шельфа состояние придонной толщи, прошедшей древнюю стадию преобразования, может быть охарактеризовано следующей структурой: верхний горизонт состоит из пород, в которых вытаявший лед заменен охлажденной морской водой с температурой

ниже 0 °С (МОП); средний горизонт представляют ненарушенные мерзлые горные породы, а еще ниже залегают породы, опять охлажденные за счет протаивания снизу.

Криолитозона имеет сплошное распространение до современных глубин моря 50–60 м. Прерывистое и островное распространение криолитозоны характерно для глубин от 50–60 до 80–100 м. Выше и ниже ММП находятся охлажденные породы мощностью до 100 м и более.

Наибольшая мощность криолитозоны в горстах — до 1000 м (в т.ч. мощность ММП до 700 м). Меньшая мощность криолитозоны свойственна грабенам (300–100 м). В них имеют место талики, возникшие в результате термокарстового процесса на этапе осушения и далее трансформировавшиеся в субмаринные после затопления.

В.А. Соловьев отмечал цикличность в смене холодных и теплых периодов в изучаемом регионе с периодичностью около 100 тыс. лет (Соловьев, 1981). Из этого следует, что криолитозона неоднократно подвергалась периодическим более или менее интенсивным оттайкам. Арктическому бассейну свойственны как сингенетические, так и эпигенетические ММП. Но в большинстве случаев мы наблюдаем полигенетический тип ММП.

По условиям формирования ММП шельфа подразделяются на два типа: реликтовые, сформировавшиеся в континентальных условиях и в дальнейшем перешедшие в субаквальное положение, и ММП, сформировавшиеся под припайным льдом. Первый тип характеризуется мощностью от единиц до первых сотен метров, разнообразием криогенных текстур, наличием подмерзлотных, внутримерзлотных вод. Мощности второго типа не превышают первые десятки метров.

На основании анализа палеогеографической, палеоклиматической и геоморфологической обстановок на акватории Баренцева и Карского морей в четвертичное время сформулированы различные варианты строения мерзлой зоны шельфа этих морей:

- ММП и МОП отсутствуют, но присутствуют посткриогенные талые породы;
- однослойная криолитозона, представленная ММП, или МОП верхнеплейстоцен-голоценового возраста;
- однослойная криолитозона, реликтовые ММП;
- двуслойная реликтовая криолитозона, состоящая из двух слоев ММП;
- трехслойная криолитозона, представленная голоценовым слоем ММП и двумя слоями реликтовых ММП.

Все вышеописанные типы разреза криолитозоны представлены на карте, приведенной на рис. 1.

Естественно, данная карта является одной из возможных версий строения криолитозоны. Версия, основанная на перечисленных выше материалах, требует для ее уточнения проведения какого-то объема буровых и связанных с ними каротажных работ. Но, по мнению авторов, она имеет право на существование.

Как отмечает С.А. Козлов (2004, с. 16), «современный рельеф шельфов Баренцева и Карского морей характеризуется высокой расчлененностью, подчеркиваемой присутствием обширных депрессий и желобов, платообразных подводных возвышенностей, валов, впадин и других крупных форм рельефа».

Такая характеристика соответствует использованной нами схеме, приведенной на рис. 2.

Современные морфоструктуры рельефа генетически тесно связаны с более древними — герцинскими, каледонскими, байкальскими тектоническими структу-

рами (Атлас, 2011; Атлас палеогеографических карт..., 1992). В свою очередь геоморфология, лито- и гидродинамика в определенной степени определяют придонные температуры и тренды их пространственного распределения.

Температуры на поверхности дна способствуют сохранению положения кровли ММП (постоянные отрицательные значения) или ее опусканию (постоянные положительные значения). Интенсивность этого процесса существенно зависит от теплопроводности донных отложений.

Изменение положения подошвы криолитозоны связано с влиянием положительного температурного градиента, обеспеченного поступлением теплового потока снизу.

Наши измерения, выполненные в период 1992–2004 гг. и нашедшие отражение на соответствующих картах (Алхименко и др., 2004), показывают устойчивую закономерность понижения придонной температуры с юга на север. Если в области Восточно-Печорской и Югорской впадин она составляет + 2... +3 °С, то в Северо-Баренцевской синеклизе и в северной части Новоземельского желоба — понижается до –2 °С, а в Южно-Баренцевской синеклизе меняется от +1 до 0 °С.

На основании Геокриологической карты (рис. 1) проведен анализ влияния вышеуказанных характеристик шельфа на состояние криолитозоны в соответствии с ее типами.

Однослойная криолитозона, представленная верхнеплейстоценовыми-голоценовыми отложениями (рис. 1), имеет мощность 20–30 м. Выделяются две зоны ее распространения.

Первая зона — в пределах Южно-Баренцевской синеклизы и Лудловской мега-седловины. Средняя глубина залегания кровли КЛЗ от донной поверхности — 20 м. Придонные температуры: –1... –1,5 °С. Генерализованный литологический разрез представлен снизу вверх: доломитами, глинами, слоем с высоким содержанием льда, пелитом. Такой состав отложений обеспечивает (с учетом их теплопроводности) стабильное состояние КЛЗ.

Вторая зона — область шельфа, примыкающая к береговой зоне, расположенной между устьями Обской губы и Енисейского залива. Генерализованный литологический разрез: карбонатная глина, глина, известняк, алевроит. Средняя температура на поверхности дна +1 °С. Глубина залегания кровли КЛЗ 30–40 м, мощность 20–25 м. С учетом теплопроводности отложений, близости берега с ММП значительной мощности и в то же время активной литодинамики делается заключение о стабильном состоянии КЛЗ.

Реликтовая однослойная КЛЗ (рис. 1) протягивается с юга на север на значительной площади, примыкающей к архипелагу Новая Земля с запада, и имеет ограниченное распространение в Карском море (небольшой участок, примыкающий к северной части Новой Земли с востока). Западная часть лежит в пределах прогиба Седова и Южно-Новоземельского желоба, Гусиного плато, Куренцовской террасы. Литологический разрез: сильно льдистые отложения, доломиты, сильно льдистые отложения, пелиты. В северной части этой зоны — отрицательные температуры.

Имеет место ограниченное оттаивание поверхностной части КЛЗ, в нижней части ее состояние стабильно.

Южная часть расположена в области положительных температур, значения которых увеличиваются к югу до 2,5 °С. Отмечается значительный темп оттаивания в верхней части КЛЗ и весьма медленный — в нижней.

Площадь распространения этого типа КЛЗ в Карском море находится в области Новоземельского желоба и имеет близкий описанному выше литологический разрез. Значительные отрицательные температуры обеспечивают стабильное состояние КЛЗ в ее приповерхностной части и медленное оттаивание снизу.

Двухслойные реликтовые многолетнемерзлые отложения (рис. 1) имеют сравнительно ограниченное распространение, протягиваясь полосой с востока на запад в пределах Северо-Баренцевской синеклизы и с юга на север от Южно-Баренцевской синеклизы до колгуевской возвышенности.

В северной части глубина залегания кровли КЛЗ составляет 50–69 м. Отрицательные температуры на поверхности дна равняются $-1,8... -2,2$ °С.

Литологический разрез: доломиты, известняки, пелит. Хорошая теплопроводность отложений приводит к значительной оттайке снизу и ограниченной сверху.

В южной области распространения КЛЗ литологический разрез представлен карбонатными глинами, известняками и пелитами. Температуры на поверхности дна составляют 2–2,5 °С. Прогнозируется значительная оттайка сверху и снизу слоя КЛЗ.

Область трехслойной КЛЗ, представленной голоценовыми и двухслойными реликтовыми, преимущественно, многолетнемерзлыми породами (рис. 1), протягивается широкой полосой с юго-запада на северо-восток, прилегая с запада к берегу Новой Земли. Основные структуры, также протягивающиеся параллельно берегу Новой Земли: новоземельский желоб, мегавал Литке и Центральный Карский прогиб. Область характеризуется значительной суммарной мощностью ММП (до 190 м) при глубине залегания ее кровли до 25–40 м. В северной половине этой области литологический разрез представлен доломитами, известняками, пелитами; в южной — доломитами, глинами, известняками, пелитами. Температуры на севере отрицательные (до $-2,5$ °С), на юге — положительные (до $+1,5$ °С). Характеризуется интенсивным протаиванием КЛЗ снизу на севере и менее интенсивным (умеренным) в южной части этой области.

Область трехслойной КЛЗ, представленной голоценовыми и двухслойными реликтовыми многолетнеохлажденными породами, занимает обширную площадь в рассматриваемом регионе шельфа (рис. 1).

Мощность КЛЗ достигает 150 м. На западном участке этой области глубина залегания кровли ММП составляет 20–30 м. На северных участках значения мощности достигают 130 м, глубины залегания кровли 40 м. Температуры поверхности дна на всех участках равняются $-1,2... -2,0$ °С. Участки в основном расположены в области отрицательных геоморфологических структур, таких, как центрально-баренцевская синеклиза. Литологический разрез: сланцы, доломиты, глины, пелиты. Можно предположить умеренное оттаивание снизу.

Четвертый участок трехслойной КЛЗ, расположенный в пределах Югорской впадины и Центрального Карского прогиба, занимает обширную площадь шельфа Карского моря, примыкая с запада к берегу южной половины архипелага Новая Земля. Характеризуется положительными придонными температурами (около $+1$ °С). Суммарная мощность КЛЗ до 150 м, глубина залегания ее кровли — 30–50 м. Литологический разрез: доломиты, глины, известняки, алевроиты. Отметим умеренное растепление слоя ММП сверху и снизу.

Естественно предположить, что обширные области талых посткриогенных отложений в южной части акватории и Баренцева, и Карского морей находятся в стабильном состоянии.

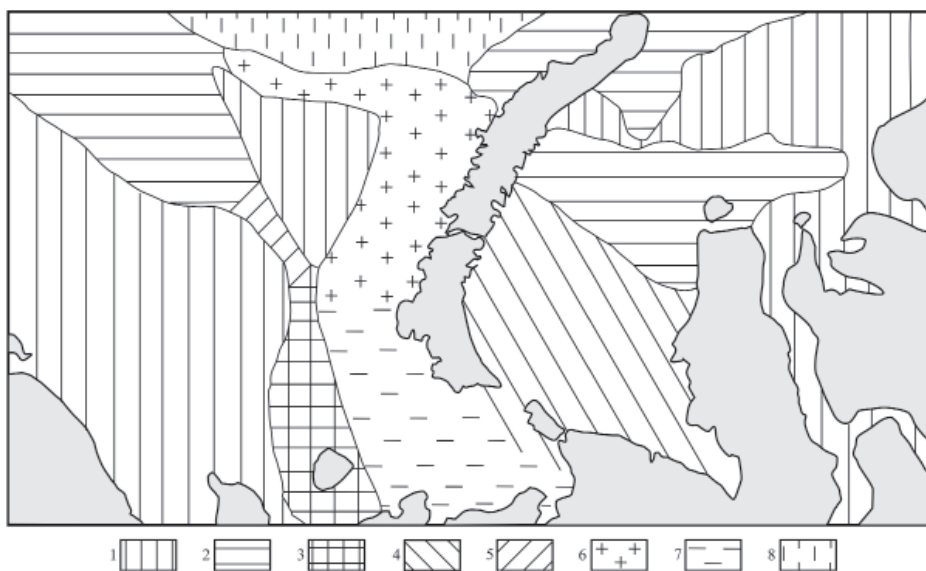


Рис. 3. Карта криогенной геодинамики шельфа Баренцева и Карского морей.

Состояние криолитозоны: 1 — стабильное; 2 — умеренное оттаивание снизу; 3 — интенсивное оттаивание снизу; 4 — умеренное оттаивание сверху и снизу; 5 — интенсивное оттаивание сверху и снизу; 6 — умеренное оттаивание сверху; 7 — интенсивное оттаивание сверху и умеренное снизу; 8 — интенсивное оттаивание снизу и умеренное сверху.

На рис. 3 приводится карта криогенной динамики, составленная нами для акватории Баренцева и Карского морей. На карте выделены площади криолитозоны, характеризующиеся:

- стабильным состоянием;
- умеренным оттаиванием снизу;
- интенсивным оттаиванием снизу;
- умеренным оттаиванием сверху и снизу;
- интенсивным оттаиванием сверху и снизу;
- умеренным оттаиванием сверху;
- интенсивным оттаиванием сверху и умеренным снизу;
- интенсивным оттаиванием снизу и умеренным сверху.

Отсутствие необходимого объема буровых и каротажных данных не позволяет придать этим грациям количественные оценки.

ВЫВОДЫ

Выполненный анализ динамики криолитозоны шельфа Баренцева и Карского морей позволяет сделать следующие выводы.

Современное состояние слоя многолетнемерзлых и многолетнеохлажденных пород определяется в первую очередь глубиной залегания и общей их мощностью, температурой на поверхности, типом и литологическим составом отложений самой криолитозоны и вмещающих ее пород.

Результаты анализа позволяют оценить состояние криолитозоны в разных частях района исследования как стабильное или нестабильное, а также прогнозировать степень и позицию в разрезе оттайки криолитозоны в разных частях района исследования.

Выявлено устойчивое соответствие стабильного состояния мерзлой зоны равнинным возвышенным участкам рельефа (плато), а нестабильного, связанного с процессами растепления в верхней и нижней части мерзлой зоны, — пониженным участкам рельефа (синеклизам и желобам). Таким образом, выявлена частичная связь состояния мерзлой зоны с геоморфологической позицией (при необходимости более детального изучения данного вопроса).

Составленная Карта криогенной геодинамики шельфа Баренцева и Карского морей может служить основой для дальнейших исследований в данном направлении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абатурова И.В., Стороженко Л.А. Петрова И.Г., Савинцев И.А. Структура и закономерности распространения многолетнемерзлых пород в северной геокриологической зоне // Сергеевские чтения. М.: Российский институт дружбы народов, 2016. С. 531–535.

Алхименко А.П., Великанов Ю.С., Карцев А.Ю., Холмянский М.А. Экологическая безопасность при освоении нефтегазовых месторождений на шельфе Карского моря. СПб.: СПбГУ, 2004. 160 с. Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России. Лист 3–12 Палеокриолитозона. М.: Изд-во ГИН РАН, 2011.

Атлас палеогеографических карт шельфов Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 1, 2. ГИН АН СССР, Робертсон ГРУИ, 1992.

Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:5000000. М.: ГУГК СССР, 1977.

Баулин В.В. История «подземного оледенения» Западной Сибири в связи с трансгрессией Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 404–409.

Воронков О.К. Инженерная сейсмика в криолитозоне: Изучение строения и свойств мерзлых и талых горных пород и массивов. СПб.: Изд-во ОАО «ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева», 2009. 401 с.

Зыков Ю.Д. Геофизические методы исследования криолитозоны: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 2007, 272 с.

Козлов С.А. Инженерная геология Западно-Арктического шельфа России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 150 с.

Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972. 548 с.

Мельников В.П., Спесивцев А.Н. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН, 1995. 198 с.

Мельников В.П., Скворцов А.Г., Малкова Г.В. и др. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью геофизических методов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 171–180.

Морские инженерно-геологические исследования. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 177 с.

Неизвестнов Я.В., Боровик О.В., Козлов С.А., Холмянский М.А. Поддонная криолитозона Баренцева, Карского и Белого морей: Материалы третьей конференции геокриологов России. М.: МГУ, 2005. Т. 3. С. 184–190.

Рокос С.И., Другач А.Г., Локтев А.С., Костин Д.А., Куликов С.Н. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. 2009. № 10. С. 38–41.

Романовский Н.Н., Холодов А.Л., Гаврилов А.В. Мощность мерзлых толщ восточной части шельфа моря Лаптевых (результаты моделирования) // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 2. С. 22–32.

Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1. С. 3–14.

Скворцов А.Г., Царев А.М., Садуртдинов М.Р. Особенности использования сейсмических методов при инженерно-геокриологических исследованиях // Материалы Четвертой конференции геокриологов России (Москва, 7–9 июня 2011 г.). М., 2011. Т. 1. С. 225–232.

Соловьев В.А. О связи некоторых характеристик мерзлой зоны с тектоническим строением Усть-Енисейской впадины // Гидрогеология Енисейского Севера. Л.: НИИГА, 1969. Вып. 1. С. 90–96.

Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1981. С. 28–38.

Криогетермия и гидраты природного газа в недрах Северного Ледовитого океана. Л.: НИИГА, 1987. 226 с.

Холмянский М.А. Локальные естественные электрические поля арктического шельфа СССР: Автореф. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1986. 38 с.

Шарабатьян А.А. Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. М.: Наука, 1974. 124 с.

Ferrians O.J. Permafrost in Alaska // The Geology of North America. 1994. Vol. G-1. P. 845–854.

Ferrians O.J., Hobson G.D. Mapping and predicting permafrost in North America. A review 1963–1973 in Permafrost: North American contribution to the Second International Conference. Washington, National Academy of Sciences, 1973. P. 479–498.

Hinz K., Delisle G., Block M. Seismic evidence for the depth extent of permafrost in shelf sediments of the Laptev sea, Russian arctic // PERMAFROST – Seventh International Conference (proceedings). Yellowknife (Canada), Collection Nordicana. 1998. № 55. P. 53–57.

Hobson G.D. Hammer seismic investigation, Good Spirit Lake area // Geological Survey of Canada, Paper. 1967. № 1. P. 37–41.

Lozan J., Grabi H., Hupfer P. Climate of the 21 st century: changes and risks: scientific facts. Hamburg: Wissenschaftliche Auswertungen, 2001. 450 p.

Rogers J.C., Morack J.L. Geophysical investigation of offshore permafrost, PrudHoe Bay, Alaska // Proc. of the 3th Intern. Conf. on Permafrost, Edmonton, Canada. 1978. Vol. 1. P. 560–566.

Permafrost in the Beafort Sea, Alaska // Proc. of the 4th Intern. Conf. on Permafrost, Fairbanks, USA. 1983. Vol. 1. P. 894–898.

M.A. KHOLMYANSKII, V.M. ANOKHIN

THE CONNECTION BETWEEN THE CRYOLITHOZONE TYPES OF THE WEST ARCTIC SHELF AND ITS GEOLOGICAL FEATURES

Based on the interpretation of geophysical and geological data, the authors compiled the Map of cryogenic geodynamics of the shelf of the Barents and Kara Seas, where six basic types of the structure of the cryolithozone section were identified. The relationship between the dynamics of the cryolithozone and the geomorphological, lithological, and geothermal characteristics of the shelf of the Barents and Kara seas is analyzed. Based on the results of this analysis, conclusions have been drawn on the relationship between the current state of the layer of permafrost and multiyear-cooled rocks with the depth of their bedding, thickness, surface temperature, type and lithological composition of the deposits of the cryolithozone itself and its enclosing rocks. Steady correspondence of the stable state of the frozen zone to the flat elevated areas of the relief (plateau) was revealed, and unstable to the lowered relief areas (synclises and gullies). The results of the analysis make it possible to predict the degree and position in the section of defrosting of cryolithozone in different parts of the study area.

Keywords: cryolithozone, permafrost, western-Arctic shelf, geomorphology, layer.